بسم الله الرحمن الرحيم

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی

پترولوژی و ژئوشیمی توده های نفوذی گرانیتوئیدی گفت (جنوب غرب سبزوار)

نگارنده: سیده نفیسه هدایتی خرق

استاد راهنما

دکتر حبیب الله قاسمی

شهریور ۱۳۹۶

شماره: ۱۲

تاریخ:

باسمه‌تعالی

دانشگاه صنعتی شاهرود

مدیریت تحصیلات تکمیلی

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

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم سیده نفیسه هدایتی خرق با شماره دانشجویی۹۳۱۸۲۷۴ پترولوژی و ژئوشیمی توده های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار با استفاده از شاخص‌های کیفی که در تاریخ ۹۶/۰۶/۲۱ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با امتیاز ۱۹/۱۱ درجه عالی) ☑ مردود ☐

نوع تحقیق: نظری ☐ عملی ☑

عضو هیأت داوران	نام ونام خانوادگی	مرتبهٔ علمی	امضاء
۱ـ استاد راهنما	حبیب الله قاسمی	استاد	
۲- استاد مشاور	-	-	
۳- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر محمود صادقیان	دانشیار	
۵- استاد ممتحن اول	فرج الله فردوست	استادیار	
۶-ـ استاد ممتحن دوم	مهدی رضایی	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر مرتضی لعلی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده: ۹۶/۶/۲۱

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

تقدیم به قلب پاک مادرم

و پدر عزیزتر از جانم

که لحظه لحظه حیات خود را مدیون فداکاری‌های جبران ناپذیر آنان هستم

تقدیر و تشکر

سپاس خدا را؛ سپاسی که در سایه‌سارش، در جمع سپاسمندان درگاهش باشیم و به یاریش ، بر مشتاقان به سوی دریای رضایت و غفرانش، پیشی بگیریم .

آنچه پیش رو دارید چکیده‌ای ایست از آموخته‌های حاصله از جناب آقای دکترحبیب الله قاسمی به دلیل یاریها و راهنماییهای بی چشمداشت ایشان که بسیاری از سختیها را برایم آسانتر نمودند، که بی شک بیشترین زحمات راتحمل نمودند .

از جناب آقای دکترامیدی، رئیس محترم دانشکده که خود را مدیون لطف و بزرگواری ایشان می-دانم،آقای دکتر صادقیان و آقای دکتررضایی که قبول زحمت فرمودند و داوری این پایان نامه را بر عهده گرفتند، خانم دکتر شیبی، خانم مهندس سعیدی که دوستانه در پیشبرد این پایان‌نامه مرا همراهی کردند ، جناب آقای مهندس خانعلی‌زاده که رهگشای مشکلات اینجانب بودند، خانم مهندس فارسی کارشناس محترم دانشکده و جناب آقای مهندس میرباقری کارشناس محترم آزمایشگاه اپتیک کمال تشکر را دارم.

همچنین از همه دوستانم خانم‌ها مایده روزبهانی، زهراعلی موسی، محدثه نصرالههی، آزاده قصابی ، دلارام خبره، ام البنین انصاری فر، محبوبه محمدی، سکینه شکاری و آقایان محمدی مسول کارگاه مقطع دانشکده، رستمی و مباشری که هر یک به نحوی در انجام این پژوهش مؤثر بوده‌اند صمیمانه تشکر می‌کنم. در نهایت جا دارد از سرکار خانم زکیه کاظمی برای انجام آنالیزهای نقطه‌ای در دانشگاه NEW استرالیا کمال تشکر را نمایم.

اکنون آموخته‌های خویش را به خانواده ام که زندگی خود را مدیون بزرگ منشی ها ، فداکاری ها و محبت های جبران ناپذیر آنان هستم تقدیم می دارم و این پایان نامه را به خدمتشان پیشکش می نمایم.

تعهدنامه

اینجانب سیده نفیسه هدایتی خرق دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه پترولوژی و ژئوشیمی توده های نفوذی گرانیتوئیدی گفت (جنوب غرب سبزوار) تحت راهنمائی دکتر حبیب الله 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 بوده اند 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 پایان‌نامه، 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

- هدایتی خرق، ن.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۵). "ژئوشیمی و پترولوژی گرانیتوئیدهای گُفت، جنوب غرب سبزوار" . بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه شاهرود.

- هدایتی خرق، ن.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۶)."شیمی کانی و تعیین شرایط فیزیکی تبلور در توده های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار". چهارمین همایش گوهرشناسی و کانی‌شناسی انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه همدان.

چکیده

در منطقه گُفت در جنوب غرب سبزوار، توده های نفوذی با ترکیب گابرو- دیوریت به درون توالی رسوبی- آتشفشانی کرتاسه پسین نفوذ کرده اند. سنگ‌های این توده ها اغلب دارای بافت دانه‌ای هستند و کانی‌های سازنده آن‌ها را آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و کوارتز تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالن و ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره هستند. هم‌چنین نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی نیز بیانگر ارتباط این توده های گرانیتوئیدی با گرانیتوئیدهای کمان‌های آتشفشانی(VAG) حاشیه قاره است. این کمان، از فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس حوضه سبزوار به زیر لبه شمالی ایران مرکزی- جنوب البرزشرقی در کرتاسه بالایی- ائوسن تشکیل شده است. ماگمای سازنده این توده ها از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده در رخساره آمفیبولیت حاصل شده است. شیمی کانی تمامی آمفیبول‌ها، در گستره‌ی آمفیبول‌های حاصل از تبلور ماگما قرار می‌گیرند. آمفیبول‌های نمونه های دیوریتی، از نوع کلسیک بوده و دارای ترکیب هورنبلند منیزیم‌دار می‌باشند. این کانی در فشار ۳ تا ۵/۵ کیلوبار (عمق تقریبی ۱۰-۸ کیلومتر) متبلور شده است. ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های گابرودیوریتی از آنورتیت تا لابرادوریت متغیر می‌باشد. دمای تعادل و توقف تبادل برای آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها ۸۵۹ تا ۹۷۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بدست آمده است. پیروکسن‌ها در گستره‌ی وابسته به پیروکسن‌های کلسیم، منیزیم و آهن‌دار و فقیر از سدیم با ترکیب اوژیتی قرار می‌گیرند. آن‌ها از یک ماگمای اولیه در محیطی با فوگاسیته اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها در فشار ۵-۲ کیلوبار با آب ۱۰ درصد در دمای تقریباً ۱۱۵۰-۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. شیمی‌کانی‌های آمفیبول و پیروکسن نیز بیانگر ترکیب ساب‌آلکالن توده های نفوذی و محیط مرتبط با فرورانش آن‌هاست.

واژه‌های کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، شیمی‌کانی، توده های گرانیتوئیدی، سبزوار.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات

فصل دوم: زمین شناسی عمومی

فصل سوم: پتروگرافی

فصل چهارم: شیمی کانی و دما- فشارسنجی

فصل پنجم: ژئوشیمی سنک کل

فصل ششم: پتروژنز و جایگاه تکتونیکی

فصل هفتم

فهرست اشکال

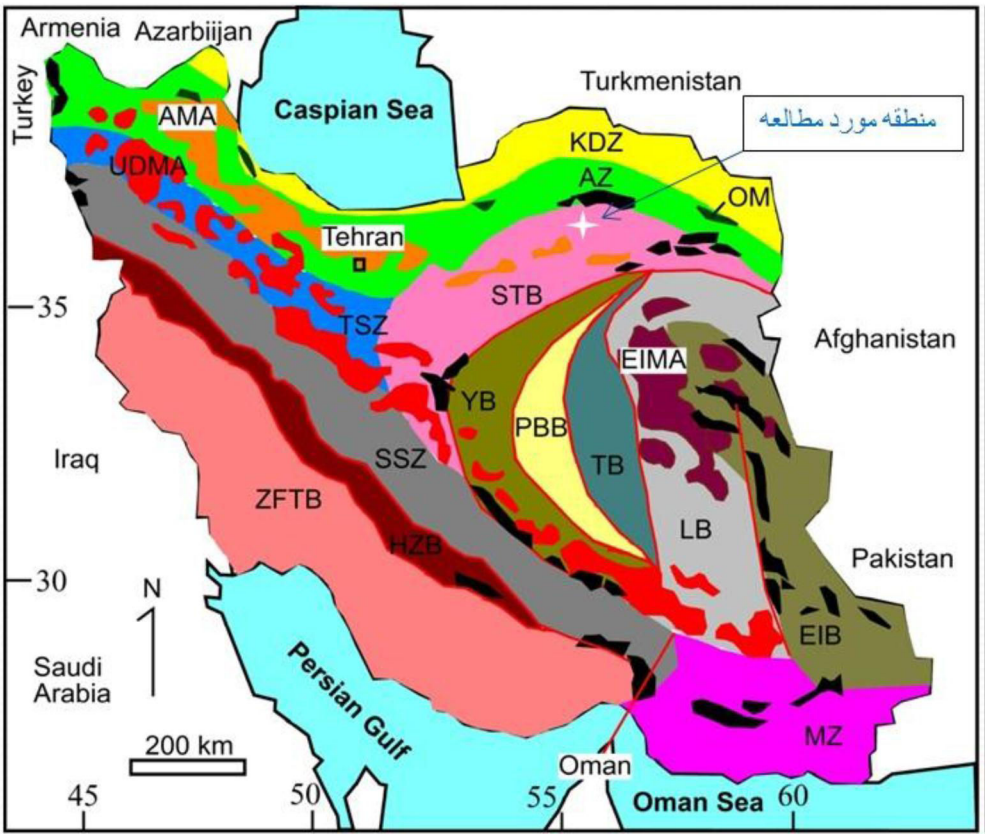
فهرست جداول

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

موضوع مورد مطالعه در این تحقیق "بررسی جایگاه چینه شناسی، پترولوژی، ژئوشیمی، شیمی کانی و دما- فشارسنجی توده های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار" می‌باشد. این توده های نفوذی در بین سنگ‌های رسوبی (آهک‌ها) و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی (داسیت‌ها) کرتاسه، نفوذ کرده اند و از آن جهت که برای اولین بار گزارش شده‌اند، هنوز مطالعه دقیق و جامعی بر روی آن‌ها صورت نگرفته است. از این رو در این رسالهِ پژوهشی، سعی شده است تا با بهره‌گیری از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی (پتروگرافی، آنالیزهای ژئوشیمیایی و آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها)، منشاء و تحولات ماگمایی صورت گرفته در این توده ها تعیین شود. پهنه سبزوار قسمتی از خرده قاره ایران مرکزی است که از پهنه های ساختاری بلوک لوت، طبس، پشت بادام یزد و بلوک سبزوار تشکیل شده است (Alavi, 1991). جایگاه پهنه سبزوار در خرده قاره ایران مرکزی و منطقه مورد مطالعه در (شکل ۱-۱) آمده است. پهنه‌ی سبزوار- تکنار از جنوب به گسل بزرگ کویر (گسل درونه) و از شمال به گسل میامی و نیشابور- تربت جام محصور می‌شود، این پهنه از ژوراسیک میانی تشکیل و در کرتاسه پایانی بسته شده است (Ghasemi & Talbot, 2006, Rosseti et al., 2010, Agard et. al., 2007, Ghasemi and Rezaei, 2015, Ghasemi et al., Under press).

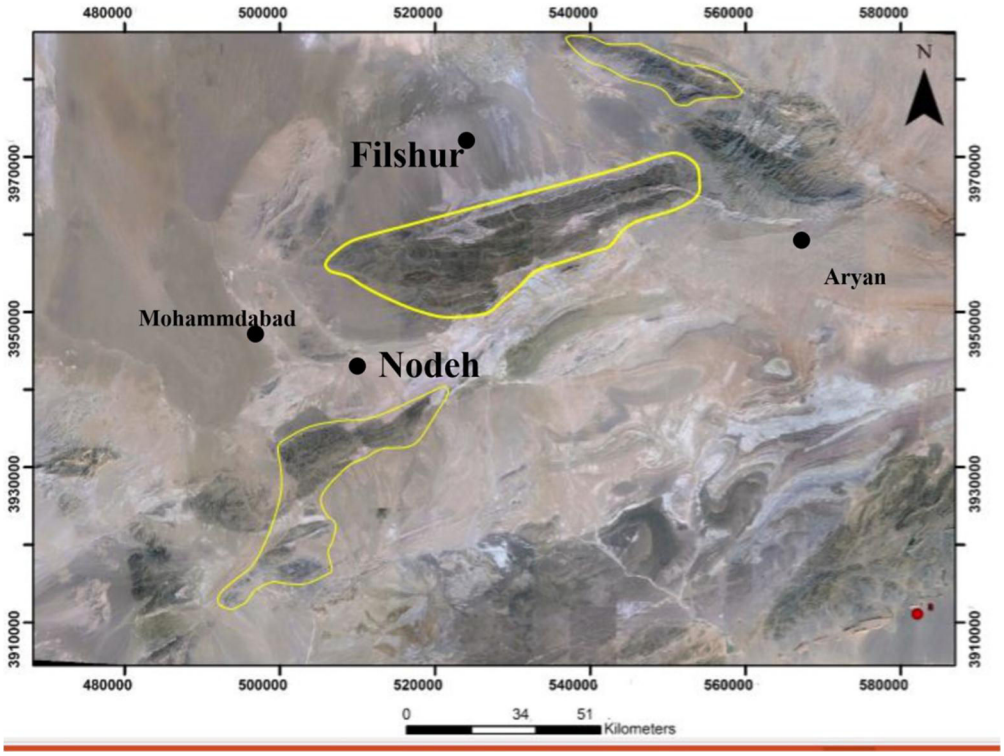


شکل۱-۱- جایگاه پهنه سبزوار در خرده قاره‌ی ایران مرکزی (Alavi, 1991; Aghanabati, 2003) و موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی آن.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی

توده های مورد مطالعه در این پژوهش در اطراف روستاهای فیلشور، گفت، لندران و نوده، در بخش جنوبی شهرستان سبزوار واقع شده‌اند.

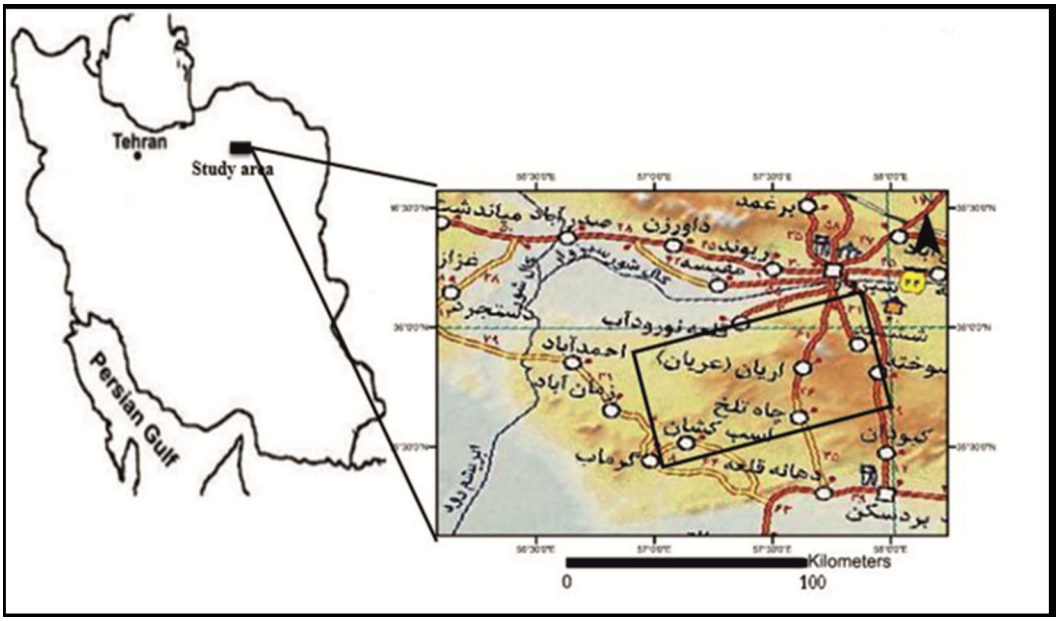
نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار در محدوده‌ای با مختصات جغرافیایی′۰۰ °۵۷ تا ′۴۰°۵۷ طول شرقی و عرض جغرافیایی ′۲۰°۳۵ تا ′۴۹ °۳۵ عرض شمالی قرار دارند. این محدوده در جنوب غرب نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه دارین (خراسان رضوی) قرار می‌گیرد. موقعیت جغرافیایی توده های نفوذی در (شکل ۱-۲)، نشان داده شده است.



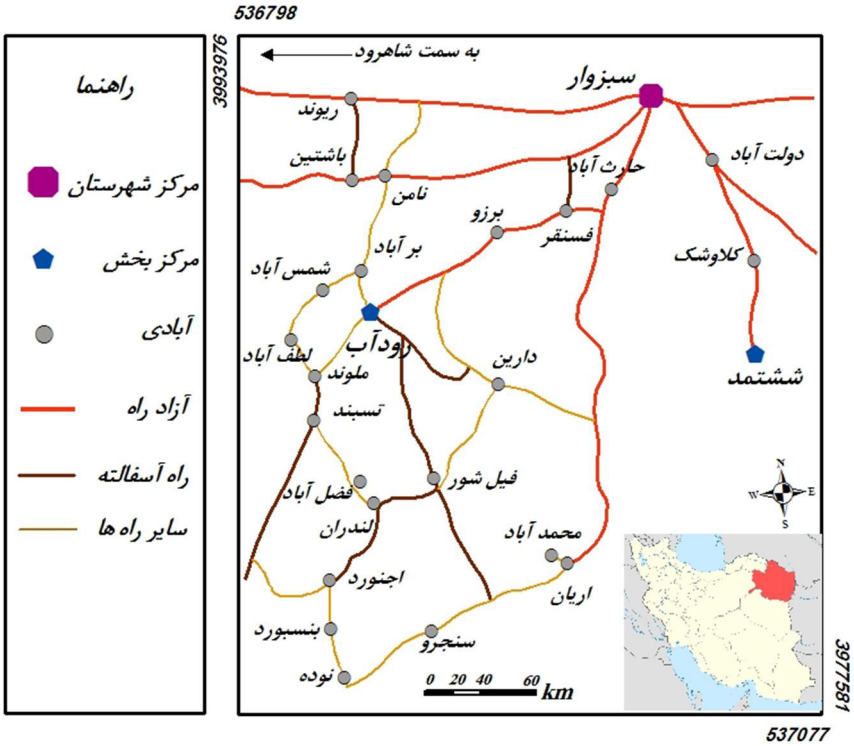
شکل۱-۲- تصویر ماهواره‌ای مناطق مورد مطالعه (جنوب غرب سبزوار).

۱-۳- راه‌های ارتباطی

راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه شامل مسیر جاده آسفالته سبزوار- شاهرود است، که از طریق راه فرعی روستای نامن- باشتین و ادامه آن در کمربندی- سمت چپ، در جهت حرکت به سوی روداب است. در همین مسیر توده های فیلشور، روستایِ گفت و محمد آباد (کال مرغ)، و هم-چنین در مسیرهای بعدی، توده هایی در لندران و نوده مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت، که تمامی مسیرها به صورت دقیق در (شکل ۱-۳ و ۱-۴) مشخص شده‌اند.



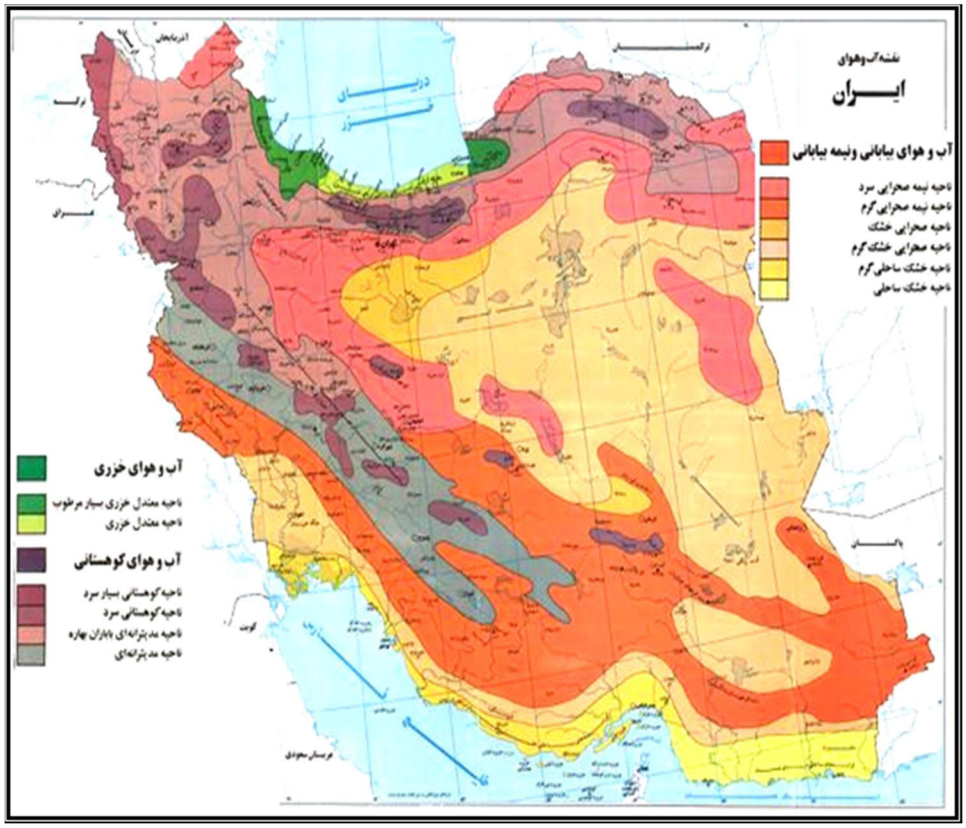
شکل۱-۳- موقعیت منطقه و راه‌های دسترسی به آن.



شکل ۱-۴- راه‌های ارتباطی و دسترسی مناطق مورد مطالعه.

۱-۴- آب و هوا و پوشش گیاهی

جنوب غرب سبزوار با تابستان‌های گرم و زمستان‌های سرد همراه است. حداکثر دما به ۴۵ درجه سانتی‌گراد و حداقل آن به منفی ۲۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. منطقه مورد مطالعه، آب و هوای حاشیه کویری دارد و میانگین بارش سالانه در این ناحیه حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ میلی‌متر در سال می-باشد (شکل ۱-۵). پوشش گیاهی این منطقه به بوته‌ها و درختچه‌های کوتاهی محدود می‌شود که در مقابل خشکی مقاوم می‌باشند (شکل ۱-۶). با وجود خشک‌سالی‌های پیاپی و خشک شدن چشمه‌های موجود در مناطق متعدد سبزوار، در شمال غرب روستای محمد آباد «دره کال مرغ» رودخانه‌ای دائمی وجود دارد، که سرچشمه‌های آن از نواحی جنوبی و با ادمه مسیر در مناطق شمالی (روداب) جریان می باید.



شکل ۱-۵- نقشه تقسیمات آب و هوایی ایران (طالع، ۱۳۹۰).


۱-۶- نمایی از پوشش گیاهی منطقه مورد مطالعه (جنوب سبزوار).

۱-۵- وضعیت معیشتی

اگرچه خشک‌سالی و نبودِ رونق در کشاورزی و دامداری، اکثر روستائیانِ این مناطق را بر آن داشته تا در طولِ سالیان گذشته به شهرها مهاجرت و منجر به فروپاشیدن بسیاری از روستاهای مسیر شده و در نتیجه جمعیت کمی در این ناحیه زندگی می کنند، اما با این وجود، کشاورزی، با کشت پنبه، فلفل، هندوانه دیمی و چغندر و دامپروری از عمده مشاغل منطقه محسوب شده و به علت وجود معادن متعدد در منطقه، کار در معادن نیز سهم قابل توجهی از اشتغال مردم را به خود اختصاص داده است.

۱-۶- ژئومورفولوژی

ژئومورفولوژی منطقه متأثر از آب و هوا، جنس سنگ‌ها و فعالیت‌های تکتونیکی است. رخنمون-های سنگی منطقه مورد مطالعه منحصر به انواع رسوبی، آذرین (نفوذی و آتشفشانی) و آذرآواری‌های وابسته هستند، که دارای سیمای تپه ماهوری و ستیغ‌های مرتفع می‌باشند و چین‌خوردگی‌های بسیار زیبایی در ارتفاعات آهکی دیده می‌شود (شکل ۱-۷).


۱-۷- نمایی از ارتفاعات منطقه مورد مطالعه، دید به سمت شرق (جنوب غرب سبزوار).

۱-۷- موقعیت زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران، درحاشیه شمالی زون ایران مرکزی واقع شده است. این منطقه شامل یک مجموعه آتشفشانی- رسوبی، رسوبی و توده های نفوذی بوده که دارای رخنمون‌های سنگی متنوعی می‌باشد و نیز پهنه سبزوار از نظر مطالعات پترولوژی، به دلیل پتانسیل معدنی بالا، دارای اهمیت ویژه‌ای برای محققّان علوم زمین می‌باشد.

۱-۸- مطالعات قبلی

در منطقه مورد مطالعه، بررسی‌های زمین‌شناسی مختلفی به منظور تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی به ویژه بر روی مجموعه‌های افیولیتی صورت گرفته است. هم‌چنین در جنوب غرب سبزوار از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی مطالعاتی انجام شده است که با بررسی دقیق آن‌ها، این امر به وضوح پیداست، که بر روی توده های مورد نظر در این تحقیق، هیچ گونه مطالعه و بررسیِ تحقیقی صورت نگرفته است؛ در ادامه مهم‌ترینِ آن‌ها به طور اجمالی معرفی می شود:

- نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (افتخارنژاد، ۱۳۵۴).
- اسپایس و همکاران (۱۹۸۳)، سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی بین سبزوار و قوچان را از نوع ماگماهای کالک‌آلکالن، 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 لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس عامل اصلی پیدایش نوار ماگمایی جزیره کمانی از ائوسن میانی به بعد در این ناحیه می‌باشد.
- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (وحدتی‌دانشمند، ۱۳۷۷).

- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ششتمد تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (جعفریان و جلالی، ۱۳۷۷).
- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ درونه تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (قاسمی و موسوی هرمی، ۱۳۸۷).
- اکرمیان (۱۳۸۹)، به بررسی زمین‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آذرین کرتاسه منطقه زمان‌آباد (خارتوران- جنوب شرق شاهرود) پرداخته است؛ وی معتقد است در این منطقه، دو توالی از سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین و ائوسن میانی- فوقانی رخنمون دارند. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین دارای ترکیب بازالتی تا تراکی بازالتی و با ماهیت آلکالن هستند، که در داخل حوضه‌ی دریایی کم عمق کرتاسه زیرین ایران مرکزی فوران کرده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی-فوقانی به صورت واحدهای متناوب شامل گدازه‌های اسیدی (غالباً داسیتی) و حدواسط (آندزیتی) و سنگ‌های آذرآواری وابسته (کریستال لیتیک‌توف، سیلتستون توفی و ...) به همراه میان لایه‌های نازک آهک‌های نومولیتی، سیلتستون و ماسه‌سنگ رخنمون دارند. شواهد ژئوشیمیایی این دسته از سنگ‌ها نشان می‌دهد که آنها دارای ماهیت کالکوآلکالن هستند، که حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس (اقیانوس سبزوار) و گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده روی آن می‌باشند.

از آن جایی که کانه سازی منگنز، مس، روی و آهن در جنوب غرب سبزوار از گستردگی قابل ملاحظه‌ای برخوردار است، بنابراین مطالعاتی که تا کنون بر روی نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی محدوده‌ی مورد مطالعه صورت گرفته است، از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی بوده‌اند که در ذیل به برخی از آن ها اشاره می‌شود:

- مغفوری (۱۳۹۱) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی مس در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار، با تأکید بر کانسار نوده" را مورد بررسی قرار داده است.

- تقی‌زاده (۱۳۹۳) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار منگنز ذاکری، جنوب غرب سبزوار" را مورد مطالعه قرارداده است.
- نصراللهی (۱۳۹۳) در قالب 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" را مورد مطالعه و بررسی قرار داده است؛ وی، کانسار منگنز نوده را یک کانسار آتشفشانی- رسوبی دانسته است که در یک حوضه پشت کمان و با منشأ آتشفشانی تشکیل شده است.
- طاشی و همکاران (۱۳۹۴) در مقاله‌ای با عنوان "کانه‌زایی مس_ نقره سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد در منطقه خارتوران، جنوب شرق شاهرود" بر این مهمّ دست یافته‌اند که، کانه زایی سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد در منطقه خارتوران در یک جایگاه پشت کمان ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی درطی کرتاسه پسین رخ داده است.
- طاشی (۱۳۹۴) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد، " کانی شناسی، زمین شیمی و الگوی پیدایش کانسارهای مس نقره گرماب پایین و اسبکشان، منطقه خارتوران، جنوب شرق شاهرود " را مورد مطالعه قرارداده است. به اعتقاد وی فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی باعث ایجاد کمان ماگمایی به نام ارومیه دختر شده، به طبع این فرورانش در کرتاسه پسین در منطقه سبزوار، کششی رخ داده است و در ادامه یک ریف پشت کمانی را تشکیل داده است. ریفت‌زایی در پهنه سبزوار با وجود گسل‌های منطقه همراه با ولکانیسم، باعث تغییراتی در عمق حوضه شده است، آب دریا از طریق گسل‌های همزمان با ولکانیسم به بخش‌های پایین حرکت کرده و در اثر برخورد با ساب‌سنگ‌های آتشفشانی موجب افزایش دمای سیال و شستشوی فلزات در مسیر خود به سمت بالا شده است.

- شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۴) 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. آن‌ها در نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه، نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی جنوب سبزوار را افیولیت‌های کرتاسه پسین- پالئوسن پیشین در نظر گرفته‌اند، که این موضوع صحت ندارد و در جنوب سبزوار واحد افیولیتی وجود ندارد.
- جمشیدی (۱۳۹۴) در قالب رساله دکتری،"پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبدهای آداکیتی شمال باشتین، سبزوار" را مورد مطالعه قرار داده است. مطالعات پتروژنزی و تعیین محیط تکتونیکی تشکیل ماگما بر اساس ترکیب شیمی سنگ کل و فازهای کانیایی بیانگر تشکیل سنگ‌های پساافیولیتی زون افیولیتی سبزوار در یک محیط کمان آتشفشانی است. با توجه به مجموع ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های پساافیولیتی مورد نظر، تشکیل ماگمای آداکیتی سازنده آن‌ها از ذوب ورقه فروروی اقیانوسی در مقایسه با یک منبع پوسته قاره‌ای تحتانی محتمل‌تر است. اگرچه، سنگ‌های ماگمایی کمان انتهای کرتاسه- پالئوسن در ماگماتیسم ارومیه دختر ناشی از فرورانش صفحه عربی است. لیکن، فعالیت‌های آتشفشانی در شمال شرق و مرکز ایران احتمالاً از طریق فروروانش لیتوسفر اقیانوسی سبزوار به عنوان شاخه شرقی اقیانوس نئوتتیس کنترل می‌شده است. این مسئله می‌تواند پاسخ مناسبی برای ایجاد ماگماتیسم آداکیتی در انتهای پالئوسن ابتدای ائوسن فراهم کند که به درون مجموعه افیولیتی سبزوار نفوذ کرده است.
- مغفوری و همکاران (۲۰۱۶)، در مقاله‌ای "زمین‌شناسی، رخساره‌های معدنی و ژئوشیمی ایزوتوپی گوگرد کانسار سولفید توده‌ای آتشفشانی نوده، در جنوب غرب سبزوار" را مورد بررسی قرار داده‌اند.

۱-۹- اهداف مطالعه (تحقیق)

شناخت دقیقِ توده های گرانیتوئیدی در توالی کرتاسه بالایی جنوب سبزوار به منظور استفاده کاربردی و راهبردی، در جهت شناخت مسائل ماگماتیسم کرتاسه در ایران، از مهم‌ترین اهداف این تحقیق بوده و در جهت نیل به آن، برای اولین بار وجودِ توده های گرانیتوئیدی (گابرو، دیوریت، گابرودیوریت و کوارتزدیوریت) در این توالی مورد تجزیه و تحلیل واقع، به طور دقیق ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی توده های نفوذی جنوب غرب سبزوار با طی سلسله مراحل تحقیقی در ذیل شناسایی و معرفی شده است.

۱. بررسی نحوه حضور و رخداد توده های گرانیتوئیدی در توالی کرتاسه پسین و ارتباط چینه-شناختی آن‌ها با سنگ‌های میزبان.
۲. بررسی ویژگی‌های دقیق کانی‌شناسی و سنگ‌شناختی (پتروگرافی) این توده ها.
۳. بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و نادر این توده ها به منظور بررسی نحوه تشکیل و تحولات ماگمایی صورت گرفته در آن‌ها.
۴. مطالعه شیمی کانی، دما- فشارسنجی گرانیتوئیدها و کاربرد آن در تفسیرهای پترولوژیکی.
۵. تعیین محیط تکتونیکی تشکیل این توده ها.

۱-۱۰- روش‌های مطالعاتی

در راستای شناخت مقدماتی، ابتدا به تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای منطقه جنوب غرب سبزوار اقدام شد. برای آشنایی با منطقه، مطالعات قبلی، که در زمینه‌های مختلف در قالب مقاله و پایان نامه گردآوری شد و مورد مطالعه قرار گرفت. در مرحله بعد عملیات صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی مختلف منطقه صورت گرفت و در چندین ایستگاه نمونه برداری انجام شد. سپس از نمونه های برداشت شده ۵۰ مقطع نازک تهیه گردید و پس از انجام مطالعات میکروسکوپی، ۶ نمونه سنگی با کمترین آثار هوازدگی انتخاب و جهت آنالیز اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب به روش بسته ترکیبی با کد LF200 به آزمایشگاه ACME در کشور کانادا ارسال و

مورد آنالیز قرار گرفت. هم‌چنین ۴ نمونهٔ سنگی جهت آنالیز نقطه‌ای به دانشگاه New South Wels سیدنی استرالیا و ۲ نمونه به آزمایشگاه مایکروپروپ موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین در پکن فرستاده شد و پس از آن، نتایج تجزیهٔ شیمیایی و آنالیز نقطه‌ای نمونه های سنگی منطقه توسط نرم افزارهای Excel و CorelDROW هم‌چنین نرم افزارهای پترولوژیکی Igpet، Minpet و GCDKit پردازش شده‌اند و در نهایت به تهیه گزارش مکتوب در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد پرداخته شد

فصل دوم

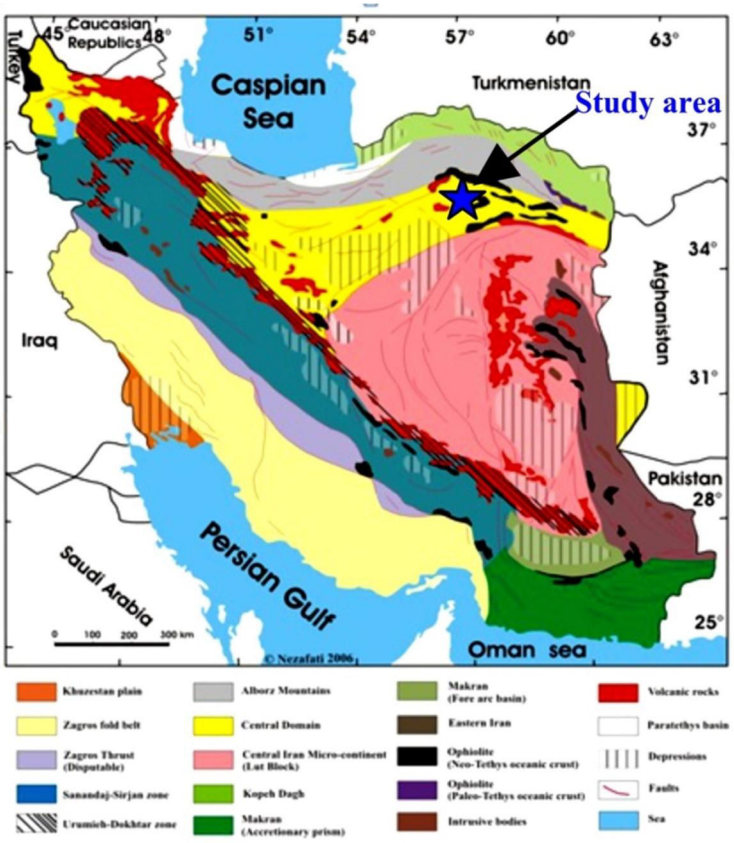
زمین‌شناسی عمومی منطقه

۲-۱- مقدمه

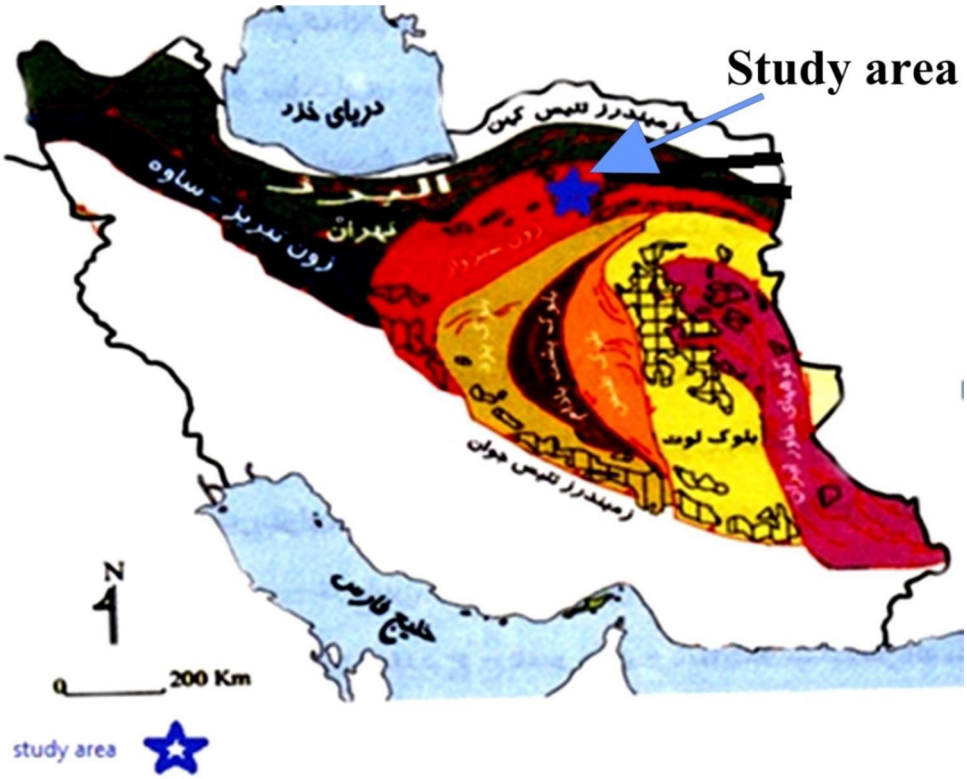
منطقه مورد مطالعه در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی واقع شده و بخشی از زون سبزوار (علوی،۱۹۹۱) به شمار می‌رود، که در جنوب غرب نقشه دارین واقع شده است. منطقه ایران مرکزی را به لحاظ گسترش و تنوع زیاد زمین شناختی، می‌توان به زیر زون‌های مختلف تقسیم نمود: بخش انتقالی، بخش مرکزی ماگمایی، بخش سیستان، بخش مرکزی دگرگون شده و بخش مثلث میانی (نوگل سادات و الماسیان، ۱۹۹۳). زمین شناسان در ارتباط با زون ایران مرکزی دیدگاه‌های متفاوتی دارند، به طور مثال نبوی (۱۳۵۵)، بخشی از لوت (شمال لوت) و افتخارنژاد، همه لوت را جزء ایران مرکزی می‌داند. اشتوکلین[1] (۱۹۶۸)، طی مطالعات خود ایران مرکزی را از شمال به کوه‌های البرز و از شرق به بلوک لوت و از جنوب غرب به زون سنندج- سیرجان محدود می‌کند. ایران مرکزی سرزمینی یکپارچه و همگن نیست، بلکه در نتیجه عملکرد گسل‌ها به صورت قطعاتی جدا با ویژگی‌های زمین‌شناختی متفاوت است. در هر حال، عمده ویژگی که در این پهنه حاکم است چین-خوردگی، دگرگونی و پلوتونیسم شدید در نئوپروتوزوئیک و مزوزوئیک، و تکاپوی شدید آتشفشانی در سنوزوئیک است. به نظر می‌رسد این دو ویژگی باعث تمایز صفحه ایران مرکزی از صفحه زاگرس شده است. ماگماتیسم توده های نفوذی گرانیتوئیدی منطقه با تشکیل حوضه نئوتتیس سبزوار در کرتاسه بالایی در ارتباط است. برای روشن شدن بخشی از تاریخچه زمین‌شناسی ایران و مشخص شدن جایگاه تشکیل آن‌ها، مطالعه توده های مدنظر کار شایسته و درخور توجه می‌باشد. در همین راستا، منطقه گفت، لندران و نوده در جنوب غرب سبزوار که یکی از مناطق منحصر به فرد می‌باشد، برای این مطالعه انتخاب شده است. تفکیک زون‌ها، در پهنه ساختاری- رسوبی ایران در شکل ۲-۱ و ۲-۲ نشان داده شده است. بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط اسپایس[2] و همکاران (۱۹۸۰)، حدود ۸۰ میلیون سال قبل حوضه اقیانوسی فعالی در منطقه سبزوار وجود داشته، که در فاصله کرتاسه- ترشیری بسته شده است. در ائوسن انباشته‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن بر جای گذاشته

1-Stocklin
2-Spies

شده است. حرکات کوهزایی ائوسن پایانی- الیگوسن سبب تغییر رژیم دریایی ائوسن به قاره‌ای شده است. پس از آن، فعالیت‌های آتشفشانی (فاز کوهزایی پیرینه) در مرز زمانی الیگوسن- میوسن و حتی بعد از آن، موجب پیدایش ولکانیسم حدواسط تا اسیدی شده است (صالحی نژاد، ۱۳۸۷). توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین، به طور عمده شامل رسوبات دریایی ژرف با میان لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی است. مطالعاتی که تاکنون بر روی نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی محدوده‌ی مورد مطالعه صورت گرفته است، از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی بوده‌اند. کانه‌زایی مس و منگنز در جنوب غرب سبزوار در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین، در یک محیط کششی در حوضه پشت کمان سبزوار رخ داده است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های آذرین بیرونی موجود در منطقه، بیشتر ماهیت تولئیتی داشته و دارای ترکیب داسیتی، آندزیتی و آندزی‌بازالتی می‌باشند، که در یک محیط پشت کمانی نهشته شده‌اند (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۰؛ تقی‌زاده، ۱۳۹۳؛ نصراللهی، ۱۳۹۳).



شکل۲-۱- پهنه های رسوبی- ساختاری عمده ایران (آقا نباتی، ۱۳۸۳).



شکل۲-۲: زیر پهنه های ایران میانی (علوی، ۱۹۹۱) و موقعیت منطقه مورد مطالعه.

۲-۲- زمین شناسی

منطقه مورد مطالعه در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دارین (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۷) قرار دارد. واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه، از قدیم به جدید به اختصار آورده شده است. ستون چینه شناسی ناحی های از واحدهای سنگی موجود در جنوب غرب سبزوار در شکل ۲-۴ آورده شده است (مغفوری، ۱۳۹۱).

۲-۲-۱- کرتاسه زیرین

واحدهای کرتاسه زیرین شامل، واحدهای سنگی آهک‌های کالپونیل‌دار، سنگ‌های آتشفشانی، توف و توف برش، سنگ‌آهک و مارن سیلت‌دار، مارن- سنگ آهک شیل، سنگ‌آهک اربیتولین‌دار، سنگ-آهک، ماسه‌سنگ و واحد کنگلومرایی می‌باشد (شکل ۲-۳). سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین شامل، آندزیت، اسپیلیت کراتوفیر (به رنگ سبز پسته‌ای)، توف و توف‌برش می‌باشد. در کنگلومراهای قرمز رنگ، قاعده‌های آن، قلوه‌های فرسایش یافته توف یا آندزیت به فراوانی دیده می‌شود (مغفوری و

همکاران، ۱۳۹۰؛ تقی‌زاده، ۱۳۹۳؛ نصراللهی، ۱۳۹۳). هم‌چنین بر اساس مطالعات اکرمیان (۱۳۸۹)، این واحدها در منطقه زمان‌آباد خارتوران شامل، واحدهای آذرین آتشفشانی (بازالت، آندزیت و داسیت) و آتشفشانی- رسوبی و رسوبی (کریستال توف، لیتیک توف، شیل، مارن، سنگ آهک، مجموعه شیلی- مارنی، کنگلومرا و ...) می‌باشند (شکل ۲-۳).

شکل۲-۳- تصویری از بازالت‌ها و آهک‌های اوربیتولین دار کرتاسه زیرین.

۲-۲-۲- کرتاسه پسین

واحدهای کرتاسه پسین در جنوب غرب سبزوار، شامل سنگ‌های آتشفشانی- توف، توف برش، شیل‌های توفی، آهک مارن سیلت‌دار، آهک‌های پلاژِیک گلوبروترونکانادار و سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین شامل، ریولیت و سنگ‌های آتشفشانی اسیدی، اسپلیت کراتوفیر و داسیت هستند. هم‌چنین واحد افیولیتی در شمال شرق سبزوار مشاهده می‌شود، که ارتباط ژنیتکی با واحدهای جنوب غرب سبزوار ندارند (وطن پور و همکاران، ۱۳۸۸).

۲-۲-۲-۱- بخش افیولیتی

بر اساس مطالعات پیشین، افیولیت‌های سبزوار با افیولیت‌های نائین- بافت و افیولیت‌های سیستان مرتبط هستند. افیولیت‌های سبزوار، نائین- بافت و سیستان در یک محیط کششی از نوع حوضه‌های پشت کمان، در طی عبور از زمان کرتاسه‌ی میانی به کرتاسه‌ی بالایی، تشکیل شده‌اند. این کشش در اثر فرورانش نئوتتیس به زیر زون سنندج- سیرجان رخ داده است. این محیط‌های کششی پشت-کمانی در زمان آغاز پالئوسن شروع به بسته شدن کرده و در زمان ائوسن به طور کامل بسته شده‌اند (شنگور [1] و همکاران، ۱۹۸۸؛ مک‌کال [2]، ۱۹۹۷). واحد افیولیتی سبزوار بر اساس ترکیب سنگ-شناختی و بافتی به سه دسته تقسیم می‌شود: ۱) واحد پریدوتیت گوشته‌ای، ۲) واحد گابرو-دیابازی، ۳) واحد گدازه‌های بالشی و کربنات‌های پلاژیک، که هیچکدام از این واحدها در محدوده مورد مطالعه رخنمون ندارند.

