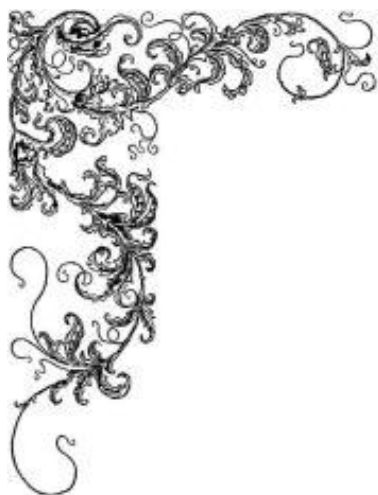




بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ





دانشگاه شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب و لکانیک منطقه مقیسه

(جنوب غرب سبزوار)

فاطمه فتح آبادی

استاد راهنما:

دکتر حبیب الله قاسمی

استاد مشاور:

دکتر محمود صادقیان

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

تابستان ۹۳

پیوست شماره ۲

دانشگاه شاهرود

دانشکده : علوم زمین

گروه : پترولوزی و زمین شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم فاطمه فتح آبادی
تحت عنوان: پترولوزی، زمین شناسی و ژئوشیمی گنبد های ساب و لکانیک منزقه مقیسه

در تاریخ ۹۳/۶/۲۵ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد زمین شناسی پترولوزی مورد ارزیابی و با درجه
پس از ... مورد پذیرش قرار گرفت.

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

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی : مسعود علیپور		نام و نام خانوادگی : دکتر مهدی رضایی
			نام و نام خانوادگی : دکتر قاسم قربانی



دانشگاه پتروشیمی

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

باسمه تعالی

شماره:

تاریخ:

ویرایش:

فرم صورت جلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) نتیجه ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم فاطمه فتح آبادی رشته زمین شناسی گرایش پتروولوژی تحت عنوان پتروولوژی، زمین شناسی و ژئوشیمی گنبد های ساب ولکانیک منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) که در تاریخ ۱۳۹۳/۰۶/۲۵ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه: بسیار خوب امتیاز ۱۸) ☒ دفاع مجدد ☐ مردود ☐

۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹ - ۱۸)

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۴- قابل قبول (۱۵/۹۹ - ۱۴)

۳- خوب (۱۷/۹۹ - ۱۶)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنما	دکتر حبیب الله قاسمی	دانشیار	
۲- استاد مشاور	دکتر محمود صادقیان	استادیار	
۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر <u>سید محمد حسینی</u>	استادیار	
۴- استاد ممتحن	دکتر مهدی رضائی	استادیار	
۵- استاد ممتحن	دکتر قاسم قربانی	استادیار	

امضاء

رئیس دانشکده:

۱۳۹۳/۰۶/۲۵

تقدیم بہ...

پدر و مادر بزرگوارم

ہدیہ ای ناپختہ بہ پاس زحمات بی دریغشان

و، ہمسرفداکارم

بہ پاس ہمدلی و ہمنگری بی شبہ اش.

مشکر و قدر دانی:

پاس بی کران پروردگار کی تاراکہ، ہستی مان بخشید و بہ طریق علم و دانش رہنمونان شد و بہ ہمیشی رحروان علم و دانش مفتخران نمود و خوشه چینی از علم و معرفت را روزیان ساخت. خدایا بہ من زیستنی عطا کن کہ در محطہ مرکب بر بی ثمری محطہ ای کہ برای زیستن گذشتہ است، حسرت نخورم و مردنی عطا کن کہ بر یہودگی اش سوگوار نباشم.

ماحصل آموختہ ہایم را تقدیم می کنم بہ آنان کہ مہر آسمانی شان آرام بخش آلام زمینی ام است:

بہ مصداق «من لم یسکر المخلوق لم یسکر الخالق» بسی شایستہ است از استاد فرہیختہ و فرزادہ جناب آقای دکتر حبیب الہ قاسمی کہ با کرامتی چون خورشید، سرزمین دل را روشنی بخشید و گلشن سرای علم و دانش را با راہنمائی ہای کار ساز و سازندہ بارور ساختند؛ تقدیر و تشکر صمیمانہ نمایم. بہخنین از زحمات استاد مشاور محترم جناب آقای دکتر محمود صادقان بہ خاطر تمام زحمات، راہنمائی ہا و کمک ہای سودمندشان کمال مشکر و قدر دانی را دارم.

از تمامی اساتید دانشگاہ علوم زمین بہ خصوص اساتید گروہ پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی آقایان دکتر مدیر زادہ شہری، دکتر فردوست، دکتر موسوند، دکتر رضائی و خانم دکتر شیبی مشکر و سپاسگزارم. بہخنین از کارشناسان دانشگاہ علوم زمین آقایان میر باقری، خانعلیزادہ و خانم ہافاری و سعیدی کمال مشکر را دارم.

از ہمسرمہر بانم کہ نشانہ لطف الہی در زندگی ام است و اسوہ صبر و تحمل بودہ و مشکلات مسیر را بر ایم آسان نمود و برادران و خواهران عزیزم کہ در کمال سہ صدر و با حسن خلق و فروتنی از پیچ و خمی در این عرصہ بر من دریغ ننمودند مشکر و قدر دانی میکنم.

در پایان از دوستان و ہمکلاسی ہای عزیزم خانم ہا خدیجہ جمشیدی، مرشدہ ابہتاج، زہرا اصغر زادہ، پروین مجیدی، مہدخت پور علینزادہ، الہام خراسانی و سیدہ محبوبہ حسینی و آقایان رضا جلیلو و رضا سہری زن بہ پاس ہمکاری و ہمیاریشان مشکرم.

تعهد نامه

اینجانب فاطمه فتح آبادی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی (پترولوژی) دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه با عنوان زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد های ساب ولکانیک منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)

تحت راهنمایی دکتر حبیب الله قاسمی متعهد می شوم.

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

تاریخ: ۱۳۹۳/۰۷/۲۹

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

* متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه های تکثیر شده پایان نامه وجود داشته باشد .

چکیده

در منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)، گنبد‌های ساب‌ولکانیک مرتبط با فرروانش با ترکیب داسیت-ریوداسیت، مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن را قطع کرده‌اند. قطعاتی از سنگ میزبان ائوسن و حتی قطعات مارنی الیگومیوسن درون سنگ‌های مورد مطالعه یافت شده است. اصلی‌ترین کانی‌های سازنده این سنگ‌ها شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با منطقه بندی ترکیبی، آمفیبول با حاشیه سوخته، کوارتز و سانیدین در زمینه‌ای دانه ریز تا شیشه‌ای از همین کانی‌ها است، که بافت‌های متنوع مانند پورفیری، گلوپورفیری و جریان‌ی را به نمایش می‌گذارند. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکال و مت‌آلومین شاخص کمان‌های آتشفشانی است. در نمودارهای تقسیم‌بندی سنگ‌های آداکیتی نیز این سنگ‌ها در گروه آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) قرار می‌گیرند. نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه و کندریت، بیانگر غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و تهی‌شدگی آن‌ها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) می‌باشد. تهی‌شدگی شدید این سنگ‌ها از عناصر با شدت میدان بالا (HFS) مانند Ti و Nb از ویژگی‌های شاخص ماگماهای قوس است. مطالعات پتروژنتیکی بیانگر وجود یک سنگ منبع اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس سبزوار به زیر لبه جنوبی زون البرز شرقی به عنوان محل منبع ماگمای سازنده این سنگ‌هاست.

کلید واژه: پترولوژی، ژئوشیمی، آداکیت، مقیسه، سبزوار.

مقالات مستخرج از این پایان نامه

شواهد ماگماتیسیم آداکیتی پرسیلیس بعد از ائوسن در منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار). هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، آبان ماه ۱۳۹۲.

پتروژنز گنبد های آداکیتی نئوژن منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار). هفتمین همایش ملی تخصصی زمین شناسی دانشگاه پیام نور، آبان ماه ۱۳۹۲.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های ارتباطی آن	۲
۳-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی	۵
۴-۱- زمین ریخت‌شناسی	۵
۵-۱- مطالعات قبلی	۶
۶-۱- اهداف مطالعه	۱۱
۷-۱- روش انجام تحقیق و گردآوری اطلاعات	۱۳
فصل دوم: زمین شناسی عمومی	۱۵
۱-۲- مقدمه	۱۶
۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه	۱۸
۳-۲- واحدهای سنگی اصلی منطقه	۱۹
۱-۳-۲- مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن	۲۳
۲-۳-۲- واحد آتشفشانی - رسوبی الیگوسن	۲۴
۳-۳-۲- سنگ‌های آذرین اسیدی و حدواسط بعد از ائوسن	۳۰
۴-۳-۲- واحد مارنی میوسن	۳۵
۵-۳-۲- واحد کنگلومرای پلیوسن	۳۶
۶-۳-۲- واحد کواترنری	۳۶
۴-۲- زمین شناسی ساختمانی	۳۷
۵-۲- پتانسیل های معدنی	۳۹

۴۰	۶-۲ - خلاصه
۴۱	فصل سوم: پتروگرافی
۴۲	۱-۳ - مقدمه
۴۳	۲-۳ - داسیت
۴۵	۱-۲-۳ - کانی‌های اصلی
۵۴	۲-۲-۳ - کانی‌های فرعی
۵۶	۳-۲-۳ - کانی‌های ثانویه
۵۷	۳-۳ - ریوداسیت
۵۸	۱-۳-۳ - کانی‌های اصلی
۶۰	۲-۳-۳ - کانی‌های فرعی
۶۰	۳-۳-۳ - کانی‌های ثانویه
۶۱	۴-۳ - خلاصه
۶۳	فصل چهارم: ژئوشیمی
۶۴	۱-۴ - مقدمه
۶۹	۲-۴ - منابع ایجاد خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها
۷۰	۳-۴ - تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های شیمیایی
۷۰	۱-۳-۴ - تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)
۷۱	۲-۳-۴ - تصحیح نسبت Fe_2O_3 / FeO
۷۲	۴-۴ - کاربرد داده‌های تجزیه شیمیایی
۷۲	۱-۴-۴ - طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین
۷۳	۱-۱-۴-۴ - طبقه‌بندی شیمیایی
۷۶	۵-۴ - بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات

- ۷۷-۵-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹).....
- ۸۱-۵-۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹).....
- ۸۳-۵-۳- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I.).....
- ۸۵-۵-۴- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (D.I.).....
- ۸۶-۵-۵- نمودارهای شاخص انجماد (S.I.).....
- ۸۸-۵-۶- نمودارهای تغییرات برخی عناصر کمیاب یا نسبت‌های آن‌ها در مقابل یکدیگر.....
- ۸۹-۶-۶- نمودارهای عنکبوتی.....
- ۹۰-۶-۱- نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹).....
- ۹۲-۶-۲- نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت.....
- ۹۵-۷-۷- تعیین سری ماگمایی.....
- ۹۷-۸-۸- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.....
- ۹۷-۸-۱- معرفی آداکیت‌ها.....
- ۱۰۴-۸-۲- تقسیم‌بندی آداکیت‌ها.....
- ۱۰۶-۹-۹- خلاصه.....
- ۱۰۸- فصل پنجم: پتروژنز و جایگاه تکتونوماگمایی.....
- ۱۰۹-۵-۱- مقدمه.....
- ۱۰۹-۵-۲- تعیین جایگاه تکتونیکی و محل منشأ آداکیت‌های مورد مطالعه.....
- ۱۰۹-۵-۳- خصوصیات محل منشأ و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه.....
- ۱۱۸-.....
- ۱۲۲-۵-۴- مدل تکتونیکی تشکیل ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه.....
- ۱۲۴-۵-۵- مقایسه آداکیت‌های مقیسه با تعدادی از آداکیت‌های گزارش شده در ایران و جهان.....
- ۱۲۷-۶-۵- خلاصه.....

فصل ششم: نتیجه گیری و پیشنهادات	۱۲۹
۶-۱- نتیجه گیری	۱۳۰
۶-۲- پیشنهادها	۱۳۳
پیوست	۱۳۴
منابع	۱۳۸
منابع فارسی:	۱۳۹
- Refrence	۱۴۱

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- راه‌های ارتباطی جهت دسترسی به منطقه مورد مطالعه..... ۳
- شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای Google Earth منطقه مورد مطالعه..... ۴
- شکل ۱-۳- تصویر ماهواره‌ای Google Earth منطقه مورد مطالعه با گنبدهای ساب و لکانیک..... ۴
- شکل ۱-۴: نمایی از مورفولوژی منطقه مورد مطالعه همراه با حضور گنبدهای مرتفع نیمه عمیق..... ۶
- شکل ۱-۵- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹)..... ۱۴
- شکل ۱-۶- تصویری از مقاطع نازک تهیه شده در کارگاه مقطع دانشکده زمین دانشگاه شاهرود..... ۱۴
- شکل ۱-۷- تصویری از دستگاه آسیاب آگاتی دانشکده علوم دانشگاه دامغان..... ۱۴
- شکل ۲-۱- نقشه تقسیم بندی ساختمانی- رسوبی ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳)..... ۱۷
- شکل ۲-۲- نقشه زمین شناسی تصحیح شده منطقه مورد مطالعه..... ۲۲
- شکل ۲-۳: رخمون نزدیک از لیتیک توف و توف‌های شیلی ائوسن..... ۲۴
- شکل ۲-۴: توف‌های ائوسن و نفوذ گنبد نیمه عمیق کوه چشمه در آن..... ۲۴
- شکل ۲-۵: رخمون نزدیک کنگلومرا و ماسه سنگ الیگوسن..... ۲۵
- شکل ۲-۶: رخمون روانه‌های بازالتی در میان مارن‌های قرمز رنگ الیگوسن..... ۲۵
- شکل ۲-۷: رخمون چند روانه بازالتی الیگوسن در میان توالی‌های ضخیمی از مارن الیگوسن..... ۲۶
- شکل ۲-۸: رخمون نزدیک از دگرسانی مرز تماس گدازه بازالتی با مارن‌های الیگوسن..... ۲۶
- شکل ۲-۹: رخمون نزدیک از بازالت‌های منشوری الیگوسن (شرق روستای مقیسه)..... ۲۸
- شکل ۲-۱۰: تشکیل پپریت و آگلومرا در بخش پایینی روانه بازالتی (شرق روستای مقیسه)..... ۲۸
- شکل ۲-۱۱: حضور قطعاتی از افیولیت، داسیت و گدازه‌های بازالتی در کنگلومرای پلیوسن..... ۳۱
- شکل ۲-۱۲: حضور آنکلاو توف- سیلتستونی الیگومیوسن در گنبدهای داسیتی..... ۳۱
- شکل ۲-۱۳: تصویر ماهواره‌ای Google Earth گنبد مریان (شمال روستای مقیسه)..... ۳۲

- شکل ۲-۱۴: رخنمون نزدیک از گنبد مریان با شکستگی‌های فراوان (شمال روستای مقیسه)..... ۳۲
- شکل ۲-۱۵: حضور آنکلاوهای توف- سیلتستونی الیگومیوسن با ابعاد متفاوت در گنبد مریان (شمال روستای مقیسه)..... ۳۲
- شکل ۲-۱۶: تصویر ماهواره‌ای Google Earth گنبد کوه قلعه (شرق روستای مقیسه)..... ۳۳
- شکل ۲-۱۷: حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در نمونه دستی گنبد کوه قلعه..... ۳۳
- شکل ۲-۱۸: تصویر ماهواره‌ای Google Earth گنبد کوه چشمه (شرق روستای مقیسه)..... ۳۴
- شکل ۲-۱۹: حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در نمونه دستی گنبد کوه چشمه..... ۳۴
- شکل ۲-۲۰: تصویر ماهواره‌ای Google Earth سنگ‌های آذرین جنوب روستای نامن..... ۳۵
- شکل ۲-۲۱: رخنمون گرانیتهای جنوب نامن که بسیار هوازده می‌باشند..... ۳۵
- شکل ۲-۲۲: رخنمون واحدهای مارن قرمز میوسن و کنگلومرای پلیوسن و نفوذ گنبد آداکیتی..... ۳۷
- شکل ۲-۲۳: رخنمون لایه‌های ضخیم کنگلومرای پلیوسن که بر روی واحد مارنی میوسن..... ۳۷
- شکل ۲-۲۴: رخنمون کنگلومرای پلیوسن با قطعاتی در اندازه‌های متفاوت از رسوبات قدیمتر..... ۳۷
- شکل ۲-۲۵: رخنمون رسوبات کواترنری (دید به سمت شمال)..... ۳۷
- شکل ۲-۲۶: خردشدگی ناشی از یک گسل فرعی در میان توده داسیتی (دید به سمت شمال)..... ۳۸
- شکل ۲-۲۷: تصویر ماهواره‌ای Google Earth از یک گسل فرعی در میان واحدهای نیمه‌عمیق..... ۳۸
- شکل ۲-۲۸: نقشه گسل‌های موجود در منطقه مقیسه..... ۳۸
- شکل ۲-۲۹: استخراج سنگ ساختمانی از گنبد مریان (شمال غرب مقیسه)..... ۳۹
- شکل ۳-۱: تصویری از نمونه برداشت شده از دایک جنوب غرب روستای مقیسه دارای بافت فانریتیک با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند..... ۴۵
- شکل ۳-۲: تصویری از نمونه داسیتی برداشت شده از توده شمال شرق روستای مقیسه با بافت آفانیتیک..... ۴۵
- شکل ۳-۳: تصویری از بافت هیالومیکرولیتی پورفیری در داسیت‌ها با فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز (XPL)..... ۴۵

- شکل ۳-۴: تصویری از تجمعات بلورهای آمفیبول..... ۴۵
- شکل ۳-۵: تصویری از منطقه بندی ترکیبی و ماکل پلی سنتتیک در فنوکریست‌های
پلاژیوکلاز (XPL)..... ۴۷
- شکل ۳-۶: تصویری از وجود دو نسل از پلاژیوکلاز (XPL)..... ۴۷
- شکل ۳-۷: تصویری از بافت گلومروپورفیری حاصل از تجمع پلاژیوکلازها و آمفیبول‌ها (XPL)..... ۴۷
- شکل ۳-۸: تصویری از بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز (XPL)..... ۴۷
- شکل ۳-۹: تصویری از بافت تراکیتی حاصل از ردیف شدگی پلاژیوکلازها و فلدسپاتهای
آلکالن (XPL)..... ۴۷
- شکل ۳-۱۰: تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت (XPL)..... ۴۷
- شکل ۳-۱۱: مدل ژنتیکی نمادین برای نمایش چگونگی شکل‌گیری تجمعات گلومروپورفیری در
نمونه‌های سنگی (ژو و همکاران، ۲۰۰۹)..... ۴۹
- شکل ۳-۱۲: تصویری از بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز (XPL)..... ۵۲
- شکل ۳-۱۳: تصویری از بافت تراکیتی حاصل از ردیف شدگی پلاژیوکلازها و فلدسپاتهای
آلکالن (XPL)..... ۵۲
- شکل ۳-۱۴: تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت (XPL)..... ۵۲
- شکل ۳-۱۵: تصویری از بلورهای سوزنی و نیمه شکل‌دار هورنبلند سبز (PPL)..... ۵۳
- شکل ۳-۱۶: تصویری از بافت گلومروپورفیری حاصل از تجمع هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز (PPL)..... ۵۳
- شکل ۳-۱۷: تصویری از فنوکریست هورنبلند سبز در داسیت‌ها (XPL)..... ۵۴
- شکل ۳-۱۸: تصویری از هورنبلند سبز با حاشیه اپاسیته شده (PPL)..... ۵۴
- شکل ۳-۱۹: تصویری از آرایش بلورهای کشیده هورنبلندسبز و ایجاد بافت جریان (PPL)..... ۵۴
- شکل ۳-۲۰: تصویری از اذخال هورنبلندها در پلاژیوکلاز (XPL)..... ۵۴
- شکل ۳-۲۱: تصویری از حضور بیوتیت در نمونه‌های داسیتی (XPL)..... ۵۶
- شکل ۳-۲۲: تصویری از حضور کانی‌های اپک در داسیت‌ها (PPL)..... ۵۶

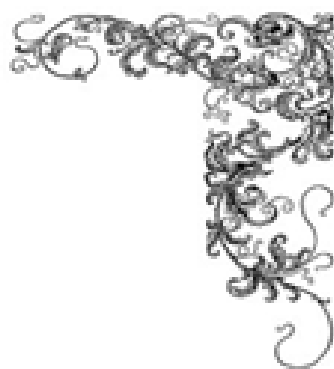
- شکل ۳-۲۳: تصویری از ادخال آپاتیت در پلاژیوکلاز (XPL)..... ۵۷
- شکل ۳-۲۴: تصویری از پلاژیوکلازهای دگرسان شده به سرسیت (XPL)..... ۵۷
- شکل ۳-۲۵: تصویری از نمونه دستی ریوداسیت (کوه مریان)..... ۵۸
- شکل ۳-۲۶: تصویری از پورفیرهای شکل دار و نیمه شکل دار هورنبلند در ریوداسیت (PPL)..... ۵۸
- شکل ۳-۲۷: تصویری از حضور آنکلاو مارنی در ریوداسیت..... ۵۸
- شکل ۳-۲۸: تصویر میکروسکوپی از آنکلاو مارنی در ریوداسیت (XPL)..... ۵۸
- شکل ۳-۲۹: تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در نمونه ریوداسیتی (XPL)..... ۵۹
- شکل ۳-۳۰: تصویری از بلور شکل دار هورنبلند سبز در نمونه ریوداسیتی (PPL)..... ۵۹
- شکل ۳-۳۱: تصویری از دگرسانی پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی (XPL)..... ۶۱
- شکل ۳-۳۲: تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به سرسیت (XPL)..... ۶۱
- شکل ۴-۱: تصویر ماهواره‌ای Google Earth منطقه مورد مطالعه..... ۶۵
- شکل ۴-۲: نمودار مجموع آکالی در مقابل سیلیس (TAS) از لومتر و همکاران (۱۹۸۹)..... ۷۲
- شکل ۴-۳: نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) الف) سنگ‌های آذرین بیرونی و
 ب) درونی و موقعیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه بر روی آن‌ها..... ۷۵
- شکل ۴-۴: نمودار TAS جهت طبقه بندی سنگ‌های آتشفشانی (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹). ب) نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین برحسب مقادیر کاتیونی (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰). ج) نمودار طبقه بندی سنگ‌های آتشفشانی (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷)..... ۷۶
- شکل ۴-۵: نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)..... ۸۱
- شکل ۴-۶: نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)..... ۸۳
- شکل ۴-۷: نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I.) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)..... ۸۵
- شکل ۴-۸: نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I.) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)..... ۸۶

- شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در برابر اندیس انجماد (کونو، ۱۹۶۰)..... ۸۷
- شکل ۴-۱۰- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها.. ۸۹
- شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها.. ۸۹
- شکل ۴-۱۲- نمودار تغییرات نسبت - نسبت عناصر ناسازگار- ناسازگار..... ۸۹
- شکل ۴-۱۳- نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)..... ۹۲
- شکل ۴-۱۴- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴) ب..... ۹۵
- شکل ۴-۱۵: نمودار AFM ابروین و باگارا (۱۹۷۱)..... ۹۶
- شکل ۴-۱۶: نمودار میاشیرو (۱۹۷۴) و محل قرارگیری نمونه‌ها بر روی آن،..... ۹۶
- شکل ۴-۱۷: نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 (رولینسون، ۱۹۹۳)..... ۹۶
- شکل ۴-۱۸: نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند، ۱۹۴۳)..... ۹۶
- شکل ۴-۱۹: نمودار Sr/Y در برابر Y (دوفان و درومون، ۱۹۹۰)..... ۹۸
- شکل ۴-۲۰: نمودار Yb در برابر La/Yb (دوفان و درومون، ۱۹۹۰)..... ۹۸
- شکل ۴-۲۱ نمودارهای تمایزی آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و سیلیس پایین (LSA) و موقعیت قرارگیری نمونه‌ها (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵)..... ۱۰۵
- شکل ۵-۱- نمودارهای محیط تکتونیکی پیرس و همکاران (۱۹۸۴)..... ۱۱۰
- شکل ۵-۲: الف) نمودار Rb/Sr در برابر Sr/Y و نقش ذوب ورقه فروزانده شده در ایجاد ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه. ب) نمودار Sr/Nb در مقابل Gd/Yb و نقش بیشتر ذوب اصلب فروزانده شده در ایجاد ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه (سان و مک‌دونو، ۱۹۸۹)..... ۱۱۶
- شکل ۵-۳: نمودارهای وانگ و همکاران (۲۰۰۶)..... ۱۱۱

- شکل ۵-۴- الف) نمودار Sr/Y در مقابل Y (ب) - نمودار TiO₂ در مقابل SiO₂ (ج) نمودار Ni در مقابل SiO₂. (د) نمودار Th/La در مقابل Th ۱۱۷
- شکل ۵-۵- نمودارهای گان و همکاران (۲۰۱۲) و موقعیت قرارگیری نمونه‌ها ۱۱۸
- شکل ۵-۶- مدل پترولوژیکی موین (۲۰۰۹) و چگونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی ۱۱۹
- شکل ۵-۷- الف) نمودار #Mg در مقابل SiO₂ و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه (ب) نمودار (Yb)_N در مقابل (La/Yb)_N از مارتین (۱۹۹۹) ۱۲۲
- شکل ۵-۸: شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای زون البرز شرقی (کرتاسه). ۱۲۳
- شکل ۵-۹: بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و ایجاد ماگمای آداکیتی در اثر ذوب گوه پوسته اقیانوسی فرورانده شده (اواخر کرتاسه - اوایل پلیوسن) ۱۲۴

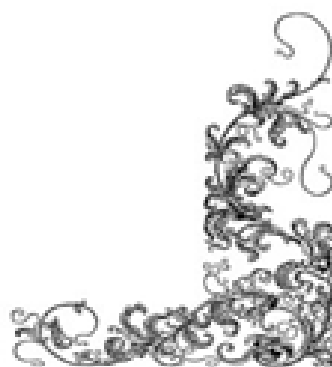
فهرست جداول

- جدول ۳-۱- علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی..... ۴۳
- جدول ۴-۱- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی..... ۶۶
- جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی..... ۶۶
- جدول ۴-۳- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های مطرح شده برای آداکیت‌ها توسط کاستیلو (۲۰۰۶)..... ۹۸
- جدول ۴-۴: تکامل زمانی ویژگی‌های آداکیت‌ها که توسط محققین مختلف در طی سال‌های مختلف انجام شده است (کاستیلو، ۲۰۱۲)..... ۱۰۲
- جدول ۴-۵: ویژگی‌های آداکیت‌های سیلیس بالا و سیلیس پائین و مقایسه نمونه‌های منطقه مقیسه با آن‌ها..... ۱۰۶
- جدول ۵-۱- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های منطقه مقیسه با چند مورد از آداکیت‌های ایران..... ۱۲۶
- جدول ۵-۲: مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با چند مورد از آداکیت‌های سایر نقاط جهان..... ۱۲۷



فصل اول

کلیات



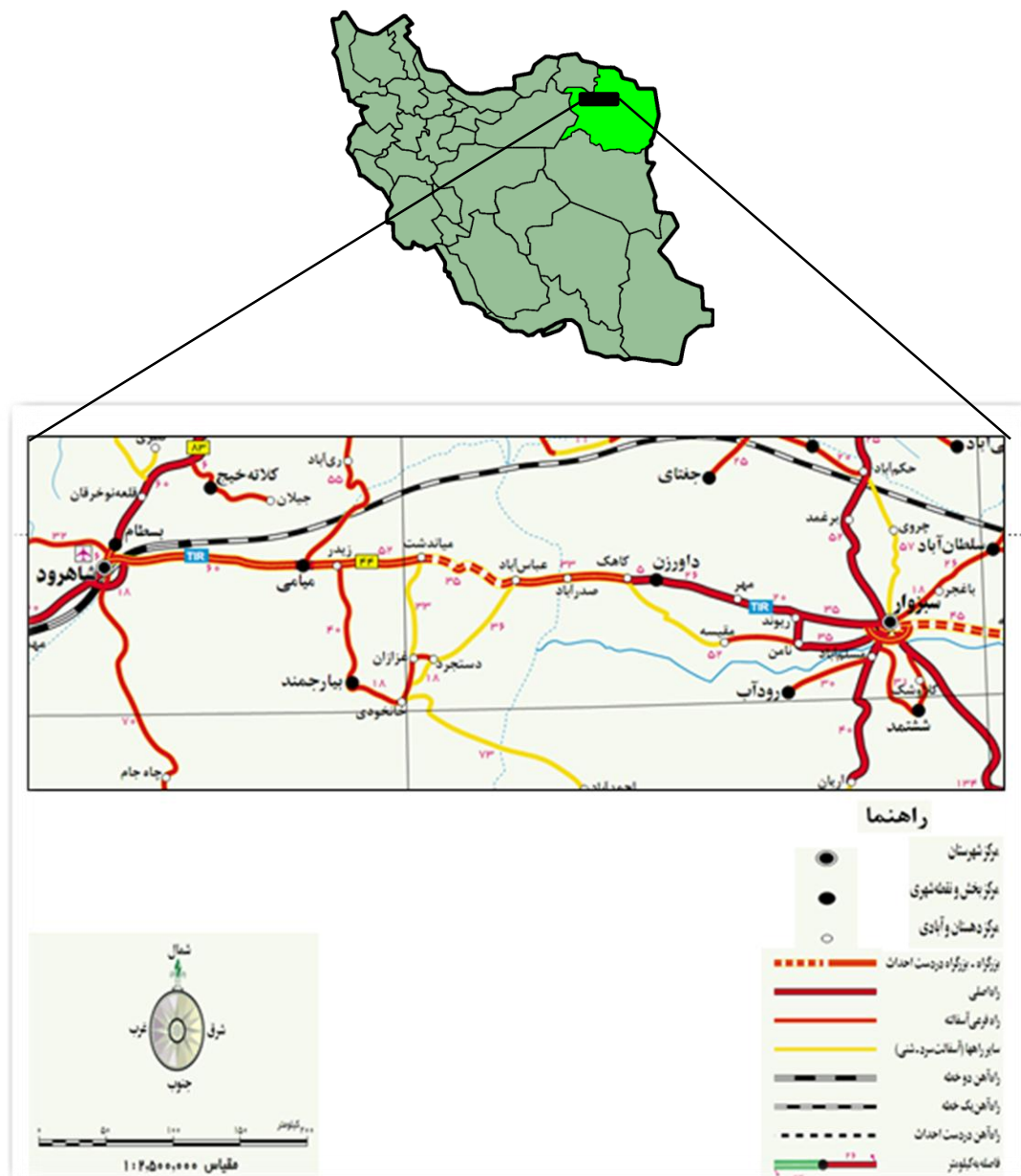
۱-۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در ۵۰ کیلومتری جنوب غرب شهر سبزوار واقع شده است و شامل ارتفاعات اطراف روستاهای مهرآباد تا مقیسه با وسعت ۳۰ کیلومتر مربع می باشد که در آن گنبدهای نیمه عمیق رخنمون یافته اند. این توده ها دارای روند کلی تقریباً شرقی - غربی بوده، در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب نوار افیولیتی شمال سبزوار و به موازات آن قرار گرفته اند. منطقه مورد نظر از لحاظ تقسیم بندی ساختاری - رسوبی نبوی (۱۳۵۵) و آقائاتی (۱۳۸۳)، بخشی از زون ایران مرکزی یا به عبارت دقیق تر بخشی از زون سبزوار (علوی، ۱۹۹۱) به حساب می آید. گسترش سنگ های ماگمایی سنوزوئیک از شمال غرب تا جنوب شرق (زون ارومیه - دختر)، پیرامون خرده قاره ایران مرکزی، شمال و شمال شرق ایران (کمان ماگمایی سبزوار)، از عظمت فعالیت های ماگمایی سنوزوئیک حکایت دارد. به نظر می رسد که فرو رانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس در خلال کرتاسه - پالئوسن، عامل اصلی این فعالیت های ماگمایی بوده است. در منطقه مقیسه سنگ های آذرین خروجی بعد از ائوسن به صورت گنبد و دایک رخنمون دارند که تاکنون به صورت جامع مطالعه نشده اند، لذا سعی شده است که در این مطالعه زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای نیمه عمیق موجود در آن مورد بررسی قرار بگیرد.

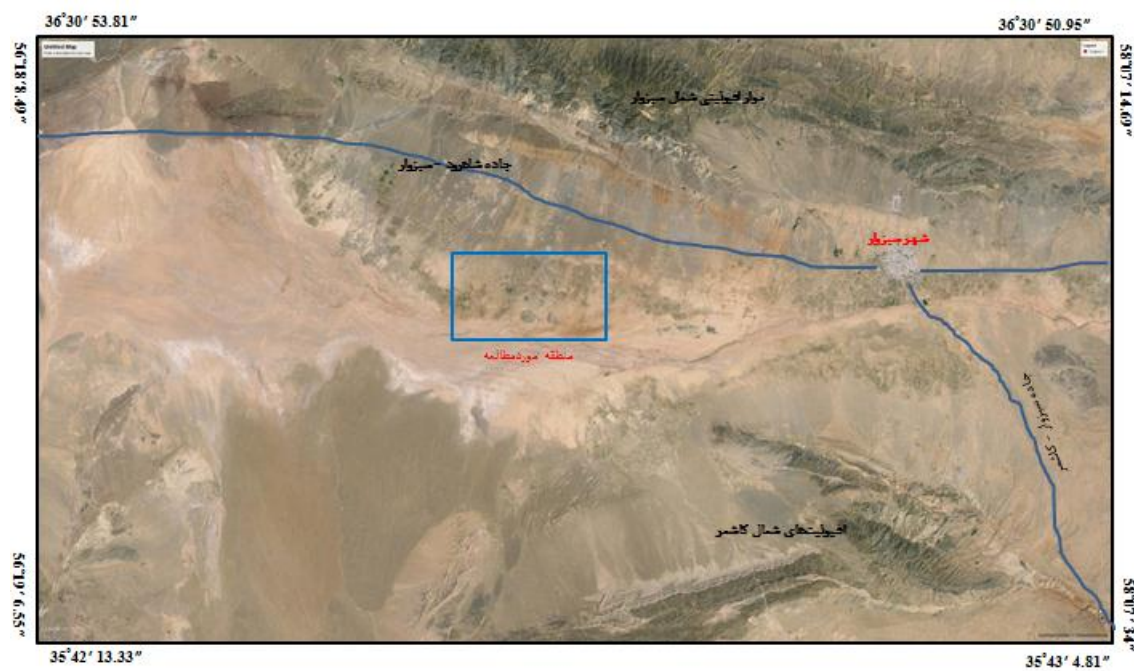
۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه های ارتباطی آن

منطقه مورد مطالعه (مقیسه) با مختصات $36^{\circ} 08' 08''$ تا $36^{\circ} 47' 05''$ و $57^{\circ} 27' 11''$ تا 57° طول جغرافیایی شرقی و $36^{\circ} 08' 08''$ تا $36^{\circ} 46' 11''$ عرض جغرافیایی شمالی در ۵۰ کیلومتری جنوب غرب شهر سبزوار قرار دارد. منطقه مورد نظر در جنوب جاده شاهرود - سبزوار واقع شده است و از طریق این جاده و سپس عبور از جاده آسفالتی نامن - مقیسه می توان به ارتفاعات و توده های موجود در منطقه دسترسی پیدا کرد. عمده راه های موجود برای رسیدن به محل رخنمون ها از نوع جاده های خاکی -

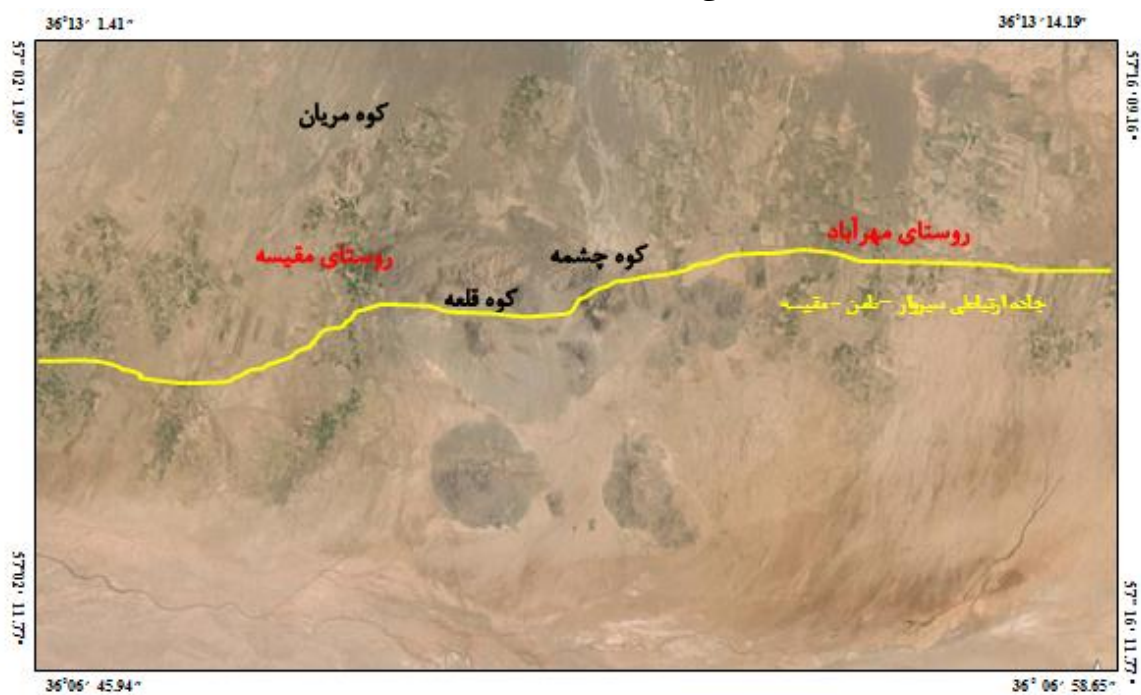
شنی درجه دو می باشد (شکل ۱-۱). تصویر ماهواره ای منطقه مورد مطالعه نیز موقعیت این توده ها را در حدفاصل شهرستان های سبزوار و کاشمر نشان می دهد (شکل ۱-۲ و شکل ۱-۳).



شکل ۱-۱- راه های ارتباطی جهت دسترسی به منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای Google Earth منطقه مورد مطالعه که در آن محل قرارگیری نوار افیولیتی شمال سبزوار و نوار افیولیتی شمال کاشمر نشان داده شده است.



شکل ۱-۳- تصویر ماهواره‌ای Google Earth منطقه مورد مطالعه که گنبد های ساب و لکانیک در آن بخوبی نمایان است.

۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی

این منطقه از لحاظ آب و هوایی، جزء مناطق خشک به شمار می‌آید و دارای زمستان‌های کوتاه سرد و خشک و تابستان‌های طولانی گرم و خشک می‌باشد. بیشینه و کمینه دمای منطقه موردنظر به ۴۵+ تا ۲۰- درجه سانتیگراد می‌رسد. میانگین بارش سالیانه در آن پایین و در حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ میلی‌متر در سال می‌باشد. پوشش گیاهی منطقه مورد مطالعه به بوته‌ها و درختچه‌های کویری محدود می‌شود که در مقابل کمبود آب مقاوم هستند (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹). به دلیل کمبود بارندگی و شرایط کویری حاکم در منطقه کشاورزی و دامداری از رونق چندانی برخوردار نبوده و به همین دلیل روستاهای موجود در منطقه دچار کوچ اجباری ساکنان خود به مناطق دیگر شده است.

۱-۴- زمین ریخت‌شناسی

منطقه موردنظر از لحاظ زمین ریخت‌شناسی دارای ارتفاعات نسبتاً بلند توده‌های نیمه عمیق به همراه دشت‌های پست مجاور می‌باشد که از جاده شاهرود - سبزوار به خوبی قابل مشاهده هستند. توده‌های نیمه عمیق مورد مطالعه به دلیل داشتن ماهیت اسیدی غلیظ، غالباً به صورت گنبد‌های پرشیب ظاهر شده‌اند. نیز مورفولوژی بلند و پرشیبی ایجاد کرده‌اند. علاوه بر این توده‌ها، روانه‌های بازالتی الیگوسن نیز مورفولوژی خشنی را در منطقه ایجاد نموده‌اند. بلندترین نقطه منطقه کوه قلعه می‌باشد. اختلاف ارتفاع بلندترین و پست‌ترین بخش منطقه مورد مطالعه به بیش از ۱۰۰۰ متر می‌رسد. در بخش جنوبی منطقه شاخه‌ای از رودخانه فصلی کال شور جریان دارد (شکل ۱-۴).



شکل ۱-۴: نمایی از مورفولوژی منطقه مورد مطالعه همراه با حضور گنبد های مرتفع نیمه عمیق (دید به سمت شمال شرق).

۱-۵- مطالعات قبلی

نوار افیولیتی شمال سبزوار به وسیله محققین متعددی نظیر فورستر (۱۹۶۸)، صدرالدینی (۱۹۷۴)، وزیري تبار (۱۹۷۶)، علوی تهرانی (۱۹۷۵-۱۹۷۶-۱۹۷۷)، لنش و همکاران (۱۹۷۹)، نقره ثیان (۱۹۸۲)، بارزو و همکاران (۱۹۸۳)، شجاعت و همکاران (۲۰۰۳)، فتاحی (۲۰۰۶)، رهگشای و همکاران (۲۰۰۴)، ایدون (۱۳۶۹)، تقوی پور و همکاران (۱۳۶۹)، چنانی و همکاران (۱۳۶۹)، بازوبندی (۱۳۷۲)، سودی شعار (۱۳۷۵)، ادهمی (۱۳۷۶)، ایزدپناه، امینی (۱۳۷۸)، حمزه پور (۱۳۷۹)، مصلحی (۱۳۸۳) و... مورد بحث و بررسی قرار گرفته اند. سنگ های آذرین بعد از ائوسن که در زون افیولیتی سبزوار رخنمون دارند نیز توسط اشراقی (۱۳۷۴)، اکرمی و همکار (۱۳۷۵)، بهرودی و همکار (۱۹۹۹)، مجیدی (۱۳۷۸)، بغدادی (۱۳۷۹)، رادفر (۱۳۸۰)، علی زاده و همکاران (۱۳۸۱)، قریب و فتونی (۱۳۸۲)، فارسی (۱۳۸۶)، صالحی نژاد (۱۳۸۷)، تنها (۱۳۸۸)، دهنوی (۱۳۸۸)، قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) و شبانیان و همکاران (۲۰۱۲) مورد بررسی قرار گرفته اند.

- فتاحی (۱۳۸۲) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود، آتشفشان مارکوه واقع در جنوب غرب قوچان را تحت عنوان « پتروژنز، رخساره ها و مکانیسم فوران آتشفشان مارکوه در جنوب غرب قوچان » را مطالعه

کرده است. قاسمی و همکاران (۱۳۸۳) نوار آتشفشانی سرولایت را که در ۶۰ کیلومتری جنوب قوچان و در شمال و به موازات نوار افیولیتی و دگرگونی سبزوار قرار دارد را برای اولین بار مورد مطالعه قرار دادند. سن سنگ‌های آتشفشانی این نوار از ائوسن (حدود ۴۰ میلیون سال قبل) در مجاورت نوار افیولیتی و دگرگونی تا پلیوپلئیسٹوسن (حدود ۲ میلیون سال قبل) در جنوب قوچان متغیر است که اساساً از واحدهای آذرآواری، تراکی‌اندزیت، داسیت و ریوداسیت تشکیل شده‌اند. شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی حاکی از نقش فرآیندهای تفریق و آلیش ماگمایی در تکوین این مجموعه‌های سنگی است.

- فارسی (۱۳۸۶) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود، منطقه چاه سالار واقع در جنوب غرب نیشابور را تحت عنوان « پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور) مطالعه کرده است. و این توده را از نوع I و دارای ماهیت کالک‌آلکالن و متآلومین دانسته که مربوط به گرانیتوئیدهای کوهزایی نوع کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG) است. به اعتقاد آنان ماگمای سازنده توده از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب آمفیبولیتی یا از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده حاصل گردیده و از طریق فرآیند تبلور تفریقی، آلیش یا اختلاط ماگمایی تحول یافته است.

- صالحی نژاد (۱۳۸۷) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود، منطقه باشتین در غرب سبزوار را تحت عنوان « بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبدیهای ساب‌ولکانیک منطقه باشتین (جنوب غرب سبزوار)» مطالعه کرده است. وی ماگمای سازنده این گنبدها را کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا با ماهیت متآلومین تعیین کرده که دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیتی و از گروه آداکیت‌های غنی از سیلیس بوده است. این ماگما از طریق ذوب بخشی ورقه فرورونده (متابازیت) در یک زون فرورانش قوسی تشکیل شده و متحمل تبلور تفریقی در فشار بالا شده است. ماگمای سازنده این گنبدها در

طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته تا جایگزینی در نوار افیولیتی سبزوار، متحمل فرآیندهای تفریق و آلایش ماگمایی (AFC) شده است.

