

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شیمی

کاربرد ژئوشیمی در ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی آداکیت‌های سبزوار

نگارنده:

مینا شرطی

استاد راهنما:

دکتر حبیب‌اله قاسمی

استاد مشاور:

دکتر فردین موسیوند

بهمن ۱۳۹۷

شماره: ۹۷.۱۱.۱۸
تاریخ: ۲۷/۱۱/۹۷

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

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

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم مینا شرطی با شماره دانشجویی ۹۴۳۸۲۹۴ رشته زمین شناسی گرایش زمین شیمی تحت عنوان کاربرد ژئوشیمی در ارزیابی پتانسیل کانه زایی آداکیت های سبزوار که در تاریخ ۹۷/۱۱/۰۹ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه: <u>خوب</u>) ☒ مردود ☐ نوع تحقیق: نظری ☐ عملی ☐			
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر حبیباله قاسمی	استاد تمام	
۲- استاد راهنمای دوم	-		
۳- استاد مشاور	دکتر فردین موسیوند	استادیار	
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر مریم شیخی	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر مسعود علی پور اصل	استادیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر محمود صادقیان	دانشیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیدی



تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

۹۷/۱۱/۲۷
امضاء

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

مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

پدرم

کہ عالمانہ بہ من آموخت چگونہ در عرصہ زندگی، ایستادگی را تجربہ نمایم

تا من بہ جایگاہی کہ اکنون در آن ایستادہ ام برسم

مادرم

پروردگار زمینی ام، دریای میکران فداکاری و عشق کہ وجودم برایش ہمہ رنج بودہ و وجودش برایم ہمہ مہر

یکانہ خواہرم

اگرکہ در ہر اشک و لہجہ ہمراہم بودہ

روح خواہرم

کہ ہجران ابدیش بر قلم سکنی می کند

و

ہر اگرکہ حتی کلمہ ای بہ من آموخت

شکر و قدردانی

❖ خدای منان را شاکرم که توفیق قدم گذاشتن در مسیر علم و دانش را به من عطا فرمود و در این راه فرشتگان مشعل داری را رهنمون داشت تا در سختی ها و مصائب را احیایم باشند. شاکرم که به من فرصتی داد تا از محضر اساتید بزرگوار بهره گیرم و قدمی هر چند کوچک در گستره میکروان علم و معرفت بردارم.

❖ پس از سپاسگذاری از آفریننده نظام هستی به خاطر فرصت هایی که در مسیر زندگی قرار داد، لازم میدانم از استاد راهنمای فرهیخته و بزرگوارم جناب آقای پروفور حبیب اله قاسمی که اولین روشنی بخش و راهنمای این راه بوده و بدون رهنمودهای ارزنده ایشان، به پایان رساندن این تحقیق ممکن نبود کمال شکر و سپاسگذاری را بنمایم. همچنین از نظرات و مشاوره های سودمند استاد گرامی جناب آقای دکتر فردین موسوند که در مقام استاد مشاور، در این مسیر راهنمای من بودند صمیمانه قدردانی می نمایم.

❖ از جناب آقایان دکتر صادقان، دکتر علیپور اصل، دکتر فردوست، دکتر رضایی، دکتر احد نژاد، دکتر حرانی و دکتر پیروان که افتخار شاکردی در محضر ایشان را داشته ام، نهایت شکر را دارم. همچنین از آقایان مهندس میرباقری منول آزمایشگاه اپتیک، مهندس محمدیان منول کارگاه مقطع و خانم مهندس فارسی منول آموزشگاه دانشکده علوم زمین و همچنین خانم مهندس سعیدی، جهت زحماتشان قدردانی و تشکر می نمایم.

❖ دوستان عزیز و گرامی، خانم هاراضیه مهابادی، عطیه نجیب، سیمه نادری دستگردی، زینب اورک، حدیقه خاتون کافعی، مرضیه اسدی، فرزانه شورگشتی، مرضیه فرهادی، الهام زند، سارا ارکان زاده یزدی، فاطمه اسماعیلی و محبوبه نفروزاده؛ آقایان عرفان عمیدی مهر، جابر پیله کویی به خاطر بهکاری در طول مراحل تحقیق و همچنین بسیاری از عزیزانی که متأسفانه اینجا امکان شکر از تک تک ایشان مقدور نیست، شکر و قدردانی می نمایم.

❖ سپاس میکران بر بهی، همراهی و بهکامی خانواده دلوز و مهربانم که همواره تکیه گاه من در مواجهه با مشکلات، وجودشان بایه دگر می من می باشد.

تعهدنامه

اینجانب **مینا شرطی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی، گرایش زمین‌شیمی از دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه کارشناسی ارشد با عنوان **کاربرد ژئوشیمی در ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی آداکیت‌های سبزوار** تحت راهنمایی جناب آقای دکتر حبیب‌اله قاسمی و دکتر فردین موسیوند متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام گردیده 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 پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ‌جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود است و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا «Shahrood University of Technology» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به‌دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده‌اند، در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آنها) استفاده شده است، ضوابط و اصول اخلاقی رعایت گردیده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است، اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت گردیده است.

تاریخ:

امضای دانشجو:

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نیست.

چکیده

نوار ماگمایی سنوزوئیک سبزوار دارای ماگماتیسم گسترده‌ای به ویژه در پالئوسن - ائوسن بوده است که ناشی از مصرف شدن ورقه اقیانوسی نئوتتیس این حوضه در فرورانش کرتاسه پایانی - پالئوسن می‌باشد. اوج این ماگماتیسم در زمان ائوسن میانی - پایانی بوده که با نفوذ گنبد‌های آداکیتی فراوان در این نوار همراه بوده است. این گنبد‌های آداکیتی دارای طیف سنگی حدواسط تا اسیدی شامل آندزیت/ تراکی - آندزیت، دیوریت، داسیت/ ریوداسیت و ریولیت می‌باشند که دگرسانی‌های سریسیتی، پروپلیتی و آرژیلیتی را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از LILEs و LREEs و تهی‌شدگی از HREEs و HFSEs در نمودارهای بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه و کندریت قابل مشاهده است. این ویژگی‌ها به همراه مقادیر بالای Na_2O و Al_2O_3 ، تمرکز بالای Sr، نسبت بالای Sr/Y و تهی‌شدگی از HREEs و Y به همراه نسبت پایین $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ و تهی‌شدگی از HFSEs در نمونه‌های پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار، با محدوده مقادیر این عناصر در سنگ‌های آداکیتی مطابقت دارد. آداکیت‌های نوار ماگمایی سبزوار از دو نوع کم سیلیس و پر سیلیس هستند. مجموعه شواهد سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگماهای سازنده سنگ‌های آداکیتی پر سیلیس و کم سیلیس این نوار به ترتیب از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش یافته و دگرگون شده نئوتتیس (شاخه سبزوار - درونه) و گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده واقع در بالای زون فرورانش ورقه اقیانوسی این حوضه در محیط زمین‌ساختی فرورانش حاشیه قاره حاصل شده‌اند. آداکیت‌های پر سیلیس معمولاً دارای کانه‌زایی مس - طلا هستند. پردازش داده‌های ژئوشیمیایی موجود بر روی آداکیت‌های پر سیلیس نوار ماگمایی سبزوار به همراه شواهد صحرایی، حاکی از وجود این کانه‌زایی در منطقه است.

کلید واژه‌ها: آداکیت، ژئوشیمی، پتانسیل کانه‌زایی مس - طلا، سبزوار.

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

"ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی آداکیت‌های سنوزوئیک نوار ماگمایی سبزوار" دهمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه اصفهان.

فهرست

فصل اول: کلیات

- ۱-۱- پیشگفتار ۲
- ۱-۲- راه دسترسی ۳
- ۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی ۵
- ۱-۴- ژئومورفولوژی ۷
- ۱-۵- رابطه مورفولوژی و ترکیب سنگ‌های منطقه سبزوار ۸
- ۱-۶- ضرورت انجام تحقیق ۹
- ۱-۷- مطالعات پیشین ۱۰
- ۱-۸- اهداف مطالعات ۱۳
- ۱-۹- روش انجام تحقیق ۱۳

فصل دوم: زمین‌شناسی

- ۲-۱- پیشگفتار ۱۶
- ۲-۲- زمین‌شناسی عمومی ۱۷
- ۲-۳- زمین‌شناسی بخش‌های جنوبی و شمالی منطقه مورد مطالعه در نوار پساافیولیتی سبزوار ۲۰
- ۲-۳-۱- واحد آهکی کرتاسه بالایی ۲۱
- ۲-۳-۲- مجموعه افیولیتی سبزوار ۲۲
- ۲-۳-۲-۱- توالی گوشته‌ای ۲۵

۲۵	 ۲-۲-۳-۲ توالی پوسته‌ای
۲۷	 ۳-۲-۳-۲ پدیده رودینگیتی شدن
۳۲	 ۳-۳-۲ مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن
۳۳	 ۴-۳-۲ سنگ‌های آذرین نیمه عمیق پسا فیولیتی
۳۶	 ۵-۳-۲ واحد تخریبی - مارنی الیگوسن
۳۸	 ۱-۵-۳-۲ روانه‌ها و دایک‌های بازالتی الیگومیوسن
۳۹	 ۶-۳-۲ توالی مارن میوسن
۴۰	 ۷-۳-۲ واحد کنگلومرای پلیوسن
۴۱	 ۸-۳-۲ واحد کنگلومرای پلیو کوآترنر
۴۱	 ۹-۳-۲ واحدهای سنگی کوآترنر
۴۲	 ۴-۲ بررسی عملکرد گسل‌ها و روند کلی آنها
۴۳	 ۱-۴-۲ گسل درونه (گسل بزرگ کویر)
۴۴	 ۲-۴-۲ گسل بینالود
۴۷	 ۵-۲ زمین‌شناسی اقتصادی
۴۸	 ۱-۵-۲ مس
۴۸	 ۲-۵-۲ نقره
۴۹	 ۳-۵-۲ منگنز
۴۹	 ۴-۵-۲ طلا

۵۰..... ۵-۵-۲ کرومیت

۵۱..... ۶-۵-۲ آهن

۵۱..... ۷-۵-۲ سنگ ساختمانی

فصل سوم: سنگ‌نگاری

۵۶..... ۱-۳ پیشگفتار

۵۷..... ۲-۳ آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها

۶۱..... ۱-۲-۳ نحوه ایجاد بافت پورفیری

۶۲..... ۳-۳ داسیت‌ها و تراکی داسیت‌ها

۶۴..... ۴-۳ دیوریت‌ها

۶۶..... ۵-۳ ریولیت / ریوداسیت

۶۷..... ۶-۳ توالی افیولیتی منطقه سبزوار

۶۸..... ۱-۶-۳ هارزبورژیت

۶۹..... ۲-۶-۳ دونیت

۷۰..... ۳-۶-۳ لرزولیت

۷۱..... ۴-۶-۳ کرومیتیت

۷۲..... ۵-۶-۳ گابروها

۷۲..... ۶-۶-۳ پیروکسنیت

۷۳..... ۷-۳ آنکلاوها

۷۵	 ۱-۷-۳ زینولیت‌ها
۷۵	 ۱-۱-۷-۳ آنکلاو آمفیبولیتی
۷۶	 ۲-۱-۷-۳ آنکلاوهای اسلیتی و فیلیتی
۷۶	 ۳-۱-۷-۳ آنکلاوهای گنیسی
۷۶	 ۴-۱-۷-۳ آنکلاوهای توفی کربناته
۷۶	 ۲-۷-۳ رستیت‌ها
۷۷	 ۳-۷-۳ اتولیت‌ها
۷۸	 ۱-۳-۷-۳ آنکلاو میکروگرانولار مافیک (MME)
۷۹	 ۲-۳-۷-۳ آنکلاوهای هورنبلندیتی
۷۹	 ۳-۳-۷-۳ آنکلاوهای پیروکسنیتی
۷۹	 ۴-۳-۷-۳ آنکلاوهای گابرویی
۸۰	 ۵-۳-۷-۳ آنکلاوهای تونالیتی

فصل چهارم: ژئوشیمی و پتروژنز

۸۲	 ۱-۴ ژئوشیمی
۸۲	 ۲-۴ کاربردهای داده‌های تجزیه شیمیایی
۸۳	 ۳-۴ رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های پسافیولیتی سبزوار
۸۳	 ۱-۳-۴ رده‌بندی شیمیایی
۸۳	 ۱-۱-۳-۴ رده‌بندی Cox et al., (1979)

- ۸۴.....Middlemost (1985) رده‌بندی ۲-۱-۳-۴
- ۸۵.....Winchester and floyd (1977) رده‌بندی ۳-۱-۳-۴
- ۸۶.....۴-۴ بررسی نحوه تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات
- ۸۷.....۱-۴-۴ نمودارهای Harker (1909) (نمودارهای درصد وزنی اکسید-درصد SiO_2)
- ۹۲.....۵-۴ نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار
- ۹۶.....۶-۴ نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی
- ۹۹.....۷-۴ تعیین سری ماگمایی
- ۱۰۰.....۸-۴ ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص سنگ‌های آداکیتی سبزوار
- ۱۰۳.....۱-۸-۴ گروه اول HSA (سیلیس بالا)
- ۱۰۴.....۲-۸-۴ گروه دوم LSA (سیلیس پایین)
- ۱۰۵.....۹-۴ پتروژنز و جایگاه تکتونوماگمایی
- ۱۰۶.....۱۰-۴ تعیین جایگاه تکتونیکی و محل منشاء آداکیت‌های نوار سبزوار
- ۱۰۶.....۱-۱۰-۴ نمودارهای تمایزی Nb-Y و Ta-Yb و Rb-Y+Nb (Pearce et al., 1984)
- ۱۱۴.....۱۱-۴ خصوصیات محل منشاء و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه
- ۱۱۸.....۱۲-۴ مدل تکتونیکی تشکیل ماگمای آداکیتی سبزوار
- ۱۱۹.....۱۳-۴ مقایسه چند مورد از آداکیت‌های نوار ماگمایی سبزوار با برخی از آداکیت‌های جهان

فصل پنجم: پتانسیل کانه‌زایی

۱-۵- پیشگفتار	۱۲۴
۵-۲- کانه‌زایی و دگرسانی	۱۳۱
۵-۳- فوگاسیته اکسیژن و عناصر کالکوفیل	۱۳۵
۵-۴- نمودار K_2O در مقابل SiO_2 و نمودار K_2O در مقابل Na_2O	۱۳۶
۵-۵- نمودار Sm/Yb در مقابل Y و La/Sm در مقابل Sm/Yb	۱۳۷
۵-۶- نمودار Sr/Y در مقابل Y و نمودار Sr/Y در مقابل SiO_2	۱۳۸
۵-۷- نمودار K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr ، CaO/Al_2O_3 در مقابل FeO/MgO و نمودار Sr/Y در مقابل Y	۱۳۹
۵-۸- نمودار Sr در مقابل SiO_2 و نمودار Y در مقابل SiO_2	۱۴۰
۵-۹- نمودار TiO_2 و FeO در مقابل SiO_2	۱۴۱
۵-۱۰- نتیجه‌گیری	۱۴۲

فصل ششم: نتیجه‌گیری

۶-۱- نتیجه‌گیری نهایی	۱۴۸
منابع	۱۵۳
پیوست	۱۸۱

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- موقعیت نوار پساافیولیتی سبزوار در نقشه پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران (Stocklin, 1968) ۳
- شکل ۱-۲- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه سبزوار، روستاهایی که از نظر دسترسی به رخنمون‌های گنبد‌های نیمه‌عمیق مناسب هستند با دواير توپر قرمز رنگ نمایش داده شده‌اند. ۴
- شکل ۱-۳- تصویر ماهواره‌ای Google earth از محدوده مورد مطالعه. ۴
- شکل ۱-۴- تصویر هوایی از پوشش گیاهی منطقه سبزوار (برگرفته از تصاویر پردازش شده سازمان منابع طبیعی کشور) (حسینی‌نژاد، ۱۳۸۷) ۶
- شکل ۱-۵- متوسط میزان دمای هوا در ماه‌های سال در منطقه سبزوار (رهنما، ۱۳۷۵) ۷
- شکل ۱-۶- نمایی از پوشش گیاهی منطقه سبزوار (دید به سمت شمال) ۷
- شکل ۱-۷- نقشه توپوگرافی از نوار پساافیولیتی سبزوار (حسینی‌نژاد، ۱۳۸۷) ۹
- شکل ۲-۱- موقعیت نوار پساافیولیتی سبزوار (SOZ) در شمال ایران (Shabanian et al., 2012) ۱۹
- شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از نوار پساافیولیتی سبزوار به همراه تفکیک واحدهای مختلف زمین‌شناسی (جمشیدی، ۱۳۹۴) ۲۱
- شکل ۲-۳- تصویر صحرایی از سنگ آهک کرتاسه بالایی که بر روی توالی شیل و ماسه‌سنگ ائوسن رانده شده است (کلاته‌سادات دید به سمت شمال) ۲۲
- شکل ۲-۴- واحدهای سنگی تشکیل‌دهنده یک توالی افیولیتی ایده‌آل، افیولیت عمان (Nicolas, 1989) ۲۴

شکل ۲-۵- تصاویر صحرایی از نوار پساافیولیتی سبزوار، (A) نمایی از واحد هارزبورژیته مرتبط با مجموعه افیولیتی در روستای آبرود که در اثر فرآیند سرپانتینی شدن به رنگ سبز تیره در آمده است، (B) دور نمایی از گنبدهای پساافیولیتی سبزوار و واحدهای هارزبورژیته مجاور آن، (C و E) تصویری از گابروی رودینگیتی شده که آثار منیزیتزایی در درز و شکافت‌های موجود در زمینه سنگ در مسیر روستای شفیع‌آباد نمایان است، (D) تصویری از حضور بیگانه‌سنگ‌هایی با ترکیب هارزبورژیت، زون واکنشی در محل تماس گنبد آندزیتی و سرپانتین وابسته به سری افیولیتی متعلق به سری آتشفشانی- رسوبی ائوسن در سنگ‌های نیمه عمیق پساافیولیتی در بخش شمالی نوار پساافیولیتی سبزوار، (F) نمایی از حضور بیگانه‌سنگ‌ها یا آنکلاوهای هارزبورژیته در سنگ آندزیتی آداکیتی... ۳۰

شکل ۲-۶- تصاویر صحرایی از نوار پساافیولیتی سبزوار، (G) تصویری از آنکلاوهای آمفیولیتی موجود در زمینه سنگ داسیتی، (H) تصویری از دایک‌های دیابازی (رودینگیت‌های موازی) در تماس با سرپانتینیت‌ها در واحد هارزبورژیته نوار پساافیولیتی سبزوار در مسیر روستای آبرود، (I) دایک پساافیولیتی آندزیتی که هارزبورژیت‌های سری افیولیتی را در مسیر روستای کلاته‌سادات قطع کرده است، (J) دایک پساافیولیتی که ماگمای به جامانده در درز و شکافت‌های مسیر روستای کلاته‌سادات را قطع کرده است، (K) تصویری از بازالت‌های بالشی وابسته به نوار پساافیولیتی سبزوار در مسیر روستای نوده صرصه، (L) تصویری از گابروی لایه‌ای به رنگ سیاه در مسیر روستای آبرود، (M) نمایی از آهک‌های پلاژیک با لایه‌های ضخیم و چین‌خورده، (P) تصویری از ریولیت‌های سفید رنگ در مجاورت سرپانتین..... ۳۱

شکل ۲-۷- تصاویر صحرایی از توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن در نوار پساافیولیتی سبزوار، (A) توالی شیل و ماسه‌سنگ زیرین ائوسن میانی در مسیر روستای فرومد، (B) واحد آگلومرایی همراه با قطعات تراکی آندزیتی و بازالت، (C) کلریتی شدن ناشی از دگرسانی پیروکسن‌های موجود در قطعات بازالت آگلومرا، (D) نمایی از آهک نومولیت‌دار در مسیر روستای فرومد- منیدر..... ۳۳

شکل ۲-۸- تصاویر صحرایی از سنگ‌های نیمه‌عمیق نوار پسا‌فیولیتی سبزوار. A و C و E) دورنمایی از رخنمون گنبد‌های پسا‌فیولیتی با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق و ارتباط آن با سایر واحدهای زمین‌شناسی واقع در شمال روستای مهر- شمال‌شرق روستای بهنگر (دید به سمت شمال)، B) تصویری از حضور گنبد‌های تراکی‌داسیتی در هارزبورژیت سرپانتینیتی شده از نوار پسا‌فیولیتی سبزوار واقع در جنوب باغات جغتای، D) تصویری از داسیت رودینگیت شده در مسیر روستای فرومد- منیدر، F) دورنمایی از دایک‌های پسا‌فیولیتی تراکی‌آندزیتی که هارزبورژیت‌ها را قطع کرده است

۳۶.....

شکل ۲-۹- تصاویر صحرایی از توالی تخریبی مارن الیگوسن در نوار پسا‌فیولیتی سبزوار، A) توالی مارن گچ‌دار به همراه ماسه‌سنگ و کنگلومرا در مسیر روستای بیزه، B) تصویری از قرارگیری سازند قرمز زیرین بر روی نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن در روستای کلاته‌سادات (رستمی، ۱۳۹۶)، C) دورنمایی از مارن‌های الیگوسن، D) تصویری از حضور روانه‌های بازالتی در میان توالی مارن قرمز رنگ الیگوسن (جمشیدی، ۱۳۹۴).....

۳۷.....

شکل ۲-۱۰- تصاویر صحرایی از نوار پسا‌فیولیتی سبزوار، A) تصویری از فرسایش پوست‌پیزی در روانه‌های بازالتی منطقه مقیسه، B) تصویری از چندین روانه بازالتی در میان توالی مارن قرمز الیگومیوسن در روستای کلاته‌سادات (دید به سمت شمال‌شرق)، D) تصویری از یک حاشیه پخته شده در مرز دایک بازالتی و مارن قرمز رنگ، C) قطعات الیوین بازالتی با ساخت بادامکی در واحدهای آگلومرای (رستمی، ۱۳۹۶)، E) تصویر صحرایی از توالی مارن میوسن که توسط کنگلومرای پلیوسن پوشیده شده است

۴۰.....

شکل ۲-۱۱- تصاویر صحرایی از نوار پسا‌فیولیتی سبزوار، A) تصویری از راندگی هارزبورژیت سرپانتینیتی بر روی کنگلومرای ضخیم لایه پلیوسن در اثر گسل خوردگی معکوس در شمال روستای

آبرود (دید به سمت شرق)، (B) تصویر صحرایی از رسوبات کواترنری و تراس آبرفتی در مسیر روستای کلاته سادات. ۴۲

شکل ۲-۱۲- نمایی از برخی گسل‌های احاطه کننده نوار پساافیولیتی سبزوار ۴۷

شکل ۲-۱۳- محدوده تغییرات میانگین طلا (PPb) در سنگ‌های آذرین (Foster, 1993) ۵۳

شکل ۲-۱۴- نقشه زمین‌شناسی از پتانسیل اقتصادی و توزیع پراکندگی مواد معدنی مس، منگنز و کرومیت در مقیاس ناحیه‌ای، در نوار پساافیولیتی سبزوار (نقشه تلفیقی از نقشه‌های زمین‌شناسی 1:2500000 کاشمر، سبزوار و تربت حیدریه (مغفوری، ۱۳۹۱) ۵۴

شکل ۲-۱۵- تصاویری از پتانسیل اقتصادی و فعالیت‌های معدنی در نوار پساافیولیتی سبزوار، (A) تصویری از کوژ گسلی دارای منگنز در مسیر روستای فرومد- منیدر، (B) نمایی از کانه‌زایی مس بصورت مالاکیت، (C) تصویری از معدن گرانیت مهر که ریولیت سفید رنگ پساافیولیتی را به منظور سنگ ساختمانی و نما استخراج می‌کنند، (D) تصویری از معدن روباز کرومیت در روستای فرومد ۵۴

شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع آندزیتی / تراکی آندزیتی، (A و B) تصاویر میکروسکوپی از آندزیت / تراکی آندزیت با بافت پورفیری و زمینه دگرسان، زمینه سرشار از فنوکریست آمفیبول و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز+ هورنبلند، پرشدگی حفرات با کوارتز+ کلسیت+ ژئولیت (نور XPL)، دارای منطقه‌بندی ترکیبی پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز+ هورنبلند (نور XPL). (C و D) تصاویر میکروسکوپی از آندزیت / تراکی آندزیت دارای رخ‌های متقاطع، زمینه به مقدار کم کلریتی و سرپانتینی شده، در برخی قسمت‌های خاکستری بیرفرنژانس مشاهده شده است (خاموشی مستقیم

در زیر میکروسکوپ)، کلینوپیروکسن‌ها دارای خاموشی مایل (30 تا 40 درجه) می‌باشند، فنوکریست-های پیروکسن در زمینه سرپانتینی تفکیک نشده و بصورت پورفیری حضور دارند، بافت پورفیری و زمینه دگرسان شده و دارای جهت یافتگی بدلیل وجود کانی‌های ورقه‌ای (نور XPL) ۶۰

شکل ۳-۲- تصویری از نحوه ایجاد بافت پورفیری. (A) نمودار نرخ رشد و هسته‌بندی بلور بعنوان تابعی از درجه‌های سرد شدگی (Vernon, 2004). (B) طرحی برای نمایش صعود فرضی ماگما در مقابل زمان (Gill, 2010) ۶۲

شکل ۳-۳- A و B) تصاویر میکروسکوپی از مقاطع داسیتی / تراکی داسیتی، (A) تصویر میکروسکوپی از داسیت پورفیری دارای مقداری درشت بلورهای کوارتز، دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، دگرسانی هورنبلند به کلسیت و کلریت را می‌توان مشاهده کرد، مقداری کانی اپک در زمینه بصورت پراکنده مشاهده می‌شود، (B) تراکی داسیت دارای بافت پورفیری با زمینه متشکل از پلاژیوکلاز و فلدسپار در مقادیر بالا و کوارتز بصورت ریز بلور خلیج‌خوردگی مشاهده می‌شود. پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند که تحت تأثیر سیالات گرمابی به آلبیت تبدیل شده‌اند، سریسیت رشته‌ای بصورت ثانویه وجود دارد، بیوتیت بصورت تک بلور قابل روئ است، فنوکریست‌های سانیدین و پلاژیوکلاز در زمینه سنگ حضور دارند (نور XPL). (C و D) تصاویر میکروسکوپی از دیوریت‌ها. (C) تصویر میکروسکوپی از مقطع دیوریتی، زمینه سرشار از پیروکسن، پلاژیوکلاز و مقداری از آمفیبول، دارای خطوط جهت یافته همراه با رگه‌هایی از هورنبلند، بافت جریانی میکروگرانولار، دارای یک فاز تاخیری آبدار (نور XPL)، (D) تصویر میکروسکوپی از دیوریت ریزدانه دارای بافت میکروگرانولار، زمینه سرشار از هورنبلند و پلاژیوکلاز، سنگ بین دیوریت تا مونزودیوریت متغیر است (در برخی قسمت‌ها اورتوکلاز مشاهده شده است)، دارای کلریت ثانویه، مگنتیت بعنوان کانی فرعی در زمینه سنگ پراکنده است (نور XPL). (E و F) تصاویر میکروسکوپی از لوکو گابرو یا لوکو دیوریت، پیروکسن‌ها فاقد جهت

یافتگی‌اند. بافت غالب بصورت درشت بلورهای دانه‌ای، پره‌نیت در زمینه سنگ پراکنده است، در برخی قسمت‌ها خرده بلورهای زئولیت مشاهده می‌شود (نور XPL). ۶۵

شکل ۳-۴- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع ریولیتی/ ریوداسیتی. (A) بافت پورفیری و حضور بلورهای شکل‌دار سانیدین به همراه پلاژیوکلاز در یک زمینه ریز بلور از این کانی‌ها، بیوتیت و کوارتز (نور XPL)، (B) فنوکریست شکل‌دار سانیدین به همراه پلاژیوکلاز و بلور کشیده بیوتیت با بافت پورفیری، (C) فنوکریست کوارتز با حواشی گرد شده به همراه سانیدین در زمینه‌های ریز بلور با بافت پورفیری از کوارتز، سانیدین و بیوتیت (نور XPL)، (D) فنوکریست پلاژیوکلاز با اذخالی‌هایی از ریزبلورهای بیوتیت به همراه کوارتز با حاشیه گرد شده و خلیج خوردگی (نور XPL)، (E و F) فنوکریست‌های کوارتز در یک زمینه ریزبلور از این کانی‌ها و بیوتیت دارای بافت پورفیری (جمشیدی، ۱۳۹۴) (نور XPL) ۶۷

شکل ۳-۵- طبقه‌بندی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک، الیوین (Ol)، ارتوپیروکسن (OPx)، کلینوپیروکسن (CPx)، پلاژیوکلاز (Pl)، پیروکسن (Px)، هورنبلند (Hbl) (Streckeisen, 1973) ۶۸

شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی از نوار پسا‌فیولییتی منطقه سبزوار، (A و B) حضور کانی‌های الیوین، اورتوپیروکسن و اسپینل در هارزبورژیت‌های منطقه سبزوار (نور XPL)، (A) اسپینل‌های شکل‌دار و قهوه‌ای رنگ با حواشی تیره رنگ (نور XPL)، (B) اسپینل‌های تیره و لوزی شکل همراه با الیوین و ارتوپیروکسن‌های درشت، (C) تیغه‌های کلینوپیروکسن در اورتوپیروکسن‌های درشت بلور در منطقه سبزوار (نور XPL)، (D) الیوین‌های موجود در هارزبورژیت همراه با بخش سرپانتینی (نور XPL)، (E) سرپانتینی شدن تمامی الیوین‌های موجود در دونیت منطقه سبزوار (نور XPL)، (F) اسپینل‌های ریز تا درشت تیره رنگ با اذخالی‌های کلینوپیروکسن همراه با شکستگی در زمینه سرپانتینی شده در دونیت‌های منطقه سبزوار (حیدری، ۱۳۹۴) (نور XPL) ۷۰

شکل-۳-۷- تصاویر میکروسکوپی از نوار پسافیولیته منطقه سبزوار، (A) حضور الیوین به همراه اسپینل در دونیت (نور XPL)، (B) کرومیت که بصورت حلقه‌ای سرپانتینیت‌ها را در بر گرفته است (نور XPL)، (C) نمایانگر کرومیت و شکستگی‌های موجود در آنها که توسط سرپانتین و کانی ثانویه کلسیت پر شده است (نور XPL)، (D) حضور کلینوپیروکسن همراه با الیوین و نمایش حالت کینک‌باند و دگرشکلی کاتاکلاستی در لرزولیت‌های منطقه سبزوار، (E) خمیدگی رخ‌های اورتوپیروکسن در لرزولیت که نشانگر تأثیر دگرشکلی است (نور XPL)، (F) کانی‌های درشت اورتوپیروکسن و ادخال کلینوپیروکسن در هارزبورژیت. (حیدری، ۱۳۹۴) (نور XPL) ۷۱

شکل-۳-۸- تصاویر میکروسکوپی از سنگ گابرویی، (A) تصویری از بافت گرانولار (در پلاژیوکلاز) و ماکل در سنگ گابرویی (نور XPL)، (B) کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن در گابروی الیوین‌دار (نور XPL)، (یوسفی، ۱۳۹۶) ۷۲

شکل-۳-۹- تصاویر میکروسکوپی از مقطع هارزبورژیتی، A و B) شکستگی‌های زرد رنگ الیوین هستند که در خلال آنها پیروکسن‌های دگرسان شده به رنگ آبی مشاهده می‌شوند که با بالا رفتن درجه دگرسانی آهن هم می‌تواند جایگزین شود. پیروکسن‌ها به رنگ خاکستری به همراه کلینوپیروکسن‌ها با خاموشی مایل در زمینه سنگ پراکنده شده‌اند. بافت غالب گرانولار، در برخی قسمت‌ها بلورهایی از روتیل به چشم می‌خورد (نور XPL)، C و D) تصاویر میکروسکوپی از آنکلاو زینولیتی، قطعات هارزبورژیت دگرسان شده در یک خمیره کربناته، برش تکتونیکی یک سیال گرمابی در لابلای آنها حضور دارد (نور XPL) ۷۳

شکل-۳-۱۰- A و B) تصاویر نمونه دستی از آنکلاوهای زینولیتی با قطعات زاویه‌داری که مرز مشخصی با سنگ میزبان دارند، C) تصویر میکروسکوپی فیلیت دانه ریز به همراه بافت لکه‌دار که لکه‌ها به سریسیت دگرسان شده است (نور XPL)، D) آنکلاو آمفیبولیتی دارای هورنبلند سبز،

- پلاژیوکلاز و کانی اپک، (E) تصویر میکروسکوپی از آنکلاو توف کربناته (نور XPL)، (F) آنکلاو گنیسی حاوی کوارتز و فلدسپارهای دانه ریز شده (یوسفی، ۱۳۹۶). ۷۷
- شکل-۳-۱۱- تصاویر میکروسکوپی از آنکلاوهای اتولیتی. (A) حضور کانی پیروکسن و پلاژیوکلاز به همراه اپیدوتزایی در آنکلاو گابرویی، (B) لخته‌های سرشار از هورنبلند و پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی، C و D) تصویری از حضور هورنبلند و پلاژیوکلاز در آنکلاو تونالیتی (یوسفی، ۱۳۹۶). ۸۰
- شکل-۴-۱- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 سنگ کل از Cox و همکاران (۱۹۷۹). (B) از Le Bas و همکاران (۱۹۸۶). ۸۴
- شکل-۴-۲- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودار مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 سنگ کل (Middlemost, 1985) ۸۵
- شکل-۴-۳- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 از برای نامگذاری سنگ‌های آذرین پسافیولیتی سبزوار (Winchester & Floyd, 1977) ۸۶
- شکل-۴-۴- نمودارهای درصد اکسید- درصد SiO_2 (Harker, 1909)، برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار. ۸۸
- شکل-۴-۵- نمودارهای درصد اکسید- درصد MgO (Fenner, 1948)، برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار. ۸۹

شکل ۴-۶- نمودارهای عناصر کمیاب Sr، Ba، Rb، Co، V و Y در برابر SiO_2 برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار (Harker, 1909)..... ۹۰

شکل ۴-۷- نمودارهای عناصر کمیاب Sr، Ba، Rb، Co، V و Y در برابر MgO برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار (Fenner, 1948)..... ۹۱

شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار (V، Co، Tb، Ce و Ho)- ناسازگار (Rb، U، Ba، Y و Zr) برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار..... ۹۳

شکل ۴-۹- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و نسبت‌های آنها در مقابل هم برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار..... ۹۴

شکل ۴-۱۰- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، A) نمودار تغییرات $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در برابر Rb/Zr (Esperanca et al., 1992). B) نمودار Rb/Th در برابر Th جهت تفکیک فرآیندهای هضم و تبلور تفریقی یا تبلور تفریقی در تحول ماگماهای سازنده سنگ‌های آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار (Pearce, 1983). C) نمودار Rb/Y در برابر Nb/Rb و قرارگیری نمونه‌ها بصورت عمودی. این نمودار می‌تواند بیانگر آلودگی پوسته‌ای و تشکیل نمونه‌ها در محیط فرورانشی باشد (Temel et al., 1998). D) نمودار Rb/Y در برابر Y (Pearce, 1983)..... ۹۶

شکل ۴-۱۱- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، A) و B)، نمودارهای چندعنصری بهنجار شده برای سنگ‌های آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار به ترتیب نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDnough, 1989) و کندریت (Sun et al., 1980)، C) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار (Nakamura, 1974)..... ۹۹

- شکل ۴-۱۲- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار AFM (Irvine & Baragar, 1971). (B) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Pecoerillo & Taylor, 1976) ۱۰۰
- شکل ۴-۱۳- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودار Sr/Y در مقابل Y (Drummond & Defant, 1990) ۱۰۳
- شکل ۴-۱۴- موقعیت قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار (Martin et al., 2005) ۱۰۵
- شکل ۴-۱۵- موقعیت قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودارهای محیط تکتونیکی (Pearce et al., 1984) ۱۰۷
- شکل ۴-۱۶- موقعیت قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار و تأثیر اندک رسوبات و نقش بیشتر مذاب ورقه (نقش سیالات) در تشکیل ماگمای آداکیتی مورد مطالعه (Pearce et al., 1984) ۱۰۸
- شکل ۴-۱۷- نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی و کمیاب در مقابل درصد وزنی SiO_2 برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار، قلمروهای تعیین شده بر روی نمودارها توسط Wang و همکاران (۲۰۰۶)، معرفی شده است ۱۱۲
- شکل ۴-۱۸- موقعیت قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودارهای منشأ ماگماهای آداکیتی، (A) و (B) نمودارهای تغییرات نسبت K_2O/Na_2O به ترتیب در مقابل Sr و Al_2O_3 ، (C)، نمودار تغییرات نسبت Th/La در مقابل Th (Wang et al., 2006) ۱۱۳

شکل ۴-۱۹- موقعیت قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودارهای (A و B) K_2O و $\#Mg$ در مقابل SiO_2 (Guan et al., 2012) ، (C) محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته فرورو و پوسته زیرین (Maniar & Piccoli, 1989) ۱۱۴

شکل ۴-۲۰- مدل پترولوژیکی (Moyen, 2009) و چگونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در مناطق فرورانش کمان آتشفشانی. ۱۱۵

شکل ۴-۲۱- موقعیت قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودار $\#Mg$ در مقابل SiO_2 و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مذاب‌های حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی متابازالتی گارنت آمفیبولیتی و اکلوژیتی فرورانده شده، (B) نمودار Yb در مقابل La/Yb و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده ذوب اکلوژیت (Martin, 1999). ۱۱۷

شکل ۴-۲۲- شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای زون البرز شرقی (کرتاسه) (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳) ۱۱۹

شکل ۴-۲۳- بسته شدن نئوتتیس و ایجاد ماگمای آداکیتی در اثر ذوب گوه گوشته‌ای پوسته اقیانوسی فرورانده شده (اواخر کرتاسه- پالئوسن) (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳) ۱۱۹

شکل ۵-۱- الگوی زمین‌ساختی نمادین برای نمایش تحول و تکامل ماگماتیسم مزوزوییک- سنوزوئیک در حوضه سبزوار (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷). ۱۲۹

شکل ۵-۲- ارتباط نهشته‌های Cu-Au با سنگ‌های آداکیتی کرمان، ارسباران و شرق ایران در دوره- های مختلف و کانسارهای پورفیری شادان و مهرآباد در کمربند ماگمایی شرق ایران مرتبط با ائوسن (Aghazadeh et al., 2015). ۱۳۰

شکل ۵-۳- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار La/Yb در مقابل La نشان‌دهنده مشتق شدن اکثر نمونه‌های مورد مطالعه از ذوب‌بخشی پوسته

اکیانوسی (Castillo et al., 1999). B نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده

arc (مذاب‌های مرتبط با فروران‌ش) (Muller & Groves, 1993). ۱۳۱

شکل-۵-۴- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فرومد- منیدر (سازمان زمین‌شناسی و

اکتشافات معدنی کشور). موقعیت نمونه برداشت شده با کادر مشکی در داخل نقشه مشخص شده

است ۱۳۲

شکل-۵-۵- A و B) تصویر صحرایی از سنگ آداکیتی (داسیت آندزیت) با حضور قطعاتی از

هارزبورژیت، C و D) تصویر نمونه دستی از سنگ آداکیتی (داسیت آندزیت) با حضور قطعاتی از

هارزبورژیت، E و F) تصویر میکروسکوپی از سنگ آداکیتی (داسیت آندزیت) با بافت پورفیری، زمینه

سرشار از کانی‌های اپک و کلسیت بوده، که کلسیت و کوارتز به صورت شکافه پر کن حفرات را پر

کرده است، بیوتیت به مقدار کم در زمینه حضور دارد، دگرسانی کلریتی و کربناته در زمینه سنگ

مشاهده می‌شود (نور XPL) ۱۳۳

شکل-۵-۶- تصویر میکروسکوپی از سنگ آداکیتی (داسیت آندزیت) که در آن قطعاتی از لخته‌های

مافیک (هارزبورژیت) حضور دارند، A و B و C) زمینه دگرسان شده، دارای مقادیر زیادی از کانی‌های

سولفیدی از جمله پیریت، مگنتیت و هماتیت، مگنتیت دچار یک فرآیند اکسیداسیون بعدی شده در

نتیجه در داخل مگنتیت‌ها هماتیت تشکیل شده است، D) اورپیمنت و رآلگار به صورت پراکنده در

زمینه سنگ حضور دارند، E و F) حضور دانه‌های درخشان مشکوک به طلا در زمینه سنگ (نور

XPL) ۱۳۴

شکل-۵-۷- توالی پاراژنتیک احتمالی برای کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ آداکیتی (داسیت آندزیت)

مستعد کانه‌زایی طلا ۱۳۵

شکل ۵-۸- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Mg\#}$ که نشانگر خالص نبودن مذاب حاصل از ورقه فرورونده اقیانوسی در تشکیل آداکیت‌های پر سیلیس (Kamvong et al., 2014)، (محدوده Experimental Melts، از Rapp & Watson, (1995) و مذاب‌های هیبرید از (Rapp et al., 1999)، (B) نمودار MgO در برابر SiO_2 (Harker, 1909)، آداکیت‌های پرسیلیس حاصل از ذوب اسلب که در تعامل با گوه گوشته‌ای‌اند در محدوده کانه‌زا، (محدوده کانه‌زا توسط (Meiner, 1995) مشخص گردیده). ۱۳۶

شکل ۵-۹- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Harker, 1999). (CA) ترکیبات کالک‌آلکان. (Th) ترکیبات شوشونیتی. دوایر تو خالی مشخص شده روی نمودار نشان‌دهنده محدوده کانه‌زا (Meiner, 1995). (B) نمودار K_2O در SiO_2 و غنی بودن ماگمای اولیه از پتاسیم ۱۳۷

شکل ۵-۱۰- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودارهای Sm/Yb در مقابل Y ، و La/Sm در مقابل Sm/Yb (Spagnuolo et al., 2012)، (محدوده‌های کانه‌زا مشخص شده روی نمودار توسط (Key and Mpodozis, (2001)، (PY: پیروکسن، AMP: آمفیبول، Gr: گارنت، Pl: پلاژیوکلاز) ۱۳۸

شکل ۵-۱۱- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار Sr/Y در مقابل Y ، محدوده بارور از غیر بارور مشخص شده است (Acad, 1997). (B) نمودار Sr/Y در مقابل SiO_2 و نمایش محدوده کانه‌زا روی نمودار (Drummond & Defant, 1990) ۱۳۹

شکل ۵-۱۲- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Esperanca et al., 1992)، (B) نمودار FeO/MgO در مقابل $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Pearce et al., 1984)، نمودارها بیانگر نقش جدایش بلوری آمفیبول و سپس پلاژیوکلاز در تحول ماگما است، (B) نمودار Sr/Y در مقابل Y نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلاز (Drummond & Defant, 1993) ۱۴۰

شکل ۵-۱۳- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، A) نمودار
 Sr در مقابل SiO_2 نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلاز. B) نمودار Y در مقابل SiO_2 مشخص بودن محدوده
 کانه‌زا با ترکیب هورنبلندی و تیتانیتی (Drummond & Defant, 1990) ۱۴۲

شکل ۵-۱۴- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودار
 TiO_2 و FeO در مقابل SiO_2 برای آداکیت‌های پرسیلیس و کم سیلیس بخش‌های شمالی و جنوبی
 نوار پسافیولیتی سبزوار (Drummond & Defant, 1990) ۱۴۲

شکل ۵-۱۵- نمایی شماتیک از نحوه تشکیل آداکیت‌های کم سیلیس و پرسیلیس نوار ماگمایی
 سبزوار و احتمال رخداد کانه‌زایی در آن ۱۴۴

فهرست جداول

- جدول ۱-۲- فسیل‌های شاخص ائوسن در واحد آهکی سری آتشفشانی- رسوبی ائوسن (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲)..... ۳۲
- جدول ۲-۲- میانگین طلا در گروه‌های مختلف سنگ‌های آذرین بر حسب X.PPb مقدار میانگین طلا (Foster, 1993) ۵۲
- جدول ۱-۳- علایم اختصاری بکاربرده شده در تصاویر میکروسکوپی (Whitney and Evans, 2010)..... ۵۷
- جدول ۲-۳- انواع مختلف آنکلاوها با ماهیت و اختصاصات سنگ‌شناسی اصلی آنها (Didier & Barbarin, 1991)..... ۷۴
- جدول ۱-۴- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی چند مورد از آداکیت‌های نوار ماگمایی سبزوار با برخی از آداکیت‌های سایر نقاط جهان و ایران ۱۲۱
- ادامه جدول ۱-۴ ۱۲۲
- جدول ۱-۵- میانگین تقریبی برخی از ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی آداکیت‌های بخش‌های شمالی و جنوبی نوار ماگمایی سبزوار ۱۴۴
- جدول ۲-۵- خلاصه‌ای از برخی مراحل و شواهد احتمالی کانه‌زایی موجود در آداکیت‌های نوار ماگمایی سبزوار..... ۱۴۵

فصل اول

کلیات

۱-۱- پیشگفتار

نوار افیولیتی سبزوار از افیولیت‌های تتیسی به سن مزوزوئیک- سنوزوئیک، جزء بزرگترین مجموعه‌های افیولیتی در بین افیولیت‌های قسمت‌های شمالی ایران محسوب می‌شود که در شمال سبزوار، در پهنه ساختاری ایران مرکزی (شکل ۱-۱) و در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزوار، بین طول‌های جغرافیایی ۳۰° ۵۷' تا ۳۰° ۵۸' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۶° ۰۰' تا ۳۶° ۳۰' شمالی واقع شده است. این منطقه با مساحتی بیش از ۲۰۰ Km² و پهنایی حدود ۱۰ Km² (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳) بین گسل دوره در جنوب و گسل میامی در شمال قرار دارد (Alavi Tehrani, 1976). سنگ‌های آذرین نفوذی و خروجی بعد از ائوسن موسوم به آداکیت بصورت گنبد، دایک و استوک با ترکیب آندزیت/ تراکی آندزیت، داسیت/ تراکی داسیت، ریولیت و دیوریت درون مجموعه افیولیتی سبزوار رخنمون دارند. آداکیت به گروهی از سنگ‌های آذرین بیرونی (آندزیت، داسیت، ریولیت) و یا درونی (دیوریت، تونالیت، ترونجمیت، گرانودیوریت، گرانیت)، غنی از سیلیکات با ترکیب اسیدی- حدواسط گفته می‌شود (Drummond and Defant, 1990). ویژگی‌های شاخص این سنگ‌های آتشفشانی عبارت است از: مقادیر بالای Na₂O (3.5 wt% ≤ Na₂O ≤ 7.5 wt%) و SiO₂ > 56 wt%, Al₂O₃ > 15 wt% نسبت K₂O/Na₂O پایین (~0.42)، مقادیر Sr بالا (>300 ppm)، LILE بالا (>300-400 ppm)، و HREE پایین (Y ≤ 18 ppm)، از آنجایی که (Yb ≤ 1.8 ppm) (Drummond and Defant, 1990; Castillo, 2006; Martin, 1999). از آنجایی که آداکیت‌ها در اثر ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورو به زیر کمان آتشفشانی در مناطق فرورانشی جوان (غالباً جوانتر از ۲۵ Ma)، شکل می‌گیرند (Castillo, 2006) و در همجواری با افیولیت‌های غنی از فلزات با ارزش جهت کانه‌زایی قرار دارند، لذا از لحاظ ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی Cu-Au حائز اهمیت هستند. از اینرو سنگ‌های آداکیتی بعد از ائوسن مجموعه افیولیتی سبزوار با ترکیب ذکر شده، می‌تواند به درک فرآیندهای درگیر در ذوب پوسته و گوشته در مناطق فرورانشی جهت دستیابی به ارزیابی پتانسیل

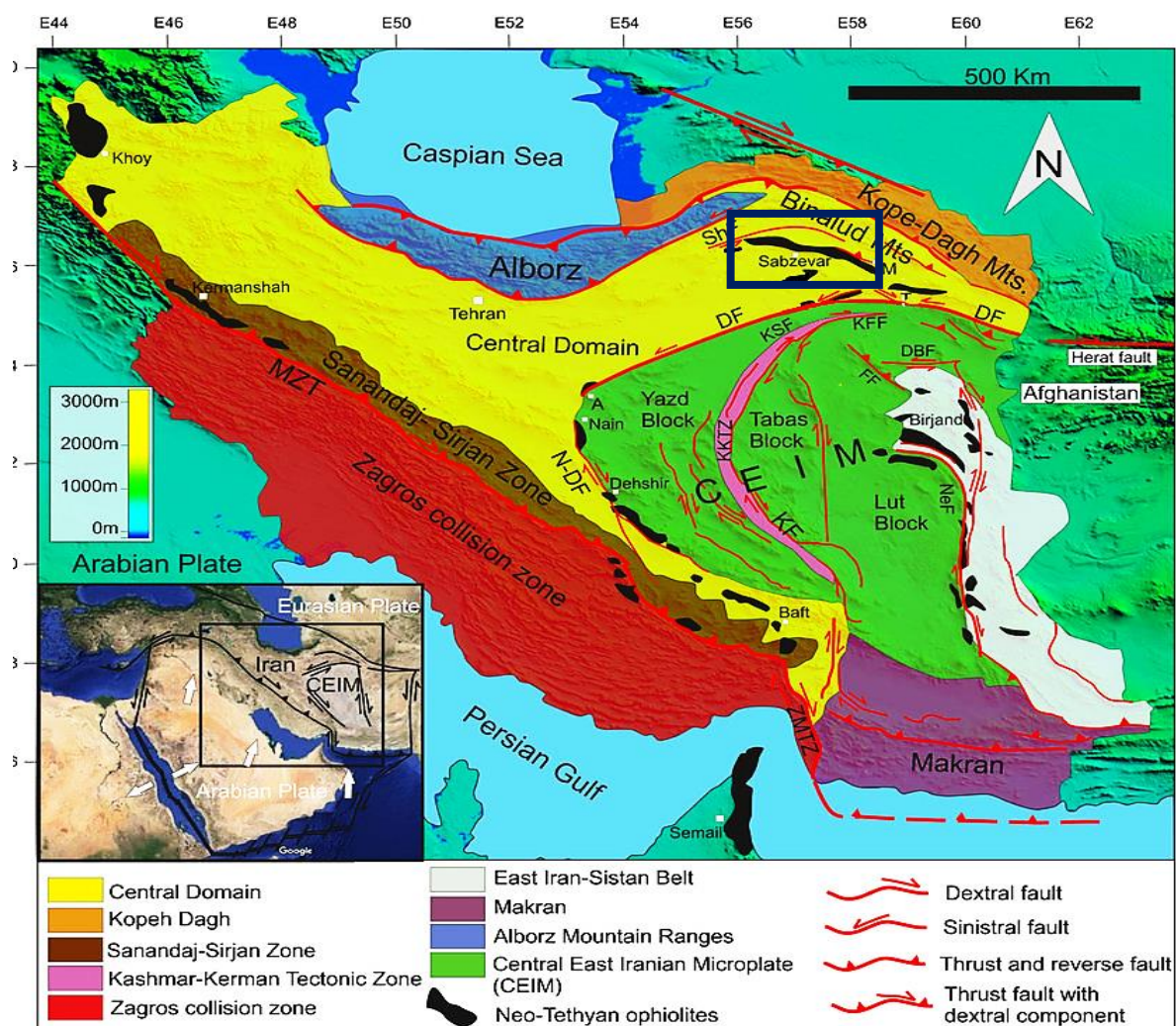
کانه‌زایی Cu-Au کمک شایانی کند.

۲-۱- راه دسترسی

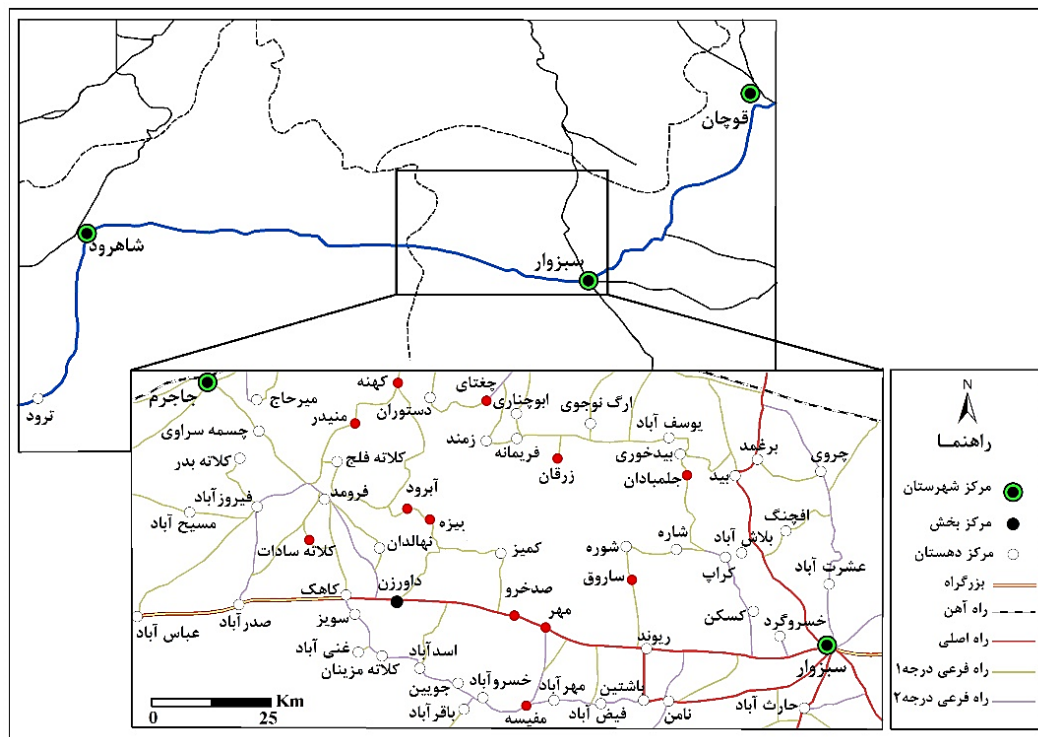
مناسب‌ترین راه دسترسی به مجموعه افیولیتی سبزوار از طریق جاده آسفalte شاهرود- سبزوار می‌باشد

که از طریق این جاده می‌توان به بخش‌های مختلف منطقه سبزوار دسترسی پیدا کرد (شکل ۲-۱).

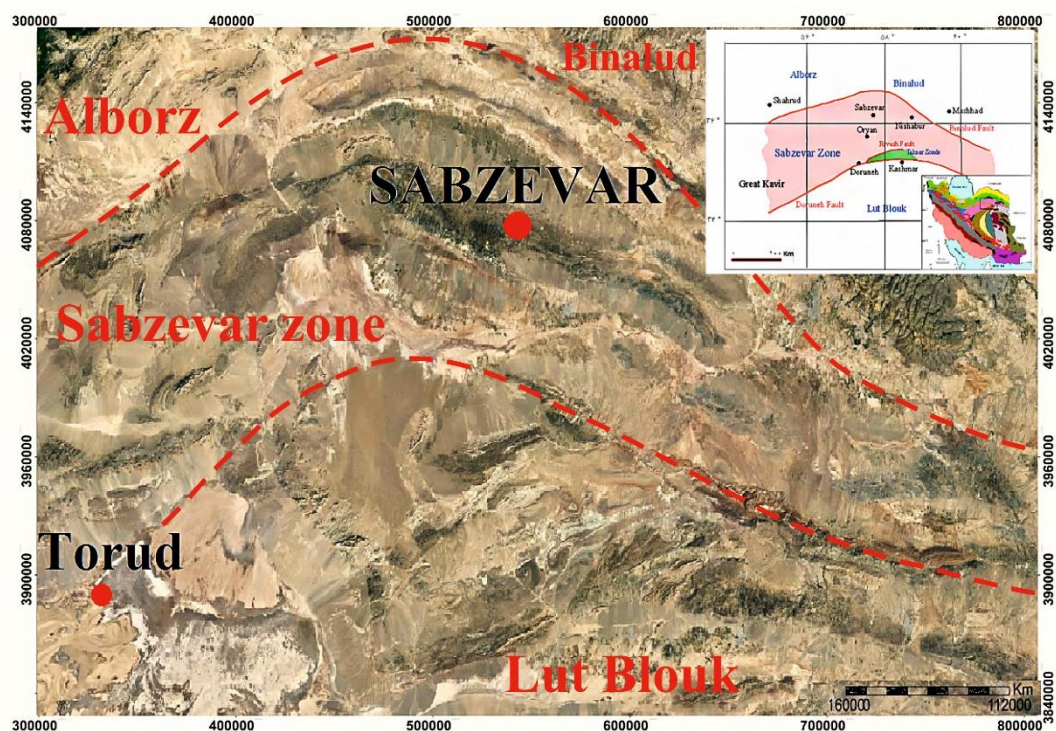
نوار پساافیولیتی سبزوار در تصویر ماهواره‌ای در (شکل ۳-۱) نیز قابل رویت می‌باشد.



شکل ۱-۱- موقعیت نوار پساافیولیتی سبزوار در نقشه پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران (Stocklin, 1968).



شکل ۱-۲- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه سبزوار، روستاهایی که از نظر دسترسی به رخنمون‌های گنبدی نیمه عمیق مناسب هستند با دایر توپر قرمز رنگ نمایش داده شده‌اند.

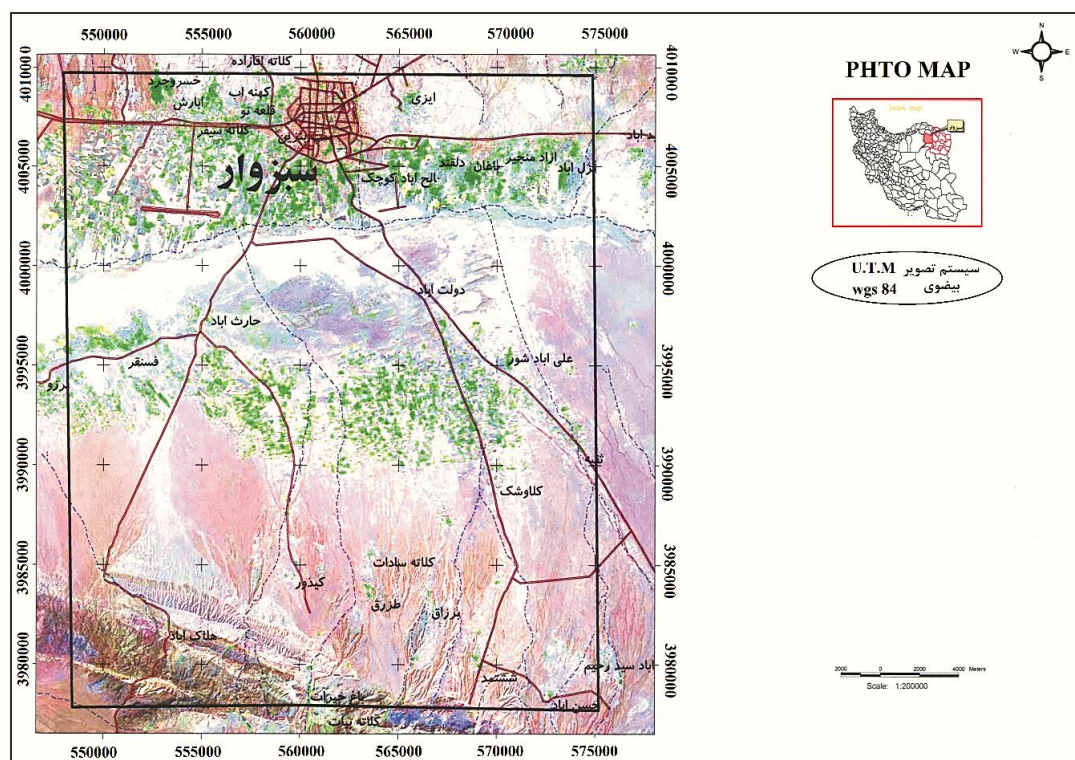


شکل ۱-۳- تصویر ماهواره‌ای (Google Earth) از محدوده مورد مطالعه.

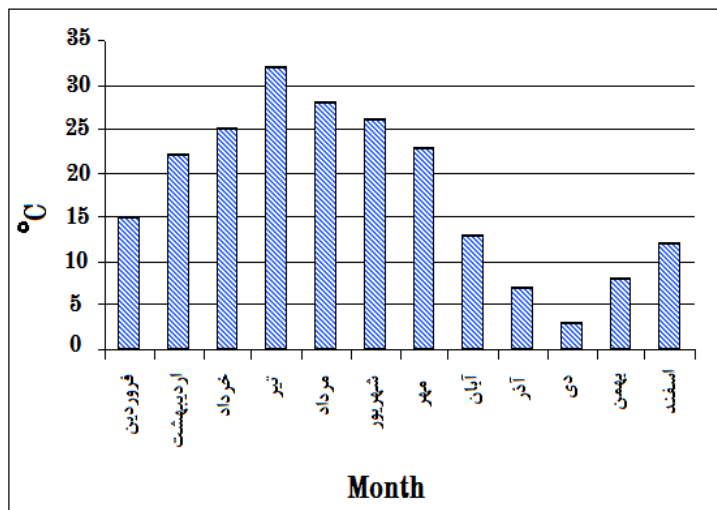
۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی

از آنجا که شهرستان سبزوار در نواحی کوهستانی و دشت قرار گرفته و بخشی از آن در کنار کویر نمک واقع شده است، آب و هوای گوناگونی دارد. در بخش کوهستانی، معتدل و در بخش کویری بیابانی و گرم، و از لحاظ پوشش گیاهی، کویری و تهی است (شکل‌های ۱-۶ و ۱-۴). قسمت‌های جنوبی نوار پساافیولیتی سبزوار که دارای گنبدهای سفیدرنگ پساافیولیتی هستند به دلیل نزدیکی و همجواری با کویر، در فصل تابستان دارای آب و هوای گرم و خشک، و در فصل زمستان نیز سرد می‌باشد. تنها نواحی کوهستانی و مرتفع شمالی منطقه از تابستان‌های معتدل و زمستان‌های سرد برخوردار می‌باشد. وضعیت بارندگی در منطقه سبزوار بیشتر متأثر از جبهه هوای مرطوب مدیترانه است که منطقه را از جانب غربی منطقه تحت تأثیر قرار می‌دهد (شکل ۱-۵). میانگین بارش سالیانه در این منطقه پایین و در حدود ۱۵۰-۲۰۰ میلی‌متر در سال است (رادفر و کهنسال، ۱۳۸۱). بطور کلی پراکندگی جمعیت در این منطقه به کوهپایه‌ها و دشت‌ها محدود می‌شود. تأمین منابع آب آشامیدنی در روستاها و مناطق کشاورزی از محل کاریزها، سدهای محلی، چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق و چشمه سارها صورت می‌پذیرد. به علت کمبود بارندگی در منطقه سبزوار گونه‌های زیادی از گیاهان مشاهده نمی‌شود و پوشش گیاهی در این منطقه بسیار ضعیف و فقط به بوته‌ها و درخچه‌های کوتاه مقاوم در برابر خشکی محدود است (شکل ۱-۶). نام علمی فراوان‌ترین و متنوع‌ترین گونه‌های گیاهی شناخته شده در منطقه Poacea, Asteracene و Fabacecu می‌باشد (جوهرچی، ۱۳۸۷). از گونه‌های دیگر می‌توان در اصطلاح محلی، به درمنه، گز و خارستر اشاره نمود. برخلاف کشاورزی که مختص به بخش‌های مرکزی و جنوبی‌تر می‌باشد، دامپروری و کار در معادن سهم قابل توجهی از اشتغال مردمان در این ناحیه را به خود اختصاص داده است. ورقه‌ی چغته‌ای که گنبدها و دایک‌های پساافیولیتی بخش شمالی نوار پساافیولیتی سبزوار در آن رخنمون دارند، دارای آب و هوای معتدل و خشک است. در بخش‌های مرتفع‌تر دمای هوا در فصل زمستان به ۱۰ درجه

زیر صفر می‌رسد. میزان بارش سالیانه در این ناحیه حدوداً به ۱۳۰ میلی‌متر می‌رسد. پوشش گیاهی هم در این منطقه بسیار ضعیف بوده و فقط در جنوب منطقه سبزواری بصورت بوته و درخچه‌های پراکنده دیده می‌شود. در این منطقه رودخانه‌های دائمی وجود ندارد و تنها رودخانه‌های فصلی از جمله کال‌شور در بخش شمالی و رودخانه جوین در مرکز محدوده مشاهده می‌شود. با وجود آب و هوای معتدل، خشک و کم باران دشت جوین یکی از حاصلخیزترین مناطق کشاورزی در این ناحیه بشمار می‌آید. کشاورزی اصلی‌ترین منبع درآمد ساکنین این منطقه محسوب می‌شود. همچنین به دلیل ازیاد محصول چغندر قند در این منطقه کارخانه قند جوین بعنوان یکی از کارخانه‌های بزرگ در منطقه تأسیس شده و امکان اشتغال‌زایی شماری از ساکنین منطقه را فراهم ساخته است. بعلاوه دامپروری و صنایع دستی هم از رونق خاصی در این ناحیه برخوردار است.



شکل ۱-۴- تصویر هوایی از پوشش گیاهی منطقه سبزوار (برگرفته از تصاویر پردازش شده سازمان منابع طبیعی کشور) (حسینی نژاد، ۱۳۸۷).



شکل ۱-۵- متوسط میزان دمای هوا در ماه‌های مختلف سال در منطقه سبزوار (رهنما، ۱۳۸۶).



شکل ۱-۶- نمایی از پوشش گیاهی منطقه سبزوار (دید به سمت شمال).

۴-۱- ژئومورفولوژی

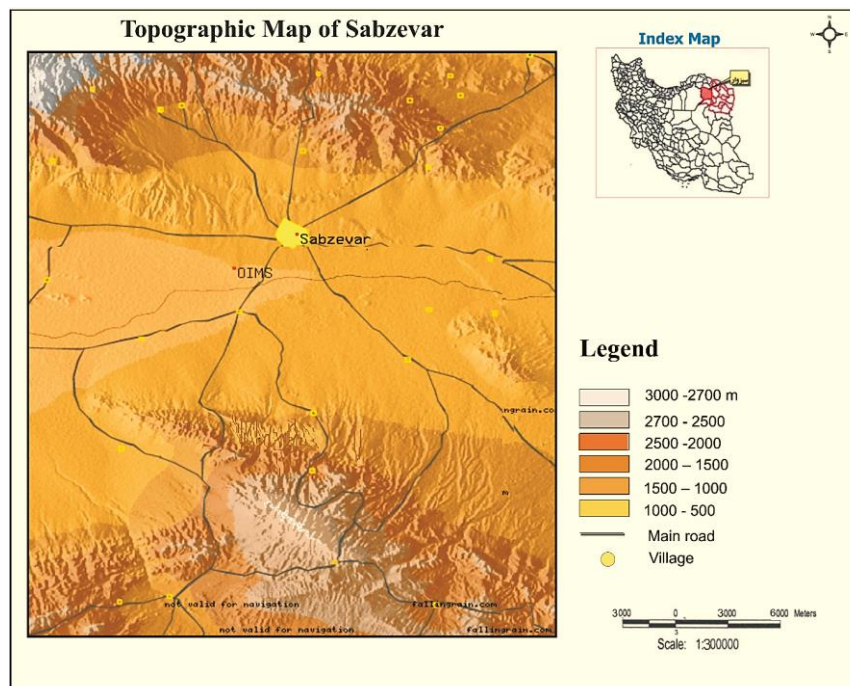
ریخت سطح زمین و توپوگرافی هر منطقه به عواملی همچون ویژگی‌های ساختاری، ماگماتیسم، سنگ-شناسی و آب و هوایی آن منطقه بستگی دارد. زمین‌ریخت نوار پساافیولیتی سبزوار، تحت تأثیر فعالیت‌های آتشفشانی و فعالیت‌های زمین‌ساختی است. گنبد‌های نیمه‌عمیق بلندترین بخش ارتفاعات منطقه سبزوار را تشکیل می‌دهند (شکل ۱-۷). بطور میانگین ارتفاع منطقه در حدود ۱۸۰۰ متر بوده و اختلاف ارتفاع بین بلندترین و پست‌ترین بخش منطقه بطور متوسط ۲۰۰۰ متر می‌باشد. نوار پساافیولیتی سبزوار

را بر اساس مورفولوژی، می‌توان به دو بخش کوهستانی و دشت تقسیم‌بندی نمود که بخش کوهستانی محدود به شمال و دشت‌ها در مراکز و قسمت‌های جنوبی قابل مشاهده‌اند. مخروط افکنه‌های کواترنر، رسوبات آبراهه‌ای و پهنه‌های رسی بخش‌های جنوبی، جز مناطق کم ارتفاع و پست منطقه بشمار می‌آیند. در نواحی کوهستانی شمالی برونزدهای مجموعه افیولیتی، سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن و گنبد‌های نیمه‌عمیق منطقه سبزوار به چشم می‌خورد، در حالیکه در دشت‌های کم ارتفاع جنوبی انباشته‌های مارنی نئوژن و نهشته‌های جوان قابل مشاهده هستند. آبراهه‌های اصلی معمولاً از روند شمالی- جنوبی تا شمال‌شرقی- جنوب‌غربی تبعیت می‌کنند. نوع فرسایش و گسترش آن در بخش شمالی و جنوبی به دلیل تنوع سنگی یکسان نمی‌باشد، بطوریکه در بخش شمالی با رخداد کنگلومرای و مواد سست مارنی، نواحی پست در دره‌های پهن و نسبتاً عریض شکل گرفته و اختلاف بلندترین و پست‌ترین نقطه از ۴۵۰ متر کمتر است. اما در بخش جنوبی به دلیل اینکه ترکیبات سنگی بیشتر از سنگ‌های اولترابازیک، بازیک و حدواسط است، ارتفاعات بلندی پدید آمده است و اختلاف ارتفاع بلندترین و پست‌ترین نقطه بیش از ۱۳۰۰ متر است. در جنوب منطقه وجود پادگانه‌ها و بادبزنی‌های آبرفتی بسیار گسترده حاکی از فرسایش گسترده در این بخش است.

۱-۵- رابطه مورفولوژی و ترکیب سنگ‌های منطقه سبزوار

ترکیب کلی سنگ‌های منطقه از شمال به جنوب، از اسیدی به سمت بازیک تغییر می‌کند. ترکیبات مافیک‌تر مثل بازالت به علت ویسکوزیته کمتر ماگمای کم‌سیلیس، ارتفاعات بلندی را ایجاد نکرده است و بطور عمده تشکیل مورفولوژی ملایمی را در منطقه داده‌اند. بالعکس ماگماهای اسیدی به علت غلظت بیشتر ارتفاعات بلندتری را تشکیل می‌دهند که در این مناطق بیشتر است و این پدیده در سنگ‌های منطقه بوضوح قابل مشاهده است. چنانچه بخش شمالی منطقه که متشکل از نواری از ترکیبات اسیدی، حالت صخره‌ساز (کله قندی) و بلند داشته و به سمت جنوب با کاهش محتوی سیلیس ماگما، واحدها

مورفولوژی پست‌تری به خود گرفته‌اند (شکل ۱-۷).



شکل ۱-۷- نقشه توپوگرافی از نوار پساافیولیتی سبزوار (حسینی‌نژاد، ۱۳۸۷).

۱-۶- ضرورت انجام تحقیق

مجموعه افیولیتی سبزوار از دیرباز مورد توجه فراوان بوده است، اما تشخیص حضور گنبد‌های نیمه‌عمیق آداکیتی موجود در آن، از منحصر بفردترین پدیده‌های زمین‌شناسی شناخته شده سال‌های اخیر است که از نظر اهمیت کانه‌زایی هنوز مورد بررسی و مطالعه قرار نگرفته و پتانسیل کانه‌زایی آنها در حاله‌ای از ابهام است. لذا با توجه به کمبود تحقیقات جامع در ارتباط با پتانسیل کانه‌زایی این سنگ‌ها، در این پژوهش به دنبال بررسی آن هستیم. امید است این پژوهش بتواند، با بهره‌گیری از مطالعات پیشین و انجام بررسی‌های تخصصی جدید به ویژه از جنبه‌های ژئوشیمیایی-اقتصادی، توان کانه‌زایی این سنگ‌ها را آشکار سازد، زیرا مطالعه دقیق این گونه سنگ‌ها در سایر بخش‌های جهان منجر به شناسایی کانی-زایی‌های مهمی در آنها شده است.

اگرچه صالحی‌نژاد (۱۳۸۷)، تنها (۱۳۸۸)، فتاحی (۱۳۸۲)، فتح‌آبادی (۱۳۹۳)، جمالی (۱۳۹۳)، منصوری (۱۳۹۴)، سمیاری (۱۳۹۴)، جمشیدی (۱۳۹۴)، یوسفی (۱۳۹۶) و گردیده (۱۳۹۷)، با بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی بر روی تعدادی از واحدهای سنگی، ماهیت آداکیتی این واحدها را به اثبات رسانده‌اند و تولید ماگمای سازنده این سنگ‌ها را مرتبط با ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورو نئوتتیس و گوه گوشته‌ای روی آن دانسته‌اند، لیکن وضعیت کانه‌زایی آن نیازمند مطالعات آزمایشگاهی و صحرایی بیشتری است.

۱-۷- مطالعات پیشین

در گذشته مطالعات زیادی بر روی منطقه سبزوار به ویژه از دیدگاه فرآیندهای تشکیل افیولیت‌ها و کانی‌زایی‌های وابسته صورت گرفته است، اما از مطالعات جدیدتر می‌توان به این موارد اشاره کرد: شجاعت و همکاران (۲۰۰۳)، به بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمی و زمین‌ساختی افیولیت سبزوار شمال ایران پرداخته‌اند. صالحی‌نژاد (۱۳۸۷)، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیکی از منطقه باشتین سبزوار را مورد بررسی قرار داده است. تنها (۱۳۸۸)، به بررسی پتروژنز سنگ‌های آذرین نئوژن، شمال عنبرآباد (مشکان) پرداخته است. قاسمی و همکاران (۱۳۸۹)، سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن تابش-سنجی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوژن جنوب قوچان واقع در شمال نوار افیولیتی و دگرگونی سبزوار را مورد مطالعه قرار داده‌اند. غفاری‌راد و همکاران (۱۳۸۹)، مطالعات اکتشافی و بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی و پترولوژیکی در محدوده اندیس‌های کرومیت واقع در مناطق خاور چشمه-سیر شمال خاوری سبزوار را انجام داده‌اند. کلمیشی و همکاران (۱۳۹۱)، مطالعات پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه‌های آتشفشانی منطقه ذوالفرخ جنوب غرب سبزوار با نگرشی بر پتانسیل اقتصادی پرلیت منطقه را انجام داده‌اند. شبانیان و همکاران (۲۰۱۲)، کنترل ساختاری بر ولکانیسم در جایگاه‌های درون ورقه‌ای پسابروردی: نمونه‌هایی از اواخر سنوزوئیک تا کواترنری در ایران و ترکیه را مورد بررسی قرار داده‌اند.

