

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده: علوم زمین

گروه: پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی

پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک – عباس آباد

سمیرا الهیاری

استاد راهنما:

دکتر حبیب الله قاسمی

اساتید مشاور:

دکتر محمود صادقیان

دکتر عزیز الله طاهری

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

خرداد ۱۳۸۹

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

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم سمیرا الهیاری
تحت عنوان:

پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک – عباس آباد

در تاریخ ۱۳۸۹/۳/۲۴ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی
و با درجهمورد پذیرش قرار گرفت.

اساتید راهنما	امضاء	اساتید مشاور	امضاء
نام و نام خانوادگی: دکتر حبیب الله قاسمی		نام و نام خانوادگی: دکتر محمود صادقیان	
نام و نام خانوادگی:		نام و نام خانوادگی: دکتر عزیز الله طاهری	

اساتید داور	امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء
نام و نام خانوادگی: دکتر سید مسعود همام		نام و نام خانوادگی: دکتر فرج الله فردوست	
نام و نام خانوادگی: دکتر قاسم قربانی			

تقدیم بہ

پدر و مادر م

کہ بہ من آموختند زندگی نردبانی است کہ باید از آن بالا رفت

و

ہمسرم

کہ پشیمان ہمیشگیم است...

سپاس‌گزاری

سپاس و امتنان بیکران او که مرا آفرید و مرا توان آن داد تا در آنکه زمان خویش را بجهت کف و پس از او سپاس اولین آموزگارم که قلم در دستم نهاد و آنانکه چرخ قلم را به من آموختند و استادانم که مرا امید آن دادند تا از لرزش قلم نراسم و بنگارم آنچه در توان من است. از آن جمله جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی استاد راهنمایم که این رساله نمود کوشه‌ای از آسمان وسیع اندیشه‌اش است و بهواره با صبر و درایت خویش با من همراه بوده اند، کمال تشکر را دارم.

از جناب آقای دکتر محمود صادقان استاد مشاورم که در طی این دوره تحصیلی همیشه از راهنمایی‌های روشنگرانه خویش مرا بهره‌مند ساخته‌اند سپاسگزارم. همچنین کمال تشکر را از استاد مشاور مهربانم جناب آقای دکتر عزیزالله طاهری دارم. از جناب آقای مهندس رضا خانعلی زاده که فراتر از یک استاد مشاور پانچگویی سوالات من بوده اند نهایت تشکر و سپاس را دارم. از خانم مهندس فارسی، و آقای مهندس میرباقری، سپاسگزارم.

و سپاس بی‌انتهای من تقدیم به کسانی که بی‌شک طی این مسیر بدون همراهی آنان ممکن نبود، کسانی که چهره‌شان بهواره در قاب خاطرم باقیست، دوستان مهربانم، خانم هاسعیده کشاورز، محار کوانچی، سمیرا زندی، زهره رضایی، سمیه تیموری، ندا جنتی، رزیتا حمیدی، سارا ملایی، محبوبه قهاری، خدیجه جمشیدی و....

دانشجو تایید می نماید که مطالب مندرج در این پایان نامه نتیجه تحقیقات خودش می باشد و در صورت استفاده از نتایج دیگران مرجع آن را ذکر نموده است.

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

خرداد ۱۳۸۹

چکیده

نوار آتشفشانی آلکالن عباس آباد، در جنوب نوار افیولیتی سبزوار و در لبه‌ی شمال شرقی زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی این منطقه از تناوب گدازه‌های بازیک - حدواسط و سنگ‌های آذرآواری وابسته به همراه میان لایه‌های رسوبی (شیل توفی، ماسه سنگ توفی، شیل، سیلتستون، ماسه سنگ، کنگلومرا و آهک نومولیت‌دار) به سن ائوسن میانی - فوقانی تشکیل شده‌اند. مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی حاکی از خروج گدازه‌های آلکالن بازالتی - تراکی آندزیتی به درون یک محیط دریایی بسیار کم عمق تا کم عمق دریایی باز در ائوسن میانی - فوقانی است. سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی اولیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت هستند که بیانگر یک سری تفریقی از اولیوین بازالت تا تراکی آندزیت می‌باشند. بررسی شواهد پتروگرافی این سنگ‌ها، حاکی از تغییر و تحولات پیوسته در آن‌ها شامل ظهور و حذف برخی کانی‌ها، وجود شواهد بافتی عدم تعادل (نظیر حاشیه‌ی واکنشی، ادخال، بافت غربالی و منطقه‌بندی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن) است. شواهد ژئوشیمیایی موجود در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه مؤید ماهیت آلکالن سدیک، نقش تبلور تفریقی و به مقدار کمتر آرایش ماگمایی در تکوین و تحول ماگمای آن‌هاست. این سنگ‌ها از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون غنی شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین تهی شدگی نشان می‌دهند. آنومالی منفی عناصر با شدت میدان بالا مانند Nb، Ti و Ta در سنگ‌های مورد مطالعه از ویژگی‌های شاخص محیط‌های قوسی است. ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های آتشفشانی عباس آباد احتمالاً از ذوب بخشی درجه‌ی پایین (۱۶-۱۴ درصد) یک سنگ منشأ گارنت لرزولیتی در اعماق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری حاصل شده‌اند. این ماگما، حاصل ذوب بخشی پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده شده‌ی نئوتتیس به زیر بخش شمالی زون ایران مرکزی و گوه‌ی گوشته‌ای روی آن در یک زون فرورانش قوسی می‌باشد.

کلمات کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، سنگ‌های آتشفشانی، ائوسن، عباس آباد، شاهرود.

مقاله مستخرج شده از پایان نامه

پترولوژی و ژئوشیمی نوار ماگمایی کاهک – عباس آباد، هفدهمین همایش بلور کانی همدان

مرداد ۱۳۸۸

فهرست مطالب

تقدیم.....	د
سازگاری.....	ه
چکیده.....	ز
مقاله مستخرج شده از پایان نامه.....	ح
فهرست مطالب.....	ط
فهرست شکل ها.....	ل
فهرست جداول.....	ف
فصل اول: کلیات.....	۱
۱-۱- راه های ارتباطی منطقه	۳
۲-۱- جغرافیای انسانی	۳
۳-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی	۳
۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه	۴
۵-۱- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه و مناطق اطراف	۶
۶-۱- هدف از مطالعه.....	۹
۷-۱- روش های مطالعاتی	۹
فصل دوم: زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه.....	۱۱
۱-۲- مقدمه.....	۱۲
۲-۲- ماگماتیسم ائوسن در ایران مرکزی	۱۵
۳-۲- واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه	۱۸
۱-۳-۲- شیل و ماسه سنگ زیرین.....	۱۹
۲-۳-۲- نهشته های آذرآواری.....	۲۰
۳-۳-۲- تراکی بازالت با میان لایه اولیوین بازالتی.....	۲۱
۴-۳-۲- آهک نومولیت دار.....	۲۳
۵-۳-۲- تراکی آندزیت ها و تراکی آندزی بازالت ها.....	۲۷
۶-۳-۲- آهک توفی.....	۲۹
۷-۳-۲- کنگلومرای چند زادی.....	۲۹
۸-۳-۲- شیل ها و ماسه سنگ های بالایی.....	۳۰
۹-۳-۲- مارن های گچ دار.....	۳۱
۱۰-۳-۲- پادگانه های آبرفتی کواترنری.....	۳۲

۳۳	۳-۲-تکتونیک کلی منطقه.....
۳۵	۴-۲-زمین شناسی اقتصادی منطقه.....
۳۸	فصل سوم: مطالعات پتروگرافی.....
۳۹	۱-۳- مقدمه.....
۳۹	۲-۳-پتروگرافی سنگ های آتشفشانی.....
۴۰	۱-۲-۳- اولیوین بازالت ها.....
۵۳	۲-۲-۳- تراکی بازالت ها.....
۵۷	۳-۲-۳- تراکی آندزی بازالت ها.....
۶۰	۴-۲-۳- تراکی آندزیت ها.....
۶۴	۳-۳-پتروگرافی سنگ های آذرآواری.....
۶۴	۱-۳-۳- آگلومر.....
۶۵	۲-۳-۳- لاپیلی کریستال توف.....
۶۷	فصل چهارم: ژئوشیمی.....
۶۸	۱-۴- مقدمه.....
۷۰	۲-۴- منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه ها.....
۷۱	۳-۴- تصحیح داده های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی.....
۷۱	۱-۳-۴- تصحیح مربوط به حذف مواد فرآر (L.O.I).....
۸۰	۲-۳-۴- تصحیح نسبت Fe_2O_3 / FeO
۸۱	۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در طبقه بندی سنگ های مورد مطالعه.....
۸۱	۱-۴-۴- طبقه بندی کانی شناسی - شیمیایی (نورماتیو) سنگ ها.....
۸۳	۲-۴-۴- طبقه بندی شیمیایی.....
۸۵	۳-۴-۴- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ ها به کمک نمودارهای تغییرات.....
۹۴	۵-۴- بررسی تحولات ژئوشیمیایی سنگ های مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات عناصر کیمیا در مقابل ضریب تفریق.....
۹۷	۶-۴- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر.....
۹۹	۷-۴- نمودارهای عنکبوتی.....
۹۹	۱-۷-۴- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت.....
۱۰۲	۲-۷-۴- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه.....
۱۰۴	۸-۴- تعیین سری ماگمایی.....
۱۰۷	فصل پنجم: پتروژنز.....
۱۰۸	۱-۵- مقدمه.....
۱۰۸	۲-۵- تعیین محیط تکتونیکی.....
۱۱۰	۱-۲-۵- نمودار تمایز تکتونیکی Ti-Zr (پیرس و کان، ۱۹۷۳).....

۲-۲-۵- نمودارهای تمایز تکتونیکی $Zr/4 - 2*Nb - Y$ (میشد، ۱۹۸۶) و $Th - Hf/3 - Ta$ (وود، ۱۹۸۰) ۱۱۱
۳-۲-۵- 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 (۱۹۹۲) ۱۱۳
۴-۲-۵- نمودار تمایز تکتونیکی $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (مولن، ۱۹۸۳) ۱۱۳
۵-۲-۵- نمودار تمایز تکتونیکی $La/10 - Y/15 - Nb/8$ (کابانیس و لکول، ۱۹۸۹) ۱۱۵
۶-۲-۵- نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷) ۱۱۵
۳-۵- مقایسه ویژگی های ژئوشیمیایی سنگ های آتشفشانی منطقه عباس آباد با سنگ های آتشفشانی منطقه غرب ترکیه ۱۱۶
۴-۵- تعیین محل منشأ سنگ های منطقه مورد مطالعه ۱۱۹
۱-۴-۵- نمودارهای نسبت عناصر کمیاب La/Sm در مقابل La و Sm/Yb در مقابل La/Sm ۱۲۰
۲-۴-۵- نمودار نسبت Dy/Yb در مقابل La/Yb ۱۲۳
۵-۵- شواهدی مبنی بر تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی ۱۲۵
۶-۵- ارزیابی نقش آرایش پوسته ای در تشکیل سنگ های منطقه مورد مطالعه ۱۲۹
۷-۵- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ های آذرین منطقه عباس آباد ۱۳۱
فصل ۶: نتیجه گیری و پیشنهادات ۱۳۶
۱-۶- نتیجه گیری ۱۳۷
۲-۶- پیشنهادات ۱۳۹
منابع فارسی ۱۴۰
Refrence ۱۴۱
Abstract ۱۵۱

فهرست شکل ها

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیائی منطقه مورد مطالعه و راه های دسترسی به آن..... ۲
- شکل ۲-۱- موقعیت منطقه عباس آباد بر روی تصویر ماهواره ای ۱:۱۰۰۰۰۰..... ۵
- شکل ۳-۱- موقعیت منطقه کاهک بر روی تصویر ماهواره ای ۱:۱۰۰۰۰۰..... ۵
- شکل ۲-۲- بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه عباس آباد..... ۱۳
- شکل ۳-۲- بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه کاهک..... ۱۴
- شکل ۳-۲- تقسیم بندی واحدهای ساختاری ایران توسط اشتوکلین و نبوی (۱۹۷۳)..... ۱۶
- شکل ۴-۲- ستون چینه شناسی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه..... ۱۹
- شکل ۵-۲- نمایی از شیل و ماسه سنگ زیرین به سن ائوسن میانی..... ۲۰
- شکل ۶-۲- دورنمای واحد آگلومرایی در شمال غرب منطقه کاهک..... ۲۱
- شکل ۷-۲- تصویری از لاپیلی کریستال توف در منطقه مورد مطالعه..... ۲۱
- شکل ۸-۲- وجود فنوکریست های اولیوین و پیروکسن در بازالت..... ۲۳
- شکل ۹-۲- تصویری از کانه زائی مس به صورت آزوریت در واحد تراکی بازالتی..... ۲۳
- شکل ۱۰-۲- نمایی از میان لایه اولیوین بازالت در بین واحد بازالتی..... ۲۳
- شکل ۱۱-۲- نمایی از ساخت حفره ای موجود در بازالت..... ۲۳
- شکل ۱۲-۲- فراوانی نومولیت ها در محل تماس گدازه با آهک..... ۲۴
- شکل ۱۳-۲- تصویر میکروسکوپی نومولیت به سن ائوسن میانی به همراه قطعاتی از بلورهای پیروکسن..... ۲۴
- شکل ۱۴-۲- تصویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل های موجود در واحد آهکی..... ۲۵
- شکل ۱۵-۲- مورفولوژی خشن منطقه مرتبط با گدازه تراکی آندزیتی نوع آآ..... ۲۸
- شکل ۱۶-۲- حضور فنوکریستهای پلاژیوکلاز و پیروکسن و جهت یافتگی آنها در تراکی آندزی بازالتها..... ۲۸
- شکل ۱۷-۲- تصویری از رگه کلسیتی ثانویه در واحد تراکی آندزیتی..... ۲۸
- شکل ۱۸-۲- حضور و پراکندگی زئولیت درون حفرات موجود در تراکی آندزی بازالت..... ۲۸
- شکل ۱۹-۲- دورنمایی از فرسایش پوست پیازی درون واحد تراکی آندزی بازالت..... ۲۸
- شکل ۲۰-۲- حضور آنکلاو درون واحد تراکی آندزی بازالتی با ترکیب مشابه سنگ میزبان..... ۲۸
- شکل ۲۱-۲- حضور روزنداران فراوان در واحد آهک توفی..... ۲۹
- شکل ۲۲-۲- نمایی از کنگلومرای چندزادی..... ۳۰
- شکل ۲۳-۲- نمایی از کنگلومرای چندزادی با گردشگری متوسط و جورشدهگی ضعیف با سیمان آهکی..... ۳۰
- شکل ۲۴-۲- نمایی از تناوب شیل و ماسه سنگ ائوسن - الیگوسن..... ۳۱
- شکل ۲۵-۲- نمایی از ریپل مارکهای نامتقارن موجود در واحد ماسه سنگی..... ۳۱
- شکل ۲۶-۲- نمایی از دایک آندزیتی تزریق شده درون واحد ماسه سنگی ائوسن..... ۳۱
- شکل ۲۷-۲- واحد گچی ائوسن - الیگوسن واقع در شمال شرق عباس آباد..... ۳۲
- شکل ۲۸-۲- نمایی از پادگانه های آبرفتی کواترنر در شرق عباس آباد..... ۳۲
- شکل ۲۹-۲- نمایی از گسل های مرتبط با کانه زایی در معدن مس عباس آباد..... ۳۳

- شکل ۲-۳۰- نمایی از گسلها و چین های منطقه عباس آباد برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد..... ۳۴
- شکل ۲-۳۱- نمایی از گسلها و چین های منطقه کاهک برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن..... ۳۵
- شکل ۲-۳۲- تصویری از کانه زائی مس در واحد تراکی آندزی بازالت..... ۳۶
- شکل ۲-۳۳- تصویر میکروسکوپی از کانه زایی مس به صورت ملاکیت (نور انعکاسی)..... ۳۶
- شکل ۲-۳۴- تصویری از ژئولیت با بافت شعاعی درون حفره های تراکی آندزیت..... ۳۷
- شکل ۲-۳۵- نتایج حاصل از آنالیز XRD بر روی نمونه های ژئولیتی منطقه مورد مطالعه..... ۳۷
- شکل ۳-۱- مدل ژنتیکی برای تشکیل بافت گلومروپورفیری (برگرفته از زو و همکاران، ۲۰۰۹)..... ۴۳
- شکل ۳-۲- تصویری از بافت پورفیری با زمینه میکرولیتی در اولیوین بازالت (XPL)..... ۴۵
- شکل ۳-۳- تصویری از تجمع فنوکریستهای پیروکسن و ایجاد بافت گلومروپورفیری در اولیوین بازالت..... ۴۵
- شکل ۳-۴- تصویری از بافت غربالی در فنوکریست کلینوپیروکسن (XPL)..... ۴۵
- شکل ۳-۲- تغییرات ترکیب اولیوین به ایدنگزیت در بازالت های بلبکس در ماسیو سانتال فرانسه..... ۵۲
- شکل ۳-۶- تصویری از فنوکریست پیروکسن در اولیوین بازالت..... ۵۲
- شکل ۳-۷- تصویری از حضور فنوکریست پیروکسن و اولیوین با بافت غیر تعادلی در بازالت..... ۵۲
- شکل ۳-۸- تصویری از فنوکریست کلینوپیروکسن با ماکل ساعت شنی در اولیوین بازالتها..... ۵۲
- شکل ۳-۹- تصویری از حضور فنوکریستهای اولیوین با بافت غیر تعادلی در اولیوین بازالت (XPL)..... ۵۲
- شکل ۳-۱۰- تصویری از بلورهای اسکلتی اولیوین در اولیوین بازالت (XPL)..... ۵۳
- شکل ۳-۱۱- تصویری از هماتیت در اولیوین بازالت (نور انعکاسی)..... ۵۳
- شکل ۳-۱۲- تصویری از مگنتیت با ظاهری اسکلتی در اولیوین بازالت (نور انعکاسی)..... ۵۳
- شکل ۳-۱۳- تصویری از حضور کانی اپک با بافت غربالی در اولیوین بازالت (XPL)..... ۵۳
- شکل ۳-۱۴- تصویری از حضور اذخال کانیهایی اپک، آپاتیت و کلسیت در کلینوپیروکسن (XPL)..... ۵۳
- شکل ۳-۱۵- تصویری از ایدنگزیتی شدن کانی اولیوین در اولیوین بازالت..... ۵۳
- شکل ۳-۱۶- تجمع فنوکریستهای پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلومروپورفیری در تراکی بازالت..... ۵۶
- شکل ۳-۱۷- تجمع گلومرولی کلینوپیروکسن در تراکی بازالت با پیروکسن غالب..... ۵۶
- شکل ۳-۱۸- بافت پورفیری در تراکی بازالتها..... ۵۷
- شکل ۳-۱۹- بافت اینترگرانولار در تراکی بازالت (XPL)..... ۵۷
- شکل ۳-۲۰- تصویری از فنوکریست های پلاژیوکلاز با ابعاد بسیار بزرگ در تراکی بازالت (XPL)..... ۵۷
- شکل ۳-۲۱- تصویری از حضور اولیوین و کلینوپیروکسن در تراکی بازالت (PPL)..... ۵۷
- شکل ۳-۲۲- تصویری از بافت پورفیری در تراکی آندزی بازالت (XPL)..... ۶۰
- شکل ۳-۲۳- حضور آنکلاو هم منشأ درون تراکی آندزی بازالت (XPL)..... ۶۰
- شکل ۳-۲۴- حضور پلاژیوکلاز با حاشیه خورده شده در تراکی آندزی بازالت (XPL)..... ۶۰
- شکل ۳-۲۵- وجود زینولیت گوشته ای در تراکی آندزی بازالت (XPL)..... ۶۰
- شکل ۳-۲۶- حضور فنوکریست آنالسیم در تراکی آندزی بازالت (الف-نور پلاریزه و ب-نور عادی)..... ۶۰
- شکل ۳-۲۷- بافت تراکیتی در تراکی آندزیت (XPL)..... ۶۳
- شکل ۳-۲۸- حضور پلاژیوکلاز با حاشیه های انحلال یافته و پیروکسن در زمینه میکرولیتی با بافت مگاپورفیریتیک تا پورفیریتیک در تراکی آندزیت..... ۶۳

- شکل ۳-۲۹- تصویری از فنوکریست پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت..... ۶۳
- شکل ۳-۳۰- وجود بافت غربالی در پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت..... ۶۴
- شکل ۳-۳۱- تجمع پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلومروپورفیری در تراکی آندزیت..... ۶۴
- ۳-۳۲- تجمع فنوکریستهای پیروکسن و ایجاد بافت گلومروپورفیری در تراکی آندزیت (XPL)..... ۶۴
- شکل ۳-۳۳- حضور کلسیت، کلریت، کانیه‌های اپک و زئولیت در قالب پیروکسن تراکی آندزیت (XPL)..... ۶۴
- شکل ۳-۳۴- تصویر میکروسکوپی از آگلومرا (XPL)..... ۶۵
- شکل ۳-۳۵- تصویری از حضور فنوکریست پلاژیوکلاز و پیروکسن در آگلومرا (XPL)..... ۶۵
- شکل ۳-۳۶- تصویری از کانی پلاژیوکلاز در لاپیلی کریستال توف (PPL)..... ۶۶
- شکل ۳-۳۷- تصویری از فنوکریست پیروکسن در لاپیلی کریستال توف (XPL)..... ۶۶
- شکل ۴-۱- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لومتر، ۱۹۷۶) ۸۱
- شکل ۴-۲- طبقه بندی سنگ های مورد مطالعه با استفاده از ترکیبات نرماتیو و پارامترهای Q' و ANOR (اشتریکایزن و لومتر، ۱۹۷۹)..... ۸۳
- شکل ۴-۳- طبقه بندی سنگ های مورد مطالعه با استفاده از ترکیبات نرماتیو و پارامترهای N.C.I و N.P.C (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)..... ۸۳
- شکل ۴-۴- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶) به منظور نامگذاری آنها..... ۸۵
- شکل ۴-۵- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) به منظور نامگذاری آنها..... ۸۵
- شکل ۴-۶- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار Zr / TiO_2 در مقابل Nb / Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) به منظور نامگذاری آنها..... ۸۵
- شکل ۴-۷- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO (فنر، ۱۹۴۸)..... ۹۰
- شکل ۴-۸- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات درصد اکسید در برابر ضریب تفریق (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰)..... ۹۳
- شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب Sr, Ba, Rb, Co, V در مقابل D.I. برای نمونه های مورد مطالعه..... ۹۶
- شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر (الف تا ه)..... ۹۸
- شکل ۴-۱۱- نمودار عنکبوتی بهنجار شده عناصر نادر خاکی نمونه های مورد مطالعه نسبت به متئوریت کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴)..... ۱۰۳
- شکل ۴-۱۲- نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نمونه های مورد مطالعه نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)..... ۱۰۳
- شکل ۴-۱۳- نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نمونه های مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)..... ۱۰۳

شکل ۴-۱۴- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار 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 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)، ج- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (پکسریلو و همکاران، ۱۹۷۹)..... ۱۰۵

شکل ۴-۱۵- نمودار P_2O_5 در مقابل Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)، به منظور تعیین سری ماگمایی نمونه های مورد مطالعه..... ۱۰۶

شکل ۴-۱۶- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی سدیک و پتاسیک (امامی، ۱۹۸۱)..... ۱۰۶

شکل ۵-۱- نمودار تمایز تکتونیکی Ti - Zr (پیرس و کان، ۱۹۷۳) و موقعیت سنگهای مورد مطالعه در محدوده قوس قاره..... ۱۱۱

شکل ۵-۲- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی $\text{Zr}/4 - 2*\text{Nb} - \text{Y}$ (مُشید، ۱۹۸۶)..... ۱۱۲

۵-۳- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Th - Hf/3 - Ta (وود، ۱۹۸۰)..... ۱۱۲

شکل ۵-۴- نمودارهای تمایز تکتونیکی $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در مقابل $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ و TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (مولر و براون، ۱۹۷۶) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آنها..... ۱۱۳

شکل ۵-۵- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایزی $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$ (مولن، ۱۹۸۳)..... ۱۱۴

شکل ۵-۶- نمودار تمایز تکتونیکی $\text{La}/10-\text{Y}/15-\text{Nb}/8$ (کابانیس و لکول، ۱۹۸۹ در گالیان، ۲۰۰۷) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن..... ۱۱۶

شکل ۵-۷- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷)..... ۱۱۶

شکل ۵-۷- موقعیت نمونه های منطقه مورد مطالعه و سنگهای آتشفشانی منطقه غرب ترکیه در نمودار تمایز تکتونیکی وود (۱۹۸۰) و قرارگیری نمونه ها در کمان آتشفشانی..... ۱۱۷

شکل ۵-۸- مقایسه نمودار عنکبوتی سنگهای آتشفشانی منطقه مورد مطالعه با سنگهای آتشفشانی منطقه غرب ترکیه، الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)..... ۱۱۷

شکل ۵-۹- موقعیت نمونه های مافیک منطقه عباس آباد در نمودار نسبت La/Sm در مقابل La (الف) و نمودار نسبت Sm/Yb در مقابل La/Sm ، به منظور تعیین ترکیب و درجه ذوب بخشی محل منشأ..... ۱۲۲

شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه های مافیک منطقه عباس آباد در نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ..... ۱۲۳

شکل ۵-۱۱- موقعیت نمونه های مافیک منطقه عباس آباد در نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (تریوال و همکاران، ۱۹۹۴؛ ویلسون و شیمرن، ۲۰۰۰؛ بوگارد و همکاران، ۲۰۰۳)، به منظور تعیین ترکیب و درجهی ذوب بخشی محل منشأ..... ۱۲۴

شکل ۵-۱۲- موقعیت نمونه های مافیک منطقه عباس آباد در نمودار تغییرات Y در مقابل Zr به منظور تشخیص غنی شدگی و یا عدم غنی شدگی در محل منشأ..... ۱۲۴

شکل ۵-۱۳- نمودار تغییرات نسبت La/Th در برابر Th/Co (استیونسون و همکاران، ۱۹۹۹)، روند تبلور تفریقی در نمونه های منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده است..... ۱۲۶

شکل ۵-۱۴- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار الف- La/Yb در مقابل La و ب- TiO₂ در مقابل Zr (ساندرز و تارنی، ۱۹۷۹) به منظور تعیین روند تبلور تفریقی..... ۱۲۶
 شکل ۵-۱۵- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶) (الف)، نمودار تغییرات K₂O/Na₂O در مقابل Rb/Zr (اسپرانکا و همکاران، ۱۹۹۲) (ب) و نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل SiO₂ (خیرخواه و همکاران، ۲۰۰۹) (ج)..... ۱۲۸
 شکل ۵-۱۶- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار Zr/Sm در مقابل SiO₂ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸)، به منظور تعیین روند تبلور تفریقی..... ۱۲۸
 شکل ۵-۱۷- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودارهای Ni, Th در مقابل SiO₂ (ویلسون، ۱۹۸۹)، به منظور تعیین روند تبلور تفریقی..... ۱۲۹
 شکل ۵-۱۸- موقعیت نمونه های مافیک مورد مطالعه بر روی نمودار نسبت Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن، ۲۰۰۷)، به منظور تشخیص آرایش پوسته ای در منشأ آنها..... ۱۳۱
 شکل ۵-۱۹- موقعیت نمونه های مافیک مورد مطالعه بر روی نمودارهای La/Nb در مقابل La/Sm و Nb/U در مقابل Nb (یان و ژائو، ۲۰۰۸)، به منظور تشخیص آرایش پوسته ای در منشأ آنها..... ۱۳۱
 شکل ۵-۲۰- نقشه زونهای ساختاری ایران..... ۱۳۳
 شکل ۵-۲۱- تحولات تکتونیکی زون ایران مرکزی (تک حوضه اقیانوسی)..... ۱۳۳
 شکل ۵-۲۲- تحولات تکتونیکی زون ایران مرکزی (دو حوضه اقیانوسی) و الگوی تکتونوماگمایی منطقه عباس آباد..... ۱۳۴
 شکل ۵-۲۳- نقشه وضعیت قرارگیری زون افیولیتی سبزوار و نوار ماگمایی منطقه مورد مطالعه..... ۱۳۵

فهرست جداول

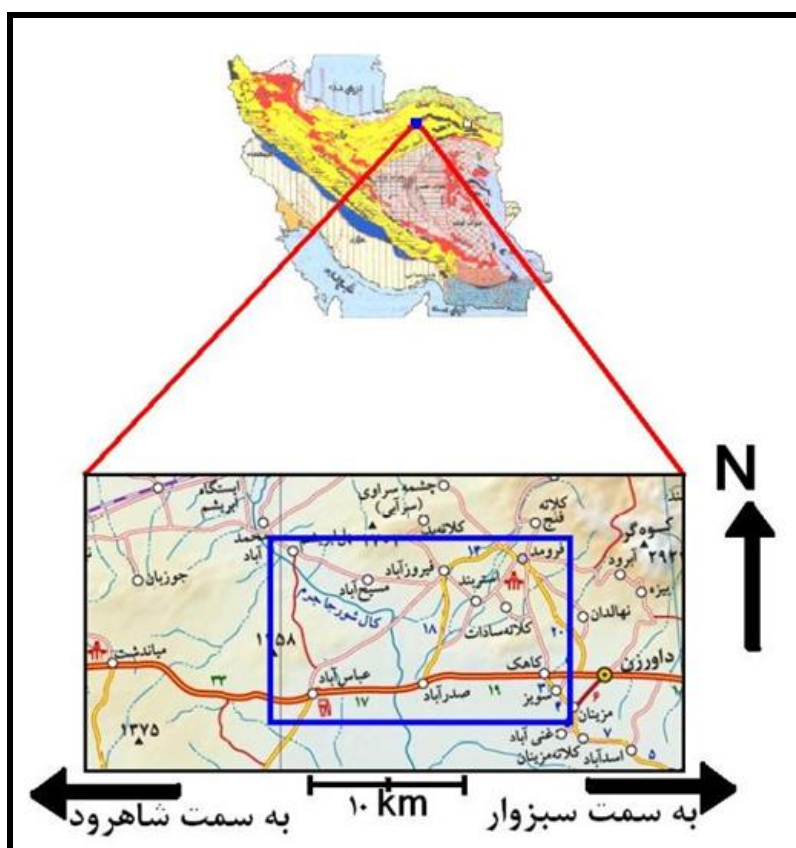
- جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده به منظور تجزیه شیمیایی..... ۸۲
- جدول ۴-۲- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و نادر خاکی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ ۸۵
- جدول ۴-۳- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر کانی‌های نرماتیو منطقه میاندشت (بادامه، ۱۳۸۲) و چغندرسر (موسوی، ۱۳۸۸)..... ۸۹
- جدول ۵-۱- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی غرب ترکیه (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰)..... ۱۳۱

فصل اول

کلیات

۱-۱- مشخصات جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

منطقه‌ی مورد مطالعه در حد فاصل کاهک تا غرب عباس آباد در استان سمنان بین طول‌های جغرافیایی ۵۶ درجه و ۲۳ دقیقه تا ۵۶ درجه و ۳۰ دقیقه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۶ درجه و ۲۱ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۳۰ دقیقه شمالی در حاشیه شمال غربی دشت کویر در مسیر جاده‌ی شاهرود به سبزوار واقع است. این منطقه از نظر تقسیمات زمین‌شناسی در منتهی‌الیه شمالی زون ایران مرکزی قرار دارد. فاصله عباس آباد تا شاهرود حدود ۱۳۰ کیلومتر است. موقعیت جغرافیایی منطقه به همراه راه‌های ارتباطی در شکل ۱-۱ آورده شده است.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن، منطقه مورد نظر در کادر نشان داده شده است (اقتباس از سایت اطلس جامع راه‌های ایران).

۱-۱- راه های ارتباطی منطقه

بهترین راه ارتباطی منطقه، بزرگراه شاهرود - مشهد است، که منطقه‌ی مورد مطالعه عموماً در کناره‌ی شمالی این جاده واقع است. جاده‌های خاکی متعددی برای رسیدن به بخش‌های داخلی منطقه از این جاده‌ی اصلی منشعب می‌شوند (شکل ۱-۱).

۱-۲- جغرافیای انسانی

فرمود و عباس آباد، مهمترین آبادی‌های موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه هستند. شغل اکثر مردم عباس آباد دامداری است. در این روستا به علت نبود آب و زمین مناسب، کشاورزی رواج ندارد. اندک آب مورد نیاز کشاورزی، از قنات‌ها و چاه‌های عمیق به دست می‌آید. به علت خشکسالی چند سال اخیر آب اکثر قنات‌ها کم شده و بعضاً نیز خشک شده‌اند. این عامل باعث مهاجرت بعضی از روستائیان به شهرها و کاسته شدن جمعیت روستا شده است. معدن مس عباس آباد تا اوایل انقلاب فعال بوده و بیشتر معاش مردم از این راه فراهم می‌شده است. اما در حال حاضر این معدن متروکه می‌باشد.

۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی

این منطقه در حاشیه‌ی کویر قرار گرفته و دارای آب و هوای خشک تا نیمه خشک است. عباس آباد روستای باد نیز نامیده می‌شود زیرا در بیشتر ایام سال در این منطقه بادهای تندی می‌وزد که می‌توان از انرژی آن بهره برد.

به علت آب و هوای نیمه خشک، بارندگی سالیانه کم است و قسمت اعظم آب قابل شرب و مورد نیاز کشاورزی از قنات‌های کوچک به دست می‌آید. به علت سرپانتینی شدن، قدرت آبدی سنگ‌های اولترامافیک به مراتب بیشتر از سنگ‌های آذرین و آذرآواری ائوسن است؛ به همین دلیل کشاورزی و

باغداری در فرومد و فیروزآباد که در پای این ارتفاعات قرار دارند خیلی بیشتر از عباس آباد توسعه دارد (آقا نباتی، ۱۳۴۹).

گیاهان منطقه اغلب بوته‌ای بوده و به ندرت درختچه‌ای پایا هستند. گیاهان طبیعی ناحیه منحصر به بوته‌های کوتاهی می‌باشند که معروفترین آنها قیچ و تاغ است. این ناحیه تقریباً فاقد درخت و درختچه می‌باشد.

۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه

دشت کویر که حد جنوبی منطقه را محدود ساخته در حدود ۸۵۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. حد شمالی منطقه که به افیولیت‌های فرومد منتهی می‌شود نیز در ارتفاع ۲۴۰۰ متری از سطح دریا قرار دارد. بلندترین کوه‌های منطقه مربوط به سنگ‌های اولترامافیک و گنبد‌های ریوداسیتی موجود در آن‌هاست. شکل توپوگرافی منطقه بیشتر مدیون سنگ‌های اولترامافیک و تا اندازه‌ای سنگ‌های آتشفشانی ائوسن می‌باشد. سنگ‌های رسوبی ائوسن به علت سختی کم، فرسوده شده و تقریباً مسطح به نظر می‌رسند (آقانباتی، ۱۳۴۹). به طور کلی نقاط مرتفع‌تر به طرف شمال و زمین‌های پست و کم ارتفاع به طرف جنوب قرار دارند. تصاویر ماهواره‌ای حاصل از داده‌های ماهواره‌ای لندست مربوط به منطقه عباس آباد و کاهک در شکل ۱-۲ و ۱-۳ آورده شده‌اند.



شکل ۱-۲- موقعیت منطقه عباس آباد بر روی تصویر ماهواره ای ۱:۱۰۰۰۰۰ (تصویر ماهواره ای لندست)



شکل ۱-۳- موقعیت منطقه کاهک بر روی تصویر ماهواره ای ۱:۱۰۰۰۰۰ (تصویر ماهواره ای لندست)

نوار آتشفشانی کاهک- عباس آباد، به صورت باریکه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی- بازالتی، گدازه‌های انفجاری، توف و آگلومرا همراه با تناوب‌هایی از سنگ‌های رسوبی ائوسن دیده می‌شود. این نوار آتشفشانی منقطع بوده و به صورت باریکه‌ای از غرب استان خراسان رضوی (کاهک) آغاز و با یک روند تقریباً شمال شرق - جنوب غرب با عبور از جنوب شاهرود (نوار ترود) تا جنوب شرقی سمنان

ادامه می‌یابد. دنباله غربی این نوار آتشفشانی با نهشته‌های جوان الیگوسن - میوسن جنوب سمنان پوشیده شده است.

۱-۵- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه و مناطق اطراف

وجود ماده معدنی مس در این نوار آتشفشانی که از زمان‌های بسیار قدیم شناخته شده بود، عامل مهمی در معروفیت و توجه به این منطقه بوده است. کانی‌سازی مس که در حاشیه شمال غربی کویر بزرگ در طول بیش از ۳۵ کیلومتر دیده می‌شود، توجه محققین زیادی را به خود جلب کرده است.

- اولین بار تایتز^۱ (۱۸۷۹)، از کانه‌زایی مس در منطقه عباس آباد نام برده است.
- کلاوا^۲ (۱۹۴۲)، لادام^۳ (۱۹۴۲)، شرنبری^۴ (۱۹۴۵)، خادم^۵ (۱۹۶۵)، روتنر^۶ (۱۹۶۵) و یوردا^۷ (۱۹۶۹) از دیگر افرادی بوده‌اند که به ترتیب، سنگ‌شناسی و کانه‌زایی مس را در منطقه، مورد مطالعه قرار داده‌اند (باروین^۸، ۱۹۷۰).
- آقانباتی (۱۳۴۹) در پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد خود به مطالعه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی فرومد و عباس آباد پرداخته است. ایشان معتقدند که قدیمی‌ترین سازند منطقه متعلق به کرتاسه‌ی زیرین است که شامل یک سری آهک‌های دولومیتی با سنگواره‌ی اوربیتولین می‌باشد.

^۱Tietze

^۲Clavea

^۳Ladame

^۴Schernbery

^۵Khadem

^۶Ruthner

^۷Urdea

^۸Baroviant

- باروین (۱۹۷۰) در پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد خود به بررسی زمین‌شناسی و تکتونیک منطقه‌ی غرب عباس آباد پرداخته، و یک نقشه ۱:۵۰۰۰۰ از منطقه نیز تهیه کرده است.
- ملاک‌پور، مؤمن‌زاده، هوبنر^۱، بازین^۲ و ریکو^۳ (۱۹۷۹) در گزارش شماره‌ی ۶۴ سازمان زمین‌شناسی کشور تحت عنوان کانی‌زایی مس در کمپلکس ولکانوسدیمتری عباس آباد، منطقه را بررسی کردند و معتقدند که کانه‌زایی مس به صورت مالاکیت و به مقدار کمتر آזורیت در سطح و کالکوزین، پیریت، بورنیت و حتی مس چکشی در اعماق می‌باشد که در داخل سنگ‌های آندزیتی ائوسن تشکیل شده‌اند.
- در سال ۱۳۷۱، افتخارنژاد از طرف سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم را تهیه کرد که منطقه عباس آباد در نیمه‌ی جنوبی آن قرار دارد. در این نقشه واحدهای منطقه مشخص شده اما تفکیک اساسی صورت نگرفته است.
- رشید (۱۳۷۶) ولکانیسم ترشیری شمال شرق عباس آباد را مورد مطالعه قرار داده است.
- صادق‌زاده (۱۳۷۷)، در پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد خود به بررسی پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی میاندشت در ۵۰ کیلومتری شرق میامی پرداخته است. وی با توجه به مطالعه‌ی میکروفسیل‌های موجود در افق آهکی، سن ولکانیسم منطقه را ائوسن در نظر گرفته است. وی ائوسن منطقه را شامل ردیف نسبتاً ضخیمی از سنگ‌های گدازه‌ای، آذرآواری و رسوبی دانسته است. از نظر سنگ‌شناسی گدازه‌های منطقه شامل تراکی بازالت، تراکی آندزیت، بازالت آندزیتی، اولیوین بازالت و بازالت می‌باشند. به اعتقاد وی مطالعات زمین‌شناسی بر روی منطقه‌ی مورد مطالعه و مقایسه‌ی آن با مناطق مجاور حاکی از آن است که در ائوسن زیرین احتمالاً پدیده

^۱Hubner

^۲Bazin

^۳Rico

باز شدگی در منطقه ایجاد شده که باعث ایجاد شکستگی‌های متعدد و در نتیجه صعود ماگمای بازالتی از طریق دایک‌های تغذیه کننده شده است. از نظر وی دگرسانی ایجاد شده در سنگ‌های منطقه، از نوع تغییرات کانی‌شناسی می‌باشد، که توسط کانی‌های ثانویه مشخص می‌شود. از نقطه نظر کانه‌زایی، منطقه دارای مواد معدنی مفیدی از جمله مس، زئولیت و کلسیت است.

- خلعتبری (۱۳۸۰)، نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد و مهرپرتو (۱۳۸۰)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی را تهیه کرده‌اند. در این نقشه‌ها واحد سنگی منطقه به خوبی تفکیک شده‌اند.

- بادامه (۱۳۸۲) پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی میاندشت را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود بررسی کرده است. وی معتقد است که برونزدهای سنگی منطقه شامل شیل‌های رنگی ژوراسیک، آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه، رخنمون‌های افیولیتی، واحدهای آذرآواری، گدازه‌های بازالتی و ته‌نشست‌های کواترنری می‌باشند. به اعتقاد وی ماگماتیسم سنوزوئیک در ائوسن زیرین شروع شده و در مراحل پایانی ائوسن در مناطق مختلف، نظیر عباس آباد و میاندشت گسترش داشته و به پایان رسیده است. طبق نظر وی، شواهد خفیفی بر اختلاط ماگمایی به صورت ریزبالش‌های بازیک در درون سنگ‌های حدواسط یا پلاژیوکلازهای دارای بافت غربالی، وجود دارد.

- شجاعت و همکاران (۲۰۰۳)، پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونیک افیولیت‌های سبزوار در شمال عباس آباد را مورد بررسی قرار داده‌اند. به اعتقاد آنها سنگ‌های آتشفشانی منطقه در محدوده‌ی ترکیبی بازالت و آندزی بازالت تا ریوداسیت - داسیت، ریولیت و بازالت قرار می‌گیرند.

- موسوی (۱۳۸۸) در پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد خود به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) پرداخته است. به اعتقاد وی، برونزدهای سنگی منطقه‌ی چغندرسر شامل تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازیک (تراکی بازالت) تا حدواسط (تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت) و سنگ‌های رسوبی

(سیلتستون، ماسه سنگ، شیل، مارن و آهک فسیل دار) متعلق به محیط‌های کم عمق تا نیمه عمیق می‌باشند. طبق نظر وی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارای سرشت آلوکالین می‌باشند.

۱-۶- هدف از مطالعه

در منطقه‌ی مورد مطالعه، توالی ضخیمی از سنگ‌های رسوبی، آذرآواری و آتشفشانی با سن ائوسن فوقانی وجود دارد که مانند سایر نقاط ایران مرکزی، تداعی بخش حوضه‌ی رسوبی- آتشفشانی ائوسن - الیگوسن می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی این نوار ماگمایی با طبیعت ترکیبی بازالت تا آندزیت همراه با دایک‌های تغذیه کننده‌ی آن‌ها بیانگر ماگماتیسم خاص حوضه ائوسن - الیگوسن ایران مرکزی است که از دیدگاه تکتونوماگمایی، مورد بحث‌های فراوان می‌باشد. اغلب مطالعاتی که در این نواحی صورت گرفته جنبه اقتصادی داشته و به مسائل پترولوژیکی و پتروژنتیکی سنگ‌های آذرین و همچنین حوضه رسوبی کمتر توجه شده است، لذا در این بررسی سعی شده است که، با اتکاء به مطالعات قبلی، وضعیت تکتونوماگمایی منطقه، ویژگی‌های کانی‌شناختی، سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین و همچنین جایگاه تکتونیکی و منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین منطقه، تا حد امکان مورد بررسی قرار گیرد.

۱-۷- روش‌های مطالعاتی

- تهیه و مطالعه تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه.
- بررسی منطقه مورد مطالعه در نقشه‌های زمین‌شناسی داورزن، عباس آباد و جاجرم.
- مطالعه کارهای انجام شده قبلی.
- بازدید از ۴۰ ایستگاه و انجام برداشت های زمین‌شناسی.
- برداشت ۲۰۰ نمونه سنگی بر اساس ویژگی‌های سنگ شناختی آن‌ها.

- تهیه ۶۰ مقطع نازک و چندین مقطع صیقلی از نمونه‌های جمع‌آوری شده.
- انجام پتروگرافی سنگ‌های مورد مطالعه توسط میکروسکوپ پلاریزان و نمونه‌های صیقلی توسط نور انعکاسی.
- انجام آنالیز XRD از نمونه‌های ژئولیتی در دانشگاه علوم پایه دامغان و بررسی نتایج حاصل از آن.
- انجام آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های سنگی در آزمایشگاه ACME کانادا.
- تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی بوسیله نرم افزارهای پترولوژیکی مختلف مانند GCDKIT, Exell, Igpet.
- تهیه نقشه منطقه مورد مطالعه با استفاده از نرم افزار Autocad.
- جمع‌بندی نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی و مقایسه آن‌ها با نتایج دیگر محققان و همچنین یافته‌های مشابه در سایر نقاط دنیا.
- نگارش پایان‌نامه.