۲-۲-۲-۲- توالی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین

الف)سنگ‌های آتشفشانی، توف و سیلیسی آواری

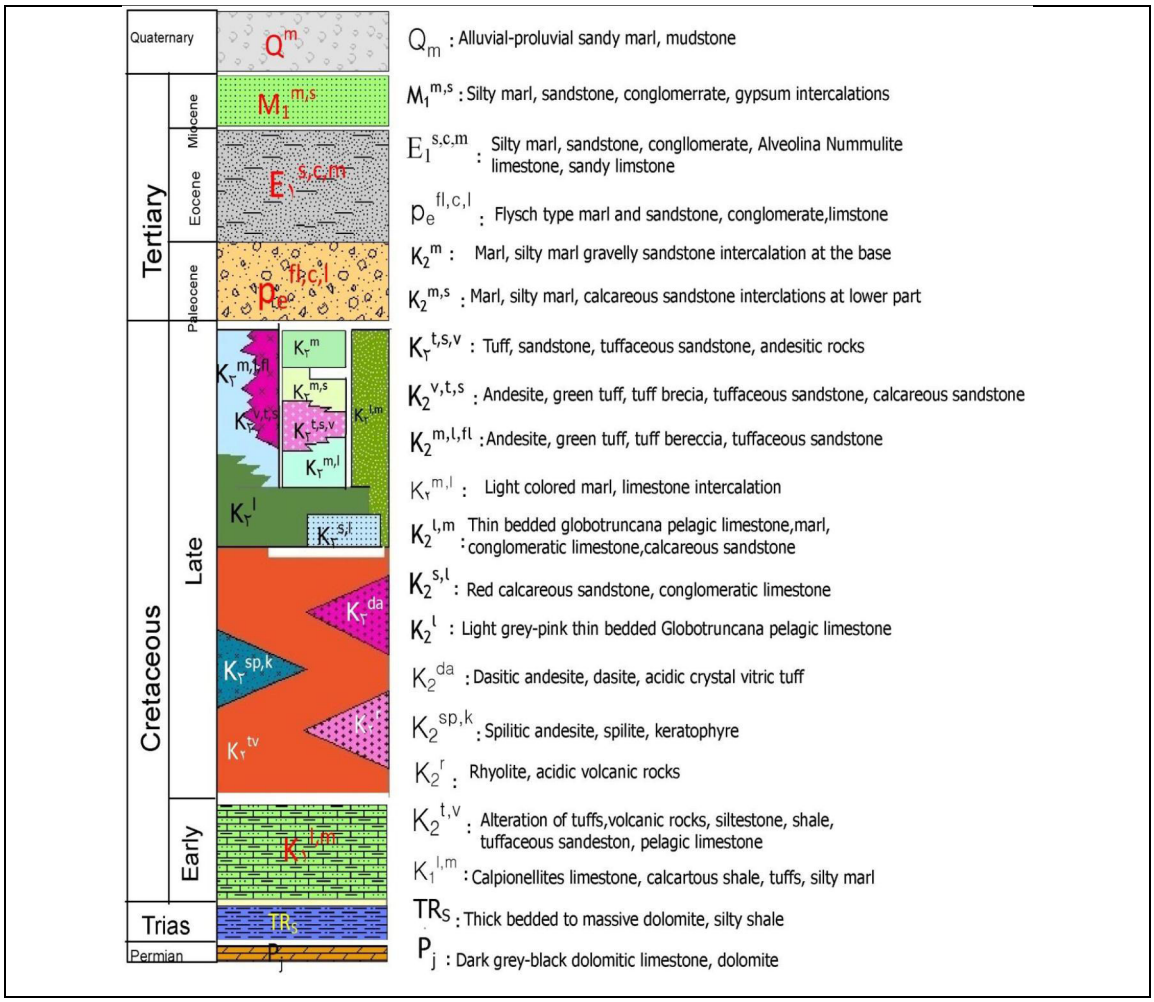
با توجه به نقشه دارین، این مجموعه واحد سنگی (شکل ۲-۴) شامل، تناوبی از توف، سنگ‌های آتشفشانی، سیلتستون، شیل، ماسه‌سنگ توفی با میان‌لایه‌هایی از آهک‌های گلوبروترونکانادار می-باشد (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۷). ضخامت این واحد به دلیل مشخص نبودن قاعده‌ی آن و آشفتگی-های زمین‌ساختی عملاً معلوم نیست و در لابلای واحد رسوبی- آتشفشانی، سنگ‌های آذرین مشاهده می‌شود (شکل، ۲-۴).

۱) ریولیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی اسیدی: در اطراف روستای محمد آباد، ابتدای دره کال مرغ، یک واحد ریولیتی به رنگ نخودی قابل مشاهده است (شکل، ۲-۴).

۲) اسپیلیت و کراتوفیر کرتاسه پسین: حدود ۴ کیلومتری شمال‌شرق روستای چاه شن، یک واحد از سنگ‌های آتشفشانی تیره رنگ (اسپلیت و کراتوفیر) دیده می‌شوند.

1- Sengor
2- McCall

۳) داسیت‌های کرتاسه‌پسین: در رودخانه کال مرغ (روستای گفت)، دو افق پیوسته از گدازه‌های آتشفشانی با ضخامت قابل توجهی دیده می‌شوند، که دارای ترکیب داسیتی هستند (شکل، ۲-۴).



شکل۲-۴- ستون چینه شناسی ناحی های از واحدهای سنگی موجود در جنوب غرب سبزوار بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰دارین (وحدتی دانشمند، ۱۳۷۷).

ب)واحد سنگ‌های،ماسه‌سنگی، آهکی، مارن و آذرآواری

۱) ماسه‌سنگ با میان لایه‌هایی از میکروکنگلومرا: این واحد شامل، ماسه‌سنگ آهکی، ماسه سنگ کوارتزیتی و به ندرت افق ماسه‌سنگ و میکروکنگلومرایی در بین آن‌ها می‌باشد.

۲) آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانادار: به رنگ خاکستری روشن تا صورتی و کرم روشن می‌باشد. دارای لایه‌بندی نازک لایه تا متوسط است و به صورت هم شیب بر روی واحدها قرارگرفته‌اند.

۳) توف، ماسه‌سنگ و سنگ‌های آتشفشانی: این واحد از توف، ماسه‌سنگ آهکی، ماسه‌سنگ توفی- آهکی و گاهی از سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی تشکیل شده‌اند. با ضخامت قابل‌توجهی در جنوب فیلشور رخنمون دارند (به سمت شرق نازک‌تر و به سمت غرب ضخیم‌تر می‌باشد).

۴) ماسه‌سنگ و مارن: این واحد شامل، مارن و مارن سیلت‌دار است که گاهی متناوب با درون لایه-های سنگ آهک مارنی و نیز درون لایه‌های ماسه‌سنگی می‌باشند.

۵) سنگ‌آهک و مارن‌های تفکیک نشده: سنگ‌آهک‌ها و مارن‌های گلوبوترونکانادار در برخی نقاط در کرتاسه‌پسین مرزهای مشخصی جهت تقسیم‌بندی نشان نمی‌دهند.

۶) مارن، سنگ‌آهک: این واحد در زون خرد شده در جنوب مهرکرد ظاهرشده است، که خصوصیات فلیش‌ها و فلیش- ولکانیک‌های مربوط به پوسته رسوبی سری افیولیتی نشان می‌دهند. سنگ‌آهک پلاژیک در این واحد حضور دارد و بر روی آن مارن‌های سفید، ماسه سنگ آهکی، توف و سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شود.

۷) سنگ‌های آتشفشانی، توف و ماسه‌سنگ: در برخی از نقاط رخساره‌های آذرآواری و سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت، توف سبز، توف برشی، ماسه‌سنگ توفی و ماسه‌سنگ آهکی) در میان واحد مارن و سنگ‌آهک و گاهی بر روی آن قابل مشاهده است. یکی از گسترده‌ترین رخساره‌های آذرآواری منطقه، لیتیک‌توف بوده که بیانگر توالی‌های انفجاری می‌باشد. رنگ این سنگ‌ها در نمونه دستی، سبز روشن و گاهی متمایل به قهوه‌ای است. این نهشته‌ها متشکل از قطعات سنگی در اندازه‌های میلی‌متری تا سانتی‌متری و با تنوع رنگی می‌باشند.

۲-۲-۳- پالئوسن

واحدهای پالئوسن را ماسه‌سنگ‌های قرمز، کنگلومرا، مارن و سنگ‌های شبه فلیش تشکیل می‌دهند. این واحد دارای میان لایه‌هایی از توف و سنگ‌های آتشفشانی، سنگ‌آهک ریفی و سنگ‌آهک مارنی می‌باشند که به صورت ناپیوسته بر روی بخش کربناتی کرتاسه‌پسین واقع شده است (شکل، ۲-۴).

در این واحد زمانی، تنوع فراوان تغییرات جانبی شدید رخساره‌ها حاکی از آن است که فعالیت‌های زمین‌ساختی در آن زمان هم ارز با بسته شدن کافت‌ها و حوضه رسوبی فلیش می‌باشد.

۲-۳-۴- ائوسن

واحدهای ماسه‌سنگی، مارن‌ها به رنگ قرمز و زرد، کنگلومرا، سنگ آهک‌های آلوئولینا- نومولیت‌دار، رسوبات شبه فلیش شامل تناوب‌های مارن سیلت‌دار به رنگ سبز متمایل به خاکستری، سیلت سنگ، ماسه‌سنگ، در نهایت به کنگلومرایی ضخیم لایه تا توده‌ای شکل و کنگلومرا با میان لایه‌های ماسه‌سنگ ائوسن‌پسین- الیگوسن منتهی می‌شوند (شکل ۲-۴). هم‌چنین در ائوسن، فعالیت‌های ماگمایی به حدی می‌رسد، که رسوبات هم زمان خود را تحت تأثیر قرار داده است و در آن نسبت حجم سنگ‌های آتشفشانی (داسیت‌ها و آندزیت) به رسوبات بیشتر می‌باشد (اکرمیان، ۱۳۸۹). دایک‌های آندزیتی در منطقه زمان‌آباد رخنمون دارند و احتمالاً مربوط به بعد از کرتاسه‌زیرین می‌شود. توف‌های آندزیتی و گدازه‌های اسیدی که در منطقه رخنمون دارند، احتمالاً با توجه به همبری مستقیم این فعالیت‌های آتشفشانی با سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار (در منطقه زمان آباد، صالح آباد و تلخاب) ائوسن‌میانی- فوقانی در نظر گرفته شده است (اکرمیان، ۱۳۸۹). شواهد ژئوشیمیایی این دسته از سنگ‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها دارای ماهیت کالکوآلکالن هستند، که حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس (اقیانوس سبزوار) و گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده روی آن می‌باشند.

۲-۳-۵- الیگوسن

واحدهای سنگی الیگوسن شامل، واحد ماسه‌سنگی و کنگلومرایی، واحد مارن قرمز رنگ ژیپس‌دار و واحدهای آتشفشانی- آذرآواری هستند. حاجیلو (۱۳۹۳)، زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی بازالت‌های الیگومیوسن منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی الیگوسن، منطقه کلاته سادات و مقیسه، در جنوب نوار افیولیتی سبزوار و لبه شمالی زون ایران مرکزی واقع شده‌اند (جنوب

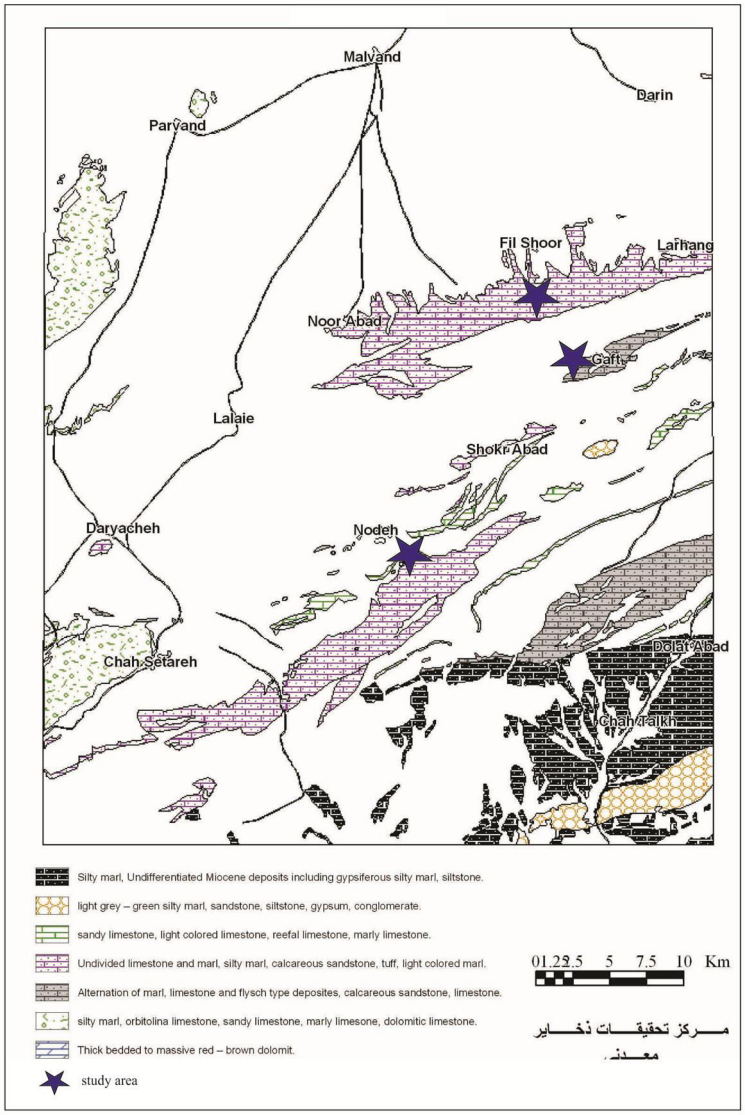
غرب سبزوار). این سنگ‌های شامل یک سری تفریقی پیوسته از بازالت تا الیوین بازالت همراه با سنگ‌های آذرآواری هستند. این سنگ‌ها حاصل فوران گدازه‌های بازالتی به درون حوضه رسوبی کم-عمق به سن الیگوسن- میوسن می‌باشند. تشکیل این محیط در ارتباط با حرکات کششی حاکم بر حوضه پشت‌کمانی ایران مرکزی در زمان الیگوسن- میوسن می‌باشد. این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۵-۱۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی‌شده در اعماق ۱۰۰- ۱۱۰ کیلومتری ایجاد شده‌اند (کدخدایی، ۱۳۹۴). در نقشه‌های زمین شناسی منطقه آن‌ها را غالباً به کواترنری نسبت داده‌اند، لیکن مشاهدات و شواهد جدید (از جمله رضوی، ۱۳۸۹، برهمند، ۱۳۸۹، قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰) نشان می‌دهد، که این بازالت‌ها در محدوده زمانی الیگوسن- میوسن از طریق مجاری دایکی تغذیه‌کننده به درون حوضه‌های رسوبی- دریاچه‌ای کم عمق یا محیط‌های کم عمق تبخیری- تخریبی راه یافته‌اند. سنگ‌های بازالتی منطقه کلاته سادات و مقیسه دارای طیف ترکیبی محدودی از الیوین بازالت تا بازالت هستند (حاجیلو،۱۳۹۳).

۲-۲-۶- میوسن

این واحد شامل مارن‌های سیلت‌دار، سیلت‌سنگ، ماسه‌سنگ با میان لایه‌هایی از کنگلومرا و گچ می-باشد، این رسوبات ضخیم (با شرایط قاره‌ای- تبخیری)، حاصل از آخرین و گسترده‌ترین پیشروی در ایران مرکزی است.

۲-۲-۷- کواترنری

کواترنری در منطقه شامل کنگلومرا و چینه‌های افقی از مارن‌های سیلت‌دار می‌باشد، که دارای جورشدگی ضعیف، گردشدگی خوب و سخت‌شدگی متوسط می‌باشند. رسوبات مخروط افکنه‌ای، تراس‌های آبرفتی و آبرفت‌های در حال تشکیل در بستر رودخانه‌ها از جمله سازندهای کواترنری می-باشد. به طور کلی پراکندگی از سنگ‌های رسوبی را می‌توان در شکل ۲-۵ مشاهده کرد.



شکل ۲-۵- پراکندگی سنگ‌های رسوبی در ورقه دارین (مرکز تحقیقات ذخایر شرق ایران، ۱۳۸۴).

۲-۳- واحدهای سنگی منطقه

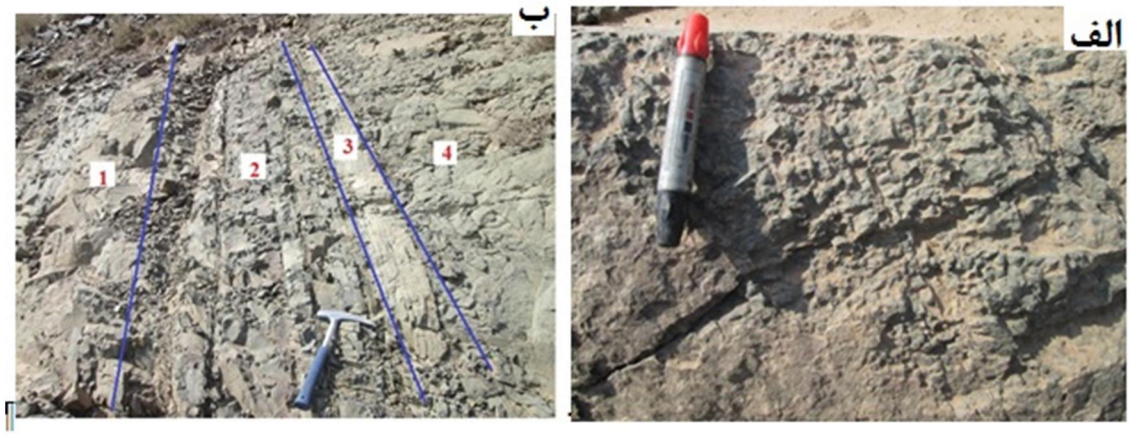
واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه مربوط به کرتاسه‌پسین می‌باشد، که بر حسب جایگاه چینه شناسی و تغییرات ترکیب سنگ‌شناختی از پایین به بالا، شامل، دو بخش می‌باشد. بخش اول، بیشتر آتشفشانی- رسوبی است، که در بخش کم‌عمق دریا تشکیل شده است (مربوط به قسمت زیرین کرتاسه پسین)، و بخش دوم شامل، آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانادار، مارن و ماسه‌سنگ توفی که مربوط به محیط‌های عمیق دریایی می‌باشند (شکل ۲-۶).

شکل ۲-۶- تصویری از واحد آتشفشانی رسوبی جنوب غرب سبزوار.

۲-۳-۱- آتشفشانی- رسوبی

۲-۳-۱-۱- توف- کریستال لیتیک توف، ماسه سنگ توفی و توف های سیلتستونی

رخنمون این واحد، در تمامی مسیرهای مورد مطالعه (نوده ، فیلشور و لندران)، مشاهده می‌شود. این واحد، اولین واحد چینه‌ای کرتاسه‌پسین می‌باشد که در شمال روستای نوده برونزد دارد (شکل ۲-۷، الف). این واحد بیانگر توالی‌های انفجاری می‌باشد. رنگ این سنگ‌ها در نمونه‌دستی سبز روشن و گاهی متمایل به قهوه‌ای است. این نهشته‌ها متشکل از قطعات سنگی در اندازه‌های میلی‌متری تا سانتی‌متری و با تنوع رنگی می‌باشند (شکل ۲-۷، ب). در اطراف روستای لندران و گفت واحدهای توفی با ضخامت چشم‌گیر دیده می‌شود (شکل۲-۷، ج).



شکل ۲-۷- الف) تصویری از توف‌های فیامی، ب) نمایی از انواع توف که دارای اندازه‌های متفاوتی می‌باشند، ج) تصویری از توف‌های روستای گفت در جنوب غرب سبزوار.

۲-۳-۱-۲- سنگ‌های ریولیتی

سنگ‌های ریولیتی، قدیمی‌ترین سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه‌بالایی در جنوب غرب سبزوار می‌باشد، در شمال روستای محمدآباد (دره کال‌مرغ) مشاهده می‌شود. جزء واحدهای فلسیک منطقه می‌باشد، دارای رنگ زرد متمایل به خاکستری و گاهی به صورت ارغوانی می‌باشند، که از توف‌های سبز اطراف کاملاً متمایز است، مهم‌ترین بافت نمونه های ریولیتی، از نوع پورفیری می‌باشند. (شکل ۲-۸).

شکل ۲-۸- الف) نمایی از سنگ‌های ریولیتی جنوب غرب سبزوار، ب) تصویری از سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی که در اطراف آن لیتیک توف قرار گرفته است.

۲-۳-۱-۳- تراکی آندزیت

این واحد آتشفشانی بیشتر در منطقه جنوب نوده گسترش دارد (شکل ۲-۹). واحد آندزیتی ضخامت زیادی داشته و به‌صورت هم‌روند در بین لایه‌های توفی و کربناتی بخش بالایی کرتاسه‌پسین با امتداد شمال‌شرقی- جنوب‌شرقی دیده می‌شود. از ویژگی‌های این واحد آتشفشانی، حالت منشوری

بودن آن می‌باشد که این واحد را از سایر واحدهای آتشفشانی- رسوبی در منطقه متمایز می‌کند (تقی‌زاده، ۱۳۹۳).

شکل ۲-۹- تصویری از واحد آتشفشانی تراکی آندزیت جنوب غرب سبزوار (در مسیر نوده).

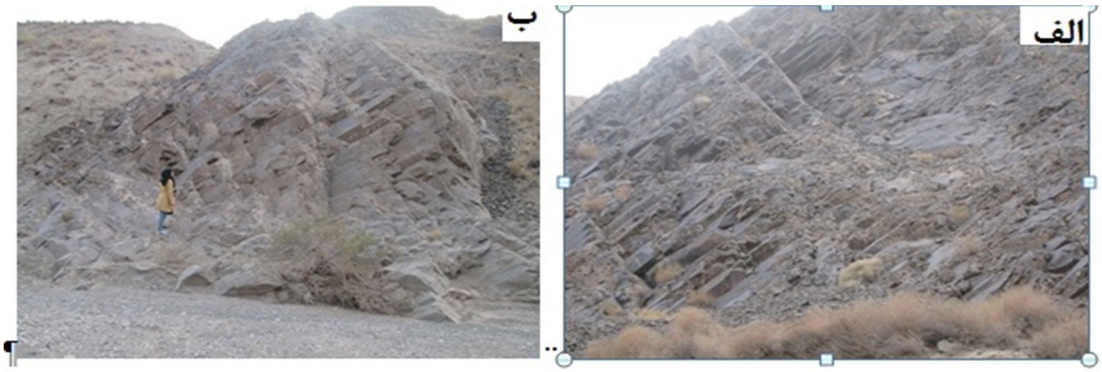
۲-۳-۱-۴- بازالت بالشی

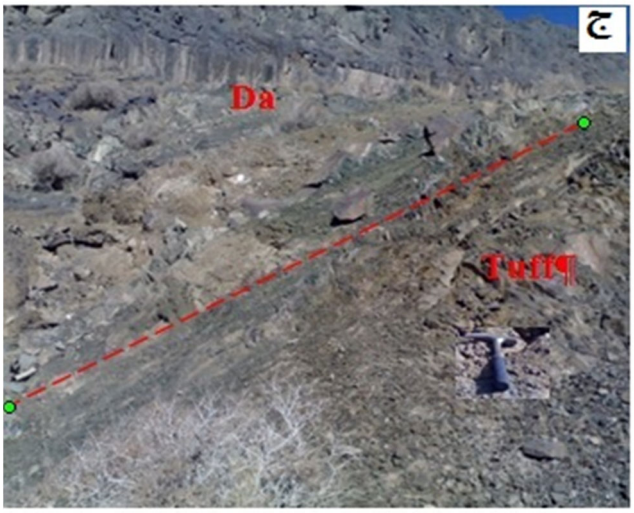
بازالت‌های منطقه به‌صورت صخره‌ساز، بالشی و بین لایه‌ای در بین رسوبات مشاهده می‌شوند. بالش-ها در نمونه دستی دارای ساخت پورفیری و بادامکی هستند. در جنوب روستای فیل‌شور و نوده رخنمون دارد (۲-۱۰)، که دراثر دگرسانی زیردریایی این بازالت بالشی، اسپیلیت‌ها تشکیل شده‌اند. در برخی از مناطق بازالت‌ها ساخت بالشی نشان می‌دهند.

شکل ۲-۱۰- الف) نمایی از بازالت روستای نوده در جنوب غرب سبزوار، ب) تصویری از بازالت‌های بالشی که بین آن‌ها به شدت دگرسان شده است.

۲-۳-۱-۵- داسیت‌ها (da)

در غرب نقشه دارین توده‌ای از سنگ‌های داسیتی و درون لایه‌های توفی زرد- قهوه‌ای روشن با خردشدگی‌ها و فرسایش شدید دیده می‌شود. این واحد دارای مورفولوژی برجسته و منشوری شکل می‌باشند. درشمال روستای گراب توده‌ای از این سنگ‌های داسیتی قابل رویت می‌باشد (نصراللهی، ۱۳۹۳). با توجه به مطالعات صحرایی در حوالی روستای گفت (دره کال‌مرغ)، داسیت‌های منشوری مشاهده می‌شود (شکل، ۲-۱۱). دلایل متعددی از جمله، یکنواخت بودن ماگما و نبود مواد فرّار، نحوه یا شکل جایگیری ماگما، سرعت سردشدن گدازه، ضخامت زیاد گدازه بعد از فوران و چسبندگی ماگما در تشکیل ستون‌های منشوری می‌توانند نقش ایفا کنند (Kattenhorn et al. 2002; Yoshihiko and Nobutaka, 2004).





شکل۲-۱۱- الف وب) تصویری از داسیت‌های منشوری در منطقه مورد مطالعه (شمال روستای محمد آباد). ج) نمایی از داسیت‌های پرفیری در جنوب غرب سبزوار.

۲-۳-۲- بخش رسوبی

۲-۳-۲-۱- آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانادار

واحد آتشفشانی رسوبی در شمال روستای نوده شامل، ماسه‌سنگ توفی با میان لایه‌هایی از توف ماسه‌ای است که توسط سنگ آهک گلوبوترونکانادار پوشیده می‌شود (شکل ۲-۱۲). این واحد ارتفاعات منطقه جنوب غرب سبزوار را می‌سازد و دارای میکروفسیل‌های فروان و متنوعی می‌باشد. این فسیل‌ها ساختار درونی اولیه خود را از دست داده و کلسیتی شده‌اند و مربوط به مناطق عمیق می‌باشند (تقی زاده، ۱۳۹۳). وجود فسیل‌های شاخص از جمله، گلوبوترونکانا (به سن کرتاسه پسین) در آهک‌های منطقه می‌تواند، نشان دهنده‌ی سن کرتاسه‌پسین برای نهشته‌های آتشفشانی-رسوبی در جنوب غرب سبزوار باشد. این سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه‌بالایی، میزبان توده های نفوذی گرانیتوئیدی می‌باشند.

شکل ۲-۱۲- تصویری از توالی آتشفشانی- رسوبی در شمال روستای نوده در جنوب غرب سبزوار.

۲-۳-۲-۲- مارن، سیلت مارنی با میان لایه هایی از آهک

در جنوب غرب سبزوار در منطقه نوده و فیلشور واحدی از مارن و مارن سیلت‌دار گاهی متناوب با درون لایه‌های سنگ آهک مارنی و نیز درون لایه های ماسه‌سنگی رخنمون دارد (شکل ۲-۱۳).

شکل۲-۱۳- تناوبی از مارن و ماسه سنگ در جنوب غرب سبزوار.

۲-۳-۳- توده های نفوذی

۲-۳-۳-۱- گابرو (gb)

این واحدهای سنگی، در بررسی‌های سنگ‌شناختی یک گروه از سنگ‌های بازیک هستند، که به صورت تمام بلورین و معمولاً درشت دانه حضور دارند و شامل، پلاژیوکلازهای کلسیک به همراه یک یا تعداد بیشتری از کانی‌های فرومنیزیم (اوژیت، هورنبلند، هیپرستن و الیوین) هستند. این واحد سنگی در منطقه مورد مطالعه فقط درون واحد توف، سنگ‌های ولکانیک و سیلیسی دیده می‌شود. تشکیل گابروها همزمان با فعالیت‌های آتشفشانی در کرتاسه پسین می‌باشد، بخاطر اینکه رخساره-های ریز بلور (شیشه‌ای) آن‌ها نیز در لابلای سنگ‌های واحد توف، سنگ‌های ولکانیک و سیلیسی دیده می‌شوند (شکل ۲-۱۴). رخنمونی از سیل گابرویی در ۴ کیلومتری جنوب روستای لارهنگ، در دره کال‌مرغ (شمال روستای محمدآباد) دیده می شود، که دارای ضخامت ۵۰ تا ۷۰ متر است (شکل ۲-۱۵). سیل گابرویی هم‌چنین در بین واحدهای رسوبی- آتشفشانی منطقه نوده به صورت هم‌روند با آن‌ها قرار گرفته است (شکل۲-۱۶). بر اساس مطالعات مغفوری (۱۳۹۱)، در جنوب معدن مس نوده هم‌چنین واحدهایی از گابرو دیده می‌شوند.

شکل ۲-۱۴– الف) تصویری از سیل گابرویی که داسیت‌ها را قطع کرده است، ب) نمونه دستی گابروهای منطقه.

شکل ۲-۱۵- نمایی از سیل گابرویی در جنوب غرب سبزوار که داسیت‌های اطراف را قطع کرده است (دره کال مرغ، شمال روستای محمدآباد)

شکل ۲-۱۶- نمایی از سیل گابرویی که در بین واحدهای تراکی آندزیت و آگلومرا توف نفوذ کرده است.

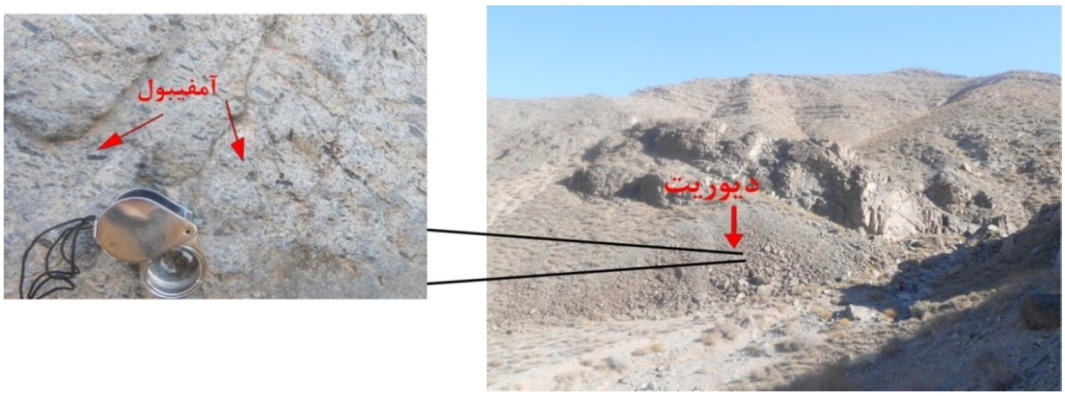
۲-۳-۳-۲- دیوریت، کوارتزدیوریت

این سنگ‌ها در زیر گروه آذرین درونی جای می‌گیرند، دارای بافت دانه‌ای می‌باشند، که در عمق زمین و به آهستگی سرد شده‌اند، به طوری که فرصت مناسب برای رشد بلورها ایجاد شده است، ولی از نظر ترکیب کانی‌شناسی متفاوت می‌باشند.کوارتزدیوریت، ترکیب حدواسط متمایل به اسیدی دارد، اگر مقدار کوارتز در این سنگ بیش از ٪۵ باشد، سنگ کوارتزدیوریت نامیده می‌شود. دیوریت، از نظر ترکیب شیمیایی حدواسط سنگ‌های اسیدی و بازیک می‌باشد. دیوریت‌های با شدت دگرسانی متفاوت در منطقه گسترش دارند (شکل، ۲-۱۷). در مسیر روستای لندارن دیوریت‌های دانه‌ریزی به وفور دیده می‌شوند، که مربوط به حاشیه توده ها می‌باشند (شکل ۲-۱۸).

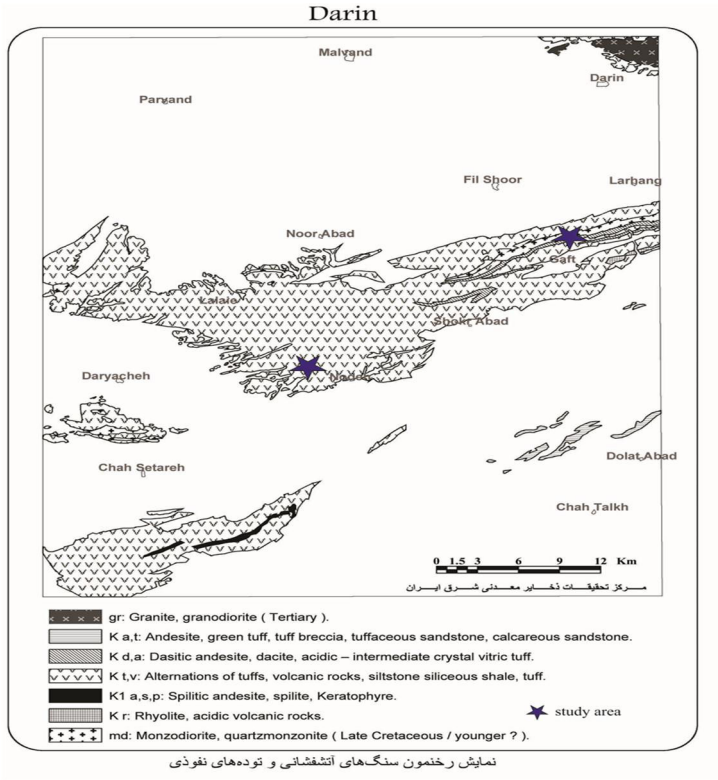
مگافنوکریست‌های آمفیبول در نمونه های دستی دیوریت‌ها به خوبی قابل مشاهده می‌باشند و دارای بافت پورفیری می‌باشند (شکل ۲-۱۹). پراکندگی از سنگ‌های آذرین منطقه جنوب غرب سبزوار رامی‌توان در شکل ۲-۲۰ مشاهده کرد.

شکل ۲-۱۷- الف) تصویری از دیوریت‌ها که در آهک‌های منطقه نفوذ کرده اند، ب) آثاری از توده های نفوذی در آهک‌ها.

شکل ۲-۱۸– تصویری از حاشیه توده نفوذی (دیوریتی) درجنوب غرب سبزوار (در مسیر لندران).



شکل۲-۱۹- نمایی از دیوریت‌ها که درشت بلورهای آمفیبول در نمونه دستی در حد سانتی‌متر دیده می‌شود.



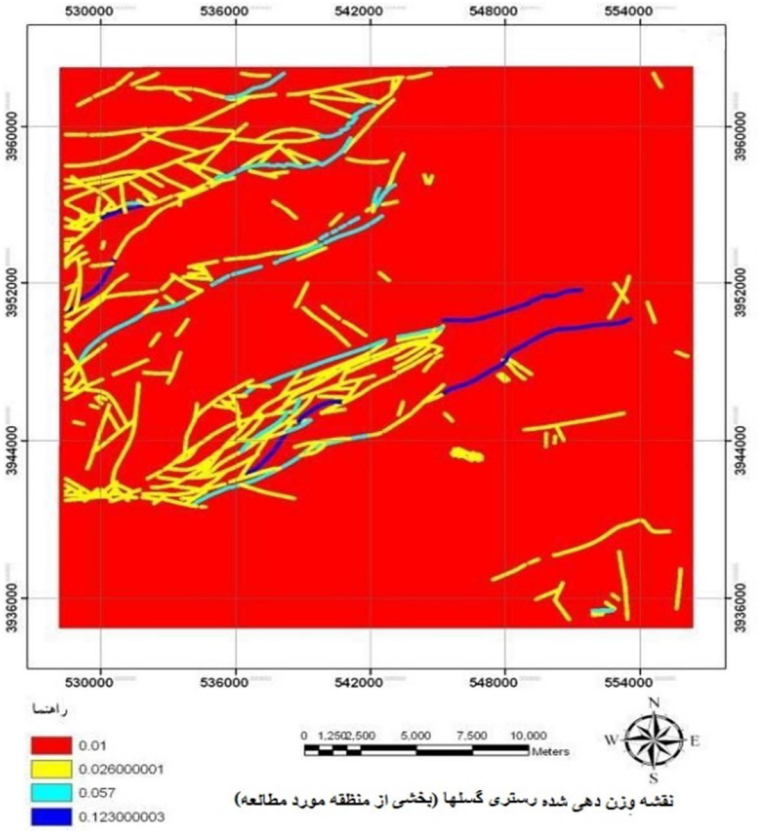
شکل ۲-۲۰- پراکندگی سنگ‌های آذرین در ورقه دارین (مرکز تحقیقات ذخایر شرق ایران، ۱۳۸۴).

۲-۴- زمین شناسی ساختاری منطقه مورد مطالعه

۲-۴-۱- گسل‌ها

ورقه دارین در زون فلیش واقع شده است.گسل‌های مهم موجود در محدوده دارین گسل‌های مظفرآباد- گرآب (گراب تا شمال نوده دارای امتداد شرق جنوب شرق- غرب شمال‌غرب است و از نوده به سمت شرق چرخیده و به گسل مظفرآباد پیوسته است)، دولت آباد- چاه شن و گسل

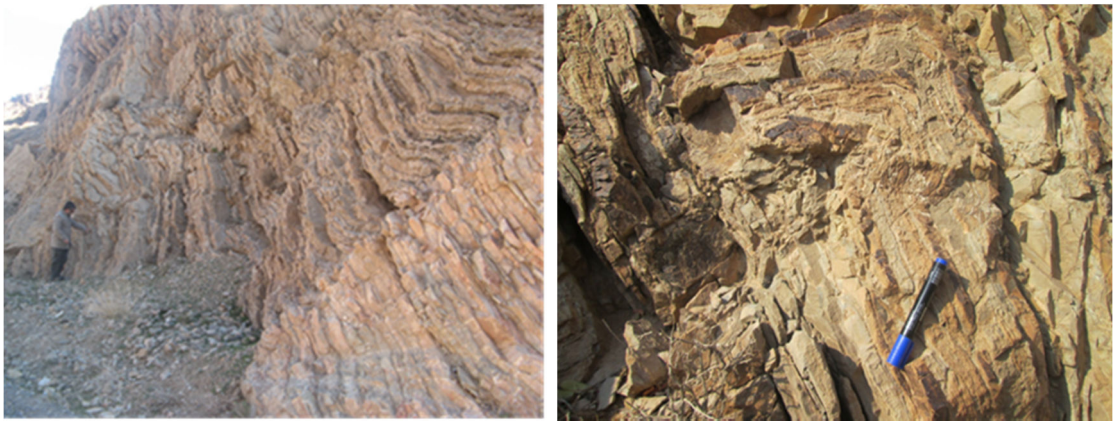
معکوس شمال مهرکرد- جنوب ذوالفرخ می‌باشد (وحدتی، ۱۳۷۷). گسل‌های منطقه دارای روند شمال‌شرق- جنوب غرب هستند که تا حدودی به موازات گسل درونه (۴۰ کیلومتری جنوب منطقه) می‌باشند. گسل‌های منطقه بیشتر از نوع امتداد لغز می‌باشند. نیروهای عمل‌کننده در گسل‌های رانده، در برخی نقاط باعث چین‌خوردگی، افزایش شیب لایه‌ها و برگشتگی طبقات شده‌اند. فعالیت-های زمین گرمایی معمولاً در ارتباط نزدیک با گسل‌ها و شکستگی‌های ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی و هم‌چنین ماگماتیسم رخ می‌دهند، بنابراین با مشخص کردن گسل‌های منطقه می‌توان واحدهای تبخیری منطقه در زون گسله و دیگر مناطق امیدبخش کانی سازی را تعیین کرد (Khalili and Safaei, 2002). بخشی از گسل‌های منطقه جنوب سبزوار با وزن‌دهی شده رستری در شکل ۲-۲۱ نشان داده شده است.



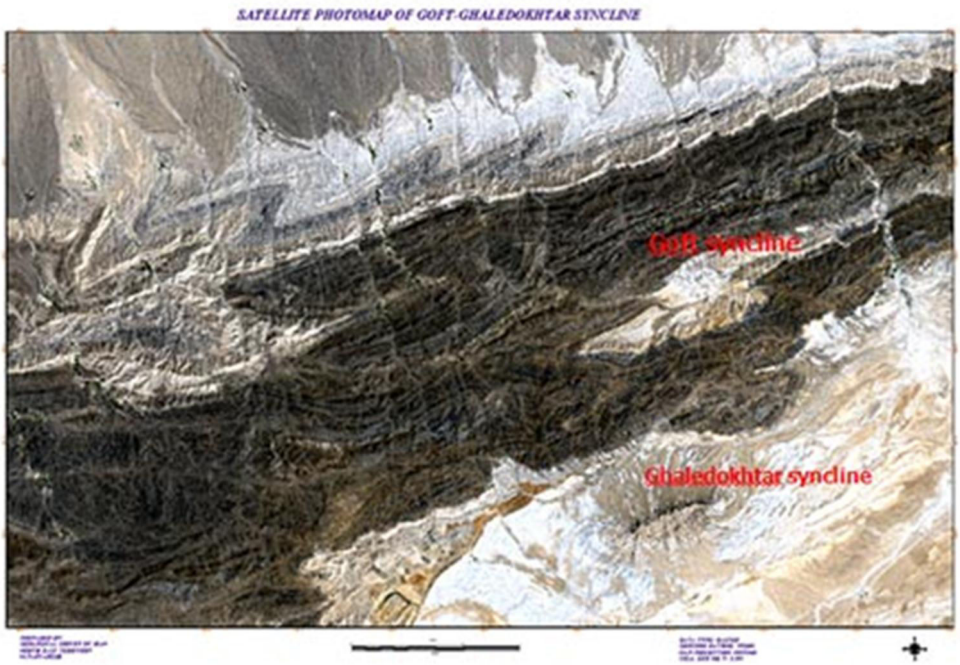
شکل ۲-۲۱- گسل‌های منطقه با توجه به گسل‌های شناخته شده در نقشه‌های زمین‌شناسی دارین، ششتمد و هم‌چنین با استفاده از تصاویر ماهواره ای لندست و گوگل ارث و با استفاده از استخراج خط واره‌ها در مطالعات دورسنجی به دست آمده اند (بمانی، ۱۳۹۴).

۲-۴-۲- چین خوردگی

چین خوردگی‌های متعددی به شکل تاقدیس و ناودیس در محدوده قابل مشاهده هستند، که نیروهای فشارنده به وجودآورنده گسل‌های منطقه، سبب چین‌خوردگی آن‌ها نیز شده است. بر حسب نقاط مختلف، درجات چین‌خوردگی‌ها از ملایم تا متوسط، شدید و خیلی شدید و حتی به صورت برگشته در محدوده دیده می‌شود (شکل ۲-۲۲)، اما میانگین چین خوردگی از شدید تا خیلی شدید می‌باشد. چندین ساختمان تاقدیسی و ناودیسی بزرگ در ناحیه دیده می‌شود که از جمله ناودیس‌های منطقه می‌توان ناودیس دولت آباد، ناودیس چاه تلخ، تپه بید، ناودیس کوه قلعه دختر، ناودیس گفت (شکل ۲-۲۳) و ناودیس ذوالفرخ را نام برد. تاقدیس‌های مهم منطقه تاقدیس-های دو چاهی و تاقدیس‌های نام‌گذاری نشده بین دو تاقدیس دولت آباد و چاه‌تلخ در گوشه جنوب شرقی نقشه که کم و بیش با آن‌ها هم محور است می‌باشند (جعفریان وجلالی، ۱۳۷۷).



شکل ۲-۲۲- تصویری از چین خوردگی آهک های منطقه.



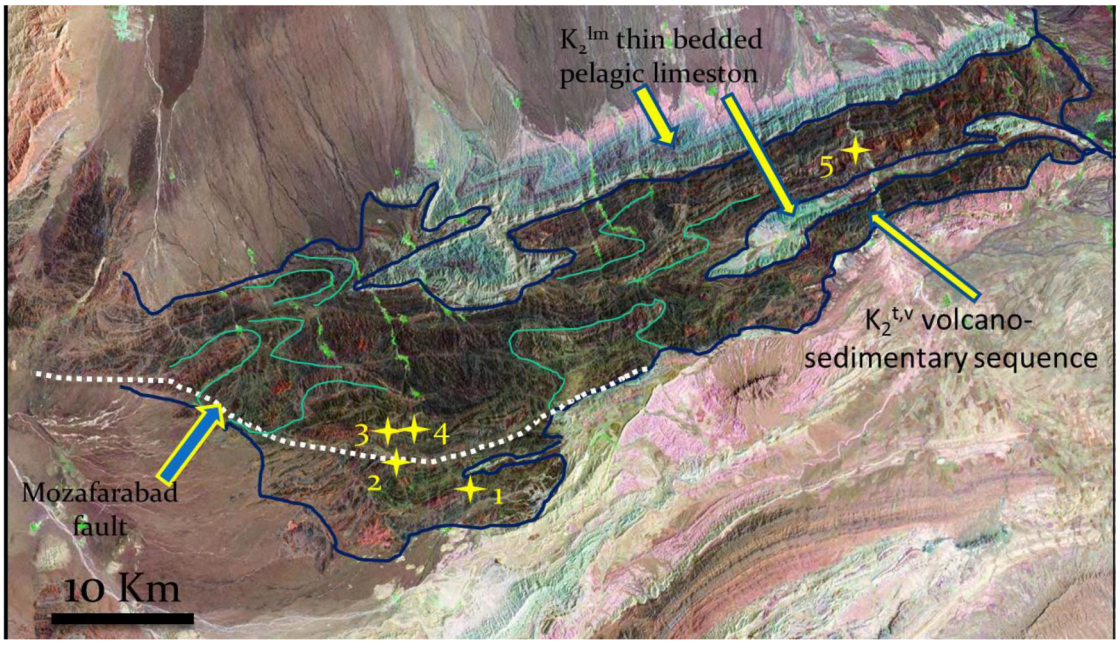
شکل ۲-۲۳- عکس ماهواره ای منطقه دارین که در آن ناودیس گفت و قلعه دختر مشخص می‌باشد.

۲-۴-۳- پتانسیل‌های اقتصادی (معدنی) منطقه

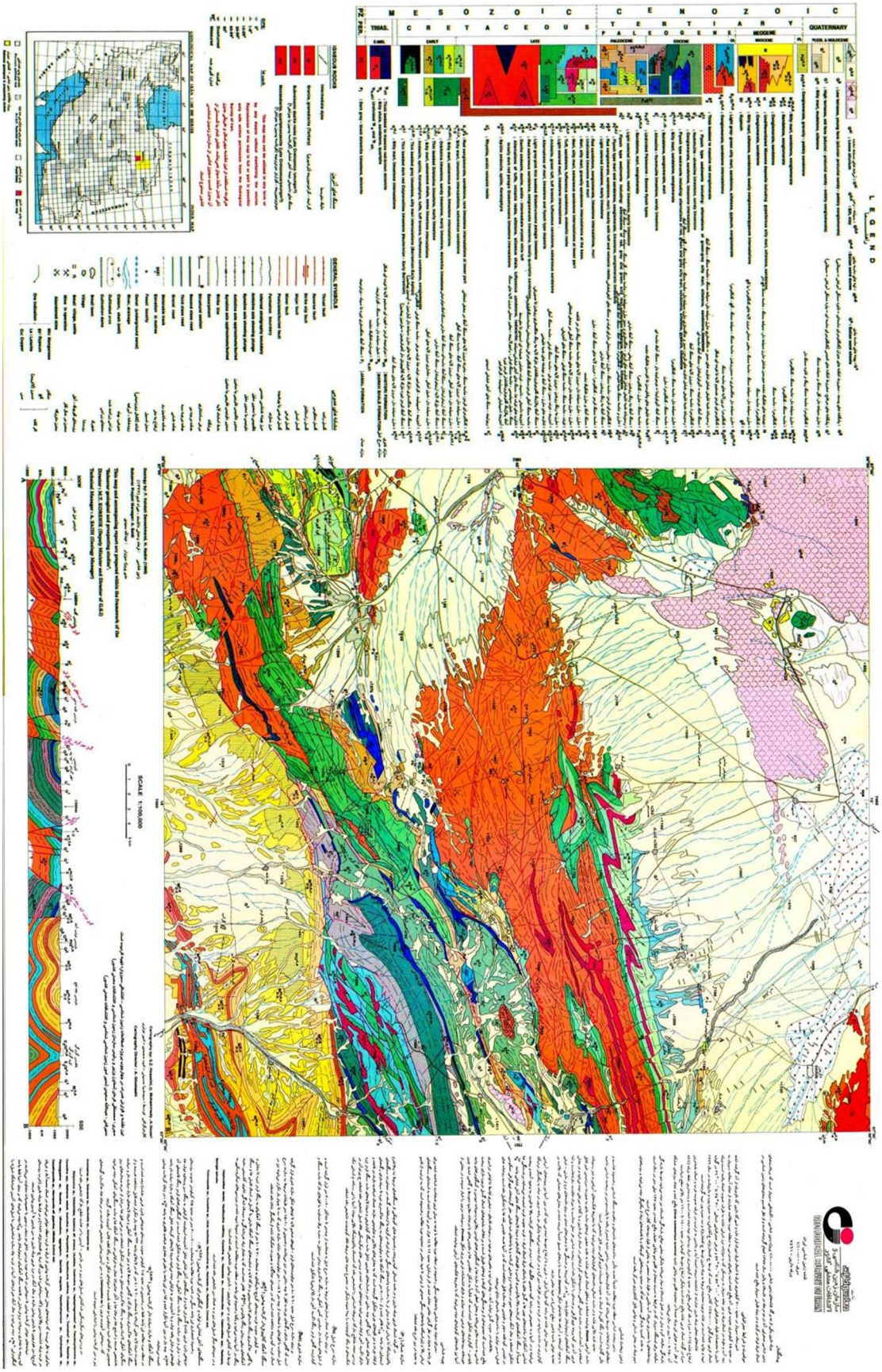
کشور ما ایران دارای ذخایر غنی از مواد معدنی می‌باشد و می‌توان گفت یکی از برجسته‌ترین کشورهای دارای منابع معدنی است بدون شک توجه به این سرمایه عظیم می‌تواند باعث رشد و شکوفایی اقتصاد کشور گردد. با توجه به اینکه تکیه بر ذخایر نفتی منبع ارزی همیشگی، کافی و مطمئنی برای تأمین هزینه‌ها نیست می‌توان با تمرکز و توجه بیشتر به بخش معدن و به دنبال آن صنایع مرتبط با این بخش منبع ارزی مطمئنی برای اقتصاد کشور پایه ریزی کرد در این میان سبزوار از پتانسیل‌های غنی و مستعد، از این قاعده مستثنی نیست. محدوده شهرستان سبزوار یکی از بهترین مناطق دارای پتانسیل معدنی بسیار غنی در استان خراسان رضوی است، که با انجام عملیات اکتشافی سیستماتیک و توسعه معدنی به ویژه در خصوص معادن متروکه و اندیس‌های معدنی پراکنده، این شهرستان می‌تواند تبدیل به یکی از قطب‌های معدنی کشور گردد. در غرب شهر سبزوار ذخایر فعال ازجمله وجود منگنز گفت در ۷۸ کیلومتری جنوب سبزوار، معادن فعال منگنز

نوده در ۸۸ کیلومتری جنوب سبزوار، منگنز امیر اریان ۸۷ کیلومتری جنوب غرب سبزوار، تراورتن چاه تلخ در ۱۰۳ کلیومتری جنوب غرب سبزوار، مرمریت فیلشور سبزوار ۶۳ کیلومتری غرب سبزوار،سنگ آهک میرعلی ۶۳ کیلومتری جنوب غرب سبزوار، منگنز مظفر آباد ۶۰ کیلومتری جنوب سبزوار، مرمریت ششتمد سبزوار در ۳۲ کیلومتری جنوب سبزوار، منگنز چشمه سفید سبزوار در ۸۲ کیلومتری جنوب سبزوار، منگنز ته کوچه در ۹۵ کیلومتری جنوب سبزوار، منگنز کوه سخت سبزوار در ۱۲۵ کیلومتری جنوب غرب سبزوار، سنگ گچ نهالدان سبزوار ۱۰۵ کیلومتری غرب سبزوار ،مرمریت کلاته ملا حسن ۸۸ کیلومتری غرب سبزوار، سنگ لاشه آهکی ده‌زمین۴۰ کیلومتری جنوب سبزوار و... همانطور که ذکر شد می‌توان به این نتیجه رسید که سبزوار دارای پتانسیل معدنی بالایی می‌باشد که می‌تواند نشانگر این باشد که در توالی آتشفشانی- رسوبی جنوب غرب سبزوار به علت وجود شرایط مناسب از جمله سنگ میزبان، محیط تکتونیکی، ولکانیسم زیر دریایی و... پتانسل های معدنی بالاست. ناگفته نماند در منطقه مورد مطالعه مس (شکل ۲-۲۴، ج) و منگنز (با سه واحد چینه شناسی متفاوت .۱)کانسارهای مرتبط با فعالیت های اتشفشانی رسوبی (گفت و نوده بنسبرد) ۲) کانسارهای مرتبط با واحد کربناتی کرتاسه پسین و پیروکلاستیک های همراه آن (کانسار چشمه سفید ذاکری۱، ذاکری ۲ و دانایی یکسری در داخل مجموعه افیولیتی سبزوار (کانسار گودایثاق). شناسایی کرده اند (شکل ۲-۲۴، ب). موقعیت یک سری از معادن منگنز بر روی شکل ۲-۲۵ به نمایش در آمده است (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۰؛ تقی‌زاده، ۱۳۹۳؛ نصراللهی، ۱۳۹۳).

