

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه سندھ

دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی

رساله دکتری جهت اخذ درجه دکتری

عنوان

پتروژنز و زمین شناسی ایزوتوپی سنگهای آذرین نفوذی پس از ائوسن نوار ماگمایی ترود-

احمد آباد (جنوب شرق شاهرود)

نگارش

فضیلت یوسفی

استاد راهنما

دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور

دکتر حبیب الله قاسمی

شهریور ۹۶

فرم شماره ۱۲: صورت جلسه نهایی دفاع از رساله دکتری (Ph.D)

(ویژه دانشجویان ورودی های ۹۴ و ما قبل)

بدینوسیله گواهی می شود آقای/خانم فضیلت یوسفی دانشجوی دکتری رشته زمین شناسی - پترولوژی به شماره دانشجویی ۹۲۱۵۵۱۵ ورودی مهرماه سال ۱۳۹۲ در تاریخ ۹۶/۶/۲۲ از رساله نظری/ عملی خود با عنوان: پتروژنز و زمین شناسی ایزوتوپی سنگ های آذرین نفوذی پس از ائوسن نوار ماگمایی تروود- احمدآباد (جنوب شرق شاهرود) دفاع و با اخذ نمره به درجه: نائل گردید.

الف) درجه عالی: نمره ۲۰-۱۹ <input type="checkbox"/>	ب) درجه بسیار خوب: نمره ۱۸/۹۹ - ۱۷ <input type="checkbox"/>
ج) درجه خوب: نمره ۱۶/۹۹ - ۱۵ <input type="checkbox"/>	د) غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد <input type="checkbox"/>
رساله نیاز به اصلاحات دارد <input type="checkbox"/>	

ردیف	هیئت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱	دکتر محمود صادقیان	استاد/ اساتید راهنما	دانشیار	
۲	دکتر حبیب الله قاسمی	مشاور/ مشاورین	استاد	
۳	دکتر قاسم قربانی	استاد مدعو خارجی	دانشیار	
۴	دکتر مریم شیبی	استاد مدعو داخلی	استادیار	
۵	دکتر مهدی رضایی	استاد مدعو داخلی	استادیار	
۶	دکتر عزیز الله طاهری	سرپرست (نماینده) تحصیلات تکمیلی دانشکده	استاد	

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه:

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم در خصوص انجام مراحل دانش آموختگی آقای/خانم بعمل آید.

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیدی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

تقدیم به:

پدر و مادر بزرگوارم

که در تمام مراحل زندگی یاری رسان و حامی من بوده‌اند و همواره شاکر وجود پرمهرشان هستم.

سپاسگزاری

سبح لله ما في السموات والارض وهو العزيز الحكيم (هر چه در آسمان و زمین است تسبیح و ستایش خدا گویند و او مقتدر و حکیم است).

پس از سپاسگزاری از آفریننده نظام هستی به خاطر فرصت‌های با ارزشی که در مسیر زندگی‌ام قرار داد، لازم می‌دانم که از اساتید بزرگوام جناب آقای دکتر محمود صادقیان که با دانش، تجربه و صبر زیاد مرا در انجام این رساله راهبری نمودند، جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی که مشاوره و تشویق ایشان در تکمیل این کار، گرانبها و قابل توجه بود، تشکر و قدردانی نمایم.

از جناب آقای دکتر مهدی رضایی، سرکار خانم دکتر مریم شیبی و جناب آقای دکتر عزیز الله طاهری به خاطر استفاده از نظرات ارزشمند ایشان در طول انجام رساله، قدردانی می‌نمایم. از دیگر اساتید و کارمندان محترم دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود به ویژه سرکار خانم مهندس فارسی، سرکار خانم مهندس سعیدی، جناب آقای مهندس میرباقری، جناب آقای مهندس محمدیان و جناب آقای آجدانی کمال تشکر و قدردانی را می‌نمایم. بر خود واجب می‌دانم از زحمات دکتر Christina Papadopoulou، Antonis Koroneos، Dirk Frei، Ryan Mills، Glenn Bark، Wanhainen Lambrini به خاطر کمک در انجام آنالیزهای میکروپروپ، ژئوشیمی، ایزوتوپی و سن‌سنجی قدردانی نمایم که در حقیقت این بزرگواران باعث شدند تا در جهت انجام این پایان‌نامه گام بردارم.

