

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

رساله دکتری پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پترولوژی، ژئوشیمی و الگوی تکتونیکی ماگماتیسم کرتاسه پسین در لبه‌ی
شمالی زون ایران مرکزی (جنوب غرب سبزوار)

نگارنده: زکیه کاظمی

استاد راهنما

دکتر حبیب‌الله قاسمی

استاد مشاور

دکتر فردین موسیوند

تیر ۱۳۹۷

تقدیم به:

پدرم و مادرم

زیباترین هدایای خدا

سرکار خانم مهندس سعیدی وفارسی

و دوستان مهربان و عزیزم

که همواره وجودشان گرما بخش زندگیم بوده است.

باشکر از آقای دکتر قاسمی و آقای دکتر موسویزاساتید راهنا و مشاور این پایان نامه، که در طی مدت انجام پایان نامه از راهنمایی های ارزشمند این بزرگواران بهره مند شدم.

و باشکر از آقای دکتر شهابی مقدم که در طول دوره فرصت مطالعاتی از مساعدت های ایشان بهره مند گشتم.

از آقای دکتر صادقیان و آقای دکتر فردوست که در مطالعات صحرایی یاریمان کردند، کمال تشکر و سپاس را دارم.

تشکر می کنم از برادران عزیزم جناب سرهنگ ایرج کاظمی و علی کاظمی

به پاس محبت های بی دریغشان که هرگز فروکش نمی کند.

و با سپاس از تمامی اساتید و کارکنان دانشکده علوم زمین انشگاه صنعتی شاهرود که به نوعی یار و مددکار من بودند، از بکلی شاکر

ممنونم.

تعهدنامه

اینجانب زکیه کاظمی دانشجوی دوره دکتری رشته زمین‌شناسی گرایش پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه "پترولوژی، ژئوشیمی و الگوی تکتونیکی ماگماتیسم کرتاسه پسین در لبه‌ی شمالی زون ایران مرکزی (جنوب غرب سبزوار)" تحت راهنمایی آقای دکتر حبیب‌الله قاسمی متعهد می‌شوم:

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) 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 پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده:

توالی آتشفشانی - رسوبی (سنگ آهک و انواع توف) جنوب غرب سبزوار با روند شمال شرق - جنوب غرب در لبه شمالی زون ایران مرکزی قرار دارد. این توالی شامل سنگ‌های آذرین از قبیل انواع خروجی (تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت)، نفوذی نیمه عمیق با ترکیب گابرو، گابرو دیوریت، دیوریت و گرانیت و سنگ‌های آذر آورای (شامل انواع توف) می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً دارای بافت‌های پورفیری، گلو مورو پورفیری و غربالی هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های آتشفشانی می‌باشند که در زمینه‌ای ریزبلور از این کانی‌ها قرار دارند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گابرو دیوریت‌ها و گابروها هستند و از کانی‌های فرعی و ثانویه آن‌ها می‌توان به آمفیبول، آپاتیت‌های سوزنی شکل، کانی‌های کدر، کلریت و سریسیت اشاره نمود. بافت این سنگ‌ها از نوع دانه‌ای و در حاشیه پورفیری می‌باشد. دیوریت‌ها از نظر کانی‌شناختی دارای پلاژیوکلاز و آمفیبول به عنوان کانی‌های اصلی می‌باشند. گرانیت‌ها اغلب دارای بافت دانه‌ای متوسط تا درشت دانه بوده و به طور گسترده، بافت گرافیکی نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی فلدسپار، کانی‌های اصلی سنگ‌های گرانیتی هستند. کوارتز و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی تشکیل دهنده توف‌ها در منطقه می‌باشند. آمفیبول نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. مطالعات شیمی کانی و سنگ کل سنگ‌های آذرین جنوب غرب سبزوار بیانگر سرشت کالک آلکالن تا تولیتی جزایر کمانی است. روند نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی، فرعی و کمیاب، بیانگر ارتباط این سنگ‌ها از طریق فرآیند تبلور تفریقی می‌باشد. نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای بهنجار شده به کندریت دارای الگوی تقریباً مسطحی از REE با ناهنجاری منفی Eu در نمونه‌های گرانیتی می‌باشند. در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، نمونه‌ها از عناصری همچون K, Pb, U و Ba غنی‌شدگی و از عناصر Nb, Ti, Ta, Th و Zr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی جنوب غرب سبزوار، دارای همخوانی ژئوشیمیایی قابل توجهی هستند و ماگمای سازنده آنها از یک منبع گوشته‌ای یکسان در یک محیط فرورانش نشأت گرفته است. علاوه بر وجود فسیل‌های شاخص کرتاسه بالایی (گلوبوترونکانا) در آهک‌های پلاژیک منطقه که بیانگر سن کرتاسه بالایی برای آنها می‌باشد، مطالعات سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن سنگ‌های آذرین جنوب غرب سبزوار نشان دهنده سن ۷۵ تا ۱۰۱ میلیون سال (کرتاسه بالایی) برای این سنگ‌ها است. از نظر ایزوتوپی، نسبت اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌های آذرین بیرونی (داسیت، ریولیت و تراکی آندزیت) و درونی (گابرو دیوریت، دیوریت و گرانیت) منطقه به ترتیب بین ۰/۶۹۵ - ۰/۷۰۶۱ و ۰/۷۰۴۲ - ۰/۷۰۵۹ متغیر است. نسبت اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در سنگ‌های آذرین بیرونی منطقه مطالعاتی بین ۰/۵۱۲۹۳ - ۰/۵۱۳۰۱ و در سنگ‌های آذرین درونی بین ۰/۵۱۲۹۲ - ۰/۵۱۲۹۷ می‌باشد. به طور کلی، سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی دارای مقادیر ایزوتوپی Sr و Nd مشابهی هستند که بیانگر ارتباط ژنتیکی آنهاست. میزان ϵNd برای سنگ‌های درونی و بیرونی به ترتیب از ۵/۸۱ تا ۷/۲۲ و ۵/۹۱ تا ۷/۳۸ متغیر است که از نظر ترکیبی نشان دهنده گوشته تهی‌شده به عنوان محل منشأ برای ماگمای مادر این سنگ‌ها می‌باشد. شواهد ژئوشیمیایی همگی حاکی از تولید ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین جنوب غرب از یک گوه گوشته‌ای تهی شده سبزوار *supra-subduction* در یک محیط فرورانش جزیره کمانی در خلال فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار در طی کرتاسه پسین می‌باشد.

کلمات کلیدی: سنگ‌های آذرین، کرتاسه بالایی، نئوتتیس، سبزوار، ایران

لیست مقالات استخراج شده از این پایان نامه عبارتند از:

الف) مقالات علمی - پژوهشی:

- 1) **Z. Kazemi**, H. Ghasemi, R. Tilhac, B. Griffin, H. Shafaii, S. O and F. Mousivand. "Late Cretaceous subduction-related magmatism on the northern edge of Lut block, NE Iran". **Journal of the Geological Society of London** (Under review).

۲- **کاظمی ز.**، قاسمی ح.، موسیوند ف.، گریفین ب. (۱۳۹۶) شیمی سنگ کل و شیمی کانی داسیت های کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار: رهیافتی بر منشأ و جایگاه زمین ساختی آن ها، **مجله پترولوژی** (در دست چاپ).

۳- **کاظمی ز.**، قاسمی ح.، موسیوند ف.، گریفین ب. (۱۳۹۶) ماگماتیسم فرورانش جزایر کمانی کرتاسه پسین در لبه شمالی ایران مرکزی، جنوب غرب سبزوار، **فصلنامه زمین شناسی ایران** (در دست چاپ).

ب) مقالات کنفرانسی داخلی:

۱- **کاظمی ز.**، قاسمی ح.، موسیوند ف. (۱۳۹۴) ماگماتیسم کرتاسه پسین در لبه شمالی زون ایران مرکزی، جنوب غرب سبزوار، **نوزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران**، دانشگاه پیام نور، تهران.

۲- **کاظمی ز.**، قاسمی ح.، موسیوند ف. (۱۳۹۶) پتروژنز سنگ های آتشفشانی کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزوار، **بیست و پنجمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران**، دانشگاه یزد.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات

- ۱-۱- مقدمه ۲
- ۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه و راه‌های دسترسی ۳
- ۱-۳- آب و هوا، پوشش گیاهی و وضعیت معیشتی ۵
- ۱-۴- زمین ریخت‌شناسی ۷
- ۱-۵- تاریخچه مطالعات قبلی ۷
- ۱-۶- اهداف مطالعه ۱۲
- ۱-۷- روش تحقیق ۱۳

فصل دوم: زمین‌شناسی منطقه

- ۱-۲- مقدمه ۱۸
- ۲-۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای پهنه‌ی سبزوار ۱۹
- ۳-۲- زمین‌شناسی منطقه جنوب‌غرب سبزوار ۲۳
- ۱-۳-۲- کرتاسه پیشین ۲۴
- ۲-۳-۲- کرتاسه پسین ۲۵
- ۱-۲-۳-۲- واحد آذرآورای و رسوبی ۲۷
- الف- توف- کریستال لیتیک توف ۲۸
- ب- آگلومرا توف با میان لایه‌هایی از توف نازک لایه ۳۰
- ج- لاپیلی توف با میان لایه‌هایی از توف نازک لایه ۳۰
- د- توف نازک لایه پیریتی ۳۱
- ه- توف‌های قرمز، توف شیلی، ماسه‌سنگ توفی ۳۲
- ر- سنگ‌آهک پلاژیک ۳۲
- ۱-۲-۳-۲- واحدهای آذرین ۳۳
- الف- داسیت ۳۴
- ب- ریولیت ۳۸
- ج- تراکی‌آندزیت ۳۹
- د- بازالت ۴۰

- ذ-گابرو- گابرو دیوریت و دیوریت ۴۱
- ر- گرانیت ۴۴
- ۳-۳-۲ پالتوسن ۴۵
- ۴-۳-۲ ائوسن ۴۶
- ۴-۲ زمین شناسی اقتصادی ۴۶

فصل سوم: پتروگرافی

- ۱-۳ مقدمه ۵۰
- ۳-۲ سنگ‌های آذرآواری ۵۱
- ۳-۲-۱ - لیتیک توف ۵۲
- ۳-۲-۲- توف نازک لایه پیریت‌دار ۵۲
- ۳-۲-۳- توف ماسه‌ای ۵۲
- ۳-۳ واحدهای آتشفشانی ۵۳
- ۳-۳-۱ داسیت ۵۳
- ۳-۳-۲ تراکی آندزیت ۵۸
- ۳-۳-۳ ریولیت ۵۹
- ۳-۳-۴ بازالت ۶۱
- ۳-۳-۴-۱ بازالت‌های بالشی ۶۱
- ۳-۳-۴-۲ گدازه‌های بازالتی متراکم ۶۱
- ۳-۴- توده‌های گرانیتوئیدی ۶۲
- ۳-۴-۱ دیوریت ۶۳
- ۳-۴-۲ گابرو دیوریت ۶۵
- ۳-۴-۳ گابرو ۶۷
- ۳-۴-۴ گرانیت ۶۸

فصل چهارم: شیمی کانی‌ها و دما-فشارسنجی

- ۱-۴ مقدمه ۷۴
- ۲-۴ شیمی کانی‌ها در واحدهای سنگی آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار ۷۵
- ۱-۲-۴ شیمی پلاژیوکلاز ۷۵
- ۲-۲-۴ شیمی کلینوپیروکسن ۸۰

- ۸۳-۳-۲-۴- آمفیبول.....
- ۸۶-۳-۴- تعیین سری ماگمایی با استفاده از شیمی کانی کلینوپیروکسن.....
- ۸۸-۳-۴- دما- فشارسنجی.....
- ۸۹-۳-۴-۱- دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن.....
- ۹۲-۳-۴-۲- دما- فشارسنجی آمفیبول.....

فصل پنجم: زمین شیمی سنگ کل

- ۹۸-۱-۵- مقدمه.....
- ۱۰۲-۲-۵- طبقه بندی شیمیایی نمونه های مورد بررسی.....
- ۱۰۲-۳-۵- تعیین سری ماگمایی.....
- ۱۰۵-۴-۵- فرآیندهای تحول ماگمایی.....
- ۱۰۶-۴-۵-۱- بررسی تغییر و تحولات سنگ های منطقه به کمک نمودارهای تغییرات.....
- ۱۰۶-۴-۵-۱-۱- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2
- ۱۰۷-الف- تغییرات Al_2O_3 در برابر SiO_2
- ۱۰۷-ب- تغییرات CaO در برابر SiO_2
- ۱۰۸-ج- تغییرات MgO در برابر SiO_2
- ۱۰۸-د- تغییرات FeO در برابر SiO_2
- ۱۰۸-ذ- تغییرات MnO در برابر SiO_2
- ۱۰۹-ر- تغییرات TiO_2 در برابر SiO_2
- ۱۰۹-ز- تغییرات Na_2O و K_2O در برابر SiO_2
- ۱۰۹-۴-۵-۱-۲- نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2
- ۱۱۲-۴-۵-۱-۳- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل D.I.....
- ۱۱۴-۴-۵-۱-۴- نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل D.I.....
- ۱۱۶-۴-۵-۱-۵- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و نسبت های عناصر ناسازگار- ناسازگار.....
- ۱۱۶-۴-۵-۱-۶- نمودار تغییرات نسبت عناصر ناسازگار در برابر SiO_2
- ۱۱۸-۴-۵-۱-۷- نمودار تغییرات Zr در برابر Y و Nb.....
- ۱۱۹-۴-۵-۱-۸- نمودار Zr در مقابل Zr/Y.....
- ۱۱۹-۴-۵-۱-۹- نمودار Nd در مقابل Nd/Ce.....
- ۱۲۰-۴-۵-۱-۱۰- نمودار Nb/Y در مقابل Rb/Y.....

- ۱۲۰ ۱۱-۱-۴-۵ نمودار Ta/Nd در مقابل Th/Nb
- ۱۲۱ ۱۲-۱-۴-۵ نمودار SiO₂ در برابر Th/Yb
- ۱۲۲ ۵-۵ نمودارهای بهنجار شده و چند عنصری عناصر کمیاب و نادر خاکی
- ۱۲۳ ۱-۵-۵ نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت
- ۱۲۳ ۲-۵-۵ نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه

فصل ششم: مطالعات زمین‌شیمی ایزوتوپی

- ۱۲۸ ۱-۶ مقدمه
- ۱۳۰ ۲-۶ جدایش زیرکن از نمونه‌های سنگی
- ۱۳۱ ۳-۶ روش آنالیز U-Pb زیرکن
- ۱۳۵ ۳-۶ نتایج تعیین سن
- ۱۴۰ ۴-۶ روش آنالیز Rb-Sr و Sm-Nd
- ۱۴۱ ۵-۶ داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr و Nd-Sm و کاربرد آنها در بررسی تکوین سنگ‌ها
- ۱۴۳ ۶-۶ ایزوتوپ‌های Nd و Sr

فصل هفتم: پتروژنز

- ۱۴۸ ۱-۷ مقدمه
- ۱۴۹ ۲-۷ تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار
- ۱۵۰ ۱-۲-۷ تعیین محیط زمین‌ساختی بر اساس شیمی سنگ‌کل
- ۱۵۰ الف- نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb
- ۱۵۰ ب- نمودارهای Nb/Yb در برابر Th/Yb و Nb/Yb در برابر TiO₂/Yb
- ۱۵۱ ج- نمودار Zr در برابر Y
- ۱۵۲ د- نمودار Zr در برابر Nb
- ۱۵۲ ذ- نمودار Ti در برابر Nb/Th
- ۱۵۲ ر- نمودار La/Yb در برابر Th/Yb
- ۱۵۲ ز- نمودار Y در برابر Sr/Y
- ۱۵۳ ژ- نمودار Ta در برابر Yb و Ta+Yb در برابر Rb
- ۱۵۴ ۲-۲-۷ تعیین محیط زمین‌ساختی بر اساس شیمی کانی
- ۱۵۴ الف- کلینوپیروکسن
- ۱۵۵ ب- آمفیبول

- ۳-۷- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده انواع گرانیتوئیدها..... ۱۵۷
- الف- نمودار ACF ۱۵۷
- ب- نمودار Zr در مقابل SiO_2 ۱۵۸
- ۴-۷- تعیین ویژگی‌های محل منشأ سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار ۱۵۹
- الف- نمودار Nb/Yb در مقابل Ta/Yb ۱۵۹
- ب- نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb ۱۶۰
- ۵-۷- نقش ترکیبات ورقه فرورنده در زایش ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه ۱۶۱
- ۶-۷- مروری بر ماگماتیسیم کرتاسه بالایی در ایران ۱۶۳
- ۱-۶-۷- ماگماتیسیم کرتاسه بالایی شمال زون سنندج- سیرجان ۱۶۶
- ۲-۶-۷- گرانیتوئیدهای کرتاسه بالایی در منطقه ارغش- قاسم‌آباد (شمال شرق ایران) ۱۶۷
- ۳-۶-۷- سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بالایی جنوب نائین ۱۶۸
- ۴-۶-۷- سنگ‌های آذرین در محور خاروانا- نوجه مهر (شمال شرق تبریز) ۱۶۸
- ۵-۶-۷- توده‌های نفوذی جنوب سبزوار ۱۶۹
- ۷-۷- الگوی زمین‌ساختی- ماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار ۱۷۱

فصل هشتم: نتیجه گیری

- نتیجه گیری ۱۹۴

فهرست جدول‌ها

فصل سوم

جدول ۳-۱- علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی ۵۱

فصل چهارم

جدول ۴-۱- الف- نتایج تجزیه مایکروپروب الکترونی بر روی پلاژیوکلاز سنگ‌های بیرونی ۷۶

جدول ۴-۱- ب- نتایج تجزیه مایکروپروب الکترونی بر روی پلاژیوکلازها سنگ‌های نفوذی ۷۶

جدول ۴-۲- نتایج مایکروپروب الکترونی بر روی کلینوپیروکسن‌های ۸۱

جدول ۴-۳- ترکیب شیمیایی تعدادی از آمفیبول‌های نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی ۸۴

فصل پنجم

جدول ۵-۱- مشخصات جغرافیایی، محل برداشت و علائم اختصاری نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز

ژئوشیمیایی سنگ کل ۹۹

جدول ۵-۲- درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب. ۱۰۰

فصل ششم

جدول ۶-۱- مشخصات سنگی و موقعیت جغرافیایی نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت جدایش زیرکن و تعیین سن

U-Pb ۱۳۶

جدول ۶-۲- نتایج آنالیز ایزوتوپی U-Pb بر روی دانه‌های زیرکن جدا شده از نمونه‌های سنگی مورد نظر ۱۳۶

جدول ۶-۳- نتایج داده‌های استرانسیم و نئودیمیم برای نمونه‌های مورد نظر ۱۴۲

فهرست شکل‌ها

فصل اول

- شکل ۱-۱- موقعیت منطقه مطالعاتی الف- در نقشه ساختاری ایران (Berberian et al., 1982; Sengor, 1990)، ب- در پهنه ساختاری سبزوار (با تغییرات از، Pilger, 1971)..... ۴
- شکل ۲-۱- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه..... ۵
- شکل ۳-۱- تصاویری از الف- پوشش گیاهی، ب- رودخانه دائمی دره کال مرغ و ج- کشت هندوانه دیمی در منطقه مورد مطالعه..... ۶
- شکل ۴-۱- نمایی از توپوگرافی منطقه..... ۷

فصل دوم

- شکل ۱-۲- نقشه زمین‌شناسی پهنه سبزوار با تأکید بر افیولیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی..... ۲۱
- شکل ۲-۲- تصویر شوماتیکی از فرورانش اقیانوس نوئتیس به زیر ایران مرکزی در کرتاسه پسین و ایجاد حوضه کششی پشت کمان در زیرپهنه سبزوار (Rossetti et al., 2010)..... ۲۲
- شکل ۳-۲- تصویر ماهواره‌ای Land sat از توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار..... ۲۴
- شکل ۴-۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار..... ۲۶
- شکل ۵-۲- نمایی از سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی جنوب‌غرب سبزوار..... ۲۷
- شکل ۶-۲- ستون چینه‌شناسی عمومی از واحدهای سنگی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار..... ۲۹
- شکل ۷-۲- تصاویری صحرایی از توف‌های کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار..... ۳۰
- شکل ۸-۲- تصاویری صحرایی از توف‌های کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار..... ۳۱
- شکل ۹-۲- تصاویری صحرایی از توف‌های کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار..... ۳۱
- شکل ۱۰-۲- تصویری از توف‌های شیلی و ماسه‌سنگ‌های توفی در کانسار مس نوده..... ۳۲
- شکل ۱۱-۲- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از آهک‌های پلاژیک جنوب‌غرب سبزوار..... ۳۳
- شکل ۱۲-۲- تصاویر صحرایی از داسیت‌های کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار..... ۳۸
- شکل ۱۳-۲- تصاویر صحرایی از ریولیت‌های کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار..... ۳۹
- شکل ۱۴-۲- تصاویر صحرایی از تراکی‌آندزیت‌های کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار..... ۴۰
- شکل ۱۵-۲- تصاویر صحرایی از بازالت‌های کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار..... ۴۲
- شکل ۱۶-۲- تصاویر صحرایی از توده‌های نفوذی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار..... ۴۳
- شکل ۱۷-۲- الف) تصاویر صحرایی از توده‌های نفوذی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار..... ۴۵
- شکل ۱۸-۲- الف) تصاویر صحرایی از گرانیت‌های کرتاسه پسین شمال‌شرق اسبکشان..... ۴۶

شکل ۲-۱۹- نمایی از کنگلومرای ائوسن در شرق روستای هلاک‌آباد..... ۴۶

شکل ۲-۲۰- تصاویری از پتانسیل‌های معدنی جنوب‌غرب سبزوار..... ۴۸

فصل سوم

شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از توف‌ها..... ۵۳

شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از داسیت‌ها..... ۵۷

شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از تراکی‌آندزیت..... ۵۹

شکل ۳-۴- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از ریولیت..... ۶۰

شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از بازالت..... ۶۳

شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از دیوریت..... ۶۵

شکل ۳-۷- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از گابرو دیوریت..... ۶۷

شکل ۳-۸- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از گابرو..... ۶۸

شکل ۳-۹- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از گرانیت..... ۷۱

شکل ۴-۱- نمودار مثلثی An-Or-Ab (Deer et al., 1992)..... ۷۷

شکل ۴-۲- تصویر بک‌اسکتر از بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی عادی در نمونه‌های داسیتی..... ۷۷

شکل ۴-۳- تأثیر الف) کاهش فشار کل و ب) افزایش فشار بخار آب بر روی لیکیدوس و سالدوس فلدسپار (Ustunisik

et al., 2014)..... ۷۹

شکل ۴-۴- موقعیت کلینوپیروکسن نمونه‌های سنگی در نمودار الف) Q-I (Morimoto et al., 1988)، ب) Wo En-

Fs - (Morimoto et al., 1988)..... ۸۲

شکل ۴-۵- الف) تصاویر میکروسکوپی و بک‌اسکتر از بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در داسیت‌ها..... ۸۲

شکل ۴-۶- موقعیت نمونه‌های آذرین جنوب‌غرب سبزوار در نمودار تغییرات $Mg^{\#}$ در برابر عناصر اکسیدهای اصلی

کانی کلینوپیروکسن..... ۸۳

شکل ۴-۷- موقعیت آمفیبول نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی در نمودارهای، الف) Si در مقابل Na+K، ب) Si در مقابل

$Mg/(Mg+Fe_2)$ و ج) Al^{IV} در برابر Ti (Leak et al 1997)..... ۸۵

شکل ۴-۸- جداسازی آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی به روش (Sial et al., 1998)..... ۸۵

شکل ۴-۹- الف) تصاویر میکروسکوپی و بک‌اسکتر از آمفیبول‌های نمونه‌های دیوریتی..... ۸۶

شکل ۴-۱۰- موقعیت کلینوپیروکسن در نمودارهای تمایز سری ماگمایی، الف) Ca+Na در مقابل Ti (Letierrier et al.,

1982)، ب) Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (Le Bas, 1986) و ج) Al_2O_3 در برابر Si_2O_3 (Le Bas, 1962)..... ۸۸

شکل ۴-۱۱- تخمین دمای تشکیل کلینوپیروکسن نمونه‌های آذرین با استفاده از روش (Soesoo 1997)..... ۹۰

شکل ۴-۱۲- تخمین فشار تشکیل کلینوپیروکسن نمونه‌های آذرین با استفاده از روش (Soesoo 1997)..... ۹۰

شکل ۴-۱۳ - موقعیت کانی آمفیبول نمودار Al_{tot} در برابر $Fe_{tot}/(Fe_{tot}+Mg)$ (Schmidt, 1992)..... ۹۵

فصل پنجم

شکل ۵-۱ - موقعیت نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودارهای طبقه‌بندی الف) Le Bas et al., 1986 (ب) Middlemost, 1985..... ۱۰۲

شکل ۵-۲ - موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودارهای تعیین سری، الف) Nb/Y در مقابل Ti/Y (Pearce, 1982)، ب) Zr/Y در مقابل Th/Yb (Ross and Bedard, 2009) و ج) Ta/Yb در برابر Ce/Yb (Pearce and Can, 1983)، د) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)..... ۱۰۴

شکل ۵-۳ - موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودار A/CNK در برابر A/NK (Shand, 1974)..... ۱۰۵

شکل ۵-۴ - موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودارهای تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 (نمودارهای هارکر)..... ۱۱۱

شکل ۵-۵ - موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودارهای تغییرات SiO_2 در برابر عناصر کمیاب..... ۱۱۱

شکل ۵-۶ - نمودارهای تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار..... ۱۱۴

شکل ۵-۷ - نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (D.I) نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار..... ۱۱۵

شکل ۵-۸ - نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار - ناسازگار و نسبت‌های عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار برای نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار..... ۱۱۷

شکل ۵-۹ - موقعیت نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودارهای نسبت عناصر ناسازگار متحرک / نامتحرک (مانند U/Th و Ba/Nb , Pb/Nb) در برابر SiO_2 ۱۱۸

شکل ۵-۱۰ - موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودارهای Y و Nb در برابر Zr ۱۱۹

شکل ۵-۱۱ - موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودارهای، الف) Zr در برابر Zr/Y (Pearce and Norry, 1979)، ب) Nd در برابر Nd/Ce (Pearce, 1980)، ج) Nb/Y در برابر Rb/Y (Kapezhinskas et al., 1996)، د) Th/Nb در برابر Ta/Nd (Aldanmaz et al., 2008)..... ۱۲۱

شکل ۵-۱۲ - موقعیت نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودار SiO_2 در برابر Th/Yb (Taylor and McLennan, 1985)..... ۱۲۲

شکل ۵-۱۳ - الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)، و نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار..... ۱۲۶

فصل ششم

شکل ۶-۱- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های انتخابی جهت سن‌سنجی بر روی نقشه زمین‌شناسی جنوب‌غرب سبزوار ۱۳۲
 شکل ۶-۲- تصاویر کاتودولومینسانس دانه‌های زیرکن جدا شده از برخی از نمونه‌ها جهت آنالیز U-Pb، الف (K4 ب)
 K10، ج (K11، د) Z5..... ۱۳۳
 شکل ۶-۳- نمودارهای سازگاری و ناسازگاری و میانگین سنی ترسیم شده برای سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین
 جنوب‌غرب سبزوار..... ۱۳۹
 شکل ۶-۴- موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودارهای الف) ϵNd در برابر SiO_2 (Xu et al., 2014)، ب) $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ در برابر ϵNd ۱۴۵
 شکل ۶-۵- موقعیت نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودار La/Nb در برابر $(^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr})$ (Taylor and McLennan, 1985)..... ۱۴۵

فصل هفتم

شکل ۷-۱- موقعیت نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودارهای الف) Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 1983)، ب) Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008)، ج) Nb/Yb در برابر TiO_2/Yb (Pearce, 2008)، د) Zr در برابر Y (Muller et al., 2001)..... ۱۵۱
 شکل ۷-۲- موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی، الف) Nb/Y در مقابل Ti/Y (Pearce, 1982)، ب) Zr/Y در مقابل Th/Yb (Ross and Bedard, 2009)، ج) Ta/Yb در برابر Ce/Yb (Pearce and Can, 1983) و د) Y در برابر Sr/Y (Martin, 1995)..... ۱۵۳
 شکل ۷-۳- موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار بر روی نمودارهای Ta در مقابل Yb و Ta+Yb در برابر Rb (Pearce et al., 1984)..... ۱۵۴
 شکل ۷-۴- موقعیت ترکیب کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودارهای الف) F1 در برابر F2 (Nisbet and Pearce, 1977)، ب) Ti در مقابل Al (Letierrier et al., 1982)، ج) $\text{TiO}_2\text{-Na}_2\text{O-SiO}_2/100$ (Beccaluva et al. 1989) و د) نمودار Al_2O_3 در برابر $\text{TiO}_2+\text{Cr}_2\text{O}_3$ (Le Terrier et al., 1982)..... ۱۵۶
 شکل ۷-۵- موقعیت آمفیبول نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار بر روی نمودار SiO_2 در برابر Na_2O (Coltorti et al., 2007)..... ۱۵۷
 شکل ۷-۶- موقعیت ترکیب آمفیبول توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مطالعاتی در نمودارهای الف) ACF (Bagas et al., 2010)، ب) SiO_2 در برابر Zr (Collins et al, 2001)..... ۱۵۸
 شکل ۷-۷- موقعیت نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار بر روی نمودارهای الف) Ta/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 1982; Pang et al., 2013)، ب) Sm/Yb در برابر La/Sm (Aldanmaz et al., 2000)، و ج) La/Yb در مقابل Yb (Ozdemir & Güleç, 2014)..... ۱۶۱
 شکل ۷-۸- موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار بر روی نمودارهای الف) Th/Yb در برابر Ba/La (Condie, 2005)، ب) Th/Nb در برابر Ce/Nb (Saunders and Tarney, 1984)، ج) Th/Nb در مقابل Ba/Th (Tian et al., 2008) و د) ϵNd در برابر Nd/Pb (Wang et al., 2014)..... ۱۶۴

- شکل ۷-۹- نقشه پراکندگی سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی - ائوسن در ایران..... ۱۶۶
- شکل ۷-۱۰- موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزواری و ماگماتیسم کرتاسه پسین ایران در نمودار ϵNd در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ ۱۷۱
- شکل ۷-۱۱- نقشه پالئوجغرافیایی ایران در کرتاسه بالایی (Richard and Sholeh, 2016)..... ۱۷۶
- شکل ۷-۱۲- تصویر شماتیکی از مدل تکتونیکی گسترش ماگماتیسم کرتاسه بالایی در جنوب غرب سبزواری..... ۱۷۹

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

فلات ایران نشانگر بخشی از سیستم کوهزادی آلپ-همالیا بوده و شامل مجموعه‌ای از بلوک‌های لیتوسفری جدا شده توسط نوارهای افیولیتی پالئوزئیک-مزوزئیک است (Sengor et al., 1988; Zarrinkoub et al., 2010). فلات ایران توسط همگرایی طولانی مدت (Long-lived) بین ورقه‌های عربی و اوراسیا و با بسته شدن نهایی اقیانوس نئوتتیس تشکیل شده است (Golanka, 2004; Hatzfeld and Molnar, 2010; Jimenez-Munt et al., 2012). به طور کلی ایران در قسمت میانی نوار آلپ - همالیا، فعال‌ترین نوار درون قاره‌ای جهان و در محل همگرایی دو ورقه اصلی عربی-اوراسیایی فشرده شده است. موقعیت ایران به عنوان بخشی از نوار آلپ-همالیا بین دو قاره‌ی اوراسیا در شمال و گندوانا در جنوب، توجه خاصی را به خود جلب کرده و همزمان با تغییر دیدگاه‌های زمین‌شناسی، تاکنون انگاره‌های متفاوتی در مورد آن ارائه شده است. منطقه‌ی جنوب‌غرب سبزوار قسمتی از خرده قاره‌ی ایران مرکزی می‌باشد که از پهنه‌های ساختاری بلوک‌های لوت، طبس، پشت بادام، یزد و بلوک سبزوار تشکیل شده است (Alavi, 1991). پهنه سبزوار از جنوب به گسل بزرگ درونه و از شمال به گسل‌های میامی و نیشابور- تربت جام محصور می‌شود. به علت تنوع سنگ‌شناسی در مناطق افیولیتی و بیرونزدگی‌های وسیع افیولیت‌ها در پهنه سبزوار، این منطقه از دیرباز مورد توجه سنگ‌شناسان آذرین و دگرگونی قرار گرفته است. فرورانش رو به شمال سنگ‌کره اقیانوسی سبزوار به زیر پهنه البرز شرقی (بینالود) و ماگماتیسم مرتبط با آن به‌ویژه در زمان کرتاسه پسین- ترشیر در چهار دهه گذشته بطور گسترده مورد بحث و بررسی قرار گرفته است (Sadredini, 1974; Vaziri-Tabar, 1976; Alavi- Tehrani, 1976; Noghreian, 1982; Lindenberg et al., 1983; Spies et al., 1983; Bauman et al., 1983; Baroz et al., 1983; Soltani, 2000; Shojaat et al., 2003; Rossetti et al., 2010; Nasrabad et al., 2011; Shabani et al., 2012; Alaminia et al., 2013; Khalatbari Jafari et al., 2013; Omrani et al., 2013; Tashi et al., 2014; Shafaii Moghadam et al., 2014; Jamshidi et al., 2015; Maghfouri et al., 2016; Shafaii Moghadam et al., 2016; Richard and Sholeh, 2016; جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۴؛ جمشیدی، ۱۳۹۴؛ قاسمی و همکاران در دست چاپ). با نگاهی به این مطالعات می‌توان دریافت که بیشتر توجه‌ها بر روی افیولیت‌ها

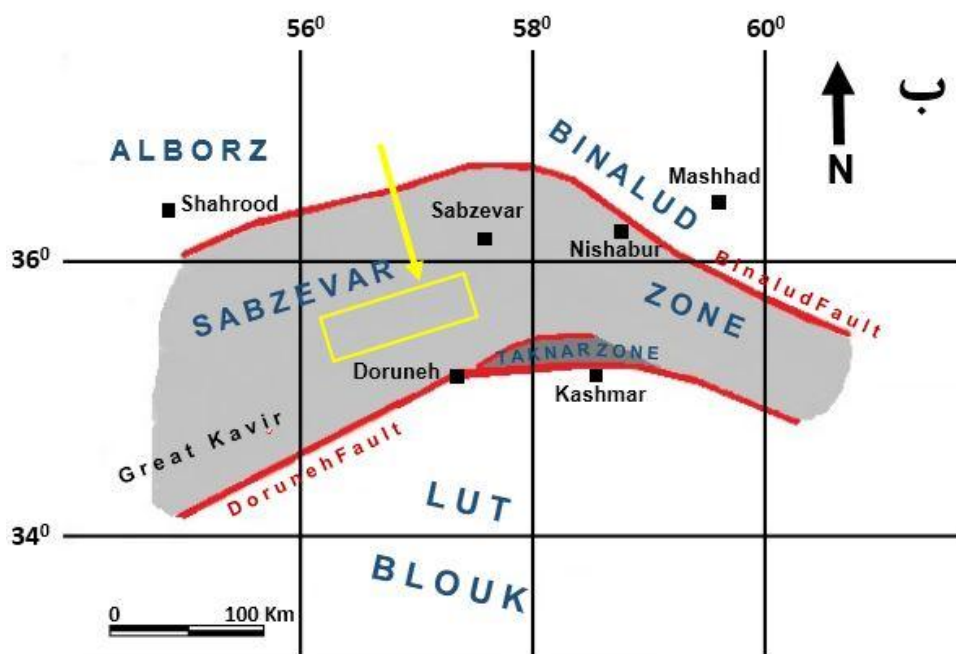
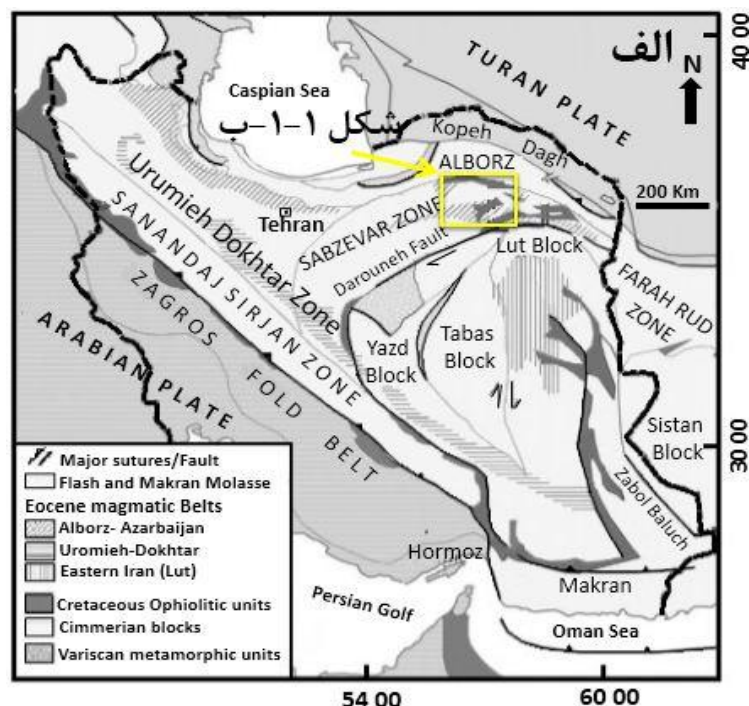
و سنگ‌های همراه (توالی آتشفشانی) در شمال سبزوار بوده و اطلاعات بسیار اندکی در مورد ماگماتیسم غیرافیولیتی کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار وجود دارد. البته به دلیل وجود کانه‌سازی‌های مهم اقتصادی فلزات منگنز، مس، روی و آهن در این سنگ‌ها، به تازگی چند مطالعه زمین‌شناسی اقتصادی بر روی این توالی آتشفشانی-رسوبی صورت گرفته است (مسعودی، ۱۳۸۸؛ مغفوری، ۱۳۹۱، تقی‌زاده، ۱۳۹۴، نصراللهی، ۱۳۹۴، طاشی، ۱۳۹۴؛ طاشی و همکاران، ۱۳۹۵، ۱۳۹۶؛ Tashi et al., 2014; Maghfouri et al., 2016). از طرف دیگر تاکنون یک مدل جامع و کامل پترولوژیکی در ارتباط با ماهیت و چگونگی ماگماتیسم کرتاسه پسین در این پهنه به ویژه با تأکید بر ژئوشیمی ایزوتوپی صورت پذیرفته است.

با در نظر گرفتن موارد یاد شده در تحقیق پیش‌رو سعی بر آن است که با بهره‌گیری از آنالیزهای ژئوشیمی و بخصوص ژئوشیمی ایزوتوپی به تعیین منشاء و تحولات ماگمایی منطقه در زمان کرتاسه پسین پرداخته شود. همچنین، مطالعه حاضر با هدف شناخت تنوع کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی، بررسی ویژگی‌های محل منشاء و تحولات ماگمایی در سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی کرتاسه پسین در جنوب-غرب سبزوار با تأکید بر ژئوشیمی عناصر اصلی، نادر و به ویژه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک صورت می‌گیرد.

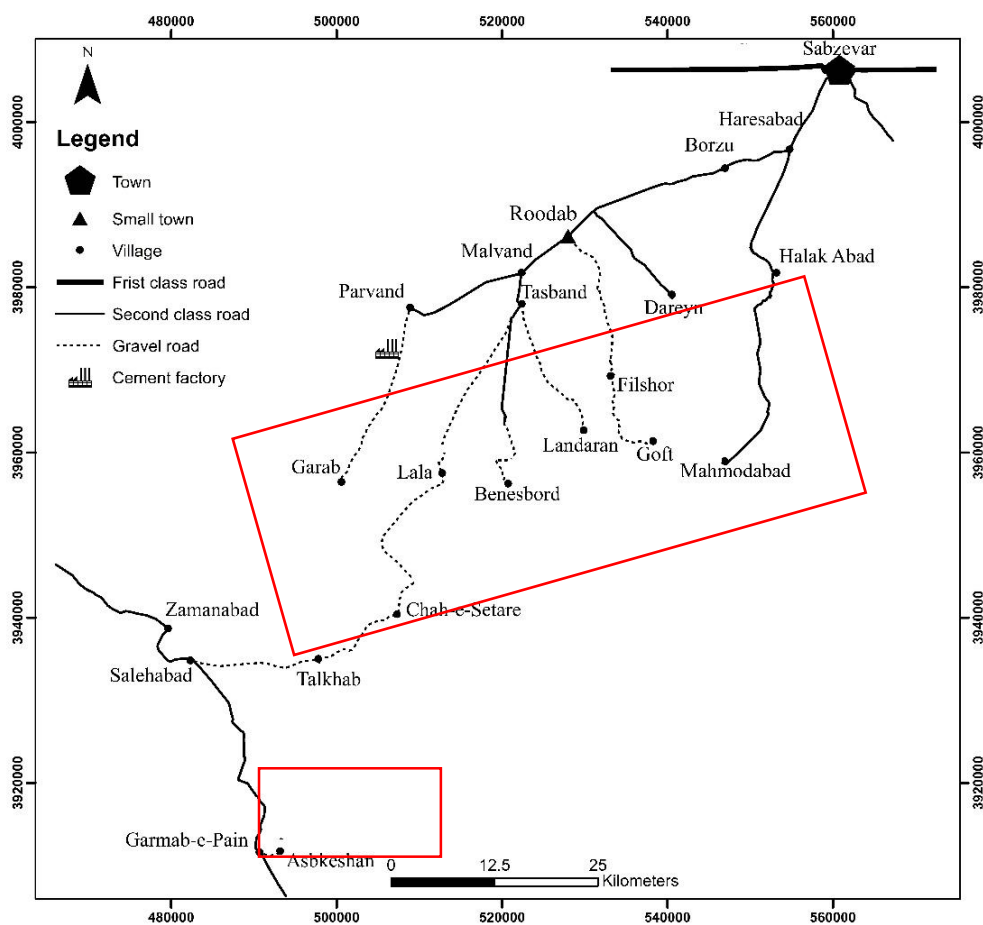
۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه و راه‌های دسترسی

نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار با روند تقریبی شمال شرقی-جنوب غربی در محدوده‌ای بین طول‌های جغرافیایی $28^{\circ} 56'$ تا $38^{\circ} 57'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $15^{\circ} 35'$ تا $36^{\circ} 08'$ شمالی، در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی (Pilger, 1971)، در جنوب باختری شهرستان سبزوار قرار دارند (شکل ۱-۱- الف و ب). به دلیل گسترش بسیار وسیع نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی در این منطقه، با استفاده از پردازش تصاویر ماهواره‌ای بهترین رخنمون‌ها و مسیرها جهت بازدیدهای

میدانی و مطالعات صحرایی انتخاب شده است. شش رخنمون مناسب از این توالی به ترتیب در شمال- غرب، جنوب، شمال، جنوب و شمال شرق روستاهای محمدآباد، فیلشور، نوده، لندران و اسبکشان انتخاب و مورد بررسی قرار گرفته‌اند. راه‌های دسترسی و ارتباطی به این مناطق در شکل ۱-۲ آمده است.



شکل ۱-۱ موقعیت توالی آتشفشانی- رسوبی جنوب غرب سبزوار الف- در نقشه ساختاری ایران (با تغییرات از: Berberian et al., 1982; Sengor, 1990)، ب- در پهنه ساختاری سبزوار در شمال ایران مرکزی (با تغییرات از: Pilger, 1971).



شکل ۱-۲- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

۳-۱- آب و هوا، پوشش گیاهی و وضعیت معیشتی

منطقه سبزوار در تقسیمات اقلیمی کشور جزء اقلیم فلات مرکزی و دارای آب و هوای نیمه بیابانی دسته بندی شده است که در زمستان نسبتاً سرد و در تابستان نسبتاً گرم و خشک است. لیکن موقعیت طبیعی دهستان‌های بخش روداب متفاوت است. این منطقه پهناورترین بخش شهرستان سبزوار به شمار می‌آید و دارای آب و هوای نیمه بیابانی سرد می‌باشد. متوسط بارش سالیانه حدود ۲۶۰ میلیمتر در سال می‌باشد که حداکثر آن در ماه اسفند است. متوسط درجه حرارت سالیانه منطقه ۱۸/۳ درجه سانتیگراد است. در این منطقه چهار گروه گیاهی شناسایی و تفکیک شده که شامل درمنه، گون، اشنیان و تاغ می‌باشد (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۳) (شکل ۱-۳- الف). با وجود خشکسالی‌های پی‌در پی و خشک شدن

چشمه‌های موجود در مناطق مختلف سبزوار، در شمال غرب روستای محمدآباد در دره کال مرغ رودخانه‌ای وجود دارد که سرچشمه‌های آن از نواحی جنوبی و با ادامه مسیر در مناطق شمالی، بخش روداب، جریان می‌یابد (شکل ۱-۳-ب). شغل اکثر مردم منطقه دامداری و کشاورزی بوده (کشت پنبه، فلفل، هندوانه دیمی و چغندر) و معیشت و اقتصاد آنها همیشه وابسته به آب و نزولات جوی بوده است (شکل ۱-۳-ج). علاوه بر این، به دلیل پتانسیل معدنی بالا و وجود معادن متعدد منگنز، آهن، روی و مس در جنوب غرب سبزوار کار در معادن سهم بسزایی از اشتغال مردم منطقه را به خود اختصاص داده است (شکل ۱-۳-د). با این حال، خشکسالی در طول سالیان گذشته منجر به مهاجرت مردم روستایی به شهرها و فروپاشیدن بسیاری از روستاهای منطقه شده و در نتیجه جمعیت کمی در این ناحیه زندگی می‌کنند.



شکل ۱-۳-الف- تصویری از پوشش گیاهی در جنوب غرب سبزوار، ب- نمایی از رودخانه دائمی در دره کال مرغ، شمال غرب محمدآباد، جنوب غرب سبزوار (دید به سمت شمال)، ج- تصویری از کشت هندوانه دیمی در جنوب غرب سبزوار، د) تصویری از معدن منگنز در شمال اسبکشان.

۴-۱- زمین ریخت‌شناسی

زمین ریخت‌شناسی منطقه متأثر از نوع سنگ‌ها، دگرسانی و فعالیت‌های تکتونیکی می‌باشد. رخنمون‌های سنگی منطقه مورد مطالعه منحصر به انواع رسوبی، نفوذی، آتشفشانی و آذرآواری‌های وابسته هستند که دارای سیمای تپه ماهوری و ستیغ‌های مرتفع می‌باشند (شکل ۴-۱). در واقع منطقه دارای دو نوع توپوگرافی خشن و ملایم است که عامل اصلی آن متفاوت بودن مقاومت واحدهای سنگی می‌باشد. به طوری که سنگ‌های سخت و مقاوم در مقابل فرسایش، همانند سنگ‌های آتشفشانی (داسیت، ریولیت تراکی‌آندزیت و ...)، نفوذی (دیوریت، گابرویدیوریت، گابرو و گرانیت) و رسوبی (آهک‌های پلاژیک) ارتفاعات را بوجود می‌آورند، در حالی که واحدهای فرسایش پذیرتر (شیل، مارن و توف) سیمای تپه ماهوری را تشکیل داده‌اند.



شکل ۴-۱- نمایی از توپوگرافی منطقه جنوب‌غرب سبزوار که تپه ماهورها را توالی آتشفشانی- رسوبی تشکیل می‌دهد.

۵-۱- تاریخچه مطالعات قبلی

بخش عمده‌ای از مطالعات زمین‌شناسی منطقه جنوب‌غرب سبزوار معطوف به تهیه نقشه زمین‌شناسی به شرح ذیل بوده است:

- نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (افتخارنژاد، ۱۳۵۴).

- نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (نوابی، ۱۳۶۵).

- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۷).

- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ششتمد تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (جعفریان و جلالی، ۱۳۷۷).

- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (سلامتی و همکاران، ۱۳۷۹).

- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مری (اسبکشان) تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (کهنسال و همکاران، ۱۳۸۶). همانطور که قبل‌تر ذکر شد، ایشان در این نقشه توده‌های نفوذی منطقه را آندزیت معرفی کرده‌اند.

- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ درونه تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (قاسمی و موسوی هرمی، ۱۳۸۷).

Spies et al (1983) به مطالعه سنگ‌های آتشفشانی ترشیر بین سبزوار و قوچان پرداخته‌اند که ماهیت این سنگ‌ها را کالک‌آلکالن نوع جزایر کمانی در نظر گرفته‌اند.

کهنسال و همکاران (۱۳۸۹) در مقاله‌ای تحت عنوان " ماگماتیسزم ژوراسیک و کرتاسه در ناحیه مری-اسبکشان، شمال-شمال‌باختر زیر پهنه‌ی درونه-کاشمر (خارتوران)" بیان داشته‌اند که منطقه‌ی مری-اسبکشان بخشی از زیر پهنه‌ی درونه-کاشمر می‌باشد و نشانگر بالاترین بخش از آمیزه‌های رنگین این

پهنه در ناحیه‌ی حفاظت شده‌ی خارتوران است. رخساره‌های سنگ‌چینه‌ای ژوراسیک میانی، کرتاسه پایین و بالایی و پالتوسن در این ناحیه گسترش دارند. سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک میانی، از گدازه‌های اسیدی با ترکیب ریولیتی-ریوداسیتی، کرتاسه پایین، از گدازه‌های بازیک با ترکیب بازالتی و کرتاسه بالایی، از گدازه‌ها و دایک‌های اسیدی با ترکیب ریوداسیتی-داسیتی، گدازه‌ها و دایک‌های میانه با ترکیب تراکی‌آندزیتی، و دایک‌های بازیک با ترکیب بازالتی تشکیل شده است. سری ماگمایی سنگ‌های ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی از نوع کلسیمی-قلیایی و سری ماگمایی سنگ‌های کرتاسه پایین از نوع قلیایی است. با اینکه تغییرات برخی از اکسیدهای عناصر اصلی و همچنین عناصر کمیاب نسبت به سیلیس در نمودارهای هارکر نشانگر فرآیند تفریق ماگمایی هستند، با این وجود نمی‌توان تأثیر مهم آغشتگی ماگمایی را با پوسته قاره‌ای بالایی از نظر دور داشت. به نظر می‌رسد در فرایند تحول ماگماهای بازیک به انواع میانه و اسیدی با وجود نقش انکارناپذیر تفریق باید به آرایش مؤثر ماگمای سازنده سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای بالایی اشاره کرد. برخی نمودارهای دوتایی و سه‌تایی عناصر کمیاب حاکی نشانگر جایگاه زمین‌ساختی همزمان با برخورد و کمان آتشفشانی برای سنگ‌های ژوراسیک میانی و کرتاسه بالایی است. همچنین در این نمودارها سنگ‌های بازیک کرتاسه پایین جایگاه درون صفحه‌ای از خود نشان می‌دهند. بررسی‌های سنگ‌چینه‌ای، آتشفشانی و زمین‌ساختی در ژوراسیک میانی بیانگر وجود فاز کششی به دنبال جنبش‌های زمین‌ساختی فاز سیمیرین میانی است. حوضه‌ی مورد نظر بر اثر جنبش‌های فاز سیمیرین پسین بسته شده و سنگ‌های اسیدی ژوراسیک میانی با جایگاه کمان آتشفشانی و همزمان با برخوردی تشکیل شده‌اند. همین بررسی‌ها نشان می‌دهد که در کرتاسه پایین بر اثر جنبش‌های فاز اتریشین، این حوضه حیاتی دوباره یافته و سنگ‌های بازیک این گامه با ویژگی‌های درون ورقه‌ای قاره‌ای تشکیل شده‌اند. حوضه یاد شده در اواخر کرتاسه (پیش از کامپانین) بر اثر جنبش‌های زود هنگام فاز لارامید بسته شده و سنگ‌های رسوبی مربوط به محیط قاره‌ای این زمان با سنگ‌آهک‌های پلاژیک کامپانین-ماستریشین پوشیده شده‌اند. وجود انبوهی از سنگ‌های آتشفشانی با جایگاه کمان آتشفشانی و همزمان با برخوردی در کنار سنگ‌آهک‌ها نمایانگر بالاترین بخش از توالی

افیولیتی زیر پهنه درونه-کاشمر است که در ناحیه مری دیده می‌شود. با ادامه جنبش‌های لارامید به گونه کامل حوضه رسوبی-آتشفشانی کامپانین-ماستریشترین بسته شده و این سنگ‌ها بر سنگ‌های پالئوسن رانده شده‌اند که پیامد آن تشکیل سنگ‌های آمیزه رنگین این ناحیه از زیر پهنه درونه-کاشمر است.

قورچی و همکاران (۱۳۹۲) در مقاله‌ای تحت عنوان "تعیین سن، منشأ و جایگاه تکتونیکی توده‌های نفوذی جنوب سبزوار" تکامل ژئوشیمیایی و سن توده‌های نفوذی بخش مرکزی کمان ماگمایی شمال-شرقی ایران در جنوب سبزوار را مورد بررسی قرار داده‌اند. ایشان بیان داشته‌اند که شواهد ژئوشیمیایی بیانگر ماگماتیسم مرتبط با کمان‌های آتشفشانی و پهنه فرورانش در این منطقه است. ترکیب این توده‌های نفوذی از گرانیت تا دیوریت و گابرو تغییر می‌کند. بر اساس کانی‌شناسی و مقادیر بالای حساسیت مغناطیسی توده‌های گرانیتوئیدی به عنوان گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و نوع I طبقه‌بندی می‌شود. این گرانیتوئیدها از نوع متاآلومینوس تا پرآلومینوس می‌باشند و غنی شدگی از عناصر با شدت میدان پایین (LILE) مانند: K, Rb و Th و تهی شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نظیر: Nb, P و Ti نشان می‌دهند و به سری تولیتی تعلق دارند. مقدار اندک $(La/Yb)_N$ ، مقدار پایین نسبت Sr/Y و ناهنجاری منفی Eu همگی معرف ماگماتیسم نوع جزایر کمانی کلاسیک است. رفتار عناصر کمیاب توده‌های اسیدی و حدواسط الگوی تقریباً مسطح است و خارج از محدوده پایداری گارنت را نشان می‌دهد و بنابراین، سنگ منشأ آن از نوع اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی نیست. ژئوشیمی عناصر کمیاب و فرعی بیانگر خاستگاه ماگما در فشار نسبتاً کم است. بررسی‌های سن‌سنجی با روش اورانیوم-سرب در زیرکن بر روی توده گرانیت-گرانودیوریتی بیانگر سن ۹۷ تا ۱۰۰ میلیون سال است. نسبت ایزوتوپی اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ و مقدار ϵ_{Nd} ، به ترتیب ۰/۷۰۴۹ و ۴/۵+ است.

از آنجائیکه کانه‌سازی منگنز، مس، روی و آهن در جنوب غرب سبزوار از گستردگی قابل ملاحظه‌ای برخوردار است، لذا مطالعاتی که تاکنون بر روی نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی محدوده‌ی مورد مطالعه

صورت گرفته است از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی بوده‌اند که در ذیل به برخی از آنها اشاره می‌شود: مغفوری (۱۳۹۱) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی مس در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین در جنوب‌غرب سبزوار، با تأکید بر کانسار نوده" را مورد بررسی قرار داده است. بر اساس مطالعات وی، کانه‌زایی مس در جنوب‌غرب سبزوار در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین رخ داده است. با توجه به بررسی‌های ژئوشیمیایی صورت گرفته، این رخداد در یک محیط کشتی در حوضه پشت کمان سبزوار رخ داده است.

تقی‌زاده (۱۳۹۴) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار منگنز ذاکری، جنوب‌غرب سبزوار" را مورد مطالعه قرار داده است. با توجه به مطالعات صورت گرفته، کانسار ذاکری در داخل بخش بالایی توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه بالایی رخ داده است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های آذرین موجود در منطقه، بیشتر ماهیت تولئیتی داشته و دارای ترکیب داسیتی، آندزیتی و آندزی‌بازالتی می‌باشند که در یک محیط پشت کمانی نهشته شده‌اند.

نصراللهی (۱۳۹۳) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی منگنز در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین در جنوب‌غرب سبزوار، با تأکید بر کانسار منگنز نوده" را مورد مطالعه و بررسی قرار داده است. وی، کانسار منگنز نوده را یک کانسار آتشفشانی-رسوبی دانسته‌اند که در یک حوضه پشت کمان و با منشأ آتشفشانی تشکیل شده است.

صادقی، ۱۳۹۴ در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی اسبکشان" را مورد بررسی قرار داده است. وی، این گرانیتوئیدها را از نوع I دانسته که در محیط کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. به اعتقاد ایشان، ماگمای سازنده این توده‌های نفوذی احتمالاً در ائوسن و از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس شاخه سبزوار- درونه به زیر پهنه سبزوار حاصل شده است.

Tashi et al. (2014) در مقاله‌ای با عنوان "کانه‌زایی مس-نقره سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد در منطقه خارتوران، جنوب‌شرق شاهرود" بیان داشته‌اند که: کانه‌زایی سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد در منطقه خارتوران در یک جایگاه پشت کمان ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی در طی کرتاسه پسین رخ داده است.

Shafaii Moghadam et al. (2014) با تعیین سن به روش U-Pb بر روی پلاژیوگرنیت‌های مجموعه‌ی افیولیتی سبزوار، سن ۷۸ تا ۱۰۰ میلیون سال (اواخر کرتاسه پسین) را برای افیولیت‌های سبزوار در نظر گرفته‌اند که در طی تحول کمان نابالغ به بالغ تشکیل شده‌اند.

جمشیدی (۱۳۹۴) در قالب رساله‌ی دکتری "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های آداکیتی شمال باشتین، سبزوار" را مورد بررسی و مطالعه قرار داده است. داده‌های ژئوشیمیایی بیانگر ماهیت آداکیتی و کالک‌آلکان برای سنگ‌های پساافیولیتی پهنه افیولیتی سبزوار و تشکیل آنها در یک محیط کمان آتشفشانی است. ویژگی‌های ایزوتوپی این سنگ‌ها با ویژگی‌های ایزوتوپی ترکیبات آداکیتی حاصل از ذوب ورقه‌های اقیانوسی فرورانده شده سنوزوئیک مطابقت دارد. نتایج نشان می‌دهند که ماگمای اولیه سازنده سنگ‌های آداکیتی پهنه سبزوار از ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیتی یا اکلوژیستی حاصل از دگرگونی لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده سبزوار در ائوسن آغازین حاصل شده است.

طاشی و همکاران (۱۳۹۵ و ۱۳۹۶) به بررسی کانه‌زایی مس و مس-نقره سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد گرماب پایین در نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین در جنوب‌شرق شاهرود پرداخته‌اند. به اعتقاد ایشان، بروز فعالیت آتشفشانی زیردریایی در یک حوضه پشت کمانی در کرتاسه پسین، به تشکیل این کانسار سولفید توده‌ای منجر شده است.

۱-۶- اهداف مطالعه

۱- بررسی نحوه‌ی حضور و رخداد سنگ‌های ماگمایی کرتاسه پسین در توالی چینه‌شناسی جنوب-

غرب سبزوار.

۲- بررسی ویژگی‌های دقیق کانی‌شناسی و سنگ‌شناختی واحدهای آتشفشانی و نفوذی موجود در منطقه.

۳- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، نادر و ایزوتوپی سنگ‌های ماگمایی مورد مطالعه.

۴- تعیین محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌های ماگمایی منطقه با استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی و بخصوص ایزوتوپی و ارائه‌ی یک الگوی ژئودینامیکی مناسب برای تحول زمین‌شناختی منطقه در کرتاسه پسین.

۱-۷- روش تحقیق

- جمع‌آوری، بررسی و ارزیابی اطلاعات موجود با توجه به مطالعات انجام شده پیشین در محدوده مورد نظر.

- بازدید صحرایی، شناسایی واحدهای سنگی و نمونه برداری از واحدهای آتشفشانی، نفوذی و رسوبی در منطقه مطالعاتی.

- تهیه بیش از ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی از نمونه‌های سنگی، با اهداف زیر:

✓ شناسایی مجموعه کانی‌شناسی، ویژگی‌های بافتی و ترکیب سنگ‌شناختی هر واحد سنگی.

✓ انتخاب نمونه‌های مناسب جهت آنالیز شیمی سنگ کل.

✓ انتخاب نمونه‌های مناسب جهت انجام مطالعات ایزوتوپی.

- انتخاب نمونه‌های مناسب و تهیه ۱۰ مقطع نازک- صیقلی از آنها به منظور انجام آنالیز میکروپروپ الکترونی.

- آنالیز عناصر اصلی، تهیه نقشه توزیع عناصر و تعدادی تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) بر روی

کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و کلینوپیروکسن با استفاده از دستگاه میکروپروپ

الکترونی JEOL, JXA-8300F در دانشگاه NSW سیدنی، استرالیا. آنالیز کمی با استفاده از ولتاژ

شتاپ پرتو 15 KV، جریان پرتو 20 nA و مدت زمان ۱۰ ثانیه برای هر نقطه اوج صورت گرفته است.

- به منظور دسترسی به اهداف این پژوهش، پس از بررسی‌های صحرائی و نمونه برداری از واحدهای مختلف سنگی، ۳۵ نمونه تقریباً سالم با حداقل هوازدگی انتخاب و در آزمایشگاه دانشگاه Macquarie سیدنی استرالیا، بر روی دیسک‌های شیشه‌ای ساخته شده از ذوب شدن مخلوطی با نسبت ۱ به ۱۰ از نمونه سنگی و لیتیوم تترابرات انجام شد. دیسک‌های شیشه‌ای به روش XRF (با استفاده از دستگاه Panalytical Axios XRF spectrometer) برای عناصر اصلی تجزیه شیمیایی شدند. همچنین از روش Laser-Ablation برای عناصر کمیاب و نادر حاکی استفاده شد.
- آنالیز ایزوتوپی به منظور تعیین ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd بر روی ۱۴ نمونه از سنگ‌های داسیتی، ریولیتی، دیوریتی، گابرو دیوریتی و گرانیتی در دانشگاه Macquarie سیدنی، استرالیا با استفاده از روش طیف سنجی جرمی یونیزاسیون حرارتی (Thermal ionization mass spectrometer) صورت گرفت. به منظور ارزیابی دقت و صحت دستگاه، از نمونه استاندارد NIST SRM 987 (0.710208 ± 3) با میانگین نسبت ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710208 \pm 3$) و نمونه استاندارد NIST JMC 321 با میانگین نسبت ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511118 \pm 5$) به ترتیب برای بهنجارسازی نسبت‌های ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) و ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) استفاده شده است. داده‌های ($^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$) و ($^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) به دست آمده برای نمونه BHVO-2 با داده‌های انتشار یافته قبلی از این نمونه به روش TIMS از تطابق خوبی برخوردار است و درستی روش انتخابی را تأیید می‌کند.
- جدایش کانی زیرکن از ۶ نمونه سنگی برای تعیین سن به روش U-Pb در دانشگاه Macquarie سیدنی، استرالیا، پس از خردایش و پودر کردن نمونه‌های سنگی مورد نظر در سازمان زمین‌شناسی کشور، جدایش دانه‌های زیرکن به روش مایعات سنگین و در نهایت جدایش دستی زیر میکروسکوپ بینوکولار در آزمایشگاه دانشگاه Macquarie سیدنی صورت گرفت. پس از آن، زیرکن‌ها همراه با استانداردهای STD 610 و BCR2 قالب‌گیری شده و سپس صیقل داده شدند. از زیرکن‌ها تصاویر بک اسکتر (BSE) جهت تشخیص مکان‌های مناسب برای اشعه لیزر در قسمت‌های هموزن بلور، حاشیه و مرکز بلور تهیه شد. روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سن سنجی به روش

اندازه گیری U-Pb را با صحت بهتر از ۲٪ (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد. این روش معمولاً با یک اشعه به قطر ۳۵ یا ۲۵ میکرون و اگر لازم باشد در دانه‌های ریزتر به قطر ۱۵ یا ۱۰ میکرون صورت می‌پذیرد. در هر دو حالت ذکر شده مواد برانگیخته شده توسط اشعه لیزر از یک اتاقک گاز هلیم عبور می‌کنند. گاز هلیم و نمونه برانگیخته شده قبل از ورود به محیط پلاسما ICP-MS با گاز آرگون مخلوط می‌شوند.

- پردازش داده‌ها با کمک نرم‌افزارهای IGPEt WIN, GCDkit و Isotop plot.
- گردآوری و تکمیل اطلاعات مورد نیاز، پردازش داده‌ها و تحلیل و تفسیر نتایج بدست آمده.

فصل دوم

زمین‌شناسی منطقه

جنوب‌غرب سبزوار

۲-۱- مقدمه

سرگذشت زمین‌شناسی ایران با توجه به وضعیت ساختاری ناهمگن و پهنه‌های متفاوت رسوب‌گذاری و تاریخچه‌ی زمین‌شناسی خاص از دیر باز مورد توجه زمین‌شناسان بوده است و تقسیم‌بندی‌های گوناگونی در مورد آن انجام شده است. همانطور که در فصل یک گفته شد، منطقه مورد مطالعه از لحاظ زمین‌شناختی در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی و زیرپهنه سبزوار واقع شده است. خرده قاره ایران مرکزی بخش مثلثی شکلی است که در مرکز ایران قرار دارد. حد شمالی این پهنه را ارتفاعات البرز، حد جنوبی را پهنه مکران، حد غربی آن توسط یک منطقه فرورفته به زون دگرگونی سنندج-سیرجان که در واقع جزئی از ایران مرکزی است، محدود شده و حد شرقی آن چندان مشخص نیست، زیرا برخی زمین‌شناسان بلوک لوت را جزء ایران مرکزی محسوب می‌کنند و برخی دیگر آن را قطعه‌ای مجزا می‌دانند. در گذشته، خرده قاره ایران مرکزی را بخشی از توده میانی ایران مرکزی می‌دانستند، ولی به باور Stöcklin (1968) پس از سخت شدن پی‌سنگ پرکامبرین، بخش یاد شده در زمان پالئوزوئیک ویژگی‌های سکویی داشته و در زمان‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک به منطقه‌ای پرتکاپو و پویا تبدیل شده است. این پهنه از ایران دارای فعالیت آذرین وسیع درونی و بیرونی است که در دوران‌های مختلف زمین‌شناسی دیده می‌شود. تنوع زیاد نمونه‌های آتشفشانی، زمینه‌های بسیار مفیدی را برای توصیف و تفسیر واحدهای سنگی متفاوت یک منطقه، در اختیار قرار می‌دهد. چنین تنوعی در مطالعاتی که اخیراً از منطقه صورت گرفته است نشان‌دهنده واحدهای آذرآواری بی‌شمار و سنگ‌های خروجی و نفوذی با ترکیبات متفاوت می‌باشد.

در این فصل سعی بر آن است که با توجه به ترتیب قرارگیری واحدهای سنگی در ستون چینه‌شناسی، ویژگی‌های صحرایی آنها مورد بحث و بررسی قرار گیرد. از آنجا که منطقه مورد مطالعه مربوط به زیرپهنه سبزوار می‌باشد، بیان شرح مختصری از این زیرپهنه قبل از توصیفات صحرایی منطقه لازم به نظر می‌رسد.

۲-۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای پهنه‌ی سبزوار

ایران در مرز دو ورقه توران و عربی قرار دارد. با بسته شدن اقیانوس‌ها و برخورد میان خرده‌قاره‌ها، وقایع تکتونیکی و دگرگونی شدیدی در این سرزمین رخ داده است و زمین‌شناسی آن را بیش از اندازه پیچیده نموده است (Sengor, 1990). از طرفی جزئیات نوسازی زمین‌ساختی ایران به علت اطلاعات کم زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی مدرن پنهان مانده است. رسوبات نئوژن نیز سبب نمایش ضعیف این رخدادهای در ناحیه شده‌اند. در دهه جدید مطالعات سن‌سنجی از پهنه‌های ساختاری ایران بخصوص پهنه سبزوار توسط پژوهشگران گزارش شده است که در تفسیر جایگاه تکتونیکی این ناحیه نقش به‌سزایی داشته است.

پهنه سبزوار در زون ساختاری ایران مرکزی از شرق نیشابور تا سر کویر سمنان را دربر می‌گیرد. این ناحیه از شمال توسط پهنه بینالود و از جنوب با پهنه بلوک لوت و گسل بزرگ درونه ارتباط ژنتیکی و گسله دارد. پهنه سبزوار با رسوبات به سن پرکامبرین و ترشیری و سنگ‌های آتشفشانی، یک واحد تکتونیکی مشخص است که در جنوب توسط گسل‌های بزرگ مقیاس از مناطق مجاور جدا شده است. زون گوه‌ای شکل تکنار با سنگ‌هایی با سن پالئوزوئیک تا ترشیری در جنوب توسط گسل ریوش از پهنه سبزوار جدا شده است. تاریخچه کوهزایی پهنه سبزوار اساساً فاصله زمانی بین کرتاسه تا نئوژن را پوشش می‌دهد و رسوبات قدیمی‌تر از کرتاسه زیرین در این ناحیه شناخته نشده است. حرکات تکتونیکی فشارشی قوی یک الگوی نسبتاً پیچیده‌ای از چین‌ها، گسل‌های رورانده و نپ‌ها (nappe) تشکیل داده‌اند (Lindenberg et al., 1983). بر اساس نظر (Lindenberg et al., 1983) و (Spies et al., 1983) حدود ۸۰ میلیون سال پیش حوضه اقیانوسی فعالی در منطقه وجود داشته است که در فاصله زمانی کرتاسه پایانی - اوایل ترشیری بسته شده است. آنها در شرح رخدادهای کرتاسه تا اواخر پالئوژن در شمال شرق ایران به پهنه فرورانش به سمت شمال در اواخر کرتاسه اشاره کرده‌اند. به اعتقاد وحدتی دانشمند (۱۳۷۷)، در کرتاسه پسین بخش شرقی ایران مرکزی و شرق ایران تحت تأثیر یک نوع نیروی کششی قرار گرفته و در امتداد برخی از شکستگی‌های موجود در پی‌سنگ، جدا شدگی‌هایی ژرف به صورت

کافت به وجود آمده که در آن سنگ‌های آتشفشانی زیر دریایی بازیگ و فلسیک همراه با رسوبات آواری به صورت آتشفشانی- رسوبی انباشته شده است.

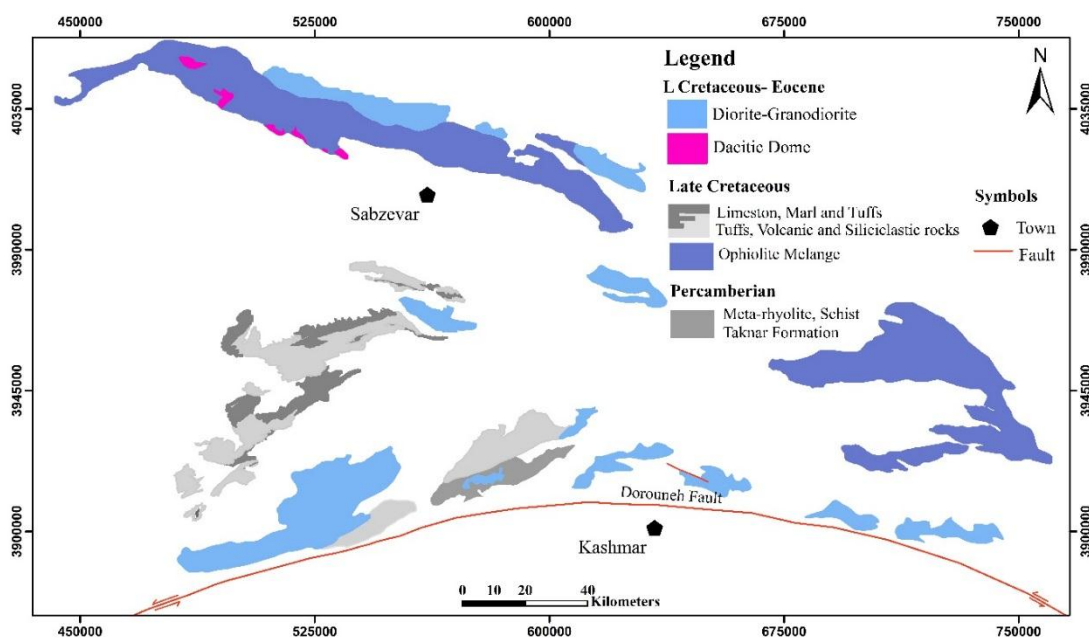
نوار ماگمایی سبزوار در شمال شرق ایران سنگ‌های گسترده ماگمایی مزوزئیک تا سنوزوئیک را شامل می‌شود که عمدتاً افیولیت، توده‌های نفوذی حدواسط تا فلسیک و واحدهای آتشفشانی- رسوبی هستند (شکل ۱-۲). جغرافیای دیرین پهنه سبزوار زیاد مشخص نیست ولی برخی پژوهشگران (Stampfli and Bagheri, 2008; Agard et al., 2011; Baroz et al., 1983; Arvin and Robinson, 2002; Stampfli and Bagheri, 2008; Agard et al., 2011) آن را مرتبط با افیولیت‌های نائین- بافت و سیستان می‌دانند. پژوهشگران معتقدند (Baroz et al., 1983; Arvin and Robinson, 2002; Stampfli and Bagheri, 2008; Agard et al., 2011) که افیولیت‌های احاطه کننده اطراف ایران مرکزی نشان دهنده پوسته‌های اقیانوسی ناپیوسته و به طبع آن نشان دهنده اقیانوس‌های کوچکی در اطراف خرده قاره ایران مرکزی می‌باشند.

پهنه ساختاری سبزوار در یک روند تقریباً شرقی- غربی از سبزوار تا مرز افغانستان به صورت بلوک دوزنقه‌ای شکل ادامه دارد (شکل ۱-۱). به طور کلی، سنگ‌های رخنمون یافته این پهنه را می‌توان به سه گروه اصلی تقسیم‌بندی کرد:

- مجموعه‌های افیولیتی که دارای خاستگاه اقیانوسی می‌باشند. این افیولیت‌ها که اطراف ایران مرکزی را احاطه کرده‌اند شامل افیولیت‌های سبزوار و تربت حیدریه می‌باشند. این سنگ‌های اولترامافیک- مافیک بیشتر شامل دونیت، پریدوتیت، گابرو و بازالت هستند. سنگ‌های رسوبی همراه آنها نیز بیانگر زمان کرتاسه پسین است که در یک محیط کششی از نوع حوضه پشت کمان در زمان کرتاسه پسین تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۲). این کشش در اثر فرورانش اقیانوس نئوتتیس اصلی به زیر ایران مرکزی رخ داده است (Agard et al., 2007; Rossetti et al., 2010; Alaminia et al., 2013). این محیط‌های کششی پشت کمانی در زمان آغاز پالئوسن شروع به بسته شدن کرده و در زمان ائوسن به طور کامل بسته می‌شوند (Davoudzadeh et al., 1972; Baroz et al., 1984; Sengor et al., 1988; McCall et al., 2001).