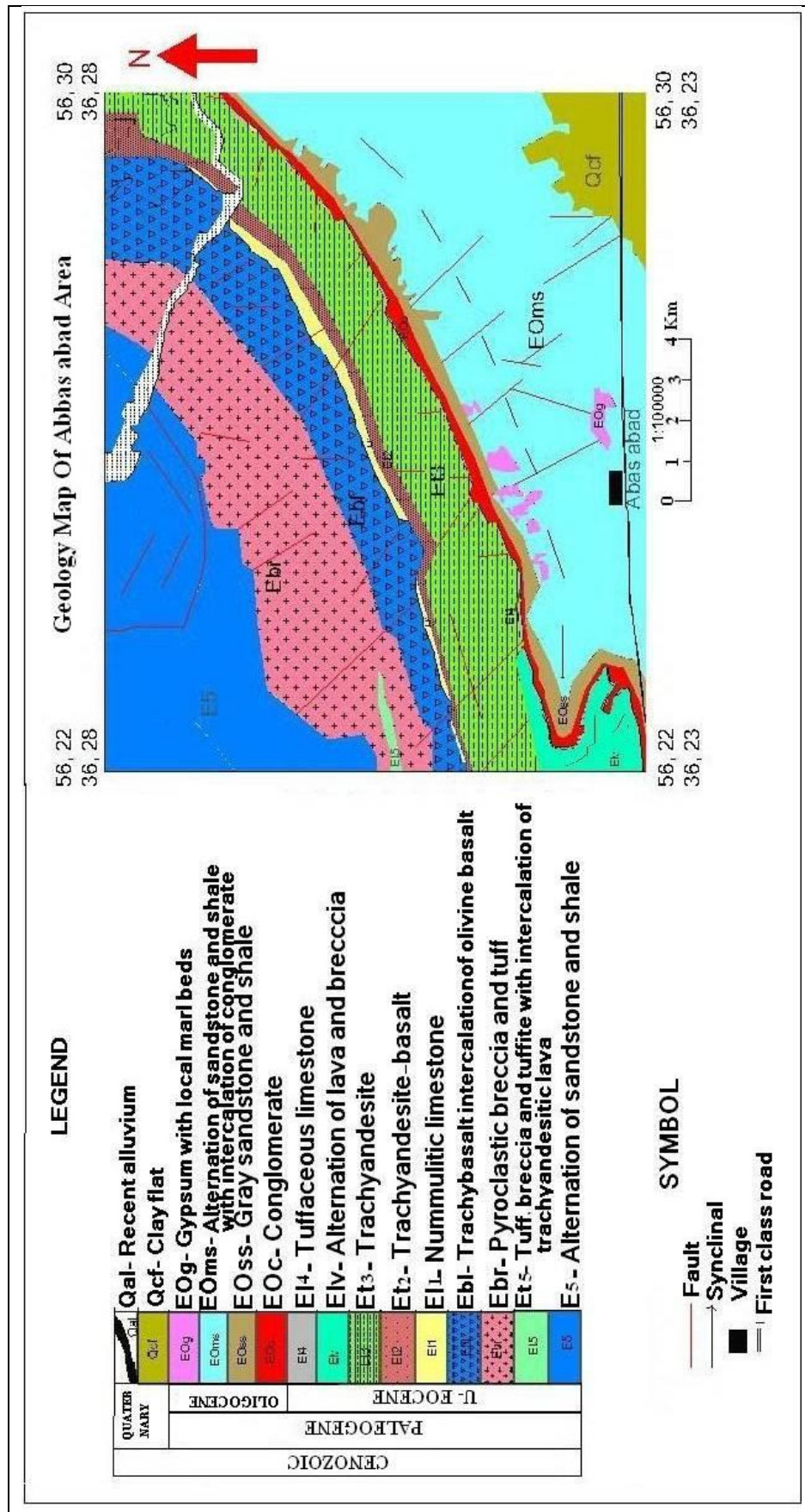
فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

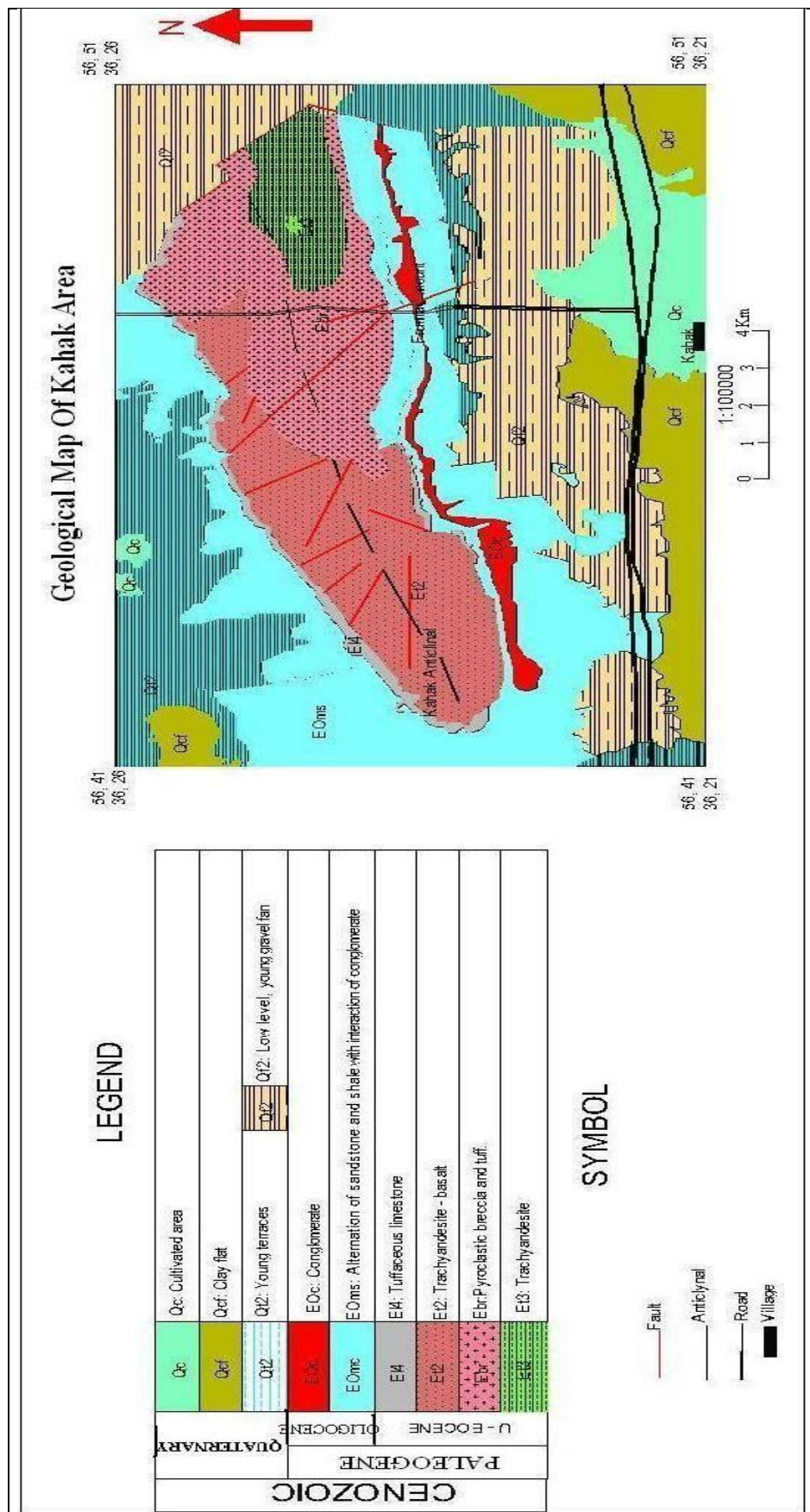
مورد مطالعه

۲-۱- مقدمه

منطقه‌ی مورد مطالعه در بخش مرکزی نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد (خلعتبری، ۲۰۰۰) و بخش غربی نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن (رادفر و کهنسال، ۲۰۰۲) قرار دارد. در راستای این مطالعه، بخش غربی نوار آتشفشانی ائوسن در شمال و غرب کاهک مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۱-۲ و ۲-۲). این منطقه در تقسیم بندی واحدهای ساختمانی ایران (آقنباتی، ۱۳۸۳، اشتوکلین و نبوی، ۱۹۷۳)، در لبه‌ی شمال شرقی زون ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۲-۳). واحدهای سنگی موجود در این منطقه، شامل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن میانی - بالائی، سنگ‌های رسوبی ائوسن - الیگوسن و نهشته‌های کواترنری می‌باشند و سنگ‌های قدیمی‌تر از ائوسن وجود ندارند (مثلاً خلعتبری، ۲۰۰۰ در نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد؛ افتخارنژاد و آقنباتی، ۱۹۹۲ در نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم و رادفر و کهنسال، ۲۰۰۲ در نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن). سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی این منطقه از تناوب گدازه‌های بازیک - حدواسط و سنگ‌های آذرآواری وابسته به همراه میان لایه‌های رسوبی (شیل، سیلتستون، ماسه سنگ، کنگلومرا و آهک نومولیت دار) تشکیل شده‌اند. بر اساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در محدوده‌ی تراکی آندزیت، تراکی آندزی بازالت، تراکی بازالت و اولیوین بازالت قرار می‌گیرند. مطالعات انجام شده در این پایان نامه، با نگاهی جامع به مسائل پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه صورت گرفته است. با توجه به حضور گسترده‌ی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه‌ی عباس آباد به عنوان بخشی از زون ایران مرکزی، در ابتدا نگاهی گذرا به ماگماتیسم ائوسن ایران مرکزی خواهیم داشت.



شکل ۲-۲ بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه عباس آباد (با استفاده از داده‌های حاصل از ماهواره‌ی لندست)



شکل ۲-۳- بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه کاهک (با استفاده از داده‌های حاصل از ماهواره‌ی لندست)

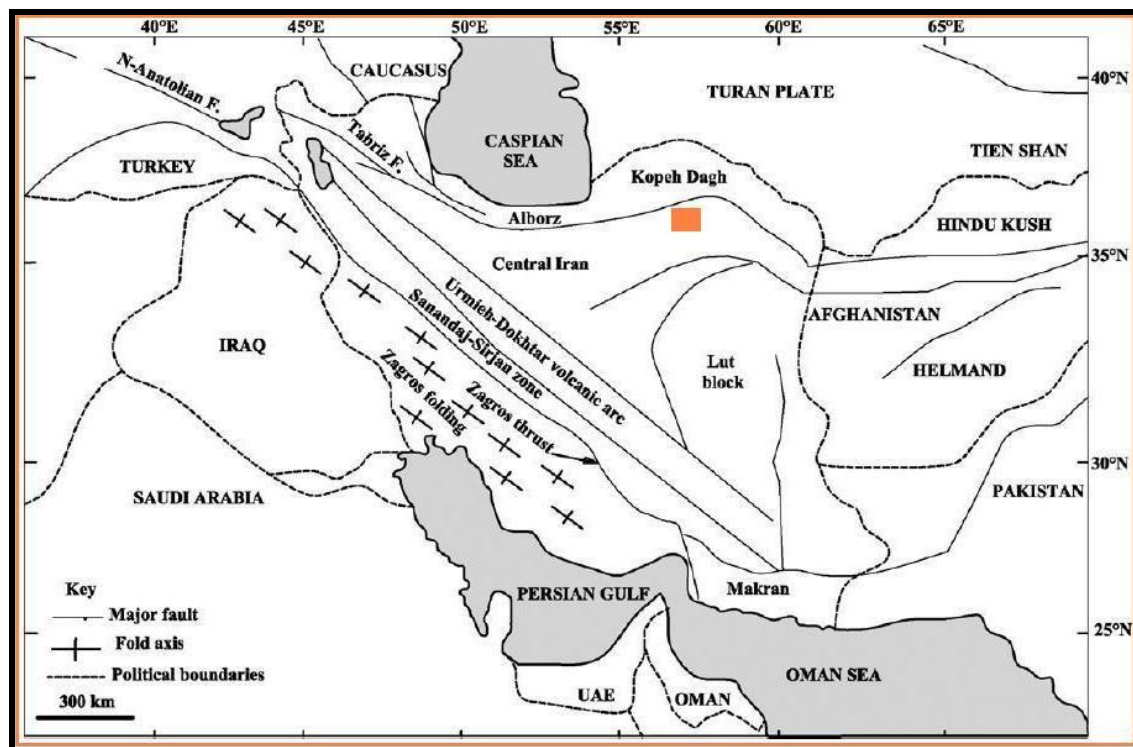
۲-۲- ماگماتیسزم ائوسن در ایران مرکزی

فلات ایران از نظر تکتونیکی منطقه‌ی فعالی می‌باشد که در کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا قرار گرفته است. بر اساس امتدادهای ساختاری (گسل‌های اصلی)، اشتوکلین و نبوی (۱۹۷۳)، فلات ایران را به هشت زون تقسیم کرده‌اند: زاگرس چین خورده، زاگرس رانده، زون دگرگونی سنندج - سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه - دختر، ایران مرکزی، البرز، کپه داغ و شرق ایران. ظاهراً فعالیت ماگمایی در فلات ایران در همه‌ی زمان‌ها وجود داشته، اما اوج این فعالیت‌ها در ائوسن بوده است. به طور کلی، قبل از ائوسن، فعالیت ماگمایی کم بوده است. ژئوشیمی سنگ‌های ماگمایی کرتاسه‌ی پسین و سنوزوئیک (ائوسن) نشان می‌دهد که آن‌ها غالباً در حاشیه‌ی قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند (نوروزی، ۱۹۷۱؛ تکین، ۱۹۷۲؛ بربریان و بربریان، ۱۹۸۱؛ سنگور، ۱۹۸۴؛ معین وزیری، ۱۹۸۵؛ سنگور و همکاران، ۱۹۹۳؛ ریکو، ۱۹۹۴؛ سنگور و ناتالین، ۱۹۹۶؛ مهجل و فرگوسن، ۲۰۰۰؛ عزیزی و جهانگیری، ۲۰۰۶؛ عزیزی و معین وزیری، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸). با دور شدن از محل فروانش در سمت جنوبی ایران مرکزی، ماهیت ماگماها تغییر می‌کند، به طوری که از سمت زاگرس به سمت ایران مرکزی، عمق شروع ذوب افزایش یافته و ماهیت ماگماها بیشتر از نوع کالک آلکالن با درصد ذوب بالاتر به آلکالن با درصد ذوب کم‌تر تغییر می‌کند.

کمربند ماگمایی سنوزوئیک ایران مرکزی، شامل سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی ائوسن تا کواترنری است. به دنبال فاز فشارشی کرتاسه پایانی که با دگرگونی، چین خوردگی، بالا آمدگی و جابجائی افیولیت‌ها همراه بوده است، فاز کششی مهمی در ایران مرکزی بوقوع پیوست که ماگماتیسزم شدید ائوسن را در پی داشته (امامی، ۱۳۷۹) و در ائوسن میانی به اوج خود رسیده است (اشتوکلین^۱

^۱Stocklin

۱۹۷۴؛ فرهودی^۱، ۱۹۷۸ و بربریان^۲ و کینگ^۳، ۱۹۸۱). علیرغم ضخامت زیاد و توزیع وسیع، سنگ-های آتشفشانی و توفها در یک فاصله‌ی زمانی نسبتاً کوتاه شکل گرفته‌اند. ناآرامی‌های این زمان مربوط به فعالیت‌های ماگمایی وابسته به رویداد آلپ میانی می‌باشند (شهاب پور، ۲۰۰۷).



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

سنگ‌های ماگمایی ائوسن، دارای تنوع رخساره‌ای بوده و با توجه به فعال بودن ایران مرکزی از نظر زمین ساختی در طول ائوسن، در ارتباط با رخساره‌های نهشته شده، مربوط به محیط‌های قاره‌ای تا دریائی، وجود رسوبات کم عمق دریایی و رخساره‌های قاره‌ای، نشانه‌ی تناوب پیشروی‌ها و پسروی-های دریای کم عمق می‌باشد که روی مواد آتشفشانی را پوشانده است (درویش زاده، ۱۳۸۲). از

^۱Farhoudi

^۲Berberian

^۳King

نقطه نظر ترکیب سنگ شناسی، تنوع بسیاری در سنگ‌های ماگمایی ائوسن وجود دارد. ردیف‌های

سنگی منسوب به ائوسن را می‌توان به صورت زیر تقسیم بندی کرد (امامی، ۱۳۷۹):

(۱) سنگ‌های آتشفشانی: شامل انواع سنگ‌های اسیدی تا بازیک می‌باشند. سنگ‌های حدواسط نیز فراوانی قابل توجهی دارند. تبلور تفریقی ماگمای بازیک با ماهیت آکالن سدیک، موجب ظهور سنگ‌های ماگمایی با ترکیب حدواسط شده است. این سنگ‌ها شامل اولیوین بازالت، بازالت، آندزی بازالت، تراکی آندزیت، آندزیت، تراکیت، داسیت تا ریولیت و عمدتاً با ماهیت کالکوآکالن می‌باشند.

(۲) سنگ‌های آذرآواری: که معمولاً شامل انواع نهشته‌های آذرآواری (آگلومرا، لاپیلی توف، توف و برش) با ترکیب اسیدی تا بازیک هستند.

(۳) سنگ‌های منحصراً آذرآواری و آتشفشانی - رسوبی: شامل واحدهای ضخیم آتشفشانی - رسوبی ائوسن که در محیط‌های دریائی غالباً کم عمق نهشته شده‌اند و سنگ‌های برشی، آگلومرائی و توفی که مربوط به رخساره‌های قاره‌ای هستند.

(۴) سنگ‌های نفوذی: اهمیت برونزدهای مربوط به این گونه توده‌های نفوذی در برابر واحدهای ولکانیکی به مراتب کمتر است و عمدتاً متعلق به ائوسن فوقانی هستند.

مطالعات ژئوشیمیایی نشان داده‌اند که نوار ماگمایی ایران مرکزی از سری سنگ‌های آکالن، کالک آکالن و تولییتی مرتبط با فروورانش تشکیل شده است (فورستر^۱ و همکاران، ۱۹۷۲؛ جونگ^۲ و همکاران، ۱۹۷۶؛ بربریان و همکاران، ۱۹۸۲؛ عمیدی و همکاران، ۱۹۸۴؛ پشت کوهی و همکاران، ۱۹۹۳؛ حسن زاده، ۱۹۹۳ و مرادیان، ۱۹۹۷؛ برگرفته از شهاب پور، ۲۰۰۷). بربریان و کینگ (۱۹۸۱)، معتقدند که آغاز ولکانیسم آکالن به علت فرو رفتن قطعه‌ی شکسته شده‌ی ورقه‌ی اقیانوسی

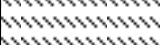
^۱Forster

^۲Jung

نئوتتیس به اعماق زیاد می‌باشد. البته زاویه‌ی شیب فرورانش در زمان ائوسن نسبت به شیب آن در طی مزوزوئیک متفاوت بوده است. فرونشست قطعات مجزای ورقه‌های قدیمی‌تر (در محلی که مذاب-های آکالن تولید می‌شوند)، احتمالاً موجب تشکیل سنگ‌های آکالن به صورت پراکنده در این کمربند شده است (شهاب پور، ۲۰۰۷).

۲-۳- واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه

بر اساس شرح نقشه‌های زمین شناسی منطقه (مثلاً نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد، نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن و نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم) و مطالعات صحرایی انجام شده، پیکره‌های سنگی منطقه شامل سنگ‌های رسوبی، آتشفشانی و آذرآواری به سن ائوسن میانی تا پایانی، ائوسن - الیگوسن و کواترنری می‌باشند (شکل ۲-۴). سنگ‌های رسوبی عمدتاً شامل آهک نومولیت دار و آهک توفی با سن ائوسن میانی تا پسین هستند، که نشاندهنده محیط دریایی کم عمق در این زمان می‌باشند. در منطقه‌ی مورد مطالعه، کنگلومرا، شیل، ماسه سنگ، مارن‌های گچی ائوسن - الیگوسن و پادگانه‌های آبرفتی قدیمی و جدید نیز وجود دارند. سنگ‌های آذرآواری شامل آگلومرا، برش و لاپیلی کریستال توف هستند و سنگ‌های آتشفشانی که نسبت به سایر سنگ‌ها از حجم بیشتری برخوردارند، شامل، اولیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت می‌باشند. واحدهای سنگی موجود در منطقه به طور مختصر شرح داده می‌شوند:

Erathon	System	Seri	IITHOLO	Description
CENOZOIC	QUATERNARY			تراسهای ابرفتی
	PALEOGENE	EOCENE - OLIGOCENE		مارنهای گچ دار
				شیل و ماسه سنگ
				کنگلومرا
				آهک توفی
		MIDDLE- LATE EOCENE		تناوب برش و گدازه
				تراکی آندزیت
				تراکی آندزی بازالت
				آهک نومولیت دار
				تراکی بازالت با میان لایه اولیوین بازالت
				نهبشته های آذرآواری
				شیل و ماسه سنگ

شکل ۲-۴- ستون چینہ شناسی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه (مقیاس لحاظ نشده است).

۲-۳-۱- شیل و ماسه سنگ زیرین

واحد شیلی و ماسه سنگی زیرین عمدتاً نازک لایه با مورفولوژی کم ارتفاع است و به رنگ سبز تا کرم دیده می شود (شکل ۲-۵). به علت حضور عدسی هائی از سنگ آهک نومولیت دار در این واحد و بر پایه نتایج بررسی های دیرینه شناسی، سن واحد شیلی و ماسه سنگ زیرین، ائوسن میانی تشخیص داده شده است. واحد آذرآواری بر روی این واحد قرار دارد.



شکل ۲-۵- نمایی از شیل و ماسه سنگ زیرین به سن ائوسن میانی، دید به سمت شرق.

۲-۳-۲- نهشته‌های آذرآواری

نهشته‌های آذرآواری منطقه به عنوان اولین فاز آتشفشانی پالئوژن، قدیمی‌ترین رخنمون‌های منطقه را در بر می‌گیرند. این سنگ‌ها بر روی واحد شیلی و ماسه سنگی به سن ائوسن میانی قرار دارند. واحد تراکی بازالت با میان لایه‌ی اولیوین بازالتی بر روی واحد آذرآواری قرار می‌گیرد. واحد آگلومرایی، وسیع‌ترین واحد آذرآواری رخنمون یافته در منطقه‌ی شمال عباس آباد و شمال غرب کاهک می‌باشد و به رنگ خاکستری در منطقه برونزد دارد. این واحد فاقد هر گونه چینه بندی است و دارای قطعات تراکی بازالتی و تراکی آندزیتی با سخت شدگی نسبتاً خوب می‌باشد (شکل ۲-۶). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در این قطعات، با چشم غیر مسلح دیده می‌شوند. اندازه‌ی قطعات آگلومرا از چند سانتی متر تا ۱ متر تغییر می‌کند و تقریباً گرد شده هستند.



شکل ۲-۶- دورنمای واحد آگلومرانی در شمال غرب منطقه کاهک، دید به سمت شمال شرق منطقه.

توف‌ها از دیگر نهشته‌های آذرآواری می‌باشند که به رنگ خاکستری، با مورفولوژی نسبتاً ملایم در شمال منطقه دیده می‌شوند و عمدتاً از نوع لاپیلی کریستال توف هستند. این واحد دارای قطعات بلوری با ترکیب بازالتی و آندزیتی است. اندازه قطعات آن در محدوده‌ی ۳-۵ سانتی‌متر تغییر می‌کند (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۷- تصویری از لاپیلی کریستال توف در منطقه مورد مطالعه، دید به سمت شرق.

۲-۳-۳- تراکی بازالت با میان لایه اولیوین بازالتی

واحد تراکی بازالتی به طور گسترده و به رنگ سبز تیره تا خاکستری تیره در شمال غرب منطقه رخنمون دارد. فنوکریست‌های پیروکسن و اولیوین در سطح نمونه‌های این واحد با چشم غیر مسلح قابل تشخیص هستند (شکل ۲-۸). بلورهای درشت پیروکسن عمدتاً از نوع اوژیت می‌باشند و اندازه

آن‌ها به ۰/۵ سانتی‌متر نیز می‌رسد. کانه زائی مس نیز درون واحد تراکی بازالتی مشاهده می‌شود (شکل ۲-۹). میان لایه‌های تیره رنگ و متراکم اولیوین بازالت با مورفولوژی مرتفع‌تر نسبت به تراکی بازالت، در بین واحد تراکی بازالتی قرار دارند (شکل ۲-۱۰). واحد اولیوین بازالتی در نمونه دستی به رنگ سیاه تا خاکستری تیره بوده و فنوکریست‌های اولیوین ایدنگزیتی شده در سطح سنگ به رنگ قرمز دیده می‌شوند. اندازه‌ی این فنوکریست‌ها در حدود ۱ تا ۲ میلی‌متر است.

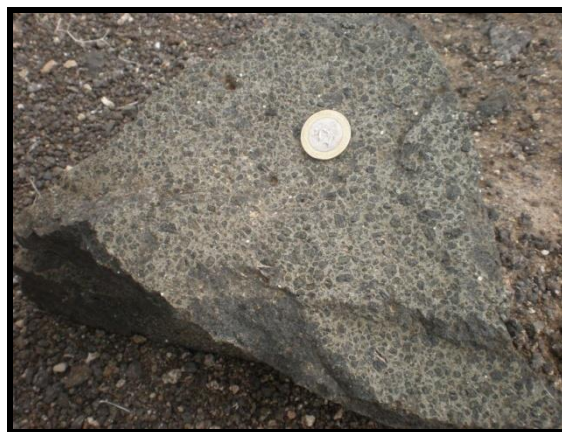
از ساخت‌های قابل مشاهده در بازالت‌ها می‌توان به ساخت پورفیری، حفره‌ای^۱ و بادامکی^۲ اشاره کرد (شکل ۲-۱۱). حباب‌های متشکل از سیال - مواد فرار، همگام با انجماد ماگما، حفراتی را در داخل سنگ تشکیل می‌دهند که بافت حاصل از آن را بافت حفره‌ای می‌گویند. کشش سطحی مذاب در اثر انبساط فاز سیال باعث رشد حباب به شکل کروی می‌شود، زیرا این شکل کروی دارای حداقل نسبت سطح به حجم و در نتیجه حداقل انرژی آزاد سطحی است. در اثر جریان مذاب ممکن است شکل حباب‌ها از حالت کروی خارج و کشیده و بیضوی شوند. در گدازه‌های بازالتی به دلیل گرانش کم‌تر، حباب‌ها راحت‌تر آزاد شده و انفجار صورت نمی‌گیرد. به همین دلیل ساخت حفره‌ای در گدازه‌های بازالتی توسعه‌ی فراوانی دارد (بست، ۲۰۰۳). در بعضی قسمت‌ها، این حفرات توسط کانی‌های ثانویه پر شده و ساخت بادامکی را ایجاد کرده اند.

^۱Vesicular

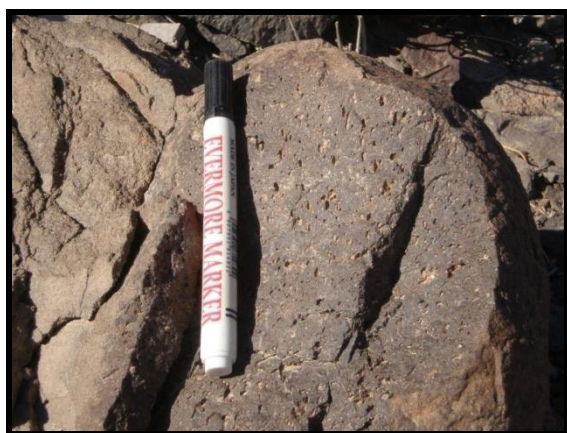
^۲Amygdaloidal



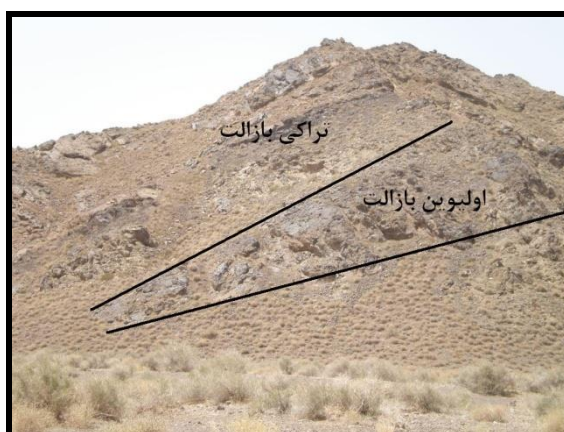
شکل ۲-۹- تصویری از کانۀ زائی مس به صورت آزریت در واحد تراکی بازالتی.



شکل ۲-۸- وجود فنوکریست‌های اولیوین و پیروکسن در بازالت که با چشم غیر مسلح قابل تشخیص است.



شکل ۲-۱۱- نمائی از ساخت حفره ای موجود در بازالت.



شکل ۲-۱۰- نمائی از میان لایه اولیوین بازالت در بین واحد بازالتی، شمال غرب کاهک، دید به سمت شرق.

۲-۳-۴- آهک نومولیت دار

آهک نومولیت‌دار به رنگ کرم تا خاکستری و با ضخامت تقریباً ۱۰ متر در منطقه‌ی مورد مطالعه رخنمون دارد و بوسیله‌ی واحد تراکی بازالتی در بخش زیرین و واحد تراکی آندزی بازالت در بخش بالایی محدود شده است. در محل تماس گدازه با آهک، نومولیت‌ها فراوانند (شکل ۲-۱۲ و ۲-۱۳) که نشاندهنده‌ی فوران گدازه در محیط آبی و بر روی آهک‌ها می‌باشد. ظاهراً انباشتگی نومولیت‌های درشت و ریز در کنار یکدیگر حاکی از تغییر شرایط ناگهانی محیط زیست و مرگ دسته جمعی آنهاست.

در این واحد، بقایای روزن‌داران کف زی دیده می‌شوند که عبارتند از (شکل ۲-۱۴):

Discocyclus cf. discus; *Alveolina cf. elliptica*; *D. sella*; *Heterostegina sp.*; *Operculina sp.*; *Alveolina cf. munieri*, *A. sp.*; *Nummulites cf. aturicus*; *Triloculina sp.*; *Actinocyclus sp.*; *Coskinolina sp.*; *Assilina exponens*; *Alveolina aragonensis*; *Alveolina sp.*; *Assilina cf. exponens*.

حضور بقایای این روزن‌داران حاکی از ته نشست رسوبات در محیط حاشیه‌های دریایی کم عمق

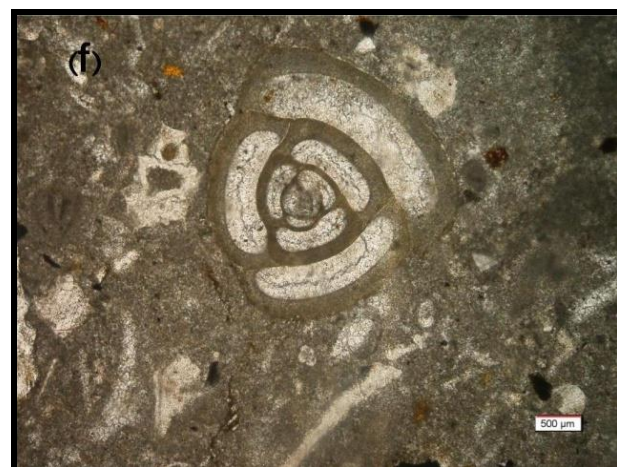
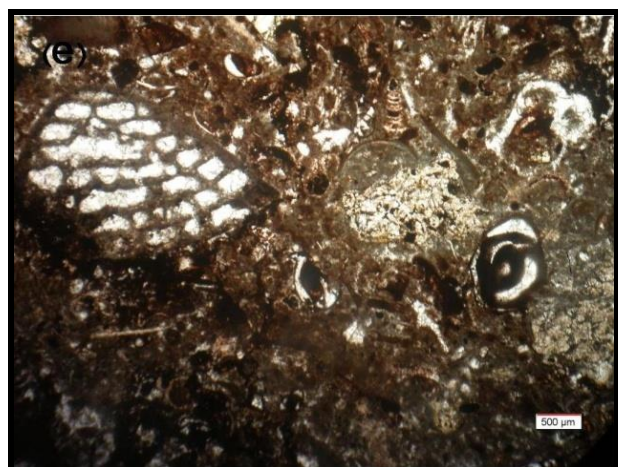
است (طاهری و همکاران، ۲۰۰۹). با توجه به مطالعه‌ی مقاطع میکروسکوپی و فونای تشخیص داده

شده، سن توالی مورد مطالعه به ائوسن میانی نسبت داده می‌شود.



شکل ۲-۱۳- تصویر میکروسکوپی نومولیت به سن ائوسن میانی به همراه قطعاتی از بلورهای پیروکسن (xpl).

شکل ۲-۱۲- فراوانی نومولیت‌ها در محل تماس گدازه با آهک.



شکل ۲-۱۴- تصویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل‌های موجود در واحد آهکی (PPL):

a) *Alveolina* sp.

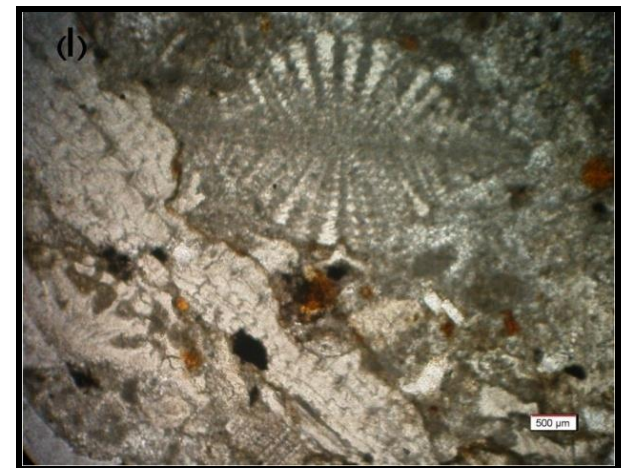
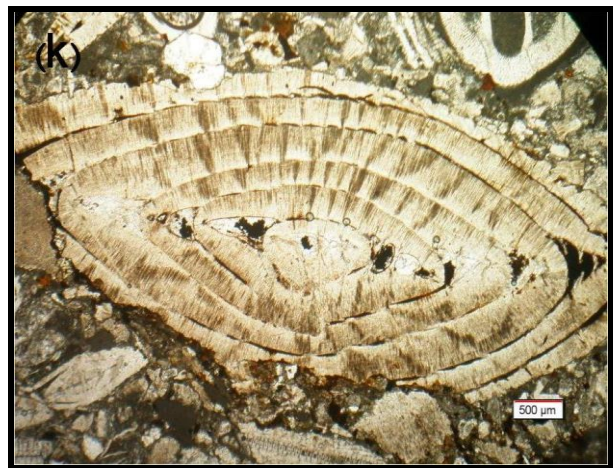
c) *Alveolina* cf. *elliptica*

e) *Coskinolina* sp.

b) *Alveolina* cf. *munieri*, *Alveolina* sp.

d) *Alveolina* *aragonensis*

f) *Triloculina* sp.



ادامه شکل ۱۴-۲

g) Heterostegina sp.+ Operculina sp.+ D.sella
i) Assilina cf. exponens
k) Nummulites. Cf. aturicus

h) Actinocyclus sp.
j) Assilina cf. exponens
l) Discocyclus cf. discus

۲-۳-۵- تراکی آندزیت‌ها و تراکی آندزی بازالت‌ها

واحدهای تراکی آندزی بازالتی و تراکی آندزیتی به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن در منطقه‌ی مورد مطالعه رخنمون دارند. این واحدها بر روی آهک‌های نومولیت دار و در زیر واحد آهک توفی واقع شده‌اند. گدازه‌های تراکی آندزیتی مزبور از نوع آ^۱ هستند که موجب ظهور مورفولوژی خشن در منطقه شده‌اند (شکل ۲-۱۵). در سطح نمونه‌ی دستی تراکی آندزیت و تراکی آندزی بازالت، فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز و پیروکسن و همچنین جهت یافتگی و گرد شدگی پلاژیوکلازها با چشم غیر مسلح قابل تشخیص است (شکل ۲-۱۶). شواهد تفریق از اولیوین بازالت به سمت تراکی آندزیت در منطقه دیده شده که کاهش فنوکریست‌های اولیوین و پیروکسن و افزایش فنوکریست‌های فلدسپار دلیلی بر وجود این امر است و این خود نشان‌دهنده‌ی منشأ واحدی برای این گدازه‌های آتشفشانی خواهد بود.

در اثر انجماد سریع این واحد و تحت تأثیر تنش‌های کششی، شکستگی‌ها و درزه‌های عمودی و افقی زیادی با بازشدگی ۲ تا ۳ سانتی‌متر در این واحدها ایجاد شده که بوسیله کانی‌های ثانویه پر شده‌اند. این کانی‌های ثانویه حاصل دگرسانی گدازه بوده و شامل زئولیت، کلسیت و کوارتز می‌باشند (شکل ۲-۱۷). زئولیت‌ها با بافت شعاعی و رنگ سفید مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۱۸) که با توجه به آنالیزهای XRD انجام شده بر روی آن‌ها، از نوع ناترولیت، آنالسیم و مزولیت می‌باشند.

دبی دیاکلازی و فرسایش پوست پیازی در درون این واحد دیده می‌شود (شکل ۲-۱۹). آنکلاوهای آندزیتی تیره رنگ نسبت به سنگ میزبان، در این واحد قابل تشخیص است (شکل ۲-۲۰). مشاهدات میکروسکوپی، تشابه ترکیب آنکلاوها را با سنگ میزبان تأیید می‌کند. آنکلاوهای مذکور قسمت‌های

^۱AA - type

زودرس ماگما می‌باشند که مجدداً درون ماگمای در حال صعود وارد شده و از متن سنگ قابل تشخیص‌اند.



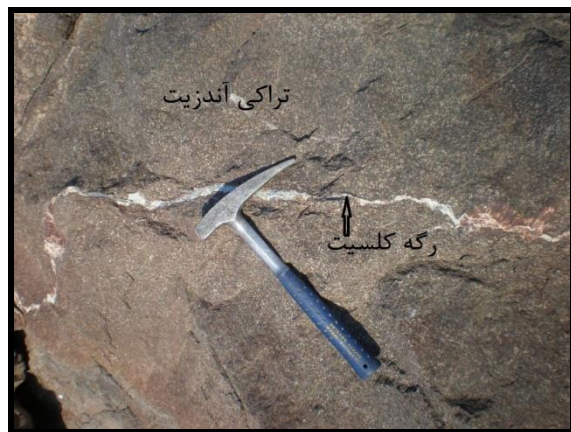
شکل ۲-۱۶- حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن و جهت یافتگی آنها در تراکی آندزی بازالت‌ها.



شکل ۲-۱۵- مورفولوژی خشن منطقه مرتبط با گدازه ترافی آندزیتی نوع آآ.



شکل ۲-۱۸- حضور و پراکندگی زنولیت درون حفرات موجود در تراکی آندزی بازالت.



شکل ۲-۱۷- تصویری از رگه کلسیتی ثانویه در واحد ترافی آندزیتی.



شکل ۲-۲۰- حضور آنکلاو درون واحد ترافی آندزی بازالتی با ترکیب مشابه سنگ میزبان.



شکل ۲-۱۹- دورنمایی از فرسایش پوست پیازی درون واحد ترافی آندزی بازالت، دید به سمت غرب.

۲-۳-۶- آهک توفی

واحد آهک توفی به رنگ قرمز قهوه‌ای و با ضخامت حدود ۱ متر بر روی واحد تراکی آندزیتی و در زیر واحد کنگلومرانی قرار دارد. با توجه به بررسی‌های دیرینه شناسی، سن این واحد ائوسن بالائی تشخیص داده شده است و میکروفسیل‌های زیر در آن‌ها شناسائی شده‌اند (شکل ۲-۲۱):

Orbitolites, Nummulites globules, Miliolids.



شکل ۲-۲۱- حضور روزن‌داران فراوان در واحد آهک توفی.

۲-۳-۷- کنگلومرای چند زادی

واحد کنگلومرای چند زادی در هسته ناودیس عباس آباد و به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای رخنمون دارد. این واحد متشکل از قطعاتی با منشأ آذرین و رسوبی است. در این واحد، قطعات تراکی بازالتی و تراکی آندزیتی با سیمانی از جنس کربنات کلسیم به یکدیگر متصل شده‌اند (شکل ۲-۲۲). قطعات مذکور دارای جورشدگی و گردشدگی نسبتاً خوب می‌باشند. قطعات آهکی حاوی فسیل نومولیت نیز در آن قابل مشاهده است. ابعاد قطعات این واحد کنگلومرانی بین ۵۰ cm - ۵ mm تغییر می‌کند. وجود قطعات درشت و ریز در کنار یکدیگر ناشی از تغییرات انرژی آب و نزدیکی محیط ته‌نشست به محل منشأ است (شکل ۲-۲۳).

در زیر واحد کنگلومرای، سنگ آهک توفی و در بخش بالایی آن، واحد شیل و ماسه سنگ بالایی قرار گرفته است. این واحد از نظر سنی به ائوسن - الیگوسن نسبت داده می‌شود.



شکل ۲-۲۳- نمایی از کنگلومرای چندزادی با گردشگی متوسط و جورشدگی ضعیف با سیمان آهکی.

شکل ۲-۲۲- نمائی از کنگلومرای چندزادی.

۲-۳-۸- شیل‌ها و ماسه سنگ‌های بالایی

این واحد در برگیرنده‌ی تناوبی از شیل‌ها و ماسه سنگ‌های خاکستری تا قهوه‌ای با لایه بندی نازک است (شکل ۲-۲۴) و بر روی واحد کنگلومرائی و در زیر مارن‌ها قرار دارد. این واحد در شمال غرب کاهک به طور وسیعی رخنمون دارد و از نظر سنی به ائوسن - الیگوسن نسبت داده می‌شود. میکروکنگلومراها به صورت بین لایه‌ای در این واحد به چشم می‌خورند. ساختارهای رسوبی مانند ریپل مارک‌های نامتقارن و چینه بندی مورب در سطح لایه‌های ماسه سنگی دیده می‌شوند. این آثار نشانه محیط دریائی و ساحلی کم عمق می‌باشند (شکل ۲-۲۵). در بعضی از قسمت‌ها، دایک‌هایی با ترکیب آندزیتی به ضخامت ۳ تا ۴ متر و با امتداد شمال شرق - جنوب غرب به درون این واحد تزریق شده‌اند (شکل ۲-۲۶).



شکل ۲-۲۵- نمائی از ریپل مارک‌های نامتقارن موجود در واحد ماسه سنگی، متعلق به محیط دریائی و ساحلی کم عمق.



شکل ۲-۲۴- نمائی از تناوب شیل و ماسه سنگ ائوسن- الیگوسن.



شکل ۲-۲۶- نمائی از دایک آندزیتی^۱ تزریق شده درون واحد ماسه سنگی ائوسن، شمال غرب کاهک، دید به سمت شرق.

۲-۳-۹- مارن‌های گچ دار

این واحد با رنگ خاکستری تا قهوه‌ای روشن به صورت نازک لایه با مورفولوژی ملایم در منطقه‌ی مورد مطالعه گسترش دارد (شکل ۲-۲۷) و دربرگیرنده‌ی تناوبی از مارن‌های قهوه‌ای رنگ، ماسه سنگ، شیل و سیلتستون می‌باشد. در بین لایه‌های گچی، بلورهای از گچ نیز دیده می‌شود، که در بعضی مناطق به علت آغستگی با مارن سیلتستونی، رنگ کرم قهوه‌ای به خود گرفته‌اند. این واحد

^۱Andesitic Dike=AD

گچی بر روی واحد شیل و ماسه سنگی بالایی قرار گرفته است و توسط نهشته‌های رسوبی کواترنر پوشیده می‌شود. سن این واحد ائوسن - الیگوسن می‌باشد.



شکل ۲-۲۷- واحد گچی ائوسن - الیگوسن واقع در شمال شرق عباس آباد، دید به سمت شمال.

۲-۳-۱۰- پادگانه‌های آبرفتی کواترنری

این واحدها عمدتاً در اثر تغییر سطح اساس (بر اثر فعالیت‌های تکتونیکی و یا افزایش دبی رودخانه)، بوجود آمده‌اند. در مسیر رودخانه گسترش داشته و اغلب به صورت افقی دیده می‌شوند (شکل ۲-۲۸). پادگانه‌های آبرفتی از رسوبات دانه درشت با جورشدگی ضعیف تشکیل شده‌اند و شامل قلوه سنگ‌های واحدهای قدیمی‌تر، خاک رس، رسوبات تراس‌های رودخانه‌ای (شامل سنگریزه، ماسه و رس)، رسوبات آبرفتی جوان (شامل رس و ماسه) و رسوبات بستر دشت‌ها می‌باشند.



شکل ۲-۲۸- نمایی از پادگانه‌های آبرفتی کواترنر در شرق عباس آباد.

۲-۳- تکتونیک کلی منطقه

منطقه‌ی عباس آباد در محدوده‌ی شمال خاوری پهنه‌ی ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است (اشتوکلین، ۱۹۶۸). ساختارهای زمین شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه غالباً از نوع شکستگی‌ها، گسل‌ها و چین خوردگی‌ها می‌باشند. گسل‌ها و شکستگی‌ها مهمترین عامل ساختاری در زمین شناسی منطقه هستند که در اثر حرکات زمین ساختی، مجرای انتقال و خروج ماگما را به سطح فراهم نموده‌اند.

روند گسل‌های منطقه‌ی مورد مطالعه عموماً شمال باختری - جنوب خاوری است. این گسل‌ها عمدتاً امتداد لغز راستگرد هستند. در بخش شمال باختری عباس آباد، گسل‌های مذکور موجب جابجای شدگی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (تراکی بازالت با میان لایه اولیوین بازالتی، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیتی) و سنگ‌های رسوبی ائوسن - الیگوسن (آهک توفی، کنگلومرا و شیل و ماسه سنگ) گردیده است.

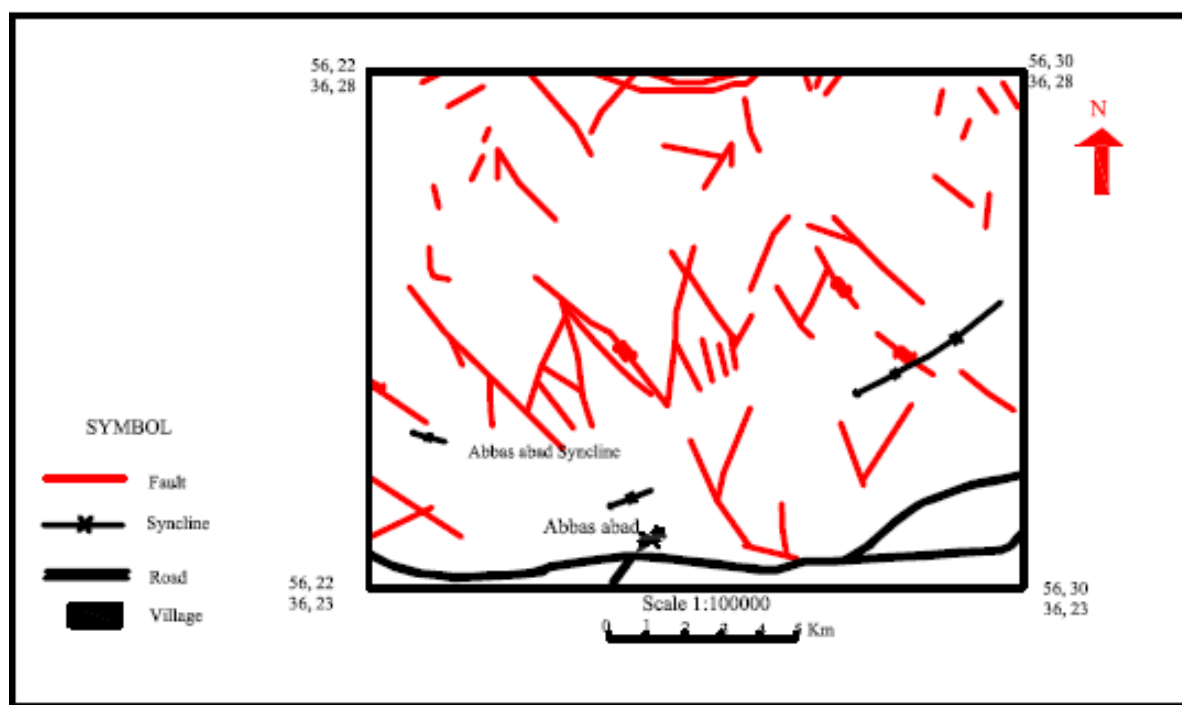
گسل‌های منطقه ارتباط تنگاتنگی با کانه سازی دارند (شکل ۲-۲۹). در نتیجه‌ی فعالیت‌های تکتونیکی، خروج محلول‌های حاوی کربنات مس از طریق گسل‌ها و شکستگی‌ها منجر به کانه زائی مس در سنگ‌های تراکی بازالتی شده است.



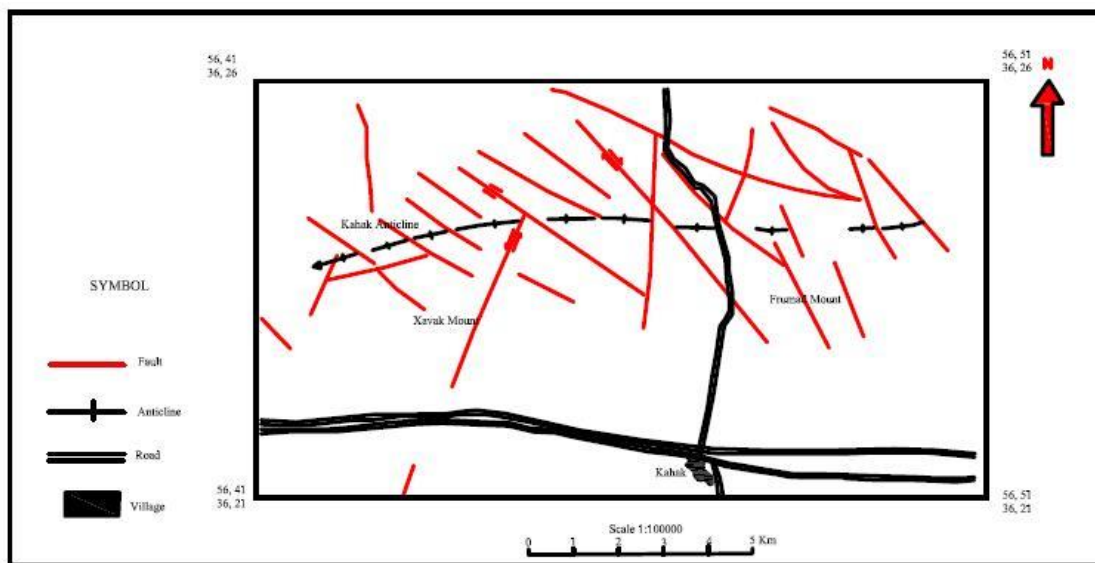
شکل ۲-۲۹- نمایی از گسل‌های مرتبط با کانه‌زایی در معدن مس عباس آباد.