- قاسمی و همکاران (۱۳۸۷) در مقاله‌ای اولین گزارش از ماگماتیسم آداکیتی نئوژن در جنوب قوچان را ارائه نمودند. نوار آتشفشانی کالک‌آلکال - آلکال سنوزوئیک جنوب قوچان در شمال نوار افیولیتی سبزوار و در لبه جنوبی زون بینالود قرار دارد. این نوار از سنگ‌های بازیک - حدواسط ائوسن و سنگ‌های بازیک و حدواسط - اسید نئوژن تشکیل شده است. سنگ‌های نئوژن عمدتاً از گنبد‌های آندزیتی - داسیتی تشکیل شده‌اند و دارای ویژگی‌های آداکیتی هستند. این سنگ‌ها که در انتهای شمالی این قوس ماگمایی قرار دارند. آخرین مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده سبزوار و گوه گوشته‌ای روی آن در یک زون فرورانش قوسی جوان با شیب به سوی شمال است که به زیر لبه جنوبی زون بینالود فرورانده شده است.

- تنها (۱۳۸۸) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود، سنگ‌های نیمه نفوذی نوار آتشفشانی قوچان - اسفراین را مورد بررسی قرار داده و ماگمای سازنده گنبد‌های نئوژن این منطقه را کالک‌آلکال دانسته است. قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) با بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها، آن‌ها را بسیار شبیه به آداکیت‌ها و از نوع آداکیت‌های غنی از سیلیس دانسته‌اند. به اعتقاد آنان ماگمای سازنده این سنگ‌ها، مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده جوان و داغ نئوتتیس سبزوار و گوه گوشته‌ای روی آن بوده که در یک زون فرورانش قوسی جوان با شیب به سمت شمال در زیر لبه جنوبی زون بینالود تشکیل شده است.

- دهنوی (۱۳۸۸) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه را تحت عنوان «پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه (غرب نیشابور) و کانه‌زایی وابسته به آن‌ها» مطالعه کرده است و سنگ‌های مورد مطالعه را دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها و از گروه آداکیت‌های سیلیس بالا دانسته که ماگمای سازنده آن‌ها از طریق ذوب بخشی ورقه اقیانوسی

فرورونده سبزوار (دارای ترکیب سنگ‌شناسی گارنت آمفیبولیت) در یک محیط قوس قاره‌ای ایجاد شده و سپس از طریق تبلور تفریقی و آلایش ماگمایی (AFC) تحول یافته است.

- محمدی گورجی و همکاران (۱۳۹۱) در مقاله‌ای "تحت عنوان منشأ ماگماتیسم آداکیت‌های پرسپلیس شمال غرب سبزوار" به بررسی گنبد‌های نیمه عمیق موجود در زون افیولیتی سبزوار پرداخته‌اند. ایشان ترکیب این گنبد‌ها را داسیتی - ریولیتی دانسته که در داخل سنگ‌های مجموعه افیولیتی نفوذ کرده‌اند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه از جمله غنی‌شدگی از عناصر LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE و آنومالی منفی عناصر TNT (Ta-Nb-Ti) و موقعیت آن‌ها در نمودارهای متمایزکننده محیط‌های تکتونیکی، نشان‌دهنده آن است که در محیط مرتبط با زون‌های فرورانش تشکیل شده‌اند. ایشان گنبد‌های مورد مطالعه را دارای ویژگی‌های آداکیت غنی از سیلیس با ماهیت متآلومین متعلق به سری‌های کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا دانسته‌اند. بررسی ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی حاکی از آن است که ماگمای سازنده گنبد‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده (دارای ترکیب سنگ‌شناسی گارنت آمفیبولیت) ایجاد شده و سپس از طریق تبلور تفریقی تحول یافته است.

- شعبانیان و همکاران^۱ (۲۰۱۲) نوار ماگمایی با فعالیت‌های آتشفشانی گسترده و طولانی مدت را که در امتداد نوار افیولیتی سبزوار همراه بوده است را مورد مطالعه قرار داده‌اند. این فعالیت‌های آتشفشانی با فوران‌های ائوسن میانی - فوقانی (حدود ۴۰ میلیون سال) شروع شده و تا پایان پلیوسن (۲/۳ میلیون سال) ادامه داشته است. با پیوستن کمان آتشفشانی به لبه جنوبی ورقه شمالی (البرز شرقی)، فعالیت‌های آتشفشانی طبیعت کالک‌آلکان حاشیه قاره‌ای یافته‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). از ائوسن فوقانی - الیگوسن به بعد، فرآورده‌های فورانی ناشی از فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس، ماهیت آداکیتی به خود گرفته و به شکل گنبد‌های نیمه عمیق در داخل مجموعه افیولیتی سبزوار و

¹ - Shabanian

توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن - الیگوسن و حتی میوسن ظاهر شدند (صالحی نژاد، ۱۳۸۷؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). با تداوم فرورانش به سوی شمال ورقه اقیانوسی، جبهه ماگماتیسم آداکیتی نیز در نئوژن، به سمت شمال (مشکان در جنوب قوچان) مهاجرت کرده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲). این فعالیت‌های آتشفشانی به صورت گنبدهای آداکیتی پر سیلیس در درون کمان آتشفشانی اسفراین - قوچان (واقع در شمال نوار افیولییتی سبزوار) تظاهر یافته‌اند (تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ شعبانیان و همکاران، ۲۰۱۲).

- جمشیدی و همکاران (۱۳۹۲) در مقاله‌ای تحت عنوان "سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس پساافیولییتی سبزوار" به بررسی گنبدهای آداکیتی پرسیلیس موجود در نوار افیولییتی شمال غرب - غرب سبزوار پرداخته است. ترکیب این توده‌ها را ریولیت، داسیت، تراکی داسیت، تراکی آندزیت و آندزیت دانسته که در محدوده زمانی ائوسن فوقانی تا پلیوسن رخنمون یافته‌اند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای سرشت کالک‌آلکالن و پرآلومین شاخص کمان‌های آتشفشانی است. در نمودارهای تقسیم‌بندی سنگ‌های آداکیتی در گروه آداکیت‌های پرسیلیس جای می‌گیرند. در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به مورب، گوشته اولیه و کندریت بیانگر غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و تهی‌شدگی آن‌ها از عناصر نادر خاکی سنگین می‌باشد. براساس نمودارهای سنگ‌زادی، ماگمای آداکیتی سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک منبع اکلوزیتی یا گارنت آمفیولییتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس سبزوار به زیر لبه جنوبی زون البرز شرقی به وجود آمده است.

- جمشیدی و همکار (۱۳۹۲) در مقاله‌ای تحت عنوان "منطقه‌بندی ترکیبی فلدسپار در سنگ‌های آذرین پساافیولییتی سبزوار: شواهد ژئوشیمیایی عدم تعادل ماگمایی" سنگ‌های آذرین حدواسط و اسیدی پساافیولییتی را مورد مطالعه قرار داده است. ایشان عنوان کرده‌اند که اگرچه تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 در نمونه‌های آذرین مورد مطالعه بیانگر نقش تبلور تفریقی به عنوان فرآیند اصلی

تحول ماگماست، لیکن مطالعات بافتی انجام گرفته بر روی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در این سنگ‌ها بازگوکننده شرایط عدم تعادل ماگمایی در زمان تبلور می‌باشد.

- جمشیدی و همکاران (۱۳۹۲) در مقاله‌ای تحت عنوان " کاربرد شیمی بیوتیت در تعیین ماهیت ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین پساافیولیتی جنوب جغتای (شمال سبزوار)" از ترکیب ژئوشیمیایی کانی بیوتیت برای دستیابی به ماهیت ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه مورد بحث استفاده نموده است. بر اساس شیمی بیوتیت‌ها، سنگ‌های مذکور از یک ماگمای کالک‌آلکالن در یک محیط مرتبط با کوهزایی تشکیل شده است. این امر با تشکیل ماگمای کالک‌آلکالن مرتبط با تداوم فروران‌ش رو به شمال ورقه اقیانوسی سبزوار (شاخه شرقی اقیانوس نئوتتیس) بعد از تشکیل کمپلکس افیولیتی و واحدهای آتشفشانی - رسوبی ائوسن قابل توجیه است.

- جمشیدی (در دست مطالعه) نیز در پایان‌نامه دکتری خود مشغول مطالعه گنبد‌های آداکیتی موجود در نوار افیولیتی شمال سبزوار است.

همانطور که اشاره شد در چندسال اخیر مطالعاتی در این منطقه صورت گرفته است و نتایج خوبی بدست آمده است اما تاکنون گنبد‌های نیمه‌عمیق منطقه مقیسه به طور جداگانه و جامع مطالعه نشده‌اند، لذا سعی شده است با نمونه برداری دقیق و گسترده، بررسی روابط صحرائی، مطالعات آزمایشگاهی و آنالیز نمونه های سنگی به بسیاری از سؤالات مطرح شده درباره گنبد‌های نیمه عمیق منطقه پاسخ داده شود تا به روشن شدن بسیاری از مسائل مرتبط با ماگماتیسم سنوزوئیک ایران در این منطقه کمک شود (شکل ۱-۵).

۱-۶- اهداف مطالعه

این مطالعه به منظور بررسی دقیق ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی گنبد‌های ساب‌ولکانیک موجود در منطقه مقیسه صورت گرفته است. اگرچه تکامل ساختاری و تحولات پترولوژیکی زون

افیولیتی سبزوار که یکی از مهم‌ترین زون‌های افیولیتی ایران محسوب می‌شود، از دیرباز توجه بسیاری از زمین‌شناسان را به خود معطوف داشته است، با این وجود توده‌های نفوذی و گنبد‌های ساب‌ولکانیک بعد از ائوسن موجود در آن که از زیباترین پدیده‌های زمین‌شناسی منطقه می‌باشند، کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند و سرنوشت این گنبد‌ها از نظر پتروژنز و موقعیت تکتونیکی مبهم می‌باشد. این گنبد‌ها تقریباً در سراسر نوار افیولیتی رخنمون دارند که در طی سال‌های اخیر مطالعات خوبی بر روی آن‌ها صورت گرفته است اما توده‌ها و گنبد‌های موجود در منطقه مقیسه به طور مجزا مطالعه نشده‌اند، لذا در این مطالعه سعی شده است که این گنبد‌ها از نظر روابط صحرایی، پتروگرافی و به خصوص ژئوشیمی مورد مطالعه دقیق قرار گیرند تا بتوان در مورد منشأ، سازوکار تشکیل و تکامل آن‌ها اظهار نظر نمود. این امر ما را در درک تحولات این بخش از ایران مرکزی یاری خواهد کرد. در همین راستا اهداف زیر دنبال گردیده است :

- بررسی روابط صحرایی بین واحدهای سنگی موجود در منطقه از لحاظ سنی و ساختاری.
- بررسی پتروگرافی سنگ‌های سازنده گنبد‌های نیمه عمیق مورد مطالعه و سنگ میزبان آن‌ها.
- بررسی ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به ویژه از لحاظ عناصر کمیاب و کمیاب خاکی.
- تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی رخدادهای ساب‌ولکانیک مورد مطالعه.
- کمک به تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و اصلاح نقشه‌های تهیه شده قبلی.
- مطالعه پتانسیل‌های معدنی احتمالی مرتبط با این گنبد‌ها.
- استفاده از نتایج حاصل از این بررسی در مطالعه علل و چگونگی پتروژنز ماگماتیسم سنوزوئیک ایران مرکزی.

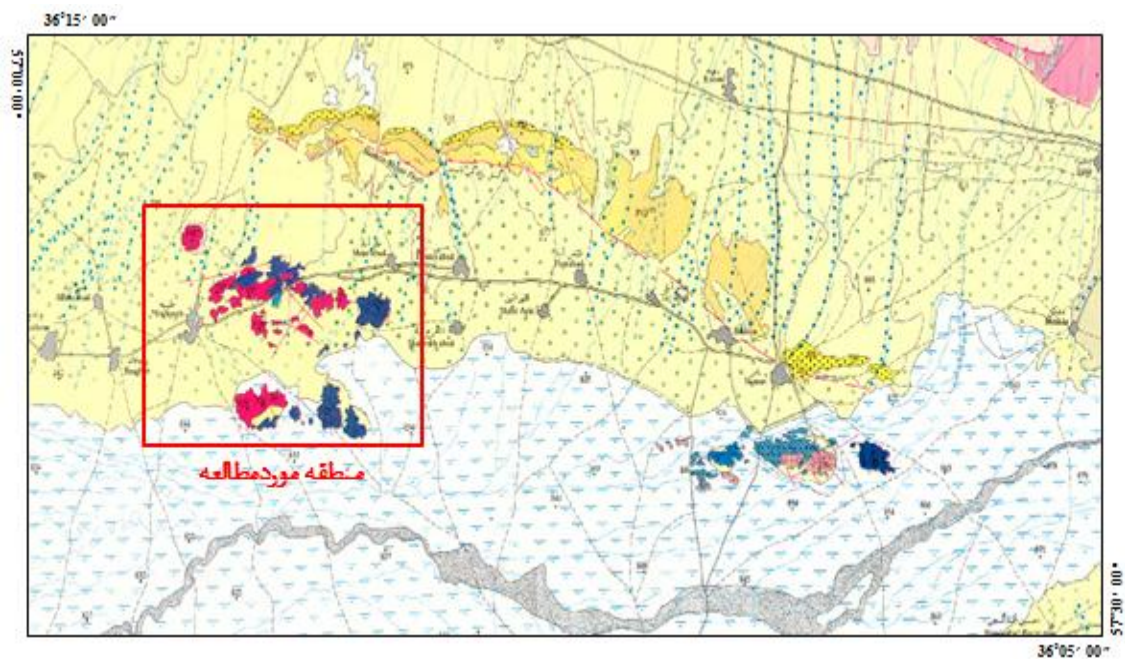
۷-۱- روش انجام تحقیق و گردآوری اطلاعات:

مطالعات این تحقیق در سه مرحله به شرح ذیل صورت گرفته است:

- مرحله کتابخانه‌ای، استفاده از بانک‌های اطلاعاتی و اینترنت به منظور بررسی مقالات، گزارش‌ها و سوابق مطالعات قبلی و مطالعات موارد مشابه در دیگر نقاط جهان (شکل ۱-۵).

- مرحله صحرایی شامل ۵ مرحله عملیات میدانی و برداشت حداقل ۵۰ نمونه سنگی از برونزدهای مختلف سنگ‌های آذرین مربوطه در نقاط تعیین شده.

- مرحله آزمایشگاهی شامل تهیه ۵۰ مقطع میکروسکوپی نازک از نمونه‌ها که در کارگاه مقطع دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود انجام گرفت (شکل ۱-۶). سپس مطالعات پتروگرافی و مینرالوگرافی بر روی مقاطع در آزمایشگاه کانی‌شناسی صورت پذیرفت. جهت آسیاب کردن نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، از دستگاه آگات دانشکده علوم دانشگاه دامغان استفاده شد (شکل ۱-۷). همچنین انجام ۱۰ نمونه تجزیه ژئوشیمیایی به روش ترکیبی ICP-MS و ICP-AES از نمونه‌های سنگ کل در آزمایشگاه LabWest استرالیا، پردازش داده‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای IGPET و GCDKIT و تحلیل داده‌ها. در نهایت بر اساس نتایج حاصل از مطالعات کتابخانه‌ای، صحرایی و آزمایشگاهی و پردازش داده‌ها بر روی نمودارهای ژئوشیمیایی و مقایسه‌ای آن‌ها با نمونه‌های مشابه در دیگر نقاط جهان، پتروژنز و موقعیت تکتونیکی گنبد‌های ساب و لکانیک منطقه مقیسه تعیین شده است.



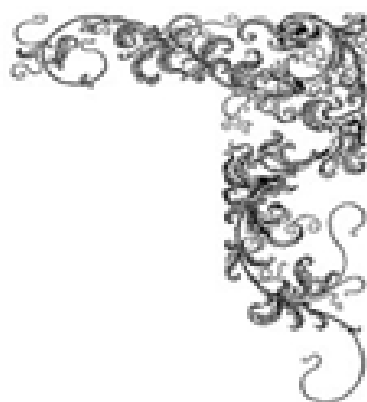
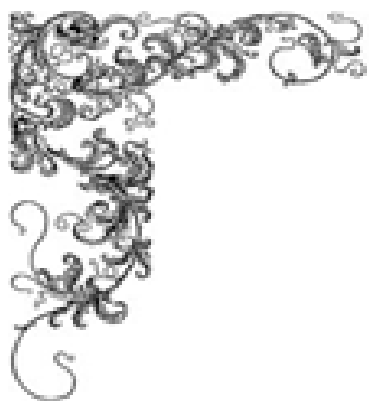
شکل ۱-۵- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹) و موقعیت سنگ‌های آذرین مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۱-۷- تصویری از دستگاه آسیاب آگاتی دانشکده علوم دانشگاه دامغان که جهت پودرنمودن نمونه‌ها از آن استفاده شد.

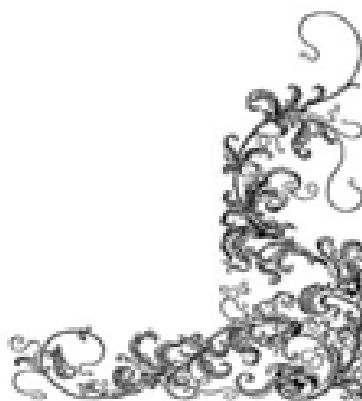
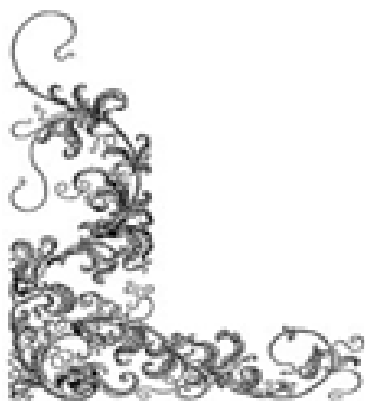


شکل ۱-۶- تصویری از مقاطع نازک تهیه شده در کارگاه مقطع دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود.



فصل دوم

زمین شناسی عمومی



۲-۱- مقدمه

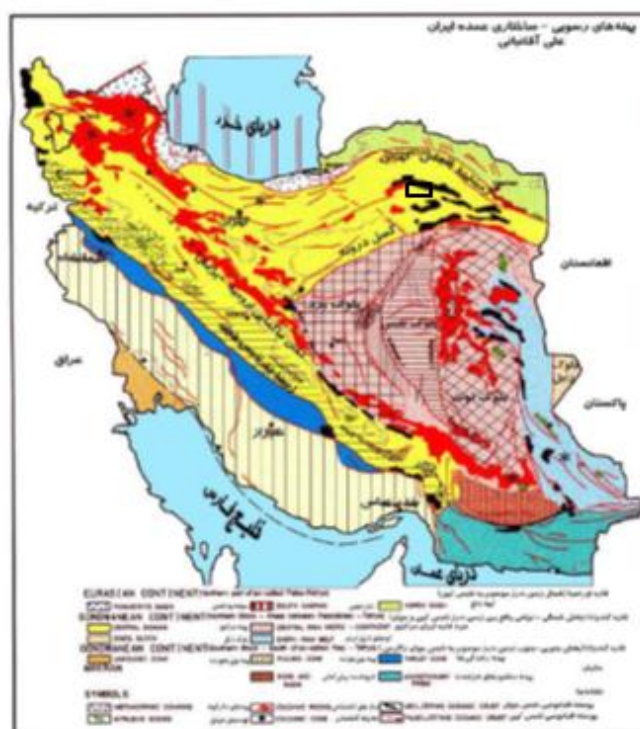
منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران بخشی از زون سبزوار (علوی، ۱۹۹۱)^۱ به شمار می‌رود. همچنین بر اساس تقسیم‌بندی نبوی (۱۳۵۵) و آقائاتی (۱۳۸۳) منطقه مورد مطالعه جزء بخش شمالی خرده قاره ایران مرکزی می‌باشد (شکل ۲-۱). در دوران مزوزوئیک و نیز در سنوزوئیک، ایران مرکزی از نظر زمین‌ساختی منطقه پرتحرکی محسوب می‌شده به طوری که علاوه بر چندین دگرشکلی کاملاً مشخص، فعالیت ماگمایی به صورت سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های گرانیتی نیز در آن دیده می‌شوند (درویش زاده، ۱۳۷۰).

براساس مطالعات صورت گرفته توسط اسپایس و همکاران^۲ (۱۹۸۰) حدود ۸۰ میلیون سال پیش شاخه‌ای از حوضه اقیانوسی فعال نئوتتیس در منطقه سبزوار وجود داشته که در فاصله کرتاسه تا اوایل ترشیری بسته شده است. در ائوسن انباشته‌های آتشفشانی-رسوبی در این حوضه بر جای گذاشته شده است. حرکات کوهزایی ائوسن پایانی-الیگوسن سبب تغییر رژیم دریایی ائوسن به قاره‌ای شده است و پس از آن فعالیت‌های آتشفشانی (فاز کوهزایی پیرینه) در مرز زمانی الیگوسن-میوسن و پلیو - پلئستوسن موجب پیدایش ماگماتیسم حدواسط تا اسیدی شده که به صورت توده‌های ساب‌ولکانیک متعددی ظاهر شده است. در میوسن در حوضه‌های رسوبی پراکنده منطقه، رسوباتی نظیر کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن نهشته شده است. در نوار افیولیتی شمال سبزوار توده‌های ساب‌ولکانیک متعددی رخمون دارند که از لحاظ مکانیسم تشکیل با توده‌های مورد مطالعه شباهت دارند. طی مطالعاتی که توسط صالحی‌نژاد (۱۳۸۷) بر روی توده‌های موجود در نوار افیولیتی سبزوار (منطقه باشتین) صورت پذیرفت، توده‌های ساب‌ولکانیک متعددی شناسایی شدند که دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیتی از نوع غنی از سیلیس بوده است.

^۱- Alavi

^۲- Spies

گنبد‌های آداکیتی مشابهی نیز در حد فاصل اسفراین - قوچان (در شمال منطقه) دیده می‌شوند که براساس تعیین سن‌های انجام شده توسط اسپایس و همکاران (۱۹۸۳) و قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) بسیار جوان (۲ تا ۲۵ میلیون ساله) می‌باشند. براساس این مطالعات، مهاجرت کمان ماگمایی به سمت شمال باعث جوان‌تر شدن این سنگ‌ها در این جهت شده است. داده‌های سنی ایزوتوپی نیز حاکی از سن متفاوت گنبد‌ها از پالتوسن - ائوسن تا پلیوسن هستند (اسپایس و همکاران، ۱۹۸۳؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). در این مطالعه موقعیت گنبد‌های ساب‌ولکانیک بعد از ائوسن منطقه مقیسه مورد مطالعه و بررسی بیشتر قرار گرفته است.



شکل ۱-۲- نقشه تقسیم بندی ساختمانی- رسوبی ایران (آقاناتی، ۱۳۸۳). موقعیت منطقه مورد مطالعه با علامت نشان داده شده است.

۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه

کمر بند افیولیتی و دگرگونی سبزوار با درازای ۲۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۰ کیلومتر، باقیمانده پوسته اقیانوسی شاخه شرقی نئوتتیس به شمار می آید که در کرتاسه پایانی فعال بوده و به دنبال جنبش های کوهزایی آلپی پایانی (لارامید) در اواخر کرتاسه - پالئوسن، شروع به بسته شدن کرده است. مطالعات پیشین (بومان و همکاران، ۱۹۸۳^۱؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹) نشان می دهند که فروانش پرشیب و رو به شمال این سنگ کره اقیانوسی در طول کرتاسه - پالئوسن، منجر به تشکیل یک کمان ماگمایی گسترده (۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر) از نوع جزیره کمانی در نوار شمالی ایران گردیده است. در ائوسن، با بسته شدن این اقیانوس و برخورد کمان ماگمایی مذکور با لبه جنوبی البرز شرقی و در نتیجه فرارنده شدن دراز گودال اقیانوسی و بخش هایی از سنگ کره اقیانوسی بر روی لبه جنوبی البرز، نوار افیولیتی و دگرگونه های سبزوار و نوار ماگمایی مرتبط با آن تشکیل شده اند. این نوار ماگمایی با فعالیت های آتشفشانی گسترده و طولانی مدت در امتداد نوار افیولیتی همراه بوده است (امینی و خان ناظر^۲، ۲۰۰۰؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). این فعالیت های آتشفشانی با فوران های ائوسن میانی - فوقانی (حدود ۴۰ میلیون سال) شروع شده و تا پایان پلیوسن (۲/۳ میلیون سال) ادامه داشته است (شعبانیان و همکاران، ۲۰۱۲). با پیوستن کمان آتشفشانی به لبه جنوبی ورقه شمالی (البرز شرقی)، فعالیت های آتشفشانی طبیعت کالک آلکالین حاشیه قاره ای یافته اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). از ائوسن فوقانی - الیگوسن به بعد، فرآورده های فورانی ناشی از فروانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس، ماهیت آداکیتی به خود گرفته و به شکل گنبد های ساب ولکانیک در داخل مجموعه افیولیتی سبزوار و توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن - الیگوسن و حتی میوسن ظاهر شدند (صالحی نژاد، ۱۳۸۷؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۲). با تداوم فروانش به سوی شمال ورقه اقیانوسی، جبهه ماگماتیسم آداکیتی نیز در نئوژن، به

^۱- Bauman

^۲- Amini , Khan-Nazer

سمت شمال (مشکان در جنوب قوچان) مهاجرت کرده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ شعبانیان و همکاران، ۲۰۱۲). این فعالیت‌های آتشفشانی به صورت گندهای آداکیتی پر سیلیس در درون کمان آتشفشانی اسفراین - قوچان (واقع در شمال نوار افیولیتی سبزوار) تظاهر یافته‌اند (تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ شعبانیان و همکاران، ۲۰۱۲). نمونه برداری تقریباً منظم از واحدهای آتشفشانی پساافیولیتی سنوزوئیک در فاصله بین کاشمر- سبزوار- قوچان و تعیین سن نمونه‌ها به روش پتاسیم - آرگن توسط اسپایس و همکاران (۱۹۸۳) نشان داد که این سنگ‌ها در چهار رخداد ماگمایی ائوسن (نمونه‌های با سن ۳۵ تا ۴۲ میلیون سال)، الیگوسن (نمونه‌های با سن ۲۳ تا ۳۲ میلیون سال)، میوسن (نمونه‌های با سن ۵ تا ۱۹ میلیون سال) و پلیوسن (نمونه‌های با سن ۲ تا ۳ میلیون سال) تشکیل شده‌اند. اگرچه سنگ‌های ماگمایی این چهار رخداد تقریباً در تمام این مناطق گسترش دارند اما به طور نسبی بیشتر سنگ‌های ماگمایی جوان نئوژن (میوسن - پلیوسن) در بخش شمالی‌تر این نوار ماگمایی در جنوب قوچان و شمال سبزوار و بیشتر سنگ‌های ماگمایی قدیمی پالئوژن (ائوسن - الیگوسن) در جنوب این نوار ماگمایی در جنوب سبزوار- شمال کاشمر متمرکز هستند. در نتیجه، می‌توان پذیرفت که جبهه ماگماتیسیم در طول زمان به تدریج از جنوب به سمت شمال مهاجرت کرده است. البته، نباید از نقش پدیده غلتیدن به عقب^۱ سنگ کره فرورونده در طول زمان برای حضور سنگ‌های جوان در منطقه نزدیک به محل فرورائش چشم پوشی کرد.

۲-۳- واحدهای سنگی اصلی منطقه

قدیمی‌ترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه‌ی سبزوار، مجموعه افیولیتی سبزوار است که در اثر جابجایی و راندگی، دچار بهم ریختگی شدیدی شده و اکثر واحدهای سنگی آن با مرز گسلی در کنار یکدیگر قرار

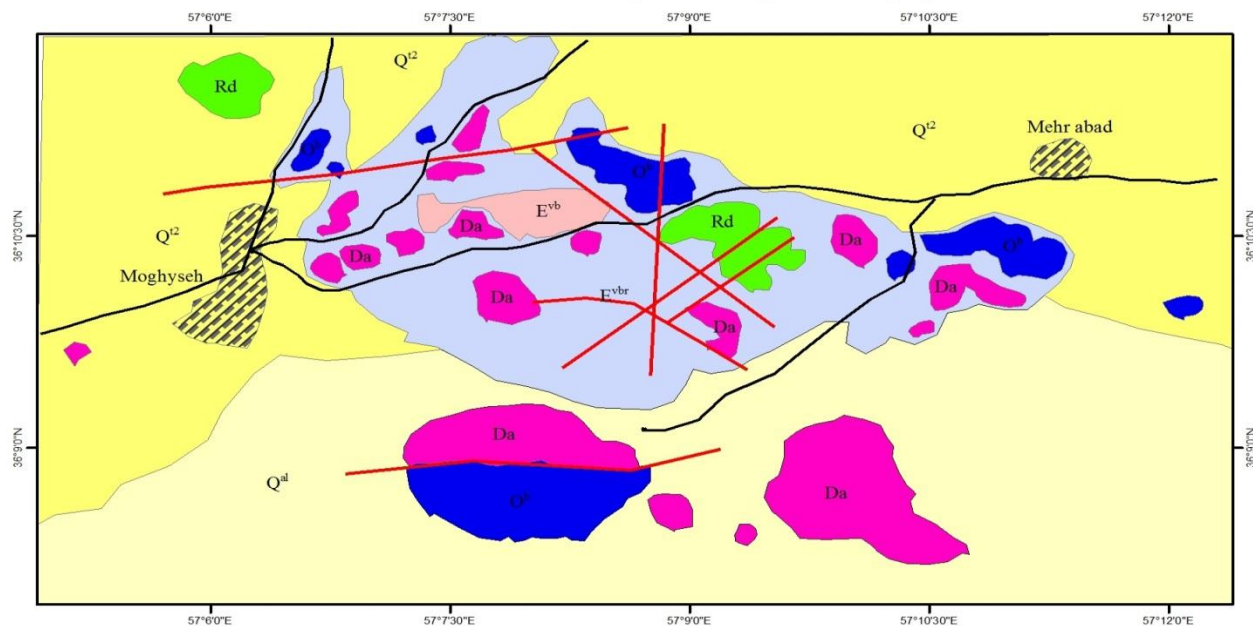
^۱ - Roll- back

گرفته‌اند. رخنمونی از این واحد در منطقه مقیسه وجود ندارد. مجموعه افیولیتی شمال سبزوار که با سن کرتاسه پایانی- پالئوسن شناخته می‌شود، دارای تنوع سنگ‌شناسی زیادی می‌باشد که شامل سنگ‌های هارزبورژیتهی سرپانتینی‌شده، دونیت، دونیت سرپانتینی‌شده، گابروهای لایه‌ای، دایک‌های ورقه‌ای، بازالت‌های بالشی و گهگاه اسپیلیتی‌شده، لیستوینیت و سنگ‌های سیلیسی قرمزرنگ رسوبی (چرت‌های قرمز نواری)، سنگ‌های آهکی قرمزرنگ و آهک‌های خاکستری پلاژیک می‌شود. این مجموعه در اثر جابجایی و راندگی دچار گسلش و به هم ریختگی شده و غالب کنتاکت‌های واحدهای آن گسله است. این واحد در برخی نقاط توسط سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی- آتشفشانی ائوسن پوشیده شده است. مجموعه افیولیتی شمال سبزوار از لحاظ معدنی بسیار قوی بوده و در آن اندیس‌هایی از کرومیت، منیزیت، ترکیبات مس‌دار و طلا مشاهده شده است. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن، شامل تناوبی از گدازه‌های بازیک- حدواسط و سنگ‌های آذرآواری وابسته به همراه میان لایه‌های رسوبی (توف، برش، ماسه سنگ، آهک نومولیت‌دار) نیز در منطقه سبزوار رخنمون دارند (صالحی نژاد، ۱۳۸۷؛ الهیاری، ۱۳۸۹). سنگ‌های رسوبی عمدتاً آواری (کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون، گل‌سنگ و مارن‌های قرمز گچ‌دار) به همراه چندین روانه بازالتی به سن الیگوسن (رضوی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰)، مارن‌های سفید گچ‌دار میوسن، کنگلومرای ضخیم پلیوسن و پهنه‌های آبرفتی پلیوکواترنر از دیگر واحدهای سنگی منطقه سبزوار هستند. در منطقه مقیسه رخنمون اندکی از مارن‌های میوسن و کنگلومرای پلیوسن وجود دارد و غالب واحدهای رخنمون یافته در منطقه، واحدهای آتشفشانی - رسوبی ائوسن، الیگوسن و گنبد‌های آداکیتی بعد از ائوسن هستند که در راستای شمال غربی - جنوب شرقی، به گونه‌ای آشکار توف‌های ائوسن را قطع کرده‌اند. رنگ این گنبد‌ها از سفید تا خاکستری مایل به صورتی متغیر بوده و دارای طیف ترکیبی داسیت و ریوداسیت می‌باشند.

حضور بیگانه سنگ‌هایی از مارن‌های الیگومیوسن در این گنبدها، نشان‌دهنده نفوذ آخرین گروه از آن‌ها در اواخر میوسن است. بعلاوه، حضور قطعات آن‌ها در کنگلومرای پلیوسن، حاکی از رخنمون یافتن آن‌ها در سطح زمین در مرز زمانی میوسن- پلیوسن می‌باشد. داده‌های سنی ایزوتوپی گنبدهای موجود در شمال و شمال‌غرب سبزوار، نیز نشان از سن متفاوت گنبدها از پالئوسن - ائوسن تا پلیوسن هستند (اسپایس و همکاران، ۱۹۸۳؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). در شکل (۲-۲) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹) در محدوده منطقه مقیسه با مختصری اصلاحات و جزئیات بیشتر آورده شده است. در ادامه این فصل به شرح خصوصیات واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه پرداخته می‌شود.



Schematic Geological map of Moghyseh



LEGEND

CENOZOIC	QUATERNARY
	Q^{al}
	Q^{i2}
OLIGEO-MIOCENE	O^b
EOCENE	E^{vbr}
	E^{vb}

- Recent alluvium
- Alluvium fans with young and low terraces
- Olivine basalt-basalt
- Association of tuff breccia, lava and tuff.
- Volcanic breccia



Post Eocene - Pre Miocene
Dacite & Rhyodacite Rocks (Adakitic Rocks)

Scale: 0 0.5 1 2 3 4 Km

SYMBOLS

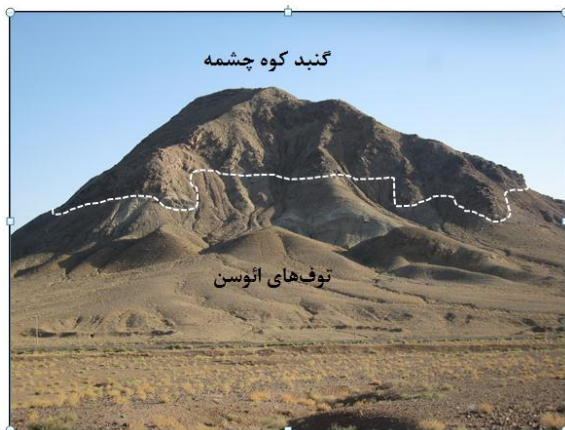
- Fault
- Road
- village

شکل ۲-۲- نقشه زمین شناسی اصلاح شده و با جزئیات بیشتر منطقه مورد مطالعه.

۲-۳-۱- مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن

در ابتدای ائوسن با فعالیت تکتونیکی، دریای کم‌عمقی بر روی منطقه پیشروی کرده و باعث رسوبگذاری کنگلومرای ریزدانه می‌شود. در اواسط ائوسن با فعالیت مجدد تکتونیکی در منطقه، جریان‌های بازالتی ایجاد می‌شوند. همراه با این واحد انواع توف‌ها به رنگ قهوه‌ای، خاکستری روشن تا خاکستری تیره و بنفش دیده شده و شامل لیتیک توف و توف‌های شیلی است (شکل ۲-۳). مجموعه ائوسن شامل سنگ‌هایی از قبیل کنگلومرا، ماسه سنگ، توف ماسه‌سنگی، توف شیلی، آهک نومولیتی، گدازه‌های داسیتی، آندزیتی و بازالتی و آذرآواری‌های وابسته است. این مجموعه هم‌ارز سازند کرج بوده و دارای رخساره‌های آتشفشانی و رسوبی متنوعی از جمله آگلومرا و لیتیک توف می‌باشد. این ردیف آتشفشانی پس از فرآیند تشکیل و جایگزینی افیولیت‌ها در جنوب نوار افیولیتی سبزوار و بر روی آن واقع شده است. براساس بررسی‌های اسپایس و همکاران (۱۹۸۳) این مجموعه آتشفشانی دارای مشخصات کالک‌آلکالن بوده و با ولکانیسم جزایر کمانی در اقیانوس اطراف آرام قابل مقایسه می‌باشد.

در منطقه شمال کلاته سادات، گدازه‌های آتشفشانی مربوط به ائوسن رخنمون کمتری دارد و اغلب رخنمون‌ها از نوع تخریبی - آتشفشانی و مربوط به محیط‌های کم‌عمق می‌باشد. در منطقه مقیسه توف‌های ائوسن به‌عنوان قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه محسوب می‌شوند و به صورت چندین افق از توف ماسه سنگی و توف شیلی با ضخامت‌های متفاوت وجود دارد (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴: نمایی از توف‌های ائوسن و نفوذ گنبد نیمه‌عمیق کوه چشمه در آن (جنوب جاده سبزوار - مقیسه) دید به سمت جنوب.

شکل ۲-۳: نمایی نزدیک از لیتیک توف و توف‌های شیلی ائوسن (در محل کنتاکت با گنبد کوه چشمه)

۲-۳-۲- واحد آتشفشانی - رسوبی الیگوسن

واحد آتشفشانی - رسوبی الیگوسن در چندین نقطه از منطقه مقیسه رخنمون دارد و شامل واحدهای ماسه‌سنگی و کنگلومرایی، مارن قرمز ژپس‌دار و واحدهای آتشفشانی - آذرآواری می‌باشد که در ادامه به شرح این واحدها پرداخته می‌شود:

الف) واحد ماسه سنگی و کنگلومرایی: این واحد با لایه بندی کاملاً مشخص و به رنگ قرمز تیره تا روشن و در زیر روانه‌های بازالتی دیده می‌شود (شکل ۲-۵). بخش‌های کنگلومرایی شامل قطعات بازالتی و داسیتی مربوط به ائوسن و بعد ائوسن هستند. قطعات اغلب بصورت زاویه‌دار و دارای جورشدگی متوسط تا ضعیف با سیمان‌شدگی قوی می‌باشد.

ب) واحد مارن قرمز رنگ ژپس‌دار: این واحد معادل سازند قرمز زیرین بوده و شامل توالی‌های ضخیمی از مارن‌های قرمز ژپس‌دار است که در زمان ائوسن پایانی نهشته شده است. در میان این مارن‌های قرمز رنگ توالی‌هایی از گدازه‌های الیوین بازالتی و بازالتی دیده می‌شود (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۶: رخنمون روانه‌های بازالتی در میان مارن‌های قرمز رنگ الیگوسن (شمال شرق روستای مقیسه)

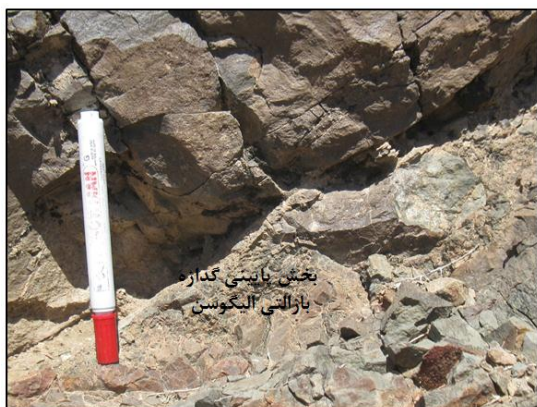


شکل ۲-۵: نمایی نزدیک از کنگلومرا و ماسه‌سنگ الیگوسن (شمال شرق روستای مقیسه).

ج) واحدهای آتشفشانی - آذرآواری: این واحدها شامل تعدادی روانه بازالتی می‌باشد که در میان توالی ضخیمی از مارن‌های قرمز رنگ ژپس دار الیگوسن همراه با واحدهای آذرآواری مختلف مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۷). در مجموع سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری منطقه را می‌توان در دو دسته سنگ‌های آذرآواری‌ها و گدازه‌های بازالتی تقسیم بندی کرد. در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹)، بازالت‌های موجود، تحت عنوان بازالت‌های کواترنری معرفی شده‌اند که با توجه به مطالعات صورت گرفته توسط رضوی (۱۳۹۰) و بررسی‌های صحرایی انجام شده، نشان می‌دهد که این توالی آتشفشانی- رسوبی متشکل از مارن قرمز الیگوسن (معادل سازند قرمز زیرین) و بازالت در زیر مارن‌های قرمز میوسن (معادل سازند قرمز فوقانی) و کنگلومرای پلیوسن قرار دارند و سن آن‌ها به احتمال فراوان الیگوسن می‌باشد. سنگ‌های بازالتی منطقه مقیسه دارای طیف ترکیبی محدودی از الیوین‌بازالت تا بازالت هستند. عمده‌ترین واحدهای آتشفشانی الیگوسن مورد مطالعه شامل روانه‌های الیوین بازالتی است که به صورت روانه گدازه‌ای در میان مارن‌های قرمز رنگ گچ‌دار الیگوسن رخنمون یافته‌اند. این روانه‌ها دارای ضخامتی در حدود ۲ تا ۱۰ متر و با شیبی در حدود ۴۵ درجه به سمت شمال دیده می‌شوند. الیوین‌بازالت‌ها اغلب در نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری تا سیاه با بلورهای درشت الیوین و ساخت پورفیری دیده می‌شوند. در اغلب آن‌ها بلورهای

الیوین، ایدنگیسیستی شده و به رنگ قرمز دیده می‌شوند. الیوین‌بازالت‌ها معمولاً قسمت پایینی روانه‌ها را تشکیل می‌دهند و به تدریج به بازالت‌ها تبدیل می‌شوند. در قسمت زیرین روانه‌های بازالتی، دگرسانی و خردشدگی مشاهده می‌شود که نشان از فوران زیرآبی و یا محیط نمناک کم‌عمق می‌باشد. چون محیط فوران از نوع کم‌عمق بوده است، قسمت‌هایی که در زیر آب فوران کرده‌اند، خردشده و حالت آگلومرایی دارند ولی قسمت‌هایی که در خارج از دریاچه ای فوران کرده‌اند، کمتر دچار دگرسانی و خردشدگی شده‌اند و استحکام بیشتری دارند (شکل ۲-۸).

بازالت‌ها غالباً بخش انتهایی روانه‌های بازالتی را تشکیل می‌دهند که در میان مارن‌های قرمزرنج ژپس‌دار الیگوسن رخنمون یافته‌اند. بنابراین، از نظر موقعیت چینه‌شناسی می‌توان گفت که بازالت‌ها، بخش بالایی هر روانه الیوین‌بازالتی را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های بازالتی در صحرا دارای ظاهری خاکستری تا تیره بوده و اغلب ریزبلور و همگن می‌باشند و با چشم غیرمسلح هیچ کانی در آن تشخیص داده نمی‌شود و همین ویژگی، وجه تمایز آن‌ها با الیوین‌بازالت‌ها در صحرا و نمونه‌های دستی می‌باشد.



شکل ۲-۸: نمایی نزدیک از دگرسانی و خردشدگی مرز تماس گدازه بازالتی با مارن‌های الیگوسن (شرق روستای مقیسه).



شکل ۲-۷: رخنمون چند روانه بازالتی الیگوسن در میان توالی‌های ضخیمی از مارن قرمز الیگوسن (شمال شرق روستای مقیسه).

در شرق روستای مقیسه، روانه‌های بازالتی، ساخت منشوری زیبایی را ایجاد کرده‌اند (شکل ۲-۹). سازوکار رشد ترک در جریان‌های گدازه بازالتی، شامل ترکیبی از متغیرهای مختلف می‌باشد که می‌توان به آهنگ سرد شدن و خواص گرمایی جریان گدازه اشاره کرد. شکل کلی جریان گدازه به وارفنگی مکانیکی همراه با دگرشکلی خزشی و ویسکوالاستیک و رهایی انرژی کرنش در خلال رشد ترک در گرادیان‌های گرمایی بالا بستگی دارد (هول و همکاران، ۱۹۹۹)^۱.

براساس آزمایشاتی که توسط هول و همکاران (۱۹۹۹) جهت مطالعه ترک‌های ناشی از خشک شدن مواد سل - ژل در محیط آزمایشگاهی انجام دادند، به این نتیجه رسیده‌اند که این مواد در اثر خشک شدن یک آرایش ستونی سه بعدی منظمی با مورفولوژی مشابه با بازالت‌های ستونی (منشوری) پیدا می‌کنند. این سیستم انتخاب شده، یک روش آزمایشگاهی با استفاده از مواد مصنوعی سل-ژل در حال خشک شدن است که در آن شروع ترک و رشد آن همراه با تبخیر آب تعیین می‌شود. در این روش مواد از مایع با گرانروی پایین یعنی سل به یک ماده جامد سخت که همان ژل خشک است تبدیل می‌شوند. کنیتیک و سازوکار رشد ترک توسط تبخیر آب کنترل می‌شود (هول و همکاران، ۱۹۹۹).

علاوه بر واحدهای سنگی الیگوسن ذکر شده تاکنون، سنگ‌های آذرآواری وابسته به روانه‌های بازالتی و با ضخامت‌های کم متشکل از آگلومرا، لاپیلی توف و پیریت در منطقه نیز دیده می‌شود که در قاعده بلافصل هر روانه بازالتی و به وضوح قابل مشاهده‌اند. این واحدها حاوی لاپیلی‌های ریز و درشت کروی تا دوکی شکل و ذرات قرمز رنگ پیریت می‌باشند (شکل ۲-۱۰). این ویژگی‌ها حاکی از آن است که گدازه‌های بازالتی در منطقه در یک محیط دریاچه ای گرم و کم‌عمق که مارن‌های گچ‌دار الیگوسن در

^۱ -Hull

حال رسوبگذاری بوده‌اند فوران کرده‌اند و انفجار سبب ایجاد واحدهای آگلومرایی، لاپیلی توف و پیریتی شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).



