

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد
گرایش پترولوژی

عنوان:

**پترولوژی و ژئوشیمی
گنبد‌های ساب‌ولکانیک جنوب غرب بیرجند**

زهرا دلاور

اساتید راهنما:

دکتر محمود صادقیان

دکتر فرج‌الله فردوست

استاد مشاور:

دکتر حبیب‌الله قاسمی

بهمن ۱۳۸۹

گروه: زمین شناسی - پترولوژی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم زهرا دلاور

تحت عنوان:

پتروگرافی و ژئوشیمی گنبد های ساب و لکانیک جنوب غرب بیرجند

در تاریخ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و

با درجه و امتیاز مورد پذیرش قرار گرفت.

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

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی:		نام و نام خانوادگی:
			نام و نام خانوادگی:

تقدیم به روح نورانی مادرم

پدر عزیزتر از جانم

که سخط سخط حیات خود را می‌یون فدای کاری های جبران ناپذیر آمان، هستم

تقدیر و سخط

پاس خدا را؛ پاسی که در ساید سارش، در جمع پاسندان در کابش با شیم و بیاریش، بر شتاقان بر سوی دیای رضایت و غفرانش، پیشی بگیریم .

آنچه پیش رو دارید چکیده ای است از آموخته های حاصل از تلاش های بی وقفه و دلسوزانه استاد ارجمندم جناب آقای دکتر محمود صادقیان که بی شک بیشترین زحمات را تحمل نمودند، راهبانی های ارزنده جناب آقای دکتر

فرج الله فردوست و ارشادات ارزشمند استاد بزرگوارش و جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی. ضمن قدردانی از این بزرگواران اذعان می دارم، چنانچه نشانی از پویایی و تازگی در این مجموعه یافت شود به از عنایات ایشان

است و اگر نقص و کاستی از کوتاهی اینجانب.

از جناب آقای دکتر گرمی، رئیس محترم دانشکده که خود را بدین لطف و بزرگواری ایشان می دانم، خانم دکتر عابدی و خانم دکتر شیبی که قبول زحمت فرمودند و داوری این پایان نامه را بر عهده گرفتند، خانم مهندس سعیدی که دوستانه در پیشبرد این پایان نامه مرا همراهی کردند، جناب آقای مهندس خانعلی زاوه که رعکشی مشکلات اینجانب بودند، خانم مهندس فارسی کارشناس محترم دانشکده و جناب آقای مهندس میرباقری کارشناس محترم آزمایشگاه پتیک کال متکورا دارم.

بجنین از همه دوستانم خانم باجوبه قهاری، رقیه رضوی، مریم شری، سلیانه شکاری، سمیرا طیبی، الامام شاه حسینی، شیوا باغبانی، سینا بدرلو و آقایان تین، شمس و برینند و همه هم اتاتی های عزیزم که حرکت به نحوی در انجام این پژوهش موثر بوده اند صمیمانه متکرم می کنم.

اکنون آموخته های خویش را به خانواده ام که زندگی خود را بدین بزرگ نشی با، خداکاری با و محبت های جبران ناپذیر آنان، بتم تقدیم می دارم و این پایان نامه را به خداتشان پیشکش می نمایم.

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

کلیه حقوق مادی مرتبت از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان

نامه متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد.

چکیده

منطقه مورد مطالعه، بخش‌هایی از شمال و جنوب بیرجند را در بر می‌گیرد. این منطقه در شرق زون ایران مرکزی واقع شده است و به عبارت دیگر بخشی از بلوک لوت را در بر می‌گیرد. در این منطقه، تعداد قابل توجهی توده آذرین نیمه‌عمیق و تعداد محدودی توده آذرین عمیق وجود دارد که عمدتاً به صورت گنبد و دایک (ندرتاً سیل) جایگزین شده‌اند. گنبد‌های میاکوه، همنند، رمی، گیوشاد، رونشک، چاه‌نوری، دوکوهه، اللهیار و توده نفودی لوخی‌سیه‌وار از نمونه‌های بارز آن‌ها هستند. این توده‌ها در میان سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و آتشفشانی-تخریبی ائوسن و سنگ‌های افیولیتی کرتاسه-پالئوسن جایگزین شده‌اند و بر اساس مشاهدات صحرایی دارای سن ائوسن پایانی-الیگوسن آغازی (؟) می‌باشند. توده‌های نامبرده دارای طیف ترکیبی آندزیت-تراکی‌آندزیت، تراکی‌داسیت، داسیت، ریولیت و سینییت می‌باشند. این سنگ‌ها بافت‌های پورفیری، گلوپورفیری، میکروولیتی-پورفیری، جریان‌ی و گرانولار نشان می‌دهند. بر اساس نتایج آنالیزهای شیمیایی و دیاگرام‌های ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها روند تبلور تفریقی تقریباً یکنواختی نشان می‌دهند ولی گنبد ریولیتی میاکوه تفریق‌یافتگی بیشتری نسبت به سایر گنبد‌ها نشان می‌دهد و توده سینییتی لوخی‌سیه‌وار به طور خاص غنی از پتاسیم و عناصر نادر سنگین می‌باشد. بر اساس دیاگرام‌های عناصر ناسازگار-ناسازگار، ناسازگار-سازگار و سازگار-سازگار، سنگ‌های مورد مطالعه از روند تبلور تفریقی همراه با آلیش (AFC) پیروی می‌کنند. حضور آنکلاوهای زیر شواهدی از آلیش پوسته‌ای محسوب می‌شود: آنکلاوهای گرانیت-گنایسی گارنت‌دار در میاکوه، آمفیولیتی در دوکوهه، میکاشیستی در مزار و چاه-نوری، ماسه‌سنگی در همنند و تمام‌کوارتزی در همنند و اللهیار و... بر اساس نمودارهای عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی، سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر خاکی نادر سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون، غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین و برخی عناصر با قدرت میدانی بالا (Nb و Ta)

تهی‌شدگی نشان می‌دهند. با توجه به همین نمودارها، تفریق‌یافته‌تر بودن سنگ‌های متعلق به گنبد میاکوه با فقیرتر بودن از عناصر نادر خاکی و غنی‌تر بودن از عناصر نادر خاکی سبک مشخص می‌گردد. این موارد با ویژگی‌های ماگماهای محیط‌های قوس قاره‌ای متناسب و سازگار می‌باشد. براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های مورد مطالعه در زمره آداکیت‌های سیلیس‌بالا قرار می‌گیرند و در ضمن از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده حاصل شده‌اند. البته گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده روی آن نیز در این تغییر و تحولات نقش داشته است. با توجه به تاریخچه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه می‌توان گفت سنگ‌های مورد مطالعه حاصل ذوب ورقه فرورانده شده نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای هلمند- فراه می‌باشند.

کلمات کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، قوس قاره‌ای، آداکیت، بیرجند.

لیست مقالات مستخرج از پایان‌نامه

- ژئوشیمی و پترولوژی بازالت‌های پلیوکواترنر جنوب‌غرب سرچاه‌شور (صمد آباد)، هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز، شهریور ۱۳۸۹.
- پتروژنز گنبد‌های آداکیتی جنوب‌غرب بیرجند، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه ارومیه، شهریور ۱۳۸۹.
- ماگماتیسیم الیگوسن در منطقه جنوب‌غرب بیرجند، چهاردهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، مشهد، آبان ۸۹.
- پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی گنبد‌های آذرین بیرجند، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، بهمن ۸۹.

فهرست مطالب

ب.....	عنوان
ه.....	تقدیر و تشکر
ز.....	چکیده
ط.....	فهرست مطالب
ک.....	فهرست جداول
ل.....	فهرست اشکال

فصل اول: کلیات

۲.....	۱-۱- موقعیت جغرافیایی
۲.....	۲-۱- راههای ارتباطی
۳.....	۳-۱- ژئومورفولوژی
۶.....	۴-۱- آب و هوا پوشش گیاهی
۶.....	۵-۱- مطالعات صورت گرفته یا در حال انجام
۸.....	۶-۱- هدف مطالعه
۹.....	۷-۱- روش مطالعه

فصل دوم: زمین شناسی عمومی

۱۱.....	۱-۲- مقدمه
---------	------------

۱۱	۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه.....
۱۲	۳-۲- واحدهای سنگی منطقه.....
۱۲	۲-۳-۱- کرتاسه- پالتوسن.....
۱۸	۲-۳-۲- ائوسن- الیگوسن.....
۳۸	۲-۳-۳- نئوژن.....
۳۸	۲-۳-۴- پلیوکواترنر.....
۴۰	۲-۳-۵- کواترنر.....
۴۱	۲-۴- زمین‌شناسی ساختمانی.....
۴۲	۲-۵- پتانسیل معدنی.....
۴۴	۲-۶- نتیجه گیری.....

فصل سوم: پتروگرافی

۴۶	۳-۱- مقدمه.....
۴۶	۳-۲- آندزیت- تراکی آندزیت‌ها.....
۴۸	۳-۲-۱- سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی نوع پیروکسن و هورنبلنددار.....
۵۴	۳-۲-۲- سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی نوع هورنبلنددار.....
۵۸	۳-۲-۳- سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی نوع پیروکسن‌دار.....
۶۱	۳-۳- داسیت- تراکی داسیت.....
۶۶	۳-۴- سیینیت.....
۷۵	۳-۵- دگرگونی مجاورتی در منطقه رمی.....
۷۶	۳-۵-۱- دیوپسید.....
۷۷	۳-۵-۲- وزوونایت.....
۷۷	۳-۵-۳- گارنت.....
۷۸	۳-۵-۴- کلسیت.....
۷۸	۳-۵-۵- کوارتز.....
۷۹	۳-۶- بازالت.....
۸۱	۳-۷- نتیجه‌گیری.....

فصل چهارم: ژئوشیمی

۸۴	۴-۱- مقدمه.....
----	-----------------

- ۹۲-۲-۴ منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها.....
- ۹۲-۳-۴ تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی.....
- ۹۳-۴ کاربرد داده‌های تجزیه شیمیایی.....
- ۹۳-۵-۴ طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین.....
- ۹۸-۶-۴ بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات.....
- ۹۸-۱-۶-۴ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر ۱۹۰۹).....
- ۱۰۲-۲-۶-۴ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (نمودار هارکر، ۱۹۰۹).....
- ۱۰۴-۳-۶-۴ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰).....
- ۱۰۶-۴-۶-۴ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (D.I) (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰).....
- ۱۰۷-۵-۶-۴ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر شاخص انجماد (S.I).....
- ۱۰۸-۷-۴ نمودارهای عنکبوتی.....
- ۱۰۹-۸-۴ الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر.....
- ۱۱۰-۹-۴ نمودارهای بررسی رفتار عناصر نادر به تفکیک گنبد‌های مورد مطالعه.....
- ۱۱۷-۱۰-۴ تعیین سری ماگمایی.....
- ۱۱۹-۱۱-۴ بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه.....
- ۱۲۳-۱۲-۴ نتیجه‌گیری.....

فصل پنجم: پتروژنز و جایگاه تکتونیکی

- ۱۲۵-۱-۵ مقدمه.....
- ۱۲۵-۲-۵ تعیین جایگاه تکتونیکی و محل منشأ آداکیت‌های مورد مطالعه.....
- ۱۳۰-۳-۵ بررسی نقش هضم، آلیش و تفریق ماگمایی در تحول سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه.....
- ۱۳۱-۴-۵ خصوصیت محل منشأ و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آداکیت‌های منطقه.....
- ۱۳۷-۵-۵ مقایسه آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند با آداکیت‌های سایر نقاط ایران و جهان.....
- ۱۴۰-۶-۵ نتیجه‌گیری.....

منابع

- ۱۴۲ منابع فارسی.....
- ۱۴۴ منابع لاتین.....
-چکیده انگلیسی (Abstract).....

فهرست جداول

- جدول ۴-۱- مختصات جغرافیایی برحسب (UTM) و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز..... ۸۵
- جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه بر حسب درصد وزنی..... ۸۶
- جدول ۴-۳- مقدار کانی‌های نورماتیو (بر حسب درصد) پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۸۷
- جدول ۴-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه..... ۸۸
- جدول ۴-۵- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب مورد مطالعه..... ۹۰
- جدول ۴-۵- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مطرح شده توسط ریچارد- کریش (۲۰۰۷) و کاستیلو (۲۰۰۶) برای آداکیت‌ها..... ۱۲۱
- جدول ۵-۱- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با آداکیت‌های سایر نقاط ایران..... ۱۳۸
- جدول ۵-۲- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با آداکیت‌های سایر نقاط جهان..... ۱۳۹

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های ارتباطی آن..... ۳
- شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه و چگونگی توزیع گنبد‌های ساب‌ولکانیک در آن..... ۴
- شکل ۱-۳- نمایی از گنبد همد در غرب روستای همد..... ۴
- شکل ۱-۴- نمایی از گنبد گیوشاد واقع در شمال غرب گیوشاد..... ۴
- شکل ۱-۵- نمایی از گنبد رمی..... ۵
- شکل ۱-۶- نمایی از گنبد رونشک (مزار) واقع در غرب روستای رونشک..... ۵
- شکل ۱-۷- نمایی از گنبد چاه‌نوری واقع در جنوب روستای رونشک..... ۵
- شکل ۱-۸- نمایی از توده سیینیتی لوخی سیه‌وار..... ۵
- شکل ۱-۹- تصاویری از ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه در اطراف روستای همد (الف) و گنبد رمی (ب)..... ۵
- شکل ۱-۱۰- نقشه سه‌بعدی منطقه مورد مطالعه با استفاده از انطباق نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه با نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ توسط نرم‌افزار Global Mapper..... ۶
- شکل ۲-۱- تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران توسط آفانباتی (۱۳۸۳)..... ۱۲
- شکل ۲-۲- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند که توسط سازمان زمین‌شناسی کشور تهیه شده است..... ۱۳
- شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی اصلاح شده منطقه مورد مطالعه..... ۱۴
- شکل ۲-۴- تصویری از هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی رخنمون یافته در رچ..... ۱۶

- شکل ۲-۵- نمای نزدیک از هارزبوژیت‌ها که خردشده، برشی و سرپانتینی شده‌اند..... ۱۶
- شکل ۲-۶- تصویری از بازالت‌ها و هیالوکلاست‌های بازالتی در منطقه رچ..... ۱۷
- شکل ۲-۷- تصویری از بازالت‌های بالشی خرد شده واقع در جنوب شرق رچ..... ۱۷
- شکل ۲-۸- تصویری از واحد آتشفشانی- رسوبی مربوط به مجموعه افیولیتی در رچ..... ۱۷
- شکل ۲-۹- نمایی از مجموعه افیولیتی لیستونیتی شده در شمال شرق روستای چاه‌نوری..... ۱۷
- شکل ۲-۱۰- تصویری از سنگ‌های لیستونیتی که در اثر واکنش با سیالات سیلیسی- کربناته به وجود آمده‌اند (شمال شرق روستای اللهیار)..... ۱۷
- شکل ۲-۱۱- تصویری از مجموعه فلیشی- تخریبی که دگرگون و متورق شده‌اند..... ۱۷
- شکل ۲-۱۲- مجموعه آتشفشانی- تخریبی که بر روی مجموعه فلیشی- تخریبی وابسته به مجموعه افیولیتی نهشته شده است..... ۱۸
- شکل ۲-۱۳- نمای کلی از آمیزه رنگین بیرجند در گردنه خلیلان- رچ..... ۱۸
- شکل ۲-۱۴- کنگلومرای قاعده ائوسن مملو از قطعات هارزبوژیتی (گردنه خلیلان- رچ)..... ۱۸
- شکل ۲-۱۵- کنگلومرای ائوسن در منطقه چاه‌نوری..... ۱۸
- شکل ۲-۱۶- تصویری از مجموعه آتشفشانی- تخریبی ائوسن در شرق همد که توسط دایک‌های آندزیتی- تراکی- آندزیتی قطع شده‌اند..... ۱۹
- شکل ۲-۱۷- تصویری از تناوب واحدهای توفی، سیلتستونی و ماسه‌سنگی مربوط به ائوسن در منطقه رمی..... ۱۹
- شکل ۲-۱۸- مجموعه آتشفشانی- تخریبی ائوسن در نزدیکی روستای برمنج..... ۱۹
- شکل ۲-۱۹- نمای نزدیک از قطعات آتشفشانی جنوب رونشک در یک افق آگلومرای..... ۱۹
- شکل ۲-۲۰- واحد آتشفشانی- تخریبی واقع در شرق روستای همد..... ۲۲
- شکل ۲-۲۱- مجموعه آتشفشانی- تخریبی شرق روستای همد که توسط دایک‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی قطع شده است..... ۲۲
- شکل ۲-۲۲- تصویری از تشکیل سیمانی از کانی‌های هیدروکسیدی آهن در درز و شکاف‌های سنگ‌های به شدت برشی شده در شرق روستای همد..... ۲۳
- شکل ۲-۲۳- تصویری از کانه‌زایی باریت با آگرگات تیغه‌ای همراه با اکسید آهن در مناطق به شدت برشی شده (شرق همد)..... ۲۳
- شکل ۲-۲۴- رگه‌های کلسیت با ساخت گل‌کلمی در داخل مجموعه آتشفشانی- تخریبی برشی شده (شرق همد)..... ۲۳
- شکل ۲-۲۵- ساخت حفره‌ای، حاصل از خروج یا کنده شدن قطعات سنگی لیتیک توف‌ها. فضای بین قطعات توسط خمیره ریزدانه از توف، ماسه و سیلتستون پر شده است (شرق همد)..... ۲۳

- شکل ۲-۲۶- مجموعه دایک‌های تراکی‌اندزیتی در بخش شمال شرقی روستای همند (شرق جاده ارتباطی همند-خوسف)..... ۲۳
- شکل ۲-۲۷- تصویری از تشکیل سیلیس‌های رنگی در امتداد درز و شکاف سنگ‌ها در شمال شرق روستای همند..... ۲۳
- شکل ۲-۲۸- تصویر ماهواره‌ای گنبد همند..... ۲۴
- شکل ۲-۲۹- تصویری از گنبد همند واقع در غرب روستای همند..... ۲۵
- شکل ۲-۳۰- تصویری از سنگ‌های میزبان آتشفشانی- تخریبی گنبد همند..... ۲۵
- شکل ۲-۳۱- نمایی از گنبد همند و کنتاکت آن با سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی میزبان..... ۲۵
- شکل ۲-۳۲- شکل جالبی از فرسایش پوست‌پیزی در گنبد همند..... ۲۵
- شکل ۲-۳۳- مورفولوژی قلعه‌مانند در گنبد همند که در اثر عملکرد گسل‌ها و خردشدگی سنگ‌ها در دو طرف بخش برآمده به وجود آمده است..... ۲۵
- شکل ۲-۳۴- تصویری از تشکیل اکسید آهن در نمونه‌های به شدت برشی شده در سنگ میزبان گنبد همند..... ۲۵
- شکل ۲-۳۵- نمونه تراکی‌اندزیتی دارای آنکلاو آمفیبولیتی در گنبد همند..... ۲۶
- شکل ۲-۳۶- نمونه تراکی‌اندزیتی دارای آنکلاو ماسه سنگی..... ۲۶
- شکل ۲-۳۷- تصویری از تشکیل اکسید آهن در نمونه‌های به شدت برشی شده در سنگ میزبان گنبد همند..... ۲۶
- شکل ۲-۳۸- تصویری از تشکیل اکسید منگنز در سنگ‌های به شدت برشی شده در سنگ میزبان گنبد همند..... ۲۶
- شکل ۲-۳۹- تصویر ماهواره‌ای گنبد رمی..... ۲۸
- شکل ۲-۴۰- نمایی از گنبد رمی و کنتاکت آن با سنگ میزبان..... ۲۸
- شکل ۲-۴۱- تصویری از سنگ میزبان توفی- سیلتستونی گنبد رمی..... ۲۸
- شکل ۲-۴۲- تصویری از تناوب توف سیلتی و شیل سبز رنگ به عنوان سنگ میزبان گنبد رمی..... ۲۹
- شکل ۲-۴۴- دگرگونی مجاورتی در محل کنتاکت سنگ میزبان گنبد رمی..... ۲۹
- شکل ۲-۴۵- تصویر میکروسکپی اسکارن وزوویانیت‌دار تشکیل شده در محل کنتاکت سنگ میزبان با گنبد رمی (xpl)..... ۲۹
- شکل ۲-۴۶- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت گنبد‌های چاه‌نوری و رونشک..... ۳۰
- شکل ۲-۴۷- نمایی از گنبد ساب‌ولکانیک چاه‌نوری..... ۳۰
- شکل ۲-۴۸- تصویری از گنبد چاه‌نوری که در آن سیستم درز متقاطع با ظاهر حصیری شکل دیده می‌شود..... ۳۰
- شکل ۲-۴۹- کنتاکت بین گنبد تراکی‌اندزیتی رونشک و سنگ میزبان سیلتستونی و آتشفشانی- تخریبی..... ۳۱
- شکل ۲-۵۰- تصویری از تناوب واحدهای آتشفشانی- رسوبی در غرب گنبد رونشک..... ۳۱
- شکل ۲-۵۱- نمونه‌اندزیتی دارای آنکلاو میکروگرانولار مافیک با ترکیب دیوریتی- کوارتز دیوریتی از غرب رونشک (قله مزار)..... ۳۲

- شکل ۲-۵۲- تصویری از آنکلاو آمفیبولیتی موجود در تراکی آندزیت‌های گنبد رونشک..... ۳۲
- شکل ۲-۵۳- تصویری از رگه‌های سیلیس آمورف آغشته به آهن تشکیل شده در زون‌های گسلی (شرق رونشک)..... ۳۲
- شکل ۲-۵۴- تصویری از کلسیت تشکیل شده در حفرات و فضا‌های خالی ایجاد شده در سنگ‌های تراکی آندزیتی که به تشکیل یک ژئود منجر شده است (شرق رونشک)..... ۳۲
- شکل ۲-۵۵- تصویر ماهواره‌ای گنبد گیوشاد..... ۳۳
- شکل ۲-۵۶- دورنمای گنبد گیوشاد که در درون سنگ‌های رسوبی- آتشفشانی ائوسن جایگزین شده است..... ۳۳
- شکل ۲-۵۷- کنتاكت گنبد ساب‌ولکانیک گیوشاد و سنگ آتشفشانی- رسوبی به سن ائوسن..... ۳۳
- شکل ۲-۵۸- آینه گسلی در محل کنتاكت گنبد گیوشاد با سنگ میزبان..... ۳۴
- شکل ۲-۵۹- آینه گسلی واقع در محل کنتاكت گنبد گیوشاد و سنگ‌های میزبان..... ۳۴
- شکل ۲-۶۰- لایه بندی مشخص در توف‌های سبز و کرم رنگ ائوسن. این سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی به صورت دگرشیب توسط رسوبات تخریبی- آبرفتی کواترنر پوشیده شده‌اند..... ۳۴
- شکل ۲-۶۱- تصویری از توده سینیتی لوخی سیه‌وار..... ۳۵
- شکل ۲-۶۲- توده سینیتی لوخی سیه‌وار در نمونه دستی..... ۳۵
- شکل ۲-۶۳- یک نمونه آنکلاو میکروگرانولار مافیک با ترکیب تقریباً دیوریتی به طول حدود ۲۰ سانتی‌متر که دارای حاشیه گرد شده است..... ۳۵
- شکل ۲-۶۴- تصویری از آنکلاو میکروگرانولار مافیک در توده سینیتی لوخی سیه‌وار..... ۳۶
- شکل ۲-۶۵- تصویری از آنکلاو میکروگرانولار فلسیک در توده سینیتی لوخی سیه‌وار..... ۳۶
- شکل ۲-۶۶- تصویری از آنکلاو آمفیبولیتی در سنگ تراکی آندزیتی گنبد همد..... ۳۷
- شکل ۲-۶۷- تصویری از آنکلاو میکاشیستی در سنگ تراکی آندزیتی گنبد همد..... ۳۷
- شکل ۲-۶۸- تصاویری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده سینیتی لوخی سیه‌وار..... ۳۷
- شکل ۲-۶۹- آنکلاو دیوریتی در توده سینیتی لوخی سیه‌وار..... ۳۷
- شکل ۲-۷۰- آنکلاو آمفیبولیتی در تراکی آندزیت‌های گنبد رونشک..... ۳۷
- شکل ۲-۷۱- آنکلاو سیلتستونی در تراکی آندزیت‌های گنبد همد..... ۳۸
- شکل ۲-۷۲- تصویری از آنکلاو تمام کوارتزی در گنبد همد..... ۳۸
- شکل ۲-۷۳- تصاویری از رخنمون بازالت‌های پلیوکواترنر در جنوب روستای سرچاه شور..... ۳۹
- شکل ۲-۷۴- تصویری از بازالت‌های جنوب سرچاه شور در مقیاس نمونه دستی..... ۴۰
- شکل ۲-۷۵- تصویری از اشکال شاخه درختی که حاصل انتشار اکسیدهای آهن (ناشی از ایدنگزیتی شدن الیوین) در امتداد درزه‌ها و شکافها می‌باشد (جنوب سرچاه شور)..... ۴۰
- شکل ۲-۷۶- تصویری از حضور آنکلاو در بازالت‌های جنوب سرچاه‌شور..... ۴۰

- شکل ۲-۷۷- واحدهای کواترنری موجود در همدند ۴۲
- شکل ۲-۷۷- نقشه گسل‌ها که با استفاده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند که با نرم‌افزار GIS ترسیم شده است ۴۳
- شکل ۲-۷۸- تصویری از معدن متروکه لوخی‌سیه‌وار ۴۳
- شکل ۲-۷۹- تصویری از کان‌زایی باریت همراه با اکسید آهن در مناطق به شدت برشی شده شرق همدند ۴۳
- شکل ۲-۸۰- تصویری از تشکیل اکسید منگنز در مناطق برشی شده شمال شرق روستای همدند ۴۳
- شکل ۲-۸۱- تصویری از تأسیسات سنگ شکن معدن سنگ لاشه واقع در غرب گنبد میاکوه ۴۳
- شکل ۲-۸۱- تصویری از خانه‌های ساخته شده توسط سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی گنبد‌های مورد مطالعه (روستای باتج) ۴۳
- شکل ۳-۱- تصویری از سنگ تراکی آندزیت در نمونه دستی ۴۷
- شکل ۳-۲- تصویری از بافت پورفیری در تراکی آندزیت‌ها ۴۷
- شکل ۳-۳- بافت گلومروپورفیری حاصل از تجمع موضعی بلورهای پلاژیوکلاز ۴۷
- شکل ۳-۴- تصویری از بافت‌های پورفیری و جریانی در تراکی آندزیت‌ها ۴۷
- شکل ۳-۵- تصویر میکروسکپی معرف حضور آنکلاو میکروگرانولار مافیک در سنگ‌های تراکی آندزیتی ۴۷
- شکل ۳-۶- تصویری از تجمع بلورهای پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ ۴۹
- شکل ۳-۷- تصویری از پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل آلیت- کارلسباد ۴۹
- شکل ۳-۸- تصویری از پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی ترکیبی ۵۰
- شکل ۳-۹- تصویر میکروسکپی پلاژیوکلازی که دارای ادخال شیشه است و رشد دو مرحله‌ای نیز نشان می‌دهد ۵۰
- شکل ۳-۱۰- تصویری از پلاژیوکلاز دگرسان شده به سرسیت و کائولینیت که دارای منظره غبارآلود می‌باشد ۵۰
- شکل ۳-۱۱- تصویری از پلاژیوکلازهای دگرسان شده به کلسیت ۵۰
- شکل ۳-۱۲- تصویر میکروسکپی آرایش بلورهای کشیده هورنبلند ۵۰
- شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکپی اکسی هورنبلند دارای حاشیه‌های انحلالی و خورده شده ۵۰
- شکل ۳-۱۴- تصویری از مقطع عرضی هورنبلند که دارای ادخال‌هایی از پیروکسن، بیوتیت، مگنتیت و آپاتیت می‌باشد ۵۱
- شکل ۳-۱۵- تصویری از هورنبلند دگرسان شده به اپیدوت و کلریت ۵۱
- شکل ۳-۱۶- تصویری از تجمع بلورهای پیروکسن حاوی ادخال‌هایی از مگنتیت که تا حدودی به کلسیت دگرسان شده‌اند ۵۱
- شکل ۳-۱۷- تصویری از بلور پیروکسن دارای ادخال‌هایی از آپاتیت و مگنتیت ۵۱

- شکل ۳-۱۸- تصویر میکروسکوپی پلاژیوکلازی که حاشیه آن خورده شده و توسط پیروکسن به صورت ادخال در بر گرفته شده است..... ۵۱
- شکل ۳-۱۹- در این تصویر مشاهده می شود که پیروکسن به صورت ادخال توسط هورنبلند در بر گرفته شده است ۵۱
- شکل ۳-۲۰- تصویر میکروسکوپی تجمع بلورهای اکسی بیوتیت که تا حدودی به کلریت دگرسان شده اند..... ۵۲
- شکل ۳-۲۲- تصویری از مگنتیت هایی که به هماتیت تبدیل شده اند و سپس پلاژیوکلازهای هم جوار آنها توسط سیالات حمل کننده اکسید- آهن به رنگ قرمز آغشته شده اند..... ۵۳
- شکل ۳-۲۳- تصویری از حضور قابل توجه بلورهای آپاتیت به صورت ادخال در پیروکسن..... ۵۳
- شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی معرف دگرسانی پلاژیوکلازها به سریسیت، کائولینیت و کلسیت..... ۵۳
- شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکوپی معرف دگرسانی پلاژیوکلازها به سریسیت و کائولینیت و دگرسانی پیروکسن ها به کلسیت..... ۵۳
- شکل ۳-۲۶- حضور کلریت حاصل از دگرسانی کانی های مافیک به صورت پر کننده حفرات در سنگ های آندزیتی- تراکی آندزیتی نوع پیروکسن- هورنبلند دار..... ۵۴
- شکل ۳-۲۷- تصویری از تراکی آندزیت حاوی پلاژیوکلازهایی با ماکل آلپیت- کارلسباد و پلی سنتتیک..... ۵۵
- شکل ۳-۲۸- تصویر میکروسکوپی معرف پلاژیوکلاز با چند مرحله رشد..... ۵۵
- شکل ۳-۲۹- تصویر میکروسکوپی دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت و کلسیت..... ۵۵
- شکل ۳-۳۰- تصویری از پلاژیوکلازهای موجود در تراکی آندزیت ها که کاملاً به سریسیت و کلسیت دگرسان شده- اند..... ۵۵
- شکل ۳-۳۱- تصویر میکروسکوپی از مقطع عرضی بلور خود شکل هورنبلند که دوسری رخ در آن مشخص می باشد.. ۵۶
- شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکوپی ردیف شدگی بلورهای اکسی هورنبلند که منظره جریان به سنگ داده است..... ۵۶
- شکل ۳-۳۳- تصویر میکروسکوپی مقطع عرضی هورنبلند با حاشیه سوخته که کلریت حاصل از دگرسانی در امتداد رخ های لوزی شکل آن وجود دارند..... ۵۶
- شکل ۳-۳۴- تصویر میکروسکوپی هورنبلند دگرسان شده به کلسیت، کلریت و اپیدوت. به خوردگی در حاشیه بلور نیز توجه شود..... ۵۶
- شکل ۳-۳۵- تصویر میکروسکوپی بیوتیت دارای ادخال مگنتیت..... ۵۶
- شکل ۳-۳۶- تصویری میکروسکوپی بیوتیت دارای ادخال مگنتیت که تا حدودی به کلریت دگرسان شده است..... ۵۶
- شکل ۳-۳۷- تصویر میکروسکوپی معرف کلریتی شدن در آندزیت- تراکی آندزیت های هورنبلند دار..... ۵۷
- شکل ۳-۳۸- تصویر میکروسکوپی معرف دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت، کائولینیت و کلسیت و دگرسانی بیوتیت به کلریت..... ۵۷
- شکل ۳-۳۹- تصویری از دگرسانی اکسی هورنبلند به کلریت، اپیدوت، کلسیت و اکسیدهای آهن..... ۵۷

- شکل ۳-۴۰- تصویر میکروسکپی دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت..... ۵۷
- شکل ۳-۴۱- تصویری از پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سینتتیک که به سریسیت دگرسان شده است..... ۵۸
- شکل ۳-۴۲- تصویری از تجمع موضعی پلاژیوکلازها که سبب ایجاد بافت گلوپورفیری در سنگ شده است..... ۵۸
- شکل ۳-۴۳- تصویری از پلاژیوکلاز دارای ادخال آپاتیت..... ۵۹
- شکل ۳-۴۴- تصویری از پلاژیوکلازی که به سریسیت، کائولینیت و کلسیت دگرسان شده است..... ۵۹
- شکل ۳-۴۵- تصویر میکروسکپی فنوکریست‌های پیروکسن (اوژیت) که دارای مگنتیت هستند و دچار خوردگی شده‌اند..... ۵۹
- شکل ۳-۴۶- تصاویر میکروسکپی مقاطع طولی و عرضی پیروکسن (اوژیت) در حال دگرسان شدن به کلسیت..... ۵۹
- شکل ۳-۴۷- تصویری از تجمع موضعی پیروکسن‌ها..... ۵۹
- شکل ۳-۴۸- تصویری از پیروکسن (اوژیت) دگرسان شده به کلسیت..... ۵۹
- شکل ۳-۴۹- تصویر میکروسکپی از بلور خودشکل بیوتیت دارای ادخال مگنتیت..... ۶۰
- شکل ۳-۵۰- تصویری از بیوتیت در حال تبدیل به اکسید آهن..... ۶۰
- شکل ۳-۵۱- تصویری از حضور آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلاز..... ۶۱
- شکل ۳-۵۲- تصویری از پیروکسن دگرسان شده به اپیدوت و کلسیت..... ۶۱
- شکل ۳-۵۳- تصویری از تراکی‌اندزیت پیروکسن‌داری که پلاژیوکلازهای آن به سریسیت، کائولینیت و کلسیت دگرسان شده است..... ۶۲
- شکل ۳-۵۴- تصویری از تراکی‌داسیت‌های دارای پلاژیوکلازهایی با منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل پلی‌سینتتیک هستند..... ۶۳
- شکل ۳-۵۵- تصویری از پلاژیوکلاز دگرسان شده به سریسیت، کائولینیت..... ۶۳
- شکل ۳-۵۶- تصاویری از بلورهای هورنبلند سبز دگرسان شده به کلسیت، کلریت و اپیدوت..... ۶۳
- شکل ۳-۵۷- تصویری از هورنبلند سبز دارای ادخال‌هایی از آپاتیت..... ۶۳
- شکل ۳-۵۸- تصویری از هورنبلند سبز دارای ادخال‌هایی از مگنتیت..... ۶۴
- شکل ۳-۵۹- تصویری از فنوکریست سانیدین دگرسان شده به کانی رسی..... ۶۴
- شکل ۳-۶۰- تصویری از بیوتیت دارای حاشیه سوخته و خورده شده دارای ادخال مگنتیت..... ۶۵
- شکل ۳-۶۱- تصویری از مگنتیت که در حاشیه خود به هماتیت تبدیل شده است..... ۶۵
- شکل ۳-۶۲- تصویری میکروسکپی از کوارتزهای پرکننده حفره..... ۶۵
- شکل ۳-۶۳- تصویر میکروسکپی از بلور بی‌شکل بیوتیت دارای ادخال آپاتیت..... ۶۵
- شکل ۳-۶۴- تصویر میکروسکپی معرف حضور آپاتیت در زمینه سنگ و به صورت ادخال در هورنبلند..... ۶۵
- شکل ۳-۶۵- تصویری از دگرسانی هورنبلند سبز به اپیدوت، کلریت و کلسیت..... ۶۶

- شکل ۳-۶۶- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت و کائولینیت ۶۶
- شکل ۳-۶۷- تصویری از سینیت در نمونه دستی ۶۷
- شکل ۳-۶۸- تصویر میکروسکپی معرف بافت گرانولار در سنگ‌های سینیتی ۶۷
- شکل ۳-۶۹- بافت پورفیروئیدی در سنگ‌های سینیتی که با حضور پورفیرهای پلاژیوکلاز در یک زمینه دانه-ریزتر مشخص می‌شود ۶۷
- شکل ۳-۷۰- تصویر میکروسکپی بلورهای ارتوز دارای حالت غبارآلود ۶۹
- شکل ۳-۷۱- در بر گرفته شدن یک بلور پلاژیوکلاز دارای حاشیه‌های تحلیل رفته توسط یک بلور درشت ارتوز ۶۹
- شکل ۳-۷۲- تصویر میکروسکپی ارتوکلاز درشت پرتیتی ۷۰
- شکل ۳-۷۳- تصویر میکروسکپی تشکیل بافت گرافیکی ۷۰
- شکل ۳-۷۴- تصویر میکروسکپی نشان‌دهنده بلور شکل‌دار پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سینتیک و دارای دو مرحله رشد ۷۰
- شکل ۳-۷۷- تصویری از پلاژیوکلازهایی که رشد دو مرحله‌ای نشان می‌دهد ۷۰
- شکل ۳-۷۵- تصویری از سریسیتی و کائولینیتی شدن پلاژیوکلازها و ارتوکلازها ۷۰
- شکل ۳-۷۸- تصویر میکروسکپی سنگ سینیتی. به حضور کوارتزهای بین دانه‌ای در آن توجه شود ۷۱
- شکل ۳-۷۹- تصویر میکروسکپی بافت ساب‌ماگمایی ناشی از شکسته شدن ارتوکلاز و راه یابی باقیمانده مذاب غنی از سیلیس و تبلور کوارتز ۷۱
- شکل ۳-۸۰- تصویر میکروسکپی معرف حضور هورنبلند سبز در سینیت‌ها ۷۱
- شکل ۳-۸۱- تصویری از بلورهای هورنبلند سبز که بافت غربالی نشان می‌دهد ۷۱
- شکل ۳-۸۲- تصویری از تبدیل شدن هورنبلند به کلریت و اکتینولیت ۷۱
- شکل ۳-۸۳- تصویری از تجمع موضعی کانی‌های مافیک شامل بیوتیت و هورنبلند در درون ارتوکلاز ۷۱
- شکل ۳-۸۴- تصویری از میکروآنکلاوهای هورنفلسی غنی از بیوتیت ۷۲
- شکل ۳-۸۵- تصویر میکروسکپی حضور آپاتیت در بیوتیت به صورت ادخال ۷۳
- شکل ۳-۸۶- تصویری از حضور اسفن ریز دانه به صورت ادخال در پیروکسن ۷۳
- شکل ۳-۸۷- تصویر میکروسکپی حضور اسفن در داخل پلاژیوکلاز ۷۳
- شکل ۳-۸۸- تصویری از حضور زیرکن در داخل پلاژیوکلاز ۷۳
- شکل ۳-۸۹- تصویری از پلاژیوکلازهای دگرسان شده به سریسیت، کلسیت و اپیدوت ۷۴
- شکل ۳-۹۰- تصویر میکروسکپی معرف کلریتیزاسیون در سنگ ۷۴
- شکل ۳-۹۱- تصویر میکروسکپی مبین دگرسانی هورنبلند به اپیدوت و اکتینولیت ۷۴
- شکل ۳-۹۲- تصویر میکروسکپی معرف دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت ۷۴

- شکل ۳-۹۳- تصویر میکروسکوپی معرف بافت گرانولار و گرافیکی در رگه آپلیتی ۷۵
- شکل ۳-۹۴- تصویر میکروسکوپی معرف بافت گرافیکی ناشی از هم‌رشدی ارتوز و کوارتز ۷۵
- شکل ۳-۹۵- تصویری از تجمع موضعی بلورهای کوارتز ۷۵
- شکل ۳-۹۶- بلورهای اپیدوت با آگرگات شعاعی و تجمع موضعی در رگه‌های آپلیتی ۷۵
- شکل ۳-۹۷- تصویر میکروسکوپی مبین حضور پیروکسن نوع دیوپسید در سنگ ۷۶
- شکل ۳-۹۸- تجمع بلورهای دیوپسید که توسط کلسیت در برگرفته شده‌اند ۷۶
- شکل ۳-۹۹- تشکیل بلورهای ریز پیروکسن در شکستگی‌های موجود در سنگ ۷۶
- شکل ۳-۱۰۰- تصویری از بلورهای دیوپسید که توسط وزوویانیت تشکیل شده در مرحله بعد در برگرفته شده‌اند ۷۶
- شکل ۳-۱۰۱- تصویر میکروسکوپی بلورهای وزوویانیت در اسکارن‌های شمال گنبد رمی ۷۷
- شکل ۳-۱۰۲- تصویری از حضور بلورهای ریز گارنت در اسکارن‌های شمال گنبد رمی ۷۸
- شکل ۳-۱۰۳- تصویری از کلسیت موجود در اسکارن‌های شمال گنبد رمی ۷۸
- شکل ۳-۱۰۴- تصویر میکروسکوپی کوارتز تشکیل شده در مراحل پایانی تشکیل اسکارن ۷۸
- شکل ۳-۱۰۶- تصویری از ایدنگزیتی شدن بلورهای الیوین ۸۰
- شکل ۳-۱۰۷- تصویری از فنوکریست الیوین که تا حدودی به کانی‌های ثانویه از جمله کلریت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند ۸۰
- شکل ۳-۱۰۸- بلور پیروکسن که در هسته بافت غربالی نشان می‌دهد و در حاشیه دارای منطقه‌بندی است ۸۱
- شکل ۳-۱۰۹- هم‌رشدی فنوکریست‌های تیتان‌اوژیت و الیوین ۸۱
- شکل ۳-۱۱۰- بافت گلمروپورفیری حاصل تجمع بلورهای تیتان‌اوژیت ۸۱
- شکل ۳-۱۱۱- بلور تیتان‌اوژیت با هسته سرشار از ادخال‌های پلاژیوکلاز و شیشه ۸۱
- شکل ۴-۱- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه ۹۱
- شکل ۴-۲- نمودار میدلموست (۱۹۸۹)- جهت تعیین ضریب نسبت Fe_2O_3/FeO برای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه ۹۳
- شکل ۴-۳- نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) ۹۵
- شکل ۴-۴- نمودار TAS جهت طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) ۹۶
- شکل ۴-۵- نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) ۹۶
- شکل ۴-۶- نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) ۹۷
- شکل ۴-۷- نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین بر حسب مقادیر کاتیونی (دولاروش و همکاران ۱۹۸۰) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن ۹۷

- شکل ۴-۸- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 (هارکر ۱۹۰۹)..... ۱۰۲
- شکل ۴-۹- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 (هارکر ۱۹۰۹)..... ۱۰۳
- شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر ۱۹۰۹)..... ۱۰۴
- شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)..... ۱۰۶
- شکل ۴-۱۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (D.I) (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰)..... ۱۰۶
- شکل ۴-۱۳- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار..... ۱۰۶
- شکل ۴-۱۳- نمودار تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار..... ۱۰۷
- شکل ۴-۱۴- نمودار نسبت- نسبت عناصر ناسازگار..... ۱۰۷
- شکل ۴-۱۵- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه..... ۱۰۹
- شکل ۴-۱۶- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴)..... ۱۱۰
- شکل ۴-۱۷- نمودارهای تغییرات عناصر نادر در گنبد‌های مورد مطالعه..... ۱۱۴
- شکل ۴-۱۸- نمودار درصد آنورتیت در نمونه‌های سنگی، به تفکیک گنبد‌های مختلف مورد مطالعه..... ۱۱۴
- شکل ۴-۱۹- نمودار ترسیم شده عناصر نادر کلینوپیروکسن‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های آتشفشانی جزیره وایت نیوزلند (سورز و همکاران، ۲۰۰۹)..... ۱۱۷
- شکل ۴-۲۰- نمودار ترسیم شده عناصر نادر آمفیبول‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های آندزیتی کمر بند آتشفشانی مکزیکان (موکاسا)..... ۱۱۷
- شکل ۴-۲۱- نمودار AFM ایروین و باراگار (۱۹۷۱) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن..... ۱۱۸
- شکل ۴-۲۲- نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶)..... ۱۱۹
- شکل ۴-۲۳- نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شانده، ۱۹۴۳)..... ۱۱۹
- شکل ۴-۲۴- نمودار Sr/Y در مقابل Y (تسوشیا و همکاران، ۲۰۰۷) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن..... ۱۲۱
- شکل ۴-۲۵- نمودار Sr (ppm) در مقابل درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) . جهت تفکیک آداکیت‌های سیلیس پایین (LSA) و سیلیس بالا (HSA)..... ۱۲۲
- شکل ۴-۲۶- نمودار Sr (ppm) در مقابل درصد وزنی $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵)..... ۱۲۲
- شکل ۴-۲۷- نمودار Nb (ppm) در برابر درصد وزنی SiO_2 (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵)..... ۱۲۲
- شکل ۵-۱- نمودارهای وانگ و همکاران (۲۰۰۶)..... ۱۲۸
- شکل ۵-۲- نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳)..... ۱۲۹
- شکل ۵-۳- نمودار P_2O_5 در برابر SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳)..... ۱۲۹
- شکل ۵-۴- نمودار Yb در مقابل SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳)..... ۱۲۹

- شکل ۵-۵- نمودار Yb در مقابل SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳)..... ۱۲۹
- شکل ۵-۶- نمودارهای Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 (هو و همکاران ۲۰۰۹)..... ۱۲۹
- شکل ۵-۷- نمودار Ni-Cr (تسوشیا و همکاران، ۲۰۰۵)..... ۱۳۰
- شکل ۵-۸- نمودار V/Sc در برابر MgO (wt%) (لی و همکاران، ۲۰۰۵)..... ۱۳۰
- شکل ۵-۹- به چگونگی توزیع نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار K/Rb در مقابل SiO_2 (دیویدسون و همکاران، ۱۹۷۸)..... ۱۳۱
- شکل ۵-۱۰- نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲)..... ۱۳۱
- شکل ۵-۱۱- مدل پترولوژیکی چگونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در مناطق فرورانش قوس قاره‌ای (موین، ۲۰۰۹)..... ۱۳۲
- شکل ۵-۱۲- شروع فرورانش ورقه اقیانوسی بیرجند به زیر پوسته قاره‌ای هلمند- فراه (اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه)..... ۱۳۴
- شکل ۵-۱۳- تشکیل منشورهای به هم افزوده در حاشیه قاره در اثر فعالیت‌های تکتونیکی ناشی از برخورد و ادامه فرورانش (اواخر کرتاسه- اوایل پالئوسن)..... ۱۳۵
- شکل ۵-۱۴- بسته شدن اقیانوس بیرجند، ایجاد حوضه‌های کششی در حاشیه قاره (اوایل ائوسن - اواسط ائوسن)..... ۱۳۵
- شکل ۵-۱۵- فوران گدازه‌های آندزیتی و بازالتی به درون محیط خشکی یا دریاچه‌های موضعی (اواسط ائوسن- اواخر ائوسن)..... ۱۳۵
- شکل ۵-۱۶- بسته شدن حوضه‌های درون قاره‌ای ، ایجاد منشورهای به هم افزوده، در اثر فعالیت‌های شدید تکتونیکی و سپس جایگزین شدن ماگماهای سازنده توده‌های نیمه نفوذی آداکیتی منطقه مورد مطالعه در یک محیط حاشیه قاره‌ای (اواخر ائوسن- اوایل الیگوسن)..... ۱۳۵
- شکل ۵-۱۷- رخنمون گنبد‌های نیمه‌نفوذی و دایک‌ها در سطح زمین (الیگوسن - میوسن)..... ۱۳۵

۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه

منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب شهرستان بیرجند، در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند و بخش شمالی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرچاه شور و بخش جنوبی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خوسف واقع شده است و محدوده‌ای با مختصات جغرافیایی $58^{\circ}30'$ تا $59^{\circ}45'$ طول شرقی و $32^{\circ}15'$ تا $32^{\circ}45'$ عرض شمالی را در بر می‌گیرد. گنبدهای همند، رمی، چاه‌نوری، مزار، گیوشاد و توده نفوذی کوچک لوخی‌سیه‌وار در این محدوده رخنمون دارند. در ضمن بازالتهای پلیوکواترنر سرچاه شور که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مختاران رخنمون دارند نیز به طور مجزا مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

۱-۲- راه‌های ارتباطی

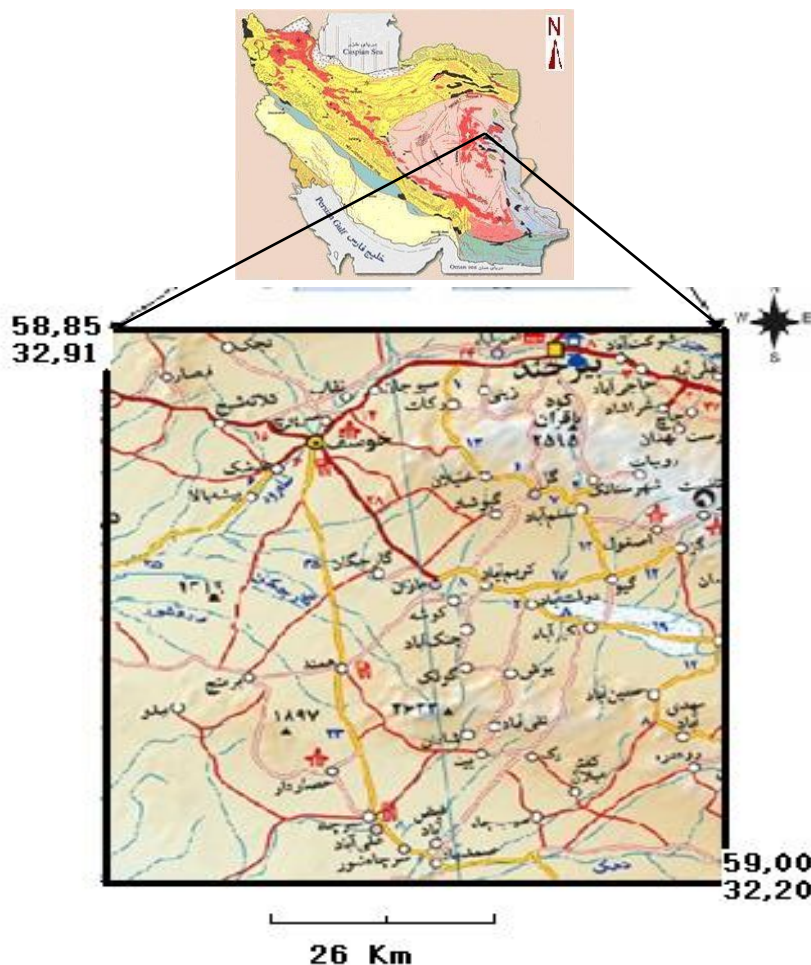
راه اصلی دسترسی به منطقه مورد مطالعه جاده آسفالت‌ه‌ بیرجند- خوسف- بصیران است. از خوسف به سمت جنوب جاده آسفالت‌ه‌ای منشعب می‌شود که به بصیران و نهایتاً معدن مس قلعه زری ختم می‌شود. از طریق این جاده دسترسی به گنبدهای مورد مطالعه امکان پذیر می‌شود. روستای همند در ۵۵ کیلومتری جنوب خوسف و در غرب جاده آسفالت‌ه‌ خوسف- بصیران واقع شده است. گنبد همند که نام آن از نام این روستا اقتباس گردیده است در غرب این روستا واقع شده است. راه‌های خاکی منشعب شده از روستای همند به سمت غرب، امکان دسترسی به این گنبد را فراهم می‌کند.

در جنوب روستای همند یک جاده خاکی به سمت جنوب غرب منشعب می‌شود که پس از طی حدود ۵ کیلومتر جاده خاکی به روستای برمنج می‌رسد. سپس این جاده خاکی در سمت غرب روستای برمنج به روستای رونشک ادامه می‌یابد. از طریق این جاده دسترسی به گنبد مزار امکان پذیر می‌شود. گنبد رونشک در غرب و جنوب غرب روستای رونشک رخنمون دارد.

از روستای رونشک به سمت غرب- شمال غرب جاده خاکی منشعب می‌شود که پس از طی مسافتی حدود ۴ کیلومتر به روستای مخروطه چاه‌نوری می‌رسد. گنبد چاه‌نوری در جنوب این روستا رخنمون دارد.

از ابتدای جاده خوسف- بصیران جاده خاکی بزرگی به منظور رسیدن به آبگرم احداث شده است که پس از طی حدود ۱۵ کیلومتر به آغل معروف به لوخی‌سیه‌وار می‌رسد. توده سینیتی لوخی‌سیه‌وار در شرق این محل واقع شده است. در ۱ کیلومتری جاده خوسف- بصیران جاده خاکی درجه سه‌ای، به سمت جنوب منشعب می‌شود که پس از طی مسافت حدود ۳ کیلومتر به گنبد رمی می‌رسد.

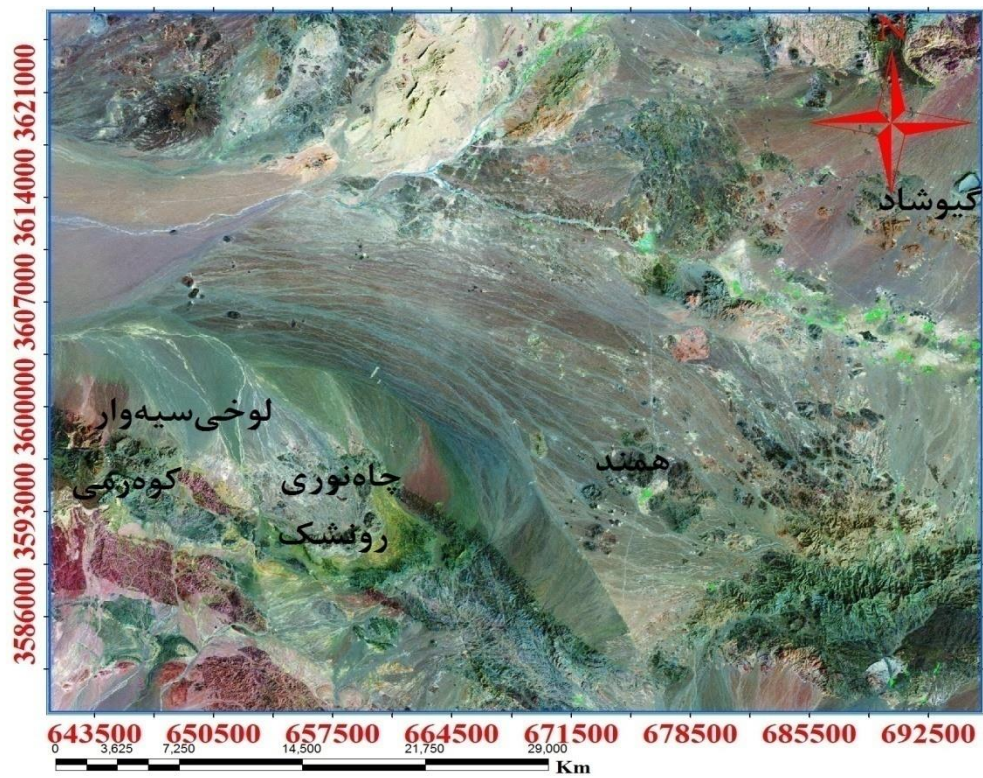
برای دسترسی به گنبد گیوشاد لازم است از جاده خوسف- قلعه‌زری وارد جاده آسفالت‌ه‌ خلیلان- گل شد و سپس از خلیلان به سمت جنوب جاده آسفالت‌ه‌ای منشعب می‌شود که پس از طی ۴ کیلومتر به روستای گیوشاد می‌رسد. گنبد گیوشاد در شمال و شمال غرب این روستا رخنمون دارد. (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های ارتباطی آن (اقتباس از اطلس راه‌های کشور).

۳-۱- ژئومورفولوژی

منطقه مورد مطالعه به علت کوهستانی بودن مورفولوژی نسبتاً مرتفعی دارد. گنبدهای ساب‌ولکانیک مورد مطالعه عموماً ارتفاع زیادی دارند و سبب ایجاد مورفولوژی خشن و دره‌های نسبتاً پرشیب گردیده‌اند. از جمله آنها می‌توان به رمی، قله‌مزار (رونشک) و گیوشاد اشاره کرد که با اختلاف ارتفاعی بالغ بر ۱۵۰ متر نسبت به سنگ میزبان خود، قله‌های بلند منطقه را به خود اختصاص می‌دهند. مورفولوژی منطقه توسط فعالیت‌های تکتونیکی و جنس سنگ‌ها کنترل می‌گردد. رسوبات مربوط به کواترنر در مناطق پست و دشت‌ها، رخنمون دارند (شکل ۱-۹).



شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه و چگونگی توزیع گنبد‌های ساب‌ولکانیک در آن بر گرفته شده از نرم-افزار MrSID viewer.



شکل ۱-۴- نمایی از گنبد گیوشاد واقع در شمال غرب گیوشاد.



شکل ۱-۳- نمایی از گنبد همند واقع در غرب روستای همند.



شکل ۱-۶- نمایی از گنبد رونشک (مزار) واقع در غرب روستای رونشک.



شکل ۱-۵- نمایی از گنبد رمی.



شکل ۱-۸- نمایی از توده سیینیتی لوخی سیه‌وار.



شکل ۱-۷- نمایی از گنبد چاه‌نوری واقع در جنوب روستای رونشک.

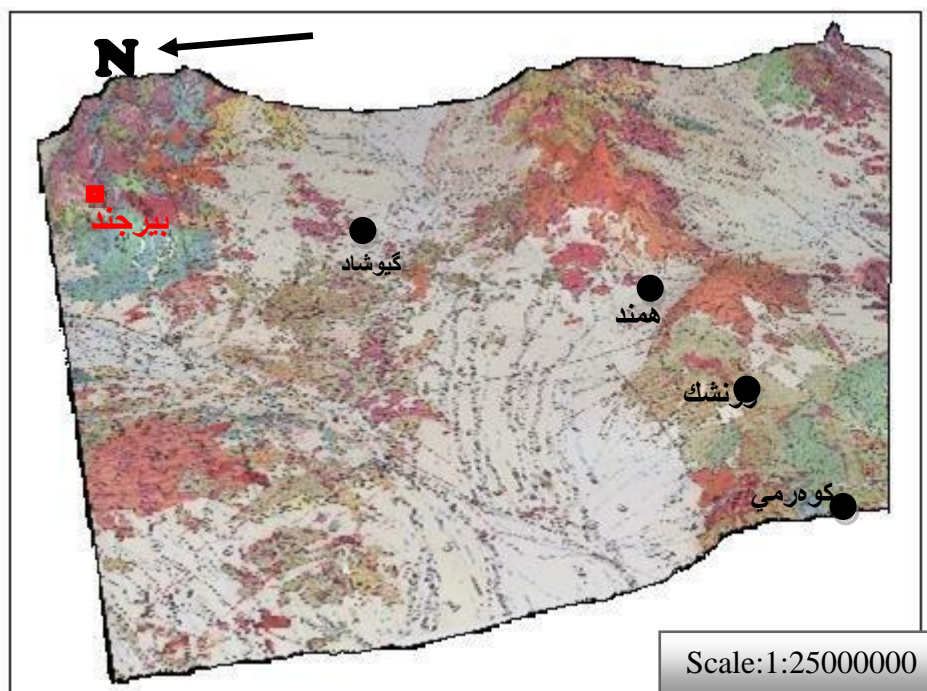


ب



الف

شکل ۱-۹- تصاویری از ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه در اطراف روستای همند (الف) و گنبد رمی (ب).



شکل ۱-۱۰ - نقشه سه بعدی منطقه مورد مطالعه با استفاده از انطباق نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه با نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ توسط نرم افزار Global Mapper.

۱-۴- آب و هوا و پوشش گیاهی

منطقه مورد مطالعه دارای آب و هوای نیمه خشک تا خشک می باشد. متوسط بارندگی سالیانه منطقه حدود ۱۵۰ میلی متر در سال می باشد. وجود مناطق پست و ارتفاعات در منطقه، باعث ایجاد اختلاف دمای فاحشی در طول سال می شود به طوری که بیشترین درجه حرارت در تابستان به ۵۰ درجه سانتی گراد و کمترین دما در زمستان به ۲۱- درجه سانتی گراد می رسد. تعداد زیادی روستا به صورت پراکنده در کوهها و دره های اطراف بیرجند یافت می شود. محصولات کشاورزی منطقه زرشک، زعفران، عناب و گردو می باشد. گندم، جو، پنبه، توت، انار، خربزه و سبزیجات نیز از محصولات این منطقه هستند (پیراسته ۱۳۸۷). اغلب فعالیت های ساکنین این منطقه کشاورزی و دامداری می باشد.

۱-۵- مطالعات صورت گرفته یا در حال انجام

حضور توده های نفوذی عمیق و نیمه عمیق جایگزین شده در بین سنگ های آتشفشانی- رسوبی ائوسن و مجموعه افیولیتی شمال و شرق ایران مرکزی از جمله موضوعات جذاب برای زمین شناسان بوده است. در ارتباط با منطقه مورد مطالعه و مناطق هم جوار مطالعات زیر صورت گرفته است. ولی نکته قابل توجه آن است که گنبد های مورد نظر به تفصیل و در خور اهمیت آن ها مطالعه نشده اند. مطالعات انجام شده در منطقه:

- زمین شناسی و پترولوژی سنگ های آذرین جنوب بیرجند توسط اوهانیان (۱۳۵۲) مورد بررسی قرار گرفته است.

- زمین شناسی و پترولوژی سنگ‌های ولکانیکی جنوب‌بیرجند توسط ارژنگ روش (۱۳۵۲) مطالعه گردیده است.
- پترولوژی پدیده‌های لیستونیتی شدن در مجموعه‌های آذرین و رسوبی شرق خوسف توسط یوسف‌زاده (۱۳۷۵) در قالب رساله دکتری مورد مطالعه قرار گرفته است.
- فتوحی‌راد (۱۳۷۵) پترولوژی، پتروگرافی و ژئوشیمی افیولیت ملانژ منطقه شمال‌غرب درخ (جنوب‌شرق بیرجند) را با نگرشی بر پتانسیل اقتصادی منطقه، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد بررسی نموده است.
- تقریبی (۱۳۷۶) ولکانیسم نئوژن - کواترنری شرق ایران را در رساله کارشناسی ارشد خود مطالعه نموده است.
- عابدی (۱۳۷۶) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، به ارائه مدل اکتشافی مناسب در مورد لیستونیت‌های منطقه سهل‌آباد (جنوب‌شرق بیرجند) پرداخته است.
- زرین‌کوب (۱۳۷۹) پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه‌های افیولیتی جنوب بیرجند را در قالب رساله دکترا به تفصیل بررسی کرده است.
- مدحج (۱۳۸۰) پترولوژی سنگ‌های دگرگونی مجاورتی توده گرانیتوئیدی شاهکوه (جنوب بیرجند) را به صورت پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد بحث و بررسی قرار داده است.
- شهیدی (۱۳۸۱) چینه‌شناسی و تکتونو استراتیگرافی سنگ نهشته‌های رسوبی منطقه بیرجند با نگرشی ویژه بر حوضه رسوبی شوشود را در رساله کارشناسی خود مورد مطالعه قرار داده است.
- فتوحی‌راد (۱۳۸۳) پتروگرافی و ژئوشیمی افیولیت‌ملانژهای منطقه شمال‌غرب درخ (جنوب شرق بیرجند) را در قالب رساله دکتری مورد بحث و بررسی قرار داده است.
- شاهی (۱۳۸۷) به بررسی روش‌های اکتشافی در مورد ذخایر طلای لیستونیتی در منطقه هنگران (جنوب بیرجند) با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی و ژئوفیزیکی، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد پرداخته است.
- سعیدی (۱۳۸۹) پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک بیرجند را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد بحث و بررسی قرار داده است.
- پترولوژی سنگ‌های آذرین در منطقه رچ (جنوب‌غرب بیرجند) توسط خاکی (۱۳۸۹) بررسی شده است.
- محمدی (۱۳۸۹) پتروگرافی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی روددره جنوب‌شرق بیرجند را مورد مطالعه قرار داده است.
- شواهد عدم تعادل حاکم بر ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های ولکانیکی شمال‌شرق خوسف (شرق ایران)، توسط عافی (۱۳۸۹) مورد بررسی قرار گرفته است.
- کرامتی (۱۳۸۹) علل ناپایداری فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند در سنگ‌های آتشفشانی حسین‌آباد (جنوب‌غرب بیرجند) بررسی نموده است.