قاسمی و همکاران (۱۳۹۲)، به بررسی موقعیت چینه‌شناختی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی- رسوبی عباس‌آباد، واقع در شمال‌شرق شاهرود پرداخته‌اند. جمشیدی و قاسمی (۱۳۹۲)، کاربرد شیمی بیوتیت در تعیین ماهیت ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین پساافیولیتی جنوب جغتای (شمال سبزوار) را بررسی کرده‌اند. جمشیدی و قاسمی (۱۳۹۲)، منطقه‌بندی ترکیب فلدسپار در سنگ‌های آذرین پساافیولیتی شمال سبزوار: شواهد ژئوشیمیایی عدم تعادل ماگمایی را تعیین کرده‌اند. جمشیدی و قاسمی (۱۳۹۳)، کاربرد شیمی آمفیبول در بازسازی شرایط تبلور و ذخیره ماگمایی سنگ- های آذرین پساافیولیتی زون سبزوار را بررسی کرده‌اند. جمشیدی و همکاران (۱۳۹۳)، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آداکیتی پر سیلیس پساافیولیتی سبزوار را مورد پژوهش و ارزیابی قرار داده‌اند. جمالی و همکاران (۱۳۹۳)، به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه شرق رزه واقع در شمال‌شرق ترود پرداخته‌اند. جمشیدی و همکاران (۱۳۹۴)، پترولوژی و ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های آداکیتی شمال باشتین سبزوار را مورد بررسی قرار داده‌اند. محمدی‌گورجی و همکاران (۱۳۹۴)، ژئوشیمی و پتروژنز آداکیت‌های دامنه جنوبی نوار افیولیتی شمال سبزوار با تکیه بر نتایج ایزوتوپ‌های Sr-Nd-Pb را مورد بررسی قرار داده‌اند. جمشیدی و همکاران (۱۳۹۴)، سن‌سنجی U-Pb و تعیین ترکیب محل منشاء گنبد‌های آداکیتی پساافیولیتی سبزوار را مورد پژوهش و مطالعه قرار داده‌اند، منصوری و همکاران (۱۳۹۴)، به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه جنوب‌شرق سهل واقع در شمال‌شرق ترود پرداخته‌اند. سمیاری و همکاران (۱۳۹۴)، به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک بعد از ائوسن منطقه احمدآباد خارتوران واقع در جنوب‌شرق شاهرود پرداخته‌اند. جمشیدی و همکاران (۲۰۱۵)، ذخیره‌سازی و ژرفایابی توده نفوذی آداکیتی پساافیولیتی را در زون افیولیتی سبزوار را مورد بررسی قرار دادند. شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۵)، ولکانیسم آداکیتی کالک‌آلکان زون ساختاری سبزوار (شمال‌شرق ایران): دلالت‌هایی بر خیزش ماگمایی ائوسن در ایران

مرکزی را مورد پژوهش قرار داده‌اند. یوسفی و همکاران (۱۳۹۵)، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌شناختی گنبد‌های آداکیتی پر سیلیس احمدآباد- خارتوران (جنوب شرق ایران) را بررسی کرده‌اند. یوسفی و همکاران (۱۳۹۵)، پتروژنز گنبد‌های آداکیتی کم سیلیس سهل (جنوب شاهرود) را بررسی کرده‌اند. فانی‌چنار و همکاران (۱۳۹۵)، ژئوشیمی، تیپ و جایگاه تکتونیکی کرومیت‌های علی‌آباد واقع در شمال- غرب سبزوار را بررسی کرده‌اند. فرهادی و همکاران (۱۳۹۵)، کانه‌زایی مس در بازالت‌ها و گابرو- دیابازهای پهنه افیولیتی در منطقه گل چشمه در شمال شرق سبزوار را از نوع سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد معرفی نموده‌اند. یوسفی و همکاران (۱۳۹۶)، پتروژنز و زمین‌شناسی ایزوتوپی سنگ‌های آذرین نفوذی پس از ائوسن نوار ماگمایی ترو- احمدآباد واقع در جنوب شرق شاهرود را مورد بررسی و پژوهش قرار داده‌اند. قاسمی و رضایی (۲۰۱۵)، به بررسی پتروشیمی و تکتونیک کمر بند آتشفشانی ائوسن داورزن- عباس‌آباد پرداخته‌اند. یوسفی و همکاران (۲۰۱۶)، ژئوشیمی و پتروژنز و موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های نیمه‌ژرف ائوسن میانی کمر بند ماگمایی ترو- احمدآباد را بررسی کرده‌اند. یوسفی و همکاران (۲۰۱۷)، به بررسی شیمی کانی و وضعیت دما- فشار سنگ‌های آداکیتی نوار ماگمایی ترو- احمدآباد پرداخته‌اند. جمشیدی و همکاران (۲۰۱۸)، بررسی ماگماتیسزم آداکیتی افیولیت سبزوار بر اساس شواهد ایزوتوپی Sr-Nd و U-Pb، را مورد پژوهش قرار داده‌اند. گردیده و همکاران (۱۳۹۷)، پترولوژی، ژئوشیمی گنبد‌های آداکیتی نئوژن (نوار ماگمایی قوچان- اسفراین)، شمال شرق ایران را مورد بررسی و پژوهش قرار داده‌اند. گردیده و همکاران (۱۳۹۷)، سن سنجی U-Pb بر بلورهای زیرکن، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd و زمین‌شیمی گنبد‌های آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان- اسفراین شمال شرق ایران را مورد پژوهش قرار داده‌اند. قاسمی و همکاران (۱۳۹۷)، به بررسی شیمی سنگ کل و شیمی کانی داسیت‌های کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار: رهیافتی بر منشاء و جایگاه زمین‌شناختی آنها پرداخته‌اند. رضایی و همکاران (۱۳۹۷)، زمین‌شیمی و زمین‌شناسی ایزوتوپی گنبد‌های آداکیتی منطقه چکنه در جنوب

قوچان، شمال شرق ایران را مورد بررسی و پژوهش قرار داده‌اند.

۸-۱- اهداف مطالعات

- بررسی ویژگی‌های زمین‌شناختی، کانی‌شناختی، ژئوشیمیایی و سنگ‌زایی آداکیت‌هایی با پتانسیل کانه‌زایی.

- مطالعه و بررسی نشانه‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناختی، سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی آداکیت‌های سبزوار برای داشتن احتمال کانه‌زایی، نشانه‌ها و شاخصه‌های اکتشافی پتانسیل کانه‌زایی آداکیت‌ها.

- بررسی آثار و شواهد عینی کانی‌زایی در آداکیت‌های سبزوار.

۹-۱- روش انجام تحقیق

در این پروژه از روش‌ها و ابزارهای متعددی جهت دستیابی به اهداف پیشرو استفاده شده است که عبارتند از:

- گردآوری و بررسی اطلاعات و منابع موجود مرتبط با موضوع و منطقه از جمله گزارش‌ها، نقشه‌ها و پایان‌نامه‌ها و مقالات علمی.

- برداشت‌های صحرایی و نمونه‌برداری از رخنمون‌های متنوع و پراکنده سنگ‌های ماگمایی منطقه سبزوار در طول نوار افیولیتی، جهت مطالعات سنگ‌نگاری و تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی از نمونه سنگ‌های برداشت شده و انجام مطالعات پتروگرافی بر روی آنها.

- انتخاب نمونه‌های کمتر دگرسان شده و مناسب جهت تهیه مقاطع نازک (۱۲ عدد).

- پردازش، تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی پژوهشگران پیشین (فتح‌آبادی ۱۳۹۳ با ۱۰ عدد نمونه)، جمالی ۱۳۹۳ (با ۱۱ عدد نمونه)، جمشیدی ۱۳۹۴ (با ۱۸ عدد نمونه)، صالحی‌نژاد ۱۳۹۴ (با ۲۸ عدد نمونه)، منصوری ۱۳۹۴ (با ۱۱ عدد نمونه)، یوسفی ۱۳۹۶ (با ۱۵ عدد نمونه) و گردیده ۱۳۹۷

(با ۲۴ عدد نمونه) برای برآورد توان کانه‌زایی آنها. در تمامی آنها عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی با روش ICP-MS و در برخی ICP-ES مورد آنالیز قرار گرفته‌اند.

- تلفیق داده‌ها، نتیجه‌گیری، ارائه پیشنهادها و در نهایت تدوین پایان‌نامه.

فصل دوم

زمین شناسی

۲-۱- پیشگفتار

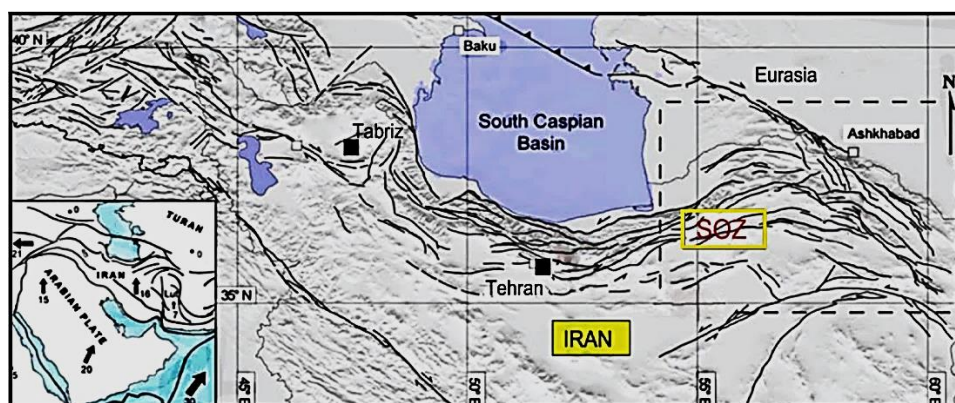
منطقه سبزوار در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی واقع شده است و در تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران بخشی از زیر پهنه سبزوار (Alavi Tehrani, 1991) بشمار می‌آید. این منطقه از لحاظ موقعیت زمین‌شناسی از تنوع سنگ‌شناسی فوق‌العاده‌ای برخوردار است و از آنجایی که ماگماتیسم و پدیده‌های وابسته به آن تأثیر مهمی در تکوین زمین‌شناسی منطقه دارد، لذا توجه بسیاری از زمین‌شناسان و معدنکاران را به خود معطوف ساخته است. سنگ‌های مورد مطالعه بصورت گنبد، توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق و دایک با طیف ترکیبی آندزیت / تراکی آندزیت، داسیت / تراکی داسیت، ریولیت و یا معادل‌های درونی آنها می‌باشند. ایران مرکزی در طول مزوزوئیک - سنوزوئیک از نظر زمین‌ساختی منطقه پرتحرکی بوده و علاوه بر چندین دگرشکلی آشکار فعالیت‌های ماگمایی بصورت سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه‌عمیق در آن دیده می‌شود. هر چند فعالیت‌های ماگمایی در فلات ایران مرکزی در همه زمان‌ها وجود داشته است، اما اوج این فعالیت‌ها در دوره ائوسن بوده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط Spies و همکاران (۱۹۸۰)، حدود ۸۰ میلیون سال پیش شاخه‌ای از حوضه اقیانوسی فعال نئوتتیس در منطقه سبزوار وجود داشته است که در فاصله اواخر کرتاسه تا اوایل ترشیری بسته شده است. در ائوسن انباشته‌های آتشفشانی - رسوبی در این حوضه بجا گذاشته شده است. حرکات کوهزایی ائوسن پایانی - الیگوسن سبب تغییر رژیم دریایی ائوسن به قاره‌ای و پس از آن فعالیت‌های آتشفشانی در مرز زمانی الیگوسن - میوسن و پلیو پلیستوسن موجب پیدایش ماگماتیسم حدواسط تا اسیدی شده که بصورت توده‌های آداکیتی ساب‌ولکانیک متعددی ظاهر شده است. در میوسن در حوضه‌های پراکنده منطقه رسوباتی نظیر کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن نهشته شده است. طی مطالعات ایزوتوپی جهت تعیین سن که توسط جمشیدی (۱۳۹۴)، در بخش‌های شمال غرب نوار پسا‌فیولیته سبزوار (منطقه باشتین) صورت گرفت، سن ائوسن زیرین - میانی توده‌های ساب‌ولکانیک

متعددی شناسایی شد که دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیتی از نوع پرسیلیس بوده است. بعلاوه طی مطالعات صورت گرفته توسط یوسفی (۱۳۹۶)، در بخش‌های جنوبی نوار پساافیولیتی سبزوار توده-های ساب‌ولکانیک با سن ائوسن میانی-بالایی هم از نوع غنی از سیلیس و هم فقیر از سیلیس می‌باشند که دارای ویژگی‌های آداکیتی هستند. همچنین گنبد‌های آداکیتی مشابهی در فاصل اسفراین-قوچان دیده می‌شوند (شمال نوار پساافیولیتی سبزوار)، که بر اساس تعیین سن‌های انجام شده توسط قاسمی و همکاران (۱۳۸۹)؛ Spies و همکاران (۱۹۸۳)؛ و گردیده و همکاران (۱۳۹۷) بسیار جوان (۲-۲۵ میلیون سال) می‌باشند. بنابراین بر اساس این مطالعات صورت گرفته، مهاجرت کمان ماگمایی به سمت شمال باعث جوانتر شدن این سنگ‌ها در این راستا شده است. به عقیده صالحی نژاد (۱۳۸۷)، فرآورده-های فورانی با طبیعت ماگماتیسم آداکیتی درون مجموعه افیولیتی سبزوار با تداوم فروورانش پوسته اقیانوسی از میوسن به بعد مرتبط است که به شکل گنبد‌های نیمه‌عمیق در زون سبزوار رخنمون دارند. بعلاوه تداورم فروورانش و مهاجرت جبهه آتشفشانی بطرف شمال تا پلیوسن- پلیئستوسن سبب برونزدهای گنبد‌های آداکیتی موسوم به گنبد‌های شمال مشکان (جنوب قوچان) در سطح زمین شده است (تنها، ۱۳۸۸). گنبد‌های مشکان دارای ترکیب سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی تقریباً مشابه با گنبد‌های مورد مطالعه هستند اما سن جوانتری دارند (صالحی نژاد، ۱۳۸۷؛ تنها، ۱۳۸۸). قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) و گردیده و همکاران (۱۳۹۷)، با سال‌سنجی به روش K-Ar سنگ کل به روی نمونه-های نئوژن مشکان پیدایش ماگماتیسم جوان (۲/۷ میلیون سال) را در این منطقه تأیید کرده‌اند. در این فصل پس از بررسی زمین‌شناسی عمومی منطقه با توجه به ترتیب سنی واحدهای سنگی میزبان و سنگ‌های آذرین مورد مطالعه ویژگی‌های صحرایی مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.

۲-۲- زمین‌شناسی عمومی

نوار افیولیتی و دگرگونی سبزوار با مساحت 200 Km^2 و پهنای 10 Km^2 (فتح‌آبادی، ۱۳۹۴)، باقیمانده پوسته اقیانوسی شاخه شرقی نئوتتیس بشمار می‌آید که در کرتاسه پایانی فعال بوده و به دنبال جنبش‌های کوهزایی آلپی پایانی (لارامید) در اواخر کرتاسه- پالئوسن شروع به بسته شدن کرده است. مطالعات پیشین (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ Bauman et al., 1983) نشان می‌دهد که فروانش پرشیب و رو به شمال این سنگ کره اقیانوسی در طول کرتاسه- پالئوسن منجر به تشکیل یک کمان ماگمایی گسترده به عرض 100 Km و طول 150 Km از نوع جزیره کمائی 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 فروانده شدن دراز گودال اقیانوسی و بخش‌هایی از سنگ کره اقیانوسی بر روی لبه جنوبی البرز، نوارافیولیتی و دگرگونی سبزوار و نوار ماگمایی مرتبط با آن تشکیل شده است. این نوار ماگمایی با فعالیت‌های آتشفشانی گسترده و طولانی مدت در امتداد نوار افیولیتی همراه بوده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ Amini and Khan-Nazer, 2000). 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 (شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲). با پیوستن کمان آتشفشانی به لبه جنوبی ورقه شمالی (البرز شرقی) فعالیت‌های آتشفشانی طبیعت کالک‌آلکالن حاشیه قاره‌ای یافته‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). از ائوسن فوقانی- الیگوسن به بعد فرآورده‌های فورانی ناشی از فروانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس ماهیت آداکیتی به خود گرفته و به شکل گنبد‌های ساب‌ولکانیک در داخل مجموعه افیولیتی سبزوار و توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن- الیگوسن و حتی میوسن ظاهر شده‌اند (صالحی نژاد، ۱۳۸۷؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ جمشیدی، ۱۳۹۴). با تداوم فروانش به سوی شمال ورقه اقیانوسی، جبهه ماگماتیسیم آداکیتی نیز در نئوژن به سمت شمال (مشکان- جنوب قوچان) مهاجرت کرده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ گردیده و همکاران، ۱۳۹۷؛ شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲). این فعالیت‌های آتشفشانی بصورت گنبد آداکیتی پر

سیلیس در درون کمان آتشفشانی اسفراین- قوچان تظاهر یافته است (تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ گردیده و همکاران، ۱۳۹۷؛ شبانیان و همکاران ۲۰۱۲). نمونه برداری از واحدهای آتشفشانی پسافیولیتی سنوزوئیک در فاصله بین کاشمر- سبزوار- قوچان و تعیین سن نمونه‌ها به روش K-Ar توسط Spies و همکاران (۱۹۸۳)؛ قاسمی و همکاران (۱۳۸۹)؛ جمشیدی و همکاران (۱۳۹۴) و گردیده و همکاران (۱۳۹۷) نشان دادند، این سنگ‌ها در چهار رخداد ماگمایی ائوسن (نمونه‌هایی با سن ۴۵-۴۲ میلیون سال)، الیگوسن (نمونه‌هایی با سن ۳۲-۲۳ میلیون سال)، میوسن (نمونه‌هایی با سن ۱۹-۵ میلیون سال) و پلیوسن (نمونه‌هایی با سن ۳-۲ میلیون سال) تشکیل شده‌اند. بدلیل اینکه 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، می‌توان پذیرفت که جبهه ماگماتیسم در طول زمان بتدریج از جنوب به سمت شمال مهاجرت کرده است. موقعیت جغرافیایی نوار پسافیولیتی سبزوار در شمال ایران در (شکل ۱-۲) نشان داده شده است. پایین سمت چپ تصویر، بیانگر محیط ژئودینامیک تصادم و فرورانش صفحه عربی اوراسیایی است و بردارهای سیاه مشاهده شده بر روی این نمودار و شماره‌های همراه با آن بیانگر جهت و سرعت حرکت صفحه عربی اوراسیا بر حسب میلی‌متر بر سال از Reilinger و همکاران (۲۰۰۶) می‌باشد.



شکل ۱-۲- موقعیت نوار پسافیولیتی سبزوار (SOZ) در شمال ایران (Shabanian et al., 2012).

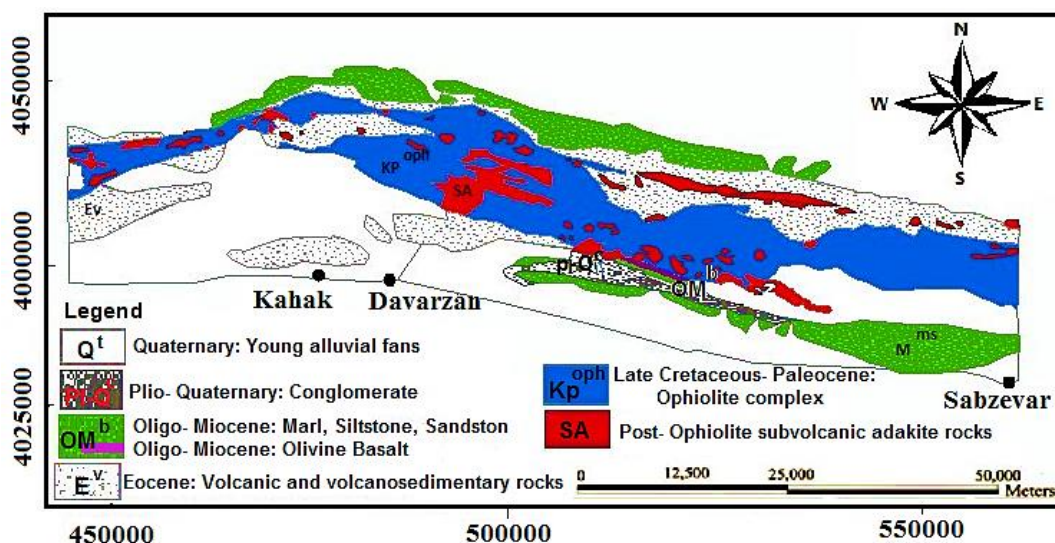
۲-۳- زمین‌شناسی بخش‌های جنوبی و شمالی منطقه مورد مطالعه در نوار

پسافیولیتی سبزوار

در بخش جنوبی منطقه علاوه بر گنبدهای پسافیولیتی، واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن با رسوبات پراکنده میوسن با ترکیب کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن نیز مشاهده می‌شود که چین خوردگی ملایمی در اثر کوهزایی آلپی پسین در آنها رخ داده است. در اوایل پلیوسن کنگلومرا، مارن و گچ بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر بطور ناپیوسته ته‌نشست شده است. همچنین نهشته‌های آواری قاره‌ای پلیوسن بصورت پیشرونده بر روی این واحدهای چین‌خورده قرار گرفته‌اند. شکل کنونی منطقه طی حرکات کوهزایی بعد از پلیوسن در اوایل کواترنر که موجب چین‌خوردگی نهشته‌های پلیوسن و دگرشیبی در قائده نهشته‌های کواترنری شده است، ایجاد شده است. با توجه به اطلاعات بدست آمده از نقشه زمین-شناسی و بررسی‌های صحرایی صورت گرفته در طی منطقه مورد مطالعه و همچنین مطالعات قبلی صورت گرفته واحدهای سنگی موجود در منطقه عبارتند از:

- واحدهای آهکی کرتاسه بالایی
- مجموعه افیولیتی سبزوار
- واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن
- سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق پسافیولیتی
- واحد مارنی قرمز رنگ به همراه روانه‌های بازالتی الیگوسن
- واحد مارنی سفید رنگ میوسن
- کنگلومرای پلیوسن
- کنگلومرای پلیوکواترنر
- رسوبات آبرفتی کواترنری

در شمال نوار افیولیتی سبزوار نیز گنبدها و دایک‌های پساافیولیتی مورد مطالعه در این تحقیق، درون مجموعه افیولیتی سبزوار و همچنین واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن رخنمون دارند. در بخش‌های جنوبی نوار افیولیتی سبزوار علاوه بر گنبدها و دایک‌های ذکر شده، سنگ‌های اولترابازیک کرتاسه بالایی مرتبط با مجموعه افیولیتی و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن رخنمون دارند. گنبدهای مرتفع بخش شمالی در مقایسه با بخش جنوبی بزرگترین ارتفاعات این نوار را به خود اختصاص داده است، در حالیکه واحدهای پساافیولیتی در قسمت جنوبی نوار اغلب به شکل دایک‌های پراکنده و استوک و گنبدهای کوچک ملاحظه می‌شوند. با توجه به موارد ذکر شده و همچنین شباهت‌های زمین‌شناسی موجود بین بخش شمالی و جنوبی نوار افیولیتی سبزوار و ویژگی‌های سنگی پیکره‌های آذرین- رسوبی مشابه در دو منطقه، در نتیجه در این فصل به صورت یکجا از قدیم به جدید به بررسی آنها می‌پردازیم (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از نوار پساافیولیتی سبزوار به همراه تفکیک واحدهای مختلف زمین‌شناسی (جمشیدی، ۱۳۹۴).

۲-۳-۱- واحد آهکی کرتاسه بالایی

واحد آهکی کرتاسه بالایی بعنوان قدیمی‌ترین واحد زمین‌شناسی منطقه بصورت مجموعه‌هایی از سنگ‌های آهکی صخره‌ساز به رنگ کرم تا خاکستری در بخش‌های شمالی و جنوبی نوار افیولیتی سبزوار گسترش دارند و متشکل از آهک توده‌ای ضخیم تا متوسط لایه است. شیب این واحد حدوداً ۳۵-۳۰ درجه رو به شمال است و دارای آثار چین‌خوردگی و گسلش می‌باشند، بطوری که به شکل مجموعه‌های رانده شده بر روی واحدهای جوانتر از جمله واحد آتشفشانی-رسوبی ائوسن دیده می‌شوند (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳- تصویر صحرایی از سنگ آهک کرتاسه بالایی که بر روی توالی شیل و ماسه‌سنگ ائوسن رانده شده است (کلاته‌سادات دید به سمت شمال).

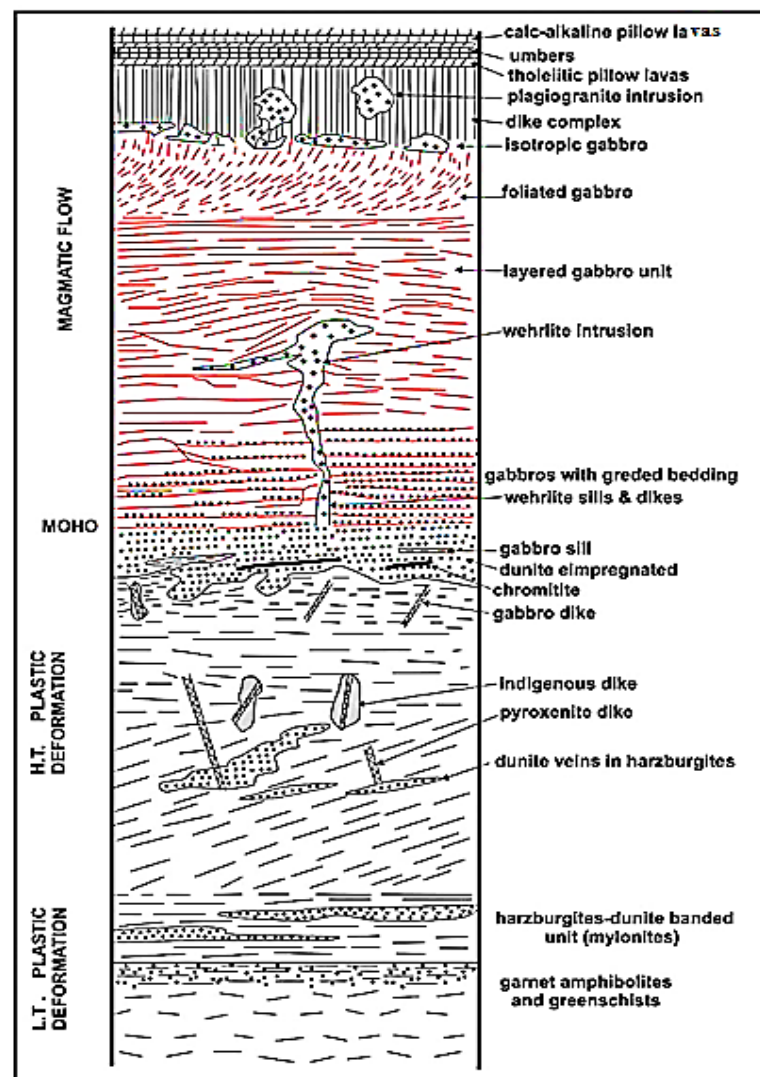
۲-۳-۲- مجموعه افیولیتی سبزوار

بر اساس سن و فراوانی، افیولیت‌های ایران به دو گروه اصلی تقسیم می‌شوند: افیولیت‌های پالئوزوئیک با فراوانی کمتر و افیولیت‌های مزوزوئیک با فراوانی بیشتر (Alavi Tehrani, 1991; Arvin and Robinson, 1994). مجموعه افیولیتی سبزوار بزرگترین و کامل‌ترین مجموعه افیولیتی مزوزوئیک در بخش شمال‌شرق ایران است (Berberian and King, 1981; Shojaat et al., 2003) که سنگ‌های افیولیتی در این زون در چهار موقعیت با روند شرقی- غربی دیده می‌شوند، که توسط سنگ‌های حوضه

رسوبی پالتوسن - ائوسن از هم جدا شده است. (۱) افیولیت‌های فرومد تا شمال سبزوار، (۲) افیولیت‌های جنوب - جنوب غرب سبزوار (اوریان - بردسکن)، (۳) افیولیت‌های تربت حیدریه و (۴) افیولیت‌های جنوب - غرب نیشابور. این مجموعه‌ها با سن کرتاسه پایانی - پالتوسن جز قدیمی‌ترین مجموعه سنگی در منطقه بعد از آهک کرتاسه، محسوب می‌شود. افیولیت‌ها را می‌توان از لحاظ ژئوشیمیایی، ترکیب کانی‌شناسی، توالی گوشته‌ای و محیط پیدایش، بصورت مجزا تقسیم‌بندی نمود. افیولیت‌ها از لحاظ ژئوشیمیایی (Pearce et al., 1984) به دو دسته مرتبط با مناطق فرورانش و مرتبط با پشته‌های میان اقیانوسی تقسیم‌بندی می‌شوند. افیولیت‌های مرتبط با مناطق فرورانش، دارای ویژگی‌هایی از جمله، وجود گدازه‌های فلسیک فراوان (Evarts, 1977, 1978)، وجود بونینیت‌ها (Shervais and Kimbrough, 1985)، گدازه‌های مافیک با مقادیر پایین $Zr-TiO_2-Ti/V$ (Shervais and Kimbrough, 1985)، بهم ریختگی استراتیگرافی (Ogawa et al., 1985)، حضور توف و لجن‌های سیلیسی و سنگ‌های رسوبی تخریبی نشأت گرفته از قوس‌های آتشفشانی در بالای سری افیولیتی (Robertson, 2000)، حضور عدسی‌های کرومیتی - دونیتی و هارزبورژیت‌های فراوان در توالی گوشته‌ای (Pearce et al., 1984) می‌باشند. افیولیت‌های مرتبط با پشته‌های میان اقیانوسی یا افیولیت‌های نوع مورب، مجموعه‌ای هستند که با مناطق فرورانش ارتباطی نداشته و علاوه بر پشته‌های میان اقیانوسی در پشته‌های مرتبط با پلوم‌های گوشته‌ای بصورت بخش‌هایی از فلات اقیانوسی تشکیل می‌شوند. افیولیت‌ها از لحاظ ترکیب کانی‌شناسی توالی گوشته‌ای به دو دسته هارزبورژیتی و لرزولیتی تقسیم‌بندی می‌شوند (درویش‌زاده، ۱۳۸۱). هارزبورژیت‌ها، افیولیت‌هایی هستند که توالی گوشته‌ای آنها اساساً هارزبورژیتی و دارای توالی پوسته‌ای ضخیم، پیوسته و معرف درجات بالای ذوب‌بخشی گوشته می‌باشند (Nicolas, 1989). در این نوع افیولیت‌ها حجم دایک‌های صفحه‌ای و گدازه‌های با ترکیب N-MORB زیاد است. لرزولیت‌ها، افیولیت‌هایی هستند که توالی گوشته‌ای آنها اساساً لرزولیتی و دارای توالی پوسته‌ای نازک و ناپیوسته‌اند. میزان

نفوذی‌های صفحه‌ای و حجم گدازه‌ها کم و گدازه‌ها دارای ترکیب E-MORB می‌باشند. افیولیت‌ها از نظر محیط پیدایش می‌توانند در ارتباط با جزایر کمانی درون اقیانوسی، پشته‌های میان اقیانوسی، حوضه‌های پشت قوس و جلوی قوس، درون قوس و یا از محیط‌های Supra-subduction Zone نشأت گرفته باشند (درویش‌زاده، ۱۳۸۱).

بطور کلی واحدهای مختلف یک توالی افیولیتی از پایین به بالا شامل موارد زیر می‌باشد (Nicolas, 1989) (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴- واحدهای سنگی تشکیل‌دهنده یک توالی افیولیتی ایده‌آل، افیولیت عمان (Nicolas, 1989).

۲-۳-۱- توالی گوشته‌ای

توالی گوشته‌ای عمدتاً از هارزبورژیت- لرزولیت و دونیت‌ها تشکیل شده است که تحت فرآیند سرپانتینی شدن قرار گرفته است (درویش‌زاده، ۱۳۸۱). این توالی مشتمل بر پریدوتیت‌های گوشته‌ای با بافت پورفیروکلاستیک تا گرانوبلاستیک بصورت مشبک یا غربالی است و در زیر واحد گابرویی کومولایی قرار دارد (حیدری، ۱۳۹۴). هارزبورژیت‌ها ممکن است تهی شده و یا دارای برگواری خوب توسعه یافته باشند. تراوش‌های ناشی از حرکت و تزریق مذاب به درون پریدوتیت‌ها (تراوش‌های گابرویی)، از جمله واحدهای یک توالی گوشته‌ای درون مجموعه افیولیتی محسوب می‌شوند (حیدری، ۱۳۹۴). این پدیده در مکان‌هایی رخ می‌دهد که مواد مذاب مافیک برای ایجاد مجرای خروجی در سنگ میزبان (پریدوتیت)، از فشار لازم برخوردار نباشند؛ لذا بصورت پراکنده در میان پریدوتیت‌ها پدیدار می‌گردند. گستره وسیعی از سنگ‌های این واحد در شمال شرق ورقه سبزوار برونزد دارند (حیدری، ۱۳۹۴). سنگ‌های گابرویی با رنگ خاکستری و ضخامت‌های متغیر و روندهای گوناگون، سنگ‌های دونیتی و هارزبورژیتی توالی گوشته‌ای را قطع کرده‌اند. بعلاوه ارتباط سنگ‌های گابرویی و دایک‌های دیابازی توسط گسل‌های تراستی قطع شده است (حیدری، ۱۳۹۴).

۲-۳-۲- توالی پوسته‌ای

توالی پوسته‌ای بخشی از اولترامافیک‌ها و مافیک‌های لایه‌ای به همراه دایک‌ها، توده‌های ورلیتی، گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ، پیلولاواها و رسوبات پلاژیک می‌باشند که حالت لایه‌بندی با تغییرات مودال در کانی‌ها بصورت Isomodal layering و یا Modally graded layering است (حیدری، ۱۳۹۴). (۱) گابروهای ایزوتروپ و گابروهای برگواره که ترکیب‌شان از گابرونوریت‌های خشک تا آمفیبول گابروای است که در بالای گابروهای لایه‌ای دیده شده‌اند. دایک‌های صفحه‌ای که مشتمل بر دایک‌های دیابازی، بازالتی، داسیتی و آندزیتی است به داخل یکدیگر تزریق شده و دارای یک و گاهی دو حاشیه سرد شده

هستند (حیدری، ۱۳۹۴). ۲) واحد دیگری به نام پلاژیوگرانیت بصورت دایک یا عدسی در گابروهای ایزوتروپ میزبان تزریق می‌شوند که پیدایش آنها می‌تواند مرتبط با آناتکسی این گابروها (Pedersen and Malpas, 1985) یا حاصل از تفریق ماگما باشد؛ بنابراین پس‌مانده آشیانه ماگمایی هستند (Lippard et al., 1986). ۳) بالاترین واحد یک توالی افیولیتی ایده‌ال واحدهای ولکانیکی است که شامل پیلولاواها، گدازه‌های جریانی بازالتی- آندزیتی به همراه آهک‌های پلاژیک و چرت‌ها می‌باشد. البته وجود یا عدم وجود همه این واحدها در یک مجموعه افیولیتی به محیط پیدایش آنها نیز وابسته است (حیدری، ۱۳۹۴)، چرا که در مجموعه‌های مرتبط با زون‌های فروران‌ش بخصوص جزایر قوسی علاوه بر آهک‌های پلاژیک، رسوبات پیروکلاستیک و تخریبی بعنوان رسوبات پوشاننده ممکن است وجود داشته باشد.

مجموعه افیولیتی سبزوار دارای تنوع ترکیب سنگ‌شناسی زیادی می‌باشد و سنگ‌های هارزبورژیتی سرپانتینی شده، دونیت، دونیت سرپانتینی شده، گابروهای لایه‌ای (شکل F-۶-۲)، دایک‌های ورقه‌ای (شکل B-۶-۲ و D)، بازالت‌های بالشی (شکل E-۶-۲) و گاه اسپلیتی شده، لیستونیت و سنگ‌های سیلیسی قرمز رنگ رسوبی یا چرت‌های قرمز نواری، سنگ‌های آهکی قرمز رنگ و آهک‌های خاکستری پلاژیک (شکل G-۶-۲) را شامل می‌شوند. این مجموعه در برخی نقاط توسط سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی آئوسن پوشیده شده است (جمشیدی، ۱۳۹۴). سنگ‌های گوشته‌ای با ترکیب هارزبورژیت و دونیت اصلی‌ترین واحدهای سنگی مجموعه افیولیتی محسوب می‌شوند که در مناطق شمالی و جنوبی منطقه سبزوار رخنمون دارند (شکل A-۵-۲ و B). واحد هارزبورژیتی بعنوان سازنده پیکره اصلی سنگ- های اولترامافیک مجموعه افیولیتی به شدت سرپانتینی شده و به رنگ سبز خاکستری تیره تا روشن دیده می‌شوند. این واحدهای اولترامافیک در بعضی مناطق توسط دایک‌های دیابازی و دایک‌های آندزیتی پساافیولیتی (شکل B-۶-۲ و C) و به میزان کمتر رخدادهای گابرویی قطع شده‌اند (جمشیدی،

۱۳۹۴). واحدهای گابرویی عمدتاً با بافت ریز تا متوسط دانه حاوی فنو کریست‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز با ترکیب گابرونوریت تا نوریت، در شمال مجموعه افیولیتی رخنمون دارند (جمشیدی، ۱۳۹۴). قطعاتی از مجموعه افیولیتی در سنگ‌های آندزیتی-داسیتی-ریولیتی گنبد‌های آداکیتی بصورت آنکلاو به دام افتاده‌اند (شکل F-۵-۲ و شکل A-۶-۲). مجموعه افیولیتی سبزوار دارای اندیس‌هایی از کرومیت، منگنز و ترکیبات مس-طلا می‌باشد. این مجموعه در اثر جابجایی و راندگی، بهم ریخته است و اکثر واحدهای سنگی آن دارای کنتاکت گسله می‌باشند. ارتباط این مجموعه افیولیتی با سایر واحدها از طریق همین گسل‌ها صورت می‌گیرد.

۲-۳-۳- پدیده رودینگیتی شدن

رودینگیت‌ها سنگ‌هایی معمولاً از جنس گابرو، بازالت و گاهی رسوبی و حتی گرانیتی هستند که در داخل پریدوتیت‌ها و در اثر متاسوماتیسم شدید ناشی از سرپانتینی شدن پریدوتیت میزبان تشکیل می‌شوند (قاسمی، ۱۳۹۵؛ O'Hanley, 1996, 1963; Coleman, 1977, 1963; Schandle, 1989). متاسوماتیسم صورت گرفته بر آنها را معمولاً با غنی‌شدگی از کلسیم توصیف می‌کنند، اما تهی‌شدگی از سیلیس هم به همان اندازه مهم است. این دو ویژگی در خیلی از رودینگیت‌ها مشاهده شده است. بسیاری از رودینگیت‌ها، در واقع سنگ‌های چند دگرگونی هستند که متحمل چندین مرحله دگرگونی و متاسوماتیسم شده‌اند (قاسمی، ۱۳۹۵؛ Li et al., 2004). رودینگیت‌ها به دو صورت توده‌ای و رگه‌ای (نسل اول و دوم) حضور دارند (قاسمی، ۱۳۹۵). انواع توده‌ای یا استاتیک در زمان گسترش پوسته اقیانوسی و زایش افیولیت و انواع رگه‌ای یا دینامیک همگام با فعالیت‌های زمین‌ساختی در زمان جایگیری افیولیت تشکیل شده‌اند (قاسمی، ۱۳۹۵). کانی‌های موجود در انواع توده‌ای به ترتیب فراوانی شامل: گارنت (آندرادیت کروم‌دار)، ایدوکرز، کلریت، دیوپسید، پره‌نیت و اپیدوت هستند. در انواع رگه‌ای (نسل اول) نیز ترتیب فراوانی شامل دیوپسید، کلریت، ایدوکرز و گارنت (آندرادیت تیتان‌دار) و رگه‌ای

(نسل دوم) شامل دیوپسید، کلریت و گارنت (آندرادیت) است (قاسمی، ۱۳۹۵). بر اساس مطالعات سنگ‌شناختی و شیمی کانی‌ها در زمان تشکیل رودینگیتهای توده‌ای، فعالیت‌های یون‌های کلسیم، آهن و کروم، و در زمان تشکیل انواع رگه‌ای (نسل اول) فعالیت یون‌های کلسیم، سیلیسیم، منیزیم، آلومینیوم، تیتانیوم و OH^- بالاتر بوده است. در مورد انواع رگه‌ای (نسل دوم) نیز می‌توان گفت که شرایط تشکیل مشابه نسل اول بوده و تنها به دلیل نبود ایدوکرز و تیتانیوم در ساختار گارنت نوع آندرادیت، فعالیت یون‌های آهن، تیتانیوم، آلومینیوم نسبت به انواع نسل اول کمتر بوده است. بطور کلی انواع توده‌ای نسبت به انواع رگه‌ای، تنوع کانی‌شناسی بیشتری دارند. در نوع استاتیک که با حضور کانی‌های جانشینی مشخص می‌شوند، در مرحله ابتدایی و پیشرفته رودینگیته شدن قابل مشاهده است (قاسمی، ۱۳۹۵). در مرحله ابتدایی به ترتیب کانی‌های اپیدوت، پره‌نیت و هیدروگروسولار به خرج پلاژیوکلاز (واکنش‌های ۱-۲-۳) و در مرحله پیشرفته به ترتیب کانی‌های زونولیت به خرج پلاژیوکلاز (واکنش ۴) و کلریت منیزیم‌دار، ترمولیت و دیوپسید متاسوماتیک به خرج پیروکسن (۵-۶-۷) تشکیل شده‌اند.

- 1) $3\text{An} + \text{Ca}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O} = 2\text{Zo} + 2\text{H}^+$
- 2) $1.5\text{An} + 0.5\text{Ca}^{2+} + 1.5\text{H}_2\text{O} = \text{Prh} + 0.5\text{Al}_2\text{O}_3 + 2\text{H}^+$
- 3) $2\text{Phr} + 2\text{Ca}^{2+} = 2\text{Hgrs} + 0.5\text{Si}^{4+}$
- 4) $6\text{An} + 15\text{Ca}^{2+} + 12\text{SiO}_2 + 19\text{H}_2\text{O} = 6\text{Xo} + \text{Prh} + 3\text{Grs} + 3\text{OH}^-$
- 5) $(5\text{Di} + \text{Ca} - \text{Ts}) + 3\text{An} + 4\text{H}_2\text{O} = \text{MgChl} + 3\text{Grs}$
- 6) $(5\text{Di} + \text{Ca} - \text{Ts}) + \text{An} + \text{Ca}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O} + \text{SiO}_2 = \text{Tr} + 2\text{Grs} + 2\text{H}^+$
- 7) $(5\text{Di} + \text{Ca} - \text{Ts}) + \text{An} + 6\text{Ca}^{2+} + 10\text{H}_2\text{O} + 6\text{SiO}_2 = \text{D}_{\text{metasomatic}} + 4\text{Prh} + \text{Grs} + 12\text{H}^+$

رودینگیته شدن دینامیک نیز با حضور کانی‌های رگه‌ای زونولیت به میزان فراوان، پره‌نیت به میزان کم و پکتولیت به میزان بسیار کم مشخص می‌شود (واکنش‌های ۸-۹-۱۰).

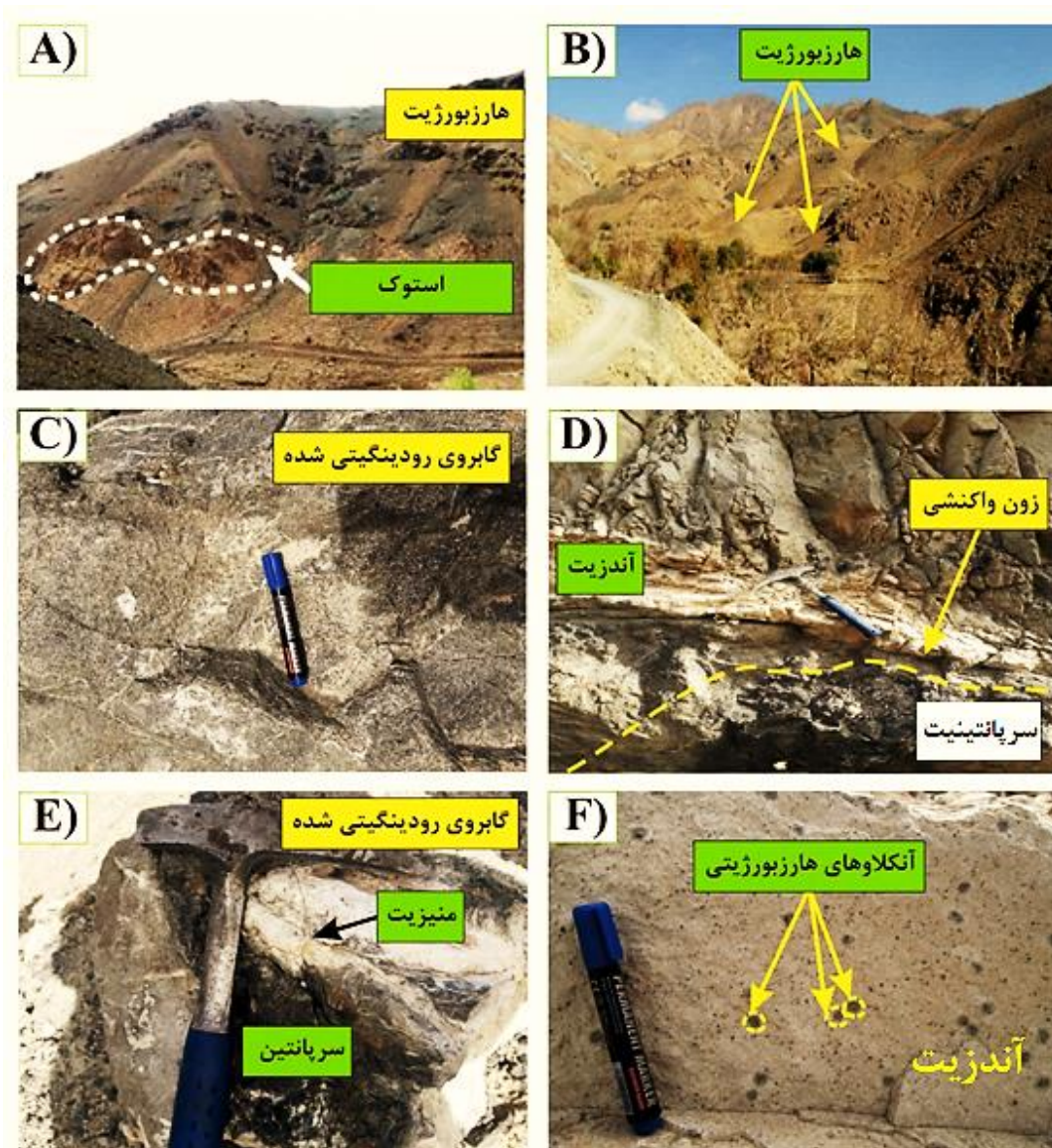
- 8) $6\text{CaO} + 6\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Xo}$
- 9) $1.5\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_7 + 1.5\text{Ca}^{2+} + 2.5\text{H}_2\text{O} = \text{Prh} + 0.5\text{Cm}$
- 10) $2\text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+ + 3\text{SiO}_2 + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Pt} + 5\text{H}^+$

در فرآیند تشکیل رودینگیتهای استاتیک زمانی که ابتدا پلاژیوکلازها و سپس کلینوپیروکسن‌ها تحت

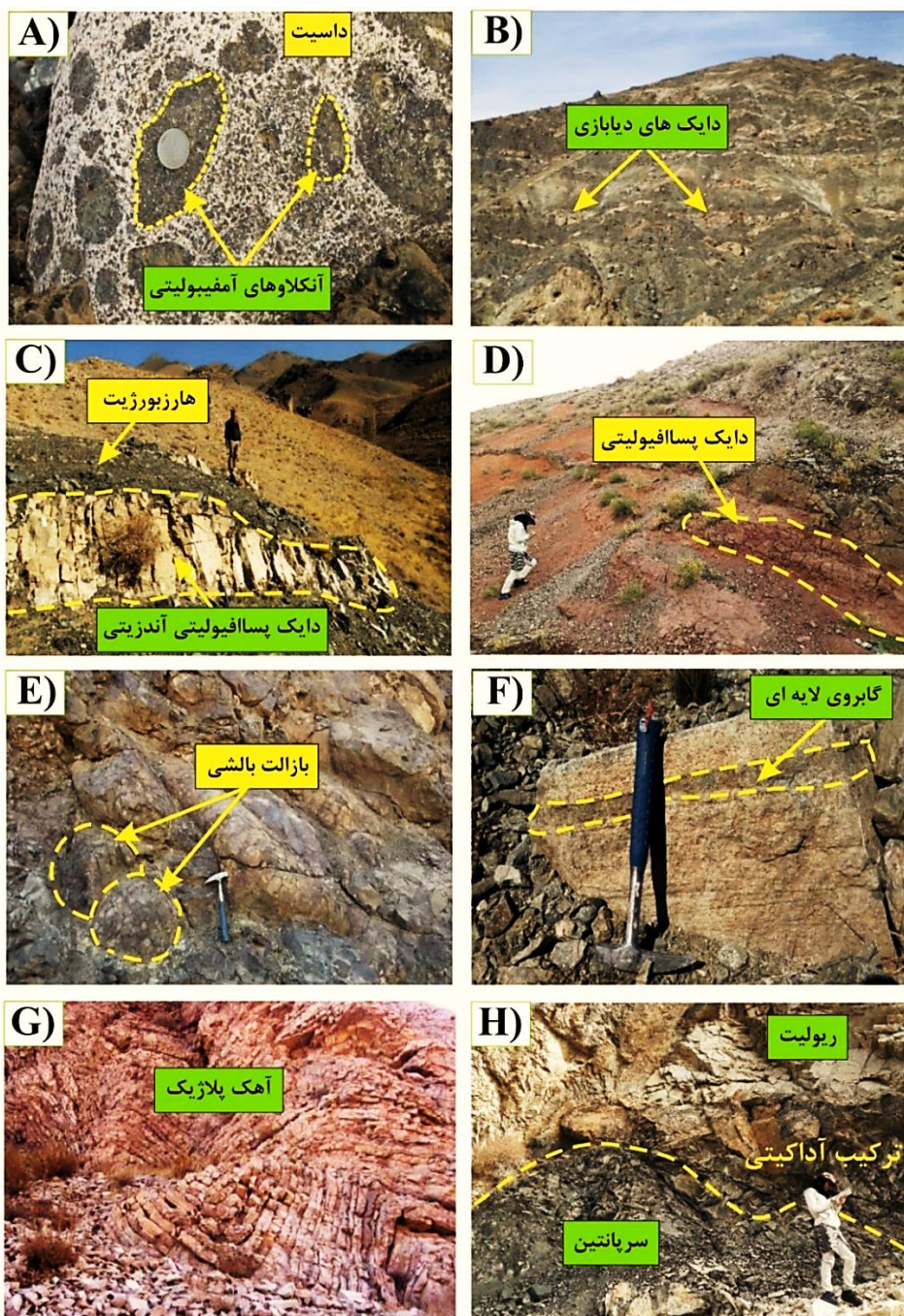
تأثیر دگرسانی قرار می‌گیرند، در خصوص روند رودینگیتی شدن آنها می‌توان گفت در مراحل ابتدایی این فرآیند، به دلیل بالا بودن میزان pH و Ca^{2+} سیال، بیشتر پلاژیوکلازها متحمل دگرسانی شده و به کانی‌هایی نظیر اپیدوت، پره‌نیت و هیدروگروسولار تبدیل شده‌اند که به Ca^{2+} بیشتر و SiO_2 کمتری نیاز دارند. اما با پیشرفت فرآیند رودینگیتی شدن به دلیل کاهش میزان نسبت CaO/SiO_2 بیشتر کانی‌های پیروکسن متحمل دگرسانی شده و به کانی‌های زونولیت، کلریت منیزیم‌دار، ترمولیت و دیوپسید متاسوماتیک تبدیل شده‌اند که به نسبت CaO/SiO_2 کمتری نیاز دارند. سپس یک سیستم بازخورد^۱ در محیط ایجاد شده است که در آن کانی‌های تشکیل شده در مراحل اولیه رودینگیتی شدن، تحت تأثیر سیال‌های غنی از سیلیس و فقیر از کلسیم مراحل پیشرفته قرار گرفته و به کانی‌های کمتر کلسیم‌دار تبدیل شده‌اند. بر اساس نظر Schandle و همکاران (۱۹۸۹)، تکامل کانی‌های موجود در رودینگیت‌های استاتیک با پیشرفت فرآیند رودینگیتی شدن بدین صورت است که ابتدا زونیزیت-کلینوزونیزیت و هیدروگروسولار، جانشین پلاژیوکلاز می‌شوند (مراحل اولیه رودینگیتی شدن). سپس کلریت‌های سرشار از منیزیم و تالک به جای کلینوپیروکسن تشکیل می‌شوند (مراحل پیشرفته رودینگیتی شدن) و در نهایت تشکیل دیوپسیدهای متاسوماتیک (مراحل پیشرفته رودینگیتی شده) (قاسمی، ۱۳۹۵).

عدسی‌هایی از گابروهای رودینگیتی مشاهده شده در بعضی مناطق شمالی، داخل سرپانتینیت‌ها و هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده می‌باشند (شکل ۲-۵-C و E؛ شکل ۲-۵-D). در مجاورت گابروهای رودینگیتی شده آثار منیزیت‌زایی به رنگ سفید نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲-۵-E).

^۱ Feed-back system



شکل ۲-۵- تصاویر صحرایی از نوار پساافیولیتی سبزوار، (A) نمایی از واحد هارزبورژیتی مرتبط با مجموعه افیولیتی در روستای آبرود که در اثر فرآیند سریپانتینی شدن به رنگ سبز تیره در آمده است، (B) دور نمایی از گنبد های ریولیتی پساافیولیتی سبزوار و واحدهای هارزبورژیتی مجاور آن، (C و E) تصویری از گابروی رودینگیتی شده که آثار منیزیت-زایی در درز و شکافت های موجود در زمینه سنگ در مسیر روستای شفیع آباد نمایان است، (D) تصویری از حضور بیگانه سنگ هایی با ترکیب هارزبورژیت، زون واکنشی در محل تماس گنبد آندزیتی و سریپانتینیت وابسته به سری افیولیتی متعلق به سری آتشفشانی- رسوبی ائوسن در سنگ های نیمه عمیق پساافیولیتی در بخش شمالی نوار افیولیتی سبزوار، (F) نمایی از حضور بیگانه سنگ ها یا آنکلاوهای هارزبورژیتی در سنگ آندزیتی آداکیتی.



شکل ۲-۶- تصاویر صحرایی از نوار پساافیولیتی سبزوار، (A) تصویری از آنکلاوهای آمفیبولیتی موجود در زمینه سنگ داسیتی، (B) تصویری از دایک‌های دیابازی (رودینگیت‌های موازی) در تماس با سرپانتینیت‌ها در واحد هارزبورژیتی مجموعه افیولیتی سبزوار در مسیر روستای آبرود، (C) دایک پساافیولیتی آندزیتی که هارزبورژیت‌های سری افیولیتی را در مسیر روستای کلاته‌سادات قطع کرده است، (D) دایک پساافیولیتی که ماگمای به جامانده در درز و شکافت‌های مسیر روستای کلاته‌سادات را قطع کرده است، (E) تصویری از بازالت‌های بالشی وابسته به مجموعه افیولیتی در مسیر روستای نوده صرصره، (F) تصویری از گابروی لایه‌ای به رنگ سیاه در مسیر روستای آبرود، (G) نمایی از آهک‌های پلاژیک با لایه‌های ضخیم و چین‌خورده، (H) تصویری از ریولیت‌های سفید رنگ در مجاورت سرپانتینیت.

۲-۳-۳- مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن

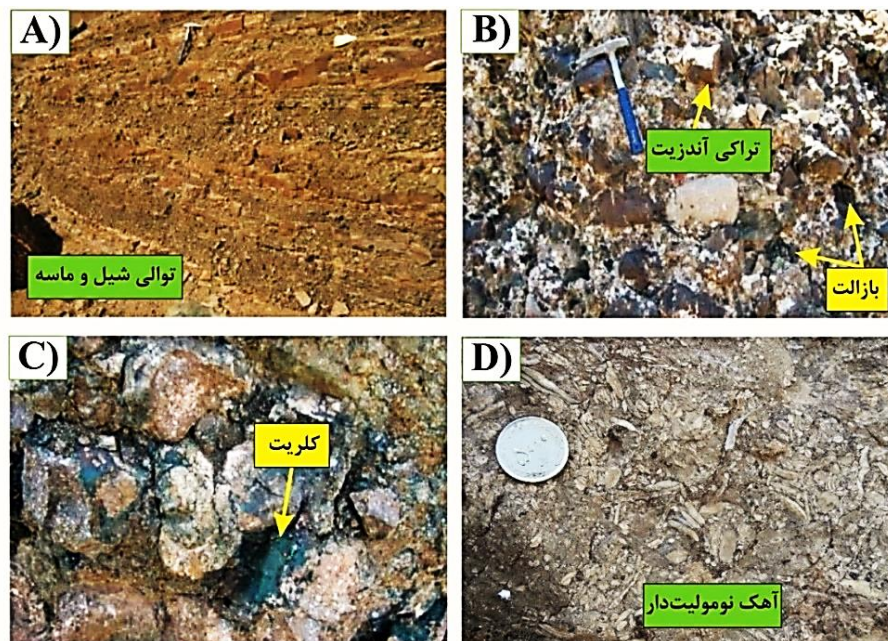
سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن شامل تناوبی از گدازه‌های بازیک تا حدواسط فوران یافته در محیط خشکی و دریا، آذرآواری‌های محیط‌های خشکی و دریایی و نهشته‌های رسوبی محیط خشکی، لاگون‌های محصور و نیمه محصور و دریای کم‌عمق باز هستند که در حوضه‌های کشتی محلی داخل کمان آتشفشانی سبزوار در ائوسن میانی- فوقانی نهشته شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). با توجه به تعیین سن‌های صورت گرفته بر روی مجموعه فسیلی موجود در آهک‌هایی که بصورت بین لایه‌ای با بازالت‌ها دیده می‌شوند، سن ائوسن میانی- بالایی برای آنها بدست آمده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). لذا می‌توان گفت حد بالایی توالی آتشفشانی- رسوبی بطور دقیق ائوسن میانی- بالایی است. سنگ‌های متعلق به ائوسن با کنگلومرای قاعده‌ای شروع می‌شوند و این مجموعه متشکل از سنگ‌هایی از قبیل توف ماسه‌سنگی، توف شیلی، گدازه‌های داسیتی، آندزیتی و بازالتی می‌باشند. سازند کرج هم‌ارز این مجموعه می‌باشد و دارای رخساره‌های آتشفشانی و رسوبی متنوعی از جمله آگلومرا و لیتیک‌توف می‌باشد. این سنگ‌ها توسط تعدادی گنبد و دایک‌های ریولیتی تا آندزیتی و به ندرت بازالتی قطع شده‌اند. برخی از این واحدهای آهکی متعلق به این مجموعه دارای فسیل‌های شاخص دوره ائوسن هستند که در جدول زیر به برخی از این فسیل‌های یافت شده اشاره شده است (جدول ۱-۲).

جدول ۱-۲- فسیل‌های شاخص ائوسن در واحد آهکی سری آتشفشانی- رسوبی ائوسن (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲).

Echinoids spin	Nummulites globulus milioids	Nummulites sp textularids	Piscocyclina sp
Assilina sp	Cuvillierina	Aleolina sp	Potalidasp

واحد نازک لایه شیل و ماسه‌سنگ زیرین همراه با عدسی‌های آهک نومولیت‌دار (شکل ۲-۷-D) درون این واحد رسوبی با سن ائوسن میانی، در مناطق جنوبی نوار پسا‌فیولیتی رخنمون دارند (شکل ۲-۷-A). در مجموعه آتشفشانی ائوسن وجود این آهک‌های نومولیت‌دار معرف حوضه کم‌عمق و دوره زمانی

پالئوسن- ائوسن است. بر روی این واحد شیلی و ماسه‌سنگی، سنگ‌های آذرآواری شامل آگلومرا، برش لاپیلی و توف قرار گرفته‌اند. واحد آگلومرای گسترده‌ترین واحد آذرآواری در مناطق شمالی نوار می‌باشد و حاوی قطعات گرد شده تراکی‌بازالتی و آندزیتی است که در برخی نقاط در اثر دگرسانی بلورهای پیروکسن موجود در این سنگ‌ها به کانی ثانویه کلریت به رنگ آبی قابل مشاهده هستند (شکل ۲-۷- B و C). سنگ‌های آتشفشانی شامل تنوعی از سنگ‌های الیوین- بازالت، تراکی- آندزیتی- بازالت، تراکی- آندزیت نسبت به سایر سنگ‌ها از گسترش وسیع‌تری برخوردار هستند و معمولاً دارای مورفولوژی مرتفع می‌باشند. واحد شیل و ماسه‌سنگ بالایی شامل تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ خاکستری تا قهوه‌ای با لایه‌بندی در زیر واحد تخریبی- مارنی الیگوسن می‌باشد.



شکل ۲-۷- تصاویر صحرایی از توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن در نوار پساافیولیتی سبزوار، (A) توالی شیل و ماسه- سنگ زیرین ائوسن میانی در مسیر روستای فرومد، (B) واحد آگلومرای همراه با قطعات تراکی‌آندزیتی و بازالت، (C) کلریتی شدن ناشی از دگرسانی پیروکسن‌های موجود در قطعات بازالت آگلومرا، (D) نمایی از آهک نومولیت‌دار در مسیر روستای فرومد-منیدر.

۲-۳-۴- سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق پساافیولیتی

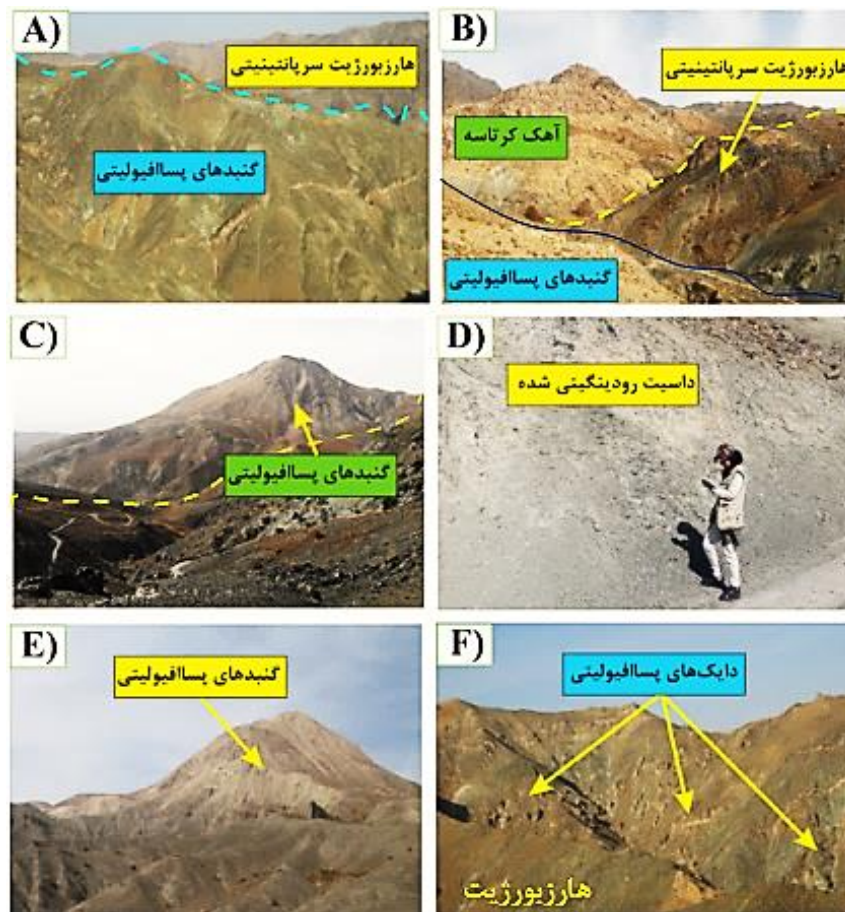
این سنگ‌ها بصورت گنبد، دایک، استوک و در برخی موارد سیل در بین سنگ‌های میزبان افیولیتی

کرتاسه بالایی - پالئوسن، سری آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن و توالی مارنی الیگوسن - میوسن

تظاهر یافته‌اند (شکل ۲-۸-F). گنبد‌های مورد مطالعه در صحرا عمدتاً به رنگ سفید تا خاکستری روشن مایل به سبز دیده می‌شوند. در نمونه دستی دانه ریز تا دانه متوسط هستند به گونه‌ای که در برخی موارد تشخیص اجزا تشکیل دهنده سنگ در نمونه دستی با چشم غیر مسلح نیز امکان پذیر است. حضور فنوکریست‌های درشت و کشیده آمفیبول یکی از خصوصیات بارز این سنگ‌ها است. واحدهای یادشده معمولاً به شکل دایک‌های حدواسط - اسیدی با طیف ترکیبی از آندزیت / تراکی آندزیت و داسیت و ریولیت بصورت گنبد و استوک‌های مجزا و گاهی به شکل دایک و با ترکیب اسیدی برونزد دارند (شکل ۲-۸-F). دایک‌های نفوذی در مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن اغلب دارای ترکیبی مشابه با ترکیب گنبد‌های نیمه عمیق منطقه سبزوار هستند (جمشیدی، ۱۳۹۴). روابط صحرایی واحدهای سنگی نیز نشان می‌دهند که این دایک‌ها از نظر سنی هم‌زمان با گنبد‌های نیمه عمیق مورد مطالعه در سنگ میزبان نفوذ کرده‌اند. بنابراین می‌توان گفت این دایک‌ها در حقیقت دایک‌های تغذیه کننده گنبد‌های مورد مطالعه هستند. گنبد‌های بخش‌های شمالی با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی که از روند نوار افیولیتی پیروی می‌کند، به گونه‌ای آشکار هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی شده وابسته به مجموعه افیولیتی را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۸-A و B). این گنبد‌ها با طیف رنگی سفید تا خاکستری مایل به صورتی بلندترین ارتفاعات در بخش‌های شمالی منطقه مورد مطالعه را دربر می‌گیرد (شکل ۲-۸-C و E). در سنگ‌های آذرین پساافیولیتی بخش جنوبی می‌توان به حضور بیگانه سنگ‌های هارزبورژیتی سرپانتینی شده، قطعاتی از ماسه سنگ و توف‌های سیلتستونی ائوسن اشاره کرد (جمشیدی، ۱۳۹۴). بخش شمالی همانند بخش جنوبی دارای بیگانه سنگ‌هایی از واحدهای قدیمی تر مانند هارزبورژیت‌های افیولیتی‌اند که بیانگر نفوذ این سنگ‌ها حداقل بعد از پالئوسن می‌باشند. در این بخش همچنین نمونه - هایی از تراکی آندزیتی / داسیتی (شکل ۲-۸-D)، حاوی تجمعاتی از درشت بلورهای آمفیبول به همراه

پلاژیوکلاز به شکل لخته‌های بلوری مشاهده می‌شود. در برخی نقاط جایگزینی سنگ‌های مورد مطالعه در درون توالی آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن به بروز دگرگونی مجاورتی و دگرسانی گرمایی منجر شده است. هاله دگرگونی مجاورتی بصورت سنگ‌های تغییر رنگ یافته (از قرمز- ارغوانی به کرم تا سبز کم رنگ) و افزایش استحکام سنگ‌ها تجلی پیدا کرده است. در قسمت‌های جنوبی و جنوب شرقی نوار افیولیتی سنگ‌های آذرین نیمه عمیق با ترکیب آندزیت تا آندزیت بازالت به سن ائوسن بالایی رخنمون دارند. تعیین سن‌هایی که اخیراً بر روی این سنگ‌های آذرین نیمه عمیق صورت گرفته (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳، ۱۳۹۴، ۲۰۱۸؛ یوسفی، ۱۳۹۶؛ یوسفی، ۲۰۱۷؛ گردیده، ۱۳۹۷ و گردیده و همکاران، ۱۳۹۷)، سن ائوسن تا میوسن را نشان می‌دهند. با توجه به حضور حجم زیادی از قطعات تخریبی نشأت گرفته از گنبدهای ساب وولکانیک ریولیتی غرب باشتین در کنگلومرای پلیوسن و عدم حضور آنها در واحد مارنی میوسن، این گنبدها در مرز زمانی میوسن- پلیوسن در سطح زمین رخنمون دارند. (صالحی‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۶). حضور قطعات ریولیتی این گنبدها در کنگلومرای پلیوسن و عدم حضور قطعات تخریبی ناشی از این گنبدها در واحدهای سنگی رسوبی قدیمی‌تر یعنی رسوبات تخریبی میوسن یا توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن و مجموعه افیولیتی، شاهی بر این ادعا می‌باشد (شکل ۲-۶-H). در حد فاصل جنوب اسفراین تا جنوب قوچان سن توده‌های آذرین نیمه عمیق مشابه به پلیو- کواترنر نیز نسبت داده شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹)، اما داده‌های جدید (گردیده و همکاران، ۱۳۹۷)، سن میوسن را برای آنها نشان می‌دهد. گنبدهای موجود در شمال و جنوب بیرجند در سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی- رسوبی و آتشفشانی- تخریبی ائوسن میانی و سنگ‌های افیولیتی کرتاسه- پالئوسن جایگزین شده‌اند و براساس مشاهدات صحرایی دارای ائوسن پایانی- الیگوسن آغازی هستند (دلاور و همکاران، ۱۳۸۹). گنبدهای نوار افیولیتی شمال غرب- غرب سبزوار متعلق به محدوده زمانی ائوسن بالایی تا پلیوسن و مجموعه افیولیتی کرتاسه- پالئوسن، سنگ‌های آتشفشانی-

رسوبی آئوسن و در برخی موارد سنگ‌های رسوبی الیگوس- میوسن میزبان این گنبد‌های هستند (جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۴).

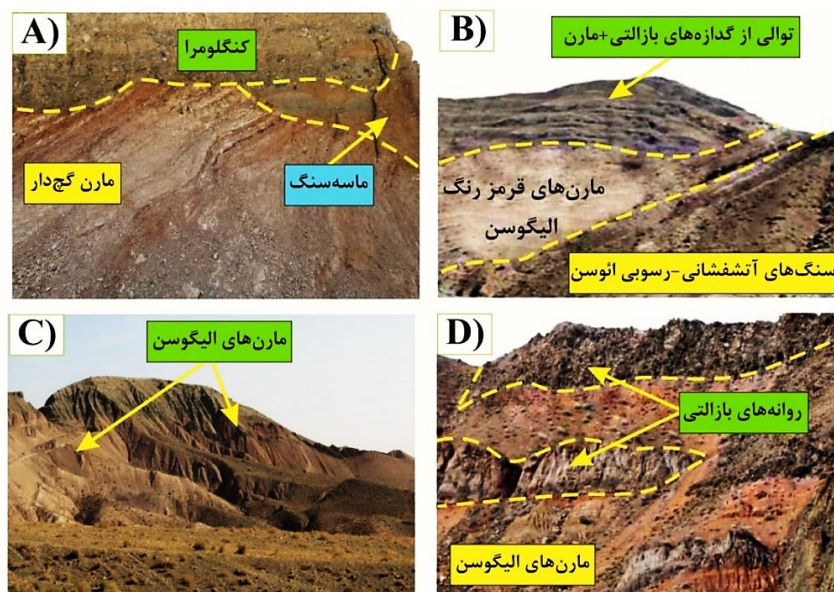


شکل ۲-۸- تصاویر صحرایی از سنگ‌های نیمه‌عمیق نوار پسا‌فیولیتی سبزوار، A و C و E) دورنمایی از رخنمون گنبد‌های پسا‌فیولیتی با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق و ارتباط آن با سایر واحدهای زمین‌شناسی واقع در شمال روستای مهر- شمال‌شرق روستای بهنگر (دید به سمت شمال)، B) تصویری از حضور گنبد‌های تراکی‌داسیتی در هارزبورژیت سرپانتینی شده از مجموعه افیولیتی سبزوار واقع در جنوب باغات جغتای، D) تصویری از داسیت رودینگیت شده در مسیر روستای فرومد- منیدر، F) دورنمایی از دایک‌های پسا‌فیولیتی تراکی‌اندزیتی که هارزبورژیت-ها را قطع کرده است.

۲-۳-۵- واحد تخریبی- مارنی الیگوسن

توالی تخریبی- مارنی الیگوسن با مورفولوژی ملایم همراه با ناپیوستگی فرسایشی و افق‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی حاوی قطعاتی از سنگ‌های آئوسن بر روی واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی

اٲوسن قرار می‌گیرد (شکل ۲-۹-۲ و C) و سپس با مارن‌های قرمز رنگ گچ‌دار الیگوسن- میوسن ادامه می‌یابد. این واحد تخریبی- مارنی معادل سازند قرمز زیرین می‌باشد که در جنوب نوار افیولیتی و در حد فاصل داورزن- سبزوار از گسترش قابل ملاحظه‌ایی برخوردار است. فرسایش‌پذیری بالا در این واحد سبب ایجاد شدن آبراهه‌های متعدد با الگوی شاخه درختی و دندانه‌ایی شده است که توسط توالی مارنی سفید گچ‌دار میوسن (شکل ۲-۹-۲ A) پوشیده شده است. در مناطق شمال غربی سبزوار، روانه‌های پراکنده از گدازه‌های بازالتی و آذرآواری در میان بخش زیرین توالی تخریبی- مارنی قرمز رنگ گچ‌دار الیگوسن (سازند قرمز زیرین) مشاهده می‌شوند (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ رستمی، ۱۳۹۶) (شکل ۲-۹-۲ D). در قاعده هر روانه سنگ‌های آذرآواری موجود نشانگر برون‌ریزی روانه‌ها همراه با فوران‌های انفجاری در محیط تشکیل مارن‌ها می‌باشد که سبب تشکیل افق‌های کم ضخامت آگلومرا، لاپیلی و پیریت‌های قرمز رنگ شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).



شکل ۲-۹-۲- تصاویر صحرایی از توالی تخریبی- مارنی الیگوسن در نوار پساافیولیتی سبزوار، A) توالی مارن گچ‌دار به همراه ماسه‌سنگ و کنگلومرا در مسیر روستای بیزه، B) تصویری از قرارگیری سازند قرمز زیرین بر روی نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی اٲوسن در روستای کلاته سادات (رستمی، ۱۳۹۶، C) دورنمایی از مارن‌های الیگوسن، D) تصویری از حضور روانه‌های بازالتی در میان توالی مارن قرمز رنگ الیگوسن (جمشیدی، ۱۳۹۴).