1977; Stampfli and Borel, 2004; Shojaat et al., 2003; Agard et al., 2011; Rossetti et al., 2010). بازسازی تکتونیک ورقه‌ای پیشنهاد می‌کند که افیولیت سبزوار بخشی از پوسته اقیانوسی تیس می‌باشد که در طول بازشدگی یک اقیانوس باریک اما عمیق در کرتاسه تشکیل شده است. این مسیر آبی (اقیانوس سبزوار) به عنوان شاخه شرقی اقیانوس نئوتیس، خرده قاره ایران مرکزی را از صفحه اوراسیا جدا می‌کرده است. توالی افیولیتی سبزوار در طول فرورانش رو به شمال این اقیانوس در زمان کرتاسه بالایی - پالئوسن به وجود آمده است (Shojaat et al., 2003).

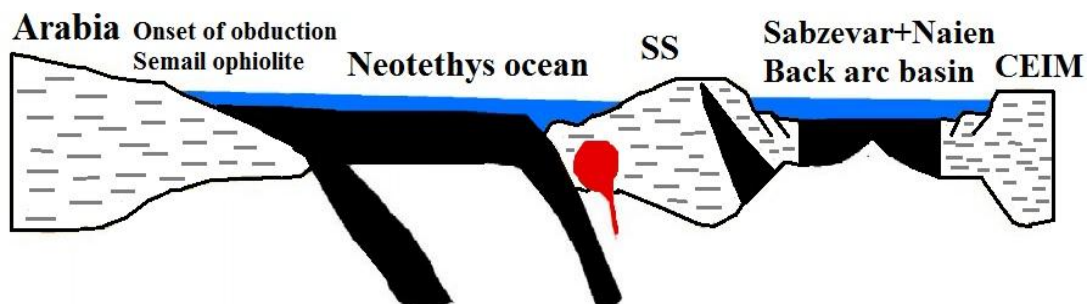
- سنگ‌های غیرافیولیتی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین که ارتباط ژنتیکی با مجموعه افیولیتی ندارند (وطن‌پور و همکاران، ۱۳۸۸). این توالی آتشفشانی - رسوبی را می‌توان به دو بخش سنگ‌های آذرآواری و سنگ‌های آذرین (داسیت، ریولیت، تراکی آندزیت، گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و گرانیت) همراه با آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانادار تقسیم کرد.
- توالی رسوبی فلیش گونه که تغییرات سنی آنها از ائوسن تا نئوژن است.



شکل ۲-۱- نقشه زمین‌شناسی پهنه سبزوار با تأکید بر افیولیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی (با تغییرات از Shafaii Moghadam et al., 2016).

همانند اکثر نقاط ایران مرکزی نوار افیولیتی سبزوار با ولکانیسم ترشیاری همراه است. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در شمال مجموعه افیولیتی سبزوار غالباً به صورت بازالت، آندزیت‌بازالتی و ولکانوکلاستیک مشاهده می‌شوند (Spies et al., 1983). از نکات قابل توجه در نوار افیولیتی سبزوار حضور گنبد‌های داسیتی فراوان (کرتاسه بالایی- پالئوسن) است. این سنگ‌های آداکیتی با ماهیت کالکوالکالن و مت‌آلومین تا پ‌رالومین شاخص کمان آتشفشانی در نظر گرفته شده‌اند. مطالعات سن‌سنجی و ژئوشیمیایی صورت گرفته بر روی این گنبد‌های آداکیتی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده آنها از ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیتی یا اکلوزیتی حاصل از دگرگونی لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده سبزوار در ائوسن آغازین حاصل شده است (Jamshidi et al., 2015؛ جمشیدی، ۱۳۹۴؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳).

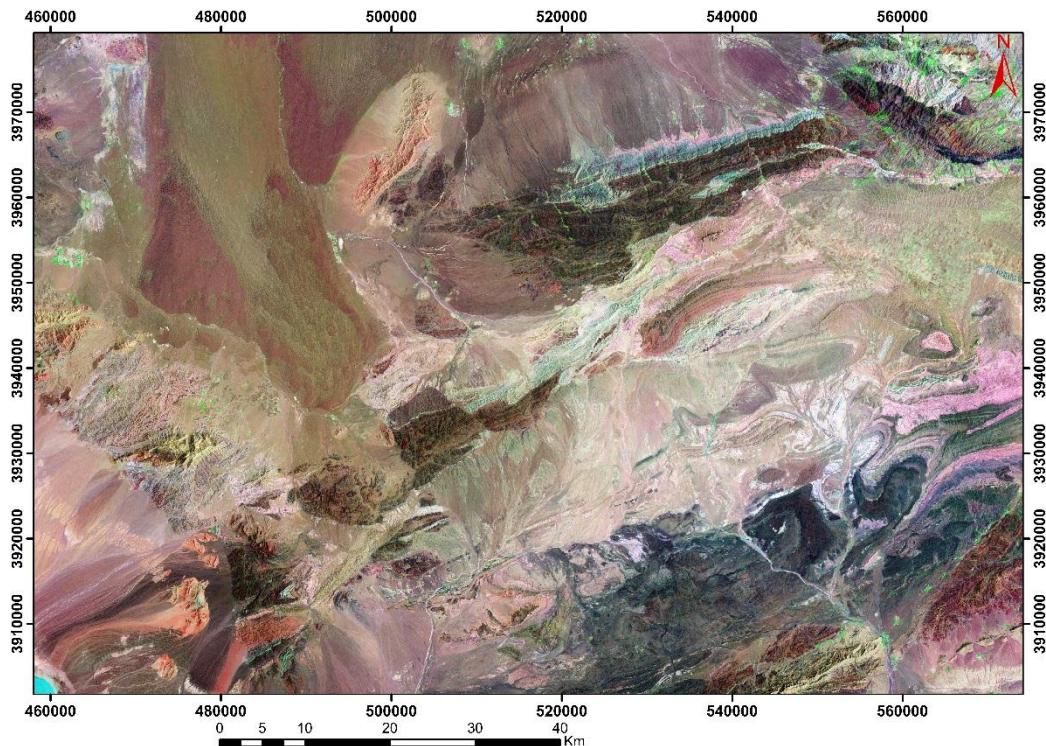
با توجه به مطالب عنوان شده می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که افیولیت‌های سبزوار قسمتی از پوسته اقیانوسی تتیس بوده است که در یک اقیانوس عمیق (اقیانوس سبزوار) که جدا کننده خرده قاره ایران مرکزی از صفحه اوراسیا است از زمان ژوراسیک بوجود آمده است. فرایند جایگیری افیولیت‌ها در طی یک سیستم فرورانشی با شیبی به طرف شمال شرق در کرتاسه بالایی- پالئوسن صورت گرفته است. در منطقه جنوب غرب سبزوار سنگ‌های نفوذی مافیک و اولترامافیک پوسته‌ای و گوشته‌ای وجود ندارد؛ بنابراین می‌توان گفت که این مجموعه شباهتی به یک توالی شاخص افیولیتی ندارد.



شکل ۲-۲- تصویر شماتیکی از فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در کرتاسه پسین و ایجاد حوضه کششی پشت کمان در زیرپهنه سبزوار (Rossetti et al., 2010).

۲-۳- زمین‌شناسی منطقه جنوب‌غرب سبزوار

منطقه مطالعاتی بخشی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر (افتخارنژاد، ۱۳۵۴)، ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران (نویسی، ۱۳۶۵)، ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین (وحدتی‌دانشمند، ۱۳۷۷)، ۱:۱۰۰۰۰۰ ششتمد (جعفریان و جلالی، ۱۳۷۷)، ۱:۱۰۰۰۰۰ مری (کهنسال و همکاران، ۱۳۸۶) و ۱:۱۰۰۰۰۰ درونه (قاسمی و موسوی هرمی، ۱۳۸۷)، می‌باشد که توسط سازمان زمین‌شناسی کشور مورد مطالعه قرار گرفته است. زیرپهنه سبزوار، با آمیزه‌های از واحدهای سنگی رسوبی، آذرین و دگرگونی متعلق به مزوزوئیک- ترشیر، یک واحد زمین‌ساختی مجزا و مشخص را تشکیل می‌دهد که در جنوب توسط گسل درونه و در شمال توسط گسل بینالود از مناطق مجاور جدا شده است (Lindenberg et al., 1983). رخنمون‌های سنگی جنوب سبزوار را به ۵ واحد تکتونیکی متفاوت تقسیم کرده‌اند که از جنوب به شمال شامل واحدهای زیر می‌باشند (Lindenberg et al., 1983): ۱- دولت آباد، ۲- مظفرآباد، ۳- گف، ۴- کوه میش و ۵- گوچ. مشخصات زمین‌شناسی متفاوت واحدهای مختلف بیانگر ارتباط اولیه مناطق رسوبگذاری است. به اعتقاد Lindenberg et al. (1983) تفاوت‌های رخساره‌ای و چینه‌شناسی بین واحدها به دلیل موقعیت اولیه واگرایی آنها می‌باشد. اگرچه ستون‌های چینه‌شناسی قابل مقایسه با واحدهای تکتونیک هستند اما در جزئیات رخساره‌ای و استراتیگرافی از واحدی به واحد دیگر متفاوت می‌باشند. رسوبات عمیق دریایی توالی‌های آتشفشانی- رسوبی در برخی از واحدهای تکتونیک (عمدتاً واحدهای گف و گوچ) در بخش بالایی به رسوبات کم عمق دریایی تبدیل می‌شوند. تنوع رخساره‌ای سنگ‌ها بیانگر محیط‌های مختلف ته‌نشست است که بخصوص در جزایر کمانی مشاهده می‌شود. تشکیل این تنوع سنگی بستگی به فاصله از مرکز فوران، عمق آب یا مکانیسم فوران دارد (McPhie et al., 1993). شکل (۲-۳) تصویر ماهواره‌ای کلی تهیه شده از منطقه جنوب‌غرب سبزوار را نشان می‌دهد. واحدهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه از قدیم به جدید در زیر آورده شده‌اند:



شکل ۲-۳- تصویر ماهواره‌ای Land sat از جنوب غرب سبزوار.

۲-۳-۱- کرتاسه پیشین

واحدهای کرتاسه زیرین شامل سنگ‌آهک‌های کالپیونلادار، توف، سنگ‌آهک، مارن سیلت‌دار و سنگ‌آهک‌های اربیتولین‌دار می‌باشد. نهشته‌های کرتاسه زیرین در شمال روستای محمدآباد و غرب منطقه مطالعاتی (کوه پروند) رخنمون دارند که بیشترین ضخامت این نهشته‌ها در کوه پروند مشاهده می‌شود. مرز شمال غربی توالی آتشفشانی- رسوبی به دلیل پوشیده شدن توسط رسوبات کوترنری نامشخص می‌باشد. در غرب توالی آتشفشانی- رسوبی مورد مطالعه، سنگ‌آهک اربیتولین‌دار به سن کرتاسه زیرین در کوه پروند توسط یک گسل اصلی از این توالی جدا شده است. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین شامل آندزیت، کراتوفیر، توف و توف برشی می‌باشد. نهشته‌های بخش تحتانی کرتاسه زیرین از شرق به غرب ورقه دارین جوان‌تر می‌شوند، در شمال محمدآباد و عریان در غرب ششتمد، سن والانزینین و در میانه ورقه دارین سن هوتریوپین تا بارمین دارند. در حالیکه در مرز غربی ورقه دارین

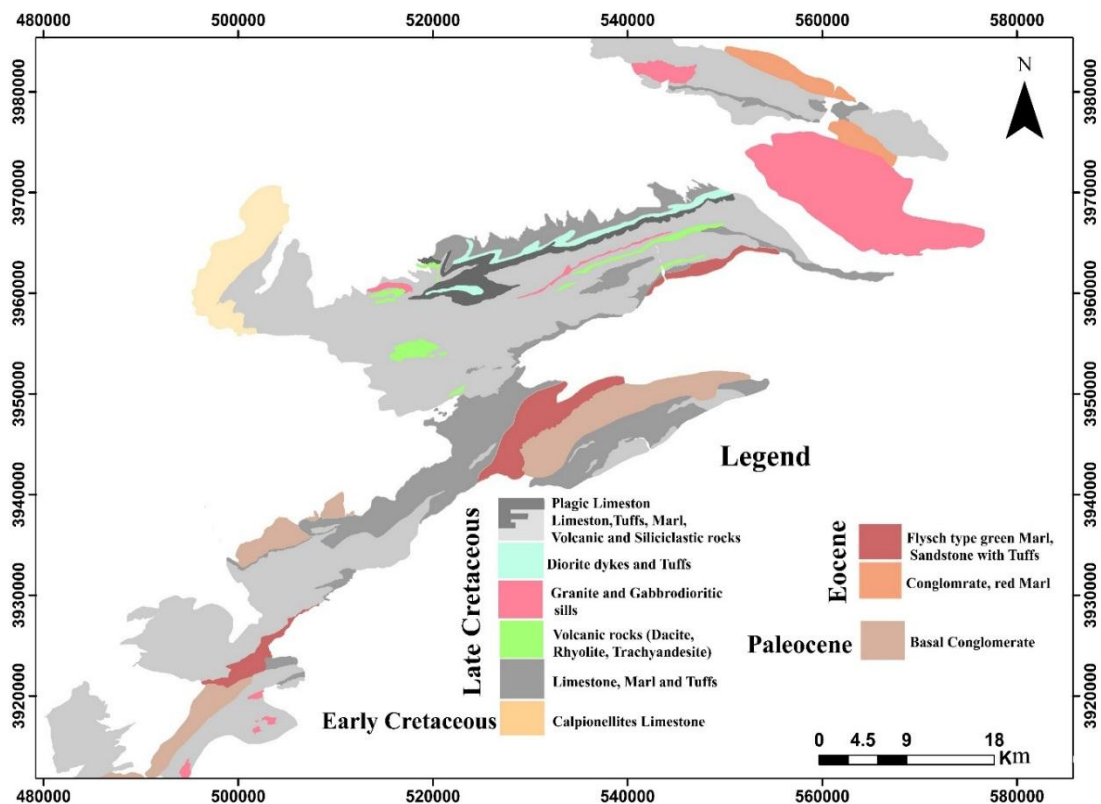
دارای سن بarmین تا آبسین می‌باشند (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۷). در واحدهای کرتاسه زیرین فسیل‌های جانوری، خرده صدف‌های ریز، مرجان‌ها، اسفنج‌ها، دوکفه‌ای‌ها و آثار جانوران حفار دیده می‌شود.

۲-۳-۲- کرتاسه پسین

توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه بالایی مورد پژوهش، با مساحتی بالغ بر ۱۲۰۰ کیلومتر مربع در جنوب‌غرب سبزواری دارد (شکل ۲-۴). توالی سنگی کرتاسه بالایی در جنوب‌غرب سبزواری شامل انواع رسوبی، نفوذی، آتشفشانی و آذرآواری‌های وابسته (آگلومرا، برش و توف) هستند که دارای سیماهای تپه ماهوری و ستیغ‌های مرتفع می‌باشند (شکل ۲-۵). در لبه شمالی ایران مرکزی، سنگ‌های آذرین مورد هدف، درون توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه بالایی رخنمون دارند. رخنمون این واحدهای سنگی را می‌توان در شمال‌غرب روستای اسبکشان، شمال روستاهای نوده و محمدآباد، جنوب روستاهای فیله‌شور و حمیره و اطراف روستاهای هلاک‌آباد، گفت و لندران مشاهده کرد.

در ادامه، با استفاده از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر، ۱:۱۰۰۰۰۰۰ دارین، نتایج سن‌سنجی، تصاویر ماهواره‌ای و عملیات صحرایی صورت گرفته در منطقه مطالعاتی ستون چینه‌شناسی و نقشه زمین‌شناسی ساده شده از محدوده مورد مطالعه تهیه گردید. با توجه به ستون چینه‌شناسی از توالی آتشفشانی- رسوبی هر یک از واحدهای سنگی به ترتیب سن در زیر توضیح داده می‌شوند. ستون چینه‌شناسی منطقه بطور کامل از سنگ‌های آذرین با میان لایه‌هایی از سنگ‌های رسوبی و ولکانوکلاستیک تشکیل شده است و سنگ‌های داسیتی، تراکی‌اندزیتی، ریولیتی و بازالتی به صورت بین لایه‌ای همراه با واحدهای آتشفشانی- رسوبی مشاهده می‌شوند. همچنین توده‌های گرانیتوئیدی متعددی در جنوب‌غرب سبزواری مشاهده می‌شود. در یک جمع‌بندی کلی می‌توان گفت که توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه بالایی جنوب‌غرب سبزواری از ۳ بخش اصلی تشکیل شده است (شکل ۲-۶). زیر واحدهای سنگی واحد ۱ با فراوانی سنگ‌های آذرین از قبیل داسیت، ریولیت، تراکی‌اندزیت، بازالت‌های بالشی، دایک‌های گابرویی و گرانیت همراه با توف- کریستال لیتیک توف مشخص می‌شود. (۲) بخش دوم توالی به طور کلی با

فراوانی سنگ‌های آذرآواری با ضخامت بیش از ۷۰۰ متر مشخص می‌شود که شامل آگلومرا، انواع توف (لاپیلی توف، لیتیک توف، کریستال- لیتیک توف) و مقادیر کمی ماسه سنگ توفی است و چند سیل گابرو/دیوریتی و استوک‌های گرانیتی در آن نفوذ کرده‌اند. (۳) بخش سوم توالی شامل سنگ‌آهک پلاژیک گلوبوترونکانادار همراه با توف، مارن و سنگ‌آهک ماسه‌ای است که در برخی نقاط توسط دایک‌ها و توده‌های کوچک دیوریتی قطع شده‌اند.



شکل ۲-۴- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از توالی آتشفشانی- رسوبی جنوب‌غرب سبزوآر (برگرفته شده از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر، ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین، تصاویر ماهواره‌ای و پیمایش‌های صحرایی).



شکل ۲-۵- نمایی از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی جنوب غرب سبزوار که عمده ستیغ‌های مرتفع را تشکیل می‌دهند (جنوب غرب سبزوار، دید عکس به سمت جنوب شرق).

تنوع زیاد نمونه‌های سنگی در نواحی آتشفشانی، زمینه‌های بسیار مفیدی را برای توصیف و تفسیر واحدهای سنگی متفاوت یک منطقه، در اختیار قرار می‌دهد. چنین تنوعی در مطالعاتی که اخیراً از منطقه صورت گرفته است نشان‌دهنده واحدهای آذرآواری بی‌شمار و سنگ‌های خروجی و نفوذی با ترکیبات متفاوت می‌باشد. بر این اساس سه واحد اصلی در محدوده‌ی مورد مطالعه تعیین شده است:

۱- واحد آذرآواری و رسوبی، ۲- واحد آتشفشانی و ۳- واحد نفوذی.

۲-۳-۱- واحد آذرآواری و رسوبی

به نهشته‌های آتشفشانی اولیه‌ای که قطعات آن‌ها بر اثر فوران آتشفشانی حاصل گشته و در نتیجه فرایندهای آتشفشانی اولیه ته‌نشین شده‌اند، آذرآواری می‌گویند (McPhi et al., 1993). توالی‌های آذرآواری منطقه‌ی مورد مطالعه نیز حاصل ته‌نشست اولیه موادی هستند که توسط فوران انفجاری آتشفشان خارج شده‌اند و بیشترین و قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند و به صورت لایه‌های چین‌خورده و شیب‌دار در تمام منطقه گسترش یافته‌اند. فراوان‌ترین آن‌ها، نهشته‌های آذرآواری سبز تا خاکستری رنگی هستند که از تنوع زیادی برخوردار بوده و انواع توف، آگلومرا و لایلی توف را در بر می‌گیرند. توف‌ها از مهم‌ترین واحدهای سنگی منطقه هستند که به صورت گسترده تحت تأثیر دگرسانی‌های گرمابی قرار گرفته و ضمن کانی‌سازی در درون خود، تغییر یافته‌اند.

الف- توف- کریستال لیتیک توف

سنگ‌های توفی موجود در منطقه مورد مطالعه، به رنگ سبز روشن تا خاکستری روشن دیده می‌شوند و دارای لایه‌بندی نازک هستند. این واحد اولین واحد چینه‌ای کرتاسه پسین می‌باشد (شکل ۲-۵) که در دره کال مرغ در شمال روستای محمدآباد، شمال روستای نوده و شمال غرب روستای اسبکشان برونزد دارد (شکل ۲-۷-الف). رنگ رخساره‌ای این واحد سبز همراه با لکه‌های بلورین تیره می‌باشد که دارای حدود ۱۰۰ متر ضخامت است (شکل ۲-۷-ب). این واحد به صورت لایه‌های نازک لایه و هم‌روند با واحدهای آتشفشانی ریولیتی و داسیتی مشاهده می‌شود. در این واحد تغییر رخساره در جهت قائم از پایین به سمت بالا و به صورت جانبی با افزایش میزان ذرات تخریبی (لیتیک) دیده می‌شود. لایه‌های پایینی این واحد شامل لیتیک توف نازک لایه است که به سمت بالا به توف نازک لایه سبز تغییر رخساره می‌دهد. فرسایش حفره‌ای یکی از مورفولوژی‌های فرسایشی مشاهده شده در توف‌های منطقه می‌باشد (شکل ۲-۷-ج). فرسایش حفره‌ای پدیده‌ای ناشی از تخریب شیمیایی سنگ‌هاست. درز و شکاف‌های ایجاد شده در سنگ‌ها، در اثر سرد شدن تدریجی توده و عملکرد تکتونیک منطقه، زمینه لازم را برای راه یافتن آب در داخل توده و افزایش میزان انحلال یون‌های سنگ فراهم می‌آورد. باد نیز در تشکیل این ساختار نقش مهمی را ایفا می‌نماید. به این صورت که ذرات حمل شده توسط باد با قرار گرفتن در داخل حفرات، حرکت دورانی را از خود بروز می‌دهند که سبب سائیده شدن دیواره حفرات و پیشرفت فرسایش سنگ می‌گردد.

Age	Symbol	Lithology	
Paleocene		Flysh type marl and sandstone, conglomerate	
Late Cretaceous	U.L. Cretaceous	Unit 3	P: Marl, silty marl with intercalation of limestone F: Sandy limestone Dioritic dyke K: Mn-bearing marly tuff L: Thin bedded globotruncana pelagic limestone
	Lower Late Cretaceous Volcanic- sedimentary sequence (LLCVSS)	Unit 2	Shaly tuff, tuffaceous sandstone and red tuff, Gabbrodioritic sill Alkali olivine basalt flow and tuffaceous silty sandstone (Host of Cu VMS mineralization) Agglomerate and lapilli tuff with intercalations of bedded tuff Gabbrodioritic sill
		Unit 1	Dacite porphyry Gabbroic dyke Pillow lava and spillite keratophyre L: Lithic tuff and lithic crystal tuff Trachyandesite Red tuff with Mn mineralization Disseminated Cu-bearing andesite Andesite tuff R: Rhyolite Granite Lithic tuff and lithic crystal tuff
Early Cretaceous		Calpionellites limestone, calcareous shale, tuff and silty marl	

100m

شکل ۲-۶- ستون چینہ‌شناسی عمومی از واحدهای سنگی کرتاسه در جنوب غرب سبزوار (اقتباس از Maghfouri et al., 2016 با تغییرات).

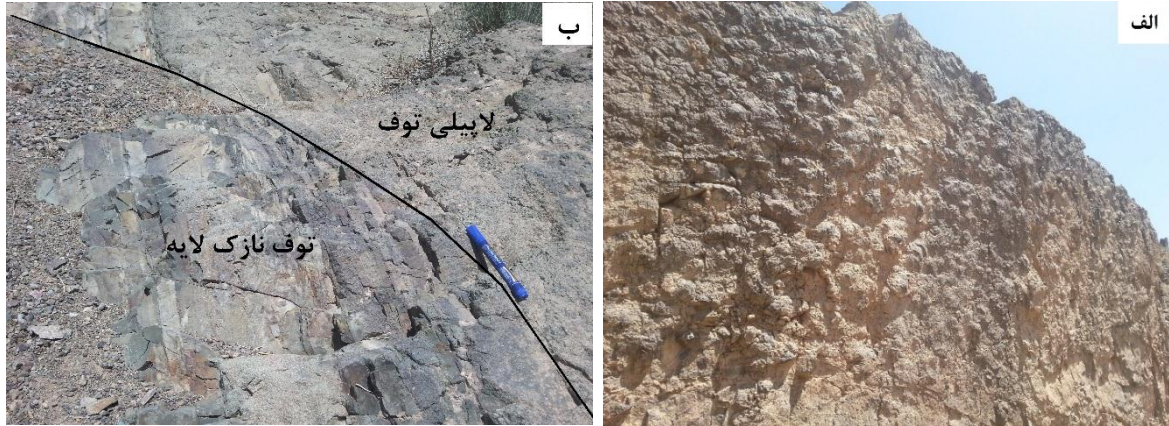


شکل ۲-۷-الف) رخنمون لیتیک توف در شمال غرب روستای اسبکشان (دید به سمت غرب)، ب) به قطعات لیتیک توف در اندازه‌های مختلف توجه شود، ج) فرسایش حفره‌ای در توف‌های جنوب غرب سبزوار.

ب- آگلومرا توف با میان لایه‌هایی از توف نازک لایه آگلومرا یکی دیگر از نهشته‌های آذرآواری در منطقه‌ی مورد مطالعه است که به صورت هم‌روند با واحدهای دیگر قرار گرفته است. مورفولوژی این واحد گاه‌ها به صورت ستیغ مانند و مرتفع است و دارای میان لایه‌هایی از توف نازک لایه می‌باشد. اندازه قطعات آگلومرا از ۲ تا ۵ سانتی‌متر متغیر بوده که به صورت گرد شده و در سیمانی از همان جنس قطعات قرار گرفته است. این واحد در برگیرنده سیل گابرودیوریتی با ضخامت بیش از ۶۰ متر می‌باشد (شکل ۲-۸-الف).

ج- لاپیلی توف با میان لایه‌هایی از توف نازک لایه ترکیب سنگ‌شناختی این واحد همانند واحد زیرین آن می‌باشد که دارای قطعات نسبتاً گرد در اندازه‌های ۱ تا ۲ سانتی‌متر بوده که به صورت هم‌روند و هم‌شیب نسبت به لایه‌های بالا و پایین خود قرار گرفته

است. ضخامت این واحد حدود ۱۲۰ متر می‌باشد که در بخش‌های بالایی دارای میان لایه‌هایی از توف نازک لایه است (شکل ۲-۸-ب).



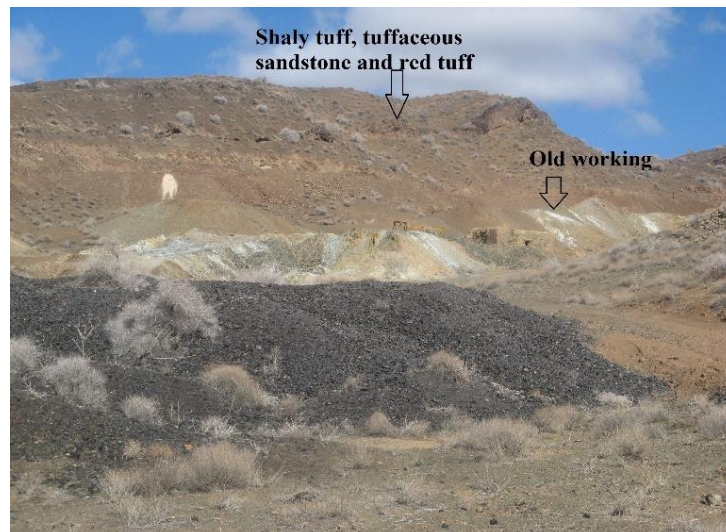
شکل ۲-۸-الف) رخنمونی از آگلومرا توف در جنوب غرب سبزواری (دید به سمت شمال شرق)،
ب) لاپیلی توف با میان لایه‌هایی از توف نازک لایه در جنوب غرب سبزواری (دید به سمت جنوب غرب).

د- توف نازک لایه پیریتی
این واحد توفی در زیر واحد ماسه‌سنگ سیلنتی قرار دارد و شامل ۳۰ تا ۳۵ متر توف‌های نازک لایه است (شکل‌های ۲-۹-الف و ب). در این واحد مقدار زیادی پیریت به صورت دانه پراکنده مشاهده می‌شود که در بعضی قسمت‌ها در یک روند قرار گرفته و لایه‌بندی ظریفی را ایجاد کرده‌اند. همچنین این واحد دارای دانه‌های ریز آمفیبول می‌باشد که در مواردی با چشم غیر مسلح قابل مشاهده هستند. توف نازک لایه پیریتی دارای امتداد شمال شرق - جنوب غرب است.



شکل ۲-۹-الف) رخنمونی از واحد توف پیریتی نازک لایه در جنوب غرب سبزواری (دید به سمت شمال شرق)،
ب) نمایی نزدیک از توف پیریتی نازک لایه در جنوب غرب سبزواری (دید به سمت شمال شرق).

ه- توف‌های قرمز، توف شیلی، ماسه‌سنگ توفی این واحد گستردگی زیادی در شمال روستای نوده دارد، با ضخامت ۱۷۰-۲۰۰ متر شامل توف قرمز، ماسه‌سنگ توفی و توف شیلی می‌باشد (شکل ۲-۱۰). رنگ رخساره‌ای این واحد رسوبی- آتشفشانی قرمز تا قرمز قهوه‌ای است و دارای مورفولوژی پست می‌باشد. در دره کال مرغ این واحد دربرگیرنده سیلی به ضخامت حدود ۴۰-۵۰ متر بوده که از جنس گابرویدیوریت (هم جنس با گابرویدیوریت موجود در آگلومرا توف) می‌باشد. به طوری که این واحد توفی در محل برخورد با این سیل دچار پختگی شده است.



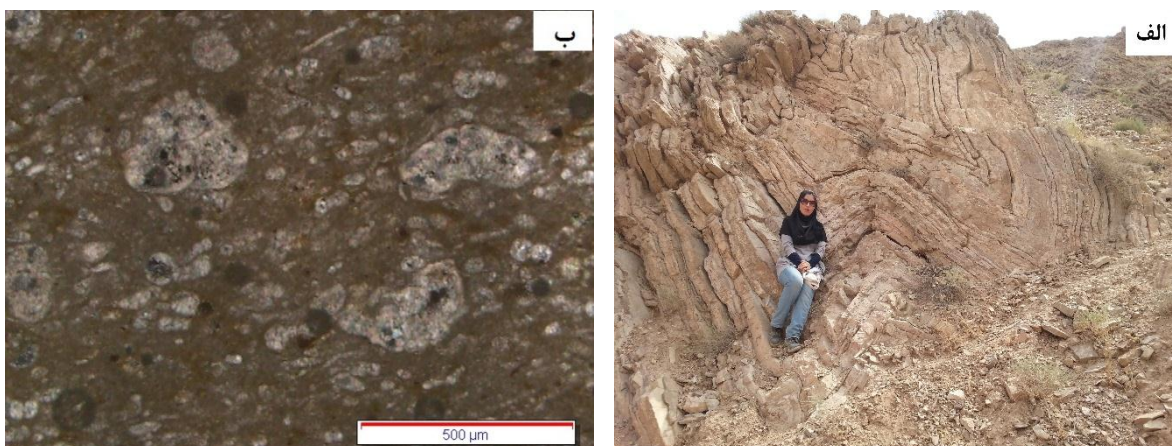
شکل ۲-۱۰- تصویری از توف‌های شیلی و ماسه‌سنگ‌های توفی در کانسار مس نوده که محل کنده کاری‌های قدیمی روی آن مشخص می‌شود.

ر- سنگ آهک پلاژیک در شمال منطقه مطالعاتی و در ناودیس گفت، توالی آتشفشانی- رسوبی منطقه توسط سنگ آهک گلوبوترونکانادار نازک تا متوسط لایه پوشیده شده است (شکل ۲-۱۱- الف و ب). این واحد آهکی به صورت صخره‌ساز، ارتفاعات جنوب غرب سبزواری را تشکیل می‌دهد. این واحد کربناتی دارای رنگ رخساره نخودی تا صورتی متمایل به خاکستری است. سنگ آهک پلاژیک به صورت هم‌شیب بر روی واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته است. در شمال روستای نورآباد میان لایه‌هایی از واحد آتشفشانی- رسوبی در داخل این واحد کربناتی مشاهده می‌شود که بیانگر تدریجی بودن مرز این دو واحد در منطقه است (شکل ۲-۱۱- ج و د). وجود فسیل‌های شاخص از جمله گلوبوترونکانا (به سن کرتاسه پسین) در آهک‌های منطقه

نشان دهنده سن کرتاسه پسین برای این سنگ‌ها و نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی درون آن‌هاست (Lindenberg et al., 1983; Tashi et al., 2014; Maghfouri et al., 2016؛ کاظمی و همکاران، ۱۳۹۴). در اثر فعالیت‌های تکتونیکی منطقه این واحد فسیل‌دار همراه با سایر واحدهای منطقه چین خورده است (شکل ۱۱-الف).

۲-۳-۱- واحدهای آذرین

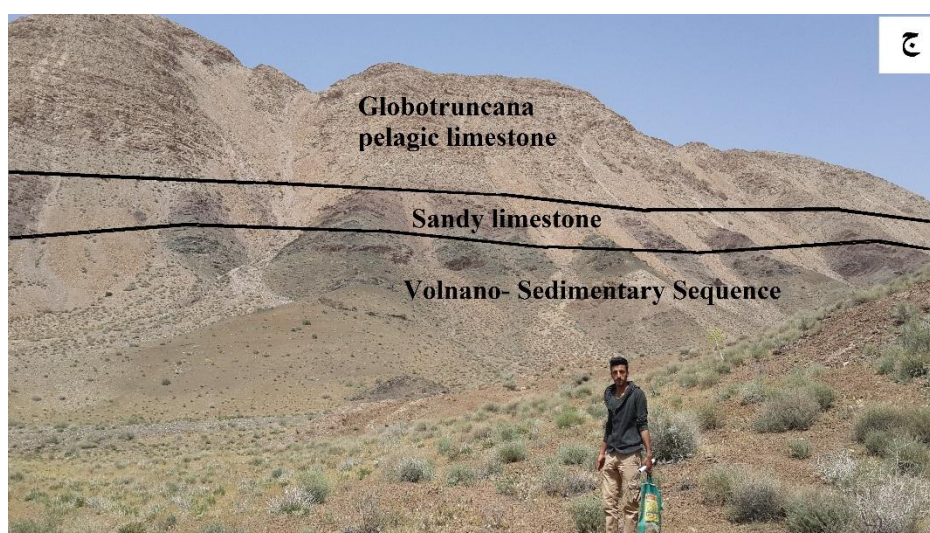
از پدیده‌های آذرین شاخص در منطقه، فعالیت ماگماتیسم به صورت سنگ‌های خروجی (داسیت، ریولیت، تراکی‌اندزیت و بازالت) و توده‌های نفوذی نیمه عمیق به صورت سیل، دایک و استوک (گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و گرانیت) در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین می‌باشد (شکل ۲-۶). تمرکز اصلی سیل‌ها در قسمت شرقی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین بوده و هم‌روند با لایه‌های آذرآواری و رسوبی امتداد عمومی NE-SW و شیب به سمت NW می‌باشند. وجود سنگ‌های آذرین با ترکیب بازیک و فلسیک (بازالتی و داسیتی/ریولیتی) در منطقه مطالعاتی باعث شده است که ماگماتیسم در منطقه ماهیت دوگانه (bimodal) پیدا کند. میزان سنگ‌های فلسیک در منطقه نسبت به سایر سنگ‌ها بیشتر می‌باشد. فعالیت‌های آذرین منطقه مطالعاتی به شرح زیر می‌باشد:



شکل ۱۱-۲-الف) تصویری از آهک‌های پلاژیک کرتاسه پسین در جنوب‌غرب سبزوار که چین‌خورده می‌باشند، ب) تصویر میکروسکوپی از فسیل گلوبوترونکانا در آهک‌های پلاژیک منطقه مطالعاتی، نور PPL.

الف-داسیت

واحد داسیتی، ضخیم‌ترین واحد آتشفشانی فلسیک در منطقه می‌باشد که رخنمون اصلی این واحد در دره کال مرغ، شمال روستای نوده و شمال شرق روستای اسبکشان با مورفولوژی خشن و برجسته مشاهده می‌گردد (شکل ۲-۱۲-الف). ضخامت این واحد فلسیکی در مناطق مختلف متفاوت است. بطوریکه ضخامت آن در دره کال مرغ حدود ۲۰۰ متر بوده در حالیکه در روستای اسبکشان تا ۱۰۰۰ متر نیز تغییر می‌کند. این سنگ آتشفشانی در دره کال مرغ دارای رنگ زرد نخودی بوده اما در شمال شرق روستای اسبکشان رنگ آن تیره‌تر می‌باشد. ستون‌های منشوری علاوه بر سنگ‌های بازالتی در نفوذی‌های کم عمق با ترکیب آندزیتی، تراکیتی، داسیتی و حتی ریوداسیتی و ریولیتی نیز گزارش شده است (Stewart and Mcphie, 2003). مهمترین ویژگی این واحد آتشفشانی، حالت منشوری بودن آن می‌باشد که این واحد آتشفشانی را از سایر واحدهای رسوبی-آتشفشانی منطقه متمایز می‌کند (شکل ۲-۱۲-ب). این ساخت بیشتر با زاویه ۵۰-۷۰ درجه به سمت شمال غرب و گاهی نیز به صورت عمودی است. ستون‌های منشوری اغلب داری سطوح ۵-۶ وجهی هستند، اما سطوح ۳، ۴ و ۷ وجهی نیز در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۲-ج).



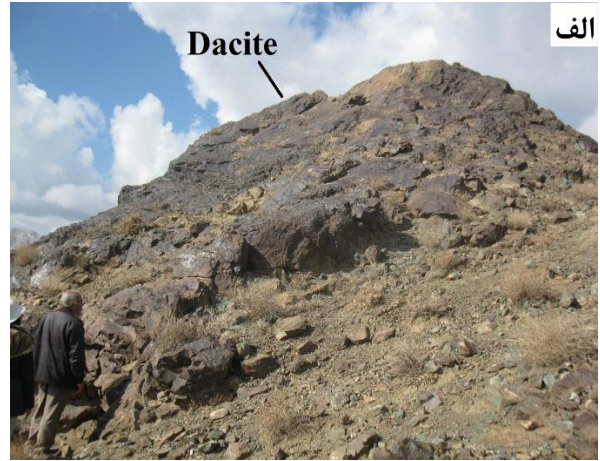


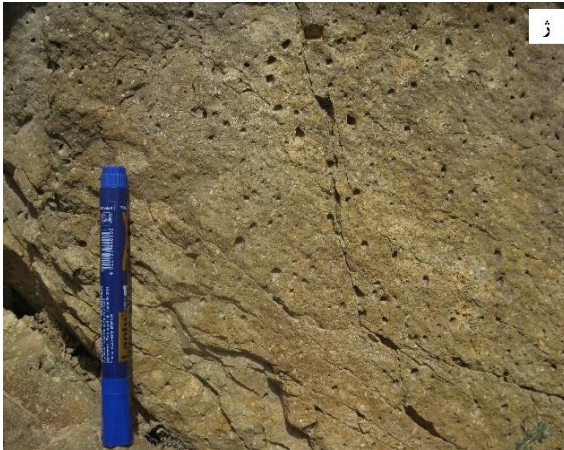
شکل ۲-۱۱-ج) تصویری از توالی آتشفشانی- رسوبی، آهک‌های ماسه‌ای و آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانادار در جنوب غرب سبزوار (دید به سمت شمال)، (د) لایه‌هایی از واحد آتشفشانی- رسوبی که به صورت بین لایه‌ای در داخل آهک‌ها دیده می‌شوند (دید به سمت شمال غرب).

طول ستون‌ها اغلب بین ۰/۲ تا ۳ متر و عرض آنها از ۰/۱ تا ۱/۵ متر متغیر است. علاوه بر درزه‌های قائم، این ستون‌ها به وسیله شکستگی‌هایی که بر محور قائم هر ستون منشوری عمود است، به ابعاد کوچکتری تقسیم شده‌اند. عوامل متعددی در تشکیل ستون‌های منشوری مؤثر می‌باشند که به موارد زیر می‌توان اشاره کرد: (۱) یکنواخت بودن ماگما و عدم وجود موارد فرار (Yoshihiko and Nobutaka, 2004)، (۲) نحوه یا شکل جایگیری ماگما (ماگما به صورت صفحه‌ای، جریانی و انواع دیگر جایگیری می‌کند که نسبت عرض به طول حجم ماگما و همچنین میزان آشفته‌گی گرمایی توده، در طول سرد شدن در تشکیل ستون منشوری مؤثر است) (Kattenhorn and Schaefer, 2004)، (۳) ضخامت توده، (۴) سرعت سرد شدن در سطح نسبت به داخل و محیط فعالیت ماگما (Schaefer, 2002)، (۵) ضخامت زیاد گدازه در هنگام فوران (قربانی، ۱۳۸۲)، (۶) چسبندگی (Schaefer, 2002). با توجه به مطالعات انجام شده در مورد چگونگی تشکیل ستون‌های منشوری (Budkewitsch et al., 1994) چگونگی تشکیل ستون‌های منشوری منطقه را می‌توان به این صورت تشریح نمود که انجماد در بخش بالایی گدازه سبب انقباض شده است و حاصل آن ایجاد نیروی کششی در سه جهت با زاویه ۱۲۰ درجه در بخش سطحی بوده که

خود عامل ایجاد درزه‌های اصلی است. تشکیل ستون‌های منشوری در ارتباط با این درزه‌های اصلی است که بر سطح ایزوترم (منحنی‌های هم‌دما) عمود هستند. با گسترش این درزه‌ها به سمت داخل، ستون‌های منشوری ایجاد شده‌اند. این واحد آتشفشانی فلسیک در بخش‌های پایینی توسط دایک‌های گابرویی قطع می‌شوند (شکل ۲-۱۲-د).

در برخی مناطق مانند شمال روستای نوده حرکت محلول‌های دگرسان کننده ناشی از نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی، باعث ایجاد دگرسانی شدید کلریتی و تشکیل فرسایش پوست پیازی در واحد داسیتی شده است (شکل ۲-۱۲-ذ). قطر این فرسایش پوست پیازی به بیش از ۳ متر می‌رسد. حواشی آنها اکثراً کلریتی شده ولی به سمت مرکز به دلیل تأثیر کمتر دگرسانی بافت و رنگ سالم‌تری را نشان می‌دهند. از دیگر موارد قابل مشاهده در داسیت‌های منطقه اسبکشان، وجود کلریت در درز و شکاف‌های آنها می‌باشد (شکل ۲-۱۲-ر). در منطقه اسبکشان در بعضی از قسمت‌ها سنگ‌های داسیتی به صورت قله‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۱۲-ز). قله‌ای شدن حاصل عملکرد سیستم‌های شکستگی، گردش آب، فرسایش و دگرسانی سنگ می‌باشد. به این صورت که گردش آب در داخل سیستم شکستگی‌های سنگ، زمینه لازم برای دگرسانی سنگ را فراهم می‌سازد. در اثر تکرار مداوم چرخش آب و دگرسانی سنگ، به تدریج حالت گردش‌دگی به سنگ تحمیل شده و شکستگی‌های سنگ، شکل گرد شده‌ای به خود می‌گیرند. داسیت‌های منطقه دارای ساخت پورفیری هستند و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کوارتز در نمونه دستی قابل رویت می‌باشند. حضور حفرات در سنگ‌های داسیتی نشانه سطح فوقانی آنهاست که در اثر برداشته شدن فشار، گازها از گدازه فوران یافته خارج شده‌اند (شکل ۲-۱۲-ژ). در برخی از رخنمون‌های داسیتی این حفرات توسط کانی‌های ثانویه از قبیل کلسیت و کلریت پر شده‌اند.

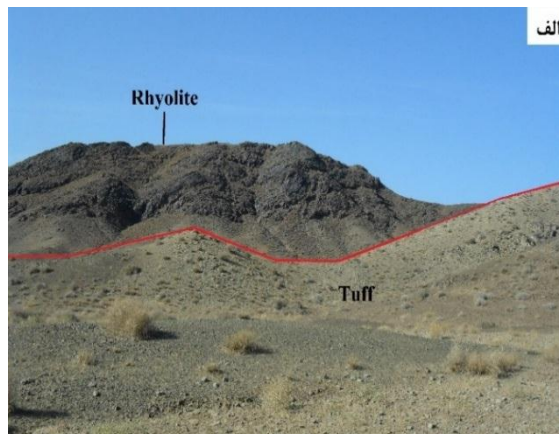




شکل ۲-۱۲- تصاویر صحرایی از داسیت‌های منطقه، الف) داسیت‌های صخره‌ساز در شمال شرق اسبکشان (دید به سمت غرب)، ب) داسیت‌های منشوری در دره کالمرغ (دید به سمت شمال شرق)، ج) نمایی از سطوح چند وجهی در داسیت‌ها، دره کالمرغ، د) نمایی از داسیت‌های منشوری که توسط دایک گابرویی قطع شده‌اند (دره کالمرغ، دید به سمت شمال شرق)، ذ) فرسایش پوست پیازی ایجاد شده در داسیت‌های صخره‌ساز شمال نوده (دید به سمت غرب)، ر و ز) وجود کلریت و قلوهای شدن در داسیت‌های شمال شرق اسبکشان، ژ) حفرات ناشی از خروج گاز در سطح داسیت‌های منشوری دره کالمرغ.

ب- ریولیت

واحد ریولیتی بعد از واحد داسیتی دومین واحد آتشفشانی فلسیک از نظر گستردگی در منطقه مطالعاتی می‌باشد. این واحد در شمال روستای محمدآباد در دره کالمرغ، روستای هلاک‌آباد، جنوب روستای حمیره و اسبکشان رخمون دارد (شکل ۲-۱۳- الف). رنگ این واحد آتشفشانی فلسیک خاکستری تیره می‌باشد که از دیگر واحدهای اطراف کاملاً متمایز است. این واحد آتشفشانی در برخی قسمت‌ها مانند منطقه هلاک‌آباد بیشتر به صورت منشوری بوده و در دیگر مناطق به صورت جریان‌های گدازه‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۳- ب). حداکثر ضخامت این واحد در دره کالمرغ به ۸۰ متر می‌رسد، اما در دیگر مناطق ضخامت آن به بیش از ۸۰ متر می‌رسد. واحد ریولیتی در بین واحدهای توفی نازک لایه قرار داشته، حاشیه این واحد آذرآواری در تماس با واحد ریولیتی دچار دگرسانی سیلیسی شده است. در سطح گدازه‌های ریولیتی حفرات متعددی مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۳- ج). این حفره‌ها نشان از خروج گازها در حین فوران این واحد آتشفشانی از متن سنگ اولیه می‌باشد که آثار آن به صورت حفره دیده می‌شود.



شکل ۲-۱۳- الف) تصویری از گدازه‌های ریولیتی در جنوب غرب سبزواری (دید به سمت شمال غرب)، ب) نمایی از ریولیت‌های منشوری در جنوب هلاک‌آباد (دید به سمت شمال غرب)، ج) حفرات موجود در سطح گدازه‌های ریولیتی که در اثر خروج گاز ایجاد شده‌اند.

ج- تراکی‌اندزیت

این واحد آتشفشانی در منطقه نوده گسترش قابل توجهی دارد. ضخامت این واحد نزدیک به ۱۲۰ متر بوده که در بین واحدهای دیگر قرار گرفته و دارای رنگ قهوه‌ای تا خاکستری روشن بوده و به‌طور موضعی یک سطح قرمز رنگ، ناشی از هوازدگی در آن‌ها دیده می‌شود. مورفولوژی این واحد به صورت صخره‌ساز و در بعضی قسمت‌ها به حالت منشورهای ۵-۶ وجهی است (شکل ۲-۱۴- الف و ب). ابعاد و تعداد منشورها به سرعت سرد شدن آنها بستگی دارد. سرد شدن سریع باعث می‌شود که نیروها هر چه بیشتر آزاد شوند و در نتیجه منشورهای باریک‌تر تشکیل می‌شود. سرد شدن تدریجی نیز باعث می‌شود که تعداد وجوه منشورها بیشتر، سطوح آنها منظم‌تر و ابعاد آن بزرگ‌تر شود.



شکل ۲-۱۴- تصاویری از سنگ‌های تراکی‌آندزیتی در شمال نوده (دید به سمت شمال شرق)، الف) نمایی از تراکی‌آندزیت‌های منشوری (دید به سمت شمال)، ب) تصویری از تراکی‌آندزیت‌های منطقه به صورت بین لایه‌ای در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی جنوب غرب سبزوار (دید به سمت شمال شرق).

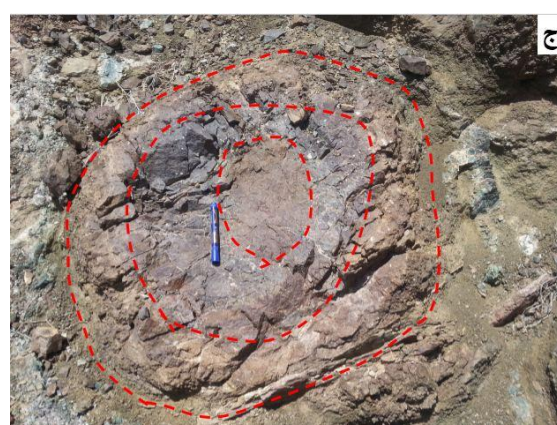
د- بازالت

سنگ‌های بازالتی با توپوگرافی خشن در منطقه رخنمون دارند. این سنگ‌های آتشفشانی از لحاظ موقعیت چینه‌ای در واحد اصلی توالی میزبان قرار می‌گیرد که در بین لایه‌های توفی و لیتیک توفی نازک لایه جای گرفته است (شکل ۲-۶). بازالت‌های منطقه در جنوب روستای فیلشور علاوه بر اینکه به صورت بین لایه‌ای در بین سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی منطقه مشاهده می‌شوند به صورت بازالت بالشی نیز رخنمون دارند (شکل ۲-۱۵- الف). ضخامت این واحد بازالتی دگرسان شده از ۵۰ تا ۶۰ متر متغیر بوده که از بالش‌های کوچک و بزرگ تشکیل شده است. یک پهنه‌بندی از حاشیه به مرکز در بالش‌ها وجود دارد به این صورت که حاشیه بالش‌ها اکثراً کلریتی شده ولی مرکز آن چون کمتر تحت تأثیر آب دریا قرار گرفته و دیر سرد شده است بافت و رنگ سالم‌تری را نشان می‌دهد (شکل ۲-۱۵- ج). در کل اندازه بالش‌ها به طور مستقیم با ترکیب شیمیایی ماگما، گرانیروی گدازه و سرعت خروج ماگما و همچنین به زاویه شیب به عنوان عامل ثانویه (Walker, 1992) و پایداری حرارتی یا به عبارتی توانایی استقامت بالش در برابر شکستگی در هنگام سرد شدگی (Moore, 1970) بستگی دارد. بزرگترین بالش‌ها به قطر بیش از ۲ متر می‌رسد که دارای حواشی دگرسان شده می‌باشد. بر پایه رده‌بندی (Walker 1992)

بالش‌های با اندازه کمتر از ۱ متر بالش‌های عادی و بالش‌های با اندازه میان ۱ تا ۳ متر بالش‌های گول‌پیکر به شمار می‌روند. بر این اساس، بالش‌های منطقه مطالعاتی را می‌توان در گروه بالش‌های گول‌پیکر دسته‌بندی کرد. به نظر می‌رسد این نوع بالش‌ها در برون‌ریزی‌های پر حجم (به علت حجم زیاد مواد مذاب) تشکیل شده‌اند. بروز فشارهای انبساطی در داخل پوسته شیشه‌ای گدازه‌های بالشی سبب تشکیل ریز درزهایی در پوسته شیشه‌ای و ایجاد سطح زبر می‌گردد. بازالت‌های بالشی دارای اشکال و مناظر بسیار متفاوتی از قبیل غده‌ای و لوله‌ای هستند (Juteau and Maury, 1997)؛ چنان‌چه در منطقه مطالعاتی به صورت اشکال غده‌ای و لوله‌ای مشاهده می‌شوند. سطح آنها اغلب دارای شکستگی‌های متقاطع هستند که از مرکز بزرگترین شکاف‌ها به صورت شعاعی منشعب می‌شوند. عمدتاً بین گدازه‌های بالشی فضایی وجود دارد که توسط موادی در قالب سیمان پر شده است. این مواد ممکن است منشأ رسوبی یا گرمایی داشته باشد (Juteau and Maury, 1997). در منطقه مطالعاتی این سیمان عمدتاً منشأ گرمایی دارد و از کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت، کلریت و همچنین مواد حاصل از شیشه‌های خرد شده گدازه‌های بالشی تشکیل شده است. گدازه‌ها و بالش‌های بازالتی بافت بادامکی داشته که حفرات آنها توسط کانی‌های ثانویه همانند کلسیت و کلریت پر شده‌اند (شکل ۲-۱۵-ب و د).

ذ- گابرو- گابرو دیوریت و دیوریت

این واحدهای سنگی نفوذی نیمه‌عمیق به صورت دایک، سیل و توده‌های کوچک در واحدهای اول، دوم و سوم توالی چینه‌شناسی منطقه مطالعاتی رخنمون دارد (شکل ۲-۵). همانطور که گفته شد دایک‌های گابرویی در بخش‌های پایینی توالی سنگ‌های داسیتی را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۱۲-د). دگرسانی و حاشیه پخته بسیار ضعیف در محل تماس دایک‌های گابرویی و داسیت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۶-الف). توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق گابرو دیوریتی در بین واحدهای آتشفشانی- رسوبی منطقه به صورت هم‌رند قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۱۶-ب). محل کنتاکت این توده‌ها با سنگ‌های دربرگیرنده به



شکل ۲-۱۵-الف) نمایی از بازالت‌های بالشی در جنوب روستای فیلسور (دید به سمت غرب)، (ب) تصویری از بافت بادامکی در گدازه‌های بالشی که توسط کلسیت و کوارتز پر شده‌اند، (ج) کاهش شدت دگرسانی از حاشیه بالش به سمت داخل، که حاشیه بالش بیشتر تحت تأثیر آب دریا قرار گرفته و متحمل دگرسانی بیشتری شده است (جنوب روستای فیلسور، دید به سمت غرب)، (د) بافت بادامکی و حفرات درشت پر شده با کلریت در گدازه‌های بازالتی.

صورت یک حاشیه پخته دیده می‌شود. نفوذ سیل‌های گابرو دیوریتی توف‌های اطراف را شدیداً سیلیسی کرده و بافت اولیه آنها را از بین برده است. این فرآیند سیلیسی شدن از حاشیه سیل به طرف توف‌های دربرگیرنده کاسته شده و در محل تماس این دو واحد به اوج خود می‌رسد. همین عامل باعث ایجاد ستیغ‌های بلند در واحد آذرآواری شده است. دیوریت‌ها به صورت دایک و استوک‌های کوچک در در بخش بالایی توالی آتشفشانی- رسوبی منطقه رخون دارند (شکل ۲-۱۶-ج). دیوریت‌ها دارای بلورهای خودشکل و درشت آمفیبول در نمونه دستی هستند؛ به طوری که اندازه این بلورها تا ۰/۵ سانتی‌متر نیز

می‌رسد (شکل ۲-۱۶-د). افزایش فشار بخار آب و تمرکز عناصر سازنده آمفیبول‌ها شرایط را برای تشکیل این بلورهای درشت را فراهم کرده است.



شکل ۲-۱۶-الف) نمایی از حاشیه دگرسان و پخته بین دایک گابرویی و داسیت در دره کالمرغ، ب) تصویری از سیل گابرویدیوریتی که بطور هم‌روند در بین توالی آتشفشانی- رسوبی قرار گرفته است (دید به سمت شرق)، ج) نمایی از استوک دیوریتی که در واحد آتشفشانی- رسوبی رخنمون یافته است (دید به سمت شمال شرق)، د) تصویری از درشت بلورهای آمفیبول در نمونه دستی دایک‌های دیوریتی.

مرز این سیل و دایک‌ها با واحدهای توفی در جنوب فیلشور به صورت حواشی پپریتی (peperite)، تدریجی و درهم آمیخته می‌باشد (شکل ۲-۱۷-الف). این حاشیه پپریتی نشان از اختلاف زمانی کم بین رسوبگذاری سنگ‌های آذرآورای و تزریق واحد گابرویدیوریت- دیوریتی می‌باشد. به طوریکه در نزدیکی مرز، قطعاتی از رسوبات و توف در داخل توده‌های نفوذی و قطعاتی از گابرویدیوریت-دیوریت در داخل رسوبات و توف‌ها مشاهده می‌شود. این پدیده بیانگر نفوذ توده‌های نفوذی قبل از سخت شدن و سنگی شدن رسوبات می‌باشد (Mcphie et al., 1993). در برخی قسمت‌ها آثار کانه‌زایی مس در سطح

گابرودیوریت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۷-ب) که این نوارها حاصل تفریق و تمرکز بلورهای هورنبلند است که بلورهای سوزنی شکل آن، در نمونه دستی، به آسانی قابل رویت هستند.

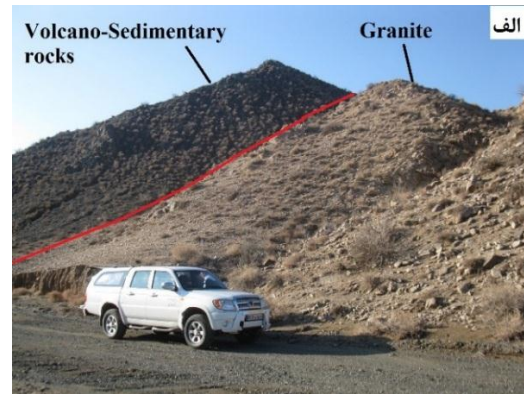
ر- گرانیت

در شمال شرقی روستای اسبکشان، استوک‌های گرانیتی به درون واحد آذرآواری نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-۱۸-الف) و سبب دگرسانی وسیع آرژیلیتی و کانه‌زایی مس-نقره در سطح تماس شده‌اند. این گرانیت‌ها در نمونه دستی صورتی رنگ هستند و کانی‌های فرومنیزین مانند آمفیبول در آنها دیده می‌شود. از دید دگرسانی، توده‌های نفوذی فلسیک به نسبت دگرسان هستند و در مناطقی، اپیدوتی شدن، کلریتی شدن و تشکیل اکسیدهای آهن در آنها دیده می‌شود (شکل ۲-۱۸-ب)؛ به گونه‌ای که در برخی از بخش‌ها لکه‌هایی از اپیدوت بر روی سنگ‌های گرانیتی دیده می‌شود. حضور کانی‌هایی همانند کلریت و اپیدوت در بعضی قسمت‌ها، رنگ سنگ را تا حدودی متمایل به سبز نموده است.

سنگ‌های گرانیتی دارای آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک به صورت زوایه‌دار تا گرد شده در اندازه‌های کوچک در حد سانتی‌متر هستند (شکل ۲-۱۸-ب) که به نظر می‌رسد آنها آنکلاوهای پیش‌رسی باشند که در مراحل اولیه تزریق ماگما گسترش یافته‌اند. این آنکلاوها عمدتاً بیضوی شکل هستند و جدا نمودن کامل آنها از سنگ میزبانشان غیر ممکن می‌باشد زیرا به طور همزمان با سنگ میزبانشان متبلور شده‌اند. آنکلاوهای مذکور مشخصاً از سنگ‌های گرانیتوئیدی میزبانشان دانه‌ریزتر، تیره رنگ و دارای مرز شارپ با سنگ میزبان هستند که این دانه‌ریز بودن شرایط تبلور ویژه‌ای را نشان می‌دهد. از دیگر ویژگی‌های موجود در گرانیت‌های منطقه می‌توان به حضور بخش‌های تفریق یافته سرشار از ارتوز اشاره کرد که دارای رنگ صورتی می‌باشند (شکل ۲-۱۸-ج). کانه‌زایی از مس به صورت مالاکیت در سنگ‌های آتشفشانی که توسط توده‌های گرانیتی قطع شده‌اند، مشاهده می‌گردد. این کانه‌زایی در اثر نفوذ و سرد شدن توده گرانیتی است که منجر به آزاد شدن سیالات و ایجاد کانه‌زایی مس و دگرسانی کلریتی و آرژیلیتی در سنگ میزبان شده است.



شکل ۲-۱۷-الف) تصویری از حاشیه پیریتی در واحد دیوریتی، (ب) آثار کانه‌زایی مس در سیل‌های گابرو دیوریتی منطقه.



شکل ۲-۱۸-الف) تصویری از سنگ‌های گرانیتی منطقه در شمال شرق اسبکشان (دید به سمت شمال شرق)، (ب) آنکلاوهای میکروگرانولار و لکه‌هایی از اپیدوت و اکسید آهن در گرانیت‌های شمال شرق اسبکشان، (ج) تصویری از بخش‌های تفریق یافته سرشار از ارتوز در گرانیت‌های شمال شرق اسبکشان.

۲-۳-۳- پالتوسن

در نهشته‌های پالتوسن منطقه مورد مطالعه تنوع فراوان و تغییرات جانبی نسبتاً شدید رخساره‌ها مشاهده می‌شود که به خوبی شدت فعالیت‌های زمین‌ساختی منطقه در آن زمان را که مقارن با بسته شدن حوضه رسوبی فلیش می‌باشد، منعکس می‌سازد. به همین خاطر قسمت عمده واحدهای پالتوسن را

ماسه‌سنگ‌های قرمز، کنگلومرا و مارن و ماسه‌سنگ‌های شبه فلیشی تشکیل می‌دهند که به صورت ناپیوسته بر روی بخش کربناتی کرتاسه پسین واقع شده است (شکل ۲-۴ و ۶).

۲-۳-۴- ائوسن

واحدهای ائوسن در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ دارین تغییرات رخساره جانبی زیادی از خود نشان می‌دهند. نهشته‌های مربوط به ائوسن از واحدهای ماسه‌سنگی، مارنهای قرمز و زرد رنگ، کنگلومرا، سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار و رسوبات شبه فلیش شامل تناوب‌های سبز- خاکستری مارن سیلت‌دار، سیلت‌سنگ و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. این واحدها در نهایت به کنگلومرای ضخیم لایه تا توده‌ای شکل و کنگلومرا با میان لایه‌های ماسه‌سنگ ائوسن پسین- الیگوسن منتهی می‌شود (شکل ۲-۴، ۶ و ۱۹).



شکل ۲-۱۹- نمایی از کنگلومرای ائوسن در شرق روستای هلاک‌آباد (دید به سمت شمال شرق).

۲-۴- زمین‌شناسی اقتصادی

حوضه پشته کمانی سبزوار با داشتن رخساره‌های رسوبی دریایی عمیق، توده‌های اولترامافیک- مافیک، گدازه‌ها و توالی آتشفشانی- رسوبی خاستگاه مناسبی برای کانی‌زایی‌های نوع بستر اقیانوسی می‌باشد. از میان آنها می‌توان به کانسارهای نوع کرومیت انبانی شکل (Shojaat et al., 2003؛ وطن‌پور، ۱۳۸۶)، کانسارهای مس سولفید توده‌ای نوع قبرس (بداخشان، ۱۳۷۷) و کانسارهای منگنز نوع ولکانوژن (مسعودی، ۱۳۸۸) را اشاره کرد.

ذخایر معدنی بخش شرقی پهنه سبزوار را می‌توان به ۳ گروه تقسیم کرد که بیانگر جایگاه‌های ژئودینامیکی و توزیع فضایی متفاوت می‌باشند (Maghfouri et al., 2016):

- ۱- کانسار پلی‌متال غنی از آهن تکنار است که سنگ میزبان آنها اردوویسین می‌باشد.
- ۲- کانسار کرومیت همراه با پریدوتیت‌های سرپانتینیزه شده، نهشته‌های ماسیوسولفید (VMS) و نهشته‌های معدنی منگنز در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه.
- ۳- کانه‌زایی پالئوژن در شرق پهنه سبزوار که شامل نهشته‌های پورفیری و کانه‌زایی مس در مارن ماسه‌ای قرمز است.

مطالعات ژئوشیمیایی که توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و همچنین پژوهشگران مختلف در محدوده پهنه سبزوار به عمل آمده است منجر به شناسایی رخداد‌های مختلف کانه‌زایی‌های مس و منگنز در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین در این زیرپهنه ساختاری شده است. از جمله این کانه‌زایی‌های مس و منگنز می‌توان به کانسارهای مس هلاک‌آباد (حسینی‌نژاد، ۱۳۸۷)، نوده (مغفوری، ۱۳۹۱)، مس- نقره گرماب پایین (طاشی، ۱۳۹۴)، منگنز چشمه فریزی و بنسبرد (مسعودی، ۱۳۸۸)، منگنز چشمه سفید و ذاکری (تقی‌زاده، ۱۳۹۴) و منگنز نوده (نصراللهی، ۱۳۹۳) اشاره کرد. بیشترین حجم توده‌های سنگی منطقه مورد مطالعه را سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری مربوط به کرتاسه پسین تشکیل می‌دهند که در آن‌ها کانی‌سازی‌های متنوعی صورت پذیرفته است (شکل ۲-۲۰-الف، ب و ج). در تشکیل این کانی‌ها، جایگیری توده‌های نفوذی در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی موثر بوده است. به طوری که ماگماتیسیم منطقه، باعث افزایش گرادیان زمین‌گرمایی شده و توده‌های ماگمایی بسیاری را در اعماق کم جایگزین نموده‌اند. در نتیجه‌ی این امر، محلول‌های گرمابی در داخل سنگ‌های میزبان به جریان افتاده و موجب کانی‌سازی مواد معدنی در داخل شکستگی‌های موجود در آن‌ها شده‌اند. در توالی آتشفشانی- رسوبی منطقه، به علت وجود شرایط مناسب (سنگ میزبان، محیط تکتونیکی، ولکانیسم زیردریایی و ...) پتانسیل خوبی برای تشکیل مس به صورت همزمان با سنگ‌های آتشفشانی

فراهم شده است که می‌توان کانسارها و اندیس‌های مس نوده، چون، کلاته لالا و گراب را نام برد. کانی‌سازی منگنز در جنوب‌غرب سبزوار از گستردگی قابل ملاحظه‌ای برخوردار است که در واحدهای مختلف توالی آتشفشانی- رسوبی منطقه رخ داده است. بررسی‌های ژئوشیمیایی صورت گرفته بر روی کانسارهای مس و منگنز منطقه مطالعاتی نشان می‌دهند که فعالیت آتشفشانی زیر دریایی در یک حوضه کششی پشت کمانی در کرتاسه پسین منجر به تشکیل کانسارهای سولفید توده‌ای و منگنز آتشفشانی- رسوبی شده است (تقی‌زاده، ۱۳۹۴؛ نصراللهی، ۱۳۹۳؛ طاشی و همکاران، ۱۳۹۵، ۱۳۹۶؛ Maghfourie et al., 2016).



ب



الف



ج

شکل ۲-۲۰- تصاویری از پتانسیل‌های معدنی منطقه، الف) نمایی از کانه‌زایی منگنز در شمال‌شرق اسبکشان، ب) کانه‌زایی منگنز در توف‌های جنوب‌غرب سبزوار (دید به سمت شمال‌شرق)، ج) کانه‌زایی مس در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی جنوب‌غرب سبزوار (دید به سمت جنوب‌غرب).

فصل سوم پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

یکی از روش‌های مطالعاتی پرکاربرد در زمین‌شناسی بخصوص پترولوژی بررسی‌های پتروگرافی و میکروسکوپی است. این مطالعات به منظور شناسایی کانی‌ها، مطالعه بافت‌ها، نام گذاری سنگ‌ها، دگرسانی و نظایر آنها انجام می‌گیرد. مطالعه بافت و ترکیب کانی‌ها به همراه ژئوشیمی کل سنگ یکی از مفیدترین راه‌ها برای تشخیص فرآیندهای تحول ماگمایی است. تشخیص بسیاری از کانی‌ها و سنگ‌ها در نمونه دستی به دلیل ریز بودن آنها امکان پذیر نیست. لذا جهت بررسی دقیق این گونه نمونه‌ها باید از مقاطع نازک استفاده کرد. به همین منظور، بیش از ۱۵۰ مقطع نازک از سنگ‌های منطقه مطالعاتی تهیه و مورد بررسی و مطالعه پتروگرافی قرار گرفتند. به‌طور کلی، خصوصیات پتروگرافی، حاصل مجموعه‌ای از رخدادهاست که از هنگام تشکیل ماگما تا صعود، فوران و سپس جایگزینی آن در سطح یا داخل زمین، اتفاق می‌افتند و بنابراین تأثیر عوامل و رویدادهای مختلف، موجب پیچیده شدن این خصوصیات می‌گردد. بی‌شک، شناسایی روابط یاد شده در مقیاس میکروسکوپی، درک دقیق‌تری از تاریخچه زمین‌شناسی یک منطقه در پی خواهد داشت. سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق به صورت گدازه، سیل و دایک در بین واحدهای آذرآواری و رسوبی منطقه مطالعاتی رخنمون یافته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب ریولیت، داسیت، تراکی‌آندزیت و بازالت می‌باشند. بر اساس مطالعات اولیه‌ی پتروگرافی، این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، فلدسپات‌های آلکالن و کوارتز در یک زمینه دانه‌ریز از همین کانی‌ها تشکیل شده‌اند. توده‌های نفوذی، غالباً با ترکیب حدواسط از گستردگی و تنوع بالایی در منطقه برخوردارند و ترکیب آنها شامل دیوریت، گابرو دیوریت، گابرو و گرانیت است. این توده‌ها از نظر کانی‌شناسی دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند، آلکالی فلدسپار، پیروکسن و کمی بیوتیت هستند. مهمترین سنگ‌های آذرآواری-رسوبی رخنمون یافته در منطقه شامل لیتیک‌توف، توف ماسه‌ای و توف نازک لایه پیریت دار می‌باشند. از مهم‌ترین فنوکریست‌های این سنگ‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز و کوارتز اشاره کرد. کوارتزها به صورت خرد شده و زاویه‌دار هستند. پلاژیوکلازها اغلب به سریسیت، اپیدوت و کلسیت تجزیه شده‌اند. معمولاً شکستگی‌های موجود در توف‌ها توسط

کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، اپیدوت و کلسیت پر شده‌اند. علائم اختصاری مورد استفاده در شکل‌های این فصل در جدول ۱-۳ آمده است.

جدول ۱-۳- علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی (علائم اختصاری کانی‌ها از Kretz, 1983).

نام کانی	علائم اختصاری	نام کانی	علائم اختصاری
پلاژیوکلاز	Plg	آپاتیت	Apa
کلینوپیروکسن	Cpx	اپیدوت	Epi
آمفیبول	Amp	کلسیت	Cc
فلدسپار	kf	کلریت	Chl
بیوتیت	Bt	لیتیک	L
کوارتز	Qtz	اپک	Opq

۳-۲- سنگ‌های آذرآواری

مطالعه سنگ‌های آذرآواری با پیچیدگی‌های زیادی روبرو می‌باشد. همچنین مطالعه این سنگ‌ها، اطلاعات کمی را در مورد تاریخچه زمین‌شناسی و فرآیندهای مرتبط با تشکیل آن‌ها در اختیار قرار می‌دهد. دیاژنز یکی از مهم‌ترین عواملی است که در این امر دخالت دارد؛ زیرا با تخریب بافت‌های رسوبی و دگرسان نمودن کانی‌ها و تبدیل آن‌ها به ماتریکس، ماهیت اولیه سنگ را از بین می‌برد. با انجام مطالعات سنگ‌شناسی مشخص گردید که بخش عمده‌ای از این سنگ‌ها از زمینه ریزدانه تا شیشه‌ای تشکیل شده‌اند. مهم‌ترین این توف‌ها شامل لیتیک‌توف، توف نازک لایه پیریت‌دار، توف ماسه‌ای و توف آندزیتی است. کوارتز و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌باشند. آمفیبول نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. کوارتز در صورتی که به صورت فنوکریست وجود داشته باشد، دارای حاشیه خلیجی

می‌باشد. در بیشتر موارد این توف‌ها دارای شیشه فراوان می‌باشند که تبدیل به اکسید آهن شده است و ظاهری قرمز تا نارنجی به سنگ می‌دهد. در زیر به طور مختصر به پتروگرافی این سنگ‌های آذرآواری پرداخته شده است.

۳-۲-۱ - لیتیک توف

این واحد آذرآواری از کوارتز، پلاژیوکلاز، کلریت، اپیدوت و اپک تشکیل شده است (شکل ۳-۱-الف). پلاژیوکلازهای سنگ عمدتاً تحت تأثیر دگرسانی به کانی‌های ثانویه از جمله کلریت، اپیدوت و سریسیت تجزیه شده‌اند. به نظر می‌رسد زمینه کریپتوکریستالین سنگ متشکل از ریزبلورهای کانی‌های اکسید آهن، سیلیس، اپیدوت و کلریت می‌باشد. بلورهای کوارتز هم به صورت بلور درشت و هم به صورت ریز در زمینه مشاهده می‌شوند. این کانی در اندازه‌های کمتر از ۱ میلی‌متر به صورت گرد شده تا زاویه‌دار می‌باشد و در برخی موارد دارای خلیج خوردگی است.