در این منطقه چین خوردگی‌های فراوان به صورت تاقدیس و ناودیس دیده می‌شوند. واحدهای شیل، ماسه سنگ، کنگلومرا، آهک توفی، آهک نومولیت دار و گدازه در منطقه‌ی عباس آباد به صورت یک ناودیس میل‌دار چین خورده‌اند. ناودیس عباس آباد در شمال خاوری منطقه‌ی مورد مطالعه دارای میل شمال خاوری - جنوب باختری است. در شمال غرب منطقه میل آن تغییر کرده و جهت شمال باختری - جنوب خاوری را نشان می‌دهد. در هسته‌ی مرکزی این ناودیس، شیل و ماسه سنگ به سن ائوسن - الیگوسن قرار دارد (شکل ۲-۳۰).

در شمال منطقه‌ی کاهک، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری (پیروکلاست‌ها، تراکی آندزیت‌ها و تراکی آندزی بازالت‌ها) و واحدهای رسوبی (کنگلومراها، شیل‌ها و ماسه سنگ‌ها) در قالب تاقدیس میل‌دار کاهک چین خورده‌اند (شکل ۲-۳۱).



شکل ۲-۳۰- نمایی از گسل‌ها و چین‌های منطقه‌ی عباس آباد برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد.



شکل ۲-۳۱- نمایی از گسل‌ها و چین‌های منطقه‌ی کاهک برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن.

۲-۴- زمین‌شناسی اقتصادی منطقه

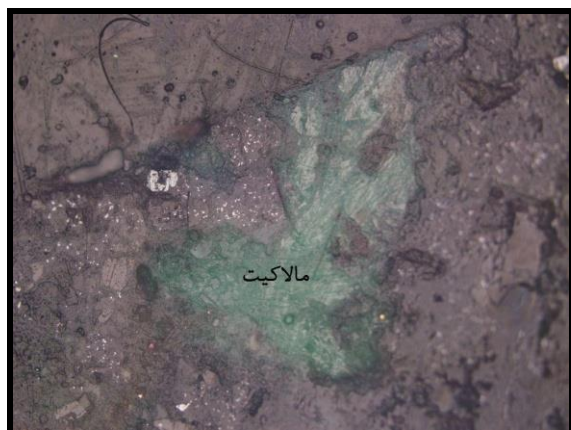
یکی از مسائل مهمی که در مورد زمین‌شناسی اقتصادی منطقه می‌توان مورد توجه قرار داد، رابطه‌ی تنگاتنگی است که بین گسل‌های موجود در منطقه و کانه‌زایی وجود دارد. این کانه‌زایی مربوط به ولکانیسم ائوسن می‌باشد.

وجود سرباره‌های مس باقیمانده از زمان گذشته، نشانگر توجه کاوش‌گران فلز در این منطقه است. در منطقه‌ی عباس آباد تجمع رگچه‌های پر شده با ترکیبات مس به طور عمده در واحد تراکی بازالت و سایر گدازه‌ها دیده می‌شود (شکل ۲-۳۲). کانه‌زایی مس به صورت ملاکیت و آزوریت در سطح و بورنیت، کولین و حتی مس چکشی در اعماق سنگ‌های میزبان می‌باشد (صادق زاده، ۱۳۷۷) (شکل ۲-۳۳). کانسارهای مس در واحدهای مذکور در گذشته بهره برداری شده‌اند و طبق گزارش‌ها، فعالیت‌های معدنی در سال ۱۳۵۹ پایان یافته است.

کانسارهای عمده‌ی مس در منطقه‌ی عباس آباد به طور عمده در معدن بزرگ، دامن جلا، حمامی (شمال شرق عباس آباد) و در جنوب غربی عباس آباد، به طور عمده در مناطق چغندرسر، قلعه گریک

و گورخون رخنمون دارند. بهره برداری از این معادن به گذشته‌های دور برمی‌گردد و تونل‌ها و کنده کاری‌ها بیشمار در این مناطق شاهد این موضوع است (خلعتبری ۱۳۷۹).

در منطقه‌ی مورد مطالعه، زئولیت با بافت شعاعی و به رنگ سفید درون سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شود (شکل ۲-۳۴). اما به دلیل ذخیره کم از نظر اقتصادی قابل بهره‌برداری نمی‌باشد. زئولیت‌ها حفرات و شکاف‌های سنگ‌های آتشفشانی را در مراحل آخر فعالیت‌های گرمابی پر می‌کنند. در اثر فعل و انفعالات شیمیائی سیالات قلیایی با شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازها، محلول‌های غنی از مواد آکالن بوجود آمده که در شرایط فیزیکوشیمیائی خاص امکان نهشته شدن زئولیت‌ها را از این محلول‌ها فراهم کرده است. به عبارت دیگر شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازها به مرور زمان در محلول‌های قلیائی انحلال یافته‌اند. این عمل باعث افزایش غلظت یون‌های سدیم و آلومینیوم در داخل آب‌های درون منفذی شده و در مراحل بعدی از این محلول‌ها زئولیت به صورت رسوب جدا شده است (فیلیپس^۱ و همکاران، ۲۰۰۰). همان‌طور که قبلاً ذکر شد، با توجه به آنالیزهای XRD انجام شده، نوع زئولیت‌ها آنالسیم، ناترولیت و مزولیت می‌باشند (شکل ۲-۳۵).



شکل ۲-۳۳- تصویر میکروسکوپی از کانه زایی مس به صورت ملاکیت (نور انعکاسی).

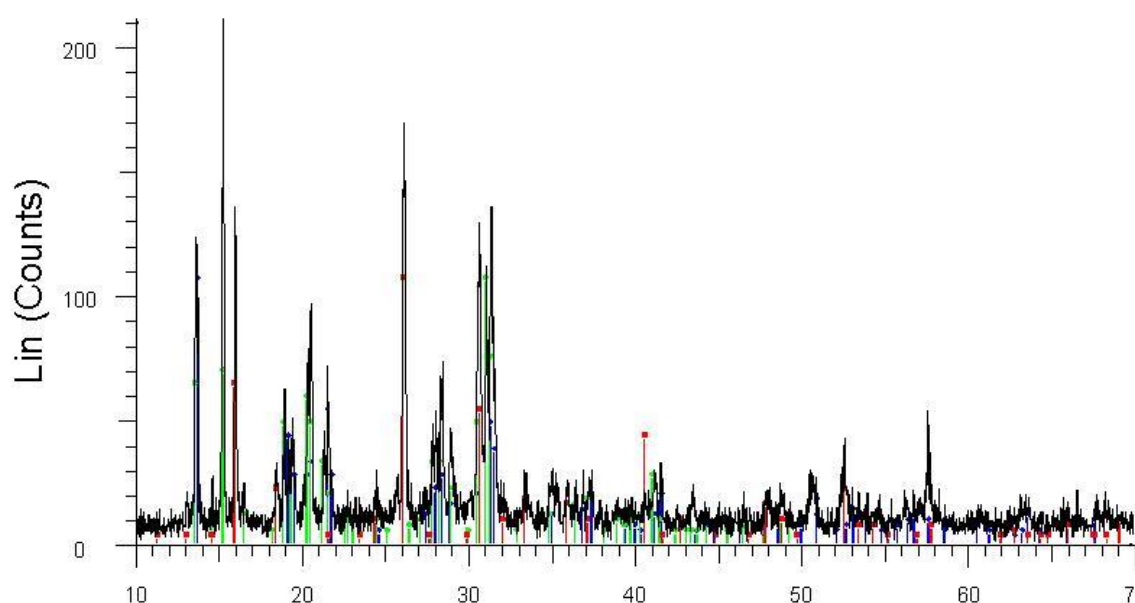


شکل ۲-۳۲- تصویری از کانه زایی مس در واحد تراکی آندزی بازالت.

^۱Philips



شکل ۲-۳۴- تصویری از ژئولیت با بافت شعاعی درون حفره‌های تراکی آندزیت.



Alahyari - File: A1 1112.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1. s - Te
Operations: Import
19-1185 (D) - Natrolite - $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ - Y: 50.00 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a 18.28400 - b 1
24-1064 (I) - Mesolite - $\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Al}_6\text{Si}_9\text{O}_{30} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ - Y: 50.00 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a 56.70000 -
19-1180 (N) - Analcime- ITO RG - $\text{Na}(\text{Si}_2\text{Al})\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ - Y: 50.00 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a 13.7200

شکل ۲-۳۵- نتایج حاصل از آنالیز XRD بر روی نمونه‌های ژئولیتی منطقه‌ی مورد مطالعه.

فصل سوم

مطالعات پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

به منظور بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، از آن‌ها مقطع نازک تهیه گردید. در این فصل، مسائلی از قبیل ترکیب کانی‌شناسی، روابط بافتی، ترتیب تبلور کانی‌ها و شواهد میکروسکوپی تحولات ماگمایی مورد مطالعه قرار می‌گیرند. تحولات ماگمایی عبارتند از فرآیندهایی که در طی تشکیل ماگما تا صعود، فوران و جایگزینی آن رخ می‌دهند و شامل مواردی مانند تبلور تفریقی، آلیش، هضم و... می‌باشند.

همان طور که در فصل قبل بیان شد، منطقه‌ی مورد مطالعه از واحدهای سنگی متنوعی مانند نهشته‌های آذرآواری، سنگ‌های آذرین و رسوبی تشکیل شده است؛ سنگ‌های آذرین منطقه عمدتاً در محدوده‌ی بازیک تا حدواسط قرار می‌گیرند. به منظور نامگذاری دقیق‌تر سنگ‌های آذرین، در فصل بعد به رده بندی شیمیایی آن‌ها پرداخته شده است.

سنگ‌های آذرین مورد مطالعه به دو بخش سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری تقسیم شده‌اند و عبارتند از:

(۱) سنگ‌های آتشفشانی: شامل اولیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزیت و تراکی آندزیت.

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

حال به بررسی ویژگی‌های پتروگرافی این دو گروه سنگی می‌پردازیم:

۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی

با توجه به بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد مطالعه دارای یک روند تفریق از اولیوین بازالت تا تراکی آندزیت می‌باشند. در این گروه‌های سنگی با پیشرفت فرآیند تفریق از مقدار اولیوین موجود در سنگ‌ها کاسته و بر میزان پلاژیوکلاز افزوده می‌گردد. نکته‌ی قابل

توجهی که در تمام این گروه‌های سنگی دیده می‌شود، وجود شواهد بافتی عدم تعادل شامل حاشیه‌ی واکنشی، اذخال، بافت غربالی و منطقه بندی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن است. علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل عبارتند از:

اولیوین	Oli	مگنتیت	Mt
کلینوپیروکسن	Cpx	هماتیت	Hm
پلاژیوکلاز	Plg	کانی‌های اپک	Opc
آپاتیت	Apa	کلریت	Chl
آنالسیم	An	کلسیت	Ca
اپیدوت	Epi	کوارتز	Q

۳-۲-۱- اولیوین بازالت‌ها

گدازه‌های بازالتی در منطقه‌ی مورد مطالعه به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند. در نمونه‌ی دستی، فنوکریست‌های پیروکسن و بلورهای اولیوین ایدنگزیتی شده قابل مشاهده است. کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، کوارتز و زئولیت با پر کردن حفرات موجود در این سنگ‌ها، ساخت بادامکی را ایجاد کرده‌اند. کانی‌های اصلی بازالت‌ها را کلینوپیروکسن، اولیوین و پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند. با در نظر گرفتن اینکه اولیوین در حدود ۲۰ درصد این سنگ‌ها را تشکیل داده است، این سنگ‌ها اولیوین بازالت نامیده می‌شوند. کانی‌های فرعی اولیوین بازالت‌ها شامل کانی‌های اپک و آپاتیت و کانی‌های ثانویه شامل کلریت، ایدنگزیت، کلسیت، زئولیت و سریسیت می‌باشند. بافت پورفیری با زمینه میکروولیتی از بافت‌های غالب در این سنگ‌هاست (شکل ۳-۲). عبارت پورفیری برای آن دسته از سنگ‌ها به کار می‌رود که شامل فنوکریست‌های مشخص در داخل یک زمینه‌ی دانه ریز باشند. بافت پورفیری به صورت چندزادی (پلی ژنتیک)^۱ تشکیل می‌شود. احتمالاً سازوکار اصلی

^۱Polygenetic

ایجاد این بافت شامل دو مرحله سرد شدن مذاب است. ابتدا، تعداد کمی هسته در زیر دمای لیکیدوس و در زیر سطح زمین تشکیل می‌شود. سپس، رشد این هسته‌ها، فنوکریست‌های نسبتاً بزرگی تولید می‌کند. کاهش دما منجر به تشکیل زمینه شیشه‌ای یا دانه ریز در اطراف فنوکریست‌ها می‌گردد. پترولوژیست‌های مختلف (کاکس^۱ و همکاران، ۱۹۷۹؛ بست، ۱۹۸۲؛ هیندمن^۲، ۱۹۸۵؛ لومتر^۳، ۱۹۸۹؛ بست و کریستین سن^۴، ۲۰۰۲؛ لومتر، ۲۰۰۴)، مسیرهای کینتیک دیگری را نیز برای تشکیل بافت پورفیری ذکر کرده‌اند اما این بافت عموماً در سنگ‌های آتشفشانی به طریق فوق تشکیل می‌شود (وینتر^۵، ۲۰۰۱؛ بست، ۲۰۰۳).

بافت گلومروپورفیری نیز در اولیوین بازالت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳). این بافت حاصل تجمع کانی‌های مشابه (فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز)، با اندازه‌های تقریباً یکسان در زمینه-ی دانه ریز است (بست، ۲۰۰۳). محققان نشان دادند که اغلب اجتماعات فنوکریستی و تجمعات گلومروپورفیری در سنگ‌های آتشفشانی پورفیری، در مرحله‌ی اینتراتلوریک در اتاق ماگمایی و قبل از فوران ایجاد می‌شود (باربی^۶ و همکاران، ۲۰۰۵؛ میلوانوویچ^۷ و همکاران، ۲۰۰۵؛ ساموئل^۸ و همکاران، ۲۰۰۷). بنا به عقیده‌ی کرکپاتریک^۹ (۱۹۷۷) و کمپل^{۱۰} (۱۹۷۸)، تجمع بلورهائی از یک نوع و

^۱Cox

^۲Hyndman

^۳Le Maiter

^۴Christian sen

^۵Winter

^۶Barbey

^۷Milovanovic

^۸Samuel

^۹Kirkpatrick

^{۱۰}Kempel

تشکیل گلومرول، نتیجه‌ی نطفه بندی ناهمگن این کانی‌ها می‌باشد. شلی (۱۹۹۳) نیز معتقد است که بلورها ضمن صعود با یکدیگر برخورد می‌کنند و در صورتی که شبکه‌ی بلوری آن‌ها با یکدیگر موازی باشد و یا در جهت روابط اپی تاکسیال مناسب قرار گیرند، به همدیگر چسبیده و گلومرول‌ها را ایجاد می‌کنند. به عبارت دیگر مکانیسم تشکیل این بافت را اتصالات سینوسی می‌داند. به عقیده‌ی وینتر (۲۰۰۱) و بست (۲۰۰۳)، بلورهای معلق و هم منشأ و یا بلورهای حاصل از شکسته شدن دیواره‌ی متبلور اتاق ماگمائی، این بافت را تشکیل می‌دهند. طبق نظر زو^۱ و همکاران (۲۰۰۹)، بافت گلومروپورفیری نتیجه‌ی تجمع فنوکریست‌هاست و شامل سه مرحله می‌باشد (شکل ۳-۱):

مرحله‌ی اول: در طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمائی و در مراحل اولیه‌ی تبلور، فنوکریست‌هایی حاصل می‌شوند.

مرحله‌ی دوم: تزریق تصادفی مذاب به درون ماگمای در حال تبلور موجود در اتاق ماگمائی، باعث تشکیل مذاب‌های مختلط می‌شود. کاهش چگالی و گرانروی مذاب دربردارنده‌ی این فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به صورت انباشتی^۲ در کف اتاق ماگمائی می‌شود (هیوس^۳، ۱۹۸۲ در زو و همکاران، ۲۰۰۹).

مرحله‌ی سوم: تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکت سریع به سمت بالا، سبب آشفته شدن مخزن، انتقال مذاب و افزایش فشار درون اتاق ماگمائی می‌گردد. افزایش فشار مذاب باعث شکسته شدن بلورهای زودرس موجود در کف اتاق ماگمائی عمیق شده و به درون اتاق ماگمائی بالاتر انتقال می‌یابند. در این زمان، کاهش فشار باعث ایجاد نیروی کششی برای فنوکریست‌های انباشتی شده و جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور را در پی دارد. در اثر تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی بین

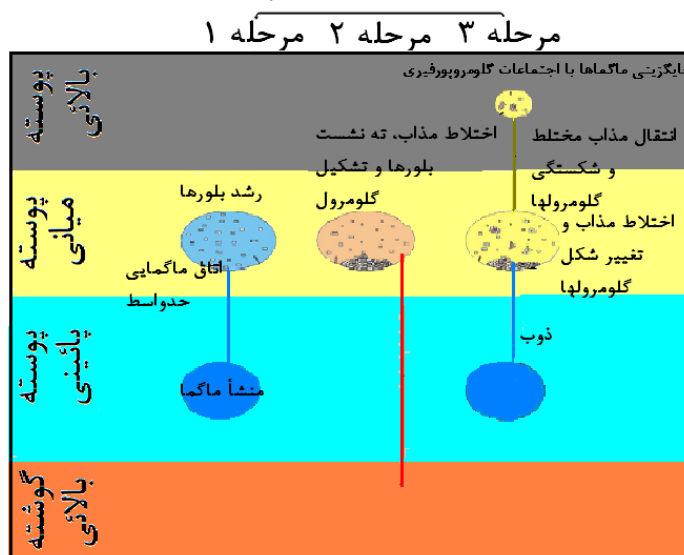
^۱Xu

^۲Cumulate

^۳Hughes

بلورهای انباشتی و مذاب ایجاد می‌شود. نیروهای کششی و تنش برشی، منجر به شکسته شدن بلورهای انباشتی و تولید اجتماعات گلومروپورفیری می‌شوند. در اثر صعود مذاب و سرد شدن سریع آن، خمیره‌ای در اطراف اجتماعات گلومروپورفیری تشکیل می‌شود.

تکامل اجتماعات گلومروپورفیری



شکل ۳-۱- مدل ژنتیکی برای تشکیل بافت گلومروپورفیری (برگرفته از زو و همکاران، ۲۰۰۹).

از مشخصه‌ی عمده‌ی سنگ‌های آتشفشانی منطقه می‌توان به وجود منطقه بندی در فنوکریست‌ها، تجمع‌ات گلومروپورفیری، بافت غربالی و عدم تعادل در کانی‌های اولیوین اشاره کرد. در برخی موارد فنوکریست‌ها، خورده شده و دارای اذخال‌هایی از سایر کانی‌ها می‌باشند. بافت غربالی^۱ حاصل به دام افتادن اذخال‌های مذاب در بلور است (شکل ۳-۴). تشکیل چنین بافتی دارای تفسیرهای پتروژنتیکی متفاوتی می‌باشد. عوامل اصلی ایجاد بافت غربالی عبارتند از:

- تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور

ورود ماگمای تازه به داخل یک مخزن در حال تبلور یا هضم و آلیش ماگما با مواد خارجی، موجب تغییر ترکیب شیمیایی و دمای آن می‌شود که در مجموع بر پایداری ترمودینامیکی فنوکریست‌هایی

^۱ Sieve texture

که در شرایط قبل از این متبلور شده و پایدار بوده‌اند، اثر می‌گذارد. از طرفی، عدم تعادل ترکیبی را بدین صورت می‌توان تشریح کرد که در یک مخزن ماگمایی با منطقه بندی حرارتی قائم که لایه‌های سردتر در نقاط فوقانی مخزن قرار دارند و در آنجا پلاژیوکلازهای سدیک‌تر متبلور می‌شوند، این بلورهای تازه تشکیل شده به علت نیروهای کنوکسیون ناشی از اختلاف حرارتی، به کف مخزن فرو رفته و مسلماً در آنجا با محیطی گرم‌تر که با آن در حال تعادل نیستند، مواجه می‌شوند و این عدم تعادل می‌تواند منجر به خوردگی شیمیایی بلورها گردد (تسوچی یاما^۱، ۱۹۸۵).

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

– کاهش فشار

استوارت^۲ و پیرس^۳ (۲۰۰۴) و آسیابانها (۱۳۸۰)، معتقدند که ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز در حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا و در نتیجه کاهش فشار، باعث پیدایش بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌شود. با کاهش فشار، تمام فازها در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها تحت تأثیر انحلال قرار می‌گیرند (تحلیل رفتگی و انحلال در عمق کمتر صورت می‌گیرد). محصولات ناشی از انحلال پلاژیوکلاز، درون بلور به صورت سریع شروع به تبلور می‌کنند و باعث ظهور بافت غربالی می‌شوند. نلسون^۴ و مونتانا^۵ (۱۹۹۲) نیز این نظر را تأیید می‌کنند. طبق نظر آن‌ها فرآیند تشکیل بافت‌های

^۱Tesochiyama

^۲Stwart

^۳Pearce

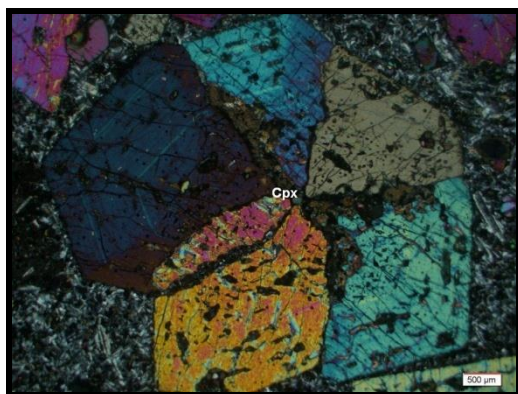
^۴Nelson

^۵ Montana

غربالی در پلاژیوکلازها ممکن است بر اثر افت سریع فشار خشک (همراه یا بدون کاهش اندک دما) بوجود آمده باشد.

- افزایش دما

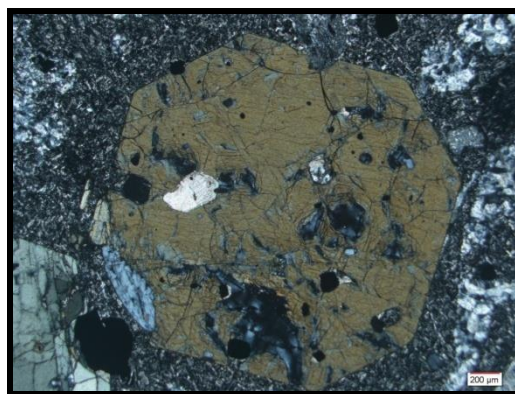
این عامل نیز به علت ورود ماگمای گرمتر به درون مخزن ماگمایی می‌باشد که تبعاً تغییر در ترکیب شیمیایی ماگما را در پی دارد (نیکسون^۱ و پیرس، ۱۹۸۷).
در سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، مهمترین مکانیسم تشکیل دهنده بافت غربالی، با توجه به وجود بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز در خمیره سنگ، افت فشار می‌باشد؛ اما عامل تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور را نیز نمی‌توان نادیده گرفت (امینی و جلالی، ۲۰۰۲).



شکل ۳-۳- تصویری از تجمع فنوکریست‌های پیروکسن و ایجاد بافت گلومروپورفیری در اولیوین بازالت (XPL).



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



شکل ۳-۴- تصویری از بافت غربالی در فنوکریست کلینوپیروکسن (XPL).

^۱Nikson

با توجه به روابط فازی و فراوانی مشاهده شده، ترتیب تبلور کانی‌ها در ترکیبات اولیوین بازالیتی به صورت زیر می‌باشد:

Oli → Opc → Apa → Cpx → Plg

- کانی‌های اصلی

• پیروکسن

پیروکسن‌های موجود در اولیوین بازالیت‌ها از نوع کلینوپیروکسن بوده و بیشترین حجم سنگ را اشغال می‌کنند. علی‌رغم این‌که بلورهای این کانی اکثراً خود شکل هستند، منطقه بندی و حاشیه‌های واکنشی را نشان می‌دهند (شکل ۳-۶ و ۳-۷). که مؤید عدم تعادل کانی با مذاب اطراف است. با توجه به مطالعات میکروسکوپی (برجستگی زیاد، بیرفرنژانس متوسط، مقاطع هشت ضلعی با رخ‌های منشوری و زاویه خاموشی مایل)، کلینوپیروکسن‌های موجود، احتمالاً از نوع اوژیت و تیتان اوژیت هستند. ماکل اوژیتی و ساعت شنی در آن‌ها قابل مشاهده است. وجود بلورهای ریز اولیوین بر روی کلینوپیروکسن مؤید سهولت هسته‌بندی بر روی یک سطح از قبل موجود می‌باشد. سطح مذبور ممکن است دیواره‌ی متبلور موجود در اتاق ماگمایی باشد، ولی در مقاطع مورد مطالعه، سطح بلورهای از قبل موجود کلینوپیروکسن است. وجود این سطح مشترک درون مذاب بر انرژی فعال سازی غلبه می‌کند، به طوری که هسته‌بندی ناهمگن در دماهای کمتری نسبت به هسته‌بندی همگن تشکیل می‌شود (بست، ۲۰۰۳) (شکل ۳-۸). اولیوین ممکن است همزمان و بعد از کلینوپیروکسن نیز تشکیل شود. در داخل فنوکریست‌های پیروکسن، بلورهای ریز اکسید آهن، آپاتیت و اولیوین به صورت ادخال وجود دارند، که حاکی از تبلور زودرس آن‌ها نسبت به کلینوپیروکسن است. بنا به عقیده‌ی شلی (۱۹۹۳)، این امر نشان‌دهنده‌ی در دسترس بودن ذرات و

یا جذب راحت‌تر ادخال‌ها به سطح بلور میزبان در آن زمان خاص است. نکته‌ی قابل توجه در پیروکسن‌ها، وجود بافت گلومروپورفیری می‌باشد.

• اولیوین

غالباً به صورت شکلدار تا نیمه شکلدار و پسودومورف در زمینه‌ی سنگ پراکنده است. بلورهای این کانی اکثراً گرد شده‌اند و دارای بافت غیر تعادلی می‌باشند (شکل ۳-۹)؛ گردشگی بلورهای اولیوین ناشی از تحلیل رفتگی و هضم سطوح و کناره‌های بلور می‌باشد. تحلیل رفتگی یک فاز جامد در یک فاز سیال نشان‌دهنده تحت اشباع بودن سیال مذبور از آن فاز است. بدین ترتیب، تغییر شرایط (تغییر ترکیب شیمیایی، دما یا فشار) بر پایداری فنوکریست‌هایی که قبلاً به علت فوق اشباع بودن آن در سیال اولیه متبلور شده‌اند، تأثیر گذاشته و باعث هضم و تحلیل آن‌ها می‌شود. گردشگی بلورها را می‌توان به حرکت بلورهای اولیوین در اتاق ماگمایی و زمان کوتاه تعادل مذاب در مرحله‌ی تشکیل آن‌ها نسبت داد. در بعضی موارد بلورهای اولیوین به صورت اسکلتی دیده می‌شوند. شکل واقعی دانه‌ها با تغییر در شرایط مذاب و میزان سردشدگی، تغییر خواهد کرد. افزایش سرد شدگی (کاهش دما)، منجر به خارج شدن بلورها از حالت تعادل و تغییر شکل آن‌ها می‌شود. افزایش درجه‌ی سرد شدگی ماگما همراه با کاهش سرعت انتشار، تغییر شکل بلورها از حالت‌های ائوهدرال به اشکال اسکلتی و H مانند را در پی خواهد داشت. (سوانسون^۱ و همکاران، ۱۹۸۹؛ بست، ۲۰۰۳) (شکل ۳-۱۰).

گاهی بلورهای ریزی از اولیوین در داخل بلورهای کلینوپیروکسن دیده می‌شوند که حاکی از تبلور زودتر کانی اولیوین نسبت به کلینوپیروکسن است. به دلیل اینکه سرعت رشد بلورهای کلینوپیروکسن نسبت به اولیوین بیشتر است و ماگما زمان طولانی در شرایط تبلور اولیوین قرار

^۱Swanson

نگرفته است، حتی بلورهای اولیوینی که همزمان با آن هسته بندی کرده‌اند، دیرتر رشد کرده و در بلور کلینوپیروکسن به دام افتاده‌اند.

• پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها عمدتاً در زمینه‌ی سنگ و به صورت میکروولیت وجود دارند. میکروولیت‌های پلاژیوکلاز نشان‌دهنده‌ی تبلور آن‌ها در نزدیکی سطح و فشار پایین می‌باشند. منطقه بندی و سریسیتی شدن در این میکروولیت‌ها مشاهده می‌شود. منطقه بندی موجود در پلاژیوکلازها یک طرح سیستماتیک از تغییرات شیمیایی درون کانی‌های یک محلول جامد است و در واقع نشان‌دهنده واکنش ناقص مداوم بین مذاب و محلول جامد می‌باشد. سرعت انتشار خیلی کم یون‌های CaAl و NaSi در طول تبلور شاهی بر این امر است (بست، ۲۰۰۳). اگر در سیستم پلاژیوکلاز، تعادل کامل برقرار باشد، بلورها به طور ممتد با ماده‌ی مذاب واکنش می‌دهند و نه تنها در پلاژیوکلاز منطقه بندی بوجود نمی‌آید، بلکه ترکیب آن‌ها با ترکیب ماده‌ی اولیه یکسان می‌شود. معمولاً منطقه بندی نشانگر کندتر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت رشد بلور است (شلی، ۱۹۹۳).

- کانی‌های فرعی

• کانی‌های اپک

مگنتیت و هماتیت فراوان‌ترین کانی‌های اپک در اولیوین بازالت‌ها هستند (شکل ۳-۱۱ و ۳-۱۲). مگنتیت با ظاهری اسکلتی و به طور گسترده در مقاطع صیقلی مشاهده می‌شود. این کانی‌ها غالباً به صورت ادخال درون سایر کانی‌ها حضور دارند. این امر نشان‌دهنده‌ی تبلور تقریباً همزمان کانی‌های روشن و اپک است. بعضی از کانی‌ها مانند مگنتیت و اولیوین در سنگ‌ها همواره کوچک می‌باشند. سرعت سردشدگی به تنهایی عامل تفاوت در اندازه‌ی رشد بلورها نیست، بلکه این امر به اثر متقابل سرعت هسته بندی و رشد کانی‌های مختلف در مذاب بستگی دارد. بدین صورت که نرخ بالای هسته بندی و نرخ پایین رشد، اندازه‌ی کوچک کانی‌های اپک و اولیوین را در پی خواهد داشت (بست،

۲۰۰۳) در بعضی موارد نیز کانی‌های اپک به صورت فنوکریست با بافت غربالی مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۳).

• آپاتیت

آپاتیت‌ها به صورت بلورهای سوزنی، کشیده و بسیار ریز درون پلاژیوکلاز و پیروکسن وجود دارند. حضور گسترده‌ی آپاتیت معرف بالا بودن میزان P_2O_5 در ماگمای سازنده‌ی اولیوین بازالیت می‌باشد. بالا بودن میزان P_2O_5 یکی از ویژگی‌ها و شواهد ماگماهای آکالن است (پرواتک^۱ و کلم^۲، ۲۰۰۶) (شکل ۳-۱۴).

- کانی‌های ثانویه

از مهمترین این کانی‌ها می‌توان به کلریت، سریسیت، کلسیت، زئولیت، اپیدوت و ایدنگزیت اشاره کرد. برخی از بلورهای اولیوین و پیروکسن به طور کامل بوسیله‌ی کانی‌های کلسیت، کلریت و اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند و سودومورف‌هایی ایجاد کرده‌اند.

• کلریت

در اثر دگرسانی کانی‌های فرومنیزین بوجود می‌آید و معرف حضور سیال آبدار در طی دگرسانی و خروج Na و Ca از اوژیت می‌باشد. این کانی همراه با اپیدوت باعث تشکیل رنگ سبز در سنگ می‌شود.

• سریسیت

بلورهای ریز سریسیت به همراه اپیدوت، کلریت، آلبیت، کلسیت و پرهنیت مجموعه سوسوریت را بوجود می‌آورند. رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و یون پتاسیم است. یکی از منابع مهم یون

^۱ Prowatke

^۲ Klemme

پتاسیم، فرایند کلریتی شدن است که در نتیجه‌ی این عمل یون پتاسیم با سازنده‌ی آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و یون کلسیم آزاد می‌کند. از این رو قسمت‌های غنی از آنورتیت پلاژیوکلاز به راحتی سربسیتی می‌شوند (شلی، ۱۹۹۳؛ کریم زاده، ۲۰۰۶). سربسیتی شدن و سوسوریتی شدن بیشتر در مرکز پلاژیوکلازها که آنورتیتی است صورت گرفته است و بیانگر منطقه بندی عادی در آنهاست.

• کلسیت

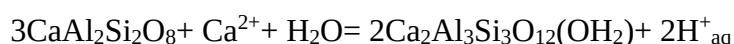
این کانی در نتیجه‌ی دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار مانند اوژیت حاصل می‌شود و به صورت رگه‌ای و یا بلورهای پراکنده به همراه کلریت، اپیدوت و زئولیت در داخل حفرات ظاهر شده است.

• زئولیت

کانی زئولیت در داخل حفرات سنگ‌های اولیوین بازالتی با بافت شعاعی و رنگ سفید دیده می‌شود. بر پایه دو نمونه تجزیه XRD از زئولیت‌های منطقه نوع آن‌ها ناترولیت و مزولیت تعیین شد. زئولیت‌های مذکور به همراه آنالسیم و کلسیت رگه‌ها و حفرات موجود در سنگ‌های آتشفشانی را پر می‌کنند.

• اپیدوت

این کانی حاصل دگرسانی اوژیت و پلاژیوکلاز می‌باشد. حضور اپیدوت معرف وجود آب در طی دگرسانی است. با اضافه شدن آب به پلاژیوکلاز کلسیک در طی دگرسانی گرمایی، بخش آنورتیتی پلاژیوکلاز به اپیدوت و باقیمانده به آلبیت تبدیل می‌شود که همراه با کربنات و سربسیت مجموعه سوسوریت را تشکیل می‌دهند (گوپتا^۱، ۲۰۰۷):



^۱ Gupta

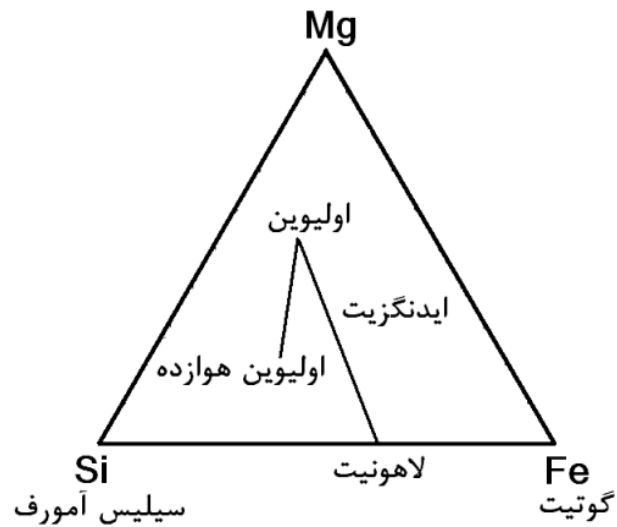
• ایدنگزیت

اولیوین یکی از مستعدترین کانی‌ها برای دگرسانی شیمیایی است، که غالباً دگرسانی در آن به طور کامل صورت می‌گیرد. در سنگ‌های آتشفشانی، در اثر دگرسانی اولیوین، ایدنگزیت تشکیل شده است (شکل ۳-۱۵). لازم به ذکر است که جزئیات تشکیل این کانی به طور کامل شناخته نشده است. ایدنگزیت یک شبه کانی قرمز رنگ، حاوی اکسید آهن سه ظرفیتی می‌باشد که گوتیت تنها فاز بلورین آن است و جزء سیلیس در ایدنگزیت به صورت آمورف می‌باشد. ایدنگزیت زائی از حاشیه‌ها و شکستگی‌ها شروع شده و تا مرکز بلور ادامه یافته است. این فرایند به نظر دیر^۱ و همکاران (۱۹۹۱)، شامل یک تغییر و تبدیل پیوسته در ساختمان اولیوین است و طی آن با ورود اتم‌های هیدروژن به درون ساختمان اولیوین و اتصال آن به اتم اکسیژن، کاتیون‌های Fe^{+2} , Mg, Si از شبکه‌ی بلوری خارج شده و کاتیون‌های Ca , Fe^{+3} , Al در شبکه‌ی بلور جانشین آن‌ها می‌شوند. شکل ۲-۳ طرح شماتیکی از تشکیل ایدنگزیت را نشان می‌دهد که توسط ولج^۲ و بنفیلد^۳ (۲۰۰۲) ارائه شده است و نظر دیر و همکاران (۱۹۹۱) را تأیید می‌کند.

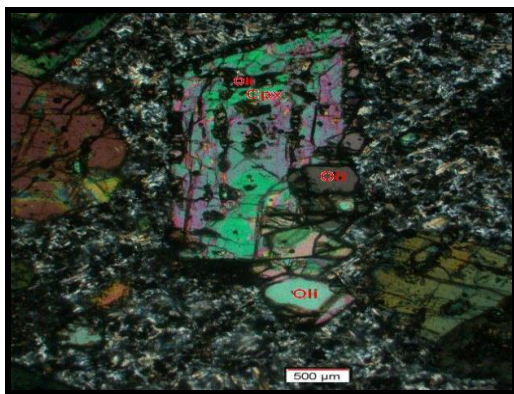
^۱Deer

^۲Welch

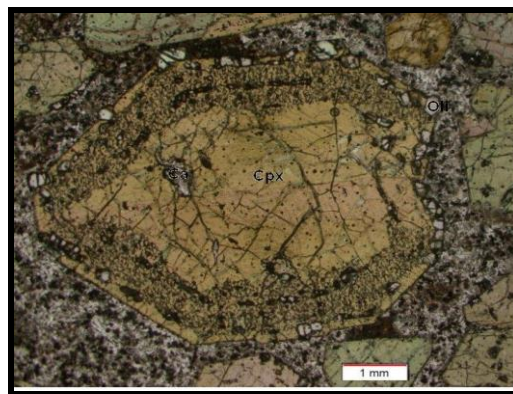
^۳ Benfield



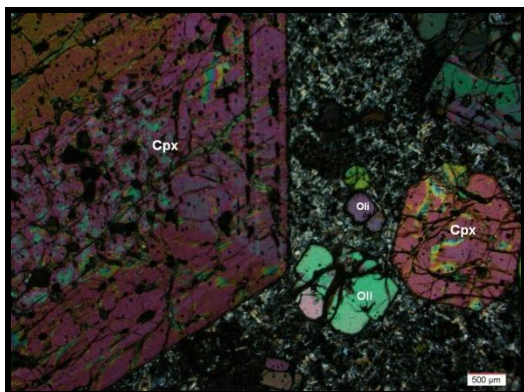
شکل ۳-۲- تغییرات ترکیب اولیوین به ایدنگزیت در بازالت‌های بلبکس در ماسیو سانت‌رال فرانسه (ولچ و بنفیلد، ۲۰۰۲).



شکل ۳-۷- تصویری از حضور فنوکریست پیروکسن و اولیوین با بافت غیر تعادلی در بازالت، اولیوین اسکلتی در قسمت‌های مرکزی بلور مشاهده می‌شود (XPL).



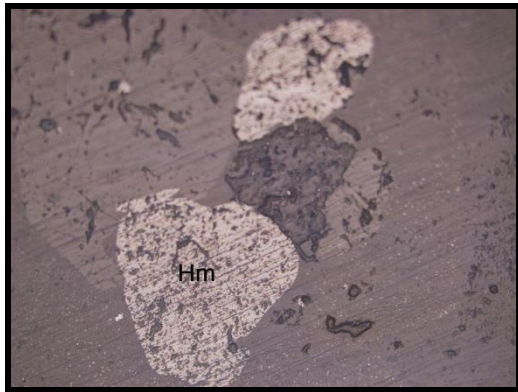
شکل ۳-۶- تصویری از فنوکریست پیروکسن در اولیوین بازالت، منطقه بندی ترکیبی، ادخال و حاشیه واکنشی اولیوین در حاشیه پیروکسن مشهود است (PPL).



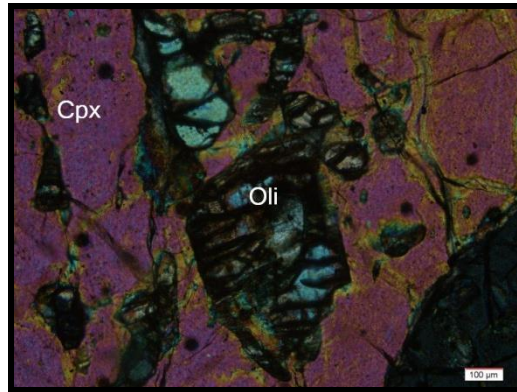
شکل ۳-۹- تصویری از حضور فنوکریست‌های اولیوین با بافت غیر تعادلی در اولیوین بازالت (XPL).



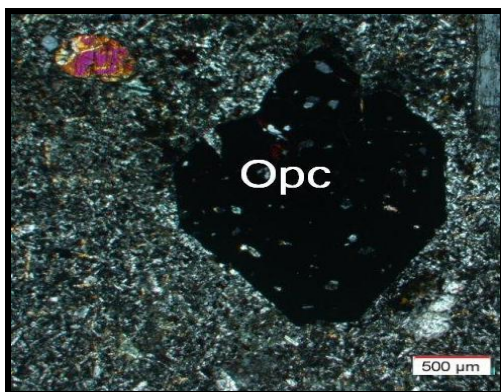
شکل ۳-۸- تصویری از فنوکریست کلینوپیروکسن با ماکل ساعت شنی در اولیوین بازالت‌ها، (به اولیوین‌های ریز بلور با بافت غیر تعادلی درون بلور توجه کنید) (XPL).



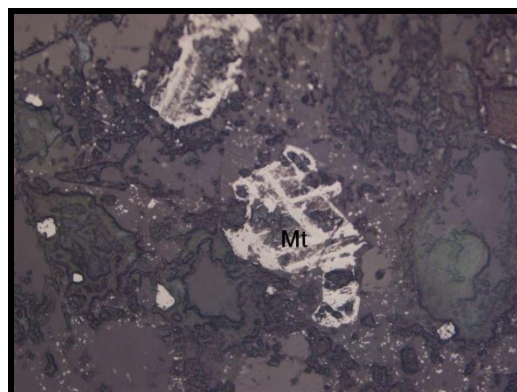
شکل ۳-۱۱- تصویری از هماتیت در اولیوین بازالت (نور انعکاسی)



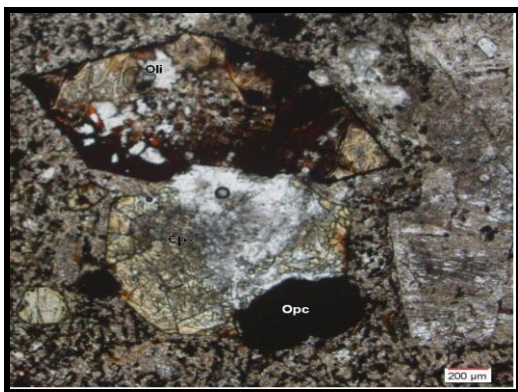
شکل ۳-۱۰- تصویری از بلورهای اسکلتی اولیوین در اولیوین بازالت (XPL).



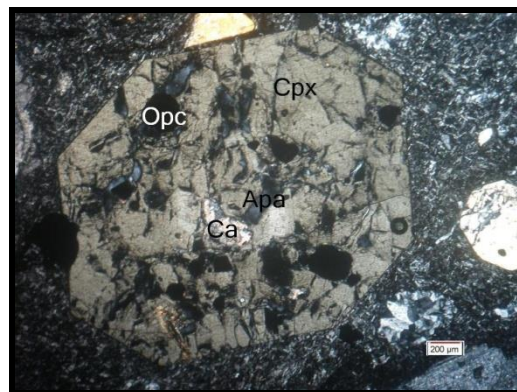
شکل ۳-۱۳- تصویری از حضور کانی اپک با بافت غربالی در اولیوین بازالت (XPL).



شکل ۳-۱۲- تصویری از مگنتیت با ظاهری اسکلتی در اولیوین بازالت (نور انعکاسی).



شکل ۳-۱۵- تصویری از ایدنگزیتی شدن کانی اولیوین در اولیوین بازالت، قالب این کانی بوسیله کلسیت و کانی اپک پر شده است (PPL).



شکل ۳-۱۴- تصویری از حضور ادخال کانی‌هایی اپک، آپاتیت و کلسیت در کلینوپیروکسن (XPL).

۳-۲-۲- تراکی بازالت‌ها

تراکی بازالت‌ها دارای رنگ سبز تیره تا خاکستری تیره می‌باشند. شدت دگرسانی در آن‌ها

متغیر است به طوری که فنوکریست‌های اولیوین این سنگ‌ها شدیداً دگرسان و از حاشیه‌ی بلور به

سمت مرکز ایدنگزیتی شده‌اند. کشیدگی بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز، همچنین ماکل آن‌ها در سطح تازه‌ی سنگ کاملاً مشخص است. بافت غالب تراکی بازالت‌ها، اینترگرانولار (شکل ۳-۱۹)، گلوپورپورفیری (شکل ۳-۱۶ و ۳-۱۷) و پورفیری (۳-۱۸) می‌باشد.

تراکی بازالت‌های منطقه عمدتاً به دو دسته‌ی پلاژیوکلاز پورفیری و پیروکسن پورفیری تقسیم می‌شوند. با توجه به روابط فازی و فراوانی کانی‌های مشاهده شده، ترتیب تبلور کانی‌ها در ترکیبات تراکی بازالت به صورت زیر می‌باشد:



- کانی‌های اصلی

• پلاژیوکلاز

به صورت بلورهای خودشکل و نیمه خودشکل، درون سنگ دیده می‌شوند. دارای ماکل تکراری، منطقه بندی، بافت غربالی و تحلیل رفتگی می‌باشند. درون تراکی بازالت‌های با پلاژیوکلاز غالب، درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای ابعاد نسبتاً بزرگ می‌باشند (شکل ۳-۲۰). اندازه‌ی بلورها در سنگ‌های ماگمایی را می‌توان به این صورت توجیه کرد که همزمان با هسته بندی، رشد نیز صورت می‌گیرد، در صورتی که سرعت رشد نسبتاً کم باشد، ممکن است هسته‌های زیادی تشکیل شوند، در نتیجه، اندازه دانه‌ها نسبتاً کوچک و حتی آفانتیک می‌شود. اما در حالتی که سرعت رشد نسبت به سرعت هسته بندی بیشتر باشد، تعداد کمی هسته تشکیل می‌شود و اندازه دانه‌ها بزرگتر و آشکار بلور می‌شوند (بست، ۲۰۰۳). شاو^۱ (۱۹۶۵) پیشنهاد کرد که اندازه‌ی دانه بوسیله نسبت سرعت رشد بلور (ϕ) به سرعت هسته بندی (n) کنترل می‌شود:

$$\sim (\phi/n)^{1/4} \text{ اندازه متوسط بلور}$$

^۱Shaw

همچنین به نظر بست (۲۰۰۳)، تبدیل شدن بلورهای کوچکتر به بلورهای بزرگتر، به تبعیت از اصل بلوغ بافتی استوالد، باعث کاهش انرژی سطحی دانه‌ها و در نتیجه پایداری بیشتر بلورها می‌شود. علاوه بر این با توجه به رقیق بودن ماگمای بازالتی، سرعت بالای انتشار را نیز می‌توان در اندازه بزرگ بلورها مؤثر دانست.