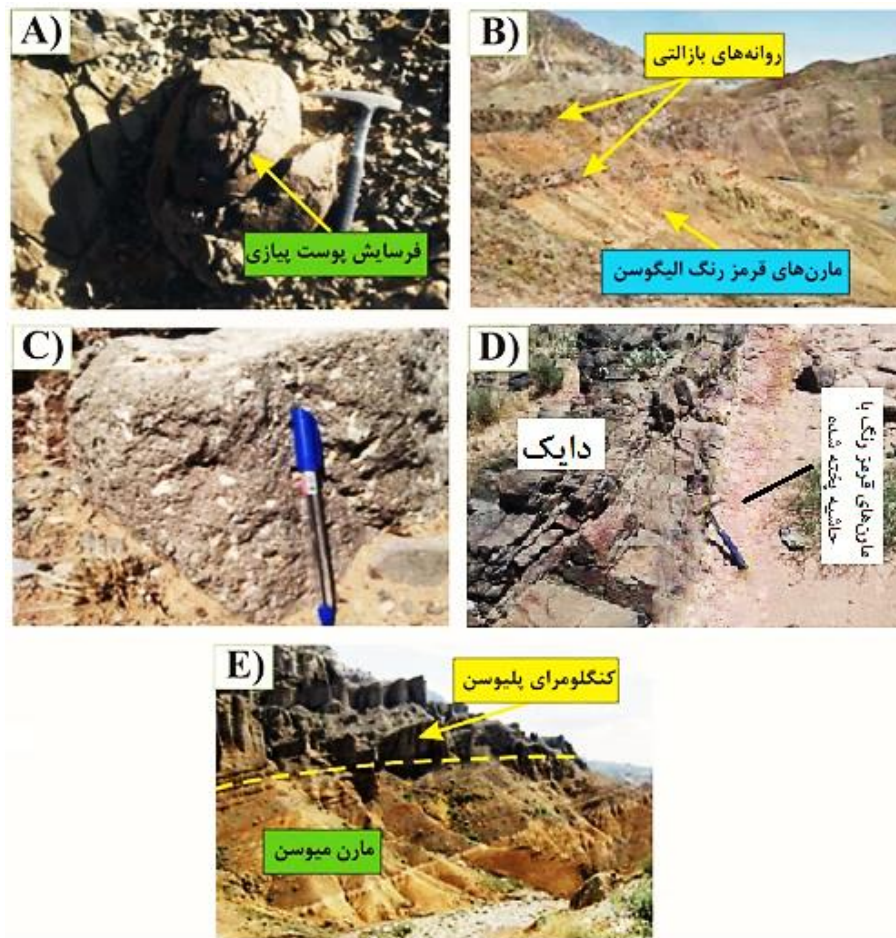
۲-۳-۵-۱- روانه‌ها و دایک‌های بازالتی الیگومیوسن

در اکثر مناطق سبزوار روانه‌هایی از گدازه‌های بازالتی و آذرآواری در میان بخش زیرین توالی تخریبی- مارنی قرمز رنگ گچ‌دار الیگوسن (سازند قرمز زیرین) دیده می‌شود (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ رستمی، ۱۳۹۶) (شکل ۲-۱۰-B). گدازه‌های بازالتی به همراه واحدهای آذرآواری وابسته در محیط رسوبی دریاچه‌ای- قاره‌ای الیگوسن فوران کرده‌اند. این گدازه‌ها در گستره وسیعی از مناطق شرقی و جنوب‌شرقی شاهرود تا غرب و جنوب‌غرب سبزوار دیده شده‌اند و دارای طیف ترکیبی محدودی از الیوین‌بازالت تا بازالت می‌باشند (رستمی، ۱۳۹۶). البته این سنگ‌ها در صحرا، واحدهای جداگانه و مشخصی را تشکیل نمی‌دهند و در هر روانه گدازه، معمولاً بخش‌های زیرین تا میانی بیشتر از نوع الیوین‌بازالت و بخش‌های تفریق یافته‌تر بالایی از نوع بازالت معمولی هستند. در برخی موارد ممکن است روانه‌ها ظاهری شبیه به مخروط آتشفشان بنظر برسند که این ظاهر مخروطی شکل به علت آن است که قابلیت فرسایش پذیری بازالت نسبت به مارن‌ها بسیار کمتر است، لذا افق‌های بازالتی همانند سپری از فرسایش لایه‌های زیرین محافظت کرده‌اند (رستمی، ۱۳۹۶). بنابراین با گذشت زمان گدازه‌ها و مارن‌های زیر آن در ترازهای ارتفاعی بالاتر مشاهده می‌شوند، درحالی‌که در مارن‌های بدون پوشش بازالتی فرسایش با نرخ بیشتری صورت گرفته و در حال حاضر دارای ارتفاع کمتری می‌شوند (رستمی، ۱۳۹۶). در نتیجه محل حضور روانه‌های بازالتی بصورت مناطق برجسته مشاهده می‌شود. لیکن بررسی دقیق‌تر نشان می‌دهد بخش‌های قابل توجهی از این رخنمون‌ها، واریزه‌های سنگی بازالتی هستند که اطراف را فراگرفته و بطور کاذب شکل مخروط آتشفشانی را تداعی می‌کنند. از دیگر ویژگی‌های صحرایی گدازه‌ها می‌توان به فرسایش پوست‌پیزی در برخی از رخنمون‌ها اشاره کرد که باعث ایجاد اشکال کروی شده است (رستمی، ۱۳۹۶) (شکل ۲-۱۰-A). غالباً در محل بلافصل هر روانه بازالتی، سنگ‌های آذرآواری شامل آگلومرا، برش آتشفشانی، لاپیلی توف و پپریت دیده می‌شود. قطعات تشکیل دهنده آگلومرا از مواد آتشفشانی است.

این قطعات عمدتاً دارای ترکیب بازالت و الیوین بازالت با بافت حفره‌ای و بادامکی هستند (شکل ۲-۱۰-۱). جنس زمینه آگلومراها عمدتاً شیشه‌ای و دگرسان شده است. در منطقه کلاته‌سادات دایک‌های تغذیه کننده روانه‌ها را نیز می‌توان مشاهده کرد، که باعث بوجود آمدن حاشیه پختگی در مارن‌های قرمز رنگ الیگومیوسن اطراف آنها شده‌اند (شکل ۲-۱۰-۲). این دایک‌ها در صحرا به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره و ساخت‌های ناپیدا بلور می‌باشند که در برخی از آنها فرسایش پوست‌پیزی مشاهده می‌شود (رستمی، ۱۳۹۶).

۲-۳-۶- توالی مارن میوسن

آخرین پیشروی گسترده سراسری در ایران مرکزی در اوایل میوسن، سبب نهشته شدن رسوبات ضخیم با شرایط قاره‌ای- تبخیری در منطقه شده است. این رسوبات شامل مارن‌های سیلت‌دار، سیلت‌سنگ، ماسه‌سنگ با میان لایه‌هایی از کنگلومرا و گچ می‌باشد (جمشیدی، ۱۳۹۴). توالی مارن سفید رنگ میوسن بر روی توالی مارن قرمز رنگ الیگوسن رخنمون دارد و دارای مورفولوژی ملایم و گسترش قابل ملاحظه‌ای در طول شرقی-غربی بخش جنوبی نوار افیولیتی می‌باشد که بطور تدریجی توسط کنگلومرای پلیوسن پوشیده می‌شود (جمشیدی، ۱۳۹۴) (شکل ۲-۱۰-۳). این واحد بصورت پراکنده در بخش‌های شمالی نیز رخنمون دارد.



شکل ۲-۱۰- تصاویر صحرایی از نوار پساآفیولیتی سبزوار، (A) تصویری از فرسایش پوست پیازی در روانه‌های بازالتی منطقه مقیسه، (B) تصویری از چندین روانه بازالتی در میان توالی مارن قرمز الیگومیوسن در روستای کلاته سادات (دید به سمت شمال شرق)، (C) قطعات الیوین بازالتی با ساخت بادامکی در واحدهای آگلومرای، (D) تصویری از یک حاشیه پخته شده در مرز دایک بازالتی و مارن قرمز رنگ (رستمی، ۱۳۹۶)، (E) تصویر صحرایی از توالی مارن میوسن که توسط کنگلومرای پلیوسن پوشیده شده است.

۲-۳-۷- واحد کنگلومرای پلیوسن

واحد کنگلومرای پلیوسن با دیواره‌های قائم که در هر دو بخش شمالی و جنوبی منطقه سبزوار رخنمون دارد (شکل ۲-۱۱-A)، تقریباً گسترده و ضخیم می‌باشد که بر روی واحد مارن میوسن قرار گرفته است. واحد کنگلومرای پلیوسن شامل قطعاتی از سنگ‌های قدیمی‌تر منطقه از جمله سنگ‌های آذرین مرتبط با مجموعه آفیولیتی سبزوار، سری آتشفشانی- رسوبی ائوسن و سنگ‌های نیمه عمیق پساآفیولیتی مورد

مطالعه می‌باشد (جمشیدی، ۱۳۹۴). از این گفته می‌توان پی‌برد که تمام واحدهای سنگی مذکور در سطح زمین، در زمان تشکیل این واحد کنگلومرای رخنمون داشته‌اند. رنگ این کنگلومرا با توجه به نوع و فراوانی آن از خاکستری تیره تا کرم مایل به سفید تغییر می‌کند. قطعات تشکیل دهنده این کنگلومرا معمولاً زاویه‌دار است در نتیجه از جورشدگی و گردشدگی متوسط تا ضعیف برخوردار است. در برخی نقاط سنگ‌های هارزبورژیتهی وابسته به مجموعه افیولیتی بر روی این واحد کنگلومرای رانده شده است (شکل ۲-۱۱-A) که این راندگی را می‌توان به تأثیر عملکرد گسل‌های جوان موجود در منطقه مورد مطالعه نسبت داد (مجیدی، ۱۳۸۷).

۲-۳-۸- واحد کنگلومرای پلیوکواترنر

این واحد یک واحد کنگلومرای سست است که بطور دگر شیب بر روی کنگلومرای پلیوسن با جورشدگی ضعیف و شیب بسیار ملایم قرار گرفته است. در مقایسه با کنگلومرای پلیوسن دانه ریزتر و از شیب و ضخامت کمتری برخوردار است. گسل‌های راندگی در منطقه سبب رانده شدن برونزدهای هارزبورژیتهی، مارن میوسن، کنگلومرای پلیوسن و توف‌های ائوسن میانی بر روی کنگلومرای پلیوکواترنر شده است (مجیدی، ۱۳۸۷). در حوالی روستای آبرود، کنگلومرای پلیوسن بر روی رخنمون‌هایی از واحد کنگلومرای پلیوکواترنر رانده شده است.

۲-۳-۹- واحدهای سنگی کواترنر

جوانترین واحدهای زمین‌شناسی در منطقه سبزوار، رسوبات آبرفتی دشتی و رودخانه‌های کواترنری هستند که معمولاً در مسیر رودها و آبراهه‌های فصلی و موقت رخنمون دارند. این واحد شامل کنگلومرا و چینه‌های افقی از مارن‌های سیلت‌دار می‌باشند. رسوبات مخروط‌افکنه‌ای، تراس‌های آبرفتی در حال تشکیل در بستر رودخانه‌ها از جمله سازندهای کواترنری می‌باشند (شکل ۲-۱۱-B). وجود این رسوبات

آبرفتی محیط را برای کشاورزی و ایجاد روستاها مناسب ساخته است.



شکل ۲-۱۱- تصاویر صحرایی از نوار پساافیولیتی سبزوار (A) تصویری از راندگی هارزبورژیت سربانتینیتی بر روی کنگلومرای ضخیم لایه پلیوسن در اثر گسل خوردگی معکوس در شمال روستای آبرود (دید به سمت شرق)، (B) تصویر صحرایی از رسوبات کواترنری و تراس آبرفتی در مسیر روستای کلاته سادات.

۲-۴- بررسی عملکرد گسل‌ها و روند کلی آنها

منطقه ساختاری نوار افیولیتی سبزوار را احتمالاً می‌توان بعنوان بخشی از منطقه تصادمی در نظر گرفت که از نظر ساختمانی بسیار پیچیده و متشکل از گسل‌های فراوانی است که مؤلفه اصلی جابجایی در بیشتر آنها راندگی است و گاهی با مؤلفه‌های کوچک امتدادلغز نیز همراه هستند (حسینی‌نژاد، ۱۳۸۷). افیولیت‌های سبزوار دارای روند همگانی شرقی- غربی‌اند و از دیدگاه ساختاری از چندین ورقه روراندگی اصلی پدید آمده‌اند، که در امتداد آنها سنگ‌های افیولیتی رخنمون یافته و روی واحدهای جوانتر بصورت گسله جای می‌گیرند. شواهد صحرایی نشان می‌دهد که از دیدگاه تکتونیکی این نوار فعال بوده و از شمال به جنوب حرکت دارد. بنابراین نوار افیولیتی سبزوار یک سیستم راندگی است و بر پایه شواهد صحرایی این سیستم از نوع فلسی و از صفحات راندگی فلسی پدید آمده که در مطالعات زمین‌شناسی مورد توجه قرار گرفته است. بطور کلی عناصر ساختمانی موجود در منطقه را می‌توان به دو گروه اصلی شکستگی‌ها و گسل‌ها، و چین‌های وابسته به گسل‌ها تقسیم‌بندی نمود. گسل‌ها بعنوان فراوان‌ترین عناصر ساختمانی در منطقه سبزوار هستند که در این میان بیشتر از نوع فشارشی یا راندگی و به میزان

کمتری از نوع امتداد لغز می‌باشند (حسینی‌نژاد، ۱۳۸۷). روند این گسل‌ها بیشتر شرقی- غربی با شیب کاملاً متغیر و حالت برگشته است. با توجه به بررسی‌های صحرایی جوان‌ترین گسل‌های راندگی متعلق به کواترنر است؛ چنانکه سنگ‌های افیولیتی بر روی نهشته‌های آبرفتی این زمان رانده شده‌اند (جمشیدی، ۱۳۹۴). بطور کلی زون سبزوار از شمال به ارتفاعات البرز و بینالود، و از جنوب به گسل درونه محدود می‌شود (Alavi Tehrani et al., 1977)، از اینرو از گسل‌های مهم و تأثیرگذار در شکل ساختاری و مورفولوژی نوار پساافیولیتی سبزوار می‌توان به گسل‌های زیر اشاره کرد (حسینی‌نژاد، ۱۳۸۷).

۲-۴-۱- گسل درونه (گسل بزرگ کویر)

گسل درونه یا گسل کویر بزرگ (Stocklin, 1968)، حدود ۷۰۰ Km طول دارد که از نایین، در یک راستای شمال شرق- جنوب غرب تا ناحیه درونه در جنوب غربی کاشمر ادامه دارد. پس از گسل زاگرس، گسل درونه یکی از مهم‌ترین و ممتدترین ساختارهای خطی ایران است (درویش زاده، ۱۳۷۰). در شمال این گسل افیولیت ملانژها، آذرآواری‌های ناحیه سبزوار و تربت حیدریه و در جنوب سنگ‌های نئوژن و رسوبات پالئوزوئیک-مزوزوئیک دیده می‌شود. به نظر می‌رسد گسل درونه ادامه گسل شرقی- غربی هرات افغانستان باشد (حسینی‌نژاد، ۱۳۸۷). از آنجا که جابجایی دو گسل درونه و هرات در حدود ۱۰۰ Km است، بنظر می‌رسد حرکت چپ‌گرد گسل هریرود باعث جدایی و جابه‌جایی این دو گسل شده است. به نظر نبوی (۱۳۵۵)، تمایل این گسل به سمت جنوب به دلیل عملکرد گسل هریرود است. بدون شک یکی از آخرین حرکت‌های این گسل از نوع راستگرد است (حسینی‌نژاد، ۱۳۸۷). برخی از زمین‌شناسان، گسل نایین- بافت را دنباله گسل درونه می‌دانند. صفحه و زون برشی این گسل در شمال روستای درونه (غرب کاشمر) به خوبی دیده می‌شود. این گسل مرز ایالات ساختاری کویر لوت- سبزوار و مثلث ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد. گسل کمانی درونه در بخش شرقی روند شمال غرب- جنوب شرق

با سازوکار برشی فشاری راستگرد و بخش غربی آن شمال غرب-جنوب شرق با سازوکار برشی فشاری چپگرد عمل می کند. در یک منطقه مثلث شکل در شمال گسل (بعبارت دیگر شاخه‌ی فرعی گسل درونه بنام گسل ریوآش) موجب راندگی یک بخش مثلثی شکل بر روی ناحیه سبزوار شده که اصطلاحاً مثلث تکنار نامیده می شود. بر اساس مطالعات ژئوفیزیک پی سنگ ایران توسط این گسل قطع شده و از پرکامبرین تا عهد حاضر فعال بوده است (درویش زاده، ۱۳۷۰). در بخش‌های مرکزی استان خراسان و در شمال گسل، نوار باریک اما گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی به سن ترشیری، با روند تقریباً شرقی- غربی و تحدب به سمت شمال رخنمون دارد. بخش عمده‌ای از این واحدهای سنگی را توف، سنگ‌های پیروکلاستیکی، آندزیت، تراکیت و ایگنمبریت تشکیل می دهد، که توسط سنگ‌های گرانیتوئیدی، به ویژه در منطقه شمال کاشمر، قطع شده‌اند (حسینی نژاد، ۱۳۸۷). این وضعیت در سرتاسر شمال گسل درونه، بجز ناحیه پنجره فرسایشی تکنار (حد بین گسل درونه و گسل تکنار) قابل مشاهده است. در جنوب گسل تکنار، رخنمونی از سنگ‌های رسوبی پرکامبرین و پالئوزوئیک دیده می شود. به دلیل عملکرد محلول‌های ماگمایی و هیدروترمالی، این ناحیه از نظر کانی‌شناسی فلزی و کانی‌های غیرفلزی حاصل از دگرسانی سنگ‌های منطقه، دارای اهمیت فوق‌العاده است (درویش زاده، ۱۳۷۰).

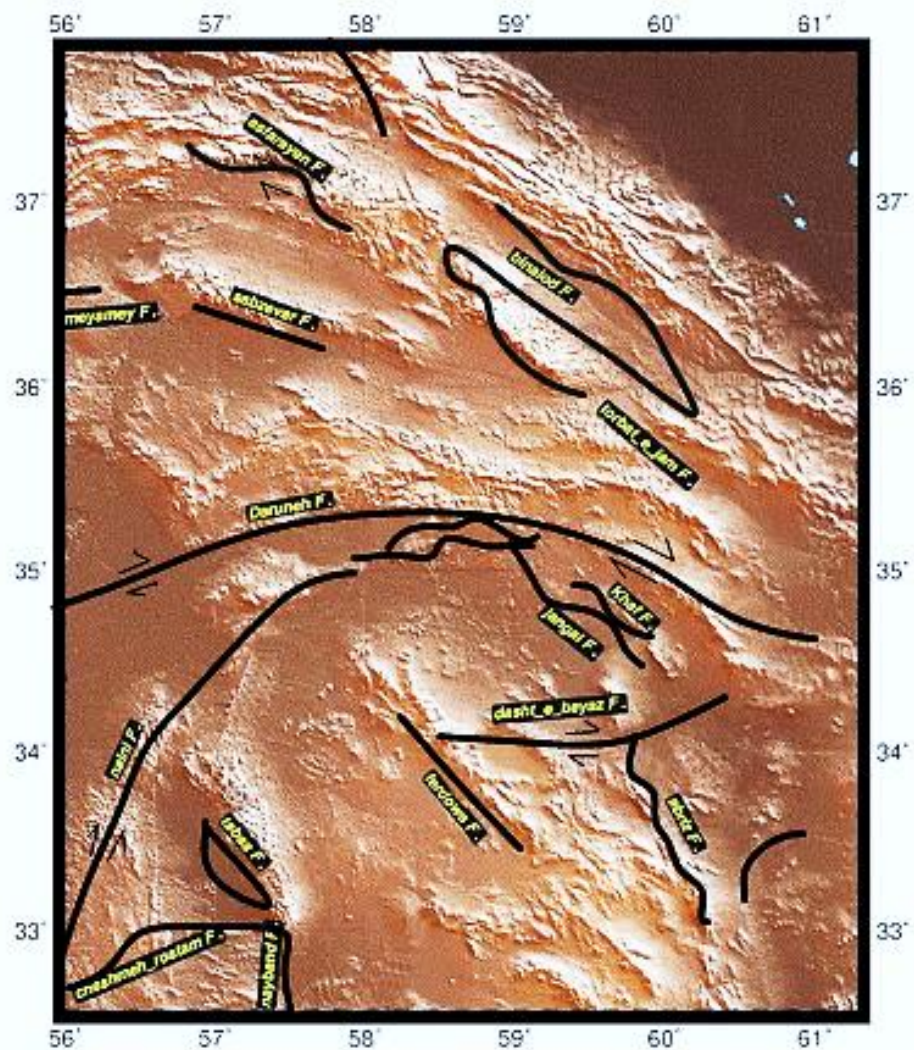
۲-۴-۲- گسل بینالود

گسل بینالود با راستای شمال غرب- جنوب شرق و درازای نزدیک به ۹۲ Km در پای دامنه جنوب غربی رشته کوه بینالود قرار دارد و از ۱۵ Km شرق شهر نیشابور می گذرد (حسینی نژاد، ۱۳۸۷). اختلاف بلندی ناگهانی و شدید میان دشت و کوه‌های شمال نیشابور، در راستای گسل فعال بینالود است. سازوکار این گسل، راندگی با شیب به سمت شمال شرق است (درویش زاده، ۱۳۷۰). منطقه سبزوار

شامل مجموعه‌ای از راندگی و گسل‌های معکوس و راست‌لغز می‌باشد. گسل‌های راندگی با روند شمال-غربی-جنوب‌شرقی از مهمترین عناصر ساختاری منطقه سبزوار بشمار می‌رود که بیانگر دو جهت اصلی فشارش از سمت شمال و شمال‌غربی می‌باشد. بطور کلی اکثر گسل‌های منطقه سبزوار کم و بیش به موازات گسل درونه واقع در ۴۰ Km جنوبی منطقه می‌باشند. از گسل‌های مهم منطقه می‌توان به گسل‌های راندگی آبرود، بیزه، و دهنو اشاره کرد که هر کدام به ترتیب سبب رانده شدن برونزدهای هارزبورژیت، کنگلومرای پلیوسن، مارن و توف‌های ائوسن میانی بر روی کنگلومرای پلیوکواترنر شده‌اند (حسینی، ۱۳۹۵). علاوه بر این، گسل‌های راندگی که نوار پساافیولیتی سبزوار را تحت تأثیر قرار می‌دهند عبارتند از: گسل‌های راندگی اسفراین، میامی، تربت‌جام، خاف، نائین، فردوس، نایبند و طبس (شکل ۲-۱۲) می‌باشند. نیروهای عمل‌کننده در گسل‌های رانده یا معکوس در برخی نقاط سبب چین‌خوردگی، افزایش شیب لایه و یا در برخی موارد برگشتگی طبقات شده است. چندین گسل امتدادلغز با جهت‌گیری عمود یا تقریباً عمود بر گسل‌های راندگی در منطقه وجود دارد.

از دیگر انواع گسل‌های راندگی اصلی که در منطقه ساختاری افیولیتی سبزوار گسترش دارند عبارتند از: گسل فرومد، با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق امتداد یافته و مرز میان انباشته‌های کنگلومرای و آبرفت-های جوان را در شمال روستای فرومد را پدید می‌آورند (حسینی، ۱۳۹۵). گسل قلیچ، از گسل‌های اصلی منطقه، در شمال شرقی روستای فرومد، در جنوب منطقه مورد بررسی گسترش دارد و مرز میان سنگ‌های افیولیتی و ائوسن را با نهشته‌های کواترنری معین می‌سازد (حسینی، ۱۳۹۵). گسل سیربابا، در شمال کوه گر (علی‌آباد) و گسل قلیچ قرار دارد و مرز بین سنگ‌های گابرویی در شمال و سنگ‌های سرپانتینی و هارزبورژیتی در جنوب را مشخص می‌کند (حسینی، ۱۳۹۵). گسل سفید داغ، در شمال-شرق فرومد و جنوب منیدر جای دارد که مرز میان دیابازها، سرپانتینیت، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و رسوبات نئوژن در شمال و مجموعه سنگ‌های مخلوط تکتونیکی و افیولیتی در جنوب را مشخص

می‌سازد. گسل منیدر، مرز میان واحدهای آتشفشانی-رسوبی کرتاسه افیولیتی در شمال و واحدهای مخلوط تکتونیکی، سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن و نهشته‌های نئوژن در جنوب را تشکیل می‌دهد. گسل دستوران از اهمیت بسزایی برخوردار است چرا که این گسل مجموعه افیولیتی را به سوی شمال محدود می‌کند، چنانکه در شمال این گسل رخنمونی از سنگ‌های افیولیتی وجود ندارد (حسینی، ۱۳۹۵). علاوه بر این، میرحاج-جغتای و چشمه‌سرخه از دیگر گسل‌های این منطقه بشمار می‌آیند. ساختارهای چین خورده در منطقه مورد مطالعه از گسترش بسیار محدودی برخوردار است، اما انواع مشاهده شده بیانگر نکات پر اهمیتی در منطقه هستند. نخست دگرشکلی چیره در منطقه مورد مطالعه، بیشتر از نوع شکننده است و دوم چین‌های دیده شده به گسلش راندگی و گاهی امتدادلغز وابسته‌اند (بهرودی و عمرانی، ۱۳۸۰).



شکل ۲-۱۲- نمایی از برخی گسل‌های احاطه کننده نوار پساایولییتی سبزوار.

۲-۵- زمین‌شناسی اقتصادی

یکی از مسائل مهمی که در مورد زمین‌شناسی اقتصادی منطقه سبزوار می‌توان مورد توجه قرار داد، رابطه تنگاتنگی است که بین گسل‌های موجود در منطقه و ولکانیسم کرتاسه و ائوسن وجود دارد. پتانسیل معدنی-اقتصادی منطقه سبزوار در طول نوار پساایولییتی سبزوار بیشتر در بخش‌های شمالی متمرکز است. طبق مطالعات ژئوشیمیایی که در سال (۱۹۹۵)، توسط شرکت چینی جیانگسی (Jiangxi)، طرف قرارداد سازمان زمین‌شناسی کشور در ورقه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ محدوده سمنان- تربت

حیدریه به عمل آمده است، آنومالی‌های متعددی از عناصر فلزی از جمله مس، روی، طلا، نقره، سرب، آنتیموان و غیره شناسایی شده است که این محصولات غالباً در اثر دگرسانی گرمایی تشکیل می‌شوند.

۲-۵-۱- مس

همانطور که در شکل (۲-۱۴) ملاحظه می‌شود، حجم تقریباً عمده ماده معدنی در منطقه سبزوار مس می‌باشد که در واحدهای سنگی مختلف با سن متفاوت تشکیل شده‌اند (Karimpour et al., 2005؛ ملک‌زاده و همکاران، ۱۳۸۳؛ مغفوری، ۱۳۹۱). این مس‌ها عمدتاً در واحد تراکی‌آندزیت/بازالت و سایر گدازه‌های ائوسن و کرتاسه پسین دیده می‌شوند (شکل ۲-۱۵-B). در توالی آتشفشانی-رسوبی به علت وجود شرایط مناسب اعم از سنگ میزبان، محیط تکتونیکی، ولکانیسم زیردریایی و غیره، پتانسیل خوبی برای تشکیل مس بصورت همزمان با سنگ‌های آتشفشانی فراهم شده است (مغفوری، ۱۳۹۱؛ بدخشان ممتاز و بنی‌آدم، ۱۳۷۷). بعلاوه در گدازه‌های بازالتی شمال سبزوار اندیس‌های مس گزارش شده است که در ارتباط با کمپلکس افیولیتی (تیپ قبرسی) منطقه سبزوار می‌باشد. بعنوان مثال می‌توان اندیس-های مس گودایشاق، سوزنده و اولنگ‌سر را نام برد (شکل ۲-۱۴) (روزبه‌کارگر و همکاران، ۱۳۷۷؛ عشق-آبادی، ۱۳۷۷). کانسار مس هلاک‌آباد یکی دیگر از کانی‌زایی‌های مس در جنوب سبزوار است که در داخل آندزیت‌های پورفیری تشکیل شده است. پناهی‌شهری و همکاران (۱۳۸۹)، آن را کانسار مس-طلای پورفیری معرفی کرده‌اند. همچنین می‌توان به کانسار مس دهن‌قلعه (روحبخش و همکاران، ۱۳۸۹)، کانسار سولفید توده‌ای مس نوده (مغفوری، ۱۳۹۱)، کانسار مس رسوبی منطقه ششتمد (سپهری‌راد، ۱۳۸۸) و کانسار مس عباس‌آباد (علی‌نیا و همکاران، ۱۳۸۳) اشاره کرد.

۲-۵-۲- نقره

ذخایر نقره عمدتاً در کانسارهای سرب و وری و مس گرمایی بصورت رگه و رگچه‌ای یا لایه‌ای بوجود می‌آیند. اینگونه ذخایر در منطقه سبزوار بطور اصلی در سنگ‌های تراکی‌آندزیت و آندزیت‌بازالت‌های

توالی آتشفشانی-رسوبی، و بطور فرعی در سیلتستون توفی بصورت زیر دریایی و آتشفشانی-بروندمی تشکیل شده‌اند. کانه‌زایی مس-نقره سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین در زیر پهنه سبزوار مثالی از این نوع می‌باشد (طاشی، ۱۳۹۴).

۲-۵-۳- منگنز

کانه‌زایی منگنز در جنوب غرب سبزوار (شکل ۲-۱۴) از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردار است (شکل ۱۵-۲-A)، (مغفوری، ۱۳۹۱) که در سه واحد چینه‌ای متفاوت تشکیل شده است که عبارتند از: کانسارهایی که در ارتباط با فعالیت آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین (کانسار منگنز بنسبرد، نوده و گفت)، کانسارهایی که در ارتباط با بخش کربناته کرتاسه پسین و پیروکلاستیک‌های همراه آنها (کانسار چشمه سفید) می‌باشند و کانسارهایی که در داخل کمپلکس‌های افیولیتی شمال سبزوار گزارش شده‌اند (مغفوری، ۱۳۹۱)، مانند کانسار منگنز گودایثاق (روزبه کارگر و همکاران، ۱۳۷۷؛ عشق‌آبادی، ۱۳۷۷). همچنین می‌توان به کانسارهای منگنز زاگری و نوده (تقی‌زاده، ۱۳۹۳؛ نصرالهی، ۱۳۹۲) در منطقه اشاره کرد. کانه‌زایی منگنز (نوع پیرولولوزیت) در مرز سنگ‌های اسپیلیت بازالت و آهک‌های پلاژیک به دلیل تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی محیط از جمله pH و Eh صورت گرفته و بیشتر از نوع آتشفشانی-رسوبی و در سنگ‌های کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزوار مشاهده می‌شود (تقی‌زاده، ۱۳۹۳).

۲-۵-۴- طلا

سنگ‌های آذرین دگرسان نشده دارای محدوده مشخصی از نظر میزان طلا هستند. طیف وسیعی از کانه‌زایی طلا در مناطقی دارای نفوذی‌های کم عمق دیده می‌شوند. اکثر کانسارهای طلا با حالت تدریجی-انتقالی مرتبط با محیط‌های نفوذی در حاشیه صفحات همگرای فانروزوئیک و در مناطق فروروانشی تشکیل شده‌اند. کانه‌زایی در این گونه محیط‌ها مربوط به مراحل پایانی فروروانش و تغییر رژیم فشارشی تکتونیکی همزمان در سنوزوئیک میانی-پسین همراه با ماگماتیسم نوع سیلیسی، (Sillitoe, ۱۹۹۸).

1989) می‌باشند. Gafried و همکاران (۱۹۷۲)، متذکر شدند که میزان تغییر طلا برای سنگ‌های آذرین بین ۵-۵/۰ ppb است. اطلاعات مربوط به فراوانی طلا در سنگ‌های آذرین در (جدول ۲-۲ و شکل ۲-۱۳) خلاصه شده است. یک روند کلی ضعیف در کاهش طلا در سنگ‌های مافیک به سمت سنگ‌های فلسیک‌تر وجود دارد (شاکری، ۱۳۷۹). این روند معرف میزان بالای طلا در تبلور آغازین سیلیکات‌های مافیک و اکسیدهای Ti-Fe در مقایسه با تبلور فازهای تأخیری کوارتز-فلدسپات می‌باشد (شکل ۲-۱۳). بطور کلی با توجه به نفوذ توده‌های آداکیتی به داخل پهنه‌های افیولیتی که بطور عمده از سنگ‌های مافیک و الترامافیک تشکیل شده‌اند، پتانسیل کانه‌زایی طلا در منطقه سبزوار می‌تواند بالا باشد. بعنوان مثال، رخداد کانی‌سازی جلمباران در قسمت‌های شمال غرب سبزوار غنی از کانی‌زایی طلای پورفیری می‌باشد (ملک‌زاده و همکاران، ۱۳۹۶). وجود تعداد زیادی شاخص آهن و مس همراه با کانسارهای شناخته شده‌ای مانند مس-طلا-اورانیوم-عناصر نادر سبک نوع مس-طلا همراه با اکسید آهن (IOCG) معدن فیروزه نیشابور (Karimpour et al., 2012)، مگنتیت-مس شترسنگ (Gholami, 2009)، و مگنتیت-آپاتیت نوع کایروناي خانلق (Zarei, 2016)، نشان دهنده پتانسیل کانه‌زایی طلا در قسمت‌های شمالی نوار پساافیولیتی سبزوار است.

۲-۵-۵- کرومیت

عمده‌ترین نوع کانی‌سازی در سبزوار مربوط به عنصر کروم است که همراه با افیولیت‌ها به شکل کانسارهای انبانی و عدسی‌های کوچک و بزرگ در بالاترین بخش گوشته فوقانی از مجموعه افیولیتی سبزوار رخنمون یافته‌اند (فرهادی، ۱۳۹۶؛ کاشفی، ۱۳۹۴). این نوار به واسطه حضور گسترده سنگ‌های هارزبورژیتی-دونیتی که بعنوان بستر مهم و اصلی کانسارهای کرومیت بشمار می‌آیند، همواره مورد توجه قرار گرفته‌اند (کاشفی، ۱۳۹۴) (شکل ۲-۱۴ و D-۱۵-۲). ذخایر کرومیت سبزوار از تیپ آلپی است و بصورت لایه‌های ناپیوسته عدسی و مدادی بوده و دارای بافت توده‌ای پوست‌پلنگی، گرهکی،

نواری، افشان و ساخت کاتاکلاستیک می‌باشند (فرهادی، ۱۳۹۶). پرعیار شدن کانسارهای کرومیتی بخش‌های شمالی سبزوار تحت تأثیر فرآیند سرپانتینیته شدن و همچنین حضور فراوان رگه و رگچه‌های کربناته نظیر منیزیت و کلسیت در سنگ‌های درونگیر آنها است (فرهادی، ۱۳۹۶). اغلب کرومیت‌های سبزوار از نوع متالوژیک می‌باشند و در نمونه‌های مطالعه شده، حاوی ۱۴۰۶ تا ۱۶۰۰ (ppm) نیکل، ۹ تا ۱۴۰ (ppb) طلا و ۱۹ تا ۱۲۴ (ppb) پلاتین هستند (فرهادی، ۱۳۹۶).

۲-۵-۶- آهن

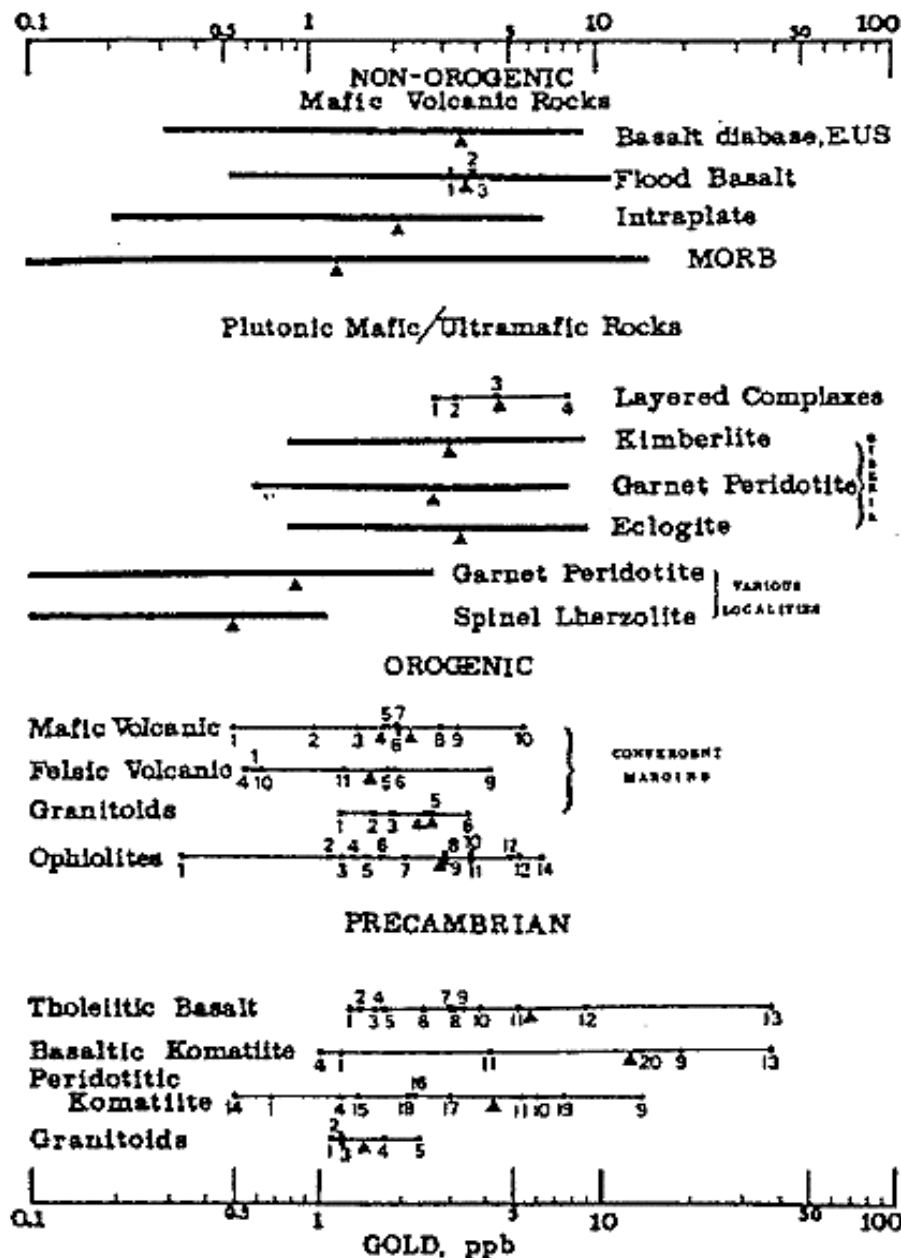
آهن از جمله فلزاتی است که در تمام دوره‌های زمین‌شناسی یافت می‌شود و شکل‌گیری آن به دوره خاصی محدود نیست. آهن موجود در این مناطق که بصورت رگچه‌ای درون درزه‌ها و شکاف‌ها قرار گرفته، گمان می‌رود منشاء هیدروترمالی داشته باشد (عرب‌زاده، ۱۳۹۶). کانی‌های اکسیدی متعددی در سنگ‌های آذرین حضور دارند که برخی از آنها شاخص کلیدی مهمی برای فرآیندهای پتروژنتیکی هستند. از گروه اکسیدهای آهن- تیتان، می‌توان مگنتیت و محلول‌های جامد بین ایلمنیت و هماتیت را نام برد. ترکیبات خالص مگنتیت، ایلمنیت و هماتیت در سنگ‌های آذرین و دگرگونی نمایانگر اهمیت میزان اکسیژن ماگما بعنوان کلید اصلی در درک فرآیندهای ماگمایی است (عرب‌زاده، ۱۳۹۶). آهن در سطوح فوقانی پوسته زمین بصورت Fe^{3+} با اکسیژن ترکیب شده و در تشکیل کانی‌ها مشارکت می‌کند. در اعماق این عنصر عموماً بصورت Fe^{2+} در ترکیب کانی‌های سیلیکانه شرکت می‌کند. این عنصر جزء عناصر سیدروفیل بوده و بعضی خواص کالکوفیل و لیتوفیل نیز از خود نشان می‌دهد (عرب‌زاده، ۱۳۹۶). از جمله کانه‌زایی آهن در منطقه سبزوار می‌توان به اسکارن آهن ابوذر واقع در شمال شرق سبزوار اشاره کرد (پناهی‌شهری، ۱۳۸۷). البته کانسار سولفید توده‌ای کبودان (مهرابی، ۱۳۹۰) نیز غنی از آهن می‌باشد.

۲-۵-۷- سنگ ساختمانی

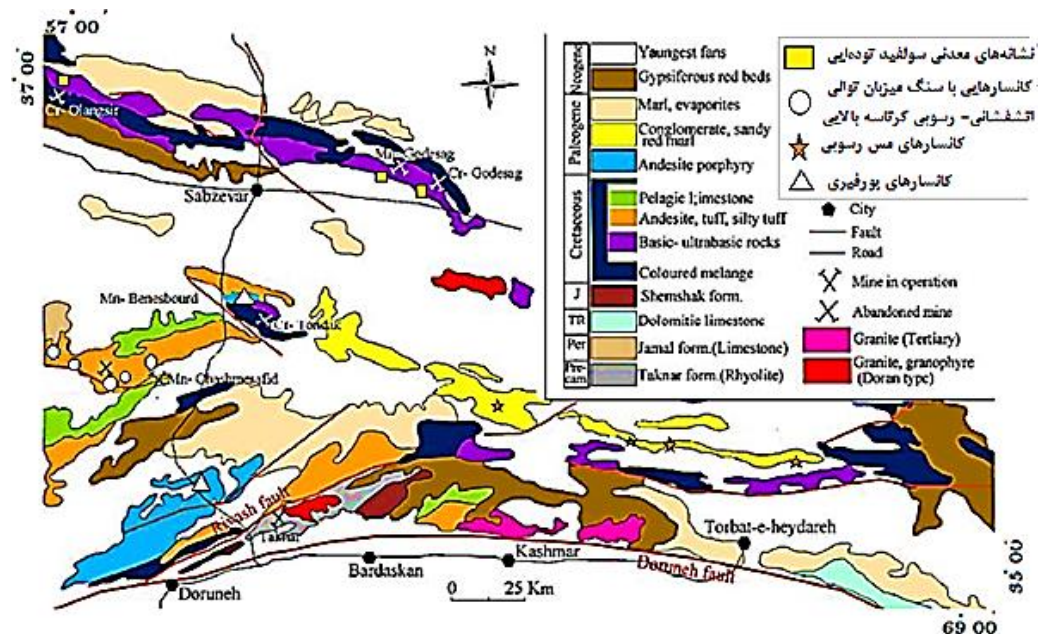
سنگ‌های آهکی و مرمییتی کرتاسه پسین و پالئوسن به رنگ‌های شیری و خاکستری معمولاً برای سنگ ساختمانی مناسب می‌باشند. از جمله معادن فعال سنگ ساختمانی در این بخش می‌توان به معادن گرانیت دنیا و مهر اشاره کرد که از ریولیت‌های سفید رنگ پسافیولیتی آداکیتی جهت سنگ ساختمانی و نما استخراج می‌شوند (شکل ۲-۱۵-C). این سنگ‌ها جهت سنگ‌لاشه در جاده‌سازی و پل‌سازی مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرند و معمولاً سفید رنگ با ترکیب ریولیتی‌اند که در اصطلاح معدنکاری و بازار سنگ به گرانیت معروف‌اند.

جدول ۲-۲- میانگین طلا در گروه‌های مختلف سنگ‌های آذرین بر حسب ppb (Foster, 1993).

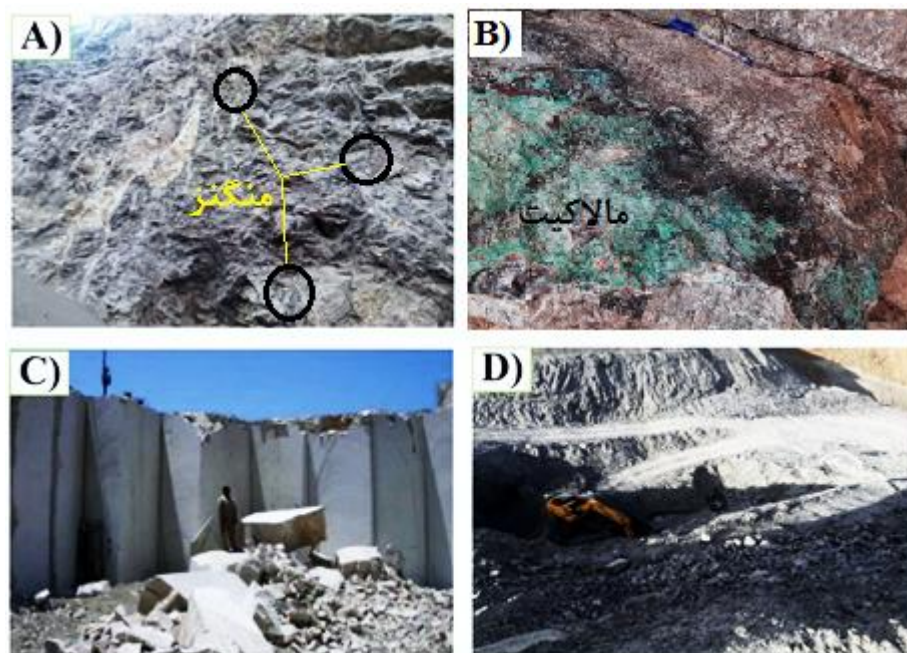
Rocks from non- orogenic environments	Au (ppb)
MORB	1.2
Intraplate basalt	2.0
Flood basalt	3.5
Initial magma., layered	4.6
Gabbroic complex	-
Kimberlites and mantle xenoliths	-
Kimberlites	3.1
Garnet peridotite	2.7
Garnet peridotite ²	0.85
Eclogite	3.4
Spinel Iherzolites	0.5
Alkaline plutons	2.8
Rocks from orogenic environment	-
Ophiolite harzburgite	2.8
Mafic volcanics, convergent margins	2.2
Felsic volcanics, convergent margins	1.55
Granitic plutons	2.6
Igneous rocks of Precambrian greenston belts	-
Perioditic komatiite	4.2
Komatiite basalt	12.4
Tholeiitic basalt	5.7
Granitic plutons	1.5



شکل ۲-۱۳- محدوده تغییرات میانگین طلا (PPb) در سنگ‌های آذرین (Foster, 1993).



شکل ۲-۱۴- نقشه زمین‌شناسی از پتانسیل اقتصادی و توزیع پراکندگی مواد معدنی مس، منگنز و کرومیت در مقیاس ناحیه‌ای، در نوار پساافیولیتی سبزوار (نقشه تلفیقی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر، سبزوار و تربت حیدریه (مغفوری، ۱۳۹۱).



شکل ۲-۱۵- تصاویری از پتانسیل اقتصادی و فعالیت‌های معدنی در نوار پساافیولیتی سبزوار، (A) تصویری از کوژ گسلی دارای منگنز در مسیر روستای فرومد- منیدر، (B) نمایی از کانه‌زایی مس بصورت مالاکیت، (C) تصویری از معدن گرانیت مهر که ریولیت سفید رنگ پساافیولیتی را به منظور سنگ ساختمانی و نما استخراج می‌کند، (D) تصویری از معدن روباز کرومیت در روستای فرومد.

فصل سوم

سنگ نگاری

۳-۱- پیشگفتار

با توجه به اهمیت توده‌های نفوذی منطقه سبزوار در امر کانی‌سازی‌های فلزی و غیرفلزی، به منظور شناخت واحدهای سنگی و تشخیص منشاء و نحوه تحول ماگما، پتروگرافی سنگ‌های آذرین جهت بررسی ساخت، بافت و ترکیب کانیایی سنگ‌ها، امری ضروری است. در نتیجه بایستی سنگ‌های اولیه‌ای که تحت تأثیر محلول‌های گرمایی دگرسان شده و ضمن کانی‌سازی تغییر یافته‌اند، مشخص گردد. از سویی مطالعات بافتی بهترین راهنما برای نامگذاری و پی‌بردن به نحوه تشکیل یک سنگ است. مطالعات سنگ‌شناسی منطقه براساس مشاهدات صحرایی، پتروگرافی آزمایشگاهی به منظور نامگذاری سنگ‌ها انجام شده است. مطالعات میکروسکوپی با تهیه ۱۲ عدد مقاطع نازک از نمونه‌های سنگی منطقه انجام گردید. نامگذاری سنگ‌ها بر اساس رده‌بندی IUGS (Streckeisen, 1976) صورت گرفته است. این نامگذاری با نگاه ویژه به نوع کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ شامل نوع فنوکریست و زمینه، درصد فنوکریست و اندازه آن، در صورت پورفیری بودن بافت سنگ، بررسی بافت‌های اولیه و ثانویه در سنگ، نوع دگرسانی و نوع کانی‌های حاصل از دگرگونی انجام شده است. سنگ‌های آذرین مهم‌ترین و گسترده‌ترین واحدهای سنگی منطقه می‌باشند. بافت اصلی مشاهده شده در اکثر واحدهای سنگی عمدتاً از نوع پورفیری است. مطالعات سنگ‌شناسی بر روی مقاطع تهیه شده از منطقه سبزوار، بیانگر دو طیف ترکیبی حدواسط و اسیدی است که با پیمایش‌های میدانی مطابقت دارد. طیف ترکیبی سنگ‌های حدواسط-اسیدی نوار پساافئولیتی سبزوار که بصورت گنبد، دایک و استوک رخنمون دارند، شامل ترکیبات آندزیت/تراکی آندزیت، دیوریت، داسیت/تراکی داسیت و ریولیت است. با توجه به مطالعات سنگ‌شناسی در این بخش سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه سبزوار به سه گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از: ترکیبات آندزیتی/تراکی آندزیتی - ترکیبات تراکی داسیتی/داسیتی-ریولیتی و ترکیبات دیوریتی.

جدول ۳-۱- علایم اختصاری بکاربرده شده در تصاویر میکروسکوپی (Whitney and Evans, 2010).

نماد	نام کانی	نماد	نام کانی
Qtz	کوارتز	Cpx	کلینوپروکسن
Cal	کلسیت	Opx	اورتوپروکسن
Ms	مسکوویت	Amp	آمفیبول
Mag	منیتیت	Pl	پلاژیوکلاز
Cal	کلسیت	Bt	بیوتیت
Chl	کلریت	Sa	سانیدین
Px	پیروکسن	Se	سریسیت
Ol	الیوین	Hbl	هورنبلند
Fsp	فلدسپار	Zeo	زئولیت
Serp	سرپانتین	Spl	اسپینل
Or	اورتوکلاز	Rt	روتیل
Orp	اورپیمنت	Rlg	رآلگار
Co	کربنات	Py	پیریت

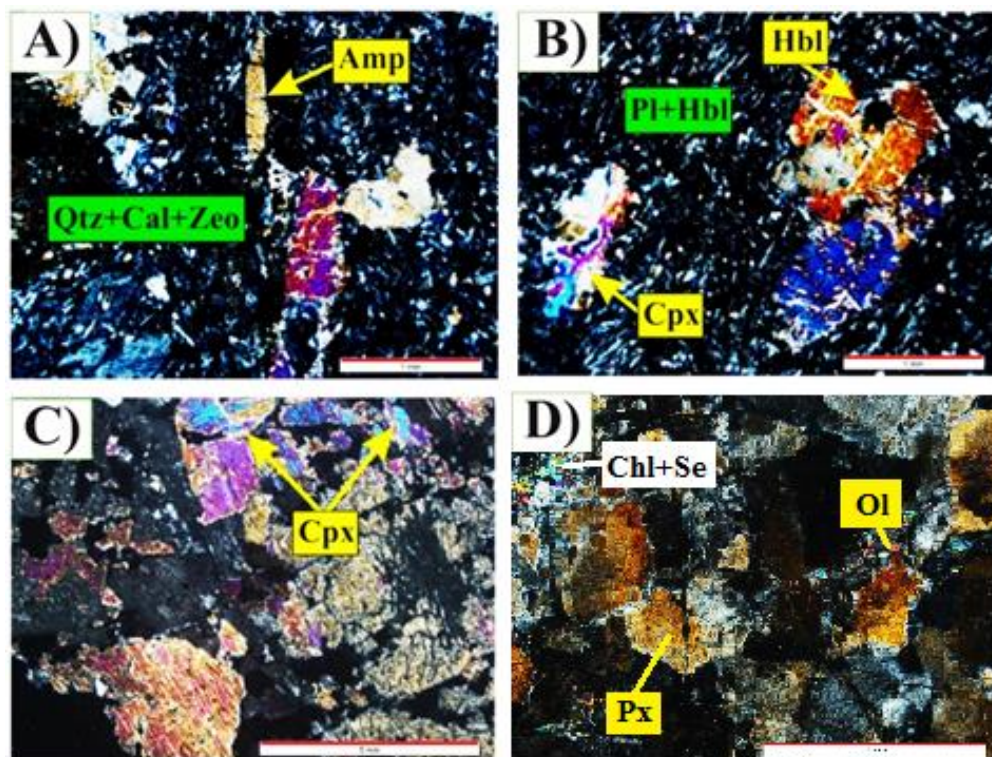
۳-۲- آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها

در شمال سبزوار سنگ‌هایی با ترکیب آندزیت/ تراکی آندزیت به رنگ سبز تا خاکستری رخنمون دارند که غالباً بصورت دایک و گنبد درون مجموعه افیولیتی وجود دارند. بافت‌های غالب این سنگ‌ها عمدتاً پورفیری و جریان‌ی می‌باشند. بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز فراوانترین درشت بلور موجود در خمیره این سنگ‌ها می‌باشند و بصورت میکروولیت نیز در زمینه سنگ حضور دارند (جمشیدی، ۱۳۹۴). پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی سنتتیک و گاهی کارلسباد و همچنین دارای منطقه‌بندی ترکیبی می‌باشند. فنوکریست‌ها غالباً از نوع پلاژیوکلاز، پیروکسن و گاهی آمفیبول هستند که معمولاً درصد پلاژیوکلازها بیشتر است. در برخی موارد، پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند که این فرآیند در درشت بلورها بهتر نمایان است (شکل ۳-۱). منطقه‌بندی ترکیبی یک عارضه معمول در بسیاری از پلاژیوکلازهای آذرین محسوب می‌شود که در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در

ترکیبات تراکی آندزیتی متداول تر است (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶) (شکل ۳-۱). پدیده منطقه-بندی در پلاژیوکلازها عبارتند از تغییرات درصد آنورتیت ($An\%$) یک بلور واحد از مراکز به سمت حاشیه آن و بصورت کم و بیش منظم. این الگوی ترکیبی بوسیله تغییرات درصد آنورتیت ($1-40\text{ Mol}\%$) از مراکز به سمت حاشیه بلور در مقیاس چند ده میکرون مشخص می شود (L' Heureux, 1997). منطقه-بندی در پلاژیوکلازها عموماً بعنوان اثرات کینتیکی در لایه مرزی سطح مشترک بلور مذاب در نظر گرفته می شود (Allegre et al., 1981; Bottinga et al., 1966؛ جمشیدی، ۱۳۹۴). همچنین این رخداد را می توان به تغییرات بزرگ مقیاس در پارامترهای دما، فشار، میزان H_2O و ترکیب مذاب نسبت داد (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ گردیده، ۱۳۹۷) که احتمالاً با ورود مذاب جدید به آشیانه ماگمایی همراه است (Foley et al., 2013). در حقیقت عامل اصلی منطقه بندی ترکیبی را می توان به نبود تعادل کامل در خلال تبلور نسبت داد (Shelley, 1993). تراکی آندزیت ها حاوی فنوکریست های آمفیبول و پلاژیوکلاز بعنوان کانی های اصلی هستند، که آمفیبول بصورت ریز بلور در مقادیر متغیر به همراه میکروولیت های پلاژیوکلاز و کانی های اپک در زمینه سنگ های آندزیتی وجود دارند (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶). دلیل وجود فنوکریست های آمفیبول موجود در ترکیبات تراکی آندزیتی و تراکی داسیتی را می توان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب در حین تشکیل کانی و از دست رفتن آب در خلال فوران ماگما نسبت داد (Best, 2003). به اعتقاد Deer و همکاران (۱۹۹۱)، زمانی که گدازه داغ (دمای تا حدود ۸۰۰ درجه سانتی گراد)، فوران می کند هورنبلند در تماس با هوا به هورنبلند بازالتی تبدیل می شود. طی این فرآیند هیدروژن از یون های هیدروکسیل جدا شده و یون های اکسیژن آزاد می شوند. آزاد شدن یون های اکسیژن سبب تبدیل Fe^{2+} به Fe^{3+} می شود و در نتیجه Fe_3O_4 (منیتیت) در حواشی هورنبلند تشکیل می شود (گردیده، ۱۳۹۷). این منیتیت تولید شده ریز دانه بوده و بصورت حاشیه ای اطراف بلورهای آمفیبول و همچنین بیوتیت را فرا می گیرد و حالتی شبیه به سوختگی های تیره رنگ در اطراف این

کانی‌ها ایجاد می‌کنند. حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه سنگ، بافت پورفیری به سنگ می‌دهد (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶؛ گردیده، ۱۳۹۷). Winter (2001)، دلیل ایجاد بافت پورفیری را سرد شدن در دو مرحله در اتاقک ماگمایی می‌داند. در مرحله اول سرد شدن آهسته باعث تشکیل فنوکریست‌های درشت و در مرحله دوم سرد شدن سریع باعث تشکیل بلورهای دانه ریز می‌گردد (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶). با این حال هنوز بطور دقیق مشخص نشده است که بافت پورفیری در سنگ‌های نیمه نفوذی در دو اتاقک ماگمایی با عمق مختلف، یا در یک اتاقک منفرد شکل می‌گیرد (Rock, 1991; Best and Christiansen, 2001; Vernon, 1992, 2008). بلورهای پیروکسن بصورت غیر خودشکل تا کاملاً شکل‌دار وجود دارند که بر خلاف سایر کانی‌ها پیروکسن‌ها کمتر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند و اغلب سالم‌ترند (شکل ۳-۱). درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هورنبلند موجود در سنگ‌های آندزینی که بعنوان فراوانترین کانی فرومنیزین این دسته از سنگ‌ها بشمار می‌روند، بصورت ریز بلور در زمینه سنگ یافت می‌شوند (جمشیدی، ۱۳۹۴). علاوه بر فنوکریست‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز که بعنوان سازندگان اصلی سنگ هستند (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶؛ گردیده، ۱۳۹۷)، ترکیبات تراکی‌آندزیتی حاوی بیوتیت‌های خودشکل یا نیمه‌شکل به رنگ قهوه‌ای روشن تا تیره و رخ یک جهتی می‌باشند (جمشیدی، ۱۳۹۴). کلریت بعنوان یک کانی ثانویه با بافت اسفرولیتی در حفرات این سنگ‌ها قابل رویت است (شکل ۳-۱). این کانی در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار نظیر آمفیبول و بیوتیت ایجاد شده‌اند که نشان‌دهنده حضور فاز سیال در طی دگرسانی و خروج Na و Ca از هورنبلند است (جمشیدی، ۱۳۹۴). طی دگرسانی مقدار قابل توجهی Mg , Ca , S , CO_2 ، Fe , H_2O و H^+ به سیستم افزوده شده و مقداری SiO_2 خارج می‌گردد. با افزایش نسبت اکتیویتی Mg^{2+} به H^+ ، کانی کلریت تشکیل خواهد شد (Winkler, 1979; Ahn and Cho, 1998). بعلاوه تشکیل کلریت می‌تواند در ارتباط با تعادل ولکانیک‌ها با آب دریا در حوضه اولیه هم باشد (Mcphie et al., 1993).

واحد تراکی‌آندزیتی یک واحد آمیگدالوئیدال دار است، بدین جهت حفره‌هایی در این سنگ‌ها دیده می‌شود که این حفرات توسط کلریت، کلسیت، زئولیت و کوارتز پر شده‌اند و بافت بادامکی را ایجاد کرده‌اند (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶) (شکل ۳-۱). Winter (2001)، معتقد است که دیاژنز و متاسوماتیسم آب دریا باعث پر شدن این حفرات با کانی‌های نامبرده شده که بصورت غیر یکنواخت در زمینه سنگ توزیع شده‌اند. این حفره‌ها نشان از خروج گازها در حین فوران این واحد آتشفشانی از متن سنگ اولیه می‌باشد که آثار آن بصورت حفره دیده می‌شود.

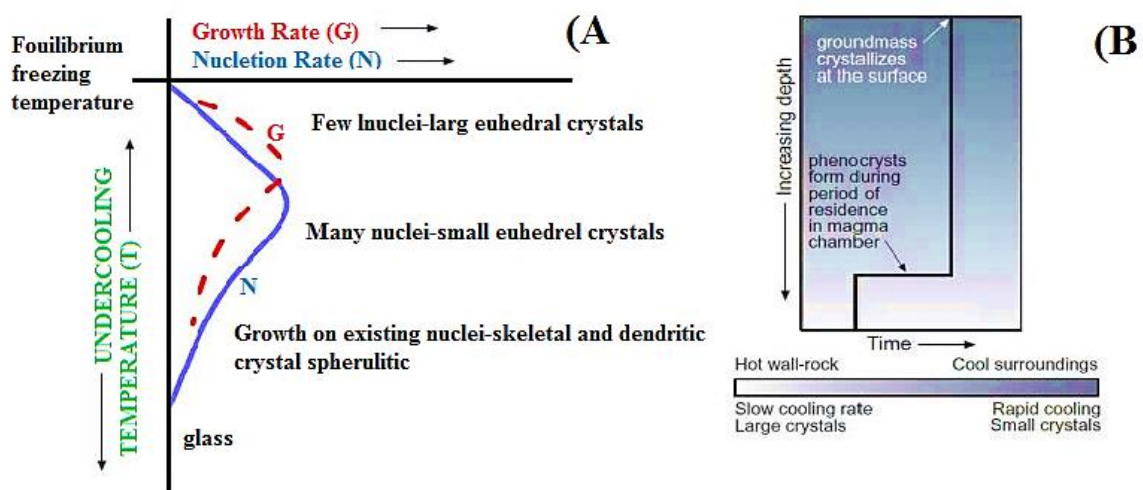


شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع آندزیتی/ تراکی‌آندزیتی. A و B) تصاویر میکروسکوپی از آندزیت/ تراکی-آندزیت با بافت پورفیری و زمینه دگرسان، زمینه سرشار از فنوکریست آمفیبول و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز+ هورنبلند، پرشدگی حفرات با کوارتز+ کلسیت+ زئولیت (نور XPL)، دارای منطقه‌بندی ترکیبی پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز+ هورنبلند (نور XPL). C و D) تصاویر میکروسکوپی از آندزیت/ تراکی‌آندزیت دارای رخ‌های متقاطع، زمینه به مقدار کم کلریتی و سرپانتینی شده، در برخی قسمت‌های خاکستری بیرفرنژانس مشاهده شده است (خاموشی مستقیم در زیر میکروسکوپ)، کلینوپیروکسن‌ها دارای خاموشی مایل (۳۰ تا ۴۰ درجه) می‌باشند، فنوکریست‌های پیروکسن در زمینه سرپانتینی تفکیک نشده و بصورت پورفیری حضور دارند، بافت پورفیری و زمینه دگرسان شده و دارای جهت یافتگی بدلیل وجود کانی‌های ورقه‌ای (نور XPL).

۳-۲-۱- نحوه ایجاد بافت پورفیری

از بافت‌های اصلی موجود در مقاطع سنگ‌های آذرین منطقه سبزوار می‌توان به بافت پورفیری اشاره کرد که در آن فنوکریست‌هایی از پیروکسن و الیوین و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای ریزدانه از جنس پلاژیوکلاز و یا کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن و الیوین قرار می‌گیرند (رستمی، ۱۳۹۶). اگر فنوکریست‌ها در زمینه‌ای از بلورهای میکرولیتی پلاژیوکلاز باشند، بافت میکرولیتی پورفیری و اگر در زمینه‌ای از شیشه یافت شوند، بافت را هیالوپورفیری می‌گویند (رستمی، ۱۳۹۶). بافت پورفیری در سنگ‌های آذرین منطقه سبزوار را می‌توان نشانگر پایین بودن سرعت خروج ماگما و توقف ماگما در آشیانه ماگمایی دانست (رستمی، ۱۳۹۶). در بافت پورفیری یک تفاوت آشکار در اندازه بین فنوکریست‌ها وجود دارد. اغلب بیان می‌شود که سرد شدگی آرام، بافتی دانه درشت تولید می‌کند زیرا در این صورت زمان برای رشد بلورهای بزرگ وجود دارد در حالیکه سنگ‌های دانه ریز هنگامی تشکیل می‌شوند که سرد شدن سریع، زمان خیلی کمی را برای رشد در اختیار بلور می‌گذارد (Gill, 2010). در حقیقت تبلور یک سنگ آذرین ممکن است در چندین مرحله صورت پذیرد، هر مرحله توسط درجه‌های متفاوتی از سرد شدگی و نرخ هسته‌بندی مشخص می‌شود. در اصل بین اندازه بلور و نرخ سرد شدگی یک رابطه وجود دارد (Vernon, 2004) (شکل ۳-۲-A). با توجه به اندازه‌های متفاوت دانه در بلورهای زود-متوسط و دیر تشکیل شده ممکن است تاریخچه سرد شدگی متفاوتی استنباط شود (رستمی، ۱۳۹۶). (شکل ۳-۲-B) صعود فرضی ماگما را در مقابل زمان نشان می‌دهد (Gill, 2010). هنگامی که مذاب بازالتی در اعماق شروع به تبلور می‌کند، به علت سرعت سرد شدگی پایین و نرخ هسته‌زایی کم، شرایط مساعدی برای رشد درشت بلورها فراهم می‌شود. سپس بدنبال فوران ماگما، همراه با سرد شدن خیلی سریع و نرخ هسته‌زایی بالا، زمینه ریز دانه‌ای ایجاد می‌شود، که درشت بلورها را دربر گرفته و بافت پورفیری را بوجود می‌آورد (رستمی، ۱۳۹۶). بنابراین بافت پورفیری بیانگر تبلور در اتاق ماگمایی نیمه‌عمیق (یا عمیق‌تر) طی صعود

ماگما به سطح زمین می‌باشد (Gill, 2010). همچنین بر اساس اصل بلوغ بافتی استولد، تبدیل بلورهای کوچکتر به بلورهای بزرگتر باعث کاهش نسبت سطح به حجم بلورها و در نتیجه کاهش انرژی آزاد سطحی دانه‌های بزرگتر و پایداری بیشتر آنها می‌شود. بعلاوه گرانیروی پایین ماگما بازالتی نیز سبب بالا رفتن آهنگ انتشار مواد و تسهیل فرآیند رشد بلورها می‌گردد (Best, 2003). بطور کلی بافت‌های پورفیری شامل دو مرحله سرد شدن مذاب هستند (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ رستمی، ۱۳۹۶). ابتدا تعداد کمی هسته در زیر دمای لیکیدوس و در زیر سطح زمین تشکیل می‌شود، سپس رشد این هسته‌ها فنوکریست-های نسبتاً بزرگی تولید می‌کند. در نهایت کاهش دما منجر به تشکیل زمینه شیشه‌ای یا دانه ریز در اطراف فنوکریست‌ها می‌گردد (الهیاری، ۱۳۸۹).



شکل ۳-۲- تصویری از نحوه ایجاد بافت پورفیری. (A) نمودار نرخ رشد و هسته‌بندی بلور بعنوان تابعی از درجه‌های سرد شدگی (Vernon, 2004). (B) طرحی برای نمایش صعود فرضی ماگما در مقابل زمان (Gill, 2010).

۳-۳- داسیت‌ها و تراکی داسیت‌ها

داسیت‌ها و تراکی داسیت‌ها بصورت گنبد و دایک با رنگ خاکستری روشن تا سفید درون افیولیت‌های کرتاسه و واحدهای آتشفشانی فلسیک و آتشفشانی- رسوبی ائوسن با مورفولوژی خشن و برجسته جای گرفته است. این گروه سنگی فراوانترین ترکیبات سنگی پساافیولیتی در بخش شمالی منطقه سبزوار

می‌باشند (جمشیدی، ۱۳۹۴). بافت‌های غالب مشاهده شده در این سنگ‌ها عمدتاً از نوع پورفیری و جریانی می‌باشد. پلاژیوکلاز کانی غالب در سنگ‌های داسیتی و تراکی داسیتی است که بصورت فنوکریست و میکرولیت یافت می‌شود (خصوصاً در داسیت‌ها، در حالیکه فنوکریست‌های آمفیبول در تراکی داسیت‌ها فراوانتراند) (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول با منطقه‌بندی ترکیبی در این ترکیبات مشاهده می‌شوند که همانند پلاژیوکلازهای موجود در ترکیبات تراکی آندزیتی، فنوکریست‌های آن دارای ماکل پلی سنتتیک و آلبیت- کارلسباد می‌باشند (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶) (شکل ۳-۳-A و B). این ساخت در بیشتر موارد نشانه تغییرات محلی و سریع ترکیب مذاب تلقی می‌شود (Vernon, 2008). این امر می‌تواند نشانگر تفریق همزمان آمفیبول و پلاژیوکلاز در مرحله تشکیل این گروه سنگی باشد. این قطعات منشاء بیگانه ندارند، بلکه احتمالاً خوشه- های بلورین متبلور شده از ماگمای میزبان در آشیانه ماگمایی فعال هستند (جمشیدی، ۱۳۹۴). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در برخی از حواشی دچار تحلیل رفتگی شده‌اند (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶). این تحلیل رفتگی را می‌توان به کاهش فشار حاکم بر ماگمای در حال صعود نسبت داد. در واقع کاهش فشار سبب می‌شود بلوری که در اعماق در دمای معینی متبلور شده است، در عمق کمتر تحلیل رود. گرم شدن پلاژیوکلازها در دماهای بالاتر از دمای لیکیدوس نیز سبب حل شدن و گرد شدن فنوکریست‌ها می‌شود. این عمل می‌تواند در طی وقوع جریان‌های همرفتی در اتاق ماگمایی صورت گیرد (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶). برخی از بلورهای پلاژیوکلاز متحمل دگرسانی شده‌اند و به کانی‌های ثانویه‌ای نظیر کلسیت، کلریت و سربسیت تجزیه شده‌اند (شکل ۳-۳-A و B). فلدسپات آلکالن از نوع سانیدین و نیز بیوتیت به میزان کمتر در واحدهای داسیتی/ تراکی داسیتی حضور دارند (شکل ۳-۳-A و B). فراوانی بافت پورفیری و کانی‌های آبدار مانند هورنبلند و بیوتیت در توده‌های نفوذی نشان دهنده تفریق بخشی و سرد شدن مذاب در چند مرحله است (عطاپور و آفتابی، ۱۳۸۸). تفریق بخشی شدید و

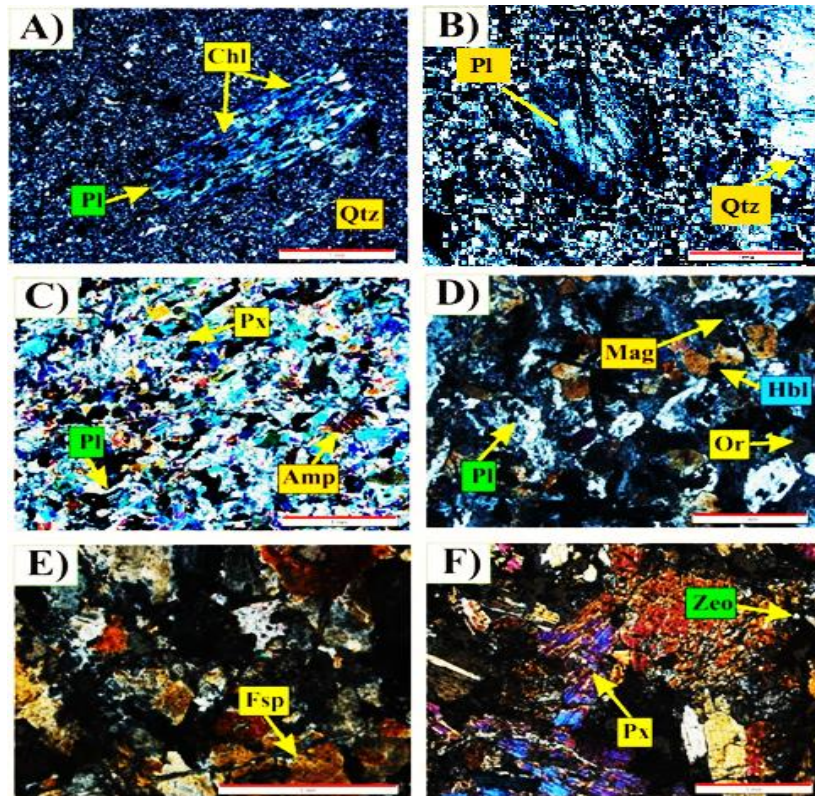
آبدار بودن مذاب می‌تواند سیالات گرمایی قابل توجهی را تولید نماید که عامل اصلی کانی‌سازی Cu-Au در سنگ‌های آذرین بیرونی و توده‌های نفوذی محسوب می‌گردد (عطاپور و آفتابی، ۱۳۸۸). بعضی از مذاب‌های ماگمایی در حین تفریق تا ژرفای کم نفوذ کرده‌اند (داسیت/ ریوداسیت) و در اثر اکسایش حاشیه بلورهای هورنبلند و بیوتیت آنها به مخلوطی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (مگنتیت) تبدیل شده است (عطاپور و آفتابی، ۱۳۸۸). Moorhouse (1959)، این پدیده را نوعی دگرسانی میداند. مخلوط شدن سیالات گرمایی (گرم) با آب‌های زیرزمینی (سرد) نیز باعث کاهش ناگهانی دما و جوشش ثانویه می‌شود که دگرسانی‌های سریسیتی و پروپلیتی از شاخص‌ترین شواهد آنها می‌باشد.