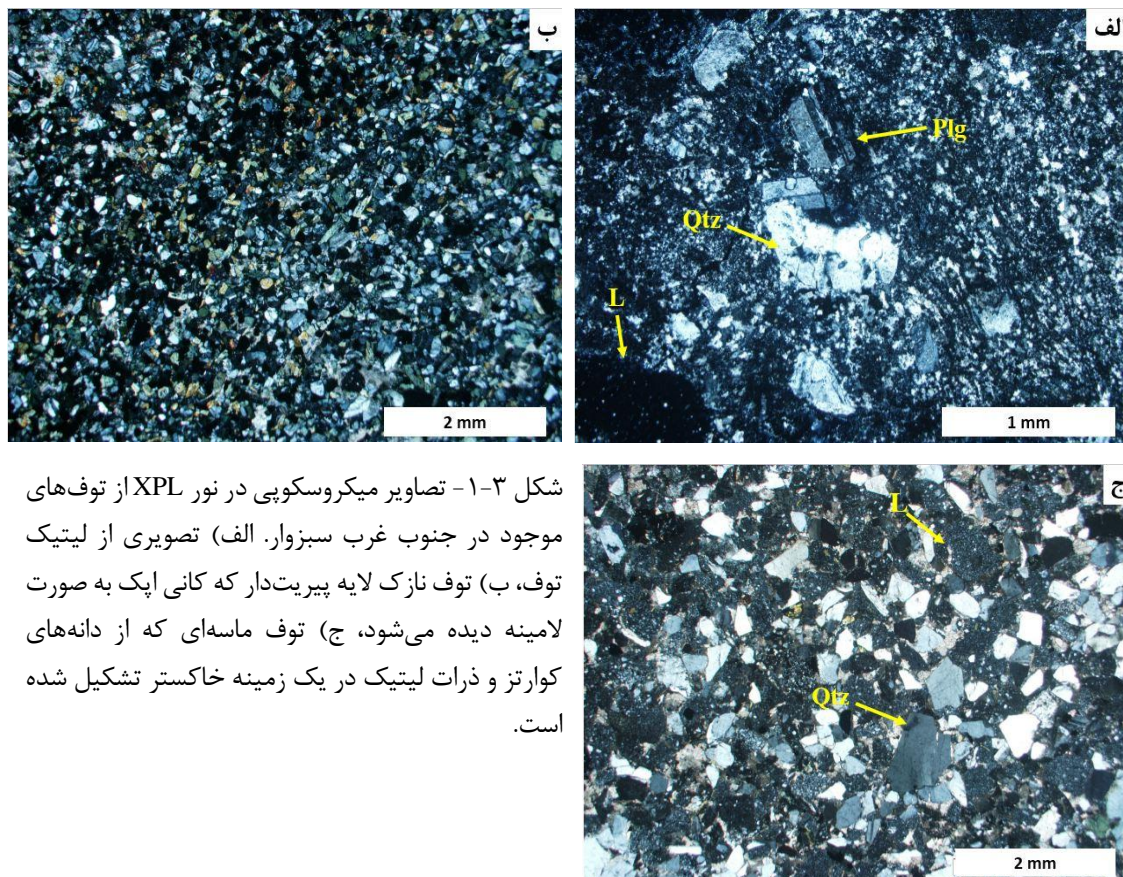
۳-۲-۲ - توف نازک لایه پیریت‌دار

این واحد سنگی از پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول، کانی‌های اپک و ذرات لیتیک تشکیل شده است (شکل ۳-۱-ب). آمفیبول و کانی‌های اپک بیشترین تشکیل دهنده این سنگ می‌باشند. برخی از پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی بوده و برخی از آنها در اثر دگرسانی به کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. آمفیبول‌ها کمتر به شکل فنوکریست و کشیده هستند و بیشتر به صورت دانه‌ریز در زمینه دیده می‌شوند. برخی از آمفیبول‌ها دو سیستم رخ غیر قائم از خود نشان می‌دهند. کانی‌های اپک به صورت پراکنده به همراه سایر ذرات تخریبی دیده می‌شوند و لامینه‌های ظریفی را نشان می‌دهند.

۳-۲-۳ - توف ماسه‌ای

این واحد تخریبی - آذرآواری دارای بافت تخریبی بوده و از ذرات کوارتز تخریبی و خرده‌های پلاژیوکلاز تشکیل شده است (شکل ۳-۱-ج). زمینه این واحد هم جنس با قطعات تشکیل دهنده این واحد

پیروکلاستیکی است که بلورهای کوارتز، ذرات خرده‌سنگی و بلورهای پلاژیوکلاز را به هم متصل کرده است.



شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از توف‌های موجود در جنوب غرب سبزوار. الف) تصویری از لیتیک توف، ب) توف نازک لایه پیریت‌دار که کانی آپک به صورت لامینه دیده می‌شود، ج) توف ماسه‌ای که از دانه‌های کوارتز و ذرات لیتیک در یک زمینه خاکستر تشکیل شده است.

۳-۳- واحدهای آتشفشانی

۳-۳-۱- داسیت

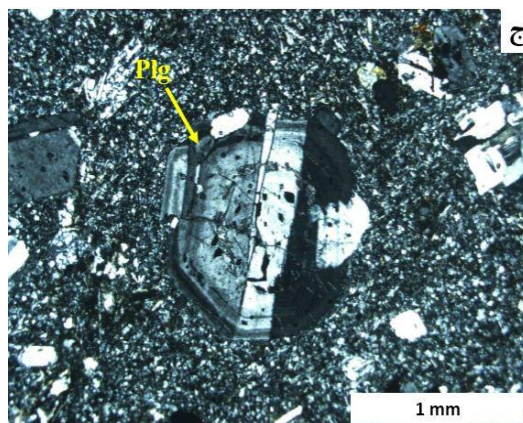
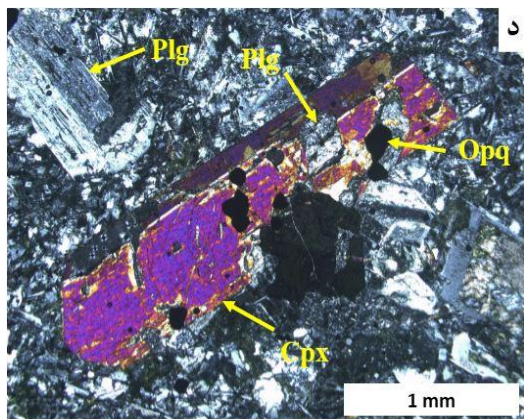
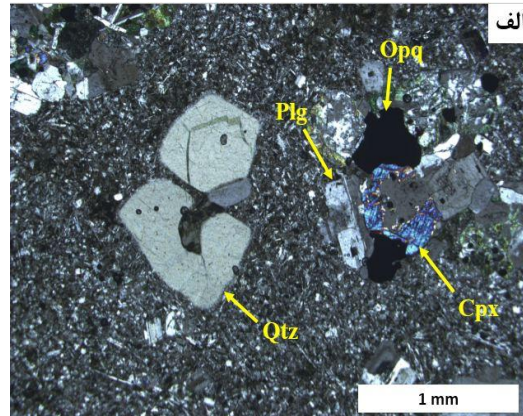
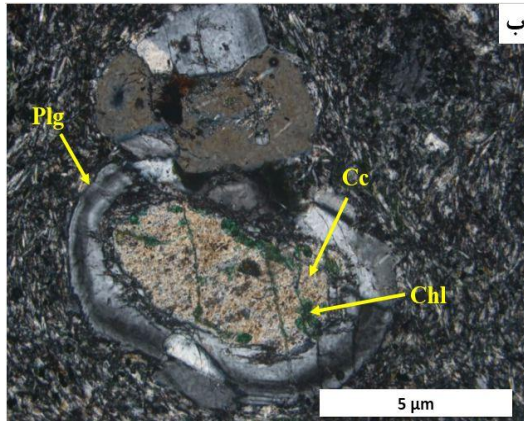
همانطور که در فصل دوم گفته شد، این واحد آتشفشانی به صورت منشوری، ارتفاعات صخره‌ساز و توده‌ای در منطقه مشاهده می‌شود. کوارتز، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی نمونه‌های داسیتی می‌باشند که در زمینه‌ای ریزبلور از پلاژیوکلاز و کوارتز قرار دارند (شکل ۳-۲- الف). کانی اصلی نمونه‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز است که بطور متغیر حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد حجم سنگ را دربر گرفته و بیشتر به صورت درشت بلور و با اندازه تقریبی ۰/۲ تا ۲ میلی‌متر در نمونه‌ها

حضور دارند. پلاژیوکلازها اغلب شکل‌دار تا نیمه شکل‌دارند و ماکل پلی‌سنتتیک نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز می‌تواند در گستره وسیعی از ترکیبات ماگما، تحت شرایط مختلف دما- فشار و محتوای آب متبلور شود. به طور کلی، ترکیبات پلاژیوکلاز توسط دما، ترکیب ماگما و بخصوص محتوای آب کنترل می‌شود. بنابراین، ترکیب پلاژیوکلاز به شدت برای تعیین منشأ و تکامل ماگماهای داسیتی مفید می‌باشد (Gao et al., 2014). در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز آثار تجزیه به کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، کلسیت، و سریسیت مشاهده می‌شود. شدت دگرسانی در مرکز بلور بیشتر است که این می‌تواند به علت کلسیک‌تر بودن و در نتیجه ناپایدارتر بودن نواحی مرکزی باشد (Shelly, 1993). در مواردی، پلاژیوکلازها به طور کامل به وسیله کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت و کلریت پر شده‌اند و تنها قالب آنها مشخص است (شکل ۳-۲-ب). همچنین، به مقدار اندکی از پلاژیوکلازها به صورت میکرولیت در زمینه دیده می‌شوند که این میکرولیت‌ها فنوکریست‌های موجود در زمینه را دور می‌زنند و در روندی خاص منظم شده، جهت جریان را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها عمدتاً دارای بافت فلسیتی پورفیری، گلومروپورفیری و میکرولیتی پورفیری هستند. مطالعات پتروگرافی حاکی از وجود بافت‌های نامتعادل در برخی از کانی‌های موجود در این سنگ‌هاست که از این میان می‌توان به بافت و ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها اشاره کرد. منطقه‌بندی و بافت غربالی در اغلب فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شود که هر دو از پدیده‌های عدم تعادل در پلاژیوکلازها هستند که در اثر اختلاط ماگمایی یا تغییرات فشار بخار آب و عدم تعادل در جریان تبلور ماگما رخ می‌دهند (شکل ۳-۲-ج). در داسیت‌ها دو نوع فنوکریست پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود: یک دسته درشت و دارای بافت غربالی با فراوانی کم و گروهی دیگر که فراوانی بیشتری داشته و بدون بافت غربالی هستند. این نوع پلاژیوکلازها یا خود فنوکریست‌های جداگانه‌ای را تشکیل داده و یا به دور پلاژیوکلازهای دارای بافت غربالی، رشد کرده‌اند. بافت غربالی در پلاژیوکلازها در طی کاهش فشار (Nelson and Montana, 1992) یا واکنش با مذاب داغ‌تر غنی از کلسیم ایجاد می‌شود. در فرایند کاهش فشار هنگامی که ماگمای تحت اشباع از آب با نرخ سریع صعود می‌کند، فشار آب سیستم افزایش می‌یابد و سبب کاهش مقاومت پلاژیوکلاز و انحلال آن می‌شود

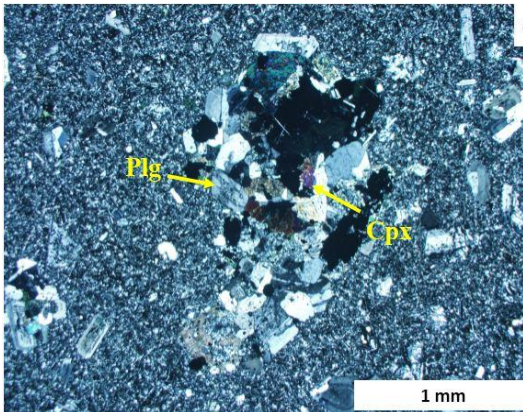
(Nelson and Montana, 1992; Blundy and Cashman, 2001, 2005). حفرات ایجاد شده توسط انحلال با مذاب پر شده و تبلور مجدد مذاب به دام افتاده منجر به ایجاد بافت غربالی در بلورها می‌شود. در حالیکه، در واکنش با یک مذاب داغ‌تر غنی از کلسیم، پلاژیوکلاز بطور بخشی انحلال می‌یابد و مخلوطی از بلور-مذاب در لبه‌های بلور باعث ایجاد بافت غربالی می‌شود. بافت غربالی تولید شده توسط کاهش فشار، دانه درشت می‌باشد (Nelson and Montana, 1992). در حالیکه بافت غربالی ایجاد شده توسط واکنش با ماگمای داغ بافت غربالی ریز دانه تولید می‌کند (Renjith, 2014). با توجه به مطالعات پتروگرافی صورت گرفته، بافت غربالی ایجاد شده در پلاژیوکلازهای نمونه‌های مورد مطالعه درشت دانه بوده و در نتیجه در اثر کاهش فشار ایجاد شده‌اند. بعد از پلاژیوکلاز، کوارتز فراوان‌ترین کانی داسیت‌ها را تشکیل می‌دهد و با توجه به ترکیب سنگ؛ کانی اصلی آن محسوب می‌شود. بلورهای کوارتز ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم سنگ‌های داسیتی را تشکیل می‌دهند و به صورت بلورهای بی‌شکل هم بعد و ریز بلور تا متوسط بلور با اندازه ۰/۵ تا ۵ میلی‌متر دیده می‌شوند. کوارتز اغلب دارای فرم گرد شده و خلیج خوردگی می‌باشد (شکل ۳-۲-الف). حالت خلیجی می‌تواند ناشی از رشد غیرتعادلی و تاثیرات انحلال ناشی از کاهش فشار در حین صعود ماگما بوده باشد (Shelly, 1993). سطوح خوردگی مشاهده در فنوکریست-های سنگ‌های درونی و بیرونی به تغییرات شدید دما و ترکیب ماگما نسبت داده شده است. Müller et al (2010)، کاهش فشار ایزوترمال ناشی از صعود نیمه آدیباتیک ماگما و آمیختگی و آرایش ماگماهای مختلف توسط تزریق یا شارژ مجدد را دو فرآیند احتمالی خوردگی بلورهای کوارتز در نظر گرفته‌اند. ممکن است که خوردگی‌های بزرگ در بلورهای کوارتز در طی صعود آدیباتیک ماگما در سیستم‌هایی که از نظر انرژی بسته هستند رخ دهند. ذوب شدن در اثر کاهش فشار در طی صعود آدیباتیک ماگما به دلیل کاهش حداقل محتوی آب مذاب، منجر به افزایش نسبت H_2O_{total}/H_2O_{melt} در سیستم می‌شود. بنابراین بافت‌های بازجذبی در بلورهای کوارتز نیازمند کاهش نسبی فشار ایزوترمال است (Müller et al., 2010). به اعتقاد (Donaldson and Henderson (1988)، خلیج خوردگی توسط انحلال یا شرایط ناپایدار رشد تشکیل می‌شود. تشخیص بین این دو فرآیند نیازمند شواهد بافتی است؛ بلورهایی با لبه و

گوشه‌های گرد شده احتمالاً انحلال یافته‌اند، در حالیکه بلورهایی با لبه‌هایی تیز تحت شرایط ناپایدار رشد تشکیل شده‌اند. وجود مجموعه‌ای از کوارتزهای ریز با حاشیه کاملاً مجزا از زمینه و نیز اشکال گرد شده و دارای خلیج خوردگی نمایانگر واکنش ماگما با فنوکریست است. در داسیت‌ها و یا سایر سنگ‌های آتشفشانی مافیک فنوکریست‌های کوارتز معمولاً گرد شده و گاهی اوقات دارای حاشیه واکنشی از پیروکسن، هورنبلند و یا پلاژیوکلاز غنی از آنورتیت می‌باشند که بیانگر عدم تعادل با مذاب است (Mashima 2004). به اعتقاد (Best, 2003)، بافت‌های خلیجی نامنظم نشان می‌دهند که بلور قبل از انجماد زمینه در مذاب ناپایدار بوده است. کلینوپیروکسن‌ها به عنوان فراوان‌ترین کانی مافیک در این سنگ‌ها اغلب سالم و با توجه به مشخصات پتروگرافی و مطالعات میکروپروب صورت گرفته از نوع اوژیت هستند. فنوکریست‌های کلینوپیروکسن خودشکل تا نیمه خودشکل با ابعاد حداکثر ۱/۵ میلی‌متر و بصورت منفرد یا تجمعی با پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. این کانی، سومین کانی فراوان در داسیت‌هاست که مقدار آن به ۱۰ درصد حجم سنگ می‌رسد. با توجه به مطالعات میکروسکوپی و تصاویر نور برگشتی (Back-scatter)، بلورهای کلینوپیروکسن منطقه‌بندی ندارند. در درون برخی از کلینوپیروکسن‌ها ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و کانی‌های اپک دیده می‌شود (شکل ۳-۲-۵). حضور پلاژیوکلاز محصور شده توسط کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز نزدیک به فاز مایع ظاهر شده، که به نوبه خود بیانگر محتوی آب کمتر از ۵-۲٪ وزنی در ماگما قبل از فوران آن است (Gill, 1981). همچنین، محصور شدن پلاژیوکلاز توسط کلینوپیروکسن بیانگر تبلور بلور پلاژیوکلاز قبل از کلینوپیروکسن می‌باشد. علاوه بر پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، کانی‌های اپک، یک مجموعه کانیاپی مهم را در سنگ‌های داسیتی تشکیل می‌دهند که به صورت پراکنده در زمینه و در داخل برخی از کانی‌ها از قبیل کلینوپروکسن مشاهده می‌شوند. در این سنگ‌ها آنکلاوهایی نیز دیده می‌شود که از تجمع بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای ریز بلور تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۲-۵). این تجمعات نسبت به زمینه دگرسانی بیشتری را نشان می‌دهند و کانی‌های کدر حاصل از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین در آنها دیده می‌شود. این آنکلاوها کمی گردش‌دگی دارند و از نظر کانی‌شناسی مشابه سنگ میزبان خود هستند

و با توجه اینکه کانی‌شناسی آنها و سنگ میزبان با یکدیگر شباهت دارد، احتمالاً با سنگ میزبان خود هم منشأ هستند.



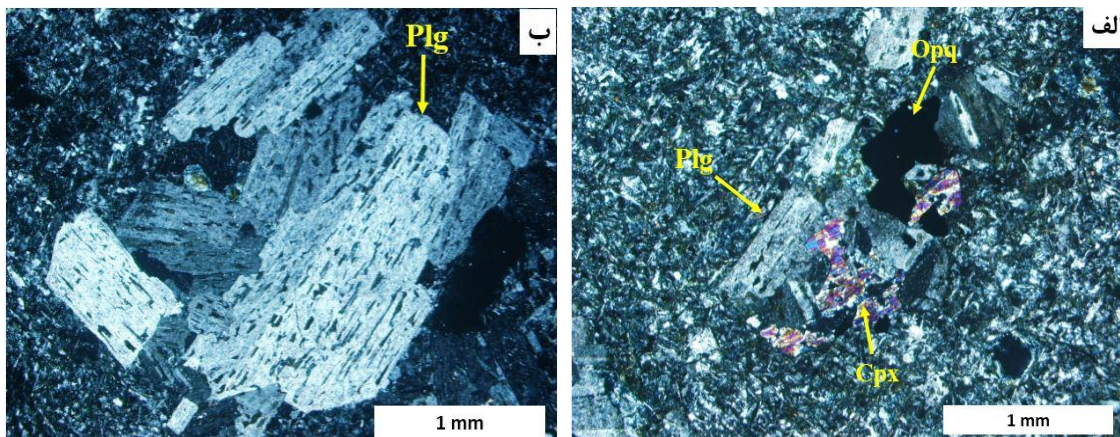
شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از داسیت‌های موجود در جنوب غرب سبزوار. الف) بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کوارتز دارای خلیج خوردگی که بافت فلسیتی پورفیری را بوجود آورده‌اند، ب) دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت، ج) بافت غربالی و منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز، د) درشت بلور کلینوپیروکسن که حاوی پلاژیوکلاز و کانی اپک می‌باشد، ذ) تجمع بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن.



۳-۲- تراکی آندزیت

پلاژیوکلاز و پیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشند. از کانی‌های ثانویه نیز به کانی‌های اپک، اکسید آهن، کلریت و سریسیت می‌توان اشاره نمود. در مقطع نازک، این سنگ‌ها بافت پورفیری و گلومروپورفیری دارند که حاصل قرارگیری درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از میکروولیت‌های سوزنی پلاژیوکلاز است (شکل ۳-۳- الف). پلاژیوکلاز به عنوان فراوانترین کانی در این سنگ‌ها مطرح می‌باشد. این کانی به صورت فنوکریست و به شکل نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل حدود ۴۰-۴۵ درصد از مقطع نازک را شامل می‌شود و دارای ماکل پلی‌سنتتیک می‌باشد. در فنوکریست‌های پلاژیوکلازها انواع بافت‌ها و فرآیندهای غیرتعادلی نظیر بافت غربالی و تحلیل رفتگی نیز مشاهده می‌شود. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز تحت تأثیر دگرسانی به کانی‌های رسی، اپیدوت و کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۳- ب).

کلینوپیروکسن نیز در سنگ‌های تراکی آندزیتی به دو صورت درشت بلور و ریزبلور حضور داشته و بعد از پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگ‌هاست. بر اساس مطالعات پتروگرافی و میکروپروب صورت گرفته بر روی این کلینوپیروکسن‌ها ترکیب آنها در حد اوژیت است. بلورهای کلینوپیروکسن شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و به صورت منفرد یا همراه با بلورهای پلاژیوکلاز (بافت گلومروپورفیری) دیده می‌شوند. بر خلاف پلاژیوکلازها که عموماً متحمل دگرسانی شده‌اند، کلینوپیروکسن‌ها غالباً سالم بوده و دگرسانی و تجزیه کمتری نشان می‌دهند. ماکل اوژیتی یکی از ویژگی‌های بلورهای کلینوپیروکسن نمونه‌های تراکی آندزیتی است. کانی‌های کدر مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی فرعی موجود در این سنگ‌هاست. این بلورها بیشتر بی‌شکل هستند و اغلب به صورت پراکنده در زمینه و یا به صورت دربرداری در داخل سایر کانی‌ها وجود دارند (شکل ۳-۳- الف).



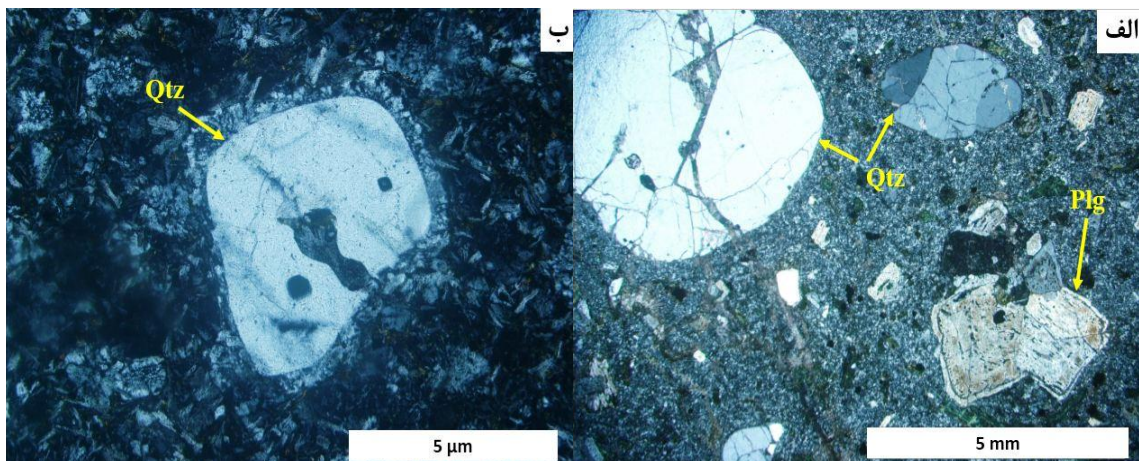
شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از تراکی‌اندزیت‌های موجود در جنوب غرب سبزواری (الف) تجمعی از بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و تشکیل بافت گلومروپورفیری، (ب) درشت بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی و تشکیل بافت پورفیری.

۳-۳-۳- ریولیت

پلاژیوکلاز و کوارتز از کانی‌های اولیه قابل تشخیص در مقطع نازک سنگ‌های ریولیتی هستند. بافت کلی این سنگ‌ها پورفیری با خمیره کریپتوکریستالین است. در این بافت، فنوکریست‌های کوارتز و پلاژیوکلاز در خمیره متشکل از شیشه و کانی‌های ریزبلور قرار دارند (شکل ۳-۴- الف). پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (حداکثر تا ۵ میلی‌متر) حدود ۳۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. آثار جذب (Resorption) در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به کانی‌های ثانویه از قبیل کلسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند و همچنین برخی از آنها دارای بافت غربالی هستند (شکل ۳-۴- الف). تعدادی از پلاژیوکلازها دارای حاشیه‌ی تحلیل رفته و گرد شده‌اند. پلاژیوکلازهای دارای حاشیه تحلیل رفته و گرد شده نشان دهنده‌ی کاهش فشار، در نتیجه صعود ماگما به سطح زمین می‌باشند. این کاهش فشار آدیاباتیک باعث گرم شدن پلاژیوکلازها در دماهای بالاتر از لیکیدوس شده و منجر به حل شدن فنوکریست‌ها و گرد شدن شکل و حواشی این کانی می‌شود. تغییر ترکیب شیمیایی، دما و فشار بر پایداری فنوکریست‌هایی که قبلاً به علت فوق اشباع بودن آن در سیال اولیه متبلور شده‌اند، تأثیر گذاشته و باعث هضم و تحلیل آن‌ها می‌شود. حرکت بلورها در اتاق ماگمایی و زمان کوتاه تعادل مذاب در مرحله‌ی تشکیل آن‌ها سبب

گردشده‌گی بلورها می‌شود. همچنین عواملی از قبیل تغییرات فوگاسیته‌ی اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ درون گیر و یا اختلاط با مایعات درگیر سبب گردشگی و انحلال بلورها می‌شود (Best, 2003). به علت عدم وجود شواهدی مبنی بر رخداد اختلاط ماگمایی، کاهش فشار هنگام خروج ماگما را می‌توان عامل ایجاد این حاشیه‌های گرد شده در نظر گرفت. آثار سرسیتی شدن در بلورهای پلاژیوکلاز مشهود است و شدت دگرسانی در مرکز بیشتر است که این می‌تواند به علت کلسیک‌تر بودن و در نتیجه ناپایدارتر بودن نواحی مرکزی باشد.

بلورهای کوارتز به صورت خودشکل هم در زمینه و هم به صورت فنوکریست دیده می‌شود. بلورهای درشت کوارتز که دارای خوردگی خلیجی هستند دومین کانی از لحاظ فراوانی در این سنگ‌ها می‌باشند. خلیج خوردگی آنها می‌تواند ناشی از رشد غیرتعادلی و تاثیرات انحلال ناشی از کاهش فشار در حین صعود ماگما بوده باشد. بر روی بعضی از کانی‌های کوارتز آثار خوردگی و شکستگی مشاهده می‌شود که توسط کلسیت پر شده‌اند؛ ولی این مسئله منجر به متلاشی شدن آنها نگردیده است. همچنین ریزبلورهای کوارتز همراه با پلاژیوکلاز در خمیره سنگ حضور دارند. برخی از فنوکریست‌های کوارتز دارای حاشیه واکنشی و گرد شده می‌باشند (شکل ۳-۴-ب).



شکل ۳-۴- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از ریولیت‌های موجود در جنوب غرب سبزوار، الف) بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی به همراه بلور کوارتز دارای شکستگی‌های پر شده با کلسیت و تشکیل بافت پورفیری، ب) بلور کوارتز دارای گردشده‌گی و حاشیه واکنشی.

۳-۳-۴- بازالت

۳-۳-۴-۱- بازالت‌های بالشی

همانطور که در فصل دوم بیان شد، بازالت‌های منطقه مطالعاتی به‌صورت بالشی و بین لایه‌ای در بین رسوبات کرتاسه پسین رخنمون دارند. یکی از ویژگی‌های بارز بازالت‌های منطقه وجود ساخت بالشی در آنهاست. همچنین، این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای بافت پورفیری و بادامکی نیز هستند. حضور فراوان پلاژیوکلاز، بافت پورفیری با خمیره میکرولیتی - شیشه‌ای، بافت بادامکی، بافت جریان‌ی، بافت غربالی، وجود حفرات فراوان که توسط کانی‌های ثانویه از قبیل کوارتز و کلریت پر شده، از ویژگی‌های بازالت‌های بالشی است (شکل ۳-۵-الف). (Winter, 2009)، معتقد است که دیاژنز و متاسوماتیسم آب دریا باعث پر شدن حفرات بازالت‌ها با کانی‌هایی مانند کوارتز، کلریت و سریسیت می‌شود. این حفره‌ها نشان از خروج گازها در حین فوران این واحد آتشفشانی از متن سنگ اولیه می‌باشد که آثار آن به صورت حفره دیده می‌شود. سنگ‌های بازالتی با بافت پورفیری در منطقه مورد مطالعه، بیانگر پشت سر گذاشتن دو مرحله تبلور هستند. مرحله‌ای که در آن فنوکریست‌ها فرصت تبلور و رشد داشته‌اند و مرحله‌ای که، ماگما به سطح رسیده و سرعت سردشدگی به حدی بوده که فرصت رشد را از بلورها گرفته و به صورت ریزبلور و شیشه‌ای درآورده است (Melluso, 2004). پلاژیوکلاز را می‌توان به دو صورت درشت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و همچنین میکرولیت مشاهده نمود (شکل ۳-۵-ب). کانی‌های کدر به صورت پراکنده در گدازه‌های بالشی مناطق مطالعاتی حضور دارند.

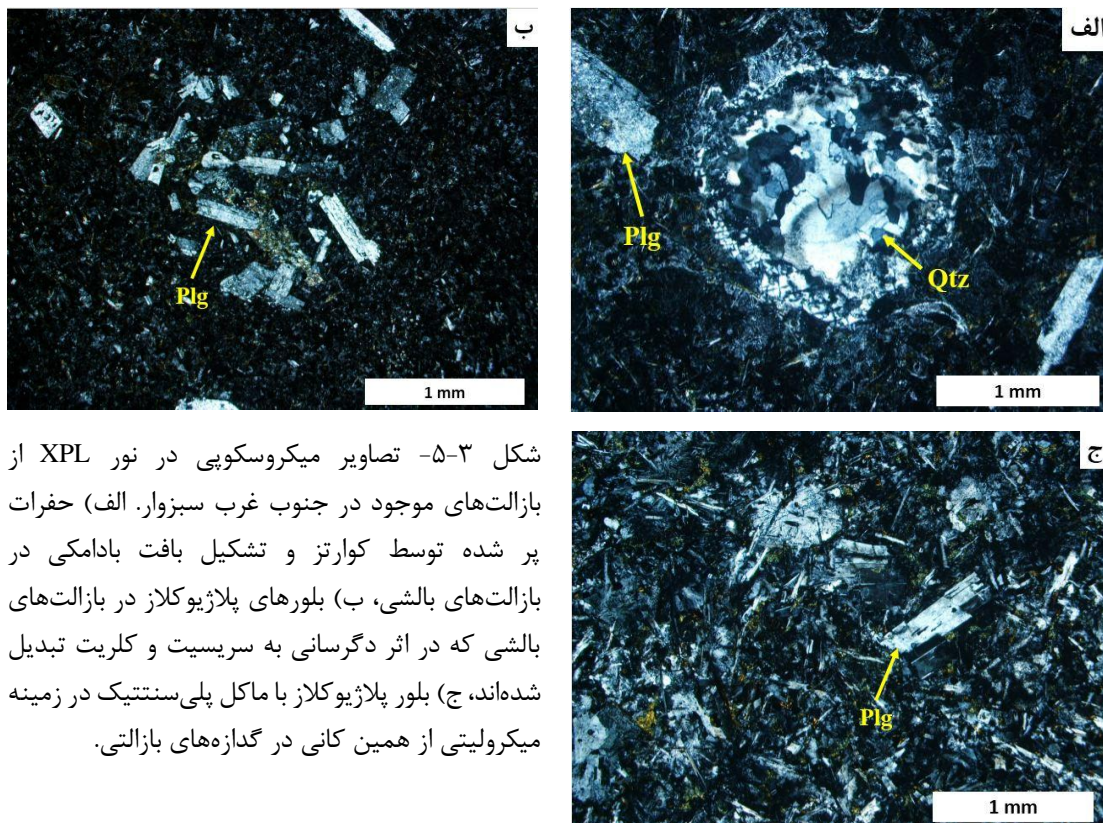
۳-۳-۴-۲- گدازه‌های بازالتی متراکم

این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ‌های خاکستری تیره و سیاه و دارای ساخت حفره‌دار و گاهی بدون حفره هستند. حضور این حفرات در روانه‌های بازالتی نشانه سطح فوقانی گدازه است که در اثر برداشته شدن فشار، گازها از سطح گدازه خارج شده‌اند. بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی، کانی اصلی نمونه‌ها بلورهای پلاژیوکلاز است که ۴۰ تا ۴۵ درصد حجم سنگ را دربر گرفته و بیشتر به صورت فنوکریست و میکرولیت در نمونه‌ها حضور دارد (شکل ۳-۵-ج). اندازه این بلورها از ۰/۵ تا حدود ۲ میلی‌متر می‌رسد.

بلورهای پلاژیوکلاز غالباً شکل دار تا نیمه شکل دار و اغلب دارای ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد می‌باشند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در این سنگ‌ها دگرسان شده‌اند و کانی‌های حاصل از تجزیه آنها شامل کلسیت و کلریت می‌باشند. پلاژیوکلازهای دارای حاشیه‌ی گرد شده و تحلیل رفته، نشان دهنده‌ی کاهش فشار در نتیجه‌ی صعود ماگما به سطح زمین می‌باشد. بافت‌های غیرتعادلی شامل بافت غربالی و منطقه‌بندی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز وجود دارد. (Housh and Luhr (1991، معتقدند که ترکیب پلاژیوکلازها علاوه بر ترکیب و دمای ماگما به گازهای ماگمایی نیز بستگی دارد. در هنگام فوران، مقدار زیادی از گازها از دست رفته و پلاژیوکلازها واجد منطقه‌بندی می‌شوند. همچنین، آزاد شدن سیالات ماگمایی و از بین رفتن تعادل میان مذاب- بلور در اثر کاهش ناگهانی فشار در هنگام فوران ماگما باعث ایجاد منطقه‌بندی نوسانی می‌شود. از عوامل مهم تأثیر گذار در ترکیب و پایداری پلاژیوکلاز محتوای آب مذاب و دما است. از دست دادن سریع مواد فرار در حین فوران یا نشت آب از ماگماهای آب‌دار یکی از عوامل مهم ایجاد بافت غربالی می‌باشد. از مهمترین کانی فرعی این سنگ‌ها می‌توان به کانی اپک اشاره کرد که به صورت پراکنده در متن این بازالت‌ها حضور دارد.

۳-۴- توده‌های گرانیتوئیدی

همانطور که در فصل دوم گفته شد، در ارتفاعات جنوب غرب سبزوار یکسری توده‌های نفوذی بزرگ و کوچک، دایک و سیل با ترکیب بازیک- حدواسط بخش اعظم منطقه را به خود اختصاص داده‌اند. این توده‌های نفوذی نیمه عمیق تا عمیق، بر حسب ترکیب سنگی در چهار دسته ۱- گابرو، ۲- گابرو دیوریت، ۳- دیوریت و ۴- گرانیت قابل بررسی هستند. بر حسب تغییر در کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و فنوکریست‌های فرومنیزین، این توده‌ها از یکدیگر تفکیک شده‌اند. بیشترین تفاوت گروه‌های یاد شده در میزان پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های مافیک است. پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک فنوکریست‌های اصلی این توده‌ها می‌باشند.



شکل ۳-۵- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از بازالت‌های موجود در جنوب غرب سبزوار. الف) حفرات پر شده توسط کوارتز و تشکیل بافت بادامکی در بازالت‌های بالشی، ب) بلورهای پلاژیوکلاز در بازالت‌های بالشی که در اثر دگرسانی به سریسیت و کلریت تبدیل شده‌اند، ج) بلور پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک در زمینه میکروولیتی از همین کانی در گدازه‌های بازالتی.

بر پایه بررسی‌های کانی‌شناختی، کانی‌های اپک موجود در این سنگ‌ها بیشتر از نوع مگنتیت بوده که در برخی نقاط بخشی از این کانی‌ها همراه با آپاتیت به وسیله آمفیبول فرا گرفته شده‌اند که نشانگر تقدم تبلور مگنتیت است.

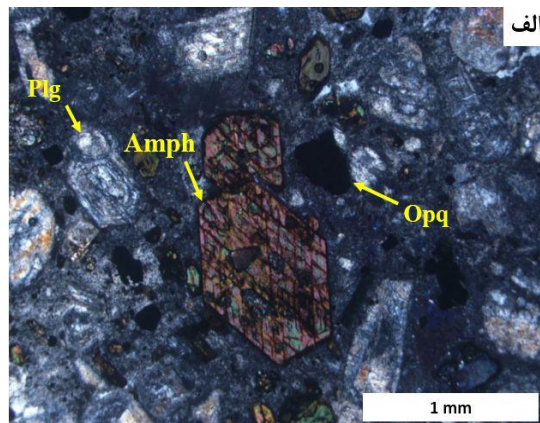
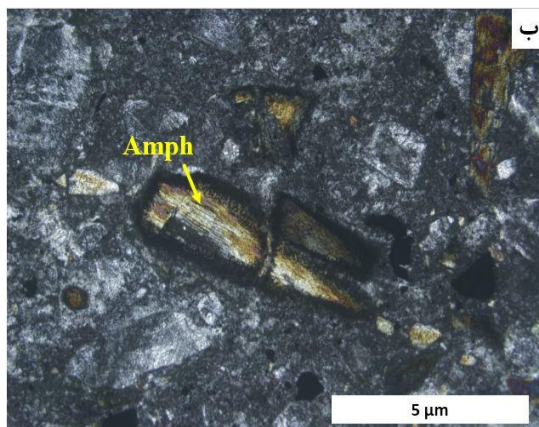
۳-۴-۱- دیوریت

رخنمون این توده‌ها را می‌توان به صورت سیل، دایک، استوک و توده‌های نفوذی کوچک و پراکنده در داخل واحدهای توفی و آهک‌های منطقه مشاهده نمود. دیوریت‌ها از نظر کانی‌شناختی دارای پلاژیوکلاز و آمفیبول به عنوان کانی‌های اصلی هستند (شکل ۳-۶- الف). بافت این سنگ‌ها دانه‌ای است. بافت، فاز متبلور و ترکیب شیمیایی کانی‌ها به شدت متأثر از اثرات کینتیکی، بخصوص نرخ سردشدگی بالا و کاهش فشار می‌باشد (Lezzi et al., 2008). نرخ سردشدگی و کاهش فشار توسط مقدار و نوع اتلاف حرارت به محیط اطراف کنترل می‌شود (Peterman et al., 2008). بلورهای آمفیبول در سنگ‌های دیوریتی اغلب به صورت دوکی و منشوری شکل با چند رنگی سبز تا قهوه‌ای و با داشتن دو سیستم رخ

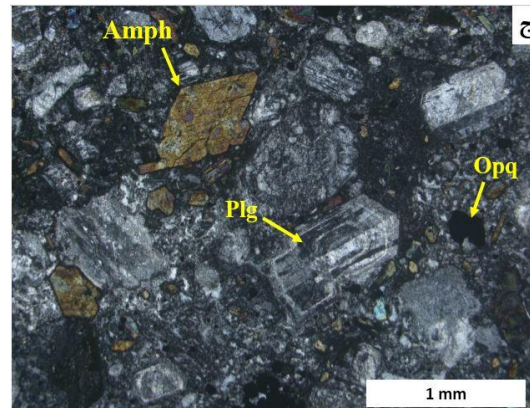
غیر قائم به راحتی قابل تشخیص هستند (شکل ۳-۶-الف). بر اساس مطالعات پتروگرافی و مایکروپروب بلورهای آمفیبول از نوع هورنبلند سبز با ترکیب شیمیایی منیزوهورنبلند می‌باشند که معمولاً دگرسانی در آنها دیده نمی‌شود. این کانی گاهی ماکل کارلسباد بسیار جالبی را نشان می‌دهد. اندازه بلورهای آمفیبول از ۰/۵ تا ۶ میلی‌متر متغیر است که اغلب حاوی ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و اپک هستند. برخی از فنوکریست‌های آمفیبول آثار سوختگی از خود نشان می‌دهند (شکل ۳-۶-ب). Garcia and Jacobson (1979) حاشیه واکنشی آمفیبول‌ها را به دو نوع کدر (سیاه) و گابرویی تقسیم کرده‌اند. در حاشیه واکنشی نوع کدر (سیاه) آمفیبول توسط میکروولیت‌های پیروکسن و اکسید آهن-تیتان خیلی ریزدانه جایگزین می‌شوند. به اعتقاد آنها، این نوع حاشیه واکنشی ناشی از هیدروژن‌زدایی (dehydrogenation) و اکسیداسیون در طی خروج ماگما می‌باشد. این نوع جایگزینی آمفیبول در حواشی فنوکریست و در امتداد شکستگی‌های داخلی و سطوح رخ به آسانی قابل شناسایی و تشخیص است (Rutherford and Hill, 1993). همچنین به اعتقاد Jack and Gill (1972) سوختگی آمفیبول نوعی واکنش اکسیداسیون است که به عدم تعادل این کانی در محیط‌های آبدار و پر دما بستگی دارد و به این حالت اصطلاحاً سوختگی آمفیبول می‌گویند. در حاشیه واکنشی گابرویی آمفیبول توسط میکروولیت‌های متوسط دانه ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و اکسید آهن-تیتان جایگزین می‌شود. این حاشیه واکنشی ناشی از آبدایی می‌باشد. به اعتقاد Rutherford and Hill (1993) حاشیه واکنشی گابرویی تنها هنگامی تشکیل می‌شود که آمفیبول بطور مستقیم با مذاب داغ در تماس باشد. نوع سومی از حاشیه واکنشی به نام ضخیم (Thick) تشخیص داده شده است که در آن، حاشیه غنی از کلینوپیروکسن دانه درشت می‌باشد و علت این نوع حاشیه واکنشی را گرم شدن دانسته‌اند (Rutherford and Devine, 2003; Devine et al., 1998) با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی حاشیه سوخته آمفیبول‌های سنگ‌های دیوریتی از نوع کدر (سیاه) می‌باشد.

پلاژیوکلاز دومین کانی فراوان این سنگ‌ها بوده که اندازه بلورهای آنها ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر در تغییر است و اغلب نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار می‌باشند. پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها اغلب دگرسانی را متحمل

شده‌اند، گاهی دگرسانی در قسمت‌های مرکزی بلور با شدت بیشتری صورت گرفته است که مجموعه کانی‌های کلریت و سریسیت حاصل این تجزیه می‌باشد. در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی ضعیفی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۶-ج). کانی‌های اپک در اکثر مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شوند که نشان دهنده‌ی فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان تبلور آنهاست. کانی‌های اپک به صورت ریزدانه در زمینه و یا به صورت ادخال در داخل سایر کانی‌ها وجود دارند و در بعضی از نمونه‌ها با آرایش خطی مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۶-الف).



شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از دیوریت‌های موجود در جنوب غرب سبزوار. الف) بلور آمفیبول با رخ دو جهتی غیرقائم همراه با کانی‌های پلاژیوکلاز و اپک، ب) بلور آمفیبول دارای حاشیه سوخته، ج) بلور پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و آمفیبول دوکی شکل.



۳-۴-۲- گابرو دیوریت

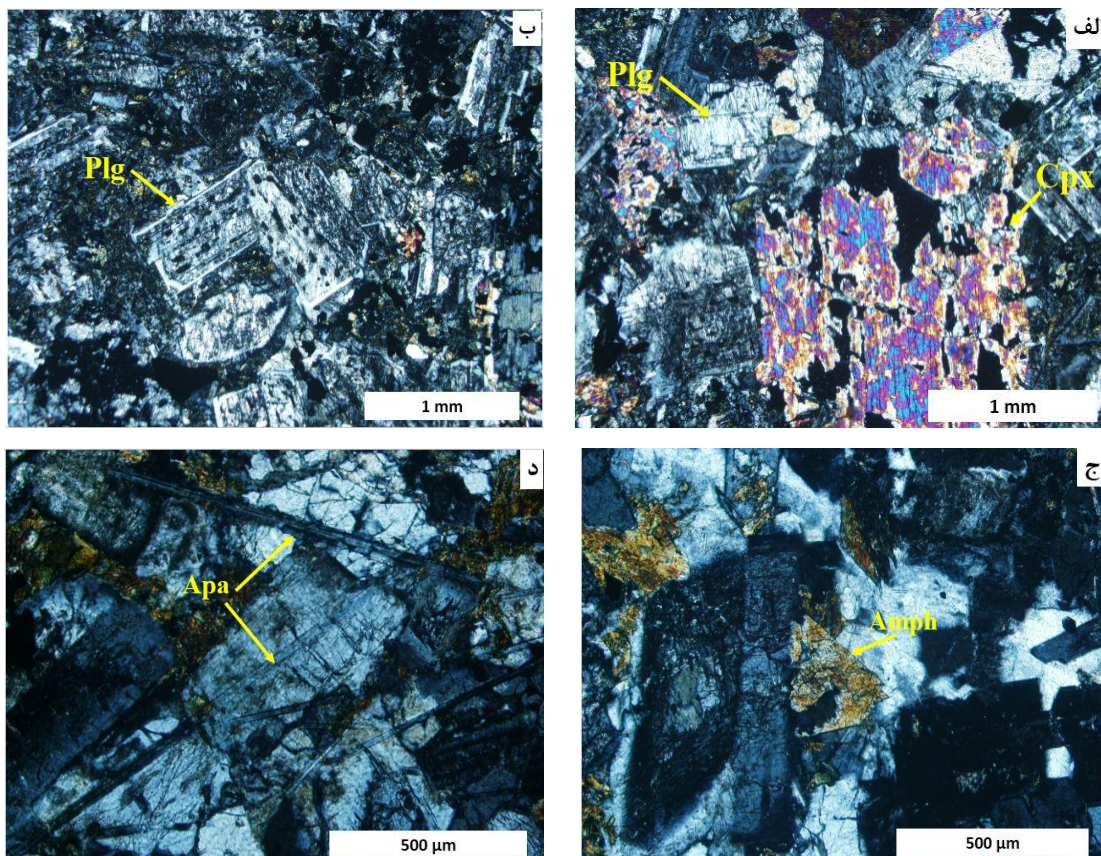
از نظر کانی‌شناسی سنگ‌های گابرو دیوریتی از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۷-الف). از کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها می‌توان به آمفیبول، آپاتیت، کانی‌های اپک، کلریت،

اپیدوت و سربیسیت اشاره کرد. کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت و کلسیت در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. در این سنگ‌ها بافت دانه‌ای قابل مشاهده است اما گاهی بلورهای درشت پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرودیوریتی بافت غربالی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۳-۷-ب). درشت بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار، نیمه شکل‌دار و با اشکال تیغه‌ای، فراوان‌ترین کانی اصلی گابرودیوریت‌ها را تشکیل می‌دهند. آثار جذب در بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت و کلسیت دگرسان شده‌اند. ماکل کارلسباد و پلی‌سنتتیک در این کانی قابل مشاهده است. شکستگی به وفور در پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود که توسط کانی‌های ثانویه بخصوص کلسیت پر شده‌اند.

کلینوپیروکسن مقاوم‌ترین کانی در برابر دگرسانی می‌باشد، به طوری‌که در بسیاری از گابرودیوریت‌های منطقه، بلورهای پیروکسن از هوازدگی مصون مانده و در زمینه‌ای دگرسان شده قرار گرفته‌اند. بلورهای کلینوپیروکسن بیشتر در این سنگ‌ها به صورت درشت بلورهای بیشتر خودشکل و نیز بلورهای کوچک دیده می‌شوند (شکل ۳-۷-الف). در نمونه‌های گابرودیوریتی کلینوپیروکسن فراوانی کمتری نسبت به پلاژیوکلاز دارد که این بلورها در اغلب موارد سالم بوده و فاقد دگرسانی هستند. با توجه به مطالعات پتروگرافی و نتایج حاصل از مایکروپروب این کانی‌ها، نوع آنها اوژیت می‌باشد. آمفیبول‌ها که فراوانی خیلی کمی در این سنگ‌ها دارند، بیشتر به صورت دانه ریز در زمینه دیده می‌شوند و برخی از آنها دارای رخ دو جهتی غیر قائم هستند (شکل ۳-۷-ج). در برخی از مقاطع این کانی به کانی‌های ثانویه تجزیه شده که سهم کلریت‌ها در این بین بیشتر است. آپاتیت به صورت بلورهای طویل و سوزنی در برخی از نمونه‌های گابرودیوریتی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۷-د). کانی‌های اپیک به صورت فرعی و دانه پراکنده در تمامی سنگ‌های گابرودیوریتی منطقه و عموماً در زمینه حضور دارد.

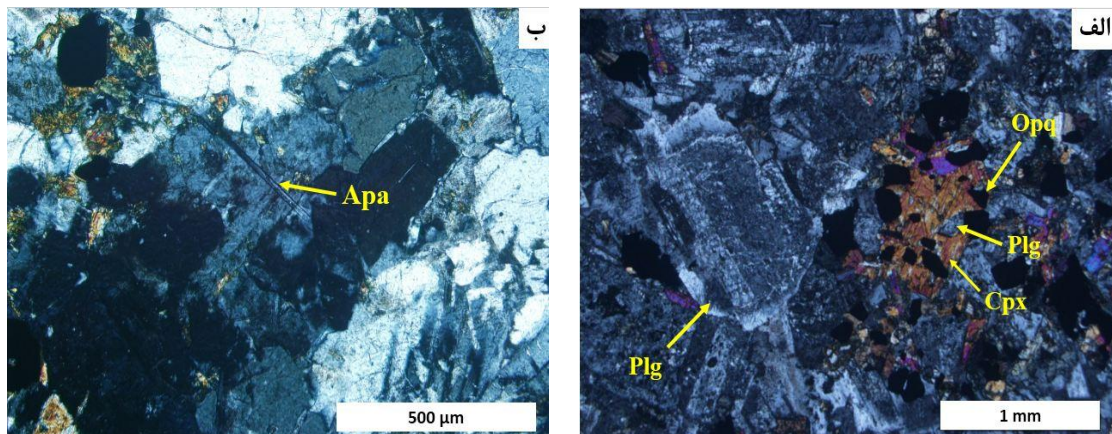
۳-۴-۳- گابرو

بعضی از گابروها ظاهری روشن داشته و در نمونه‌های دستی سالم به نظر می‌رسند، ولی تعدادی از آنها تیره رنگ (خاکستری) و دانه متوسط بوده و عمدتاً بلورهای سیاه رنگ کلینوپیروکسن در آنها مشخص می‌باشد. گابروهای منطقه دارای بافت غربالی در پلاژیوکلازها و گرانولار بوده و کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آنها به ترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند (شکل ۳-۸- الف). درشت بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار، فراوان‌ترین کانی اصلی گابروها را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلاز گابروها حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد حجم سنگ را اشغال کرده و اندازه‌ی آن تا ۳ میلی‌متر می‌رسد.



شکل ۳-۷- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از گابرو دیوریت‌های موجود در جنوب غرب سبزواری. الف) درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، ب) بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز، ج) بلورهای آمفیبول با رخ دو جهتی غیر قائم، د) آپاتیت‌های طولیل و سوزنی شکل که داخل بلورهای پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند.

پلاژیوکلازها، دارای ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد هستند. سطح برخی از بلورهای پلاژیوکلاز به علت تأثیر محلول‌های گرمایی، دگرسان شده است. در این موارد، ظاهراً دگرسانی در حاشیه‌ها کمتر از مرکز بلور بوده که می‌تواند دلیلی بر کلسیک‌تر بودن مراکز نسبت به حاشیه‌ها باشد. یکی از تشکیل دهنده‌های مهم سنگ‌های گابرویی منطقه، کلینوپیروکسن است که پس از پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی سنگ به حساب می‌آید. بلورهای کلینوپیروکسن به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، ۱۵ تا ۲۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بیشتر از اوزنیت است. این کانی در برخی نمونه‌ها دربردارنده پلاژیوکلاز و اپک می‌باشد. کانی اپک مهم‌ترین کانی فرعی در این سنگ‌ها می‌باشد. کانی‌های اپک در تمامی نمونه‌ها به صورت پراکنده در کنار و یا داخل کلینوپیروکسن‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۸-الف). بلورهای آپاتیت غالباً به اشکال سوزنی شکل و گاهی منشوری در پلاژیوکلازها دیده می‌شوند (شکل ۳-۸-ب). به عقیده‌ی (Brown (2001، اگر بلورهای آپاتیت به سرعت در محیط سرد شوند بسیار طویل بوده و حالت سوزنی و کشیده دارند.



شکل ۳-۸- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از گابروهای موجود در جنوب غرب سبزوار، الف) بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز که کلینوپیروکسن حاوی کانی‌های اپک و پلاژیوکلاز است، ب) قرار گرفتن آپاتیت‌های سوزنی در درون پلاژیوکلاز.

۳-۴-۴- گرانیت

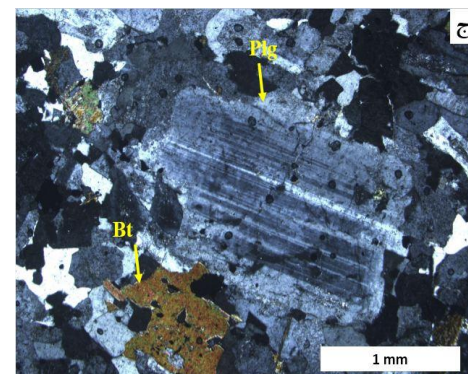
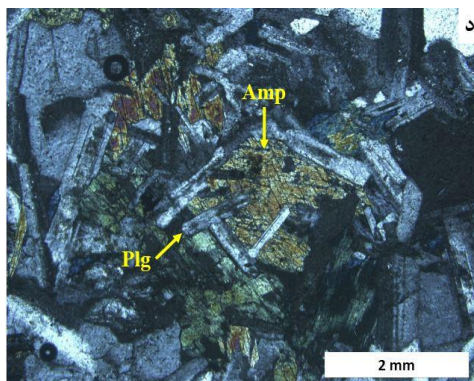
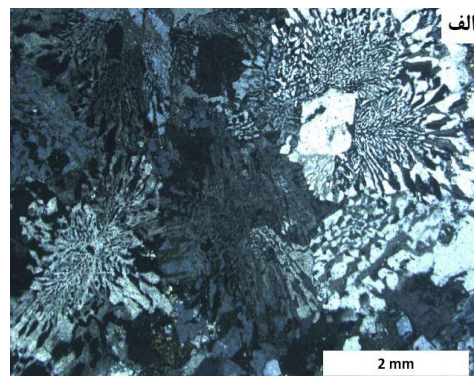
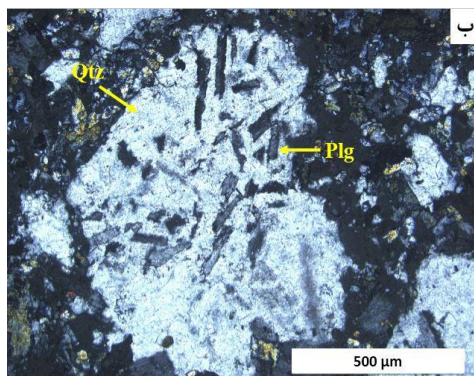
آلکالی گرانیت‌ها در نمونه دستی رنگ صورتی آنها کاملاً مشخص است که به علت فراوانی کانی ارتوکلاز می‌باشد. این توده گرانیتی از لحاظ حضور کانی‌های تیره فقیر هستند که ویژگی شاخصی برای آنها

محسوب شده، باعث کاهش ضریب رنگی آنها شده است. این سنگ‌ها اغلب دارای بافت دانه متوسط تا دانه درشت و بطور وسیع، دارای بافت‌هایی از رشد توأم مانند بافت گرافیکی هستند (شکل ۳-۹-الف). اندازه بلورها از چند دهم میلی‌متر تا چند میلی‌متر و گاهاً سانتی‌متر در تغییر است. تبلور در نقطه اتکتیک اغلب یک بافت درون رشدی به نام بافت اتکتوئید (eutectoid texture) یا گرافیکی ایجاد می‌کند. این بافت در اثر تبلور همزمان کوارتز و آلکالی‌فلدسپار در نقطه اتکتیک دوتایی تشکیل می‌شود. فرضیه‌های متعددی برای شکل‌گیری بافت گرافیکی ارائه شده است، اما رشد همزمان کوارتز و فلدسپار در نزدیکی حداقل حرارتی بعنوان مکانیسم اصلی در نظر گرفته شده است (Lentz and Fuller, 1992). همچنین، جایگزینی فلدسپار توسط محلول اشباع از کوارتز و تبلور فاز بخار (Simpson, 1962) نیز پیشنهاد شده‌اند. به اعتقاد (Clarke 1992) بافت‌های هم‌رشدی (گرافیک، گرانوفیری، میرمکیتی و پرتیتی) می‌تواند معرف رشد همزمان از یک مذاب، واکنش یک جامد و یک مذاب، یا حالت ناهم‌آمیزی دو جامد باشد. این بافت‌ها می‌توانند در شرایط ساب‌سالدوس و بدون تأثیر دگرریختی یا در شرایط دگرگونی بروز نمایند (Vernon, 2004; Yoguchi and Nishiyama, 2008). در این توده درشت بلورهای کوارتز فراوان هستند و به نحوی رشد کرده‌اند که چند کانی دیگر از جمله پلاژیوکلاز را دربر گرفته‌اند و بافت پوئی‌کیلیتیک را ایجاد کرده‌اند (شکل ۳-۹-ب). در گرانیت‌های یاد شده، با استفاده از بافت پوئی‌کیلیتیک، روند تبلور را می‌توان تعیین کرد. بدین ترتیب که کانی پلاژیوکلاز که توسط کوارتز در بر گرفته شده زودتر متبلور شده است. پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار کانی‌های اصلی سنگ‌های گرانیتی هستند. از کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها می‌توان به آمفیبول، کلینوپیروکسن، بیوتیت، آپاتیت، سریسیت، کلریت و اپیدوت اشاره کرد. پلاژیوکلاز به صورت تیغه‌ای، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در ابعاد مختلف مشاهده می‌شود (شکل ۳-۹-ج). در نمونه‌هایی که تحت دگرسانی قرار گرفته‌اند، عمدتاً بلورهای پلاژیوکلاز دگرسانی نسبتاً شدید به سریسیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت را متحمل شده‌اند. بر اساس نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب، ترکیب غالب پلاژیوکلازها الیگوکلاز و در مواردی آندزین تعیین شده است. در برخی از نمونه‌ها پلاژیوکلازها منطقه‌بندی نشان می‌دهند که به دلیل تغییرات ناگهانی در

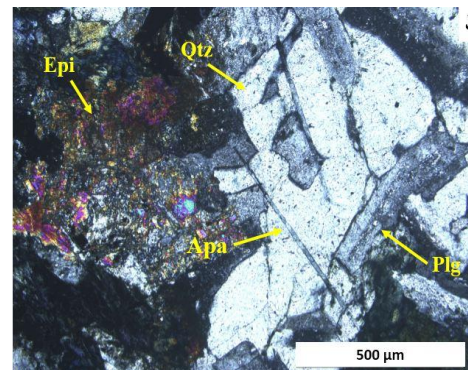
شرایط ترمودینامیکی تبلور می‌باشد و معرف تغییر ترکیب ماگما در خلال تبلور و عدم تعادل بین ماگما و بلور در حال تشکیل در آن و یا تغییرات فشار H_2O می‌باشد. آلکالی فلدسپارها از نوع ارتوکلاز و میکروکلین می‌باشند که در اکثر نمونه‌ها به کانی‌های رسی از قبیل کائولینیت تجزیه شده‌اند. این فرآیند بیشتر بر فلدسپار پتاسیم اثر می‌گذارد و معمولاً محصولات حاصله، آنقدر ریزدانه‌اند که ماده کاملاً دگرسان شده، در مقطع نازک، ظاهری بی‌شکل، خاکستری و غالباً تیره دارد. این دگرسانی معمولاً در هنگام سرد شدن و یا حوادث گرمایی رخ می‌دهند. آلکالی فلدسپار در سنگ‌ها بیشتر به صورت رشد توأم یا بافت گرافیکی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۹-الف). کوارتزها به صورت نیمه خودشکل تا بی‌شکل هستند. اغلب بلورهای کواتز در بین سایر کانی‌های دیگر پراکنده هستند. آمفیبول با رخ دو جهتی غیر قائم به شکل متوسط تا بزرگ، نیمه شکل‌دار و کشیده دیده می‌شود که به رنگ سبز هستند (شکل ۳-۹-د). این کانی ترکیب کلسیک دارد و عمدتاً از نوع هورنبلند سبز و منیزهورنبلند می‌باشند. در برخی نمونه‌ها، این کانی در اثر دگرسانی به کانی‌های کلسیت، کلریت، اپیدوت و کانی‌های اپک تجزیه شده است.

کانی بیوتیت با چندرنگی زرد تا قهوه‌ای نمایان بوده و در برخی مقاطع به کلریت و اپک تجزیه شده‌اند (شکل ۳-۹-ج). این کانی دارای ادخال‌هایی از کانی‌های اپک می‌باشد. رنگ بیوتیت‌ها بستگی به مقدار آهن فریک و تیتانیوم موجود در آنها دارد. بیوتیت با مقدار کم تیتانیوم رنگ آبی-سبز تا زرد یا سبز مایل به قهوه‌ای دارد. با افزایش مقدار آهن رنگ آن قهوه‌ای‌تر می‌شود و اگر مقدار تیتانیوم در بیوتیت غنی از آهن زیاد باشد رنگ آن به قهوه‌ای متمایل به قرمز تبدیل می‌شود. با توجه به رنگ بیوتیت‌های منطقه این کانی احتمالاً از نوع آهن-تیتان‌دار است. با توجه به فراوانی کم آن در نمونه‌ها جزء کانی‌های فرعی سنگ‌های گرانیتی منطقه محسوب می‌شود. آپاتیت به صورت بلورهای سوزنی هم در زمینه و هم در پلاژیوکلازها و کوارتزها به صورت میانبار حضور دارد (شکل ۳-۹-ذ). کانی‌های اپک به صورت اولیه و در مواردی به صورت ثانویه حاصل از تخریب کانی‌های فرومنیزین دیده می‌شوند. این کانی‌ها اکثراً بی‌شکل و به مقدار کمتر خودشکل بوده و در زمینه سنگ پراکنده می‌باشند.

اپیدوت یکی از کانی‌های فراوان حاصل از دگرسانی در گرانیتهای منطقه می‌باشد که از دگرسانی پلاژیوکلازها و کانی‌های مافیک اولیه تشکیل شده است (شکل ۳-۹-ذ). مقدار CaO در اپیدوت بالاست، احتمالاً کلسیم مورد نیاز آنها از منابعی مانند پلاژیوکلازهای دگرسان شده و مشارکت CaO آنها در تولید اپیدوت تأمین شده باشد. البته سیال‌های حاوی کلسیم که از محیط خارج می‌آیند نیز می‌توانند باشد. به‌رحال، با توجه به ایجاد کانی‌های سریسیت در پلاژیوکلازها، منبع CaO می‌تواند پلاژیوکلاز باشد. دیگر کانی‌های ثانویه (کلریت، کلسیت، سریسیت و کانی‌های رسی) نیز در نتیجه دگرسانی کانی‌های اولیه و به صورت جانشینی در آنها قابل مشاهده هستند.



شکل ۳-۹- تصاویر میکروسکوپی در نور XPL از گرانیتهای موجود در جنوب غرب سبزواری (الف) ایجاد بافت گرانوفیری در اثر رشد توام کوارتز و فلدسپار، (ب) دربرگرفته شدن بلورهای پلاژیوکلاز توسط درشت بلور کوارتز و ایجاد بافت پوئی‌کلیتیک، (ج) بلور پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک به همراه بیوتیت، (د) بلور آمفیبول با بر گرفته است، (ذ) آپاتیت‌های سوزنی به همراه اپیدوت حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک.



فصل چہارم

شیمی کانی‌ها و دما- فشارسنجی

۴-۱- مقدمه

مطالعه شیمی کانی‌ها نسبت به شیمی سنگ کل یک نمونه آگاهی‌هایی از شرایط ماگمایی در زمان رشد بلور و همچنین تغییرات بعدی در اتاق ماگمایی پویا را در طی تاریخچه تبلور فراهم می‌کند. مشاهدات آنالیز الکترون میکروپروب (EPMA) و الکترون بکاسکتر (BSE) می‌تواند به صورت چشمی آلتراسیون و ناهمگنی درون کانی‌ها را آشکار کند و نتایج کمی از این آلتراسیون‌ها و ناهمگنی‌ها و در برخی موارد کانه‌زایی ثانویه را ارائه دهند. تعیین پارامترهای P-T و فوگاسیته در سیستم‌های ماگمایی برای باسازی ساز و کارهای پترولوژیکی تشکیل آنها ضروری است (Simakin et al., 2012). مجموعه کانی‌ها و ترکیب آنها در سنگ‌های آذرین ارتباط نزدیکی با ترکیب و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای دربرگیرنده آنها، حین فرآیند تبلور، دارند. بنابراین استفاده از ترکیب کانی‌های معین و نیز کانی‌های همزیست می‌تواند شناخت بهتری از پارامترهای فیزیکوشیمیایی (فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن) ماگمای در حال تبلور، ارائه دهد. آنالیزهای میکروپروب همواره به عنوان یک ابزار اساسی جهت تشخیص ترکیب شیمیایی کانی‌ها و محیط تشکیل سنگ‌ها مورد استفاده می‌باشند. بنابراین بررسی شیمی کانی‌ها در نمونه‌های ماگمایی می‌تواند در تعیین طبیعت شیمیایی، نحوه تکوین و شناخت سرگذشت ماگمایی منطقه حائز اهمیت باشد. در این راستا آنالیز شیمیایی میکروپروب فازهای کانیایی به تعداد ۶۰۰ نقطه آنالیزی بر روی ۱۰ مقطع نازک-صیقلی متفاوت از نمونه‌های سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار انجام پذیرفته است. در میان کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول فراوان‌ترین کانی‌ها هستند. لذا در این فصل سعی بر آن است تا با استفاده از ترکیب کانی‌های یاد شده، شرایط فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن ماگمای در حال تبلور در سنگ‌های منطقه بازسازی شود. همچنین با استفاده از شیمی کانی می‌توان سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مطالعاتی را تعیین کرد. آنالیزهای میکروپروب در دانشگاه New South Wales سیدنی، استرالیا و به وسیله‌ی دستگاه ریزپردازنده‌ی الکترونی مدل JEOL, JXA-8300F صورت گرفت. شرایط آنالیزی شامل ولتاژ ۲۰ kv و جریان اشعه ۲۰ nA برای کانی‌های مختلف بوده است.

۴-۲- شیمی کانی‌های واحدهای سنگی آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب

سبزوآر

ترکیبات و مجموعه کانیایی در سنگ‌های آذرین به شدت به ترکیب و شرایط تکامل مذاب در طی تبلور بستگی دارد (Abbott, 1985). این امر پایه و اساس استفاده از ترکیب کانی‌های خاص و مجموعه فازهای کانیایی در آشکار ساختن پارامترهای فیزیکوشیمیایی (دما- فشار تبلور و فوگاسیته اکسیژن) حاکم در طی تبلور ماگما است. با توجه به اینکه ترکیب کانی‌های کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز علاوه بر ترکیب شیمیایی ماگما به شرایط دما و فشار تبلور نیز حساس‌اند، بر این پایه روش‌های مختلف زمین-دماسنجی و زمین- فشارسنجی مطرح شده‌اند. آنالیزهای نقطه‌ای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه بر روی کانی‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول انجام پذیرفته است.

۴-۲-۱- شیمی پلاژیوکلاز

با وجود آنکه سیلیکات آلومینیم سدیم و کلسیم بطور اساسی از آل بیت خالص $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ تا آنورتیت خالص $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ تغییر می‌کند، ولی سری‌های پلاژیوکلاز بطور معمول حاوی یک مقدار معینی از مولکول اورتوکلاز KAlSi_3O_8 (تا ۵ درصد مولکولی) می‌باشند. پلاژیوکلاز تنها کانی است که در تمامی نمونه‌های سنگی منطقه حضور داشته و ترکیب شیمیایی متنوعی دارد. ترکیب پلاژیوکلاز به پارامترهای فیزیکی مانند دما (T)، فشار کل (P) و همچنین طیف گسترده‌ای از عوامل ترکیبی، از جمله مقدار آب مذاب (درصد وزنی یا فشار H_2O) بستگی دارد. پلاژیوکلاز، عادی‌ترین کانی تشکیل‌دهنده نمونه‌های آذرین منطقه می‌باشد. نتایج آنالیز تجزیه شیمیایی تعدادی از پلاژیوکلازهای انتخابی در جدول ۴-۱- الف و ب آورده شده است. جهت بررسی ترکیب شیمیایی و تعیین نوع پلاژیوکلازها از نمودار آل بیت- آنورتیت- اورتوز (An- Or- Ab) (Deer et al., 1992) استفاده شده است. همانگونه که از این نمودار مشخص می‌باشد، پلاژیوکلازها در نمونه‌های داسیتی دارای ترکیب شیمیایی لابرادوریت تا بیتونیت یعنی با درصد مولی $\text{An}_{59.13} - \text{An}_{64.14}$ هستند (شکل ۴-۱- الف). میزان درصد مولی اورتوز (Or%)

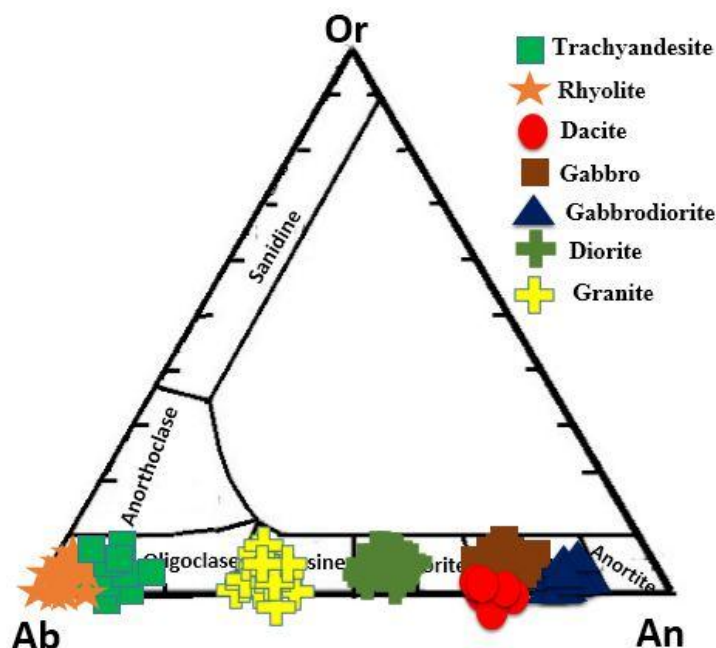
پلاژیوکلاز در داسیتها ۰/۲۷ تا ۰/۴۰ درصد می باشد. این پلاژیوکلازها درصد مولی آلبیت (Ab%) برابر با ۳۵/۴۵ تا ۴۰/۵۴ درصد دارند.

جدول ۴-۱- الف- نتایج تجزیه میکروپروب الکترونی بر روی برخی از پلاژیوکلازهای سنگهای آتشفشانی جنوب غرب سبزوار.

کانی Type rock Position	پلاژیوکلاز با منطقه بندی		پلاژیوکلاز		پلاژیوکلاز	
	Z-3 (Dacite)		Z-13 (Trachyandesite)		Z-12 (Rhyolite)	
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	49.12	51.37	67.19	68.59	68.23	67.65
TiO ₂	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	31.98	31.07	20.73	21.12	20.01	19.86
FeO	0.28	0.52	0.05	0.25	0.08	0.1
MnO	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01
MgO	0.00	0.03	0.00	0.04	0.02	0.00
CaO	15.26	14.21	0.71	0.60	0.20	0.30
Na ₂ O	2.97	3.63	11.36	10.71	11.28	11.38
K ₂ O	0.05	0.04	0.07	0.53	0.08	0.11
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	99.67	101.04	100.17	101.13	99.92	99.45
An	79.60	61.80	2.90	2.37	0.96	1.58
Ab	20.26	37.89	94.05	97.16	98.56	97.7
Or	0.001	0.003	0.03	0.005	0.48	0.63

جدول ۴-۱- ب- نتایج تجزیه میکروپروب الکترونی بر روی برخی از پلاژیوکلازهای سنگهای نفوذی جنوب غرب سبزوار. کاتیونها بر اساس ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده اند.

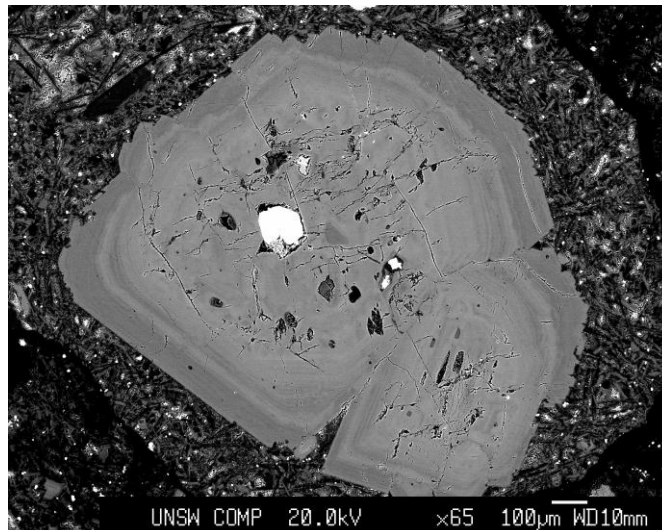
کانی Type rock Position	پلاژیوکلاز		پلاژیوکلاز		پلاژیوکلاز		پلاژیوکلاز	
	K-1 (Gabbro)		K-6 (Gabbrodiorite)		K-9 (Diorite)		K-12 (Granite)	
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	70.78	71.17	48.17	48.21	60.31	61.24	59.38	60.80
TiO ₂	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	19.22	19.21	32.47	32.72	16.36	15.72	26.06	25.07
FeO	0.14	0.12	0.94	0.91	0.01	0.03	0.36	0.78
MnO	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
MgO	0.01	0.01	0.09	0.07	0.01	0.00	0.02	0.07
CaO	7.69	7.88	16.51	16.74	14.39	14.50	7.77	6.61
Na ₂ O	1.60	1.61	2.18	2.08	0.90	1.0	7.18	7.71
K ₂ O	0.09	0.09	0.09	0.04	0.36	0.50	0.35	0.41
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00
Total	99.58	99.10	100.58	100.82	99.49	99.83	101.28	101.48
An	72.33	73.55	79.77	80.82	71.14	72.76	36.67	31.38
Ab	26.72	25.48	20.06	18.97	28.49	26.96	61.38	66.27
Or	0.95	0.97	0.002	0.002	0.36	0.28	0.02	0.02



شکل ۴-۱- ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای سنگ‌های آذرین جنوب غرب سبزوار در نمودار مثلثی An- Or- Ab (Deer et al., 1992).

برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در نمونه‌های داسیتی دارای منطقه‌بندی عادی با $An_{61.96-63.67}$ در هسته تا $Ab_{70.74-74.11}$ در حاشیه و بافت غربالی می‌باشند (شکل ۴-۲). در برخی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز آثار تجزیه به کلسیت، کلریت، اپیدوت و در برخی مواقع سریسیت دیده می‌شود. شدت تجزیه پلاژیوکلازها در مرکز بیش از حاشیه بلور است که خود تأکیدی بر منطقه‌بندی عادی در آنها می‌باشد (شکل ۳-۲-ب). منطقه‌بندی عادی نشان دهنده‌ی تغییرات ترکیبی پلاژیوکلاز از نوع کلسیم‌دار در مرکز به سمت سدیم‌دار در حاشیه در خلال رشد بلور می‌باشد (Bottinga et al., 1996). این منطقه‌بندی بیشتر در نمونه‌های داسیتی شمال شرق اسبکشان مشاهده می‌شود. منطقه‌بندی عادی بیانگر رشد بلورهای پلاژیوکلاز در شرایط نزدیک به تعادل با مذابی است که بطور پیشرونده از اجزای شرکت کننده در ابتدای تبلور Ca تهی می‌شود (Pearce, 1994). با کاهش فشار، مقدار Na_2O در مذاب نسبت به CaO افزایش می‌یابد و پلاژیوکلاز از Ab غنی‌تر می‌شود. بنابراین با صعود ماگما به اعماق کمتر یا کنوکسیون ماگما در اتاق ماگمایی بزرگ منجر به توسعه منطقه‌بندی عادی در پلاژیوکلاز می‌شود (Ustunisik et al., 2014). بطور کلی، منطقه‌بندی عادی نتیجه‌ای از رشد بلور در طی تفریق ماگمایی

پیشرونده است، منطقه‌بندی معکوس و نوسانی ممکن است نتیجه‌ای از فرآیندهایی از قبیل اختلاط ماگمایی یا کاهش فشار بر ماگما باشد (Ustunisik et al., 2014). در ابتدا ماگمایی که در اعماق زیاد شروع به سرد شدن می‌نماید زمان لازم برای تبلور ماگما را دارد؛ لذا بلورهای پلاژیوکلاز رشد نموده و درشت می‌گردند. بلورهای پلاژیوکلازی که در اولین مراحل تبلور تشکیل می‌گردند دارای ترکیب کلسیک‌تری می‌باشند. در دمای معین، کاهش فشار کل (از ۱۰ کیلو بار تا ۱ بار) یا افزایش فشار بخار آب (از ۰ تا ۱۵۰ بار) سبب افزایش محتوای An پلاژیوکلاز می‌شود (شکل ۴-۳- الف و ب). محتوی An پلاژیوکلاز با کاهش دما کاهش می‌یابد و منجر به منطقه‌بندی عادی می‌شود (Ustunisik et al., 2014).



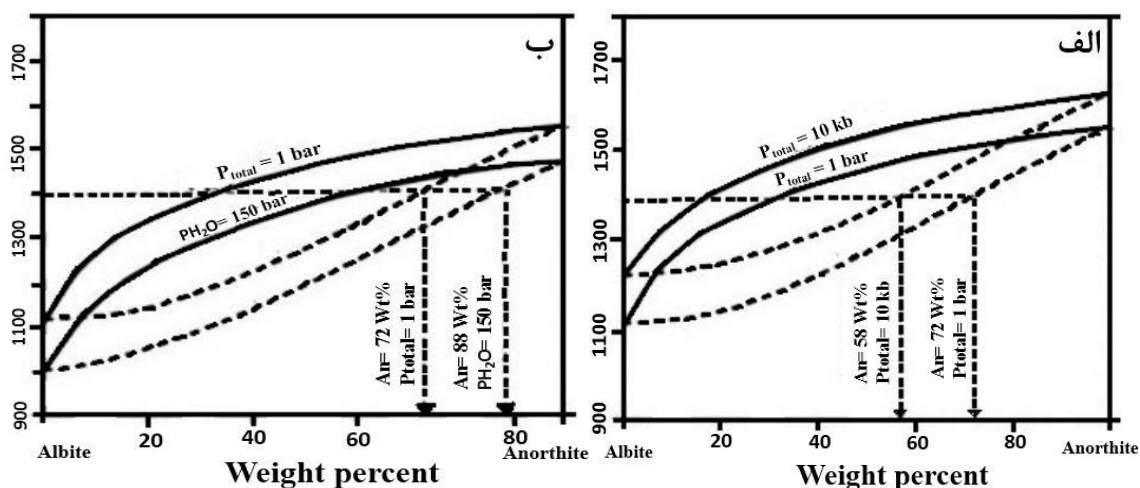
شکل ۴-۲- تصویر بکاسکتر از بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی عادی در نمونه‌های داسیتی جنوب‌غرب سبزوار که به صورت زون‌هایی با رنگ‌های تیره و روشن دیده می‌شود.

در نمونه‌های ریولیتی، پلاژیوکلاز با بافت پورفیری و اندازه ریز تا درشت بلور یافت می‌شوند. پلاژیوکلاز در این نمونه‌ها دارای ترکیب آلبیت (شکل ۴-۱) با میزان درصد آلبیت (Ab%) ۹۷/۸ تا ۹۸/۵۸ می‌باشد. میزان مول درصد اورتوز (Or%) این پلاژیوکلاز ۰/۲۹ تا ۰/۶۳ درصد می‌باشد. میزان مول درصد آنورتیت (An%) در این پلاژیوکلاز ۰/۸۷ تا ۱/۵۸ درصد است.

در نمونه‌های تراکی‌آندزیتی، کانی پلاژیوکلاز در زمینه بافت پورفیری و گلومروپورفیری همراه با کلینوپیروکسن حضور دارد. این کانی در نمونه‌های تراکی‌آندزیتی ترکیبات متغیری را بین An_{1.2} تا

An_{3.22} نشان می‌دهند. در نمونه‌های تراکی‌آندزیتی این کانی ترکیب آلبیت (شکل ۴-۱) را با درصد مولی (Ab%) ۹۴/۴۹ تا ۹۸/۱۳ نشان می‌دهد.

پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی فلسیک در نمونه‌های گرانیتوئیدهای کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار است. این کانی در گابروها دارای An_{71.86} تا An_{73.55}، در گابرودیوریت‌ها An_{79.77} تا An_{84.25}، در دیوریت‌ها An_{71.14} تا An_{78.17} و در گرانیت‌ها An_{67.45} تا An_{85.19} هستند. همانطور که در شکل ۴-۱ مشاهده می‌شود کانی پلاژیوکلاز در نمونه‌های گابرویی و گابرودیوریتی دارای ترکیب بیتونیت و در نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی به ترتیب دارای لابرادوریت و آندزین می‌باشند. به دلیل تأثیر دگرسانی بر روی پلاژیوکلاز سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه، نتایج آنالیز شیمیایی از مرکز به حاشیه این کانی به دلیل پراکندگی قابلیت تفسیر مناسب را ندارند. این امر موجب شده است که نتوان به بررسی تغییرات ترکیبی از مرکز به حاشیه در پلاژیوکلازها پرداخت و مواردی همچون منطقه‌بندی را در آنها مورد پردازش قرار داد.



شکل ۴-۳- تأثیر الف) کاهش فشار کل و ب) افزایش فشار بخار آب بر روی لیکیدوس و سالدوس فلدسپار (Ustunisk et al., 2014)

۴-۲-۲- شیمی کلینوپيروكسن

کلینوپيروكسن‌ها متعلق به گروه کانی‌های سیلیکات تک زنجیری بوده و بطور اساسی شامل اعضای با دامنه وسیعی از ترکیب شیمیایی می‌باشد. فرمول عمومی گروه پيروكسن به صورت XYZ_2O_6 بوده که در آن $X=Na, Ca$, $Z=Si, Al$ و $Y= Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Mn, Ni, Al, Cr, Ti$ می‌باشد. فرآیند جدایش ماگمایی و شرایط فیزیکی تبلور روی ترکیب ماگما تأثیر می‌گذارد. بنابراین ترکیب کلینوپيروكسن‌ها به شدت در اثر جدایش کاتیون‌ها و ساختار ماگمایی که از آن تبلور یابد، کنترل می‌شود (Beccaluva et al., 1989). پيروكسن به صورت فنوکریست و میکروفنوکریست در سنگ‌های داسیتی، تراکی‌اندزیتی، گابرویی و گابرویدیوریتی منطقه وجود دارد. بر اساس تقسیم‌بندی (Morimoto et al., 1988)، پيروكسن‌ها در چهار گروه قرار می‌گیرند که عبارتند از:

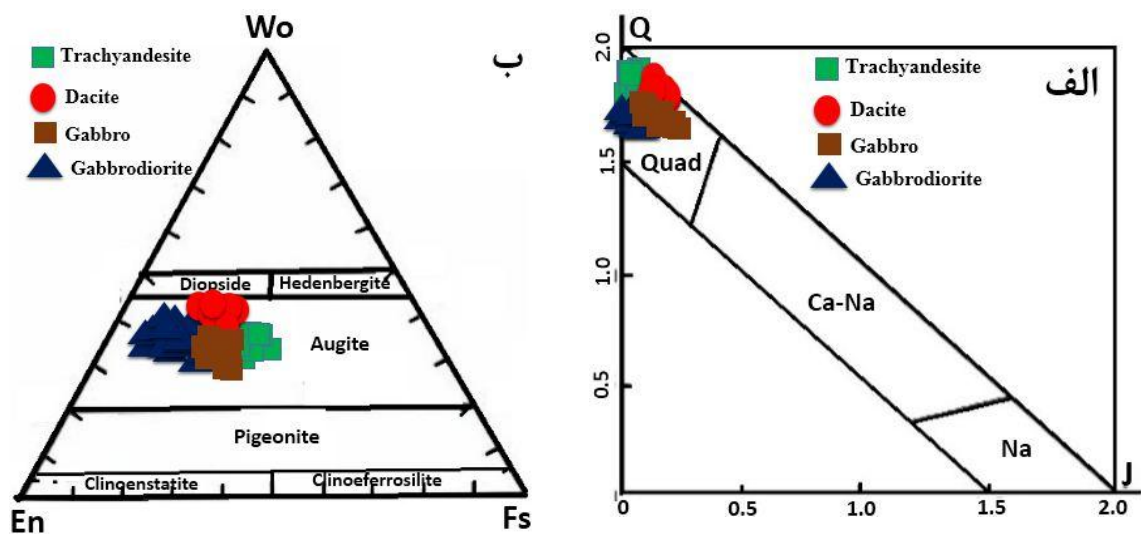
- پيروكسن‌های Ca- Mg- Fe (Quad) دار
- پيروكسن‌های Ca- Mg دار
- پيروكسن‌های Na دار
- پيروكسن‌های دیگر (Others).

در این چهار گروه M_1 و M_2 هر دو به عنوان مکان M در نظر گرفته می‌شوند که کاتیون‌های Fe, Mg, Ca و Na را شامل می‌شود. در نمودار Q-I, Q و J به صورت $Q= Ca+ Mg+ Fe$ (II) و $J=2Na$ تعریف می‌شوند. در جدول ۴-۲ آنالیز نقطه‌ای برخی از پيروكسن انتخابی نمونه‌های مطالعاتی آمده است. همانطور که در شکل ۴-۴ الف مشاهده می‌شود، کلینوپيروكسن‌های نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در موقعیت Quad (کلینوپيروكسن‌های کلسیم- آهن- منیزیم‌دار) قرار می‌گیرند. با توجه به قرارگیری کلینوپيروكسن‌ها در منطقه Quad، می‌توان از نمودار Wo- En- Fs برای تعیین نوع آنها استفاده کرد (Morimoto et al., 1988). ترکیب کلینوپيروكسن‌ها یکسان بوده و همه آنها در نمودار ترکیبی ولاستونیت (Wo) - فروسیلیت (Fs) - انستاتیت (En) در میدان اوزیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴ ب). ترکیب اعضای نهایی کلینوپيروكسن‌ها در نمونه‌های داسیتی بین $Wo_{36.02} En_{37.79} Fs_{20.25}$ تا $Fs_{25.4}$

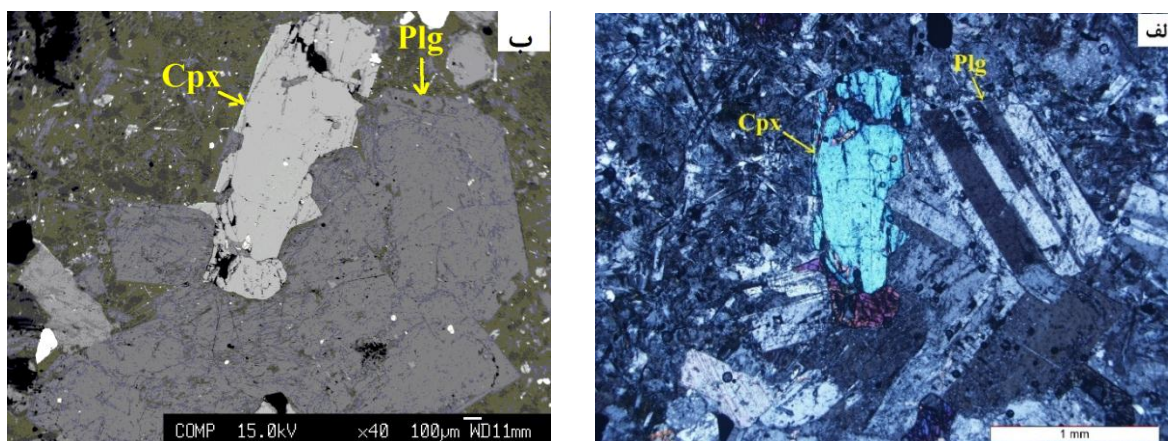
FS19.07 En47.96 WO38.14 تا FS15.02 En43.91 WO32.33 در نمونه‌های تراکی آندزیتی بین En39.5 WO39.33 در نمونه‌های گابرویی بین FS17.3 En39.9 WO37.48 تا FS19.68 En43.11 WO39.33 و در نمونه‌های گابرودیوریتی بین FS14.02 En39.91 WO39.33 تا FS21.07 En44.96 WO42.14 در نوسان است. با توجه به بررسی‌های انجام شده و تصاویر بک‌اسکتر، این کانی در نمونه‌های مورد مطالعه فاقد منطقه‌بندی می‌باشد (شکل ۴-۵-الف و ب). در نمودارهای اکسیدهای عناصر منیزیم، تیتانیوم، آلومینیم، منگنز و کلسیم در مقابل عدد منیزیم (شکل ۴-۶) ترکیب کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های مورد بررسی عمدتاً از یک روند خطی تبعیت می‌نمایند. این امر می‌تواند نشان دهنده هم منشأ بودن ماگمای مادر این نمونه‌ها باشد.

جدول ۴-۲- نتایج مایکروپروب الکترونی بر روی برخی از کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های مورد مطالعه در جنوب غرب سبزوار. کاتیون‌ها بر اساس ۶ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند.

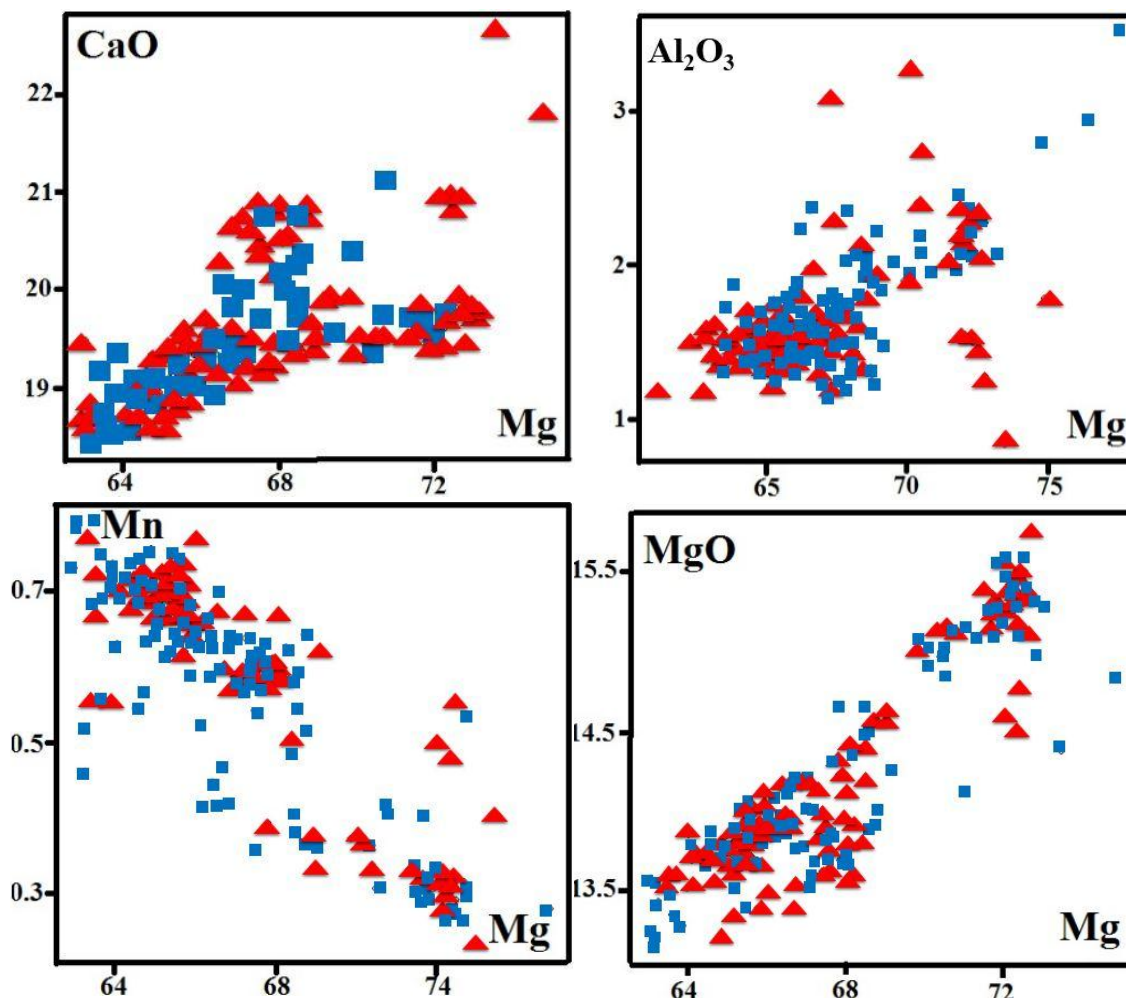
کانی Type rock	کلینوپیروکسن							
	Z-3 (Dacite)		Z-13 (Trachyandesite)		K-1 (Gabbro)		K-6 (G.diorite)	
Position	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	52.03	52.25	52.06	51.84	50.76	50.92	52.03	52.07
TiO ₂	0.28	0.33	0.32	0.28	0.38	0.45	0.59	0.42
Al ₂ O ₃	1.31	1.35	2.52	2.24	1.94	1.87	1.73	1.88
FeO	13.63	14.96	9.71	9.36	12.55	11.54	13.64	13.40
MnO	0.68	0.83	0.30	0.28	0.43	0.36	0.55	0.55
MgO	13.84	13.19	16.01	16.49	14.57	14.56	13.36	13.28
CaO	18.11	17.49	18.76	18.78	18.41	19.27	19.13	19.36
Na ₂ O	0.24	0.22	0.21	0.18	0.20	0.24	0.19	0.23
K ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.07	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.12	100.64	99.98	99.61	99.21	99.22	101.23	101.22
Si	1.96	1.97	1.92	1.92	1.90	1.90	1.94	1.94
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Al	0.05	0.06	0.08	0.08	0.09	0.90	0.08	0.08
Fe ²⁺	0.43	0.47	0.20	0.23	0.19	0.20	0.40	0.39
Mn	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Mg	0.78	0.74	0.93	0.90	0.85	0.86	0.74	0.73
Ca	0.73	0.71	0.76	0.76	0.80	0.80	0.77	0.76
Na	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02



شکل - ۴ - ۴ - الف) موقعیت کلینوپیروکسن نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودار Q-I (Morimoto et al., 1988)، که در منطقه Quad قرار می‌گیرند، ب) موقعیت کلینوپیروکسن نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودار مثلثی Wo- En- Fs (Morimoto et al., 1988).



شکل - ۴ - ۵ - الف) تصویر میکروسکوپی از بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در داسیت‌های کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار (نور XPL)، ب) تصویر بک اسکتر از شکل الف که نشان می‌دهد کلینوپیروکسن نمونه‌های داسیتی منطقه بندی ندارند.



شکل ۴-۶- موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های آذرین جنوب غرب سبزوار در نمودار تغییرات عدد منیزیم (Mg[#]) در برابر اکسیدهای عناصر اصلی.

۴-۲-۳- آمفیبول

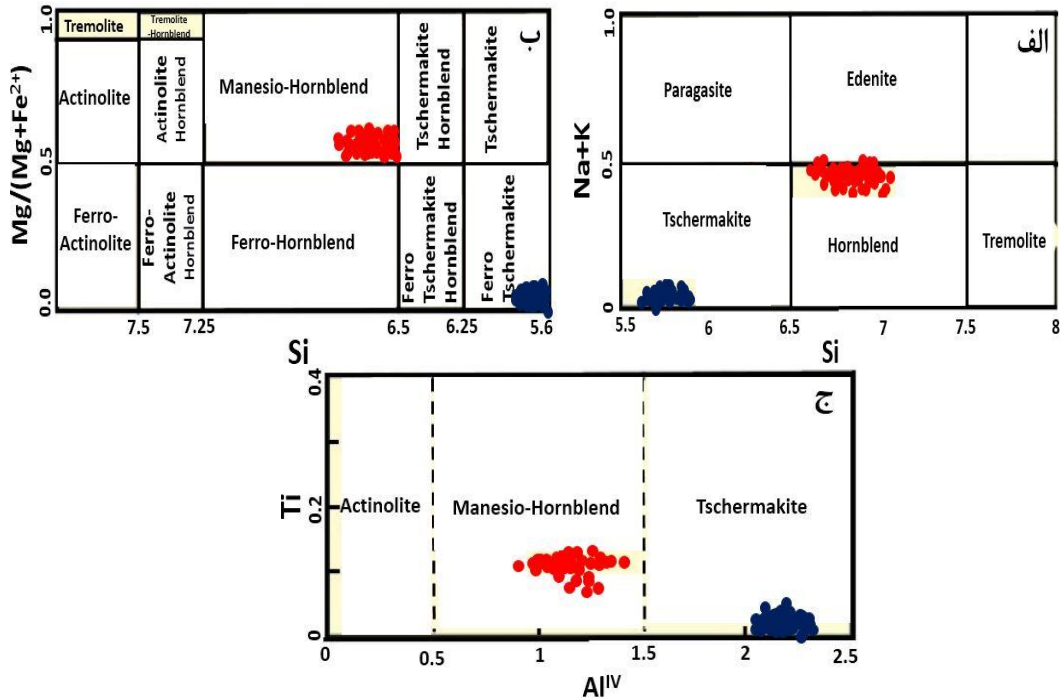
آمفیبول‌ها در دامنه گسترده‌ای از شرایط دما و فشار ظاهر می‌شوند و از سازندگان عادی سنگ‌های آذرین به ویژه سنگ‌های درونی از نوع آهکی-قلیایی و سنگ‌های دگرگونی به شمار می‌آیند. مجموعه کانی‌شناسی و ترکیب آنها در سنگ‌های آذرین ارتباط تنگاتنگی با تحول و تبلور ماگما دارد. به نحوی که با استفاده از ترکیب شیمیایی آنها می‌توان به ارزیابی پارامترهای فیزیکوشیمیایی فشار، درجه حرارت و فوگاسیته اکسیژن پرداخت. آمفیبول بعنوان کانی اصلی مافیک در سنگ‌های دیوریتی و به مقدار کمتر در نمونه‌های گرانیتی منطقه مطالعاتی مشاهده می‌شود. نتایج حاصل از آنالیزهای میکروپروب تعدادی از آمفیبول‌های نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی منطقه، در جدول ۳-۴ آمده است.

جدول ۴-۳- ترکیب شیمیایی تعدادی از آمفیبول‌های انتخابی نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوآر. کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند.

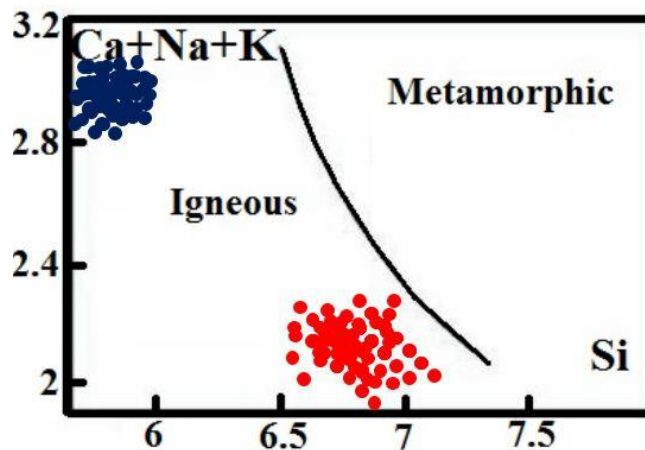
کانی Type rock	آمفیبول K-9 (Diorite)		آمفیبول K-12 (Granite)	
	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	48.74	49.58	41.17	41.59
TiO ₂	1.15	0.98	0.53	0.40
Al ₂ O ₃	9.34	8.08	24.1	24.5
FeO	15.64	15.1	10.77	10.03
MnO	0.58	0.64	0.12	0.29
MgO	11.45	11.6	0.15	0.02
CaO	11.03	10.60	22.87	22.32
Na ₂ O	1.60	1.42	0.00	0.37
K ₂ O	0.25	0.22	0.01	0.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.03
Total	99.85	98.33	99.75	99.68
Si	6.62	6.9	6.15	6.71
Ti	0.12	0.11	0.04	0.06
Al ^{IV}	1.37	1.09	2.17	2.28
Al ^{VI}	0.19	0.16	2.08	1.99
Fe ²⁺	0.93	0.82	1.23	1.34
Fe ³⁺	0.94	1.07	0.00	0.00
Mn	0.08	0.08	0.03	0.01
Mg	2.72	2.80	0.00	0.03
Ca	1.73	1.74	3.52	3.66
Na	0.48	0.40	0.1	0.07
K	0.03	0.03	0.01	0.00

از نمودارهای (Leake et al., 1997) برای تعیین نوع آمفیبول موجود در نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی استفاده شده است. در نمودار Si در مقابل Na+K، آمفیبول نمونه‌های دیوریتی از نوع هورنبلند و آمفیبول نمونه‌های گرانیتی از نوع چرماکیت می‌باشد (شکل ۴-۷-الف). آمفیبول‌های نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی در نمودار Si در مقابل $Mg/Mg+Fe^{2+}$ به ترتیب در محدوده منیزو-هورنبلند و فرو-چرماکیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۷-ب). همچنین، در نمودار Ti در برابر Al^{IV} آمفیبول‌های نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی به ترتیب در محدود منیزو-هورنبلند و چرماکیت واقع شده‌اند (شکل ۴-۷-ج). Leake et al. (1997) معتقدند که مقدار Si آمفیبول‌های با منشأ آذرین از ۷/۵ تجاوز نمی‌کند. با توجه به اینکه مقدار Si آمفیبول‌های مورد بررسی از این مقدار کمتر می‌باشد، لذا می‌توان نتیجه گرفت که این کانی در نمونه‌های مورد بررسی دارای منشأ آذرین می‌باشد. همچنین در نمودار Si در مقابل Ca+ Na+ K (Sial et al., 1998) که متمایزکننده آمفیبول‌های آذرین از دگرگونی است، آمفیبول‌های مورد بررسی

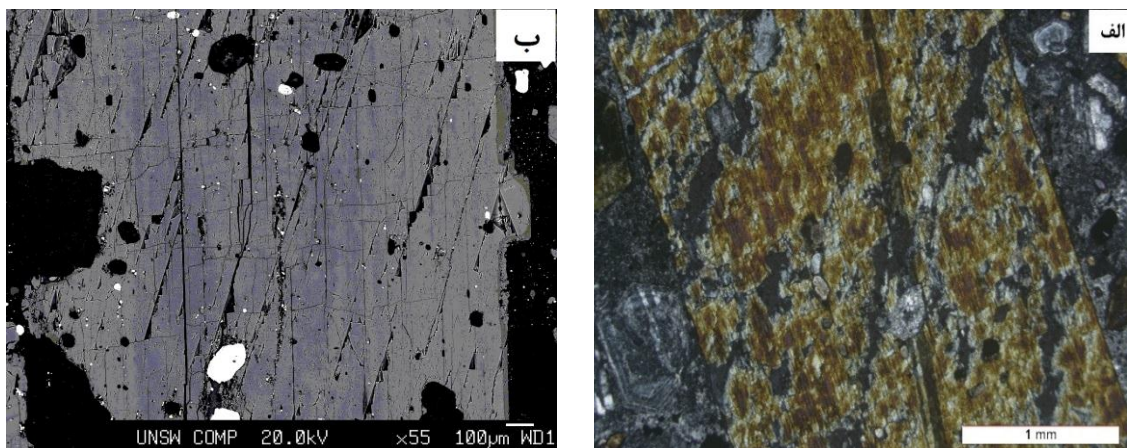
در محدوده آمفیبول‌های با منشأ آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۴-۸). بر اساس مطالعات انجام شده آمفیبول‌های نمونه‌های سنگی مورد مطالعه فاقد هرگونه منطقه‌بندی می‌باشند (شکل ۴-۹ الف و ب).



شکل ۴-۷- موقعیت آمفیبول نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودارهای، الف) Si در مقابل Na+K، ب) Si در مقابل Mg/(Mg+Fe²⁺) و ج) Al^{IV} در برابر Ti (Leake et al., 1997).



شکل ۴-۸- موقعیت آمفیبول‌های سنگ‌های دیوریتی و گرانیتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودار جداسازی آمفیبول‌های حاصل از فرآیند آذرین و دگرگونی به روش Sial et al (1998).



شکل ۴-۹- الف) تصویری از درشت بلور آمفیبول در نمونه‌های دیوریتی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار، ب) تصویر بکاسکتر از درشت بلور آمفیبول در نمونه دیوریتی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار که نشان می‌دهد این کانی فاقد منطقه‌بندی است.

۴-۳- تعیین سری ماگمایی با استفاده از شیمی کانی کلینوپیروکسن

نه تنها ترکیب شیمیایی و ساختار مذابی که کلینوپیروکسن از آن متبلور می‌شود در ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن دخالت دارد؛ بلکه عوامل دیگری مانند ضریب جدایش عناصر در کلینوپیروکسن، کنترل‌های فیزیکی مثل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن و تاریخ تبلور مذاب (ترتیب تبلور و سرعت سرد شدن ماگما) در این فرآیند مؤثر هستند (Nisbet and Pearce, 1977). البته در این رابطه استفاده از فنوکریست‌های کلینوپیروکسن بیشتر توصیه می‌شود زیرا ترکیب فنوکریست‌های کلینوپیروکسن بیشتر از میکرولیت‌ها به ترکیب مذاب اولیه سازنده سنگ میزبان شباهت دارند و ترکیب فنوکریست‌ها تفاوت‌های شیمیایی بین انواع ماگماهای مختلف را دقیق‌تر از ترکیب زمینه منعکس می‌کند (Rollinson, 1983). بنابراین همیشه ترکیب کلینوپیروکسن بیانگر ترکیب ماگمایی نیست که از آن متبلور شده است و باید نقش سایر عواملی را که روی ترکیب این کانی اثر می‌گذارند، در نظر گرفت. به همین دلیل اگر قرار باشد از روی ترکیب کلینوپیروکسن به ترکیب ماگمایی که این کانی از آن متبلور شده است، پی ببریم، باید موارد زیر را مورد توجه قرار دهیم:

۱- به دلیل آنکه سرعت سرد شدن بر روی جدایش کاتیون‌ها (به ویژه کاتیون‌های عناصر کمیاب)

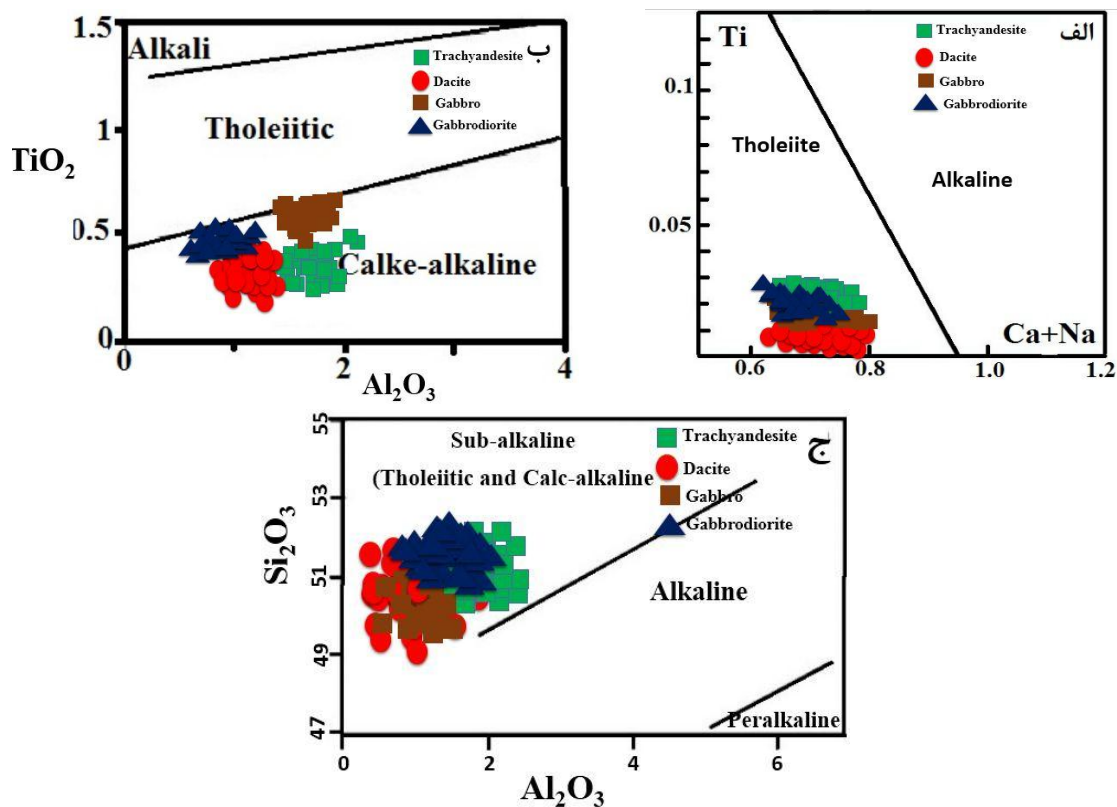
توسط کانی کلینوپیروکسن و در نتیجه دور شدن ترکیب کلینوپیروکسن از ترکیب سنگ تأثیر

می‌گذارد، بهتر است برای تعیین شرایط تکتونوماگمایی از نتایج آنالیز کلینوپيروكسن‌های فنوکرست به جای کلینوپيروكسن‌های زمینه استفاده کنیم زیرا ترکیب کلینوپيروكسن‌های فنوکرست کمتر تحت تأثیر سرعت سرد شدن ماگما قرار می‌گیرد (Nisbet and Pearce, 1977).

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

۳- هر چه تعداد آنالیزهای تصویر شده بر روی نمودارهای تشخیصی (۱۰ به بالا) بیشتر باشد نتایج دقیق‌تر خواهد بود. در این بخش سعی شده است، تمامی موارد یاد شده در بالا رعایت شوند.

از بین کانی‌های موجود در سنگ‌ها، کانی کلینوپيروكسن می‌تواند همه عناصر موجود در ماگما را در خود جای دهد، بنابراین ترکیب آن می‌تواند نماینده نوع ماگمایی باشد که این کانی از آن نشأت گرفته است. نمودار $Ca+Na$ در برابر Ti بر اساس کاتیون‌های Na, Ca و Ti کلینوپيروكسن جهت تفکیک سری ماگمایی توسط Leterrier et al., 1982 طراحی شده است. در این نمودار، همه نمونه‌ها در محدوده سری تولییتی واقع می‌شوند (شکل ۴-۱۰-الف). همچنین بر اساس مقادیر TiO_2 در برابر Al_2O_3 نمودار دیگری برای تفکیک سری‌های ماگمایی آلكالن، تولییتی و کالک‌آلكالن توسط Le Bas, 1962 ارائه شده است. با استفاده از این نمودار، ترکیب شیمیایی کلینوپيروكسن نمونه‌های مورد بررسی در محدوده کالک‌آلكالن تا تولییتی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۰-ب). همچنین، Le Bas (1962) در نمودار Al_2O_3 در مقابل مقدار SiO_2 کانی کلینوپيروكسن ماگماهای با ماهیت مختلف را از هم تفکیک کرده است. همانطور که در شکل ۴-۱۰-ج مشاهده می‌شود، کلینوپيروكسن نمونه‌های مورد بررسی در محدوده ماگماهای کالک‌آلكالن تا تولییتی قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۱۰- موقعیت کلاینوپیروکسن‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزواری در نمودارهای تمایز سری ماگمایی، الف) $Ca+Na$ در مقابل Ti (Leterrier et al., 1982)، ب) Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (Le Bas, 1986) و ج) Al_2O_3 در برابر SiO_2 (Le Bas, 1962).

۴-۳- دما- فشارسنجی

در سنگ‌های آذرین منطقه مطالعاتی کلاینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به صورت گسترده‌ای حضور دارند. در این بخش به منظور انجام مطالعات دما- فشارسنجی بر روی سنگ‌های آذرین منطقه، از روش Putrika (2008)، (Soesoo 1997) و نمودارهای مختلف تعیین دما- فشار استفاده شده است. با توجه به اینکه سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه، سنگ‌های آتشفشانی همراه با توده‌های نیمه‌عمیق (استوک، دایک و سیل) می‌باشند، در این فصل از روش‌های تجربی (Hammarstrom and Zen 1986) و Johnson and Rutherford (1989) برای تعیین فشار حاکم بر سنگ‌های دیوریتی و گرانیتی استفاده شد. جهت تخمین دما در این سنگ‌ها از روش (Vyhenal et al 1991) استفاده شد.

۴-۳-۱- دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن

روش (Soesoo 1997) یکی از روش‌هایی است که برای دما- فشارسنجی پیروکسن‌ها استفاده می‌شود. در این روش که دما و فشار به صورت گرافیکی نمایش داده می‌شود، محاسبه دو شاخص XPT و YPT با توجه به داده‌های آنالیز نقطه‌ای ضروری است و این دو شاخص به صورت زیر تعیین می‌شوند:

$$\text{XPT} = (0.446 * \text{SiO}_2) + (0.187 * \text{TiO}_2) - (0.404 * \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.346 * \text{FeO}^{\text{t}}) - (0.052 * \text{MnO}) + (0.309 * \text{MgO}) + (0.431 * \text{CaO}) - (0.446 * \text{Na}_2\text{O})$$

معادله ۱

$$\text{YPT} = (-0.369 * \text{SiO}_2) + (0.535 * \text{TiO}_2) - (0.317 * \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.323 * \text{FeO}^{\text{t}}) + (0.235 * \text{MnO}) - (0.516 * \text{MgO}) - (0.167 * \text{CaO}) - (0.153 * \text{Na}_2\text{O})$$

معادله ۲

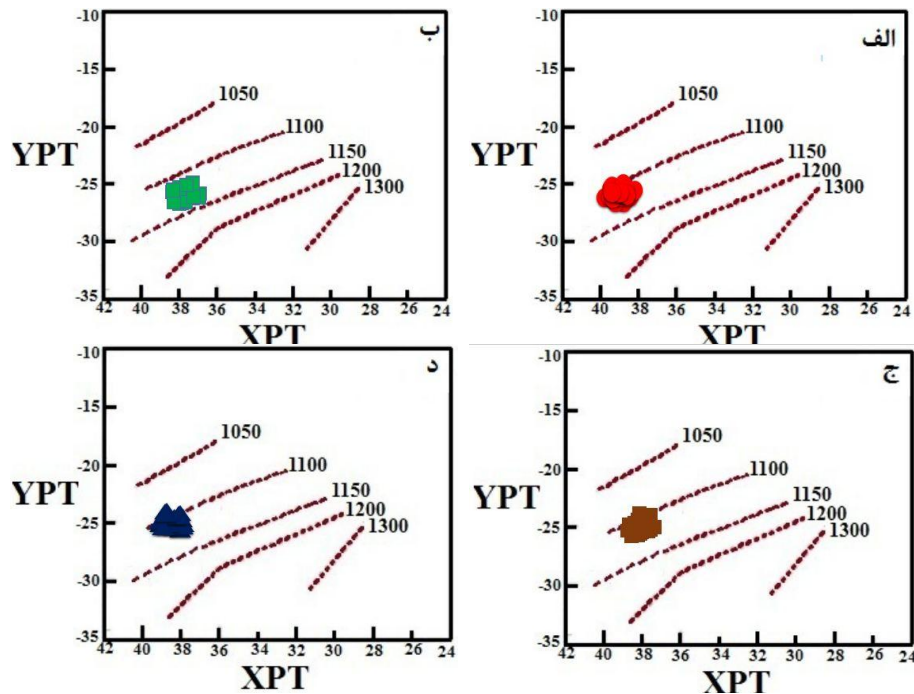
این روش به دلیل مزایایی که دارد، در اولویت استفاده قرار می‌گیرد و از جمله مزیت‌های آن عبارتند از:

- نیاز نداشتن به حضور دو پیروکسن برای دماسنجی؛

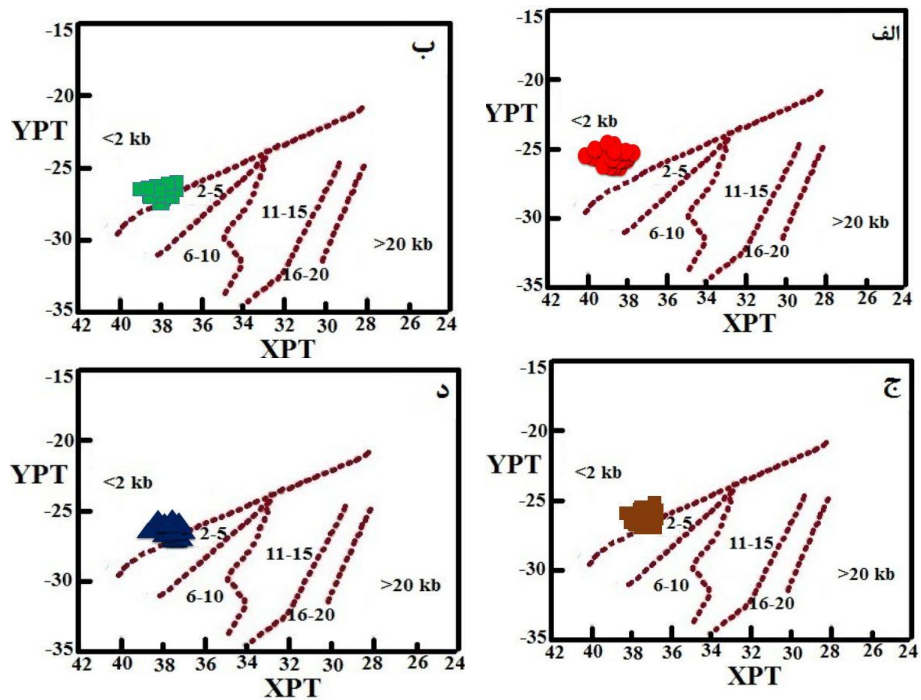
- قابلیت استفاده برای انواع پیروکسن‌های Fe, Ca و Mg دار و Fe-Mg دار.

معادلات ۱ و ۲ لازمه تعیین موقعیت نقاط آنالیز بر روی نمودار جهت مشخص شدن دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن نمونه‌های مطالعاتی می‌باشند. مقدار XPT برای نمونه‌های داسیتی و تراکی‌آندزیتی مورد بررسی به ترتیب در گستره ۳۰/۰۳ تا ۳۹/۴۷ و ۳۸/۱۰ تا ۳۸/۹۳ و مقدار YPT در گستره ۲۵/۰۱ تا ۲۵/۴۵ و ۲۶/۹۲ تا ۲۸/۱۸- است. همچنین، مقدار XPT برای نمونه‌های گابرویی و گابرویدیوریتی به ترتیب ۳۷/۱۴-۳۸/۸۰ و ۳۹/۱۰ تا ۳۹/۸۷ و مقدار YPT ۲۵/۰۶ تا ۲۶/۸۴ و ۲۵/۰۱ تا ۲۷/۶۱- می‌باشد. نتایج حاصل از دما- فشارسنجی به روش (Soesoo 1997) برای نمونه‌های داسیتی، تراکی‌آندزیتی، گابرویی و گابرویدیوریتی منطقه مطالعاتی در شکل‌های ۴-۱۱-الف، ب، ج و د و ۴-۱۲-الف، ب، ج و د نمایش داده شده است. همانگونه که در شکل‌های ۴-۱۱-الف و ب و ۴-۱۲-الف و ب مشاهده می‌شود، کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های داسیتی و تراکی‌آندزیتی به ترتیب در دمای ۱۱۰۰ و ۱۱۵۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ کیلوپار متبلور شده‌اند. شکل‌های ۴-۱۱-ج و د و ۴-۱۲-

ج و د نشان می‌دهند که دمای تبلور کلینوپیروکسن در نمونه‌های گابرویی و گابرودیوریتی ۱۱۰۰ و فشار تبلور آن در این سنگ‌ها ۲ تا ۵ کیلو بار می‌باشد.



شکل ۴-۱۱- تخمین دمای تشکیل کلینوپیروکسن نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزووار با استفاده از روش (Soesoo (1997).



شکل ۴-۱۲- تخمین فشار تبلور کلینوپیروکسن نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزووار با استفاده از روش (Soesoo (1997).

علاوه بر روش (Soesoo (1997)، دما- فشارسنجی تشکیل کلینوپيروكسن نمونه‌های داسیتی و تراکی‌اندزیتی به روش (Putirka (2008) (روش دما- فشارسنجی کلینوپيروكسن- مذاب) نیز انجام شد. روش دماسنجی (Putirka (2008) که بر اساس میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپيروكسن (ارائه شده توسط (Nimis and Taylor, 2000) می‌باشد، روش جدید و مناسبی جهت تعیین دمای تبلور کلینوپيروكسن فراهم کرده است. در این روش (رابطه ۳) با در اختیار داشتن ترکیب کلینوپيروكسن و ترکیب سنگ‌کل به عنوان ترکیب مذاب می‌توان تخمین مناسبی از دمای تشکیل بلور کلینوپيروكسن بدست آورد. لازم به ذکر است که در این روش، کاتیون‌ها بر مبنای ۶ اتم اکسیژن محاسبه می‌شوند. معادله دماسنجی کانی کلینوپيروكسن به روش (Putirka (2008) به روش زیر می‌باشد:

معادله ۳

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

در این معادله:

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

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

(Putirka (2008) روش دیگری جهت تخمین فشار تبلور کلینوپيروكسن ارائه کرده است. این روش بر مبنای مطالعات آزمایشگاهی بسیار زیادی که توسط محققین مختلف در فشار ۱ اتمسفر تا ۴۰ کیلو بار بر روی کلینوپيروكسن انجام شده، می‌باشد. معادله مورد استفاده برای محاسبه فشار به روش Putirka (2008) به قرار زیر می‌باشد (معادله ۴):

$$P(kbar) = 40.73 + 358T(K)/10^4 + 21.69T(K)/10^4 \ln[X_{NaAlSi_2O_6}^{cpx}/X_{NaO_{0.5}}^{liq}X_{AlO_{1.5}}^{liq}(X_{SiO_2}^{liq})^2] - 105.7(X_{CaO}^{liq}) - 165.5(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq})^2 - 50.15(X_{SiO}^{liq})(X_{FeO}^{liq} + X_{MgO}^{liq}) - 3.178 \ln(X_{DiHd}^{cpx}) - 2.205 \ln(X_{EnFs}^{cpx}) + 0.864 \ln(X_{Al}^{cpx}) + 0.3962(H_2O^{liq})$$

در این معادله:

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

$$NaAlSi_2O_6^{cpx} = NaO_{0.5}^{liq} + Al_{1.5}^{liq} + 2SiO_2^{liq}$$

علاوه بر این، Putirka (2008) روش دیگری را برای تعیین فشار تبلور کلینوپیروکسن ارائه نمود که بر اساس توزیع Al بین کلینوپیروکسن و مذاب است. معادله (۵) مورد استفاده برای این روش به شرح ذیل می‌باشد:

معادله ۵

$$P \text{ (Kbar)} = -57.9 + 0.0475T \text{ (K)} - 40.6(X_{FeO}^{liq}) - 47.7(X_{CaTs}^{cpx}) + 0.676(H_2O^{liq}) - 153(X_{CaO}^{liq}X_{SiO_2}^{liq}) + 6.89[X_{Al}^{cpx}/X_{AlO_{1.5}}^{liq}]$$

در این معادله برای هر کاتیون Al تعداد ۶ اتم اکسیژن منظور شده و X_{Al}^{cpx} از رابطه زیر بدست می‌آید:

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

بر اساس این روش، دمای تبلور کلینوپیروکسن نمونه‌های داسیتی و تراکی‌آندزیتی به ترتیب ۱۰۷۴ تا ۱۰۹۸ و ۱۰۷۰ تا ۱۱۲۳ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. فشارسنجی کانی کلینوپیروکسن به روش Putirka (2008) طبق معادلات ۴ و ۵، میانگین فشار تبلور کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های داسیتی و تراکی‌آندزیتی را به ترتیب ۲/۵ و ۳/۴ کیلوبار تعیین کرده است. همچنین بر اساس این روش دمای محاسبه شده برای نمونه‌های گابرویی و گابرودیوریتی به ترتیب ۱۰۷۰ تا ۱۱۲۷ و ۱۰۸۳ تا ۱۱۲۹ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. علاوه بر این، طبق معادلات ۴ و ۵ میانگین فشار بدست آمده برای تبلور کلینوپیروکسن نمونه‌های گابرویی و گابرودیوریتی به ترتیب ۳ و ۲/۱۱ کیلوبار است.

۴-۳-۲- دما- فشارسنجی آمفیبول

آمفیبول بهترین کانی برای دما- فشارسنجی در سنگ‌های آذرین آهکی- قلیایی است، زیرا تقریباً در همه توده‌های نفوذی آهکی- قلیایی اسیدی و حدواسط، صرف نظر از ترکیبات بازیک، متبلور می‌شود.

همچنین این کانی در گستره وسیعی از دما- فشار از ۱ تا ۲۳ کیلو بار و ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی گراد پایدار است (Stein and Dietl, 2001). فرمول شیمیایی آمفیبول‌ها موجب شده، عناصر زیادی در ساختار بلورین این کانی شرکت کنند. مقدار بعضی از این عناصر مانند Ca, Ti, Al و Na تابع فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن هستند و از این عناصر می‌توان در فشار- دماسنجی آمفیبول استفاده نمود (Hammarstrom and Zen, 1986). کاتیون‌هایی از قبیل تیتانیوم، آلومینیم کل و آلومینیم تترائدری نسبت به دما حساس هستند، به طوری که افزایش دما باعث افزایش میزان Ti و نهایتاً افزایش میزان Al^{IV} می‌شود. به طور کلی به ازاء هر ۱۰۰ درجه افزایش دما تقریباً ۰/۳ کاتیون به مقدار Al^{IV} اضافه می‌شود. مقدار Al^{VI} بر خلاف Al^{IV} متناسب با افزایش فشار افزایش یافته و دما تقریباً بر آن بی‌تأثیر است. محاسبه مقدار Al^{VI} و Al^T مبنای سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول است. زیرا مقدار Al در آمفیبول تابع غلظت Al در ماگمای مادر نبوده، بلکه عمدتاً تابع فشار حاکم بر تبلور آن است (Hammarstrom and Zen, 1986).

تاکنون روش‌های متعددی برای برآورد فشار از روی ترکیب آمفیبول ارائه شده‌اند (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Anderson and Schmidt, 1995). در همه این روش‌ها (Anderson and Schmidt, 1995) فشار فقط از روی میزان آلومینیم موجود در آمفیبول و بدون توجه به پارامترهای دیگری چون دما محاسبه می‌شود. روش فشارسنجی (Hammarstrom and Zen (1986) با آنالیز آمفیبول‌های پنج مجموعه آهکی - قلیایی به عنوان معرف رژیم‌های فشار پایین و بالا با استفاده از یک ریزپردازنده الکترونیکی، یک رابطه خطی بین آلومینوم کل (Al^T) و محتوی آلومینیم با همارایی (Al^{IV}) با ۲۳ اکسیژن به شرح زیر برقرار کردند:

$$Al^{IV} = 0.15 + 0.69 Al^T \quad (r^2 = 0.97) \quad \text{معادله ۶}$$

$$P \pm 0.3 \text{ kbar} = - 3.92 + 5.03 * Al^T \quad (r^2 = 0.8) \quad \text{معادله ۷}$$

در این رابطه P فشار بر حسب کیلو بار و Al^T تعداد کل کاتیون Al در هر واحد فرمولی هورنبلند بر اساس ۲۳ اکسیژن می باشد.

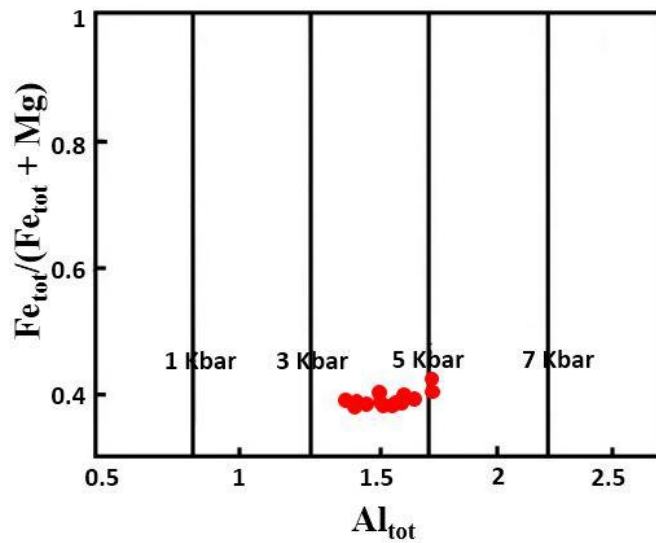
بر اساس محاسبات انجام شده به روش (Hammarstrom and Zen (1986)، در سنگ‌های دیوریتی میانگین فشار بدست آمده ۴/۲ کیلو بار است.

(Johnson and Rutherford (1989) یک فشارسنج تجربی را بر اساس محتوای آلومینیم آمفیبول‌های آذرین در تعادل با مذاب، شاره، بیوتیت، کوارتز، سانیدین، پلاژیوکلاز، اسفن و مگنتیت یا ایلمنیت به صورت آزمایشگاهی کالیبراسیون کردند. عمل کالیبراسیون به واسطه تعادل انبوه فازهای یاد شده در گستره فشار ۲ تا ۸ کیلو بار و در دمای ۷۴۰ - ۷۸۰ درجه سانتی‌گراد صورت پذیرفت. معادله پیشنهادی در این روش به صورت زیر است:

$$P (\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 * Al^T \quad (r^2 = 0.99) \quad \text{معادله ۸}$$

بر اساس محاسبه انجام شده مبتنی بر رابطه بالا، میانگین فشار تشکیل آمفیبول در سنگ‌های دیوریتی ۳/۴ کیلو بار است.

همچنین از نمودار Al_{Tot} در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ که توسط Schmidt (1992) ارائه شده است می‌توان جهت تعیین فشار تبلور آمفیبول استفاده کرد. با استفاده از این نمودار می‌توان گستره فشار ۳ تا ۵ کیلو بار را برای تبلور آمفیبول در سنگ‌های دیوریتی برآورد کرد (شکل ۴ - ۱۳).



شکل ۴-۱۳- موقعیت کانی آمفیبول نمونه‌های دیوریتی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودار Al_{tot} در برابر $Fe_{tot}/(Fe_{tot}+Mg)$ (Schmidt, 1992) جهت تعیین فشار تبلور آن.

به طور کلی نتایج حاصل از دما و فشارسنجی بر روی کلینوپیروکسن موجود در سنگ‌های داسیتی، تراکی‌اندزیتی، گابرویی و گابردیوریتی به روش‌های (Soesoo (1997) و Putirka (2008) دربردارنده نتایج قابل قبولی بوده و نتایج آنها انطباق خوبی با یکدیگر دارند. به طوری که دماهای بدست آمده بر اساس (Putirka (2008) بیانگر دمای تبلور بین ۱۰۷۰ تا ۱۱۲۳ درجه سانتی‌گراد برای سنگ‌های داسیتی و تراکی‌اندزیتی و ۱۰۷۰ تا ۱۱۳۰ درجه سانتی‌گراد برای سنگ‌های گابرویی و گابردیوریتی بوده و این محدوده دمایی توسط روش گرافیکی (Soesoo (1997) نیز کاملاً تأیید می‌گردد.

از طرفی دیگر، فشار تشکیل کانی کلینوپیروکسن سنگ‌های داسیتی، تراکی‌اندزیتی، گابرویی و گابردیوریتی بر اساس (Soesoo (1997) و Putirka (2008) در محدوده کمتر از ۵ کیلو بار قرار می‌گیرد. با توجه به اینکه فشار بدست آمده برای سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار اختلاف قابل ملاحظه‌ای با یکدیگر ندارند، می‌تواند نشانگر خاستگاه مشترک کلینوپیروکسن در سنگ‌های یاد شده باشد.

بر اساس محاسبات انجام شده به روش Hammarstrom and Zen (1986)، در سنگ‌های دیوریتی فشار محاسبه شده ۴/۲ کیلو بار بوده که نزدیک به مقادیر محاسبه شده به روش‌های Johnson and Rutherford (1989) و Schmidt (1992) است.

فصل پنجم

زمین شیمی سنگ کل

۵-۱- مقدمه

پس از تحلیل روابط صحرایی، پتروگرافی و شیمی کانی سنگ‌های منطقه مطالعاتی، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی به منظور تفسیر منشأ و پتروژنز آنها از اهمیت خاصی برخوردار است. به منظور بررسی ژئوشیمیایی ماگماتیسزم کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار، تعداد ۳۸ نمونه از سنگ‌های بیرونی و درونی با کمترین دگرسانی به روش XRF برای اکسیدهای اصلی و Laser-Ablation برای عناصر کمیاب و نادر خاکی در آزمایشگاه دانشگاه Macquarie سیدنی تجزیه شیمیایی شدند. نام سنگ، شماره و موقعیت جغرافیایی محل برداشت نمونه‌های انتخابی جهت تجزیه سنگ‌کل، در جدول ۵-۱ ارائه شده است. نتایج اولیه و خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در جدول ۵-۲ آمده است. در رسم نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی، حذف مواد فرار صورت گرفته و مجموع مقادیر مجدداً به ۱۰۰ رسانده شده است. همچنین، جهت تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO در نمونه‌های مورد بررسی از نسبت پیشنهادی توسط Middlemost (1989) استفاده شده است.

به منظور تفکیک نمونه‌های مختلف مورد بررسی بر روی نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی، نمونه‌های آتشفشانی با نشانه‌ی ▲، نمونه‌های گابرویدیوریتی، دیوریتی و گابرویی را با نشانه‌ی ■ و نمونه‌های گرانیتی را با نشانه‌ی □ نمایش داده شده‌اند.

جدول ۵-۱- مشخصات جغرافیایی، محل برداشت و علائم اختصاری نمونه‌های سنگی انتخاب شده در این مطالعه جهت آنالیز ژئوشیمیایی سنگ کل.

شماره نمونه	عرض جغرافیایی شمالی	طول جغرافیایی شرقی	نام سنگ	محل نمونه برداری
K1	534128	3963340	گابرو دیوریت	دره کال مرغ
K2	531872	3960845	گابرو دیوریت	دره کال مرغ
K3	534120	3963336	گابرو دیوریت	دره کال مرغ
K4	533669	3965315	دیوریت	فیلشور
K5	521443	3960254	گابرو دیوریت	نوده
K6	543660	3962517	گابرو	دره کال مرغ
K7	501326	3916720	گرانیت	اسبکشان
K8	501427	3917801	گرانیت	اسبکشان
K9	493694	3912474	گرانیت	اسبکشان
K10	501723	3916410	گرانیت	اسبکشان
K11	501732	3916418	گرانیت	اسبکشان
K12	493839	3912437	گرانیت	اسبکشان
Z1	550468	3968919	ریولیت	دره کال مرغ
Z2	542576	3965152	ریولیت	دره کال مرغ
Z3	550474	3968928	ریولیت	دره کال مرغ
Z4	543708	3962472	ریولیت	دره کال مرغ
Z5	543715	3962474	ریولیت	دره کال مرغ
Z6	516050	3959843	ریولیت	حمیره
Z7	516050	3959361	ریولیت	حمیره
Z8	516054	3959857	ریولیت	حمیره
Z9	521855	3950476	تراکی آندزیت	نوده
Z10	521867	3950487	تراکی آندزیت	نوده
Z11	521053	3961491	تراکی آندزیت	نوده
Z12	520697	3962682	داسیت	نوده
Z13	520707	3962630	داسیت	نوده
Z14	520877	3953797	داسیت	نوده
Z15	522493	3949945	داسیت	نوده
Z16	521154	3961290	داسیت	نوده
Z17	493532	3912133	داسیت	اسبکشان
Z18	493478	3912033	داسیت	اسبکشان
Z19	493519	3912300	داسیت	اسبکشان
Z20	493478	3912033	داسیت	اسبکشان
Z21	493458	3912041	داسیت	اسبکشان
Z22	493519	3912300	داسیت	اسبکشان

جدول ۵-۲- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های آذرین جنوب غرب سبزواری که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به بخش در میلیون نشان می‌دهد.

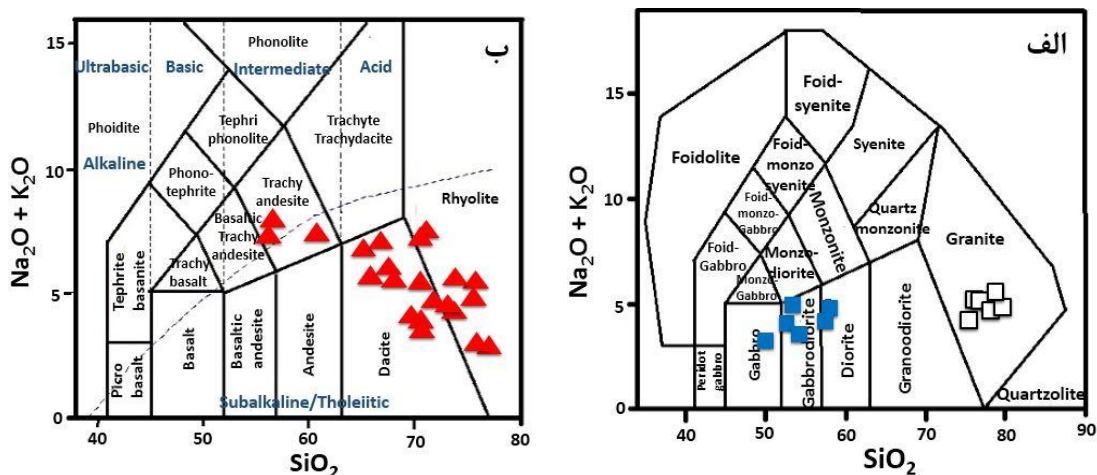
Sample	Z-1	Z-2	Z-3	Z-4	Z-5	Z-6	Z-7	Z-8	Z-9	Z-10	Z-11
Type rock	Dacite	Dacite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Trachyandesite	Trachyandesite	Dacite	Dacite	Rhyolite	Dacite
SiO ₂	64.08	69.93	70.71	74.93	66.85	52.09	53.56	72.60	68.65	67.85	72.13
TiO ₂	0.58	0.56	0.57	0.35	0.63	0.76	0.77	0.44	0.80	0.55	0.35
Al ₂ O ₃	13.07	13.00	12.83	11.63	12.89	16.40	16.71	11.48	13.21	12.51	12.28
Fe ₂ O ₃ ^f	5.95	4.45	4.58	3.52	5.33	11.24	11.45	3.34	2.75	5.11	3.59
MnO	0.18	0.12	0.16	0.11	0.13	0.16	0.16	0.12	0.19	0.18	0.14
MgO	1.44	1.02	1.11	0.70	1.69	3.95	3.67	0.56	1.20	1.58	0.76
CaO	6.56	4.37	2.69	0.96	2.28	5.51	5.62	2.97	1.95	5.73	1.02
Na ₂ O	3.94	3.69	3.17	4.58	6.49	3.49	3.56	3.40	6.59	3.47	5.84
K ₂ O	1.62	0.88	0.96	1.38	0.52	4.43	3.23	1.50	0.56	0.30	0.86
P ₂ O ₅	0.22	0.21	0.25	0.07	0.22	0.14	0.14	0.12	0.21	0.24	0.07
LOI	1.03	2.19	2.53	1.43	2.07	0.96	1.67	3.05	1.65	95	2.20
Sum	97.64	98.2	97.02	98.23	97.02	98.20	98.89	96.53	98.12	98.53	97.03
Be	2.352	2.49	3.17	1.42	1.73	2.64	2.57	1.59	2.59	2.45	1.62
Sc	36.83	37.20	32.21	17.05	24.30	48.74	48.81	15.86	37.23	36.41	17.51
V	118.55	106.47	26.217	29.12	97.09	385.85	381.96	78.275	53.763	112.66	29.88
Cr	18.30	18.00	5.70	9.23	9.91	22.45	22.59	7.49	9.95	6.99	7.32
Co	10.72	8.36	3.54	0.69	8.29	27.23	27.51	3.28	7.78	7.31	1.15
Ni	38.23	30.00	7.86	17.86	14.40	10.43	19.20	6.15	12.67	5.62	13.73
Cu	30.17	45.61	6.53	12.48	8.72	19.76	18.93	9.65	12.07	29.44	12.30
Zn	83.95	58.85	67.09	116.49	58.78	49.68	49.87	44.85	101.59	61.35	86.16
Ga	34.43	31.6	32.16	38.85	27.64	257.32	265.54	37.07	19.85	23.69	31.80
Rb	29.92	6.86	24.67	11.13	5.48	31.45	29.12	22.02	4.05	4.14	6.21
Sr	226.11	425.32	249.13	97.94	142.04	152.23	153.39	133.83	29.37	217.89	82.23
Y	24.06	22.44	27.59	29.15	24.06	13.56	13.68	23.14	31.86	20.29	30.45
Zr	54.8	47.09	82.43	88.45	60.66	27.34	27.21	69.89	72.95	50.74	83.91
Nb	0.92	0.77	2.03	2.13	1.55	0.50	0.51	1.28	1.27	0.76	2.18
Mo	0.78	0.85	0.45	0.72	0.77	0.39	0.38	0.72	0.68	0.56	0.74
Sn	7.55	6.41	8.81	2.94	4.91	6.12	6.27	6.37	6.91	7.98	5.44
Cs	0.52	0.16	0.21	0.03	0.05	0.45	0.54	0.30	0.07	0.10	0.00
Ba	304.71	200.92	211.71	224.82	124.07	41.34	40.32	229.31	83.05	122.26	161.85
La	5.67	6.02	5.34	4.60	5.74	4.53	4.46	5.56	4.63	5.43	4.91
Ce	12.78	12.31	14.23	13.00	14.91	9.68	9.91	12.94	12.26	11.65	13.63
Pr	2.07	1.89	1.95	2.03	2.21	1.30	1.37	1.93	1.92	1.70	2.07
Nd	9.49	9.98	8.94	10.68	10.72	6.45	6.72	9.67	10.61	8.92	10.50
Sm	2.92	2.89	3.13	3.21	3.07	1.76	1.84	2.84	3.40	2.55	3.54
Eu	1.03	1.06	1.42	1.00	0.99	0.94	0.98	0.76	1.28	1.02	1.06
Gd	3.58	3.14	4.46	4.06	3.50	2.11	2.13	3.41	4.63	3.24	4.36
Tb	0.67	0.60	0.84	0.73	0.55	0.38	0.35	0.48	0.76	0.55	0.71
Dy	4.36	3.95	4.68	5.19	4.09	2.45	2.58	3.90	5.15	3.76	5.23
Ho	0.90	0.88	1.04	1.14	0.88	0.51	0.53	0.83	1.23	0.83	1.12
Er	2.62	2.53	3.21	3.41	2.77	1.63	1.50	2.50	3.45	2.26	3.54
Tm	0.36	0.34	0.47	0.50	0.41	0.21	0.22	0.39	0.55	0.34	0.50
Yb	3.11	2.58	3.14	3.45	2.99	1.61	1.68	3.11	3.33	2.58	3.91
Lu	0.47	0.38	0.45	0.44	0.45	0.19	0.20	0.41	0.48	0.36	0.56
Hf	1.50	1.55	2.34	2.63	1.91	0.86	0.90	2.31	2.32	1.45	2.56
Ta	0.06	0.04	0.10	0.14	0.08	0.02	0.02	0.05	0.07	0.05	0.13
Pb	5.27	3.92	6.90	1.85	1.71	1.52	1.56	3.21	3.84	4.43	1.44
Th	0.93	1.04	2.07	0.79	1.28	0.71	0.76	1.26	0.56	1.01	0.84
U	0.36	0.46	0.60	0.48	0.50	0.23	0.24	0.51	0.32	0.28	0.57
Sample	Z-12	Z-13	Z-14	Z-15	Z-16	Z-17	Z-18	Z-19	Z-20	Z-21	K-1
Type rock	Dacite	Dacite	Rhyolite	Trachyandesite	Dacite	Dacite	Rhyolite	Dacite	Dacite	Dacite	Gabbro diorite
SiO ₂	66.38	65.75	67.96	67.86	61.76	68.76	71.96	70.44	71.14	72.45	53.58
TiO ₂	0.61	0.62	0.55	0.77	0.68	0.55	0.40	0.71	0.48	0.47	0.64
Al ₂ O ₃	13.26	13.23	12.27	13.68	13.22	13.56	12.79	12.07	12.73	12.14	14.95
Fe ₂ O ₃ ^f	6.36	6.02	5.48	5.39	8.51	4.95	3.78	5.13	3.80	3.53	11.37
MnO	0.13	0.13	0.18	0.16	0.17	0.11	0.08	0.11	0.07	0.11	0.20
MgO	1.55	1.45	1.76	1.13	2.42	1.04	0.61	1.02	0.95	0.60	5.88
CaO	4.23	4.72	5.53	1.46	3.29	5.35	4.43	1.99	2.08	3.71	8.26
Na ₂ O	3.86	4.30	3.55	7.23	6.87	2.90	2.98	2.99	3.78	3.25	2.71
K ₂ O	1.50	1.60	0.46	0.09	0.14	0.66	1.19	0.66	2.36	1.67	0.79
P ₂ O ₅	0.20	0.23	0.26	0.19	0.25	0.13	0.33	0.21	0.10	0.14	0.11
LOI	1.25	2.07	1.54	1.87	2.93	1.78	1.07	3.03	2.73	1.54	1.34
Sum	98.09	98.05	98.00	97.81	97.31	98.00	98.54	97.83	97.47	98.07	98.51
Be	2.332	2.973	2.411	2.703	2.544	1.564	1.542	2.923	3.471	1.303	1.104
Sc	37.11	43.85	35.12	36.43	39.89	27.09	27.21	32.20	28.28	11.87	42.55
V	128.59	157.43	102.26	45.37	144.95	168.73	168.56	30.18	10.47	61.66	359.60
Cr	17.546	10.112	7.815	7.882	10.476	7.872	7.674	12.053	6.253	6.932	56.521
Co	11.68	10.63	8.61	6.43	14.24	11.12	11.21	5.54	2.09	2.92	31.02
Ni	11.07	10.08	7.76	6.97	9.88	7.69	7.50	13.09	7.18	7.62	30.67
Cu	24.61	39.79	20.81	8.65	61.31	31.59	32.09	8.40	6.24	8.84	32.33
Zn	72.31	91.33	66.15	83.31	104.3	52.91	52.56	80.40	48.75	39.48	84.84

Ga	30.18	35.66	22.42	14.62	19.09	29.37	29.54	21.12	42.45	28.30	30.22
Rb	29.19	26.07	5.47	1.36	2.16	6.02	6.10	6.06	35.30	16.61	11.60
Sr	226.35	204.31	213.10	69.03	85.65	217.20	217.54	58.86	206.86	109.17	204.29
Y	20.18	25.05	22.90	28.32	24.38	23.48	23.542	34.50	29.88	15.07	13.91
Zr	45.40	51.21	46.64	71.10	53.85	52.74	84.04	78.85	29.18	43.16	34.66
Nb	0.95	1.01	0.93	1.21	1.01	0.90	0.89	1.60	2.40	0.82	0.57
Mo	0.57	0.56	0.45	0.40	0.82	0.52	0.51	0.65	0.34	0.62	0.61
Sn	5.83	7.73	8.89	6.95	9.42	2.50	2.43	0.47	8.93	2.87	2.70
Cs	0.47	0.22	0.06	0.04	0.19	0.22	0.25	0.05	0.14	0.36	0.11
Ba	235.61	294.51	136.22	28.35	36.68	143.12	143.56	130.3	307.28	150.13	126.08
La	5.12	6.05	5.76	4.37	5.47	4.51	4.45	4.90	7.70	4.32	4.00
Ce	11.86	13.55	11.71	11.34	14.11	10.18	10.10	12.66	1.65	10.08	9.19
Pr	1.85	2.17	1.94	1.82	2.26	1.74	1.78	2.16	1.92	1.52	1.18
Nd	9.11	10.25	9.36	9.70	10.43	8.86	8.65	11.71	8.85	6.90	6.55
Sm	2.71	3.14	2.97	3.40	3.46	2.75	2.64	3.87	3.21	2.11	1.94
Eu	0.98	1.09	0.89	1.19	1.13	0.84	0.82	1.12	1.44	0.78	0.68
Gd	3.29	3.69	3.48	4.24	3.36	3.27	3.25	4.83	4.19	2.34	2.05
Tb	0.54	0.65	0.56	0.72	0.52	0.59	0.58	0.91	0.83	0.44	0.37
Dy	3.74	4.37	3.95	5.34	4.23	4.38	4.29	6.33	5.53	2.74	2.55
Ho	0.72	0.96	0.86	1.17	0.91	0.93	0.91	1.33	1.04	0.71	0.55
Er	2.35	2.83	2.69	3.22	2.91	2.64	2.49	4.17	3.45	1.76	1.32
Tm	0.31	0.42	0.32	0.47	0.47	0.39	0.38	0.57	0.54	0.24	0.15
Yb	2.28	2.88	2.47	3.28	3.11	2.79	2.75	3.94	4.00	1.93	1.70
Lu	0.32	0.40	0.33	0.44	0.46	0.40	0.38	0.58	0.55	0.27	0.28
Hf	1.40	1.74	1.49	2.29	1.77	1.65	1.36	2.77	3.35	1.46	1.04
Ta	0.06	0.05	0.04	0.04	0.06	0.06	0.06	0.04	0.03	27.92	0.04
Pb	4.19	6.42	3.57	2.37	7.20	4.46	4.56	3.78	2.36	0.97	5.65
Th	1.08	1.15	1.07	0.61	1.15	0.74	0.77	0.64	2.93	0.49	0.80
U	0.28	0.37	0.23	0.30	0.45	0.39	0.37	0.56	0.75	27.19	0.28
Sample	K-2	K-3	K-4	K-5	K-6	K-7	K-8	K-9	K-10	K-11	K-12
Type rock	Diorite	Gabbro diorite	Gabbro diorite	Gabbro diorite	Gabbro	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite
SiO₂	53.34	59.99	53.84	68.96	52.45	75.01	74.84	77.95	73.84	78.00	77.12
TiO₂	0.49	0.80	0.66	0.55	0.75	0.24	0.22	0.20	0.40	0.17	0.26
Al₂O₃	17.80	15.35	16.43	12.27	18.20	12.92	12.78	11.20	12.01	11.53	11.85
Fe₂O₃^T	8.31	9.01	9.12	5.48	9.82	1.25	2.30	1.40	3.60	1.90	1.51
MnO	0.19	0.19	0.14	0.18	0.17	0.03	0.02	0.02	0.07	0.01	0.05
MgO	3.31	2.16	2.56	1.76	2.75	0.81	0.70	0.63	1.28	0.74	0.63
CaO	7.95	6.21	9.59	5.53	6.33	2.78	2.18	1.93	2.73	0.74	2.07
Na₂O	3.52	3.32	2.95	3.55	4.44	5.03	4.70	4.60	3.60	5.31	4.35
K₂O	0.77	1.32	0.63	0.46	2.30	0.30	0.31	0.23	0.34	0.19	0.26
P₂O₅	0.12	0.22	0.13	0.26	0.15	0.02	0.02	0.02	0.07	0.02	0.03
LOI	3.12	2.34	2.65	1.24	2.14	3.04	2.76	1.64	2.61	2.35	1.89
Sum	95.8	98.60	96.08	99.00	97.41	98.41	98.07	98.1	97.95	98.60	98.1
Be	1.46	1.44	1.58	2.26	2.06	1.70	1.62	1.65	1.71	1.46	1.49
Sc	19.41	27.64	26.43	24.10	39.61	16.95	13.26	12.05	18.76	12.52	13.61
V	231.1	213.33	324.20	166.17	317.41	54.23	45.16	43.18	64.70	39.02	35.79
Cr	9.25	11.44	7.43	9.85	6.26	7.42	3.82	2.78	4.79	6.56	8.85
Co	16.05	16.22	19.26	15.57	21.05	1.57	1.92	1.85	5.32	5.86	3.25
Ni	11.49	13.44	13.04	9.72	11.90	14.14	7.18	6.56	6.62	6.69	12.19
Cu	34.61	44.81	179.09	28.56	210.00	6.62	5.91	4.78	11.05	5.40	9.08
Zn	61.46	107.31	61.45	59.94	83.44	5.96	7.94	6.65	13.47	9.58	17.91
Ga	46.24	47.33	31.23	32.25	40.54	16.52	13.59	12.97	16.40	9.78	17.40
Rb	11.41	21.41	10.1	17.33	29.94	1.80	1.91	1.67	2.53	1.01	1.92
Sr	541.1	233.51	340.34	350.54	329.84	134.78	105.18	103.71	122.23	72.19	105.0
Y	10.20	19.92	12.64	9.24	13.83	40.96	43.61	42.92	29.08	26.52	19.26
Zr	49.91	47.83	32.07	46.01	33.02	118.84	125.92	123.87	63.12	63.22	92.18
Nb	2.12	1.03	0.64	2.30	0.82	3.32	2.70	1.98	1.23	1.32	1.80
Mo	0.68	0.85	0.47	0.21	0.98	0.21	0.33	0.26	0.36	1.13	0.32
Sn	2.58	3.53	2.66	6.81	6.15	2.04	9.91	8.65	2.02	3.33	6.41
Cs	0.06	0.24	0.36	0.70	0.54	0.09	0.25	0.13	0.12	0.02	0.11
Ba	227.2	243.6	125.78	233.42	280.97	59.24	40.15	39.00	46.61	20.14	53.91
La	6.50	5.97	4.47	6.29	4.16	4.20	7.24	6.43	3.48	2.63	7.91
Ce	18.51	14.10	9.48	13.11	9.12	12.92	17.25	15.97	8.71	6.88	15.66
Pr	2.04	1.81	1.02	1.74	1.32	2.03	2.21	2.03	1.33	1.02	1.58
Nd	9.183	9.771	6.342	7.044	6.027	10.803	11.774	10.34	7.492	6.093	6.773
Sm	1.80	2.73	1.85	2.19	2.00	3.66	4.13	3.46	2.35	2.34	1.51
Eu	0.52	0.90	0.71	0.62	0.73	0.53	0.47	0.37	0.66	0.42	0.34
Gd	1.89	3.12	1.71	1.56	2.07	4.87	5.11	4.02	3.38	2.71	2.19
Tb	0.42	0.60	0.37	0.27	0.32	0.82	1.00	0.85	0.63	0.56	0.34
Dy	3.23	3.52	2.46	1.70	2.39	6.33	7.23	6.43	4.72	4.88	2.61
Ho	0.63	0.82	0.57	0.45	0.31	1.42	1.64	1.43	1.04	1.02	0.64
Er	1.89	2.21	1.48	0.99	1.28	4.76	4.92	3.61	3.25	3.30	2.02
Tm	0.28	0.23	0.20	0.16	0.23	0.64	0.74	0.64	0.49	0.52	0.33
Yb	2.10	2.69	1.59	1.20	1.59	5.44	5.85	4.67	3.73	3.41	2.63
Lu	0.31	0.35	0.23	0.18	0.25	0.89	0.86	0.76	0.49	0.56	0.41
Hf	1.37	1.32	1.02	1.26	1.25	3.83	4.13	3.22	2.04	2.01	3.02
Ta	0.07	0.05	0.02	0.09	0.03	0.21	0.13	0.13	0.10	0.07	3.02
Pb	2.31	6.11	1.50	3.12	3.24	1.12	1.70	1.60	1.26	0.94	1.54
Th	2.19	1.12	0.80	1.77	0.91	1.95	2.24	1.98	0.66	0.69	1.07

U	0.73	0.24	0.27	0.49	0.29	0.76	0.93	0.86	0.34	0.41	0.56
---	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

۵-۲- طبقه‌بندی شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی

بر اساس نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1985) نمونه‌های درونی با محتوی SiO_2 بین ۵۲/۴۵ و ۸۰/۹۵ در محدوده دیوریت، گابرو، گابرو دیوریت و گرانیت تصویر می‌شوند (شکل ۵-۱-الف). در نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی (Le Bas et al. (1986) که بر اساس مجموع آلکالی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در مقابل سیلیس (SiO_2) می‌باشد، نمونه‌های بیرونی با محتوی SiO_2 بین ۵۲/۰۹ و ۷۵/۱۳ و با ترکیب تراکی‌آندزیت، ریولیت و داسیت در محدوده‌ی ماگماهای ساب‌آلکان تا تولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱-ب).