شکل۲-۲۴- الف) نمایی از معدن کائولن در جنوب غرب سبزوارب) تصویری از معدن منگز ذاکری که در آن توف و توف‌های کربناتی میزبان کانه زایی منگنز می‌باشد، ج) در واحدهای آتشفشانی- رسوبی کانه زایی مس به صورت مالاکیت دیده می‌شود.



شکل ۲-۲۵- تصویر ماهواره ای Land sat 7 در منطقه جنوب غرب سبزوار و موقعیت ذخایر منگنز در واحد آتشفشانی رسوبی K_2^{tv} ۱) منگنز نوده، ۲) منگنز گستر خاور زمین، ۳) منگنز چشمه فریزی، ۴) منگنز بنسبرد، ۵) منگنز گفت. مهم‌ترین گسل های منطقه گراب و مظفر آباد می‌باشد که روی نقشه مشخص شده است (نصرالهی، ۱۳۹۳).



شکل ۲-۲۶- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ دارین.

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

در پتروگرافی، ویژگی‌های کانی‌شناسی و تحولات قابل مشاهده سنگ در مقیاس میکروسکوپی مورد بررسی قرار می‌گیرد، تا از این طریق بتوان نام سنگ‌های مورد مطالعه را به طور دقیق‌تر مشخص نمود و در عین حال رفتار آن‌ها را در مورد فرآیندهایی نظیر تبلور تفریقی، هضم، اختلاط ماگمایی، دگرسانی و غیره به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار داد. بر اساس تنوع واحدهای سنگ-شناختی منطقه مورد مطالعه سنگ‌های منطقه را در چند گروه مشخص به لحاظ ترکیبی رده‌بندی شده و مطالعات پتروگرافی بر روی آن‌ها صورت گرفته است.

- داسیت‌ها
- بازالت‌ها
- آذرآواری‌ها
- دیوریت و کوارتز دیوریت‌ها
- گابرو و گابرودیوریت‌ها
- آهک‌های پلاژیک

جدول ۳-۱- علایم اختصاری استفاده شده درتصاویر میکروسکوپی(برگرفته از قاسمی، ۱۳۹۵).

پلاژیوکلاز	Plg	فلدسپارپتاسیم	Kfs
کلینوپیروکسن	Cpx	آپاتیت	Ap
آمفیبول	Amph	کانی‌های اپک	Op
کلسیت	Cal	کلریت	Chl
کوارتز	Qtz	زئولیت	Zeo
پرهینیت	Prh	هورنبلند	Hb

۳-۲- سنگ های آتشفشانی

۳-۲-۱-داسیت‌ها

ضخیم‌ترین واحد آتشفشانی منطقه، که به صورت ارتفاعات صخره‌ساز و توده‌ای مشاهده می‌شود، داسیت‌ها هستند. این واحد سنگی در نمونه دستی به رنگ نخوی و خاکستری دیده می‌شود. این سنگ‌ها بخاطر اینکه از کانی‌های مقاوم بیشتری تشکیل شده‌اند در مقابل عوامل دگرسانی و هوازدگی مقاوم هستند. دیگر موارد قابل مشاهده در داسیت‌های منطقه، وجود کانه‌زایی ثانویه مس به صورت مالاکیت می‌باشد. کوارتز و پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی نمونه‌های داسیتی محدوده مورد مطالعه می‌باشند، که در زمینه‌ای میکروکریستالین قرار دارند. داسیت‌ها در دره کال مرغ به صورت منشوری رخنمون دارند (شکل ۳-۱، الف و ب). داسیت‌های منطقه غالباً دارای بافت فلسیتی پورفیری می‌باشند.

الف- کانی‌های اصلی

- کوارتز

کوارتز به صورت درشت بلور در داسیت‌های منطقه دیده می‌شود که حالت گرد شدگی و خلیج-خوردگی بسیار خوبی دارد. از شاخص‌ترین ویژگی‌های آن‌ها می‌توان به بافت خلیج خوردگی (شکل ۳-۱، ج) اشاره نمود (بافت غیر تعادلی). در مورد بافت خلیج خوردگی می‌توان گفت که معمولاً تحلیل رفتن یک فاز جامد در یک فاز سیال، تحت اشباع بودن سیال مورد نظر از آن فاز می‌باشد. به این صورت فازی که قبلاً به دلیل اشباع بودن آن در سیال اولیه متبلور شده بود اکنون بخاطر تغییر شرایط دچار انحلال گردیده است. تغییر ترکیب فاز سیال به نوبه خود تابع دما، فشار، فوگاسیته اکسژن، اختلاط ماگمایی و فشار بخار آب می‌باشد. بافت خلیج خوردگی می‌تواند ناشی از ناپایداری اولیه باشد یا بنا به عقیده بورمینگ و همکاران (۲۰۰۱) حواشی خلج خوردگی نشان دهنده‌ی آن است که تبلور اولیه این سنگ‌ها در یک مخزن ماگمایی عمیق رخ داده است و سپس برداشت فشار

ایزوترمال در یک شرایط غیر اشباع از آب در طی جایگیری این تودها در اعماق کم، باعث حل شدن بخشی و ایجاد این حاشیه‌ها شده است.

- پلاژیوکلاز

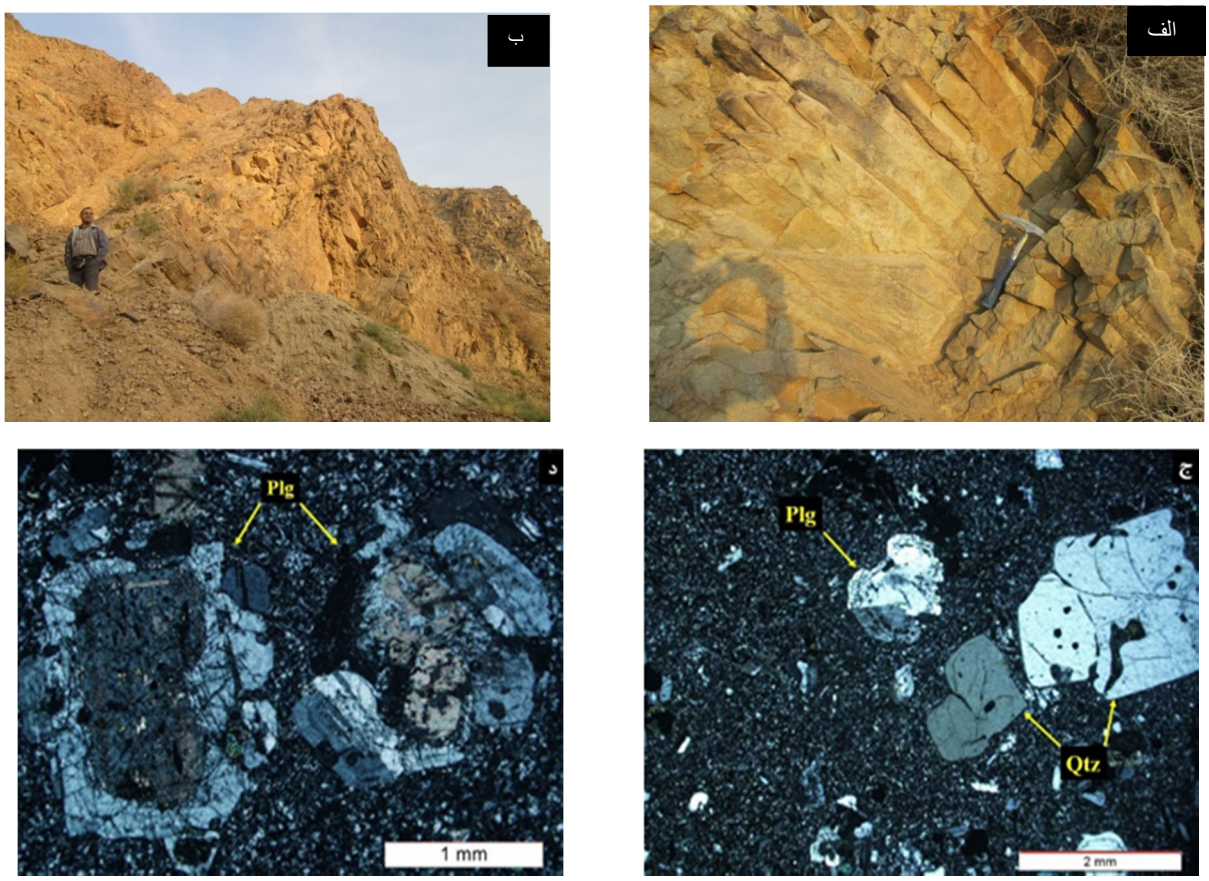
پلاژیوکلاز یکی از فراوانترین کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های داسیتی می‌باشد. در بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی و بافت غربالی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱، د). در بافت غربالی بخش‌های کوچکی از زمینه شیشه‌ای درون بلور پلاژیوکلاز به دام می‌افتد و فرصت تبلور پیدا نمی‌کند که در نهایت منظره‌ای اسفنجی شکل به پلاژیوکلاز می‌بخشد. بافت غربالی نشان دهنده‌ی عدم تعادل در پلاژیوکلازها هستند که در اثر اختلاط ماگمایی یا تغییرات فشار بخار آب و عدم تعادل در جریان تبلور ماگما رخ می‌دهند. منطقه‌بندی پلاژیوکلازها می‌تواند بیانگر نوعی عدم تعادل در حین تبلور و انجماد باشد که این عدم تعادل می‌تواند ناشی از تغییرات شرایط محلی تشکیل بلور مثل آشفتگی-های دمایی ناشی از ورود ماگمای تازه به مخزن ماگمایی در حال تبلور، کاهش سریع دما، تغییر فشار بخار آب و گازهای محلول در ماگما در حین تبلور پلاژیوکلاز باشد (شلی ۱۹۹۳). در برخی از نمونه های داسیتی منطقه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در کنار یکدیگر تجمع پیدا کرده اند و بافت گلومروپورفیری را ایجاد کرده اند. از سایر ویژگی های پلاژکلازها در این نمونه ها می توان به گرد شدگی آنها اشاره نمود.

ب- کانی‌های فرعی

کانی‌های اپک (در زمینه سنگ به صورت ریز بلور) و کلینوپیروکسن به عنوان کانی فرعی مهم، در سنگ‌های داسیتی منطقه مشاهده می‌شود. حضور کلینوپیروکسن می‌تواند نشانگر آن باشد که داسیت‌های منطقه از تبلور تفریقی یک ماگمای بازیک‌تر حاصل شده‌اند.

ج-کانی‌های ثانویه

از جمله کانی‌های ثانویه این واحد سنگی می‌توان به کلسیت و کلریت اشاره کرد.کانی کلسیت مهم-ترین کانی ثانویه این سنگ‌ها را به خود اختصاص می‌دهد. در داسیت‌های منطقه پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت و کلسیت تبدیل شده است.



شکل ۳-۱- الف و ب) تصویری از داسیت های منشوری منطقه، در جنوب غرب سبزوار ج) تصویری از خلیج خوردگی و بافت غربالی در بلورهای کوارتز (Qtz) و پلاژیوکلاز (Plg) داسیت‌های منطقه در نور XPL، د) تصویری از بلورهای پلاژیوکلاز (Plg) در داسیت‌های منطقه در نور XPL،که از مرکز به کلسیت تبدیل شده‌اند.

۳-۲-۲- بازالت

بازالت‌ها معمولاً سنگ‌های آتشفشانی مافیک، شیشه‌ای و از لحاظ اندازه دانه، ریز دانه می‌باشند که به طور معمول پلاژیوکلاز در محدوده‌ی لابرادوریت- بیتونیت، یک یا چند فنوکریست پیروکسن و مقادیر کمتری از اکسیدهای آهن- تیتان تشکیل شده‌اند (براون، ۱۹۶۷). یکی از روش‌های شناسایی بازالت‌ها استفاده از ضریب رنگی و درصد سلیس است. بازالت‌های منطقه مورد مطالعه در شمال

روستای نوده (جنوب غرب سبزوار) رخنمون دارند و دارای رنگ قهوه‌ای مایل به تیره هستند. از لحاظ ویژگی‌های پتروگرافی زمینه بازالت‌ها از شیشه و میکرولیت‌های ریز پلاژیوکلاز و درشت بلورهای آن‌ها، از کلینوپیروکسن‌های (اوژیتی) خودشکل و پلاژیوکلازهای تخته‌ای تشکیل شده‌اند. نمونه های بازالتی دارای بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، بادامکی و غربالی هستند.

الف- کانی‌های اصلی

- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها فراوانترین کانی موجود در بازالت‌ها هستند، این بلورها اغلب به صورت درشت بلورهای سالم و دگرسان نشده و یا به صورت میکرولیتی در زمینه سنگ دیده می‌شوند که نشان دهنده سرد شدن سریع مذاب است (شکل ۳-۲). تقریباً نمیی از کل میزان فنوکریست‌های سنگ سهم پلاژیوکلازها می باشد. این کانی معمولاً در خمیره یا بصورت فنوکریست های خود شکل یا نیمه خود شکل دیده می‌شود.

- پیروکسن

پیروکسن در سنگ‌های بازالتی به شکل‌های مختلفی دیده می‌شود. در برخی موارد بلورهای پیروکسن بصورت تجمعاتی دیده می‌شود که این حالت سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ-های بازالتی شده است (شکل ۳-۲، د). بافت گلومروپرفیری بیانگر بالا آمدن سریع ماگما بوده و در حین بالا آمدن فنوکریست‌ها به هم متصل شده‌اند. به عقیده کرک پاتریک[1] (۱۹۷۷) این تجمعات به دلیل نطفه‌بندی ناهمگن بلورها ایجاد می‌شود اما از نظر هلز[2] (۱۹۸۷) برخورد تصادفی بلورها با راستای محوری و بلوری یکسان می‌باشد.

ب-کانی‌های فرعی

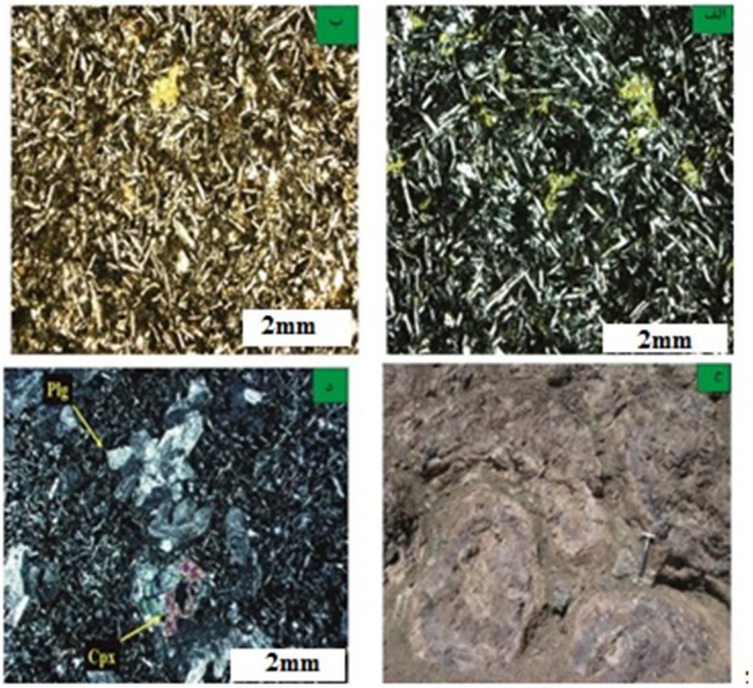
کانی‌های اوپک از کانی‌های فرعی موجود در بازالت‌ها می‌باشد که به اشکال مختلفی دیده می‌شود.

---

[1] - Kirk patrick
1-Helz

ج- کانی‌های ثانویه

کلریت، کلسیت و اپیدوت در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها تشکیل شده-اند. خروج گاز از گدازه‌های بازالتی منجر به تشکیل حفراتی در سطح آن‌ها شده است که توسط کانی‌های ثانویه از قبیل کوارتز و کلریت پر شده‌اند.



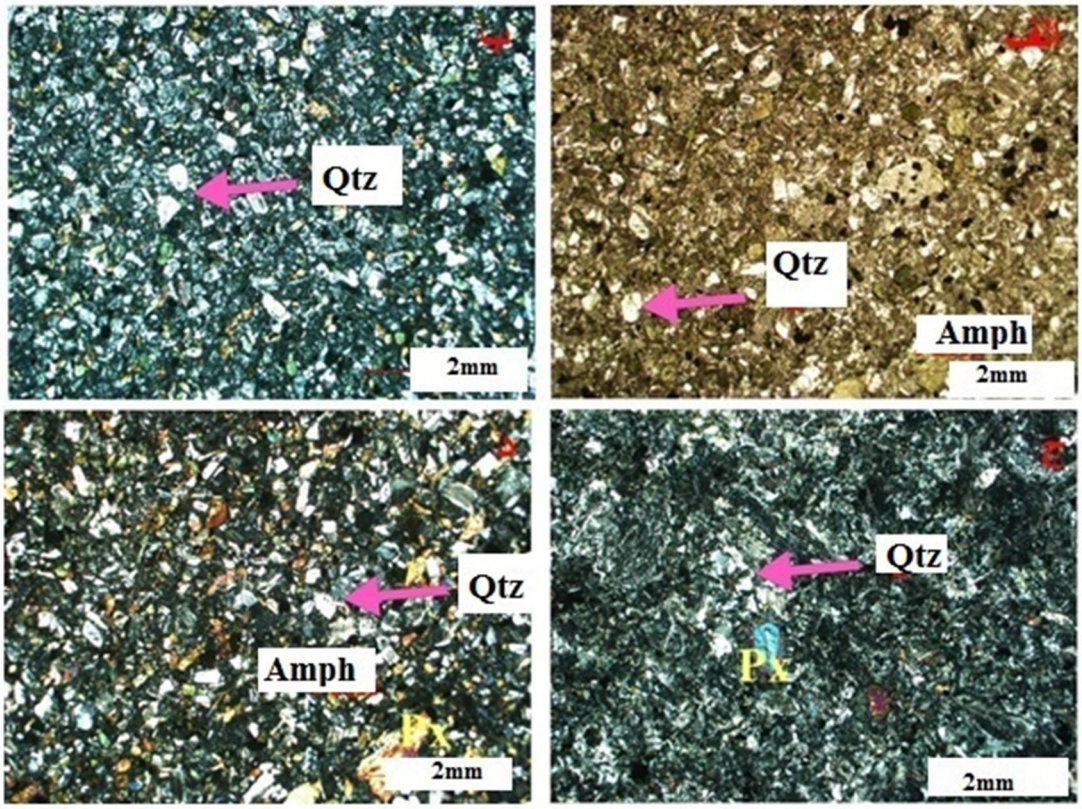
۳-۲- الف) تصویر میکروسکوپی از بازالت‌ها در نور XPL ب) تصویر میکروسکوپی از بازالت‌ها در نور PPL، که پلاژیوکلازها در آن به وفور دیده می‌شود ج) تصویری از گدازه بازالتی در شمال روستای نوده که دگرسان شده‌اند، د) تصویری از بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و ایجاد بافت گلومروپورفیری در گدازه‌های بازالتی در نور XPL.

۳-۲-۳- آذرآواری

سنگ‌های آذراوری شامل انواع توف‌ها (توف، لیتیک توف و کریستال لیتیک توف)، برش و آگلومرا می‌باشد.

در واقع به سنگ‌های پیروکلاستیکی که بیش از ۷۵ درصد قطعات آن کوچکتر از ۲ میلی‌متر باشد، توف گفته می‌شود. کانی‌های کوارتز، آمفیبول و پلاژیوکلاز در توف‌های منطقه دیده می‌شود (شکل

۳-۳). این واحدهای آذراواری به طور کلی از نوع زیرآبی (هیدروکلاستی) بوده و با رنگ تیره از دیگر واحدهای سنگی منطقه متمایز می‌شوند.



۳-۳- تصویر میکروسکوپی توف‌های لندران (جنوب غرب سبزوار)، الف) در نور PPL، و ب) در نور XPL، ج) تصویر میکروسکوپی از توف سیلتستونی در نور XPL، د) تصویر میکروسکوپی از کریستال توف در نور XPL.

۳-۳- سنگ های نفوذی

۳-۳-۱- دیوریت و گابرودیوریت

دیوریت‌ها و گابرودیوریت‌ها دارای گسترش خوبی در منطقه می‌باشند (فیلشور، گفت، لندران و نوده) و دارای دگرسانی با شدت‌های متفاوت می باشند. کانی‌های اصلی این واحد سنگی شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز و کمی کلینوپیروکسن هستند و دارای بافت دانه ای می باشند (۳-۴). درشت بلورهای آمفیبول در نمونه های دستی دیوریت‌ها به خوبی قابل مشاهده است. گابرو به صورت سیل در داخل نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی منطقه تزریق شده است. کانی‌های اصلی نمونه های گابرویی

شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می‌باشند (شکل ۳-۴، د). کلینوپیروکسن بعد از پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در گابروها می‌باشد در برخی سنگ‌ها مقدار پلاژیوکلاز به حدی افزایش می‌یابد که نام سنگ را می‌توان لوکوگابرو نامید.

الف- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار یا نمیه شکل دار است. در اندازه‌های متفاوت می‌باشد و تحلیل رفتگی در حاشیه‌های آن‌ها (۳-۶، الف)، ماکل دوتایی (۳-۶، ب) و تکراری (۳-۶، ج) دیده می‌شود. هم‌چنین گاهی اوقات به دلیل رشد سریع و غیر تعادلی بلورهای پلاژیوکلاز به صورت اشکال بلوری کشیده دیده می‌شوند. این بلورها به طور معمول از مرکز شروع به دگرسانی کرده اند. بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز با ماکل منطقه‌بندی نوسانی دیده می‌شوند (شکل ۳-۹، ه، و). در فصل شیمی کانی با توجه به نتایج آنالیز نقطه‌ای ترکیب پلاژیوکلازها بیشتر از نوع آنورتیت ($CaAl_2SiO_2O_8$) می‌باشد (تا لابرادوریت متغیر است).

آمفیبول (هورنبلند سبز)

آمفیبول‌های منطقه که از نوع هورنبلند می‌باشند و از فراوانترین کانی‌های مافیک دیوریت-گابرودیوریت‌هاست. در این سنگ‌ها اغلب به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (۳-۴، الف) با چند رنگی سبز تا قهوه‌ای و با داشتن دو سیستم رخ مشخص می‌شوند (شکل ۳-۴،ب). بر اساس نتایج آنالیز نقطه‌ای، شیمی کانی آمفیبول‌ها نشان دهنده ی این موضوع می‌باشد که آمفیبول‌ها دارای ترکیب مگنیزیوهورنبلند از نوع کلسیک می باشند.

پیروکسن (اوژیت)

پیروکسن‌ها پس از پلاژیوکلاز فراوانترین کانی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های دیوریتی- گابرودیوریتی می‌باشند. پیروکسن‌ها در مقاطع میکروسکوپی از نوع کلینوپیروکسن (اوژیت) هستند (۳-۵) که این

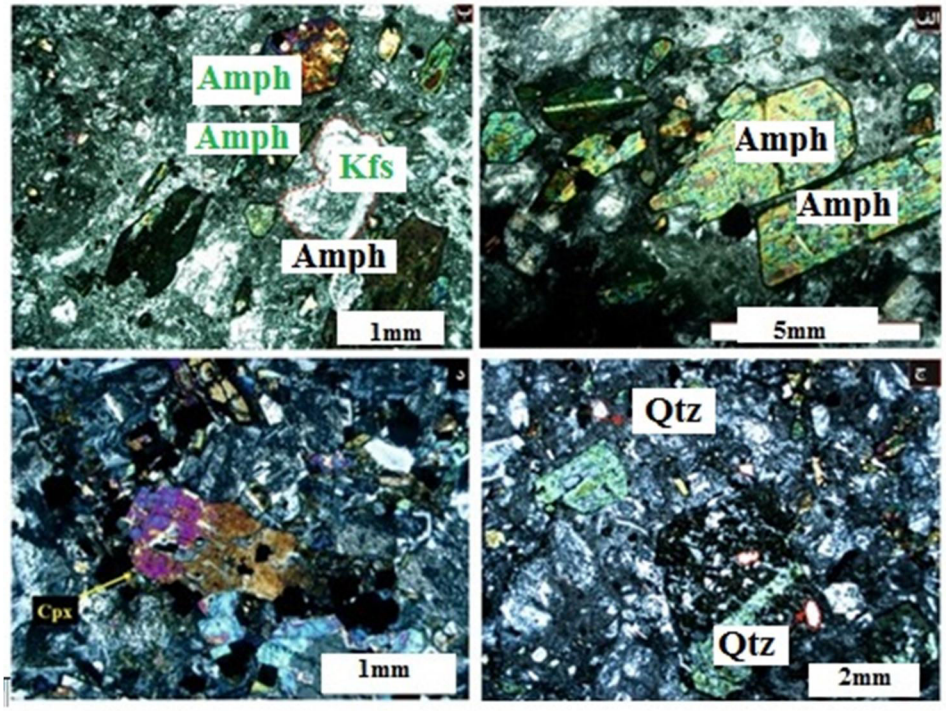
موضوع را نتایج آنالیز مایکروپروپ تأیید می‌کند. به علت هم‌رشدی پلاژیوکلاز و اوژیت، بافت افیتیک و ساب‌افیتیک در سنگ‌های مورد مطالعه ایجاد شده‌است.

ب- کانی‌های فرعی

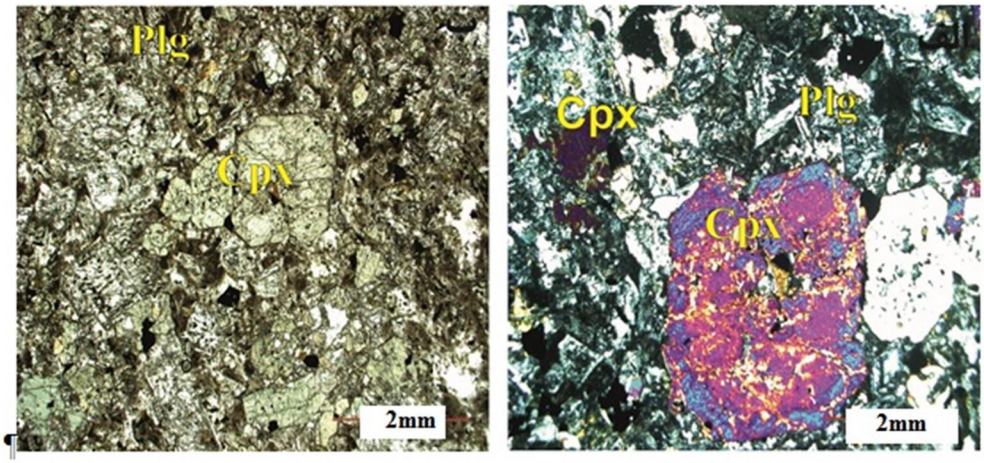
آپاتیت یکی از کانی‌های فرعی و مهم موجود در سنگ‌های گابرو/ دیوریتی است که غالباً به صورت سوزن‌های طویل مشاهده می‌شود، این کانی به صورت ادخال در پلاژیوکلاز حضور دارد (۳-۷، الف و ب). از دیگر کانی‌های فرعی می‌توان به کانی اپک اشاره نمود (۳-۷، ب).

ج- کانی های ثانویه

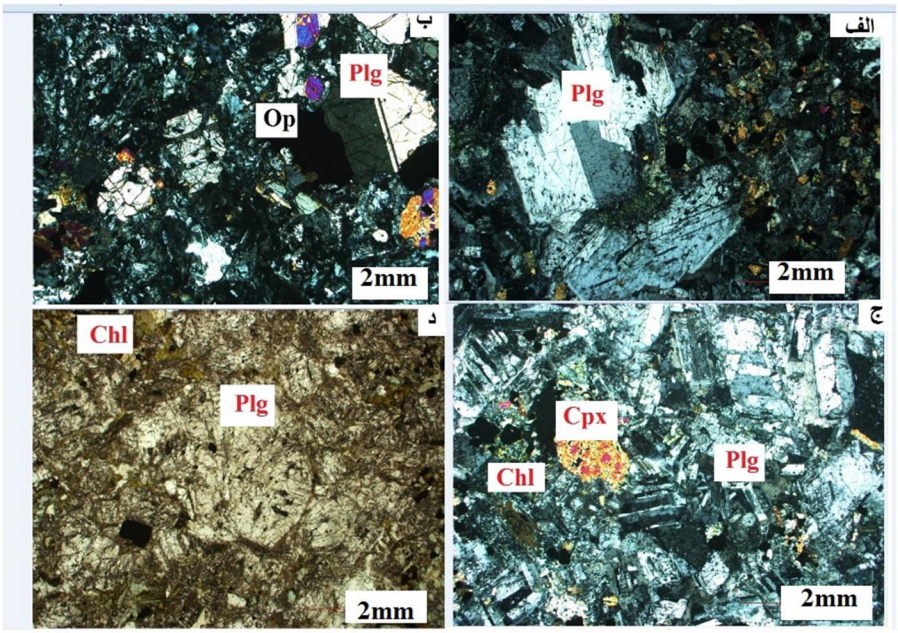
از کانی‌های ثانویه مشاهده شده می‌توان به کلسیت و سریسیت اشاره کرد که در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها تشکیل شده‌اند (شکل۳-۸، ب) و دگرسانی با شدت‌های متفاوت در دیوریت‌ها مشاهده می‌شود. کلینوپیروکسن در گابروهایی که دگرسانی داشته، توسط کلریت جانشین شده‌اند (شکل۳-۶، د). پرهنیت کانی ثانویه‌ای است که حاصل تغییر و تحول پلاژیوکلازهاست و دارای ترکیب شیمیایی $Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$ می‌باشد. پرهنیت از گروه سیلیکات‌های ورقه‌ایی محسوب می‌شود. این کانی دارای رنگ‌های تداخلی بسیار شاد و زیبای سری سوم می‌باشد و رنگ‌های زرد و رنگین کمانی به نمایش می‌گذارد پرهنیت حاصل دگرگونی دمای پایین می‌باشد. البته از فراوانی چندان زیادی برخوردار نیست (شکل ۳-۷، د). بلور زئولیت در نمونه های گابرودیوریتی دیده می‌شود (۳-۹، الف، ب، ج و د).



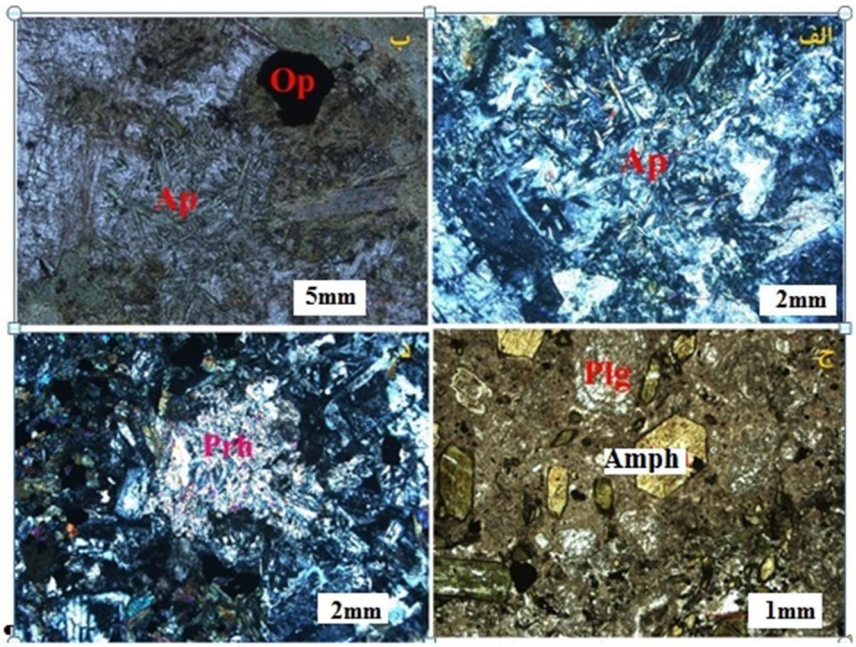
شکل ۳-۴- الف) تصویری از درشت بلورهای هورنبلند سبز در دیوریت‌ها که به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار می-باشند، بافت پرفیروئیدی دیده می‌شود، در نور XPL، ب) دگرسانی فلدسپار در دیوریت‌ها در نور XPL، در بیشتر قسمت‌های مقطع دارای بافت دانه‌ای می‌باشد. ج) حضور کانی کوارتز در کوارتزدیوریت‌ها در نور XPL، د) وجود اوژیت در گابروها در نور XPL .



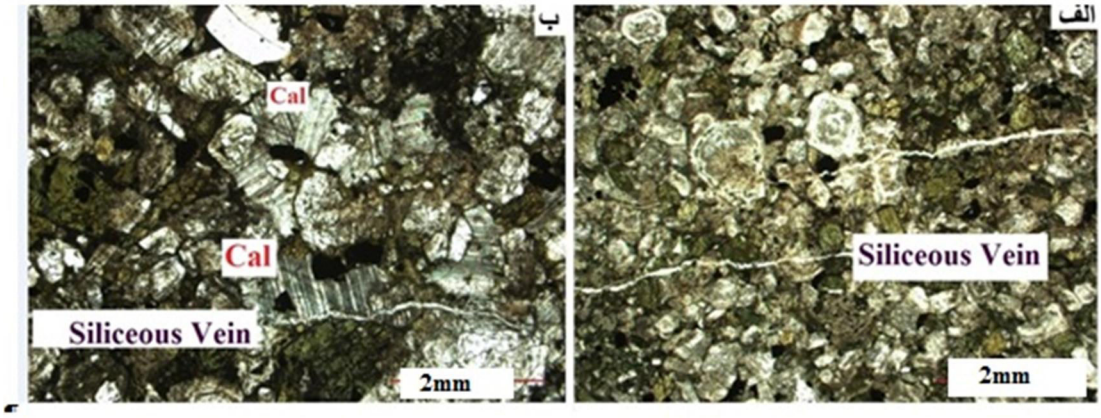
شکل ۳-۵- درشت بلور اوژیت در گابرو های منطقه فیلشور (روستای گفت) که بافت پورفیروئیدی از خود نشان می-دهند، الف) در نور XPL و ب) در نور PPL .



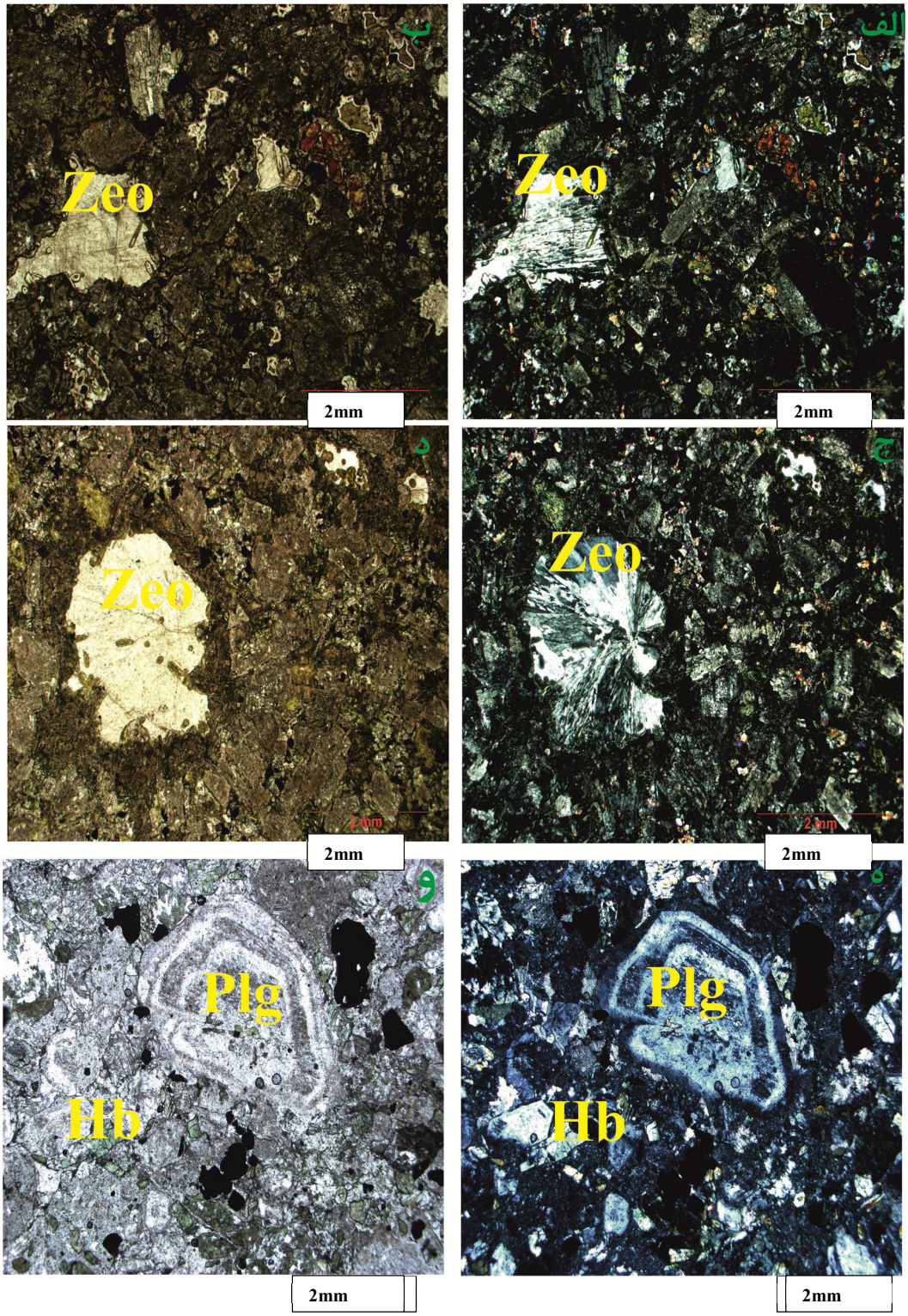
شکل۳-۶- الف) کانی پلاژیوکلاز در گابرودیوریت‌ها که دارای تحلیل رفتگی می‌باشد (XPL)، ب) کانی پلاژیوکلازی که از خودش ماکل دوتایی نشان می‌دهد(XPL)، ج) تصویری از پلاژیوکلاز در گابرو دیوریت‌ها که دارای ماکل تکراری است و کانی‌های کیلنوپیروکسن در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده اند(در نور XPL)،د) کانی ثانویه کلریت در نور PPL.



۳-۷- کانی‌های فرعی آپاتیت در گابرو دیوریت‌ها، الف) در نور XPL و ب) در نور PPL، ج) نمایی از کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در دیوریت‌های فیلشور در نور PPL، که بافت گرانولار ازخود نشان می‌دهند. د) تصویر میکروسکوپی بیانگر این موضوع که پلاژیوکلازها به پرهینیت تغییر پیدا کرده اند، تصویر در نور XPL .



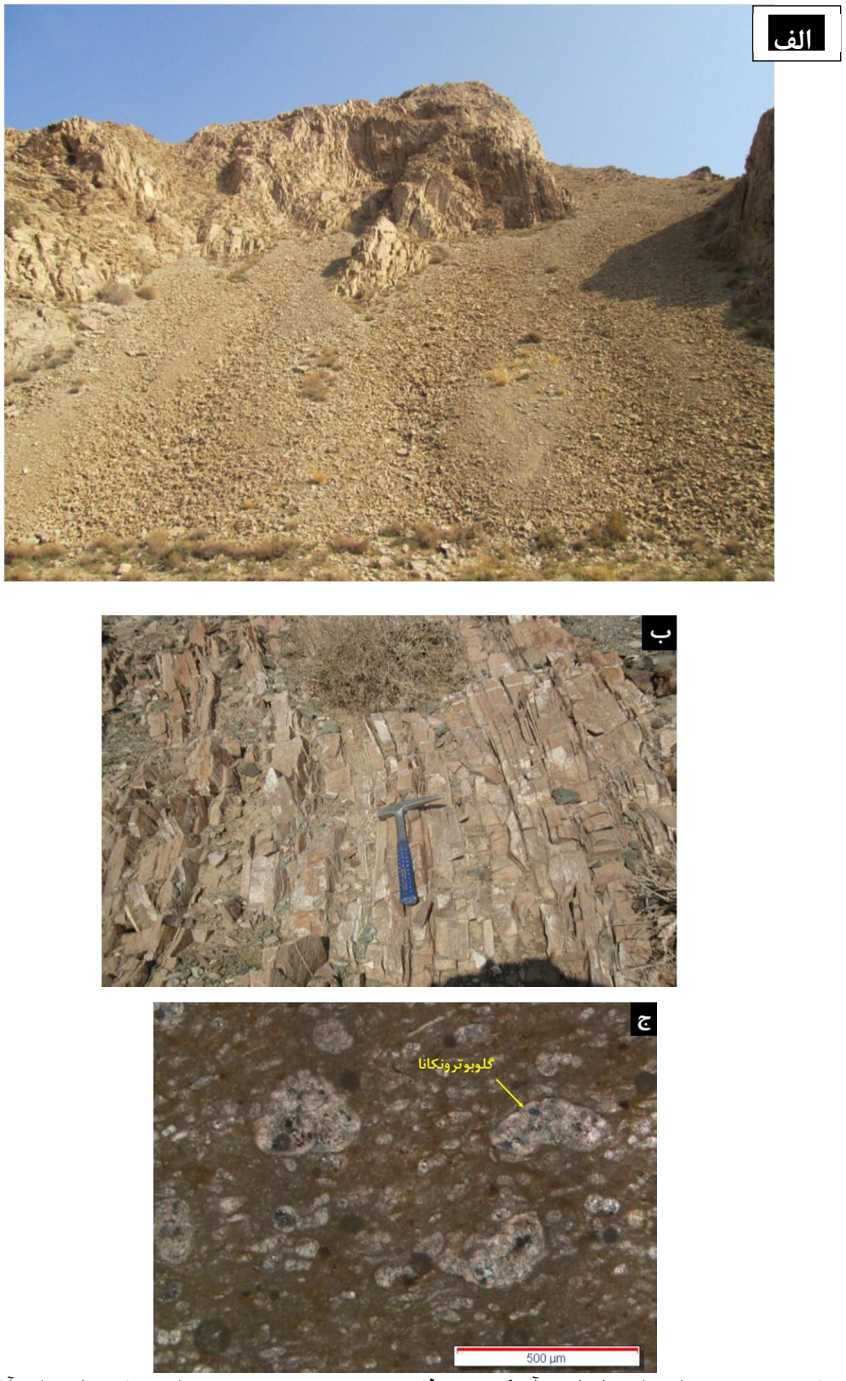
شکل۳-۸- الف) رگه‌های سلیسی در توده های نفوذی در نور PPL ب) پلاژیوکلازها دچار دگرسانی شده و کلسیت تشکیل شده است، در نور PPL.



۳-۹- بلور زئولیت در نمونه های گابرویی به اشکال تاج خروسی و شعاعی همراه با بیرفرژانس پایین دیده می‌شود که این نمونه مربوط به حاشیه انجماد سریع می‌باشند و بافت بادامکی از خود نشان می‌دهد، الف و ج در نور XPL، ب و د در نور PPL، ه، و) پلاژیوکلازها در نمونه گابرو که دارای منطقه بندی می‌باشد در نور XPL

۳-۴- آهک‌های پلاژیک

در منطقه مورد مطالعه، سنگ‌آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانادار کرتاسه پسین به رنگ کرم روشن و با لایه‌بندی نازک و گاهی متوسط لایه مشاهده می‌شوند (۳-۸). فسیل مذکوردلیلی بر اثبات سن کرتاسه پسین واحدهای در برگیرنده‌ی در جنوب غرب سبزوار می‌باشد.

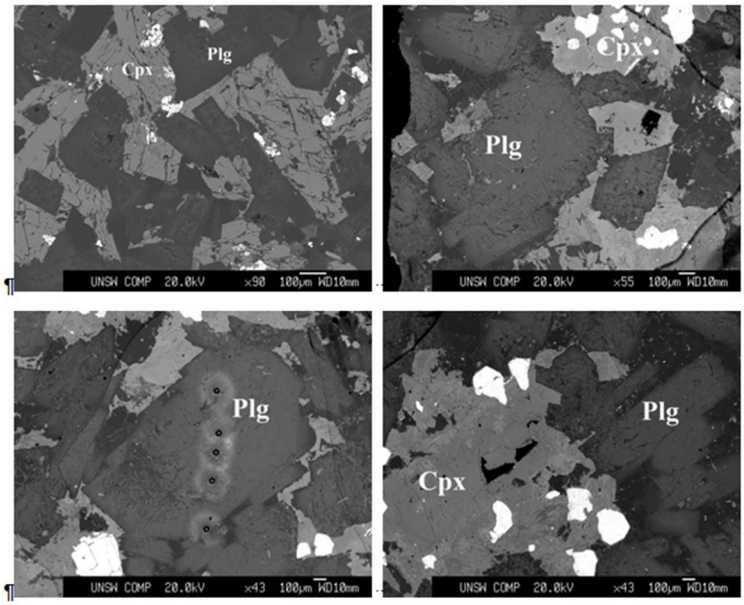


۳-۱۰- الف) تصویری از ارتفاعات آهکی منطقه جنوب غرب سبزوار ب) نمایی از آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانادار، ج) تصویر میکروسکوپی از فسیل گلوبوترونکا در آهک‌های پلاژیک در نور PPL.

فصل چهارم

شیمی کانی و دما-

فشارسنجی



۴-۱- مقدمه

آنالیز نقطه‌ای یکی از عوامل مهم پیشرفت در علم پترولوژی بوده، در همین راستا به کاربردهای آنالیز نقطه‌ای که با توجه به هدف‌های مختلف مورد استفاده قرار می‌گیرد، اشاره‌ای می‌شود (با توجه به مقالات نشر شده از شبکه آزمایشگاهی فناوری نانو):

۱- شناسایی کانی‌ها: میکروپروب برای این منظور بسیار با ارزش بوده و با مجهز بودن به میکروسکوپ نوری و میکروسکوپ الکترونی به کانی‌شناسان و زمین‌شناسان امکان شناسایی کانی‌ها و فازهای مختلف را می‌دهد. این دستگاه مخصوصاً برای کانی‌های کدر و دانه های کوچک و یا کمیاب کاربرد دارد.