۳-۴- دیوریت‌ها

سنگ‌های با ترکیب حدواسط عمدتاً بصورت دیوریت، گنبد‌های سفید رنگ ارتفاعات جنوب تا شمال نوار افیولیتی را بخود اختصاص داده‌اند. بخشی از سنگ‌های مورد مطالعه در این بخش ریز بلور هستند (شکل ۳-۳- C و D)، به همین دلیل اکثریت آنها دارای فنوکریست‌هایی مانند کوارتز و هورنبلند هستند و بافت‌های پورفیری و جریان‌ی نشان می‌دهند. فنوکریست‌های کوارتز با حاشیه گرد شده و صاف، بلورهای خودشکل و نیمه خودشکل پلاژیوکلاز در یک زمینه ریز بلور متشکل از همین کانی‌ها حضور دارند که فلدسپات عمدتاً تحت دگرسانی شدید می‌باشد که ظاهری کدر بخود گرفته است. کانی‌های اپک (مگنتیت) بعنوان کانی‌های فرعی در زمینه سنگ حضور دارند (شکل ۳-۳- C و D). اگر مقدار کوارتز در این سنگ‌ها بیش از ۵٪ باشد به آن کوارتز- دیوریت و اگر بیش از ۲۰٪ باشد به آن تونالیت گفته می‌شود و اگر مقدار ارتوکلاز آن بیش از ۱۰٪ باشد به آن مونزودیوریت یا گرانودیوریت می‌گویند.

اصطلاح Leuco که در برخی از نمونه سنگی بیان شده است را می‌توان بدین صورت توجیه نمود که بر اساس تقسیم‌بندی سیستم IUGS زمانی که سنگی بطور غیرمعمول روشن‌تر از نوع عادی آن سنگ باشد از پیشوند لوکو در اول آن سنگ می‌توان استفاده نمود و می‌توان آن را به میزان فلدسپار موجود

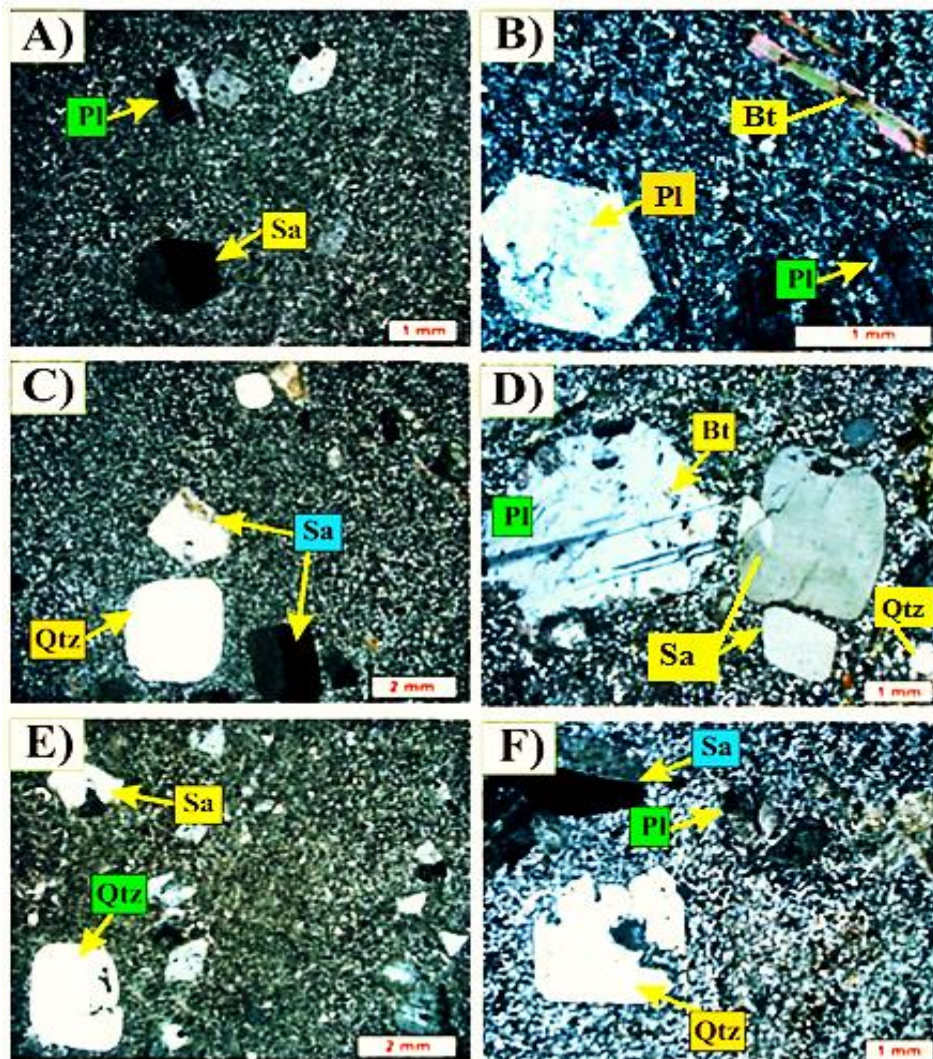
در آن نسبت داد که از حد معمول بیشتر شده است، مانند لوکوگابرو یا لوکودیوریت (Winter, 2014).
به عبارتی دیگر می‌توان گفت لوکو زمانی به یک سنگ نسبت داده می‌شود که درصد کانی‌های مافیک
آن کمتر از ۳۰٪ باشد (شکل ۳-۳- E و F).



شکل ۳-۳- A و B) تصاویر میکروسکوپی از مقاطع داسیتی / تراکی داسیتی، A) تصویر میکروسکوپی از داسیت پورفیری دارای مقداری درشت بلورهای کوارتز، و پلاژیوکلاز، دگرسانی هورنبلند به کلسیت و کلریت را می‌توان مشاهده کرد، مقداری کانی اپک در زمینه بصورت پراکنده مشاهده می‌شود (نور XPL، B) تراکی داسیت دارای بافت پورفیری با زمینه متشکل از پلاژیوکلاز و فلدسپار در مقادیر بالا و کوارتز بصورت ریز بلور و خلیج‌خوردگی مشاهده می‌شود. پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند که تحت تأثیر سیالات گرمایی به آلبیت تبدیل شده‌اند، سربست رشته‌ای بصورت ثانویه وجود دارد، بیوتیت بصورت تک بلور قابل رؤیت است، فنوکریست‌های سانیدین و پلاژیوکلاز در زمینه سنگ حضور دارند (نور XPL، C و D) تصاویر میکروسکوپی از دیوریت‌ها. C) تصویر میکروسکوپی از مقطع دیوریتی، زمینه سرشار از پیروکسن، پلاژیوکلاز و مقداری از آمفیبول، دارای خطوط جهت یافته همراه با رگه‌هایی از هورنبلند، بافت جریان‌ی میکروگرانولار، دارای یک فاز تأخیری آبدار (نور XPL، D) تصویر میکروسکوپی از دیوریت ریزدانه دارای بافت میکروگرانولار، زمینه سرشار از هورنبلند و پلاژیوکلاز، سنگ بین دیوریت تا مونزودیوریت متغیر است (در برخی قسمت‌ها اورتوکلاز مشاهده شده است)، دارای کلریت ثانویه، مگنتیت بعنوان کانی فرعی در زمینه سنگ پراکنده است (نور XPL، E و F) تصاویر میکروسکوپی از لوکو گابرو یا لوکو دیوریت، پیروکسن‌ها فاقد جهت یافتگی‌اند، بافت غالب بصورت درشت بلورهای دانه‌ای، پره‌نیت در زمینه سنگ پراکنده است، در برخی قسمت‌ها خرده بلورهای زئولیت مشاهده می‌شود (نور XPL).

۳-۵- ریولیت/ریوداسیت

سنگ‌های اسیدی با ترکیب عمده ریولیت/ریوداسیت بصورت گنبد‌های سفید رنگ ارتفاعات بخش شمالی نوار افیولیتی سبزوار را بخود اختصاص داده‌اند. این سنگ‌ها محصول نهایی فرآیند تفریق ماگمایی در مجموعه افیولیتی سبزوار می‌باشند (گردیده، ۱۳۹۷). رنگ آنها غالباً خاکستری روشن بوده و با حضور بلورهای کوارتز قابل تشخیص هستند. ریولیت‌ها می‌توانند در برخی موارد در داخل داسیت‌ها نفوذ کنند (گردیده، ۱۳۹۷). بافت عمده این گروه سنگی عمدتاً پورفیری می‌باشد. بخشی از سنگ‌های سبزوار در این بخش کاملاً ریز بلور است، لیکن آنها غالباً حاوی فنوکریست‌هایی مانند کوارتز و سانیدین با بافت پورفیری و جریان‌ی هستند (شکل ۴-۳-A). فنوکریست‌های کوارتز با حاشیه گرد شده و یا حواشی خلیج خوردگی، بلورهای خودشکل و نیمه خودشکل سانیدین و پلاژیوکلاز در یک زمینه ریز بلور از همین کانی‌ها و همچنین بیوتیت حضور دارند (شکل ۴-۳) (جمشیدی، ۱۳۹۴). اگرچه فنوکریست‌های کوچکتر کوارتز دارای حواشی صاف هستند، اما بسیاری از بلورهای بزرگتر کوارتز از حواشی گرد شده و دارای خلیج خوردگی می‌باشند (شکل ۴-۳-C تا F). بعضی از این حواشی کوچک بوده و تنها به لبه‌های بلور محدود می‌شود (جمشیدی، ۱۳۹۴). در مقابل تعدادی دیگر از این حواشی خلیجی تا عمق هسته بلورهای کوارتز نفوذ کرده‌اند (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ گردیده، ۱۳۹۷). مناسب‌ترین فرآیند که قادر به توضیح چنین حواشی خلیجی عمیق در بلورهای کوارتز می‌باشد، فرآیند انحلال در یک مذاب ریولیتی داغ و اشباع از آب ناشی از صعود و کاهش ماگما و یا اختلاط ماگمایی است (Donaldson and Henderson, 1988; Chang and Meiner, 2004). فنوکریست‌های سفید رنگ بصورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار در این گروه سنگی حضور دارند. سانیدین عمدتاً تحت دگرسانی شدید می‌باشد که ظاهری کدر و ابری شکل بخود گرفته است (شکل ۴-۳).

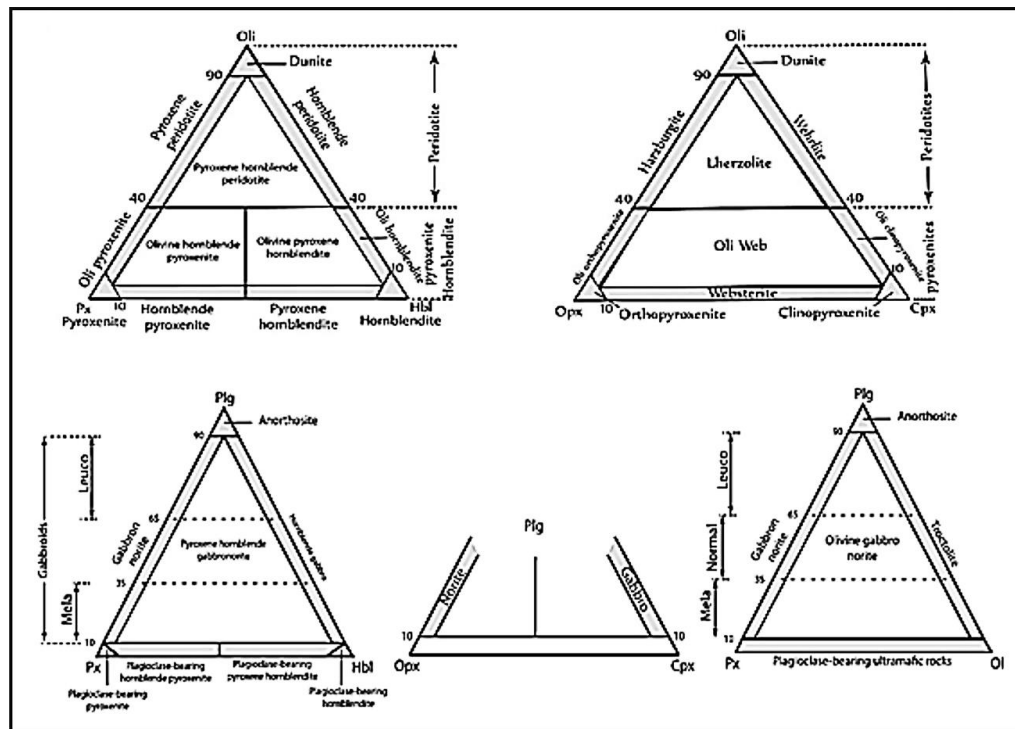


شکل ۳-۴- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع ریولیتی / ریوداسیتی. A) بافت پورفیری و حضور بلورهای شکل‌دار سانیدین به همراه پلاژیوکلاز در یک زمینه ریز بلور از این کانی‌ها، بیوتیت و کوارتز (نور XPL، B) فنوکریست شکل‌دار سانیدین به همراه پلاژیوکلاز و بلور کشیده بیوتیت با بافت پورفیری (نور XPL، C) فنوکریست کوارتز با حواشی گرد شده به همراه سانیدین در زمینه‌های ریزبلور با بافت پورفیری از کوارتز، سانیدین و بیوتیت، D) فنوکریست پلاژیوکلاز با اداخل- هایی از ریز بلورهای بیوتیت به همراه کوارتز با حاشیه گرد شده و خلیج خوردگی (نور XPL، E و F) فنوکریست‌های کوارتز در یک زمینه ریز بلور از این کانی‌ها و بیوتیت دارای بافت پورفیری (جمشیدی، ۱۳۹۴) (نور XPL).

۳-۶- توالی افیولیتی منطقه سبزوار

بر اساس مطالعات انجام شده، واحدهای سنگی توالی افیولیتی منطقه سبزوار از هارزبورژیت، دونیت، سرپانتینیت، کرومیتیت و پیروکسنیت در گروه اولترامافیک‌ها و گابرو و میکروگابروها در گروه مافیک‌ها

تشکیل شده است (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۵- طبقه‌بندی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک، الیون (Ol)، ارتوپروکسن (Opx)، کلینوپروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز (Pl)، پروکسن (Px)، هورنبلند (Hbl) (Streckeisen, 1973).

۳-۶-۱- هارزبورژیت

هارزبورژیت‌ها سازنده اصلی سنگ‌های اولترامافیک هستند و بخش عمده و گسترده مجموعه افیولیتی سبزوار را تشکیل می‌دهند. کانی‌های اصلی این واحد عمدتاً الیون و ارتوپروکسن است و کلینوپروکسن و اسپینل به مقدار کمتر دیده می‌شوند. در بخش‌های دگرسان شده، الیون به سرپانتین تبدیل شده است. بافت غالب این سنگ‌ها معمولاً گرانولار و پورفیروکلاستیک می‌باشد (شکل ۳-۶-۱ و ۳-۶-۲).

الیون، به صورت پورفیروکلاست‌هایی با ابعاد متوسط و درشت، بصورت سالم و گاهی بصورت بخشی به سرپانتین تبدیل شده و گاهی بصورت اذخال و باقیمانده در هارزبورژیت‌ها وجود دارد (شکل ۳-۶-۳). (D)

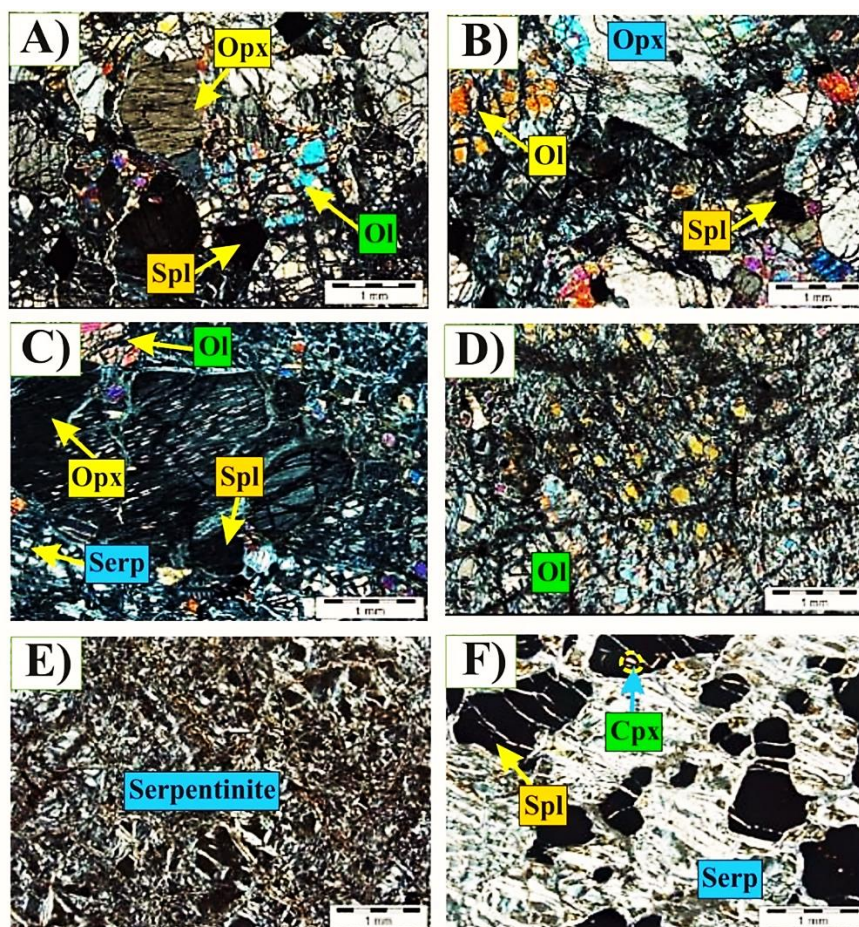
ارتوپیروکسن، به صورت بلورهای بزرگتر از ۴ میلی‌متر و گاهی بصورت تک بلورهای بزرگ و برخی در اندازه‌های متوسط در کنار الیوین و کلینوپیروکسن قرار دارد. اما گاهی ارتوپیروکسن‌ها دارای زمینه قهوه‌ای رنگ ناشی از اکسیداسیون و گاهی حاشیه آمفیبولی / کلینوپیروکسن در امتداد رخ‌های خود هستند و آثار دگرشکلی پلاستیک که در دمای بالا رخ می‌دهد را نیز نشان می‌دهند. در برخی موارد اسپینل‌ها بصورت اذخال در آنها حضور دارند (شکل ۳-۶-۱ و C).

کلینوپیروکسن، در ابعاد کوچک و متوسط و بصورت اذخال در اسپینل‌ها و گاهی اذخال در ارتوپیروکسن‌ها وجود دارد (شکل ۳-۷-۱ و شکل ۳-۷-۲).

اسپینل، به صورت خودشکل تا نیمه خودشکل و به رنگ‌های سیاه و بیشتر قهوه‌ای و غنی از Al در اندازه‌های ریز و درشت دانه دیده می‌شوند (شکل ۳-۶-۲ و C). اسپینل‌های قهوه‌ای رنگ دارای حواشی سیاه رنگ‌اند که به سمت مرکز پیش می‌رود. اسپینل‌ها در زمینه سنگ و بعنوان اذخال نیز حضور دارند.

۳-۶-۲- دونیت

سنگ‌های دونیتی به رنگ قهوه‌ای روشن تا خاکستری هستند. کانی‌شناسی آنها شامل الیوین و در برخی موارد دارای کلینوپیروکسن ریز دانه بصورت اذخال، اسپینل کروم‌دار بصورت کانی‌های فرعی می‌باشند. الیوین‌های موجود در منطقه عمدتاً سرپانتینی شده و گاهی باقیمانده‌هایی از آنها در دونیت‌ها حضور دارند (شکل ۳-۷-۱). در برخی موارد ممکن است در نمونه‌ها اثری از کانی‌های اولیه نباشد و تنها کانی قابل تشخیص در آنها سرپانتین باشد که آن را سرپانتینیت می‌نامند (۳-۶-۲). بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیروکلاستیک است (حیدری، ۱۳۹۴). اسپینل‌های موجود در سنگ‌های دونیتی فراوان‌تر و تیره‌تر از بقیه سنگ‌ها می‌باشند (شکل ۳-۶-۲). این اسپینل‌ها ممکن است دارای شکستگی‌هایی باشند که گاهی توسط سرپانتین پر شده‌اند. در برخی موارد ممکن است دونیت‌ها با کرومیت‌ها همراه باشند.



شکل ۳-۶-۳- تصاویر میکروسکوپی از توالی افیولیتی منطقه سبزوار، A و B) حضور کانی‌های الیوین، اورتوپیروکسن و اسپینل در هارزبورژیت‌های منطقه سبزوار، A) اسپینل‌های شکل‌دار و قهوه‌ای رنگ با حواشی تیره رنگ (نور XPL)، B) اسپینل‌های تیره و لوزی شکل همراه با الیوین و اورتوپیروکسن‌های درشت (نور XPL)، C) تیغه‌های کلینوپیروکسن در اورتوپیروکسن‌های درشت بلور در منطقه سبزوار (نور XPL)، D) الیوین‌های موجود در هارزبورژیت همراه با بخش سرپانتینی (نور XPL)، E) سرپانتینی شدن تمامی الیوین‌های موجود در دونیت منطقه سبزوار (نور XPL)، F) اسپینل-های ریز تا درشت تیره رنگ با ادخال‌های کلینوپیروکسن همراه با شکستگی در زمینه سرپانتینی شده در دونیت‌های منطقه سبزوار (حیدری، ۱۳۹۴) (نور XPL).

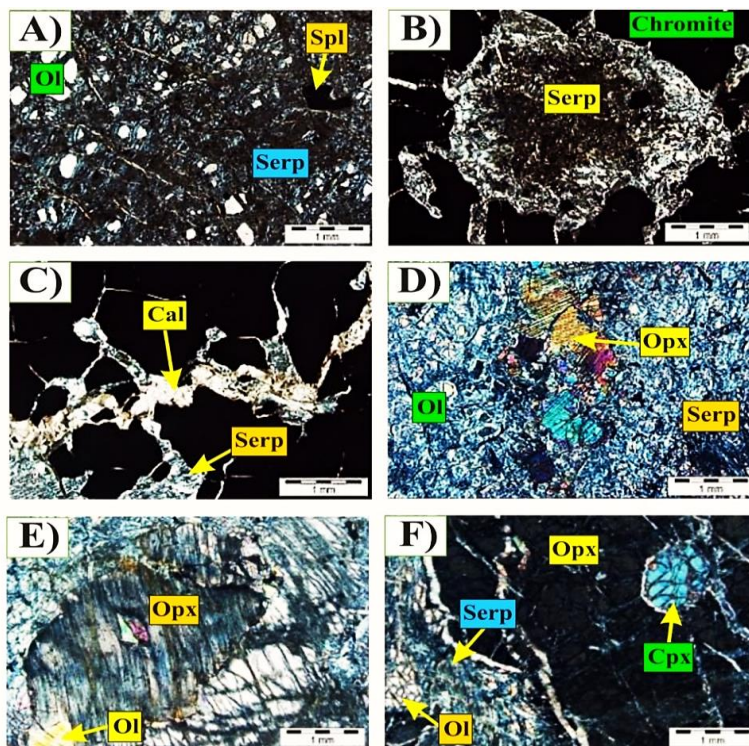
۳-۶-۳- لرزولیت

عمدتاً نسبت به بقیه سنگ‌ها حجم کمتری از توالی گوشته‌ای افیولیت سبزوار را دربر می‌گیرند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها به ترتیب فراوانی شامل الیوین، اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن به همراه اسپینل بعنوان کانی فرعی می‌باشد. الیوین‌ها به وفور در شکستگی‌های موجود در اورتوپیروکسن‌ها وجود دارند و

سرپانتینی شدن بخشی از الیوین‌ها سبب ایجاد بافت مشبک در آنها می‌شود. کلینوپیروکسن‌ها در ابعاد ریز و درشت دارای حالت کینک‌باند هستند (شکل ۳-۷-۳ و E).

۳-۶-۴- کرومیتیت

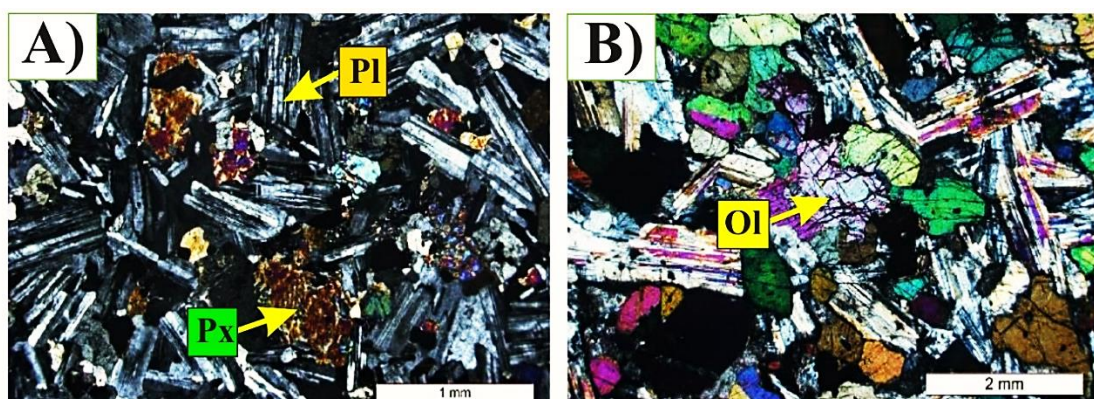
کرومیتیت‌ها در نوار افیولیتی سبزوار عمدتاً همراه با دونیت‌ها و بصورت پراکنده، عدسی و انبانی شکل هستند. کانی‌های عمده در این سنگ‌ها کرومیت، (کروم اسپینل) به همراه الیوین و پیروکسن (بصورت ادخال) و محصولات حاصل از دگرسانی ناشی از آگیری این کانی‌ها مانند سرپانتین بعنوان کانی‌های ثانویه وجود دارند که باعث ایجاد بافت گرانولار شده است. در برخی نمونه‌ها ممکن است علاوه بر سرپانتین، کلسیت نیز شکستگی‌ها را پر کرده باشد (شکل ۳-۷-۳ و C).



شکل ۳-۷-۳- تصاویر میکروسکوپی از توالی افیولیتی منطقه سبزوار، A) حضور الیوین به همراه اسپینل در دونیت (نور XPL)، B) کرومیت که بصورت حلقه‌ای سرپانتینیت‌ها را دربر گرفته است (نور XPL)، C) نمایانگر کرومیت و شکستگی‌های موجود در آنها که توسط سرپانتین و کانی ثانویه کلسیت پر شده است (نور XPL)، D) حضور کلینوپیروکسن همراه با الیوین و نمایش حالت کینک‌باند و دگرشکلی کاتاکلاستی در لرزولیت‌های منطقه سبزوار (نور XPL)، E) خمیدگی رخ‌های اورتوپیروکسن در لرزولیت که نشانگر تأثیر دگرشکلی است (نور XPL)، F) کانی‌های درشت اورتوپیروکسن و ادخال کلینوپیروکسن در هارزبورژیت (حیدری، ۱۳۹۴)، (نور XPL).

۳-۶-۵- گابروها

در نمونه دستی، این سنگ‌ها دارای بافت ریزدانه هستند که از نظر کانی‌شناسی دارای حدود ۴۰٪ پلاژیوکلاز به رنگ روشن و ۶۰٪ آمفیبول به رنگ تیره و براق می‌باشند. این واحد دارای رنگ روشن‌تری نسبت به واحدهای اولترامافیک هستند. از نظر کانی‌شناسی شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن و آمفیبول (هورنبلند) می‌باشند. بافت مشاهده شده در این سنگ بافت میکروگرانولار می‌باشد که از بافت‌های رایج در گابروها است. کانی پلاژیوکلاز اکثراً تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته است. بلورهای پلاژیوکلاز با ابعاد ریز تا درشت دانه، بصورت بخشی سریسیتی شده و دارای خاموشی موجی، ماکل کارلسباد و پلی‌سنتتیک هستند (حیدری، ۱۳۹۴). کلینوپیروکسن‌ها نیز درشت و برخی به آمفیبول و کلریت تبدیل شده‌اند. در بعضی از بخش‌ها این واحد ترکیبی در حد دیوریت از خود نشان می‌دهند (شکل ۳-۸-۱ و B).

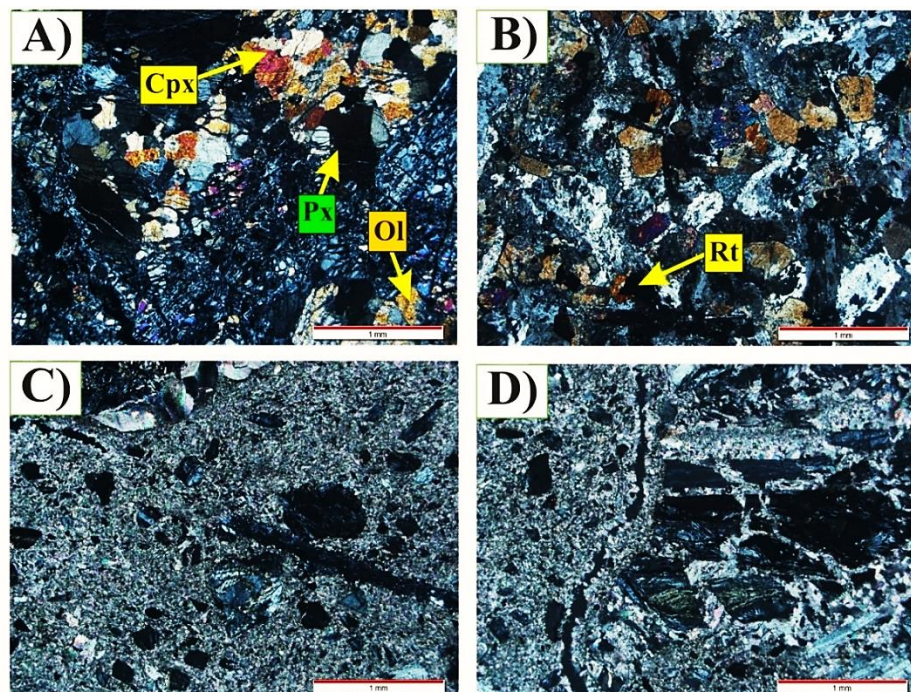


شکل ۳-۸-۱- تصاویر میکروسکوپی از سنگ گابروی، (A) تصویری از بافت گرانولار و ماکل (در پلاژیوکلاز) در سنگ گابروی (نور XPL)، (B) کانی‌های الیون، کلینوپیروکسن در گابروی الیون‌دار (نور XPL).

۳-۶-۶- پیروکسنیت

پیروکسنیت‌ها جز سنگ‌های اولترامافیک هستند که در منطقه عمدتاً به صورت توده‌های کوچک و پراکنده در مجاورت پریدوتیت‌ها یافت می‌شوند. در نمونه دستی این سنگ، به صورت درشت دانه و با

درجه رنگینی بالا دیده می‌شود و از نظر کانی‌شناسی دارای حدود ۷۵٪ کلینوپیروکسن، ۱۰٪ ارتوپیروکسن و ۱۵٪ الیوین می‌باشند که سرپانتینی شده‌اند (شکل ۳-۱-C و D).



شکل ۳-۹- A و B) تصاویر میکروسکوپی از مقطع هارزبورژیتی، شکستگی‌های زرد رنگ الیوین هستند که در خلال آنها پیروکسن‌های دگرسان شده به رنگ آبی مشاهده می‌شوند که با بالا رفتن درجه دگرسانی آهن هم می‌تواند جایگزین شود. پیروکسن‌ها به رنگ خاکستری به همراه کلینوپیروکسن‌ها با خاموشی مایل در زمینه سنگ پراکنده شده‌اند. بافت غالب گرانولار، در برخی قسمت‌ها بلورهایی از روتیل به چشم می‌خورد (نور XPL، C و D) تصاویر میکروسکوپی از آنکلاو زینولیتی، قطعات هارزبورژیت دگرسان شده در یک خمیره کربناته، برش تکتونیکی یک سیال گرمایی در لابلای آنها حضور دارد (نور XPL).

۳-۷- آنکلاوها

مطالعه آنکلاوها موجود در سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی یکی از راه‌های شناسایی نحوه تشکیل و تحول ماگماهای بوجود آورنده سنگ میزبان آنها می‌باشد. آنکلاوها ممکن است هم‌منشاء یا غیر هم‌منشاء باشند. آنکلاوهای هم‌منشاء بخش‌های زودرس ماگما بوده که پس از انجماد دوباره شکسته شده و در ماگمای در حال صعود وارد شده است (یوسفی، ۱۳۹۶). به نقل از (Didier and Barbarin, 1991) اصطلاح آنکلاو به قطعاتی از سنگ‌ها که توسط سنگ‌های آذرین هموزن احاطه می‌گردند، گفته می‌شود.

بطور خاص معنی اصلی واژه آنکلاو یعنی بخشی از زمین یا منطقه‌ای که توسط زمین یا منطقه دیگر کاملاً محصور شده باشد (Didier and Barbarin, 1991). آنکلاوها معمولاً از مجموعه‌ای از کانی‌های مختلف تشکیل شده‌اند، اما گاهی ممکن است فقط از یک کانی یا بلور منفرد تشکیل شده باشند. در گذشته آنکلاو را قدیم‌تر از سنگ میزبان آنها در نظر می‌گرفتند، اما مطالعات اخیر نشان داد که همیشه اینطور نیست. برخی از آنکلاوها از اختلاط ماگما حاصل شده‌اند و با سنگ دربرگیرنده‌شان هم‌سن هستند (Clarke, 1992). مطالعات آنکلاوها در توده‌های آذرین می‌تواند اطلاعات مهمی در خصوص ژنز و ماهیت سنگ منشاء و چگونگی تحول و توسعه ماگمای مولد توده‌های نفوذی و بررسی احتمال وقوع اختلاط ماگمایی با ترکیب مختلف را در اختیار ما قرار دهد (Didier and Barbarin, 1991). یکی از خصوصیات بارز سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، وجود آنکلاوهای متعدد در آنهاست، که دارای اشکال، بافت و انواع مختلفی هستند. آنکلاوهای موجود در منطقه سبزوار بیشتر از نوع زینولیت و اتولیت می‌باشند که از نشانه‌های بارز آلاینش و اختلاط ماگمایی هستند. آنکلاوها را می‌توان به سه نوع اصلی تقسیم‌بندی نمود (Didier and Barbarin, 1991) که عبارتند از:

- زینولیت‌ها

- رستیت‌ها

- اتولیت‌ها

Didier and Barbarine (1991)، انواع مختلف آنکلاوها را بر اساس شکل، اندازه، بافت و ماهیت در جدول زیر خلاصه کردند (جدول ۳-۲).

جدول ۳-۲- انواع مختلف آنکلاو با ماهیت و اختصاصات سنگ‌شناسی اصلی آنها (Didier and Barbarin, 1991).

ویژگی‌ها	شکل	سطح تماس (کنتاکت)	ماهیت	واژه
ساخت و بافت و کانی‌های مرسوم در دگرگونی مجاورتی	زاویه‌دار	مشخص	قطعه‌ای از سنگ‌های دربرگیرنده	زینولیت

زینوکریست	بلور خارجی جدا شده	مشخص	گلبولی	حاشیه واکنشی و خورده شده
آنکلاو سورمیکاسته	بقایای ذوب (رستیت)	مشخص با پوسته بیوتیتی	عدسی شکل	بافت دگرگونی - واجد کانی‌های سرشار از آلومینیوم و میکا
شلیرن	آنکلاو شکسته شده	تدریجی	پهن	جهت یافتگی صفحه‌ای
آنکلاو دانه ریز فلسیک	حاشیه دانه ریز شکسته شده	مشخص تا تدریجی	تخم‌مرغی	بافت آذرین ریز دانه
آنکلاو دانه ریز مافیک	لکه‌های همسن با ماگما	غالباً مشخص	تخم‌مرغی	بافت دانه ریز آذرین
آنکلاو کومولیتی (اتولیت)	کومولیت شکسته شده	غالباً تدریجی	تخم‌مرغی	کومولیتی دانه درشت

۳-۷-۱- زینولیت‌ها

زینولیت‌ها یا بیگانه سنگ‌ها قطعاتی از سنگ میزبان (سنگ دیواره) در برگرفته شده توسط توده نفوذی هستند که هنگام جایگزینی ماگما در آن وارد می‌شوند. در حاشیه توده نفوذی و مخصوصاً در سقف توده فراوانند. این آنکلاوها معمولاً قطعات زاویه‌داری هستند که مرز مشخصی با سنگ میزبان دارند (Didier and Barbarin, 1991). برخی ممکن است ذوب شوند و تحت شرایط فیزیکی خاص به سمت ترکیبات رستیتی تحول یابند. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی این دسته از آنکلاوها و ناهم‌آهنگی آن با سنگ‌های میزبان نشان نسبت به سنگ‌های میزبان خود دارای ماهیت بیگانه هستند و می‌توان آنها را زینولیت یا بیگانه سنگ نامید. این گروه از آنکلاوها در قسمت‌های شمالی و جنوبی منطقه سبزوار به چشم می‌خورند (شکل ۳-۹-C و D و شکل ۳-۱۰-A و B).

۳-۷-۱-۱- آنکلاو آمفیبولیتی

کانی‌های تشکیل‌دهنده آن‌ها شامل هورنبلند و مقادیر کمی پلاژیوکلاز و کانی‌های اپک می‌باشد. فابریک آن‌ها از نوع دگرگونی و بطور مختص نماتوبلاستی است که حاصل حضور بلورهای دگرشکل شده هورنبلند همراه با مقادیری از پلاژیوکلاز می‌باشد. اینها احتمالاً از سنگ‌های دگرگونی مجموعه سبزوار کنده شده و وارد مذاب شده‌اند (یوسفی، ۱۳۹۶) (شکل ۳-۱۰-D).

۳-۷-۱-۲- آنکلاوهای اسلیتی و فیلیتی

ذرات ریز کانی‌های فلسیک از قبیل کوارتز و فلدسپار و همچنین بلورهای ریز سریسیت و کلریت از مهمترین متشکله این آنکلاوها می‌باشند. این آنکلاوها علاوه بر تحمل دگرگونی ناحیه‌ای پس از ورود به داخل ماگما تحت تأثیر حرارت ناشی از آن متحمل دگرگونی مجاورتی موضعی نیز شده‌اند (شکل ۳-۱۰-C)، (یوسفی، ۱۳۹۶).

۳-۱-۷-۳- آنکلاوهای گنیسی

قطعاتی با ترکیب کلی گرانیتی و گنیسی هستند. ابعاد آنها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر مکعب است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این نوع از زینولیت‌ها شامل کوارتز و فلدسپار (روشن) و بیوتیت (تیره) است و بافت آنها غالباً از نوع پورفیروبلاستی و پورفیروکلاستی می‌باشد. اینها احتمالاً از سنگ‌های دگرگونی پی‌سنگ منطقه کنده شده و وارد مذاب شده‌اند (شکل ۳-۱۰-F) (یوسفی، ۱۳۹۶).

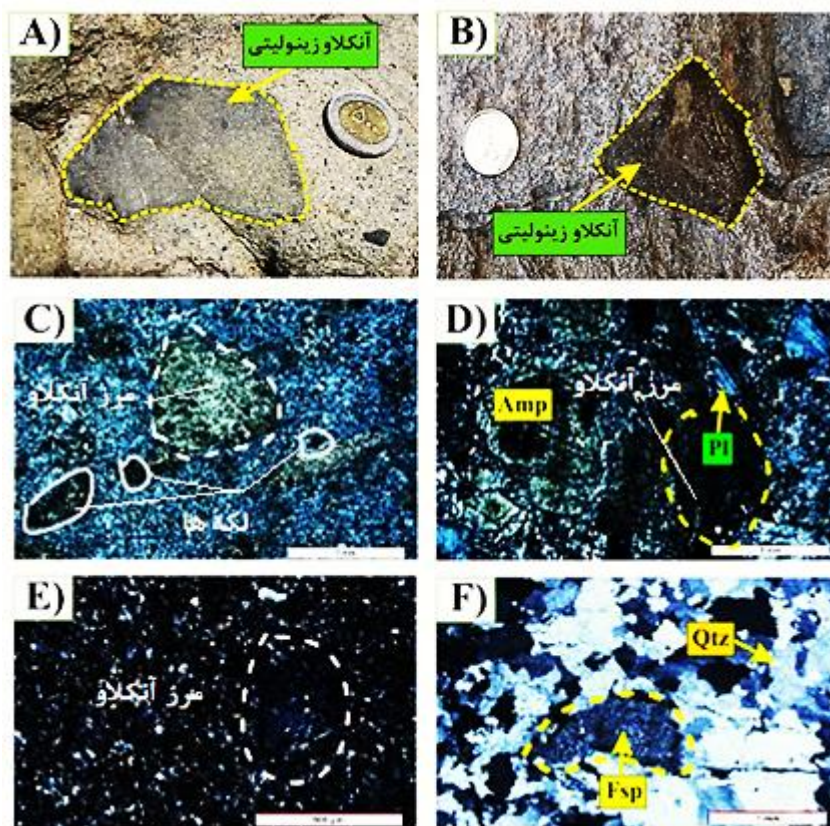
۳-۱-۷-۴- آنکلاوهای توفی کربناته

این آنکلاوها ریز دانه هستند و عمدتاً از شیشه و کلسیت تشکیل شده‌اند. شیشه اساساً ناپایدار است و با گذشت زمان به کانی‌های نوظهور تبدیل می‌شود (دویتریفیکاسیون) (یوسفی، ۱۳۹۶). اینها احتمالاً از سنگ‌های آذرآواری ائوسن هستند (شکل ۳-۱۰-E).

۳-۷-۲- رستیت‌ها

این نوع از آنکلاوها بیشتر همراه با میگماتیک‌ها و همچنین بصورت آنکلاوهای پراکنده سورمیکاسه یافت می‌شوند. آنکلاوهای سورمیکاسه، (آنکلاوهای دارای بیوتیت و آلومینوسیلیکات)، قطعات عدسی شکل و کوچکی از بخش‌های باقیمانده و کانی‌های دیرگداز فرآیند زایش ماگما در پوسته درونی هستند که توسط ماگمای بالارونده حمل شده‌اند. این آنکلاوها غنی از میکا هستند و بیشتر در گرانیتهای آناتکسی

یافت می‌شوند و مرز مشخصی با سنگ میزبان دارند (علیزاده، ۱۳۹۰).



شکل ۳-۱۰-۳ (A و B) تصاویر نمونه دستی از آنکلاوهای زینولیتی با قطعات زاویه‌داری که مرز مشخصی با سنگ میزبان دارند، (C) تصویر میکروسکوپی فیلیت دانه‌ریز به همراه بافت لکه‌دار که لکه‌ها بصورت سربسیت دگرسان شده است (نور XPL، D) آنکلاو آمفیبولیتی دارای هورنبلند سبز، پلازیوکلاز و کانی اپیک (نور XPL، E) تصویر میکروسکوپی از آنکلاو توف کربناته (نور XPL، F) آنکلاو گنیسی حاوی کوارتز و فلدسپارهای دانه‌ریز شده (یوسفی، ۱۳۹۶) (نور XPL).

۳-۷-۳- اتولیت‌ها

بخش‌هایی از توده نفوذی با بافت کومولیتی هستند که بطور بخشی یا بطور کامل متبلور شده‌اند و از حاشیه توده نفوذی جدا شده و در طی جایگزینی به همراه ماگما به سوی بالا حرکت کرده‌اند (Didier and Barbarin, 1991). عبارتی دیگر بخش‌های زودرس ماگما بوده‌اند که پس از انجماد دوباره شکسته شده و در ماگمای در حال صعود وارد شده‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). آنکلاوهای هم‌منشاء نشانه‌ای بارز بر اختلاط و آمیختگی ماگما در حین صعود می‌باشد (Hibbard and Sabatiye, 1998). آنکلاوهای

اتولیتی شامل آنکلاوهای هورنبلدیتی، پیروکسنیتی و گابرویی هستند. آنکلاوهای اتولیتی هورنبلدیتی و پیروکسنیتی بصورت دو دسته لخته دیده می‌شوند. گروه اول میکروگرانولار مافیک (MME) و گروه دوم لخته‌های مافیک (MC) هستند. گروه اول تقریباً گرد شده و ترکیبات کانی‌شناسی آنها شامل پیروکسن، هورنبلند و کانی‌های اپک (مگنتیت و تیتانومگنتیت) و مقدار ناچیزی پلاژیوکلاز است (یوسفی، ۱۳۹۶). در حالیکه ترکیب لخته‌های مافیک فقط پیروکسن و هورنبلند می‌باشد. از طرف دیگر برخی از این آنکلاوها دارای ساخت پگماتوئیدی می‌باشند و متشکل از هورنبلند و پلاژیوکلاز هستند. بنظر می‌رسد آنکلاوهای نوع MME با سنگ میز نشان مرتبط هستند و دارای ماهیت آندزیتی و آندزی‌بازالتی می‌باشند (شکل ۳-۱۱-B). بر اساس شواهد صحرایی و پتروگرافی، کانی‌های مافیک مانند پیروکسن و هورنبلند در مرحله اول تفریق ماگما ته‌نشین گشته و در بستر یا دیواره‌های اتاق ماگمایی تجمع یافته‌اند و سپس در طی صعود بعدی ماگما به همراه ماگما به سطوح بالاتر، بعنوان آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و یا لخته مافیک حمل شده‌اند (Yousefi et al., 2016). این آنکلاوها در بخش‌های شمالی و جنوبی نوار افیولیتی سبزوار به چشم می‌خورند (شکل ۳-۱۱).

۳-۷-۳-۱ آنکلاو میکروگرانولار مافیک (MME)

این آنکلاوها معمولاً در سنگ‌هایی با ماهیت کالک‌آلکان وجود دارند و عمدتاً از سنگ میزبان‌شان دانه ریزتر هستند (Didier and Barbarin, 1991) و از نظر کانی‌های مافیک غنی‌تر هستند. به این آنکلاوها، آنکلاوهای ماگمایی نیز می‌گویند زیرا آنها از ماگما متبلور می‌شوند. این آنکلاو را می‌توان بر اساس تفاوت در اندازه، بافت، ساختار، ترکیب شیمیایی، ماهیت، فراوانی فنوکریست‌ها و سطح تماس آن با سنگ میزبان‌شان تشخیص داد (Barbarin, 2005). در خصوص منشاء آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک سه فرضیه احتمالی وجود دارد که عبارتند از: ۱) مدل رستیت (Chappell and White, 1974)، طبق این مدل این نوع از آنکلاوها مواد برجای مانده از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای هستند، ۲) مدل اتولیت (Pabst,)

1928)، طبق این مدل این نوع از آنکلاوها مواد تجمع یافته از یک ماگمای هم‌منشاء هستند، (۳) مدل اختلاط (Kumar and Rino, 2006)، طبق این مدل این نوع از آنکلاوها مشتق شده از گوشته یا ماگمای مافیک هم‌منشاء هستند که با ماگمای گرانیتوئیدی اختلاط پیدا کرده‌اند.

۳-۷-۳-۲- آنکلاوهای هورنبلندی

لخته‌های مافیک سرشار از هورنبلند و پیروکسن شامل بخش‌هایی از خود ماگما می‌باشند که زودتر سرد شده و بر اثر نیروی ثقل درون ماگما سقوط کرده‌اند. این نوع از آنکلاوها که به لخته‌های مافیک نیز معروف‌اند، در ادامه توسط ماگما به بخش‌های بالا منتقل شده‌اند. کانی‌های سازنده این گروه از آنکلاوها شامل هورنبلند سبز، پیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشد. قابل ذکر است که بیوتیت به ندرت در این نوع آنکلاوها بعنوان کانی ثانویه یافت می‌شود. این آنکلاوها اصولاً دارای بافت میکروگرانولار می‌باشند (علیزاده، ۱۳۹۰).

۳-۷-۳-۳- آنکلاوهای پیروکسنیتی

این دسته از آنکلاوها به هنگام صعود ماگما که فاز پیروکسن در حال تشکیل شدن بوده، بر اثر نیروی ثقلی در ماگما صعود کرده است (علیزاده، ۱۳۹۰).

۳-۷-۳-۴- آنکلاوهای گابرویی

اصولاً دارای بافت دانه‌ای متشکل از کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند. در این نوع از آنکلاوها آثار بیوتیت‌زایی تحت تأثیر سیالات غنی از Si و K (حاصل تبدیل پیروکسن به بیوتیت)، و اپیدوت‌زایی حاصل تبدیل پیروکسن و پلاژیوکلاز به اپیدوت بصورت دانه‌ای مشاهده می‌شود (یوسفی، ۱۳۹۶). وجود این آنکلاوها با منشاءهای متفاوت بیانگر فرآیند آلاینش و اختلاط ماگما می‌باشد. اختلاط ماگما بعنوان یک فرآیند بنیادی و مؤثر در تحولات سنگ‌های ولکانیکی سیلیسی و حدواسط در ایران است (Khalili Mobarhan and Ahmadipour, 2010). بسیاری از سنگ‌های سنوزوئیک ایران بافت‌های نامتعادل

متنوعی را نشان می‌دهند که بوسیله اختلاط ماگما ایجاد شده‌اند (Emami et al., 1984). آهن‌های اضافی ناشی از تبدیل پیروکسن به بیوتیت، به دو صورت کانی‌های اپک تجلی یافته‌اند (شکل ۳-۱۱-۱). (A)، (یوسفی، ۱۳۹۶).

فرآیند تبدیل تقریبی پیروکسن به بیوتیت عبارتند از:

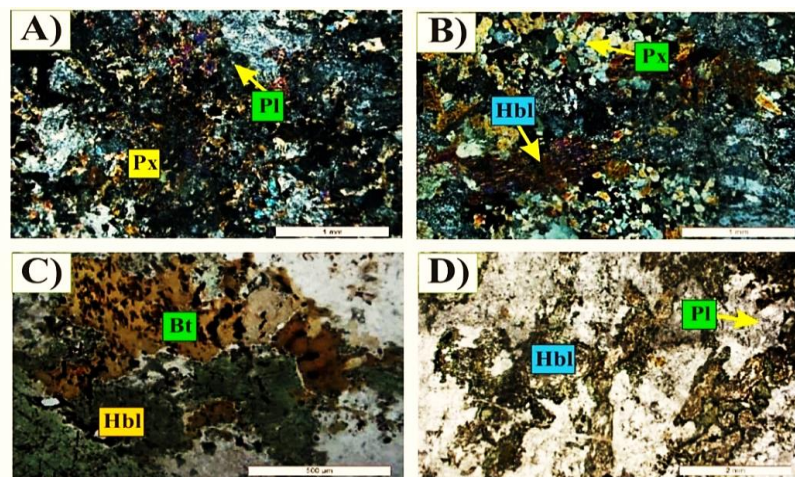


فرآیند تبدیل شدن پلاژیوکلاز به اپیدوت بصورت زیر است:



۳-۷-۳-۵- آنکلاوهای تونالیتی

این نوع از آنکلاوها دارای پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و کوارتز بعنوان کانی اصلی تشکیل شده‌اند و کانی‌های رسی، کلسیت، اکسیدهای آهن و اسفن جز کانی‌های ثانویه آنها بشمار می‌آیند (شکل ۳-۱۱-۲ و ۳-۱۱-۳). (D) (یوسفی، ۱۳۹۶).



شکل ۳-۱۱-۲- تصاویر میکروسکوپی از آنکلاوهای اتولیتی. (A) حضور کانی پیروکسن و پلاژیوکلاز به همراه اپیدوت‌زایی در آنکلاو گابرویی (نور XPL، B) لخته‌های سرشار از هورنبلند و پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی (نور XPL، C و D) تصویری از حضور هورنبلند و پلاژیوکلاز در آنکلاو تونالیتی (یوسفی، ۱۳۹۶) (نور PPL).

فصل چہارم

ژنوسی،

پروژنزو جایگاه مکتونوماکامی

۴-۱- ژئوشیمی

ژئوشیمی علمی است مرتبط با شیمی کل سنگ‌های متشکله زمین که با تجزیه و تحلیل داده‌های زمین شیمیایی حاصل از آنالیز نمونه‌ها می‌توان به اطلاعات جامعی در خصوص منشاء و تحول سنگ‌ها دست یافت. مهمترین مرحله از این مطالعات، درک دقیق اصول حاکم و چگونگی رفتار ژئوشیمیایی این عناصر در ماگمای سیلیکاته و سیالات وابسته به آنها می‌باشد (Henderson, 1982). مطالعات پتروگرافی اطلاعات کلی در خصوص ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌ها و شرایط تشکیل آنها در اختیار ما می‌گذارد. اما این اطلاعات لزوماً ترکیب واقعی ماگمای مادر یا اولیه را نشان نمی‌دهد، زیرا در طی زمان حرکت ماگما به طرف سطح زمین و جایگیری و تبلور آن، ترکیب شیمیایی در مذاب می‌تواند توسط فرآیندهای مختلفی مانند تبلور بخشی، اختلاط ماگما، آلیش و هضم و یا مخلوطی از همه این فرآیندها تغییر نماید که جهت شناخت آنها تنها با تکیه بر پتروگرافی سنگ‌ها نمی‌توان به این تحولات ماگمایی پی‌برد. از اینرو جهت تفکیک شیمیایی و تعیین فرآیندهای مؤثر در تغییر و تحول ماگما در فرآیند کانه‌زایی و شناخت اختصاصات ماگمایی مواد، لازم است بررسی‌های ژئوشیمیایی گسترده‌ای بر روی آنها انجام شود. در این فصل ابتدا علاوه بر نامگذاری سنگ‌های محدوده‌ی مطالعاتی با استفاده از ترکیب شیمیایی و رفتار ژئوشیمیایی عناصر مختلف، به بررسی منشاء، و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آداکیتی منطقه پرداخته شده است. جهت بررسی ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه، از نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی محققین مختلف شامل، صالحی‌نژاد (۱۳۸۷)، جمشیدی (۱۳۹۴)، فتح‌آبادی (۱۳۹۳)، گردیده (۱۳۹۷)، یوسفی (۱۳۹۶)، منصوری (۱۳۹۴)، جمالی (۱۳۹۳) استفاده شده است (پیوست ۱).

۴-۲- کاربردهای داده‌های تجزیه شیمیایی

داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین شامل تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی

می‌باشند که به روش‌های مختلف در نامگذاری و رده‌بندی سنگ‌ها، روشن نمودن مسیر تحول ماگما، منشاء ماگما و شرایط تبلور و پتانسیل کانه‌زایی آن مورد استفاده قرار می‌گیرد. نمادی که برای انواع آداکیت‌های پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در تمامی نمودارها استفاده شده است عبارتند از:

	آداکیت‌های پر سیلیس بخش‌های شمالی نوار ماگمایی سبزوار (HAS-N)
	آداکیت‌های کم سیلیس بخش‌های جنوبی نوار ماگمایی سبزوار (LSA-S)

۴-۳- رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های پسافیولیتی سبزوار

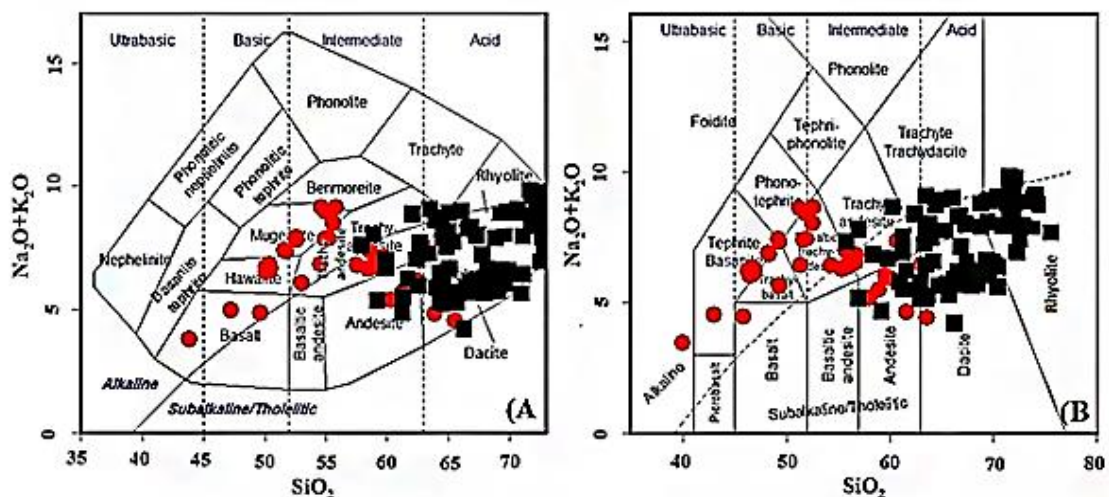
از آنجایی که سنگ‌های آذرین مورد مطالعه غالباً نیمه‌عمیق و پورفیری هستند، لذا جهت رده‌بندی و نامگذاری شیمیایی آنها، از رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی استفاده شده است.

۴-۳-۱- رده‌بندی شیمیایی

در طبقه‌بندی شیمیایی از اکسیدهایی که در ساختمان کانی‌های سنگ نقش اساسی دارند، استفاده می‌شود. استفاده از سیلیس در طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین از اهمیت بسزایی برخوردار است. مقدار SiO_2 بعنوان اصلی‌ترین اکسید سازنده سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین، خواص فیزیکی و ساختمانی مذاب را کنترل می‌کند (Middlemost, 1985). نمودار قلیایی کل-سیلیس (TAS) یکی از مهمترین این نمودارهاست که در آن مجموع مقادیر Na_2O و K_2O در مقابل SiO_2 و برحسب درصد وزنی اکسیدها بر روی نمودار پیاده می‌شود. طبقه‌بندهای مختلفی از سوی محققین ارائه شده است که در ذیل به برخی از آنها که برای تغییر نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه استفاده شده است، اشاره خواهد شد.

۴-۳-۱-۱- رده‌بندی (Cox et al., 1979)

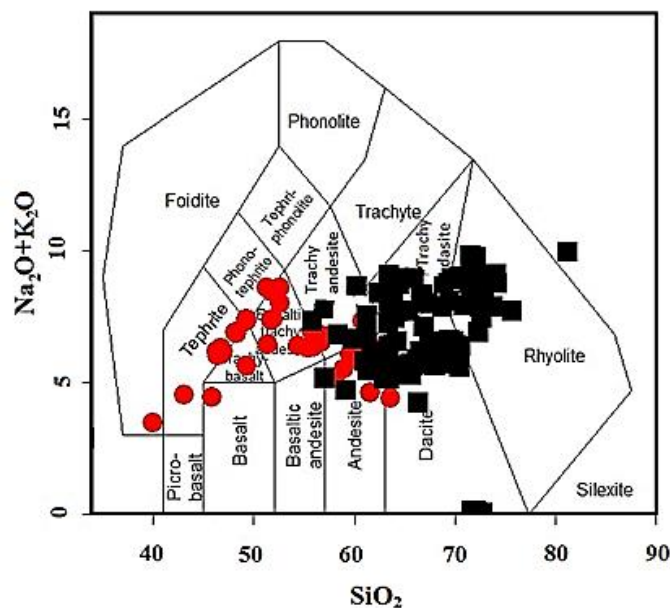
در این نمودار درصد وزنی $K_2O + Na_2O$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم می‌گردد و با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌ها، نامگذاری انجام می‌شود (Cox et al., 1979). با توجه به این نمودار، ترکیب عمده سنگ‌های آذرین اسیدی نیمه‌عمیق پسا‌فیولیتی در بخش‌های شمالی نوار افیولیتی سبزوار بیشتر در محدوده آندزیت/ تراکی‌آندزیت، تراکی‌داسیت/ داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند. نمونه‌های بازیک‌تر بخش‌های جنوبی بیشتر در محدوده سنگ‌های گابرویی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۱-۴). وجود خط جداکننده محدوده آکالی از ساب‌آکالی از ویژگی‌های این نمودار است که نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، دور از محدوده آکالان و در میدان ترکیبات ساب‌آکالان/ تولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱-۴).



شکل ۴-۱-۴- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسا‌فیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودار مجموع درصد وزنی Na_2O+K_2O در مقابل درصد وزنی SiO_2 سنگ کل، (A) از Cox و همکاران (۱۹۷۹) و (B) از Le Bas و همکاران (۱۹۸۶).

۴-۳-۱-۲- رده‌بندی (Middlemost 1985)

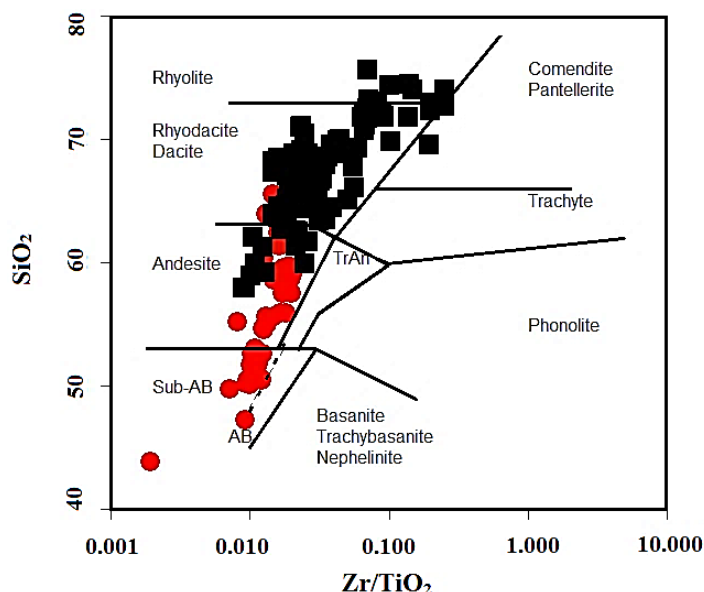
در این نمودار مجموع آکالان $K_2O + Na_2O$ در مقابل SiO_2 آورده شده است. طبق این نمودار عمده نمونه‌های سنگی منطقه در میدان ساب‌آکالان و در محدوده ترکیبی آندزیت/ تراکی‌آندزیت، تراکی-داسیت/ داسیت و ریولیت (بخش‌های شمالی) و گابرویی (بخش‌های جنوبی) قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودار مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 سنگ کل (Middlemost, 1985).

۴-۳-۱- رده‌بندی (Winchester and Floyd (1977)

فرآیند دگرسانی سنگ‌ها بر روی انتشار و تمرکز عناصر اصلی آن اثر می‌گذارد. از اینرو نمودارهای مربوط به عناصر کمیاب که در درجات کم دگرسانی بصورت غیرمتحرک باقی می‌مانند (از جمله Nb, Ti, Zr و Y)، می‌توانند ابزار مفیدی جهت تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌ها باشند. از نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 از (Winchester and Floyd, 1977)، که براساس درجه آکالینیتی طبقه‌بندی شده است برای نامگذاری سنگ‌های پسافیولیتی مورد استفاده قرار گرفت. با توجه به نمودار نمونه‌های اسیدی تر بخش - های شمالی در محدوده آندزیت/ تراکی آندزیت، داسیت/ ریوداسیت و ریولیت و نمونه‌های بازیک تر بخش‌های جنوبی بطور عمده بیشتر در محدوده سنگ‌های آندزیت و بازالت قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۳).



شکل ۴-۳- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 جهت نامگذاری سنگ‌های آذرین پسافیولیتی سبزوار (Winchester and Floyd, 1977).

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

تغییرات

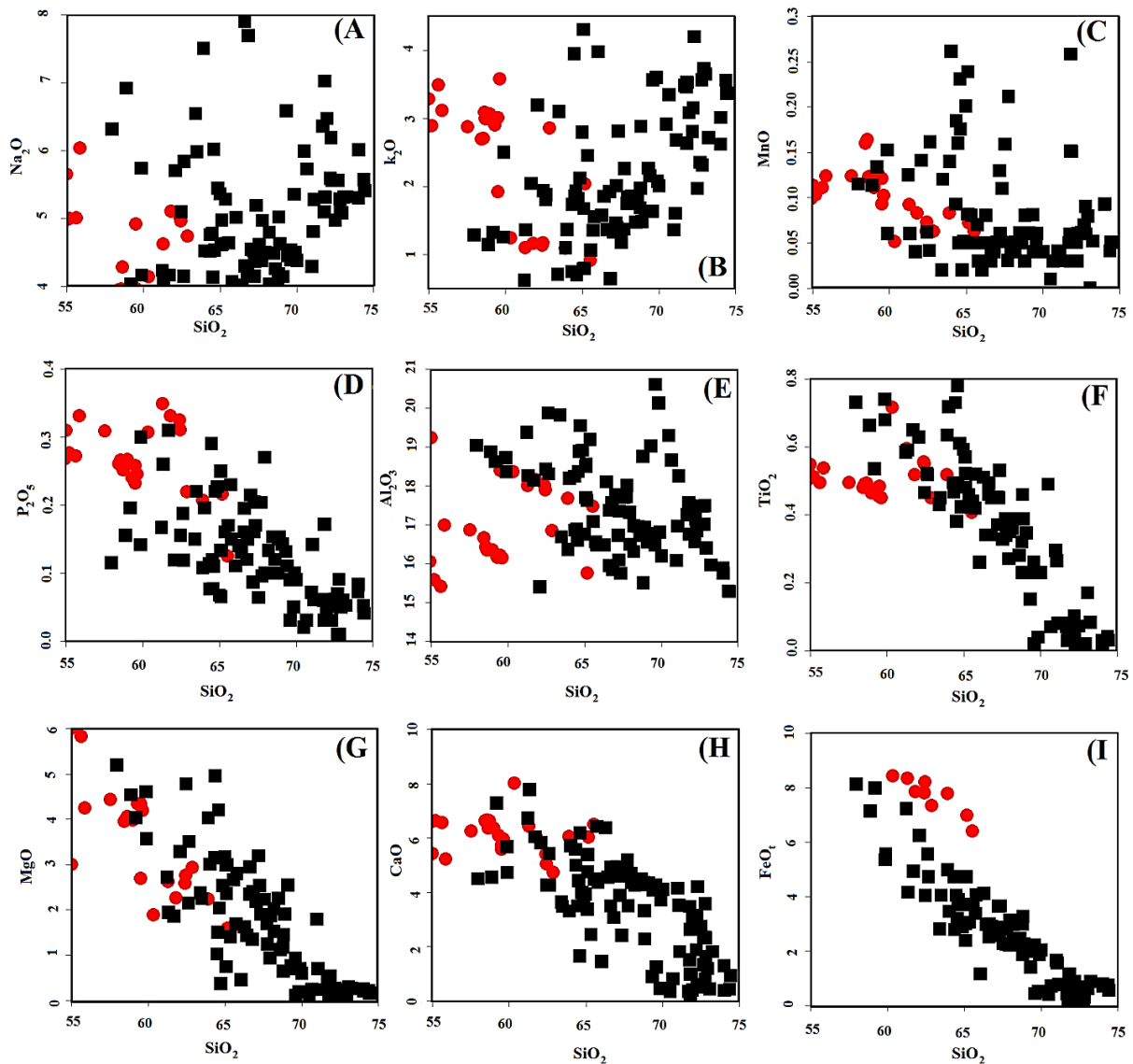
با استفاده از نمودارهای تغییرات می‌توان روابط ژئوشیمیایی بین سنگ‌های موجود در یک منطقه را تعیین کرد. در این نمودارها، حجم زیادی از اطلاعات عددی بطور فشرده نمایش داده می‌شود. به کمک این نمودارهای تغییرات می‌توان تأثیر فرآیندهای پترولوژیکی را مورد بررسی قرار داد. تغییرات مشاهده شده در آنها ناشی از فرآیندهایی نظیر تبلور تفریقی، ذوب‌بخشی، اختلاط ماگمایی و یا آلیش و هضم پوسته‌ای است (Wilson, 1989). هرگاه بر روی این نمودارها ترکیب شیمیایی نمونه‌های مختلف یک سری تدریجی باشند، نشانه وجود خویشاوندی و همبستگی بین ماگماهای آن سری است. اما عدم پیوستگی نقاط در نمودارها جهت تعیین وابستگی یا عدم وابستگی سنگ‌ها نسبت به یکدیگر و منشاء آنها می‌توان استفاده کرد (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶). جهت بررسی توسعه و تبلور ماگما، نمودارهای گوناگونی توسط محققین ارائه شده است که از جمله مهمترین آن می‌توان به نمودارهای

عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 (Harker, 1909) (شکل‌های ۴-۴ و ۶-۴) و نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل MgO (Fenner, 1948) اشاره کرد (شکل‌های ۵-۴ و ۷-۴) (جمشیدی، ۱۳۹۴).

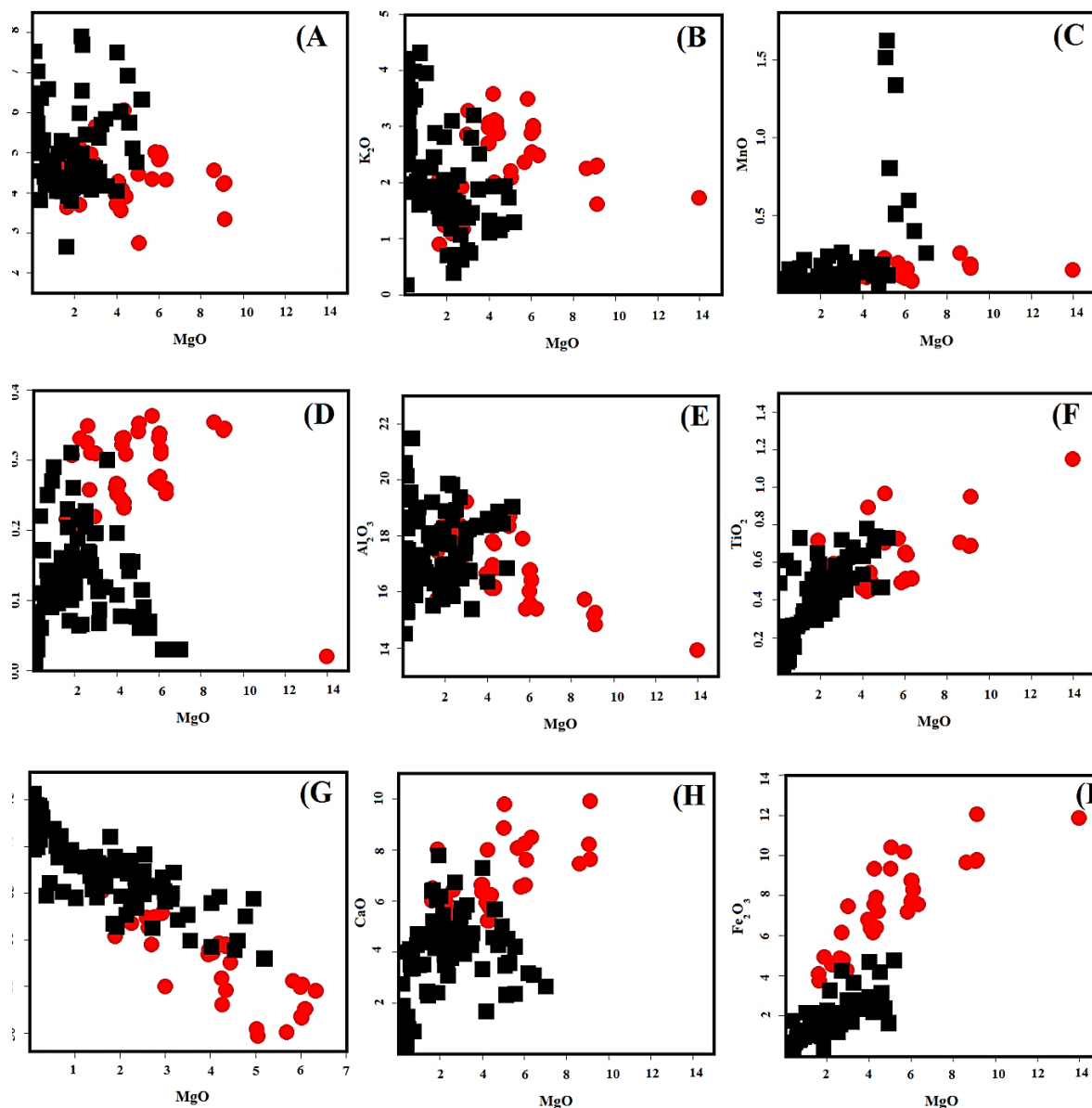
۴-۴-۱- نمودارهای Harker (1909) (نمودارهای درصد وزنی اکسید-درصد SiO_2)

نمودارهای دو متغیره هارکر یکی از پرکاربردترین نمودارهاست که جهت بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و تحولات پتروژنیکی استفاده می‌شود. SiO_2 در این نمودارها بعنوان پارامتر ترسیمی برای بسیاری از سری‌های سنگ‌های آذرین انتخاب می‌شود. پراکندگی اکسیدها در مقابل SiO_2 ممکن است ناشی از تجمع درشت بلورها، چند منشاء بودن ماگما، عدم تأثیرپذیری نسبی یک اکسید در مقابل SiO_2 و دگرسانی باشد (Rollinson, 1993). در نتیجه از این نمودارها جهت بررسی روند تغییرات در سنگ‌های فلسیک-مافیک استفاده می‌شود. روند معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های مختلف یک سری سنگی بر روی این نمودارها، نشانگر خویشاوندی احتمالی بین ماگمای آن سری می‌باشد (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳). با توجه به نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر SiO_2 (شکل ۴-۴)، طیف تغییرات SiO_2 در سنگ‌های پسافیولیتی بخش‌های شمالی در مقایسه با نمونه‌های بخش‌های جنوبی که حاوی مقادیر بالاتر سیلیس می‌باشند، تقریباً از ۶۰ تا ۷۵ درصد وزنی متغیر است. با توجه به نمودار Na_2O و K_2O در مقابل SiO_2 یک روند افزایشی محدودی در بین نمونه‌های بخش‌های شمالی و جنوبی مشاهده می‌شود. سنگ‌های آذرین بخش شمالی از نظر پتروگرافی متنوع بوده و از روند تغییرات خاصی بر روی نمودار هارکر تبعیت می‌کنند. در تمامی این نمودارها نمونه‌های بخش شمالی یک روند خطی را دنبال می‌کنند و با افزایش مقدار SiO_2 یا افزایش تفریق ماگما، مقادیر Al_2O_3 ، Na_2O و K_2O افزایش و مقادیر MnO ، Fe_2O_3 ، CaO ، TiO_2 و P_2O_5 کاهش می‌یابد. در خصوص بخش‌های جنوبی با ترکیب بازیک‌تر مقادیر TiO_2 ، Fe_2O_3 ، MnO ، MgO

CaO ، Al_2O_3 دارای تغییرات کاهشی و میزان P_2O_5 بطور محسوس روند نزولی دارد. این امر می‌تواند بیانگر نقش تبلور تفریقی در تحول ماگما از سمت آندزیت به طرف سنگ‌های تحول یافته‌تر نظیر داسیت و در نتیجه منشاء گرفتن آنها از یک منبع واحد باشد (جمشیدی، ۱۳۹۶).