شکل ۵-۱- موقعیت نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودارهای طبقه‌بندی الف (Le Bas et al. (1986) ب) (Middlemost (1985).

۵-۳- تعیین سری ماگمایی

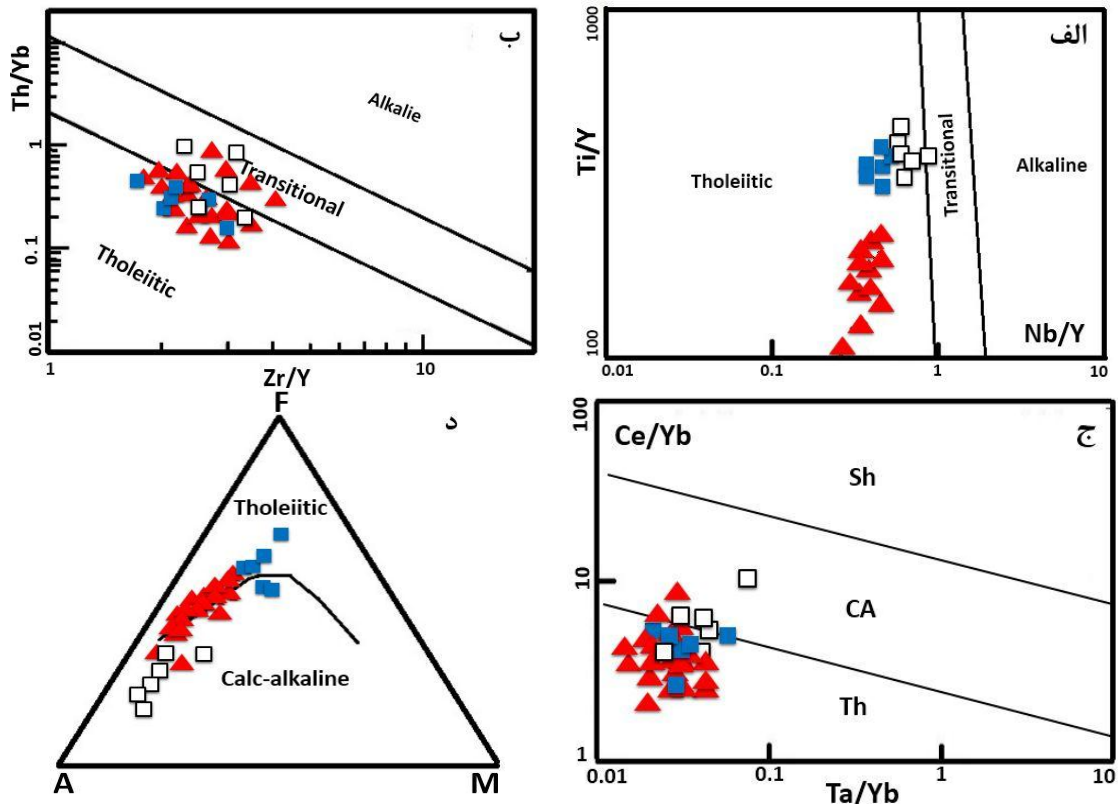
سنگ‌های آذرین از نظر منشأ و موقعیت تکتونیکی در سری‌های ماگمایی مختلفی دسته‌بندی می‌شوند که بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، نام‌های متفاوتی دارند. سری ماگمایی را مجموعه‌ای از سنگ‌های مختلف آتشفشانی می‌دانند که دارای ترکیب شیمیایی مختلف بوده و از یک ماگمای مادر، در نتیجه تفریق حاصل شده است. سری‌های ماگمایی به دو دسته آلکان و ساب‌آلکان تقسیم شده‌اند. سری ساب‌آلکان خود به سری‌های تولیتی و کالکوالکان تقسیم می‌شود (Sorenson, 1979). مطالعات

تجربی ثابت کرده است که یک عامل اصلی کنترل کننده تولید این دو سری ماگمایی (کالکوالکان و تولییتی) میزان آب موجود در منبع ماگما می‌باشد؛ بدین نحو که آب بیشتر سبب تولید ماگماهای کالکوالکان می‌شود (He et al., 2007).

با توجه به شیمی کانی‌های سازنده سنگ‌های منطقه از قبیل کلینوپیروکسن (شکل ۴-۱۰-الف، ب و ج) ماگمای مادر سازنده سنگ‌های مورد مطالعه دارای ماهیت کالک‌الکان - تولییتی می‌باشد. در ادامه به بررسی سری ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه مطالعاتی بر اساس شیمی سنگ کل می‌پردازیم. برای تعیین سری ماگمایی از نمودارهایی که بر مبنای عناصر نامتحرک می‌باشند، استفاده شده است، زیرا این عناصر دارای تأثیرپذیری کمتری نسبت به دگرسانی و دگرگونی درجه پایین هستند. این گروه از عناصر شامل Zr, Y, Ti, Nb و REE می‌باشند. به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه از نمودارهای Nb/Y در مقابل Ti/Y، Th/Yb در مقابل Zr/Y و Ta/Yb در برابر Ce/Yb استفاده شده است.

نمودار Nb/Y در مقابل Ti/Y (Pearce, 1982) یکی از نمودارهای مناسب جهت تعیین سری ماگمایی می‌باشد. زیرا عناصر Nb و Y در طی دگرسانی ثانویه کم تحرک می‌باشند. در این نمودار که دو سری ماگمایی تولییتی و آلکان را از یکدیگر جدا می‌کند، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری تولییتی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲-الف). نمودار لگاریتمی Th/Yb در مقابل Zr/Y که توسط Ross and Bedard (2009) ارائه شده است و سری‌های ماگمایی تولییتی، کالک‌الکان و شوشونیتی را از یکدیگر تفکیک می‌کند. در این نمودار نیز همانگونه که مشاهده می‌شود، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده سری تولییتی و تعداد خیلی کمی از آنها در محدوده انتقالی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۲-ب). علاوه بر این، در نمودار (Pearce 1983) که بر پایه نسبت Ta/Yb در برابر Ce/Yb طراحی شده است، نمونه‌های سنگی منطقه مطالعاتی در محدوده سری تولییتی تا کالک‌الکان قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲-ج). در نمودار AFM معرفی شده توسط Irvine and Baragar (1971) که سری‌های ماگمایی تولییتی و

کالک‌آلکان را از هم تفکیک می‌کند، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکان تا تولئیتی واقع می‌شوند (شکل ۵-۲-د).

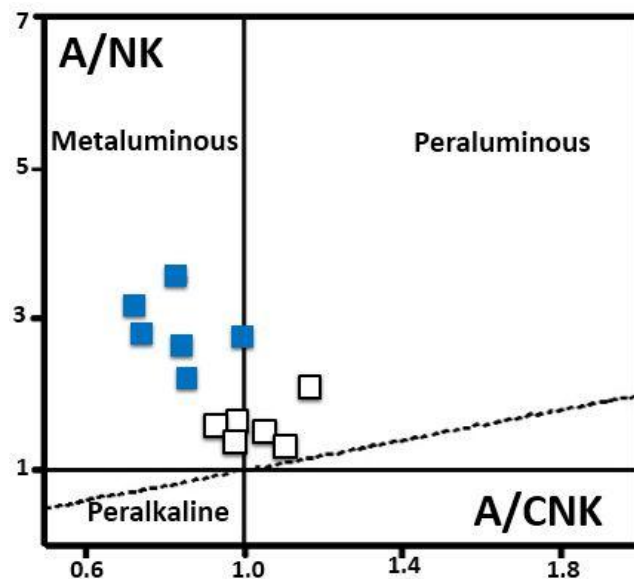


شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودارهای تعیین سری، الف) Nb/Y در مقابل Ti/Y (Pearce, 1982)، ب) Zr/Y در مقابل Th/Yb (Ross and Bedard, 2009) و ج) Ta/Yb در برابر Ce/Yb (Irvine and Baragar, 1971) AFM نمودار، د) نمودار (Pearce, 1983).

جهت تعیین درجه اشباع از آلومین گرانیتوئیدهای کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار از نمودار Shand (1943) استفاده شده است. Shand (1943)، گرانیتهای را بر اساس نسبت A/CNK (نسبت مولی $(Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O))$ و A/NK (نسبت مولی $(Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O))$)، به سه دسته پرآلومین، متآلومین و پرآلکان تقسیم نمود. نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شکل ۵-۳) وضعیت نمونه‌های توده‌های نفوذی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار را از نظر میزان غنی‌شدگی از آلومین نشان می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود همه نمونه‌ها در محدوده متآلومین قرار گرفته‌اند که این یکی از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I است (Chappell and White, 2001). از دیدگاه درجه اشباع شدگی از آلومین

گرانیتوئیدهای نوع I، متآلومین تا اندکی پرآلومین و گرانیت‌های نوع S، پرآلومین هستند. افزایش حضور هورنبلند در گرانیتوئیدهای نوع I، محتوی $A/CNK < 1$ را کاهش می‌دهد. پیدایش گارنت در گرانیتوئیدهای نوع S، مقدار $A/CNK > 1$ را افزایش می‌دهد و ویژگی پرآلومین در این گرانیت‌ها پدید می‌آورد (Stevens et al., 2007).

با توجه به آنکه در این توده‌هایی نفوذی، کانی‌های تیره اصلی شامل آمفیبول، کلینوپیروکسن و مگنتیت بوده و آپاتیت و اپیدوت نیز در نمونه‌ها حضور دارند، لذا از نظر پتروگرافی به نظر می‌رسد که توده‌های نفوذی منطقه مطالعاتی از نوع متآلومین باشند. فقدان کانی الیوین (نوع فایالیت)، آمفیبول قلیایی و نیز کانی غنی از آلومین نظیر کردیریت، توپاز، گارنت، اسپینل، کروندم، مسکویت و نهایتاً مونازیت در این توده‌های نفوذی همگی بیانگر این مسئله است.



شکل ۵-۳- موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودار A/CNK در برابر A/NK (Shand, 1943).

۵-۴- فرآیندهای تحول ماگمایی

ماگماها، معمولاً بلافاصله پس از تشکیل، در مسیر صعود و در آشیانه‌های ماگمایی متحمل تحولات ماگمایی از قبیل تبلور تفریقی، هضم و آلیش می‌شوند. اثبات نقش و میزان تأثیر هر کدام از این

فرایندها، یکی از چالش‌های بزرگ برای سنگ‌شناسان است. همچنین، با توجه به اینکه عواملی نظیر تبلور تفریقی و ذوب بخشی ممکن است در ایجاد ارتباط زایشی بین سنگ‌ها موثر باشند، لذا برای تشخیص نقش و تاثیر هر یک از این عوامل از نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 ، D.I، عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و نمودارهای بر مبنای عناصر کمیاب استفاده شده است.

۵-۴-۱- بررسی تغییر و تحولات سنگ‌های منطقه به کمک نمودارهای تغییرات

نمودارهای تغییرات ابزاری هستند که می‌توان به کمک آنها تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما را مورد بحث و بررسی قرار داد. از آنجاییکه نمونه‌های مورد بررسی دارای ماهیت حدواسط تا اسیدی هستند و گستره غلظت SiO_2 در آنها زیاد است، در نتیجه از نمودارهای درصد اکسیدهای اصلی در مقابل درصد وزنی SiO_2 (نمودارهای Harker, 1909) استفاده شده است. با توجه به اینکه عواملی نظیر تبلور تفریقی و ذوب بخشی ممکن است در ایجاد ارتباط ژنتیکی و زایشی بین سنگ‌ها موثر باشند، لذا برای تشخیص نقش و تأثیر هر یک از این عوامل علاوه بر استفاده از نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل SiO_2 ، نمودار تغییرات ضریب تفریق (D.I) در مقابل عناصر اصلی، عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و برخی نمودارهای مبنی بر عناصر کمیاب استفاده شده است.

۵-۴-۱-۱- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2

استفاده از نمودار هارکر، یکی از پرکاربردترین روش‌ها برای نمایش ژنتیکی میان سنگ‌های منطقه است. مهم‌ترین کاربردهای این نمودارها در سنگ‌شناسی، پی بردن به فرآیندهای تفریق ماگمایی، هضم و ذوب است. در این نمودارها، در محور افقی درصد وزنی SiO_2 و در محور قائم اکسیدهای مختلف دیگر را قرار می‌دهند. مسلماً عناصری که در شروع تبلور، در ساختمان کانی وارد می‌شوند مقدار آنها در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد و در عوض عناصری که وارد ساختمان بلورین کانی‌ها نشده‌اند در مذاب افزایش می‌یابند. برای مثال، مقادیر آهن، منیزیم و کلسیم با افزایش مقدار سیلیس در سنگ کاسته می‌شوند.

در عوض با افزایش مقدار سیلیس مقادیر سدیم و پتاسیم در مذاب باقیمانده زیاد می‌شود. اگر روند تغییرات منحنی فوق تغییر نماید، ماگما در زمان انجماد دستخوش تحول غیر عادی شده است (از قبیل هضم سنگ میزبان، جدایش یا انباشتگی شدید بلورها و...). در نمودارهای هارکر، روندهای معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های سنگی مختلف، بیانگر خویشاوندی احتمالی بین ماگمای سازنده سنگ‌ها می‌باشد. با توجه به طیف تغییرات SiO_2 در سنگ‌های آذرین منطقه (۵۲/۰۹-۸۰/۹۵)، تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر SiO_2 مورد ارزیابی قرار گرفته‌اند. در نمودارهای هارکر با افزایش مقدار SiO_2 یا افزایش تفریق یافتگی، مقادیر Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , FeO , MgO و MnO کاهش می‌یابد. نمودارهای تغییرات K_2O و Na_2O در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از روند خاصی تبعیت نمی‌کنند (شکل ۴-۵).

الف - تغییرات Al_2O_3 در برابر SiO_2

مقدار Al_2O_3 در نمونه‌های مورد مطالعه از ۱۱/۲۰ در یک نمونه گرانیتی تا ۱۹/۴۳ درصد وزنی در یک نمونه گابرودیوریتی متغیر است. اکسید آلومینیم معمولاً از ابتدا تا انتهای تفریق ماگمایی حضور دارد. پلاژیوکلاز عامل کنترل کننده مقدار اکسید Al_2O_3 می‌باشد. روند کاهشی مشاهده شده در نمودار تغییرات این اکسید عمدتاً توسط تبلور بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند به وجود آمده است (شکل ۴-۵-الف).

ب - تغییرات CaO در برابر SiO_2

CaO یک اکسید سازگار است بنابراین میزان آن در ابتدای تفریق بیشتر است و اغلب تمایل دارد در ساختار کانی‌هایی چون پیروکسن (به ویژه کلینوپیروکسن)، پلاژیوکلاز کلسیم‌دار و هورنبلند تمرکز یابد. تبلور و جدایش این کانی‌ها موجب کاهش CaO در ماگما (Wilson, 1989) می‌شود، بنابراین مقدار آن در انتهای تفریق کاهش می‌یابد. روند نزولی CaO در برابر SiO_2 (شکل ۴-۵-ب) مربوط به تفریق پلاژیوکلاز کلسیک‌تر و تبلور بخشی کلینوپیروکسن در سنگ‌های منطقه است.

ج- تغییرات MgO در برابر SiO₂

MgO در مقابل SiO₂ یک روند کاهشی نشان می‌دهد. میزان MgO در سنگ‌های مورد مطالعه، از ۰/۵۶ تا ۵/۸۸ درصد وزنی متغیر است و هم‌طور که از نمودار شکل (۵-۴-ج) پیداست با افزایش روند تفریق مقدار آن کاهش می‌یابد. از آنجاییکه منیزیم یک عنصر سازگار در ماگماست، لذا تمایل دارد در مراحل اولیه تفریق وارد ترکیب کانی‌های مافیک شده و سبب کاهش مقدار آن در ماگمای باقیمانده می‌شود. در نمونه‌های مورد بررسی، منیزیم به درون ساختار کانی‌های مانند کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت وارد شده و در نتیجه روند کاهشی نشان می‌دهد.

د- تغییرات FeO در برابر SiO₂

روند کاهشی FeO با افزایش روند تفریق به علت مصرف آهن در ساختمان کانی‌های مافیک نظیر پیروکسن و مگنتیت می‌باشد (Calanchi et al., 2002). میزان FeO در نمونه‌های مورد مطالعه از ۱/۲۵ تا ۱۱/۴۵ درصد وزنی متغیر است که نسبتاً بالا می‌باشد، علت این امر احتمالاً کاهش فشار و افزایش میزان اکسیژن می‌باشد. سیر نزولی مشاهده شده در FeO نمونه‌های مورد بررسی به علت وارد شدن آهن در ساختار کانی‌هایی نظیر پیروکسن و گاه مگنتیت می‌باشد که سبب کاهش میزان آن در مراحل آخر تفریق است (شکل ۵-۴-د). روند مشابه MgO, CaO و FeO احتمالاً می‌تواند به دلیل حضور فازهای کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز کلسیک باشد (Karen et al., 2002).

ذ- تغییرات MnO در برابر SiO₂

MnO در طی تفریق و تبلور ماگما کانی مستقلی را ایجاد نمی‌کند و به دلیل خواص ژئوشیمیایی و بار یونی یکسان و نیز اختلاف شعاع یونی کم با آهن در ساختار کانی‌های حاوی آهن دو ظرفیتی وارد می‌شود و دارای روند کاهشی در حین تفریق ماگمایی می‌باشد (Aragon et al., 2003). در سنگ‌های مورد مطالعه نیز منگنز، به علت شرکت در ساختار کانی‌های مافیک نظیر پیروکسن و منیتیت با افزایش روند تفریق ماگمایی سیر نزولی نشان می‌دهد (شکل ۵-۴-ذ).

ر - تغییرات TiO_2 در برابر SiO_2

روند کاهش TiO_2 که با روند افزایش مقادیر SiO_2 همراه شده است (شکل ۴-۵-ر)، می‌تواند بیانگر جانشین Ti به جای Al با کئوردیناسیون شش باشد. در نتیجه Ti می‌تواند جایگزین Al در ساختار کانی‌هایی همانند پیروکسن و آمفیبول وارد شود. مقدار این اکسید در هر سنگ با میزان Fe آن رابطه مستقیم دارد، بنابراین روندهای مشاهده شده این دو اکسید در برابر SiO_2 مشابه می‌باشد.

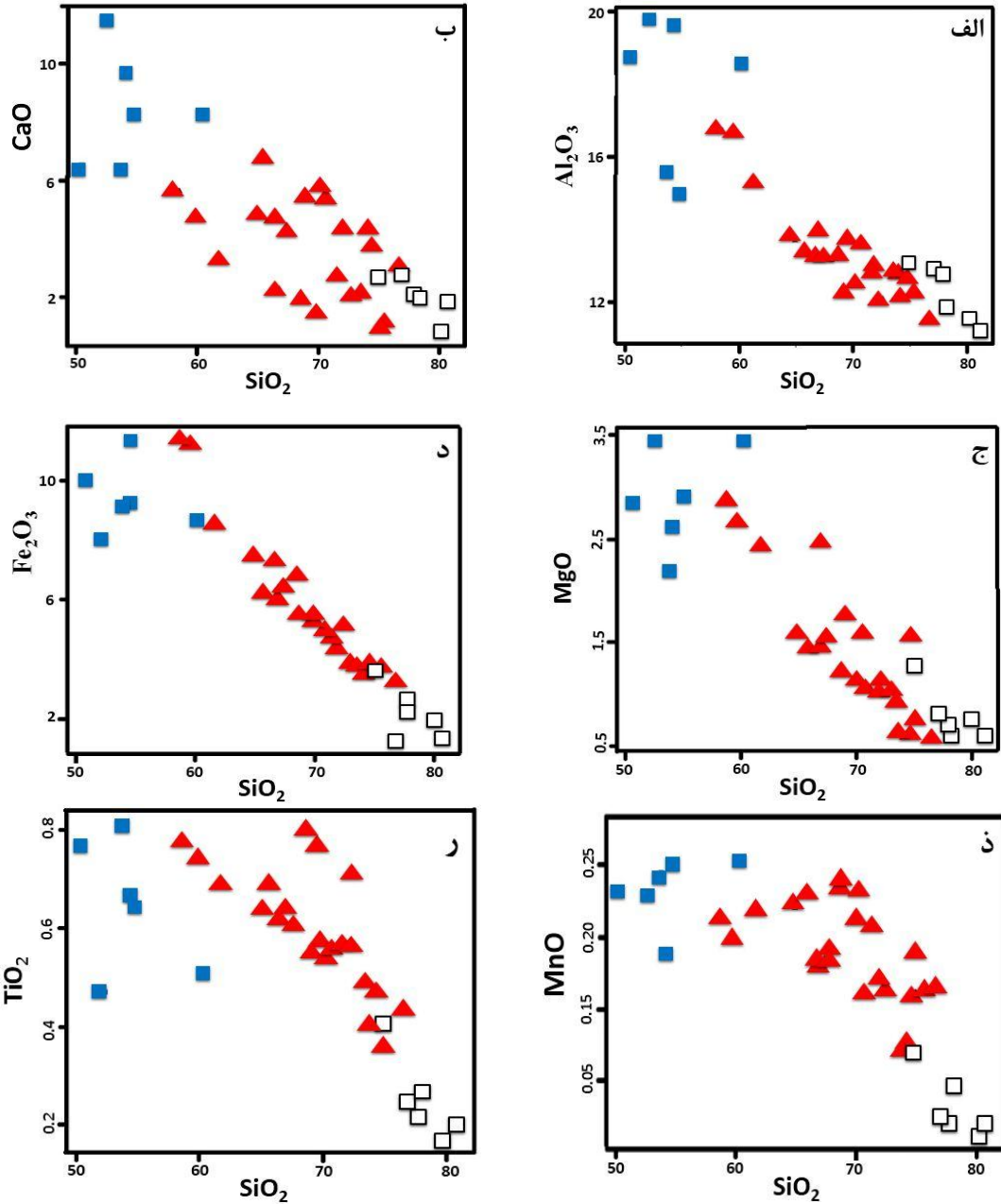
ز - تغییرات Na_2O و K_2O در برابر SiO_2

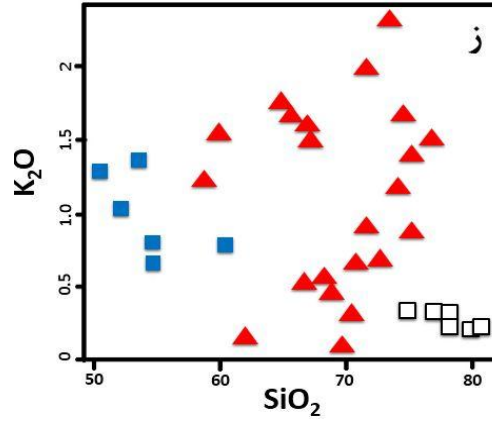
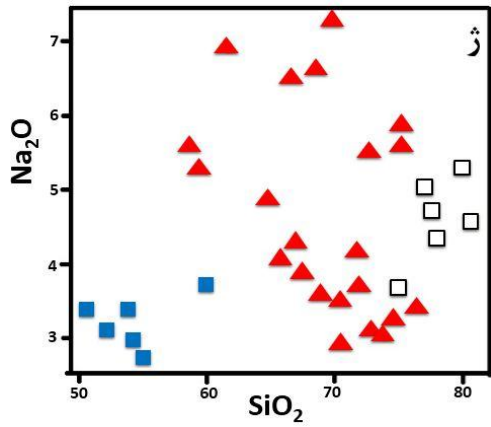
نمودار تغییرات اکسیدهای Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 روند مشخصی را نشان نمی‌دهند (شکل ۴-۵-ز و ژ). دامنه تغییرات گسترده اکسیدهای Na_2O و K_2O در نمونه‌ها را می‌توان به تحریک‌پذیری بالای پتاسیم و سدیم هنگام فرایند دگرسانی نسبت داد.

۵-۴-۱-۲- نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2

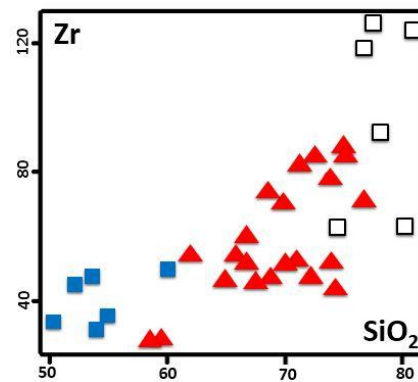
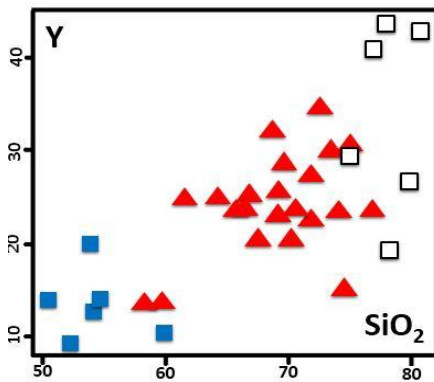
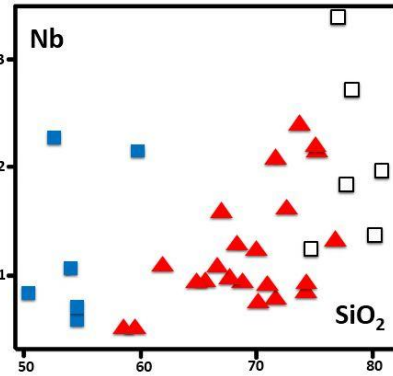
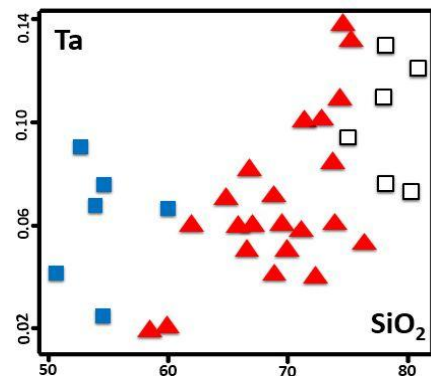
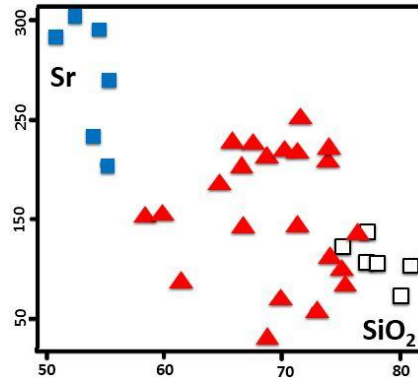
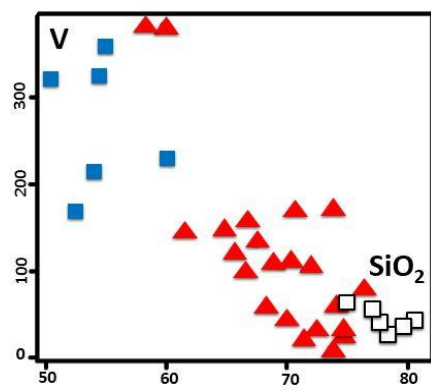
در نمودار هارکر عناصر فرعی و کمیاب در سنگ‌های آذرین منطقه، عناصر V و Sr روند کاهشی نشان می‌دهند (شکل ۵-۵). استرانسیم می‌تواند جانشین کلسیم و پتاسیم در ساختار کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار شود. تحرک این عنصر و کاهش پلاژیوکلاز کلسیک در نمونه‌های حدواسط، سبب شده است که در نمونه‌ها، روندی کاهشی نشان دهد. روند کاهشی وانادیم، نمایانگر روند عادی تبلور و تفریق ماگماست. میزان این عنصر در نمونه‌های داسیتی و گابرویدیوریتی به دلیل وجود درشت بلورهای پیروکسن، دارای بیشترین مقدار است. روند تغییرات برخی از عناصر ناسازگار مانند Y , rZ , Nb و Ta افزایشی می‌باشد (شکل ۵-۵). نیوبیوم اغلب جانشین تیتانیم در اکسیدهای حاوی تیتان شده و گاهی در ساختمان هورنبلند، زیرکن و بیوتیت وارد می‌شود. زیرکونیوم در محصولات نهایی تفریق به وفور یافت می‌شود و به دلیل شعاع یونی بزرگ وارد کانی‌های سنگ‌ساز رایج نمی‌شود. در نتیجه مقدار آن در ماگمای باقیمانده افزایش می‌یابد. ایتریم نیز در طی تفریق نمی‌تواند وارد کانی‌های بدون آب مانند پلاژیوکلاز، پیروکسن و مگنتیت شود، بنابراین فراوانی آن به تدریج افزایش می‌یابد (Carn and Pyle, 2001).

بررسی نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 بیانگر نقش تبلور تفریقی به‌عنوان فرایند موثر در طی تکامل سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غربی سبزواری می‌باشد.





شکل - ۴ - ۵ - موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودارهای تغییرات درصد اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 (نمودارهای هارکر).



شکل - ۵ - ۵ - موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودارهای تغییرات SiO_2 در برابر عناصر کمیاب.

۵-۴-۱-۳- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل D.I

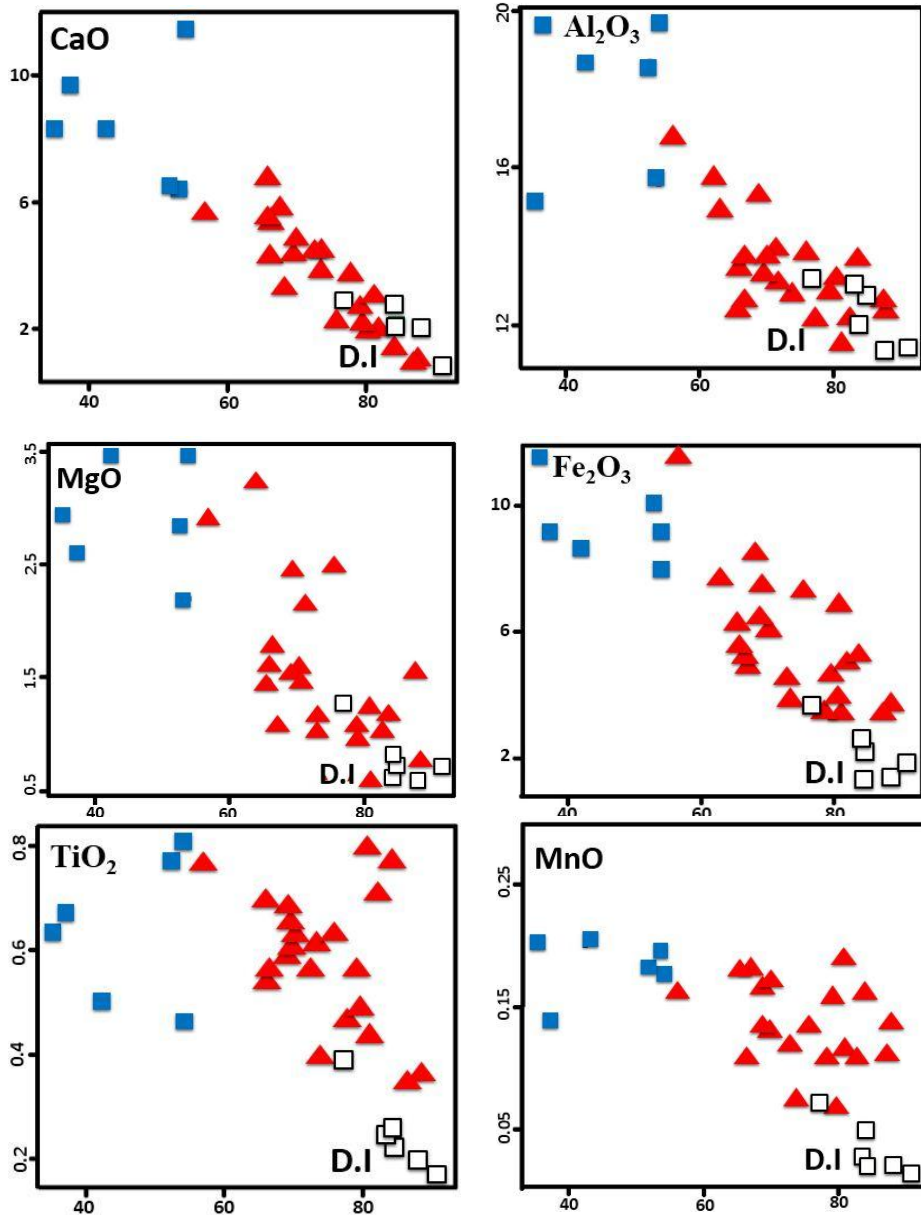
با شروع تبلور یک مجموعه ماگمایی، بین بلورها و مایع باقیمانده، تفریق شیمیایی رخ می‌دهد که برای اثبات آن می‌توان از ضرایب و یا نمودارهای تغییرات استفاده کرد. یکی از این ضرایب، ضریب تفریق است که به توسط Thornton & Tattle (1960) پیشنهاد شد و عبارتست از مجموع نورماتیو کوارتز (Q)، آلبیت (Ab)، نفلین (Ne)، کالسلیت (Ks) و لوسیت (Lc). مقدار این کانی‌ها از طریق نورم CIPW تعیین می‌شوند.

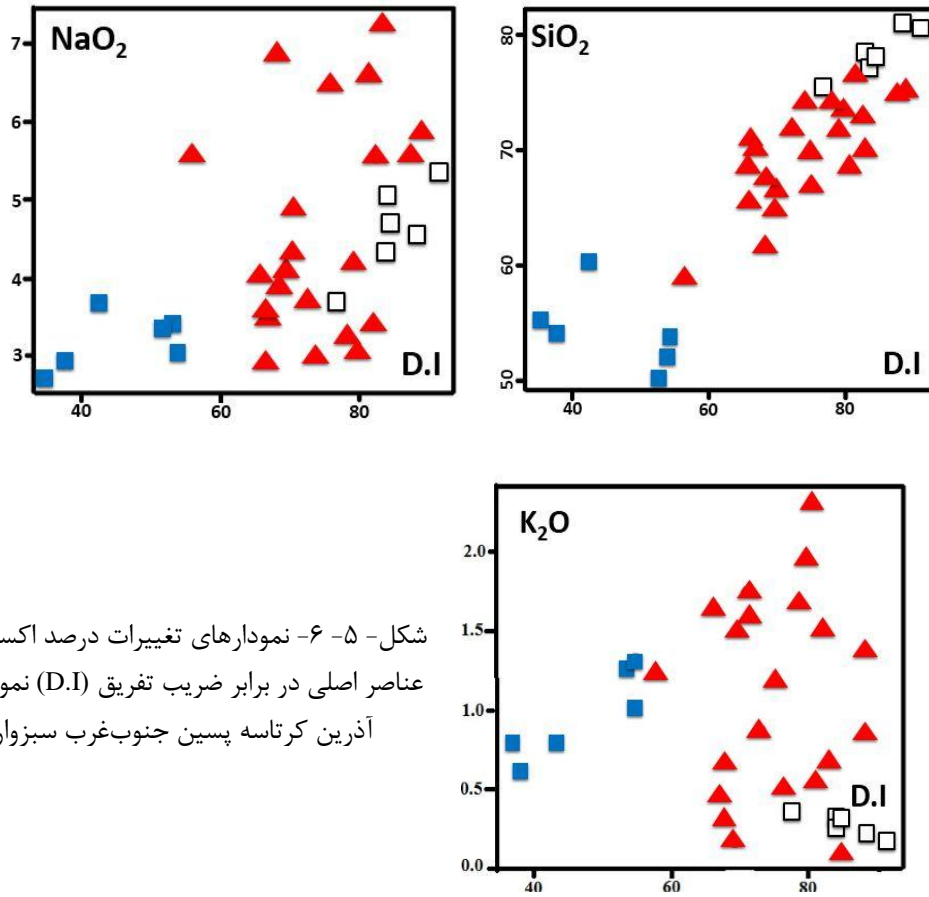
$$D.I = Q + Ab + Or + Ne + Ks + Lc$$

کانی‌های سبک یاد شده (کوارتز، ارتوز، آلبیت، نفلین، کالسلیت و لوسیت) با پیشرفت روند تفریق از قطب بازیگ به سمت قطب اسیدی از ماگما جدا شده و درصد آنها در فاز باقیمانده افزایش می‌یابد. این افزایش، خود باعث تحول ماگمای بازیگ به فازهای اسیدی‌تر و فلسیک‌تر می‌گردد، در نتیجه میزان ضریب تفریق در سنگ‌های تحول یافته بیشتر از سنگ‌هایی است که در مراحل اولیه انجماد ماگما بوجود آمده‌اند. کانی‌های لوسیت، نفلین و کالسلیت برای نمونه‌های تحت اشباع مورد استفاده قرار می‌گیرند، در نتیجه جهت محاسبه ضریب تفریق نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از مجموع درصد نورماتیو کانی‌های کوارتز، آلبیت و ارتوکلاز استفاده شده است.

در این نمودارها مقادیر اکسیدهای Al_2O_3 , MnO , MgO , FeO , CaO , TiO_2 با افزایش ضریب تفریق روند نزولی نشان می‌دهند، در نتیجه مقدار آنها در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد. Na_2O و SiO_2 , K_2O دارای روندی صعودی در نمودار تغییرات می‌باشند که مطابق انتظار و بیانگر تفریق در ماگماست (شکل ۵-۶). پراکندگی که در نمودار Na_2O و K_2O برابر D.I مشاهده می‌شود ناشی از تحرک و جابجایی آنها به دلیل حساسیت این عنصر نسبت به دگرسانی می‌باشد. روند کاهشی مقدار اکسیدهای MgO , MnO و CaO با تبلور کانی‌های فرومنیزین (کلینوپیروکسن، آمفیبول و منیتیت) و پلاژیوکلاز طی مراحل اولیه تبلور سازگار است. همانطور که ذکر شد، مقدار TiO_2 هر سنگ با مقدار FeO آن رابطه مستقیم دارد. سیر نزولی تغییرات TiO_2 با افزایش ضریب تفریق توسط تبلور کانی‌های از قبیل کلینوپیروکسن،

آمفیبول و اکسیدهای آهن- تیتان کنترل می‌شود. با افزایش ضریب تفریق مقدار Al_2O_3 در مذاب باقیمانده کاهش می‌یابد که با تبلور پلاژیوکلاز و آمفیبول سازگار می‌باشد.





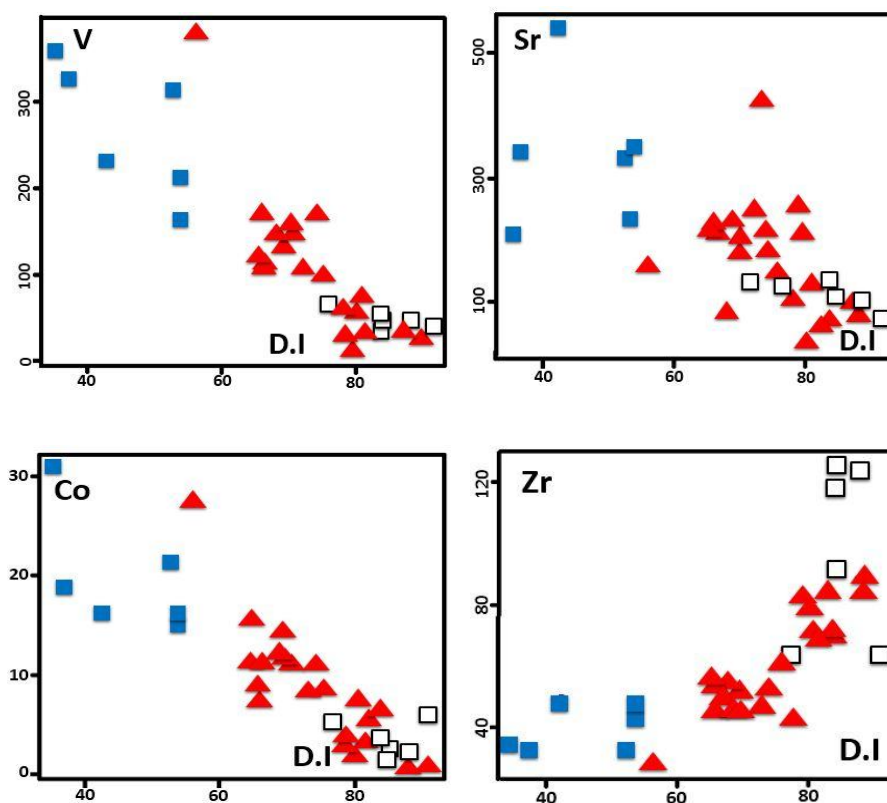
شکل ۵-۶- نمودارهای تغییرات درصد اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار.

۵-۴-۱-۴-۵- نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل D.I

در نمودارهای عناصر کمیاب، با افزایش ضریب تفریق مقادیر عناصری نظیر Sr, Co و V کاهش و Zr افزایش می‌یابد (شکل ۵-۷). کانی‌هایی که در اوایل تفریق ماگما تشکیل می‌شوند دارای بیشترین مقدار بوده و با پیشرفت تبلور به تدریج کاهش می‌یابد. در نمودار Co در برابر D.I نمونه‌های مورد بررسی روند کاهشی نشان می‌دهند که با توجه به کانی‌های فرومنیزین در سنگ‌های منطقه مطالعاتی این روند کاهشی عادی و نشانه تفریق است. در نمودار Sr در برابر ضریب تفریق نمونه‌های مورد مطالعه روند کاهشی نشان می‌دهند که با توجه به فراوانی پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار و کلینوپیروکسن نوع اوزیت، Sr باید در اوایل تفریق بالاتر باشد که این نشان دهنده روند تفریق است. در نمودار تغییرات V در برابر ضریب تفریق، نمونه‌های مورد بررسی دارای روند کاهشی می‌باشند زیرا وانادیوم (V^{3+}) جانشین Fe^{+3}

در ساختار کانی‌های فرومنیزین نظیر کلینوپیروکسن و آمفیبول می‌شود. Zr عنصری ناسازگار است که در فازهای انتهایی تمرکز می‌یابد، در نتیجه نمودار آن در مقابل ضریب تفریق صعودی می‌باشد.

با توجه به همبستگی‌های مشاهده شده بین SiO_2 و D.I با اکسیدها و عناصر کمیاب می‌توان بیان داشت که سنگ‌های با ترکیب تراکی‌آندزیت، داسیت، ریولیت، دیوریت، گابرو، گابرودیوریت و گرانیت دارای ارتباط ژنتیکی بوده، از ماگمای واحدی منشأ گرفته‌اند. این مسأله با در نظر گرفتن شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان دهنده نقش ویژه تبلور تفریقی نسبت به ذوب بخشی یا اختلاط ماگمایی در ایجاد تنوعات سنگی منطقه نیز تأیید می‌شود و به عبارتی، نمونه‌های مورد بررسی هم ماگما (Comagmatic) هستند.



شکل - ۵ - ۷- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (D.I) نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوآر.

۵-۴-۱-۵- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و نسبت‌های عناصر ناسازگار-

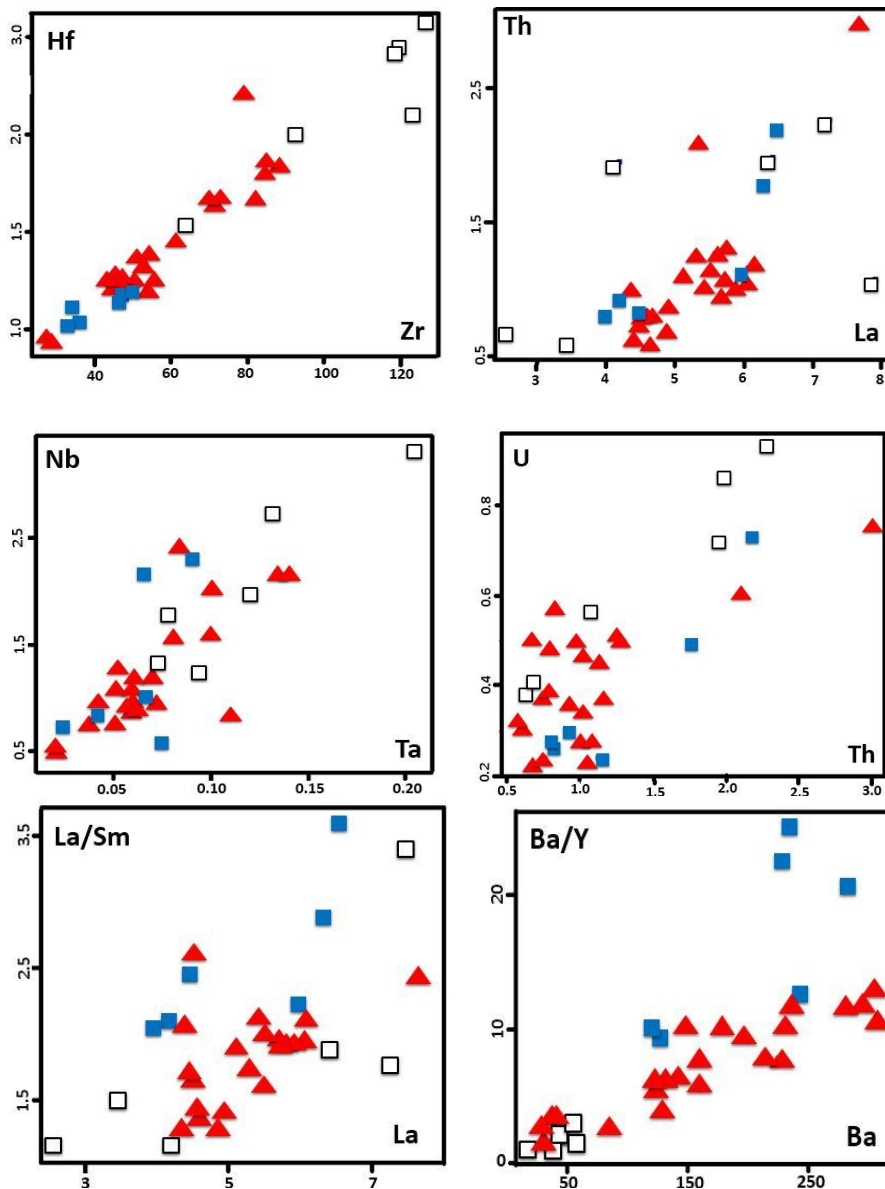
ناسازگار

نسبت‌های تقریباً ثابت عناصر کمیاب ناسازگار معین و همچنین نسبت‌های آنها در مقابل یکدیگر راهنمای سودمند دیگری است بر این حقیقت که عامل کنترل کننده تغییرات شیمیایی، تبلور تفریقی می‌باشد چرا که طبق (Takeshi, 2004)، اگر نسبت‌های عناصر کمیاب در تمامی اعضاء یک سری از سنگ‌های آذرین ثابت باشد بعید است که آرایش رخ داده باشد. به گفته (Wilson, 1989) در واقع در غیاب داده‌های ایزوتوپی رادیوژنیک برای اثبات وجود خط نزول مایع، ثابت بودن نسبت عناصر کمیاب ناسازگار گواه محکمی بر این واقعیت است که تبلور تفریقی فرآیند غالب موثر بر تکامل یک سری بخصوص است. اگر دو عنصر ناسازگار روند خطی مثبتی که از مبدأ مختصات نیز بگذرد نشان دهند، در این صورت فرآیند اصلی ارتباط بین سنگ‌ها تبلور تفریقی است. از طرف دیگر، روند منفی در نمودار تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم بیانگر ذوب بخشی به عنوان فرآیند اصلی در تحول ماگماست. در خلال فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی به ترتیب غلظت عناصر ناسازگار و سازگار در ماگما به شدت تغییر می‌کنند. مقدار عناصر ناسازگار در مذاب‌های نسبتاً تکامل یافته می‌تواند توسط فرآیندهای تبلور تفریقی تغییر کرده باشد (Rogers et al., 1985). الگوی تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و نسبت‌های عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار نمونه‌های مورد مطالعه (شکل ۵-۸)، از روند خطی و صعودی تبعیت می‌کند که از مبدأ مختصات نیز می‌گذرد و نقش تبلور تفریقی را به عنوان فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی منطقه نشان می‌دهد.

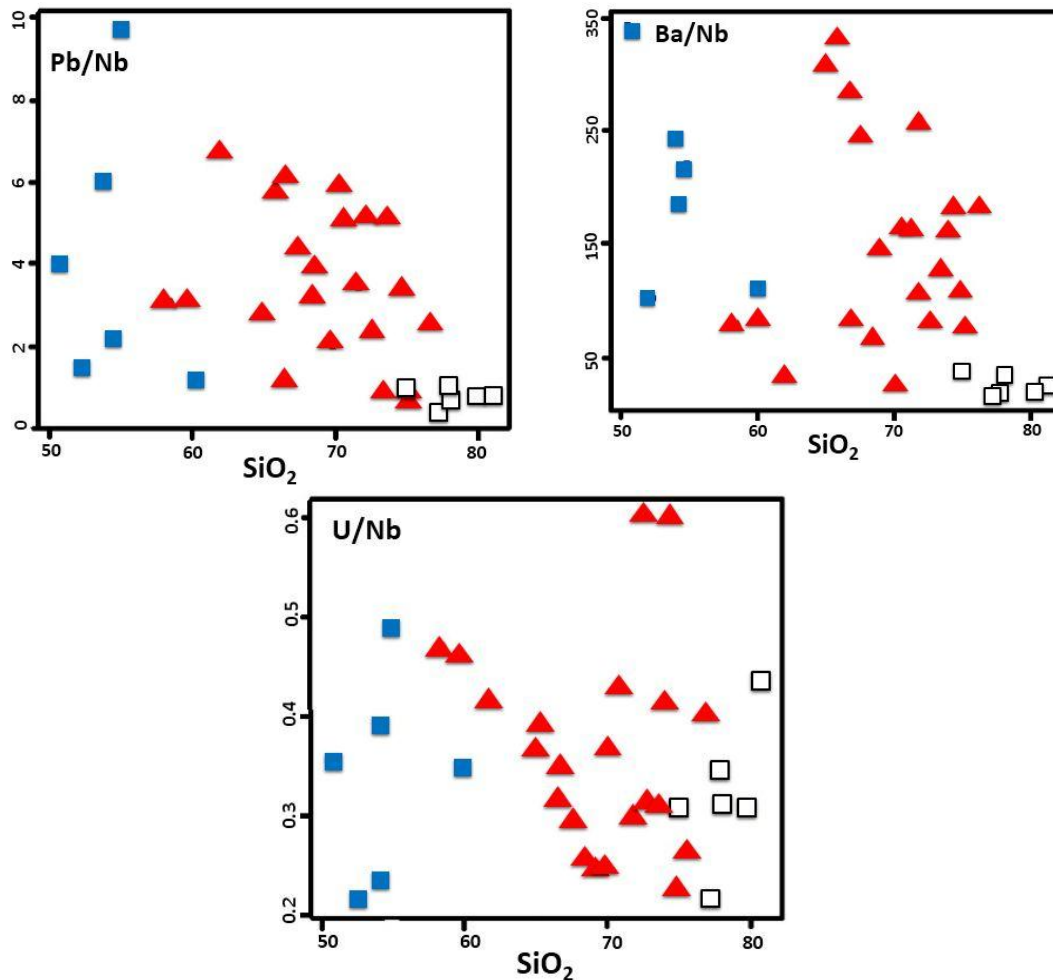
۵-۴-۱-۶- نمودار تغییرات نسبت عناصر ناسازگار در برابر SiO_2

مقادیر عناصر نادر (TE) و عناصر نادر خاکی (REE) و نسبت‌های این عناصر می‌تواند برای ارزیابی مشارکت ورقه فرورانده شده و گوشته استفاده شوند (Elliott et al., 1997). بخصوص می‌توان از نسبت عناصر ناسازگار متحرک/ نامتحرک (مانند Ba/Nb, Pb/Nb و U/Th) برای ارزیابی تأثیر سیالات برگرفته شده از ورقه فرورانده شده بر روی ماگماتیسم کمان استفاده کرد. نسبت عناصر نادر انتخاب شده از قبیل

نسبت‌های Ba/Nb , Pb/Nb , U/Nb نمونه‌های مورد بررسی دارای انطباق ضعیف یا بدون انطباق با محتوی SiO_2 هستند که بیانگر تحت تأثیر قرار گرفتن ناحیه منشأ این سنگ‌ها توسط سیالات آزاد شده از ورقه فرورانده شده می‌باشد (شکل ۵-۹).



شکل ۵-۸- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و نسبت‌های عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار برای نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزواری.

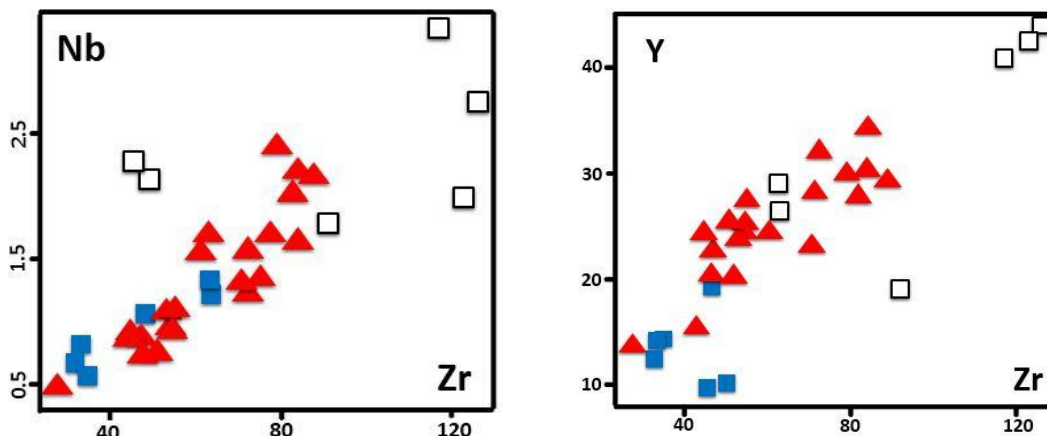


شکل ۵-۹- موقعیت نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزواری در نمودارهای نسبت عناصر ناسازگار متحرک/ نامتحرک (مانند Ba/Nb, Pb/Nb و U/Th) در برابر SiO_2 .

۵-۴-۱-۷- نمودار تغییرات Zr در برابر Nb و Y

عنصر Zr خصوصیات لازم برای استفاده در نمودارهای تغییرات را دارد. چون این عنصر شدیداً ناسازگار است و طی دگرسانی خیلی کم تحرک بوده و می‌توان از آن بعنوان شاخص مستقل از دگرسانی در تغییرات ژئوشیمیایی استفاده کرد. از آنجا که عنصر Zr طیف وسیعی از تغییرات را در یک سری سنگی به نمایش می‌گذارد، می‌توان از نمودارهای دو متغیره از آن در مقابل عناصر کمیاب برای بررسی تحولات ماگمایی استفاده کرد. در این نمودارها انطباق بین Zr و عناصری از قبیل Y و Nd نشان می‌دهد که این عناصر در طی دگرسانی یا آلتراسیون نامتحرک می‌باشند (Meng et al., 2012). Y و Nb عناصری ناسازگار می‌باشند که در ماگما متمرکز می‌شوند و در نتیجه روند افزایشی در نمودار این عناصر در برابر

Zr دیده می‌شود (شکل ۵-۱۰). Abdollah et al. (1997) همبستگی مثبت Zr و Y را ناشی از پدیده تبلور تفریقی می‌دانند، در حالیکه در ذوب بخشی با افزایش مقدار Zr مقدار Y نسبتاً کاهش می‌یابد. زیرا Y در هنگام ذوب بخشی وارد مذاب نشده و در تفاله باقی می‌ماند به ویژه اگر در محل منبع گارنت وجود داشته باشد.



شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودارهای Y و Nb در برابر Zr.

۵-۴-۱-۸- نمودار Zr در مقابل Zr/Y

این نمودار اطلاعات مفیدی در مورد ماهیت و محل منشأ ماگمای مادر ارائه می‌دهد. در نمودار Zr در مقابل Zr/Y که توسط Pearce and Norry (1979) ارائه شده است، ارتباط لگاریتمی بین Zr بعنوان شاخص تبلور تفریقی و نسبت Zr/Y بعنوان عاملی برای تغییرات درجه ذوب بخشی در نظر گرفته شده است. نمونه‌های درونی و بیرونی مورد بررسی بر روی این نمودار کاهش واضحی در مقدار Zr/Y با کاهش مقدار Zr نشان می‌دهند که بیانگر تشکیل این سنگ‌ها از طریق تبلور تفریقی ماگمای بازیک برخاسته از یک گوشته تهی شده است (شکل ۵-۱۱- الف).

۵-۴-۱-۹- نمودار Nd در مقابل Nd/Ce

نمودار Nd در مقابل Nd/Ce (Pearce, 1980) ارتباط Nd/Ce (عنصر هیگروماتوفیل / عنصر ماگماتوفیل ؛ Hygromagmatophile element/magmatophile element) با Nd را نشان می‌دهد.

اثرات فرآیندهای ماگما به ضریب تفریق (D) عناصر هیگروماگماتوفیل (D_{Nd}) و عناصر ماگماتوفیل (D_{Ce}) بستگی دارد. در این نمودار روند ذوب بخشی یک خط مستقیم با شیب +۱ است، در حالیکه روند تبلور تفریقی یک خط افقی است. با تکامل و پیشرفت ذوب بخشی مقدار نسبت Nd/Ce افزایش می‌یابد. تصویر کردن نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزواری بر روی این نمودار، نشانگر روند کاملاً موازی این نمونه‌ها با فرآیند تبلور تفریقی است (شکل ۵-۱۱-ب). این روند بیانگر تأثیرات تبلور تفریقی بر روی ماگمای مادر سازنده سنگ‌های مورد بررسی منطقه می‌باشد.

۵-۴-۱۰- نمودار Nb/Y در مقابل Rb/Y

نمودار Nb/Y در مقابل Rb/Y توسط Kepezhinskas et al. (1996) برای آزمودن عناصر متحرک و تأثیر سیالات منتقل شده از گوشته به کار برده‌اند. همانطور که در شکل ۵-۱۱-ج نشان داده شده است با افزایش اندکی در نسبت Nb/Y مقدار نسبت Rb/Y نمونه‌های مورد بررسی افزایش می‌یابد که بیانگر انتقال سیالات Rb دار از ورقه اقیانوسی به محل منشأ گوشته‌ای در خلال آزدایی است.

۵-۴-۱۱- نمودار Ta/Nd در مقابل Th/Nb

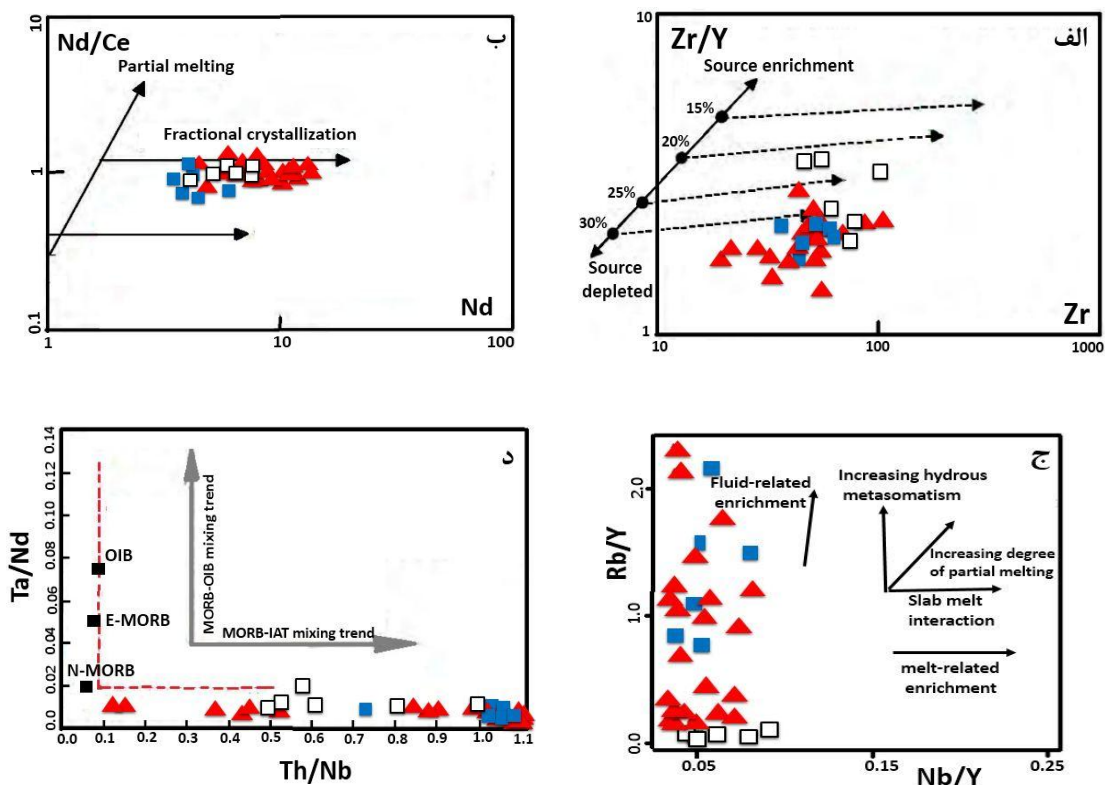
Aldanmaz et al (2008) نمودار Ta/Nd در مقابل Th/Nb را برای تعیین تأثیرات ترکیبات مشتق شده از ورقه فرورونده و منشأ غنی شده در مقابل منشأ تهی شده ارائه کرده‌اند. در این نمودار دو روند مجزا مشاهده می‌شود. روند اول به عنوان ترکیبات MORB-OIB تعریف شده است و با افزایش نسبت Ta/Nd مشخص می‌شود. این روند می‌تواند به دو دلیل حاصل شود؛ ۱- در اثر اختلاط بین مذاب‌های منشأهای نوع OIB و MORB، و ۲- درجات مختلف ذوب بخشی یک منشأ با ترکیب گوشته‌ای MORB تهی شده.

روند دوم که برعکس روند اول می‌باشد، با افزایش مقدار نسبت Th/Nb مشخص می‌شود. این روند که با روند نمونه‌های تولییتی منطقه مورد مطالعه سازگار است بعنوان ترکیب مخلوط ورقه اقیانوسی فرورانده

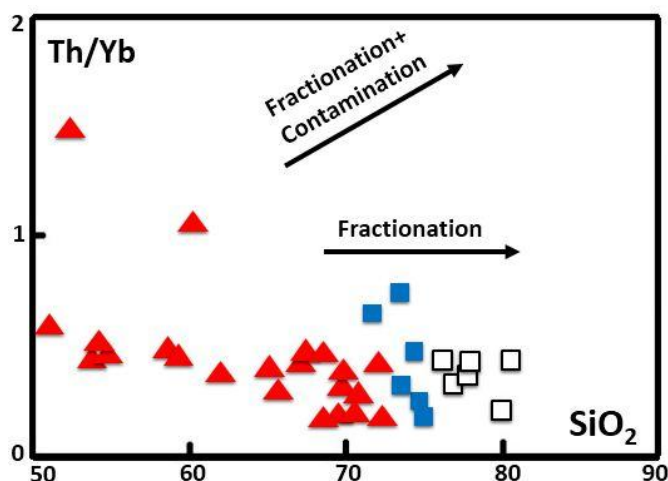
شده یا اضافه شدن ترکیبات فرورانش به محل منشأ گوشته‌ای مورب تهیه شده برای تولید پوسته اقیانوسی با ترکیب اندازه‌های کمان و حوضه پشت کمان تفسیر شده است (شکل ۵-۱۱-د).

۵-۴-۱-۱۲-نمودار SiO_2 در برابر Th/Yb

با توجه به غنی‌شدگی Th و دیگر عناصر LIL در پوسته قاره‌ای (Taylor and McLennan, 1985)، افزایش نسبت Th/Yb در مقابل مقدار SiO_2 را می‌توان به آرایش پوسته‌ای نسبت داد. عدم افزایش این نسبت در مقابل SiO_2 بیانگر نقش موثر تبلور تفریقی می‌باشد. همانطور که در شکل ۵-۱۲ مشاهده می‌گردد نسبت Th/Yb نمونه‌های مورد بررسی در مقابل مقدار سیلیس افزایشی نشان نمی‌دهد. لذا می‌توان نتیجه گرفت که تبلور تفریقی در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نقش اساسی داشته است.



شکل ۵-۱۱- موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودارهای (الف) Zr/Y در برابر Zr (Pearce and Norry, 1979)، (ب) Nd/Ce در برابر Nd (Pearce, 1980)، (ج) Rb/Y در برابر Nb/Y (Kapezhinskis et al., 1996)، (د) Ta/Nd در برابر Th/Nb (Aldanmaz et al., 2008).



شکل ۵-۱۲- موقعیت نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودار SiO_2

در برابر Th/Yb (Taylor and McLennan, 1985).

۵-۵- نمودارهای بهنجار شده و چند عنصری عناصر کمیاب و نادر خاکی

عناصر RE به دلیل دارا بودن یون‌های پایدار 3^+ با اندازه‌های مشابه، خصوصیات فیزیکوشیمیایی مشابهی دارند. این عناصر دارای اختلافات کوچکی در رفتارهای شیمیایی خود هستند که دلیل آن کاهش یکنواخت اندازه یونی با افزایش عدد اتمی است. این رفتار در بین عناصر نادر خاکی باعث می‌شود که توسط برخی فرآیندهای زمین‌شناسی از یکدیگر تفکیک شوند. تمرکز REE در کانی‌های متبلور شده در مراحل اولیه تبلور ماگما (همانند الیوین و پیروکسن) پایین است اما تمرکز آنها در کانی‌های فرعی که در طی مراحل آخر تبلور ماگما متبلور می‌شوند (از قبیل مونازیت، آلانیت، اسفن، آپاتیت و زیرکن) بالاست. به علاوه، این کانی‌های فرعی REE را تفکیک می‌کنند. برای مثال، گارنت HREE را نسبت به LREE بیشتر در خود متمرکز می‌کند. همچنین، REEها به دلیل شعاع یونی بزرگ به عنوان عناصر اصلی کانی‌های رایج سنگ‌های آذرین عمل نمی‌کنند.

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

REEها برای تعیین پتروژنز سنگ‌های آذرین و منشأ گوشته‌ای ماگما بسیار حائز اهمیت می‌باشند. بنابراین، نمودار عناصر خاکی کمیاب یکی از مهمترین نمودارهای جهت مطالعات پتروژنز است. عناصر خاکی کمیاب در طی دگرگونی درجه پایین، هوازدگی و دگرسانی گرمایی نسبتاً غیر متحرک هستند. کانی‌های خاص روی شکل الگوی REE مذاب در طی ذوب بخشی و تبلور تفریقی تأثیر ویژه‌ای دارند (Nakamura, 1974; Offler and Gamble, 2002).