از همراهی و حمایت همیشگی دوستانم به ویژه خانم‌ها دکتر سمانه صفری و سولماز بلوچی در طول این چند سال تشکر و قدردانی می‌نمایم. سپاس بیکران بر همدلی، همراهی و همگامی پدر و مادر دلسوز و مهربانم که سجده ایثارشان گل محبت را در وجودم پروراند و دامن گهربارشان لحظه‌های مهربانی را به من آموخت. تشکر ویژه از برادران و خواهران عزیزم که همواره تکیه‌گاه من در مواجهه با مشکلات، و وجودشان مایه دلگرمی من می‌باشد.

تعهدنامه

اینجانب فضیلت یوسفی دانشجوی دوره دکتری رشته زمین شناسی گرایش پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه پتروژنز و زمین شناسی ایزوتوپی سنگهای آذرین نفوذی پس از ائوسن نوار ماگمایی تروود- احمد آباد (جنوب شرق شاهرود) تحت راهنمایی دکتر محمود صادقیان متعهد می شوم:

تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است. در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است. مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.

کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید . حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.

در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.

در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

نوار ماگمایی ترود- احمدآباد در جنوب- جنوب شرق شاهرود (شرق استان سمنان) و شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده است که در آن توالی ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی به سن پالئوسن تا ائوسن میانی رخنمون دارند. تعداد زیادی دایک و گنبد‌های آذرین نیمه عمیق و همچنین توده نفوذی کوچک، با ترکیب غالب تراکی آندزی بازالتی و تراکی آندزیتی، داسیتی، گابرویی، دیوریتی، گابرویی و سینیتی به درون این توالی نفوذ کرده‌اند. آنکلاوهای با ابعاد و ترکیب متفاوت در این گنبد‌ها دیده می‌شوند که شواهدی از اختلاط ماگمایی و آغشتگی با پوسته قاره‌ای هستند. با توجه به معیارهای ژئوشیمیایی، سنگ‌های مورد نظر دارای ماهیت کالک آلكالین هستند که از LILE و LREE غنی‌شدگی و از HSFTE و HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. سایر ویژگی‌ها از جمله SiO_2 (۵۱ تا ۵۹ درصد و ۵۹ تا ۶۳ درصد)، Na_2O بیش از ۳ درصد، Al_2O_3 بیش از ۱۶ درصد، Yb پایین‌تر از ۱/۸ پی‌پی‌ام، Y کمتر از ۱۸ پی‌پی‌ام و نسبت $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ (۰/۹۸ تا ۲/۳ درصد)، این سنگ‌ها در گروه آداکیت‌های پر سیلیس در منطقه احمدآباد خارتوران و کم سیلیس در منطقه سهل- رژه قرار می‌گیرند (یا گروه شبه آداکیت‌ها). همچنین تهی‌شدگی از Nb و Ti و تمرکز بالای K, Ba, Rb, Th بیانگر آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده سنگ‌های آداکیتی مورد نظر می‌باشد. مجموعه شواهد سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده سنگ‌های آداکیتی پر سیلیس، از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش‌یافته و دگرگون شده نئوتتیس (شاخه سبزوار - درونه) در شرایط دما - فشار رخساره آمفیبولیت سرچشمه گرفته‌اند و آداکیت‌های مورد نظر کم سیلیس، از تبلور مذاب حاصل از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده واقع در بالای زون فرورانش ورقه اقیانوسی (شاخه سبزوار - درونه) حاصل شده‌اند. سنگ‌های گابرویی و سینیتی از تبلور تفریقی ماگمای مافیک منشأ گرفته از گوه گوشته‌ای بالای ورقه اقیانوسی فرورونده حاصل شده‌اند. بر اساس روش سن‌سنجی U-Pb بر روی کانی زیرکن، سن سنگ‌های آندزیتی و داسیتی $35/5 \pm 0/3$ تا $41/4 \pm 0/3$ میلیون سال در نظر گرفته شده است که معادل با ائوسن میانی- بالایی می‌باشد. نسبت‌های اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در محدوده $0/512775$ تا $0/512893$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین $0/703749$ و $0/705314$ ، پیشنهاد می‌کند که این سنگ‌ها، از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی (شاخه سبزوار- درونه) و گوه گوشته‌ای بالای ورقه اقیانوسی فرورونده شاخه سبزوار- درونه منشأ گرفته‌اند. سنگ‌های مورد بررسی از کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن تشکیل شده‌اند. بر اساس نتایج آنالیز شیمی کانی، پلاژیوکلازها از نوع آلبیت تا لابرادوریت، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت تا دیوپسید و آمفیبول‌ها از هاستینگزیت منیزیم‌دار تا هورنبلند منیزیم‌دار می‌باشند. نتایج دما- فشار آمفیبول‌ها پیشنهاد کننده دمای تبلور 850 تا 1050 درجه سانتی‌گراد، تحت فشار لیتوسفر 2 تا 6 کیلو بار در آندزیت‌ها و دمای تبلور 920 تا 970 درجه سانتی‌گراد، تحت فشار لیتوسفر 3 تا $4/5$ کیلو بار در داسیت‌ها می‌باشند. تبلور کلینوپیروکسن در دمای 1020 تا 1170 درجه سانتی‌گراد تحت فشار 2 تا 10 کیلو بار، نشان دهنده عمق تبلور حداکثر 30 کیلومتر برای سنگ‌های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی ترود- احمدآباد می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، ژئوکرونولوژی، زمین‌شناسی ایزوتوپی، شیمی کانی، دما و فشار تبلور، نوار ماگمایی ترود- احمدآباد.