۲- سنگ‌شناسی توصیفی: میکروپروب با آنالیز کمی امکان، توصیف و طبقه بندی سنگ‌ها را می-دهد.

۳- مطالعات ژئوترمومتری و ژئوبارومتری، ترکیب فازهای همراه با هم که توسط میکروپروب تهیه می‌شود، می‌تواند باعث تعیین دما و فشار تشکیل سنگ شود.

۴- تعیین شیمی سنگ‌های کیهانی : میکروپروب نقش حیاتی در مطالعه شهاب سنگ‌ها و نمونه های بدست آمده از کره ماه داشته است، زیرا که طبیعت این دستگاه غیر مخرب است.

۵- تشخیص خصوصیات ویژگی‌های کانی شناختی نمونه مانند منطقه‌بندی، ادخال‌های ریز و جدایش به کمک تصاویر الکترونی SE, BSE امکان پذیر است.

۶- آنالیز اجزاء: توانایی آنالیز دانه‌های بسیار کوچک و منفرد در بسیاری زمینه‌ها مانند رسوب‌شناسی و مطالعات زیست محیطی را دارد.

۷- جستجوی اتوماتیک مناطق با ترکیب مشخص و تعیین موقعیت فازهای کمیاب را ممکن می-سازد.

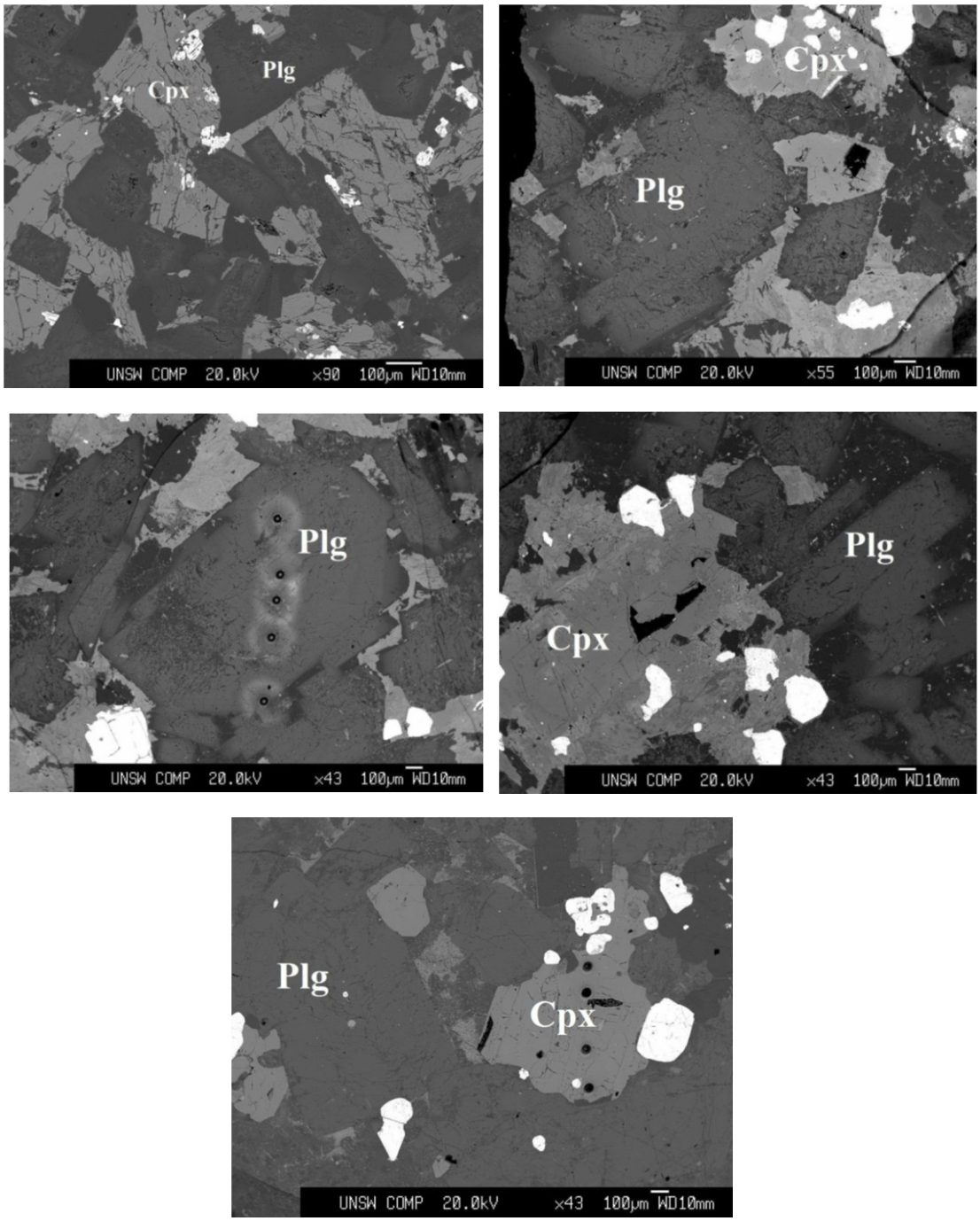
۸- مطالعه چگونگی پراکندگی و توزیع عناصر روی یک فاز مشخص.

۹- عملکرد چند آشکارساز WDS بطور همزمان، امکان برداشت داده‌ها را در زمان کوتاه میسر می-سازد.

درهمین راستا، کاربرد کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز را در تعیین ویژگی‌های ماگمایی گرانیتوئیدها و هم‌چنین تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی جایگزینی، مورد بحث و بررسی قرار خواهیم داد.

۴-۲- روش کار

به منظور آنالیز نقطه‌ای، ۶ مقطع از توده های نفوذی انتخاب شد. سطح نمونه مورد مطالعه در آنالیز نقطه‌ای باید صیقلی باشد تا آنالیز کمی، ممکن گردد. پس مقاطع نازک- صیقلی با لامهای استاندارد برای این منظور تهیه گردید. ۴ نمونه به دانشگاه سیدنی در کشور استرالیا و ۲ نمونه به آزمایشگاه مایکروپروپ موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین ارسال گردید. به منظور بررسی خصوصیات سنگ‌شناسی و تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار، ۶۹ نقطه از بلورهای پیروکسن، ۳۱ نقطه از بلورهای آمفیبول و ۱۰۴ نقطه از بلورهای پلاژیوکلاز به وسیله دستگاه ریزپردازنده‌ی الکترونی (ولتاژ شتاب‌دهنده در آنالیز مذکور ۲۰ کیلووات با شدت جریان ۲۰ نانوآمپر است) در آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه استرالیا و ۹ نقطه از بلورهای پیروکسن، ۸ نقطه از بلورهای آمفیبول و ۱۵ نقطه از بلورهای پلاژیوکلاز در آزمایشگاه مایکروپروپ موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین تجزیه شدند.کاتیون داده‌های حاصل از آنالیز با استفاده از نرم افزار Minpet محاسبه گردید و شیمی کانی و تعداد کاتیون موجود در ساختار کانی‌ها، ۸ اتم اکسیژن در پلاژیوکلاز، ۲۳ اتم اکسیژن در آمفیبول و ۶ اتم اکسیژن در پیروکسن محاسبه شد، سپس با بهره‌گیری از روش مختلف دما- فشارسنجی، شرایط و تعادل نهایی کانی‌ها و عمق جایگیری توده نفوذی تعیین شد.



شکل۴-۱- تصاویر BSE تعدادی ازکانی‌های که در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوارحضور دارند و مورد آنالیز قرار گرفته‌اند.

جدول۴-۱: نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول در نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غربی سبزوار.

Rock type	Diorite							
Sample	Fg11-1	Fg11-2	Fg11-3	Fg11-4	Fn6-1	Fn6-2	Fn6-3	Fn6-4
SiO_2	47.32	43.54	46.92	45.91	45.69	45.45	47.27	46.51
TiO_2	1.06	1.18	1.06	1.02	1.19	1.16	1.13	1.07
Al_2O_3	8.45	12.15	8.58	9.85	10.06	10.25	8.95	9.27
FeO^*	14.14	12.36	14.55	14.90	15.79	15.88	14.84	15.21
MnO	0.65	0.24	0.62	0.65	0.68	0.65	0.63	0.64
MgO	13.56	13.72	13.23	14.18	12.91	12.85	13.66	13.41
CaO	11.24	11.90	11.24	11.29	11.21	11.25	11.18	11.24
Na_2O	1.42	2.12	1.39	1.33	1.61	1.64	1.49	1.52
K_2O	0.19	0.34	0.18	0.17	0.24	0.21	0.20	0.19
Total	98.04	96.10	97.75	99.30	99.38	99.35	99.34	99.05
Al(total)	1.44	2.08	146	1.65	1.70	1.73	1.50	1.56
T-sites								
Si	6.82	6.32	6.79	6.53	6.53	6.50	6.73	6.65
Al^{iv}	1.18	1.68	1.21	1.47	1.47	1.50	1.27	1.35
M1,2,3 sites								
Al^{vi}	0.26	0.39	0.26	0.18	0.23	0.23	0.23	0.21
Ti	0.11	0.13	0.12	0.11	0.13	0.13	0.12	0.12
Fe^{3+}	0.64	0.64	0.67	0.96	0.90	0.92	0.76	0.85
Mg	2.91	2.97	2.86	3.00	2.75	2.74	2.90	2.86
Mn	0.08	0.03	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
Fe^{2+}	0.99	0.84	1.02	0.67	0.91	0.90	0.92	0.89
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M4 site								
Fe^{2+}	0.07	0.02	0.07	0.14	0.08	0.08	0.09	0.08
Ca	1.74	1.85	1.74	1.72	1.72	1.73	1.71	1.72
Na	0.19	0.13	0.19	0.14	0.20	0.20	0.20	0.20
A site								
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.20	0.46	0.20	0.23	0.24	0.26	0.21	0.22
K	0.03	0.06	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04
Sum cations	15.24	15.53	15.23	15.26	15.29	15.29	15.24	15.26
Fe#	0.37	0.34	0.38	0.37	0.41	0.41	0.38	0.39
Mg/Fe^{2+}	2.75	3.45	2.62	3.71	2.78	2.80	2.87	2.96
Mg/Fe	1.71	1.98	1.62	1.70	1.46	1.44	1.64	1.57
XMg	0.58	0.59	0.57	0.60	0.55	0.55	0.58	0.57

جدول ۴-۲: نتایج آنالیز میکروپروب پلاژیوکلاز در نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غربی سبزوار.

Rock type	Gabbro-diorite							
Sample	Fn11-1	Fn11-2	Fn11-3	Fn11-4	Fn16-1	Fn16-2	Fn16-3	Fn16-4
SiO_2	48.17	46.66	47.11	48.07	48.47	47.21	49.29	47.44
TiO_2	0.05	0.00	0.00	0.01	0.04	0.06	0.02	0.00
Al_2O_3	32.47	33.46	33.30	32.09	32.61	32.54	31.83	32.79
FeO^*	0.94	0.89	0.88	0.87	0.87	0.94	0.83	0.91
MnO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.09	0.08	0.1	0.09
CaO	16.51	1.66	17.24	16.22	16.49	16.60	15.77	16.80
Na_2O	2.18	0.03	1.80	2.33	2.29	2.18	2.78	2.22
K_2O	0.09	0.03	0.04	0.05	0.03	0.04	0.07	0.05
Total	100.40	82.74	100.38	99.64	100.80	99.57	100.60	100.19
Si	2.21	2.19	2.25	2.18	2.21	2.19	2.25	2.18
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.75	1.78	1.71	1.78	1.75	1.78	1.71	1.78
Fe	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.81	0.82	0.77	0.83	0.81	0.82	0.77	0.83
Na	0.20	0.20	0.25	0.20	0.20	0.20	0.25	0.20
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum cat.	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
Ab	19.20	3.50	15.89	20.60	20.06	19.17	24.12	19.24
An	80.29	94.20	83.90	79.12	79.77	80.59	75.50	80.50
Or	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

جدول ۴-۳: نتایج آنالیز میکروپروب پلاژیوکلاز در نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غربی سبزوار.

Rock type	Gabbro-diorite				Diorite			
Sample	Fn13-1	Fn13-2	Fn13-3	Fn13-4	Fn6-1	Fn6-2	Fn6-3	Fn6-4
SiO_2	48.69	48.48	49.62	48.40	49.68	55.33	52.33	49.57
TiO_2	0.03	0.05	0.07	0.00	0.02	0.03	0.00	0.03
Al_2O_3	32.71	32.67	32.87	32.61	32.67	28.64	31.19	32.87
FeO^*	0.88	1.00	1.04	0.86	0.26	0.24	0.25	0.27
MnO	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00
MgO	0.11	0.12	0.14	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
CaO	17.02	17.09	17.24	16.87	15.67	11.12	13.66	15.89
Na_2O	2.12	2.05	2.08	2.11	2.75	5.35	4.08	2.63
K_2O	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.12	0.07	0.05
Total	101.49	101.38	102.97	100.89	101.09	100.83	101.58	101.29
Si	2.21	2.20	2.22	2.21	2.25	2.48	2.34	2.24
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.75	1.75	1.73	1.75	1.74	1.51	1.65	1.75
Fe	0.03	0.04	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.02	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.83	0.83	0.83	0.82	0.76	0.53	0.66	0.77
Na	0.19	0.18	0.18	0.19	0.24	0.46	0.35	0.23
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Sum cat.	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
Ab	18.32	17.79	17.84	18.42	24.02	46.20	34.97	22.97
An	81.42	81.98	81.88	81.34	75.69	53.09	64.63	76.77
Or	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

جدول ۴-۴: نتایج آنالیز میکروپروب پلاژیوکلاز در نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غربی سبزوار.

Rock type	Gabbro-diorite							
Sample	Fn19-1	Fn19-2	Fn19-3	Fn19-4	Fg11-1	Fg11-2	Fg11-3	Fg11-4
SiO_2	49.25	47.62	47.11	48.66	48.70	48.20	47.36	50.23
TiO_2	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03
Al_2O_3	31.81	33.15	33.52	32.35	32.15	31.52	32.56	31.49
FeO^*	0.89	0.86	0.88	0.89	0.25	0.29	0.28	0.27
MnO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.12	0.09	0.08	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	15.63	17.09	17.39	16.28	15.45	15.07	16.07	14.44
Na_2O	2.73	1.90	1.67	2.41	3.03	3.07	2.56	3.37
K_2O	0.05	0.04	0.03	0.05	0.05	0.09	0.04	0.05
Cr_2O_3								
Total	100.37	100.67	100.60	100.70	99.63	98.23	98.88	99.87
Si	2.25	2.18	2.16	2.22	2.24	2.19	2.25	2.29
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.71	1.79	1.81	1.74	1.74	1.78	1.73	1.69
Fe	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.04	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.03	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.77	0.84	0.85	0.80	0.76	0.82	0.75	0.71
Na	0.24	0.17	0.15	0.21	0.27	0.20	0.28	0.30
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Sum cat.	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
Ab	23.94	16.70	14.78	21.07	26.10	19.17	26.82	29.59
An	75.75	83.09	85.05	78.63	73.61	80.59	72.69	70.11
Or	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

جدول ۴-۵: نتایج آنالیز میکروپروب پیروکسن در نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غربی سبزوار.

Rock type	Gabbro-diorite							
Sample	Fn13-1	Fn13-2	Fn13-3	Fn13-4	Fn11-1	Fn11-2	Fn11-3	Fn11-4
SiO_2	52.44	52.51	52.23	52.88	52.24	52.38	52.19	52.30
TiO_2	0.37	0.39	0.41	0.37	0.30	0.35	0.36	0.35
Al_2O_3	2.10	2.10	2.19	1.79	2.02	2.09	2.16	2.25
FeO^*	10.94	11.75	11.16	11.66	10.81	10.03	10.61	10.29
MnO	0.30	0.32	0.32	0.37	0.33	0.23	0.30	0.31
MgO	15.47	15.19	15.27	15.57	15.10	15.29	15.09	15.10
CaO	19.67	19.36	19.65	19.16	19.49	19.69	19.64	19.72
Na_2O	0.22	0.20	0.18	0.19	0.22	0.20	0.24	0.23
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.52	101.84	101.45	102.02	100.51	100.25	100.58	100.56
T-sites								
Si	1.92	1.92	1.92	1.93	1.94	1.94	1.93	1.93
Al^{iv}	0.08	0.08	0.08	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07
Fe(iii)	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0
T-Total	2	2	2	2	2	2	2	2
M1 sites								
Al^{vi}								
Fe^{3+}	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03
Cr	0.06	0.05	0.06	0.05	0.04	0.02	0.04	0.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe^{2+}	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03
Mn	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.02	0.04	0.03
M1-Total	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
M2 site	0.16	0.15	0.16	0.14	0.14	0.12	0.15	0.14
Mg	0.83	0.82	0.82	0.84	0.81	0.81	0.80	0.81
Fe(ii)	0.22	0.26	0.23	0.26	0.26	0.27	0.26	0.25
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.77	0.76	0.77	0.75	0.77	0.78	0.78	0.78
Na	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2-Total	1.84	1.85	1.84	1.86	1.86	1.88	1.86	1.85
Augite	98.03	98.19	98.35	98.20	98.02	98.21	97.85	97.89
Wo	39.06	38.50	39.15	37.89	39.30	39.92	39.61	39.90
En	42.74	42.04	42.34	42.84	42.36	43.11	42.34	42.51
Fs	17.43	18.75	17.86	18.58	17.54	16.24	17.18	16.74
Ac	0.78	0.71	0.66	0.69	0.80	0.73	0.87	0.85

جدول ۴-۶: نتایج آنالیز میکروپروب پیروکسن در نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غربی سبزوار.

Rock type	Gabbro-diorite				Diorite			
Sample	Fn16-1	Fn16-2	Fn16-3	Fn16-4	Fn19-1	Fn19-2	Fn19-3	Fn19-4
SiO_2	52.03	51.45	51.48	51.30	52.51	51.81	51.02	52.19
TiO_2	0.59	0.36	0.33	0.37	0.35	0.33	0.52	0.30
Al_2O_3	1.73	1.96	1.91	1.50	1.91	1.98	3.06	1.61
FeO^*	13.63	12.63	12.73	13.31	11.80	12.69	12.02	13.72
MnO	0.55	0.47	0.52	0.57	0.37	0.41	0.36	0.46
MgO	13.36	14.19	13.92	13.70	14.56	14.15	13.98	13.98
CaO	19.13	19.44	19.73	19.34	19.64	19.26	19.72	18.85
Na_2O	0.19	0.24	0.20	0.22	0.19	0.22	0.19	0.20
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	101.21	100.73	100.80	100.32	101.33	100.85	100.86	101.31
T-sites								
Si	1.94	1.92	1.92	1.93	1.94	1.93	1.89	1.94
Al^{iv}	0.06	0.08	0.08	0.07	0.06	0.07	0.11	0.06
Fe(iii)	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
T-Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
M1 sites								
Al^{vi}	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01
Fe^{3+}	0.02	0.08	0.04	0.06	0.03	0.06	0.06	0.05
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01
Fe^{2+}	0.02	0.07	0.04	0.06	0.03	0.05	0.05	0.04
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
M1-Total	0.11	0.18	0.15	0.17	0.13	0.16	0.20	0.14
M2 site								
Mg	0.73	0.79	0.77	0.77	0.78	0.77	0.75	0.77
Fe(ii)	0.39	0.24	0.25	0.28	0.30	0.29	0.26	0.33
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.77	0.78	0.79	0.78	0.78	0.77	0.78	0.75
Na	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2-Total	1.89	1.82	1.83	1.84	1.87	1.84	1.80	1.86
Jadeite	0.85	0.05	0.05	0.00	0.69	0.41	0.54	0.34
Acmite	0.95	2.13	1.72	1.99	1.03	1.65	1.15	1.59

Augite	98.20	97.82	98.23	98.01	98.28	97.94	98.30	98.07
Wo	38.93	39.01	39.61	38.97	39.49	38.84	40.10	37.90
En	37.82	39.60	38.90	38.41	40.73	39.71	39.56	39.11
Fs	22.54	20.52	20.77	21.84	19.09	20.64	19.65	22.25
Ac	0.71	0.87	0.71	0.79	0.69	0.81	0.69	0.74

۴-۳- شیمی کانی‌ها

در این بخش، به منظور شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها، سه نمونه از دیوریت‌ها (Fn6، Fn19 و Fg11) و سه نمونه از گابرودیوریت‌ها (Fn11، Fn13 و Fn16) تحت تجزیه‌ی آنالیز نقطه‌ای قرار گرفته‌اند. نتایج ۴ نقطه از آنالیزها در جداول ۴-۱، ۴-۲، ۴-۳، ۴-۴، ۴-۵ و ۴-۶ نمایش داده شده‌اند و بقیه داده‌ها پیوست شده است.

۴-۳-۱- شیمی کانی آمفیبول

آمفیبول‌ها، سلیکات‌های دو زنجیره ای هستند، که در محدوده وسیعی از انواع سنگ‌ها با شرایط دما و فشار متفاوتی ظاهر می‌شوند. در ساختمان آمفیبول‌ها جانشینی یون‌ها به مقدار فراوان صورت می-گیرد. به همین جهت دارای ترکیب شیمیایی و ساختار کانی شناسی متنوعی می‌باشد. بسیاری از آمفیبول‌ها را در سنگ‌های آذرین و دگرگونی به فراوانی می‌توان یافت. آمفیبول‌ها قابل استفاده ترین کانی ها در دما- فشارسنجی در سنگ‌های آذرین کالکوآلکالن هستند زیرا تقریبا در تمام توده های نفوذی کالکوآلکالن و در محدوده‌ی وسیعی از دما و فشار، از ۱تا ۲۳ کیلوبار و در دماهای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ پایدارند. متداول‌ترین آمفیبول‌ها در سنگ‌های آذرین شامل آمفیبول‌های کلسیک آلومنیوم‌دار بخصوص هورنبلند است (بلت و همکاران، ۲۰۰۶). مقدار Al، Ti، Ca و Na در ترکیب آمفیبول، تابع فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن است. ازکاربردهای آمفیبول، می‌توان به تعیین فوگاسیته اکسیژن، تعیینِ منشاء و محیط تکتونوماگمایی و تغییرات عناصر در آمفیبول اشاره کرد که بیانگر روند تبلور ماگما می‌باشد. آمفیبول ها در چهار گروه اصلی قرار می‌گیرند (Leake et al, 1997).

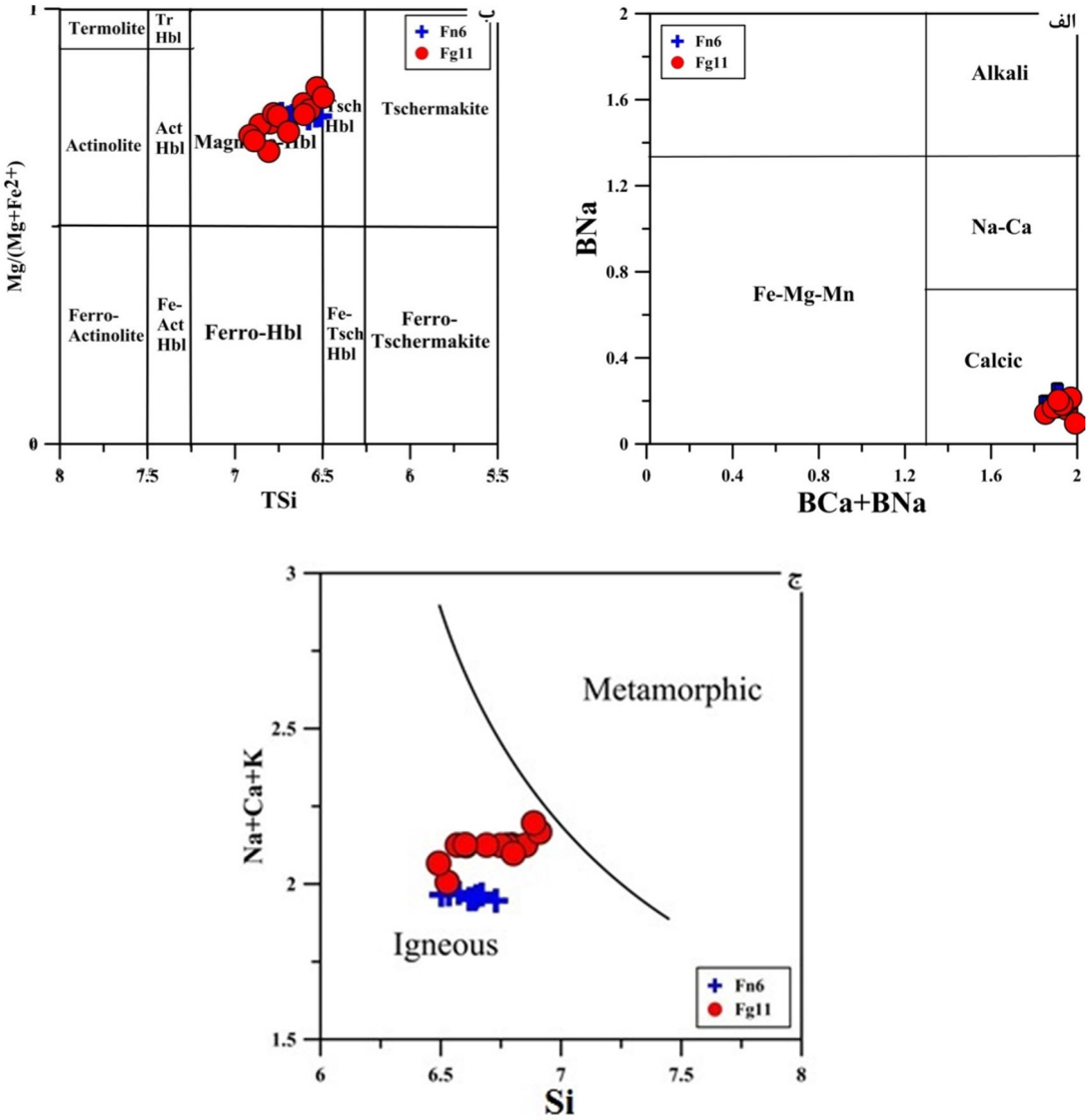
۱-آمفیبول‌های گروه، Fe- Mg -Li- Mn ، که در این گروه مقدار B(Ca+Na)<۱ و B(Mg, Fe,)≥ ۱ Mn, Li است.

۲- آمفیبول‌های گروه کلسیک، در این گروه مقدار B (Ca+Na)≥ ۱ و NaB <۰/۵ و CaB ≥ ۱/۵ است.

۳- آمفیبول های گروه سدیک– کلسیک، در این گروه B(Ca+Na)≥ ۱ و ۱/۵- ۰/۵ NaB است.

۴- آمفیبول های گروه سدیک، که در آن‌ها مقدار NaB ≥ ۱/۵ است.

آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی بر اساس مجموع کاتیون‌های Na+K+Ca (که در نمونه های مورد مطالعه دارای مقادیر ۲/۱۷ تا ۲/۶۳) نسبت به Si جدا می‌شوند و با توجه به داده‌های حاصل از آنالیز مقدار کاتیون Si بین ۵/۸۵ تا ۶/۸۸ می‌باشد. بنابراین تمامی آمفیبول‌ها، در گستره‌ی آمفیبول‌های حاصل از تبلور ماگما قرار می‌گیرد (شکل۴-۲، ج). نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای این کانی در سنگ-های گرانیتوئیدی جنوب سبزوار در جدول ۴-۱ آمده است. برای نام‌گذاری آمفیبول‌ها از نرم افزار MinPet 2.02 (Richard, 1995) بر پایه رده‌بندی (Leake, 1997) استفاده شده است. تخمین نسبت Fe^{3+} برای محاسبه مجدد فرمول بر پایه روش Avg.15-NK,13-CNK انجام شده است. این روش که در آن فرمول کانی بر اساس حداکثر و حداقل Fe^{3+} نرمالیزه می‌شود برای هورنبلندهای اشباع از Ca مناسب است (Leake et al, 1997). میزان سدیم در جایگاه B (BNa) کمتر از۰/۵ است (۰ تا ۰/۱۴) و مقدار کلسیم در جایگاه B (BCa) بزرگتر از ۱/۵ است (۱/۷۲ تا ۲). مجموع کاتیون‌های سدیم و کلسیم B (Ca+Na) بین ۱/۸۷ تا ۲ می‌باشد. بر این اساس، آمفیبول‌های مورد مطالعه در قلمرو کلسیک واقع شده‌اند (شکل۴-۲، الف). ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها از محدوده‌ی مگنزیوهورنبلند تا هورنبلند چرماکیتی تغییر می‌کند (شکل۴-۲، ب). بنا به عقیده چپل و وایت (۱۹۸۳)، وایبورن و همکاران (۱۹۸۱) و کلمنز و وال (۱۹۸۹) حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشان از وابستگی این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I است که این موضوع به خوبی در فصل‌های آتی اثبات می‌گردد.



شکل ۴-۲) موقعیت آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار، الف و ب) نمودارهای رده-بندی و نام‌گذاری ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها بر اساس رده بندی (Leake et al, 1997). ج) نمودار تفکیک آمفیبول های ماگمایی از دگرگونی (Leake et al, 1971). که این نمودار نشان دهنده‌ی این است که تمام آمفیبول‌های موجود در نمونه های مورد مطالعه در محدوده ماگمایی قرار می‌گیرند.

۴-۳-۱-۱- تعیین محیط زمین ساختی و خاستگاه ماگمایی آمفیبول‌ها

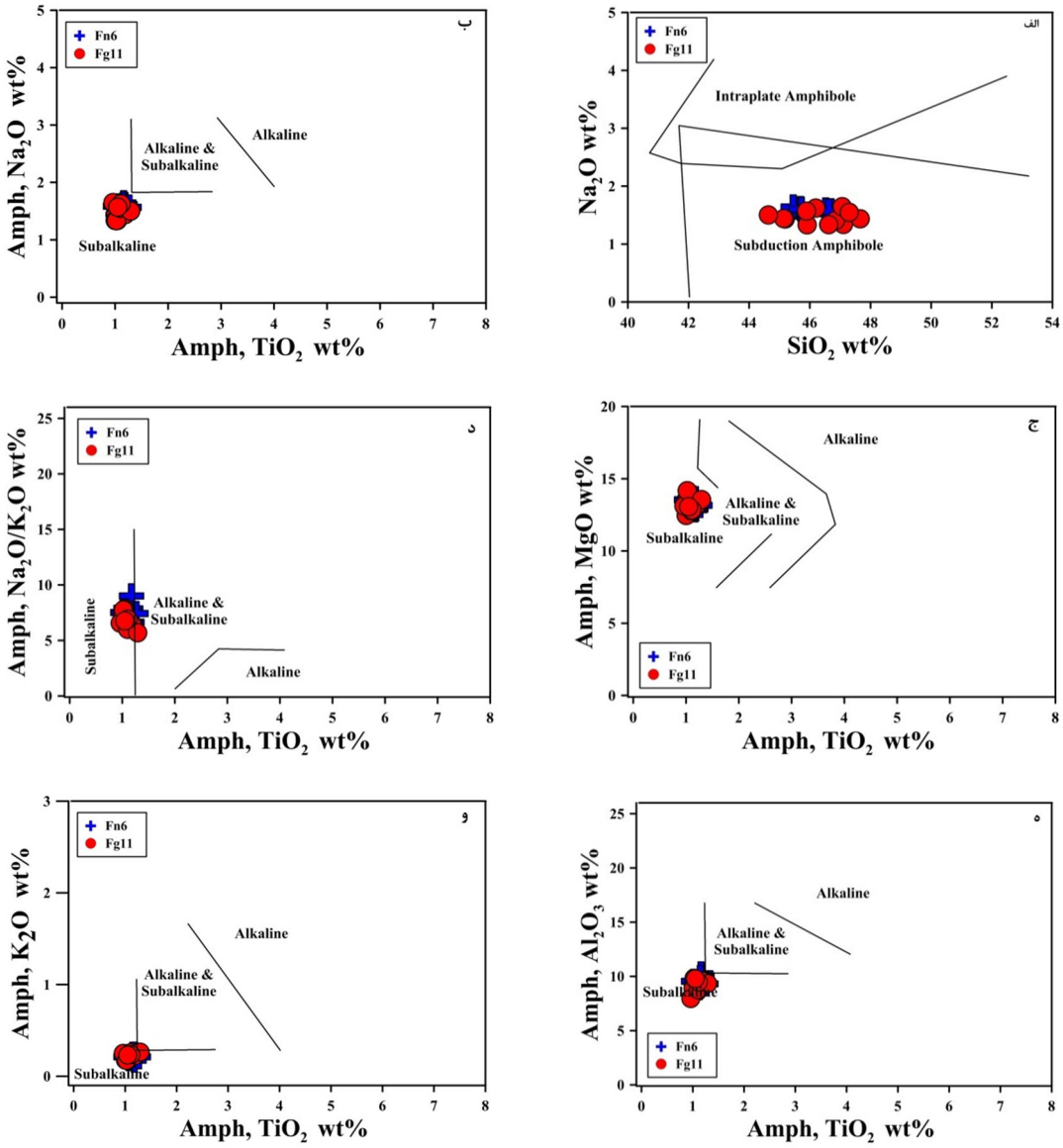
آمفیبول‌های وابسته به فرورانش (S-Amph) Na_2O , TiO_2 پایین‌تری نسبت به آمفیبول‌های درون صفحه‌ای (I-Amph) دارند. بر اساس نمودار Coltorti (2007) آمفیبول‌های منطقه در گستره‌ی

آمفیبول‌های وابسته به منطقه فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳، الف). هم‌چنین مقدار Al^{IV}=1.5 به عنوان مرز محیط تکتنوماگمایی آمفیبول‌ها در نظر گرفته شده است. مقادیر بالاتر از ۱/۵ مربوط به آمفیبول‌هایی می‌شوند که در فشارهای حدود ۱۰ کیلوبار در محیط‌های زمین ساختی جزایر قوسی‌شکل می‌گیرند و ارقام پایین‌تر از ۱/۵ داشته معرف آمفیبول‌های تشکیل شده در کناره‌های فعال قاره‌ای در فشارهای کمتر از ۵ کیلوبار هستند بر این اساس باتوجه به مقادیر Al^{IV} آمفیبول‌های مورد بررسی مقادیر کمتر از ۱/۵ داشته و قلمرو حاشیه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش قرار می-گیرند.

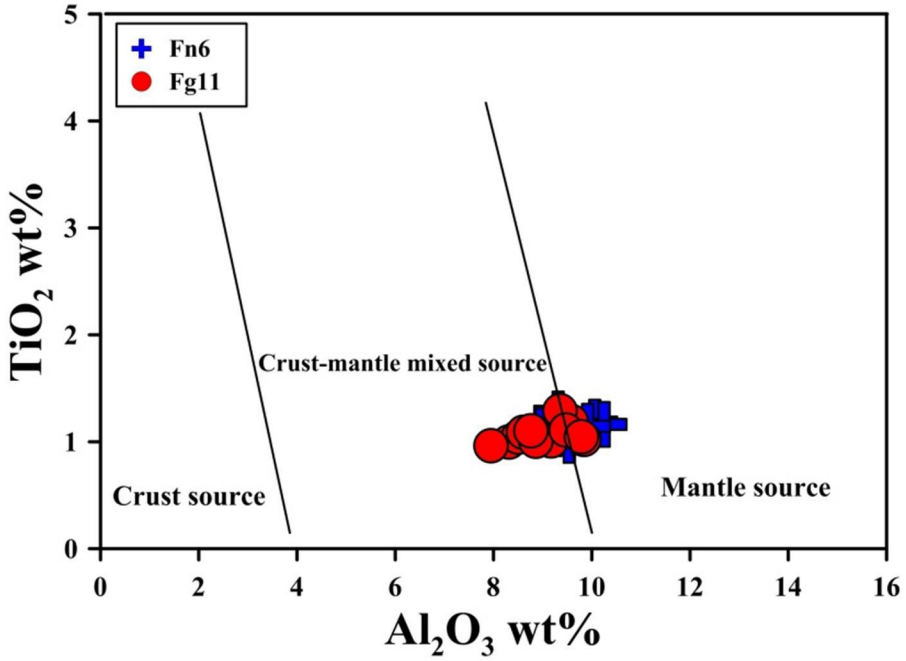
آمفیبول‌های موجود در ساب آلکالن‌ها نسبت به آلکالن‌ها حاوی مقادیر پایین‌تری از اکسیدهای Ti، K، Na و Al هستند (Molina et al., 2009). مولینا و همکاران (۲۰۰۹)، با استفاده از میزان Al_2O_3، MgO، Na_2O/K_2O، Na_2O و K_2O در مقابل TiO_2 ماهیت آلکالن و ساب‌آلکالن بودن آمفیبول‌ها را بررسی کرده اند. چنان‌که در شکل‌های ۴-۳- ب، ج، د، و، ه مشاهده می‌شود، با توجه به مقادیر اکسیدهای یاد شده، آمفیبول‌های مورد بررسی ماهیت ساب آلکالن دارند.

به طور کلی ترکیب شیمیایی کانی‌هایی مانند آمفیبول راهنمای مناسبی برای تعیین خاستگاه ماگما محسوب می‌شوند. با استفاده از میزان اکسیدهای TiO_2 و Al_2O_3 موجود در آمفیبول، خاستگاه‌های پوسته‌ای و گوشته‌ای تفکیک شده است (Jiang et al., 1984). بر اساس نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3، ترکیب آمفیبول‌ها نشان دهنده ی دخالت ماگمای گوشته‌ای و ترکیبات پوسته‌ای در تشکیل آن‌هاست (شکل۴-۴). میزان عدد منیزیمی (Mg#) در آمفیبول نیز فاکتور مناسبی برای شناسایی خاستگاه ماگماست (Xie & Zhang, 1990; Huaimin et al., 2006). عدد منیزیم بیش از ۰/۷ معرف خاستگاه گوشته‌ای و مقادیر کمتر از ۰/۵ بر خاستگاه پوسته‌ای ماگما دلالت دارد. مقادیر بین این دو عدد، نشان دهنده ی دخالت خاستگاه پوسته‌ای و گوشته‌ای در تشکیل ماگماست. گستره‌ی عدد منیزیمی ۰/۵۴-۰/۶ (جدول۴-۱) در آمفیبول‌های دیوریت‌های گابرویی منطقه بر نقش هر دو ماگمای پوسته‌ای و گوشته‌ای دلالت دارد و آمیختگی ترکیبات گوشته‌ای و پوسته‌ای را برای این

سنگ‌ها تأیید می‌کند. تصور می‌شود که احتمالاً ماگمای گوشته‌ای در اتاقک ماگمایی در منطقه‌ی پوسته متبلور شده و ضمن سرد شدن، آمیختگی با مواد پوسته‌ای ترکیب شیمیایی آن را تغییر داده است.



شکل ۴-۳) موقعیت آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار، الف) نمودار Na_2O در مقابل SiO_2 (Coltori et al., 2007)، که نشان دهنده‌ی تشکیل آمفیبول‌های مورد مطالعه در محیط وابسته به فرورانش است. ب، ج، د، ه، و) نمودارهای ارزیابی ماهیت سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها (Molina et al., 2009). این نمودارها نشان دهنده‌ی ماهیت ساب آلکالن نمونه هاست.

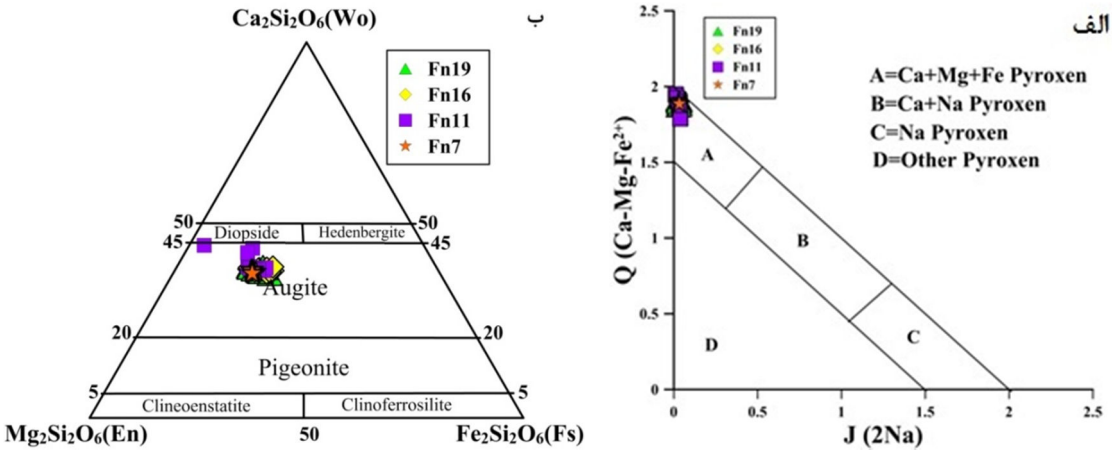


شکل ۴-۴) موقعیت آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار در نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (Jiang et al., 1984)، که نشان دهنده ی ترکیب ماگمای گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای در تشکیل آمفیبول-هاست.

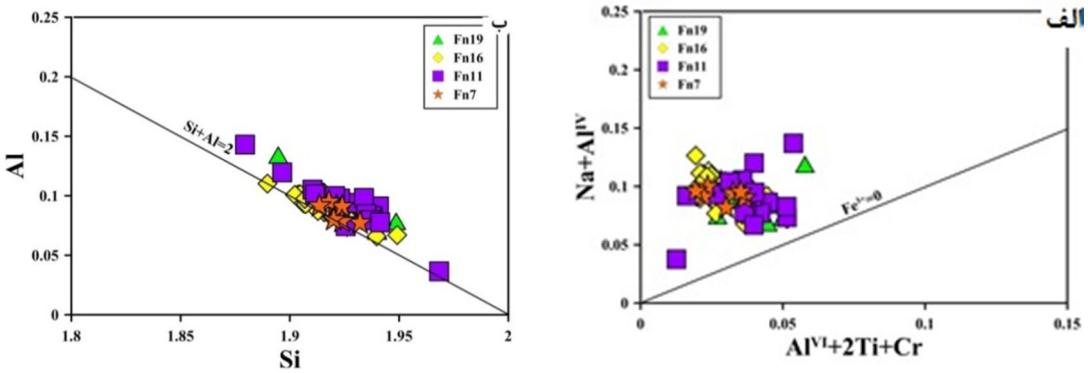
۴-۳-۲- شیمی کانی پیروکسن

یکی از تشکیل‌دهنده‌های مهم سنگ‌های گابرودیوریتی منطقه، پیروکسن است که پس از پلاژیوکلاز، فروانترین کانی سنگ به حساب می‌آید. بیشتر پیروکسن‌های موجود در مقاطع بررسی شده از نوع کلینوپیروکسن هستند. به طور کلی پیروکسن‌های منطقه در نمودار Q– J (Morimoto et al., 1988) که برای رده‌بندی پیروکسن‌ها پیشنهاد شده است، در گستره‌ی وابسته به پیروکسن-های کلسیم، منیزیم و آهن‌دار و فقیر از سدیم قرار می‌گیرند (شکل۴-۵- الف). هم‌چنین در نمودار Wo-En-Fs، نمونه های مورد بررسی در گستره‌ی اوژیت قرار دارند (شکل ۴-۵- ب). ترکیب پیروکسن‌ها در سنگ‌های منطقه در حد $Wo_{39.42}$ $En_{42.68}$ $Fs_{17.50}$ با عدد منیزیم (Mg/Mg +Fe) در حدود ۷۱-۷۸ هستند. پژوهشگران بر این باورند که کلینوپیروکسن‌های با عدد منیزیم بالا (Mg# > 70) از یک ماگمای اولیه و کلینوپیروکسن‌های غنی از Fe از یک ماگمای به شدت جدا شده متبلور شده‌اند (Deer et al., 1987). بنابراین می‌توان گفت که پیروکسن‌های منطقه با Mg# = 71-78 از

یک ماگمای اولیه در دمای بالا متبلور شده‌اند. مقدار Fe^{3+} در پیروکسن‌ها بستگی به میزان اکسیژن محیط تشکیل آن‌ها دارد و از روی نمودار تغییرات $Al^{IV}+Na$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ قابل ارزیابی است (Bence et al., 1975 Schweitzer et al., 1979). چنانکه در شکل ۴-۶- الف، ملاحظه می-شود، نمونه ها در گستره‌ی بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار می‌گیرند. این نمودار بر اساس موازنه‌ی Al موجود در موقعیت چهاروجهی با Al و Cr^{3+} موجود در موقعیت هشت وجهی بنا شده است. بنابراین می‌توان گفت قرارگیری نمونه ها در بالای خط، نشانه‌ی بالا بودن فوگاسیته‌ی اکسیژن و قرارگیری آن‌ها در زیر خط نشانه‌ی پایین بودن فوگاسیته‌ی اکسیژن در محیط تشکیل آن‌هاست (Schweitzer et al., 1979). در عین حال Cameron & Papike (1981) به فاصله نمونه ها از خط Fe^{3+} اشاره کرده و یادآور شده‌اند که هر چه فاصله‌ی نمونه ها از این خط بیشتر باشد، مقدار فوگاسیته‌ی اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها بیشتر بوده است. با توجه به اینکه مجموع کاتیون‌های موقعیت چهاروجهی در فرمول ساختاری کلینوپیروکسن برابر ۲ است، در نمودار شکل ۴-۶- ب که در آن میزان Al نسبت به Si موجود در کلینوپیروکسن ترسیم شده است، کلیه‌ی نمونه ها (گابرودیوریت-ها) در بالای خط Si+Al=2 قرار می‌گیرند، که نشان دهنده ی آن است که در کلینوپیروکسن‌ها موقعیت چهاروجهی، تماماً با کاتیون‌های Si و بخشی از کاتیون‌های Al (Al^{IV}) اشغال شده و بقیه‌ی کاتیون‌های Al اضافی (Al^{VI}) در موقعیت هشت وجهی وارد شده‌اند. قرارگیری نمونه‌ای زیر این خط حاکی از این است که نه تنها همه‌ی کاتیون‌ها Si و Al وارد جایگاه هشت وجهی شده‌اند، بلکه به دلیل تکمیل نشدن این موقعیت، کاتیون‌های سه ظرفیتی دیگر از قبیل Ti، Cr و Fe^{3+} نیز وارد آن شده‌اند. به عبارت دیگر چنین پیروکسنی فاقد آلومینیوم هشت وجهی (Al^{VI}) است.



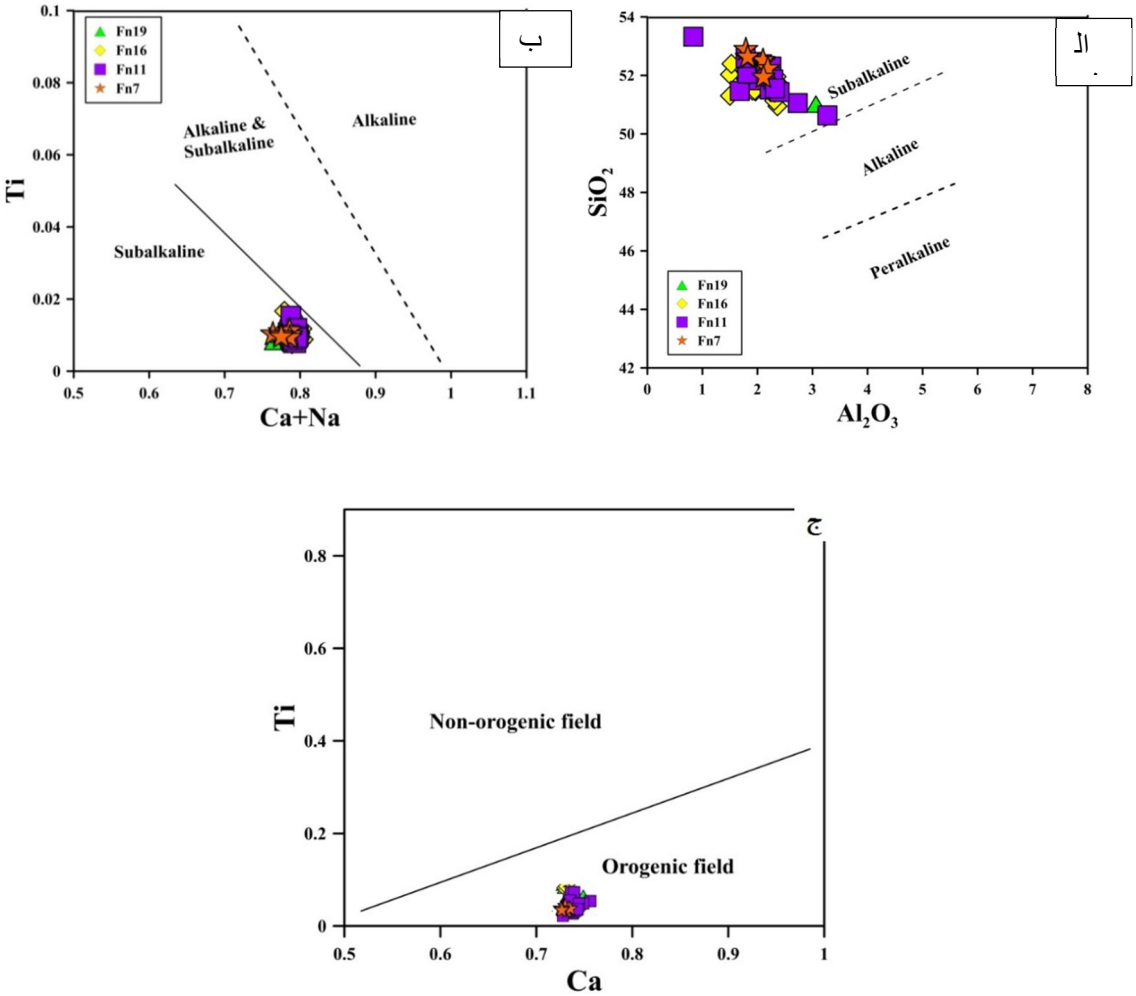
شکل۴-۵: موقعیت ترکیبی پیروکسن‌های آنالیز شده در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار، الف) نمودار Q–J(Morimoto et al., 1988)، که نشان دهنده ی این است که پیروکسن‌ها داری آهن، منیزیم وکلسیم بالا و فقیر از سدیم هستند. ب) نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988)، که نشان دهنده ی این است که کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت هستند.



