

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده: علوم زمین

گروه: پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی‌رسوبی منطقه پهنواز

(جنوب بیارجمند - شاهرود)

مهین مردانی بلداجی

استاد راهنما:

دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور:

مهندس علیرضا خانعلی زاده

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

زمستان ۱۳۹۰

دانشگاه صنعتی شاهرود
دانشکده: علوم زمین
گروه: پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم مهین مردانی بلداجی
تحت عنوان:

پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منطقه پهنواز (جنوب
بیارجمند - شاهرود)

در تاریخ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه
.....مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی: علیرضا خانعلی زاده		نام و نام خانوادگی: دکتر محمود صادقیان

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی:		نام و نام خانوادگی
			نام و نام خانوادگی:

کلیه حقوق مادی مرتبط از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان نامه متعلق به دانشگاه
صنعتی شاهرود می باشد.

تقدیم به مادرم و پدرم

آنان که آفتاب مهرشان در آستانه قلم است

تقدیم به همراه همیشگی زندگی ام

همسرم

پروردگار توانا

چشمه‌ایم برای توست، بیاموز روشن باشد

اندیشه‌ام از آن توست، بیاموز پاک باشد

و زندگی‌ام محتاج توست، بیاموز خدایی باشد

در ابتدا خداوند را به خاطر الطاف بی‌کرانش حمد و سپاس می‌گویم. از استاد بزرگوارم جناب آقای دکتر محمود صادقان که قبول زحمت

فرمودند و راهنمایی این پایان نامه را متقبل شدند، کمال تشکر و سپاسگزاری را دارم

تشکر و سپاسگزاری می‌کنم از خانواده عزیز و بزرگوارم که بی‌شک حمایت و پشتیبانی آنها در تمامی مراحل زندگی شامل حال من بوده است. پاس فراوان از همدلی و همراهی صمیمانه و کمک‌های بی‌شائبه همسرم که محتمترین عامل در به پایان رسیدن این رساله می‌باشد و ضمن تشکر از آنها، سلامتی آنان را از دگاه خداوند متعال خواستارم.

از جناب آقای مهندس خانعلی زاده که عمده‌دار مشاوره این پایان نامه بودند تشکر و قدردانی می‌نمایم. همچنین از زحمات خانم مهندس

فارسی و سعیدی و جناب آقای مهندس میرباقری کمال تشکر را دارم

مراتب تشکر و سپاس خود را از کمک‌های دوستانم خانمهای سیمین بدلو، رویاکیان زاده، مهدیه محمودی، اکرم مردانی و آقای چکنی که هر یک به

نوعی در بخشهای مختلف این رساله سهم بوده‌اند، اعلام میدارم.

چکیده

در منطقه پهنواز در جنوب بیارجمند از توابع شاهرود، توالی ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن رخمون دارند. سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب تراکی بازالتی هستند. الیوین، اوژیت تیتانیم‌دار و پلاژیوکلاز کلسیک سازندگان اصلی این تراکی بازالت‌ها هستند. آپاتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی بارز این سنگ‌ها می‌باشند. کلسیت، ناترولیت، آنالسیم، کلریت و اکسیدهای آهن، کانی‌های ثانویه‌ای هستند که همراه این سنگ‌ها یافت می‌شوند. این توالی بر روی واحد کنگلومرای ماسه‌سنگی ژوراسیک (به احتمال زیاد) قرار گرفته‌اند و توسط رسوبات آهکی و مارنی فسیل‌دار ائوسن بالایی پوشیده شده‌اند. تعدادی دایک با ترکیب تراکی‌بازالتی و بافت پورفیری تا میکروولیتی - پورفیری، کنگلومرای مذکور را قطع می‌کنند و به توالی آتشفشانی رسوبی مورد مطالعه ختم می‌شوند. در واقع این دایک‌ها ماگمای باقی مانده منجمد شده در ماگماتیسم ائوسن مجاری تغذیه کننده ماگمایی هستند، که درون حوضه مورد نظر فوران یافته‌اند. در ابتدا به علت برخورد گدازه تراکی بازالتی دما بالا با آب و مواجه شدن با شرایط دمای پایین - فشار پایین (با اختلاف دمایی بسیار زیاد) به شدت خرد شده است، لذا رخساره‌های آگلومرای و نهشته‌های اپی‌کلاستی از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. با ادامه یافتن فرونشست تدریجی و عمیق‌تر شدن حوضه، فعالیت‌های انفجاری کمتر شده و گدازه‌ها به صورت لایه لایه روی هم انباشته شده‌اند به طوری که در مراحل پایانی گدازه‌ها ساخت بالشی نیز نشان می‌دهند و گاه با کانه‌زایی مس به صورت ملاکیت همراه هستند. این فعالیت‌های آتشفشانی در اواسط ائوسن صورت یافته است و توالی آتشفشانی رسوبی از آب خارج شده است و مجدداً در اواخر ائوسن رسوبات آهکی - مارنی فسیل‌دار ائوسن بالایی بر روی آنها نهشته شده‌اند. از لحاظ ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی پهنواز دارای ترکیب غالب تراکی‌بازالتی هستند و ماهیت آلکالن نشان می‌دهند. شواهد بارزی از تفریق یافتگی ماگمایی و آلایش پوسته‌ای در آنها دیده می‌شود. غنی‌شدگی آنها از عناصر خاکی نادر سبک، عناصر لیتوفیل بزرگ یون نظیر Sr, K, Th و Rb و تهی‌شدگی از Nb, Ta و تاحدودی Ti، بیانگر آن است که آنها در یک کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای تشکیل شده‌اند. در ضمن ماگمای سازنده تراکی بازالت‌های مورد نظر از منشاء گارنت لِرزولیتی و از طریق ذوب بخشی با نرخ ۱۰ تا ۲۰ درصد و به طور میانگین ۱۵ درصد حاصل شده است. از لحاظ جایگاه تکتونیکی این تراکی بازالت‌ها در یک محیط کششی حاشیه‌ای قاره‌ای مرتبط با کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای یا پشت کمانی تشکیل شده‌اند.

کلمات کلیدی: آگلومرا، گارنت لِرزولیت، تراکی بازالت، پهنواز

لیست مقالات استخراج شده از پایان نامه

۱- کانسار سازی مس وابسته به ولکانیسم زیردریایی در حوضه‌های پشت قوس ایران مرکزی (بیارجمند تا عباس آباد)، دومین همایش ملی انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه لرستان.

۲- تحلیل رخساره‌ای سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی پهنواز (جنوب بیارجمند)، نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گلستان.

۳- پتروژنز مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی پهنواز (جنوب بیارجمند)، نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گلستان.

فهرست مطالب

و.....	چکیده.....
ی.....	فهرست مطالب.....
ن.....	فهرست شکل ها.....
م.....	فهرست جداول.....
۱.....	فصل اول: کلیات.....
۲.....	۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.....
۴.....	۱-۲- جغرافیای انسانی و آب وهوا.....
۴.....	۱-۳- ژئومورفولوژی منطقه.....
۶.....	۱-۴- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه و مناطق اطراف.....
۹.....	۱-۵- روش مطالعه.....
۱۰.....	۱-۶- اهداف.....
۱۱.....	فصل دوم: زمین شناسی عمومی.....
۱۲.....	۲-۱- مقدمه.....
۱۲.....	۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه.....
۱۶.....	۲-۳- واحدهای سنگی.....
۱۸.....	۲-۳-۱- پرمکبرین - کامبرین (سنگ های دگرگونی و آذرین معروف به مجموعه دلبر).....
۱۹.....	۲-۳-۲- کنگلومرای ژوراسیک.....
.....	۲-۳-۳- واحدهای ائوسن میانی.....
۳۰.....	۲-۳-۴- دایک ها.....
۳۲.....	۲-۳-۵- آهک نومولیت دار.....
۳۴.....	۲-۳-۶- کنگلومرای الیگوسن.....
۳۶.....	۲-۳-۷- مارن های گچ دار.....
۳۶.....	۲-۳-۸- پادگانه های آبرفتی کواترنری.....
۳۷.....	۲-۴- تکتونیک کلی منطقه.....
۳۹.....	۲-۵- پتانسیل معدنی.....
۴۱.....	فصل سوم: مطالعات پتروگرافی.....
۴۲.....	۳-۱- مقدمه.....
۴۳.....	۳-۲- ویژگی های پتروگرافی سنگ های منطقه.....
۴۳.....	۳-۲-۱- تراکی بازالت های دارای الیوین و پیروکسن (با مقادیر کمی پلاژیوکلاز).....
۵۴.....	۳-۲-۲- تراکی بازالت های دارای پیروکسن و پلاژیوکلاز (با مقادیر کمی الیوین).....
۵۸.....	۳-۳- پتروگرافی سنگهای آذرآواری.....
۶۰.....	۳-۴- دایک ها.....
۶۱.....	۳-۵- نتیجه گیری.....
۶۳.....	فصل چهارم: ژئوشیمی.....
۶۴.....	۴-۱- مقدمه.....
۶۹.....	۴-۲- کاربرد داده های تجزیه شیمیایی.....
۶۹.....	۴-۲-۱- نام گذاری سنگ های مورد مطالعه.....

۲-۲-۴	بررسی تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای دو متغیره.....	۷۱
۳-۴	بررسی تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به کمک نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل ضریب	
	تفریق.....	۸۵
۴-۴	نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر.....	۸۷
۵-۴	نمودارهای بهنجار شده.....	۸۹
۱-۵-۴	نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت.....	۸۹
۲-۵-۴	نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه.....	۹۳
۶-۴	تعیین سری ماگمایی.....	۹۶
۷-۴	نتیجه گیری.....	۹۸
	فصل پنجم: پتروژنز.....	۹۹
۱-۵	مقدمه.....	۱۰۰
۲-۵	تعیین محیط تکتونیکی.....	۱۰۰
۱-۲-۵	نمودار تمایز تکتونیکی Ti-Zr (پیرس و کان، ۱۹۷۳).....	۱۰۲
۲-۲-۵	نمودارهای تمایز تکتونیکی Ta-Hf/3-Th (وود، ۱۹۸۰).....	۱۰۳
۳-۲-۵	نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al ₂ O ₃ در مقابل TiO ₂ /Al ₂ O ₃ و TiO ₂ در مقابل Al ₂ O ₃ مولر و براون (۱۹۹۲)	
		۱۰۴
۴-۲-۵	نمودار تمایز تکتونیکی MnO-TiO ₂ -P ₂ O ₅ (مولن، ۱۹۸۳).....	۱۰۴
۵-۲-۵	نمودار تمایز تکتونیکی Nb/8 - Y/15 - La/10 (کابانیس و لکول، ۱۹۸۹).....	۱۰۵
۶-۲-۵	نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷).....	۱۰۶
۷-۲-۵	نمودار تغییرات Zr در برابر Zr/Y (پییرس، ۱۹۸۳).....	۱۰۷
۸-۲-۵	نمودار لگاریتمی Th/Yb در مقابل Nb/Yb.....	۱۰۷
۳-۵	مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه پهناوز با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مناطق همجوار یعنی	
	عباس‌آباد، میان دشت و چغندر سر.....	۱۰۹
۴-۵	تعیین محل منشأ سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه.....	۱۱۲
۱-۴-۵	نمودارهای نسبت عناصر کمیاب La/Sm در مقابل La و Sm/Yb در مقابل La/Sm.....	۱۱۲
۲-۴-۵	نمودار نسبت Dy/Yb در مقابل La/Yb.....	۱۱۴
۳-۴-۵	نمودار غنی‌شدگی یا عدم غنی‌شدگی محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه.....	۱۱۵
۵-۵	ارزیابی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه.....	۱۱۹
۶-۵	الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین منطقه‌ی پهناوز.....	۱۲۲
۱-۶	نتیجه گیری.....	۱۲۷
۲-۶	پیوست.....	۱۲۹
	منابع فارسی.....	۱۳۶
	Refrence.....	۱۳۸
	Abstract.....	

فهرست شکل ها

- شکل ۱-۱- نقشه راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه..... ۳
- شکل ۱-۲- مهمترین راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه که براساس نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰..... ۳
- شکل ۱-۳- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۷..... ۵
- شکل ۱-۴- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دابی..... ۵
- شکل ۱-۵- نقشه سه‌بعدی منطقه شرق - جنوب شرق بیارجمند..... ۶
- شکل ۱-۶- مطالعات صورت گرفته بر روی نوار آتشفشانی شمال ایران مرکزی..... ۷
- شکل ۱-۲- نقشه پراکندگی سنگهای آذرین سنوزوئیک در گستره سرزمین ایران..... ۱۳
- شکل ۲-۲- توسعه کمان‌های ماگمایی مجزا و مرتبط با فروانش پوخته اقیانوسی نئوتتیس در دوره ائوسن به‌زیر ورقه‌های قاره-ای کوچک (دروکور و همکاران ۱۹۸۶)..... ۱۳
- شکل ۲-۳- موقعیت منطقه مورد مطالعه در زون بلوک کویر بزرگ بر روی نقشه زونهای ساختاری ایران..... ۱۵
- شکل ۲-۴- بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه پهنواز (با استفاده از داده‌های حاصل از ماهواره‌ی لندست)..... ۱۶
- شکل ۲-۵- ستون چینه شناسی منطقه پهنواز (بدون مقیاس)..... ۱۷
- شکل ۲-۶- نمایی از منطقه پهنواز..... ۱۷
- شکل ۲-۷- تصویری از آهک کرتاسه در جنوب شرق منطقه..... ۱۸
- شکل ۲-۸- دور نمایی از سنگ‌های دگرگونی منسوب به کامبرین و آهک های کرتاسه پوشاننده آنها..... ۱۸
- شکل ۲-۹- توالی گدازه‌های بازالتی و رسوبات آذرآواری وابسته به آن در جنوب منطقه پهنواز..... ۲۰
- شکل ۲-۱۰- تصویری از کنگلومرای قاعده‌ای که غالباً حاوی قلوه‌های شیستی و گرانییتی است..... ۲۰
- شکل ۲-۱۱- تصویری از قلوه‌های گنایسی دارای فولیاسیون بارز در واحد کنگلومرای ژوراسیک..... ۲۰
- شکل ۲-۱۲- تصویری از رسوبات کنگلومرای ژوراسیک..... ۲۰
- شکل ۲-۱۳- تصویری از پوشیده شدن کنگلومرای ژوراسیک توسط مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی‌رسوبی ائوسن..... ۲۱
- شکل ۲-۱۴- آثاری از دگرسانی آرزیلیتی ناشی از تزریق ماگمای بازالتی در درون کنگلومرای ژوراسیک..... ۲۱
- شکل ۲-۱۵- الگویی از نحوه تشکیل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی پهنواز..... ۲۱
- شکل ۲-۱۶- طرح شماتیک واحد های سنگی آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن منطقه پهنواز..... ۲۲
- شکل ۲-۱۷- دورنمایی از واحد آگلومرایی در جنوب شرق معدن روگرو..... ۲۴
- شکل ۲-۱۸- تصویری از لایه‌بندی و دانه بندی تدریجی در نهشته‌های آذرآواری منطقه..... ۲۴
- شکل ۲-۱۹- تصویری از لایه‌های آذرآواری با میان لایه‌های سیلتستونی قرمز رنگ..... ۲۴
- شکل ۲-۲۰- ن تصویری از نهشته‌های آذرآواری که در آن اندازه قطعات آنها به حدود یک متر هم می‌رسد..... ۲۴
- شکل ۲-۲۱- تصویری از یک افق قرمز رنگ کریستال لیتیک توفی..... ۲۵
- شکل ۲-۲۲- تصویری از فروافتادن قطعات تراکی بازالتی در رسوبات سیلتستونی..... ۲۵
- شکل ۲-۲۳- تصویری از فرسایش پوست پیازی در کریستال لیتیک توف..... ۲۵
- شکل ۲-۲۴- تصویری از فرا گرفته شدن قطعات بازالتی بادامکی توسط رسوبات کریستال لیتیک توفی قرمز رنگ..... ۲۵
- شکل ۲-۲۵- نمایی از قطعات تراکی بازالتی..... ۲۵
- شکل ۲-۲۶- تصویری از نهشته‌های پیریتی در قاعده گدازه‌های تراکی بازالتی..... ۲۵
- شکل ۲-۲۷- دورنمایی از واحد آتشفشانی‌رسوبی و دایک تغذیه‌کننده گدازه‌های تراکی بازالتی..... ۲۷

- شکل ۲-۲۸- تصویری از جریان‌های گدازه به ضخامت حدود ۲ متر و با ترکیب تراکی بازالتی..... ۲۷
- شکل ۲-۲۹- تصویری از فنوکریست‌های پیروکسن (اوژیت) موجود در قطعات تراکی بازالتی منطقه پهنواز..... ۲۷
- شکل ۲-۳۰- تصویری از وجود فنوکریست‌های اولیوین و پیروکسن در سنگ‌های تراکی بازالتی منطقه پهنواز..... ۲۷
- شکل ۲-۳۱- نمایی از فرسایش پوست پیازی، در سطح رخنمون روانه تراکی بازالتی..... ۲۷
- شکل ۲-۳۲- تصویری از بافت گلوپوروفیری حاصل از تجمع موضعی بلورهای پیروکسن (اوژیت) در منطقه پهنواز..... ۲۷
- شکل ۲-۳۳- تصویری از حضور و پراکندگی زئولیت‌های موجود در درون حفرات سنگ‌های بازالتی منطقه پهنواز..... ۲۸
- شکل ۲-۳۴- تصویری از آرایش یافتگی مشخص در بادامک‌های موجود در قطعات بازالتی..... ۲۸
- شکل ۲-۳۵- نمای کلی بالش‌های بازالتی در بخش بالایی توالی آتشفشانی رسوبی پهنواز..... ۲۹
- شکل ۲-۳۶- فضای مثلثی بین گدازه‌های بالشی که توسط رسوبات آتشفشانی رسوبی ریز دانه پر شد..... ۲۹
- شکل ۲-۳۷- تصویری از ترک‌های شعاعی ایجاد شده در حاشیه بیرونی یک گدازه تراکی بازالتی بالشی..... ۳۰
- شکل ۲-۳۸- تصویری از شکستگی‌های شعاعی در گدازه‌های بالشی توالی آتشفشانی رسوبی منطقه پهنواز..... ۳۰
- شکل ۲-۳۹- تصویری از حاشیه شیشه‌ای سرد شده..... ۳۰
- شکل ۲-۴۰- تصویری از ساخت بادامکی در تراکی بازالت‌های بالشی..... ۳۰
- شکل ۲-۴۱- تصاویر یکی از دایک‌هایی تغذیه کننده توالی آتشفشانی منطقه پهنواز..... ۳۱
- شکل ۲-۴۲- تصویری از دایک تراکی بازالتی قطع کننده بخش تحتانی مجموعه آتشفشانی - رسوبی..... ۳۱
- شکل ۲-۴۳- تصویری از حاشیه انجماد سریع در دیواره‌های دایک تراکی بازالتی..... ۳۱
- شکل ۲-۴۴- تصویری از حضور فنوکریست‌های اولیوین و پیروکسن (از نوع اوژیت) در سنگ‌های تراکی بازالتی..... ۳۱
- شکل ۲-۴۵- تصویری از کانه زائی مس به صورت مالاکیت و آزوریت در دایک‌های تراکی بازالتی منطقه پهنواز..... ۳۱
- شکل ۲-۴۶- تصویری از کانه زائی مس به صورت مالاکیت و آزوریت در دایک‌های تراکی بازالتی منطقه پهنواز..... ۳۲
- شکل ۲-۴۷- تصویری از رسوبات آهکی کرم رنگ متوسط لایه پرفسیل..... ۳۲
- شکل ۲-۴۸- تصویری از محل تماس سنگ‌های آهکی و آهکی مارنی‌اوسن فوقانی و آذرآواریهای ائوسن میانی..... ۳۲
- شکل ۲-۴۹- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل‌های موجود در واحد آهکی (PPL)..... ۳۲
- شکل ۲-۵۰- نمایی از کنگلومرای چندزادی با گردش‌دگی متوسط و جورش‌دگی ضعیف..... ۳۴
- شکل ۲-۵۱- نمایی از حضور آنالسیم در حفرات قطعات تراکی بازالتی موجود در واحد کنگلومرای..... ۳۴
- شکل ۲-۵۲- دورنمایی لایه‌های مارنی کرم تا سفید رنگ میوسن..... ۳۵
- شکل ۲-۵۳- تصویری از پوشیده شدن واحد مارنی‌میوسن توسط نهشته‌های آبرفتی - تخریبی کواترنری..... ۳۵
- شکل ۲-۵۴- تصویری از تناوب کرم - صورتی از لایه‌های مارنی و خاکستری همراه رگه‌هایی از ژئپس..... ۳۵
- شکل ۲-۵۵- تصویری از ساخت گل کلمی بسیار زیبا در تراورتنها..... ۳۵
- شکل ۲-۵۶- تصویری از حضور فیروزه در مارن‌های میوسن. (برای توضیحات بیشتر به متن رجوع کنید)..... ۳۶
- شکل ۲-۵۷- تصویری از لایه‌های شیلی و مارنی نازک لایه که ضخامت لامینه‌های آنها در حد ۲ تا ۵ می باشد..... ۳۶
- شکل ۲-۵۸- تصویر پادگانه‌های آبرفتی و رسوبات سیلابی رودخانه‌ای..... ۳۶
- شکل ۲-۵۹- تصویری از برش‌های گسلی ایجاد شده در امتداد پهنه‌های گسلی..... ۳۸
- شکل ۲-۶۰- تصویری از یک رگه کلسیتی پر کننده درزه‌ها و شکستگی‌ها..... ۳۸
- شکل ۲-۶۱- نمایی از خش‌های در پهنه‌های گسلی موجود بر سطوح سنگی..... ۳۸
- شکل ۲-۶۲- نمایی از گسل‌های منطقه پهنواز برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی..... ۳۸
- شکل ۲-۶۳- تصویری از کانه زائی مس به صورت کالکوسیت و مالاکیت در محدوده معدن روگرو..... ۴۰
- شکل ۲-۶۴- نمایی از گسل‌های مرتبط با کانه‌زایی..... ۴۰
- شکل ۲-۶۵- آثاری از سرباره‌های حاصل از معدن کاری در معدن مس روگرو..... ۴۰
- شکل ۲-۶۶- آثاری از حفاری به صورت تونل و ترانشه در معدن مس روگرو..... ۴۰

- شکل ۳-۱- تصویری از بافت پورفیری با زمینه میکرولیتی در تراکی بازالت (XPL)..... ۴۴
- شکل ۳-۲- تصویری از تجمع فنوکریست‌های پیروکسن و ایجاد بافت گلومروپورفیری در تراکی بازالت (XPL)..... ۴۴
- شکل ۳-۳- تصویری از بولنژیته شدن بلورهای الیوین، XPL..... ۴۵
- شکل ۳-۴- تصویری از حضور ادخال‌هایی از اولیوین در فنوکریست‌های پیروکسن تیتان اوژیت..... ۴۵
- شکل ۳-۵- تصویری از خوردگی بلورهای اولیوین در تراکی بازالت (XPL)..... ۴۵
- شکل ۳-۶- تصویری از فنوکریست تیتان اوژیت دارای منطقه بندی ترکیبی در تراکی بازالت، (X PL)..... ۴۸
- شکل ۳-۷- تصویری از حضور بلور تیتان اوژیت با ماکل ساعت شنی و منطقه بندی بسیار زیبا (XPL)..... ۴۸
- شکل ۳-۸- تصویری از فنوکریست‌های تیتان اوژیت با بافت غربالی (XPL)..... ۴۸
- شکل ۳-۹- تصویری از تجمع فنوکریست‌های تیتان اوژیت که دارای ادخال‌هایی از کانی‌های اپک می‌باشند..... ۴۸
- شکل ۳-۱۰- تجمع گلومرولی تیتان اوژیت، الیوین و کانی‌های اپک در تراکی بازالت‌ها. (PPL)..... ۴۸
- شکل ۳-۱۱- ۱۱ تصویری از فنوکریست‌های تیتان اوژیت و ایجاد بافت گلومروپورفیری در تراکی بازالت‌ها (XPL)..... ۴۸
- شکل ۳-۱۲- مدل ژنتیکی برای تشکیل تجمعات گلومروپورفیری از زو و همکاران (۲۰۰۹)..... ۴۹
- شکل ۳-۱۳- تصویری از فنوکریست‌های تیتان اوژیت با ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز در تراکی بازالت‌ها (XPL)..... ۴۹
- شکل ۳-۱۴- تصویری از حضور آپاتیت در فنوکریست‌های تیتان اوژیت و پلاژیوکلازها (XPL)..... ۵۰
- شکل ۳-۱۵- تصویری از حفره‌های پر شده توسط کلسیت در تراکی بازالت (XPL)..... ۵۱
- شکل ۳-۱۶- تصویری از کلریت ناشی از دگرسانی کانی‌های مافیک در تراکی بازالت (XPL)..... ۵۲
- شکل ۳-۱۷- تصویری از حفرات پر شده توسط آنالسیم و کلسیت در تراکی بازالت‌ها..... ۵۳
- شکل ۳-۱۸- تصویری از الیوین‌های ایدنگزیتی شده در تراکی بازالت‌ها..... ۵۴
- شکل ۳-۱۹- تصویری از بلورهای الیوین ایدنگزیتی شده موجود در یک زمینه از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (XPL)..... ۵۴
- شکل ۳-۲۰- تصویری از حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، اولیوین و کلینوپیروکسن در تراکی بازالت (XPL)..... ۵۷
- شکل ۳-۲۱- تجمع فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلومروپورفیری در تراکی بازالت (XPL)..... ۵۷
- شکل ۳-۲۲- تصویری از جهت یافتگی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و ایجاد بافت جریانی در تراکی بازالت‌ها (XPL)..... ۵۷
- شکل ۳-۲۳- تصویری از بافت غربالی کانی‌های اپک به موازات حاشیه بلور در آرایش پیدا کرده‌اند. (XPL)..... ۵۷
- شکل ۳-۲۴- تصویری از در بر گرفته شدن پلاژیوکلاز به صورت ادخال در بلور تیتان اوژیت..... ۵۷
- شکل ۳-۲۵- تصویری از حضور ادخال‌هایی از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در فنوکریست‌های تیتان اوژیت (XPL)..... ۵۷
- شکل ۳-۲۶- تصویری از فنوکریست تیتان اوژیت در تراکی بازالت‌های حاوی مقادیر زیادی پلاژیوکلاز. (XPL)..... ۵۸
- شکل ۳-۲۷- تصویری از حضور ژئولیت با ساختار شعاعی در تراکی بازالت‌های حاوی پلاژیوکلاز قابل توجه. (XPL)..... ۵۸
- شکل ۳-۲۸- تصویر میکروسکوپی از کریستال‌توف‌های دارای خمیره آغشته به اکسیدهای آهن..... ۵۹
- شکل ۳-۲۹- تصویری از حضور فنوکریست‌های سالم و اکسید شده پیروکسن در سنگ‌های کریستال توفی (XPL)..... ۵۹
- شکل ۳-۳۰- تصویری از قطعات بازالتی با بافت پرفیری و کانی‌های اپک در سنگ‌های آذرآواری (PPL)..... ۵۹
- شکل ۳-۳۱- تصویری از حضور بادامک‌های جهت یافته در قطعات تراکی بازالت موجود در لیتیک -کریستال توف‌ها..... ۵۹
- شکل ۳-۳۲- تصویری از بافت پورفیری، میکرولیتی و جریانی (XPL)..... ۶۱
- شکل ۳-۳۳- تصویری از حضور ادخال‌هایی از الیوین در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در دایک‌ها (XPL)..... ۶۱
- شکل ۳-۳۴- تصویری از تجمعات فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلومروپورفیری (XPL)..... ۶۱
- شکل ۴-۱- موقعیت نقاط نمونه‌برداری بر روی نقشه زمین شناسی منطقه..... ۶۵
- شکل ۴-۲- نمودارهای Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)..... ۷۰
- شکل ۴-۳- نمودار Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶) برای نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی..... ۷۱
- شکل ۴-۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات درصد اکسیدها در مقابل درصد SiO₂ (هارکر)..... ۷۴
- شکل ۴-۵- موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل MgO (فنز، ۱۹۴۸)..... ۷۸

- شکل ۴-۶- نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات درصد اکسید در برابر ضریب تفريق (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰)..... ۸۳
- شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب Zr, Co, Rb در مقابل D.I. برای نمونه‌های مورد مطالعه..... ۸۷
- شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر (الف تا ج)..... ۸۸
- شکل ۴-۹- نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نمونه‌ها نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)..... ۹۲
- شکل ۴-۱۰- نمودار عنکبوتی بهنجار شده عناصر نادر خاکی نمونه‌ها نسبت به متئوریت کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴)..... ۹۲
- شکل ۴-۱۱- نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)..... ۹۵
- شکل ۴-۱۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تعیین سری ماگمایی..... ۹۷
- شکل ۴-۱۳- موقعیت نمونه بر روی نمودار تعیین سری‌های ماگمایی سدی و پتاسیک از یکدیگر (امامی، ۱۹۸۱)..... ۹۷
- شکل ۵-۱- نمودار تمایز تکتونیکی Ti - Zr (پیرس و کان، ۱۹۷۳)..... ۱۰۲
- شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Ta-Hf/3 - Th (وود، ۱۹۸۰)..... ۱۰۳
- شکل ۵-۳- نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al₂O₃ در مقابل TiO₂/Al₂O₃ و TiO₂ در مقابل Al₂O₃ (مولر و براون، ۱۹۷۶)..... ۱۰۴
- شکل ۵-۴- نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱)..... ۱۰۴
- (مولن، ۱۹۸۳)..... ۱۰۵
- شکل ۵-۵- نمودار تمایز تکتونیکی La/10-Y/15-Nb/8 (کابانیس و لکول، ۱۹۸۹ در گالویان، ۲۰۰۷)..... ۱۰۶
- شکل ۵-۶- موقعیت نمونه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷)..... ۱۰۶
- شکل ۵-۷- نمودار Zr/Y در مقابل Zr جهت تفکیک محیط‌های تکتونیکی تشکیل بازالت‌ها (پیرس، ۱۹۸۳)..... ۱۰۷
- شکل ۵-۸-م موقعیت نمونه بر روی نمودار لگاریتمی Th/Yb در مقابل Nb/Yb (پیرس و پیت ۱۹۹۵)..... ۱۰۸
- شکل ۵-۹- نمودار فتر جهت مقایسه سنگ‌های آتشفشانی منطقه پهناور با مناطق مجاور..... ۱۱۰
- شکل ۵-۱۰- نمودار Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ (میدلموست، ۱۹۹۴) جهت مقایسه سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه با منطق مجاور..... ۱۱۰
- شکل ۵-۱۱- مقایسه نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه عباس آباد، چغندر سر و میاندشت، الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)..... ۱۱۱
- شکل ۵-۱۲- مقایسه جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه عباس آباد، میاندشت و چغندر سر بر روی نمودار تمایزی MnO-TiO₂-P₂O₅ (مولن^۱، ۱۹۸۳)..... ۱۱۱
- شکل ۵-۱۳- مقایسه‌ی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی منطق مجاور بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی..... ۱۱۱
- شکل ۵-۱۴- - موقعیت ترکیبی نمونه‌های تراکی بازالت منطقه پهناور بر روی نمودار نسبت La/Sm در مقابل La و نمودار نسبت Sm/Yb در مقابل La/Sm، به منظور تعیین ترکیب و درج ذوب بخشی محل منشأ آنها..... ۱۱۳
- شکل ۵-۱۵- موقعیت نمونه‌های تراکی بازالت منطقه پهناور در نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (تریوال و همکاران، ۱۹۹۴)..... ۱۱۶
- شکل ۵-۱۶- موقعیت نمونه‌های تراکی بازالت منطقه پهناور در نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ آنها..... ۱۱۷

- شکل ۵-۱۷- مقایسه نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه عباس آباد، چغندر سر و میاندشت. ۱۱۷
- شکل ۵-۱۸- موقعیت نمونه‌های تراکی بازالت منطقه پهنواز بر روی نمودار تغییرات Y در مقابل Zr به منظور تشخیص غنی شدگی و یا عدم غنی شدگی در محل منشأی که ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد از آنجا منشأ گرفته‌اند. ۱۱۸
- شکل ۵-۱۹- مقایسه نمودار تغییرات Y در مقابل Zr به منظور تشخیص غنی شدگی و یا عدم غنی شدگی در محل منشأ سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه عباس آباد، چغندر سر و میاندشت. ۱۱۸
- شکل ۵-۲۰- موقعیت ترکیبی نمونه‌های تراکی بازالتی مورد مطالعه بر روی نمودار نسبت Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن، ۲۰۰۷)، به منظور تشخیص آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده آنها. ۱۲۱
- شکل ۵-۲۱- موقعیت نمونه‌های تراکی بازالت مورد مطالعه بر روی نمودارهای La/Nb در مقابل La/Sm (یان و ژائو، ۲۰۰۸)، به منظور تشخیص آرایش پوسته‌ای در منشأ آنها. ۱۲۱
- شکل ۵-۲۲- نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Rb (ادوارد و همکاران، ۱۹۹۱) جهت تعیین آرایش یافتگی سنگ‌های مورد مطالعه. ۱۲۱
- شکل ۵-۲۳- شروع فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر پوسته قاره‌ای توران (اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه). ۱۲۴
- شکل ۵-۲۴- تشکیل منشورهای به هم افزوده در حاشیه قاره در اثر فعالیت‌های تکتونیکی ناشی از برخورد و ادامه فرورانش (اواخر کرتاسه- اوایل پالئوسن). ۱۲۵
- شکل ۵-۲۵- بسته شدن اقیانوس سبزوار، ایجاد حوضه‌های کششی پشت قوسی و درون قوسی در حاشیه قاره (اوایل ائوسن - اواسط ائوسن). ۱۲۵

فهرست جداول

- جدول ۳-۱- علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال میکروسکوپی فصل ۳..... ۴۳
- جدول ۴-۱- مختصات جغرافیایی برحسب (UTM) و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز ژئوشیمیایی.. ۶۴
- جدول ۴-۲- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و خاکی نادر نمونه-
های سنگی منطقه مورد مطالعه پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ ۸۵
- جدول ۵-۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و نادر خاکی نمونه‌های
سنگی منطقه عباسآباد پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ ۸۹

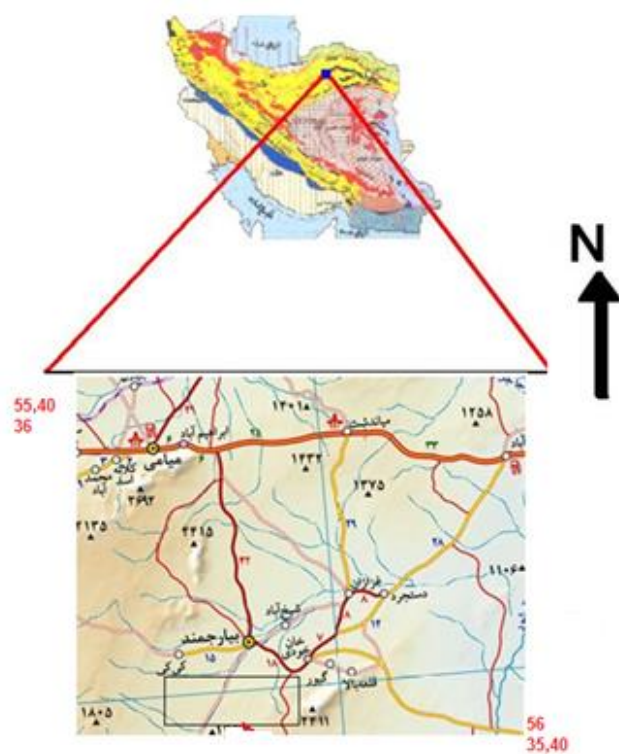
فصل اول

کلیات

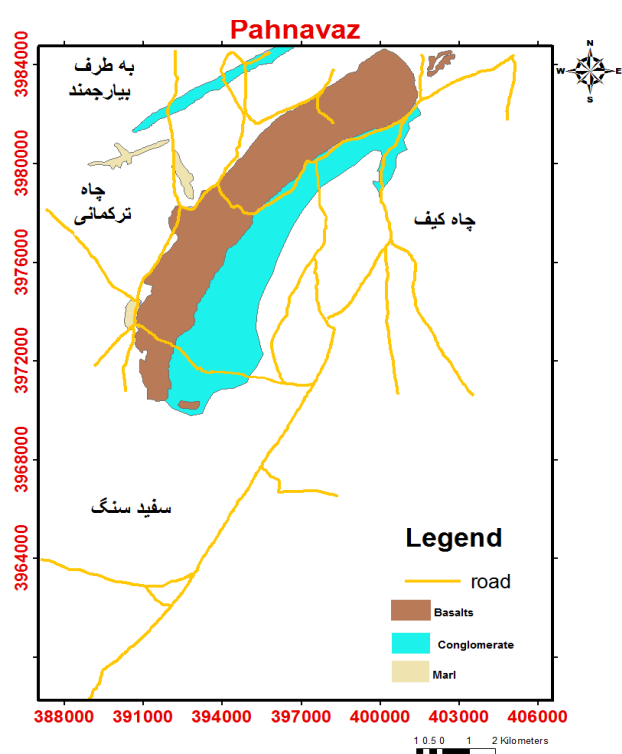
۱-۱ - موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه معروف به منطقه پهنواز در جنوب و جنوب شرق بیارجمند (جنوب شرق شاهرود) واقع شده و دارای مختصات جغرافیایی $40^{\circ} 55'$ تا 56° طول جغرافیایی شرقی و $35^{\circ} 40'$ تا 36° عرض جغرافیایی می‌باشد. این منطقه در ۱۲۵ کیلومتری جنوب شرق شاهرود واقع است و وسعتی بالغ بر ۳۰ کیلومتر مربع را شامل می‌شود.

برای دسترسی به منطقه مورد مطالعه باید ابتدا از طریق جاده آسفالت شاهرود - سبزوار با طی مسافتی حدود ۷۰ کیلومتر به سه راهی بیارجمند رسید. از سه راهی بیارجمند، جاده آسفالتی به سمت جنوب منشعب می‌شود که در طول مسیر خود از بیارجمند، احمدآباد، زمان آباد، اسب کشان و ... می‌گذرد و نهایتاً به جاده بردسکن - عشق آباد متصل می‌گردد. در امتداد این جاده پس از طی حدود ۴۵ کیلومتر به بیارجمند می‌رسیم. از شهر بیارجمند به سمت خانودی جاده آسفالتی دیگری منشعب می‌شود که به سمت احمد آباد - زمان آباد ادامه می‌یابد. در امتداد این جاده پس از طی ۱۷ کیلومتر، یک جاده خاکی به سمت جنوب منشعب می‌شود که پس از حدود ۴ کیلومتر در امتداد جاده خاکی به روستای مخروبه پهنواز می‌رسیم. این جاده در ادامه مسیر خود امکان دسترسی به بخش‌های شرقی و جنوبی منطقه مورد مطالعه را امکان پذیر می‌سازد. همچنین از خروجی شرقی شهر بیارجمند جاده خاکی دیگری به سمت جنوب انشعاب پیدا می‌کند که پس از طی حدود ۵ کیلومتر به چاه ترکمانی می‌رسد و سپس به سمت غرب به چاه معدن و چاه روگرو می‌رسد. از طریق این جاده دسترسی به بخش‌های شمالی و غربی منطقه مورد مطالعه امکان پذیر می‌گردد. از طریق دره‌های شمالی - جنوبی نسبتاً عریض نیز می‌توان به بخش‌های مرکزی منطقه مورد مطالعه دسترسی پیدا کرد. در ضمن از جاده شق بیارجمند - سنگ سفید، پس از عبور از آب انبار یک جاده به سمت غرب جدا می‌شود که امکان دسترسی به بخش‌های شرقی را میسر می‌سازد. در شکل ۱-۱ و ۲-۱ راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. جاده‌های خاکی ذکر شده برای فردی که بخواهد اولین بار وارد منطقه شود چندان مشخص نیست. لذا بهتر است از راهنمایی افراد محلی کمک گرفته شود.



شکل ۱-۱ - نقشه راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از سایت اطلس جامع راه‌های ایران).



شکل ۱-۲ - مهمترین راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه که براساس نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ و

تصاویر ماهواره‌ای اقتباس شده از سایت اینترنتی Google Earth.

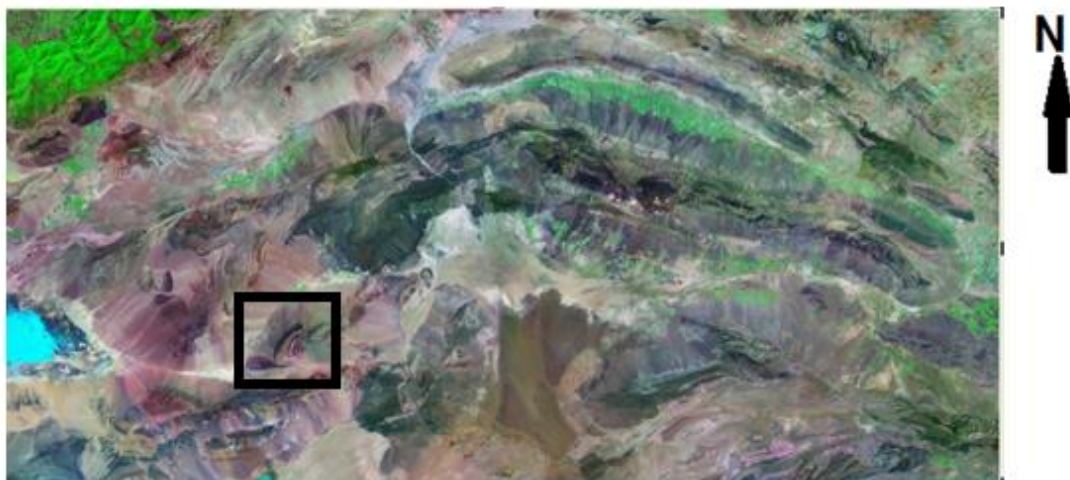
۱-۲- جغرافیای انسانی و آب و هوا

منطقه مورد مطالعه به دلیل قرار گرفتن در جوار مناطق کویری بزرگ ایران همچون کویر بزرگ و کویر دامغان، دارای آب و هوای گرم و خشک کویری می‌باشد. میزان بارش سالانه بین ۵۰ تا ۱۰۰ میلیمتر در سال می‌باشد. به دلیل بارندگی ناچیز، پوشش گیاهی در این ناحیه کم تراکم بوده و تنها دربرگیرنده بوته زار و درختچه‌های گز، طاق و گون می‌باشد. بخشهایی مانند شق بیارجمند نیز کاملاً فاقد پوشش گیاهی هستند. در محدوده مورد مطالعه روستای واجد سکنه وجود ندارد. فقط یک مزرعه و چند ساختمان نیمه مخروبه وجود دارد که به نام پهنواز معروف است. در ضمن تعدادی آغل گوسفند، در منطقه وجود دارد که راه‌های منتهی به آنها، دسترسی به این منطقه را آسان‌تر می‌سازد. چند حلقه چاه در منطقه وجود دارد که آب آن‌ها برای شرب دام‌ها استفاده می‌شود. از جمله چاه ترکمانی، چاه معدن و.....

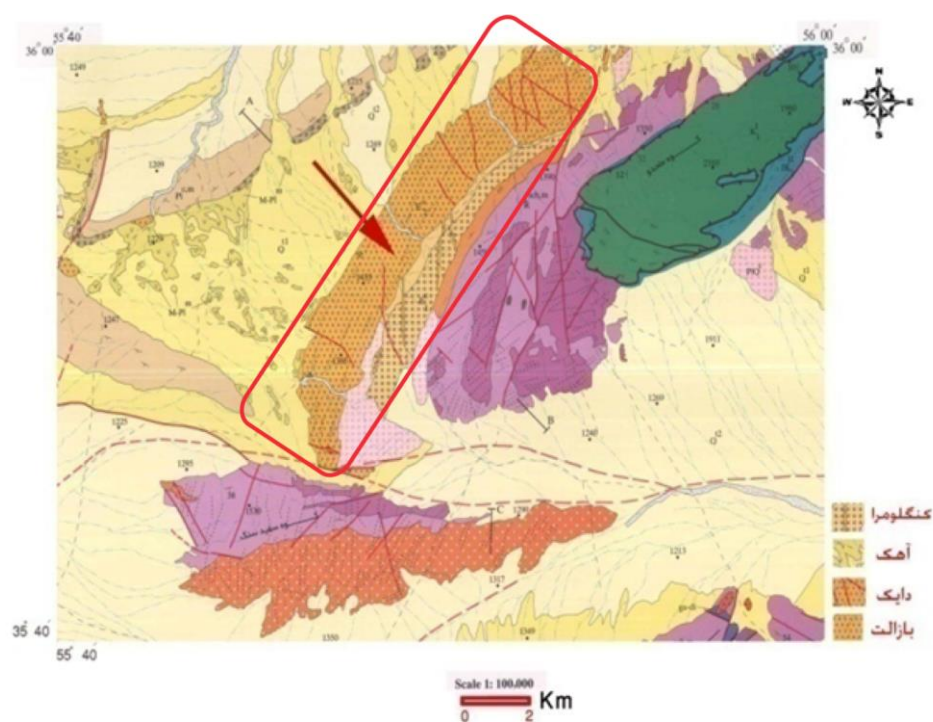
۱-۳- ژئومورفولوژی منطقه

در منطقه مورد مطالعه توالی نسبتاً ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی و نهشته‌های اپی کلاستی وابسته رخنمون دارند که از لایه‌بندی منظمی برخوردار هستند. شیب کلی این توالی حدود ۴۰ تا ۵۵ درجه به سمت شمال - شمال غرب می‌باشد. به علت تناوب افق‌های گدازه و تکرار آنها در بین مجموعه آذرآواری همراه، منطقه از مورفولوژی تقریباً پله‌کانی برخوردار است. بدین معنی که افق‌های بازالتی مقاوم در برابر فرسایش صخره سازتر و مرتفع‌تر هستند در حالی که افق‌های نهشته‌های اپی کلاستی به علت فرسایش پذیرتر بودن فرو افتاده‌تر هستند و در نتیجه رخنمون‌ها تقریباً به صورت سینوسی دارای پستی و بلندی می‌باشند. تقریباً به ازای هر حداقل ۵۰ متر یکبار گدازه‌های بازالتی تکرار می‌شوند. در برخی مناطق تعداد تکرار افق‌های گدازه بیشتر می‌باشد. ضخامت افق‌های گدازه از چند سانتی متر تا چند متر متغیر است. این مجموعه آتشفشانی - آتشفشانی رسوبی دارای امتداد کلی شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد و دره‌های نسبتاً کم عرضی که دارای راستای تقریباً شمال - جنوبی هستند آنها را قطع می‌کنند. سنگ‌های کنگلومرایی واقع در قسمت قاعده‌ای این مجموعه آتشفشانی و سنگ‌های آهکی و آهکی - مارنی واقع در شمال توالی مورد نظر از مورفولوژی ملایم‌تر و پست‌تری برخوردار هستند و در ضمن دارای رنگ روشن‌تری

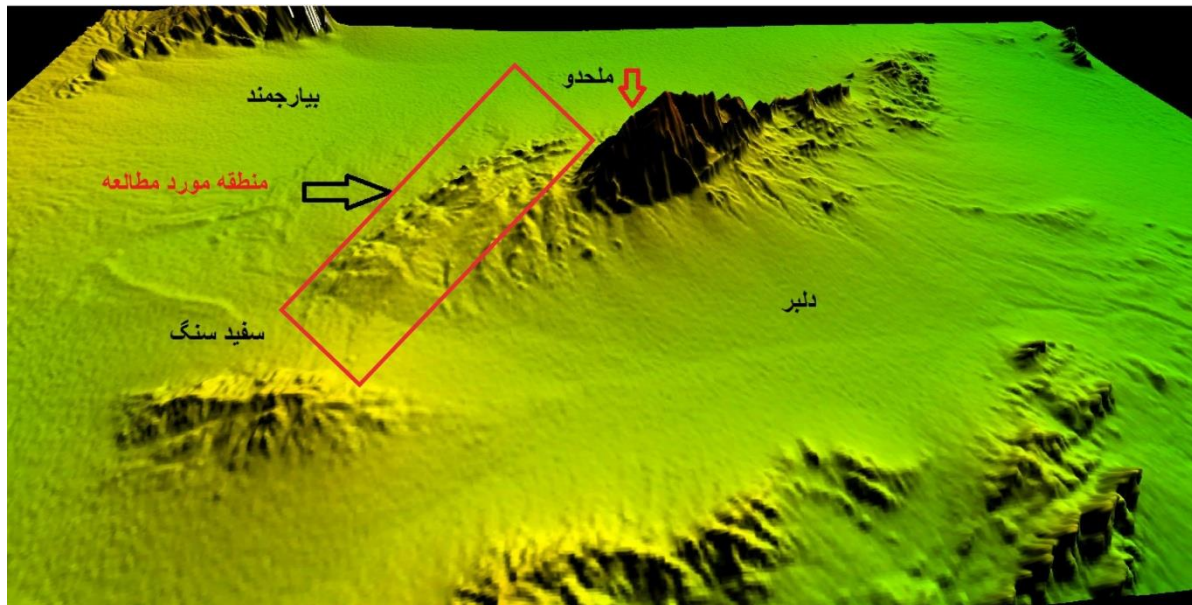
می‌باشند. در نتیجه توالی آتشفشانی - رسوبی مورد مطالعه به صورت یک نوار سنگی تیره رنگ و برجسته با اختلاف ارتفاع تقریبی ۵۰ تا ۲۰۰ متر به طور مشخص در این منطقه رخنمون دارند.



شکل ۱-۳- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۷.