مقالات مستخرج از پایان نامه:

الف: مقالات ISI و علمی - پژوهشی

1- Yousefi F., Sadeghian M., Wanhainen Ch., Ghasemi H., Frei D. (2016) "Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of middle Eocene hypabyssal rocks of the Torud-Ahmad Abad magmatic belt: An implication for evolution of the northern branch of Neo-Tethys Ocean in Iran" *Journal of Geochemical Exploration.*, 178,p: 1-15.

۲- یوسفی ف، صادقیان م، ساداتی جمالی س.ز، منصوری مقدم ب. و قاسمی، ح، (۱۳۹۵) "پتروژنز گنبد‌های آداکیتی کم سیلیس سهل (جنوب شاهرود، جنوب خاوری استان سمنان)" *مجله پتروژنی*، ص ۹۵-۱۰۸.

۳- یوسفی ف، صادقیان م، سمیاری س. و قاسمی ح، (۱۳۹۵) "ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس احمدآباد خارتوران (جنوب شرق شاهرود)" *مجله علوم زمین*، ص ۲۹۱-۲۹۸.

4- Yousefi, F., Sadeghian, M., Wanhainen, Ch., Ghasemi, H., Lambrini, P., Bark, G., Rezaei, M. and Koroneos, 2017, *Mineral Chemistry and P-T Conditions of the adakitic rocks from Torud-Ahmad Abad Magmatic Belt, S-SE Shahrood, NE Iran, Journal of Geochemical Exploration, (Under review).*

ب: مقالات کنفرانسی

1- Yousefi, f., Wanhainen, Ch., Sadeghian, M., Ghasemi, H., 2017, *The magmatic domes of Sahl- Ahmadabad (northern part of the central Iran structural zone, Shahrood, Iran). 24th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, Shahrood University of Technology.*

(بیست و چهارمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود، بهمن ۱۳۹۵)

۲: یوسفی، ف، صادقیان، م، قاسمی، ح. و وانهینن، ک، ۱۳۹۶، پتروژنز و شیمی کانی سنگ‌های گابرویی تاریک درّه (جنوب غرب احمدآباد خارتوران، شاهرود). دهمین همایش ملی زمین شناسی، دانشگاه پیام نور. ۱۳ و ۱۴ اردیبهشت، دانشگاه پیام نور تبریز.

۳- یوسفی ف. و صادقیان م، (۱۳۹۴)، "تحلیلی بر ماهیت آنکلاوهای موجود در گنبد‌های آذرین نیمه عمیق جنوب و جنوب شرق شاهرود"، نوزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور. ۲۶ و ۲۷ آذر ماه ۱۳۹۴، ص ۱-۶. دانشگاه پیام نور تهران.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات

- ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی ۲
- ۲-۱- آب و هوا و ژئومورفولوژی منطقه ۴
- ۳-۱- وضعیت اجتماعی و اقتصادی مردم منطقه ۴
- ۴-۱- پوشش گیاهی و زندگی جانوری ۵
- ۵-۱- مطالعات پیشین (Literature review) ۵
- ۶-۱- اهداف تحقیق ۹
- ۷-۱- روش انجام تحقیق ۱۰