مطالعات صورت گرفته بر روی توده‌های عمیق و نیمه‌عمیق مشابه (از لحاظ سنی و جایگاه تکتونیک):

- فارسی (۱۳۸۶) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار (جنوب‌غرب نیشابور) را به عنوان پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است.
- صالحی نژاد (۱۳۸۷) پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه باشتین در جنوب‌غرب سبزوار را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد بحث و بررسی قرار داده است.
- صادقی (۱۳۸۸) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ششتمد (جنوب سبزوار) را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد بحث و بررسی قرار داده است.
- خواجه‌زاده (۱۳۸۸) پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود را در خصوص توده‌های آذرین عمیق و نیمه عمیق شمال معلمان، به انجام رسانده است.
- تنها (۱۳۸۸) سنگ‌های نیمه‌عمیق نوار آتشفشانی قوچان-اسفراین را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است.
- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه (غرب نیشابور) و کانه‌زایی وابسته به آن توسط دهنوی (۱۳۸۸) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار گرفته است.

۱-۶- هدف مطالعه

- حضور توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی مورد مطالعه در بین سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن و گاه در بین مجموعه‌های افیولیتی، یکی از ویژگی‌های منحصر به فرد منطقه نوار ماگمایی شرق-شمال‌شرق و شمال‌زون ایران مرکزی است. نظر به اینکه در منطقه مورد مطالعه در این خصوص مطالعه جامع و کاملی صورت نگرفته است، لذا در این تحقیق اهداف ذیل دنبال شده است:
- بررسی روابط صحرایی بین واحدهای سنگی آذرین موجود در منطقه.
 - بررسی پتروگرافی سنگ‌های تشکیل دهنده گنبد‌های نیمه عمیق مورد مطالعه.
 - بررسی ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه بویژه از لحاظ عناصر کمیاب و کمیاب خاکی.
 - تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیک گنبد‌های نیمه عمیق مورد مطالعه.
 - مطالعه پتانسیل‌های معدنی احتمالی مرتبط با این گنبد‌ها.
- امید است این تحقیق بتواند مدلی نسبتاً جامع و صحیحی جهت توجیه مکانیسم تشکیل سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه ارائه دهد.

۱-۷- روش مطالعه

- مراحل انجام تحقیق و مجموعه مطالعات صورت گرفته به شرح زیر است:
- _ گردآوری اطلاعاتی مرتبط با منطقه مورد مطالعه.
 - _ استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه، نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰، نقشه راه‌های ارتباطی، تصاویر ماهواره‌ای به منظور یافتن دید کلی نسبت به منطقه.

_ بازدید صحرایی و نمونه برداری از واحدهای سنگی، تهیه مقاطع نازک و انجام آنالیز شیمیایی نمونه‌ها.

_ پردازش داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم افزار GCDkit.

_ تجزیه و تحلیل داده های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی.

_ تهیه نقشه اصلاح شده منطقه مورد مطالعه با استفاده از نرم افزار ArcMap.

_ تهیه نقشه سه بعدی منطقه با استفاده از نرم افزار Global Mapper.

_ جمع بندی اطلاعات و داده‌ها.

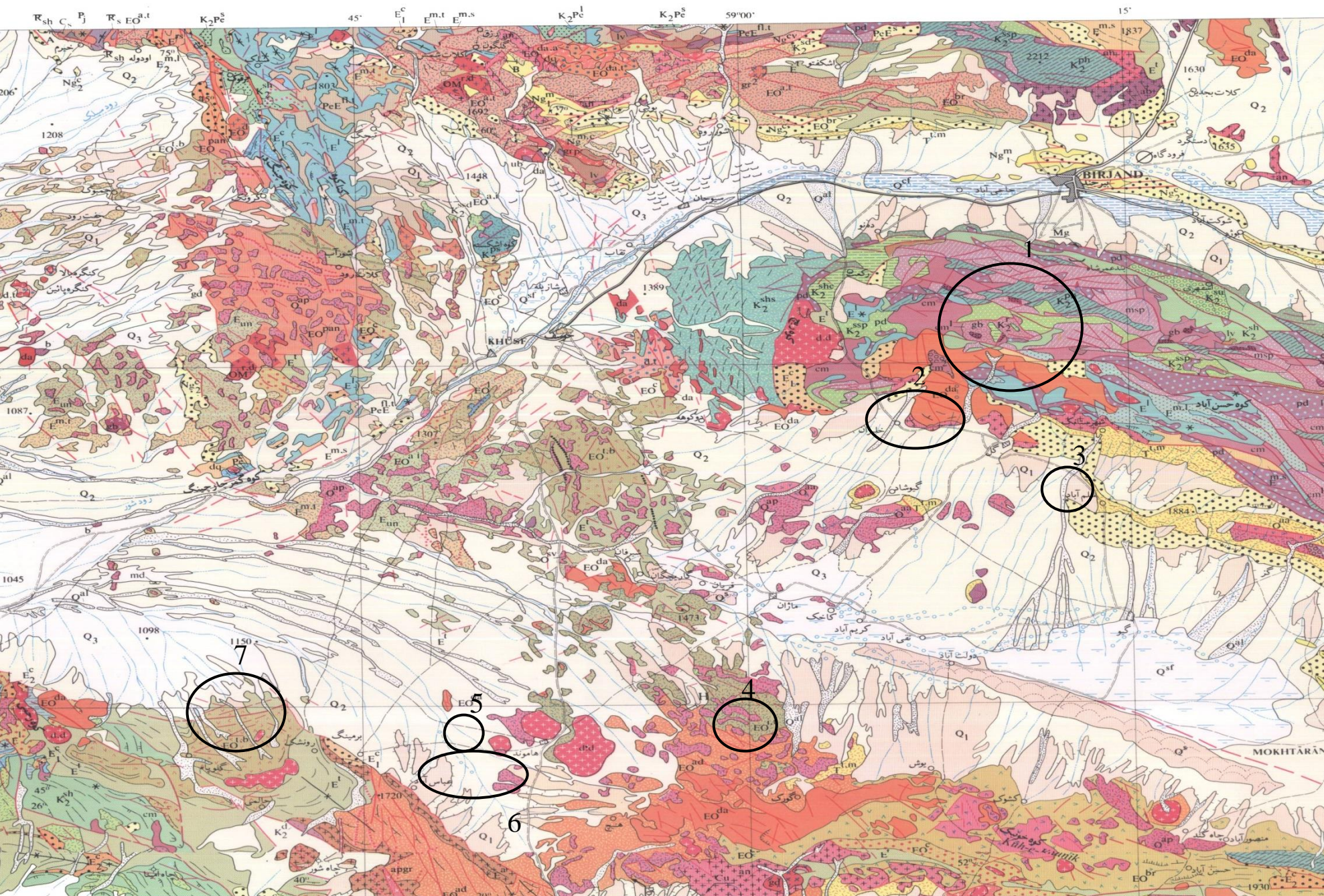
۲-۱- مقدمه








منطقه مورد مطالعه در حاشیه شرقی ایران مرکزی، در جنوب غرب بیرجند واقع شده است (شکل ۲-۱). در این منطقه تعدادی گنبد سابولکانیک و توده‌های نفوذی کوچک به درون سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن و سنگ‌های افیولیتی (به سن کرتاسه پایانی- پالئوسن) جایگزین شده‌اند. این توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی از منطقه جنوب البرز تا تربت حیدریه در شمال و از تربت حیدریه تا ایرانشهر در شرق ایران حضور دارند و یکی از ویژگی‌های جالب زمین‌شناسی ایران هستند که کمتر به آن‌ها توجه شده و مطالعه جامعی بر روی آن‌ها صورت نگرفته است. در همین راستا، در این تحقیق گنبد‌های سابولکانیک رمی، همنند، رونشک، مزار و گیوشاد و توده‌نفوذی لوخی‌سیه‌وار به تفصیل مورد بررسی قرار گرفتند. لازم به ذکر است، برای رسیدن به نتایج مطمئن‌تر و دقیق‌تر، اطلاعات مربوط به گنبد‌های میاکوه، دوکوهه، اللهیار و رچ (سعیدی، ۱۳۸۹) در مباحث ژئوشیمی، پترولوژی و جایگاه تکتونیکی استفاده شده است لذا در این فصل صرفاً محل و موقعیت گنبد‌های نامبرده در نقشه‌ها نشان داده خواهد شد تا علاقه‌مندان به مطالعات بیشتر به موقعیت جغرافیایی آن‌ها، آگاه و مطلع باشند.


۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه

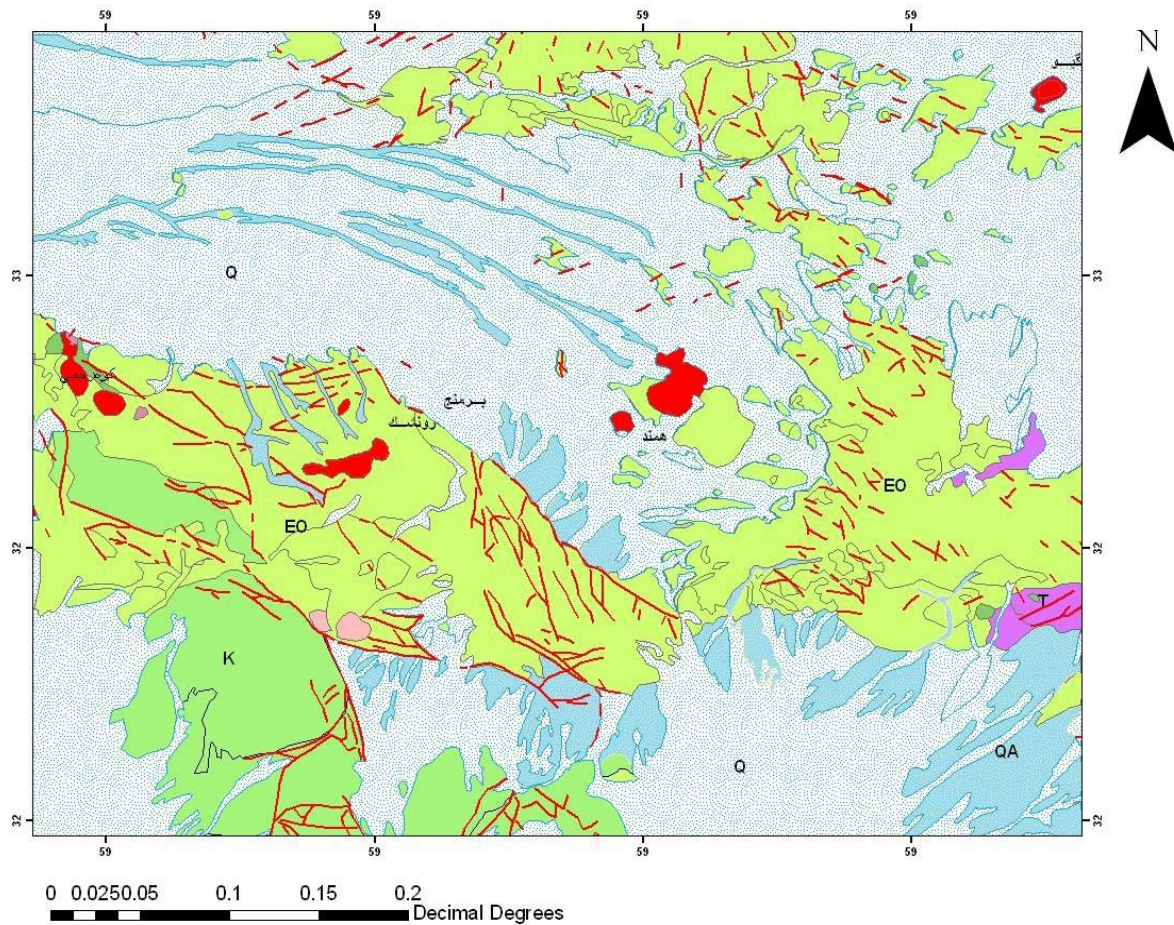
منطقه مورد مطالعه در شرق ایران و در بخش شمالی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرچاه‌شور و بخش جنوبی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خوسف و همچنین در بخش غربی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند قرار دارد (شکل ۲-۲). این بخش از ایران که در بلوک لوت واقع شده است، در تقسیمات زمین‌ساختی-رسوبی با نام‌های مختلف معرفی شده است که از آن جمله می‌توان به منطقه فلیش و آمیزه رنگین (اشتوکلین و همکاران ۱۳۵۲)، حوضه فلیشی شرق ایران (آقانباتی ۱۳۶۳) و کوه‌های شرق (آقانباتی ۱۳۸۳ با اقتباس از علوی ۱۹۹۱) اشاره نمود.

در این منطقه سنگ‌های آذرآواری، آذرین بیرونی و درونی به سن ائوسن تا الیگوسن رخنمون دارند و طیف ترکیبی وسیعی را به خود اختصاص می‌دهند. سنگ‌های جوانتر از الیگومیوسن نیز به صورت گدازه‌هایی منصوب به کواترنر در منطقه رخنمون دارند. به نظر می‌رسد سن این سنگ‌های الیوین‌بازالتی اواخر میوسن- پلیستوسن باشد. تعیین سن دقیق‌تر آن‌ها به بررسی‌های بیشتر نیاز دارد. بخش اعظم سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در این تحقیق غالباً دارای ماهیت نیمه‌عمیق می‌باشند و به صورت گنبد و دایک رخنمون پیدا کرده‌اند. این سنگ‌ها جوانتر از ائوسن (به طور دقیق جوانتر از ائوسن میانی) می‌باشند.



SYSTEM	SERIES	SYMBOL	DESCRIPTION
Quaternary			Resent alluvium(Q)
			Alluvium Fan(QA)
Tertiary	Miocene		
	Oligocene		Andesite dasitic volcanic rocks of Eocen
	Eocene		EO: volcanoSedimentary rocks of Eocen
Ceretaceous			K: Ophiolitic and accretionary prism of ceretaceous
Jurracic			
Triasic			

 Fault



شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی اصلاح شده منطقه مورد مطالعه به موقعیت گنبد‌های ساب‌ولکانیک مورد نظر توجه نمایید.

سنگ‌های اولترامافیک

سنگ‌های اولترامافیک موجود در منطقه لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها هستند که به طور پراکنده در بین مجموعه‌های افیولیتی رخنمون دارند. این سنگ‌ها با رنگ آبی مایل به بنفش مشخص می‌شوند و به شدت گسله و خرد شده بوده و غالباً سرپانتینی شده‌اند (شکل‌های ۲-۴ و ۲-۵).

زرین کوب (۱۳۷۹) واحدهای تشکیل دهنده مجموعه افیولیت‌های منطقه را چنین توصیف کرده است: "اولین واحد واقع بر روی پی‌سنگ دگرگونی (مرکب از شیست سبز و آمفیبولیت)، تکتونیت‌های مرکب از هارزبورژیت و عدسی‌های دونیتی به همراه دایک‌های وبستریتی هستند. اولترامافیک‌ها و الیوین‌گابروهای کومولیتی به عنوان پهنه انتقال^۱، در بین تکتونیت‌ها و گابروهای لایه‌ای قرار دارند. بر روی پهنه انتقال، گابروهای لایه‌ای با لایه‌بندی تکراری، تدریجی و فازی واقع شده‌اند که توسط گابروهای ایزوتروپ و دایک‌های ورقه‌ای ادامه می‌یابند. گدازه‌های بازیک با ساخت غالب بالشی و لوله‌ای بالاترین عضو آذرین این توالی را می‌سازند". نامبرده بر این عقیده است که ۸۵ تا ۹۰ درصد پریدوتیت‌های روی پی‌سنگ را، هارزبورژیت و بقیه را دونیت، ولیت و لرزولیت تشکیل می‌دهند.

فتوحی‌راد (۱۳۸۳) مجموعه افیولیتی منطقه را از نوع هارزبورژیتی (H-Type) و مدل جایگیری آن را مطابق مدل کوردیلرایی جایگیری افیولیت‌ها می‌داند. وی بر این عقیده است که افیولیت‌های منطقه از نوع تتیسی است و بخش اعظم توالی آن نیز دگرگون شده است. لذا با توجه به دگرگونی بخش‌هایی از پریدوتیت‌های قاعده‌ای افیولیت، نام افیولیت دگرگون شده برای این مجموعه افیولیتی نامی ایده‌آل است.

سنگ‌های بازیک

این گروه از سنگ‌ها شامل گابروها، دایک‌های ورقه‌ای و بازالت‌های بالشی هستند. بازالت‌ها، فراوانترین سنگ‌های این گروه می‌باشند. در بیشتر موارد در اثر جایگزینی تکتونیک و خرد شدن، ساختار بالشی آنها از بین رفته و به شدت خرد و متلاشی شده‌اند. این سنگ‌ها غالباً دارای ساختار بادامکی و پورفیری می‌باشند و با حجم قابل توجهی از هیالوکلاستیک‌های بازالتی همراه هستند (شکل‌های ۲-۶ و ۲-۷).

سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی - رسوبی

این سنگ‌ها شامل رسوبات دانه‌ریز بستر اقیانوسی همچون شیل و توف می‌باشند و دارای لایه‌بندی نازکی هستند. این واحد در منطقه رچ رخنمون دارد (شکل ۲-۸).

یوسف‌زاده (۱۳۷۵) مجموعه‌های سنگی مختلف آمیزه رنگین شامل رسوبات فلیشی کرتاسه و پالئوژن، کنگلومرای نئوژن و سنگ‌های آتشفشانی ترسیری را مورد مطالعه قرار داده و به این نتیجه رسیده است که لیستونیتی شدن در مقیاس وسیع در واحدهای مستعد رخ داده است.

سنگ‌های تخریبی

این سنگ‌ها حاصل تجمع رسوباتی هستند که در محیط‌های حاشیه‌ای اقیانوس‌ها و یا دامنه‌های پرشیب اقیانوسی نهشته شده‌اند و طی بسته شدن محیط اقیانوسی بر روی پوسته اقیانوسی رانده شده‌اند و شامل ماسه‌سنگ، شیل، سیلتستون و میان‌لایه‌های آهکی می‌باشند که در اثر دگرگونی ناحیه‌ای، در حال حاضر به صورت فیلیت، اسلیت و سنگ‌های آهکی تبلور مجدد یافته ظاهر شده‌اند (شکل‌های ۱۱-۲ و ۱۲-۲).

علیرغم وجود پهنه‌های افیولیتی گسترده در منطقه جنوب‌غرب بیرجند، در محدوده مورد مطالعه سنگ‌های وابسته به مجموعه افیولیتی دارای رخنمون بسیار کمی می‌باشند. در جنوب‌غرب روستای برمنج و گردنه رچ- خلیلان رخنمون کوچکی از سنگ‌های آهکی- چرتی، هارزبورژیتی و بازالتی متعلق به مجموعه افیولیتی بیرجند رخنمون دارد که توسط کنگلومرای مربوط به ائوسن پوشیده شده است (شکل‌های ۱۳-۲).



شکل ۲-۵- نمای نزدیک از هارزبورژیت‌ها که خردشده، برشی و سرپانتینی شده‌اند.



شکل ۲-۴- تصویری از قطعات تکتونیکی هارزبورژیت که در بین مجموعه فلیشی دگرگون شده رخنمون یافته است.



شکل ۲-۷- تصویری از بازالت‌های بالشی خرد شده



شکل ۲-۶- تصویری از بازالت‌ها و هیالوکلاست‌های

بازالتی در منطقه رچ.



شکل ۲-۸- تصویری از واحد آتشفشانی- رسوبی مربوط به مجموعه افیولیتی در رچ.

واقع در جنوب شرق رچ.



شکل ۲-۹- نمایی از مجموعه افیولیتی لیستونیتی شده در شمال شرق روستای چاهنوری.



شکل ۲-۱۰- تصویری از سنگ‌های لیستونیتی که در اثر واکنش با سیالات سیلیسی- کربناته به وجود آمده‌اند (شمال شرق روستای اللهیار).



شکل ۲-۱۱- تصویری از مجموعه تخریبی که دگرگون و متورق شده‌اند.



شکل ۲-۱۲- مجموعه آتشفشانی- رسوبی که بر روی مجموعه تخریبی وابسته به مجموعه افیولیتی نهشته شده است.



شکل ۲-۱۳- نمای کلی از آمیزه رنگین بیرجند در گردنه خلیلان- رچ.

۲-۳-۲- ائوسن - الیگوسن

واحدهای متعلق به ائوسن - الیگوسن در دو دسته الف) واحدهای آتشفشانی - تخریبی و ب) واحدهای آذرین عمیق و نیمه عمیق قرار می گیرند.

الف) واحدهای آتشفشانی - تخریبی

سنگ های متعلق به ائوسن با کنگلومرای قاعده ای شروع می شوند که در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرچاه شور با نماد E^c نشان داده شده اند. این واحد کنگلومرای در منطقه رمی، نزدیکی روستای برمنج، جنوب غرب رونشک و گردنه خلیلان - رچ رخنمون دارد. این کنگلومرا از بقایای حاصل از تخریب واحدهای افیولیتی تشکیل شده است و دارای رنگ سبز تیره تا بنفش می باشد. قطعات سازنده آن متنوع و شامل هارزبورژیت، بازالت، قطعات آهکی مربوط به کرتاسه و واحدهای توفی، سیلتستونی و ... می باشند (شکل های ۲-۱۴ و ۲-۱۵).



شکل ۲-۱۴ - کنگلومرای قاعده ائوسن مملو از قطعات شکل ۲-۱۵ - کنگلومرای ائوسن در منطقه چاه نوری. هارزبورژیتی (گردنه خلیلان - رچ).

از دیگر واحدهای سنگی مربوط به ائوسن رخنمون یافته در منطقه، تناوب یا تکراری از سنگ های آتشفشانی - تخریبی می باشند. سنگ های آتشفشانی - تخریبی از جمله توف های سیلتستونی به سن ائوسن در بخش شرقی روستای همدن رخنمون دارد که توسط تعداد محدودی دایک قطع شده اند (شکل ۲-۱۶). واحدهای توفی و تناوب توف سیلتستونی، توف شیلی، آگلومرا و ایگنمبریت مربوط به ائوسن در منطقه رمی، غرب و جنوب گنبد رونشک و در نزدیکی روستای برمنج رخنمون دارند (شکل های ۲-۱۷ تا ۲-۱۹).



شکل ۲-۱۶- تصویری از مجموعه آتشفشانی- تخریبی ائوسن در شرق همدان که توسط دایک‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی قطع شده‌اند. شکل ۲-۱۷- تصویری از تناوب واحدهای توفی، سیلتستونی و ماسه‌سنگی مربوط به ائوسن در منطقه رمی. جهت دید به سمت شرق.



شکل ۲-۱۹- تصویری از توالی آگلومرا در جنوب رونشک که سطوح لایه‌بندی در آن دیده می‌شود. گاهی اندازه قطعات داسیتی و آندزیتی به ۳۰ سانتی‌متر هم می‌رسد.

شکل ۲-۱۸- تناوب واحدهای سنگی ائوسن در جنوب رونشک.

ب) واحدهای سنگی نیمه عمیق

واحدهای سنگی اواخر ائوسن- الیگوسن به صورت تعداد زیادی گنبد نیمه‌عمیق و دایک با ترکیب غالب تراکی آندزیتی و تعداد معدودی توده نفوذی کوچک می‌باشند که به صورت مونوزوگرانیت تا سینییت ظاهر شده‌اند. گنبد‌های میاکوه، رچ، گیوشاد، دوکوهه، اللهیار، رمی، چاه‌نوری و رونشک نمونه‌های بارز این دسته از سنگ‌ها هستند. عمده بررسی‌های این تحقیق بر روی گنبد رمی، چاه‌نوری، گیوشاد و مزار که در محدوده مطالعاتی رخنمون دارند، متمرکز بوده است. در ضمن همانطور که قبلاً گفته شد از اطلاعات ژئوشیمیایی سایر گنبد‌ها که از سعیدی (۱۳۸۹) اقتباس شده است، در مباحث پترولوژی، ژئوشیمی و تعیین جایگاه تکتونیکی استفاده گردیده است. نفوذ این گنبد‌ها و دایک‌ها به درون سنگ‌های میزبان با دگرگونی مجاورتی و دگرسانی گرمایی نیز همراه بوده است. با توجه به شواهد چینه‌شناسی و حضور این گونه از گنبد‌ها یا سنگ‌های آذرین عمیق و نیمه‌عمیق مشابه در مناطق مختلف ایران، سن اکثر آنها در محدوده اواخر ائوسن تا اواسط الیگوسن قرار می‌گیرد. به ندرت این سنگ‌ها دارای سن جوانتر هستند. برای مثال در محدوده جنوب اسفراین تا جنوب قوچان سن این سنگ‌ها تا کواترنر گسترش پیدا می‌کند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). از جمله مطالعات صورت گرفته در این زمینه می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

بررسی پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاهسالار (جنوب غرب نیشابور)، نشان داده است که این گرانیتوئیدها از نوع I و دارای ماهیت متآلومین و کالکوالکالن هستند و به یک کمان آتشفشانی حاشیه قاره تعلق دارند. گرانیتوئیدهای مذکور در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب آمفیبولیتی از گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده به وجود آمده‌اند و ماگماهای سازنده آن‌ها از طریق فرآیند تبلور تفریقی و آرایش یا اختلاط ماگمایی تحول یافته‌اند (فارسی ۱۳۸۶؛ صادقیان و همکاران، ۱۳۸۹).

گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه باشتین (جنوب غرب سبزوار) دارای ترکیب آندزیتی تا ریولیتی بوده و در میان مجموعه افیولیتی سبزوار نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها دارای ماهیت متآلومین و کالکوالکالن بوده و در زمره آداکیت‌های غنی از سیلیس قرار می‌گیرند (صالحی نژاد، ۱۳۸۷).

توده گرانیتوئیدی ششتمد (جنوب سبزوار) در میان بازالت‌های بالشی متعلق به افیولیت‌های سبزوار نفوذ کرده است. از نظر ژئوشیمیایی این توده دارای ماهیت متآلومین و کالکوالکالن می‌باشد (صادقی، ۱۳۸۸). بررسی تفصیلی سنگ‌های آذرین درونی عمیق و نیمه عمیق شمال معلمان که به صورت استوک یا دایک رخنمون یافته‌اند، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در زمره گرانیتوئیدهای نوع I و قوس‌های آتشفشانی (VAG) قرار دارند و از نوع گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG) هستند و با توجه به شواهد ژئوشیمیایی، آداکیت‌های غنی از سیلیس محسوب می‌شوند (خواجehزاده، ۱۳۸۸).

شواهد ژئوشیمیایی موجود در سنگ‌های نیمه‌عمیق نوار آتشفشانی قوچان - اسفراین، حاکی از ماهیت کالکوالکالن آن‌ها و ماهیت فرورانشی قوس قاره‌ای منطقه است و نقش تبلور تفریقی و فرایندهای هضم و آرایش ماگمایی در تکوین و تحول ماگمای آنها آشکار است. شواهد، مبین وجود یک سنگ منبع اکلوزیتی یا گارت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده سبزوار می‌باشند. بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص سنگ‌های منطقه نشان داده که خصوصیات آنها بسیار شبیه آداکیت‌ها بوده و در گروه آداکیت‌های غنی از سیلیس قرار می‌گیرند. این ماگمای آداکیتی، آخرین مذاپهای حاصل از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده جوان و داغ نئوتتیس سبزوار و گوه گوشته‌ای روی آن در یک زون فرورانش قوسی جوان با شیب به سمت شمال است که به زیر لبه جنوبی زون بینالود فرورانده شده است (تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه (غرب نیشابور) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط و متآلومین می‌باشند. با توجه به شواهد ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها شباهت‌های زیادی با آداکیت‌های واقعی از نوع سیلیس بالا دارند (دهنوی، ۱۳۸۸).

البته موارد متعدد دیگری از این دست مطالعات نیز هست که علاقه‌مندان می‌توانند به آن‌ها رجوع نمایند و عبارتند از: پترولوژی سنگ‌های آذرین در منطقه رچ (جنوب غرب بیرجند) (خاکی، ۱۳۸۹)، بررسی سیر تکاملی جایگیری توده ساب‌ولکانیک گیوشاد (اعتمادخواه، ۱۳۸۹)، تعیین سرعت صعود برای یک ماگمای آندزیتی بر اساس شواهد بافتی - کانی‌شناسی در شمال شرق خوسف - شمال غرب بیرجند (عافیه، ۱۳۸۹) و سایر مطالعاتی که در فصل اول به آن‌ها اشاره شده است.

در ادامه به توصیف و شرح واحدهای نفوذی عمیق و نیمه عمیق موجود در محدوده‌ی منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم:

- گنبد همند

برخلاف آنچه در نقشه سرچاه شور آمده است، توده نفوذی واقع در بخش شرقی روستای همند، وجود خارجی ندارد و سنگ‌های صرفاً آتشفشانی- تخریبی روی هم انباشته شده، از جمله توف‌های سیلتستونی به سن ائوسن می‌باشند که توسط تعداد محدودی دایک تراکی آندزیتی قطع شده‌اند (شکل‌های ۲-۲۰ و ۲۱-۲۱). در سنگ‌های سازنده این دایک‌ها آثار حرکتی ماگما به شکل آثار نواری قابل مشاهده است که آرایش یافتگی هورنبلندها این موضوع را تأیید می‌کند.

در این محل، در امتداد سیستم‌های گسلی و خردشدگی‌های محلی، سیالات گرمابی به درون سنگ‌ها راه یافته و قطعات خرد شده را به صورت سیمانی زرد تا لیمویی و لیمویی قهوه‌ای در بر گرفته‌اند. این خمیره معمولاً اجتماعی از کانی‌های هیدروکسیدی آهن‌دار و کربنات‌ها می‌باشد (شکل ۲-۲۲). در این سیستم گسلی، علاوه بر اکسید و هیدروکسیدهای آهن نظیر گوتیت و هماتیت، کلسیت، آنکرایت و باریت (با آگرگات تیغه‌ای) دیده می‌شوند (شکل‌های ۲-۲۳). با توجه به حضور باریت و ماهیت توده‌های ساب‌ولکانیک مورد مطالعه، حضور کانسار سرب و روی در اعماق، دور از انتظار نیست. در منطقه هیرد سیستم‌های مشابهی مشاهده شده که با کانسار سازی اورپیمنت، استیبینیت، ارسنوپیریت، طلا و مقادیر کمی کانی‌های مس‌دار همراه است (دم‌شناس، ۱۳۸۸).

در بخش شمال شرقی روستای همند مجموعه‌ای از دایکها^۱ با ترکیب آندزیتی و تراکی آندزیتی* رخنمون دارد که به درون سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی میزبان نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-۲۶). این مجموعه دایک در یک راستا و در ارتباط با سیستم‌های تکتونیکی کششی حاکم بر منطقه تشکیل شده‌اند. حضور تعداد زیاد دایک در این محل، نشان‌دهنده نزدیک شدن به اتاق ماگمایی است. در این محل سنگ‌های آذرآواری با رنگ قهوه‌ای و مورفولوژی ملایم دچار دگرسانی شده‌اند و در آنها کانه‌زایی صورت گرفته است. سیلیس‌های گرمابی به صورت رگه‌ای در امتداد زون‌های گسلی حضور دارند و حاصل تبلور سیالات گرمابی غنی از سیلیس هستند (شکل‌های ۲-۲۷).



شکل ۲-۲۱- مجموعه آتشفشانی- تخریبی شرق

شکل ۲-۲۰- واحد آتشفشانی- تخریبی واقع در

1 - Swarm dike

* برای همخوانی بین کل مطالب ارئه شده در پایان نامه، اسامی برگزیده شده بر مبنای رده‌بندی‌های ژئوشیمیایی، به عنوان اسامی سنگ‌ها مورد استفاده قرار گرفته است. در ضمن می‌دانیم که رده‌بندی‌های مبتنی بر مشاهدات صحرایی و پتروگرافی، به علت دانه‌ریز بودن سنگ‌های مورد مطالعه نمی‌تواند از دقت کافی برخوردار باشد.

شرق روستای همند که بر روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند به عنوان توده نفوذی نشان داده شده است.



شکل ۲-۲۲- تصویری از تشکیل سیمانی از کانی‌های هیدروکسیدی آهن در درز و شکاف‌های سنگ‌های به شدت برشی شده در شرق روستای همند.

روستای همند که توسط دایک‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی قطع شده است.



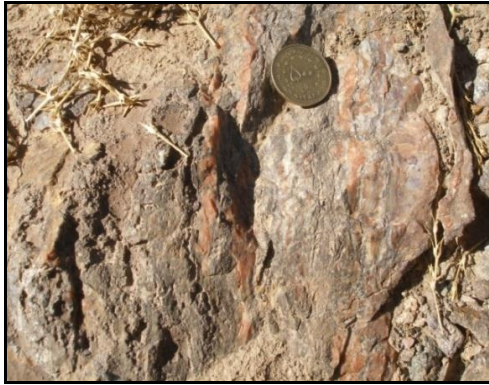
شکل ۲-۲۳- تصویری از کان‌زایی باریت با آگرگات تیغه‌ای همراه با اکسید آهن در مناطق به شدت برشی شده (شرق همند).



شکل ۲-۲۵- ساخت حفره‌ای، حاصل از خروج یا کنده شدن قطعات سنگی لیتیک توف‌ها. فضای بین قطعات توسط خمیره ریزدانه از توف، ماسه و سیلتستون پر شده است (شرق همند).



شکل ۲-۲۴- رگه‌های کلسیت با ساخت گل‌کلمی در داخل مجموعه آتشفشانی- تخریبی برشی شده (شرق همند).

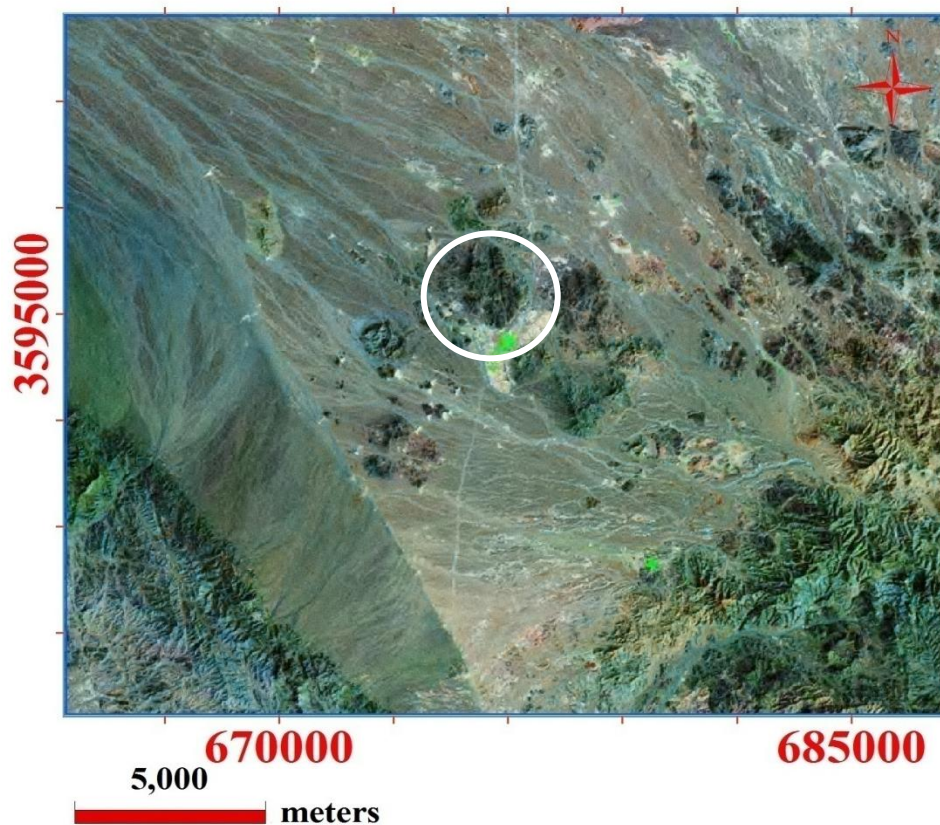


شکل ۲-۲۷- تصویری از تشکیل سیلیس‌های رنگی در امتداد درز و شکاف سنگ‌ها در شمال شرقی روستای همند.



شکل ۲-۲۶- مجموعه دایک‌های تراکی‌آندزیتی در بخش شمال شرقی روستای همند (شرق جاده ارتباطی همند-خوسف).

گنبد همند در ۵۵ کیلومتری جنوب خوسف و در غرب روستای همند رخنمون دارد. بر روی تصویر ماهواره‌ای، محدوده این گنبد با علامت دایره مشخص شده است (شکل ۲-۲۸). این گنبد دارای کمتر از ۱ کیلومتر مربع وسعت و شکل کلی مخروطی می‌باشد (شکل ۲-۲۹). میزبان آن سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن هستند که مورفولوژی ملایم و رنگ سبز کمرنگ تا خاکستری دارند (شکل ۲-۳۰). کنتاکت گنبد و سنگ‌های میزبان به علت تفاوت در رنگ و مورفولوژی آن‌ها مشخص می‌باشد (شکل ۲-۳۱). سنگ‌های تراکی‌آندزیتی متعلق به گنبد همند در نمونه دستی یکنواخت، سخت، تیره و دارای بافت پورفیری و گلوپورفیری می‌باشند. آنکلاوهای متعددی با ترکیبات مختلف در آن‌ها یافت می‌شود. از جمله آن‌ها می‌توان به آنکلاوهای آمفیبولیتی، میکاشیستی و تمام کوارتزی اشاره کرد (شکل‌های ۳۴ تا ۳۶). برخی از سنگ‌های تراکی‌آندزیتی متعلق به گنبد همند به شدت برشی شده و گردش سیالات گرمایی بین قطعات آن‌ها سبب تشکیل اکسیدهای آهن و منگنز در اطراف آن‌ها شده است (شکل‌های ۲-۳۷ و ۲-۳۸).



شکل ۲-۲۸- تصویر ماهواره‌ای گنبد همند.



شکل ۲-۳۰- تصویری از سنگ‌های میزبان آتشفشانی- تخریبی گنبد همند. ماهیت سنگ‌های میزبان تقریباً آندزیتی تا داسیتی است.



شکل ۲-۲۹- تصاویری از گنبد همند واقع در غرب روستای همند.



شکل ۲-۳۲- شکل جالبی از فرسایش پوست‌پیزی در گنبد همند.



شکل ۲-۳۱- نمایی از گنبد همند و کنتاكت آن با سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی میزبان.



شکل ۲-۳۴- نمونه‌ای از آنکلاو تمام کوارتزی در گنبد همند.



شکل ۲-۳۳- مورفولوژی قلعه‌مانند در گنبد همند که در اثر عملکرد گسل‌ها و خردشدگی سنگ‌ها در دو طرف بخش برآمده به وجود آمده است.

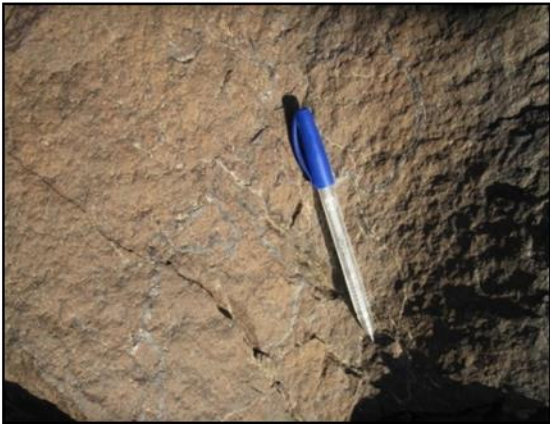


شکل ۲-۳۶- نمونه تراکی‌اندزیتی دارای آنکلاو ماسه سنگی. در این آنکلاو آثار لایه‌بندی به وضوح دیده



شکل ۲-۳۵- نمونه تراکی‌اندزیتی دارای آنکلاو آمفیبولیتی در گنبد همند.

می‌شود.



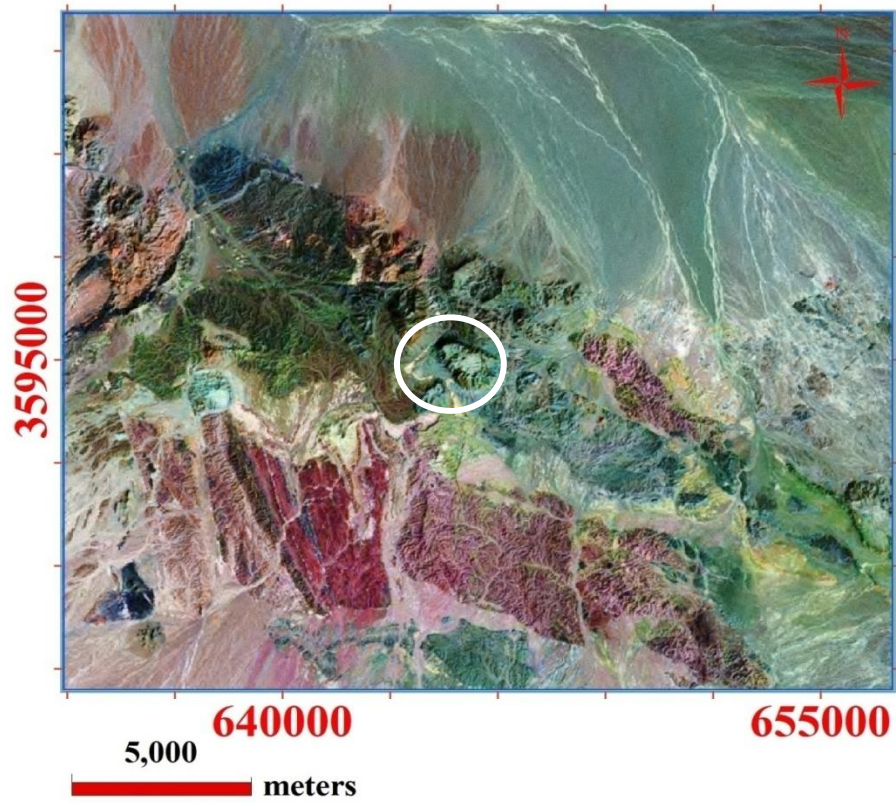
شکل ۲-۳۸- تصویری از اکسید منگنز در سنگ‌های به شدت برشی شده سنگ میزبان گنبد همنند.

شکل ۲-۳۷- تصویری از تشکیل اکسید آهن در نمونه‌های به شدت برشی شده در سنگ میزبان گنبد همنند.

- گنبد رمی

در ۲۰ کیلومتری جنوب غرب خوسف و در جنوب آغل لوخی سیه‌وار، کوه بلندی به نام رمی وجود دارد. در این محل چند گنبد ساب‌ولکانیک با وسعت تقریبی ۴ کیلومتر مربع و ترکیب تراکی‌آندزیتی و تراکی‌داسیتی به درون سنگ‌های کنگلومرایی، سیلتستونی، ماسه‌سنگی، توفی، شیلی، مارنی و همچنین توف‌آهکی ائوسن نفوذ کرده و در برخی مناطق سنگ میزبان خود را دچار دگرگونی مجاورتی کرده اند (شکل ۲-۴۰). از جمله واحدهای سنگ میزبان این گنبد، کنگلومرای پلی‌ژنتیک با تنوع ترکیبی زیاد، جورشدگی بد و رنگ ارغوانی تیره می‌باشد. کنگلومرای قرمز ائوسن در محل کنتاکت تغییر رنگ داده و به رنگ کرمی تا لیمویی درآمده است (شکل ۲-۴۳). شیب دیواره این گنبدها تقریباً ۶۰ درجه و اختلاف ارتفاع دیواره قابل مشاهده در حدود ۱۵۰ متر می‌باشد. درزه‌های سیستماتیک در دیواره گنبد به وضوح دیده می‌شود. علاوه بر این گنبد، تعدادی دایک نیز در منطقه رخنمون دارند که سنگ‌های کنگلومرایی و توفی-سیلتستونی را قطع کرده اند. امتداد یکی از این دایک‌ها N40W می‌باشد. اندازه‌گیری شیب و امتداد، لایه‌بندی ساختار تاقدیسی را در رسوبات ائوسن نشان می‌دهد، شیب آن‌ها عمدتاً به سمت جنوب است.

سنگ‌های تشکیل‌دهنده این گنبد در نمونه دستی دارای رنگ سبز خاکستری و سبز روشن مایل به کرم هستند و بافت پورفیری و پورفیروئیدی نشان می‌دهند. پورفیرهای هورنبلند و پلاژیوکلاز در آن مشخص می‌باشند. آنکلاوهای میکاشیستی نیز در این سنگها یافت می‌شود. این سنگ‌ها در مقایسه با سایر گنبدها دارای رنگ کرمی‌تر، دارای بیوتیت بیشتر و آنکلاو کمتری هستند. در محل کنتاکت گنبد با سنگ میزبان واجد کربنات، در اثر دگرگونی مجاورتی، اسکارن حاوی وزوویانیت، گارنت (گروسولار) به وجود آمده است (شکل‌های ۲-۴۴ و ۲-۴۵).



شکل ۲-۳۹- تصویر ماهواره‌ای گنبد رمی.



شکل ۲-۴۱ - تصویری از سنگ میزبان توفی- سیلتستونی گنبد رمی.



شکل ۲-۴۰- نمایی از گنبد رمی و کنتاکت آن با سنگ میزبان. سیلتستونی گنبد رمی.



شکل ۲-۴۳- تصویری از تغییر رنگ کنگلومرای قرمز ائوسن در محل کنتاکت که رگه و رگچه‌های کلسیتی آن را قطع کرده است.



شکل ۲-۴۲- تصویری از تناوب توف سیلتی و شیل سبز رنگ به عنوان سنگ میزبان گنبد رمی (دید به سمت شرق).



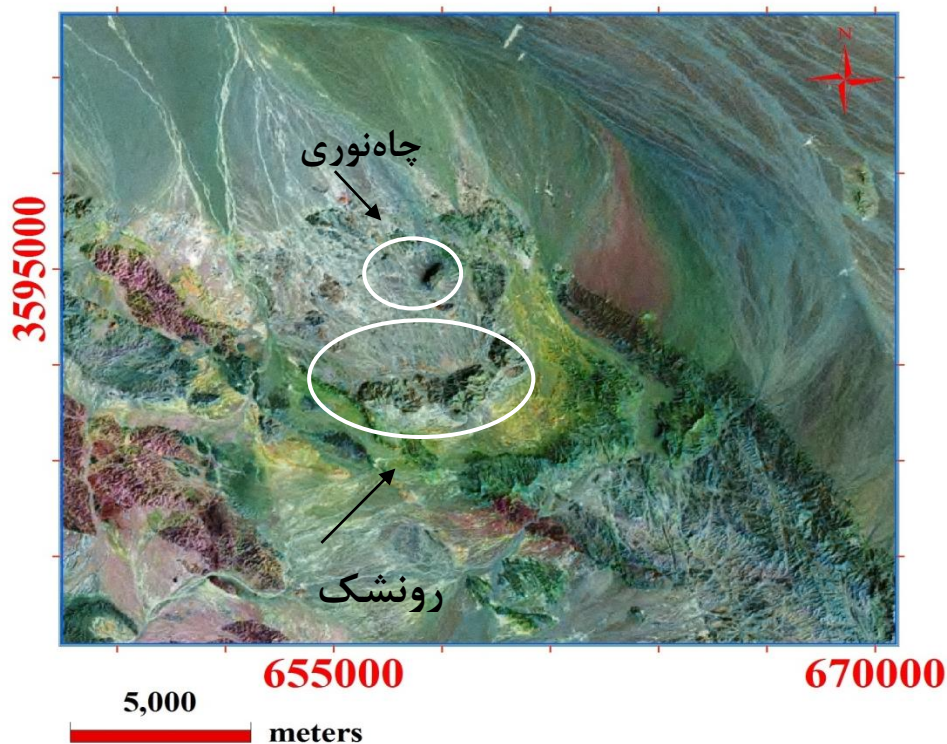
شکل ۲-۴۵- تصویر میکروسکوپی اسکارن وزوویانیت‌دار تشکیل شده در محل کنتاکت سنگ میزبان با گنبد رمی (xpl). گارنت (گروسولار) به صورت دانه‌ریز در سنگ وجود دارد.



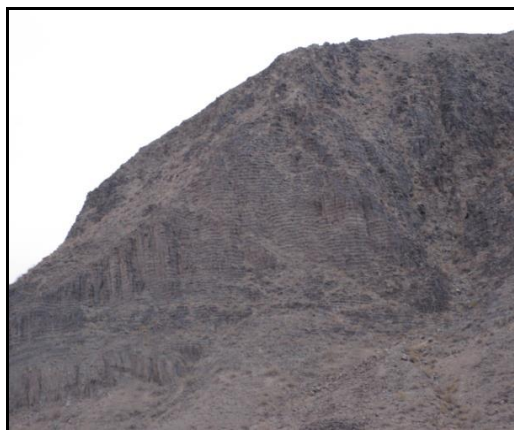
شکل ۲-۴۴- دگرگونی مجاورتی در محل کنتاکت سنگ میزبان گنبد رمی.

- گنبد چاه‌نوری

گنبد چاه‌نوری در غرب روستای رونشک و جنوب روستای مخروبه چاه‌نوری رخنمون دارد و در میان ولکانی کلاستیک‌های قرمز رنگ ائوسن نفوذ کرده است. محدوده این گنبد بر روی تصویر ماهواره‌ای با علامت دایره مشخص شده است (شکل ۲-۴۶). دارای وسعت تقریبی ۱ تا ۲ کیلومتر مربع می‌باشد و اختلاف ارتفاع آن نسبت به سنگ‌های میزبان حدود ۱۰۰ متر است (شکل‌های ۲-۴۷). ساخت حصیری (تعداد زیادی درزه‌های افقی به موازات هم) در دیواره این گنبد مشاهده می‌شود (شکل ۲-۴۸). سنگ‌های تشکیل دهنده این گنبد دارای ترکیب غالب تراکی‌اندزیتی هستند و به رنگ خاکستری تا سبز روشن مایل به کرم دیده می‌شوند. ساخت غالب در آن‌ها پورفیری- پورفیروئیدی است و پورفیرهای هورنبلند سبز در نمونه دستی آن‌ها نیز مشخص می‌باشد.



شکل ۲-۴۶- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت گنبد‌های چاه‌نوری و رونشک.



شکل ۲-۴۷- تصویری از گنبد چاه‌نوری (دید به سمت جنوب‌شرق). شکل ۲-۴۸- تصویری از گنبد چاه نوری که در آن سیستم درز متقاطع با ظاهر حصیری شکل دیده می‌شود.

- گنبد رونشک (مزار)

گنبد رونشک (مزار) در جنوب‌غرب روستای رونشک، در محل معروف به مزار واقع شده است. این گنبد بیش از ۵ کیلومتر مربع وسعت دارد. سنگ میزبان آن سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی قرمز رنگ ائوسن می‌باشند (شکل ۲-۴۹). در برخی مناطق در اطراف گنبد، در قاعده سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی، رسوبات آذرآواری توفی- مارنی سبز رنگ و کنگلومرا رخنمون دارند. از جمله واحدهای آتشفشانی- رسوبی مربوط به ائوسن که در اطراف گنبد مشاهده شده است، طبقات توفی- سیلتستونی

قرمز رنگ و تناوبی از سیلتستون و کنگلومرا می‌باشند که در اغلب آن‌ها شواهدی از افزایش فعالیت‌های انفجاری به سمت بالای توالی مشاهده می‌شود (شکل‌های ۲-۵۰).

سنگ‌های تشکیل دهنده گنبد رونشک دارای ترکیب غالب تراکی‌آندزیتی می‌باشند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز مایل به خاکستری دیده می‌شوند و دارای ساخت غالب پورفیری هستند. آنکلاوهای فراوانی در آن‌ها یافت می‌شود که اغلب از نوع میکروگرانولار مافیک می‌باشند و برخی از آن‌ها در جهت حرکت ماگما کشیدگی یا طول‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۲-۵۱). در ضمن آنکلاوهای آمفیبولیتی نیز به طور بارز در این گنبد حضور دارند و آثار برگوارگی در این آنکلاوها بوضوح در نمونه دستی مشاهده می‌شود و با توجه به بررسی‌های پتروگرافی در مقاطع نازک تهیه شده، از پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۵۲). دگرشکلی کانی‌های ذکر شده در مقاطع نازک این سنگ‌ها به وضوح مشاهده می‌شود. در سنگ‌های تکتونیزه و گسل‌خورده سیالات گرمایی در بین شکستگی‌ها حرکت کرده و در برخی مناطق سبب ایجاد رگه‌های کلسیت یا رگه‌های سیلیس آمورف آغشته به آهن (عقیق) شده است (شکل‌های ۲-۵۳ و ۲-۵۴).



شکل ۲-۵۰- تصویری از تناوب واحدهای آتشفشانی- رسوبی در غرب گنبد رونشک.



شکل ۲-۴۹- کنتاکت بین گنبد تراکی‌آندزیتی رونشک و سنگ میزبان سیلتستونی و آتشفشانی- تخریبی.



شکل ۲-۵۲- تصویری از آنکلاو آمفیبولیتی موجود در تراکی‌آندزیت‌های گنبد رونشک.



شکل ۲-۵۱- نمونه آندزیتی دارای آنکلاو میکروگرانولار مافیک با ترکیب دیوریتی- کوارتز دیوریتی از غرب رونشک (قله مزار).



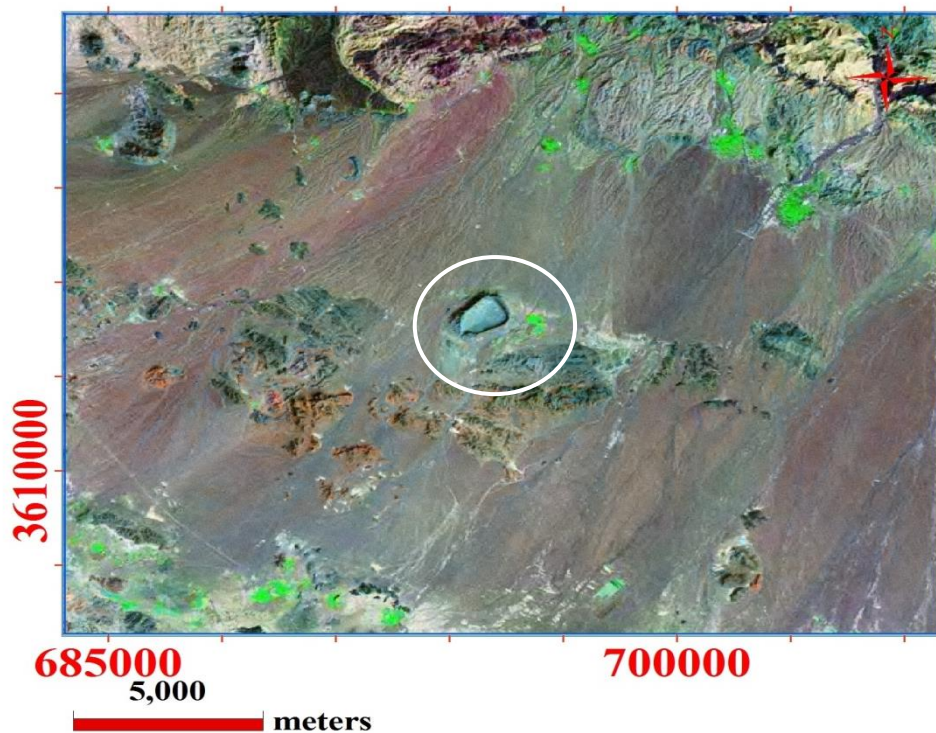
شکل ۲-۵۴- تصویری از کلسیت تشکیل شده در حفرات و فضاهای خالی ایجاد شده در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی که به تشکیل یک ژئود منجر شده است (شرق رونشک).



شکل ۲-۵۳- تصویری از رگه‌های سیلیس آمورف آغشته به آهن تشکیل شده در زون‌های گسلی (شرق رونشک).

- دایک حلقوی گیوشاد

دایک حلقوی گیوشاد در جنوب خلیلان و در غرب روستای گیوشاد در میان مجموعه ولکانی کلاستی ائوسن نفوذ کرده است. موقعیت و محدوده این دایک بر روی تصویر ماهواره‌ای نشان داده شده است (شکل ۲-۵۵). مجموعه ولکانی کلاستی ائوسن شامل قطعات سیلتستونی، توف‌های شیلی و ماسه‌سنگی هستند که دارای لایه‌بندی مشخص می‌باشند. در جنوب دایک حلقوی گیوشاد، سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن توسط تراس‌های رودخانه‌ای عهد حاضر پوشیده شده است (شکل ۲-۶۰). مرز بین دایک با سنگ میزبان کاملاً مشخص می‌باشد (شکل ۲-۵۷). گسل امتداد لغز در دیواره کنتاکت باعث شده است که در مرز بین توف‌ها و آندزیت‌ها، آثار گسل خوردگی به صورت گسله‌های امتداد لغز با خش دارای شیب ۵ تا ۱۵ درجه به سمت شرق مشاهده می‌شود. با توجه به شکستگی هلالی (پشت‌گوسفندی) حرکت گسل راست‌گرد تشخیص داده شده است (شکل‌های ۲-۵۸ و ۲-۵۹). سنگ‌های تشکیل دهنده دایک دارای ترکیب غالباً تراکی‌آندزیتی هستند. این تراکی‌آندزیت‌ها، ریزدانه حاوی هورنبلند سوزنی شکل کشیده و بیوتیت و دارای ساخت پورفیری- پورفیروئیدی می‌باشند.

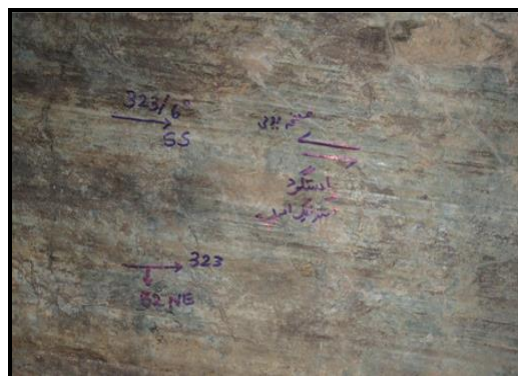


شکل ۲-۵۵- تصویر ماهواره‌ای دایک حلقوی گیوشاد.



شکل ۲-۵۷- کنتاکت دایک حلقوی گیوشاد و سنگ آتشفشانی - رسوبی به سن ائوسن.

شکل ۲-۵۶- دورنمای دایک حلقوی گیوشاد که در درون سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی ائوسن جایگزین شده است.



شکل ۲-۵۸- آینه گسلی در محل کنتاکت دایک حلقوی گیوشاد با شکل ۲-۵۹- آینه گسلی واقع در محل کنتاکت دایک حلقوی گیوشاد و سنگ‌های میزبان.



شکل ۲-۶۰- لایه بندی مشخص در توف‌های سبز و کرم رنگ ائوسن. این سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی به صورت دگرشیب توسط رسوبات تخریبی - آبرفتی کواترنر پوشیده شده‌اند. گنبد گیوشاد در بخش انتهایی (عقب) تصویر دیده می‌شود (جهت دید به سمت شمال می‌باشد).

- توده سیینیتی لوخی سیه‌وار

توده نفوذی مورد مطالعه در ۱۵ کیلومتری جنوب خوسف و در شرق آغل لوخی سیه‌وار رخمون دارد. سنگ‌های سازنده این توده دارای ساخت گرانولار نسبتاً دانه درشت می‌باشند. اندازه بلورهای آن تا ۲ سانتی‌متر هم می‌رسد (شکل ۲-۶۲). با توجه به مطالعات پتروگرافی و رده‌بندی‌های ژئوشیمیایی نام این توده سیینیت در نظر گرفته شده است. در بخش‌هایی از آن رگه‌های آپلیتی صورتی رنگ نیز مشاهده می‌شود که حاصل فرآیند تفریق ماگمایی است. این توده سیینیتی دارای آنکلاوهای میکروگرانولار فراوان بوده و اندازه آنها گاهی به ۱ متر می‌رسد. این آنکلاوها دارای تنوع شکلی هستند و به شکل‌های مختلف بیضوی، دایره‌ای و چندضلعی دیده می‌شوند و برخی از آنها در یک راستای شمالی - جنوبی آرایش یافته‌اند و به طور موضعی جهت حرکت ماگما را مشخص می‌کند. ترکیب آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک غالباً دیوریتی و کوارتز دیوریتی است (شکل‌های ۲-۶۳ و ۲-۶۴). در ضمن تعدادی آنکلاو میکروگرانولار فلسیک نیز در این توده یافت می‌شود که به نظر می‌رسد بخش‌های کهنه شده از حاشیه‌های سردشده همین توده نفوذی باشند و ترکیب آنها به سنگ میزبان آنها بسیار شبیه است (شکل ۲-۶۵). در این توده به دلیل هوازدگی در امتداد درز و شکافها بلوک‌های نسبتاً بزرگی از توده جدا شده که به عنوان سنگ ساختمانی قابل استفاده می‌باشد. قابل ذکر است که در این محل فعالیت معدنی مقدماتی صورت گرفته است.



شکل ۲-۶۱- تصویری از توده سینیتی لوخی سیه‌وار. به فرسایش

تافونی که با ایجاد حفراتی در سطح سنگ‌ها همراه است توجه نمایید.



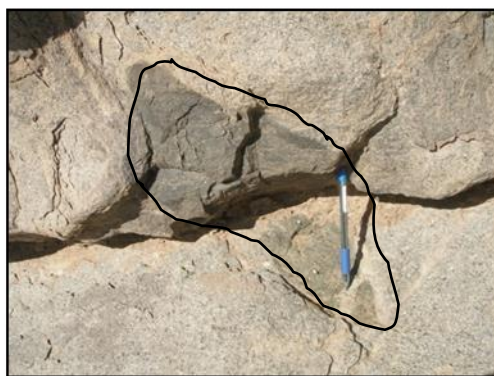
شکل ۲-۶۳- یک نمونه آنکلاو میکروگرانولار مافیک با ترکیب تقریباً دیوریتی به طول حدود ۲۰ سانتی‌متر که دارای حاشیه گردشده است.



شکل ۲-۶۲- توده سینیتی لوخی سیه‌وار در نمونه دستی. به بزرگی اندازه دانه‌ها توجه نمایید.