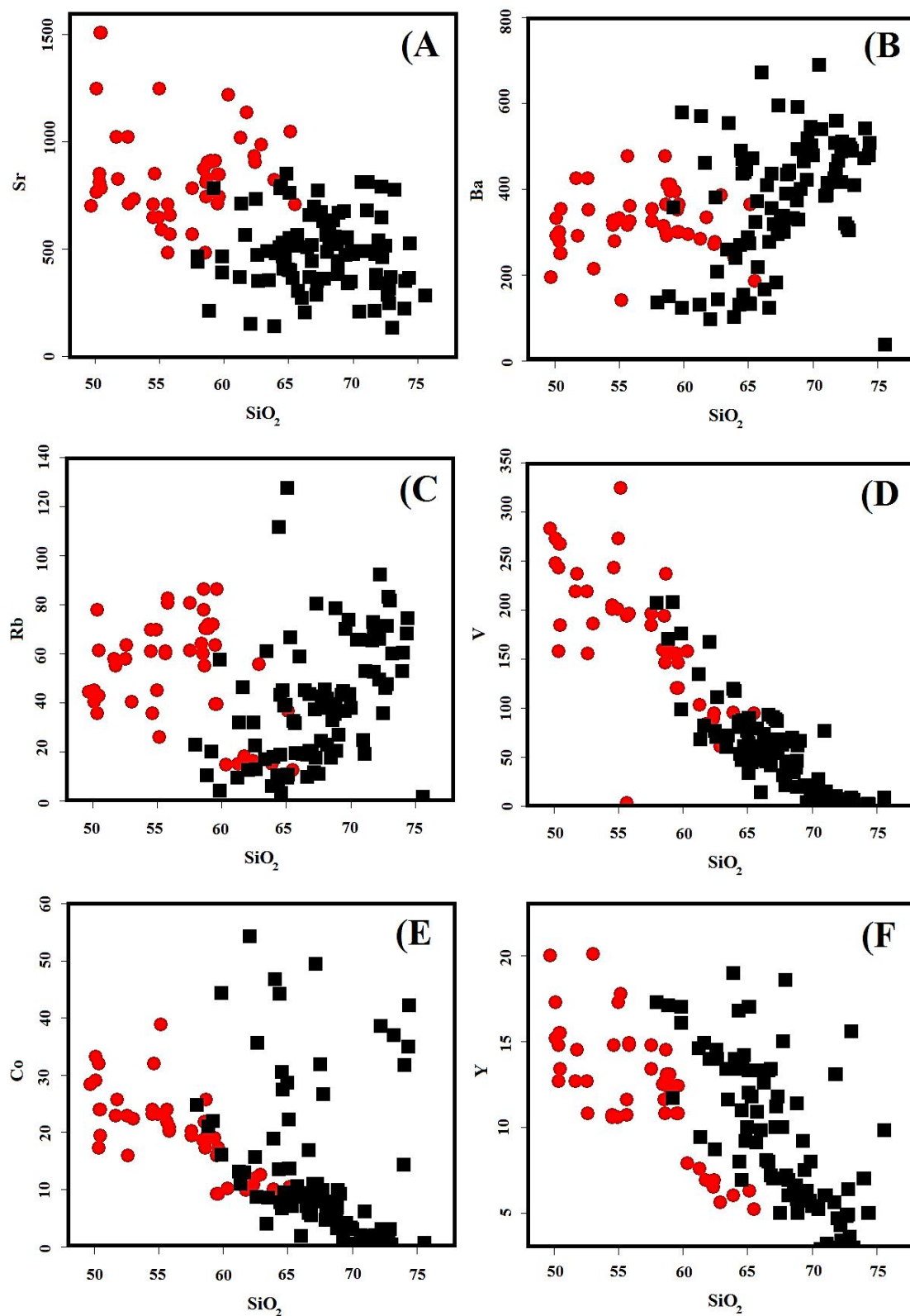


شکل ۴-۴- نمودارهای درصد اکسید- درصد SiO_2 (Harker, 1909). برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی
پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار.

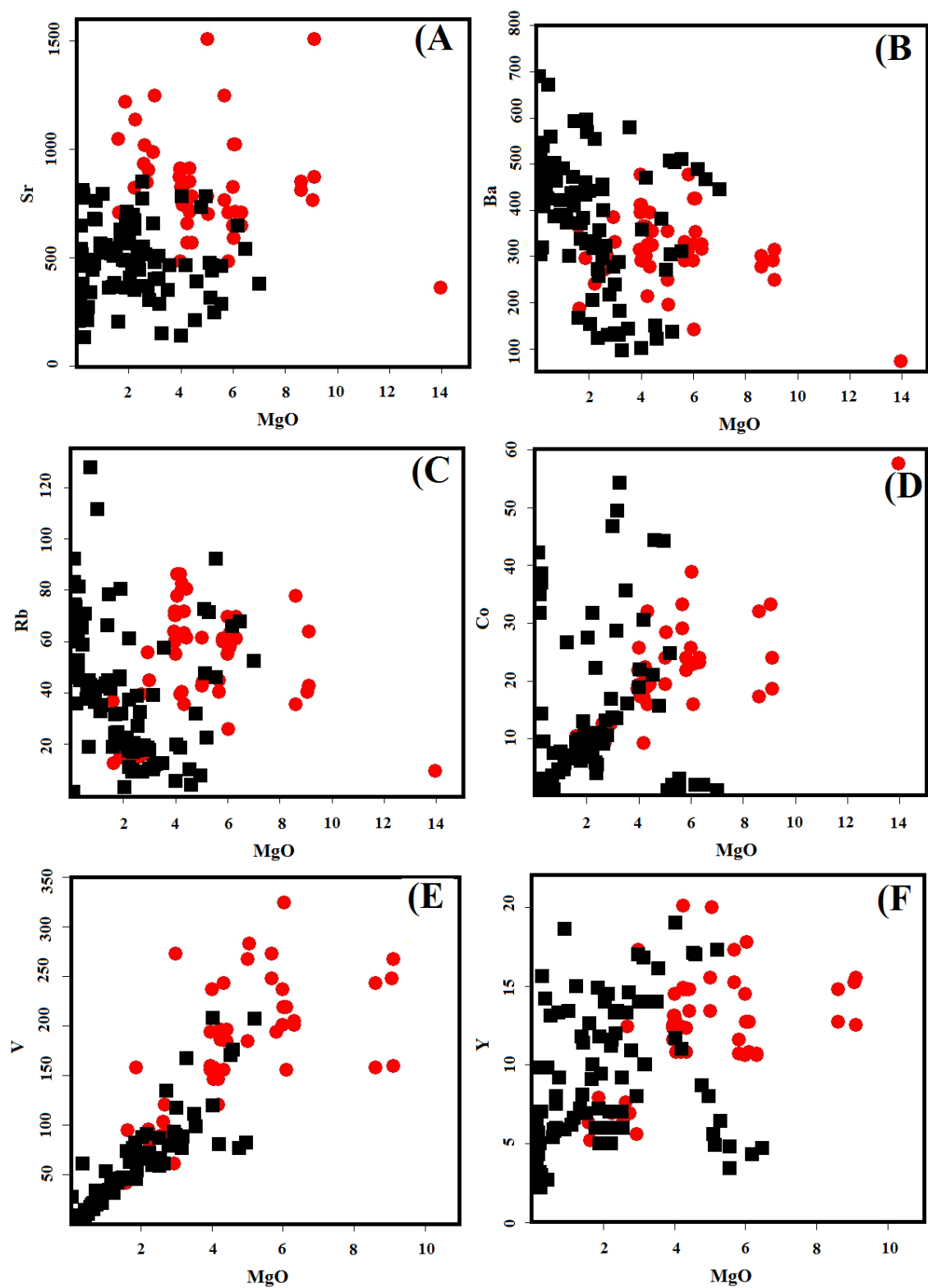


شکل ۴-۵- نمودارهای درصد اکسید- درصد MgO (Fenner, 1948)، برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی
پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار.

روند تغییرات عناصر نادر مانند Sr ، Ba ، Rb که در ساختار کانی‌های اصلی بویژه فلدسپارها شرکت دارند می‌تواند به عنوان یک ابزار مفید در تعیین نقش فرآیند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی استفاده شود. از طرف دیگر کاهش مقادیر عناصر سازگاری مانند Co ، V ، Y همراه با افزایش میزان SiO_2 با روندهای تبلور تفریقی سازگاری دارد (شکل ۴-۶).



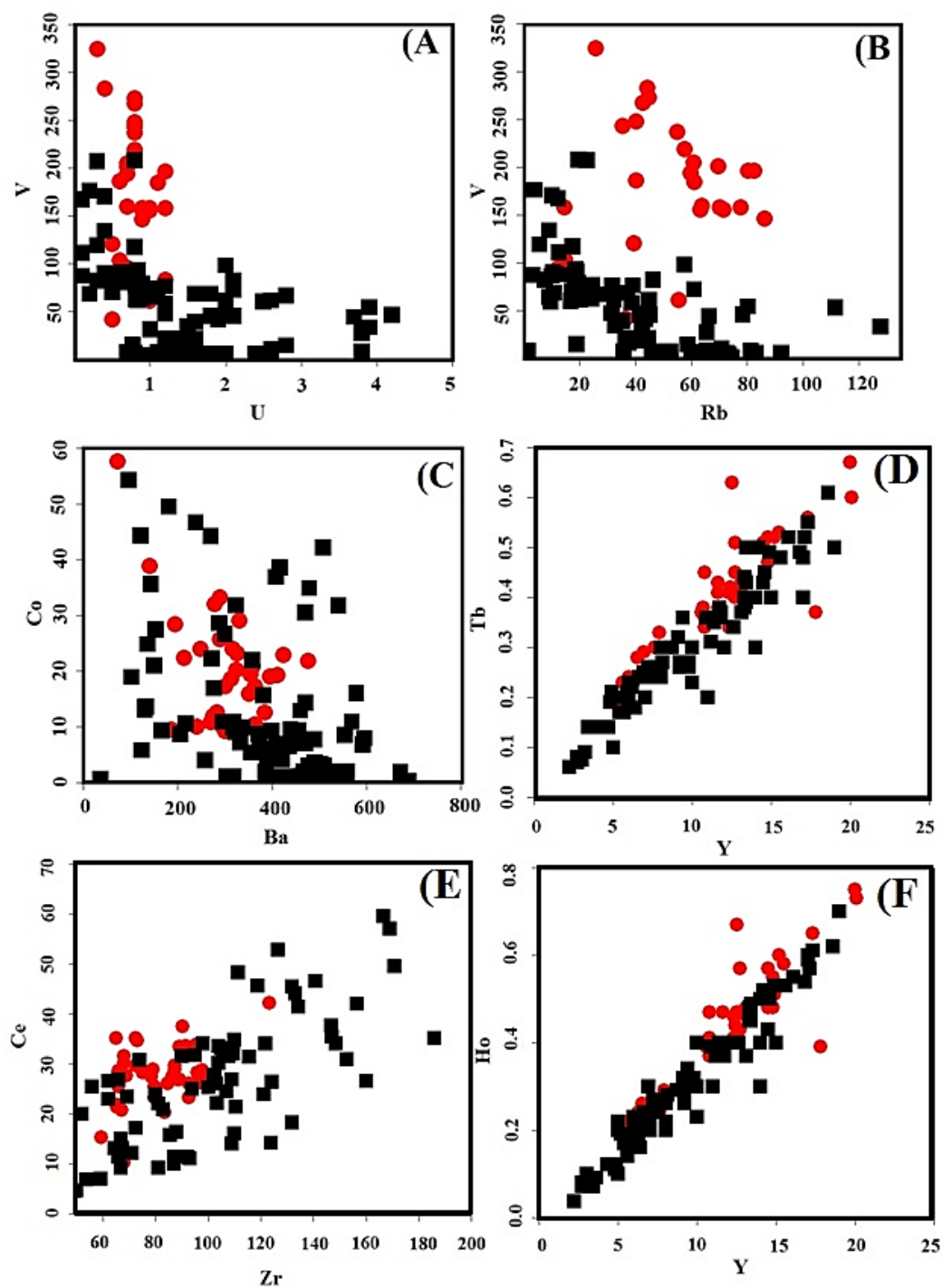
شکل ۴-۶- نمودارهای عناصر کمیاب Sr، Ba، Rb، Co، V و Y در برابر SiO_2 برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی
پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار (Harker, 1909).



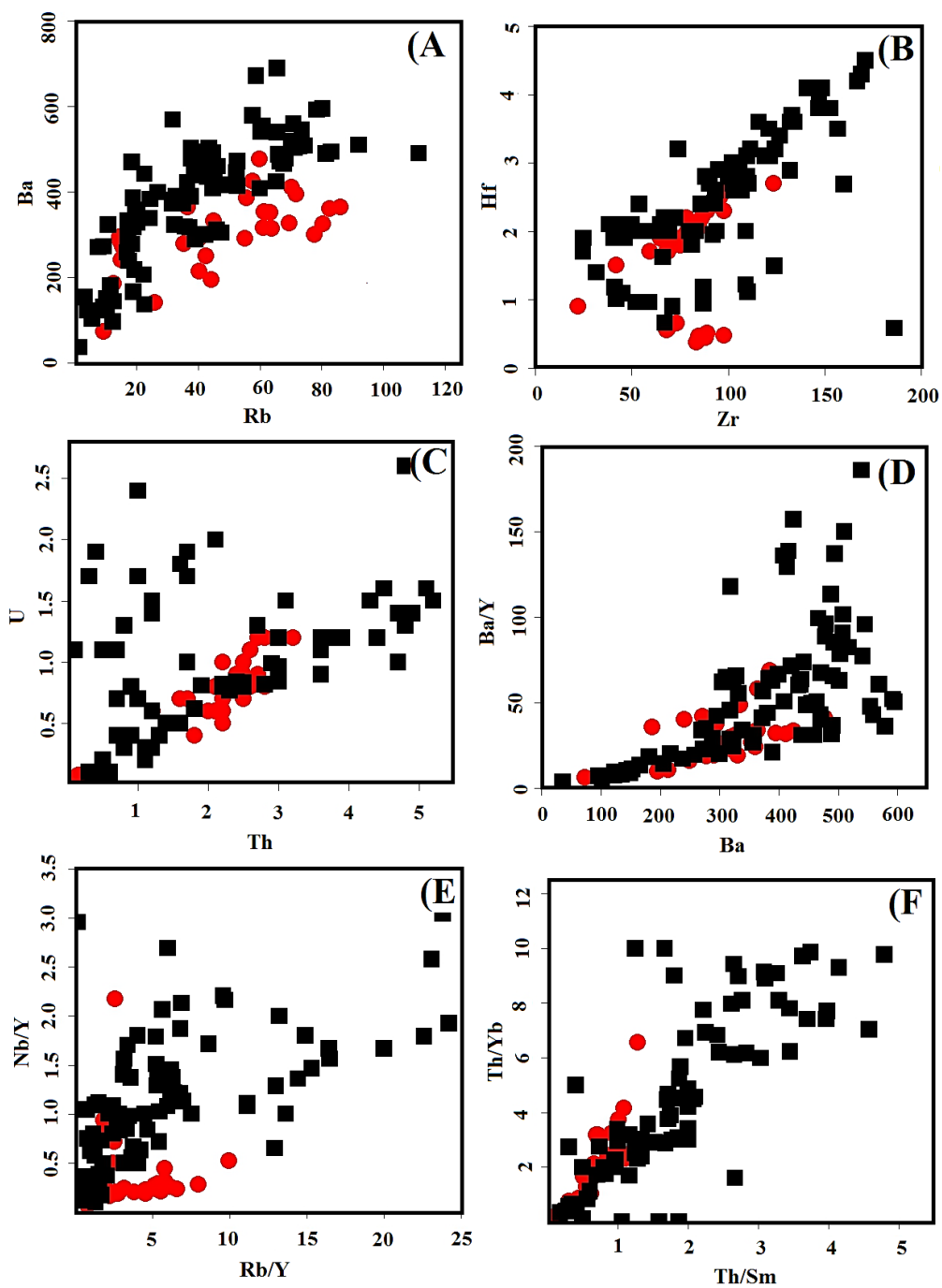
شکل ۴-۷- نمودارهای عناصر کمیاب Sr، Ba، Rb، Co، V و Y در برابر MgO برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی
پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار (Fenner, 1948).

۴-۵- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار

عناصر سازگار و ناسازگار مفیدترین عناصر برای بررسی تحول سنگ‌های آذرین از نظر منشاء تا مکان جایگیری هستند (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶). غلظت عناصر ناسازگار موجود در یک ماگما نسبت به فرآیند ذوب‌بخشی بسیار حساس است در حالیکه غلظت عناصر سازگار هنگام تبلور تفریقی بشدت تغییر می‌کند. زمانی که نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر دارای روند خطی و صعودی باشد که از مبدا مختصات نیز بگذرد (شکل ۴-۹)، همچنین نمودار تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار روند خطی و نزولی نشان می‌دهد (شکل ۴-۸)، در این صورت تبلور تفریقی، فرآیند غالب تشکیل دهنده سنگ‌ها خواهد بود (Rogers et al., 1985). از طرف دیگر، روند منفی در نمودار تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم و روند مثبت در نمودار تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار، بیانگر ذوب‌بخشی بعنوان فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی می‌باشد. هر تغییری در نسبت، نشان دهنده ناهمگنی در منشاء بوده که ناشی از فرآیندهایی نظیر آمیختگی محل منشاء یا آلاش است (Rollinson, 1993).



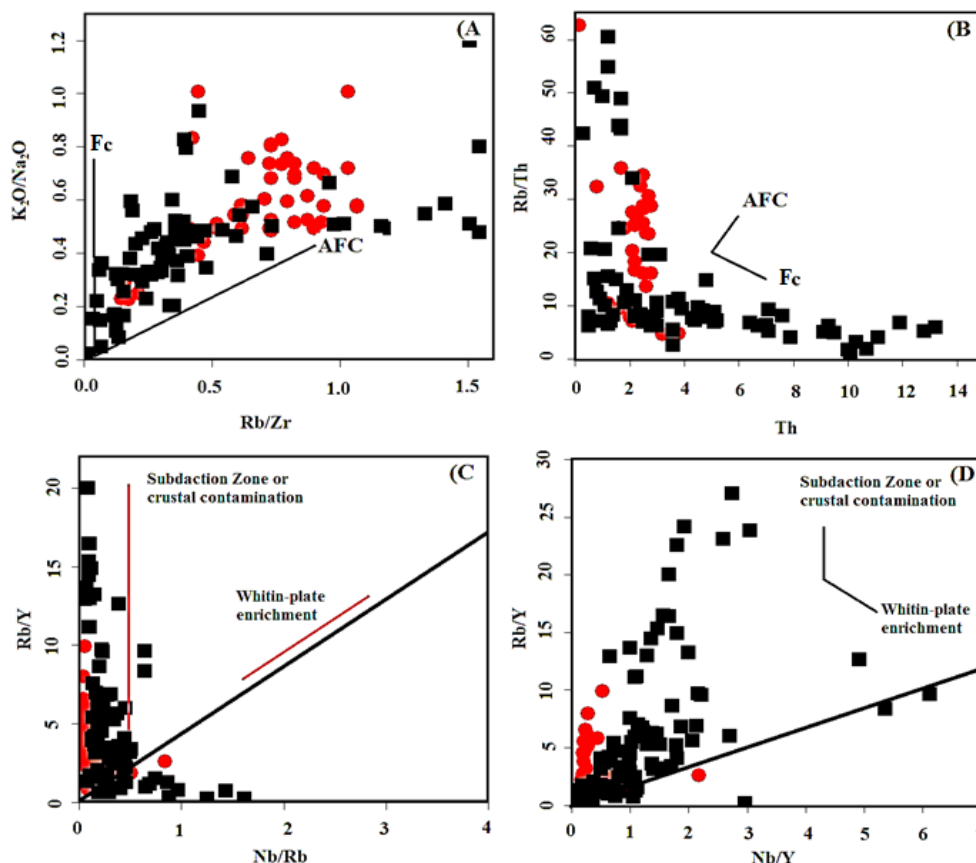
شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار (V, Co, Tb, Ce, Ho) - ناسازگار (U, Rb, Ba, Y, Zr) برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار.



شکل-۹-۴- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و نسبت‌های آنها در مقابل هم برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار.

نمودار Rb/Th در برابر Th (Pearce, 1983) جهت تفکیک نقش فرآیند هضم و تبلور تفریقی (AFC) و تبلور تفریقی (FC) از یکدیگر در طی تحول ماگمایی تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین استفاده می‌شود.

(شکل ۴-۱۰-B). همچنین برای تعیین تفکیک نقش جدایش بلوری به همراه هضم و آلیش ماگمایی در طی تحول ماگمای سازنده سنگ‌های نیمه‌عمیق و نفوذی مورد مطالعه (یوسفی، ۱۳۹۶)، از نمودار تغییرات K_2O/Na_2O در برابر Rb/Zr (Esperanca et al., 1992) نیز استفاده شده است (شکل ۴-۱۰-A). نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Y (Pearce, 1983) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه متحمل آلیش پوسته‌ای شده‌اند (شکل ۴-۱۰-D). براساس روندهای مشاهده شده در عناصر، حضور آنکلاوهای مختلف و شواهد پتروگرافی، ماگمای آداکیتی در طی صعود به ترازهای بالاتر با سنگ میزبان آلیش یافته است. برای بررسی نقش آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه از نمودار $Rb/Y-Nb/Rb$ استفاده شده است (شکل ۴-۱۰-C). روندهای عمودی در این نمودار در نتیجه غنی‌شدگی در زون فروران‌ش یا آلودگی پوسته‌ای بوجود می‌آید (Temel et al., 1998). افزون بر نمودار یاد شده از نسبت Th/V نیز برای تعیین آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های پسا‌فیولیتی منطقه استفاده شده است (یوسفی، ۱۳۹۶). این نسبت در پوسته بالایی در حدود ۳/۸ است (Rudnick and GaO, 2003) و در نمونه‌های منطقه این نسبت بین ۲-۴/۳ است که بیانگر تأثیر آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه می‌باشد. نسبت Rb/Nb در این سنگ‌ها بالاست که از نشانه‌های زون فروران‌ش می‌باشد (Yousefi et al., 2016).



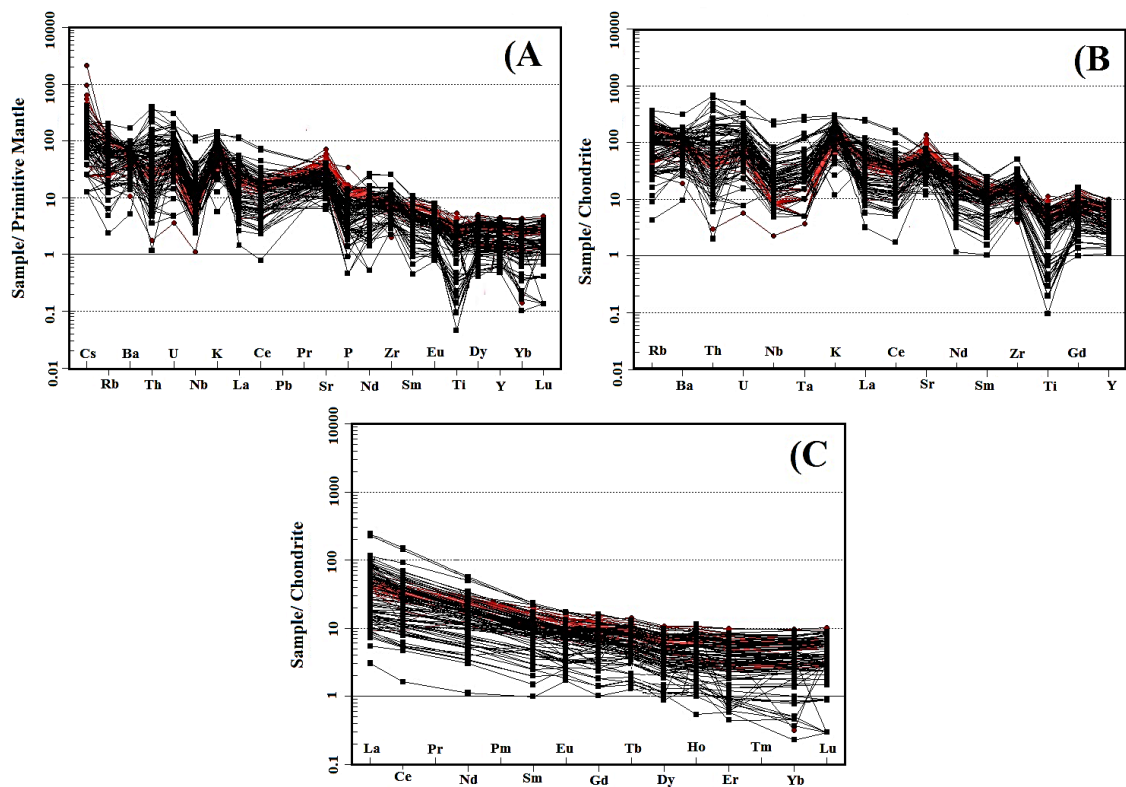
شکل ۴-۱۰- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار تغییرات K_2O/Na_2O در برابر Rb/Zr (B) نمودار Rb/Th در برابر Th جهت تفکیک فرآیندهای هم‌م و تبلور تفریقی یا تبلور تفریقی در تحول ماگماهای سازنده سنگ‌های آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار (C) نمودار Rb/Y در برابر Nb/Rb و قرارگیری نمونه‌ها بصورت عمودی. این نمودار می‌تواند بیانگر آلودگی پوسته‌ای و تشکیل نمونه‌ها در محیط فرورانشی باشد (D) نمودار Rb/Y در برابر Y (Pearce, 1983). (Temel et al., 1998).

۴-۶- نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی

نمودارهای عنکبوتی جهت بررسی تغییر و تحولات ماگما و مقایسه آن با ماگمای اولیه تعریف شده‌اند. این نمودارها بر اساس گروه‌بندی عناصر ناسازگار نسبت به یک کانی‌شناسی خاص ترسیم می‌شوند (Rollinson, 1993). جهت بهنجارسازی از مقادیر گوشته‌ای یا شکنه‌های کندریتی استفاده و انحراف از ترکیب اولیه اندازه‌گیری می‌شود. الگوی عناصر ناسازگار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDounough, 1989) و کندریت (Sun, 1980) برای نمونه‌های مورد مطالعه در بخش‌های شمالی

و جنوبی نوار ترسیم شد (شکل ۴-۱۱). همانطور که در نمودار نمایان است غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگیون (LILE) مانند (K، Sr و Ba) نسبت به عناصر کمیاب خاکی بیانگر الگوی عناصر کمیاب شاخص محیط‌های فرورانش می‌باشد. عبارتی عناصر ناسازگار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه آنومالی مثبت نسبت به K و Sr و عناصر ناسازگار Rb و Ba و آنومالی منفی نسبت به Ti را نشان می‌دهد که آنومالی منفی Ti و Nb نشان‌دهنده‌ی شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه فرورانش می‌باشد. چرا که در مناطق فرورانش سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده که از LILE غنی هستند به گوه گوشته‌ای افزوده می‌شود (Borg et al., 1997). این فرآیند سبب غنی‌شدگی گوشته بوسیله زون فرورانش یا آرایش پوسته‌ای و همچنین باقیماندن یا عدم ذوب گارنت در منشاء می‌شود (Kamali et al., 2011). این روند همچنین شباهت چشمگیری با سنگ‌های کالک‌آلکالن قوس‌های آتشفشانی و نواحی کوهزایی دارد. فراوانی اندک عناصر دارای قدرت میدانی بالا نظیر Ta و Nb نسبت به عناصر درشت یون با منتسب نمودن ماگما به یک منبع تغییر یافته بوسیله متاسوماتیسم هماهنگ است. (Turner et al., 1996; Keleman et al., 1993). تمرکز عناصر HREE در مذاب‌های مشتق گرفته از گوشته فقط توسط ترکیب گوشته قبل از فرورانش کنترل می‌شود، اما عناصری همچون Th و عناصر کمیاب خاکی سبک فقط توسط مذاب‌های سیلیسی حاصل از ذوب رسوبات بالایی پوسته اقیانوسی فرورانش یافته انتقال می‌یابند که گویای تأثیر ناچیز آلودگی پوسته‌ای در غنی‌شدگی این عناصر می‌باشد. علاوه بر این می‌تواند نشانگر یک منشاء متاسوماتیزه توسط سیالات غنی شده در Nb و Ta که از آبدایی منطقه فرورانش یافته حاصل شده‌اند، باشد. از طرف دیگر یک الگوی غنی‌شدگی نسبی از LREE نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین یعنی HREE، تهی‌شدگی از Y و HFSE بدون آنومالی Eu نشان می‌دهند که بیانگر ارتباط زایشی سنگ‌های آداکیتی پساافیولیتی نوار افیولیتی سبزوار، با یکدیگر است. بعلاوه نمونه‌های فلسیک بخش شمالی در مقایسه با ترکیبات مافیک بخش جنوبی، در

عناصر کمیاب خاکی سبک و عناصر سنگ دوست بزرگیون غنی‌شدگی و به همین مقدار از عناصر کمیاب خاکی سنگین، تهی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند دلیلی بر منشاء تفریقی آنها از ماگمای حدواسط آندزیتی باشد (جمشیدی، ۱۳۹۴). میزان بالای La/Nb همراه با افزایش میزان K و Ba و Rb از نشانه‌های تأثیر آرایش پوسته‌ای بر روی ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها می‌باشد. آنومالی HFSE مانند Nb و Ta توسط فرآیند فرورانش کنترل می‌شود (John et al., 2011). Rollinson (1993) معتقد است آنومالی منفی Nb و غنی‌شدگی K, Sr و Ca و همچنین غنی‌شدگی Ba, Rb و Cs با اختلاط ماگمایی همراه با آرایش پوسته‌ای مرتبط است. تمرکز بالای عناصر کمیاب خاکی سبک در ماگمای اسیدی و حدواسط می‌تواند نشانه‌هایی از تمرکز فاز سیال در ماگمای اسیدی باشد (Kogiso et al., 1997). غنی‌شدگی در عناصر کمیاب سبک و تهی‌شدگی از عناصر کمیاب سنگین از خصوصیات سنگ‌های کالک‌آلکالن حاشیه قاره‌ای می‌باشد (Dupug et al., 1992). حضور هورنبلند در مذاب‌های اسیدی و حدواسط می‌تواند دلیلی بر غنی‌شدگی شدید از MREE باشد (Rollinson, 1993). این موضوع با تمرکز بالای عناصر LREE در ماگمای اسیدی و حدواسط قابل توجیه است.

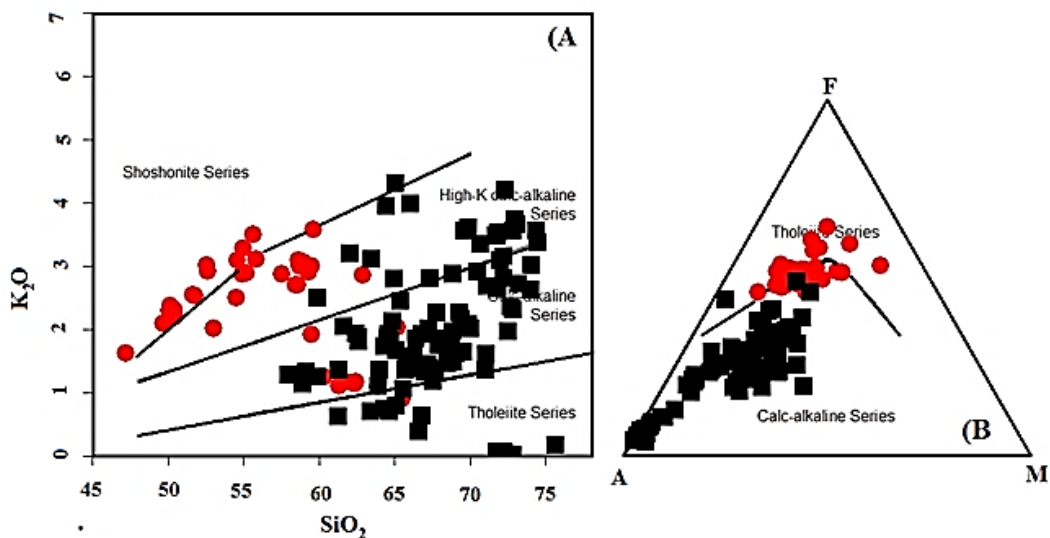


شکل ۴-۱۱- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در (A) و (B)، نمودارهای چندعنصری بهنجار شده برای سنگ‌های آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار به ترتیب نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDounough, 1989) و کندریت (Sun, 1980)، (C) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار (Nakamura, 1974).

۴-۷- تعیین سری ماگمایی

جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین شیمی سنگ کل یکی از پرکاربردترین ابزار مطالعات ژئوشیمیایی می‌باشد. 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 ذوب بخشی یک محل منبع یکسان حاصل گردیده است (Kuno, 1968). بر این اساس نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) و نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Pecoerillo and Taylor, 1976) برای نمونه‌های آذرین نیمه عمیق پسافیولیتی مورد مطالعه ترسیم شد که اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم متوسط - بالا قرار گرفتند. تنها برخی بخش‌های جنوبی متعلق به سری شوشونیتی هستند (شکل

۱۲-۴- (B و A).



شکل ۱۲-۴- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در (A) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) و (B) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Pecoerillo and Taylor, 1976).

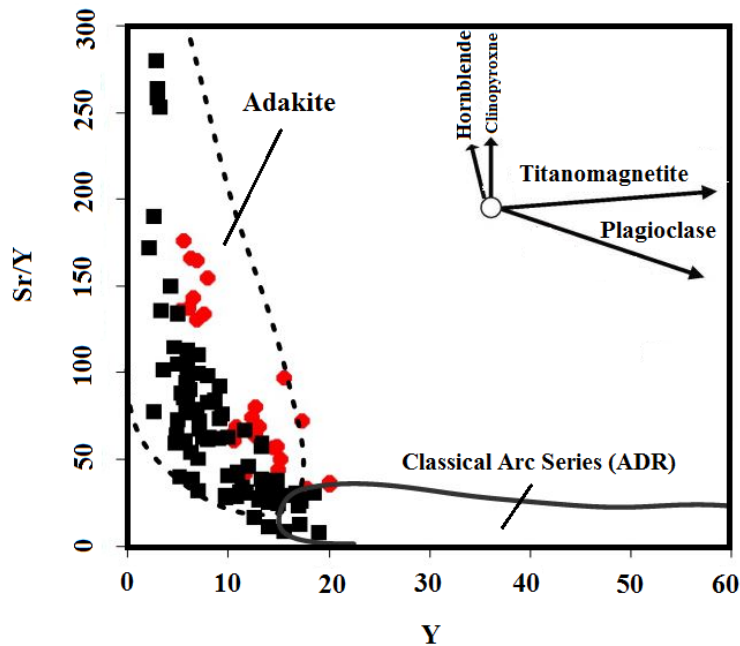
۴-۸- ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص سنگ‌های آداکیتی سبزوار

آداکیت یک واژه پترولوژیکی است که برای تشریح گروهی از سنگ‌های غنی از سیلیس آتشفشانی بیرونی (آندزیت، داسیت و ریولیت) یا نفوذی (دیوریت، تونالیت، ترونجمیت، گرانودیوریت و گرانیت) در کمان‌های سنوزوئیک مرتبط با فروران‌ش لیتوسفر اقیانوسی جوان با سن کمتر یا مساوی ۲۵ میلیون سال ارائه شده است (Drummond and Defant, 1990). آداکیت برای اولین بار توسط Drummond and Defant (1990) برای سنگ‌های آذرین آندزیتی تا ریولیتی غنی از Na بکار برده شد و از آنجایی که برای نخستین بار در جزیره آداک در مجمع‌الجزایر آلئوسین شناسایی شده‌اند، لذا به این نام فراخوانده می‌شوند (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳). ماگمای سازنده این سنگ‌ها طی ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی بوجود آمده است (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ صالحی‌نژاد، ۱۳۸۷؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ گردیده، ۱۳۹۷؛ یوسفی، ۱۳۹۶)، جایی که Kay (1978) سنگ‌های کالک‌آلکالن با خصوصیات ژئوشیمیایی خاصی را توصیف کرده بود. این تعریف بعدها 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، بکار برده شد (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ یوسفی، ۱۳۹۶؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ صالحی‌نژاد، ۱۳۸). پس از آن واژه آداکیت بطور وسیعی برای سنگ‌های آذرین غنی از سیلیس و نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Yb استفاده می‌شود که در محل‌های تکتونیکی مختلف (زون‌های فرورانشی، زون‌های برخوردی و محیط کششی) تشکیل شده‌اند (Wang et al., 2005; Zhu et al., 2009; Xu et al., 2002; Drummond and Defant, 1990).

(Drummond and Defant, 1990)، خصوصیات شیمی عناصر اصلی و کمیاب این سنگ‌ها را به اشتقاق آنها از ذوب‌بخشی لیتوسفر داغ و جوان فرورونده نسبت می‌دهند. ویژگی‌های شاخص این سنگ‌های آتشفشانی عبارت است از: مقادیر بالای Na_2O ($3.5 \text{ wt}\% \leq Na_2O \leq 7.5 \text{ wt}\%$) و $Al_2O_3 > 15 \text{ wt}\%$ ، $SiO_2 > 56 \text{ wt}\%$ ، نسبت K_2O/Na_2O پایین (~ 0.42)، مقادیر Sr بالا ($> 300 \text{ ppm}$)، LILE بالا ($> 300 \text{ ppm}$) و HREE پایین ($Y \leq 18 \text{ ppm}$ ، $Yb \leq 1.8 \text{ ppm}$) (Drummond and Defant, 1990; Castillo, 2006; Martin, 1999). ترکیب کلی و سنگ‌شناسی آداکیت‌ها به سنگ‌های آذرین معمول کمان شباهت زیادی دارد و از طریق شیمی عناصر کمیاب (مانند نسبت‌های Sr/Y و La/Yb و مقادیر Y و Yb) از ماگمای معمول کمان تشخیص داده می‌شوند (Castillo, 2012). از نظر Wang و همکاران (۲۰۰۸)، آندزیت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌های معمول جزایر کمانی در مقایسه با آداکیت‌ها، (۱) دارای عناصر Y و عناصر کمیاب سنگین (HREE) بالاتری هستند، (۲) نسبت Sr/Y پایینی دارند، (۳) آنومالی منفی Eu و Sr را نشان می‌دهند. آداکیت‌ها نسبت به ADR معمول دارای مقادیر بالاتر Sr و Na و مقادیر کمتر Y و Yb و نسبت‌های بالای Sr/Y هستند (Zhao et al., 2008, Drummond and Defant, 1990). مقادیر پایین HREE در آداکیت‌ها منعکس‌کننده نقش کانی‌هایی با ضریب توزیع بیشتر از یک برای این عناصر در طول ذوب است (Martin et al., 2005). این امر به همراه نسبت‌های بالای Sr/Y و

La/Yb بیانگر ذوب عمیق سنگ‌های مافیک در میدان پایداری گارنت یعنی فشار حداقل ۱۰-۱۲ هستند (Moyen, 2009). در این فشار پلاژیوکلاز ناپایدار شده و Sr خود را آزاد میکند (جمشیدی، ۱۳۹۴). در مقابل گارنت بعنوان فاز مهم پایدار در فشار بالا، مقادیر بالایی از Y و Yb را در خود حفظ می‌کند. عبارتی دیگر دارا بودن میزان بالای Sr/Y و La/Yb می‌تواند به وسیله تفریق بلوری کانی‌های آبدار مانند آمفیبول و یا تفریق در فشارهای بالا مانند تفریق گارنت ایجاد شود (Moyen, 2009). غالب سنگ‌های سیلیسی کمان سنوزوئیک که توسط Drummond and Defant, (1990) معرفی شده‌اند، حاوی میزان MgO کمتر از ۳ درصد وزنی هستند. بنابراین محدوده ترکیبی سنگ‌های آداکیتی از ماگمای سیلیس اولیه مشتق شده از ذوب پوسته بازالتی فرورونده جوان تا ماگمای آندزیتی منیزیم‌دار تولید شده از طریق تعادل ماگماهای سیلیسی مذکور با پریدوتیت گوه گشته‌ای متغیر است (Drummond and Defant, 1990). نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در نمودار Y در مقابل Sr/Y (Drummond and Defant, 1990)، در محدوده ترکیبی آداکیت‌ها و دور از محدوده سنگ‌های معمول کمان، یعنی آندزیت، داسیت و ریولیت (ADR) قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۱۳). Martin and Moyen (2003)، براساس محتوی سیلیس موجود در سنگ‌ها، دو نوع ماگمای آداکیتی یکی غنی از سیلیس (HSA) و دیگری با سیلیس پایین (LSA) معرفی کردند. این دو گروه آداکیتی از نظر خصوصیات کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و پتروژنز از یکدیگر قابل تشخیص هستند که در این بخش به آنها می‌پردازیم.



شکل ۴-۱۳- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودار Sr/Y در مقابل Y (Drummond and Defant, 1990).

۴-۸-۱- گروه اول HSA (سیلیس بالا)

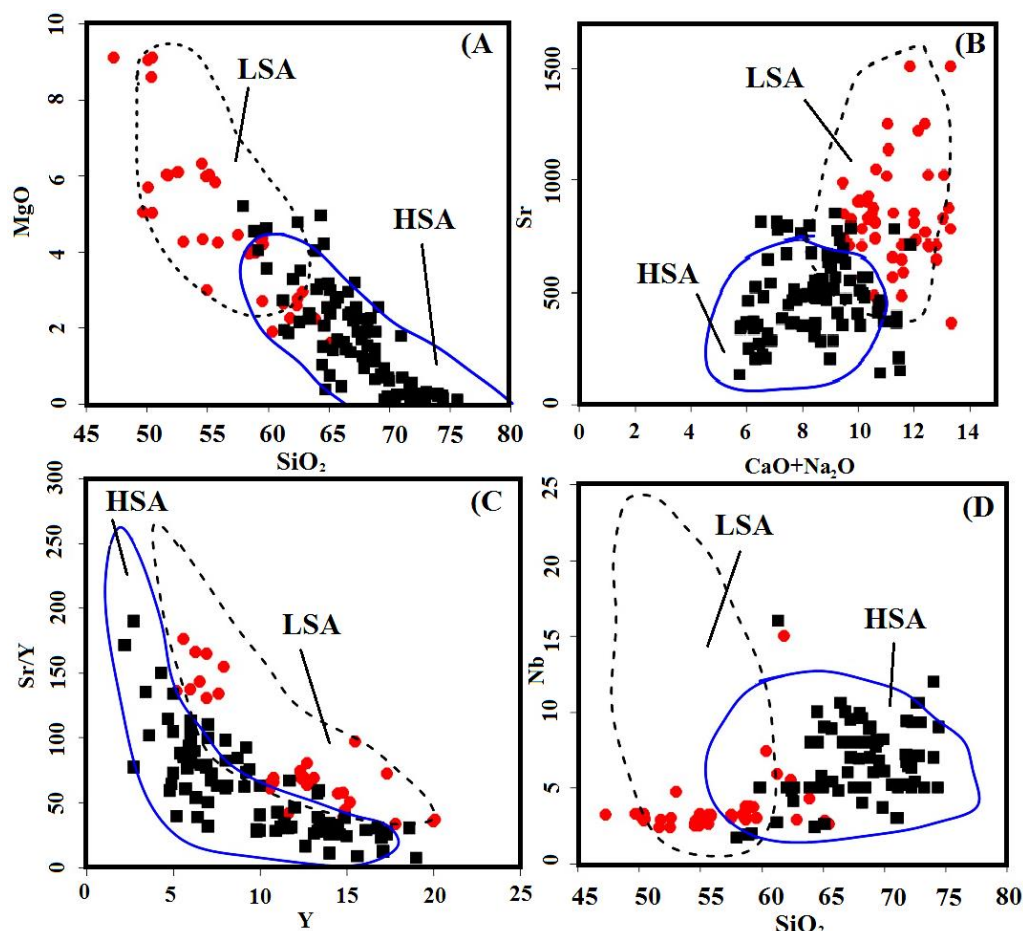
آداکیت‌های پر سیلیس به عنوان مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب اکلوزیت یا آمفیبولیت گارنت‌دار در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت بیان می‌شوند که در طول صعود از گوه گوشته‌ای با پریدوتیت آن واکنش داده‌اند (Martin et al., 2005). این مذاب در خلال صعود از میان گوه گوشته‌ای پریدوتیت را هضم میکند (Rapp et al., 2006)، بعلاوه این مذاب در خلال عبور از میان پریدوتیت گوشته‌ای آن را متحمل متاسوماتیسم کرده و خود نیز به مرور مصرف می‌شود (گردیده، ۱۳۹۷؛ یوسفی، ۱۳۶۹؛ جمشیدی، ۱۳۹۴). زمانی که نسبت مذاب ورقه فرورونده به پریدوتیت بالا باشد در خلال متاسوماتیسم تمام مذاب مصرف نمی‌شود. بنابراین مذاب آلایش یافته (با ترکیب آداکیت) صعود کرده و به درون پوسته و یا به سطح می‌رسد (وجود آنکلاوها گواهی بر تأیید این ادعاست) (یوسفی، ۱۳۹۶؛ جمشیدی، ۱۳۹۴). زمانی که این نسبت پایین باشد، تمام مذاب در واکنش متاسوماتیسمی مصرف می‌شود، بدون اینکه مذاب آداکیتی به سطح برسد. بطور کلی، می‌توان گفت که

آداکیت‌های پر سیلیس شاخص مذاب‌های ورقه‌ای حاصل از ذوب سنگ‌های مافیک ورقه اقیانوسی فرورونده در فشار بالا (گستره پایداری گارنت- رخساره‌های اکلوژیت و یا گارنت آمفیبولیت) هستند. بین آداکیت‌های پر سیلیس و سری‌های تونالیت- ترنجمیت- گرانودیوریت (TTG) اواخر آرکئن شباهت ژئوشیمیایی زیادی وجود دارد. ولی با این حال آداکیت‌ها در مقایسه با TTG مافیک‌تر و بوسیله مقادیر بالای Sr، Mg، Ni و Cr از TTG تمیز داده می‌شوند (گردیده، ۱۳۹۷؛ یوسفی، ۱۳۶۹؛ جمشیدی، ۱۳۹۴). از نظر (2005) Condie، TTG‌ها حاصل ذوب‌بخشی پوسته آبدار زیرین هستند در حالیکه ماگماهای آداکیتی پرسیلیس عمدتاً از ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورو تولید می‌شوند.

۴-۸-۲- گروه دوم LSA (سیلیس پایین)

این گروه از آداکیت‌ها از مذاب حاصل از ذوب پریدوتیت گوشته‌ای متاسوماتیسم شده حاصل می‌شوند که ترکیب آن در اثر واکنش با مذاب اقیانوسی (در نسبت مذاب به پریدوتیت پایین تغییر کرده است) (Martin et al., 2005). بطور کل می‌توان بیان کرد که HSA در مقایسه با LSA حاوی مقادیر پایین‌تر MgO (0.5-4 wt.%)، $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ (<11 wt.%) و Sr (< 1100 ppm) هستند (گردیده، ۱۳۹۷؛ یوسفی، ۱۳۹۶؛ جمشیدی، ۱۳۹۴). در نمونه‌های بهنجار شده به گوشته اولیه، LSA نسبت به HSA معمولاً حاوی مقادیر بالاتر LREE، آنومالی مثبت Sr و مقادیر پایین Rb و نسبت بالاتر Sr/Y در یک مقدار معینی از Y هستند (Martin et al., 2005).

سنگ‌های پسافیولیتی مورد مطالعه در بخش‌های شمالی نوار پسافیولیتی در گروه آداکیت‌های غنی از سیلیس و در بخش‌های جنوبی نوار پسافیولیتی سبزوار بطور میانگین در گروه آداکیت‌های کم سیلیس قرار دارند (شکل ۴-۱۴-A تا D).



شکل ۴-۱۴- موقعیت قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار (Martin et al., 2005).

۹-۴- پتروژنز و جایگاه تکتونوماگمایی

همانطور که براساس روابط صحرایی، ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی بیان شد، سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در محدوده آداکیت قرار می‌گیرند (گردیده، ۱۳۹۷؛ یوسفی، ۱۳۹۶؛ جمشیدی، ۱۳۹۴، فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ صالحی‌نژاد، ۱۳۸۷). این سنگ‌ها بصورت گنبد، دایک و استوک با طیف ترکیبی آنذریت/ تراکی‌آنذریت، تراکی‌داسیت/ داسیت، ریوداسیت و ریولیت و همگی دارای ماهیت کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط- بالا هستند (گردیده، ۱۳۹۷؛ جمشیدی، ۱۳۹۴، فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ صالحی‌نژاد، ۱۳۸۷). در این فصل با توجه به معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی

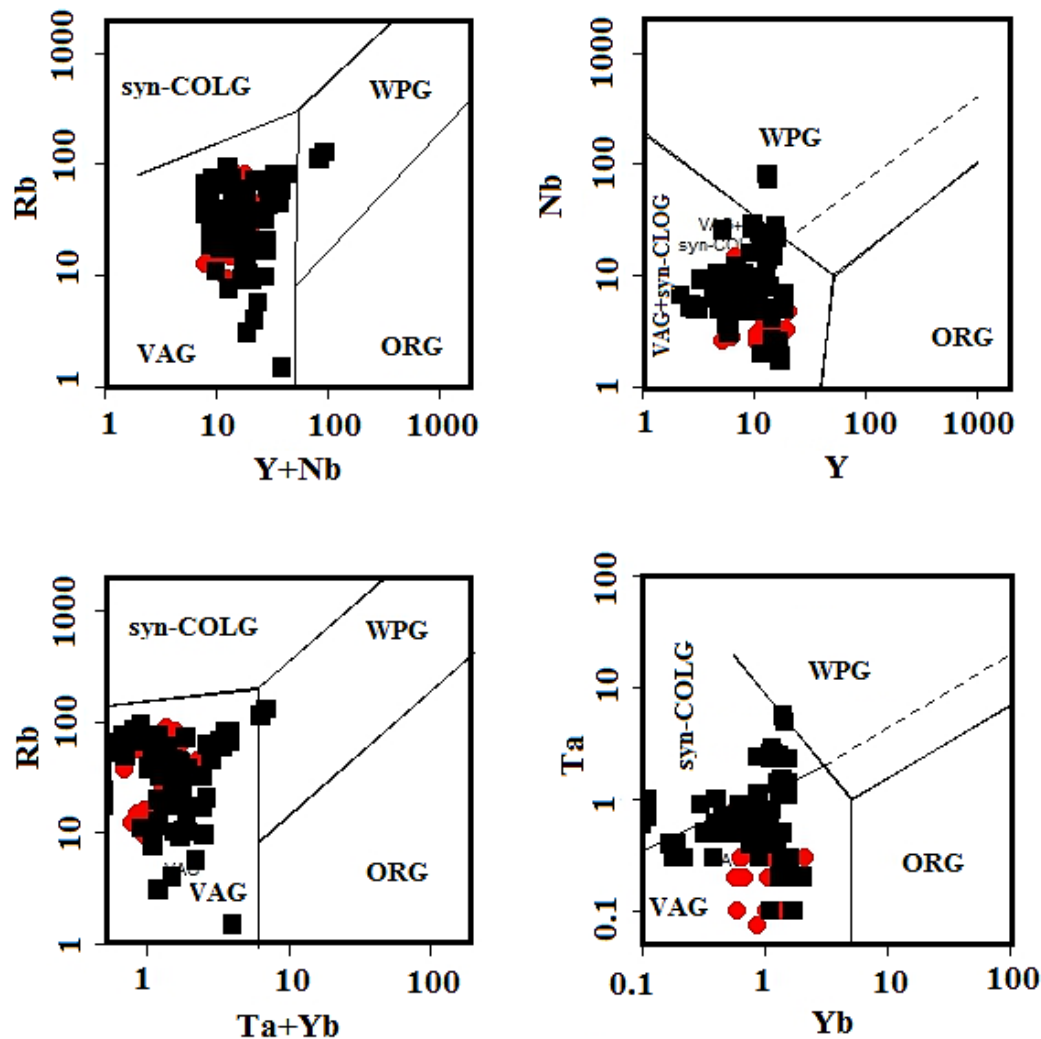
و ژئوشیمیایی، منشاء و خاستگاه ماگمایی سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه بررسی خواهد شد.

۴-۱۰- تعیین جایگاه تکتونیکی و محل منشاء آداکیت‌های نوار ماگمایی سبزوار

همانطور که با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی نشان داده شده است، اکثر سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (گردیده، ۱۳۹۷؛ جمشیدی، ۱۳۹۴، فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ صالحی‌نژاد، ۱۳۸۷؛ یوسفی، ۱۳۹۶). نمودارهای عناصر کمیاب بخصوص کمیاب سازگار که خیلی کم تحت تأثیر فرآیندهای ثانویه قرار می‌گیرند و به خوبی نمایانگر شرایط تحولات ماگمایی هستند، جهت تعیین جایگاه و محل منشاء سنگ‌های مورد مطالعه استفاده می‌گردد.

۴-۱۰-۱- نمودارهای تمایزی Nb-Y و Ta-Yb و Rb-Y+Nb (Pearce et al., 1984)

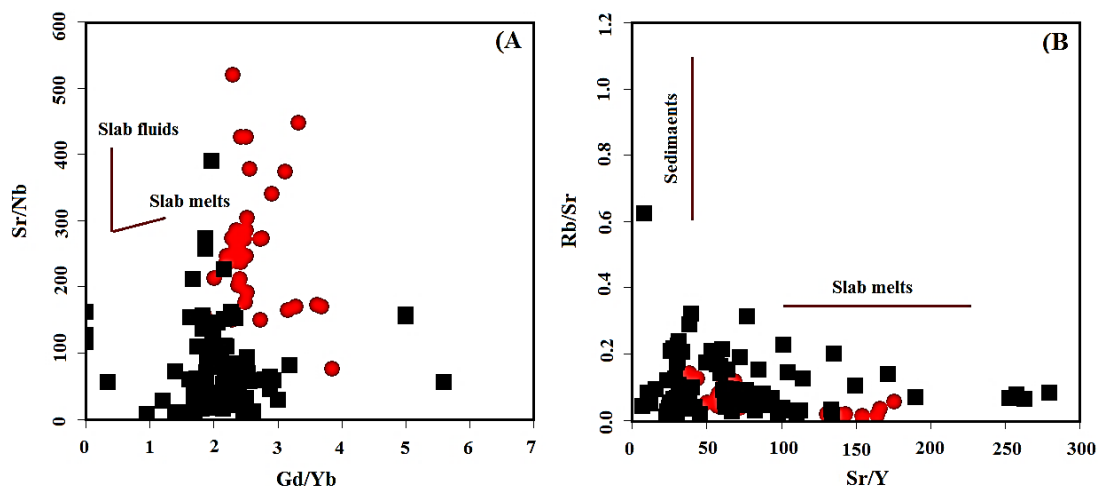
نمودار دو متغیره (Nb-Y)، به چهار قلمرو گرانیتهای اقیانوسی (ORG)، درون صفحه‌ای (WPG) و کمان آتشفشانی (VAG) همراه با گرانیتهای همزمان با برخورد (syn-COLG) تقسیم‌بندی شده‌اند. در نمودارهای تمایزی Pearce و همکاران (۱۹۸۴)، تمام نمونه‌های مورد مطالعه نوار افیولیتی در محدوده گرانیتهای کمان آتشفشانی (VAG) به اضافه گرانیتهای همزمان با برخورد قرار می‌گیرند. در نمودار Ta-Yb گرانیتهای همزمان با برخورد کمان آتشفشانی به خوبی از هم قابل تمایز هستند (شکل ۴-۱۵). موقعیت قرارگیری سنگ‌های پساافیولیتی مورد مطالعه روی این نمودارها بیانگر محیط زمین-ساختی کمان آتشفشانی VAG برای این سنگ‌هاست.



شکل ۴-۱۵- موقعیت قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودارهای محیط تکتونیکی (Pearce et al., 1984).

در تشکیل ماگماهای محیط تکتونیکی کمان، سه منشاء دخالت دارند، که شامل ورقه اقیانوسی فرورو شده (بازالت $\pm$ رسوبات آن)، گوه گوشته‌ای و پوسته قاره‌ای است. (Green and Rigwood (1968). ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی و یا آبزدایی ورقه اقیانوسی را بعنوان نقش مهم در تشکیل ماگما در نظر گرفته‌اند. Tatsumi و همکاران (۱۹۸۹ و ۱۹۸۶)، متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای را بعنوان نقش اساسی تولید ماگماها که منجر به کانی‌زایی می‌شود، در نظر می‌گیرند. همانطور که نشان دادیم، الگوی عناصر ناسازگار سنگ‌های مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند، غنی‌شدگی از LILE و آنومالی

منفی از Ti و Nb و تا حدودی Ta نشان می‌دهد که مشخص‌کننده منشأ حاصل از فرورانش دارد (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ یوسفی، ۱۳۹۶). ذوب‌بخشی رسوبات فرورانش شده و مایعات مشتق شده از ورقه اقیانوسی ممکن است باعث متاسوتیسم و غنی‌شدگی ناحیه منشأ ماگماهای مرتبط با فرورانش شود (Elburg et al., 2002; Gue et al., 2005). مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی با مقادیر بالای U, Sr, Rb, Ba و Pb شناخته می‌شوند، در حالیکه ذوب‌بخشی رسوبات فرورانش شده تمرکز بالایی از Th و LREE ایجاد می‌کند (Guo et al., 2007, 2005). با استفاده از نمودارهای نسبی عناصر کمیاب (Sun et al., 1989) نشان داده می‌شود که ذوب ورقه فرورانش شده بیشتر از رسوبات فرورانش شده در ایجاد ماگمای آداکیتی مورد مطالعه (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ گردیده، ۱۳۹۷؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳) و کانه‌زایی‌های مرتبط با آن مشارکت داشته است (شکل ۴-۱۶).



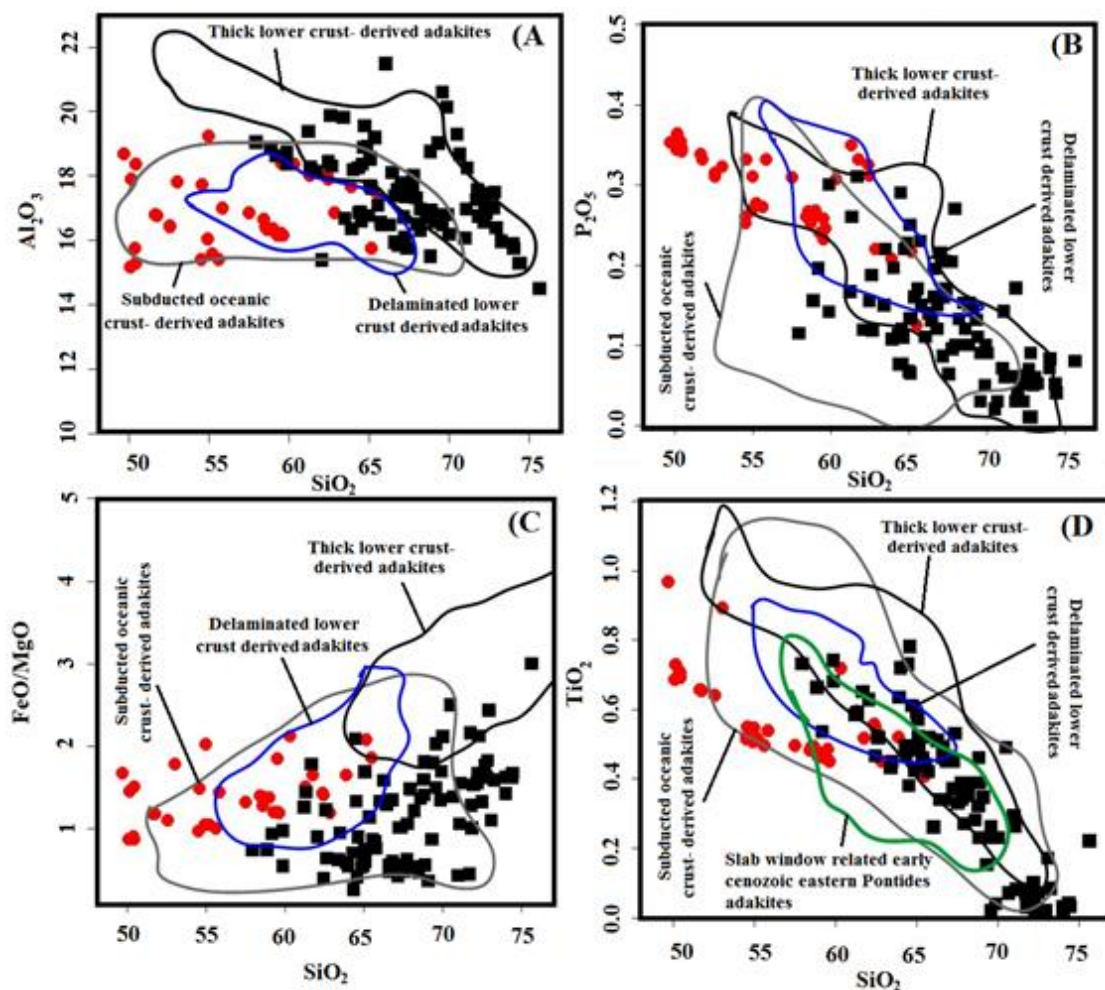
شکل ۴-۱۶- موقعیت قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار و تأثیر اندک رسوبات و نقش بیشتر مذاب ورقه (نقش سیالات) در تشکیل ماگمای آداکیتی مورد مطالعه (Pearce et al., 1984).

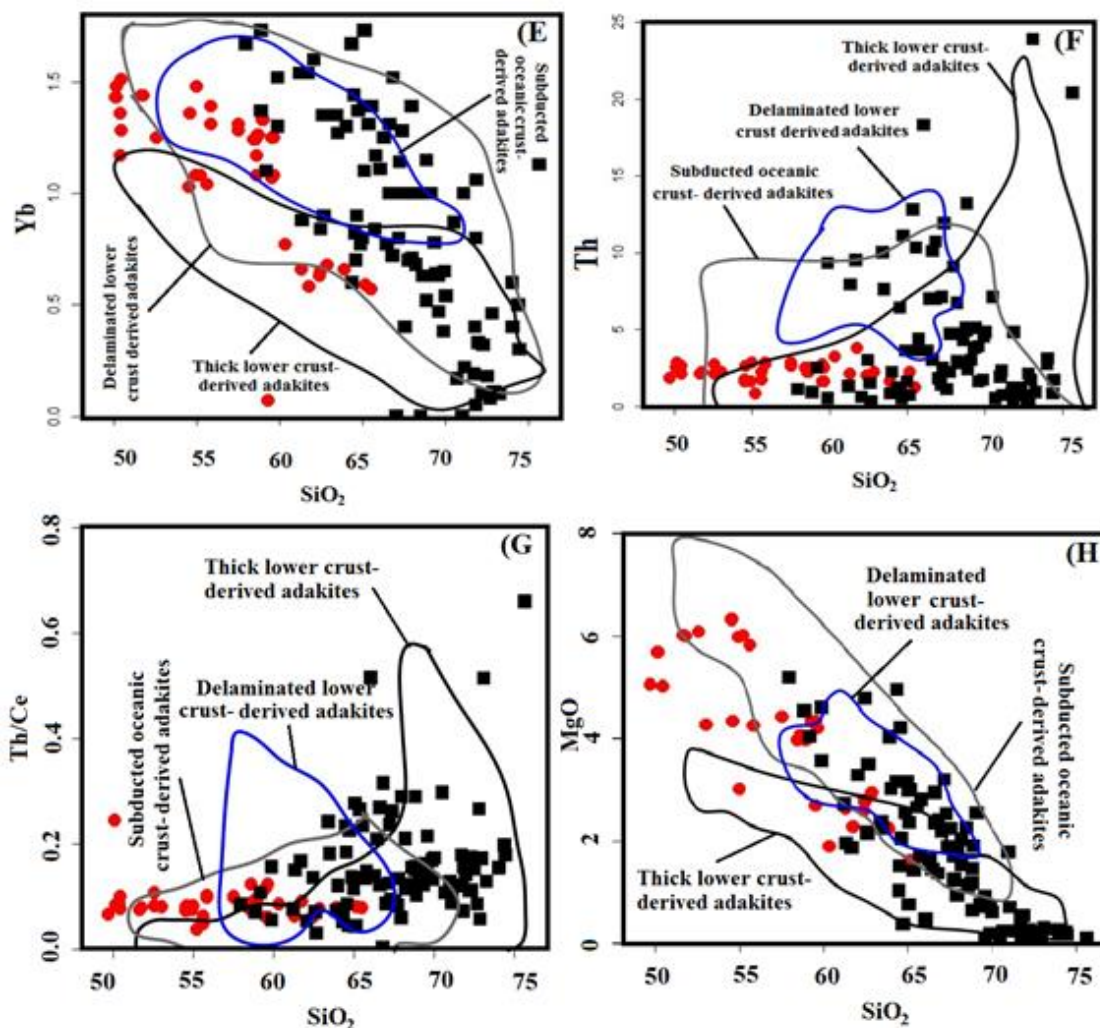
از آنجایی که منشأهای متفاوتی از سوی نویسندگان مختلف برای آداکیت‌ها پیشنهاد شده است، لذا ابتدا نظرات محققین را در این زمینه مورد بررسی و بحث قرار می‌دهیم. آداکیت‌ها در اثر فرآیندهای زیر ایجاد می‌شوند، ۱) ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده جوان و داغ (Defont and Drummod, 1990)،

در فروران‌های سریع و پرشیب که رژیم‌های غیرطبیعی پرحرارتی را ایجاد می‌کنند، (۲) ذوب بازالت پوسته زیرین در نقاط داغ، (۳) دو رگه‌ای شدن یا متاسوماتیسم پنهان گوشته توسط مذاب غنی از سیلیس حاصل از ذوب ورقه فرورانده (Maury et al., 1996)، (۴) تبلور تفریقی فشار بالای ماگمای بازالتی معمول کمان‌ها در میدان پایداری گارنت (Zhou et al., 2006)، (۵) ذوب مجدد سنگ‌های حاصل از انجماد ماگمای مافیک تزریق شده در زیر پوسته ضخیم قاره‌ای (Macpherson et al., 2006)، (۶) تولید سنگ‌های آداکیتی از ذوب پوسته قاره‌ای زیرین ورقه ورقه شده فروافتاده در گوشته در پهنه‌های کششی درون قاره‌ها (Wang, 2008). دامنه گسترده میزان Nb، نسبت Sr^{87}/Sr^{86} کم، محتوای K_2O بالا و میزان منیزیم بالای برخی آداکیت‌ها نشان می‌دهد که توسط مکانیسم پیچیده و در اثر ذوب‌بخشی مواد مافیک پوسته زیرین ضخیم شده یا گوشته غنی شده بوجود می‌آیند (Hou et al., 2004). کمان آتشفشانی حاشیه‌های همگرا از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای پریدوتیتی همراه با آزاد شدن سیالات از ورقه فرورونده (Davies and Sterenson, 1992) و احتمالاً کاهش فشار (Sison and Bronto, 1998) ایجاد می‌شود. به این ترتیب ممکن است سنگ‌های آندزیتی تا داسیتی با محتوای بالای Sr/Y و محتوای پایین HREE در نتیجه ذوب ورقه فرورونده تولید شوند که همان ماگمای آداکیتی است (گردیده، ۱۳۹۷؛ یوسفی، ۱۳۹۶؛ جمشیدی، ۱۳۹۴؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ صالحی‌نژاد، ۱۳۸۷). آداکیت‌ها می‌توانند توسط فرآیندهای تبلوربخشی، هضم و یا ذوب‌بخشی واحدهای مافیک پوسته زیرین و در محدوده پایداری کلینوپیروکسن، آمفیبول + گارنت بوجود آیند (Atherton and Petford, 1993). (Castillo 2006). تأکید زیادی بر ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده و رخداد فرآیند AFC (تبلور تفریقی همراه با هضم)، برای تشکیل ماگمای آداکیتی دارد. در واقع تحولاتی که ماگما طی فرآیند AFC متحمل می‌شود را دلیل ژئوشیمی متفاوت آداکیت‌ها با بقیه ماگماهای مناطق فروران‌شی می‌دانند. ماگمای آداکیتی حاصل از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده و اکلوزیتی شده (Rapp et al., 1999; Sen and)

(Dunn, 1994) و واکنش مذاب تولید شده با گوه گوشته‌ای (Bourdon et al., 2002) و متعاقب آن تبلور بخشی پلاژیوکلاز + هورنبلند می‌باشد (Kamei, 2004). آداکیت‌های حاصل از ذوب بخشی پوسته زیرین Th و نسبت Th/Ce بیشتری نسبت به آداکیت‌های حاصل از ذوب بخشی ورقه فروزانده دارند. سنگ‌های آداکیتی حاصل از ذوب پوسته بازالتی فرورو احتمالاً نسبت به سایر ماگماهای آداکیتی دارای پتانسیل کانه‌زایی کانسارهای مس و طلا بیشتری می‌باشند (Sun et al., 2011; Wang et al., 2006)، لذا این مورد برای آداکیت‌های پرسیلیس بخش‌های شمالی نوار ماگمایی سبزوار مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فروزانیش یافته با ترکیب گارنت/ آمفیبولیت در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت، که در طی عبور از گوه گوشته‌ای با آن واکنش داده (گردیده، ۱۳۹۷ جمشیدی، ۱۳۹۴؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ صالحی‌نژاد، ۱۳۸۷)، نسبت به آداکیت‌های کم سیلیس بخش‌های جنوبی مشتق شده از گوشته غنی شده در طی فرآیند فروزانیش تحت تأثیر سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فروزانده متاسوماتیسم شده‌اند (یوسفی، ۱۳۹۶؛ جمالی، ۱۳۹۳؛ منصوری، ۱۳۹۴)، بیشتر صدق می‌کند. مقادیر بالای Sr و عدم آنومالی Eu حاکی از عدم حضور فاز ناپایدار پلاژیوکلاز در منبع ماگمای آداکیتی دارد، لذا این خصوصیات ژئوشیمیایی به همراه مقادیر بالای Al_2O_3 و Na_2O و تفکیک شدید LREE و HREE مشابه با شرایط درجه حرارت و فشار ذوب بخشی ترکیبات اکلوزیت یا گارنت آمفیبولیت در منشاء این سنگ‌هاست (Martin et al., 2005). پس از ارائه نظرات از سوی محققین مختلف در خصوص پتروژنز و چگونگی تشکیل آداکیت‌ها و بررسی آنها، اکنون بطور تفصیلی به مطالعه پتروژنز نمونه‌های سنگی مورد مطالعه می‌پردازیم. در این راستا به منظور پی‌بردن به جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده می‌شود که به آنها می‌پردازیم. جهت هرچه دقیق‌تر تشخیص منشاء ماگمای گنبد‌های ساب‌ولکانیک مورد مطالعه از نمودارهای Wang و همکاران (۲۰۰۶) استفاده می‌گردد. در این نمودارها انواع محیط‌های تکتونیکی مختلفی که امکان ایجاد ماگمای آداکیتی را دارند و شامل پوسته زیرین

دگرگون شده، پوسته اقیانوسی فرورانش شده، پوسته زیرین ضخیم شده و مذاب‌های ورقه اقیانوسی از هم تکفیک شده‌اند. بر روی نمودارهای مذکور نمونه‌های مورد مطالعه عمدتاً در محدوده آداکیت‌های حاصل شده از پوسته اقیانوسی فرورانش شده قرار می‌گیرند. آداکیت‌های پر سیلیس بخش‌های شمالی در برخی قسمت‌ها با آداکیت‌های مشتق از پوسته قاره‌ای زیرین همپوشانی دارند. (شکل ۴-۱۷ تا A-۱۷). (H).

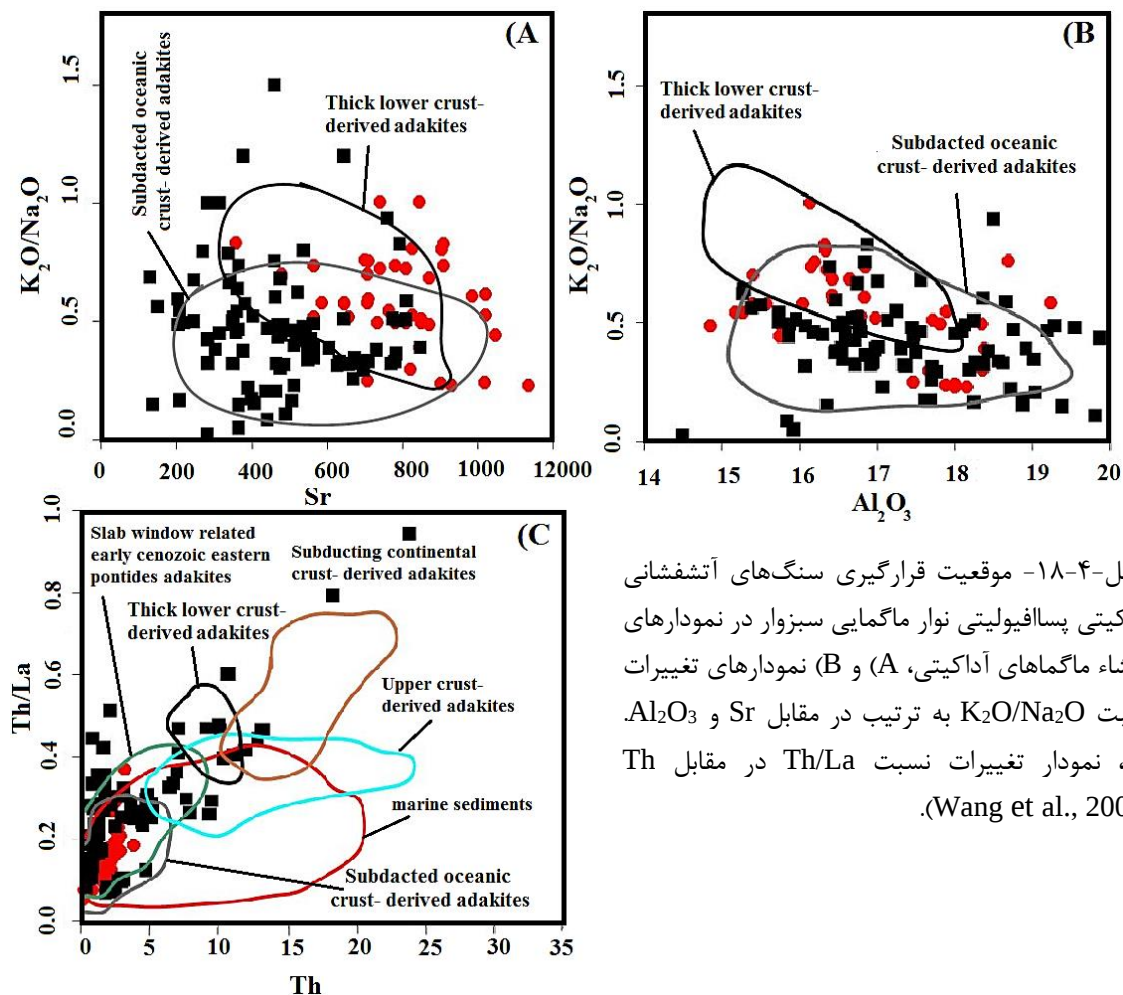




شکل ۴-۱۷- نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی و کمیاب در مقابل درصد وزنی SiO_2 برای سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پساایولیتی نوار ماگمایی سبزوار. قلمروهای تعیین شده بر روی نمودارها توسط Wang و همکاران (۲۰۰۶)، معرفی شده است.