شکل ۲-۱۰: تشکیل پیریت و آگلومرا در بخش پایینی روانه‌بازالتی (شرق روستای مقیسه)



شکل ۲-۹: نمایی نزدیک از بازالت‌های منشوری الیگوسن (شرق روستای مقیسه)

اصطلاح پیریت برای اولین بار توسط اسکروپ (۱۸۲۷) مورد استفاده قرار گرفت، وی این اصطلاح را برای توصیف سنگ‌های آواری منطقه‌ای در فرانسه که شامل مخلوطی از سنگ‌های آهکی و بازالت‌های دریاچه‌ای که ظاهری شبیه فلفل دارند به کار برده است (سیلینگ و همکاران، ۲۰۰۲).^۱ اسکروپ (۱۸۲۷) این سنگ‌ها را به سنگ‌های منشأ گرفته از قطعات آتشفشانی که با سنگ‌های آهکی که هنوز حالت نرمی دارند محفوظ شده‌اند، توصیف کرد. در حال حاضر این سنگ‌ها به سنگ‌های آواری متشکل از هردونوع آذری و رسوبی اطلاق می‌شود که توسط توده‌های نفوذی تولید شده‌اند یا در طول برخورد گدازه‌ها با رسوبات مرطوب ایجاد می‌شود.

پیریت‌ها به صورت لایه‌های توفی قرمز رنگ، سرشار از لاپیلی‌های ریز و درشت کروی تا دوکی شکل به ابعاد ۱ تا ۵ سانتی‌متر و به شکل نهشته‌های پیریتی در قاعده روانه‌های بازالتی دیده می‌شود. پیریت‌ها به دو دسته تقسیم می‌شوند:

^۱ - Skilling

الف) پیریت‌هایی که در طی عوامل غیر انفجاری به وجود می‌آیند که در طی آن ماگما تخریب و قطعه قطعه شده و در اثر آمیخته شدن آن‌ها با رسوبات نرم و مرطوب به وجود می‌آیند.

ب) پیریت‌هایی که در اثر عوامل انفجاری به وجود می‌آیند. در تشکیل این نوع از پیریت‌ها ماگما نقش اصلی دارد و معمولاً این نوع از پیریت‌ها در مکان‌هایی تشکیل می‌شوند که نهشته‌های آذرآواری داغ با رسوبات برخورد و آمیخته می‌شوند (برگرفته از رضوی، ۱۳۹۰).

کورسارو و مازولنی^۱ (۲۰۰۲) پیریت‌ها را براساس نوع و نحوه تولید به دو دسته تقسیم می‌کنند:

الف) پیریت با بافت گلوبولی و کروی که توسط عوامل غیرانفجاری به وجود می‌آیند و زمانی تشکیل می‌شوند که غشاء نازکی از بخار آب، مابین ماگما و رسوب ایجاد و حفظ شود و باعث جدایی ماگما از تماس مستقیم با رسوبات نرم می‌شود بنابراین از انفجار و تکه تکه شدن ماگما جلوگیری می‌کند. ابعاد این پیریت‌ها از دسی‌متر تا میلی‌متر تغییر می‌کند و معمولاً در رسوباتی با جورشدگی و دانه بندی خوب تشکیل می‌شوند.

ب) پیریت با بافت بلوکی که این نوع از پیریت‌ها به اشکال بلوکی و زاویه‌دار دیده می‌شوند که در اثر عوامل انفجاری به وجود می‌آیند. این پیریت‌ها معمولاً در اثر تماس ماگما با رسوباتی با جورشدگی و دانه‌بندی ضعیف ایجاد می‌شوند و به دلیل عدم تشکیل غشاء نازک بخار در اطراف ماگما، باعث تماس مستقیم ماگما با رسوبات شده و در اثر فعل و انفعالاتی که بین ماگما و رسوب ایجاد می‌شود، منجر به انفجار و تکه تکه شدن ماگما می‌شود.

بر اساس شواهد صحرایی موجود و اشکال پیریت‌ها که به صورت بلوکی و زاویه‌دار است، می‌توان گفت که پیریت‌های موجود در منطقه مورد مطالعه در اثر عوامل انفجاری به وجود آمده‌اند.

¹ . Corsaro & Mazzoleni

۲-۳-۳- سنگ‌های آذرین اسیدی و حدواسط بعد از ائوسن

سنگ‌های ساب‌ولکانیک بعد از ائوسن پس از فرآیند تشکیل و جایگزینی افیولیت‌ها در جنوب نوار افیولیتی سبزوار و بر روی آن واقع شده است و عموماً به بعد از ائوسن نسبت داده شده است. براساس بررسی‌های اسپایس و همکاران (۱۹۸۳) این مجموعه آتشفشانی دارای مشخصات کالک‌آلکالن است و با ولکانیسم جزایر کمانی در اقیانوس اطراف آرام قابل مقایسه می‌باشد.

با توجه به بررسی‌های انجام گرفته توسط صالحی‌نژاد (۱۳۸۷) مشخص گردید که سنگ‌های آذرین ساب‌ولکانیک بعد از ائوسن در بین سنگ‌های میزبان افیولیتی کرتاسه-پالئوسن، آتشفشانی-رسوبی ائوسن، مارن‌ها و ماسه سنگ‌های میوسن و حتی کنگلومرای پلیوسن نفوذ کرده‌اند. حضور قطعاتی از گنبد‌های ساب‌ولکانیک در کنگلومرای پلیوسن و عدم حضور آن‌ها در توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن تأییدی بر این مدعاست که این گنبد‌ها بعد از ائوسن نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-۱۱). سنگ‌های مورد مطالعه عمدتاً به صورت گنبد‌های ساب‌ولکانیک و دایک ظاهر شده‌اند و دارای ترکیب داسیت و ریوداسیت می‌باشند. رنگ این گنبد‌ها در صحرا به رنگ سفید تا خاکستری روشن بوده و در نمونه دستی دانه ریز تا دانه متوسط هستند. در برخی گنبد‌ها شناسایی اجزاء تشکیل دهنده سنگ در نمونه دستی با چشم غیرمسلح تقریباً امکانپذیر نیست. این سنگ‌ها دارای بیگانه سنگ‌هایی به رنگ سفید تا خاکستری با ترکیب توف-سیلتستونی الیگومیوسن می‌باشند (شکل ۲-۱۲). فراوانی و اندازه این بیگانه سنگ‌ها در گنبد‌های مختلف متفاوت می‌باشد و ابعاد آن‌ها تا ۱۰ سانتیمتر هم می‌رسد. ترکیب این بیگانه سنگ‌ها در منطقه مقیسه اغلب توفی-سیلتستونی و توفی-شیلی با گوشه‌های تیز و زاویه‌دار می‌باشد. سطح تماس آن‌ها با گنبد‌های ساب‌ولکانیک به صورت واضح و مشخص است. حضور این بیگانه سنگ‌ها، فرآیند آلایش ماگمایی را در حین صعود ماگما به ترازهای بالاتر پوسته تأیید می‌کند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این گنبد‌ها هستند.



شکل ۲-۱۲: حضور بیگانه سنگ توف- سیلتستونی الیگومیوسن در گنبد‌های داسیتی (شمال روستای مقیسه).



شکل ۲-۱۱: حضور قطععاتی از هارزبورژیت وابسته به سری افیولیتی، قطععات داسیت‌های مورد مطالعه و گدازه‌های بازالتی در کنگلومرای پلیوسن (شمال کلاته سادات)

در ادامه به توصیف و شرح جداگانه سه گنبد شاخص ساب‌ولکانیک موجود در منطقه مقیسه می‌پردازیم:

الف) گنبد مریان

گنبد مریان در فاصله ۲ کیلومتری شمال روستای مقیسه و با ارتفاع حدود ۱۹۰۰ متر از سطح قرار گرفته است (شکل ۲-۱۳). سطح این توده در اثر هوازدگی به صورت قهوه‌ای روشن دیده می‌شود. شکستگی‌های منظمی در توده قابل مشاهده است که نشان از فعال بودن محیط تکتونیکی منطقه است (شکل ۲-۱۴). در برخی نقاط از توده، اثراتی از تشکیل اکسیدهای آهن و منگنز دیده می‌شود. نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا سبز بسیار کم‌رنگ با بافت بسیار دانه ریز است به طوری که با چشم غیرمسلح نمی‌توان کانی‌ها را در سطح تشخیص داد. براساس نتایج آنالیز ژئوشیمیایی و نمودارهای تقسیم‌بندی سنگ‌های آذرین، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ریوداسیت قرار می‌گیرد. بیگانه سنگ‌های مارنی و توفی- سیلتستونی الیگومیوسن در سنگ‌های موردنظر به فراوانی دیده می‌شوند. مرز تماس بیگانه سنگ‌ها مشخص بوده و نشان از تأثیر کم ماگمای توده بر آن‌هاست که این خود نشان از کم عمق بودن ماگما می‌باشد که حرارت و زمان لازم برای ایجاد دگرسانی بر بیگانه

سنگ‌ها را نداشته است (شکل ۲-۱۵). به دلیل رنگ روشن و بلورهای سبز آمفیبول، از سنگ‌های این گنبد به عنوان سنگ تزئینی و لاشه ساختمانی برداشت می‌گردد.



شکل ۲-۱۴: نمایی نزدیک از گنبد مریان با شکستگی‌های فراوان (شمال روستای مقیسه)

شکل ۲-۱۳: تصویر ماهواره‌ای Google Earth گنبد مریان (شمال روستای مقیسه)

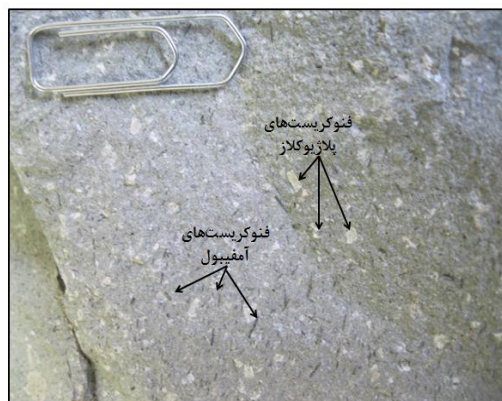


شکل ۲-۱۵: حضور بیگانه سنگ‌های توف - سیلتستونی الیگومیوسن با ابعاد متفاوت در گنبد مریان (شمال روستای مقیسه).

ب) گنبد کوه قلعه

بلندترین نقطه منطقه مقیسه با ارتفاع حدود ۲۰۰۰ متر بالاتر از سطح دریاهای آزاد، گنبد کوه قلعه می‌باشد. این گنبد در ۲ کیلومتری شرق روستای مقیسه و در سمت پایین جاده مقیسه - سبزوار قرار گرفته است. این گنبد به طور مشخصی در توف‌های سبز ائوسن نفوذ کرده و مرز آن به خوبی مشخص است (شکل ۲-۱۶). در این توده، شکستگی‌های فراوانی مشاهده می‌گردد و مرز توده با توف‌های

اٲوسن کاملاً برشی شده است. سنگ‌های این گنبد در نمونه دستی دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند و با توجه به نتایج آنالیز ژئوشیمیایی ترکیب داسیتی دارند. میزان فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در نمونه‌های این گنبد نسبت به گنبد مریان بیشتر است (شکل ۲-۱۷).



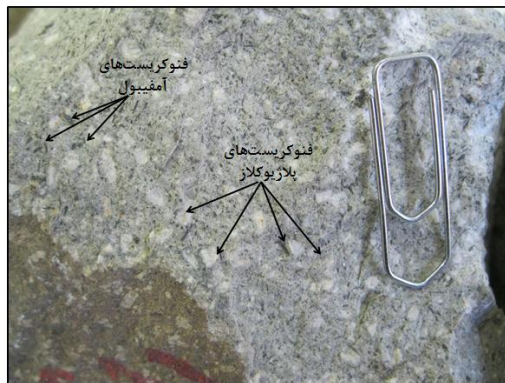
شکل ۲-۱۷: حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در نمونه دستی گنبد کوه قلعه (شرق روستای مقیسه).



شکل ۲-۱۶: تصویر ماهواره‌ای Google Earth گنبد کوه قلعه (شرق روستای مقیسه)

ج) گنبد کوه چشمه

گنبد کوه چشمه در فاصله ۴ کیلومتری شرق مقیسه و ۲ کیلومتری گنبد کوه قلعه قرار دارد. مرز این توده نیز با توف‌های اٲوسن به خوبی مشخص است (شکل ۲-۱۸). گنبد کوه چشمه در سطح بسیار هوازده بوده و در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن با بلورهای مشخص پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌باشد. ترکیب این توده نیز داسیت بوده اما نسبت به گنبدهای مریان و کوه قلعه دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند درشت‌تری بوده و بلورهای هورنبلند این گنبد دچار سوختگی و اکسیدشدگی بیشتری شده است (شکل ۲-۱۹). تفاوت چندانی بین گنبدهای ساب‌ولکانیک و رخنمون‌های موجود آن‌ها در منطقه وجود ندارد و حاکی از وقوع این توده‌ها در یک واحد زمان زمین‌شناسی و تشکیل از یک ماگمای یکسان می‌باشند. این توده نیز دارای شکستگی‌های فراوانی بوده و در محل مرز با توف‌های اٲوسن بیشترین بهم ریختگی را دارد.



شکل ۲-۱۹: حضور فونوکریست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در نمونه دستی گنبد کوه چشمه (شرق روستای مقیسه).



شکل ۲-۱۸: تصویر ماهواره‌ای Google Earth گنبد کوه چشمه (شرق روستای مقیسه).

د) گرانیتوئیدهای نامن

در جنوب نامن و در ۱۵ کیلومتری شرق مقیسه رخنمون‌هایی از گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت‌هایی با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق مشاهده می‌شود (شکل ۲-۲۰). این واحدهای گرانیتی بسیار هوازده بوده و نمونه‌برداری سالم از این توده‌ها به سختی امکان‌پذیر است. در نمونه دستی بلورهای درشت کوارتز، اورتوز و بیوتیت مشاهده می‌شود (شکل ۲-۲۱). رگه‌های اپیدوتی این گرانیت‌ها را قطع نموده‌اند. به نظر می‌رسد این توده‌ها بخش تفریق یافته‌تر گنبد‌های ساب‌ولکانیک بوده و در عمق بیشتری تبلور یافته باشند. جهت مشخص شدن خصوصیات این واحدهای گرانیتوئیدی، نیاز به مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی بیشتری می‌باشد.



شکل ۲-۲۱: رخنمون گرانیت‌های جنوب نامن که بسیار هوازده می‌باشند.



شکل ۲-۲۰: تصویر ماهواره‌ای Google Earth سنگ‌های آذرین جنوب روستای نامن.

۲-۳-۴- واحد مارنی میوسن

بلافاصله پس از خاتمه فعالیت‌های آتشفشانی الیگوسن، مارن‌های صورتی تا قرمز رنگ ژئوپس‌داری رسوب کرده‌اند. ضخامت این واحد رسوبی در شمال روستای کلاته سادات به حدود ۱۵۰ - ۲۰۰ متر بوده و معادل سازند قرمز فوقانی می‌باشد (شکل ۲-۲۲). علاوه بر مارن‌ها، در این مجموعه می‌توان لایه‌های سیلتستون و بخش‌های تبخیری را نیز به وفور مشاهده کرد. این واحد سنگی به علت قابلیت فرسایش پذیری زیاد دارای آبراهه‌های متعددی با الگوی شاخه درختی و دندانه‌ای می‌باشد. در منطقه شمال کلاته سادات پس از رسوبات مارنی قرمز رنگ حاوی ژئوپس، رسوبات مارنی سفید تا کرم رنگ نهشته شده‌اند که حاوی مقادیر بالایی از گچ می‌باشد که نشان دهنده کم عمق شدن حوضه رسوب گذاری و حاکم شدن شرایط آب و هوایی گرم در محیط رسوب گذاری بوده است. در منطقه مقیسه به صورت جزئی رخنمون‌هایی از مارن میوسن وجود دارد که توسط رسوبات کواترنری پوشانده شده‌اند.

۲-۳-۵- واحد کنگلومرای پلیوسن

در بخش جنوبی نوار افیولیتی سبزوار، بخش‌های ضخیمی از کنگلومرا را می‌توان مشاهده کرد که به صورت پیوسته و هماهنگ بر روی واحدهای مارنی میوسن قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۲۳). مرز این واحد با مارن میوسن تدریجی بوده و ارتباط این واحد با نهشته‌های تخریبی جوان‌تر نیز به صورت هماهنگ ولی ناپیوسته می‌باشد، بطور کلی این واحد از کنگلومرای ضخیم چندزادی با جورشدگی متوسط تا ضعیف تشکیل شده است. قطعات اصلی تشکیل دهنده کنگلومرا شامل سنگ‌های قدیمی‌تر مانند مواد پیروکلاستیک و گدازه‌های ائوسن و قطعات فراوانی از سنگ‌های اولترامافیک (هارزبورژیت) و نیز سنگ‌های داسیتی و بازالتی می‌باشند. حالت زاویه‌دار و تقریباً مدور سنگ‌ها و قطعات تشکیل دهنده این واحد کنگلومرای نابالغ با زمینه ماسه‌ای محسوب می‌شود که ابعاد قطعات تشکیل دهنده آن از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر متغیر است (رضوی، ۱۳۹۰) (شکل ۲-۲۴). در منطقه مقیسه این واحد به صورت جزئی در برخی نقاط رخنمون دارد به همین دلیل در نقشه زمین‌شناسی ترسیم شده از منطقه، ذکر نشده است.

۲-۳-۶- واحد کواترنری

جوان‌ترین واحدهای سنگی زمین‌شناسی مربوط به واحد کواترنری می‌باشد که به صورت مخروطه افکنه‌های نسبتاً بزرگی در قسمت جنوبی نوار افیولیتی سبزوار رخنمون دارند و اغلب آبادی‌ها و روستاهای موجود منطقه در کنار این مخروط افکنه‌ها قرار گرفته‌اند. در منطقه مقیسه این واحدها رخنمون زیادی داشته و اغلب به عنوان زمین کشاورزی از آن‌ها استفاده می‌شود (شکل ۲-۲۵).



شکل ۲-۲۳: رخنمون لایه‌های ضخیم کنگلومرای پلیوسن که بر روی واحد مارنی میوسن به صورت پیوسته قرار گرفته است (دید به سمت شمال)

شکل ۲-۲۲: رخنمون واحدهای مارن قرمز میوسن و کنگلومرای پلیوسن و نفوذ گنبد آداکیتی در افیولیت‌های شمال آن (شمال روستای کلاته سادات).



شکل ۲-۲۵: رخنمون رسوبات کواترنری در شرق روستای مقیسه (دید به سمت شمال).

شکل ۲-۲۴: رخنمون کنگلومرای پلیوسن با قطععاتی در اندازه‌های متفاوت از رسوبات قدیمیتر (شمال روستای کلاته سادات).

۴-۲- زمین‌شناسی ساختمانی

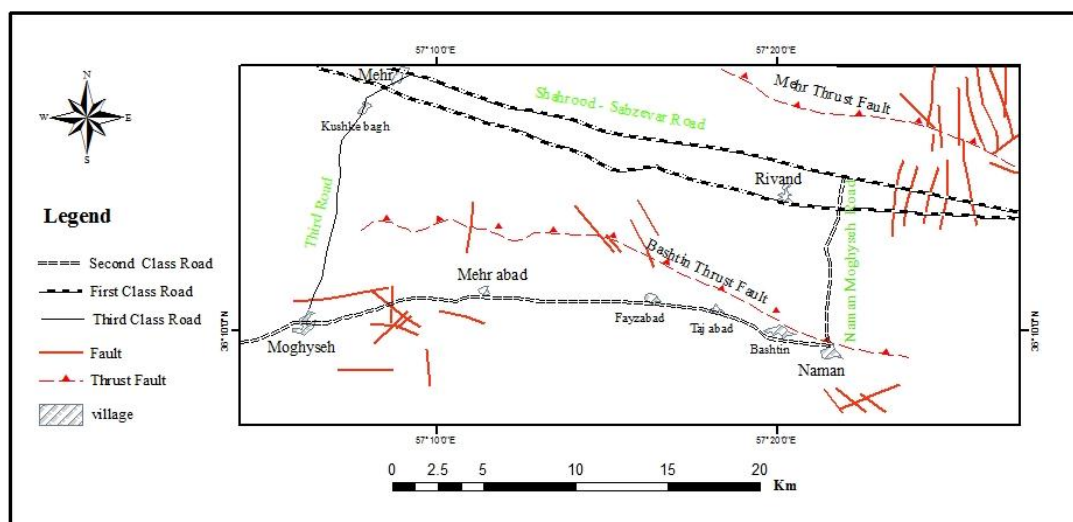
فعالیت‌های تکتونیکی کلی در منطقه سبزوار به صورت گسل‌خوردگی، شکستگی و چین‌خوردگی می‌باشند. گسل‌های راندگی با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی از مهم‌ترین عناصر ساختاری منطقه هستند. جوان‌ترین گسلش مربوط به کواترنر بوده که احتمالاً از نظر زمین‌ساختی نیز در عهد حاضر فعال بوده است. جابجایی آبراهه‌ها در چند نقطه مشاهده شده است که حاکی از عملکرد جدید و چپ

گرد گسل‌های اصلی منطقه می‌باشد (مجیدی، ۱۳۷۸). در منطقه مقیسه و در مطالعات صحرایی شواهدی از وجود گسل‌های فرعی در سطح زمین مشاهده شد (شکل ۲-۲۶). در تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه نیز چندین گسل فرعی مشاهده می‌شود که شناسایی آن‌ها نیاز به دقت زیادی دارد (شکل ۲-۲۷). شکستگی‌های متعددی با روند شمالی - جنوبی یا شمال غرب - جنوب شرق نیز در منطقه مقیسه وجود دارند (شکل ۲-۲۸).



شکل ۲-۲۷: تصویر ماهواره‌ای Google Earth از یک گسل فرعی در میان واحدهای نئوژن.

شکل ۲-۲۶: خردشدگی ناشی از یک گسل فرعی در میان توده داسیتی (دید به سمت شمال)



شکل ۲-۲۸- نقشه گسل‌های موجود در منطقه مقیسه با اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین (بهروری و عمرانی، ۱۹۹۹).

۲-۵- پتانسیل‌های معدنی

کمربند افیولیتی سبزوار دارای معادن فعال و غیر فعال و نیز اندیس‌های کرومی متعددی است که سالیان زیادی است که یا مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند و یا در حال بهره‌برداری می‌باشند. کرومیت، اغلب بصورت عدسی‌های کوچک و بزرگ و یا انبانی شکل دیده می‌شود و اکثر کانسارهای موجود با سیستم‌های شکستگی اصلی بویژه گسل‌های راندگی در ارتباط‌اند. علاوه بر کروم، منیزیت، منگنز، مس، سنگ‌های ساختمانی و ... در ورقه باشتین وجود دارد. در منطقه مقیسه تنها از سنگ‌های ساب‌ولکانیک به عنوان سنگ ساختمانی استفاده می‌شود به طوری که از گنبد مریان (توده شمال غربی روستای مقیسه) در حال حاضر، برداشت سنگ انجام می‌پذیرد (شکل ۲-۲۹). این سنگ‌ها به علت رنگ روشن بسیار زیبا و استحکام فوق العاده، استفاده زیادی در سنگ نمای ساختمان و دیگر قسمت‌های ساختمان دارند. به غیر از برداشت این سنگ‌ها، فعالیت معدنی شایان ذکری در منطقه وجود ندارد.



شکل ۲-۲۹: استخراج سنگ ساختمانی از گنبد مریان (شمال غرب مقیسه).

۲-۶ - خلاصه

- منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب شهر سبزوار واقع شده و بخشی از زون ساختاری ایران مرکزی محسوب می‌شود.

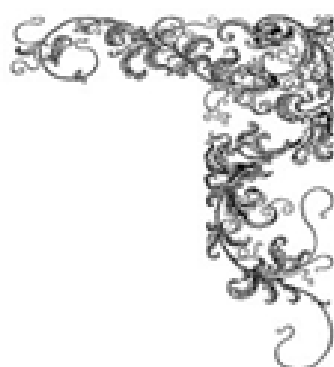
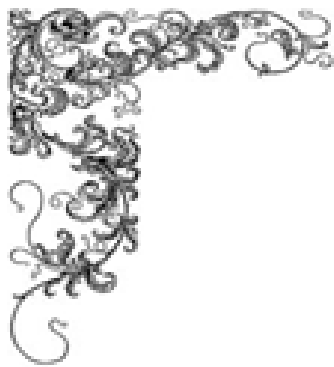
- واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه متنوع بوده و عبارتند از: واحد آتشفشانی-رسوبی ائوسن، واحد مارنی میوسن، گنبد های نیمه عمیق بعد از ائوسن، کنگلومرای پلیوسن، کنگلومرای پلیوکواترنر و واحدهای رسوبی آبرفتی کواترنر (رسوبات آبرفتی عهد حاضر).

- فعالیت‌های آتشفشانی پس از ائوسن موجب پیدایش ولکانیسم حدواسط تا اسیدی شده که در منطقه مقیسه به صورت گنبدها و دایک‌های نیمه عمیق رخنمون یافته است.

- حضور بیگانه سنگ‌هایی از مارن‌های الیگومیوسن در این گنبدها نشان‌دهنده نفوذ آخرین گروه از آن‌ها در اواخر میوسن است. بعلاوه، حضور قطعات آن‌ها در کنگلومرای پلیوسن حاکی از رخنمون یافتن آن‌ها در سطح زمین در مرز زمانی میوسن- پلیوسن می‌باشد. داده‌های سنی ایزوتوپی گنبد های موجود در شمال و شمال غرب سبزوار نیز نشان از سن متفاوت گنبدها از پالتوسن - ائوسن تا پلیوسن هستند.

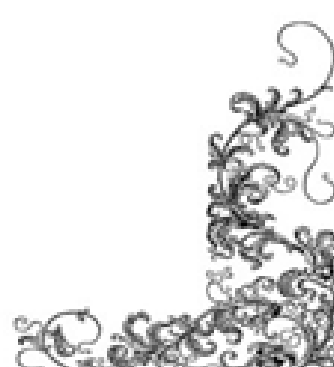
- از لحاظ زمین‌شناسی ساختمانی چندان پیچیده نبوده و تنها چند گسل فرعی در منطقه وجود دارد.

- پتانسیل معدنی قابل ذکری در منطقه مشاهده نشد و تنها از توده‌های ساب‌ولکانیک به عنوان سنگ‌نما و دیگر مصارف ساختمانی استفاده می‌شود.



فصل سوم

پتروگرافنی



۳-۱- مقدمه

پتروگرافی یا سنگ‌نگاری جهت تشخیص بهتر روابط صحرایی، نام‌گذاری دقیق‌تر سنگ‌ها، شناخت ترکیب کانی‌شناسی، بافت و ترتیب تبلور کانی‌ها صورت می‌گیرد. علاوه بر این می‌توان شواهدی از تحولات ماگمایی نظیر تبلور تفریقی، هضم، آرایش و ... را در مطالعات پتروگرافی بررسی نمود. به دنبال بررسی روابط و ویژگی‌های صحرایی واحدهای مختلف سنگی منطقه مقیسه در فصل گذشته، در این فصل به بررسی و مطالعه خصوصیات میکروسکوپی واحدهای نیمه‌عمیق می‌پردازیم. بدین منظور از توده‌های مختلف نمونه‌برداری صورت گرفت و در نهایت ۵۰ عدد مقطع نازک تهیه و به منظور تعیین نوع کانی‌ها و اندازه آن‌ها، بافت‌های موجود، دگرسانی‌های ایجاد شده، نوع کانی‌های اپک، روند تبلور ماگما و انتخاب نمونه‌های مناسب برای انجام آنالیزهای زمین‌شیمیایی، مورد بررسی قرار گرفتند. به طور کلی، خصوصیات پتروگرافی سنگ‌های آذرین، حاصل مجموعه‌ای از رخدادهاست که از هنگام تشکیل ماگما در محل منبع تا صعود، فوران، جایگزینی، تبلور و رخدادهای پس از آن در سطح یا داخل زمین اتفاق می‌افتد. در این فصل سعی شده است با توجه به مطالعات میکروسکوپی و تعیین و شناسایی کانی‌ها و نوع روابط بین آن‌ها نوع دقیق سنگ و نام آن‌ها تعیین گردد. البته با توجه به این‌که سنگ‌های منطقه از نوع نیمه‌عمیق و دانه‌ریز تا دانه متوسط با خمیره زیاد می‌باشند لذا برای نام‌گذاری دقیق‌تر آن‌ها از نتایج آنالیز ژئوشیمیایی و با استفاده از نمودارهای رده‌بندی استفاده شده است. طیف سنگ‌شناسی منطقه زیاد متنوع نبوده و فقط شامل: داسیت و ریوداسیت می‌باشد که به طور مفصل مورد بررسی قرار خواهد گرفت. این سنگ‌ها مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی نئوژن می‌باشند که به صورت گنبد‌های نیمه‌عمیق در منطقه رخنمون یافته‌اند. گنبد‌های آتشفشانی^۱ به شکل تپه‌های مدور با شیب زیاد می‌باشند که حاصل فوران گدازه‌هایی غالباً با ترکیب داسیتی یا ریولیتی هستند. چنین ماگماهایی به دلیل گرانروی زیاد و تا قبل از سرد شدن به سختی می‌توانند

1- Volcanic Dome

مسافت زیادی را از محل دهانه طی نمایند، به این ترتیب گنبد‌های آتشفشانی را به وجود می‌آورند. با توجه به آنالیزهای ژئوشیمیایی که توسط صالحی‌نژاد (۱۳۸۷) از واحدهای نیمه‌عمیق موجود در شمال و شمال‌غرب سبزوار صورت گرفت، سنگ‌های منطقه ویژگی‌های آداکیتی داشته و بررسی‌های پتروگرافی نیز آن را تأیید می‌کند. حضور آمفیبول در تمامی نمونه‌های سنگی منطقه تأییدی بر این موضوع است. آداکیت‌ها از لحاظ کانی‌شناسی شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلینوپیروکسن، آپاتیت، اسفن همراه با حضور یا عدم حضور کوارتز و فلدسپات‌آلکالن می‌باشند (دوفان و دورموند^۱، ۱۹۹۰). علائم اختصاری استفاده شده در این فصل در جدول (۳-۱) زیر آورده شده است.

جدول ۳-۱- علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی.

نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
هورنبلند سبز	Hb	پلاژیوکلاز	Plg
آمفیبول	Amph	سانیدین	San
بیوتیت	Bio	کوارتز	Qtz
کانی‌های اپک	Opq	آپاتیت	Ap
سریسیت	Ser		

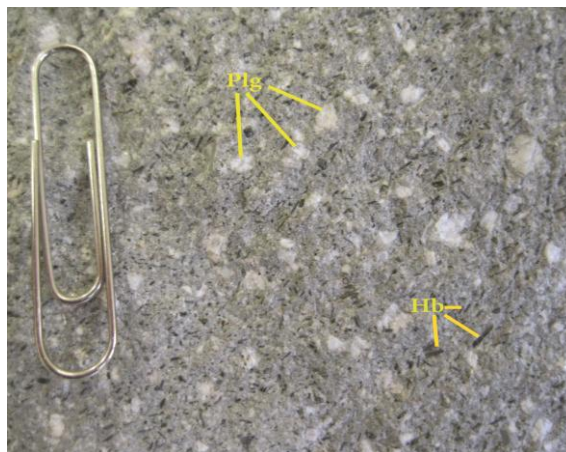
۳-۲- داسیت

داسیت‌ها بیشترین حجم توده‌های نیمه‌عمیق منطقه مقیسه را تشکیل داده‌اند که به صورت استوک یا بس^۲ و دایک در منطقه رخنمون دارند. این توده‌ها دارای مساحت سطحی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر مربع می‌باشند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ کرم روشن تا سبزخاکستری دیده می‌شوند. ساخت این سنگ‌ها در نمونه سنگی متفاوت می‌باشد، برخی نمونه‌ها دارای بافت فانریتیک

1- Defant & Drummond

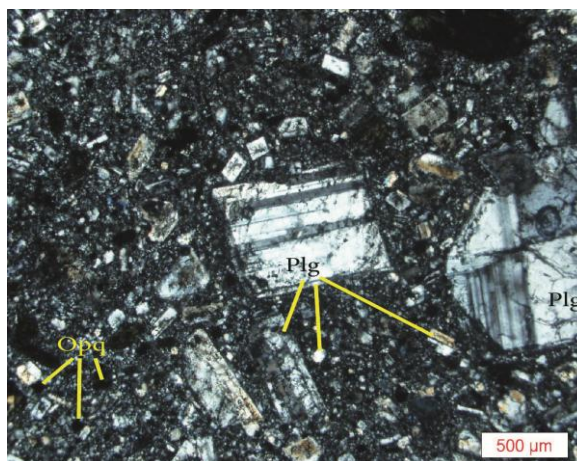
2 -Boss

بوده که بلورهای درشت پلاژیوکلاز و هورنبلند در سطح سنگ به خوبی قابل تشخیص هستند (شکل ۳-۱)، اما برخی از توده‌ها داری بافت آفانیتیک بوده و چنان ریزبلور هستند که با چشم غیرمسلح، هیچگونه کانی در آن‌ها قابل تشخیص نیست (شکل ۳-۲). برخی از سنگ‌های آذرین از ذراتی با اندازه‌های متفاوت تشکیل شده‌اند، وجود این خصوصیت در سنگ‌های آذرین می‌تواند معرف تشکیل کانی‌ها با سرعت رشد متفاوت باشد. از آنجائی که اندازه بلورها بیانگر نرخ سردشدن ماگماست بنابراین سنگ‌های پورفیری معرف سردشدن ماگما طی دومرحله می‌باشد. بلورهای درشت فنوکریست در مرحله نخست در بازه‌ای از سردشدن آرام ماگما تشکیل شده‌اند درحالی که زمینه سنگ در نتیجه سردشدن سریع و پس از فوران ماگما در سطح زمین یا نزدیک به آن تشکیل شده است. این سنگ‌ها معمولاً دارای بافت پورفیری با زمینه میکروکریستالین و جریانی هستند. در بعضی موارد نیز شیشه فضای بین آنها را پر کرده و بافت هیالو میکرولیتی پورفیری را به وجود آورده‌اند. بافت جریانی می‌تواند منعکس‌کننده فشردگی یا جریان ماگما در خلال تبلور باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). (شکل ۳-۳). پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و سانیدین اصلی‌ترین کانی‌ها بوده که در ابعاد مختلف در سنگ حضور دارند. در برخی نمونه‌ها تجمعاتی از بلورهای آمفیبول نیز مشاهده گردید (شکل ۳-۴). در مطالعات میکروسکوپی کانی کوارتز مشاهده نگردید و انتظار می‌رود به صورت ریزبلور و میکروکریستالین در زمینه وجود داشته باشد. بیوتیت و کانی‌های اپک کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند. به دلیل ریزبلور بودن برخی نمونه‌ها، بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی که در محدوده داسیت قرار می‌گیرند، آن‌ها را داسیت می‌نامیم.



شکل ۳-۲: تصویری از نمونه داسیتی برداشت شده از توده شمال شرق روستای مقیسه با بافت آفانیستیک.

شکل ۳-۱: تصویری از نمونه برداشت شده از دایک جنوب غرب روستای مقیسه دارای بافت فانریتیک با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند.



شکل ۳-۴: تصویری از تجمعات بلورهای آمفیبول.

شکل ۳-۳: تصویری از بافت هیالومیکرولیتی پورفیری در داسیت‌ها با فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز (XPL).

۳-۲-۱- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

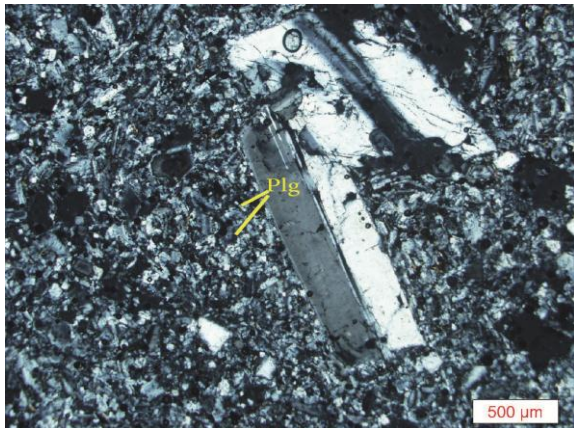
فلدسپار نوع پلاژیوکلاز به عنوان یک کانی سنگ‌ساز معمول در سنگ‌های آذرین، دارای یک سری محلول جامد کامل بین اعضای نهایی غنی از سدیم (آلبیت، $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) و غنی از کلسیم (آنورتیت، $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) می‌باشد. ترکیب و نحوه رشد فلدسپار آذرین منعکس کننده تغییرات مهم در محیط تبلور ماگما بوده و می‌تواند شواهد قابل قبولی از شرایط فیزیکی تبلور، تحول و تغییر ترکیب مذاب

ارائه دهد (اسلبی و گوتز، ۲۰۰۴)^۱. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در داسیت‌هاست و سهم قابل توجهی از سنگ را به خود اختصاص می‌دهد. این کانی هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکرولیت در زمینه سنگ قابل مشاهده است. اندازه آن‌ها بسیار متفاوت بوده و تا ۵ میلی‌متر نیز دیده می‌شود. منطقه‌بندی ترکیبی، ماکل پلی‌سنتتیک و ماکل آلبیت-کارلسباد از ویژگی‌های بارز این کانی به شمار می‌رود (شکل ۳-۵). مطالعات میکروسکوپی حاکی از وجود دو نسل پلاژیوکلاز در نمونه‌های مورد مطالعه است (شکل ۳-۶). نسل اول شامل درشت بلورهای پلاژیوکلاز با شواهد غیر تعادلی نظیر منطقه‌بندی و بافت غربالی می‌باشد. در این نوع پلاژیوکلازها غالباً فرآیند سرسیتی‌شدن نیز اتفاق افتاده است. نسل دوم شامل بلورهای نسبتاً طویل پلاژیوکلاز به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار سالم‌تر و کوچک‌تر از پلاژیوکلازهای نسل اول است. تشکیل دو نسل پلاژیوکلاز می‌تواند با دوره‌های متفاوت سرد شدن ماگما مرتبط باشد. درشت بودن بلورهای پلاژیوکلاز نسل اول ممکن است به علت وجود یک مرحله سرد شدن طولانی، پس از تشکیل در اتاقک ماگمایی باشد. در اینجا ممکن است پایین بودن نرخ هسته‌بندی و بالا بودن نرخ رشد این بلورها باعث درشت شدن آن‌ها در مرحله اول رشد شود. یعنی هسته‌بندی به سختی صورت گرفته و تعداد محدودی نطفه تشکیل شده است و لذا به دلیل آسان بودن انتشار در محیط، بلورها رشد فوق العاده‌ای داشته‌اند. پلاژیوکلازهای نسل دوم نیز در حین صعود نهایی و جایگیری ماگما در اعماق کمتر، متبلور شده‌اند. از تجمع فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، بافت گلومروپورفیری در سنگ ایجاد شده است (شکل ۳-۷). بافت گلومروپورفیری مشاهده شده در نمونه‌های مورد بررسی در اثر تجمع خوشه‌ای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز همراه با هورنبلند در زمینه‌ای میکرولیتی از ریزبلورهای پلاژیوکلاز تشکیل شده است. به نظر کیرکپاتریک^۲ (۱۹۷۷)، تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می‌تواند ناشی از نطفه‌بندی ناهمگن این کانی‌ها باشد. در هنگام صعود ماگما، بلورهایی که دارای شبکه بلوری موازی هم باشند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت ماکلی

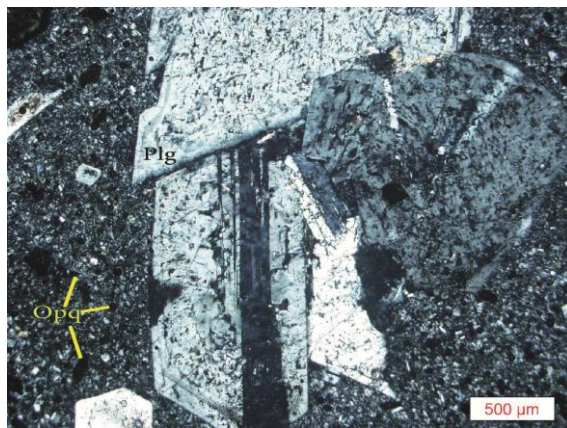
1- Slaby & Gotze

2- Kirkpatrick

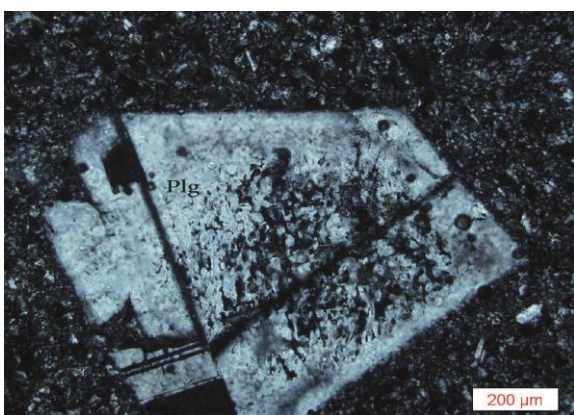
و یا روابط اپی تاکسیالی مناسب هم قرار گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرول‌ها را ایجاد می‌کنند (آسیابان‌ها، ۱۳۷۴).



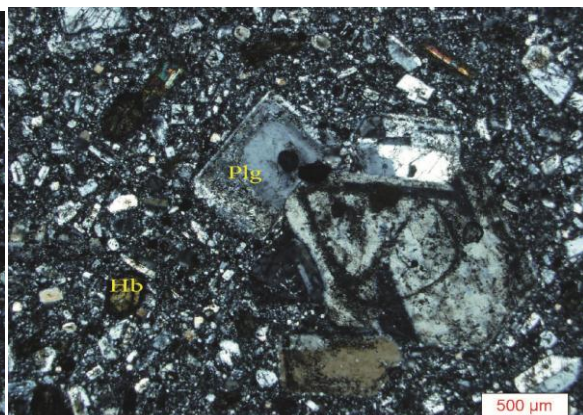
شکل ۳-۶: تصویری از وجود دو نسل از پلاژیوکلاز (XPL).



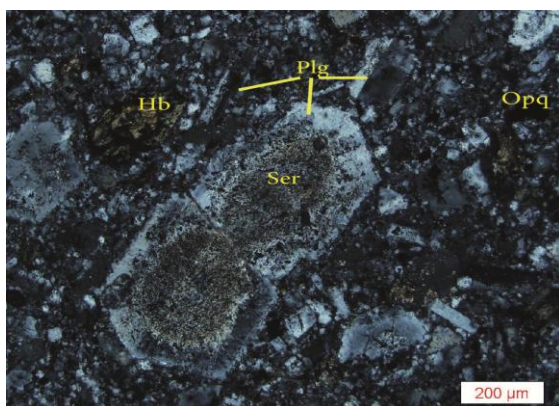
شکل ۳-۵: تصویری از منطقه بندی ترکیبی و ماکل پلی سنتتیک در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (XPL).



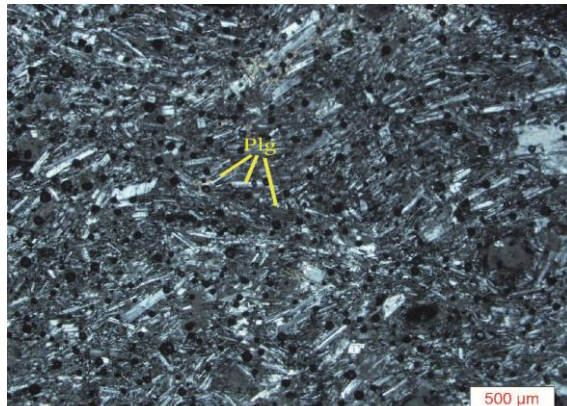
شکل ۳-۸: تصویری از بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز (XPL).



شکل ۳-۷: تصویری از بافت گلومروپورفیری حاصل از تجمع پلاژیوکلازها و آمفیبول‌ها (XPL).



شکل ۳-۱۰: تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیست (XPL).