شکل ۲-۶۵- تصویری از آنکلاو میکروگرانولار فلسیک در توده سینیتی لوخی سیه‌وار.



شکل ۲-۶۴- تصویری از آنکلاو میکروگرانولار مافیک در توده سینیتی لوخی سیه‌وار.

- آنکلاوها

مطالعه آنکلاوهای موجود در سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی، یکی از راه‌های شناسایی نحوه تشکیل و تحول ماگماهای بوجود آورنده سنگ‌های میزبان آنها می‌باشد. آنکلاوها ممکن است هم منشأ یا غیر

هم منشأ باشند. آنکلاوهای هم منشأ، بخش‌های حاشیه‌ای و سریعاً سرد شده‌ی ماگمای در حال صعود هستند که مجدداً در درون ماگما قرار گرفته‌اند. طبق نظر دیدیه (۱۹۶۴، ۱۹۷۴) آنکلاوها به چهار دسته تقسیم‌بندی می‌شوند: ۱- زینولیت‌ها یا بیگانه‌سنگ‌ها که ممکن است برخی از آن‌ها ذوب شوند و تحت شرایط فیزیکی خاصی به سمت ترکیبات رستیتی تحول یابند. ۲- رستیت‌ها که بیشتر همراه با میگماتیت‌ها و همچنین به صورت آنکلاوهای پراکنده سورمیکاسه یافت می‌شوند. ۳- میکروگرانولار (دیدیه و رک ۱۹۵۹؛ دیدیه ۱۹۶۴؛ ۱۹۶۷) که به دو زیر رده مافیک (حاصل از اختلاط ماگمای مافیک و اسیدی) و فلسیک (دارای ترکیب مشابه سنگ میزبان) ولی ریزدانه‌تر تقسیم می‌شوند. ۴- آنکلاوهای مافیک گرانولار (اتولیت) که بافت‌های کومولیتی نشان می‌دهند.

آنکلاوهای مشاهده شده در سنگ‌های مورد مطالعه غالباً از نوع میکروگرانولار مافیک با ترکیب غالب دیوریتی می‌باشند اما آنکلاوهای میکاشیستی، آمفیبولیتی و همچنین سیلتستونی نیز در سنگ‌های مورد مطالعه یافت شده است. بنابراین ماگماهای سازنده سنگ‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه در حین صعود و جایگزینی تحت تأثیر فرآیندهای آلیش و هضم قرار گرفته‌اند. سنگ‌ها و قطعات موجود در ماگما در اثر کم بودن دما و یا طول مدت تبلور ماگما، هضم نشده و به صورت آنکلاو در داخل ماگما باقی می‌ماند. هضم و آلیش این قطعات سنگی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگما را تغییر می‌دهد. در فصل‌های چهارم و پنجم این موضوع و تأثیرات آن مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.



شکل ۲-۶۷- تصویری از آنکلاو میکاشیستی در سنگ تراکی‌اندزیتی گنبد همند.



شکل ۲-۶۶- تصویری از آنکلاو آمفیبولیتی در سنگ تراکی‌اندزیتی گنبد همند.

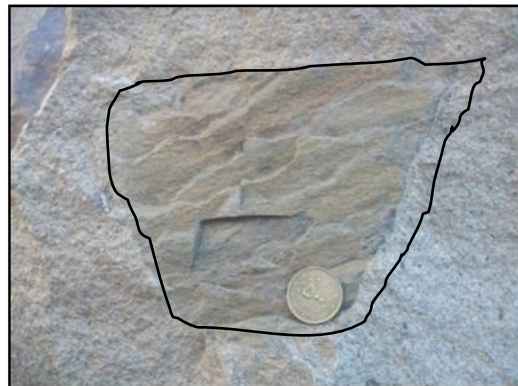


شکل ۲-۶۸- تصاویری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده سیینیتی لوخی سیه‌وار.



شکل ۲-۷۰- آنکلاو آمفیبولیتی در تراکی‌اندزیت‌های گنبد رونشک.

شکل ۲-۶۹- آنکلاو دیوریتی در توده سیینیتی لوخی سیه‌وار.



شکل ۲-۷۲- تصویری از آنکلاو تمام کوارتزی در گنبد همد.

شکل ۲-۷۱- آنکلاو سیلتستونی در تراکی‌اندزیت‌های گنبد همد.

پس از بحث و بررسی پدیده‌های مربوط به گنبدها یا توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق و عمیق، بحث زمین‌شناسی عمومی منطقه و بررسی واحدهای سنگی جوانتر را دنبال می‌کنیم.

۲-۳-۳- نئوزن

واحدهای مربوط به نئوزن غالباً شامل مارن، مارن گچ‌دار، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون می‌باشند که در دشتهای و یا مناطق فروافتاده بین سنگ‌های قدیمی‌تر تشکیل شده‌اند و عموماً در حوضه‌های رسوبی کم‌عمق قاره‌ای به وجود آمده‌اند و یا مخروط افکنه‌های قدیمی بزرگ مقیاس هستند. این سنگ‌ها در اطراف شهر خوسف تا بیرجند و سرزه رخنمون دارند. رخنمون‌هایی از آنها در جنوب و غرب روستای همد، جنوب برمنج و ... دیده می‌شوند.

۲-۳-۴- پلیوکواترنر

در منطقه صمدآباد (جنوب روستای سرچاه‌شور)، سنگ‌های آذرین بیرونی با ترکیب تراکی آندزی بازالت و بازالت‌های الیوین‌دار در مقیاس محدود رخنمون دارند (شکل ۲-۷۳). دسترسی به آن‌ها از جاده آسفالت‌ه‌ بیرجند- خوسف امکان پذیر است. این سنگ‌ها در جنوب روستای سرچاه‌شور واقع در کیلومتر ۸۰ جاده خوسف- بصیران و در سمت غرب جاده واقع شده‌اند. واحدهای مذکور که بر روی سنگ‌های نئوژن قرار گرفته‌اند در نمونه دستی تیره رنگ دارای ساخت پورفیری و گلوپورفیری می‌باشند (شکل ۲-۷۴). آثار ایدنگزیتی شدن در نمونه دستی به صورت لکه‌های قهوه‌ای رنگ بر روی سطح سنگ مشخص می‌گردد. ایدنگزیت یک شبه‌کانی به رنگ قرمز، حاوی آهن سه‌ظرفیتی است که گویتیت تنها فاز بلورین آن و جزء سیلیس آن به صورت آمورف می‌باشد. ایدنگزیت‌زایی از حاشیه‌ها و شکستگی‌ها شروع شده و تا مرکز بلور ادامه می‌یابد. در ضمن آهن آزاد شده در طی تخریب الیوین‌ها توسط آب‌های سطحی شستشو شده و در امتداد درز و شکستگی‌ها تمرکز پیدا کرده و اشکال شاخه درختی زیبایی را به وجود آورده است (شکل ۲-۷۵). ویژگی‌های پتروگرافی این سنگ‌ها در فصل بعدی به طور مفصل تشریح خواهد شد. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که بازالت‌های مورد مطالعه دارای ماهیت درون‌قاره‌ای هستند و بازالت‌های مشابه با چنین محدوده زمانی و طیف ترکیبی در تربت حیدریه، کاشمر، شمال‌زاهدان، بیارجمند و نزدیک باشتین نیز دیده می‌شوند. بنابراین پراکندگی زیادی دارند و ترکیب نسبتاً مشابهی از الیوین بازالت، آندزی بازالت و آندزیت پیروکسن‌دار نشان می‌دهند که معرف عملکرد یک فاز کششی در اواخر میوسن و اوایل پلیوسن بوده و از لحاظ سنی با فوران‌های سه‌پند، سبلان، دماوند و تفتان هم‌ارز می‌باشند. این بازالت‌ها بر روی شیست‌هایی جریان یافته‌اند که با توجه به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرچاه‌شور متعلق به کرتاسه هستند و با رنگ قرمز صورتی و سبز خاکستری مشاهده می‌شوند. در بیشتر پهنه ایران زمین در اواخر میوسن تا اواسط کواترنر شواهدی از خروج مواد مذاب با ترکیبات غالباً آندزیتی تا بازالتی مشاهده می‌شود و بیشتر آنها نیز در ارتباط با ساخت‌های گسلی یا به عبارتی گسل‌های بزرگ مقیاس، به سطح زمین راه پیدا کردند و از طرف دیگر آخرین پیامدهای ماگماتیسمی هستند که از ائوسن شروع شده است و تا کواترنر ادامه داشته است (دلاور و همکاران، ۱۳۸۹).



شکل ۲-۷۳- تصاویری از رخنمون بازالت‌های پلیوکواترنر در جنوب روستای سرچاه شور.



شکل ۲-۷۴- تصویر از بازالت‌های جنوب سرچاه شور در مقیاس نمونه دستی. لکه‌های قهوه‌ای رنگ غالباً الیوینهای ایدنگزیتی شده می‌باشند. شکل ۲-۷۵- تصویری از اشکال شاخه درختی که حاصل انتشار اکسیدهای آهن (ناشی از ایدنگزیتی شدن الیوین) در امتداد درزه‌ها و شکافها می‌باشد (جنوب سرچاه شور).

۲-۳-۵- کواترنر

واحدهای زمین‌شناسی کواترنر غالباً به صورت رسوبات سخت نشده و یا اندکی سخت شده می‌باشند و مخروط‌افکنه‌های قدیمی، مخروط‌افکنه‌های جوان، دشتهای سیلابی، ماسه‌های بادی، کفه‌های نمکی، رسوبات آبراهه‌ای و ... را در بر می‌گیرند. حضور رسوبات سیلتی و رسی در این بخش امکان کشاورزی و در نتیجه تمرکز جمعیت انسانی را موجب شده‌است.



شکل ۲-۷۶- واحدهای کواترنری موجود در همدان.

۲-۴- زمین‌شناسی ساختمانی

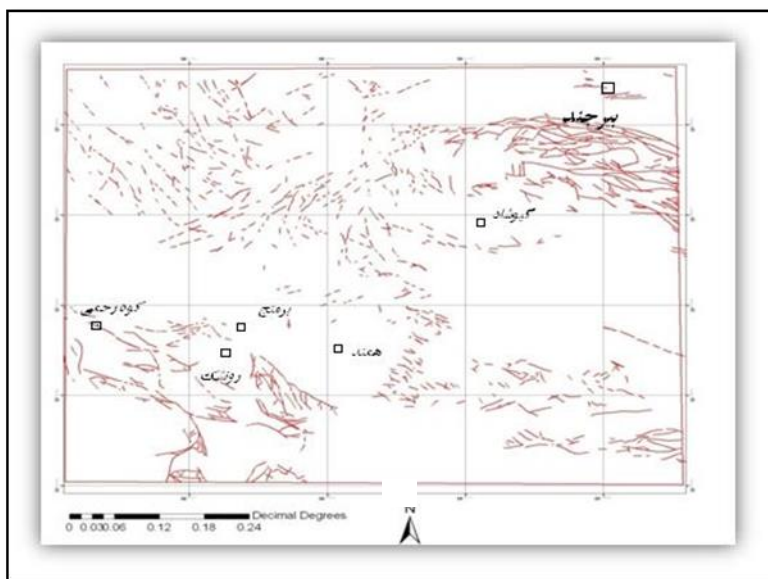
منطقه مورد مطالعه با توجه به تقسیم‌بندی زمین‌ساختی ایران در حد فاصل ایالت ساختاری سیستان و لوت مرکزی قرار می‌گیرد (نوگل سادات، ۱۳۷۲). ایالت ساختاری سیستان متشکل از زنجیره‌ای از گسل‌های امتدادلغز و پلکانی است، لذا این منطقه متأثر از فرآیندهای حاکم بر سیستم‌های راستالغز

می‌باشد. راستای گسل‌های اصلی در میان مجموعه‌های یاد شده شمالی- جنوبی است. سیستم شمالی این پهنه در اثر عملکرد گسل‌های امتدادلغز شاخه‌شاخه شده و پس از گرایش بسوی شمال‌غرب تا جنوب بیرجند و بصیران ادامه می‌یابد و مرز جنوبی آن به راستای جنوب‌خاوری متمایل می‌شود. این همان سیستم گسلی راستالغز راستبر، با طرح هلال دوگانه^۱ نهپندان در خاور ایران است که مرز ایالت ساختاری سیستان با پهنه لوت بوده و بخشی از شاخه‌های پایه‌ای این سیستم گسلی در پهنه وسیعی از شرق و مرکز منطقه مورد مطالعه گسترش یافته است (علیمی و خطیب، ۱۳۸۵).

افیولیت ملانژ جنوب بیرجند یکی از پایه‌های زمین‌درز سیستان می‌باشد (خطیب، ۱۳۷۷). روند کلی این مجموعه افیولیت ملانژ در جنوب بیرجند خاوری- باختری به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود. فعالیت راندگی‌های رخدادی در افیولیت‌ملانژهای جنوب بیرجند را می‌توان ناشی از حرکت رو به شمال دیواره باختری گسل امتداد لغز نهپندان دانست (خطیب و زرین‌کوب، ۱۳۸۵).

حرکات زمین‌ساختی صورت گرفته در زمان کرتاسه پایانی- ترشیر آغازی، تغییر شکلهای مکانیکی شدید و به هم ریختگی واحدهای سنگی متحمل شده‌اند. به همین دلیل اکثر واحدهای سنگی دارای مرزهای گسله می‌باشند. اغلب این گسل‌ها دارای روند کلی شمال‌غرب- جنوب‌شرق می‌باشند. برخی از آنها دارای روند تقریبی شرقی- غربی هستند.

گنبدها و دایک‌های مورد مطالعه اغلب در بین سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی آئوسن و مجموعه افیولیتی بیرجند نفوذ کرده‌اند. بنابراین می‌توان گفت ظهور گنبدهای مورد مطالعه حاصل ایجاد حرکات کششی موضعی در اواخر آئوسن- اوایل الیگوسن هستند که در ارتباط با عملکرد گسل‌های منطقه به وجود آمده‌اند و باعث شده است که ماگما در امتداد گسل‌ها و فضاهای باز به سطوح بالا صعود نماید و به صورت دایک، سیل، گنبد و یا استوک جایگزین گردد.



شکل ۲-۷۷- نقشه گسل‌ها که با استفاده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند که و نرم‌افزار GIS

ترسیم شده است. مختصات بر حسب (UTM).

۲-۵- پتانسیل‌های معدنی

توده سیینیتی مورد مطالعه در منطقه لوخی‌سیه‌وار ویژگی‌های مناسب سنگ ساختمانی را دارد و بلوک‌های بزرگ آن قابل استحصال می‌باشند. به همین علت، فعالیت‌های معدنی مقدماتی بر روی آن صورت گرفته است ولی در حال حاضر به صورت یک معدن متروکه می‌باشد (شکل ۲-۷۸).

در بخش شرقی روستای همد همد سیستم‌های گسلی و خردشدگی‌های محلی وجود دارد که در آن‌ها باریت با آگرگات تیغه‌ای دیده می‌شود. با توجه به حضور باریت، حضور سرب و روی در اعماق، دور از انتظار نیست (شکل ۲-۷۹).

در بخش شمال شرقی روستای همد همراه با دگرسانی گرمایی سنگ‌های آذرآواری، کانه‌زایی رخ داده است. سیلیس‌های گرمایی به صورت رگه‌ای در زون‌های گسلی حضور دارند و همچنین در مناطق به شدت برشی شده اکسیدهای آهن و منگنز به وجود آمده‌اند (شکل ۲-۸۰).

سنگ‌های آندزیتی- تراکی‌آندزیتی و تراکی‌داسیتی سازنده گنبد‌های مورد مطالعه، غالباً دارای استحکام و کیفیت خوبی هستند. لذا به عنوان سنگ لاشه استفاده می‌شوند. معدن سنگ کنار گنبد میاکوه مؤید این موضوع است. در روستاهای باتچ، رچ و چاه‌نوری، بیشتر خانه‌ها توسط قطعاتی از همین سنگ‌ها ساخته شده‌اند (شکل‌های ۲-۸۱ و ۲-۸۲).



شکل ۲-۷۸- تصویری از معدن متروکه لوخی‌سیه‌وار.



شکل ۲-۸۰- تصویر از تشکیل اکسید منگنز در مناطق برشی شده شمال شرق روستای همند.



شکل ۲-۷۹- تصویر از کانه‌زایی باریت همراه با اکسید آهن در مناطق به شدت برشی شده شرق همند.



شکل ۲-۸۲- تصویر از خانه‌های ساخته شده توسط سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی گنبدی مورد مطالعه (روستای باتچ).



شکل ۲-۸۱- تصویر از تأسیسات سنگ شکن معدن سنگ لاشه واقع در غرب گنبد میاکوه.

۲-۶- نتیجه‌گیری

- منطقه مورد مطالعه در حاشیه شرقی ایران مرکزی، در جنوب غرب بیرجند و در بلوک واقع شده است. در این منطقه تعدادی گنبد ساب‌ولکانیک و توده‌های نفوذی کوچک به درون سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن و سنگ‌های افیولیتی (به سن کرتاسه پایانی- پالئوسن) جایگزین شده‌اند.

- واحدهای سنگی موجود در منطقه به ۴ گروه سنی کرتاسه- پالئوسن، ائوسن- الیگوسن، نئوژن و کواترنر تعلق دارند. سنگ‌های کرتاسه- پالئوسن در واقع مجموعه‌های سنگی سازنده افیولیت‌های بیرجند می‌باشد. سنگ‌های ائوسن با کنگلومرای قاعده‌ای شروع می‌شوند. دیگر واحدهای سنگی مربوط به ائوسن، تناوب یا تکراری از سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی هستند. واحدهای سنگی اواخر ائوسن- الیگوسن، به صورت تعداد زیادی گنبد نیمه‌عمیق، دایک با ترکیب غالب تراکی آندزیتی و

تعداد معدودی توده نفوذی کوچک می‌باشند که به صورت مونزوگرانیت تا سیینیت ظاهر شده‌اند و بخش اصلی این مطالعه بر روی آن‌ها انجام شده است. واحدهای مربوط به نئوژن غالباً سنگ‌های تخریبی - رسوبی شامل مارن، مارن گچ‌دار، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون می‌باشند.

- گنبد‌های آندزیتی - تراکی آندزیتی همند (واقع در غرب روستای همند)، رونشک (جنوب غرب روستای رونشک) و گنبد تراکی آندزیتی - تراکی داسیتی رمی به درون سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی و گنبد‌های چاه‌نوری (واقع در غرب روستای رونشک و جنوب روستای چاه‌نوری) و گیوشاد (غرب روستای گیوشاد) به درون سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی مربوط به ائوسن جایگزین شده‌اند. گنبد رمی در برخی مناطق سنگ میزبان خود را دچار دگرگونی مجاورتی کرده است و در این محل اسکارن وزوویانیت - گارنت‌دار به وجود آمده است.

- اکثر واحدهای سنگی دارای مرزهای گسله می‌باشند. اغلب این گسل‌ها دارای روند کلی شمال غرب - جنوب شرق می‌باشند. به نظر می‌رسد که ظهور گنبد‌های مورد مطالعه حاصل ایجاد حرکات کششی موضعی باشد که در ارتباط با عملکرد گسل‌های منطقه به وجود آمده و باعث شده است که ماگما در امتداد گسل‌ها و فضاها باز به سطوح بالا صعود نماید و به صورت دایک، سیل، گنبد و یا استوک جایگزین گردد.

- توده سیینیتی موجود در منطقه لوخی سیه‌وار، ویژگی‌های مناسب سنگ ساختمانی را دارد و بلوک‌های بزرگ آن قابل استحصال می‌باشند. سنگ‌های آندزیتی - تراکی آندزیتی و تراکی داسیتی سازنده گنبد‌های مورد مطالعه نیز غالباً دارای استحکام و کیفیت خوبی هستند. لذا به عنوان سنگ لاشه استفاده می‌شوند.

۳-۱- مقدمه

در این فصل به مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک سنگ‌های مورد مطالعه خواهیم پرداخت. این مطالعه شامل شناخت کانی‌ها، بافت‌ها، تجزیه و تحلیل بافت‌ها، روابط بین کانی‌ها، ترتیب تبلور آن‌ها و بررسی فرآیندهای پترولوژیکی نظیر تبلور تفریقی، هضم، اختلاط ماگمایی، دگرسانی و غیره می‌گردد. سنگ‌های آذرین مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی آندزیت- تراکی آندزیت، داسیت- تراکی داسیت و سیینیت می‌باشند. در ضمن پتروگرافی بازالت‌های منطقه سرچاه‌شور نیز به طور جداگانه مورد بررسی قرار گرفته است.

علائم اختصاری استفاده شده در شکل‌های این فصل عبارتند از:

Q	کوارتز	Or	ارتوکلاز	Plg	پلاژیوکلاز
Px	پیروکسن	Hb	هورنبلند	Bio	بیوتیت
Epi	اپیدوت	Ap	آپاتیت	Mt	مگنتیت
Ol	الیوین	Chl	کلریت	Hm	هماتیت
Ves	وزوویانیت	Cal	کلسیت	Gt	گارت

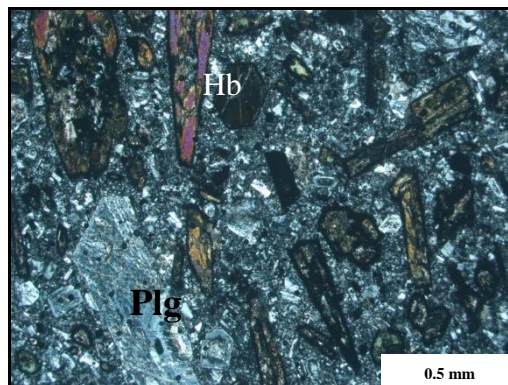
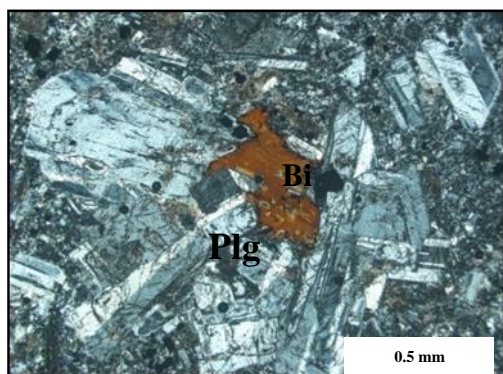
۳-۲- آندزیت - تراکی آندزیت‌ها

بخش قابل توجهی از مطالعات پتروگرافی به سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی اختصاص دارد که در مناطق مختلف از جمله همد، رمی، رونشک، چاه‌نوری و گیوشاد در قالب گنبد و دایک رخنمون دارند. این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای رنگ سبز خاکستری و سبز روشن مایل به کرم هستند (شکل ۳-۱).

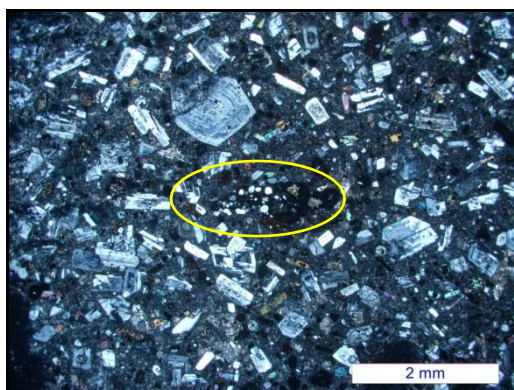
از جمله بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها، بافت‌های پورفیری (شکل ۳-۲)، گلومروپورفیری (حاصل تجمع فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن) (شکل ۳-۳) و جریان‌ی (شکل ۳-۴) می‌باشند. بافت جریان‌ی حاصل ردیف‌شدگی فنوکریست‌های سنگ خصوصاً هورنبلند و پلاژیوکلاز است. در مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک نیز مشاهده شده است (شکل ۳-۵). نمونه‌های متعلق به بخش‌های حاشیه‌ای گنبد، دانه‌ریزتر بوده و غالباً بافت پورفیری با زمینه حاوی بلورهای بسیار دانه‌ریز نشان می‌دهند در حالی که نمونه‌های مربوط به بخش‌های مرکزی دارای فنوکریست‌های بیشتر و زمینه تا حدودی دانه درشت‌تر می‌باشند.



شکل ۳-۱- تصویری از سنگ تراکی آندزیت در نمونه دستی.



شکل ۳-۲- تصویری از بافت پورفیری در تراکی آندزیتها. شکل ۳-۳- بافت گلومروپورفیری حاصل از تجمع موضعی به بلورهای نیزه‌ای شکل هورنبلند سبز و قهوه‌ای توجه بلورهای پلاژیوکلاز (XPL). نمایید (XPL).



شکل ۳-۴- تصویری از بافت‌های پورفیری و جریان‌ی در تراکی - شکل ۳-۵- تصویر میکروسکوپی معرف حضور آنکلاو میکروگرانولار مافیک در سنگ‌های تراکی آندزیتی (XPL).

سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی مورد مطالعه را می‌توان بر اساس حضور و یا عدم حضور هورنبلند و پیروکسن در سه گروه مجزا شامل انواع پیروکسن و هورنبلنددار، هورنبلنددار و پیروکسن‌دار قرار داد. قابل ذکر است که آندزیت- ترکی آندزیت‌های هورنبلنددار صرفاً متعلق به گنبد‌های همد و روشک و نوع پیروکسن‌دار متعلق به گنبد رمی می‌باشد. در ادامه به بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی هر یک از این گروه‌های سنگی به ترتیب فراوانی آن‌ها می‌پردازیم:

۳-۲-۱- سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی نوع پیروکسن و هورنبلنددار

کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوانترین کانی تشکیل دهنده این گروه از سنگ‌ها می‌باشد. بلورهای درشت این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار به صورت فنوکریست و بلورهای ریز آن در زمینه سنگ یافت می‌شوند. تجمع بلورهای پلاژیوکلاز (که سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ می‌شود) به وفور در سنگ مشاهده می‌شود (شکل ۳-۶). این پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی ترکیبی، ماکل پلی‌سینتتیک و ماکل آلبیت- کارلسباد بارزی می‌باشند (شکل‌های ۳-۷ و ۳-۸). منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها نشان‌دهنده واکنش ناقص مداوم بین مذاب و محلول جامد است. سرعت انتشار کم یون‌های $CaAl$ و $NaSi$ در طول تبلور شاهدهی بر این مسأله است (بست ۲۰۰۳). معمولاً منطقه‌بندی نشانگر کند بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت رشد بلور است. به عبارت دیگر ساختمان منطقه‌ای و همچنین حضور ادخال‌های مگنتیت در آن نشان‌دهنده عدم تعادل کانی با مذاب اطرافش است و آشفتگی‌های دمایی ناشی از ورود ماگمای تازه به درون مخزن ماگمایی در حال تبلور، تغییرات فشار بخار آب و افت سریع دما، همه می‌توانند سبب ایجاد ساختمان منطقه‌ای در پلاژیوکلاز در حال تبلور گردند (شلی^۱، ۱۹۹۳). برخی پلاژیوکلازها دارای ادخال شیشه هستند. گاهی اوقات در اطراف آن‌ها هاله‌ای قرمز- قهوه‌ای دیده می‌شود که ناشی از آغشتگی آن‌ها به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (از جمله هماتیت) می‌باشد (شکل ۳-۹). پلاژیوکلازها غالباً سریسیتی شده‌اند و به همین علت دارای منظره غبارآلود هستند (شکل‌های ۳-۱۰ و ۳-۱۱). سریسیتی شدن پلاژیوکلاز طی واکنش زیر اتفاق می‌افتد:



هورنبلند

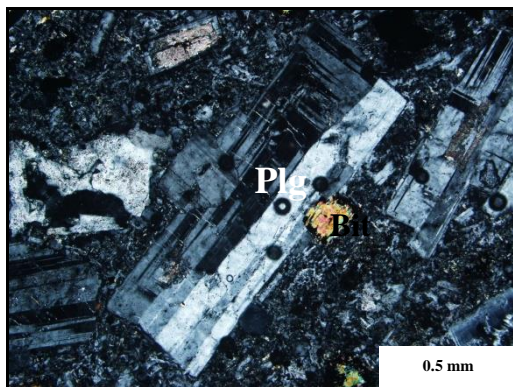
اغلب هورنبلندهای موجود در این گروه از سنگ‌ها، هورنبلند قهوه‌ای یا اکسی‌هورنبلند می‌باشند ولی هورنبلند سبز نیز در آن‌ها یافت می‌شود. حضور هورنبلند در این سنگ‌ها نشان‌دهنده تبلور تفریقی و افزایش مقدار آب در ماگمای باقیمانده است. این کانی غالباً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشد. در مقاطع طولی به صورت کشیده، سوزنی و نیزه‌ای شکل مشاهده می‌شود و ردیف‌شدگی آن‌ها سبب ایجاد بافت تراکیتی در سنگ شده است (شکل ۳-۱۲). اکثر بلورهای هورنبلند اپاسیتی شده‌اند و حاشیه سیاه‌رنگی در اطراف خود به نمایش می‌گذارند. هنگامی که مواد مذاب به نزدیکی سطح زمین می‌رسد مقدار اکسیژن موجود در محیط افزایش می‌یابد. در نتیجه آهن ترجیح می‌دهد با اکسیژن وارد واکنش شود و اکسیدهای آهن به خصوص مگنتیت را بسازد. مگنتیت‌های تشکیل شده در این مرحله دانه ریز هستند و به صورت حاشیه‌ای اطراف بلور را فرا می‌گیرند. به این پدیده اپاسیتی شدن می‌گویند. برخی هورنبلندها دارای حاشیه انحلالی یا خورده شده می‌باشند (شکل ۳-۱۳). برخی از آن-

^۱ - Shelly

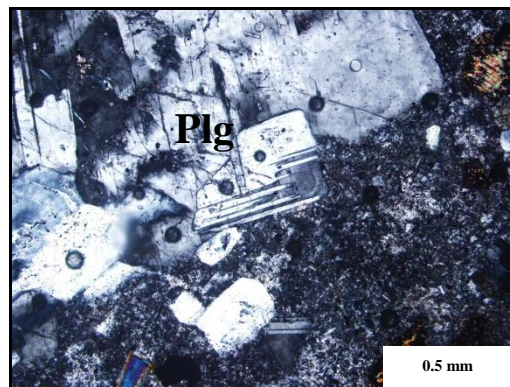
ها حاوی ادخال‌هایی از مگنتیت، آپاتیت، پیروکسن و بیوتیت می‌باشند (شکل ۳-۱۴). این کانی در اثر دگرسانی به کانی‌هایی نظیر کلریت، اپیدوت و کلسیت تبدیل شده است (شکل‌های ۳-۱۵).

پیروکسن

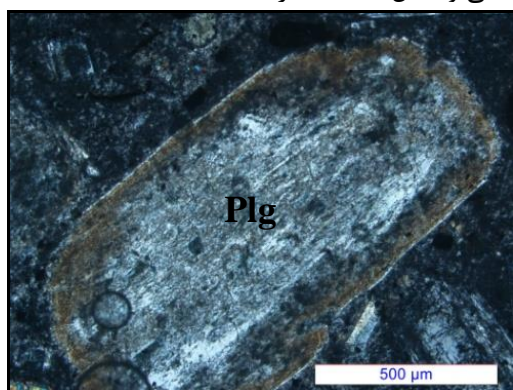
پیروکسن موجود در این گروه از سنگ‌ها فراوانی قابل توجهی دارد. بنابراین یکی از کانی‌های اصلی سنگ محسوب می‌شود. با توجه به ویژگی‌های میکروسکوپی مشاهده شده در پیروکسن‌ها، از جمله برجستگی بالا و زاویه خاموشی ۴۵ درجه، نوع پیروکسن آن از نوع اوژیت می‌باشد. این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا کاملاً بی‌شکل دیده می‌شود. گهگاه تجمع آن‌ها سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ می‌گردد (شکل ۳-۱۶). برخی از آن‌ها حاوی ادخال‌هایی از مگنتیت و آپاتیت هستند (شکل ۳-۱۷) و برخی دیگر نیز به صورت ادخال در هورنبلندها یافت می‌شوند (شکل ۳-۱۹). پیروکسن‌ها در اثر دگرسانی به کلسیت و در موارد نادر به اپیدوت و کلریت دگرسان شده‌اند.



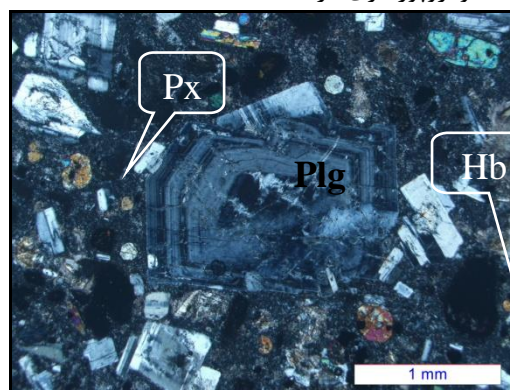
شکل ۳-۷- تصویری از پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل آلبیت- کارلسباد (XPL).



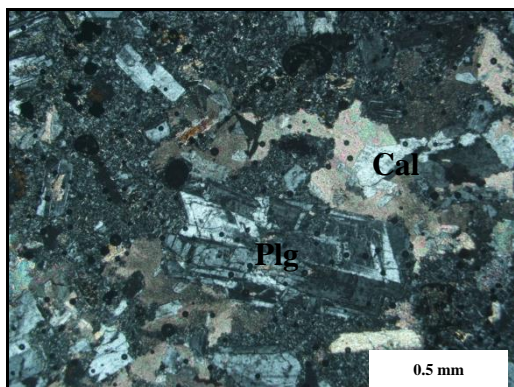
شکل ۳-۶- تصویری از تجمع بلورهای پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ (XPL).



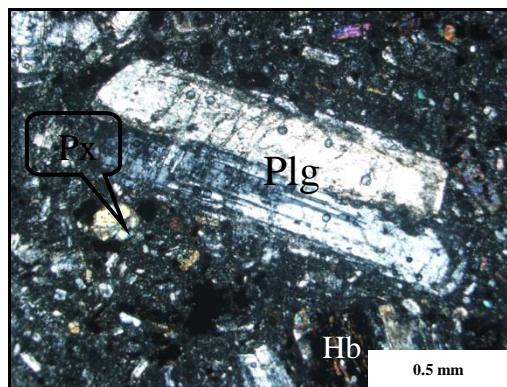
شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی پلاژیوکلازی که دارای ادخال شیشه‌ای است و رشد دو مرحله‌ای نیز نشان می‌دهد (XPL).



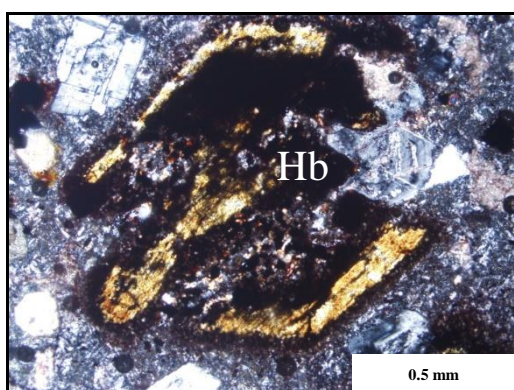
شکل ۳-۸- تصویری از پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی ترکیبی. به بافت پورفیری در سنگ توجه نمایید (XPL).



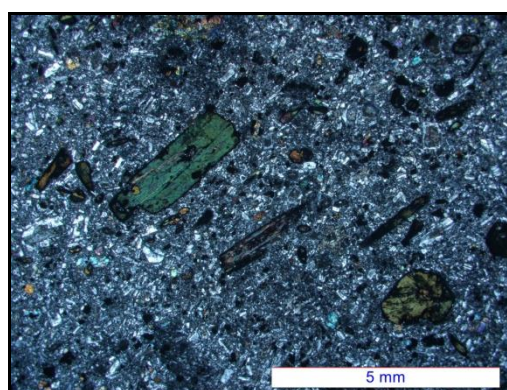
شکل ۳-۱۱- تصویری از پلاژیوکلازهای دگرسان شده به کلسیت (XPL).



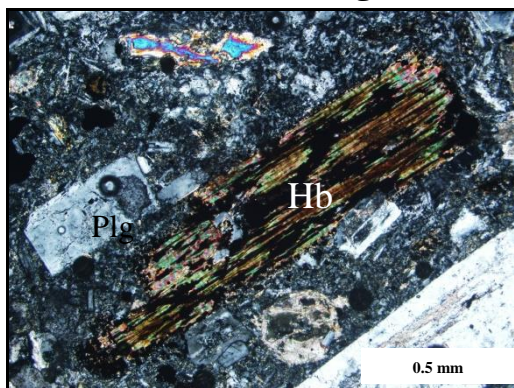
شکل ۳-۱۰- تصویری از پلاژیوکلاز دگرسان شده به سرسیت و کائولینیت که دارای منظره غبارآلود می‌باشد (XPL).



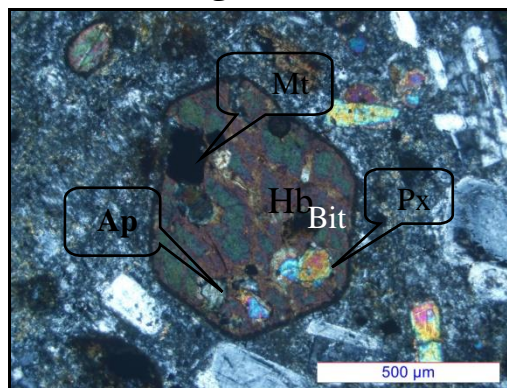
شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی اکسی‌هورنبلند دارای حاشیه‌های انحلالی و خورده شده (XPL).



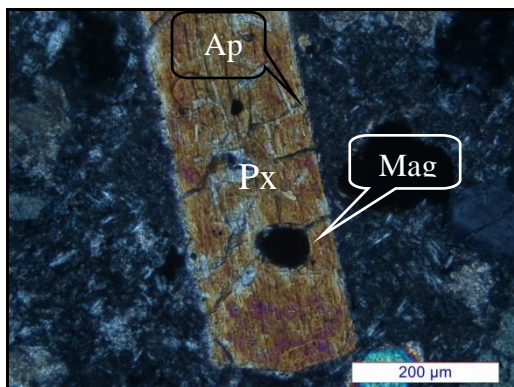
شکل ۳-۱۲- تصویر میکروسکوپی آرایش بلورهای کشیده هورنبلند و ایجاد بافت تراکیتی در سنگ (XPL).



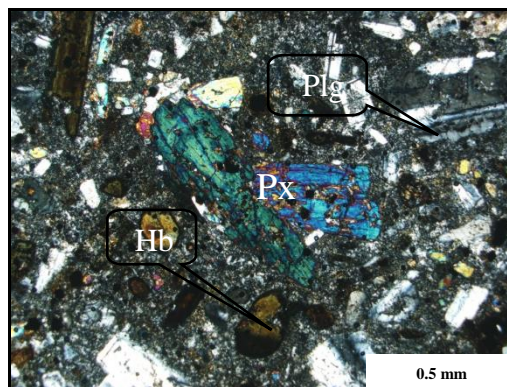
شکل ۳-۱۵- تصویری از هورنبلند دگرسان شده به اپیدوت و کلریت (XPL).



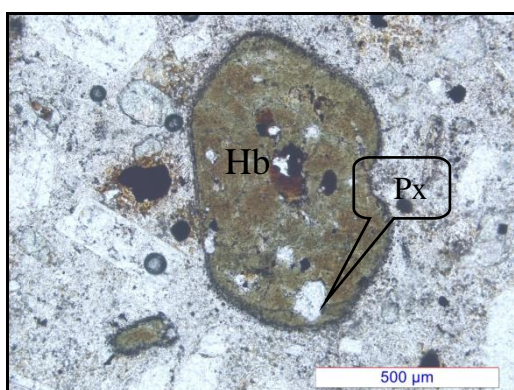
شکل ۳-۱۴- تصویری از مقطع عرضی هورنبلند که دارای ادخال‌هایی از پیروکسن، بیوتیت، مگنتیت و آپاتیت می‌باشد. بنابراین کانی‌های فوق‌الذکر زودتر از هورنبلند یا حداقل همزمان با آن‌ها تشکیل شده‌اند.



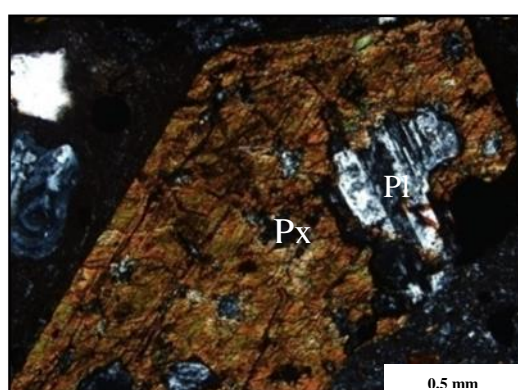
شکل ۳-۱۷- تصویری از بلور پیروکسن دارای ادخال‌هایی از آپاتیت و مگنتیت (XPL).



شکل ۳-۱۶- تصویری از تجمع بلورهای پیروکسن حاوی ادخال‌هایی از مگنتیت که تا حدودی به کلسیت دگرسان شده‌اند (XPL).



شکل ۳-۱۹- در این تصویر مشاهده می‌شود که پیروکسن به صورت ادخال توسط هورنبلند در بر گرفته شده است. این مسأله بیانگر تقدم تبلور پیروکسن نسبت به هورنبلند می‌باشد (PPL).



شکل ۳-۱۸- تصویر میکروسکوپی پلاژیوکلازی که حاشیه آن خورده شده و توسط پیروکسن به صورت ادخال در بر گرفته شده است و مبین تبلور زودرس پلاژیوکلاز می‌باشد (XPL).

کانی‌های فرعی

بیوتیت

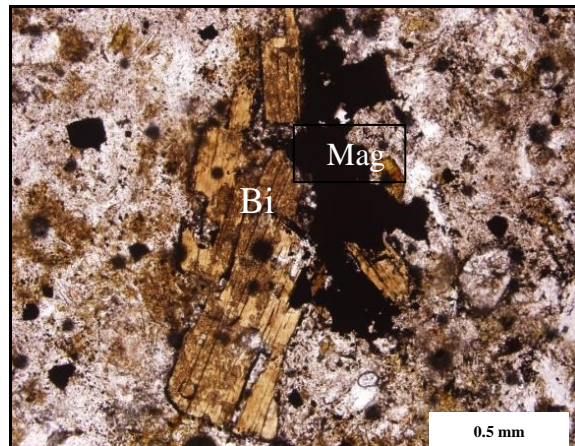
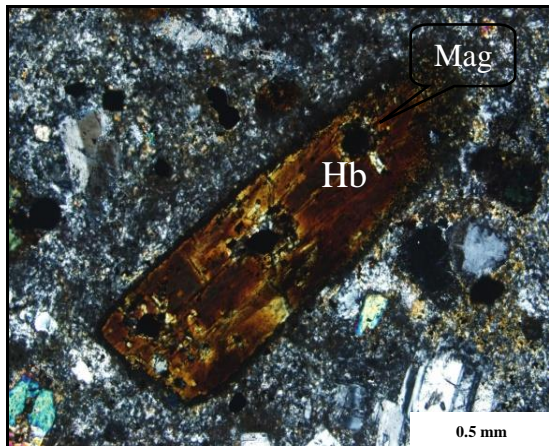
بیوتیت به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در سنگ حضور دارد. این کانی اغلب به همراه مگنتیت یافت می‌شود و یا دارای ادخال‌هایی از مگنتیت است. برخی از بیوتیت‌ها دارای حاشیه خورده‌شده هستند (شکل ۳-۲۰).

مگنتیت

مگنتیت به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در این دسته از سنگ‌ها دیده می‌شود. مگنتیت اغلب به همراه کانی‌های مافیک نظیر هورنبلند، پیروکسن و بیوتیت و یا به صورت ادخال در آن‌ها یافت می‌شود (شکل‌های ۳-۲۱ و ۳-۲۲).

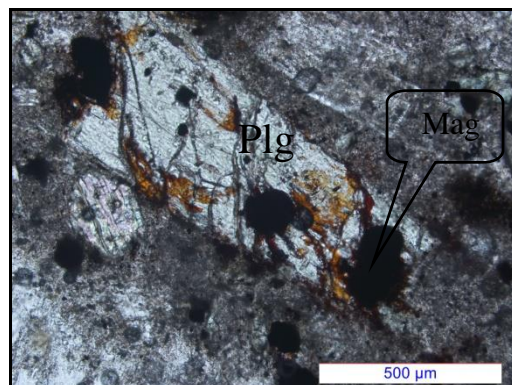
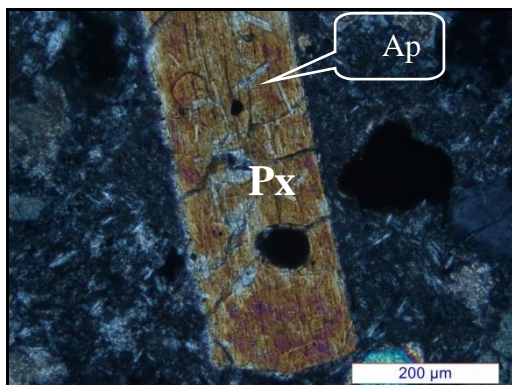
آپاتیت

آپاتیت به صورت بلورهای ریز مستطیلی شکل و یا سوزنی و اغلب به صورت ادخال در کانی‌های مختلف همچون پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن یافت می‌شود (شکل ۳-۲۳).



شکل ۳-۲۱- تصویری از حضور مگنتیت به صورت ادخال در هورنبلند (XPL).

شکل ۳-۲۰- تصویر میکروسکوپی تجمع بلورهای اکسی‌بیوتیت که تا حدودی به کلریت دگرسان شده‌اند. به حاشیه‌های خورده شده توجه شود (PPL).



شکل ۳-۲۳- تصویری از حضور قابل توجه بلورهای آپاتیت به صورت ادخال در پیروکسن (XPL).

شکل ۳-۲۲- تصویری از مگنتیت‌هایی که به هماتیت تبدیل شده‌اند و سپس پلاژیوکلازهای هم‌جوار آن‌ها توسط سیالات حمل‌کننده اکسید- آهن به رنگ قرمز آغشته شده‌اند (PPL).

کانی‌های ثانویه

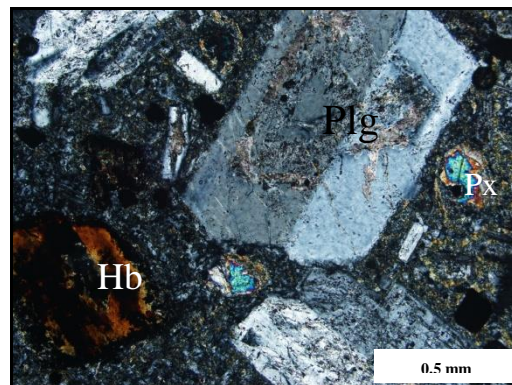
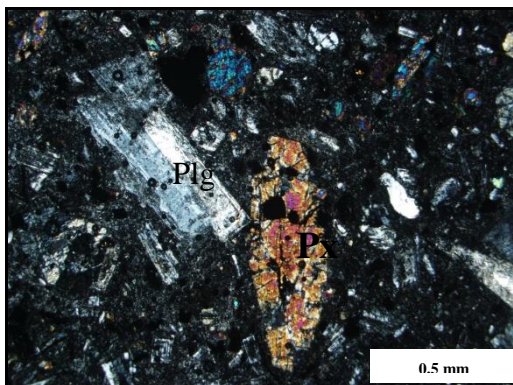
سریست، کائولینیت، کلسیت

سریست و کائولینیت در اثر دگرسانی فلدسپارها به وجود می‌آیند و سبب ایجاد منظره غبارآلود بر روی آن‌ها می‌شوند. کلسیت در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن (نوع اوژیت) ایجاد می‌شود (شکل‌های ۳-۲۴ و ۳-۲۵).

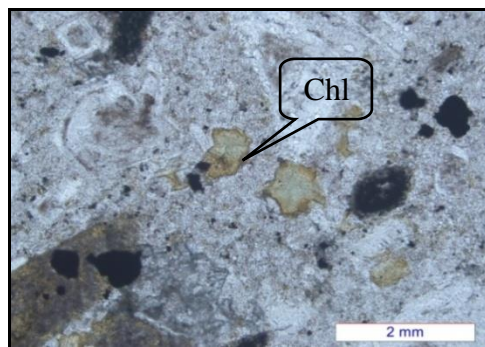
کلریت و اپیدوت

کلریت و اپیدوت دیگر کانی‌های حاصل از دگرسانی در این دسته از سنگ‌ها هستند که در اثر دگرسانی هورنبلند و پیروکسن به وجود آمده‌اند. کلریت معرف حضور سیال آبدار در طی دگرسانی و

خروج سدیم و کلسیم از کانی‌های مافیک همچون هورنبلند و پیروکسن و بیوتیت می‌باشد (شکل ۳-۲۶).



شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی معرف دگرسانی پلاژیوکلازها به سریسیت، کائولینیت و کلسیت (XPL).
شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکوپی معرف دگرسانی پلاژیوکلازها به سریسیت و کائولینیت و دگرسانی پیروکسن‌ها به کلسیت (XPL).



شکل ۳-۲۶- حضور کلریت حاصل از دگرسانی کانی‌های مافیک به صورت پر کننده حفرات در سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی نوع پیروکسن- هورنبلند دار (PPL).

۳-۲-۲- سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی نوع هورنبلنددار

کانی‌های اصلی

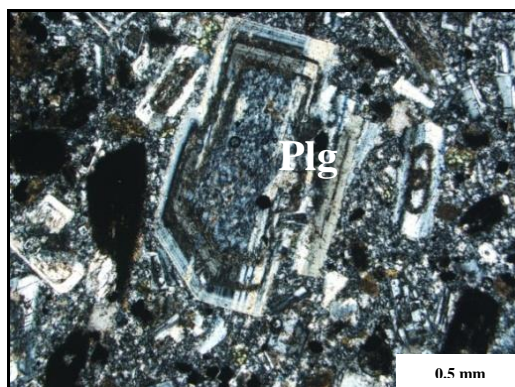
پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوانترین کانی در این سنگ‌ها بوده که بیشتر به صورت فنوکریست در ابعاد مختلف و به مقدار کمتر به صورت دانه‌ریز در زمینه سنگ یافت می‌شود. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز عموماً به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشند. از ویژگی‌های بارز پلاژیوکلازهای تشکیل‌دهنده این منطقه‌بندی ترکیبی، ماکل پلی‌سینتیک و ماکل آلبیت- کارلسباد، هستند (شکل ۳-۲۷). برخی پلاژیوکلازهای موجود در سنگ رشد چند مرحله‌ای نشان می‌دهند (شکل ۳-۲۸). همچنین بعضی از آن‌ها حاوی ادخال‌هایی از آپاتیت می‌باشند (شکل ۳-۲۹). پلاژیوکلازها به سریسیت، کلسیت و کانی- های رسی دگرسان شده‌اند. این دگرسانی‌ها غالباً در مرکز پلاژیوکلازها دیده می‌شوند، چون بخش‌های

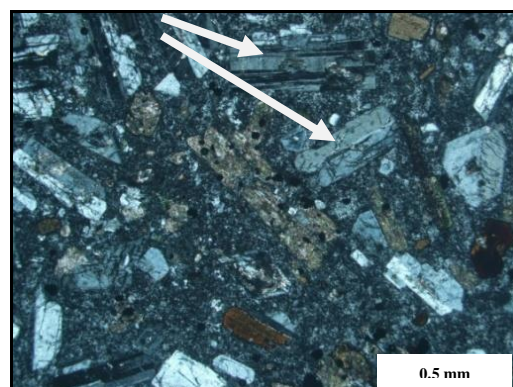
آنورتیتی پلاژیوکلازها راحت‌تر به کانی‌های مذکور دگرسان می‌شوند. برخی پلاژیوکلازها در سنگ‌هایی که به شدت دگرسان شده‌اند، کاملاً سریسیتی و کلسیتی شده‌اند (شکل ۳-۳۰).

هورنبلند

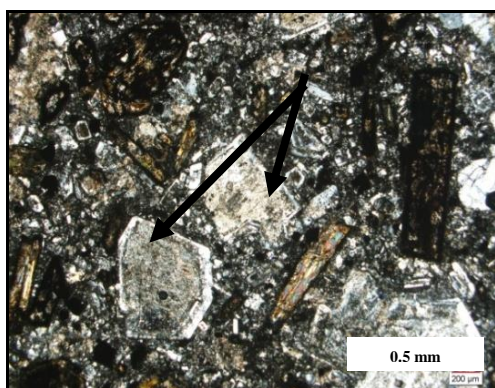
هورنبلندهای موجود در آندزیت- تراکی آندزیت‌های مربوط به گنبد همدان از نوع هورنبلند سبز می‌باشند ولی در سایر گنبدها هورنبلندهای قهوه‌ای نیز به مقدار قابل توجهی حضور دارند. این امر را می‌توان به عمق جایگزینی بیشتر گنبد همدان نسبت داد، زیرا در اعماق بیشتر فرآیند اوپاسیتی شدن و یا تشکیل هورنبلند قهوه‌ای صورت نمی‌گیرد. هورنبلند به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در قالب فنوکریست و به صورت ریزدانه در زمینه سنگ یافت می‌شود. بلورهای آن در مقاطع طولی کشیده و سوزنی شکل و در سایر برش‌ها به شکل شش ضلعی، لوزی شکل، مثلثی و ... دیده می‌شود (شکل ۳-۳۱). اندازه بلورهای هورنبلند متغیر بوده و گاهی به یک سانتی‌متر هم می‌رسند. جهت‌یافتگی بلورهای کشیده هورنبلند سبب ایجاد بافت تراکیتی در سنگ شده است (شکل ۳-۳۲). برخی از هورنبلندها در اطراف خود خوردگی نشان می‌دهند. این کانی تحت تأثیر دگرسانی به کلسیت، کلریت، اپیدوت و بیوتیت تبدیل شده است (شکل‌های ۳-۳۳ و ۳-۳۴).



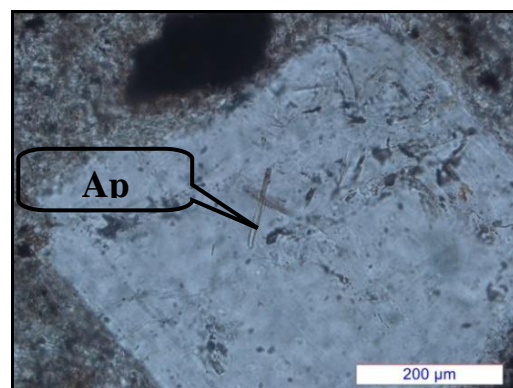
شکل ۳-۲۸- تصویر میکروسکوپی معرف پلاژیوکلاز با چند مرحله رشد (XPL).



شکل ۳-۲۷- تصویری از تراکی آندزیت حاوی پلاژیوکلازهایی با ماکل آلبیت- کارلسباد و پلی سنتتیک (XPL).



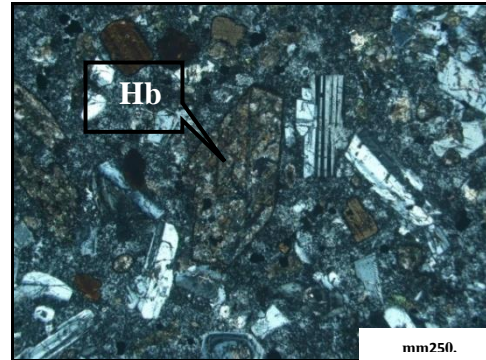
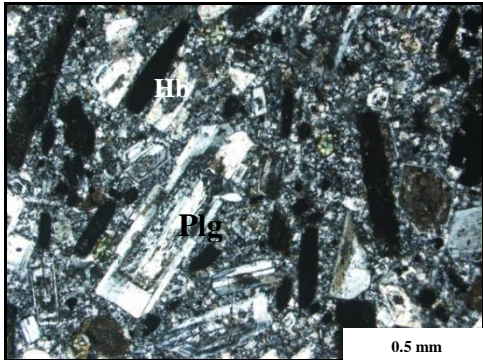
شکل ۳-۳۰- تصویری از پلاژیوکلازهای موجود در تراکی-



شکل ۳-۲۹- تصویر میکروسکوپی مبین حضور آپاتیت در

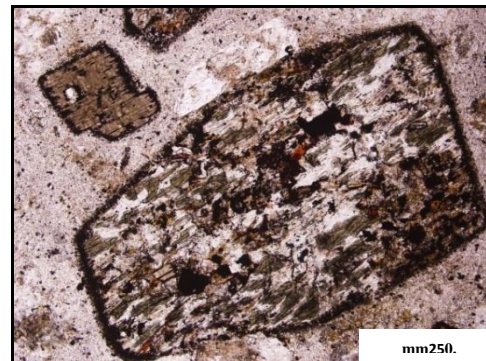
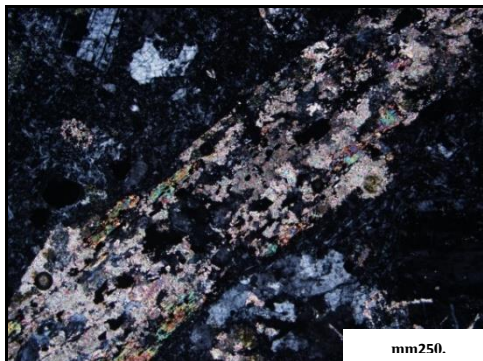
پلاژیوکلازها (XPL).

آندزیت‌ها که کاملاً به سریسیت و کلسیت دگرسان شده-
اند.



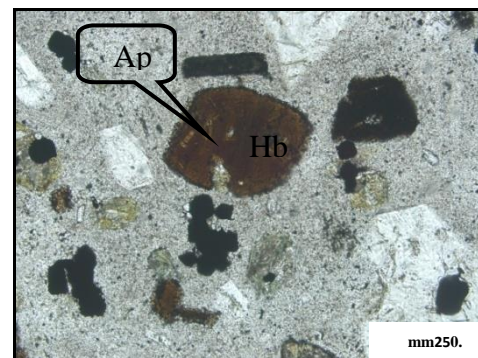
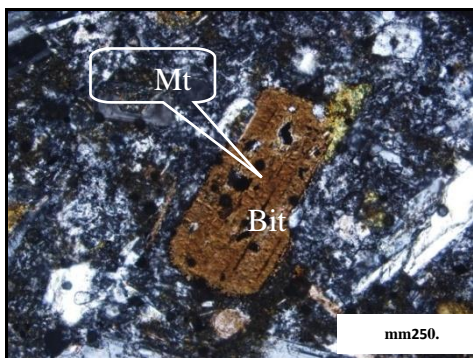
شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکوپی ردیف‌شدگی بلورهای
اکسی‌هورنبلند که منظره جریان‌ی به سنگ داده است
(XPL).

شکل ۳-۳۱- تصویر میکروسکوپی از مقطع عرضی بلور
خودشکل هورنبلند که دوسری رخ در آن مشخص
می‌باشد. این کانی در اثر دگرسانی به کلسیت تبدیل شده
است.



شکل ۳-۳۴- هورنبلند دگرسان شده به کلسیت، کلریت و
اپیدوت. به خوردگی در حاشیه بلور نیز توجه شود
(XPL).

شکل ۳-۳۳- مقطع عرضی که کلریت حاصل از دگرسانی
در امتداد رخی‌های لوزی شکل آن وجود دارند (PPL).



شکل ۳-۳۶- تصویری میکروسکوپی بیوتیت دارای ادخال
مگنتیت که تا حدودی به کلریت دگرسان شده است
(XPL).

شکل ۳-۳۵- تصویری از هورنبلند دارای ادخال آپاتیت
(PPL).

کانی‌های ثانویه

کلریت، اپیدوت، کلسیت

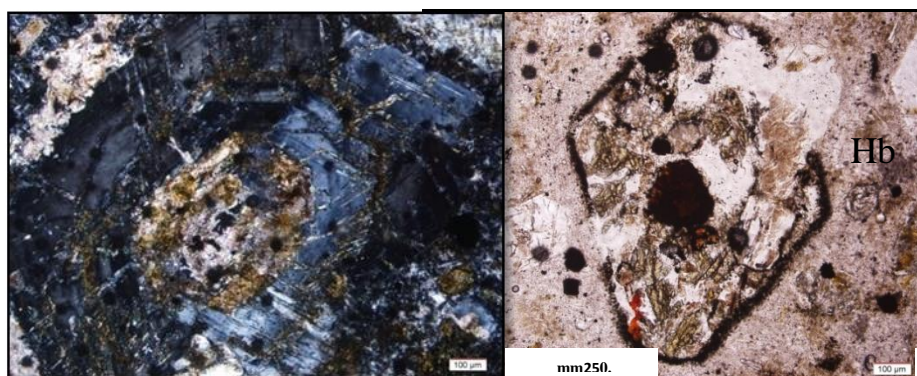
کلریت یکی از کانی‌های ثانویه موجود در آندزیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها است که از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین نظیر هورنبلند و بیوتیت به وجود آمده است. دارای رنگ اینترفرانس آبی-سبز لجنی و عموماً بی‌شکل می‌باشد. اپیدوت نیز از دگرسانی هورنبلند ایجاد شده است. کانی ثانویه دیگر کلسیت است که از دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند به وجود آمده است.

سریسیت

سریسیت از دگرسانی پلاژیوکلاز به وجود آمده است. محصول دیگر این دگرسانی کانی رسی است که سبب ایجاد حالت غبارآلود در آن‌ها شده است.



شکل ۳-۳۷- تصویر میکروسکوپی معرف کلریتی‌شدن در آندزیت- شکل ۳-۳۸- تصویر میکروسکوپی معرف دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت، کائولینیت و کلسیت و دگرسانی بیوتیت به کلریت (PPL).



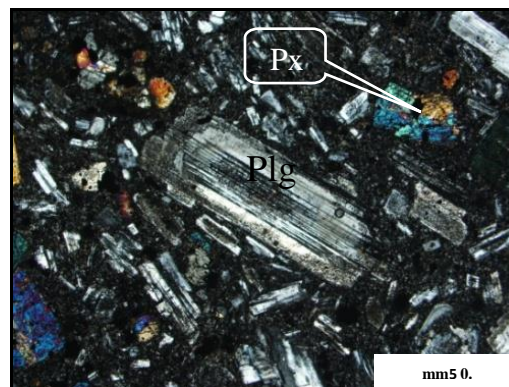
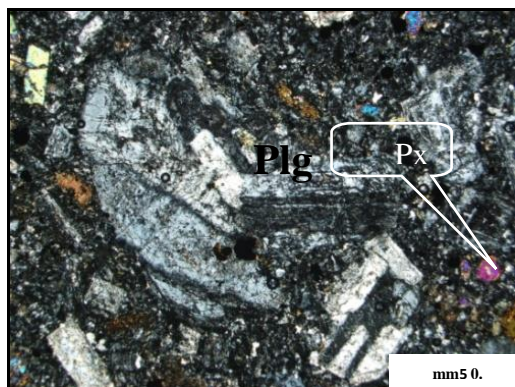
شکل ۳-۳۹- تصویری از دگرسانی شکل ۳-۴۰- تصویر میکروسکوپی اکسی‌هورنبلند به کلریت، اپیدوت، دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت (XPL). کلسیت و اکسیدهای آهن (PPL).