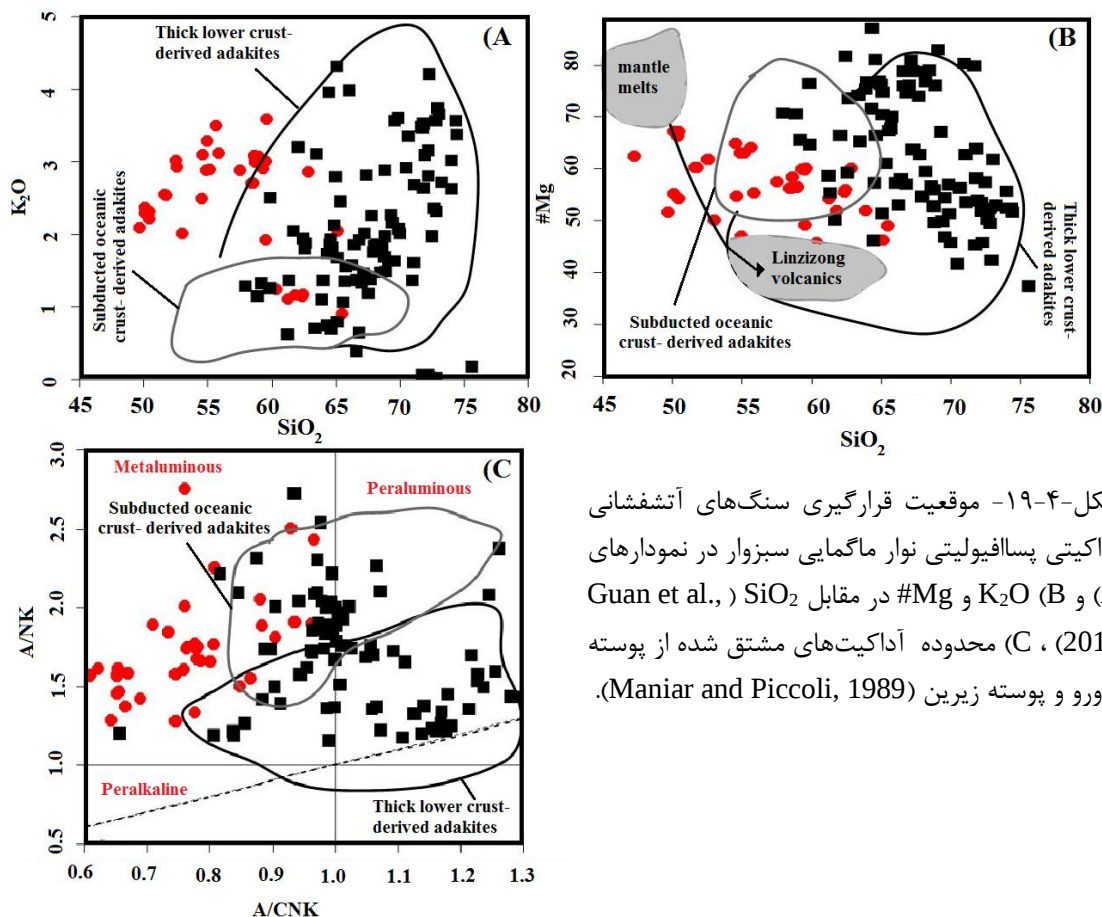
با توجه به (شکل‌های ۴-۱۸ A و B) بر اساس محتوی K_2O و Na_2O موجود در سنگ‌های آداکیتی بعنوان پارامترهای مشخص کننده منشاءهای مختلف در محدوده آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورو و ذوب پوسته قاره‌ای زیرین تعیین کرده‌اند (جمشیدی، ۱۳۹۴). بر این اساس با توجه به نمودار آداکیت‌های پر سیلیس شمالی در برخی قسمت‌ها با آداکیت‌های مشتق از پوسته قاره‌ای زیرین همپوشانی دارند (جمشیدی، ۱۳۹۴). همچنین از نمودار تغییرات نسبت Th/La در مقابل Th نیز بعنوان یک نمودار مفید در تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی تشکیل آداکیت‌ها استفاده شده است.

بر این اساس طبق نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ماگمای آداکیتی حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورو قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۱۸-C).



شکل ۴-۱۸- موقعیت قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودارهای منشأ ماگماهای آداکیتی، (A و B) نمودارهای تغییرات نسبت K_2O/Na_2O به ترتیب در مقابل Sr و Al_2O_3 . (C)، نمودار تغییرات نسبت Th/La در مقابل Th (Wang et al., 2006).

در نمودارهای K_2O و $\#Mg$ در مقابل SiO_2 (Guan et al., 2012)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌های با منشأ پوسته اقیانوسی فرورو و پوسته زیرین قرار می‌گیرند (جمشیدی، ۱۳۹۴) (شکل ۴-۱۹-A و B). همچنین در نمودار Maniar and Piccoli (1989)، محدوده آداکیت‌های متآلومین-پرآلومین مشتق شده از پوسته فرورو و پوسته زیرین مشخص شده است (شکل ۴-۱۹-C).



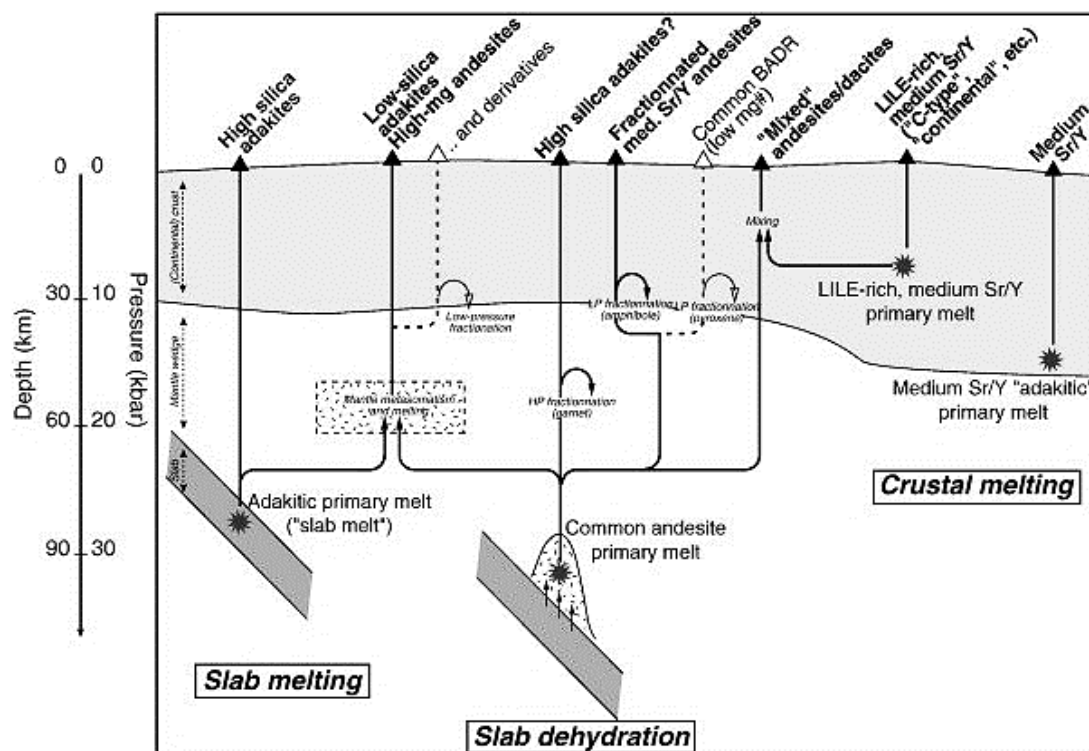
شکل ۴-۱۹- موقعیت قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نواری ماگمایی سبزوار در نمودارهای (A) و (B) K_2O و $\#Mg$ در مقابل SiO_2 (Guan et al., 2012)، (C) محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته فرورو و پوسته زیرین (Maniar and Piccoli, 1989).

۴-۱۱- خصوصیات محل منشاء و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های

آداکیتی مورد مطالعه

در این بحث، براساس مطالبی که تا اینجا مورد بررسی و تفکیک قرار داده‌ایم، می‌توان دریافت که جایگاه سنگ‌های مورد مطالعه، کمان آتشفشانی بوده که در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایجاد شده‌اند (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ گردیده، ۱۳۹۷). حضور کانی‌هایی از جمله پلاژیوکلاز + هورنبلند و ماهیت کالک‌آلکان سنگ‌های مورد مطالعه نیز مؤید این مطالب است. Moyen (2009)، در یک مدل تکتونیکی نحوه تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی را در کمان آتشفشانی مورد بررسی قرار داده است (شکل ۴-۲۰). طبق شکل ذوب لیتوسفر اقیانوسی در اعماق ۸۰-۷۰ Km و در

فشار ۲۵ Kb می‌تواند ماگماهای آداکیتی غنی از سیلیس را ایجاد نماید (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳). اگر ماگمای حاصل از تبلور بطور مستقیم صعود کند، ماگماهای غنی از سیلیس ایجاد خواهند شد که این ماگماها از پتانسیل بیشتری برای کانه‌زایی برخوردار است (بخش‌های شمالی) و در صورتی که درون گوشته بالایی نفوذ کند و ضمن متاسوماتیزم کردن گوه گوشته‌ای و ذوب آن صعود کند، ماگماهای آداکیتی کم سیلیس و یا آندزیت‌های منیزیم بالا تولید خواهد شد (بخش‌های جنوبی) (یوسفی، ۱۳۹۶؛ جمالی، ۱۳۹۳؛ منصوری، ۱۳۹۴). این ماگما اگر در فشارهای کم تحت تأثیر فرآیند تبلور تفریقی قرار گیرند، سنگ‌های حدواسط و اسیدی ایجاد خواهند کرد (Macpherson et al., 2006, Ulmer, 2008).

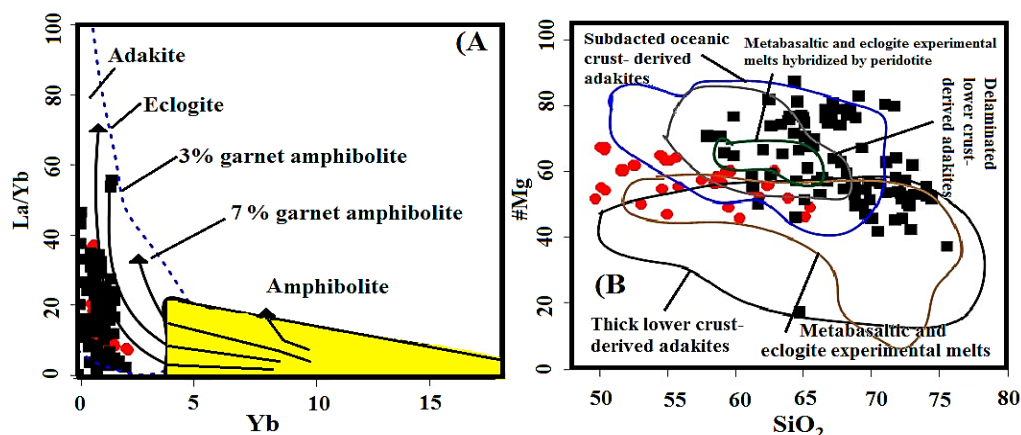


شکل ۴-۲۰- مدل پترولوژیکی (Moyen, 2009) و چگونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در کمان آتشفشانی مناطق فرورانش کمان آتشفشانی.

همانطور که ذکر شد، آداکیت‌های پر سیلیس مورد مطالعه، براساس شواهد داده‌های موجود می‌توانند از مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب اکلوزیت یا گارنت آمفیبولیت در فشار معادل

با فشار محدوده پایداری گارنت ایجاد شده باشند و در خلال صعود به میان گوه گوشته‌ای یا پرپدوتیت با آن واکنش داده باشند، زیرا عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSF) که در رخساره آمفیبولیت و یا اکلوژیت سازگارند در محل منبع باقیمانده و عناصر لیتوفیل بزرگیون (LILE) و عناصر سبک (LREE) به همراه سیالات وارد گوه گوشته‌ای شده‌اند. این سیالات می‌توانند سبب ذوب گوشته متاسوماتیسم شده گردند و مذابی غنی از LILE و LREE تولید کنند که در طی صعود از میان گوشته و پوسته دچار اختلاط ماگمایی، تفریق ماگمایی و آرایش پوسته‌ای شوند (یوسفی، ۱۳۹۶؛ جمشیدی، ۱۳۹۴؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ صالحی‌نژاد، ۱۳۸۷). سنگ‌های آداکیتی کم سیلیس حاصل ذوب گوشته متاسوماتیسم شده می‌باشند (یوسفی، ۱۳۹۶؛ جمالی، ۱۳۹۳؛ منصوری، ۱۳۹۴). بررسی و مطالعات آزمایشگاهی صورت گرفته، فرضیه تولید آداکیت‌ها از طریق ذوب‌بخشی پوسته بازالتی فرورونده که در حد رخساره گارنت آمفیبولیت یا اکلوژیت دگرگون شده را قدرت بخشیده است. همچنین نتایج آزمایشگاهی حاصل بر روی ذوب متابازالت‌ها و آمفیبولیت‌ها در شرایط فشار بالاتر از ۱۰ Kb (شرایط پایداری گارنت) منجر به تولید مذاب‌های آداکیتی شده است (Beard and Lofgren, 1989). همچنین حضور آداکیت‌ها در زون‌های فرورانشی بر یک رژیم دمایی غیرمعمول دلالت دارد (Macpherson et al., 2006). 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 (Defant and Drummond, 1990). لذا تشکیل ماگمای آداکیتی از راه ذوب پوسته اقیانوسی جوان متحمل‌تر است. Grove و همکاران (۲۰۰۵) اظهار می‌دارند برخی از گذاره‌های 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. لذا احتمال دارد، که بعضی از سنگ‌های آذرین که ویژگی‌های آداکیتی دارند، در حقیقت مذاب‌های خالص مشتق از ذوب‌بخشی ورقه فرورونده نباشند (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ جمشیدی، ۱۳۹۴)؛ بلکه از ذوب‌بخشی یک منبع گوشته‌ای

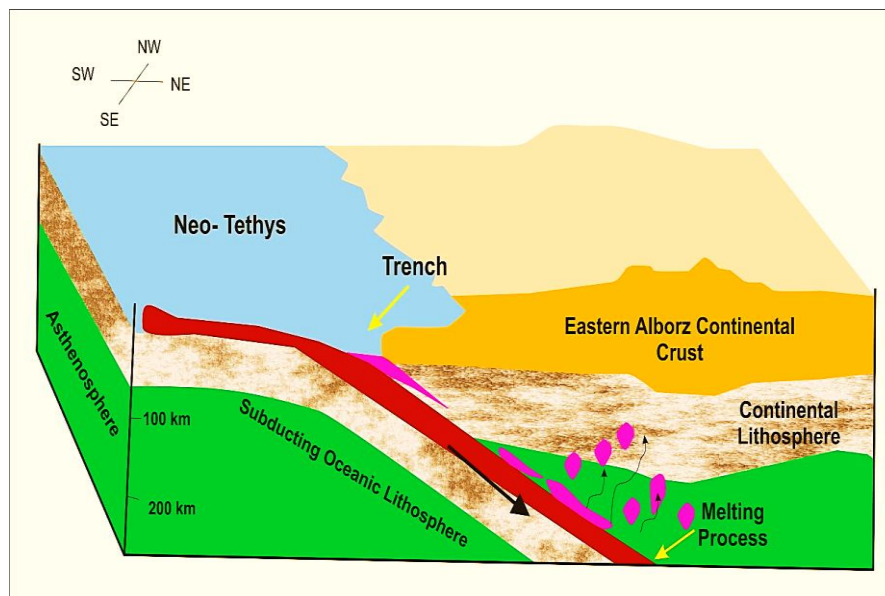
دگرنهاد و رگه‌ای شده توسط مذاب‌های حاصل از ورقه فرورو حاصل شده باشند (Martin et al., 2005). ذوب‌بخشی پوسته زیرین ضخیم و دگرگون شده در حد رخساره گارنت آمفیبولیت / اکلوزیت در فشار حداقل ۱۵ Kb و دمای ۷۰۰-۹۰۰ درجه سانتی‌گراد (محدوده پایداری گارنت) می‌تواند به تولید ماگماهایی با ماهیت آداکیتی منجر شود (Zhu et al., 2009). این سنگ‌ها در نمودار Yb در مقابل La/Yb از (Martin 1999)، نیز در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از منابع متابازالتی و اکلوزیتی واقع شده‌اند (شکل ۴-۲۱-A). ترکیب سنگ‌شناسی محل منبع آنها از نوع اکلوزیت، اکلوزیت آمفیبول‌دار یا گارنت-آمفیبولیت واقع در اعماق بیش از ۴۰ Km (فشار بیش از ۱۲ Kb) است (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳). وقتی که فاز کانی‌شناختی غالب در محل منبع گارنت باشد، نسبت‌های Y/Yb مذاب‌های آداکیتی معمولاً بیشتر از ۱۰ خواهد بود (Wang et al., 2012). میانگین این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه بطور متوسط بیشتر از این مقدار است؛ لذا با این فرضیه سازگار است. شکل (۴-۲۱-B) نشان می‌دهد که ماگمایی آداکیتی سازنده سنگ‌های مورد مطالعه در قلمرو مذاب‌های حاصل از ذوب پوسته اقیانوس متابازیتی گارنت آمفیبولیتی و اکلوزیتی فرورانده شده و مذاب‌های تجربی حاصل از ذوب متابازیت‌ها و اکلوزیت‌ها قرار می‌گیرند.



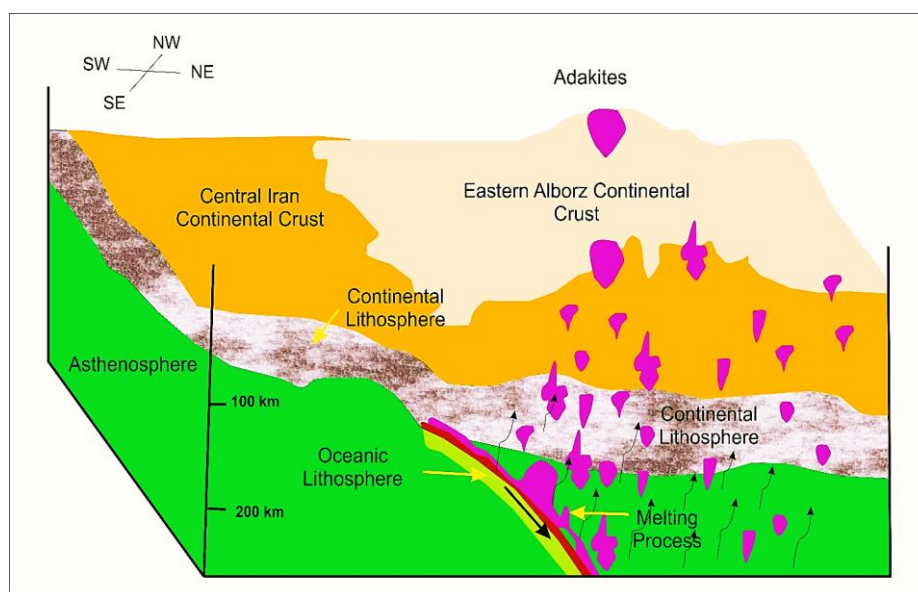
شکل ۴-۲۱- موقعیت قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پساافولییتی نوار ماگمایی سبزوار در (A) نمودار #Mg در مقابل SiO₂ و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مذاب‌های حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی متابازالتی گارنت آمفیبولیتی و اکلوزیتی فرورانده شده، (B) نمودار Yb در مقابل La/Yb و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده ذوب اکلوزیت (Martin, 1999).

۴-۱۲- مدل تکتونیکی تشکیل ماگمای آداکیتی سبزوار

در اثر بسته شدن حوضه اقیانوسی سبزوار در اواخر کرتاسه- پالئوسن، فعالیت تکتونیکی سبب ایجاد گسل، چین و همچنین بالازدگی مجموعه‌های سنگی در این منطقه شده است (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳). نوار افیولیتی سبزوار باقیمانده پوسته اقیانوسی بخش شرقی نئوتتیس است که تا کرتاسه بالایی فعال بوده و در اواخر این دوره و همزمان با فاز کوهزایی لارامید شروع به بسته شدن کرده است (Spaies et al., 1983). در آغاز ائوسن با شکل‌گیری یک زون فروانش پرشیب به سمت شمال، یک کمان ماگمایی از نوع جزایر کمانی در بخش جلویی لبه جنوبی البرز شرقی ایجاد شده است (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳). در ائوسن بالایی، این کمان با لبه جنوبی زون البرز شرقی برخورد کرده و با فروانش دراز گودال اقیانوسی و بخشی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس سبزوار بر روی این لبه جنوبی، افیولیت‌ها و دگرگونی‌های سبزوار و نوارماگمایی ائوسن شمال آن شکل گرفته‌اند (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳). این برخورد با ضخیم‌شدگی پوسته همراه است. ناهنجاری‌های ثقلی این ناحیه، منفی و بین ۱۲۰- تا ۱۳۰- میلی‌گال بوده که حاکی از ضخامت زیاد پوسته در این منطقه است. فعالیت‌های آتشفشانی منطقه پس از پیوستن این کمان به لبه صفحه شمالی، طبیعت کالک‌آلکالن حاشیه قاره‌ای یافته‌اند. فروانش پوسته اقیانوسی تا پلیوپلیستوسن ادامه یافته است. نوار آتشفشانی سبزوار در اثر ماگماتیسم کالک‌آلکالن حاشیه قاره بوجود آمده است. همچنین قاسمی و همکاران (۱۳۸۲)، Spies و همکاران (۱۹۸۳)، یوسفی (۱۳۹۶)، جمشیدی (۱۳۹۴) و گردیده (۱۳۹۷)، با تعیین سن سنگ‌های آتشفشانی منطقه مشگان (شمال سبزوار، جنوب قوچان) به روش K-Ar و U-Pb (به روش SHRIMP II) بر روی دانه‌های زیرکن با محدوده سنی بدست آمده ائوسن زیرین- میانی، اواخر اشکوب ایپرزین- لوتتین، وقوع ماگماتیسم جوان را در این منطقه به اثبات رسانده‌اند، مدل تکتونیکی شماتیکی که این آداکیت‌ها در آن تشکیل شده‌اند در (شکل ۴-۲۲ و ۴-۲۳) نمایش داده شده است.



شکل ۴-۲۲- شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای زون البرز شرقی (کرتاسه) (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳).



شکل ۴-۲۳- بسته شدن نئوتتیس و ایجاد ماگمای آداکیتی در اثر ذوب گوه گوشته‌ای پوسته اقیانوسی فرورانده شده (اواخر کرتاسه - پالئوسن) (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳).

۴-۱۳- مقایسه چند مورد از آداکیت‌های نوار ماگمایی سبزوار با برخی از آداکیت‌های جهان

سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی مورد مطالعه شباهت زیادی با سنگ‌های آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند نشان می‌دهند. در منطقه جنوب غرب بیرجند، تعداد قابل توجهی توده آذرین نیمه عمیق وجود دارد که

عمدتاً بصورت گنبد و دایک جایگزین شده‌اند که دارای طیف ترکیبی آندزیت/ تراکی آندزیت، تراکی- داسیت/ داسیت و ریولیت و سیینیت می‌باشند. براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی مورد مطالعه در زمره آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند که در اثر ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده حاصل شده‌اند (دلور، ۱۳۸۹). بررسی‌های پتروژنتیکی حاکی از آن است که این سنگ‌ها از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده (متابازیت) در یک زون فرورانشی قوسی از طریق نرخ ذوب بخشی متوسط و تبلور تفریقی در شرایط فشار بالا حاصل شده‌اند (صالحی‌نژاد، ۱۳۸۷ و جشمیدی، ۱۳۹۴). سنگ‌های آداکیتی منطقه مقیسه واقع در جنوب غرب سبزوار با طیف ترکیبی داسیت تا ریوداسیت می‌باشد که این سنگ‌ها طی فرورانش ورقه اقیانوسی فرورونده ایجاد شده‌اند (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳). نوار آتشفشانی کالک‌آلکان- آلکان سنوزوئیک جنوب قوچان در شمال نوار افیولیتی سبزوار که در آن گنبد‌های تراکی آندزیت/ آندزیتی، تراکیتی، تراکی داسیتی/ داسیتی و ریوداسیتی (۲ تا ۱۱ میلیون سال قبل) رخنمون دارد. شواهد ژئوشیمیایی موجود در این گنبد‌ها حاکی از ماهیت کالک‌آلکان، نقش تبلور تفریقی و فرایندهای هضم و آرایش ماگمایی در تکوین و تحول ماگمای آنها، ماهیت فرورانش قوس قاره‌ای منطقه، وجود 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 تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت می‌باشند و از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده سبزوار بطرف شمال و به زیر زون بینالود بوجود آمده است. در متعاقب آن با پریدوتیت گوه گشته‌ای نیز واکنش داده‌اند (دهنوی و همکاران، ۱۳۸۷). سنگ‌های آداکیتی پر سیلیس منطقه احمدآباد واقع در قسمت‌های جنوبی نوار ماگمایی سبزوار دارای طیف سنگی با ترکیب آندزیت/ تراکی آندزیت، دایست/ تراکی داسیت می‌باشند و از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده ایجاد شده‌اند. این منطقه علاوه بر آداکیت‌های پر سیلیس در برخی نواحی (جنوبی) دارای آداکیت‌های کم سیلیس نیز می‌باشند که حاصل

از ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده و سنگ‌های گابرویی حاصل ذوب گوشته بالایی ورقه اقیانوسی فرورنده می‌باشند (یوسفی، ۱۳۹۶). (جدول ۴-۱) مقایسه برخی از آداکیت‌های نوار ماگمایی سبزوار با چندی از آداکیت‌های واقع در سایر نقاط جهان و ایران بیانگر این است که آداکیت‌ها بسیاری از ویژگی‌های آداکیت‌های مرتبط با ذوب ورقه اقیانوسی فرورنده و بعضاً متاسوماتیسم شده توسط گوه گوشته‌ای را نشان می‌دهند و با آداکیت‌های مرتبط با ذوب بخشی پوسته زیرین که دارای مقادیر بالاتر نسبت-های Ba/La , Rb/La , La/Yb , Sr/Y هستند، می‌باشند.

جدول ۴-۱- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی چند مورد از آداکیت‌های نوار ماگمایی سبزوار با برخی از آداکیت‌های سایر نقاط جهان و ایران.

آندزیت‌های منیزیم بالای کرتاسه و ائوسن کوه‌های کیناکامی	آداکیت‌های کمان آتشفشانی کیوشو (جنوب غرب ژاپن)	آداکیت‌های جنوب تبت	آداکیت‌های دابی (چین مرکزی)	کلمپکس آداکیتی Xuelongbao در جنوب چین	آداکیت‌های شمال غربی کراتون غرب آفریقا	تحقیق حاضر/ آداکیت- های کم سیلیس- (میانگین)	تحقیق حاضر/ آداکیت- های پرسیلیس- (میانگین)	ویژگی‌های مورد بررسی
50.1	63.68	51.08-71.03	57-63.5	62-72	50-73	57.09	67.2	SiO_2 (Wt%)
11.3-16.2	15.15	15.47-17.68	14.3-16.3	14.3-17.7	13-19.7	16.72	17.10	Al_2O_3 (Wt%)
6.5-15	$4.5 \leq$	0.67-5.2	2.13-4.55	0.2-2.3	0.8-0.15	4.98	2.07	MgO (Wt%)
1.8-4.6	36	2.85-5.53	3.9-4.18	4.1-6.7	2-6.4	4.4	4.90	Na_2O (Wt%)
0.2-2.1	$2 \leq$	2.36-6.89	2.5-3.48	0.4-1.9	0.2-1.3	2.48	1.90	K_2O (Wt%)
-	700-1000	675-1309	580-780	320-755	108-498	843.54	479.77	Sr (ppm)
آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	آنومالی منفی Eu
5.2-19.7	میانگین 20	4.43-16.7	13.21	میانگین 5.4	کمتر از 21.4	12.3	9.31	Y (ppm)
-	20-80	میانگین 106.4	30.5-49	میانگین 122.7	میانگین 25	76.76	70.71	Sr/Y
میانگین 1.2	$1 \leq$	0.39-1.53	1.2-1.9	0.5	کمتر از 2	1.16	0.85	Yb (PPm)
میانگین 16.4	میانگین 25	میانگین 55	میانگین 30	میانگین 22.5	میانگین 9.2	15.91	18.51	La/Yb
HFSE کم	HFSE کم	HFSE کم	HFSE کم	HFSE کم	HFSE کم	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	HFSE (Na, Ta)
میانگین 1.2	میانگین 2.2	میانگین 19	میانگین 3	میانگین 6.2	میانگین 1.3	4.69	6.69	Rb/La

Ba/La	55.17	24.00	21.5	میانگین 104.5	15-60	میانگین 19.88	16.7	میانگین 16.8
منبع	شرطی (۱۳۹۷)	شرطی (۱۳۹۷)	Beraonz, (2004)	Zhuo et al., (2006)	Wang et al, (2006)	Guan et al., (2012)	Kamei, (2004)	Wang et al, (2006)

ادامه جدول ۱-۴

آداکیت- های رزه	آداکیت‌های احمدآباد جنوب زون سبزوار	آداکیت‌های باشتین شمال سبزوار	آداکیت‌های منطقه مقیسه	آداکیت- های جنوب- غرب بیرجند	آداکیت‌های شهر فیروزه (غرب نیشابور)	آداکیت- های جنوب قوچان	آداکیت‌های باشتین (شمال غرب-غرب سبزوار)	تحقیق حاضر / آداکیت- های سلیس	تحقیق حاضر / آداکیت- های پرسلیس	ویژگی‌های مورد بررسی
51.3-59	45.73	60-71.5	64.9-70	50-61.5	60.09-67.86	≥61.3	≥69.3	57.09	67.2	SiO ₂ (Wt%)
15.84-17.38	17.59	17	15.84-17.37	15-17	≥16.38	≥16.38	≤17.66	16.72	17.10	Al ₂ O ₃ (Wt%)
0.68-2.87	4.07	0.23-3	0.68-2.87	1.3-3.5	1.67-3.37	≤3.5	≤4.98	4.98	2.07	MgO (Wt%)
4.04-4.74	4.33	5-5.5	4.04-4.74	3.5-4.5	4.6-6.92	3.7-6.5	4-6	4.4	4.90	Na ₂ O (Wt%)
1.33-1.60			1.33-1.60	2.5-5	-0.45-1.98	0.7-3.4	میانگین 3	2.48	1.90	k ₂ O (Wt%)
487-771	850.269	466-480	487-771	598-1100	219-994	130-730	≥497	843.54	479.77	Sr (ppm)
فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu
5-10	11.95	5-11.6	5-10	14-20	≤18.6	≥18.6	≤15	12.3	9.31	Y (ppm)
82-133	83.22	51.3-133	82-133	میانگین 19.3	21-88	میانگین 46.57	20≤	76.76	70.71	Sr/Y
0-1	1.18	0.3-1.2	0-1	میانگین 19	1-1.67	1.54≤	1.9≥	1.16	0.85	Yb (PPm)
45-72	میانگین 14.52	8-21	45-72	میانگین 19.8	7-11	میانگین 25.6	16≤	15.91	18.51	La/Yb
مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	HFSE (Nb,Ta)
0.54-1.04	تمرکز بالای LREE	تمرکز بالای LREE	-0.54-1.04	2.6 میانگین	1.7 میانگین	1.8 میانگین	میانگین 10.5	4.69	6.69	Rb/La
23-32.2	تمرکز پایین HREE	تمرکز پایین HREE	23.32.2	میانگین 12	18.5	میانگین 1.8	میانگین 84	24.00	55.17	Ba/La
جمالی (۱۳۹۳)	یوسفی (۱۳۹۶)	جمشیدی (۱۳۹۴)	فتح‌آبادی (۱۳۹۳)	دلاور (۱۳۸۹)	دهنوی (۱۳۸۸)	تنها (۱۳۸۸)	صالحی‌نژاد (۱۳۸۷)	شرطی (۱۳۹۷)	شرطی (۱۳۹۷)	منبع

فصل پنجم

ارزیابی پتانسیل

کانه زایی

۵-۱- پیشگفتار

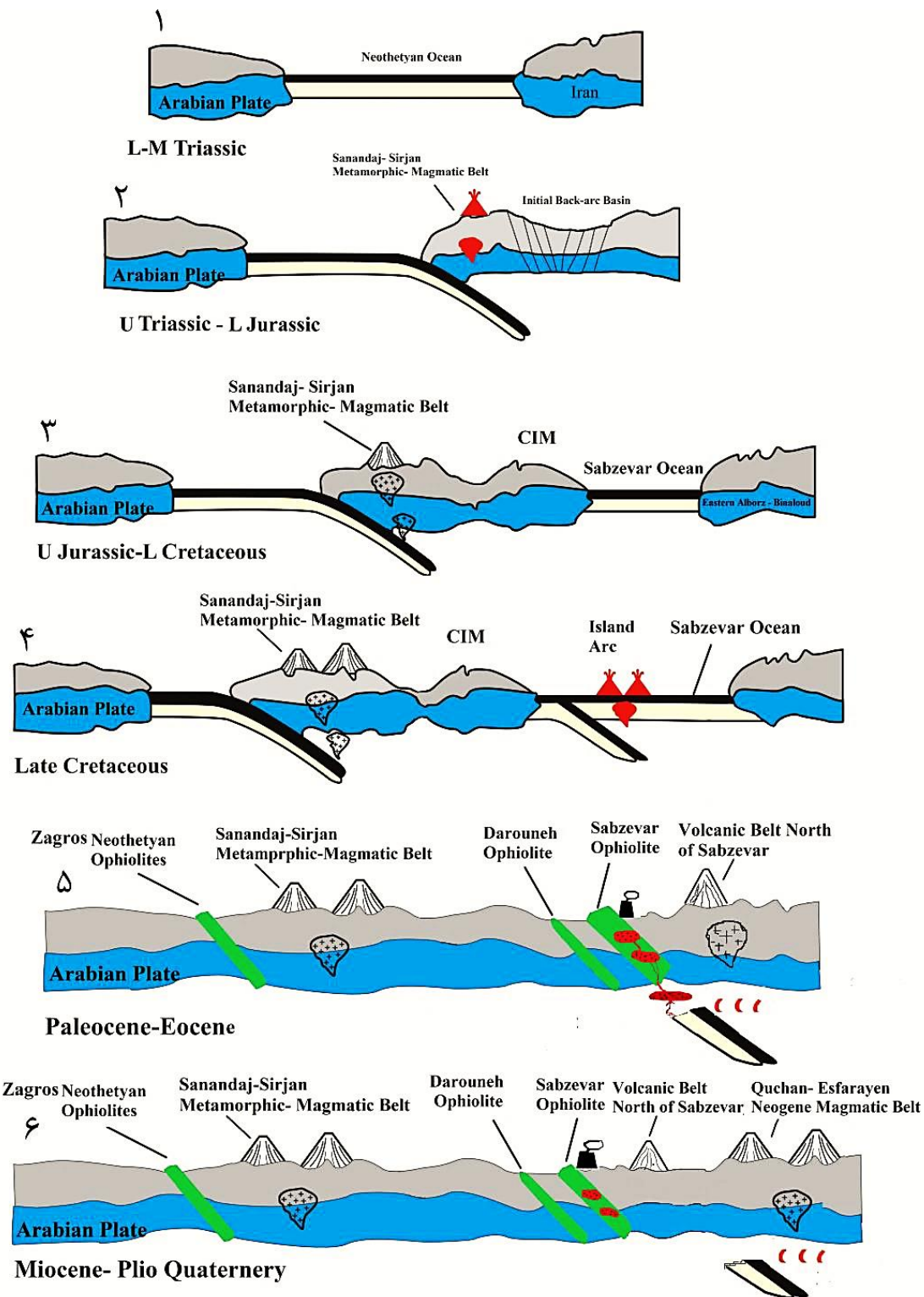
فعالیت کوهزایی فشارشی در پالئوتتیس (۲۲۰-۲۷۰ Ma)، فازهای کششی و باز شدن اقیانوس آلپی یا زاگرس مرتفع در بخش جنوبی ایران مرکزی را بدنبال داشته است (Berbeian and King, 1981). با بسته شدن کامل پالئوتتیس (۲۱۰ Ma) در تریاس میانی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس نیز آغاز شد که با فعالیت آتشفشانی در ایران مرکزی همراه است (Berbeian and King, 1981). پوسته اقیانوسی نئوتتیس (تریاس میانی تا کرتاسه پسین) واجد کانسارهای سولفیدی توده‌ای نوع قبرسی غنی از مس و طلا است که نقش مهمی در چرخه کانه‌زایی Cu-Au داشته است (عطاپور و آفتابی، ۱۳۸۸). فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه پایانی پایان می‌یابد (Berbeian and King, 1981) اما دریای نئوتتیس هنوز گستردگی زیادی در ایران دارد (McQuarrie et al., 2003). فشارهای جانبی منجر به چین خوردگی، دگرگونی و فراندگی پوسته اقیانوسی در رسوبات دریایی آن زمان شده است. پوسته اقیانوسی فرورانده شده ابتدا به متابازالت (شیست سبز) و سپس آمفیبولیت و در نهایت به اکلوزیت تبدیل می‌گردد (Gill, 1981; Baker, 1983). فرورفتن پوسته اقیانوسی به ژرفای بیشتر و واکنش آب حاصل از تجزیه آمفیبول منجر به ذوب اکلوزیت هورنبلند در عمق ۵۰-۸۰ Km و دمای °C ۸۵۰-۱۰۵۰ می‌شود (Xiong, 2006). بر اساس یافته‌های (Tasumi and Eggins, 1995) در عمق بیشتر از ۱۰۰ Km آب منبع اصلی برای ذوب‌بخشی پوسته اکلوزیتی است. (Thorpe, 1982) و Muller and Groves (1997)، عمق پوسته اکلوزیتی را بین ۱۵۰-۱۰۰ Km می‌دانند. در اثر دگرگون شدن پوسته اقیانوسی به اکلوزیت و ذوب‌بخشی آن (Ulmer, 2001) مذاب‌های حدواسط تا اسیدی بوجود می‌آیند که می‌توان آنها را از لحاظ پتانسیل کانه‌زایی Cu-Au مورد ارزیابی قرار داد (عطاپور و آفتابی، ۱۳۸۸). در مرحله بعد از ذوب پوسته اقیانوسی فرورو و گوه گوشته‌ای، کمان‌های آتشفشانی نوار ماگمایی سبزوار بوجود می‌آیند. واحدهای آتشفشانی ائوسن در این کمربند شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری با ترکیب

بازیک، حدواسط تا اسیدی می‌باشند. در شکل (۵-۱) الگوی زمین‌ساختی برای پیدایش سنگ‌های آتشفشانی نوار ماگمایی سبزوار پیشنهاد شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷). (۱) وجود پهنه اقیانوسی گسترده نئوتتیس در زاگرس در تریاس زیرین- میانی، (۲) آغاز فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس زاگرس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین که با فرآیندهای ماگمایی نوع کمانی در پهنه سنندج- سیرجان و کشش پشت‌کمانی در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی- جنوب البرز همراه بوده است، (۳) تداوم فرورانش رو به شمال ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی در هنگام ژوراسیک بالایی- کرتاسه پیشین که ماگماتیسم کمانی در پهنه سنندج-سیرجان و گسترش حوضه‌های اقیانوسی پشت کمانی نائین- سبزوار را داشته است، (۴) آغاز بسته شدن حوضه اقیانوسی سبزوار- نائین و پیدایش جزیره‌های کمانی مرتبط در هنگام کرتاسه پسین، (۵) بسته شدن پایانی حوضه اقیانوسی سبزوار و بالازدگی ورقه اقیانوسی آن بصورت تیغه‌های افیولیتی نائین- بافت، درونه و شمال سبزوار و رویداد ماگماتیسم گسترده آهکی- قلیایی کمان قاره‌ای در پالتوسن- ائوسن در شمال سبزوار، (۶) تداوم فرورانش بخش بجامانده ورقه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار به زیر ورقه البرز شرقی (بینالود) و رویداد ماگماتیسم آداکیتی میوسن- پلیوکواترنر در نوار ماگمایی قوچان- اسفراین (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷). گدازه‌های اسیدی بیشتر از ذوب پوسته اقیانوسی می‌توانند در عمقی کم با ذوب‌بخشی پایین (شیب کم با فرورانش) بوجود آیند، زیرا ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای (حتی با شیب کم) نمی‌تواند مذاب‌های اسیدی را بسازد (Wang et al., 2006). با افزایش شیب فرورانش و درصد ذوب‌بخشی بیشتر مذاب‌های اسیدی- حدواسط بوجود می‌آیند (عطاپور و آفتابی، ۱۳۸۸). همانطور که در فصل‌های قبل ذکر گردید، واژه آداکیت برای تشریح گروهی از سنگ‌های سرشار از سیلیس آتشفشانی (آندزیت، داسیت، ریولیت) یا نفوذی (دیوریت، تونالیت، ترونجمیت، گرانودیوریت، گرانیت) موجود در کمان‌های ماگمایی سنوزوئیک مرتبط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی استفاده شده است (گردیده، ۱۳۹۷). Falloon و همکاران (۲۰۰۸)

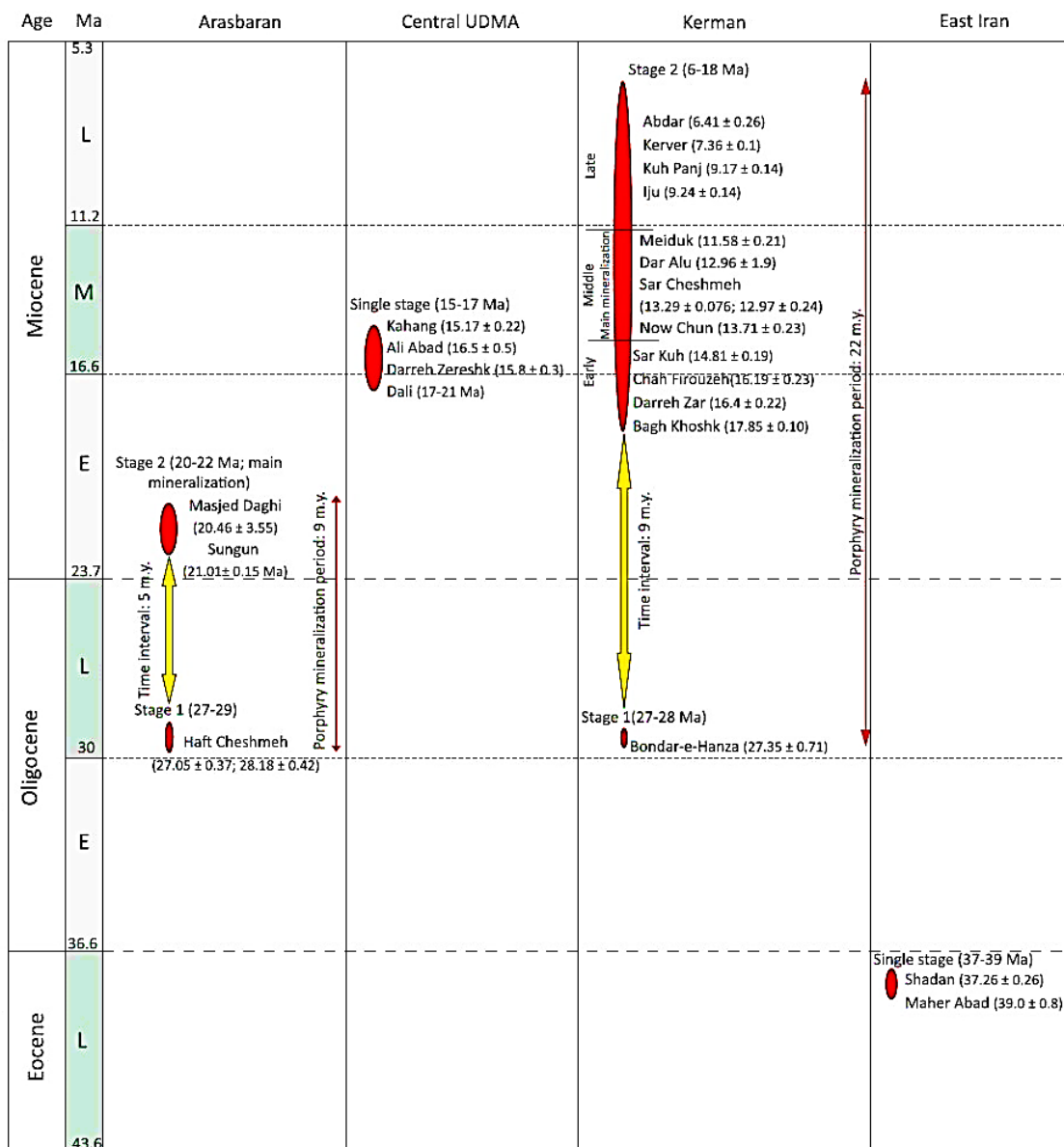
و Martin و همکاران (۲۰۰۵)، معتقدند که فرآیندهایی که منجر به تولید ماگمای آداکیتی می‌شود، عبارتند از: (۱) ذوب ورقه اقیانوسی، (۲) تفریق بلوری فشاری بالای گارنت یا آمفیبول از ماگمای بازالتی آبدار، (۳) ذوب پوسته قاره‌ای زیرین در عمق بیشتر از ۴۰ Km بوسیله نفوذ ماگمای بازالتی داغ واقع در زیر آن، (۴) ذوب سنگ‌های گارنت آمفیبولیت یا اکلوژیت و تفریق بلوری ماگمای مافیک، (۵) فرورانش سنگ کره داغ و جوان اقیانوسی (Martin, 1999). در این مورد جهت مقایسه و درک بهتر در کنار سایر نظرات، به چند منشاء دیگر اشاره می‌شود. الف) ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده جوان و داغ در فرورانش‌های سریع و پرشیب که رژیم‌های غیر طبیعی پرحرارتی را ایجاد می‌کنند (Drummond and Defant, 1990)، ب) واکنش مذاب فلسیک گوشته (Drummond and Defant, 1990)، ج) دو رگه‌ای شدن یا متاسوماتیسم پنهان گوشته توسط مذاب غنی از سیلیس حاصل از ذوب ورقه فرورونده (Maury et al., 1997)، د) تبلور تفریقی فشار بالای ماگمای بازالتی معمول کمان‌ها در میدان پایداری گارنت (Zhu et al., 2009)، ه) ذوب مجدد سنگ‌های حاصل از انجماد ماگمای مافیک تزریق شده در زیر پوسته ضخیم قاره‌ای (MaCpherson et al., 2006)، ز) تولید سنگ‌های آداکیتی از ذوب پوسته قاره‌ای تحتانی لایه‌لایه شده و فروافتاده در گوشته در زون‌های کششی درون قاره‌ای (Wang et al., 2007) و مشارکت رسوبات روی پوسته فرورانده شده در ایجاد ماگمای مذکور، ق) ذوب گوه گوشته‌ای و سپس تفریق ماگماهای حاصل در فشار بالا (MaCpherson et al., 2006) و یا وقوع فرآیند تفریق همراه با آرایش ماگمایی (Garrison and Davidson, 2003) و ذوب پریدوتیت گوشته‌ای تحت شرایط آبدار (Stern and Kilian, 1996) و آداکیت‌های حاصل از ذوب ورقه فرورانده شده خالص که با گوشته پریدوتیتی واکنش نداده است. و) افزایش غیر عادی گرمای قطعه ورقه اقیانوسی فرورونده به هنگام فرورانش کم‌عمق (Gutscher et al., 2000). MaCpherson و همکاران (۲۰۰۶) معتقدند با در نظر گرفتن تفریق درون گوشته‌ای، هر ناحیه فرورانش پتانسیل تولید ماگمای آداکیتی را دارد؛ ولی اینکه آیا تمام این نواحی

فرورانشی پتانسیل کانه‌زایی Cu-Au دارند یا ندارند نیازمند بررسی است که در این فصل به آنها می‌پردازیم. طبق نظریه Thieblemont و همکاران (۱۹۹۷) و Sajona and Maury (1998)، نهشته‌های Cu-Au با آداکیت‌های سنوزوئیک بسیار مرتبط هستند. تعداد زیادی از محققین دیگر پس از آنها ارتباط نهشته‌های Cu-Au را با سنگ‌های آداکیتی قسمت‌های مختلف جهان (شیلی، مکزیکو، اکوادور، چین و جنوب‌غربی ایالات متحده) مورد تأیید و بررسی قرار داده‌اند (McInnes and Cameron, 1994; Skewes and Stern, 1994; Thieblemont et al., 1997; Sajona and Maury, 1998; Kay and Mpodozis, 2001; Oyarzun et al., 2001; Gonzalez-Partida et al., 2003; Reich et al., 2003; Cooke et al., 2005; Wang et al., 2006, 2006b, 2007; Richards and Kerrich, 2007; Chiaradia et al., 2009; Hou et al., 2009; Liu et al., 2010a,b; Sun et al., 2010; Tang et al., 2010). همچنین سه مورد از بزرگترین نهشته‌های Cu-Au در جهان یعنی نهشته‌های E1 Teniente, Choquicamata و Rio Blauco-Los Brouces همه در قوس‌های آتشفشانی قرار دارند که با توجه به بررسی‌های صورت گرفته توسط محققین این نهشته‌ها با آداکیت‌های مشتق شده از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده همراه می‌باشند (شکل ۵-۳) (Skewes and Stern, 1994; Reich et al., 2003; Cooke et al., 2005). همچنین طبق گفته آقازاده و همکاران (۲۰۱۵)، ارتباط نهشته‌های Cu-Au با سنگ‌های آداکیتی کرمان، ارسباران و شرق ایران مورد تأیید قرار گرفته است (Defant and Kepezhinskis, 2001; Oyarzun et al., 2001). بعلاوه کانسارهای پورفیری شادان (سن 37.26 ± 0.26 Ma) و مهرآباد (سن 39 ± 0.8 Ma) در کمربند ماگمایی شرق ایران همانند آداکیت‌های شمال سبزوار مربوط به ائوسن می‌باشند (شکل ۵-۲) (Aghazadeh et al., 2015). بطور کلی آداکیت‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده بعنوان مطلوب‌ترین و منحصر به فردترین سامانه تکتونیکی برای نهشته‌ها Cu-Au می‌باشند (Defant et al., 2002; Reich et al., 2003). بر این اساس همانطور که در فصل ژئوشیمی و پتروژنز بررسی کردیم، آداکیت‌های پرسیلیس بخش‌های شمالی حاصل از پوسته اقیانوسی

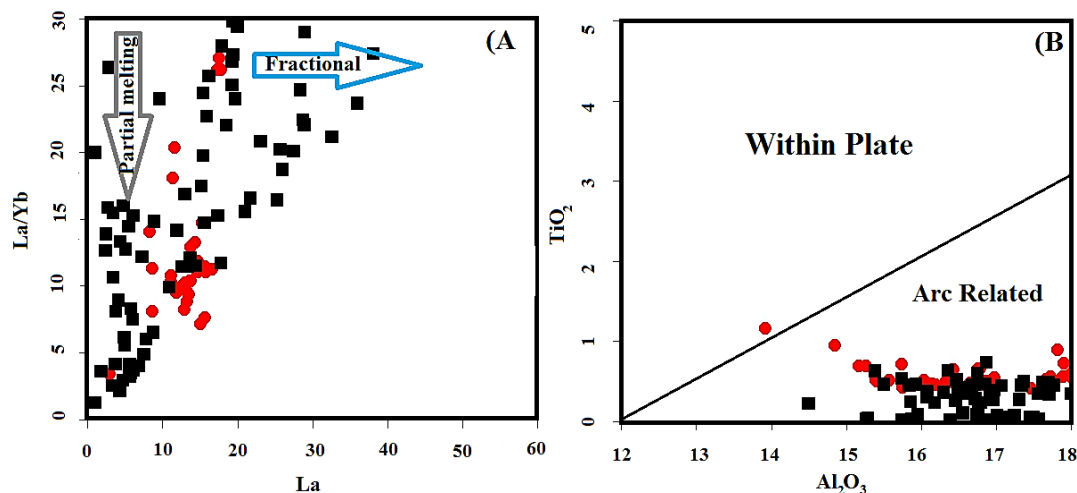
فرورونده می‌باشند بطور میانگین می‌توانند از پتانسیل کانه‌زایی Cu-Au بیشتری نسبت به آداکیت‌های کم سیلیس جنوبی برخوردار هستند. در نتیجه برای اینکه کانه‌زایی در سنگ‌های آداکیتی این مناطق رخ دهد، نیازمند بررسی فاکتورهایی از قبیل، دگرسانی، بررسی محیط تکتونیکی آداکیت‌ها (در فصل قبل بررسی شد)، فوگاسیته اکسیژن fO_2 (شرایط اکسیدان)، عناصر کالکوفیل موجود در گوشته بالایی، دسته‌بندی آداکیت‌ها بر اساس درجه آکالینی آنها و بررسی نسبت‌های ژئوشیمیایی آنها. در این فصل با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی می‌توان به مقایسه آداکیت‌های شمالی و جنوبی نوار افیولیتی سبزوار جهت پی بردن به پتانسیل کانه‌زایی آنها بطور نسبی پرداخت.



شکل ۵-۱- الگوی زمین‌ساختی نمادین برای نمایش تحول و تکامل ماگماتیسم مزوزوئیک- سنوزوئیک در حوضه سبزوار (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷).



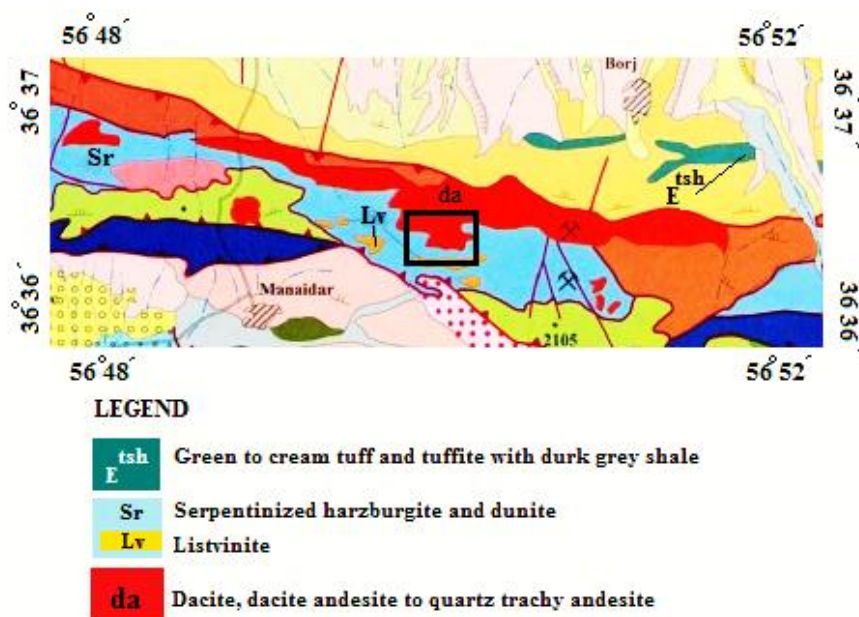
شکل ۵-۲- ارتباط نهشته‌های Cu-Au با سنگ‌های آداکیتی کرمان، ارسباران و شرق ایران در دوره‌های مختلف و کانسارهای پورفیری شادان و مهرآباد در کمربند ماگمایی شرق ایران مرتبط با ائوسن (Aghazadeh et al., 2015).



شکل ۵-۳- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار La/Yb در مقابل La نشان‌دهنده مشتق شدن اکثر نمونه‌های مورد مطالعه از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی (Castillo et al., 1999). (B) نمودار TiO₂ در مقابل Al₂O₃ و قرار گیری نمونه‌ها در محدوده arc (مذاب‌های مرتبط با فرورانش) (Muller and Groves, 1997).

۵-۲- کانه‌زایی و دگرسانی

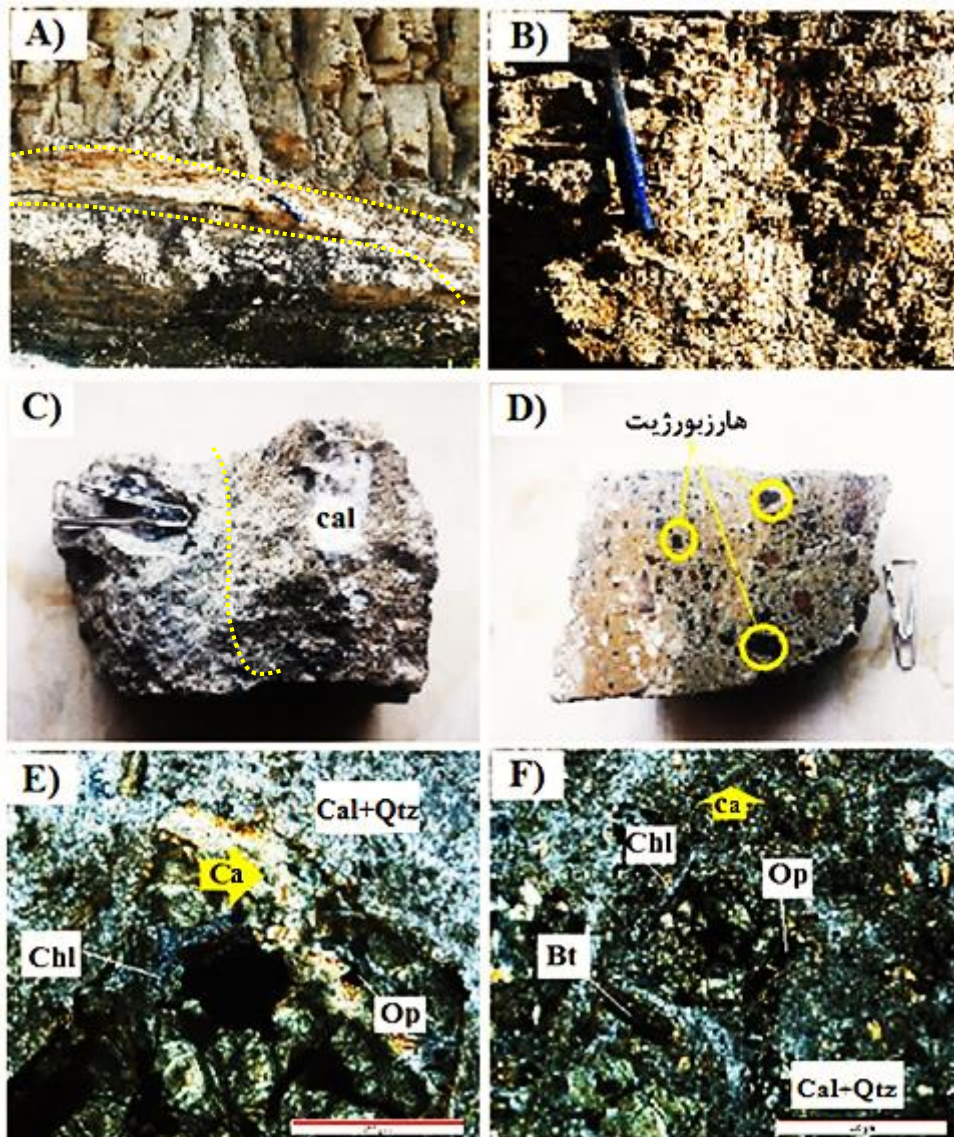
با توجه به شواهد صحرایی تعدادی از گنبد‌های نیمه‌عمیق موجود در بخش‌های شمالی نوار پسافیولیتی سبزوار نسبت به دیگر گنبد‌ها دگرسانی قابل ملاحظه‌ای را متحمل شده‌اند. در این منطقه دگرسانی پروپیلیتی در سنگ‌های آندزیتی مشاهده می‌شود. دیگر سنگ‌های موجود در منطقه از جمله ریولیت‌ها و داسیت‌ها تحت تأثیر دگرسانی سریسیتی-آرژیلیتی قرار گرفته‌اند. آثار و شواهد دگرسانی پروپیلیتی بصورت لکه‌های کلریت و اپیدوت ظاهر شده‌اند. سنگ‌های آداکیتی با طیف ترکیبی داسیتی آندزیتی با سن ائوسن در قسمت‌های شمالی فرومد (شمال شرق منیدر) گسترش قابل ملاحظه‌ای دارند (شکل ۵-۴).



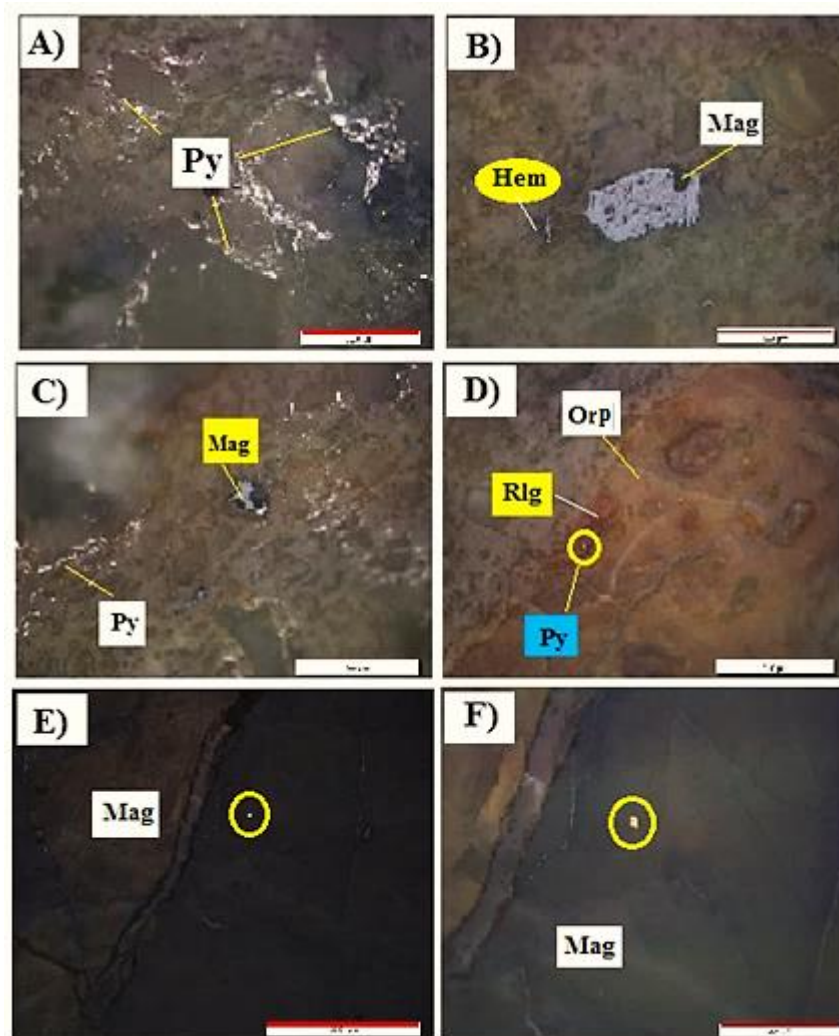
شکل ۵-۴- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فرومد- منیدر (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور). موقعیت نمونه برداشت شده با کادر مشکی در داخل نقشه مشخص شده است.

این سنگ‌های داسیتی آندزیتی دارای رگه‌های کانهدار هستند که با دگرسانی‌های کلریتی و کربناته همراه می‌باشند (شکل ۵-۵). این دگرسانی‌ها عموماً در اطراف رگه‌های کانهدار صورت گرفته است (شکل ۵-۵-E و F). علاوه بر این با توجه به شکل (۵-۵) این سنگ‌ها حاوی مقادیری از کلسیت، کلریت، بیوتیت و اپک هستند که بصورت دگرسان در زمینه سنگ حضور دارند. همچنین از لحاظ کانی‌شناسی این کانی‌زایی شامل پیریت، اورپیمنت، رآلگار، مگنتیت، اولیژیست و احتمالاً سینابر و طلا و کانی‌های ثانویه گوتیت و هماتیت می‌باشد که ارتباط تنگاتنگی بین این کانی‌ها و دگرسانی‌های یاد شده وجود دارد (شکل ۵-۶). با توجه به شکل (۵-۶-E و F). با توجه به حضور کانی‌های اولیه و ثانویه نامبرده شده در داخل پهنه‌های کانهدار و دگرسان شده، و دانه‌های درخشان مشخص شده در زمینه سنگ که مشکوک به طلا هستند احتمال کانهداری طلا در منطقه همراه با توده‌های آداکیتی وجود دارد. توالی پاراژنتیک کانی‌ها در شکل (۵-۷) ارائه گردیده است. برای بررسی دانه‌های مشکوک به طلا نیازمند مطالعات بیشتر EPMA و SEM و همچنین آنالیز شیمیایی نمونه سنگی به روش آذر شعله (Fire Assay) می‌باشد، تا

بطور قطع به وجود آنها پی برد.



شکل ۵-۵- A و B) تصویر صحرایی از سنگ آداکیتی (داسیت آندزیت) با حضور قطعاتی از هاریبورژیت، C و D) تصویر نمونه دستی از سنگ آداکیتی (داسیت آندزیت) با حضور قطعاتی از هاریبورژیت، E و F) تصویر میکروسکوپی از سنگ آداکیتی (داسیت آندزیت) با بافت پورفیری، زمینه سرشار از کانی‌های اپک و کلسیت بوده، که کلسیت و کوارتز به صورت شکافه پر کن حفرات را پر کرده است، بیوتیت به مقدار کم در زمینه حضور دارد، دگرسانی کلریتی و کربناته در زمینه سنگ مشاهده می‌شود (نور XPL).



شکل ۵-۶- تصویر میکروسکوپی از سنگ آداکیتی (داسیت آندزیت) که در آن قطعاتی از لخته‌های مافیک (هارزبورژیت) وجود دارد، A و B و C زمینه دگرسان شده، دارای مقادیر زیادی از کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت، مگنتیت و هماتیت، مگنتیت دچار یک فرآیند اکسیداسیون بعدی شده در نتیجه در داخل مگنتیت‌ها هماتیت تشکیل شده است، D اورپیمنت و رآلگار به صورت پراکنده در زمینه سنگ حضور دارند، E و F حضور دانه‌های درخشان مشکوک به طلا در زمینه سنگ (نور XPL).

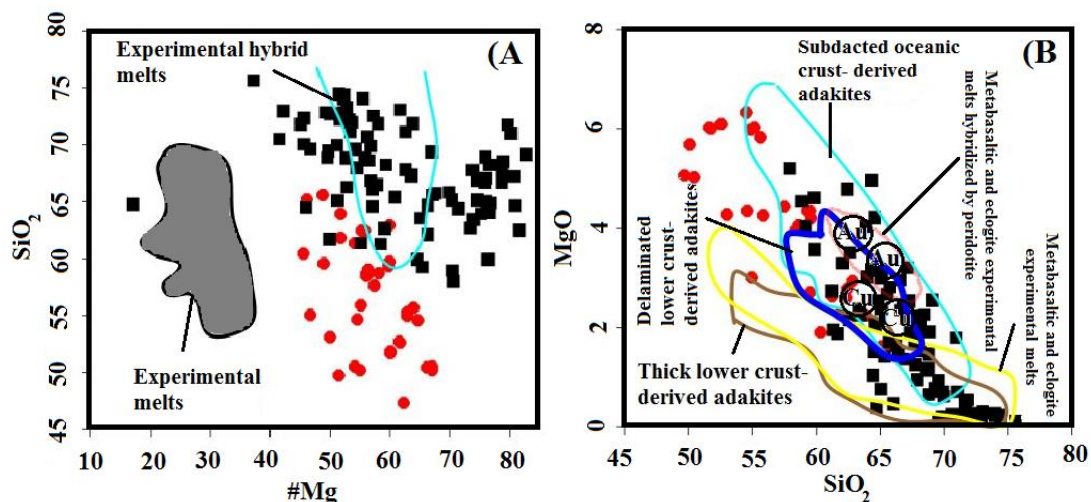
Minerals stages Minerals	Stage 1 (Hydrothermal)	Stage 2 (Weathering and Supergen)
Pyrite	_____	
Magnetite	_____	
Orpiment (?)	_____	
Cinnabar (?)	_____	
Realgar (?)	_____	
Gold (?)	_____	
Hematite	_____	_____
Goethite		_____
Chlorite	_____	
Calcite	_____	
Quartz	_____	

شکل ۵-۷- توالی پاراژنتیک احتمالی برای کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ آداکیتی (داسیت آندزیت) مستعد کانه‌زایی طلا.

۵-۳- فوگاسیته اکسیژن و عناصر کالکوفیل

قسمت فوقانی پوسته اقیانوسی فرورانده شده به دلیل تعادل با آب دریا دارای مقادیر بالایی fO_2 طبیعی است (Jiang et al., 2012). نهشته‌های Cu-Au در سیستم‌های ماگمایی غنی از سولفور و بسیار اکسید شده با فوگاسیته بالا (fO_2) بین (nikel-nikel Oxide) NNO یا (Sulfur Oxide) SSO و MH (Magnetite hematite Oxygen) حاصل می‌شوند. عناصر کالکوفیل عمدتاً در سولفیدهای گوشته‌ای ذخیره می‌شوند (Sillitoe, 1997; Mungall, 2002). انتقال عناصر کالکوفیل از گوشته توسط ماگماها بصورت فازهای سولفیدی در طی ذوب‌بخشی کاهش می‌یابد. نهشته‌های Cu-Au عمدتاً با سولفیدهای فلزی و کانی‌های وابسته به آنها ارتباط نزدیکی دارند و اغلب با این سولفیدها و یا محصولات ناشی از اکسایش آنها همراه هستند (Jiang et al., 2012). ماگمای آداکیتی حاصل از ورقه فرورو شده به دلیل مقادیر بالای Fe_2O_3 در تعامل با پریدوتیت گوشته‌ای اطراف خود می‌باشد که افزایش حالت اکسیداسیون گوشته‌ای ($fO_2 > SSO$) سبب مصرف سولفیدهای فلزی در گوشته می‌شود (شکل ۵-۸) (Mungall, 2002).

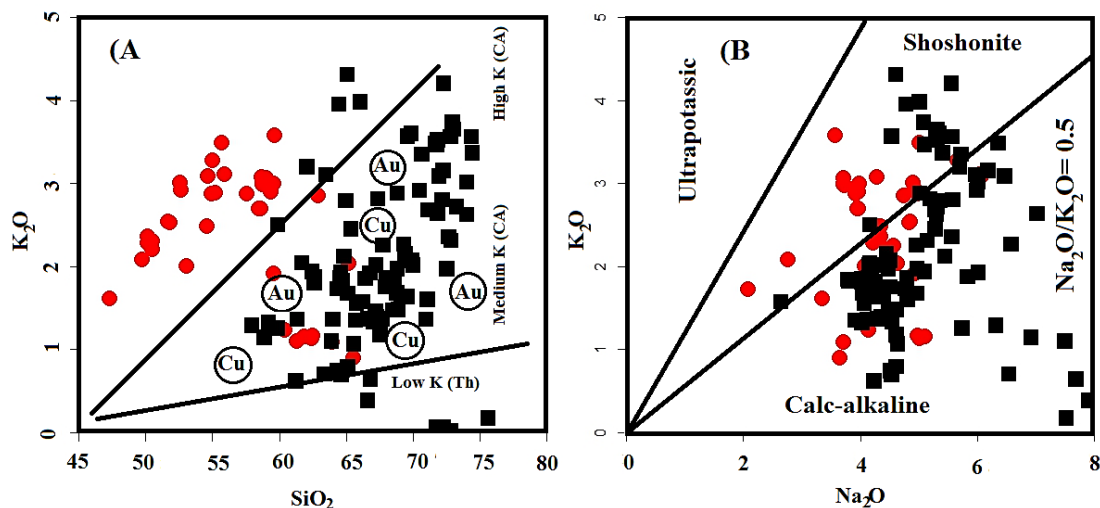
(2002, Jiang et al., 2012). در نتیجه این ماگما، سبب انتقال پتانسیل اکسیداسیون به داخل گوشته می‌شود و سولفیدهای گوشته‌ای را برای آزاد کردن Cu و Au بی‌ثبات می‌کند (Jiang et al., 2012). در شکل (A-۸-۵) تغییرات #Mg در برابر SiO_2 نشانگر خالص نبودن مذاب حاصل از ورقه فرورونده اقیانوسی در تشکیل سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس قسمت‌های شمالی نوار ماگمایی سبزوار که بیانگر واکنش مذاب‌های آداکیتی با گوه پریدوتیتی در خلال صعود از میان گوشته است (Kamvong et al., 2014). بنابراین با توجه به شکل (B-۸-۵) از آنجایی که اکثر آداکیت‌های پرسیلیس بخش‌های شمالی نوار پسااقیانوسی سبزوار که در محدوده مشتق شده از ورقه اقیانوسی فرورو در تعامل با گوه گوشته‌ای قرار دارند، در محدوده کانه‌زا قرار گرفته‌اند لذا بطور میانگین دارای پتانسیل کانه‌زایی Cu-Au بیشتری نسبت به قسمت‌های جنوبی هستند.



شکل ۸-۵- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسااقیانوسی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار SiO_2 در مقابل #Mg که نشانگر خالص نبودن مذاب حاصل از ورقه فرورونده اقیانوسی در تشکیل آداکیت‌های پرسیلیس (Kamvong et al., 2014)، (محدوده Experimental Melts، از Rapp & Watson, 1995) و مذاب‌های هیبرید از (Rapp et al., 1999) (B) نمودار MgO در برابر SiO_2 (Harker, 1909)، آداکیت‌های پرسیلیس حاصل از ذوب ورقه فرورو شده که در تعامل با گوه گوشته‌ای اند در محدوده کانه‌زا، (محدوده کانه‌زا توسط Meinert, 1995) مشخص گردیده).

۵-۴- نمودار K_2O در مقابل SiO_2 و نمودار K_2O در مقابل Na_2O

با توجه به نمودار K_2O در مقابل Na_2O (شکل ۵-۹-B) اکثر آداکیت‌های پر سیلیس شمالی که ماهیت کالک‌آلکال دارند، با توجه به شکل (۵-۹-A) در محدوده کانه‌زا قرار گرفته‌اند (Sun et al., 2010). افزایش میزان K_2O ($0 \leq K_2O \leq 1$) در آداکیت‌های پر سیلیس مورد مطالعه نشان‌دهنده ماهیت پتاسیم متوسط تا بالا و غنی بودن مذاب اولیه از پتاسیم و توان کانه‌زایی بیشتر است.