تغییرات عناصر نادر نمونه‌های مورد مطالعه به تفکیک گروه‌های سنگی به کندریت (Nakamura, 1974) بهنجار شده‌اند (شکل‌های ۵-۱۳- الف، ب و ج). همان گونه که در نمودار الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی یک الگوی تقریباً مسطح از REE را به نمایش می‌گذارند. این گونه الگوهای مسطح بیانگر تشکیل سنگ‌ها در جایگاه‌های فروانش و تولیت‌های جزایر کمانی است (Khan et al., 2005). همچنین به اعتقاد Wilson, 1989 این الگوی مسطح و موازی از REE می‌تواند بیانگر ماهیت تولیتی ماگمای اولیه و نقش تبلور تفریقی در تحول ماگمایی منطقه باشد. آنومالی منفی Eu در سنگ‌های گرانیتی مشاهده می‌شود، در حالیکه سایر نمونه‌ها فاقد هر گونه آنومالی Eu می‌باشند. انتقال مقدار کمی از فلدسپار از طریق تفریق بلوری و یا ذوب‌بخشی سنگی که فلدسپار در منشأ آن باقی مانده است، باعث آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود (Azer, 2007). با توجه به وجود سنگ‌های گابرویدیوریتی در منطقه می‌توان اشاره کرد که آنومالی منفی Eu در سنگ‌های گرانیتی در اثر تبلور تفریقی پلاژیوکلاز و تمرکز آن در سنگ‌های گابرویدیوریتی و کاهش آن در مذاب گرانیتی باقی مانده می‌باشد.

۵-۵-۲- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه

عناصر کمیاب رفتارهای متفاوتی در نمودارهای عنکبوتی نشان می‌دهند. برای نمونه LILE شامل Cs, Rb, K, Ba و Sr نسبت به HFSE شامل Ta, Nb, Ti, Zr, Hf و Y تحرک بیشتری دارند و رفتارهای متفاوتی نیز از خود نشان می‌دهند. رفتار LILEها بیشتر در ارتباط با فاز سیال و در برابر آن غلظت

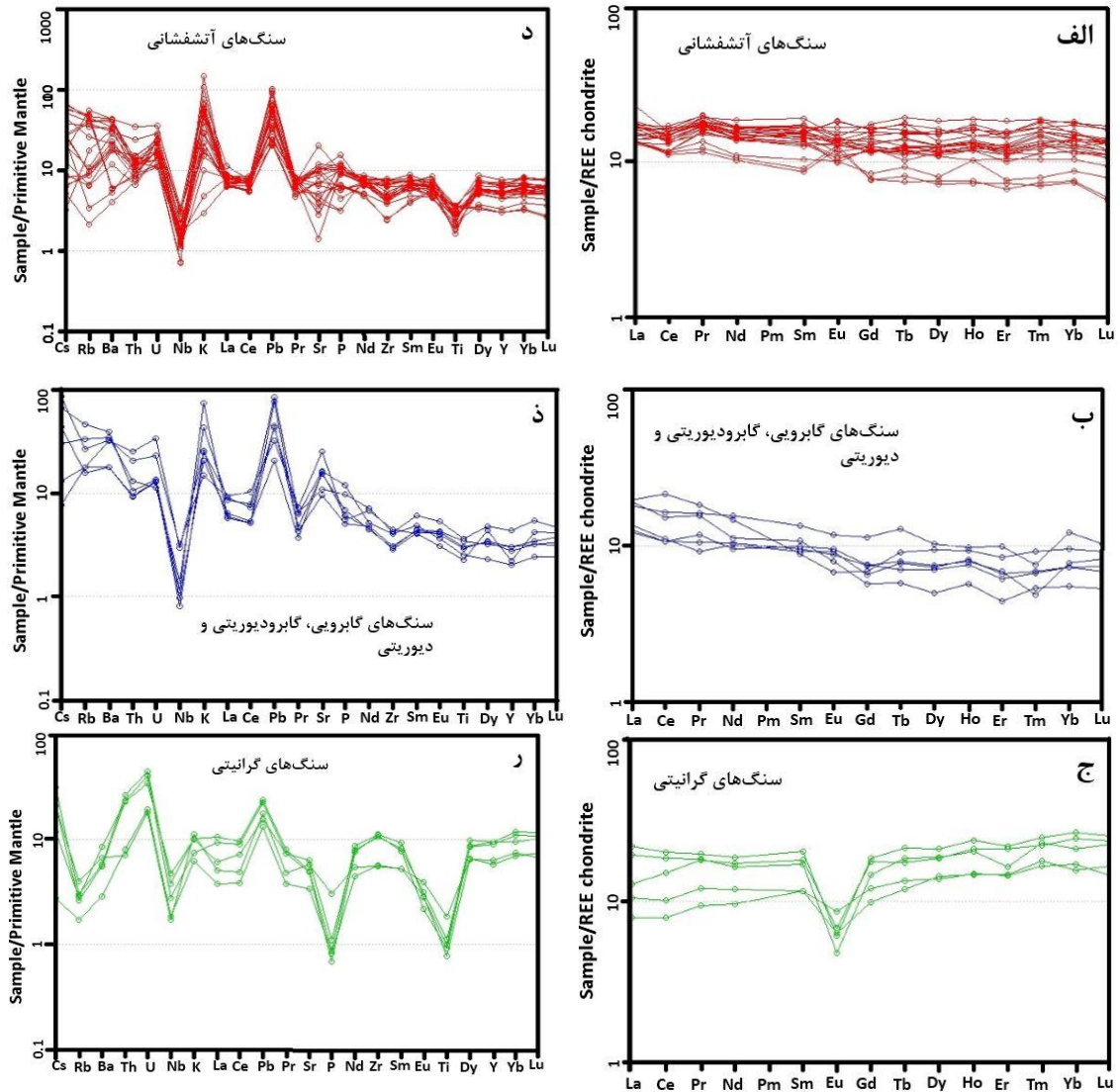
HFSEها بیشتر در کنترل شیمی سنگ و فرآیند تبلور است. غلظت عناصر کمیاب توسط کانی‌های ویژه‌ای کنترل می‌شود، برای نمونه غلظت Zr توسط زیرکن، غلظت Ta, Ti, Nb و توسط ایلمنیت، روتیل و اسفن و غلظت P توسط آپاتیت و مونازیت کنترل می‌شود. عناصر گروه LILE بسیار متحرکند و همانگونه که گفته شد در کنترل سیال‌های ماگمایی هستند؛ بیشترین تمرکزشان در پوسته قاره‌ای بوده و بالا بودن غلظت آنها در ماگما می‌تواند نشانگر آلاینش پوسته‌ای باشد. در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، نمونه‌ها از عناصری همچون K, Pb, U و Ba غنی‌شدگی و از عناصر Nb, Ti, Ta, Th و Zr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. (شکل‌های ۵-۱۳-د، ذ و ر). اگرچه ترکیبات ماگماهای کمانی در کمان‌های مختلف متفاوت است اما معمولاً ماگماهای تولید شده در زون فرورانش دارای ویژگی شیمیایی خاصی هستند که متفاوت از دیگر ماگماهای تولید شده در جایگاه‌های مختلف تکتونیکی از قبیل درون ورقه‌ای، پوسته‌های میان اقیانوسی و جزایر اقیانوسی هستند (Gill, 1981). سیال‌های برگرفته شده از ورقه فرورانده شده از Ba, Rb, U و Pb غنی و از Th, Nb, Ta و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند (Pearce, 1983). بنابراین، سنگ‌های آذرین تشکیل شده در کمان‌های ماگمایی دارای غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از Ta, Ti و Nb هستند (Stern, 2004). همچنین به عقیده برخی از پژوهشگران، سنگ‌های آتشفشانی جزایر کمانی به طور مشخصی از مورب و بازالت‌های جزایر اقیانوسی با داشتن مقادیر کمتری از HFSE (Ti, P, Zr, Hf, Nb, Ta) نسبت به LREE و LILE (Cs, Rb, K,) (Ba, Pb, Sr, Th, U) متفاوت هستند (Hawkesworth et al., 1993).

نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه نمونه‌ها بیانگر ویژگی‌های ماگماهای زون فرورانش/کمان است. در نمودار عناصر فرعی و کمیاب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بهنجار شده با فراوانی گوشته اولیه روند تغییرات عناصر در سنگ‌های مختلف کم و بیش موازی است که این امر نیز تأکید بر منشأ واحد آنها دارد. بی‌هنجاری مثبت Pb تا بالای ۱۰۰ برابر مقادیر اولیه‌اش نسبت به گوشته اولیه به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از ورقه اقیانوسی فرورو یا آلاینش ماگما اشاره دارد. همچنین، نمونه‌ها از Ba غنی‌شدگی نشان می‌دهند، چرا که Ba عنصری ناسازگار و متحرک است

که مقدار آن معمولاً در پوسته قاره‌ای و رسوبات زیاد است (Rollinson, 1993). هنگامی که پوشش رسوبی روی ورقه اقیانوسی به درون گوشته فرورانده می‌شود، عنصر Ba توسط سیال‌های مشتق شده از رسوبات آبدار و پوسته اقیانوسی به گوه گوشته‌ای منتقل می‌شود و در ماگما مقدار آن بالا می‌رود (Morata and Aguirre, 2003). ایجاد الگوهای ضربدری در روند تغییرات عناصر کمیاب می‌تواند نشان دهنده شکل‌گیری سنگ‌ها در مناطق فرورانش باشد، زیرا در مناطق فرورانش سنگ‌کره فرورونده از Nb فقیر و از LILE غنی است و هنگام فرورانش محتوای این عناصر در گوه گوشته‌ای نیز افزایش می‌یابد. در پهنه‌های فرورانش، ماگمایی با خاستگاه گوشته‌ای می‌توانند از دو منطقه ورقه فرورونده و گوه گوشته‌ای روی آن سرچشمه بگیرند. در این صورت، سیال‌های برآمده از آب‌زدایی (Dehydration) ورقه اقیانوسی فرورونده با ورود به گوه گوشته‌ای آن را متاسوماتیزه کرده، از عناصر ناسازگار غنی ساخته و موجب ذوب بخشی و ایجاد ماگما شده است. ولی بخش پوسته‌ای اقیانوسی نیز ذوب می‌شود و در تشکیل ماگمای برخاسته از این مناطق شرکت می‌کند. غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر در ماگماهای کمان منعکس کننده رخ دادن فرآیندهای مشخص در ناحیه منشأ مذاب و بطور ویژه اضافه شدن ترکیبات فرورانش است (Hawkesworth et al., 1993). ماگماهای تولید شده در جایگاه‌های زون فرورانش در مقایسه با بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) به طور ویژه‌ای از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر متحرک (همانند B, Cs, Pb) غنی هستند. این غنی‌شدگی با مقادیر پایین‌تر عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE از قبیل Nb, Zr, Ta)، عناصر نادر خاکی سنگین (HREE از قبیل Yb, Lu، Ti و عناصر انتقالی همراه می‌باشد (Tatsumi et al., 1983; Hawkesworth et al., 1991).

همراهی معنی‌دار تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت در یک واحد آتشفشانی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نظر زایشی با هم مرتبط می‌باشند. بررسی الگوهای نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی به گوشته اولیه و کندریت نشان می‌دهند که سنگ‌های درونی و بیرونی مورد مطالعه، همخوانی ژئوشیمیایی قابل توجهی

دارند. این امر نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آنها از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای فرورونده واحد با فرآیندهای مشابه در یک محیط فرورانش نشأت گرفته است.



شکل ۵-۱۳- الف، ب و ج) الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)، د، ذ و ر) نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوآر.

فصل ششم

زمین شیمی ایزوتوپی

۶-۱- مقدمه

ایزوتوپ‌های رادیوژنیک یکی از ابزارهای اصلی و مهم در درک پتروژنز سنگ‌های آذرین هستند که می‌توانند علاوه بر تعیین سن دقیق، به مطالعه و فهم ویژگی‌های خاستگاه و فرآیندهای زمین‌شناسی موثر در تحول آنها کمک شایانی نمایند.

زیرکن به عنوان بهترین کانی برای سن‌سنجی اورانیم-سرب مورد توجه قرار گرفته است. این کانی بطور گسترده‌ای در سنگ‌ها یافت می‌شود و نگهدارنده مناسبی برای U, Th, Pb محسوب می‌شود. نسبت اولیه بالای U/Pb در کانی زیرکن باعث افزایش کاربری این کانی به عنوان یک ژئوکرونومتر حساس شده است. برای اینک یک کانی به عنوان سن‌سنج معتبر به کار رود بایستی دارای شرایط زیر باشد:

- در مقابل جذب اورانیوم و یا جذب سرب باید به صورت سیستم بسته عمل کند.
- مقدار سرب ۲۰۴ که غیر رادیوژنیک است در آن معین باشد.
- ثابت تلاشی اورانیم ۲۳۴، ۲۳۵ و ۲۳۸ به دقت تعیین شود.
- تمام نتایج آنالیز دقیق بوده و خطاهای سیستماتیک تصحیح شود.

تلاشی U-Pb باعث می‌شود که سه ژئوکرونومتر مستقل $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ، $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ و $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ایجاد شود. وقتی این دو در مقابل همدیگر ترسیم می‌شوند این پارامترهای مستقل به عنوان سیستم بسته عمل می‌کنند. وقتی سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ با هم سازگاری داشته باشند (Concordance) به عنوان منحنی سازگار محسوب می‌شوند. این منحنی به عنوان مکان هندسی کلیه سن‌های سازگار ترسیم می‌شود که حاصل نیمه عمر متفاوت ^{235}U و ^{238}U است. اغلب پیش می‌آید که سنین به دست آمده ناسازگار (Discordant) بوده و سن‌های به دست آمده در زیر منحنی سازگاری قرار می‌گیرند.

هر مدل ناسازگاری دارای انگاره‌ای خاص خود جهت تفسیر محل تقاطع بالا و پایین منحنی ناسازگاری است. تقاطع بالایی معمولاً به عنوان سن تبلور اولیه یا سن جایگیری در نظر گرفته می‌شود، در حالیکه تقاطع پایینی به عنوان بالآمدگی (uplift) و فرسایش، رخدادهای دگرگونی، زمانی که از بسته شدن

سیستم کانی می‌گذرد و یا پدیده‌ی ناشناخته‌ی زمین‌شناسی مورد توجه قرار می‌گیرد. همچنین اگر یک کانی زیرکن دارای هسته یا مرکز به ارث رسیده (inherited) باشد، تقاطع بالایی نشان دهنده‌ی سن زیرکن‌های تخریبی و تقاطع پایینی سن جایگیری ماگما است.

نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نیز جهت تفسیر تکوین سنگ‌های آذرین مورد استفاده قرار می‌گیرد. در خلال تفریق اولیه زمین مذاب، روبیدیم به دلیل تمایل به جانشینی پتاسیم در کانی‌های متبلور شده در پوسته زمین غنی می‌شود در حالیکه استرانسیم به دلیل جانشینی کلسیم، تمایل دارد که به صورت یکنواخت هم در گوشته و هم در پوسته گسترش یابد. باید توجه داشت که عنصر پتاسیم در پوسته نسبت به گوشته به شدت غنی شده است در حالیکه کلسیم کمی در گوشته دارای غنی‌شدگی است. بنابراین، تلاشی ^{87}Rb باید موجب تشکیل بیشتر ^{87}Sr در پوسته شده و به همین دلیل نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نیز در ماگماهایی که توسط مواد پوسته‌ای آرایش یافته‌اند بیشترین مقدار است. عقیده بر این است که نسبت اولیه $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ در زمان تشکیل زمین با توجه به محاسبات انجام شده بر روی متئوریت‌های سنگی که از نظر سنی در محدوده سنی زمین قرار دارند برابر با ۰/۶۹۹ بوده است.

برای پی بردن به سن سنگ‌های آذرین و محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها، تعداد ۵ نمونه جهت مطالعات ایزوتوپی U-Pb و ۱۴ نمونه جهت مطالعات ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr انتخاب و مورد آنالیز قرار گرفت. در روش اورانیوم-سرب از دانه‌های زیرکن جدا شده از نمونه‌های سنگی و برای دو روش دیگر از سنگ‌کل همان نمونه‌ها استفاده شده است.

روشی که در این مطالعه برای تعیین سن و محل منشأ نمونه‌های مورد مطالعه انتخاب شده، تعیین سن کانی زیرکن به روش اورانیوم-سرب و نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd است. نحوه جدا کردن کانی زیرکن، تشریح تکنیک‌های مورد استفاده برای تعیین سن و نسبت‌های ایزوتوپی و همچنین نتایج حاصل از تعیین سن زیرکن‌ها و مطالعات ایزوتوپی از جمله مواردی هستند که در این فصل به بررسی آنها خواهیم پرداخت.

۶-۲- جدایش زیرکن از نمونه‌های سنگی

جهت تعیین سن سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار، سه نمونه گرانیت، یک نمونه دیوریت و یک نمونه ریولیت به منظور تعیین سن به روش اورانیوم-سرب انتخاب شدند. موقعیت جغرافیایی و اسامی نمونه‌های سنگی انتخاب شده در جدول ۶-۱ و شکل ۶-۱ ارائه شده است. این نمونه‌ها ابتدا توسط دستگاه سنگ شکن (Crusher) خرد شدند. سپس با استفاده از ابزار الک لرزان، دانه‌های خردشده‌ای که قطر آنها بین ۵۳-۱۸۰ میکرون بود از بخش‌های خرد شده جدا شدند. پس از شستشوی بخش تفکیک شده و خشک نمودن آنها، با استفاده از یک آهن‌ربای دستی دانه‌های مگنتیت موجود در نمونه‌ها تفکیک شدند. در مرحله بعد جهت بالا بردن درجه خلوص زیرکن‌ها از مایعات سنگین استفاده گردید. به همین منظور مایع سنگین بروموفورم (Bromofrom) به کار گرفته شد. زیرکن به دلیل چگالی بالایی که دارد به همراه سایر کانی‌های چگال در این مایع ته‌نشین می‌شود، ولی کانی‌های کم چگال مانند کوارتز و فلدسپار در بالای مایع به صورت شناور باقی می‌مانند. دانه‌های با چگالی بالا که از مایع سنگین ته‌نشست می‌شوند، جدایش یافته تا جهت انجام مراحل بعدی مورد استفاده قرار گیرند. در مرحله بعد، از یک میکروسکوپ بیناکولار استفاده و جدایش زیرکن‌ها به صورت دستی (hand picking) انجام شد. تعیین سن زیرکن‌ها با استفاده از آنالیز نقطه‌ای صورت گرفت. در این روش آنالیز ایزوتوپی اورانیوم-سرب بر روی یک نقطه مشخص از دانه‌های زیرکن انجام می‌گیرد. در روش Laser-Ablation ICP-MS زیرکن‌های جدایش یافته داخل اپوکسی رزین (epoxy resin) قرار گرفتند و سپس با استفاده از محلول‌های حاوی الماس صیقل داده شدند. قبل از تعیین سن، تصاویر کاتودولومینسانس (Cathodoluminescence) تمامی زیرکن‌ها تهیه گردید تا بدینوسیله اطلاعاتی در ارتباط با منطقه‌بندی و حضور زیرکن‌های موروثی در آنها حاصل گردد (شکل ۶-۲ الف، ب، ج و د). همانطور که دیده می‌شود، زیرکن‌ها دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند. این ویژگی مشخصه زیرکن‌هایی است که تحت شرایط ماگمایی متبلور می‌شوند. همچنین، دانه‌های زیرکن مورد بررسی فاقد هسته موروثی می‌باشند. البته

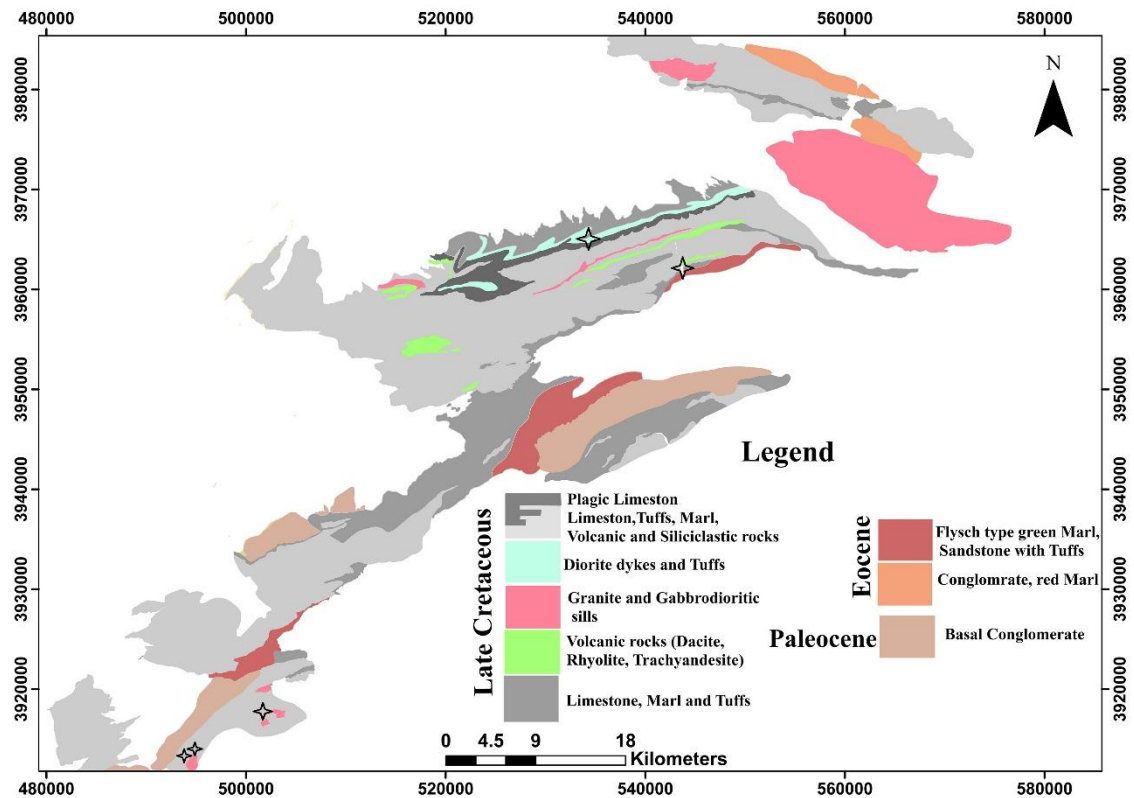
برخی از نمونه‌ها مانند نمونه ریولیتی دارای زیرکن موروثی می‌باشند. تمامی خطاهایی که برای سن سازگار در نظر گرفته شده است معادل 2σ می‌باشد.

جدول ۶-۱- مشخصات سنگی و موقعیت جغرافیایی نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت جدایش زیرکن و تعیین سن U-Pb.

شماره نمونه	عرض جغرافیایی		سنگ‌شناسی	محل نمونه‌برداری
	شمالی	شرقی		
K4	533669	3965315	دیوریت	فیلشور
K2	501326	3916720	گرانیت	اسبکشان
K10	501723	3916410	گرانیت	اسبکشان
K11	501732	3916418	گرانیت	اسبکشان
Z5	550474	3968928	ریولیت	دره کالمرغ

۶-۳- روش آنالیز U-Pb زیرکن

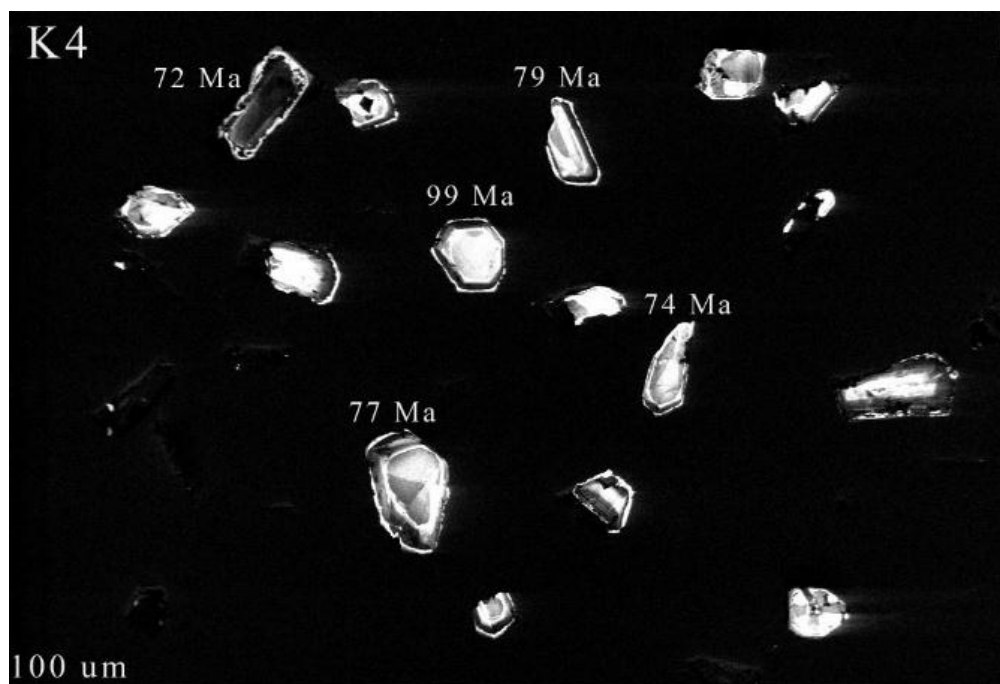
مطالعات اخیر در مورد سیستم ایزوتوپی اورانیوم-سرب کانی‌های فرعی زیرکن و موناژیت با استفاده از تکنیک Laser ablation – (±multiple collector)- inductively coupled plasma mass spectrometry یا La-(±MC)-ICP پیشرفت‌های شگرفی در سن‌سنجی دقیق و معتبر به وجود آورده است. با اتصال سیستم‌های سایش لیزری (Laser ablation) و بخش مغناطیسی، روش‌های پژوهشی نوینی در زمینه سیستم‌های ایزوتوپی پایدار و رادیوژنیک ایجاد شده است. این موفقیت‌ها مدیون یونیزاسیون شدید منبع ICP و در عین حال استفاده از پرتوهای یونی با پیک‌هایی به شکل صاف است. استفاده از لیزر دارای مزیت دیگری نیز هست و آن سن‌سنجی تعداد زیاد (بیش از ۵۰ عدد) زیرکن‌های تخریبی (detrital zircon) به منظور به دست آوردن حدود سنی رسوب‌گذاری و منشأ آن‌ها در محدوده‌های کوهزایی و همچنین سن‌سنجی دانه‌های بسیار ریز می‌باشد (Simondi et al., 2006).



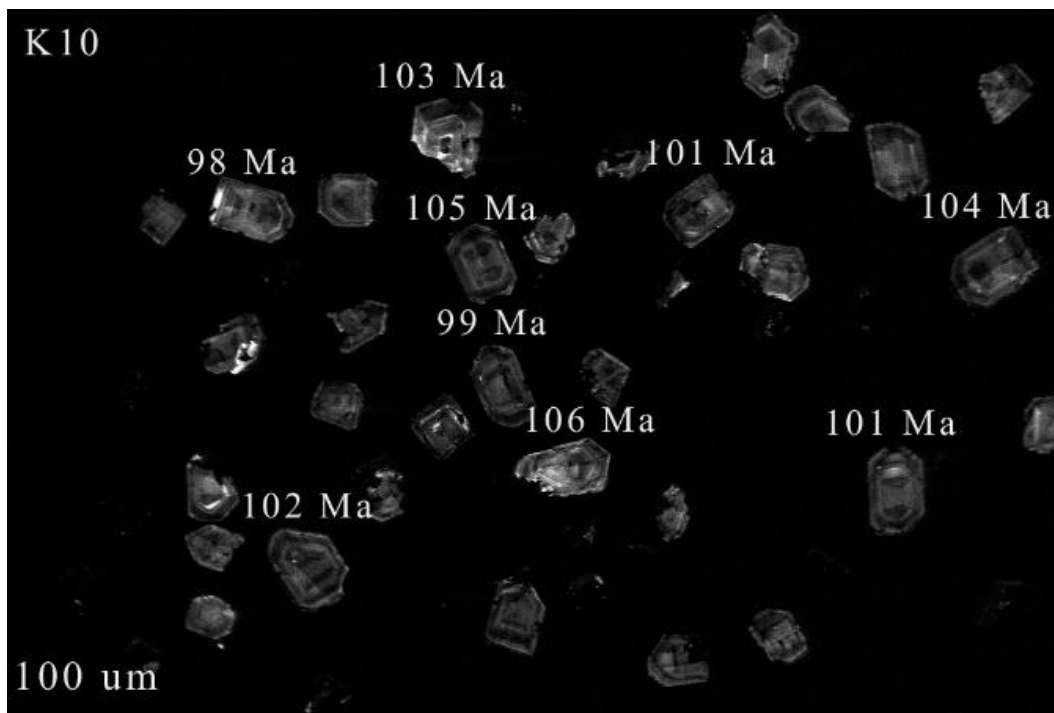
شکل ۶-۱- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های انتخابی جهت سن‌سنجی بر روی نقشه زمین‌شناسی جنوب‌غرب سبزوار.

فاکتورهای استاندارد و نرمال سازی مقادیر $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ بر اساس بلورهای استاندارد که قبلاً از طریق آنالیز بسیار دقیق Laser-Ablation ICP-MS در آزمایشگاه دانشگاه Macquarie مشخص شده بودند، محاسبه شد. در این روش، استانداردهای MT و TEM در کنار نمونه‌ها قرار داده و آنالیز انجام شد. روش Laser- Ablation ICP-MS قادر است تا سن‌سنجی به روش اندازه‌گیری U-Pb را با صحت بهتر از ۲ درصد (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد. این روش معمولاً با یک اشعه به قطر ۳۵ تا ۲۵ میکرون و اگر لازم باشد در دانه‌های ریزتر به قطر ۱۵ یا ۱۰ میکرون صورت می‌پذیرد. اشعه ۳۵ یا ۲۵ میکرونی با نرخ تکرار ۸ هرتز و انرژی ۱۰ میکروژول تنظیم می‌شود که می‌تواند یک سیگنال تقریباً 100000 cps در گرم در تن برای U در زیرکن تولید کند. برای اندازه‌های کوچکتر اشعه لیزر، انرژی (۶۰ میکروژول) و نرخ تکرار (۴ هرتز) کاهش می‌یابد. در هر دو حالت ذکر شده، مواد برانگیخته شده توسط اشعه لیزر از یک اتاقک گاز هلیم عبور می‌کنند. گاز هلیم و نمونه برانگیخته شده

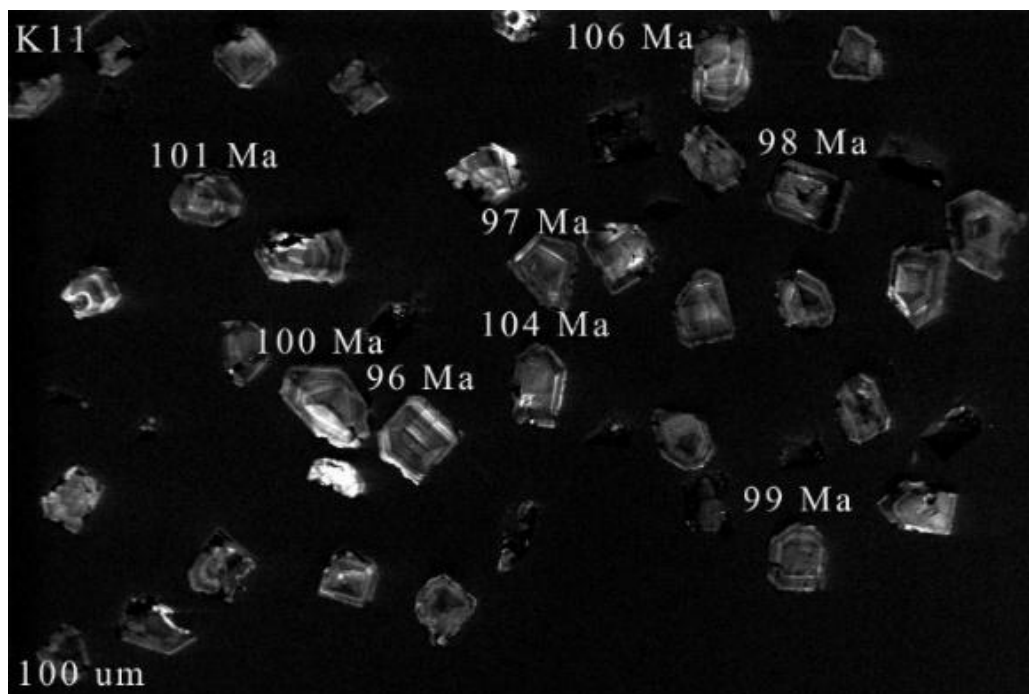
قبل از ورود به محیط پلاسما ICP-MAS با گاز آرگون مخلوط می‌شوند. مقدار Pb ایزوتوپی نسبت به Th و U به کمک نمونه استاندارد که هر بار با اندازه‌گیری سه تا پنج نمونه مجهول، اندازه‌گیری آن تکرار می‌شود، محاسبه می‌شود. قطعیت آنالیزهای انجام شده حدود ۲ سیگما (تقریباً ۲ درصد) برای $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ است. پس از اتمام کار، رسم نمودار سازگاری و محاسبات سن‌های میانگین از داده‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ توسط برنامه ISOPLOT انجام می‌گیرد.



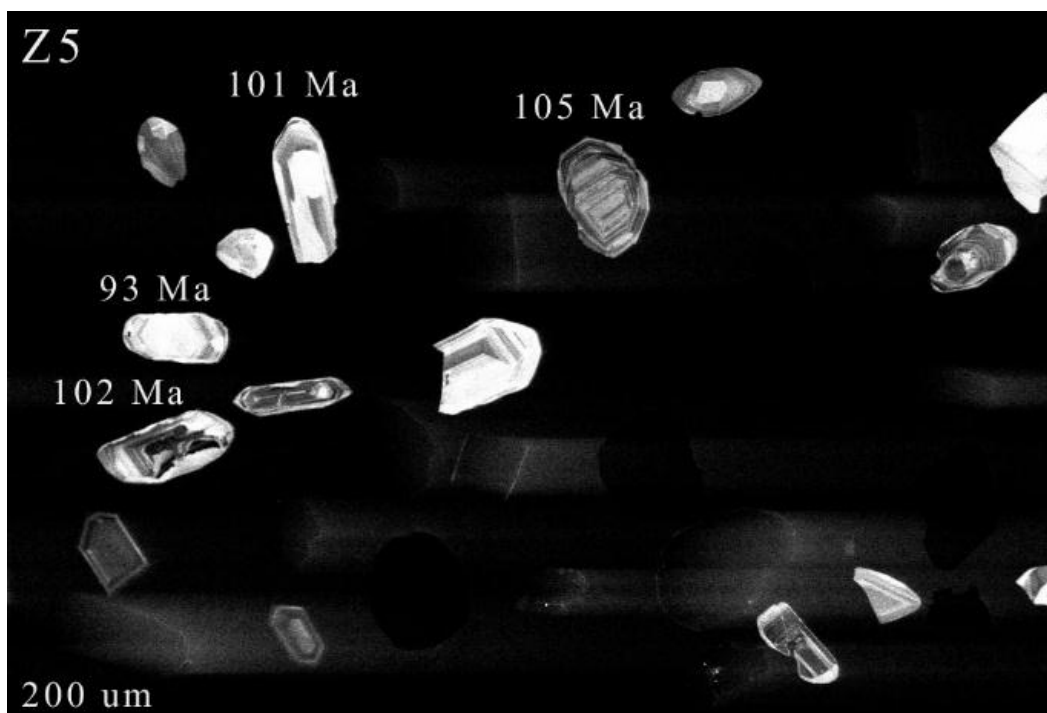
شکل ۶-۲-الف) تصاویر کاتودولومینسانس از دانه‌های زیرکن جدا شده از نمونه K4 (دیوریت) جهت آنالیز U-Pb.



شکل ۶-۲-ب) تصاویر کاتودولومینسانس از دانه‌های زیرکن جدا شده از نمونه K10 (گرانیت) جهت آنالیز U-Pb.



شکل ۶-۲-ج) تصاویر کاتودولومینسانس از دانه‌های زیرکن جدا شده از نمونه K11 (گرانیت) جهت آنالیز U-Pb.



شکل ۶-۲-۵) تصاویر کاتودولومینسانس از دانه‌های زیرکن جدا شده از نمونه Z5 (ریولیت) جهت آنالیز U-Pb.

۶-۳- نتایج تعیین سن

تعداد دانه‌های جدایش یافته زیرکن به همراه تعداد آنالیزهای انجام شده برای هر نمونه به شرح جدول ۶-۲ می‌باشد. لازم به ذکر است که نمودارهای مرسوم سازگاری (Concordia) و سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ زیرکن و رگرسیون داده‌های اورانیوم-سرب با استفاده از نرم‌افزار Isoplot تهیه شده است. جدول ۶-۲ نتایج حاصل از آنالیز ایزوتوپی U-Pb ۵ تعداد نمونه از سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار را نشان می‌دهد. اغلب داده‌های ایزوتوپی U-Pb که در نمودار $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ترسیم شده‌اند، در نمودار سازگاری قرار می‌گیرند.

جدول ۶-۲- نتایج آنالیز ایزوتوپی U-Pb بر روی دانه‌های زیرکن جدا شده

از سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوآر.

Analysis	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	+ 2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	+ 2s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	+ 2	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{T}$	+ 2s
k-2-01	115	130	99	4	97.8	2	92	4
k-2-02	500	60	529	10	536	6	479	18
k-2-03	552	58	542	10	540	6	506	20
k-2-04	166	348	79	12	77	4	71	8
k-2-05	95	162	77	6	76.6	18	75	4
k-2-06	2	312	77	10	79	4	80	8
k-2-07	100	222	77	8	76	2	74	4
k-2-08	591	64	544	12	532	8	490	20
k-2-09	4397	5086	704	500	84	60	65	114
k-2-10	2694	2764	657	534	226	56	198	12046
k-2-11	-19	250	72	8	76	2	76	6
k-2-12	4865	192	1888	76	321	32	816	62
k-2-13	35	240	12.5	14	12.4	0.4	12.9	1.2
k-2-14	41	264	74	8	75	2	79	8
k-2-15	2691	3392	347	362	102	46	89	60
k-2-16	4155	1044	1017	306	169	58	135	62
k-2-17	546	74	532	14	528	8	526	30
k-2-18	-196	308	68	10	77	4	75	10
k-2-19	3794	1074	929	306	186	56	152	52
k-2-20	3415	2570	598	396	128	56	107	104
k-2-21	46	252	75	8	75	2	71	6
k-2-22	152	216	78	6	75	2	77	6
k-2-23	207	248	81	8	76	2	74	6
k-2-24	207	194	78	6	74	2	75	4
k-2-25	371	470	82	16	72	4	73	10
k-2-26	93	106	96	4	96.5	16	98	4
k-2-27	85	296	78	10	75	2	80	6
k-2-28	39	226	74	8	75	2	74	4
k-2-29	85	232	77	8	77	2	78	6
k-2-30	159	198	80	6	77	2	76	6
k-2-31	101	320	75	10	75	2	76	6

Analysis	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	+ 2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	+ 2s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	+ 2	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{T}$	+ 2s
k-11-01	68	142	96	6	97	2	95	8
k-11-02	83	126	98	4	98.3	2	99	6
k-11-03	126	130	101	6	100	2	105	6
k-11-04	209	156	105	6	100	2	98	6
k-11-05	108	120	99	4	98.6	1.8	97	4
k-11-06	108	134	96	6	95.9	2	96	6
k-11-07	102	144	99	6	99	2	104	6
k-11-08	109	120	97	4	97	1.8	95	4
k-11-09	110	138	99	6	98	2	101	6
k-11-10	573	144	119	6	97	2	90	6
k-11-11	152	178	99	6	97	2	101	8
k-11-12	148	142	101	6	99	2	95	6
k-11-13	123	154	99	6	98	2	100	6
k-11-14	125	148	100	6	99	2	95	6
k-11-15	112	130	97	4	96.7	2	99	6
k-10-01	162	192	101	8	99	2	98	6
k-10-02	190	226	104	10	100	4	96	8
k-10-03	4	150	99	6	103	2	96	6
k-10-04	77	382	107	16	108	6	83	12
k-10-05	250	162	106	6	99	2	95	6
k-10-06	332	244	110	10	100	4	107	10
k-10-07	251	174	105	8	98	2	107	8
k-10-08	620	120	124	6	100	2	16	4
k-10-09	234	218	107	10	101	2	107	10
k-10-10	569	220	125	12	103	4	103	10
k-10-11	102	218	106	10	107	4	110	10
k-10-12	346	130	114	10	103	4	108	10
k-10-13	190	230	106	10	103	4	111	10
k-10-14	164	196	103	8	100	2	100	8
k-10-15	294	328	106	14	98	4	97	4
k-10-16	276	264	109	12	102	4	102	10
k-10-17	25	192	98	8	102	2	106	10

ادامه جدول ۶-۲.

Analysis	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	+_2s	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	+_2s	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	+_2	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{T}$	+_2s
k-7-01	73	124	105	6	107	2	104	6
k-7-02	123	270	105	12	104	4	104	8
k-7-03	219	84	110	4	105.1	1.6	99	4
k-7-04	147	118	102	4	100.4	1.8	106	4
k-7-05	91	92	99	4	99.8	1.6	97	4
k-7-06	239	118	106	4	100	1.8	111	6
k-7-07	206	78	102	4	97.4	1.4	98	4
k-7-08	99	98	98	4	98	1.6	95	4
k-7-09	114	86	102	4	101.7	1.6	100	4
k-7-10	95	116	99	4	99.2	1.8	95	4
k-7-11	250	104	108	4	101.5	1.8	100	4
k-7-12	96	80	99	4	99	1.4	98	4
k-7-13	144	80	103	4	101.1	1.4	101	4
k-7-14	169	200	101	8	98	2	98	2
k-7-15	126	98	105	4	104	1.6	107	4
k-7-16	165	94	106	4	108.3	1.6	102	4
k-7-17	149	84	104	4	102.5	1.6	104	4
k-7-18	114	86	102	4	101.7	1.6	104	4
k-7-19	98	102	103	4	102.8	1.6	103	6
k-7-20	176	100	108	4	105.3	1.6	107	6
k-7-21	156	84	104	4	101.8	1.6	104	4
z-3-01	3933	940	927	280	169	48	137	74
z-3-02	266	286	105	12	98	4	85	8
z-3-03	3824	1298	822	326	152	50	124	82
z-3-04	114	90	101	4	100.4	1.6	97	4
z-3-05	102	144	102	6	102	2	95	4
z-3-06	203	82	102	4	97.8	1.4	86	2
z-3-07	184	102	101	4	97.7	1.6	101	4
z-3-08	157	90	93	4	90.3	1.4	88	4
z-3-09	2375	606	305	84	106	8	94	26
z-3-10	3112	644	470	132	114	14	97	34

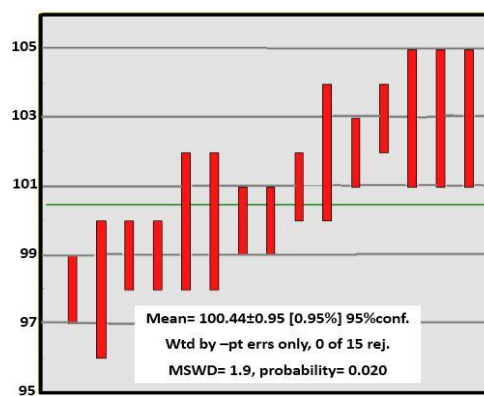
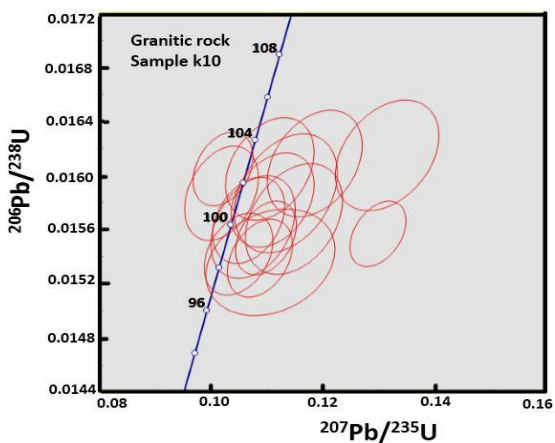
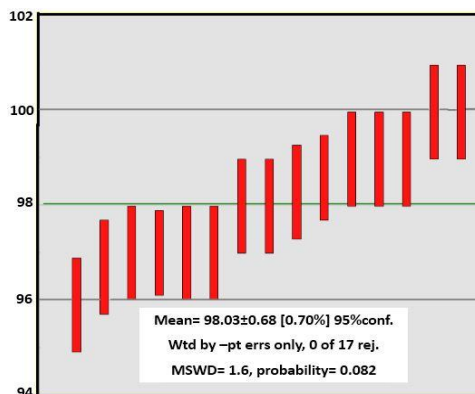
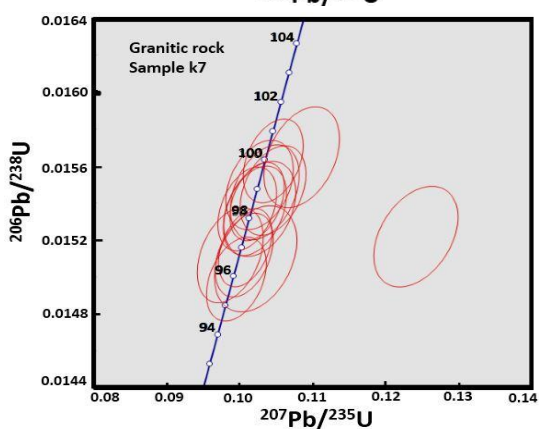
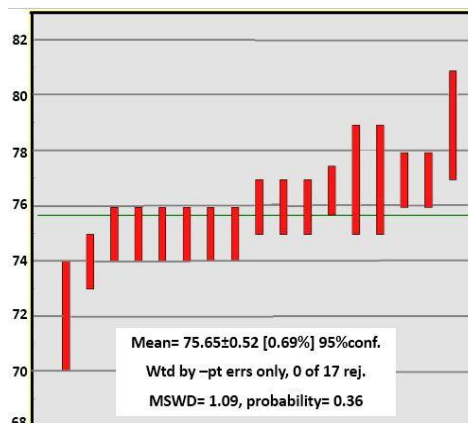
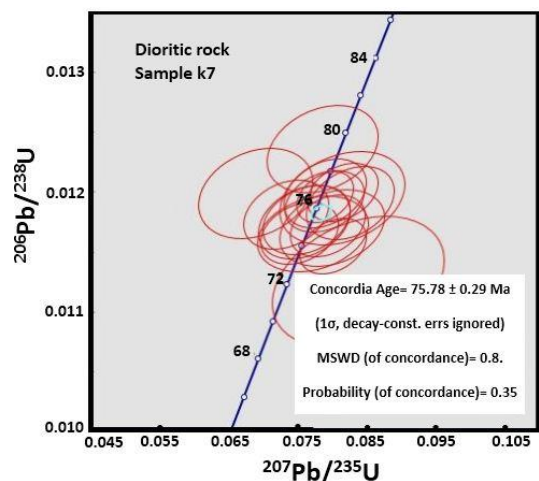
گرانیت: تعیین سن گرانیت‌ها با دقت بیشتری صورت گرفت. برای تعیین سن این سنگ‌ها، از زیرکن‌های بیشتری استفاده شد. ۳۱ دانه زیرکن از نمونه K2، ۱۷ دانه زیرکن از نمونه K10 و ۱۵ دانه زیرکن از نمونه K11 برای تعیین سن گرانیت‌ها مورد آنالیز ایزوتوپی قرار گرفتند. نمونه‌های گرانیتی از شمال شرق روستای اسبکشان انتخاب شدند.

مجموعاً ۳۱ آنالیز بر روی زیرکن‌های نمونه K2 انجام گردید که عمدتاً میانگین سن $98/03 \pm 0/68$ میلیون سال را نشان دادند که مربوط به کرتاسه بالایی است. نمودار سازگاری مربوط به این نمونه در شکل ۳-۶ نشان داده شده است. بر روی زیرکن‌های نمونه‌های K10 و K11 نیز به ترتیب ۱۷ و ۱۵ آنالیز انجام شد. زیرکن‌ها میانگین سن معادل $100/44 \pm 0/95$ و $101/9 \pm 1/00$ را به ترتیب برای نمونه‌های K10 و K11 نشان داد که با سن نمونه K2 در تطابق است و هر سه به کرتاسه بالایی تعلق دارند (شکل ۳-۶).

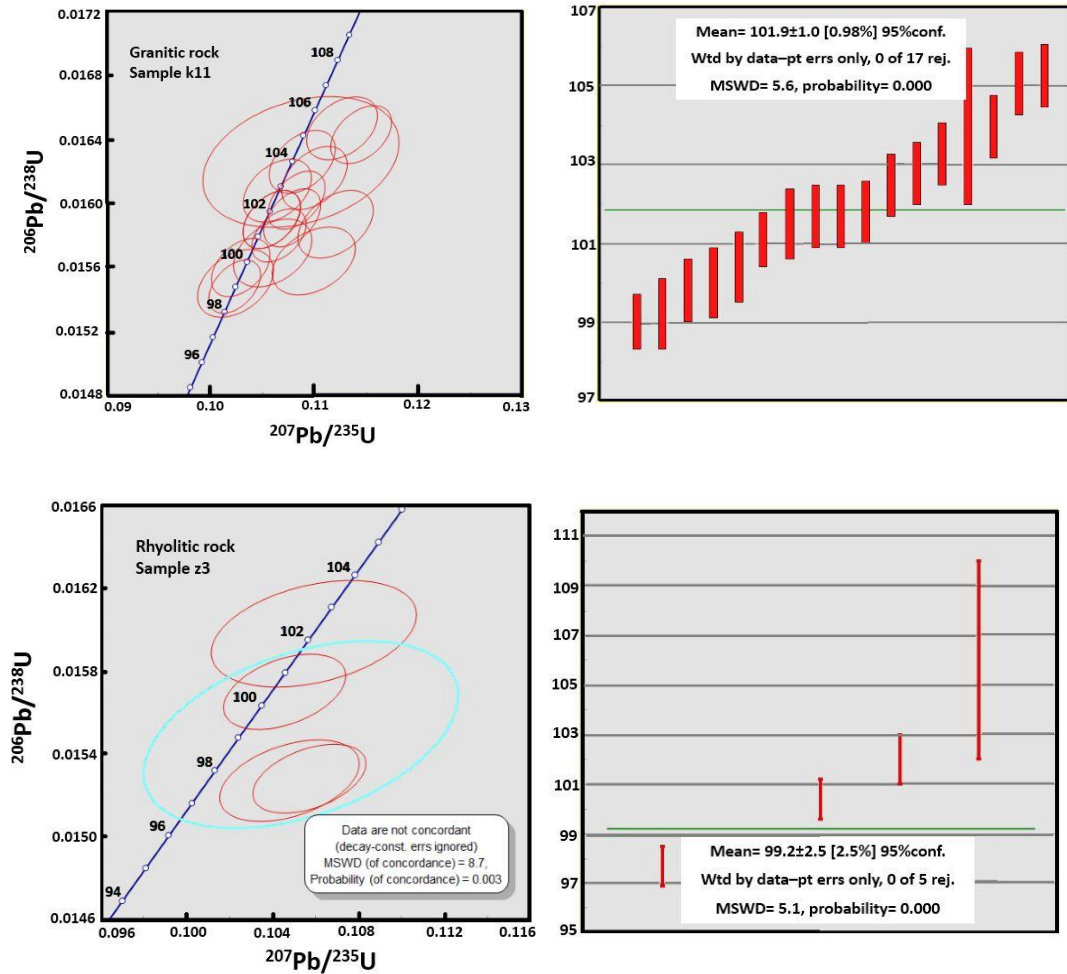
دیوریت: نمونه K7 از دیوریت‌های کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوآر جهت تعیین سن انتخاب شد. از این نمونه ۳۱ دانه زیرکن انتخاب و یک نقطه از هر دانه مورد آنالیز ایزوتوپی U-Pb قرار گرفتند. نتیجه تعیین سن و نمودار کنکوردیای این نمونه ترسیم شده برای این نمونه در شکل ۳-۶ ارائه شده است. نتایج به دست آمده نشان داد که میانگین سن نمونه K7 معادل $0.75/65 \pm 0.52$ می‌باشد و تبلور آن در کرتاسه پسین صورت گرفته است.

ریولیت: نمونه Z5 از ریولیت‌های منطقه مطالعاتی جهت تعیین سن ریولیت‌ها انتخاب شدند. از نمونه Z5 تعداد ۱۰ دانه زیرکن و یک نقطه از هر دانه مورد آنالیز ایزوتوپی U-Pb قرار گرفتند. متأسفانه به دلیل پراکندگی در سنین بدست آمده برای زیرکن‌های نمونه Z5، امکان ترسیم نمودار سازگار حاصل نشد. در میان زیرکن‌های مورد مطالعه چند سن ناسازگار مانند ۵۸۰ میلیون سال به دست آمده است که می‌تواند ناشی از زیرکن‌های تخریبی به ارث رسیده از پوسته قدیمی ایران مرکزی در منطقه باشد. با توجه به اینکه در زمان ژوراسیک که حوضه باز شده است، سرزمین‌های پرکامبرین در منطقه بیرونزدگی داشته‌اند و از فرسایش آنها حوضه تغذیه شده است (بلاغی، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴). این رسوبات در حوضه اقیانوسی فرو رفته‌اند و در ماگما مشارکت کرده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌شود میانگین سن این نمونه $99/2 \pm 2/0$ برآورد شده است (شکل ۳-۶) و تبلور در زمان کرتاسه بالایی را نشان می‌دهد.

نتایج داده‌ها نشان می‌دهد که تمام نمونه‌ها دارای سن بین ۷۵ تا ۱۰۱ میلیون سال (کرتاسه بالایی) می‌باشند که با سن‌های ارائه شده توسط Alaminia et al. (2013) و قورچی و همکاران (۱۳۹۳) در مناطق مجاور نیز کاملاً همخوانی دارد. هیچگونه تغییرات سیستماتیک در سن زیرکن‌های آنالیز شده سنگ‌های درونی و بیرونی دیده نشده است. در مورد گسترش فضایی نمونه‌ها نیز مسئله به همین گونه است، لذا می‌توان گفت که سنگ‌های آذرین منطقه مطالعاتی مربوط به یک رخداد پتروژنتیکی مشترک هستند.



شکل ۶-۳- نمودارهای سازگاری و ناسازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس نتایج حاصل آنالیزهای ایزوتوپی U-Pb سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوآر.



ادامه شکل ۳-۶.

۴-۶- روش آنالیز Rb-Sr و Sm-Nd

اندازگیری نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیم-روبییدیم و نئودیمیوم-ساماریوم با استفاده از روش:

(Thermo Finnigan Triton thermal ionisation mass spectrometer) یا یونیزاسیون حرارتی و طیف‌سنج جرمی صورت گرفت. برای این منظور، نمونه‌های سنگی توسط سنگ‌شکن و سپس توسط آسیاب آگاتی در حد ۲۰۰ مش خرد شدند. پودر نمونه‌های انتخاب شده در محلول Hf/HNO_3 در دمای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۳ روز حل می‌شود. بعد از تبخیر شدن محلول نهایی، نمونه‌ها در HCl حل شده و سپس خشک می‌شوند. کروماتوگرافی در دو مرحله انجام می‌شود: جدایش استرانسیم و دیگر

عناصر کمیاب خاکی در لوله‌های تبادل یونی با رزین AG50W-X8 Bio Rad و خالص سازی نئودیمیم از سایر عناصر گروه لانتانیدها با استفاده از رزین Ln صورت می‌گیرد (Elchro). جهت آنالیز ایزوتوپ استرانسیم نمونه‌ها بر روی یک فیلامان تک رنیمی با یک فعال کننده Ta قرار داده شدند. آنالیز در دمایی بین ۱۳۸۰ درجه سانتی‌گراد تا ۱۴۳۰ درجه سانتی‌گراد با سیگنال‌های ۱-۱۱ وات انجام شد. نسبت‌ها برای تصحیح کسر جرم به $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ نورمالایز شده‌اند. نسبت‌های اندازه‌گیری شده $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ برای استاندارد BHVO-2 (average = 0.703457 ± 3 , n=2) و NIST SRM 987 (average = 0.710208 ± 3 , n=2) تطابق خوبی با مقادیر مرجع دارند. جهت آنالیز ایزوتوپی Nd نمونه‌ها بر روی فیلامان‌های ۲ رنیمی قرار داده شدند و با یک جریان تبخیر ۱۲۰۰-۱۶۰۰ میلی‌آمپری و سیگنال ۵/۰ تا ۱۰ ولت انجام شد. نسبت‌ها جهت تصحیح جرم به $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ نورمالایز شده‌اند. همچنین، مقادیر اندازه‌گیری شده برای استانداردهای BHVO-2 (average = 0.512987 ± 21 , n=4) و NIST JMC 321 (0.511118 ± 5 , n=1) دارای انطباق خوبی با مقادیر مرجع هستند.

۵-۶- داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd و کاربرد آنها در بررسی تکوین

سنگ‌ها

به دست آوردن نسبت‌های ایزوتوپی سنگ‌ها این امکان را به ما می‌دهد که منشأ ماگما مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و مشخصات دقیق آن به دست آید. این نسبت‌ها در طی فرآیندهای زمین‌شناسی مانند ذوب بخشی و تبلور بخشی تحت تأثیر قرار نگرفته و ثابت می‌مانند. با مقایسه این نسبت‌ها با نسبت‌های مرجع که توسط محققین مختلف تعیین شده است می‌توان ناحیه منشأ ماگما را به دست آورد.

عناصر نئودیمیم و استرانسیم از جمله عناصری هستند که در طی تحولات زمین‌شناسی غیرمتحرک بوده و از این رو نسبت‌های ایزوتوپی آنها ثابت باقی می‌ماند. (De Paolo and Wasserburg (1976) برای اولین بار محاسبات ایزوتوپی Nd را برای سنگ‌های آذرین انجام دادند. وقتی این محققین سن و

نسبت‌های اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ این واحدها را ترسیم کردند دریافتند که نسبت‌های اولیه توده‌های نفوذی آرکئن به صورت شاخصی با تحول مشاهده شده در مخزن یکنواخت کندریتی (CHUR) سازگاری دارد. با توجه به اهمیت سنگ‌شناسی و سنگ‌زادی محل منشأ سنگ‌های آذرین جنوب‌غرب سبزوار، آزمایشات نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای شناخت منشأ ماگمای اولیه و آلایش‌های ماگمایی تأثیر گذار انجام شده است. داده‌های ایزوتوپی Sr و Nd از ۱۴ نمونه از سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در جدول ۳-۶ ارائه شده است. نمونه‌های بیرونی و درونی دارای نسبت‌های ایزوتوپی اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین ۰/۶۹۰۵ تا ۰/۷۰۷۱ و نسبت‌های ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ بین ۰/۵۱۲۹ تا ۰/۵۱۳۰ و نسبت‌های ایزوتوپی اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین ۰/۷۰۴۴ تا ۰/۷۰۵۹ و نسبت‌های ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه بین ۰/۵۱۲۹ تا ۰/۵۱۳۰، به ترتیب می‌باشند. به دلیل اینکه تفاوت نسبت‌های ایزوتوپی ناچیز است، (De Paolo and Wasserburg (1976) نماد اپسیلون را برای نمایش نسبت‌های ایزوتوپی پیشنهاد کردند. از طریق نمایش نسبت‌های ایزوتوپی توسط نماد اپسیلون (ϵ) می‌توان اطلاعات بیشتری از این نسبت‌ها به دست آورد.

جدول ۳-۶- نتایج داده‌های استرانسیم و نتودیمیم برای سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار.

Sample	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵNd
Zn-2	0.7060789	0.0469155	0.7062761	0.5129468	0.1748725	0.5128335	6.23
Zn-4	0.704859	0.3287009	0.7048419	0.5130065	0.1815229	0.5128889	7.38
Zn-5	0.7044397	0.1115881	0.7044584	0.5129474	0.1724211	0.5128358	6.34
Zn-8	0.7049473	0.4759194	0.7049398	0.5129332	0.1768229	0.5128187	5.94
Zn-10	0.7041456	0.0530881	0.7041051	0.5129281	0.1707762	0.5128175	5.91
Zn-16	0.7047378	0.0587083	0.7047401	0.5130023	0.2110347	0.5128656	6.93
Zn-18	0.6905136	0.0800557	0.7048878	0.5129592	0.1855136	0.5128391	6.33
Zn-22	0.7050182	0.4400873	0.7049832	0.5129386	0.1841112	0.5128193	5.95
K-1	0.7044361	0.2651117	0.7042320	0.5129374	0.1682344	0.5128549	6.24
K-2	0.7042392	0.0609828	0.7045979	0.5129683	0.1180529	0.5129104	7.22
K-3	0.7046085	0.1642351	0.7045031	0.5129204	0.1783229	0.5128329	5.81
K-7	0.7053127	0.0528576	0.7057923	0.5129948	0.1889004	0.5128712	7.01
K-10	0.7053251	0.0525274	0.7054830	0.5129656	0.2112615	0.5128260	6.13
K-11	0.7058504	0.0386327	0.7053124	0.5129613	0.2040347	0.5128278	6.16

۶-۶- ایزوتوپ‌های Sr و Nd

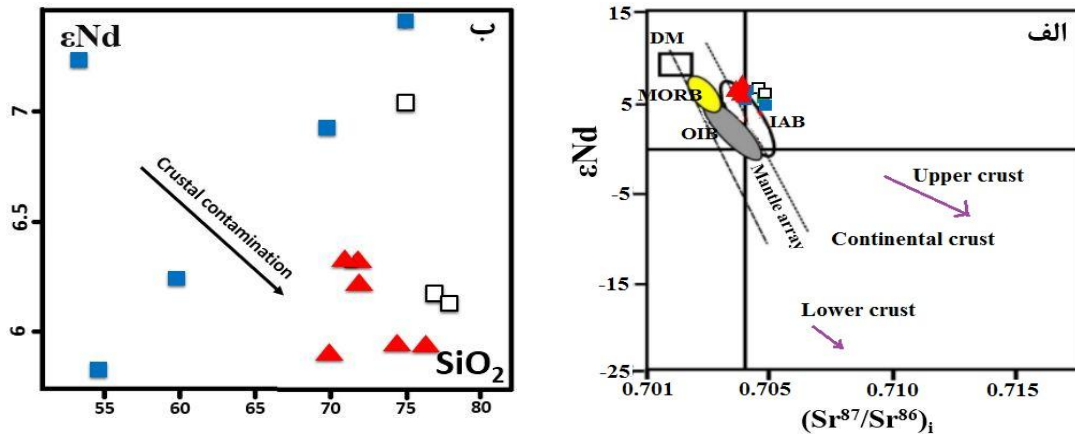
مقادیر مثبت ϵ بیانگر این است که سنگ‌ها از جامدات باقی مانده از ماگما مشتق شده‌اند. این بخش‌ها را اصطلاحاً تهی شده از LILEs می‌نامند. این عناصر در خلال ذوب‌بخشی ترجیحاً وارد مذاب شده و از محیط خارج شده‌اند. مقادیر منفی ϵ نیز بیانگر این است که سنگ‌ها از منابعی با نسبت Sm/Nd کمتر از منبع کندریتی مشتق شده‌اند، به عبارت دیگر این سنگ‌ها از سنگ‌های پوسته‌ای قدیمی و هضم شده که نسبت Sm/Nd آنها در طی جدایش از CHUR پایین آمده است، حاصل شده‌اند. اگر ϵ برابر با صفر باشد در آن صورت ترکیب ایزوتوپی Nd در سنگ غیر قابل تمایز با این نسبت در منبع کندریتی است و از این رو می‌توان گفت که مستقیماً از CHUR مشتق شده‌اند. بر خلاف گوشته تهی شده، پوسته قاره‌ای تحول کمتری نسبت به زمان در مورد $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نسبت به CHUR داشته و عموماً دارای اپسیلون منفی است. نسبت‌های ایزوتوپی اولیه Sr و Nd با مقدار دو سیگما بر اساس سن حاصل از سن‌سنجی اورانیوم-سرب زیرکن محاسبه شده است.

به طور کلی، میزان نسبت و ϵNd اولیه برای سنگ‌های درونی و بیرونی به ترتیب از ۵/۸۱ تا ۷/۲۲ و ۵/۹۱ تا ۷/۳۸ متغیر است که از نظر ترکیبی نشان دهنده گوشته تهی شده به عنوان محل منشأ می‌باشد (Liu et al., 2012). همچنین به عقیده Faure and Mensing (2005) مقادیر مثبت ϵNd بیانگر یک منشأ تهی شده برای ماگمای مادر است در حالیکه مقادیر بالای $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ و منفی ϵNd بیانگر اضافه شدن ترکیبات پوسته‌ای است.

نسبت‌های ایزوتوپی اولیه Sr و Nd همه نمونه‌ها بسیار مشابه است و نشان می‌دهد که این سنگ‌های درونی و بیرونی هم‌منشأ هستند (Zhang et al., 2006) و از مذاب‌های مادر یکسانی طی فرآیندهای تفریق ماگمایی مانند تفریق بلوری تشکیل شده‌اند. همچنین، میزان ترکیب ایزوتوپی اکثر نمونه‌ها از CHUR بیشتر است. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در گرانیت‌های نوع I بین ۰/۷۰۲ تا ۰/۷۰۴ می‌باشد در حالیکه در گرانیت‌های نوع S این میزان بیشتر از ۰/۷۰۶ می‌باشد (Chappell and White, 1974) که

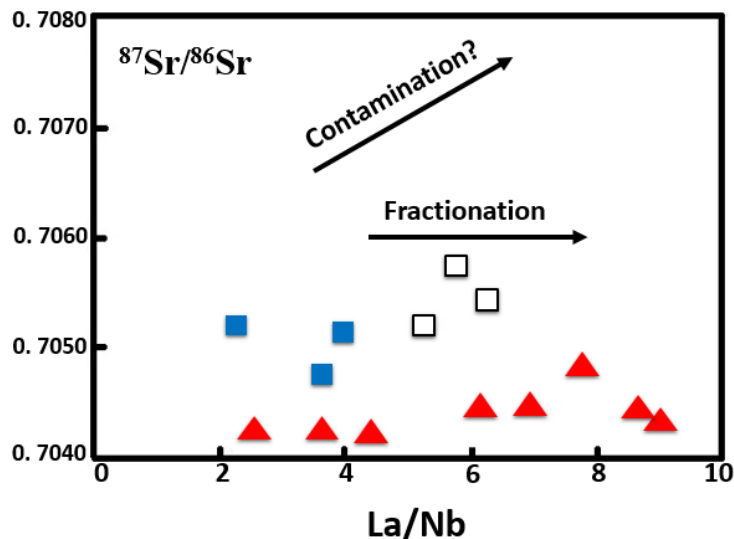
تأیید کننده نوع I گرانیتوئیدهای منطقه مطالعاتی است. در نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در مقابل εNd ، همه نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده گوشته تهی شده قرار می‌گیرند (شکل ۶-۴-الف). داده‌های ایزوتوپی تأیید کننده یک گوشته تهی شده برای ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه می‌باشند. قرارگیری نمونه‌ها در سمت راست آرایه گوشته‌ای، نشان دهنده تحول ماگمای تهی شده اولیه از طریق اختلاطی از تبلور تفریقی و یا هضم اجزای پوسته قاره‌ای با میزان پایین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و میزان بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ است. اثر هضم اجزای پوسته‌ای از طریق تغییرات نسبت‌های ایزوتوپی Nd در مقابل SiO_2 (Xu et al., 2014) قابل بحث است. نبود انطباق بین میزان نسبت‌های ایزوتوپی و افزایش سیلیس در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، دلیل بر عدم وجود آغشتگی پوسته‌ای قابل توجهی می‌باشد (Ma et al., 2014). همانطور که در شکل ۶-۴-ب مشاهده می‌گردد نبود انطباق بین نسبت‌های سیلیس و ایزوتوپی نمونه‌های مورد بررسی نشان از عدم آغشتگی آنها با پوسته می‌باشد.

شبهت بین نمودارهای عنکبوتی و ایزوتوپ‌های استرانسیم و نئودیمیم سنگ‌های آذرین منطقه مطالعاتی، دلیل بر ارتباط ژنتیکی این واحدها می‌باشد، به این معنی که تمامی این سنگ‌ها از یک منشأ تشکیل شده‌اند. بر اساس داده‌های موجود پیشنهاد می‌شود که منشأ این سنگ‌ها ذوب‌بخشی گوشته تهی شده است. ترکیب ایزوتوپی هموزن این سنگ‌ها و نبود ارتباط بین εNd و SiO_2 (شکل ۶-۷-ب) نشان می‌دهد که آغشتگی از طریق ورود رسوبات روی ورقه فرورونده بسیار اندک بوده است. علاوه بر این، تمامی این سنگ‌ها، آنومالی منفی Ti و Nb دارند که شاخص ماگماهای تولئیتی مرتبط با کمان ماگمایی می‌باشد.



شکل ۴-۶- موقعیت نمونه‌های اذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودارهای الف) ϵNd در برابر SiO_2 ب) $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ در برابر ϵNd . (Xu et al., 2014)

نسبت La/Nb سنگ‌های مشتق شده از گوشته به آلودگی پوسته‌ای حساس هستند و مقادیر بالای $LREE/HREE$ از مشخصات پوسته قاره‌ای است (Taylor and McLennan, 1985). نبود انطباق بین نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ در مقابل نسبت La/Nb بیانگر یک ترکیب همگن برای منشأ ماگما می‌باشد. موقعیت نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودار La/Yb در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ می‌تواند بیانگر یک منشأ همگن و نبود آلودگی پوسته‌ای در ماگمای سازنده آنها باشد (شکل ۶-۵).



شکل ۵-۶- موقعیت نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودار La/Nb در برابر $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Taylor and McLennan, 1985)

فصل هفتم

پروژنر

۷-۱- مقدمه

نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزواری بیانگر حضور سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی با ترکیب حدواسط تا اسیدی و ماهیت تولییتی به صورت گدازه، استوک، دایک و سیل در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین است. بر اساس شواهد چینه‌شناسی و همچنین با توجه به نتایج حاصل سن‌سنجی U-Pb بر روی کانی زیرکن جدا شده از سنگ‌های درونی و بیرونی، سن کرتاسه پسین برای سنگ‌های آذرین جنوب غرب سبزواری در نظر گرفته شده است. ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از نوع تولییتی بوده و با توجه به نمودارهای عنکبوتی و وجود ویژگی‌های ژئوشیمیایی از قبیل غنی‌شدگی از Ba, K, Pb, U و تهی‌شدگی از Nb, Ti, Zr, Ta, Th، نمونه‌های مورد بررسی دارای همخوانی ژئوشیمیایی قابل توجهی هستند و ماگمای سازنده آنها از یک منبع یکسان در یک محیط فرورانش نشأت گرفته است. همچنین، ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی مختلف برای سنگ‌های آذرین مورد مطالعه نشان می‌دهند که فرآیند عمده در تشکیل و تحول ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه، تبلور تفریقی بوده است. در این فصل ابتدا جایگاه زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه و سپس خصوصیات محل منشأ و الگوی زمین‌ساختی تشکیل آنها مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

با تلفیق داده‌های ایزوتوپی با داده‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌کل می‌توان اطلاعات ارزشمندی در ارزیابی مسائل مرتبط با پترولوژی به دست آورد. بدین منظور استفاده از داده‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم ابزار بسیار مفیدی به منظور شناسایی منشأ ماگما و فرآیندهایی است که در طی روند تکامل خود در تشکیل انواع مختلف سنگی طی می‌کند. اهمیت مطالعه نسبت‌های ایزوتوپی در آن است که این نسبت‌ها در یک ماگما مشخص کننده ناحیه منشأی هستند که ماگماها از آنجا نشأت گرفته‌اند. البته این موضوع به دو عامل مرتبط است. ۱- ماگماهای اولیه نشأت گرفته از ناحیه منشأ با بخش‌هایی از ماگماهای دیگر با ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی متفاوت اختلاط نیافته باشند. ۲-

ماگماهای اولیه به وسیله تأثیر متقابل با سنگ دیواره به عنوان مثال سنگ‌کره قاره‌ای یا سنگ‌های پوسته قاره‌ای آرایش نیافته باشند (Rollinson, 1993).

بنابراین بررسی علائم ایزوتوپی سنگ‌های هر منطقه اجازه شناسایی ترکیب گوشته و همچنین فرآیندهای ماگمایی چون اختلاط، آلیش و هضم را می‌دهد. بخصوص پذیرش اجزاء غنی شده مثل پوسته قاره‌ای توسط مواد گوشته‌ای، بیش از هر چیز با مشخصات ایزوتوپی احراز هویت می‌شود (Jung, 2003).

۷-۲- تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین

جنوب غرب سبزوار

اهمیت زمین‌ساختی ماگماتیسم کمان کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار در ارتباط با تکامل زمین‌شناسی پهنه سبزوار است که نشانگر بقایای حوضه اقیانوس نئوتتیس کرتاسه می‌باشد. به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساختی ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین منطقه، از نمودارهای مبتنی بر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی استفاده شده است، زیرا برخی از پژوهشگران (Pearce, 1982) بر این باورند که برخی عناصر ناسازگار (از قبیل Y, Th, Nb, REE, P, Hf, Zr, Ti) و فلزات انتقالی (از قبیل Ni, Co, Cr و V) در طی فرایندهای دگرسانی و دگرگونی نسبتاً بی‌تحرک هستند، لذا به کار بردن چنین نمودارهایی سبب می‌شود که بتوان بطور دقیق‌تری به بررسی و تحلیل محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه پرداخت. بنابراین، جهت تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های ماگمایی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار از این عناصر استفاده شده است. همچنین، جهت تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه می‌توان از شیمی کانی برخی کانی‌ها نظیر کلینوپیروکسن و آمفیبول نیز استفاده کرد که در این فصل به بررسی آن نیز خواهیم پرداخت.

۷-۲-۱- تعیین محیط زمین‌ساختی بر اساس شیمی سنگ کل

الف- نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb

نمودار دو متغیره Th/Yb در برابر Ta/Yb جهت بررسی محیط زمین‌ساختی، منشأ مذاب و آرایش مفید می‌باشد، بنابراین بهنجارسازی هر دو محور نمودار به Yb اثرات ذوب بخشی و تبلور تفریقی را حذف می‌کند (Pearce, 1983)؛ زیرا Th و Ta در فرایندهای ذوب و تبلور تفریقی ضریب توزیع مشابهی دارند، بطوریکه محدوده MORB- OIB یک روند مورب روی نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb با شیب نزدیک به ۱ تشکیل می‌دهد. نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb کمتر تحت تأثیر ترکیبات مشتق شده از ورقه فرورونده در طی فرورانش قرار می‌گیرند. زیرا Th بطور گسترده‌ای در سیالات یا مذاب مشتق شده از ورقه فرورانده شده نامحلول بوده و وجود ندارد (Pearce et al., 1995). تغییر در نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb بطور همزمان به غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی گوه گوشته‌ای مرتبط است. نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت بالایی از Th/Yb می‌باشند و در محدوده جزایر کمانی و نزدیک به گوشته تهی‌شده قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱-الف).