۳-۲-۳- سنگ‌های آندزیتی- تراکی‌آندزیتی نوع پیروکسن‌دار کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز

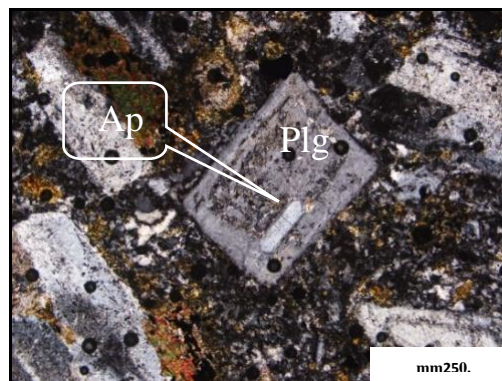
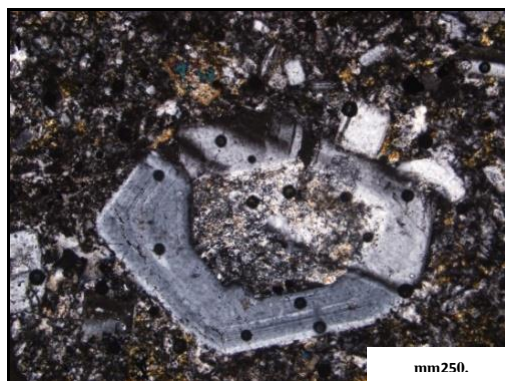
این کانی هم به صورت فنوکریست و هم به شکل ریزدانه در زمینه سنگ یافت می‌شود. فنوکریست-های آن به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. تجمع پلاژیوکلازها سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری شده است (شکل ۳-۴۲). منطقه‌بندی ترکیبی، ماکل پلی‌سینتتیک و ماکل آلبیت-کارلسباد از جمله ویژگی‌های این پلاژیوکلازها می‌باشد. برخی از پلاژیوکلازها حاوی ادخال‌هایی از آپاتیت می‌باشند (شکل ۳-۴۳). پلاژیوکلازها به سریسیت و کانی رسی دگرسان شده‌اند که سبب ایجاد ظاهری غبار آلود در این کانی شده است. پلاژیوکلازها به کلسیت نیز دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۴۴).

پیروکسن

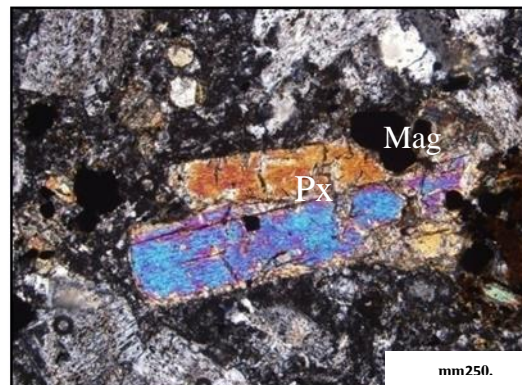
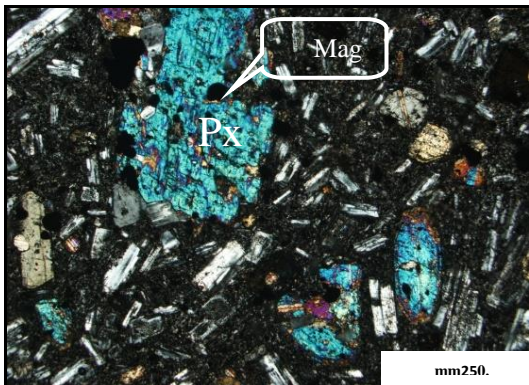
این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود و غالباً دارای شکستگی می‌باشد. بی-رنگ، گهگاه دارای تهرنگ‌های سبز، زرد و صورتی، در مقاطع عرضی دارای دو سری رخ مشخص، برجستگی بالا و زاویه خاموشی حدود ۴۵ درجه است. بنابراین با توجه به ویژگی‌های میکروسکوپی‌شان کلینوپیروکسن (نوع اوژیت) می‌باشند. چند رنگی بودن بلورهای اوژیت نشان‌دهنده وجود تیتانیوم در سنگ است. تجمعات بلورهای پیروکسن سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ شده است (شکل ۳-۴۷). برخی از بلورهای پیروکسن در حاشیه خود خوردگی نشان می‌دهند و غالباً دارای ادخال‌هایی از مگنتیت هستند (شکل‌های ۳-۴۵ و ۳-۴۶). بنابراین مگنتیت و آپاتیت در این سنگ‌ها زودتر از پیروکسن متبلور شده‌اند. پیروکسن در این سنگ‌ها به اپیدوت و کلسیت دگرسان شده است (شکل ۳-۴۸).



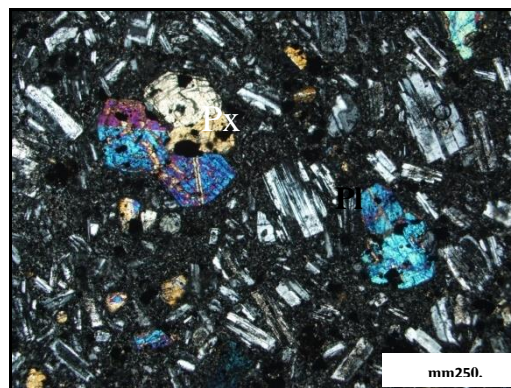
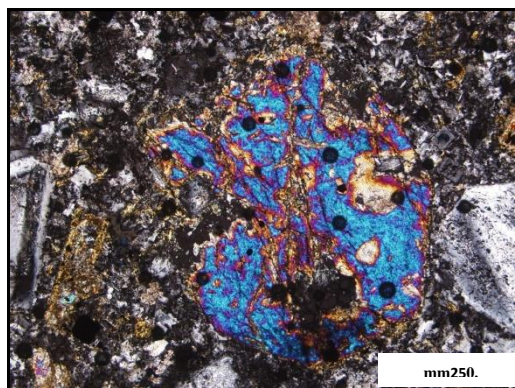
شکل ۳-۴۱- تصویری از پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی-سینتتیک که به سریسیت دگرسان شده است (XPL).
شکل ۳-۴۲- تصویری از تجمع موضعی پلاژیوکلازها که سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ شده است (XPL).



شکل ۳-۴۳- تصویری از پلاژیوکلاز دارای ادخال آپاتیت (XPL).
 شکل ۳-۴۴- تصویری از پلاژیوکلازی که به سریسیت، کائولینیت و کلسیت دگرسان شده است (XPL).



شکل ۳-۴۵- تصویر میکروسکوپی از بلور درشت پیروکسن (نوع اوژیت). این کانی اغلب به همراه مگنتیت یافت می‌شود (XPL).
 شکل ۳-۴۶- تصویر میکروسکوپی فنوکریست‌های پیروکسن (اوژیت) که دارای ادخال مگنتیت هستند و دچار خوردگی شده‌اند. به بافت پورفیری و جریان‌ی نیز در سنگ توجه شود



شکل ۳-۴۷- تصویری از تجمع موضعی پیروکسن‌ها (اوژیت) و ایجاد بافت گلمروپورفیری. در ضمن به بافت جریان‌ی سنگ نیز توجه نمایند (XPL).
 شکل ۳-۴۸- تصویری از پیروکسن (اوژیت) دگرسان شده به کلسیت (XPL).

کانی‌های فرعی

بیوتیت

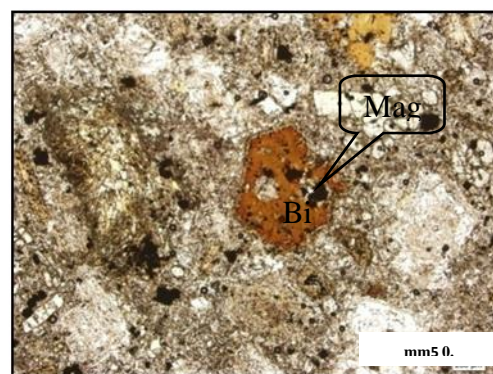
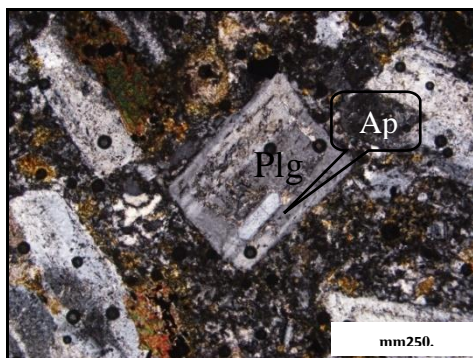
بیوتیت یکی از کانی‌های فرعی تشکیل دهنده این گروه از سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد و به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل دار مشاهده می‌شود. این کانی معمولاً دارای ادخال‌هایی از مگنتیت می‌باشد. برخی از بیوتیت‌ها به شدت دچار اپک‌زایی گردیده‌اند (شکل‌های ۳-۴۹).

مگنتیت

کانی اپک موجود در آندزیت- تراکی آندزیت‌های پیروکسن‌دار اغلب مگنتیت می‌باشد و به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل مشاهده می‌شود. مگنتیت‌ها به صورت ادخال در داخل کانی‌هایی نظیر پیروکسن (اوژیت) و بیوتیت نیز یافت می‌شوند. برخی از آن‌ها تبدیل به هماتیت شده‌اند و کانی‌های اطراف خود به ویژه پلاژیوکلازها را آغشته به رنگ (قرمز یا قهوه‌ای) کرده‌اند.

آپاتیت

آپاتیت به مقدار قابل توجهی در این گروه از سنگ‌ها حضور دارد. این کانی به صورت بلورهای سوزنی و بسیار ریز در درون پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۵۰).

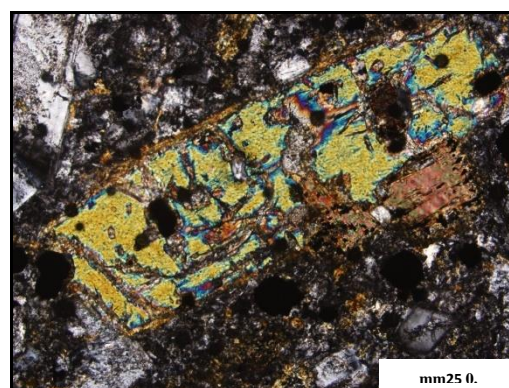
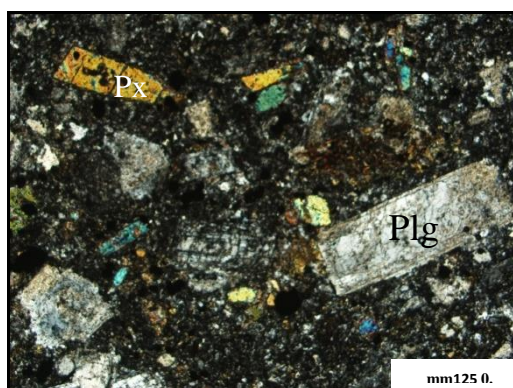


شکل ۳-۴۹- تصویر میکروسکوپی از بلور خودشکل بیوتیت دارای ادخال مگنتیت (PPL). شکل ۳-۵۰- تصویری از حضور آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلاز (XPL).

کانی‌های ثانویه

اپیدوت، کلسیت، سربیسیت

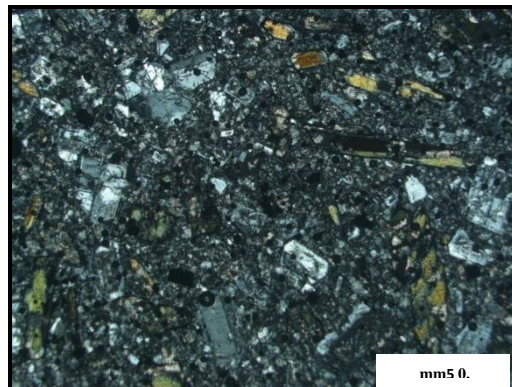
اپیدوت و کلسیت در اثر دگرسانی پیروکسن (نوع اوژیت) موجود در آندزیت- تراکی آندزیت‌ها به وجود آمده‌اند (شکل ۳-۵۱). کلسیت از دگرسانی پلاژیوکلازها نیز به وجود آمده است. سربیسیت در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها به وجود آمده و به همراه کانی رسی که محصول همین دگرسانی است، سبب ایجاد حالت غبارآلود در پلاژیوکلازهای دگرسان شده است (شکل ۳-۵۲).



شکل ۳-۵۱- تصویری از پیروکسن دگرسان شده به شکل ۳-۵۲- تصویری از تراکی آندزیت پیروکسن داری که اپیدوت و کلسیت (XPL).
پلاژیوکلازهای آن به سریسیت، کانی رسی و کلسیت دگرسان شده است (XPL).

۳-۳- داسیت - تراکی داسیت

از میان نمونه‌های سنگی بررسی شده تعداد محدودی از نمونه‌ها دارای ترکیب داسیتی- تراکی داسیتی هستند. این نمونه‌ها به گنبد ساب‌ولکانیک رمی تعلق دارند. در نمونه دستی به رنگ سبز خاکستری تا سفید مایل به خاکستری دیده می‌شوند.
این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری و گلومروپورفیری (حاصل تجمع بلورهای پلاژیوکلاز) می‌باشند. پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، فلدسپات آلکالن کانی‌های اصلی و بیوتیت، مگنتیت و آپاتیت کانی‌های فرعی آن‌ها را تشکیل می‌دهند. واقعیت امر این است که بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های سنگی مورد نظر در محدوده‌های داسیت و تراکی داسیت قرار می‌گیرند، ولی با توجه به حضور کم کوارتز در آن تراکی داسیت نام مناسبی برای آن‌ها می‌باشد.



شکل ۳-۵۳- تصویری میکروسکوپی معرف بافت پورفیری و گلومروپورفیری در سنگ تراکی داسیتی (XPL).

کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوانترین کانی موجود در این گروه از سنگ‌ها است و سهم قابل توجهی از سنگ را به خود اختصاص می‌دهد. این کانی هم به صورت فنوکریست و هم دانه‌ریز در زمینه سنگ حضور دارد. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و تجمع موضعی آن‌ها

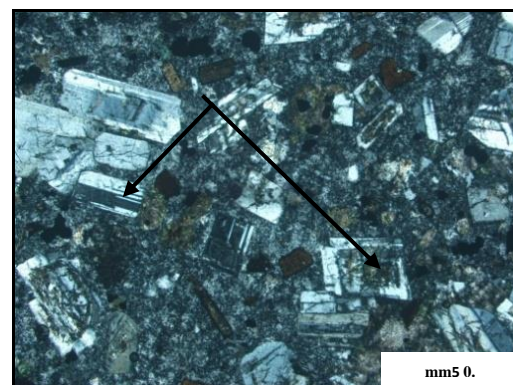
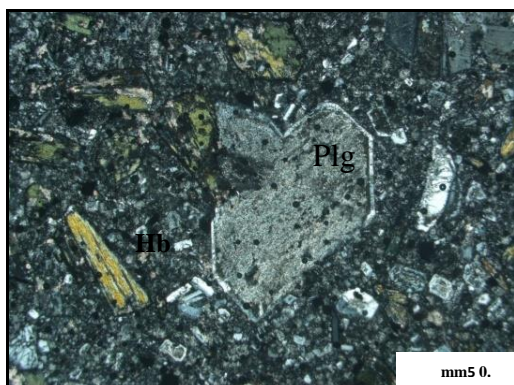
سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ شده است. اندازه برخی از فنوکریست‌های آن به ۵ میلی‌متر هم می‌رسد (شکل ۳-۵۴). منطقه‌بندی ترکیبی، ماکل‌های پلی‌سینتتیک و آلبیت-کارلسباد از ویژگی‌های بارز آن‌ها به شمار می‌آید. پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی به سریسیت، کانی رسی و کلسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۵۵).

هورنبلند

فراوان‌ترین کانی مافیک تشکیل‌دهنده سنگ هورنبلند سبز می‌باشد که هم به صورت فنوکریست و هم در زمینه سنگ حضور دارد و سهم قابل توجهی از سنگ را به خود اختصاص می‌دهد و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. در مقاطع طولی خود به شکل کشیده و سوزنی شکل و در مقاطع عرضی به صورت شش ضلعی با دو سری رخ لوزی یافت می‌شود. اندازه بلورهای آن متغیر است و گاهی به ۵ میلی‌متر هم می‌رسد. آپاتیت و مگنیتیت به صورت اذخال در بعضی از بلورهای هورنبلند یافت می‌شوند (شکل‌های ۳-۵۸). حضور هورنبلند سبز در داخل فلدسپات آلکالن نشان‌دهنده این است که هورنبلند زودتر از فلدسپات آلکالن تشکیل شده است. برخی از بلورهای هورنبلند اوپاسیتی شده‌اند و در اطراف خود حاشیه سوخته به نمایش می‌گذارند. اوپاسیتی شدن نشان‌دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل کانی‌ها و از دست رفتن آب حین فوران ماگماست (بست^۱، ۲۰۰۳). جهت یافتگی هورنبلندهای سوزنی‌شکل و کشیده سبب ایجاد بافت جریان‌ی در سنگ شده است (شکل ۳-۵۶). این کانی به کلسیت، کلریت و در موارد معدودی به اپیدوت دگرسانی یافته است.

سانیدین

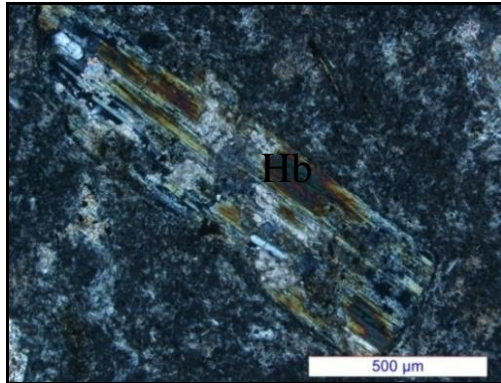
این کانی غالباً به صورت دانه‌ریز در زمینه سنگ حضور دارد و به ندرت به صورت فنوکریست ظاهر شده است. واقعیت امر این است که با توجه به ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها بایستی سانیدین سهم قابل توجهی از سنگ را به خود اختصاص دهد ولی به علت دانه‌ریز بودن و عدم مشاهده ویژگی‌های پتروگرافی بارز و قاطع، صحبت کردن در مورد این کانی باید با احتیاط صورت گیرد. هر چند بر این مسأله آگاهییم که حضور سانیدین در سنگ‌هایی با این طیف ترکیبی قطعی است.



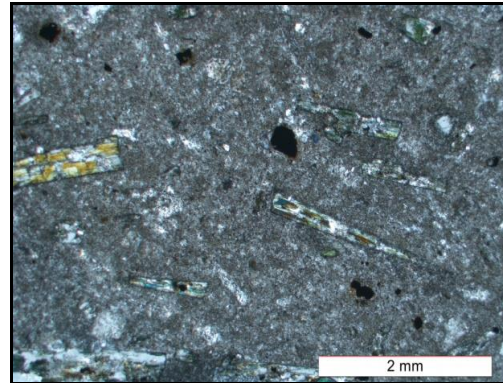
شکل ۳-۵۴- تصویری از تراکی‌داسیت‌های دارای شکل ۳-۵۵- تصویری از پلاژیوکلاز دگرسان شده به سریسیت،

^۱ -Best

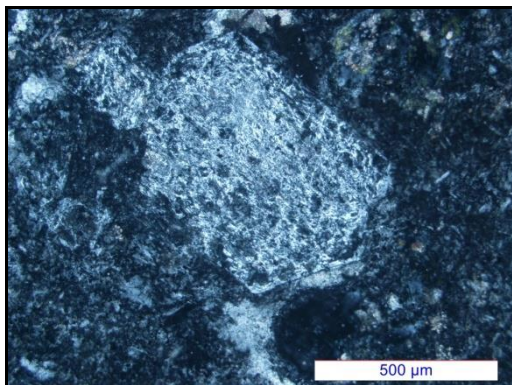
پلاژیوکلازهایی با منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل پلی - کائولینیت (XPL).
سینتتیک هستند (XPL).



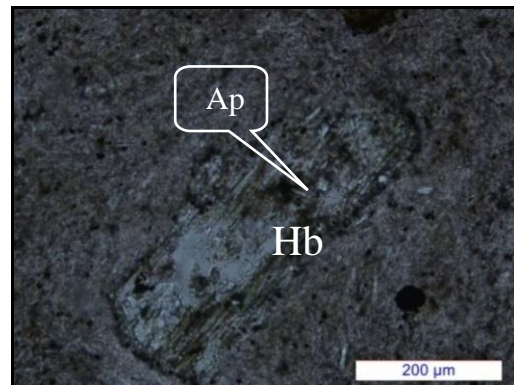
شکل ۳-۵۷- تصویری از بلورهای هورنبلند سبز دگرسان شده به کلسیت، کلریت و اپیدوت (XPL).



شکل ۳-۵۶- تصویر میکروسکوپی معرف بافت جریان حاصل ردیف‌شدگی بلورهای هورنبلند در سنگ تراکی داسیتی (XPL).



شکل ۳-۵۹- تصویری از فنوکریست سانیدین دگرسان شده به کانی رسی (XPL).



شکل ۳-۵۸- تصویری از هورنبلند سبز دارای اذخال‌هایی از آپاتیت (XPL).

کانی‌های فرعی

بیوتیت

بیوتیت یکی از کانی‌های مافیک تشکیل دهنده سنگ است که به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. برخی از بیوتیت‌ها اوپاسیتی شده‌اند و دارای حاشیه سوخته می‌باشند. در برخی موارد در اطراف خود خوردگی نشان می‌دهند (شکل ۳-۶۰).

کوارتز

کوارتز غالباً به صورت دانه‌ریز و بی‌شکل در زمینه سنگ و در بین کانی‌های دیگر سنگ یافت می‌شود. برخی حفرات موجود در سنگ نیز توسط کوارتزهای ثانویه پر شده است (شکل ۳-۶۱).

مگنتیت

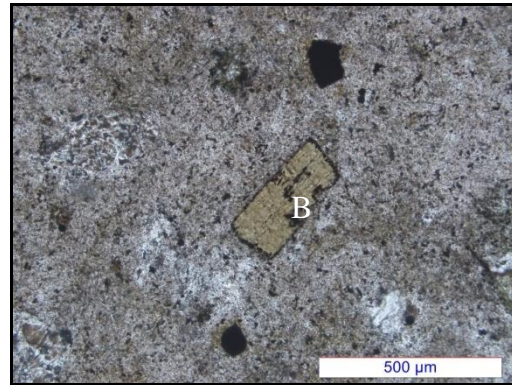
مگنتیت به صورت دانه‌ریز و اغلب شکل‌دار به حالت اذخال در هورنبلند، بیوتیت و حتی پلاژیوکلاز یافت می‌شود (شکل ۳-۶۲).

آپاتیت

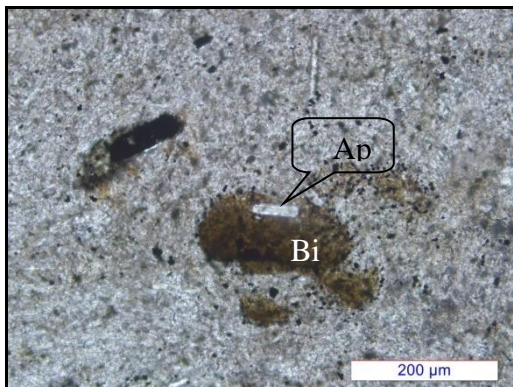
بلورهای سوزنی شکل آپاتیت به تعداد زیاد هم در زمینه سنگ و هم به صورت ادخال در هورنبلند، پلاژیوکلاز و بیوتیت دیده می شود (شکل ۳-۶۳ و ۳-۶۴).



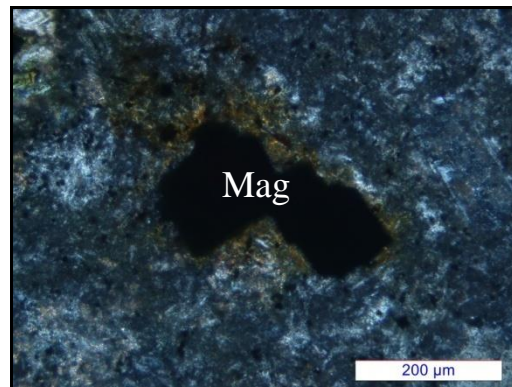
شکل ۳-۶۱- تصویر میکروسکوپی از کوارتزهای پر کننده حفره (XPL).



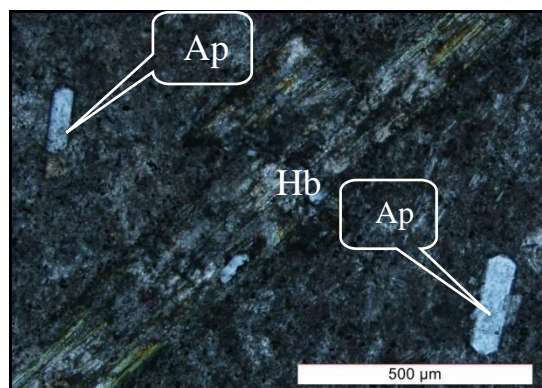
شکل ۳-۶۰- تصویر از بیوتیت دارای حاشیه سوخته و خورده شده دارای ادخال مگنتیت (PPL).



شکل ۳-۶۳- تصویر میکروسکوپی از بلور بی شکل بیوتیت دارای ادخال آپاتیت (PPL).



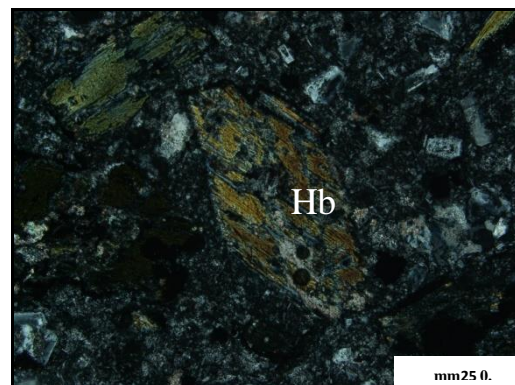
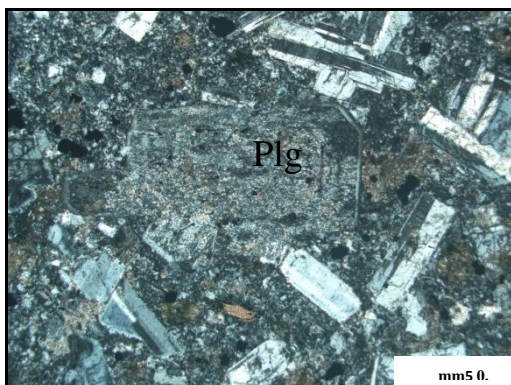
شکل ۳-۶۲- تصویر از مگنتیت که در حاشیه خود به هماتیت تبدیل شده است (XPL).



شکل ۳-۶۴- تصویر میکروسکوپی معرف حضور آپاتیت در زمینه سنگ و به صورت ادخال در هورنبلند (XPL).

کانی‌های ثانویه

کلریت، اپیدوت و کلسیت در اثر دگرسانی هورنبلند سبز ایجاد شده‌اند (شکل ۳-۶۵). کلسیت همچنین در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها نیز ایجاد شده است. سربیسیت کانی ثانویه‌ای است که در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپات آلكالن ایجاد می‌شود. سربیسیتی شدن سبب ایجاد کائولینیت نیز در سنگ می‌شود که سبب ایجاد منظره غبار آلود در کانی دگرسان یافته می‌شود (شکل ۳-۶۶).



شکل ۳-۶۵- تصویر از دگرسانی هورنبلند سبز به شکل ۳-۶۶- تصویر از دگرسانی پلاژیوکلاز به سربیسیت و کائولینیت (XPL).

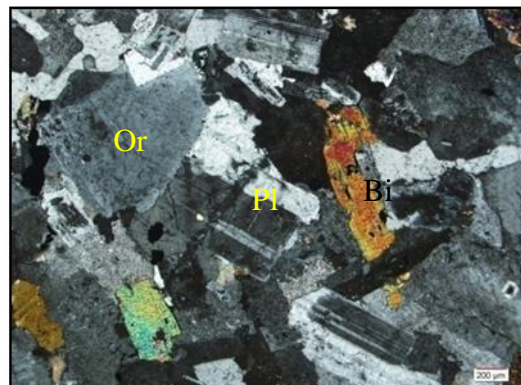
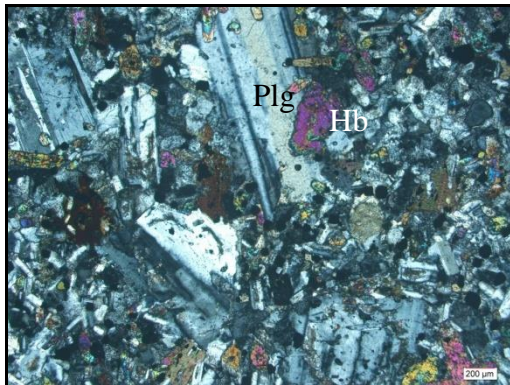
۳-۴- سیینیت‌ها

سیینیت‌ها در شرق آغل لوخی سیه‌وار واقع در ۵ کیلومتری جنوب شرق خوسف رخنمون دارند. این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای رنگ صورتی، کرم‌شکلاتی تا خاکستری روشن هستند. بافت‌های مشاهده شده در آن‌ها گرانولار و پورفیروئیدی می‌باشند (شکل‌های ۳-۶۸ و ۳-۶۹). ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند سبز کانی‌های اصلی، آپاتیت، اسفن، زیرکن و مگنتیت کانی‌های فرعی سنگ محسوب می‌شوند. کائولینیتی شدن در مقیاس وسیع و سربیسیتی، کلریتی و اپیدوتی شدن در مقیاس محدود در این سنگ‌ها صورت گرفته است.

در بخش‌هایی از آن رگه‌های آپلیتی صورتی رنگ که حاصل تفریق سیینیت‌ها هستند، سنگ‌های سیینیتی دانه‌درشت تا متوسط را قطع می‌کنند. با توجه به حضور این رگه‌های آپلیتی که نسبت به زمینه سنگ فاقد هر نوع دگرسانی می‌باشند می‌توان نتیجه گرفت که دگرسانی تحمیل شده بر این توده در زمانی بسیار نزدیک به تشکیل آنها صورت گرفته است. در ادامه بررسی سیینیت‌ها به طور جداگانه ویژگی‌های پتروگرافی رگه‌های آپلیتی را شرح می‌دهیم.



شکل ۳-۶۷- تصویری از سیپینیت در نمونه دستی.



شکل ۳-۶۸- تصویر میکروسکوپی معرف بافت گرانولار در سنگ‌های سیپینیتی (XPL).
شکل ۳-۶۹- بافت پورفیروئیدی در سنگ‌های سیپینیتی که با حضور پورفیرهای پلاژیوکلاز در یک زمینه دانه-ریزتر مشخص می‌شود (XPL).

کانی‌های اصلی

ارتوکلاز

ارتوکلاز یکی از کانی‌های فراوان تشکیل دهنده سنگ است و اندازه آن به یک سانتی‌متر هم می‌رسد. این کانی شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و دارای ماکل کارلسباد مشخص می‌باشد (شکل ۳-۷۰). ارتوکلازها گاهی اوقات پلاژیوکلازهای دارای حاشیه تحلیل رفته را در بر می‌گیرند (شکل ۳-۷۱). این امر بیانگر آن است که سیالات غنی از K_2O که به تشکیل ارتوکلاز منجر شده‌اند، با پلاژیوکلاز واکنش داده و آن را از بین برده‌اند (به طور موضعی و در حاشیه‌ها). در واقع نوعی متاسوماتیسم پتاسیک موضعی اتفاق افتاده است و بخش‌های تحلیل رفته پلاژیوکلاز توسط ارتوکلاز جانشین شده است. برخی از بلورهای ارتوکلاز پرتیتی شده‌اند (شکل ۳-۷۲). بافت پرتیتی نتیجه تبلور ساب‌سولوس در سیستم کوارتز-آلبیت-ارتوز در فشار بالاست. این کانی دارای حالت غبارآلود است (شکل ۳-۷۳). این حالت غبارآلود در طی فرآیند کائولینیتی شدن ارتوکلاز اتفاق می‌افتد. کائولینیتی شدن ارتوکلاز طی واکنش زیر اتفاق می‌افتد:



در شکل ۳-۷۴ مشاهده می‌گردد که بلورهای ریزدانه کوارتز و ارتوز (مربوط به رگه آپلیتی) بر روی ارتوزهای درشت متعلق به سنگ سینییتی که بخشی از دیواره رگه‌های آپلیتی را به خود اختصاص می‌دهند، هسته‌سازی نموده و بافت گرافیکی زیبایی را به وجود آورده است که با توجه به فراوانی کوارتز، رگه آپلیتی معرف تبلور در حول و حوش مینیمم سیستم‌های گرانیتی می‌باشد.

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز یکی دیگر از کانی‌های فراوان موجود در این سنگ است و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار یافت می‌شود. این کانی دارای ساختمان منطقه‌ای و ماکل پلی‌سینتیک می‌باشند. همچنین برخی از آن‌ها رشد دو مرحله‌ای نشان می‌دهند (شکل‌های ۳-۷۶ و ۳-۷۷). بلورهای تازه آن بی‌رنگ ولی در برخی مناطق در اثر تبدیل شدن به سریسیت، کانی رسی و کلسیت کدر دیده می‌شوند. رشد سریسیت نیازمند حضور مقدار قابل توجهی آب و یون پتاسیم است. در ادامه فرآیند کائولینیتی شدن K آزاد شده می‌تواند با پلاژیوکلاز واکنش دهد و سریسیتی شدن صورت گیرد.

کوارتز

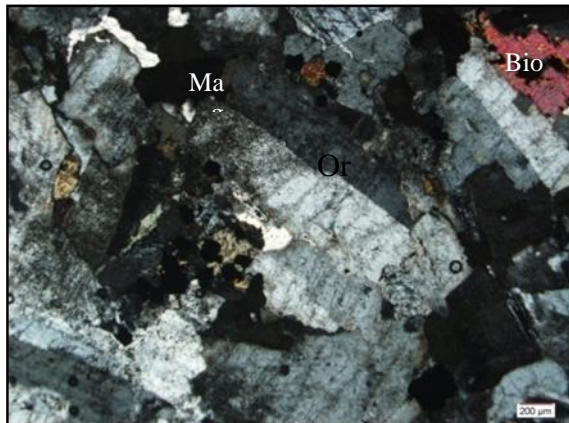
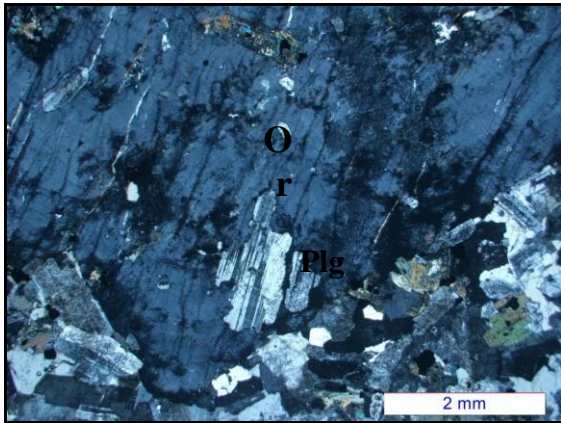
کوارتز به صورت بین‌دانه‌ای و بی‌شکل در سنگ حضور دارد و فضای بین سایر کانی‌ها را پر می‌کند. در واقع این کانی در آخرین مراحل تبلور این سنگ‌ها بوجود آمده است. این کانی ۱۰ تا ۱۵ درصد سنگ را به خود اختصاص می‌دهد (شکل ۳-۷۸).

هورنبلندسبز

یکی دیگر از کانی‌های مافیک موجود در سنگ هورنبلند سبز می‌باشد که به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در سنگ دیده می‌شود. برخی از آن‌ها به علت رشد سریع بافت غربالی نشان می‌دهند (شکل ۳-۸۰). این کانی معمولاً همراه با کانی‌های مافیک در سنگ دیده می‌شود. برخی از بلورهای هورنبلند به اپیدوت، کلریت و اکتینولیت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۸۲).

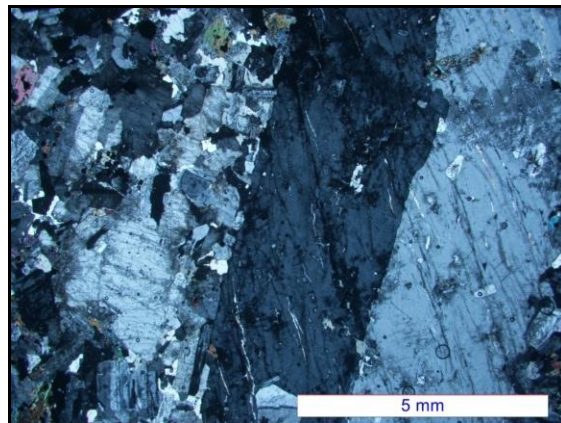
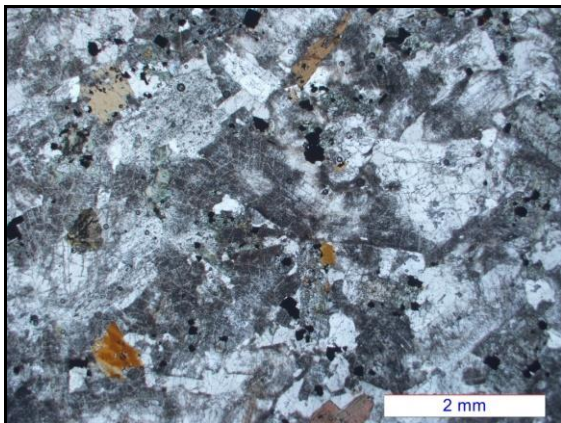
بیوتیت

بیوتیت یکی دیگر از کانی‌های مافیک در این سنگ‌هاست که به مقدار قابل توجه و به صورت نیمه-شکل‌دار تا بی‌شکل مشاهده می‌شود و ادخال‌هایی از مگنتیت و آپاتیت در آن‌ها یافت می‌شود. در سنگ‌های سینییتی مورد مطالعه میکرو آنکلاوهای هورنفلسی غنی از بیوتیت دیده شده که لخته‌هایی از کانی اپک نیز در آن‌ها حضور دارد (شکل‌های ۳-۸۴).



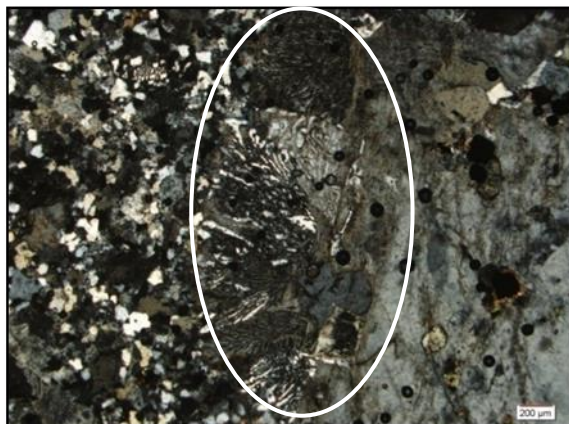
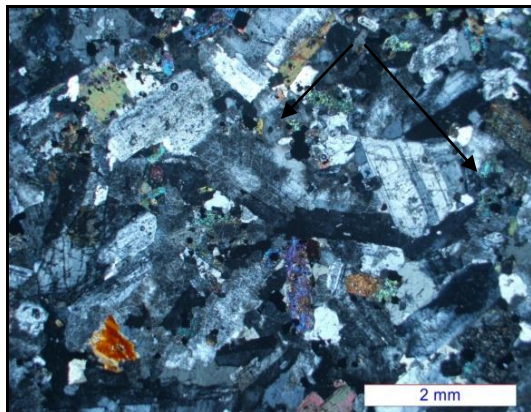
شکل ۳-۷۱- در بر گرفته شدن یک بلور پلاژیوکلاز دارای حاشیه‌های تحلیل رفته توسط یک بلور درشت ارتوز (XPL).

شکل ۳-۷۰- تصویر میکروسکپی بلورهای ارتوز دارای حالت غبارآلود. ارتوز با ماکل کارلسباد بارز در بخش میانی تصویر مشاهده می‌شود (XPL).



شکل ۳-۷۳- تصویری از مناطق غبارآلود که معرف کائولینیتی شدن ارتوزها است (PPL).

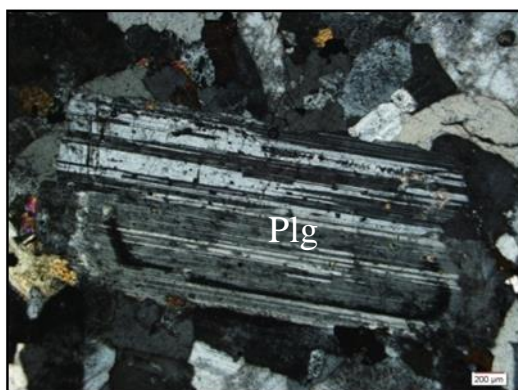
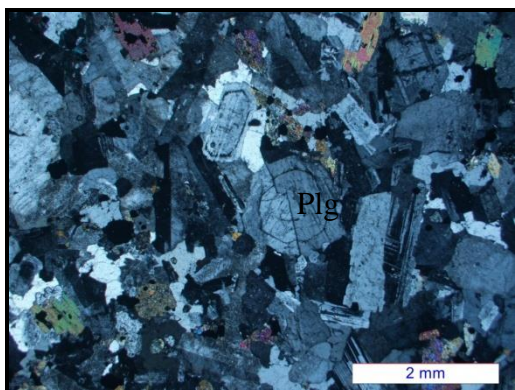
شکل ۳-۷۲- تصویر میکروسکپی ارتوکلاز درشت پرتیتی (XPL).



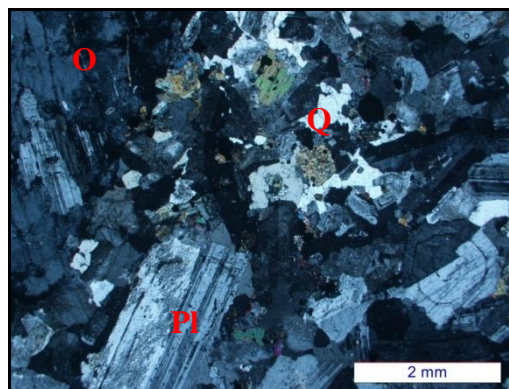
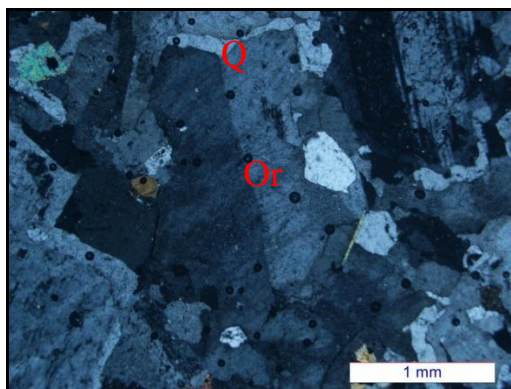
شکل ۳-۷۵- تصویری از سرسیتی و کائولینیتی شدن پلاژیوکلازها و ارتوکلازها (XPL).

شکل ۳-۷۴- تصویر میکروسکپی تشکیل بافت گرافیکی ناشی

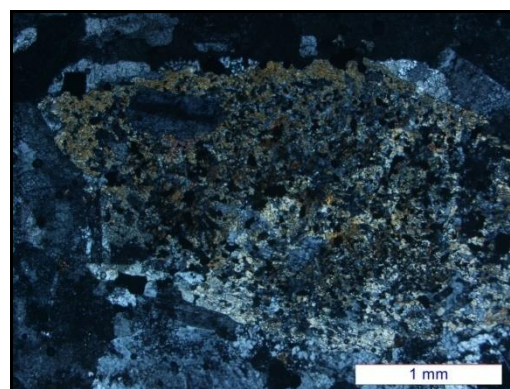
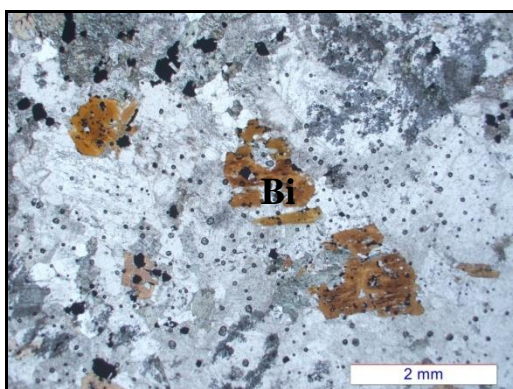
از رشد کوارتز و ارتوز بر روی ارتوز از قبل موجود، در محل تماس بین یک سنگ سینییتی و یک رگه آپلیتی (XPL).



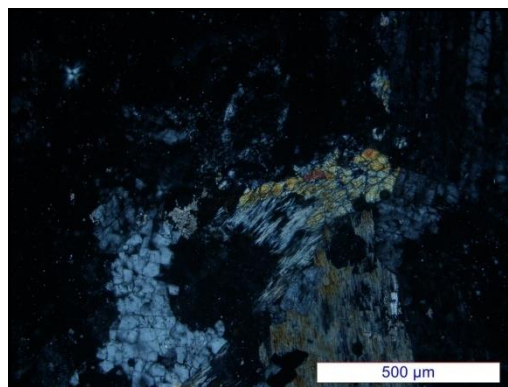
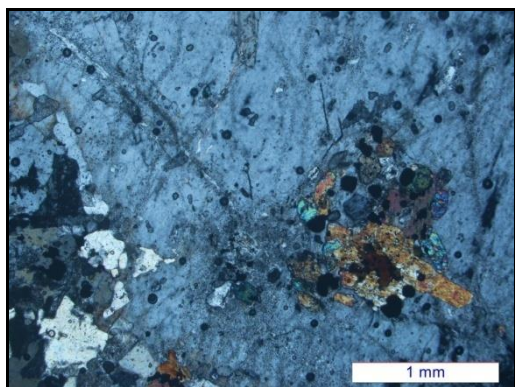
شکل ۳-۷۶- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بلور شکل‌دار پلاژیوکلاز دارای ماگل پلی‌سینتیک و دارای دو مرحله رشد (XPL).
 شکل ۳-۷۷- تصویری از پلاژیوکلازهایی که رشد دو مرحله‌ای نشان می‌دهد (XPL).



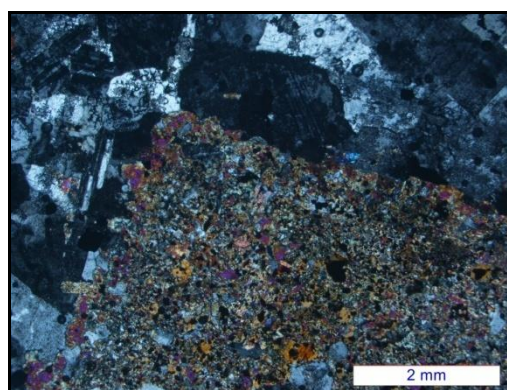
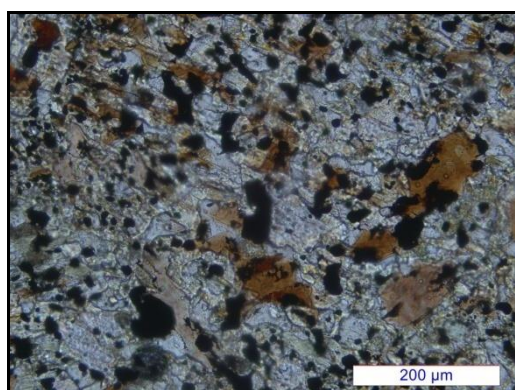
شکل ۳-۷۸- تصویر میکروسکوپی سنگ سینییتی. به حضور کوارتزهای بین‌دانه‌ای در آن توجه شود (XPL).
 شکل ۳-۷۹- تصویر میکروسکوپی بافت ساب‌ماگمایی ناشی از شکسته شدن ارتوکلاز و راه‌یابی باقیمانده مذاب غنی از سیلیس و تبلور کوارتز (XPL).



شکل ۳-۸۰- تصویری از بلورهای هورنبلند سبز که بافت غربالی نشان می‌دهد (XPL).
 شکل ۳-۸۱- تصویر میکروسکوپی معرف حضور مقدار قابل توجهی بیوتیت در سنگ‌های سینییتی (PPL).



شکل ۳-۸۲- تصویری از تبدیل شدن هورنبلند به کلریت و شکل ۳-۸۳- تصویری از تجمع موضعی کانی‌های مافیک شامل بیوتیت و هورنبلند در درون ارتوکلاز (XPL).



شکل ۳-۸۴- تصاویری از میکروآنکلاوهای هورنفلسی غنی از بیوتیت. لخته‌های کانی اپک نیز در بین بیوتیت‌ها یافت می‌شود (PPL).

کانی‌های فرعی

مگنتیت

مگنتیت‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و اغلب به صورت ادخال در سایر کانی‌ها و یا به همراه کانی‌های مافیک همچون بیوتیت و هورنبلند یافت می‌گردد. حضور مگنتیت همراه با سایر شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که توده سینه‌نی مورد مطالعه در زمره گرانیتوئیدهای تیپ I قرار می‌گیرد.

اسفن

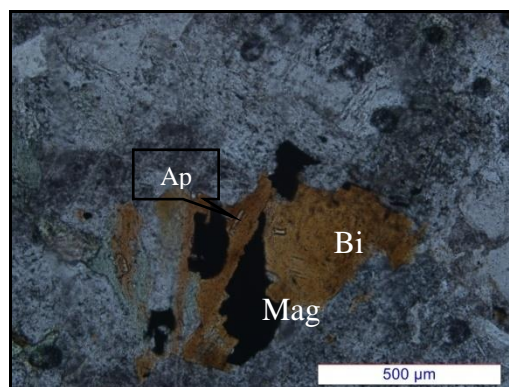
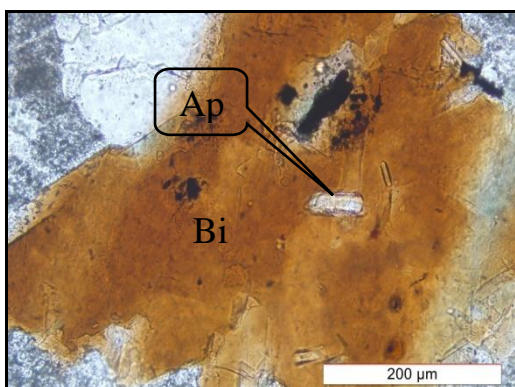
این کانی به صورت بلورهای ریز شکل‌دار تا بی‌شکل و غالباً به صورت ادخال در پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها دیده می‌شود. برجستگی قوی و بی‌رفرنزانس بالا از ویژگی‌های آن محسوب می‌شود. بلورهای ریز و بی‌شکل اسفن ثانویه هستند و حاصل دگرسانی کانی‌های فرومنیزین از جمله هورنبلند و بیوتیت می‌باشند (شکل‌های ۳-۸۶ و ۳-۸۷).

آپاتیت

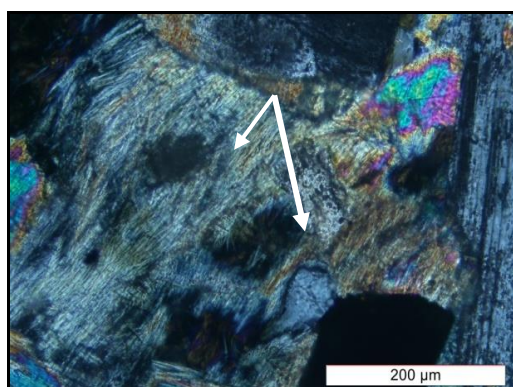
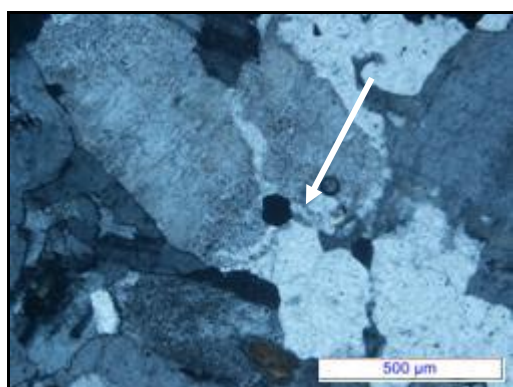
این کانی به صورت بلورهای مستطیلی و یا سوزنی شکل در ابعاد ریز، به صورت ادخال در داخل بیوتیت‌ها دیده می‌شود. (شکل ۳-۸۵).

زیرکن

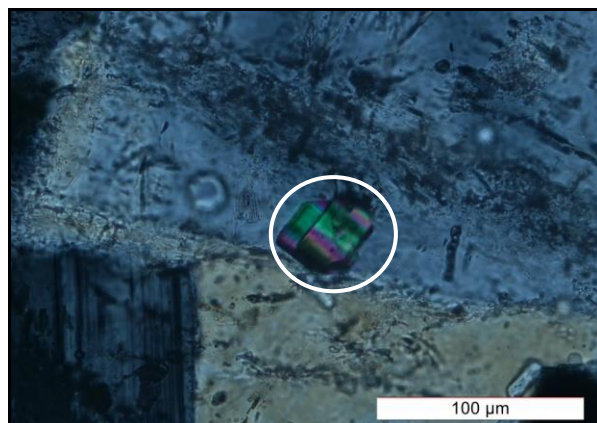
زیرکن به صورت بلورهای ریز شکل‌دار به صورت ادخال در پلاژیوکلازها یافت می‌شود. برجستگی قوی، بی‌رفرنژانس و حالت رنگارنگ از ویژگی‌های شاخص مشاهده شده در این کانی می‌باشد. این کانی به علت دارا بودن مواد رادیواکتیو دارای هاله پلئوکروئیک است (شکل ۳-۸۸).



شکل ۳-۸۵- تصویر میکروسکوپی حضور آپاتیت در بیوتیت به صورت ادخال (ppl).



شکل ۳-۸۶- تصویری از حضور اسفن ثانویه حاصل دگرسانی هورنبلند (XPL).
شکل ۳-۸۷- تصویر میکروسکوپی حضور اسفن در داخل پلاژیوکلاز (XPL).



شکل ۳-۸۸- تصویری از حضور زیرکن در داخل پلاژیوکلاز (XPL).

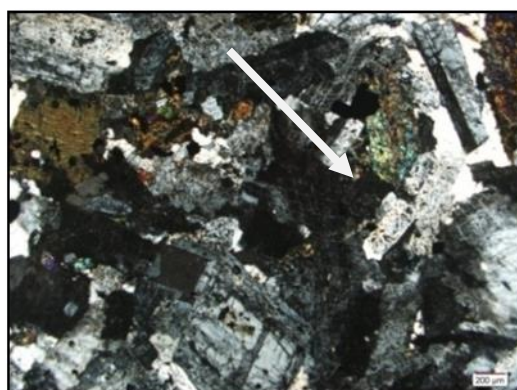
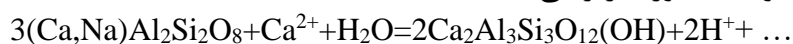
کانی‌های ثانویه

سریسیت، کلسیت، کانی رسی

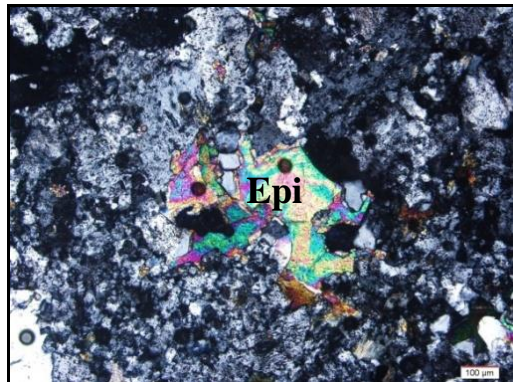
از جمله کانی‌های ثانویه می‌توان به کائولینیت و سریسیت اشاره کرد که از دگرسانی ارتوکلازها و پلاژیوکلازها به وجود آمده و سبب ایجاد حالت غبارآلود در آن‌ها شده است. کلسیت نیز کانی ثانویه‌ای است که در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها به وجود آمده است (شکل ۳-۸۹).

کلریت، اپیدوت، اکتینولیت

از دیگر کانی‌های حاصل از دگرسانی می‌توان به کلریت، اپیدوت و اکتینولیت اشاره کرد که به مقدار اندک در سنگ دیده می‌شوند و اغلب در اثر دگرسانی هورنبلندها به وجود آمده‌اند (شکل‌های ۳-۸۹ و ۳-۹۱). اپیدوت همچنین می‌تواند از دگرسانی پلاژیوکلازها ایجاد شود (شکل ۳-۹۲). حضور کانی‌هایی نظیر کلریت و اپیدوت نشان‌دهنده حضور آب در طی دگرسانی است. واکنش تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت به صورت زیر می‌باشد:

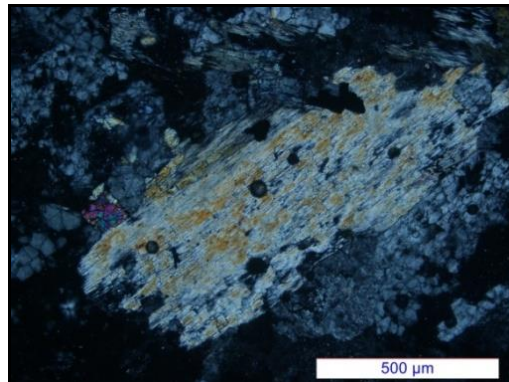


شکل ۳-۹۰- تصویر میکروسکپی معرف کلریتیزاسیون در سنگ (PPL).



شکل ۳-۹۲- تصویر میکروسکپی معرف دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت (XPL).

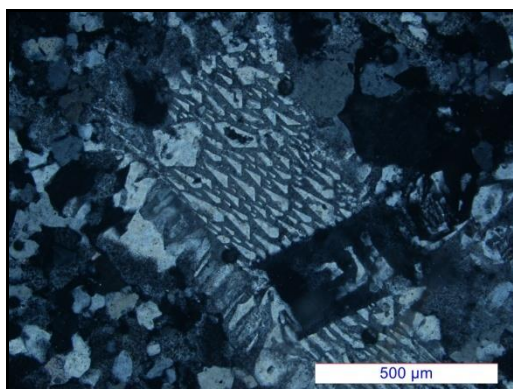
شکل ۳-۸۹- تصویری از پلاژیوکلازهای دگرسان شده به سریسیت، کلسیت و اپیدوت (XPL).



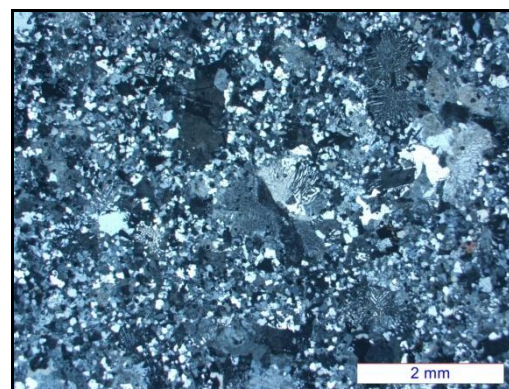
شکل ۳-۹۱- تصویر میکروسکپی مبین دگرسانی هورنبلند به اپیدوت و اکتینولیت (XPL).

رگه‌های آپلیتی قطع کننده سیینیت‌ها

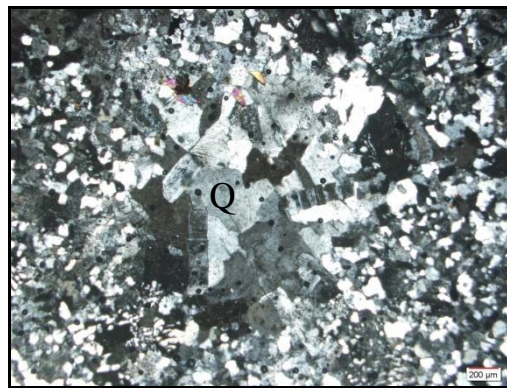
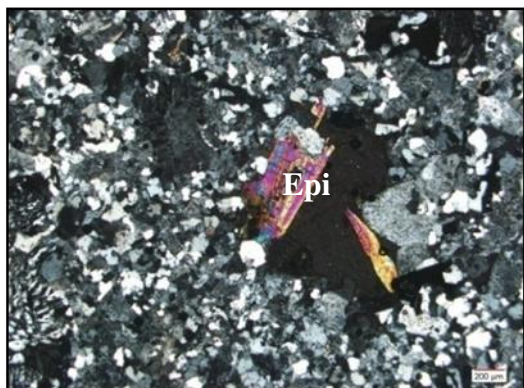
آپلیت‌های قطع کننده سیینیت‌ها عمدتاً از کوارتز و ارتوز به مقدار مساوی تشکیل شده‌اند که رشد مجزای آن‌ها بافت گرانولار و رشد همزمان آن‌ها بافت گرافیکی ایجاد نموده است (شکل‌های ۳-۹۳ و ۳-۹۴). تجمعات موضعی کوارتز در بخش‌های مختلف رگه‌های آپلیتی مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۹۵). اپیدوت کانی ثانویه در آپلیت‌هاست که در داخل حفرات رشد و آگرگات شعاعی ایجاد کرده است (شکل ۳-۹۶).



شکل ۳-۹۴- تصویر میکروسکپی معرف بافت گرافیکی ناشی از هم‌رشدی ارتوز و کوارتز (XPL).



شکل ۳-۹۳- تصویر میکروسکپی معرف بافت میکروگرانولار و گرافیکی در رگه آپلیتی (XPL).



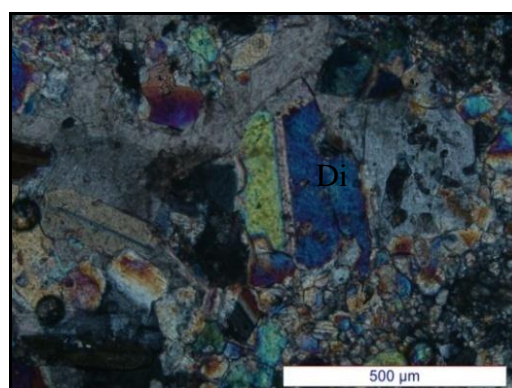
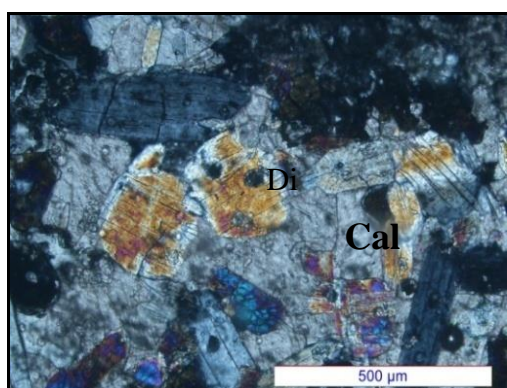
شکل ۳-۹۵- تصویری از تجمع موضعی بلورهای شکل ۳-۹۶- بلورهای اپیدوت با آگرگات شعاعی و تجمع کوارتز (XPL). موضعی در رگه‌های آپلیتی (XPL).