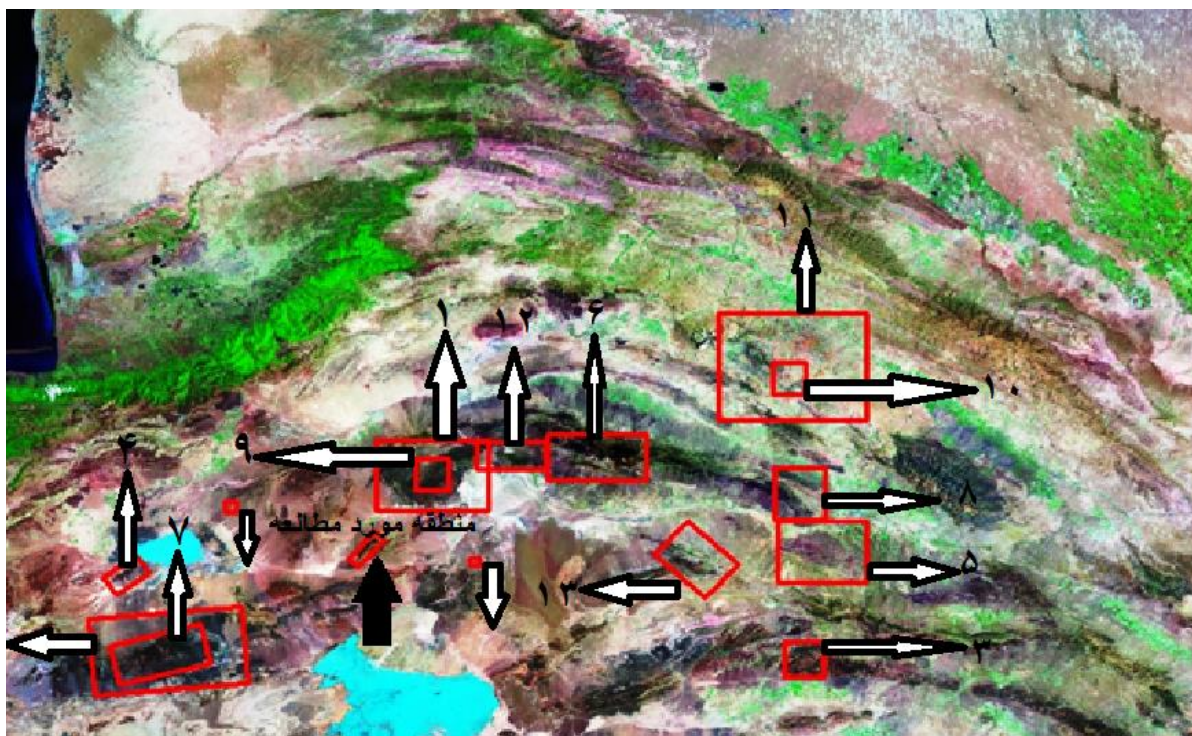
شکل ۱-۴- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی.



شکل ۱-۵- نقشه سه بعدی منطقه شرق - جنوب شرق بیارجمند با استفاده از انطباق نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه با نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ توسط نرم‌افزار Global Mapper. محدوده مورد مطالعه برای تصویر با کادر تقریباً مستطیل شکل مشخص گردیده است.

۱-۴- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه و مناطق اطراف

تاکنون مطالعات متعددی بر روی نوار آتشفشانی شمال ایران مرکزی تاکنون مطالعات متعددی صورت گرفته است که موقعیت کلی آنها همراه با ذکر محقق مربوطه در شکل ۱-۶ نشان داده شده است. بر روی منطقه پهنواز که بخشی از این نوار می‌باشد به علت دور از دسترس بودن تاکنون مطالعه جامعی صورت نگرفته بود. مطالعات صرفاً در حد توصیف و شرح نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی (نوایی و همکاران، ۱۳۶۶) و ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران (نوایی، ۱۳۶۵) بوده است. این تحقیق می‌تواند حلقه مطالعاتی صورت گرفته بر روی این نوار آتشفشانی را تکمیل نماید و اطلاعات با ارزشی در این زمینه در اختیار ما قرار دهد.



شکل ۱-۶- مطالعات صورت گرفته بر روی نوار آتشفشانی شمال ایران مرکزی

۱- بادامه (۱۳۸۲)	۵- فارسی (۱۳۸۷)	۹- موسوی (۱۳۸۸)	۱۳- اکرمیان (۱۳۹۰)
۲- (قربانی (۱۳۸۴)	۶- صالحی (۱۳۸۷)	۱۰- تنها (۱۳۸۸)	۱۴- رضوی (۱۳۹۰)
۳- پرورش (۱۳۸۶)	۷- خواجه زاده (۱۳۸۸)	۱۱- فتاحی (۱۳۸۲)	
۴- شیبی (۱۳۷۶)	۸- دهنوی (۱۳۸۸)	۱۲- الهیاری (۱۳۸۹)	

- آقانباتی (۱۳۴۹)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به مطالعه زمین شناسی منطقه فرومد- عباس آباد پرداخته است.
- نوایی، صالحی و مجیدی (۱۳۶۶)، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران را تهیه کرده اند.
- امامی (۱۳۷۹)، در کتاب ماگماتیسم ایران که از جمله انتشارات طرح تدوین کتاب وابسته به سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور می باشد به تشریح بخشی از مطالعات صورت گرفته در این بخش از ایران پرداخته است.
- بادامه (۱۳۸۲)، پتروژنر سنگ های آتشفشانی منطقه میاندشت، شرق شاهرود را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود مطالعه کرده است.

- قربانی (۱۳۸۴)، پترولوژی سنگ‌های ماگمایی جنوب دامغان را در راستای رساله دوره دکتری مورد بررسی قرار داده است.
- فارسی (۱۳۸۷)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور) را به عنوان پایان نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است
- صالحی (۱۳۸۷)، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک منطقه باشتین در جنوب غرب سبزوار را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود مورد بحث و بررسی قرار داده است.
- موسوی شاهرودی (۱۳۸۸)، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چغندر سر (جنوب- غرب عباس آباد) و کانه زایی وابسته به آن را به عنوان پایان نامه کارشناسی ارشد مورد بررسی قرار داده است.
- خواجه زاده (۱۳۸۸)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود توده‌های آذرین عمیق و نیمه عمیق شمال معلمان را مورد مطالعه قرار داده است.
- دهنوی (۱۳۸۸)، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه (غرب نیشابور) و کانه زایی وابسته به آن را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود مطالعه نموده است.
- سعیدی (۱۳۸۹)، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک بیرجند را در قالب پایان نامه کارشناسی مورد بحث قرار داده است.
- الهیاری (۱۳۸۹)، پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمای کاهک-عباس آباد را، در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد مورد بررسی قرار داده است.
- دلاور (۱۳۸۹)، پتروژنز و ژئوشیمی گنبد‌های ساب و لکانیک جنوب غرب بیرجند را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود بررسی نموده است.
- رضوی (۱۳۹۰)، به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن- سبزوار در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود پرداخته است.

۱-۵- روش مطالعه

برداشت‌های صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی مرتبط با این پایان نامه در چند نوبت عملیات صحرایی در پاییز و زمستان ۱۳۸۹ انجام شد. سپس نمونه‌های برداشت شده متناسب با اهداف مورد نظر مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت (تهیه مقاطع نازک، آنالیز شیمی سنگ کل) در ضمن عناصر ساختاری تا حد نیاز برداشت شد. سپس به جمع‌بندی نتایج بدست آمده پرداختیم و ضمن مقایسه با مناطق مشابه در ایران مرکزی و کشورهای همجوار که دارای سرگذشت زمین‌شناسی مشابهی بوده‌اند، سعی شد به تحلیلی درست و منطقی دست یابیم. مراحل مختلف تحقیق به شرح ذیل بوده است.

۱- بررسی مراجع و اطلاعات زمین‌شناسی منتشرشده قبلی و استفاده از سایت‌های اطلاعاتی اینترنتی، مطالعات کتابخانه‌ای و تهیه تصاویر ماهواره‌ای و زمین‌شناسی.

۲- مطالعات صحرایی: این توالی در امتداد ۶ پروفیل و در ۱۰۵ ایستگاه نمونه برداری مورد بررسی قرار گرفت. ویژگی‌های صحرایی واحدهای سنگی به دقت مورد مطالعه قرار گرفت و نمونه‌گیری به صورت انتخابی و در امتداد پیمایش عرضی توالی آتشفشانی مورد نظر صورت گرفت.

۳- مطالعات آزمایشگاهی: در این مرحله ۱۲۰ مقطع نازک تهیه گردید و مطالعات پتروگرافی روی آنها انجام گرفت و حدود ۱۲ نمونه برای آنالیز شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه ACM کانادا ارسال شد و مطالعات ژئوشیمی و پردازش ژئوشیمیایی با نرم افزارهای پترولوژیکی صورت گرفت.

۴- نقشه‌ی زمین‌شناسی با توجه به مشاهدات صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای تهیه گردید.

۵- تجزیه و تحلیل اطلاعات، تجزیه و تحلیل داده‌های صحرایی و رخساره‌های آتشفشانی، پتروگرافی، و داده‌های ژئوشیمیایی به روش‌های مرسوم در زمین‌شناسی، ژئوشیمی که در فصل‌های آتی نتایج آن ارائه خواهد شد.

۶- در پایان نتایج بدست آمده در قالب پایان‌نامه موجود به نگارش درآمد.

۱-۶- اهداف

از مهم‌ترین اهداف این پژوهش می‌توان به موارد زیر اشاره نمود. شناخت پتانسیل‌های معدنی منطقه، شناخت و تحلیل رخساره‌های آتشفشانی، بازبینی و بازسازی محیط تشکیل سنگ‌های مورد نظر، تعیین طیف ترکیبی سنگ‌های آذرین منطقه و جایگاه چینه شناسی آنها، انجام بررسی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی، بررسی این منطقه با مناطق همجوار از لحاظ شباهت سنگ شناسی، پترولوژی و تکتونیک کلی و برقرار کردن ارتباط بین آنها از اهداف ماست.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

۲-۱ مقدمه

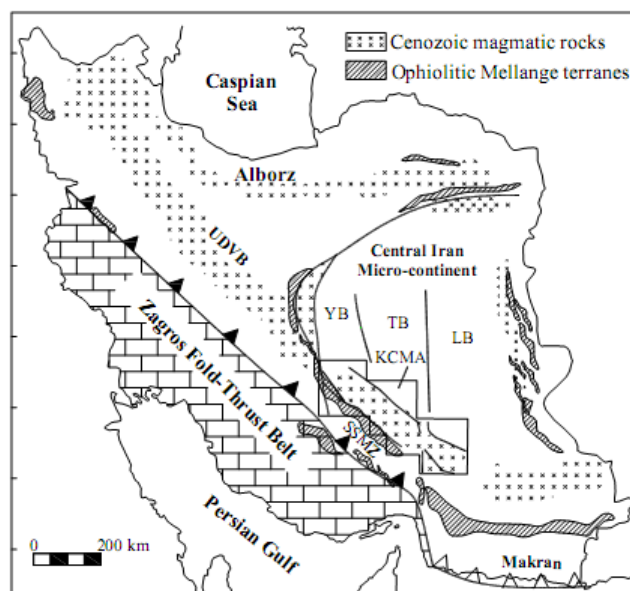
منطقه پهنواز در تقسیم بندی واحدهای ساختاری ایران (آقابات، ۱۳۸۳؛ اشتوکلین و نبوی، ۱۹۷۳) در لبه شمال شرقی زون ایران مرکزی قرار دارد و در محدوده شمال غرب چارگوش زمین شناسی خاتوران (نوایی ۱۳۶۵) و شمال شرق نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی قرار گرفته است. در منطقه مورد مطالعه معروف به منطقه پهنواز سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی با ترکیب غالب تراکی بازالتی رخنمون دارند. این مجموعه دارای بیش از هزار متر ضخامت می‌باشد. در نواحی هم‌جوار در بین مجموعه سنگ‌های آتشفشانی رسوبی مشابه افق‌هایی از سنگ‌های آهکی نومولیت‌دار یافت می‌شود. در ضمن توالی آتشفشانی رسوبی مورد نظر توسط رسوبات آهکی مارنی فسیل‌دار متعلق به ائوسن بالایی پوشیده شده‌اند. همچنین در کارهای انجام شده قبلی و مراجع از قبل موجود، سن این مجموعه ائوسن میانی در نظر گرفته شده است. لذا این مجموعه دارای سن ائوسن میانی است و مانند سایر بخش‌های ایران مرکزی بخشی از فعالیت‌های آتشفشانی سنوزوئیک محسوب می‌شود. بدین خاطر در ابتدای این فصل به طور اختصار ماگماتیسم ایران در سنوزوئیک را مرور می‌کنیم.

۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه

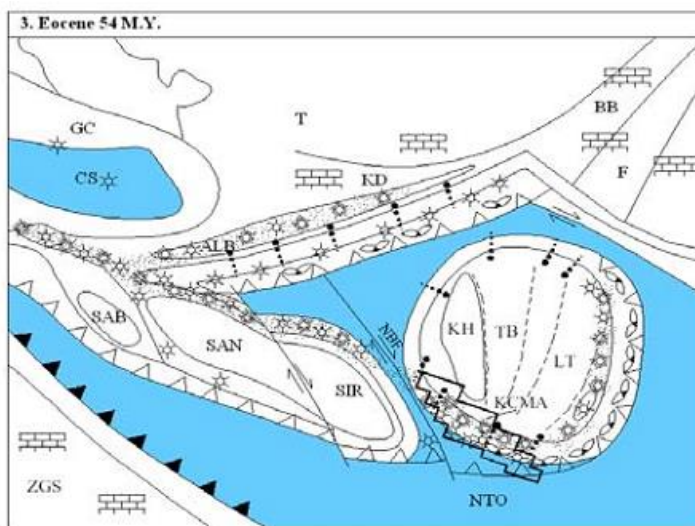
ایران زمین به عنوان بخشی از نواحی مرکزی و غربی سامانه کوهزایی آلپ- هیمالیا به جهت تحمل زمین ساخت خاص نواحی همگرای صفحات، جولانگاه فعالیت‌های ماگمایی (آتشفشانی و نفوذی) گسترده‌ای به ویژه در دوران سنوزوئیک بوده است. نقشه‌های زمین شناسی تهیه شده توسط حقی‌پور و آقابات (۱۹۸۵) و نقشه توزیع سنگ‌های آذرین ایران (امامی و همکاران ۱۹۹۳) (شکل ۲-۱) شدت و اهمیت این رخداد را به خوبی منعکس می‌کنند. این نقشه‌ها نشان دهنده ماگماتیسم گسترده دوران سنوزوئیک در سراسر پهنه ایران زمین هستند. به گونه‌ای که زنجیره آتشفشانی- نفوذی متعددی را می‌توان در سراسر ایران تصویر کرد. با توجه به رخداد این زنجیره آتشفشانی- رسوبی در حواشی ورقه‌های قاره‌ای کوچک به ویژه ایران مرکزی و حضور پهنه‌های افیولیتی و افیولیت ملانژی در تماس بلافاصل آنها (مانند نواحی کرمان، سبزوار و شرق ایران مرکزی) می‌توان آنها را کمان‌های ماگمایی مجزا، باریک و کوچک، مرتبط با زون‌های فرورانش

متعددی در نظر گرفت که مطابق الگوی ارائه شده توسط (دروکور^۱ و همکاران، ۱۹۸۶) برای تکامل اقیانوس نئوتتیس از اواخر مزوزئیک تا انتهای پالئوژن به زیر، ورقه‌های کوچک قاره‌ای شکل دهنده ایران فعال بوده-

اند. (شکل ۱-۲)



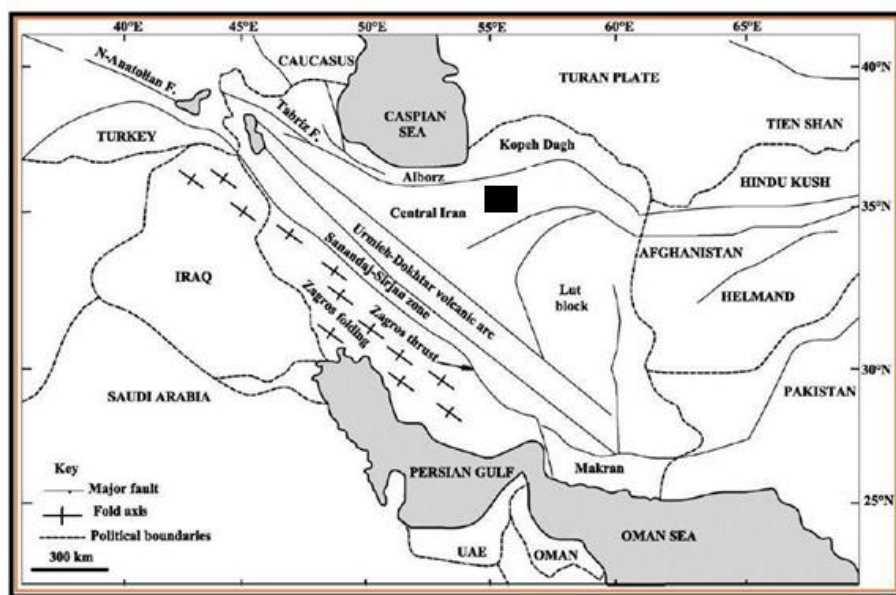
شکل ۱-۲- نقشه پراکندگی سنگهای آذرین سنوزئیک در گستره سرزمین ایران شکل تلفیق یافته از نقشه زمین‌شناسی ایران (حق‌پور و آقانباتی، ۱۹۸۵) و توزیع سنگهای آذرین ایران (امامی و همکاران، ۱۹۹۳).



شکل ۲-۲- توسعه کمان‌های ماگمایی مجزا و باریک مرتبط با فروانش پوخته اقیانوسی نئوتتیس در دوره ائوسن به زیر ورقه‌های قاره‌ای کوچک (دروکور و همکاران، ۱۹۸۶).

امامی (۱۳۷۹) فعالیت های ائوسن بخشهای مختلف ایران را به فاز کششی سراسری مهمی نسبت داده است که به دنبال فاز فشاری کرتاسه پایانی روی داده است. نامبرده نحوه تشکیل این نوار ماگمایی را با فرورانش پوسته اقیانوسی وسیع نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در زمان مزوزوئیک مرتبط می‌داند. به اعتقاد وی شکسته شدن پوسته اقیانوسی در حال فرورانش در کرتاسه بالایی و توقف لیتوسفر اقیانوسی شکسته شده در داخل گوشته موجب برقراری تعادل حرارتی بین گوشته و لیتوسفر اقیانوسی شده و در پی آزاد سازی آب از سطح لیتوسفر اقیانوسی، گوه گوشته‌ای میزبان آن متحمل ذوب بخشی شده و ماگماتیسم شدید در دوره‌های بعد یعنی ائوسن را رقم زده است. به دنبال فاز کوهزایی آخر کرتاسه بخش مهمی از ایران مرکزی از آب خارج شده و به این ترتیب در قاعده سنگهای ترشیری دگرشیبی وجود دارد. ولکانیک‌ها بر روی رسوبات ائوسن زیرین حاصل از فرسایش قرار گرفته‌اند و رخداد فاز کششی در ایران، ولکانیک‌های ائوسن را به دنبال داشته است (درویش زاده، ۱۳۸۳). فعالیت‌های آتشفشانی ایران در دوران ائوسن به اوج خود رسیده است. اشتوکلین، (۱۹۷۳) معتقد است که پس از سخت شدگی پی سنگ پرکامبرین پهنه ایران مرکزی در زمان پالئوزوئیک ویژگی‌های سکویی داشته است و در زمان مزوزوئیک و سنوزوئیک به منطقه‌ای پر تحرک و پویا تبدیل شده است، به طوری که دو ویژگی عمده بر این پهنه حاکم شده است: ۱- چین خوردگی و دگرگونی و پلوتونیسم شدید مزوزوئیک و ۲- تکاپوی شدید آتشفشانی سنوزوئیک همین دو ویژگی ایران مرکزی را از زاگرس مجزا ساخته است. در ایران مرکزی در کرتاسه پسین و ائوسن پیشین دگرشکلی بسیار فعال بوده است و منجر به چین خوردگی، ماگماتیسم و بالآمدگی شده است (بربریان ۱۹۸۳). هیچ نشانه‌ای از فرآیندهای پلوتونیک ولکانیک در طول پالئوسن در ایران مرکزی گزارش نشده است. یک نگاه کلی به زمین شناسی ایران نشان می‌دهد که زون های ساختاری ایران مرکزی، ارومیه دختر، بلوک لوت، فلیش شرق ایران و البرز دارای بیشترین فعالیت آتشفشانی می‌باشد.

موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه زونهای ساختاری ایران در (شکل ۲-۳) نشان داده شده است.



شکل ۳-۲- تقسیم بندی واحدهای ساختمانی ایران توسط اشتوکلین و نبوی (۱۹۷۳). منطقه مورد مطالعه با ■ مشخص شده است.

۳-۲- واحدهای سنگی

واحدهای سنگی موجود در منطقه را می توان بر حسب سن به شرح زیر رده بندی کرد.

۱- پرکامبرین - کامبرین

۲- ژوراسیک

۳- کرتاسه

۴- ائوسن میانی

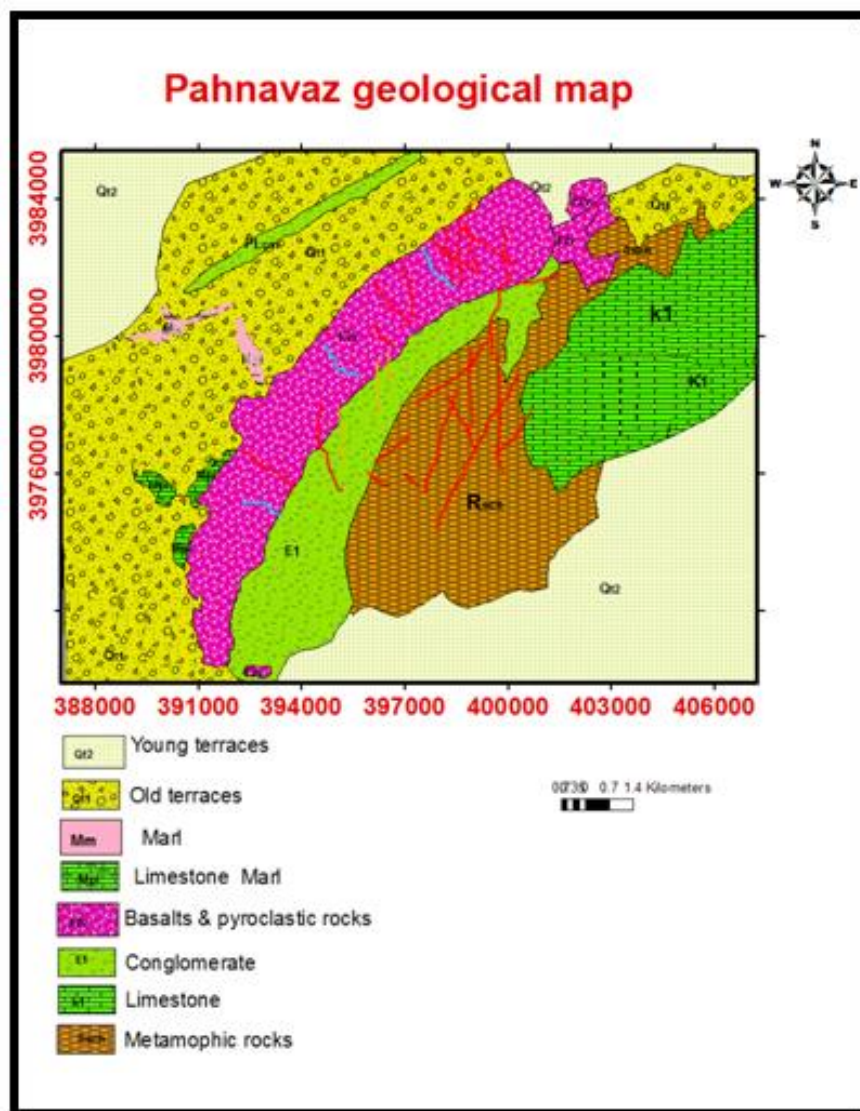
۵- ائوسن فوقانی

۶- الیگوسن تا میوسن

۷- کواترنر

در شکل (۲-۴) نقشه و در شکل (۲-۵) ستون چینه شناسی منطقه مورد مطالعه نیز به طور مختصر و

بدون مقیاس نشان داده شده است. در زیر به شرح این واحدها و به تفکیک گروه های سنی آنها می پردازیم.



شکل ۲-۴- بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه پهنواز (با استفاده از داده‌های حاصل از ماهواره‌ی لندست).

Erathem	System	Series	Lithology	Description
C I O O Z O N E S	QUATERNARY			Yong terraces
				old terraces
	OLIGOCENE			Marl
				Conglomerate
				Marl
				Limestone
	Eocene			Basalts & pyroclastic rocks
	JURASSIC			Conglomerate
				Sandstone and shale
C O N C O N O Z O N E S	NAIRBAMA			Limestone
				Metamorphic rocks

شکل ۲-۵- ستون چینه شناسی منطقه پهناواز (بدون مقیاس).



شکل ۲-۶- نمایی از منطقه پهناواز.

۲-۳-۱ - پرکامبرین - کامبرین (سنگ‌های دگرگونی و آذرین معروف به مجموعه دلبر)

در جنوب و جنوب غرب منطقه مورد مطالعه، مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین و دگرگونی به سن پرکامبرین - کامبرین رخمون دارد. سنگ‌های دگرگونی مذکور، عمدتاً به صورت نازک لایه با مورفولوژی کم ارتفاع به رنگ سبز دیده می‌شوند. بر اساس تعیین سن‌های رادیومتریک که توسط حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) صورت گرفته، سن مجموعه آذرین - دگرگونی دلبر و همچنین مجموعه آذرین - دگرگونی بند هزارچاه به نئوپروتروزوئیک، معادل اواخر پرکامبرین - کامبرین زیرین نسبت داده شده است (حدود ۵۵۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش). تعیین سن‌هایی که توسط رحمتی، (۲۰۱۰) و ایلخچی، (۲۰۱۰) انجام شده است نیز این محدوده سنی را برای سنگ‌های دگرگونی منطقه بین طرود - بیارجمند تأیید می‌کند. این مجموعه توسط توسط آهک‌های کرتاسه با رنگ خاکستری روشن که از ضخامت قابل توجهی برخوردار هستند پوشیده شده‌اند (شکل ۲-۷ و ۲-۸).



شکل ۲-۸ دور نمایی از سنگ‌های دگرگونی منسوب به کامبرین و آهک‌های کرتاسه پوشاننده آنها.



شکل ۲-۷ تصویری از آهک کرتاسه در جنوب شرق منطقه

۲-۳-۲ - کنگلومرای ژوراسیک

در حد فاصل بین سنگ‌های یاد شده در بالا و توالی آتشفشانی- رسوبی، تناوب ضخیم لایه‌ای از کنگلومرا، شیل، ماسه سنگ و سیلتستون رخنمون دارد. براساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی (نوایی، ۱۳۶۵) این واحد کنگلومرای - ماسه سنگی به سن ائوسن نسبت داده شده است ولی مشاهدات اخیر که در راستای این پایان نامه صورت گرفته است نشان می‌دهد که سن ائوسن برای این مجموعه منطقی نمی‌باشد. در ادامه دلایل تأیید این ادعا ارائه شده است. با توجه به نبود قطعات سنگی آهکی مشتق شده از سنگهای آهکی کرتاسه در کنگلومرای که به عنوان قاعده ائوسن معرفی شده است، به نظر می‌رسد این کنگلومرا دارای سن قدیمی‌تر باشد. در مقایسه با مناطق همجوار از جمله جنوب میامی و حوالی چاه‌عروس (همجوار با توده‌های گرانیتوئیدی بند هزارچاه) شاید این فرض صحیح‌تر باشد که این کنگلومرا دارای سن ژوراسیک باشد زیرا در منطقه جنوب میامی (منطقه محمد آباد) مشابه این نوع کنگلومراها دارای بین لایه‌هایی از شیل و ماسه - سنگهایی است که به ژوراسیک نسبت داده‌اند، و در پایان نیز توسط سنگ آهکی- دولومیتی کرتاسه پوشیده می‌شوند. مشابه این نوع کنگلومراها در منطقه بند هزار چاه و منطقه شرق دلبر نیز مشاهده شده است. برای دسترسی به نتایج سنی مطمئن‌تر از لایه‌های شیلی موجود در بخش‌های آغازین این واحد کنگلومرای - ماسه سنگی نمونه‌هایی برای مطالعه میکروفسیل‌ها به آزمایشگاه پالینولوژی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدن کشور ارسال شده و امید است بتواند ابهامات و سولات موجود در این واحد سنگی را پاسخ دهد. لازم به ذکر است این واحد کنگلومرای - ماسه سنگی در چند ده متر آغازی خود با تناوبی از شیل- های سبز زیتونی و ماسه سنگ‌ها و میکروکنگلومرای سفید رنگ شروع می‌شود. ضخامت این توالی شیلی- ماسه سنگی حداکثر به حدود ۷۰ متر می‌رسد (شکل ۲-۹). قطعات سازنده این واحد کنگلومرای غالباً قطعات تخریبی مشتق شده از توده‌های گرانیتی، دایک‌های بازیک و سنگ‌های شیستی تریاس- ژوراسیک می‌باشند که اندازه قطعات گرانیتی آن‌گاه به ۴۰ سانتی متر هم می‌رسد و دارای گردشگی خوب و جورشدگی ضعیف هستند (شکل ۲-۱۰). این سنگها در نمونه‌های میکروسکوپی بافتهای پورفیروبلاستی

ناشی از حضور آلکالی فلدسپار و گارنت را نشان می‌دهند (شکل ۲-۱۱). ضخامت رسوبات کنگلومرایی به حدود ۵۰۰ متر نیز می‌رسد (شکل ۲-۱۲). این رسوبات کنگلومرایی توسط توالی آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن پوشیده شده است (شکل ۲-۱۳). در ضمن این واحد کنگلومرایی توسط تعدادی دایک بازالتی با راستای غالب شمالی- جنوبی با ضخامت چند سانتی‌متر تا حدود ۴ متر عرض و گاه بیش از ۵۰۰ متر طول قطع شده‌اند. در قسمت‌های شمالی منطقه آثاری از دگرسانی آرژیلیتی ناشی از نفوذ ماگمای بازالتی به شکل دایک در کنگلومرا مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۴). در بعضی از قسمت‌های شمالی منطقه رسوبات آبرفتی کواترنری به صورت دگرشیب این کنگلومراها را می‌پوشاند.



شکل ۲-۱۰- تصویری از کنگلومرای ژوراسیک که غالباً حاوی قلوهای شیبستی و گرانیتی است و به احتمال زیاد دارای سن ژوراسیک است.



شکل ۲-۹- توالی گدازه‌های بازالتی و رسوبات آذرآواری وابسته به آن در جنوب منطقه پهناور. این توالی بر روی کنگلومرای ژوراسیک قرار گرفته است.



شکل ۲-۱۲- تصویری از رسوبات کنگلومرای ژوراسیک.



شکل ۲-۱۱- تصویری از قلوهای گنایسی در واحد کنگلومرای ژوراسیک.

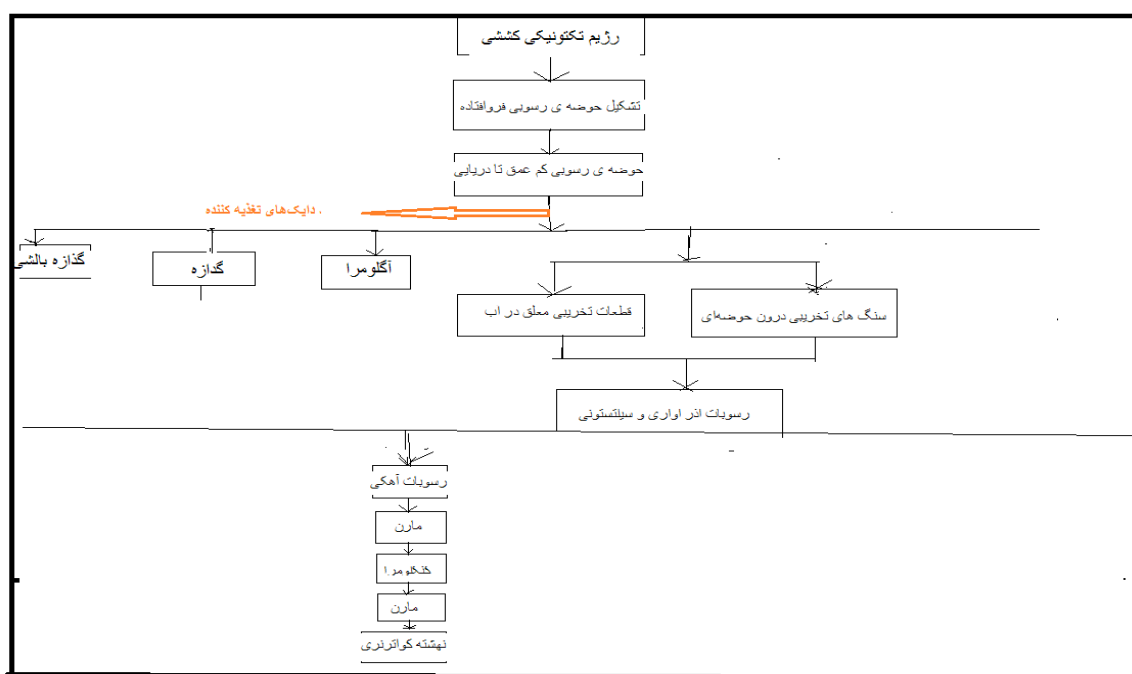


شکل ۲-۱۴- آثاری از دگرسانی آرژیلیتی که ناشی از تزریق ماگمای بازالتی به صورت دایک در درون کنگلومرای منسوب به ژوراسیک می‌باشد.



شکل ۲-۱۳- تصویری از پوشیده شدن کنگلومرای ژوراسیک توسط مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن (در جنوب منطقه مورد مطالعه).

بر اساس مشاهدات صحرایی سنگهای مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن منطقه از لایه‌های متناوبی از گدازه و سنگهای آذرآواری عمدتاً زیرآبی تشکیل شده‌اند. در یک برآورد کلی می‌توان این توالی را به صورت ستون چینه شناسی زیر خلاصه و معرفی کرد (شکل ۲-۱۵). سپس به تشریح هریک از واحدهای ستون چینه شناسی خواهیم پرداخت. در ضمن تصویر شماتیکی از واحدهای سنگی آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن منطقه پهناور در شکل (۲-۱۶) نشان داده شده است.



شکل ۲-۱۵- الگوی از نحوه تشکیل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی پهناور.



شکل ۲-۱۶- طرح نمادین واحد های سنگی آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن منطقه پهنواز. توالی گدازه ها با مشخص شده است.

۲-۳-۳- واحدهای ائوسن میانی

الف: آگلومرا

شواهد صحرایی نشان می دهند که عمق حوضه از سمت غرب به شرق افزایش یافته است. به طوری که در سمت شرق در جنوب معدن مس روگرو حدود ۵۰۰ متر توالی آگلومرای یافت می شود که از تجمع و روی هم انباشته شدن بازالت ها ناشی شده است. در اثر تماس گدازه های بازالتی با آب تحت شرایطی که اختلاف درجه حرارت بین آنها بسیار زیاد است و فشار حاکم بر محیط نیز بسیار کم می باشد به شدت خرد و قطعه قطعه شده اند و سپس روی هم تجمع پیدا کرده اند (شکل ۲-۱۷). این نهشته ها در منطقه به رنگ خاکستری دیده می شوند. بیشتر قطعات تشکیل دهنده آگلومرا شامل سنگ های بازالتی خرد شده است و قطعات غالباً زاویه دارند که به ابعاد چند دسی متر تا چند سانتی متر می باشند و توسط خمیره از خاکستر مایل به قهوه ای به هم متصل شده اند و به صورت ضخیم لایه برونزد دارند. اندازه قطعات متنوع بوده و اکثراً درشت (تا قطر

یک متر) و نیمه زاویه دارند و گاهی اندازه قطعات ریز می‌باشد. وجود قطعات ریز نشان دهنده خردشدگی شدید در هنگام فوران آتشفشانی است.

ب- اپی کلاستیت‌ها

ساخت‌های رسوبی مثل لایه‌بندی تدریجی، جورشدگی نسبتاً ضعیف در این منطقه همگی بر این دلالت دارد که نهشته‌های اپی کلاستی در محیط آبی روی هم انباشته شده‌اند (شکل ۲-۱۸). این رسوبات اپی کلاستی هر چند متر یکبار تکرار می‌شوند و در بعضی موارد ضخامت آنها تا حدود ۱۰۰ متر می‌رسد. از آنجایی که این نهشته‌ها در بخش قاعده‌ای توالی آتشفشانی قرار گرفته‌اند، زئولیتی شدن گسترده‌ای در آنها مشاهده می‌شود و منافذ باز و یا درزه‌ها توسط بلورهای زئولیتی سفید رنگ و با آگرگات شعاعی پر شده‌اند. در بسیاری از موارد در بخش‌های بالا و پایین هر افق گذاره شواهدی از سرد شدگی شدید و حاشیه‌های شیشه‌ای، حفره دار شدن و قطعه قطعه شدن مشاهده می‌شود. از آنجایی که قطعات حاصل از انفجار و گسیختگی گدازه‌های بازالتی موجود در محیط زیر آبی مجدداً حمل شده توانسته‌اند مانند رسوبات ماسه سنگی و کنگلومرایی لایه بندی و گردشدگی نشان دهند، به طوری که در بخش‌های قاعده‌ای قطعات درشت‌تر تمرکز پیدا کرده‌اند و به سمت بالا اندازه دانه‌ها کوچکتر می‌شود (شکل ۲-۱۹). در برخی نقاط اندازه دانه‌های تخریبی به قدری ریز است که رسوباتی درحد ماسه سنگ و سیلتسئون تشکیل شده‌اند و به صورت یک افق قرمز رنگ بسیار محرز که نشانه کاهش انرژی محیط رسوبی است دیده می‌شود و انتهای بخش تخریبی با یک افق سیلتی-ماسه‌ای قرمز - صورتی خوش رنگ مشخص می‌شود (شکل ۲-۲۱). در منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) توالی‌های تقریباً مشابه به وفور مشاهده می‌شوند. در منطقه چغندرسر، تقریباً هر دو افق گدازه، با یک افق قرمز رنگ از هم جدا می‌شوند. در فاصله بین دو فوران در اثر خروج خاکسترهای آتشفشانی و ته نشینی این مواد با رسوبات ریز و معلق در محیط آتشفشانی رسوبی، نهشته‌های اپیکلاستی به صورت توف تشکیل می‌شود و این واحد قرمز رنگ را با ضخامتی در حدود یک تا دو متر، بین دو افق گدازه می‌توان مشاهده نمود. معمولاً این واحد بین هر دو افق گدازه تکرار می‌شود (موسوی، ۱۳۸۸).

در برخی نقاط، در نهشته‌های اپی کلاستی منطقه مورد مطالعه شواهدی از فرو افتادن قطعات بزرگ تراکی بازالتی به درون رسوبات سیلتستونی مشاهده می‌شود (شکل ۲-۲۲). فرسایش پوست پیازی نیز در قسمت های سیلتی به زیبایی قابل مشاهده است (شکل ۲-۲۳). در قسمت‌های جنوبی منطقه در مرز بین گدازه‌ها و در داخل شکستگی‌ها و بین قطعات، رسوبات توفی سیلتستونی راه یافته‌اند. قطعات بازالتی بادامکی توسط خمیره‌ای از رسوبات کریستال لیتیک توفی قرمز رنگ فرا گرفته شده‌اند (شکل ۲-۲۴ و ۲-۲۵). در برخی قسمت‌ها نیز بادامک‌ها توسط رسوبات سیلتستونی پر شده‌اند. گاهی در توف‌های قرمز رنگ که در قاعده بلا فصل توالی‌های آتشفشانی دیده می‌شوند، پپریت نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲-۲۶).



شکل ۲-۱۸- تصویری از دانه بندی و لایه بندی تدریجی در نهشته‌های اپی کلاستی منطقه.



شکل ۲-۱۷- دورنمایی از واحد آگلومرای در جنوب شرق معدن روگرو .



شکل ۲-۲۰- تصویری از نهشته‌های اپی کلاستی که در آن اندازه برخی از قطعات آنها به حدود یک متر هم می‌رسد.



شکل ۲-۱۹- تصویری از لایه‌های اپی کلاستی با میان لایه‌های سیلتستونی قرمز رنگ. کاهش اندازه قطعات و فراوانی قطعات آذرآواری به سمت بالا مبین کاهش فعالیت‌های آتشفشانی است. البته این فرایند هرچند متر یکبار تکرار شده است.



شکل ۲-۲۲- تصویری از از فروافتادن قطعات تراکی بازالتی فرو افتاده در رسوبات سیلتستونی.



شکل ۲-۲۱- تصویری از یک افق قرمز رنگ کریستال لیتیک توفی که نشانه آرامش محیط و توقف فعالیت‌های آتشفشانی است.



شکل ۲-۲۴- تصویری از فرا گرفته شدن قطعات بازالتی بادمکی توسط خمیره‌ای از رسوبات کریستال لیتیک توفی قرمز رنگ.



شکل ۲-۲۳- تصویری از فرسایش پوست پیازی در کریستال لیتیک توف.



شکل ۲-۲۶- تصویری از نهشته‌های پیریتی در قاعده گدازه‌های تراکی بازالتی.



شکل ۲-۲۵- نمایی از قطعات تراکی بازالتی دارای بادمکهای جهت یافته موجود در آگلومرا. بادمک‌های این قطعات توسط کلسیت و زئولیت پر شده‌اند.

ج - گدازه ها

با عمیق تر شدن حوضه و افزایش فشار ناشی از افزایش ستون آب ماگمای بازالتی کمتر توانسته است حالت انفجاری به خود بگیرد و بیشتر به صورت لایه‌هایی از گدازه گسترش یافته است. گدازه‌ها به صورت روانه‌های با ضخامت (کمتر از ۲ متر) با شیبی در حدود ۴۵ درجه به سمت شمال غرب و با امتداد شمال شرقی- جنوب غربی دیده می‌شوند (شکل ۲-۲۷ و ۲-۲۸). گدازه‌های بازالتی موجود در این منطقه از نظر پتروگرافی به دو گروه قابل تفکیک هستند، ولی در مشاهدات صحرایی ویژگی‌های ظاهری تقریباً یکسانی دارند و به آسانی نمی‌توان آنها را از یکدیگر تفکیک کرد. این دو گروه عبارتند از: ۱- تراکی بازالت الیوین - پیروکسن‌دار با مقادیر بسیار کمی پلاژیوکلاز. ۲- تراکی بازالت پیروکسن - پلاژیوکلازدار همراه با مقادیر کمی الیوین. رنگ این گدازه‌های بازالتی تیره رنگ می‌باشند و دارای فنوکریست‌هایی از پیروکسن که اندازه آنها گاهی به چند میلی‌متر هم می‌رسد (شکل ۲-۳۰ و ۲-۲۹) و حاوی فنوکریست‌های اندکی از الیوین می‌باشد (که غالباً ایدنگزیتی شده‌اند). فرسایش پوست پیازی، در سطح رخنمون برخی از بازالت‌ها مشاهده می‌شود که باعث ایجاد اشکال کروی در سطح رخنمون آنها شده است (شکل ۲-۳۱). همچنین تجمعات پیروکسن در برخی نقاط به خوبی نمایان‌گر بافت گلومروپرفیری است (شکل ۲-۳۲). در این گدازه‌ها حفرات ناشی از خروج گاز (که در اثر کم شدن فشار وارد بر ماگما ایجاد می‌شوند) به رنگ خاکستری متمایل به سفید و به طول دو تا سه سانتی‌متر نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲-۳۳). این حفره‌ها توسط کانی‌های ثانویه مانند کلیست، آنالسیم و زئولیت پر شده‌اند. همچنین شواهدی از بادامک‌های جهت یافته در گدازه‌های بازالتی این منطقه دیده می‌شود (شکل ۲-۳۴). براساس نتایج بررسی‌های XRD انجام شده بر روی نمونه‌های زئولیتی مشابه موجود در این توالی آتشفشانی رسوبی، آنها دارای ترکیب ناترولیتی می‌باشند (الهیاری ۱۳۸۹).



شکل ۲-۲۸- تصویری از جریان‌های گدازه به ضخامت حدود ۲ متر و با ترکیب تراکی بازالتی که در منطقه رخنمون دارند.



شکل ۲-۲۷- دورنمایی از واحد آتشفشانی رسوبی و دایک تغذیه‌کننده گدازه‌های تراکی بازالتی (با فلش مشخص شده- است).



شکل ۲-۳۰- تصویری از وجود فنوکریست‌های اولیوین و پیروکسن در سنگهای تراکی بازالتی منطقه پهنواز.



شکل ۲-۲۹- تصویری از فنوکریست‌های پیروکسن (اوژیت) موجود در سطح در نمونه دستی قطعات تراکی بازالتی منطقه پهنواز.



۳۲-۲ - تصویری از بافت گلومروپورفیری حاصل از تجمع موضعی بلورهای پیروکسن از نوع اوژیت در بازالت‌های منطقه پهنواز.



۳۱-۲- نمایی از فرسایش پوست پیازی، در سطح رخنمون روانه تراکی بازالتی.



شکل ۲-۳۴- تصویری از آرایش یافتگی مشخص در بادامکهای موجود در سطح نمونه دستی قطعات بازالتی منطقه پهنواز.



شکل ۲-۳۳- تصویری از حضور و پراکندگی زئولیت‌های موجود در درون حفرات سنگ‌های بازالتی منطقه پهنواز.

د- گدازه‌های تراکی بازالتی دارای ساخت بالشی

با افزایش بیشتر عمق حوضه و افزایش فشار ناشی از ستون آب گدازه‌های تراکی بازالتی حالت بالشی به خود گرفته‌اند و می‌توان آنها را گدازه‌های تراکی بازالتی بالشی نامید (شکل ۲-۳۵). از ویژگی‌های این بالش‌ها ترک‌هایی است که از مرکز بالش به سطح آن می‌رسد و فضای درون بالش را به اشکال تقریباً هرمی تقسیم می‌کند (شکل ۲-۳۷ و ۲-۳۸). در هریک از این بالش‌ها ویژگی‌های بارزی نظیر ترک‌های شعاعی، حاشیه‌های شیشه‌ای (شکل ۲-۳۹) بخش‌های حاشیه‌ای غنی از حفرات (ناشی از خروج گاز و پر شده توسط کانی‌های ثانویه نظیر زئولیت، کلسیت، کوارتز) و سطوح هلالی شکل دیده می‌شود (شکل ۲-۴۰). به طور کلی مکانیسم تشکیل و تکامل روانه‌های پیلولاوایی به این صورت می‌باشد که، در حالیکه حجم گدازه‌های خروجی در حد متوسط باشد و دمای گدازه بازالتی در هنگام خروج (۱۲۰۰ درجه سانتیگراد) باشد، با ورود آن به آب خیلی سرد دریا (۲ درجه سانتیگراد در عمق ۳۰۰۰ متر) سطح آن به ضخامت ۱ تا ۲ سانتیمتر به طور آبی شیشه‌ای می‌شود و این ضخامت مانع ترکیدن گدازه در سطح آن شده و در نتیجه به اجبار گدازه مانند انگشتان دستکش به جریان می‌افتد. به این ترتیب لوله‌های روی هم انباشته‌ای به وجود می‌آید که با ترکیدن متوالی پوسته‌ی شیشه‌ای پیشانی خود به طرف پایین دست شیب به جلو می‌رود. بعلاوه فشار درونی گدازه مذاب در درون لوله‌ها نیز باعث شکافتن پوسته شیشه‌ای در نقاط متعدد شده که خود موجب برآمدگی‌های شیشه‌ای

زیاد و روانه‌های کوچک ثانوی می‌گردد. هر گدازه بالشی دارای یک پوسته شیشه‌ای به ضخامت ۲ تا ۳ سانتیمتر است که اولین پوشش از انجماد گدازه در تماس با آب سرد دریا حاصل می‌شود. این پوسته براق و دارای ترکهای مویین است. سطح پیلوهای تازه دارای شکستگی‌ها و چین و شکن هایی در اندازه‌های متفاوت است. این شکستگی‌ها هنگامی تشکیل می‌شوند که فشار گدازه مذاب در داخل پیلو موجب ترکیدن پوسته خارجی می‌گردد. رشد نهایی بعضی از پیلوها در اثر نوعی شکاف‌های قشر نانی انجام می‌شود که عبارت است از شکستگی‌های متقاطع که از مرکز بزرگترین شکاف‌ها به صورت شعاعی منشعب می‌شود. سیمان بین پیلوها ماده‌ای است که فضای بین آنها را پر می‌کند. این ماده بین ذره‌ای بارها می‌تواند دارای منشأ رسوبی یا هیدروترمال باشد. اگر سیمان منشأ رسوبی داشته باشد در این حالت شامل گل‌های رسوبی پلاژیکی است که با آرامی و بلافاصله پس از سکون و توقف روانه‌ها بر روی آنها ته نشین می‌شوند و در تمام فضاهای ریز بین پیلوها رسوخ می‌کند. در پیلولاواها شکستگی‌های شعاعی متعددی دیده می‌شود که این شکستگی‌ها در هنگام انجماد سریع پیلوها به وجود می‌آیند و مربوط به انقباض حرارتی آنها می‌باشد و مطمئن‌ترین روشی است که به کمک آن می‌توان پیلوها را از کلیه اشکال فرسایشی گلوله‌ای سنگ‌های بازیک مشخص کرد (نقل از درویش زاده ۱۳۸۱).



شکل ۲-۳۶- فضای مثلثی شکل بین گدازه‌های بالشی که توسط رسوبات آتشفشانی رسوبی (کریستال لیتیک توفی) ریز دانه قرمز - صورتی رنگ پر شده است.



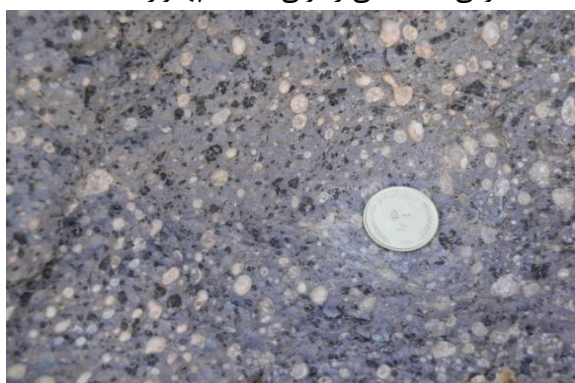
شکل ۲-۳۵- نمای کلی بالشهای بازالتی در بخش بالایی توالی آتشفشانی رسوبی پهنواز.



شکل ۲-۳۸ - تصویری از شکستگیهای شعاعی در گدازه-های بالشی و مورفولوژی زیبای بالشهای تراکی بازالتی در توالی آتشفشانی رسوبی منطقه پهنواز.