آثار دگرسانی پورفیرهای پلاژیوکلاز به سریسیت در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود. حضور اذخال-های آپاتیت و مگنتیت در این فنوکریست‌ها حاکی از تبلور آن‌ها قبل از پلاژیوکلاز است.

• پیروکسن

درون تراکی بازالت‌های با پیروکسن غالب، بلورهای خودشکل پیروکسن اغلب سالم هستند و دارای ماکل ساده و منطقه بندی می‌باشند. با توجه به خصوصیات میکروسکوپی که قبلاً ذکر شد، به نظر می‌رسد که نوع پیروکسن، اوژیت و تیتان اوژیت باشد. چند رنگی بلورهای اوژیت نشانگر وجود تیتان در سنگ‌های منطقه است. بعضی از بلورهای کلینوپيروکسن دچار انحلال و خوردگی شده‌اند که حاکی از عدم تعادل کانی تحت شرایط فیزیکیوشیمیایی یا ترمودینامیکی جدید است. در درون بلورهای اوژیت، کانی‌های اپک و آپاتیت وجود دارد که نشان‌دهنده‌ی تقدم تبلور آن‌ها نسبت به کلینوپيروکسن است.

• اولیوین

بلورهای اولیوین موجود در تراکی بازالت‌ها عمدتاً دگرسان شده و انحلال و خوردگی در آن‌ها دیده می‌شود. انحلال و تجزیه شدگی در حاشیه بلور بیشتر است که در امتداد این شکستگی‌ها، ایدنگزیتی شدن بوقوع پیوسته و تا مرکز بلور ادامه دارد. از نظر تقدم و تأخر تبلور می‌توان به تحذب و تقعر وجوه کانی‌ها در تماس با هم اشاره کرد، بدین ترتیب که سطوح محدب قبل از سطوح مقعر متبلور شده‌اند. همان طور که در شکل ۳-۲۱ مشاهده می‌شود، سطوح بلورهای اولیوین به شکل محدب و سطوح بلورهای کلینوپيروکسن به صورت مقعر تشکیل شده‌اند که حاکی از تقدم تبلور اولیوین‌ها است.

- کانی‌های فرعی

• کانی‌های اپک

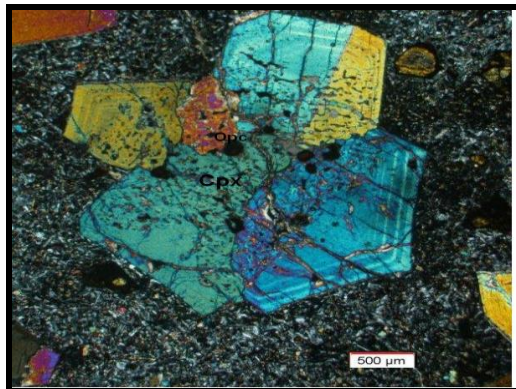
آن‌ها به صورت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار، در زمینه سنگ پراکنده‌اند. همچنین درون بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به صورت ادخال وجود دارند.

• آپاتیت

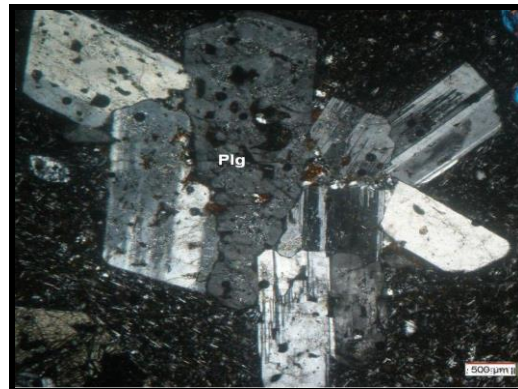
به صورت بلورهای سوزنی و بسیار کوچک درون پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن دیده می‌شود.

- کانی‌های ثانویه

ایدنگزیت، کلسیت، کلریت و سربیسیت، کانی‌های ثانویه‌ی تراکی بازالت‌ها هستند. ایدنگزیت از دگرسانی فنوکریست‌های اولیوین حاصل شده است. سربیسیت و کلسیت، حاصل دگرسانی فنوکریست‌ها و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشند. کلریت نیز در اثر دگرسانی فنوکریست‌های پیروکسن و اولیوین تشکیل شده است.



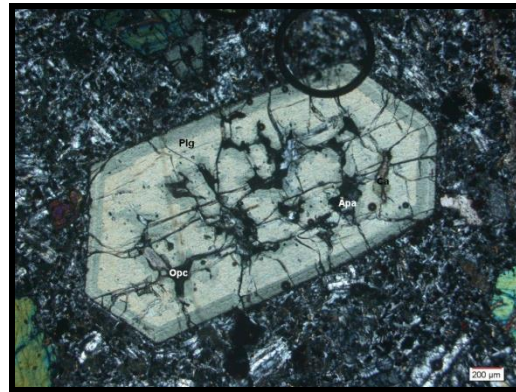
شکل ۳-۱۷- تجمع گلومرولی کلینوپیروکسن در تراکی بازالت با پیروکسن غالب، بافت غربالی و منطقه‌بندی در آن مشهود است (XPL).



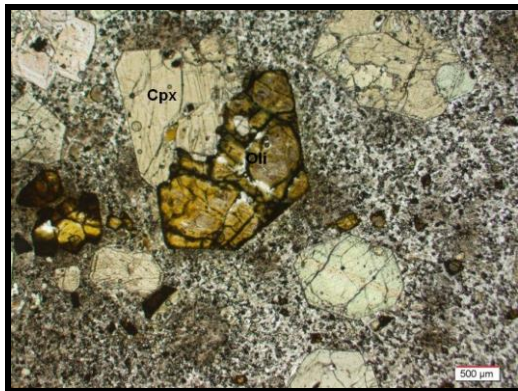
شکل ۳-۱۶- تجمع فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلومروپورفیری در تراکی بازالت با پلاژیوکلاز غالب (به ادخال کانی‌های اپک، آپاتیت و سربیسیتی شدن پلاژیوکلاز توجه کنید) (XPL).



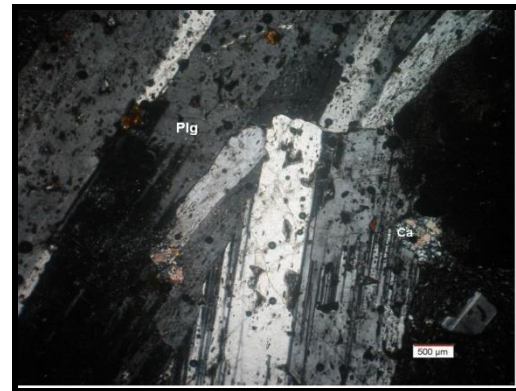
شکل ۳-۱۹- بافت اینترگرانولار در تراکی بازالت (XPL).



شکل ۳-۱۸- بافت پورفیری در تراکی بازالتها (پلاژیوکلاز دارای ادخال‌هایی از کانی‌های اپک، آپاتیت و کلسیت می‌باشد) (XPL).



شکل ۳-۲۱- تصویری از حضور اولیوین و کلینوپیروکسن در تراکی بازالت (PPL).



شکل ۳-۲۰- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ابعاد بسیار بزرگ در تراکی بازالت (XPL).

۳-۲-۳- تراکی آندزی بازالت‌ها

در اغلب رخنمون‌ها، گدازه‌های تراکی آندزی بازالتی و بازالتی با هم دیده می‌شوند و تفکیک آن‌ها از یکدیگر مشکل است اما رنگ گدازه‌های تراکی آندزی بازالتی روشن‌تر از بازالت‌ها می‌باشد، و به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن رخنمون دارند. سنگ‌های این واحد دارای بافت پورفیری می‌باشند، به طوری که بلورهای درشت پلاژیوکلاز و پیروکسن در خمیره‌ی ریز بلور از همین کانی‌ها قابل تشخیص هستند (شکل ۳-۲۲). آنکلاوهای تیره‌تر از سنگ میزبان، به ابعاد چندین سانتی‌متر و به اشکال بیضوی در سنگ دیده می‌شوند. مشاهدات میکروسکوپی هم منشأ بودن آن‌ها را ثابت می‌کند. احتمالاً

این آنکلاوها، قسمت‌های زودرس سنگ‌ها می‌باشند که بوسیله‌ی ماگما به سطح آورده شده‌اند (بست، ۲۰۰۳) و دارای بافت میکروولیتیک پورفیری و پاراژنز کانیاپی زیر می‌باشند (شکل ۳-۲۳):

Plagioclase + Clinopyroxene + Opaque

از ویژگی‌های بارز این تراکی آندزی بازالت‌ها می‌توان به حاشیه‌های واکنشی خورده شده، تحلیل رفته و وجود بافت غربالی در پلاژیوکلاز اشاره کرد (شکل ۳-۲۴). تحلیل رفتگی یک فاز جامد در یک فاز سیال نشانه‌ی تحت اشباع بودن سیال مزبور از آن فاز است، یعنی فازی که قبلاً به علت اشباع بودن آن در سیال اولیه متبلور شده، اکنون به واسطه‌ی تغییر شرایط دچار انحلال شده است. تغییر ترکیب سیال، معلول تغییرات ناگهانی دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ‌های درون گیر و یا اختلاط با مایعات درگیر است. خوردگی سطوح و کناره‌های بلور نیز نشان‌دهنده‌ی فرایند عدم تعادل کانی، تحت شرایط فیزیکوشیمیایی یا ترمودینامیکی جدید است.

یکی از ویژگی‌های شاخص تراکی آندزی بازالت‌ها، وجود زینولیت (Xenoliths) گوشته‌ای در آن-هاست (شکل ۳-۲۵). زینولیت‌های مذکور در واقع تکه‌های دیرگداز کنده شده از محل منبع و یا مسیر عبور ماگما می‌باشند (بست، ۲۰۰۳). وجود آن‌ها نشان‌دهنده‌ی عبور سریع ماگما از میان لیتوسفر و انتقال از محل منشأ به سطح، بدون آرایش قابل توجه است به همین دلیل شاخص مناسبی جهت بررسی فرآیندهای موجود در اتاق ماگمایی محل منبع می‌باشند (آلدانماز^۱ و همکاران، ۲۰۰۶). این زینولیت‌ها عمدتاً کلینوپیروکسن‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشند. کانی‌های اپیک به صورت ادخال حاکی از تبلور زودرس آن‌ها نسبت به کلینوپیروکسن است.

ترتیب تبلور کانی‌های موجود در تراکی آندزی بازالت به صورت زیر خلاصه می‌شود:

Opc → Apa → Cpx → Plg

^۱Aldanmaz

- کانی‌های اصلی

• پلاژیوکلاز

این کانی فراوان‌ترین کانی اصلی تراکی آندزی بازالت‌هاست که به صورت فنوکریست و میکرولیت، در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود. دارای ماکل تکراری، منطقه بندی، بافت غربالی و دگرسانی می‌باشد. دگرسانی در قسمت مرکزی پلاژیوکلاز بیشتر است و به کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت و سریسیت تجزیه شده است. پلاژیوکلازها عمدتاً پدیده سریسیتی شدن را تحمل کرده‌اند و اثر آن به صورت لکه و یا دانه‌های ریزی در سطح و یا حواشی کانی‌ها دیده می‌شود.

• پیروکسن

پیروکسن در این سنگ‌ها از نوع کلینوپیروکسن و عمدتاً اوژیت می‌باشد که هم به صورت فنوکریست‌های خودشکل تا نیمه خودشکل و هم به صورت ریز بلور در زمینه‌ی سنگ وجود دارد. منطقه بندی، چند رنگی و خاموشی مایل در این فنوکریست‌ها دیده می‌شود. از مشخصه‌ی عمده‌ی این پیروکسن‌ها، اجتماعات گلومروپورفیری است.

- کانی‌های فرعی

عمده کانی‌های فرعی موجود در تراکی آندزی بازالت‌ها، اولیوین، کانی‌های اپک و آپاتیت هستند که به طور پراکنده در زمینه سنگ دیده می‌شوند. اولیوین به صورت ریز دانه و به مقدار کم در زمینه سنگ مشاهده می‌شود. کانی‌های اپک درون بلور پیروکسن و پلاژیوکلاز به صورت ادخال وجود دارند. آپاتیت به صورت سوزن‌های ظریف درون پلاژیوکلاز و پیروکسن دیده می‌شود.

- کانی‌های ثانویه

همان طور که در بررسی‌های صحرایی اشاره شد، در سطح تراکی آندزی بازالت‌ها حفراتی وجود دارد که بوسیله کلسیت، کوارتز، زئولیت و آنالسیم پر شده‌اند (شکل ۳-۲۶). سریسیت نیز در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز ایجاد شده است.



شکل ۳-۲۳- حضور آنکلاو هم منشأ درون تراکی آندزی
بازالت (XPL).



شکل ۳-۲۲- تصویری از بافت پورفیری در تراکی آندزی
بازالت (XPL).



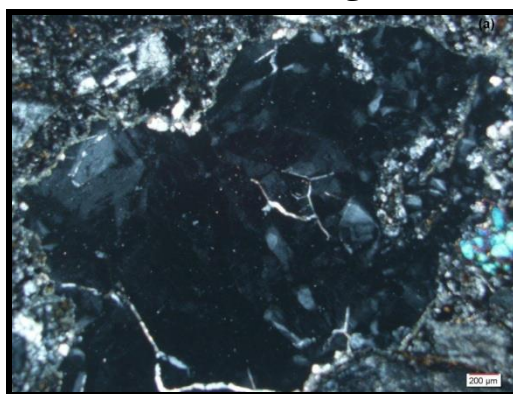
شکل ۳-۲۵- وجود زینولیت گوشته ای در تراکی آندزی
بازالت (XPL).



شکل ۳-۲۴- حضور پلاژیوکلاز با حاشیه خورده شده در
تراکی آندزی بازالت (XPL).



ب



الف

شکل ۳-۲۶- حضور فنوکریست آنالسیم در تراکی آندزی بازالت (الف-نور پلاریزه و ب- نور عادی).

۳-۲-۴- تراکی آندزیت‌ها

این واحد به طور عمده در شمال و غرب عباس آباد رخنمون دارد. رنگ این واحد در سطح تازه نمونه‌ی دستی، خاکستری روشن تا قهوه‌ای است و ساخت پورفیری در سطح آن قابل تشخیص می

باشد. از جمله فنوکریست‌های قابل مشاهده در سطح تراکی آندزیت‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز و پیروکسن اشاره کرد. عمده‌ترین بافت میکروسکوپی آن‌ها شامل مگاپورفیریتیک تا پورفیریتیک با خمیره میکرولیتی و بافت تراکیتی است (شکل ۳-۲۸). بافت تراکیتی در اثر جهت یافتگی بلورهای فلدسپار در جهت جریان گدازه حاصل می‌شود (گوپتا، ۲۰۰۷) (شکل ۳-۲۷). از ویژگی‌های بارز این سنگ‌ها می‌توان به بافت غربالی (شکل ۳-۳۰)، ساختمان منطقه‌ای، خوردگی‌های خلیج مانند، دگرسانی به کانی‌های رسی و سربیسیت در پلاژیوکلاز، سالم بودن فنوکریست‌های پیروکسن و وجود ژئولیت به عنوان کانی پرکننده فضای خالی اشاره کرد.

ترتیب تبلور کانی‌ها در تراکی آندزیت‌ها به صورت زیر می‌باشد:

Opc → Apa → Cpx → Plg

- کانی‌های اصلی

• پلاژیوکلاز

بیشترین حجم سنگ را بلورهای پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند که هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکرولیت در سنگ پراکنده‌اند. رایتر^۱ و همکاران (۲۰۰۱)، بر این باورند که وجود آب مانع پایداری کانی پلاژیوکلاز می‌شود. بنابراین فراوانی قابل توجه بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های منطقه و عدم حضور درشت بلور آمفیبول ممکن است نشانه‌ی تبلور این سنگ‌ها از یک ماگمای کم آب باشد، که این امر خود تأییدی بر منشأ گوشته‌ای ماگمای اولیه بدون ورود سیال است. پلاژیوکلازها غالباً شکلدار و به صورت بلورهای کشیده هستند و دارای ماکل تکراری و ساختمان منطقه‌ای می‌باشند.

^۱Righter

فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در حاشیه دچار انحلال و خوردگی شده‌اند (شکل ۳-۲۸)، احتمالاً عمل انحلال و خوردگی به علت کاهش فشار وارد بر ماگما در طی صعود آن به سطح زمین صورت گرفته است. در واقع کاهش فشار باعث می‌شود بلوری که در اعماق در دمای معینی متبلور شده است، در عمق کمتر تحلیل رود و گرم شدن پلاژیوکلازها در دمای بالاتر از دمای لیکیدوس باعث حل شدن و گرد شدن فنوکریست‌ها می‌شود (شکل ۳-۲۹). دگرسانی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به کلریت، سیرسیت، اپیدوت و کانی‌های رسی در بخش مرکزی آن بیشتر دیده می‌شود.

از مشخصات عمده پلاژیوکلازها می‌توان به بافت گلومروپورفیری در آن‌ها اشاره کرد. درون این تجمعات گلومرولی اذخال‌هایی از پیروکسن، کلسیت، اپیدوت و کانی‌های اپک نیز وجود دارند (شکل ۳-۳۱).

• پیروکسن

این فنوکریست از نوع اوژیت و به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل می‌باشد. دارای طیف رنگی کرم تا بنفش است. بسیاری از نمونه‌ها بافت غربالی، ماکل اوژیتی و ماکل ساعت شنی دارند. قطعاتی از کانی‌های اپک و آپاتیت در پیروکسن‌ها مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده زودرس بودن این کانی‌ها نسبت به فنوکریست مذکور است. در برخی مقاطع، تجمعات گلومروپورفیری فنوکریست‌های پیروکسن دیده می‌شوند که گاهی دچار خوردگی شده‌اند (شکل ۳-۳۳). گاهی شدت خوردگی به اندازه‌ای زیاد است که قالب بلور بوسیله کانی‌های اپک، کلسیت، کلریت و زئولیت پر شده است (شکل ۳-۳۴).

- کانی‌های فرعی

• کانی‌های اپک

مگنتیت و هماتیت مهمترین کانی‌های اپک در تراکی آندزیت‌ها می‌باشند. این کانی‌ها به صورت بلورهای بی شکل تا شکلدار، و به طور پراکنده در زمینه سنگ و یا اذخال درون پیروکسن یافت می‌شوند.

• آپاتیت

آپاتیت به مقدار کم و به صورت بلورهای کوچک، درون پیروکسن و به ندرت در زمینه سنگ قابل مشاهده است. حضور آپاتیت ریز و شکلدار در فنوکریست‌ها معرف تبلور زود هنگام این کانی می‌باشد.

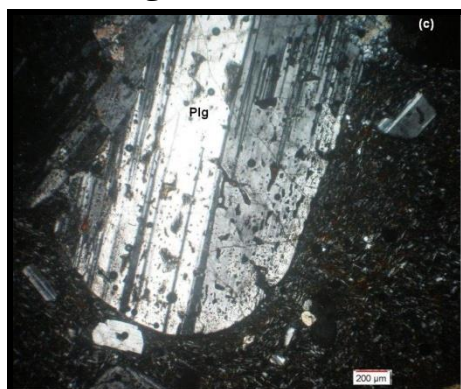
- کانی‌های ثانویه

مهمترین کانی‌های ثانویه، کلریت، کلسیت، سیریسیت، کوارتز و زئولیت می‌باشند. کلریت و سیریسیت به ترتیب محصول دگرسانی پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند. کوارتز، کلسیت و زئولیت نیز به صورت ثانویه و پرکننده فضاهای خالی دیده می‌شوند.

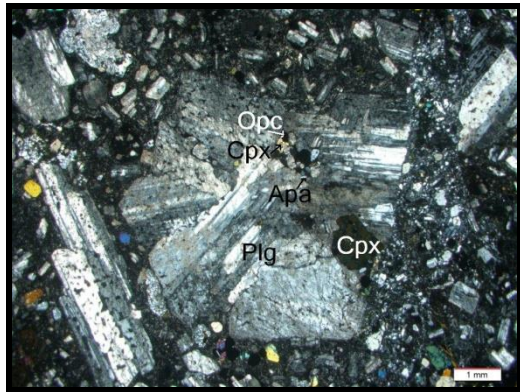


شکل ۳-۲۸- حضور پلاژیوکلاز با حاشیه‌های انحلال یافته و پیروکسن در زمینه میکروولیتی با بافت مگاپورفیریتیک تا پورفیریتیک در تراکی آندزیت (بافت غربالی نیز در فنوکریست‌ها مشاهده می‌شود) (XPL).

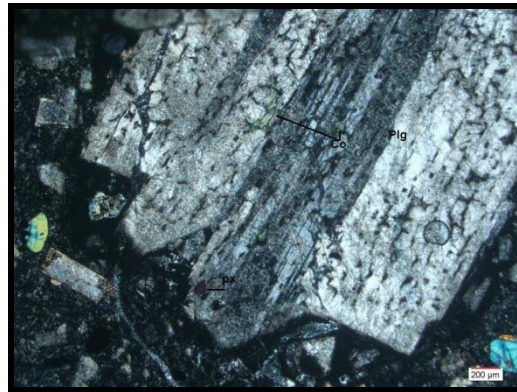
شکل ۳-۲۷- بافت تراکیتی در تراکی آندزیت (XPL).



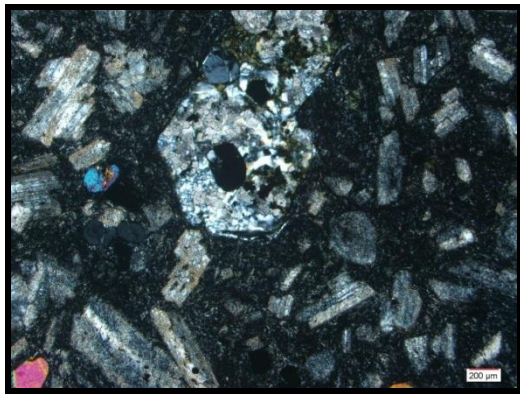
شکل ۳-۲۹- تصویری از فنوکریست پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت (لبه‌ها کاملاً گرد شده‌اند و بافت غربالی در آن مشهود است) (XPL).



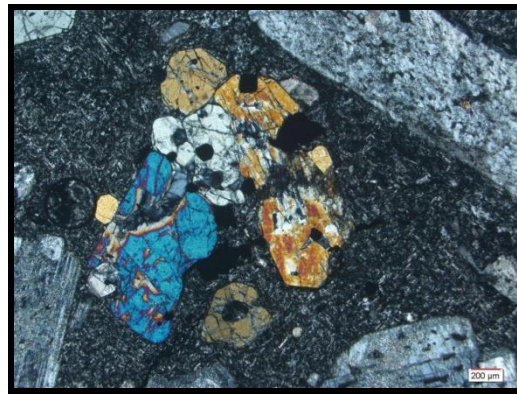
شکل ۳-۳۱- تجمع پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلوپورفیری در تراکی آندزیت (ادخال هائی از پیروکسن، کلسیت و آپاتیت در آن مشهود است) (XPL).



شکل ۳-۳۰- وجود بافت غربالی در پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت (به کلریت و پیروکسن در پلاژیوکلاز توجه کنید) (XPL).



شکل ۳-۳۳- حضور کلسیت، کلریت، کانی های اپک و زئولیت در قالب پیروکسن تراکی آندزیت (XPL).



۳-۳۲- تجمع فنوکریست های پیروکسن و ایجاد بافت گلوپورفیری در تراکی آندزیت (XPL).

۳-۳- پتروگرافی سنگ های آذر آواری

سنگ های آذر آواری منطقه بر اساس شواهد کانی شناسی به انواع آگلومرا و لاپیلی کریستال توف تقسیم می شود.

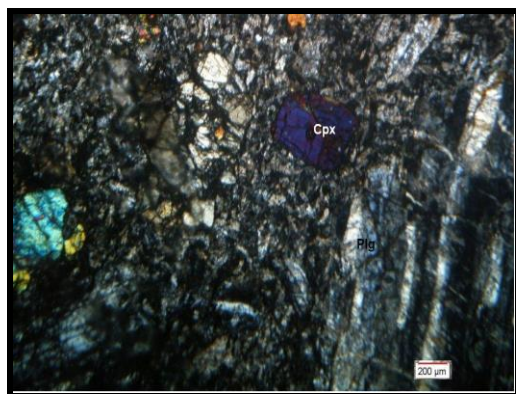
۳-۳-۱- آگلومرا

این واحد به رنگ قرمز قهوه ای دیده می شود و عمدتاً دارای ترکیب تراکی بازالتی و تراکی آندزیتی می باشد. کانی های تشکیل دهنده شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، کانی های اپک، بلورهای کلسیت، کوارتز، کلریت، مالاکیت و اپیدوت می باشند، که در زمینه ای تقریباً شیشه ای پراکنده شده اند (شکل

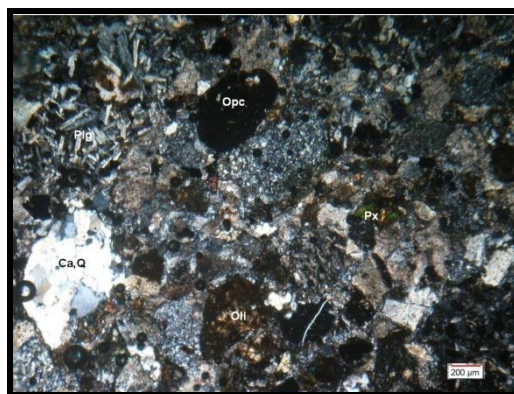
۳-۳۴). پلاژیوکلاز به سریسیت، اپیدوت و کانی‌های رسی تبدیل شده است. دگرسانی در مرکز بلورها بیشتر است که این امر حاکی از کلسیک بودن مرکز نسبت به حاشیه می‌باشد. فنوکریست‌های پیروکسن عمدتاً سالم و دارای چند رنگی هستند (شکل ۳-۳۵).

۳-۳-۲- لاپیلی کریستال توف

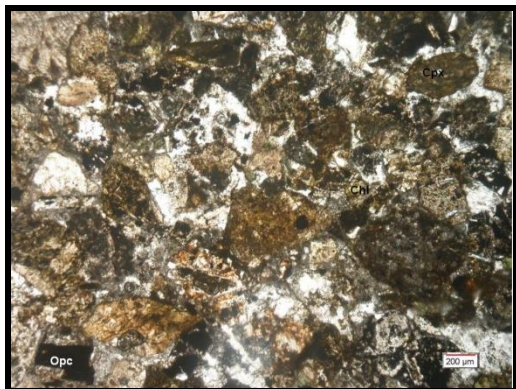
این واحد به رنگ قهوه‌ای رخنمون دارد. بافت آن پورفیری با زمینه میکرولیتی است. پلاژیوکلازها با بافت غربالی عمده‌ترین فنوکریست موجود در لاپیلی کریستال توف می‌باشند و به سریسیت، کانی‌های رسی و اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۳۶). دگرسانی از مرکز بلور شروع شده و تا حاشیه‌ها امتداد یافته است. این امر نشان‌دهنده‌ی کلسیک بودن مرکز پلاژیوکلاز می‌باشد. در نمونه‌های سالم پلاژیوکلاز ماکل تکراری و ساختمان منطقه‌ای دیده می‌شود. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن با خاموشی مایل و چند رنگی شناخته می‌شوند (شکل ۳-۳۷). همچنین کانی‌های کلریت، اپیدوت، کلسیت، هماتیت، مگنتیت و کوارتز به صورت پسودومورف جانشین کانی‌های اصلی سنگ شده‌اند.



شکل ۳-۳۵- تصویری از حضور فنوکریست پلاژیوکلاز و پیروکسن در آگلومرا (XPL).



شکل ۳-۳۴- تصویر میکروسکوپی از آگلومرا (XPL).



شکل ۳-۳۷- تصویری از فنوکریست پیروکسن در لاپیلی کریستال توف (XPL).



شکل ۳-۳۶- تصویری از کانی پلاژیوکلاز در لاپیلی کریستال توف (PPL).

فصل چہارم

ژئوشیمی

۴-۱- مقدمه

پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها از اهمیت زیادی برخوردار است. امروزه بررسی دقیق و همه جانبه سنگ‌ها از جمله تفسیر منشأ و پتروژنز آن‌ها، همچنین تجزیه و تحلیل داده‌ها بدون مطالعات ژئوشیمیایی، امکان‌پذیر نیست.

به منظور مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی سیر تحول عناصر، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۱۸ نمونه از سنگ‌ها، با توجه به تنوع سنگ‌شناسی و حداقل دگرسانی جهت انجام مطالعات شیمیایی انتخاب گردید. سنگ‌های انتخاب شده به منظور تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در آزمایشگاه ACME کانادا به روش ICP – MS (طیف سنج جرمی نشری پلاسمای جفت شده القایی) تجزیه شدند. ICP – MS، روشی نسبتاً جدید است که به دلیل حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقت خوب، در حکم ابزاری برای تجزیه ایزوتوپی و عناصر جزئی، مورد پذیرش گسترده قرار گرفته است (رولینسون^۱، ۱۹۹۳). سپس، نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی توسط نرم افزارهای پترولوژیکی GCDKIT و Igpert مورد پردازش قرار گرفتند.

از بین ۱۸ نمونه‌ی آنالیز شده، یک نمونه اولیوین بازالت، ۵ نمونه تراکی بازالت، ۷ نمونه تراکی آندزی بازالت و ۵ نمونه تراکی آندزیت می‌باشند. مختصات جغرافیایی و محل برداشت نمونه‌ها به همراه نام آن‌ها در جدول ۴-۱ ارائه شده است.

همان‌طور که در فصل اول اشاره شد، بادامه (۱۳۸۲) و موسوی (۱۳۸۸) در رساله‌های کارشناسی ارشد خود، پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی مناطق مجاور عباس آباد و چغندر سر را مورد بررسی قرار دادند. با توجه به این‌که شباهت‌های بسیار زیادی بین نمونه‌های آنالیز شده وجود دارد، بنابراین برای به‌دست آوردن نتیجه‌ی جامعی از مطالعات انجام شده، از نمونه‌های بادامه (۱۳۸۲) و موسوی

^۱Rollinson

(۱۳۸۸) نیز در نمودارهایی مانند نمودارهای تغییرات، سری ماگمائی، نمودارهای عنکبوتی و جایگاه

تکتونیکی استفاده گردیده است، البته نمونه‌ها بر اساس ترکیب سنگ‌شناسی طبقه‌بندی شده‌اند.

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در جدول ۴-۲ و نتایج آنالیزهای شیمیایی

بادامه (۱۳۸۲) و موسوی (۱۳۸۸) در جدول ۴-۳ نمایش داده شده‌اند. اکسید عناصر اصلی و مقادیر

نرماتیو کانی‌های مجازی به صورت درصد وزنی (Wt. %) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت

قسمت در میلیون (ppm) می‌باشند. شایان ذکر است که تصحیحات لازم مانند حذف مواد فرار

(L.O.I) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO برای تمام نمونه‌های سنگی اعمال گردیده است.

جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده به منظور تجزیه شیمیایی.

شماره نمونه	شماره مقطع	موقعیت جغرافیایی		نام سنگ	محل نمونه گیری
		عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی		
S ₂	KS ₂ -5	4022122	400430119	تراکی آندزیت	کاهک
S ₅	KS9	4022122	400430119	تراکی آندزیت	
S ₈	KS11	4022122	400430119	تراکی آندزیت	
S ₄	AB ₁	4023004	400435538	تراکی بازالت	عباس آباد
S ₁₁	ABS ₁ -1	4024028	400437132	تراکی آندزی بازالت	
S ₉	ABS ₉	4028083	400449988	تراکی بازالت	
S ₂₀	ABS ₁₁	4028083	400449988	تراکی بازالت	
S ₇	ABS ₁₀	4028083	400449988	تراکی بازالت	
S ₆	ABS ₁ -13	4024028	400437132	تراکی آندزی بازالت	
S ₃	AB ₆	4023027	400436127	تراکی آندزی بازالت	
S ₁	AB ₉	4023027	400436127	تراکی آندزی بازالت	
S ₁₀	ABS ₁₈	4029521	400444483	تراکی آندزی بازالت	
S ₁₅	MS ₁ -7	4030119	400404154	تراکی بازالت	میاندشت
S ₁₃	MS ₁ -9	4030119	400404154	تراکی آندزی بازالت	
S ₁₇	MS ₃ -5	4027614	400433269	تراکی آندزیت	
S ₁₉	MS ₃ -4	4027614	400433269	تراکی آندزیت	
S ₁₆	MS ₄ -1	4027603	40043372	تراکی آندزی بازالت	
S ₁₄	MS ₁ -4	4030119	400404154	بازالت	

۴-۲- منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌ها

مهمترین عوامل بروز خطا در نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عبارتند از: آلاینش در طبیعت، آلاینش در خلال خرد کردن و آسیاب نمودن نمونه‌ها، خطاهای ناشی از کالیبراسیون و خطاهای ناشی از همپوشانی پیک‌ها.

منابع آلاینش موجود در طبیعت (پوشش نازک رسوبات بر روی نمونه‌ها) را می‌توان بوسیله‌ی شستشوی تکه‌های سنگ پس از بریدن و قبل از پودر کردن با اسیدکلریدریک ۱ مولار، به مدت چند دقیقه، برطرف کرد.

آلاینش در هنگام آماده سازی نمونه (خرد و آسیاب کردن) یک منبع مهم خطا در تجزیه‌ی شیمیایی است. این آلودگی از طریق تمیز کردن و یا آغشته کردن دستگاه با نمونه‌ای که خرد یا آسیاب خواهد شد، تا حد زیادی برطرف می‌شود. جهت آسیاب کردن نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه از دستگاه آسیاب آهنی موجود در آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود مشهود، استفاده شده است. لذا، اضافه شدن مقدار جزئی آهن، نیکل، کبالت و وانادیم در این مرحله از آماده سازی، امری طبیعی است. با توجه به این که آهن از عناصر اصلی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌هاست، آلاینش مقدار ناچیز این عنصر، نمی‌تواند نقش مهمی در ایجاد خطا داشته باشد.

همان‌طور که عنوان شد، از عوامل دیگر بروز خطا می‌توان به خطاهای ناشی از کالیبراسیون و خطاهای ناشی از همپوشانی پیک‌ها اشاره کرد. از آنجا که نمونه‌های مورد مطالعه در آزمایشگاه ACME کانادا به روش ICP – MS تجزیه شده‌اند، احتمال بروز خطاهای مذکور بسیار اندک است. به علاوه، حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقت بالای این روش، اطمینان بیشتری را برای تجزیه و تحلیل نتایج بدست آمده در پی خواهد داشت.

۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌ی ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از نتایج حاصل از تجزیه‌ی ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه و پردازش آن‌ها، لازم است تصحیحاتی در مورد آن‌ها اعمال شود. از جمله‌ی این تصحیحات می‌توان به حذف مواد فرّار (L.O.I) و نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ اشاره کرد.

۴-۳-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرّار (L.O.I)

میزان مواد فرّار در سنگ‌های ماگمایی کم است و حضور آن‌ها عمدتاً ناشی از فرآیندهای ثانویه مانند دگرسانی و هوازدگی می‌باشد (ویلسون^۱، ۱۹۸۹). نتایج حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی نشان‌دهنده‌ی وجود مواد فرّار (L.O.I) در نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی ۰/۸ تا ۵/۵ درصد است. مقادیر L.O.I اولیه در جدول ۴-۲ ارائه شده است.

به منظور حذف مواد فرّار برای هر نمونه‌ی سنگی، درصد L.O.I را از مقدار حاصل جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده، مقدار جدید مجموع اکسیدها در سنگی خواهد بود که مواد فرّار آن حذف شده است. سپس، نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضربی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، تا درصد وزنی اکسیدها بدون مواد فرّار محاسبه گردد. به عنوان مثال ضریب حذف مواد فرّار (Z) برای نمونه‌ی AB₉، به صورت زیر محاسبه شده است:

$$\text{AB}_9: \text{Sum} = 99.64, \text{L.O.I} = 2.6$$

$$\text{Sum} - \text{L.O.I} = 99.64 - 2.6 = 97.04$$

$$Z = 100 / 97.04 = 1.03$$

^۱Wilson

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

Samples	AB1	MS ₁₋₇	MS ₁₋₉	ABS ₁₋₁	ABS9	ABS11	ABS10	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	۱۰,۲۲	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	۲۸,۲۳۸	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

علائم معرف کانی‌های نرماتیو عبارتند از :

Q: کوارتز، C: کروندوم، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، Di: دیوپسید، Wo:

ولاستونیت، Hy: هیپرستن، Oli: اولیوین، Mt: مگنتیت، Il: ایلمنیت، Ap: آپاتیت.

ادامه جدول ۲-۴

Samples	KS ₂ -5	KS9	KS11	MS ₃ -5	MS ₃ -4	AB9	ABS18	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
P ₂ O ₅	۰,۴۰	۰,۵۰	۰,۴۹	۰,۳۴	۰,۵۶	۰,۷۵	۰,۶۳	۰,۶۵	۰,۳۵
MnO	۰,۱۱	۰,۱۲	۰,۱۴	۰,۰۹۸	۰,۱۰	۰,۱۱	۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۱۵
Cr ₂ O ₃	۰,۰۰۲	۰,۰۰۴	۰,۰۰۵	۰,۰۰۴	۰,۰۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰۳	۰,۰۰۶	۰,۰۷۹
Sum	۱۰۱,۰۵	۱۰۱,۳	۱۰۱,۲	۱۰۱,۹	۱۰۲	۱۰۲,۲	۱۰۲,۳	۱۰۲,۵	۱۰۲,۱
L.O.I	۰,۸	۱,۵	۱,۶	۵,۵	۲,۶	۲,۶	۲,۳	۲,۲	۲,۲
Norm (CIPW)									
Q	۷,۸۴۸	۶,۳۹	۵,۵۸۴	.	.	.	.	.	.
C	۴,۳۹۷	.	.	.	.	.	.	.	.
Or	۱۰,۷۲۱	۱۷,۵۹	۲۶,۴۹۶	۱۴,۴۴۶	۲۵,۱۲۷	۲۹,۰۰۳	۱۸,۹۸۱	۲۵,۳۱۳	۸,۴۸۳
Ab	۴۵,۶۲۹	۳۹,۴۵	۲۹,۳۶۶	۳۹,۲۲۴	۳۵,۴۱۵	۲۷,۰۱۲	۳۷,۰۶۵	۳۲,۱	۱۸,۸۵۷
An	۱۹,۵۰۹	۲۲,۲۲	۱۹,۳۷۵	۴,۶۵۵	۲۱,۸۲۸	۲۵,۱۸۱	۲۴,۱۵۷	۲۲,۰۴۴	۱۴,۱۶۱
Ne	.	.	.	۱۰,۱۱۶	۰,۷۱۹	۱,۴۲۳	۱,۱۹۸	۰,۱۷۶	.
Di	.	۲,۱	۱۰,۴۲۷	۱۱,۸۹۶	۱,۵۹۴	۲,۳۰۴	۴,۶۴۲	۴,۷۸۱	۳۷,۹۸۴
Wo	.	.	.	۶,۷۵۹	.	.	.	.	.
Hy	۳,۶۲	۳,۶۲۳	۰,۲۸۱	.	.	.	.	.	۲,۰۵۲
Oli	.	.	.	.	۴,۲۲۶	۳,۶۴۹	۳,۰۴۴	۴,۷۶۸	۵,۰۷۵
Mt	۴,۸۸۱	۴,۷۶۷	۴,۳۸۵	۴,۷۵۷	۵,۴۶۴	۵,۶۴۳	۵,۴۷۱	۵,۶۹۱	۴,۴۴۲
Il	۱,۲۹۵	۱,۲	۱,۳۳۴	۱,۳۷۱	۱,۳۷۲	۱,۲۴	۱,۳۵۸	۱,۲۵۸	۱,۳۷۳
Hm	۰,۳۷۸	.	.	۰,۴۹۶	۰,۳۹۸	۰,۲۴۲	۰,۳۰۹	۰,۲۱۵	۴,۴۴
Ap	۰,۹۵	۱,۱۶۴	۱,۱۴	۰,۷۵۹	۱,۲۸۳	۱,۷۱۲	۱,۴۳۱	۱,۴۷۳	۰,۸۰۸
Sum	۹۹,۲۲۸	۹۸,۵۱	۹۸,۳۸۷	۹۴,۴۷۸	۹۷,۴۲۵	۹۷,۴۰۷	۹۷,۶۵۵	۹۷,۸۱۸	۹۷,۶۷۶

ادامه جدول ۲-۴

Sample	AB1	MS ₁ -7	MS ₁ -9	ABS ₁ -1	ABS9	ABS11	ABS10	ABS ₁ -13	AB6
Trace elements(ppm)									
Sc	۳۷	۴۲	۳۷	۳۴	۳۵	۳۳	۳۳	۱۷	۲۲
Ba	۲۴۲	۴۰۹	۳۹۴	۳۶۶	۳۵۸	۳۶۳	۳۳۲	۳۷۳	۴۶۲
Be	۲	۱	۱	۱	۱	۲	۲	۲	۳
Co	۳۳,۷	۳۷,۲	۳۲	۲۷,۸	۳۱,۹	۳۱,۳	۲۷,۷	۲۲	۲۱,۸
Cs	۱,۱	۱,۲	۱,۲	۳,۵	۵,۲	۵	۷,۱	۲,۸	۱,۶
Hf	۲,۶	۱,۷	۲,۴	۳,۸	۳,۶	۳,۲	۳,۲	۳,۴	۲,۳
Nb	۴,۸	۳,۳	۳,۵	۲۶,۴	۲۱,۴	۲۱,۲	۱۶	۶,۵	۴,۴
Rb	۳۹,۶	۲۳,۹	۲۱,۱	۴۹,۹	۲۸,۹	۲۴,۹	۱۹,۱	۴۸,۹	۷۳,۱
Sn	۱	۱	۱>	۱	۱	۱	۱	۱	۱>
Sr	۷۲۸,۸	۸۵۶,۲	۷۷۵,۲	۸۲۹	۷۵۵,۵	۷۷۷,۵	۱۰۳۱	۹۸۹,۶	۱۲۵۵
Ta	۰,۳	۰,۲	۰,۲	۱,۷	۱,۳	۱,۳	۰,۹	۰,۴	۰,۲
Th	۲,۳	۳,۴	۴,۲	۴,۶	۴,۴	۴,۶	۵	۸,۱	۴
U	۰,۸	۱	۱,۲	۱,۳	۱,۱	۱,۲	۱,۳	۱,۹	۰,۸
V	۳۰۷	۲۷۶	۳۶۹	۲۸۸	۳۰۴	۳۰۱	۲۸۹	۲۰۰	۱۷۳
W	۰,۵>	۰,۵>	۰,۵>	۰,۵>	۰,۵>	۰,۵>	۰,۵>	۰,۶	۰,۵>
Zr	۸۰,۸	۶۳,۶	۷۶,۵	۱۴۰,۹	۱۲۹,۷	۱۳۰,۳	۱۲۳,۳	۱۳۲,۶	۸۵,۳
Y	۱۸,۵	۱۵,۱	۱۸	۲۳,۸	۲۵,۱	۲۵,۱	۲۰,۹	۱۸,۲	۱۷,۹
Mo	۰,۲	۰,۷	۰,۵	۰,۷	۰,۸	۰,۸	۰,۷	۰,۹	۰,۱>
Cu	۳۰,۳	۹۹,۷	۴۳,۵	۱۰۲,۶	۷۶	۹۲	۳۳,۹	۶۱,۳	۳۵,۶
Pb	۱,۱	۱,۶	۱,۴	۷,۳	۲,۶	۲,۹	۸,۹	۱۲,۵	۳,۳
Zn	۲۰	۴۱	۴۷	۵۳	۴۹	۵۲	۳۷۱	۵۴	۳۴
Ni	۶,۱	۲۸,۳	۱۴,۹	۱۰,۱	۹,۲	۱۰,۳	۱۰,۱	۵,۷	۵,۳
Rare Earth Elements (ppm)									
La	۴۳,۵۴۸	49.032	۶۰,۶۴۵	۹۳,۵۴۸	۸۵,۴۸۴	۸۵,۸۰۶	۷۸,۷۱	۷۵,۴۸۴	۵۲,۹۰۳
Ce	۳۶,۳۸۶	۴۰,۵۹۴	۵۱,۴۸۵	۷۴,۶۲۹	۷۰,۲۹۷	۶۹,۰۵۹	۶۲,۸۷۱	۵۹,۵۳	۴۳,۹۳۶
Pr	۳۲,۳۷۷	۳۶,۳۹۳	۴۵,۲۴۶	۶۰,۴۱	۵۶,۸۰۳	۵۶,۸۰۳	۵۲,۲۹۵	۴۹,۴۲۶	۳۶,۵۵۷
Nd	۲۹,۶۶۷	۳۱,۵	۳۹,۵	۵۰,۳۳۳	۴۷,۶۶۷	۴۶,۶۶۷	۴۴,۶۶۷	۴۱,۵	۳۱,۵
Sm	۲۱,۹۴۹	۲۰,۶۶۷	۲۵,۷۹۵	۲۹,۷۴۴	۲۹,۵۳۸	۲۸,۸۲۱	۲۹,۵۳۸	۲۵,۷۹۵	۲۲,۲۵۶
Eu	۱۸,۵۰۳	۱۶,۷۳۵	۱۹,۸۶۴	۲۴,۴۹	۲۳,۹۴۶	۲۳,۵۳۷	۲۳,۱۲۹	۱۸,۲۳۱	۱۷,۵۵۱
Gd	۱۶,۷۹۵	۱۳,۷۸۴	۱۶,۹۱۱	۲۰,۸۴۹	۲۰,۳۰۹	۲۰,۵۴۱	۱۹,۲۲۸	۱۶,۸۷۳	۱۵,۴۰۵
Tb	۱۲,۲۳۶	۱۱,۶۰۳	۱۳,۷۱۳	۱۷,۵۱۱	۱۷,۷۲۲	۱۷,۷۲۲	۱۴,۱۳۵	۱۱,۸۱۴	۱۱,۳۹۲
Dy	۱۱,۹۸۸	۸,۵۴	۱۰,۰۹۳	۱۳,۹۱۳	۱۳,۹۷۶	۱۳,۶۶۵	۱۳,۷۵۸	۱۱,۲۷۳	۱۰,۸۰۷
Ho	۱۰,۱۶۷	۷,۶۶	۸,۹۱۴	۱۲,۲۵۶	۱۲,۶۷۴	۱۲,۸۱۳	۱۱,۰۰۳	۹,۶۱	۹,۱۹۲
Er	۱۰,۴۷۶	۷,۱۹	۸,۰۴۸	۱۱,۱۹	۱۱,۶۱۹	۱۱,۲۳۸	۱۱,۳۸۱	۹,۶۱۹	۹,۴۲۹
Tm	۷,۷۱۶	۶,۷۹	۸,۰۲۵	۱۱,۴۲	۱۱,۱۱۱	۱۱,۱۱۱	۸,۶۴۲	۷,۷۱۶	۷,۰۹۹
Yb	۸,۹۴۷	۶,۵۰۷	۷,۶۰۸	۱۰,۳۸۳	۱۱,۱۹۶	۱۰,۶۷	۱۰,۲۸۷	۹,۴۷۴	۸,۹
Lu	۸,۶۹۶	۶,۲۱۱	۷,۱۴۳	۹,۶۲۷	۱۰,۲۴۸	۱۰,۵۵۹	۹,۹۳۸	۹,۳۱۷	۸,۳۸۵