۳-۵- دگرگونی مجاورتی در منطقه رمی

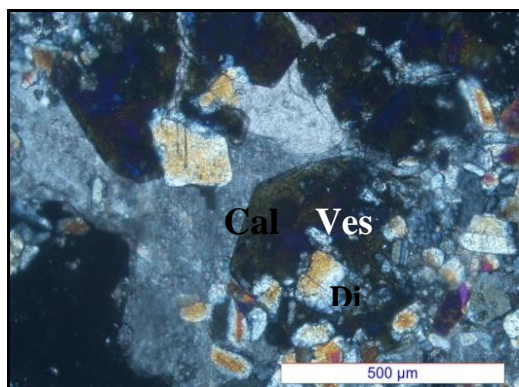
در حاشیه گنبد رمی، سنگ‌های میزبان از جمله سنگ‌های توفی، شیلی، مارنی و توفی - آهکی تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند. در سنگ میزبان توفی - آهکی اسکارن کلسیک به وجود آمده است. این اسکارن‌ها دارای مجموعه‌های کانیاپی حاوی دیوپسید، وزویانیت، گارنت و کلسیت می‌باشند. اسکارن‌زایی در دو مرحله صورت گرفته است: ۱- مرحله پیش‌رونده که در این مرحله دیوپسید و گارنت شکل گرفته‌اند و ۲- مرحله افزایش سیال، کم شدن دما و ایجاد سیال آبگون که وزوویانیت‌ها تشکیل شده‌اند. کوارتز و کلسیت در مرحله آخر تشکیل شده و فضای بین کانی‌ها را پر کرده‌اند.

۳-۵-۱- دیوپسید

این کانی درصد زیادی از سنگ را به خود اختصاص می‌دهد و به صورت بلورهای دانه‌ریز نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل یافت می‌شود. در نور عادی سبز کمرنگ و در نور پلاریزه متقاطع رنگ‌های سری بالا نشان می‌دهد. برخی از بلورهای دیوپسید توسط وزوویانیت‌های تشکیل شده در مرحله بعد در بر گرفته شده‌اند.

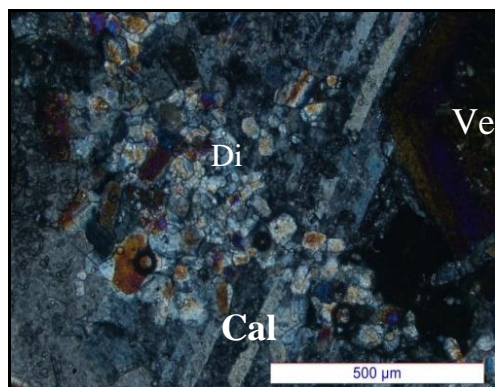


شکل ۳-۹۸- تجمع بلورهای دیوپسید که توسط کلسیت در برگرفته شده‌اند (XPL).



شکل ۳-۱۰۰- تصویری از بلورهای دیوپسید که توسط وزوویانیت تشکیل شده در مرحله بعد در برگرفته شده‌اند (XPL).

شکل ۳-۹۷- تصویر میکروسکوپی مبین حضور پیروکسن نوع دیوپسید در سنگ (XPL).

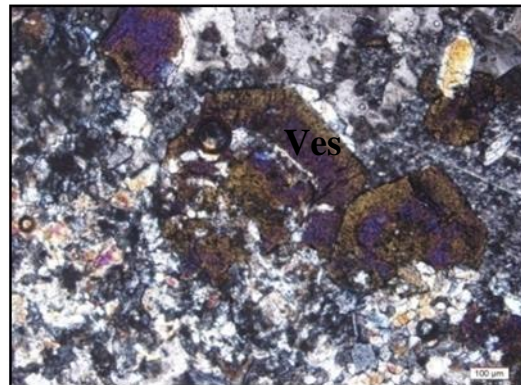
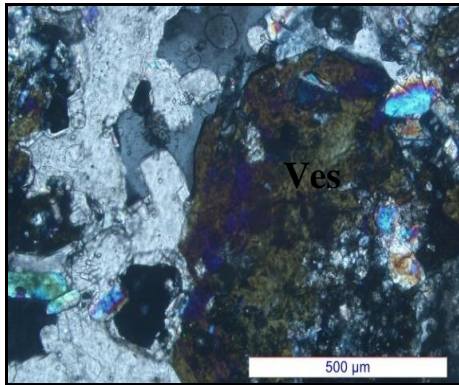


شکل ۳-۹۹- تشکیل بلورهای ریز پیروکسن در شکستگی‌های موجود در سنگ (XPL).

۳-۵-۲- وزوویانیت $(Ca_{10}Mg_2Al_4(SiO_4)_5(Si_2O_7)(OH))$

وزوویانیت به شکل بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل یافت می‌شود. بلورهای شکل‌دار وزوویانیت دارای حاشیه سرنیزه‌ای و تیز هستند. دارای بی‌رفرنژانس غیرعادی می‌باشند و رنگ خاکستری متمایل به قهوه‌ای دارند. همچنین در بخش‌های مرکزی آبی رنگ می‌باشند. برخی از آن‌ها دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند. براساس شواهد پتروگرافی، بلورهای وزوویانیت تشکیل شده در اسکارن‌های مورد مطالعه در اثر تغییر و تحول در ترکیب سیال و در مرحله بعد از تشکیل دیوپسید، متبلور شده‌اند. این وزوویانیت‌ها به صورت تاجی بر روی دیوپسیدهایی که زودتر متبلور شده‌اند رشد کرده‌اند و در عین حال تحلیل رفتگی در پیروکسن‌ها مشاهده نمی‌شود. این امر نشان می‌دهد که در ابتدا محیط فاقد آب و دارای دمای بالا بوده است در نتیجه دیوپسید تشکیل شده است. سپس با افزایش مواد فرار به ویژه آب و عناصر لازم برای تشکیل وزوویانیت، شرایط مطلوب برای رشد آن فراهم شده است. هوچلا^۱ (۱۹۸۲) معتقد است وزوویانیت در فشار ۱ تا ۲ کیلوبار و درجه حرارت ۳۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود. تشکیل این کانی با افزایش فشار بخار آب نسبت مستقیم و با افزایش CO₂ نسبت معکوس دارد.

^۱ - Hochella



شکل ۳-۱۰۱- تصویر میکروسکوپی بلورهای وزوویانیت در اسکارن‌های شمال گنبد رمی (XPL).

۳-۵-۳- گارنت

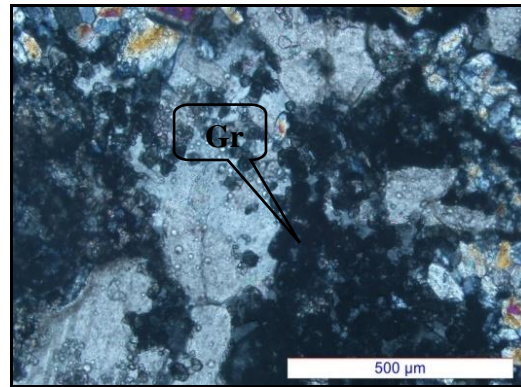
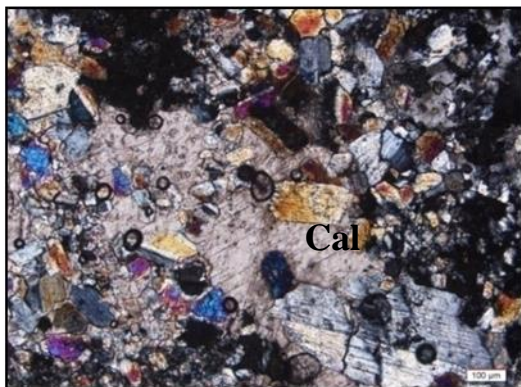
گارنت‌های نوع گروسولار- آندرادیت غالباً به صورت بلورهای تقریباً بی‌شکل به رنگ سیاه دیده می‌شوند (شکل ۳-۱۰۲). به مقدار کم و به صورت ریز دانه و پراکنده در سنگ حضور دارند و گاهی توسط کلسیت در بر گرفته شده‌اند (شکل ۳-۱۰۳). اندازه بلورهای گارنت به سرعت جریان سیال و درجه تعادل بین سیال و سنگ‌های دیواره وابسته است بنابراین وجود بلورهای ریز گارنت، در سنگ‌ها می‌تواند با سرعت بالای جریان سیال هیدروترمال در هنگام تشکیل این بلورها مرتبط باشد (اینودی، ۱۹۸۱). لازم به ذکر است که با توجه به کانی‌های همراه یا پاراژنز، ترکیب گارنت بیشتر از نوع گراسولار است.

۳-۵-۴- کلسیت

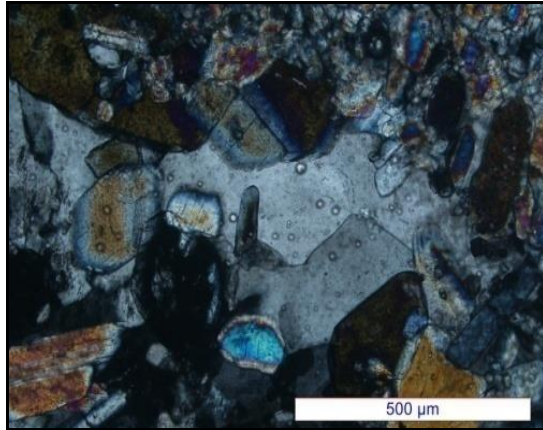
این کانی به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در سنگ مشاهده می‌شود. برخی از بلورهای کلسیت در مرحله نهایی تشکیل شده‌اند و فضای بین کانی‌ها را پر کرده‌اند.

۳-۵-۵- کوارتز

این کانی در اثر گردش فاز سیال غنی از سیلیس، در مراحل آخر تشکیل شده و فضای بین کانی‌ها را پر کرده است (شکل ۳-۱۰۴).



شکل ۳-۱۰۲- تصویری از حضور بلورهای ریز گارنت در اسکارن‌های شمال گنبد رمی (XPL).
 شکل ۳-۱۰۳- تصویری از کلسیت موجود در اسکارن‌های شمال گنبد رمی (XPL).



شکل ۳-۱۰۴- تصویر میکروسکوپی کوارتز تشکیل شده در مراحل پایانی تشکیل اسکارن (XPL).

۳-۶- بازالت‌ها

در منطقه صمدآباد واقع در جنوب سرچاه شور گدازه‌های بازالتی البوین دار با ضخامت نسبتاً کم (حدود چند متر) رخنمون دارند. سنگ‌های مورد نظر در نمونه‌دستی دارای رنگ تیره هستند. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری، میکرولیتی- پورفیری، گلومروپورفیری و جریان‌ی می‌باشند. اگر چه این بازالت‌ها به کواترنر نسبت داده شده‌اند ولی به احتمال زیاد قدیمتر هستند و شاید مربوط به اواخر میوسن و یا مرز میوسن- پلیوسن باشند (البته با توجه به زمین‌شناسی عمومی منطقه و مناطق همجوار). در زیر ویژگی‌های پتروگرافی آن‌ها شرح داده می‌شود.



شکل ۳-۱۰۵- بازالت‌های منطقه صمدآباد در نمونه دستی.

کانی‌های اصلی

البوین

این کانی به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار، غالباً آیدنگسیتی شده و به رنگ قرمز قهوه‌ای دیده می‌شود و توسط اکسید آهن، کلسیت و کلریت جایگزین شده و شکل کاذب به وجود آورده است (شکل ۳-۳).

۱۰۶ و ۳-۱۰۷). به نظر دبیر و همکاران (۱۹۹۱)، فرآیند ایدنگسیتی شدن یک تغییر و تبدیل پیوسته در ساختمان الیوین و یا پیروکسن است که در حالت جامد روی می‌دهد و طی آن ورود اتمهای هیدروژن به درون ساختمان الیوین و اتصال آنها به اتمهای اکسیژن موجب آزاد شدن کاتیونهای Mg، Fe^{+۲} و Si شده و در عوض کاتیونهای Al^{۳+}، Fe^{۳+} و Ca وارد شبکه شده و جانشین آنها می‌گردند.

پیروکسن

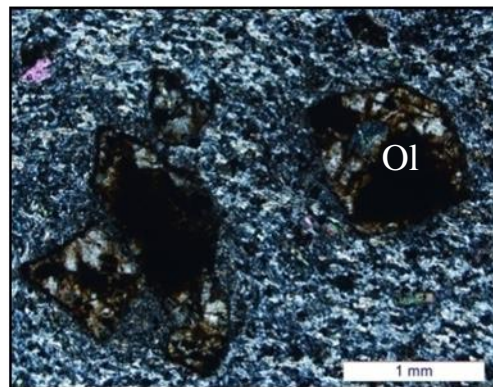
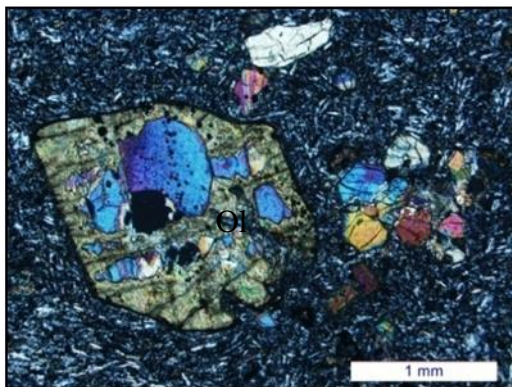
فنوکریست‌های پیروکسن به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و غالباً فاقد دگرسانی یافت می‌شوند. با توجه به رنگ زرد، سبز و صورتی و زاویه خاموشی حدود ۴۵ درجه پیروکسن‌ها از نوع تیتان‌اوژیت هستند. پیروکسن‌ها دارای ماکل گوه‌ای ساده و منطقه‌بندی ترکیبی هستند و رشد چند مرحله‌ای نشان می‌دهند. بافت گلومروپورفیری در نتیجه تجمع بلورهای پیروکسن ایجاد شده است (شکل ۳-۱۱۰). با توجه به شواهد بافتی بلورهای پیروکسن همزمان تا بعد از الیوین متبلور شده‌اند. ادخال‌هایی از الیوین در درون پیروکسن‌ها یافت می‌شود. بعضی از پیروکسن‌ها در هسته (بخش مرکزی) دارای بافت غربالی هستند به طوری که پیروکسن‌ها به صورت لانه‌زنبوری بلورهای پلاژیوکلاز و مقداری شیشه را در برمی‌گیرند. حاشیه‌های دارای منطقه‌بندی ترکیبی بارز و فاقد ادخال، معرف شرایط نسبتاً یکنواخت در حین رشد پیروکسن می‌باشد (شکل ۳-۱۰۸). در بعضی از پیروکسن‌ها دارای یک هسته غنی از ادخال‌های شیشه و پلاژیوکلاز می‌باشند و در بخش حاشیه‌ای یکنواخت‌تر هستند، این شواهد معرف تغییر شرایط رشد آنها می‌باشد.

پلاژیوکلاز

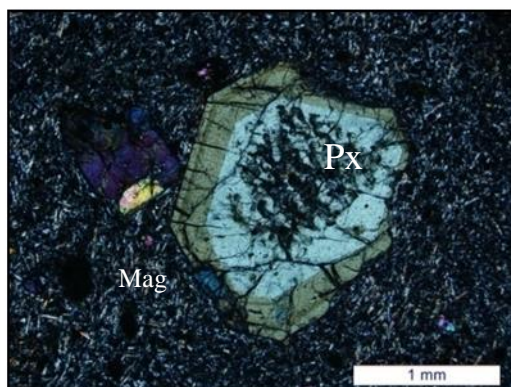
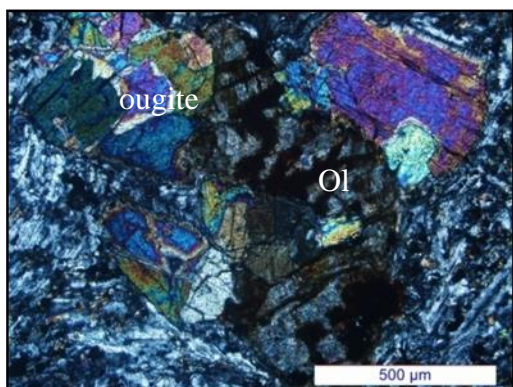
اگرچه پلاژیوکلازها دارای فراوانی زیادی هستند ولی به علت دانه‌ریز بودن چندان جلب توجه نمی‌کنند و اغلب به صورت میکروولیت و دانه ریز در زمینه حضور دارند و بافت جریان‌ی به نمایش می‌گذارند.

کانی فرعی

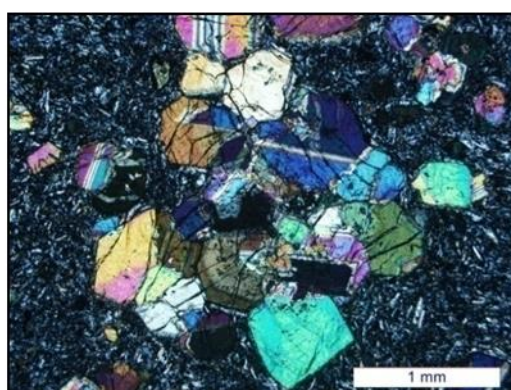
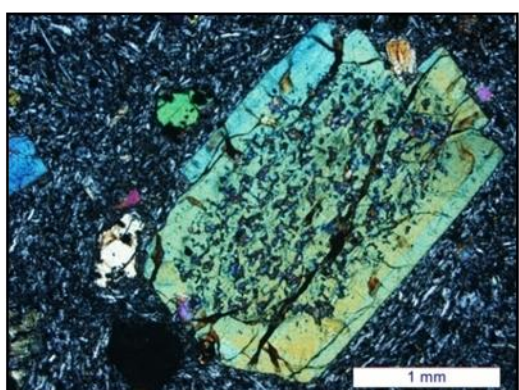
مگنتیت به صورت کانی فرعی در بازالت‌ها یافت می‌شود. این کانی غالباً به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در زمینه سنگ دیده می‌شود.



شکل ۳-۱۰۶- تصویری از ایدنگزیتی شدن بلورهای الیوین (XPL).
شکل ۳-۱۰۷- تصویری از فنوکریست الیوین که تا حدودی به کانی‌های ثانویه از جمله کلریت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند (XPL).



شکل ۳-۱۰۸- بلور پیروکسن که در هسته بافت غربالی نشان می دهد و در حاشیه دارای منطقه بندی و الیوین است (XPL).
 شکل ۳-۱۰۹- هم رشدی فنوکریست های تیتان اوژیت



شکل ۳-۱۱۰- بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع بلورهای تیتان اوژیت.
 شکل ۳-۱۱۱- بلور تیتان اوژیت با هسته سرشار از ادخال های پلاژیوکلاز و شیشه.

۳-۷- نتیجه گیری

در این فصل دو گروه از سنگ های آذرین در منطقه بررسی شدند که از نظر سنی و ترکیب سنگ شناسی با یکدیگر متفاوت می باشند. گروه اول سنگ های آذرین نیمه عمیق و عمیق ائوسن پایانی- الیگوسن که به شکل توده نفوذی، گنبد و دایک رخنمون دارند و بخش اصلی مطالعات به آن- ها معطوف می شود. گروه دوم، سنگ های آذرین بازالتی میوسن- پلیوسن که به صورت گدازه رخنمون دارد.

گنبد های نیمه عمیق مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی آندزیت- تراکی آندزیت، داسیت- تراکی- داسیت هستند. توده نفوذی لوخی سیه وار دارای ترکیب سیینیتی است.

سنگ های نیمه عمیق دارای بافت پورفیری، گلومروپورفیری، میکروولیتی پورفیری و تراکیتی می باشند و سنگ های سیینیتی بافت های گرانولار، پورفیروئیدی و گرافیکی نشان می دهند.

پلاژیوکلازها عموماً دارای منطقه بندی ترکیبی، ماکل پلی سینتیک و کارلسباد هستند و اکثراً به سریسیت، اپیدوت و کلسیت دگرسان شده اند.

_ هورنبلند شکل‌دار با حاشیه سوخته و پیروکسن نوع اوژیت از کانی‌های آهن و منیزیم‌دار بارز سنگ‌های نیمه‌عمیق (ساب‌ولکانیک) منطقه هستند.

_ در اکثر نمونه‌های مورد نظر در اثر عوامل دگرسانی، کانی‌های ثانویه همچون اپیدوت، کلریت و کلسیت سربسیت و کائولینت به وجود آمده‌اند.

_ کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، آپاتیت و مگنتیت می‌باشند. اسفن و زیرکن به عنوان کانی فرعی در سیینیت‌های مورد مطالعه حضور دارند.

_ نفوذ و جایگزینی توده‌های آذرین به درون سنگ‌های میزبان با دگرگونی مجاورتی از نوع متاسوماتیسم همراه بوده است و اسکارن کلسیک دارای مجموعه کانیایی حاوی دیوپسید، وزوویانیت و گارنت را ایجاد کرده است.

- بازالت‌های مورد مطالعه دارای بافت پورفیری، میکرولیتی- پورفیری، گلومروپورفیری و جریان می‌باشند. الیوین، پیروکسن (نوع اوژیت) و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی و کانی اپک کانی فرعی آن‌ها محسوب می‌شوند.

۴-۱- مقدمه

با استفاده از علم ژئوشیمی، می‌توان با داشتن داده‌های ژئوشیمی که عبارتند از عناصر اصلی، عناصر فرعی، ایزوتوپهای پرتوزاد و ایزوتوپهای پایدار، اطلاعاتی درباره‌ی فرآیندهای زمین‌شناختی به دست آورد. از جمله اطلاعات مفیدی که می‌توان از تحلیل داده‌های ژئوشیمی به ویژه عناصر اصلی و فرعی به دست آورد منشأ و پتروژنز واحدهای سنگی است که یکی از اهداف اصلی این تحقیق می‌باشد. جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی تعداد ۱۷ نمونه از سنگ‌های آذرین، براساس حداقل دگرسانی و تنوع ترکیبی انتخاب گردید و جهت تعیین میزان عناصر اصلی و فرعی به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال شد و به روش ICP-MS تجزیه گردید. سپس نتایج به دست آمده توسط نرم‌افزار پترولوژیکی GCDkit مورد پردازش قرار گرفت. نمونه‌های انتخاب شده شامل ۱۲ نمونه آندزیت- تراکی آندزیت، ۳ نمونه داسیت- تراکی داسیت و ۲ نمونه سینییت از سنگ‌های عمیق و نیمه‌عمیق می‌باشد.

برای بررسی دقیق‌تر و مقایسه بهتر، نتایج آنالیز نمونه‌های متعلق به چند گنبد ساب‌ولکانیک دیگر شامل گنبد میاکوه واقع در شمال شرق بیرجند و گنبد‌های اللهیار، دوکوهه و رچ واقع در جنوب غرب بیرجند نیز مورد استفاده قرار گرفته است. لازم به ذکر است سنگ‌های سازنده این گنبد‌ها از لحاظ زمانی و مکانی مشابه گنبد‌های مورد مطالعه می‌باشند و در فاصله نسبتاً کمی از آن‌ها رخنمون دارند. این نمونه‌ها شامل ۱۰ نمونه تراکی آندزیت، دو نمونه تراکی داسیت و ۳ نمونه ریولیت می‌باشد (داده‌ها از سعیدی، ۱۳۸۹، اقتباس شده اند).

مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها که به کمک GPS تعیین گردیده است، به همراه نام سنگ و علامت اختصاری آنها در جدول ۴-۱ آورده شده است. در ضمن موقعیت نقاط نمونه‌برداری بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه (شکل ۴-۱) نشان داده شده است.

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه، محاسبه و در جداول ۴-۲ تا ۴-۴ ارائه گردیده است. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر کانی‌های نورماتیو آنها به صورت درصدوزنی (wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) نمایش داده شده است. قابل ذکر است که تصحیحات لازم، از جمله حذف مواد فرّار (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO قبل از پردازش داده‌ها اعمال گردیده است.

جدول ۴-۱- مختصات جغرافیایی برحسب (UTM) و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز.

شماره نمونه	محل نمونه برداری	X	Y	ترکیب نمونه
DS-4-3	همند	677316	3595877	تراکی آندزیت
DS-4-2	"	677316	3595877	"
DS-5-4	"	673044	3594339	"
DS-11-2	رمی	651588	3606985	"
DS-9-1	"	651588	3606985	"
DS-10-1	"	644365	3595762	"
DS-10-1	"	644365	3595762	"
DS-15-1	قله مزار (رونشک)	659860	3592873	"
DS-15-3	"	659860	3592873	"
DS-17-3	"	659789	3591168	"
DS-19-1	چاه نوری	657591	3595545	"
DS-19-4	"	657591	3595545	"
SS-17-2	گیوشاد	۶۹۵۵۷۴	۳۶۱۴۶۹۲	"
SS-14-3	دوکوهه	686467	3640096	"
SS-14-1	"	۶۸۶۴۶۷	۳۶۲۰۰۹۶	"
SS-13-1	"	۶۸۸۷۰۱	۳۶۲۲۵۸۷	"
SS-12-2	اللهیار	۶۸۹۸۶۳	۳۶۲۲۵۸۷	"
SS-21-2	رچ	۶۹۱۵۶۵	۳۶۲۸۶۰۲	"
SS-21-1	"	۶۹۱۵۶۵	۳۶۲۸۶۰۲	"
SS-22-1	"	69328	3627445	"
SS-22-3	"	69328	3627445	"
DS-11-1	رمی	644627	3596830	تراکی داسیت
DS-12-1	"	644560	3595839	"
DS-10-2	"	644560	3595839	"
SS-5-3	میاکوه	717402	3649889	"
SS-8-2	"	717095	3650117	"
SS-9-2	"	717244	3650406	"
SS-5-2	"	717402	3649889	ریولیت
SS-5-1	"	717738	3648848	"
DS-7-1-1	لوخی سیه‌وار	323524	5837069	سینیت
DS-7-6	"	323524	5837069	"

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه بر حسب درصد وزنی (پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$). L.O.I. صرفاً جهت اطلاع ارائه شده است.

sample no.	DS-4-3	DS-4-2	DS-5-4	DS-11-2	DS-9-1	DS-11-1	DS-19-1	DS-19-4	DS-15-1	DS-15-3	DS-17-3
	اندزیت- تراکی اندزیت										
SiO ₂	56/44	57/02	58/55	58/3	58/75	59/14	58/59	58/88	56/53	58/64	58/75
Al ₂ O ₃	16/2	16/51	16/63	16/05	16/55	16/38	16/04	16/28	15/53	15/69	15/9
Fe ₂ O ₃ T	6/81	6/73	6/15	5/4	5/82	5/7	5/98	6	5/56	5/42	5/72
Fe ₂ O ₃	2/27	2/24	2/05	1/8	1/94	1/9	1/9	2	1/8	1/8	1/9
FeO	4/54	4/49	4/1	3/6	3/88	3/8	4/08	4	3/76	3/62	3/82
MgO	2/99	3/02	2/9	2/19	2/34	2/35	2/37	2/36	1/35	1/87	2/34
CaO	5/62	5/38	4/98	6/02	5/32	5/77	6/12	6/2	7/22	5/91	5/74
Na ₂ O	3/67	3/77	4/51	3/05	4/19	3/53	3/56	3/62	2/9	3/1	3/55
K ₂ O	2/61	2/54	2/46	3/7	3/78	3/7	3/61	3/6	4/01	3/65	3/62
TiO ₂	0/55	0/55	0/52	0/45	0/48	0/46	0/47	0/47	0/44	0/43	0/45
P ₂ O ₅	0/34	0/34	0/33	0/31	0/34	0/33	0/32	0/32	0/29	0/28	0/31
MnO	0/16	0/15	0/16	0/12	0/13	0/13	0/15	0/15	0/17	0/13	0/15
Cr ₂ O ₃	0/003	0/009	0/007	0/015	0/013	0/005	0/011	0/003	0/003	0/014	0/004
L.O.I	4/4	3/5	2/5	4/1	2	2/2	2/5	1/8	5/7	4/6	3.2
Sum	99/74	99/47	99/75	99/72	99/71	99/69	99/71	99/68	99/74	99/73	99/72

ادامه جدول ۴-۲

sample no.	SS-14-1	SS-14-3	SS-13-1	SS-17-2	SS-12-2	SS-12-3	SS-21-2-B	SS-21-2-A	SS-22-1	SS-22-3
	اندزیت- تراکی اندزیت									
SiO ₂	59/44	59/45	58/09	59/21	58/03	60/77	57/71	59/24	59/99	60/19
Al ₂ O ₃	16/93	16/76	16/83	17/13	17/07	16/56	17/1	16/15	16/4	16/39
Fe ₂ O ₃ T	5/44	5/46	5/92	6/07	6/28	5/2	6/23	5	5/15	5/34
Fe ₂ O ₃	1/8	1/82	1/9	2/02	2/09	1/7	2/07	1/6	1/7	1/78
FeO	3/64	3/64	4/02	4/05	4/19	3/5	4/16	3/4	3/45	3/56
MgO	2	2	2/05	2/34	2/24	1/81	2/47	1/8	2/04	2/23
CaO	5/82	5/64	6/03	4/59	6/14	5/61	6/35	5/74	5/59	5/41
Na ₂ O	4/19	4/31	4/16	5/21	4	3/77	3/39	3/45	3/59	3/47
K ₂ O	2/66	2/67	2/68	2/93	2/8	2/81	2/68	2/85	2/79	3/01
TiO ₂	0/58	0/59	0/63	0/53	0/69	0/55	0/69	0/52	0/56	0/57
P ₂ O ₅	0/29	0/29	0/32	0/29	0/34	0/26	0/35	0/26	0/27	0/28
MnO	0/13	0/13	0/15	0/15	0/15	0/13	0/14	0/12	0/12	0/12
Cr ₂ O ₃	0/006	0/02	0/009	0/017	0/007	0/021	0/005	0/012	0/022	0/003
L.O.I	2/2	2/4	2/8	1/3	2	2/2	2/6	4/6	3/2	2/7
Sum	99/72	99/73	99/69	99/76	99/72	99/73	99/71	99/75	99/74	99/74

ادامه جدول ۲-۴

sample no.	DS-12-1	DS-10-2	DS-10-1	SS-5-2	SS-5-1	SS-8-2	SS-9-2	SS-5-3	DS-7-1-1	DS-7-6
	داسیت - تراکی داسیت					ریولیت			سینیت	
SiO ₂	60/27	61/24	61/83	61/78	64/58	68/25	68/84	69/76	61/54	62/03
Al ₂ O ₃	16/11	16/32	16/22	15/94	15/79	15/11	15/16	15/2	16/17	15/84
Fe ₂ O _{3T}	4/75	4/27	4/3	4/04	3/48	2/52	2/29	2/26	5/09	5/23
Fe ₂ O ₃	58/75	1/42	1/43	1/34	1/16	0/84	0/76	0/75	1/69	1/74
FeO	/54	2/85	2/87	2/7	2/32	1/68	1/53	1/51	3/4	3/49
MgO	1/6	2/05	1/6	3/15	1/95	1/07	0/93	0/88	1/91	1/82
CaO	5/13	3/14	4/04	4/29	3/68	2/91	2/86	2/78	4/25	3/89
Na ₂ O	3/33	3/66	3/76	5/02	5/7	3/93	4/26	4/27	3/55	3/50
K ₂ O	4/38	5/03	4/81	2/22	2/38	3/51	2/93	3	5/57	5/81
TiO ₂	0/38	0/32	0/32	0/5	0/4	0/28	0/25	0/25	0/53	0/58
P ₂ O ₅	0/22	0/21	0/22	0/3	0/23	0/11	0/08	0/09	0/29	0/29
MnO	0/12	0/12	0/12	0/06	0/06	0/04	0/03	0/04	0/11	0/11
Cr ₂ O ₃	0/004	0/003	0/012	0/014	0/037	0/009	0/012	0/005	0/003	0/013
L.O.I	3/4	3/4	2/5	2/4	1/5	2/1	2/2	1/5	0/7	0/6
Sum	99/71	99/74	99/7	99/74	99/8	99/88	99/88	99/88	99/70	99/71

جدول ۳-۴ - مقدار کانی‌های نورماتیو (بر حسب درصد) پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe₂O₃/FeO

sample no.	DS-4-3	DS-4-2	DS-5-4	DS-11-2	DS-9-1	DS-11-1	DS-19-1	DS-19-4	DS-15-1	DS-15-3	DS-17-3
Q	8/116	8/504	7/448	10/883	5/659	9/129	8/259	8/182	8/913	11/865	9/158
Or	15/42	15/01	14/54	21/866	22/34	21/866	21/334	21/275	23/698	21/57	21/393
Ab	31/06	31/9	38/16	25/808	35/46	29/87	30/124	30/631	24/539	26/231	30/039
An	20/02	20/62	17/87	19/175	15/19	17/921	17/124	17/539	17/514	18/116	16/758
Di	4/629	3/154	3/836	7/13	7/396	7/031	9/197	9/17	13/762	7/759	7/979
Hy	11/02	11/74	10/62	6/547	7/156	7/282	6/785	6/55	1/459	5/505	6/878
Mt	3/291	3/248	2/972	2/61	2/813	2/755	2/755	2/9	2/61	2/61	2/755
Il	1/045	1/045	0/988	0/855	0/912	0/874	0/893	0/893	0/836	0/817	0/855
Ap	0/805	0/805	0/782	0/734	0/805	0/782	0/758	0/758	0/687	0/663	0/734
Sum	95/41	96/03	97/21	95/608	97/72	97/509	97/229	97/899	94/017	95/136	96/548

ادامه جدول ۳-۴

Sample.no.	SS-14-1	SS-14-3	SS-13-1	SS-17-2	SS-12-2	SS-12-3	SS-21-2-B	SS-21-2-A	SS-22-1	SS-22-3
Q	9/821	9/525	8/095	4/164	7/888	13/449	10/362	13/492	13/45	13/406
Or	15/72	15/779	15/838	17/315	16/547	16/606	15/838	16/843	16/488	17/788
Ab	35/455	36/47	35/201	44/086	33/847	31/901	28/685	29/193	30/378	29/362
An	19/531	18/498	19/333	14/7	20/352	19/963	23/526	20/163	20/394	20/255
Di	6/141	6/254	7/023	5/09	6/507	5/099	4/677	5/465	4/585	3/903
Hy	6/431	6/343	6/679	8/489	7/472	6/341	8/9	6/066	7/053	7/985
Mt	2/61	2/639	2/755	2/929	3/03	2/465	3/001	2/32	2/465	2/581
Il	1/102	1/121	1/197	1/007	1/311	1/045	1/311	0/988	1/064	1/083
Ap	0/687	0/687	0/758	0/687	0/805	0/616	0/829	0/616	0/64	0/663
Sum	97/497	97/317	96/879	98/467	97/76	97/486	97/13	95/145	96/516	97/026

ادامه جدول ۳-۴

Sample.no.	DS-12-1	DS-10-2	DS-10-1	SS-5-2	SS-5-1	SS-8-2	SS-9-2	SS-5-3	DS-7-11	DS-7-6
Q	13/095	10/005	10/579	10/68	12/3	23/63	24/74	25/65	8/145	8/807
Or	25/884	29/726	28/426	13/12	14/1	20/74	17/32	17/73	32/917	34/34
Ab	28/178	30/97	31/816	42/48	48/2	33/26	36/05	36/13	30/039	29/62
An	16/073	13/245	13/173	14/4	10/5	13/22	13/59	12/96	11/735	10/35

Di	5/516	0/787	4/487	3/96	5/11	0/408	0/063	0/204	6/142	5/822
Hy	1/428	8/475	5/55	9/077	5/13	4/468	4/11	3/906	5/905	5/874
Mt	0	2/059	2/073	1/943	1/68	1/218	1/102	1/087	2/45	2/523
Il	0/257	0/608	0/608	0/95	0/76	0/532	0/475	0/475	1/007	1/102
Ap	0/521	0/497	0/521	0/711	0/55	0/261	0/189	0/213	0/687	0/687
Sum	150/3	96/373	97/233	97/32	98/3	97/74	97/64	98/36	99/027	99/12

جدول ۴-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه (بر حسب ppm).

le no.	DS-4-3	DS-4-2	DS-5-4	DS-11-2	DS-9-1	DS-11-1	DS-19-1	DS-19-4	DS-15-1	DS-15-3	DS-17-3
آندزیت - تراکی آندزیت											
La	19/9	20/8	21/3	38/4	40	39/3	37/8	38/6	34	38/1	33/9
Ce	41/5	41/5	44/6	68/9	71/5	69/4	69/6	71/7	64/1	69/6	63/9
Pr	5/14	5/24	5/12	7/32	7/64	7/56	7/71	7/82	6/89	7/62	6/98
Nd	19	20/3	21	25/8	27/2	27/4	28/5	28/1	27/5	28/2	26/9
Sm	4/15	4/3	4/21	4/99	4/98	5/17	5/47	5/57	5/5	5/25	5/6
Eu	1/2	1/26	1/22	1/36	1/47	1/44	1/56	1/6	1/53	1/5	1/52
Gd	3/77	3/87	3/73	4/29	4/52	4/6	5/03	5/01	4/78	4/9	4/66
Tb	0/58	0/58	0/57	0/61	0/65	0/64	0/73	0/74	0/69	0/69	0/69
Dy	3/17	3/34	3/17	3/07	3/34	3/08	3/81	3/81	3/73	3/79	3/57
Ho	0/6	0/63	0/65	0/56	0/63	0/59	0/7	0/71	0/73	0/69	0/68
Er	1/74	1/88	1/92	1/63	1/67	1/67	2/05	2/11	2/05	2/01	1/99
Tm	0/29	0/28	0/29	0/24	0/26	0/26	0/33	0/32	0/31	0/3	0/3
Yb	1/83	1/84	1/91	1/54	1/66	1/56	2	2/09	2/02	2/02	1/93
Lu	0/29	0/3	0/3	0/25	0/26	0/26	0/34	0/33	0/31	0/33	0/3

ادامه جدول ۴-۴

sample no.	SS-14-1	SS-14-3	SS-13-1	SS-17-2	SS-12-2	SS-12-3	SS-21-2-B	SS-21-2-A	SS-22-1	SS-22-3
آندزیت - تراکی آندزیت										
La	37/6	33/1	45/9	24	34/6	30/6	34/6	31	33/3	32/7
Ce	75/3	66/4	90/2	47/4	68/5	60/8	68/4	58/9	64/8	63/8
Pr	8/08	7/38	9/67	5/36	7/54	6/41	7/7	6/5	6/77	6/81
Nd	30/8	27/9	37/8	21	29/2	23/8	30/2	24/9	25/3	25/5
Sm	5/5	4/92	6/08	3/97	5/08	4/23	5/14	4/09	4/35	4/41
Eu	1/39	1/24	1/53	1/14	1/37	1/13	1/4	1/13	1/13	1/19
Gd	4/35	3/94	4/87	3/48	4/06	3/46	4/04	3/4	3/5	3/66
Tb	0/64	0/62	0/72	0/55	0/59	0/53	0/61	0/51	0/53	0/56
Dy	3/37	3/27	4/03	2/96	3/34	2/93	3/28	2/94	2/93	3/03
Ho	0/68	0/7	0/82	0/62	0/66	0/6	0/69	0/58	0/6	0/64
Er	2/13	2/05	2/45	1/87	1/99	1/8	1/94	1/69	1/76	1/9
Tm	0/32	0/31	0/37	0/29	0/3	0/28	0/3	0/27	0/27	0/28
Yb	2/07	2/06	2/5	1/86	1/94	1/85	1/95	1/74	1/83	1/82
Lu	0/33	0/32	0/39	0/29	0/3	0/29	0/3	0/28	0/28	0/29

ادامه جدول ۴-۴

sample no.	DS-12-1	DS-10-2	DS-10-1	SS-5-2	SS-5-1	SS-8-2	SS-9-2	SS-5-3	DS-7-1-1	DS-7-6
داسیت - تراکی داسیت										
ریولیت										
سینیت										
La	39/3	39/9	39/1	33/2	27/6	21/8	16/1	15/3	58/8	64/4
Ce	68/6	69/1	69/1	63/7	52/1	38/9	28/5	27/3	107/5	117/4
Pr	7/19	7/15	6/78	6/58	5/31	4/01	2/89	2/72	11/40	11/70
Nd	23/7	22/5	24/5	24/5	18/7	15	10/1	9/6	36/3	41/2

Sm	4/37	4/41	4/51	3/67	3/05	2/56	1/89	1/82	6/77	7/39
Eu	1/26	1/22	1/26	0/99	0/79	0/65	0/51	0/5	1/42	1/41
Gd	3/98	3/69	3/74	2/6	2/19	2/17	1/63	1/57	5/36	5/53
Tb	0/56	0/53	0/54	0/35	0/32	0/34	0/25	0/24	0/79	0/79
Dy	3/02	2/9	2/7	1/65	1/67	1/84	1/35	1/28	4/09	4/02
Ho	0/55	0/52	0/53	0/31	0/3	0/37	0/26	0/25	0/73	0/76
Er	1/56	1/42	1/51	0/9	0/93	1/05	0/79	0/72	2/06	2/17
Tm	0/24	0/23	0/24	0/13	0/14	0/15	0/11	0/11	0/34	0/33
Yb	1/5	1/53	1/51	0/83	0/94	1/01	0/72	0/71	2/16	2/31
Lu	0/25	0/26	0/25	0/13	0/15	0/16	0/11	0/11	0/36	0/35

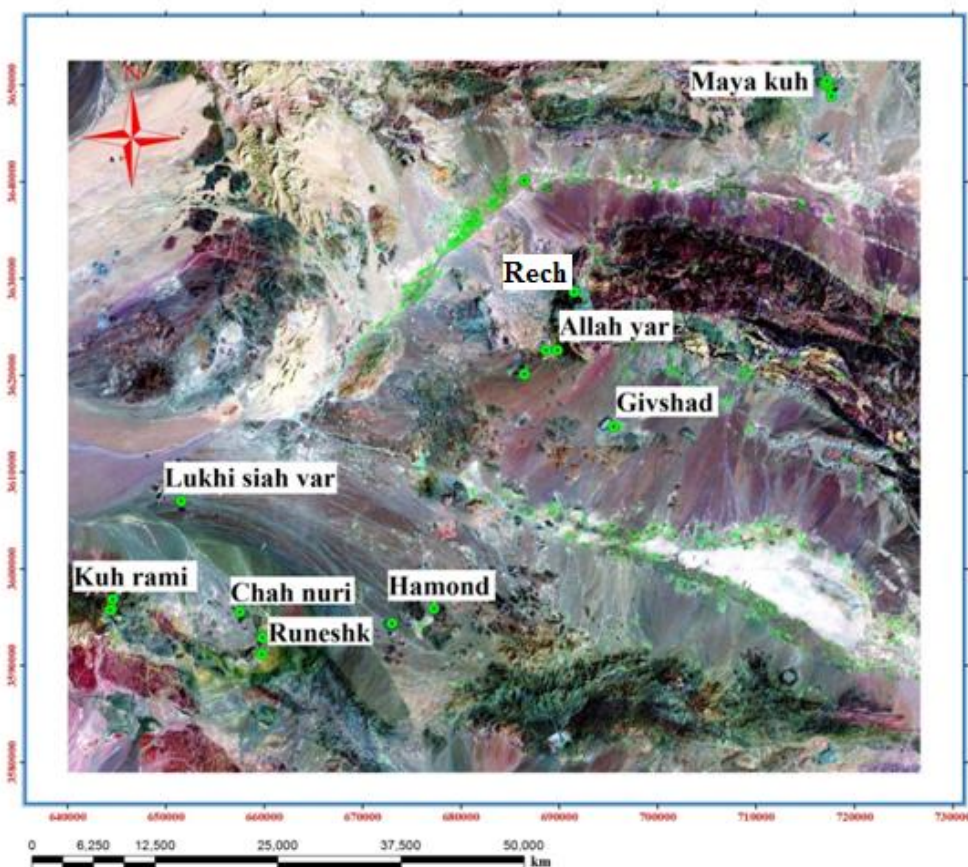
جدول ۴-۵- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب مورد مطالعه (بر حسب ppm).

sample no.	DS-4-3	DS-4-2	DS-5-4	DS-11-2	DS-9-1	DS-11-1	DS-19-1	DS-19-4	DS-15-1	DS-15-3	DS-17-3
	آندزیت - تراکی آندزیت										
Sc	16	15	13	13	14	13	13	14	13	12	13
Ba	732	770	672	920	887	938	896	918	817	853	789
Be	2	2	1	3	3	3	2	2	2	3	3
Co	13/5	12/6	11/7	11/1	11/7	11/5	11/7	12/3	10/4	10/2	11
Cs	3/5	4/9	6/3	3/9	4/6	5/2	1/8	1/5	2/5	2/1	4/7
Ga	15/8	16/3	16	15/4	15/5	15/6	14/9	15/7	13/9	14/1	13/7
Hf	2/7	2/5	2/7	3/1	3/5	3/5	3/4	3/4	3/3	3/1	3/3
Nb	4/4	4/2	4/9	6/5	6/5	7	5/8	5/9	6/1	6/5	5/8
Rb	54/4	55/4	51/2	98/6	97/9	95/7	82/7	83/2	81/3	84/1	78/2
Sr	847/1	960	772/4	935	1021	1041	919	1005	805	884	882
Ta	0/2	0/2	0/2	0/4	0/3	0/5	0/4	0/3	0/3	0/4	0/3
U	1/9	1/9	1/7	3/3	3	3/3	3/1	3	3/7	3/6	3/6
V	132	131	149	106	124	119	144	180	128	108	136
W	<0/5	<0/5	<0/5	1/2	1/1	1/3	0/8	1/1	1/5	1/2	1/1
Zr	79/2	79/8	93/6	131	131	133	139	138/6	130	138	135
Y	18/3	18/6	17/4	17	17/7	17/8	21/6	22/1	19/3	20/7	19/2
Mo	0/4	0/5	0/5	1/4	1/2	1/1	1	0/9	1/2	1/1	0/6
Cu	36/1	31/9	29/2	30/1	33	31	30	36/7	40/2	22/1	33/5
Pb	4	4/4	3/6	2/6	7/4	4	3/2	2/7	3/6	2/9	1/5
Zn	55	54	59	58	37	44	56	57	63	62	66
Ni	2/6	2/7	2/9	7/2	7	6/9	3/9	4	4	4/4	5
As	2/7	2/7	4/8	0/5	1/5	0/6	0/5	1/5	1/7	1/6	4/3
Au	<0/5	2	1	<0/5	0/7	<0/5	1	1	2/8	1/5	0/6

sample no.	SS-14-1	SS-14-3	SS-13-1	SS-17-2	SS-12-2	SS-12-3	SS-21-B	SS-21-A	SS-22-1	SS-22-3
	آندزیت - تراکی آندزیت									
Sc	10	10	10	11	12	9	12	9	9	10
Ba	855	844	882	792	793	796	852	758	766	814
Be	2	1	1	1	1	1	2	1	1	1
Co	7/6	7/3	7/8	12/3	9/6	7/3	9/9	7/5	7/9	8/3
Cs	4/4	4/7	2/9	4/5	2	3/1	2/6	3/7	3/4	3/4
Ga	17/7	17/4	17/7	16	18/4	16/7	18/4	16/3	17	17/4
Hf	4	4/1	4/9	3	4	4	3/6	3/6	3/9	4
Nb	10/8	10/5	11/9	6/1	9/3	9	9/4	8/7	9/8	10/2
Rb	69/8	71/6	69/4	94/4	72/1	81/2	71/1	85/8	85/1	90
Sr	877	835	1020	659	903	921	854	883/5	835	785

Ta	0/7	0/7	0/7	0/4	0/6	0/6	0/6	0/6	0/6	0/7
U	2/1	2/2	2/3	1/6	1/8	2/3	1/9	2	2/4	2/8
V	108	104	112	139	140	104	141	100	107	111
W	<0/5	0/9	0/7	0/8	0/6	0/6	<0/5	1/2	<0/5	<0/5
Zr	157	153	179	103	148	146	148	136/7	140	145
Y	19/9	20/8	24/1	18	18/9	17/4	19/8	17/1	17/4	18
Mo	0/3	0/6	0/5	0/4	0/5	0/6	0/3	0/6	0/6	0/5
Cu	10	9/5	10/8	28/3	16/4	10/8	17/1	12/4	10/6	10/9
Pb	2/3	2/8	2	5/6	3/6	5/9	3/1	3/5	4/2	3/7
Zn	37	38	31	18	37	29	20	23	35	33
Ni	2/5	3/4	5/3	2/5	3/6	2/6	2/5	3	3/5	2/9
As	0/8	0/7	2/4	5/4	1	<0/5	<0/5	<0/5	<0/5	<0/5
Au	<0/5	0/5	<0/5	<0/5	0/5	<0/5	<0/5	<0/5	<0/5	<0/5

sample no.	DS-12-1	DS-10-2	DS-10-1	SS-5-2	SS-5-1	SS-8-2	SS-9-2	SS-5-3	DS-7-1-1	DS-7-6
	تراکی داسیت					ریولیت			سینیت	
Sc	10	8	9	9	7	5	5	5	11	11
Ba	987	1069	1084	649	632	592	614	590	716	563
Be	3	3	3	<1	1	<1	<1	<1	6	5
Co	9/8	7/7	7/9	12/4	8	3/8	4	3/7	11/5	11/4
Cs	3/5	2/9	3/1	0/8	1/4	3/3	3/1	3/1	17/6	17/7
Ga	15/5	15/6	14/4	16/6	16/2	13/9	14/3	13/2	16/0	15/2
Hf	3/9	3/5	3/3	2/9	3	3/7	3/3	3/1	8/6	10/1
Nb	6/7	6/8	7	8/8	8/6	7/1	5/6	5/6	24/0	28/2
Rb	118/9	136/4	120	49/4	56/3	97/3	97/5	93/9	237/8	236/9
Sr	939/8	598	827	955	681	226/6	243	226	754/6	647/6
Ta	0/4	0/4	0/4	0/5	0/5	0/7	0/6	0/5	1/5	1/6
U	4	4/1	4/4	2/1	2/3	3/3	3/3	3/3	11/2	11/8
V	130	108	98	92	69	33	37	33	105	114
W	1/9	1/8	1/1	<0/5	<0/5	1/1	0/9	0/8	5/2	5/4
Zr	151/3	141/1	145	108	110	135/3	114	111	352/0	419/5
Y	16/7	15/6	14/9	9/1	9/1	11	7/8	7	23/2	21/3
Mo	1/8	0/5	0/8	0/3	0/8	0/5	0/6	0/8	1/7	2/0
Cu	22/9	19/8	20/8	35/4	12/1	23/2	36/2	34/9	144/3	123/4
Pb	6/7	9/1	18/4	1/6	3/3	8/1	2/5	2/3	15/5	16/1
Zn	49	61	109	36	18	40	66	61	27	26
Ni	6/3	3/7	3/5	26/6	15/2	8/5	7/6	7	4/8	4/7
As	0/7	4/9	1/5	<0/5	2/2	2/4	1	<0/5	1/7	1/3
Au	0/9	0/7	<0/5	<0/5	<0/5	<0/5	0/5	0/6	1/1	<0/5



شکل ۴-۱- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه. ایستگاه‌های نمونه‌برداری بر روی آن مشخص شده است.

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

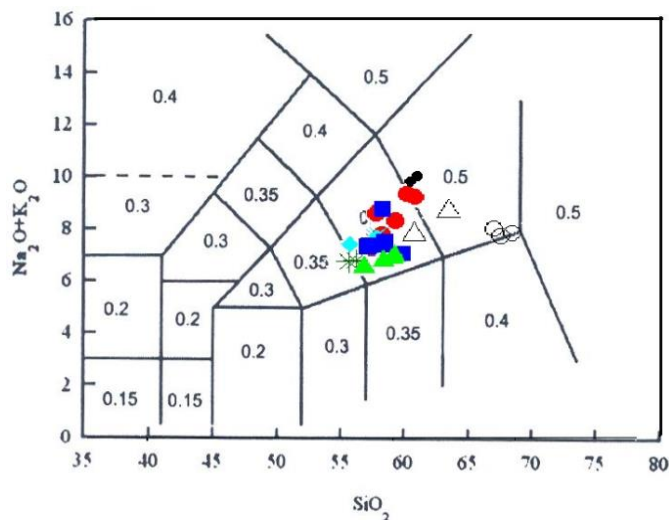
نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها ممکن است به دلایل مختلف دچار خطا شوند. یکی از عوامل ایجاد خطا، آلودگی در هنگام آماده‌سازی نمونه به ویژه در مرحله خردکردن و آسیاب کردن است. یکی از موارد این نوع آلودگی ناشی از آغشته شدن نمونه با نمونه‌های تهیه شده قبلی و یا خود دستگاه آسیاب است که از طریق تمیز نمودن دستگاه رفع می‌گردد. لازم به ذکر است با آگاهی کامل نسبت به منابع بروز خطا و با توجه به روش‌های توصیه شده، سعی شد خطاها یا آرایش نمونه‌ها به حداقل ممکن برسد. نمونه‌ها در کارگاه خردایش سنگ شرکت طیف کانساران بینالود خرد و پودر گردید. نمونه‌های مورد مطالعه در این تحقیق، در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا به روش طیف‌سنجی جرمی نشری پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) تجزیه شده‌اند.

۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی

دو نوع تصحیح بر روی داده‌های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی صورت می‌گیرد. یکی حذف مواد فرار (L.O.I) و دیگری تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO می‌باشد.

در مورد حذف مواد فرآر، ابتدا مقدار L.O.I را از مجموع اکسیدهای سنگ (Sum) کم می کنند. بدین ترتیب مجموع جدیدی از اکسیدهای سنگ (Sum new) به دست می آید. سپس ۱۰۰ را بر مجموع جدید تقسیم می کنند. عدد حاصل را در مقادیر تک تک اکسیدها ضرب کرده و درصدوزنی اکسیدها بدون مواد فرآر محاسبه می گردد (یا به عبارتی مجدداً به صد رسانده می شود).

در تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO ، مقدار نسبت Fe_2O_3/FeO برای هر گروه سنگی را از روی نمودار مجموع Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (TAS) اقتباس از لومتر^۱ و همکاران (۱۹۸۹) و یا میدلموست (۱۹۸۹) به دست می آید. برای نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت غالباً برابر ۰/۴ و برای تعداد کمی از نمونه‌ها برابر ۰/۵ می باشد (شکل ۴-۲). سپس با توجه به مقادیر Fe_2O_3 کل موجود در نتایج تجزیه شیمیایی، می توان مقادیر Fe_2O_3 و FeO را به طور مجزا به دست آورد. مقادیر Fe_2O_3 کل و Fe_2O_3 و FeO تصحیح شده در جدول ۲-۴ ارائه شده است.



شکل ۴-۲- نمودار میدلموست (۱۹۸۹)- جهت تعیین ضریب نسبت Fe_2O_3/FeO برای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

نمونه‌های برداشت شده از گنبد‌های مورد مطالعه با علائم زیر مشخص شده‌اند:
 دایره قرمز (●): رمی. لوزی آبی (◊): مزار (رونشک). مربع آبی (■): گیوشاد، دوکوهه و الهیار. ستاره سبز (*): همدند.
 علامت ضربدر (×): چاهنوری. مثلث سبز (▲): رچ. دایره سیاه (●): توده نفوذی لوخی سیه‌وار. دایره و مثلث بی‌رنگ (△) و (○): میاکوه.

۴-۴- کاربرد داده‌های تجزیه شیمیایی

از داده‌های عناصر اصلی در طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌ها، رسم نمودارهای تغییرات و تعیین سن و تعیین سری‌های ماگمایی و جایگاه تکتونیکی استفاده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

۴-۵- طبقه بندی و نام گذاری سنگ‌های آذرین

مهم‌ترین کاربرد داده‌های عناصر اصلی طبقه‌بندی و نام گذاری سنگ‌های آذرین است. از آنجایی که سنگ‌های آذرین مورد مطالعه اغلب نیمه‌عمیق و پورفیری هستند، جهت طبقه‌بندی و نام گذاری آنها

^۱ - Le Maitre

از طبقه‌بندی‌های مختلف سنگ‌های آتشفشانی و در مواردی طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی استفاده شده‌است. مهمترین آنها طبقه‌بندی شیمیایی است که در زیر به آن پرداخته شده‌است.

طبقه‌بندی شیمیایی

در این روش تعدادی از اکسیدهایی که در ساختمان کانی‌های اصلی سنگ نقش اساسی دارند، در رده‌بندی سنگ‌ها استفاده می‌شوند. یکی از نمودارهای ترسیمی از این نوع، نمودار قلیایی کل - سیلیس (TAS) است که در آن مجموع مقدار Na_2O و K_2O در مقابل مقدار SiO_2 و بر حسب درصد وزنی اکسیدها بر روی نمودار پیاده می‌شوند.

از آنجایی که داده‌های درصدوزنی اکسیدها به خوبی توزیع کاتیونها را در یک نمونه نشان نمی‌دهد، برخی پژوهشگران ترکیب سنگ را بر حسب کاتیون مورد استفاده قرار می‌دهند. بدین منظور درصدوزنی اکسید بر وزن مولکولی اکسید تقسیم می‌شود و در تعداد کاتیونهای واحد فرمولی ضرب می‌گردد و به این صورت در ترسیم نمودار به کار می‌رود. از این دست نمودارها می‌توان به نمودار R_1 - R_2 دولاروش^۱ و دیگران (۱۹۸۰) اشاره کرد.

در ادامه به نام‌گذاری سنگ‌های آذرین مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای مذکور می‌پردازیم.

الف - نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست^۲، ۱۹۹۴)

در این نمودار مقدار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر مقدار درصدوزنی SiO_2 رسم شده‌است (شکل ۴-۳). سنگ‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه بر اساس این نمودار در محدوده تراکی داسیت، تراکی آندزیت و آندزیت قرار می‌گیرند که با شواهد پتروگرافی سازگاری دارد. نمونه‌های متعلق به گنبد میاکوه در محدوده ریولیت واقع می‌شوند. با توجه به ماهیت نیمه‌عمیق سنگ‌های مورد مطالعه و پورفیروئیدی بودن آنها می‌توان از نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی نیز استفاده کرد و نام معادل درونی آنها را به کار برد. بر اساس نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵) (شکل ۴-۵) و (میدلموست، ۱۹۹۴) (شکل ۴-۶) دو نمونه سنگی مربوط به توده نفوذی لوخی‌سیه‌وار در محدوده سینیت - کوارتز سینیت واقع می‌شوند که با مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی همخوانی دارد. در ضمن با توجه به نتایج نورم و درصد کوارتز نورماتیو نام سینیت را به طور کلی برای سنگ‌های این توده در نظر می‌گیریم.

ب) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس^۳ و همکاران، ۱۹۷۹)

این نمودار بر اساس مقدار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (قلیایی کل) در مقابل SiO_2 رسم شده است (شکل ۴-۴). در این نمودار محدوده آلكالی از ساب‌آلكالی به طور مجزا مشخص شده است. بر اساس این نمودار، سنگ‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه در محدوده‌های ترکیبی آندزیت و تراکی آندزیت قرار می‌گیرند. در این نمودار نیز نمونه‌های متعلق به میاکوه در محدوده ترکیبی ریولیت و داسیت قرار می‌گیرند.

1-De La Roche

2- Middlemost

3- Cox

د) نمودار R₁- R₂ دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)

پارامترهای R₁ و R₂ عبارتند از:

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

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

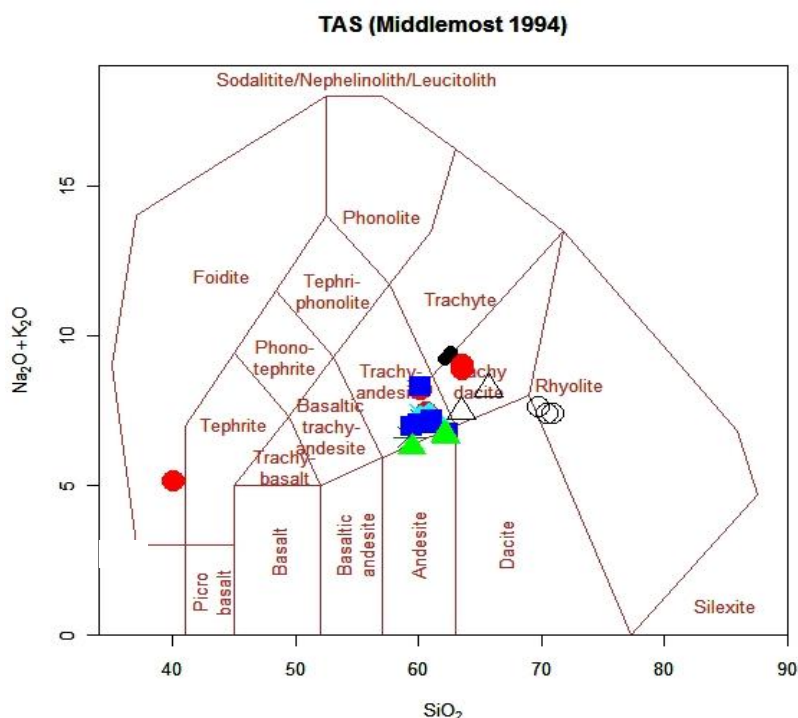
مقادیر هر یک از عناصر بر حسب میلی کاتیون می باشد. بر اساس این نمودار سنگ‌های نیمه عمیق مورد مطالعه در محدوده لاتیت بازالیت، لاتیت، لاتیت آندزیت، کوارتز لاتیت و ریوداسیت قرار می گیرد.

مزیت تقسیم بندی بر اساس این نمودار عبارتست از:

- دو پارامتر R₁ و R₂ به آسانی محاسبه می شوند.

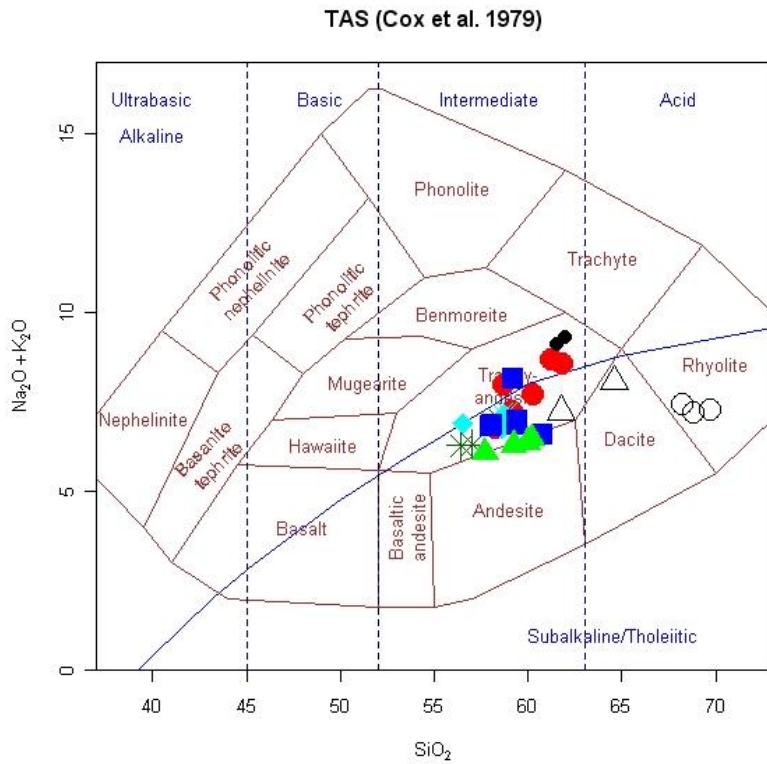
- تمام عناصر اصلی بجز اکسیژن در این نمودار شرکت دارند.