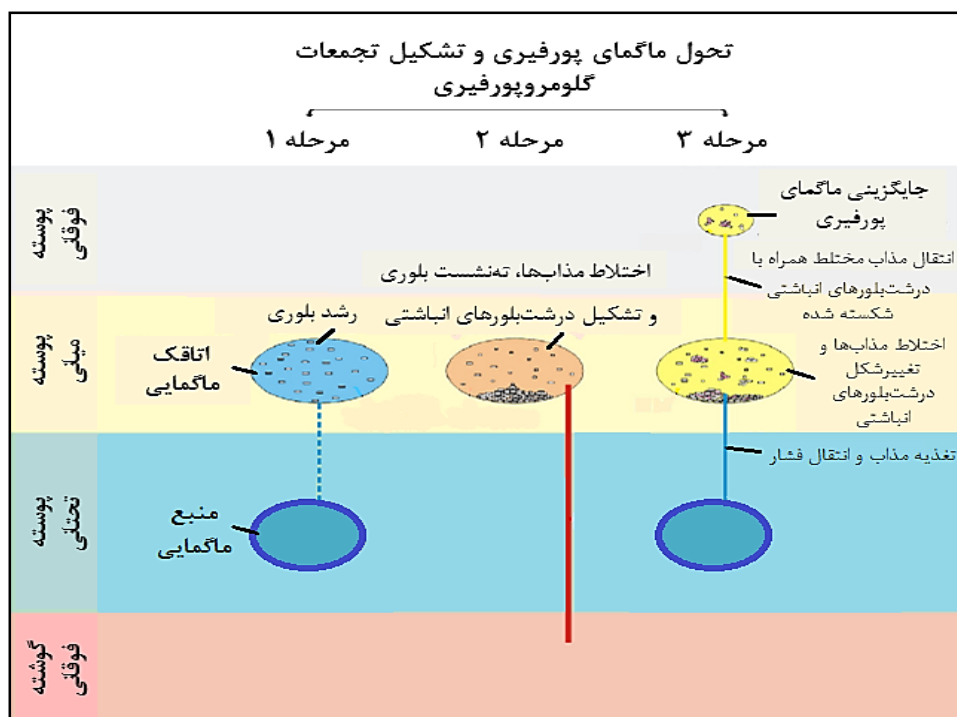
شکل ۳-۹: تصویری از بافت تراکیتی حاصل از ردیف شدگی پلاژیوکلازها و فلدسپاتهای آکالن (XPL).

ژو و همکاران (۲۰۰۹)، در مورد نحوه تشکیل بافت گلومروپورفیری این چنین توضیح می‌دهند که ابتدا از مذاب بازالتی اولیه طی جایگزینی در اتاقک ماگمایی درشت بلورهایی مانند الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز و... متبلور می‌شوند. در مرحله بعد، تزریق تصادفی مقداری مذاب به داخل ماگمای بازالتی در حال تبلور باعث اختلاط ماگمایی می‌شود. این اختلاط ماگمایی باعث کاهش چگالی و گرانروی مذاب شده و درشت بلورهای چگال‌تر به صورت بسته‌هایی ته‌نشین می‌شوند و در قسمت تحتانی اتاقک ماگمایی اشکال انباشتی را تشکیل می‌دهند (هوفس^۱، ۱۹۸۲). در مرحله سوم، پالس‌های بعدی مذاب بازالتی، توسط دایک‌های تغذیه‌کننده‌ای که به اتاقک ماگمایی اولیه متصل شده‌اند، تزریق می‌شود. این دایک‌ها نه تنها به عنوان کانالی برای جریان مذاب محسوب می‌شوند بلکه فشار زیادی را از اتاقک ماگمایی عمیق‌تر به اتاقک ماگمایی بالایی منتقل می‌کنند (قانون پاسگال). وقتی فشار راندگی ماگمای جدید بیشتر از مقاومت سنگ دیواره می‌شود، سنگ دیواره می‌شکند (ژو^۲ و همکاران، ۲۰۰۴) و سپس مذاب جریان یافته توسط گرادیان فشار می‌تواند به داخل شکستگی‌ها جریان یابد و آنها را پر کند (فیفه^۳ و همکاران، ۱۹۷۸؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۴). این ماگما متعاقباً صعود می‌کند و در یک اتاقک ماگمایی در عمق کمتر جایگزین می‌شود. کاهش فشار لحظه‌ای (ناگهانی) می‌تواند یک نیروی کششی قوی را در ارتباط با انباشته‌ها ایجاد کند و باعث شود که مذاب به جوش آید و احتمالاً منفجر شود. از طرفی تزریق و همرفت مذاب یک تنش برشی را بین انباشته‌ها و مذاب ایجاد می‌کند. این نیروی کششی و تنش برشی می‌تواند کومولیت‌ها را بشکند و قطعات گلومروپورفیری تکه تکه و برشی‌شده را ایجاد کند. شناوری قطعات گلومروپورفیری در مذاب تزریقی احتمالاً با افزایش گرانروی ناشی از کاهش دما در ارتباط است (بارکر، ۱۹۹۸؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۹) (شکل ۳-۱۱).

1- Hughes

2- Xu

3- Fyfe



شکل ۳-۱۱- مدل ژنتیکی نمادین برای نمایش چگونگی شکل‌گیری تجمعات گلومروپورفیری در نمونه‌های سنگی (ژو و همکاران، ۲۰۰۹) برگرفته از جمشیدی (۱۳۹۰).

منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها بیانگر نوعی عدم تعادل در حین تبلور و انجماد است که این عدم تعادل می‌تواند ناشی از تغییرات شرایط محلی تبلور مانند کاهش سریع دما، ورود ماگمایی جدید به مخزن ماگمایی و درحال تبلور و کاهش سریع دما، تغییر فشار بخار آب و گازهای محلول در ماگما در حین تبلور آن باشد (شلی^۱، ۱۹۹۳). پیدایش منطقه‌بندی در کانی‌ها به علت برقرار نبودن تعادل کامل در خلال تبلور است. منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز به این علت به وجود می‌آید که در حین تعادل این بلورها با ماده مذاب تبادل Si و Al به سختی صورت می‌گیرد. اگر در سیستم پلاژیوکلاز تعادل کامل برقرار باشد بلورها به طور ممتد با ماده مذاب واکنش می‌دهند و نه تنها در پلاژیوکلازها منطقه‌بندی به وجود نمی‌آید بلکه ترکیب آن‌ها با ترکیب ماده مذاب اولیه یکسان می‌شود. معمولاً بلورهای منطقه‌ای نشانگر آهسته‌تر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور هستند. از آنجا که در پلاژیوکلاز نسبت Al/Si مرتباً تغییر می‌کند، پلاژیوکلاز به راحتی با ماده مذاب واکنش نمی‌کند. در

1. Shelly

ساختار منطقه‌ای عادی، از داخل به سمت خارج بلور پلاژیوکلاز، میزان آنورتیت به علت نبودن تعادل شیمیایی در حین تبلور در ماده مذاب، کاهش می‌یابد و چون آل بیت مقاوم‌تر از آنورتیت است، پلاژیوکلاز فقط در هسته غنی از آنورتیت خود به طور کامل یا بخشی از محصولات حاصل از تجزیه اشغال شده و مناطق خارجی غنی از آل بیت تازه باقی می‌مانند. از آنجا که در پلاژیوکلازهای نسل اول در نمونه‌های مورد مطالعه، غالباً از قسمت مرکز بلور تجزیه به سرسیت صورت گرفته است، به نظر می‌رسد منطقه‌بندی در آن‌ها از نوع عادی باشد (آسیابانها، ۱۳۷۴).

همچنین منطقه بندی در پلاژیوکلازها نشان‌دهنده واکنش ناقص مداوم بین مذاب و محلول جامد است. سرعت انتشار CaAl و NaSi در طول تبلور شاهدهی بر این مسئله است (بست^۱، ۲۰۰۳). بافت غربالی^۲ در برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شود که حاصل به دام افتادن اذخال‌های مذاب در بلورهاست و می‌تواند علل متفاوتی از جمله کاهش سریع فشار، افزایش دما و تغییر ترکیب ماگمای درحال تبلور داشته باشد (آسیابانها، ۱۳۸۰). علاوه بر این موارد، یکی دیگر از علل خوردگی کانی‌ها و ایجاد بافت غربالی افت سریع فشار یا کاهش فشار وارد بر ماگما است. از جمله شواهد کاهش فشار، ناپایداری کانی‌های بیوتیت و هورنبلند و تشکیل حاشیه‌های اپاسیتی می‌باشد. همچنین افزایش فشار بخار آب در ترازهای پائین‌تر مخزن ماگمایی و حرکات کنوکسیونی ماگما سبب مواجه شدن این بلورها با چنین شرایط ناپایداری می‌شود که نهایتاً موجب انحلال آن‌ها را فراهم می‌آورد (شکل ۳-۱۲). بافت غربالی یکی از مهم‌ترین بافت‌های غیر تعادلی و ناشی از تغییرات فیزیکوشیمیایی در اتاقک ماگمایی است. این بافت می‌تواند در اثر اختلاط ماگمایی، کاهش فشار و تغییر در میزان مواد فرار حاصل شود. توسعه بافت غربالی در پلاژیوکلازها را می‌توان به تغییرات فشار، دما و ترکیب شیمیایی نسبت داد. این تغییرات حالت تعادلی قبلی توده ماگمایی را به هم می‌زند (ونتورا^۳، ۲۰۰۶). در این نوع بافت در سطح بلور حفره‌هایی پدید می‌آید که این حفره‌ها می‌توانند با شیشه یا دیگر کانی‌های خمیره

1 Best

2 -Sieve

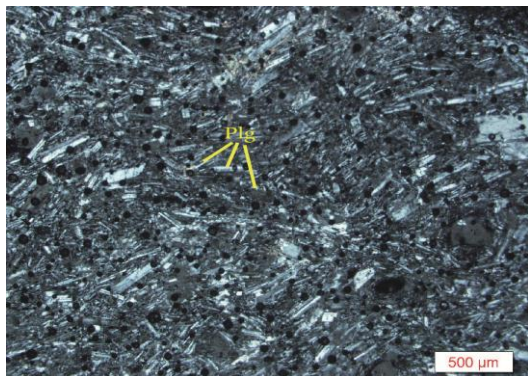
3- Ventura

پیر شوند. در ماگماهایی که گرانیروی کمی دارند، جهت یافتگی ریز بلورهای نواری پلاژیوکلاز به صورت پهلوی به پهلوی و موازی هم در زمینه سنگ باعث تشکیل بافت میکروولیتی پورفیری جریانی می‌شود (شکل ۳-۱۳). بلورهای پلاژیوکلاز که در ضمن انجماد ماگما در حال حرکت بوده‌اند، حالت جهت یافته و موجی شکل پیدا می‌کنند این بافت را اصطلاحاً بافت جریانی (تراکیتی) می‌نامند (شکل ۳-۱۰) که منعکس کننده فشردگی یا جریان ماگما در خلال تبلور است. بافت تراکیتی در اثر جهت یافتگی بسیار موازی بلورهای فلدسپات در جهت جریان گدازه حاصل می‌شود (گوپتا^۱، ۲۰۰۷).

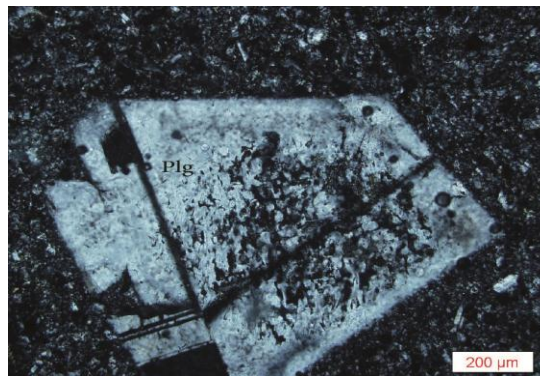
بر اساس مطالعاتی که جمشیدی (۱۳۹۲)، بر روی فلدسپارهای موجود در سنگ‌های آذرین پساایولیتی شمال سبزوار انجام داده است، مشخص گردیده است که وجود انواع منطقه بندی ترکیبی و بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز به همراه حضور توأم پلاژیوکلازهای با بافت غربالی و پلاژیوکلازهای سالم در یک نمونه می‌تواند شاهی برای فرایند اختلاط ماگمایی در آشیانه ماگمایی باشد.

پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی به سرسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده است که در برخی موارد در مرکز بلورها بیش‌تر از حاشیه است که می‌تواند نشانه کلسیک‌تر بودن مرکز بلورها و زون بندی عادی در پلاژیوکلازها باشد (شکل ۳-۱۴). در طی فرآیند سرسیتی شدن، کانی‌های آلومینیوم دار مانند پلاژیوکلازها (فلدسپارها) معمولاً توسط میکای سفید ریز دانه یا کانی‌های مشابهی به نام سرسیت پوشیده می‌شوند. این نوع پوشش یا به صورت لکه لکه و یا به صورت کامل انجام می‌شود. رشد سرسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است. یک منبع مهم برای K^+ ، فرایند کلریتی شدن کانی‌های مافیک (کلینوپیروکسن و آمفیبول) است. K^+ آزاد شده از این فرآیند با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و Ca^{+2} آزاد می‌کند. از این رو قسمت‌های غنی از آنورتیت یک پلاژیوکلاز

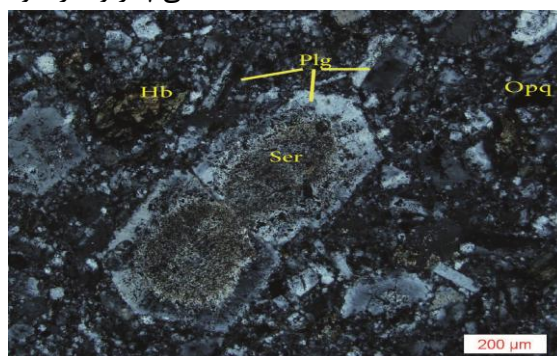
منطقه‌ای به راحتی سریسیتی می‌شود. در اینجا محصولات واکنشی فقط در محل‌های انجام واکنش رشد می‌کنند، زیرا تحرک Si و Al نسبتاً پایین است (آسیابانها، ۱۳۷۴).



شکل ۳-۱۳: تصویری از بافت تراکیتی حاصل از ردیف شدگی پلاژیوکلازها و فلدسپاتهای آلکالن (XPL)



شکل ۳-۱۲: تصویری از بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز (XPL).

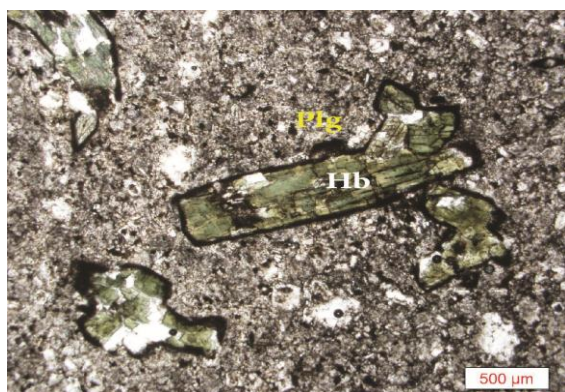


شکل ۳-۱۴: تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت (XPL)

هورنبلند

فراوان‌ترین کانی مافیک تشکیل‌دهنده داسیت‌ها، هورنبلندسبز می‌باشد که هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکروکریستال در زمینه وجود دارد. غالب بلورها شکل‌دار و سوزنی با حاشیه سوخته هستند اما به صورت نیمه‌شکل‌دار نیز مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۵). در اثر تجمع با پلاژیوکلازها بافت گلومروپورفیری ایجاد کرده‌اند (شکل ۳-۱۶). در مقطع طولی به شکل کشیده و سوزنی‌شکل و در مقاطع عرضی به صورت شش‌ضلعی با دو سری رخ لوزی یافت می‌شوند. اندازه بلورهای هورنبلند موجود در داسیت‌ها متفاوت بوده و گاهی به ۳ میلی‌متر هم می‌رسد (شکل ۳-۱۷). اکثر بلورهای

هورنبلند حاشیه سوخته و اوپاسیته شده نشان می دهند که نشان دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل کانی ها و از دست رفتن آب حین فوران ماگماست (بست، ۲۰۰۳). هورنبلند معمولی به واسطه تحمل حرارت زیاد گدازه (تاحدود ۸۰۰ درجه سانتیگراد) در مجاورت هوا به هورنبلند بازالتی تبدیل می شود. طی این عمل هیدروژنی که یون های هیدروکسیل را تشکیل می دهد، جدا شده و یون های اکسیژن آزاد می شوند. آزاد شدن یون های اکسیژن موجب تبدیل Fe^{+2} به Fe^{+3} می گردد و بدین ترتیب Fe_3O_4 یا مگنتیت تولید می شود که در حاشیه بلورهای هورنبلند دیده می شوند (دیپر و همکاران، ۱۹۹۱)!. هنگامی که مواد مذاب به سطح زمین می رسند مقدار اکسیژن موجود در محیط افزایش می یابد، در نتیجه آهن ترجیح می دهد با اکسیژن وارد واکنش شده و اکسیدهای آهن به خصوص مگنتیت ایجاد کند، مگنتیت های ایجاد شده دانه ریز بوده و به صورت حاشیه ای اطراف بلور را فرا می گیرند و حالتی شبیه به سوختگی در اطراف هورنبلندها را ایجاد می کنند که به آن اوپاسیته شدن هورنبلند گفته می شود (شکل ۳-۱۸). در برخی نمونه ها جهت یافتگی هورنبلندهای سوزنی شکل و کشیده سبب ایجاد بافت جریان در سنگ شده است (شکل ۳-۱۹). همچنین ادخال هایی از هورنبلند در فنوکریست های پلاژیوکلاز مشاهده می شود که حاکی از تقدم تبلور هورنبلند بر پلاژیوکلاز است (شکل ۳-۲۰).



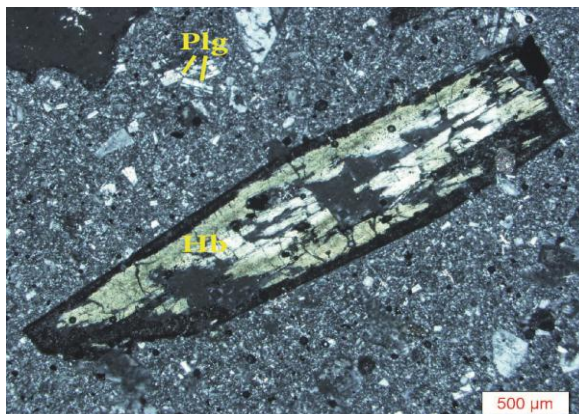
شکل ۳-۱۶: تصویری از بافت گلومروپورفیری حاصل از تجمع هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز (PPL).



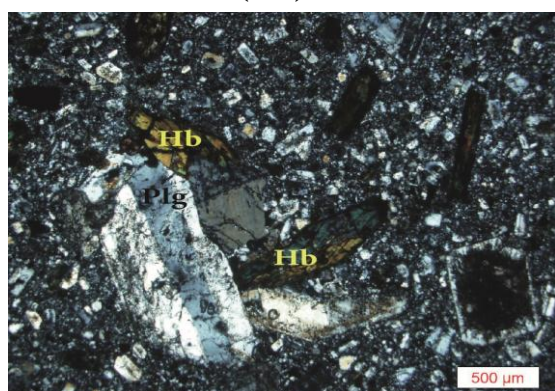
شکل ۳-۱۵: تصویری از بلورهای سوزنی و نیمه شکل دار هورنبلند سبز (PPL).



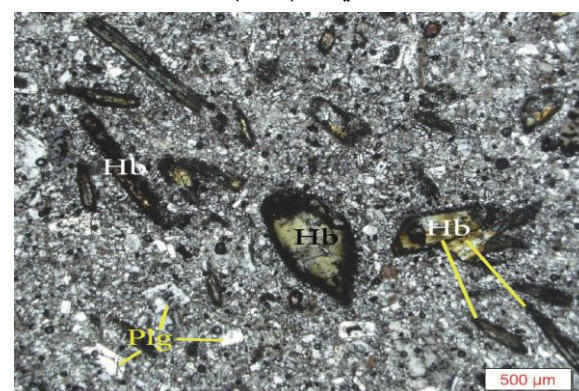
شکل ۳-۱۸: تصویری از هورنبلند سبز با حاشیه اپاسیته شده (PPL).



شکل ۳-۱۷: تصویری از فنوکریست هورنبلند سبز در داسیت‌ها (XPL).



شکل ۳-۲۰: تصویری از ادخال هورنبلندها در پلاژیوکلاز که حاکی از تقدم تبلور هورنبلند بر پلاژیوکلاز است (XPL).



شکل ۳-۱۹: تصویری از آرایش بلورهای کشیده هورنبلندسبز و ایجاد بافت جریان (PPL).

سانیدین

این کانی غالباً به صورت دانه‌ریز در زمینه سنگ حضور داشته و به ندرت فنوکریست‌هایی از آن قابل مشاهده است. همانطور که قبلاً اشاره شد به دلیل دانه‌ریز بودن داسیت‌ها، با اتکا به آنالیز ژئوشیمیایی می‌توان گفت که بایستی سانیدین سهم قابل توجهی از زمینه سنگ را تشکیل داده باشد.

۳-۲-۲- کانی‌های فرعی

کوارتز

کوارتز غالباً به صورت خیلی دانه ریز و بی شکل در زمینه سنگ یافت می شود و با توجه به داده های ژئوشیمیایی انتظار می رود در زمینه داسیت ها کوارتز سهم قابل توجهی داشته باشد.

بیوتیت

بیوتیت به عنوان یک کانی فرومنیزین مهم در بسیاری از سنگ های آذرین حدواسط و اسیدی حضور دارد که ترکیب آن تا حد زیادی به ماهیت ماگمای والد وابسته است (عبدالرحمن، ۱۹۹۴؛ معظمی، ۲۰۰۶؛ شبانی و لالنده، ۲۰۰۳). این کانی به ندرت و در برخی سنگ های داسیتی به صورت فنوکریست و شکل دار دیده می شود. این کانی غالباً در اثر دگرسانی به کلریت و کانی های اپک (مگنتیت) تبدیل می شود (شکل ۳-۲۱). در صورت امکان انجام میکروپروپ بیوتیت می توان تا حد زیادی به ماهیت و شرایط فیزیکی ماگمایی که از آن متبلور شده است، پی برد.

کانی های اپک

کانی های اپک به عنوان یکی از مهم ترین کانی های فرعی، بصورت پراکنده و در ابعاد ریز تا درشت مشاهده می شوند که بر پایه بررسی های کانی شناختی، بیشتر از نوع مگنتیت می باشند. کانی های اپک بصورت نیمه شکل دار تا بی شکل در خمیره سنگ و نیز بصورت ادخال در پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر در هورنبلند یافت می شوند (شکل ۳-۲۲).

آپاتیت

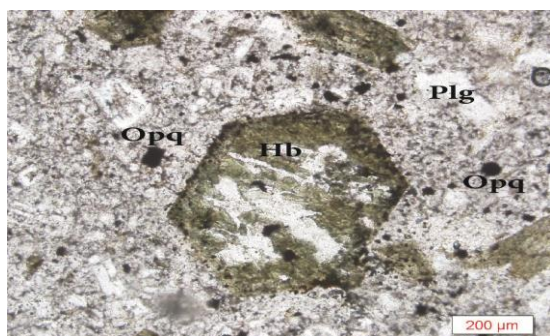
آپاتیت به مقدار کم و به صورت ادخال های منشوری و گاهی سوزنی شکل و ریز دیده می شود. از آن جایی که این کانی زودتر متبلور می شود به صورت ادخال نیز در پلاژیوکلاز یافت می شود. حضور

بلورهای سوزنی، طویل و کشیده‌ی آپاتیت نشان دهنده‌ی سرعت بالای سرد شدن ماگما (براون^۱، ۲۰۰۱)، و بیانگر بالا بودن میزان P_2O_5 در ماگمای در حال تبلور می‌باشد (شکل ۳-۲۳).

۳-۲-۳- کانی‌های ثانویه

سریسیت

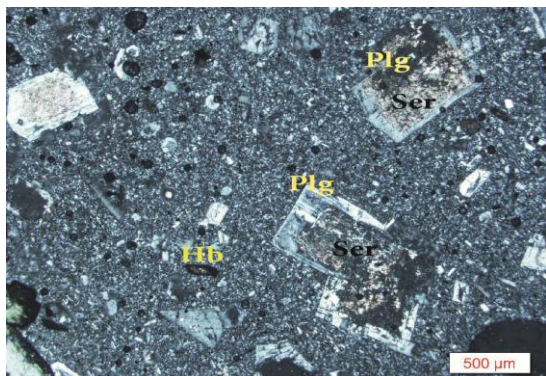
سریسیت کانی ثانویه‌ای است که در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپات‌های آلوکالن ایجاد می‌شود که به صورت بلورهای ریز در سطح پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۴). رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است و این عمل زمانی پیشرفت می‌کند که محلول‌های سرشار از آب وجود داشته باشد. یک منبع مهم ایجاد K^+ ، فرآیند کلریتیزاسیون بیوتیت است و در نتیجه این عمل، K^+ با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و Ca^{+2} آزاد می‌شود. به همین دلیل بخش‌های غنی از An پلاژیوکلاز به راحتی به سریسیت تبدیل می‌شوند (شلی، ۱۹۹۳). سریسیتی شدن طبق واکنش زیر اتفاق می‌افتد:



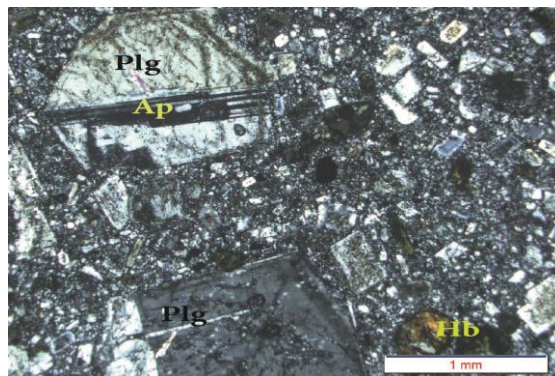
شکل ۳-۲۲: تصویری از حضور کانی‌های اپک در داسیتی‌ها (PPL).



شکل ۳-۲۱: تصویری از حضور بیوتیت در نمونه‌های داسیتی (XPL).



شکل ۳-۲۴: تصویری از پلاژیوکلازهای دگرسان شده به سرسیت (XPL).



شکل ۳-۲۳: تصویری از ادخال آپاتیت در پلاژیوکلاز (XPL).

۳-۳- ریوداسیت

توده‌هایی که در این دسته قرار می‌گیرند، در نمونه‌های دستی به رنگ سفید تا خاکستری دیده می‌شوند و تقریباً دانه ریز و میکروکریستالین هستند. در اکثر نمونه‌ها، کانی‌های آن آفانیتیک بوده و در نمونه دستی قابل تشخیص نمی‌باشند (شکل ۳-۲۵). در برخی از نمونه‌ها پورفیرهای هورنبلندسبز به صورت بلورهای خودشکل حضور دارند و کمتر اپاسیته شده‌اند (شکل ۳-۲۶). در مقطع نازک بافت پورفیری، گلومروپورفیری و فلسیتیک پورفیری نشان می‌دهند. از تجمع بلورهای درشت پلاژیوکلاز و هورنبلندسبز در زمینه‌ای از بلورهای ریز پلاژیوکلاز، هورنبلندسبز و سانیدین و کانی‌های اپک، بافت پورفیری ایجاد شده است. در منطقه مقیسه با نمونه‌گیری‌هایی که صورت پذیرفت و با توجه به نتایج آنالیز ژئوشیمیایی، تنها دو توده با جنس ریوداسیت تشخیص داده شد. کانی‌های اصلی سازنده ریوداسیت‌ها شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، سانیدین و کوارتز می‌باشد. کانی‌های اپک را می‌توان به عنوان کانی فرعی در این سنگ‌ها نام برد، همچنین سرسیت، اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها می‌باشد. در کوه مریان (توده شمال غربی روستای مقیسه)، آنکلاوهای توفی، توفی-سیلتستونی در اندازه‌های متفاوت در داخل سنگ مشاهده گردید (شکل ۳-۲۷). با

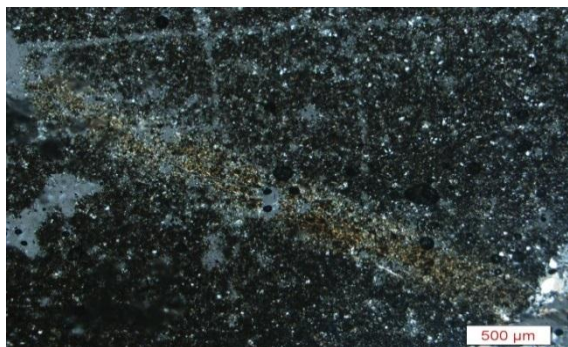
بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده بر روی این آنکلاوها مشخص گردید که ماگما تأثیر زیادی بر آن‌ها نداشته است که نشان از کم عمق و کم دما بودن این توده‌ها دارد (شکل ۳-۲۸).



شکل ۳-۲۶: تصویری از پورفیرهای شکل دار و نیمه شکل دار هورنبلند در ریوداسیت (PPL).



شکل ۳-۲۵: تصویری از نمونه دستی ریوداسیت (کوه مریان)



شکل ۳-۲۸: تصویر میکروسکوپی از آنکلاو مارنی در ریوداسیت (XPL).



شکل ۳-۲۷: تصویری از حضور آنکلاو مارنی در ریوداسیت

۳-۳-۱- کانی‌های اصلی

کوارتز

این کانی اغلب به صورت دانه‌ریز در زمینه سنگ حضور دارد و کمتر فنوکریست‌هایی از آن‌ها مشاهده می‌شود. انتظار می‌رود کوارتز، حداقل ۲۰ درصد از حجم کانی‌ها را تشکیل داده باشد. فنوکریست‌های کوارتز هم به صورت شکل دار و هم به صورت نیمه‌شکل در مقاطع دیده می‌شوند که در برخی از آن‌ها خلیج‌خوردگی مشاهده می‌شود که در اثر عدم تعادل ترکیبی فنوکریست با مذاب مایع باقیمانده به وجود آمده‌اند.

پلاژیوکلاز

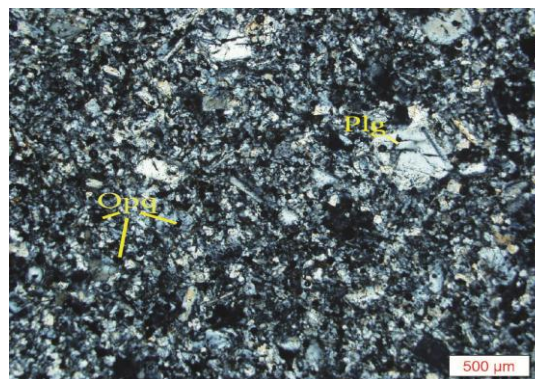
این کانی هم به صورت فنوکریست و هم به صورت ریزبلور در زمینه سنگ حضور دارند. ماکل پلی سنتتیک و منطقه بندی ترکیبی از مشخصات بارز این کانی ها می باشد. شکل این کانی از نیمه شکل دار تا کاملاً شکل دار متغیر است و تحت تأثیر دگرسانی سریسیتی قرار گرفته اند (شکل ۳-۲۹).

هورنبلند سبز

اصلی ترین کانی مافیک در ریوداسیت ها، هورنبلند سبز می باشد. این کانی به صورت فنوکریست و با شکل سوزنی و کشیده و گاهی نیمه شکل دار در سنگ دیده می شود. از تجمع هورنبلند ها و پلاژیوکلاز بافت گلومروپورفیری در سنگ ایجاد شده است. جهت یافتگی بلورهای کشیده هورنبلند به سنگ منظره بافت جریان یافته داده است. فنوکریست های آن در حاشیه کمتر اپاسیته شدگی نشان می دهند. این کانی دارای پلی کروئیسزم سبز بوده و در مقاطع عرضی کاملاً شکل دار با دو سری رخ به خوبی مشخص است (شکل ۳-۳۰)



شکل ۳-۳۰: تصویری از بلور شکل دار هورنبلند سبز در نمونه ریوداسیتی (PPL).



شکل ۳-۲۹: تصویری از فنوکریست های پلاژیوکلاز در نمونه ریوداسیتی (XPL).

سانیدین

فنوکرست‌های این کانی اکثراً شکل‌دار می‌باشد و باید درصد زیادی از بلورهای زمینه را به خود اختصاص داده باشد. در اثر کائولینیتی شدن، سطح این کانی در نور پلاریزه عادی کدر مایل به قهوه‌ای دیده می‌شود به همین دلیل تشخیص سانیدین مشکل بوده و به سختی می‌توان مقدار آن را در سنگ تشخیص داد.

۳-۲-۲- کانی‌های فرعی

کانی‌های اپک

کانی‌های اپک به صورت ادخال در داخل هورنبلند سبز و در زمینه مشاهده می‌شود که ممکن است در اثر دگرسانی هورنبلند به وجود آمده باشند.

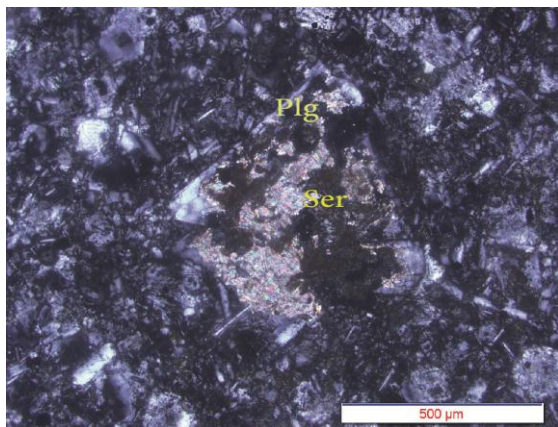
۳-۳-۳- کانی‌های ثانویه

کانی‌های رسی

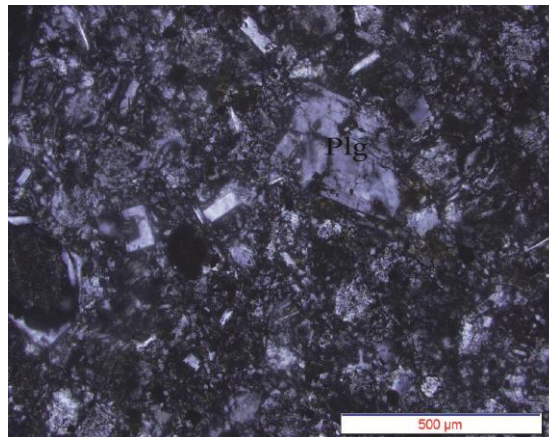
از دگرسانی فلدسپات‌های آلکالن به خصوص سانیدین، کانی‌های رسی ایجاد شده و به صورت منظره ابرمانند و غبارآلودی در سطح کانی دیده می‌شود (شکل ۳-۳۱).

سریسیت

در برخی نمونه‌ها، پلاژیوکلازها و سانیدین به طور گستره به سریسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۳۲).



شکل ۳-۳۲: تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیست (XPL).



شکل ۳-۳۱: تصویری از دگرسانی پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی (XPL).

۳-۴- خلاصه

- در این فصل دو گروه از سنگ‌های آذرین اسیدی که در منطقه مورد مطالعه رخنمون داشتند، بررسی شدند.

- سنگ‌های نیمه عمیق منطقه مقیسه به صورت دایک‌هایی با ضخامت‌های متفاوت و همچنین گنبد‌های پرشیب نسبتاً بلندی رخنمون دارند. از نظر پتروگرافی، ترکیب داسیتی و ریوداسیتی دارند که اغلب توده‌های موجود در این منطقه، ترکیب داسیتی دارند.

- سنگ‌های نیمه عمیق دارای بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، میکرولیتیک پورفیری، هیالومیکرولیتیک پورفیری، فلسیتیک پورفیری و تراکیتی هستند.

- کانی‌های فلسیک اغلب پلاژیوکلاز، کوارتز و کمی سانیدین است. سانیدین‌ها اغلب ریزبلور بوده و در زمینه سنگ دیده می‌شوند که در برخی مقاطع به کانی‌های رسی دگرسان شده است.

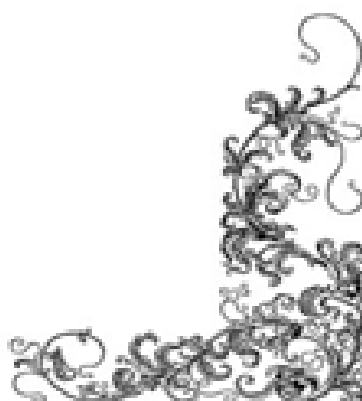
- پلازیوکلازها غالباً دارای منطقه بندی ترکیبی، ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد هستند و در برخی مقاطع به سریسیت دگرسان شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز در ابعاد مختلف در سنگ‌ها حضور دارند و اندازه برخی از آن‌ها به ۵ میلی‌متر هم می‌رسد.

- آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های نیمه عمیق از نوع هورنبلند سبز بوده که در اکثر نمونه‌ها دچار اکسیدشدگی شده و دارای حاشیه سوخته کاملاً مشخصی هستند. آمفیبول‌ها هم به صورت فنوکریست و هم ریزبلور در زمینه سنگ حضور دارند.

- کانی‌های بیوتیت، آپاتیت و مگنتیت (کانی‌های اپک) به عنوان کانی‌های فرعی در سنگ‌های مورد مطالعه حضور دارند.



فصل چہارم ژنوشی

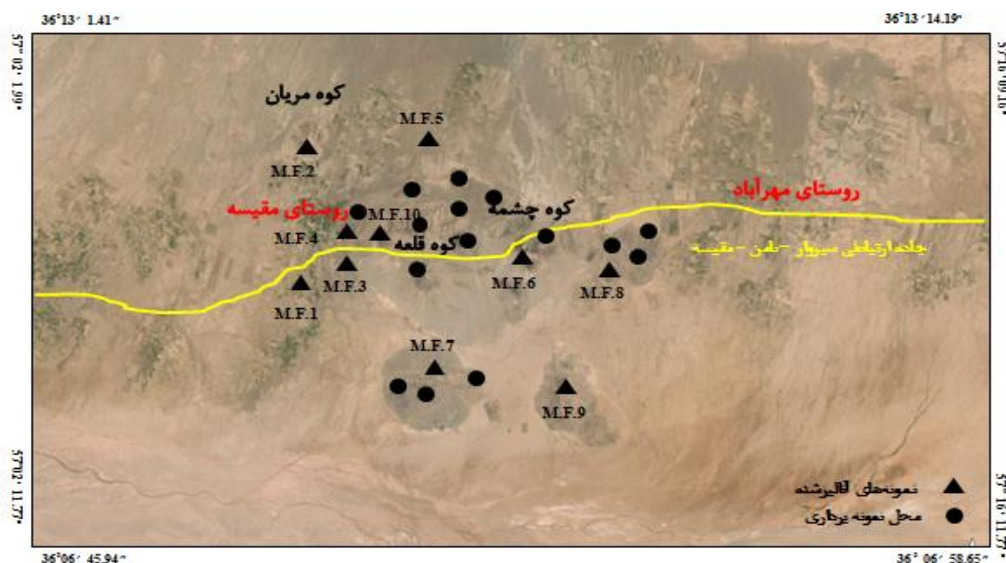


۴-۱- مقدمه

ژئوشیمی اولین بار توسط شون‌بین (۱۸۳۸)، کاشف اوزن، معرفی شد. ژئوشیمی علمی است که با شیمی کل زمین و اجزای تشکیل‌دهنده آن سروکار دارد. درحقیقت این علم از یک سو محدودتر و از سوی دیگر گسترده‌تر از علم زمین‌شناسی می‌باشد. به عبارت دقیق‌تر، ژئوشیمی به مطالعه توزیع و مهاجرت عناصر در ابعاد زمانی و مکانی می‌پردازد. یکی از کاربردهای ژئوشیمی، در ارتباط با پترولوژی است. در مطالعات سنگ‌شناسی علاوه بر مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی، از نتایج آنالیزهای شیمیایی برای شناخت بیشتر ویژگی‌های شیمیایی مرتبط با پدیده‌های زمین‌شناسی سنگ‌ها استفاده می‌شود. مطالعات پترولوژیکی کامل و جامع بدون انجام تجزیه‌های شیمیایی بر روی نمونه‌ها و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی، امکان‌پذیر نیست (رولینسون^۱، ۱۹۹۳). لذا پس از تحلیل روابط صحرایی و مطالعات پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه‌ی ژئوشیمیایی آن‌ها از اهمیت زیادی برخوردار است. داده‌های ژئوشیمیایی در صورتی کارایی مفید دارند که دید صحرایی مناسب و دقیقی از منطقه مورد مطالعه به دست آمده باشد. بنابراین مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری از رخنمون‌های سنگی منطقه مورد مطالعه در چندین مرحله بازدید در سال ۱۳۹۱ انجام گردید و بیش از ۵۰ نمونه از واحدهای مختلف موجود در منطقه برداشت شد (شکل ۴-۱). به منظور تکمیل مطالعات و بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۱۰ نمونه سنگ کل، براساس حداقل دگرسازی و حداکثر تنوع ترکیبی انتخاب شد و جهت انجام تجزیه شیمیایی و تعیین عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی به آزمایشگاه ژئوشیمی LabWest استرالیا ارسال و از روش ICP-AES برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر نادر (Zr, Si, Ti, Al, Fe, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr, Ba, Nb, Sr, Y, Zn) و از روش ICP-MS (طیف‌سنج جرمی نشری پلاسمای جفت شده القایی) برای بقیه عناصر نادر استفاده

1. Rollinson

گردید. ICP-MS روشی نسبتاً جدید است که از توسعه روش طیف‌سنجی نشر پلاسمای جفت شده القائی ایجاد شده است. در حقیقت برای تجزیه گسترده وسیعی از عناصر جزئی در یک محلول و با یک مقدار اندکی نمونه، می‌توان از این روش استفاده کرد. از ویژگی‌های مهم این روش می‌توان به حد آشکارسازی بسیار پائین، صحت و دقت بالای آن اشاره کرد (رولینسون، ۱۹۹۳). سپس نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی، توسط نرم افزارهای پترولوژیکی IGPET و GCDKIT مورد پردازش قرار گرفت. نمونه‌های انتخاب شده شامل ۸ نمونه داسیت و ۲ نمونه ریوداسیت از سنگ‌های منطقه بوده است. مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها (بر حسب UTM)، به همراه نام سنگ‌ها و علائم اختصاری آن‌ها در جدول (۴-۱) ارائه شده است. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر کانی‌های نورماتیو آن‌ها، به صورت درصد وزنی (wt%)، و برای عناصر کمیاب و کمیاب‌خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm)، در جدول (۴-۲) آورده شده است. لازم به ذکر است که تصحیحات لازم، از جمله حذف موارد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO در مورد آن‌ها اعمال گردیده است.



شکل ۴-۱- تصویر ماهواره‌ای Google Earth منطقه مورد مطالعه که در آن محل برداشت نمونه‌های آنالیز شده مشخص گردیده است.

جدول ۴-۱- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی

شماره نمونه	محل نمونه‌برداری	X(UTM)	Y(UTM)	ترکیب نمونه/علامت اختصاری
M.F.1	دایک جنوب غرب مقیسه	۵۰۸۲۳۶	۴۰۰۲۴۲۶	داسیت/D
M.F.3	گنبد شرق مقیسه	۵۰۹۹۴۰	۴۰۰۳۰۰۸	داسیت/D
M.F.4	توده شرق مقیسه	۵۱۰۱۰۱	۴۰۰۳۹۷۸	داسیت/D
M.F.5	توده شمال شرق مقیسه	۵۱۱۴۶۰	۴۰۰۴۹۶۷	داسیت/D
M.F.7	دایک جنوب شرق مقیسه	۵۱۲۴۲۱	۴۰۰۰۶۸۴	داسیت/D
M.F.8	گنبد کنار قلعه قدیمی	۵۱۵۷۱۵	۴۰۰۲۶۳۳	داسیت/D
M.F.9	دایک جنوب شرق مقیسه	۵۱۴۸۰۷	۴۰۰۰۶۱۰	داسیت/D
M.F.10	گنبد شرق مقیسه	۵۱۰۸۳۹	۴۰۰۳۲۲۱	داسیت/D
M.F.2	کوه مریان، شمال مقیسه	۵۰۹۱۴۶	۴۰۰۵۰۰۶	ریوداسیت/RD
M.F.6	کوه چشمه	۵۱۳۷۸۵	۴۰۰۳۱۲۴	ریوداسیت/RD

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی

نمونه‌های سنگی مناطق مورد مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO

Samples	M.F.1	M.F.3	M.F.4	M.F.5	M.F.7	M.F.8	M.F.9	M.F.10	M.F.2	M.F.6
Lithology	D	D	D	D	D	D	D	D	RD	RD
Major oxides(wt.%)										
SiO ₂	67.54	65.53	65.78	67.15	66.83	64.91	67.89	66.39	70.12	69.97
TiO ₂	0.38	0.44	0.44	0.38	0.38	0.48	0.34	0.38	0.26	0.29
Al ₂ O ₃	16.59	17.37	16.95	16.61	16.63	16.92	16.26	17.36	16.73	15.84
FeO	1.95	2.21	2.21	1.94	1.99	2.56	1.73	1.95	1.35	1.43
Fe ₂ O ₃	1.29	1.47	1.46	1.29	1.32	1.70	1.14	1.29	0.89	0.95
MnO	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.04	0.06	0.03	0.03	0.04
MgO	1.86	2.13	2.47	2.20	1.98	2.87	2.50	1.66	0.68	1.76
CaO	4.20	4.83	4.80	4.37	4.16	4.79	4.26	5.08	3.48	4.08

Na ₂ O	4.53	4.44	4.26	4.40	4.70	4.19	4.07	4.29	4.74	4.23
K ₂ O	1.45	1.30	1.36	1.44	1.82	1.33	1.60	1.34	1.58	1.34
P ₂ O ₅	0.15	0.21	0.20	0.15	0.13	0.19	0.14	0.20	0.14	0.07
L.O.I	1.51	1.41	1.45	1.79	1.64	1.48	2.21	2.4	0.75	2.33
Total	99.96	99.95	99.96	99.97	99.95	99.97	99.97	99.97	99.94	99.96
Norm (CIPW)										
Q	25.72	19.00	18.97	23.57	23.64	17.49	24.31	19.32	35.31	29.87
C	0.96	00	00	0.41	0.68	00	0.29	00	3.35	0.59
Or	8.56	7.68	8.03	8.51	10.75	7.86	9.45	7.91	9.33	7.91
Ab	34.94	40.27	40.02	36.30	34.60	39.93	35.20	41.97	29.19	33.67
An	19.81	22.19	21.00	20.68	19.77	21.04	20.17	21.15	16.33	19.75
Di	00	0.3	1.19	00	00	1.18	00	00	00	00
Hy	6.63	7.38	7.79	7.46	6.97	9.17	8.00	5.01	3.04	5.83
Mt	1.87	2.13	2.11	1.87	1.91	2.46	1.65	1.87	1.29	1.37
Il	0.71	0.82	0.82	0.71	0.71	0.90	0.64	0.72	0.49	0.54
Ap	0.36	0.50	0.48	0.36	0.31	0.45	0.33	0.48	0.33	0.17
Sum	99.59	100.31	100.46	99.89	99.39	100.52	100.08	100.66	98.70	99.74

علائم معرف کانی‌های نورماتیو عبارتند از: Q: کوارتز، C: کربنوم، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، Il: ایلمنیت، Mt: مگنتیت و Ap: آپاتیت.