شکل۴-۶: موقعیت ترکیبی پیروکسن‌های آنالیز شده در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار، الف) نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن‌ها (Bence et al., 1975; Schweitzer et al., 1979). ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بیشتر نشان دهنده ی بالا بودن نسبی فوگاسیته‌ی اکسیژن در زمان تبلور آن‌هاست. ب) نمودار تعیین میزان اشباع جایگاه چهاروجهی در موقعیت چهاروجهی کلینوپیروکسن‌ها، که این نمودار نشان می‌دهد که تماماً با کاتیون‌های Si و بخشی از کاتیون‌های Al (Al^{IV}) اشغال شده و بقیه‌ی کاتیون‌های Al اضافی (Al^{VI}) در موقعیت هشت وجهی وارد شده‌اند.

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده‌ی آن-ها است و می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را در مورد سری ماگمایی و محیط تکتونیکی تشکیل سنگ-ها در اختیار قرار دهد (Le Bas, 1962). در ترکیب شیمیایی پیروکسن، فراوانی عناصری مانند Ti، Al، Na، Cr به ویژه Si نشانگر ماهیت و محیط تکتونیکی تشکیل‌دهنده آن‌هاست (Le Bas, 1962; Le terrier et al, 1982; Sun & Bertrand, 1991).

Le Bas (1962) عقیده دارد که مقادیر Si، Al و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن به درجه آلکالینیته وابستگی داشته و با استفاده از این ویژگی، سری‌های ماگمایی از هم قابل تفکیک هستند. بنابراین نمودارهای شکل ۴-۷- الف و ب، می‌تواند اطلاعاتی را در رابطه با سری ماگمایی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌ها ارائه دهد (Le Bas, 1962; Le terrier et al., 1982). چنانکه در این نمودارها مشاهده می‌شود، کلینوپیروکسن‌های منطقه در گستره‌ی ساب‌آلکالن (شبه قلیایی) قرار می‌گیرند و هم‌چنین ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه در مقایسه با انواع موجود در سنگ‌های آلکالن از Si غنی‌تر هستند و در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند. هم‌چنین بر اساس نمودار Ti در مقابل Ca، Bertrand (1991) خاستگاه سنگ‌های محیط‌های وابسته به کوهزائی را تأیید می‌کنند (شکل ۴-۷، ج).

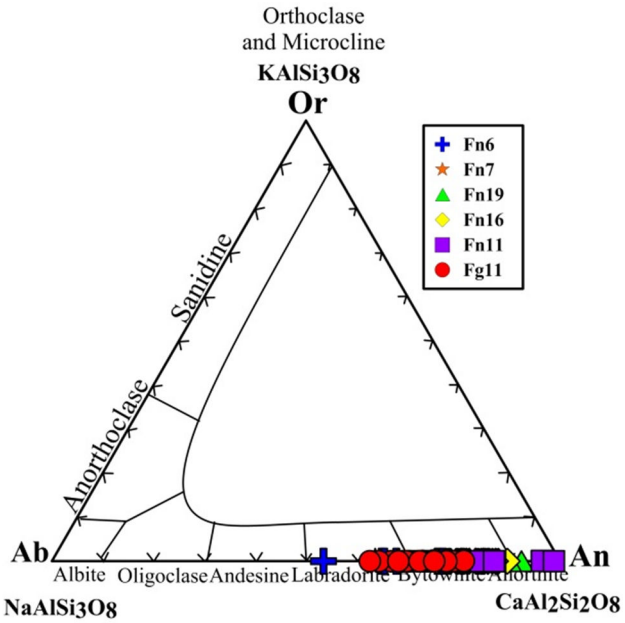


شکل۴-۷: موقعیت ترکیبی پیروکسن‌های آنالیز شده در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار، الف) نمودار Al_2O_3 در مقابل SiO_2 (Le Bas, 1962)، ب) نمودار Ti در برابر Ca+Na (Molina et al., 2009)، که در هر دو نمودار کلینوپیروکسن در گستره‌ی ساب‌آلکالن (آهکی- قلیایی) قرار گرفته‌اند، ج) نمودار Ti در مقابل Ca،(Bertrand, 1991) و موقعیت پیروکسن‌های مورد مطالعه بر روی آن.

۴-۳-۳- شیمی کانی پلاژیوکلازها

فرمول ساختمانی پلاژیوکلازها به ازای ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده است. در شکل ۴-۸ ترکیب پلاژیوکلازها در نمودار مثلثی Ab-An-Or (Deer et al,1992) آورده شده است. همانطور که در

شکل دیده می‌شود پلاژیوکلازها به رأس آنورتیت نزدیک‌تر بوده و در محدوده آنورتیت تا لابرادوریت واقع می‌شوند.



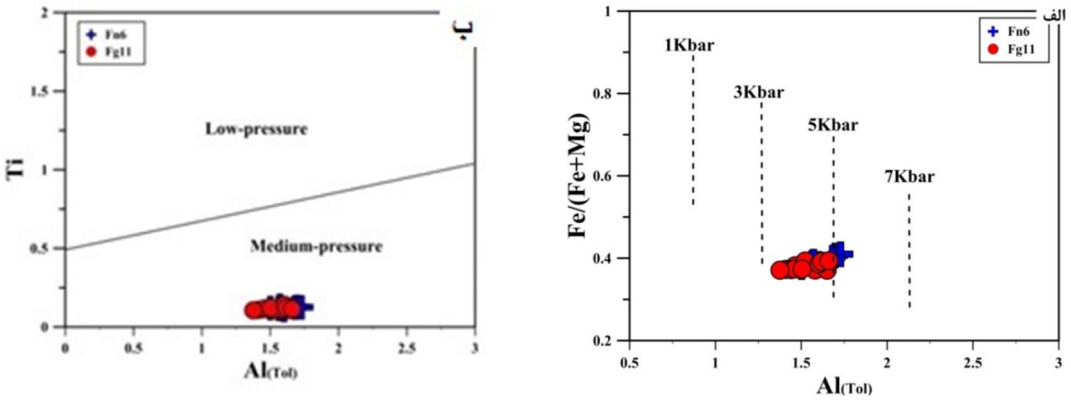
شکل ۴-۸) موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار بر روی نمودار سه‌تایی طبقه بندی فلدسپارها (Deer et al, 1992).

۴-۴- زمین دما- فشارسنجی با استفاده از زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز

آمفیبول یکی از فراوانترین کانی‌های تیره در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار است. این پدیده نشان دهنده‌ی غنی بودن ماگمای در حال تبلور، از سازند آب است. معمولاً از آمفیبول برای تعیین فشار حاکم بر محیط تبلور در مجموعه‌های گرانیتوئیدی استفاده می‌شود. آمفیبول بهترین کانی در دما- فشارسنجی در سنگ‌های آذرین آهکی- قلیایی است، زیرا تقریباً در تمام توده های نفوذی آهکی- قلیایی صرف‌نظر از ترکیب‌های بازی- حدواسط یا اسیدی متبلور می‌شود و در گستره‌ای از دما- فشار از ۱ تا ۲۳ کیلوبار و در دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است (Stein and Dietl, 2001).

۴-۴-۱- زمین فشارسنجی

آمفیبول‌های گرانیتوئیدها به طور گسترده‌ای برای برآورد فشار و عمق جایگزینی توده های گرانیتوئیدی مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Hollister et al., 1987; Hammarstrom & Zen, 1986; Johnson & Rutherford, 1989). روش‌های فشارسنجی برای آمفیبول، مبتنی بر اندازه‌گیری مقدار Al موجود در آمفیبول‌اند، زیرا مقدار Al در ارتباط مستقیم با عمق جایگیری توده هاست. هرچه مقدار Al موجود در آمفیبول‌ها بیشتر باشد، عمق محاسبه شده بیشتر خواهد بود؛ ولی مقدار Al موجود در آمفیبول‌ها با شرایط محیط و مجموعه‌ای از عوامل تغییر کرده و در نتیجه باعث خطا در فشار محاسبه شده می‌شود. بنابراین آمفیبول باید دارای ویژگی‌هایی به شرح زیر باشد تا تعیین فشار واقعی انجام شود (Hollister et al., 1987; Hammarstrom & Zen, 1986; Johnson & Rutherford, 1989; Schmith, 1992). اولین ویژگی وجود مجموعه کانی‌های کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند، اکسیدهای آهن، تیتانیم و تیتانیت در سنگ است. دیگر پارامترهای مؤثر، فشار، دما، گریزندگی اکسیژن و ترکیب سنگ کل است که همگی در مقدار Al موجود در هورنبلند نقش دارند. بنابراین ترکیب هورنبلند، فشار (عمق تبلور) انجماد ماگما را بازتاب می‌دهد (Stein & Dietl, 2001; Schmidt, 1992; Pal et al., 2001). در روش‌های برآورد فشار در صفحه بعد به جز روش اندرسون و اشمیت (Anderson & Smith, 1995)، فقط از روی میزان Al موجود در هورنبلند و بدون توجه به پارامترهای دیگری چون دما محاسبه می‌شود. با استفاده از نمودار Al_{tot} در مقابل $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ (Schmidth, 1992) می‌توان ارزیابی کرد که آمفیبول‌های گرانتیوئیدهای جنوب غرب سبزوار در گستره‌ی فشار ۳ تا ۵.۵ کیلوبار (عمق تقریبی ۱۰ تا ۱۸ کیلومتر) متبلور شده‌اند (شکل۴-۹- الف). نمودار Ti در مقابل Al(total)، (Hynes, 1982) که بیانگر فشار متوسط برای آمفیبول‌های آنالیز شده در سنگ‌های دیوریتی جنوب غرب سبزوار می-باشد (شکل ۴-۹، ب).



شکل ۴-۹- موقعیت آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار،

الف) نمودار Al_{tot} در مقابل $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ (Schmidth. 1992) در آمفیبول‌ها که گستره فشار تشکیل گرانتیوئیدها را نشان می‌دهد، ب) نمودار Al_{tot} در برابر Ti (Hynes, 1982) در آمفیبول‌ها که نشان دهنده‌ی تشکیل آن‌ها در فشار متوسط است.

بررسی برای برآورد فشار تبلور آمفیبول‌ها از چهار روش مرسوم زمین‌شناختی، بر اساس محتوای Al موجود در هورنبلند استفاده شده، که در زیر به طور مختصر شرح داده شده است:

❖ روش هامسترام و زن (Hammarstrom and Zen, 1986)

مفیدترین روش فشارسنجی برای سنگ‌های گرانیتوئیدی است، که بر اساس Al موجود در هورنبلند برآورد شده است.

Hammarstrom and Zen: P(± 3Kbar) = -3.92 + 5.03 Al(total) $r^2 = 0.80$

بر اساس این روش گستره‌ی فشار به دست آمده گرانیتوئیدها بین ۳/۲-۴/۸ کیلوبار است که معادل اعماق ۸ تا ۱۰ کیلومتری است.

❖ روش هولیستر و همکاران (Hollister et al, 1987)

این روش بر اساس ترمودینامیک است و هم‌چنین برای توده های نفوذی که در فشار متوسط متبلور شده‌اند، کاربرد دارد.

Hollister et al. : P(± 1Kbar) = - 4.76 + 5.64 Al(total) $r^2 =$ 0.97

طبق این روش گستره فشار گرانیتوئیدها بین ۳/۲- ۵ کیلوبار به دست آمده است (۸ تا ۱۰ کیلومتری).

❖ روش جانسون و رادفورد (Johnson and Rutherford, 1989)

اولین کالیبراسیون تجربی، که در دماهای $۷۲۰-۷۸۰^0C$ و برای فشارهای ۲ تا ۸ کیلوبار و در حضور فاز سیّال ارائه شده است.

Johnson and Rutherford: P(± 0.5Kbar) = - 3.46 + 4.23 Al(total) $r^2 =$ 0.99

بر اساس فرمول بالا، گستره‌ی فشار به دست آمده بین ۲/۵- ۳/۹ کیلوبار است که معادل اعماق ۸ تا ۱۰ کیلومتری می‌باشد.

❖ روش اشمیت (Schmidt, 1992)

در این روش، دارای کمترین خطا نسبت به روش‌های دیگر است و در فشارهای کمتر از ۲ کیلوبار نیز قابل کاربرد است.

Schmidt: P(± 0.6Kbar) = - 3.01 + 4.76 Al(total) $r^2 =$ 0.99

گستره‌ی فشار به دست آمده بر طبق این روش، بین ۳/۲- ۵/۲ کیلوبار است (عمق ۸ تا ۱۰ کیلومتری).

۴-۴-۲- زمین دماسنجی

۴-۴-۲-۱- زمین دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز

الف- روش بلوندی و هولاند (۱۹۹۰)

مهم‌ترین و شاید پرکاربردترین روش تعیین دمای توده های نفوذی گرانیتوئیدی، روش زمین دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز با سه رابطه‌ی متفاوت است. این روش یکی از روش‌های متداول برای دماسنجی سنگ‌های آهکی- قلیایی محسوب می‌شوند. بلوندی و هولاند (۱۹۹۰)، روشی را

برای دماسنجی بر اساس واکنش ادنیت- ترمولیت با استفاده از زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز همزیست ارائه کردند. در این روش پلاژیوکلازها نباید منطقه‌بندی داشته باشند. بنابراین تنها از پلاژیوکلازهایی استفاده شد که فاقد منطقه‌بندی بوده و با آمفیبول‌هایی که مورد دما- فشارسنجی قرار گرفته‌اند کاملاً همزیست باشند. این زمین دماسنج برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتیگراد قابل استفاده است. از آنجا که محاسبه‌ی دما در این روش زمین دماسنجی تابعی از فشار است، لازم است تا فشار نیز محاسبه شود. فشار در همه‌ی روابط دماسنجی با استفاده از زمین فشارسنجی اشمیت محاسبه شد. این دماسنج بر اساس رابطه زیر استوار است:

$$T\ (\pm 311\ kbar) = 0.677\ P(kbar) - 48.98 + Y_{Ab}/ -0.0429 - 0.0083144 Ln(Si-4/8-Si) X_{Ab}^{Plg}$$

در این رابطه T دمای تعادلی بر حسب کلوین، P فشار بر حسب کیلوبار، Si تعداد کاتیون‌های سیلیسیم در فرمول ساختاری آمفیبول، X_{Ab}^{Plg} میزان درصد آلبیت در پلاژیوکلاز است و مقدار Y_{Ab} از روابط زیر به دست می‌آید:

$$X_{Ab}>0.5,\ Y_{Ab}= 0$$

$$X_{Ab}<0.5,\ Y_{Ab}= 8.06 + 25.5\ (1-X_{Ab})^2$$

با استفاده از این روش دمای تعادل و توقف تبادل آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار از ۸۵۹ درجه‌ی سانتیگراد تا ۹۷۰ درجه‌ی سانتیگراد تغییر می‌کند (جدول۴-۷).

ب- روش وینهال و همکاران (۱۹۹۱)

وینهال و همکاران (۱۹۹۱) نیز رابطه‌ی زیر را در فشارهای ۲۰-۱ کیلوبار و گریزندگی HM-QFM برای تعیین دمای تعادل هورنبلند همزیست با پلاژیوکلاز ارائه کرده اند.

$$T(^oC) = 654.9 + 25.3P$$

بر اساس فرمول بالا میانگین دمای تعادل و توقف تبادل توده گرانتیوئیدی جنوب غرب سبزوار ۷۶۷ درجه‌ی سانتیگراد به دست آمده است، که تا حدودی به نتایج دماسنجی بلوندی هولاند نزدیک‌اند (جدول۴-۷).

جدول ۴-۷: مقادیر محاسبه شده دمای تشکیل بلورهای مختلف آمفیبول توده های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار با استفاده از روش‌های زمین دماسنجی بلوندی و هولاند (۱۹۹۰) و وینهال و همکاران (۱۹۹۱).

Sample	Blundy and Holland, 1990; T(°C)	Vynhal and Mcsween, 1991; T(°C)
Fn6-1	970	783
Fn6-2	859	787
Fn6-3	880	760
Fn6-4	966	767
Fn6-5	903	767
Fn6-6	908	781
Fg11-1	864	755
Fg11-2	875	748
Fg11-3	890	752
Fg11-4	868	755
Fg11-5	878	769
Fg11-6	882	762
Fg11-7	968	777
Fg11-8	897	744
Fg11-9	931	777
Fg11-10	871	760
Fg11-11	952	772
Fg11-12	879	774
Fg11-13	945	779

۴-۴-۳- تعیین فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل آمفیبول‌ها

گریزندگی اکسیژن از جمله فاکتورهایی است، که مجموعه کانی‌های سنگ را تحت تأثیر قرار می-دهد. یکی از روش‌های محاسبه مقدار گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های نفوذی، بررسی ترکیب

آمفیبول‌هایی است، که از نظرشیمیایی دارای $Al^{IV} > 0.75$ و مقدار نسبت $Fe^{*}/(Fe^{*}+Mg) > 0.3$ هستند (Anderson & Smith, 1995). بر طبق نتایج ریز پردازشی آمفیبول‌های منطقه، هر دو نمونه سنگی (Fn6-Fg11) دارای این شرایط هستند. چنانکه در شکل۴-۱۰ نشان داده شده است، آمفیبول‌های مورد بررسی در شرایط گریزندگی اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند. در سنگ‌هایی که آمفیبول کلسیک دارند، ترکیب سنگ بیشتر غنی از سیلیس و آهن است. تغییر ترکیب آمفیبول‌ها ناشی از تغییر در گریزندگی اکسیژن و فعالیت سیلیس ماگمایی است. در واقع هرچه گریزندگی اکسیژن کمتر باشد، Fe^{2+} می‌تواند به مقدار بیشتری در شبکه‌ی هورنبلند جایگزین شود. بالا بودن نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} باعث جانشینی بیشتر Mg به وسیله Al می‌شود (Stein & Dietl, 2001). این ادعا با محاسبه‌ی کمی مقدار گریزندگی اکسیژن با رابطه‌ی زیر از ونز (۱۹۸۹) تأیید می‌شود.

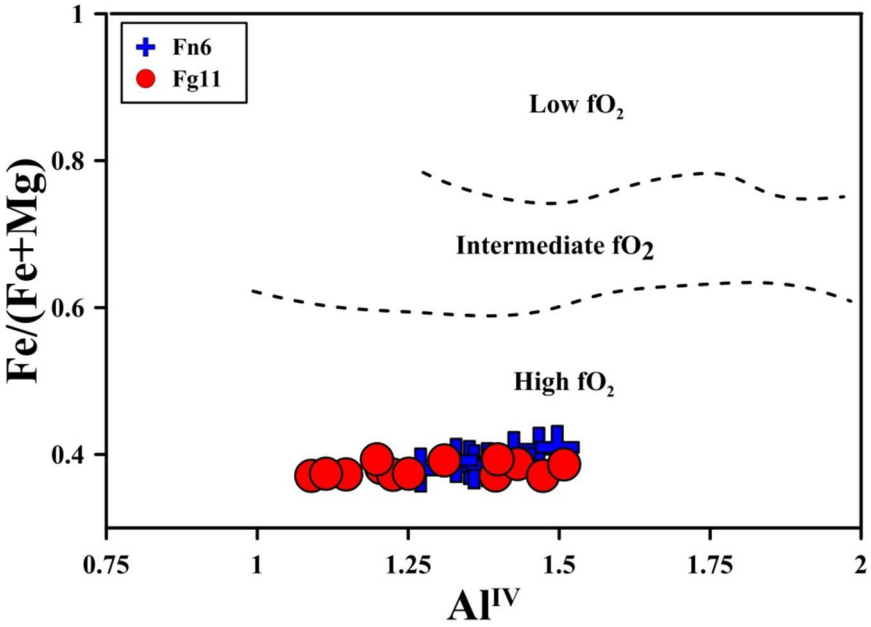
$$\mathrm{Log}fo_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142\,(P-1)/T$$

با استفاده از رابطه بالا، مقدار میانگین $\mathrm{Log}fo_2$ در زمان تشکیل سنگ برابر با ۱۹/۴- است (جدول۴-۸). گریزندگی بالای اکسیژن نشان دهنده ی تشکیل این توده های گرانیتوئیدی در ارتباط با مرزهای ورقه‌های همگراست (Anderson & Smith, 1995; Anderson, 1983).

جدول۴-۸: مقادیر محاسبه‌ی شده $\mathrm{Log}fo2$ توده های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار (Wones, 1989).

Sample	$\mathrm{Log}fo_2$
Fn6-1	-16.9
Fn6-2	-21.01
Fn6-3	-20.2
Fn6-4	-17.0
Fn6-5	-19.3
Fn6-6	-19.1
Fg11-1	-20.8
Fg11-2	-20.4
Fg11-3	-19.8
Fg11-4	-20.6
Fg11-5	-20.3
Fg11-6	-22.4
Fg11-7	-17.0

Fg11-8	-19.5
Fg11-9	-18.2
Fg11-10	-20.5
Fg11-11	-17.5
Fg11-12	-20.2
Fg11-13	-17.8



شکل۴-۱۰: موقعیت آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار در نمودار Fe/(Fe+Mg) در مقابل Al^{IV} (Anderson and Smith, 1995)، که نشان دهنده ی فوگاسیته اکسیژن بالای آن‌ها است.

۴-۵- زمین دما و فشارسنجی با استفاده از کانی پیروکسن

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها ابزار مهمی برای سنجش دما در سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود. سعی شده است تا به کمک نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای پیروکسن به تعیین اوج فشار و دما در زمان تبلور سنگ‌ها پرداخته شود. نتایج دما و فشار از روش‌های مختلف به دست آمده، که به صورت زیر ارائه می‌شود.

۴-۵-۱- فشارسنجی و دماسنجی کلینوپیروکسن

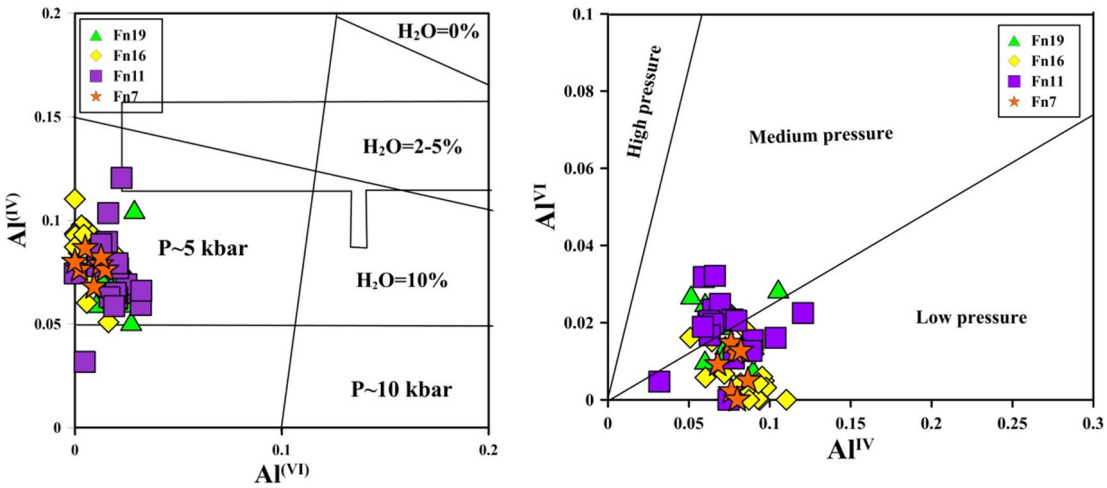
الف) فشارسنجی کلینوپیروکسن

برخی از پژوهشگران نظیر Wass (1979) پیشنهاد کرده اند که نسبت‌های Al^{VI}/Al^{IV}، $(Ti+Al^{IV})/Si$ و $TiO_2/(Mg/Mg+Fe)$ در پیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان فشارسنج به کار گرفته شود. در نمودار Al^{VI} در مقابل Al^{IV} نمونه های گابرودیوریتی منطقه در گستره‌ی با فشار پایین تا فشار متوسط یعنی در گستره‌ی سنگ‌های آذرین قرار می‌گیرند (شکل۴-۱۱- الف). به طورکلی کلینوپیروکسن‌های غنی از Al در فشار پائین‌تر نسبت به نمونه های فقیر از Al تشکیل شده‌اند (Foley and Venturelli, 1989; Liu et al., 2000). با توجه به بالا بودن مقدار Al در نمونه های مورد بررسی می‌توان گفت که کلینوپیروکسن‌های گابرودیوریتی در فشار پائین تشکیل شده‌اند. محتوای Al در کلینوپیروکسن‌ها فشار بالا با واکنش ۱ و در فشار پائین با واکنش ۲ کنترل می‌شود.

$$NaAlSi_3O_8 = NaAlSi_2O_6 + SiO_2 \quad (1)$$

$$CaAl_2Si_2O_8 = CaAl_2SiO_6 + SiO_2 \quad (2)$$

برای تعیین عمق مخرن ماگمایی از Al موجود در ساختار پیروکسن‌ها استفاده شده است. پژوهشگرانی از جمله Helz (1973) تأکید کرده اند، که توزیع آلومینیوم در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت وجهی کلینوپیروکسن‌ها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین دارند. با این مدل، فشار ۵ کیلوبار که پیروکسن‌ها در آن متبلور شده‌اند و نیز چنان‌که در شکل دیده می‌شود مقدار آب ماگما تقریباً ۱۰ درصد است (شکل ۴-۱۱، ب). بنابراین می‌توان گفت کلینوپیروکسن‌ها از یک ماگمای آبدار در فشار حدود ۵ کیلوبار متبلور شده‌اند.



شکل۴-۱۱: موقعیت پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار ،

الف) نمودار Al^{VI} در مقابل Al^{IV} (Wass, 1979) که نشان دهنده ی تبلور پیروکسن‌ها در فشار پایین تا فشار متوسط یعنی در گستره سنگ‌های آذرین هستند. ب) بررسی فشار و مقدار آب موجود در ماگما (Coltori et al., 2007) در نمودار Al^{VI} در مقابل Al^{IV} ، که نشان دهنده این است که پیروکسن‌ها در فشار ۵ کیلوبار متبلور شده‌اند.

هم‌چنین به منظور تعیین فشار از نمودار XPT در برابر YPT (Soesoo, 1997) استفاده شده است. در این نمودار فشار به صورت ترسیمی نمایش داده شده است (شکل ۴-۱۲). محور X و Y بر اساس دو شاخص XPT و YPT تعریف شده است. محاسبه‌ی شاخص XPT و YPT به ترتیب با معادلات ۱ و ۲ امکان پذیر است:

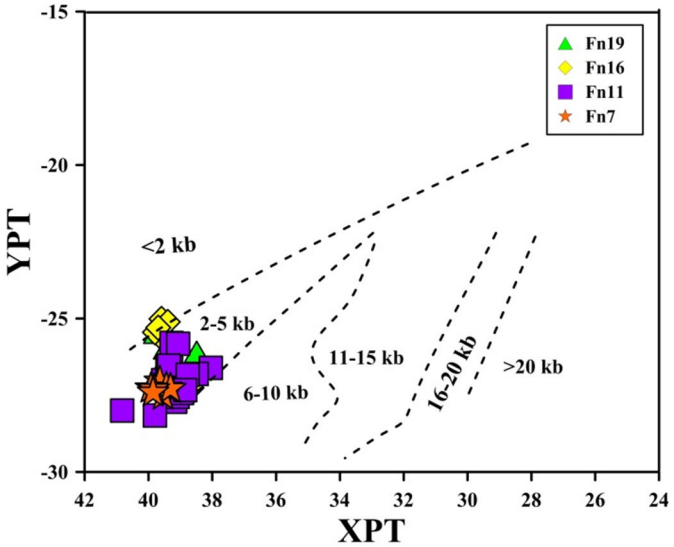
معادله ۱:

$$XPT = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO(tot) - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

معادله ۲:

$$YPT = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO(tot) + 0.235MnO \; 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$

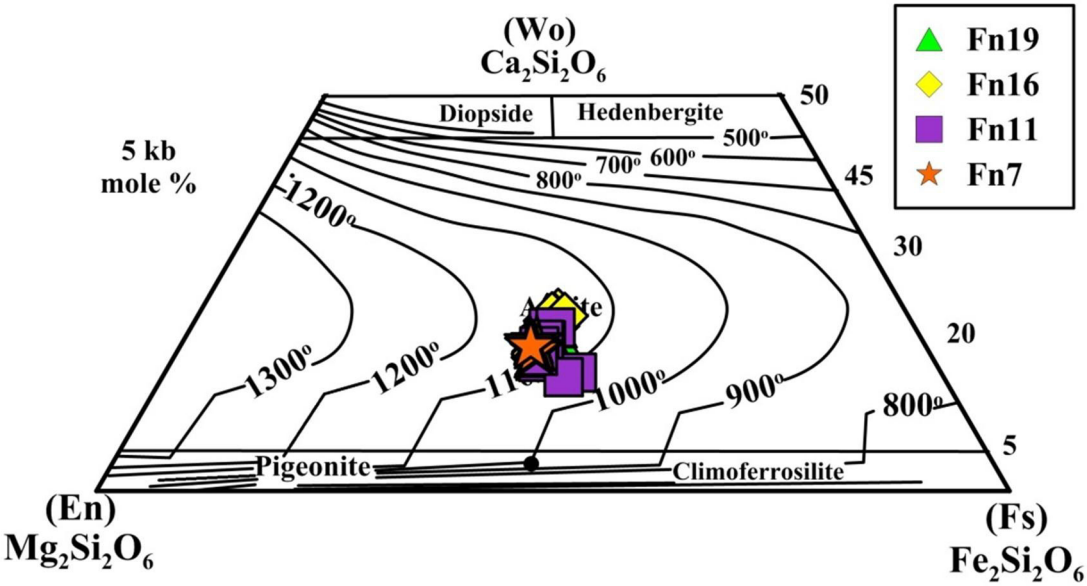
مطابق شکل۴-۱۲، میزان فشار تبلور پیروکسن در نمونه های مورد مطالعه حدود ۵-۲ کیلوبار برآورد شده است.



شکل۴-۱۲: موقعیت پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار در نمودار XPT در برابر YPT (Soesoo, 1997)، که نشان دهنده این است که پیروکسن‌ها در فشار حدود ۵-۲ کیلوبار متبلور شده‌اند.

ب) دماسنجی

برای تعیین دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در توده های گرانیتوئیدی منطقه، از دماسنج کلینوپیروکسن (Lindsley and Anderson, 1983) استفاده شده است. در این دماسنج فشار به صورت ترسیمی نمایش داده شده است (شکل ۴-۱۳)، که دمایی حدود ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتیگراد به دست آمده است. به عقیده Jiang et al (2006) در صورتی می‌توان از این نمودار برای یک پیروکسن استفاده کرد که مجموعه Wo+En+Fs بیش از ۹۰ درصد باشد که در مورد کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه صدق می‌کند.



شکل۴-۱۳: موقعیت پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار در نمودار مثلثی Wo+En+Fs (Lindsley and Anderson, 1983). که این نمودار نشان دهنده این است که کلینوپیروکسن‌ها در دمای حدود ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتیگراد متبلور شده‌اند.

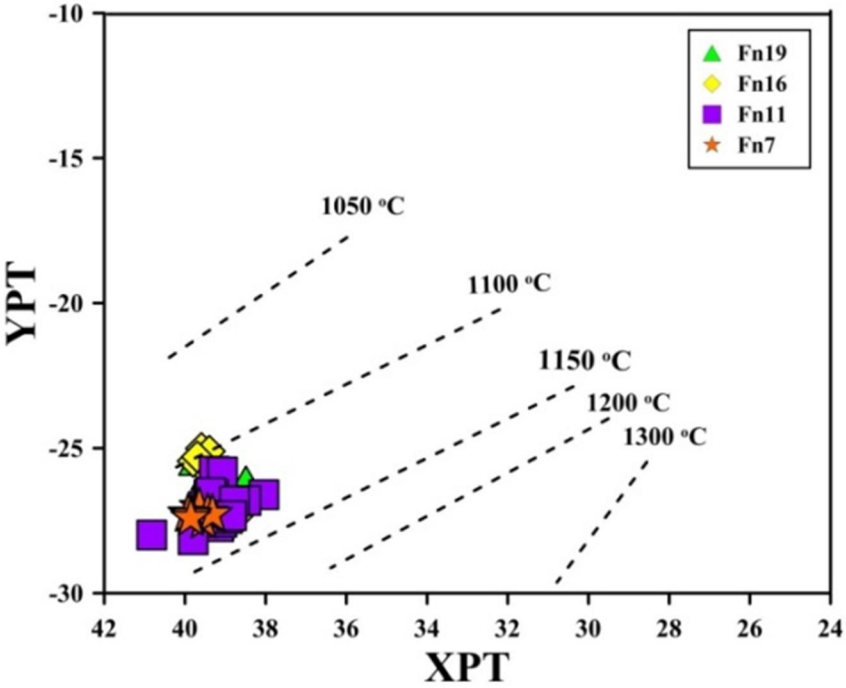
هم‌چنین به منظور تعیین دما از نمودار XPT در برابر YPT (Soesoo, 1997) استفاده شده است. در این نمودار به صورت ترسیمی نمایش داده شده است (شکل ۴-۱۴). محور X و Y بر اساس دو شاخص XPT و YPT تعریف شده است. شاخص XPT و YPT به ترتیب در معادله‌های بالا به آن اشاره شده است.

دماسنجی براساس رابطه پیشنهادی (Bertrand & Mercier, 1985) نیز طبق رابطه زیر تعریف شده است:

$$T^{Cpx} = (33696+45.45P)/(17.61-8.314Ln[(1-X_{Ca}^{M2})/0.95]-12.13[X_{Ca}^{M2}]^2$$

در رابطه فوق X_{Ca}^{M2} برابر با مقدار Ca در جایگاه M2 فرمول شیمیایی پیروکسن‌ها است. در این رابطه از میانگین فشار تشکیل پیروکسن بر حسب کیلوبار استفاده شده است. مطابق با این معادله

دمای به دست آمده از این دماسنج حدود ۱۱۰۰-۱۱۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد برای تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه است.



شکل ۴-۱۴- موقعیت پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار، در نمودار XPT در برابر YPT، که نشان دهنده این است که پیروکسن‌ها در دمای حدود ۱۱۰۰-۱۱۵۰ درجه‌ی سانتیگراد متبلور شده‌اند (Bertrand & Mercier, 1985).

فصل پنجم

ژئوشیمی سنگ کل

۵-۱- مقدمه

ژئوشیمی علمی است که ترکیب یک سنگ نسبتاً پیچیده را، به یک سری اعداد ساده قابل فهم تبدیل می‌کند. به منظور استفاده از ژئوشیمی، اولین گام درک دقیق اصول آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگماهای سیلیکاتی و سیالات وابسته به آن‌ها می‌باشد (هندرسون[1]، ۱۹۸۲). پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی ۶ نمونه از سنگ‌های نفوذی منطقه با حداقل هوازدگی و دگرسانی جهت آنالیز شیمیایی سنگ کل عناصر اصلی و کمیاب به روش بسته ترکیبی با کد LF200 انتخاب شد، چرا که مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل، بدون انجام تجزیه‌های شیمیایی و تحلیل داده‌ها امکان‌پذیر نیست (رولینسون[2]، ۱۹۹۳). نمونه ها را جهت آماده‌سازی برای آنالیز، به اندازه ۲ مش پودر کرده و از طریق شرکت کانساران بینالود مشهد به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال گردید. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه ها برای اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر کانی‌های نورماتیو آن‌ها، به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm)، در جدول ۵-۲ نمایش داده شده است.

۵-۲- آماده سازی نمونه ها برای آنالیز شیمیایی

قبل از بحث و بررسی در مورد روابط ژئوشیمیایی سنگ‌ها، باید به فرآیندهایی که، ممکن است نتایج تجزیه شیمیایی را تحت تأثیر قرار دهند اشاره نمود. این آلایش‌ها ممکن است در هنگام خرد کردن و پودر کردن رخ دهد. در اینجا به بعضی از موارد منابع بروز خطا به نقل از رولینسون (۱۹۹۳)، اشاره خواهد شد.

۵-۲-۱- آلایش در طول آماده سازی نمونه ها

آلایش، یک منبع مهم خطا در حین آماده‌سازی نمونه جهت تجزیهٔ ژئوشیمی است. این عامل به احتمال زیاد در طی خردکردن و پودرکردن نمونه شکل می‌گیرد. آلایش ممکن است از نمونه های قبلی به جای مانده در دستگاه آماده‌سازی منتقل شده باشد و یا ناشی از خود دستگاه آسیاب باشد.

---

[1]-Henderson
[2]-Ronillson

با تمیز کردن دقیق و آغشته کردن دستگاه با نمونه‌ای که قرار است خرد شود، می‌توان اثرات نمونه های قبلی را از بین برد. هم‌چنین با انتخاب یک آسیاب با کیفیت مناسب، می‌توان اثرات دستگاه آسیاب را به حداقل کاهش داد.

۵-۲-۲- پوشش نازکی از رسوبات محیطی و آلودگی‌های خارجی

آلودگی نمونه ها با مواد حاصل از ته نشینی آب‌های زیرزمینی یا رسوبات محیطی نیز می‌توانند خطاهایی را ایجاد کنند. این آلودگی‌ها را می‌توان به وسیله شستشوی تکه‌های سنگ پس از بریدن و قبل از پودر کردن با HCl یک مولار، به مدت چند دقیقه برطرف نمود (رولینسون، ۱۹۹۳).

۵-۲-۳- خطای ناشی از کالبیراسیون و همپوشی پیک‌ها

با توجه به اینکه در روش‌های تجزیه‌ای، غلظت‌های عناصر نسبت به استانداردهایی با ترکیب معین اندازه‌گیری می‌شوند (Govindaraju,1984; Abbey, 1989) بنابراین درستی تجزیه نهایی، به درستی استاندارهای مورد استفاده در درجه‌بندی بستگی دارد، بنابراین در هر مورد، استانداردها باید با استفاده از دقیق‌ترین فن ممکن، تجزیه شوند. در همین راستا نمونه ها، به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال شد. در نمونه های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز، عناصراصلی و تعدادی از عناصر کمیاب به روش (ICP-ES)[1] و مقادیر عناصر فرعی و کمیاب خاکی به روش (ICP-MS) [2] مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند (بسته ترکیبی با کد LF200). در روش (ICP-MS) می‌توان با اطمینان بیشتری نتایج بدست آمده را تجزیه و تحلیل کرد. زیرا این دستگاه یک نوع طیف سنج جرمی است که حساسیت بالایی دارد، بر اساس جفت شدگی یک پلاسمای القایی به عنوان یک منبع یونی با یک طیف سنج جرمی به عنوان روشی برای آشکارسازی یون‌ها به کار می‌رود و هم-چنین به دلیل حساسیت فوق‌العاده بالای آن، روش مناسبی برای تعیین عناصر کمیاب است. این روش برای اندازه‌گیری صحیح عناصر جدول تناوبی به غیر از عناصر گازی و کربن و هم‌چنین برای

1- inductively coupled plasma-emission spectrometry
2- ICP-mass spectrometry

تعیین ناخالصی‌های عناصر کمیاب کاربرد دارد. در نتیجه احتمال بروز خطاهای ناشی از تداخل و همپوشی پیک‌ها و خطای آشکارسازی داده‌های ژئوشیمیایی، به‌دلیل جدایش شیمیایی عناصر قبل از اندازه‌گیری، کاهش یافته و یا از بین می‌رود.

۵-۳- آماده سازی نتایج آنالیزهای شیمیایی

قبل از استفاده از داده‌های تجزیه شیمیایی در ترسیم نمودارها و تجزیه و تحلیل داده‌ها، باید تصحیحاتی بر روی آن‌ها صورت بگیرد. از جمله این تصحیحات می‌توان به حذف مواد فرار پرداخت، اکسیدهای اصلی را تصیحح کرد و با توجه به مقدار FeO کل که در آنالیزها مقدار آن داده شده است، مقدار Fe_2O_3 و FeO را بدست آورد.

۵-۳-۱- حذف مواد فرار (L.O.I)

مقدار مواد فرار در سنگ‌های آذرین معمولا کمتر از ۱ درصد می‌باشد. مقادیر بالاتر معمولاً ناشی از هوازدگی نمونه ها است (البته همیشه اینطور نیست). این مقادیر در نمونه های مطالعاتی مورد نظر از ۱/۸ درصد تا حداکثر ۴/۶ درصد متغیر می‌باشد که این موضوع می‌تواند عمدتاً به خاطر حضور کانی آبدار آمفیبول و تا حدودی ناشی از دگرسانی و هوازدگی باشد (رولینسون، ۱۹۸۹، میدلموست[1]، ۱۹۸۵، ژائو[2]، ۲۰۰۷). به منظور تصحیح از مواد فرار، ابتدا مواد فرار را از مجموع اکسیدهای آن نمونه کم می‌کنیم عددی که بدست می‌آید را به عنوان مجموع مقدار جدید اکسید سنگ می‌باشد، که مواد فرار آن حذف شده است. باید مقدار درصد هر یک از اکسیدها، در ضریب واحدی ضرب شوند. این ضریب از تقسیم کردن ۱۰۰ بر مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ به دست می‌آید. در ادامه ضریب بدست آمده را در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای اولیه سنگ ضرب می‌کنیم، تا درصد اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه شود. به عنوان مثال ضریب حذف مواد فرار برای نمونه FN16 (با توجه به جدول ۵-۲) به صورت زیر می‌باشد (مثال ۱).

1-Middlemost
2-Gao

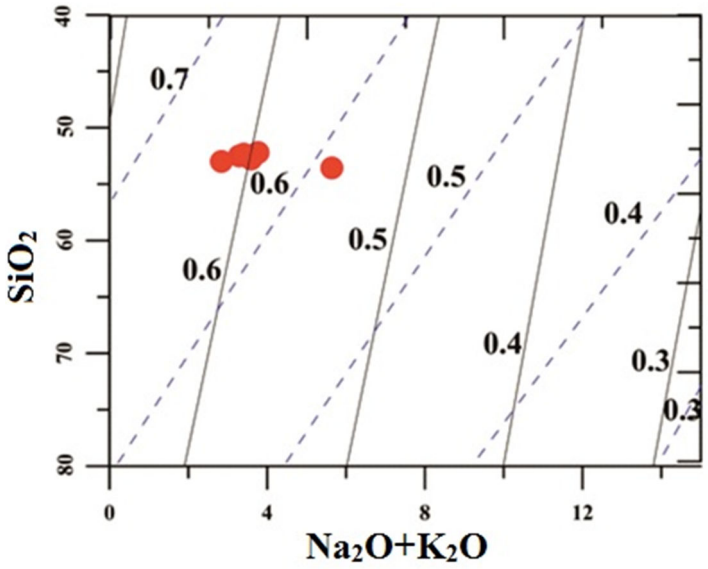
LOI=2.0 و Sum=99.80

ضریب مواد =100/97.80=1.022 ← Sum-LOI=99.80-2.0=97.80

فرار

۵-۳-۲- تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO

در نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی مقدار اکسید آهن کل را به صورت FeO کل داده است برای تصحیح این خطا، از نمودار مجموع Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (لومتر[1]، ۱۹۷۶) استفاده شده است، که پس از تصویر کردن نمونه های مورد مطالعه در نمودار مذکور مشاهده می‌شود که نمونه ها نزدیک به کدام مقدار عددی می‌باشند (شکل ۵-۱). که در این نمودار خطوط نسبت‌های اکسیداسیون‌های مساوی درصد (FeO/FeO+Fe2O3) در مورد سنگ‌های آذرین درونی (با خطوط ممتد) و در مورد سنگ‌های آتشفشانی (با خطوط خط چین) نشان داده شده است (نقل از لومتر، ۱۹۷۶). در نهایت طبق مثال ۲ مقدار اکسیدهای آهن را بدست می‌آوریم.



شکل ۵-۱- نمودار سلیس– آلکالن (لومتر، ۱۹۷۶) و موقعیت نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار بر روی آن نشان داده شده‌است و نتایج بدست آمده از آن مبنای محاسبات و تصحیح مقادیر FeO, Fe2O3 مد نظر قرار گرفته-است.

1-Le Maitre

$Fe_2O_3/FeO = 0.6$, $FeO(t) = 8.05$
$0.6 * Fe_2O_3(t) = FeO$ $FeO = 0.6 * 8.05 = 4.83$
$Fe_2O_3 = 8.05 - 4.83 = 3.22$
❊مثال ۲ - مقدار FeO بزرگتر از مقدار Fe_2O_3 است.

جدول شماره -۵-۱- مشخصات و مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه سنگ هایی که آنالیزشده برحسب UTM.

شماره نمونه	نام سنگ	عرض جغرافیایی شمالی	طول جغرافیایی شرقی
FN6	دیوریت	۳۹۶۵۳۱۳	۵۳۳۶۷۲
FN11	گابرودیوریت	۳۹۶۵۴۶۷	۵۳۳۵۴۰
FN13	گابرودیوریت	۳۹۶۳۷۱۳	۵۳۴۱۸۹
FN16	دیوریت گابرو	۳۹۶۲۲۷۴	۵۳۴۱۱۶
FN19	دیوریت	۳۹۶۲۱۸۱	۵۳۴۰۶۶
LN6	گابرودیوریت	۳۹۶۰۶۷۹	۵۳۰۰۶۰

جدول شماره -۵-۲ – نتایج آنالیز شیمیایی (داده های خام) سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار بر حسب درصد وزنی (٪Wt).