فصل دوم: زمین‌شناسی

- ۱-۲- مقدمه ۱۶
- ۲-۲- زمین‌شناسی عمومی شمال‌زون ایران مرکزی ۱۶
- ۳-۲- واحدهای سنگی رخنمون یافته در حدفاصل تروند-احمدآباد ۱۷
- ۱-۳-۲- مجموعه‌های دگرگونی پروتروزوئیک پایانی ۲۰
- ۱-۳-۲-۱- متاپلیت‌ها ۲۱
- ۱-۳-۲-۲- متاسامیت‌ها ۲۳
- ۱-۳-۲-۳- متاکربناته ۲۳
- ۱-۳-۲-۴- متابازیت‌ها (دایک‌های دیابازی دگرگون شده) ۲۴
- ۲-۳-۲-۲- توالی سنگی اواخر تریاس-ژوراسیک زیرین ۲۵
- ۳-۳-۲-۲- دایک‌های دیابازی ۲۷
- ۴-۳-۲-۲- آهک‌ها و آهک‌های مارنی کرتاسه زیرین ۲۸
- ۵-۳-۲-۲- کنگلومرای پالئوسن ۲۸
- ۶-۳-۲-۲- واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن ۳۰
- ۱-۶-۳-۲- بازالت‌های فوران یافته در محیط‌های خشکی و زیرآبی (دریایی) ۳۱
- ۲-۶-۳-۲- سنگ‌های آذرآواری ۳۲
- ۳-۶-۳-۲- سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی ۳۵
- ۷-۳-۲-۲- شیل و مارن و ماسه‌سنگ الیگومیوسن ۳۹
- ۸-۳-۲-۲- کنگلومرای نئوزن ۴۰
- ۹-۳-۲-۲- کواترنر و پلیوکواترنر ۴۰
- ۱۰-۳-۲-۲- واحدهای آذرین ائوسن میانی ۴۱
- ۱-۱۰-۳-۲-۲- توده‌های آذرین نیمه عمیق با عمق جایگزینی کم ۴۱
- ۱-۱۰-۳-۲-۲-۱- توصیف توده‌های آذرین نیمه عمیق منطقه احمدآباد ۴۲
- ۲-۱۰-۳-۲-۲-۲- توده‌های آذرین نیمه عمیق منطقه سهل-رژه ۴۸
- ۳-۱۰-۳-۲-۲-۲- توده‌های آذرین با عمق جایگزینی نسبتاً عمیق ۵۹
- ۱-۳-۲-۲-۱- آنکلاوها ۶۰
- ۴-۲-۲- نتیجه‌گیری ۶۳

فصل سوم: پتروگرافی، شیمی کانی و ترموبارومتري

۶۶	۱-۳: مقدمه
۶۷	۲-۳: داسیت‌ها- تراکی داسیت‌ها
۷۲	۱-۳-۳: کانی‌های تشکیل دهنده
۷۴	۳-۳: آندزیت‌ها-تراکی آندزیت‌ها و آندزیت‌های بازالتی
۸۱	۴:۳: آنکلاوها
۸۶	۵:۳: سنگ‌های گابرویی
۸۷	۱-۵-۳: کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی
۸۹	۶-۳: شیمی کانی‌های سنگ‌های حدواسط
۹۷	۷-۳: شیمی کانی‌های سازنده گابروهای تاریک درّه
۹۸	۸-۳: کانی‌های اپک در سنگ‌های مورد مطالعه نوار ماگمایی ترود- احمدآباد
۹۹	۹-۳: دما- فشارسنجی
۹۹	۱-۹-۳: دما- فشار سنجی آمفیبول
۱۰۲	۲-۹-۳: دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن
۱۰۷	۱۰-۳: نتیجه‌گیری

فصل چهارم: ژئوشیمی

۱۱۲	۱-۴: مقدمه
۱۱۲	۲-۴: رده‌بندی شیمیایی
۱۱۱	۱-۲-۴: نمودار K_2O+Na_2O در برابر SiO_2
۱۱۱	۲-۲-۴: نمودار K_2O+Na_2O در برابر SiO_2
۱۱۱	۳-۲-۴: نمودار K_2O در مقابل SiO_2
۱۱۱	۴-۲-۴: نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2
۱۱۲	۳-۴: نمودارهای تغییرات
۱۱۳	۱-۳-۴: (نمودارهای هارکر)
۱۱۶	۲-۳-۴: نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار و ناسازگار- ناسازگار
۱۱۹	۴-۴: نمودارهای عنکبوتی و الگوی REE در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه
۱۲۲	۵-۴: تعیین سری ماگمایی
۱۲۲	۶-۴: ویژگی ژئوشیمیایی سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه
۱۳۰	۷-۴: نتیجه‌گیری

فصل پنجم: مطالعات سن سنجی

۱۳۴	۱-۵: مقدمه
۱۳۵	۲-۵: آماده سازی نمونه جهت سن سنجی بر روی کانی زیرکن
۱۳۶	۳-۵: سن سنجی زیرکن به روش U-Pb
۱۳۸	۴-۵: تحلیل و تفسیر داده‌های بدست آمده از سن سنجی
۱۴۳	۵-۵: تحلیل نتایج سن سنجی U-Pb