این روش برای سنگ‌های مافیک یک روش ایده آل است، اما برای سنگ‌های گرانیتی مناسب نمی باشد. به این دلیل که فلدسپار پتاسیم و آل بیت در نقطه‌ای مشابه ترسیم می شوند. به همین جهت این نمودار جهت متمایز نمودن سنگ‌هایی که نسبت‌های متغیری از K/Na نشان می دهند، نمی تواند استفاده شود. به علاوه اغلب سنگ‌های گرانیتی در محدوده‌ای کوچک از دیاگرام ترسیم می شوند (فراست^۱ و همکاران، ۲۰۰۱).

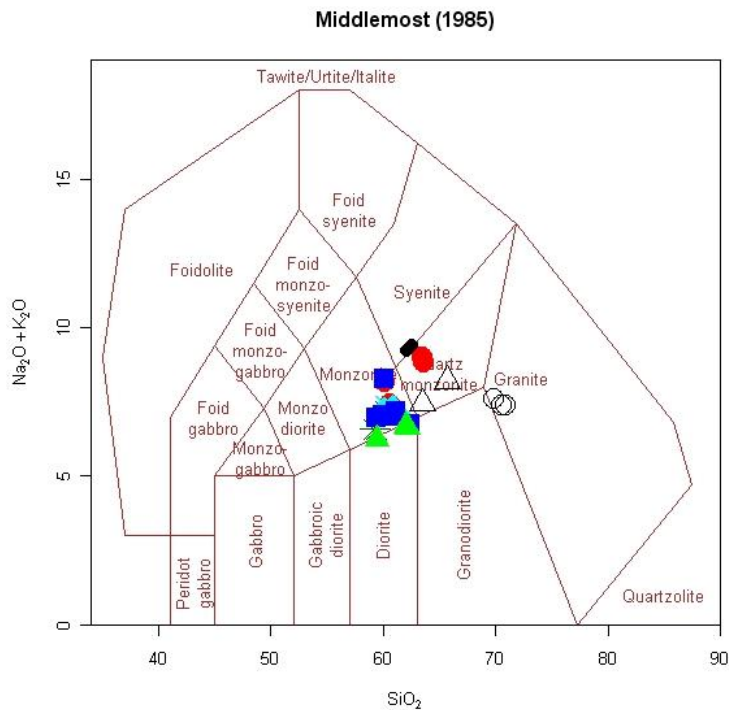


شکل ۳-۴- نمودار Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ (میدلموست، ۱۹۹۴) جهت طبقه بندی سنگ‌های آذرین بیرونی و موقعیت سنگ‌های نیمه عمیق مورد مطالعه بر روی آن.

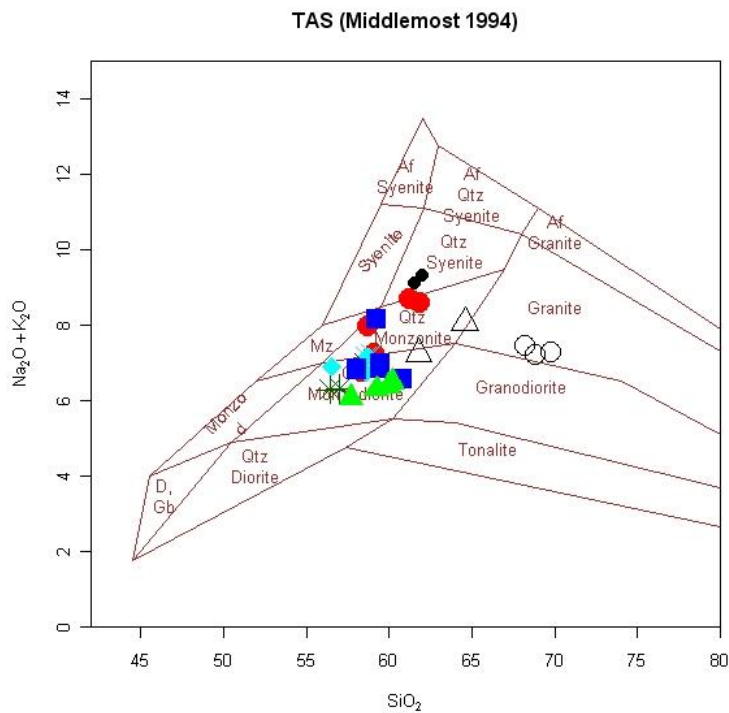
^۱ - Frost



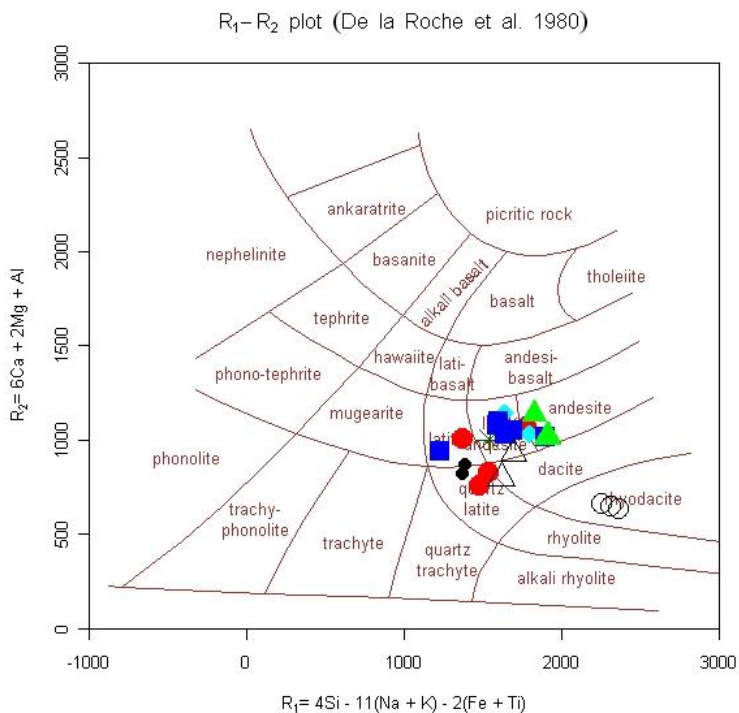
شکل ۴-۴- نمودار TAS جهت طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) و موقعیت سنگ‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۴-۵- نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) جهت طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی و موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه بر روی آن



شکل ۴-۶- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) جهت طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی و موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۴-۷- نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین بر حسب مقادیر کاتیونی (دولاروش و همکاران ۱۹۸۰) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

۴-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات

نمودارهای تغییرات نمودارهایی هستند که با استفاده از داده‌های عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب‌خاکی ترسیم می‌گردند. از آنجایی که فرآیندهای مختلف نظیر تبلور تفریقی، ذوب‌بخشی، اختلاط ماگمایی و آلیش و هضم پوسته‌ای، همه در رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب تأثیر می‌گذارند، این نمودارها می‌توانند به خوبی منعکس کننده تحول و تکامل ماگما از زمان تشکیل تا موقع جایگزینی باشند. به‌علاوه الگوی پراکندگی نقاط بر روی این نمودارها، وابستگی یا عدم وابستگی سنگ‌ها به یکدیگر و منشأ یا منشأهای آنها را نیز نشان می‌دهد. در یک سری ماگمایی شامل سنگ‌های اسیدی، حدواسط و بازیک، ارتباط و پیوستگی نمونه‌ها می‌تواند نشان‌دهنده منشأ یکسان آنها باشد. در این صورت مشخص می‌گردد که از کدام یک از راه‌های زیر حاصل شده‌اند: تفریق بلوری یک ماگمای مشترک، ذوب‌بخشی یک منبع یکسان و یا پیشرفت مراحل هضم و اختلاط ماگمایی. البته باید به این نکته نیز توجه شود که ممکن است نمودارهای تغییرات در اثر عملکرد فرآیندهای مختلف روندهای مشابهی را نشان دهند.

گاهی اوقات در نمودارهای تغییر شیمیایی به جای یک روند، ابری پراکنده از داده‌ها مشاهده می‌شود که دلایل زیر می‌تواند عامل بروز این مسأله باشد:

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

- خطای نمونه‌برداری و ناهماهنگی در نمونه‌ها.

- عدم صحت نتایج آنالیز شیمیایی.

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

در ادامه به بررسی نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر^۱ ۱۹۰۹) و نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب‌خاکی در مقابل ضریب تفریق (تورنتون و تاتل^۲ ۱۹۶۰) و شاخص انجماد می‌پردازیم.

۴-۶-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر ۱۹۰۹)

نمودارهای تغییراتی را که در آن اکسیدها در مقابل SiO_2 ترسیم می‌شوند اغلب نمودارهای هارکر می‌نامند (رولینسون، ۱۹۹۳). در محور X، SiO_2 را قرار می‌دهند چون معمولاً سازنده اصلی سنگ است و بیشتر از اکسیدهای دیگر تغییر نشان می‌دهد. با استفاده از این نمودار می‌توان روند تغییرات در تکامل ماگما و همچنین منشأ سنگ را بررسی کرد.

نمودارهای هارکر (شکل ۴-۸) بیانگر آن است که گنبدی‌های مورد مطالعه به تنهایی و یا به صورت گروهی رفتار منحصر به فردی نشان می‌دهند.

1- Harker

2- Thornton & Tuttle

سنگ‌های متعلق به گنبد رمی دارای مشخصات زیر هستند: درصد وزنی Al_2O_3 آن‌ها در طیف محدودی تغییر می‌کند ($۱۶/۵ - ۱۶$) و روندهای تقریباً یکنواختی نشان می‌دهند. در نمونه‌های سنگی این گنبد با افزایش SiO_2 مقادیر MgO ، CaO ، TiO_2 ، P_2O_5 و Fe_2O_3 کاهش می‌یابند و روند تقریباً خطی به نمایش می‌گذارند که با انجام پدیده تبلور تفریقی سازگار است. همچنین با افزایش SiO_2 مقدار K_2O افزایش قابل توجهی نشان می‌دهد که با روند معمول تفریق سازگار است. مقدار Na_2O تغییرات محسوسی نشان نمی‌دهد.

نمونه‌های مربوط به گنبد چاه‌نوری دارای طیف ترکیبی بسیار محدودی هستند (۵۸ تا ۵۹ درصد وزنی SiO_2) و می‌توان آنها را به عنوان بخشی از روند نشان داده‌شده توسط گنبد رمی به حساب آورد. نزدیکی مکانی آنها نیز این امر را تأیید می‌کند.

سنگ‌های متعلق به گنبد مزار رفتار تا حدودی متفاوت نشان می‌دهند و دارای مقادیر Al_2O_3 ، Na_2O ، P_2O_5 و MgO کمتری نسبت به گنبد رمی و چاه‌نوری هستند. در مقابل CaO و K_2O بیشتری دارند.

سنگ‌های متعلق به توده ساب‌ولکانیک همد دارای طیف ترکیبی محدودی (۵۷ تا ۵۸ درصد وزنی SiO_2) هستند ولی نسبت به سایر نمونه‌های سنگی مورد مطالعه دارای مقدار MgO و Fe_2O_3 بیشتری هستند و در مقابل دارای مقدار K_2O کمتری می‌باشند. سایر ویژگی‌های آن‌ها با گنبد‌های دیگر مشابهت دارد.

نمونه‌های مربوط به گنبد‌های رچ، گیوشاد، اللهیار و دوکوهه دارای رفتار تقریباً یکسانی هستند و از Al_2O_3 و TiO_2 غنی هستند و در مقابل از K_2O فقیر می‌باشند. بقیه رفتار آنها مشابه با سنگ‌های سایر گنبد‌های مورد مطالعه است.

نمونه‌های متعلق به گنبد میاکوه دارای مقدار TiO_2 ، Fe_2O_3 ، MgO ، CaO ، P_2O_5 کمتر و Al_2O_3 ، K_2O ، Na_2O بیشتری نسبت به سایر نمونه‌ها می‌باشند که با توجه به ترکیب داسیتی و ریولیتی این نمونه‌های سنگی و کاهش میزان کانی‌های مافیک و افزایش مقدار کانی‌های فلسیک در آن‌ها معقول به نظر می‌رسد.

نمونه‌های متعلق به توده نفوذی لوخی‌سیه‌وار با ترکیب سینیتی، در همه نمودارها رفتار منحصر به فردی نشان می‌دهند. این نمونه‌ها دارای میزان سیلیس بالا ($۶۱/۵$ تا ۶۲ درصدوزنی) هستند که با ماهیت فلسیک آن‌ها سازگاری دارد. همچنین دارای میزان Fe_2O_3 ، MgO ، TiO_2 و CaO کمتری نسبت به سایر نمونه‌ها می‌باشند که با کاهش فراوانی کانی‌های مافیک و پلاژیوکلاز در سنگ‌های سینیتی مورد مطالعه نسبت به سنگ‌های نیمه‌عمیق متعلق به گنبد‌ها مطابقت دارد. میزان بالای K_2O در این سنگ‌ها می‌تواند به فراوانی فلدسپار پتاسیم (ارتوز) در آن‌ها مربوط باشد. حضور ارتوزهای درشت تا حد سانتی‌متری در نمونه‌های دستی این موضوع را تأیید می‌کند. میزان P_2O_5 در این نمونه‌ها $۰/۳$ درصد می‌باشد که این مقدار به علت حضور آپاتیت در این سنگ‌هاست. نمونه‌های سینیتی مورد مطالعه در اکثر نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 نظیر نمودارهای CaO و Al_2O_3 ، K_2O ، MgO ، Fe_2O_3 از روند معمول تفریق پیروی می‌کنند.

با توجه به آنچه گفته شد، نتیجه می‌گیریم که اگر چه در هر رخمون یا هر گنبد تغییرات محسوسی وجود دارد ولی بررسی کلی آنها نشان می‌دهد که با افزایش SiO_2 مقادیر CaO ، MgO ، P_2O_5 و Fe_2O_3 کاهش می‌یابد در مقابل مقادیر K_2O افزایش می‌یابد. این تغییرات پیامد تحولاتی است که در طی تبلور تفریقی صورت می‌گیرد. در ضمن مقادیر Al_2O_3 و Na_2O تغییرات تقریباً یکنواختی نشان می‌دهند که ناشی از مشارکت عمده آنها در تشکیل پلاژیوکلازها می‌باشد. کاهش مقادیر CaO ، MgO ، TiO_2 و Fe_2O_3 با کاهش کانی‌های فرومنیزین و کاهش میزان مؤلفه (درصد مولی) آنورتیت پلاژیوکلازها سازگار است. افزایش K_2O نیز معرف فراوانی بیشتر فلدسپارهای پتاسیم در سنگ‌های تفریق یافته‌تر به علت تبلور آنها از مذاب‌های باقیمانده غنی از K_2O می‌باشد.

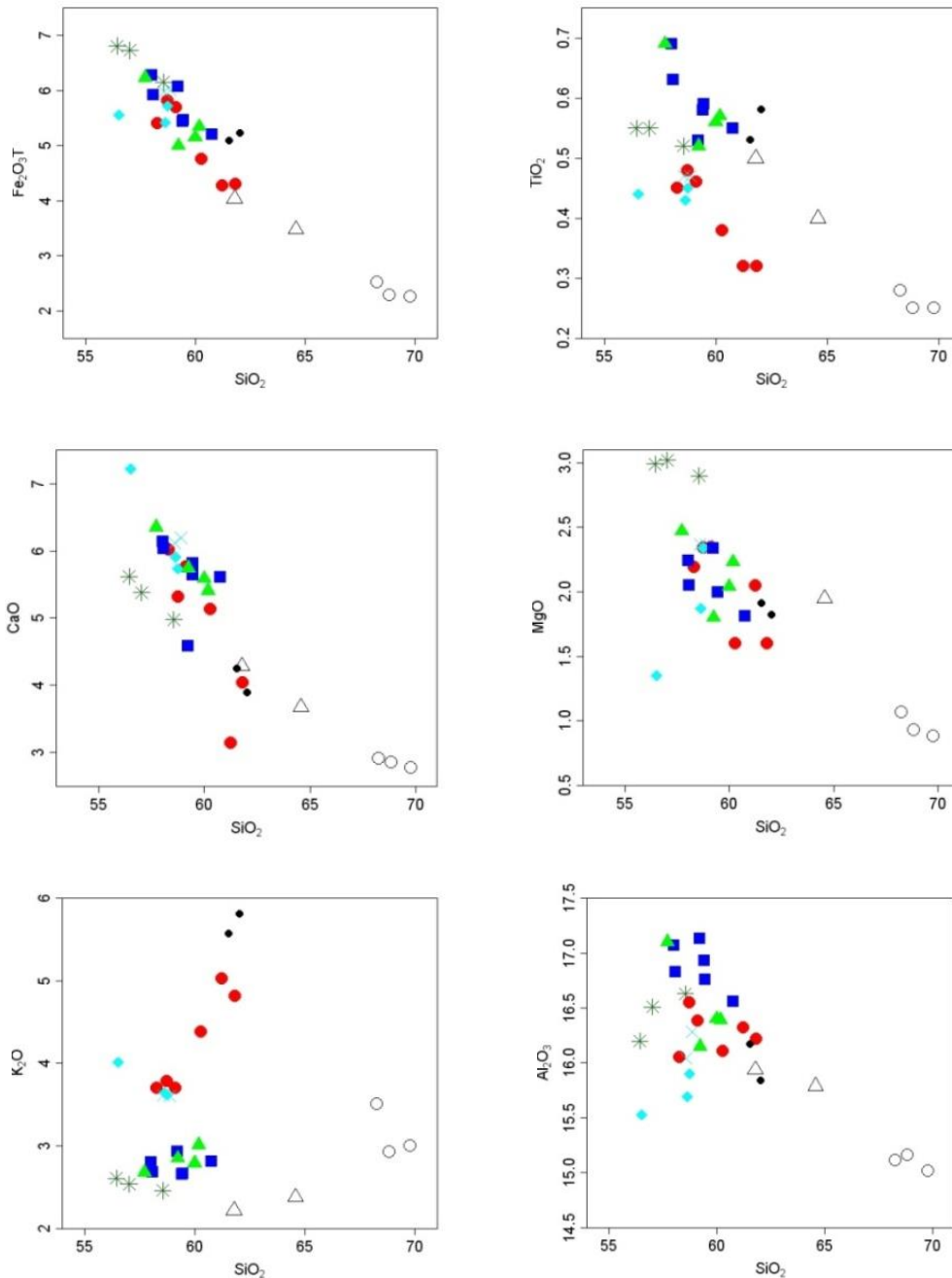
نگاهی به نمودارهای هارکر عناصر اصلی و فرعی به تفکیک گروه‌های سنگی مورد مطالعه (شکل‌های ۹-۴ و ۱۱-۴) نشان می‌دهد که سنگ‌ها در سه گروه سنگی دسته بندی می‌شوند که عبارتند از ۱- آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها ۲- ریولیت، داسیت و تراکی داسیت و ۳- سینییت.

آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها که در گنبد‌های همدند، رمی، رونشک، چاه‌نوری، گیوشاد، رچ، اللهیار و دوکوهه رخمون دارند، علی‌رغم داشتن ترکیب سنگ شناسی مشابه، رفتار ژئوشیمیایی تقریباً منحصر به فردی نشان می‌دهند که ممکن است از هر گنبد به گنبد دیگر تا حدودی متفاوت باشد. با توجه به شواهد پتروگرافی، در تراکی آندزیت‌ها پیروکسن (عموماً از نوع اوژیت)، آمفیبول (از نوع هورنبلند سبز یا هورنبلند قهوه‌ای (اکسی‌هورنبلند)) و پلاژیوکلاز کانی‌های سازنده اصلی هستند. لذا اغلب تغییرات ژئوشیمیایی به حضور یا عدم حضور این کانی‌ها و یا میزان آنها مربوط می‌گردد. در مجموع این گروه سنگی دارای میزان CaO ، MnO ، P_2O_5 ، TiO_2 ، MgO ، Fe_2O_3 و بالاتری نسبت به سایر گروه‌های سنگی می‌باشند.

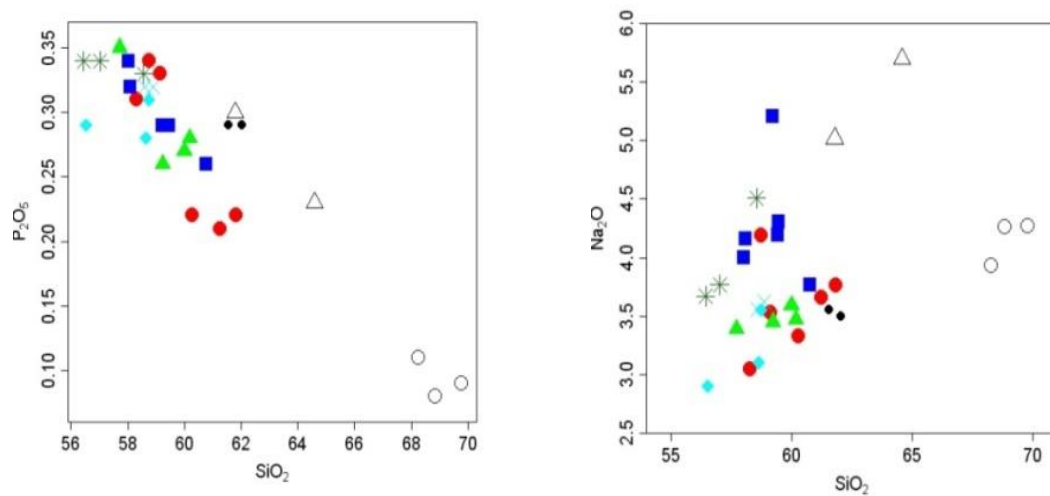
دسته دیگر سنگ‌ها با ترکیب ریولیتی، ریوداسیتی و تراکی داسیتی ظاهر می‌شوند. این گروه از سنگ‌ها دارای ترکیب اسیدی‌تری هستند. کانی‌های مافیک آنها غالباً از نوع آمفیبول هستند. ریز دانه می‌باشند و از فراوانی کمی برخوردار هستند. در ضمن، سهم کانی‌های فلسیک در این سنگ‌ها بیشتر می‌باشد. لذا همانطور که در نمودارهای ژئوشیمیایی هارکر مشاهده می‌شود این سنگ‌ها دارای SiO_2 بیشتری هستند و به صورت گروهی نسبتاً مجزا مشاهده می‌شوند و معمولاً در سمت راست نمودارهای هارکر یعنی بخش غنی از سیلیس مشاهده می‌شوند و عمدتاً متعلق به گنبد میاکوه واقع در شمال-شرق بیرجند می‌باشند.

دسته سوم سینییت‌ها هستند که رفتار کاملاً متفاوتی نشان می‌دهند و تغییر رفتار آنها به‌ویژه در رفتار عناصر فرعی، کمیاب و کمیاب خاکی مشهود می‌باشد. همانطور که شواهد صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهد این سنگ‌ها دانه درشت هستند. اندازه دانه‌های آنها به بیش از 1cm نیز می‌رسد. این امر نشان می‌دهد که این سنگ‌ها نسبت به سایر سنگ‌های مورد مطالعه در اعماق بیشتر جایگزین شده‌اند (ولی این مسأله بایستی مد نظر قرار گیرد که این سنگ‌ها با سایر سنگ‌های مورد مطالعه در یک فاصله زمانی مشابه و در بین سنگ‌های مشابه جایگزین شده‌اند). لذا این سنگ‌ها فرصت

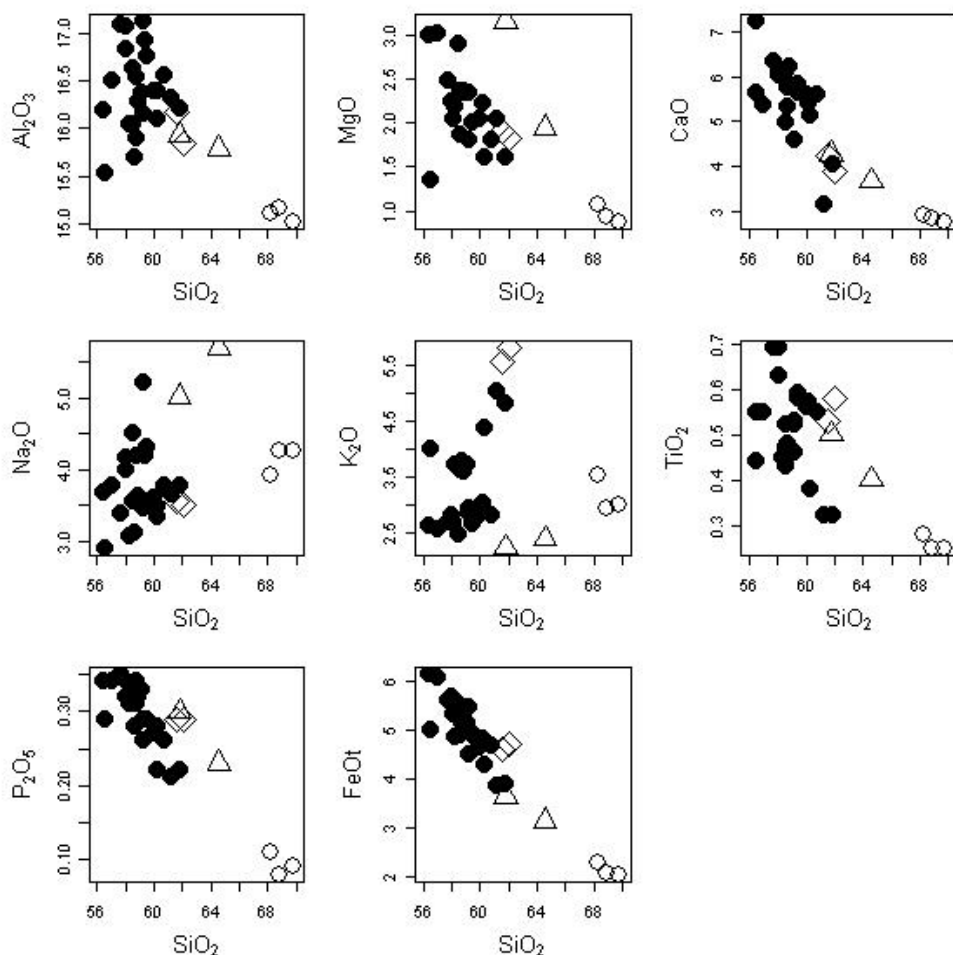
داشته‌اند تا به آسانی تفریق پیدا کنند و عناصر فرعی آن‌ها بین فازهای کانی‌شناسی متناسب با ترکیب‌شان توزیع شود. بنابراین شاهد رفتار کاملاً متمایز آن‌ها در نمودارهای ژئوشیمیایی هستیم. سایر تغییرات جزئی در هر گروه سنگی به حضور کانی‌های فرعی و میزان فراوانی آن‌ها (نظیر آپاتیت، مگنتیت و اسفن) مربوط می‌باشد. لازم به ذکر است در شکل ۴-۹ علائم صرفاً بر حسب تنوع ترکیب سنگ‌شناسی انتخاب شده‌اند تا تغییرات ترکیبی و رفتار آن‌ها ملموس‌تر باشد.



شکل ۴-۸- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO₂ (هارکر ۱۹۰۹).



ادامه شکل ۴-۸.



شکل ۴-۹- نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 (هارکر ۱۹۰۹) به تفکیک گروه‌های سنگی مورد مطالعه (دایره‌های سیاه: آندزیت- تراکی آندزیت، لوزی: سینییت، مثلث: داسیت، دایره: ریولیت).

۴-۶-۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (نمودار هارکر، ۱۹۰۹)

عناصر کمیاب کمتر از ۱/۰ درصدوزنی سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. بعضی اوقات خود کانی می‌سازند اما اکثراً جایگزین عناصر اصلی می‌گردند. توانایی عناصر کمیاب برای تمایز میان فرآیندهای سنگ‌شناختی از عناصر اصلی بیشتر است (رولینسون، ۱۹۸۹).

همانطور که در شکل ۴-۹ مشاهده می‌شود، عناصر Sr ، Co ، V ، Sc و Sr در نمونه‌های متعلق به گنبد همدند بیشترین مقدار و در نمونه‌های ریولیتی و تراکی داسیتی مربوط به میاکوه کمترین مقدار را دارند و در سایر گنبدها با افزایش روند تفریق سیر نزولی نشان می‌دهند. به طور کلی این عناصر که عناصری سازگارند رفتاری مشابه آهن و منیزیم داشته و جایگزین آنها در کانی‌های فرومنیزین می‌گردند.

Co شعاع یونی نزدیک به Mg دارد و توسط ترکیبات Mg دار از ماگما خارج می‌شود. این عنصر در ساختمان کانی‌هایی نظیر پیروکسن (اوزیت)، هورنبلند و بیوتیت وارد می‌شود بنابراین مقدار آن در طول تبلور تفریقی کاهش می‌یابد.

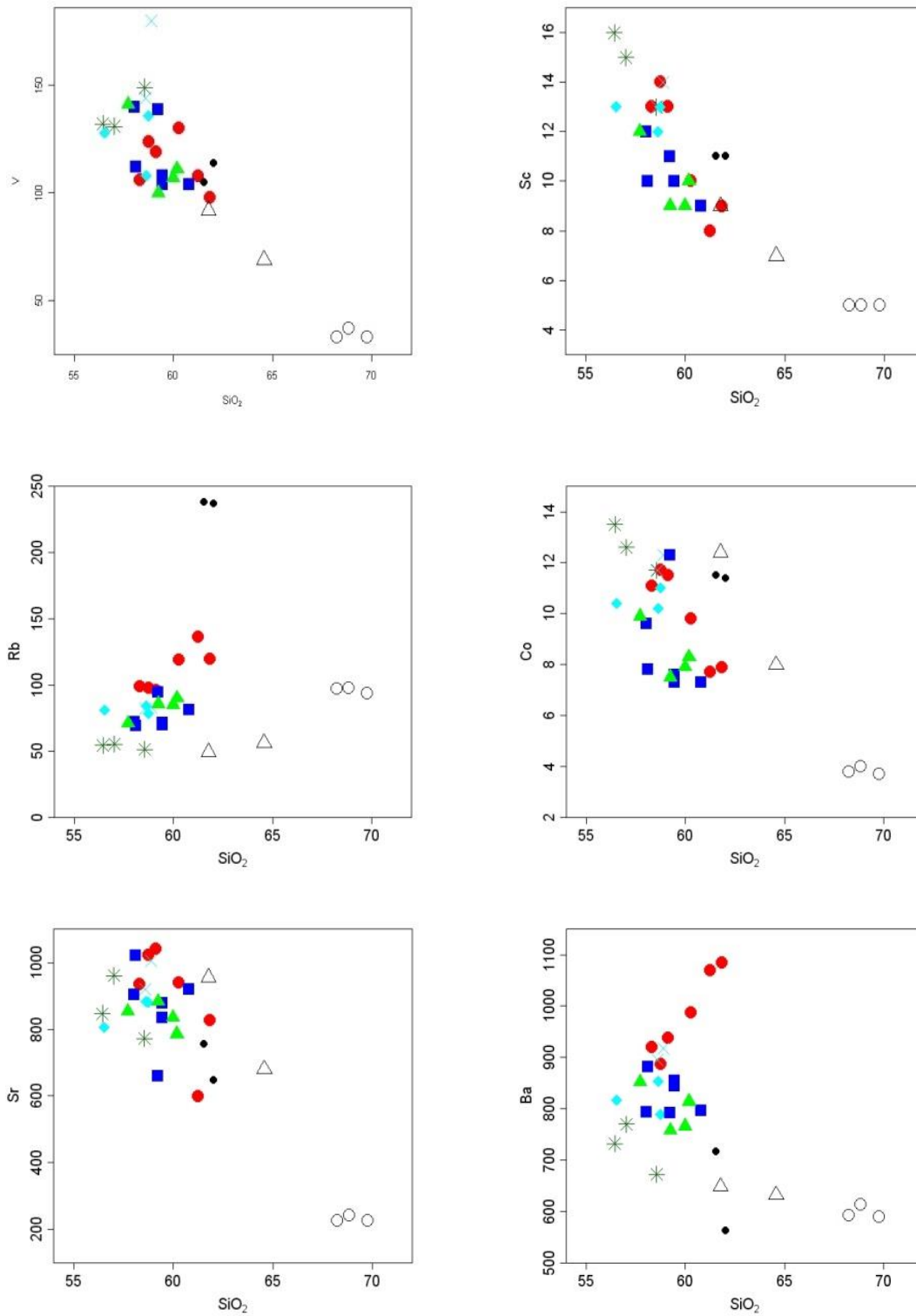
V شعاعی بزرگتر از آهن دوظرفیتی دارد، اما الکترون‌گاتیویته آن کمتر است به همین دلیل مقدار آن در مگنتیت‌های زودتشکیل شده بیشتر می‌باشد. این عنصر وارد هورنبلند، پیروکسن و بیوتیت نیز می‌شود به همین دلیل نمودار آن روند نزولی نشان می‌دهد.

اسکاندیم (Sc) شعاع نزدیک به Fe^{2+} داشته و می‌تواند جانشین آن شود. بنابراین در پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت تمرکز می‌یابد. تشکیل این کانی‌ها و جدایش آن‌ها از ماگما سبب ایجاد سیر نزولی مقدار این عنصر در طی روند تفریق می‌گردد.

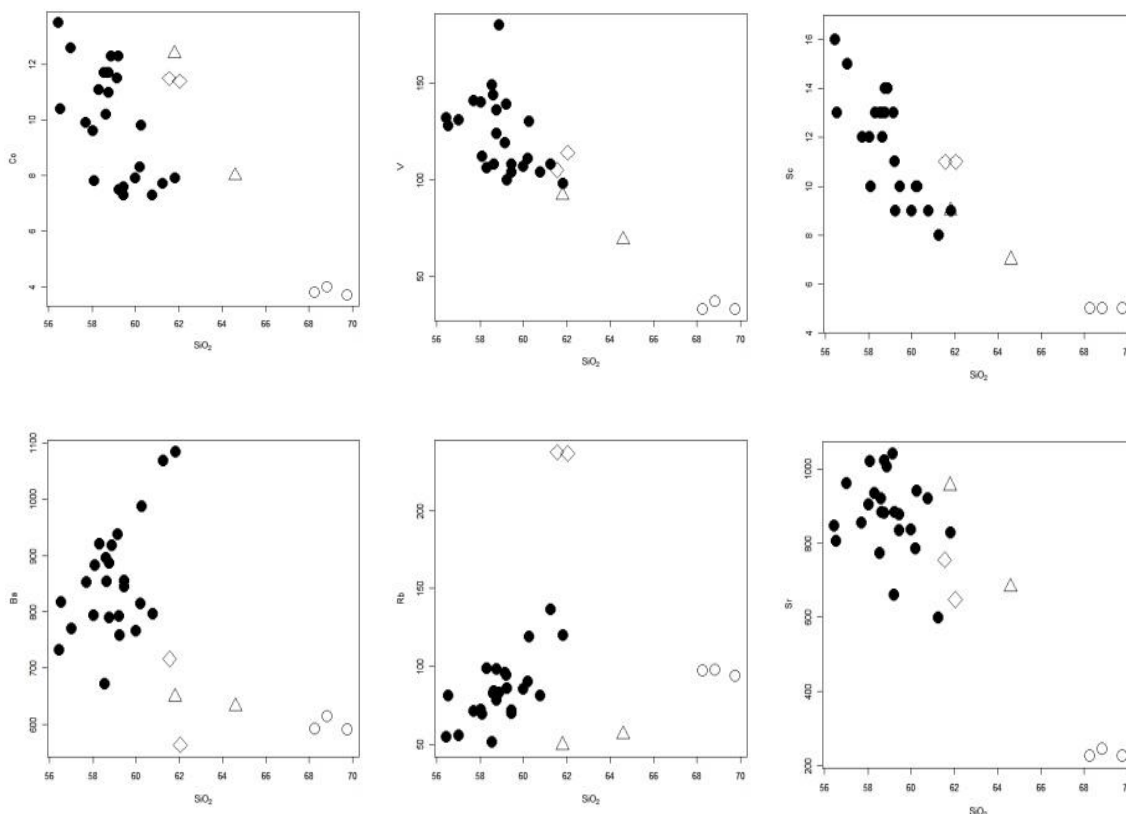
Sr از عناصر قلیایی کمیاب است و در اکثر کانی‌های کلسیم‌دار رفتار سازگاری دارد. مقدار آن در پلاژیوکلازها بالاست و به هنگام ذوب و یا تبلور جانشین کلسیم در پلاژیوکلاز یا پیروکسن نوع اوزیت می‌شود. Sr متناسب با فراوانی پلاژیوکلاز و ترکیب آن و همچنین کانی‌های آهن-منیزیم‌دار مافیک تغییر می‌کند.

Ba باریم شعاعی یونی نزدیک به شعاع یونی پتاسیم دارد ولی به علت بار یونی بیشتر در کانی‌های پتاسیم‌دار اسیر می‌گردد. چون کانی‌های پتاسیم‌دار در مراحل نهایی تشکیل می‌گردند نمودار تغییرات آن به ویژه در نمونه‌های متعلق به گنبد رمی روند افزایشی بارزی نشان می‌دهد.

Rb در نمونه‌های مربوط به همدند کمترین مقدار و در نمونه‌های سینیتی متعلق به لوخی‌سیه‌وار مقدار بسیار بالاتری دارد. با توجه به فراوانی پلاژیوکلاز در نمونه‌های تراکی‌اندزیتی همدند و ارتوز در نمونه‌های سینیتی لوخی‌سیه‌وار این امر منطقی است. در سایر گنبدها با افزایش روند تفریق مقدار آن‌ها بیشتر می‌شود. Rb جانشین K در کانی‌های پتاسیم‌دار می‌شود، به همین علت روند تغییرات آن مشابه روند تغییرات K_2O می‌باشد. بنابراین مقدار آن در طی روند تفریق افزایش می‌یابد و نمودار آن روند صعودی نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر ۱۹۰۹).



شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر ۱۹۰۹) به تفکیک گروه‌های سنگی مورد مطالعه.

۴-۶-۳- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)

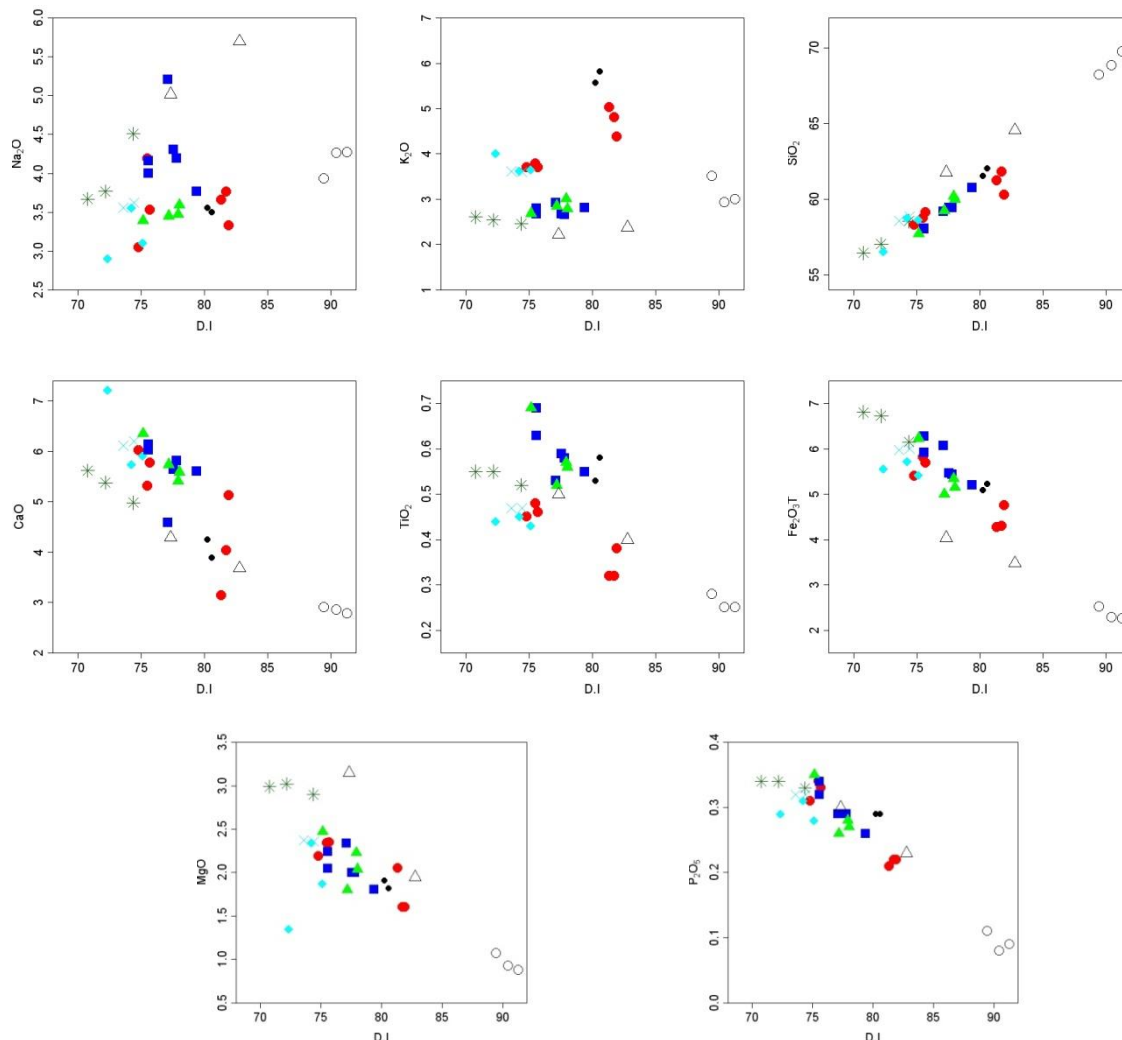
ضریب تفریق (D.I) به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$D.I = Q + Or + Pl + Ne + Luc$$

کانی‌های مزبور بدلیل سبکی و وزن مخصوص کم تحت تأثیر نیروی ثقل از کانی‌های سنگین، تفریق حاصل نموده و سبب تحول ماگما می‌شوند و در ماگمای باقی مانده درصد کانی‌های فوق افزایش می‌یابد. ضریب تفریق بر این عقیده ساده پتروژنیک استوار است که در طول فرآیند تبلور ماگما، سیستم باقی‌مانده از کانی‌هایی غنی خواهد شد که در دماهای پایین‌تر شروع به تبلور خواهند نمود. میزان این ضریب شاخصی از میزان تأثیر فرآیند تبلور تفریقی بر ماگمای اولیه است.

با توجه به نمودارهای شکل ۴-۱۰، اکسیدهای CaO ، TiO_2 ، Fe_2O_3 و P_2O_5 و MgO با افزایش ضریب تفریق، روند کاهشی نشان می‌دهند. این تغییرات نتیجه کاهش مقدار کانی‌های مافیک و تبلور کانی‌های روشن است. SiO_2 و K_2O با افزایش ضریب تفریق روند افزایشی نشان می‌دهد. زیرا با تفریق ماگما، ترکیب مایع باقیمانده فلسیک‌تر می‌گردد و کانی‌های پتاسیم‌دار نظیر فلدسپارهای پتاسیم در مراحل پایانی تشکیل می‌شوند. Na_2O با افزایش ضریب تفریق روند پراکنده‌ای نشان می‌دهند که می-

توان به تغییرات مقادیر پلاژیوکلاز و تغییر ترکیب آن‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت داد. این تغییرات در هر یک از گنبد‌ها و توده سینیتی مورد مطالعه به طور جداگانه و یا به طور کلی و گروهی محسوس می‌باشد.

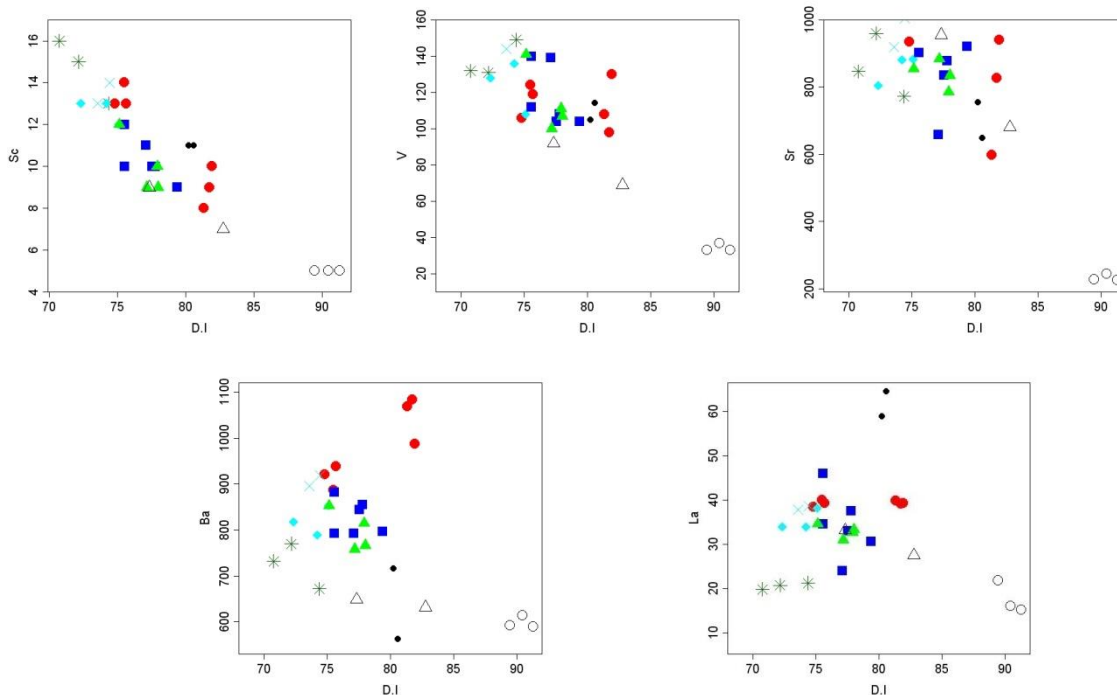


شکل ۴-۱۲- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰).

۴-۶-۴- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (D.I) (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰)

با توجه به نمودارهای شکل ۴-۱۱ با افزایش ضریب تفریق مقدار عناصر کمیاب Sc و V به علت تمرکز آنها در کانی‌های مافیک کاهش می‌یابد. Sr نیز با افزایش ضریب تفریق روند کاهشی نشان می‌دهد. زیرا این عنصر در ساختمان پلاژیوکلازها جانشین کلسیم می‌شود و در طول تفریق ماگمایی میزان پلاژیوکلازهای کلسیک کاهش می‌یابد. در حالیکه عناصر Ba و La روند افزایشی نشان می‌دهند، زیرا در مراحل پایانی تفریق، در ماگمای تفریق‌یافته تمرکز بیشتری پیدا می‌کند. Ba جانشین کلسیم در

کانی‌های کلسیم‌دار می‌شود. پایین بودن میزان Ba در سینیته‌ها به علت فراوانی کم کانی‌های کلسیم‌دار نظیر پلاژیوکلاز و هورنبلند در آن‌ها مربوط می‌باشد.



شکل ۴-۱۳- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (D.I) (تورنتون و ناتل، ۱۹۶۰).

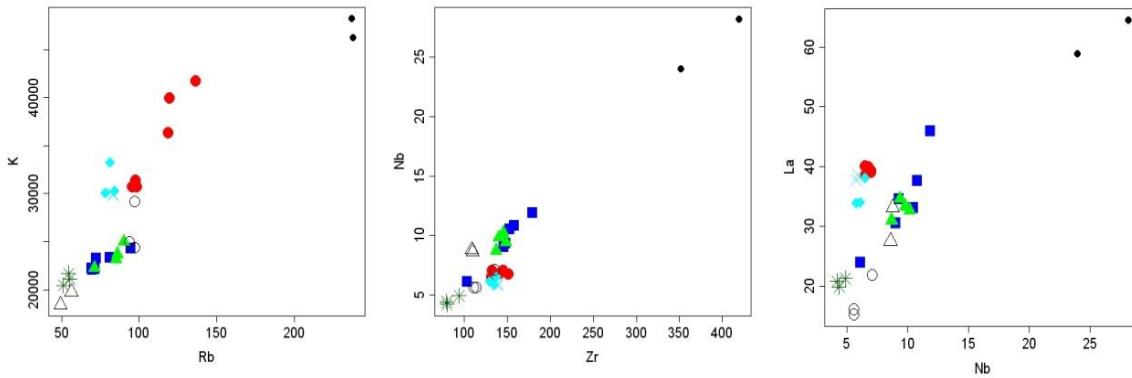
۴-۶-۵- نمودارهای تغییرات برخی عناصر کمیاب یا نسبت‌های آن‌ها در مقابل یکدیگر

این نمودارها در تشخیص تحولات ماگمایی و بررسی فرآیندهایی همچون تبلور تفریقی و یا ذوب‌بخشی کاربرد دارند. اگر نمودارهای تغییرات دو عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر دارای روند خطی و صعودی باشد و از مبدأ مختصات نیز بگذرد و اگر در نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار روند خطی و نزولی مشاهده گردد فرآیند غالب تشکیل‌دهنده سنگ‌ها تبلور تفریقی است. در نمودارهای عناصر سازگار- ناسازگار K-Rb، Nb-Zr و Nb-La (شکل ۴-۱۲) روند خطی و صعودی و در نمودارهای عناصر سازگار- ناسازگار Rb-Sc و Th-Sc (۴-۱۳) روند خطی و نزولی مشاهده می‌شود. برای مثال در درجات مختلف ذوب، بین تمرکز Zr و Nb انطباق خطی ایجاد نمی‌شود. بنابراین در صورتی که انطباق خطی بین آن‌ها مشاهده شود به دلیل تبلور تفریقی در ماگما خواهد بود. این امر بدلیل حساسیت بیشتر Nb نسبت به Zr در درجات مختلف ذوب می‌باشد. در واقع پایین‌تر بودن نسبت Zr/Nb، از کمتر بودن درجه ذوب بخشی حکایت می‌کند (ویور^۱ و همکاران، ۱۹۹۶). همچنین روندهای خطی Nb در برابر Zr نشان‌دهنده مشتق شدن آن‌ها از منشأ گوشته‌ای مشابه و نیز تبلور تفریقی به عنوان فرآیند غالب می‌باشد (آلوارو^۲ و همکاران، ۲۰۰۶). در نمودارهای نسبت- نسبت عناصر ناسازگار نظیر نمودار Ce/Nb در برابر Ba/Nb و نمودار Th/Yb در برابر Th/Sm (۴-۱۴)

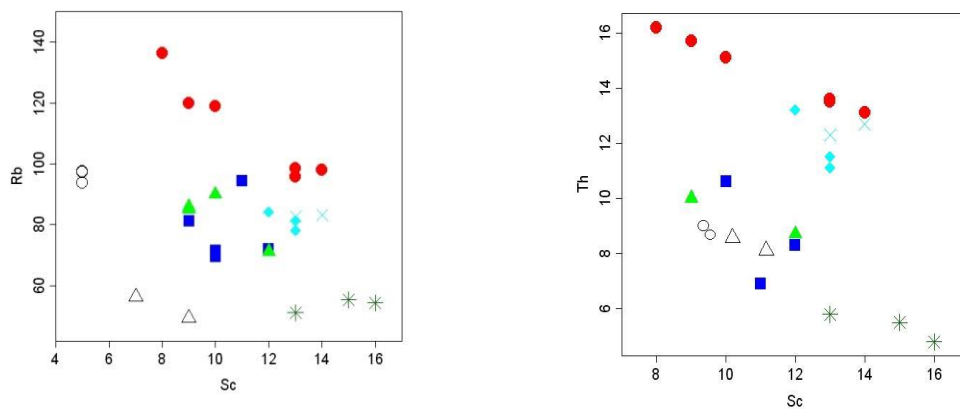
^۱- Weaver

^۲- Alvaro

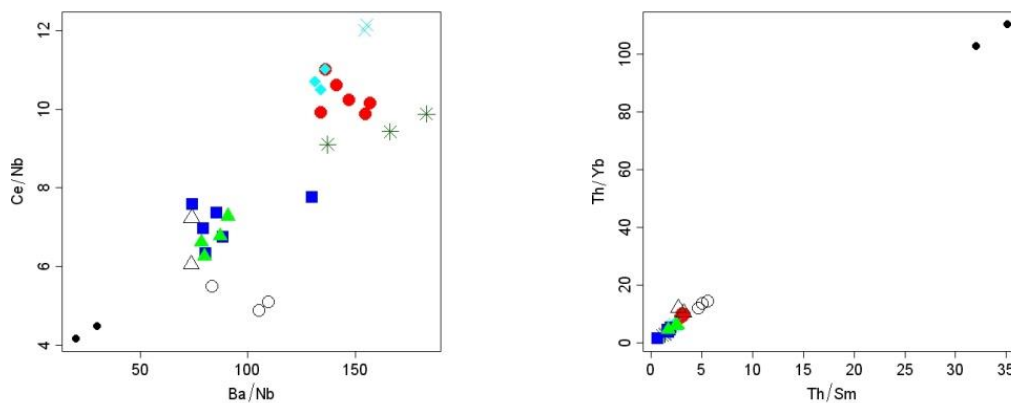
روندی خطی و صعودی مشاهده می‌گردد. با توجه به این که نسبت این عناصر در طی تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی بدون تغییر باقی می‌ماند، پیوستگی سنگ‌های مورد مطالعه بر روی این نمودارهای مؤید وجود ارتباط ژنتیکی بین آن‌ها می‌باشد.



شکل ۴-۱۴- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار.



شکل ۴-۱۵- نمودار تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار.



شکل ۴-۱۶- نمودار نسبت- نسبت عناصر ناسازگار.

۴-۷- نمودارهای عنکبوتی

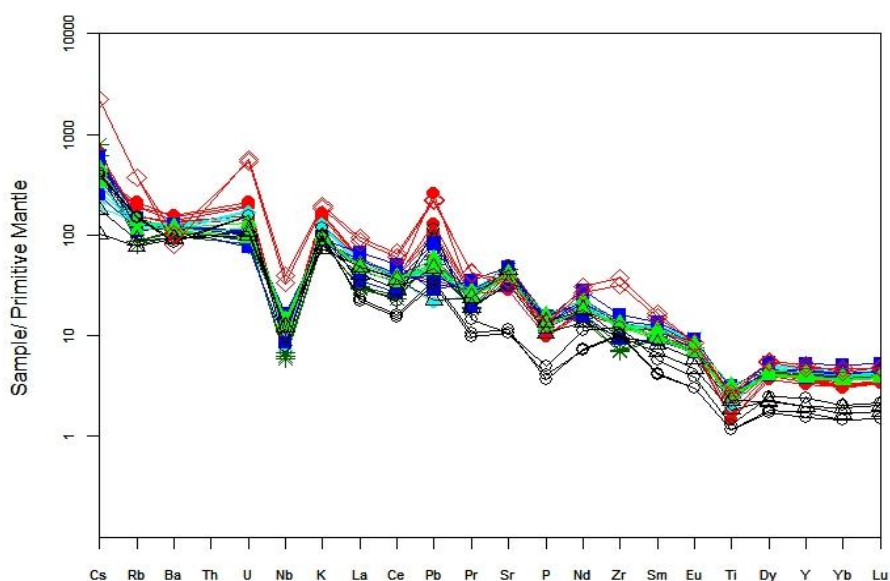
نمودارهای عنکبوتی نمودارهای چندعنصری به‌هنگار شده‌ای هستند که بر اساس گروه‌بندی عناصر ناسازگار نسبت به کانی‌شناسی خاص، بنا نهاده شده‌اند یا به عبارتی تعریف و ترسیم شده‌اند. این نمودارها به تعبیری بسط نمودارهای آشنای عناصر خاکی کمیاب به‌هنگار شده کندریتی هستند که در آن‌ها عناصر جزئی دیگر نیز به نمودار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

- نمودار چندعنصری به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه

در نمودار چندعنصری به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف^۱، ۱۹۸۹) (شکل ۴-۱۵)، مشاهده می‌گردد که نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی و نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصر کمیاب دارای پتانسیل یونی پایین (LILE)، پراکندگی بیشتری نسبت به عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSE) نشان می‌دهند. این پراکندگی به علت تحرک نسبتاً زیاد عناصر (LILE) در طی دگرسانی است (موراتا و آگوییر^۲، ۲۰۰۳). نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به عناصر Sr، Pb، U، K و Nd غنی‌شدگی و نسبت به Nb، Ti، Zr، P، Pr تهی‌شدگی محسوسی را نشان می‌دهند. Nb و Ti اصولاً در هورنبلند متمرکز می‌شوند. حضور هورنبلند در منشأ می‌تواند مسبب آنومالی منفی این عناصر در مذاب باقی‌مانده شود. آنومالی منفی Nb، Ti مختص مناطق فرورانش است. با توجه به شکل ۴-۱۵ داسیت‌ها، تراکی داسیت‌ها و ریولیت‌ها از عناصر نادر خاکی سنگین فقیرشدگی و از عناصر بزرگ یون سبک غنی‌شدگی نشان می‌دهند که با روند معمول تفریق و آرایش پوسته‌ای سازگار است. با وجود همه تغییرات ذکر شده، الگوی کلی تغییرات یکسان است و معرف سازگار مشابهی برای تشکیل آن‌ها می‌باشد.

1- Sun & McDonough

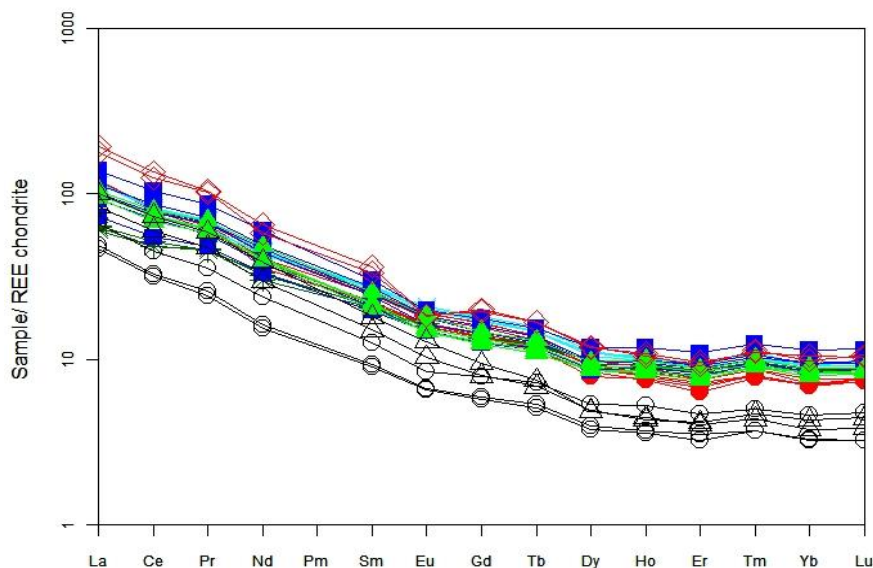
2 - Morata & Aguirre



شکل ۴-۱۷- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

۴-۸- الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر

برای بهنجار کردن تغییرات عناصر خاکی نادر نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از مقادیر کندریت ناکامورا (۱۹۷۴) استفاده شده است (شکل ۴-۱۶). الگوهای تغییرات عناصر خاکی نادر سنگ‌های مورد مطالعه به موازات یکدیگر قرار دارند. این مسأله نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه دارای منشأ واحدی هستند که با توجه به پتروگرافی سنگ‌های مورد مطالعه و نمودارهای هارکر، متحمل تبلور تفریقی شده‌اند. با توجه به شکل ۴-۱۶ در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند که از تبلور تفریقی ناشی شده است. فراوانی عناصر خاکی نادر سنگین در نمونه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی بسیار بیشتر از نمونه‌های داسیتی و ریولیتی است. چون این عناصر عموماً در کانی‌هایی نظیر هورنبلند، پیروکسن و آپاتیت تمرکز می‌یابند، در حالیکه فراوانی این کانی‌ها در سنگ‌های داسیتی و ریولیتی به مراتب کمتر از سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی است. این ویژگی‌ها بیانگر آن است که سنگ‌های ریولیتی، داسیتی و تراکی داسیتی نسبت به سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی و سینیتی تفریق یافته‌تر هستند و دارای فراوانی کمتری از این عناصر می‌باشند. تأثیر آرایش پوسته‌ای را می‌توان از حضور آنکلاوهای گرانیت- گنایسی در ریولیت‌های گنبد میاکوه (سعیدی، ۱۳۸۹) و یا آنکلاوهای میکاشیستی در گنبد‌های مزار و چاه‌نوری و آنکلاوهای آمفیبولیتی در گنبد دوکوهه اثبات نمود.



شکل ۴-۱۸- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴).

۴-۹- نمودارهای بررسی تغییرات عناصر در گنندهای مورد مطالعه

یکی از معایب نمودارهای هارکر و همچنین نمودارهای عنکبوتی جهت بررسی رفتار و تغییرات عناصر نادر این است که نمونه‌ها در محدوده کوچکی از نمودار ترسیم می‌شوند. بنابراین، مطالعه دقیق رفتار این عناصر و علت رفتارهای متفاوت آن‌ها در نمونه‌های مختلف آسان نیست. جهت بررسی دقیق‌تر رفتار عناصر نادر در نمونه‌های سنگی متعلق به گنندهای مورد مطالعه، از یکسری نمودارهای مقایسه-ای ساده استفاده کرده‌ایم که به مراتب گویاتر می‌باشند و تغییرات مقادیر عناصر مورد مطالعه را به طور محسوس‌تر نشان می‌دهند. با استفاده از این نمودارها می‌توان، رفتارهای عناصر مختلف بویژه عناصر نادر در نمونه‌سنگ‌های مختلف و ارتباط آن‌ها با ویژگی‌های پتروگرافی سنگ‌ها را مورد مقایسه و علت بروز چنین رفتارهایی را مورد بحث و بررسی قرار دهیم (شکل ۴-۱۷).

نمودار Rb: نمودار Rb (شکل ۴-۱۷- الف) نشان می‌دهد که این عنصر در نمونه‌های سینه‌یتی مورد مطالعه حداکثر مقدار خود را دارا می‌باشد. علت این امر فراوانی قابل توجه کانی‌های پتاسیم‌دار نظیر ارتوز و به مقدار کمتر بیوتیت در این سنگ‌هاست. زیرا به علت تشابه رفتار ژئوشیمیایی، Rb ترجیح می‌دهد در ساخت کانی‌های پتاسیم‌دار شرکت نماید. مقایسه بین گنندهای مورد مطالعه نشان می‌دهد که نمونه‌های سنگی متعلق به گنبد رمی بیشترین مقدار Rb و نمونه‌های مربوط به گنبد میاکوه کمترین مقدار این عنصر را دارا می‌باشند. این رفتار با ترکیب تراکی‌اندزیتی نسبتاً غنی از K و حضور سانیدین نورماتیو در آن‌ها تأیید می‌شود. در ضمن مقدار کمی اکسی‌بیوتیت نیز در آن‌ها یافت می‌شود که می‌تواند به عنوان یکی از کانی‌های K دار محسوب شود. عدم حضور سانیدین در مقاطع میکروسکپی بیانگر آنست که تبلور بخش تفریق‌یافته ماگمای تراکی‌اندزیتی در شرایط نزدیک به

سطح زمین رخ داده است و امکان تشکیل سانیدین به عنوان یک کانی قابل رؤیت (حتی در مقیاس میکروسکوپی) فراهم نشده است.