شکل ۲-۳۷ - تصویری از ترکهای شعاعی ایجاد شده در حاشیه بیرونی یک گدازه تراکی بازالتی بالشی که توسط رسوبات سیلتستونی قرمز رنگ پر شده است.



شکل ۲-۴۰ - تصویری از ساخت بادامکی بسیار زیبا در تراکی بازالتهای بالشی. حفرات توسط کلسیت، زئولیت پر شده‌اند. سنگهای تراکی بازالتی دارای فنوکریستهای الیوین و پیروکسن از نوع اوژیت می‌باشند.



شکل ۲-۳۹ - تصویری از حاشیه شیشه‌ای سرد شده در گدازه‌های بالشی منطقه پهنواز.

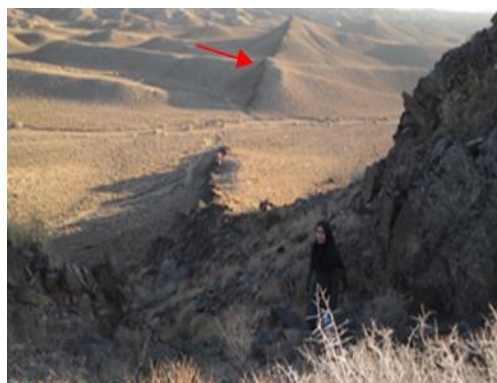
۲-۳-۴ - دایک‌ها

تعدادی دایک تراکی بازالتی در منطقه رخنمون دارند. این دایک‌ها با روند تقریباً شمالی - جنوبی گدازه‌های بازالتی و کنگلومرای قاعده مجموعه آتشفشانی رسوبی ائوسن را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۴۱). ضخامت آنها معمولاً ۳ تا ۴ متر و در برخی موارد بیشتر نیز می‌باشد (شکل ۲-۴۲). این سنگها غالباً ترکیب تراکی بازالتی دارند و در نقاط مختلف ساخت و بافت پورفیری و گلومروپورفیری نشان می‌دهند. در برخی موارد در قسمتهای حاشیه‌ای بسیار ریز دانه و تیره رنگ بوده و دارای حاشیه انجماد سریع می‌باشند (شکل ۲-۴۳). در حالیکه در بخشهای مرکزی حالت پورفیری دارند و پورفیرهای درشت پلاژیوکلاز، الیوین و اوژیت

در آنها به وضوح مشاهده می‌شود (شکل ۲-۴۴). درحاشیه برخی از این دایکها شواهدی از کانه‌زایی مس به صورت ملاکیت و آزوریت نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲-۴۵). از آنجایی که این دایکها کنگلومرای قاعده توالی آتشفشانی رسوبی و بخش تحتانی مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن را قطع می‌کنند، در واقع مجاری تغذیه کننده ماگمای سازنده مجموعه مورد بررسی می‌باشند.



شکل ۲-۴۲- تصویری از دایک تراکی بازالتی قطع کننده بخش تحتانی مجموعه آتشفشانی - رسوبی. ضخامت دایک ۳ تا ۵ متر می‌باشد.



شکل ۲-۴۱- تصاویری یکی از دایکهایی که به عنوان زون یا مجرای تغذیه کننده توالی آتشفشانی منطقه پهناور عمل کرده‌اند. این دایکها تا صدها متر در کنگلومرای ژوراسیک گسترش دارند یا به عبارتی طول آنها به چند صد متر می‌رسد.



شکل ۲-۴۴- تصویری از حضور فنوکریست‌های اولیوین و پیروکسن (از نوع اوژیت) در سنگ‌های تراکی بازالتی (سازنده دایک‌ها).



شکل ۲-۴۳- تصویری از حاشیه انجماد سریع در دیواره‌های دایک تراکی بازالتی.



شکل ۲-۴۵- تصویری از کانه زایی مس به صورت ملاکیت و آزوریت در دایک‌های تراکی بازالتی منطقه پهناور.

۲-۳-۵ - آهک نومولیت دار ائوسن فوقانی

مجموعه آتشفشانی رسوبی در اواخر ائوسن از آب خارج شده و به صورت دگرشیب توسط رسوبات آهکی و آهکی رس دار پرفسیل حاوی نومولیت، آلئولین، خارپوستان، دوکفه‌ای‌ها (پکتن) و شکم پایان، مقادیری جلبک و پوشیده شده است (البته گاه بین لایه‌های آهکی فسیل‌دار نیز در میان توالی آتشفشانی رسوبی مورد نظر در مناطق همجوار مشاهده شده است). این مجموعه رسوبی فسیل‌دار سن ائوسن بالایی تا احتمالاً اوایل الیگوسن را نشان می‌دهد. (شکل ۲-۴۶ و ۲-۴۷). در برخی از قسمت‌ها مرز شارپ بین توالی آتشفشانی- رسوبی و رسوبات آهکی و آهکی‌مارنی به خوبی نمایان است (شکل ۲-۴۸). این لایه‌های آهکی فسیل‌دار، معرف پیشروی یک حوضه رسوبی کم عمق بر روی مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی - ائوسن هستند. سنگ‌های آهکی - مارنی مذکور بیشتر در قسمت‌های جنوبی و غربی منطقه دیده می‌شوند و توسط رسوبات مارنی میوسن پوشیده شده‌اند. با توجه به شواهد چینه‌شناسی و حضور این گونه از سنگ‌های آهکی در مناطق مجاور (چغندرسر، کاهک-عباس آباد) سن اکثر آنها در محدوده ائوسن میانی تا ائوسن بالایی قرار می‌گیرند. در منطقه کاهک-عباس آباد، آهک نومولیت‌دار به رنگ کرم تا خاکستری و با ضخامت تقریباً ۱۰ متر رخنمون دارد. (الهیاری، ۱۳۸۹)، با توجه به مجموعه میکروفسیل‌های یافت شده در سنگ‌های آهکی و آهکی‌مارنی منطقه عباس آباد، سن این سنگ‌ها را ائوسن میانی - فوقانی در نظر گرفته‌اند. (الهیاری، ۱۳۸۹).



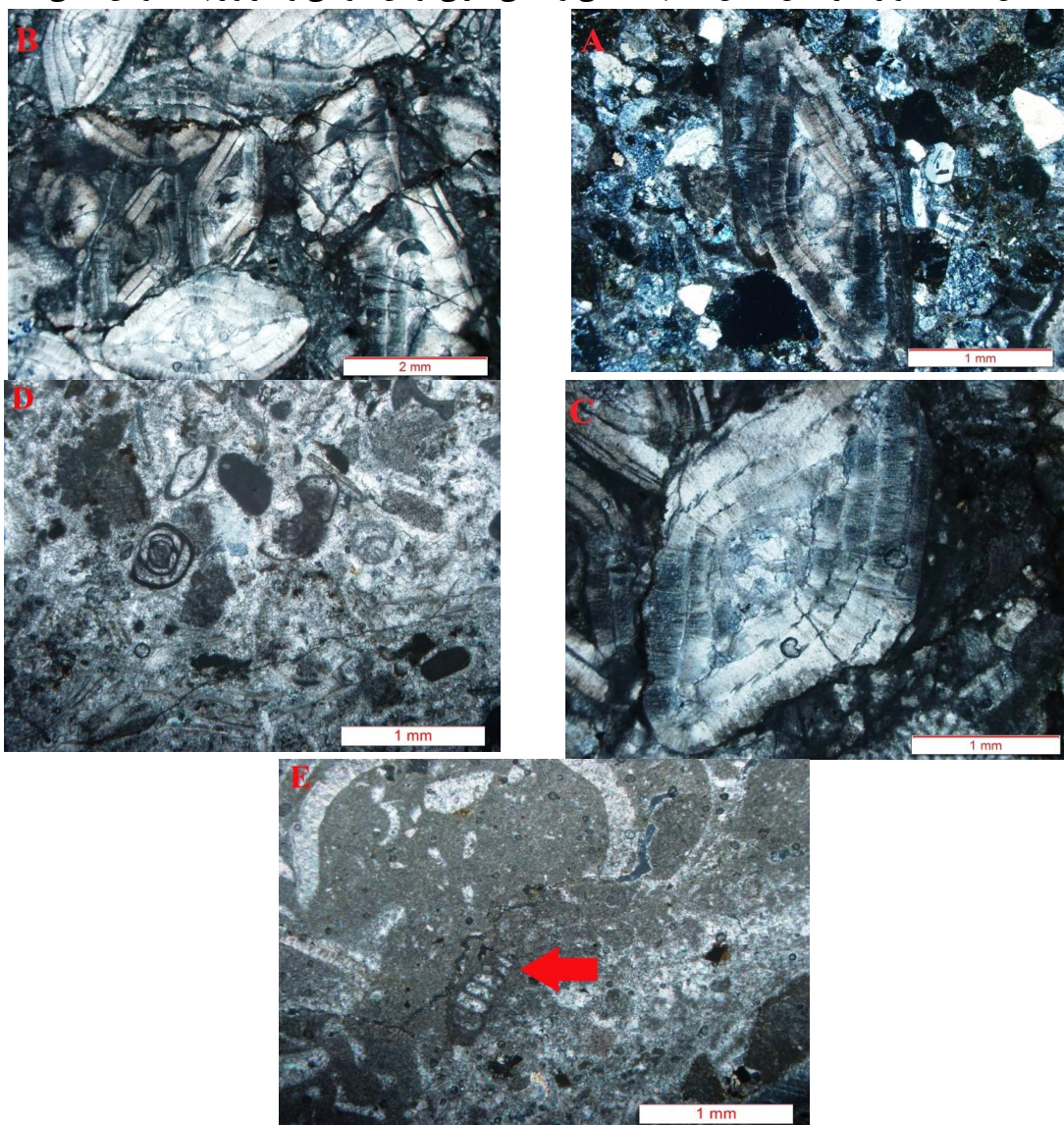
شکل ۲-۴۷- تصویری از رسوبات آهکی کرم رنگ متوسط لایه پرفسیل.



شکل ۲-۴۶- تصویری از لایه‌های آهکی فسیل‌دار به سن ائوسن بالایی که توالی آتشفشانی مورد مطالعه را میپوشاند.



شکل ۲-۴۸ تصویری از محل تماس سنگهای آهکی و آهکی مارنی ائوسن فوقانی و آذرآواریهای ائوسن میانی.



شکل ۲-۴۹- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل های موجود در واحد آهکی منطقه پهنواز (PPL):
E: Textolaria. Sp *D: Miliolid* *A, B, C: Nummulites. Cf*

۲-۳-۶- کنگلومرای الیگوسن

در شمال غرب منطقه مورد مطالعه یک افق کنگلومرای نسبتاً ضخیم لایه، سیاه رنگ رخنمون دارد که قطعات سازنده آن غالباً از تخریب توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن نشأت گرفته است. این توالی کنگلومرای توسط رسوبات سیلتستونی - ماسه سنگی پلیوسن پوشیده شده‌اند. جورشدگی و گردشدگی در این کنگلومرا ضعیف تا متوسط بوده و قطعات عمدتاً زاویه‌دار هستند. اندازه قطعات بازالتی موجود در آن از چند سانتیمتر تا چند دسیمتر تغییر می‌کند (شکل ۲-۵۶). قطعاتی از سنگهای تراکی بازالتی دارای بافت بادامکی در این واحد یافت می‌شود که حفرات آنها توسط آنالسیم و در برخی موارد کلسیت پر شده است (شکل ۲-۵۷).



شکل ۲-۵۱- نمایی از حضور آنالسیم در حفرات قطعات تراکی بازالتی موجود در واحد کنگلومرای.



شکل ۲-۵۰- نمایی از کنگلومرای چندزادی با گردشدگی متوسط و جورشدگی ضعیف.

۲-۳-۷- مارن‌های گچ دار میوسن

توالی آهکی و آهکی مارنی ائوسن میانی- بالایی این منطقه توسط رسوبات مارنی میوسن به صورت ناپیوسته پوشیده می‌شوند. این واحدها بیشتر در بخش مرکزی منطقه مطالعاتی قرار دارند (شکل ۲-۵۰). تخریبی‌های کواترنری در قالب مخروط افکنه‌های قدیمی و به صورت دگرشیب این واحد را می‌پوشانند (شکل ۲-۵۱). این واحد شامل توالی ضخیمی از مارن‌های کرم رنگی است که به طور متناوب، در آنها میان لایه‌هایی از ژئوپس دیده می‌شود (شکل ۲-۵۲). این واحد سنگی در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی با نماد MPL^m یعنی مارن‌های میوپلیوسن معرفی شده است. در بین لایه‌های مارنی سفید تا خاکستری رنگ که

به سازند قرمز فوقانی نسبت داده شده‌اند، (حوالی قلعه انجیحه)، (شکل ۲-۵۳) لایه‌های نازکی از تراورتن یافت می‌شود که معرف حضور چشمه‌های تراورتن‌ساز در این ناحیه می‌باشد. در امتداد جاده قطع کننده مجموعه دگرگونی دلبر، نرسیده به سه‌راهی دلبر، سمت شمال جاده افق‌های تراورتنی مشابهی یافت می‌شود که معرف تشکیل چشمه‌های تراورتن‌ساز مشابه می‌باشند. احتمالاً این چشمه‌ها متعلق به کواترنر می‌باشند. لایه بندی ظریفی در تراورتن‌ها مشاهده می‌شود که بیشتر از نوع صفحه‌ای و موجی می‌باشند. با توجه به وضعیت قرارگیری رسوبات تراورتنی استنباط می‌شود که افق تراورتنی از حالت اولیه خارج شده زیرا دارای شیب نزدیک به قائم می‌باشند. در قسمت‌های شمالی و شرقی منطقه، مارن‌ها دارای کانیه‌های مس‌دار نظیر مالاکیت، آزوریت و فیروزه می‌باشند (شکل ۲-۵۴) که حاصل تمرکز موضعی مس و تشکیل کانی‌های مس-دار در محیط رسوبگذاری می‌باشد. شواهدی از خش گسلی و لایه‌های شیلی و مارنی نازک لایه که دارای لامینه‌های با ضخامت در حد چند میلی متر می‌باشند دیده می‌شود (شکل ۲-۵۵). همچنین در مارن‌ها، رگه‌هایی از ژئپس در درون درزه‌های کششی تشکیل شده است.



شکل ۲-۵۳- تصویری از پوشیده شدن واحد مارنی- میوسن توسط نهشته‌های آبرفتی - تخریبی کواترنری.



شکل ۲-۵۵-- تصویری از ساخت گل کلمی بسیار زیبا در تراورتنها.



شکل ۲-۵۲- دورنمایی لایه های مارنی کرم تا سفید رنگ میوسن.



شکل ۲-۵۴- تصویری از تناوب کرم - صورتی از لایه‌های مارنی و خاکستری همراه رگه‌هایی از ژئپس.



شکل ۲-۵۷- تصویری از لایه های شیلی و مارنی نازک لایه که ضخامت لامینه‌های آنها در حد ۲ تا ۵ میلی‌متر می باشد.



شکل ۲-۵۶- تصویری از حضور فیروزه در مارن‌های میوسن. (برای توضیحات بیشتر به متن رجوع کنید)

۲-۳-۸- پادگانه‌های آبرفتی کواترنری

در امتداد رودخانه‌ها و مناطق فرو افتاده، رسوبات مخروط افکنه‌ای با رسوبات سیلابی کواترنر یافت می شوند که این نهشته ها به صورت کنگلومرایی و ماسه سنگی یا سیلتستونی می‌باشند و به صورت دگرشیب دگر شیب بر روی مارن های میوسن قرار گرفته‌اند. این رسوبات تراست‌های آبرفتی هستند که از رسوبات رودخانه‌ای سست تشکیل گردیده‌اند و ساختمان‌های رسوبی همچون چینه بندی مورب و طبقه بندی تدریجی نشان می‌دهند (شکل ۲-۵۴). تراست‌های آبرفتی اکثراً به صورت افقی و دگر شیب روی تشکیلات قدیمی تر منطقه قرار گرفته‌اند.



شکل ۲-۵۸- در این تصاویر الف- پادگانه‌های آبرفتی و ب - رسوبات سیلابی رودخانه‌ای مشاهده می‌شوند.

۲-۴- تکتونیک کلی منطقه

محدوده مورد مطالعه بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است. ایران مرکزی از شرق به غرب شامل چهار بلوک اصلی است که عبارتند از: بلوک لوت، بلوک طبس، بلوک یزد و بلوک کویر بزرگ (بربریان، ۱۹۸۱). منطقه مورد مطالعه در بلوک کویر بزرگ واقع شده است. روند اغلب شکستگی‌ها شمال شرقی- جنوب غربی است. شواهد نشان می‌دهد که ایجاد تنش‌های کششی در یک محیط درون قاره‌ای توانسته است ماگمای بازالتی را از طریق شکستگی‌های عمیق به سمت سطح زمین هدایت کند و سپس آنها را در حوضه‌های رسوبی کم عمق فوران نماید. بنابراین گسل‌ها و شکستگی‌ها، مجرای انتقال و خروج ماگما را به سطح فراهم نموده‌اند. از این رو گسل‌ها و شکستگی‌ها مهمترین ساختارهای موجود در منطقه هستند. در مناطقی که تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی گدازه‌ها خرد شده و برشی شده‌اند تمرکز ماده معدنی بیشتر است. بنابراین به نظر می‌رسد که گسل خوردگی می‌تواند در جابه‌جایی و تمرکز ماده معدنی نقش مهمی ایفا نموده باشد. رگه‌های کلسیتی بزرگی که کنگلومرای ژوراسیک را قطع می‌کنند و وجود شبکه‌ای از رگه‌های کلسیتی که سنگ‌های تراکی بازالتی را قطع می‌کنند نشانه‌ای از شکستگی‌هایی است که توسط کلسیت پر شده‌اند (شکل ۲-۶۰). آثاری از خش گسلی (شکل ۲-۶۱)، خرد شدگی و برشی شدن در اثر عملکرد گسل‌ها در منطقه مشاهده می‌شود.



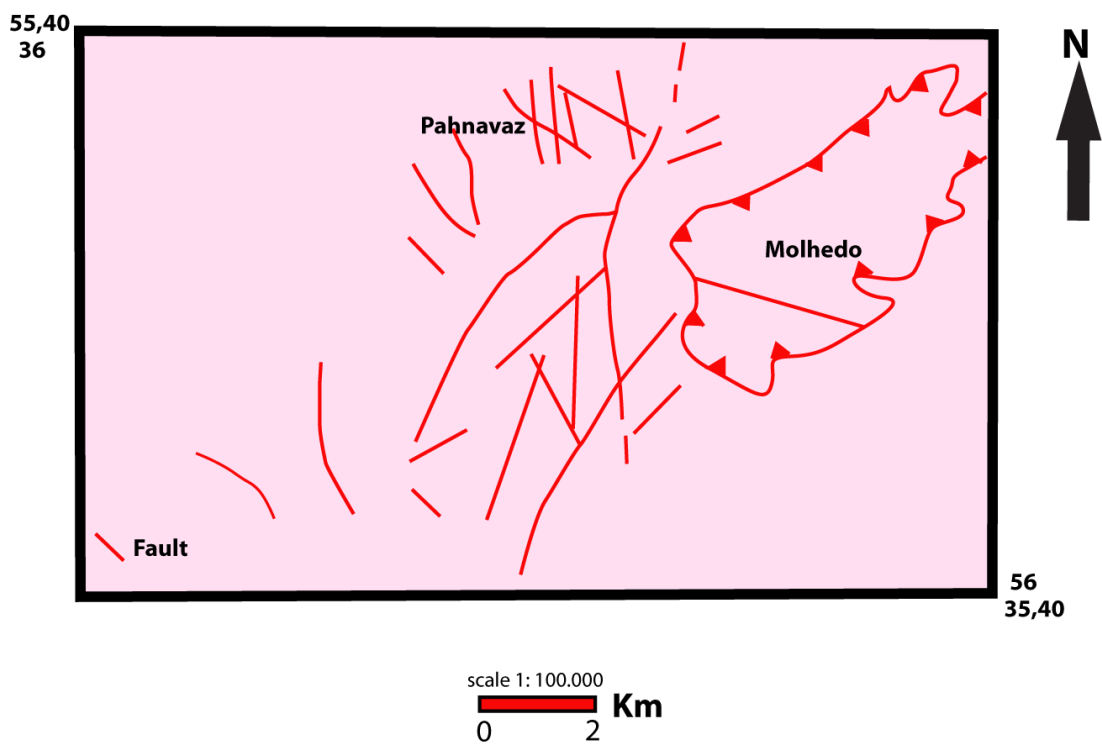
شکل ۲-۵۹- تصویری از برش‌های گسلی ایجاد شده در امتداد پهنه‌های گسلی.



۲-۶۱- نمایی از خش‌های در پهنه‌های گسلی موجود بر سطوح سنگی.



شکل ۲-۶۰- تصویری از یک رگه کلسیتی پر کننده درزه‌ها و شکستگی‌ها.



شکل ۲-۶۲- نمایی از گسل‌های منطقه پهنواز برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی.

۲-۵- پتانسیل معدنی

در حاشیه شمالی ایران مرکزی، در حد فاصل جنوب بیارجمند تا شمال عباس آباد تعدادی کانسار مس وجود دارد که غالباً در ارتباط با سنگ‌های تراکی بازالتی به سن ائوسن زیرین تا میانی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های مذکور خود بخشی از یک توالی ضخیم آتشفشانی- رسوبی می‌باشد. کانسارهای روگرو، چغندرسر، عباس‌آباد و کوه گورخان نمونه‌های بارز شناخته شده‌ای از کانسارهای مس مرتبط با این سنگ‌ها می‌باشند که در گذشته مورد استخراج و بهره‌برداری قرار گرفته‌اند و دوباره نیز فعالیت‌های اکتشافی جهت احیای برخی از آنها نظیر کانسار مس عباس‌آباد در حال انجام می‌باشد. در این کانسارها کانه‌زایی مس بیشتر به صورت ملاکیت، کالکوسیت و به مقدار کمتر کالکوپیریت و مس خالص می‌باشد (شکل ۲-۶۳). این کانسارها از نوع رگه‌ای و افشان می‌باشند و غالباً با زون‌های گسلی و مناطق خرد شده تکتونیکی و سنگ‌های تراکی بازالتی به ویژه انواع بالشی در ارتباط می‌باشند (شکل ۲-۶۴). به نظر می‌رسد فعالیت‌های گرمایی زیر دریایی به تشکیل رگه‌هایی از سولفید مس نظیر کالکوسیت و کالکوپیریت منجر شده است. منتهی خرد شدن سنگ‌ها در اثر فعالیت‌های تکتونیکی و فعالیت‌های ثانویه نظیر هوازدگی باعث شده است این کانسارها غالباً به صورت فرآورده‌های ثانویه نظیر ملاکیت ظاهر شوند. این نوع کانسارها در سایر مناطق ایران نظیر شمال ابهر و خرم دره (که بخشی از زون البرز می‌باشند مشاهده شده‌اند. با توجه به نیاز روزافزون جامعه صنعتی به مس لازم است این کانسارها مورد توجه و بازنگری خاص قرار گیرند. آثاری از معدن کاری به صورت تونل و ترانشه و سرباره‌هایی که نشانه استخراج و بهره‌برداری در گذشته است در منطقه دیده می‌شود (شکل ۲-۶۵ و ۲-۶۶). در حوالی چاه ترکمانی، چاه معدن و معدن روگرو آثار و شواهد فعالیت‌های معدنی به صورت چاه، چاهک، تونل و به فراوانی یافت می‌شود.



شکل ۲-۶۳ - تصویری از کانه زائی مس به صورت کالکوسیت و مالاکیت در محدوده معدن روگرو.



شکل ۲-۶۳ - تصویری از کانه زایی مس به صورت کالکوسیت و مالاکیت در محدوده معدن روگرو.



شکل ۲-۶۶ - آثاری از حفاری به صورت تونل و ترانشه در معدن مس روگرو.



شکل ۲-۶۵ - آثاری از سرباره‌های حاصل از معدن کاری در معدن مس روگرو.

فصل سوم

پتروکرافتی

مقدمه ۱-۳

با توجه به مشاهدات صحرایی توالی آتشفشانی مورد مطالعه تناوبی از گدازه‌های بازالتی و نهشته‌های اپی-کلاستی زیر آبی وابسته به آن را شامل می‌شود. سنگ‌های اپی کلاستی در واقع همان گدازه‌های تراکی بازالتی هستند که در اثر برخورد با آب و مواجه شدن با محیطی که دارای شرایط دما و فشار بسیار متفاوت است، دچار خردشدگی و قطعه قطعه شدن گردیده‌اند. بازالتها با توجه به شرایط صحرایی تغییرات ظاهری بارزی نشان می‌دهند. برای مثال برخی از آنها حاوی فنوکریست‌های پیروکسن سبز تیره زیادی با ترکیب اوزیتی می‌باشند و برخی از آنها حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز می‌باشند و تعدادی نیز در حد واسط این دو مجموعه قرار می‌گیرند. علاوه بر ویژگی‌های کانی‌شناسی، ویژگیهای دیگری نظیر دارا بودن حفرات (خالی یا پر شده)، حاشیه شیشه‌ای (سریعاً سرد شده) و پر شدن درزه‌ها و شکستگی‌ها توسط کانی‌های ثانویه بر تنوع بافتی و کانی‌شناسی سنگها افزوده است. علاوه بر سنگ‌های نام برده تعدادی دایک تغذیه کننده که به این توالی آتشفشانی- رسوبی منتهی می‌شود نیز وجود دارد که در ادامه مبحث این فصل به پتروگرافی آنها خواهیم پرداخت.

در این فصل سعی خواهد شد با استفاده از مطالعات میکروسکوپی نام دقیق سنگ‌ها، نوع کانی‌ها و روابط بافتی و ترتیب تبلور کانی‌ها تعیین گردد.

سنگ‌های این منطقه را می‌توان به گروه‌های زیردسته بندی کرد:

- تراکی بازالت‌های دارای الیوین و پیروکسن (با مقدار کمی پلاژیوکلاز)
- تراکی بازالت‌های دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن (با مقدار کمی الیوین)
- نهشته‌های اپی کلاستی
- دایک‌ها

براساس نتایج آنالیز شیمی و استفاده از نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین که در فصل چهارم ارائه شده است، سنگ‌های مورد مطالعه اکثراً در محدوده تراکی بازالت واقع می‌شوند. از این رو برای هماهنگی بین بخش‌های پتروگرافی و ژئوشیمی و اجتناب از سر در گمی، بنا را بر آن گذاشتیم که به جای عبارت بازالت از تراکی بازالت

استفاده کنیم. هرچند که استفاده از واژه تراکی بازالت در بخش پتروگرافی باید با این مفهوم همراه باشد که سنگ بافت تراکیتی (مشابه جریان با میکروولیت‌های فراوان پلاژیوکلاز یا سانیدین) نشان می‌دهد. اگر دسترسی به آنالیز شیمی وجود نداشت استفاده از عبارت تراکی بازالت بی معنی بود. در هر حال ما به این نتیجه رسیدیم که برقراری هماهنگی بین بخش پتروگرافی و ژئوشیمی به شیوایی مطلب و فهم بهتر حقایق بیشتر کمک خواهد کرد.

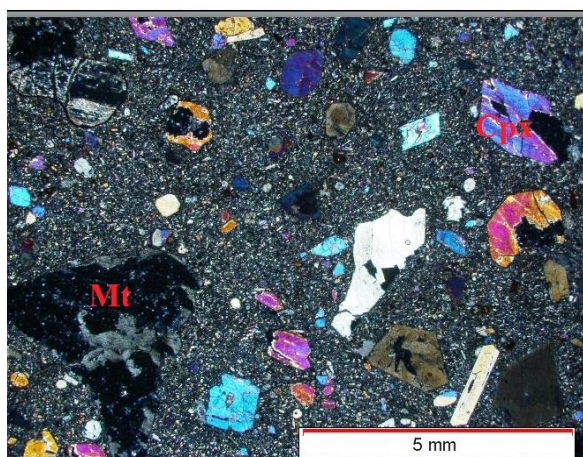
علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل در جدول (۱-۳) آورده شده است.

Mt	مگنتیت	Oli	اولیوین
Epd	اپیدوت	Cpx	کلینوپیروکسن
Opc	کانی‌های اوپک	Plg	پلاژیوکلاز
Chl	کلریت	Apa	آپاتیت
Ca	کلسیت	An	آنالسیم

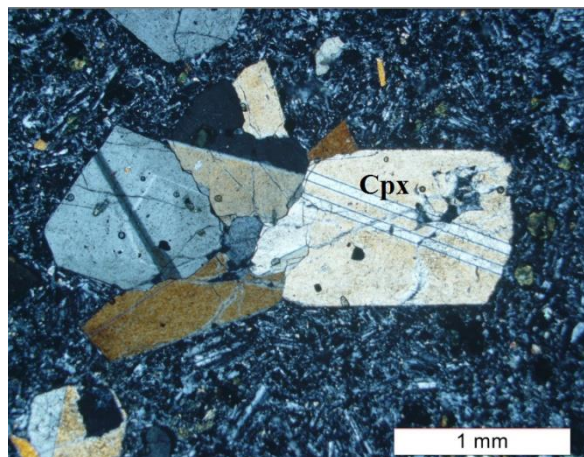
۳-۲- ویژگی‌های پتروگرافی سنگ‌های منطقه

۳-۲-۱- تراکی بازالت‌های دارای الیوین و پیروکسن (با مقادیر کمی پلاژیوکلاز)

سنگ‌های تراکی بازالتی این منطقه رخنمون‌هایی به رنگ خاکستری تا سیاه رنگ را نشان می‌دهند و از کانی‌های اصلی کلینوپیروکسن با منطقه بندی نوسانی و بلورهای تقریباً درشت الیوین که ایدنگزیتی شده‌اند و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز که در زمینه قابل مشاهده هستند، به همراه کانی‌های فرعی که شامل کانی اوپک و آپاتیت و کانی‌های ثانویه مانند کلریت، ایدنگزیت و زئولیت تشکیل شده‌اند. بافت غالب این سنگ‌ها پورفیری است. در ضمن بافت‌های گلومروپورفیری و میکروولیتی نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌گردد (شکل ۳-۲ و ۳-۱).



شکل ۳-۲- تصویری از بافت هیالو میکرولیتی پورفیری
پورفیری با زمینه میکرولیتی در تراکی بازالت (XPL).



شکل ۳-۱- تصویری از تجمع فنوکریست‌های پیروکسن و
ایجاد بافت گلوپورفیری در تراکی بازالت (XPL).

– کانی‌های اصلی

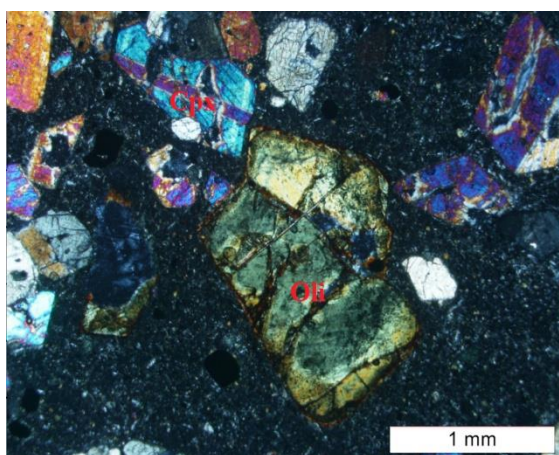
الیوین

الیوین‌ها به صورت شش گوش و دارای شکستگی‌های صدفی بوده و به طور کامل یا جزئی به ایدنگزیت و بولنزیت تبدیل شده‌اند. در نور پلاریزه عادی به دلیل ایدنگزیتی شدن به طور کامل قهوه‌ای رنگ هستند. الیوین‌هایی که بولنزیتی شده‌اند توسط کلریت‌های سبز رنگ جایگزین شده‌اند. (شکل ۳-۳). مقدار الیوین در این سنگ‌ها نسبتاً کم است و به دو صورت آزاد و یا در برخی موارد به صورت ادخال در پیروکسن‌ها دیده می‌شوند. منتهی فنوکریست‌های آزاد الیوین فراوان‌تر هستند. الیوین‌ها به صورت ادخال در پیروکسن دیده می‌شوند ولی عکس این حالت معمولاً صادق نیست، این بدان معنا است که الیوین زودتر متبلور شده است (۳-۴). الیوین در برخی موارد حاوی ادخال‌هایی از مگنتیت می‌باشد. به طور خیلی نادر، ادخال‌هایی از الیوین در پلاژیوکلاز یافت می‌شود. شدت ایدنگزیتی شدن گاهی به حدی است که فقط قالبی از کانی اولیه باقی مانده است. خوردگی بلورهای الیوین مشهود می‌باشد (۳-۵) که ممکن است در نتیجه به هم خوردن تعادل باشند و این به هم خوردن تعادل نتیجه تغییر فشار یا تغییرات شیمیایی ماگما ضمن صعود بوده باشند. بنابراین عامل خوردگی بلورها می‌تواند مربوط به هم خوردن تعادل باشد که در اثر اختلاط ماگمایی یا برداشته شدن سریع فشار ایجاد می‌شود شلی، (۱۹۹۳). بنابراین با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه، خوردگی بلورهای الیوین و شکل‌های خلیجی اغلب همراه با گردشگی نیز می‌باشند، لذا این

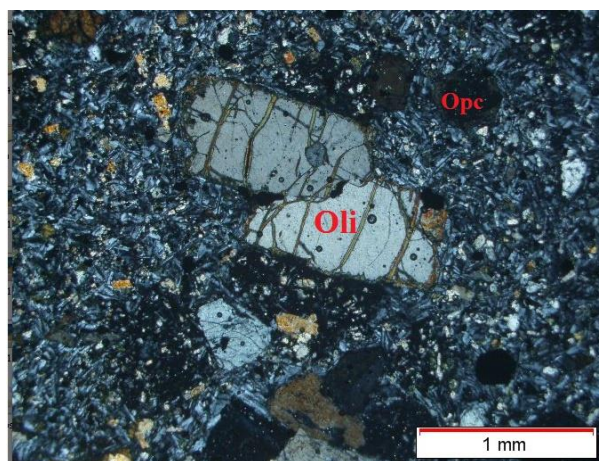
خوردگی ناشی از انحلال بلورها و تغییر شرایط پایداری آنها می‌باشند. به عقیده آلن^۱ و همکاران، (۱۹۹۳) از آنجایی که فنوکریست‌های الیوین رشد نسبتاً آهسته‌ای دارند و به صورت معلق در مذاب می‌باشند (در بافت‌های پورفیری) آنها معمولاً به صورت خودشکل دیده می‌شوند. (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۴- تصویری از حضور ادخال‌هایی از اولیوین در فنوکریست‌های پیروکسن تیتان اوژیت



شکل ۳-۳- تصویری از بولنژیته شدن بلورهای الیوین. XPL



شکل ۳-۵- تصویری از خوردگی بلورهای اولیوین در تراکی بازالت (XPL)

^۱ - Allen

پیروکسن

پیروکسن فراوان‌ترین کانی مافیک سازنده این دسته از بازالت‌ها است. به علت فراهم بودن شرایط لازم برای رشد آنها غالباً دارای اشکال منظم می‌باشند (به ویژه فنوکریست‌ها). منطقه بندی ترکیبی و رنگی و رنگهای شاد تداخلی سری‌های دوم و سوم و داشتن ادخال‌هایی از مگنتیت و پلاژیوکلاز از ویژگی‌های بارز پیروکسن های این سنگ‌ها می‌باشند. اندازه فنوکریست‌های پیروکسن حداکثر به ۴ تا ۵ میلی‌متر می‌رسد (شکل ۳-۶). پیروکسن‌های ریز نیز در زمینه سنگ به وفور یافت می‌شوند.

با توجه به مشخصات پتروگرافی چند رنگی سبز-آبی تا بنفش ارغوانی و ماکل ساعت شنی و زاویه خاموشی حدود ۴۸ درجه، پیروکسن‌های موجود در این بازالت‌ها عمدتاً از نوع اوژیت تیتان‌دار می‌باشند (۳-۷). ادخال‌هایی از مگنتیت، الیوین و پلاژیوکلاز درون تیتان اوژیت‌ها به وفور یافت می‌شود (۳-۹ و ۳-۸). برخی از بلورهای پلاژیوکلاز که به صورت ادخال در پیروکسن‌ها یافت می‌شوند به موازات حاشیه رشد بلور آرایش پیدا کرده‌اند. ناکایاوا و ساکایاما^۱، (۱۹۷۹) بافت‌های نامتعادل مانند منطقه بندی درشت بلورهای پیروکسن را نتیجه آرایش با پوسته قاره‌ای، تغییر ناگهانی فشار و آمیختگی ماگمایی می‌دانند. بنا بر عقیده ناکایاوا و همکاران^۲، (۲۰۰۲) ترکیب درشت بلورهای کلینوپیروکسن و زون بندی آنها در سنگهای آتشفشانی، فرایند-های ماگمایی را در اتاق ماگمایی پیش و همزمان با فوران ثبت می‌کنند. گاهی تجمعاتی از پیروکسن و پلاژیوکلاز و ندرتاً الیوین تشکیل شده‌اند که به صورت بافت گلومروپورفیری تجلی پیدا کرده‌اند (۳-۱۱ و ۳-۱۰). حضور این بافت بیانگر تفریق ماگمایی، در ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشد (شلی^۳، ۱۹۹۳). به اعتقاد ژو^۴ و همکاران (۲۰۰۹)، بافت گلومروپورفیری شامل فنوکریست‌های تجمع یافته است که در ۳ مرحله تشکیل می‌شود. در مرحله اول و طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی، فنوکریست‌ها از مذاب

^۱- Nakayawa & sakayama

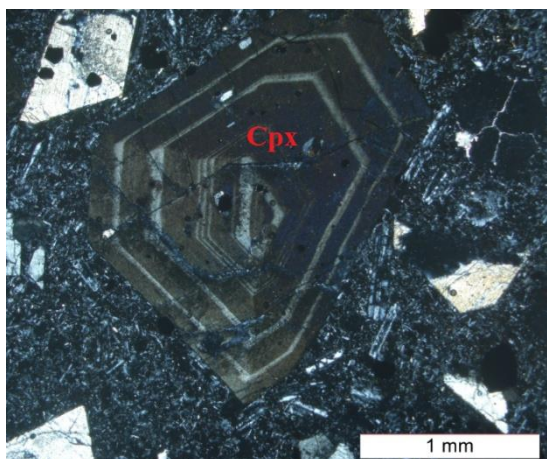
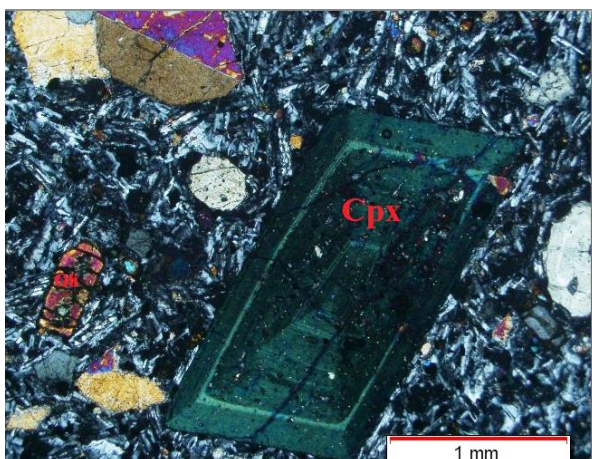
^۲- Nakayawa, et.al

^۳- Shelly

4- Xhu

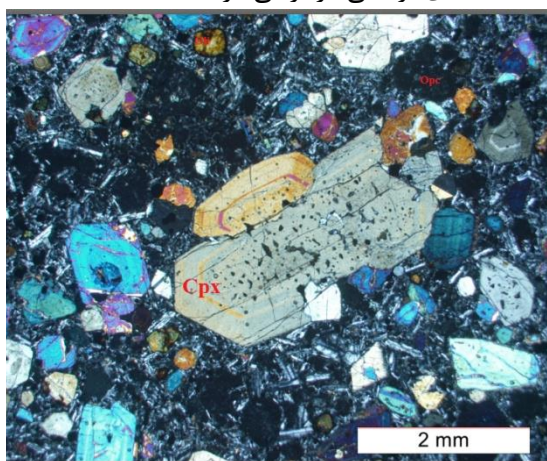
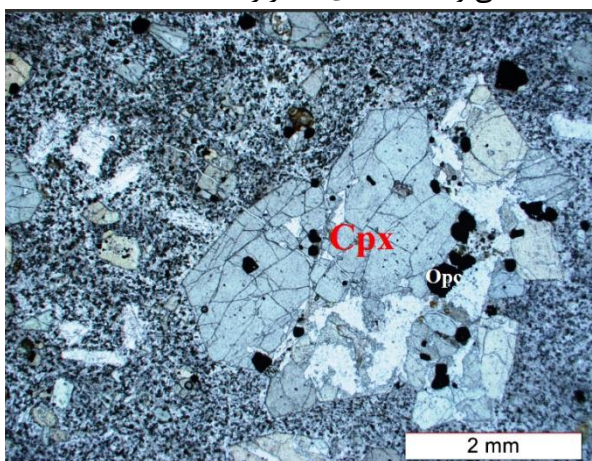
متبلور می‌شوند. در مرحله دوم، با تزریق تصادفی مذاب درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی، مذاب‌های مختلط تولید می‌شوند. کاهش چگالی و گرانروی مذاب احاطه کننده این فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به صورت انباشتی در کف آشیانه ماگمایی می‌شود (ژو و همکاران، ۲۰۰۹). اتاق ماگمایی مذکور ممکن است از طریق سیستم دایک با آشیانه‌های ماگمایی عمیق‌تر در ارتباط باشد. لذا در مرحله سوم، تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکات سریع رو به بالا، سبب آشفته‌گی مخزن، انتقال و در نتیجه، اختلاط مذاب می‌شود. همچنین، این دایک‌ها می‌توانند فشار زیادی را از آشیانه ماگمایی عمیق‌تر به طرف اتاق ماگمایی در حال جایگزینی انتقال دهند. اگر فشار ماگما در اتاق ماگمایی اخیر، بیشتر از مقاومت سنگ میزبان باشد، سنگ می‌شکند و مذاب به وسیله‌ی گرادیان فشار به درون شکستگی‌ها نفوذ کرده و آن‌ها را پر می‌کند. سپس، این مذاب به سمت بالا حرکت کرده و در آشیانه‌های ماگمایی کم عمق‌تر جایگزین می‌شود. در این زمان، کاهش فشار، یک نیروی انبساطی قوی برای فنوکریست‌های انباشتی ایجاد می‌کند و سبب جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور می‌شود. حال آن‌که، تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی را بین فنوکریست‌ها و مذاب تحریک می‌کند. نیروی انبساطی و تنش برشی، باعث شکسته شدن و تولید تجمعات گلومروپورفیری برشی و قطعه قطعه می‌شوند که با صعود مذاب، به طرف بالا آورده می‌شوند. اتصال گلومروپورفیری‌ها در مذاب‌های درونی، احتمالاً به کاهش دما و افزایش گرانروی ناشی از آن مرتبط است (بیکر^۱، ۱۹۹۸). در شکل (۳-۱۲)، مدل ژنتیکی معرفی شده توسط ژو و همکاران (۲۰۰۹) برای تشکیل تجمعات گلومروپورفیری ارائه شده است. (جمشیدی ۱۳۸۹).

^۱ -Baker



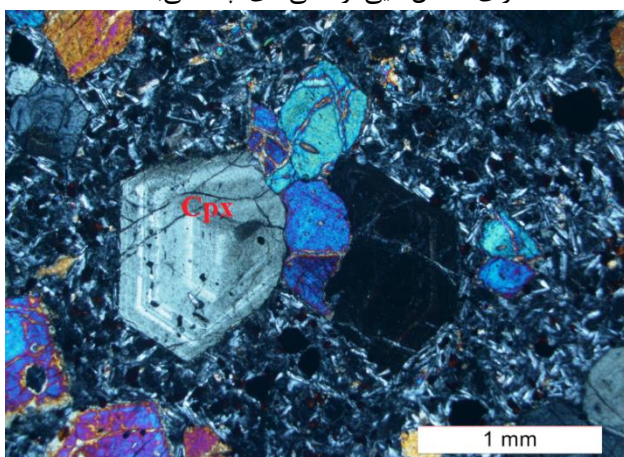
شکل ۳-۷- تصویری از حضور بلور تیتان اوژیت با ماکل ساعت شنی و منطقه بندی بسیار زیبا (XPL).

شکل ۳-۶- تصویری از فنوکریست تیتان اوژیت دارای منطقه بندی ترکیبی در تراکی بازالت، (X PL).



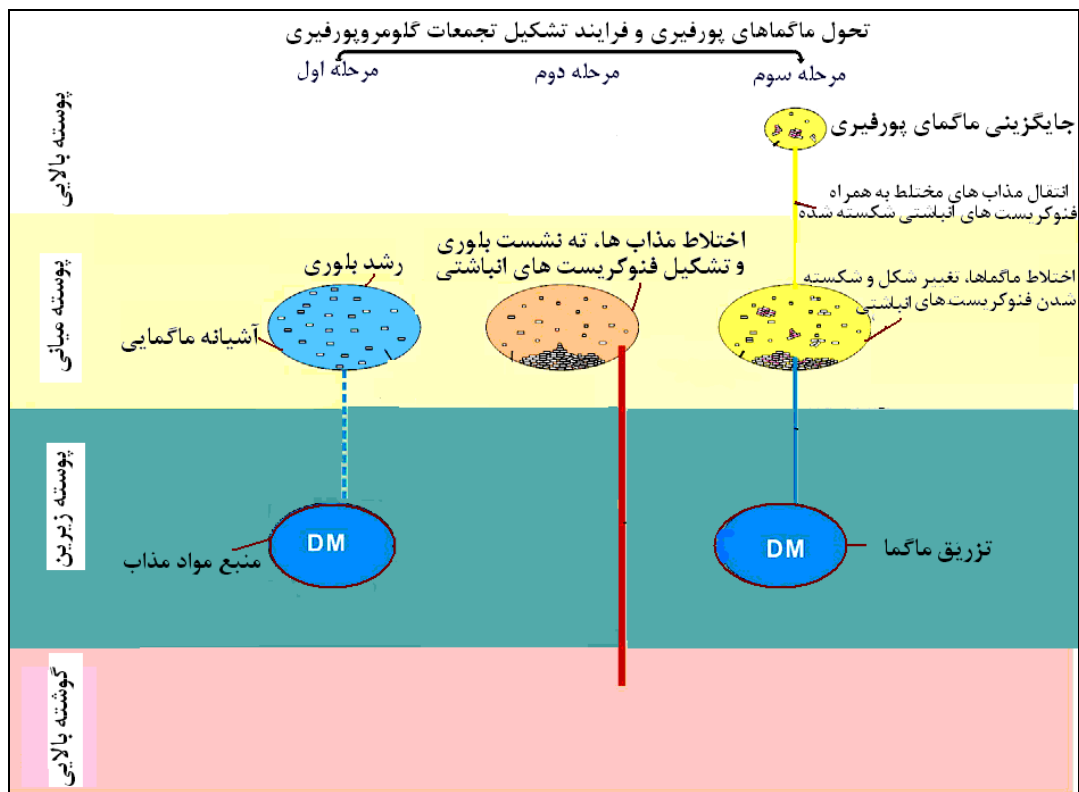
شکل ۳-۹- تصویری از تجمع فنوکریست‌های تیتان اوژیت که دارای اذخال‌هایی از کانی‌های اپک می‌باشند.

شکل ۳-۸- تصویری از فنوکریست‌های تیتان اوژیت با بافت غربالی (XPL).



شکل ۳-۱۱- تصویری از تجمع فنوکریست‌های تیتان اوژیت و ایجاد بافت گلومروپورفیری در تراکی بازالت‌ها (XPL).

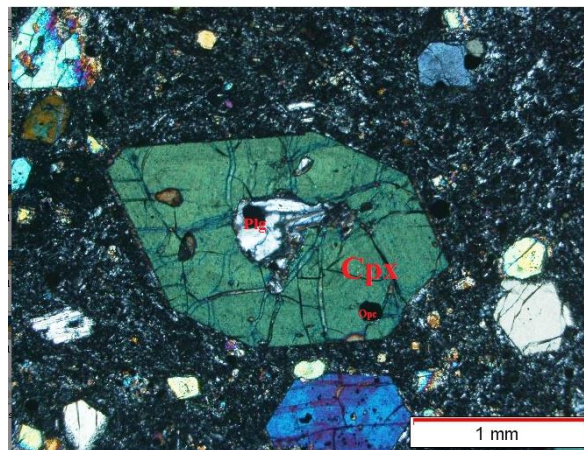
شکل ۳-۱۰- تجمع گلومرولی تیتان اوژیت، الیوین و کانی‌های اپک در تراکی بازالت‌ها. (PPL). در این سنگ تیتان اوژیت نسبت به الیوین از فراوانی بیشتری برخوردار است.



شکل ۳-۱۲- مدل ژنتیکی برای تشکیل تجمعات گلوپورفیری از ژو و همکاران (۲۰۰۹).

پلاژیوکلاز

بلورهای پلاژیوکلاز به صورت میکروولیت در زمینه سنگها و به مقدار کم نیز به صورت ادخال در فنوکریستهای تیتان اوژیت دیده می شوند (۳-۱۳) آنها با ماکل پلی سنتتیک و منطقه بندی ترکیبی مشخص می شوند. منطقه بندی که نشان دهنده عدم تعادل و یکسان نبودن شرایط لازم در زمان سرد شدن ماگما است در بلورهای پلاژیوکلاز دیده می شود.



شکل ۳-۱۳- تصویری از فنوکریستهای تیتان اوژیت با ادخالهایی از پلاژیوکلاز در تراکی بازالتها (XPL).

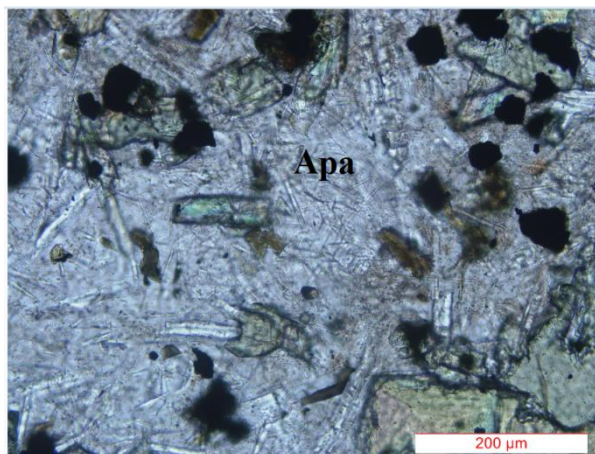
-کانی های فرعی

کانی های اوپک

مگنتیت و مگنتیت تیتانیم دار یا تیتانومگنتیت فراوان ترین کانی مافیک موجود در این سنگ ها است که به صورت دانه درشت در حدود ۱ تا ۲ میلی متر و به صورت ریز در حدود یک تا چند صدم میلی متر به وفور در این سنگ ها یافت می شود. تبدیل شدگی برخی از دانه های ریز مگنتیت به هماتیت در این سنگ ها شایع است. این کانی های اوپک غالباً یا به صورت اذخال درون سایر کانی ها حضور دارند و یا در زمینه سنگ یافت می شوند.