فصل ششم: پتروژنز

۱۴۸	۱-۶: مقدمه
-----	------------

۱۴۸	۲-۶: کاربرد نتایج ایزوتوپی
۱۴۸	۳-۶: ایزوتوپ‌های استرانسیم- نئودیمیوم (Sr-Nd)
۱۵۰	۴-۶: ویژگی‌های خاستگاه سنگ‌های نوار ماگمایی ترود- احمدآباد
۱۵۱	۵-۶: تعیین محیط زمین‌ساختی و محل منشأ سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه بر اساس شیمی سنگ کل
۱۵۱	۵-۶-۱: نمودار Nb-Y و Rb-Ta/Yb (Pearce et al. (1984) و نمودار سه تایی (Harris et al. (1986)
۱۵۲	۵-۶-۲: نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2014)
۱۵۲	۶-۶: تعیین جایگاه تکتونیکی و محل منشأ آداکیت‌های مورد مطالعه
۱۶۴	۷-۶: ترکیب محل منبع
۱۶۷	۸-۶: تحولات تکتونیکی منطقه
۱۷۴	۹-۶: نتیجه‌گیری

فصل هفتم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۱۷۸	۱-۷: نتایج حاصل از مطالعات انجام شده در نوار ماگمایی ترود - احمدآباد
۱۸۲	۲-۷: پیشنهادات
۱۸۳	پیوست
۲۰۷	منابع

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۲
- شکل ۱-۲: تصویر ماهواره‌ای از منطقه مورد مطالعه ۳
- شکل ۱-۳: الف: دستگاه SEM مدل Merlin ۱۲
- شکل ۱-۲: نقشه زمین شناسی نوار ماگمایی تروود- احمدآباد پیوست
- شکل ۲-۲: نقشه زمین شناسی ایران ۱۹
- شکل ۳-۲: ستون چینه‌شناسی منطقه تروود- احمدآباد ۲۰
- شکل ۴-۲: رخنمون سنگ‌های دگرگونی پروتروزوئیک پایانی ۲۲
- شکل ۵-۲: الف: نمای نزدیک از سنگ‌های گنیسی ۲۲
- شکل ۶-۲: استریوگرام نشان دهنده راستای کلی دایک‌های ژوراسیک میانی ۲۳
- شکل ۷-۲: نمای نزدیکی از رخنمون متاسامیت‌ها ۲۴
- شکل ۸-۲: الف و ب: نمای نزدیک از واحد سنگی متاکربنات ۲۴
- شکل ۹-۲: الف: دورنمایی از دایک‌های بازیک دگرگون شده شمال مجموعه دگرگونی شترکوه ۲۵
- شکل ۱۰-۲: الف: کنگلومرای قاعده ژوراسیک سرشار از قطعات و قلوه‌های گرانیتی ۲۶
- شکل ۱۱-۲: الف: دورنمایی از سنگ‌های آهکی اوایل ژوراسیک در جنوب روستای سهل ۲۷
- شکل ۱۲-۲: تصویری از اجتماعات دایکی دیابازی ژوراسیک میانی ۲۸
- شکل ۱۳-۲: نمایی از آهک‌های کرتاسه ۳۰
- شکل ۱۴-۲: الف: کنگلومرای پالئوسن ۳۱
- شکل ۱۵-۲: الف: گدازه‌های بازالتی ائوسن دارای ساختار منشوری ۳۳
- شکل ۱۶-۲: الف: کانی‌زایی ملاکیت همراه با بازالت‌های ائوسن (منطقه ماجراد) ۳۴
- شکل ۱۷-۲: الف: هیالوکلاست متشکل از قطعات بازالتی و خرد شده ناشی از برخورد گدازه با آب ۳۵
- شکل ۱۸-۲: الف: واحد آگلومرایی وابسته به توالی آتشفشانی- رسوبی در شمال غرب گنبد الله کم ۳۵
- شکل ۱۹-۲: الف: کنگلومرای قاعده‌ای ائوسن با رنگ خاکستری متمایل به سبز، ارغوانی و قرمز ۳۶
- شکل ۲۰-۲: الف: دورنمایی از آهک‌های فسیل‌دار ائوسن (دید به سمت جنوب شرق) ۳۷
- شکل ۲۱-۲: الف: دورنمایی از گنبد آندزیتی بازمین شرقی که درون شیل و مارن‌های ائوسن نفوذ کرده و جای گرفته است ۳۸
- شکل ۲۲-۲: الف: دورنمایی از سنگ‌های بازالتی ائوسن (دید به سمت جنوب) ۳۹
- شکل ۲۳-۲: روانه بازالتی در میان مارن‌های سرخ رنگ الیگوسن در منطقه احمدآباد (دید به سمت شمال شرق) ۴۰
- شکل ۲۴-۲: کنگلومرای نئوژن به رنگ خاکستری، حاوی قلوه‌های دارای جورشدگی و گردشدگی کم ۴۰
- شکل ۲۵-۲: الف: تصویری از رسوبات رودخانه‌ای شمال غرب گنبد الله کم ۴۱
- شکل ۲۶-۲: الف: نمایی دور از گنبد الله کم که در بین سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده است ۴۳
- شکل ۲۷-۲: الف: دورنمایی از گنبد تراکی‌داسیتی دوبرادر ۴۴
- شکل ۲۸-۲: الف: دورنمایی از گنبد‌های غرب آغل واشنگ ۴۵
- شکل ۲۹-۲: الف: دورنمایی از گنبد تراکی‌داسیتی غرب سیاه کوه ۴۶
- شکل ۳۰-۲: الف: دورنمایی از گنبد‌های شمال آغل درخشانی ۴۶
- شکل ۳۱-۲: الف و ب: دایک‌های تراکی‌داسیتی قطع کننده آهک‌های مارنی کرتاسه در شمال غرب رضآباد ۴۷
- شکل ۳۲-۲: تصویر ماهواره‌ای از توده‌های آذرین نیمه عمیق منطقه احمدآباد ۴۸
- شکل ۳۳-۲: تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده موقعیت جغرافیایی گنبد‌های آذرین نیمه عمیق ۴۹