نمودار Nb: Nb در جدول تناوبی در همسایگی عناصر Ti, Zr, V, Cr و Mo قرار می‌گیرد. لذا دارای تشابه ژئوشیمیایی با عناصر نامبرده می‌باشد. با توجه به پتروگرافی سنگ‌های مورد مطالعه، کانی‌هایی که می‌توانند میزبان عناصر مذکور باشند، هورنبلند سبز، هورنبلند قهوه‌ای، پیروکسن (نوع اوژیت)، مگنتیت، زیرکن، اسفن و آپاتیت هستند. با توجه به پتروگرافی سینیت‌ها و فراوانی قابل توجه Nb در آن‌ها و حضور زیرکن در سینیت‌ها، می‌توان به این نتیجه رسید که زیرکن می‌تواند شاخص‌ترین کانی میزبان Nb باشد. در سایر نمونه‌های تراکی‌اندزیتی تغییرات Nb تقریباً یکسان می‌باشد.

نمودار K: K در نمونه‌های سینیتی مورد مطالعه بیشترین مقدار را دارد. زیرا ارتوز به عنوان کانی حاوی این عنصر به مقدار فراوانی در این سنگ‌ها حضور دارد. در بین گنبد‌های مورد مطالعه K بیشترین مقدار را در آندزیت-تراکی‌اندزیت‌های متعلق به گنبد رمی و کمترین مقدار را در نمونه‌های ریولیتی و داسیتی گنبد میاکوه دارا می‌باشد. علت این رفتار فراوانی بیشتر سانیدین نورماتیو و اکسی-بیوتیت به عنوان کانی‌های حاوی K در سنگ‌های تراکی‌اندزیتی و فراوانی کمتر این کانی‌ها در داسیت‌ها و ریولیت‌های متعلق میاکوه می‌باشد.

نمودار Ce: در این نمودار مشاهده می‌شود که Ce دارای فراوانی قابل توجهی در سینیت‌ها دارد. با توجه به پتروگرافی نمونه‌های سینیت، به احتمال قوی این عنصر در ساخت کانی زیرکن و احتمالاً هورنبلند و اسفن مشارکت کرده است و باعث فراوانی قابل توجه این عنصر در سنگ‌های سینیتی شده است. گنبد میاکوه در مقایسه با سایر گنبد‌های مورد مطالعه از مقدار Ce کمتری برخوردار است که با فراوانی کمتر کانی‌های مافیک در آن‌ها قابل توجیه است. بررسی مقادیر Ce در گنبد‌های تراکی-اندزیتی حاوی هورنبلند و پیروکسن (رچ، رمی، گیوشاد، رونشک و دوکوهه) با گنبد‌هایی که حاوی هورنبلند و فاقد پیروکسن می‌باشند (برای مثال همند) نشان می‌دهد که گنبد‌های حاوی پیروکسن و هورنبلند از مقدار Ce بیشتری برخوردار است. لذا نتیجه می‌گیریم که پیروکسن نیز حامل خوبی برای Ce می‌باشد و می‌تواند مقدار قابل ملاحظه‌ای از این عنصر را در خود جای دهد. از طرف دیگر، Ca بارزترین عنصر برای پذیرش Ce می‌باشد. لذا نتیجه می‌گیریم Ce در ساخت اوژیت و هورنبلند سبز و قهوه‌ای مشارکت کرده است و فراوانی این کانی‌ها می‌تواند در فراوانی مقدار Ce تأثیر گذارد.

نمودار Sr: آنچه که در نمودار مربوط به Sr (شکل ۴-۱۷-ج) مشهود است، فقیرشدگی قابل توجه آن در نمونه‌های داسیتی-تراکی‌داسیتی و ریولیتی متعلق به گنبد میاکوه می‌باشد. با توجه به این که Sr در پلاژیوکلازهای کلسیک وارد می‌شود و پلاژیوکلازها در طول روند تفریق به سمت ترکیبات سدیک-تر میل می‌کنند، لذا کاهش مقدار Sr در نمونه‌های تفریق‌یافته گنبد میاکوه قابل توجیه است.

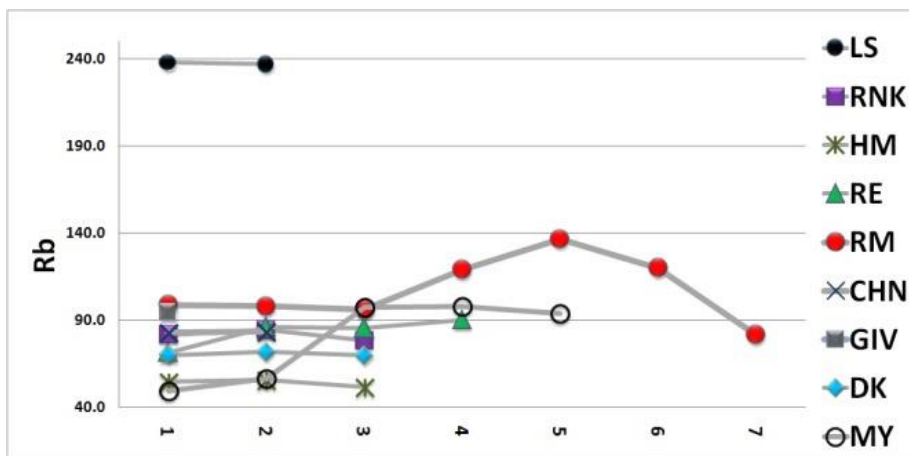
نمودار Sm: این عنصر در ساخت کانی‌های کلسیم‌دار نظیر پیروکسن و هورنبلند و به مقدار کمتر در پلاژیوکلازها مشارکت می‌کند. به همین علت میزان این عنصر در آندزیت-تراکی‌اندزیت‌ها حداکثر مقدار و در تراکی‌داسیت‌ها و ریولیت‌های میاکوه حداقل مقدار خود را دارا می‌باشد. با توجه به فقدان

پیروکسن و مقدار کم هورنبلند در سیینیت‌ها، میزان بالای Sm در آن‌ها می‌تواند به کانی دیگری همچون زیرکن مربوط باشد (شکل ۴-۱۷ چ).

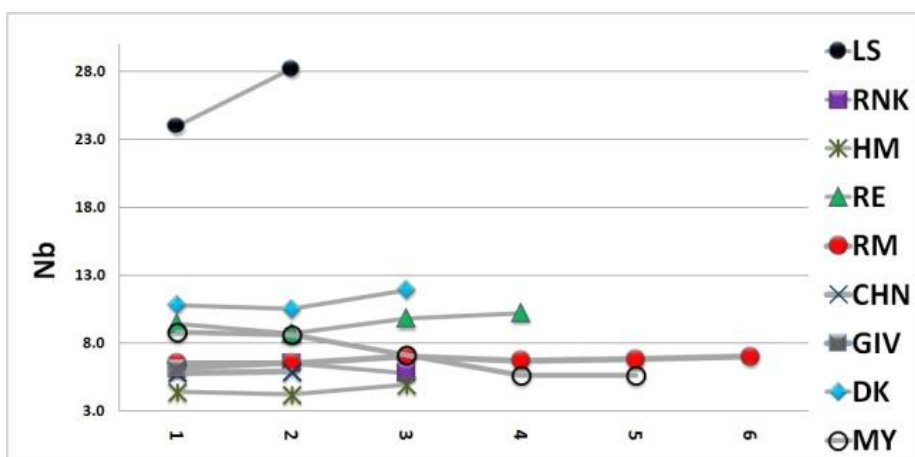
نمودار Eu: این عنصر در آندزیت- تراکی آندزیت‌های متعلق به گنبد‌های مختلف رفتار تقریباً یکنواختی را نشان می‌دهد. ولی در گنبد میاکوه فقیر شدگی از Eu کاملاً بارز و مشهود است. از آنجایی که این عنصر غالباً وارد پلاژیوکلازهای کلسیک می‌شود و پلاژیوکلازهای میاکوه سدیک‌تر می‌باشند، این مسأله طبیعی به نظر می‌رسد (شکل ۴-۱۷ د). در شکل ۴-۱۸ فراوانی درصد انورتیت نورماتیو در نمونه‌های متعلق به گنبد‌های مورد مطالعه مقایسه شده است. در این نمودار مشاهده می‌شود که درصد An در نمونه‌های داسیتی- تراکی داسیتی میاکوه کمترین مقدار را دارد.

نمودار Y: کانی‌هایی نظیر پیروکسن (اوژیت) و هورنبلند میزبان‌های خوبی برای Y محسوب می‌شوند. از آنجایی که فراوانی کانی‌های مذکور در آندزیت- تراکی آندزیت‌ها بیشتر از تراکی داسیت‌ها و ریولیت‌ها است، شاهد کاهش مقدار Y در نمونه‌های تراکی داسیتی و ریولیتی میاکوه نسبت به تراکی آندزیت‌ها هستیم. علت فراوانی این عنصر در نمونه‌های سیینیتی می‌تواند به حضور زیرکن (به عنوان یکی از کانی‌های میزبان Y) مربوط باشد (شکل ۴-۱۷ ذ).

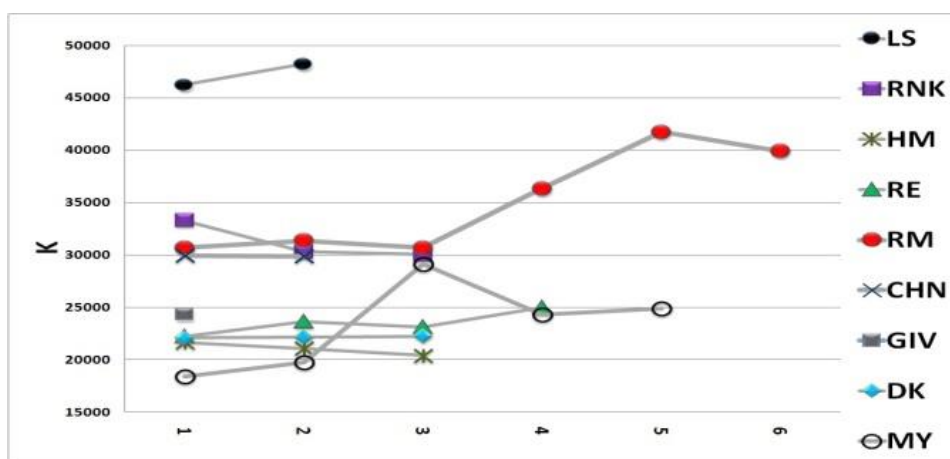
نمودار Zr: در این نمودار مشاهده می‌شود که نمونه‌های سیینیتی دارای مقدار قابل توجهی Zr می‌باشند. این مقدار Zr می‌تواند به حضور زیرکن در این سنگ‌ها مربوط باشد. نمونه‌های تراکی آندزیتی متعلق به گنبد همدند کمترین مقدار Zr را دارند (شکل ۴-۱۷ ر).



الف

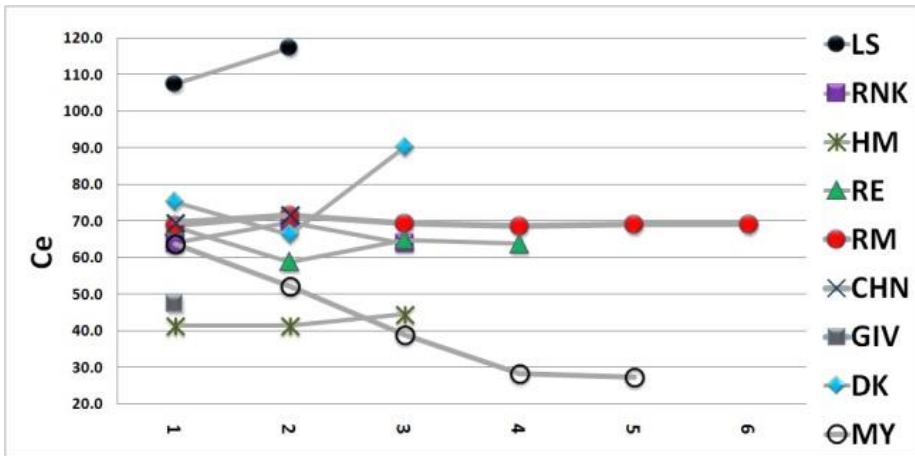


د.

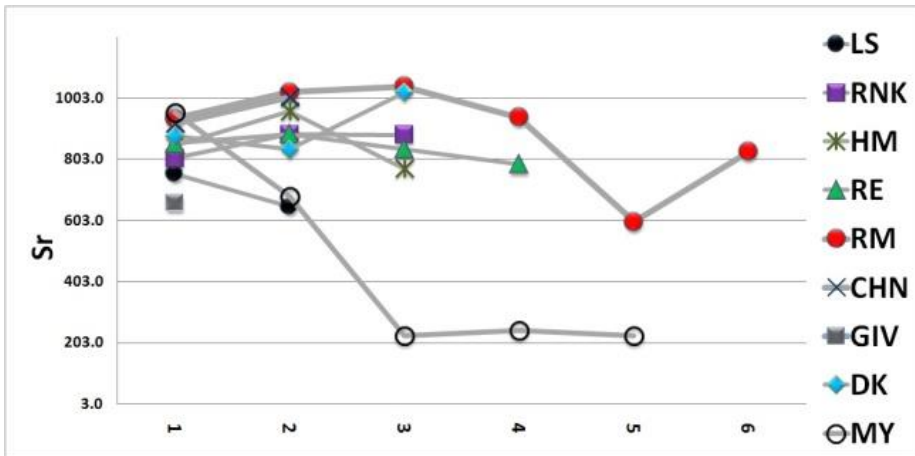


پ.

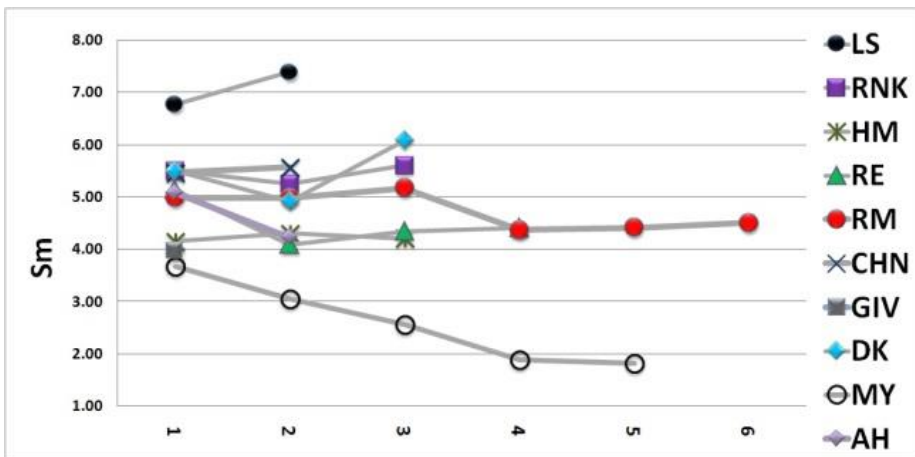
شکل ۴-۱۹- نمودارهای تغییرات عناصر در گنبدهای مورد مطالعه. LS: لوخی سیه‌وار، RNK: رونشک، Hm: همند، RE: رچ، RM: رمی، CHN: چاه‌نوری، GIV: گیوشاد، DK: دوکوهه، MY: میاکوه.



ج)

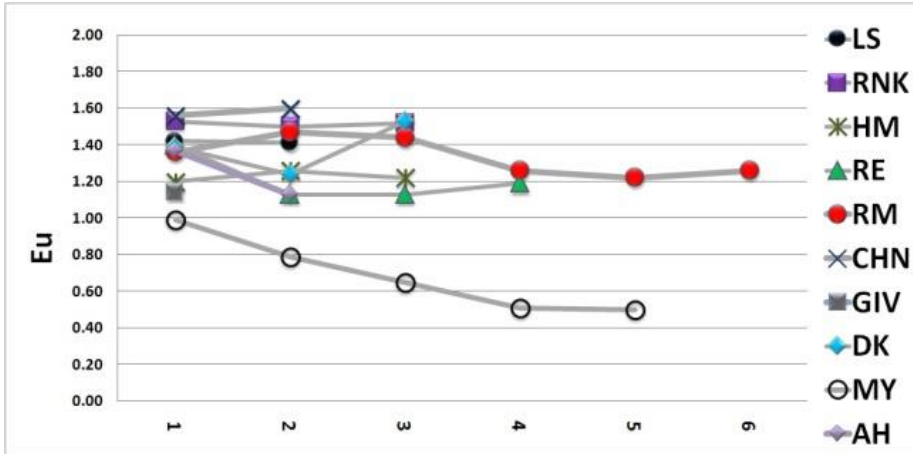


د)

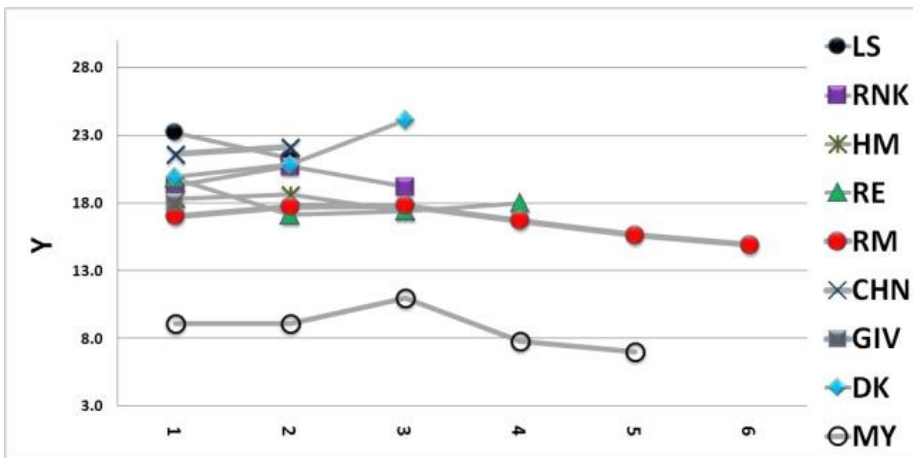


هـ)

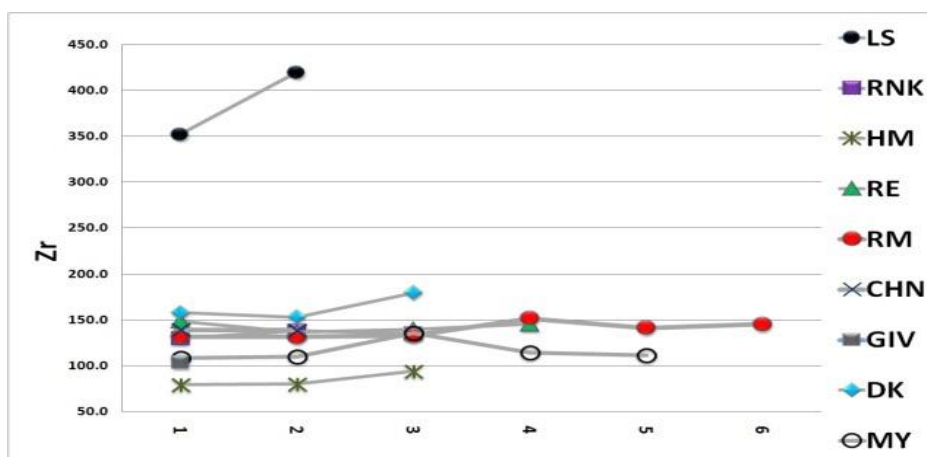
ادامه شکل ۴-۱۹.



۵

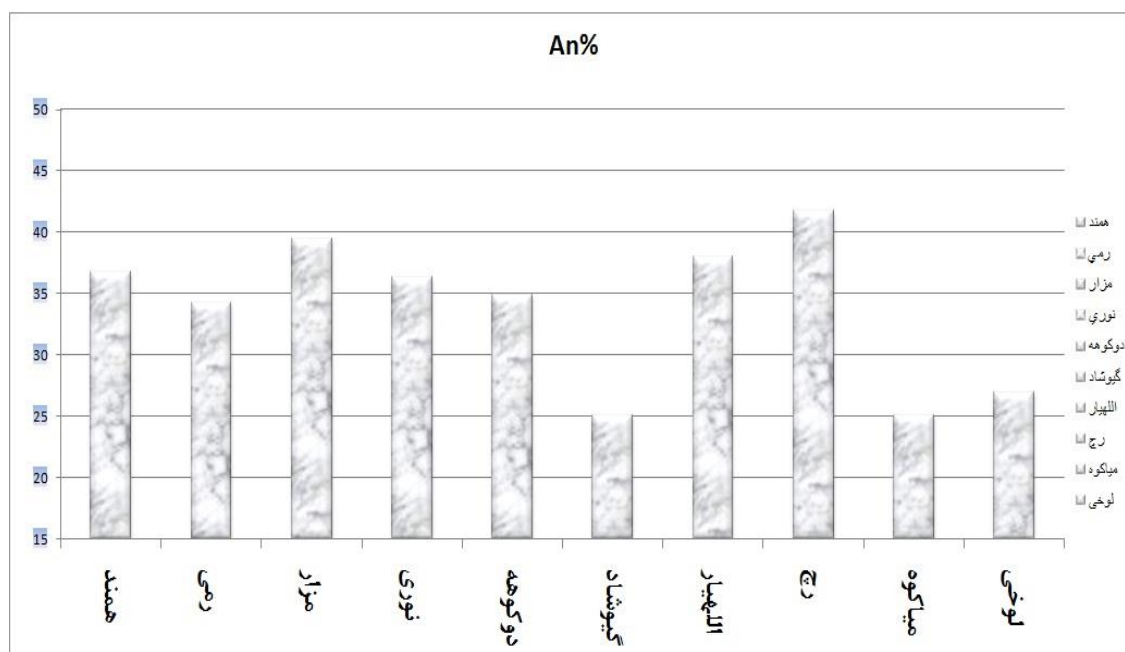


۵



ر

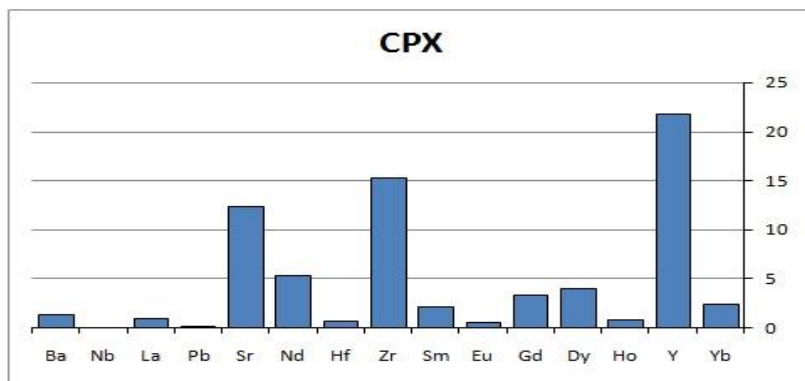
ادامه شکل ۴-۱۹.



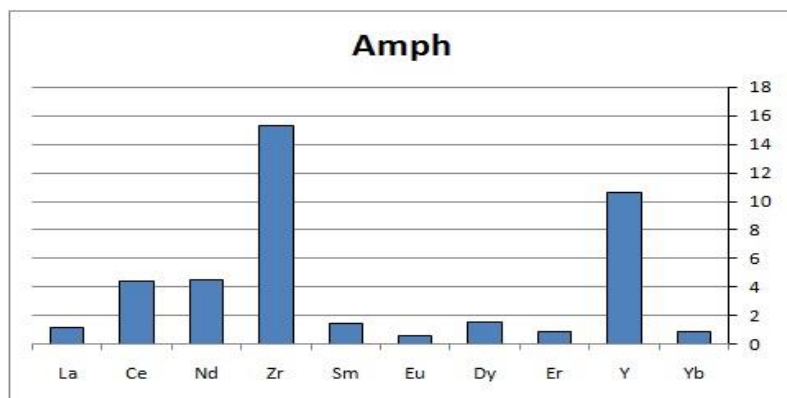
شکل ۴-۲۰- نمودار درصد آنورتیت در نمونه‌های سنگی، به تفکیک گنبد‌های مختلف مورد مطالعه.

در نمودارهای فوق مشاهده می‌شود که تراکی داسیت‌ها و ریولیت‌های میاکوه نسبت به آندزیت- تراکی آندزیت‌های متعلق به سایر گنبد‌ها فقیرشدگی قابل توجهی از عناصر نادر سنگین همچون Sm، Y، Eu و... نشان می‌دهند. پیروکسن و آمفیبول از کانی‌های مهم دربرگیرنده عناصر نادر خاکی

متوسط و سنگین می‌باشند (سورز^۱ و همکاران، ۲۰۰۹؛ موکاسا^۲، ۲۰۰۷). با توجه به شکل‌های ۴-۱۹ و ۴-۲۰ که براساس داده‌های موجود (سورز و همکاران، ۲۰۰۹؛ موکاسا، ۲۰۰۷) ترسیم شده است، پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها مقادیر قابل توجهی از عناصر خاکی نادر متوسط و سنگین را در خود جای می‌دهند. در نتیجه وجود یا عدم وجود و حتی فراوانی آن‌ها می‌تواند بر فراوانی عناصر خاکی نادر تأثیر بگذارد. از آنجایی که مقدار این کانی‌ها در نمونه‌های گنبد میاکوه بسیار کم می‌باشد، می‌توان کاهش چشمگیر عناصر خاکی نادر سنگین در این دسته از سنگ‌ها را به فراوانی کمتر این کانی‌ها نسبت داد.



شکل ۴-۲۱- نمودار ترسیم شده عناصر نادر کلینوپیروکسن‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های آتشفشانی جزیره وایت^۳ نیوزلند (سورز و همکاران، ۲۰۰۹)

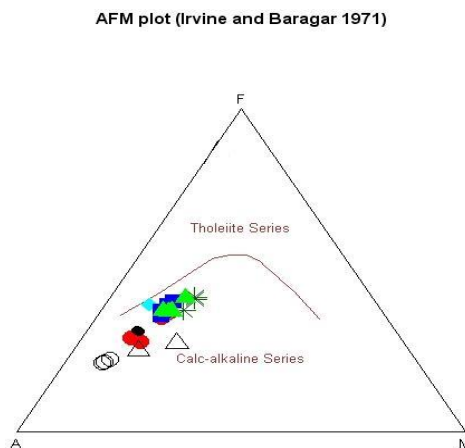


شکل ۴-۲۲- نمودار ترسیم شده عناصر نادر آمفیبول‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های آندزیتی کمر بند آتشفشانی مکزیکان^۴ (موکاسا).

۴-۱۰- تعیین سری ماگمایی

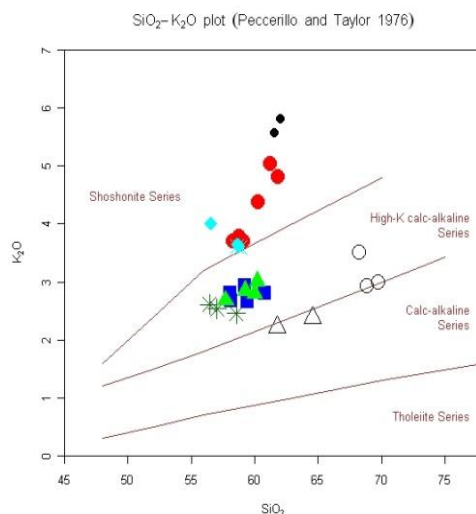
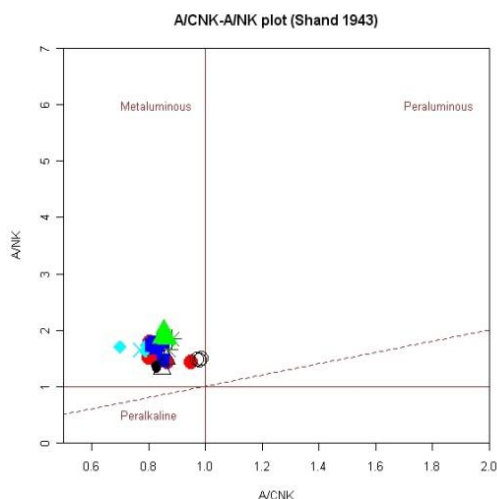
-
- 1- Severs
 - 2- Mukasa
 - 1- White Island
 - 2-Mexican Volcanic Belt

یکی از کاربردهای داده‌های تجزیه‌شیمیایی، تعیین سری‌های ماگمایی و جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌هاست. یک سری ماگمایی مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف را شامل می‌شود که از یک ماگمای مادر بر اثر تبلور بخشی حاصل گردیده است (کونو^۱، ۱۹۶۸). در نمودار AFM (ایروین و باراگار^۲، ۱۹۷۱)، تغییرات درصد آهن در طی تفریق نشان داده می‌شود. از این رو سنگ‌های آذرین تولئیتی و کالکوآلکان از یکدیگر تمیز داده می‌شوند. بر اساس این نمودار، سنگ‌های مورد مطالعه از نوع کالکوآلکان می‌باشند (شکل ۴-۲۱). در نمودار K_2O-SiO_2 (پکسریلو و تیلور^۳، ۱۹۷۶)، چهار سری تولئیتی، کالکوآلکان، کالکوآلکان پتاسیم‌بالا و شوشونیتی از هم تفکیک شده‌اند. با توجه به این نمودار، سنگ‌های مورد مطالعه به سری کالکوآلکان پتاسیم‌بالا و شوشونیتی تعلق دارند (شکل ۴-۲۲). با توجه به نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند^۴، ۱۹۴۳) در شکل (۴-۲۳)، سنگ‌های مورد مطالعه دارای ماهیت مت‌آلومین می‌باشند. اگر مقدار Al_2O_3 بیشتر از Na_2O+K_2O+CaO باشد سنگ پرآلومین است (گوپتا ۲۰۰۷). قرار گرفتن نمونه‌ها در محدوده پرآلومین، ممکن است به علت مشارکت بیشتر بخش پوسته‌ای در تشکیل آنها باشد.



شکل ۴-۲۳- نمودار AFM ایروین و باراگار (۱۹۷۱) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در امتداد روند کالکوآلکان بر روی آن.

-
- 1- Kuno
 - 2- Irvine & Baragar
 - 3- Peccerillo & Taylor
 - 4- Shand



شکل ۴-۲۴- نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 شکل ۴-۲۵- نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند، پکسرلیو و تایلور، ۱۹۷۶). (۱۹۴۳).

۴-۱۱- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص سنگ‌های مورد مطالعه

مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها (ریچارد و کریش^۱، ۲۰۰۷؛ وانگ^۲ و همکاران، ۲۰۰۷؛ کاستیلو^۳، ۲۰۰۶؛ زوو^۴ و همکاران، ۲۰۰۶؛ تسوشیا^۵ و همکاران، ۲۰۰۷؛ براووز^۶ و همکاران، ۲۰۰۴؛ کامی^۷، ۲۰۰۴) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بسیاری از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها را دارند و می‌توان آنها را آداکیت نامید (جدول ۴-۵). نتایج مقایسه آداکیت‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های مطرح شده توسط محقق نامبرده در فصل پنجم به طور مفصل شرح داده شده است.

در نمودار Sr/Y در برابر Y (تسوشیا و همکاران، ۲۰۰۷) نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌ها واقع می‌گردند (شکل ۴-۲۴).

- آداکیت‌ها سنگ‌هایی حدواسط تا فلسیک با میزان K پایین و Al ، Na و Sr بالا و تهی شده نسبت به Y و $HRRE$ هستند که معمولاً در قوس‌های ماگمایی و در ارتباط با فرورانش ورقه اقیانوسی تشکیل می‌گردند (هو^۸ و همکاران، ۲۰۰۴).

- اصطلاح آداکیت برای سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی غنی از سیلیکات با نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Yb استفاده می‌شود که در اثر ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده به زیر کمان آتشفشانی در مناطق فرورانش جوان شکل می‌گیرد (کاستیلو، ۲۰۰۶).

¹ - Richards & Kerrich

² - Wang

³ - Castillo

⁴ - Xu

⁵ - Tsuchiya

⁶ - Beraaouz

⁷ - Kamei

⁸ - Hou

- واژه آداکیت به طور وسیع برای سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی غنی از سیلیس دارای نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Yb استفاده می‌شود که در محیط‌های تکتونیکی مختلف (زون‌های فرورانش، زون‌های برخوردی و محیط‌های کششی) و از طریق مراحل پترولوژیکی مختلف تشکیل شده‌اند (دوفان و دورمون^۱، ۱۹۹۰، وانگ و همکاران، ۲۰۰۵، ژوو^۲ و همکاران، ۲۰۰۷).

- اصطلاح آداکیت به طور گسترده برای توصیف گروه بزرگی از سنگ‌هایی استفاده می‌شود که دارای نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Y هستند و از طریق فرآیندهای مختلفی حاصل می‌شوند: ذوب منبعی با مقادیر بالایی از Sr/Y و La/Y، ذوب در اعماق زیاد با حضور مقدار زیادی گارنت باقیمانده، تبلور بخشی همراه با هضم (AFC) و یا واکنش مذاب‌های فلسیک با گوشته که سبب غنی‌شدگی نسبت به Sr و LREE نسبت به HREE می‌شود (موین^۳، ۲۰۰۹).

آداکیت‌ها را می‌توان بر اساس میزان سیلیس به دو دسته آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و آداکیت‌های سیلیس پایین (LSA) تقسیم‌بندی کرد (مارتین^۴ و همکاران، ۲۰۰۵).

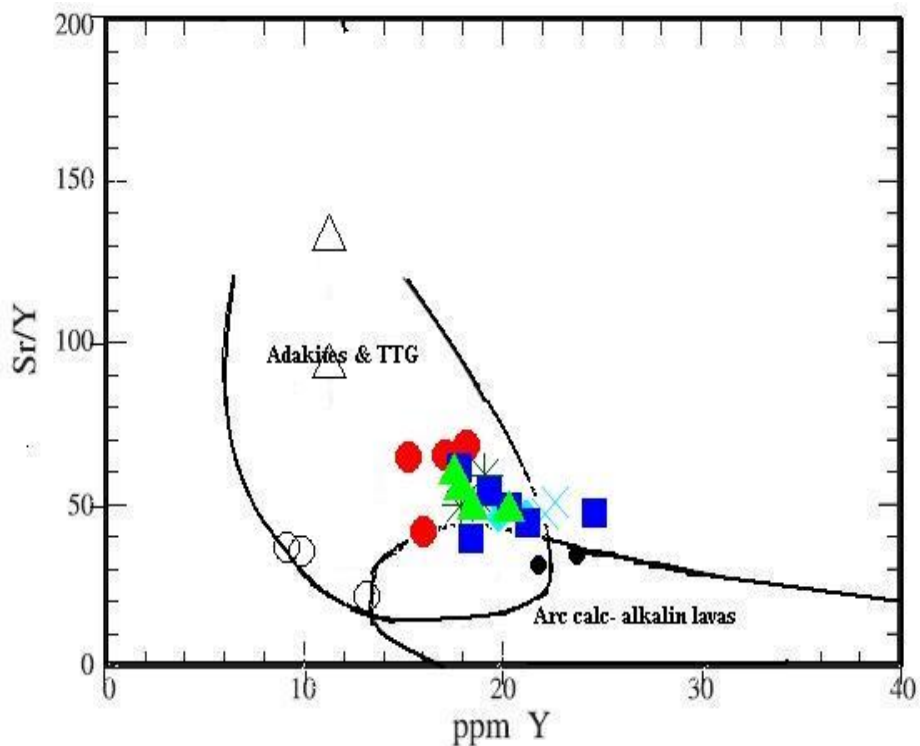
سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه بر اساس نمودارهای Sr در مقابل Sr، Na₂O + K₂O در مقابل CaO + Na₂O و نمودار Nb برابر SiO₂ (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) در محدوده آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴-۲۵ تا ۴-۲۷). آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده‌ای هستند که ترکیب مذاب حاصله طی صعود و گذر از گوه گوشته‌ای تا حدودی تغییر کرده است. آداکیت‌های سیلیس پایین (LSA) حاصل ذوب پریدوتیت گوه گوشته‌ای هستند که ترکیب آن‌ها به وسیله واکنش با مذاب‌های فلسیک حاصل از ذوب ورقه، تغییر کرده است.

¹-Defant & Drummond

² - Zhou

³ -Moyen

⁴-martin

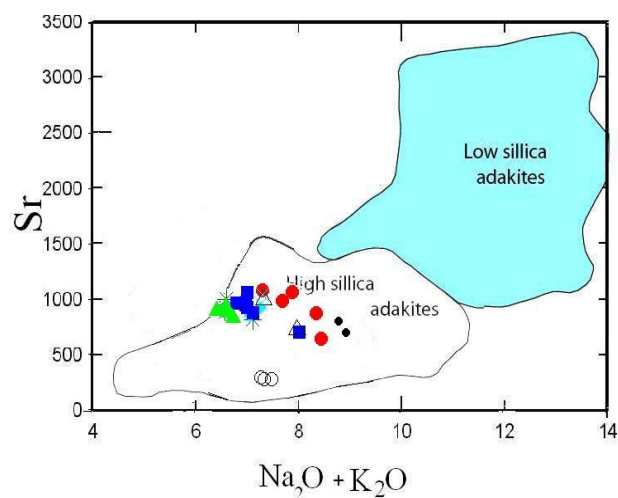


شکل ۴-۲۶- نمودار Sr/Y در مقابل Y (تسوشیا و همکاران، ۲۰۰۷) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

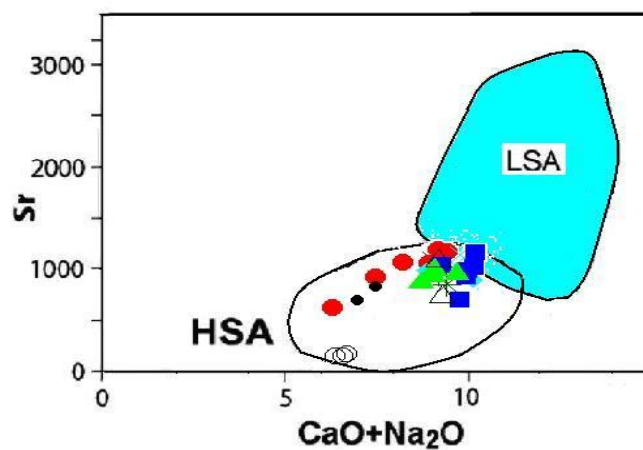
	مقادیر محاسبه شده برای آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه (جنوب غربی بیرجند)	معیارهای شناخت آداکیتها (کاستیلو، ۲۰۰۶)	معیارهای شناخت آداکیت‌ها (ریچاردو کریش، ۲۰۰۷)
SiO ₂ (W%)	۵۶-۶۱/۵	>56	≥56
Al ₂ O ₃ (W%)	۱۵-۱۷	≥15	≥15
MgO(W%)	۱/۳-۳/۵	< 3	≤۳
Na ₂ O(W%)	۳/۵-۴/۵	-	>۳/۵
K ₂ O(W%)	۲/۵-۵	-	>۳
K ₂ O/Na ₂ O	۰/۴ (میانگین)	-	۰/۴۲~
Cr(ppm)	۵۸ (میانگین)	-	≤۶۵
Ni(ppm)	۴/۵ (میانگین)	-	≤۲۰
Sr(ppm)	۵۹۸-۱۱۰۰	>300	≤۴۰۰
#Mg	۲۹/۲۳	-	0/5
Eu	آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی منفی Eu	-
Y(ppm)	۱۴-۲۰	<15	≤۱۸

Sr/Y	۱۹/۳ (میانگین)	Sr/Y > 20	-
Yb (ppm)	۱/۹ (میانگین)	< 1.9	≤ 1.9
La/Yb	۱۹/۸ (میانگین)	> 20	≥ 20
HFSE (Nb, Ta)	مقدار کم HFSE	مقدار کم	-
Rb/La	۲/۶ (میانگین)	مقدار کم	-
Ba/La	۱۲ (میانگین)	مقدار کم	-

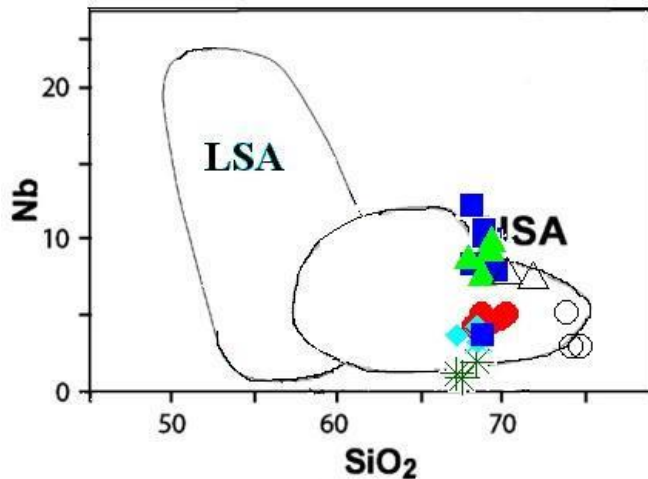
جدول ۴-۵- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با ویژگیهای ژئوشیمیایی مطرح شده توسط ریچارد و کریش (۲۰۰۷) و کاستیلو (۲۰۰۶) برای آداکیت‌ها.



شکل ۴-۲۷ - نمودار Sr (ppm) در مقابل درصد وزنی Na₂O+K₂O (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). جهت تفکیک آداکیت‌های سیلیس پایین (LSA) و سیلیس بالا (HSA).



شکل ۴-۲۸ - نمودار Sr (ppm) در مقابل درصد وزنی CaO+Na₂O (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).



شکل ۴-۲۹ - نمودار Nb (ppm) در برابر درصدوزنی SiO₂ (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).

۴-۱۲ - نتیجه‌گیری

- سنگ‌های مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی آندزیت- تراکی آندزیت، داسیت- تراکی داسیت، ریولیت و سیینیت می‌باشند.

- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر سیلیس (هارکر) و ضریب تفریق اگر چه در هر رخمون یا هر گنبد تغییرات محسوسی نشان می‌دهد ولی بررسی کلی آن‌ها مبین آنست که تبلور تفریقی مؤثرترین فرایند در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه است.

- سنگ‌های نیمه عمیق مورد مطالعه غالباً دارای ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم‌بالا بوده و در مجموع دارای ماهیت متآلومین می‌باشند.

- طرح عناصر کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه الگوی تقریباً یکسان و موازی نشان می‌دهند. این امر حاکی از آن است که این دارای منشأ واحدی هستند، در ضمن از طریق تبلور تفریقی متحول شده‌اند. نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی و نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند که یکی از ویژگی‌های مهم ماگماهای کالک‌آلکان محسوب می‌شود. تهی‌شدگی از عناصری نظیر Nb, Ti, Zr, P, Pr بیانگر تبلور فازهای حاوی این عناصر نظیر هورنبلند، پیروکسن، مگنتیت، آپاتیت و جدایش آنها از مذاب‌های اولیه‌تر می‌باشد. سنگ‌های مورد مطالعه نسبت به عناصر Sr, Pb, U, K و Nd غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این الگو مبین شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه فرورانش می‌باشد. در ضمن با توجه به شواهد صحرایی و غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون، آرایش پوسته‌ای نیز در تحول سنگ‌های مورد مطالعه نقش بارزی ایفا کرده است.

- با توجه به نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، داسیت‌ها، تراکی داسیت‌ها و ریولیت‌ها از عناصر خاکی نادر سنگین فقیرشدگی بیشتر و از عناصر خاکی نادر سبک و عناصر LILE

غنی‌شدگی بیشتر نشان می‌دهند که معرف تفریق‌یافتگی بیشتر آن‌ها می‌باشند. شواهد صحرایی و پتروگرافی و سایر نمودارهای ژئوشیمیایی این موضوع را تأیید می‌کند.

- با توجه به نمودار Sr/Y در مقابل Y (تسوشیا و همکاران، ۲۰۰۷) سنگ‌های مورد مطالعه در زمره آداکیت‌ها واقع می‌شوند و بسیاری از معیارهای شناخت آداکیت‌ها که توسط ریچارد و کریش (۲۰۰۷) و کاستیلو (۲۰۰۶) ارائه شده است را دارا می‌باشند. همچنین با توجه به نمودارهای مختلف ارائه شده توسط مارتین و همکاران (۲۰۰۵) جهت تفکیک آداکیت‌های سیلیس‌بالا و سیلیس‌پایین، آداکیت‌های منطقه در گروه آداکیت‌های سیلیس‌بالا قرار می‌گیرند.

۵-۱- مقدمه

در فصل‌های گذشته، روابط صحرایی، مشخصه‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین ساب‌ولکانیک منطقه مورد بررسی قرار گرفت. این سنگ‌ها عمدتاً از کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن (اوزیت) و هورنبلند (سبز یا قهوه‌ای) تشکیل شده‌اند و دارای طیف ترکیبی حدواسط تا اسیدی با ماهیت کالک‌آلکالن هستند. همچنین با توجه به شواهد مختلف، نمونه‌های مورد مطالعه در زمره آداکیت‌ها قرار می‌گیرند.

در این فصل با توجه به معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، منشأ و خاستگاه ماگمایی آنها را تشریح خواهیم کرد. همچنین با استفاده از نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب و پارامترهای ژئوشیمیایی، جایگاه تکتونیکی این سنگ‌ها را مشخص می‌کنیم.

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

به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلف استفاده خواهیم کرد. عناصر کمیاب بخصوص عناصر کمیاب سازگار، خیلی کم تحت تأثیر فرآیندهای ثانویه قرار می‌گیرند و به خوبی نمایانگر شرایط و تحولات ماگمایی هستند. بنابراین نمودارهای تکتونوماگمایی که بر اساس این عناصر رسم می‌شوند، دارای اعتبار بیشتری نسبت به دیگر نمودارها هستند. در اینجا از این گروه نمودارها نیز استفاده خواهیم کرد که در ادامه به شرح آنها خواهیم پرداخت.

با توجه به اینکه برای آداکیت‌ها منشأهای مختلفی پیشنهاد شده است، ابتدا به شرح دیدگاه‌های مختلف در مورد ژنز آداکیت‌ها می‌پردازیم و سپس منشأ آداکیت‌های مورد مطالعه را مورد بحث و بررسی قرار می‌دهیم.

— آداکیت‌ها بر اثر فرآیندهای زیر حاصل می‌شوند: (۱) ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده جوان و داغ در فرورانش‌های سریع و پرشیب که رژیم‌های غیر طبیعی پر حرارتی را ایجاد می‌کنند (دوفان و درومون، ۱۹۹۰، ماری و همکاران، ۱۹۹۶، پیکاک، ۱۹۹۶، رپ و همکاران، ۱۹۹۹، ۲) ذوب منشأ غنی از Sr و La و فقیر از Y و Yb، (۳) ذوب در عمق زیاد با حضور گارنت، (۴) تفریق بلوری، (۵) واکنش مذاب فلسیک با گوشته (دوفان و درومون، ۱۹۹۰) (۶) ذوب بازالت در پوسته پایینی توسط نقاط داغ (۷) دورگه‌ای شدن یا متاسوماتیسم پنهان گوشته توسط ذوب بخشی غنی از سیلیس ورقه فرورنده (ماری و همکاران، ۱۹۹۵، رپ و همکاران، ۱۹۹۹).

— ماگماتیسم محیط‌های قوسی ممکن است در اثر تفریق مذاب‌های گوشته‌ای و یا مذاب‌های حاصل از ذوب صفحه فرورونده حاصل شود. تحول مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی صفحه فرورونده، در شرایط خاص باعث تشکیل ماگمایی با محتوای آب و fO_2 بالا (ماگمای آداکیتی) می‌شود (اویارزون^۱ و همکاران، ۲۰۰۱).

— ماگمای آداکیتی حاصل ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورنده شده و اکلوزیتی شده (رپ^۲ و همکاران، ۱۹۹۱؛ سن و دان^۱، ۱۹۹۴؛ رپ و واتسون^۲، ۱۹۹۵) و واکنش مذاب تولید شده با گوه

¹ - Oyarzun

² -Rapp

گوشته‌ای (بوردون^۳ و همکاران، ۲۰۰۲، براووز و همکاران، ۲۰۰۴) و متعاقب آن تبلور بخشی پلاژیوکلاز + هورنبلند می‌باشند (کامی، ۲۰۰۴).

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

— آداکیت‌های کم‌سیلیس ($60\% < \text{SiO}_2 < 50\%$) بر اثر ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده و آداکیت‌های گارنت‌دار و آداکیت‌های سیلیس‌بالا بر اثر ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده (متابازالت‌ها در محدوده پایداری گارنت) حاصل می‌شوند (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).

— آداکیت‌ها می‌توانند از طریق روش‌های متعددی چون (۱) تفریق ماگمایی (کاستیلو و همکاران، ۱۹۹۹)؛ (۲) ذوب پریدوتیت آبدار (استرن و همکاران، ۱۹۹۱، مارتین و همکاران، ۲۰۰۵)؛ (۳) اختلاط ماگمای بازالتی با ماگمای فلسیک مشتق شده از پوسته (گوو^۴ و همکاران، ۲۰۰۷ و ۴) ذوب بخشی پوسته قاره‌ای پایینی ضخیم و لامینه شده (زوو و همکاران، ۲۰۰۲، گوو و همکاران، ۲۰۰۷) حاصل گردند.

— ماگماتیسیم کمان آتشفشانی حاشیه‌های همگرا، از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای پریدوتیتی همراه با آزاد شدن سیالات از ورقه فرورونده (دیویس و استرنسون^۵، ۱۹۹۲) و احتمالاً آزاد شدن فشار (سیسون و برونو^۶، ۱۹۹۸) ایجاد می‌شود. به این ترتیب ممکن است سنگ‌های آندزیتی تا داسیتی با محتوای بالای Sr/Y و محتوای پایین HREE در نتیجه ذوب ورقه فرورونده تولید شود که آداکیت نامیده می‌شوند (دوفان و دورمون، ۱۹۹۰؛ کای^۷، ۱۹۷۸؛ کای و همکاران، ۱۹۹۳؛ یوگادزینکی^۸ و همکاران، ۱۹۹۵؛ استرن و کیلیان^۹، ۱۹۹۵، کیارادیا^{۱۰}، ۲۰۰۹). تفسیر صحیح سنگ‌های کمان ماگمایی با ماهیت شبه آداکیتی برای فهم فرآیندهایی که به شکل‌گیری ماگمای آندزیتی تا داسیتی در حاشیه‌های همگرا منجر می‌شود مهم است (تیلمون^{۱۱} و همکاران، ۱۹۹۷).

— آداکیت می‌تواند توسط فرآیندهای تبلور بخشی، هضم و یا ذوب بخشی واحدهای مافیک پوسته پایینی و در محدوده پایداری کلینوپیروکسن، آمفیبول \pm گارنت به وجود بیاید (آرتون پترفورد^{۱۲}، ۱۹۹۳، کاستیلو و همکاران، ۱۹۹۹، گاریسون و دیویدسون^{۱۳}، ۲۰۰۳، مکفرسون^۱ و همکاران، ۲۰۰۶، دیویدسون^۲ و همکاران، ۲۰۰۷، وانگ و همکاران، ۲۰۰۷، کیارادیا و همکاران، ۲۰۰۹).

¹ -Sen&Dunn

² -Watson

³ -Bourdon

⁴ -Gao

⁵ -Davies & Sterenson

⁶ - Sisson & Bronto

⁷ - kay

⁸ -Yogodzinski

⁹ - Stern & kilian

¹⁰ - Chiaradia

¹¹ -Thieblemont

¹² - Atherton & Petford

¹³ - Garrison & Davidson

پس از ارائه نقطه نظرات محققین مختلف در مورد منشأ و چگونگی تشکیل آداکیت‌ها، اکنون برای تعیین ژنز آداکیت‌های منطقه جنوب‌غرب بیرجند از نمودارهایی استفاده خواهیم کرد که در ادامه به معرفی و شرح نتایج حاصل از آن‌ها خواهیم پرداخت.

با توجه به نمودارهای وانگ و همکاران (۲۰۰۶) و ژوو همکاران (۱۹۸۳) نمونه‌های مورد مطالعه، عموماً در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرو رانده شده قرار می‌گیرند (شکل‌های ۵-۱ تا ۵-۵).

در این نمودارها به ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده اشاره نشده است ولی نباید از نقش آن غافل شد. نقش گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده، توسط افزایش LILE و LREE مشخص می‌گردد. در ضمن نقش تعدیل‌کننده‌ای در ماهیت کلی ماگماها نیز دارد.

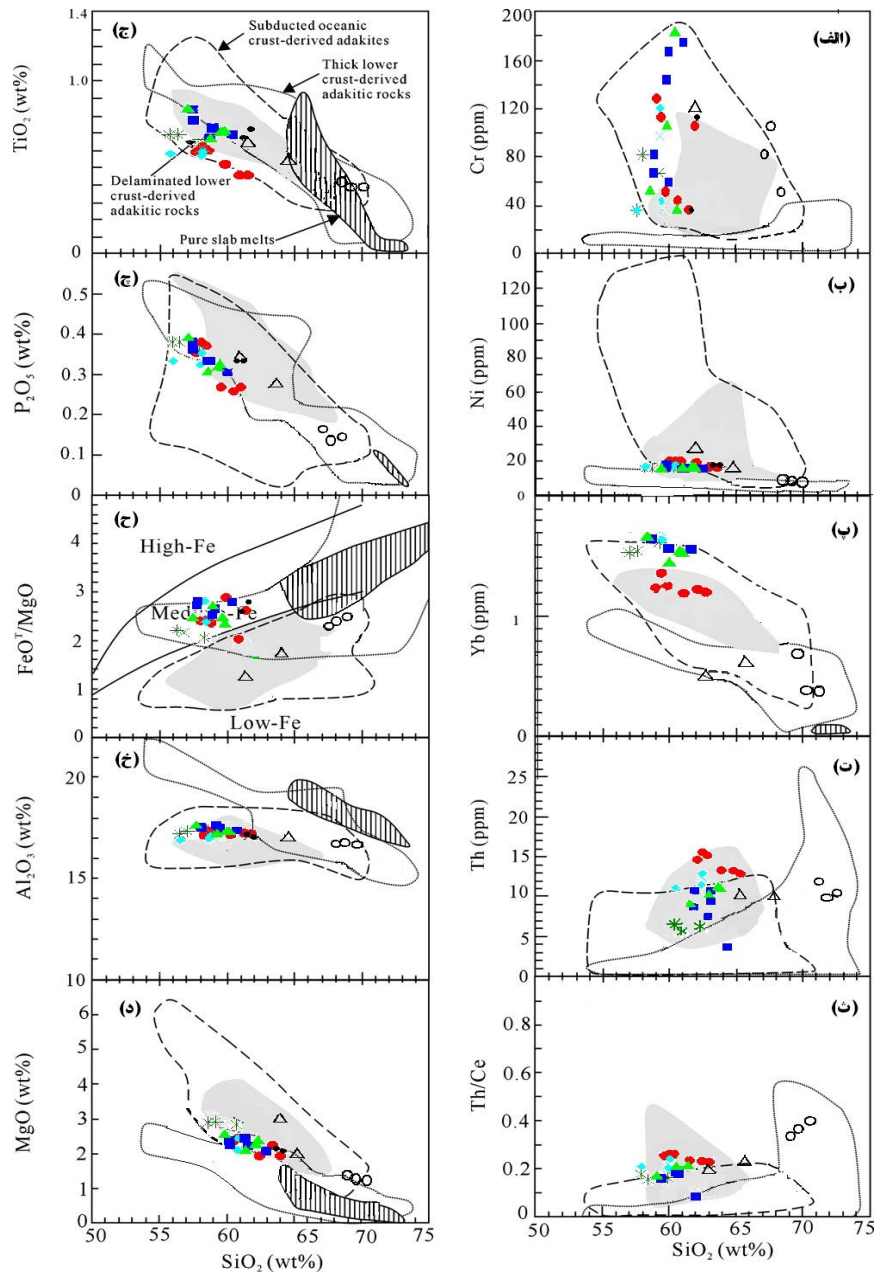
در نمودار Na_2O و K_2O در مقابل SiO_2 ، هو و همکاران (۲۰۰۹) نمونه‌های مورد مطالعه غالباً در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته واقع می‌گردند (شکل ۵-۶). در نمودار Ni-Cr (تسوشیا و همکاران، ۲۰۰۵) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مذاب‌های مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۷).

با استفاده از تغییرات سیستماتیک V/Sc می‌توان فوگاسیته اکسیژن ($f\text{O}_2$) را در طول ذوب بخشی تخمین زد (کانیل ۲۰۰۲، لی و همکاران، ۲۰۰۳، لی و لی، ۲۰۰۴). نمودار V/Sc در برابر MgO (لی و همکاران، ۲۰۰۵) (شکل ۵-۸) نشان می‌دهد که سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه در شرایط با فوگاسیته اکسیژن تقریباً بالا به وجود آمده‌اند. شواهد پتروگرافی (حضور اکسیدهای آهن در سنگ و اوپک‌زایی در آندزیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها) نیز حاکی از فوگاسیته بالای اکسیژن می‌باشد. از آنجایی که فوگاسیته اکسیژن که در ماگمای حاصل از ذوب پوسته تحتانی نسبت به ماگمای مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته کمتر می‌باشد (گوچر^۳ و همکاران، ۲۰۰۰) لذا این مسأله مؤید این است که سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه در نتیجه ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته حاصل شده‌اند.

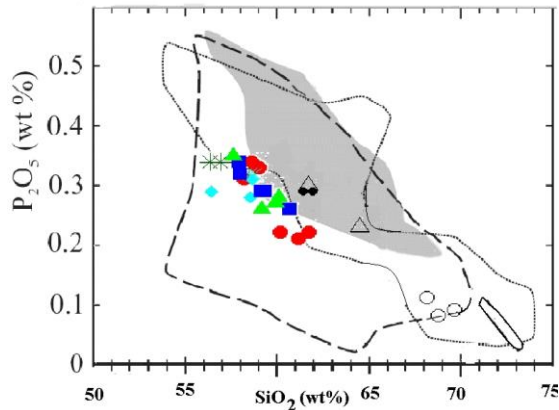
¹ - Macpherson

² - Davidson

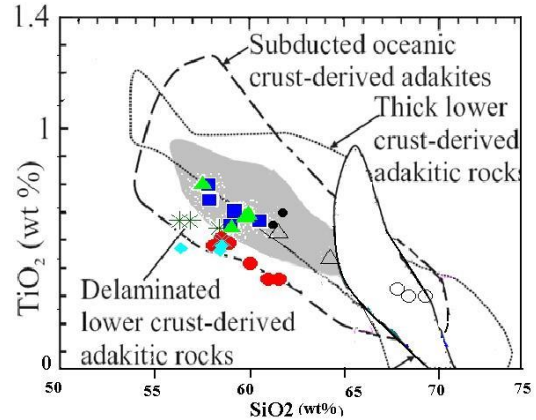
³ -Gutsher



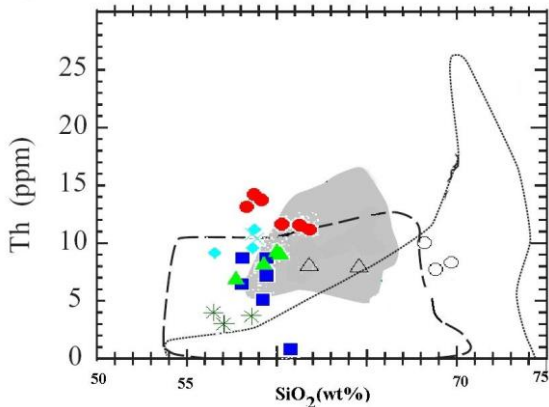
شکل ۵-۱- نمودارهای وانگ و همکاران (۲۰۰۶). در این نمودار محدوده ترکیبی آداکیت‌های مشتق شده از ذوب پوسته پایینی دگرگون شده (میدان خاکستری)، آداکیت‌های مشتق شده از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانش یافته (محدوده خط‌چین)، آداکیت‌های مشتق شده از ذوب پوسته پایینی ضخیم شده (محدوده نقطه‌چین) و مذاب‌های ورقه اقیانوسی (محدوده هاشورخورده) مشخص شده‌اند.



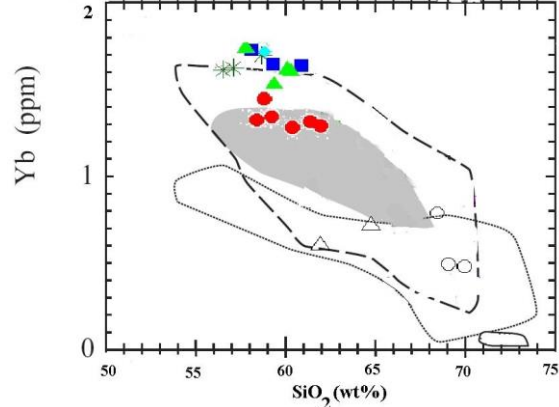
شکل ۵-۳- نمودار P_2O_5 در برابر SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانش یافته.



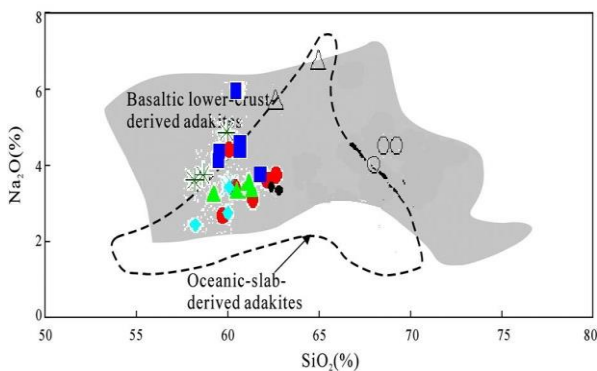
شکل ۵-۲- نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش یافته.



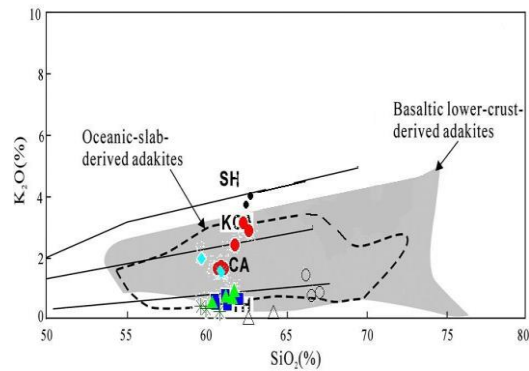
شکل ۵-۵- نمودار Yb در مقابل SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده ذوب پوسته اقیانوسی فرورانش یافته.

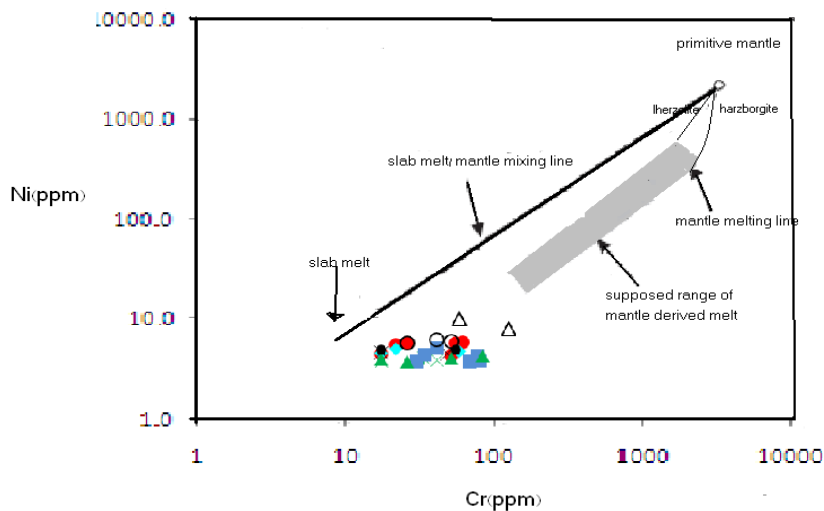


شکل ۵-۴- نمودار Yb در مقابل SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده ذوب پوسته اقیانوسی فرورانش یافته.