ادامه جدول ۲-۴

Sample	KS ₂ -5	KS9	KS11	MS ₃ -5	MS ₃ -4	AB9	ABS18	MS ₄ -1	MS ₁ -4
Trace elements(ppm)									
Sc	۱۳	۱۴	۱۶	۱۸	۱۱	۱۱	۱۳	۱۴	۵۰
Ba	۲۳۴	۳۲۵	۴۰۱	۲۱۴	۴۶۱	۵۱۳	۴۸۸	۴۶۸	۲۹۷
Be	۳	۳	۱	۱	۲	۳	۲	۲	۱
Co	۱۰	۱۰٫۶	۱۵	۱۱٫۳	۱۴٫۳	۱۶٫۲	۱۵	۱۷٫۵	۴۲٫۹
Cs	۰٫۵	۰٫۷	۱	۴٫۸	۱٫۳	۲٫۹	۱٫۵	۱٫۴	۱
Hf	۳٫۸	۲٫۹	۳٫۳	۲٫۶	۳٫۲	۲٫۳	۳٫۲	۲٫۸	۲٫۲
Nb	۸٫۵	۶٫۹	۸٫۱	۴٫۹	۷٫۹	۶٫۵	۱۰٫۱	۶٫۳	۲٫۷
Rb	۳۹٫۳	۸۳٫۳	۱۱۹٫۴	۵۵٫۹	۵۷	۱۲۱	۳۸٫۷	۹۶٫۷	۳۴٫۵
Sn	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Sr	۶۶۹٫۲	۸۵۸٫۷	۸۹۸٫۳	۴۱۶	۹۲۱٫۲	۱۵۶۵	۱۱۲۰	۱۰۴۲	۶۸۳٫۲
Ta	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۲
Th	۶٫۵	۶٫۲	۷٫۲	۳٫۶	۶٫۴	۵٫۴	۶٫۹	۵٫۷	۲٫۶
U	۰٫۹	۱٫۵	۱٫۷	۱٫۲	۲٫۲	۱٫۷	۱٫۴	۱٫۷	۰٫۸
V	۱۶۵	۱۵۵	۱۸۲	۲۱۴	۱۶۱	۱۸۷	۱۵۳	۱۸۷	۲۶۹
W	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
Zr	۱۴۳٫۸	۱۱۱	۱۲۹٫۶	۹۲٫۱	۱۲۲٫۸	۹۶٫۹	۱۳۰٫۸	۱۰۱٫۲	۵۹٫۸
Y	۲۲٫۵	۱۷٫۳	۲۱٫۱	۲۰٫۹	۲۰٫۳	۱۲٫۱	۱۹٫۳۱	۱۳٫۹	۱۵٫۳
Mo	۱٫۲	۰٫۶	۱٫۱	۰٫۶	۱	۰٫۵	۱	۰٫۶	۰٫۴
Cu	۹۱	۱۳۵٫۲	۳۰۵٫۹	۳۱٫۴	۶۰٫۹	۲۸٫۱	۲۶۹۴	۱۰۹٫۷	۸۲٫۷
Pb	۲٫۸	۵٫۴	۲٫۸	۵٫۵	۳٫۲	۷٫۸	۷٫۹	۲	۱٫۳
Zn	۹۷	۵۲	۸۰	۵۱	۴۷	۴۶	۴۹	۵۳	۳۴
Ni	۲٫۵	۳٫۱	۵٫۶	۶٫۱	۲٫۷	۱۴٫۷	۳٫۸	۱۰٫۷	۳۸٫۱
Rare Earth Elements (ppm)									
La	۶۱٫۹۳۵	63.548	۷۹٫۰۳۲	۴۴٫۸۳۹	۷۱٫۲۹	۷۲٫۵۸۱	۸۱٫۶۱۳	۷۳٫۵۴۸	۴۰٫۶۴۵
Ce	۵۲٫۳۵۱	۴۹٫۲۵۷	۶۱٫۵۱	۳۷٫۸۷۱	۵۶٫۴۳۶	۵۳٫۵۸۹	۶۲٫۹۹۵	۵۵٫۸۱۷	۳۴٫۷۷۷
Pr	۴۳٫۴۴۳	۳۸٫۳۶۱	۴۸٫۱۱۵	۳۲٫۶۲۳	۴۴٫۳۴۴	۴۰٫۹۸۴	۴۸٫۱۹۷	۴۲٫۹۵۱	۳۱٫۸۸۵
Nd	۳۸٫۵	۳۱	۳۷٫۶۶۷	۲۶٫۶۶۷	۳۵٫۵	۳۳	۳۷٫۶۶۷	۳۲٫۸۳۳	۲۹٫۱۶۷
Sm	۲۴٫۹۲۳	۲۰٫۹۲۳	۲۲٫۹۲۳	۱۸٫۹۲۳	۲۱٫۸۴۶	۱۸٫۱۰۳	۲۲٫۵۱۳	۱۸٫۲۰۵	۲۰٫۳۰۸
Eu	۱۷٫۵۵۱	۱۵٫۲۳۸	۱۷٫۹۵۹	۱۵٫۲۳۸	۱۷٫۹۵۹	۱۴٫۶۹۴	۱۸٫۳۶۷	۱۵٫۲۳۸	۱۶٫۱۹
Gd	۱۷٫۱۴۳	۱۴٫۵۹۵	۱۶٫۰۲۳	۱۴٫۵۱۷	۱۵٫۳۲۸	۱۱٫۰۰۴	۱۴٫۷۴۹	۱۲٫۱۶۲	۱۴٫۱۷
Tb	۱۲٫۴۴۷	۱۰٫۱۲۷	۱۳٫۹۲۴	۱۳٫۰۸	۱۳٫۵۰۲	۷٫۵۹۵	۱۳٫۲۹۱	۹٫۷۰۵	۱۱٫۸۱۴
Dy	۱۲٫۶۷۱	۱۰٫۱۲۴	۱۰٫۹۶۳	۱۰٫۴۹۷	۱۰٫۷۴۵	۶٫۸۳۲	۱۰٫۵۹	۷٫۷۶۴	۹٫۱۶۱
Ho	۱۰٫۵۸۵	۸٫۹۱۴	۱۰٫۱۶۷	۹٫۸۸۹	۹٫۷۴۹	۵٫۹۸۹	۹٫۴۷۱	۶٫۲۶۷	۷٫۷۹۹
Er	۱۱٫۴۲۹	۹٫۱۴۳	۹٫۷۶۲	۹٫۴۲۹	۹٫۷۱۴	۶٫۲۸۶	۸٫۶۶۷	۶٫۲۳۸	۶٫۹۵۲
Tm	۸٫۹۵۱	۷٫۰۹۹	۱۰٫۱۸۵	۹٫۵۶۸	۹٫۸۷۷	۴٫۶۳	۹٫۲۵۹	۶٫۱۷۳	۶٫۷۹
Yb	۱۰٫۶۷	۹٫۲۳۴	۹٫۷۱۳	۸٫۷۵۶	۹٫۴۲۶	۵٫۹۸۱	۸٫۹۴۷	۶٫۲۲	۶٫۵۰۷
Lu	۱۰٫۸۷	۸٫۳۸۵	۹٫۶۲۷	۸٫۶۹۶	۹٫۶۲۷	۵٫۲۸	۹٫۳۱۷	۶٫۲۱۱	۶٫۲۱۱

جدول ۴-۳- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر کانی‌های نرماتیو منطقه میاندشت (بادامه، ۱۳۸۲) و چغندرسر (موسوی، ۱۳۸۸).

Samples	MB15	MD6c	MB16	MC14b	MB21a	MB8b	MA7b	MA19a	MA9
Major oxides(Wt%)									
SiO ₂	۵۳,۲۷	۵۳,۲۹	۴۹,۹۸	۵۰,۴۵	۵۰,۱۶	۵۰,۵۶	۵۲,۰۱	۵۳,۷۸	۵۴,۶۷
Al ₂ O ₃	۱۷,۷۳	۱۷,۶۷	۱۴,۲۷	۱۳,۷۶	۱۵,۰۸	۱۴,۲۵	۱۸,۵۴	۱۹,۰۲	۱۹,۵۲
FeO	۶,۶۷	۸,۳	۸,۵	۸,۲	۸,۴۳	۸,۲۷	۶,۰۱	۶,۲۳	۴,۸۵
Fe ₂ O ₃	۲	۰,۸۲	۱,۷	۱,۶۴	۱,۶۹	۱,۶۵	۳,۰۱	۱,۸۷	۱,۴۶
MgO	۳,۹۳	۲,۸۹	۸,۰۸	۸,۶۸	۷,۰۱	۷,۶۸	۳,۵۷	۲,۸۷	۲,۹۸
CaO	۷,۰۹	۷,۲۴	۱۰,۶۷	۱۰,۶۱	۱۰,۶۵	۱۰,۹۳	۷,۷۳	۵,۲۳	۶,۷۴
Na ₂ O	۳,۷۱	۴,۱۶	۳,۷۵	۲,۶۸	۳,۵۱	۳,۶۱	۳,۸۸	۵,۵۵	۴,۳۱
K ₂ O	۴,۱۵	۴,۱۲	۱,۶۶	۲,۶۵	۱,۹۶	۱,۶۲	۳,۵۲	۳,۷۹	۴,۰۶
TiO ₂	۰,۷۷	۰,۸۶	۰,۷۵	۰,۷۴	۰,۷۹	۰,۷۴	۰,۸۶	۰,۷۹	۰,۶۴
P ₂ O ₅	۰,۵۲	۰,۵۲	۰,۴۳	۰,۳۸	۰,۴۵	۰,۴۶	۰,۷	۰,۷۱	۰,۶۶
MnO	۰,۱۵	۰,۱۳	۰,۱۷	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۱۱
Cr ₂ O ₃	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۳	۰	۰	۰,۰۱
Sum	۱۰۰	۱۰۰,۰۱	۹۹,۹۹	۹۹,۹۹	۱۰۰,۰۱	۹۹,۹۶	۹۹,۹۹	۱۰۰	۱۰۰,۰۱
L.O.I	۲,۷	۱,۸	۱,۹	۲,۵	۱,۹	۲,۲	۳,۲	۳,۲	۲,۴
Norm (CIPW)									
Q	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Or	۲۴,۵	۲۴,۳۴	۹,۸	۱۵,۶۵	۱۱,۶۱	۹,۵۹	۲۰,۸۳	۲۲,۴۱	۲۳,۹۹
Ab	۲۷,۶۹	۲۵,۷۹	۲۰,۱۱	۱۶,۶۵	۲۰,۴۲	۲۲,۱۹	۲۷,۷	۳۴,۳۷	۳۳,۰۹
An	۱۹,۴۷	۱۷,۳۸	۱۷,۲	۱۷,۷۲	۹,۶	۱۷,۸۸	۲۲,۷۹	۱۵,۷۸	۲۱,۹۴
Ne	۲,۰۲	۵,۰۹	۶,۳۳	۳,۲۶	۵,۰۳	۴,۵۵	۲,۷۷	۶,۸۳	۱,۸۱
Di	۱۰,۱۹	۱۲,۸۱	۲۶,۹	۲۶,۳۲	۲۴,۸۶	۲۷,۲۲	۹,۱۱	۴,۵۹	۶
Hy	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Wo	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Oli	۰	۱۰,۵۲	۱۴,۸۱	۱۵,۷۳	۱۳,۴۴	۱۳,۶۸	۱۰,۵۱	۱,۱۷	۸,۳۲
Mt	۱,۴۷	۱,۲	۲,۴۶	۲,۳۸	۲,۴۵	۲,۴	۳,۰۲	۲,۷	۲,۱۲
Il	۰	۱,۶۷	۱,۴	۱,۴۱	۱,۵	۱,۴	۱,۶۳	۱,۵	۱,۲۱
Hm	۱,۱۹	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ap	۰	۱,۲۱	۱	۰,۸۸	۱,۰۹	۱,۰۷	۱,۶۳	۱,۶۶	۱,۵۲
Sum	۱۰۰,۰۳	۱۰۰	۹۹,۹۷	۹۹,۹۶	۹۹,۹۹	۹۹,۹۷	۱۰۰,۰۳	۱۰۰,۰۳	۱۰۰,۰۴

ادامه جدول ۳-۴

Samples	MA10	MD2b	BD1	BD2	BD3	BD4	BD5
Major oxides(Wt%)							
SiO ₂	۵۱,۹۲	۵۳,۹۱	۵۰,۵۷	۵۱,۲۴	۵۰,۹۳	۵۱,۴	۵۷,۰۴
Al ₂ O ₃	۱۷,۳۱	۱۸,۷۱	۱۴,۲۴	۱۴,۲۲	۱۴,۳۲	۱۴,۹۸	۱۷,۵
FeO	۶,۸۹	۵,۴	۶,۴۵	۶,۸	۶,۹۹	۶,۴	۴,۱۵
Fe ₂ O ₃	۲,۰۷	۱,۶۲	۲,۹۵	۲,۹۵	۳,۰۲	۳	۳,۱۲
MgO	۴,۷	۳,۳۲	۸,۲۲	۷,۷۱	۸,۱	۹,۳۴	۱,۸۸
CaO	۸,۴۸	۶,۸۳	۹,۸۸	۹,۷۸	۹,۶۸	۹,۴۴	۴,۳۸
Na ₂ O	۳,۲۶	۴,۳۲	۲,۲۶	۳,۲۵	۳,۲۹	۲,۲۱	۴
K ₂ O	۳,۸۱	۴,۴۵	۲,۵۱	۲,۸۷	۲,۶۹	۳	۵,۷
TiO ₂	۰,۷۹	۰,۶۷	۰,۶۷۸	۰,۶۶	۰,۶۲	۰,۷۴	۰,۷۰۵
P ₂ O ₅	۰,۶۳	۰,۶۵	۰,۲۹۳	۰,۳۸	۰,۳۶۵	۰,۴۲۵	۰,۵۳
MnO	۰,۱۴	۰,۱۱	۰,۱۵۳	۰,۱۵۱	۰,۱۵	۰,۱۸۶	۰,۱۵۵
Cr ₂ O ₃	۰,۰۱	۰,۰۱					
Sum	۱۰۰,۰۱	۱۰۰					
L.O.I	۲,۷	۲,۲					
Norm (CIPW)							
Q	.	.	۰,۷۹۲	.	.	.	۱,۷۶۳
Or	۲۲,۵	۲۶,۳۲	۱۴,۸۳۳	۱۶,۹۶۱	۱۵,۸۹۷	۱۷,۷۲۹	۳۳,۶۸۵
Ab	۲۳,۲۶	۲۷,۷۲	۱۹,۱۲۴	۲۵,۳	۲۵,۴۵۷	۱۸,۷	۳۳,۸۴۷
An	۲۱,۳۴	۱۸,۵	۲۱,۲۹۷	۱۵,۷۳۵	۱۶,۳۶	۲۲,۰۹۳	۱۲,۹۶
Ne	۲,۳۵	۴,۷۹	.	۱,۱۹۲	۱,۲۹	.	.
Di	۱۳,۶۹	۹,۰۸	۲۰,۰۸۶	۲۳,۵۸۷	۲۲,۷۹	۱۷,۰۹۶	۴,۲۴۴
Hy	.	.	۱۱,۱۶۳	.	.	۱۱,۵۰۷	۴,۰۷۹
Wo	.	.	.	.	.	.	.
Oli	۱۰,۹	۸,۴۱	.	۵,۷۹۵	۶,۷۳۵	۲,۶۸۵	.
Mt	۲,۹۹	۲,۳۵	۸,۰۴۱	۸,۰۸۶	۸,۴۲۵	۸,۱۳	۶,۰۱۷
Il	۱,۵۱	۱,۲۹	۱,۲۸۸	۱,۲۵۴	۱,۱۷۸	۱,۴۰۶	۱,۳۴
Hm	.	.	۰,۹۰۴	۱,۲۲۳	۱,۱۷۹	۰,۷۹۳	.
Ap	۱,۴۶	۱,۵۵	۰,۶۹۴	۰,۹	۰,۸۶۵	۱,۰۰۷	۱,۲۵۵
Sum	۱۰۰,۰۴	۱۰۰,۰۵	۹۸,۲۲۲	۱۰۰,۰۳۴	۱۰۰,۱۷۷	۱۰۱,۱۴۶	۹۹,۱۹

ادامه جدول ۳-۴

Samples	MB15	MD6c	MB16	MC14b	MB21a	MB8b	MA7b	MA19a	MA9
Trace elements(ppm)									
Sc	۱۷	۲۰	۳۷	۳۴	۳۲	۳۳	۱۹	۱۲	۱۴
Ba	۴۲۷	۴۰۶	۳۲۰	۲۷۷	۳۶۱	۳۴۴	۴۳۵	۴۸۷	۴۶۰
Be	۲	۲	۳	۱	۲	۱	۳	۴	۲
Co	۲۵,۲	۲۴	۳۶,۴	۴۱,۲	۳۷,۲	۳۷,۶	۲۰,۸	۱۶,۹	۱۵,۹
Cs	۱,۴	۲,۸	۰,۸	۰,۷	۰,۹	۰,۹	۱,۱	۲,۵	۲,۳
Hf	۳,۹	۴,۲	۲,۵	۲	۲,۶	۲,۵	۳,۳	۲,۹	۲,۸
Nb	۷,۳	۹,۱	۳,۳	۲,۸	۳,۷	۳,۵	۹,۳	۱۰,۱	۶,۵
Rb	۶۵,۶	۱۰۵,۹	۱۴	۴۴,۵	۲۰,۴	۱۵,۵	۳۶,۶	۵۲,۱	۹۲,۳
Sn	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Sr	۹۷۱,۷	۹۰۹,۶	۸۷۹,۵	۹۵۵,۳	۱۰۰۹,۱	۹۹۰,۶	۸۷۷,۴	۸۵۶,۶	۱۱۴۴,۷
Ta	۰,۴	۰,۴	۰,۱	۰,۱	۰,۲	۰,۲	۰,۳	۰,۳	۰,۲
Th	۹,۳	۷	۳	۲,۹	۳,۹	۴,۲	۶,۲	۷,۳	۴,۶
U	۱,۷	۱,۸	۰,۸	۱	۰,۹	۰,۹	۲,۴	۲,۴	۱,۷
V	۲۴۳	۲۵۴	۲۷۷	۲۹۸	۳۲۶	۳۲۰	۲۲۱	۱۵۵	۱۶۹
W	۰,۵	۰,۷	۰,۵	۰,۵	۰,۵	۰,۵	۰,۷	۱,۳	۰,۶
Zr	۱۴۳,۵	۱۵۰,۲	۷۶,۳	۷۱,۷	۸۰,۵	۸۲,۸	۱۳۵,۳	۱۳۹,۸	۹۸,۵
Y	۲۲,۸	۲۴,۳	۱۸,۶	۱۷,۹	۱۹,۲	۱۹,۱	۲۲,۴	۲۱	۱۳,۶
Mo	۱,۲	۰,۷	۰,۹	۰,۶	۰,۷	۱	۱,۱	۱,۴	۰,۶
Cu	۹۸,۳	۵۸,۳	۱۳۲,۴	۱۰۷,۱	۱۳۰,۵	۱۳۵,۷	۴۶۶,۳	۴۷,۲	۱۰۸,۷
Pb	۱,۹	۳,۹	۲,۹	۱,۷	۳	۲,۸	۲,۳	۳,۶	۲
Zn	۸۲	۳۹	۵۱	۴۵	۴۹	۵۰	۴۷	۶۴	۵۱
Ni	۶,۸	۷	۳۱,۴	۵۰,۲	۱۹,۹	۳۰,۱	۶,۷	۳,۴	۹,۱
Rare Earth Elements (ppm)									
La	۲۶,۸	۲۴,۹	۱۶,۹	۱۴,۱	۱۸,۴	۱۹,۲	۲۴,۲	۲۵,۶	۲۱,۹
Ce	۵۴,۳	۴۹,۲	۳۷	۳۰,۳	۳۹,۴	۴۰,۲	۴۹,۳	۴۹,۶	۴۲,۴
Pr	۶,۹	۶,۴۳	۵,۰۸	۴,۳۳	۵,۲۹	۵,۳۷	۶,۲۳	۶,۱۹	۵,۱
Nd	۲۸,۴	۲۶	۲۰,۰۳	۱۹,۵	۲۲,۴	۲۳,۳	۲۴,۴	۲۳,۸	۱۹,۷
Sm	۵,۴۴	۵,۴	۴,۳۵	۴,۰۵	۴,۵۶	۴,۶۷	۴,۹	۴,۶۱	۳,۴۱
Eu	۱,۴۹	۱,۴۲	۱,۲۸	۱,۲۲	۱,۳۱	۱,۳۳	۱,۴۸	۱,۴۱	۱,۰۸
Gd	۵	۴,۹۷	۳,۹۵	۳,۸۶	۴,۱۲	۴,۱۹	۴,۶۷	۴,۴۶	۳,۰۶
Tb	۰,۷۵	۰,۷۹	۰,۶۱	۰,۶	۰,۶۴	۰,۶۳	۰,۷۴	۰,۷۱	۰,۴۷
Dy	۴,۱۳	۴,۲۹	۳,۳	۳,۳۲	۳,۵۶	۳,۳۸	۴,۲	۳,۸۵	۲,۵۱
Ho	۰,۷۷	۰,۸۳	۰,۶۳	۰,۶۲	۰,۶۶	۰,۶۵	۰,۸	۰,۷۷	۰,۴۸
Er	۲,۲۶	۲,۳۸	۱,۷۹	۱,۶۸	۱,۸۸	۱,۷۷	۲,۰۹	۲,۰۹	۱,۱۹
Tm	۰,۳۵	۰,۳۸	۰,۲۷	۰,۲۷	۰,۲۹	۰,۲۸	۰,۳۴	۰,۳۴	۰,۲۱
Yb	۲,۱۷	۲,۳	۱,۶۶	۱,۶۶	۱,۸۵	۱,۷۳	۲,۰۹	۲,۰۸	۱,۲۲
Lu	۰,۳۳	۰,۳۶	۰,۲۶	۰,۲۵	۰,۲۶	۰,۲۷	۰,۳۲	۰,۳۳	۰,۲۱

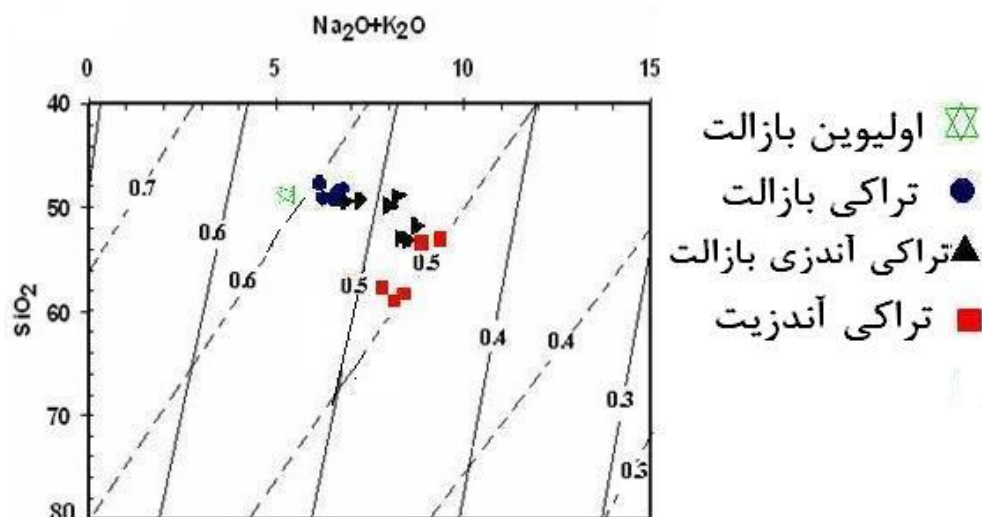
ادامه شکل ۳-۴

Samples	MA10	MD2b	BD1	BD2	BD3	BD4	BD5
Trace elements(ppm)							
Sc	۱۹	۱۴	۲۰	۲۳	۳۲	۳۱	۲۹
Ba	۵۴۰	۴۸۴	۲۹۳	۳۰۱	۳۹۰	۲۷۳	۳۰۵
Be	۲	۲	۲	۲	۱	۲	۱
Co	۲۹,۵	۱۸,۳	۱۹,۱	۲۵	۱۵,۲	۱۹,۳	۱۷,۴
Cs	۲,۱	۳,۵	۰,۸۶	۰,۹۱	۰,۸۹	۰,۹	۰,۹۳
Hf	۲,۵	۲,۷	۲,۹	۳	۲,۸	۲,۴۲	۳,۱
Nb	۵,۱	۶,۸	۳,۴	۴,۲	۳,۷	۲,۸	۵,۷
Rb	۸۲,۱	۱۱۰,۸	۶۰,۵	۶۹	۵۰,۱	۶۲,۳	۴۲
Sn	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Sr	۱۱۰۸,۹	۱۱۵۴,۱	۳۶۶	۴۰۶	۴۱۰	۶۱۰	۵۷۰
Ta	۰,۲	۰,۴	۱,۲	۱,۱	۱	۱,۱	۱,۴
Th	۳,۹	۴,۹	۳	۵,۲	۳,۲	۳,۸	۴,۲
U	۱,۵	۱,۶	۱,۲	۱,۱	۰,۸	۱,۱	۲,۲
V	۲۸۷	۲۰۰	۳۵۵	۳۴۶	۳۸۷	۲۱۰	۳۱۰
W	۰,۵	۰/۸	۰,۵	۰,۵	۰,۵	۰,۵	۰,۵
Zr	۹۵,۵	۱۰۵,۵	۹۰	۹۱	۹۲	۹۰	۱۳۴
Y	۱۶,۷	۱۴,۷	۲۷	۲۸	۳۱	۱۷,۵	۲۴
Mo	۰,۶	۱,۹	۱,۲	۰,۸	۱,۳	۰,۷۵	۰,۸۴
Cu	۱۹۳,۸	۲۴۵	۱۰۰,۱	۹۸,۵	۱۰۱,۵	۹۳,۵	۱۱۰
Pb	۲,۹	۲,۲	۲,۷	۲,۳	۲,۵	۲,۸	۳,۱
Zn	۶۶	۵۱	۶۰	۴۳	۵۳	۳۷	۴۸
Ni	۲۹,۱	۱۰,۶	۲۰,۲	۳۰,۱	۹,۸	۷,۲	۵,۵
Rare Earth Elements (ppm)							
La	۲۲,۳	۲۳,۶	۲۱	۲۴	۳۱	۳۱,۲۳	۳۰
Ce	۴۲,۴	۴۵	۳۹	۳۸	۳۵	۳۱	۶۰
Pr	۵,۷۴	۵,۴۴	۶,۲	۵,۰۲	۵,۱	۶,۵	۳,۱
Nd	۲۳	۲۰,۴	۱۹	۲۴	۲۶	۱۷,۷	۲۸,۵
Sm	۴,۴۲	۳,۸	۳,۵	۴,۱	۳,۸	۴,۳	۵,۴
Eu	۱,۳۲	۱,۱۱	۱,۷	۱,۶	۱,۲	۱,۲۲	۱,۳۹
Gd	۳,۹۲	۳,۱۷	۳,۷	۴,۱	۲,۸	۳,۶	۲,۵۵
Tb	۰,۶	۰,۴۹	۰,۷۴	۰,۵۶	۰,۵۳	۰,۵۹	۰,۶۲
Dy	۳,۲۷	۲,۶۲	۳,۳	۴,۰۱	۳,۱۹	۳,۲۲	۴,۱۲
Ho	۰,۶	۰,۴۸	۰,۵۳	۰,۵۲	۰,۵۷	۰,۶۱	۰,۶۷
Er	۱,۶۳	۱,۴۱	۱,۶	۱,۷	۱,۱۲	۱,۲۵	۲,۰۲
Tm	۰,۲۶	۰,۲۱	۰,۲۸	۰,۲۹	۰,۲۳	۰,۳۴	۰,۲۷
Yb	۱,۶۳	۱,۳۵	۳,۹	۴,۶	۴,۲	۱,۵۹	۲,۴
Lu	۰,۲۴	۰,۲	۰,۲	۰,۲۵	۰,۲۳	۰,۲۷	۰,۳۲

۴-۳-۲- تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$

در تجزیه‌های شیمیایی، مقدار اکسیدهای آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه می‌شود. آهن فریک (Fe_2O_3) در فازهای اکسیدی به صورت مگنتیت و آهن فرو (FeO) در ساختمان کانی‌های سیلیکاته وارد می‌شوند. نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ در سنگ‌های آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش می‌یابد. به این دلیل مقادیر محاسبه شده‌ی FeO و Fe_2O_3 ، مقادیر واقعی نمی‌باشد. این امر بر ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو سنگ تأثیر قابل توجهی خواهد داشت، به طوری که در محاسبه‌ی نورم، به دلیل افزایش نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ ، سنگ اکسیده شده میزان مگنتیت بیشتری نشان خواهد داد و FeO کمتری جهت تشکیل نورم کانی‌های سیلیکاته باقی می‌ماند (میدلموست^۱، ۱۹۹۸). لذا از نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لومتر، ۱۹۷۶) برای تعیین نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ استفاده شده است (شکل ۴-۱). با توجه به نسبت به‌دست آمده، مقادیر FeO و Fe_2O_3 تصحیح شده که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر است، محاسبه گردید و در جدول ۴-۲ ارائه شده است.

^۱Middlemost



شکل ۴-۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لومتر، ۱۹۷۶)، که در آن خطوط نسبت‌های اکسیداسیون مساوی درصد $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ برای سنگ‌های آذرین درونی (با خطوط ممتد) و برای سنگ‌های آتشفشانی (با خط چین) نشان داده شده است. علائم به کار رفته در تمامی شکل‌های فصل ۴ و ۵ با همین مضمون به کار رفته است. لذا از تکرار مجدد آن خودداری شده است.

۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی در طبقه‌بندی سنگ-

های مورد مطالعه

در پترولوژی سنگ‌های آذرین، از داده‌های عناصر اصلی به منظور طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌ها، تهیه‌ی نمودارهای تغییرات به منظور بررسی روندهای وابستگی یا عدم وابستگی سنگ‌ها نسبت به یکدیگر، تعیین محیط تکتونیکی و تکوین مجموعه‌های آذرین استفاده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). مهمترین کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین است. سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، بر اساس اطلاعات حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی به دو صورت کانی‌شناسی - شیمیایی (نورماتیو) و شیمیایی طبقه بندی شده است.

۴-۴-۱- طبقه‌بندی کانی‌شناسی - شیمیایی (نورماتیو) سنگ‌ها

محاسبه‌ی نورم، روشی برای تعیین کانی‌شناسی مجازی سنگ از روی تجزیه شیمیایی آن است. مقادیر کانی‌های مجازی ساخته شده به روش نورم، به شیوه‌های مختلف در نامگذاری سنگ‌ها

استفاده می‌شوند. در این بخش جهت طبقه‌بندی سنگ‌ها با توجه به آنالیز نورماتیو، نمودار Q' در مقابل ANOR و نمودار N.C.I^۱ در مقابل N.P.C^۲ به کار رفته است.

الف - طبقه‌بندی نورماتیو اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹) - نمودار Q' در مقابل ANOR

در این نمودار، پارامتر Q' بر روی محور x، نمایانگر ترکیب در حال تغییر فلدسپار و پارامتر ANOR بر روی محور y، نشان‌دهنده‌ی درجه‌ی اشباع شدگی از سیلیس و مقیاسی از کوارتز و فلدسپاتوئید می‌باشند. پارامترهای Q' و ANOR عبارتند از:

$$Q' = [Q / (Q + Or + Ab + An) * 100]$$

$$ANOR = [An / (An + Or) * 100]$$

در نمودار طبقه‌بندی اشتريکایزن و لومتر (شکل ۴-۲) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی آندزیت، تراکی آندزیت و بازالت قرار می‌گیرند.

ب - طبقه‌بندی نرماتیو ایروین^۳ و باراگار^۴ (۱۹۷۱) - نمودار N.C.I در مقابل N.P.C

این نمودار بر اساس ضریب رنگی و ترکیب نورماتیو پلاژیوکلاز است. در این نمودار، پارامتر N.C.I بر روی محور y، بیانگر ضریب رنگی و پارامتر N.P.C بر روی محور x، نشان‌دهنده‌ی ترکیب نرماتیو پلاژیوکلاز است. پارامتر N.C.I و N.P.C بر اساس دو معادله‌ی زیر محاسبه می‌شوند:

$$N.C.I = [Oli + Opx + Cpx + Mt + Ilm + Hm]$$

$$N.P.C = [(100 * An) / (An + Ab + 5/3 Ne)]$$

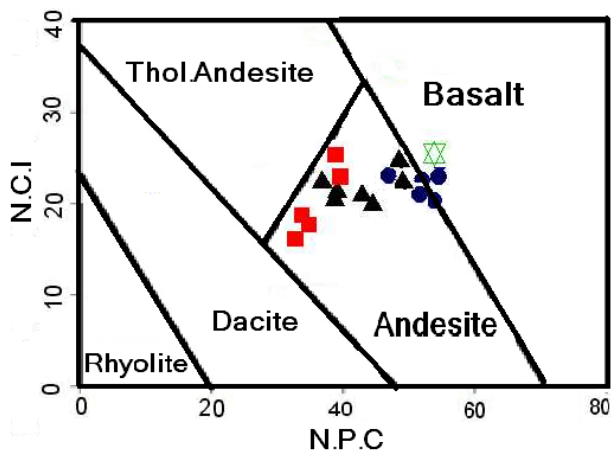
در شکل ۴-۳ نمودار طبقه‌بندی ایروین و باراگار برای نمونه‌های مورد مطالعه رسم شده است. بر مبنای این نمودار، سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در محدوده‌های آندزیت و بازالت قرار می‌گیرند.

^۱ Normative Color Index

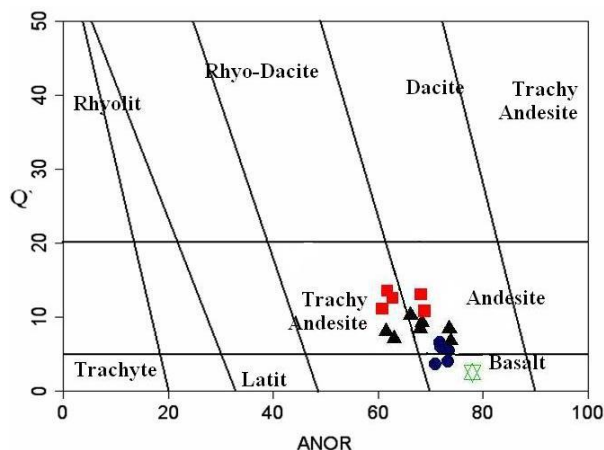
^۲ Normative Plagioclase Composition

^۳ Irvine

^۴ Baragar



شکل ۳-۴- طبقه‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیبات نرماتیو و پارامترهای N.P.C و N.C.I (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱).



شکل ۴-۲- طبقه‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیبات نرماتیو و پارامترهای Q' و ANOR (اشتریکازن و لومتر، ۱۹۷۹).

۴-۴-۲- طبقه‌بندی شیمیایی

یکی از سودمندترین روش‌های طبقه‌بندی شیمیایی، استفاده از نمودارهای طبقه‌بندی مجموع آلکالی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل سیلیس (SiO_2) است. چنین نمودارهایی بوسیله‌ی کاکس^۱ و همکاران (۱۹۷۹)، لوباس^۲ و همکاران (۱۹۸۶)، میدلموست (۱۹۹۴) و غیره ارائه شده‌اند. تفاوت این نمودارها در نحوه‌ی مرزبندی میدان‌های مختلف می‌باشد.

الف- نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶)

در نمودار لوباس و همکاران (۱۹۸۶)، مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم می‌شود. این نمودار با توجه به مقدار SiO_2 به گروه‌های اولترابازیک، بازیک، حدواسط و اسیدی تقسیم شده است. از ویژگی‌های نمودار لوباس و همکاران، وجود خط جداکننده‌ی محدوده‌ی آلکالن از ساب آلکالن است. نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار، در محدوده‌ی ترکیبی بازالت،

^۱Cox

^۲Le Bas

تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت واقع می‌شوند (شکل ۴-۴). بر اساس این نمودار، نمونه‌های تراکی آندزیت، تراکی آندزی بازالت و تراکی بازالت در محدوده‌ی آلكالن و نمونه‌ی بازالت در محدوده‌ی ساب آلكالن قرار می‌گیرند و مبین یک سری تفریق از سمت ماگمای ساب آلكالن به آلكالن می‌باشد.

ب- نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)

این نمودار نیز بر اساس مقادیر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم شده است (شکل ۴-۵). با توجه به این نمودار، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت واقع می‌شوند و یک سری تفریق از بازالت تا تراکی آندزیت را نشان می‌دهند.

ج- نمودار Zr / TiO_2 در مقابل Nb / Y (وینچستر^۱ و فلوید^۲، ۱۹۷۷)

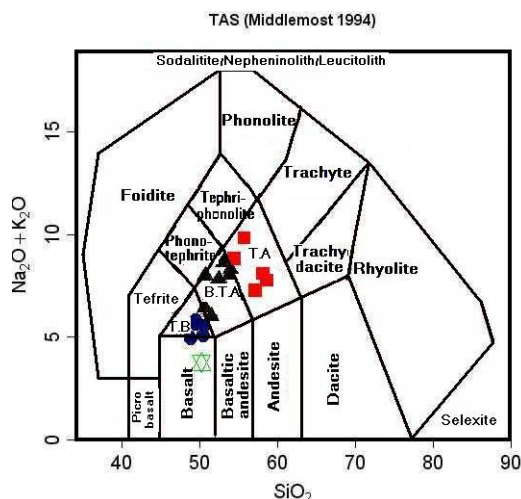
این نمودار بر اساس عناصر نامتحرک (HFS) ارائه شده است. با توجه به اینکه دگرسانی بر روی انتشار و تمرکز عناصر اصلی اثر می‌گذارد، لذا استفاده از نمودارهای مربوط به عناصر کمیاب که در درجات کم دگرسانی نامتحرکند، مفیدتر می‌باشد (مانیا^۳ و همکاران، ۲۰۰۷).

در نمودار طبقه‌بندی وینچستر و فلوید، نسبت Zr / TiO_2 بر روی محور x و نسبت Nb / Y بر روی محور y ارائه شده است. نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار، در محدوده‌های آندزیت و آندزی بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶). نتایج طبقه‌بندی وینچستر و فلوید با نمودارهای مجموع آلكالی در مقابل سیلیس تقریباً مشابه است، این امر نشان می‌دهد که دگرسانی اثر قابل توجهی بر روی ژئوشیمی عناصر اصلی نگذاشته است.

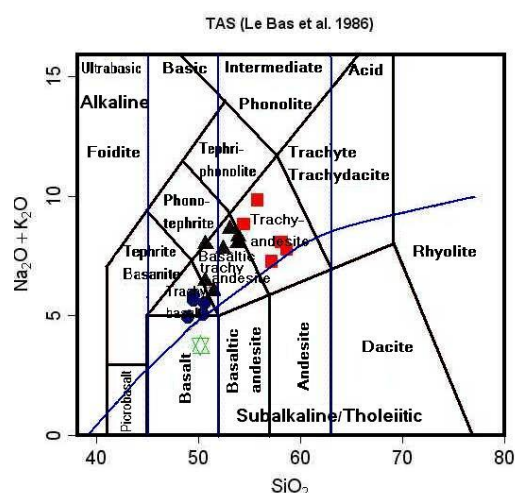
^۱Winchester

^۲Floyd

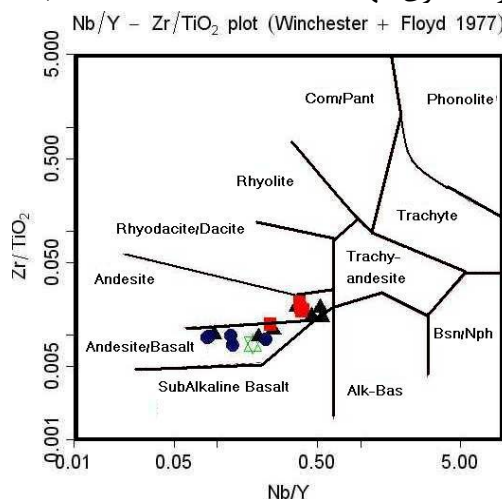
^۳Manya



شکل ۴-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) به منظور نامگذاری آنها.



شکل ۴-۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶) به منظور نامگذاری آنها.



شکل ۴-۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Zr / TiO_2 در مقابل Nb / Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) به منظور نامگذاری آنها.

۴-۴-۳- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای

تغییرات

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، یکی از کاربردهای نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی، تهیه‌ی نمودارهای تغییرات است. این نمودارها، نمودارهای دو یا سه متغیره می‌باشند که به منظور بررسی روند تغییرات بین سنگ‌های آذرین یک ناحیه و همچنین تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما، توسط پترولوژیست‌های مختلف ارائه شده‌اند که از آن جمله می‌توان به نمودارهای درصد

اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر^۱، ۱۹۰۹)، نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل MgO (فنر^۲، ۱۹۴۸) و نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل ضریب تفریق اشاره کرد. نمودارهای تغییرات نشاندهندهی تحولات ماگما از زمان تشکیل تا زمان جایگزینی می‌باشند. این نمودارها، حجم زیادی از اطلاعات عددی را به صورت فشرده نشان می‌دهند که بیانگر نوعی انطباق مثبت یا منفی بین هر کدام از جفت اکسیدهای عناصر اصلی است (ویلسون^۳، ۱۹۸۹). در نمودارهای دو متغیره، عنصر واقع بر محور x باید به گونه‌ای انتخاب شود که بیشترین تغییر پذیری را میان نمونه‌ها نشان دهد. به این منظور معمولاً اکسید سیلیس که بیشترین گستره را در مجموعه‌ی داده‌ها دارد، انتخاب می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). نمودارهای هارکر، پر استفاده‌ترین نمودارهای دو متغیره می‌باشند. در محور افقی این نمودارها، SiO_2 قرار دارد که سازندهی اصلی سنگ‌ها بوده و نشاندهندهی محدوده‌ی وسیعی از تغییرات است. با توجه به اینکه گستره‌ی تغییرات غلظت SiO_2 در سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه کم است، لذا به جای نمودارهای هارکر از نمودارهای فنر استفاده شده است.

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

نمودارهای فنر به منظور بررسی روند تغییرات در سنگ‌های بازیک مورد استفاده قرار می‌گیرند و یکی از پرکاربردترین جایگزین‌های نمودار هارکر می‌باشند. این نمودارها برای سری‌های سنگی دارای اعضای بازیک فراوان بسیار مناسب هستند، زیرا ممکن است در سنگ‌های بازیک گستره‌ی غلظت SiO_2 کم باشد. از سوی دیگر، MgO سازنده‌ی مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذاب بازیک است و تغییرات زیادی را در نتیجه‌ی حضور فازهای منیزیم‌دار در هنگام ذوب بخشی یا جدا شدن آن در

^۱Harker

^۲Fenner

^۳Wilson

هنگام تبلور جزء به جزء نشان می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳). روندهای معین مشاهده شده در نمونه‌های مختلف یک سری سنگی بر روی این نمودارها، مؤید خویشاوندی احتمالی بین ماگمای آن سری می‌باشد. حال با توجه به نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر MgO (شکل ۴-۷) به بررسی روندهای تغییرات و منشأ سنگ‌های مورد مطالعه در این نمودارها می‌پردازیم:

همان‌طور که در این نمودارها مشاهده می‌شود، محدوده‌ی تغییرات MgO از ۱۰/۸ درصد وزنی در نمونه‌ی اولیوین بازالتی تا ۱/۴۵ درصد وزنی در نمونه‌ی تراکی آندزیتی تغییر می‌کند. در این نمودارها با افزایش مقدار MgO یا کاهش تفریق یافتگی، مقادیر SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 کاهش و مقادیر FeO , CaO , MnO افزایش می‌یابند و TiO_2 نیز روندی پراکنده نشان می‌دهند.

در تمامی نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر MgO، نمونه‌های مورد مطالعه یک روند خطی نشان می‌دهند. این وضعیت نشان‌دهنده‌ی تفریق بازالت به سمت تراکی آندزیت و منشأ گرفتن آن‌ها از یک منشأ ماگمایی واحد است. در بعضی نمونه‌ها، پراکندگی‌هایی مشاهده می‌شود که می‌تواند مرتبط با حضور فنوکریست‌ها و تغییرات مقادیر آن‌ها در روند تبلور و یا آرایش پوسته‌ی قاره‌ای در طی صعود ماگما باشد (قدمی، ۲۰۰۸).

۱- تغییرات SiO_2 در مقابل MgO

در این نمودار (شکل ۴-۷ الف)، با کاهش مقدار MgO و افزایش تفریق یافتگی، مقدار SiO_2 از نمونه‌های بازالتی به سمت نمونه‌های تراکی آندزیتی افزایش می‌یابد. در مراحل اولیه تفریق و با جدایش اولیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار، که فقیر از SiO_2 هستند، مایع باقیمانده از سیلیس غنی شده، و از طرف دیگر به دلیل مشارکت MgO در تبلور این کانی‌ها، مقدار آن در مراحل بعدی کاهش می‌یابد.

۲- تغییرات Al_2O_3 در مقابل MgO

مقدار Al_2O_3 در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۹/۹ تا ۲۲/۸۶ تغییر می‌کند. در این نمودار (شکل ۴-۷ ب) با کاهش مقدار MgO، مقدار Al_2O_3 از نمونه‌های بازالتی به سمت تراکی آندزیت‌ها افزایش

می‌یابد. پلاژیوکلازها عامل کنترل کننده‌ی این اکسید می‌باشند، لذا حضور فراوان این فنوکریست در نمونه‌های تراکی آندزیتی، افزایش Al_2O_3 را در طی تفریق تأیید می‌کند.

۳- تغییرات FeO در مقابل MgO

میزان FeO در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بین ۴/۸ تا ۱۰/۳ تغییر می‌کند. نمودار تغییرات FeO در مقابل MgO برای نمونه‌های مورد مطالعه (شکل ۴-۷-ج) روند صعودی را نشان می‌دهد. لذا مقدار FeO در سنگ‌های بازالتی و تراکی بازالتی، بیشترین و در سنگ‌های تراکی آندزی بازالتی و تراکی آندزیتی کمترین می‌باشد. این روند با تبلور و تفریق کانی‌های مافیک آهن‌دار مانند اوژیت، مگنتیت و اولیوین در بازالت‌ها و تراکی بازالت‌ها و کاهش مقدار FeO در مایع باقیمانده سازگار است. به همین دلیل نمونه‌های تراکی آندزی بازالتی و تراکی آندزیت که دارای کانی‌های مافیک کمتری هستند، کمترین مقدار FeO را نشان می‌دهند.

۴- تغییرات Na_2O در مقابل MgO

در نمودار تغییرات Na_2O در مقابل MgO، با کاهش MgO و افزایش تفریق، درصد Na_2O افزایش می‌یابد (شکل ۴-۷-د)، که حاکی از افزایش میزان Na_2O در فازهای انتهایی تفریق است. این اکسید به دلیل داشتن شعاع یونی بزرگ، در ترکیب کانی‌های اولیه‌ی حرارت بالا شرکت نمی‌کند؛ و در نمونه‌های تفریق یافته‌تر مانند تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت در ساختمان پلاژیوکلاز وارد می‌شود. مقدار این اکسید در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بین ۲/۰۴ تا ۷/۰۲ تغییر می‌کند.

۵- تغییرات K_2O در مقابل MgO

در این نمودار، با کاهش MgO، K_2O روند صعودی نشان می‌دهد. بدین صورت که در سنگ‌های بازالتی و تراکی بازالتی کمترین مقدار و در سنگ‌های تراکی آندزی بازالتی و تراکی آندزیتی بیشترین مقدار را دارد (شکل ۴-۷-ه). K_2O نیز مانند Na_2O به علت شعاع یونی زیاد خود در ترم‌های بازیک در ساختمان کانی‌ها وارد نمی‌شود و بنابراین در جریان تفریق مقدار آن افزایش می‌یابد. مقدار این اکسید بین ۱/۳ تا ۵/۰۴ تغییر می‌کند.