- شکل ۲-۳۴: الف: دورنمایی از گنبد اندرکوه جنوبی ۵۱
- شکل ۲-۳۵: الف: تصویر ماهواره‌ای از توده آذرین نیمه عمیق اندرکوه شمالی ۵۲
- شکل ۲-۳۶: الف: دورنمایی از گنبد بازمین غربی ۵۳
- شکل ۲-۳۷: الف: دورنمایی از گنبد بازمین شرقی ۵۴
- شکل ۲-۳۸: الف: دایک‌های آندزیتی قطع کننده مارن‌های ارغوانی ائوسن ۵۵
- شکل ۲-۳۹: الف و ب: دایک‌های آندزیتی قطع کننده واحدهای رسوبی-آتشفشانی ائوسن ۵۶
- شکل ۲-۴۰: الف: تصویر ماهواره‌ای دسته دایک‌های آندزیتی جنوب شرق رژه ۵۷
- شکل ۲-۴۱: الف: تصویری از نمونه‌های دستی آندزیت‌های بازالتی دایک‌های جنوب شرق رژه ۵۸
- شکل ۲-۴۲: الف: تصویر ماهواره‌ای گنبد‌های شرق منطقه بازمین ۵۹
- شکل ۲-۴۳: الف: تصویر ماهواره‌ای گابروهای تاریک درّه. ب: دورنمای گابروهای تاریک درّه ۶۰
- شکل ۲-۴۴: الف: آنکلاو آمفیبولیتی به همراه تجمع کانی‌های اپک در حاشیه ۶۲
- شکل ۲-۴۵: الف: لخته‌های مافیک سرشار از هورنبلند و پیروکسن ۶۲
- شکل: ۳-۱: الف و ب: بافت جریان‌ی در تراکی داسیت‌ها ۶۸
- شکل ۳-۲: الف: تصویر BSE (Backscatter image) کانی پلاژیوکلاز ۶۹
- شکل ۳-۳: الف: پلاژیوکلاز با حاشیه تحلیل رفته ۷۰
- شکل ۳-۴: الف: تصویر BSE از هورنبلند دارای منطقه‌بندی ۷۱
- شکل ۳-۵: تصویر BSE (رویش الکترونی) آپاتیت ب: نمودار ES (طیف انرژی) آپاتیت ۷۲
- شکل ۳-۶: تصاویری از ویژگی‌های میکروسکوپی آندزیت‌ها ۷۳
- شکل ۳-۷: الف: تصاویری از ویژگی‌های میکروسکوپی آندزیت‌ها ۷۴
- شکل ۳-۸: تصویر BSE پلاژیوکلاز به همراه کانی‌های اپک ۷۴
- شکل ۳-۹: تصاویری از کانی‌های دگرسان شده ۷۶
- شکل ۳-۱۰: تصویر BSE چرماکیت-هاستینگزیت منیزیم‌دار ۷۶
- شکل ۳-۱۱: الف و ب: فنوکریست‌های هورنبلند غبارآلود ۷۷
- شکل ۳-۱۲: BSE مربوط به کانی پیروکسن (اوژیت-دیوپسید) ۷۸
- شکل ۳-۱۳: تصاویری میکروسکوپی از ویژگی‌های آندزیت‌های بازالتی ۷۹
- شکل ۳-۱۴: تصویر BSE کانی زیرکن ۸۱
- شکل ۳-۱۵: الف: آنکلاو آمفیبولیتی واجد هورنبلند سبز ۸۳
- شکل ۳-۱۶: الف و ب: تصویر BSE لخته‌های مافیک ۸۵
- شکل ۳-۱۷: الف و ب: لخته‌های سرشار از هورنبلند و پیروکسن ۸۶
- شکل ۳-۱۸: الف: تصویر BSE مربوط به کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و اپک ۸۸
- شکل ۳-۱۹: تصویری از بافت گرانولار و ماکل پلی‌سننتیک (در پلاژیوکلاز) در سنگ‌های گابرویی ۸۹
- شکل ۳-۲۰: تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه ۹۱
- شکل ۳-۲۱: نمودار طبقه‌بندی آمفیبول‌ها ۹۲
- شکل ۳-۲۲: نمودار Na_2O در برابر SiO_2 ۹۲
- شکل ۳-۲۳: نمودار سه تایی Ab, Or, An ۹۵
- شکل ۳-۲۴: الف: تصویر میکروسکوپی الکترونی روبشی ۹۵
- شکل ۳-۲۵: موقعیت ترکیبی پیروکسن‌های ۹۶