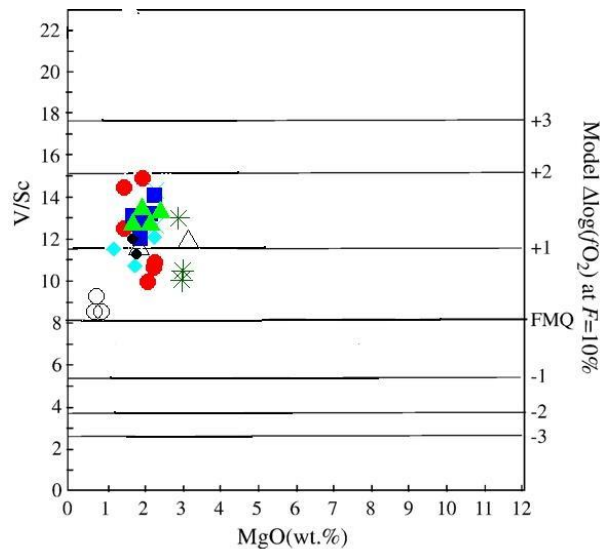


شکل ۵-۶- نمودارهای K_2O و Na_2O در برابر SiO_2 (هو و همکاران ۲۰۰۹) و موقعیت ترکیبی نمونه‌های سنگی منطقه جنوب غرب بیرجند بر روی آن.





شکل ۵-۷- نمودار Ni-Cr (تسوشیا و همکاران، ۲۰۰۵) و موقعیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه بر روی آن.



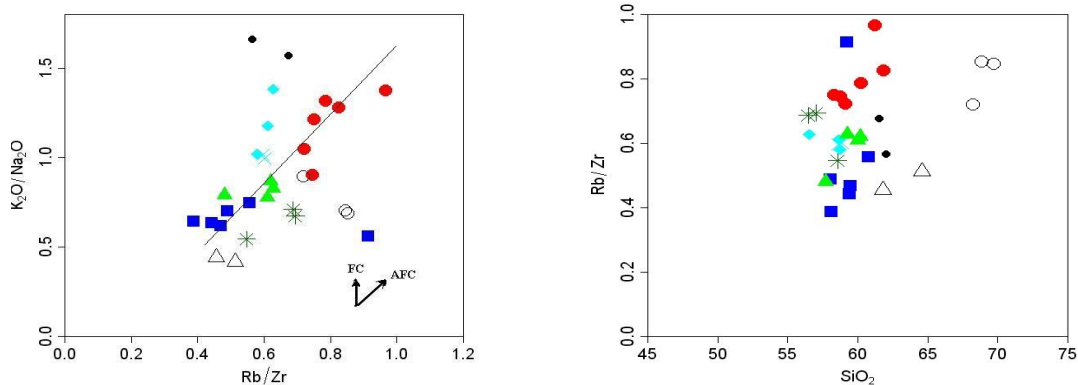
شکل ۵-۸- نمودار V/Sc در برابر MgO (wt%) (لی و همکاران، ۲۰۰۵).

۵-۳- بررسی نقش هضم، آلیش و تفریق ماگمایی در تحول سنگ‌های نیمه عمیق منطقه آنکلاوها بهترین شاهد آلیش پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی می‌باشند (هیبارد و ساباتیو ۱۹۹۸). سنگ‌های نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه دارای آنکلاوهای فراوان با ترکیبات مختلف هستند. از جمله آنکلاوهای مشاهده شده در این سنگ‌ها می‌توان به آنکلاوهای آمفیبولیتی در سنگ‌های متعلق به گنبد های همد و رونشک، آنکلاوهای میکاشیستی در سنگ‌های متعلق به گنبد های رمی و همد، آنکلاو گرانیت- گنایسی گارنت‌دار در گنبد میاکوه (سعیدی، ۱۳۸۹) و همچنین آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب غالب دیوریتی در توده سینییتی لوخی سیه‌وار اشاره کرد. آنکلاوهای

سیلتستونی و تمام کوارتزی نیز از دیگر آنکلاوهای مشاهده شده در سنگ‌های متعلق به گنبد‌های همد و اللهیار می‌باشند.

از نظر دیویدسون و همکاران (۱۹۸۷) تغییر در نسبت K/Rb و Rb/Zr می‌تواند نشانه‌ای از آلیش پوسته‌ای باشد. زیرا عناصر Rb ، K و Zr نمی‌توانند در ساختمان فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی اوپک حضور یابند. در نتیجه، نسبت آن‌ها در طی تبلور تفریقی باید بدون تغییر باقی بماند. در نمودار Rb/Zr در مقابل SiO_2 (شکل ۵-۹) تغییر نسبت‌ها محسوس می‌باشد. با توجه به نمودار K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲) نمونه‌های مورد مطالعه به طور بارز از روند AFC تبعیت می‌کنند (شکل ۵-۱۰).

بنابراین می‌توان گفت که ماگمای آداکیتی تفریق یافته در حین صعود به ترازهای بالاتر پوسته با سنگ‌های میزبان آلیش یافته است. شواهد صحرایی (حضور آنکلاوهای متعدد)، شواهد پتروگرافی (حضور بافت‌های غیر تعادلی و خوردگی‌ها) و شواهد ژئوشیمیایی (غنی شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نظیر K ، Rb ، Th و U) مؤید این مسأله می‌باشند.



شکل ۵-۹- به چگونگی توزیع نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار K/Rb در مقابل SiO_2 (دیویدسون و همکاران، ۱۹۷۸) که حاکی از نقش آلیش پوسته‌ای می‌باشد، توجه نمایید. شکل ۵-۱۰- نمودار K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲) که بر اساس آن تأثیر فرآیندهای Fc و AFC مشخص و تفکیک می‌گردد. نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از روند AFC (تبلور تفریقی همراه با هضم) تبعیت می‌کنند.

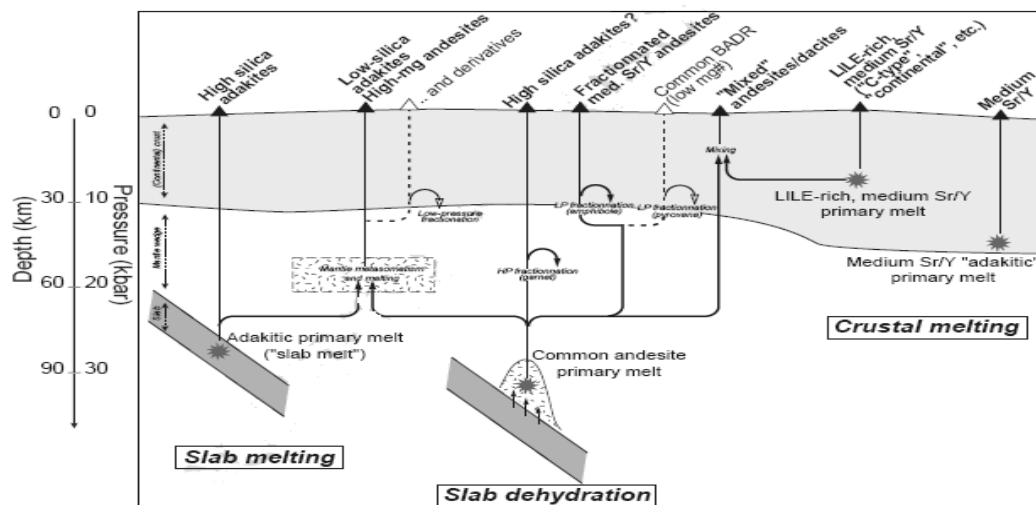
۵-۴- خصوصیات محل منشأ و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آداکیت‌های منطقه

شواهد نشان می‌دهند که سنگ‌های منطقه دارای منشأ قوس قاره‌ای هستند و در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایجاد شده‌اند. حضور کانی‌های آبدار و ماهیت کالکوالکالن سنگ‌های منطقه نیز مؤید آن است. نحوه شکل‌گیری انواع ماگماهای آداکیتی در جایگاه قوس قاره‌ای توسط محققینی همچون (موین، ۲۰۰۹) در مدل تکتونیکی شکل ۵-۱۱، ترسیم شده است.

ذوب ورقه (Slab) در اعماق ۷۰ الی ۸۰ کیلومتری و در فشار حدود ۲۵ کیلو بار می‌تواند به تشکیل ماگمای آداکیتی غنی از سیلیس منجر شود. اگر ماگمای حاصل به‌طور مستقیم صعود کند، ماگماهای غنی از سیلیس را تولید خواهد کرد. در صورتی که این ماگما به درون گوشته بالایی نفوذ کند، پس از

متاسوماتیزم کردن گوه گوشته‌ای و ذوب آن صعود کرده و ماگماهای آداکیتی گروه کم سیلیس و یا آندزیت‌های منیزیم بالا را تولید می‌نماید. در صورتی که ماگمای مذکور در فشارهای کم تحت تأثیر فرآیند تبلور تفریقی قرار گیرد، سنگهای حدواسط و اسیدی را ایجاد می‌کند (مکفرسون^۱ و همکاران، ۲۰۰۶؛ اولمر^۲ و همکاران، ۲۰۰۸).

ماگماهای سازنده آداکیت‌های مورد مطالعه در اثر آزدایی و ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده حاصل شده‌اند. ورقه اقیانوسی فرورونده در اعماق دچار دگرگونی تا حد رخساره آمفیولیت و یا اکلوزیت گردیده است. آب آزاد شده حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورونده و رسوبات همراه به سمت بالا حرکت کرده و وارد گوه گوشته‌ای و سبب متاسوماتیسم شدن آن شده است. عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE) که در فازهای پایدار در رخساره آمفیولیت و یا اکلوزیت سازگارند، در محل منبع باقی مانده و عناصر ناسازگار همچون عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر نادر سبک (LREE) به همراه سیالات (مذاب حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی و آب حاصل از آزدایی این ورقه) وارد گوه گوشته‌ای شده‌اند. این سیالات سبب ذوب گوشته متاسوماتیسم شده گردیده‌اند و مذابی غنی از LILE و LREE تولید کرده‌اند که طی صعود از میان گوشته و سپس پوسته دچار اختلاط ماگمایی، تفریق ماگمایی و آلیش پوسته‌ای شده است.



شکل ۵-۱۱- مدل پترولوژیکی چگونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در مناطق فرورانش قوس قاره‌ای (موین، ۲۰۰۹).

مطالعات صحرایی حاکی از آن است که:

- سنگ‌های مورد مطالعه به صورت گنبد، دایک و یا توده‌های نفوذی نسبتاً عمیق تشکیل شده‌اند.
- این سنگ‌ها در بین مجموعه‌ای از برش‌های^۳ تکتونیکی متشکل از سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن و سنگ‌های افیولیتی کرتاسه پایانی - پالئوسن جایگزین شده‌اند.

^۱ - Macpherson

^۲ - Ulmer

^۳ - Slices

- مسلماً در زمان جایگزینی این توده‌ها از حوضه اقیانوسی آن زمان خبری نبوده است و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن در یک محیط درون قوسی (Intra Arc) و غالباً کم‌عمق به همراه سنگ‌های آهکی حاوی نومولیت، آلئولین، میلیولید، جلبک قرمز، پکتن، دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان ته‌نشست شده‌اند.

از طرفی ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که:

- این سنگ‌ها دارای طیف ترکیبی ژئوشیمیایی آندزیت - تراکی آندزیت، تراکی داسیت، ریولیت و سیینیت می‌باشد.

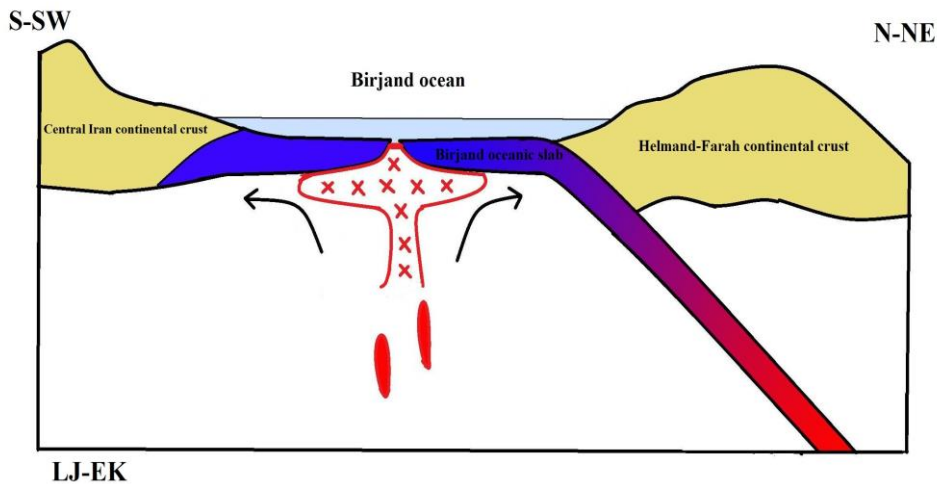
- این سنگ‌ها متاآلومین و کالکوالکالن هستند.

- با گرانیتوئیدهای تیپ I و یا معادل‌های نیمه‌عمیق آن‌ها مطابقت می‌کنند.

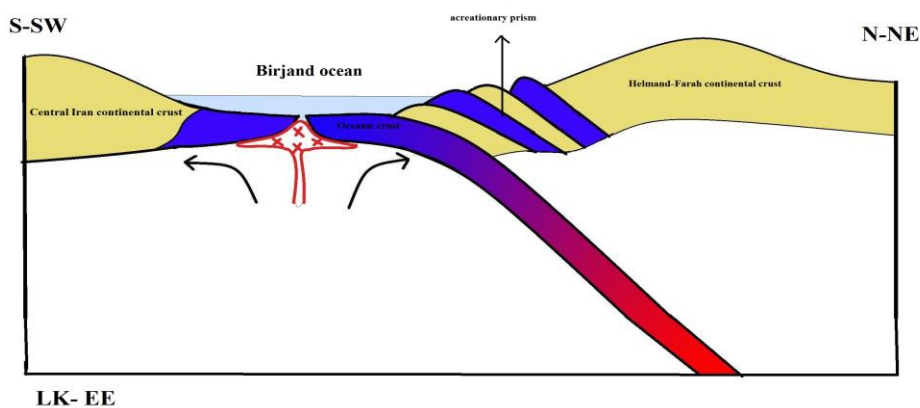
آنچه با توجه به شواهد و مطالعات استنباط می‌شود این است که حوضه‌های اقیانوسی و حوضه‌های درون قاره‌ای همزمان با فرورانش ورقه اقیانوسی در اواخر ائوسن بسته شده‌اند (شکل‌های ۵-۱۲ تا ۵-۱۵). واحدهای رسوبی - آتشفشانی که در پوسته قاره‌ای و همچنین گاهی اوقات در حوضه‌های کم عمق تشکیل شده‌اند در اثر فعالیت‌های تکتونیکی و فشارهای ناشی از برخورد به گوه‌های به هم افزوده^۱ تبدیل شده‌اند. ماگماهای حاصل از ادامه فرورانش و ذوب ورقه اقیانوسی به درون گوه‌ها نفوذ کرده‌اند و توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق مورد مطالعه را تشکیل داده‌اند (شکل‌های ۵-۱۶ و ۵-۱۷). فاصله زمانی کم بین جایگزینی افیولیت‌ها (کرتاسه پایانی - پالئوسن) و تشکیل محیط‌های رسوبی - آتشفشانی (ائوسن) و بسته شدن، راندگی و چین‌خوردگی آن‌ها در اواخر ائوسن، نشان می‌دهد که بسته شدن مجموعه‌های اقیانوسی و حوضه‌های آتشفشانی - رسوبی درون قاره‌ای در فاصله زمانی کوتاهی صورت گرفته است. بنابراین فعالیت‌های تکتونیکی شدید بوده و در نتیجه سرعت فرورانش نیز زیاد بوده است. این پدیده می‌تواند تا حدودی ناشی از برخورد شبه قاره هند به اوراسیا از یک طرف و برخورد صفحه عربی به صفحه ایران در همین محدوده زمانی باشد که نتیجه آن تشدید فعالیت‌های تکتونیکی بوده است. وقتی سرعت فرورانش زیاد باشد احتمال شکسته شدن ورقه‌های اقیانوسی و رانده شدن آن‌ها بر روی پوسته قاره‌ای و در ضمن اختلاط یا آمیختگی آن‌ها با حوضه‌های آتشفشانی - رسوبی زیادتر می‌گردد و این همان چیزی است که در مرز بین بلوک لوت و بلوک هلمند در سمت شرق و صفحه توران (منطقه فریمان - تربت جام) در سمت شمال شرق اتفاق افتاده است و یک پوسته به اصطلاح قاره‌ای یا پوسته قاره‌ای کاذب را تشکیل داده است. در جنوب کاشمر، غرب نهبندان - خاش و در شرق گسل زابل و امتداد آن به سمت شمال سنگ‌های قدیمی‌تر از کرتاسه و بویژه پالئوزوئیک یافت می‌شود. همه این شواهد حاکی است که مجموعه حوضه‌های اقیانوسی در حدفاصل بین بلوک‌های قاره‌ای ذکر شده از اواخر کرتاسه شروع به بسته شدن کرده‌اند و در اواخر ائوسن بطور کامل بسته شده‌اند و مجموعه‌ای را ایجاد کرده‌اند که می‌توان به آن منشور بهم افزوده یا پوسته قاره‌ای کاذب نام داد. در واقع بقایای پوسته‌های اقیانوسی و حوضه‌های دریایی همانند پیوند -

¹- Acretionary prisms

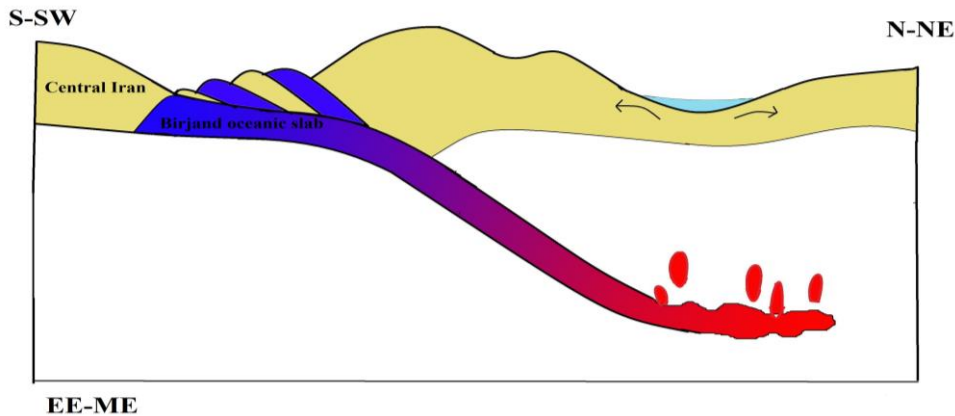
دهنده‌ای، بلوک‌های قاره‌ای را بهم پیوند داده‌اند و شکل کنونی پوسته ایران را بوجود آورده‌اند. زمان کوتاهی پس از بسته شدن، در اوایل الیگوسن دوباره فازهای کششی فعال شده‌اند و باعث شده تا ماگماهای حاصل از ذوب ورقه‌های اقیانوسی فرورانده شده و حاصل از ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده و یا ترکیبی از این دو، به سمت ترازهای بالایی پوسته صعود کنند و به صورت دایک، گنبد و توده‌های نفوذی کم‌عمق جایگزین شوند. لازم به ذکر است ماگماهای تشکیل شده دارای ماهیت آداکیتی سیلیس‌بالا بوده‌اند.



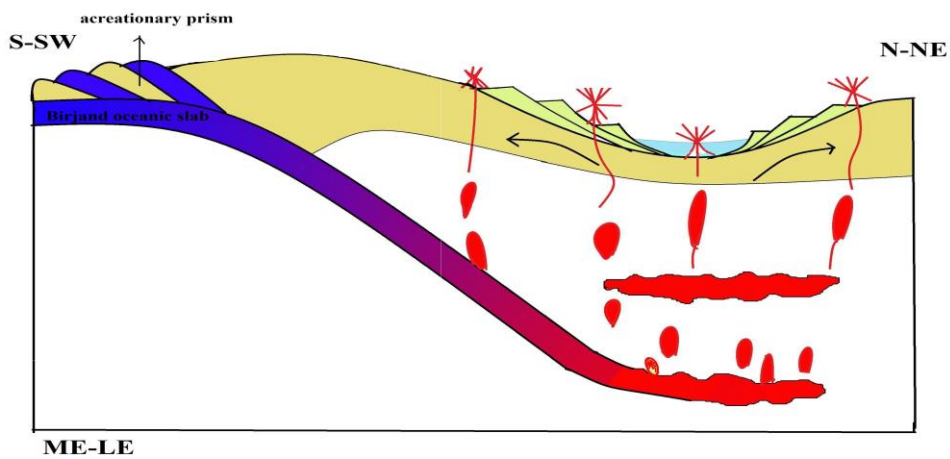
شکل ۵-۱۲- شروع فرورانش ورقه اقیانوسی بیرجند به زیر پوسته قاره‌ای هلمند- فراه (اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه).



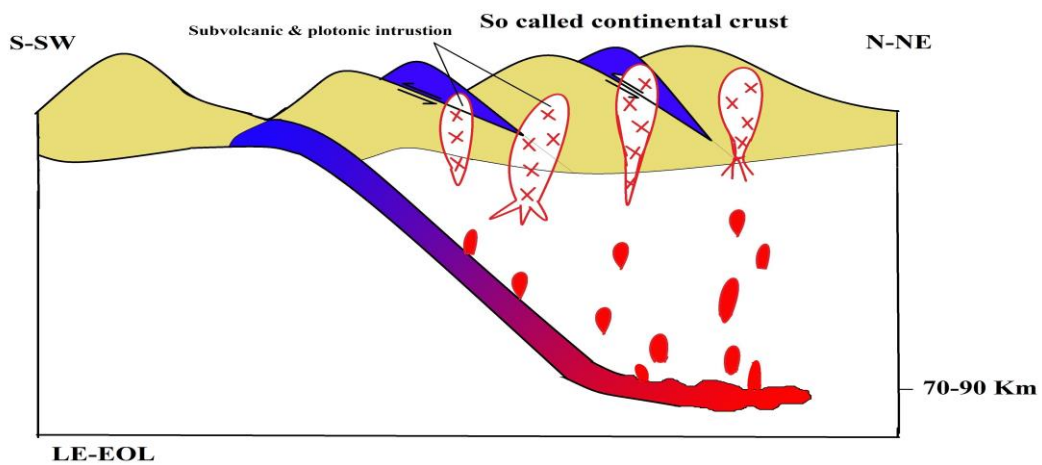
شکل ۵-۱۳- تشکیل منشورهای بهم افزوده در حاشیه قاره در اثر فعالیت‌های تکتونیکی ناشی از برخورد و ادامه فرورانش (اواخر کرتاسه- اوایل پالئوسن).



شکل ۵-۱۴- بسته شدن اقیانوس بیرجند، ایجاد حوضه‌های کششی پشت قوسی و درون قوسی در حاشیه قاره (اوایل ائوسن - اواسط ائوسن).

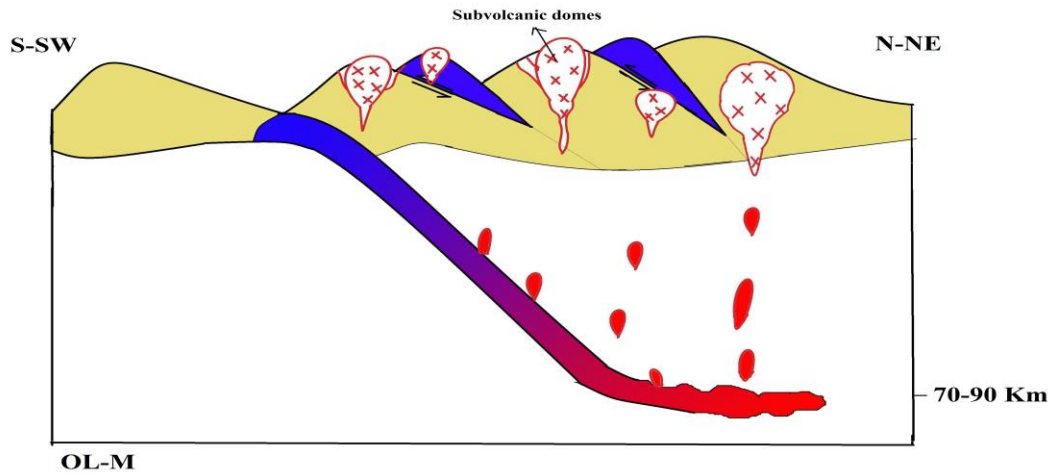


شکل ۵-۱۵- فوران گدازه‌های آندزیتی و بازالتی به درون محیط خشکی یا دریایی کم عمق (اواسط ائوسن - اواخر ائوسن).



شکل ۵-۱۶- بسته شدن حوضه‌های درون قاره‌ای ، ایجاد منشورهای به هم افزوده، در اثر فعالیت‌های شدید تکتونیکی و سپس جایگزین شدن ماگماهای سازنده توده‌های نیمه نفوذی آداکیتی منطقه مورد مطالعه در یک محیط حاشیه

قاره‌ای (اواخر ائوسن - اوایل الیگوسن).



شکل ۵-۱۷- رخنمون گنبد‌های نیمه‌نفوذی و دایک‌ها در سطح زمین (الیگوسن - میوسن).

۵-۵- مقایسه آداکیت‌های جنوب‌غرب بیرجند با آداکیت‌های سایر نقاط ایران و جهان

آداکیت‌های مورد مطالعه بیشترین شباهت را با آداکیت‌های شهر فیروزه (غرب نیشابور) و به طور نسبی شباهت‌هایی را نیز با آداکیت‌های جنوب قوچان نشان می‌دهند. سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه دارای طیف ترکیبی تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت می‌باشند و از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده سبزوار (مورب + رسوبات + سیال) به طرف شمال و به زیر زون بینالود به وجود آمده است و متعاقب آن با پریدوتیت گوه گوشته‌ای نیز واکنش داده‌اند (دهنوی، ۱۳۸۸). سنگ‌های آداکیتی قوچان دارای طیف ترکیبی بازالت، آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت هستند و از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده (فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر ورقه قاره‌ای) در یک زون فرورانش قوسی، از طریق نرخ ذوب بخشی پایین تا متوسط و فرآیند تبلور تفریقی همراه با آرایش ماگمایی حاصل شده است (تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹) (جدول ۵-۱).

همچنین مقایسه آداکیت‌های جنوب‌غرب بیرجند با آداکیت‌های مطالعه شده در سایر نقاط جهان بیانگر آن است که این آداکیت‌ها بسیاری از ویژگی‌های آداکیت‌های مرتبط با ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده و بعضاً متاسوماتیسم شده توسط گوه گوشته‌ای را نشان می‌دهند و تفاوت‌های آشکاری با آداکیت‌های مرتبط با ذوب بخشی پوسته پایینی دارند. از جمله این تفاوت‌ها می‌توان به مقادیر بالاتر نسبت‌های Sr/Y ، La/Yb ، Rb/La و Ba/La در آداکیت‌های با منشأ پوسته تحتانی اشاره کرد.

آداکیت‌های مورد مطالعه بیشترین شباهت را با آندزیت‌های منیزیم‌بالای ائوسن و کرتاسه کوه‌های کیتاکامی ژاپن و آداکیت‌های کمان آتشفشانی کیوشو (جنوب غرب ژاپن) و همچنین شباهت‌هایی نیز به آداکیت‌های شمال غرب کراتون غرب آفریقا نشان می‌دهند (جدول ۵-۲).

آداکیت‌های کمان آتشفشانی کیوشو در اثر ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانش شده جوان حاصل شده‌اند. میزان بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ آن‌ها می‌تواند بیانگر این باشد که ماگمای سازنده آن‌ها تحت تأثیر تبلور تفریقی متوالی پلاژیوکلاز+هورنبلند قرار گرفته است (کامی، ۲۰۰۴).

آداکیت‌های کوه‌های کیتاکامی ژاپن در اثر حداکثر ۱۱-۱۳ درصد ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده حاصل شده‌اند. میزان بالای Mg، Ni، Cr می‌تواند به واکنش مذاب حاصل از ورقه فرورونده با پریدوتیت گوه گوشته‌ای مربوط باشد (تسوشیا و همکاران، ۲۰۰۵).

جدول ۵-۱- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با آداکیت‌های سایر نقاط ایران.

آداکیت‌های شهر فیروزه (غرب نیشابور)	آداکیت‌های باشتین (غرب سبزوار)	آداکیت‌های جنوب قوچان	آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند	
۶۷/۸۶-۶۰/۰۹	بیشتر از ۶۹/۳	بیشتر از ۶۱,۳	۵۶-۶۱/۵	SiO ₂ (W%)
بیشتر از ۱۶/۳۸	کمتر از ۱۷/۶۶	بیشتر از ۱۶,۳۸	۱۵-۱۷	Al ₂ O ₃ (W%)
۱/۶۷-۲/۳۷	کمتر از ۴/۹۸	کمتر از ۳,۵	۱/۳-۳/۵	MgO(W%)
۴/۶-۶/۹۲	۴-۶	۳/۷-۶/۵	۳/۵-۴/۵	Na ₂ O(W%)
۰/۴۵-۱/۹۸	۳(میانگین)	۰/۷-۳/۴	۲/۵-۵	K ₂ O(W%)
۲۱۹-۹۹۴	بیشتر از ۴۹۷	۱۳۰-۷۳۰	۵۹۸-۱۱۰۰	Sr(ppm)
Eu فقدان آنومالی منفی	Eu فقدان آنومالی منفی	Eu فقدان آنومالی منفی	Eu فقدان آنومالی منفی	Eu آنومالی منفی
کمتر از ۱۸/۶	کمتر از ۱۵	کمتر از ۱۸,۶	۱۴-۲۰	Y(ppm)
۲۱-۸۸	بیشتر از ۲۰	۴۶,۵۷(میانگین)	۱۹/۳(میانگین)	Sr/Y
۱-۱/۶۷	کمتر از ۱/۹	کوچکتر از ۱,۵۴	۱/۹(میانگین)	Yb(ppm)
۷-۱۱	بیشتر از ۱۶	۲۵,۶(میانگین)	۱۹/۸(میانگین)	La/Yb
کم HFSE مقدار	کم HFSE مقدار	کم HFSE مقدار	کم HFSE مقدار	HFSE (Nb, Ta)
۱/۷ (میانگین)	۱۰/۵ (میانگین)	۱/۸ (میانگین)	۲/۶ (میانگین)	Rb/La
۱۸/۵	۸۴ (میانگین)	۱۸ (میانگین)	۱۲ (میانگین)	Ba/La
دهنوی (۱۳۸۸)	صالحی (۱۳۸۷)	تنها (۱۳۸۸) و قاسمی و همکاران (۱۳۸۹)		منبع

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

کمپلکس آداکیتی Xuelongbao در جنوب چین	آداکیت‌های شمال غربی کراتون غرب آفریقا	آداکیت‌های دایی (چین مرکزی)	آداکیت‌های کمان آتشفشانی کیوشو (جنوب غرب ژاپن)	آداکیت‌های دکسینگ (جنوب چین)	آندزیت‌های منیزیم پالای کرتاسه و ائوسن کوه‌های کیتاکامی ژاپن	آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند
۶۲-۷۲	۵۰-۷۳	۵۷-۶۳/۵	۶۳-۶۸	۵۹/۸-۶۸/۲	۵۰/۱-۶۸/۱	۵۶-۶۱/۵
۱۴/۳-۱۷/۷	۱۳-۱۹/۷	۱۴/۳-۱۶/۳	۱۵/۱۵	۱۴/۵-۱۵/۴	۱۱/۳-۱۶/۲	۱۵-۱۷
۰/۲-۲/۳	۰/۸-۰/۱۵	۲/۱۳-۴/۵۵	کمتر از ۴/۵	۱/۶-۳/۸	۶/۵-۱۵	۱/۳-۳/۵
۴/۱-۶/۷	۲-۶/۴	۳/۹-۴/۱۸	۳۶	۱/۶-۴/۲	۱/۸-۴/۶	۳/۵-۴/۵
۰/۴-۱/۹	۰/۲-۱/۳	۲/۵-۳/۴۸	کمتر از ۲	۱/۷-۳/۴	۰/۲-۲/۱	۲/۵-۵
۳۲۰-۷۷۵	۱۰۸-۴۹۸	۵۸۰-۷۸۰	۷۰۰-۱۰۰۰	۴۴۲-۹۱۶	-	۵۹۸-۱۱۰۰
Eu فقدان آنومالی منفی	Eu فقدان آنومالی منفی	Eu فقدان آنومالی منفی	Eu فقدان آنومالی منفی	Eu فقدان آنومالی منفی	Eu فقدان آنومالی منفی	Eu آنومالی منفی
۵/۴ (میانگین)	کمتر از ۲۱/۴	۱۳-۲۱	۲۰ (میانگین)	۲/۸-۱۳/۴	۵/۲-۱۹/۷	۱۴-۲۰
۱۲۲/۷ (میانگین)	۲۵ (میانگین)	۳۰/۵-۴۹	۲۰-۸۰	۸/۱۲ (میانگین)	-	۱۹/۳ (میانگین)
۰/۵	کمتر از ۲	۱/۲-۱/۹	کمتر از ۱	۰/۸ (میانگین)	۱/۲ (میانگین)	۱/۹ (میانگین)
۲۲/۵ (میانگین)	۹/۲ (میانگین)	۳۰ (میانگین)	۲۵ (میانگین)	۳۷ (میانگین)	۱۶/۴ (میانگین)	۱۹/۸ (میانگین)
HFSE مقدار کم	HFSE مقدار کم	HFSE مقدار کم	HFSE مقدار کم	HFSE مقدار کم	HFSE مقدار کم	HFSE مقدار کم
۶/۲ (میانگین)	۱/۳ (میانگین)	۳ (میانگین)	۲/۲ (میانگین)	۲/۹ (میانگین)	۱/۲ (میانگین)	۲/۶ (میانگین)
۱۰۴/۵ (میانگین)	۲۱/۵ (میانگین)	۱۵-۶۰	۱۶/۷	۵۵/۵ (میانگین)	۱۶/۸ (میانگین)	۱۲ (میانگین)
ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده	ذوب بخشی پوسته اقیانوسی و واکنش مذاب حاصله با گوه گوشته‌ای	ذوب بخشی پوسته پایینی و واکنش با پریدوتیت گوه گوشته‌ای	ذوب بخشی ورقه فرورونده و یا پوسته پایینی ضخیم شده	ذوب بخشی پوسته پایینی لامینه شده	ذوب ورقه فرورونده و واکنش با گوه گوشته‌ای	ذوب ورقه فرورونده و متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای
زو و همکاران (۲۰۰۶)	براووز و همکاران (۲۰۰۴)	وانگ و همکاران (۲۰۰۷)	کامی (۲۰۰۴)	وانگ و همکاران (۲۰۰۶)	تسوشیا و همکاران (۲۰۰۵)	منبع

۵-۶- نتیجه گیری

- سنگ‌های سابولکانیک مورد مطالعه بسیاری از ویژگی‌های آداکیت‌ها را دارند. بنابراین، در زمره آداکیت‌ها قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها با توجه به شواهد مختلف در محیط فرورانش تشکیل شده‌اند. حضور کانی‌های آبدار و ماهیت کالکوالکالن سنگ‌های منطقه نیز مؤید آن است.
- آداکیت‌های مورد مطالعه از نوع آداکیت‌های سیلیس‌بالا می‌باشد و ماگمای سازنده آن بر اساس مدل‌های ارائه شده توسط محققین مختلف در اثر ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده و آبزدایی آن تشکیل شده است.
- بررسی‌ها حاکی از آن است که ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش یافته (فرورانش ورقه اقیانوسی بیرجند متشکل از افیولیت‌های کرتاسه به زیر پوسته قاره‌ای کاذب متشکل از افیولیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی ائوسن) در یک زون فرورانش قوسی و در اثر تبلور تفریقی به همراه آلاینش ماگمایی به وجود آمده‌اند. بعلاوه از نقش ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده نیز نباید غافل شد.
- ماگمای آداکیتی تفریق یافته در طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته با سنگ‌های میزبان آلاینش یافته است. شواهد صحرائی (حضور آنکلاوهای متعدد)، شواهد پتروگرافی (حضور بافت‌های غیر تعادلی و خوردگی‌ها) و شواهد ژئوشیمیایی (غنی شدگی از عناصر کمیاب سبک و بویژه عناصر LILE نظیر K، Rb، Th و U) مؤید این مسأله می‌باشند.

نتیجه گیری

- منطقه مورد مطالعه در حاشیه شرقی ایران مرکزی و در جنوب غرب بیرجند واقع شده است.
- در این منطقه سنگ‌های آذرآواری، آذرین بیرونی و درونی به سن ائوسن تا الیگوسن رخنمون دارند و طیف ترکیبی وسیعی را به خود اختصاص می دهند.
- گنبد‌های ساب‌ولکانیک و توده‌های نفوذی کوچک مورد مطالعه موجود در منطقه به درون سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن و سنگ‌های افیولیتی (به سن کرتاسه پایانی- پالئوسن) جایگزین شده‌اند.
- نفوذ و جایگزینی گنبد رمی به درون سنگ‌های میزبان با دگرگونی مجاورتی همراه بوده است و اسکارن کلسیک دارای مجموعه کانیاپی حاوی دیوپسید، وزوینیت و گارنت را ایجاد کرده است.
- گنبد‌های ساب‌ولکانیک دارای ترکیب سنگ‌شناسی آندزیتی- تراکی آندزیتی، داسیتی- تراکی داسیتی و توده نفوذی لوخی سیه‌وار دارای ترکیب سینییتی می‌باشند. از بین سنگ‌های نامبرده آندزیت- تراکی آندزیت‌ها بیشترین فراوانی را دارند.
- در بررسی‌های میکروسکپی، سنگ‌های نیمه‌نفوذی (ساب‌ولکانیک) بافت‌های پورفیری، گلوپروپرفیری، جریان‌ی و سنگ‌های نفوذی بافت گرانولار و پورفیروئیدی نشان می‌دهند.
- ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی و داسیتی- تراکی داسیتی، شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، پیروکسن (اوزیت) و ترکیب کانی‌شناسی سینییت‌ها، شامل ارتوز، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند می‌باشد.
- پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی ترکیبی، ماکل‌پلی‌سینتتیک و آلبیت- کارلسباد، هورنبلند شکل‌دار با حاشیه سوخته و پیروکسن نوع اوزیت از مشخصات بارز سنگ‌های نیمه‌عمیق (ساب‌ولکانیک) منطقه هستند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل بیوتیت، آپاتیت و مگنتیت می‌باشند.
- در برخی از نمونه‌های سنگی نیمه‌عمیق و عمیق مورد مطالعه، در اثر عوامل دگرسانی، کانی‌های ثانویه همچون اپیدوت، کلریت و کلسیت سریسیت و کائولینت حضور دارند.
- سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس نمودارهای طبقه‌بندی شیمیایی دارای طیف ترکیبی آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت می‌باشند، از میان این سنگ‌ها تراکی آندزیت‌ها بیشترین فراوانی را دارا می‌باشند.
- بررسی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر سیلیس، ضریب تفریق و ضریب انجماد حاکی از نقش مؤثر تفریق ماگمایی و تبلور تفریقی در تحول نمونه‌های سنگی مورد مطالعه می‌باشد.
- وجود روند خطی مثبت در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار و روند خطی منفی در نمودار عناصر ناسازگار در برابر سازگار، مبین تبلور تفریقی در سنگ‌های مورد مطالعه است.
- در الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، عناصر کمیاب‌خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب‌خاکی سنگین (HREE) غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند که از تبلور

تفریقی و تا حدودی آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای ناشی شده است. الگوی کلی تغییرات عناصر خاکی نادر در گروه‌های سنگی مورد مطالعه بیانگر آن است که سنگ‌های ریولیتی، داسیتی و تراکی داسیتی نسبت به سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی و سینیتی تفریق یافته‌تر هستند و دارای فراوانی کمتری از این عناصر می‌باشند. در ضمن بخشی از غنی‌شدگی سنگ‌های مورد مطالعه از عناصر خاکی نادر سبک از آرایش پوسته‌ای آنها ناشی می‌شود.

- مقادیر بالای عناصر Rb، Sr و عدد منیزیم (Mg#) و نسبت‌های Sr/Y، La/Yb و مقادیر پایین عناصر Ta، Nb، Y از ویژگی‌های آداکیت‌ها محسوب می‌شود. مقایسه این مقادیر با سنگ‌های منطقه مشخص گردید که سنگ‌های مورد مطالعه، دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها بوده و در زمره آداکیت‌های غنی از سیلیس قرار می‌گیرند.

- بررسی‌ها حاکی از آن است که ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش یافته (فرورانش ورقه اقیانوسی بیرجند متشکل از افیولیت‌های کرتاسه به زیر پوسته قاره‌ای کاذب متشکل از افیولیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی ائوسن) در یک زون فرورانش قوسی و در اثر تبلور تفریقی به همراه آرایش ماگمایی به وجود آمده‌اند. بعلاوه از نقش ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده نیز نباید غافل شد.

- ماگمای آداکیتی تفریق یافته در طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته با سنگ‌های میزبان آرایش یافته است. شواهد صحرایی (حضور آنکلاوهای متعدد)، شواهد پتروگرافی (حضور بافت‌های غیر تعادلی و خوردگی‌ها) و شواهد ژئوشیمیایی (غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک و بویژه عناصر LILE نظیر K، Rb، Th و U) مؤید این مسأله می‌باشند

پیشنهادات

- مطالعه گنبد‌های نیمه عمیق منطقه در مقیاس گسترده تری انجام شود.
- آنالیزهای میکروپروپ بر روی کانی‌های مستعد ترموبارومتري همچون هورنبلند و پلاژیوکلاز صورت گیرد.
- سنگ‌های متعلق به گنبد‌های مورد مطالعه به تفکیک تعیین سن شوند و نسبت‌های ایزوتوپی به ویژه نسبت‌های Sr^{87}/Sr^{86} و K-Ar آن‌ها مشخص گردد تا بتوان در مورد منشأ و نحوه تشکیل ماگمای سازنده آن‌ها و همچنین تقدّم و تأخّر آن‌ها نظر دقیق‌تر و کامل‌تری ارائه داد.

منابع فارسی

- آقابات‌ی ع، (۱۳۸۳): "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- اشتوکلین و همکاران، ۱۳۵۲: "بررسی مقدماتی زمین‌شناسی در لوت مرکزی، شرق ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- پیراسته س، (۱۳۸۷): "پترولوژی دگرگونی‌های همراه با افیولیت‌های جنوب بیرجند"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- تقریبی م، (۱۳۷۹): "بررسی ولکانیسم نئوژن-کواترنری شرق ایران"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه باهنر کرمان.
- تنها ع، (۱۳۸۸): "پتروژنز سنگ‌های آذرین نئوژن شمال عنبرآباد (مشکان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۸ ص.
- تنها ع، قاسمی ح، (۱۳۸۷)، "پتروژنز گنبد‌های نیمه آتشفشانی شمال مشکان (جنوب قوچان)"، شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گیلان، صفحات ۳۸۵ تا ۳۹۰، رشت.
- خاکی (۱۳۸۹)، پترولوژی سنگ‌های آذرین در منطقه رچ (جنوب غرب بیرجند)، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه ارومیه،
- خطیب م. م.، زرین کوب م. ح، (۱۳۸۵)، "تحلیل پارینه تنش در پهنه برشی زیروچی بر اساس نسبت طول به پهنای شکستگی‌های کششی (جنوب بیرجند)"، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، صفحات ۱۲۲۰ تا ۱۲۲۶.
- خواجه‌زاده م. ح، (۱۳۸۸): "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین عمیق و نیمه عمیق شمال معلمان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۶ ص.
- دلاور ز.، صادقیان م.، فردوست ف.، قاسمی ح، ۱۳۸۹، "ژئوشیمی و پترولوژی بازالت‌های پلیوکواترنر جنوب غرب سرچاه‌شور (صمد آباد)"، هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز.
- دهنوی ن، (۱۳۸۸): "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه (غرب نیشابور) و کانه‌زایی وابسته به آن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۷۵ ص.
- دم‌شناس ا، (۱۳۸۸): "بررسی غلظت فلزات سنگین در آب‌های زیرزمینی منطقه اکتشافی طلای هیرد و ارتباط آن با سنگ‌شناسی منطقه جنوب بیرجند"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- زرین کوب م، (۱۳۷۹): "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه‌های افیولیت جنوب بیرجند"، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.

- سعیدی س، (۱۳۸۹): "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک بیرجند"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود، ۱۶۶ص.
- شلی، د، ۱۳۷۴، بررسی میکروسکپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی، ترجمه آسیابانها، ع، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، ۲۵۹ص.
- صادقی ع، (۱۳۸۸): "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ششتمد (جنوب سبزوار)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- صالحی نژاد ح، (۱۳۸۷): "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه باشتین، (جنوب غربی سبزوار)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- عافی (۱۳۸۹) شواهد عدم تعادل حاکم بر ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های ولکانیکی شمال‌شرق خوسف (شرق ایران)، چهاردهمین همایش ملی زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور مشهد، صفحات ۴۱۱ تا ۴۱۶.
- عابدپور ز، (۱۳۸۵): "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی کوه گبری و هاله دگرگونی اطراف آن، شرق رفسنجان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- عابدی آ، (۱۳۷۶): "مطالعه ژئوشیمیایی به منظور ارائه مدل اکتشافی روی لیستونیت‌های سهل آباد"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- علیمی م، ا، خطیب م، م، (۱۳۸۵)، "ارتباط بین دگرریختی کواترنر و گسله‌های قدیمی در چهارگوش بیرجند"، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- فارسی ز، (۱۳۸۶): "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فتوحی‌راد غ، (۱۳۸۳): "پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های دگرگون‌شده شرق بیرجند"، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- قاسمی ح، صادقان م، خانعلی‌زاده ع، تنها ع، "پترولوژی، ژئوشیمی و سن رادیومتری گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره ای نئوژن، جنوب قوچان"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳ پاییز ۱۳۸۹.
- کرامتی (۱۳۸۹)، بررسی علل ناپایداری فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند در سنگ‌های آتشفشانی حسین‌آباد (جنوب‌غرب بیرجند)، چهاردهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور مشهد.
- مدحج ل، (۱۳۸۰): "بررسی پترولوژیکی سنگ‌های دگرگونی مجاورتی توده گرانیتوئیدی شاهکوه (جنوب بیرجند)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- محمدی (۱۳۸۹)، پتروگرافی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی رودره جنوب‌شرق بیرجند، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران دانشگاه ارومیه.
- نوگل‌سادات، م، ع، ۱۳۷۲: نقشه تکتونیک ایران مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

- ولی‌زاده م.و.، صادق‌یان م.، اکرمی م.ع.، (۱۳۸۰): "آنکلاوها و پترولوژی گرانیت (ترجمه)"، انتشارات دانشگاه تهران، ۸۲۴ص.
- یاردلی، ب.، ۱۹۸۸: "مبانی پترولوژی دگرگونی، ترجمه کنعانیان، ع.، قاسمی، ح.، آسیابانها، ع.، مؤسسه انتشارات جهاد دانشگاهی ماجد".
- یوسف‌زاده م.، (۱۳۷۵): "پترولوژی پدیده‌های لیستونیتی شدن در مجموعه‌های آذرین و رسوبی شرق خوسف (جنوب‌غربی بیرجند)"، رساله دکتری، دانشگاه اصفهان.

Reference

- Alvaro, J.J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M.L., Clausen, S., Charif, A., Ait-Ayad, N., and Moreira, M.E, (2006). "The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco; Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation", *Journal of African Earth Science*, 44, 396-410.
- Atherton, M.P., Petford, N, (1993). "Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust". *Nature* 362, 144–146.
- Beraaouz, EH., Ikenne, M., Madi, A., Lahmam, M., Gasquet, D, (2004). "Neoproterozoic granitoids associated with the Bou-Azzer ophiolitic melange (Anti-Atlas, Morocco): evidence of adakitic magmatism in an arc segment at the NW edge of the West-African craton". *Journal of African Earth Sciences* 39 , 285–293.
- Best M. (2003). "Igneous and metamorphic petrology". Black wci scienceIta. Pub.
- Bourdon, E., Eissen, J.P., Gutscher, M.A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C., Cotten, J, (2002) "Slab melting and slab melt metasomatism in the Northern Andean Volcanic Zone: adakites and high-Mg andesites from Pichincha volcano (Ecuador) ". *Bulletin De La Societe Geologique De France* 173 (3), 195–206.
- Castillo, P.R., Janney, P.E., Solidum, R.U., (1999) "Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting". *Contrib. Mineral. Petrol.* 134, 33–51.
- Castillo, P.R., (2006) "An overview of adakite petrogenesis". *Chinese Science Bulletin* 51, 257–268.
- Cox K.G., Bell, J.D., Pankhurts, R.J., (1979). "The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin"., 450p.
- Davies, J.H., Stevenson, D.J., 1992. "Physical model of source region of subduction zone volcanics. *Journal of Geophysical Research*". 97, 2037–2070.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., Dosseto, A., 2007. "Amphibole "sponge" in arc crust? " *Geology* 35, 787–790.
- Davidson, J.P., De Silva, S.L., Holden, P. and Holliday, A.N.,1987. "Small-Scale disequilibrium in a magmatic inclusion and its more silicic host". *J. Geophysics. Res.*, 95:17661-17675.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J., 1991. "An introduction to rock forming minerals". Longman., 528 pp.
- Chiaradia, M. (2009). "Adakite-like magmas from fractional crystallization and melting-assimilation of mafic lower crust (Eocene Macuchi arc, Western Cordillera, Ecuador) ". *Chemical Geology*. 265 ,468–48.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere". *Nature*347, 662– 665.

- De La Roche, H., (1980). “A of volcanic Classification of volcanic and plutonic rocks and associations” . *Ears Schence*, 73, 135-149.
- Einaudi, M.T., Burt, Dm. 1981, “Intrudauction- Terminology, Classification”.
- Frost, D.J. (2001). “A geochemical classification of granitic rock suites”. *J. Petrol.* 42. 2033-2048.
- Garrison J. M., and Davidson J. P. (2003) “Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes”. *Geology* 31, 565–568.
- Gao S., Rudnick R. L., Yuan H. L., Liu X. M., Liu Y. S., Xu W. L., Ling W. L., Ayers J., Wang X. C., and Wang Q. H. (2004) “Recycling lower continental crust in the North China craton”. *Nature* 432, 892–897.
- Gupta, Alok, K. (2007). “Petrology and genesis of igneous rocks”.
- Gutscher, M.A., Maury, R., Eissen, J.P., (2000) “Can slab melting be caused by flat subduction? ”. *Geology* 28, 535–538.
- Guo, Z., Hertogen, J., Liu, J., Pasteels, P., Boven, A., Punzalan, L., He, H., Luo, X., Zhang, W., (2005). “Potassic magmatism in western Sichun and Yunnan provinces, SE Tibet, China: petrological and geochemical constraints on petrogenesis”. *Journal of Petrology* 46, 33–78.
- Harker, A., (1909). “The Natural History of Igneous Rock, Methuen Co. London”.
- Hibbard, M. Sabatiye, J.,(1998), “The magma mixing origin of mantal feldspars. *Contrib. Mineral*”. *Petrol.* vol 79, PP 158-170.
- Hou, Z., Yang, Z., Qu, X., Meng, X., Li, Z., Beaudoin, G. “The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen”. (2009). *Ore Geology Reviews* 36 , 25–51.
- Hou, Z.-Q., Gao, Y.F., Qu, X.M., Rui, Z.Y., Moc, X.X., (2004). “Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene eastwest extension in southern Tibet”. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 139-155.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. 1971. “ A guide to chemical classification of the common volcanic rocks”. *Can. J. Sci*, 8, 523-548.
- Jensen L.S. (1976). “A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks”. *Ontario Div. Mines. Misc. Pap.* 66.
- Kamei, A., Miyake, Y., Owada, M., Kimura, J.I. (2009). “A pseudo adakite derived from partial melting of tonalitic to granodioritic crust”. *Lithos* 112 , 615–625.
- Kamei, A, (2004). “An adakitic pluton on Kyushu Island, southwest Japan arc tsushi”. *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 43–58.
- Kay, R.W., Kay, S.M., (1993) “Delamination and delamination magmatism”. *Tectonophysics.* 219, 177–189.
- Kay, R.W., 1978. “Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *J. Volcanol*”. *Geotherm. Res.* 4, 117– 132.
- Kuno H. (1968). “Origin of andesite and its bearing on the island arc structure”. *Bull.* Vol 32, 141 – 176.
- Kuno, H. (1968). “Differentiation of basalt magmas. In: Hess H.H. and polderraat A.(eds.), *Basalts: The poldervaat treatise on rocks of basaltic composition*“, Vol. 2. Interscience, Newyork, PP. 623-688
- Kuno, Hisachi (1959): “origin of Cenozoic petrographic provinces of japan and surrounding areas. *Volcanological society of japan*“. *Bulletin, series 2, tome 20, P.* 37-76.
- Kuno H., (1957). “Differentiation of Hawaiian magmas“. *Japanese. J. Geol, Geog,* 28.
- Li W. X., Li X. H., Li Zh. X. (2005). “Neoproterozoic bimodal magmatism in the Cathaysia Block of China and its tectonic significance“. *Percambrian Research*, 136, 51-66.

- Li, W.X., Li, X.H., (2003). "Adakitic granites within the NE Jiangxi ophiolites, South China: geochemical and Nd isotopic evidence". *Precambrian Research* 122, 29–44.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyer Le Bas, M.J., Sabine, P.n., Schmid, R., Sorensen, streckeisen, A., Wooly, A.R., and Zanettin, B. 1989. "A classification of igneous rocks and glossary of terms". Blackwell, Oxford.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirlwall, M.F., (2006). "Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines". *Earth and Planetary Science Letters* 243, 581–593.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. & Champion, D. (2005). "An overview of adakite, tonalite–trondjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution". *Lithos* 79, 1–24.
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H., Defant, M.J., 1996. "Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines) ". *Bull. Soc. Geol. Fr.* 167 (5), 579– 595.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirlwall, M.F., (2006). "Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines". *Earth and Planetary Science Letters* 243, 581–593.
- Middlemost, E.A.K., 1994. "Naming materials in The magma/igneous rock System". *Longman Group U.K.*, pp.73-86.
- Middlemost E.A.K., (1985). "Magma and magmatic rocks, An introduction to igneous petrology". *Longman Group U.K.*, pp. 73-86.
- Morata D., Aguirre L. 2003: "Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range". Chile: geochemistry and petrogenesis. *J. South Amer. Earth Sci.* 16: 459-476.
- Moyen, J.F., (2009). "High Sr/Y and La/Yb ratios: "The meaning of the "adakitic signature" ". *LITHOS*.
- Mukasa, S.B; Blatter, D.L; Andronikov, A.V. (2007). "Mantle peridotite xenoliths in andesite lava at El Peñon, central Mexican Volcanic Belt: Isotopic and trace element evidence for melting and metasomatism in the mantle wedge beneath an active arc". *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 37–55.
- Nakamura N. (1974). "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim.*". *Acta*, 38, 757-775.
- Oyarzun, R., Marquez., A., Lillo, J., Lopez, I. Rivera, S., 2001. "Giant vs small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic vs normal calc-alkaline magmatism. *Mineralization deposit*". vol.36, pp.794-798.
- Püchel, I, et al.,(1999). "Combined mantle plume- island arc model for the formation of the 29 Gao Sumozero- Kenozero greenstone belt, SE Baltic shield: isotope and trace element constraints". *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 63, 3579-3595.
- Peacock, S.M., 1996. "Thermal and petrological structure of subduction zones. In: Bebout, G. E., et al.(Eds) *Subduction: Top to Bottom. Monograph American Geophysical Union*". vol. 96, pp.119–133.
- Peccerillo R., Taylor S.R. (1976). "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S., (1999) "Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa". *Chemical Geology* 160, 335–356.
- Rapp, R. P. & Watson, E. B. (1995). "Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling". *Journal of Petrology*, 36, 891–931.

- Richards J. P. and Kerrich R. (2007) "Adakites: their diverse origin and questionable role in metallogenesis". *Econ. Geol.* 102, 537–576.
- Rollinson, H. 1993. "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation". Longman.
- Rao, D.R., and Rai, H., 2006. "Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India: A geochemical study". *Gondwana Research*, 9, 512–523.
- Sen, N. Dunn, NG ., 1994. C. Sen and T. Dunn, "Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa: implications for the origin of adakites". *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 117, pp. 394–409.
- Sisson, T.W., Bronto, S., 1998. "Evidence for pressure-release melting beneath magmatic arcs from basalt at Galunggung". *Indonesia. Nature* 391, 883–886.
- Shand, S.J. (1943). "Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits". Thomas Murby and co., London 488pp.
- Severs, M.J.; Beard J.S.; Fedele, L.; Hanchar, J.M.; Mutchler, S.R.; Bodnar, R.J.; (2009); "Partitioning behavior of trace elements between dacitic melt and plagioclase, orthopyroxene, and clinopyroxene based on laser ablation ICPMS analysis of silicate melt inclusions". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73 , 2123–2141.
- Shelly D. (1993). "Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations".
- Stern, C. R. (1996). "Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone". *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 263–281.
- Stern, C. R. Kilian, R., 1999. "Role of the subducted slab mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the evidence from mantle interaction-evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc". *Journal of petrology*, vol. 36, pp.1505-1527.
- Sun, S.S., and MC Donough, W.F. 1989. "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. And Norry , M.J. (eds), *Magmatism in oceanic basins. Geol.* Soc. London. Spec. Pub, 42, 313-345.
- Thoronton , C.P., and Tattle. O.F., 1960. "chemistry of igneous rocks: Differentiation index, Am". *Sci.*, v258. 664-684.
- Thieblemont D., Tegyey M. (1997). "Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 319, 87–94.
- Tsuchiya, N., Suzuki, S., Kimura, J.I., Kagami, H. (2005). "Evidence for slab melt/mantle reaction: petrogenesis of Early Cretaceous and Eocene high-Mg andesites from the Kitakami Mountains", *Japan. Lithos* 79, 179- 206.
- Ulmer, P.,)2008. "Differentiation of mantle-derived calc-alkaline magmas at mid to lower crustal levels: experimental and petrologic constraints". *Periodico Di Mineralogia*, 76(2-3), 309-325.
- Wang, Q., Wyman, D.A., Zhao, Z.H., Xu, J.F., Bai, Z.H., Xiong X.L., Dai, T.M., Li, C.F., Chu, Z.Y., (2007). "Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (western China): Implications for Phanerozoic crustal growth in the Central Asia orogenic belt". *Chemical Geology* 236, 42–64.
- Wang, Q., Xu, J.F., Jian, P., Bao, Z.W., Zhao, Z.H., Li, C.F., Xiong, X.L., Ma, J.L., (2006) "Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, for the

- genesis of porphyry copper mineralization". *J. Petrol.* 47, south China: implications 119–144.
- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J.F., Bellon, H., Zhu, Y.T., (2005) "Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting". *Geology* 33, 465–468.
 - Weaver, B., Kar, A., Davidson, J., Colucci, M., 1996., "Geochemical characteristics of volcanic rocks from ascension island, south Atlantic ocean". PII: 14-4.
 - Wilson M. (1989). "Igneous petrogenesis a global tectonic approach". Department of earth sciences, university of leeds. London, UNWIN HYMAN.
 - Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Kay, S.M., (1995) "Magnesian Andesite in the Western Aleutian Komandorsky Region- implications for slab melting and processes in the mantle wedge". *Geological Society of America* Bulletin 107 (5), 505–519.
 - Zhou, M.F., Yan, D.P., Wang, C.L., Qi, L., Kennedy, A., (2006). "Subduction-related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China". *Earth and Planetary Science Letters* 248, 286–300.
 - Zhou, M.F., Yan, D.P., Wang, C.L., Qi, L., Kennedy, A., (2006). "Subduction-related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China". *Earth and Planetary Science Letters* 248, 286–300.
 - Zhu, D.C., Zhao, Z.D., Pan, G.T., Lee, H.Y., Kang, Z.Q., Liao, Z.L., Wang, L.Q., Li, G.M., Guo-Chen Dong a, Bo Liu ., (2009). "Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt–peridotite interaction?". *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 298–309.

Abstract

The studied area includes parts of North and south of Birjand. This area is located in the east of Central Iran zone and in the other word, some parts of Lut Block. In this area, there are numerous subvolcanic- plutonic bodies which they emplaced mainly in the form of domes and dikes (rarely sill). Mayakuh, Hamond, Rami, Givshad, Runeshk, Chah Nuri, Dokuheh, Allahyar and Lukhi Siahvar pluton are typical examples of this association. These bodies emplaced in Eocene volcanic- volcanosedimentary and volcanoclastic rocks and Cretaceous- Paleocene ophiolitic rocks. With respect to field observations, they have late Eocene- early Oligocene (?) ages. The mentioned bodies have lithological compositions include andesite- trachyandesite, trachydacite, dacite, rhyolite and syenite. These rocks have a wide variety of porphyry, glomeroporphyry, microlitic porphyry, trachitic and granular textures. Based on the chemical analyses results and geochemical diagrams, these rocks show a nearly continuous fractional crystallization trend, but Mayakuh rhyolitic dome is more differentiated than the other domes and Lukhi Siahvar syenitic pluton is more interest with enrichment of K and HREE. Based on the geochemical diagrams such as incompatible - incompatible, incompatible- compatible and compatible - compatible diagrams, the studied rocks followed from a mainly fractional crystallization trend and with less extent of assimilation and fractional crystallization trend (AFC). The present of the following enclaves are evidences of crustal assimilation: garnet bearing granitic gneiss (in Mayakoooh), amphibolitic (Dokuheh), micaschistic (Chah Nuri and Runeshk) and metasandeston (Hamond) and totally quartzitic (Hamond and Allahyar). Bases on the REE and spider diagrams, the studied rocks are enrichment in LREE and LILE and depleted from some of the HFSE (such as Nb and Ta). Based on these diagrams Mayakuh dome is more different than the other domes with showing more depletion from HREE and more enrichment from LREE and LILE. Based on the geochemical characteristics, the studied rocks are belong to high silica adakites and resulted from melting of subducted oceanic slab and probably overlay mantle wedge. Of course, metasomatized mantle is contributed in these evolutions by considering the geology and historical geology of the studied area. It is possible to say that the studied rocks are resulted from fractional crystallization of magmas which produced by melting of Neotethian oceanic slab beneath the Helmand - Farah continental crust (slab).

Keywords: Petrology, Geochemistry, Continental arc, Adakite, Birjand.



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Sciences

MSc thesis

**Petrology and geochemistry of Subvolcanic
domes of SouthWest of Birjand**

Zahra Delavar

Supervisor:

Dr. Mahmoud Sadeghian

Dr. Farajollah Fardoust

Advisor:

Dr. Habibollah Ghasemi

February 2011