	نوع سنگ	دیوریت	گابرودیوریت	گابرودیوریت	دیوریت گابرو	دیوریت	گابرودیوریت
	شماره نمونه	FN6	FN11	FN13	FN16	FN19	LN6
	محل نمونه	فیلشور	فیلشور	فیلشور	فیلشور	فیلشور	لندران
SiO_2	٪	53.56	52.51	52.20	52.78	52.34	52.99
TiO_2	٪	0.46	0.71	0.72	0.68	0.68	0.61
Al_2O_3	٪	17.64	19.19	18.36	19.08	19.32	14.88
Fe_2O_3	٪	7.88	9.59	9.72	9.56	8.89	10.76
MnO	٪	0.17	0.15	0.15	0.15	0.12	0.16
MgO	٪	2.96	2.66	2.85	2.59	2.61	5.40
CaO	٪	6.72	9.79	8.86	9.29	9.82	8.55
Na_2O	٪	4.64	2.69	2.81	2.91	2.68	2.13
K_2O	٪	1.00	0.60	0.96	0.68	0.73	0.71
P_2O_5	٪	0.11	0.11	0.13	0.11	0.11	0.10
Cr_2O_3	٪	<0.02	0.003	0.003	0.003	<0.02	0.010
TOT/S	٪	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
TOT/C	٪	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.05
L.O.I	٪	4.6	1.8	3.1	2	2.6	3.5
Sum	٪	99.79	99.81	99.82	99.80	99.83	99.78

ادامه جدول شماره -۵-۲– داده_های عناصر اصلی پس از انجام تصحیحات مربوط به L.O.I و

نسبت Fe_2O_3/FeO بر حسب درصد وزنی (٪Wt)

SiO_2	٪	54.73	53.66	53.34	53.94	53.49	54.15
TiO_2	٪	0.47	0.72	0.73	0.69	0.69	0.62
Al_2O_3	٪	18.02	19.61	18.76	19.49	19.74	15.20
FeO	٪	4.83	5.88	5.95	5.86	5.44	6
Fe_2O_3	٪	3.22	3.92	3.97	3.90	3.63	4.99
MnO	٪	0.17	0.15	0.15	0.15	0.12	0.16
MgO	٪	3.02	2.71	2.91	2.64	2.67	5.52
CaO	٪	6.87	10	9.05	9.50	10.03	8.74
Na_2O	٪	4.74	2.75	2.87	2.97	2.74	2.18
K_2O	٪	1.022	0.61	0.98	0.69	0.75	0.72
P_2O_5	٪	0.11	0.11	0.13	0.11	0.11	0.10
Cr_2O_3	٪	<0.02	0.003	0.003	0.003	<0.02	0.010
Sum	٪	99.79	99.81	99.82	99.80	99.83	99.78

Trace elements (ppm)							
Rb	ppm	15.2	9	17.1	9.6	11.4	10.4
Cs	ppm	0.1	0.6	0.7	0.4	0.3	0.2
Ba	ppm	294	147	158	146	136	128
Sr	ppm	489	377.3	408.8	371.6	388.7	263.3
Th	ppm	7.2	1	8.0	0.8	0.8	0.8
U	ppm	0.9	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2
Zr	ppm	56.9	36.4	33.6	32.6	31.3	35.7
Hf	ppm	5.1	1.1	1.1	1	1.1	6.1

Ta	ppm	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Nb	ppm	2.2	0.6	0.5	0.4	0.4	0.5
Ga	ppm	15.2	15.5	14.4	16.3	16.1	12.8
Ni	ppm	20	20	20	20	20	20
Co	ppm	14.9	20.7	19.4	20	20	30.6
V	ppm	178	317	317	305	287	300
Sc	ppm	17	29	30	28	26	40
Be	ppm	1	1	1	1	1	1
W	ppm	2.3	1.5	1.6	1.9	1.3	1.1
Sn	ppm	1	1	1		1	1
Rare earth elements (ppm)							
La	ppm	10.5	4.3	4.2	4.6	4	4.1
Ce	ppm	19.6	9	9.3	9.3	8.7	8.9
Pr	ppm	2.26	1.38	1.35	1.34	1.25	1.32
Nd	ppm	9.3	7	6.8	6.4	5.9	6.5
Sm	ppm	95.1	81.1	03.2	91.1	1.85	1.86
Eu	ppm	0.65	0.68	0.72	0.63	0.64	0.58
Gd	ppm	2.01	2.42	2.35	2.21	2.16	2.32
Tb	ppm	0.32	0.41	0.39	0.38	0.38	0.41
Dy	ppm	1.87	2.51	2.67	2.64	2.41	2.74
Ho	ppm	0.38	0.58	0.62	0.55	0.52	0.59
Er	ppm	1.28	1.9	1.7	1.79	1.47	1.85
Tm	ppm	0.18	0.27	0.26	0.23	0.24	0.27
Yb	ppm	1.24	1.68	1.64	1.64	1.59	1.71
Lu	ppm	0.2	0.28	0.27	0.26	0.24	0.27
Y	ppm	11.4	14.4	15.8	14.6	13.9	16.2

جدول۵-۳- مقادیر کانی‌های نورماتیو پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO.

NORM(CIWP)						
rownames	Fn6	Fn11	Fn13	Fn16	Fn19	Ln6
Q	3.699	9.206	8.341	8.862	8.851	12.072
Or	6.04	3.605	5.792	4.078	32 4.	4.255
Ab	40.109	23.27	24.285	25.131	23.185	18.447
An	24.874	39.362	35.411	37.811	39.348	29.563
Di	6.951	7.882	7.129	7.121	7.996	10.611
Hy	9.551	9.498	10.447	9.726	8.777	14.798
Mt	4.669	5.684	5.757	5.655	5.264	7.236
Il	0.893	1.368	1.387	1.311	1.311	1.178
Ap	0.261	0.261	0.308	0.261	0.261	0.237
Sum	97.046	100.136	98.857	99.956	99.425	98.396

علائم معرف کانی‌های نورماتیو عبارتند از:Q کوارتز، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Di:

دیوپسید، Hy: هیپرستن، Il:: ایلمنیت، Mt: منیتیت و Ap: آپاتیت

۵-۴- کاربرد نتایج آنالیزشیمیایی نمونه ها

پس از انجام تصحیحات لازم بر روی نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های مورد مطالعه، این داده‌ها قابل پردازش و تفسیر می‌گردند. مثلاً از داده‌های مربوط به عناصر اصلی و کمیاب می‌توان برای طبقه بندی و نام‌گذاری سنگ‌ها و نیز در تشکیل نمودارهای تغییرات (دو متغیره و سه متغیره) تعیین سری‌های ماگمایی، جایگاه تکتونیکی و بالاخره شناسایی خصوصیات منشأ سنگ‌های آذرین منطقه سود جست (رولینسون، ۱۹۹۳). ناگفته نماند استفاده از SiO_2 در طبقه بندی سنگ‌های آذرین اهمیت خاصی دارد زیرا SiO_2، اکسید اصلی سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین به شمار می‌رود و مقدار SiO_2 مذاب خواص فیزیکی و شیمیایی آن را کنترل می‌کند.

۵-۴-۱- استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی در رده‌بندی و نام‌گذاری شیمیایی سنگ‌ها

کاربرد شیمی عناصر اصلی برای رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌ها، در سنگ‌شناسی آذرین استفاده گسترده‌ای دارد. غلظت عناصر اصلی بیشتر از ۱٪ وزنی می‌باشد و شامل: K , Na, Ca, Mg, Mn, Fe, Al, Ti, Si و P است و غلظت آن‌ها به صورت درصد وزنی(wt%) اکسید آن‌ها بیان می‌شود. در سنگ‌های آذرین، کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ، تمرکز و فراوانی عناصر اصلی را کنترل می‌کنند (برای مثال کوارتز، SiO_2، پلاژیوکلاز، Al_2O_3, Na_2O, CaO و فلدسپاتهای آلکالن، K_2O, Al_2O_3 و Na_2O و سیلیکات‌های فرومنیزین و اکسیدها (منیتیت، آپاتیت، الیوین، پیروکسن، آمفیبول، میکاها) MgO و FeO را کنترل می‌کنند. در این بخش به منظور طبقه بندی و نام‌گذاری سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از طبقه بندی نورماتیو و شیمیایی استفاده شده است که در ادامه به شرح آنها پرداخته خواهد شد.

۵-۴-۱-۱- طبقه بندی بر اساس ترکیب نورماتیو

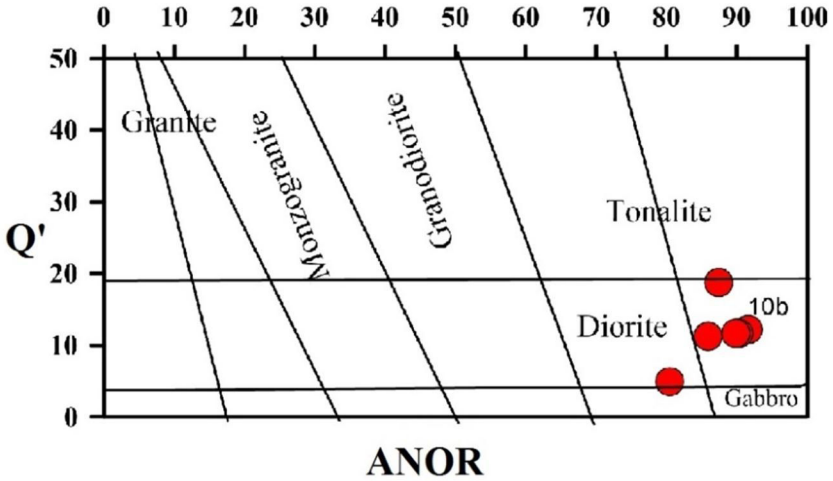
نورم روشی است که بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی نمونه های سنگی، کانی‌های مجازی آن‌ها ساخته می‌شود و سپس بر مبنای مقادیر کانی‌های ساخته شده، نام‌گذاری سنگ‌ها صورت می‌گیرد یا از آن-

ها در تعریف پارامترهایی نظیر ضریب تفریق استفاده می‌شود. بنابراین، نورم، کانی‌شناسی ساختگی سنگ است که از قوانین مبتنی برتجربیات توالی تبلور واقعی ماگمای شاخص تبعیت می‌کند. روش نورم CIPW توسط چهار تن از دانشمندان به نام‌های Cross, Iddings, Pirsson و Washington ارئه گردیده است که یکی از پرکاربردترین روش‌های محاسبه نورم به وسیله تجزیه شیمیایی می-باشد. در روش نورم CIPW شیمی سنگ به نسبت مولکولی تبدیل می‌گردد و نسبت کانی‌های نورماتیو محاسبه شده مجدداً در وزن مولکولی آن‌ها ضرب شده و به درصد وزنی تبدیل می‌شود (نورم درصد وزنی). نتایج مقادیر نورماتیو در جدول ۵-۳ آمده است. رده‌بندی سنگ‌های پلوتونیک با استفاده از ترکیب نورماتیو مولکولی از اشتریکایزین[1] و لو متر (۱۹۷۹) استفاده شده است.

- رده بندی نورماتیو اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۹)

در نمودار اشتریکایزن و لو متر (۱۹۷۹)، محور Y نشان دهنده اشباع‌شدگی از سیلیس و مقیاسی از مقدار کوارتز [Q'=Q\(Q+Or+Ab+An)] محور X معرف، ترکیب در حال تغییر فلدسپار [ANOR=100*(An\An+Or)] است. خارج کردن Ab از پارامتر ANOR از دشواری اختصاص دادن آن به پلاژیوکلاز یا به فلدسپارهای آلکالن جلوگیری می‌کند. در این نمودار، نمونه های سنگی مورد مطالعه در محدوده دیوریت تا گابرو قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲) که با مشاهدات صحرایی و پتروگرافی مطابقت دارد.

1-Streckeisen



شکل ۵-۲- رده بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار با استفاده از ترکیبات نورماتیو و پارامترهای Q' و Anor (اشتریکایزن و لو متر، ۱۹۷۹).

۵-۴-۱-۲- طبقه بندی شیمیایی

طبقه بندی‌های شیمیایی زیادی برای سنگ‌های آذرین ارائه شده است. برخی از آن‌ها بر اساس تجزیه شیمیایی کامل یک سنگ و برخی تنها بر اساس بخشی از شیمی سنگ بنا شده‌اند (بلت[1] و همکاران، ۲۰۰۶). در نام‌گذاری شیمیایی باید روشی را انتخاب کرد که آسان باشد، کاربرد وسیعی داشته باشد و تا حد امکان منطبق بر نام‌گذاری پتروگرافی و صحرایی باشد. یکی از مهمّترین این نوع نمودارها، نمودار رده‌بندی (Na_2O+K_2O) در مقابل SiO_2 است که توسط پژوهشگران متعدد نظیرکاکس[2] و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۹۴ و ۱۹۸۵) و غیره استفاده شده است. البته محدوده‌های تعریف شده برای سنگ‌ها، ممکن است متفاوت باشد (مرز جداسازی سنگ‌ها با یکدیگر درنمودارها متفاوت باشد). برخی از نمودارها نیز بر مبنای میلی‌کاتیون بعضی از عناصر و پارامترهای تعریف شده بر اساس آن‌ها استوار است که از آن جمله می‌توان به نمودارهای P-Q (دبوئن و لوفور[3]،

1- Blatt

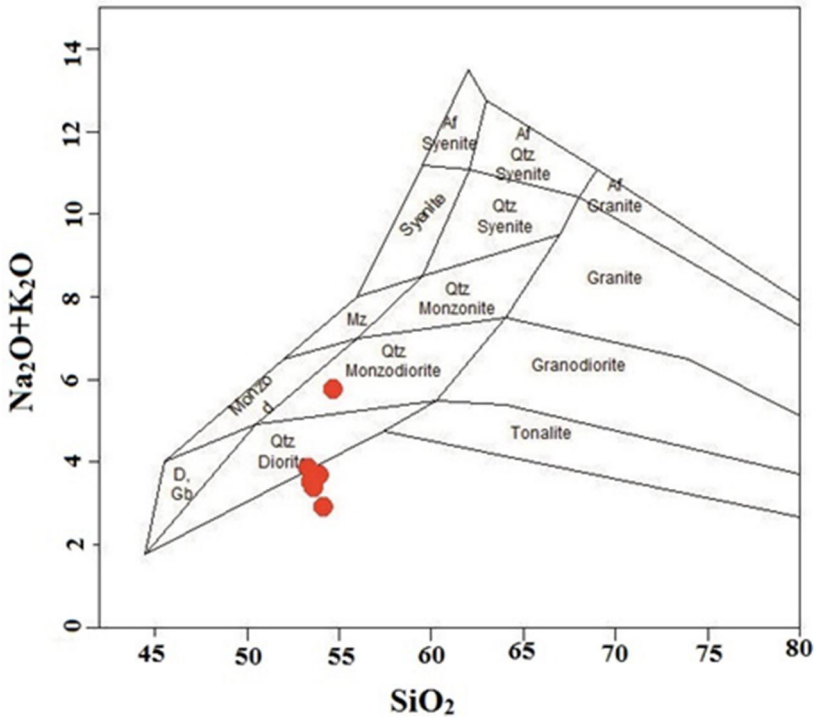
2- Cax

2- Debon and Lofort

۱۹۷۵) و R_1 -R_2 (دولاروش[1]،۱۹۸۰) اشـاره کـرد. در ایـن روش تعـدادی از اکسـیدهـایی کـه در ساختمان کانی‌های اصلی سنگ نقش اساسی دارند، در رده‌بندی سنگ‌ها استفاده می‌شوند.

الف- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵)

این نمودار بر اساس مجموع Na_2O و K_2O در مقابل تغییرات SiO_2 (TAS)، رسم شده است. نمونه های مورد مطالعه در این دیاگرام بیشتر در محدوده کوارتز دیوریت و نمونه FN6 در قلمرو کوارتز مونزودیوریت قرار گرفته است (شکل ۵-۳) که مشاهدات صحرایی و پتروگرافی این موضوع را تأیید می‌کند.



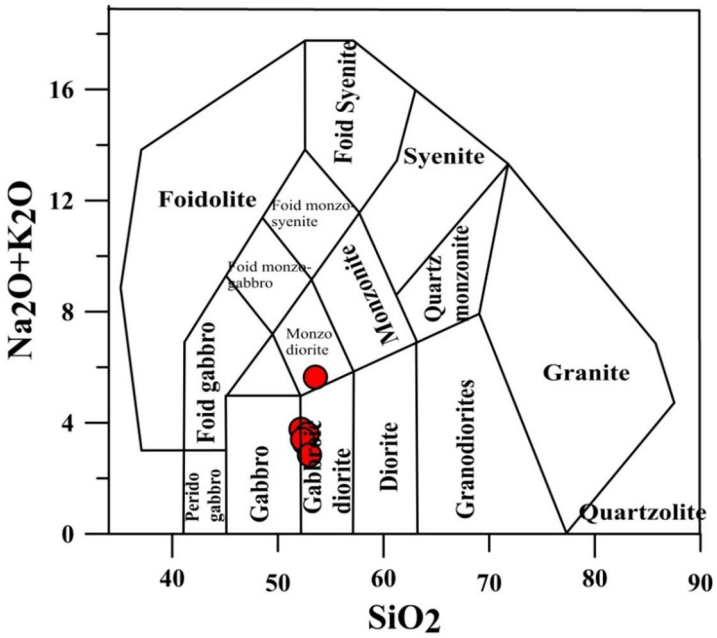
شکل۵-۳- موقعیت گرانیتوئیدهای جنوب غرب سبزوار بر روی نمودار مجموعه‌ی قلیایی نسبت به سیلیس (Middlemost, 1985).

ب- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)

تفاوت این نمودار با نمودار میدلموست (۱۹۸۵) در مرز بندی آن است. در این نمودار محدوده‌های مجزایی برای سنگ‌هایی با مقادیر فلدسپار آلکالن بالا در نظر گرفته شده است. بر خلاف آن در این

[3]- De La Roche

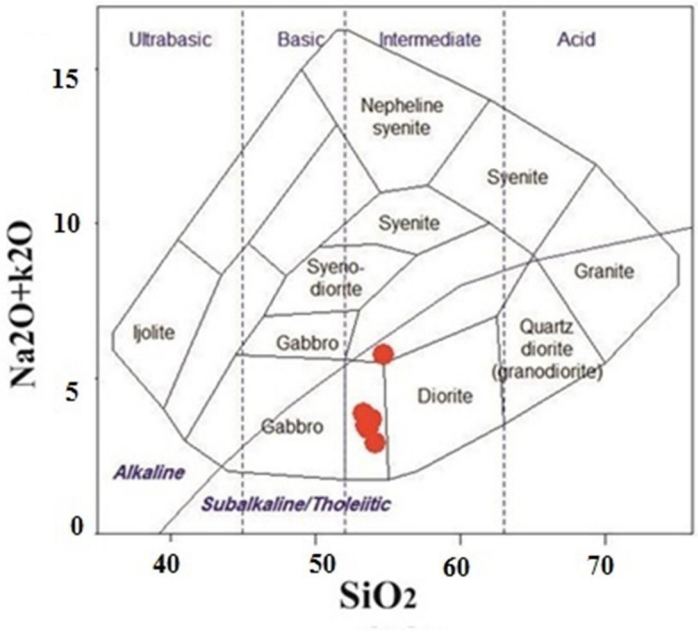
نمودار برای سنگ‌های فلدسپاتوئیددار محدوده‌ای مشخص است. بر اساس این نمودار، نمونه های مورد مطالعه عمدتاً دارای ترکیب سنگ‌شناسی گابرودیوریت می‌باشند (شکل ۵-۴) که منطبق بر مطالعات صحرایی و پتروگرافی است.



۵-۴- موقعیت گرانیتوئیدهای جنوب غرب سبزوار بر روی نمودار مجموعه‌ی قلیایی نسبت به سیلیس (Middlemost, 1994).

ج- طبقه بندی بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)

در نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، مجموع درصد وزنی Na_2O+K_2O در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم می‌گردد. وجود خط جدا کننده محدوده آلکالی از ساب‌آلکالی و محدوده اسیدی از بازیک، از ویژگی‌های این نمودار است. در نمودار کاکس، نمونه های مورد مطالعه در گستره دیوریت تا گابرو قرار می‌گیرند و نمونه ها در محدوده ساب‌آلکالی می‌باشند (شکل ۵-۵) که با سایر رده‌بندی‌ها مطابقت دارد.



شکل ۵-۵- نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹) و موقعیت نمونه های گرانیتوئیدهای جنوب غرب سبزوار بر روی آن.

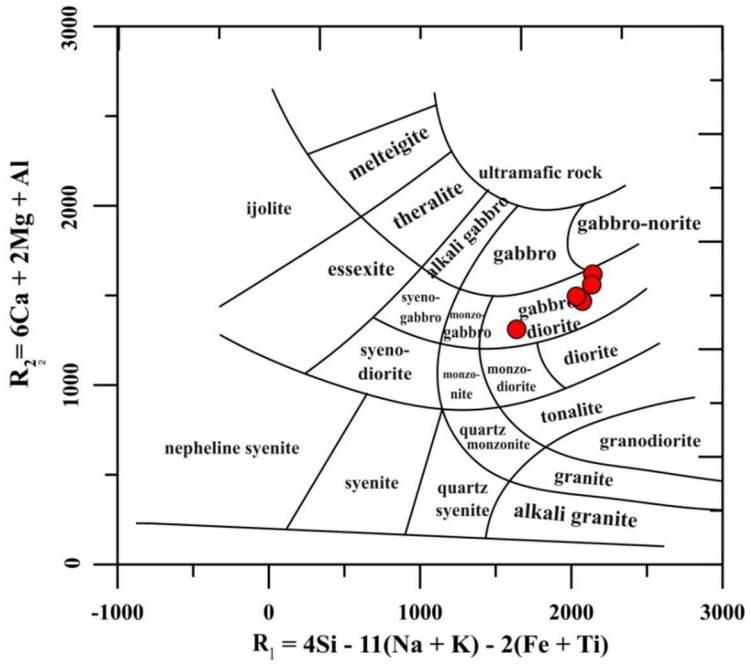
د- طبقه بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)

این رده‌بندی به صورتی طراحی شده که می‌توان از آن برای تمام سنگ‌های آذرین استفاده کرد و بر پایه نسبت‌های کاتیونی (بر حسب میلی‌کاتیون) تهیه شده است (جدول ۵-۴). در این رده‌بندی تقریباً از شیمی تمام عناصر اصلی سنگ استفاده می‌شود، تغییر ترکیب فلدسپارها و درجه اشباع از سلیس را می‌توان نشان داد. مقایسه‌ای وسیع میان داده‌های مودال و شیمیایی می‌توان انجام داد چرا که ترکیب کانی‌ها را می‌توان روی نمودار پیاده کرد و تعریف پارامترهای R_1 و R_2 بر روی نمودار نشان داده شده است. این رده‌بندی قابل استفاده برای طبقه بندی سنگ‌های ولکانیکی و پلوتونیک است. در این نمودار Fe نشان دهنده‌ی آهن کل است، نمونه های مورد مطالعه طبق نمودار طبقه بندی ژئوشیمیایی De la Roche et al (1980) در محدوده گابرودیوریت قرار می‌گیرند که هماهنگی کاملی با مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند (شکل ۵-۶).

۱۰۰۰×تعداد کاتیون×(وزن مولکولی / درصد وزنی)= عنصر بر حسب میلی‌کاتیون در ۱۰۰ گرم

جدول ۵-۴- مقدار میلی‌کاتیون نمونه ها که با استفاده از روش بالا بدست آمده است.

Milli Cation	Si	Ti	Al	Fe3	Fe2	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P
Fn6	910.98	5.89	1.55	21.70	152.96	122.51	74.94	0.00	107.57	67.23	40.33	353.47
Fn11	893.17	9.02	1.55	12.95	88.74	178.33	67.25	2.12	130.95	81.85	49.10	384.66
Fn13	887.85	9.14	1.83	20.81	92.61	161.39	72.21	2.12	132.55	82.82	49.73	367.98
Fn16	897.83	8.64	1.55	14.65	95.84	169.41	65.51	2.12	130.42	81.57	48.85	382.30
Fn19	890.34	8.64	1.55	15.92	88.42	178.86	66.26	1.69	121.19	75.73	45.47	387.21
Ln6	901.33	7.76	1.41	15.29	70.35	155.86	136.98	2.26	146.02	83.52	62.50	298.15



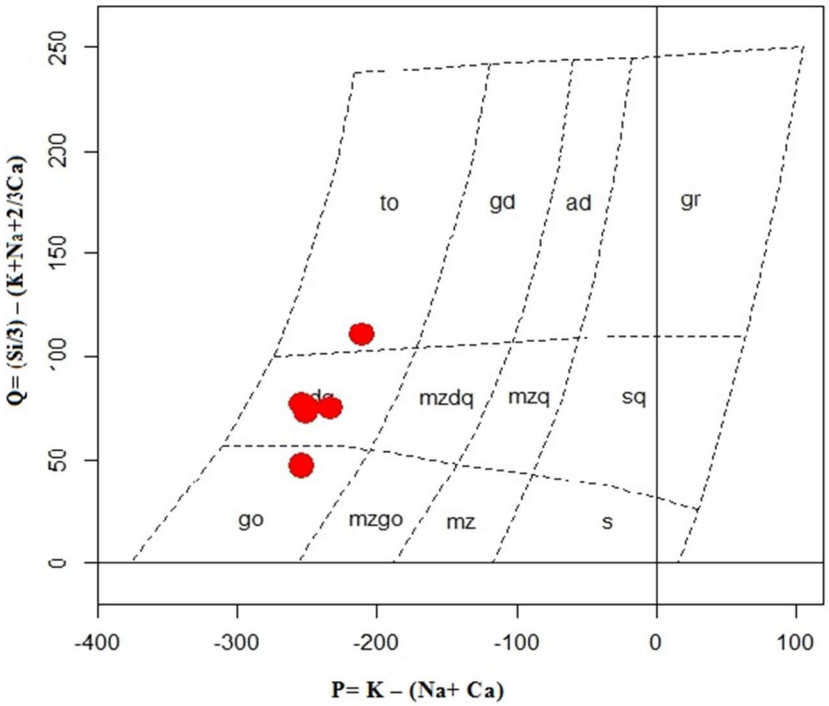
شکل ۵-۶- موقعیت نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار در نمودار رده بندی R1 به R_2 (De la , 1980 Roche et al).

- طبقه بندی دبوئن و لوفور (۱۹۸۳)

در این رده‌بندی از پارامترهای Q ، P استفاده می‌شود. این پارامترها از طریق معادلات زیر بدست می‌آیند. در این نوع طبقه بندی از مقادیر میلی‌کاتیونی عناصر استفاده می‌شود که نمونه ها در گستره دیوریت‌گابرو ،گابرو و یک نمونه در گستره‌ی تونالیت جای گرفته است (شکل ۵- ۷).

$$Q= (Si/3) – (K+Na+2/3Ca)$$

$$P= K – (Na+ Ca)$$

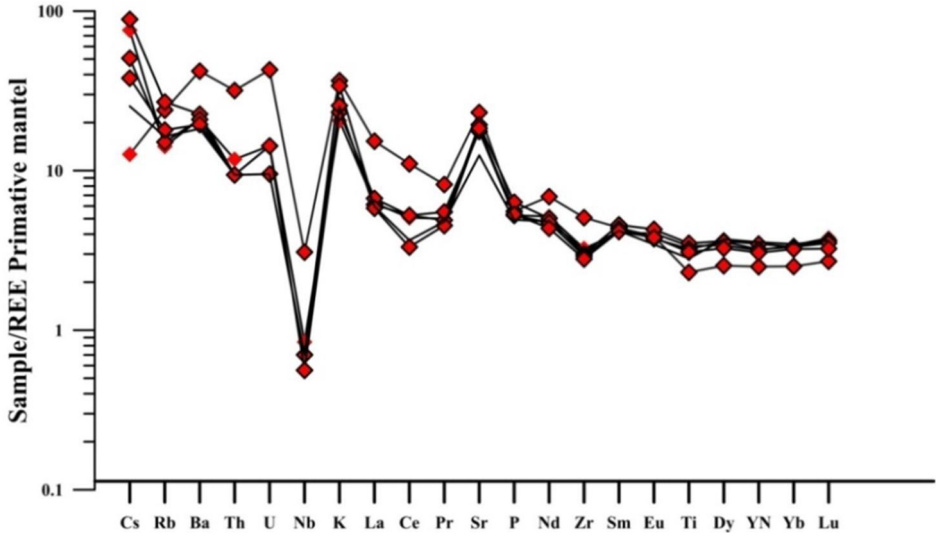


شکل ۵-۷- رده بندی شیمیایی (Debon and Le Fort, 1983) و موقعیت سنگ های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار بر روی آن.

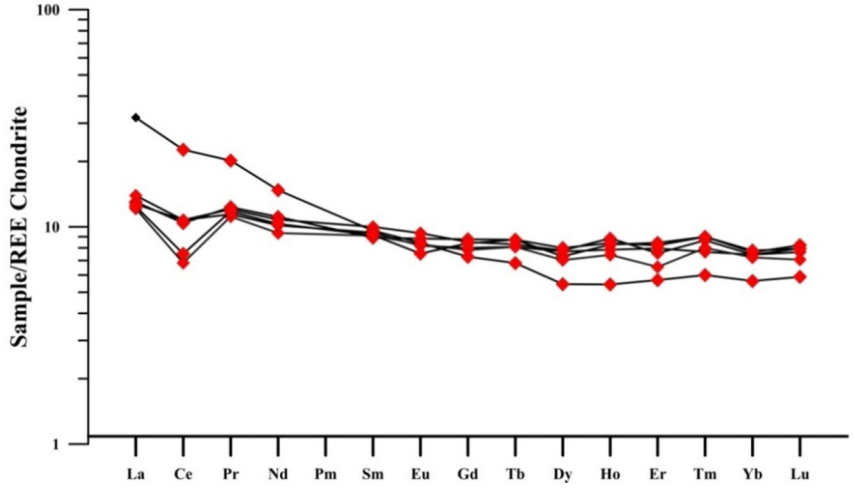
۵-۴-۲- نمودارهای بهنجارشده و عنکبوتی عناصر کمیاب

در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصر کمیاب نسبت به گوشته (Sun and McDonough 1989) و نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (Boyton (1984، غنی‌شدگی از عناصر نادر ناسازگار سبک (LILE) و تهی‌شدگی از عناصر نادر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا، نظیر Ti ,Ta ,Nb و عناصر نادر ناسازگار سنگین (HREE) از ویژگی‌های بارز این سنگ‌هاست (شکل۵ -۸) از مشخصات ماگماهای وابسته به فرورانش می‌باشد (Wilson, 1990). هموار بودن نمودار بعد از عنصر Ti نشانگر

آن است که در محل منبع گارنت وجود ندارد (شکل ۵-۸). در الگوی چند عنصری REE بهنجار شده به کندریت این سنگ‌ها، غنی‌شدگی از LREE تسبت به HREE می‌تواند بیانگر، سرچشمه گرفتن ماگما از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده در رخساره‌های آمفیبولیت باشد و هم‌چنین نبود آنومالی منفی Eu نشانگر عدم تفریق Pl، ذوب یک منع پلاژیوکلازدار (آمفیبولیت) و عدم ذوب اکلوژیت باشد (شکل ۵-۹).



شکل ۵-۸- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب گرانیتوئیدهای جنوب سبزوارکه به مقادیر گوشته اولیه بهنجار شده است (Sun and McDonough, 1989).



شکل ۵-۹- نمودار بهنجار شده سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب سبزوار به مقادیر کندریت (Boyton, 1984).

Sr در شکل ۵-۸ غنی شدگی نشان می‌دهد، میانگین عنصرSr در سنگهای اولترامافیک ۵/۸ p.p.m، در سنگ‌های مافیک ۴۶۵ p.p.m و در گرانیت‌ها ۱۰۰ p.p.m می باشد. مقدار استرانسیوم در سنگ-

های گرانیتوئیدی مورد مطالعه به طور میانگین برابر ppm ۳۸۸ (جدول ۵-۲) است که این مقدار هم ارز سنگ‌های حدواسط (گابرودیوریت) می‌باشد. این عنصر به دلیل مشابهت بار الکتریکی با کلسیم می تواند در کانی‌های کلسیم‌دار به ویژه پلاژیوکلازهای کلسیک به صورت عنصری پذیرفته شده جانشین کلسیم شود و در کانی‌های پتاسیم‌دار به صورت عنصری که بخاطر بار بیشتر در دام افتاده حضور یابد. بنابراین این عنصر می‌تواند به مقدار کم در ساختار اوژیت و بیشتر در ساختمان پلاژیوکلازها شرکت داشته باشد با توجه به مطالعات پتروگرافی نمونه های مورد مطالعه داری درصد زیادی از پلاژیوکلاز می‌باشد .

۵-۵- پترولوژی

در این قسمت با استناد به دیاگرام‌های متعدد پترولوژیکی ابتدا نوع سری ماگمایی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه و سپس درجه اشباع از آلومین مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۵-۵- ۱-سری‌های ماگمایی

هر سری ماگمایی، یک مجموعه از سنگ‌های آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف را در بر می‌گیرد که از تفریق یک ماگمای بازیک مادر و یا از ذوب یک سنگ منشأ واحد حاصل شده‌اند (کونو[1]، ۱۹۶۸). سنگ‌های آذرین از لحاظ منشأ و موقعیت تکتونیکی به یکی از سری‌های ماگمایی پرآلکالن، آلکالن و ساب آلکالن تعلق دارند سری ساب‌آلکالن نیز خود شامل سری تولئیتی و سری کالک‌آلکالن می‌باشد در هر یک از سری‌های مذکور انواع سنگ‌های آذرین و با درجات متفاوتی از تفریق مشاهده می‌شود.

۵-۵-۱-۱- سری کالک‌آلکالن:

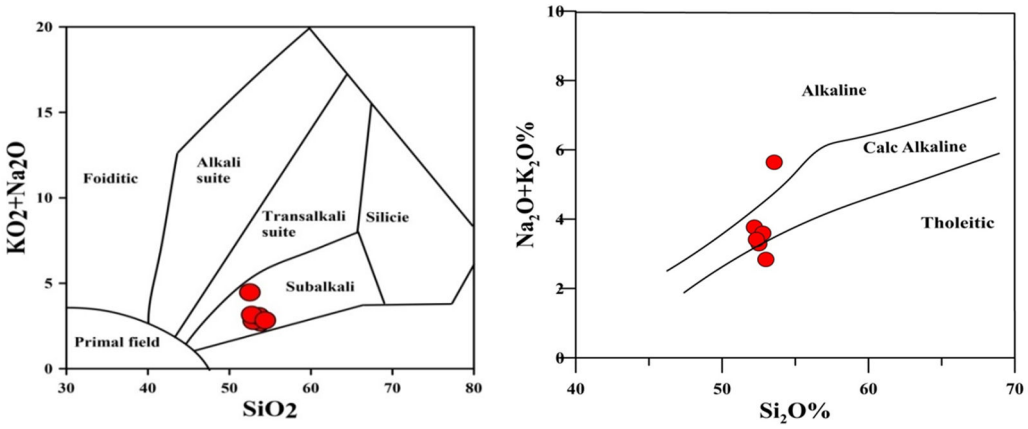
این سری در واقع همان سری هیپرستن است که همانند سری تولیئیتی می‌باشد با این تفاوت که مقدار عناصر آلکالن، عناصر کمیاب و مواد فرار آن از سری تولوئیتی بیشتر است و مقدار Al_2O_3 برای نمونه های مربوط به این سری باید بیشتر از ۱۷باشد (کونو، ۱۹۶۸) که با توجه به نتایج حاصل از آنالیز نمونه ها به جز نمونه LN6 که مقدارش ۱۵ می‌باشد (جدول ۵-۲) بقیه نمونه ها از این

1-Kuno

قاعده پیروی می‌کنند. طبق نمودارهای تعیین سری ماگمایی نیز این سنگ‌ها در قلمرو کالک‌آلکالن قرار گرفته‌اند. مطالعات و بررسی‌های انجام شده در خصوص پراکندگی جغرافیایی سنگ‌های کالک-آلکالن تا به امروز نشان می‌دهد که این سنگ ها فقط در کمربندهای آتشفشانی- آذرین درونی که منطبق بر زون فرورانش هستند، تشکیل می‌شوند (RingWood, 1974). منشأ ماگمای کالک‌آلکالن در زون فرورانش در فصل ششم مورد بحث و بررسی قرارخواهد گرفت.

الف- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)

در سال ۱۹۹۴ میدلموست دو نمودار بر پایه مقدار آلکالن در مقابل سیلس طراحی کرده است، که قلمرو ماگماهای مختلف در داخل دیاگرام‌ها توسط خطوط منحنی از هم جدا شده است. در نمودار (شکل ۵-۱۰، الف) سه قلمرو آلکالی، کالک‌آلکالن و تولیئیتی را ازهم تفکیک شده است که بر اساس این نمودار نمونه های مورد مطالعه عمدتاً در محدوده‌ی کالکوآلکالن قرار گرفته‌اند. بر اساس این نمودار سنگ‌های آذرین به پنج دسته فوئیدیتی، آلکالی، آلکالی- تحولی، ساب آلکالی و سیلیسی تقسیم می‌شوند که با توجه به نمودار (شکل ۵-۱۰، ب) نمونه های گابرودیوریتی منطقه جنوب غرب سبزوار دارای ماهیت ساب‌آلکالی می‌باشند.



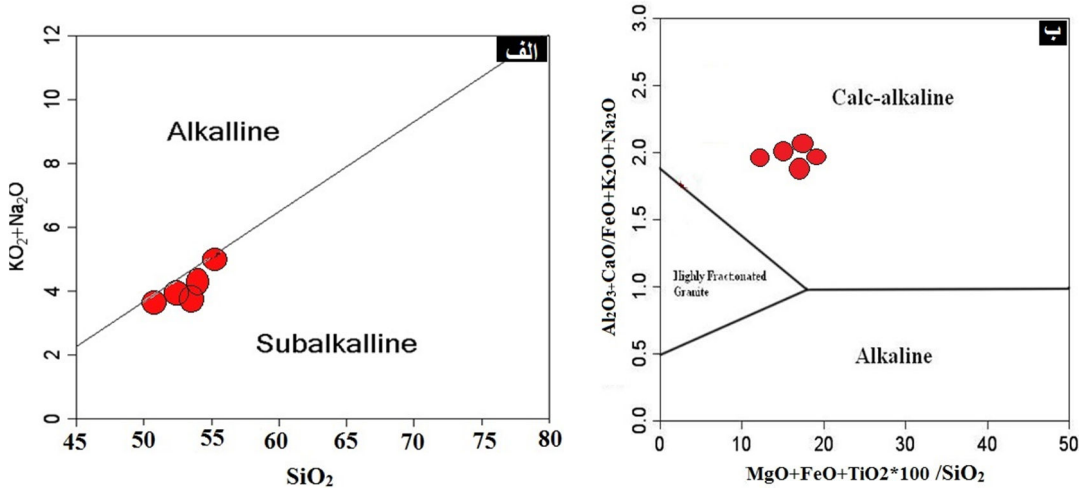
شکل ۵-۱۰- موقعیت سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب سبزوار در نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2، (Middlmost,1994).

ب- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (ایروین[1] و باراگارا[2]، ۱۹۷۱)

در این دیاگرام‌ها مقادیر $Na_2O + K_2O$ بر روی محور قائم و مقدار SiO_2 بر روی محور افقی آورده شده و قلمرو سنگ‌های ساب‌آلکالن و آلکالن را از هم تفکیک می‌کند. با توجه به شکل تمام سنگ-های مورد مطالعه در محدوده ساب‌آلکالن قرار میگیرند (شکل ۵-۱۱، الف).

ج- دیاگرام سیلوستر[3] (۱۹۸۹)

این دیاگرام بر اساس $(Al_2O_3+CaO)/(FeO_t+Na_2O+K_2O)$ در مقابل $MgO+FeO_t+TiO_2/SiO_2$ طراحی شده است (شکل ۵-۱۱، ب).این دیاگرام جهت تفکیک گرانیت‌های شدیداً تفریق یافته از گرانیت‌های کالکوآلکالن و آلکالن به کار می‌رود. مطابق این دیاگرام نمونه های مورد مطالعه در محدوده کالکوآلکالن قرار می‌گیرند.

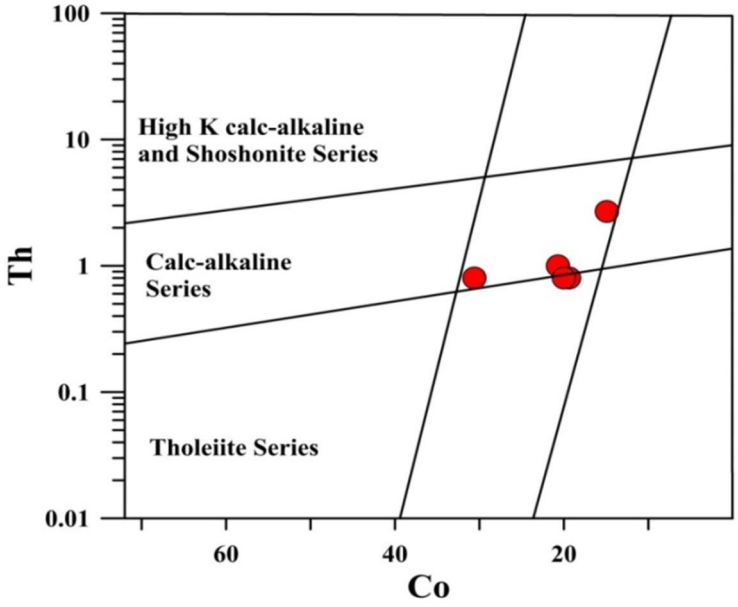


شکل ۵-۱۱-الف) نمودار Na2O+K2O در مقابل SiO2 (ایروین و باراگارا،۱۹۷۱)، ب) نمودار سیلوستر (۱۹۸۹)، جهت تعیین سری ماگمایی نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوارکه نمونه های مورد مطالعه به ترتیب در محدوده‌ی ساب‌آلکالن و کالک‌آلکالن قرارگرفته‌اند.

1-Irvine
2Baragar
3-Sylvester

د- نمودار هستی[1] و همکاران (۲۰۰۷)

این دیاگرام بر اساس عناصر فرعی Th در مقابل CO طراحی شده است، که به سه سری ماگمایی تولوئیتی، کالک‌آلکالن و کالک‌آلکالن پتاسیم بالا (شوشونیتی) تفکیک شده است. با توجه به نمودار (شکل ۵-۱۲) نمونه های گابرودیوریتی مورد مطالعه در محدوده‌ی کالک‌آلکالن قرارگرفته‌اند که نمودارهای قبلی را تأیید می‌کند.



شکل ۵-۱۲- موقعیت سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب سبزوار بر روی نمودار Th در مقابل CO (Hastie el al.2007)

۴-۵-۲- درجه اشباع آلومین(ASI) نمونه های مورد مطالعه

پس از سیلیس، آلومین دومین تشکیل‌دهنده اکسید فراوان در سنگ‌های آذرین است. تقسیم-بندی بر اساس اشباعی از آلومینیوم، بنا بر به اعتقاد هیندمن[2] (۱۹۸۵) در جدول (۵- ۵) به طور کامل بیان شده است. در واقع زیادی آلومینیوم نسبت به عناصر آلکالن موجب تبلور فلدسپات‌ها و کمبود آلومینیوم موجب تبلور کانی‌های آلکالن و فرومنیزیوم می‌شود. در نمونه های مورد نظر آلومین مقدارش در حد میانه است و نمونه ها در قلمرو متاآلومین قرار می‌گیرند.

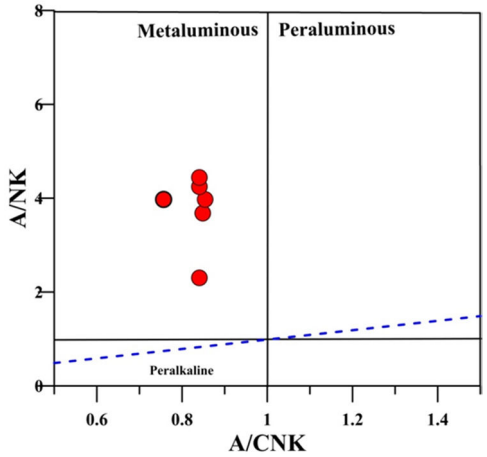
1-Hastie
2-Hyndmann

جدول ۵-۵- تقسیم بندی محدوده های درجه اشباع از آلومین.

پرآلومین	$Al_2O_3>Na_2O_3+K_2O+CaO$
متاآلومین	$CaO+Na_2O>Al_2O_3>Na_2O+K_2O$
ساب آلومین	$Al_2O_3=Na_2O+K_2O$
پرآلکالن	$Al_2O_3<Na_2O+K_2O$

الف) نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند، ۱۹۴۳)

نمودار دوتایی A/CNK-A/NK شاند، (۱۹۴۳) بر اساس تغییرات نسبت مولکولی $AL_2O_3/CaO+K_2O+Na_2O$ در مقابل AL_2O_3/K_2O+Na_2O ترسیم می‌شود و در آن محدوده‌های متاآلومین، پرآلکالن و پرآلومین از هم تفکیک می‌شوند، نمونه ها در محدوده‌ی متاآلومین قرار می-گیرد (شکل ۵-۱۳) که بیانگر منشا I آنها است.



شکل ۵-۱۳- نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند، ۱۹۴۳) و قرارگیری نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار بر روی آن. مرز جدا کننده‌ی گرانیتوئیدهای نوع I و S در نمودار A/CNK=1.1، (Chappell and White 2001).

فصل ششم

پتروژنز

۶-۱- مقدمه

گرانیتوئیدها، فراوانترین و مهم‌ترین گروه سنگ‌های آذرین (درونی) هستند. هر نوع گرانیتوئید در یک جایگاه مشخص و خاصی به وجود آمده و جایگزین می‌شود. گرانیتوئیدهایی که داده‌های مربوط به آن‌ها دقیقاً مشخص شده و نوع آن‌ها نیز به خوبی تعیین شده، می‌توانند نگرش‌های ساختمانی را نیز تکمیل کرده و محیط ژئودینامیکی مربوط به جایگزینی خود را مشخص کنند. در این فصل به بحث و بررسی پتروژنز و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته می‌شود. گرانیتوئیدها از نظر منشأ دارای محدوده وسیعی از گوشته‌ای تا پوسته‌ای هستند، که به وسیله فرآیندهای مختلف و ترکیبات متفاوت تشکیل می‌شوند. گرانیتوئیدها بر اساس معیارهای متنوعی از جمله ترکیب شیمیایی و موقعیت تکتونیکی تقسیم‌بندی می‌شوند. سنگ‌های گرانیتوئیدی را می‌توان بر اساس ترکیب شیمیایی به انواع A، M، S،I تقسیم نمود. در ابتدا انواع گرانیت مورد بحث قرارخواهدگرفت و در همین راستا خلاصه‌ای از ویژگی‌ها و تفاوت‌های انواع گرانیت‌ها بیان خواهد شد.

۶-۲- تقسیم‌بندی گرانیت‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی

۶-۲-۱- گرانیت‌های تیپ I: به اعتقاد چپل و وایت[1] (۱۹۷۹)، ۱) منشأ گرانیت‌های نوع I از ذوب بخشی سنگ‌های آذرین است. ۲) از نظر میزان آلومینیم جزء متاآلومین‌ها محسوب می‌شوند. ۳) از نظر اندیس آهن فریک به فرو جزء گرانیت‌های اکسیدی هستند و درصد آهن فریک به فرو آن‌ها بیشتر از ۰/۳ است (با توجه به نتایج آنالیز، توده های مورد بحث از این قاعده پیروی می‌کنند). ۴) گرانیت‌های تیپ I جزء سری منیتیت هستند (البته گرانیت‌های تیپ I احیایی، جزء سری ایلمنیت نیز طبقه بندی می‌شوند). ۵) گرانیت‌های تیپ I ترکیبی از تونالیت (کوارتز- دیوریت) تا گرانودیوریت دارند و معمولاً همراه با فلزات پایه مثل مس، سرب، روی و طلا هستند (که توده های مورد مطالعه در جنوب غرب سبزوار هم همین ویژگی‌ها را دارند). ۶) گرانیت‌های نوع I در کمربند آتشفشانی- نفوذی زون فرورانش حاشیه قاره‌ها و جزایر قوسی حادث می‌شوند.

1-Chappell & White

۶-۲-۲- گرانیت‌های نوعS: ۱) گرانیت‌های نوع S از ذوب‌بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده یا سنگ‌های پوسته‌ای حاصل شده‌اند، درجازا بوده و گاهی همراه با میگماتیت‌ها هستند. ۲) گرانیت-ها نوع S بدون هورنبلند می‌باشد یا مقدار آن کم می‌باشد در صورتی که در فصل پتروگرافی، در اکثر نمونه ها به وفور آمفیبول (هورنبلند) مشاهده می‌شود. ۳) این نوع گرانیت‌ها در زون‌های برخورد قاره حادث می‌شوند و دارای ترکیب گرانیتی می‌باشند و عمق جایگزینی آن‌ها متوسط تا زیاد می‌باشد (چپل و وایت، ۱۹۷۹).

۶-۲-۳- گرانیت‌های نوع M: در سال ۱۹۷۹ وایت، نوعی گرانیت‌ها را معرفی نمود از تفریق ماگمای بازالتی گوشته‌ای حاصل می‌شود.

۶-۲-۴- گرانیت‌های نوع A: لویزل و وونز[1] در سال ۱۹۷۹، بر اساس شرایط تکتونیکی و مشخصات شیمیایی، گرانیت‌های نوع A یا گرانیت‌های غیر کوهزایی بدون آب را معرفی نمودند. این گرانیت‌ها در راستای زون‌های ریفتی و در داخل بلوک‌های پایدار قاره‌ای ایجاد می‌شوند. سنگ‌شناسی، ژئوشیمی (شامل روش INAA عناصر کمیاب)، کانی‌شناسی (الکترون میکروپروپ)، زمین سن‌سنجی و مطالعات ایزوتوپی گرانیت‌های نوع A از سال ۱۹۸۰ مورد مطالعات زیادی قرار گرفته و همچنان نیز مطالعه می‌گردند.

نظریه‌های ارائه شده برای تعیین منشأ انواع گرانیتوئیدها بر اساس ترکیب شیمیایی در اکثر موارد می‌تواند مفید واقع شوند، با این وجود مشکل اصلی این نوع طبقه بندی در بیان منشأ گرانیتوییدها، معرفی تنها یک مؤلفه سازنده به عنوان ماگمای مادر می‌باشد (Frost et al, 2001). به طور کلی گرانیت‌هایی که از یک منشأ منحصر به فرد مشتق شده باشند بسیار کمیاب بوده و معمولاً در ناحیه منشأ، دارای بیش از یک عضو سازنده و یا بیشتر می‌باشند. متداول‌ترین مؤلفه‌های سازنده، مذاب‌های مافیک مشتق شده از گوشته، به همراه ذوب سنگ رسوبی دگرگون‌شده می‌باشند (John &

1- Loiselle & Wonse

(Wooden, 1990; Miller et al, 1990). در همین راستا خلاصه‌ای از ویژگی‌های انواع گرانیت‌ها در جدول ۶-۱ بیان شده است.