- شکل ۳-۲۶: موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازها ۹۷
- شکل ۳-۲۷: موقعیت ترکیبی پیروکسنهای گابروهای ۹۸
- شکل ۳-۲۸: نمودار سه تایی $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$ ۹۹
- شکل ۳-۲۹: هیستوگرام فراوانی دما و فشار تبلور آمفیبول ۱۰۲
- شکل ۳-۳۰: هیستوگرام فراوانی دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن ها ۱۰۴
- شکل ۳-۳۱: نمایش محدوده دما- فشار تبلور آمفیبول و کلینوپیروکسن. ۱۰۵
- شکل ۳-۳۲: طرح احتمالی تبلور کانی ها در اتاق های ماگمایی ۱۰۶
- شکل ۴-۱: نمودارهای رده بندی شیمیایی و تعیین سری ماگمایی. ۱۱۲
- شکل ۴-۲: نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 ۱۱۲
- شکل ۴-۳: نمودارهای هارکر مربوط به سنگ های نوار ماگمایی ترود- احمدآباد. ۱۱۴
- شکل ۴-۴: نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق. ۱۱۵
- شکل ۴-۵: نمودار تغییرات مجموع عناصر در برابر ضریب تفریق (D.I) ۱۱۶
- شکل ۴-۶: نمودار تغییرات عناصر شدیداً ناسازگار ۱۱۷
- شکل ۴-۷: الف و ب: نمودار تغییرات عناصر سازگار ۱۱۸
- شکل ۴-۸: الف: نمودار Rb/Th در برابر Th ۱۱۹
- شکل ۴-۹: الف و ب: نمودار فراوانی عناصر نادر و جزئی ۱۲۰
- شکل ۴-۱۰: الف: نمودار رفتار عناصر نادر و جزئی بهنجار شده ۱۲۲
- شکل ۴-۱۱: نمودارهای تعیین سری ماگمایی سنگ های مورد مطالعه ۱۲۲
- شکل ۴-۱۲: نمودارهای طبقه بندی سنگ های آذرین ۱۳۰
- شکل ۵-۱: موقعیت جغرافیایی نمونه های انتخابی جهت جدایش زیرکن ۱۳۸
- شکل ۵-۲: الف: نتایج سنی بدست آمده ۱۴۱
- شکل ۵-۳: الف: نتایج سنی بدست آمده ۱۴۱
- شکل ۵-۴: الف: نمودار سازگاری ترسیم شده ۱۴۲
- شکل ۵-۵: الف: نمودار سازگاری ترسیم شده ۱۴۳
- شکل ۵-۶: نتایج سن سنجی انجام شده توسط Chiu et al. (2013) در مناطق مختلفی از ایران. ۱۴۶
- شکل ۶-۱: موقعیت قرارگیری نمونه های بررسی شده بر روی نمودار تعیین محیط زمین ساختی ۱۵۱
- شکل ۶-۲: نمودار استفاده شده Th/Yb در برابر Nb/Yb ۱۵۲
- شکل ۶-۳: نمودار Leake et al. (1971) برای تعیین نوع آمفیبول ها ۱۵۲
- شکل ۶-۴: نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 ۱۵۷
- شکل ۶-۵: نمودارهای تعیین منشأ ماگماهای آداکیتی ۱۵۸
- شکل ۶-۶: موقعیت قرارگیری سنگ های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی ترود- احمدآباد بر روی نمودارهای تعیین منشأ ۱۵۹
- شکل ۶-۷: مدل تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی (اقتباس از Moyen, 2009). ۱۶۰
- شکل ۶-۸: نسبت های $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه در برابر ϵNd ۱۶۲
- شکل ۶-۹: نمودار تغییرات $^{87}Sr/^{86}Sr$ در برابر Rb ۱۶۲
- شکل ۶-۱۰: نمودار $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه در برابر ϵNd ۱۶۳
- شکل ۶-۱۱: نمودار $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه نسبت به $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه ۱۶۳
- شکل ۶-۱۲: نمودار نسبت های $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه در برابر ϵNd ۱۶۴