ادامه جدول ۲-۴

Samples	M.F1	M.F3	M.F4	M.F5	M.F6	M.F7	M.F8	M.F9	M.F10	M.F2	M.F6
Litolhogy	D	D	D	D	RD	D	D	D	D	RD	RD
Trace elements(ppm)											
Ba	328	318	295	332	383	442	277	399	338	386	383
Cs	0.6	0.8	0.8	0.6	0.9	1.2	0.6	0.9	0.8	0.4	0.9
Rb	20.2	19.0	17.3	17.3	24.5	22.6	18.6	26.9	24.3	18.9	24.5
Sr	669	697	771	633	487	606	658	549	627	677	487
Hf	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Zr	80	83	66	62	67	56	94	81	109	62	67
Th	2.4	1.8	2.5	2.8	1.9	2.9	3.0	3.0	2.2	2.3	1.9
U	0.84	0.62	0.83	0.82	0.81	0.99	0.84	0.96	0.82	0.77	0.81
Nb	9	6	7	5	3	4	8	6	8	3	3
Ta	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Y	5	7	7	6	6	6	8	6	10	6	6
Ga	14.9	15.9	13.9	11.9	12.9	12.8	18.9	13.0	18.9	9.8	12.9
V	61.37	90.44	86.85	69.24	76.51	65.29	92.6	66.5	62.08	14.32	76.51
Co	9.9	10.9	10.9	7.2	6.1	7.9	16.9	9.2	9.9	1.8	6.1
Ni	17.9	17.9	33.7	22.9	17.9	17.7	26.9	26	7	6.9	17.9
Mo	8.9	7	5	4	4	2.9	4	3	5	4.9	4
Cu	50	101	41	41	43	98	76	110	153	7	43
Zn	40.7	55.7	42.7	18.9	37.8	32.4	72.6	52.0	89.4	10.8	37.8
Rare earth elements(ppm)											
La	31.4	27.0	31.5	28.8	23.5	31.0	30.6	29.0	32.2	31.6	23.5
Ce	23.8	20.9	26.8	22.9	14.9	25.5	24.9	22	26.8	26.5	14.9
Pr	2.68	2.58	3.17	2.58	1.69	3.04	2.99	2.40	3.18	3.14	1.69
Nd	9.5	9.9	11.9	9.7	6.7	10.8	10.9	8.8	11.9	11.8	6.7
Sm	1.8	1.7	2.0	1.5	1.2	1.9	1.7	1.5	2.3	1.8	1.2
Eu	0.63	0.67	0.74	0.56	0.46	0.59	0.72	0.52	0.69	0.62	0.46
Gd	2.18	2.09	2.18	1.99	1.49	2.16	1.99	1.90	2.28	2.16	1.49
Tb	0.20	0.25	0.25	0.20	0.18	0.23	0.24	0.22	0.23	0.20	0.18
Dy	1.09	1.09	1.19	0.94	0.82	1.18	1.19	0.95	1.19	1.08	0.82
Ho	0.22	0.21	0.22	0.19	0.18	0.23	0.22	0.21	0.23	0.22	0.18
Er	0.58	0.52	0.60	0.52	0.52	0.66	0.59	0.55	0.64	0.66	0.52
Tm	0.23	0.20	0.29	0.17	0.18	0.23	0.16	0.23	0.26	0.22	0.18
Yb	1	0	1	0	0	1	1	1	1	1	0
Lu	0.10	0.10	0.09	0.08	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.12	0.09

۴-۲- منابع ایجاد خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها

ممکن است برخی فرآیندها نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار داده و باعث ایجاد خطاهایی شوند. با توجه به تأثیر این خطاها در نتیجه‌گیری‌های بعدی درباره روابط ژئوشیمیایی سنگ‌ها، لازم است که جهت استفاده از این نتایج، از منابع ایجادکننده این خطاها نیز آگاهی داشته باشیم. مهمترین منابع ایجادکننده این خطاها شامل آلاینش در خلال پودرکردن، آلاینش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از هم‌پوشانی پیک‌ها و آلاینش حاصل از واکنش‌گرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه‌ها می‌باشد (رولینسون، ۱۹۹۳).

آلاینش، یک منبع مهم خطا در حین آماده‌سازی نمونه جهت تجزیه ژئوشیمیایی است. این عمل به احتمال زیاد در طی خردکردن و پودرکردن نمونه صورت می‌گیرد. آلاینش ممکن است از نمونه‌های قبلی به جای مانده در دستگاه آماده‌سازی منتقل شده باشد و یا ناشی از خود دستگاه آسیاب باشد. با تمیز کردن دقیق و یا آغشته کردن دستگاه با نمونه‌ای که قرار است خرد شود، می‌توان اثرات نمونه‌های قبلی را از بین برد. همچنین با انتخاب یک آسیاب با کیفیت مناسب، می‌توان اثرات دستگاه آسیاب را به حداقل کاهش داد. مطمئن‌ترین نتایج تجزیه مربوط به دستگاه‌هایی است که از آگات ساخته شده‌اند. با توجه به اینکه جهت آسیاب کردن نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، استفاده شده است، می‌توان تنها عامل آلاینش در مرحله آسیاب را اضافه شدن مقادیر جزئی سیلیس دانست. از طرفی چون سیلیس جزء عناصر اصلی تشکیل دهنده سنگ‌هاست و به مقدار فراوان در سنگ‌ها دیده می‌شود، آلاینش مقادیر ناچیز این عنصر نمی‌تواند نقش مهمی در ایجاد خطا داشته باشد. بدین ترتیب نقش آلاینش عناصر فلزی در مرحله آسیاب، به دلیل عدم درگیر بودن این عناصر منتفی می‌شود. آلودگی نمونه‌ها با مواد حاصل از ته‌نشینی آب‌های زیرزمینی یا آب دریا و ناخالصی معرف‌های مصرف شده نیز می‌توانند خطاهایی را ایجاد کنند.

۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های شیمیایی

قبل از استفاده از تجزیه‌های شیمیایی لازم است که تغییرات و تصحیحاتی بر روی داده‌ها صورت گیرد. از جمله این تصحیحات می‌توان به حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO اشاره کرد. اصولاً با وجود اینکه میزان مواد فرار اولیه در سنگ‌های ماگمایی کم می‌باشد (معمولاً کمتر از یک درصد)، ولی در برخی مواقع مقادیر زیادی از این مواد در سنگ‌ها دیده می‌شود که بیشتر آن‌ها در اثر فرآیندهای ثانویه وارد سنگ‌ها شده‌اند (میدلموست^۱، ۱۹۸۵).

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

میزان کل مواد فرار^۲ در سنگ‌های ماگمایی معمولاً کمتر از ۱ درصد می‌باشد. بنابراین، افزایش این میزان در سنگ‌ها، از فرآیندهای ثانویه نظیر هوازدگی و دگرسانی ناشی می‌شود (ژائو^۳، ۲۰۰۷). این مقادیر در نمونه‌های مطالعاتی از ۰/۷۵ درصد تا حداکثر ۲/۴ درصد متغیر می‌باشند.

به منظور حذف مواد فرار نمونه‌های سنگی، درصد مواد فرار را از مجموع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد به دست آمده، مقدار جدید اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرار آن حذف شده است. پس از آن، نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، درصد اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه می‌شود. به عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرار (Z) برای نمونه‌ی M.F1، به صورت زیر قابل محاسبه است:

$$M.F1: \text{Sum} = 99.96, \text{ L.O.I} = 1.51$$

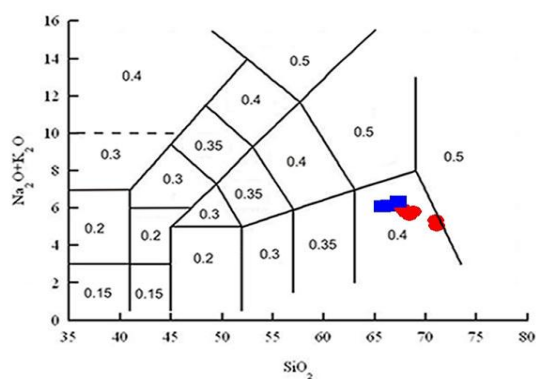
$$\text{Sum} - \text{L.O.I} = 99.96 - 1.51 = 98.45$$

$$Z = 100 / 98.45 = 1.02$$

1. Middlemost
2. Loss on ignition
3. Guo

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

در اغلب تجزیه‌های شیمیایی جدید، میزان اکسیدهای آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه می‌شود. FeO در ساختمان سیلیکات‌ها و Fe_2O_3 در فازهای اکسیدی به صورت کانی‌های اپک وارد می‌شود. نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ در سنگ‌های آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش می‌یابد. بنابراین مقادیر محاسبه شده آهن فرو (FeO) و آهن فریک (Fe_2O_3)، مقادیر واقعی نخواهند بود. این مسأله تأثیر قابل توجهی بر ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو سنگ خواهد داشت، به طوری که در محاسبه‌ی نورم سنگ اکسیدشده، به دلیل افزایش نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ، میزان مگنتیت نورماتیو، بیشتر از مقدار واقعی و مقادیر سیلیکات‌های آهن‌دار کمتر از مقدار حقیقی خواهند بود (میدلموست، ۱۹۸۹). برای تصحیح این خطا، از نمودار مجموع $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لومتر و همکاران، ۱۹۸۹) که نسبت‌های مختلف $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ پیشنهاد شده توسط میدلموست (۱۹۸۹) برای سنگ‌های آتشفشانی را نشان می‌دهد، استفاده شده‌است (شکل ۴-۲). نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ براساس این نمودار به دست آمده و مقادیر Fe_2O_3 و FeO جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیکتر است، محاسبه شده است. نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ محاسبه شده با استفاده از این روش برای سنگهای منطقه برابر ۰/۴ می‌باشد. مقادیر تصحیح شده‌ی Fe_2O_3 و FeO برای هر نمونه‌ی سنگی، در جدول (۴-۲) ارائه شده است.



شکل ۴-۲- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (TAS) از لومتر و همکاران (۱۹۸۹) که نسبت‌های مختلف پیشنهادی Fe_2O_3/FeO میدلموست (۱۹۸۹) را نشان می‌دهد.

۴-۴- کاربرد داده‌های تجزیه شیمیایی

نتایج حاصل از تجزیه‌های شیمیایی، به روش‌های گوناگون و جهت اهداف مختلف همچون طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌ها، رسم نمودارهای تغییرات و تعیین سری‌های ماگمایی و جایگاه تکتونیکی استفاده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

۴-۴-۱- طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین

داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی به خصوص عناصر اصلی، به طور گسترده جهت طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین مورد استفاده قرار می‌گیرد، از آنجایی که سنگ‌های آذرین مورد مطالعه غالباً نیمه عمیق و پورفیری هستند، جهت طبقه‌بندی و نام‌گذاری آن‌ها از طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی استفاده شده است که در ذیل مهم‌ترین آن‌ها آورده شده است:

۴-۱-۱- طبقه بندی شیمیایی

در طبقه بندی شیمیایی از اکسیدهایی که در ساختمان کانی های سنگ، نقش اساسی دارند، استفاده می شود. نمودار قلیایی کل- سیلیس (TAS) یکی از مهم ترین این نمودارهاست که در آن مجموع مقدار Na_2O و K_2O در مقابل سیلیس و برحسب درصد وزنی اکسیدها بر روی نمودار پیاده می شوند.

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

در این نمودار که مقدار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر مقدار درصدوزنی SiO_2 رسم شده است (شکل ۴-۳- الف). سنگ های نیمه عمیق مورد مطالعه براساس این نمودار در محدوده داسیت و ریوداسیت قرار می گیرند که با شواهد پتروگرافی سازگاری دارد. نمونه متعلق به گنبد کوه مریان (شمال روستای مقیسه) و نمونه ای از یکی از دایک های منطقه در محدوده ریوداسیت قرار گرفته و بقیه نمونه ها در محدوده داسیت قرار می گیرند. با توجه به ماهیت نیمه عمیق سنگ های مورد مطالعه و پورفیروئیدی بودن آنها می توان از نمودار طبقه بندی آذرین درونی نیز استفاده کرد و نام معادل درونی آنها را به کار برد (شکل ۴-۳- ب).

ب - نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)

در این نمودار نیز مقدار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (قلیایی کل) در برابر مقدار درصدوزنی SiO_2 رسم شده است (شکل ۴-۴- الف). در این نمودار محدوده آلكالی از ساب آلكالن به طور مجزا مشخص شده است که نمونه های مورد مطالعه در محدوده ساب آلكالی قرار می گیرند. بر اساس این نمودار، نمونه ها در محدوده ریولیت و داسیت قرار می گیرند.

ج - نمودار $R_1 - R_2$ دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)

از آنجایی که داده‌های درصد وزنی اکسیدها به خوبی توزیع کانی‌ها را در یک نمونه نشان نمی‌دهند، برخی پژوهشگران ترکیب سنگ را بر حسب کاتیون مورد استفاده قرار می‌دهند. بدین منظور درصد وزنی اکسید بر وزن مولکولی اکسید تقسیم می‌شود و در تعداد کاتیون‌های واحد فرمولی ضرب می‌گردد و به این صورت در ترسیم نمودار به کار می‌رود که می‌توان به نمودار R_1 - R_2 دولاروش و دیگران (۱۹۸۰) اشاره کرد. برای اجتناب از این انتقاد که درصد وزنی اکسیدها، توزیع کاتیونی نمونه‌ها را به درستی منعکس نمی‌کند، برخی از محققین ترجیح دادند که ترکیب سنگ‌ها را بر اساس کاتیون‌ها محاسبه کنند. بر این اساس دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، نموداری را برای طبقه‌بندی سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی ارائه دادند که بر حسب مقادیر کاتیونی رسم، و به صورت میلی کاتیون بیان می‌شود (شکل ۴-۴ - ب). این نمودار برای سنگ‌های نفوذی مناسب‌تر است. نتایج حاصل در یک نمودار دو متغیره X - Y و با استفاده از پارامترهای R_1 و R_2 نمایش داده می‌شود. این پارامترها توسط معادلات زیر محاسبه می‌شوند:

$$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

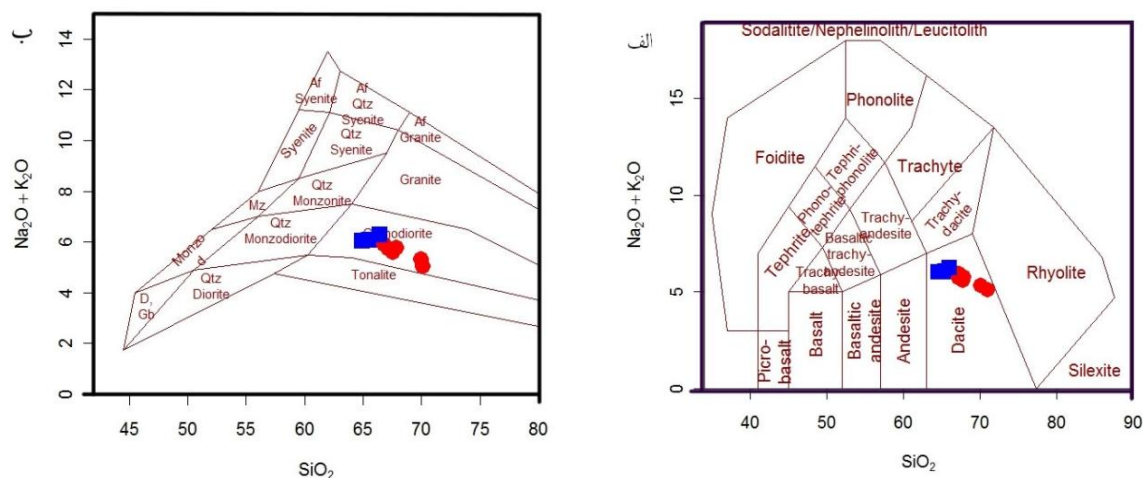
این روش طبقه‌بندی چند مزیت دارد (رولینسون، ۱۹۹۳):

- در این طبقه‌بندی از کل عناصر اصلی سنگ استفاده می‌شود.
- برای انواع سنگ‌های آذرین کاربرد دارد.
- ترکیبات کانی را می‌توان بر روی نمودار نشان داد و می‌توان داده‌های مودال را با هم مقایسه کرد.
- درجه اشباع شدگی از سیلیس و تغییر فلدسپات را می‌توان نشان داد.

البته این نمودار خالی از اشکال نیست. از جمله می‌توان به دور از ذهن بودن مفاهیم R_1 و R_2 و دشوار بودن محاسبات و رسم این نمودار اشاره کرد. که بر اساس آن نمونه‌های مورد مطالعه، در محدوده داسیت و ریوداسیت قرار می‌گیرند.

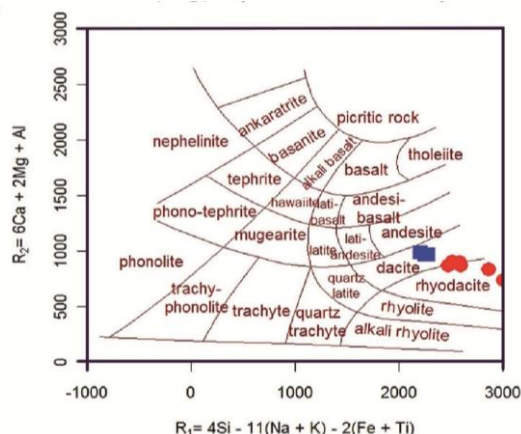
د- نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷)

این نمودار بر اساس عناصر نامتحرک Zr و Ti است که بیشترین پایداری را برای سنگ‌های آذرین دگرگون شده دارند (مانیا و همکاران، ۲۰۰۷) و مقاومت زیادی در برابر عوامل ثانویه مؤثر بر سنگ‌ها از خود نشان می‌دهند و در مطالعات ژئوشیمیایی شاخص‌های قابل اعتمادتری‌اند. در این نمودار، نمونه‌ها در محدوده ریوداسیت و داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴ ج).

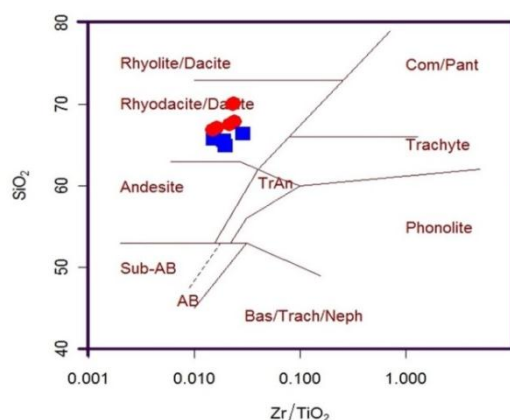
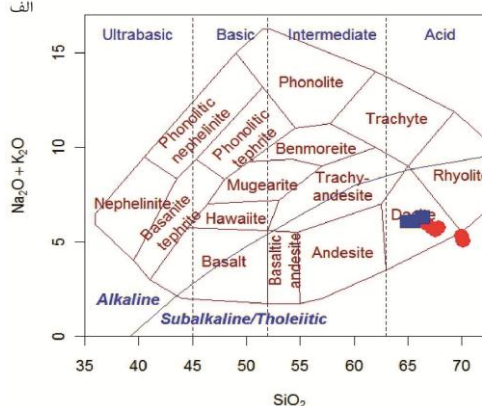


شکل ۴-۳- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) الف) سنگ‌های آذرین بیرونی و ب) درونی و موقعیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه بر روی آن‌ها.

ب.



الف



شکل ۴-۴ الف) نمودار TAS جهت طبقه بندی سنگ‌های آتشفشانی (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) و موقعیت نمونه‌های سنگی ساب‌ولکانیک بر روی آن. ب) نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین بر حسب مقادیر کاتیونی (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. ج) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار طبقه بندی سنگ‌های آتشفشانی (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷).

۴-۵- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات

نمودارهای تغییرات، نمودارهایی هستند که با استفاده از داده‌های عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی ترسیم می‌گردند و حجم زیادی از اطلاعات عددی را به صورت فشرده نمایش می‌دهند. از آنجائی که فرآیندهای مختلف نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی و آلیش و هضم پوسته‌ای همه در رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب تأثیر می‌گذارند (ویلسون، ۱۹۸۹)، این نمودارها می‌توانند به خوبی

منعکس کننده تحول و تکامل ماگما از زمان تشکیل تا زمان جایگزینی باشند. علاوه بر آن الگوی پراکندگی نقاط بر روی این نمودارها، وابستگی یا عدم وابستگی سنگ‌ها به یکدیگر و منشأ یا منشأهای آن‌ها را نیز نشان می‌دهد.

در برخی موارد در نمودارهای تغییرات، به جای یک روند، ابری پراکنده از داده‌ها مشاهده می‌شود که می‌تواند به یکی از دلایل زیر باشد:

- متعلق نبودن نمونه‌ها به یک ماگما (حتی در یک آتشفشان).

- خطای نمونه‌برداری و ناهماهنگی در نمونه‌ها.

- عدم صحت نتایج آنالیز شیمیایی.

- عواملی نظیر دگرسانی که به علت وجود سیستم درز و شکستگی در سنگ‌ها بوجود آمده و سبب تغییرات در ترکیب شیمیایی و در نتیجه اغتشاش در نظم اولیه موجود در بین عناصر خواهد شد.

جهت بررسی تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما نمودارهای گوناگونی توسط پترولوژیست‌ها ارائه شده است که از جمله می‌توان به نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹) و نمودارهای درصد اکسید عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل ضریب تفریق (تورنتون و تانل، ۱۹۶۰) و شاخص انجماد اشاره کرد. این نمودارها روند تحول ماگما را از هنگام تشکیل تا زمان جایگزینی نشان می‌دهند.

۴-۵-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

به نمودارهای تغییراتی را که در آن‌ها، اکسیدها در مقابل SiO_2 ترسیم می‌شوند، نمودارهای هارکر می‌گویند (رولینسون، ۱۹۹۳). در محور X درصد SiO_2 را قرار می‌دهند زیرا معمولاً سازنده اصلی سنگ

است و بیشتر از اکسیدهای دیگر تغییر نشان می‌دهد. نمودارهای هارکر به خوبی روند تحول ماگما را نشان می‌دهند. تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی و روند معین در نمونه‌های مختلف یک سری سنگی در این نمودارها، بیانگر رابطه خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای آن سری می‌باشد و عدم پیوستگی نقاط و انقطاع در روندها به شرط نمونه‌برداری کامل و جامع، می‌تواند نشانه عدم خویشاوندی بین آن‌ها باشد.

با توجه به نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 ، اکسیدهای $\text{MgO}, \text{TiO}_2, \text{P}_2\text{O}_5, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{Al}_2\text{O}_3$ روندخطی نزولی محسوسی دارند و با انجام پدیده تبلور تفریقی سازگار هستند. میزان این اکسیدها در طی تبلور ماگما، بدلیل تشکیل کانی‌های فرومنیزین، آپاتیت، مگنتیت و پلاژیوکلاز کم می‌شود. همچنین با افزایش SiO_2 مقدار K_2O افزایش پراکنده‌ای نشان می‌دهد که با روند تفریق سازگار است. مقدار Na_2O تغییرات محسوسی نشان نمی‌دهد، CaO نیز با افزایش SiO_2 کاهش پراکنده‌ای نشان می‌دهند که این پراکندگی می‌تواند در ارتباط با پورفیری بودن، تفاوت در مقدار پورفیرها در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه یا تحرک عناصر K, Ca و Na در روند تبلور تفریقی و یا آرایش پوسته قاره‌ای در طی صعود ماگما باشد.

با نگاهی به نمودارهای هارکر عناصر اصلی و کمیاب سنگی مورد مطالعه (شکل ۴-۵) می‌توان دو گروه سنگی داسیت و ریوداسیت‌ها را دسته‌بندی کرد. در داسیت‌ها کانی‌های مافیک آن غالباً از نوع آمفیبول هستند و در سمت چپ نمودارها دیده می‌شوند ریوداسیت‌ها دانه ریزتر بوده و از فراوانی کمی برخوردار هستند و کانی‌های فلسیک در آن‌ها بیشتر است و به صورت گروه نسبتاً مجزا در سمت راست نمودارها دیده می‌شوند.

الف - تغییرات Al_2O_3 در برابر SiO_2

روند مشاهده شده در نمونه‌های مورد مطالعه کاملاً منطقی است زیرا پلاژیوکلازها از کانی‌های اصلی به شمار می‌روند. در نمونه‌های ریوداسیتی به دلیل کمتر بودن مقدار پلاژیوکلاز آنورتیتی و هورنبلند، مقدار Al_2O_3 در کمترین حد خود است اما در نمونه‌های داسیتی به دلیل بالا بودن مقدار آنورتیت و حضور هورنبلند میزان آن بیشتر است که این نتایج با بررسی‌های پتروگرافی هم مطابقت دارد.

ب- تغییرات MgO در برابر SiO_2

همانگونه که از نمودار مشخص است، میزان MgO با افزایش میزان تفریق از نمونه‌های داسیتی به ریوداسیتی، روند نزولی دارد که نشان از مشارکت آن در تبلور هورنبلند و تاحدودی بیوتیت در داسیت‌ها می‌باشد که با ادامه تبلور کاهش می‌یابد.

ج- تغییرات $FeOt$ در برابر SiO_2

در این نمودار با پیشرفت روند تفریق ماگما، از نمونه‌های داسیتی به ریوداسیتی از میزان $FeOt$ کاسته می‌شود که حاکی از تفریق کانی‌های آهن‌دار هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت در نمونه‌های داسیتی است و هر چه ماگما اسیدی‌تر می‌شود از میزان $FeOt$ کاسته می‌شود که این امر نیز با مطالعات پتروگرافی مطابقت دارد.

چ- تغییرات TiO_2 در برابر SiO_2

در نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش SiO_2 مقدار TiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهد. TiO_2 در تشکیل اکسیدهای آهن تیتان‌دار از جمله در تشکیل تیتانومگنتیت مصرف می‌شود که در نمونه‌های داسیتی بیشتر از نمونه‌های ریوداسیتی است.

ح- تغییرات P_2O_5 در برابر SiO_2

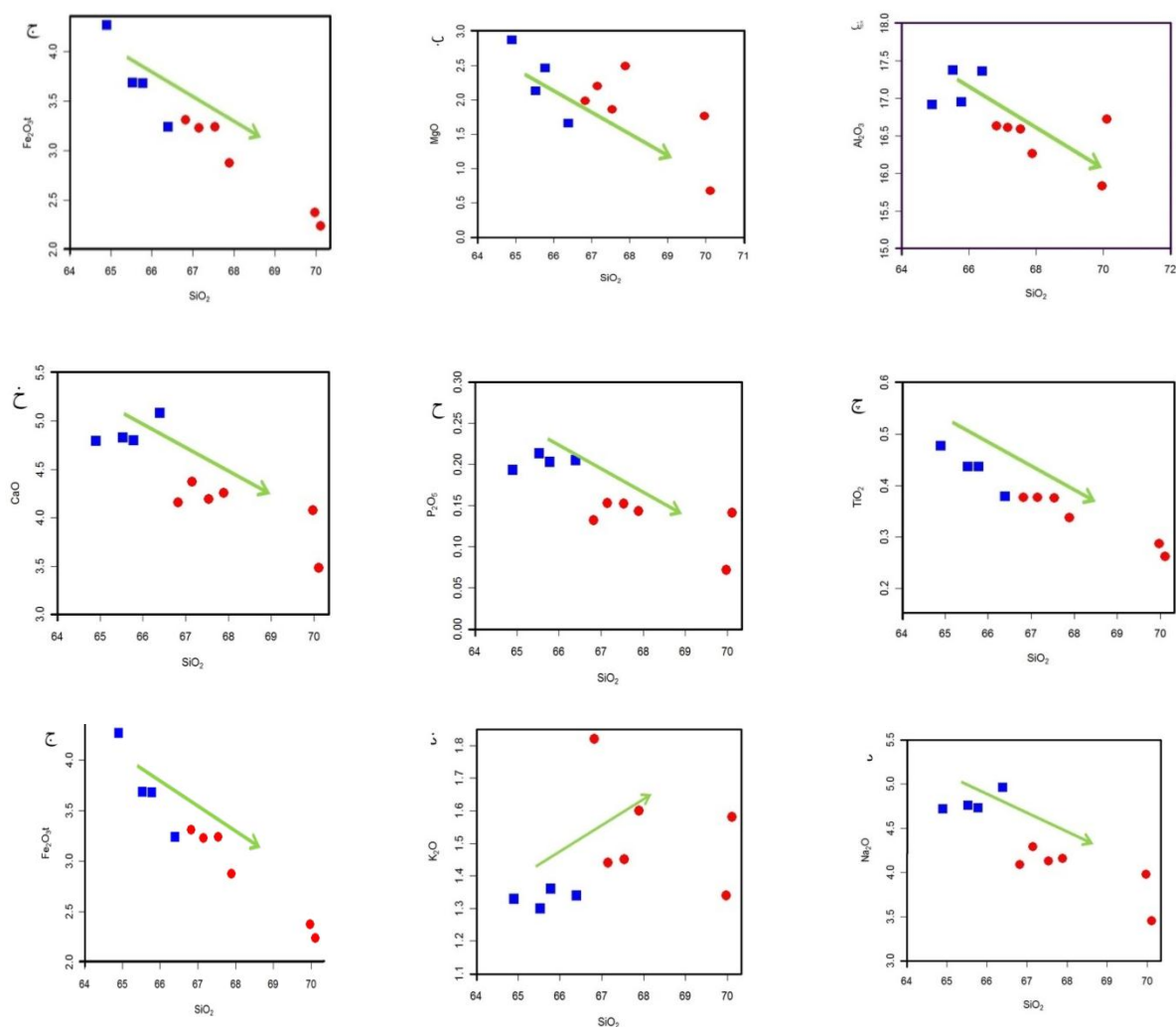
در نمودار تغییرات P_2O_5 در برابر SiO_2 نمونه‌های مورد مطالعه روند نزولی محسوسی را از داسیت به ریوداسیت نشان می‌دهند. در برخی نمونه‌های داسیتی بلورهای سوزنی و کاملاً شکل‌دار آپاتیت به صورت ادخال در دیگر کانی‌ها دیده می‌شود اما با ادامه تبلور بخشی آپاتیت، مقدار آن در باقیمانده، کاهش می‌یابد.

خ- تغییرات CaO در برابر SiO_2

در نمودار تغییرات CaO در برابر SiO_2 با افزایش مقدار سیلیس مقادیر اکسید کلسیم روند پراکنده‌ای نشان می‌دهد. میزان این اکسید در نمونه‌های مورد مطالعه توسط بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند کنترل می‌شود و همانطور که در مطالعات پتروگرافی بیان شد، در نمونه‌های داسیتی میزان بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند بیشتر از دیگر نمونه‌های مورد مطالعه است.

د- تغییرات Na_2O و K_2O در برابر SiO_2

این دو عنصر در طی تبلور و تفریق ماگما، تمایل به باقی‌ماندن در مایع سیلیکاتی دارند و در انتهای تفریق Na^+ وارد ساختمان پلاژیوکلازهای سدیک و K^+ وارد ساختمان فلدسپات پتاسیم می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه Na_2O این روند را نشان می‌دهد اما K_2O روند پراکنده‌ای را نشان می‌دهد که می‌تواند ناشی از آلاینش پوسته‌ای و یا تحرک این عنصر باشد.



شکل ۴-۵- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

۴-۵-۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

عناصر کمیاب به عناصری گفته می‌شود که کمتر از ۰/۱ درصد وزنی سنگ را به خود اختصاص می‌دهند، این عناصر به ندرت خود کانی می‌سازند اما اکثراً جایگزین عناصر اصلی می‌گردند. این عناصر برای تمایز میان فرآیندهای سنگ‌شناختی بیشتر از عناصر اصلی مورد استفاده قرار می‌گیرند (رولینسون، ۱۹۸۹).

نمودارهای تغییرات عناصر Sr, Co و V با افزایش تفریق روند نزولی نشان می‌دهند. به طور کلی عناصر Co و V عناصر سازگاری هستند رفتاری مشابه آهن و منیزیم داشته و جایگزین آن‌ها در کانی‌های فرومنیزین می‌گردند.

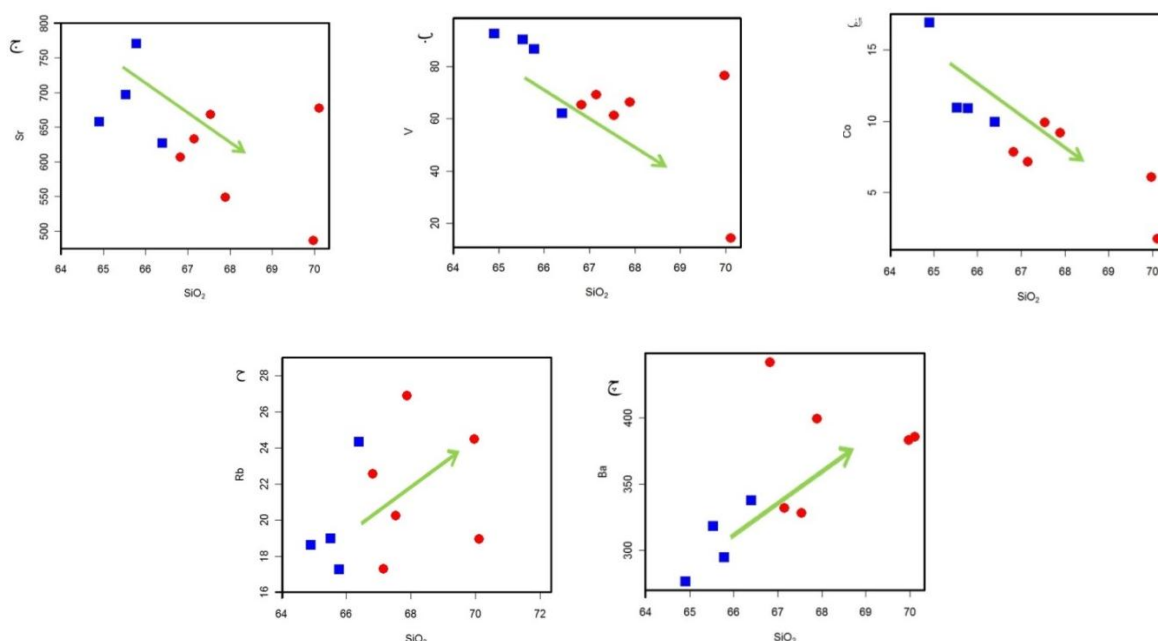
Co (کبالت) شعاع یونی نزدیک به Mg دارد و توسط ترکیبات Mg دار از ماگما خارج می‌شود. این عنصر در ساختمان کانی‌هایی مانند پیروکسن (اوپتیت)، هورنبلند و بیوتیت وارد می‌شود بنابراین مقدار آن در طول تبلور تفریقی کاهش می‌یابد (شکل ۴-۶-الف).

V (وانادیم) شعاعی بزرگتر از آهن دوظرفیتی دارد اما الکترونگاتیویته آن کمتر است به همین دلیل مقدار آن در مگنتیت‌های زود تشکیل شده بیشتر می‌باشد. این عنصر وارد هورنبلند، پیروکسن و بیوتیت می‌شود و نمودار آن روند نزولی دارد (شکل ۴-۶-ب).

Sr (استرانسیم) از عناصر قلیایی کمیاب است و در اکثر کانی‌های کلسیم‌دار رفتار سازگاری دارد و مقدار آن در پلاژیوکلازها بالاست و به هنگام ذوب یا تبلور جانشین کلسیم در پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌شود (شکل ۴-۶-ج).

Ba (باریم) شعاع یونی نزدیک به شعاع یونی پتاسیم دارد ولی به علت بار یونی بیشتر در کانی‌های پتاسیم‌دار اسیر می‌گردد. بدلیل اینکه کانی‌های پتاسیم‌دار در مراحل نهایی تشکیل می‌شوند نمودار تغییرات آن روند افزایشی نشان می‌دهد (شکل ۴-۶-چ).

Rb (روبییدیم) این عنصر جانشین K در کانی‌های پتاسیم‌دار می‌شود به همین دلیل روند تغییرات آن مشابه روند K_2O می‌باشد، بنابراین مقدار آن در طی روند تفریق افزایش می‌یابد و نمودار آن روند صعودی نشان می‌دهد (شکل ۴-۶-ح).



شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹).

۴-۵-۳- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I.)

(تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)

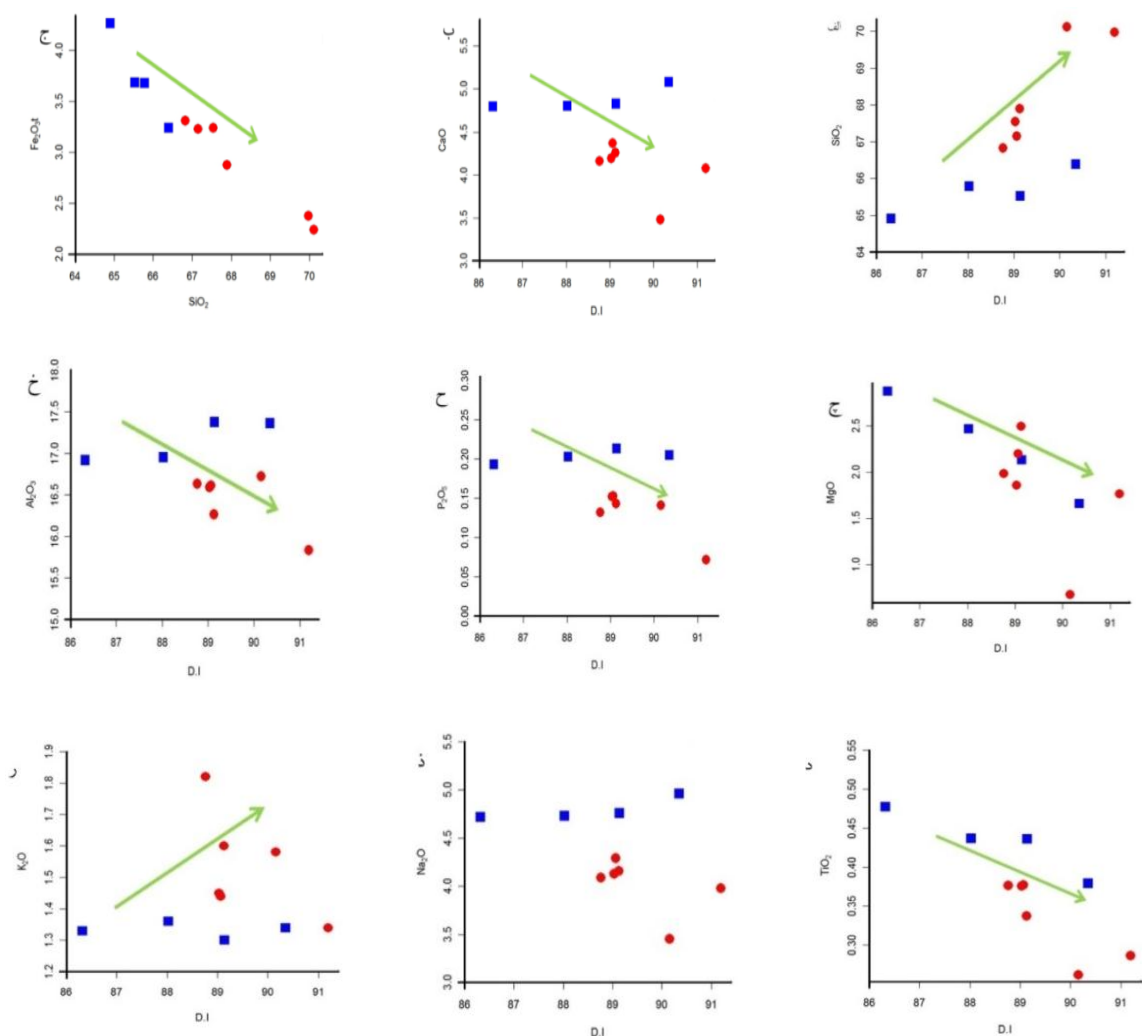
ضریب تفریق (D.I.) بر اساس مجموع درصد کانی‌های روشن محاسبه شده از طریق نورم وبه صورت زیر به

$$\text{D.I.} = \text{Q} + \text{Or} + \text{Pl} + \text{Ne} + \text{Luc}$$

دست می‌آید:

ضریب تفریق بیانگر روند تفریق ماگماست زیرا این کانی‌ها به دلیل سبکی و وزن مخصوص کم تحت تأثیر نیروی ثقل از کانی‌های سنگین، تفریق حاصل نموده و سبب تحول ماگما می‌شوند و در ماگمای باقی‌مانده درصد کانی‌های فوق افزایش می‌یابد. ضریب تفریق بر این عقیده ساده پترولوژیکی استوار است که در طول فرآیند تبلور ماگما، سیستم باقی‌مانده از کانی‌هایی غنی خواهد شد که در دماهای پایین‌تر شروع به تبلور خواهند نمود. میزان این ضریب شاخصی از میزان تأثیر فرآیند تبلور تفریقی بر ماگمای اولیه است. بر اساس نمودارهای شکل (۴-۷)، اکسیدهای MgO ، P_2O_5 ، CaO ، TiO_2 ، Fe_2O_3 با افزایش ضریب تفریق،

روند کاهشی نشان می‌دهند. این تغییرات ناشی از کاهش مقدار کانی‌های مافیک و تبلور کانی‌های روشن است. K_2O و SiO_2 با افزایش ضریب تفریق روند افزایشی نشان می‌دهند زیرا با تفریق ماگما، ترکیب مایع باقیمانده فلسیک‌تر می‌شود و کانی‌های پتاسیم‌دار نظیر فلدسپات‌های پتاسیم در مراحل پایانی تشکیل می‌شوند. NaO_2 با افزایش ضریب تفریق روند پراکنده‌ای نشان می‌دهند که می‌توان به تغییرات مقادیر پلاژیوکلاز و تغییر ترکیب آن‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت داد.



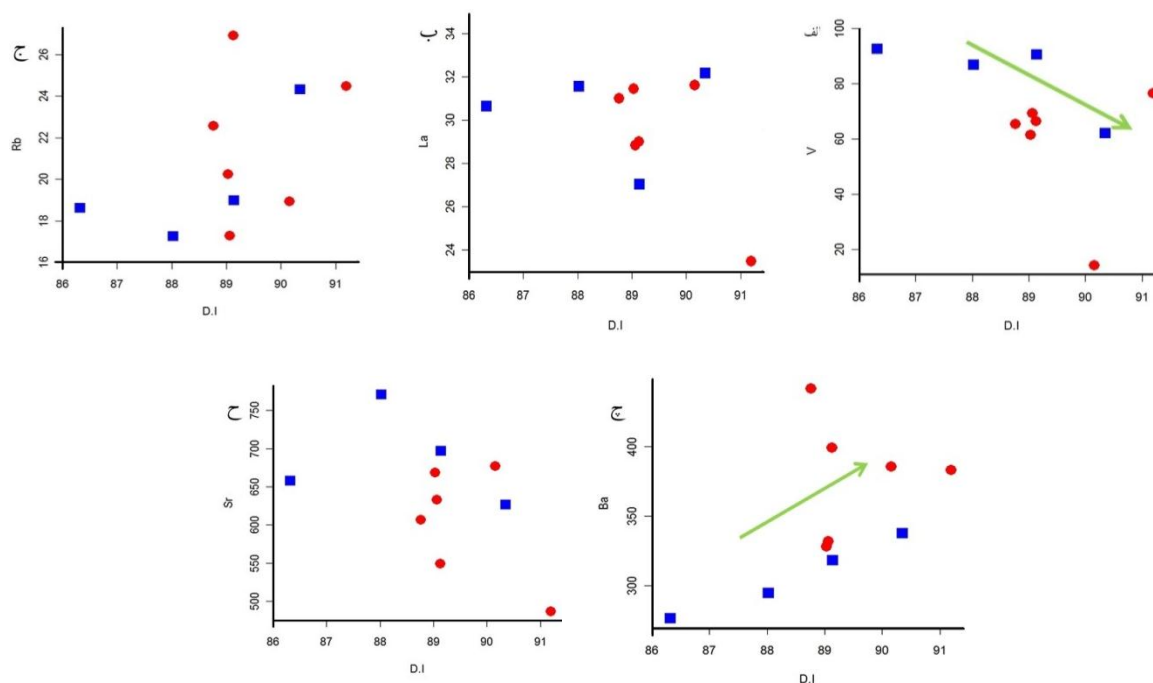
شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I.) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰).