آپاتیت

آپاتیت به صورت بلورهای سوزنی و کشیده بسیار ریز (به شکل اذخال) درون پلاژیوکلاز و تیتان اوژیت یافت می شود (شکل ۳-۱۴). حضور آپاتیت معرف بالا بودن P_2O_5 در ماگمای سازنده تراکی بازالت ها است.



شکل ۳-۱۴- تصویری از حضور بلورهای سوزنی آپاتیت در فنوکریست های تیتان اوژیت و پلاژیوکلازهای موجود در تراکی بازالت ها (XPL).

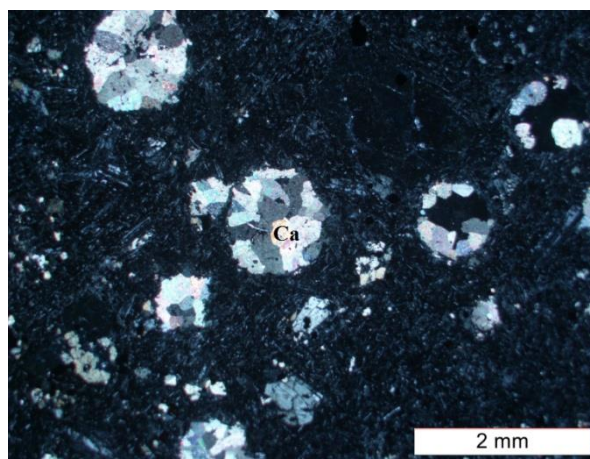
- کانی های ثانویه

به طور کلی کانی های ثانویه در دماهای کمتر از دمای سالدوس تشکیل می گردند. کانی های ثانویه به طور خاص منعکس کننده جانشینی بخشی یا کامل کانی های اولیه دما بالا توسط کانی های دما پایین هستند. این جانشینی معمولاً شامل آبگیری و اکسیداسیون کانی های اولیه توسط سیالات مشتق از ماگما در خلال مراحل نهایی تبلور است

و یا تحت تاثیر هوازدگی نزدیک به سطح زمین صورت می گیرد. کانی های ثانویه موجود در این سنگ ها عبارتند از کلسیت، کلریت، آنالسیم، زئولیت و ایدنگزیت.

کلسیت

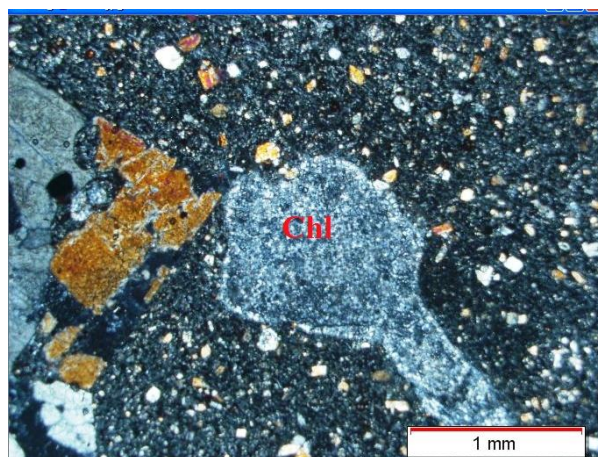
کلسیت اغلب به صورت پرکننده بین کانی ها و شکستگی های پلاژیوکلاز و یا پر کننده حفرات می باشد (شکل ۳-۱۵) یا به صورت رگه مشاهده می شود. کلسیت حاصل دگرسانی پلاژیوکلازهای کلسیک یا پیروکسن ها (تیتان اوژیت) می باشد. در ضمن مقداری از کلسیت ها مستقیماً از محیط رسوبی تبلور یافته اند و بیشتر حفرات و درزه ها را پر کرده اند.



شکل ۳-۱۵- تصویری از حفره های پر شده توسط کلسیت در تراکی بازالت (XPL).

کلریت

کلریت ها از دگرسانی کانی های فرومنیزین مانند الیوین و تیتان اوژیت حاصل شده اند. بخشی از آنها نیز حاصل دگرسانی زمینه شیشه ای سنگ می باشند. کلریت می تواند به صورت جایگزینی، قالب بلورهای نظیر الیوین یا پیروکسن را پر کند و اشکال کاذب ایجاد کند. در برخی موارد نیز کلریت پر کننده حفرات و درزه ها و شکستگی ها می باشد (شکل ۳-۱۶).



شکل ۳-۱۶- تصویری از کلریت ناشی از دگرسانی کانی‌های مافیک در تراکی بازالت (XPL).

زئولیت

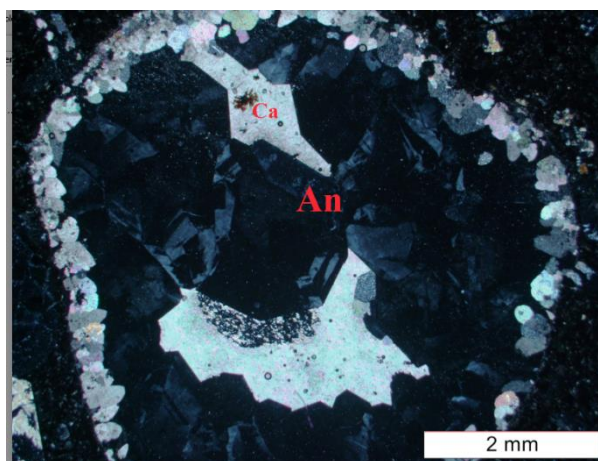
۱- ناترولیت

زئولیت به صورت پرکننده حفرات و درزه‌ها و شکستگی‌های سنگ‌های تراکی بازالتی، با بافت شعاعی و رنگ سفید مشاهده می‌شود. در حفرات موجود در این سنگ‌ها زئولیت اغلب با کانی‌هایی دیگر مانند کلسیت، کوارتز و کلریت همراه است. گونه‌هایی از این زئولیت‌ها توسط الهیاری، (۱۳۸۹) به روش XRD مورد آنالیز قرار گرفته است. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که این زئولیت‌ها از نوع ناترولیت هستند. زئولیت‌ها دارای آرایش دسته جارویی و رنگ تداخلی سفید-خاکستری می‌باشند. به علت قرارگیری بلورهای ریز زئولیت در کنار یکدیگر منظره‌ای شبیه خاموشی موجی در ذهن تداعی می‌شود. اندازه بلورهای زئولیت از چند میلی متر تا ۳-۴ سانتی متر متغیر است.

۲- آنالسیم

آنالسیم در نور پلاریزه عادی بی‌رنگ است. در ضمن در نور پلاریزه متقاطع ایزوتروپ است، لذا کاملاً تیره می‌باشد و شناسایی آن به دقت بیشتری نیاز دارد. آنالسیم معمولاً در حفره‌ها یافت می‌شود و با مقادیری کلسیت و کوارتز همراه می‌شود. (شکل ۳-۱۷). آنالسیم با فرمول ساختاری $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$ از زئولیت‌های طبیعی است که می‌تواند مستقیماً از ماگما متبلور شود یا در محیط‌های هیدروترمال و یا در دگرگونی‌های ضعیف تشکیل شود. همان-

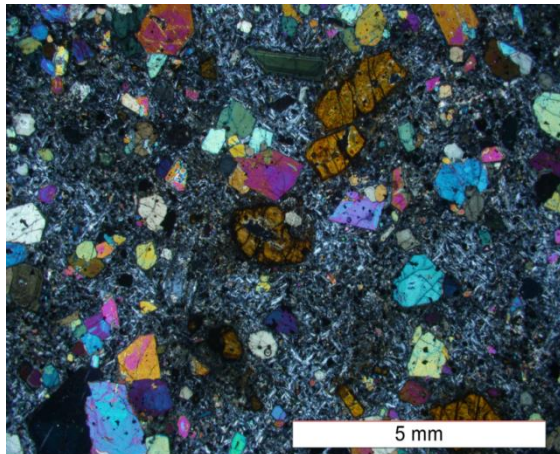
طور که در تصویر ۳-۱۷ دیده می‌شود، این حفره ابتدا توسط بلورهای ریز کلسیت پر شده است. این بلورها به صورت زنجیره‌ای در اطراف حفره کنار یکدیگر آرایش پیدا کرده‌اند، سپس بلورهای آنالسیم بر روی آنها رشد کرده و به سمت داخل حفره توسعه پیدا کرده‌اند. در نهایت فضای خالی باقی مانده توسط نسل جدیدی از کلسیت‌ها پر شده‌اند که اندکی دانه درشت‌تر می‌باشد. در بلورهای آنالسیم ساخت‌های ظریف متقاطع شبیه ماکل پری‌کلین دیده می‌شوند. لازم به ذکر است آنالسیم‌ها در نمونه‌های دستی به صورت بلورهای بی رنگ کاملاً شفاف مشاهده می‌شوند و شفافیت آنها صفت ممیزه آنها از سایر کانی‌های ثانویه همراه نظیر کلسیت، کوارتز و ناترولیت می‌باشد.



شکل ۳-۱۷- تصویری از حفرات پر شده توسط آنالسیم و کلسیت در تراکی بازالت‌ها (XPL).

ایدنگزیت

الیوین یکی از مستعدترین کانی‌ها برای دگرسان شدن می‌باشد و به مجموعه‌ای از اکسیدهای آهن (ایدنگزیت) و یا کلریت (بولنزیت) تبدیل می‌شود. لازم به ذکر است بلورهای الیوین ایدنگزیتی شده در نمونه دستی به صورت دانه‌های قهوه‌ای رنگ یا قهوه‌ای متمایل به سبز مشاهده می‌شوند. البته بلورهای الیوین یا غالباً به صورت جزئی دگرسان شده‌اند و در برخی موارد هنوز بقایای بلورهای الیوین قابل شناسایی است (شکل ۳-۱۸) یا به طور کامل ایدنگزیتی شده‌اند (شکل ۳-۱۹).



شکل ۳-۱۹- تصویری از بلورهای الیوین ایدنگزیتی شده موجود در یک زمینه بسیار ریزدانه متشکل از میکرولیت-های پلاژیوکلاز (XPL).

شکل ۳-۱۸- تصویری از الیوین‌های ایدنگزیتی شده در تراکی بازالت‌ها.

۳-۲-۲- تراکی بازالت‌های دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن (با مقدار کمی

الیوین)

بخش تکامل یافته بعدی در سنگ‌های منطقه تراکی بازالت‌های دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز می‌باشند که از نظر سنگ شناختی مشابه دسته اول بوده و اختلاف بارز آنها به حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها معطوف می‌شود. این دسته از سنگ‌ها دارای پیروکسن از نوع تیتان اوژیت و پلاژیوکلاز فراوانی می‌باشند. پلاژیوکلازها به صورت فنوکریست‌های زیبا و همچنین به صورت میکرولیت یا به میزان کم به صورت ادخال در پیروکسن‌های منطقه مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۸). میزان الیوین بسیار کم می‌باشد و الیوین‌ها تماماً ایدنگزیتی شده‌اند. بافت‌های غالب در این سنگ‌ها بافت پورفیری، گلومروپورفیری، غربالی و میکرولیتی-پورفیری می‌باشند.

-کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

در این دسته از تراکی بازالت‌ها پلاژیوکلاز از حضور بارزتری برخوردار است. پلاژیوکلاز به صورت غالباً میکرولیتی یا فنوکریستی در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۳-۲۰ تا ۳-۲۲). هم رشدی‌های موضعی پیروکسن و پلاژیوکلاز که مربوط به تبلور آنها در مراحل اولیه و در اتاق ماگمایی مربوط می‌باشد، در برخی از نمونه‌های سنگی مشاهده می‌شود. پلاژیوکلازها به ندرت حاوی ادخال می‌باشند ولی گاهی ادخال‌هایی از

کانی‌های اوپک در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود که به موازات حاشیه بلور رشد کرده-اند (شکل ۳-۲۳). میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به صورت ادخال‌های زیبایی در فنوکریست‌های تیتان اوژیت یافت می‌شوند (شکل ۳-۲۴) و در برخی مواقع به صورت جهت یافته در پیروکسن آرایش پیدا کرده‌اند (شکل ۳-۲۵). ترک‌های میکروسکوپی ریز مقیاس زیادی در پلاژیوکلازها دیده می‌شود. تقریباً در تمامی سنگ‌های منطقه، پلاژیوکلازها نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند که این امر بیانگر حل شدن مجدد بلورهای پلاژیوکلاز در مذاب باقیمانده به دلیل کاهش فشار وارد بر ماگما در طی صعود آن به اعماق کمتر و تغییر دمای لیکیدوس می‌باشد. پلاژیوکلازهایی که در اعماق بیشتر تشکیل شده‌اند در حین صعود ماگما حل شده و در نتیجه برخی فنوکریست‌ها کمتر از دیگر فنوکریست‌ها تحلیل رفته‌اند (شلی^۱، ۱۹۹۳). یکی از شواهد قابل توجه در بلورهای پلاژیوکلاز این سنگ‌ها وجود منطقه بندی ترکیبی است که علت ایجاد آن را می‌توان تغییرات مکرر و کوتاه مدت ترکیب ماگما در نظر گرفت که در زمان تبلور بلور اتفاق افتاده است. معمولاً منطقه بندی نشان‌گر کندتر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت رشد بلور است (ورنان^۲ ۲۰۰۴). (بست^۳، ۲۰۰۳) منطقه بندی را یک الگوی منظم از تغییرات شیمیایی، درکانی‌های محلول جامد می‌داند که نشان دهنده واکنش متوالی ناقص بین بلورهای محلول جامد با مذاب در برگیرنده می‌باشد.

پیروکسن

پیروکسن، فراوانترین کانی مافیک این سنگ‌ها است. بلورهای پیروکسن شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و اغلب به صورت منفرد و یا مجتمع با پلاژیوکلاز و الیوین یا گاهی به صورت میکروولیت در زمینه سنگ دیده می‌شوند. بلورهای پیروکسن از نوع اوژیت یا تیتان اوژیت می‌باشند و رنگ‌های شاد سری سوم جدول میشل لویی را نشان می‌دهند، اغلب سالم بوده و کمتر دچار دگرسانی شده‌اند. بلورهای تیتان اوژیت ماکل ساعت شنی و منطقه بندی ترکیبی زیبایی نشان می‌دهند و غالباً دارای ادخال‌هایی از کانی‌های اوپک و پلاژیوکلاز می‌باشند. این بلورها همراه

^۱ -Shelly

^۲ -Wernan

^۳ -Best

با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز تجمعاتی را به وجود آورده‌اند که به ایجاد بافت گلومروپورفیری منجر شده است. در برخی مواقع نیز اذخال‌هایی از بلورهای ریز پیروکسن در فنوکریست‌های پیروکسن مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۲۷).

الیوین

الیوین به صورت پراکنده، عمدتاً مجزا و به صورت فنوکریست و یا ریز بلور در این سنگ‌ها یافت می‌شود. الیوین-ها گهگاه به صورت اذخال توسط پیروکسن‌ها در برگرفته شده‌اند. بلورهای الیوین عمدتاً بولنژیته شده‌اند. در این سنگ‌ها الیوین بندرت سالم می‌باشد و غالباً به کلریت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند و اشکال کاذبی را به وجود آورده‌اند که توسط محصولات دگرسانی یا هوازدگی پر شده‌اند.

-کانی‌های فرعی

اوپک

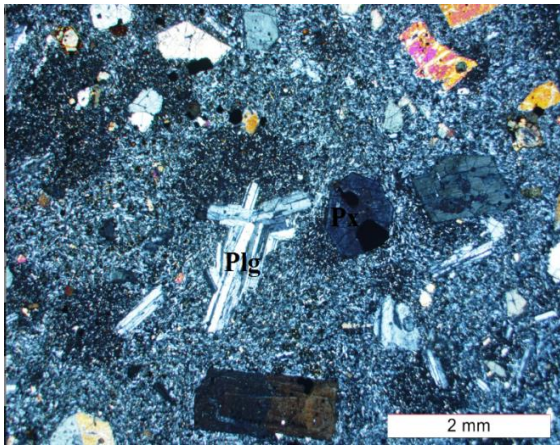
کانی‌های اوپک اغلب در زمینه سنگ پراکنده‌اند و گاه در درون پلاژیوکلاز و پیروکسن به صورت اذخال دیده می‌شوند.

آپاتیت

به صورت بلورهای سوزنی و کوچک در پلاژیوکلاز و پیروکسن یافت می‌شود.

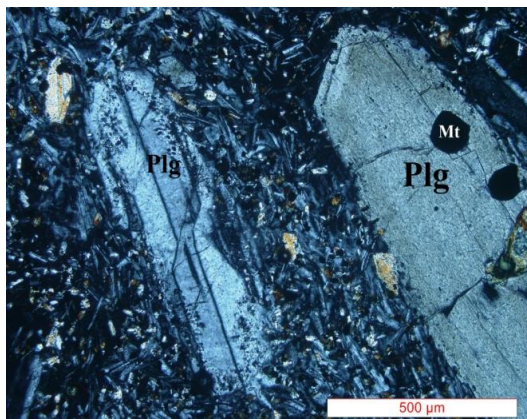
-کانی‌های ثانویه

برخی حفرات و فضاهای خالی توسط بلورهای ریز و دارای ساختار شعاعی زئولیتی پر شده‌اند (شکل ۳-۲۷). کلریت حاصل دگرسانی کانی‌های مافیک و گاهی خمیره شیشه‌ای سنگ می‌باشد. ایدنگزیت حاصل تجزیه الیوین می‌باشد.



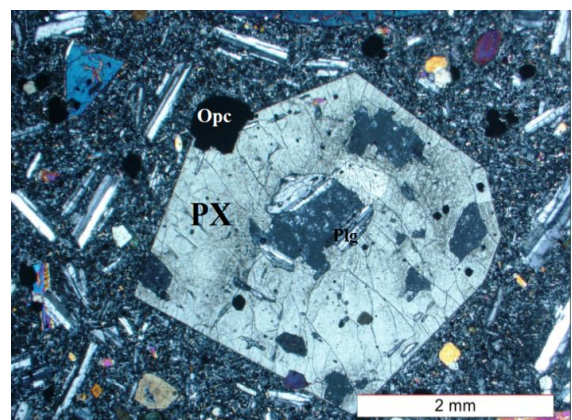
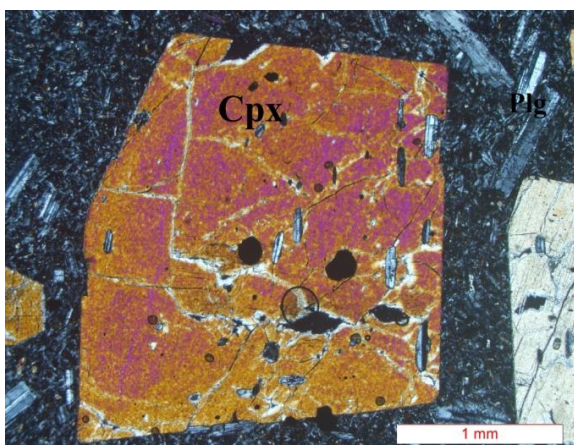
شکل ۳-۲۰- تصویری از حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، اولیوین و کلینوپیروکسن در تراکی بازالت‌های دسته دوم (حاوی مقادیر زیادتری پلاژیوکلاز). (XPL).

شکل ۳-۲۱- تجمع فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلومروپورفیری در تراکی بازالت‌های حاوی مقادیر زیادی پلاژیوکلاز. (XPL).



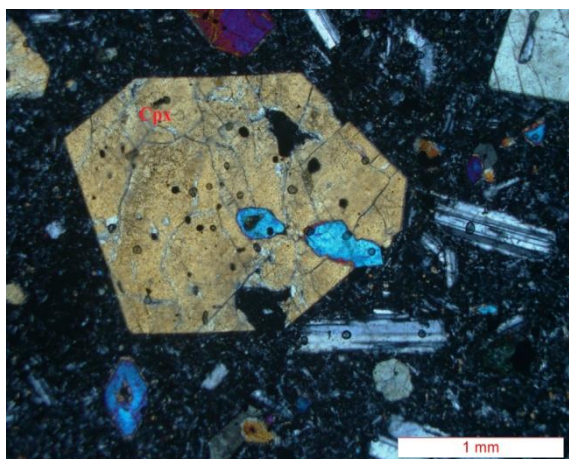
شکل ۳-۲۲- تصویری از جهت‌یافتگی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و ایجاد بافت پورفیری و جریان‌ی در تراکی بازالت‌ها (XPL).

شکل ۳-۲۳- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ابعاد بزرگ و بافت غربالی کانی‌های اوپک به موازات حاشیه بلور در آرایش پیدا کرده‌اند. (XPL).



شکل ۳-۲۴- تصویری از در بر گرفته شدن پلاژیوکلاز به صورت ادخال در بلور تیتان اوژیت و حضور آن به صورت فنوکریست یا میکروولیت در زمینه سنگ (XPL).

شکل ۳-۲۵- تصویری از حضور ادخال‌هایی از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در فنوکریست‌های تیتان اوژیت (XPL).



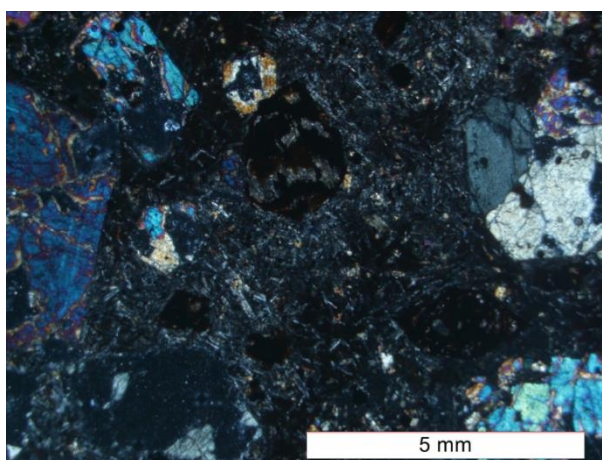
شکل ۳-۲۷- تصویری از حضور زئولیت با ساختار شعاعی در تراکی بازالت‌های حاوی پلاژیوکلاز قابل توجه. (XPL)

شکل ۳-۲۶- تصویری از فنوکریست تیتان اوژیت در تراکی بازالت‌های حاوی مقادیر زیادی پلاژیوکلاز. به اولیوین‌های ریز بلور و پیروکسن‌های ریز درون بلور توجه کنید (XPL).

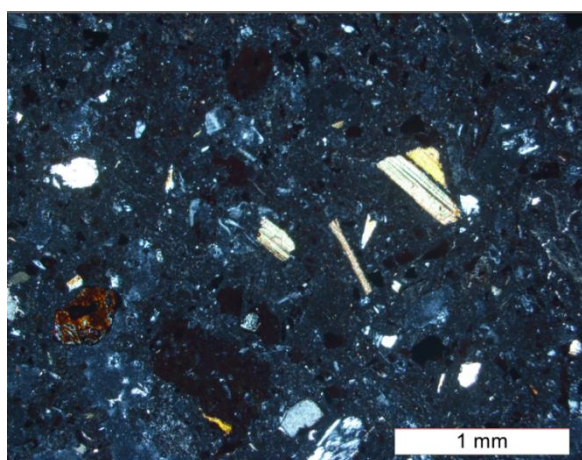
۳-۳- پتروگرافی نهشته‌های اپی کلاستی

با توجه به مشاهدات صحرایی نهشته‌های اپی کلاستی، قطعات حاصل از انفجار و گسیختگی گدازه‌های تراکی بازالتی هستند که در یک محیط زیر آبی مجدداً حمل شده و توانسته‌اند مانند رسوبات ماسه سنگی و کنگلومرایی لایه بندی و گردشگی نشان دهند. اندازه قطعات از مقیاس میلی‌متری تا متری متغیر است. به طوری که در بخش‌های قاعده‌ای قطعات درشت‌تر تمرکز پیدا کرده‌اند و به سمت بالا اندازه دانه‌ها کوچکتر می‌شود و در برخی نقاط اندازه دانه‌های تخریبی به قدری ریز است که رسوباتی درحد ماسه سنگ و سیلتستون تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها را می‌توان آگلومرا، کنگلومراهای ولکانوژنیک، ماسه‌سنگ‌ها، سیلتستون‌های توفی و شیل‌های توفی نامید. در ضمن می‌توان از اسامی کریستال لیتیک توف، کریستال توف، لیتیک توف و... استفاده کرد. این سنگ‌ها تنوعی از قطعات بازالتی با بافت و ساخت متفاوت را شامل می‌شوند. کانی‌های مافیک موجود در قطعات سنگی تراکی بازالتی اکثراً به اکسیدها یا هیدرو اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. (شکل ۳-۲۸). بلورهای پلاژیوکلاز اغلب خرد شده و شکسته شده می‌باشند. در برخی موارد بافت غربالی در آن‌ها دیده می‌شود. همچنین پلاژیوکلاز به صورت میکروولیت‌های موجود در یک زمینه شیشه‌ای در قطعات بازالتی یافت می‌شود. بلورهای پیروکسن نیز به صورت بلورهای ریز خرد شده، همراه با قشری از اکسید آهن که اطراف آن‌ها را فرا گرفته است مشاهده می‌شوند. در برخی موارد پیروکسن‌ها به

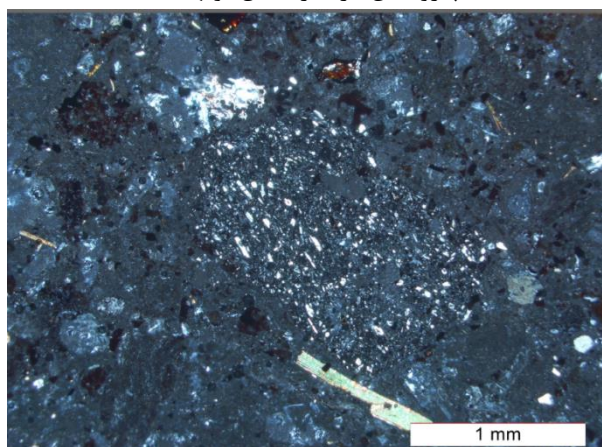
طور کامل با اکسیدها و هیدرو اکسیدهای آهن جایگزین شده است. پیروکسن‌ها در موارد معدودی نیز به صورت بلورهای سالم یافت می‌شوند (شکل ۳-۲۹). الیون به ندرت مشاهده می‌شود و به طور کامل دگرسان شده است. بافت میکرولیتی ، میکرولیتی- پرفیری ، وزیکولار و هیالوفیری در قطعات سنگی موجود در نهشته‌های اپی کلاستی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳۰). در برخی قطعات تراکی بازالتی جهت یافتگی بارزی در بادامک‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳۱).



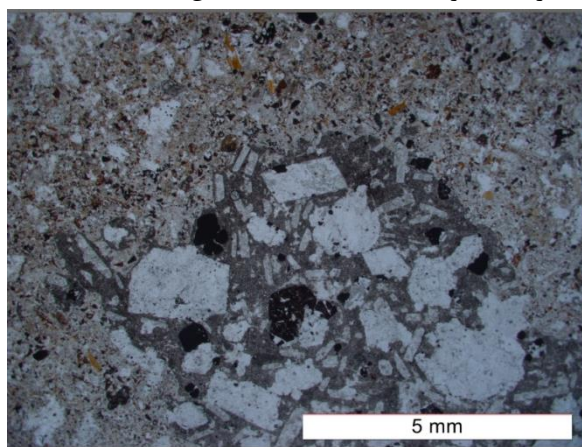
شکل ۳-۲۹- تصویری از حضور فنوکریست‌های سالم و اکسید شده پیروکسن در کریستال توفها (XPL).



شکل ۳-۲۸- تصویر میکروسکوپی از کریستال توف‌های دارای خمیره آغشته به اکسیدهای آهن (XPL).



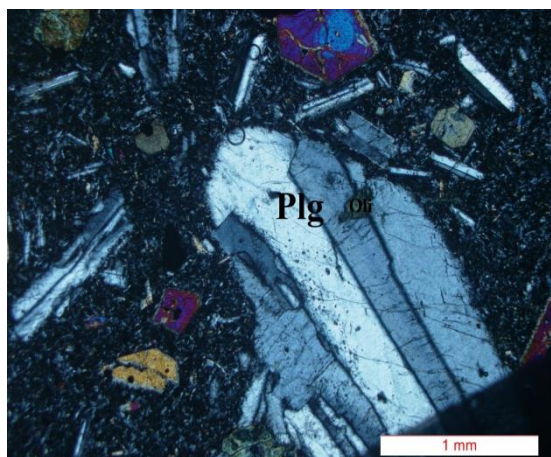
شکل ۳-۳۱- تصویری از حضور بادامک‌های جهت یافته در قطعات تراکی بازالت موجود در لیتیک -کریستال توفها (PPL).



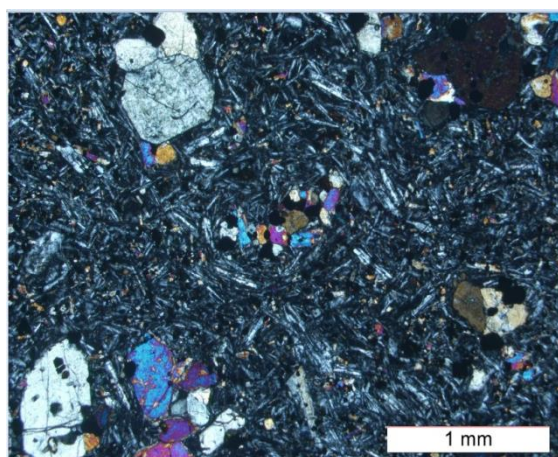
شکل ۳-۳۰- تصویری از حضور قطعات بازالتی با بافت پورفیری و بلورهای پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپک در نهشته- های اپی کلاستی (PPL). زمینه سنگ از خرده‌های بلوری پلاژیوکلاز، پیروکسن و مقادیری رسوبات بسیار دانه‌ریز تشکیل شده است.

۳-۴- دایک‌ها

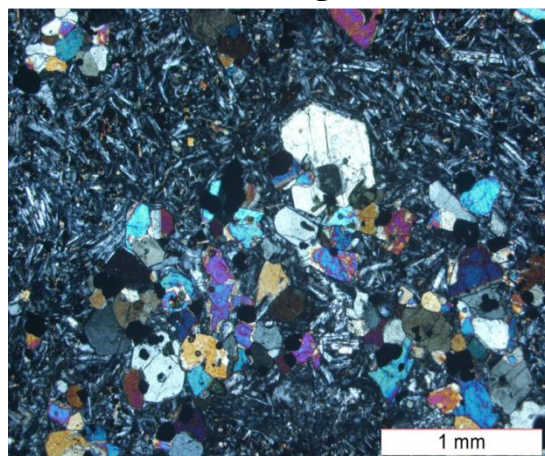
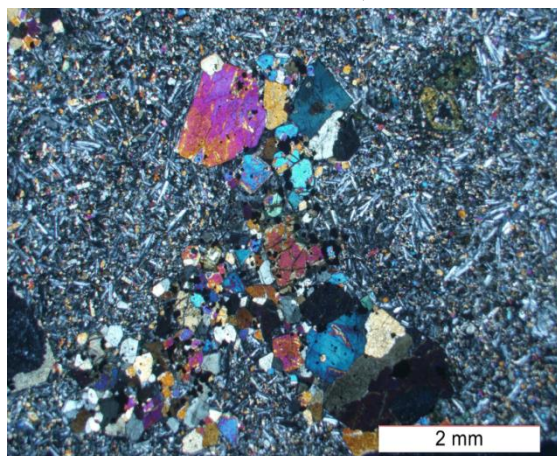
دایک‌های دارای ترکیب تراکی بازالتی به تعداد محدود در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. این دایک‌ها به رنگ تیره و بافت پورفیری، گلومروپورفیری و میکرولیتی-پورفیری می‌باشند و درشت بلورهایی از پلاژیوکلاز و پیروکسن (نوع تیتان اوژیت) و الیوین را شامل می‌شوند که در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز همراه با ریزبلورهای پیروکسن، الیوین و کانی‌های اوپک قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۳۲). بلورهای اوژیت در مطالعات میکروسکوپی اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشند و دارای مقاطع عرضی مربعی تا هشت ضلعی می‌باشند. چندرنگی ضعیف سبز متمایل به صورتی یا سبز متمایل به زرد را نشان می‌دهند. برخی از بلورهای اوژیت در حاشیه خود خوردگی نشان می‌دهند و غالباً دارای اذخال‌هایی از مگنتیت هستند. پلاژیوکلاز در برخی از نمونه‌ها فراوانترین کانی موجود در این گروه از سنگ‌ها است و سهم قابل توجهی از سنگ را به خود اختصاص می‌دهد. این کانی هم به صورت فنوکریست و هم دانه‌ریز در زمینه سنگ حضور دارد. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و تجمع موضعی آن‌ها با پیروکسن سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ شده است. براساس مشاهدات میکروسکوپی در تمامی نمونه‌ها، الیوین بیشتر به صورت گرد شده می‌باشد و گاه خوردگی خلیجی نشان می‌دهد. الیوین به صورت ریز بلور در زمینه سنگ یافت می‌شود. گاهی نیز به صورت اذخال در تیتان اوژیت‌ها یا فنوکریست‌های پلاژیوکلاز یافت می‌گردد. (شکل ۳-۳۳) در دایک‌های منطقه مورد مطالعه جایگزینی بلورهای درشت الیوین توسط ایدنگزیت با درجات متفاوتی انجام شده است، به طوری که این جایگزینی از یک حاشیه‌دار شدن ساده بلور تا جایگزینی کامل در تغییر است. در برخی موارد، بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز، الیوین و اوژیت را در بر گرفته‌اند و بافت اینترگرانولار به نمایش گذاشته‌اند. همچنین در نمونه‌هایی از دایک‌های مورد مطالعه بافت گلومروپورفیری با تجمعات موضعی پیروکسن و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود که حاصل تبلور پیش‌رس ماگما و تبلور اولیه پیروکسن در آشیانه ماگمایی می‌باشد (شکل ۳-۳۴).



شکل ۳-۳۳- تصویری از حضور ادخال‌هایی از الیوین در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در دایک‌ها (XPL).



شکل ۳-۳۲- تصویری از بافت پورفیری، میکرولیتی و جریان‌ی (XPL).



شکل ۳-۳۴- تصویری از تجمعات موضعی فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلوپورفیری (XPL). این تجمعات بخش‌های از پیش تبلور یافته هستند که معمولاً در اتاق ماگمایی متبلور گردیده‌اند و سپس همراه مواد مذاب به سمت بالا حمل شده‌اند.

۳-۵- نتیجه گیری

بر اساس بررسی‌های پتروگرافی صورت گرفته، سنگ‌های تراکی بازالتی را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد

۱- تراکی بازالت‌های حاوی الیوین و پیروکسن زیاد و پلاژیوکلاز بسیار کم ۲- تراکی بازالت‌های حاوی پلاژیوکلاز زیاد، پیروکسن نسبتاً زیاد و الیوین بسیار کم. در هر دو گروه سنگی ذکر شده الیوین، کلینوپیروکسن (نوع تیتان اوزیت) و پلاژیوکلاز جز کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشند. مگنتیت و آپاتیت مهم‌ترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. آپاتیت به صورت ریز بلور در فنوکریست-

های پلاژیوکلاز و پیروکسن یافت می‌شود. مگنتیت به صورت ادخال در کانی‌های اصلی یا به صورت دانه‌های پراکنده در متن سنگ یافت می‌شود. با توجه به بالا بودن مقدار تیتانیوم در این سنگ‌ها منطقی است که برخی از کانی‌های اوپک دارای ترکیب تیتانومگنتیت باشند. این سنگ‌ها تنوعی از بافت‌های پورفیری، میکرولیتی، جریان‌ی، حفره‌ای، بادامکی و یا ترکیبی از این‌ها را نشان می‌دهند. حفرات و درزه و شکستگی-های این سنگ‌ها غالباً توسط کانی‌های ثانویه نظیر زئولیت، کلسیت و کوارتز پر شده‌اند. در بخش‌های قاعده توالی مورد بررسی زئولیت از فراوانی بیشتری برخوردار است. پیروکسن‌ها به واسطه داشتن زاویه خاموشی زیاد (حدود ۴۸ درجه)، ماکل ساعت شنی و رنگ‌های شاد سری دوم و سوم از نوع تیتان اوژیت می‌باشند. پلاژیوکلازها دارای ترکیبی در حد لابرادوریت - بیتونیت می‌باشند. نهشته‌های اپی کلاستی که بتوان آنها را در مقیاس میکروسکوپی مورد بررسی قرار داد دارای ترکیب لیتیک توف، کریستال - لیتیک توف و کریستال توف می‌باشند. قطعات تخریبی سازنده این سنگ‌ها خرده‌های بازالتی و خرده‌های بلوری پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین می‌باشند.

فصل چہارم

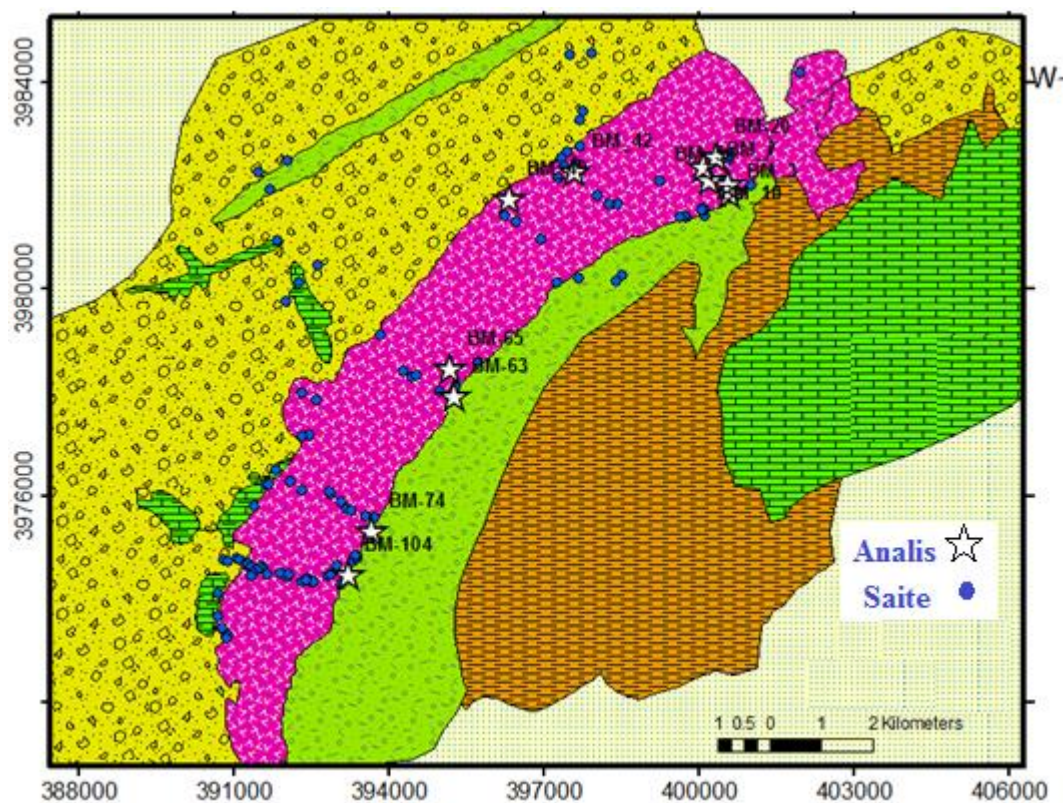
ژنوسی

۴-۱- مقدمه

پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی انجام شده به تجزیه و تحلیل ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه می‌پردازیم. به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه تعداد ۱۲ نمونه سنگی که حداقل دگرسانی را متحمل شده بودند انتخاب گردید و پس از خردایش و پودر شدن، برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال گردید. مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها همراه با نام سنگ و علامت اختصاری آنها در جدول ۴-۱ ارائه شده است. در ضمن موقعیت نقاط نمونه برداری بر روی نقشه زمین شناسی منطقه (شکل ۴-۱) نشان داده شده است. لازم به ذکر است نتایج آنالیز شیمیایی که تصحیح آهن و حذف مواد فرار در مورد آنها صورت گرفته است در جدول (۴-۲) ارائه گردیده است. در طی مراحل مختلف سعی شده است نمونه‌ها کم‌ترین آلودگی را متحمل شوند. لازم به ذکر است نتیجه آنالیز یکی از نمونه‌ها مطلوب نبود.

جدول ۴-۱- مختصات جغرافیایی برحسب (UTM) و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز ژئوشیمیایی.

station	Y	X	نام نمونه‌ها در مطالعات ژئوشیمیایی
BM-3-2	3981860	400604	تراکی بازالت
BM-5-1	3982039	400565	تراکی بازالت
BM-7-3	3982110	400201	تراکی بازالت
BM-10-2	3982364	400084	تراکی بازالت
BM-42-1	3982289	397591	تراکی بازالت
BM-45-3	3981820	398041	تراکی بازالت
BM-49-2	3981750	396328	تراکی بازالت
BM-65	3978461	395190	تراکی بازالت
BM-74-3	3975325	393661	تراکی بازالت
BM-104-1	3974484	393203	تراکی بازالت
BM 20-2	3982563	400349	تراکی بازالت



شکل ۴-۱- موقعیت نقاط نمونه برداری بر روی نقشه زمین شناسی منطقه، نمونه‌های برداشت شده جهت آنالیز با علامت ستاره مشخص شده است. این نقشه بر اساس مشاهدات صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای ترسیم شده است.

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و خاکی نادر نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$. همه نمونه‌های سنگی دارای ترکیب تراکی بازالتی هستند.

sample number	BM-74/3	BM-42/1	BM-3/2	BM-45/3	BM-7/3	BM-5/1
Major Oxides (Wt%)						
SiO_2	49.08	49.36	49.60	49.19	50.27	50.38
Al_2O_3	12.86	13.07	14.	13.20	17.12	14.86
Fe_2O_{3T}	10.52	10.96	10.87	11.15	10.32	10.75
FeO	6.31	6.57	6.52	6.69	5.16	5.376
Fe_2O_3	4.21	4.38	4.34	4.46	5.16	5.376
MgO	8.01	7.60	7.0	7.79	4.44	6.43
CaO	12.41	11.75	11.20	12.25	8.84	9.15
Na_2O	2.33	3.29	2.86	3.54	4.03	3.59
K_2O	3.39	2.41	2.96	1.35	3.36	3.30
$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$	5.72	5.70	5.82	4.90	7.40	6.89
TiO_2	0.65	0.72	0.75	0.74	0.77	0.76
P_2O_5	0.48	0.54	0.49	0.48	0.57	0.49
MnO	0.18	0.19	0.19	0.19	0.20	0.25
Cr_2O_3	0.03	0.02	0.01	0.02	0.003	0.0
sum	100	100	100	100	100	100
NORM (CIPW)						

Or	20.04	14.25	17.51	8	19.88	19.52
Ab	12.20	20.52	20.39	25.106	25.92	24.61
An	14.62	13.75	16.60	16.116	18.66	14.67
Ne	4.08	3.99	2.07	2.665	4.46	3.14
Di	32.89	30.56	26.36	30.89	15.194	20.09
Ol	3.30	3.34	3.66	3.56	2.816	4.69
Il	0.39	0.41	0.41	0.41	0.443	0.55
Hm	10.52	10.96	10.87	11.15	10.321	10.75
Pf	0.76	0.85	0.91	0.90	0.925	0.81
Ap	1.14	1.29	1.16	1.14	1.373	1.18
D.I.	36.33	38.77	39.98	35.77	50.27	47.28
Rare earth elements (ppm)						
La	16.4	14.6	16	15.4	17.9	19.5
Ce	35.9	33.6	35.7	33.6	40.9	43.5
Pr	4.43	4.2	4.62	4.26	5.08	5.34
Nd	18.4	19.1	21.2	18.9	23.4	23.1
Sm	3.81	4.07	3.99	3.98	4.3	4.49
Eu	1.12	1.16	1.21	1.11	1.25	1.26
Gd	3.57	3.87	4.02	3.48	4.25	4.16
Tb	0.51	0.54	0.57	0.51	0.59	0.62
Dy	2.46	2.93	3.3	2.98	3.18	3.29
Ho	0.49	0.51	0.61	0.52	0.61	0.62
Er	1.43	1.55	1.63	1.39	1.82	1.72
Tm	0.21	0.23	0.24	0.22	0.27	0.26
Yb	1.31	1.43	1.65	1.35	1.76	1.72
Lu	0.2	0.23	0.24	0.21	0.25	0.24
Trace elements (ppm)						
Ba	471	295	331	347	447	355
Be	2	2	2	<1	2	3
Co	41.2	36.1	35.1	37.4	30.3	33.2
Cs	3	1.6	0.7	1.3	2	2.1
Ga	12.6	13.9	14.2	14.3	15.8	15.8
Hf	1.7	1.9	2.1	1.5	1.8	1.8
Nb	2.6	2.6	3.5	2.6	3.4	3.1
Rb	52.6	31.9	24.8	34.1	64.2	49.2
Sr	1247	1037	1254	1174	1509	976
Ta	0.1	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2
Th	4.1	3.7	4.4	3	3.9	4.2
U	1.3	1	1.5	0.8	1.1	1.3
V	271	301	310	304	320	332
Zr	60.6	66.8	71.5	63.4	75.9	73.5
Y	14.1	15.9	17.2	14.6	17.7	17.5
ادامه جدول ۲-۴						
Mo	0.8	0.9	1.5	0.9	0.9	1
Cu	146.9	136.3	197.1	142.9	198.2	101.3

Pb	6.3	1.9	1.5	1.8	3.8	5.9
Zn	57	54	63	59	78	80
Ni	15.7	11.2	12	14.3	4.8	8.9
As	1	2.4	1.7	1.2	1.4	2.6
Au	4.1	4.6	3.9	2.5	5.1	4
sample number	BM-104/1	BM-20/2	BM-49/2	BM-10/2	BM-65	
Major Oxides (Wt%)						
SiO ₂	48.93	48.60	50.71	48.97	48.43	
Al ₂ O ₃	12.99	15.28	13.95	13.43	14.56	
Fe ₂ O _{3T}	10.84	11.89	9.77	11.33	12.04	
FeO	6.50	7.13	5.86	6.80	7.22	
Fe ₂ O ₃	4.33	4.75	3.91	4.53	4.81	
MgO	8.36	6.33	7.56	7.88	6.627	
CaO	12.33	11.11	10.70	11.73	10.54	
Na ₂ O	3.76	3.82	3.84	2.84	2.84	
K ₂ O	1.33	1.41	1.99	2.29	3.43	
Na ₂ O+K ₂ O	5.09	5.24	5.83	5.14	6.27	
TiO ₂	0.72	0.86	0.76	0.78	0.75	
P ₂ O ₅	0.53	0.47	0.43	0.46	0.50	
MnO	0.196	0.21	0.17	0.20	0.21	
Cr ₂ O ₃	0.014	0.00	0.028	0.016	0.01	
sum	100	100	100	100	100	
NORM (CIPW)						
Or	7.876	8.383	11.765	13.59	20.30	
Ab	23.14	27.69	27.80	21.11	16.81	
An	14.64	20.35	14.92	17.11	16.84	
Ne	4.7	2.52	2.57	1.59	3.915	
Di	32.14	22.98	25.96	28.15	23.6	
Ol	4.16	3.58	4.76	4.61	3.88	
Il	0.42	0.46	0.37	0.43	0.46	
Hm	10.84	11.89	9.77	11.33	12.04	
Pf	0.85	1.05	0.97	0.93	0.88	
Ap	1.27	1.12	1.021	1.09	1.19	
D.I.	35.71	38.60	42.14	36.30	41.04	
Rare eart helements (ppm)						
La	20.1	15.7	13.6	15.3	17.6	
Ce	44.1	37.2	30.9	33.6	39.9	
Pr	5.55	4.84	3.89	4.33	4.91	
Nd	24.7	21.6	18.6	18.4	22	
Sm	4.85	4.23	3.57	3.86	4.48	
Eu	1.39	1.32	1.13	1.12	1.22	
Gd	4.41	4.19	3.64	3.73	4.18	
Tb	0.62	0.6	0.55	0.54	0.6	
Dy	3.02	3.32	3.12	2.97	3.05	
Ho	0.57	0.62	0.59	0.59	0.59	
ادامہ جدول ۲-۴						
Er	1.54	1.84	1.82	1.63	1.68	
Tm	0.22	0.26	0.26	0.22	0.25	

Yb	1.43	1.84	1.7	1.56	1.58
Lu	0.22	0.27	0.26	0.23	0.24
Trace elements(ppm)					
Ba	391	330	489	330	510
Be	2	1	2	<1	1
Co	34.7	38.9	31.6	40.3	40.9
Cs	2.7	1.6	2.1	1.4	1.2
Ga	14.4	16.4	14.8	15.1	14.6
Hf	1.9	2.2	2.1	2.1	2.4
Nb	2.7	3.1	3.8	2.8	2.7
Rb	8	33.6	13.9	21.5	47.2
Sr	1271.4	1328.2	805.1	1100.3	1301.5
Ta	0.1	0.2	0.3	0.2	0.2
Th	4	2.3	3.3	2.8	3.2
U	1.3	0.8	1.2	0.9	1.2
V	309	380	280	315	344
Zr	69.9	72.3	64.2	62.4	67.8
Y	16	17.6	17.1	16	16.9
Mo	1	1	1.2	1	1.1
Cu	63.7	165.8	113.8	164.3	161.1
Pb	3.5	3	2.2	1.9	7.6
Zn	58	69	58	64	74
Ni	10.9	10	20.8	14.9	12.4
As	0.5	1	<0.5	0.8	1.4
Au	14.4	12.3	5.9	5.1	3.4
ادامہ جدول ۲-۴					

۴-۲- کاربرد داده‌های تجزیه شیمیایی

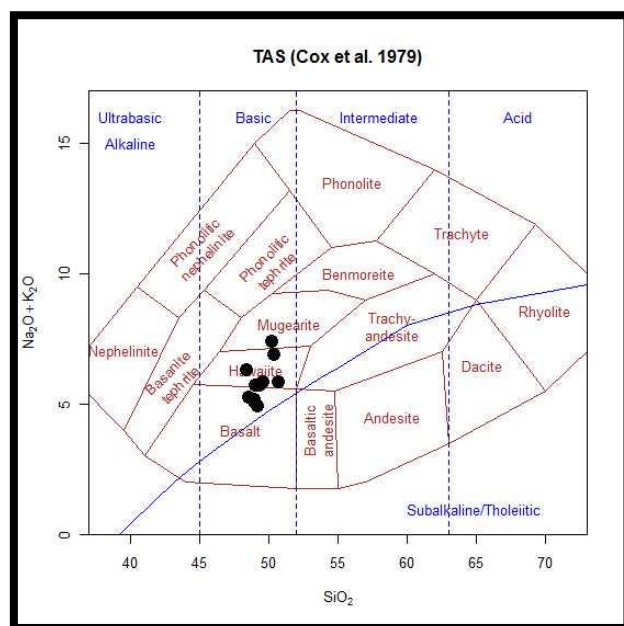
در این بخش سعی شده است تا با استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی حاصل از آنالیز ۱۱ نمونه از سنگ‌های مورد مطالعه، ضمن بررسی داده‌های ژئوشیمیایی به رده بندی سنگ‌های آذرین و بررسی تحول و تکامل آنها بپردازیم. در این راستا از نمودارهای رده بندی سنگ‌های آذرین بیرونی و نمودارهای ژئوشیمیایی مختلف استفاده خواهیم کرد.