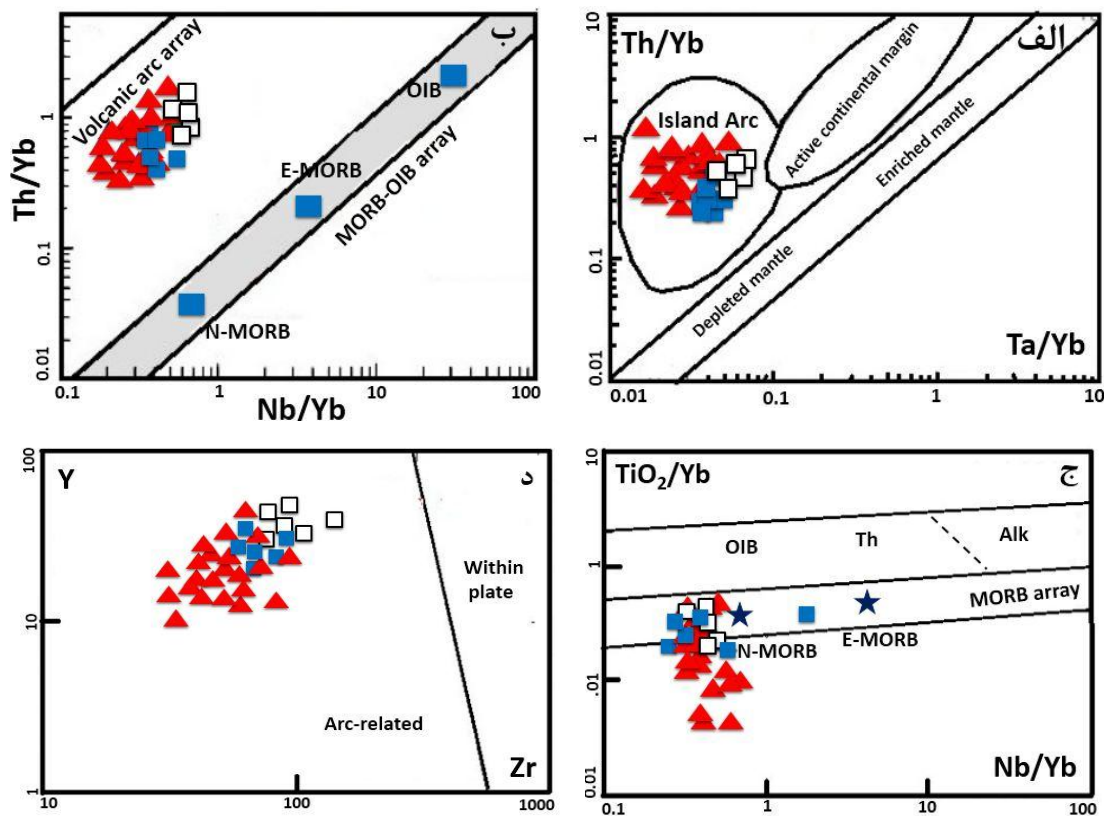
ب- نمودارهای Nb/Yb در برابر Th/Yb و Nb/Yb در برابر TiO₂/Yb

Th یک عنصر با پتانسیل یونی پایین است، Nb یک عنصر با پتانسیل یونی بالاست و رفتار شیمیایی یکسانی همانند Ta در طی ذوب بخشی و تبلور تفریقی نشان می‌دهد. Yb به عنوان یک عامل بهنجارسازی برای کاهش اثر تبلور تفریقی و انباشتگی بلور استفاده می‌شود (Pearce et al., 2005). Pearce (2008) از این دو نمودار جهت تفکیک MORB, IAB (IAT and CAB) و WPB استفاده کرده است، زیرا این عناصر در طی اکثر فرآیندهای پتروژنتیکی رفتار مشابهی دارند و هردوی آنها در طی دگرگونی و دگرسانی بی‌تحرك هستند. در نتیجه از این عناصر می‌توان جهت تمایز محیط‌های زمین‌ساختی استفاده کرد. بر اساس مدل Pearce (2008)، Th تنها از مذاب‌ها یا سیالات مشتق شده از ورقه فرورانده شده اضافه می‌شود (Pearce et al., 1995) در حالیکه Nb و Yb تقریباً ثابت باقی می‌مانند زیرا در سیال نامحلول هستند. محیط فرورانش برای نمونه‌های مورد بررسی با نمودار Nb/Yb در برابر

Th/Yb تأیید می‌شود در این نمودار، همه نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های مرتبط با جزایر کمانی قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱-ب). همچنین در نمودار Nb/Yb در برابر TiO_2/Yb (Pearce, 2008) سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده N-MORB قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱-ج). همچنین این نمودار شاخصی برای عمق ذوب با ترکیبات E-MORB و OIB با کمترین و بیشترین نسبت TiO_2/Yb (Pearce, 2008) است. در این نمودار همه نمونه‌ها در محدوده مورب با ذوب پایین قرار می‌گیرند.

ج- نمودار Zr در برابر Y

نمودار تمایز محیط تکتونیکی Zr در مقابل Y که توسط Muller et al (1992) ارائه شده است محیط‌های زمین‌ساختی کمان را از درون صفحه‌ای جدا می‌کند. همانطور که در شکل ۷-۱-د مشاهده می‌شود، همه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان قرار می‌گیرند.



شکل ۷-۱- موقعیت نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزواری در نمودارهای الف) Ta/Yb در مقابل Th/Yb، ب) Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983)، ج) Nb/Yb در برابر TiO_2/Yb (Pearce, 2008)، د) Zr در برابر Y (Muller et al., 1992).

د- نمودار Zr در برابر Nb

در نمودار Zr در برابر Nb (Tatsumi et al., 1983) محیط‌های کمان از پشت کمان متمایز شده است. بر طبق این نمودار، ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه مطالعاتی بیانگر جایگاه کمان برای آنها می‌باشد (شکل ۷-۲-الف).

ذ- نمودار Ti در برابر Nb/Th

در نمودار لگاریتمی Ti در مقابل Nb/Th (Escuder- Viruete et al., 2011, 2014) که متمایز کننده محیط‌های کمان از غیر کمان است، نمونه‌های آذرین مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با کمان تصویر می‌شوند (شکل ۷-۲-ب).

ر- نمودار La/Yb در برابر Th/Yb

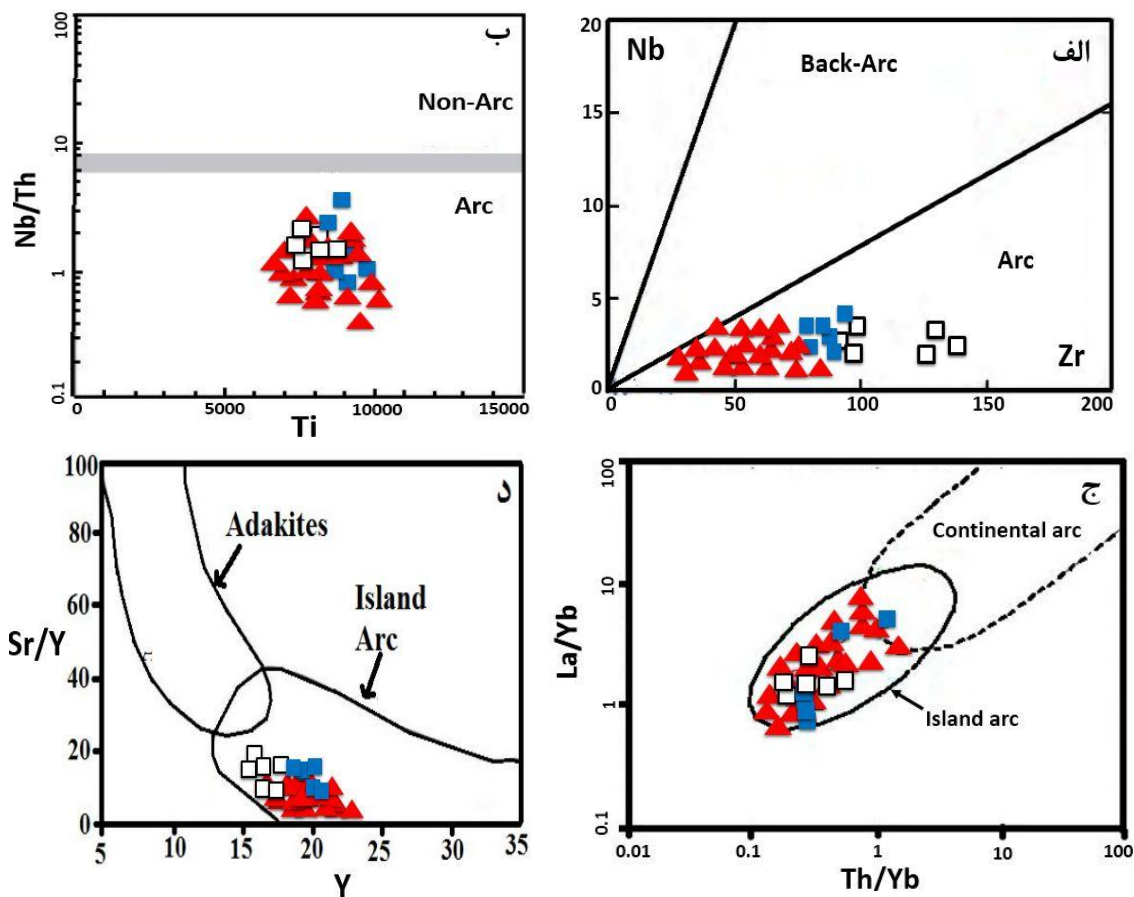
مقادیر نسبتاً پایین نسبت‌های La/Yb و Th/Yb در نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار نیز با پیدایش آنها در پهنه جزایر کمانی (Condie, 1989) و منشأ گرفته از گوشته همخوانی دارد (شکل ۷-۲-ج). کمان‌های آتشفشانی را می‌توان بر اساس نسبت Ce/Yb به دو دسته غنی شده و کمتر غنی شده تقسیم کرد (Juteau and Maury, 1997). اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد کمان از نوع غنی شده و اگر کمتر از ۱۵ باشد از نوع کمتر غنی شده است. میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه بررسی شده کمتر از ۱۵ می‌باشد. بنابراین، نتایج بیانگر وابستگی نمونه‌های منطقه مطالعاتی به یک کمان کمتر غنی شده یعنی جزایر کمانی است.

ز- نمودار Y در برابر Sr/Y

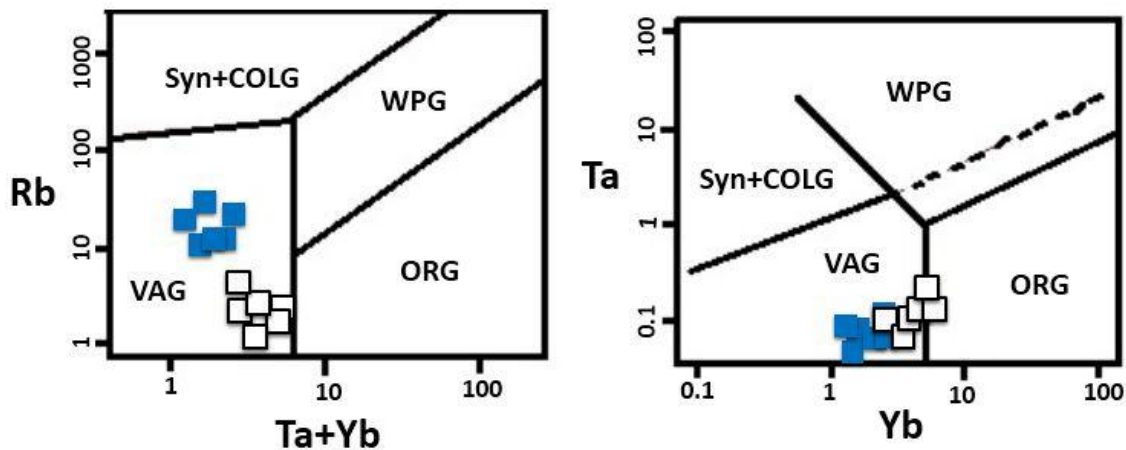
بر اساس نمودار Martin (1995) که برای تفکیک ماگماتیسم آداکیتی از محدوده جزایر کمانی استفاده می‌شود (شکل ۷-۲-د)، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده جزایر کمانی قرار می‌گیرند. نمونه‌های مورد بررسی به طور مشخص خارج از گستره آداکیتی قرار دارند. مجموعه‌های آداکیتی با نسبت بالاتر Sr/Y عمدتاً به ذوب عمیق تعبیر می‌شوند. در این وضعیت گارنت پایدار بوده که Y در آن عنصری سازگار محسوب می‌شود.

ژ- نمودار Ta در برابر Yb و Ta+Yb در برابر Rb

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده‌های گرانیتوئیدی، نمودارهای مختلفی پیشنهاد شده است، اما سودمندترین آنها، نمودارهایی هستند که بر اساس فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک، در برابر فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی طراحی شده باشند. (Pearce et al (1984) بر اساس فراوانی عناصر کمیاب محیط زمین‌ساختی گرانیت‌ها را به چهار گروه VAG (گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی)، WPG (گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای)، Syn- COLG (گرانیتوئیدهای برخوردی) و ORG (گرانیتوئیدهای میان اقیانوسی) تقسیم‌بندی کرده‌اند. با توجه به شکل ۳-۷ دیده می‌شود که گرانیتوئیدهای کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزواری در محدوده VAG قرار می‌گیرند.



شکل ۳-۷- موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزواری در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی، الف) Nb/Y در مقابل Ti/Y (Pearce, 1982)، ب) Zr/Y در مقابل Th/Yb (Ross and Bedard, 2009)، ج) Ta/Yb در برابر La/Yb (Pearce and Can, 1983) و د) Sr/Y در برابر Y (Martin, 1995).



شکل ۷-۳- موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار بر روی نمودارهای Ta در مقابل Yb و Ta+Yb در برابر Rb (Pearce et al., 1984).

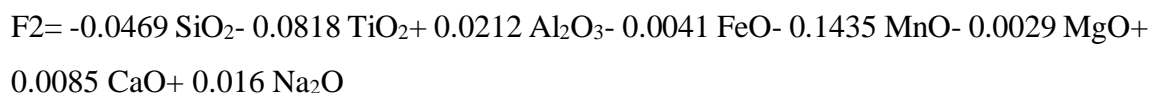
۷-۲-۲- تعیین محیط زمین‌ساختی بر اساس شیمی کانی

الف- کلینوپیروکسن

دامنه گسترده ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در انواع سنگ‌های آذرین می‌تواند بیانگر سرشت خاستگاه ماگمای این کانی باشد. کلینوپیروکسن مقاوم‌ترین کانی این سنگ‌ها در برابر دگرسانی است. آنالیز نقطه‌ای این کانی، نوع ماگما و محیط ژئودینامیکی آن را تعیین می‌کند.

از جمله نمودارهایی که برای تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی ماگما با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن استفاده می‌شود، می‌توان به نمودار F1-F2 اشاره کرد. در این نمودار که توسط Nisbet and Pearce (1977) ارائه شده است، جدایش محیط WPT از محیط VAB به خوبی صورت می‌گیرد؛ ولی هم‌پوشانی قابل ملاحظه‌ای بین WPT-OFB و VAB-OFB دیده می‌شود. نتایج بررسی نمونه‌ها در این نمودار (شکل ۷-۴- الف)، نشان دهنده این است که نمونه‌ها در قلمرو کمان‌های آتشفشانی واقع شده‌اند. فرمول‌های محاسبه F1 و F2 بر اساس آنالیز نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن، به صورت زیر است:

$$F1 = 0.012 \text{ SiO}_2 - 0.0807 \text{ TiO}_2 + 0.0026 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.0012 \text{ FeO} - 0.0026 \text{ MnO} + 0.0087 \text{ MgO} - 0.0128 \text{ CaO} - 0.419 \text{ Na}_2\text{O}$$

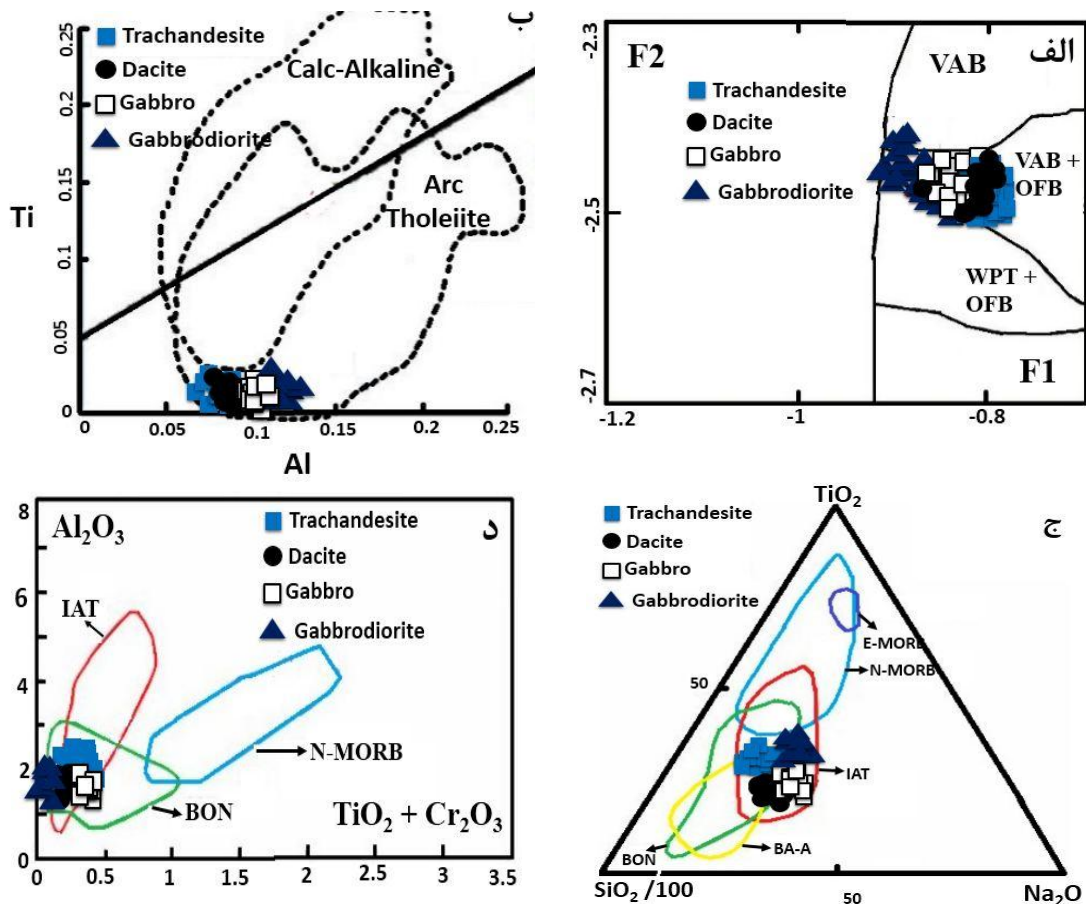


علاوه بر این در نمودار تغییرات Ti در مقابل Al (Le Terrier et al., 1982) پیروکسن‌های مورد بررسی در محدوده تولیت‌های جزایر کمانی قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۴-ب). چنین ویژگی‌هایی نشانگر تشکیل آنها در یک محیط جزیره کمانی است. در نمودار مثلثی $\text{TiO}_2\text{-Na}_2\text{O-SiO}_2/100$ برای پراکندگی کلینوپیروکسن‌ها در مجموعه‌های اقیانوسی متفاوت از (Beccaluva et al., 1989) نمونه‌های پیروکسن مورد مطالعه در محدوده تولیت جزایر کمانی (IAT) قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۴-ج). همچنین با استفاده از نمودار Al_2O_3 در برابر $\text{TiO}_2 + \text{Cr}_2\text{O}_3$ نیز می‌توان به محیط تکتونیکی سنگ‌های مورد بررسی پی برد (Le Terrier et al., 1982). پایین بودن میزان Ti در فرمول ساختمانی کلینوپیروکسن سنگ‌های منطقه مطالعاتی مشخص می‌کند که سنگ‌های منطقه متعلق به تولیت جزایر کمانی می‌باشند (شکل ۷-۴-د).

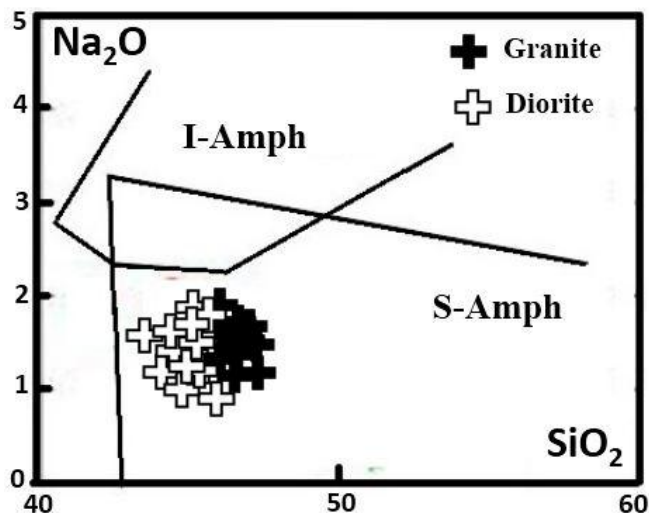
ب- آمفیبول

همانطور که در فصل پتروگرافی ذکر شد، سنگ‌های دیوریتی و گرانیتی منطقه دارای بلورهای آمفیبول می‌باشند. آمفیبول‌ها به عنوان معیاری برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی در سیستم‌های ماگمایی هستند. بطوریکه با استفاده از داده‌های میکروپروب از کانی آمفیبول، می‌توان منشأ و محیط زمین‌ساختی - ماگمایی سنگ‌های آذرین را تعیین کرد. از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آمفیبول‌ها که بیشتر بر پایه بررسی‌های بیگانه سنگ‌های گوشته‌ای حاصل شده، برای مقایسه ویژگی‌های دگرنهادی محیط زمین‌ساختی - ماگمایی مختلف به ویژه محیط‌های فرورانش و درون صفحه‌ای است (Coltorti et al., 2007). آمفیبول‌های وابسته به فرورانش Na_2O و TiO_2 پایین‌تری نسبت به انواع درون ورقه‌ای (A-Amph) دارند. بر این مبنای نمودار طبقه‌بندی زمین‌ساختی - ماگمایی آمفیبول‌ها از Coltorti et al. (2007)، طراحی شده است. در این نمودار برای آمفیبول‌ها دو میدان I-Amph و S-Amph مجزا می‌شوند که میدان I-Amph محیط زمین‌ساختی درون ورقه‌ای (Intraplate) و میدان S-Amph محیط

زمین‌ساختی روی زون فرورانش (Suprasubduction) را نشان می‌دهد. همانطور که در شکل ۵-۷ مشاهده می‌گردد، آمفیبول‌های نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در محیط وابسته به محیط فرورانش (S-Amph) قرار می‌گیرند. قرار گرفتن نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده S-Amph بیانگر ارتباط آنها با زون‌های فرورانش است.



شکل ۴-۷- موقعیت ترکیب کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار در نمودارهای (الف) در برابر F1 (Nisbet and Pearce, 1977)، (ب) در مقابل Al (Letterrier et al., 1982)، (ج) TiO_2-Na_2O (Beccaluva et al. 1989) و (د) نمودار Al_2O_3 در برابر $TiO_2 + Cr_2O_3$ (Le Terrier et al., 1982).



شکل ۷-۵- موقعیت آمفیبول‌های نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار بر روی نمودار Na_2O در برابر SiO_2 (Coltorti et al., 2007).

۷-۳- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده انواع گرانیتوئیدها

همانگونه که پیش از این نیز بیان شد توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی منطقه، بخشی از سنگ‌های آذرین نفوذی موجود در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار هستند. توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی دارای گوناگونی ترکیبی گسترده‌ای می‌باشند. عواملی از جمله ترکیبات متفاوت ناحیه منشأ، شرایط متغیر ذوب، آلیش پوسته‌ای و واکنش‌های شیمیایی و فیزیکی پیچیده بین ماگماهای فلسیک و مافیک در این گوناگونی ترکیبی بیش از هر عامل دیگری مؤثرند (Stein and Dietl, 2001).

الف- نمودار ACF

نمودار ACF که توسط Bagas et al. (2010) جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I و S ارائه شده است دارای سه پارامتر به شرح زیر می‌باشد:

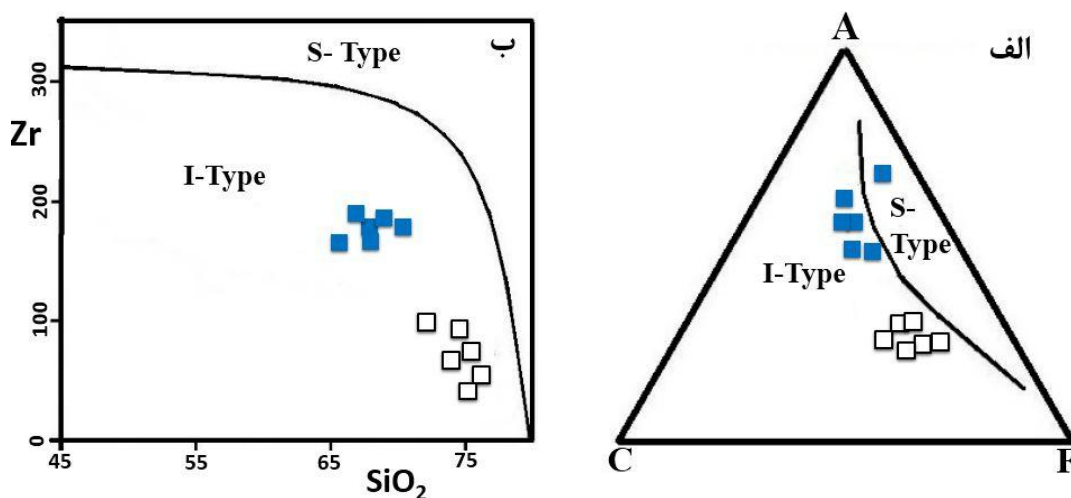
$$F = \text{FeO} + \text{MgO} \text{ و } A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}), C = \text{CaO}$$

همانگونه که در شکل ۷-۶-الف مشاهده می‌شود، همه نمونه‌های گرانیتوئیدی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در محدوده گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند.

ب- نمودار Zr در مقابل SiO₂

قرارگیری نمونه‌های گرانیتوئیدی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار در نمودار Zr در مقابل SiO₂ همراه با مرز جدا کننده گرانیتوئیدهای I و S (Collins et al, 1982) ماهیت I بودن توده‌های نفوذی منطقه مطالعاتی را نشان می‌دهد (شکل ۷-۶-ب).

به طور کلی شواهد و ویژگی‌هایی مانند: ۱- وجود مجموعه سنگ‌شناختی متنوع مانند دیوریت، گابرو دیوریت و گرانیت، ۲- وجود کانی مافیک پیروکسن و هورنبلند همراه با کوارتز، پتاسیم فلدسپار و پلازیوکلاز و نبود مسکویت و کانی‌های دگرگونی نظیر گارنت، پلی‌مورف‌های آلومینوسیلیکات و کردیریت و فقدان کروندم در نورم، ۳- تنوع ترکیب شیمیایی نمونه‌ها از لحاظ میزان SiO₂ و داشتن ویژگی متاآلومین، همگی دلالت بر آن دارد که توده‌های گرانیتوئیدی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار از نوع I هستند. همچنین، نسبت ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr اولیه در گرانیتوئیدهای منطقه بین ۰/۷۰۴۴ تا ۰/۷۰۵۹ می‌باشد در حالیکه در گرانیتوئیدهای نوع S این میزان بیشتر از ۰/۷۰۶ است (Chappell and White, 1974). همچنین، به عقیده برخی از پژوهشگران حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های آذرین نشانه تعلق این سنگ‌ها به گرانیت‌های نوع I است زیرا میزان بالای CaO در گرانیت‌های نوع I، می‌تواند باعث تبلور هورنبلند در این گونه سنگ‌ها شود (Stein and Dietl, 2001).



شکل ۷-۶- موقعیت ترکیب آمفیبول توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مطالعاتی در نمودارهای الف (Bagas et al, 2010) و ب- SiO₂ در برابر Zr (Collins et al, 2001).

۴-۷- تعیین ویژگی‌های محل منشأ سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب

سبزوآر

همراهی معنی‌دار تراکی‌اندزیت، داسیت، ریولیت، گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و گرانیت در یک مجموعه ماگمایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نظر زایشی به هم مرتبط می‌باشند. بررسی الگوهای نمودارهای بهنجار شده به گوشته اولیه و کندریت نشان می‌دهند که سنگ‌های درونی و بیرونی مورد مطالعه، همخوانی ژئوشیمیایی قابل توجهی دارند. این امر نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آنها از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای واحد با فرآیندهای مشابه به وجود آمده است. ماگماهای کمان عمدتاً در اثر ذوب بخشی گوه گوشته‌ای وابسته به فرورانش، به دلیل اضافه شدن اجزای متاسوماتیک آزاد شده از سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده به وجود می‌آیند. شاره‌های متاسوماتیک ممکن است شامل سیال آب‌دار یا مذاب‌های بخشی اولیه حاصل از رسوبات و یا ورقه بازالتی فرورانده شده به درون گوه گوشته‌ای بوده که سبب پایین آوردن سالیدوس گوشته و تولید ماگما می‌شوند (Harangi et al., 2007). عناصر کمیاب نسبت به اثرات ذوب بخشی حساس هستند و از این ویژگی آنها می‌توان جهت تعیین فشار و میزان درجه ذوب بخشی استفاده کرد. عناصر REE از قبیل La, Gd و Yb مفید می‌باشند، زیرا فراوانی این عناصر به شدت به درجه ذوب بخشی و طبیعت فاز آلومینی (گارنت یا اسپینل) در منبع گوشته‌ای بستگی دارد (Ozdemir & Güleç, 2014). لذا جهت تعیین ویژگی‌های محل منشأ تشکیل سنگ‌های آذرین منطقه از نمودارهای مختلف مبتنی بر عناصر نادر استفاده شده است.

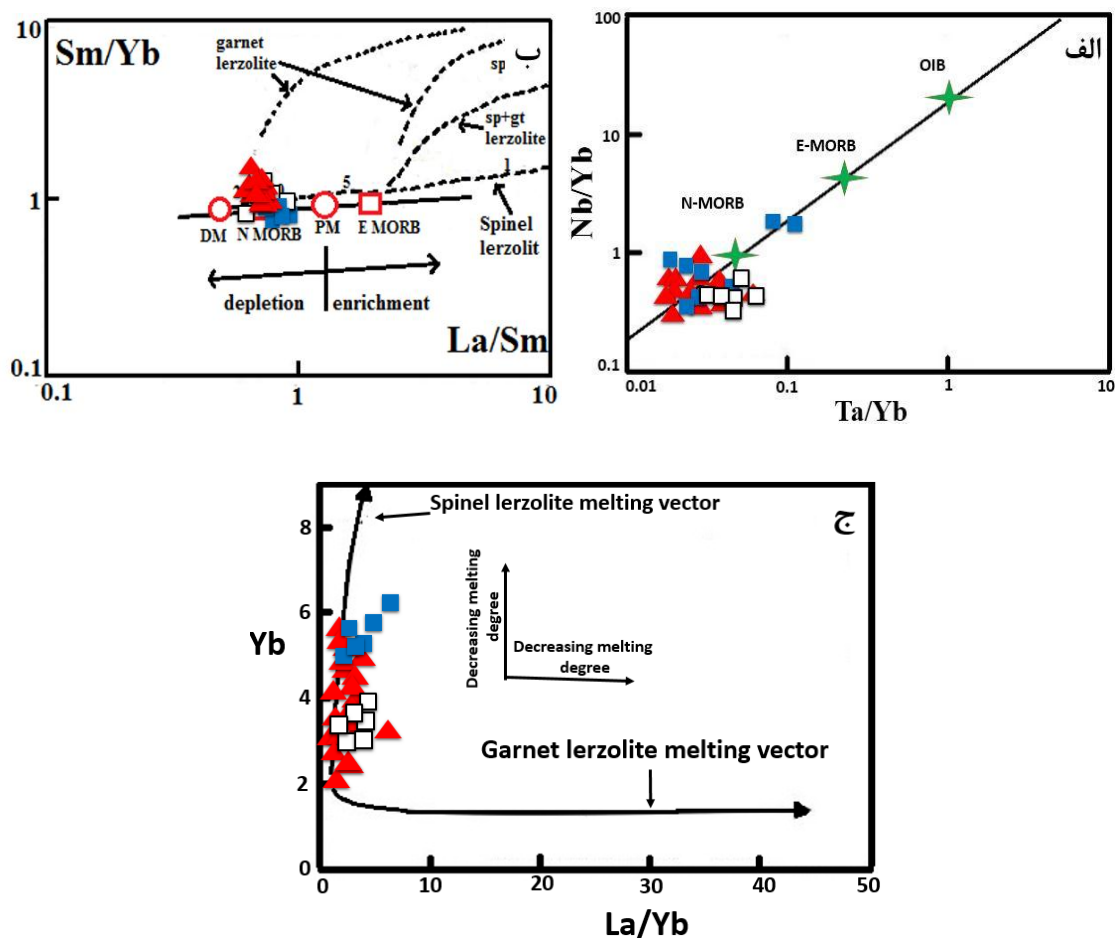
الف- نمودار Nb/Yb در مقابل Ta/Yb

در نمودار Nb/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1982; Pang et al., 2013) نمونه‌های مورد بررسی منطقه در محدوده N-MORB قرار گرفته‌اند (شکل ۷-۷- الف). این ویژگی، مشخص می‌کند که صرف‌نظر از غنی‌شدگی وابسته به سیال در محیط فرورانش، ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه، از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده سرچشمه گرفته است. با اینکه منشأ گوشته‌ای غنی‌شده می‌تواند در تولید ماگماتیسم جزایر کمانی مشارکت کند اما در اکثر محیط‌های کمانی گوه گوشته‌ای مشابه گوشته تهی‌شده مورب

در نظر گرفته می‌شود (Neill et al., 2013). به اعتقاد برخی از پژوهشگران، تکامل ماگماتیسم کمان می‌تواند انعکاسی از مشارکت ورقه فرورانده شده، ترکیب گوه گوشته‌ای، درجه ذوب گوشته، درجه ذوب پوسته و یا ترکیبی از این فرآیندها باشد (Whattam and Stern, 2015).

ب- نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb

در نمودار تغییرات نسبت Sm/Yb در برابر La/Sm (Aldanmaz et al., 2000) منحنی‌ها، روند تغییر ترکیب مذاب‌های مشتق شده از منشأ لرزولیت اسپینل‌دار و لرزولیت گارنت‌دار با درجات مختلف ذوب-بخشی را نشان می‌دهند و اعداد روی این منحنی‌ها، نشانگر میزان درجه ذوب بخشی است (شکل ۷-۷). محدوده گوشته اولیه (PM) و تهی‌شده (DMM) نیز در این نمودار مشخص شده است. به طور کلی، ترکیب منشأ گوشته‌ای و درجه ذوب بخشی ماگماهای تشکیل دهنده سنگ‌ها، توسط فراوانی و ضرایب توزیع REE‌ها تعیین می‌گردد. در نتیجه‌ی ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی، نسبت La/Sm با افزایش درجه ذوب بخشی در مذاب کاهش می‌یابد. این نسبت در مورد منشأ گوشته‌ای گارنت لرزولیتی افزایش نشان می‌دهد (Aldanmaz et al., 2000). همانگونه که از نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000) مشخص است، سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزواری از ذوب بخشی ۱۰ تا ۲۰ درصدی یک منشأ گوشته‌ای اسپینل لرزولیت با ترکیب مورب تهی‌شده (N-MORB) حاصل شده‌اند. همچنین، همه نمونه‌ها در نمودار La/Yb- Yb (Ozdemir & Güleç, 2014) نزدیک به منحنی ذوب اسپینل لرزولیت تصویر می‌شوند (شکل ۷-۷-ج).



شکل ۷-۷- موقعیت نمونه‌های سنگی کرتاسه پسین جنوب غرب سیزوار بر روی نمودارهای الف) Ta/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 1982; Pang et al., 2013)، ب) Sm/Yb در برابر La/Sm (Aldanmaz et al., 2000)، و ج) La/Yb در مقابل Yb (Ozdemir & Güleç, 2014).

۷-۵- نقش ترکیبات ورقه فرورنده در زایش ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه

در زون‌های فرورانش، اجزای درگیر در زایش ماگما را می‌توان شامل ورقه فرورنده (معمولاً اقیانوسی و به ندرت قاره‌ای)، گوه گوشته‌ای روی زون فرورانش، رسوب‌های روی ورقه فرورنده، سیال‌های آزاد شده از ورقه فرورنده در خلال دگرگونی و ترکیبات موجود در مسیر بالآمدن ماگما (شامل گوشته، پوسته اقیانوسی و حدواسط در جزایر کمانی اقیانوسی و پوسته زیرین و بالایی قاره‌ای در کمان‌های حاشیه قاره) دانست. در اکثر زون‌های فرورانش، گوه گوشته‌ای رویی متحمل متاسوماتیسم ناشی از سیال‌های سرشار از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LIL) رها شده از ورقه فرورنده آبدایی شده و یا مذاب‌های بخشی

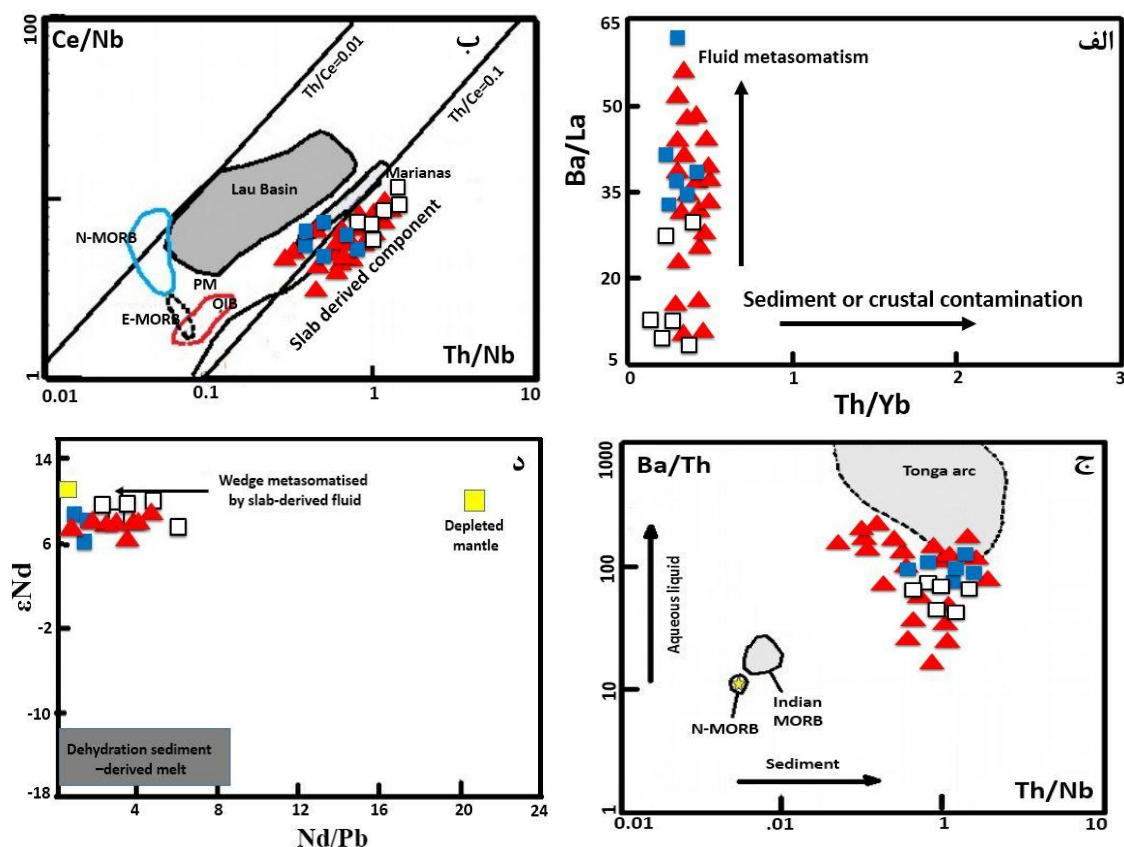
حاصل از ذوب ورقه فرورونده می‌شوند (Tian et al., 2008). همانطور که در نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه مشاهده می‌شود (شکل ۵-۱۰-د، ذ و ر)، نمونه‌های مورد مطالعه دارای ناهنجاری منفی از Nb, Ti و Pb می‌باشند که بیانگر نقش سیال‌های رها شده از ورقه فرورونده شده در تشکیل آن‌هاست (Smithies et al., 2004). همچنین در نمودار Ba/La- Th/Yb (Condie, 2005) نمونه‌ها دارای مقادیر بالای نسبت Ba/La هستند که نشانگر تشکیل آنها در محیط فروانش و نقش سیال‌های مشتق شده از ورقه فرورونده در زایش ماگما می‌باشد (شکل ۷-۸-الف). این شکل، دخالت رسوب‌های روی ورقه فرورونده در زایش ماگما را تأیید نمی‌کند. علاوه بر این برای تشخیص بهتر نقش سیال‌های رها شده از ورقه فرورونده شده یا ذوب رسوب‌های روی ورقه فرورونده در تکوین ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی از نمودار نسبت Th/Nb در مقابل Ce/Nb (Saunders and Tarney, 1984) استفاده شده است (شکل ۷-۸-ب). در این نمودار، اکثر نمونه‌های مورد بررسی دارای نسبت Th/Ce بیشتر از ۰/۱ می‌باشند و در محدوده کمان ماریانا قرار می‌گیرند که هم بیانگر محیط جزیره کمائی است و هم بیانگر نقش ترکیبات زون فروانش (سیال‌های حاصل از ورقه فرورونده شده) در تولید ماگمای مادر سنگ‌های منطقه است. برای داشتن درک بهتر از نقش ترکیبات شیمیایی مرتبط با فروانش، تغییرات عناصری همچون Ba, Th و Nb مورد بررسی قرار گرفته‌اند. این عناصر با وجود داشتن ضرایب تفکیک مشابه اما در طی فروانش رفتارهای متفاوتی دارند (Koglin et al., 2008). باریم در دماهای بالا تحرک پذیری بالایی دارد. تورיום در سیال‌های دما پایین نامتحرک است و تنها در سیال‌ها و مذاب‌های دما بالا متحرک می‌باشد. در حالی که Nb تقریباً همیشه نامتحرک است. بنابراین، از نسبت‌های Ba/Th و Th/Nb می‌توان برای تعیین میزان درگیری مذاب حاصل از ورقه فرورونده شده و رسوب‌های روی آن یا سیال‌های مشتق شده از آب‌زدایی ورقه فرورونده شده در ماگماهای زون فروانش استفاده کرد (Tian et al., 2008). همانطور که در شکل ۷-۸-ج مشاهده می‌شود، رسوب‌های روی ورقه فرورونده در مقایسه با سیال‌های رها شده از آب‌زدایی ورقه فرورونده، در تولید ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه نقشی نداشته‌اند.

به طور گسترده‌ای پذیرفته شده است که تولید ماگما در جایگاه‌های قاره‌ای و جزایر کمانی به کاهش نقطه ذوب پریدوتیت گوه گوشته‌ای در اثر ورود سیالات مشتق شده از ورقه فرورانده شده، مرتبط می‌باشد (Poly and Schmidt, 2002; Stern, 2002). در این مدل، گوه گوشته‌ای متحمل متاسوماتیسم آب‌دار (Hydrous) توسط واکنش با سیالات صعودکننده می‌شود و محتمل ذوب بخشی می‌شود که ماگمای جزایر کمانی را تولید می‌کند. در این مدل، گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده منشأ ماگمای اولیه است. با این حال، مطالعات اخیر (Celman, 2005) نشان می‌دهد که ممکن است ذوب ورقه فرورانده شده گستردگی بیشتری داشته باشد و در نتیجه برای ماگماتیسیم کمان بسیار مهم باشد.

علاوه بر این، همه نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Nd/Pb در مقابل ϵ_{Nd} (Wang et al., 2013) دارای مقادیر پایینی از نسبت Nd/Pb می‌باشند که بیانگر نقش سیالات آزاد شده از صفحه فرورانده شده به درون ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه است (شکل ۷-۸-۵).

۷-۶- مروری بر ماگماتیسیم کرتاسه بالایی در ایران

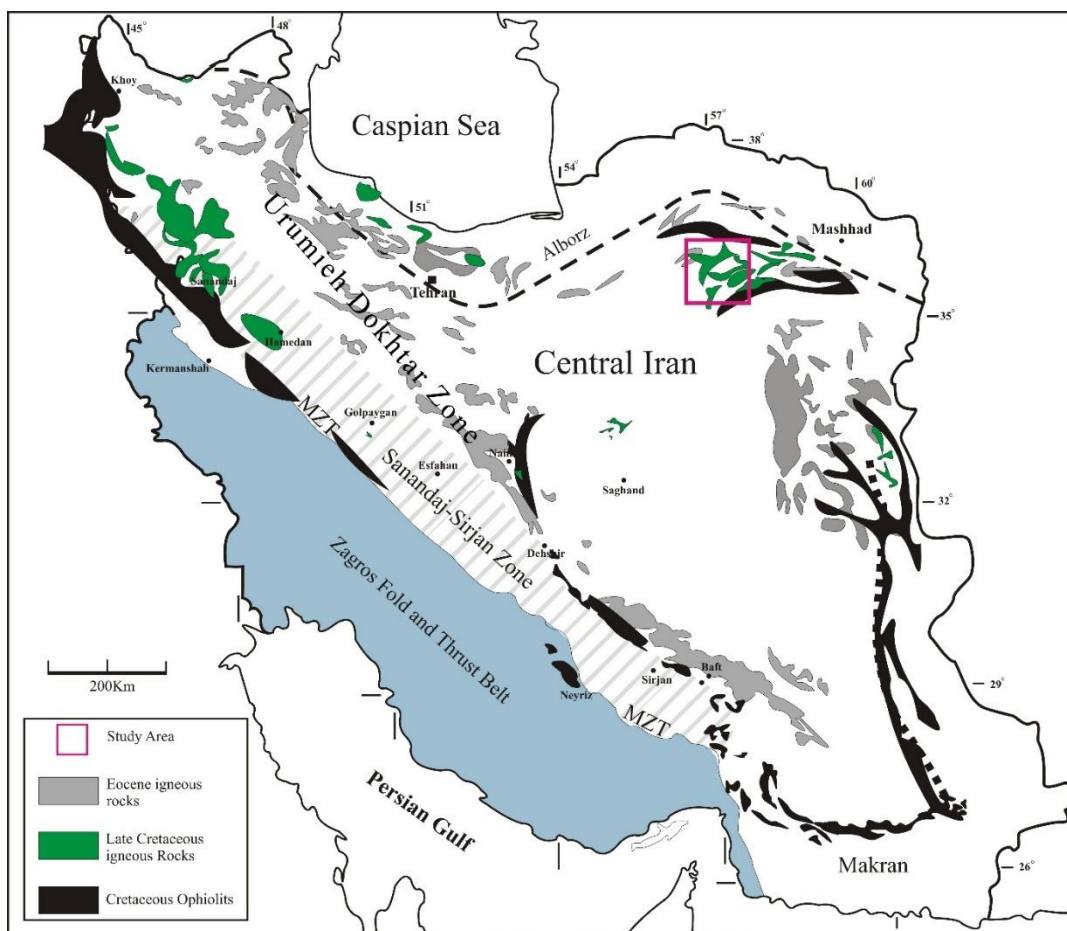
در اثر فعالیت‌های مربوط به تکامل اقیانوس نئوتتیس که شامل باز شدن، فرورانش و بسته شدن این اقیانوس و همچنین، فرآیندهای پس از برخورد می‌شود، فعالیت‌های ماگمایی مختلفی در ایران رخ داده است که از جمله مهم‌ترین آنها در زمان کرتاسه پسین است. در این مطالعه مدل جدیدی برای جایگاه زمین‌ساختی ماگماتیسیم کرتاسه پسین شمال شرق ایران پیشنهاد شده است. برای درک بهتر مدل پیشنهادی در ابتدا لازم است که یک دیدگاه کلی در مورد فعالیت‌های ماگمایی در طی کرتاسه پسین و ائوسن در ایران داشته باشیم. فعالیت ماگمایی در ایران در همه دوره‌ها وجود دارد اما اوج آن در ائوسن می‌باشد. به طور کلی فعالیت ماگمایی قبل از ائوسن از شدت کمتری برخوردار بوده است. بطوریکه ماگماتیسیم کرتاسه پسین نسبت به ائوسن از گستردگی کمتری برخوردار بوده و در زون ارومیه- دختر، بلوک لوت، پهنه سبزوار و مقدار اندکی در البرز غربی برون‌زد دارد (شکل ۷-۹). -Azizi and Moein-



شکل ۷-۸- موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزواری بر روی نمودارهای الف) Th/Yb در برابر Ba/La (Condie, 2005)، ب) Th/Nb در برابر Ce/Nb (Saunders and Tarney, 1984)، ج) Th/Nb در مقابل Ba/Th (Wang et al., 2014) و د) ϵNd در برابر Nd/Pb (Tian et al., 2008).

Vaziri (2009)، پیشنهاد کرده‌اند که ماگماتیسم کرتاسه زون ارومیه- دختر در اثر فرورانش روبه شمال شرق اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در طی کرتاسه پسین رخ داده است. همچنین Alaminia et al (2013)، ماگماتیسم کرتاسه ناحیه ارغش در پهنه سبزواری را مرتبط با حرکت رو به شمال حوضه اقیانوسی سبزواری می‌دانند که به عنوان حوضه پشت کمان فرورانش نئوتتیس اصلی در نظر گرفته شده است. ماگماتیسم ائوسن در ایران گسترش وسیعی داشته و در قسمت‌های مختلف ایران از جمله ایران مرکزی (نوار ماگمایی ارومیه- دختر)، حاشیه جنوبی نوار البرز، البرز غربی- آذربایجان، بلوک لوت و پهنه سبزواری رخمون دارد (Shahabpour, 2007; Verdel et al., 2011; Asiabanha and Fouden, 2012; Pang et al., 2013; Chiu et al., 2013; Shafaii et al., 2015, 2016; Jamshidi et al., 2015; Yuosefi et al., 2017). با توجه به ارتباط فضایی و همجواری حوضه اقیانوسی نئوتتیس و

حاشیه قاره ای جنوب اورازیا بسیاری از پژوهشگران فعالیت ماگمایی گسترده ارومیه دختر را متأثر از لیتوسفر فرورانده شده نئوتتیس می دانند (Berberian and Berberian, 1981; Berberian and King, 1981). از نظر فضایی و روند ساختاری، نوار ماگمایی ارومیه-دختر به موازات کوهزایی زاگرس و زون فرورانش نئوتتیس قرار داشته و منطقی است که به صورت یک کمان ماگمایی در بالای لیتوسفر فرورانده نئوتتیس تشکیل شده باشد. برخی از پژوهشگران، ماگماتیسم ائوسن پهنه سبزوار را مرتبط با ادامه فرورانش لیتوسفر اقیانوسی سبزوار (شاخه شمالی اقیانوس نئوتتیس) می دانند (Alaminia et al., 2013; Ghasemi and Rezaei, 2015; Shafaii et al., 2016; Yuosefi et al., 2017؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۴). ماگماتیسم ائوسن شرق ایران (بلوک لوت) که دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه با ماگماتیسم ارومیه- دختر و البرز می‌باشد، در اثر بسته شدن اقیانوس سیستان (شاخه‌ای از اقیانوس نئوتتیس در شرق ایران) در زمان کرتاس بالایی رخ داده است (Chiu et al., 2013). در ادامه به برخی از فعالیت‌های مهم آذرین کرتاسه بالایی در ایران می‌پردازیم.



شکل ۷-۹- نقشه پراکندگی سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی - ائوسن در ایران.

۷-۶-۱- ماگماتیسزم کرتاسه بالایی شمال زون سنندج- سیرجان

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بطور گسترده در بخش شمالی زون سنندج- سیرجان گسترش دارند. بر اساس مطالعات پتروگرافی، بافت و ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها شامل، بازالت، آندزیت، آندزیت، تراکی آندزیت تا داسیت می‌باشند. مطالعات ژئوشیمیایی بیانگر ماهیت کالک‌آلکان برای این سنگ‌ها و غنی‌شدگی از LIL (Pb, Rb, Ba, Th, U) و تهی‌شدگی از Nb, Ti و Zr در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای آنهاست. این سنگ‌ها بخصوص دارای غنی‌شدگی از Rb و تهی‌شدگی از Nb و Ti و همچنین مقادیر بالایی از نسبت‌های Rb/Sr و Rb/Ba و مقادیر پایینی از عناصر ناسازگار از قبیل Nb/U, Th/U و Ba/Rb هستند. تهی‌شدگی از Nb, Th و U در نمودار تغییرات نورمالیز شده عمدتاً به دلیل غنی‌شدگی محل منشأ توسط سیالات مشتق شده از صفحه فرورنده است. بطور قابل

توجهی نسبت‌های پایین Nb/U در کمان‌های آتشفشانی مشاهده می‌شود. به طور کلی، این مقادیر پایین به ظرفیت بالای LILE و عدم توانایی برای انتقال مقادیر قابل توجه از HFSE توسط سیالات رها شده از صفحه فرورونده مرتبط می‌باشد. نتایج حاصل از مدلسازی ژئوشیمیایی بیانگر یک منشأ لیتوسفری متاسوماتیز شده توسط ورقه فرورانده شده نئوتتیس در طی کرتاسه میانی - بالایی در شمال زون سنندج سیرجان برای ماگماتیسم کرتاسه بالایی در این زون است (Azizi and Jahangiri, 2008).

۷-۶-۲- گرانیتوئیدهای کرتاسه بالایی در منطقه ارغش - قاسم‌آباد (شمال شرق ایران)

منطقه اکتشافی طلای ارغش در شمال شرق پهنه ایران مرکزی قرار دارد. این منطقه در پهنه ساختاری سبزواری در شمال گسل درونه واقع است. رخنمون‌های سنگی شامل سنگ‌های آتشفشانی با سرشت داسیت و آندزیت، سنگ‌های درونی با طبیعت دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونوزودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت و سنگ‌های رسوبی با ترکیب آهک، ماسه‌سنگ و کنگلومرا هستند. مطالعه سنگ‌های نفوذی دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت گویای تعلق این مجموعه به سری مگنتیت (نوع I)، پتاسیم متوسط و متالومین است. این سنگ‌ها با کانه‌زایی ضعیف آهن در منطقه همراه هستند. عناصر Zr و La, Nb, P_2O_5, TiO_2 در این توده‌ها دارای مقادیر پایین و نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه و ϵNd در آنها به ترتیب 0.703755 و $+4/74$ است. سن این توده‌ها بر اساس سن‌سنجی اورانیوم-سرب زیرکن $92/8 \pm 0/9$ میلیون سال (کرتاسه پسین) است که با سن سنگ‌های کرتاسه پسین جنوب غرب سبزواری (این مطالعه) مطابقت دارد. داده‌های ترکیب زمین‌شیمیایی و نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه، وجود ماگمایی با منشأ گوشته تهی شده و مرتبط با پهنه فرورانش اقیانوس قدیمی سبزواری را تأیید می‌کنند (اعلمی‌نیا و همکاران، ۱۳۹۱؛ Alaminia et al., 2013) که با محل منبع سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزواری مطابقت دارد.

۷-۶-۳- سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بالایی جنوب نائین

این منطقه در ۲۰ کیلومتری جنوب نائین و ۱۱۵ کیلومتری شرق اصفهان واقع گردیده و مساحتی بالغ بر ۹۰۰ کیلومتر مربع را اشغال می‌نماید. این منطقه از لحاظ زمین‌شناسی دارای تنوع سنگی و سنگ‌شناختی زیاد بوده، ولی عمده بیرون‌زدگی سنگ‌ها مربوط به آتشفشانی کرتاسه می‌باشد که به صورت بین‌چینه‌ای با سنگ‌های رسوبی حاوی فسیل قرار گرفته‌اند. عمده سنگ‌های رسوبی همراه با سنگ‌های آتشفشانی در کرتاسه بالایی آهک‌های حاوی گلوبوترونکا می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی شامل آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت می‌باشند، همچنین در منطقه مقدار زیادی سنگ‌های آذرآواری موجود می‌باشد که به صورت توف و برش مشاهده می‌شوند. بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی این سنگ‌ها بیانگر یک الگوی زمین‌ساختی - ماگمایی فرورانش برای ماگماتیسم کرتاسه بالایی جنوب نائین می‌باشد (وهابی‌مقدم، ۱۳۷۴).

۷-۶-۴- سنگ‌های آذرین در محور خاروانا- نوجه مهر (شمال شرق تبریز)

این منطقه در انتهای شمال غربی ایران در استان آذربایجان شرقی، در ۱۵۰ کیلومتری شمال شهر تبریز واقع شده است. از نظر ساختاری این منطقه در زون البرز-آذربایجان قرار می‌گیرد. این محدوده از نظر سنگ‌شناسی بسیار متنوع و شامل سه بخش می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی بیشتر با ترکیب آندزیتی، توده‌های نفوذی شامل گابرو، دیوریت، گرانودیوریت و سنگ‌های آذرآواری شامل توف‌های سیلیسی و کربناتی، این سه بخش را دربر می‌گیرند. سنگ‌های آذرین خروجی اکثراً دارای بافت پورفیری و سنگ‌های نفوذی اغلب دارای بافت دانه‌ای هستند. سن این مجموعه بطور کلی کرتاسه بالایی - پالئوسن می‌باشد. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که اکثر سنگ‌های منطقه ماهیت کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط تا بالا دارند. در برخی نقاط سیالات گرمابی دگرسانی شدیدی در منطقه ایجاد کرده، و به صورت محدود باعث کانی‌سازی در منطقه شده‌اند. بر اساس نمودارهای مختلف تکتونیک، گرانیتوئیدهای منطقه از نوع گرانیت‌های کمان آتشفشانی و بازالت‌ها از نوع بازالت‌های کالک‌آلکان جزایر کمائی می‌باشند. این سنگ‌ها پرآلومین و ساب‌آلکان بوده و در ارتباط با مناطق فرورانش تشکیل شده‌اند.

بررسی شواهد ثابت می‌کند که کل سنگ‌های آذرین این منطقه از یک ماگمای واحد منشأ گرفته‌اند (غفرانی و همکاران، ۱۳۸۵).

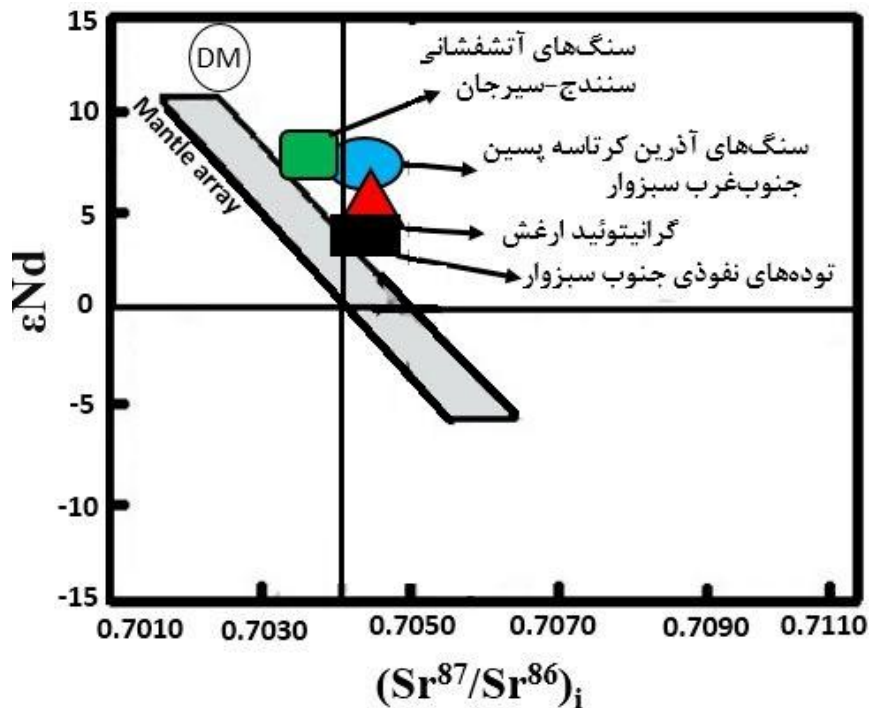
۷-۶-۵- توده‌های نفوذی جنوب سبزوار

در پژوهش انجام گرفته توسط قورچی و همکاران (۱۳۹۳ و ۱۳۹۲)، تکامل ژئوشیمیایی، پتروژنز و سن توده‌های نفوذی بخش مرکزی کمان ماگمایی شمال شرقی ایران در جنوب سبزوار بررسی شده است. شواهد ژئوشیمیایی بیانگر ماگماتیسم مرتبط با کمان‌های آتشفشانی و پهنه فرورانش در این منطقه است. ترکیب توده‌ها از گرانیت تا دیوریت و گابرو تغییر می‌کند. بر اساس کانی‌شناسی و مقادیر بالای حساسیت مغناطیسی توده‌های گرانیتوئیدی به عنوان گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و نوع I طبقه‌بندی می‌شود. از نظر شیمیایی از نوع متاآلومین تا پراآلومین و غنی‌شدگی از عناصر با شدت میدان پایین (LILE) مانند: K, Rb, Th و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نظیر Nb, P و Ti نشان می‌دهند و به سری تولییتی تعلق دارند. مقدار اندک $(La/Yb)_N$ ، مقدار پایین نسبت Sr/Y و ناهنجاری منفی Eu همگی نشانگر ماگماتیسم نوع جزایر کمانی کلاسیک است. رفتار عناصر کمیاب توده‌های اسیدی و حدواسط الگوی تقریباً مسطح است و خارج از محدوده پایداری گارنت را نشان می‌دهد و بنابراین، منشأ آن از نوع اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی نیست. ژئوشیمی عناصر فرعی و کمیاب بیانگر خاستگاه ماگما در فشار نسبتاً کم (عمق کم) است. سن توده گرانیت-گرانودیوریتی بر اساس سن‌سنجی اورانیوم-سرب زیرکن ۹۷ تا ۱۰۰ میلیون سال (کرتاسه بالایی) است و نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه آنها 0.7040 می‌باشد. داده‌های ژئوشیمیایی و نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه نشان دهنده ماگماتیسم مرتبط با کمان‌های آتشفشانی و زون فرورانش در این منطقه است (قورچی و همکاران، ۱۳۹۳).

با توجه به اهمیتی که داده‌های ایزوتوپی Sr و Nd در مباحث پتروژنتیکی دارند، سعی شده است تا داده‌های ایزوتوپی منتشر شده از گرانیتوئید منطقه ارغش، جنوب سبزوار و ماگماتیسم کرتاسه بالایی شمال زون سندانج-سیرجان با داده‌های ایزوتوپی سنگ‌های آذرین منطقه جنوب غرب سبزوار مقایسه

گردند. نتیجه این مقایسه در شکل ۷-۱۰ ارائه شده و تغییرات ϵNd در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه به نمایش گذاشته شده است. نمونه‌های درونی و بیرونی کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار دارای ترکیبات ایزوتوپی Nd و Sr و الگوهای مشابه با سنگ‌های آذرین ناحیه ارغش، جنوب سبزوار و شمال زون سنندج- سیرجان هستند. با توجه به اینکه مقدار نسبت ایزوتوپ اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ در این مناطق از ۰/۷۰۶ کمتر است، منشأ ماگما خارج از پوسته قاره‌ای بوده است.

همچنین، طبق مطالعات (Bauman et al. 1983)، سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی ترشیاری پهنه سبزوار دارای ویژگی‌های ماگمای کالک‌آلکالن تیپ جزایر کمانی اقیانوس آرام هستند. مطالعات ایزوتوپی بر روی سنگ‌های آتشفشانی ترشیاری ناحیه کاشمر- سبزوار- قوچان نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ آن‌ها را بین ۰/۷۰۳۵ تا ۰/۷۰۶۵ با بیشینه‌ای در حدود ۰/۷۰۴۰ تا ۰/۷۰۵۲ (میانگین ۰/۷۰۴۶) نشان داده است که با مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار مشابهت دارد. مکانیسم تشکیل ماگمای کالک‌آلکالن مربوطه، در اثر آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورانده شده و ذوب‌بخشی گوشته در بالای زون فرورانش و بدون تأثیر از پوسته قاره‌ای است.



شکل ۷-۱۰- موقعیت نمونه‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار با گرانیتوئیدهای ناحیه ارغش (داده از Alamini et al., 2013)، جنوب سبزوار (داده از قورچی و همکاران ۱۳۹۳) و ماگماتیسم شمال زون سنندج-سیرجان (داده از Le Terrier, 1985) در نمودار و تغییرات ϵNd در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه جهت مقایسه.

۷-۷- الگوی زمین‌ساختی- ماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین

جنوب غرب سبزوار

با توجه به رابطه‌ی تنگاتنگ مکانی و زمانی ماگماتیسم منطقه و افیولیت‌های اطراف، کسب اطلاعات درباره‌ی این افیولیت‌ها ضروری است. اکثر افیولیت‌های ایران، بقایایی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس محسوب می‌شوند که افیولیت‌های شرق مدیترانه را به افیولیت‌های شمال هندوستان و هیمالیا متصل می‌کنند. بر اساس مطالعات انجام شده در اطراف و شرق مدیترانه، تشکیل بخش قابل توجهی از افیولیت‌های این ناحیه، مرتبط با فرورانش تشخیص داده شده‌اند (Dilek and Furnes, 2009). مطالعه مجموعه‌های افیولیتی نه تنها در تشخیص جایگاه تکتونوماگمایی آنها مفید است، بلکه در شناخت تاریخ تحولات ژئودینامیکی پوسته‌ای ناحیه مورد مطالعه نیز راه گشا است. رشته کوه‌های ایران بخشی از کمربند آلپ- هیمالیا با جایگاه‌های متفاوت زمین‌شناسی می‌باشند که در امتداد البرز و دیگر بلوک‌های

ایران قرار دارند. کوه‌های البرز زمین درز بین گندوانا و اوراسیا (اقیانوس پالئوتتیس) می‌باشند. در امتداد رشته کوه‌های زاگرس برخی واحدهای افیولیتی از قبیل نیریز، کرمانشاه و خوی رخنمون دارند که بقایای اصلی پوسته اقیانوسی نئوتتیس می‌باشند. بین رشته کوه‌های البرز و زاگرس برخی دیگر از بلوک‌های افیولیتی (اطراف خرده قاره ایران مرکزی) مرتبط با نئوتتیس مشاهده می‌شوند که شامل افیولیت‌های سبزوار در شمال، چهل کوره در شرق، افیولیت‌های شمال مکران در جنوب و افیولیت‌های نائین-بافت در مرز جنوبی خرده قاره ایران مرکزی هستند. به طور کلی، دو نوار اصلی افیولیتی در زمین‌درزهای فلات ایران وجود دارد: نوار افیولیتی پالئوزوئیک (بقایای پالئوتتیس) و نوار افیولیتی مزوزوئیک (بقایای نئوتتیس). اما از نظر جغرافیایی می‌توان آنها را به ۴ گروه تقسیم کرد: ۱- افیولیت‌های شمال ایران که در امتداد رشته کوه‌های البرز می‌باشند، ۲- افیولیت‌های زون زاگرس که در نزدیکی نیریز و کرمانشاه قرار گرفته‌اند، ۳- مجموعه افیولیتی جنوب جازموریان که به عنوان کمربند افیولیتی جازموریان یا مکران شناخته شده‌اند و ۴- مجموعه افیولیتی ایران مرکزی (بافت، شهر بابک، نائین، سبزوار و...). باور بر این است که مجموعه‌های افیولیتی ایران در محیط‌های زمین ساختی متفاوت مانند پشته‌های میان اقیانوسی بالغ، مراحل ابتدایی پشته‌های میان اقیانوسی، حوضه‌های اقیانوسی کوچک مانند دریای سرخ، حوضه‌های حاشیه‌ای، گسل‌های انتقالی کششی و جزایر کمانی تشکیل شده‌اند (Berberian and King, 1981; Arvin and Robinson, 1994; Arvin and Shokri, 1997).

از جمله اولین پژوهش‌های صورت گرفته بر روی افیولیت‌های سبزوار می‌توان به چندین رساله‌ی دکتری (Noghreyan, 1982 و Sadredini, 1974; Vaziri-Tabar, 1976; Alavi-Tehrani, 1976) اشاره کرد. Alavi-Tehrani (1976) معتقد است که افیولیت‌های سبزوار در پشته میان اقیانوسی تشکیل شده‌اند. بر طبق Noghreyan (1982) و Khalatbari et al. (2013)، افیولیت‌های شمال سبزوار به احتمال زیاد در یک حوضه‌ی کمان در حال تبدیل به حوضه پشت کمان در طی کرتاسه پسین تشکیل شده‌اند. علاوه بر این Lindenberget al. (1983)، با بررسی تکامل ساختاری و کوهزایی کمربند افیولیتی سبزوار در منطقه عریان بیان داشته‌اند که این منطقه برش‌های تکتونیزه شده در بخش‌های قاعده‌ای نپ‌های

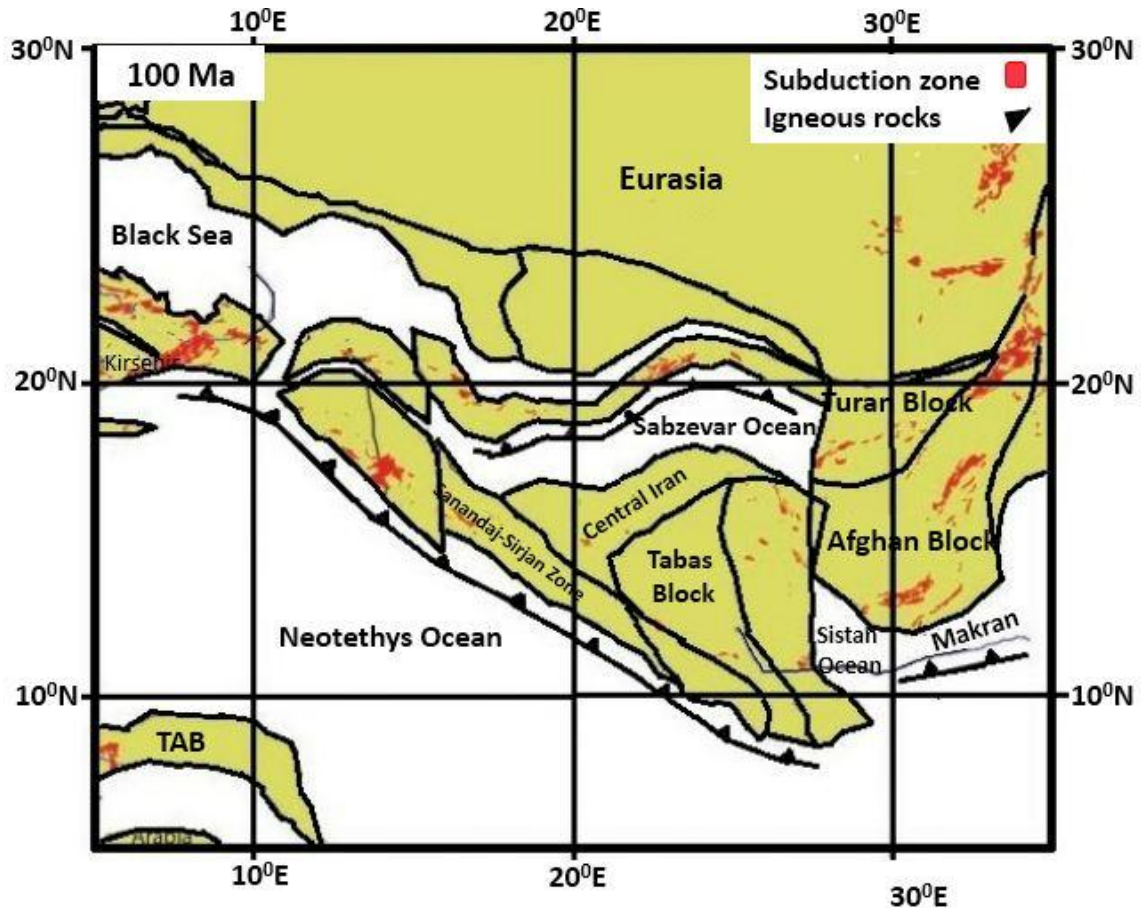
(Napp) قدیمی می‌باشد. (Shojaat et al. (2003) نیز از نظر ژئوشیمیایی، سه نوع بازالت با ویژگی‌هایی ژئوشیمیایی مورب عادی، مورب غنی‌شده و جزایر کمانی را در افیولیت‌های شمال سبزوار شناسایی کرده‌اند. اقیانوس سبزوار، حداقل از زمان کرتاسه میانی، بین بلوک لوت در جنوب و بلوک توران در شمال، شروع به گسترش کرد و می‌توان گفت که این راه آبی، جدا کننده خرده قاره ایران مرکزی از صفحه اوراسیا بوده است. مجموعه افیولیتی سبزوار در طول رخداد فرورانش رو به شمال و پرشیب اقیانوس سبزوار و در نهایت بسته شدن این راه آبی در کرتاسه بالایی - پالئوسن زیرین بسته شده است (Shojaat et al., 2003). اخیراً، (Shafaii et al. (2014) با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی و ژئوکرونولوژی (سن سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن پلاژیوگرانیت) پیشنهاد کردند که افیولیت‌های سبزوار در ۱۰۰ تا ۷۸ میلیون سال پیش (اواخر کرتاسه پیشین) در طی تکامل کمان نابالغ به بالغ تشکیل شده‌اند. به عقیده (Lensch et al. (1980، رژیم فرورانشی در حوضه سبزوار، ماگماتیسم ائوسن تیپ جزایر کمانی را در این زون سبب شده است. همچنین (Spies et al. (1983، سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی بین سبزوار و قوچان را از نوع ماگماهای کالک‌آلکان تیپ جزایر کمانی اقیانوس آرام در نظر گرفته‌اند که ناشی از ذوب بخشی گوشته بوده است. به اعتقاد ایشان، فرورانش با شیب به سوی شمال سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس عامل اصلی پیدایش نوار ماگمایی جزیره کمانی از ائوسن میانی به بعد در این ناحیه می‌باشد. (Bauman et al. (1983، نیز سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان و آلکان ناحیه‌ی کاشمر، قوچان و سبزوار را از نوع جزایر کمانی دانسته‌اند که در بالای یک زون فرورانش اقیانوسی از ذوب گوه گوشته‌ای حاصل شده‌اند. مطالعات ایزوتوپی (Bauman et al. (1983 در سنگ‌های آتشفشانی ترشیاری ناحیه کاشمر- سبزوار- قوچان نسبت اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ آن‌ها را بین ۰/۷۰۳۵ تا ۰/۷۰۶۵ با بیشینه‌ای در حدود ۰/۷۰۴۰ تا ۰/۷۰۵۲ (میانگین ۰/۷۰۴۶) به دست آورده‌اند که در واقع تأیید کننده جایگاه جزایر کمانی برای سنگ‌های آتشفشانی نواحی یاد شده می‌باشد. از طرفی دیگر، Baroz et al. (1983) مجموعه آتشفشانی کرتاسه بالایی حوضه سبزوار را یک کمان ماگمایی جزیره‌ای با عمری کوتاه در نظر گرفته‌اند که بر اثر چرخش بلوک لوت شکل گرفته و آن را بی ارتباط با نئوتتیس دانسته‌اند. در

برخی از نظریات، فرورانش کرتاسه بالایی به زیر بلوک لوت پیشنهاد شده است. دیگر زمین‌شناسان (Agard et al. 2011) فرورانش به زیر زون البرز را پیشنهاد کرده‌اند. (Rossetti et al. 2010) برش‌هایی از گرانولیت‌های فشار بالای مافیک در پهنه سبزوار با سن دگرگونی حدود ۱۰۷ میلیون سال کشف کرده‌اند. بر اساس این اطلاعات، (Rossetti et al. 2010) فرورانش به سمت شمال شرق پوسته اقیانوسی intera- Cimmerian در اوایل کرتاسه زیرین را پذیرفته‌اند. در مورد زمان شکل‌گیری و بسته شدن نئوتتیس در ایران تاکنون مطالعات بسیاری انجام شده و نظرات مختلفی در مورد آنها ارائه شده است. هر چند در مورد زمان تشکیل اقیانوس نئوتتیس در ایران (پرمین تا تریاس) تقریباً اتفاق نظر وجود دارد اما وضعیت بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد قاره عربستان با ایران مرکزی هنوز تا حد زیادی مبهم باقی مانده است. در مطالعات انجام شده، دامنه زمانی که برای بسته شدن نئوتتیس در نظر گرفته شده از کرتاسه پسین تا نئوژن متفاوت است. لذا پرداختن دقیق و سیستماتیک به پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه عمیق (دایک، سیل و استوک‌ها) وابسته به کرتاسه بالایی در پهنه سبزوار که از نکات ناشناخته در رویدادهای زمین‌ساختی به ویژه سنگ‌شناسی کشور محسوب می‌شود از جایگاه علمی ارزشمندی برخوردار است.