۴-۵- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (D.I.) (تورنتن و

تاتل، ۱۹۶۰)

در مورد عناصر کمیاب، روندهای تفریق و ژئوشیمیایی به عواملی همچون سازگاری یا ناسازگاری، شعاع یونی، تحرک، جانشینی و بار یونی این عناصر بستگی دارد. با توجه به نمودارهای شکل (۴-۸) با افزایش ضریب تفریق مقدار عناصر کمیاب V و Sr روند کاهشی نشان می‌دهند. زیرا استرانسیم در ساختمان

پلاژیوکلازها، جانشین کلسیم می‌شود و در طول تفریق ماگمایی میزان پلاژیوکلازهای کلسیک کاهش می‌یابد. در مقابل عناصر Ba و La روند افزایشی نشان می‌دهند، زیرا در مراحل پایانی تفریق، در ماگمای تفریق یافته تمرکز بیشتری پیدا می‌کنند. باریم (Ba) دارای شعاع یونی ۱/۳۵ انگستروم بوده و جزء عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) به شمار می‌آید. این عنصر چون به شدت وابسته به فازهای کانیاپی مثل فلدسپات‌ها و میکاهاست، برای پی بردن به پدیده تبلور تفریقی در سنگ‌های حدواسط و اسیدی از مؤثرترین عناصر است بنابراین به دلیل وجود پورفیرهای پلاژیوکلاز، روند افزایشی نشان می‌دهد.



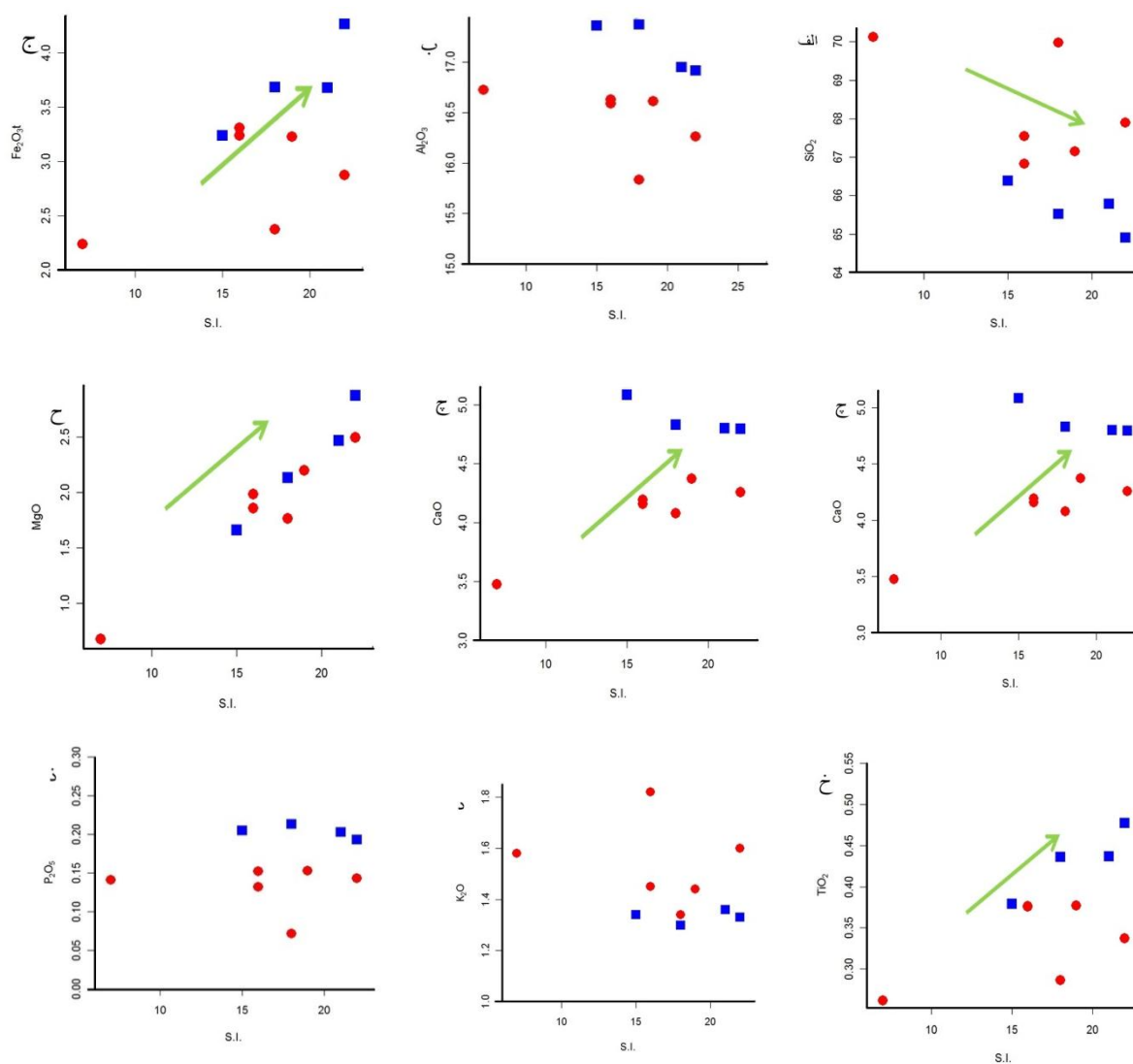
شکل ۴-۸- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در مقابل ضریب تفریق (D.I.) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰).

۴-۵-۵- نمودارهای شاخص انجماد (S.I.)

شاخص انجماد (S.I.) با فرمول شیمیایی زیر توسط کونو (۱۹۵۹) تعریف می‌شود:

$$S.I.=100(MgO/Na_2O+K_2O+FeOt+MgO)$$

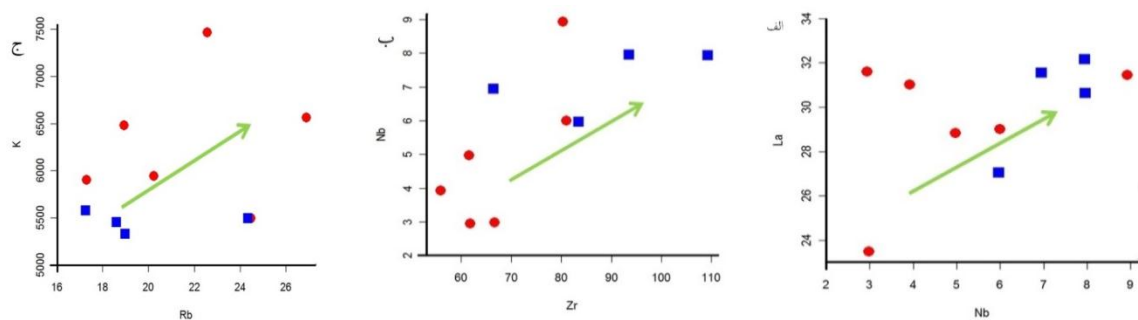
به عقیده کونو (۱۹۵۹) اگر ضریب انجماد کوچکتر از ۳۲ باشد، ترم‌های تفریق‌یافته را نشان می‌دهد. در نمونه‌های مورد بررسی این مقدار بین ۷ تا ۲۲ می‌باشد. با بررسی این نمودارها از وقوع فرآیند تفریق ماگمایی در بین نمونه‌های مورد مطالعه حکایت می‌کند (شکل ۴-۹). چون پلاژیوکلاز و هورنبلند در حال تبلور هستند، فرآیند تفریق ماگمایی را نشان می‌دهد.



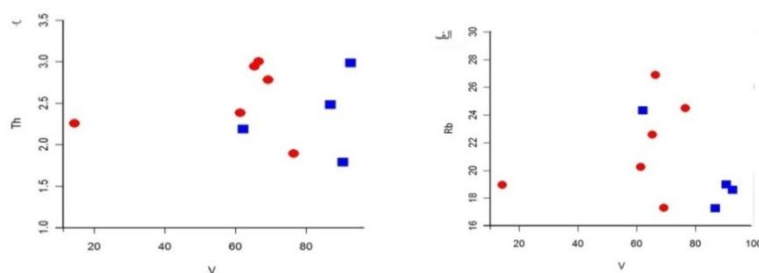
شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در برابر اندیس انجماد (کونو، ۱۹۶۰).

۴-۵-۶- نمودارهای تغییرات برخی عناصر کمیاب یا نسبت‌های آن‌ها در مقابل یکدیگر

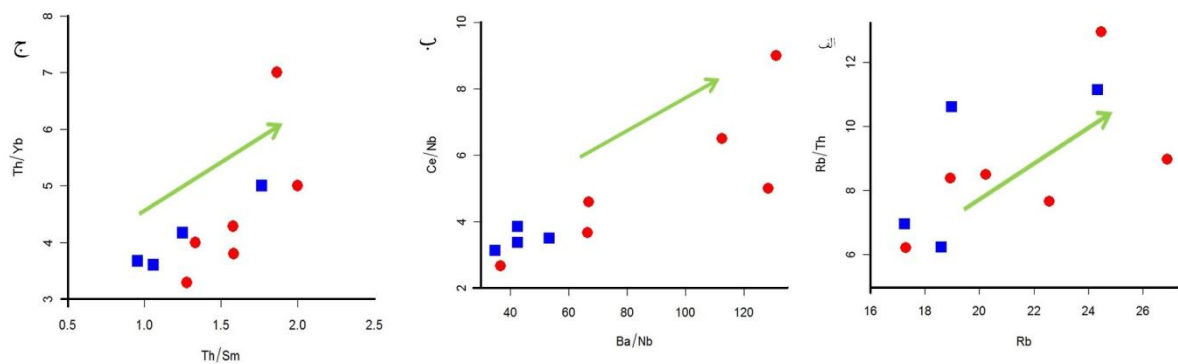
این نمودارها در تشخیص تحولات ماگمایی و بررسی فرآیندهایی همچون تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی کاربرد دارند. در نمودارهای هارکر، روندهای مشاهده شده می‌توانند توسط هر یک از فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی ایجاد شوند، لذا جهت تشخیص و تفکیک این فرآیندها در نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودارهای تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار و نسبت‌های آن‌ها در برابر یکدیگر استفاده می‌شود. اگر نمودارهای تغییرات دو عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر دارای روند خطی و صعودی باشد و از مبدأ مختصات نیز بگذرد و اگر در نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار روند خطی و نزولی باشد، فرآیند غالب تشکیل‌دهنده سنگ‌ها تبلور تفریقی است در غیر این صورت، ذوب بخشی متعادل با منشأ، عامل اصلی این ارتباط است (راجرز و همکاران، ۱۹۸۰؛ ۱۹۸۴). در نمودارهای عناصر سازگار- ناسازگار Nb-Zr, K-Rb و Nb-La روند خطی و صعودی (شکل ۴-۱۰) و در نمودارهای عناصر سازگار- ناسازگار Rb-V و Th-V (شکل ۴-۱۱) روند خطی و نزولی مشاهده می‌شود. برای مثال در درجات مختلف ذوب، بین تمرکز Nb و Zr انطباق خطی ایجاد نمی‌شود، بنابراین در صورتی که انطباق خطی بین آن‌ها مشاهده شود به دلیل تبلور تفریقی در ماگما خواهد بود، این امر به دلیل حساسیت بالای Nb نسبت به Zr در درجات مختلف ذوب می‌باشد. در واقع پائین‌تر بودن نسبت Zr/Nb، از کمتر بودن درجه ذوب بخشی حکایت می‌کند (ویور و همکاران، ۱۹۹۶). در نمودارهای نسبت- نسبت عناصر ناسازگار نظیر نمودار Ce/Nb در برابر Ba/Nb و نمودار Th/Yb در برابر Th/Sm روندی خطی و نزولی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۲). با توجه به اینکه نسبت این عناصر در طی تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی بدون تغییر باقی می‌ماند، پیوستگی سنگ‌های مورد مطالعه بر روی این نمودارها، مؤید وجود ارتباط ژنتیکی بین آن‌ها است.



شکل ۴-۱۰- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها.



شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها.



شکل ۴-۱۲- نمودار تغییرات نسبت - نسبت عناصر ناسازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها.

۴-۶- نمودارهای عنکبوتی

نمودارهای عنکبوتی، نمودارهای چندعنصری بهنجار شده‌ای هستند که بر اساس گروه‌بندی عناصر ناسازگار نسبت به کانی‌شناسی خاص، بنا نهاده شده‌اند. این نمودارها به تعبیری بسط نمودارهای آشنای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده کندریتی هستند که در آن‌ها عناصر جزئی دیگر نیز به نمودار معمول REE افزوده شده‌اند (رولینسون، ۱۹۹۳). نمودارهای عنکبوتی جهت بررسی تغییر و تحولات ماگما و مقایسه آن‌ها با ماگمای اولیه مناسب می‌باشند. در ادامه رفتار ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) و کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۴-۶-۱ نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)

در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، نمونه‌های مورد مطالعه تمرکز نسبتاً بالایی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مثل (Cs, Rb, K, Th, U, Sr) و تمرکز پائینی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مخصوصاً Nb, Ti و تا حدودی Ta دارند که از خصوصیات ماگماهای مرتبط با فرورانش است (مورتیمر، ۲۰۰۸؛ گاس و کای، ۲۰۰۹). عناصر کمیاب دارای پتانسیل یونی پایین (LILE)، پراکندگی بیشتری نسبت به عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSE) نشان می‌دهند که این پراکندگی به علت تحرک نسبتاً زیاد عناصر (LILE) در طی دگرسانی است (موراتا و آگوییر، ۲۰۰۳). نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به عناصر Sr, U, K و Nd غنی‌شدگی و نسبت به Pr, P, Zr, Ti و Nb تهی‌شدگی محسوسی را نشان می‌دهند. Ti و Nb اصولاً در هورنبلند متمرکز می‌شوند و حضور هورنبلند در منشأ می‌تواند مسبب آنومالی منفی این عناصر در مذاب باقی‌مانده شود که این آنومالی منفی Ti و Nb مختص مناطق فرورانش است (شکل ۴-۱۳). ناهنجاری منفی از عناصر HFS مانند Ti, P و Nb از

ویژگی‌های شاخص محیط‌های کمانی می‌باشد (گیل^۱، ۱۹۸۱؛ هاوکسورس^۲ و همکاران، ۱۹۹۳). این امر اگر چه ممکن است تا حدودی ناشی از آغستگی ماگما با مواد پوسته‌ای تهی از این عناصر در خلال صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد، ولی بسیاری از پژوهشگران مانند لونو و هافمان^۳ (۱۹۹۵)، استالدر^۴ و همکاران (۱۹۹۸) و آیرس^۵ (۱۹۹۸). نامحلول بودن این عناصر در فاز سیال آبگون دگرنهاد کننده گوشته و باقی ماندن آن‌ها در فازهای تفاله‌ای دیرگداز موجود در سنگ کره فرورونده (روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتاندار، اسفن، آپاتیت، زیرکن) را عامل اصلی این امر می‌دانند. برخی دیگر از پژوهشگران، سیالات غنی از کلر را عامل تهی شدگی ماگماهای کمان‌ها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی شدگی آن‌ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) می‌دانند (کپلر^۶، ۱۹۹۶). حلالیت بالای LILE در این سیالات و شستشو و حمل نقل آن‌ها از سنگ کره اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گوشته‌ای محل منشأ ماگما و همچنین نامحلول و نامتحرک بودن عناصر HFS در این رخداد، نقش مهمی در توزیع این عناصر در سنگ‌های ماگمایی مناطق کمانی دارد. همچنین معلوم شد که اگر یک سرپانتینیت غنی از عناصر کمیاب در فشار ۱/۲ گیگاپاسکال دستخوش آبدایی شود، عناصر لیتوفیل بزرگ یونی چون K,Rb,Cs,Ba و نیز La را به طور انتخابی از دست می‌دهد ولی Nb و عناصر خاکی نادر آن دست نخورده باقی می‌مانند (تاتسومی و همکاران، ۱۹۸۶). به علاوه مشخص شده است که در شرایط مشابه عناصر U,Pb,Ce متحرکند ولی عناصر Ti و Zr نامتحرکند (ژوتئا^۷، ۱۹۹۷).

1 -Gill

2 – Hawkesworth

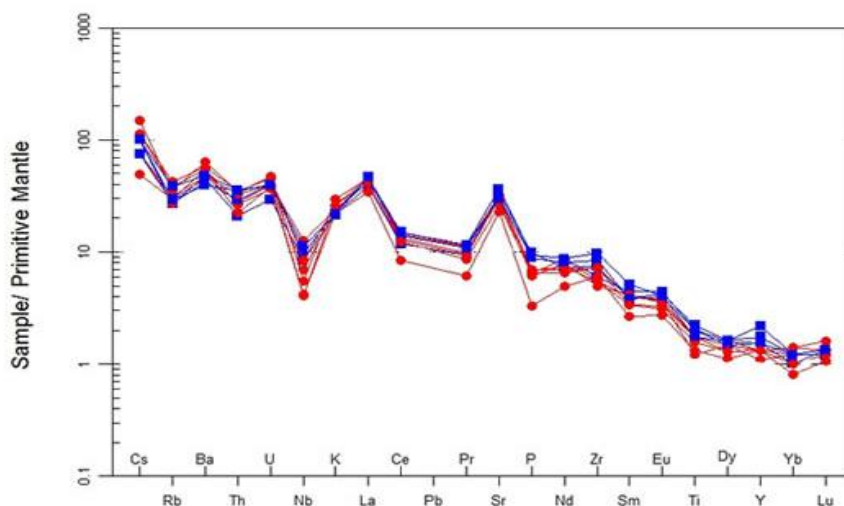
3 - Lonov & Hofmann

4 - Stalder

5 - Ayers

6 - Keppler

7 - Juteau



شکل ۴-۱۳- نمودار عنکبوتی چندعنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه

۴-۶-۲- نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت

عناصر کمیاب خاکی (REE) از مهمترین عناصر کمیاب هستند که شامل ۱۵ عنصر لانتانیدی با عدد اتمی ۵۷ (Lu) تا ۷۱ (Lu) می‌باشند. ایتیریم (با عدد اتمی ۳۹) در گروه فلزات انتقالی قرار دارد. این عنصر با اینکه لانتانید نیست ولی جزء عناصر کمیاب خاکی طبقه بندی می‌شود چرا که عموماً با کانی‌های طبیعی و خصوصیات شیمیایی مشابه با لانتانیدها یافت می‌گردد. بنابراین به صورت متداول با REE ها طبقه بندی می‌شود. ایتیریم با وجود اینکه دارای وزن اتمی پایینی است جزء گروه عناصر کمیاب نادر سنگین طبقه بندی می‌گردد، زیرا خصوصیات آن به عناصر کمیاب سنگین نسبت به عناصر کمیاب سبک نزدیک‌تر است. رفتارهای ژئوشیمیایی REE در حین فرآیندهای خاص زمین‌شناسی، آن‌ها را به طرز خاصی برای تشخیص منشأ سنگ‌های آذرین مطلوب نموده است که به عنوان مثال جدایش آن‌ها در سیستم‌های آذرین و عدم تحرک نسبی آن‌ها در دگرگونی‌های گرمایی می‌باشد.

برای بهنجار کردن تغییرات عناصر خاکی نادر نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از مقادیر کندریت ناکامورا (۱۹۷۴) استفاده شده است. الگوهای تغییرات عناصر خاکی نادر، غنی‌شدگی نسبی در LREE و تهی‌شدگی نسبی در HREE را نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۴). فراوانی عناصر کمیاب خاکی سنگین در نمونه‌های داسیتی بیشتر از نمونه‌های ریوداسیتی است زیرا این عناصر عموماً در کانی‌هایی نظیر هورنبلند تمرکز می‌یابند که این کانی در نمونه‌های ریوداسیتی به مراتب خیلی کمتر از نمونه‌های داسیتی است.

به عقیده بیشتر محققین علت غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر LREE به دلایل ذیل می‌باشد:

۱- عناصر LREE نسبت به عناصر HREE ناسازگارتر هستند. اختلاف ناچیز اندازه یونها باعث می‌شود عناصر LREE تا حدی ناسازگارتر از عناصر HREE باشند و بنابراین در سیال باقیمانده، عناصر LREE غلظتی بیشتر از عناصر HREE داشته باشند (کراسکوف و بیرد، ۱۹۷۶)^۱. بنابراین در طی روند تحولات ماگمایی در سنگ‌های تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند.

۲- ناشی از حضور گارنت در منشأ می‌باشد که با حفظ عناصر HREE در ساختمان خود موجب تهی‌شدگی این عناصر و برعکس غنی‌شدگی از LREE، در ماگمای ایجاد شده می‌گردد.

۳- آلاش ماگما با مواد پوسته‌ای (پوسته قاره‌ای و رسوبات دریایی روی پوسته اقیانوسی فروزانده شده). غلظت عناصر LREE به علت تحرک زیاد تابعی از نوع رفتار فاز سیال می‌باشد (رولینسون، ۱۹۹۶). ولی از آنجایی که این عناصر در پوسته قاره‌ای متمرکز شده‌اند، ممکن است غلظت زیاد آنها در ماگما نشانگر آلاش توسط مواد پوسته‌ای باشد (سریواستاوا و ساین^۲، ۲۰۰۴). در صورتی که غلظت عناصر HREE توسط شیمی سنگ منشأ و فرآیندهای بلور/ مذاب حین تشکیل سنگ کنترل می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۶).

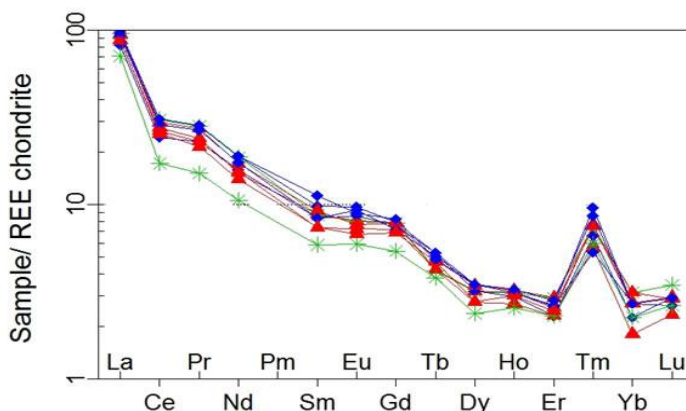
1 - Krauskopf & Bird

2 - Srivastava & Singh

۴- ممکن است ناشی از متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای بر اثر تراوش سیالات حاصل از آبدایی پوسته اقیانوسی فرورونده باشد (وینتر، ۲۰۰۱؛ پیرس و پیت، ۱۹۹۵).

علاوه بر این، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را می‌توان به عامل درجات ذوب بخشی پایین (کمتر از ۱۵ درصد) منبع گوشته‌ای غنی شده نسبت داد (هیرشمن و همکاران، ۱۹۹۸).

تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین نسبت به سبک نیز می‌تواند نشان‌دهنده وجود گارنت در منشأ باشد. نسبت‌های بالای La/Yb و Sr/Y در این سنگ‌ها، نشان می‌دهد فازی که قادر به تفریق HREE از LREE شده است، گارنت $\pm$ آمفیبول است که در پتروژنز آن‌ها مهم است. در حقیقت نسبت‌های Sr/Y و La/Yb که در برابر دگرسانی حساس نیستند و تحت تأثیر اثرات ثانویه نیز قرار نمی‌گیرند، نشان‌دهنده این نسبت‌ها در ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشند (مانیا و همکاران، ۲۰۰۷). همچنین با توجه به نسبت درجه تفکیک (La/Yb) غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین و حالت تقعر برای عناصر کمیاب خاکی متوسط (MREE) که در الگوی این عناصر دیده می‌شود، به نظر مارتین (۱۹۸۷) و ناگوی (۲۰۰۷) این حالت در آداکیت‌های غنی از سیلیس در نتیجه تفریق هورنبلند تفسیر شده است.



شکل ۴-۱۴- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

۴-۷- تعیین سری ماگمایی

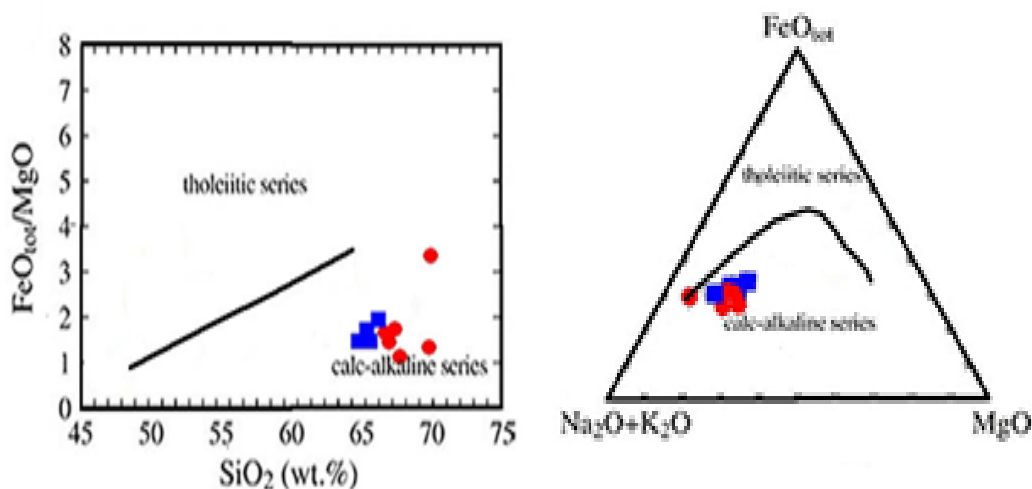
یکی از مهمترین کاربردهای داده‌های ژئوشیمیایی، تعیین سری‌های ماگمایی و جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌هاست. یک سری ماگمایی مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف را شامل می‌شود که از یک ماگمای مادر بر اثر تبلور بخشی و یا از ذوب بخشی یک محل منبع یکسان حاصل گردیده است (کونو، ۱۹۶۸). برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های نیمه عمیق منطقه مقیسه از نمودارهای زیر استفاده گردید:

- در نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، تغییرات درصد آهن در طی تفریق نشان داده می‌شود بنابراین سنگ‌های آذرین تولییتی و کالک-آلکالن از یکدیگر مشخص می‌گردند که بر اساس این نمودار، توده‌های مورد مطالعه از نوع کالکوالکالن می‌باشند (شکل ۴-۱۵).

- در نمودار SiO_2 در مقابل $\text{FeO}t/\text{MgO}$ (میاشیرو^۱، ۱۹۷۴) که در آن سری‌های تولییتی از کالک-آلکالن قابل جدایش هستند و نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالک-آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۶).

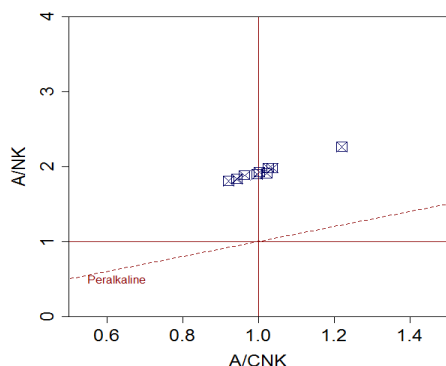
- در نمودار SiO_2 - K_2O (رولینسون، ۱۹۹۳) چهار سری تولییتی، کالکوالکالن، کالکوالکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی از هم تفکیک شده‌اند که با توجه به این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه به سری کالکوالکالن تعلق دارند (شکل ۴-۱۷).

- با توجه به نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند، ۱۹۴۳)، اگر نسبت مولی $A/CNK < 1.1$ باشد، سنگ متآلومین است که براساس آن، سنگ‌های مورد مطالعه دارای ماهیت متآلومین می‌باشند (شکل ۴-۱۸).

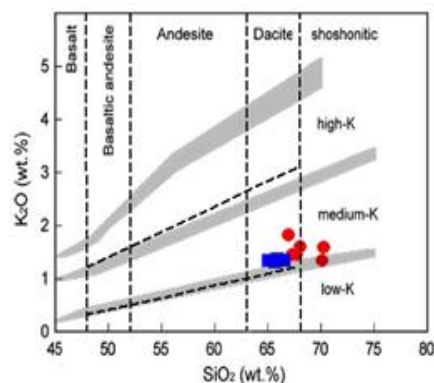


شکل ۴-۱۶: نمودار میاشیرو (۱۹۷۴) و محل قرارگیری نمونه‌ها بر روی آن،

شکل ۴-۱۵: نمودار AFM ابروین و باگارا (۱۹۷۱) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در سری کالک-آلکالن



شکل ۴-۱۸: نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند، ۱۹۴۳) و موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۴-۱۷: نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 (رولینسون، ۱۹۹۳) و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده پتاسیم متوسط

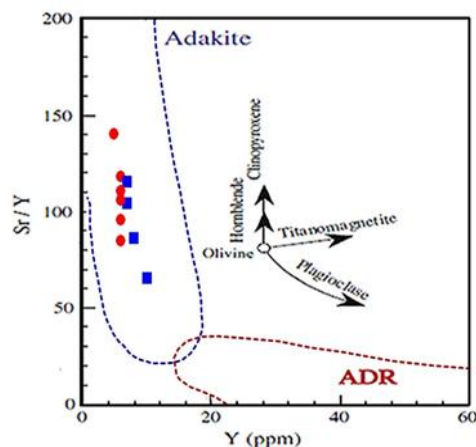
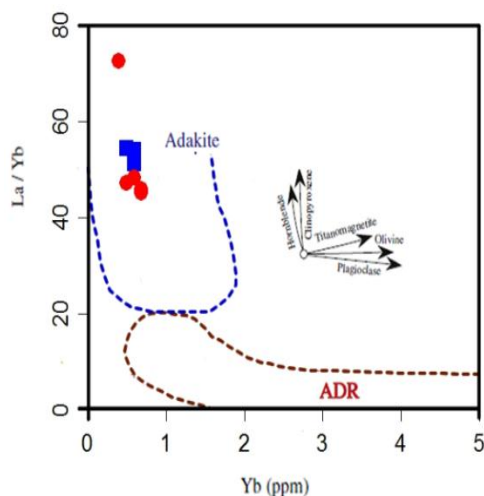
۴-۸- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های نیمه عمیق مورد مطالعه که تمرکز پائین عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، Y و Yb نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، مقادیر بالای Sr و نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Yb دارند، طبق تعریف دوفان و درومون (۱۹۹۰) در گروه آداکیت‌ها طبقه‌بندی می‌شوند (شکل ۴-۱۹)، که نشان‌دهنده کنترل روند تبلور توسط تفریق Hb و Plg همچنین با توجه به نمودار Yb در برابر La/Yb (دوفان و درومون، ۱۹۹۰) نیز در محدوده آداکیت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۰).

۴-۸-۱- معرفی آداکیت‌ها

- اولین بار واژه آداکیت توسط دوفان و درومون (۱۹۹۰) برای سنگ‌های آذرین آندزیتی تا ریولیتی غنی از Na به کار برده شد و چون برای اولین بار در جزیره آداک در مجمع‌الجزایر آلئوسین مطالعه شده بود، به این نام خوانده شد. ماگمای سازنده این سنگ‌ها طی ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی به وجود آمده‌اند، جایی که کای (۱۹۷۸)، سنگ‌های کالک‌آلکالن با خصوصیات ژئوشیمیایی خاصی را توصیف کرده بود. این تعریف بعداً برای سنگ‌های کالک‌آلکالن مرتبط با فروران‌ش لیتوسفر اقیانوسی جوان و داغ (با سن کمتر از ۲۵ میلیون سال) که در سراسر مراحل فروران‌ش ایجاد می‌شوند به کار برده شد. پس از آن واژه آداکیت به طور وسیعی برای سنگ‌های آذرین آتشفشانی و درونی غنی از سیلیس و نسبت بالای Sr/Y و La/Yb استفاده می‌شود که در محل‌های تکتونیکی مختلف (زون‌های فروران‌ش، زون‌های برخوردی و محیط‌های کششی) و از طریق روش‌های پترولوژیکی مختلف تشکیل شده‌اند (دوفان و درومون، ۱۹۹۰؛ آرتون و پنفورد، ۱۹۹۳؛ زو و همکاران، ۲۰۰۳؛ چانگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ هو و همکاران، ۲۰۰۴؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۵؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۷؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۹). چنین مشخصاتی (Sr/Y, La/Yb) بالا می‌تواند به وسیله تفریق بلوری کانی‌های آبدار مانند آمفیبول و یا تفریق در فشارهای بالا مانند تفریق گارنت ایجاد شوند (ریچارد و کریش، ۲۰۰۷؛ موین، ۲۰۰۹). ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با

ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها مقایسه شده و در جدول (۳-۴) آورده شده است. با مقایسه داده‌ها، سنگ‌های نیمه عمیق منطقه مقیسه، بسیاری از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها را دارند.



شکل ۴-۲۰: نمودار Yb در برابر La/Yb (دوفان و درومون، ۱۹۹۰) نیز در محدوده آداکیت‌ها قرار می‌گیرند.

شکل ۴-۱۹: نمودار Sr/Y در برابر Y (دوفان و درومون، ۱۹۹۰) و قرار گیری نمونه‌های مورد مطالعه در گروه آداکیت‌ها.

جدول ۳-۴: مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های مطرح شده برای آداکیت‌ها توسط کاستیلو (۲۰۰۶)

ویژگی‌های مورد بررسی	ویژگی‌های شناخت آداکیت‌ها (کاستیلو، ۲۰۰۶)	TTG (مارتین، ۱۹۹۴)	Sanukitoid (هانسون، ۱۹۹۱)	مقادیر آنالیز ژئوشیمیایی آداکیت‌های منطقه مقیسه
SiO ₂ (wt.%)	≥ ۵۶	Av = ۷۰	۵۵ - ۶۰	۶۴/۹ - ۷۰
Al ₂ O ₃ (wt.%)	≥ ۱۵	-	-	۱۵/۸۴ - ۱۷/۳۷
MgO(wt.%)	< ۳	-	-	۰/۶۸ - ۲/۸۷
Na ₂ O (wt.%)	> ۳	-	-	۴/۰۴ - ۴/۷۴
# Mg	Av = ۵۱	Av = ۴۳	> ۶۰	۴۷-۷۳
Sr (ppm)	> ۳۰۰	> ۴۰۰	> ۵۰۰	۴۸۷-۷۷۱
Y (ppm)	< ۱۰	< ۱۵	Av = ۱۷	۵ - ۱۰
Ni (ppm)	Av = ۲۴	Av = ۱۴	> ۰۰	۶/۸ - ۲۶
Cr (ppm)	Av = ۳۶	Av = ۲۹	> ۲۰۰	۳۴
Sr/Y	> ۲۰	> ۴۰	Av = ۵۰	۸۲-۱۳۳

Yb (ppm)	< ۱	< ۱/۶	$A_v = ۱$	۰-۱
La/Yb	> ۲۰	-	-	۴۵-۷۲
HFSE (Nb,Ta)	پائین	-	-	پائین
REE	شدیداً تفریق یافته	شدیداً تفریق یافته	شدیداً تفریق یافته	شدیداً تفریق یافته
Eu آنومالی منفی	فقدان آنومالی منفی Eu	-	-	فقدان آنومالی منفی Eu
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	< ۰,۷۰۴	-	-	-

- طبق نظر پیکاک و همکاران (۱۹۹۴) ماگماهای آداکیتی در زون‌های فرورانش که ورقه اقیانوسی جوان و داغ با زاویه کم فرورانش می‌کند یا در حاشیه فعال قاره‌ای که دارای پوسته ضخیم (بیشتر از ۳۵ کیلومتر) و یا در زون‌های برخوردی، ایجاد می‌شوند.

- به نظر هو و همکاران (۲۰۰۴)، آداکیت‌ها، سنگ‌های فلسیک تا حدواسط K پائین، Na,Al و Sr بالا هستند که از HREE و Y تهی‌شدگی دارند و معمولاً در محیط‌های قوس و در ارتباط با فرورانش یک ورقه اقیانوسی ایجاد می‌شوند.

- از نظر جیانگ و همکاران (۲۰۰۷)، آداکیت‌ها با مقادیر بالای $\text{Sr}, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Na}_2\text{O}$ و عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و ایتیریم شناخته می‌شوند که در ابتدا گفته می‌شد از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانش شده جوان و داغ ایجاد شده‌اند (کای، ۱۹۷۸ و دوفان و درومون، ۱۹۹۰)، اما با مطالعات بیشتر مشخص گردید که سنگ‌های آداکیتی در محل‌هایی که پوسته اقیانوسی پیر و سرد است نیز ممکن است تشکیل شوند (مکفرسون و همکاران، ۲۰۰۶) و برخی هم ممکن است حتی در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نباشند (گائو و همکاران، ۲۰۰۴؛ هو و همکاران، ۲۰۰۴).

- از نظر گاریسون و دیویدسون (۲۰۰۳)، سنگ‌هایی که خصوصیات آداکیتی دارند، تکتونیک خاصی را نشان نمی‌دهند ولی همه آن‌ها از ذوب بازالت آبدار در فشارهای معادل اعماق پوسته یا گوشته فوقانی به وجود آمده‌اند. به خاطر تشابه خصوصیات آداکیت‌های معمولی با TTG گمان می‌رود که منشأ یکسانی داشته باشند (درومون و دوفان، ۱۹۹۰ و مارتین، ۱۹۹۹). TTG تحت عنوان آداکیت‌های منیزیم پایین اشاره شده‌اند (رپ و همکاران، ۱۹۹۹). طبق نظر اسمیت (۲۰۰۰) و کوندی (۲۰۰۵)، بیشتر TTG ها با آداکیت‌های معمولی مشابه نیستند و ممکن است توسط ذوب‌بخشی سنگ‌های مافیک آبدار در پوسته زیرین به وجود آمده باشند. این مکانیسم منطبق بر گرانیتوئیدهای شبه TTG سنوزوئیک و مزوزوئیک از شمال آمریکا، جنوب آمریکا و نیوزیلند است که به نظر می‌رسد حاصل ذوب‌بخشی سنگ‌های مافیک آبدار از بخش زیرین پوسته که توسط فرآیندهای ماگمایی و تکتونیکی ضخیم‌شده‌اند، باشند (آترتون و پتفورد، ۱۹۹۳؛ موئیر و همکاران، ۱۹۹۵؛ جانسون و همکاران، ۱۹۹۷).

- طبق نظر موین (۲۰۰۹)، واژه آداکیت به طور گسترده برای توصیف گروه بزرگی از سنگ‌هایی استفاده می‌شود که دارای نسبت‌های بالایی از Sr/Y و La/Y هستند و از طریق فرآیندهای مختلفی حاصل می‌شوند: ذوب منبعی با مقادیر بالایی از Sr/Y و La/Y ، ذوب در اعماق زیاد با حضور مقدار زیادی گارنت باقیمانده، تبلور بخشی همراه با هضم (AFC) و یا واکنش مذاب‌های فلسیک با گوشته که سبب غنی‌شدگی نسبت به Sr و LREE نسبت به HREE می‌شود (موین، ۲۰۰۹).

باتوجه به اینکه آداکیت‌ها بیشتر با یک زون فرورانس ارتباط دارند که در این زون‌ها ریولیت، داسیت و آندزیت‌های معمولی (ADR) نیز فراوان هستند، این سؤال پیش می‌آید که این دو گروه چه تفاوتی با هم دارند؟ به نظر وانگ و همکاران (۲۰۰۸) ریولیت‌ها، داسیت‌ها و آندزیت‌های معمولی قوس‌ها (غیر آداکیتی) نسبت به آداکیت‌ها: ۱- Y بالاتری دارند، ۲- عناصر نادر سنگین آن‌ها بالاتر است، ۳- نسبت Sr/Y پائینی

دارند و ۴- آنومالی منفی Eu و Sr دارند. همچنین آداکیت‌ها نسبت به آندزیت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌های جزایر کمانی (ADR)؛ مقادیر بالایی از Na و Sr دارند، حاوی $\text{MgO} > 3\%$ وزنی، مقادیر کمی از Y و Yb و نسبت‌های بالایی از Sr/Y دارند (دوفان و درومون، ۱۹۹۰، ۱۹۹۲؛ ژائو و همکاران، ۲۰۰۸). در جدول (۴-۴) تکامل زمانی ویژگی‌های آداکیت‌ها که توسط محققین مختلف انجام پذیرفته است، آورده شده است (کاستیلو، ۲۰۱۲).

جدول ۴-۴: تکامل زمانی ویژگی‌های آداکیت‌ها که توسط محققین مختلف در طی سال‌های مختلف انجام شده است (کاستیلو، ۲۰۱۲)

*: مقادیر میانگین آداکیت‌های سیلیس پائین.

Parameter	Defant & Drummond (1990)	Defant & Drummond (1993)	Sajona et al (1993)	Drummond et al (1996)	Yogodzinski & Kelemen (1998)	Martin (1999)	Defant & Kepezhinskas (2001)	Martin et al (2005)*	Martin et al (2005)**	Richards & Kerrich (2007)	Danyshchevsky et al (2008)	Hastie et al (2010)
SiO ₂ (wt.%)	≥56				≥56	> 56	> 56	56	65	≥56	58 - 67	>65
Al ₂ O ₃ (wt.%)	≥15	> 15	> 14.5	> 15			>15	15.7	16.6	≥15	15-18	>15
MgO(wt.%)	≥		< 3		> 4.4			5.2	2.2	<3	1-5	≤2
Na ₂ O(wt.%)			3.0-7.4			3.5-7.5	>3.5	4.1	4.2	≥3.5	4-5	>3.8
Sr (ppm)	≥400		≥350		> 1170	300-2000	>400	2051	565	≥400	780-1700	>66
Y (ppm)	≤18	≤18	≤14			≤18	≤18	13	10	≤18	10-36	Av=13
Yb (ppm)	≤1.9	≤1.9	≤1.4		<1	≤1.8	≤1.9	0.93	0.88	≤1.9	<Av=1-1.7	<0.9
Ni (ppm)			9-45			20-40		103	20	≥20	10-114	≤30
Cr (ppm)			14-66			30-50		157	41	≥30	8-140	≤40
Sr/Y		≥20	≥32	≥56			≥40	162	56	≥20	>120	> 7
La/Yb		≥Av=8	≥8		>17		≥20	43	21	≥20	>30	>5
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	< 0.7040			< 0.7045						0.7045 ≤		
Age of crust	≤25			≤25	≥40	≤20		≤20	≤20	≤18	≥65?	Av=30-40

** مقادیر میانگین آداکیت‌های سیلیس بالا.

۴-۸-۲- تقسیم‌بندی آداکیت‌ها

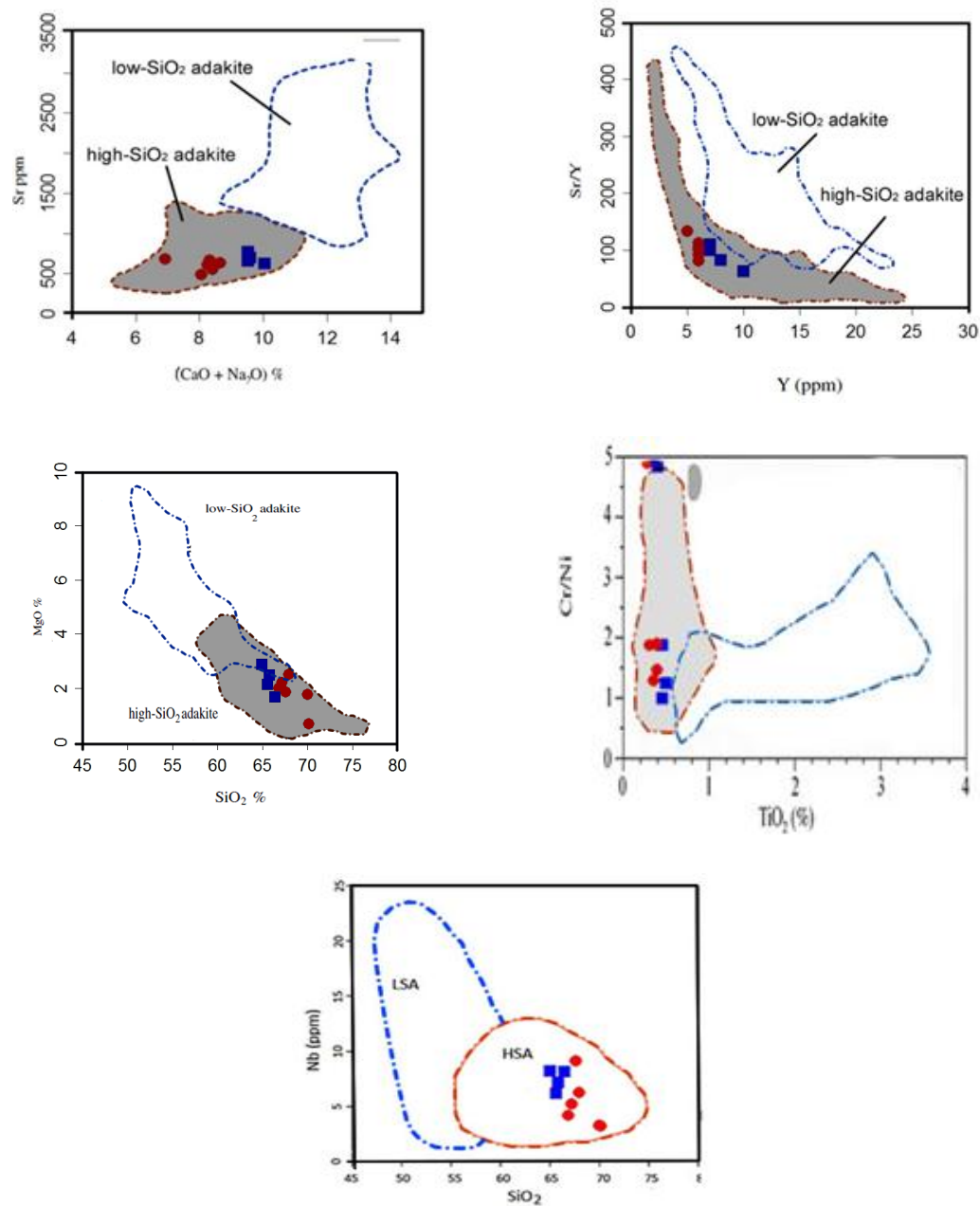
- مارتین و همکاران (۲۰۰۵)، آداکیت‌ها را بر اساس میزان سیلیس به دو دسته آداکیت‌های سیلیس بالا (HAS) و آداکیت‌های سیلیس پائین (LSA) تقسیم‌بندی کرد.

- سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس نمودارهای Sr/Y در مقابل Sr، CaO+Na₂O، Nb در مقابل SiO₂ و نمودار MgO برابر SiO₂ (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) در محدوده آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۱). آداکیت‌های سیلیس بالا و سیلیس پائین از نظر پتروگرافی، آنالیز شیمیایی و خصوصیات پترولوژیکی با هم تفاوت دارند. ویژگی‌های آداکیت‌های سیلیس بالا و سیلیس پائین و مقایسه نمونه‌های منطقه مقیسه با آن‌ها در جدول (۴-۵) آورده شده است (برگرفته از لازارو و گارسیا-کاسکو، ۲۰۰۸).

آداکیت‌های سیلیس بالا (HAS) حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده‌ای هستند که ترکیب مذاب حاصله طی صعود و گذر از گوه گوشته‌ای تا حدودی تغییر کرده است. معادل درونی این آداکیت‌ها را تونالیت-ترنجمیت-گرانودیوریت (TTG) می‌دانند. شباهت‌های بسیار زیاد بین HSA و TTG اواخر آرکن، بیانگر شباهت‌های پترولوژیکی بین آن‌هاست. به نظر کوندی (۲۰۰۵) TTGs حاصل ذوب‌بخشی پوسته زیرین هستند در حالی که آداکیت‌ها عمدتاً حاصل ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده هستند. آداکیت‌های سیلیس بالا از نقاط مختلف جهان گزارش شده‌اند، از جمله: آداکیت‌های زون آتشفشانی در آند (استرن و کیلیان، ۱۹۹۶) و آتشفشان‌های ال‌وال و لایگو در پاناما (دوفان و همکاران، ۱۹۹۲ و ۱۹۹۹).

آداکیت‌های سیلیس پائین (LSA) از ذوب پریدوتیت گوه گوشته‌ای به وجود می‌آیند و ترکیب آن‌ها به وسیله واکنش با مذاب‌های فلسیک حاصل از ذوب ورقه، تغییر کرده است. معادل درونی این آداکیت‌ها را ساناکیتوئید می‌نامند. ساناکیتوئیدها یک سری سنگ‌ها با ترکیب دیوریت-تونالیت-

گرانودیوریت سرزمین‌های آرکتن هستند که توسط شیری و هانسون (۱۹۸۴) شناسایی و ساناکی‌توئید نامیده شدند.



شکل ۴-۲۱- نمودارهای تمایزی آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و سیلیس پایین (LSA) و موقعیت قرارگیری نمونه‌ها (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).

جدول ۴-۵: ویژگی‌های آداکیت‌های سیلیس بالا و سیلیس پائین و مقایسه نمونه‌های منطقه مقیسه با آن‌ها.

آداکیت‌های منطقه مقیسه	HSA	LSA	آداکیت	ویژگی مورد بررسی
64.9- 70	55.4- 75.3	50.1-65.3	>56	SiO ₂ (wt.%)
4.07 - 4.74	3.1-5.1	2.8-5	3.5-7.5	Na ₂ O (wt.%)
0.28-0.48	0.16- 0.98	0.09-2	≤1.8 میانگین	K ₂ O/Na ₂ O
1.85-5.09	2.4-13.1	2.8-21	7 میانگین	Fe ₂ O ₃ +MgO +MnO+TiO ₂ (wt.%)
23-46	15-57	33-72	51 میانگین	#Mg
45-72	0.4- 35	1.4-43	> 10	(La/Yb)N
6.8-28	2-88	0.8-240	24 میانگین	Ni (ppm)
34	2-71	2-426	36 میانگین	Cr (ppm)
486-770	3-1400	8-8529	400-3000	Sr (ppm)
0.39- 0.68	0.37- 2.9	0.41- 3.42	≤1.8	Yb (ppm)
5-10	2.6-31	0.5-52	<18	Y (ppm)

۴-۹- خلاصه

- سنگ‌های مورد مطالعه طیف ترکیبی گسترده‌ای نداشته و شامل داسیت و ریوداسیت می‌باشند.

- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر سیلیس (هارکر)، ضریب تفریق و ضریب انجماد حاکی از نقش مؤثر تفریق ماگمایی و تبلور تفریقی در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه است.

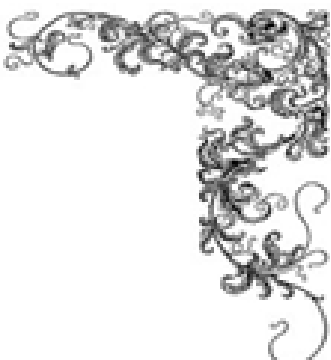
- سنگ‌های نیمه عمیق مورد مطالعه دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط بوده و در مجموع دارای ماهیت متآلومین هستند.

- الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه الگوی تقریباً یکسان و موازی نشان می‌دهند که این امر حاکی از داشتن منشأ واحد ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه بوده است. غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HREE از ویژگی‌های شاخص ماگماهای کالک‌آلکالن به شمار می‌رود. غنی‌شدگی از K,U,Sr و Nd نشانگر شکل‌گیری این سنگ‌ها در منطقه فرورانش می‌باشند و تهی‌شدگی از عناصری نظیر Nb,Ti,Zr,P و Pr بیانگر تبلور فازهایی حاوی این عناصر از جمله هورنبلند، مگنتیت و آپاتیت و جدایش آن‌ها از مذاب تولیدشده در ابتدای تشکیل بوده است. باتوجه به مشاهدات صحرایی و غنی‌شدگی از LREE آرایش پوسته‌ای نقش مهمی در تحول سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نداشته است.

- آنومالی منفی (Ti,Nb) و غنی‌شدگی از عناصر LREE در مقایسه با HREE و مقادیر بالای آلومینیوم نشان می‌دهند که در ارتباط با ماگمای خاص مناطق فرورانش است.

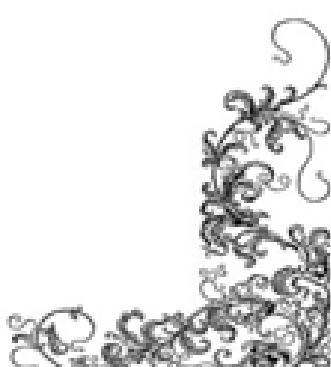
- نسبت‌های بالای La/Yb و Sr/Y در این سنگ‌ها، نشان می‌دهد تنها فازی که قادر به تفریق HREE از LREE می‌تواند باشد، گارنت±آمفیبول است که در پتروژنز آن‌ها مهم است.

- با توجه به نمودار Sr/Y در مقابل Y (دوفان و درومون، ۱۹۹۰ و تسوشیا و همکاران، ۲۰۰۷)، سنگ‌های مورد مطالعه در گروه آداکیت‌ها قرار می‌گیرند و بسیاری از ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آداکیتی را دارند همچنین با توجه به تقسیم‌بندی آداکیت‌ها به دو گروه، آداکیت‌های سیلیس بالا و سیلیس پائین توسط مارتین و همکاران (۲۰۰۵)، آداکیت‌های منطقه در گروه آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند.



فصل پنجم

پروژنرو جایگاه تکتونوماگمایی



۵-۱- مقدمه

همانطور که در فصل‌های گذشته براساس روابط صحرایی، ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه عنوان گردید، این سنگ‌ها در محدوده آداکیت قرار می‌گیرند. آداکیت‌ها عمدتاً از کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده‌اند و دارای طیف ترکیبی حدواسط تا اسیدی با ماهیت کالک‌آلکالن هستند.

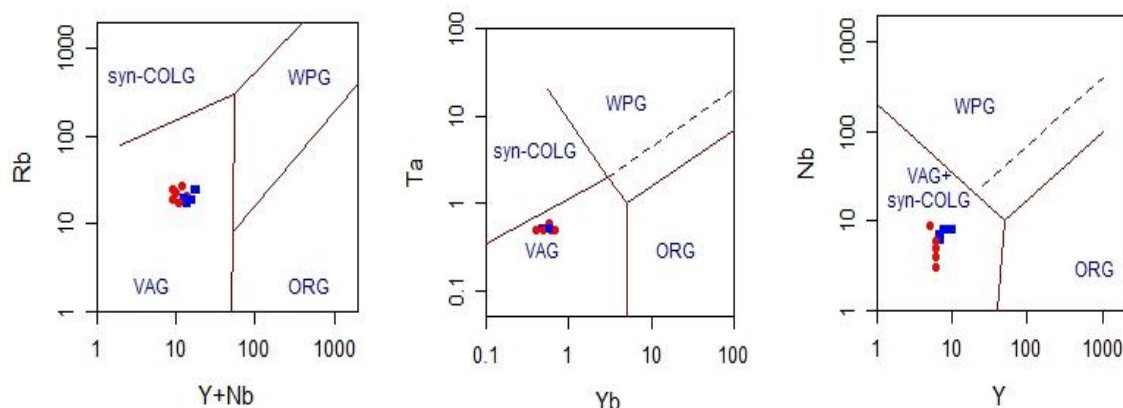
در این فصل با توجه به معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، منشأ و خاستگاه ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه بررسی می‌شود. نظرات و عقاید متفاوتی درمورد منشأ و نحوه تکوین و جایگاه تکتونیکی ماگماهای آداکیتی وجود دارد که سعی شده است با استفاده از نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب و پارامترهای ژئوشیمیایی، جایگاه تکتونیکی آن‌ها را بررسی نمائیم.

۵-۲- تعیین جایگاه تکتونیکی و محل منشأ آداکیت‌های مورد مطالعه

همانطور که در فصل گذشته و از نمودارهای مختلف استفاده شده مشخص گردید، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند. همچنین از نمودارهای عناصر کمیاب به خصوص عناصر کمیاب سازگار که خیلی کم تحت تأثیر فرآیندهای ثانویه قرار می‌گیرند و به خوبی نمایانگر شرایط تحولات ماگمایی هستند، جهت تعیین جایگاه و محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه استفاده گردید.

– نمودارهای تمایزی Ta-Yb, Nb-Y و Rb-Y+Nb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)

در نمودارهای تمایزی پیرس و همکاران، ۱۹۸۴ نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند. در نمودار Ta-Yb گرانیت‌های همزمان با برخورد با کمان آتشفشانی به خوبی از هم قابل تمایز هستند (شکل ۵-۱).

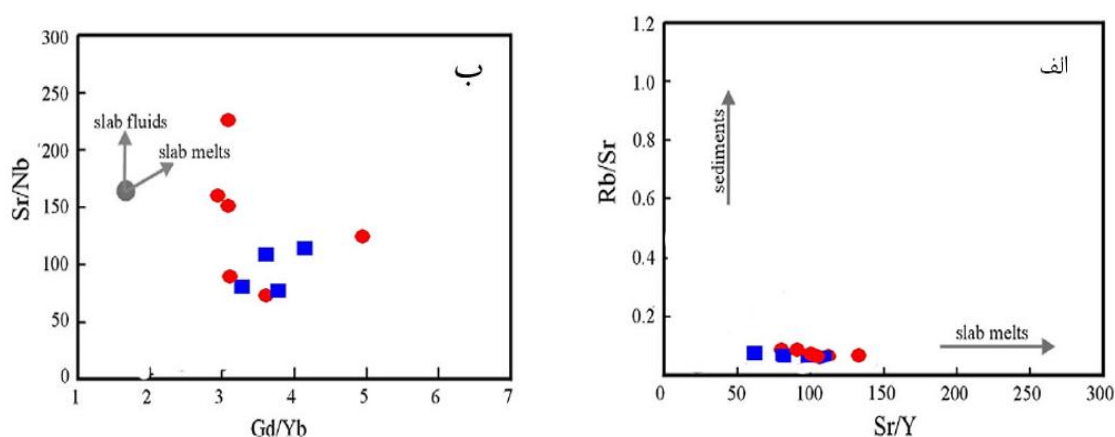


شکل ۵-۱- نمودارهای محیط تکتونیک پیرس و همکاران (۱۹۸۴) که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند.

در ژنز ماگماهای محیط تکتونیک قوس، سه منشأ متفاوت دخالت دارند و شامل: ورقه اقیانوسی (بازالت $\pm$ رسوبات روی آن)، گوه گوشته‌ای و پوسته قاره‌ای. گرین و رینگ‌وود (۱۹۶۸)^۱ ذوب بخشی پوسته اقیانوسی و یا آبدایی ورقه فرو رانش شده را به عنوان نقش مهم در ژنز ماگماها در نظر گرفته است (رینگ‌وود، ۱۹۷۴؛ گرین، ۱۹۸۲؛ وایلی و سکینا^۲، ۱۹۸۲). تاتسومی و همکاران (۱۹۹۶، ۱۹۸۹)، متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای را به عنوان نقش اساسی تولید ماگماها در نظر می‌گیرند. الگوی عناصر ناسازگار سنگ‌های مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند، غنی شدگی از LILE و آنومالی منفی از Nb-Ti و تا حدودی Ta نشان می‌دهند که مشخص کننده منشأ حاصل از فرو رانش دارد. ذوب بخشی رسوبات فرو رانش شده و مایعات مشتق شده از ورقه اقیانوسی ممکن است باعث

1. Green & Ringwood
2. Wyllie & Sekina

متاسوما تيسم و غنى شدن ناحيه منشأ ماگماهاى در ارتباط با فرورانى شود (البورگ^۱ و همكاران، ۲۰۰۲؛ گيو^۲ و همكاران، ۲۰۰۵). سيالات حاصل از ذوب ورقه اقيانوسى با مقادير بالاى U, Sr, Rb, Ba و Pb شناخته مى شوند در حالى كه ذوب بخشى رسوبات فرورانى شده داراى تمرکز بالاى از Th و LREE مى باشند (هاوكسورث و همكاران، ۱۹۹۷؛ گيو و همكاران، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۷). با استفاده از نمودارهاى نسبتي عناصر كيمياى (سان و همكاران، ۱۹۸۹)، نشان داده مى شود كه ذوب ورقه فرورانى شده بيشتر از رسوبات فرورانى شده در ايجاد ماگماى آداكتيى منطقه مورد مطالعه مشاركت داشته است (شكل ۵-۲).



شكل ۵-۲- الف) نمودار Rb/Sr در برابر Sr/Y و نقش ذوب ورقه فرورانده شده در ايجاد ماگماى آداكتيى منطقه مورد مطالعه. ب) نمودار Sr/Nb در مقابل Gd/Yb و نقش بيشتر ذوب اسلب فرورانده شده در ايجاد ماگماى آداكتيى منطقه مورد مطالعه (سان و مكدونا، ۱۹۸۹)

با توجه به اينكه براى آداكتيها، منشأهاى مختلفى پيشنهاده شده است، ابتدا نظرات محققين مختلف درمورد آن مورد بحث و بررسى قرار مى گيرد:

- آداكتيها بر اثر فرآيندهاى زير ايجاد مى شوند: ۱- ذوب پوسته اقيانوسى فرورانده جوان داغ در فرورانى هاى سريع و پرشيب كه رژيمهاى غير طبيعى پرحرارتى را ايجاد مى كنند (دوفان و

1. Elburg
2. Guo

دروموند، ۱۹۹۰؛ ماری و همکاران، ۱۹۹۶؛ پیکاک، ۱۹۹۶؛ رپ و همکاران، ۱۹۹۹). ۲- واکنش مذاب فلسیک با گوشت (دوفان و دروموند، ۱۹۹۰). ۳- ذوب بازالت در پوسته پائینی توسط نقاط داغ. ۴- دورگه‌ای شدن یا متاسوماتیسم پنهان گوشت توسط مذاب غنی از سیلیس حاصل از ذوب ورقه فرورونده (ماری^۱ و همکاران، ۱۹۹۵؛ رپ^۲ و همکاران، ۱۹۹۹).

۵- تبلور تفریقی فشار بالای ماگمای بازالتی معمول کمان‌ها در میدان پایداری گارنت (ژو^۳ و همکاران، ۶- ذوب مجدد سنگ‌های حاصل از انجماد ماگمای مافیک تزریق شده در زیر پوسته ضخیم قاره‌ای (مکفرسون، ۲۰۰۶). ۷- تولید سنگ‌های آداکیتی از ذوب پوسته قاره‌ای تحتانی لایه لایه شده و فروافتاده در گوشت در زون‌های کششی درون قاره‌ها (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸).

- دامنه گسترده میزان Nd، نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ کم، محتوای K_2O بالا و عدد منیزیم بالای برخی آداکیت‌ها نشان می‌دهد که توسط مکانیسم پیچیده و در اثر ذوب بخشی مواد مافیک در پوسته پائینی ضخیم شده و یا گوشت غنی شده به وجود آمده‌اند (هوو^۴ و همکاران، ۲۰۰۴).

- مکانیسم کمان آتشفشانی حاشیه‌های همگرا از ذوب بخشی گوه گوشت‌ای پریدوتیتی همراه با آزاد شدن سیالات از ورقه فرورونده (دیویس و استرنسون^۵، ۱۹۹۲) و احتمالاً آزاد شدن فشار (سیسون و برونو^۶، ۱۹۹۸) ایجاد می‌شود. به این ترتیب ممکن است سنگ‌های آندزیتی تا داسیتی با محتوای بالای Sr/Y و محتوای پائین HREE در نتیجه ذوب ورقه فرورونده تولید شود که همان ماگمای آداکیتی است.

1. Maury
2. Rapp
3. Zhu
4. Hou
5. Davies & Sterenson
6. Sisson & Bronto

- آداکیت می‌تواند توسط فرآیندهای تبلور بخشی، هضم و یا ذوب بخشی واحدهای مافیک پوسته پائینی و در محدوده پایداری کلینوپیروکسن، آمفیبول $\pm$ گارنت به وجود بیاید (آرتون و پترفورد^۱ ۱۹۹۳).

- کاستیلو^۲ (۲۰۰۵)، تأکید زیادی بر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده و رخداد فرآیند AFC (تبلور تفریقی همراه با هضم) برای تشکیل ماگمای آداکیتی دارد و درواقع تحولاتی که ماگما طی فرآیند AFC متحمل می‌شود را دلیل ژئوشیمی متفاوت آداکیت‌ها با بقیه ماگماهای مناطق فرورانش می‌داند.

- ماگمای آداکیتی حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده و اکلوزیتی شده (رپ و همکاران، ۱۹۹۱؛ سن و دان^۳، ۱۹۹۴؛ رپ و واتسون، ۱۹۹۵) و واکنش مذاب تولید شده با گوه گوشته‌ای (بوردون^۴ و همکاران، ۲۰۰۲؛ براووز^۵ و همکاران، ۲۰۰۴) و متعاقب آن تبلور بخشی پلاژیوکلاز + هورنبلند می‌باشد (کامی^۶، ۲۰۰۴).

- آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته تحتانی Th و Th/Ce بیشتری نسبت به آداکیت‌های حاصل از ذوب بخشی ورقه فرورانده دارند. با توجه به نمودارهای عنکبوتی بحث شده در فصل گذشته، نمونه‌های مورد مطالعه دارای آنومالی منفی از Th هستند، به همین دلیل این منشأ برای تشکیل آن‌ها صدق نمی‌کند.

- سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از ذوب پوسته تحتانی از توانایی زیادی برای داشتن کانسارهای مس و طلا برخوردار هستند که در مورد آداکیت‌های موجود در منطقه سبزوار صدق نمی‌کند.

1. Atherton & Perford
2. Castillo
3. Sen & Dunn
4. Bourdon
5. Beraaouz
6. Kamei

- مقادیر بالای Sr و عدم آنومالی منفی Eu حاکی از عدم حضور فاز پایدار پلاژیوکلاز در منبع ماگمای آداکیتی دارد. این خصوصیات شیمیایی به همراه مقادیر بالای Al_2O_3, Na_2O و تفکیک شدید LREE و HREE مشابه با شرایط درجه حرارت و فشار ذوب بخشی ترکیبات اکلوزیت یا گارنت- آمفیبولیت در منبع این سنگ‌هاست (مارتین^۱ و همکاران، ۲۰۰۵).

اکنون پس از ارائه نظرات محققین مختلف در مورد پتروژنز و چگونگی تشکیل آداکیت‌ها، به بررسی تفصیلی پتروژنز نمونه‌های سنگی مورد مطالعه می‌پردازیم. ابتدا به منظور بررسی جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده گردید که در ادامه آورده شده است.

جهت تشخیص دقیق‌تر منشأ ماگمای گنبدی ساب‌ولکانیک منطقه مورد مطالعه از نمودارهای وانگ^۲ و همکاران (۲۰۰۶) استفاده گردید. در این نمودارها ۴ محیط تکتونیکی مختلفی که امکان ایجاد ماگمای آداکیتی را دارند و شامل پوسته زیرین دگرگون شده، پوسته اقیانوسی فروورانش شده، پوسته زیرین ضخیم‌شده و مذاب‌های ورقه اقیانوسی از هم تفکیک شده‌اند. بر روی نمودارهای مذکور نمونه‌های مورد مطالعه عموماً در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فروورانش شده قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳).

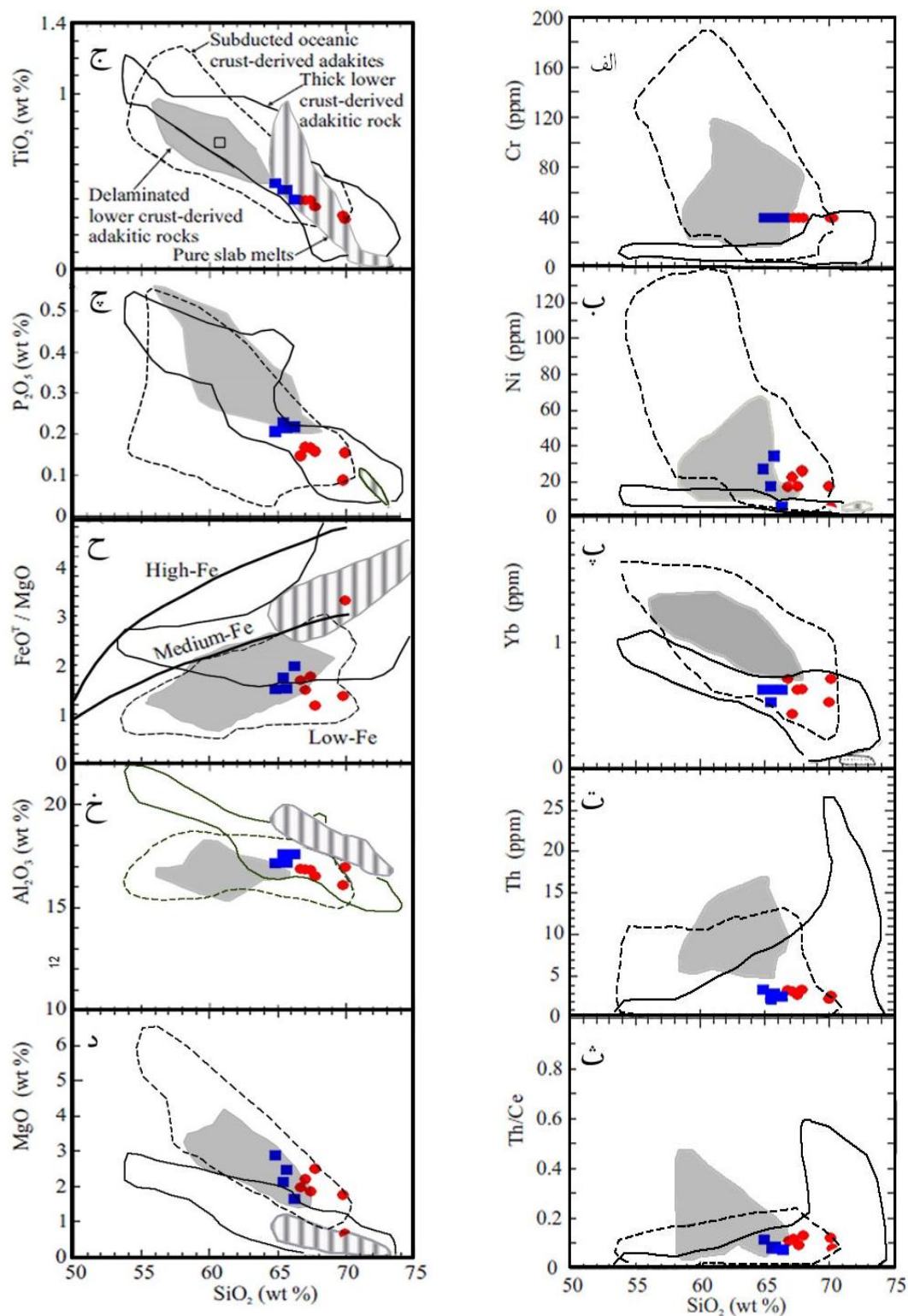
- در نمودار Sr/Y در مقابل Y ، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت و آداکیت‌های سنوزوئیک قرار می‌گیرند (شکل ۵-۴-الف).

- در نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2 (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶) برگرفته از ایبوگلا و همکاران (۲۰۱۲)، که ۵ محیط تکتونیکی مختلف محل منشأ آداکیتی را مشخص می‌کند، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده فروورانش پوسته اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۴-ب).

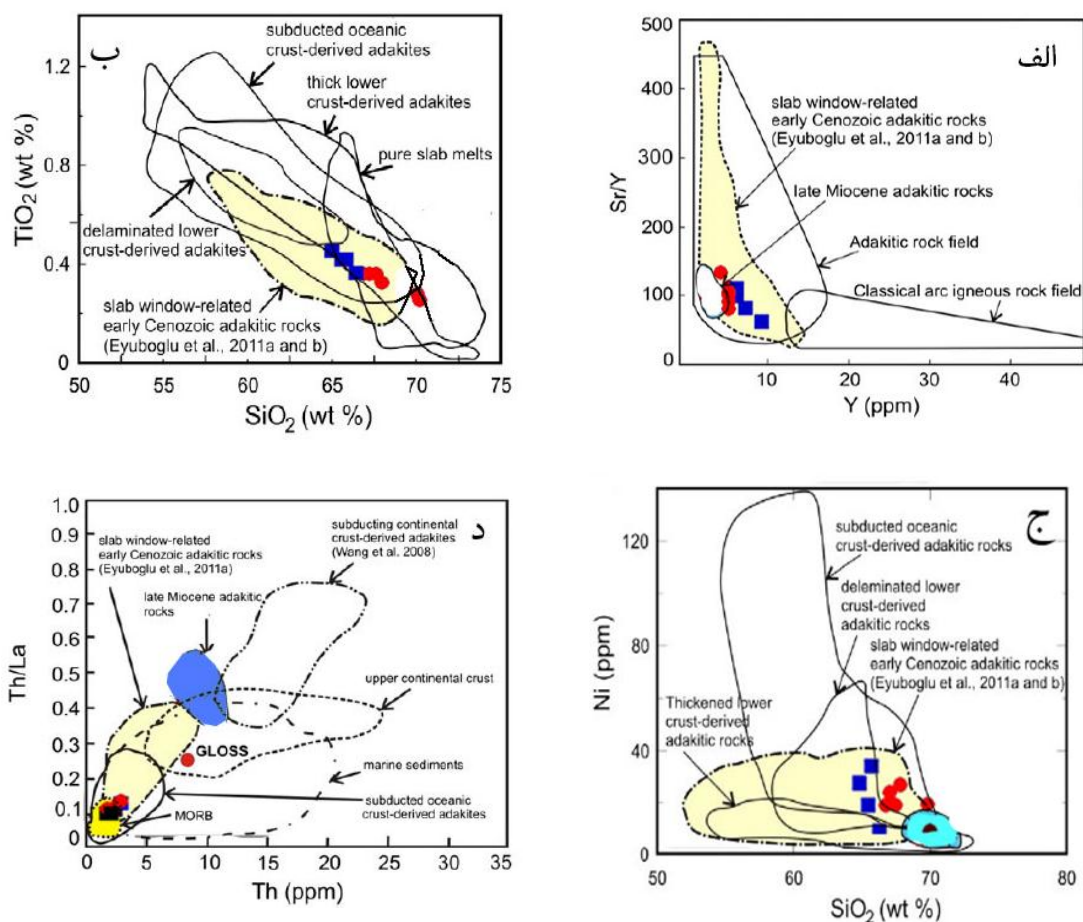
1. Martin
2. Wang

- در نمودار Ni در مقابل SiO_2 (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶) در محدوده سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش شده قرار می‌گیرد (شکل ۵-۴-ج).

در نمودار Th/La در مقابل Th (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶) نیز نمونه‌های مورد مطالعه منطقه مقیسه در محدوده سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش شده قرار می‌گیرند (شکل ۵-۴-د).



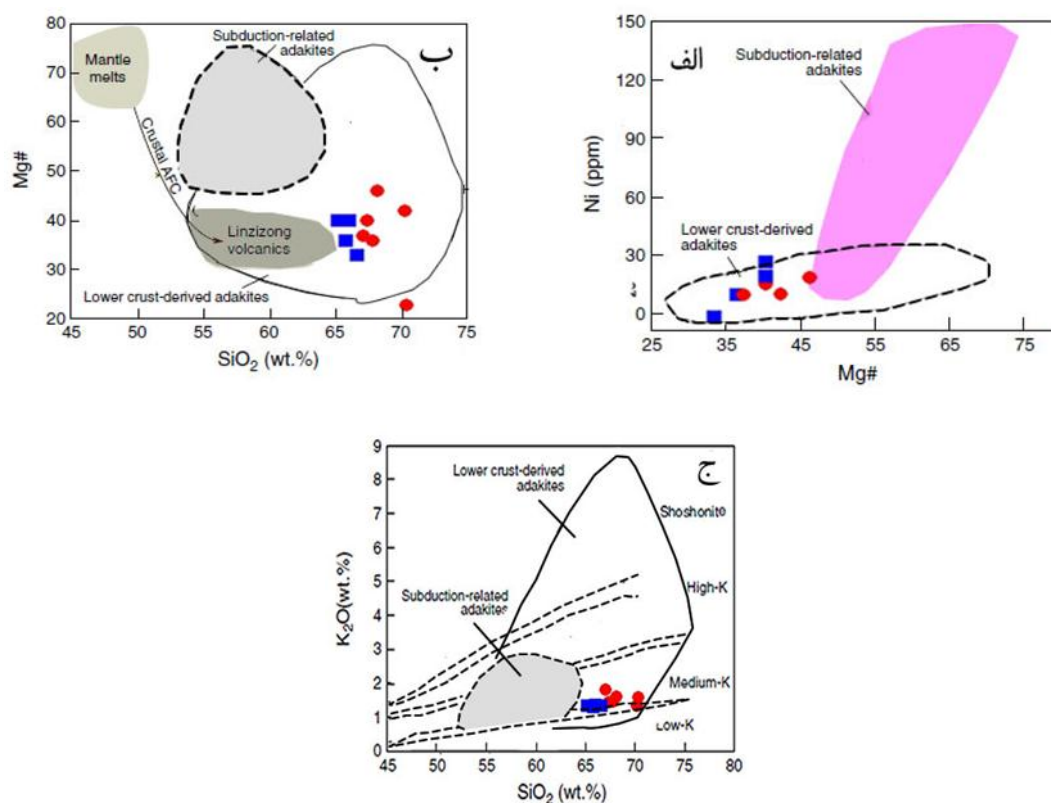
شکل ۵-۳- نمودارهای وانگ و همکاران (۲۰۰۶)، در این نمودار محدوده سنگ‌های مشتق‌شده از ذوب پوسته زیرین دگرگون شده (میدان خاکستری)، آداکیت‌های مشتق شده از ذوب پوسته اقیانوسی فروانش شده (محدوده خط چین)، آداکیت‌های مشتق شده از ذوب پوسته پائینی ضخیم شده (محدوده خط صاف) و مذاب‌های ورقه اقیانوسی (محدوده هاشورخورد) مشخص شده‌اند.



شکل ۴-۵ الف) در نمودار Sr/Y در مقابل Y، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت و آداکیت‌های سنوزوئیک قرار می‌گیرند. ب) - در نمودار TiO₂ در مقابل SiO₂ (ایبوگلا و همکاران، ۲۰۱۲)، که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده فروانش پوسته اقیانوسی قرار می‌گیرند. ج) در نمودار Ni در مقابل SiO₂ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶) در محدوده سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از پوسته اقیانوسی فروانش شده قرار می‌گیرد. د) در نمودار Th/La در مقابل Th نیز نمونه‌های مورد مطالعه منطقه مقیسه در محدوده سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از پوسته اقیانوسی فروانش شده قرار می‌گیرند

- در نمودارهای #Mg در مقابل SiO₂، Ni در مقابل #Mg و K₂O در مقابل SiO₂ (گان و همکاران، ۲۰۱۲)، نمونه‌های منطقه مقیسه در محدوده آداکیت‌های با منشأ پوسته تحتانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵).

در برخی از نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مشترک با مشتق شده از پوسته تحتانی یا فقط پوسته تحتانی قرار می‌گیرند. به دلیل تعداد کم آنالیزهای صورت گرفته، نمی‌توان به نتیجه قطعی در این مورد دست یافت و نیاز به بررسی‌های بیشتری دارد.

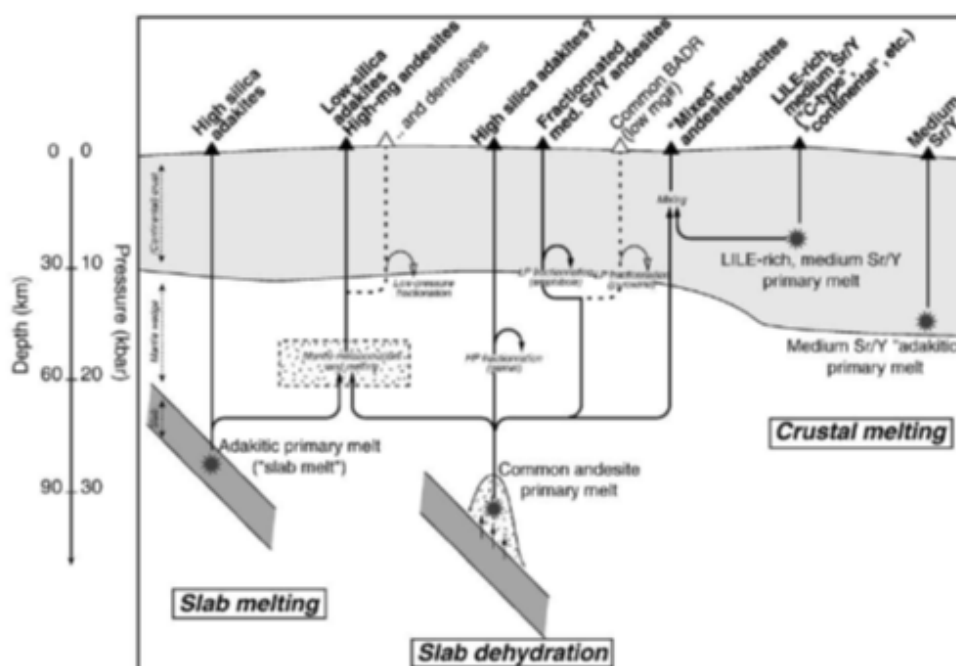


شکل ۵-۵- نمودارهای گان و همکاران (۲۰۱۲) و موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در محل آداکیت‌های با منشأ پوسته تحتانی.

۵-۳- خصوصیات محل منشأ و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه.

بر اساس مطالبی که تا اینجا مورد بحث قرار گرفت، سنگ‌های منطقه دارای منشأ کمان آتشفشانی بوده و در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایجاد شده است. حضور کانی‌های

آبدار و ماهیت کالک آلکالن سنگ‌های منطقه نیز مؤید این موضوع است. موین^۱ (۲۰۰۹) در یک مدل تکتونیکی، نحوه شکل‌گیری انواع ماگماهای آداکیتی را در کمان آتشفشانی مورد بررسی قرار داده است (شکل ۵-۶). بر این اساس، ذوب لیتوسفر اقیانوسی در اعماق ۷۰ الی ۸۰ کیلومتری و در فشار ۲۵ کیلو بار می‌تواند ماگماهای آداکیتی غنی از سیلیس را ایجاد نماید. اگر ماگمای حاصل از تبلور به طور مستقیم صعود کند، ماگماهای غنی از سیلیس ایجاد خواهد شد و در صورتی که درون گوشته بالایی نفوذ کند، پس از متاسوماتیزم کردن گوه گوشته‌ای و ذوب آن صعود کند، ماگماهای آداکیتی کم سیلیس و یا آندزیت‌های منیزیم بالا تولید خواهد شد. این ماگما اگر در فشارهای کم تحت تأثیر فرآیند تبلور تفریقی قرار گیرد، سنگ‌های حدواسط و اسیدی ایجاد خواهد شد (مکفرسون^۲ و همکاران، ۲۰۰۶؛ اولمر^۳ و همکاران، ۲۰۰۸).



شکل ۵-۶- مدل پترولوژیکی موین (۲۰۰۹) و چگونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در مناطق فرورانش کمان آتشفشانی.

1. Moyen
2. Macpherson
3. Ulmer

بر اساس داده‌ها و شواهد موجود، آداکیت‌های پر سیلیس منطقه مورد مطالعه می‌توانند از مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب اکلوزیت یا گارنت آمفیبولیت در فشار معادل با فشار محدوده پایداری گارنت هستند که در خلال صعود از میان گوه گشته‌ای با پریدوتیت آن واکنش داده‌اند، ایجاد شده باشند، زیرا عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE) که در رخساره آمفیبولیت و یا اکلوزیت سازگارند، در محل منبع باقی مانده و عناصر ناسازگار همچون عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر نادر سبک (LREE) به همراه سیالات وارد گوه گشته‌ای شده‌اند. این سیالات می‌توانند سبب ذوب گشته متاسوماتیسم شده گردیده و مذابی غنی از LILE و LREE تولید کنند که در طی صعود از میان گشته و سپس پوسته دچار اختلاط ماگمایی، تفریق ماگمایی و آرایش پوسته‌ای شوند. با توجه به شباهت سنگ‌شناسی (ترکیب اسیدی - حدواسط)، کانی شناسی (حضور پلاژیوکلاز و هورنبلند با منطقه‌بندی ترکیبی) و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه با آداکیت‌ها، منشأ و نحوه تشکیل آن‌ها را باید در چگونگی تشکیل ماگماهای آداکیتی جستجو کرد. در سال‌های اخیر، مطالعات گسترده‌ای درمورد پتروزئوز آداکیت‌ها انجام شده، اما این مطالعات با مجادلات و سردرگمی‌های بسیاری همراه بوده است. مشاهدات و تجارب آزمایشگاهی، فرضیه تولید آداکیت‌ها از طریق ذوب بخشی پوسته بازالتی فرورونده که در حد رخساره گارنت آمفیبولیت یا اکلوزیت دگرگون شده است، را قدرت بخشیده‌اند. تجارب آزمایشگاهی بر روی ذوب متابازالت‌ها و آمفیبولیت‌ها در شرایط فشار بالاتر از ۱۰ کیلو بار (شرایط پایداری گارنت) منجر به تولید مذاب‌های آداکیتی شد (برد و لوفگرن^۱، ۱۹۹۱؛ روشمر^۲، ۱۹۸۹). همچنین، حضور آداکیت‌ها در زون‌های فروران‌ش، بر یک رژیم دمایی غیر معمول دلالت دارد (مکفرسون، ۲۰۰۶). پوسته اقیانوسی داغ و جوان در مقایسه با پوسته اقیانوسی سرد و قدیمی‌تر، بخش بیشتری از گرمای اولیه خود را حفظ کرده و برای ذوب مستعدتر است (دفان و دروموند، ۱۹۹۰)، لذا تشکیل ماگماهای آداکیتی از راه ذوب پوسته اقیانوسی جوان،

1. Beard & Lofgren
2. Rushmer

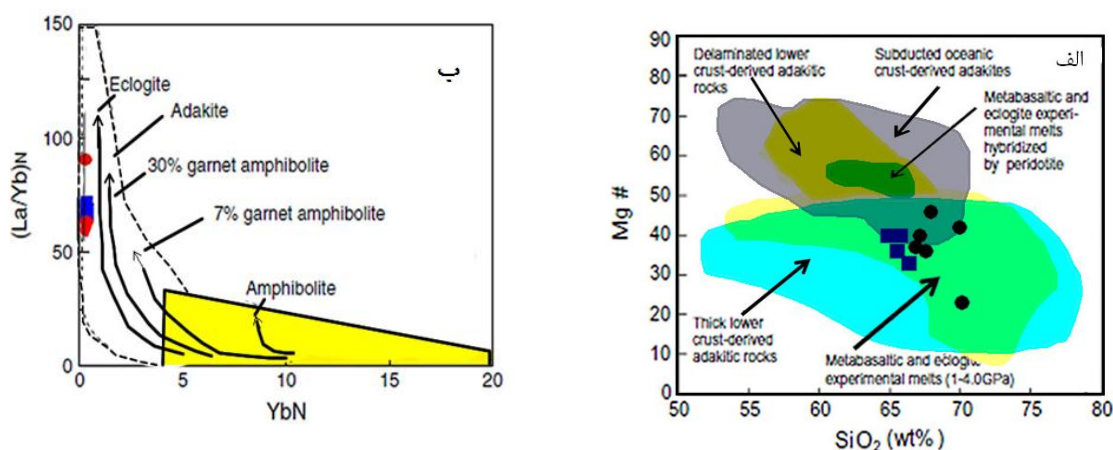
محتمل‌تر به نظر می‌رسد.

به اعتقاد گرو^۱ و همکاران (۲۰۰۵)، برخی از گدازه‌های آداکیتی از تبلور ماگمای گوشته‌ای آبداری حاصل شده‌اند که گوشته محل منبع آن‌ها قبلاً توسط مذاب بخشی حاصل از ذوب ورقه فرورو متحمل دگرنهادی شده است. بنابراین، احتمال دارد که بعضی از سنگ‌های آذرینی که ویژگی‌های آداکیتی دارند، در حقیقت مذاب‌های خالص مشتق از ذوب بخشی ورقه فرورنده نباشند، بلکه از ذوب بخشی یک منبع گوه گوشته‌ای دگرنهاد و رگه‌ای شده توسط مذاب‌های حاصل از ورقه فرورو حاصل شده باشند. (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). ذوب بخشی پوسته تحتانی ضخیم و دگرگون شده تا حد رخساره گارنت آمفیبولیت/اکلوژیت در فشار حداقل ۱۵ کیلو بار و دمای ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد (محدوده پایداری گارنت) می‌تواند به تولید ماگماهایی با ماهیت آداکیتی منجر شود (پیکاک^۲، ۱۹۹۴؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۶).

این سنگ‌ها در نمودار $(Yb)_N$ در مقابل $(La/Yb)_N$ از مارتین (۱۹۹۹) نیز در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از منابع متابازالتی و اکلوزیتی واقع شده‌اند (شکل ۵-۷-الف). ترکیب سنگ‌شناسی محل منبع آن‌ها از نوع اکلوزیت، اکلوزیت آمفیبول‌دار یا گارنت-آمفیبولیت واقع در اعماق بیش از ۴۰ کیلومتری (فشار بیش از ۱۲ کیلو بار) است. وقتی که فاز کانی‌شناختی غالب در محل منبع گارنت باشد، نسبت‌های Y/Yb مذاب‌های آداکیتی معمولاً بیشتر از ۱۰ خواهد بود (وانگ و همکاران، ۲۰۱۲). میانگین این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه برابر با ۱۲ می‌باشد که با این فرض کاملاً سازگار است. نصرآبادی و همکاران (۱۳۸۹) بقایایی از گرانولیت‌های بازیک فشار بالا (گارنت‌دار)، سنگ‌های رخساره شایست آبی (گارنت-آمفیبولیت) و رگه‌هایی از مذاب‌های ترونجمیتی را در دگرگونی‌های زون افیولیتی شمال شرق سبزوار گزارش کرده‌اند که این نتیجه‌گیری را تأیید می‌کنند. در حقیقت، مذاب ترنجمیتی آن‌ها، همان ماگمای آداکیتی مطالعه حاضر است. نمودار (شکل ۵-۷-

1. Grove
2. Peacock

ب) نیز نشان می‌دهد که ماگمای آداکیتی سازنده سنگ‌های منطقه در قلمرو مذاب‌های حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی متابازیتی گارنت آمفیبولیتی و اکلوژیته فرورانده شده و مذاب‌های تجربی حاصل از ذوب متابازیت‌ها و اکلوژیت‌ها قرار می‌گیرند.