۴-۲-۱- نام گذاری سنگ‌های مورد مطالعه

برای نامگذاری سنگهای آتشفشانی مورد مطالعه از نمودار مجموع آلکالی‌ها (درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) در مقابل درصد SiO_2 استفاده می‌کنیم.

الف: نمودار کاکس^۱ و همکاران (۱۹۷۹)

در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده بازالت، هاواییت و موژاریت واقع می‌شوند (شکل ۴-۲). لازم به ذکر است با توجه به تعاریف هاواییت و موژاریت این اسامی، مطلوب نامگذاری سنگ‌های مورد مطالعه نیستند. چون در این سنگ‌ها باید نسبت $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 2$ باشد در حالی که چنین نسبتی برای سنگ‌های مورد مطالعه صادق نیست و مقدار آن بین ۰/۸۲ تا ۳ متغیر است و میانگین آن برابر ۱/۵۸ می‌باشد. از این رو، از نمودارهای دیگری که در ادامه این مبحث به آنها اشاره خواهیم کرد، استفاده می‌کنیم.



شکل ۴-۲- نمودارهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) جهت نامگذاری سنگ‌های مورد مطالعه.

ب: نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 لوباس^۱ و همکاران (۱۹۸۶)

لوباس و همکاران (۱۹۸۶)، نمودار درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی سیلیس را برای رده-بندی و نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی ترسیم کردند. وجود خط جدا کننده سنگ‌های آلوکالن از ساب آلوکالن از ویژگی‌های این نمودار است. با توجه به این نمودار سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه دارای ترکیب تراکی بازالت تا تراکی آندزی بازالت هستند و در محدوده سری آلوکالن (با آلوکالینیت نه چندان قوی) قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳). لازم به ذکر است با توجه به قرارگیری نمونه‌ها در محدوده تراکی بازالت، می‌توان ترکیب کلی سنگ‌های مورد مطالعه را تراکی بازالت در نظر گرفت. علی‌رغم ترکیب شیمیایی بسیار محدود این سنگ‌ها، آنها از لحاظ ترکیب کانی‌شناسی، بافت و ویژگی‌های صحرایی تفاوت‌های بسیار بارزی نشان می‌دهند.

الف - نمودارهای هارکر

یکی از انواع بسیار متداول نمودارهای تغییرات در پترولوژی آذرین، نمودارهای هارکر است (هارکر^۱، ۱۹۰۹). این نمودار به وسیله هارکر سنگ شناس انگلیسی وضع شده است. در این نمودار در محور افقی مقدار SiO_2 (درصد وزنی) و در محور قائم اکسیدهای مختلف دیگر قرار می‌گیرند. این نمودارها معمولاً به عنوان پارامتر ترسیمی برای بسیاری از سری‌های سنگ‌های آذرین انتخاب می‌شوند. از روی روند تغییرات نمودارهای هارکر می‌توان به فرایندهای ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و بالاخره آلودگی پوسته‌ای دست یافت.

تغییرات Al_2O_3 در برابر SiO_2

در این نمودار روند خاصی که تمام نمونه‌ها را به هم ارتباط دهد (نشان دهنده روند تفریق در تمام نمونه‌ها باشد)، به خوبی قابل تشخیص نیست، ولی می‌توان نمونه‌های سنگی مورد مطالعه را به خوبی تفکیک کرد (شکل ۴-۴). نمونه‌هایی که غنی از الیومین و پیروکسن هستند و دارای کمترین مقدار SiO_2 می‌باشند. مشاهدات پتروگرافی حضور قابل توجه الیومین در این سنگ‌ها را تأیید می‌کند. نمونه‌هایی که دارای SiO_2 و Al_2O_3 کمی می‌باشند و در واقع سنگ‌های غنی از پیروکسن می‌باشند و در بین خود یک روند صعودی تقریباً محسوسی نشان می‌دهند. نمونه‌هایی که دارای SiO_2 و Al_2O_3 بیشتری در مقایسه با سایر نمونه‌های سنگی می‌باشند. با توجه به مشاهدات پتروگرافی این گروه از سنگ‌ها دارای پلاژیوکلاز فراوان هستند و همین امر بالا بودن مقدار Al_2O_3 در آنها را به خوبی توجیه می‌کند.

تغییرات MgO در برابر SiO_2

در این نمودار نیز رده بندی صورت گرفته در مراحل قبل تأیید می‌گردد. منتهی به علت حضور همزمان مقدار قابل توجهی پیروکسن، نمونه‌هایی که دارای MgO کمی بیشتر می‌باشند و در بین خود یک روند نزولی مشخصی را نشان می‌دهند (شکل ۴-۴). در نمونه‌هایی که دارای مقدار MgO نسبتاً کم و SiO_2 زیاد می‌شود که با حضور کمتر کانی‌های منیزیم‌دار در این دسته از سنگ‌ها سازگار است. تنها در یک نمونه علی

رغم افزایش SiO_2 مقدار MgO بیشتر می باشد. در مشاهدات پتروگرافی مربوط به این نمونه مشخص شد که الیوین از حضور بارزی برخوردار است.

تغییرات Fe_2O_3 در برابر SiO_2

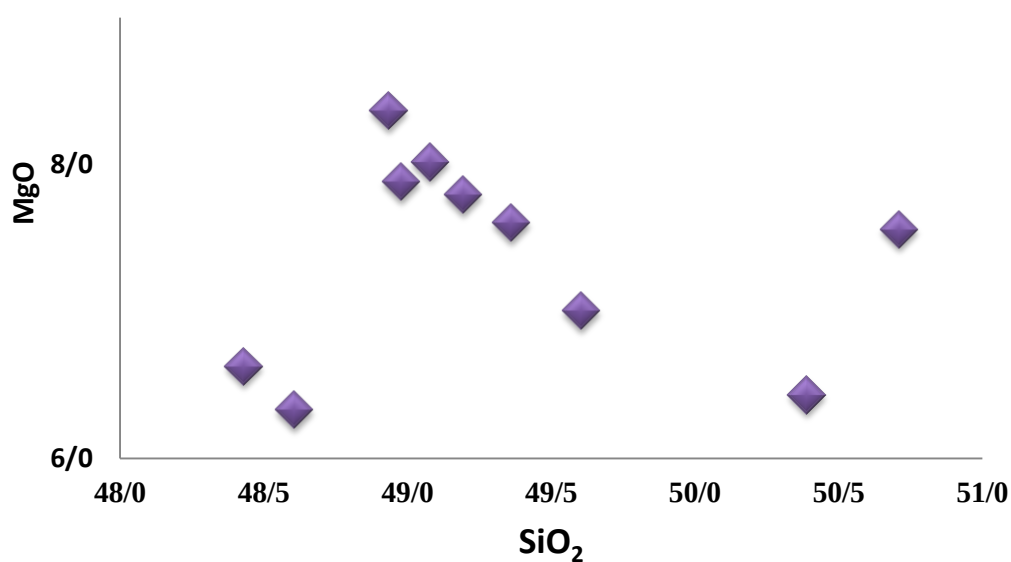
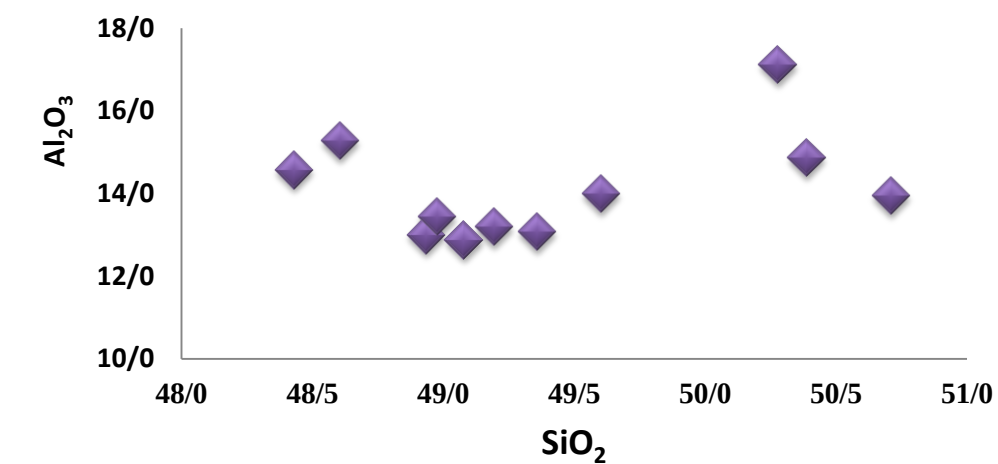
میزان Fe_2O_3 با افزایش SiO_2 (فرایند تفریق یافتگی بیشتر) کاهش می یابد و روند نزولی مشخصی نشان می دهد (شکل ۴-۴). Fe^{+2} دارای شعاع یونی نزدیک به Mg می باشد و در طول مراحل اولیه تفریق در شبکه بلوری الیوین و پیروکسن وارد می شود. بنابراین با تبلور این کانی ها در مراحل اولیه تفریق و فقیر شدن ماگما از Fe_2O_3 ، مقدار آن در ماگمای باقیمانده کاهش میابد و باعث ظهور روند نزولی می شود.

تغییرات CaO در برابر SiO_2

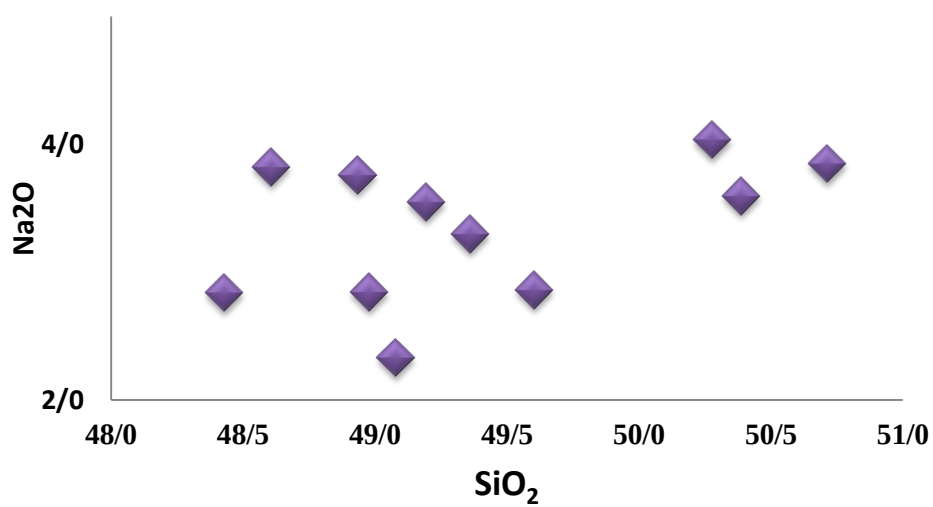
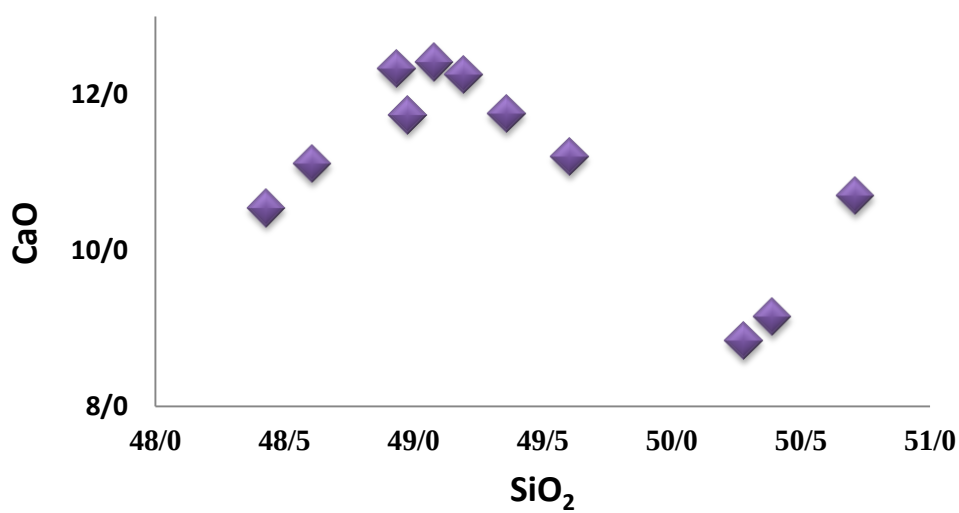
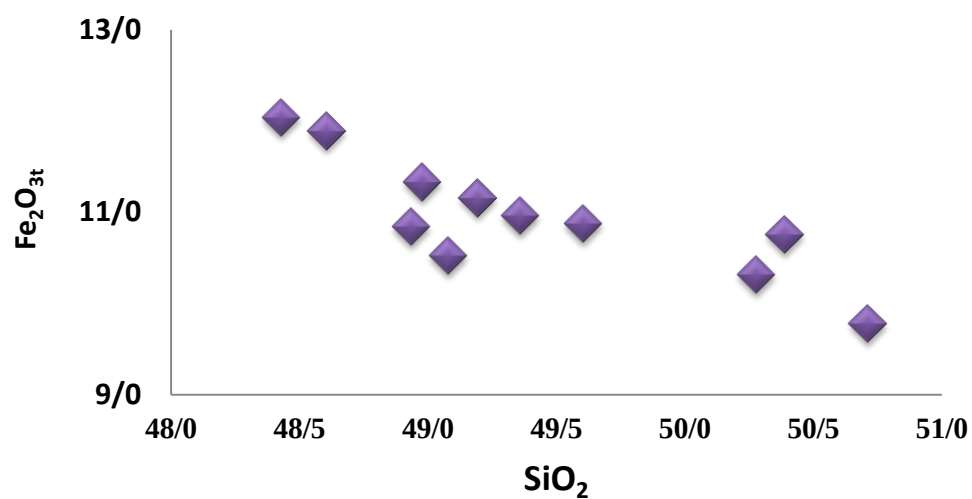
نمودار CaO در مقابل SiO_2 دسته بندی صورت گرفته در توجیه نمودار SiO_2 و Al_2O_3 را مجدداً تأیید می کند (شکل ۴-۴). در برخی نمونه ها مقدار CaO نسبتاً کم است و علت آن وجود الیوین در این نمونه از سنگ ها است و نمونه هایی که مقدار CaO به بیشترین حد خود می رسد وجود مقدار قابل ملاحظه CaO در این سنگ ها با وجود پیروکسن و مقدار قابل توجهی پلاژیوکلاز کلسیک قابل توجیه است.

تغییرات Na_2O در برابر SiO_2

در نمودار Na_2O در برابر SiO_2 ، با افزایش روند تفریق، کاهش محسوسی در مقدار Na_2O دیده می شود که با کاهش فراوانی پیروکسن های سدیم دار قابل توجیه است (شکل ۴-۴). در نمودارهای تغییرات Al_2O_3 , CaO , Na_2O در برابر SiO_2 روند خاصی که تمام نمونه ها را به هم ارتباط دهد (نشان دهنده روند تفریق در تمام نونه ها باشد)، به خوبی قابل تشخیص نیست، ولی می توان نمونه های سنگی مورد مطالعه را به خوبی تفکیک کرد.



شکل ۴-۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات درصد اکسیدها در مقابل درصد SiO_2 (هارکر). ادامه شکل‌ها در صفحه بعد ارائه شده است.



ادامه شکل ۴-۴

ب- نمودارهای درصد اکسید در مقابل درصد MgO (فنر، ۱۹۴۸)

یکی از پر استفاده‌ترین جایگزین‌های نمودارهای هارکر نمودارهای فنر است. این نمودار برای سریهای سنگی دارای اعضای مافیک فراوان بسیار مناسب است، زیرا در این حالت دامنه تغییرات SiO_2 ممکن است کم باشد. از طرف دیگر MgO یکی از فازهای مهمی است که تغییرات زیادی را در نتیجه تجزیه فازهای منیزیمی در هنگام ذوب بخشی یا جدا شدن آنها هنگام تبلور جزء به جزء نشان میدهد. با توجه به نمودارهای تغییرات، اکسیدهای عناصر اصلی در برابر MgO روند تغییرات و منشأ سنگ‌های مورد مطالعه در این نمودارها مورد بررسی قرار گرفته است. روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل MgO در شکل (۴-۵) نشان داده شده است.

- تغییرات Al_2O_3 در مقابل MgO

در این نمودار با کاهش MgO میزان Al_2O_3 افزایش میابد (شکل ۴-۵) و روند صعودی بارزی به نمایش می‌گذارد. در این نمودار با افزایش روند تفریق (کاهش MgO) بر میزان Al_2O_3 افزوده می‌گردد. در نمونه‌های تفریق یافته‌تر آلومینیوم وارد ساختمان پلاژیوکلاز می‌شود. این امر با افزایش مقدار پلاژیوکلاز در نمونه‌های تفریق یافته‌تر تأیید می‌گردد. در واقع می‌توان گفت تغییرات Al_2O_3 در برابر MgO بیانگر فراوانی مقدار پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های مورد مطالعه است (هاپر و اسمیت^۱، ۱۹۹۶). بین ۷ تا ۹ درصد MgO مقدار Al_2O_3 تغییرات چندانی ندارد که با فراوانی بسیار کم پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها سازگار است.

- تغییرات CaO در مقابل MgO

در این نمودار دامنه تغییرات CaO بین ۸ تا ۱۴ درصد وزنی است. با کاهش MgO (افزایش تفریق) میزان CaO کاهش پیدا می‌کند (شکل ۴-۵) و روند نزولی مشخصی نشان می‌دهد. کاهش مقدار CaO با کاهش فراوانی پیروکسن و تبلور پلاژیوکلازهای دارای کلسیم کمتر قابل تفسیر است.

- تغییرات Na_2O در مقابل MgO

دامنه تغییرات Na_2O بین (۴ تا ۲) درصد وزنی است و با کاهش Na_2O روند تقریباً صعودی محسوسی را نشان می‌دهد (شکل ۴-۵ ج). این امر با افزایش مقادیر پیروکسن‌های سدیم‌دار نظیر تیتان اوژیت و پلاژیوکلازهای سدیک‌تر قابل تشریح است.

- تغییرات Fe_2O_3 در مقابل MgO

با توجه به نمودار Fe_2O_3 در برابر MgO این اکسید دارای دامنه تغییرات نسبتاً محدودی می‌باشد (شکل ۴-۵). این طیف محدود نشان دهنده ترکیبات تقریباً یکنواخت سنگ‌های منطقه می‌باشد. Fe_2O_3 در محدوده ۶ تا ۷ درصدی MgO افزایش محدودی را نشان می‌دهد که با تبلور مگنتیت سازگار است. در نمونه‌ای که دارای MgO برابر ۴ و Fe_2O_3 برابر ۱۰ می‌باشد از جمله نمونه‌های سنگی است که دارای پلاژیوکلاز نسبتاً زیاد می‌باشد به همین علت مقدار MgO در آن به مقدار قابل ملاحظه‌ای کم می‌باشد.

- تغییرات TiO_2 در مقابل MgO

تغییرات TiO_2 مانند تغییرات Fe_2O_3 می‌باشد. از آنجایی که مقدار Ti با مقدار Fe رابطه مستقیم دارد (شکل ۴-۵). بنابراین طبیعی است الگوی تغییرات در هر دو نمودار تقریباً مشابه باشد. پس از تبلور الیوین و پیروکسن با تبلور مگنتیت مقدار زیادی تیتانیم در ساختار مگنتیت جایگزین شده و باعث بالا رفتن تیتانیم در سنگ‌های با ترکیب ۶ تا ۷ درصد MgO شده است.

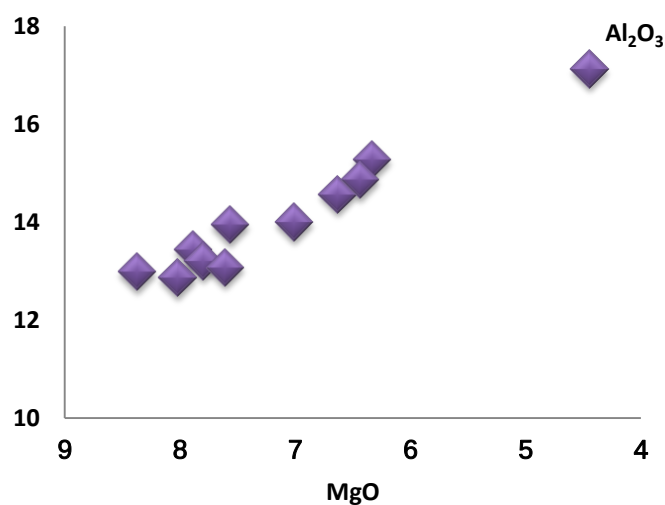
- تغییرات K_2O در مقابل MgO

با توجه به اینکه تغییرات ترکیبی سنگ‌های مورد مطالعه بسیار محدود می‌باشد، طیف تغییرات K_2O نیز به میزان محدودی تغییر می‌کند (شکل ۴-۵). در ضمن چون کانی که بتواند پتاسیم را در خود جای دهد مشاهده نمی‌شود. بنابراین مقدار K_2O سنگ در ترکیب خمیره شیشه‌ای آن متمرکز است.

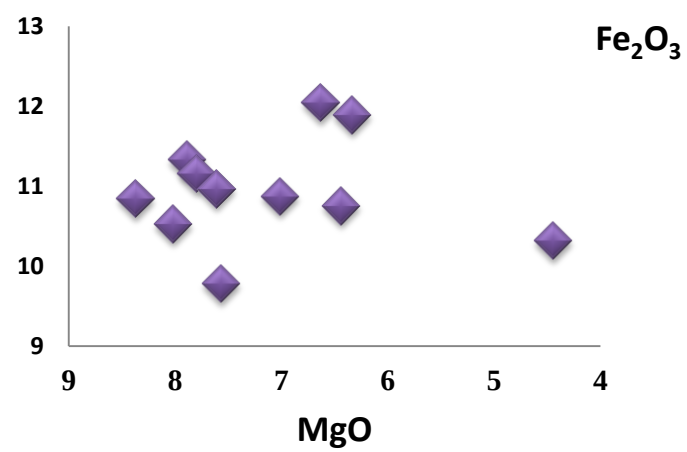
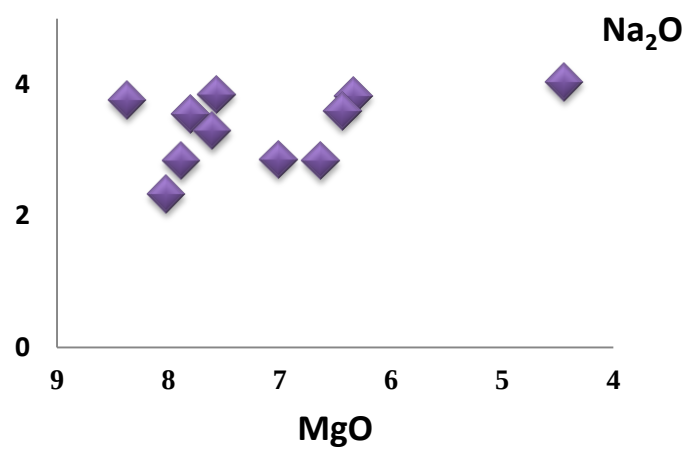
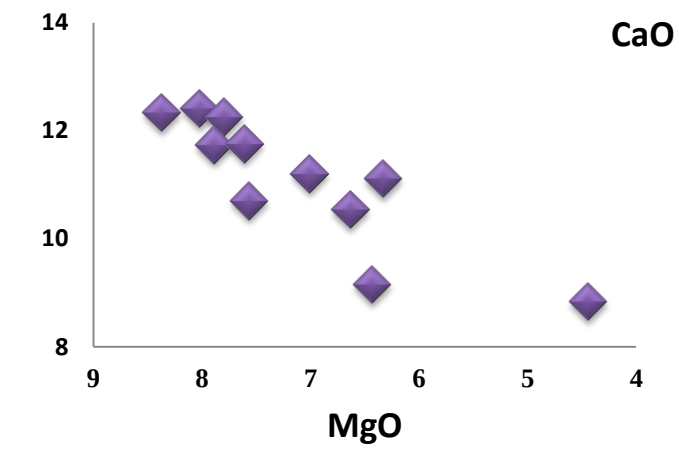
- تغییرات P_2O_5 در مقابل MgO

با توجه به اینکه دامنه تغییرات ترکیبی سنگ‌های منطقه کم می‌باشد، طیف تغییرات P_2O_5 نیز به میزان محدود تغییر می‌کند (شکل ۴-۵). تنها در یکی از نمونه‌های تفریق یافته‌تر، به دلیل فراوانی آپاتیت میزان P_2O_5 نسبت به نمونه‌های دیگر به میزان زیادی افزایش پیدا می‌کند.

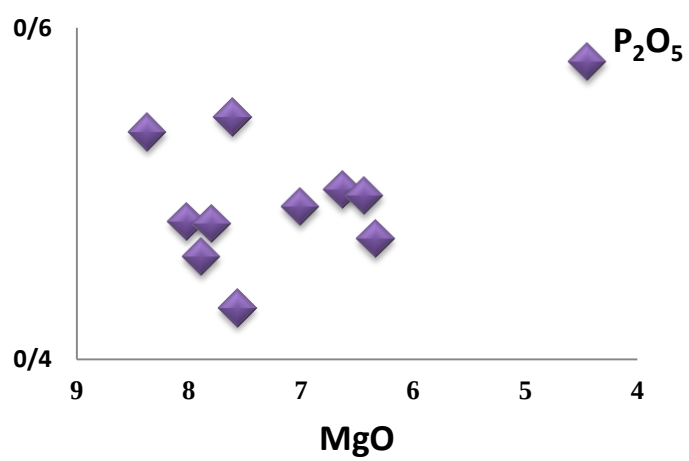
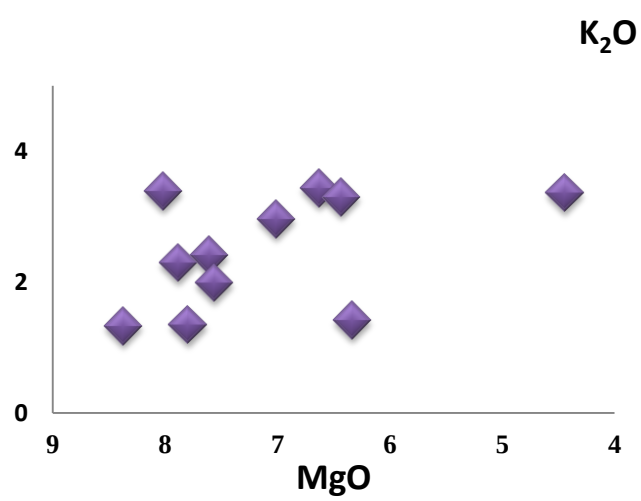
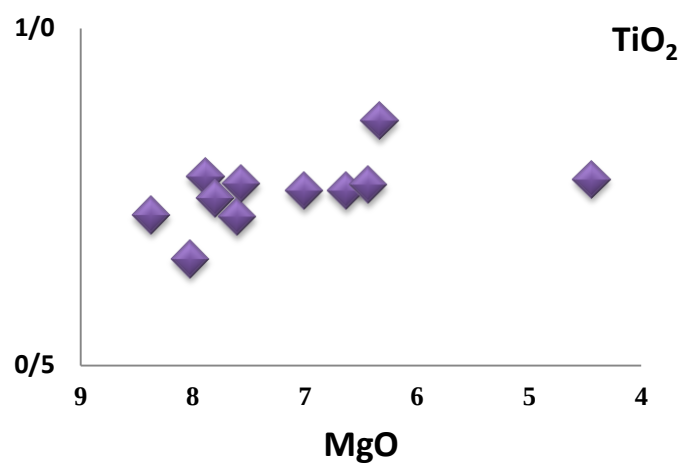
در تمامی نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر MgO در نمونه‌های مورد مطالعه، اکسید-های Al_2O_3, CaO, Na_2O روند خطی مشخصی که معرف روند تفریق باشند را نشان می‌دهند. Al_2O_3 و Na_2O دارای روند صعودی و CaO روند نزولی مشخصی نشان می‌دهد. $TiO_2, Fe_2O_3, K_2O, P_2O_5$ به دلیل طیف ترکیبی کم نمونه‌های مورد مطالعه روند کم‌تر محسوسی نشان می‌دهند.



شکل ۴-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل درصد MgO (فنر، ۱۹۴۸). ادامه شکل در صفحه بعد ارائه شده است.



ادامه شکل ۴-۵



ادامه شکل ۴-۵

ج- نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق (D.I)

جهت بررسی روند تحول ماگما در طی فرایند تفریق، از نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق استفاده شده است. ضریب تفریق برابر است با مجموع درصد کانیهای روشن نورماتیو حاصل از محاسبه نورم که از طریق رابطه، $DI = Q + Ab + An + Pl + Ne + Luc$ محاسبه می‌شود. این ضریب به وسیله (تورنتن^۱ و تاتل^۲، ۱۹۶۰) پیشنهاد شد. کانی‌های لوسیت، نفلین و کالسلیت برای نمونه‌های تحت اشباع مورد استفاده قرار می‌گیرند. مقدار ضریب تفریق در سنگ‌های تحول یافته بیشتر از سنگ‌هایی است که در مراحل اولیه انجماد ماگما به وجود آمده‌اند.

- نمودار تغییرات Al_2O_3 در مقابل D.I

نمودار تغییرات Al_2O_3 در مقابل D.I روند مشخصی با شیب مثبت نشان می‌دهد (شکل ۴-۶). در مراحل اولیه تفریق با تبلور کانی‌های الیون و پیروکسن، بر میزان Al_2O_3 در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد و در مراحل بعدی به تبلور بیشتر کانی‌های پلاژیوکلاز که مصرف کننده اصلی آلومینیوم می‌باشد منجر می‌گردد. به همین خاطر تغییرات Al_2O_3 در D.I روند صعودی نشان می‌دهد.

- نمودار تغییرات MgO در مقابل D.I

نمودار MgO در مقابل D.I روند نزولی کاملاً مشخصی نشان می‌دهد (شکل ۴-۶). از آنجایی که منیزیم یکی از عناصر اصلی است که در شبکه بلوری کانی‌های فرومنیزین مانند الیون و پیروکسن وارد می‌شود. با تبلور این کانی‌ها در مراحل اولیه تفریق میزان زیادی از MgO مصرف می‌شود و در نتیجه با افزایش روند تفریق از میزان آن کاسته می‌شود.

- نمودار تغییرات CaO در مقابل D.I

در نمودار تغییرات CaO در مقابل D.I با افزایش تفریق یافتگی ماگما میزان CaO کاهش یافته و روندی نزولی نشان می‌دهد (شکل ۴-۶). از آنجایی که میزان CaO در ماگما توسط تبلور پیروکسن و پلاژیوکلاز

1-Thorenton

2-Tuttle

کنترل می‌شود. در نتیجه بالا بودن CaO با حضور گسترده پیروکسن در مراحل اولیه تفریق سازگار است. از آنجایی که با ادامه روند تفریق پلاژیوکلازها سدیک‌تر می‌شوند. لازم به ذکر است پلاژیوکلازهایی که زودتر تشکیل شده‌اند کلسیم‌دارتر می‌باشند.

- نمودار تغییرات Fe_2O_3 در مقابل D.I

نمودار تغییرات Fe_2O_3 در مقابل D.I در ابتدا روندی صعودی نشان می‌دهد. در محدوده D.I برابر (۵۹) میزان Fe_2O_3 به حداکثر مقدار خود رسیده است این امر نشان دهنده تبلور کانی‌های اوپک مانند مگنتیت است که یکی از مصرف کنندگان اصلی Fe، در این نمونه‌های سنگی است. در ادامه با افزایش روند تفریق میزان Fe_2O_3 کاهش می‌ابد و روندی نزولی به نمایش گذاشته می‌شود. این امر با فراوانی کمتر کانی‌های فرومنیزین (الیوین و پیروکسن) و کانی‌های اوپک قابل توجیه است (شکل ۴-۶).

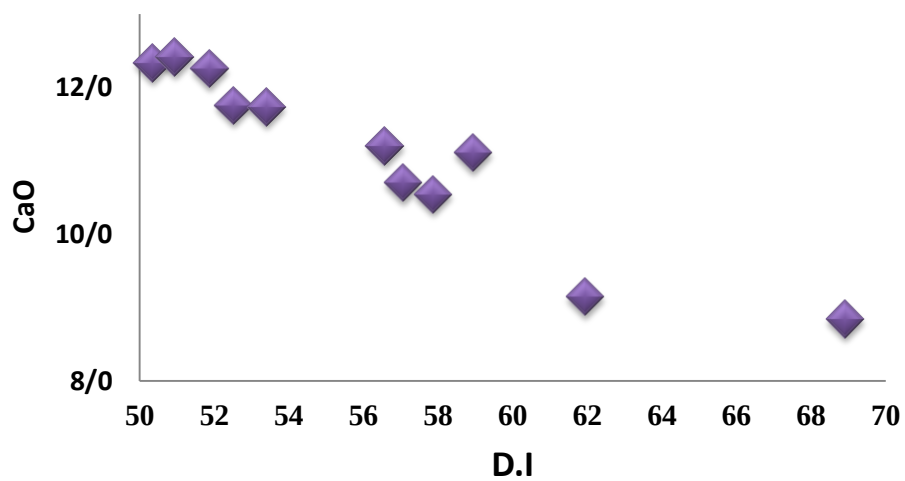
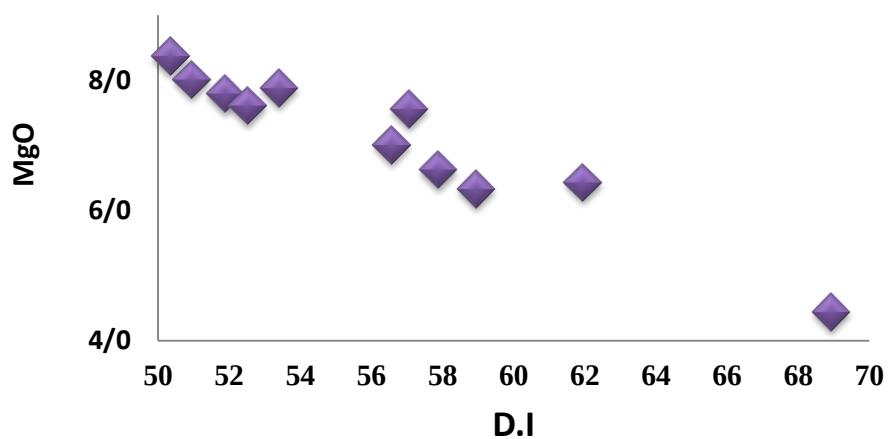
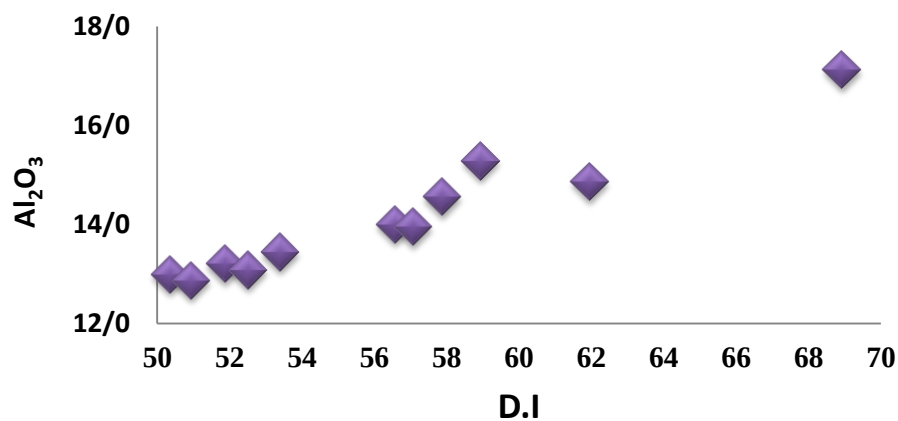
- نمودار تغییرات Na_2O در مقابل D.I

نمودار تغییرات Na_2O در مقابل D.I با افزایش تفریق یافتگی افزایش یافته و روندی صعودی نشان می‌دهد که با تبلور پلاژیوکلازهای سدیک در ادامه با افزایش روند تفریق سازگار است (شکل ۴-۶).

- نمودار تغییرات K_2O در مقابل D.I

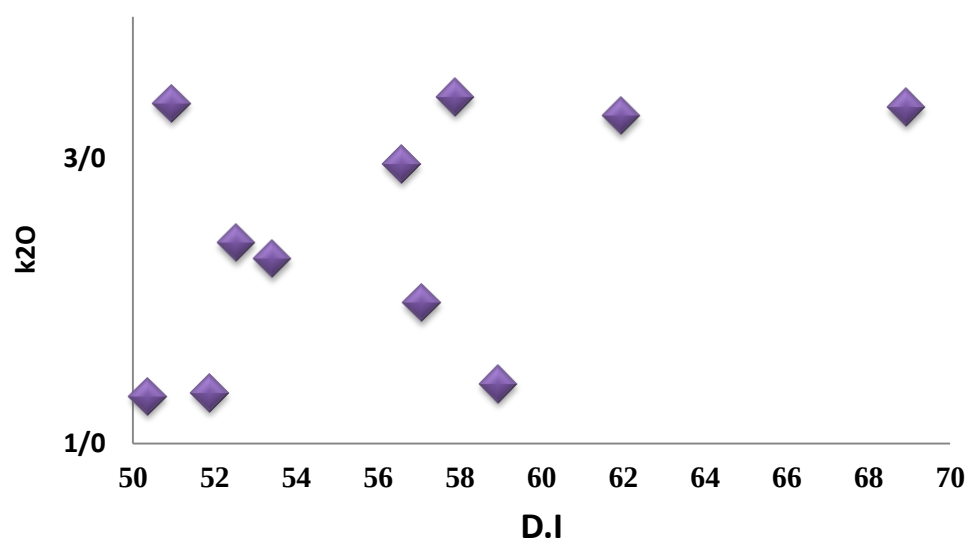
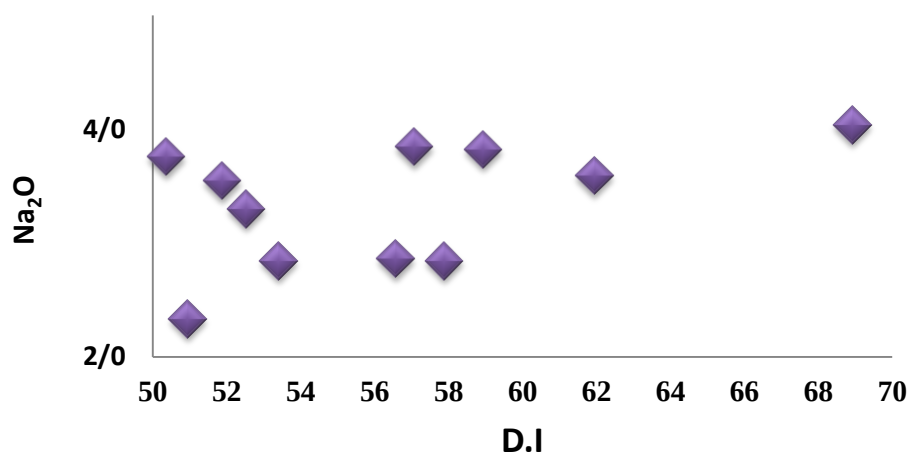
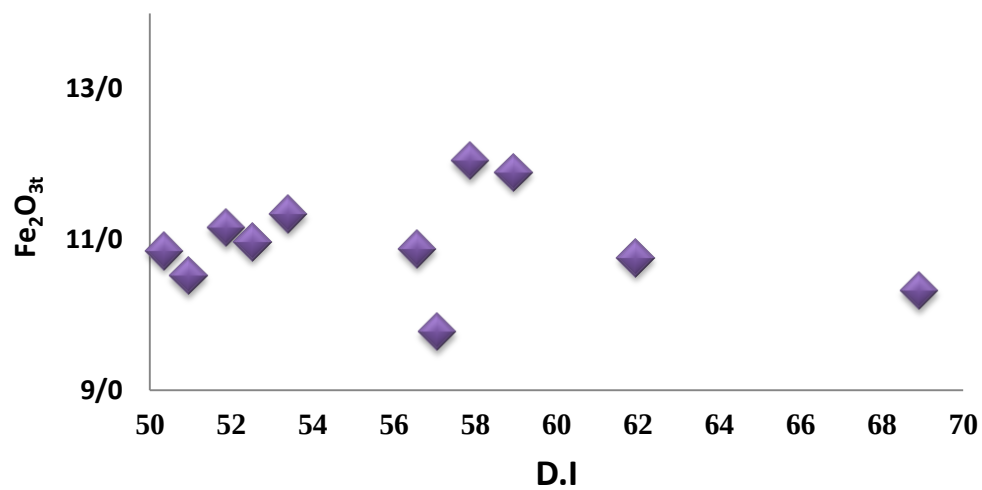
چون کانی که بتواند پتاسیم را در خود جای دهد مشاهده نمی‌شود. مقدار K_2O سنگ در ترکیب خمیره شیشه‌ای آن متمرکز است به همین خاطر روند پراکنده مشاهده شده در نمودار K_2O در مقابل D.I به راحتی قابل تفسیر نیست (شکل ۴-۶).

بررسی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل D.I که بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی ترسیم شده است تا حدودی ارتباط ژئوشیمیایی مشخصی را آشکار می‌کند که با پراکندگی‌هایی نیز همراه می‌باشند. براساس روندهای مشاهده شده در این نمودارها با افزایش ضریب تفریق میزان MgO, CaO کاهش و مقادیر Na_2O, Fe_2O_3, Al_2O_3 افزایش می‌ابد. این روندها با روندهای تبلور تفریقی سازگار است. تمام این تغییرات نشان دهنده تفریق ماگمایی و کاهش مقدار کانی‌های مافیک در مراحل پایانی تفریق می‌باشند. K_2O نیز روندی پراکنده نشان می‌دهد..



ج

شکل ۴-۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات درصد اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰). ادامه شکل در صفحه بعد ارائه شده است.



ادامه شکل ۴-۶

۴-۳- بررسی تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق

عنصر کمیاب، به عنصری گفته می‌شود که غلظت آن در سنگ کم‌تر از ۰/۱ درصد (و یا کم‌تر از 1000ppm) باشد (رولینسون^۱، ۱۹۷۹). عناصر کمیاب بسیار پراکنده و متعدد هستند و نسبت به تحولات ماگمایی حساس‌اند. لذا در بررسی ژئوشیمیایی ماگما، ارائه مدل‌ها و تعبیر و تفاسیر پترولوژیکی استفاده می‌شوند. به اعتقاد (رولینسون، ۱۹۹۷) مطالعه عناصر کمیاب، بخشی از سنگ‌شناسی جدید است و توانایی عناصر کمیاب برای تمایز میان فرایندهای سنگ‌شناختی از عناصر اصلی بیشتر است. دلیل آن می‌تواند حساسیت برخی عناصر فرعی و کمیاب در مقابل تحولات ماگمایی و تا حدودی تغییر شرایط ژئوشیمیایی در حین تشکیل، صعود، فوران و انجماد ماگما باشد. در زیر به بررسی تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق می‌پردازیم (شکل ۴-۷).

-- نمودار تغییرات Co در مقابل D.I.

تغییرات Co در مقابل D.I یک روند نزولی مشخصی را نشان می‌دهد. از آنجایی که عنصر کبالت دارای شعاع یونی تقریباً مشابه با آهن و منیزیم است، بنابراین در کانی‌های آهن و منیزیم‌دار مانند الیوین تیتان اوژیت حضور دارد. کاهش کبالت در این سری سنگی بازگو کننده تبلور کانی‌های فرومنیزین از جمله الیوین و تیتان اوژیت در مراحل اولیه تفریق و کاهش آنها در مراحل بعدی تفریق از ماگما است (شکل ۴-۷).

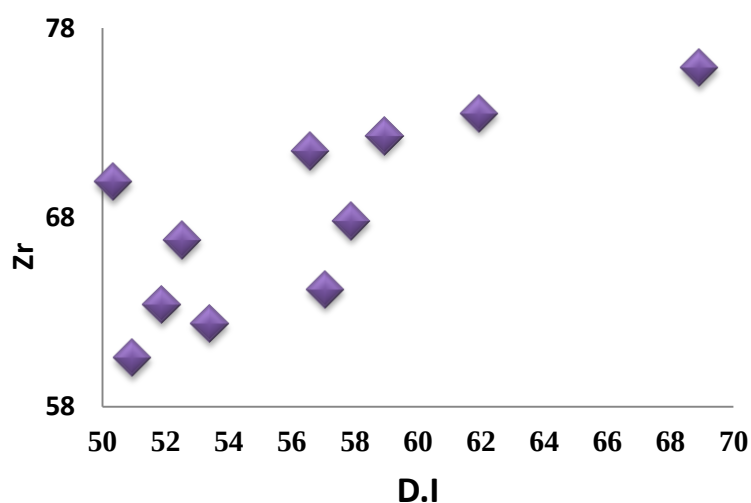
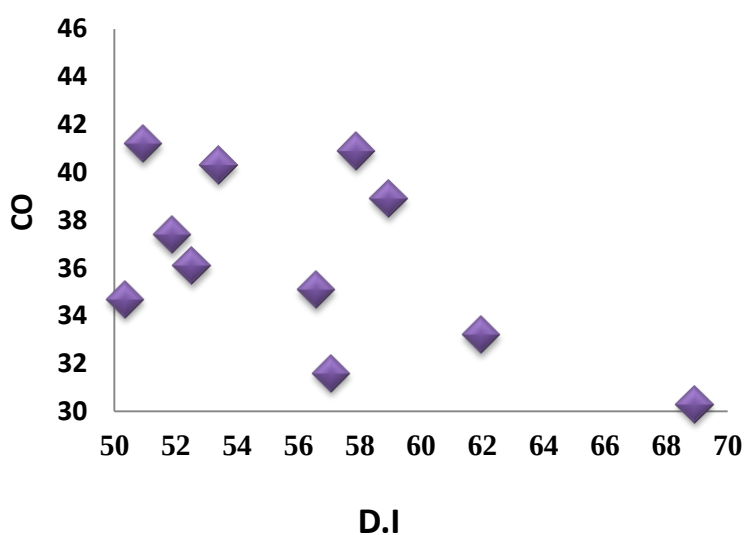
نمودار تغییرات Zr در مقابل D.I.

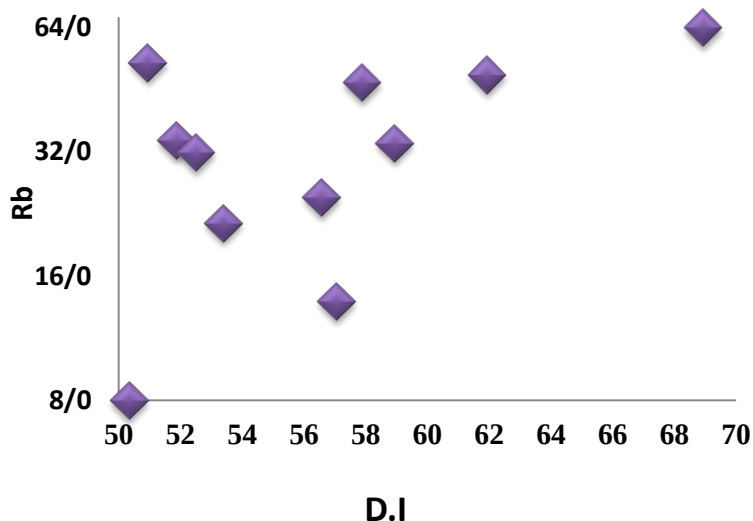
نمودار Zr مقابل ضریب تفریق یک روند افزایش نشان می‌دهند. زیرکن دارای بار الکتریکی بالا و شعاع یونی ($0.79\text{\AA}$) نسبتاً بزرگی است. بر این اساس زیرکونیم وارد کانیهای سنگ ساز رایج نشده و در محصولات نهایی تفریق ماگمایی به فراوانی یافت می‌شود. به همین جهت میزان Zr با افزایش درجه تفریق افزایش می‌یابد (شکل ۴-۷). البته باید بیان داشت که کانی حاوی Zr قابل تشخیصی در مقاطع

نازک به وضوح مشاهده نشده است. لذا Zr بیشتر در خمیره شیشه‌ای سنگ‌های مورد مطالعه تمرکز پیدا کرده است.

نمودار تغییرات Rb در مقابل D.I.

نمودار تغییرات Rb در مقابل D.I.، روند صعودی نشان می‌دهد. زیرا روبیدیم ناسازگار است و در مایع باقیمانده متمرکز می‌شود، بنابراین با افزایش روند تفریق بر میزان آن افزوده می‌شود. پراکندگی موجود در برخی نمونه‌ها می‌تواند در ارتباط با تحرک بالای این عنصر در طی فرایندهای دگرسانی باشد (شکل ۴-۷).