جدول۶-۱- طبقه بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع M,I,S,A (White & Chappell, 1983; Clarke, 1992 : Whalen, 1985)

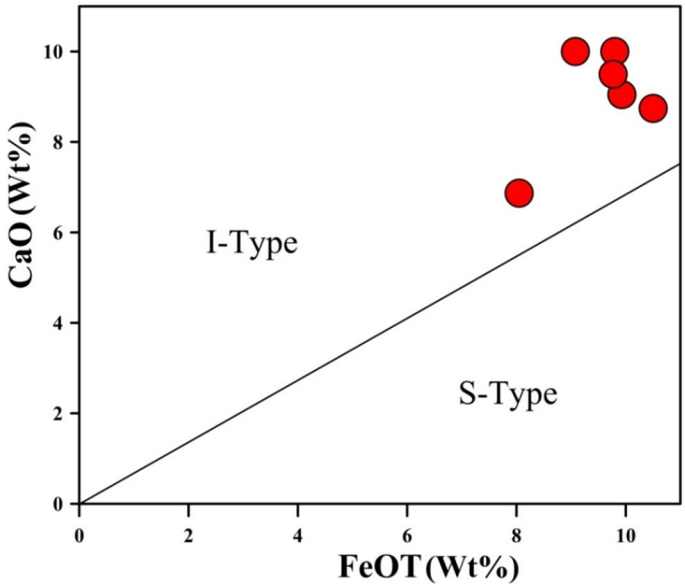
TYPE	M	I	S	A
SiO_2	۴۶-%۷۰	۵۳-%۷۶	۶۵-%۷۴	> %۷۷
K_2O/Na_2O	پایین	پایین	بالا	بالا Na_2O
Ca,Sr	بالا	بالا	پایین	پایین
A/(C+N+K)	پایین	متالومین تا پرالومین	متالومین	پرآلکالن، متالومین و پرالومین
Fe^{3+}/Fe^{2+}	پایین	متوسط	پایین	متغیر
Cr,Ni	پایین	پایین	بالا	پایین
$^{87}Sr/^{86}Sr$	<۰/۷۰۵	<۰/۷۰۵	<۰/۷۰۷	متغیر
Other Characteristics	Rb,Th,U, LIL و HFS پایین	بالا LIL/HFS Rb,Th,Uمتوسط	متغیر LIL/HFS بالا Rb,Th,U	پایین LIL/HFS Fe/Mg, Ga/Al بالا REE,Zr
Petrogenesis	مشتق شده از گوشته نواحی فرورانشی و یا اقیانوس درون صفحه ای	نواحی فرورانش با منشأ آذرین حدواسط تا مافیک (Infracrustal)	نواحی فرورانش با منشأ رسوبی (Supracrustal)	نواحی غیر کوهزایی و ریفتی

۶-۳- نمودارهای متمایزکننده انواع گرانیت

نمودارهای متمایزکننده انواع گرانیتی بسیاری وجود دارد، اما پرکاربردترین روش تقسیم گرانیت‌ها به انواع S و I می‌باشد.

۶-۳-۱- نمودار هسی[1] و همکاران (۲۰۰۸)

این نمودار بر اساس اکسید CaO در مقابل FeO طراحی شده است. نمونه های مورد مطالعه با توجه به نمودار، در محدوده‌ی گرانیت نوع I جای گرفته‌اند، چرا که گرانیتوئیدهای نوع I، کالکوآلکالن، حاوی آمفیبول با پتاسیم پایین و کلسیم بالاست (شکل ۶-۱).



۶-۱- موقعیت نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار در نمودار هسی و همکاران (۲۰۰۸).

۶-۳-۲- نمودار Y در مقابل SiO_2 (فورنس[2] و همکاران، ۱۹۹۶)

این نمودار، گرانیت‌های نوع A و I را از هم تفکیک می‌کند. بر اساس این نمودار (شکل ۶-۲، الف)، نمونه های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند.

۶-۳-۳- نمودار Na2O در مقابل K2O (چپل و وایت، ۲۰۰۱)

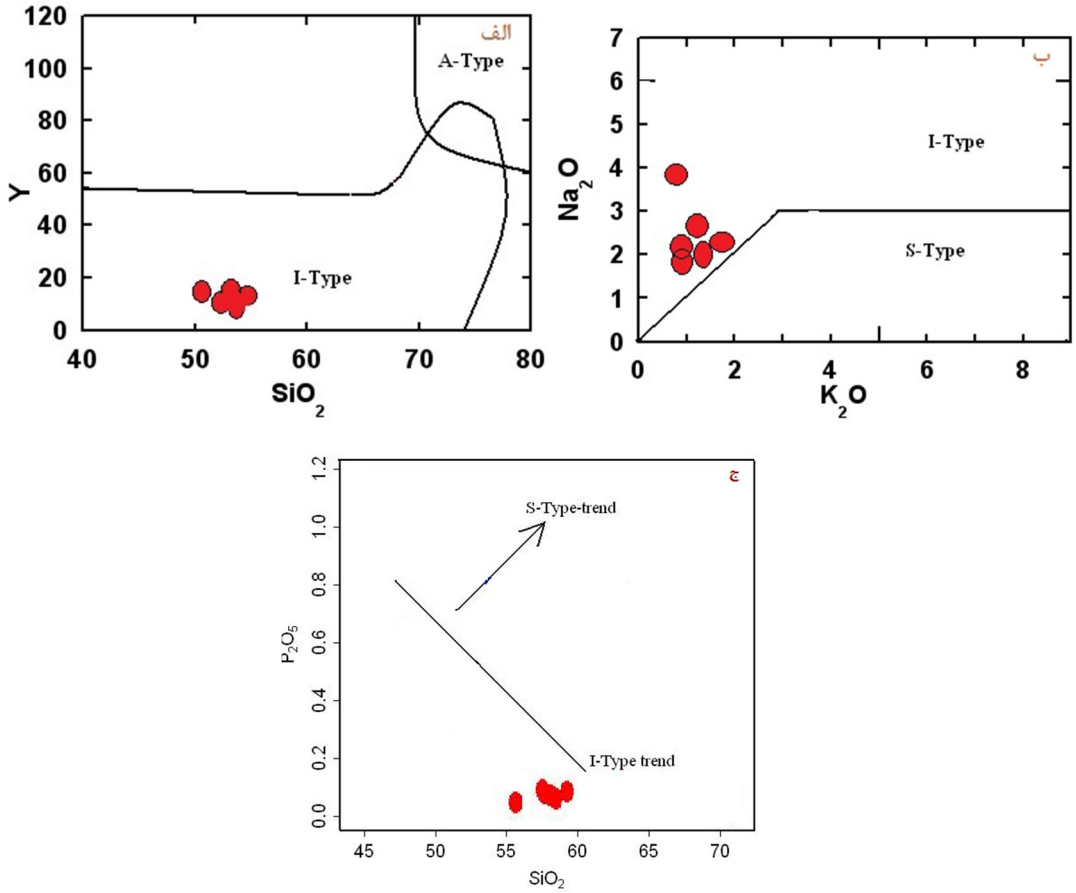
نمودار Na_2O در مقابل K_2O (چپل و وایت، ۲۰۰۱)، گرانیت‌های نوع S و I را از یکدیگر متمایز می-کند. بر اساس این نمودار (شکل ۶-۲، ب)، نمونه های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی گرانیت‌های نوع I واقع می‌شوند (نمونه FN6 دارای Na2O بیشتری نسبت به بقیه نمونه هاست، به همین دلیل

1-Hsieh
2-Furnes

بالاتر از بقیه نمونه ها در نمودار جای گرفته است) و با توجه به ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی آن‌ها نیز، این امر تأیید می‌گردد.

۶-۳-۴- نمودار تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 (چپل و وایت، ۱۹۹۲)

این نمودار روند تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 را نشان می‌دهد. روند تغییرات در این نمودار، متمایزکننده گرانیت‌های نوع S و I می‌باشد (شکل ۶-۲، ج).



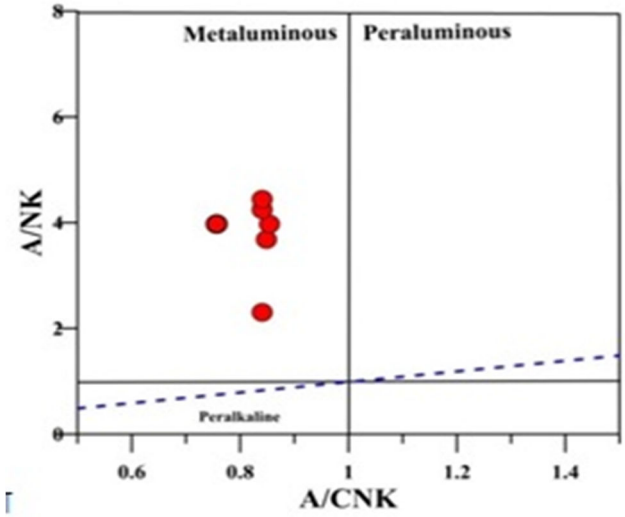
شکل ۶-۲- نمودارهای ژئوشیمیایی متمایزکننده انواع گرانیتوئیدها از یکدیگر و موقعیت نمونه های گابرودیوریت‌های جنوب غرب سبزوار بر روی آن: الف- نمودار Y در مقابل SiO_2 (فورنس و همکاران، ۱۹۹۶)، ب) نمودار Na_2O در مقابل K_2O (چپل و وایت، ۲۰۰۱) ج) نمودارتغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 (چپل و وایت، ۱۹۹۲).

۶-۴- طبقه بندی گرانیت‌ها بر اساس پارامترهای,A/CNK, Fe* و ASI[1]

بر اساس پارامتر (A.S.I)گرانیت‌ها به انواع پرآلومین، متاآلومین و پرآلکالن تقسیم می‌شوند. سنگ-های آلکالن نمی‌توانند پرآلومین باشند و سنگ‌های کلسیک و کالک‌آلکالن نمی‌توانند پرآلکالن باشند، جهت تعیین نوع گرانیت‌های مورد مطالعه از شاخص ASI (شاند[2]، ۱۹۴۳)، نمودار عبدالرحمن (۱۹۹۰)، پارامتر*Fe در مقابل SiO_2، (فراست و همکاران، ۲۰۰۱) استفاده می‌شود.

۶-۴-۱- نمودار A/NK-ASI

در نمودار A/NK-CNK (شاند،۱۹۴۳) اگر نسبت مولکولی A/CNK<1.1 باشد، گرانیت از نوع I و متاآلومین تا پرآلومین ضعیف است و اگر این نسبت بیشتر از ۱/۱ باشد، گرانیت از نوع S و پرآلومین خواهد بود. همانگونه که در شکل ۶-۳ مشاهده می‌شود، نمونه ها در محدوده‌ی متا آلومین قرارگرفته‌اند. ترکیبات متاآلومین، خود به دو گروه گرانیتوئیدهای کالک آلکالن (Al_2O_3> Na_2O + K_2O) و آلکالن(Al_2O_3< Na_2O + K_2O) تقسیم می‌شوند. همچنین از لحاظ کانی‌شناسی، دارای کانی‌های هورنبلند، پیروکسن و بیوتیت می‌باشد (شکل ۶-۶).

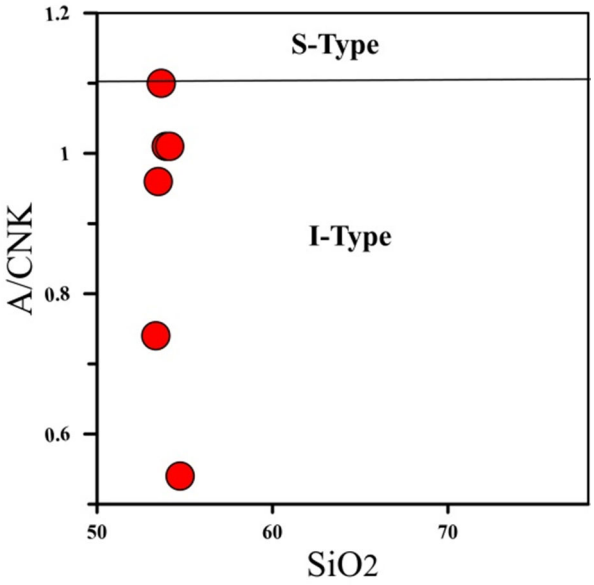


شکل ۶-۳- نمودار ASI-A/NK- (شاند، ۱۹۴۳)، جهت تعیین ماهیت گرانیتوئیدهای مورد مطالعه،که نمونه ها در محدوده‌ی متاآلومین قرار گرفته‌اند.

1- Aluminum saturation index
1-Shand

۶-۴-۲- نمودار $A/CNK-SiO_2$ عبدالرحمن[1] (۱۹۹۰)

در نمودار عبدالرحمن (۱۹۹۰) پارامتر A/CNK در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم شده است، که بر اساس نمودار تمامی نمونه های مورد مطالعه از نوع گرانیت های تیپ I می‌باشند (شکل ۶-۴).

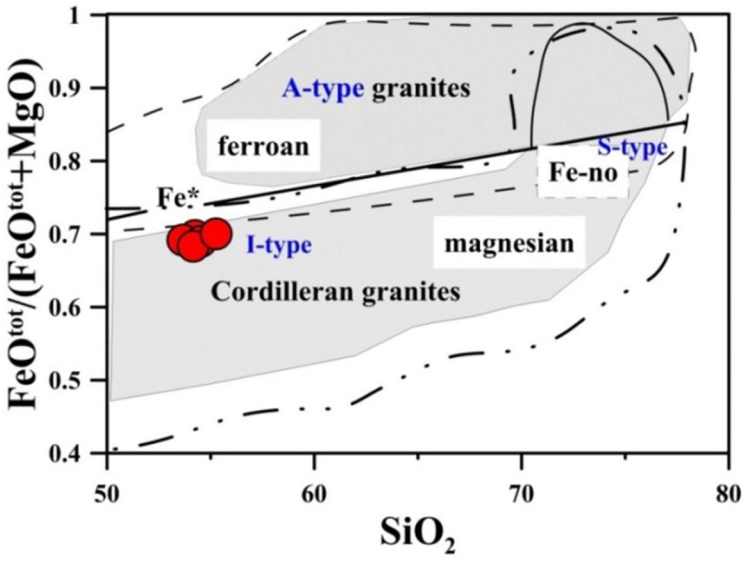


شکل ۶-۴- نمودار عبدالرحمن (۱۹۹۰) و موقعیت نمونه های گابرو دیوریتی جنوب غرب سبزوار بر روی آن.

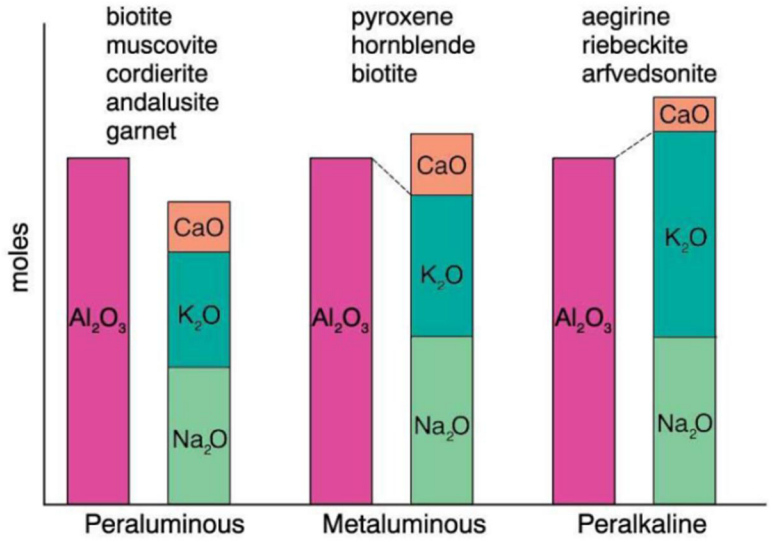
۶-۴-۳- نمودار $FeOt/(FeOt+MgO)$ در مقابل SiO_2 (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)

این نمودار که براساس عدد آهن $(FeOt/(FeOt+MgO)$ در مقابل SiO_2 طراحی شده است. بر اساس این نمودار تمامی نمونه ها در قلمرو گرانیت‌های I قرارمی‌گیرند و از نوع آهن‌دار می‌باشند (شکل ۶-۵)، که با مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی مطابقت دارد (۶-۶).

1-Abdol Rahman



شکل ۶-۵- نمودار Fe* در مقابل SiO_2 (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)، موقعیت نمونه هاگرانیتوئیدهای جنوب غرب سبزوار.



شکل ۶-۶- طبقه بندی کانی‌شناسی و بیان شماتیکی ترکیب شیمیایی درجه اشباعی آلومین (Shand, 1947) .

۶-۵- تقسیم بندی گرانیتوئیدها بر اساس جایگاه تکتونیکی

سنگ‌های گرانیتوئیدی بر اساس جایگاه تکتونیکی به دو دسته اصلی کوهزایی و غیر کوهزایی تقسیم می‌شوند (Maniar&Piccoli, 1989).

- گرانیتوئیدهای کوهزایی (Orogenic Granitoids)

الف- گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای (CCG): این گرانیتوئیدها سنگ‌های ماگمائی هستند که طی برخورد قاره- قاره حاصل می‌گردند و طیف سنگ‌شناسی آن صرفاً گرانیت‌ها را، در بر می‌گیرد.

ب- گرانیتوئیدهای قوس قاره¬ای (ACG): این گرانیتوئیدها سنگ‌های ماگمائی هستند که حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی زیر پوسته قاره ای می‌باشد و در پوسته قاره‌ای جایگزین می‌شوند. طیف سنگ شناسی شامل تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت است.

پ- گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG): این گرانیتوئیدها سنگ‌های قوس ماگمائی هستند که در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی دیگر حاصل شده اند، این گرانیتوئیدها در پوسته اقیانوسی جایگزین می‌شوند و طیف سنگ‌شناسی کوارتزدیوریت، کوارتزمونزودیوریت ، تونالیت و گرانودیوریت را در بر می‌گیرند.

ج- گرانیتوئیدهای پس از کوهزائی (POG): این گرانیتوئیدها در طی مرحله پایانی یک حادثه کوهزائی و معمولاً پس از خاتمه دگرشکلی ها تولید می‌شوند. این سنگ ها از نظر زمانی با پدیده کوهزایی همراه هستند و مرحله انتقالی، پایدار شدن پوسته‌ی قاره‌ای به دنبال کوهزائی را نشان می-دهند و طیف سنگ‌شناسی گرانیت را در بر می‌گیرند.

- گرانیتوئیدهای غیرکوهزائی (Anorogenic Granitoids)

الف-گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت (RRG): با پدیده ایجاد ریفت پوسته قاره‌ای تولید می‌شوند. این گرانیتوئیدها از لحاظ سنگ‌شناسی توزیع دوگانه¬ای دارند و شامل آلکالی‌گرانیت – آلکالی کوارتز مونزونیت می‌باشند.

ب- گرانیتوئیدهای بالا آمده خشکی‌زائی قاره‌ای (CEUG): سنگ‌هایی هستند که در مناطق قاره‌ای که بالاآمدگی همراه با خشکی‌زائی را تحمل کرده اند یا ریفت‌زایی ناقصی در آن صورت پذیرفته،

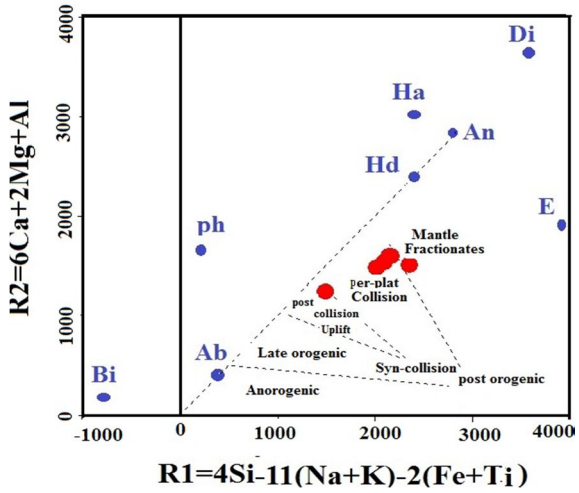
مشاهده می‌شوند، به احتمال زیاد این گرانیتوئیدها با نقطه داغ همراه هستند سنگ‌شناسی آن ها شامل گرانیت، آلکالی‌گرانیت، کوارتزسینیت می باشد.

پ- پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OPG): این سنگ‌ها با مقادیر قابل توجهی از سنگ‌های مافیک همراه می‌باشند. و در پشته‌های میان اقیانوسی تشکیل می‌شوند ترکیب این گرانیتوئیدها، تونالیت می‌باشد.

همانطور که در جدول ۱-۱- مشاهده می‌شود گرانیت‌ها دارای خاستگاه ماگمایی متفاوتی می‌باشند، از این رو با استفاده از نمودارهای مناسب، خاستگاه ماگمایی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه تعیین خواهد شد. جهت تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه (گابرو/ دیوریت‌ها) از نمودارهای مختلفی می‌توان استفاده کرد. در این نمودارها، معمولاً از عناصر کمیابی استفاده می‌شود که در بسیاری از فرایندهای گرمابی، نامتحرک باشند. جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه مورد مطالعه توسط نمودارهای زیر تعیین شده است.

۶-۵-۱- نمودار کاتیونی R_1-R_2

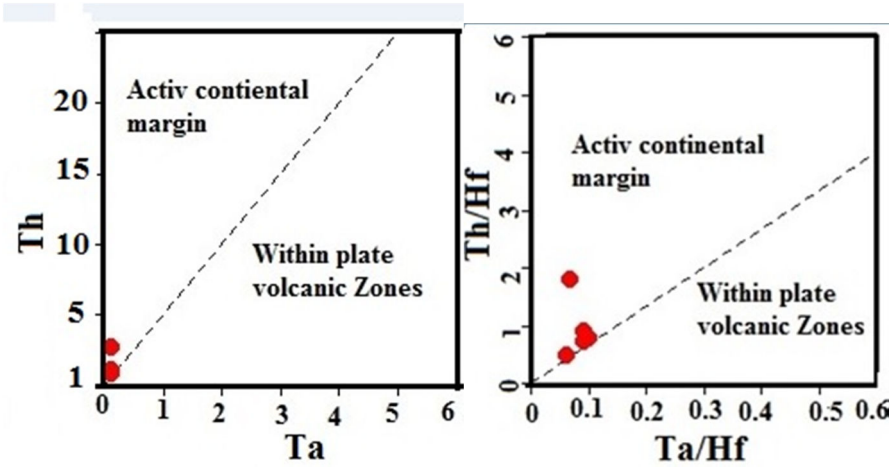
این نمودار پترولوژیکی بر پایه کاتیون‌های برخی از اکسیدهای اصلی بنا شده است، همانطور که مشاهده می‌شود عمدتاً نمونه ها در محدوده‌ی ماگمای تفریق یافته برخاسته از گوشته ، جای گرفته اند (شکل ۶-۷).



شکل ۶-۷- نمودار چند کاتیونی R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1985).

۶-۵-۲- نمودار تمایزی شندل و گورتون (۲۰۰۲)

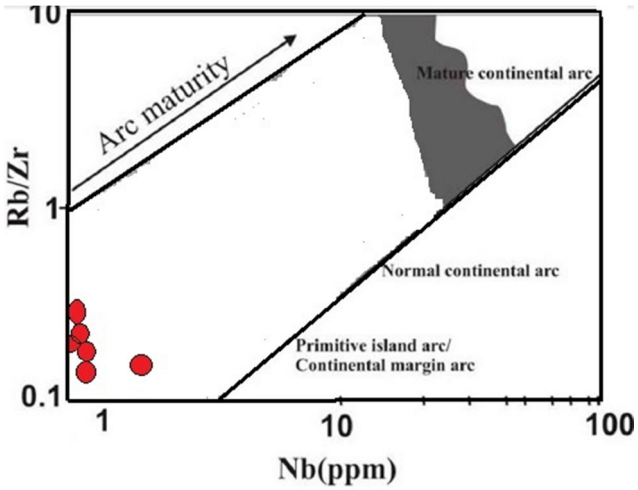
بر اساس نمودار تمایزی شندل وگورتون (۲۰۰۲)، سنگ‌های مورد مطالعه دریک جایگاه حاشیه فعال قاره‌ای، تشکیل شده‌اند (شکل ۶-۸).



شکل ۶-۸- نمودارهای Th-Ta، Th/Hf-Ta/Hf (شندل و گورتون، ۲۰۰۲) جهت تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ-های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار.

۶-۵-۳- نمودار براون و همکاران (۱۹۸۴)

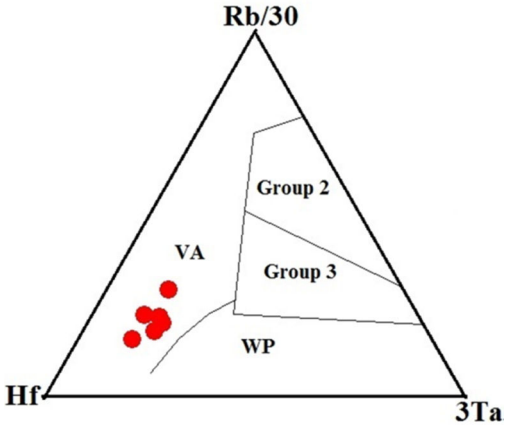
نمونه های مورد مطالعه در نمودار Rb/Zr در مقابل Nb(Brown et al 1984) در کمان حاشیه قاره‌ای قرارمی‌گیرند (۶-۹).



شکل ۶-۹- موقعیت قرارگیری نمونه های گابرودیورتی جنوب غرب سبزوار بر روی نمودار بروان وهمکاران (۱۹۸۴).

۶-۵-۴- نمودار تمایزی محیط تکتونیکی گرانیت‌ها (هریس و همکاران، ۱۹۸۶)

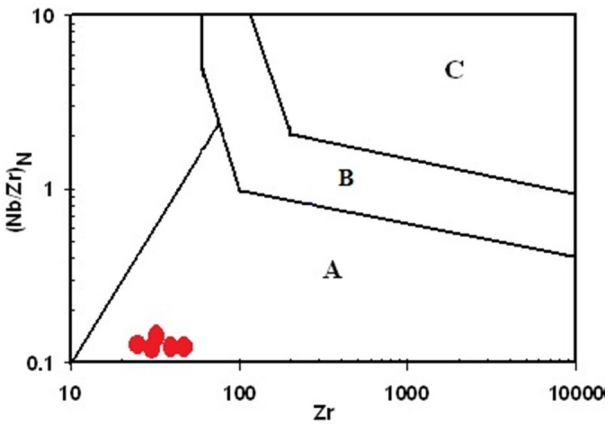
این نمودار متمایز کنندهٔ محیط تکتونیکی گرانیت‌ها می‌باشد که با میدان های WP: گرانیتوئیدهای درون صفحات، VA: گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی، OF: گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی، Group II: گرانیتوئیدهای هم‌زمان با برخورد و Group III: گرانیتوئیدهای پس از برخورد را نشان می‌دهد. چنان که مشاهده می‌شود، نمونه های منطقه در محدوده قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۰).



شکل ۶-۱۰- نمودار تمایزی Hf-Rb/30-Ta گرانیت‌ها (هریس و همکاران، ۱۹۸۶) و موقعیت نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار بر روی آن. WP : گرانیتوئیدهای درون صفحات، VA: گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی، OF: گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی، Group II: گرانیتوئیدهای هم‌زمان با برخورد و Group III: گرانیتوئیدهای پس از برخورد .

۶-۵-۵-نمودار Zr در مقابل $(Nb/Zr)_N$ تیه‌بلمون و تگی (۱۹۹۴)

در این نمودار، از مقدار Zr در مقابل نسبت $(Nb/Zr)_N$ بهنجار شده سان و مک دونوف (۱۹۸۹) استفاده می‌شود. با توجه به این نمودار نمونه های گابرودیوریتی جنوب غرب سبزوار در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکالن زون‌های فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۱).

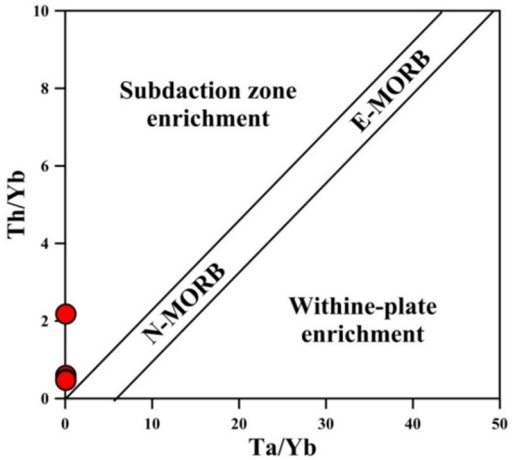


شکل ۶-۱۱- نمودار Zr در مقابل (Nb/Zr)N تیه‌بلمون۱ و تگی۲ (۱۹۹۴) و موقعیت نمونه های گابرودیوریتی جنوب غرب سبزوار بر روی آن.

علائم به کار رفته در این نمودار عبارتند از: A: سنگ‌های ماگمایی زون فرورانش، B: سنگ‌های زون برخوردی ، C: سنگ‌های آلکالن درون صفحه‌ای.

۶-۵-۶- نمودار پییرس (۱۹۸۲)

در نمودار تمایز تکتنوماگمایی Th/Yb در مقابل Ta/Yb، سنگ‌های گابرودیوریتی با زون فرورانش در ارتباط می‌باشند. (شکل ۶-۱۲).



شکل ۶-۱۲- نمودار تمایزی جایگاه تکتونیکی (پییرس، ۱۹۸۲)، موقعیت نمونه های گرانیتوئیدی جنوب سبزوار بر روی آن.

1 - Thie´blemont
2 - Tegyey

۶-۵-۷- طبقه بندی بر اساس محیط تکتونیکی Pearce et. al (1984)

سنگ‌های گرانیتی بر اساس طبقه بندی پیرس و همکاران به چهار گروه تقسیم می‌شود که هر گروه انواع مختلفی دارد.

الف- گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG): معمولاً از گوشته تهی شده، که توسط سیالات ناشی از زون فرورانش غنی شده‌اند، منشأ گرفته است. که می‌توانند با پوسته قاره‌ای واکنش داشته باشد یا نداشته باشد. از نظر ترکیب شیمیایی از انواع تولئیتی تا کالک‌آلکالن و شوشونیتی متغییر بوده و متعلق به محیط‌های برخوردی می‌باشند (گرانیت‌های قوس اقیانوسی تولئیتی، گرانیت های اقیانوسی کالک‌آلکالن و گرانیت‌های حواشی فعال قاره‌ای).

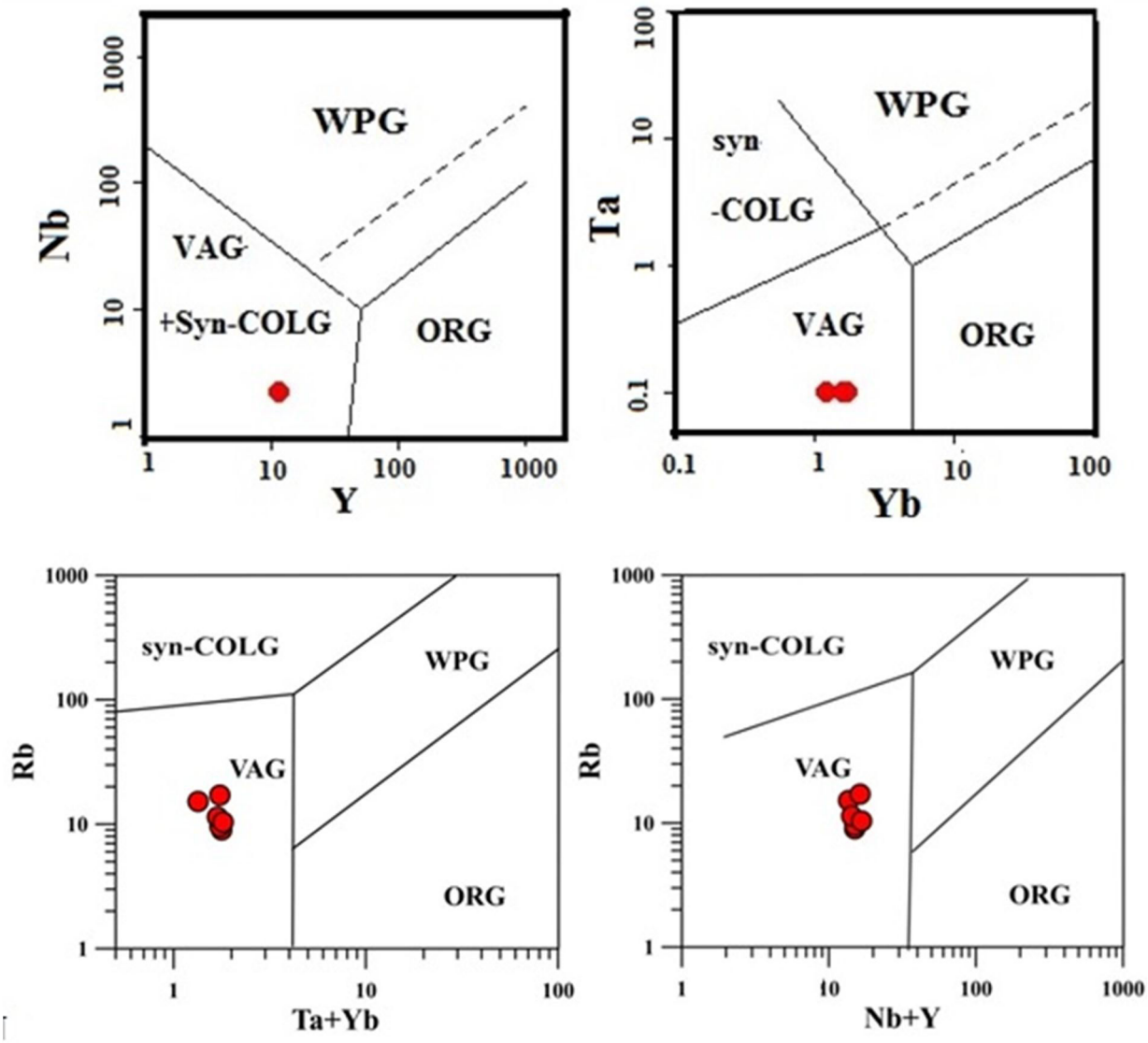
ب- گرانیتوئیدهای شکاف وسط اقیانوس (ORG): منشأ این گرانیتوئیدها از گوشته تهی شده می-باشد که با پوسته قاره‌ای واکنش نداشته است. که این دسته متعلق به محیط‌های کششی می‌باشد که این دسته خود به چهار گروه، گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی غیرعادی(E- MORB)، گرانیت همراه با پشته اقیانوسی عادی (N-MORB)، گرانیت‌های زون فوقانی فرورانش (SSZ) و گرانیت‌های همراه با حوضه پشت قوسی تقسیم می‌شوند.

ج- گرانیتوئیدهای داخل صفحات (WPG): گرانیتوئیدهایی که در این گروه قرار می‌گیرند از گوشته غنی شده نشأت گرفته‌اند و با پوسته‌ی قاره‌ای واکنش‌های متفاوتی دارند، که ماهیت پوسته قاره‌ای ممکن است دارای ضخامت عادی یا تحلیل رفته باشد.

د- گرانیتوئیدهای تصادمی (COLG): این گرانیتوئیدها محصول اصلی نواحی تصادمی می‌باشد که شامل گرانیتوئیدهای همزمان با تصادم (Syn–COLG) و گرانیتوئیدهای بعد تصادم (Post-COLG) می‌باشند.

۶-۵-۷-۱- موقعیت سنگ های مورد مطالعه در نمودارهای پییرس (۱۹۸۴)

علاوه بر عناصر اصلی می‌توان با استفاده از عناصر کمیاب نیز جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها را تعیین کرد. در نمودارهای ارائه شده توسط پیرس و همکاران (۱۹۸۴) نمونه های مورد مطالعه در قلمرو گروه قوس‌های آتشفشانی (VAG)، هم زمان با برخورد قرارمی‌گیرد (شکل ۶-۱۳).

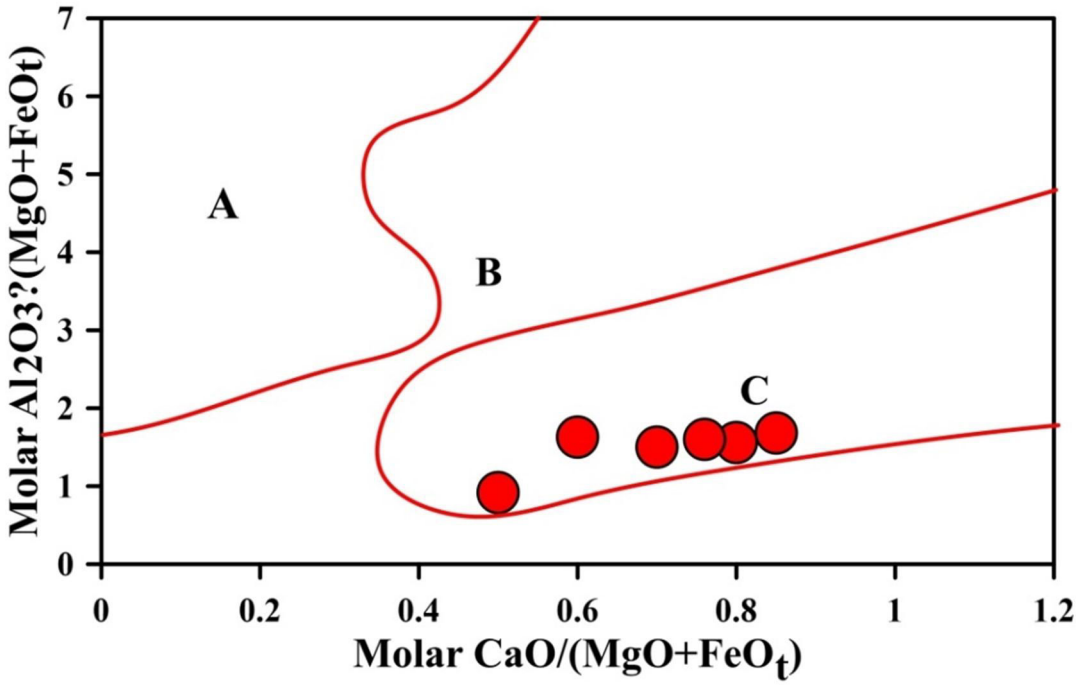


۶-۱۳- نمودارهای متمایز کنندهٔ گرانیت پییرس و همکاران، (۱۹۸۴)، نمونه های مجموعه ی بررسی شده (گابرو-دیوریت‌های جنوب غرب سبزوار) در همه نمودارها در قلمرو قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند.

۶-۶- منشأ سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه

۶-۶-۱- نمودار آلتر و همکاران (۲۰۰۲)

برای تعیین منشاء گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از نمودار مولار Al2O3/MgO+FeOt در برابر CaO/MgO+FeOt آلتر و همکاران (۲۰۰۲) استفاده شده است (شکل ۵-۱۵). که این نمودار به سه محدوده‌ی A (ذوب بخشی از منبع متاپلیت‌ها)، B (ذوب بخشی از منبع متا گریوگ‌ها)، C (ذوب بخشی از منبع متاتونالیت‌ها) تفکیک شده است. با توجه به موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار (شکل ۶-۱۴) که در محدوده C قرار گرفته‌اند، نمونه ها از ذوب بخشی بازالت‌های ورقه اقیانوسی فرورونده که ماهیت آن‌ها آمفیبولیتی است منشأ گرفته‌اند.



۶-۱۴- نمودار آلتر و همکاران (۲۰۰۲) جهت تعیین منشاء گابرودیوریت‌های جنوب غرب سبزوار. محدوده‌ی A (ذوب بخشی از منبع متاپلیت‌ها)، B (ذوب بخشی از منبع متا گریوگ‌ها)، C (ذوب بخشی از منبع متاتونالیت‌ها).

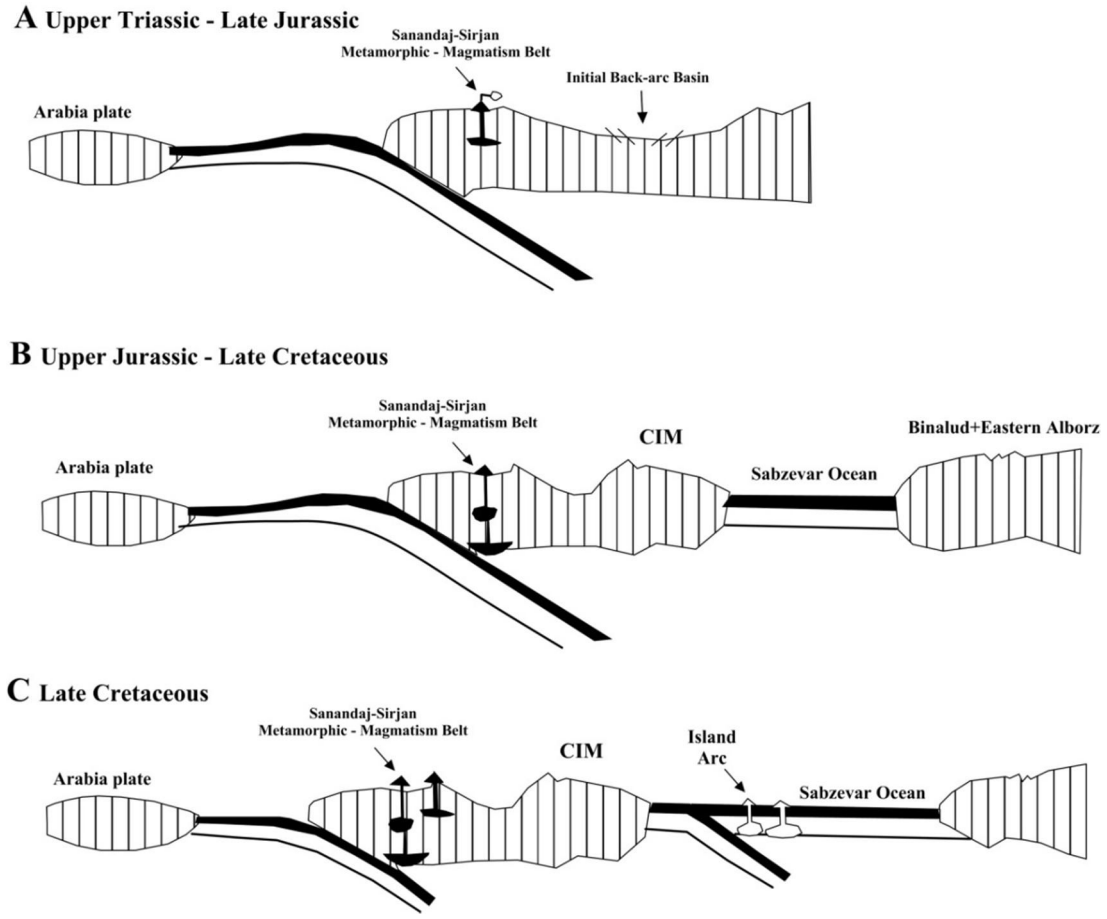
فصل هفتم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۷-۱- نتیجه‌گیری

پس از مطالعه کارهای انجام شده پیشین بر روی منطقه، بازدیدهای صحرایی، مطالعات پتروگرافی، ژئوشیمیایی و شیمی کانی و دما-فشارسنجی بر روی نمونه های گرانیتوئیدی برداشت شده از جنوب غرب سبزوار(گفت، فیلشور، نوده و لندران) نتایج حاصله عبارت‌اند از:

- مدل تکتونیکی تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزواربا شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتیتیس به زیر ایران مرکزی درتریاس بالایی- ژوراسیک زیرین که با فعالیت‌های ماگمایی نوع کمانی در پهنه سنندج- سیرجان و کشش پشت کمانی در بخش شمالی پهنه-ی ایران مرکزی- جنوب البرز همراه بوده است (۷-۱، A). تداوم فررورانش رو به شمال ورقه اقیانوسی نئوتیتیس 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 نائین- سبزوار شده است (۷-۱، B). شروع بسته شدن حوضه های اقیانوسی سبزوار- نائین و تشکیل جزایر کمانی مرتبط در خلال کرتاسه پسین سنگ‌های آتشفشانی (داسیت‌ها) و توده های گرانیتوئیدی جنوب سبزوار در این زمان تشکیل شده‌اند (۷-۱، C).



شکل ۷-۱- تصویر شماتیکی زمین‌ساختی ماگماتیسم، مزوزوئیک- سنوزوئیک در حوضه سبزوار.

- توده های مورد مطالعه (جنوب غرب سبزوار) دارای ترکیب کلی گابرو دیوریتی می‌باشند با رسم نمودارهای نام‌گذاری شیمیایی و نورماتیو نیز ترکیب سنگی توده ها در منطقه تأیید می‌شود.
- ترکیب کلی کانی‌های سنگ‌های گابرودیوریتی منطقه در مطالعات پتروگرافی شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن، کوارتز می‌باشند. که آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند سبز، پیروکسن‌ها از نوع اوژیت و پلاژیوکلازها از نوع آنورتیت، لابرادوریت و بیتونیت هستند.
- از کانی‌های ثانویه و فرعی در سنگ‌های گابرودیوریتی منطقه نیز می‌توان به کانی‌های اپک، کلسیت، کلریت، آپاتیت و زئولیت اشاره کرد.

- نمونه های مورد مطالعه با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی دارای ماهیت کالک‌آلکالن و متاآلومین هستند.
- نمونه های مورد مطالعه با توجه به نمودارهای عنکبوتی و بهنجارشده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، غنی شدگی از عناصر ناسازگار سبک و تهی‌شدگی از عناصر نادر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا نشان می‌دهند که از ویژگی های بارز ماگماهای وابسته به فرورانش می-باشد.
- نمونه های مورد مطالعه با رسم نمودارهای متمایزکننده‌ی انواع گرانیت، مربوط به گرانیت-های نوع I و آهن‌دار می‌باشند. گرانیت‌های نوع I کوهزایی می‌باشند که این موضوع با مشاهده‌ی کانی‌های مافیک در نمونه ها از جمله هورنبلند و مقدار آلومین میانه تأیید می-گردد.
- عمدتاً نمونه های گابرودیوریتی منطقه از ماگمای تفریق یافته، حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده هستند..
- جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه از نوع گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) است و به نظر می‌رسد که ماگمای سازنده آنها از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی سبزوار در رخساره های آمفیبولیت در خلال فرورانش به زیر لبه شمالی ایران مرکزی- جنوب البرز شرقی در زمان کرتاسه پایانی- پالئوسن تشکیل شده باشد.
- با توجه به نمودارهای تعیین منشأ نمونه ها از ذوب بخشی بازالت‌های ورقه اقیانوسی فرورونده حاصل شده است که ماهیت آن‌ها آمفیبولیتی است.
- تمامی آمفیبول‌ها، در گستره‌ی آمفیبول‌های حاصل از تبلور ماگما قرار می‌گیرند. آمفیبول-های نمونه های دیوریتی، از نوع کلسیک بوده و دارای ترکیب هورنبلند منیزیم‌دار می‌باشند.
- آمفیبول‌ها در فشار ۳ تا ۵.۵ کیلوبار (عمق تقریبی ۸-۱۰ کیلومتر) متبلور شده‌اند. ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های گابرودیوریتی منطقه از آنورتیت تا لابرادوریت متغیر می‌باشد.

دمای تبلور آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها بر اساس روش هولاندی بلوند (۱۹۹۴) ۸۵۹ تا ۹۷۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و بر اساس روش وینهال و همکاران (۱۹۹۱) به طور میانگین ۷۶۷ درجه سانتی گراد می‌باشند.

- ❖ پیروکسن‌ها در گستره‌ی وابسته به پیروکسن‌های کلسیم، منیزیم و آهن‌دار قرار می‌گیرند، که این پیروکسن‌ها فقیر از سدیم هستند و ترکیب اوژیتی دارند که از یک ماگمای اولیه در محیطی با فوگاسیته اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند.
- ❖ کیلینوپیروکسن‌ها در فشار ۵-۲ کیلوبار با آب ۱۰ درصد در دمای تقریبا ۱۱۵۰-۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. شیمی کانی آمفیبول و پیروکسن بیانگر آن است که این توده نفوذی ساب‌آلکالن بوده و در محیطی مرتبط با فرورانش شکل گرفته اند.

۷-۲- پیشنهادات

- انجام آزمایشات مایکروپروپ کانی‌های سنگ‌های آتشفشانی، برای تعیین دقیق ترکیب شیمیایی آن‌ها.

- مطالعات ایزوتوپی اطلاعات مفیدی در زمینه سن و منشأ توده ها ارائه می‌دهد که پیشنهاد می-گردد در کارهای بعدی انجام شود.