۶- تغییرات CaO در مقابل MgO

محدوده‌ی تغییرات CaO در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بین ۴/۱۱ تا ۱۳/۴۸ است. در نمودار تغییرات CaO در مقابل MgO (شکل ۴-۷-و) با افزایش MgO مقدار این اکسید افزایش می‌یابد. بیشترین مقدار CaO در سنگ‌های بازالتی و تراکی بازالتی به علت حضور کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز با آنورتیت در صد بالا می‌باشد. البته روند صعودی این نمودار را می‌توان به تحول ترکیب پلاژیوکلازها از کلسیک به سدیک در حین تبلور تفریقی نیز نسبت داد (موراتا^۱ و آگیره^۲، ۲۰۰۳) اما در نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه تعیین ترکیب پلاژیوکلاز به بررسی‌های بیشتری نیاز دارد.

۷- تغییرات TiO₂ در مقابل MgO

در نمودار تغییرات TiO₂ در برابر MgO (شکل ۴-۷-ز) دو روند صعودی و نزولی مشاهده می‌شود. در مراحل اولیه‌ی انجماد با تبلور اولیوین، مقدار این عنصر از سمت اولیوین بازالت به سمت تراکی بازالت و تراکی آندزی بازالت افزایش می‌یابد. TiO₂ در MgO=6 بیشترین مقدار را دارد. سپس با تبلور اکسیدهای آهن - تیتان و کلینوپیروکسن و مصرف شدن TiO₂، در تراکی آندزیت‌ها مقدار آن کاهش خواهد یافت.

۸- تغییرات P₂O₅ در مقابل MgO

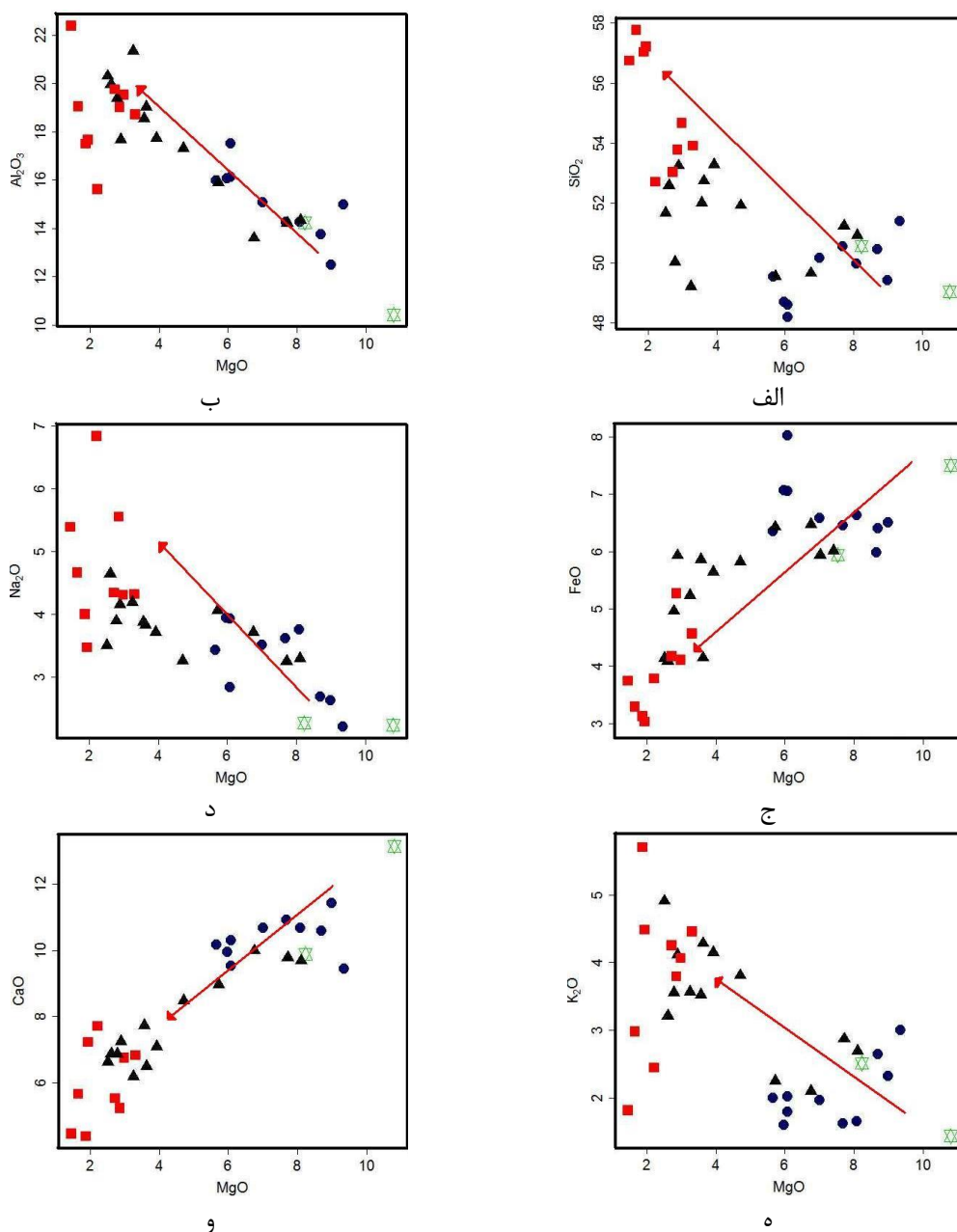
بر اساس نمودار تغییرات P₂O₅ در مقابل MgO (شکل ۴-۷-ح)، با افزایش تفریق یافتگی و تبلور اولیوین، کانی‌های اپک، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، میزان P₂O₅ افزایش می‌یابد. لذا در تراکی آندزیت‌ها این عنصر بیشترین مقدار را دارد. با تبلور آپاتیت مقدار P₂O₅ کاهش می‌یابد. در نتیجه دو روند افزایشی و کاهشی را می‌توان در این نمودار مشاهده کرد.

^۱Morata

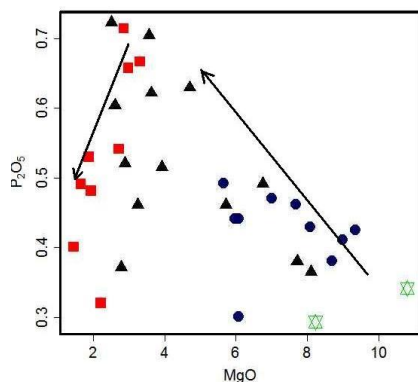
^۲Aguirre

۹- تغییرات MnO در مقابل MgO

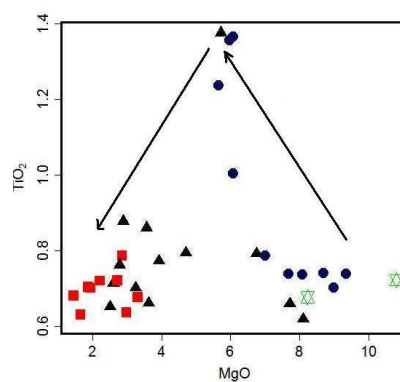
با کاهش میزان MgO، افزایش تفریق یافتگی و تبلور اولیوین، مقدار MnO افزایش و در نتیجه‌ی تبلور کانی‌های اپک و کلینوپیروکسن، مقدار آن کاهش می‌یابد. بدین صورت تراکی آندزیت‌ها دارای کمترین مقدار MnO می‌باشند.



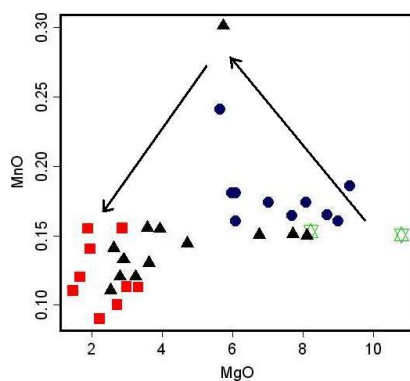
شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO (فتر، ۱۹۴۸). ادامه-
ی شکل در صفحه‌ی بعد ارائه شده است.



ح



ز



ت

ادامه‌ی شکل ۴-۷

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

به منظور بررسی روند تغییر و تحول ماگما در جریان فرایند تفریق، از نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق (تورنتن^۱ و تاتل^۲، ۱۹۶۰) استفاده شده است. ضریب تفریق، نمایانگر روند تفریق ماگماست که هر چه بیشتر پیش می‌رود، ترکیب مایع باقیمانده پیر سیلیس‌تر می‌شود. این مایع باقیمانده به نام مایع باقیمانده‌ی پتروژنی معروف است. ضریب تفریق برابر است با مجموع درصد کانی‌های روشن نورماتیو (کوارتز، ارتوکلاز، آلبیت، نفلین، لوسیت و کالسلیت) که از طریق محاسبه‌ی نورم تعیین می‌شوند. کانی‌های مذکور به دلیل سبکی و وزن مخصوص کم، تحت

^۱Thornton

^۲Tuttle

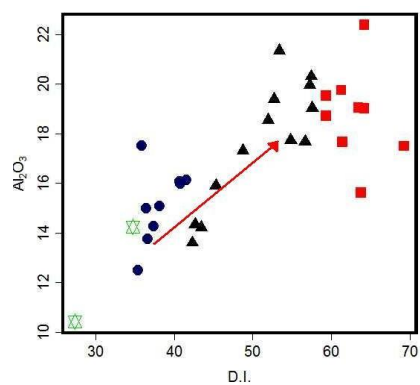
تأثیر نیروی ثقل از کانی‌های سنگین تفریق حاصل نموده، سبب تحول ماگما می‌شوند. کانی‌های نفلین، لوسیت و کالسلیت برای تعیین ضریب تفریق نمونه‌های تحت اشباع مورد استفاده قرار می‌گیرند. نمودارهای ضریب تفریق برای نمونه‌های مورد مطالعه در شکل ۴-۸ ارائه شده است.

روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل D.I، حاکی از منشأ گرفتن سنگ‌های مافیک از یک منبع ماگمایی واحد و نقش فرایند تبلور تفریقی در تحول نمونه‌ها از اولیوین بازالت به سمت تراکی آندزیت می‌باشند. در این نمودارها با افزایش ضریب تفریق، مقادیر SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 روند صعودی و مقادیر FeO , MgO , CaO , MnO روند نزولی نشان می‌دهند.

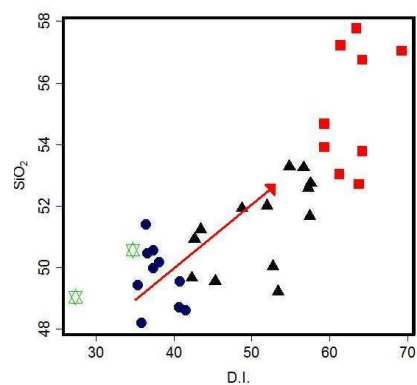
با پیشرفت تفریق، درصد کانی‌های فرومنیزین مانند اولیوین و کلینوپیروکسن کاهش یافته و در مقابل فلدسپارها افزایش می‌یابند. به طوری که بازالت و تراکی بازالت بیشترین مقدار Fe_2O_3 , MgO , CaO , MnO را دارند، این اکسیدها در فازهای اولیه‌ی تبلور ماگمایی مانند اولیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز کلسیک وارد می‌شوند. فراوانی Al_2O_3 , Na_2O , K_2O در نمونه‌های تفریق یافته‌تر مانند تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت بیشتر است. زیرا در مراحل پایانی تبلور، این اکسیدها در ساختمان فلدسپارها تجمع یافته و در نتیجه با افزایش روند تفریق میزان آن‌ها نیز افزایش می‌یابد.

TiO_2 , MnO به دلیل تبلور اولیوین، مقدار آن‌ها ابتدا افزایش یافته و سپس در نتیجه‌ی تبلور اکسیدهای آهن – تیتان و کلینوپیروکسن مقدار آن‌ها کاهش می‌یابد.

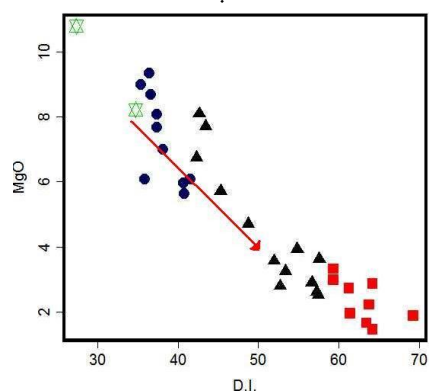
در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق نیز همبستگی بین سری‌های سنگی منطقه‌ی مورد مطالعه، هم منشأیی و نقش فرایند تبلور تفریقی در تکامل آن‌ها ثابت می‌شود.



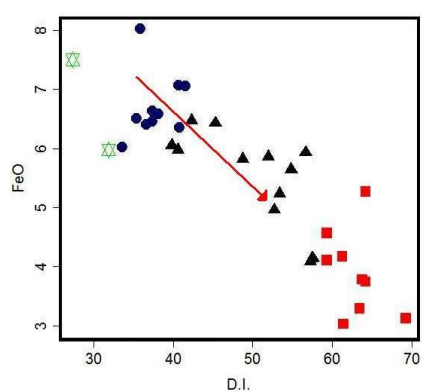
ب.



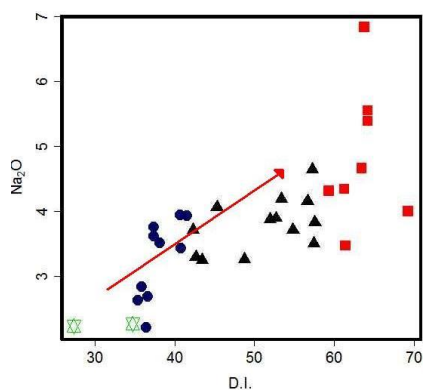
الف



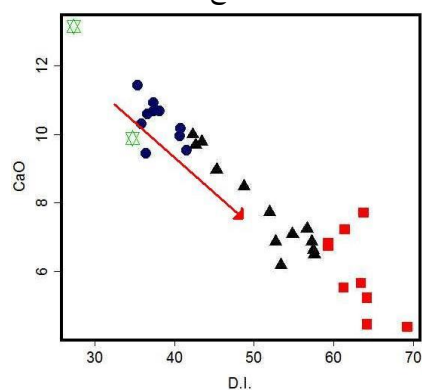
د



ج

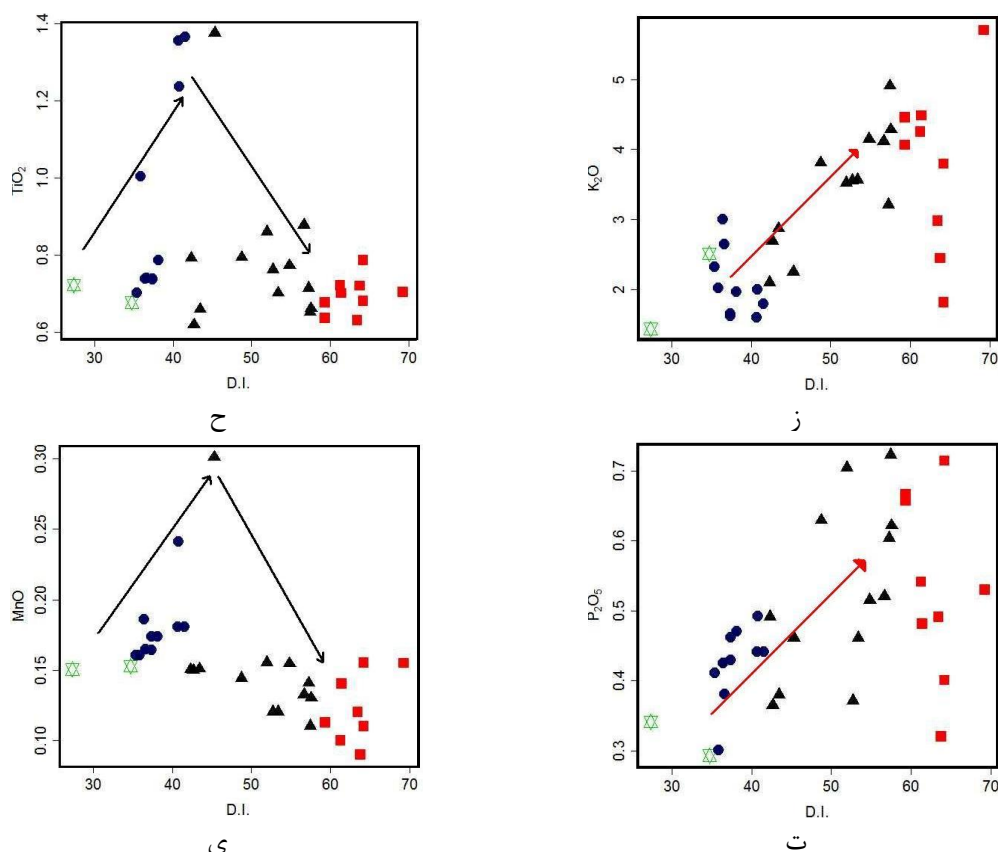


و



ه

شکل ۴-۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات درصد اکسید در برابر ضریب تفريق (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰). ادامه‌ی شکل در صفحه‌ی بعد ارائه شده است.



ادامه‌ی شکل ۴-۸

۴-۵- بررسی تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه

به کمک نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق

الف- نمودار تغییرات Sr در مقابل D.I

در نمودار تغییرات Sr در مقابل D.I، مقدار Sr از نمونه‌های بازالتی به سمت تراکی آندزیتی افزایش می‌یابد (شکل ۴-۹ الف). این عنصر از عناصر قلیایی کمیاب است که در اکثر کانی‌های کلسیم‌دار، رفتار سازگاری دارد. Sr در پلاژیوکلازها دارای تراکم بالایی است و به هنگام ذوب یا تبلور، مانند عناصر سازگار رفتار نموده و جانشین کلسیم در ساختمان پلاژیوکلاز و پیروکسن اوژیتی می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه، بازالت‌ها دارای کمترین مقدار Sr می‌باشند، زیرا این عنصر در مراحل اولیه‌ی

تبلور در اولیوین وارد نمی‌شود و در نتیجه مقدار آن در مایع باقیمانده‌ی پتروژنی زیاد و با تبلور پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، استرانسیوم به جای کلسیم جانشین خواهد شد.

ب- نمودار تغییرات Ba در مقابل D.I

نمودار تغییرات Ba در مقابل ضریب تفریق (شکل ۴-۹-ب)، روند صعودی محسوسی نشان می‌دهد که مؤید نقش تبلور تفریقی در تکامل سنگ‌های منطقه می‌باشد. با افزایش روند تفریق از سمت سنگ‌های بازالتی به سمت سنگ‌های تراکی آندزیتی، مقدار Ba افزایش می‌یابد. باریم از نظر اندازه‌ی یونی قابل مقایسه با پتاسیم است و به دلیل بار یونی بیشتر نسبت به پتاسیم، به صورت اسیر شده، در کانی‌های پتاسیم‌دار که در مراحل نهایی تشکیل می‌شوند، تمرکز می‌یابند. از سوی دیگر، Ba در شبکه‌ی کانی‌های کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلاز، جانشین کلسیم می‌شود. بالا بودن میزان Ba در تراکی آندزیت‌ها، با مشاهدات پتروگرافی و حضور فراوان پلاژیوکلاز در آن‌ها مطابقت دارد.

ج- نمودار تغییرات Rb در مقابل D.I.

نمودار تغییرات Rb در مقابل D.I. (شکل ۴-۹-ج)، روند صعودی دارد. در این نمودار با پیشرفت تفریق از سمت سنگ‌های بازالتی به تراکی آندزیتی مقدار Rb افزایش می‌یابد، زیرا روبیدیم ناسازگار است و در مایع باقیمانده متمرکز می‌شود.

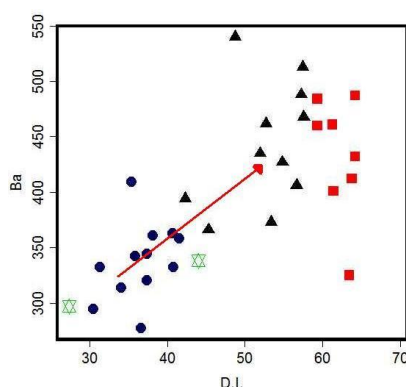
د- نمودار تغییرات Co در مقابل D.I.

نمودار تغییرات Co در مقابل ضریب تفریق (شکل ۴-۹-د)، دارای روند نزولی کاملاً مشخصی می‌باشد. از آنجا که شعاع یونی کبالت با شعاع یونی منیزیم تقریباً برابر است، بخش عمده‌ای از عنصر کبالت موجود در ماگما در مراحل اولیه تبلور توسط ترکیبات منیزیم‌دار حرارت بالا مخصوصاً اولیوین از ماگما خارج می‌شود. به همین دلیل فراوانی این عنصر در بازالت‌ها و تراکی بازالت‌ها بیشتر بوده و به سمت تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت کاهش می‌یابد.

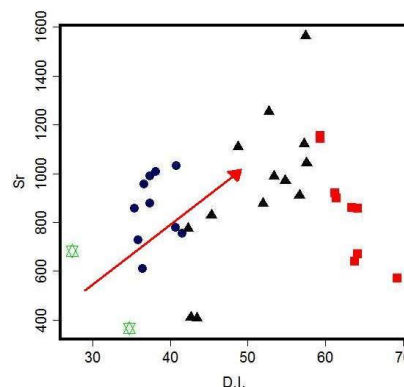
ه- نمودار تغییرات V در مقابل D.I.

در این نمودار (شکل ۴-۹-ه)، مقدار V با افزایش ضریب تفریق، از سنگ‌های بازالتی به سمت سنگ‌های تراکی آندزیتی کاهش می‌یابد. شعاع یون وانادیم بزرگ‌تر از شعاع یونی آهن فریک است اما الکترونگاتیویته‌اش بسیار کمتر و انرژی پایداری میدان تبلور آن (میل به تبلور در حرارت‌های بالا) بیشتر است. این عوامل مسئول غنی شدن وانادیم در مگنتیت‌های زودرس می‌باشد. وانادیم همچنین در پیروکسن‌ها نیز وارد می‌شود. در نتیجه به علت فراوانی کانی‌های مراحل اولیه تبلور در بازالت‌ها، این سنگ‌ها بیشترین مقدار وانادیم را دارند.

روند تغییرات تمامی عناصر مذکور در مقابل D.I. یکسان است و نقش فرایند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی منطقه را تأیید می‌کند. این امر نشان‌دهنده‌ی تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از یک منبع ماگمایی مشترک می‌باشد.

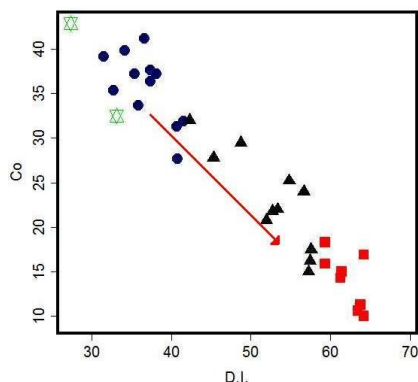


ب

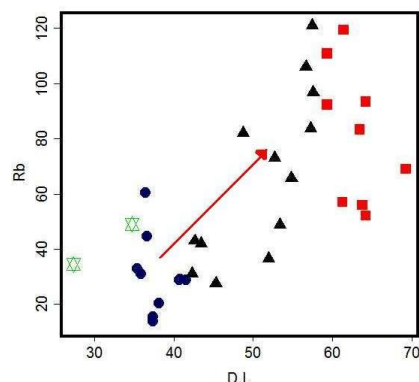


الف

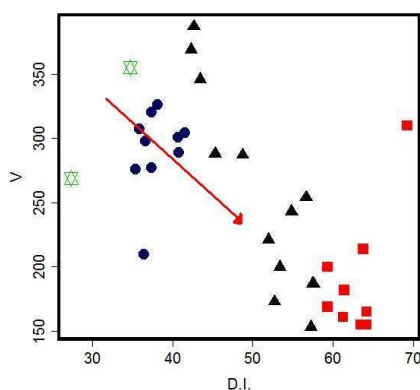
شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب V, Co, Rb, Ba, Sr در مقابل D.I. برای نمونه‌های مورد مطالعه. ادامه شکل در صفحه بعد آورده شده است.



د



ج



ه

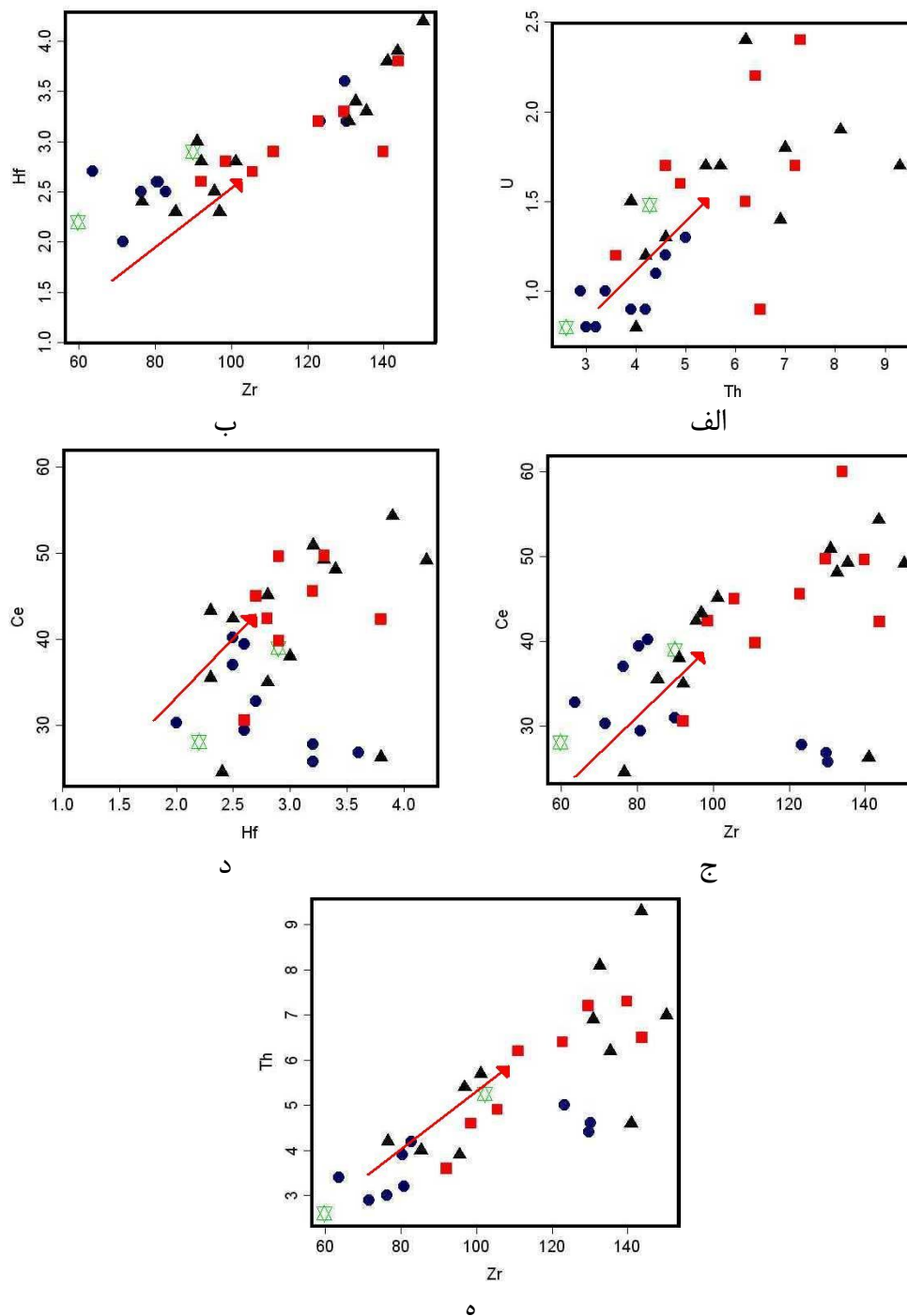
ادامه شکل ۹-۴

۶-۴- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر

نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر جهت تشخیص و تفکیک تحولات ماگمایی و نقش فرایند تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی مورد استفاده قرار می گیرند. در صورتی که نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبدأ مختصات نیز بگذرد، فرایند اصلی تشکیل دهنده سنگها تبلور تفریقی می باشد (راجرز^۱ و همکاران، ۱۹۸۵). نمودار تغییرات Th/Zr , Ce/Hf , Ce/Zr , Hf/Zr , U/Th ، برای نمونه های منطقه ی مورد مطالعه رسم شده اند (شکل ۴-۱۰- الف تا ه). با توجه به نمودارهای رسم شده برای نمونه های منطقه ی مورد مطالعه، روند

^۱Rogers

خطی و صعودی مشاهده شده از مبدأ مختصات می‌گذرد که نشان‌دهنده‌ی فرایند غالب تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی منطقه می‌باشد.



شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر (الف تا ه)

۴-۷- نمودارهای عنکبوتی

به منظور فهم طرح فراوانی‌های عناصر نادر در بازالت‌ها (یا در هر سنگ آذرین)، باید چارچوب مرجعی وجود داشته باشد که بتوان فراوانی‌های عنصری در یک سنگ خاص را با آن مقایسه کرد. گسترش این عقیده منجر به شکل‌گیری نمودارهای عنکبوتی شد (وود^۱ و همکاران، ۱۹۷۹؛ سان^۲، ۱۹۸۰؛ تامپسون^۳، ۱۹۸۲ و تامپسون و همکاران، ۱۹۸۴). غلظت عناصر خاکی نادر در سنگ‌ها به طور معمول نسبت به یک مرجع استاندارد مشترک، که در بیشتر موارد مقدار عناصر خاکی نادر در شخانه‌های کندریتی است، بهنجار می‌شود. شخانه‌های کندریتی به دلیل این که مواد اولیه‌ی منظومه-ی شمسی می‌باشند و ممکن است با هسته سازی اولیه‌ی زمین مرتبط باشند، انتخاب شده‌اند (ویلسون، ۱۹۸۹). عناصر خاکی نادر را معمولاً به صورت نمودار غلظت در برابر عدد اتمی نشان می‌دهند که غلظت در آن‌ها نسبت به مقدار مرجع کندریتی بهنجار شده و به صورت لگاریتمی بیان می‌شوند.

۴-۷-۱- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت

در نمودارهای عنکبوتی بر اساس الگوی ترکیبی کندریت، یک گروه ۱۵ عنصری از عناصر نادر خاکی (REE) با اعداد اتمی بین ۵۷ (La) تا ۷۱ (Lu)، به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند. برای نمونه‌های مورد مطالعه، نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا^۴، ۱۹۷۴) رسم شده است (شکل ۴-۱۱). بر اساس این نمودار، همه‌ی نمونه‌ها از عناصر نادر

^۱Wood

^۲Sun

^۳Thompson

^۴Nakamura

خاکی سبک (LREE)، غنی شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی شدگی نشان می‌دهند. LREE ها نسبت به فازهای بلوری اولیه مانند اولیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز ناسازگارند و در نتیجه در خلال تفریق، به طور فزاینده‌ای در مایعات تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند (رولینسون، ۱۹۸۹). به طور کلی، غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را می‌توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین (کمتر از ۱۵ درصد) منبع گوشته‌ای غنی شده (هیرشمن^۱ و همکاران، ۱۹۹۸) و آلاینش ماگمایی توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد (سریواستاوا^۲ و سین^۳، ۲۰۰۴). با توجه به ماهیت آلکالن نمونه‌های مورد مطالعه، درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای غنی شده در تشکیل ماگمای این سنگ‌ها، تأیید می‌شود.

الگوی تمامی عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه به صورت موازی با یکدیگر می‌باشد. در صورتی که یک مجموعه از سنگ‌های آذرین در اثر تحمل فرایندهای تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی با یکدیگر مرتبط باشند، باید مقادیر عناصر کمیاب و نسبت آن‌ها به طور ثابت و پیوسته‌ای در سری تغییر کند (ویلسون، ۱۹۸۹). الگوی موازی نمونه‌ها، منشأ واحد و تحول آن‌ها را در طی فرایند تبلور تفریقی ماگما تأیید می‌کند (نیکلسون^۴ و همکاران، ۲۰۰۴).

همان‌طور که در این نمودار مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۱)، نمونه‌های مورد مطالعه فاقد آنومالی Eu می‌باشند. آنومالی Eu توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیته‌ی اکسیژن وابسته است. بنابراین خارج شدن فلدسپارها از طریق تفریق بلوری در شرایط فوگاسیته‌ی پایین اکسیژن باعث آنومالی منفی در مذاب می‌شود (ویلسون، ۱۹۸۹؛ جهانگیری و عزیزی، ۲۰۰۸). عدم وجود آنومالی

^۱Hirschman

^۲Srivastava

^۳Singh

^۴Nicholson

منفی این عنصر در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان به حضور پلاژیوکلاز و همچنین دخالت یک منبع آمفیبولیتی با مقادیر نسبتاً زیاد گارنت (حداکثر تا ۳۰ درصد) در تشکیل آن‌ها مربوط دانست (کلپیس و همکاران، ۲۰۰۳).

در این نمودارها، الگوی تغییرات LREE و HREE تراکی آندزیت‌ها دارای شیب بیشتری نسبت به بازالت‌ها و تراکی بازالت‌ها می‌باشند که نمایانگر تفریق یافتگی بالای این سنگ‌ها و اشتقاق آنها از منبع ماگمایی مافیک سازنده‌ی بازالت‌ها است (مقدم و همکاران، ۲۰۰۹).

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریت تامپسون (۱۹۸۲) (شکل ۴-۱۲)، نمونه‌های سنگی منطقه‌ی مورد مطالعه از عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار غنی شدگی و از عناصر با شدت میدان بالا تهی شدگی نشان می‌دهند که تفریق نسبی HFSE، مشخصه‌ی عمومی بازالت‌های آلكالن است (اسمدلی^۱، ۱۹۸۸؛ ویور^۲ و همکاران، ۱۹۸۷؛ لاتین^۳ و همکاران، ۱۹۹۰؛ مقاضی^۴، ۲۰۰۳). از نظر پتروژنتیکی، آنومالی منفی Nb مشخصه‌ی ماگماهای قوس آتشفشانی می‌باشد و بوسیله‌ی حفظ Nb درون آمفیبول و فازهای دیگر مانند تیتانیت و روتیل در طول آب‌زدایی و یا ذوب بخشی صفحه‌ی فرورانشی تفسیر می‌شود (پیرس^۵ و پیت^۶، ۱۹۹۵؛ پیرس، ۱۹۹۶؛ شجاعت و همکاران، ۲۰۰۳).

^۱Smedley

^۲Weaver

^۳Latin

^۴Moghazi

^۵Pearce

^۶Peat

۴-۷-۲- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه

به منظور بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه برای نمونه-های مورد مطالعه از نمودار سان و مک دونوف^۱ (۱۹۸۹) استفاده شده است. این نمودار (شکل ۴-۱۳) نیز مانند نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت، تمرکز نسبتاً بالایی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تمرکز پایین از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مخصوصاً Nb و Ti را نشان می‌دهد که از خصوصیات ماگماهای مرتبط با فروورانش است (گاس^۲ و کای^۳، ۲۰۰۹؛ کوالنکو^۴ و همکاران، ۲۰۱۰). گدازه‌های قوس آتشفشانی، با نسبت‌های بالای LILE/HFSE و LREE/HREE شناخته می‌شوند و دارای تهی شدگی از عناصر Ta, Nb, Ti می‌باشند. عناصر HFS در مایعات آزاد شده از ورقه‌ی اقیانوسی نامحلولند و در فازهای موجود در تفاله‌ی دیرگداز مانند آمفیبول پاراگازیتی تیتان‌دار، تیتانیت، ایلمنیت، روتیل، آپاتیت و زیرکن باقی می‌مانند (آیرز^۵ و واستون^۶، ۱۹۹۱؛ برنان^۷ و همکاران، ۱۹۹۵؛ استادلر^۸ و همکاران، ۱۹۹۸؛ آیرز، ۱۹۹۸؛ بست، ۲۰۰۳). غنی شدگی گدازه‌های قوس از LILE و LREE به علت متاسوماتیزم گوهی گوشته‌ای توسط سیالات غنی شده از این عناصر، از طریق آب‌زدایی ورقه‌ی اقیانوسی است (کاستیلو^۹ و همکاران، ۲۰۰۷).

^۱Mc Donough

^۲Goss

^۳Kay

^۴Kovalenko

^۵Ayers

^۶Waston

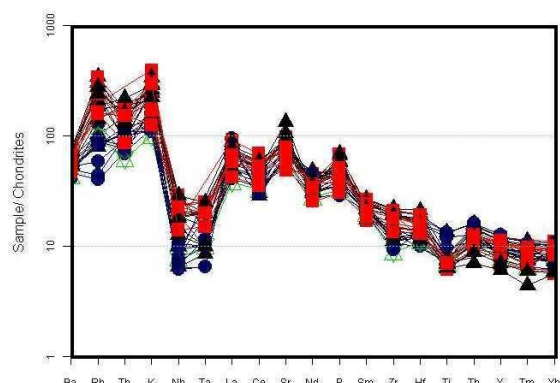
^۷Bernan

^۸Stadler

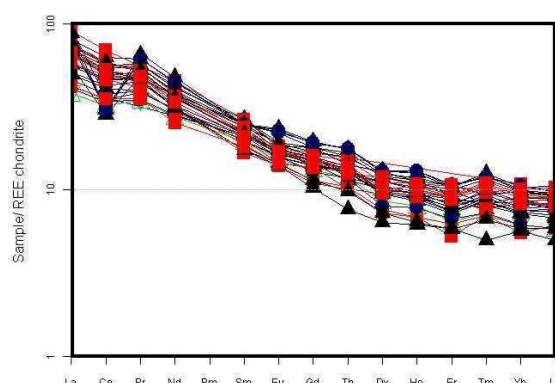
^۹Castillo

تهی شدگی عناصر HFS در نمونه‌های مورد مطالعه، را می‌توان حاکی از حضور فازهای تیتان‌دار پسماندی مانند روتیل، ایلمنیت، آپاتیت، زیرکن و مونازیت در سنگ‌های اکلوزیتی پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده و یا گوهی گوشته‌ای ذوب نشده محل منبع دانست (جهانگیری، ۲۰۰۷). به طور کلی، تهی شدگی Nb و Ti با تفریق فازهای تیتانیم دار مانند تیتانیت، تیتانومگنتیت و غیره اثبات می‌شود (ویلسون، ۱۹۸۹). همچنین آنومالی منفی Nb, Ta, Ti ممکن است مرتبط با فرایندهای پتروژنتیکی مانند مشارکت پوسته‌ی قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی باشد (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶).

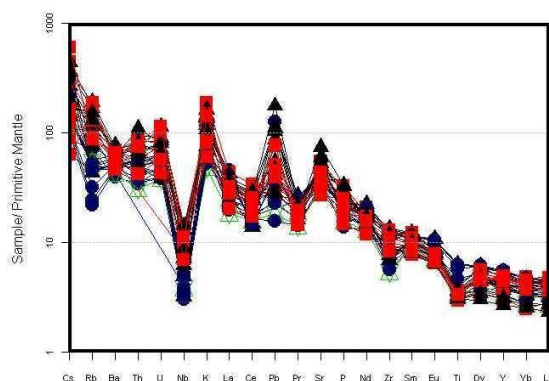
K و Sr در نمونه‌های مورد مطالعه غنی شدگی نشان می‌دهند که با حضور فراوان پلاژیوکلاز و آپاتیت در آن‌ها مطابقت دارد. غنی شدگی این عناصر حاکی از فقدان تفریق پلاژیوکلاز یا حضور آن در فازهای باقیمانده در منشأ و تجمع پلاژیوکلاز به عنوان یک فاز غالب در این نمونه‌ها می‌باشد (جهانگیری، ۲۰۰۷).



شکل ۴-۱۲- نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)



شکل ۴-۱۱- نمودار عنکبوتی بهنجار شده عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به متئوریت کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴)



شکل ۴-۱۳- نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به گوشته‌ی اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)

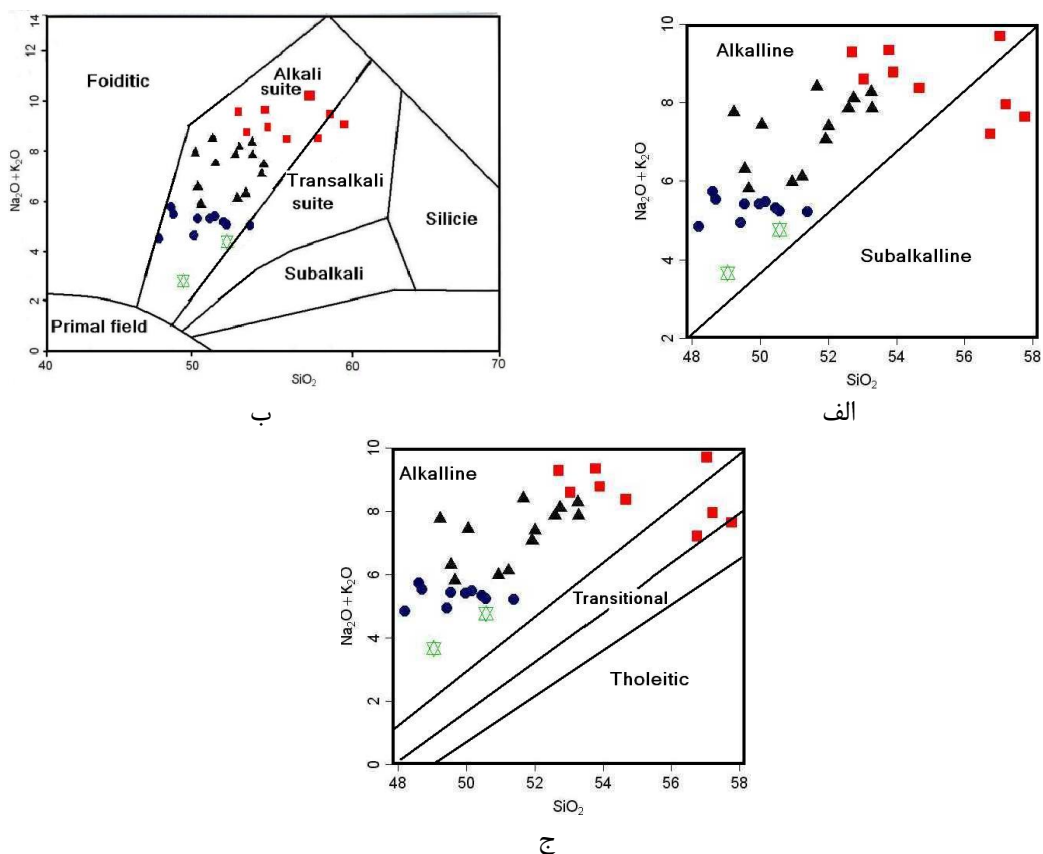
۴-۸- تعیین سری ماگمایی

طبق نظر کونو (۱۹۶۸)، یک سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگ‌های مختلف آتشفشانی است که دارای ترکیب شیمیایی مختلف بوده و از یک ماگمای بازیک مادر، در نتیجه‌ی تفریق حاصل شده‌اند. سیر تدریجی تغییرات ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی از یک گدازه به گدازه‌ی دیگر نشانه‌ی رابطه‌ی خویشاوندی گدازه‌ها با هم و منشأ گرفتن آن‌ها از یک منبع مشترک می‌باشد (معین وزیری، ۱۳۷۱). در اینجا برای تعیین سری‌های ماگمایی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده شده است.

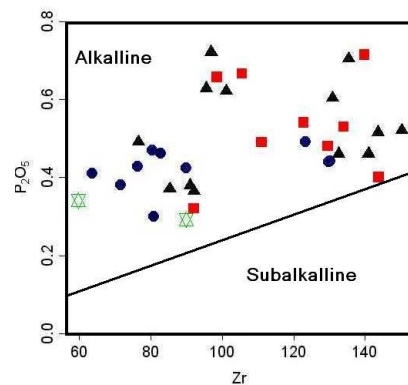
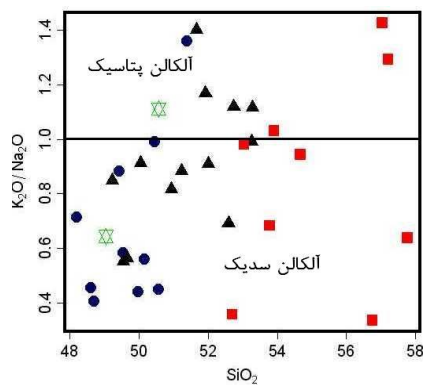
پژوهشگران مختلفی با استفاده از نمودارهای مجموع آلکالی در مقابل سیلیس دو سری اصلی ماگما (سری آلکالن و سری کالک آلکالن/ تولییتی) را از هم جدا کرده‌اند. هر کدام از این سری‌های ماگمایی شامل محدوده‌ی سنگی از بازیک تا اسیدی می‌باشند. هر چند که مرز بین آن‌ها به صورت یک خط در نمودارها مشخص شده است اما در واقع این مرز به صورت تدریجی است (ویلسون، ۱۹۸۹). 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 و باراگار (۱۹۷۱)، میدلموست (۱۹۹۴) و پکسریلو و همکاران (۱۹۷۰) استفاده شده است (شکل ۴-۱۴ الف تا ج). در نمودار میدلموست (۱۹۹۴)، ۵ سری ماگمایی فوئیدی، آلکالی، آلکالی - تحولی، ساب آلکالی و سیلیسی تفکیک شده‌اند. نمودار درصد وزنی P_2O_5 در مقابل Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) نیز به منظور تعیین سری ماگمایی نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۴-۱۵). با توجه به این نمودارها، نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه مؤید سری آلکالن می‌باشند. متأسفانه هیچ تعریف دقیقی برای سنگ‌های آلکالن در بین پترولوژیست‌ها وجود ندارد (میشل^۱، ۱۹۹۶). سنگ‌های آلکالن دارای نسبت بالای آلکالن به سیلیس

^۱Mitchell

می‌باشند اما نسبت دقیق این اجزاء ثابت نشده است. سنگ‌های آکالن عمدتاً حاوی آنالسیم، آکالی فلدسپار، کلینوپیروکسن‌های غنی از Al-Na-Ti، محلول‌های جامد بیوتیت-فلوگوپیت و اولیوین، بدون ارتوپیروکسن و کوارتز می‌باشند که این موضوع در مطالعه‌ی پتروگرافی نیز ثابت شده است. به علت فراوانی نسبی Na, K در سنگ‌های آکالن، آکالن‌ها به دو سری سدیک و پتاسیک تقسیم شده اند (بست، ۲۰۰۳). به این ترتیب، امامی (۱۹۸۱) نمودار K_2O/Na_2O در مقابل SiO_2 را ارائه داد (شکل ۴-۱۶). بر اساس این نمودار سنگ‌های منطقه عمدتاً در محدوده آکالن سدیک قرار گرفته‌اند. حضور برخی نمونه‌ها در محدوده آکالن پتاسیک به دلیل آلودگی با پوسته‌ی قاره‌ای و یا متاسوماتیسم گوشته می‌باشد. خط جدا کننده محدوده آکالن سدیک و پتاسیک $K_2O/Na_2O=1$ است.



شکل ۴-۱۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تعیین سری ماگمایی. الف- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، ب- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)، ج- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلو و همکاران، ۱۹۷۹).



شکل ۴-۱۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی سدیک و پتاسیک (امامی، ۱۹۸۱).

شکل ۴-۱۵- نمودار P_2O_5 در مقابل Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)، به منظور تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه.