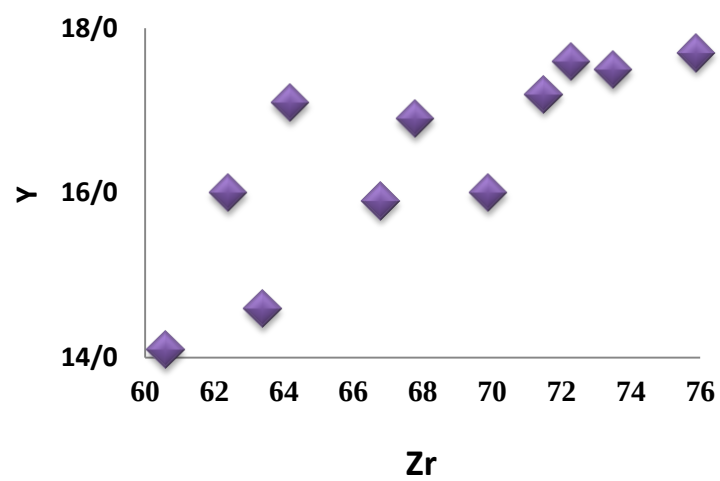
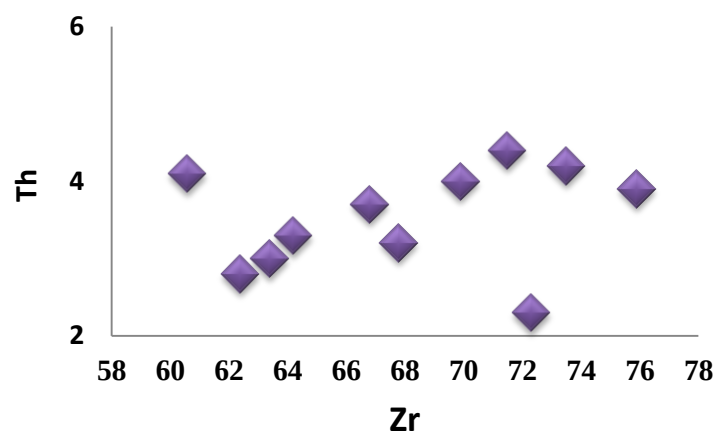
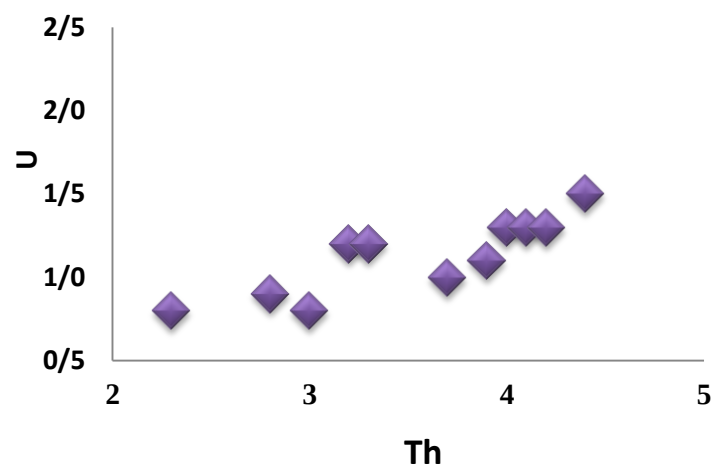


شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب Rb، Co، Zr در مقابل D.I. برای نمونه‌های مورد مطالعه. (غلظت عناصر بر حسب PPM)

۴-۴- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر

از آنجایی که فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی هر دو به ایجاد اثرات نهایی مشابهی در تکوین سنگ-های ماگمایی منجر می‌شوند، بنابراین با مشاهده ارتباط خویشاوندی نمونه‌ها باید دید که کدام یک از این فرایندها مسبب این ارتباط هستند. برای پاسخ به این سوال لازم است از نمودارهای خاصی استفاده شود. این نمودارها تغییرات دو عنصر ناسازگار در برابر یکدیگر را نشان می‌دهند. اگر دو عنصر ناسازگار روند خطی مثبتی که از مبدأ مختصات بگذرد نشان دهند در این صورت فرایند اصلی ارتباط دهنده این سنگ‌ها تبلور تفریقی است. در غیر این صورت ذوب بخشی در حال تعادل با منشأ عامل اصلی ارتباط است (راجرز^۱ و همکاران، ۱۹۸۴). بر اساس تغییرات عناصر ناسازگار سنگ‌های مورد مطالعه در مقابل یکدیگر روندهای خطی و شیب مثبت نشان می‌دهند که از مبدأ مختصات می‌گذرد (شکل ۴-۸). این نمودارها بیانگر نقش اساسی تبلور تفریقی در تحول سنگ‌های منطقه می‌باشند.

1- Rogers et al



شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر (الف تا ج).

۴-۵- نمودارهای بهنجار شده

یکی از روشهای نمایش داده‌های عناصر کمیاب به منظور بررسی فرآیندهای پترولوژیکی استفاده از نمودارهای عنکبوتی می‌باشد. در نمودارهای عنکبوتی، فراوانی گروهایی از عناصر کمیاب ناسازگار موجود در نمونه‌های سنگی، نسبت به فراوانی این عناصر در یک سری نمونه‌های استاندارد خاص، بهنجار می‌شود. یکی از این نمونه‌های استاندارد متئوریت‌های کندریتی هستند. متئوریت‌های کندریتی به دلیل اینکه معرف نمونه‌های نسبتاً تفریق نیافته منظومه شمسی هستند به عنوان استاندارد بهنجارسازی انتخاب شده‌اند و در بسیاری از مطالعات به عنوان مرجع ژئوشیمیایی مورد استفاده قرار می‌گیرند. این نمودارها ممکن است تنها بر اساس عناصر کمیاب خاکی (REE) و یا بر اساس عناصر کمیاب خاکی به همراه برخی دیگر از عناصر ناسازگار (نمودارهای چند عنصری) ترسیم شوند. این نمودارها اغلب تعداد زیادی آنومالی مثبت و منفی نشان می‌دهند که نشانگر رفتار متفاوت گروههای عناصر کمیاب است. این موضوع با مقایسه رفتار عناصر متحرک تر LILE (Cs, Rb, K, Ba, Sr, Eu) با عناصر کم تحرک تر HFS (Y, Ti, Zr, Hf, Ta, Nb) مشخص می‌شود. در این نمودارها عناصر از راست به چپ و بر اساس افزایش ناسازگاری مرتب می‌شوند. برای سنگهای آذرین در این منطقه از چند نمودار چند عنصری استفاده شده است که عبارتند از: ۱- نمودار بهنجار شده برای مقایسه شیمی سنگ با ترکیب گوشته اولیه ۲- نمودار بهنجار شده نسبت به متئوریت‌های کندریتی برای مقایسه شیمی سنگ با ترکیبات کندریتی. در ادامه به تشریح این گونه نمودارها خواهیم پرداخت.

۴-۵-۱- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریت تامپسون، (۱۹۸۲) نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه از عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار نظیر Sr, K, Rb غنی شدگی و از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مخصوصاً Nb و Ta تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۴-۹). این وضعیت شاخص سنگهای آتشفشانی وابسته به قوس است (زانتی و همکاران^۱، ۱۹۹۹؛ دوپونت^۱ و همکاران، ۲۰۰۲؛ گیل^۲، ۱۹۸۱). به

اعتقاد (مقاضی^۳ و همکاران، ۲۰۰۰؛ آرکولوس و یوهانسن^۴، ۱۹۸۱؛ هاوکسورث و همکاران^۵، ۱۹۹۱؛ وانگ^۶، ۲۰۰۶؛ گیل، ۱۹۸۱)، بالا بودن LILE/HFSE در سنگهای آتشفشانی بازیک مناطق کمانی در نتیجه ورود عناصر LILE موجود در صفحه فرورونده به درون گوه گوشته‌ای بالای آن می‌باشد. به عقیده (پیرس^۷، ۱۹۸۲) غنی شدگی از عناصر با پتانسیل یونی پایین با متاسوماتیسم منبع گوشته‌ای بازالت‌های قوس به وسیله مایعات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده در ارتباط می‌شود و تهی شدگی عناصر با پتانسیل یونی بالا با درجه نسبتاً پایینی از ذوب بخشی گوشته غنی شده و یا ثبات آنها در فازهای باقی مانده گوشته مرتبط می‌باشد. در مورد آنومالی منفی Nb نظریات مختلفی ارائه شده است، از جمله اینکه: (۱) این آنومالی نشان دهنده پایین بودن مقدار این عنصر در رسوبات همراه ورقه فرورونده است. (۲) بالا بودن نسبت بار به شعاع در این عنصر می‌تواند باعث آن شود که در سیالات آبدار نامحلول باشد و بنابراین به اندازه کافی به گوه گوشته‌ای منتقل نشود. (۳) درجه کم ذوب شدگی در مناطق قوس باعث تمرکز کم این عنصر در مذاب می‌شود (ماکادو^۸ و همکاران، ۲۰۰۵). به اعتقاد رولینسون، (۱۹۹۷) و ریچیو،^۹ (۲۰۰۵)، نا هنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و می‌تواند نشان دهنده مشارکت پوسته‌ای این عنصر در فرایندهای ماگمایی است. با توجه به اینکه پلاژیوکلاز یکی از کانی‌های بارز در تمامی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه است، انتظار می‌رود که آنومالی مثبت در Eu دیده شود. ولیکن در هیچ یک از نمونه‌ها این آنومالی به چشم نمی‌خورد. در شرایط فعالیت کم اکسیژن، ضرایب جدایش برای Eu بین پلاژیوکلاز و مذاب بازالتی بالا است (عموماً بالاتر از ۱) و نسبت به سایر عناصر خاکی نادر یک آنومالی نشان می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳). در صورتی که در شرایط فعالیت زیاد اکسیژن، ضرایب جدایش برای Eu پائین بوده و این عنصر مانند سایر عناصر کمیاب خاکی رفتار می‌کند. بنابراین شاید در هنگام تشکیل و تبلور سنگهای منطقه فوگاسیتة اکسیژن بالا بوده است. مقادیر REE بهنجار شده بر حسب کندریت، (ناکامورا ۱۹۷۴) نشان دهنده غنی

1- Dupont

2-Gill

3-Moghazi

4- Arculus & Johnson

5- Hawkesworth 1

6- Wang

7-Pearce

8-Machado

9- Reichew

شدگی LREE نسبت به HREE می‌باشد (شکل ۴-۱۰). در مراحل اولیه ذوب بخشی عناصر کمیاب سبک با فراوانی بالا وارد مذاب می‌شوند در حالی که عناصر سنگین‌تر فراوانی کمتری نشان می‌دهند. ماگمای اولیه سنگ‌هایی که میزان عناصر سبک آنها در مقایسه با عناصر کمیاب سنگین غنی شدگی نشان می‌دهد از اعماقی منشأ می‌گیرد که متحمل درجه نسبتاً کم ذوب بخشی شده و کانی گارنت به صورت فاز باقی مانده در سنگ اولیه به جا مانده است. واکنش مذاب با پوسته قاره‌ای می‌تواند یکی دیگر از دلایل غنی شدگی عناصر کمیاب سبک ($LREE > HREE$) باشد (ویلسون، ۱۹۸۹). موازی بودن الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی در این نمونه‌ها می‌تواند نشانه خاستگاه مشترک این سنگها باشد و به نظر می‌رسد که این سنگها کم و بیش محصول تبلور و یا جدایش اندک ماگمای بازالتی مشتق شده از گوشته باشند. عناصر LREE نسبت به HREE ناسازگارترند، اختلاف اندازه یون‌ها باعث می‌شود LREE تا حدی ناسازگارتر از HREE باشند و همین علت باعث می‌شود که به آسانی وارد فاز سیال شده و غلظتی بیشتر از عناصر سنگین داشته باشند (کروسکوپف و بیرد^۱، ۱۹۷۹). به طور کلی می‌توان گفت که غنی شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند ناشی از سه عامل باشد. ۱- ناشی از حضور گارنت در سنگ منشأ که با حفظ HREE در ساختمان خود موجب تهی شدگی این عناصر در ماگما می‌شود (مکدونالد و همکاران^۲، ۲۰۰۰). ۲- آرایش با مواد پوسته‌ای (سریواستوا^۳ و سین^۴، ۲۰۰۴). ۳- متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای در اثر سیالات حاصل از آبدایی پوسته اقیانوسی (وینتر^۵، ۲۰۰۱).

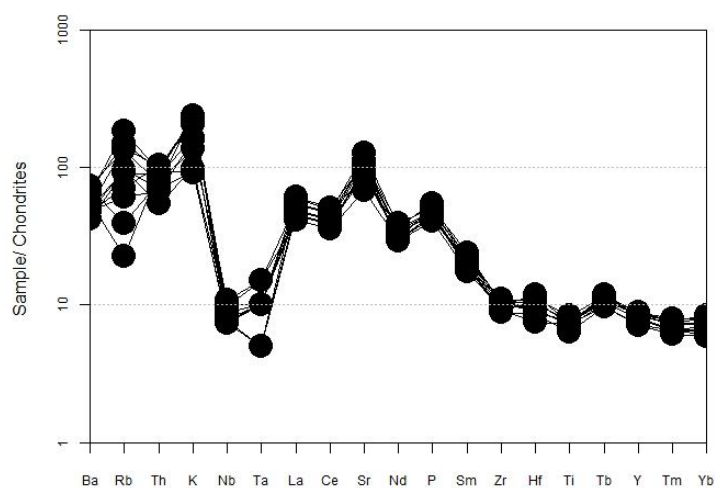
1- Kruskopf & Bird

2- Macdonald et al

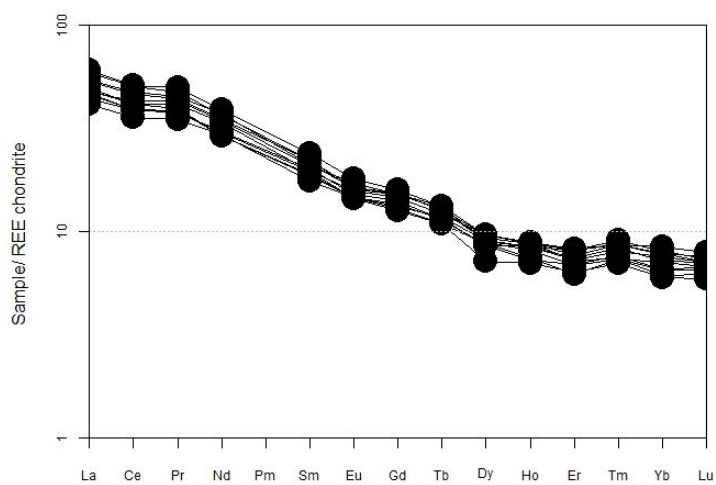
3-Srivastava

4-Singh

5-Winter



شکل ۴-۹- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نمونه های مورد مطالعه نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲).



شکل ۴-۱۰- موقعیت نمونه های مورد مطالعه عناصر نادر خاکی نمونه های مورد مطالعه نسبت به متئوریت کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴).

۴-۵-۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

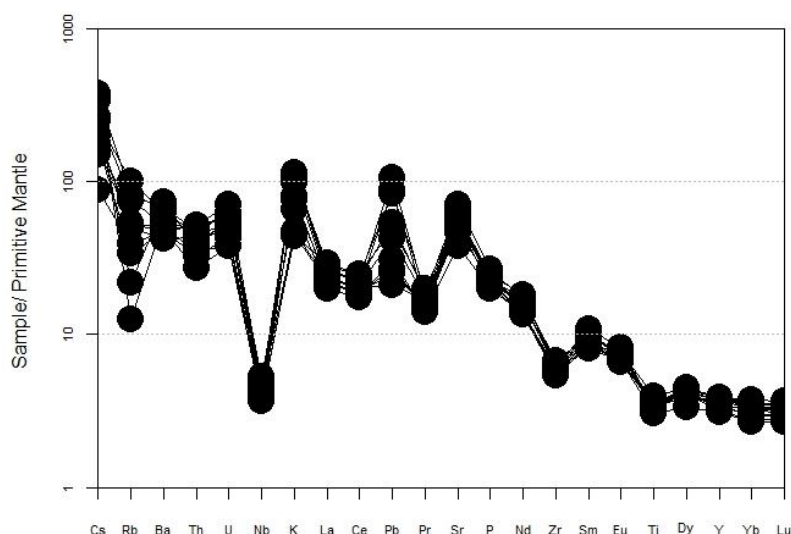
به منظور بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار سان و مک دونوف (۱۹۸۹) استفاده شده است. در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی عناصر ناسازگار راهنمایی برای تشخیص محیط زمین ساختی سنگ‌ها است به طوری که سنگهای مناطق مختلف زمین ساختی از لحاظ فراوانی عناصر فرعی و کمیاب الگوهای خاصی را نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۱). الگوی پراکندگی عناصر ناسازگار در سنگهای آتشفشانی مورد مطالعه که بر اساس نمودار عنکبوتی نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده است تهی شدگی شدید از عناصر Zr, Nb, Ti و غنی شدگی از K, Sr, Pb را نشان می‌دهد. از نظر محققین غنی شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و Pb همراه با تهی شدگی نسبی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مخصوصاً Ta, Nb و Zr از خصوصیات سنگهای مناطق قوس فرورانش می‌باشند (گویونکادا و همکاران^۱، ۲۰۰۳؛ ؛ گیل، ۱۹۸۱؛ ویلسون، ۱۹۸۹؛ دوستال و همکاران^۲، ۲۰۰۱؛ استولز و همکاران^۳، ۱۹۹۶). وجود چنین مشخصاتی مبین افزایش سیالات مشتق شده از لبه فرورونده و یا مذاب‌های حاصل از یک لبه گوشته‌ای است، چرا که در مناطق فرورانش سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی هستند، به گوه گوشته‌ای افزوده می‌شوند (بروگ و همکاران، ۱۹۹۷). عناصر HFSE دارای بار الکتریکی بالا بوده و شعاع اتمی آنها نیز کوچک است لذا تمایل چندانی برای ورود به فاز مذاب مایع ندارند، حال آنکه عناصر LILE چون دارای شعاع اتمی بزرگی هستند به سادگی طی آبدایی وارد فاز مایع (مذاب) می‌شوند. پس وقتی پوسته اقیانوسی فرورونده دچار آبدایی می‌شود سیالی تولید می‌شود که از LILE غنی بوده و لذا این مایع (مذاب) می‌تواند موجب متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای شود که در بالای این پوسته قرار گرفته است.

1- Gioncada

2- Dostal

3- Stolz

در محیط‌های فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای فازهای فرعی دیرگداز مانند ایلمنیت و روتیل در پوسته اقیانوسی پایدار بوده و عناصر HFSE مانند Nb, Ta را در خود نگه می‌دارند و با جلوگیری از مشارکت آنها در ماگمای حاصل از این منابع سبب ایجاد بی‌هنجاری منفی آنها در ماگمای حاصل از این منابع می‌شوند (رولینسون، ۱۹۹۳). آنومالی مثبت Pb به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته‌ی اقیانوسی فرورو و یا آلایش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد (کمبر و همکاران^۱، ۲۰۰۲). بیشترین غنی‌شدگی کندریت به عناصر ناسازگار و متحرک نظیر Sr و K مربوط می‌گردد. همانطور که در نمودارها مشخص است مقادیر Sr در مقایسه با مقادیر نرمالیزه شده گوشته، یک غنی‌شدگی نشان می‌دهد به عبارت دیگر این عناصر با توجه به شرایط عمق زمین در فاز سیال وجود دارند و با رسیدن به سطح و تغییر شرایط فیزیکی شیمیایی وارد ساختار کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز شده و مقادیر آن در مقایسه با گوشته اولیه آنومالی مثبت نشان می‌دهد. عناصر ناسازگار در ابتدای تشکیل فاز بلورین و مذاب در واکنشها شرکت نکرده و میل به خروج از سیستم را دارند و زمانی که ماگما به سطح می‌رسد و سرد می‌شود این عناصر وارد ساختمان کانی‌ها می‌شوند.



شکل ۴-۱۱- نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به گوشته‌ی اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)

بررسی نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار، برخی از عناصر فرعی و عناصر خاکی نادر که به یک منبع متئوریت بهنجار شده‌اند نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه از Sr, K, Rb, Th, Ba, La, Ce, Nd و P غنی شدگی نشان می‌دهند. در مقابل سنگ‌های مورد مطالعه از Nb و Ta تهی شدگی بارزی نشان می‌دهند. عناصر خاکی نادر سنگین تغییرات چندانی نشان نمی‌دهند و الگوی تقریباً یکنواختی نشان می‌دهند. با این وجود فراوانی آنها نسبت به متئوریت‌ها تا حدودی به ۱۰ برابر می‌رسد. همان‌طور که در فصل پنجم مبحث غنی‌شدگی یا عدم غنی‌شدگی محل منشأ اشاره خواهد شد، این امر معرف آن است که سنگ‌های منشأ تا حد قابل توجهی از این عناصر غنی بوده‌اند که با ذوب گارنت در محل منشأ آنها و غنی شدن مذاب از این عناصر سازگار است. در ضمن کلیه ویژگی‌های ذکر شده با ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی قوس‌های ماگمایی سازگار است. البته در مبحث جایگاه تکتونیکی به پیچیدگی‌های مرتبط با این موضوع اشاره خواهیم کرد.

۴-۶- تعیین سری ماگمایی

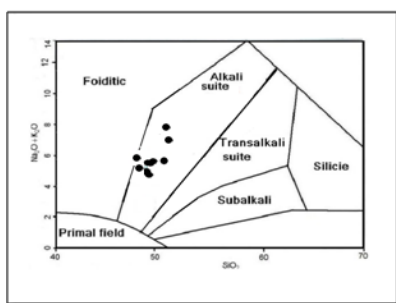
یکی از کاربردهای داده‌های تجزیه شیمیایی، تعیین سری‌های ماگمایی و جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌ها است. طبق نظر کونو^۱ (۱۹۶۸) یک سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگهای آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف است که از تفریق یک ماگمای بازیک مادر و یا از ذوب یک سنگ منشأ (سنگ مادر) حاصل شده باشند. به منظور تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (ایروین^۲ و باراگار^۳، ۱۹۷۱)، میدلموست^۴ (۱۹۹۴)، پکسرلیو و همکاران (۱۹۷۰) استفاده شده است (شکل ۴-۱۲- الف تا ج). در ادامه به شرح آنها خواهیم پرداخت. نمودار ایروین و باراگار (۱۹۷۱) بر اساس تغییرات SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ترسیم شده است. به کمک این نمودار می‌توان تمام سنگ‌های آذرین را به دو سری آلکالن و ساب آلکالن تقسیم کرد. در سنگ‌های آلکالن، مقدار آلکالی ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) بیشتر از سنگ‌های ساب آلکالن است. این نمودار صرفاً برای جدایش سری‌های آلکالن از سری‌های ساب آلکالن به کار می‌آید، بر اساس این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند. به علت فراوانی نسبی Na, K در سنگ‌های آلکالن، آلکالن‌ها به دو سری سدیک و پتاسیک تقسیم شده‌اند (بست، ۲۰۰۳). به این ترتیب، امامی (۱۹۸۱) نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 را ارائه داد (شکل ۴-۱۳). بر اساس این نمودار سنگ‌های منطقه عمدتاً در محدوده آلکالن سدیک قرار گرفته‌اند. در نمودار میدلموست (۱۹۹۴)، پنج سری ماگمایی فئوئیدی، آلکالی، آلکالی - تحولی، ساب آلکالی و سیلیسی تفکیک شده‌اند. با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در این نمودارها سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده سری آلکالن قرار می‌گیرند. البته در پایان باید یادآوری کرد که به دلیل عدم وجود فلدسپاتوئید-ها در سنگ‌های مورد مطالعه، میزان آلکالن بودن سنگ‌های مورد مطالعه کم است و نمیتوان آنها را جزء سنگ‌های آلکالن به معنی واقعی دسته بندی کرد.

1-cono

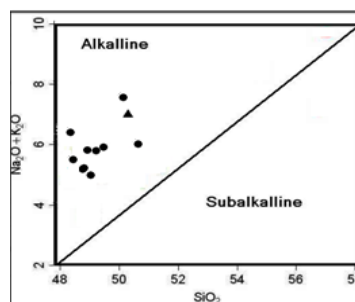
2-Irvine

3-Baragar

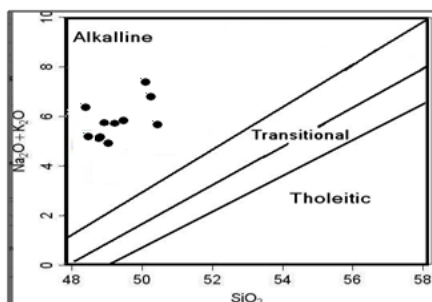
4-Middlemost



ب

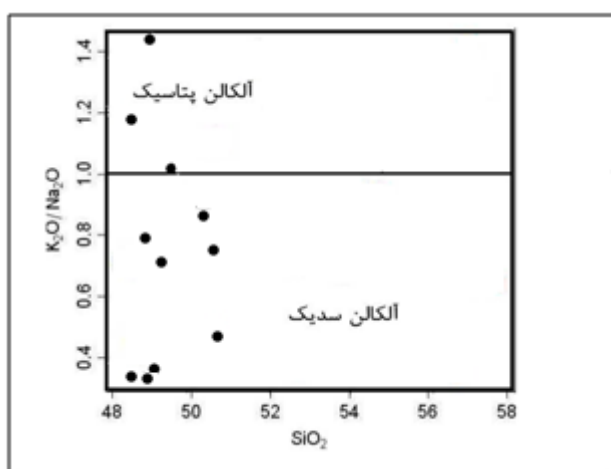


الف



ج

شکل ۴-۱۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی. الف- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، ب- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (میدلموست، ۱۹۹۴)، ج- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (پکسریلو و همکاران، ۱۹۷۹).



شکل ۴-۱۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تعیین سری‌های ماگمایی سدیک و پتاسیک از یکدیگر (امامی، ۱۹۸۱).

۴-۷- نتیجه گیری

- ۱- براساس نتایج آنالیز شیمی سنگ‌های مورد مطالعه و استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی رده بندی نامگذاری سنگ‌های آذرین، آنها دارای ترکیب تراکی بازالتی هستند و به سری آلکان تعلق دارند.
- ۲- عامل اصلی تحول این سنگ‌ها، فرایند تبلور تفریقی می‌باشد.
- ۳- سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر خاکی نادر سبک، عناصر ناسازگار سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون غنی شدگی نشان می‌دهند. در مقابل از Nb و Ta تهی شدگی بارزی نشان می‌دهند. این از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی وابسته به قوس‌های ماگمایی است.

فصل پنجم

تشریح

۵-۱- مقدمه

در فصل‌های قبل ویژگی‌های صحرایی و پتروگرافی سنگ‌های تراکی بازالتی مورد مطالعه قرار گرفت. در فصل سوم ویژگی‌های پتروگرافی این سنگ‌ها و نهشته‌های اپی کلاستی وابسته و وابسته به آنها به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار گرفت. در فصل چهارم با توجه به نتایج آنالیز شیمی ۱۱ نمونه از سنگ‌های تراکی بازالتی مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منطقه پهناور با دایک‌های تراکی بازالتی تغذیه کننده محیط فوران آنها، به نام‌گذاری و بررسی تحولات ژئوشیمیایی آنها پرداختیم. در ضمن سری ماگمایی را مشخص ساختیم و ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها را مورد بحث و بررسی قرار دادیم. اکنون پس از طی این مراحل می‌خواهیم با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ویژگی‌های زمین شناسی منطقه، محیط تشکیل و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه را مشخص نماییم و در ضمن آنها را با مناطق همجوار یا مناطق مشابه در سایر نقاط کره زمین مورد مقایسه قرار دهیم و در نهایت نحوه تشکیل آنها را در قالب یک مدل یا الگوی تکتونیکی ساده و جامع به نمایش گذاریم.

۵-۲- محیط زمین ساختی

ماگمای بازالتی در محیط‌های مختلف زمین ساختی و از ذوب بخشی گوشته با ترکیبات مختلف تحت شرایط متفاوت ترمودینامیکی ایجاد می‌شوند. با توجه ویژگی‌های عناصر اصلی، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه دارای ماهیت آکالن می‌باشند. ماهیت آکالن ماگمای بازالتی می‌تواند ناشی از دو ساز و کار باشد. ۱- نرخ کم ذوب سنگ منشأ گارنت لرزولیت. ۲- ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده، (بست^۱، ۲۰۰۳؛ ریموند^۲، ۲۰۰۷؛ گیل، ۲۰۱۰؛ معین وزیری، ۱۳۷۲). اعتقاد براین است که آکالی بازالت‌ها به طور مستقیم از گوشته منشأ می‌گیرند. این سنگ‌ها به طور بارز از سیلیس فقیر و از عناصر ناسازگار غنی می‌باشند (ویلسون، ۱۹۸۹). به عقیده (فیتون^۳ و دانلوپ^۴، ۱۹۸۵؛ هافمن^۱، ۱۹۷۵) آکالی بازالت‌ها در هر دو محیط

1- Best

2- Raymond

3- Fitton

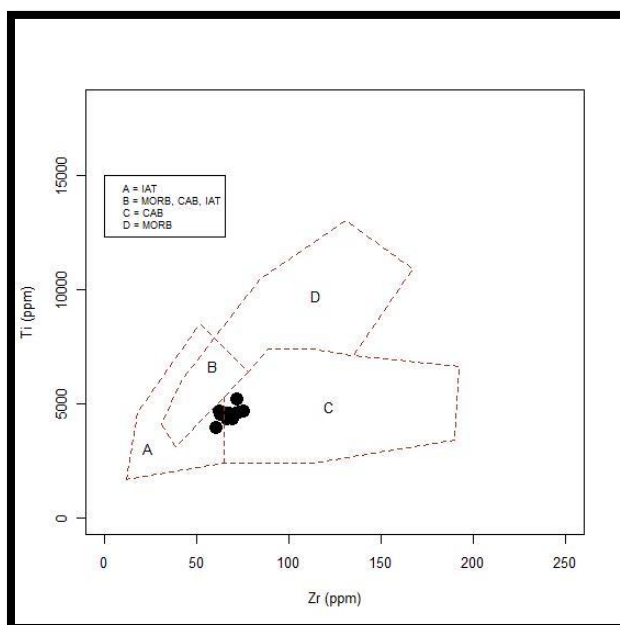
4- Dunlop

اقیانوسی و قاره‌ای می‌توانند ایجاد شوند و از لحاظ ژئوشیمیایی تفاوت چندانی با یکدیگر ندارند زیرا هر دو از منشأ گوشته‌ای عمیق غنی از عناصر ناسازگار و از درجه ذوب بخشی کم حاصل شده‌اند. در این بخش برای تعیین محیط تکتونیکی بازالت‌های منطقه از نمودارهای متمایز کننده عناصر اصلی و کمیاب استفاده شده است. پییرس، (۱۹۷۳، ۱۹۷۴) بیشترین مطالعات و تحقیقات را در زمینه کاربرد عناصر فرعی، کمیاب و اصلی به منظور تعیین سری ماگمایی و موقعیت تکتونیکی سنگهای آذرین انجام داده است. در بررسی‌های انجام شده توسط (هارت، ۱۹۷۰؛^۱ تامپسون، ۱۹۷۸؛ وود^۲، ۱۹۸۰؛ مشد^۳، ۱۹۸۶)، عناصر Ti, Zr, Y, Nb و Sr به عنوان شاخص‌های بسیار مؤثر در تعیین محیط‌های تکتونیکی مختلف به کار گرفته شده‌اند. اهمیت ویژه عناصر کمیاب، غیر متحرک بودن آنها در اغلب شرایط گرمایی و دگرسانی می‌باشد. نسبت‌های عناصر کمیاب نیز به منظور تعیین محیط‌های تمایز تکتونیکی مورد استفاده قرار می‌گیرند. یکی از نسبت‌هایی که می‌توانند تعیین کننده باشند، نسبت Ba/La است. به طوریکه این نسبت برای NMORB بین ۴ تا ۱۰، برای EMORB و بیشتر بازالت‌های درون صفحه‌ای ۱۰ تا ۱۵ و برای سنگهای آتشفشانی مرز صفحات همگرا بیش از ۱۵ می‌باشد (گیل، ۱۹۸۱). مقدار نسبت مذکور در قوس‌های آتشفشانی بیشتر از مناطق کششی و منطبق بر مناطق پشت قوس می‌باشد (گیل، ۱۹۸۱). در سنگهای آتشفشانی منطقه مورد مطالعه این نسبت به طور میانگین $23/8$ می‌باشد و نشانه این است که ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه مربوط به یک قوس ماگمایی می‌باشند. نسبت بالای Ba/La علامت غنی‌شدگی گوه گوشته‌ای توسط سیالات منطقه فرورانش است و Ba نیز از رسوبات همراه ورقه اقیانوسی فرورانده حاصل شده است (ویلسون، ۱۹۸۹). نسبت Ba/Ta بیش از ۴۵۰، از مهمترین خصوصیات ژئوشیمیایی ماگماهای قوس به شمار می‌رود (گیل، ۱۹۸۱). این نسبت در سنگهای آتشفشانی منطقه مورد مطالعه به طور میانگین 2360 می‌باشد. بالا

بودن نسبت La/Ta نیز از خصوصیات مناطق فرورانش است (ترومبل^۱ و همکاران، ۱۹۹۹)، که این نسبت در سنگهای آتشفشانی منطقه پهنواز به طور میانگین ۱۰۱/۵۹ می‌باشد.

۵-۲-۱- نمودار تمایز تکتونیکی Ti-Zr (پیرس^۲ و کان^۳، ۱۹۷۳)

نمودار Ti-Zr، به شیوه‌ای بسیار کارآمد بازالت‌های دورن صفحه‌ای (به بیانی دیگر، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی، (میدان D) را از دیگر انواع بازالت‌ها متمایز می‌سازد). تولیت‌های جزایر کمانی در میدان A و بازالت‌های نواحی قوس قاره‌ای در میدان C قرار می‌گیرند. همانطور که در نمودار نشان داده شده است بیشتر نمونه‌ها در میدان C قرار گرفته‌اند که مشخصه بازالت‌های قوس قاره‌ای است (شکل ۵-۱).



شکل ۵-۱- نمودار Ti در مقابل Zr جهت تمایز و شناخت محیط تکتونیکی (پیرس و کان، ۱۹۷۳) موقعیت ترکیبی سنگ-های مورد مطالعه در محدوده قوس قاره‌ای واقع شده است. A- محدوده ماگماهای بازالتی تولیتی جزایر قوسی، B- محدوده ماگماهای بازالتی نواحی قوس قاره‌ای، محدوده ماگماهای بازالتی پشته‌های میان اقیانوسی و محدوده ماگماهای جزایر قوسی، C- محدوده ماگماهای بازالتی نواحی قوس قاره‌ای و D- محدوده ماگماهای بازالتی پشته‌های میان اقیانوسی.

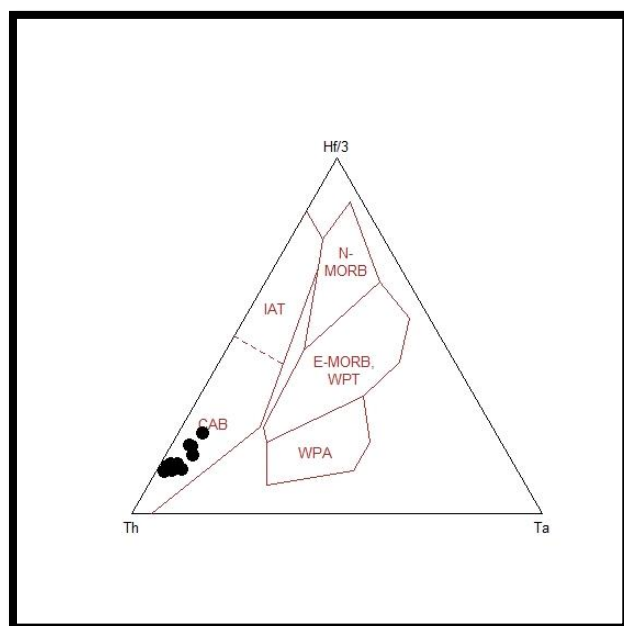
۱- Trumbull

2- Pearce

3- Cann

۵-۲-۲- Th-Hf/3-Ta (وود، ۱۹۸۰)

وود (۱۹۸۰) بر پایه‌ی عناصر نامتحرک HFS مانند Ta, Hf, Th، نمودار تمایز تکتونیکی Th-Hf/3-Ta را ابداع کرد. عناصر HFSE مانند Th و Ta برای تشخیص محیط زمین‌ساختی سنگ‌های بازالتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. بازالت‌های مناطق فرورانش در مقایسه با Ta از Th غنی هستند (پیپرس و پیت ۱۹۹۵). متاسوماتیسم ناحیه منبع که توسط فرایندهای فرورانش انجام می‌شود باعث غنی شدگی Th نسبت به Ta می‌شود. به عقیده آلدنماز^۱ و همکاران، (۲۰۰۰) عاملی که باعث غنی شدگی Th به Ta می‌شود آلودگی پوسته‌ای می‌باشد. زیرا فراوانی Th نسبت به Ta در سنگ‌های پوسته‌ای زیادتر است. در این نمودار بازالت‌های مورب نوع E و N، بازالت‌های درون صفحه‌ای و بازالت‌های قوس آتشفشانی از یکدیگر تفکیک می‌شوند. در نمودار تمایز تکتونیکی (وود، ۱۹۸۰)، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های قوس قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲).

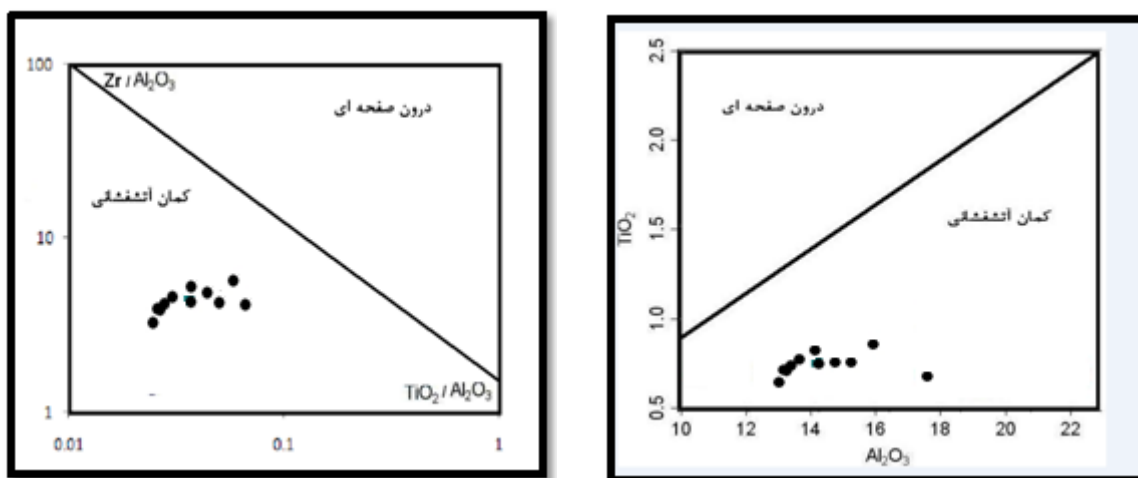


شکل ۵-۲- نمودار مثلثی Th-Hf/3-Ta (وود، ۱۹۸۰)، جهت تمایز محیط تکتونیکی مختلف تشکیل بازالت‌ها. CAB- بازالت‌های قوس آتشفشانی، WPA- بازالت‌های درون صفحه‌ای

۵-۲-۳- نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 و

TiO_2 در مقابل Al_2O_3 مولر^۱ و براون^۲ (۱۹۹۲)

مولر و براون (۱۹۹۲) از نمودارهای تمایزی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 و TiO_2 در مقابل Al_2O_3 به منظور تفکیک محدوده کمان‌های آتشفشانی از درون صفحه‌ای استفاده کردند. با توجه به این نمودارها (شکل ۵-۳) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند.



شکل ۵-۳- نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 و TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (مولر و براون، ۱۹۷۶) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آنها.

۵-۲-۴- نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y

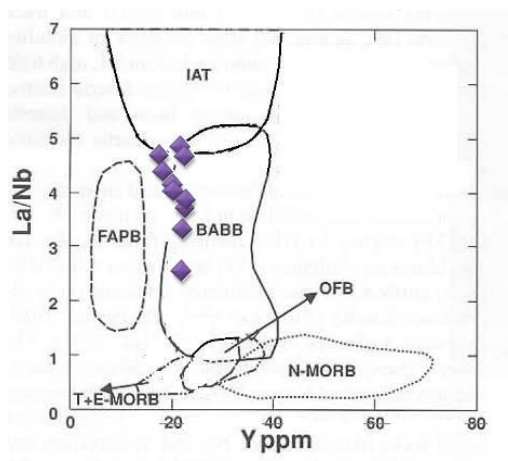
نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱)، یکی از مهم‌ترین نمودارهای تفکیک محیط‌های تکتونوماگمایی سنگ‌های بازالتی می‌باشد. در این نمودار می‌توان بازالت‌های موجود در محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف نظیر تولیت‌های جزایر قوسی (IAT)، بازالت‌های طغیانی اقیانوسی (OFB)، بازالت‌های سکوه‌ای پیش کمانی (FAPB)، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی غنی شده، انتقالی و عادی (E-T-N-MORB) و بازالت‌های حوضه پشت کمانی (BABB)، را از یک‌دیگر تفکیک

1- Muller

2-Brown

کرد. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های حوضه پشت کمانی واقع

شده‌اند (شک ۴-۵).



شکل ۴-۵- نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱).

۵-۲-۵- نمودار تمایز تکتونیکی $La/10 - Y/15 - Nb/8$ (کابانیس^۱ و لکول^۲،

۱۹۸۹)

در نمودار تمایزی $La/10 - Y/15 - Nb/8$ (کابانیس و لکول، ۱۹۸۹ گالویان^۳ و همکاران، ۲۰۰۷)

سه محدوده بازالت‌های قوس آتشفشانی، بازالت‌های قاره‌ای و پشت قوسی و بازالت‌های آلکان ریف درون

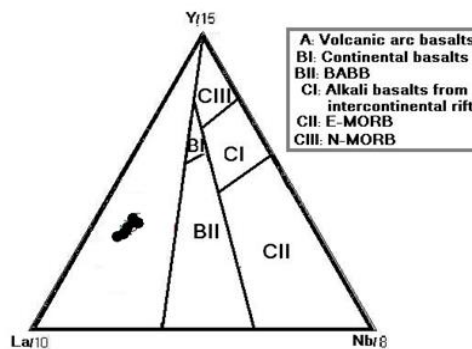
قاره‌ای از یکدیگر تفکیک می‌شوند، نمونه‌های سنگی آلکان منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های

قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵).

1- Cabanis

2- Lecolle

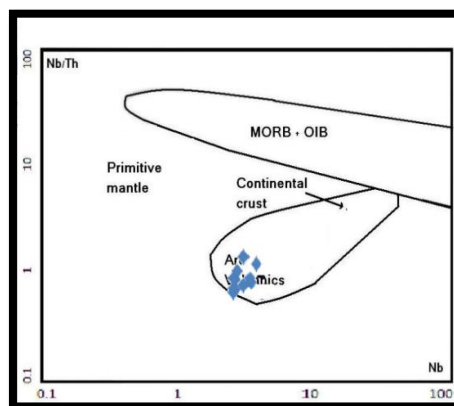
3- Galoyan



شکل ۵-۵- نمودار تمایز تکتونیکی La/10-Y/15-Nb/8 (کابانیس و لکول، ۱۹۸۹، گالویان، ۲۰۰۷) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

۵-۲-۶- نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاگ^۱ و همکاران، ۲۰۰۷)

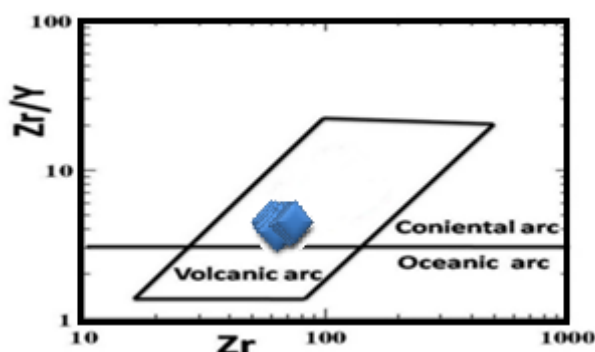
بوزتاگ و همکاران (۲۰۰۷)، با استفاده از عناصر Nb و Th بازالت‌های قوس‌های آتشفشانی، مورب و جزایر اقیانوسی را از یکدیگر تفکیک کردند. نمونه‌های مورد مطالعه به دلیل داشتن Nb و Th نسبتاً کم (کمتر از ۱۰ ppm)، در نمودار لگاریتمی تغییرات Nb/Th در مقابل Nb در محدوده قوس آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷).

۵-۲-۷- نمودار تغییرات Zr در برابر Zr/Y (پیرس، ۱۹۸۳)

از آنجایی که Zr و Y در مذاب‌ها دارای تحرک بسیار کمی هستند می‌توانند اطلاعاتی از منبع گوشته تشکیل بازالت‌ها ارائه نمایند (تاتسومی^۱ و همکاران، ۱۹۸۶). برای تمایز کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از کمان ماگمایی جزایر قوسی از نمودار پیرس (۱۹۸۳) استفاده شده است. از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز برای تشخیص رژیم تکتونیکی می‌توان استفاده کرد (پیرس، ۱۹۷۹). اگر در گدازه‌های بازالتی نسبت Zr/Y بیشتر از ۳ باشد، آنها به کمان آتشفشانی قاره‌ای تعلق دارند و اگر نسبت Zr/Y کمتر از ۳ باشد به بازالت‌های کمان آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند. سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دارای نسبت Zr/Y بیشتر از ۳ هستند و در زمره قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند. بنابراین محیط تکتونوماگمایی منطقه مورد مطالعه را می‌توان جزء محیط‌های حاشیه قاره‌ای به شمار آورد (شکل ۵-۷).



شکل ۵-۷- نمودار Zr/Y در مقابل Zr جهت تفکیک محیط‌های تکتونیکی تشکیل بازالت‌ها (پیرس، ۱۹۸۳). سنگ‌های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده قوس قاره‌ای قرار می‌گیرند.

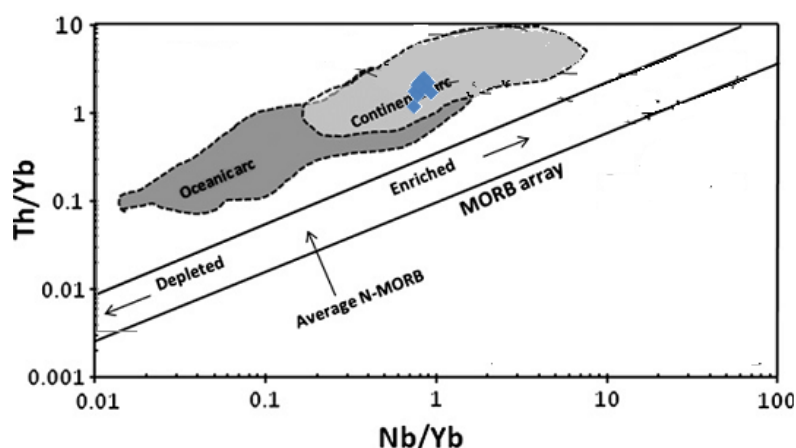
۵-۲-۸- نمودار لگاریتمی Th/Yb در مقابل Nb/Yb

به منظور بررسی نقش گوشته و صفحه فرورونده در تولید ماگمای مناطق فرورانش از نمودار لگاریتمی Nb/Yb در برابر Th/Yb استفاده می‌شود (پیرس ۱۹۸۳ و پیرس و پیت^۲ ۱۹۹۵). از آنجایی که عناصر Nb و Yb تحت تاثیر سیالات حاصل از فرورانش قرار نمی‌گیرند، بررسی نسبت Th/Yb در ماگما میزان

1- Tatsumi et al

2-Peat

مشارکت گوشته و صفحه فرورونده را مشخص می‌کند. انتخاب Yb به عنوان مخرج هر دو نسبت سبب می‌شود تغییرات Th به میزان زیاد مستقل از تبلور بخشی یا ذوب بخشی باشد. در نتیجه می‌توان به تغییرات ترکیب منشأ گوشته‌ای تشکیل بازالت‌ها پی برد. با توجه به این نمودار می‌توان به فرایند فرورانش یا درجه غنی شدگی یا تهی شدگی گوشته پی برد. (پیرس و پیت ۱۹۹۵ و گرین^۱ ۲۰۰۶). با توجه به این نمودار (شکل ۵-۸) سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده قوس قاره‌ای قرار می‌گیرند.

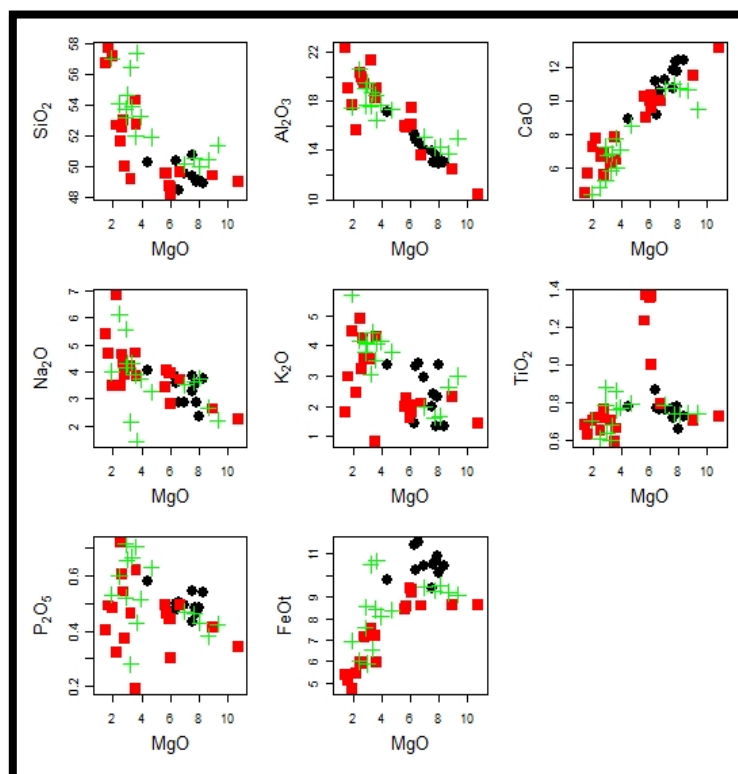


شکل ۵-۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار لگاریتمی Th/Yb در مقابل Nb/Yb (پیرس و پیت ۱۹۹۵)

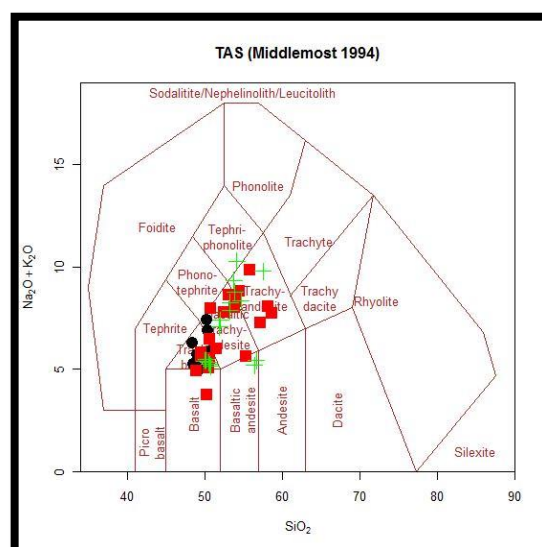
با توجه به نمودارهایی که تا اینجا ارائه شده، همگی بر این موضوع تأکید دارند که تراکی بازالت‌های مورد مطالعه در یک محیط قوس قاره‌ای تشکیل شده‌اند. با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه، این قوس قاره‌ای در زمان ائوسن و در حاشیه شمالی زون ایرا ن مرکزی تشکیل گردیده است. توضیحات بیشتر در این زمینه در صفحات آتی ارائه خواهد شد.