- در دره کال مرغ، کف ررودخانه منگز قابل چشمگیری مشاهده می‌شود که می‌توان آن را از لحاظ اقتصادی برای استخراج برآورد کرد. (اندازه توده، امتداد لایه‌های و ویژگی سنگ‌های میزبان آن).

- انجام مطالعات فابریک مغناطیس بر روی توده های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه به منظور شناخت سازو کار وجایگیری آن‌ها.

- واحدهای آتشفشانی- رسوبی سبزوار پتانسیل اقتصادی بالایی دارد، انجام اکتشاف ژئوفیزیکی به روش ثقل‌سنجی برای یافتن کانه زایی های پنهان در مناطق پوشیده کار درخور توجه می‌باشد.

- بسط و توسعه دادن بررسیهای صحرایی و آزمایشگاهی به مناطق اطراف و مشابه برای دستیابی به نتیجه‌گیری مطمئن ودقیق‌تر.

فهرست منابع

* آقانباتی، ع.، (۱۳۸۳). "زمین‌شناسی ایران". انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور". ص ۵۸۶.

* افتخارنژاد، ج.، آقانباتی، ع.، حمزه‌پور، ب.، بارویانت، و.، (۱۳۵۴). "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر". سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

* اکرمیان، ا.، (۱۳۸۹)."بررسی زمین‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آذرین کرتاسه منطقه زمان‌آباد (خارتوران–جنوب‌شرق شاهرود)". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

* برهمند، م.، (۱۳۸۹). "بررسی موقعیت چینه شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه‌ی احمدآباد (خارتوران، جنوب شرق شاهرود)". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

* بلت، ه.، تریسی، ر.، اونز ب.، (۲۰۰۶). "پترولوژی آذرین، رسوبی و دگرگونی". ترجمه قاسمی، لنکرانی و همام، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود،۵۵۶ صفحه.

* بمانی، م.، (۱۳۹۴). " تعیین پتانسیل کانی سازی بورات در جنوب سبزوار با استفاده از RS و GIs". مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، تابستان ۹۵، شمار ۲۰.

* تقی‌زاده، س.، (۱۳۹۳). "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار منگنز ذاکری، جنوب‌غرب سبزوار". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

* جعفریان، م.، جلالی، ع.، (۱۳۷۷). "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ششتمد". سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

* جمشیدی، خ.، (۱۳۹۴)." پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبدهای آداکیتی شمال باشتین، سبزوار". رساله دکتری دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

* حاجیلو، ر.، (۱۳۹۳). "زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی بازالت‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

* رضوی، ر.، (۱۳۹۰). "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن سبزوار". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.

* صالحی نژاد، ح.، (۱۳۸۷). "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای ساب ولکانیک منطقه باشتین (جنوب غربی سبزوار)". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

* طاشی، م.، موسیوند، ف.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۲). "رخداد کانه‌زایی سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد مس گرماب پایین– جنوب شرق شاهرود". سی و دومین همایش علوم زمین، ۲۷ تا ۳۰ بهمن ماه، سازمان زمین‌شناسی اکتشاف معدنی کشور، تهران.

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

* طالع، ه.، (۱۳۹۰). "نقشه تقسیمات آب و هوایی ایران". برگرفته از ماهنامه خواندنی شماره .۶۷.

* قاسمی، ح.، برهمند، م.، صادقیان، م.، (۱۳۹۰). "گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهدی بر جایگاه پشت‌کمانی حوضه الیگوسن-میوسن ایران مرکزی". مجله پترولوژی، سال دوم، شماره هفتم، صفحه۷۷-۹۴.

* کدخدایی، ف.، (۱۳۹۴). "بررسی جایگاه چینه شناسی و پتروژنز بازالت‌های غرب احمدآباد-خارتوران (جنوب شرق شاهرود)". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

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

* موسوی‌هرمی، ر.، قاسمی، ف.، (۱۳۸۷). " نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ درونه". سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

* نبوی م.، (۱۳۵۵). "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران" . انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران.

* نصراللهی، ع.، (۱۳۹۳). "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانه‌زایی منگنز در توالی آتشفشانی- رسوبی کرتاسه پسین در جنوب‌غرب سبزوار، با تأکید بر کانسار منگنز نوده". پایان‌تامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

* نوگل سادات، م،ع.، الماسیان، م.، (۱۹۹۳). "نقشه تکتونیک ایران طرح تدوین کتاب". سازمان زمین‌شناسی کشور.

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

* وطن‌پور، ح.، خاکزاد، ا.، قادری، م.، (۱۳۸۸). "کاربرد عناصر گروه پلاتین (PEG) در اکتشاف و ارزیابی اقتصادی درکانسارهای کرومیت کمربند افیولیتی سبزوار". فصلنامه علوم زمین، بهار ۸۸، سال هجدهم، شماره ۷۱، ۹-۱۲.

* Abbey, S., 1989. “The evaluation of reference materials for rock analysis”. In: Ahmedali S.T.(ed.), X-ray fluorescence analysis in the geological sciences: Advances in methodology. Geol. Assn. Canada: Short course 7: 1-38.

* Abdol Rahman, A.M., 1990. “Petrology of early-orogenic diorite, tonalities and post orogenic trondhjemites in Nubian shield”. Journal Petrology 31: 1285-1312.

* Agard, P., Jolivet, L., Vrielyck, B., Burov, Eand Monie, P., 2007. “Plate acceleration: the obduction trigger? Earth Planet”. Sci. Let, 258: 428-441.

* Alavi, M., 1991. “Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran”. Geological Society of America Bulletin, 13: 983- 992.

*Altherr, R., Hall, A., Henger, E., langer, Kreuzer, H., 2002. “High potassium,calcalkalineI-type plutonism the Euro peanvariscides Northern Vosges (France) andNorthern Schwarzwald (Germany)”. Lithos, 50, pp: 51-73.
* Anderson, J. L., and Smith, D. R., 1995. “The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry”. American Mineralogist 80: 549-559.
- Borming S., Fuyuan, W., 2001. “Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: The wouduhe and baerzhe granites from the great Xing an mountains in NE China”. Lithosphere, 59, p. 171-198
* Batchelor, R. A., Bowden, P., 1985. “Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters”. Chemical Geology 48, pp: 43-55.
* Bence, A. E., Papike, J. J., and Ayuso, R. A., 1975. "Petrography of Atlantic island arcs. Bulletin of Volcanology”. 32: 189–206.
* Bertrand, P., Mercier, J. C., 1985. “The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for natural system?”. Earth and Planetary Science Letters 76: 109-122.
* Boynton, W.V., 1984. “Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry”. Elsevier, 63-114.
* Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984. “The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs andcomments on magma sources”. Journal of Geological Society of London 141.
* Cameron, M., and Papike, J. J., 1981. “Structural and chemical variations”. American Mineralogist 66: 1-50.
* Chappell, B. W., and White, A. J. R., 1983. “Contribution of Miner”. Petrol., 88: 354.
* Chappell, B.W., white, A.J.R., 1992. “I- and S- type granites in lachland fold belt”. Trans R., SOC. Edinb earth sci,83: 1-26.
* Chappell B. W., White A. J. R., 2001. “Two contrasting granite types”. 25 years later, Australian Journal of Earth Science 48: 489–499.
* Clemens, J.D., and Wall, V.J., 1981. “orgin dnd crystallization of some peraluminous (S- type) granitic magmas”. Can Mineral. 19:111-131.
* Coltorti M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, C. Y., and Powell, W., 2007. “Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle”. Lithos 99: 68-84.

.* Cox, K. G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. “The interpretation of igneous rocks” George, Allen and Unwin, London, 450 p.

* Debon, F., Lofort, D., 1983. “A chemical mineralogical classification of plutonic roks and associations”. Earth science. 73: 135-149.

* Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., 1992. “An introduction to the rock forming minerals”. Longmans 696 p, 2th editions, London.

* De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P., and Marchal, M., 1980. “Aclassification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses its relationship and current nomenclature”. Chem. Geol., 29:183-210.

* Droop, G. T. R., 1987. “A general equation for estimating Fe3+ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria”. Mineralogical Magazine 51: 431-437.

* Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Fllis, D.J., Frost, C. D., 2001. “A Geochemical Classification for Granitic Rocks”. Journal of Petrology, 42: 2033-2048.

* Foley, S. F., and Venturelli, G., 1989. “High K_2O rocks with high MgO, High SiO_2 affinities. In: Crawford, A. J. (Ed.): Boninites and related rocks”. Unwin Hyman London, 72-88.

* Furnes, H., El- Sayede, M., Khalili, S.O., 1996. “Pan- African magmatism in thewadi- El- imra district, central desert, Eggept: geochemistry & tectonic environments”. Jon, Geo. Soc. Vol 153.

* Gao Y.F., Hou Z.Q., Kamber B.S., Wei R.H., Meng X.J. and Zhao R.S., 2007. “Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism”. Contrib. Mineral. Petrol, 153: 105-120.

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

* Ghasemi, H., and Rezaei, M., 2015. “Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan- Abbasabad Eocen Volcanic(DAEV)rocks NE Iran”. Minerology and petrology, 109 (2):235-252.

* Govindaraju K., 1984. “compilation of working values and sample description for 170 international reference samples of mainly silicate rocks and minerals”. Geostandards Newsletter, Special Issue no. 80.

* Hammarstrom J.M., Zen E., 1986. “Aluminum inhornblende: An empirical igneous geobarometer”. American Mineralogist 71: 1297-1313.
* Harris, N.B.W., Pearrce,J. A. A., Tindle, A.G., 1986. “Geochemi calcharacteristicof collision-zone magmatism. In: coward,M.P.,Ries,A.C.(Eds.), collision Tectonice”. Geological society London special publication19: 67-81.
* Hastie, A. R., Kerr, A.C., Pearce, J. A. & Mitchell, S. F., 2007. “Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram”. J Pet 48,pp. 2341-2357.
* Helz R. T., 1973. “Phase relations of basalts in their melting range at PH_2O= 5 kb as .a function of oxygen fugacity”. Journal of Petrolology 17: 139-193

* Henderson, p., 1982. “Inorganic geochemistry”. Pergamon, Oxford, 353p.
* Holland T., Blundy J., (1994). “Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole – plagioclase thermometry”. Contributions to Mineralogy and Petrology 116: 433–447.
* Hollister L.S., Grissom G.e., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.R., 1987. “Confirmation of theempirical Correlation of Al in hornblende With Pressure of solidification of CalcalkalinePhutons". American Mineralogist 7: 231-239.
* Hsieh, P.S., Chen, C.H., Yang, H.J., Lee, C.Y., 2008. “Petrogenesis of the Nanling Mountainsgranitesfrom South China: constraints from systematic apatite geochemistry andwhole-rock geochemical and Sr–Nd isotope compositions”. Journal of Asian EarthSciences 33, 428–451.
* Huaimin X., Shuwen D., Ping J., 2006. “Mineral chemistry, geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen Science in China: Series D”. Earth Sciences 49: 684-695.
* Hyndman, D.W., 1985. “Petrology of igneous and metamorphic rock. Mc Graw-Hill”. New York, 786 pp.
* Hynes, A., 1982. “A comparison of amphiboles from medium and low pressure .metabasites”. Contributions of Mineralogy and Petrology. 81: 119-125

* Irvin, T., Baragar, W.R.A., 1971. “A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks”. Canadian Journal of earth Science Letters, 8, pp 523-548.
* Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Ling, H. F., Zhou, X. R., Rui, X. J. and Yang, W. Z., 2006. “Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic

belt, Xinjiang". northwesternChina: implications for granitoid genesis. Lithos 63: 165-187.
* Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989. "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with applications to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks". Geology, 17: 837-841.
* Kattenhorn., S. A., Schaefer, C. J., 2002. "Characterization and evolution of fractures in low-volume pahoehoe lava flows, eastern Snake River Plain". Idaho.Geol.Soc. Am. Bull, 116; no3/4.
* Kirkpatrick, R.J., 1977. "Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii". Geol. Soc. Am. Bull, 88: 78-84
* Kuno, H., 1968. "Origin of andesite and its bearing on the island arc structure". Bull. Vol 32, pp. 141– 176.
* Leake, B. E., 1971. "On aluminous and edenitic hornblendes". Mineralogical Magazine 3: 8-389.
Leake, B. E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A. J., Feraris, G., Grice, J. D., ❊
Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C. N. and Whittaker, E. J. W., 1997. "Nomenclature of amphiboles, additions and revisions to the international mineralogical association's amphibole nomenclature". American Mineralogist 89: 883-887.
* Le Bas, M. J., 1962. "The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation American Journal of Science, 260: 267-288..to their Parentage"
* Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., 1986. "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram". J. Petrol., 27: 745-750.
* Le Maitre R.W., 1976. "The chemical variability of some common igneous rocks". J. petrol., 17: 589-637.
* Leterrier J., Maurry R. C., Thonon P., Girard D. & Marchal M., 1982. "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinites of paleo-volcanic series". Earth and Planetary Science Letters, 59: 139-154.
* Lindsley D.H., 1983. "Pyroxene thermometry". American Mineralogist, 68: 477-493.

* Liu, T. C., Chen, B. R. and Chen, C. H., 2000. “Melting experiment of a Wannienta basalt in the Kuanyinshan area, northern Taiwan”. Journal of Asian Earth Sciences 18: 519-531.
* Loiselle, M. C., Wones, D. R., 1979. “Characteristics and origin of anorogenic granites”. Geological Society of America Abstracts with Programs 11, no. 7, 468.
* Maniar, P.D., and Picooli, P.M., 1989. “Tectonic discrimination of granitoids, Geo. Soc. of Am. Bull., Vol. 101 , P. 635 – 643 .- Middlemost E.A.K., 1985, Magmas and magmatic roks. An introduction to igneous petrology”. Longman Grop U.K., PP.73-86.
* McCall, G. J. H., 1997. “The geotectonic history o the Makran and adjacent area of Southern Iran”. Journal of Asian Earth Science 15, 517-531.
* Middlemost, E. A. K., 1985. “Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology”. Longman Group U. K., PP. 73 – 86.
* Middlemost E.A.K., 1994. “Naming materials in the magma/ igneous rock system”.Longman Group U.K., pp: 73-86.
* Molina, J., Scarrow, J., Montero, P. G. and Bea, F., 2009. “High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia”. Contribution to Mineralogy and Petrology 158: 69-98
* Morimoto N., 1988. “Nomenclature of pyroxenes”. Fortschr mineral 66: 237-252.
* Pal, N., Pal, D.C., Mishra, B. and Meyer, F.M., 2001. “The evolution of the Palim granite in the Bastar tin province, Central India”. Mineralogy and Petrology, 72: 281-304.
* Pearce, J.A., Harris, N.W. and Tindle, A.G., 1984. “Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks”. Journal of Petrology, 25: 956-983.
* Richards, J.A., 1995. “Remote Sensing Digital Image Analysis”. An Introduction, 2nd, Springer, ISBN0-387-548-8.
* Ringwood, A.E., 1974.“The petrological evolution of island arc systems”. Journal of the Geological Society, 130: 183-204.
* Rollinson, H. R., 1993. “Using Geochemical Data: evaluation, presentation, 3interpretation”. Longman Group UK Ltd, London, United Kingdom, 352p.

* Rossetti, F., Nasrabady, 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.
* Schandl E .S and Gorton M. P., 2002. “Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments”. Economic Geology, Vol. 97: .629-642

* Schmidt, M. W., 1992. “Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of Al- in- hornblende barometer”. Contributions to Mineralogy and Petrology 110: 304-310. Publishing Co, New York, 444p.
* Schweitzer E. L., Papike J. J. & Bence A. E., 1979. “Statitical analysis of clinopyroxenes from deep- sea basalts American Mineralogist”. 64: 501-513.
* Sengor, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustomer, T. and Hsu, K. J., 1988. “The origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expenses of Gondwana land. In: Gondwana and Thethys (M.G. Audley- Charles and A. Hallam ed.)”. Geol. Soc. Spec. Publ., 37:119–1
* Shand, S. J., 1943. “Eruptive Rocks; Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore Deposits”. With a chapter on Meteorites (revised second edition). Hafner.
* Shelley, D., 1993. “Igneous and Metamorphic rocks under the microscope”. Chapman and hall 445p.
* Shtreckeisen, A., LeMaitre, R., 1979. “A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. Neues jahrb”. Mineral. Abh.136: 169-206.
* Soesoo A., 1997. “A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT- estimations”. Geological Society of Sweden (Geologiska Foreningen) 119: 55-60.
* Spies, O., Lencsh, G., and Mihm A., 1980. “Geochemistry of the post – ophiolitictertiary volcanics between Sabzevar and Guchan / NE – Iran”. Internal report ofgeological and mining exploration of Iran, 248-263.
* Spies O., Lensch G., & 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.

* Stocklin J., 1968. “Structural history and tectonics of Iran, a review”. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 52(7): 1229-1258
* Sun, S. S., McDonough, W.F., 1989. “Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geol”. Soc. London Spec. Publ.1989; v. 42; p. 313-345.
* Sylvester, P.J., 1989. “Post collsional alkalinegranites”. J. Geol. 97: 261-280.
81.
* Villaseca, C., Barbero, L., & Heneros, V., 1998. “A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts”. Transactions of the Royal Society of Edinburge, Earth Sciences, 89: 113- 119.
* 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.
* Wass, S. Y., 1979. “Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks”. Lithos 12: 115-132.
* White, A. J. R., 1979. “Sources of granite magmas”. Geological Society of America Abstracts with Programs 11, no. 7: 539.
* Wilson, M., 1990. “Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach, Unwin Hyman, Winchester, Massachosetts”. USA. 57.
* Wilson, M., 2007. “Igneous petrogenesis a global tectonic approach”. Springer, 466 p.
* Wones, D. R., (1989). “Significance of assemblage titanite +magnetite +quartz in .granitic rocks”. American Mineralogist 74: 744-749
* Wyborn, D., Chappell, B.W., and Johnston, R.M, J., 1981. "Geophys. Res". 86: 10335.
*Xie Y. W., Zhang Y. Q., 1990. “Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region”. Acta Mineral Sin (in Chinese) 10: 35-45.
* Yoshihiko, G., and Nobutaka, T., 2004. “Morphology and growth style of a Miocene submarine dacite lava dome at Atsumi, northeastern Japan”. volcanol. Geotherm. Res,134: 255-275.

پیوست‌ها

جدول۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای از کانیهای آمفیبول در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار (تجزیه شده در آزمایشگاه مایکروپروپ موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین در پکن، چین).

SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	NiO		
45/688	1/185	10/063	15/786	0/68	12/912	11/206	1/612	0/243	0	0	fn6-1.1	Amphi
45/453	1/162	10/249	15/881	0/651	12/849	11/253	1/639	0/209	0	0/005	fn6-1.2	Amphi
47/272	1/127	8/947	14/84	0/626	13/655	11/184	1/489	0/196	0	0/007	fn6-1.3	Amphi
46/506	1/074	9/269	15/205	0/635	13/405	11/24	1/523	0/193	0	0	fn6-1.4	Amphi
46/704	1/178	9/345	15/066	0/614	13/607	11/231	1/575	0/175	0/01	0	fn6-1.5	Amphi
45/716	1/146	9/915	15/393	0/673	12/887	11/192	1/6	0/241	0/005	0	fn6-1.6	Amphi
46/522	1/011	9/545	15/192	0/669	13/547	11/196	1/587	0/211	0/039	0	fn6-1.7	Amphi
46/626	1/26	9/317	15/121	0/67	13/168	11/263	1/566	0/211	0/023	0/007	fn6-1.8	Amphi

جدول۲ - نتایج آنالیز نقطه‌ای از کانیهای کلینوپیروکسن در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار (تجزیه شده در آزمایشگاه مایکروپروپ موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین در پکن، چین).

SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	NiO		
53/123	0/008	30/129	0/576	0/018	0/068	13/183	4/162	0/077	0/007	0/008	fn73-2.5	Cpx
51/775	0/029	30/81	0/649	0/008	0/073	14/189	3/669	0/071	0	0	fn73-3.1	Cpx
52/439	0/365	2/103	10/938	0/302	15/471	19/671	0/216	0/003	0/006	0/008	fn73-4.1	Cpx
52/505	0/394	2/101	11/754	0/322	15/193	19/36	0/197	0	0/006	0	fn73-4.2	Cpx
52/225	0/406	2/189	11/16	0/322	15/274	19/651	0/182	0	0/004	0/028	fn73-4.3	Cpx
51/933	0/335	2/107	11/033	0/316	15/467	19/586	0/183	0	0	0	fn73-4.4	Cpx
52/875	0/371	1/789	11/66	0/368	15/567	19/157	0/194	0	0/015	0/022	fn73-4.5	Cpx
52/593	0/364	1/817	11/48	0/361	15/593	19/395	0/209	0	0	0/005	fn73-4.6	Cpx

جدول ۳- نتایج آنالیز نقطه‌ای از کانیهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار (تجزیه شده در آزمایشگاه مایکروپروپ موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین در پکن، چین).

SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	NiO		
48/687	0/031	32/709	0/883	0/021	0/105	17/015	2/116	0/046	0	0/002	fn73-1.1	Plg
48/483	0/05	32/669	0/997	0/016	0/124	17/089	2/049	0/04	0	0/009	fn73-1.2	Plg
49/62	0/065	32/874	1/044	0/002	0/142	17/238	2/075	0/05	0/005	0	fn73-1.3	Plg
48/399	0	32/609	0/862	0	0/115	16/87	2/111	0/042	0/006	0/017	fn73-1.4	Plg
47/34	0/011	32/927	0/911	0/003	0/085	17/513	1/73	0/014	0/015	0	fn73-1.5	Plg
47/336	0/021	33/573	0/804	0/022	0/064	17/663	1/676	0/028	0	0	fn73-2.1	Plg
47/308	0/023	33/3	0/752	0/001	0/076	17/391	1/708	0/043	0/01	0/013	fn73-2.2	Plg
47/111	0/04	33/525	0/723	0/002	0/072	17/861	1/59	0/025	0/015	0/01	fn73-2.3	Plg
47/918	0/019	32/95	0/805	0/004	0/083	17/255	1/915	0/046	0	0/012	fn73-2.4	Plg
49/679	0/018	32/666	0/263	0/022	0/019	15/665	2/747	0/051	0/005	0/017	fn6-2.1	Plg
52/326	0	31/193	0/249	0/027	0/005	13/656	4/084	0/071	0	0/023	fn6-2.3	Plg
49/566	0/025	32/865	0/27	0	0/017	15/889	2/627	0/046	0	0	fn6-2.4	Plg
52/534	0	30/799	0/342	0/008	0/013	13/426	3/925	0/111	0	0/004	fn6-2.5	Plg
51/575	0	31/041	0/33	0/027	0/009	14/054	3/693	0/054	0	0	fn6-2.6	Plg

جدول ۴- نتایج آنالیز نقطه‌ای از کانیهای آمفیبول، سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار ،

تجزیه شده در دانشگاه New South Wels سیدنی (کشور استرالیا).

	Sio2	Tio2	Al2o3	Feo	Mno	Mgo	Cao	Na2O	K2O	Cr2O3	Total	Comment	
1	47/325	1/06	8/455	14/138	0/65	13/558	11/243	1/418	0/19	0	98/083	fg-11pt01	Amph
2	46/448	1/121	9/021	14/576	0/657	13/077	11/308	1/484	0/213	0/007	98/003	fg-11pt2	Amph
3	45/913	1/021	9/845	14/898	0/663	12/78	11/316	1/55	0/258	0/005	98/312	fg-11pt3	Amph
4	46/197	1/11	9/478	14/755	0/701	13/063	11/156	1/568	0/232	0/004	98/348	fg-11pt4	Amph
5	45/891	1/049	9/789	15/102	0/652	12/973	11/242	1/562	0/231	0/007	98/561	fg-11pt5	Amph
6	46/054	1/23	9/042	14/309	0/57	13/347	11/341	1/55	0/228	0	97/729	fg-11pt6	Amph
7	47/672	0/996	8/324	14/211	0/655	13/572	11/307	1/375	0/176	0/004	98/513	fg-11pt13	Amph
8	47/171	1/067	8/432	14/129	0/621	13/606	11/255	1/386	0/184	0	97/887	fg-11pt14	Amph
9	41/713	1/317	14/105	11/574	0/151	13/868	12/131	2/336	0/433	0	97/638	fg-11pt15	Amph
10	43/535	1/181	12/15	12/361	0/235	13/717	11/9	2/123	0/34	0/001	97/658	fg-11pt16	Amph
11	43/68	1/129	12/329	12/778	0/276	13/315	11/846	2/094	0/363	0	97/838	fg-11pt17	Amph
12	40/162	1/308	15/705	11/469	0/145	13/643	11/976	2/358	0/509	0/001	97/303	fg-11pt18	Amph
13	40/925	1/255	15/157	10/761	0/127	14/381	12/24	2/432	0/489	0/006	97/879	fg-11pt19	Amph
14	41/335	1/347	14/468	11/536	0/144	14/017	12/116	2/353	0/438	0	97/839	fg-11pt20	Amph
15	42/579	1/22	13/48	12/334	0/212	13/361	11/891	2/096	0/393	0	97/638	fg-11pt21	Amph
16	45/617	1/015	8/91	15/214	0/643	12/858	11/121	1/444	0/197	0/004	97/096	fg-11pt26	Amph
17	45/491	1/067	9/817	15/102	0/601	12/427	11/233	1/551	0/249	0/017	97/661	fg-11pt27	Amph
18	44/367	3/872	8/988	13/01	0/616	11/624	13/023	1/286	0/17	0	97/039	fg-11pt28	Amph
19	46/688	0/993	9/223	14/492	0/624	13/252	11/205	1/477	0/212	0	98/281	fg-11pt29	Amph
20	46/61	0/926	8/226	14/418	0/616	13/232	11/236	1/389	0/176	0	96/913	fg-11pt30	Amph
21	46/921	1/059	8/576	14/548	0/604	13/519	11/368	1/438	0/195	0/009	98/284	fg-11pt31	Amph
22	47/662	0/998	8/311	14/334	0/637	13/62	11/425	1/338	0/172	0/037	98/588	fg-11pt38	Amph
23	47/109	1/043	8/499	14/412	0/573	13/58	11/442	1/41	0/203	0	98/469	fg-11pt39	Amph
24	46/848	1/09	8/606	14/458	0/62	13/469	11/479	1/432	0/2	0/015	98/264	fg-11pt40	Amph
25	45/187	1/009	9/174	14/176	0/647	12/463	12/292	1/337	0/177	0/002	96/499	fg-11pt41	Amph
26	46/621	1/004	8/857	14/403	0/596	13/115	11/288	1/442	0/225	0/008	97/646	fg-11pt42	Amph
27	45/14	1/189	9/584	14/773	0/625	13/123	11/239	1/646	0/251	0/008	97/633	fg-11pt53	Amph
28	45/457	1/094	9/486	14/724	0/686	12/991	11/239	1/565	0/244	0/011	97/562	fg-11pt54	Amph
29	47/069	0/962	7/949	13/782	0/645	14/177	11/294	1/333	0/172	0/008	97/472	fg-11pt55	Amph
30	47/302	1/103	8/763	13/601	0/627	13/557	11/098	1/503	0/264	0	97/891	fg-11pt56	Amph
31	44/637	1/29	9/357	15/214	0/593	12/845	11/32	1/624	0/235	0	97/269	fg-11pt57	Amph

جدول ۵- نتایج آنالیز نقطه‌ای از کانیهایکلینوپیروکسن، سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار، تجزیه شده در دانشگاه New South Wels سیدنی (کشور استرالیا).

	Sio2	Tio2	Al2o3	Feo	Mno	Mgo	Cao	Na2O	K2O	Cr2O3	Total	Comment	
1	52/031	0/593	1/728	13/639	0/554	13/355	19/131	0/194	0	0	101/225	FN-16 pt1	Cpx
2	52/031	0/401	2/226	11/669	0/334	14/607	19/5	0/239	0	0	Total	FN-16 pt2	Cpx
3	52/031	0/378	1/502	12/995	0/589	14/126	18/993	0/228	0	0	Total	FN-16 pt3	Cpx
4	52/392	0/366	1/528	13/463	0/543	13/743	19/037	0/234	0	0	101/315	FN-16 pt7	Cpx
5	52/074	0/421	1/881	13/398	0/549	13/284	19/363	0/225	0/01	0/023	101/228	FN-16 pt8	Cpx
6	52/172	0/402	2/347	10/346	0/273	15/308	19/745	0/236	0/003	0/006	100/89	FN-16 pt9	Cpx
7	52/454	0/31	2/058	11/246	0/363	15/036	19/463	0/225	0/003	0/017	101/182	FN-16 pt10	Cpx
8	52/032	0/384	2/197	11/334	0/337	15/155	19/285	0/189	0	0/006	100/997	FN-16 pt11	Cpx
9	52/306	0/352	1/444	12/923	0/643	14/029	19/023	0/228	0	0/006	101/007	fn2-16pt01	Cpx
10	51/709	0/339	1/893	11/507	0/372	15/005	19/35	0/229	0/005	0	100/409	fn2-16pt7	Cpx
11	52/092	0/346	2/031	10/523	0/315	15/76	19/416	0/211	0/007	0/011	100/74	fn2-16pt8	Cpx
12	51/45	0/356	1/962	12/628	0/465	14/186	19/443	0/239	0	0	100/744	fn2-16pt9	Cpx
13	51/477	0/328	1/906	12/725	0/519	13/924	19/727	0/196	0	0/002	100/823	fn2-16pt10	Cpx
14	51/303	0/369	1/499	13/313	0/568	13/704	19/344	0/216	0/002	0/002	100/416	fn2-16pt11	Cpx
15	51/693	0/382	2/347	10/677	0/316	15/169	19/814	0/214	0/004	0	100/67	fn2-16pt12	Cpx
16	51/654	0/27	1/968	10/798	0/401	15/367	19/449	0/214	0/007	0	100/183	fn2-16pt13	Cpx
17	51/803	0/39	2/06	10/927	0/338	15/379	19/651	0/208	0/001	0	100/896	fn2-16pt14	Cpx
18	50/948	0/335	2/364	10/511	0/287	15/589	19/718	0/226	0	0/022	100/024	fn2-16pt23	Cpx
19	51/132	0/324	2/306	10/339	0/317	15/356	19/725	0/195	0/005	0/016	99/759	fn2-16pt24	Cpx
20	51/571	0/318	2/327	10/497	0/299	15/385	19/872	0/25	0	0/005	100/56	fn2-16pt25	Cpx
21	51/767	0/332	2/36	10/508	0/271	15/334	19/599	0/208	0/01	0/017	100/452	fn2-16pt26	Cpx
22	51/409	0/329	2/312	10/457	0/29	15/508	19/819	0/185	0/001	0/014	100/324	fn2-16pt27	Cpx
23	51/548	0/315	2/335	10/415	0/302	15/371	19/723	0/207	0	0/003	100/229	fn2-16pt28	Cpx
24	51/959	0/424	2/346	10/539	0/31	15/501	19/672	0/216	0/003	0	100/974	fn2-16pt29	Cpx
25	51/844	0/379	2/145	10/75	0/323	15/582	19/741	0/249	0	0	101/027	fn2-16pt30	Cpx
26	51/936	0/437	2/149	10/866	0/294	15/57	19/706	0/238	0	0/013	101/295	fn2-16pt31	Cpx
27	51/477	0/34	2/23	10/541	0/328	15/352	19/77	0/216	0/004	0	100/263	fn2-16pt32	Cpx
28	51/487	0/37	1/949	11/424	0/369	15/125	19/414	0/198	0/005	0	100/394	fn2-16pt33	Cpx
29	51/86	0/334	1/794	12/018	0/405	14/656	19/307	0/22	0/007	0	100/601	fn2-16pt34	Cpx
30	52/239	0/296	2/024	10/812	0/329	15/1	19/491	0/218	0	0	100/509	FN-11pt01	Cpx
31	52/38	0/352	2/085	10/03	0/231	15/285	19/692	0/198	0/001	0	100/258	FN-11pt2	Cpx
32	52/193	0/36	2/158	10/607	0/302	15/087	19/637	0/239	0	0	100/587	FN-11pt3	Cpx
33	52/304	0/346	2/253	10/286	0/312	15/1	19/719	0/232	0/004	0	100/583	FN-11pt5	Cpx
34	52/463	0/326	1/892	11/356	0/376	14/908	19/531	0/198	0	0	101/085	FN-11pt6	Cpx
35	52/209	0/384	1/902	11/735	0/376	14/615	19/36	0/2	0	0/011	100/797	FN-11pt7	Cpx
36	51/468	0/279	1/678	12/616	0/418	14/223	19/292	0/241	0	0/017	100/253	FN-11pt14	Cpx
37	51/828	0/282	2/025	10/773	0/291	15/257	19/6	0/214	0/007	0/001	100/278	FN-11pt15	Cpx
38	50/631	0/547	3/27	11/219	0/315	14/736	19/399	0/227	0	0/022	100/546	FN-11pt16	Cpx
39	51/518	0/325	2/222	12/547	0/414	13/83	19/54	0/195	0	0/003	100/694	FN-11pt17	Cpx
40	51/054	0/426	2/732	11/067	0/305	14/858	19/582	0/228	0	0	100/345	FN-11pt18	Cpx
41	51/946	0/382	2/251	10/563	0/308	15/399	19/427	0/246	0	0	100/569	FN-11pt19	Cpx
42	52/052	0/31	1/934	11/651	0/381	14/55	19/467	0/213	0/003	0/008	100/57	FN-11pt20	Cpx
43	53/325	0/142	0/837	9/251	0/403	14/381	22/655	0/082	0	0/001	101/108	FN-11pt21	Cpx
44	52/068	0/353	1/816	11/718	0/359	14/624	19/356	0/202	0/007	0	100/504	FN-11pt22	Cpx
45	51/428	0/362	2/401	11/23	0/333	14/97	19/343	0/222	0	0/007	100/3	FN-11pt39	Cpx
46	51/858	0/343	2/287	10/436	0/274	15/257	19/642	0/218	0/001	0/016	100/45	FN-11pt40	Cpx
47	52/592	0/376	1/783	8/867	0/278	14/839	21/806	0/114	0/021	0/001	100/727	FN-11pt41	Cpx
48	51/554	0/332	2/317	10/496	0/311	15/315	19/657	0/214	0	0	100/274	FN-11pt42	Cpx
49	51/835	0/448	2/456	10/628	0/313	15/146	19/541	0/229	0/006	0/001	100/639	FN-11pt43	Cpx
50	52/508	0/346	1/912	11/798	0/366	14/563	19/643	0/19	0	0	101/4	FN-19pt7	Cpx
51	51/805	0/328	1/977	12/692	0/414	14/152	19/257	0/223	0/001	0	100/857	FN-19pt8	Cpx
52	51/017	0/517	3/063	12/019	0/356	13/981	19/717	0/188	0	0/006	100/889	FN-19pt9	Cpx
53	52/189	0/296	1/605	13/719	0/455	13/214	18/852	0/204	0/002	0/006	100/547	FN-19pt10	Cpx
54	52/112	0/371	2/023	12/394	0/393	14/665	19/167	0/203	0/001	0/009	101/37	FN-19pt11	Cpx
55	52/428	0/444	1/956	11/859	0/381	14/505	19/424	0/184	0/003	0	101/209	FN-19pt12	Cpx
56	52/254	0/313	1/787	12/48	0/447	13/866	19/338	0/237	0	0	100/724	FN-19pt13	Cpx
57	52/229	0/409	2/271	10/23	0/301	15/339	19/865	0/223	0	0/009	100/962	FN-19pt14	Cpx
58	52/031	0/399	2/071	11/896	0/484	14/475	19/388	0/216	0	0	100/965	FN-19pt15	Cpx
59	52/415	0/378	2/109	10/522	0/312	15/234	19/631	0/235	0	0/008	100/859	FN-19pt16	Cpx
60	51/618	0/364	2/239	10/468	0/282	15/383	19/749	0/243	0	0	100/355	FN-19pt17	Cpx
61	52/1	0/369	1/959	11/111	0/409	15/122	19/496	0/202	0	0/002	100/83	FN-19pt18	Cpx
62	51/977	0/405	2/124	11/881	0/504	14/4	19/493	0/263	0/004	0/005	101/056	FN-19pt19	Cpx
63	52/364	0/356	2/063	10/473	0/311	15/468	19/713	0/196	0	0/007	100/961	FN-19pt20	Cpx
64	52/271	0/35	2/207	10/573	0/304	15/212	19/412	0/237	0	0	100/627	FN-19pt21	Cpx
65	51/894	0/278	2/15	10/562	0/329	15/351	19/729	0/226	0/001	0	100/592	FN-19pt22	Cpx

جدول ۶- نتایج آنالیز نقطه‌ای از کانی‌های پلاژیوکلاز، سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب سبزوار، تجزیه شده در دانشگاه New South Wels سیدنی (کشور استرالیا).

	Sio2	Tio2	Al2o3	Feo	Mno	Mgo	Cao	Na2O	K2O	Cr2O3	Total	Comment	
1	48/472	0/042	32/611	0/865	0/005	0/089	16/491	2/292	0/028	0	100/949	FN-16 pt4	Plg
2	48/347	0	32/704	0/849	0	0/066	16/592	2/209	0/034	0	100/855	FN-16 pt5	Plg
3	48/35	0/05	32/873	0/824	0	0/065	16/558	2/235	0/045	0	101/002	FN-16 pt6	Plg
4	48/286	0/045	32/921	0/749	0/015	0/077	16/656	2/161	0/036	0/008	101/019	FN-16 pt12	Plg
5	48/711	0	32/955	0/79	0/005	0/086	16/632	2/192	0/039	0	101/443	FN-16 pt13	Plg
6	48/268	0/031	32/909	0/858	0/013	0/086	16/711	2/137	0/038	0	101/095	FN-16 pt14	Plg
7	47/837	0/022	32/583	0/86	0	0/089	16/565	2/303	0/035	0	100/405	fn2-16pt01	Plg
8	47/238	0/07	32/926	0/892	0/006	0/074	16/921	2/037	0/055	0	100/237	fn2-16pt2	Plg
9	48/284	0/076	32/104	0/919	0/003	0/093	16/172	2/572	0/055	0/001	100/3	fn2-16pt3	Plg
10	47/207	0/056	32/542	0/935	0/012	0/077	16/604	2/183	0/04	0/01	99/714	fn2-16pt4	Plg
11	49/291	0/022	31/829	0/834	0/005	0/101	15/769	2/784	0/066	0/008	100/715	fn2-16pt5	Plg
12	47/436	0	32/785	0/906	0	0/089	16/799	2/219	0/046	0/001	100/29	fn2-16pt6	Plg
13	47/797	0/017	32/398	0/901	0/003	0/079	16/457	2/208	0/039	0/011	99/938	fn2-16pt15	Plg
14	48/376	0/022	32/533	0/912	0/007	0/083	16/192	2/495	0/053	0	100/856	fn2-16pt16	Plg
15	48/028	0/036	32/367	0/948	0/026	0/108	16/144	2/448	0/062	0/009	100/202	fn2-16pt17	Plg
16	47/019	0/039	31/715	0/929	0/03	0/095	16/115	2/523	0/043	0/009	98/625	fn2-16pt18	Plg
17	45/392	0/008	33/761	0/861	0/041	0/07	17/969	1/373	0/027	0/002	99/51	fn2-16pt19	Plg
18	46/35	0/037	33/967	0/9	0/022	0/078	17/742	1/503	0/025	0	100/637	fn2-16pt20	Plg
19	45/722	0/023	33/783	0/892	0	0/053	18/06	1/448	0/02	0	100/005	fn2-16pt21	Plg
20	47/866	0/008	32/556	0/867	0/003	0/106	16/602	2/233	0/034	0	100/389	fn2-16pt22	Plg
21	46/795	0/056	33/617	0/869	0	0/053	17/408	1/713	0/029	0	100/584	fn2-16pt35	Plg
22	47/259	0/011	33/521	0/861	0/013	0/065	17/406	1/839	0/025	0	101/072	fn2-16pt36	Plg
23	46/778	0/011	33/002	0/838	0/016	0/084	17/176	1/889	0/038	0/004	99/876	fn2-16pt37	Plg
24	46/299	0/031	33/639	0/867	0	0/06	17/772	1/635	0/031	0	100/361	fn2-16pt38	Plg
25	48/588	0	32/255	0/859	0/018	0/101	16/062	2/581	0/056	0	100/547	fn2-16pt39	Plg
26	46/436	0/028	33/368	0/896	0	0/074	17/503	1/686	0/023	0	100/099	fn2-16pt40	Plg
27	47/549	0/045	32/732	0/887	0	0/121	16/717	2/161	0/024	0	100/242	fn2-16pt41	Plg
28	46/621	0/037	32/979	0/917	0	0/085	17/124	1/858	0/026	0/008	99/689	fn2-16pt42	Plg
29	47/886	0/059	32/229	0/909	0/009	0/105	16/467	2/334	0/041	0	100/04	fn2-16pt43	Plg
30	45/443	0/031	34/405	0/757	0/002	0/06	18/476	1/183	0/032	0/015	100/449	fn2-16pt44	Plg
31	46/634	0	33/736	0/831	0	0/091	17/883	1/435	0/026	0	100/667	fn2-16pt45	Plg
32	48/17	0/047	32/466	0/937	0/005	0/093	16/513	2/182	0/089	0/002	100/579	FN-11pt8	Plg
33	47/125	0/008	33/298	0/824	0	0/068	17/338	1/767	0/036	0/003	100/472	FN-11pt9	Plg
34	47/32	0	33/809	0/826	0/01	0/082	17/563	1/602	0/029	0/011	101/252	FN-11pt10	Plg
35	48/212	0	32/724	0/905	0	0/069	16/741	2/081	0/039	0/008	100/815	FN-11pt11	Plg
36	47/588	0	33/333	0/816	0/003	0/064	17/349	1/755	0/03	0	100/938	FN-11pt12	Plg
37	46/664	0	33/461	0/885	0/016	0/05	17/415	1/657	0/034	0	100/334	FN-11pt13	Plg
38	47/113	0	33/3	0/883	0/008	0/008	17/24	1/804	0/036	0/003	100/514	FN-11pt23	Plg
39	48/065	0/006	32/085	0/873	0	0	16/224	2/334	0/048	0	99/768	FN-11pt24	Plg
40	48/358	0/028	32/293	0/799	0/011	0/011	16/184	2/399	0/051	0/014	100/293	FN-11pt25	Plg
41	47/562	0	32/981	0/743	0	0	16/87	2/006	0/04	0/005	100/325	FN-11pt26	Plg
42	47/533	0	32/897	0/765	0/011	0/011	16/855	2/091	0/03	0/005	100/235	FN-11pt27	Plg
43	46/363	0/028	33/362	0/784	0	0	17/483	1/665	0/038	0	99/827	FN-11pt28	Plg
44	49/905	0/008	31/372	0/639	0/002	0/002	14/76	3/131	0/058	0/002	99/943	FN-11pt29	Plg
45	47/105	0/042	33/339	0/872	0/011	0/011	17/309	1/796	0/025	0/004	100/586	FN-11pt30	Plg
46	47/879	0	32/78	0/877	0	0	16/878	2/087	0/04	0	100/648	FN-11pt31	Plg
47	47/451	0	33/308	0/866	0/028	0/028	17/282	1/74	0/026	0	100/841	FN-11pt32	Plg
48	47/446	0	33/374	0/8	0/017	0/017	17/242	1/771	0/034	0/002	100/893	FN-11pt33	Plg
49	46/745	0/031	33/569	0/892	0/012	0/012	17/655	1/653	0/027	0/012	100/698	FN-11pt34	Plg
50	46/769	0	33/978	0/726	0/01	0/01	17/808	1/443	0/016	0	100/815	FN-11pt35	Plg
51	46/998	0/053	33/198	0/84	0/016	0/016	17/334	1/766	0/035	0/001	100/347	FN-11pt36	Plg
52	46/675	0/02	33/636	0/843	0	0	17/728	1/597	0/03	0	100/617	FN-11pt37	Plg
53	46/538	0/008	33/782	0/817	0/015	0/015	17/617	1/455	0/027	0	100/403	FN-11pt38	Plg
54	2/73	0/054	0	15/632	0	0/12	0/01	31/811	0/885	49/254	100/511	FN-19pt01	Plg
55	1/898	0/036	0/002	17/086	0/006	0/088	0	33/153	0/863	47/624	100/758	FN-19pt2	Plg
56	1/67	0/029	0	17/388	0	0/08	0	33/519	0/881	47/114	100/734	FN-19pt3	Plg
57	2/411	0/053	0	16/284	0/047	0/126	0/005	32/35	0/888	48/664	100/86	FN-19pt4	Plg
58	2/365	0/055	0	16/329	0	0/104	0/001	32/544	0/901	48/812	101/123	FN-19pt5	Plg
59	2/604	0/05	0	15/994	0	0/091	0/011	32/124	0/869	49/336	101/155	FN-19pt6	Plg
60	52/175	0/358	2/286	10/474	0/339	15/277	19/812	0/233	0/003	0/003	100/971	FN-19pt23	Plg
61	46/611	0	33/818	0/862	0/018	0/085	17/87	1/491	0/034	0	100/798	FN-19pt24	Plg
62	46/714	0/017	33/894	0/859	0/002	0/074	17/933	1/448	0/025	0	100/982	FN-19pt25	Plg
63	44/667	0/045	35/124	0/671	0/016	0/032	19/058	0/863	0/008	0/003	100/495	FN-19pt26	Plg
64	46/97	0/056	33/637	0/85	0	0/076	17/576	1/725	0/029	0	100/969	FN-19pt27	Plg
65	47/313	0/045	33/188	0/877	0/028	0/083	17/141	1/846	0/033	0/005	100/594	FN-19pt28	Plg
66	46/771	0/011	33/897	0/914	0/008	0/139	17/845	1/483	0/034	0/003	101/194	FN-19pt29	Plg
67	47/045	0	33/821	0/767	0	0/073	17/668	1/627	0/026	0/014	101/046	FN-19pt30	Plg
68	45/459	0/028	34/464	0/783	0/002	0/06	18/523	1/135	0/03	0/006	100/565	FN-19pt31	Plg
69	46/83	0/022	34/011	0/833	0/005	0/054	17/969	1/475	0/023	0	101/251	FN-19pt32	Plg
70	46/882	0	33/553	0/869	0	0/053	17/502	1/771	0/035	0	100/76	FN-19pt33	Plg
71	48/027	0/003	32/96	0/9	0/012	0/103	16/812	2/181	0/043	0	101/056	FN-19pt34	Plg
72	46/936	0/014	33/584	0/826	0/016	0/076	17/444	1/735	0/023	0/013	100/748	FN-19pt35	Plg
73	46/469	0/008	34/099	0/814	0/007	0/07	17/933	1/433	0/032	0/004	100/907	FN-19pt36	Plg
74	47/485	0/031	33/748	0/791	0/002	0/078	17/41	1/845	0/034	0	101/454	FN-19pt37	Plg
75	46/571	0/011	33/555	0/852	0/012	0/086	17/602	1/728	0/042	0/019	100/489	FN-19pt38	Plg

Abstract
In the Goft area in southwest of Sabzevar, gabbro-diorite intrusions intruded into the late Cretaceous volcano- sedimentary sequence. The rocks of these intrusions usually have granular texture and their rock forming minerals are amphibole, plagioclase, pyroxene and quartz. These rocks have calc-alkaline nature and geochemical characteristics of igneous rocks of continental margin magmatic arcs. Also,the tectonic setting discrimination diagrams represent the relationship between these granitoid masses with the continental margin volcanic arcs (VAG). This arc has been formed by subduction of the Sabzevar Neo-Tethyan oceanic lithosphere under the northern edge of Central Iran- south eastern Alborz in the Upper Cretaceous-Eocene. Magma forming of these intrusions has been formed from partial melting of the subducted oceanic slab in the amphibolite facies. Mineral chemistry of all amphiboles plot in the range of igneous amphiboles. Amphiboles of dioritic samples are of calcic type with magnesium-bearing hornblende in composition. This mineral crystallized at pressures of 3 to 5.5 Kb (Approximate depths 8-10 km). The composition of the plagioclase in the gabbro diorite rocks varies from anorthite to labradorite. The temperature of equilibrium and closing of exchange for amphiboles and plagioclases is in the range of 859 to 970 ˚C. Pyroxenes are in the range of calcium, magnesium and iron-bearing pyroxenes and poor in sodium with augite composition. They formed from a primary magma in an environment with high oxygen fugacity. Clinopyroxenes have been crystallized at pressures of 2-5 kb with 10% water at about 1000-1150 °C. The mineral chemistries of the amphiboles and pyroxenes indicate the sub-alkaline nature and subduction related environment for these intrusions.
Keywords: Petrology, Geochemistry, Mineral chemistry, Granitoid intrusions, Sabzevar.

Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

M.Sc. Thesis in Petrology

Petrology and geochemistry of Goft granitoidic pluton of Sovthwest of Sabzevar

By: Seyedeh nafiseh Hedayati khargh

Spervisor:

Dr. H. Ghasemi

September 2017