فصل پنجم

پتروژنز

۵-۱- مقدمه

در فصل‌های گذشته روابط صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه‌ی عباس آباد مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به ویژگی‌های توصیف شده در فصول قبل، سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد مطالعه روند تفریق از اولیوین بازالت تا تراکی آندزیت را نشان می‌دهند. به طور کلی، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سنی ائوسن میانی – فوقانی قرار دارند و با توجه به مطالعات صحرایی، سنگ‌های قدیمی‌تر از ائوسن در منطقه مشاهده نمی‌شوند.

با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی اولیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت می‌باشند و ماهیت آکالن عمدتاً سدیک دارند. عامل اصلی در تحولات ماگمایی منطقه، تبلور تفریقی بوده است که روابط صحرایی و نمودارهای ژئوشیمیایی، مؤید تحول ماگمایی منطقه از سمت ترکیبات مافیک به سمت ترکیبات حدواسط می‌باشد. در عین حال، نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی، الگوی خاص مناطق فرورانش حاشیه‌ی قاره‌ای فعال را برای سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند. لذا در این فصل با توجه به نتایج بدست آمده‌ی پیشین، ابتدا جایگاه تکتونوماگمایی و سپس خصوصیات منشأ و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بررسی خواهد شد.

۵-۲- تعیین محیط تکتونیکی

سنگ‌های آتشفشانی آکالن در جایگاه‌های تکتونیکی مختلف، از مناطق قاره‌ای تا اقیانوسی و داخل ورقه‌ای، به جزء پشته‌های میان اقیانوسی یافت می‌شوند (ژائو^۱ و همکاران، ۱۹۹۵). ژئوشیمی خاص این سنگ‌ها، ابزاری ارزشمند در شناسایی فرایندهای پوسته‌ای و گوشته‌ای مؤثر بر تشکیل آن -

^۱Zhao

هاست (آپادیای^۱ و همکاران، ۲۰۰۶). جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آکالن ممکن است مرتبط با فعالیت نقاط داغ و یا وابسته به محیط‌های تکتونیکی کششی بویژه ریف‌ها باشد (ویلسون، ۱۹۸۹؛ مولر^۲ و همکاران، ۱۹۹۲؛ مولر و گراوز^۳، ۱۹۹۷). این سنگ‌ها تحت تأثیر مواد فرار و ناسازگار حاصل از فرورانش و یا در اثر تغییر فشار ناشی از گنبدی شدن پوسته نیز ایجاد می‌شوند (ژوتو^۴ و موری^۵، ۲۰۰۳).

همان‌طور که در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت و گوشته‌ی اولیه مشاهده شد، غنی‌شدگی در LILE و LREE و تهی‌شدگی از HFSE همراه با آنومالی منفی Nb, Ti, Ta در نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، ماهیت آکالن مرتبط با قوس (حاشیه‌ی قاره‌ای فعال) را تأیید می‌کند. منشأ ماگماهای آکالن در محیط‌های قوسی را ذوب بخشی پایین گوهی گوشته‌ی لیتوسفری می‌دانند که بوسیله‌ی سیالات حاصل از آب‌زدایی ورقه‌ی اقیانوسی فرورونده، غنی شده‌اند (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۰۰؛ مک دونالد^۶ و همکاران، ۲۰۰۱؛ عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸؛ کوالنکو^۷ و همکاران، ۲۰۱۰).

در این بخش به منظور تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آکالن منطقه‌ی مورد مطالعه، از نمودارهای تمایز تکتونیکی استفاده شده است. این نمودارها عمدتاً بر پایه‌ی عناصر کمیاب نامتحرک ترسیم شده‌اند زیرا عناصر مذکور در فازهای سیال و در طول هوازگی و دگرگونی انتقال نمی‌یابند

^۱Upadhyay

^۲Muller

^۳Groves

^۴Juteau

^۵Maury

^۶MaDonald

^۷Kovalenko

(ویلسون، ۱۹۸۹). عناصر نامتحرک نسبت به فرایندهای ثانویه حساس نیستند و می‌توان آن‌ها را به آسانی حتی در غلظت‌های پایین و به طور ایده‌آل توسط یک روش ساده و با دقت خوب اندازه‌گیری کرد (رولینسون، ۱۹۹۳).

نسبت‌های عناصر کمیاب نیز به منظور تعیین محیط‌های تمایز تکتونیکی مورد استفاده قرار می‌گیرند. به عقیده‌ی وود و همکاران (۱۹۷۹)، سنگ‌های تشکیل شده در قوس قاره‌ای دارای نسبت عناصر کمیاب $Th/Ta > 2$ می‌باشند. این نسبت برای سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در محدوده‌ی $35/4 - 12$ تغییر می‌کند و نشان‌دهنده‌ی جایگاه تشکیل قوس قاره‌ای می‌باشد. همچنین نسبت Ba/La آرکولوس^۱ و پائول^۲ (۱۹۸۶) برای نمونه‌های مورد مطالعه محاسبه گردید، با توجه به این‌که مقادیر بزرگ‌تر از ۳ این نسبت مربوط به سنگ‌های آتشفشانی قوس قاره‌ای خواهند بود، سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در جایگاه قوس قاره‌ای واقع شده‌اند و این نسبت در آن‌ها بین $29/6 - 12/6$ متغیر است. همچنین نسبت بالای Ba/Nb (بزرگ‌تر از ۲۸) که تأییدی بر جایگاه قوس قاره‌ای نمونه‌ها می‌باشد، در نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی $167/3 - 44/6$ تغییر می‌کند (فیتون^۳ و همکاران، ۱۹۸۸، در کورک آغلو^۴، ۲۰۱۰).

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

نمودار Ti-Zr (پیرس و کان، ۱۹۷۳)، به منظور تفکیک ماگماهای تولییتی جزایر قوسی، ماگماهای بازالتی نواحی قوس قاره‌ای و ماگماهای بازالتی پشته‌های میان اقیانوسی ترسیم شده است. با توجه به

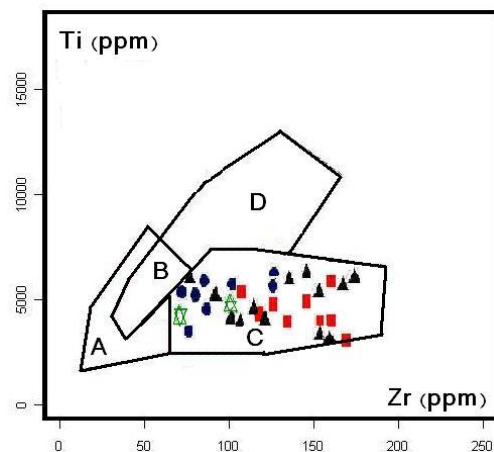
^۱ Arculus

^۲ Powell

^۳ Fitton

^۴ Kurkcuoglu

میزان پایین Zr, Ti در نمونه‌های مورد مطالعه، این سنگ‌ها در محدوده‌ی ماگماهای بازالتی نواحی قوس قاره قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱).



شکل ۵-۱- نمودار تمایز تکتونیکی Ti – Zr (پیرس و کان، ۱۹۷۳) و موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی قوس قاره. A- محدوده ماگماهای تولییتی 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.

۵-۲-۲- نمودارهای تمایز تکتونیکی $Zr/4 - 2*Nb - Y$ (مَشِد^۱، ۱۹۸۶) و $Th - Hf/3$

Ta (وود^۲، ۱۹۸۰)

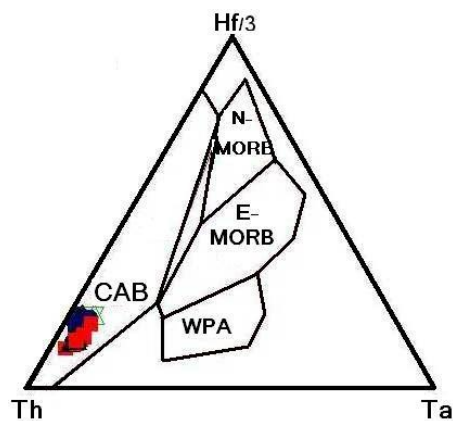
در نمودار $Zr/4 - 2*Nb - Y$ (مَشِد، ۱۹۸۶)، بازالت‌های آکالن داخل صفحه‌ای (AI, AII)، تولییت‌های داخل صفحه و مورب (B)، بازالت‌های قوس آتشفشانی (C) و بازالت‌های مورب و کمان آتشفشانی (D)، از یکدیگر متمایز می‌شوند. نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در این نمودار، در میدان قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲).

^۱Mesched

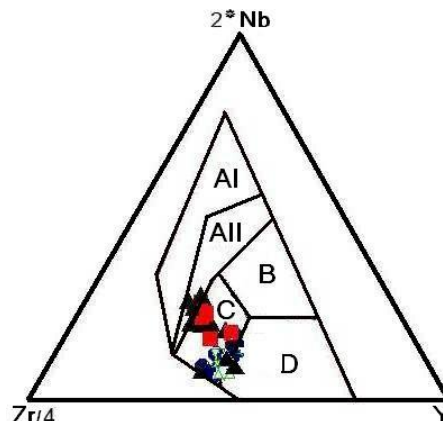
^۲Wood

وود (۱۹۸۰) بر پایه‌ی عناصر نامتحرک HFS مانند Th, Hf, Ta، نمودار تمایز تکتونیکی Ta-Hf/3-Th را رسم کرد. در این نمودار بازالت‌های مورب نوع N, E، بازالت‌های درون صفحه‌ای و بازالت‌های قوس آتشفشانی از یکدیگر تفکیک می‌شوند. در نمودار تمایز تکتونیکی وود (۱۹۸۰)، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۳-۵).

در نمودار وود (۱۹۸۰)، Th و Ta، دو عنصر کلیدی جهت شناسایی فرایندهای تأثیرگذار بر گوشته می‌باشند. تفکیک بیشتر کانی‌های سیلیکاته باعث جدا شدن Hf و Ta از مذاب می‌شود و مایع باقیمانده را به سمت غلظت‌های بالاتر Th جابجا می‌کند (رولینسون، ۱۹۹۳). از سوی دیگر Th در مناطق فرورانش متحرک‌تر است و در گوهی گوشته‌ای که در بالای زون فرورانش قرار دارد، غنی شدگی نشان می‌دهد، زیرا احتمالاً از رسوبات روی صفحه‌ی فرورونده وارد ماگما شده است. بنابراین ماگمای حاصل از گوهی گوشته‌ای غنی از Th و فقیر از Ta, Nb است (ژیا^۱ و همکاران، ۲۰۰۸).



شکل ۳-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Ta-Hf/3-Th (وود، ۱۹۸۰)، CAB-بازالت‌های قوس آتشفشانی، WPA-بازالت‌های درون صفحه‌ای.



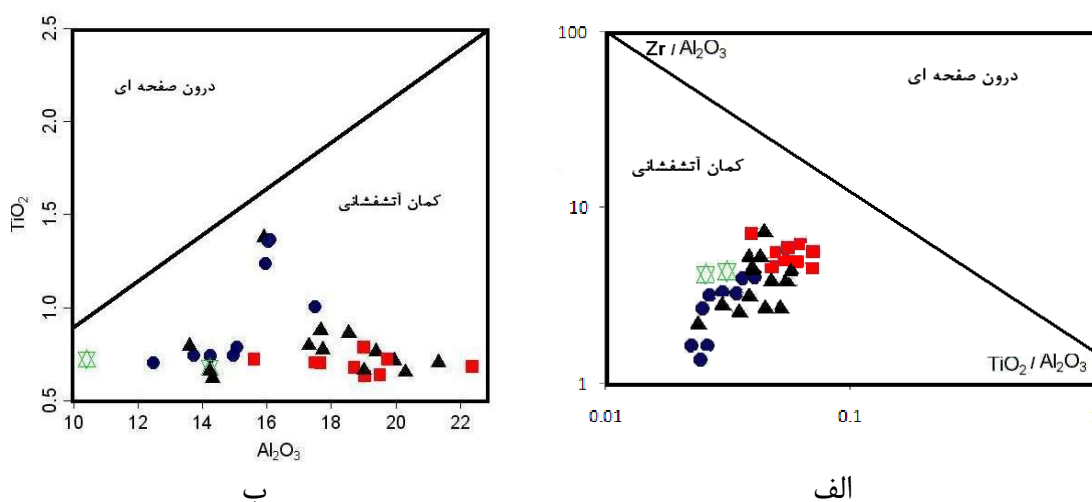
شکل ۲-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Y-2*Nb-Zr/4 (میشد، ۱۹۸۶)، (برای توضیح محدوده‌ها به متن مراجعه شود).

^۱Xia

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 و براون (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 محدوده‌های آتشفشانی از درون صفحه‌ای استفاده کردند. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی قوس آتشفشانی واقع می‌شوند (شکل ۵-۴- الف و ب). بازالت‌های قوس آتشفشانی در حاشیه‌های همگرای صفحات یعنی در حاشیه‌ی قاره‌ای فعال تشکیل می‌شوند (پیرس، ۱۹۷۶).



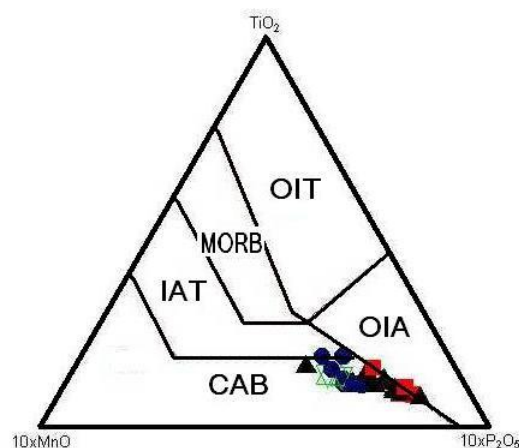
شکل ۵-۴- نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 و TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (مولر و براون، ۱۹۷۶) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آنها.

۵-۲-۴- نمودار تمایز تکتونیکی $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (مولن^۱، ۱۹۸۳)

مولن (۱۹۸۳)، بر پایه‌ی MnO , TiO_2 , P_2O_5 محدوده‌های مورب، تولیت‌های جزایر اقیانوسی، بازالت‌های قلیایی جزایر اقیانوسی، تولیت‌های جزایر قوسی و بازالت‌های آکالن – کالک آکالن کمان

^۱Mullen

آتشفشانی را از یکدیگر تفکیک کرد. این نمودار برای بازالت‌های با دامنه‌ی سیلیس ۴۵-۵۴ درصد به کار می‌رود. در طول فرایند تفریق Mn در ساختمان اولیوین، پیروکسن و تیتانومگنتیت و Ti در ساختمان تیتانومگنتیت و پیروکسن جای می‌گیرند. عناصر Mn, Ti, P نسبتاً نامتحرک می‌باشند و نسبت به فرایندهای گرمایی گسترده‌ی دمایی رخساره‌ی شیبست سبز حساس نیستند. نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده‌ی آلکالن - کالک آلکالن کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایزی $\text{MnO-TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ (مولن^۱، ۱۹۸۳). میدان‌ها عبارتند از: MORB، OIT- تولیت‌های جزایر اقیانوسی، OIA- بازالت‌های جزایر اقیانوسی، IAT- تولیت‌های جزایر قوسی، CAB- بازالت‌های قوس قاره‌ای.

^۱Mullen

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 در گالویان^۳ و همکاران، ۲۰۰۷)، که سه محدوده‌ی بازالت‌های قوس آتشفشانی، بازالت‌های قاره‌ای و پشت قوسی و بازالت‌های آکالن ریفت درون قاره‌ای از یکدیگر تفکیک می‌شوند، نمونه‌های سنگی آکالن منطقه‌ی مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶).

۵-۲-۶- نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاگ^۴ و همکاران،

(۲۰۰۷)

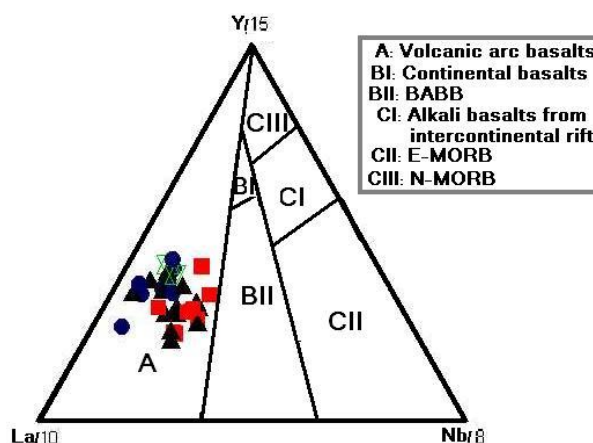
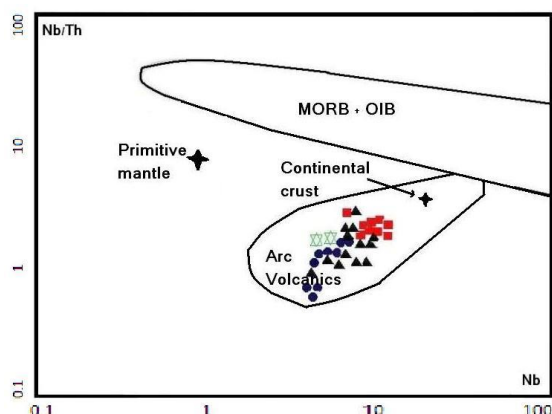
بوزتاگ و همکاران (۲۰۰۷)، با استفاده از عناصر Nb و Th بازالت‌های قوس آتشفشانی، مورب و جزایر اقیانوسی را از یکدیگر تفکیک کردند. نمونه‌های مورد مطالعه به دلیل داشتن Nb و Th نسبتاً کم (کمتر از ۱۰ ppm)، در نمودار لگاریتمی تغییرات Nb/Th در مقابل Nb در محدوده‌ی قوس آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۷).

^۱Cabanis

^۲Lecolle

^۳Galoyan

^۴ Boztug



شکل ۵-۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷).

شکل ۵-۶- نمودار تمایز تکتونیکی La/10-Y/15-Nb/8 (کابانیس و لکول، ۱۹۸۹ در گالویان، ۲۰۰۷) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

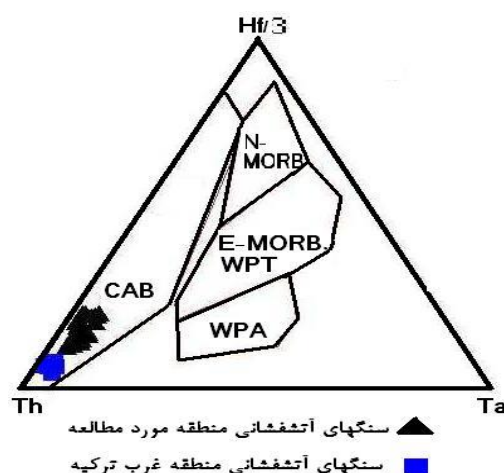
۵-۳- مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی

عباس آباد با سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی غرب ترکیه

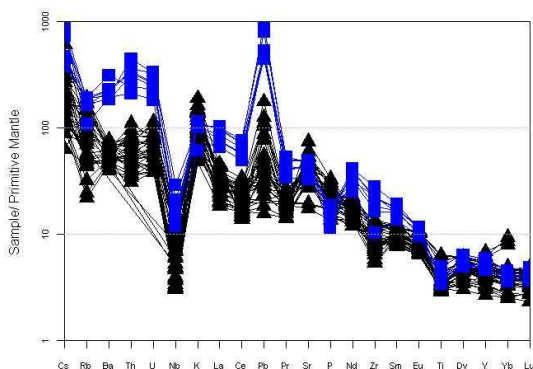
سنگ‌های آتشفشانی در غرب ترکیه، مناطق شمال مندرس و پنینسولا (شمال زون زمین درز از میر و آنکارا) را پوشانده‌اند. پی سنگ این ناحیه، توالی‌های آتشفشانی به سن پرمو - تریاس است که تحت عنوان کمپلکس کاراکایا شناخته می‌شود. این کمپلکس شامل بازالت، آهک‌های متبلور و نهشته‌های ولکانی کلاستیک می‌باشد. مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که فعالیت اصلی این آتشفشان منجر به تولید حجم قابل توجهی نهشته‌های پیروکلاستیک و گدازه‌های حدواسط شده است. ترکیب گدازه‌های حدواسط عمدتاً آندزیت، آندزی بازالت، تراکی آندزیت و تراکی آندزی بازالت می‌باشند و بوسیله‌ی فنوکریست‌های فراوان مشخص می‌شوند.

بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی و نمودار تمایزی وود (۱۹۸۰) (شکل ۵-۷)، سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی غرب ترکیه در محدوده‌ی کمان آتشفشانی واقع می‌شوند. نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌ها در جدول ۵-۱ ارائه شده است.

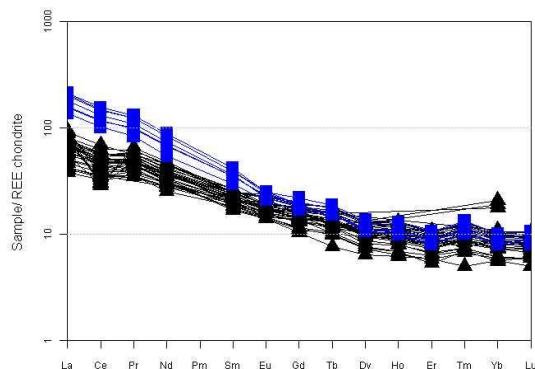
مقایسه‌ی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) و گوشته‌ی اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) سنگ‌های آتشفشانی این منطقه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد مطالعه (شکل ۵-۸-الف و ب)، حاکی از غنی‌شدگی همه‌ی نمونه‌ها از LILE, LREE نسبت به HREE, HFSE می‌باشد. آنومالی منفی Nb, Ta به تفریق بلوری، آلاش و هضم نسبت داده شده است و مشخص‌کننده‌ی ماگمای مرتبط با فرورانش می‌باشد (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰).



شکل ۵-۷- موقعیت نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه و سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی غرب ترکیه در نمودار تمایز تکتونیکی وود (۱۹۸۰) و قرارگیری نمونه‌ها در کمان آتشفشانی.



ب



الف

شکل ۵-۸- مقایسه‌ی نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی غرب ترکیه، الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹).

جدول ۵-۱- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی غرب ترکیه (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰)

Sample	EA101	EA335	EA413	EA53	EA45	EA55	EA418
Major oxides (Wt%)							
SiO₂	۵۶,۳۲	۵۷,۷۳	۵۶,۲۹	۵۸,۹۵	۵۷,۷۳	۵۸,۰۹	۵۶,۲۴
TiO₂	۰,۹	۰,۸۲	۱,۰۷	۰,۸۳	۰,۷۳	۳,۸۳	۰,۸۷
Al₂O₃	۱۷,۲۶	۱۷,۱۵	۱۹,۳۰	۱۹,۷۵	۱۶,۷۱	۱۹,۲۵	۱۸,۴۵
Fe₂O₃	۶,۲۷	۶,۶۹	۶,۲۰	۴,۷۴	۵,۷۴	۵,۰۹	۶,۴۰
MnO	۰,۱۰	۰,۱۴	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۰۸	۰,۰۹
MgO	۳,۹۶	۳,۰۵	۲,۰۶	۱,۱۵	۳,۷۵	۱,۱۹	۳,۸۳
CaO	۸,۰۶	۷,۸۰	۶,۵۳	۶,۳۱	۶,۷۸	۶,۹۶	۷,۹۰
Na₂O	۳,۲۳	۲,۹۵	۳,۹۶	۳,۹۸	۳,۴۳	۴,۰۴	۳,۸۷
K₂O	۳,۱۶	۳,۰۹	۳,۱۸	۳,۴۲	۳,۰۷	۳,۳۱	۱,۸۴
P₂O₅	۰,۴۰	۰,۴۰	۰,۳۷	۰,۳۵	۰,۲۵	۰,۳۳	۰,۲۹
L.O.I	۲,۲۲	۳,۱۸	۱,۰۲	۱,۴۹	۱,۵۸	۲,۶۴	۱,۲۶
Sum	۹۹,۶۶	۹۹,۸۲	۹۹,۰۴	۹۹,۵۵	۹۸,۲۸	۹۹,۱۳	۹۹,۷۸

ادامه‌ی جدول ۵-۱

Sample	EA101	EA335	EA413	EA53	EA45	EA55	EA418
Trace elements(ppm)							
Sc	۲۱,۲	۲۰,۱	۱۳,۶	۱۵,۹	۲۰,۶	۱۶,۶	۱۹,۷
Cr	۱۳۷,۴	۳۶,۰	۸,۰	۴,۵	۷۶,۸	۱۳,۶	۳۸,۶
V	۱۵۸,۶	۱۹۱,۰	۱۵۲,۵	۱۳۱,۳	۱۳۹,۱	۱۴۶,۷	۱۶۹,۲
Ni	۷۳,۴	۳۹,۵	۲۲,۳	۱۸,۶	۳۷,۷	۱۲,۳	۳۷,۷
Co	۲۰,۳	۲۵,۷	۱۸,۶	۶,۱	۱۷,۸	۱۰,۵	۲۷,۴
Cu	۴۱,۶	۵۵,۲	۵۹,۹	۸۹,۷	۵۱,۹	۸۶,۸	۶۷,۴
Zn	۶۵,۵	۷۴,۹	۵۸,۲	۵۴,۳	۵۷,۴	۶۰,۳	۶۳,۴
Ga	۲۱,۳	۱۸,۹	۲۲,۴	۲۰,۴	۱۷,۸	۲۱,۱	۱۹,۹
Rb	۱۰۳,۹	۱۲۳,۰	۱۲۰,۳	۱۲۲,۹	۱۰۷,۵	۱۱۹,۳	۶۸,۳
Sr	۹۰۷,۸	۶۹۳,۵	۱۰۰۲,۲	۱۰۳۷,۲	۸۲۶,۶	۱۰۱۸,۲	۹۴۴,۸
Y	۲۵,۱	۲۲,۹	۲۶,۸	۲۰,۹	۲۱,۵	۲۱,۱	۲۲,۰
Zr	۲۵۲,۳	۱۱۵,۳	۳۱۱,۵	۲۴۸,۰	۲۰۴,۱	۲۴۰,۶	۱۸۴,۷
Nb	۲۰,۷	۱۰,۲	۱۵,۰	۱۱,۹	۱۰,۳	۱۱,۱	۸,۵
Cs	۵,۸	۳,۰	۵,۸	۳,۷	۳,۷	۷,۰	۶,۴
Ba	۱۵۷۱,۳	۲۱۹۲,۹	۱۴۱۶,۲	۱۵۹۵,۵	۱۳۰۹,۴	۱۵۵۳,۵	۱۳۵۸,۲
La	۵۳,۰۴	۴۵,۳۴	۷۰,۶۱	۶۶,۸۵	۶۰,۱۴	۶۸,۳۶	۵۲,۱۵
Ce	۱۰۱,۶۲	۸۸,۱۳	۱۳۴,۸۶	۱۲۷,۱۷	۱۱۳,۷۴	۱۲۷,۴۳	۱۰۰,۱۹
Pr	۱۱,۱۰	۹,۳۶	۱۴,۷۶	۱۳,۸۴	۱۲,۲۶	۱۳,۸۳	۱۱,۱۴
Nd	۴۲,۸۱	۳۴,۲۶	۵۵,۸۴	۵۲,۸۰	۴۶,۸۵	۵۲,۷۵	۴۳,۴۹
Sm	۷,۰۹	۶,۰۳	۸,۵۳	۷,۸۹	۷,۳۶	۷,۹۰	۷,۰۶
Eu	۱,۷۶	۱,۶۱	۱,۹۱	۱,۹۴	۱,۶۹	۱,۸۸	۱,۷۷
Gd	۵,۵۲	۴,۶۴	۶,۰۹	۵,۲۴	۵,۰۰	۵,۲۲	۵,۱۱
Tb	۰,۸۱	۰,۷۱	۰,۸۸	۰,۷۲	۰,۷۲	۰,۷۲	۰,۷۳
Dy	۴,۳۷	۳,۸۸	۴,۶۸	۳,۶۹	۳,۷۷	۳,۶۶	۳,۸۶
Ho	۰,۸۵	۰,۷۶	۰,۹۱	۰,۶۹	۰,۷۴	۰,۷۰	۰,۷۵
Er	۲,۲۵	۲,۰۳	۲,۳۷	۱,۷۹	۱,۹۴	۱,۸۰	۱,۹۵
Tm	۰,۳۹	۰,۳۶	۰,۴۰	۰,۳۰	۰,۳۴	۰,۳۱	۰,۳۳
Yb	۲,۲۳	۲,۰۹	۲,۲۳	۱,۷۸	۱,۹۶	۱,۷۷	۱,۹۱
Lu	۰,۳۶	۰,۳۳	۰,۳۶	۰,۲۷	۰,۳۱	۰,۲۷	۰,۳۰
Hf	۶,۲۷	۲,۹۵	۷,۶۵	۶,۲۲	۵,۴۱	۶,۰۱	۴,۷۵
Ta	۱,۳۷	۰,۹۰	۰,۹۷	۰,۷۶	۰,۷۲	۰,۷۳	۰,۵۶
Pb	۳۸,۱	۳۴,۲	۵۶,۷	۳۶,۸	۳۱,۷	۶۷,۵	۳۴,۶
Th	۳۰,۵۶	۲۰,۴۲	۳۸,۱۴	۲۹,۳۲	۲۶,۲۲	۲۸,۲۰	۱۷,۹۵
U	۶,۹۷	۴,۹۴	۶,۷۹	۵,۴۹	۵,۱۷	۵,۴۲	۳,۴۸

۵-۴- تعیین محل منشأ سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه

بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه دارای ماهیت آلوکالن هستند. به

منظور تشخیص خصوصیات محل منشأ ماگمای مادر این سنگ‌ها، از عناصر کمیاب استفاده شده

است. نمودارهای مدل سازی شده برحسب عناصر کمیاب، خصوصیات منشأ ماگماهای آلکالن، کانی-شناسی منشأ و درجه‌ی ذوب بخشی را مشخص می‌کنند (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰).

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

La/Sm

در این نمودارها خطوط ممتد باریک نشان‌دهنده‌ی روند تغییر ترکیب مذاب‌هایی هستند که با درجات مختلفی از ذوب بخشی یک منبع اسپینل لرزولیت مشتق شده‌اند و خطوط منقطع بیانگر مذاب‌هایی هستند که از ذوب بخشی گارنت لرزولیت نشأت گرفته‌اند. اعداد روی خطوط نیز معرف درجه‌ی ذوب بخشی می‌باشند. محدوده‌ی گوشته‌ی اولیه (PM)، تهی شده (DMM) و غنی شده (EM) بر روی خط ضخیم مشخص شده‌اند.

نسبت La/Sm تحت تأثیر تغییرات کانی‌شناسی محل منشأ قرار نمی‌گیرند، بنابراین اطلاعاتی در مورد ترکیب شیمیایی منشأ در اختیار ما قرار می‌دهند. نسبت Sm/Yb، به عنوان نسبت یک عنصر ناسازگار به یک عنصر سازگار برای گارنت، جهت شناسایی کانی‌شناسی منشأ و درجه‌ی ذوب بخشی مورد استفاده قرار می‌گیرد. هنگامی که اسپینل لرزولیت متحمل ذوب بخشی می‌شود، گوشته و مذاب حاصل، دارای نسبت‌های Sm/Yb مشابه هستند، در حالی که نسبت‌های La/Sm با افزایش درجه‌ی ذوب بخشی کاهش می‌یابد. در مقابل، درجات پایین (یا متوسط) ذوب بخشی یک منشأ گارنت لرزولیت (با بقایای گارنت)، مذابی با نسبت‌های بالاتر Sm/Yb نسبت به منشأ تولید می‌کند (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰). طبق نمودار La/Sm در مقابل La و نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm (۵-۹-الف و ب)، نمونه‌های مورد مطالعه در نتیجه‌ی ذوب بخشی بین ۱۴ تا ۱۶ درصدی گارنت لرزولیت حاصل شده‌اند. درجه‌ی ذوب بخشی مذکور و وجود ماگمای آلکالن حاکی از عمق زیاد ذوب می‌باشد. همچنین داده‌های REE سنگ‌های آلکالن مورد مطالعه نیز منشأ این سنگ‌ها را زون گارنت لرزولیت پیشنهاد می‌کنند. از آنجایی که ضریب توزیع عناصر HREE در گارنت بالاست، در نتیجه‌ی

باقی ماندن گارنت در محل منبع، میزان HREE شدیداً کاهش یافته و بنابراین نسبت LREE/HREE افزایش می‌یابد (مک کنزی^۱ و اونیونس^۲، ۱۹۹۱؛ عبدالفتاح^۳، ۲۰۰۴). در سنگ‌های مورد مطالعه، نسبت $(Tb/Yb)_N$ بین $1/90 - 2/43$ متغیر است که با مقادیر این نسبت در سنگ‌های آلکالن هاوایی $(Tb/Yb)_N = 1/85 - 2/45$ ، فری^۴ و همکاران، ۲۰۰۰) که به نظر می‌رسد از یک منبع گارنت لرزولیتی منشأ گرفته‌اند، قابل مقایسه می‌باشد. این مطلب نشان می‌دهد که عمق تشکیل ماگمای مولد این سنگ‌ها ۸۰-۱۰۰ کیلومتر بوده است.

تفریق نسبی عناصر HFS مشخصه‌ی عمومی بازالت‌های قوس قاره می‌باشد (عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸؛ کوالانکو و همکاران، ۲۰۱۰). تصور می‌شود که این امر تابعی از مقدار گارنت در منبع گشته-ای است که نتیجه‌ای از درجات مختلف ذوب بخشی است.

به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان^۵، ۲۰۰۷)، استفاده شده است. تغییرات نسبت Sm/Yb نشان‌دهنده‌ی حضور MREE و HREE است و به وجود گارنت در منشأ نسبت داده می‌شود (هاوکسورت^۶ و همکاران، ۱۹۹۴ در کوبان، ۲۰۰۷). بنابراین تغییرات Sm/Yb منعکس کننده‌ی مذااب در حال تعادل با باقیمانده‌ی گارنت لرزولیتی یا فاقد گارنت است. با توجه به موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار (شکل ۵-۱۰)، حضور گارنت در محل منشأ تأیید می‌شود.

^۱McKenzie

^۲O'Nions

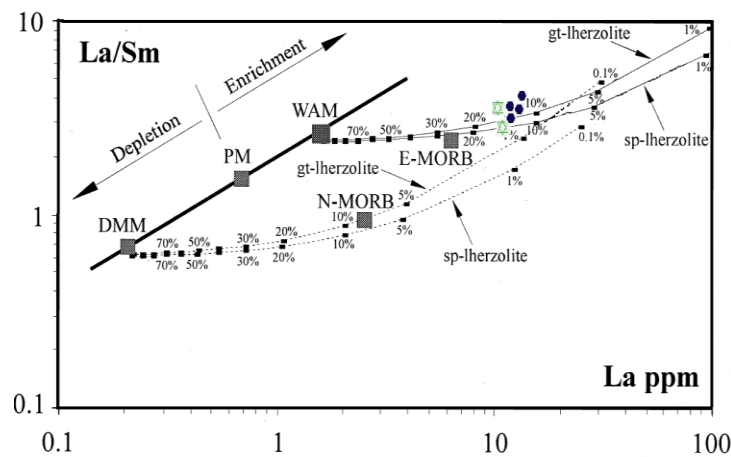
^۳Abdel-Fattah

^۴Fery

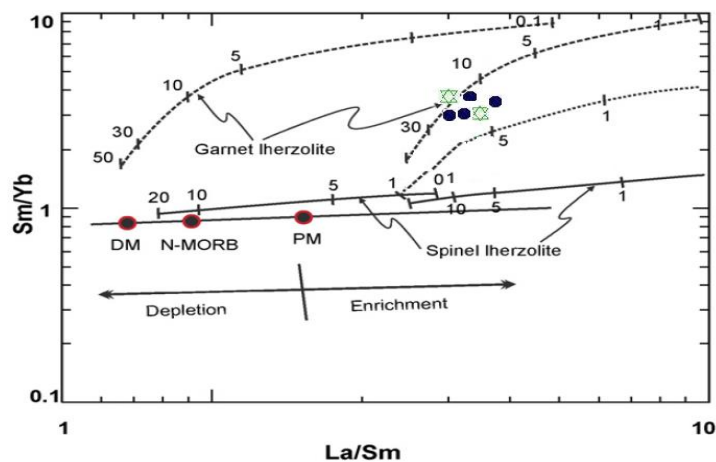
^۵Coban

^۶Hawkesworth

از سوی دیگر، نسبت Zr/Ba به منظور تشخیص منشأ لیتوسفری ($0.3 - 0.5$) از منشأ استنوسفری ($0.5 - 0.7$) مورد استفاده قرار می‌گیرد (منزیس^۱ و همکاران، ۱۹۹۱ در کورک آغلو، ۲۰۱۰). این نسبت برای سنگ‌های مورد مطالعه $0.32 - 0.38$ است که مؤید منشأ گرفتن این سنگ‌ها در نتیجه‌ی ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ی لیتوسفری حاوی گارنت می‌باشد.



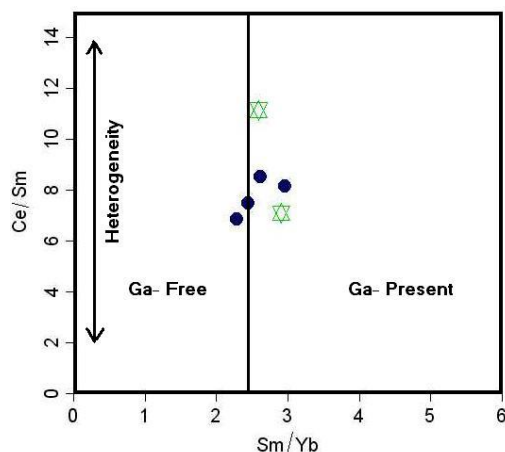
الف



ب

شکل ۵-۹- موقعیت نمونه‌های مافیک منطقه‌ی عباس آباد در نمودار نسبت La/Sm در مقابل La (الف) و نمودار نسبت Sm/Yb در مقابل La/Sm ، به منظور تعیین ترکیب و درجه‌ی ذوب بخشی محل منشأ.

^۱Menzies



شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه‌های مافیک منطقه‌ی عباس آباد در نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ.

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

به منظور تعیین درجه‌ی ذوب بخشی محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار نسبت عناصر کمیاب Dy/Yb در مقابل نسبت La/Yb (تریوال^۱ و همکاران، ۱۹۹۴؛ ویلسون و شیمرون^۲، ۲۰۰۰؛ بوگارد^۳ و همکاران، ۲۰۰۳) استفاده شده است. در این نمودار دو محدوده‌ی گارنت لرزولیت (خط ممتد) و اسپینل لرزولیت (خط خاکستری) نشان داده شده‌اند. با افزایش درجه-ی ذوب، نسبت‌های Dy/Yb و La/Yb به علت کاهش آلکالینیته‌ی سنگ‌ها، کاهش می‌یابند. در این نمودار، نسبت‌های Dy/Yb و La/Yb محصولات ذوب رخساره‌ی اسپینل لرزولیت در مقایسه با سنگ مادر منشأ، تغییرات اندکی نشان می‌دهند. در مقابل، محصولات ذوب بخشی گارنت لرزولیت دارای تغییرات زیادی در نسبت Dy/Yb می‌باشند. نمونه‌های مافیک مورد مطالعه در این نمودار (شکل ۵-۱۱)، بر روی منحنی گارنت لرزولیت قرار می‌گیرند و درجه‌ی ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی را نشان

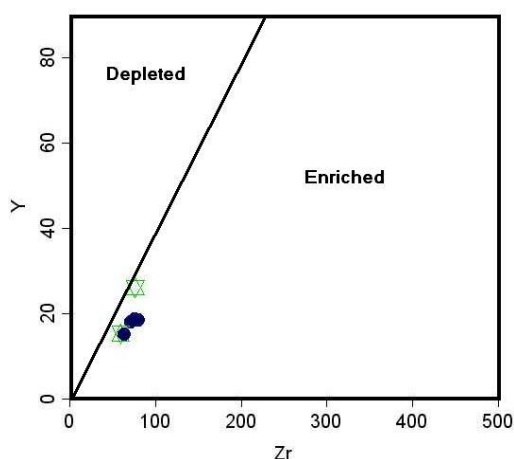
^۱Thirwall

^۲Shimron

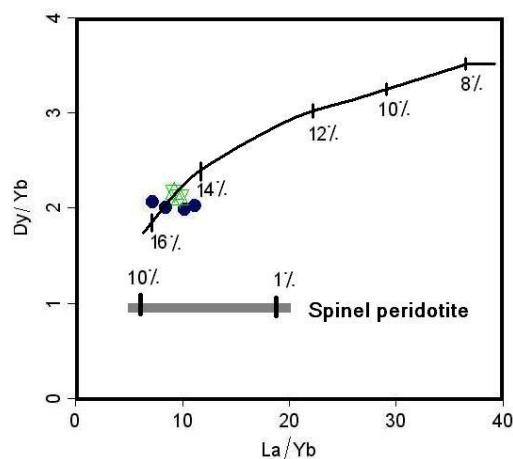
^۳Bogard

می‌دهند. تهی شدگی سنگ‌های مافیک از HREE، نشان‌دهنده‌ی حضور گارنت در محل منشأ ماگمای تشکیل‌دهنده‌ی آن‌ها می‌باشد (عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸).

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 (شکل ۵-۱۲). با توجه به داده‌های سان و مک دونوف (۱۹۸۹)، نسبت Zr/Y در گوشته‌ی اولیه ۲/۴۶ می‌باشد. این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۴/۴ - ۲/۶ است. در نتیجه این نمونه‌ها از یک منبع گوشته‌ی غنی شده منشأ گرفته‌اند. از سوی دیگر، نسبت Zr/Hf در محدوده‌ی ۴۲-۴۷ نشان‌دهنده‌ی غنی شدگی محل منشأ می‌باشد (کورک آغلو، ۲۰۱۰؛ برگرفته از فارمن^۱ و گراهو^۲، ۱۹۹۹).



شکل ۵-۱۲- موقعیت نمونه‌های مافیک منطقه‌ی عباس آباد در نمودار تغییرات Y در مقابل Zr به منظور تشخیص غنی شدگی و یا عدم غنی شدگی در محل منشأ.



شکل ۵-۱۱- موقعیت نمونه‌های مافیک منطقه‌ی عباس آباد در نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (تریوال و همکاران، ۱۹۹۴؛ ویلسون و شیمرون، ۲۰۰۰؛ بوگارد و همکاران، ۲۰۰۳)، به منظور تعیین ترکیب و درجه‌ی ذوب بخشی محل منشأ.

^۱Furman

^۲Graha

۵-۵- شواهدی مبنی بر تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی

مشاهدات پتروگرافی نشان می‌دهند که اولیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن-تیتان (تیتانومگنتیت و ایلمنیت) فازهای بلوری اصلی در همه سنگ‌های آکالن هستند. تشخیص اثرات تبلور تفریقی بر روی اجزای ماگمای اولیه از اثرات ذوب بخشی مشکل است، در اینجا استفاده از عناصر ناسازگار و سازگار می‌تواند مفید باشد. نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار، شاخص‌های حساسی برای فرایندهای پتروژنیک می‌باشند (آلگر^۱ و مینستر^۲، ۱۹۷۸)، زیرا تفریق بلوری فازهای معمول، این عناصر کمیاب را تفکیک نمی‌کند و نسبت دو عنصر ناسازگار در طول این فرایندها ثابت باقی می‌مانند (وایت^۳ و همکاران، ۲۰۰۱). تفریق کانی‌های فرومنیزین مانند اولیوین و کلینوپیروکسن، فراوانی عناصر سازگار (مانند Ni, Cr) را کاهش و فراوانی عناصر ناسازگار (مانند Nb, La, Th) را در مذاب افزایش خواهند داد (آلدانماز^۴ و همکاران، ۲۰۰۰). وجود پراکندگی‌های مختصری که در نمودارها دیده می‌شود به دلیل انباشتگی اولیوین می‌باشد.

- در نمودار La/Th در مقابل Th/Co (استیونسون^۵ و همکاران، ۱۹۹۹) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، روند تفریق را نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۳).

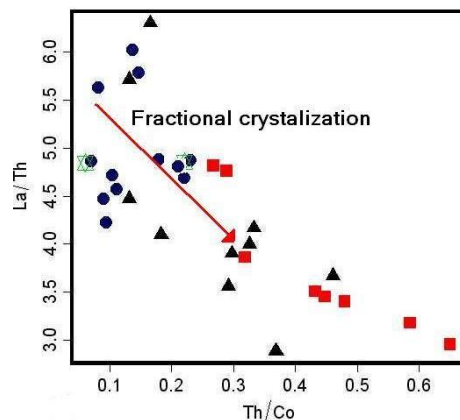
^۱Allegre

^۲Minster

^۳White

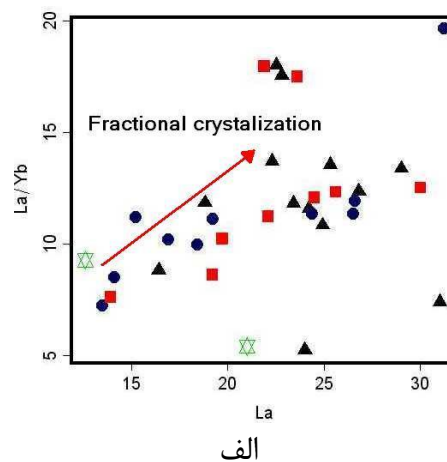
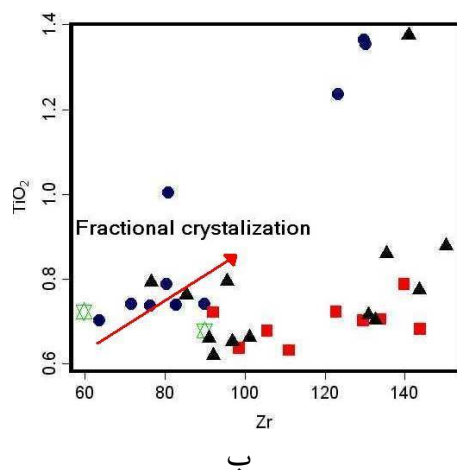
^۴Aldanmaz

^۵Stevenson



شکل ۵-۱۳- نمودار تغییرات نسبت La/Th در برابر Th/Co (استیونسون و همکاران، ۱۹۹۹)، روند تبلور تفریقی در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده است.

- نمودارهای La/Yb در مقابل La و TiO_2 در مقابل Zr نیز روند تبلور تفریقی را در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه تأیید می‌کنند (ساندرز^۱ و تارنی^۲، ۱۹۷۹) (شکل ۵-۱۴).



شکل ۵-۱۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار الف- La/Yb در مقابل La و ب- TiO_2 در مقابل Zr (ساندرز و تارنی، ۱۹۷۹) به منظور تعیین روند تبلور تفریقی.

- به منظور تعیین روند تبلور تفریقی در نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb استفاده می‌شود (شکل ۵-۱۵-الف). این نمودار به صورت لگاریتمی ترسیم شده است

^۱Sounders

^۲Tarney

(چامنی^۱ و همکاران، ۲۰۰۶). نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb دارای روند خطی با شیب مثبت می‌باشند و بیانگر نقش فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) در تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه است.

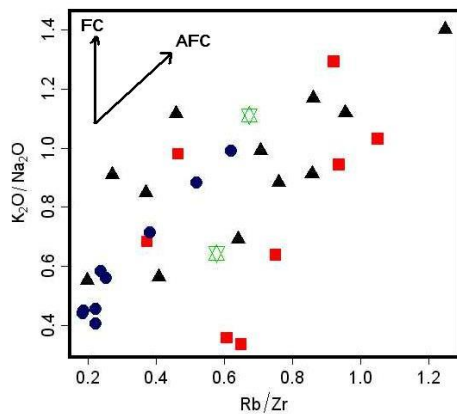
- نمودار K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr (اسپرانکا^۲ و همکاران، ۱۹۹۲، در جهانگیری، ۲۰۰۷) و نمودار Th/Yb در مقابل SiO_2 (پیرس و همکاران، ۱۹۹۹ در خیرخواه و همکاران، ۲۰۰۹)، نیز نقش تبلور تفریقی همراه با هضم را در نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه تأیید می‌کنند (شکل ۵-۱۵-ب و ج).