۵-۳- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه پهنواز با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مناطق همجوار یعنی عباس آباد، میاندشت و چغندرسر

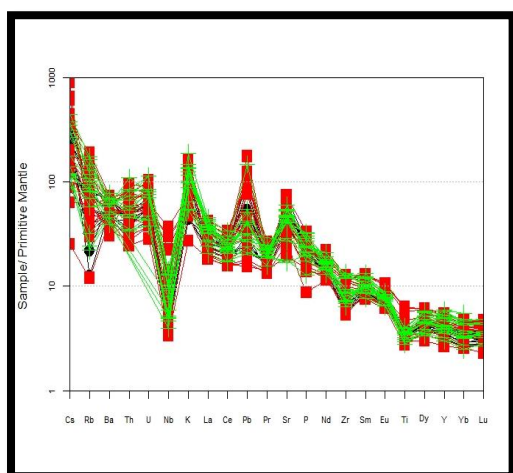
با نگاهی به پژوهش‌های انجام شده در اطراف منطقه مورد مطالعه مانند سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه میاندشت (بادامه ۱۳۸۸)؛ چغندرسر، (موسوی، ۱۳۸۸) و عباس آباد، (الهیاری، ۱۳۸۹) می‌توان به همانندی بین گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری و همچنین همبستگی میان ترکیب شیمیایی در این مناطق پی برد به طوری که در مناطق عباس آباد، میاندشت و چغندرسر بر اساس نمودار فخر سنگ‌ها به سمت ترکیبات تفریق یافته‌تر پیش می‌روند و سنگ‌های منطقه پهنواز با بیشترین میزان MgO و کم‌ترین میزان SiO_2 نسبت به مناطق مجاور، سنگ‌های بسیار کم تفریق یافته این مجموعه می‌باشند و بازیگ‌ترین قطب این مجموعه به حساب می‌آیند (شکل ۵-۹). در ضمن اگر نمونه‌های سنگی این محدوده‌ها را با هم روی نمودار TAS نشان دهیم متوجه می‌شویم که به سمت شمال و شمال شرق ترکیب این توالی سنگی به سمت تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت نیز توسعه پیدا می‌کند و آلکالینیته آن نیز کمی افزایش میابد (شکل ۵-۱۰). الگوی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های مطالعه شده در مناطق عباس‌آباد، چغندرسر و میاندشت که نسبت به گوشته اولیه (سان مک دونوف) و کندریت (ناکامورا) بهنجار شده‌اند هماهنگ با پهنواز بوده و غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون ($LILE$) و بی‌هنجاری منفی از عناصر با شدت میدان بالا ($HFSE$) و تهی‌شدگی از Nb و Ti را که از ویژگی‌های ماگماتیسم در زون فرورانش می‌باشد، را نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۱، الف، ب). بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی و نمودار تمایزی $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (مولن^۱)، (۱۹۸۳) (شکل ۵-۱۲)، سنگ‌های آتشفشانی مناطق ذکر شده در محدوده کمان آتشفشانی قاره‌ای واقع می‌شوند لذا از نظر جایگاه تکتونیکی با سنگ‌های آتشفشانی منطقه پهنواز مطابقت کامل دارند. براساس نمودار سه‌تایی ابروین و باراگار، (۱۹۷۱) سنگ‌های مذکور به سری آلکالن تعلق دارند و از این نظر نیز با نمونه‌های منطقه پهنواز شباهت کامل دارند (شکل ۵-۱۳).



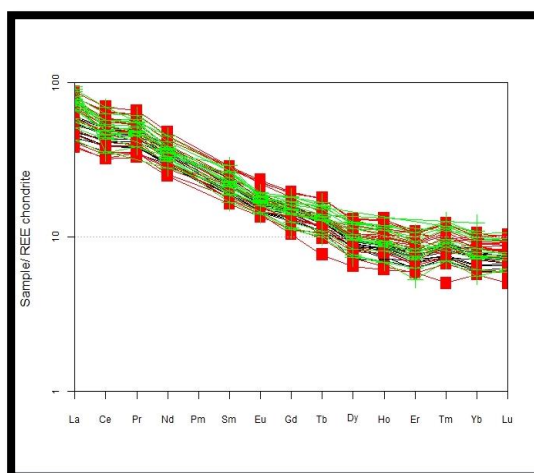
شکل ۵-۹- نمودار فنر جهت مقایسه سنگ‌های آتشفشانی منطقه پهناوز با سنگ‌های آتشفشانی منطقه میان دشت، عباس آباد و چغندر سر. ● سنگ‌های آتشفشانی پهناوز، ■ سنگ‌های آتشفشانی عباس آباد، ✱ سنگ‌های آتشفشانی میاندشت و چغندر سر ✱



شکل ۵-۱۰- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) جهت مقایسه ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه عباس آباد، میاندشت و چغندر سر.

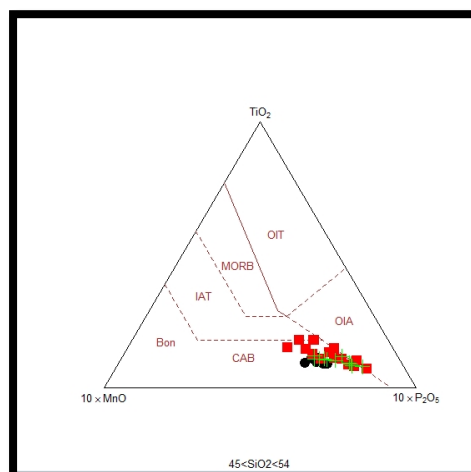
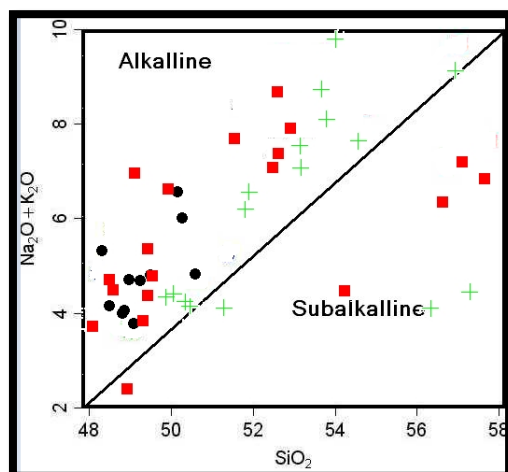


ب



الف

شکل ۵-۱۱- مقایسه نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه عباس آباد، چغندر سر و میاندشت، الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹).



شکل ۵-۱۳- مقایسه سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه عباس آباد، چغندر سر و میاندشت بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی. (نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱). (علائم مشابه شکل ۵-۹)

شکل ۵-۱۲- مقایسه جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه عباس آباد، میاندشت و چغندر سر بر روی نمودار تمایزی $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$ (مولن^۱، ۱۹۸۳). (علائم مشابه شکل ۵-۹)

۵-۴- تعیین محل منشأ سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه

۵-۴-۱- نمودارهای نسبت عناصر کمیاب La/Sm در مقابل La و Sm/Yb در مقابل La/Sm

به اعتقاد مک‌کنزی^۱ و انیونز^۲، (۱۹۹۲)؛ ایلیم^۳ و لشر^۴، (۱۹۹۷) نسبت عناصر کمیاب خاکی برای شناسایی ویژگی‌های کانی شناسی و ژئوشیمیایی منبع و عمق ذوب مفید هستند. به همین منظور از نمودار نسبت عناصر کمیاب La/Sm در مقابل La و Sm/Yb در مقابل La/Sm برای تعیین محل منشأ سنگ‌های منطقه مورد مطالعه استفاده شده است (شکل ۵-۱۴- الف و ب). در این نمودارها خطوط ممتد و باریک نشان دهنده روند تغییر ترکیب مذاب‌هایی هستند که با درجات مختلف ذوب بخشی از لرزولیت اسپینل‌دار مشتق شده‌اند و خطوط منقطع بیانگر مذاب‌هایی هستند که از ذوب بخشی لرزولیت گارنت‌دار نشأت گرفته‌اند. اعداد روی خطوط معرف درجه ذوب بخشی می- باشند. در امتداد خط ضخیم محدوده گوشته اولیه (Primitive mantle)، گوشته تهی شده (Depletion) و غنی شده (Enriched) مشخص شده است. چنانچه در این شکل مشاهده می‌شود با فرض لرزولیتی بودن ترکیب گوشته می‌توان روند تغییرات ترکیب مذاب‌های مشتق از درجات مختلف ذوب بخشی گوشته را در راستای دو شاخه مختلف گوشته غنی شده و گوشته تهی شده تعقیب نمود. به عبارت دیگر از مقایسه ترکیب گدازه‌ها با ترکیب مذاب‌های منشأ گرفته از ذوب لرزولیت اسپینل‌دار یا گارنت‌دار می‌توان به درجه ذوب بخشی و ماهیت گوشته منشأ آنها پی برد. نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ فراوانی عناصر La و Sm همگی ترکیبی مشابه با مذاب‌های مشتق

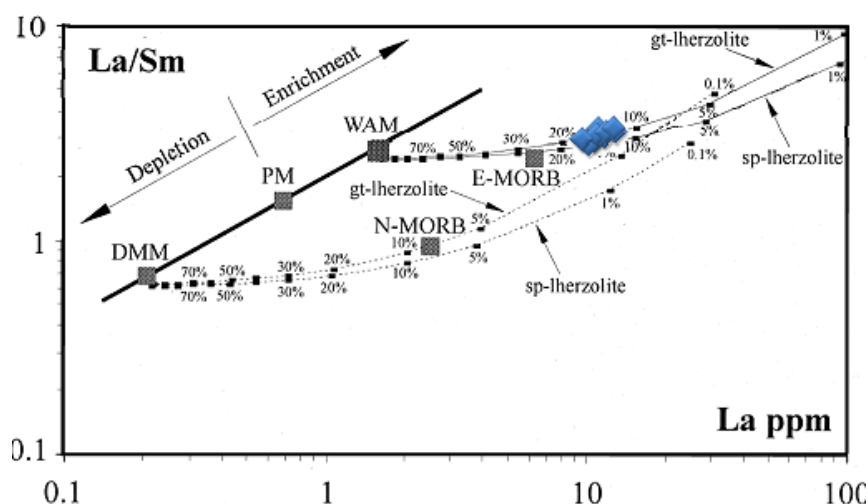
1- Mckenzie

2- O Nions

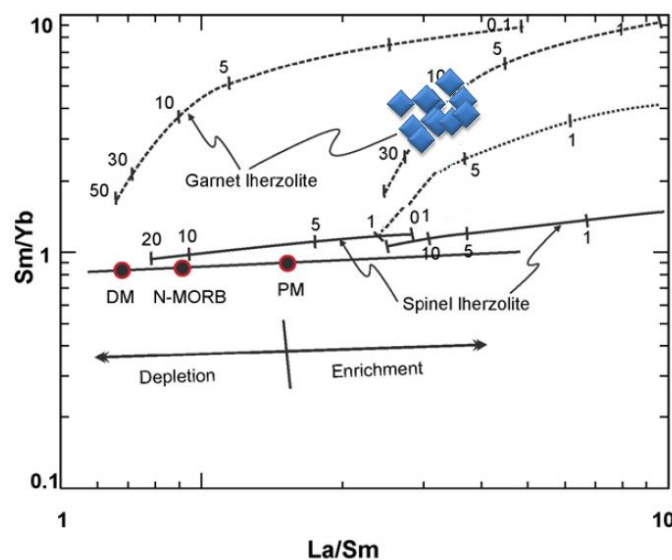
3- Ellam

4- Leshner

شده از گوشته غنی شده دارند و بر روی روند منطبق با حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد و به طور منطقی تر حدود ۱۵ درصد ذوب بخشی یک منشأ گارنت لרزولیت قرار می گیرند. بنابراین به نظر میرسد که گدازه های منطقه پهناوز از ذوب بخشی گوه گوشته ای که در اثر واکنش با سیالات مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده از عناصر کمیاب غنی شده اند، نشأت گرفته اند.



الف



ب

شکل ۵-۱۴- موقعیت ترکیبی نمونه های تراکی بازالت منطقه پهناوز بر روی نمودار نسبت La/Sm در مقابل La و نمودار نسبت Sm/Yb در مقابل La/Sm ، به منظور تعیین ترکیب و درج ذوب بخشی محل منشأ آنها.

۵-۴-۲- نمودار نسبت Dy/Yb در مقابل La/Yb

تریوال^۱ و همکاران (۱۹۹۴) و بوگارد^۲ و همکاران (۲۰۰۳) به منظور تعیین درجه ذوب بخشی سنگ منشأ، نمودار تغییرات نسبت عناصر کمیاب Dy/Yb در برابر La/Yb را ارائه کرده‌اند. نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار (شکل ۵-۱۵)، بر روی منحنی مذاب‌های مشتق شده از یک منشأ گارنت لرزولیتی قرار می‌گیرند و درجه ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی را نشان می‌دهند. تغییرات نسبت La/Yb نسبت به نوع سنگ منشأ و درجه ذوب بخشی حساس می‌باشد. به عبارت دیگر اگر سنگ منشأ اسپینل لرزولیت یا گارنت لرزولیت باشد این نسبت تغییر می‌کند. این نسبت در ذوب رخساره گارنت‌دار بیشتر از رخساره اسپینل لرزولیت می‌باشد. به طور کلی وقتی که مذاب در اثر ذوب بخشی گارنت پریدوتیت به وجود آمده باشد تغییرات بزرگی در نسبت LREE/HREE، (La/Yb) حاصل می‌شود. اما اگر یک منشأ اسپینل پریدوتیتی متحمل ذوب بخشی شود این تغییرات اندک خواهد بود. نسبت بالای La/Yb با میانگین ۱۰/۶۳ نشان دهنده یک سنگ منشأ گارنت‌دار برای ماگماهای سازنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه می‌باشند. درجه غنی شدگی LREE نسبت به HREE نیز با وجود گارنت به عنوان یک فاز باقی‌مانده در طول ذوب در ارتباط می‌باشد. (مک کنزی و انیونز، ۱۹۹۱). HREE نسبت به LREE، با گارنت در طول ذوب بخشی سازگاری بیشتری دارند. لذا کمتر وارد فاز مذاب می‌شوند. با توجه به ماهیت ماگمایی و شیب الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی انطباق خوبی بین این ویژگی‌ها و درجه ذوب بخشی و منشأ نمونه‌های مورد مطالعه وجود دارد. همانطور که بیان شد عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین دارای غنی شدگی بیشتری هستند. نسبت La/Yb در نمونه‌ها بسته به درجه ذوب بخشی تغییر می‌کند، بطوریکه در درجات ذوب بخشی پایین شیب این منحنی‌ها زیاد می‌باشد و عناصر نادر خاکی سبک غنی شدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین نشان می‌دهند و با افزایش درجه ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش می‌یابد و از تفاوت غنی شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین کاسته می‌شود،

1- Thirwall

2- Bogard

بطوریکه درجات ذوب بخشی پایین گوشته فوقانی به تشکیل ماگمای بازالتی آلکالن منجر می‌شود و در نتیجه باعث غنی شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین می‌شود (هیرشمن^۱ و همکاران ۱۹۹۸). با افزایش درجه ذوب بخشی از غنی شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین کاسته می‌شود و سری ماگمایی از آلکالن به تحولی و ساب آلکالن تغییر می‌کند.

به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان^۲، ۲۰۰۷)، استفاده شده است. با توجه به موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار (شکل ۵-۱۶)، حضور گارنت در محل منشأ تأیید می‌شود. هرچند که نمونه‌های این منطقه (شکل ۵-۱۶) و مناطق همجوار (شکل ۵-۱۷) بر روی محدوده مرزی منشاء دارای گارنت و فاقد گارنت قرار می‌گیرند، ولی سایر نمودارها از جمله (شکل ۵-۱۴) و فراوانی عناصر خاکی نادر سنگین، بر وجود گارنت در محل تشکیل این سنگ‌ها تأکید می‌کنند.

۵-۴-۳- نمودار غنی شدگی یا عدم غنی شدگی محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه

نمودارهای غنی شدگی - تهی شدگی راه مناسبی برای نشان دادن غنی شدگی و تهی شدگی نسبی محل منبع از عناصر جزئی (و اصلی) می‌باشند. این نمودارها می‌توانند در امر مقایسه شیمی اعضای اولیه و اعضای بعدی یک مجموعه آذرین تاثیر گذار باشند. به نظر ژوتو^۳ و موری^۴ (۱۹۹۸) ماگمای قوس‌های آتشفشانی را می‌توان بر اساس نسبت Ce/Yb به دو دسته غنی شده و کمی غنی شده تقسیم کرد. اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد ماگمای قوس از نوع غنی شده و چنانچه کمتر از ۱۵ باشد از نوع کمی غنی شده است. میانگین این نسبت در سنگ‌های مورد مطالعه (۲۳/۸۰) می‌باشد که بیشتر از ۱۵ می‌باشد و از

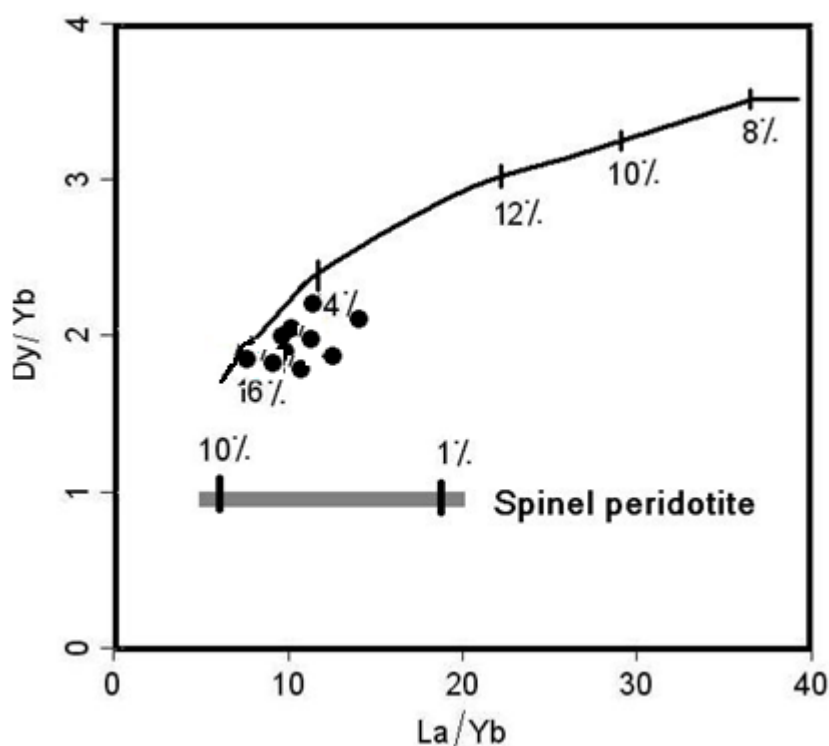
1- Hirschman

2-Coban

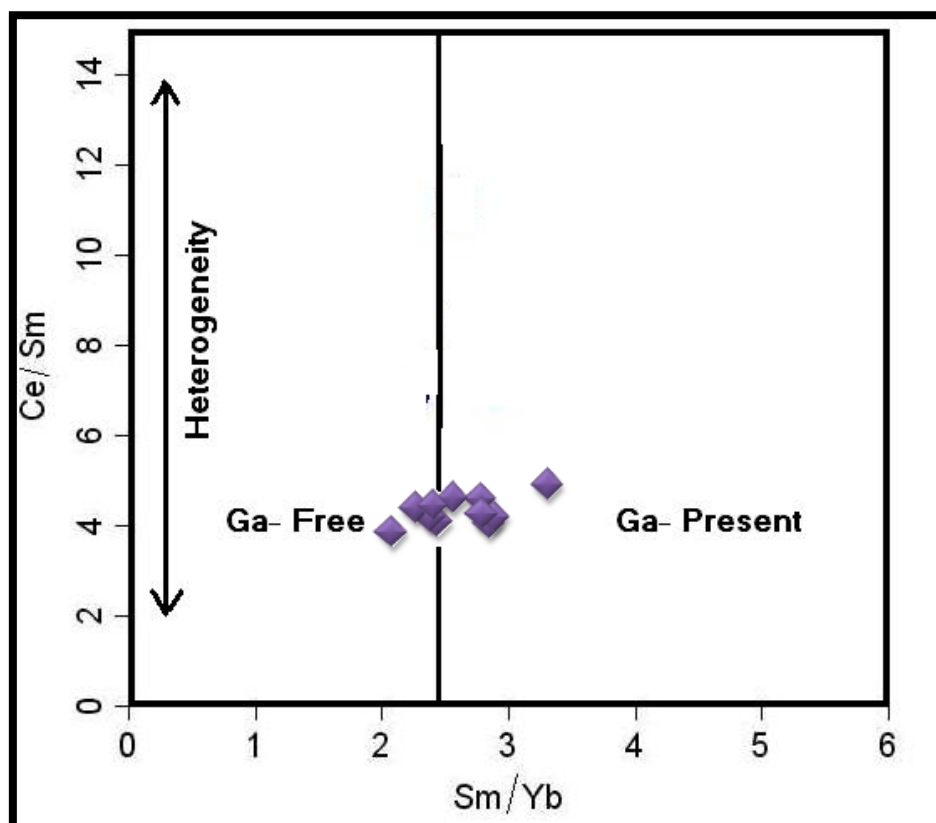
3- Juteau

4- Maury

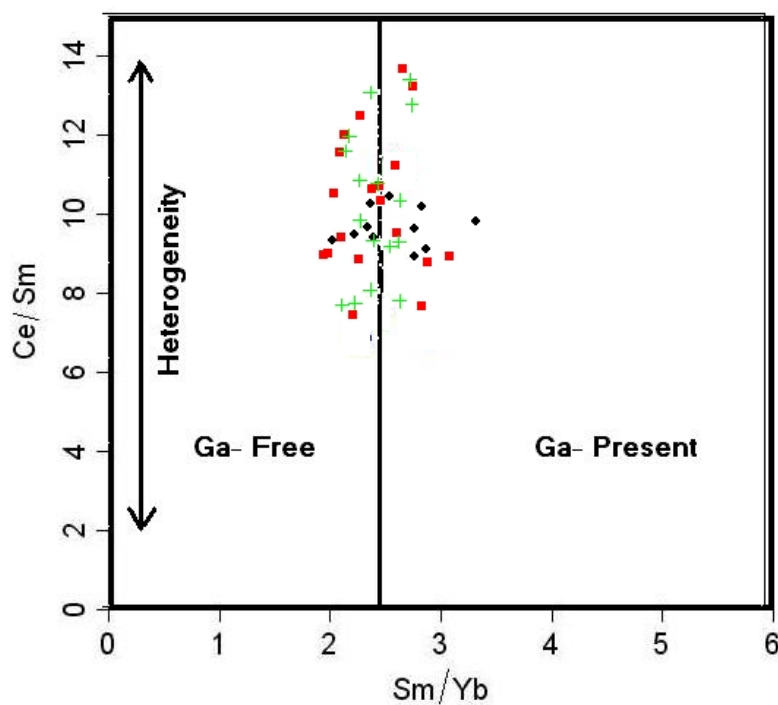
مشابهت آنها با یک ماگمای قوسی غنی شده حکایت می‌کند. این غنی شدگی می‌تواند از متاسوماتیسم شدید منبع گوشته‌ای، نرخ پایین ذوب بخشی محل منشأ و آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای حاصل شود. به منظور تشخیص غنی شدگی یا عدم غنی شدگی محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار تغییرات Y در مقابل Zr (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) استفاده شده است. در این نمودار نمونه‌ها از یک منبع گوشته غنی شده نشأت گرفته‌اند (شکل ۵-۱۸). درضمن با مقایسه نمونه‌های منطقه پهناور با نمونه‌های مناطق مجاور (عباس آباد، میاندشت و چغندرسر) همه نمونه‌ها در محدوده گوشته غنی شده قرار می‌گیرند. شکل (۵-۱۹)



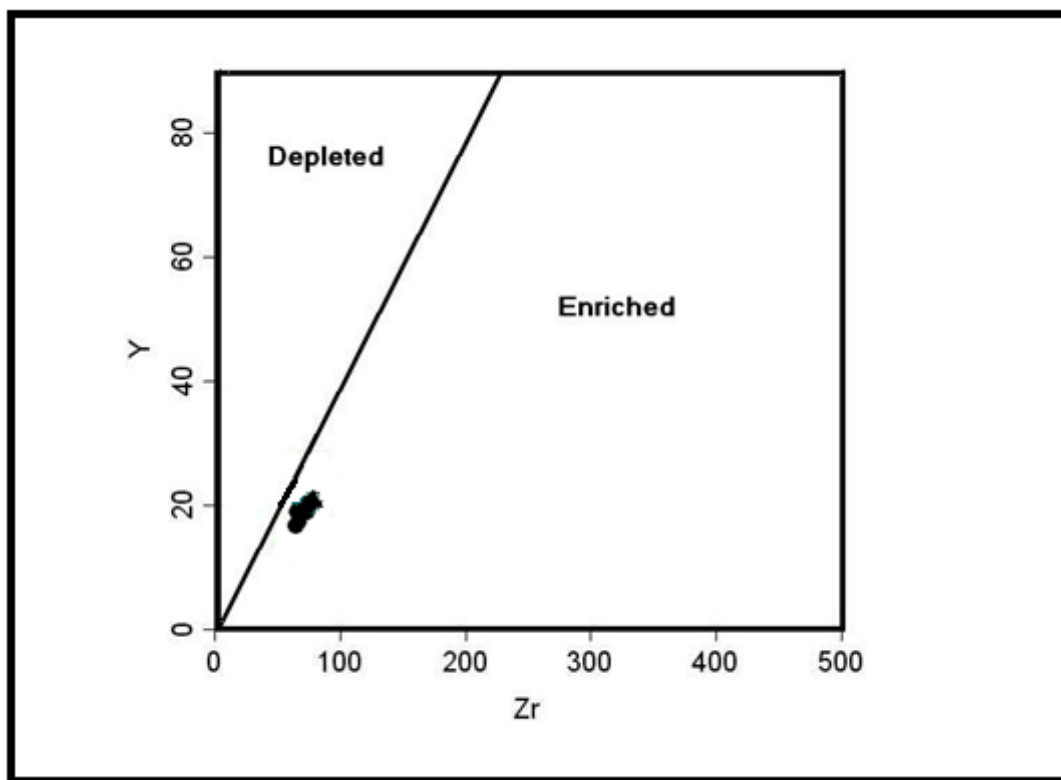
شکل ۵-۱۵- موقعیت نمونه‌های تراکی بازالت منطقه پهناور در نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (تریوال و همکاران، ۱۹۹۴) به محدوده بسیار باریک ذوب بخشی این سنگ‌ها که به طیف ترکیبی محدود آنها مطابقت می‌کند توجه نمایید.



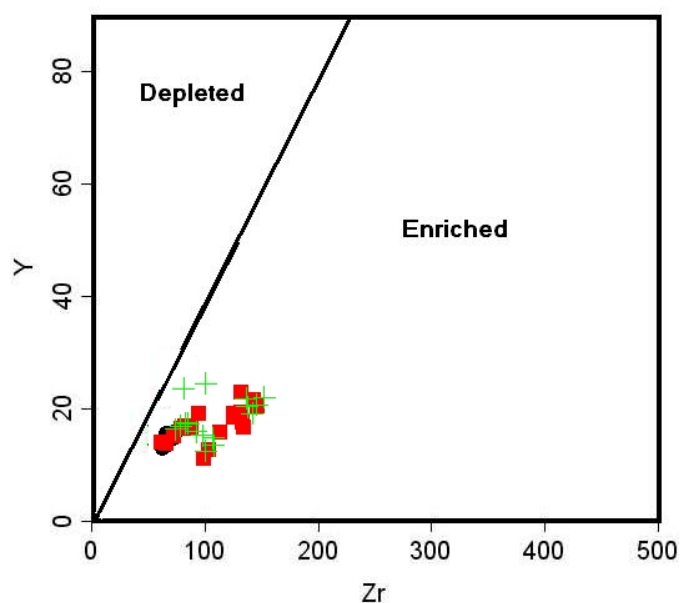
شکل ۵-۱۶- موقعیت نمونه‌های تراکی بازالت منطقه پهناوز در نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ آنها. با توجه به این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه بر روی یک منطقه مرزی قرار می‌گیرند.



شکل ۵-۱۷- مقایسه نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه عباس آباد، چغندرسر و میاندشت (علایم مشابه شکل ۵-۹ است).



شکل ۱۸-۵- موقعیت نمونه‌های تراکی بازالت منطقه پهنواز بر روی نمودار تغییرات Y در مقابل Zr به منظور تشخیص غنی شدگی و یا عدم غنی شدگی در محل منشأیی که ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد از آنجا منشأ گرفته‌اند.



شکل ۱۹-۵- مقایسه نمودار تغییرات Y در مقابل Zr به منظور تشخیص غنی شدگی و یا عدم غنی شدگی در محل منشأ سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه عباس آباد، چغندرسر و میاندشت (علایم مشابه شکل ۹-۵ است).

۵-۵- ارزیابی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه

در قوس‌های ماگمایی منطق تماس فرورانش، ماگما با پوسته و دیواره خروج در حین صعود سبب می‌شود که آلودگی پوسته‌ای نیز در کنترل تکامل ژئوشیمیایی نقش داشته باشد. بنابراین، در مطالعات ژئوشیمیایی باید در کنار تفریق بلوری نقش آلودگی پوسته‌ای نیز در روند تکامل ماگما در نظر گرفته شود. پارامترهای شیمیایی مختلفی برای تعیین درجات آرایش پوسته‌ای توسط پژوهشگران ارائه شده‌اند. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE، بی‌هنجاری‌های مثبت و مشخصی که بازالت‌ها از عناصری مانند K, Pb, Sr, نشان می‌دهند و همچنین آنومالی منفی از Nb و Ta می‌تواند بیانگر آلودگی پوسته‌ای ماگمای اولیه باشد (تیلور^۱ و مک لنان^۲، ۱۹۸۵). اغلب ماگماهای مشتق شده از گوشته دارای نسبت $K_2O/P_2O_5 < 2$ هستند، اما آرایش پوسته‌ای می‌تواند باعث افزایش این نسبت شود (کارلسون^۳ و هارت، ۱۹۸۸) نسبت K_2O/P_2O_5 برای سنگ‌های مورد مطالعه بیشتر از ۲ و بسیار متغیر می‌باشد و حداکثر مقدار آن به ۷/۵ می‌رسد. بالا بودن این نسبت معرف آرایش پوسته‌ای سنگ‌های مورد مطالعه است. نسبت بالای Ba/Zr به عنوان یک شناسه برای آلودگی پوسته‌ای استفاده می‌شود به نحوی که برای بازالت‌هایی که متحمل آلودگی پوسته‌ای شده‌اند این نسبت بین ۲ تا ۵ تغییر می‌کند (فیتون^۴، ۱۹۹۸؛ لارسن^۵ و همکاران، ۱۹۹۸. این نسبت برای سنگ‌های مورد مطالعه منطقه پهناوز بین ۴ تا ۸ تغییر می‌کند و معرف آرایش یافتگی سنگ‌های مورد نظر می‌باشد. یکی از شاخصه‌های مهم هضم و آرایش پوسته‌ای نسبت بالای Pb/Nd است (کراینیتز^۶ و همکاران، ۲۰۰۶) که میانگین نسبت Pb/Nd در پوسته قاره‌ای ۰/۶۳ (رودنیچ^۷ و همکاران، ۱۹۹۵). این نسبت در سنگ‌های منطقه پهناوز ۰/۲ می‌باشد. در نتیجه نسبت نسبتاً بالای Pb/Nd نشانه دخالت پوسته یا آرایش پوسته‌ای در

1- Taylor

2- McLennan

3- Carlson

4-Fitton

5-Larsen

6-Krienitz

7-Rudnich

ماگمایی سنگ‌های منطقه است. به عقیده ریچیو^۱ و همکاران، (۲۰۰۴) آرایش با مواد پوسته‌ای در سنگ‌ها تأثیر بسیار فراوانی در عناصر فرعی (عناصر ناسازگار) دارد. آرایش با مواد پوسته‌ای باعث افزایش میزان K و Sr و مقادیر Nb، Ti و Zr می‌شود. وجود مقادیر بالای La/Nb در سنگ‌های مورد مطالعه در حدود ۵ تا ۸ و آنومالی منفی Ti و Nb در نمودارهای عنکبوتی می‌تواند نشان دهنده آرایش پوسته‌ای در سنگ‌های مورد مطالعه باشد. از نسبت Rb/Th می‌توان برای تخمین آرایش پوسته‌ای استفاده کرد. این دو عنصر تنها عناصری هستند که تحت تأثیر مجموعه‌های آبدار یا بدون آب قرار نمی‌گیرند. مقدار Rb/Th در سنگ‌های پوسته‌ای بیشتر از گدازه‌های بازیک است. میانگین Rb/Th در سنگ‌های منطقه برابر ۱۰ می‌باشد. بنابراین بالا بودن این نسبت در سنگ‌های مورد مطالعه می‌تواند به علت آرایش پوسته‌ای باشد. در اینجا با استفاده از نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن^۲، ۲۰۰۷)، نمودار La/Nb در مقابل La/Sm (یان^۳ و ژائو^۴، ۲۰۰۸)، نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه را تأیید می‌کند (شکل ۵-۲۱ و ۵-۲۰). از نمودار Rb/Y در برابر Nb/Y (ادوارد و همکاران^۵، ۱۹۹۱) نیز به منظور تعیین روند غنی‌شدگی سنگ‌های منطقه در ارتباط با محیط‌های تکتونیکی استفاده شده است. تغییرات Rb و Nb در سنگ‌های منطقه غنی‌شدگی در زون فرورانش یا آرایش پوسته‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۵-۲۲). در محیط‌های درون صفحه‌ای روند غنی‌شدگی متفاوت بوده و از روند خط ۱ Rb/Nb پیروی می‌کند (ادوارد و همکاران، ۱۹۹۱).

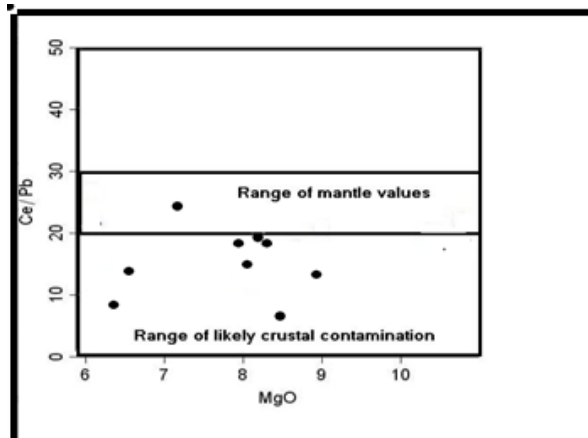
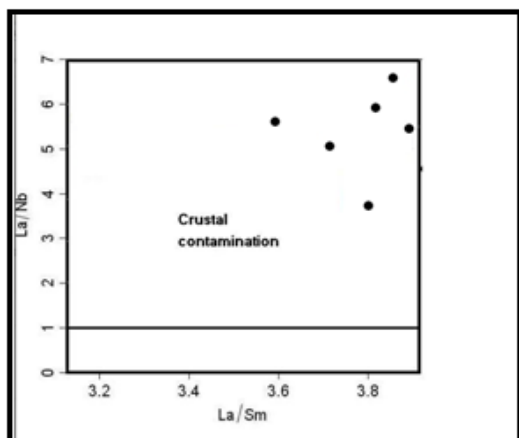
۱- Rechew et al

2- Furman

3- Yan

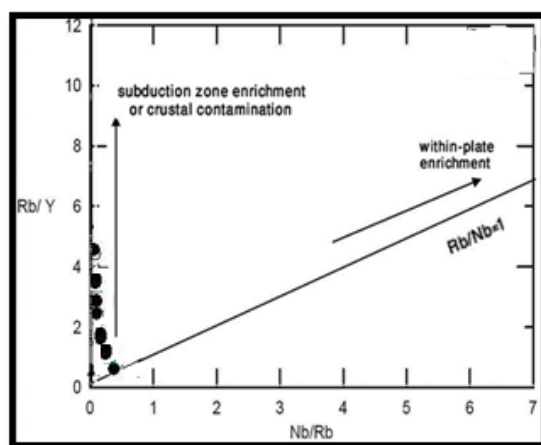
4- Zhao

5-Edwards



شکل ۵-۲۱- موقعیت نمونه‌های تراکی بازالت مورد مطالعه بر روی نمودارهای La/Nb در مقابل La/Sm (پان و ژائو، ۲۰۰۸)، به منظور تشخیص آلودگی پوسته‌ای در منشأ آنها.

شکل ۵-۲۰- موقعیت ترکیبی نمونه‌های تراکی بازالتی مورد مطالعه بر روی نمودار نسبت Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن، ۲۰۰۷)، به منظور تشخیص آلودگی ماگمای سازنده آنها.



شکل ۵-۲۲- نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Rb (ادوارد و همکاران، ۱۹۹۱) جهت تعیین آلودگی سنگ‌های مورد مطالعه.

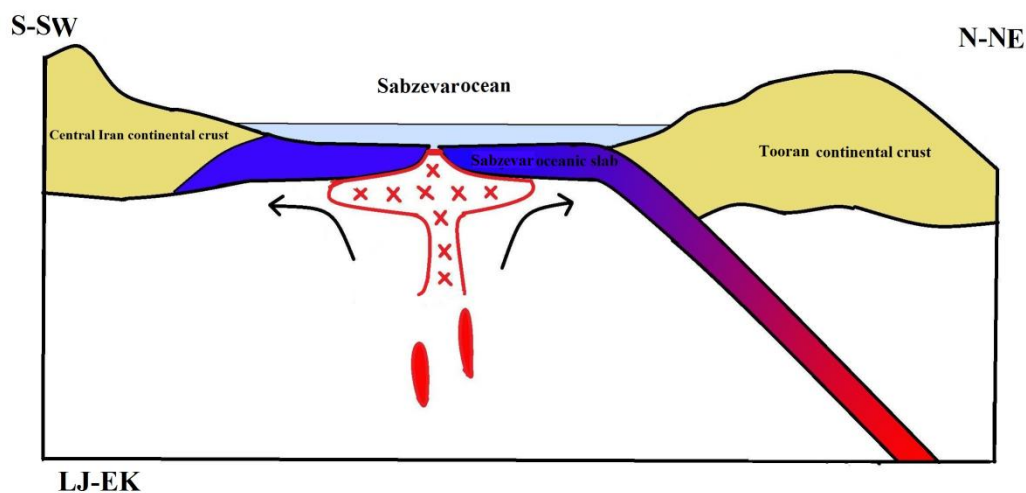
از مجموع نمودارهایی که تا اینجا عرضه شد به این نتیجه می‌رسیم که این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک منشأ گارنت لرزولیتی با نرخ ذوب بخشی حدود ۱۵ درصد به وجود آمده‌اند، و در ضمن ماگمای سازنده، آلودگی پوسته‌ای اندکی را متحمل شده است.

۵-۶- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین منطقه‌ی پهنواز

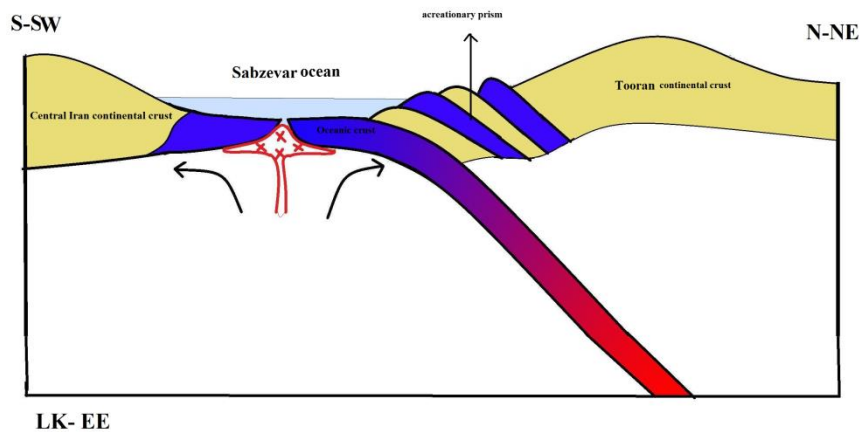
با توجه به ویژگی‌های صحرایی و پتروگرافی به این نتیجه رسیدیم که سنگ‌های مورد مطالعه از فوران ماگمای تراکی بازالتی در یک محیط رسوبی کم عمق تا نیمه عمیق حاصل شده‌اند و نهشته‌های اپی کلاستی وابسته به آنها نیز حاصل تقابل آب و گدازه و سایر عوامل فیزیکی و شیمیایی درگیر در این فرایندها بوده است. تعدادی از مجاری تغذیه کننده این حوضه آتشفشانی - رسوبی به صورت دایک‌های تراکی بازالتی پورفیری در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شوند. طول آنها گاه تا چند صد متر می‌رسد و عرض یا ضخامت آنها از چند سانتی متر تا حدود ۴ متر متغیر است. این دایک‌ها واحد کنگلومرایی واقع در قاعده مجموعه آتشفشانی - رسوبی پهنواز (به احتمال زیاد دارای سن ژوراسیک) و بخش‌های پایینی خود مجموعه آتشفشانی رسوبی پهنواز (به سن ائوسن میانی) را قطع می‌کنند. ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی تفاوت‌هایی را در سنگ‌های تراکی بازالتی به نمایش می‌گذارد ولی از لحاظ ترکیب شیمیایی طیف ترکیبی بسیار محدودی را شامل می‌شوند. با این وجود شواهد تفریق ماگمایی از طریق تبلور تفریقی و آرایش پوسته‌ای ماگما در آن مشهود است. سنگ‌های این توالی دارای ماهیت آکالن (البته نه چندان قوی) می‌باشند. در ضمن با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، خصوصیات یک محیط قوس آتشفشانی حاشیه قاره‌ای را نشان می‌دهند. از طرف دیگر این مجموعه آتشفشانی رسوبی در اواخر ائوسن از آب خارج شده و به صورت دگرشیب توسط رسوبات آهکی و آهکی مارنی پرفسیل حاوی نومولیت، آلونولین، خارپوستان، دوکفه‌ای‌ها (پکتن) و شکمپایان، مقادیری جلبک و پوشیده شده‌اند (البته گاه بین لایه‌های آهکی فسیل‌دار نیز در بین توالی آتشفشانی رسوبی مورد نظر در مناطق همجوار مشاهده شده است). این مجموعه رسوبی فسیل‌دار سن ائوسن بالایی تا احتمالاً اوایل الیگوسن را نشان می‌دهند. با توجه به زمین‌شناسی منطقه در مقیاس بزرگ‌تر و با توجه به مشاهدات محققین قبلی و مطالعاتی که چند سالی است در ارتباط با پایان نامه‌های کارشناسی ارشد در دانشگاه صنعتی شاهرود بر روی نوار ماگمایی شمال ایران مرکزی صورت گرفته است (نظیر بادامه، ۱۳۸۲؛ صالحی، ۱۳۸۷؛ فارسی، ۱۳۸۷؛ تنها، ۱۳۸۸؛ خواجه‌زاده، ۱۳۸۸؛ صادقی، ۱۳۸۸،

موسوی، ۱۳۸۸؛ الهیاری، ۱۳۸۹؛ دلاور، ۱۳۸۹؛ سعیدی، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۰؛ شهری، ۱۳۹۰؛ و....) و یا در دانشگاه‌های دیگر انجام شده است. نظیر (قربانی، ۱۳۸۴) می‌توان گفت این حوزه‌های آتشفشانی رسوبی در واقع پیامد بسته شدن شاخه‌هایی از نتوتیس در شمال خرده قاره‌ای ایران مرکزی می‌باشند. در مقاله گولونکا (۲۰۰۴) شمه‌ای از تحولات صورت گرفته در ارتباط با جنوب اوراسیا به ویژه ایران به زیبایی به تصویر کشیده است. در این مقاله به وضوح پیداست که سرزمین ایران در اواخر کرتاسه همانند مجمع الجزایری بوده است که بلوک‌های لوت، ایران مرکزی و.... در بین شاخه‌های فرعی یا اصلی اقیانوس نتوتیس قرار داشته‌اند. با بسته شدن این شاخه‌ها در کرتاسه پایانی - پالئوسن، بقایای آنها به صورت نوارهای افیولیتی در مرز بین ورقه‌ها یا خرده ورقه‌های قاره‌ای قابل مشاهده است. (افیولیت‌های سبزوار، تربت حیدریه، بیرجند، زاهدان، خاش، فنوج، نائین، بافت و....). عمدتاً فرورانش به سمت شمال، شمال شرق و به زیر ورقه - های قاره‌ای توران یا فراه و هلمند صورت گرفته است. با ادامه فرورانش و ایجاد کشش‌های صورت گرفته در جبهه مقابل ورقه فرورونده، حوزه‌های کششی درون قاره‌ای به وجود می‌آید که ابتدا بازالت و تراکی بازالت در درون آنها فوران نموده است و سپس با صعود ماگما و اقامت آن در زیر پوسته قاره‌ای و آرایش آن با پوسته قاره‌ای یا ذوب بخش‌هایی از بخش تحتانی پوسته قاره‌ای تحتانی و یا ورقه اقیانوسی فرورونده، مذاب - هایی با ترکیب حد واسط تا اسیدی به وجود آمده‌اند که به صورت گنبد‌های آداکیتی با ترکیب ریولیت تا آندزیت به وجود آمده‌اند. جوان‌ترین سن‌هایی که از این آداکیت‌ها گزارش شده است حدود دو میلیون سال می‌باشد (قاسمی، ۱۳۸۸)، ولی سن آنها معمولاً بین ۲ تا ۵ میلیون سال می‌باشد. لازم به ذکر است در اواخر الیگوسن - اوایل میوسن نیز مناطق شمال ایران مرکزی مجدداً تحت تأثیر یک رژیم کششی کوتاه مدت قرار گرفته‌اند که شواهد آن به صورت فوران بازالت در محیط‌های دریاچه‌ای کم عمق و در بین رسوبات مارنی کرم تا قرمز رنگ سازند قرمز فوقانی در منطقه کلاته سادات (غرب سبزوار) و منطقه احمدآباد (جنوب شرق شاهرود) و منطقه گرمسار قابل مشاهده است (به صالحی، صادقیان و قاسمی، برهمند، رضوی، رجوع کنید). در همه این مطالعات به تشکیل سنگ‌های آتشفشانی در یک محیط حاشیه قاره‌ای، درون یا بین کمان آتشفشانی حاشیه‌ای قاره‌ای یا محیط پشت قوس اشاره شده است. شواهد نشان می‌دهد که پس از کرتاسه

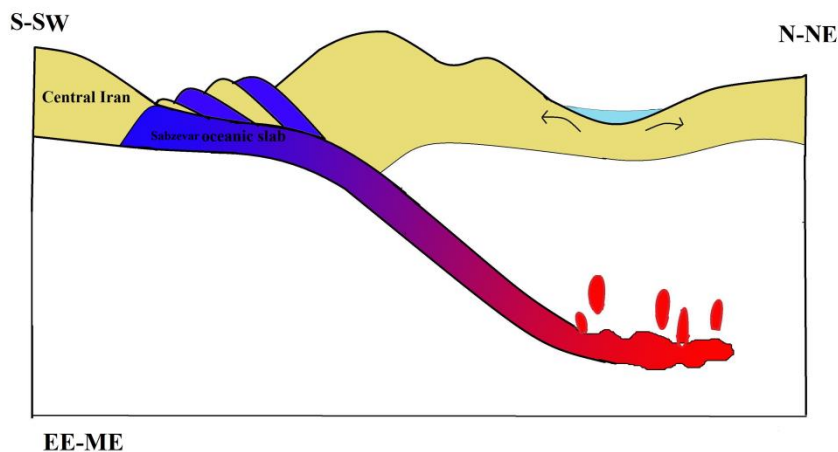
پایانی - پالئوسن که شاخه‌های اصلی اقیانوس نئوتتیس بسته شده است، پیامد آن در چندین نوبت باز شدگی‌های درون قاره‌ای وجود داشته است که گاه در آن فعالیت‌های آتشفشانی صورت گرفته است (مثل اواسط ائوسن، اواخر الیگوسن - اوایل میوسن) یا فقط حوضه‌های رسوبی نیمه عمیق تا کم عمق تشکیل شده‌اند که پیامد آن حضور توالی رسوبی معروف سازند قم یا سازند قرمز فوقانی می‌باشد. چون این منطقه از لحاظ تکتونیکی پویا بوده است واحدهای کنگلومرایی معرف فرسایش و بالازدگی شدید نیز در مناطق شمال ایران مرکزی به وضوح دیده می‌شود. برخی از شواهد آنها عبارتند از ۱- کنگلومرای کرمان، حوالی احمدآباد - زمان، کنگلومرای کرمان جنوب میامی، ۲- کنگلومرای اواخر میوسن شمال پادگان چهل دختر، ۳- کنگلومرای معروف به سازند قرمز فوقانی در شمال و شمال شرق سمنان تا گردنه آهوان، ۴- واحدهای کنگلومرایی با ضخامت زیاد از مهر تا حوالی سبزوار و شمایی از تحولات صورت گرفته در اواخر کرتاسه تا اواسط ائوسن در شکل ۵-۲۳ تا ۵-۲۶ نشان داده شده است.