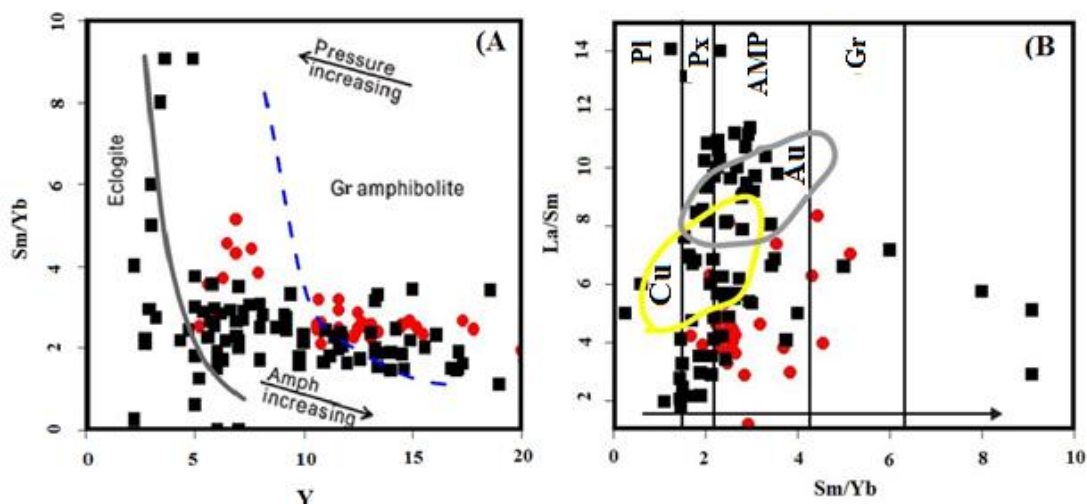


شکل ۵-۹- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پساافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Harker, 1909). (CA) ترکیبات کالک‌آلکال. (Th) ترکیبات شوشونیتی. دایر تو خالی مشخص شده روی نمودار نشان‌دهنده محدوده کانه‌زا (Meinert, 1995). (B) نمودار K_2O در SiO_2 و غنی بودن ماگمای اولیه از پتاسیم.

۵-۵- نمودار Sm/Yb در مقابل Y و La/Sm در مقابل Sm/Yb

با توجه به شکل (۵-۱۰) افزایش نسبت Sm/Yb تغییرات وابسته به فشار را نشان می‌دهد که در انتقال پیروکسن به آمفیبول و سپس گارنت که منشاء سازنده سنگ‌های آداکیتی نوار افیولیتی سبزوار می‌باشند (بیانگر رخساره اکلوزیت یا گارنت آمفیبولیت)، نقش داشته است (Kay and Kay, 1991). این امر نشانگر تفریق ماگما و جدایش بلوری فشار بالای آمفیبول از مذاب مشتق شده از ورقه فرورو (Rapp et al., 2003)، بعنوان عوامل غالب در آشیانه ماگمایی پوسته زیرین که به نوبه خود سبب تشدید ویژگی‌های آداکیتی مذاب صعود کننده به مخزن ماگمایی کم عمق تر شده است. بطوری که ترکیبات حدواسط-اسیدی در مقایسه با ترکیبات بازیکتر از ماهیت آداکیتی قابل ملاحظه‌تری برخوردارند. در نتیجه تحت

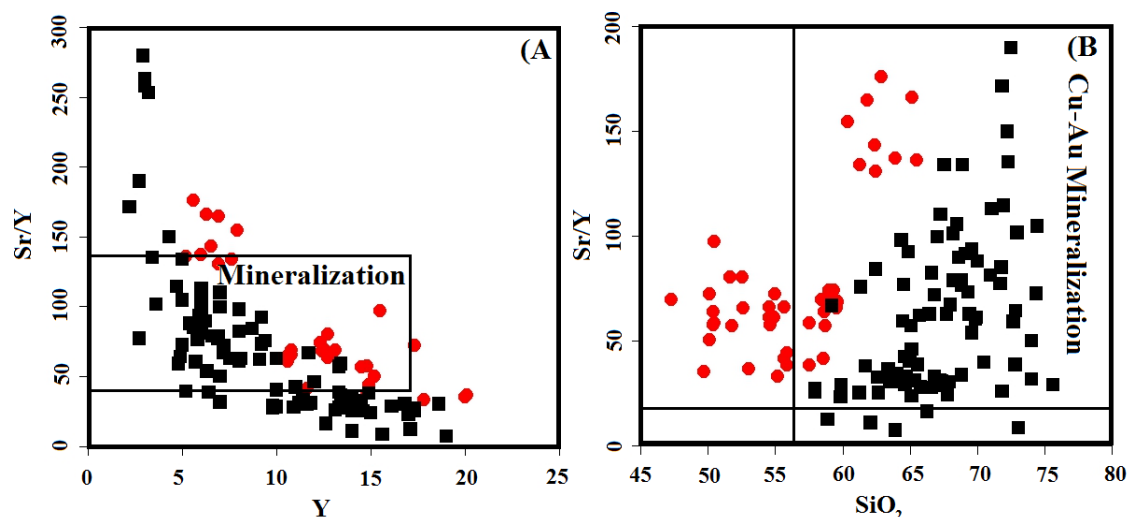
تأثیر این فشار و عمق با توجه به نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb بطور میانگین بیشتر آداکیت‌های پرسیلیس شمالی در محدوده کانه‌زا قرار گرفته‌اند.



شکل ۵-۱۰- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در نمودارهای Sm/Yb در مقابل Y؛ و La/Sm در مقابل Sm/Yb (Spagnuolo et al., 2012)، (محدوده‌های کانه‌زا مشخص شده روی نمودار توسط (Kay and Mpodozis, 2001)، (PY: پیروکسن، AMP: آمفیبول، Gr: گارنت، Pl: پلاژیوکلاز).

۵-۶- نمودار Sr/Y در مقابل Y و نمودار Sr/Y در مقابل SiO₂

با توجه به نمودار Sr/Y در مقابل Y محدوده کانه‌زا از غیر کانه‌زا مشخص گردیده است (شکل ۵-۱۱- A). بر این اساس با توجه به نمودار Sr/Y در مقابل SiO₂ آداکیت‌های پرسیلیس بخش‌های شمالی بطور میانگین در محدوده کانه‌زا قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۱۱- B).

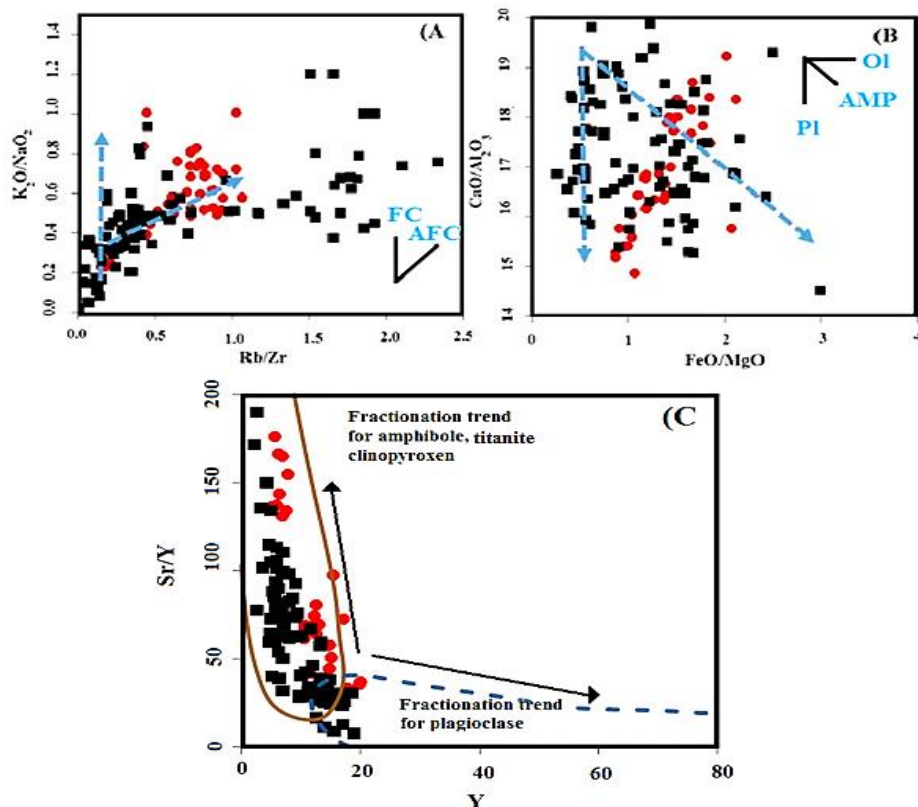


شکل ۵-۱۱- موقعیت سنگ های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار Sr/Y در مقابل Y، محدوده بارور از غیر بارور مشخص شده است (Acad, 1997). (B) نمودار Sr/Y در مقابل SiO₂ و نمایش محدوده کانه‌زا روی نمودار (Drummond and Defant, 1990).

۵-۷- نمودار K₂O/Na₂O در مقابل Rb/Zr، CaO/Al₂O₃ در مقابل FeO/MgO و

نمودار Sr/Y در مقابل Y

با توجه به شکل (۵-۱۲- A و B) نقش تبلور تفریقی کانی آمفیبول و سپس پلاژیوکلاز در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های حدواسط- اسیدی پسافیولیتی بخش‌های شمالی و جنوبی تشکیل ترکیبات فلسیک‌تر محرز می‌شود. با توجه به نمودار Sr/Y در مقابل Y (شکل ۵-۱۲- C) بطور میانگین یک روند کاهشی از آمفیبول، کلینوپیروکسن وجود دارد که به دلیل ترکیب اسیدی بودن آداکیت‌های پر سیلیس بخش‌های شمالی منطقه مورد مطالعه می‌باشد. بالا بودن مقادیر Sr و نسبت Sr/Y نشان می‌دهد پلاژیوکلاز نمی‌تواند بعنوان یک فاز باقیمانده معمول در محل منبع بشمار آید (جمشیدی، ۱۳۹۴).



شکل ۵-۱۲- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr ، (B) نمودار CaO/Al_2O_3 در مقابل FeO/MgO (Esperanca et al., 1992)، نمودارها بیانگر نقش جدایش بلوری آمفیبول و سپس پلاژیوکلاز در تحول ماگما است، (B) نمودار Sr/Y در مقابل Y نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلاز (Drummond and Defant, 1993).

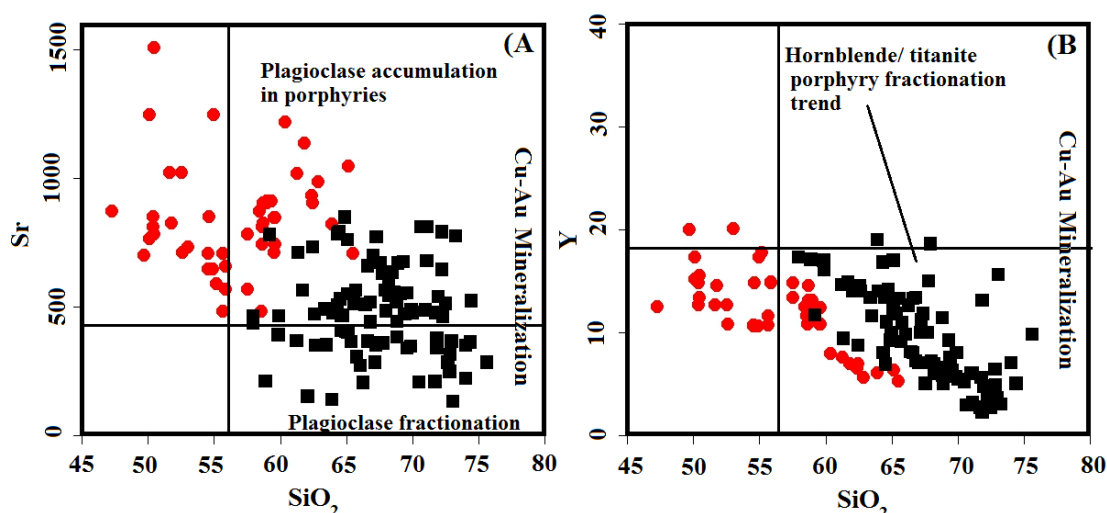
۵-۸- نمودار Sr در مقابل SiO_2 و نمودار Y در مقابل SiO_2

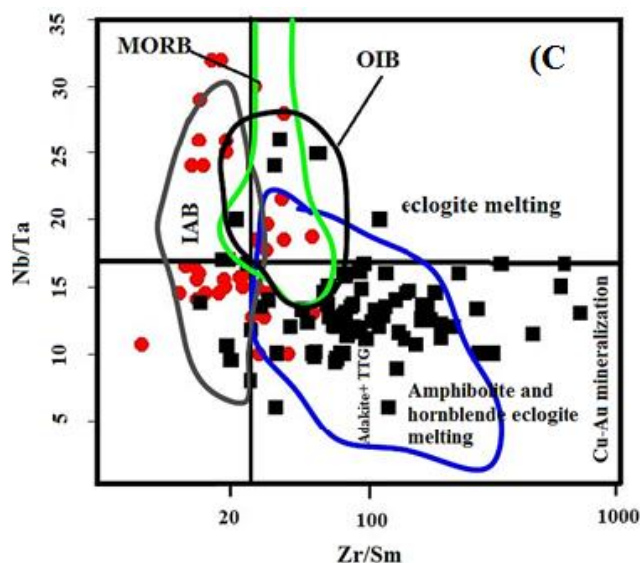
با توجه به شکل (۵-۱۲)، همانطور که نشان دادیم نمونه‌های پرسیلیس شمالی تفریق یافته‌تر هستند. از اینرو با توجه به نمودار Sr در مقابل SiO_2 ، تفریق پلاژیوکلاز را بیشتر در محدوده آداکیت‌های پرسیلیس شمالی مورد مطالعه مشاهده می‌کنیم (شکل ۵-۱۳-A). لذا با توجه به نمودار Y در مقابل SiO_2 (شکل ۵-۱۳-B) بطور میانگین بیشتر آداکیت‌های پرسیلیس تفریق یافته‌تر شمالی که در ترکیب سنگی آنها هورنبلند و تیتانیت (مطابقت با بخش پتروگرافی) وجود دارند در محدوده کانه‌زا قرار گرفته‌اند. همچنین با توجه به شکل (۵-۱۳-C) بطور میانگین آداکیت‌های پرسیلیسی که حاصل از ذوب بخشی یک محل منشاء با ترکیب گارنت آمفیبولیت و یا اکلوژیت هورنبلنددار هستند در محدوده کانه‌زا قرار

دارند.

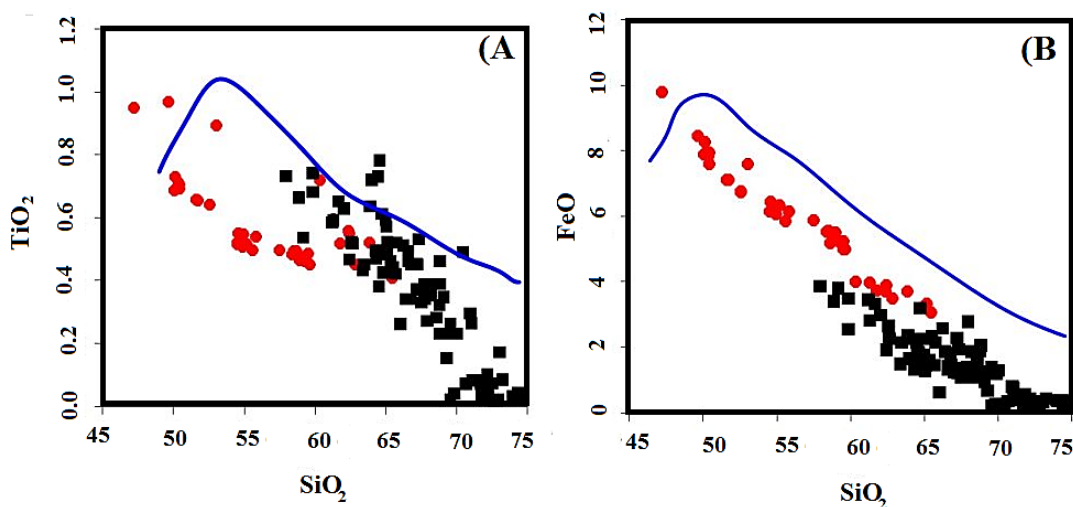
۵-۹- نمودار FeO و TiO_2 در مقابل SiO_2

هنگامی که میزان SiO_2 ماگما افزایش می‌یابد، آزاد شدن اکسیژن تحت آن شرایط سبب بلوری شدن اکسیدهای Fe-Ti شده و در نتیجه کاهش سولفات را به دنبال دارد (Sun et al., 2003; 2004, 2011). لذا این امر سبب آزاد شدن Cu در سیالات ماگمایی شده که برای انتقال و کانه‌زایی Cu-Au از اهمیت بسزایی برخوردار است. بر این اساس طبق نمودار (شکل ۵-۱۴)، با افزایش میزان SiO_2 (۷۵-wt.%) طی بلوری شدن Fe-Ti یک روند کاهشی در آداکیت‌ها صورت گرفته که این امر سبب جداسازی Cu از ماگمای آداکیت‌ها و آزاد شدن آن به داخل سیالات ماگمایی آداکیتی و در نهایت افزایش پتانسیل کانه‌زایی Cu-Au خواهد شد.





شکل ۵-۱۳- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولییتی نوار ماگمایی سبزوار در، (A) نمودار Sr در مقابل SiO_2 نشاندهنده تفریق پلاژیوکلاز، (B) نمودار Y در مقابل SiO_2 مشخص بودن محدوده کانه‌زا با ترکیب هورنبلندی و تیتانییتی (Drummond and Defant, 1990)، (C) نمودار تغییرات نسبت‌های Nb/Ta در برابر Zr/Sm (Condie, 2005) برای سنگ‌های پسافیولییتی نوار ماگمایی سبزوار، محدوده‌های MORB، OIB، IAB توسط (Foley, 2002)



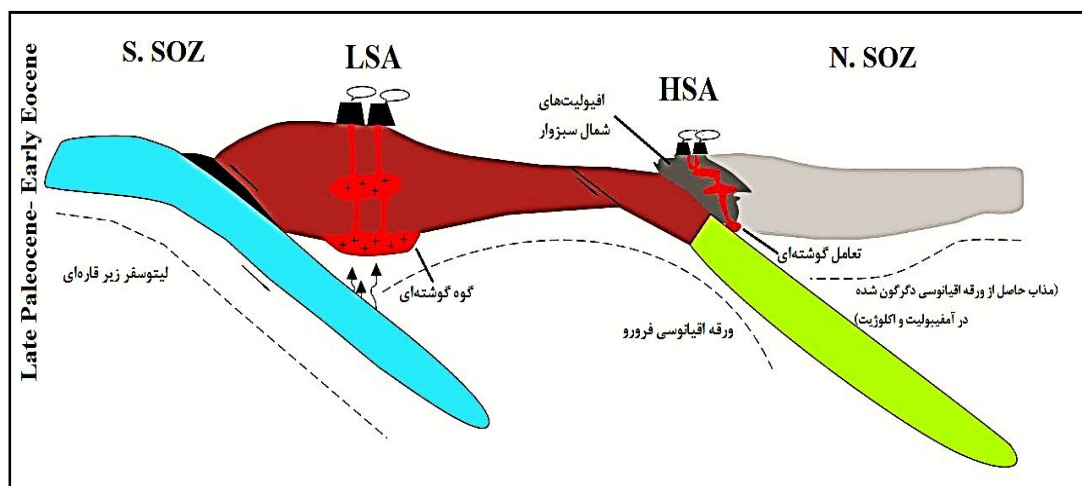
شکل ۵-۱۴- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولییتی نوار ماگمایی سبزوار در، نمودار TiO_2 و FeO در مقابل SiO_2 برای آداکیت‌های پرسیلیس و کم سیلیس بخش‌های شمالی و جنوبی نوار پسافیولییتی سبزوار (Drummond and Defant, 1990).

۵-۱۰- نتیجه‌گیری

همانطور که در فصل ژئوشیمی و پتروژنز دریافتیم، آداکیت‌های تشکیل شده در نوار پسافیولییتی سبزوار

از دو قسمت LSA و HSA تشکیل شده‌اند. بنابراین طبق مطالعات صورت گرفته توسط محققین پیشین و با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی، دریافتیم قسمت‌های جنوبی نوار از آداکیت‌های کم سیلیس و قسمت‌های شمالی از آداکیت‌هایی با درصد سیلیس بالا تشکیل شده‌اند. همانطور که متذکر شدیم آداکیت‌های جنوبی معرفی شده تحت عنوان کم سیلیس حاصل از ذوب گوشته متاسوماتیسم شده پریدوتیتی می‌باشند (یوسفی، ۱۳۹۶؛ منصوری، ۱۳۹۴؛ جمالی، ۱۳۹۶)، که دارای ترکیب آندزیتی/بازالتی حاوی فنوکریست‌های پیروکسن و دارای ترکیبات ناسازگار، ذوب بازالت با ماهیت بازیک هستند و ترکیب آن در اثر واکنش با مذاب ورقه اقیانوسی (در نسبت مذاب به پریدوتیت پایین) تغییر کرده است (Martin et al., 2005). همانطور که بررسی کردیم سنگ‌های سیلیس پایین از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی با هم متفاوت هستند (جدول ۵-۱) که مهمترین آنها درصد SiO_2 موجود در آنهاست که میزان آن در آداکیت‌های کم سیلیس پایین‌تر از آداکیت‌های پر سیلیس می‌باشد. در مورد قسمت‌های جنوبی زون سبزوار با ادامه فروورانش در ائوسن میانی گوه گوشته‌ای بالای ورقه فرورانده شده بر اثر آزدایی ورقه اقیانوسی تحت تأثیر قرار گرفته و ذوب شده و سنگ‌هایی با ترکیب آداکیتی کم سیلیس را بوجود آورده است (یوسفی، ۱۳۹۶). با ادامه فروورانش و ذوب ورقه اقیانوسی آبدار فرورونده در بخش‌های عمیق‌تر ماگمای آداکیتی پر سیلیس تشکیل می‌شود که بصورت گنبد و دایک در مجموعه افیولیتی سبزوار تظاهر می‌گردند (میانگین سنی بدست آمده از این سنگ‌ها متعلق به ائوسن میانی-پایانی می‌باشد) در نتیجه با توجه بررسی‌های صورت گرفته از جمله تهی‌شدگی از HFSE که نشان بر حضور فازهای کانایی باقیمانده مانند آمفیبول در محل منشاء است و همچنین تهی‌شدگی از HREE به همراه مقادیر بالای نسبت Sr/Y و میزان Sr نمونه‌های شمالی نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز نمی‌تواند بعنوان یک فاز باقیمانده در محل منبع این آداکیت‌ها بشمار آید، از اینرو آداکیت‌های تفریق یافته‌تر بخش‌های شمالی نوار افیولیتی سبزوار که حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی دگرگون شده در آمفیبولیت و

اکلوژیت (فصل ژئوشیمی) هستند به دلیل اینکه افیولیت‌ها را قطع کرده‌اند، بطور کل و بصورت میانگین از پتانسیل کانه‌زایی Cu-Au بیشتری نسبت به آداکیت‌های کم سیلیس بخش‌های جنوبی برخوردار هستند (شکل ۵-۱۵). در واقع علاوه بر کانه‌زایی‌های ذکر شده در بخش اقتصادی فصل دوم، وجود کانه‌زایی‌های متعدد مس-طلا از جمله کانه‌زایی مس-طلا سلیمانی و دیواندر (نصراله‌نیا، در حال انجام) و کانه‌زایی مس-طلا اولر (ایمانی‌خوانی در حال انجام) در بخش‌های شمالی نوار پساافیولیتی سبزوار که در سنگ بستر افیولیتی قرار دارند می‌توانند در افزایش پتانسیل کانه‌زایی مس-طلا در آداکیت‌ها نقش مهمی ایفا کرده باشند. علاوه بر این همانطور که پیشتر ذکر شد، در مجموع میزان زمینه طلا در سنگ‌های مافیک و الترامافیک نسبت به سایر سنگ‌ها بیشتر بوده و لذا بخش‌های شمالی نوار ماگمایی سبزوار که افیولیت‌ها را قطع کرده بستر مناسبی جهت کانه‌زایی مس-طلا با همراهی آداکیت‌ها می‌باشد. در مجموع مراحل و شواهد کانه‌زایی خلاصه شده در جدول (۵-۲)، به همراه دگرسانی‌های موجود، کانه‌زایی‌های ذکر شده در فصل دوم (بخش زمین‌شناسی اقتصادی)، سیستم گسل‌ها و همجواری با افیولیت‌ها گواه بر این ادعاست.



شکل ۵-۱۵- نمایش شماتیک از نحوه تشکیل آداکیت‌های کم سیلیس و پرسیلیس نوار ماگمایی سبزوار و احتمال رخداد کانه‌زایی در آن.

جدول ۵-۱- میانگین تقریبی برخی از ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی آداکیت‌های بخش‌های شمالی و جنوبی

نوار ماگمایی سبزوار.

بخش های جنوبی	بخش های شمالی	ویژگی های مورد بررسی
11.82	7.78	Amp
14.29	9.19	Pl
10	9.17	PX
57.09	67.02	SiO ₂
16.72	17.10	Al ₂ O ₃
4.98	2.07	MgO
4.4	4.90	Na ₂ O
2.48	1.9	K ₂ O
0.07	0.10	Rb/Sr
76.76	70.71	Sr/Y
15.91	18.51	La/Yb
3.44	2.76	Sm/Yb
4.6	7.47	La/Sm
78.65	90.41	Zr
843.54	479.77	Sr
12.3	9.31	Y
13.7	14.58	La

جدول ۵-۲- خلاصه ای از مراحل و شواهد احتمالی کانه زایی موجود در آداکیت های نوار ماگمایی سبزوار.

عوامل کنترل کننده کانه زایی	شواهد موجود در منطقه
شیب فرو رانش	کم- متوسط / زیاد (عطاپور و مهتابی، ۱۳۸۸)
سنگ های آتشفشانی ائوسن مولد کانه ز	آندزیت / تراکی آندزیت، داسیت / تراکی داسیت- ریولیت
ماهیت ماگمایی	کالک آلکالین پتاسیم متوسط تا بالا
کانه زایی های موجود در منطقه	مس، منگنز، آهن، مس- طلا- نقره (بخش ۲-۵)
دگرسانی	با توجه به تزریق توده های نفوذی در مجموعه افیولیتی و سنگ های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن، و در پی آن صعود سیالات، دگرسانی های متعددی با شدت های متفاوت در سنگ های منطقه صورت گرفته است.
گسل ها	با توجه به موقعیت ساختاری منطقه مورد مطالعه، گسل ها، چین ها، درز و شکستگی ها نقش کنترل ساختار در کانه زایی داشته است.
افیولیت ها	بطور کلی با توجه به نفوذ توده های آداکیتی به داخل پهنه های افیولیتی که بطور عمده از سنگ های مافیک و الترامافیک تشکیل شده اند، سبب افزایش پتانسیل کانه- زایی مس- طلا در منطقه می شود.
تفریق بخشی شدید	بر اساس مطالعات جمشیدی (۱۳۹۴)، جمشیدی و همکاران (۱۳۹۳، ۱۳۹۴ و ۲۰۱۸) و گردیده (۱۳۹۷)، تفریق شدید آمفیبول و پلاژیوکلاز در آداکیت های پر سیلیس منطقه می تواند سیالات گرمایی قابل توجهی را تولید نماید که عامل اصلی کانی سازی مس- طلا در منطقه است.

فصل هشتم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۶-۱- نتیجه‌گیری نهایی

بر پایه مطالعات حاصل از بررسی‌های صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی (پتروگرافی) و تلفیق داده‌های حاصل از محققین پیشین می‌توان به نتایج زیر استناد کرد.

❖ محدوده مورد مطالعه بخشی از حاشیه شمالی خرده قاره ایران مرکزی می‌باشد که با توجه به مختصات جغرافیایی و قرارگیری در شمال گسل درونه (گسل کویر)، در زیر پهنه سبزوار واقع است.

❖ واحدهای سنگ‌شناختی نوار ماگمایی سبزوار واقع در شمال شرق ایران که بصورت گنبد‌های مرتفع دایک و استوک دورن مجموعه افیولیتی سبزوار رخنمون دارند را می‌توان به دو گروه افیولیتی و غیر افیولیتی تقسیم‌بندی کرد. در این تحقیق بطور کلی مطالعات در دو بخش شمالی و جنوبی نوار پساافیولیتی صورت پذیرفته است. بخش‌های شمالی عمدتاً ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهند و دارای طیف ترکیبی سنگ‌های پساافیولیتی آندزیتی/ تراکی آندزیتی، تراکی داسیتی/ داسیتی و ریولیتی بصورت گنبد‌ها و دایک درون مجموعه افیولیتی قابل مشاهده هستند.

❖ مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های پساافیولیتی زون سبزوار بیانگر دو طیف ترکیبی حدواسط-اسیدی در بخش‌های شمالی و ترکیبات بازیکتر در بخش‌های جنوبی بوده است. ترکیبات آندزیتی/ تراکی آندزیتی با بافت‌های غالب پورفیری، جریان‌ی و میکروگرانولار حاوی درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار آمفیبول به همراه پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی ترکیبی می‌باشند. ترکیبات تراکی داسیتی/ داسیتی با بافت پورفیری و جریان‌ی حاوی فنوکریست‌های سفیدرنگ پلاژیوکلاز بعنوان فاز غالب به همراه فنوکریست‌های آمفیبول می‌باشند. گنبد‌های سفیدرنگ ریولیت/ ریوداسیتی در جنوب- جنوب شرق منطقه سبزوار از

فئوکریست‌های کوارتز با حاشیه گرد شده و خلیج خوردگی و بلورهای خودشکل و نیمه خودشکل سانیدین و پلاژیوکلاز در یک زمینه ریز بلور از همین کانی‌های تشکیل شده‌اند. سری افیولیتی طیفی از الترامافیک تا مافیک را نشان می‌دهد. توده‌های الترامافیک مورد مطالعه دارای ترکیبی از نوع هارزبورژیت و دونیت سرپانتینی شده (با فراوانی زیاد)، پیروکسنیت (با فراوانی متوسط) و لرزولیت با فراوانی کمتر می‌باشند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها شامل الیوین، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و مقداری اسپینل بعنوان کانی فرعی با بافت غالب پورفیری و گرانولار می‌باشد.

❖ با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی نمونه‌های حدواسط - اسیدی شمالی در محدوده آندزیت / تراکی آندزیت، داسیت / ریوداسیت و ریولیت و نمونه‌های بازیکتر جنوبی در محدوده بازالت واقع می‌شوند. نمونه‌های پساافیولیتی از ماهیت کالک‌آلکان، متآلومین تا پرآلومین برخوردار هستند. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند میزان HREE پایین و LREE بالا به همراه سایر ویژگی‌ها از جمله SiO_2 ، Na_2O بیش از ۳٪، Al_2O_3 بیش از ۱۶٪، میزان Yb و Y پایین، نبود آنومالی منفی Eu، آنومالی منفی Nb و آنومالی مثبت Sr و نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ پایین، شباهت سنگ‌های آذرین نیمه عمیق مورد مطالعه نوار ماگمایی سبزوار به سنگ‌های آداکیتی آشکار می‌باشد. سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی به دو گروه HSA و LSA تقسیم‌بندی می‌شوند. آداکیت‌های پرسیلیس بخش‌های شمالی بعنوان مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته با ترکیب گارنت آمفیبولیتی در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر می‌شوند که بیشتر در طی عبور از گوه گوشته‌ای با آن واکنش داده‌اند. در این مذاب‌ها در هنگام بالآمدگی و برهم کنش با پریدوتیت گوشته‌ای ترکیب عناصر اصلی تغییر می‌کند اما دیگر ویژگی‌ها مانند نسبت عناصر خاکی کمتر تغییر میکند. ویژگی‌های

ژئوشیمیایی به همراه سرشت سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی این منطقه ریشه گرفتن ماگمای آداکیتی کم سیلیس بخش‌های جنوبی، سازنده این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای پریدوتیتی متاسوماتیسم شده همراه با مشارکت سیال‌های آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده (شاخه سبزوار- درونه) را تأیید می‌کند. الگوی تغییرات اکسید عناصر اصلی، عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار بیانگر وجود یک منشاء ماگمایی مشترک برای سنگ‌های پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار و نقش تبلور تفریقی در خلال تحول ماگماست. علاوه بر این حضور انواع آنکلاوهای هم‌منشاء (مانند آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، لخته‌های مافیک و اتولیت‌ها) و غیر هم‌منشاء (مانند آنکلاوهای آمفیبولیتی، گنیسی و) ماگمای سازنده آداکیت‌های مورد مطالعه در هنگام بالامدگی نشانگر تبلور تفریقی، هضم و آرایش پوسته‌ای می‌باشد. این آنکلاوها شواهد آشکاری برای اختلاط ماگمایی و آرایش پوسته‌ای هستند.

❖ مطالعات پتروژنزی و تعیین محیط تکتونیکی تشکیل ماگما بر اساس ترکیب شیمیایی سنگ کل بیانگر تشکیل سنگ‌های پسافیولیتی زون سبزوار در یک محیط کمان آتشفشانی است. با توجه به مجموع ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های پسافیولیتی مورد نظر تشکیل ماگمای آداکیتی سازنده آنها از ذوب ورقه فرورو شده اقیانوسی در مقایسه با یک منبع پوسته قاره‌ای تحتانی محتمل‌تر است. همچنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند تهی‌شدگی از HREE و Y، مقادیر بالای Sr/Y، انطباق منفی تغییرات نسبت Nb/Ta در برابر Zr/Sm به همراه همبستگی مثبت Sr/Y در مقابل SiO₂ بازگوکننده تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار از ذوب‌بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیتی یا اکلوتیتی ناشی از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورونده سبزوار است.

❖ بر اساس بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی از بخش‌های شمالی و جنوبی نوار ماگمایی سبزوار و بررسی جایگاه تکتونوماگمایی آنها دریافتیم آداکیت‌های پر سیلیس تفریق یافته‌تر بخش‌های شمالی با ماهیت حدواسط- اسیدی، حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورو با ترکیب گارنت آمفیبولیت که طی عبور از گوه گوشته‌ای با آن واکنش داده و سپس هنگام صعود افیولیت‌ها را که سرشار از فلزات بارور هستند را قطع کرده، نسبت به آداکیت‌های کم سیلیس جنوبی با ماهیت بازیک که حاصل از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای پریدوتیتی متاسوماتیسم شده همراه با مشارکت سیال‌های آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورو هستند، بطور میانگین از پتانسیل کانه‌زایی بیشتری برخوردار می‌باشند.

❖ در نهایت پیشنهاد می‌شود با توجه به اینکه نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهند کانه‌زایی در آداکیت‌های سبزوار می‌تواند وجود داشته باشد، بنابراین در اکتشاف کانه‌زایی‌های مختلف بویژه مس- طلا موجود در توده‌های آداکیتی مورد تأیید قرار می‌گیرد. چرا که کانه‌زایی هم در قسمت خروجی آداکیت‌ها و هم در قسمت زیرین و نیمه عمیق آنها ممکن است رخ داده باشد.

منابع

منابع فارسی

- (۱) الهیاری س، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد، "پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک-عباس‌آباد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- (۲) بداخشان ممتاز ق، بنی‌آدم ف، (۱۳۷۷)، "گزارش مطالعات اکتشافی چکشی در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.
- (۳) بهرودی ا، عمرانی ج، (۱۳۸۰)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.
- (۴) پناهی شهری م، کریم‌پور ح و شبانی ف، (۱۳۸۹)، "کانی‌سازی و اکتشاف ژئوشیمیایی در کمر بند سنگ‌های آتشفشانی-پلوتونیکی هلاک آباد (جنوب سبزوار) با نگرشی بر اکتشاف مس پورفیری"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱، (جلد ۲)، ۳۸-۲۱ ص.
- (۵) پناهی شهری م، (۱۳۸۷)، پایان نامه ارشد، "زمین‌شناسی، پتروگرافی، کانی‌سازی، ژئوشیمی و اطلاعات دقیق مغناطیس‌سنجی شرق اسکارن آهن ابودر (شمال شرق سبزوار)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه فردوسی مشهد.
- (۶) تقی‌زاده قورولی س، (۱۳۹۳)، پایان نامه ارشد، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار منگنز ذاکری، جنوب غرب سبزوار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- (۷) تنها ع، (۱۳۸۸)، پایان نامه ارشد، "پتروژنز سنگ‌های آذرین نئوژن، شمال عنبرآباد (مشکان)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- (۸) جمالی ساداتی ز.س، (۱۳۹۳)، پایان نامه ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد های ساب‌ولکانیک منطقه شرق رزه (شمال شرق ترود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- (۹) جمشیدی خ، قاسمی ح، (۱۳۹۲). " منطقه‌بندی ترکیب فلدسپار در سنگ‌های آذرین

- پسافیولیتی شمال سبزوار: شواهد ژئوشیمیایی عدم تعادل ماگمایی". دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- (۱۰) جمشیدی خ، قاسمی ح، (۱۳۹۲). " کاربرد شیمی بیوتیت در تخمین ماهیت ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین پسافیولیتی جنوب جغتای (شمال سبزوار)". دانشگاه دامغان.
- (۱۱) جمشیدی خ، قاسمی ح، (۱۳۹۳). " کاربرد شیمی آمفیبول در بازسازی شرایط تبلور و ذخیره ماگمایی سنگ‌های آذرین پسافیولیتی زون سبزوار". دانشگاه شیراز.
- (۱۲) جمشیدی خ، قاسمی ح، صادقیان م، (۱۳۹۳)، "سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پرسلیس پسافیولیتی سبزوار"، **مجله پترولوژی** ۵(۱۷): ۶۸-۵۱ ص.
- (۱۳) جمشیدی خ، قاسمی ح، میائو لایچنگ، (۱۳۹۴)، "سن‌سنجی U-Pb و تعیین ترکیب محل منشأ گندهای آداکیتی پسافیولیتی سبزوار"، **مجله پترولوژی** ۶ (۲۳): ۱۳۸-۱۲۱ ص.
- (۱۴) جمشیدی خ، (۱۳۹۴)، رساله دکتری، "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گندهای آداکیتی شمال باشتین، سبزوار"، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- (۱۵) جوهرچی م، (۱۳۸۷)، "مطالب دست نوشته"، پژوهشکده علوم گیاهی، دانشگاه فردوسی مشهد.
- (۱۶) حسینی‌نژاد مجتبی س، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه ارشد، "کانی‌شناسی، آلتراسیون، ژئوشیمی و کانی-سازی در بخش شرقی معدن هلاک آباد (جنوب سبزوار) با نگرشی بر اکتشاف مس پورفیری"، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه فردوسی مشهد.
- (۱۷) حسینی س. ر، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه ارشد، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسار منگنز فرومد، شرق شاهرود"، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- (۱۸) حیدری م، (۱۳۹۴)، پایان‌نامه ارشد، "ژئوشیمی و پتروژنز سکانس گوشته‌ای افیولیت منطقه فرومد (شمال غرب سبزوار)"، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه دامغان.

۱۹) رادفر ج، کهنسال، (۱۳۸۱)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوهپایه"، سازمان زمین-

شناسی کشور، ایران.

۲۰) درویش‌زاده ع، (۱۳۷۰)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات دانشگاه امیرکبیر، ۶۱۰-۵۵۳-

۵۵۹ ص.

۲۱) درویش‌زاده ع، (۱۳۸۱)، "زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی (پترولوژی و دینامیک

درونی)"، انتشارات دانشگاه تهران. ۲۵۹۷.

۲۲) درویش‌زاده ع، (۱۳۸۲)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات امیرکبیر، ۹۰۱ ص.

۲۳) رستمی‌حصوری م، (۱۳۹۶)، پایان‌نامه دکتری، "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی

بازالت‌های الیگومیوسن نوار ترود-سبزوار (شمال ایران مرکزی)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی

شاهرود.

۲۴) رضایی م، طاهری ا، قاسمی ح، گردیده س، (۱۳۹۷)، "زمین‌شیمی و زمین‌شناسی ایزوتوپی

گنبد‌های آداکیتی منطقه چکنه در جنوب قوچان، شمال شرق ایران"، **مجله پترولوژی** ۹(۳۶): ۴۸-۲۵

ص.

۲۵) دلاور ز و صادقیان م، (۱۳۸۹)، "پترولوژی گنبد‌های آداکیتی جنوب غرب بیرجند"،

چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین،

۲۵ الی ۲۷ شهریور ماه، ارومیه، ۷-۱ ص.

۲۶) دلاور ز، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک جنوب غرب

بیرجند"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

۲۷) روحبخش ب، ابراهیمی خ، همام م، عباس‌نیا ح، (۱۳۸۹)، "بررسی زمین‌شناسی، دگرسانی،

کانی‌شناسی و ژئوشیمی در گستره پی‌جویی دهن قلعه، شمال غربی بردسکن"، **مجله بلورشناسی و**

کانی‌شناسی، سال هجدهم، شماره ۴.

۲۸) روزبه کارگر س، قمیان ی، (۱۳۷۷)، "طرح اکتشافی مواد معدنی، استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و ژئوفیزیک هوایی (پروژه سبزوار)"، گزارش اکتشافات چکشی ورقه یک صد هزار باشتین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.

۲۹) دهنوی ن. خ، مهدی‌زاده مشهدی ح. و صادقیان م، (۱۳۸۷)، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های ساب ولکانیک فیروزه (بزغان) در غرب نیشابور"، مجموعه مقالات دوازدهمین همایش نمونه زمین-شناسی ایران، اهواز- شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، ۱۸۴۴-۱۸۴۸ ص. اهواز.

۳۰) رهنما، (۱۳۸۶)، "شناسایی سکونت‌گاه‌های غیر رسمی در شهرستان سبزوار"، جهاد دانشگاهی مشهد، ۱۰-۳۰ ص.

۳۱) سپهری‌راد ر، (۱۳۸۸)، "گزارش پی‌جویی مس رسوبی در محور کدکن- ششتمد (شمال تربت حیدریه)"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.

۳۲) سمیاری س، (۱۳۹۴)، پایان‌نامه ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های سلاب ولکانیک بعد از آئوسن منطقه احمدآباد خارتوران (جنوب‌شرق شاهرود)"، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

۳۳) سهندی م. ر، امامی م. ه، (۱۳۷۱)، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزوار"، سازمان زمین-شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره نقشه ۵۷۶۲.

۳۴) شاکری ع، (۱۳۷۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "ژئوشیمی و ژنز کانسار طلای کوه زر دامغان (باغو)"، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شیراز.

۳۵) صالحی‌نژاد ح، صادقیان م و قاسمی خ، (۱۳۸۶)، "ماگماتیسم آداکیتی در منطقه باشتین، غرب سبزوار، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص، دانشگاه فردوسی مشهد.

۳۶) صالحی‌نژاد ح، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه ارشد، "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک

منطقه باشتین (جنوب غربی سبزوار)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

۳۷ طاشی م، (۱۳۹۴)، پایان نامه ارشد، "کانی شناسی، زمین شیمی و الگوی پیدایش کانسارهای مس- نقره گرماب پایین و اسبکشان، منطقه خارتوران، جنوب شرق شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

۳۸ عربزاده بنی اسدی م، (۱۳۹۶)، پایان نامه ارشد، "شیمی کانی و تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور در سنگ های آتشفشانی منطقه عباس آباد (شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

۳۹ عشق آبادی، (۱۳۷۷)، "طرح اکتشاف مواد معدنی با استفاده از داده های ماهواره ای و ژئوفیریک هوایی (پروژه سبزوار)"، گزارش اکتشافات چکشی ورقه یکصد هزارم سلطان آباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.

۴۰ عطاپور ح، آفتابی ع، (۱۳۸۸)، "ژئوشیمی و متالوژی سنگ های کلسیمی-قلیایی، شوشونیتی و آداکیتی در ارتباط با کانسار سازی مس- مولیبدن پورفیری و رگه ای در کمربند آتشفشانی نفوذی دهج- ساردوئیه، کرمان"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۱۶۱-۱۷۲ ص.

۴۱ علیزاده س، (۱۳۹۰)، پایان نامه ارشد، "مطالعه آنکلاوها و اهمیت آنها در تفسیر پتروژنز مجموعه پلوتونیک الوند"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه بوعلی سینا.

۴۲ علی نیا ف، دهقان نژاد م، (۱۳۸۳)، "مطالعات زمین شناسی اقتصادی ژئوشیمیایی معادن مس عباس آباد شاهرود و برآورد پتانسیل معدن آنها"، کنفرانس مهندسی معدن ایران، دانشگاه تربیت مدرس.

۴۳ غفاری راد، ح، قائمی ف، ابراهیمی نصرآبادی خ، (۱۳۸۹). "مطالعات اکتشافی و بررسی کانی-شناسی و ژئوشیمیایی و پترولوژیکی در محدوده اندیس های کرومیت واقع در مناطق خاور چشمه سیر

(شمال خاوری سبزوار)". دانشگاه فردوسی مشهد.

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

(۴۵) فانی چنار ک، قربانی م، کهنسال ر، لطیفیان ج، (۱۳۹۵). "ژئوشیمی تیپ و جایگاه تکتونیکی کرومیت‌های علی‌آباد واقع در شمال غرب سبزوار".

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

(۴۷) فردهای م، (۱۳۹۶)، پایان نامه ارشد، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس گل چشمه، شمال شرق سبزوار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

(۴۸) قاسمی ح، فتاحی ا، (۱۳۸۳)، "ماگماتیسم نئوژن در منطقه سرولایت (جنوب قوچان)"، هشتمین همایش زمین‌شناسی ایران، شاهرود.

(۴۹) قاسمی ح، لنگرانی م و همام م، (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ‌های آذرین"، مترجم، چاپ اول، مشهد، ۵۵۶ ص.

(۵۰) قاسمی ح، صادقیان م، خانعلی‌زاده ع، تنها ع، (۱۳۸۹)، "سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن تابش-سنجی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوژن، جنوب قوچان"، مجله بلورشناسی و کانی-شناسی ایران ۱۸(۳): ۳۷۰-۳۴۷ ص.

(۵۱) قاسمی ح، برهمند م و صادقیان م، (۱۳۹۰)، "گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود، شاهدی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگومیوسن ایران مرکزی، مجله پترولوژی، شماره ۷، دوره ۲: ۷۷-۹۴ ص.

(۵۲) قاسمی ح، الهیاری س، طاهری ع، صادقیان م، (۱۳۹۲)، موقعیت چینه‌شناسی و تحلیل بافتی

سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی- رسوبی عباس‌آباد، شمال شرق شاهرود"، **مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی** ۲۹ (۵۰): ۴۲-۲۵ ص.

۵۳) قاسمی ح، (۱۳۹۵)، "پتروگرافی و پترونز سنگ‌های دگرگونی"، دانشگاه صنعتی شاهرود.

۵۴) قاسمی ح، کاظمی ز، موسیوند ف، دریافتن و، (۱۳۹۷)، "شیمی سنگ‌کل و شیمی کانی داسیت-های کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار: رهیافتی بر منشأ و جایگاه زمین‌ساختی آنها". **مجله پترولوژی** ۹(۳۵): ۷۹-۱۰۰ ص.

۵۵) کاشفی ا، (۱۳۹۴)، پایان‌نامه ارشد، "پتانسیل ذخایر کرومیت- مس در منطقه تربت حیدریه (رباط سفید) با استفاده از تلفیق داده‌های ژئوشیمی، دورسنجی، ژئوفیزیک هوایی و زمین‌شناسی در محیط GIS"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

۵۶) کلمیشی م، ابراهیمی نصرآبادی خ، همام م، (۱۳۹۱). "مطالعات پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه‌های آتشفشانی منطقه ذوالفرخ (جنوب غرب سبزوار) با نگرشی بر پتانسیل اقتصادی پرلیت منطقه". دانشگاه فردوسی مشهد.

۵۷) گردیده س، (۱۳۹۷)، رساله دکتری، "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های آداکیتی نئوژن و نوار ماگمایی قوچان- اسفراین"، شمال شرق ایران، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

۵۸) گردیده س، قاسمی ح، صادقیان م، (۱۳۹۷)، "سن‌سنجی U-Pb بر بلورهای زیرکن، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd و زمین‌شیمی گنبد‌های آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان-اسفراین، شمال شرق ایران"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران** ۲۶(۲): ۴۷۸-۴۵۵ ص.

۵۹) مجیدی ج، (۱۳۸۷)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.

۶۰) محمدی گورجی ا، قربانی ق، شفایی مقدم ه، (۱۳۹۴). "ژئوشیمی و پتروژنز آداکیت‌های دامنه

جنوبی نوار افیولیتی شمال سبزوار با تکیه بر نتایج ایزوتوپ‌های Sr-Nd-Pb، سال ۲۴، شماره ۹۵، ۵۱ تا ۶۲ ص.

۶۱) مغفوری س، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه ارشد، "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی مس در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار، با تأکید بر کانسار نوده"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

۶۲) ملک‌زاده شفارودی آ، کریم‌پور م. ح، مظاهری س. ا، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی تک I، کانسار ماسیوسولفید پلی متال (Cu, Zu, Au, Ag, Pb) تکنار، خراسان- بردسکن"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، ۲۷۲-۲۵۳ ص.

۶۳) ملک‌زاده شفارودی آ، اشبک پ، کریم‌پور م. ح، (۱۳۹۶)، "بررسی کانی‌سازی طلا- مس منطقه جلمبادان (شمال غربی سبزوار) برپایه شواهد کانی‌شناختی پهنه‌های دگرسانی و کانی‌سازی و زمین- شیمی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد. سال ۲۶. شماره اول، ۴۶-۳۱ ص.

۶۴) نبوی م، (۱۳۵۵)، "دیاچهای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.

۶۵) نصرالهی ع، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه ارشد، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی منگنز در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار، با تأکید بر کانسار منگنز نوده"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

۶۶) منصوری‌مقدم ب، (۱۳۹۴)، پایان‌نامه ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه جنوب شرق سهل (شمال شرق ترود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

۶۷) مهربانی ب، حیدرپور ر، طالع‌فاضل ا، صفری م، (۱۳۹۰)، "مطالعه کانی‌سازی و رخداد ذخایر

سولفید توده‌ای غنی از آهن شمال کبودان (بردسکن) با استفاده از شواهد زمین‌شناسی کانسنگ و ژئوشیمی"، **دومین همایش زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه لرستان**.

۶۸) یوسفی ف، صادقیان م، ساداتی‌جمالی س. ز، منصوری‌مقدم ب، قاسمی ح، (۱۳۹۵)، "پتروژنز گنبد‌های آداکیتی کم سیلیس سهل (جنوب شاهرود)،" **مجله پتروژنی** ۷(۲۸): ۹۵-۱۰۸ ص.
۶۹) یوسفی ف، صادقیان م، سمیاری س، قاسمی ح، (۱۳۹۵)، "ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس احمدآباد (جنوب‌خاور ایران)"، **فصلنامه علوم‌زمین** ۲۵(۱۰۰): ۲۹۱-۲۹۸ ص.

۷۰) یوسفی ف، (۱۳۹۶)، رساله دکتری، "پتروژنز و زمین‌شناسی ایزوتوپی سنگ‌های آذرین نفوذی پس از اتوسن نوار ماگمایی ترود-احمد آباد (جنوب‌شرق شاهرود)"، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

References

- 1) Acad C. R. (1997) "Epithermal and porphyry deposits: the adakite connection" **Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes/ Earth & Planetary Sciences.**, 325, pp 103-109.
- 2) Aghazadeh M. Hou Z. Badrzadeh Z. Zhou L. (2015) " Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copperdeposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology" Contents lists available at **Sci.** 01464, pp22.
- 3) Ahn J. H. and cho M. (1998) "Submicroscopic alteration of hornblende in the amphibolitic schists northwestern Okchon metamorphic belt" **Geosci. J.**, 2, pp 165- 147.
- 4) Alavi-Tehrani M. (1976) "Aeology and petrography in the ophiolite range NW of sabzevar (Khorasan- Iran) with special vegarol to metamorphism and genetic relation to Iranian ophiolite snite" report No.150, pp 567-599.
- 5) Alavi-Tehrani M. (1991) "Sedimentary and structural characteristics of the Peleo-Tethys remnants in Iran" **Geological society of America Bulletin** 103, pp 983-992.

- 6) Alavi-Tehrani N. Lensch G. and Mihm A. (1977) "petrography and geology of the ophiolite belt north of sabzevar/ Khorasan (Iran)" **Article a January 1977 with 5 Reads.**
- 7) Allegre C. J. Provost A. and Jaupart C. (1981) "Oscillatory zoning: a pathological case of crystal growth" **Nature**, 294, pp 223-228.
- 8) Amini B. and Khan-Nazer N. H. (2000) "Geological Map of Iran" Mashkan sheet, Map Ser, 7563, scale 1:100000 Geological Suovery of Iran.
- 9) Arvin M. and Robinson P.T. (1994) "The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft ophiolite Melange. Southwest of kerman. Iran" **Canadian Journal of farth Sci.**, 31, pp 824-834.
- 10) Atherton M. P. and Petford, N. (1993) "Generation of sodium rich magmas from newly under plated basaltic crust" **Earth and planetary Science letters**, 701.192, 99, pp 561- 570.
- 11) Baraaouz E. H. Ikenne M. Madi A. Lahman M. and Gasquet D. (2004) "Neoproterozoic granitods 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" **J. Afr. Earth. Sci.**, 39, pp 285- 293.
- 12) Barbarin B. (2005) "Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the nosts" **Lithos**, 80, pp 155-177.
- 13) Barker D. S. (1983) "Igneous rocks: prentice" Hall, p 417.
- 14) Bauman A. spies O. and Lensch G. (1983) "Strontium isotopic composition of post- ophiolithic tertiary volcanics between keshmar, sabzevar and Quchan INE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran" Final report, **Geological suavey of Iran**, Report 51.
- 15) Beard J. S and Lofgren G. E. (1989) "Effect of water on the composition of partial melts of greenstones and amphibolites" **Science**, 144, pp 195- 197.
- 16) Berberian M. and King G. C. P. (1981) "Towards a pelpeogeography and tectonic evolution of Iran" **Canadian Journal of Waoth Science**, V.18, No.2, pp 210- 265.
- 17) Best M. G. and Christiansen E. H. (2001) "Igneous petrology" **Blackwell Science**, 458 p.

- 18) Best G.(2003) "Igneous and metamorphic petrology" **Blackwell Sci**, p 729.
- 19) Borg L. E. Clyne M. A. and Bullen T. D. (1997) "The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascades: California" **Can. Mineral**, 35, pp 425- 452.
- 20) Botting A.Y. Kudo A. and Weill D. (1966) "Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase" **Am. Mineral.**, 51, pp 792-806.
- 21) Bourdon E. Eissen J. P. Gutscher M. A. Monzier M. Samaniego P. Robin C. Bollinger C. and Cotton J. (2002) "Slab Melting and slab melt metasomatism in the Northern Andean Volcanic zone".
- 22) Castillo P. R. Janney P. E. and Solidum R. U. (1999) "Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 134, pp 33-51.
- 23) Castillo P. R. (2006) "An overview of adakite petrogenesis" **Chin. Sci. Bull**, 51, pp 257- 268.
- 24) Castillo P. R. (2012) "Adakite petrogenesis" **Lithos**, 134, pp 304- 316.
- 25) Chang Z. and Meinert L. D. (2004) "The Magmatic hydrothermal transition-evidence from quartz phenocryst textures and endoskarn abundance in Cu-Zn skarns at the Empire mine, Idaho" **U.S. Chem. Geol.**, 210, pp 149- 171.
- 26) Chappell B.W. and White A. J. R. (1974) "Two contrasting granite types" **Pacific, Geo** 108, pp 173-174.
- 27) Chiaradia M. Merino D. and Spikings, R. (2009) "Rapid transition to long-lived deep crustal magmatic maturation and the formation of giant porphyry-related mineralization (Yanacocha, Peru)" **Earth and Planetary Science Letters** 288, pp 505–515.
- 28) Clarke D. B. (1992) "Granitoid Rocks" Chapman and Hall" 2006 Boundary row, London, p 283.
- 29) Coleman R. G. (1977) "Ophiolites, An Ancient oceanic Lithosphere" **Springer verlag. Berlin**, p 229.
- 30) Coleman R. G. (1963) "Serpentinities, Rodingites, and Tectonic Inclusions in Alpine-type mountain Chains" **Geological Society of America, Special**, p 73.
- 31) Condie K.C. (2005) "TTGs and adakites: are they both slab melts?" **Lithos**, 80,

pp 33- 44.

- 32) Cooke D. R. Hollings P. and Walshe J. L. (2005) "Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls" **Economic Geology**, 100, pp 801-818.
- 33) Cox K. G. and Bell J. D. (1979) "The interpretation of igneous rocks" W. H. freeman and company pub.
- 34) Davies J. H. and Stevenson D. J. (1992) "Physical model of source region of subduction zone volcanics" **Journal of Geophysical Research**, 97, pp 2037- 2070.
- 35) Deer w.A. Howie R. A. and Zussman J. (1991) "an introduction to rock for mineralogists" Longman, p 528.
- 36) Defant M. J. and Drummond M. S. (1990) "Mount St. Helens: Potential example of the partial Melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc" **Journal of Geology**, Vol. 45, pp 575-598.
- 37) Defant M. J. and Drummond M. S. (1990) "Derivation of some Modern arc Magmas by melting of young subducted lithosphere" *Nature*, 347, pp 662-665.
- 38) Defant M. J. and Drummond M. S. (1993) "Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc" **Geology**, v. 21, pp 547–550.
- 39) Defant M.Y. Xu Y. F. Kepezhinskas P. Wang Q. Zhang Q. and xiao L. (2002) "Adakites: some variations on a theme" **Acta petrologica sinica**, 18, pp 129-1420.
- 40) Defant M. J. Kepezhinskas P. (2001) "Evidence suggests slab melting in arc magmas". **Eos** 82, pp 62–69.
- 41) Didier J. (1973) "Granite and Their Enclaves: The Bearing of enclave on the origin of granites, development in petrology" **Elsevier**, Amsterdam, p 393.
- 42) Didier J. and Barbarin B. (1991) "Enclaves and granite petrology" **Elsevier Science Ltd**, p 625.
- 43) Donaldson C. H. and Henderson C. M. B. (1988) "A new interpretation of rounded embayments quartz crystals. Mineral" *Mag.*, 52, pp 27- 33.
- 44) Drummond M. S. and Defant M. J. (1990) "A model for trondhjemite- tovalite-dacite genesis and crustal growth via slab Melting: archaic to modern comparisons" *J. Geol.*
- 45) Dupuy C. Michard A. and Dostal J. (1992) "Proterozoic flood basalts from the copper mine river area, north west territories- isotope and trace- element geochemistry

Canadian" **Int. J. Earth Sci.** 29 (91, P. 1934- 1943).

46) Elburg M. A. Van Bergen M. Hoogewerff J. Foden J. Vroon P. Zulkarnain I. and Nasution A. (2002) "Geochemical trends across an arc- continent collision zone: magma sources and slab- wedge transfer processes below the pantar strait volcanoes, In donesia", **Geochimica et cosmochimica Acta**, 66, pp 2771- 2789.

47) Emami M. H. and Michel R. (1984) "Observation petrographique dun can de mélange des may mas acid et basique: genese des dacitoides de la region de Qom- axan (Iran central)" **Bull. Volcanol**, 47, pp 769- 779.

48) Esperanca S. Crisci m. and Mazzuoli D.R. (1992) "The role the crust in the magmatic evolution of the is land of Lipari (Aeolian Islands, Italy)" **Contrib. mineral. Petrol.**, 112, pp 450-462.

49) Evart R. C. (1977) "The geology and petrology of the Del puerto ophiolite, Diablo Range, central California coast Range, in the North American ophiolites, bull" **Orey Dep. Geol. Miner. Ind.**, 95, pp 121-139.

50) Evart R. C. (1978) "The Del Puerto ophiolite complex, California: A structural and petrologic investigation" Ph.D. diss ., University of Standford.

51) Falloon T. J. Danyushevsky L. V. Crawford A. J. Meffre S. woodhead J. D. and Bloomer S. H. (2008) "Boninites and adakites from the Nothern Termination of the Tonga Trench: Implications for Adakite petrogeuesis" **J. petrol** 49, pp 697-715.

52) Foley S. F. Tiepolo M. and vannucci R. (2002) "Crowth of early contineutal crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones" **Nature** 417, pp 837- 840.

53) Foley F. Norman J. Pearson N. J. Rushmer T. Turners. and Adam J. (2013) "Magmatic evolution and magma Mixing of Quaternary adakites at solander and little So lander Island, NewZealand" **J. Pctrol.**, 54, pp 1-42.

54) Foster R. G. (1993) "Gold metalogeny and Exploration" Chapman & Hall.

55) Garrison J. P. and Davidson J. M. (2003) "Dubious case for slab melting in the Andes" **J. Geol.**, 701. 31, pp 565-568.

56) Gholami S. (2009) "Geology, mineralization,geochemistry, and magnetometry of Shotor Sang iron deposit, NE Sabzevar" Ms.C thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad , p 240.

57) Ghasemi H. Sadeghian M. Khanalizadeh A. and Tanha A. (2010) "Petrography,

- geochemistry and radiometric ages of high-silica adakitic domes of Neogene continental arc, south of Quchan" *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 3, pp 347-370.
- 58) Ghasemi H. and Rezaei Kahkhaei M. (2015) "Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran" **J. Mineral. Petrol.**, No 6, pp 235-252.
- 59) Gill J. B. (1981) "Orogenic andesites and plate tectonics: springer" Berlin.
- 60) Gill, R. (2010) "Igneous rocks and processes apractical guide" Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, p 472.
- 61) Gonzalez-Partida E. Levresse G. Carrillo-Chavez A. Cheilletz A. Gasquet D. and Jones D. (2003) "Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics" **Journal of Geochemical Exploration**, 80, pp 25–40.
- 62) Gottfried D. Rowey and Tilling R. (1972) "Distribution of gold in igneous rockcs" *Us Geol. sarv, prof.*, p 42.
- 63) Green T. H. and Ringwood A. E. (1968) "Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite" *Contrib, Mineral, Petrol.* 18, pp 105– 162.
- 64) Grove T. L. Baker M. B. Price R. C. Parman S. W. Ellicin- Tanton L. T. chatterjee N. and Muntener O. (2005) "Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northe California: Products of fractional crystallization of H₂O- rich mantle melts" **Contributions to mineralogy and petrology**, 148, pp 542- 565.
- 65) Guan Q. Zhu D. C. Zhao Z. D. Dong G. C. Zhang L.L. Li X. W. Liu M. Liu Y.S. and Yuan H. L. (2012) "Late Cretaceous adukites from the eastern segment of the Gangdese Belt, Southern Tibet: Products of Neo-Tethyan mid-ocean ridge subduction" *Gondwana Res.*, 21, pp 88-99.
- 66) Gue Z. Wilson M. and Liu Jiaqi. (2007) "Post- collisional adakites in south Tibet products of partial: melting of subduction- modified lower crust" **Lithos** 96, pp 205- 224.
- 67) Guo Z. Hertogen J., Liu J. pasteels P. Boven A. Punzalan L. He H. Luox. and Zhang W. (2005) "Potassic magmatism in western sichun and Yunnan provines, SE Tibet, China: petrological and geochemical constraints on petrogenesis" **J. petrol.**, 46, pp 33-78.
- 68) Gutscher M. A. Maury R. Eissen J. P. and Bourdon E. (2000) "Can Slab melting be caused by flat subduction?" *Geol. May.*, 28, pp 535- 538.

- 69) Harker A. (1909) "The natural history of igneous rocks" Methuen and Co. London.
- 70) Henderson P. (1982) "Rare earths element geochemistry Elsevier Science. Publishing company Inc. Evidence from mantle in tectonics- evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc" **Journal of petrology.**, Vol, 36, pp 1505- 1527.
- 71) Hibbard M. and Sabatini J. (1998) "The Magma mixing origin of mantle feldspars" *contrib. Mineral. Petrol.*, 79, pp 158-170.
- 72) Hou Z. Q. Guo Y. F. Qu X. M. Rui Z. Y. and Mo X. X. (2004) "Origin of adakitic intrusives generated during mid- Miocene east- west extension in southern Tibet" **Earth planet. Sci. lett.**, 220, pp 139- 155.
- 73) Hou Z. Q. and Cook N. J. (2009) "Metallogenesis of the Tibetan collisional orogen: a review and introduction to the special issue" **Ore Geology Reviews**, 36, pp 2–24.
- 74) Irvine T. N. and Baragar W. R. A. (1971) "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks" **Can. J. Earth Sci.**, 8, pp 523- 548.
- 75) Jamshidi K. Ghasemi H. Troll V. R. Sadeghian M. and Dahren B. (2015) "Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone" northeast Iran, pp 49-69.
- 76) Jamshidi Kh. Ghasemi H. Laicheng Miao. and Sadeghian M. (2018) "Adakite magmatism within the Sabzevar Ophiolite zone, NE Iran: U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopic evidences" *Geopersia*, 8 (1), pp 111-130.
- 77) Jiang Z. O. Wang a. Q. Li Zh.X. Wyman D. Tang G.J. Xiao-Hui Jia X. H. and Yang Y. H. (2012) "Late Cretaceous (ca. 90 Ma) adakitic intrusive rocks in the Kelu area, Gangdese Belt (southern Tibet): Slab melting and implications for Cu–Au mineralization" **Journal of Asian Earth Sciences**, 53, pp 67–81.
- 78) John T. Klemm R. Klemme S. Elis Hoffmann J. and Gao J. (2011) "Nb-Ta fractionation by partial melting at the titanite- rutile transition" *contrib. Mineral. Petrol.*, 161, pp 35-45.
- 79) Kamei A. (2004) "An adakitic pluton on Kyushu Island, southwest Japan arc tectonics" **Journal of Asian Earth Sciences**, 24, pp 43- 58.
- 80) Kamali A. Moayyed M. Jahangiri A. Amel N. Pirooj H. and Ameri A. (2011) "The

petrography and geochemistry of volcanic rocks of Ghaflankuh, Myaneh (NW Iran)" **Petrology** 2nd year 6, pp 97-117 (In Persian).

81) Kamvong T. Zaw Kh Meffre S. Maas R. Stein H. and Lai Ch. (2014) "Adakites in the Truong Son and Loei flod belts, Thailand and Laos: genesis and implication for geodynamics and metallogeny" **Gondwana Res.**, 26, pp 168-184.

82) Karimpour M. H. and Malekzadeh shafaroudi A. (2005) "Taknar polymetal (Cu- Zn- Au- Ag- Pb) Deposit: A New Type maguetite- Rich VMS Deposit, Northeat of Iran" **Journal of scieuces, Islamic Republic of Iran**, 16(3), pp 239- 254.

83) Karimpur M. H. Malekzadeh Shafaroudi A. Esfandiarpour A. and Mohammadnejad H. (2012)" Nyshabour Turquoise mine: The first Cu-Au-ULREE IOCG type in Iran" **Iranian Journal of Economic Geology**, 3, pp 193-216.

84) Kay R.W. (1978) "Aleutian magnesian andesites: melts from subducted pacific ocean crust" **Journal of volcanology and Geo thermal Research**, 4, pp 117- 132.

85) Kay R.W. and Kay S. M. (1991) "Creation and destruction of lower continental crust: Geologische Rundschau" , 80, pp 259-278.

86) Kay S. M and Mpodozis C. (2001) "Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust: GSA Today" March 2001, pp 4-9.

87) Keleman P. B. Shimizu N. and Dunn T. (1993) "Relative depletion of niobium imarc magmas and continental crust, portioning of k, Nb, La, and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle" **Planet. Sci. Lett.**, 120 , pp 111- 134.

88) Khalili Mobarhan S. and Ahmadipour H. (2010) "Using magma mixing/mingling evidence for understanding magmatic evolution at mount Bidkhan stratovolcano (south-East Iran)" **Journal of science**, Islamic Republic of Iran 21, pp 137- 153.

89) Kogiso T. Tatsumi Y. and Nakano S. (1997) "Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust, 1. Experiments and implications for yhe origin of ocean island basalts" **phnet. Sci. Lett.**, 148, pp 193- 205.

90) Kumar S. and Rino V. (2006) "Mineralogy and geochemistry of microgranular enclave in palaeo proterzoic malan jkhand granitoids, central India, contribution to Mineralogy and petrology", 152 (5), pp 591- 609.

91) Kuno H. (1968) "Origin of andesite and its bearing on the arc structure", **Bull.**

70132. pp 141- 176.

92) Le Bas M. J. Le Maitre R. W. Streckeisen A. and Zanettin B. (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram" **J. Petrol.**, 27, pp 745-750.

93) L' Heureux I. (1977) "Oscillatory zoning in plagioclase: thermal effects" **physica A**, 239, pp 137-146.

94) Li X. H. Liu D.Y. Sun M. Li W. X. Liang X. R. and Liu Y. (2004) "Precise Sm-Nd and U-Pb isotopic dating of the supergiant Shizhuyuan polymetallic deposit and its host granite, Southeast China" **Geological Magazine** 141, pp 225–231.

95) Linares P. Levresse G. Tritlla J. Víctor A. Valencia J. Aguilera T.M. González M. and Estrada D. (2008) "Transitional adakite-like to calc-alkaline magmas in a continentalextensional setting at La Paz Au-Cu skarn deposits, Mesa Central, Mexico:metallogenic implications" *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, núm. 1, pp 39-58.

96) Lippard S. J. Shelton A.W. and Gass, I. G. (1986) "The Ophiolite of northern Oman" 11. Blackwell Scientific, Oxford. *Geol. Soc. London Mem.* p 230.

97) Liu S. A. Li S. G. He Y. S. and Huang F. (2010a) "Geochemical contrasts between early Cretaceous ore-bearing and ore-barren high-Mg adakites in central-eastern China: implications for petrogenesis and Cu-Au mineralization" *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, pp 7160–7178.

98) Liu Y. S. Gao S. Hu Z. C. Gao C. G. Zong K. Q. and Wang D. B. (2010b) "Continental and oceanic crust recycling-induced melt–peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb Dating, Hf Isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths" **Journal of Petrology**, 51, pp 537–571.

99) Macpherson C.G. Dreher S.T. and Thirlwall M. F. (2006) "Adakites without slob melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines" **Earth planet. Sci. Lett.**, 243, pp 581- 593.

100) Maniar P. D. and Piccoli P.M. (1989) "Tectonic discrimination of granitoids" **Geol. Soc. Am. Bull.**, 101, pp 635- 643.

101) Martin H. (1999) "Adakitic Magmas: Modern analogues of Archean granitoids" **Lithos.**, 46, pp 411-429.

- 102) Martin H. and Moyen J. F. (2003) "Secular changes in TTG composition: comparison with modern adakites" EGS- AGU- EUG Joint meeting, Nice, April, VGP7-1 FR2O-0010.
- 103) 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, pp 1-24.
- 104) Mason B. and Moore C. B. (1989) "Principles of geochemistry", p 536.
- 105) Maury R. C. Sajona F. G. Pubellier M. Bellon H. and Defant M. J. (1997) "Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines)" **Bull. Soc. Geol. Fr.**, 167 (5), pp 579- 595.
- 106) McInnes B.A. and Cameron E.M. (1994) "Carbonated, alkaline hybridizing melts from a sub-arc environment: mantle wedge samples from the Tabar-Lihir-Tanga-Feni arc, Papua New Guinea" **Earth and Planetary Science Letters**, 122, pp 125–141.
- 107) McPhie J. Doyle M. and Allen R. (1993) "Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks" National library of Australia cataloguing-in-publication entry.
- 108) McQuarrie N. Stock J. M. Verdel C. and Wernicke B.P. (2003) "Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of the plate motions" *Geophysical Research Letters*, V.30., N.20, pp 2042- 2066.
- 109) Meinert L. D. (1995) "Igneous petrogenesis and skarn deposits: Geological Association of Canada" Special Paper, 40, pp 569-583.
- 110) Middlemost E. A. K. (1985) "Magma and magmatic rocks, An introduction to igneous petrology" Longman Group U.K, pp 73-86.
- 111) Moore W. W. (1959) "The study of rocks in thin section: Harper & Row, New York", pp 514.
- 112) Moyen J. F. (2009) "High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature" **Lithos**, 112, pp 556- 574.
- 113) Muller D. and Groves A. (1997) "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization" **Springer Verlag**, p 238.
- 114) Mungall J. E. (2002) "Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich cudeposits" **Geology**, 30, pp 915-918.

- 115) Nakamura N. (1974) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites" *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 38, pp 757-775.
- 116) Nicolas A. (1989) "Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere" Kluwer Academic Pub., p 367.
- 117) Ogawa Y. Fujioka K. Nishiyama T. Uehara S. and Nakagawa M. (1985) "Ophiolitic rocks of the Middle America Trench Landward slope off Guatemala: Deformational characteristics and tectonic significance In: von Heune" R., Aubouin, J., et al. (eds.), in Initial Reports of the Deep Sea Drilling project, Washington (U. S. Govt. printing office), 84, pp 791-809.
- 118) O'Hanley D. S. (1996) "Serpentinites: Records of tectonic and petrologic history, New York" Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 34. p 277.
- 119) Oyarzun R. Marquez A. Lillo J. Lopez I. Rivera S. (2001) "Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism" *Mineralium Deposita* 36, pp 794-798.
- 120) Pabst A. (1928). "Observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada" *Univ. Calif. publ., Dep. Geol. Sci.*, 17, pp 325- 386.
- 121) Pearce J. A. (1983) "Role of the sub- continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth CJ, Norry MJ (eds) *Continental basalts and mantle xenoliths*" **shiva publishing, cheshire**, pp 230- 249.
- 122) Pearce J. A. Lippard S. J. and Roberts S. (1984) "Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolite" In: Kokelaar, B. P., Howells, M. F. (Eds.), *Marginal Basin Geology*. Geological Society of London, Special publication 16, pp 77-94.
- 123) Pearce J.A. Harris N. B.W. and Tindle A. G. (1984) "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks" **J. Petrology**, 25, pp 956- 983.
- 124) Pecoerillo R. and Taylor S. R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc- alkaline Volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey" **Contrib. Mineral Petrology**, 58, pp 63- 81.
- 125) Pedersen R. B. and Malpas J. (1985) "The origin of oceanic plagiogranites from the Karmøy ophiolite, Western Norway" *Contrib. Mineral. Petrology*, 88, pp 36-52.
- 126) Prouteau A. Scaillet B. Pichavant M. and Maury R. (2001) "Evidence for mantle

mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust" *Nature*, 410, pp 197-200.

127) Rapp R. P. Shimizu N. Norman M. D. and Applegate G. S. (1999) "Reaction between slab-derived melts and peridotite mantle wedge: experimental constraints at 3/8 Gpa" **Chemical Geology**, 160, pp 335- 356.

128) Rapp R. P. and Watson E.B. (1995) "Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling" **J. Petrol.**, 36, pp 891–931.

129) Rapp R. P. Shimizu N. and Norman M.D. (2003) "Growth of early continental crust by partial melting of eclogite" **Nature**, 425, 605-609.