در اواخر دوره پرمین، به دنبال حرکت رو به شمال بلوک ایران مرکزی و برخورد آن با صفحه اوراسیا در تریاس میانی - بالایی، اقیانوس پالئوتتیس در شمال شروع به بسته شدن کرد (Berberian and King, 1981). تقریباً در همان زمان، در پی بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال، اقیانوس نوینی، با عنوان نئوتتیس در جنوب، در میان دو بلوک عربی و ایران مرکزی، شروع به باز شدن کرد. رسوبات تریاس بالایی - ژوراسیک، که در امتداد حاشیه فعال ایران مرکزی و حاشیه غیرفعال قاره‌ای صفحه عربی یا زاگرس ته‌نشین شده‌اند، اولین شواهد رسوبی یک محیط اقیانوسی حقیقی هستند (Berberian and King, 1981). به اعتقاد (Dercourt et al. 1986)، نئوتتیس در طی اواخر پالئوزوئیک تا اواسط تریاس میانی بین گندوانا و بلوک‌های قاره‌ای ایران و افغانستان که از گندوانا جدا شده بودند گسترش یافت. این مسئله با توسعه کافت‌های چند شاخه و گسترش حوضه‌های اقیانوسی باریک (به عنوان شاخه‌هایی

از نئوتتیس) در طول مدت زمان اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه نیز ادامه یافت. به عقیده Golonka (2004)، فرورانش نئوتتیس اصلی در کرتاسه اتفاق افتاده است. هر چند این احتمال هم وجود دارد که فرورانش از اواخر ژوراسیک فعال بوده است (Golonka, 2004). در زمان تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر بلوک ایران مرکزی، در امتداد حاشیه فعال قاره‌ای آن (پهنه سنندج- سیرجان)، شروع شده است. وجود سنگ‌های آتشفشانی در امتداد پهنه سنندج- سیرجان جنوبی (در ناحیه ارزویه) به سن ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین (منصف و همکاران، ۱۳۸۹) شاهدهی از شروع فرورانش اقیانوس نئوتتیس در این پهنه است. زمان فرورانش اقیانوس نئوتتیس مورد بحث‌های زیادی بوده است. به عقیده برخی از پژوهشگران، شروع فرورانش اقیانوس نئوتتیس در تریاس بالایی بوده است (Berberian and King, 1981; Ghasemi and Talbot, 2006; Arvin et al., 2007; Bagheri and Stampfli, 2008). این امر به تشکیل حاشیه فعال قاره‌ای و کمان ماگمایی ژوراسیک در زون سنندج- سیرجان منجر شده است (Ghasemi and Talbot, 2006; Rossetti et al., 2010). این فرورانش منجر به ایجاد حوضه‌های پشت کمان کرتاسه در شمال خرده قاره ایران مرکزی به نام اقیانوس سبزوار (Sengor et al., 1988; Richards and Sholeh, 2016) (شکل ۷-۱۱)، در جنوب و غرب آن اقیانوس فنوج (McCall, 1997) یا نائین و بافت (Bagheri and Stampfli, 2008) و در شرق این خرده قاره با تشکیل اقیانوس سیستان (Sengor et al., 1998) همراه بوده است. در پشت کمان ماگمایی سنندج- سیرجان، حوضه کششی پشت کمانی سبزوار- نائین در بخش بالایی صفحه فرورانش نئوتتیس در طی ژوراسیک بالایی- کرتاسه زیرین تشکیل شده که با فاز اصلی ماگماتیسم در زون سنندج- سیرجان همزمان بوده است (Agard et al., 2005; Omrani et al., 2008; Wilmsen et al., 2009; Rossetti et al., 2010؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۴؛ قاسمی و همکاران، در دست چاپ). زمان بسته شدن اقیانوس نئوتتیس نیز مورد بحث‌های زیادی بوده، بر اساس نظر برخی زمین‌شناسان بسته شدن نئوتتیس در زمان الیگوسن بالایی (Agard et al., 2005; Dargahi et al., 2010) و یا حتی میوسن (Azizi and Moin-Vaziri, 2009) صورت گرفته است. اما، بسته شدن پایانی

آن در طی زمان کرتاسه پایانی - پالئوسن (Stöcklin, 1974; Berberian and King, 1981) مورد توافق بیشتر زمین‌شناسان است.



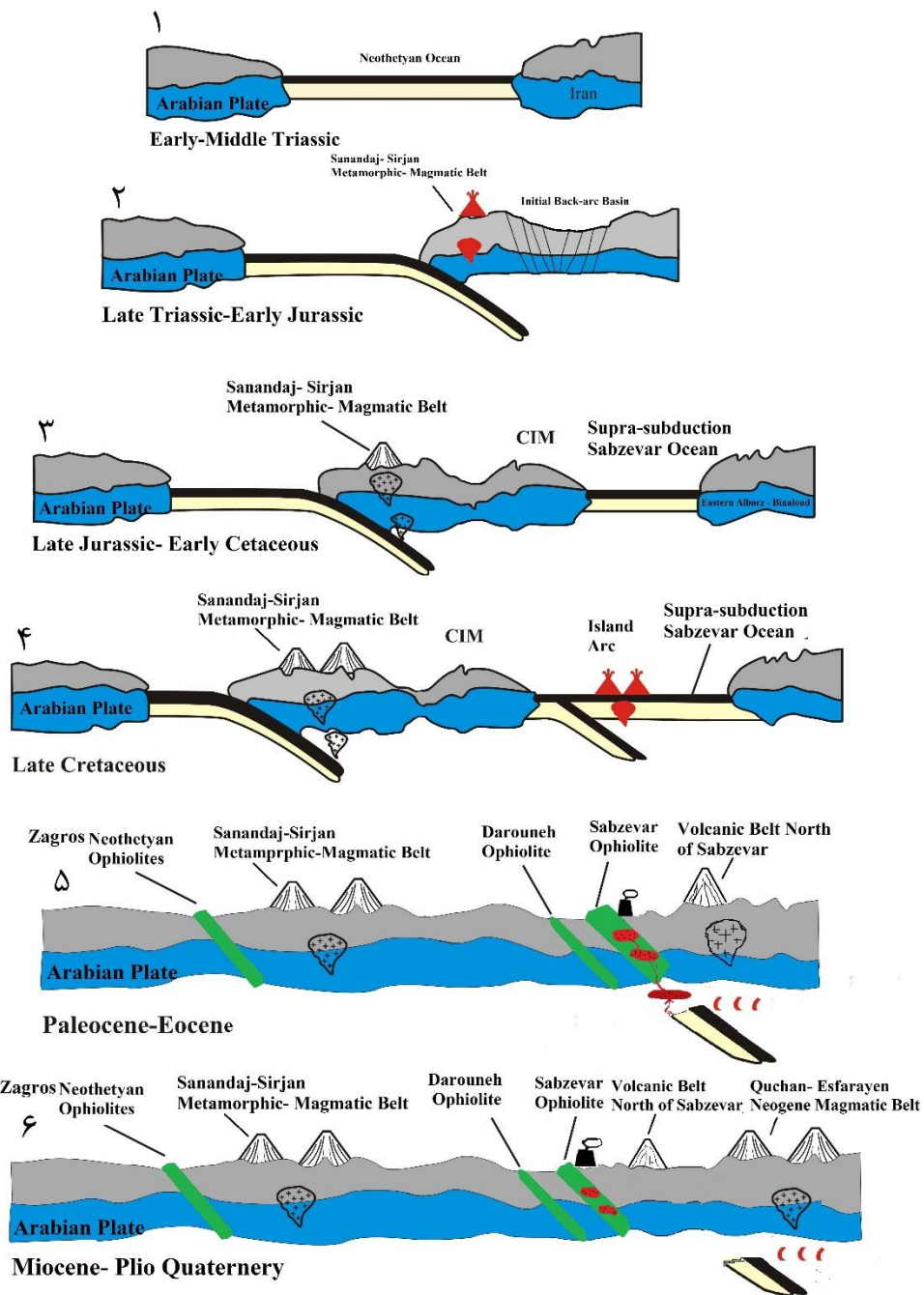
شکل ۷-۱۱- نقشه پالئوجغرافیایی ایران در کرتاسه بالایی (Richard and Sholeh, 2016).

پهنه سبزواری از شمال شرق توسط پهنه کپه‌داغ و رشته کوه‌های بینالود (بخش شرقی زون البرز) و از جنوب توسط گسل بزرگ کویر (درونه) دربر گرفته شده است. فعالیت‌های آتشفشانی در شمال شرق و مرکز ایران احتمالاً از طریق فرورانش لیتوسفر اقیانوسی سبزواری به عنوان شاخه شرقی نئوتتیس کنترل می‌شده است. باز و بسته شدن اقیانوس سبزواری با افیولیت ملانژهای سبزواری شناخته می‌شود. Stöcklin (1974) معتقد است که حداکثر بازشدگی حوضه سبزواری در کرتاسه رخ داده است. همچنین وی معتقد است که این حوضه در اثر فرورانش رو به شمال شاخه‌ای از اقیانوس نئوتتیس اصلی در اوایل ژوراسیک تشکیل شده است. از زمان ژوراسیک میانی تا کرتاسه زیرین محیط تکتونیکی کششی به شکل

اقیانوس‌هایی در اطراف خرده قاره ایران مرکزی مشخص می‌شود. این حادثه، گواه مشخصی برای وجود محیط دریایی عمیق در کرتاسه زیرین در ناحیه سبزوار است (Sengor, 1990). پژوهشگرانی که به مطالعات زمین‌شناسی در این پهنه پرداخته‌اند، مدل‌های ژئودینامیکی متفاوتی برای تحول حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار ارائه کرده‌اند (Agard et al., 2005; Ghasemi and Talbot, 2006; Omrani et al., 2008; Rossetti et al., 2010; Jamshidi et al., 2015؛ جمشیدی، ۱۳۹۳؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۴). در اکثر این مدل‌ها، به تشکیل حاشیه فعال قاره‌ای و کمان ماگمایی ژوراسیک در زون سنندج- سیرجان اشاره شده است (Ghasemi and Talbot, 2006; Rossetti et al., 2010). ماگماتیسم ناشی از همگرایی و جایگیری نهایی افیولیت‌های سبزوار به وسیله فعالیت‌های ماگمایی پس‌افیولیتی از ائوسن تا پلیوسن ادامه یافته است (Spies et al., 1983; Shojaat et al., 2003؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۸۹؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳؛ جمشیدی، ۱۳۹۴؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۴؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۴؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۴). جزایر کمانی جنوب باختر سبزوار با سرشت آهکی قلیایی- تولئیتی، در طی کرتاسه پسین با فرورانش به سمت شمال شاخه شمالی اقیانوس نئوتتیس (حوضه اقیانوسی سبزوار) به زیر ورقه بینالود (البرز شرقی) تشکیل شده‌اند. این کمان ماگمایی که در ابتدا (کرتاسه پسین) از نوع جزایر کمانی بوده است، با ادامه فرورانش و اتصال آن به لبه جنوبی منطقه البرز خاوری (بینالود)، به یک پهنه فرورانش حاشیه قاره تبدیل شده و سبب بروز فعالیت‌های ماگمایی با طبیعت آهکی قلیایی در زمان ترشیری و فعالیت‌های ماگمایی درون ورقه قاره‌ای در نئوژن و کواترنر شده است. گنبد‌های آداکیتی نوارهای ماگمایی شمال سبزوار (Jamshidi et al., 2015; Ghasemi and Rezaei, 2015; et al., 2003؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳ و ۱۳۹۴؛ جمشیدی، ۱۳۹۴) و جنوب قوچان- اسفراین (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ گردیده و همکاران، ۱۳۹۳) در دست چاپ) به عنوان فرآورده تحولی و تکاملی این کمان ماگمایی مطرح شده است.

براین اساس، مدل زمین‌ساختی زیر را می‌توان برای تشکیل سنگ‌های آذرین جنوب‌غرب سبزوار پیشنهاد کرد. الگوی ارائه شده، با مجموع داده‌ها و نتایج ژئوشیمیایی، سن‌سنجی و ایزوتوپی Sr-Nd همخوانی دارد.

(۱) وجود پهنه اقیانوسی گسترده نئوتتیس در طی تریاس زیرین- میانی در زاگرس. (۲) شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس زاگرس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین که با فعالیت‌های ماگمایی نوع کمانی در پهنه سنندج- سیرجان و کشش پشت کمانی در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی- جنوب البرز همراه بوده است (Balaghi et al., 2014; Hosseini et al., 2015; اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲؛ قاسمی و همکاران، در دست چاپ). (۳) تداوم فرورانش رو به شمال ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی در خلال ژوراسیک بالایی- کرتاسه پیشین که سبب بروز ماگماتیسم کمانی در زون سنندج- سیرجان و گسترش حوضه‌های اقیانوسی پشت کمانی سوپر سابداکشن نائین- سبزوار شده است. (۴) شروع بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی سبزوار- نائین و تشکیل جزایر کمانی مرتبط در خلال کرتاسه پسین. سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های گرانیتوئیدی جنوب‌غرب سبزوار در این زمان تشکیل شده‌اند. (۵) بسته شدن نهایی حوضه اقیانوسی سبزوار و بالازدگی ورقه اقیانوسی آن به شکل تیغه‌های افیولیتی نائین- بافت، درونه و شمال سبزوار و بروز ماگماتیسم گسترده کالکوالکالن کمان قاره‌ای در طی پالئوسن- ائوسن. (۶) تداوم فرورانش باقیمانده ورقه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار به زیر ورقه البرز شرقی (بینالود) و بروز ماگماتیسم آداکیتی میوسن- پلیوکواترنر در نوار ماگمایی قوچان- اسفراین (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ گردیده و همکاران، در دست چاپ) (شکل ۷-۱۲).



شکل ۷-۱۲- تصاویر نمادین از مدل زمین‌ساختی بروز ماگماتیسم کرتاسه بالایی در جنوب غرب سبزواری و ادامه آن تا پلیوسن- کواترنری در شمال سبزواری. (۱) تریاس زیرین- میانی، (۲) تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین، (۳) ژوراسیک بالایی- کرتاسه زیرین، (۴) کرتاسه بالایی، (۵) پائوسن- ائوسن، (۶) میوسن- پلیوکواترنری.

فصل هشتم

نتیجه‌گیری

نتیجه گیری

با توجه به مطالعات صحرائی، میکروسکوپی، ژئوشیمیایی، مایکروپروب، ایزوتوپی و سنسنجی انجام شده بر روی سنگ‌های آذرین جنوب غرب سبزوار، نتایج زیر قابل برداشت است:

۱- در لبه شمالی زون ایران مرکزی در جنوب غرب سبزوار، توالی ضخیمی از سنگ‌های آذرین-رسوبی کرتاسه پسین برونزد دارد. این توالی شامل انواع رسوبی، نفوذی، آتشفشانی و آذرآواری‌های وابسته (آگلومرا، برش و توف) هستند. سنگ‌های آتشفشانی شامل داسیت، ریولیت و تراکی‌آندزیت و نفوذی نیمه عمیق شامل گابرو، دیوریت، گابرو دیوریت و گرانیت (به صورت استوک‌های کوچک، دایک و سیل) هستند. وجود فسیل‌های شاخص از جمله گلوبوترونکانا (به سن کرتاسه پسین) در آهک‌های منطقه نشان‌دهنده سن کرتاسه پسین برای این مجموعه سنگی است.

۲- با انجام مطالعات سنگ‌شناسی مشخص گردید که بخش عمده‌ای از سنگ‌های توفی از زمینه ریزدانه تا شیشه‌ای تشکیل شده‌اند. مهمترین این توف‌ها شامل لیتیک توف، توف نازک لایه پیریت‌دار، توف ماسه‌ای و توف آندزیتی است. کوارتز و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌باشند. آمفیبول نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. کوارتز در صورتی که به صورت فنوکریست وجود داشته باشد، دارای حاشیه خلیجی می‌باشد. در بیشتر موارد این توف‌ها دارای شیشه فراوان می‌باشند که تبدیل به اکسید آهن شده است و ظاهری قرمز تا نارنجی به سنگ می‌دهد.

سنگ‌های داسیتی عمدتاً دارای بافت‌های فلسیتی پورفیری، گلمروپورفیری و میکرولیتی پورفیری هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده نمونه‌های داسیتی هستند که در زمینه‌ای ریزبلور از پلاژیوکلاز و کوارتز قرار دارند. در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز، آثار تجزیه به کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، کلسیت و سریسیت مشاهده می‌شود. بلورهای کوارتز اغلب دارای حالت گردشده و خلیج‌خوردگی و گاهی حاشیه واکنشی می‌باشند. پلاژیوکلاز و کوارتز از کانی‌های اولیه قابل تشخیص در سنگ‌های ریولیتی هستند. بافت کلی این سنگ‌ها پورفیری است. برخی از پلاژیوکلازها

دارای بافت غربالی و حالت خوردگی در حاشیه‌هاست. درشت بلورهای شکل‌دار کوارتز غالباً دارای خوردگی خلیجی شکل هستند. نمونه‌های تراکی‌اندزیتی دارای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن به صورت فنوکریست هستند که در زمینه‌ای از شیشه و میکروولیت‌های ریز پلاژیوکلاز قرار دارند. بافت گلومروپورفیری، پورفیری و غربالی از بافت‌های غالب در این سنگ‌ها می‌باشند. پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست‌های طویل شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، کانی اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. آثار جذب و تحلیل رفتگی همواره در بلورها به‌ویژه در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. کلینوپیروکسن‌ها به صورت سالم و خودشکل تا نیمه‌خودشکل و دارای ماکل دوتایی می‌باشند و در بیشتر موارد به صورت جمعی با پلاژیوکلاز و یا به تنهایی، بافت گلومروپورفیری تشکیل داده‌اند.

پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گابرویدیوریت‌ها و گابروها هستند و از کانی‌های فرعی و ثانویه آن‌ها می‌توان به آمفیبول، آپاتیت‌های سوزنی شکل، کانی‌های کدر، کلریت و سریسیت اشاره نمود. بافت این سنگ‌های دانه‌ای و در حاشیه پورفیری می‌باشد. پلاژیوکلاز اغلب نیمه-شکل‌دار تا شکل‌دار می‌باشد و اغلب دگرسانی ضعیفی را نشان می‌دهد. کلینوپیروکسن بیشتر به صورت بلورهای درشت خودشکل و گاهی نیز بلورهای کوچک و بدون دگرسانی دیده می‌شود. فراوانی کلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز در نمونه‌های گابرویدیوریتی کمتر و در گابروها بیشتر است. دیوریت‌ها از نظر کانی‌شناختی دارای پلاژیوکلاز و آمفیبول به عنوان کانی‌های اصلی هستند. درشت بلورهای آمفیبول در این سنگ‌ها اغلب به صورت دوکی و منشوری‌شکل با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای و با داشتن دو سیستم رخ غیرعمود به راحتی قابل تشخیص هستند. بلورهای آمفیبول از نوع هورنبلند سبز می‌باشند و اغلب حاوی اذخال‌هایی از پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر هستند. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و با ابعاد متوسط تا ریزدانه دیده می‌شوند و برخی از آنها در اثر دگرسانی، سریسیتی شده‌اند. بافت این سنگ‌ها معمولاً دانه‌ای و در حاشیه‌ها از نوع پورفیری است. گرانیتهای اغلب دارای بافت دانه‌ای متوسط تا درشت‌دانه بوده و به‌طور گسترده، بافت گرافیکی نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی

فلدسپار، کانی‌های اصلی سنگ‌های گرانیتی هستند. از کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها می‌توان به آمفیبول، کلینوپیروکسن، آپاتیت، سربیسیت، کلریت و اپیدوت اشاره کرد.

۳- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی بلور آمفیبول (۴۰ نقطه آنالیز)، بلور پلاژیوکلاز (۲۰۰ نقطه آنالیز) و بلور کلینوپیروکسن (۲۲۰ نقطه آنالیز) صورت پذیرفت. بر این اساس، آمفیبول‌های انتخابی در سنگ‌های دیوریتی و گرانیتی از نوع آمفیبول‌های کلسیک با منشأ آذرین و دارای طیف ترکیبی هورنبلند منیزیم‌دار و چرماکیت هستند. ترکیب پلاژیوکلازها از آلبیت در واحدهای ریولیتی تا بیتونیت در واحدهای گابرویدیوریتی متغیر است. کلینوپیروکسن انتخابی از سنگ‌های داسیتی، تراکی‌آندزیتی، گابرویی و گابرویدیوریتی دارای ترکیب اوژییتی و بدون منطقه‌بندی هستند.

۴- ترکیب شیمی کانی کلینوپیروکسن بیانگر ماهیت کالک‌آلکان تا تولییتی ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار است. نمودارهای اکسیدهای عناصر منیزیم، تیتانیوم، آلومینیم، منگنز و کلسیم در مقابل عدد منیزیم کانی کلینوپیروکسن نمونه‌های مورد بررسی عمدتاً از یک روند خطی تبعیت می‌نمایند. این امر می‌تواند نشان دهنده هم منشأ بودن ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار باشد.

۵- به طور کلی نتایج حاصل از دما و فشارسنجی بر روی کلینوپیروکسن بیانگر دمای تبلور بین ۱۰۷۰ تا ۱۱۳ درجه سانتی‌گراد برای سنگ‌های داسیتی و تراکی‌آندزیتی و برای سنگ‌های گابرویی و گابرویدیوریتی ۱۰۷۰ تا ۱۱۳۰ است. از طرفی دیگر، فشار تشکیل کانی کلینوپیروکسن سنگ‌های داسیتی، تراکی‌آندزیتی، گابرویی و گابرویدیوریتی در محدوده کمتر از ۵ کیلوبار را برای آنها نشان می‌دهد. نتایج فشارسنجی بر روی آمفیبول حاکی از تبلور آنها در فشار ۴/۲ کیلوبار در سنگ‌های دیوریتی است.

۶- بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی کرتاسه پسین جنوب‌غرب سبزوار به ترتیب در محدوده ریولیت، داسیت، تراکی‌آندزیت و گابرو، گابرویدیوریت، دیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند. تمامی نمونه‌های آذرین منطقه دارای ماهیت کالک‌آلکان تا تولییتی می‌باشند. الگوی تغییرات عناصر

اصلی، عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار بیانگر وجود یک منشأ ماگمایی مشترک برای سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین جنوب غرب سبزواری و نقش مهم تبلور تفریقی در تحول ماگمای سازنده آنها است. نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای بهنجار شده به کندریت دارای الگوی تقریباً مسطحی از REE می‌باشند. در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، نمونه‌ها از عناصری همچون K, Pb, U و Ba غنی‌شدگی و از عناصر Nb, Ti, Ta, Th و Zr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. با توجه به نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزواری، دارای همخوانی ژئوشیمیایی قابل توجهی هستند و ماگمای سازنده آنها از یک منبع گوشته‌ای یکسان در یک محیط فرورانش نشأت گرفته است.

۷- نتایج سن‌سنجی U-Pb بر روی دانه‌های زیرکن جدا شده از ۵ نمونه سنگی از نمونه‌های درونی و بیرونی جنوب غرب سبزواری از همخوانی بسیار نزدیکی برخوردار هستند و محدوده سنی بین ۱۰۲ تا ۹۸ میلیون سال برای بیرونی‌ها و ۸۵ تا ۷۵ میلیون سال (کرتاسه بالایی) برای نفوذی‌ها به دست آمده است.

۸- مطالعات پتروژنزی و تعیین محیط زمین‌ساختی بر اساس ترکیب شیمی‌کانی و سنگ‌کل بیانگر تشکیل سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزواری در جزایر کمانی مرتبط با فرورانش است. از نظر ایزوتوپی، نسبت اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌های آذرین بیرونی (داسیت، ریولیت و تراکی آندزیت) و درونی (گابرو دیوریت، دیوریت و گرانیت) منطقه مطالعاتی به ترتیب بین ۰/۶۹۵ - ۰/۷۰۶۱ و ۰/۷۰۴۲ - ۰/۷۰۵۹ متغیر است. نسبت اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در سنگ‌های آذرین بیرونی منطقه مطالعاتی بین ۰/۵۱۲۹۳ - ۰/۵۱۳۰۱ و در سنگ‌های آذرین درونی بین ۰/۵۱۲۹۲ - ۰/۵۱۲۹۷ و ϵNd تمام نمونه‌های آذرین ۵/۸۱+ تا ۷/۳۸+ می‌باشد. نسبت‌های ایزوتوپی اولیه Sr و Nd همه نمونه‌ها بسیار مشابه است و نشان می‌دهد که این سنگ‌های درونی و بیرونی هم‌منشأ هستند و از مذاب‌های مادر یکسانی طی فرآیندهای تفریق ماگمایی مانند تفریق بلوری تشکیل شده‌اند. نبود انطباق بین میزان نسبت‌های ایزوتوپی و افزایش سیلیس در سنگ‌های آذرین کرتاسه بالایی جنوب غرب سبزواری، دلیل بر عدم وجود

آغستگی پوسته‌ای قابل توجهی می‌باشد. علاوه بر نمودارهای ژئوشیمیایی، مقادیر نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار نیز تأیید کننده نوع I گرانیتوئیدهای منطقه مطالعاتی است. بررسی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی تأیید کننده یک گوشته تهی شده برای ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه می‌باشند. همان گونه که ذکر شد در نمودارهای به‌هنجار شده به کندریت، نمونه‌های مورد بررسی دارای الگوی سطحی از REE و بدون غنی‌شدگی مشخص از LREE می‌باشند که بیانگر نبود گارنت در گوشته محل منبع ماگمای تولید کننده آن‌ها است. علاوه بر این، در نمودارهای ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین جنوب غرب سبزوار در محدوده نزدیک به منحنی ذوب اسپینل لرزولیت تصویر می‌شوند.

۹- شواهد ژئوشیمیایی همگی حاکی از تولید ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین جنوب غرب سبزوار در یک محیط فرورانش جزیره کمانی در خلال فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار در طی کرتاسه پسین می‌باشد. در نتیجه فرورانش به سمت شمال شرقی اقیانوس نئوتتیس در تریاس بالایی در حوضه زاگرس، ماگماتیسیم کمانی ژوراسیک در زون سنندج- سیرجان رخ داده و حوضه کششی پشت کمانی سوپرا سابداکشن سبزوار ناشی از فرورانش نئوتتیس در ورقه ایران مرکزی در مناطق سبزوار- نائین ایجاد شده است. جزایر کمانی جنوب غربی سبزوار با سرشت کالک‌آلکالن- تولئیتی، در طی کرتاسه پسین با فرورانش به سمت شمال شاخه شمالی اقیانوس نئوتتیس (حوضه اقیانوسی سبزوار) به زیر ورقه بینالود (البرز شرقی) تشکیل شده‌اند. این کمان ماگمایی که در ابتدا (کرتاسه پسین) از نوع جزایر کمانی بوده است، با ادامه فرورانش و اتصال آن به لبه جنوبی منطقه البرز شرقی (بینالود)، به یک پهنه فرورانش حاشیه قاره تبدیل شده و سبب بروز فعالیت‌های ماگمایی با طبیعت کالک‌آلکالن در زمان ترشیری و فعالیت‌های ماگمایی درون ورقه قاره‌ای در نئوژن و کواترنر شده است. گنبد‌های آداکیتی نوارهای ماگمایی شمال سبزوار به عنوان فرآورده تحولی و تکاملی این کمان ماگمایی مطرح شده است.

منابع:

- ابتهاج م، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی منطقه غرب بند هزارچاه"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اصغرزاده ز، (۱۳۹۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی منطقه دلبر"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- افتخارنژاد ج، آقابات‌ی ع، حمزه‌پور، ب و بارویانت و، (۱۳۵۴) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بداخشان ق. و بنی‌آدم ف، (۱۳۷۷) "گزارش مطالعات اکتشافی چکشی در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بلاغی اینالو، مریم، (۱۳۹۳)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی -آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب‌خاور شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- تقی‌زاده س، (۱۳۹۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار منگنز ذاکری، جنوب‌غرب سبزوار"، زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- جعفریان، م و جلالی، ع. (۱۳۷۷)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ششتمد"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- جمشیدی خ، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های آداکیتی شمال باشتین، سبزوار"، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- جمشیدی خ، قاسمی ح. و صادقیان م، (۱۳۹۳)، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آداکیتی سیلیس بالای پساافیولیتی سبزوار" **پترولوژی**، شماره ۵، دوره ۱۷، ص، ۵۱-۶۸.
- جمشیدی خ، قاسمی ح. و میائو ل، (۱۳۹۴) "سن سنجی U-Pb و تعیین ترکیب منشأ گنبد‌های آداکیتی پساافیولیتی سبزوار" **پترولوژی**، شماره ۶، دوره ۲۳، ص، ۱۲۱ - ۱۳۸.
- حسینی‌نژاد س، (۱۳۸۷)، "پایان نامه کارشناسی ارشد: کانی‌شناسی، آلتراسیون، ژئوشیمی و کانی‌سازی در بخش شرقی معدن هلاک‌آباد (جنوب سبزوار) با نگرشی بر اکتشاف مس پورفیری"، دانشگاه فردوسی مشهد.

- حسینی سیدحسین، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوب خاور شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- صادقی ع، (۱۳۹۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی اسبکشان"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- طاشی م، (۱۳۹۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی پیدایش کانسارهای مس- نقره گرماب پایین و اسبکشان، منطقه خارتوران، جنوب‌شرق شاهرود"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- طاشی م، موسیوند ف. و قاسمی ح، (۱۳۹۵) "الگوی رخداد کانه‌زایی مس طبیعی در سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد مس- نقره گرماب پایین، جنوب‌شرق سبزوار" فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۱۰، دوره ۴۰، ص، ۸۹ - ۱۰۵.
- طاشی م، موسیوند ف. و قاسمی ح، (۱۳۹۶) "کانه‌زایی مس- نقره سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد نوع بشی در توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین: مثال موردی کانسار گرماب پایین: جنوب‌شرق شاهرود" زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۹، دوره ۱، ص، ۲۱۳ - ۲۳۳.
- غفرانی ح، پورمعافی م. و قربانی م، (۱۳۸۵)، "پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین در محور خاروانا- نوجه مهر (شمال‌شرق تبریز)"، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- قاسمی ح، اللهیاری س. و طاهری ع، (۱۳۹۲) "موقعیت چینه‌شناختی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی- رسوبی عباس‌آباد، شمال شرق شاهرود" پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب- شناسی، شماره ۱، ص، ۲۵ - ۴۲.
- قاسمی ح، رستمی م. و صادقیان م، (۱۳۹۶) "ماگماتیسم بازی در حوضه کششی پشت‌کمانی ژوراسیک زیرین - میانی در لبه شمالی پهنه‌های ایران مرکزی- جنوب البرزخاوری، شاهرود - دامغان" فصلنامه علوم زمین، در دست چاپ.
- قاسمی ح، صادقیان م، خانعلیزاده ع. و تنها ع، (۱۳۸۹) "سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن تابش سنجی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوژن، جنوب قوچان" مجله بلوشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳، دوره ۱۸، ص، ۳۷۰ - ۳۴۷.
- قورچی م، کریم‌پور م، فارمر ج. و استرن ج، (۱۳۹۳) "زمین‌شناسی، دگرسانی، سن‌سنجی و پتروژنز توده‌های نفوذی منطقه اکتشافی هلاک‌آباد (شمال‌شرق ایرن)" زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۶، دوره ۱، ص. ۲۳ - ۴۸.

قورچی م، کریم پور م. و نصرآبادی خ، (۱۳۹۲) "تعیین سن، منشأ و جایگاه تکتونیک توده‌های نفوذی جنوب سبزوار" پتروولوژی، شماره ۳، دوره ۱۸، ص. ۱-۲۰.

کاظمی ز، قاسمی ح و موسیوند ف، (۱۳۹۴)، "ماگماتیسم کرتاسه پسین در لبه شمالی زون ایران مرکزی، جنوب غرب سبزوار"، نوزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص. ۴۰۴ - ۴۱۳.

کهنسال ر، مدح ل، ذوافقاری س، قهرایی پور م، جعفری ا، الله‌مددی ش، کیهانی ی، نوروزی م، محتاط ت. و بهرامنش م، (۱۳۸۶)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مری (اسبکشان)"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

کریم پور ر، آذرنیوند م. و مشهدی ح، (۱۳۸۳) "مطالعه پوشش گیاهی بر اساس دینامیک تپه‌های ماسه‌ای خارتوران"، مجله بیابان، جلد ۹، شماره ۳، ص. ۱۷۲-۲۹۲.

گردیده س، قاسمی ح. و صادقیان م، "زمین شیمی، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd و سن سنجی U-Pb گنبد‌های آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان-اسفراین، شمال شرق ایران" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، در دست چاپ.

مسعودی م، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار منگنز بنسیرد در جنوب غرب سبزوار"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تحقیقات.

مغفوری س، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی مس در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار، با تأکید بر کانسار نوده"، زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس.

نصرالهی ع، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی منگنز در توالی آتشفشانی-رسوبی کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار، با تأکید بر کانسار منگنز نوده"، دانشگاه صنعتی شاهرود.

نوایی، ا، صالحی‌راد م. و مجیدی ب، (۱۳۶۶)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

وحدتی دانشمند ف. و سعیدی ع، (۱۳۷۷) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

وطن‌پور ح، خاکزاد ا. و قادری م، (۱۳۸۸)، "کاربرد عناصر گروه پلاتین (PEG) در اکتشاف و ارزیابی اقتصادی در کانسارهای کرومیت نوار افیولیتی سبزوار" **فصلنامه علوم زمین**، شماره ۱۸، دوره ۷۱، ص ۹-۱۲.

وهایی‌مقدم ب، (۱۳۷۴)، "مطالعه پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در جنوب نائین"، نخستین همایش علمی سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران.

References:

- Abbott R.N. (1985) "Muscovite-bearing granites in the AFM liquids projection". **Can. Mineral**, 23, 553-561.
- Abdollah S.A., Said A.A. and Visona D. (1997) "New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Berbera Shiikh (North Somalia)" **J. of African Earth sciences**, 23, 303-373.
- Agard P., Omrani J., Jolivet L. and Mouthereau F. (2005) "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation" **International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)**, 94, 401-419.
- Alaminia Z., Karimpour M.H., Homam M. and Finger F. (2013) "The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications" **International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)**, 102, 1603-1625.
- Alavi-Tehrani N. (1996) "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran" **Journal of Geodynamics**, 21, 1-33.
- Alavi-Tehrani N., (1976), PhD. thesis, "Geology and petrography in the ophiolite rang NW of Sabzevar (Khorasan/Iran)", The University of Saarbrucken, German.
- Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F. and Mitchell J.G. (2000) "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey" **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 102, 67-95.
- Aldanmaz E., Yalınız M.K., Güçtekin A. and Göncüoğlu M.C. (2008) "Geochemical characteristics of mafic lavas from the Tethyan ophiolites in western Turkey: implications for heterogeneous source contribution during variable stages of ocean crust generation" **Geol. Mag**, 145, 37-54.

- Andersen T. (2002) "Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report Pb-204" **Chemical Geology**, 192 (1-2), 59-79.
- Anderson J.L. and Smith D.R. (1995) "The effects of temperature and fO_2 on the Al-in hornblende barometer" **American Mineralogist**, 80, 549–559.
- Aoki K. and Shiba I. (1973) "Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan" **Lithos**, 6, 41–51.
- Aoki K. and Shiba I. (1973) "Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome - gata Japan" **Lithos**, 6, 41-51.
- Aragon E., Gonzalez P., Yolanda E., Cavarozzi A.C., Llambias E. and Rivalenti G. (2003) "Thermal divide andesites–trachytes, petrologic evidence, and implications from Jurassic north Patagonian massif alkaline volcanism" **Journal of South American Earth Sciences**, 16, 91–103.
- Arvin M. and Shokri E. (1997) "Genesis and eruptive environment of basalts from the Gogher ophiolitic mélange, southwest of Kerman, Iran" **Ofioliti**, 22, 175–182.
- Arvin M., Pan Y., Dargahi S., Malekizadeh A. and Babaei A. (2007) "Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction" **Journal of Asian Earth Sciences**, 30, 474-489.
- Asiabanha A. and Foden J. (2012) "Post -collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges , N-Iran" **Lithos**, 148, 98–111 .
- Azer M.K. (2007) "Tectonic significance of Late Precambrian calc-alkaline and alkaline magmatism in Saint Katherina area, southern Sinai Egypt" **Geologica Acta**, 5, 255–272.
- Azizi H. and Moinevaziri H. (2009) "Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran" **Journal of Geodynamics**, 47, 167–179.
- Azizi H. Jahangiri A. (2008) "Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran" **Journal of Geodynamics**, 45, 178-190.

- Bagas L., Bierlein F.P., Anderson J.A.C. and Maas R. (2010) "Collision-related granitic magmatism in the Granites-Tanami orogen, Western Australia" **Precambrian Research**, 177, 212-226.
- Bagheri S. and Stampfli G.M. (2008) "The Anarak, Jandaq and Poshte-Badam metamorphic complex in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications" **Tectonophysics**, 451, 123–155.
- Balaghi M., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H. and Mohajjel M. (2014) "Zircon U-Pb, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implication for Neoproterozoic geodynamic evolution of Central Iran" **Journal of Asian Earth Sciences**, 92, 92-124.
- Barbieri M. and Wue T.W. (2002) "Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the island of Panarea: implications for mantle evolution beneath the Aeolian island arc (southern Tyrrhenian sea) " **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 115, 367-395.
- Baroz F., Macaudiere J., Montigny R., Noghreyan M., Ohnenstetter M. and Rocci G. (1983) "Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions" report 51, Geological Survey, 205-237.
- Bauman A., Spies O. and Lensch G. (1983) "Strontium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran" Final report, Geology Survey of Iran, Report number 51.
- Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B. and Zeda O. (1989) "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator" **Chemical Geology**, 77, 165-182.
- Berberian F., Muir I.D., Pankhurst R. J. and Berberian M. (1982) "Late Cretaceous and Early Miocene Andean- type plutonic activity in northern Makran and Central Iran" **Journal of geology Society**, 139, 605-614.

- Berberian M. and Berberian M. (1981) "Tectono- plutonic episodes in Iran. In: Zagroz– Hindu Kush– Himalaya Geodynamic Evolution" American Geophysical Union & Geological Society of America, Washington, 5–32.
- Berberian M. and King G.C.P. (1981) "Toward a paleogeography and tectonic evaluation of Iran" **Canadian journal of Earth Science**, 5, 101-117.
- Best G. (2003) "**Igneous and metamorphic petrology**", 729 pp.
- Blundy J. and Cashman K. (2001) "Ascent-driven crystallization of dacite magmas at 364 Mount St Helens" **Contributions to Mineralogy & Petrology**, 140, 631-650.
- Blundy J. and Cashman K. (2005) "Rapid decompression-driven crystallization 362 recorded by melt inclusions from Mount St Helens volcano" **Geology**, 33, 793-796
- Brown G.C., Thorpe R.S. and Webb P.C. (1984) "The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources" **Journal of Geological Society**, 141, 413–426.
- Brown M. (2001) "Orogeny, migmatites and leucogranites: a review" **Proc ,Indian Acad, Sci, (Earth Planet. Sci)**, 110, 313-336.
- Budkewitsch P., Robin P.Y. (1994) "Modeling the evolution of columnar joints" *J. Volcanol. Geotherm. Res*, 59, 219-239.
- Cabanis B. and Lecolle M. (1989) "The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination" **Comptes Rendus de l'Academie des Sciences**, 309, 2023-2029 (in French with an English abstract).
- Carn S.A. and Pyle D.M. (2001) "Petrology and geochemistry of the Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: primitive Sunda arc magmas in an extensional tectonic setting?" **J. Petrol**, 42, 1643-1683.
- Castillo P.R., Rigby S.J. and Solidum R.U. (2007) "Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the southern Sulu Arc, southern Philippines" **Lithos**, 97, 271 –288.

- Chang Z.S., Vervoort J.D., McClelland W.C. and Knaack C. (2006) "U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS" **Geochemistry Geophysics Geosystems**, 7.
- Chappell B.W. and White A.J.R. (1974) "Two contrasting granite types" **Pacific Geology**, 8, 173–174.
- Chappell B.W. and White A.J.R. (1974) "Two contrasting granite types" **Pacific Geology**, 8, 173-174.
- Chappell B.W. and White A.J.R. (2001) "Two contrasting granite types" **Australian Journal of Earth Sciences**, 48, 489-499.
- Chiu H.Y., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Khatib M.M. and Iizuka Y. (2013) "Zircon U- Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny" **Lithos**, 162-163, 70-87.
- Clarke D. B. (1992) "**Granitoid rocks**" Chapman and Hall, London.
- Class C., Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H. (2000) "Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc" **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, 1, 1004.
- Coban H. (2007) "Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension related provinces: A comparison between Eastern, Central and Western Anatolia" **Earth- Science Reviews**, 80, 219-238.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R. and Chappell B.W. (1982) "Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia" **Contrib Mineral Petr**, 80,189-200.
- Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Gregoire M., O'Reilly S.Y. and Powell W. (2007) "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle" **Lithos**, 99, 68–84.
- Condie K.C. (1989) "Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean–Proterozoic boundary: identification and significance" **Lithos**, 23, 1–18.
- Condie K.C. (2005) "High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?" **Lithos**, 79, 491-504.

- Dai J., Wang Ch., Hebert R., Li Y., Zhong H., Guillaume R., Bezard R. and Wei Y. (2011) “Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Zangbo Zone: Remnants of the Paleo-Tethys?” **Gondwana Research**, 19, 232-243.
- Dargahi S., Arvin M., Pan Y. and Babaei A. (2010) “Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh – Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian– Eurasian continental collision” **Lithos**, 115, 190 – 204.
- Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J. (1991) “**An Introduction to the Rock Forming Minerals**” Longman, London, 528.
- DePaolo D.J. and Wasserburg G.J. (1976) “Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ” **Geophys. Res. Lett**, 3, 743–746.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kazmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbertshikov I.M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J. C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J., P. and Biju-Duval B. (1986) “Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias, in: Evolution of the Tethys (J. Aubouin, X. Le Pichon, and S. Monin, eds.)” **Tectonophysics**, 123, 241-315.
- Devine J.D., Murphy M.D. and Rutherford M.J. (1998) “Petrologic evidence for pre-eruptive pressure–temperature conditions, and recent reheating, of andesitic magma erupting at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat” **Geophysical Research Letters**, 25, 3669–3672.
- Dilek Y. and Furnes H. (2009) “Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems” **Lithos**, 113, 1–20.
- Donaldson C.H. and Henderson C.M.B. (1988) “A new interpretation of round embayments in quartz crystals” **Mineralogical Magazine**, 52, 27–33.
- Elliott T., Plank T., Zindler A., White W. and Bourdon B. (1997) “Element transport from slab to volcanic front at the Mariana Arc” **Journal of Geophysical Research**, 102 (B 7), 997 –15019.
- Escuder-Viruete J., Castillo-Carrión M. and Pérez-Estaún A. (2014) “Magmatic relationships between depleted mantle harzburgites, boninitic cumulate gabbros

and subduction-related tholeiitic basalts in the Puerto Plata ophiolitic complex, Dominican Republic: implications for the birth of the Caribbean island-arc” **Lithos**, 196, 261–280.

Escuder-Viruete J., Pérez-Estaún A., Booth-Rea G. and Valverde-Vaquero P. (2011) “Tectono metamorphic evolution of the Samaná complex, northern Hispaniola: implications for the burial and exhumation of high-pressure rocks in a collisional accretionary wedge” **Lithos**, 125, pp 190–210.

Faure G. and Mensing T.M. (2005) “Isotopes. Principles and Applications” 3rd Edition. John Wiley and Sons, New York. ISBN 0-471-38437-2.

Fürsich F.T., Wilmsen M., Seyed-Emami K. and Majidifard M.R. (2009) “The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin” **Geological Society, London, Special Publications**, 312 (1), 189-203.

Garcia M.O. and Jacobson S.S. (1979) “Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas” **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 69, 319-327.

Ghasemi A. and Talbot C. J. (2006) “A new tectonic scenario for the Sanandaj– Sirjan Zone (Iran)” **Journal of Asian Earth Science**, 26, 693-683.

Ghasemi H. and Rezaei-Kahkhaei M. (2015) “Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran” **Mineralogy and Petrology**, 109(2), 235-252.

Gill J.B. (1981) “**Orogenic andesites and plate tectonics**” Springer, New York, Springer-Verlag, 390 pp.

Goa J.F., Zhou M.F., Robinson P., Wang Ch., Zhao J. and Malpas J. (2014) “Magma mixing recorded by Sr isotopes of plagioclase from dacites of the Qua-ternary Tengchong volcanic field, SE Tibetan Plateau” **Journal of Asian Earth Sciences**, 52, 234-286.

Golonka J. (2004) “Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic” **Tectonophysics**, 381, 235-273.

- Hammarstrom J.M. and Zen E-an. (1986) "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer" **American Mineralogist**, 71-1297-1313.
- Harangi S., Downes H., Thirlwall M. and Gmeling K. (2007) "Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene Calc-alkaline Volcanic Rocks in the Western Carpathian Arc, Eastern Central Europe" **Journal of Petrology**, 48, 2261- 2278.
- Harker A. (1990) "**The natural history of igneous rocks**" Methuen, London.
- Hatzfeld D., Molnar P. (2010) "Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan Plateaus and geodynamic implications" **Reviews of Geophysics**, 48, 1-48.
- Hawkesworth C.J., Allagher K., Hergt J.M. and McDermott F. (1993) "Mantle slab contributions in arc magmas" **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, 21, 175-204.
- Hawkesworth C.J.M., Hergt R.M. and McDermott F. (1991) "Element fluxes associated with subduction related magmatism, Phil" **Trans. R. Soc. London**, 335, 393-405.
- He Y., Zhao G., Sun M. and Wilde S.A. (2007) "Geochemistry, isotope systematics and
- Helz R.T. (1973) "Phase relationships of basalts in their melting range at $p_{H_2O} = 5\text{ kb}$ as a function of oxygen fugacity" **Journal of Petrology**, 14, 249-302.
- Hollister L.S., Grissom G.e., Peters E.K., Stowell H.H. and Sisson V.R. "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons" **American Mineralogist**, 72(1987), 231-239.
- Hosseini S.H., Sadeghian M., Zhai M.G. and Ghasemi H. (2015) "Petrology, geochemistry and zircon U-Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana" **Chemie Der Erde-Geochemistry** 75 (2), 207 –218.
- Housh T.B. and Luhr J.F. (1991) "Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems". **American Mineralogist**, 76, 477–492.
- Irvine T. and Baragard W.R.A. (1971) "A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks" **Canadian Journal of earth Science**, 8, 523-548.

- Jakes P. and Gill A.J.R. (1972) "Major and trace abundances in volcanic rocks of orogenic area" **Bulletin of Geological Society of America**, 83, 123-149.
- 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" **Solid Earth**, 6, 49–72.
- Jimenez-Munt I., Fern`andez M., Saura E., Verges J. and Garcia-Castellanos D. (2012) "3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia-Eurasia ED collision (Iran)" **Geophysical Journal International**, 190, 1311-1324.
- Johnson M.C. and Rutherford M.J. (1989) "Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks" **Geology**, 17, 837–841.
- Jung M., Mrzger K. and Hoernes S. (2003) "Petrology of basement-dominated terranes: II. Contrasting isotopic (Sr, Nd, Pb and O) signatures of basement-derived granites and constraints on the source region of granite (Damara orogen, Namibia)" **Chemical Geology**, 199, 1-28.
- Juteau T. and Maury R. (1997) "Geologie de la Croute oceanique- petrologie et dynamique endogene" Masson, Paris.
- Karen R., Thomas A. and Thomas W. (2002) "Origin and emplacement of the andesite of Burroughs Mountain, a zoned, Large volume lava flow at Mount Rainier, Washington, USA" **Research**, 119, 275-296.
- Kattenhorn S.A. and Schaefer C.J. (2004) "Characterization and evolution of fractures in low-volume pahoehoe lava flows, eastern Snake River Plain" *Idaho GSA Bulletin*, 116 (3-4), 322-336.
- Kepezhinkas P., Defant M.J. and Drummond M.S. (1996) "Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths" **Geochemica et Cosmochemica Acta**, 60, 1217- 1229.
- Kerr A.C., Aspden J.A., Tarney J. and Pilatasig L. (2002) "The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constrains" **Journal of the Geological Society of London**, 159, 577-594.

- Kretz, R. (1983) "Symbols for rock forming minerals" **American Mineralogists**, 68, 277 - 279.
- Khalatbari M., Babaie H. and Gani M. (2013) "Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran" **Journal of Asian Earth Sciences**, 70–71, 209–230.
- Khan M.S., Smith T.E., Raza M. and Huang J. (2005) "Geology, Geochemistry and tectonic significance of mafic- ultramafic rocks of Mesoproterozoic Phulad ophiolitic suite of south Delhi Fold Belt, NW Indian Shield" **Gondwana Research**, 8, 553- 566.
- Koglin N., Dimitrios K. and Thomas R. (2009) "The Lesvos mafic–ultramafic complex, Greece, ophiolite or incipient rift?" **Lithos**, 108, 243-261.
- Kretz R. (1983) "Symbols for rock forming minerals" **American Mineralogists**, 68, 277 - 279.
- Kushiro I. (1960) "Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks" **American Journal of Science**, 258, 548-554.
- Le Bas M. J. (1962) "The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage" **American Journal of Science**, 260, 267-288.
- 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" **Journal Petrology**, 27(3), 375 – 750.
- Le Terrier J., Maury C.R., Thonon P., Girard D. and Marchal M. (1982) "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series" **Earth Planetary Science Letter**, 59, 139-154.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W. and Youzhi G. (1997) "Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names" **American Mineralogist**, 82, 1019–1037.

- Lensch G. (1980) "Major element geochemistry of the ophiolites in northeastern Iran, in: Ophiolites, Proceedings Intern. Ophiolite Symposium, Cyprus 1979", edited by: Panayotou, A." Geological Survey Department, Cyprus, 398-401.
- Letterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D. and Marchal M. (1982) "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleovolcanic series" **Earth and Planetary Science Letters**, 59, 139-154.
- Letterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D. and Marchal M. (1982) "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series" **Earth and Planetary Science Letters**, 59, 139–54.
- Lezzi G., Mollo S., Ventura G., Cavallo A., Romano C. (2008) "Experimental solidification of anhydrous latitic and trachytic melts at different cooling rates: the role of nucleation kinetics" **Chemical Geology**, 253, 91-101.
- Lindenberg H.G., Gorler K. and Ibbeken H. (1983) "Stratigraphy, structure and orogenic evolution of the Sabzevar zone the area of Oryan Khorasan, NE ,Iran" GSI, Rep. NO. 51, pp 120-142.
- Lindsley D.H. (1983) "Pyroxene thermometry" **American mineralogists**, 68, 477 - 493.
- Ma L., Jiang S., Hou M., Dai Jiang Y., Yang T., Zhao K., Wie P., Zhu Z. and Xu B. (2014) "Geochemistry of early Cretaceous calc-alkalin lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China craton" **Gondwana research**, 25, 859-872.
- Maghfouri S., Rastad E., Mousivand F., Lin Y. and Zaw Kh. (2016) "Geology, ore facies and sulfur isotopes geochemistry of the Nudeh Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southwest Sabzevar basin, Iran" **Journal of Asian Earth Sciences**, 125, 1-21.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F. and Champion D. (2005) "An overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution" **Lithos**, 79, 1-24.
- Mashima H. (2004) "Time scale of magma mixing between basalt and dacite estimated for the Saga-Futagoyama volcanic rocks in northwest Kyushu, southwest Japan" **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 131, 333- 349.

- McCall G.J.H. (1997) “The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran” **Journal of Asian Earth Sciences**, 15, 517 – 531.
- McPhie J., Doyle, M. and Allen, R. (1993) “Volcanic Textures: a Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks” University of Tasmania Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, Hobart. 198 pp.
- McQuarrie N., Stock J.M., Verdel C. and Wernicke B.P. (2003) “Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions” **Geophysical Research Letters**, 30 (20), 2036.
- Melluso L., Barbieri M. and Beccaluva L. (2004) “Chemical evolution, petrogenesis, and regional chemical correlations of the flood basalt sequence in the central Deccan Traps, India” **Journal of Earth System Science**, 113, 587–603.
- Meng L., Li Zh., Chen H., Li X. and Wang X. (2012) “Geochronological and geochemical results from Mesozoic basalts in southern South China Block support the flat-slab subduction model” **Lithos**, 132-133, 127-140.
- Middlemost E.A.K. (1985) “Magmas and magmatic rocks” Longman, London.
- Moore J.G. (1970) “Water content of basalt erupted on the ocean floor” **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 28, 272-279.
- Morata D. and Aguirre L. (2003) “Extensional lower Cretaceous volcanism in the coastal range (29°20' _ -30°S), Chile: Geochemistry and petrogenesis” **Journal of South American Earth Science**, 16, 459 – 476.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K. and Gottardi D. (1988) “Nomenclature of pyroxenes” **American Mineralogists**, 62, 53-62.
- Muller D., Rock N. M. S. and Groves D. I. (1992) “Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study” **Mineralogy and Petrology**, 46, 259-289.
- Müller A., Kerkhof A., Behr H., Kronz A. and Müller M. (2010) “The evolution of late-Hercynian granites and rhyolites documented by quartz – a review” **Earth and**

Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 100, 185-204.

Nakamura N. (1974) “Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites” **Geochimica Cosmochimica Acta**, 38, 757-775.

Nasrabady M., Rossetti F., Theye T. and Vignaroli G. (2011) “Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran)” **Solid Earth**, 3, 477-526.

Neill I., Andrew C. K., Alan R. H., James L. and Ian L. (2013) “The Albian–Turonian Island Arc Rocks of Tobago, West Indies: Geochemistry, Petrogenesis, and Caribbean Plate Tectonics” **Journal of Petrology**, 54, 1607–1639.

Nelson S.T. and Montana A. (1992) “Sieve– textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression” **American Mineralogist**, 77(11-12), 1242-1249.

Nimis P., Taylor W.R., (2000) “Single clinopyroxene Thermobarometry for garnet peridotites. Part I .Calibration and testing of the Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer” **Contrib .Mineral. Petrol**, 139, 541-554.

Nisbet E.G. and Pearce J.A. (1977) “Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings” **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 63, 161-173.

Noghreyan M.K. (1982), MSc thesis: “Evolution géochimique, minéralogique et structurale d’une edifice ophiolitique singulier: le massif de Sabzevar (partie central)” NE de Iran University de Nancy, France.

Offler R. and Gamble J. (2002) “Evolution of an intra-oceanic island arc during the Late Silurian to Late Devonian, New England Fold Belt” **Australian Journal of Earth Science**, 49, 349- 366.

Omrani H., Moazzen M., Oberhänsli R., Altenberger U. and Lange M. (2013) “The Sabzevar blueschists of the North-Central Iranian micro-continent as remnants of the Neotethys-related oceanic crust subduction” **International Journal of Earth Sciences**, 102, 1491-1512.

- Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G. and Jolivet L. (2008) "Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences" **Lithos**, 106, 380-398.
- Ozdemir Y. and Güleç N. (2014) "Geological and geochemical evolution of the quaternary Süphan Stratovolcano, eastern Anatolia, Turkey: evidence for the lithosphere-Asthenosphere interaction in post-collisional volcanism" **Journal of Petrology**, 55, 37-62.
- Pang K.N., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Khatib M.M., Mohammadi S.S., Chiu H.Y., Chu C.H., Lee H.Y. and Lo C.H. (2013) "Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications" **Lithos**, 180–181, 234–251.
- Pearce J.A. (1980) "Geochemical evidence for the genesis and eruption setting of lavas from Thethyan ophiolite. Proceedings of the international ophiolite Symposium" **Cyprus**, 261- 272.
- Pearce J.A. (1982) "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks (R.S. Thorpe, ed.)" **John Wiley & Sons, Chichester, U.K.**, 525-548.
- Pearce J.A. (1983) "The role of subcontinental lithosphere in the magma genesis at destructive plate margin" In: Hawkesworth, C. J. Norry M. J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Natwich Shiva, 230–249.
- Pearce J.A. (2008) "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust" **Lithos**, 100, 14–48.
- Pearce J.A. and Norry M.J. (1979) "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks" **Contrib. Mineral. Petrol**, 69, 33-47.
- Pearce J.A. and Norry M.J. (1979) "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks" **Contribution to Mineralogy and Petrology**, 69, 33-47.

- Pearce J.A., Baker P.E., Harvey P.K. and Luff I.W. (1995) “Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich arc” **Journal of Petrology**, 36, 1073–1109.
- Pearce J.A., Harris N.B.W and Tindle A.G. (1984) “Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks” **Journal of Petrology**, 25, 956–983.
- Pearce J.A., Harris N.B.W. and Tindle A.G. (1984) “Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks” **Journal of Petrology**, 25, 956–983.
- Pearce J.A., Stern, R.J., Bloomer, S.H. and Fryer P. (2005) “Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implication for the nature and distribution of subduction component” **Geochemistry, Geophysics, Geosystem**, 6.
- Pilger A. (1971) “Die zeitlich-tektonische Entwicklung der iranischen Gebirge” **Clausthaler Geol Abh**, 8, 1–27.
- Plank T. (2005) “Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents” **Journal of Petrology**, 46, 921-944.
- Putirka K.D. (2008) “Thermometers and barometers for volcanic systems”. In: Putirka, K. D., and Tepley, F. eds., Minerals, Inclusions, and Volcanic Processes, **Reviews in Mineral and Geochemistry**, 69, 61-120.
- Renjith M.L. (2014) “Micro-textures in plagioclase from 1994e1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone” **Geoscience Frontiers**, 5, 113- 126.
- Richards J. and Sholeh A. (2016) “The Tethyan Tectonic History and Cu-Au Metallogeny of Iran. Society of Economic Geologists, Inc” **Special Publication** 19, 193–212.
- 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, 389– 392.

- Rolland Y., Picard C., Pecher A., Lapierre H., Bosch D. and Keller F. (2002) “The Cretaceous Ladakh Arc of NW Himalaya – slab melting and melt – mantle interaction during fast northward drift of Indian Plate” **Chemical geology** 182, 139-178.
- Rollinson H.R. (1993) “Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretatio” John Wiley and Sons Inc, New York.
- Ross P.S. and Bedard J.H. (2009) “Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams” **Canadian Journal of Earth Sciences**, 46, 823-839,
- Rossetti F., Nasrabad M., Vignaroli G., Theye T., Gerdes A., Razavi M. and Moin Vazir H. (2010) “Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri -Tethyan oceans in central Iran” **Terra Nova** 22, 26-34.
- Rutherford M. and Hill P. (1993) “Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions” **Journal of Geophysical Research**, 98, 19667-19685
- Rutherford M.J. and Devine J.D. (2003) “Magmatic conditions and magma ascent as indicated by hornblende phase equilibria and reactions in the 1995–2002 Soufrière Hills magma” **Journal of Petrology**, 44, 1433–1453.
- Saunders A.D. and Tarney J. (1984) “Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds.)” **Marginal Basin Geology Geological Society of London, Special Publication**, 16, 59–76.
- Schaefer C.J. (2002), M.Sc. thesis “Field characterization and thermal mechanical analysis of fracture distributions in basalt lava flows, eastern Snake River Plain, Idaho, , Moscow, University of Idaho, 165.
- Schmidt M.W. (1992) “Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al- hornblende barometer” **Contribution to Mineralogy and Petrology**, 110, 304-310.

- Schmidt M.W. (1992) "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the AI-in-hornblende barometer" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 110, 304-310
- Sengor A.M.C. (1990) "A new model for the late Palaeozoic- Mesozoic tectonic evolution of Iran and implication for Oman. In: Robertson, A. F. H., Sealre, M. P., Ries, A. C., The geology and tectonics of the Oman region" **Geology Society London, Special Publication**, 49, 797-831.
- Sengor A.M.C., Altiner D., Cin A., Ustaomer T. and Hsu K.J. (1998) "The Tethyside orogenic collage. In: Audley-Charles, M.G., Hallam, A., (Eds.), Gondwana and Tethys" Geological Society and Oxford University Press, **Special Publication of the Geological Society** 37, 119–181.
- Shabanian E., Acocella V., Gioncada A., Ghasemi H and Bellier O. (2012) "Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey" **Tectonics** 31, 3013-3042.
- Shafaii H., Corfu F., Chiaradia M., Stern R.J. and Ghorbani G. (2014) "Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data" **Lithos**, 210–211, pp 224–241.
- Shafaii H., Kheder M., Arai Sh., Stern R., Ghorbani Gh., Tamura A. and Ottley CH. (2015) "Arc-related harzburgite–dunite –chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites" **Gondwana Research**, 65–66.
- Shafaii H., Kheder M., Arai Sh., Stern R., Ghorbani Gh., Tamura A. and Ottley CH. (2015). Arc-related harzburgite-dunite-chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: a model for formation of podiform chromitites. **Gondwana Research**, 27(2), 575-593.
- Shafaii H., Rossetti F., Lucci F., Chiaradia M., Gerdes A., Martinez M.L., Ghorbani G. and Nasrabad M. (2016) "The calc-alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran" **Lithos** 248, 517–535.

- Shahabpour J. (2007) "Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt" **Journal of Asian Earth Sciences**, 30, 652-665.
- Shand S. J. (1943) "Eruptive rocks" **D. Van Nostrand Company**, New York.
- Shelly D. (1993). "Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations", **Chapman & Hall**, London, 405.
- 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, 1053-1067.
- Sial A.N., Ferreira V.P. and Fuck R.A. (1998) "Introduction Granites and Associated Mineralizations" **Journal of South American Earth Sciences**, 11(5), 425-426.
- Simakin A., Zakrevskaya O. and Salova T. (2012) "Novel Amphibole Geo-barometer with Application to Mafic Xenoliths" **Earth Science Research**, 1, 82 -97.
- Smithies R., Champion D. and Sun S.S. (2004) "Evidence for early LREE- enriched mantle source regions: diverse magmas from the c. 3.0 Ga Mallina Basin, Pilbara Craton, NW Australia" **Journal of Petrology**, 45, 1515-1537.
- Soesoo A. (1997) "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations" **Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)**, 119, 55-60.
- Soltani A., (2000), PhD. thesis, "Geochemistry and Geochronology of I-Type Granitoid rocks in the Northeastern Central Iran Plate", University of Wollongong.
- Sorenson H. (1979) "The alkaline rocks" Wiley-Interscience publishers, 622.
- Spies O., Lensch G. and Mihm A. (1983) "Geochemistry of the post- ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NW Iran)" Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. GSI, Rep No.: 51.
- Stacey J.S. and Kramers J.D. (1975) "Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model" **Earth and Planetary Science Letters**, 26 (2), 207-221.

- Stampfli G.M and Borel G.D. (2002) “A plate tectonic model for the Palaeozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones” **Earth Planet. Sci. Lett**, 196, 17-33.
- Stein E. and Dietl C. (2001) “Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of Odenwald” **Mineralogy and Petrology**, 72-185-207.
- Stein E. and Dietl C. (2001) “Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald” **Mineral Petro**, 172, 185-207
- Stern R.J. (2004) “Subduction initiation: spontaneous and induced” **Earth and Planetary Science Letters**, 226, 275- 292.
- Stevens G., Villaros A. and Moyen J. F. (2007) “Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites” **Geology**, 35, 9–12.
- Stewart M.L. and Pearce J.A. (2004) “Sieve - textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results” **American Mineralogist**, 89, 348-351.
- Stocklin J. (1968) “Structural history and tectonics of Iran: a review” **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 52 (7), 1229–1258.
- Stöcklin J. (1974) “possible ancient continental margins in Iran In: Burk, C.A. and Drake, C.L. (Eds)” **The geology of continental margins, Springer-Verlag**, 873–887.
- Sun S. and McDonough W.F. (1989) “Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes in: Saunders, A.D., Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*” **Geological Society London**, 42, 313–345.
- Tashi M., Mossivand F. and Ghasemi H. (2014) “Volcanogenic massive sulfide Cu-Ag mineralization in the Kharturan area, southeast of Shahrood” **In: International Workshop on IWTOMA**, Wuhan, China.
- Tatsumi Y., Sakuyama M., Fukuyama H. and Kushiro I. (1983) “Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones (Japan arc)” **Journal of Geophysical Research**, 88, 5815-5825.

- Taylor S.R. and McLennan S.M. (1985) "The continental crust: its composition and evolution" **Blackwell Scientific Publication, Carlto**, 312 p.
- Thompson R.N. (1974) "Some high pressure pyroxenes" **Mineralogical Magazine** 39, 768-787.
- Thornton C.P. and Tittle O.F. (1960) "Chemistry of igneous rocks: Differentiation index" **Am. Sci**, 258, 664 – 684.
- Tian L., Castillo P.R. Hawkins J.W., Hilton D.R., Hanan B.H. and Pietruszka A.J. (2008) "Major and trace element and Sr–Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle" **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 178, 657–670.
- Ustunisik G., Kilinc A. and Nielsen R. (2014) "New Insights into the Processes Controlling Compositional Zoning in Plagioclase" **Lithos**, 32-37.
- Vaziri-Tabar F. (1976), PhD thesis: "Geologie and petrographie der ophiolithe und ihrer vulcanosedimentaren Folgeprodukte im ostteil des Bergzugs nordlich Sabzevar Khorasan (Iran)" University of Saarbrucken, German.
- Verdel C., Wernicke B.P., Hassanzadeh J. and Guest B. (2011) "A Paleogene extensional arc flare-up in Iran" **Tectonics**, 30, TC3008,
- Vernon R.H., Johnson S.E. and Melis E.A. (2004) "Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San Jose´ tonalite, Baja California, Me´xico" **Journal of Structural Geology**, 26, 1867–1884.
- Vihnal C.R., Mcsween H.Y. and Speer J.A. (1991) "Hornblende chemistry in Southern Appalachian Granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability" **American Mineralogist**, 76, 176-188.
- Vyhenal C.R., Mc Sween H.Y. and Speer J.A. (1991) "Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability" **American Mineralogist**, 76, 176-188.
- Walker G.P.L. (1992) "Morphometric study of pillow size spectrum among pillow lavas" **Bulletin of Volcanology**, 54, 459-474.

- Wang Y.J., Zhang A.M., Fan W.M. and Zhang Y.H. (2013) “Origin of paleosubduction-modified mantle for Silurian gabbro in the Cathaysia Block: geochronological and geochemical evidence” **Lithos**, 160, 37–54.
- Whattam S. and Stern R. (2015) “Late Cretaceous plume-induced subduction initiation along the southern margin of the Caribbean and NW South America: The first documented example with implications for the onset of plate tectonics” *Gondwana Research*, 27, 33-66.
- Wilmsen M., Fursich F., Syed – Emami K., Majidifard M. and Taheri J. (2009) “The Cimmerian orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland” **Terra Nova**, 21, 211–218.
- Wilson M. (1989) “Igneous petrogenesis-A global tectonic approach” Unwin Hyman London, 466.
- Winter J.D. (2009) “Principles of igneous and metamorphic petrology, 2nd end, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 720.
- Woodhead J., Eggins S. and Gamble J. (1993) “High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge” **Earth and Planetary Sciences Letters**, 114, 491–504.
- Woodhead J.D and Hergt J.M. (2005) “A preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination” **Geostandards and Geoanalytical Research**, 29 (2), 183-195.
- Xu Y., Jiang S., Zhu Z., Yang S. and Zhou W. (2014) “Petrogenesis of Late Mesozoic granitoids and coeval mafic rocks from the Jiurui district in the Middle–Lower Yangtze metallogenic belt of Eastern China: Geochemical and Sr–Nd– isotopic evidence” **Lithos** 190-191, 467-484.
- Yoguchi H. and Nishiyama T. (2008) “The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan” **Lithos**, 106, 237-260.

- Yoshihiko G. and Nobutaka T. (2004) "Morphology and growth style of a Miocene submarine dacite lava dome at Atsumi, northeastern Japan" **Journal of volcanology and Geothermal Research**, 134, 255-275.
- Yousefi F., Sadeghian M., samyari S. and Ghasemi H. (2017) "Geochemistry and tectonic setting of high silica adakititic domes of Ahmad Abad Khartouran (Southeast Shahrood)" **Geosciences**, 25 (99), 239-252.
- Zarrinkoub M.H., Chung S.-L., Chiu H.-Y., Mohammadi S., Khatib M. and Lin I. (2010) "Zircon U–Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran" Abstract to GSA Conference on Tectonic Crossroads: Evolving Orogens in Eurasia – Africa –Arabi, 520. Ankara, Turkey.
- Zhang H., Zhang L., Harris N., Jin L. and Honglin Y. (2006) "U–Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 152, 75-88.

Abstract

A thick sequence of Late Cretaceous volcanic-sedimentary rocks of southwest of Sabzevar is located on the northern edge of Central Iran. This sequence includes the extrusive rocks such as basalt, trachyandesite, dacite and rhyolite, sub-volcanic intrusive masses with compositions of gabbro, gabbrodiorite, diorite and granite and volcanoclastic rocks (including tuff types). The Volcanic rocks mainly have porphyry, glomerulophorphy and sieve textures. Quartz, Plagioclase and Clinopyroxene are the main minerals forming volcanic rocks that are located in the microcrystalline matrix of these minerals. Plagioclase and Clinopyroxene are the main minerals forming gabbrodiorites and gabbro, and accessory and secondary minerals can be referred to amphibole, apatite, opaque, chlorite and sericite minerals. The texture of these rocks are granular and porphyry in the margin. Mineralogical diorite has plagioclase and amphibole as main minerals. Granites often have a medium to coarse-grain texture and they widely show graphical texture. Plagioclase, quartz and alkali feldspar are the main minerals of the granite rocks. Tuffs, quartz and plagioclase are main minerals forming in the area. Amphibole also observed in these rocks. Mineral chemistry and whole rock studies of the igneous rocks in the southwest of Sabzevar indicate the calc-alkaline to tholeiitic nature of the island arc. Liners trends for major, minor and trace element against SiO_2 and these chemicals variations indicate the importance of fractional crystallization in the magmatic evolution. Chondrite-normalized spider of samples has an almost flat pattern of REE with negative Eu abnormalities in the granite samples. Primitive mantle-normalized spider diagrams the samples show enriched in elements such as K, Pb, U and Ba, and depleted in Nb, Ti, Ta, Th and Zr. Correlation between Geochemical data in Spider diagrams of the intrusive and extrusive samples of the southwestern of Sabzevar supports this hypothesis that the magma has been originated from mantle source in subduction setting. The normalized and spider diagrams show that the intrusive and extrusive igneous rocks of the southwest of Sabzevar have a significant geochemical consistency, and their magma is originated from the same mantle source in a subduction environment. In addition to existence the index fossils from the Late Cretaceous (*Globotruncana*) in the region's pelagic limestone, which indicates the Late Cretaceous age for them, zircon U – Pb dating on the zircon of igneous rocks of southwest of Sabzevar give magmatic ages of 75-101 Ma (Late Cretaceous) for these rocks. Isotopically, the initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the extrusive rocks (dacite, rhyolite and trachyandesite) and intrusive (gabbrodiorite, diorite and granite) rocks are variable between 0.695 to 0.7061 and 0.7042 to 0.7052, respectively. The initial ratio of $^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$ in the extrusive igneous rocks of studied area is between 0.51293- 0.51301 and in the intrusive igneous rocks is between 0.51292- 0.51297. In general, the extrusive and intrusive igneous rocks have the same isotopic Sr and Nd values, which indicate their genetic relationship. The ϵNd value for the extrusive and intrusive rocks varies from 5.81 to 7.22 and from 5.91 to 7.38, which in terms of composition indicates the depleted mantle as the source of origin for the parental magma. The geochemical evidence suggests that generation the forming magma of the igneous rocks of southwest of Sabzevar from Sabzevar supra-subduction depleted mantle wedge in subduction island arc environment, during the subduction of the Neo- Thyan basin of Sabzevar during the Late Cretaceous, is subduction.

Key words: Igneous rocks, Late Cretaceous, Neo- Thyan, Sabzevar, Iran.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Petrology, geochemistry and tectonic model of Late Cretaceous
magmatism in northern edge of the central Iran zone

(Southwest of Sabzevar)

Zakie Kazemi

Supervisor

Dr. Habibolla Ghasemi

Advisor

Dr. Fardin Mousivand

July 2018