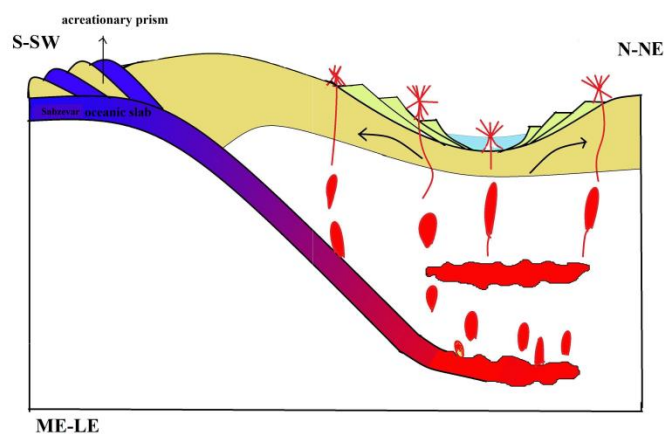
شکل ۵-۲۳- شروع فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر پوسته قاره‌ای توران (اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه).



شکل ۵-۲۴- تشکیل منشورهای به هم افزوده در حاشیه قاره در اثر فعالیت‌های تکتونیکی ناشی از برخورد و ادامه فرورانش (اواخر کرتاسه- اوایل پالئوسن).



شکل ۵-۲۵- بسته شدن اقیانوس سبزوار، ایجاد حوضه‌های کششی پشت قوسی و درون قوسی در حاشیه قاره (اوایل ائوسن - اواسط ائوسن).



شکل ۵-۲۶- فوران گدازه‌های آندزیتی و بازالتی به درون محیط خشکی یا دریایی کم‌عمق (اواسط ائوسن- اواخر ائوسن).

فصل ششم

نتیجه گیری

نتیجه گیری

✓ این منطقه در تقسیم بندی واحدهای ساختاری ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳؛ اشتوکلین و نبوی، ۱۹۷۳) در لبه شمال شرقی زون ایران مرکزی قرار دارد.

✓ واحدهای سنگی موجود در منطقه را می‌توان بر حسب سن به شرح زیر رده‌بندی کرد. ۱- پرکامبرین - کامبرین ۲- ژوراسیک ۳- کرتاسه ۴- ائوسن میانی ۵ - ائوسن بالایی تا میوسن ۶- کواترنر

✓ در این منطقه توالی ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن وجود دارد که شامل تناوبی از گدازه‌های بازیک و نهشته‌های اپی کلاستی وابسته می‌باشد. این توالی بر روی کنگلومرای ژوراسیک قرار گرفته است. این مجموعه آتشفشانی رسوبی در اواخر ائوسن از آب خارج شده و به صورت دگرشیب توسط رسوبات آهکی و آهکی پرفسیل پرفسیل حاوی نومولیت، آلئولین، خارپوستان، دوکفه‌ای‌ها (پکتن) و شکمپایان، مقادیری جلبک و پوشیده شده‌اند که این مجموعه رسوبی فسیل‌دار سن ائوسن بالایی تا احتمالاً اوایل الیگوسن را نشان می‌دهند.

✓ بر اساس بررسی‌های پتروگرافی صورت گرفته، سنگ‌های تراکی بازالتی را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد ۱- تراکی بازالت‌های حاوی الیوین و پیروکسن زیاد و پلاژیوکلاز بسیار کم ۲- تراکی بازالت‌های حاوی پلاژیوکلاز زیاد، پیروکسن نسبتاً زیاد و الیوین بسیار کم. در هر دو گروه سنگی ذکر شده الیوین کلینوپیروکسن (نوع تیتان اوژیت) و پلاژیوکلاز جز کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشند. مگنتیت و آپاتیت مهم‌ترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. این سنگ‌ها تنوعی از بافت‌های پورفیری، میکرولیتی، جریان، حفره‌ای، بادامکی و یا ترکیبی از این‌ها را نشان می‌دهند

✓ نهشته‌های اپی کلاستی دارای ترکیب لیتیک توف، کریستال - لیتیک توف و کریستال توف می- باشند. قطعات تخریبی سازنده این سنگ‌ها خرده‌های بازالتی و خرده‌های بلوری پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین می‌باشند.

✓ براساس نتایج آنالیز شیمی سنگ‌های مورد مطالعه و استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی رده بندی نامگذاری سنگ‌های آذرین، آنها دارای ترکیب تراکی بازالتی هستند و به سری آلکالن (نه چندان قوی) تعلق دارند و عامل اصلی تحول این سنگ‌ها، فرایند تبلور تفریقی آلائش پوسته‌ای می‌باشد

✓ سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر خاکی نادر سبک، عناصر ناسازگار سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون غنی شدگی نشان می‌دهند. در مقابل از Nb و Ta تهی شدگی بارزی نشان می‌دهند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، بیشترین شباهت و قرابت را با سنگ‌های آتشفشانی وابسته به قوس‌های (کمان‌های) ماگما حاشیه قاره‌ای نشان می‌دهند

✓ ماگمای سازنده تراکی بازالت‌های مورد نظر از منشأ گارنت لرزولیتی و از طریق ذوب بخشی با نرخ ۱۰ تا ۲۰ درصد و به طور میانگین ۱۵ درصد حاصل شده است

✓ با بسته شدن این شاخه‌ها در کرتاسه پایانی - پالئوسن، بقایای آنها به صورت نوارهای افیولیتی در مرز بین ورقه‌ها یا خرده ورقه‌های قاره‌ای قابل مشاهده است. (افیولیت‌های سبزوار، تربت حیدریه، بیرجند، زاهدان، خاش، فنوج، نائین، بافت و). عمدتاً فرورانش به سمت شمال، شمال شرق و به زیر ورقه‌های قاره‌ای توران یا فراه و هلمند صورت گرفته است. با ادامه فرورانش و ایجاد کشش‌های صورت گرفته در جبهه مقابل ورقه فرورونده، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای به وجود می‌آید که بازالت و تراکی بازالت در درون آنها فوران نموده است.

پوست

جدول ۵-۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و نادر خاکی نمونه‌های سنگی منطقه عباس‌آباد، میان‌دشت و چغندرسر پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$.

Samples	AB1	MS ₁₋₇	MS ₁₋₉	ABS ₁₋₁	ABS ₉	ABS ₁₁	ABS ₁₀	ABS ₁₋₁₃	AB6
Major oxides (Wt%)									
SiO ₂	۴۹,۱۶	۵۱,۴	۵۳,۱۳	۵۱,۵۳	۵۰,۴۱	۵۰,۱۷	۵۱,۵۳	۵۲,۱۷	۵۰,۵۴
Al ₂ O ₃	۱۷,۸۵	۱۳	۱۴,۵۵	۱۶,۵	۱۶,۷۱	۱۶,۵۵	۱۶,۶	۲۲,۶۰	۲۱,۱۴
FeO (t)	۱۰,۲۳	۹,۶۷	۹,۸	۹,۵۴	۱۰,۴۴	۱۰,۴	۹,۴۲	۸,۵۲	۸,۳
FeO	۸,۱۸	۶,۷۷	۶,۹	۶,۶۸	۷,۳۱	۷,۲۸	۶,۶	۵,۵۴	۵,۴
Fe ₂ O ₃	۲,۰۵	۲,۹۰	۲,۹	۲,۸۶	۳,۱۳	۳,۱۲	۲,۸۲	۲,۹۸	۲,۹
MgO	۶,۲	۹,۳۵	۷,۲۱	۵,۹	۶,۳	۶,۱۵	۵,۸۶	۳,۴۳	۳,۰۴
CaO	۱۰,۵	۱۱,۸۷	۱۰,۶۷	۹,۳۱	۹,۸۷	۱۰,۳۲	۱۰,۵۷	۶,۵۵	۷,۴۷
Na ₂ O	۲,۸۸	۲,۷۳	۳,۹۶	۴,۲۲	۴,۰۷	۴,۰۵	۳,۵۵	۴,۴۴	۴,۲
K ₂ O	۲,۰۶	۲,۴۱	۲,۲۴	۲,۳۴	۱,۸۶	۱,۶۴	۲,۰۸	۳,۷۷	۳,۸۶
TiO ₂	۱,۰۲	۰,۷۲	۰,۸۴	۱,۴۲	۱,۴۱	۱,۳۹	۱,۲۹	۰,۷۴	۰,۸۲
P ₂ O ₅	۰,۳۱	۰,۴۱	۰,۵۲	۰,۵	۰,۴۵	۰,۴۵	۰,۵	۰,۴۸	۰,۴۰
MnO	۰,۱۶	۰,۱۶۶	۰,۱۶	۰,۳۱	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۲۵	۰,۱۲	۰,۱۳
Cr ₂ O ₃	۰,۰۰۹	۰,۰۵۲	۰,۰۲۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳
Sum	۱۰۰,۳۷	۱۰۱,۷	۱۰۱,۱	۱۰۱,۵۸	۱۰۱,۷۱	۱۰۱,۲	۱۰۱,۶	۱۰۱,۸	۱۰۱,۹
L.O.I	۱,۵	۲	۳,۵	۲,۲	۱,۸	۱,۶	۲,۱	۲,۹	۴,۵
Norm (CIPW)									
Q	.	.	.	.	.	.	.	.	.
C	.	.	.	.	.	.	.	۰,۴۴۳	.
Or	۱۱,۹۱۸	۱۳,۷۰۳	۱۲,۳۹۵	۱۳,۲۸۳	۱۰,۶۱۴	۹,۴۲۹	۱۱,۸۱۱	۲۱,۰۴۹	۲۰,۹۹۲
Ab	۲۳,۹۴۱	۲۰,۹۳۴	۲۸,۰۷۶	۲۹,۱۹۷	۲۸,۳۳۸	۲۸,۷۱۸	۲۸,۹۷۹	۲۸,۵۹	۳۰,۲۸۳
An	۲۹,۰۸۸	۱۵,۴۴۶	۱۴,۲۴۱	۱۸,۵۱۶	۲۱,۰۳۷	۲۱,۴۲۳	۲۲,۳۲۴	۲۷,۶۴۷	۲۴,۹۵۶
Ne	.	۰,۷۱۵	۱,۸۱۱	۲,۸۱۲	۲,۷۳۳	۲,۵۲۱	.	۳,۷۳۶	۱,۴۴۱
Di	۱۵,۵۸	۲۹,۹۹۸	۲۴,۹۷۳	۱۷,۸۴۳	۱۸,۱۵۲	۱۹,۴۴۵	۱۹,۴۰۹	.	۵,۱۹
Wo	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Hy	۱,۴۸۱	.	.	.	.	.	۰,۱۸۸	.	.
Oli	۴,۵۱۳	۵,۹۵۴	۳,۶۵۸	۴,۱۸۷	۴,۷۱۷	۴,۱۰۵	۳,۴۱۵	۵,۶۵۷	۳,۱۸۳
Mt	۴,۰۸	۷,۴۷۸	۷,۱۲۶	۵,۸۷۳	۶,۳۶۹	۶,۴۲۷	۵,۹۷۴	۷,۴۳۷	۶,۷۸۸
Il	۱,۹۰۶	۱,۳۳۵	۱,۵۰۶	۲,۶۱۲	۲,۵۹۳	۲,۵۷۴	۲,۳۴۷	۱,۳۳۴	۱,۴۴۹
Hm	۵,۲۱	۱,۳۵۲	۱,۵۵۳	۲,۳۷۶	۲,۶۵۶	۲,۶۳۷	۲,۲۲۸	۰,۱۰۳	۰,۲۷۸
Ap	۰,۷۱۳	۰,۹۷۵	۱,۱۶۵	۱,۰۹۳	۱,۰۴۶	۱,۰۴۶	۱,۱۶۶	۱,۰۹۳	۰,۸۷۹
Sum	۹۸,۴۳	۹۷,۸۹۱	۹۶,۵۰۴	۹۷,۷۹	۹۸,۱۵۶	۹۸,۳۲۵	۹۷,۸۴۱	۹۷,۰۹	۹۵,۴۴
Samples	KS ₂₋₅	KS ₉	KS ₁₁	MS ₃₋₅	MS ₃₋₄	AB ₉	ABS ₁₈	MS ₄₋₁	MS ₁₋₄
Major oxides(Wt%)									
SiO ₂	۵۷,۸۸	۵۹,۵	۵۸,۹	۵۷,۴۴	۵۵,۶۹	۵۴,۲۵	۵۵,۲۲	۵۵,۳۷	۵۱,۵
Al ₂ O ₃	۲۲,۸۲	۱۹,۶۱	۱۸,۱۸	۱۹,۱۹	۲۰,۷	۲۱,۳۱	۲۰,۹	۱۹,۹	۱۰,۹
FeO(t)	۵,۸	۵,۶۳	۵,۱۹	۶,۳۳	۶,۷۲	۶,۶۷	۶,۵۹	۶,۶۸	۹,۷۱
FeO	۳,۸۱	۳,۳۸	۳,۱۱	۴,۱۲	۴,۳۷	۴,۳۳	۴,۲۸	۴,۳۴	۷,۸۷
Fe ₂ O ₃	۲,۰۶	۲,۲۵	۲,۰۸	۲,۲۱	۲,۳۵	۲,۳۴	۲,۳۱	۲,۳۴	۱,۹
MgO	۱,۴۸	۱,۶۹	۲	۲,۴	۲,۸۵	۲,۶۴	۲,۷	۳,۸	۱۱,۳۴
CaO	۴,۵۴	۵,۸۲	۷,۴۳	۸,۴	۵,۸	۶,۹۵	۷,۲	۶,۸۲	۱۳,۸
Na ₂ O	۵,۴۹	۴,۸	۳,۵۷	۷,۴۵	۴,۵۵	۳,۶۷	۴,۸۷	۴,۰۲	۲,۳۴
K ₂ O	۱,۸۴	۳,۰۶	۴,۶۱	۲,۶۵	۴,۴۶	۵,۱۵	۳,۳۷	۴,۵	۱,۵
TiO ₂	۰,۶۹	۰,۶۴	۰,۷۲	۰,۷۸	۰,۷۵	۰,۶۸	۰,۷۴	۰,۷	۰,۷۵

P₂O₅	٠,٤٠	٠,٥٠	٠,٤٩	٠,٣٤	٠,٥٦	٠,٧٥	٠,٦٣	٠,٦٥	٠,٣٥
MnO	٠,١١	٠,١٢	٠,١٤	٠,٠٩٨	٠,١٠	٠,١١	٠,١٤	٠,١٣	٠,١٥
Cr₂O₃	٠,٠٠٢	٠,٠٠٤	٠,٠٠٥	٠,٠٠٤	٠,٠٠٢	٠,٠١	٠,٠٠٣	٠,٠٠٦	٠,٠٧٩
Sum	١٠١,٠٥	١٠١,٣	١٠١,٢	١٠١,٩	١٠٢	١٠٢,٢	١٠٢,٣	١٠٢,٥	١٠٢,١
L.O.I	٠,٨	١,٥	١,٦	٥,٥	٢,٦	٢,٦	٢,٣	٢,٢	٢,٢
Norm (CIPW)									
Q	٧,٨٤٨	٦,٣٩	٥,٥٨٤	.	.	.	.	.	.
C	٤,٣٩٧	.	.	.	.	.	.	.	.
Or	١٠,٧٢١	١٧,٥٩	٢٦,٤٩٦	١٤,٤٤٦	٢٥,١٢٧	٢٩,٠٠٣	١٨,٩٨١	٢٥,٣١٣	٨,٤٨٣
Ab	٤٥,٦٢٩	٣٩,٤٥	٢٩,٣٦٦	٣٩,٢٢٤	٣٥,٤١٥	٢٧,٠١٢	٣٧,٠٦٥	٣٢,١	١٨,٨٥٧
An	١٩,٥٠٩	٢٢,٢٢	١٩,٣٧٥	٤,٦٥٥	٢١,٨٢٨	٢٥,١٨١	٢٤,١٥٧	٢٢,٠٤٤	١٤,١٦١
Ne	.	.	.	١٠,١١٦	٠,٧١٩	١,٤٢٣	١,١٩٨	٠,١٧٦	.
Di	.	٢,١	١٠,٤٢٧	١١,٨٩٦	١,٥٩٤	٢,٣٠٤	٤,٦٤٢	٤,٧٨١	٣٧,٩٨٤
Wo	.	.	.	٦,٧٥٩	.	.	.	.	.
Hy	٣,٦٢	٣,٦٢٣	٠,٢٨١	.	.	.	.	.	٢,٠٥٢
Oli	.	.	.	.	٤,٢٢٤	٣,٦٤٩	٣,٠٤٤	٤,٧٦٨	٥,٠٧٥
Mt	٤,٨٨١	٤,٧٦٧	٤,٣٨٥	٤,٧٥٧	٥,٤٦٤	٥,٦٤٣	٥,٤٧١	٥,٦٩١	٤,٤٤٢
Il	١,٢٩٥	١,٢	١,٣٣٤	١,٣٧١	١,٣٧٢	١,٢٤	١,٣٥٨	١,٢٥٨	١,٣٧٣
Hm	٠,٣٧٨	.	.	٠,٤٩٦	٠,٣٩٨	٠,٣٤٢	٠,٣٠٩	٠,٢١٥	٤,٤٤
Ap	٠,٩٥	١,١٦٤	١,١٤	٠,٧٥٩	١,٢٨٣	١,٧١٢	١,٤٣١	١,٤٧٣	٠,٨٠٨
Sum	٩٩,٢٢٨	٩٨,٥١	٩٨,٣٨٧	٩٤,٤٧٨	٩٧,٤٢٥	٩٧,٤٠٧	٩٧,٦٥٥	٩٧,٨١٨	٩٧,٦٧٦
Sample	KS2-5	KS9	KS11	MS3-5	MS3-4	AB9	ABS18	MS4-1	MS1-4
Trace elements(ppm)									
Sc	١٣	١٤	١٦	١٨	١١	١١	١٣	١٤	٥٠
Ba	٢٣٤	٣٢٥	٤٠١	٢١٤	٤٦١	٥١٣	٤٨٨	٤٦٨	٢٩٧
Be	٣	٣	١	١	٢	٣	٢	٢	١
Co	١٠	١٠,٦	١٥	١١,٣	١٤,٣	١٦,٢	١٥	١٧,٥	٤٢,٩
Cs	٠,٥	٠,٧	١	٤,٨	١,٣	٢,٩	١,٥	١,٤	١
Hf	٣,٨	٢,٩	٣,٣	٢,٦	٣,٢	٢,٣	٣,٢	٢,٨	٢,٢
Nb	٨,٥	٦,٩	٨,١	٤,٩	٧,٩	٦,٥	١٠,١	٦,٣	٢,٧
Rb	٣٩,٣	٨٣,٣	١١٩,٤	٥٥,٩	٥٧	١٢١	٣٨,٧	٩٦,٧	٣٤,٥
Sn	١	١	١	١	١	١	١	١	١
Sr	٦٦٩,٢	٨٥٨,٧	٨٩٨,٣	٤١٦	٩٢١,٢	١٥٦٥	١١٢٠	١٠٤٢	٦٨٣,٢
Ta	٠,٥	٠,٤	٠,٥	٠,٣	٠,٤	٠,٣	٠,٥	٠,٤	٠,٢
Th	٦,٥	٦,٢	٧,٢	٣,٦	٦,٤	٥,٤	٦,٩	٥,٧	٢,٦
U	٠,٩	١,٥	١,٧	١,٢	٢,٢	١,٧	١,٤	١,٧	٠,٨
V	١٦٥	١٥٥	١٨٢	٢١٤	١٦١	١٨٧	١٥٣	١٨٧	٢٦٩
W	٠,٥	٠,٥	٠,٥	٠,٥	٠,٦	٠,٥	٠,٥	٠,٥	٠,٥
Zr	١٤٣,٨	١١١	١٢٩,٦	٩٢,١	١٢٢,٨	٩٦,٩	١٣٠,٨	١٠١,٢	٥٩,٨
Y	٢٢,٥	١٧,٣	٢١,١	٢٠,٩	٢٠,٣	١٢,١	١٩,٣١	١٣,٩	١٥,٣
Mo	١,٢	٠,٦	١,١	٠,٦	١	٠,٥	١	٠,٦	٠,٤
Cu	٩١	١٣٥,٢	٣٠٥,٩	٣١,٤	٦٠,٩	٢٨,١	٢٦٩٤	١٠٩,٧	٨٢,٧
Pb	٢,٨	٥,٤	٢,٨	٥,٥	٣,٢	٧,٨	٧,٩	٢	١,٣
Zn	٩٧	٥٢	٨٠	٥١	٤٧	٤٦	٤٩	٥٣	٣٤
Ni	٢,٥	٣,١	٥,٦	٦,١	٢,٧	١٤,٧	٣,٨	١٠,٧	٣٨,١

Rare Earth Elements (ppm)									
La	61,935	63.548	79,032	44,839	71,29	72,581	81,613	73,548	40,645
Ce	52,251	49,257	61,51	37,871	56,436	53,589	62,995	55,817	34,777
Pr	42,442	38,361	48,115	32,623	44,344	40,984	48,197	42,951	31,885
Nd	38,5	31	37,667	26,667	35,5	33	37,667	32,833	29,167
Sm	24,923	20,923	22,923	18,923	21,846	18,103	22,513	18,205	20,308
Eu	17,551	15,238	17,959	15,238	17,959	14,694	18,367	15,238	16,19
Gd	17,143	14,595	16,023	14,517	15,328	11,004	14,749	12,162	14,17
Tb	12,447	10,127	13,924	13,08	13,502	7,595	13,291	9,705	11,814
Dy	12,671	10,124	10,963	10,497	10,745	6,832	10,59	7,764	9,161
Ho	10,585	8,914	10,167	9,889	9,749	5,989	9,471	6,267	7,799
Er	11,429	9,143	9,762	9,429	9,714	6,286	8,667	6,238	6,952
Tm	8,951	7,099	10,185	9,568	9,877	4,63	9,259	6,173	6,79
Yb	10,67	9,234	9,713	8,756	9,426	5,981	8,947	6,22	6,507
Lu	10,87	8,385	9,627	8,696	9,627	5,28	9,317	6,211	6,211

Sample	AB1	MS1-7	MS1-9	ABS1-1	ABS9	ABS11	ABS10	ABS1-13	AB6
Trace elements(ppm)									
Sc	37	42	37	34	35	33	33	17	22
Ba	242	409	394	366	358	363	332	373	462
Be	2	1	1	1	1	2	2	2	3
Co	33,7	37,2	32	27,8	31,9	31,3	27,7	22	21,8
Cs	1,1	1,2	1,2	3,5	5,2	5	7,1	2,8	1,6
Hf	2,6	1,7	2,4	3,8	3,6	3,2	3,2	3,4	2,3
Nb	4,8	3,3	3,5	26,4	21,4	21,2	16	6,5	4,4
Rb	39,6	23,9	21,1	49,9	28,9	24,9	19,1	48,9	73,1
Sn	1	1	1>	1	1	1	1	1	1>
Sr	728,8	856,2	775,2	829	755,5	777,5	1031	989,6	1255
Ta	0,3	0,2	0,2	1,7	1,3	1,3	0,9	0,4	0,2
Th	2,3	3,4	4,2	4,6	4,4	4,6	5	8,1	4
U	0,8	1	1,2	1,3	1,1	1,2	1,3	1,9	0,8
V	30,7	276	369	288	304	301	289	200	173
W	0,5>	0,5>	0,5>	0,5>	0,5>	0,5>	0,5>	0,6	0,5>
Zr	80,8	63,6	76,5	140,9	129,7	130,3	123,3	132,6	85,3
Y	18,5	15,1	18	23,8	25,1	25,1	20,9	18,2	17,9
Mo	0,2	0,7	0,5	0,7	0,8	0,8	0,7	0,9	0,1>

Cu	30.3	99.7	43.5	10.26	76	92	33.9	61.3	35.6
Pb	1.1	1.6	1.4	7.3	2.6	2.9	8.9	12.5	3.3
Zn	20	41	47	53	49	52	371	54	34
Ni	6.1	28.3	14.9	10.1	9.2	10.3	10.1	5.7	5.3
Rare Earth Elements (ppm)									
La	43,548	49.032	60,645	93,548	85,484	85,806	78,71	75,484	52,903
Ce	36,386	40,594	51,485	74,629	70,297	69,059	62,871	59,52	43,936
Pr	32,377	36,393	45,246	60,41	56,803	56,803	52,295	49,426	36,557
Nd	29,667	31.5	39.5	50,333	47,667	46,667	44,667	41.5	31.5
Sm	21,949	20,667	25,795	29,744	29,538	28,821	29,538	25,795	22,256
Eu	18,503	16,735	19,864	24,49	23,946	23,537	23,129	18,231	17,551
Gd	16,795	13,784	16,911	20,849	20,309	20,541	19,228	16,873	15,405
Tb	12,236	11,603	13,713	17,511	17,722	17,722	14,135	11,814	11,392
Dy	11,988	8.54	10,093	13,913	13,976	13,665	13,758	11,273	10,807
Ho	10,167	7.66	8,914	12,256	12,674	12,813	11,003	9.61	9,192
Er	10,476	7.19	8,048	11,19	11,619	11,238	11,381	9,619	9,429
Tm	7,716	6.79	8,025	11,42	11,111	11,111	8,642	7,716	7,099
Yb	8,947	6,507	7,608	10,383	11,196	10,67	10,287	9,474	8.9
Lu	8,696	6,211	7,143	9,627	10,248	10,559	9,938	9,317	8,385

Samples	MB15	MD6c	MB16	MC14b	MB21a	MB8b	MA7b	MA19a	MA9
Major oxides(Wt%)									
SiO₂	53.27	53.29	49.98	50.45	50.16	50.56	52.01	53.78	54.67
Al₂O₃	17.73	17.67	14.27	13.76	15.08	14.25	18.54	19.02	19.52
FeO	6.67	8.3	8.5	8.2	8.43	8.27	6.01	6.23	4.85
Fe₂O₃	2	0.82	1.7	1.64	1.69	1.65	3.01	1.87	1.46
MgO	3.93	2.89	8.08	8.68	7.01	7.68	3.57	2.87	2.98
CaO	7.09	7.24	10.67	10.61	10.65	10.93	7.73	5.23	6.74
Na₂O	3.71	4.16	3.75	2.68	3.51	3.61	3.88	5.55	4.31
K₂O	4.15	4.12	1.66	2.65	1.96	1.62	3.52	3.79	4.06
TiO₂	0.77	0.86	0.75	0.74	0.79	0.74	0.86	0.79	0.64
P₂O₅	0.52	0.52	0.43	0.38	0.45	0.46	0.7	0.71	0.66
MnO	0.15	0.13	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.11
Cr₂O₃	0.01	0.01	0.03	0.04	0.02	0.03	.	.	0.01
Sum	100	100.01	99.99	99.99	100.01	99.96	99.99	100	100.01
L.O.I	2.7	1.8	1.9	2.5	1.9	2.2	3.2	3.2	2.4
Norm (CIPW)									
Q	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Or	24.5	24.34	9.8	15.65	11.61	9.59	20.83	22.41	23.99
Ab	27.69	25.79	20.11	16.65	20.42	22.19	27.7	24.37	23.09
An	19.47	17.38	17.2	17.72	9.6	17.88	22.79	15.78	21.94
Ne	2.02	5.09	6.33	3.26	5.03	4.55	2.77	6.83	1.81
Di	10.19	12.81	26.9	26.22	24.86	27.22	9.11	4.59	6
Hy	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Wo	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Oli	.	10.52	14.81	15.73	13.44	13.68	10.51	1.17	8.32

Mt	1,47	1,2	2,46	2,38	2,45	2,4	3,-2	2,7	2,12
Il	.	1,67	1,4	1,41	1,5	1,4	1,63	1,5	1,21
Hm	1,19	.	.	.	.	.	.	.	.
Ap	.	1,21	1	0,88	1,-9	1,-7	1,63	1,66	1,52
Sum	100,-3	100	99,97	99,96	99,99	99,97	100,-3	100,-3	100,-4

Samples	MB15	MD6c	MB16	MC14b	MB21a	MB8b	MA7b	MA19a	MA9
Trace elements(ppm)									
Sc	17	20	27	34	32	33	19	12	14
Ba	427	406	320	277	361	344	435	487	460
Be	2	2	3	1	2	1	3	4	2
Co	25,2	24	36,4	41,2	37,2	37,6	20,8	16,9	15,9
Cs	1,4	2,8	0,8	0,7	0,9	0,9	1,1	2,5	2,3
Hf	3,9	4,2	2,5	2	2,6	2,5	3,3	2,9	2,8
Nb	7,3	9,1	3,3	2,8	3,7	3,5	9,3	10,1	6,5
Rb	65,6	105,9	14	34,5	20,4	15,5	36,6	52,1	92,3
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	971,7	909,6	879,5	955,3	1009,1	990,6	877,4	856,6	1144,7
Ta	0,4	0,4	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2
Th	9,3	7	3	2,9	3,9	4,2	6,2	7,3	4,6
U	1,7	1,8	0,8	1	0,9	0,9	2,4	2,4	1,7
V	243	254	277	298	326	320	221	155	169
W	0,5	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5	0,7	1,3	0,6
Zr	143,5	150,2	76,3	71,7	80,5	82,8	135,3	139,8	98,5
Y	22,8	24,3	18,6	17,9	19,2	19,1	22,4	21	13,6
Mo	1,2	0,7	0,9	0,6	0,7	1	1,1	1,4	0,6
Cu	98,3	58,3	132,4	107,1	130,5	135,7	466,3	47,2	108,7
Pb	1,9	3,9	2,9	1,7	3	2,8	2,3	3,6	2
Zn	82	39	51	45	49	50	47	64	51
Ni	6,8	7	31,4	50,2	19,9	30,1	6,7	3,4	9,1
Rare Earth Elements (ppm)									
La	26,8	24,9	16,9	14,1	18,4	19,2	24,2	25,6	21,9
Ce	54,3	49,2	37	30,3	39,4	40,2	49,3	49,6	42,4
Pr	6,9	6,43	5,08	4,33	5,29	5,37	6,23	6,19	5,1
Nd	28,4	26	20,03	19,5	22,4	23,3	24,4	23,8	19,7
Sm	5,44	5,4	4,35	4,05	4,56	4,67	4,9	4,61	3,41
Eu	1,49	1,42	1,28	1,22	1,31	1,33	1,48	1,41	1,08
Gd	5	4,97	3,95	3,86	4,12	4,19	4,67	4,46	3,06
Tb	0,75	0,79	0,61	0,6	0,64	0,63	0,74	0,71	0,47
Dy	4,13	4,29	3,3	3,32	3,56	3,38	4,2	3,85	2,51
Ho	0,77	0,83	0,63	0,62	0,66	0,65	0,8	0,77	0,48
Er	2,26	2,38	1,79	1,68	1,88	1,77	2,09	2,09	1,19
Tm	0,35	0,38	0,27	0,27	0,29	0,28	0,34	0,34	0,21
Yb	2,17	2,3	1,66	1,66	1,85	1,73	2,09	2,08	1,22

Samples	MA10	MD2b	BD1	BD2	BD3	BD4	BD5
Trace elements(ppm)							
Sc	19	14	20	23	32	31	29
Ba	540	484	293	301	390	273	305
Be	2	2	2	2	1	2	1
Co	29.5	18.3	19.1	25	15.2	19.3	17.4
Cs	2.1	3.5	0.86	0.91	0.89	0.9	0.93
Hf	2.5	2.7	2.9	3	2.8	2.42	3.1
Nb	5.1	6.8	3.4	4.2	3.7	2.8	5.7
Rb	82.1	110.8	60.5	69	50.1	62.3	42
Sn	1	1	1	1	1	1	1
Sr	1108.9	1154.1	366	406	410	610	570
Ta	0.2	0.4	1.2	1.1	1	1.1	1.4
Th	3.9	4.9	3	5.2	3.2	3.8	4.2
U	1.5	1.6	1.2	1.1	0.8	1.1	2.2
V	287	200	355	346	287	210	310
W	0.5	0.8	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Zr	95.5	105.5	90	91	92	90	134
Y	16.7	14.7	27	28	31	17.5	24
Mo	0.6	1.9	1.2	0.8	1.3	0.75	0.84
Cu	193.8	245	100.1	98.5	101.5	93.5	110
Pb	2.9	2.2	2.7	2.3	2.5	2.8	3.1
Zn	66	51	60	43	53	37	48
Ni	29.1	10.6	20.2	30.1	9.8	7.2	5.5
Rare Earth Elements (ppm)							
La	22.3	23.6	21	24	31	31.23	30
Ce	42.4	45	39	38	35	31	60
Pr	5.74	5.44	6.2	5.02	5.1	6.5	3.1
Nd	23	20.4	19	24	26	17.7	28.5
Sm	4.42	3.8	3.5	4.1	3.8	4.3	5.4
Eu	1.32	1.11	1.7	1.6	1.2	1.22	1.39
Gd	3.92	3.17	3.7	4.1	2.8	3.6	2.55
Tb	0.6	0.49	0.74	0.56	0.53	0.59	0.62
Dy	3.27	2.62	3.3	4.01	3.19	3.22	4.12
Ho	0.6	0.48	0.53	0.52	0.57	0.61	0.67
Er	1.63	1.41	1.6	1.7	1.12	1.25	2.02
Tm	0.26	0.21	0.28	0.29	0.23	0.34	0.27
Yb	1.63	1.35	3.9	4.6	4.2	1.59	2.4
Lu	0.24	0.2	0.2	0.25	0.23	0.27	0.32

منابع فارسی

- الهیاری، س. (۱۳۸۹)، پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک - عباس آباد پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۲ صفحه.
- امامی، م، ه. (۱۳۷۹)، ماگماتیسم در ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ صفحه.
- آقانباتی، ع. (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه
- بادامه، ع. (۱۳۸۲)، پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه میاندشت (شرق شاهرود)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۱ صفحه.
- تنها ع.، قاسمی ح.، ۱۳۸۷، پتروژنز گنبد‌های نیمه آتشفشانی شمال مشکان (جنوب قوچان). شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گیلان، رشت. صفحات ۳۸۵ تا ۳۹۰.
- جمشیدی، خ. (۱۳۸۹)، مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۴ صفحه.
- خواجehزاده م. ح. (۱۳۸۸)، پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین عمیق و نیمه عمیق شمال معلمان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- درویش زاده، ع. (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر تهران، ۴۲۳ صفحه.
- دهنوی ن. (۱۳۸۸)، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه (غرب نیشابور) و کانه‌زایی وابسته به آن توسط دهنوی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ژوتوت، موری ر. ۱۹۹۸: زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی و دینامیک درونی (ترجمه علی درویش‌زاده)، انتشارات دانشگاه تهران.
- سعیدی س. (۱۳۸۹)، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک بیرجند، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود.
- شلی، د. ۱۳۷۴، بررسی میکروسکپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی، (ترجمه آسیابانها، ع. انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، ۶۳۰ ص).
- صالحی نژاد ح. (۱۳۸۷) بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک منطقه باشتین، (جنوب غربی سبزوار)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فارسی ز. (۱۳۸۶)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیوتئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود
- معین وزیری، ح؛ احمدی، ع. (۱۳۷۱)؛ پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین، دانشگاه تربیت معلم، ۵۵۵ صفحه

موسوی، ا. (۱۳۸۸)، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) و کانه زائی وابسته به آن، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۸ صفحه.

نوایی، ا.، صالحی راد، م.، مجیدی، ب.، ۱۳۶۶، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران، سازمان زمین شناسی کشور.

- Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. (2000)., Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *J. Volcan. Geo. Res.* 102: 67– 95.
- Allen RL (1992)., Reconstruction of the tectonic, volcanic and sedimentary setting of strongly deformed Zn-Cu massive sulfide deposits at Benambra, Victoria. *Econ Geol* 87:825-854.
- Arculus RJ, Johnson RW (1981) Island arc magma sources: ageochemical assessment of the roles of slab-derived components and crustal contamination. *Geochem J* 15:109–133.
- Baker, M.B., Stolper, E.M., (1994) “Determining the composition of highpressure mantle melts using diamond aggregates” *Geochim. Cosmochim. Acta.* 58, 2811–2827.
- Berberian M., (1983). The southern Caspian: A compression floored by a trapped modified oceanic crust. *Canadian Earth Sciences*, 20, 163 – 183.
- Berberian M. ‘King G.C.P. 1981: Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran ‘*Can. J. Earth Sci.* 18: 210-265.
- Best, G. (2003). *Igneous and metamorphic petrology*, 729pp.
- Bogard P.J.F., Warner, G., (2003). Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg, Central Germany. *Journal of Petrology* 44, 569 – 602.
- Boztug D., Ercin A. I., Kurucelik M. K., Goc D., Komur I., Iskenderoglu A., (2007). Geochemical characteristics of the composite Kackar batholith generated in a Neo – Tethyan convergence system, eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 286 – 302.
- Cabanis M., Lecolle M., (1989). Le diagram La/10 – Y/15 – Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustal. *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser.II* 309, 2023 – 2029.
- Carlson, R. W., Hart, W. K., (1988). Flood basalt Volcanism in the north western United States. *Continental Flood Basalts*, J.D. MacDougall (ed.), Kluwer Academic Publishers, 273-310.
- Coban. H,(2007). Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension – related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews* 80, 219 –
- Cox K. G., Bell, J.D., Pankhurts, R. J., (1979). *The interpretation of igneous rocks.* George Allen and Unwin., 450 pp.

- Dercourt J. ,Zonenshain L. ,Ricou L.E. ,Kazmin G. ,LePichon X. ,Knipper A.L. , Grandjacquet C. ,Sbortshikov I.M. ,Geyssant J. , (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias ,Tectonophysics 123: 241-315.
- Dostal, J., Dupuy, C., Zhai, M.Z., Zhi, X.C., (2001). Geochemistry and origin of Pliocene alkali basaltic lavas from Anhui-Jiangsu, eastern China. *Geochemical Journal* 22, 165–176.
- Dupont, A., Auwera, V.J., Pin, C., Marincea, S., Berza, T., (2002). Trace element and isotope (Sr, Nd) geochemistry of porphyry and skarn mineralizing Late Cretaceous intrusion from Banat, western South Carpathians, Romania. *Miner. Depos.* 37, 568–586. .
- ELLAM, R. M. (1992). Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20, 153–6.
- Emami M.H. ,Mir Mohammad Sadeghi M. ,Omran S.J. (1993): Magmatic map of Iran ,Geol. Surv. Iran.
- Fitton-T.G., Hardarson B.S., Ellam K.M., Rogers G., "Sr-, Nd, and Pb-isotopic composition of volcanic rocks from the Southeast Greenland Margin at 63N: temporal variation in crustal contamination during continental breakup", In saunders, A.D., Larsen, .H.C., and Wise, s.H., (Eds) *Proc.ODP.Sci.Results.152* (1998) 351-357.
- FRAM,M. S.&LESHER,C. E. (1997). Generation and polybaric differentiation of east Greenland early Tertiary flood basalts. *Journal of Petrology* 38, 231–75.
- Furman T. (2007). Geochemistry of East African Rift basalts: An Overview. *Journal of African Earth Sciences*, 48, 147 – 160.
- Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Melkonyan R., (2007). Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia). *C. R. Geoscience* 339, 482 – 492.
- Gill JB (1981) *Orogenic andesite and plate tectonics*. Springer, Berlin,p 390133.
- Gill, R., (2010). *Igneous rocks and processes: A practical guide*. *Wiley-Blackwell*. 428 pp.
- Gioncada, A., Mazzuoli, R., Bisson, M., Pareschi, M. T.,(2003): Petrology of volcanic products younger than 42 ka on the Lipari-Vulcano complex (Aeolian Islands, Italy): an example of volcanism controlled by tectonics. *J. Volcanol. Geotherm.*
- Golonka, J. (2004) “Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic” *Tectonophysics* 381, 252- 257.

- Green, N.L., (2006)- Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 87: 23-49.
- Haghipour A.A. & Aghanabati S.A. (1985): Geological map of Iran & Geol. Surv. Iran.
- Hart, R.A., (1970). Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 9, 269-279.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D., Horton, B., Axen, G., Stockli, L., Grove, M., Shmitt, A., Walker, (2008),. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic –Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement, *Tectonophysics* 451, p 71- 96.
- Hawkesworth CJ, Hergt JM, Ellam RM, McDermott F (1991).
- Hirschman, M., (1998). Origin of the transgressive granophyres the layered series of the Skaergaard intrusion, East Greenland. In: Geist, D. J., White, C. M. (Eds). *Journal of volcano – Geotherm, Res.*, 52, 185 – 207
- Hofmann, W., Joachim, K. P., Suffer, M. Nband Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 33-45; (1986).
- Hopper D.J., Smith I.M., "Petrology of the gabbro and sheeted basaltic intrusives at North Cape, New Zealand", *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 39(1996)389-402
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. (1971). A guide to the classification of the common volcanic rocks, *Can. Journal of Earth Sciences* 8, 235-458.
- Johnson MC, Plank T (1999) Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochem Geophys Geosyst* 1. doi:10.1029/1999GC00001413.
- Juteau, T. & Maury, R., (2003). The oceanic crust from accretion to mantle recycling. Springer. 390 pp.
- Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D. (2002): Fluid-mobile trace element constraints on the role of
- Krauskopf, K.B. & Bird, D. K., (1995)- Introduction to geochemistry. McGraw-hill, Inc. 647p.
- Krauskopf, K.P. & Bird, D.K (1976) *Introduction to geochemistry: McGraw Hill, Third Edition*, 788 p.

- Krienitz M.-S, Hasse K.M, Mezger K., Eckardt V., Sheikh–Mashail, M.A., "Magmagenesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria", *Contrib Mineral.Petrol.*151(2006)698-716.
- Kuno H. (1968). Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bull. Vol* 32, 141 – 176.
- Larsen H.C, Saunders A.D., "Tectonism and volcanism at the Southeast Greenland rifted margin: a record of plume impact and later continental rupture", in: Saunders, A.D., Larsen, H.C., and Wise, S.H., (ed) *Proc.ODP.Sci. Results.* 152(1998)503-533.
- Le Bas, Le Maitre, Streckeisen and Zanettin, (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. *Journal Petrol*, 27, Part 3, 375 – 750.
- MacDonald, R &. Hawakesworth, C.J &. Heath, J (2000) *The lesser Antilles volcanic Chain:a study in arc magmatism: Earth Science Reviewe.* V.49, p.1-76.
- Machado A., Lima E.F., Chemale J.F.; Morta D., Oteiza O., Almeida D.P.M., Figueiredo A.M.G., Alexandre F.M., Urrutia J.L.,(2005): Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *J. South Amer. Earth Sci.* 18: 407-425
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H., Defant, M.J., (1996). "Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines) ". *Bull. Soc. Geol. Fr.* 167 (5), 579– 595.
- MCKENZIE, D. & O'NIONS, R. K. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* **32**, 1021–91 .
- Meschede M., (1986). A method of discriminating between different types of mid – ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb- Zr- Y diagram. *Chem. Geo.*, 56, 207 – 218.
- Middlemost, E. A. K., (1994). Naming materials in the magma / igneous rock system. *Longman Group u. k.*, 73 – 86. *Mineralogy and Petrology* 105, 585–601.
- Mohamed F.H., Moghazi A.M., Hassanen M.A., "Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt", *International Journal of Earth Science*, 88 (2000) 764-777
- Mullen, E.D., (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminate for basaltic rocks of environment and its implication for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62, 53 – 62.

- Muller, D. Rock, N. M. S, Groves, D. I., (1992). Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic rocks, from different tectonic setting: a pilot study, Mineral. Petrol, 46, 259 – 289.
- Nakagawa, M., Wada, K. & Wood, C. P., (2002)- Mixed magmas, mush chambers and eruption triggers; evidence from zoned clinopyroxene phenocrysts in Andesitic scoria from the 1995 eruptions of Ruapehu volcano, New Zealand. Journal of petrology. 43, 12: 2279-2303.
- Nakamura N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 757 – 775.
- Pearce, J. A., Cann, J. R., (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planetary Science Letters 19, 290 – 300
- Pearce J.A., Peate D.W.(1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Ann. Rev. Earth Plan. Sci. 23: 251-285.
- Rahmati Ilkhchi, M., Jerebek, P., Faryad, Sh., Koyi, Hemin A., (2010), Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotur Kuh metamorphic complex, Great Kavir block, NE Iran, Tectonophysics 494, p 101-117.
- ratio analysis. Chem. Geol. 94, 85–104
- Raymond, L.A., (2007). Petrology: the study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks. *McGraw Hill*. 720 pp.
- Reichew, M.K., Saunders, A.D., White, R.V., Al MUKhamedov, A.I., (2004). Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Siberian Basin:an extention of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. Lithos,79,425-452.
- Rogers, J. J. W., Suayah, I. B., Edwards, J. M. (1984). Trace elements in continental margin magmatism. Part IV. Geol. Soc. Am. Bull, Vol. 95, pp. 1437- 1445.
- Rollinson H.R., "Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, and Interpretation" Longman Scientific and Technical, England, (1993) 352p.
- Rudnick R.L., Fountain D.M., "Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective", Rev.Geophys.33 (1995) 267-309.
- Sakuyama, M., (1979)- evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. J. Volcanol. Geotherm. Res., 5: 179-208.
- Saunders, A.D & Tarney, J & Marsh, N.G & Wood D.A (1980) *Ophiolites as an ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach*. In: Panayiotou, A. (Ed.), *Ophiolites. Proc. Internat. Ophiolite Symp.* Geol. Surv. Dept. Cyprus Nicosia, 193-204

- Shelley, D.,(1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, 630.
- Shelly D. (1993). Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations. Chapman & Hall, London, 405 pp.
- Sirvastava, R. K., & Singh, R. K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub – alkaline mafic dikes from the Central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Science*, 23, 373 – 389.
- Stocklin, J., (1974). Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C. A. and Drake, C. A. (Eds). *The geology of continental margins*. Springer – Verlag, Berline, 873- 887.
- Stolz, A.J., Vame, R., Davies, G.R., Wheller, G.E., Foden, J.D., (1996). Magma source components in an arc–continent collision zone: the Flores-Lembata sector, Sunda Arc, Indonesia. *Contributions to*
- Sun S. S & McDonough W. F (1989) *A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes*,. Geological Society Special Publication, v.42, p.313 – 345.
- Tatsumi, Y., Eggins, S., (1995). *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell Science, Oxford. 211 pp.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312 pp.
- Thirlwall, M.F., (1991)b. Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope
- Thirwall F.M., Upton B. J., Jenkins c. (1994). Interaction between continental lithosphere and Iceland plume – Sm – Nd- Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland. *Journal of petrology*, 35, 839 – 879.
- Thompson R. N. (1982). British Tertiary volcanic province. *Soot. J. Geol.*, 18, 49 – 107.
- Thoronton C. P., Tattle O. F. (1960). Chemistry of igneous rocks: Differentiation index. *Am. Sci.*, 258, 664 – 684.
- Vernon, R. H. (2004), *A practical guide ti rock microstructure*, Cambridge University Press, p. 594.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu J. F., Zhao, Z. H., Jian, P., Xiong, X. L., Bao, Z. W., Li, C. F., Bai, Z. H., (2006a). Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic

igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu–Au mineralization. *Lithos*, pp. 1-26

- Wilson M. (1993): Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Department of earth Science, University of leeds. 466pp
- Winter, O. (2001). An introduction of igneous and metamorphic petrology. Department of Geology whit man college. 697pp
- 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 povince. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- 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.Z. (2009) “Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanho area, western Yunnan, China” *Lithos* 113, 595-611.
- Yan J., Zhao J. X.,(2008). Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere asthenosphere interaction. *Journal of Asian Earth Science*, 33, 106 – 121.
- Zanetti A., Mazzucchelli M., Rivalenti G., and Vannuci R., "The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134 (1999) 107-122.

Abstract

In the south of Biarjomand (one of the town of Shahrood in SE) has cropped out a thickness sequence of Eocene volcanic and volcanosedimentary rocks. The main composition of volcanic rocks is trachybasalte. The major forming minerals of these rocks are olivine, titan-augite and calcic plagioclase. Apatite and magnetite are accessory minerals. Calcite, natrolite, analcime and chlorite and Fe oxides and hydroxides are secondary mineral. This sequence overlaid a sequence of sandstone - conglomerate with Jurassic age (most probably) and covered by fossiliferous limestones and marls of upper Eocene. A few trachybasaltic dikes with porphyry and microlitic textures cutting the Jurassic conglomerates and sandstones and they terminated to the lower parts of the Pahnnavaz volcanosedimentary sequence. Indeed these dikes are magma feeding channels that their magma erupted into the sedimentary basin. At first, due to very high differences of temperature and pressure between trachybasaltic lavas and water entered trachybasaltic lavas exploded and intensively fragmented, then deposited in the form of agglomerate accumulations. Therefore agglomeratic facieses and epiclastic depositions are very common with high frequency. With continuing of extension and subsidence and more deepening the sedimentary basin, explosive activities has been lower and lavas deposited in the form of layers and horizons. Therefore in the end stages of volcanic activities, the erupted lavas show pillow structure and associated copper mineralization (mainly in the form of malachite and chalcocite). These volcanic activities have been occurred in the middle Eocene. Then volcanosedimentary sequence exited from water and in the late Eocene fossiliferous carbonate sedimentary of upper Eocene deposited on them. Geochemically Pahnnavaz volcanic rocks mostly have trachybasaltic composition and have alkaline nature. Typical evidences of magma fractionation and crust contamination have been seen in them. Enrichment of light rare earth elements (LREE) and large ion lithophile elements such as Rb, Sr, K, Th, and depletion of Nb, Ta and also Ti, indicate that magma forming of this volcanic sequence produced in a volcanic arc setting. Meanwhile the magma forming trachybasaltic lavas originated from 10 – 20 % (in average 15%) partial melting of a garnet lehrzolithic source. From tectonic setting point of view, these extensional environments were related to continental margin magmatic arc or back arc.

Key words: Pahnnavaz, agglomerate, garnet lehrzolithic, trachy basalt



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Science

**Petrology, geochemistry and facies analysis of volcanic and
volcanosedimentary rocks of Pahnnavaz area
(South of Biarjomand – Shahrood)**

Mahin Mardani

Supervisor:

Dr. M. Sadeghian

Advisors:

A. Khanalizadeh

Janu 2012