130) Rapp R. P. Shimizu N. Norman M. D. and Applegate G. S. (2006) "Reaction between slab derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3/8 Gpa" **chem. Geol.**, 160, pp 335- 356.

131) Reich M. Parada M. A. Palacios C. Dietrich A. Schultz F. and Lehmann B. (2003) "Adakite - like Signature of Late Miocene intrusive at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications" *Mineralium Deposita*, 38, pp 876-885.

132) Reilinger R. McClusky S. Vernant P. Lawrence S. Ergintav S. Cakmak R. Haluk Ozeuer H. Kadirov F. Guliev I. Stepanyan R. Nadariya M. Hahubia G. Mahmoud S. Sako K. ArRajeh A. Paradissis D. Al-Aydrus A. Prilepin M. Guseva T. Evren E. Dmitrova, A. Filikov S.V. Gomez F. Riad Al-Ghazzi R. and Karam G. (2006) "GPS constraints on continental deformation in the Africa- Arabia- Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions" **y. Geophys. Res.**, 111, p 5411.

133) Richards J. P. and Kerrich R. (2007) "Adakite-like rocks; their diverse origins and questionable role in metallogenesis" *Economic Geology*, 102, pp 537–576.

134) Robertson A. H. F. (2000) "Mesozoic- Tertiary Tectonic- sedimentary evolution of the South Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey" In *Tectonics and Magmatism in Turkey and The surrounding Area* (eds). E. Bozkurt, J. A., Winchester and J. D. A. Piper). Geological Society special publication, 173, pp 97-138.

135) Rock N. M. S. (1991) "Lampophyres. Blackie" Glasgow, p 285.

- 136) Rogers G. Saunders A. D. Terrell D. J. Verma, S. P. and Marriner G.F. (1985) "Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated, with ridge subduction in Baja California, Mexico". **Nature** 315, pp 389- 392.
- 137) Rollinson H. (1993) "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation" Published by Routledge, New York, USA, pp 352.
- 138) Rudnick R. L. and Gao S. (2003) "Composition of the continental crust" In: Holland, H. D., Turekian, k. k. (Eds), Treatise geochem. 3. **Elsevier**, Oxford, pp 1-64.
- 139) Sajona F. G. and Maury R. C. (1998) "Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines" Comptes Rendus de LAcademie des Sciences, Series LLA, Earth and planetary Science, 326, pp 27-34.
- 140) 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.
- 141) Schandle E. S. O'Hanley D. S. and wicks F. J. (1989) "Rodingites in serpentized ultramafic rocks of the Abitibi greens tone belt", Ontario. Canadian Mineralogist, 27, pp 579- 591.
- 142) 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, pp 3013-3042.
- 143) Shafaii Moghadam S. H. Zaki Khedr M. Arai S. Stern R. J. Ghorbani G. Tamura A. and Ottley C. (2015) "Arc-related harzburgite-dunite-chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: a model for formation of podiform chromitites" Gondwana Res., 27, pp 575-593.
- 144) Shand S.J. (1943) "Eruptive rocks : their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorites"**Universidad Autónoma Chapingo, Mexico**, pp 444.
- 145) Shelly D. (1993) "Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations" chapman and Hall, **London**, p 405.
- 146) Shervais J. W and Kimbrough D.L. (1985) "Geochemical evidence for the tectonic setting of the coast Range ophiolite, a composite is land arc- oceanic crust terrane in

western California" *Geology* (Boulder), 13, pp 35- 38.

147) Shojaat B. Hassanipak A. A. Mobasher K. and Ghazi A. M. (2003) "Petrology, geochemistry and tectonics of the sabzevar ophiolite, North central Iran" **Journal of Asian Earth Sciences**, 21, pp 1053- 1067.

148) Sillitoe R. H. (1989) "Gold- rich copper porphyry deposits. Geochemical model and exploration for implications in Kirkham mineral deposit modeling, geochemical application of Canada" **Special paper** , 40, pp 465- 478.

149) Sillitoe R. H. (1997) "Characteristic and controls of the largest porphyry copper- gold and epithermal gold deposits in the circum- pacific region" **Australian Journal of Earth Sciences**, 44, pp 373-388.

150) Sisson T. W. and Bronto S. (1998) "Evidence For pressure- release melting beneath magmatic arcs from basalt at Galunggung" **Indonesia Nature**, 391, pp 883- 886.

151) Skewes M. A. and Stern C. R. (1994) "Tectonic trigger for the formation of Late Miocene Cu-rich breccia pipes in the Andes central Chile" **Geology** , 22, pp 551-554.

152) Spagnuolo M. G. Litvak V. D. Folguera A. Bottesi G. and Ramos V. A. (2012) "Neogene magmatic expansion and mountain building processes in the southern Central Andes 36-37 S, Argentina" **J. Geodyn.**, 53, pp 81-94.

153) Spear F. S. (1981) "An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite" *A. J. Sm.*, V.281, pp 697- 734.

154) Spies O. Lensch G. and Mihem A. (1980) "Geochemistry of the post-ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Guchan/Ne-Iran", Internal report of geological and mining exploration of Iran, pp 248-263.

155) Spies O. Lensch G. and Mihem A. (1983) "Chemistry of the post- ophiolitic tertiary volcanics between sabzevar and Quchan/ Ne- Iran" Geodynamic project (geo traverse) in Iran, final report, **Geology survey of Iran Report**, 51, pp 247-265.

156) Stern C. R. and Kilian R. (1996) "Role of the subducted slab mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the evidence from mantle interaction- evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc" **J. Petrol.**, 701. 36, pp 1505- 1527.

157) Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran" areview. AAPG Bulletin 110, p 520.

- 158) Stocklin J. (1974) "Possible ancient continental margins in Iran" In: Burk, C. A., Drake, C. L. (Eds), *The Geology of continental Margins*. Springer Verlag, Berlin, pp 873-887.
- 159) Streckeisen A. (1973) "Plutonic Rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks" *Geotimes*. Vol. 18, No. 10, pp 26-30.
- 160) Streckeisen A. (1976) "To each plutonic rock its proper name" *Earth Science Reviews*. International Magazine for Geo-Scientists. Amsterdam, Vol. 12, pp 1-33.
- 161) Sun S. S. (1980) "Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs" *Philos. T. Roy. Soc.*, 297, pp 409-445.
- 162) Sun S. S. and McDonough W. F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes, in: *Magmatism in oceanic basins*, edited by: Saunders, A. D., and Norry M.J" **Geol. Soc. London**, 42, pp 313-345.
- 163) Sun W. D. Ling M. X. Yang X. Y. Fan W. M. Ding X. and Liang H. Y. (2010) "Ridge subduction and porphyry copper-gold mineralization: an overview" **Science China-Earth Sciences**, 53, pp 475–484.
- 164) Sun W.D. Arculus R.J. Bennett V.C. Eggins S.M. and Binns R.A. (2003) "Evidence for rhenium enrichment in the mantle wedge from submarine arc volcanic glasses (Papua New Guinea)", *Geology*, v. 31, pp 845–848.
- 165) Sun W.D. Arculus R.J. Kamenetsky V.S. and Binns R.A. (2004) "Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization: *Nature*", v. 431, pp 975–978.
- 166) Sun W. Zhang H. Ling M. X. Ding X. Chung S. L. Zhou J. Yang X. Y. and Fan W. (2011) "The genetic association of adakites and Cu-Au ore deposits" **International Geology Review**, 53:5-6, pp 691-703.
- 167) Tang G. J. Wang Q. Wyman D. A. Li Z. X. Zhao Z. H. Jia X. H. and Jiang Z.Q. (2010) "Ridge subduction and crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: evidence from Late Carboniferous adakites and high-Mg diorites in the western Junggar Region, northern Xinjiang (west China)" **Chemical Geology**, 277, pp 281–300.
- 168) Tatsumi Y. Hamilton D. L. and Nesbitt R. W. (1986) "Chemical characteristics of

fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high- pressure experiments and natural rocks" **J. volcanol. Geotherm. Res.** 29, pp 293- 309.

169) Tatsumi Y. (1989) "Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones" **J. Geophys. Res.** 94, pp 4697- 4707.

170) Tatsumi Y. and Eggins S. (1995) "Subduction zone magmatism: Black well" Cambridge, p 211.

171) Temel A. Gondogdu M. N. and Gourg aud A. (1998) "petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high- K calcalkaline volcanism in konya, central Antolia, Turkey" **J.Volcanol . Geoth. Res.**, (85), pp 327- 357.

172) Thiedlemont D. Stein G. and Lescuyer J. L. (1997) "Gisements e'pithermaux et porphyry ques la connexion adakite" C. R. Acad. Sci. paris, Sciences de la terre et des planets/Earth and planetary Science 325, pp 103-109.

173) Thorpe R. S. (1982) "Andesites: orogenic andesites and related rocks" John wiley and sous ,p 724.

174) Turner S. P. Arnaud N. Liu J. Rogers N. Hawkes worth Harris N. Kelley S. van calsteren P. and Deng W. (1996) "Post collision, Shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau, implication for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts" **J. petrol**, 37, pp 45- 71.

175) Ulmer P. (2001) "partial melting in the mantle wedge- the role H₂O in the genesis of mantle- derived arc- related magmas" physics of the Earth and planetary Interior, V.127, P125.

176) Ulmer P. (2008) "Differentiation of mantle- derived calk- alkaline magmas atmid to lower crustal levels: experimental and petrologic constraints" Periodico Di/Mineralogia, 76, pp 309- 325.

177) Vasquez P. and Franz Z. (2008) "The Triassic cobqnecura pluten (central chile): An example of a fayalite- bearing A-type in trusive massif at a continental margin" **Tectonophysics**, 459, pp 66-84.

178) Vernon R. H. (1992, 2004, 2008) "A practical guide to rock microstructure" Cambridge university press.

179) Wang Q. McDermott F. Xu J. F. Bellon H. and Zhu Y.T. (2005) "Cenozonic K-

rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower- crustal melting in an intra continental Setting" **Geology**, 33, pp 465- 468.

180) Wang Q. Wyman D. A. Xu J. F. Zhao Z. H. Jian P. Xiong X. L. Bao Z. W. Li C. F. and Bai Z. H. (2006) "Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): implications for geodynamics and Cu-Au mineralization" **Lithos** 89, pp 424–446.

181) Wang Q. Xu J. F. Jian P. Bao Z. W. Zhao Z. H. Li C. F. Xiong X. L. and Ma J.L. (2006b) "Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: implications for the Genesis of Porphyry Copper Mineralization" *Journal of Petrology* , 47, pp 119–144.

182) Wang Q. Wyman D.A. Xu J. F. Zhao Z. H. Jian P. Zi F. (2007) "Partial melting of thickened or delaminated lower crust in the middle of eastern China: implications for Cu–Au mineralization" **The Journal of Geology** ,115, pp 149–161.

183) Wang Q. Wyman D. A. Xu J. F. Wan Y. S. Li C. F. Zi F. Jiang X. Q. Qiu H. N. Chu Z.Y. Zhao Z. H. and Dong Y. H. (2008) "Triassic Nb- enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the piangtang terrane (central Tibet): evidence for metasomatism by slab- derived melts in the mantle wedge" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 155, pp 473-490.

184) Wang X. L. Shu X. Xu X. Tang M. and Gasching R. (2012) "Petrogenesis of the Early Cretaceous adakite- like porphyries and associated badaltic andesites in the eastern jiangnan orogeny, southern China" *J. Asian Earth Sci.*, 61, pp 243- 256.

185) Whitney D. L. and Evans B. W. (2010) "Abbreviations for names of rock- forming minerals" *American Mineralogist*, pp 185- 187.

186) Wilson M. (1989) "Igneous petrogenesis: A Global Tectonic Approach" London: Chapman and Hall, pp 466.

187) Winchester Y. A. and Floyd P. A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and differentiation products using immobile elements" *Chemical Geology* ,20, pp 325-343.

188) Winkler H. G. F. (1979) "Petrogenesis of metamorphic Rocks" Springer International publishing. USA.

189) Winter J. D. (2001) "An Introduction to Igneous and metamorphic petrology"

prentice Hall, p 697.

- 190) Winter D. (2014) "principles of igneous and metamorphic petrology", 30, p 738.
- 191) Xiong X. L. (2006) "Trace element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile- bearing hydrous eclogite" **Geology**, V.34, No. 11, pp 945- 948.
- 192) Xu J. F. Shinjo R. Defant M.J. Wang Q. and Rapp R.P. (2002) "Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partialmelting of delaminated lower continental crust?" *Geol. Journal.*, 30, p 1111.
- 193) Yousefi F. Sadeghian M. wanhainen Ch. Ghasemi, H. and Frei D. (2016) "Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of middle Eocene hypabyssal rocks of the Torud- Ahmad Abad magmatic belt: Animplication for evolution of the northern branch of Neo-Tethys ocean in Iran" **J. G. E**, 178, pp 1-15.
- 194) Yousefi F. Sadeghian M. Wanhainen C. Ghasemi H. Lambrini P. Bark G. Rezaei Kahkhaei M. Koroneos A. (2017) "Mineral Chemistry and P-T Conditions of the adakitic rocks from Torud–Ahmad Abad Magmatic Belt, S-SE Shahrood, NE Iran" **Journal of Geochemical Exploration**, 182, pp 110-120.
- 195) Zarei A. Malekzadeh Shafaroudi A. and Karimpour M. H. (2016) "Geochemistry and genesis of iron-apatite ore in Khanlogh deposit, Eastern Cenozoic Quchan-Sabzevar magmatic arc, NE Iran", *Acta Geologica Sinica (English Edition)* 90 (1), pp 121-137.
- 196) Zhao Z. H. xioug x. L. wang Q. Wyman D.A. Bao Z. W. Bai Z. H. and Qiao Y.L. (2008) " Underplating- related adakites in xinjing Tianshan China" **Lithos**, 102, pp 374-391.
- 197) Zhou. M. F. Yan D. P. Wang C. L. Qil. and Kennedy A. (2006) "Subduction-related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic Magmatic event in south China" **Earth planet. Sci. Lett.**, 248, pp 286- 300.
- 198) Zhu A. C. Zhao Z. D. Pan G.T. Lee H.Y. Kang Z.Q. Liao Z. L. Wang C. Q. Li G. M. Dong G. C. and Liu B. (2009) "Early cretaceous subduction- related adakite- like rock of the Gang dese Belt, southern Tibet: products of slab melting and subsequent melt-peridotite in teraction?" **J., Asian Farth Sci.**, 34, pp 298- 309.

سپست

پیوست ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی آداکیتی پسافیولیتی نوار ماگمایی سبزوار (فتح‌آبادی ۱۳۹۳، جمالی ۱۳۹۳، جمشیدی ۱۳۹۴، صالحی‌نژاد ۱۳۹۴، منصوری ۱۳۹۴، یوسفی ۱۳۹۶ و گردیده ۱۳۹۷).

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Ba	Co
S1	50.10	15.17	9.72	7.88	9.05	8.24	4.21	2.29	0.69	0.34	0.19	290	33.2
S2	50.15	17.90	10.19	8.26	5.68	8.08	4.34	2.37	0.73	0.36	0.20	331	29.1
S3	50.39	15.75	9.65	7.82	8.61	7.47	4.56	2.25	0.71	0.35	0.26	278	32
S4	50.48	18.35	9.34	7.57	5.02	8.87	4.46	2.20	0.70	0.34	0.23	249	23.9
S5	51.76	16.76	8.74	7.09	6.00	8.25	4.83	2.53	0.65	0.33	0.15	290	25.7
S6	52.57	16.42	8.30	6.73	6.09	7.62	4.90	3.01	0.64	0.31	0.15	425	22.9
S7	55.85	16.98	7.56	6.13	4.24	5.22	6.04	3.11	0.54	0.33	0.12	324	20.2
S8	54.55	15.40	7.56	6.13	6.33	8.51	4.33	2.49	0.51	0.25	0.08	316	23.9
S9	55.63	15.40	7.20	5.84	5.82	6.57	5.01	3.49	0.49	0.27	0.11	477	21.8
S10	54.92	16.04	7.74	6.27	5.99	6.60	4.97	2.88	0.51	0.27	0.10	326	23.1
S11	57.53	16.85	7.23	5.86	4.43	6.25	3.91	2.88	0.49	0.31	0.12	354	19.4
S12	58.63	16.34	6.37	5.17	4.06	6.35	4.28	3.09	0.49	0.27	0.12	300	17.2
S13	59.52	18.39	6.15	4.98	2.69	5.58	4.92	1.92	0.48	0.26	0.09	300	9.2
S14	58.72	16.34	6.75	5.48	4.00	6.63	3.71	2.99	0.48	0.25	0.12	411	19.3
S15	58.43	16.65	6.80	5.52	3.96	6.62	3.95	2.69	0.48	0.26	0.16	314	18.6
S16	59.64	16.13	6.15	4.98	4.19	5.95	3.56	3.58	0.45	0.25	0.10	364	17.2
S17	58.98	16.33	6.75	5.48	3.97	6.36	3.71	3.06	0.46	0.26	0.11	395	19
S18	60.35	18.36	4.93	4.00	1.89	8.02	4.14	1.24	0.72	0.31	0.05	295	10.2
S19	59.51	16.19	6.42	5.21	4.35	5.74	3.97	3.00	0.45	0.23	0.12	352	15.9
S20	62.38	18.00	4.56	3.70	2.58	5.39	5.00	1.13	0.56	0.33	0.06	271	10.8
S21	61.80	18.15	4.60	3.73	2.26	6.00	5.10	1.16	0.52	0.33	0.08	334	9.9
S22	61.30	18.00	4.89	3.96	2.63	6.43	4.62	1.10	0.60	0.35	0.09	284	12.6
S23	62.44	17.89	4.80	3.89	2.76	5.05	4.96	1.17	0.55	0.31	0.07	276	11.9
S24	62.88	16.83	4.29	3.48	2.93	4.72	4.73	2.86	0.45	0.22	0.06	385	12.5
S25	63.89	17.67	4.55	3.69	2.23	6.06	3.70	1.09	0.52	0.21	0.08	240	10
S26	65.51	17.46	3.75	3.04	1.63	6.50	3.64	0.91	0.41	0.12	0.06	186	9.4
S27	65.18	15.75	4.08	3.31	1.59	6.02	4.63	2.04	0.42	0.22	0.07	364	10.4
S28	49.68	18.69	10.40	8.43	5.05	9.80	2.75	2.09	0.97	0.35	0.22	195	28.4
S29	53.04	17.81	9.36	7.59	4.26	8.02	4.07	2.00	0.89	0.32	0.22	214	22.4
B1	50.39	15.75	9.65	7.82	8.61	7.47	4.56	2.25	0.71	0.35	0.26	300	17.2
B2	55.85	16.98	7.56	6.13	4.24	5.22	6.04	3.11	0.54	0.33	0.12	360	20.9
B3	50.48	18.35	9.34	7.57	5.02	8.87	4.46	2.20	0.70	0.34	0.23	354	19.4
B4	59.64	16.13	6.15	4.98	4.19	5.95	3.56	3.58	0.45	0.25	0.10	300	9.2
B5	57.53	16.85	7.23	5.86	4.43	6.25	3.91	2.88	0.49	0.31	0.12	324	20.2
B6	54.99	19.23	7.47	6.05	3.00	5.41	5.65	3.28	0.55	0.31	0.11	331	291
B7	58.63	16.34	6.37	5.17	4.06	6.35	4.28	3.09	0.49	0.27	0.12	364	17.2
B8	54.61	17.72	7.92	6.42	4.33	5.23	6.07	3.09	0.55	0.33	0.15	278	32
B9	50.43	15.27	9.78	7.93	9.11	7.64	4.24	2.30	0.69	0.35	0.19	249	23.9
B11	50.15	17.90	10.19	8.26	5.68	8.08	4.34	2.37	0.73	0.36	0.20	290	33.2
C1	59.00	16.34	6.76	5.48	3.98	6.37	3.71	2.98	0.47	0.27	0.11	411	19.3
C2	58.69	16.34	6.75	5.47	4.01	6.64	3.71	3.00	0.49	0.26	0.12	290	25.7
C3	55.63	15.40	7.20	5.84	5.82	6.57	5.01	3.49	0.49	0.27	0.11	316	23.9

C4	51.65	16.79	8.75	7.10	6.02	8.26	4.84	2.54	0.66	0.34	0.15	425	22.9
----	-------	-------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	-----	------

ادامه پیوست ۱

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Ba	Co
C5	47.24	14.85	12.07	9.79	9.11	9.93	3.34	1.61	0.95	0.75	0.16	314	18.6
C6	54.52	15.39	7.56	6.13	6.33	8.51	4.33	2.49	0.52	0.26	0.08	326	23.1
C7	55.20	15.57	7.78	6.31	6.03	6.63	5.00	2.90	0.51	0.28	0.10	141	38.8
C8	59.31	16.15	6.41	5.19	4.34	6.10	3.96	2.91	0.46	0.24	0.13	395	19
C9	52.61	16.43	8.31	6.74	6.09	7.63	4.91	2.92	0.64	0.32	0.16	352	15.9
C10	58.56	16.42	6.82	5.53	3.97	6.65	3.96	2.70	0.49	0.27	0.16	477	21.8
C12	43.83	13.92	11.88	9.63	13.96	11.30	2.07	1.72	1.15	0.02	0.15	73	57.6
M-F-1	68.88	16.92	1.32	1.07	1.90	4.28	4.62	1.48	0.39	0.15	0.06	328	9.9
M-F-2	71.08	16.96	0.90	0.73	0.69	3.53	4.80	1.60	0.26	0.14	0.03	386	1.8
M-F-3	67.02	17.77	1.50	1.22	2.18	4.94	4.54	1.33	0.45	0.21	0.05	318	10.9
M-F-4	67.28	17.34	1.49	1.21	2.53	4.91	4.36	1.39	0.45	0.20	0.05	295	10.9
M-F-5	68.49	16.94	1.32	1.07	2.24	4.46	4.49	1.47	0.39	0.15	0.06	332	7.2
M-F-6	70.99	16.07	0.96	0.78	1.79	4.14	4.29	1.36	0.29	0.07	0.04	383	6.1
M-F-7	68.19	16.97	1.35	1.09	2.02	4.24	4.80	1.86	0.39	0.13	0.05	442	7.9
M-F-8	66.63	17.37	1.75	1.41	2.95	4.92	4.30	1.37	0.49	0.20	0.04	277	16.9
M-F-9	69.09	16.55	1.16	0.94	2.54	4.34	4.14	1.63	0.35	0.14	0.06	399	9.2
M-F-10	67.73	17.71	1.32	1.07	1.69	5.18	4.38	1.37	0.39	0.20	0.03	338	9.9
A1	57.96	19.04	4.75	3.85	5.20	4.50	6.31	1.28	0.73	0.11	0.11	135.7	24.8
A2	58.88	18.87	4.17	3.38	4.54	4.56	6.92	1.14	0.66	0.16	0.11	149.7	21
A3	59.19	18.62	4.67	3.79	4.03	7.28	4.03	1.32	0.54	0.20	0.13	357.7	21.9
A4	61.23	19.38	4.23	3.43	2.72	6.71	4.23	0.62	0.58	0.17	0.13	130.1	13.1
A5	62.61	19.87	3.25	2.64	2.15	5.43	4.15	1.80	0.52	0.19	0.04	206	8.7
A6	62.47	18.43	2.36	1.91	4.78	4.26	5.10	1.93	0.47	0.16	0.06	381	15.6
A7	64.34	18.24	2.76	2.23	3.15	5.56	4.51	0.74	0.49	0.11	0.09	130.3	13.5
A8	64.86	18.92	1.68	1.37	2.53	3.74	5.44	2.12	0.42	0.23	0.05	455.6	9.3
A9	65.08	17.69	2.76	2.24	2.99	5.37	4.62	0.79	0.48	0.13	0.08	132.5	13.6
A10	69.32	19.02	0.82	0.66	0.76	0.88	6.58	2.26	0.15	0.13	0.08	463.9	1.2
A11	69.59	20.60	0.25	0.20	0.10	1.25	4.53	3.56	0.02	0.03	0.06	518	0.375
A12	69.85	20.13	0.30	0.24	0.18	0.46	5.35	3.60	0.04	0.05	0.04	545.1	0.5
A19	71.86	16.74	0.66	0.54	0.53	0.98	5.30	3.52	0.08	0.17	0.15	558.9	1.1
A20	72.94	16.39	0.39	0.32	0.13	1.19	5.08	3.74	0.02	0.05	0.08	493.8	0.375
A21	71.77	17.56	0.32	0.26	0.12	1.51	5.10	3.46	0.03	0.06	0.06	507.5	0.6
A22	71.96	17.45	0.34	0.27	0.18	0.40	6.47	3.09	0.05	0.04	0.03	466.5	0.7
A23	71.83	17.50	0.38	0.31	0.24	0.26	7.02	2.63	0.05	0.06	0.03	445.5	0.5
A24	72.31	16.84	0.34	0.28	0.13	0.51	5.56	4.20	0.02	0.03	0.06	510.1	0.375
A25	72.80	17.00	0.28	0.23	0.14	0.80	5.29	3.56	0.02	0.01	0.09	502.8	0.375
A26	72.24	17.14	0.37	0.30	0.18	0.60	6.19	3.15	0.05	0.06	0.03	487.8	0.5
A27	72.69	17.46	0.35	0.28	0.16	1.34	5.56	2.35	0.01	0.01	0.07	310.8	0.375
A28	72.84	17.48	0.36	0.29	0.16	1.62	5.15	2.31	0.01	0.01	0.06	304	0.375
N1	59.86	18.72	3.12	2.53	4.60	5.67	5.74	1.25	0.74	0.14	0.15	122	44.3
N2	62.07	15.38	3.65	2.96	3.28	5.83	5.70	3.20	0.63	0.12	0.14	96	54.3
N3	59.19	18.62	4.67	3.79	4.03	7.28	4.03	1.32	0.54	0.20	0.13	357.7	21.9

N4	62.66	18.30	2.77	2.24	3.50	4.26	5.84	1.87	0.52	0.12	0.16	143	35.6
----	-------	-------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	-----	------

ادامه پیوست ۱

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Ba	Co
N5	64.99	16.75	2.17	1.76	3.16	3.92	5.36	2.79	0.59	0.07	0.20	288	28.6
N6	64.59	18.36	2.17	1.76	4.20	1.65	6.01	1.92	0.78	0.08	0.23	470	30.5
N7	61.23	19.38	4.23	3.43	2.72	6.71	4.23	0.62	0.58	0.17	0.13	130.1	13.1
N8	57.96	19.04	4.75	3.85	5.20	4.50	6.31	1.28	0.73	0.11	0.11	135.7	24.8
N9	58.88	18.87	4.17	3.38	4.54	4.56	6.92	1.14	0.66	0.16	0.11	149.7	21
N10	64.02	18.18	2.01	1.63	3.01	5.72	4.52	1.36	0.72	0.20	0.26	238	46.7
N11	64.64	18.88	2.27	1.84	2.04	6.18	4.53	0.69	0.48	0.11	0.18	153	27.4
N12	63.92	16.36	2.91	2.36	4.02	3.31	7.50	1.10	0.63	0.11	0.14	102	18.9
N13	64.36	16.85	1.62	1.31	4.96	4.99	4.76	1.73	0.47	0.08	0.18	270	44.2
N14	62.61	19.87	3.25	2.64	2.15	5.43	4.15	1.80	0.52	0.19	0.04	206	8.7
N15	62.47	18.43	2.36	1.91	4.78	4.26	5.10	1.93	0.47	0.16	0.06	381	15.6
N16	64.34	18.24	2.76	2.23	3.15	5.56	4.51	0.74	0.49	0.11	0.09	130.3	13.5
N17	65.11	18.56	1.76	1.43	2.35	4.75	4.97	1.67	0.52	0.07	0.24	272	22.2
N18	67.18	16.72	1.67	1.36	3.19	4.59	4.52	1.46	0.45	0.09	0.13	181	49.5
N19	67.77	18.00	1.62	1.31	1.24	3.50	4.97	2.26	0.34	0.10	0.21	300	26.6
N20	64.86	18.92	1.68	1.37	2.53	3.74	5.44	2.12	0.42	0.23	0.05	445.6	9.3
N21	69.32	19.02	0.82	0.66	0.76	0.88	6.58	2.26	0.15	0.13	0.08	463.9	1.2
N22	65.14	17.62	2.77	2.24	2.99	5.38	4.62	0.79	0.48	0.13	0.08	132	13.6
N23	67.54	17.71	1.33	1.07	2.23	4.87	4.61	1.18	0.33	0.06	0.16	323	31.8
D28	70.68	18.66	0.41	0.33	0.24	0.81	5.73	3.35	0.07	0.03	0.03	539.2	2
D29	72.52	17.01	0.37	0.30	0.23	2.75	4.97	1.97	0.07	0.06	0.06	318.5	1
D30	71.13	18.25	0.44	0.36	0.23	1.81	5.27	2.68	0.08	0.06	0.04	413.4	1
D31	71.71	17.25	0.24	0.20	0.43	0.35	6.36	3.48	0.07	0.06	0.05	424.3	1
D32	73.25	15.96	0.51	0.41	0.26	1.81	5.31	2.71	0.08	0.05	0.05	408	36.9
D33	71.83	16.75	0.66	0.54	0.53	0.98	5.31	3.53	0.08	0.17	0.15	558.9	2
D34	72.20	16.55	0.51	0.41	0.26	1.88	5.59	2.80	0.10	0.05	0.05	416	38.6
D35	74.04	15.74	0.41	0.34	0.21	0.38	6.01	3.01	0.02	0.08	0.09	541	31.7
D36	74.02	15.87	0.45	0.37	0.26	1.29	5.30	2.62	0.03	0.07	0.09	471	14.3
D37	74.37	15.29	0.43	0.35	0.22	0.43	5.57	3.56	0.04	0.05	0.04	479	34.9
D38	72.94	16.39	0.39	0.32	0.13	1.19	5.08	3.74	0.02	0.05	0.08	493.8	3
D39	71.77	0.32	0.12	0.10	5.10	3.46	0.03	0.06	17.56	0.06	1.51	507.5	1
D40	71.96	0.34	0.18	0.15	6.47	3.09	0.05	0.04	17.45	0.03	0.40	466.5	2
D41	71.83	0.38	0.24	0.19	7.02	2.63	0.05	0.06	17.50	0.03	0.26	445.5	1
D42	72.31	0.34	0.13	0.11	5.56	4.20	0.02	0.03	16.84	0.06	0.51	510.1	3
D43	72.80	0.28	0.14	0.11	5.29	3.56	0.02	0.01	17.00	0.09	0.80	502.8	2
D44	72.24	0.37	0.18	0.15	6.19	3.15	0.05	0.06	17.14	0.03	0.60	487.8	2
D45	72.69	0.35	0.16	0.13	5.56	2.35	0.01	0.01	17.46	0.07	1.34	310.8	1
D46	72.84	0.36	0.16	0.13	5.15	2.31	0.01	0.01	17.48	0.06	1.62	304	1
D47	74.43	15.27	0.31	0.25	0.15	0.93	5.41	3.37	0.03	0.04	0.05	508	42.2
G1	67.36	15.74	1.92	1.92	1.89	2.4	5.19	2.81	0.53	0.17	0.11	595	7.9
G2	65.35	19.19	1.6	1.6	1.4	2.44	5.28	2.45	0.46	0.16	0.08	471	7
G3	70.49	19.29	0.2	0.2	0.08	0.34	5.99	2.91	0.49	0.02	0.01	689	0.3

G4	68.83	15.5	1.35	2.04	1.45	2.28	5.02	2.88	0.46	0.15	0.08	592	6.8
----	-------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	-----	-----

ادامه پیوست ۱

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Ba	Co
G5	66.83	15.84	1.46	1.46	2.4	3.06	7.69	0.64	0.45	0.15	0.04	356	5.4
G6	66.62	15.93	1.32	1.32	2.34	3.49	7.9	0.38	0.46	0.16	0.03	123	5.8
G7	63.4	19.81	1.48	1.48	2.37	3.64	6.54	0.7	0.43	0.15	0.02	258	4
G8	65.56	17.07	1.54	2.31	2.66	4.49	4.64	1.06	0.44	0.17	0.05	323	9.1
G9	69.58	16.46	0.92	1.38	0.92	4.26	4.39	1.63	0.26	0.09	0.05	421	4.1
G10	67.94	17.31	0.92	1.38	0.93	4.7	4.5	1.75	0.27	0.27	0.04	389	4.7
G11	75.63	14.5	0.3	0.3	0.1	1.15	7.52	0.17	0.22	0.08	0.01	36	0.6
G12	73.07	6.38	0.32	0.32	0.29	0.44	5.31	3.65	0.17	0.06	0	489	0.4
G13	66.05	21.48	0.6	0.6	0.45	1.45	5.01	3.98	0.26	0.11	0.02	672	1.8
G14	64.54	16.59	1.33	2	1.5	4.42	4.13	1.86	0.38	0.12	0.05	436	6.6
G15	66.44	18.1	1.24	1.85	1.43	4.55	4.02	1.85	0.34	0.13	0.05	409	7
G16	67.99	16.49	0.39	2.77	1.87	4.35	3.79	1.84	0.35	0.1	0.05	433	6.8
G17	68.8	116.38	1.24	1.87	1.17	4.36	4.04	1.68	0.32	0.1	0.06	373	5.7
G18	68.2	16.3	1.24	1.85	1.52	4.49	4.03	1.81	0.36	0.1	0.04	438	7
G19	65.08	18.5	1.25	1.25	0.74	3.36	4.61	4.31	0.57	0.25	0.05	1175	7.5
G20	61.68	18.13	1.79	3.32	1.86	6.04	4.16	2.04	0.65	0.31	0.04	460	12.9
G21	66.27	16.47	1.71	2.57	1.62	6.37	2.64	1.57	0.51	0.14	0.08	166	9.3
G22	67.24	16.08	1.51	2.27	2.23	3.88	4.15	2.01	0.37	0.16	0.06	317	9.8
G23	64.47	16.87	2.13	2.13	1.02	3.49	4.78	3.95	0.73	0.29	0.16	490	7.7
G24	63.49	16.68	2.13	2.13	2.24	3.47	5.98	3.1	0.45	0.22	0.12	554	8.5
G25	68.61	16.72	1.02	1.53	1.12	4.48	4.26	1.81	0.28	0.12	0.05	389	4.7
G27	61.33	18.26	1.51	2.8	1.94	7.77	4.12	1.36	0.59	0.26	0.06	569	10.9
G28	59.88	18.36	2.32	3.48	3.56	4.72	4.16	2.5	0.68	0.3	0.06	579	16
G29	64.73	19.54	1.72	3.18	0.37	3.99	3.81	1.82	0.61	0.22	0.02	439	9.5
G30	69.41	16.77	0.82	1.24	0.69	4.08	4.45	2.15	0.23	0.11	0.04	491	3.6
G31	69.91	16.79	0.78	1.17	0.69	3.71	4.5	2.07	0.23	0.1	0.04	502	3.3
G32	7.16	15.86	1.02	1.02	0.61	3.5	4.48	1.97	0.24	0.09	0.04	502	2.8
G33	68.82	18.75	0.78	1.16	0.64	3.32	4.19	1.97	0.23	0.1	0.03	493	3.1
G34	70.02	16.18	0.84	1.27	0.6	4.1	4.38	2.01	0.23	0.09	0.04	478	3
G37	65.72	16.55	2.15	1.44	1.69	6.42	3.92	1.35	0.42	0.23	0.07	372	8.7
G38	65.78	16.47	2.14	2.14	2.8	4.37	4.07	1.55	0.52	0.15	0.03	217	10.5
G40	66.8	17.56	1.21	1.82	1.35	4.67	4.17	1.92	0.34	0.12	0.05	436	6.5
Sample	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	Y	La
S1	17.1	13.5	1.9	3.1	40.2	765	0.2	2.5	0.8	248	68.2	15.2	15.8
S2	5.1	15.7	1.9	3.3	44.9	1247	0.2	2.8	0.8	273	73.1	17.3	16.6
S3	7.7	14.2	1.7	2.8	35.4	849.3	0.2	2.6	0.8	243	68.1	14.8	15.6
S4	1.7	17.2	1.7	2.9	42.6	1506.2	0.1	2.1	0.8	267	69	15.5	13.3
S5	4.3	14.1	1.8	2.9	55.1	826.4	0.2	2.2	0.8	237	75.3	14.5	13.5
S6	1.8	13	1.9	2.4	57.7	1021.1	0.1	2.1	0.8	219	66.1	12.7	11.9
S7	3	14.8	2.3	3.2	80.5	566.1	0.2	2.8	1.2	196	97.8	14.8	13.6
S8	1.1	14.6	1.9	2.6	61	707.3	0.1	1.7	0.7	205	65	10.7	11.1

S9	1.3	11.2	1.9	3.2	59.8	479.9	0.1	2.2	0.7	194	72.6	11.6	15.3
S10	0.8	12.9	1.9	2.5	69.6	645.9	0.1	1.6	0.7	201	65.3	10.6	11.1

ادامه پیوست ۱

Sample	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	Y	La
S11	1.3	13.8	2.1	3	61.3	780.7	0.2	2.6	1.1	184	84.6	13.4	13.1
S12	2.2	13.5	2.2	3.3	77.8	809.4	0.2	2.4	0.9	158	86.4	12.7	13.5
S13	1.4	16.5	2.3	3	39.4	846.4	0.1	1.6	0.5	120	88.4	12.4	12.4
S14	2.2	14.2	2.6	3.8	70.2	904.3	0.3	2.5	1	158	96	13.1	14.3
S15	1.7	13.9	2.3	3.2	63.9	872.1	0.2	2.5	0.7	159	87.4	12.5	14.7
S16	0.6	1.6	2	3	86.2	741.1	0.3	2.5	0.9	146	83.6	10.8	14.3
S17	2.3	13.8	2.4	3.7	71.7	909.6	0.2	2.5	1	155	92.8	12.3	14.7
S18	0.2	19.5	2.4	7.4	14.6	1219	0.4	3.2	1.2	158	90.3	7.9	8.7
S19	2.3	13.5	2	3	63.3	709.2	0.2	2.7	0.9	155	79.7	10.8	13.8
S20	0.2	18.5	2.3	5.5	15.6	930.4	0.3	2	0.6	89	89.2	6.5	11.4
S21	0.3	19.8	2.7	15	17.9	1135.9	0.8	3.8	1.2	83	123.3	6.9	20.9
S22	0.3	17.5	2.5	5.9	14.9	1018.7	0.3	2.1	0.6	103	95.8	7.6	24.4
S23	0.2	19.5	2.4	5.3	16	901.8	0.3	2	0.6	94	91.6	6.9	17.6
S24	0.2	16.2	2	2.9	55.6	984.8	0.2	2.2	1	61	78.9	5.6	17.8
S25	0.5	17.7	1.9	4.3	15	822.6	0.2	1.6	0.7	95	67.1	6	17.3
S26	0.2	18.2	1.7	2.6	12.5	707.1	0.2	1.2	0.6	94	59.5	5.2	11.6
S27	0.2	16.1	2.2	2.8	36.6	1046.9	0.1	2.2	0.5	41	78.4	6.3	8.3
S28	0.8	18.8	2	3.3	44.2	699.9	0.2	1.8	0.4	283	68.7	20	15.7
S29	0.6	16.9	2.6	4.7	40.2	733	0.3	2.2	0.6	186	97.8	20.1	15.1
B1	2.2	13.5	0.43	3.3	77.8	809.4	0.2	2.4	0.9	158	86.4	12.7	13.5
B2	3.6	14.6	0.51	3.1	82.6	657.2	0.2	2.7	1.2	196	89	14.9	13.3
B3	1.3	13.8	0.47	3	61.3	780.7	0.2	2.6	1.1	184	84.6	13.4	13.1
B4	1.4	16.5	0.44	3	39.4	846.4	0.1	1.6	0.5	120	88.4	12.4	12.4
B5	3	14.8	0.48	3.2	80.5	566.1	0.2	2.8	1.2	196	97.8	14.8	13.6
B6	5.1	15.7	0.65	3.3	44.9	1247	0.2	2.8	0.8	273	73.1	17.3	16.6
B7	0.6	12.6	0.37	3	86.2	741.1	0.3	2.5	0.9	146	83.6	10.8	8.7
B8	7.7	14.2	0.55	2.8	35.4	849.3	0.2	2.6	0.8	243	68.1	14.8	15.6
B9	1.7	17.2	0.58	2.9	42.6	1506.2	0.1	2.1	0.8	267	69	15.5	13.3
B11	17.1	13.5	0.6	3.1	40.2	765	0.2	2.5	0.8	248	68.2	15.2	15.8
C1	2.2	14.2	2.6	3.8	70.2	904.3	0.3	2.5	1	158	96	13.1	13.8
C2	4.3	14.1	1.8	2.9	55.1	826.4	0.2	2.2	0.8	237	75.3	14.5	14.3
C3	1.1	14.6	1.9	2.6	61	707.3	0.1	1.7	0.7	2.5	65	10.7	15.3
C4	1.8	13	1.9	2.4	57.7	1021.1	0.1	2.1	0.8	219	66.1	12.7	13.5
C5	1.7	13.9	2.3	3.2	63.9	872.1	0.2	2.5	0.7	159	87.4	12.5	12.9
C6	0.8	13.9	1.9	2.5	69.6	645.9	0.1	1.6	0.7	201	65.3	10.6	11.1
C7	1.5	15	1.5	2.9	25.9	587.4	0.2	0.8	0.3	324	41.8	17.8	11.1
C8	2.3	13.8	2.4	3.7	71.7	909.6	0.2	2.5	1	155	92.8	12.3	11.4
C9	2.3	13.5	2	3	63.3	709.2	0.2	2.7	0.9	155	79.7	10.8	11.9
C10	1.3	11.2	1.9	3.2	59.8	479.9	0.1	2.2	0.7	194	72.6	11.6	14.7
C12	0.3	14.7	0.9	0.8	9.4	358.3	0.075	0.15	0.075	519	22.2	11.6	3
M-F-1	0.6	14.9	2	9	20.2	669	0.6	2.4	0.84	61.37	80	5	31.4

M-F-2	0.4	9.8	2	3	18.9	677	0.5	2.3	0.77	14.32	62	6	31.6
M-F-3	0.8	15.9	2	6	19	697	0.5	1.8	0.62	90.44	83	7	27

ادامه پیوست ۱

Sample	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	Y	La
M-F-4	0.8	13.9	2	7	17.3	771	0.5	2.5	0.83	86.85	66	7	31.5
M-F-5	0.6	11.9	2	5	17.3	633	0.5	2.8	0.82	69.24	62	6	28.8
M-F-6	0.9	12.9	2	3	24.5	487	0.5	1.9	0.81	76.51	67	6	23.5
M-F-7	1.2	12.8	2	4	22.6	606	0.5	2.9	0.99	65.29	56	6	31
M-F-8	0.6	18.9	2	8	18.6	658	0.5	3	0.84	92.6	94	8	30.6
M-F-9	0.9	13	2	6	26.9	549	0.5	3	0.96	66.5	81	6	29
M-F-10	0.8	18.9	2	8	24.3	627	0.5	2.2	0.82	62.08	109	10	32.2
A1	1	16.4	2.1	1.7	22.6	436.9	0.1	1.1	0.3	207	67.6	17.3	5.8
A2	0.1	17.5	2.2	1.9	10.2	208.6	0.2	0.9	0.4	170	66.6	17.1	5.6
A3	0.6	17.4	2	2	19.8	780.6	0.1	2.5	0.8	208	69.2	11.7	10.9
A4	0.4	17.7	2.2	2.7	9.2	366.1	0.2	1.3	0.4	134	72.6	14.6	7.5
A5	0.5	16.3	2.7	4.1	22.4	470	0.3	1.5	0.5	70	110.6	14.5	8.8
A6	0.6	15.8	2.9	4.8	31.8	731.7	0.4	3	1.2	76	103.3	8.7	11.9
A7	0.2	15.9	2.4	2.4	10.1	507.1	0.1	0.8	0.4	86	85.7	16.8	6.1
A8	0.9	16.8	3.2	5.8	38.7	848.5	0.4	3.6	1.2	58	124.3	9.2	13
A9	0.2	15.8	2.8	2.6	10.5	400.1	0.1	0.7	0.4	90	88	17	6.9
A10	0.8	17.7	2.7	7.7	43.1	673.5	0.6	3.8	1.2	19	90.1	9.2	15.4
A11	2.6	18.7	2.1	6.8	70.1	337.8	0.6	1.6	1.8	3.75	38.4	6.3	3.8
A12	1.8	16.1	1.9	3.7	73.6	344.5	0.3	1.7	1	3.75	40.5	5.7	5.5
A19	1.3	17.4	3.2	9.4	70.9	338.8	0.8	4.8	2.6	10	74	13.1	15.6
A20	3.2	16.9	2.1	9.3	83.1	365.7	0.7	1.7	1.9	3.75	39.5	3.6	5.1
A21	2.5	18.2	2	7.2	72.7	475.5	0.6	1.2	1.4	3.75	41.1	5.6	5.1
A22	0.7	18.4	1.9	6.4	67.8	537.7	0.5	1	1.7	5	43.9	4.7	4.4
A23	0.5	16.9	1.4	6.7	52.4	377.5	0.4	0.1	1.1	3.75	31.6	2.2	1
A24	1.3	18.1	2.1	9.3	92.1	459.9	0.8	1	2.4	3.75	39.4	3.4	4.6
A25	2	16.8	2.1	7.1	71.3	246.7	0.7	2.1	2	3.75	41.9	6.4	4.1
A26	1.2	17.2	1.9	6.3	65.9	644.3	0.5	1.2	1.5	3.75	43.7	4.3	3.4
A27	1.2	18.3	1.9	10.6	46	283.2	1	0.4	1.9	3.75	24.8	4.8	3
A28	1.7	19.8	1.7	10.6	47.5	314.1	1	0.3	1.7	3.75	24.7	4.9	2.9
N1	0.1	16.8	1.8	5	4	390	0.2	0.5	0.2	176	81	17	3.3
N2	0.1	12.6	1.62	5	12.4	150	0.3	0.6	0.1	167	66	14	4.7
N3	0.6	17.4	2	2	19.8	780.6	0.1	2.5	0.8	208	69.2	11.7	10.9
N4	0.5	16.8	0.94	5	12.7	350	0.3	0.3	0.1	111	87	14	3.7
N5	1.4	14	1.22	5	39.1	403	0.4	1.6	0.5	76	109	10	6
N6	1.4	16.41	1.49	8	18.5	465	0.6	1.2	0.6	80	124	11	5.8
N7	0.4	17.7	2.2	2.7	9.2	366.1	0.2	1.3	0.4	134	72.6	14.6	7.5
N8	1	16.4	2.1	1.7	22.6	463.9	0.1	1.1	0.3	207	64.6	17.3	5.8
N9	0.1	17.5	2.2	1.9	10.2	208.6	0.2	0.9	0.4	170	66.6	17.1	5.6
N10	1.6	16.7	2.89	8	17.6	476	0.5	2.2	0.8	117	132	14	7.8
N11	0.2	16.8	1.18	5	3.1	407	0.3	0.5	0.1	87	87	14	5

N12	0.2	14.6	2.41	5	5.7	138	0.2	0.8	0.3	119	93	19	4.3
N13	0.6	15.8	1.11	5	7.7	783	0.5	1.2	0.3	82	110	8	7.3
N14	0.5	16.3	2.7	4.1	22.4	470	0.3	1.5	0.5	70	110.6	14.5	8.8

ادامه پیوست ۱

Sample	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	Y	La
N15	0.6	15.8	2.9	4.8	31.8	731.7	0.4	3	1.2	76	103.3	8.7	11.9
N16	0.2	15.9	2.4	2.4	10.1	507.1	0.1	0.8	0.4	86	85.7	16.8	6.1
N17	0.4	15.9	2.69	9	9.3	550	0.6	3.6	0.9	64	160	12	12.6
N18	0.4	16.2	1.95	8	11.6	283	0.4	1.4	0.5	88	92	10	4.9
N19	1	15.3	0.58	15	42.4	358	0.9	4.7	1	31	186	15	15.9
N20	0.9	16.8	3.2	5.8	38.7	848.5	0.4	3.6	1.2	58	124.3	9.2	13
N21	0.8	17.7	2.7	7.7	43.1	673.5	0.6	3.8	1.2	19	90.1	9.2	15.4
N22	0.2	15.8	2.8	2.6	10.5	400	0.1	0.7	0.4	90	88	17	6.9
N23	0.7	15.7	0.9	5	10.9	670	0.5	1.1	0.2	68	71	5	6.1
D28	1.1	17.4	1.9	5.2	65.5	811	0.4	0.5	1.1	6	46.4	2.9	2.7
D29	1.2	17.2	2.1	5.4	35.7	512.2	0.3	0.7	0.7	7	50	2.7	2.5
D30	1.3	17.8	2.4	5	52.7	810	0.3	0.7	1.1	7	53.8	3.2	3.4
D31	0.5	16.5	2	5.2	65.3	208.2	0.4	0.8	1.3	8	49	2.7	2.4
D32	1.3	17.9	0.96	5	60	774	0.6	0.9	0.8	6	59	3	3.3
D33	1.3	17.4	3.2	9.4	70.9	338.8	0.8	4.8	2.6	10	74	13.1	15.6
D34	0.4	17.2	0.66	5	49.3	790	0.6	1	0.7	7	67	3	4.3
D35	0.9	17.6	0.96	12	60.4	350	1	3.1	1.5	1	52	7	9.6
D36	0.6	17.6	1.09	7	52.7	221	0.7	2.7	1.3	1	45	7	8.9
D37	2.3	16.2	1.18	5	68.2	362	0.6	0.8	1.3	2	41	5	1.8
D38	3.2	16.9	2.1	9.3	83.1	365.7	0.7	1.7	1.9	5	39.5	3.6	5.1
D39	2.5	18.2	2	7.2	72.7	475.5	0.6	1.2	1.4	5	41.1	5.6	5.1
D40	0.7	18.4	1.9	6.4	67.8	537.7	0.5	1	1.7	5	43.9	4.7	4.4
D41	0.5	16.9	1.4	6.7	52.4	377.5	0.4	0.1	1.1	5	31.6	2.2	1
D42	1.3	18.1	2.1	9.3	92.1	459.9	0.8	1	2.4	5	39.4	3.4	4.6
D43	2	16.8	2.1	7.1	71.3	246.7	0.7	2.1	2	5	41.9	6.4	4.1
D44	1.2	17.2	1.9	6.3	65.9	644.3	0.5	1.2	1.5	5	43.7	4.3	3.4
D45	1.2	18.3	1.9	10.6	46	283.2	1	0.4	1.9	5	24.8	4.8	3
D46	1.7	19.8	1.7	10.6	47.5	314.1	1	0.3	1.7	5	24.7	4.9	2.9
D47	2.2	17.5	1.01	9	74.5	523	0.9	1.7	1.7	1	42	5	4.8
G1	1.1	14.6	3.6	22.1	80.3	360.3	2.3	11.9	3.9	54	132	11.8	28.7
G2	0.5	15.8	3.2	24.4	66.4	364.1	2.5	12.8	3.7	44	111.4	11.8	28.9
G3	0.4	15	3.5	25.6	65.6	205.3	2.4	7.1	3.8	27	121.1	5.2	15.2
G4	0.7	14.4	3.1	24.3	78.4	382.2	2.6	13.2	4.2	46	118.9	11.4	28.4
G5	0.3	15.1	4.1	15	20.3	440.8	1.1	10.7	2.8	66	148.6	13.4	17.8
G6	0.1	13.9	3.8	13.9	9.7	365.6	1.2	10.1	2	59	146.9	13.3	21.7
G7	0.2	15	3.6	14.6	16.9	489.8	1.1	10	2.5	60	134.4	13.4	21
G8	0.7	14.6	3.7	14.4	32.4	512.2	1.1	10.3	2.6	61	133.1	13.3	26
G9	0.7	15.5	2.8	6.8	36.5	553.2	0.5	3.9	1.2	21	100	5.9	15.4
G10	0.9	16.8	2.6	6.9	37.6	563.8	0.5	4.7	1.4	21	93.5	18.6	38.1

G11	0.1	11.8	3.8	29	1.5	282.2	2.9	20.4	2.6	8	152.7	9.8	13.7
G12	0.7	14.2	4.1	27.9	81.4	130.5	2.3	23.9	3.8	8	140.7	15.6	25.3
G13	0.4	14.5	4	26.4	58.7	270.2	2.3	18.3	2.8	14	147	9.8	23.1
G14	1	15.6	2.8	10	42.9	529.1	0.9	6.4	2	47	109.8	6.9	19.7

Sample	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	Y	La
G15	0.7	16.3	2.9	10.6	44.8	507.8	0.9	7	2.1	45	104	8.1	19.3
G16	1.2	15.7	2.8	9.9	45.2	483.3	0.8	9.1	1.9	45	107.8	7.2	19.4
G17	0.8	15.9	3.1	8.9	35.2	519.1	0.8	5.1	1.6	39	121.7	6.6	20.5
G18	0.7	13.3	3.1	9.6	41.6	542.6	0.9	6.7	1.8	45	109.7	6.9	20
G19	1.8	19.1	6.9	81.4	127.7	759.7	5.6	33.7	3.9	33	284.8	13.3	74.6
G20	1.6	16.1	4.3	20.9	46.3	563.7	1.3	9.5	2.1	82	169.1	14.9	32.6
G21	0.5	11.5	2.6	4.8	19	203.6	0.4	3.6	1.1	73	103	12.6	14.4
G22	1.5	13.8	2.6	9.5	37.2	348.5	0.8	7.1	1.8	68	104	11.2	17.4
G23	1.6	18.4	6.2	71.8	111.6	792.8	4.9	30.4	6.4	53	285	13.4	80
G24	0.6	15	3.5	17.5	61	350.8	1.4	7.6	2.1	72	156.7	11.6	25.7
G25	1.2	16.8	3	8	32.8	556.4	0.9	4.3	1.5	34	102.2	6.2	16.2
G27	0.9	17.3	3.4	16	31.8	710	1.1	7.9	1.6	68	126.6	9.4	30.2
G28	0.2	16.1	4.2	22.1	57.6	462.5	1.4	9.3	2	98	166.8	16.1	36
G29	0.9	16.4	4.5	22.2	44.9	463.4	1.5	11.1	2	61	170.9	14.2	27.5
G30	1	15.9	2.9	8.1	44.7	470.2	0.6	5.1	1.6	21	95	7.5	17.9
G31	0.8	16.6	2.9	8.2	43.5	488	0.6	4.5	1.6	18	98.1	8	19.4
G32	0.5	14.8	3.6	7.2	37.7	479.5	0.6	5.2	1.5	16	115.7	5.9	19.2
G33	0.6	16	3	7	39.3	442.6	0.5	4.9	1.4	19	105.7	5.8	18.1
G34	0.7	14.4	2.7	6.1	37.7	475.3	0.5	4.8	1.3	17	102.5	5.4	16.6
G37	1.1	15.9	2.8	8.9	31.5	563.9	0.7	4.4	1.2	47	104.9	9.1	18.5
G38	0.4	12.2	2.6	5.4	19.4	304.2	0.4	3.6	0.9	79	107	10.9	13.4
G40	0.7	15.6	2.9	10	43.5	516.3	0.9	7	1.9	41	99.5	7.2	19.3
Sample	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu		
S1	10.2	17.8	3.57	1.06	3.59	0.52	2.8	0.6	1.6	1.43	0.21		
S2	34.6	19.1	3.92	1.17	3.8	0.56	3.14	0.65	1.74	1.48	0.26		
S3	31.6	17	3.56	1.08	3.43	0.52	2.85	0.55	1.49	1.36	0.22		
S4	27.7	16.1	3.5	1.06	3.48	0.53	2.73	0.58	1.59	1.51	0.23		
S5	28.5	16.4	3.62	1.05	3.6	0.51	2.7	0.57	1.58	1.44	0.23		
S6	25.5	14.2	3.26	0.94	3.03	0.45	2.51	0.47	1.31	1.25	0.19		
S7	28.8	15.9	3.4	1.02	3.26	0.47	2.46	0.48	1.39	1.31	0.22		
S8	21.9	11.8	2.64	0.8	2.45	0.37	1.95	0.39	1.03	1.03	0.17		
S9	35.2	18.1	3.32	1.03	2.83	0.38	2.2	0.39	1.17	1.04	0.18		
S10	21.4	11.9	2.65	0.77	2.57	0.37	2.02	0.39	1.15	1.08	0.17		
S11	26.1	14	3.04	0.93	3.01	0.44	2.37	0.47	1.25	1.28	0.2		
S12	27.5	14.5	3.01	0.86	2.79	0.4	2.11	0.43	1.16	1.17	0.2		
S13	26.9	14.8	2.91	0.97	2.94	0.42	2.2	0.44	1.29	1.25	0.2		
S14	28.3	15.7	3.24	0.92	2.96	0.43	2.51	0.48	1.35	1.26	0.2		
S15	29.6	14.8	3.07	0.89	2.84	0.41	2.29	0.47	1.26	1.24	0.19		
S16	20.3	11.9	2.27	0.78	2.55	0.36	1.98	0.37	1.07	1.08	0.19		

S17	26	13.6	2.98	0.94	2.92	0.41	2.17	0.46	1.32	1.33	0.2
S18	37.5	18	2.95	0.93	2.43	0.33	1.74	0.29	0.77	0.77	0.1
S19	23.3	12.8	2.58	0.77	2.39	0.34	2.04	0.41	1.09	1.07	0.17
S20	33.4	16.5	2.87	0.89	2.32	0.28	1.42	0.26	0.64	0.63	0.09
Sample	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
S21	42.2	18.5	2.98	0.93	2.23	0.29	1.41	0.25	0.7	0.58	0.11
S22	33.9	17	2.92	0.98	2.39	0.3	1.52	0.24	0.66	0.66	0.1
S23	33.6	15.4	2.8	0.9	2.13	0.29	1.46	0.26	0.7	0.65	0.09
S24	28.9	13.4	2.41	0.69	1.98	0.23	1.28	0.22	0.56	0.68	0.09
S25	20.7	10.3	1.88	0.66	1.66	0.24	1.19	0.22	0.7	0.66	0.1
S26	15.3	6.8	1.43	0.51	1.41	0.19	1.09	0.22	0.53	0.57	0.08
S27	27.4	12.6	2.18	0.7	1.84	0.23	1.08	0.24	0.59	0.59	0.09
S28	27.6	17	4.02	1.35	4.15	0.67	3.67	0.75	2.22	2.07	0.32
S29	27.7	16.2	3.58	1.18	3.92	0.6	3.55	0.73	2.17	2.12	0.35
B1	27.5	14.5	3.01	0.86	2.79	0.4	2.11	0.43	1.16	1.17	0.2
B2	26.9	15.4	3.67	1.03	3.35	0.49	2.76	0.51	1.45	1.39	0.23
B3	26.1	14	3.04	0.93	3.01	0.44	2.37	0.47	1.25	1.28	0.2
B4	26.9	14.8	2.91	0.97	2.94	0.42	2.2	0.44	1.29	1.25	0.2
B5	28.8	15.9	3.4	1.02	3.26	0.47	2.46	0.48	1.39	1.31	0.22
B6	34.6	19.1	3.92	1.17	3.8	0.56	3.14	0.65	1.74	1.48	0.26
B7	20.3	11.9	2.67	0.78	2.55	0.36	1.98	0.37	1.07	1.08	0.19
B8	31.6	17	3.56	1.08	3.43	0.52	2.85	0.55	1.49	1.36	0.22
B9	27.7	16.1	3.5	1.06	3.48	0.53	2.73	0.58	1.59	1.51	0.23
B11	30.2	17.8	3.57	1.06	3.59	0.52	2.8	0.6	1.6	1.43	0.21
C1	26	13.6	2.98	0.94	2.92	0.41	2.17	0.46	1.32	1.33	0.2
C2	28.3	15.7	3.24	0.92	2.96	0.43	2.51	0.48	1.35	1.26	0.2
C3	35.2	18.1	3.32	1.03	2.83	0.38	2.2	0.39	1.17	1.04	0.18
C4	28.5	16.4	3.62	1.05	3.6	0.51	2.7	0.57	1.58	1.44	0.23
C5	28.9	19.1	4.48	1.26	4.33	0.63	3.52	0.67	1.87	1.57	0.24
C6	21.9	11.8	2.64	0.8	2.45	0.37	1.95	0.39	1.03	1.03	0.17
C7	21.4	11.9	2.65	0.77	2.57	0.37	2.02	0.39	1.15	1.08	0.17
C8	23.3	12.8	2.58	0.77	2.39	0.34	0.04	0.41	1.09	0.07	0.17
C9	25.5	14.2	3.26	0.94	3.03	0.45	2.51	0.47	1.31	1.25	0.19
C10	29.6	14.8	3.07	0.89	2.84	0.41	2.29	0.47	1.26	1.24	0.19
C12	8	8	2.57	0.85	2.93	0.43	2.31	0.47	1.19	0.88	0.14
M-F-1	23.8	9.5	1.8	0.63	2.18	0.2	1.09	0.22	0.58	1	0.1
M-F-2	26.5	11.8	1.8	0.62	2.16	0.2	1.08	0.22	0.66	1	0.12
M-F-3	20.9	9.9	1.7	0.67	2.09	0.25	10.9	0.21	0.52	0	0.1
M-F-4	26.8	11.9	2	0.74	2.18	0.25	1.19	0.22	0.6	1	0.09
M-F-5	22.9	9.7	1.5	0.56	1.99	0.2	0.94	0.19	0.52	0	0.08
M-F-6	14.9	6.7	1.2	0.46	1.49	0.18	0.82	0.18	0.52	0	0.09
M-F-7	25.5	10.8	1.9	0.59	2.16	0.23	1.18	0.23	0.66	1	0.1
M-F-8	24.9	10.9	1.7	0.72	1.99	0.24	1.19	0.22	0.59	1	0.1
M-F-9	22	8.8	1.5	0.52	1.9	0.22	0.95	0.21	0.55	1	0.1
M-F-10	26.8	11.9	2.3	0.69	2.28	0.23	1.19	0.23	0.64	1	0.1

A1	13.1	9.6	2.7	0.77	3.12	0.55	3.21	0.61	1.76	1.67	0.29
A2	13	9.3	2.6	0.8	3.02	0.52	2.8	0.57	1.84	1.37	0.28
A3	23.4	12.7	2.6	0.79	2.16	0.38	2.06	0.37	0.14	1.1	0.18

ادامه پیوست ۱

Sample	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
A4	17.2	10.7	2.3	0.72	2.81	0.45	2.62	0.5	1.5	1.54	0.24
A5	21.4	10.9	2.5	0.79	2.67	0.43	2.54	0.43	1.35	1.35	0.23
A6	22.2	10.6	2.1	0.59	1.97	0.3	1.63	0.29	0.88	0.84	0.14
A7	15.8	10.3	2.5	0.72	2.8	0.49	2.88	0.54	1.82	1.67	0.29
A8	26.4	11.1	2.1	0.61	1.59	0.27	1.46	0.29	0.86	0.77	0.14
A9	16.3	10.1	2.5	0.69	2.83	0.48	2.47	0.59	1.7	1.73	0.3
A10	31.5	12.9	1.9	0.55	1.59	0.26	1.39	0.26	0.78	0.78	0.13
A11	7.5	3.5	0.8	0.26	1.02	0.18	0.96	0.18	0.52	0.47	0.07
A12	10.1	4.3	1	0.25	0.96	0.17	0.77	0.16	0.43	0.38	0.06
A19	30.8	13.4	2.5	0.42	2.22	0.37	2.15	0.37	1.07	1.06	0.17
A20	9.9	5	1	0.24	0.94	0.14	0.72	0.09	0.17	0.11	0.01
A21	10	4.7	0.9	0.24	0.87	0.17	0.85	0.14	0.14	0.4	0.06
A22	7.1	3.6	0.8	0.27	0.78	0.14	0.71	0.12	0.33	0.33	0.05
A23	1.4	0.7	0.2	0.13	0.28	0.06	0.36	0.8	0.13	0.8	0.01
A24	9	4.1	0.8	0.24	0.83	0.14	0.63	0.07	0.14	0.1	0.01
A25	7.9	3.3	1	0.23	1.04	0.18	0.96	0.16	0.45	0.46	0.07
A26	6.9	3.6	0.7	0.26	0.64	0.14	0.68	0.12	0.3	0.32	0.05
A27	4.7	2.5	1	0.3	1.23	0.19	0.89	0.11	0.19	0.08	0.01
A28	5.3	2.5	1	0.32	1.2	0.21	1.03	0.11	0.21	0.11	0.01
N1	9.13	6.2	1.9	0.8	2.7	0.4	2.3	0.6	1.5	1.3	0.2
N2	11.3	7.5	2.3	0.8	2.8	0.4	2.8	0.5	1.7	1.6	0.3
N3	23.4	12.7	2.6	0.79	2.16	0.38	2.06	0.37	1.14	1.1	0.18
N4	9.97	6	1.7	0.7	1.7	0.3	1.5	0.4	1	0.9	0.1
N5	14	7.2	1.7	0.5	1.7	0.3	1.5	0.3	0.9	0.8	0.1
N6	14.18	7.4	1.7	0.6	1.6	0.2	1.7	0.3	0.7	0.7	0.1
N7	17.2	10.7	2.3	0.72	2.81	0.45	2.62	0.5	1.5	1.54	0.24
N8	13.1	9.6	2.7	0.77	3.12	0.55	3.21	0.61	1.76	1.67	0.29
N9	13	9.3	2.6	0.8	3.02	0.52	2.8	0.57	1.84	1.73	0.28
N10	18.3	8.3	1.9	0.6	2.1	0.4	2.5	0.5	1.2	1.3	0.2
N11	11.4	7	1.7	0.6	2	0.3	1.9	0.3	0.9	0.9	0.1
N12	11.1	7.1	2.2	0.8	2.4	0.5	2.6	0.7	1.9	2	0.3
N13	16	7	1.5	0.4	1.1	0.3	1.1	0.2	0.6	0.6	0.1
N14	21.4	10.9	2.5	0.79	2.67	0.43	2.54	0.43	1.35	1.35	0.23
N15	22.2	10.6	2.1	0.59	1.97	0.3	1.63	0.29	0.88	0.84	0.14
N16	15.8	10.3	2.5	0.72	2.8	0.49	2.88	0.54	1.82	1.67	0.29

N17	26.6	10.9	1.8	0.7	1.9	0.3	1.4	0.4	1	1.1	0.2
N18	11.3	6.2	1.7	0.6	1.7	0.3	1.6	0.4	1	0.8	0.1
N19	35.1	13.6	2.4	0.6	1.7	0.4	1.7	0.4	0.9	0.7	0.1
N20	26.4	11.1	2.1	0.61	1.59	0.27	1.46	0.29	0.86	0.77	0.14
N21	31.5	12.9	1.9	0.55	1.59	0.26	1.39	0.26	0.78	0.78	0.13
N22	16.3	10.1	2.5	0.69	2.83	0.48	2.74	0.59	1.7	1.73	0.3
N23	12.2	5.9	1.5	0.4	0.8	0.1	0.7	0.1	0.4	0.4	0.1
D28	4.7	2.7	0.5	0.14	0.39	0.08	0.39	0.08	0.21	0.17	0.03

ادامه پیوست ۱

Sample	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
D29	4.6	2.2	0.4	0.16	0.38	0.07	0.39	0.07	0.22	0.18	0.03
D30	6.8	3.2	0.6	0.18	0.5	0.09	0.45	0.09	0.27	0.22	0.03
D31	4.5	2.1	0.4	0.16	0.38	0.08	0.37	0.08	0.2	0.19	0.03
D32	7.05	3.3	0.5	0.2	0.5	0.075	0.5	0.1	0.2	0.1	0.1
D33	30.8	13.4	2.5	0.42	2.22	0.37	2.15	0.37	1.07	1.06	0.17
D34	9.12	3.7	0.6	0.2	0.5	0.075	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1
D35	20	8.4	1.4	0.4	1.2	0.2	1	0.2	0.4	0.4	0.1
D36	17.5	7.2	1.3	0.3	1.5	0.2	1.1	0.2	0.7	0.6	0.1
D37	4.07	1.9	0.3	0.2	0.7	0.1	0.7	0.2	0.4	0.5	0.1
D38	9.9	5	1	0.24	0.94	0.14	0.72	0.09	0.17	0.11	0.01
D39	10	4.7	0.9	0.24	0.87	0.17	0.85	0.14	0.41	0.4	0.06
D40	7.1	3.6	0.8	0.27	0.78	0.14	0.71	0.12	0.33	0.33	0.05
D41	1.4	0.7	0.2	0.13	0.28	0.06	0.36	0.0375	0.13	0.05	0.01
D42	9	4.1	0.8	0.24	0.83	0.14	0.63	0.07	0.14	0.1	0.01
D43	7.9	3.3	1	0.23	1.04	0.18	0.96	0.16	0.45	0.46	0.07
D44	6.9	3.6	0.7	0.26	0.64	0.14	0.68	0.12	0.3	0.32	0.05
D45	4.7	2.5	1	0.3	1.23	0.19	0.89	0.11	0.19	0.08	0.01
D46	5.3	2.5	1	0.32	1.2	0.21	1.03	0.11	0.21	0.11	0.01
D47	9.53	4.6	0.9	0.2	0.7	0.2	0.8	0.2	0.3	0.3	0.1
G1	45.5	16.2	2.87	0.76	2.57	0.37	1.95	0.4	1.3	1.28	0.21
G2	48.3	16.9	2.67	0.72	2.38	0.36	2.01	0.4	1.13	1.31	0.2
G3	23.9	7.6	1.08	0.39	0.83	1.14	0.81	0.19	0.61	0.87	0.16
G4	45.7	15.8	2.6	0.73	2.46	0.35	1.9	0.4	1.18	1.15	0.2
G5	34	13.7	2.34	0.7	2.57	0.43	2.33	0.49	1.37	1.52	0.27
G6	37.6	14	2.54	0.66	2.52	0.38	2.28	0.48	1.43	1.31	0.23
G7	41.4	15.6	2.52	0.68	2.5	0.39	2.3	0.45	1.31	1.35	0.21
G8	44.1	16.3	2.79	0.76	2.62	0.4	2.23	0.47	1.28	1.39	0.22
G9	25.3	8.7	1.6	0.46	1.39	0.21	1.15	0.18	0.63	0.63	0.11
G10	79.1	31.6	4.74	0.79	4.43	0.61	3.38	0.62	1.67	1.39	0.19
G11	30.9	12.5	2.01	0.27	1.58	0.26	1.66	0.3	0.88	1.13	0.19
G12	46.5	17.4	3.1	0.52	2.63	0.48	2.76	0.53	1.45	1.54	0.22
G13	35.5	11	1.76	0.6	1.61	0.27	1.56	0.32	0.98	1.11	0.19
G14	34.8	11.3	1.86	0.62	1.76	0.25	1.41	0.3	0.75	0.82	0.09
G15	33.6	12.9	2.15	0.63	1.84	0.27	1.42	0.28	0.79	0.77	0.12

G16	31.5	11.7	2.05	0.59	1.69	0.26	1.41	0.25	0.63	0.71	0.1
G17	34	12.8	1.84	0.61	1.85	0.24	1.17	0.24	0.75	0.63	0.11
G18	32	11.7	1.79	0.62	1.74	0.24	1.13	0.2	0.69	0.68	0.12
G19	122	33.7	4.38	1.3	3.43	0.44	2.51	0.45	1.27	1.39	0.2
G20	57.1	21.6	3.36	1.03	3.19	0.49	2.73	0.53	1.52	1.54	0.23
G21	26	11.3	2.15	0.64	2.11	0.34	1.8	0.4	1.26	1.25	0.18
G22	30.1	11.5	2.06	0.6	1.98	0.31	1.73	0.37	1	1.14	0.19
G23	130.5	35.5	4.76	1.34	3.76	0.5	2.65	0.47	1.31	1.44	0.22
G24	42	15	2.51	0.72	2.36	0.36	1.91	0.37	1.16	1.27	0.2

ادامه پیوست ۱

Sample	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
G25	27.8	10.7	1.78	0.53	1.6	0.22	1.2	0.21	0.67	0.63	0.09
G27	52.8	18.5	2.91	0.96	2.54	0.36	1.79	0.34	0.92	0.88	0.14
G28	59.6	20.8	3.5	1.03	3.07	0.52	2.69	0.55	1.52	1.52	0.26
G29	49.5	20.1	3.37	0.95	3.27	0.5	2.7	0.52	1.42	1.37	0.21
G30	31.7	11.5	1.95	0.53	1.69	0.24	1.27	0.24	0.66	0.64	0.1
G31	34.1	12.6	2	0.6	1.82	0.26	1.37	0.26	0.69	0.65	0.11
G32	31.4	11.3	1.69	0.54	1.35	0.2	1.09	0.16	0.55	0.57	0.08
G33	31.5	11.4	1.85	0.52	1.5	0.2	1.04	0.19	0.52	0.52	0.08
G34	27.8	9.1	1.55	0.47	1.24	0.17	0.94	0.17	0.57	0.54	0.08
G37	33.1	11.8	2.35	0.7	2.08	0.32	1.56	0.32	1.03	0.84	0.13
G38	24.5	10.6	1.94	0.58	2.21	0.36	1.93	0.39	1.12	1.17	0.2
G40	3150	11.5	1.93	0.6	1.67	0.25	1.29	0.27	0.72	0.72	0.12

Abstract

Due to consumption of the Neotethyan oceanic slab of the Sabzevar basin in the late Cretaceous- Paleocene subduction, the Sabzevar Cenozoic magmatic belt has been extensive magmatism especially in the Paleocene- Eocene times. The peak of this magmatism has been in the Middle- Late Eocene which associated with intrusion of abundant adakite domes in this belt. These adakite domes have intermediate-felsic rocks include andesite/ trachyandesite, diorite, dacite/ rhyodacite and rhyolite, showing propylitic, sericitic and argillitic alterations. Enrichment in light rare earth elements (LREEs) and large ion lithophile elements (LILEs) and depletion in heavy rare earth elements (HREEs) and high field strength elements (HFSEs) are obvious in their primitive mantle and chondrite normalized spidergrams. These characteristics combined with high Na_2O and Al_2O_3 and Sr contents, high Sr/Y and low $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios with depletion in HREEs, Y and HFSEs are similar to that ranges observed in the typical adakite rocks. The Sabzevar adakites include two types of high silica (HSA) and low silica (LSA) adakites. Petrological and geochemical data indicate that the magma forming of the HSA and LSA adakites originated from partial melting of the subducted and metamorphosed oceanic slab of the Neo-Tethyan (Sabzevar–Darouneh branch), and it's metasomatized mantle wedge above it's subduction zone in a continental margin subduction zone. The HSA usually has Cu-Au mineralization. Processing of data on the Sabzevar HSA along with the field observations indicate this type of mineralization in the region.

Keywords: Adakite, Geochemistry, Cu-Au Mineralization potential, Sabzevar.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

M.Sc. Thesis in Geochemistry

**Application of Geochemistry in Evaluation of Mineralization
Potential of Sabzevar Adakites**

by: Mina Sharti

Supervisor:

Dr. Habibolah Ghasemi

Advisor:

Dr. Fardin Mousivand

January 2019