- نمودار Zr/Sm در مقابل SiO_2 (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸)، مؤید روند تبلور تفریقی در سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه است (شکل ۵-۱۶).

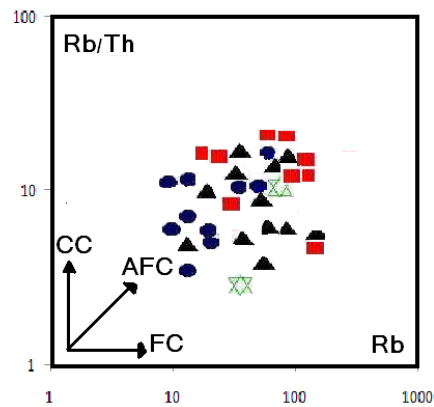
- در نمودارهای Ni و Th در مقابل SiO_2 (شکل ۵-۱۷)، کاهش تمرکز عناصر سازگار (Ni) و افزایش تمرکز عناصر ناسازگار (Th) بوسیله‌ی افزایش تدریجی میزان SiO_2 مشخص می‌شود. بازالت و تراکی بازالت نسبت به آندزیت و تراکی آندزیت از Ni غنی و در Th فقیر می‌باشند (ویلسون، ۱۹۸۹).

^۱Tchameni

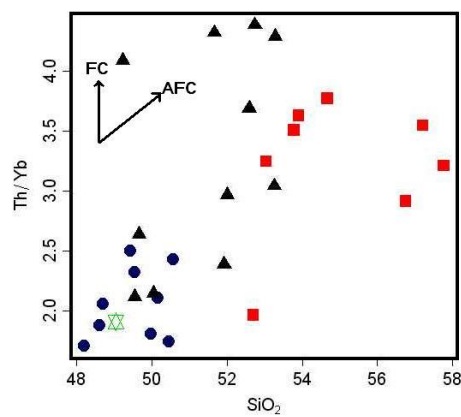
^۲Esperanca



ب

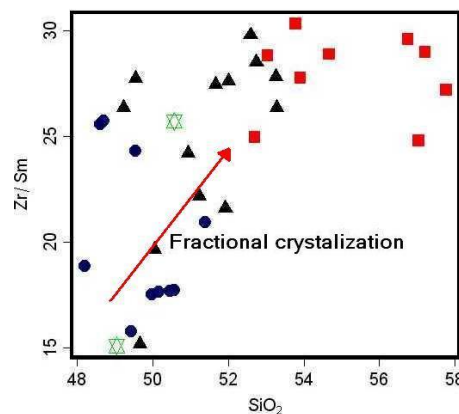


الف

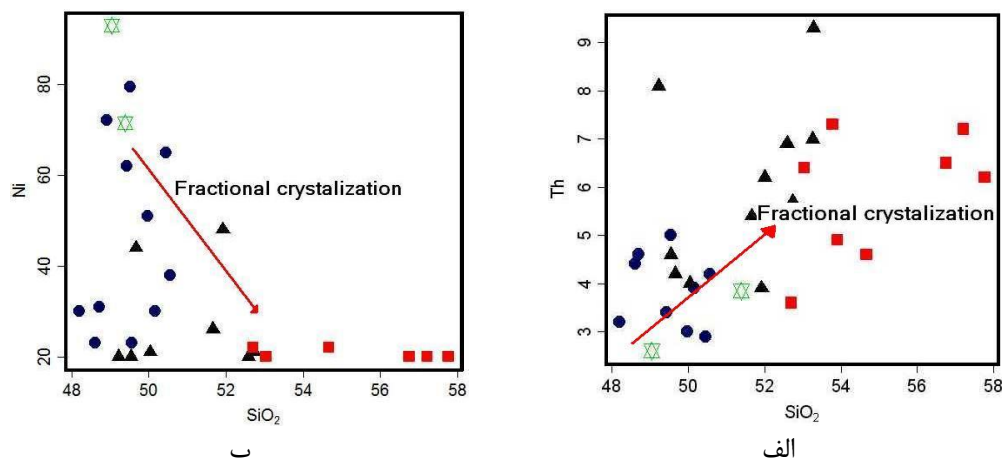


ج

شکل ۵-۱۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶) (الف)، نمودار تغییرات K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr (اسپرانکا و همکاران، ۱۹۹۲) (ب) و نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل SiO_2 (خیرخواه و همکاران، ۲۰۰۹) (ج) (روندهای مشخص شده بر روی شکل عبارتند از: CC: آرایش پوسته‌ای، AFC: تبلور تفریقی همراه با هضم، FC: تبلور تفریقی).



شکل ۵-۱۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Zr/Sm در مقابل SiO_2 (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸)، به منظور تعیین روند تبلور تفریقی.



شکل ۵-۱۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای Ni, Th در مقابل SiO_2 (ویلسون، ۱۹۸۹)، به منظور تعیین روند تبلور تفریقی.

۵-۶- ارزیابی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های منطقه‌ی مورد

مطالعه

پارامترهای شیمیایی مختلفی برای دستیابی به درجات آرایش پوسته‌ای توسط پژوهشگران ارائه شده‌اند. سنگ‌های بازالتی که تحت تأثیر آرایش پوسته‌ای قرار گرفته‌اند دارای نسبت‌های $\text{La}/\text{Ta} > 22$ و $\text{La}/\text{Nb} > 1.5$ می‌باشند (هارت^۱ و همکاران، ۱۹۸۴؛ عبدالفتاح ۲۰۰۴). مقدار این نسبت‌ها در سنگ‌های آکالن مطالعه شده ($\text{La}/\text{Ta} = 58.7-169$ و $\text{La}/\text{Nb} = 3.39-5.6$) حاکی از تأثیر آرایش پوسته‌ای بر آن‌هاست.

آنومالی منفی Nb یکی از شاخص‌های مهم برای تعیین آرایش پوسته‌ای می‌باشد. میانگین ترکیب پوسته‌ی قاره‌ای به شدت از این عنصر تهی شده است، به همین دلیل ماگمای آرایش یافته با مواد پوسته‌ای، آنومالی منفی Nb را نشان می‌دهند. همانطور که در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه (شکل ۴-۱۳) نیز مشاهده شد، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه دارای آنومالی منفی Nb

^۱Hart

می‌باشند. از سوی دیگر، میزان پایین نسبت Nb/La ($Nb/La < 1.3$) و میزان بالای نسبت‌های Ba/Nb ، Ba/Zr ، Hf/Zr و U/Th ، نشان‌دهنده‌ی آرایش پوسته‌ای است (کورک آغلو و همکاران، ۲۰۱۰). با توجه به مطالب عنوان شده، نمونه‌های مورد مطالعه متحمل آرایش پوسته‌ای شده‌اند.

در اینجا با استفاده از نمودار Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن^۱، ۲۰۰۷) و نمودارهای La/Nb در مقابل La/Sm و Nb/U در مقابل Nb (یان^۲ و ژائو^۳، ۲۰۰۸)، نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه بررسی شده است.

نسبت Ce/Pb برای مذاب‌های مشتق شده از گوشته، در محدوده‌ی 5 ± 25 می‌باشد (هافمن و همکاران، ۱۹۸۶) و میانگین این نسبت در پوسته‌ی قاره‌ای ۴/۱۲ تعیین شده است (کارمالکر^۴ و همکاران، ۲۰۰۵). به همین منظور در نمودارهای Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن، ۲۰۰۷)، محدوده‌ی مقادیر گوشته‌ای (۲۰-۳۰) از محدوده‌ی مقادیر آرایش یافته‌ی پوسته‌ای (۰-۲۰) تفکیک شده است. نسبت Ce/Pb در نمونه‌های مافیک مورد مطالعه ۱۷/۷۵ تا ۲۱/۶۵ می‌باشد که اغلب نمونه‌ها در محدوده‌ی مقادیر آرایش یافته‌ی پوسته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۸).

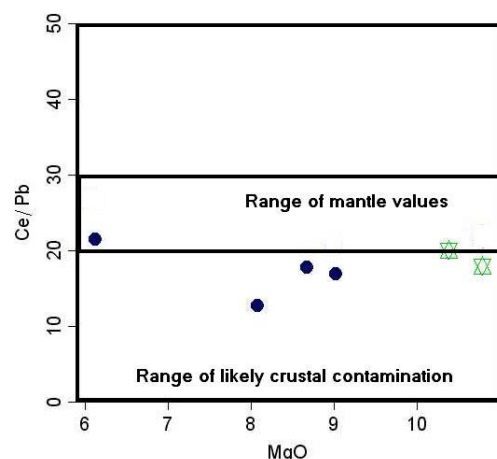
با توجه به این که، مواد پوسته‌ای از Nb تهی شدگی و از $LREE$ غنی شدگی نشان می‌دهند، لذا نسبت Nb/U آنها کمتر و نسبت La/Nb و La/Sm آنها بیشتر از گوشته می‌باشد (هافمن، ۱۹۸۸). در نتیجه، در سنگ‌های آرایش یافته‌ی پوسته‌ای روند مثبتی بین La/Nb و La/Sm و بین Nb/U و Nb نشان می‌دهند (یان و ژائو، ۲۰۰۸). موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودارها، نقش آرایش پوسته‌ای را در تشکیل این سنگ‌ها اثبات می‌کند (شکل ۵-۱۹-الف و ب).

^۱Farman

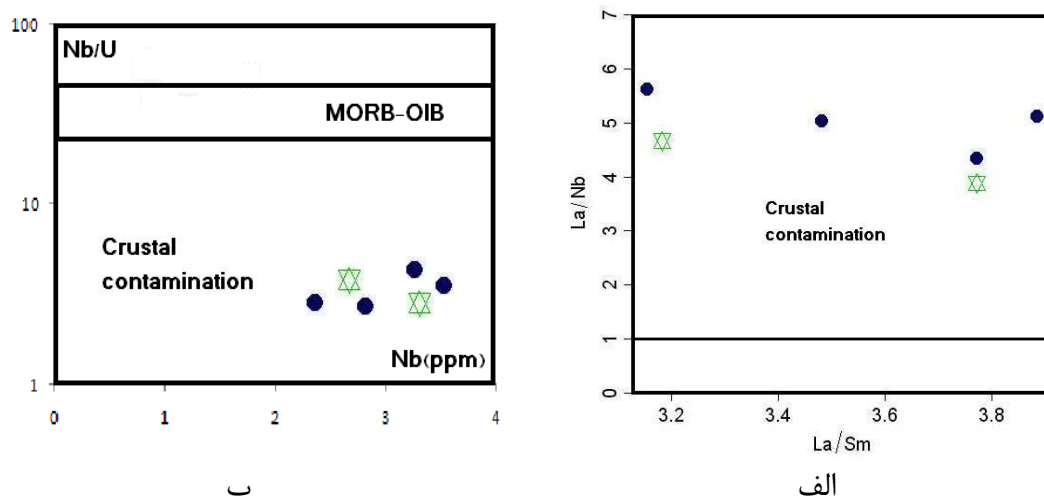
^۲Yan

^۳Zhao

^۴Karmalker



شکل ۵-۱۸- موقعیت نمونه‌های مافیک مورد مطالعه بر روی نمودار نسبت Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن، ۲۰۰۷)، به منظور تشخیص آلودگی پوسته‌ای در منشأ آنها.



شکل ۵-۱۹- موقعیت نمونه‌های مافیک مورد مطالعه بر روی نمودارهای La/Nb در مقابل La/Sm و Nb/U در مقابل Nb (یان و ژائو، ۲۰۰۸)، به منظور تشخیص آلودگی پوسته‌ای در منشأ آنها.

۵-۷- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین منطقه‌ی عباس آباد

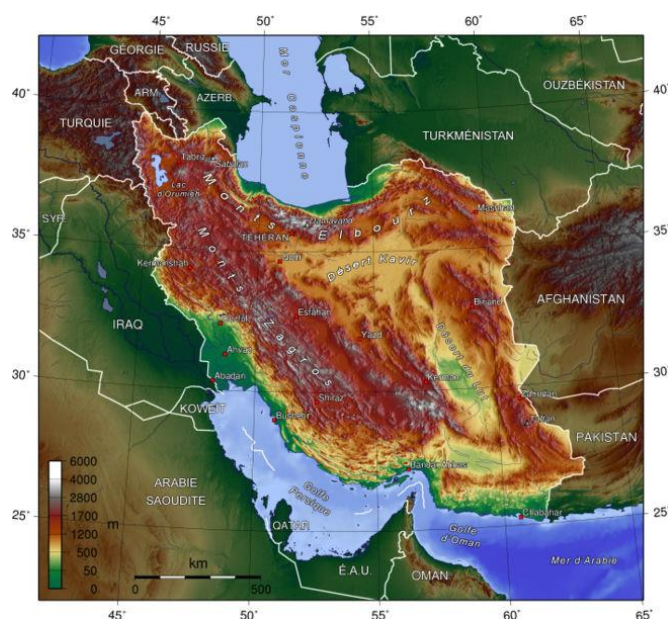
همان طور که قبلاً عنوان شد، شواهد و ویژگی‌های به‌دست آمده، منشأ قوس‌های آتشفشانی مناطق فرورانش حاشیه‌ی قاره‌ای فعال را برای سنگ‌های آذرین منطقه تأیید می‌کنند. ماگماهای قوس نسبت به کندریت و گوشته‌ی اولیه از LILE و LREE غنی شدگی و از عناصر HREE و HFSE تهی شدگی نشان می‌دهند. بنا به نظر بسیاری از پژوهشگران، مهمترین ویژگی ماگماهای قوس قاره‌ای، تهی شدگی از عناصر HFS است. این تهی شدگی را می‌توان به نامحلول بودن این عناصر در فاز سیال ناشی از آب‌زدایی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده و در نتیجه عدم انتقال آن‌ها به

گوهی گوشته‌ای رویی نسبت داد. (شجاعت و همکاران، ۲۰۰۳؛ مانکر و همکاران، ۲۰۰۴؛ جهانگیری، ۲۰۰۷؛ عزیزی و جهانگیری، ۲۰۰۸؛ عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸؛ کوالانکو و همکاران، ۲۰۱۰).

تشکیل ماگماهای بازیک - حدواسط در محل منشأ قوس‌های آتشفشانی حاشیه‌ی قاره‌ها، حاصل آب‌زدایی و ذوب پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده به همراه رسوبات روی آن و ذوب گوهی گوشته‌ای روی آن در نتیجه‌ی ورود سیالات آزاد شده از صفحه‌ی اقیانوسی فرورونده می‌باشد. پوسته‌ی اقیانوسی که در محل پشته‌های میان اقیانوسی تشکیل می‌شود، بلافاصله بعد از تشکیل در محل شکستگی‌های موجود در محل پشته، توسط آب دریا آب‌گیری خواهد شد. این عمل تا قبل از فرورفتن در گوشته و گرم شدن ادامه می‌یابد. در خلال این فرایند آب‌گیری، که دگرگونی گرمایی نامیده می‌شود، بخش فوقانی پوسته‌ی اقیانوسی در حد رخساره‌ی شیبست سبز و بخش تحتانی آن در حد رخساره‌ی آمفیبولیت دگرگون می‌گردد. در موقعیت فرورانش و با فرورفتن پوسته‌ی اقیانوسی آب‌دار در گوشته، آب‌زدایی آن شروع می‌شود و آب آزاد شده، به درون گوشته‌ی روی ورقه‌ی فرورونده (گوهی گوشته-ای) وارد می‌شود. این آب، LILE و LREEها را در خود حل کرده و از ورقه‌ی فرورونده به درون گوه-ی گوشته‌ای رویی وارد می‌نماید، گوشته را متاسوماتیزه کرده و باعث کاهش دمای ذوب آن و ایجاد ماگما می‌شود. لازم به ذکر است که عناصر HFS به دلیل نامحلول و نامتحرک بودن در فازهای پسماندی قطعه‌ی فرورونده باقی می‌مانند و وارد گوهی گوشته‌ای نمی‌شوند. در نتیجه، ماگماهای حاصل از این مناطق دارای آنومالی منفی HFSE و غنی از LILE و LREE هستند.

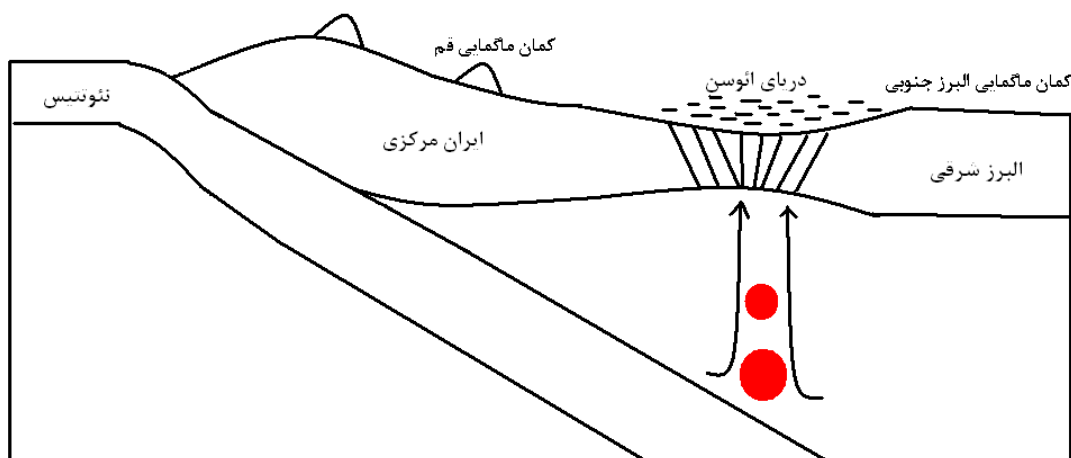
همان‌گونه که بر روی نقشه‌ی زون‌های ساختاری ایران دیده می‌شود (شکل ۵-۲۰)، در زون ایران مرکزی دو نوار آتشفشانی شامل یک نوار اصلی به نام ارومیه - دختر و یک نوار فرعی در لبه‌ی شمالی ایران مرکزی - لبه‌ی جنوبی البرز وجود دارد. اگر چه تشکیل نوار ارومیه - دختر را با نظریه‌ی فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی به خوبی می‌توان توجیه کرد اما در مورد نوار لبه‌ی شمالی ایران مرکزی - جنوب البرز، نظرات مختلفی وجود دارد. عده‌ای از محققین نظیر امامی (۱۹۸۴) و

عمیدی (۱۹۸۴)، این سنگ‌ها را متعلق به محیط‌های ریفتی می‌دانند، در مقابل عده‌ای دیگر (نظیر معین وزیری، ۱۳۷۷) نیز آن‌ها را داخلی‌ترین بخش قوس ماگمایی ارومیه - دختر دانسته‌اند. برخی دیگر از محققین در پرتو برداشت‌های تازه از مدل‌های زمین ساخت ورقه‌ای، نوار ماگمایی لبه‌ی شمال ایران مرکزی شامل کاشان، قم، ساوه، قزوین، جنوب سمنان، ترود و جنوب البرز شامل قزوین، کرج، تهران، دامغان را ناشی از فعالیت‌های ماگمایی در یک حوضه‌ی پشت قوس نظیر آنچه امروزه در بخش مرکزی قاره‌ی آمریکا رخ می‌دهد، دانسته‌اند (علوی، ۱۹۹۴) (شکل ۵-۲۱).



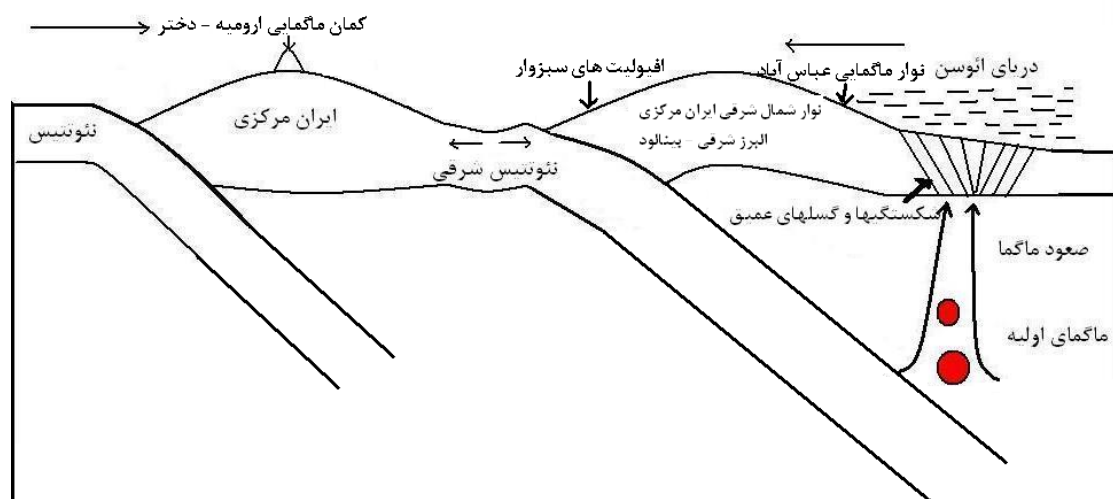
شکل ۵-۲۰- نقشه‌ی زون‌های ساختاری ایران

کمان ماگمایی ارومیه - دختر

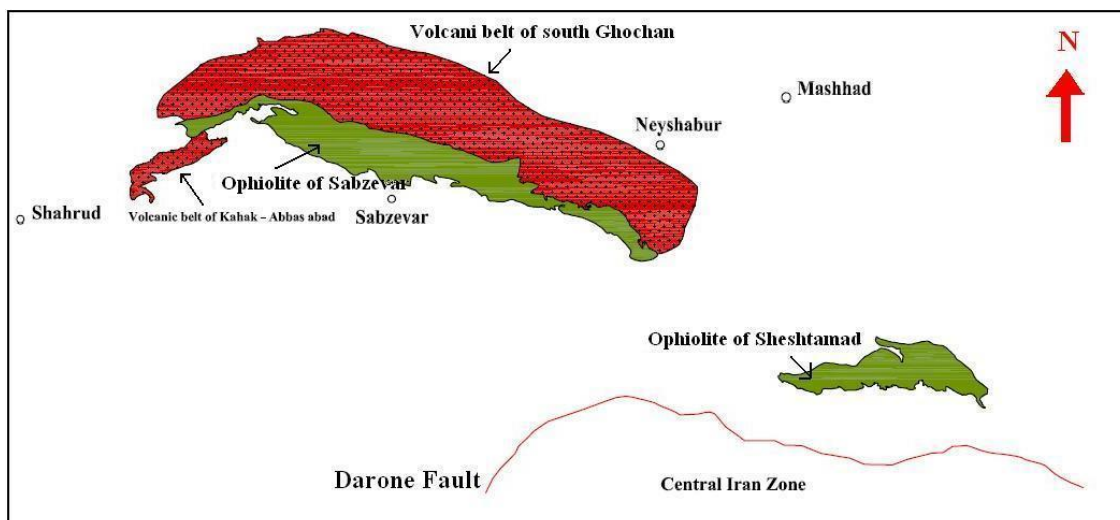


شکل ۵-۲۱- تحولات تکتونیکی زون ایران مرکزی (تک حوضه‌ی اقیانوسی).

اما در مورد ماگماتیسم نوار لبه‌ی شمالی زون ایران مرکزی - بینالود، با توجه به حضور افیولیت - های نوار فریمان - سبزوار در شمال گسل درونه، می‌توان گفت که این نوار ناشی از فرورانش یکی از شعبات فرعی حوضه‌ی اقیانوسی نئوتتیس در منطقه‌ی سبزوار به زیر بخش جنوبی زون بینالود (البرز شرقی) می‌باشد. منطقه‌ی مورد مطالعه که به عنوان نوار ماگمایی کاهک - عباس آباد مطرح است را می‌توان هم بر اساس مدل شکل ۵-۲۱، به عنوان ادامه‌ی نوار ماگمایی جنوب سمنان - شمال ترود قلمداد نمود و لذا به عنوان ماگماتیسم حوضه‌ی پشت قوس توجیه کرد و هم می‌توان بر اساس مدل شکل ۵-۲۲ به عنوان نوار ماگمایی قوس شمال زون فرورانش سبزوار محسوب کرد که به دلیل عملکرد گسل‌های موجود در منطقه عملاً جابجا شده و ظاهراً در جنوب افیولیت سبزوار قرار گرفته است. البته زون افیولیتی سبزوار نه به صورت یک نوار بلکه به صورت نوارهای موازی هم در یک زون گسله حتی در جنوب نوار ماگمایی کاهک - عباس آباد هم، در منطقه‌ی ششتمد (جنوب سبزوار) دیده می‌شود (شکل ۵-۲۳).



شکل ۵-۲۲- تحولات تکتونیکی زون ایران مرکزی (دو حوضه‌ی اقیانوسی) و الگوی تکتونوماگمایی منطقه‌ی عباس آباد.



شکل ۵-۲۳- نقشه وضعیت قرارگیری زون افیولیتی سبزوار و نوار ماگمایی منطقه مورد مطالعه.

فصل ۶

نتیجه گیری و پیشنهادات

۶-۱- نتیجه گیری

- منطقه‌ی مورد مطالعه، بخشی از یک نوار آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی است که از سبزوار تا شرق شاهرود ادامه دارد. این منطقه بخشی از زون ساختاری ایران مرکزی می‌باشد.
- برونزدهای سنگی منطقه از قدیم به جدید عبارتند از: شیل و ماسه سنگ زیرین، برش پیروکلاستیک و توف، تراکی بازالت با میان لایه‌ی اولیوین بازالتی، آهک نومولیت‌دار، تراکی آندزی بازالت، تراکی آندزیت، آهک توفی، کنگلومرای چندزادی، توالی شیل و ماسه سنگ بالایی، مارن‌های گچ‌دار و پادگانه‌های آبرفتی.
- حضور بقایای روزن‌داران در لایه‌های آهکی حاکی از ته‌نشست رسوبات در حاشیه‌های دریایی کم عمق است. با توجه به فونای تشخیص داده شده، سن توالی مورد مطالعه به ائوسن میانی نسبت داده می‌شود.
- مجموعه‌ی ماگمایی منطقه‌ی مورد مطالعه دارای یک روند تفریق با طیف ترکیبی اولیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت می‌باشند که از این میان، تراکی آندزیت‌ها بیشترین حجم را به خود اختصاص داده‌اند.
- در بررسی‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها بافت‌های غالب، پورفیری، گلومروپورفیری، غربالی و تراکیتی می‌باشند.
- ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های بازالتی و تراکی بازالتی شامل اولیوین، کلینوپیروکسن و به مقدار کم پلاژیوکلاز است. سنگ‌های تراکی آندزی بازالتی و تراکی آندزیتی دارای ترکیب کانیایی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می‌باشند، به عبارت دیگر، در این گروه‌های سنگی با پیشرفت فرآیند تفریق از مقدار اولیوین کاسته و بر میزان پلاژیوکلاز افزوده شده است.

- از مهمترین ویژگی‌های میکروسکوپی در تمام نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان به حاشیه‌ی واکنشی، وجود ادخال، بافت غربالی، منطقه‌بندی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن و عدم تعادل بافتی در اولیوین، اشاره کرد.
- روندهای موجود بر روی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب، نمایانگر منشأ واحد و نقش تبلور تفریقی به همراه هضم و آلاینش در تحول ماگمای تشکیل‌دهنده‌ی سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه است. پراکندگی‌های جزئی که در بعضی نمودارها دیده می‌شود به علت آلاینش و همچنین تمرکز غیر عادی و موضعی کانی‌های خاص به علت تفریق درون سنگ‌ها می‌باشد.
- سنگ‌های مورد مطالعه دارای ماهیت آلکانل عمدتاً سدیک هستند.
- روند موازی نمونه‌ها در نمودارهای عنکبوتی، تحول سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در نتیجه‌ی فرایند تبلور تفریقی و منشأ واحد آن‌ها را تأیید می‌کند.
- نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، از عناصر لیتوفیل بزرگ یون، ناسازگار و کمیاب خاکی سبک، غنی شدگی و از عناصر سازگار، کمیاب خاکی سنگین و با شدت میدان بالا، تهی شدگی نشان می‌دهند که به تشکیل ماگمای آلکانل تشکیل-دهنده‌ی سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه از ذوب بخشی پایین یک منبع گوشته‌ای غنی شده عمیق به همراه آلاینش ماگمایی توسط مواد پوسته‌ای نسبت داده می‌شود.
- ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه حاکی از تشکیل سنگ‌ها در محدوده-ی کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای فعال مرتبط با فرورانش می‌باشند.
- آنومالی مثبت Pb، غنی شدگی انتخابی LREE، میزان SiO_2 کم و انطباق مثبت بین La/Sm و La/Nb و بین Nb/U و Nb با آلاینش پوسته‌ای ماگمای مافیک مزبور سازگار است.
- نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، حاصل ذوب بخشی ۱۶-۱۴ درصدی یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی شده‌ی عمیق زیر لیتوسفر قاره‌ای می‌باشند.

- فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس مسبب اصلی فعالیت‌های ماگمایی مزوزوئیک - سنوزوئیک ایران مرکزی - البرز بوده است. در مدل فرورانش، دو طرح اصلی در حال حاضر وجود دارد. در طرح یک حوضه‌ای، فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس در محل زاگرس فعلی سبب تشکیل قوس ارومیه - دختر و در ادامه‌ی داخلی آن، قوس‌های شمالی ایران مرکزی - جنوب البرز شده است. در طرح دوم که دو حوضه‌ی اقیانوسی فرورانش می‌کند، قوس ارومیه - دختر ناشی از فرورانش نئوتتیس غربی و قوس شمالی ایران مرکزی - البرز جنوبی ناشی از فرورانش حوضه‌ی نئوتتیس شرقی در نظر گرفته می‌شود.

- قوس مزبور حاصل فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس شرقی به زیر حاشیه‌ی شمالی خرده قاره‌ی ایران مرکزی در زمان ائوسن می‌باشد. همگام با فرورانش و آب‌زدایی پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده، ذوب بخشی گوه‌ی گوشته‌ای موجود در زیر لیتوسفر زیر قاره‌ای (SCLM) باعث شکل گیری ماگماهای مافیک غنی شده با ماهیت غالب آلکالن گردیده است. ماگمای حاصل در امتداد گسل‌های عمیق این زون‌های کششی صعود می‌کنند و در طی صعود متحمل فرایندهای پترولوژیکی مختلف نظیر تبلور تفریقی همراه با هضم و آرایش پوسته‌ای می‌شوند. بررسی محتوای فسیلی میان لایه‌های آهکی همراه با گدازه‌ها و آذرآواری‌ها نشان می‌دهد که ماگماتیسم مزبور در محیط دریایی کم عمق ائوسن میانی - فوقانی صورت گرفته است.

۶-۲- پیشنهادات

۱. انجام مطالعات ایزوتوپی به منظور تعیین منشأ و سن سنجی سنگ‌های آتشفشانی منطقه به طور دقیق‌تر و قابل اعتمادتر.
۲. انجام آزمایشات میکروپروپ سنگ‌های آتشفشانی، برای تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها.
۳. استفاده از تصاویر ماهواره‌ای با دقت بالا برای تهیه و ترسیم نقشه‌ی زمین شناسی دقیق منطقه.

منابع فارسی

- آقائباتی، ع. (۱۳۴۹)، زمین شناسی منطقه فرومد و عباس آباد، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۷۴ صفحه.
- آقائباتی، ع. (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- افتخارنژاد، ج. (۱۹۹۲)، نقشه زمین شناسی جاجرم به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- امامی، م. ه. (۱۳۷۹)، ماگماتیسم در ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ صفحه.
- بادامه، ع. (۱۳۸۲)، پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه میاندشت (شرق شاهرود)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۱ صفحه.
- بارویان، و. (۱۹۷۰)، زمین شناسی و تکتونیک منطقه غرب عباس آباد، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۷۶ صفحه.
- خلعتبری، م. (۱۳۸۰)، نقشه زمین شناسی عباس آباد به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- درویش زاده، ع. (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر تهران، ۴۲۳ صفحه.
- صادق زاده، ش. (۱۳۷۷)، پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه شمال شرق میاندشت، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۱۴ صفحه.
- قاسمی، ح.، تنها، ع.، صادقیان، م. و خانعلی زاده، ع. ۱۳۸۷. اولین گزارش از ماگماتیسم آداکیتی نئوژن در جنوب قوچان. دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، اهواز.

- 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.
- مهرپرتو، . (۱۳۸۰)، نقشه زمین شناسی میامی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

Reference

- Abdel – Fattah, M., A. M. Abdel – Rahman and P.E. Nasser. (2004). Cenozoic volcanism in the middle east: Petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. Geological Magazine, Cambridge University Press 141, 545 – 563.
- 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.
- Aldanmaza E., Ko"pru"bas Va N., Gu" rera O".F., Kaymakc,Vb N., Gourgaud A. Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes. Lithos 86, 50– 76.
- Aldanmaz E., Schmidt M. W., Gourgaud A., Mersel t. 2009. Mid-ocean ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel–peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for upper mantle melting processes. Lithos 113, 691–708.
- Allegre, C. & Minster, J. F., 1978- Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. Earth Plate. Sci. lett.38: 1-25.
- Arculus R. J., Powell R. 1986. Source component mixing in the regions of arc magma generation. Journal Geopy. Res., 91, 5913 – 5926.

- Arvin M., Pan Y., Dargahi S., Malekizadeh A., Babaei A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 30 474–489.
- Ayers, J. C. 1998. Trace element modeling for aqueous fluid – peridotite interaction in the wedge of subduction zones. *Contrib. Mineral Petrol*, 132, 390 – 404.
- Azizi H., & Jahangiri A., (2008). Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics* 45 178–190.
- Barbey, P., Ayalew, D., Yirgu, G., 2005. Insight into the origin of gabbro-dioritic cumulo-phyric aggregates from silicic ignimbrites: Sr and Ba zoning profiles of plagioclase phenocrysts from Oligocene Ethiopian Plateau rhyolites. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 149, 233–245.
- Berberian, M., & King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.*, 18, 210 – 256.
- Berberian M., 1983. The southern Caspian: A compression floored by a trapped modified oceanic crust. *Canadian Earth Sciences*, 20, 163 – 183.
- Best, M.G., Christiansen, E.H., 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science. 458pp.
- Best, G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*, 729pp.
- Berberian M., King G.C.P. 1981: Toward the paleogeography and tectonic evolution of Iran Report no. 52: 626pp.
- 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., Lecomte 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.

- Castillo, P.R., Rigby, S.J., Solidum, R.U., (2007). “Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: Geochemical evidence from the Sulu Arc, southern Philippines”. *Lithos* 97, 271–288.
- 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 – 238.
- Cox K. G., Bell, J.D., Pankhursts, R. J., (1979). The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin., 450 pp.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J., 1991. An introduction to rock forming minerals. Longman., 528 pp.
- Emami, M. H. 1981. Geologie de la region Qom – Aran. Contribution a l'etude dynamique et geochimique du volcanisme tertiaire d'Iran central, these doctorat, Grenoble, 489 pp.
- Farhoudi G. 1978: A comparison of Zagros geology to Island arcs. *Jour. Geol.* 86: 323-334.
- Furman T. (2007). Geochemistry of East African Rift basalts: An Overview. *Journal of African Earth Sciences*, 48, 147 – 160.
- Frey, F. A., D. Clague, J. J. Mahoney, and J. M. Sinton, 2000. Volcanism at the edge of the Hawaiian plume: Petrogenesis of submarine alkalic lavas from the North Arch volcanic field. *Journal of petrology*, 41: 667 – 691.
- 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.
- Goss, A.R., Kay, S.M., (2009). “Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (~28°S, ~68°W)”. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Gupta, Alok, K. (2007). Petrology and genesis of igneous rocks. 479 pp.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M., McDermott, F., (1994). Destructive plate margin magmatism: Geochemistry and generation. *Lithos* 33, 169 – 188.

- Hart, W.K., G. Wolde Gabrie, R.C. Walter and S. A. Mertzman, 1989. Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interaction. *Journal of geophysical research*, 94, 7731- 7748.
- 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 A. W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W. M., (1986). Nb, Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and planetary Science letters* 79, 33 – 45.
- 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.
- Jahangiri, A, 2007., Post collision Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geo dynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 433–447.
- Juteau, T. & Maury, R.,(2003). The oceanic crust from accretion to mantle recycling. Springer. 390 pp.
- Karim zadeh Somarin, A, (2006). Geology and geochemistry of the mendejin, plutonic rocks, Mianeh, Iran. *Journal of Asian Earth Science* 27, 819 – 834.
- Karmalker N.R., Rogers S., Griffin W.L., Oreilly S.Y. 2005. Alkaline magmatism from Kutch, NE India: Implication for plum lithosphere interaction. *Lithos*, 81, 101 – 119.
- Keskin. M., Genc.S. C., Tuysuz. O, 2008. Petrology and geochemistry of post collisional middle Eocene volcanic unites in North – Central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neothethys ocean. *Lithos* 104, 267 – 305.
- Kheirkhah M., Allen M. B., Emami m., 2009. Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182, 1–12
- Kirkpatrick, R.J. (1977) “Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii”. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 78-84.

- Kovalenko, V. I.; Naumov, V. B.; Girnis, A. V.; Dorofeeva, V. A. And Yarmolyuk, V. V. Average Composition of Basic Magmas and Mantle Sources of Island Arcs and Active Continental Margins Estimated from the Data on Melt Inclusions and Quenched Glasses of Rocks. ISSN 0869_5911, Petrology, 2010, Vol. 18, No. 1, pp. 1–26.
- Kuno H. (1968). Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. Bull. Vol 32, 141 – 176.
- Kurkcuoglu, B. (2010). Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidog volcanic complex, Central Anatolia, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 37, 42- 51.
- Latin, D. m., Dixon, J. E. and Fitton, J. G.,1988, Rift- related magmatism in the North sea basin. In: Blundell, D. J. and Gibbs, D. J. (Eds.). Tectonic evolution of the north sea rift, Oxford, UK: oxford Science Publications, Clarendon Press 102- 144.
- 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.
- Le Maitre R.W. (1976). The chemical variability of some common igneous rocks. Journal Petrol., 17, 589 – 637.
- Le Maitre, R.W., 2004. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS, Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks. Cambridge University Press. 236pp.
- Macdonald, R., Hawakesworth, C. J. & Heath, E., 2000- The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. Earth-Science Reviews. 49: 1-76.
- Malkpoor, A., Momenzadeh, H., Hubner, H., Bazin, D., Rico, L.R. (1979). Copper deposit project in Iran. Report of geological, survey no. 64.
- Many, Sh., Maboko, M.A.H., Nakamur, E., (2007). “The geochemistry of high-Mg andesite and associated adakitic rocks in the Musoma-Mara Greenstone Belt, northern Tanzania: Possible evidence for Neoproterozoic ridge subduction?”. Precambrian Research 159, 241–259.
- McKenzie, D. P., O’Nions, R. K., 1995. The source regions of ocean island basalts. Journal Petrol, 36, 133-159.

- 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.
- Milovanović, S., Banješević, M., 2005. Petrology of alkali basalts of Zlot, Timok Magmatic Complex (Eastern Serbia). *Tectonophysics* 410, 501–509.
- Mitchell, C. H., & Widdowson, M., 1991. A geological map of the southern Deccan traps, India and its structural implications. *Journal of Geological Society of London*, 148, 495 – 505.
- Moghazi, A. M., 2003. Geochemistry of a tertiary continental basalt suite, Red sea costal plain, Egypt: Petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *Geological Magazine*. 140(1), 11 – 21.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *J. Asian Earth Sci.* 21, 397–412.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late-Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, Western Iran. *J. Struct. Geol.* 22, 1125–1139.
- Moghadam H. SH., Witechurch H., Rahgoshay M., Monsef I., 2009. Tectonics Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *C. R. Geoscience* 341, 1016–1028
- Morata D., Aguirre L. 2003: Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29 20 -30 S), Chile: geochemistry and petrogenesis. *J. South Amer. Earth Sci.* 16: 459-476.
- 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.

- Nakamura N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757 – 775.
- Nelson S.T., Montana A. 1992: Sieve texture plagioclase in volcanic rocks produce by rapid decompression. *Amer. Min.* 77: 1242-1249.
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. & Smith, I. E. M. 2004. Silicic volcanism and back – arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian – Pacific plate boundrary. *Journal of volcano and Geotherm. Res.* 131, 295 – 306.
- Nixon, G.T., Pearce, T.H., (1987). Lase – interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: The record of magma mixing and phenocryst recycling in calc alkaline of magma chamber Iztaceihaut volcano, mexico. *American. Mineral*, 72, 1144 – 1162.
- Omrani J., Agard Ph., Whitchurch H., Benoit M., 2008. Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106, 380 – 398.
- 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.
- Peccerillo R., Taylor S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calk – alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63 – 81.
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., Matarangas, D., 2002]. Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece. *Lithos* 60, 47–66.
- Righter, k., Rosas – Elguera, J. (2001). Alkaline lava in the volcanic front of western Mexican volcanic belt: Geology and petrology of Ayultla and Tapalpa volcanic fields. *Journal of Petrology*, 42, 2333 – 2361.
- Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D.J., Verma, S.P., Marriner G.F., (1985) “Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated, with ridge subduction in Baja California, Mexico”. *Nature* 315, 389– 392.
- Rollinson, h. R., 1993- Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. John Wiley and Sons, 325p.

- Samuel, M.D., Moussa, H.E., Azer, M.K., 2007. A-type volcanics in Central Eastern Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 47, 203–226.
- Shahabpour, J. 2007. Island – arc affinity of the central Iranian volcanic belt. *Journal of Asian Earth. Sci.* 30, 652 – 665.
- Shelly D. (1993). Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations. Chapman & Hall, London, 405 pp.
- Shojaat, B., Hassanipak, A., Mobasher, k., Ghazi, A.M., Petrology, geochemistry and tectonics of the sabzevar ophiolite's North Central Iran. *Journal of Asian Earth Science* 21 (2003) 1053 – 1067.
- 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.
- Spies, O., Lensch, G., and Mihem, A., 1983. Chemistry of the post – ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan, NE – IRAN. Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report. Geo. Suv of Iran. Report no. 53.
- Stevenson, R., Henry, P. & Gariepy, C., 1999- Assimilation-fractional crystallization origin of Arcean Saukitoid Sutures: Western Superior Province, Canada. *Precambrian Res.*, 96: 83-99
- Stewart M.L., Pearce T.H. 2004: Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. *Amer. Min.* **89**: 348-351.
- 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, Berlin, 873- 887.
- Streckeisen A., Le Maitre R. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. *Neues jahrb. Mineral Abh.* 136, 169 – 206.
- Sun S. S., McDonough W. F. (1989). A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In:

- Saunders, A. D., Norry M. J. (eds), Magmatism in oceanic basins. *Geology. Soc. London. Spec. Pub.*, 42, 313 – 345.
- Swanson, S.E., Naney, M.T. and Westrich, H.R. et al. (1989) “Crystallization history of Obsidian Dome, Inyo Domes, California”. *Bull. Volc.*, 51, 161- 76.
 - Takagi, T., 2004]. Origin of magnetite- and ilmentite-series granitic rocks in the Japan arc. *American Journal of Science* 304, 169–202.
 - Tchameni R., Pouclet A., Penay J., Ganwa A. A., Toteu S. F. (2006). Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan – African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 511 – 529.
 - 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. *Scot. J. Geol.*, 18, 49 – 107.
 - Thoronton C. P., Tattle O. F. (1960). Chemistry of igneous rocks: Differentiation index. *Am. Sci.*, 258, 664 – 684.
 - Tsuchiyama, A. (1985), Dissolution kinetics of plagioclase in melt of the system diopside – albite – anorthit and origion of dusty plagioclase in Andesite, *Contrib. Min, Petrol.*, 89,1 – 16.
 - Upadhyay D., Jahn – Awe S., Pin C., Paquette J. L., Braun I., 2006. Neoproterozoic alkaline magmatism at Sivamalai, Southern India. *Gondwana Research* 10, 156 – 166.
 - Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J.F., Wan, Y.S., Li, C.F., Zi, F., Jiang, Z.Q., Qiu, H.N., Chu, Z.Y., Zhao, Z.H., Dong, Y.H., (2008) “Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge”. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155, 473–490
 - Welch, S. A., & Benfield, G. F., 2002. Modification of olivine surface morphology and reactivity by microbial activity during chemical weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 66, 213 – 221.
 - With, J. D. L., & Riggs, N . R., 2001. Volcaniclastic sedimentation in lacustrine settings. Black well Science Ltd., 299 pp.

- Wilson M. 1989: Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Department of earth Science, University of leeds. 466pp.
- Wilson M., Shimron A. E., Rosenbaum J. M., Preston j., (2000). Early Cretaceous magmatism of Mount Hermon, Northern Israel. *Contrib Mineral Petrol*, 139: 54±67
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325 – 342.
- Winter, O. 2001. An introduction of igneous and metamorphic petrology. Department of Geology whit man college. 697pp.
- Wood D. A., Joron J. L., Treuil m. (1979). A re – appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 326 – 336.
- Wood D. A., 1980. The application of Th- Hf- Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 11 – 30.
- Xia B., Chen G., Wang R., Wang Q., 2008. Seamount volcanism associated with the Xigaze ophiolite, Southern Tibet. *Journal of Asian Earth Science*.
- Xing - Wang Xu, Neng Jiang, Kai Yang, Bao – Lin Zhang, Guang – H Liang, Qian Mao, Jin – Xiang Li, Shi – Jun Du, Yu – Guang Ma, Yong Zhang, Ke – Zhang Qin (2009). Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanhao are. 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.
- Zhao, J.X., Shiraishi, K., Ellis, D.J., Sheraton, J. W., 1995. Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato mountains, east Antarctica: implications for the origin of syenite magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 1363 – 1382.

Abstract

Cenozoic alkaline volcanic belt of Abbas abad is located in South of Sabzevar ophiolitic belt and in Northeast side of Central Iran structural zone. The volcanic and volcano – sedimentary rocks of this region, are composed of an alternation of basic – intermediate volcanic rocks and related pyroclastics which associated with interbedded sedimentary rocks (tuffaceous shale, tuffaceous sandstone, shale, siltstone, sandstone, conglomerate and Nummulitic limestone). Field and laboratory studies indicate that alkaline basaltic – trachyandesitic lavas erupted into a very shallow to shallow open sea in the middle – late Eocene. The studied volcanic rocks have a lithological range include olivine basalt, trachybasalt, basaltic trachyandesite and trachyandesite, that show a fractionation trend of olivine basalt to trachyandesite. Petrographic evidences indicate continuous changes have been done during evolution of in these rocks evolved during, some of them are as follows: appearance and disappearance of some mineral phases and textural disequilibrium (such as reaction rims, inclusion, sieve texture and zoning in plagioclase and clinopyroxen). Geochemical characteristics indicate that the studied rocks have sodic alkaline nature and evolved by fractional crystallization and with less important magma contamination. Positive anomaly of LREE and LILE and negative anomaly of HREE found in these rocks. Negative anomalies of HFSE (e.g. Ti, Nb, Ta) in studied rocks is the indicator of their arc tectonic settings. Magma forming of Abbas abad volcanic rocks probably generated from low partial melting (14 – 16 percentage) of a garnet lehrzolithic source rocks in 80 to 100 km below the surface of the earth. It resulted from partial melting of Neotethyan subducted oceanic crust, beneath the Northern parts of Central Iran zone, and its overlaying mantle wedge in a arc subduction zone.

Key words: Petrology, Geochemistry, Volcanic rocks, Eocene, Abbas abad, Shahrood.



Shahrood university of Technology

Faculty of earth science

**Petrogenesis of upper Eocene igneous rocks of Kahak—Abbas abad
magmatic belt**

Samira Allahyari

Supervisor:

Dr. Habibollah Ghasemi

Advisor:

Dr. Mahmood Sadeghian

Dr. Azizollah Taheri

Jnne. 2010