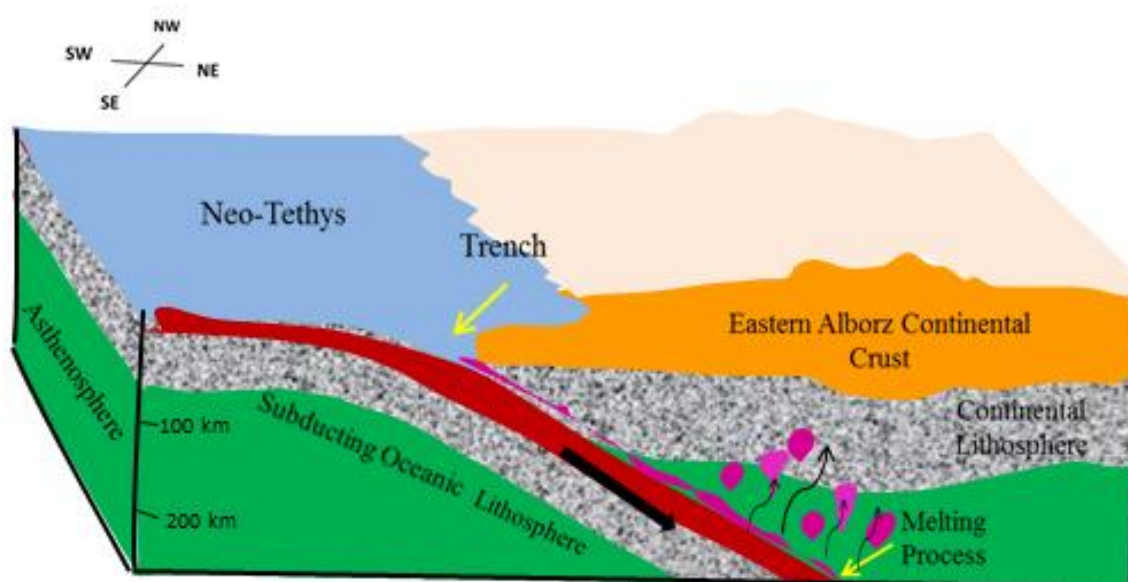
شکل ۵-۷ (الف) نمودار $Mg \#$ در مقابل SiO_2 و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مذاب‌های حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی متابازالیتی گارنت آمفیبولیتی و اکلوژیته فرورانده شده. ب) نمودار $(Yb)_N$ در مقابل $(La/Yb)_N$ از مارتین (۱۹۹۹) و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده ذوب اکلوژیت.

۵-۴- مدل تکتونیکی تشکیل ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه

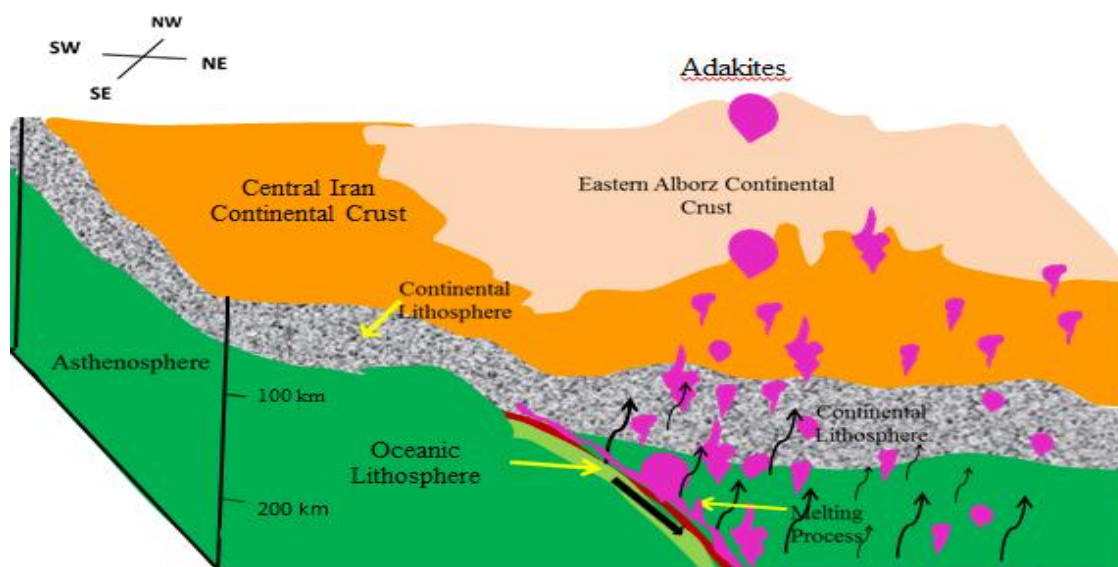
در اثر بسته شدن حوضه اقیانوسی منطقه سبزوار در اواخر کرتاسه (مایس تریشتین) تا اوایل ترشیاری، فعالیت تکتونیکی سبب ایجاد گسل، چین و همچنین بالازدگی مجموعه‌های سنگی در این منطقه شده است. نوار افیولیتی سبزوار باقیمانده پوسته اقیانوسی بخش شرقی نئوتتیس است که تا کرتاسه فوقانی فعال بوده و در اواخر این دوره و همزمان با فاز کوهزایی لارامید شروع به بسته شدن کرده است (اسپایس و همکاران، ۱۹۸۳). در آغاز ائوسن و با شکل‌گیری یک زون فرورانس پرشیب به سمت شمال، یک قوس ماگمایی از نوع جزایر کمانی در بخش جلویی لبه جنوبی زون البرز شرقی ایجاد شده است. در ائوسن بالایی، این کمان با لبه جنوبی زون البرز شرقی برخورد کرده و با فرورانس درازگودال

اقیانوسی و بخشی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس سبزوار بر روی این لبه جنوبی، افیولیت‌ها و دگرگونی‌های سبزوار و نوار ماگمایی ائوسن شمال آن تشکیل شده‌اند. این برخورد با ضخیم‌شدگی پوسته همراه بوده است. ناهنجاری‌های ثقلی این ناحیه، منفی و بین ۱۲۰- تا ۱۳۰- میلی‌گال بوده که حاکی از ضخامت زیاد پوسته در این منطقه است (بهارفیروزی و همکاران، ۱۳۷۷).

فعالیت‌های آتشفشانی منطقه پس از پیوستن این کمان به لبه صفحه شمالی، طبیعت کالک‌آلکالن حاشیه قاره‌ای یافته‌اند. فرورانش پوسته اقیانوسی تا پلیو- پلئستوسن ادامه یافته است و نوار آتشفشانی سبزوار در اثر ماگماتیسم کالک‌آلکالن حاشیه قاره به وجود آمده است. همچنین اسپایس و همکاران (۱۹۸۳) و قاسمی و همکاران (۱۳۸۲) با تعیین سن سنگ‌های آتشفشانی منطقه مشکان (شمال سبزوار، جنوب قوچان) به روش پتاسیم - آرگن، وقوع ماگماتیسم جوان را در این منطقه به اثبات رسانده‌اند. مدل تکتونیکی شماتیکی که این آداکیت‌ها، در آن تشکیل شده‌اند، در شکل ۵- ۸ و ۹-۵ آورده شده است.



شکل ۵-۸: شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای زون البرز شرقی (کرتاسه).



شكل ۵-۹: بسته شدن اقیانوس نفوتتیس و ایجاد ماگمای آداکیتی در اثر ذوب گوه پوسته اقیانوسی فرورانده شده (اواخر کرتاسه - اوایل پلیوسن)

۵-۵- مقایسه آداکیت‌های مقیسه با تعدادی از آداکیت‌های گزارش شده در ایران و جهان

آداکیت‌های منطقه مقیسه شباهت زیادی با آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند و نوار افیولیتی سبزوار که در سه مکان متفاوت از این نوار (منطقه باشتین، جنوب قوچان و شهر فیروزه) مطالعه شده‌اند نشان می‌دهند. در منطقه جنوب غرب بیرجند، تعداد قابل توجهی توده آذین نیمه عمیق وجود دارد که عمدتاً به صورت گنبد و دایک جایگزین شده‌اند که دارای طیف ترکیبی آندزیت- تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت، ریولیت و سیینیت می‌باشند. براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های مورد مطالعه در زمره آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند و در ضمن از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده حاصل شده‌اند (دلاور، ۸۹). تعداد زیادی گنبد نیمه عمیق با ترکیب آندزیت تا ریولیت در مجموعه افیولیتی در منطقه باشتین نفوذ کرده‌اند که دارای ماهیت متآلومین و به سری کالک آلکالین پتاسیم متوسط تا بالا تعلق دارند. بررسی‌های پتروژنتیکی حاکی از آن است که این سنگ‌ها از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده (متابازیت) در یک زون فرورانش قوسی، از طریق نرخ ذوب بخشی متوسط و

تبلور تفریقی در شرایط فشار بالا، حاصل شده‌اند (صالحی‌نژاد، ۱۳۸۷؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۲).
نوار آتشفشانی کالک‌آلکالن - آلکالن سنوزوئیک جنوب قوچان در شمال نوار افیولیتی سبزوار که در آن
گنبد‌های تراکی‌آندزیتی، آندزیتی، تراکیتی، تراکی‌داسیتی، داسیتی و ریوداسیتی (۲ تا ۱۱ میلیون سال
قبل) رخمون دارد. شواهد ژئوشیمیایی موجود در این گنبد‌ها حاکی از ماهیت کالک‌آلکالن، نقش
تبلور تفریقی و فرآیندهای هضم و آرایش ماگمایی در تکوین و تحول ماگمای آن‌ها، ماهیت فروران‌ش
قوس قاره‌ای منطقه، وجود یک سنگ منبع اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه
اقیانوسی فرورانده شده سبزوار است (تنها، ۱۳۸۸). سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه (غرب نیشابور)
دارای طیف ترکیبی تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت می‌باشند و از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی
فروران‌ش شده سبزوار به طرف شمال و به زیر زون بینالود به وجود آمده است و متعاقب آن با
پریدوتیت گوه گوشته‌ای نیز واکنش داده‌اند (دهنوی، ۱۳۸۸).

همچنین مقایسه آداکیت‌های مقیسه با آداکیت‌های مطالعه شده در نقاط مختلف جهان بیانگر آن
است که این آداکیت‌ها بسیاری از ویژگی‌های آداکیت‌های مرتبط با ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده و
بعضاً متاسوماتیسم شده توسط گوه گوشته‌ای را نشان می‌دهد و با آداکیت‌های مرتبط با ذوب بخشی
پوسته پایینی که دارای مقادیر بالاتر نسبت‌های Ba/La و Sr/Y , La/Yb , Rb/La هستند، تفاوت‌های
آشکاری دارند.

جدول ۵-۱- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های منطقه مقیسه با چند مورد از آداکیت‌های ایران.

ویژگی مورد بررسی	آداکیت‌های باشتین (شمال غرب-غرب سبزوار)	آداکیت‌های جنوب قوچان	آداکیت‌های شهر فیروزه (غرب نیشابور)	آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند	آداکیت‌های منطقه مقیسه
SiO ₂ (wt.%)	≥ 69.3	≥ 61.3	60.09-67.86	56-61.5	64.9-70
Al ₂ O ₃ (wt.%)	≤ 17.66	≥ 16.38	≥ 16.38	15-17	15.84-17.37
MgO(wt.%)	≤ 4.98	≤ 3.5	1.67-3.37	1.3-3.5	0.68-2.87
Na ₂ O (wt.%)	4-6	3.7-6.5	4.6-6.92	3.5-4.5	4.04-4.74
K ₂ O (wt.%)	3 میانگین	0.7-3.4	0.45-1.98	2.5-5	1.33-1.60
Sr (ppm)	≥ 497	130-730	219-994	598-1100	487-771
Eu آنومالی منفی	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu
Y (ppm)	≤ 15	≥ 18.6	≤ 18.6	14-20	5-10
Sr/Y	≤ 20	میانگین 46.57	21-88	میانگین 19.3	82-133
Yb (ppm)	≥ 1.9	≤ 1.54	1-1.67	میانگین 1.9	0-1
La/Yb	16≤	25.6 میانگین	7-11	میانگین 19.8	45-72
HFSE (Nb,Ta)	HFSE مقدار کم	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	HFSE مقدار کم	HFSE کم
Rb/La	10.5 میانگین	1.8 میانگین	1.7 میانگین	2.6 میانگین	0.54-1.04
Ba/La	84 میانگین	1.8 میانگین	18.5	12 میانگین	23-32.2
منبع	صالحی نژاد (۱۳۸۷)	تنها (۱۳۸۸)	دهنوی (۱۳۸۸)	دلاور (۱۳۸۹)	

جدول ۵-۲: مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با چند مورد از آداکیت‌های سایر نقاط جهان.

آداکیت‌های کمان آتشفشانی کیوشو (جنوب غرب ژاپن)	آداکیت‌های جنوب تبت	آداکیت‌های دابی (چین مرکزی)	کمپلکس آداکیتی در Xuelongbao جنوب چین	آداکیت‌های منطقه مقیسه	ویژگی مورد بررسی
63-68	51.08-71.03	57-63.5	62-72	64.9-70	SiO ₂ (wt.%)
15.15	15.47-17.68	14.3-16.3	14.3-17.7	15.84-17.37	Al ₂ O ₃ (wt.%)
≤4.5	0.67-5.2	2.13-4.55	0.2-2.3	0.68-2.87	MgO(wt.%)
36	2.85-5.53	3.9-4.18	4.1-6.7	4.04-4.74	Na ₂ O (wt.%)
≤2	2.36-6.89	2.5-3.48	0.4-1.9	1.33-1.60	K ₂ O (wt.%)
700-1000	675-1309	580-780	320-775	487-771	Sr (ppm)
فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	آنومالی منفی Eu
20 میانگین	4.43-16.7	13-21	5.4 میانگین	5-10	Y (ppm)
20-80	106.4 میانگین	30.5-49	122.7 میانگین	82-133	Sr/Y
≤1	0.39-1.53	1.2-1.9	0.5	0-1	Yb (ppm)
25 میانگین	55 میانگین	30 میانگین	22.5 میانگین	45-72	La/Yb
کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE	HFSE (Nb,Ta)
2.2 میانگین	1.9 میانگین	3 میانگین	6.2 میانگین	0.54-1.04	Rb/La
16.7	19.88 میانگین	15-60	104.5 میانگین	23-32.2	Ba/La
ذوب بخشی ورقه فرورونده و یا پوسته پایینی ضخیم شده	ذوب بخشی پوسته پایینی	ذوب بخشی پوسته پایینی و واکنش با پریدوتیت گوه گوشته‌ای	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده شده.	نحوه تشکیل
کامی (۲۰۰۴)	دی چانگ زو (۲۰۱۲)	وانگ و همکاران (۲۰۰۷)	ژوو و همکاران (۲۰۰۶)		منبع

۵-۶- خلاصه

- سنگ‌های ساب‌ولکانیک مورد مطالعه بسیاری از ویژگی‌های آداکیت‌ها را دارند و در گروه آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند و ماگمای سازنده آن‌ها در اثر ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده

سبزوار به زیر ورقه قاره‌ای البرز شرقی و در یک زون فرورانش قوسی و از طریق نرخ ذوب بخشی پایین تا متوسط و فرآیند تبلور تفریقی همراه با آرایش ماگمایی حاصل شده است.

- ذوب ورقه در اعماق ۷۰ الی ۸۰ کیلومتری و در فشار حدود ۲۵ کیلو بار می‌تواند منجر به تشکیل ماگمای آداکیتی غنی از سیلیس شود.

- آداکیت‌های منطقه مقیسه شباهت زیادی با آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند و نوار افیولیتی سبزوار که در سه مکان متفاوت از این نوار (منطقه باشتین، جنوب قوچان و شهر فیروزه) مطالعه شده‌اند نشان می‌دهند.

- همچنین مقایسه آداکیت‌های مقیسه با آداکیت‌های مطالعه شده در نقاط مختلف جهان بیانگر آن است که این آداکیت‌ها بسیاری از ویژگی‌های آداکیت‌های مرتبط با ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده و بعضاً متاسوماتیسم شده توسط گوه گوشته‌ای را نشان می‌دهد و با آداکیت‌های مرتبط با ذوب بخشی پوسته پایینی که دارای مقادیر بالاتر نسبت‌های Ba/La و Sr/Y , La/Yb , Rb/La هستند، تفاوت‌های آشکاری دارند.



فصل ششم

نتیجہ گیری و پیشہادات



۶-۱- نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و سنگ‌زادی بر روی گنبد‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه به شرح ذیل می‌باشند:

- منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب شهر سبزوار واقع شده و بخشی از زون ساختاری ایران مرکزی محسوب می‌شود.

- واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه متنوع بوده و عبارتند از: واحد آتشفشانی-رسوبی ائوسن، واحد مارنی میوسن، گنبد‌های نیمه عمیق بعد از ائوسن، کنگلومرای پلیوسن، کنگلومرای پلیوکواترنر و واحدهای رسوبی آبرفتی کواترنر.

- فعالیت‌های آتشفشانی پس از ائوسن، موجب پیدایش ولکانیسم حدواسط تا اسیدی شده که در منطقه مقیسه به صورت گنبد‌ها و دایک‌های نیمه عمیق رخنمون یافته است.

- حضور بیگانه سنگ‌هایی از مارن‌های الیگومیوسن در این گنبد‌ها، نشان دهنده نفوذ آخرین گروه از آن‌ها در اواخر میوسن است. بعلاوه، حضور قطعات آن‌ها در کنگلومرای پلیوسن، حاکی از رخنمون یافتن آن‌ها در سطح زمین در مرز زمانی میوسن- پلیوسن می‌باشد. داده‌های سنی ایزوتوپی گنبد‌های موجود در شمال و شمال غرب سبزوار، نیز نشان از سن متفاوت گنبد‌ها از پالئوسن - ائوسن تا پلیوسن هستند.

- از لحاظ زمین‌شناسی ساختمانی، چندان پیچیده نبوده و تنها چند گسل فرعی در منطقه وجود دارد. پتانسیل معدنی قابل ذکری در منطقه مشاهده نشد و تنها از توده‌های ساب‌ولکانیک به عنوان سنگ‌نمای ساختمانی استفاده می‌شود.

- سنگ‌های نیمه عمیق دارای ترکیب داسیتی و ریوداسیتی بوده و دارای بافت‌های پورفیری، گلوئروپورفیری، میکروولیتیک پورفیری، هیالومیکروولیتیک پورفیری، فلسیتیک پورفیری و تراکیتی هستند.

- کانی‌های فلسیک اغلب پلاژیوکلاز، کوارتز و کمی سانیدین است. سانیدین‌ها اغلب ریزبلور بوده و در زمینه سنگ دیده می‌شوند که در برخی مقاطع به کانی‌های رسی دگرسان شده است.

- پلاژیوکلازها غالباً دارای منطقه بندی ترکیبی، ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد هستند و در برخی مقاطع به سریسیت دگرسان شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز در ابعاد مختلف در سنگ‌ها حضور دارند و اندازه برخی از آن‌ها به ۵ میلی‌متر هم می‌رسد.

- آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های نیمه عمیق از نوع هورنبلند سبز بوده که در اکثر نمونه‌ها دچار اکسیدشدگی شده و دارای حاشیه سوخته کاملاً مشخصی هستند. آمفیبول‌ها هم به صورت فنوکریست و هم ریزبلور در زمینه سنگ حضور دارند.

- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر سیلیس (هارکر)، ضریب تفریق و ضریب انجماد حاکی از نقش مؤثر تفریق ماگمایی و تبلور تفریقی در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه است.

- سنگ‌های ساب‌ولکانیک مورد مطالعه دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط بوده و در مجموع دارای ماهیت متاآلومین هستند.

- الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه الگوی تقریباً یکسان و موازی نشان می‌دهند که این امر حاکی از داشتن منشأ واحد ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه بوده است. غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HREE از ویژگی‌های شاخص ماگماهای کالک‌آلکالن به شمار می‌رود. غنی‌شدگی از K,U,Sr و Nd نشانگر شکل‌گیری این سنگ‌ها در منطقه فرورانس می‌باشند و

تهی‌شدگی از عناصری نظیر Nb, Ti, Zr, P و Pr بیانگر تبلور فازهایی حاوی این عناصر از جمله هورنبلند، مگنتیت و آپاتیت و جدایش آن‌ها از مذاب تولیدشده در ابتدای تشکیل بوده است. با توجه به مشاهدات صحرایی و غنی‌شدگی از LREE آلایش پوسته‌ای نقش مهمی در تحول سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نداشته است.

- آنومالی منفی (Ti, Nb) و غنی‌شدگی از عناصر LREE در مقایسه با HREE و مقادیر بالای آلومینیوم نشان می‌دهند که در ارتباط با ماگمای خاص مناطق فرورانش است.

- نسبت‌های بالای La/Yb و Sr/Y در این سنگ‌ها، نشان می‌دهد تنها فازی که قادر به تفريق HREE از LREE می‌تواند باشد، گارنت $\pm$ آمفیبول است که در پتروژنز آن‌ها مهم است.

- با توجه به نمودار Sr/Y در مقابل Y (دوفان و درومون، ۱۹۹۰ و تسوشیا و همکاران، ۲۰۰۷)، سنگ‌های مورد مطالعه در گروه آداکیت‌ها قرار می‌گیرند و بسیاری از ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آداکیتی را دارند همچنین با توجه به تقسیم‌بندی آداکیت‌ها به دو گروه، آداکیت‌های سیلیس بالا و سیلیس پائین توسط مارتین و همکاران (۲۰۰۵)، آداکیت‌های منطقه در گروه آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند.

- ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده سبزوار به زیر ورقه قاره‌ای البرز شرقی در اعماق ۷۰ الی ۸۰ کیلومتری و در فشار حدود ۲۵ کیلو بار می‌تواند منجر به تشکیل ماگمای آداکیتی غنی از سیلیس شود.

- آداکیت‌های منطقه مقیسه شباهت زیادی با آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند و نوار افیولیتی سبزوار که در سه مکان متفاوت از این نوار (منطقه باشتین، جنوب قوچان و شهر فیروزه) مطالعه شده‌اند نشان می‌دهند.

- همچنین مقایسه آداکیت‌های مقیسه با آداکیت‌های مطالعه شده در نقاط مختلف جهان بیانگر آن است که این آداکیت‌ها بسیاری از ویژگی‌های آداکیت‌های مرتبط با ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده و

بعضاً متاسوماتیسم شده توسط گوه گوشته‌ای را نشان می‌دهد و با آداکیت‌های مرتبط با ذوب بخشی پوسته پایینی که دارای مقادیر بالاتر نسبت‌های Sr/Y , La/Yb , Rb/La و Ba/La هستند، تفاوت‌های آشکاری دارند.

۶-۲- پیشنهادها

- انجام مطالعات تجزیه نقطه‌ای بر روی برخی کانی‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه به منظور شناخت دقیق ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها.
- مطالعه عوامل ساختاری زمین‌ساختی موجود در منطقه به منظور تعیین نحوه جایگیری توده‌های آذرین نیمه‌عمیق در داخل سنگ میزبان خود.
- بسط و توسعه دادن بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی به مناطق همجوار و مشابه برای دستیابی به نتیجه‌گیری مطمئن‌تر و دقیق‌تر.
- تعیین نسبت‌های ایزوتوپی $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ و $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ در سنگ‌های مورد مطالعه به منظور تعیین دقیق ویژگی‌های محل منشأ و همچنین سن دقیق تشکیل آن‌ها



پوست



پیوست (۱): نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه (مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب به قسمت در میلیون نشان داده شده است).

Sample	M.F.1	M.F.2	M.F.3	M.F.4	M.F.5	M.F.6	M.F.7	M.F.8	M.F.9	M.F.10
Major oxides (Wt%)										
SiO ₂	66.49	69.55	64.57	64.80	65.93	68.31	65.70	63.93	66.37	64.78
Al ₂ O ₃	16.33	16.59	17.12	16.70	16.31	15.46	16.35	16.66	15.90	16.94
CaO	4.13	3.45	4.76	4.73	4.29	3.98	4.09	4.72	4.16	4.96
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
K ₂ O	1.43	1.57	1.28	1.34	1.41	1.31	1.79	1.31	1.56	1.31
MgO	1.83	0.67	2.1	2.43	2.16	1.72	1.95	2.83	2.44	1.62
MnO	0.06	0.03	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.06	0.03
Na ₂ O	4.46	4.70	4.38	4.20	4.32	4.13	4.62	4.13	3.98	4.19
P ₂ O ₅	0.15	0.14	0.21	0.20	0.15	0.07	0.13	0.19	0.14	0.2
TiO ₂	0.37	0.26	0.43	0.43	0.37	0.28	0.37	0.47	0.33	0.37
Fe ₂ O _{3t}	3.19	2.22	3.63	3.62	3.17	2.32	3.25	4.20	2.81	3.16
BaO	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.05	0.04
LOI	1.51	0.75	1.41	1.45	1.79	2.33	1.64	1.48	2.21	2.4
Trace elements (ppm)										
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	328	386	318	295	332	383	442	277	399	338
Co	9.9	1.8	10.9	10.9	7.2	6.1	7.9	16.9	9.2	9.9
Cs	0.6	0.4	0.8	0.8	0.6	0.9	1.2	0.6	0.9	0.8

Ga	14.9	9.8	15.9	13.9	11.9	12.9	12.8	18.9	13.0	18.9
Hf	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Nb	9	3	6	7	5	3	4	8	6	8
Rb	20.2	18.9	19.0	17.3	17.3	24.5	22.6	18.6	26.9	24.3
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	669	677	697	771	633	487	606	658	549	627
Ta	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5
Th	2.4	2.3	1.8	2.5	2.8	1.9	2.9	3.0	3.0	2.2
Tl	0.7	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
U	0.84	0.77	0.62	0.83	0.82	0.81	0.99	0.84	0.96	0.82
V	61.37	14.32	90.44	86.85	69.24	76.51	65.29	92.6	66.5	62.08
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zr	80	62	83	66	62	67	56	94	81	109
Y	5	6	7	7	6	6	6	8	6	10
Mo	8.9	4.9	7.0	5.0	4.0	4.0	2.9	4.0	3.0	5.0
Cu	50	7	101	41	41	43	98	76	110	153
Zn	41	11	56	43	19	38	32	73	52	89
Ni	17.9	6.9	17.9	33.7	22.9	17.9	17.7	26.9	26.0	7.0
Rare earth elements (ppm)										
La	31.4	31.6	27.0	31.5	28.8	23.5	31.0	30.6	29.0	32.2
Ce	23.8	26.5	20.9	26.8	22.9	14.9	25.5	24.9	22.0	26.8

Pr	2.68	3.14	2.58	3.17	2.58	1.69	3.04	2.99	2.40	3.18
Nd	9.5	11.8	9.9	11.9	9.7	6.7	10.8	10.9	8.8	11.9
Sm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Eu	0.63	0.62	0.67	0.74	0.56	0.46	0.59	0.72	0.52	0.69
Gd	2.18	2.16	2.09	2.18	1.99	1.49	2.16	1.99	1.90	2.28
Tb	0.20	0.20	0.25	0.25	0.20	0.18	0.23	0.24	0.22	0.23
Dy	1.09	1.08	1.09	1.19	0.94	0.82	1.18	1.19	0.95	1.19
Ho	0.22	0.22	0.21	0.22	0.19	0.18	0.23	0.22	0.21	0.23
Er	0.58	0.66	0.52	0.60	0.52	0.52	0.66	0.59	0.55	0.64
Tm	0.23	0.22	0.20	0.29	0.17	0.18	0.23	0.16	0.23	0.26
Yb	0.6	0.7	0.5	0.6	0.4	0.5	0.7	0.6	0.6	0.6
Lu	0.10	0.12	0.10	0.09	0.08	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10



منابع



منابع فارسی:

- اللهیاری س، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک عباس آباد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- آسیابانها ع، (۱۳۷۴)، "بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی، ص ۶۳۰.
- آقائباتی ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، چاپ اول، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۶۰۶.
- برهمند م، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه احمدآباد (خارتوران، جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بهرودی، ا. عمرانی، ج، (۱۹۹۹)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- تنها، ع. (۱۳۸۸)، پایان‌نامه ارشد، "پتروژنز سنگهای آذرین نئوژن، شمال عنبرآباد (مشکان)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- درویش‌زاده ع، (۱۳۸۲)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات امیر کبیر، ص ۹۰۱.
- دلاور، ز. (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک جنوب غرب بیرجند"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- دهنوی، ن. (۱۳۸۸)، پایان‌نامه ارشد "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه

- (غرب سبزوار) و کانه زایی وابسته به آن‌ها"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- رضوی ر، (۱۳۹۰)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن- سبزوار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- صالحی نژاد، ح. (۱۳۸۷)، پایان نامه ارشد، "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک منطقه باشتین (جنوب غربی سبزوار)". دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فتاحی ا. (۱۳۸۲)، پایان‌نامه ارشد، "پتروژنز، رخساره‌ها و مکانیسم فوران آتشفشان مارکوه (جنوب قوچان)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- قاسمی ح.، فتاحی ا. (۱۳۸۳)، "ماگماتیسم نئوژن در منطقه سرولایت (جنوب قوچان)"، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، شاهرود.
- قاسمی ح.، تنها ع.، صادقیان م.، خانعلی زاده ع. (۱۳۸۷)، "اولین گزارش از ماگماتیسم آداکیتی نئوژن در جنوب قوچان"، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران. اهواز.
- قاسمی ح.، برهمند م و صادقیان م. (۱۳۹۰) "گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهدهی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگو- میوسن ایران مرکزی" **مجله پترولوژی**، سال دوم، شماره هفتم، صفحات ۷۷ تا ۹۴.
- قاسمی ح.، لنکرانی م و همام م. (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ‌های آذرین"، مترجم، چاپ اول، مشهد، ص ۵۵۶.
- قاسمی، ح.، صادقیان، م.، خانعلیزاده، ع. و تنها، ع. (۱۳۸۹) "سنگ شناسی، ژئوشیمی و سن تابش سنجی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوژن، جنوب قوچان". **مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران** ۳: ۳۴۷-۳۷۰.
- مجیدی، ج. (۱۳۸۷)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- محمدی گورجی ا.، قربانی ق.، شفاهی مقدم ه.، (۱۳۹۱) " منشأ ماگماتیسم آدایت‌های پرسلیس شمال غرب سبزوار"، اولین همایش زمین‌شناسی فلات ایران، کرمان.
- مر ف و مدبری س، (۱۳۸۴)، "کاربرد داده‌های زمین‌شیمیایی"، مترجم، چاپ اول، مرکز نشر دانشگاهی، تهران، ص ۴۵۲.
- معین وزیری ح و احمدی ع، (۱۳۸۰)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین"، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ص ۵۴۴.
- نبوی م، (۱۳۵۵) "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نصرآبادی، م.، معین‌وزیری، ح.، رضوی، م.ح. و محجل، م.، (۱۳۸۹) "تغییرات پاراژنهای کانی‌شناسی گرانولیت‌های شمال غرب سبزوار در طی تحولات دگرگونی". مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران ۴: ۵۳۱-۵۴۴.

- Refrence

- Abdel-Rahman, A., (1994). "Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas" **Journal of petrology**, 35(2), pp. 525-541.
- Alavi, M. (1991) "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in Iran". Geological society of America Bulletin 103: 983-992.
- Amini, B. and Khan-Nazer, N. H. (2000) Geological map of Iran, Mashkan sheet, Map Ser. 7563, scale 1:100 000. Geological Survey of Iran.
- Atherton, M.P., Petford, N., (1993). "Generation of sodium rich magmas

from newly under plated basaltic crust”. **Earth and Planetary Science Letters**, vol. 192, pp.561-570.

- Ayers, J.C., (1998) “Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite interaction in the wedge of subduction zones”. *Contributions To Mineralogy And Petrology* 132: 390-404.

- Baroz, F., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghreyan, M., Ohnenstetter, M. and Rocci G. (1983) “Ophiolites and related formations in the Central part of the Sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions”. **Geological Survey of Iran**, Report 51: 205-237.

- Bauman, A., Spies, O. and Lensch, G., (1983) “Strantium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan INE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran”, Final report. **Geological Survey of Iran**, Report 51.

- Beraaouz, E.H., Ikenne, M., Madi, A., Lahman, M., Gasquet, D, (2004). “Neoproterozoic granitoids associated with the Bou-Azzer ophiolitic mélange (Anti-Atlas, Morocco): evidence of adakite magmatism in an arc segment at the NW edge of the West-African craton” .**Journal of African Earth Sciences** 39.285-293.

- Best M.G. (2003), “**Igneous and metamorphic petrology**”, Blackwell Publishing, USA, pp.729.

- Bourdon, E., Eissen, J.P., Gutscher, M.A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C., Cotton, J., (2002) “Slab Melting and slab melt metasomatism in the Northern Andean Volcanic Zone”

- Castillo, P.R. (2006) “An overview of adakite petrogenesis”, *Chinese Science Bulletin* 51: 257-268.

- Castillo, P.R. (2012) “Adakite petrogenesis”. **Lithos** 134: 304-316.

- Chung, S.L., Liu, D.Y., Ji, J.Q., Chu, M.F., Lee, H.Y., Wen, D.J., Lo,

C.H., Lee, T.Y., Qian, Q., Zhang, Q., (2003) "Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet". **Geology** 31, 1021-1024.

- Corsaro, R. A; Mazzoleni, P. (2002) "Textural evidence of peperite inside pillow lavas at Acicastello Castle Rock (Mt. Etna, Sicily)" **Journal of Volcanology and Geothermal Research**. 114, pp.219-229

- Davies, J.H., Stevenson, D.J., (1992). "Physical model of source region of subduction zone volcanics." **Journal of Geophysical Research**. 97, 2037-2070.

- Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J. (1991), "an introduction to rock forming minerals" **Longman.**, pp.528.

- Defant, M.J., Drummond, M.S. (1983) "Drivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere". **Nature** 347: 662-665.

- Drummond, M.S. and Defant, M.J. (1990) "A model for trondhjemite tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archean to modern comparisons", **Journal of Geophysical Research** 95: 21503-21521.

- Elburg, M.A., van Bergen, M., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P., Zulkarnain, I., Nasution, A., (2002) "Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfe processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia". **Geochimica et Cosmochimica Acta** 66, 2771-2789.

- Esperanca, S., Crisci, M., Derosa, R. and Mazuli, R. (1992) "The role of- The crust in The magmatic evolution of The Island lipari (Aeolian island, Italy), contributions To Mineralogy To Island Arc". **Journal of Geology** 86: 323-334.

- Garrison, J.P., Davidson, J.M., (2003) "Dubious case for slab melting in the Andes". **Journal of Geology**, vol. 31, pp. 565-568.
- Gill, J. B. (1992) "Orogenic Andesites and Plate Tectonics". Berlin, Springer-Verlag.
- Grove, T.L., Baker, M.B., Price, R.C., Parman, S.W., Elkin-Tanton, L.T., Chatterjee, N. and Müntener, O. (2005) "Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H₂O-rich mantle melts", **Contributions to Mineralogy and Petrology** 148: 542-565.
- Guo, Z., Wilson, M., Liu, Jiaqi., (2007). "Post-collisional adakites in south Tibet Products of partial: melting of subduction-modified lower crust". **Lithos** 96,205-224
- Gupta, Alok, K. (2007). "Petrology and genesis of igneous rocks.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K. and Hergt, J. M., (1993) "Mantle and slab contributions in arc magmas". *Annual Review of Earth and Planetary Science* 21: 175-204.
- Johanson, K., Barnes, C.G. Miller., C.A., (1997). 'Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon'. **Journal of Petrology**, vol. 38,pp.1585-1611.
- Juteau, T. and Maury, R. (1997) 'Geologie de la croûte océanique, pétrologie et dynamique endogènes'. Masson, Paris.
- Kamei, A., (2004). "An adakitic pluton on Kyushu Island, southwest Japan arc tsushi". **Journal of Asian Earth Sciences** 24,43-58.
- Kay, R.W., (1978) "Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust". **Journal of Volcanology and Geothermal Research** 4: 117-132.

- Keppler, H. (1996) "Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids". **Nature** 380: 237-240.
- Kirkpatrick, R.J. (1977) "Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii". *Geol.Soc.Am.Bull*, 88,78-84.
- Kuno H. (1968), "Origin of andesite and its bearing on the island arc structure". *Bull. Vol* 32.141-176.
- Lench, G., Mihm, A. and Alavi-Tehrani N. (1977) "Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar/Khorasan (Iran)". *Neues Jahrbuch fur Geology un Palaontologie Monatshefte* 131: 156-178.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T. and Thirlwall, M.F. (2006) "Adakites without slab melting: High pressure differentiation of islandarc magma, Mindanao, the Philippines". **Earth and Planetary Science Letters** 243: 581-593.
- Martin, H., (1999) "The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids". **Lithos** 46: 411- 429.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., (2005) "An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution". **Lithos** 79: 1-24.
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H., Defant, M.J., (1996)."Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines)". *Bull.Soc. Geol. Fr.* 167(5),579-595.
- Middlemost, E. A. K., (1985). "Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology". Longman Group U.K., PP. 73 – 86.
- Miyashiro, A. (1974) "Volcanic rock series in island arcs and active

- continental margins”. **American Journal of Science** 274: 321-355.
- Moyen, J.F., (2009). “ High Sr/Y and La/Yb ration: The meaning of the adakitic signature”. **Lithos**.
 - Nakamura N. (1974) “Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary Chondrite” **Journal of Geochemica et Cosmochimica Acta.**, 38, pp 757-775.
 - Noghreyan, M.K. (1974) “Evolution geochemi que, mine ralogique et structural dun edifice ophiolitique singguliere, Le massif de Sabzevar (partie central (NE de I, IRAN)”. Thesis, University of Nancy, France.
 - Omrani, J. Agard, P., Witechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) “Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences”. **Lithos** 106: 380-398.
 - Peacock, SM., Rushmer, T. and Thompson, A.L. (1994) “Partial melting of subducted oceanic crust”. **Earth and Planetary Science Letters** 121: 227-244.
 - Pearce, J.A. (1983) “Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. and Nory M.J. (eds.), continental basalts and mantle xenoliths, Nantwich, Cheshire. Shiva Publications, 230-249.
 - Pearce, J.A., Harris, B.W. and Tindle, A.G. (1984) “Trace element of isrriminat diagrams for tectonic interpretation of granitic rock”. **Journal of petrology** 25: 950-983.
 - Rapp, R. P.,& Watson, E.B. (1995). “Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling”. **Journal of Petrology**, 36,891-931.
 - Rapp,R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., (1999)

“Reaction between slabderived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa”. *Chemical Geology* 160, 335-356.

- Rollinson h.R. (1993), “Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation”, John Wiley and Sons, pp.325.

- Rushmer, T., (1991) “Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions”. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 107: 41- 59.

- Sen, N. Dunn,N.G.,C.Sen and T.Dunn, .,(1994). “Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2 Gpa: implications for the origin of zdzkites” .*Contrib. Mineral. Petrol.* Vol.117,pp.394-409.

- Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H. and Bellier O. (2012) “Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey”. **Tectonics** 31: 3013-3042.

- Shelly D. (1993), “Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations”, Chapman & Hall, **London**, pp.405.

- Shojaat, B., Hassanipak, A.A., Mobasherb, K. and Ghazi, A.M. (2003) “Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran”. **Journal of Asian Earth Sciences** 21: 1053-1067.

- Sisson, T.W., Bronto, S., (1998). “Evidence for pressure-release melting beneath magmatic arcs from basalt at Galunggung”. **Indonesia Nature** 391, 883-886.

- Skilling. I. P; White.J. D. L; McPhie. J. (2002) “Peperite a review of magma sediment mingling” **Journal of Volcanology and Geothermal Research**. 114, pp.

- Slaby, E., Götze, J. (2004). "Feldspar crystallization under magma-mixing conditions shown by cathodoluminescence and geochemical modelling: a case study from the Karkonosze pluton (SW Poland)". **Mineralogical Magazine**, Vol. 68, pp. 561-577.
- 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. Geology Survey of Iran, Report 51: 247-265.
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P. and Horn, I. (1998) "Mineral – aqueous fluid partitioning of trace -Elements at 900-1200 c and 3-5.7 GPA: new experimental data for garnet, clinopyroxene, andrutile, and implications for mantle metasomatism". **Geochimica Et Cosmochimica Acta** 62: 1781- 1801.
- Stern, C.R. Kilian, R., 1996. "Role of the subducted slab mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the evidence from mantle h\interaction-evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc". **Journal of petrology**, vol. 36,pp.1505-1527.
- Sun S. S. and McDonough W. F. (1989), "A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes" **Geological Society of London, Special Publications.**, 42,pp 313 – 345.
- Sun S.S. (1980) "Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs". *Philosophical Transactions of The Royal Society*, 297: 409-445.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry M.J. (Eds), *Magmatism in oceanic*

basins. **Geological Society of London** 42: 313-345.

- Sun, S.S., and MC Donogh, W.F. (1989). "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, AD. And Norry, M.J.(EDS), Magmatism in oceanic basins. Geol". Soc. London. Spec. Pub, 42, 313-345.
- Taylor B. Martinez F. (2003) "Back-arc basin basalt systematic", Earth and Planetary Science Letters 210 (2003) 481- 497
- Taylor S.R. and McLennan S.M. (1985) "The Continental Crust: its composition and evolution", Oxford: Blackwell Scientific Publishers
- Ulmer, P., (2008). "Differentiation of mantle-derived calc-alkaline magmas at mid to lower crustal levels: experimental and petrologic constraints". Periodico Di Mineralogia, 76, 309-325.
- Ventura G., Del Gaudio P. and Iezzi G. (2006) "Enclaves provide new insights on the dynamics of magma mingling: A case study from Salina Island (southern Tyrrhenian Sea, Italy)" **Journal of Earth Planet.**, 243, pp128- 140.
- Wang, Q., Xu, J.F., Zhao, Z.H., Bao, Z.W., Xu, W. and Xiong, X.L. (2004) "Cretaceous high potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent". **Geochemical Journal** 38: 417-434.
- Wang, X.L., Shu, X.J., Xu, X., Tang, M. and Gasching, R. (2012) "Petrogenesis of Early Cretaceous adakite-like porphyries and associated basaltic andesites in the eastern Jiangnan orogen, southern China". **Journal of Asian Earth Sciences** 61: 243-256.
- Wilson M. (1989), "**Igneous petrogenesis a global tectonic approach**", Department of earth science, University of Leeds, pp. 466.

- Winchester J. A and Floyd P. A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" **Journal of Chemical Geology**., 20, pp 325 - 342.
- Winchester, J. A. and Floyd, P.A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element Geology". **Chemical Geology** 20: 249-287.
- Zhu, A.C., Zhao, Z.D., Pan, G.T., Lee, H.Y., Kang, Z.Q., Liao, Z.L., Wang, L.Q., Li, G.M., Dong, G.C. and Liu, B. (2009) "Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction?", **Journal of Asian Earth Sciences** 34: 298-309
- Beard, J.S. and Lofgren, G.E. (1989) "Effect of water on the composition of partial melts of greenstones and amphibolites". **Science** 144: 195-197.
- Condie, K.C., 2005. "TTG and adakites: are they both slab melts? In Roma, O.T., (Ed.), Granitic Systems-Ilmari Haapala Special Issue". **Lithos**, vol.80, pp. 33-44.
- Eyuboglu , Y. Santosh.M. , Keewook.Y Osman Bektaş. Sanghoon Kwon (2012). "Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey)". **Lithos** 146-147,218-232.
- Gao, S., Rudnick R. L., Yuan H.L., Liu X.M., Liu Y.S., Xu,W.L., Ling W.L., Ayers J., Wang Q.H, 2006. "Racy cling lower continental crust in the North China craton". **Nature**, vol. 432, pp. 892-897.
- Hou, Z.Q., Gao, Y.F., Qu, X.M., Rui, Z.Y.Mo, X.X. (2004) "Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet" *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 220.pp 139-155.
- Ionov, D.A. and Hofmann, A.W. (1995) "Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element

fractionations”. Earth and Planetary Science Letters 131: 341-356.

-Lei Wang .X. , Xu-Jie Shu , Xisheng Xu, Ming Tang, Richard Gaschnig
 .(2012) “Petrogenesis of the Early Cretaceous adakite-like porphyries and
 associated basaltic”. **Journal of Asian Earth Science** 61, 243-256.

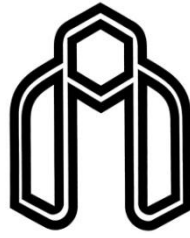
Mediterranean region

petrology, 35(2), pp. 525-541.

Abstract

In Moghiseh area (SW Sabzevar), subduction-related subvolcanic domes composition with dacite-rhyodacite emplaced into the Eocene volcano-sedimentary rocks. Marly fragments of oligo-miocene are found in the subvolcanic rocks as Xenoliths. These rocks show porphyric, glomeroporphyric and fluidal textures and contain plagioclase phenocrysts with compositional zoning, Amphibole with burned margins, quartz and sanidine as the main minerals together in a fine grained to glassy matrix of these minerals. The rock-forming magma of these rocks has calc-alkaline and meta-aluminous nature which is characteristic of the arc volcanics. These rocks fall into the field of high-silica adakites (HAS) in classification diagrams. Enrichment in the light rare earth elements (LREEs) and large ion lithophile elements (LILEs) and depletion in the heavy rare earth elements (HREEs) are obvious in their primitive mantle and chondrite normalized spider diagrams. Strong depletion in HFSEs including Nb, Ti and P which is signature of the arc volcanic, can be seen in these rocks. Petrogenetic studies indicate, the parental magma of the mentioned rocks has been formed from partial melting of an eclogitic-garnet amphibolitic source derived from metamorphism of the Sabzevar Neo-Tethyan subducted oceanic slab under the southern edge of the eastern Alborz zone.

Keywords: Petrology, Geochemistry, Adakite, Moghiseh, Sabzevar.



Shahrood University

Faculty of Earth Sciences

Department of Petrology and Economic Geology

**Geology, petrology and geochemistry of subvolcanic domes of
Moghiseh area (SW-Sabzevar)**

Fatemeh Fathabadi

Supervisor:

Dr. H.Ghasemi

Advisor:

Dr. M. Sadeghain

MSc thesis

September 2014