- شکل ۶-۱۳: نمودار Nb/Ta در برابر Zr/Sm ۱۶۶
- شکل ۶-۱۴: نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm ۱۶۶
- شکل ۶-۱۵: الف: نمودار تغییرات Cs/Th در برابر La/Sm ۱۶۷
- شکل ۶-۱۶: فسیل‌های متعلق به کرتاسه بالایی در مقطع میکروسکوپی ۱۷۰
- شکل ۶-۱۷: تصویری از حضور نمونه دستی آنالسیم در درون بازالت‌ها ۱۷۱
- شکل ۶-۱۸: تصاویری از دایک‌های تغذیه کننده ۱۷۱
- شکل ۶-۱۹: الگوی تحولات زمین‌ساختی- ماگمایی نوار ماگمایی ترود-احمدآباد ۱۷۲
- ادامه شکل ۶-۱۹: ۱۷۲

فهرست جدول‌ها

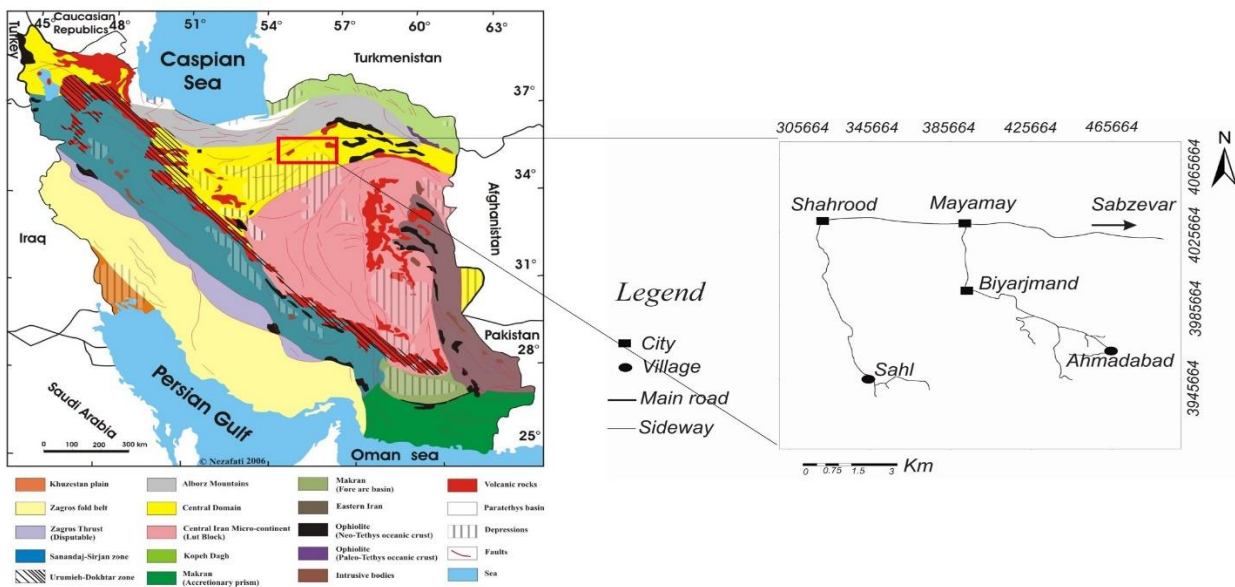
- جدول ۱-۲: ویژگی گنبد‌های آذرین ۴۲
- جدول ۲-۲: ویژگی گنبد‌های آذرین منطقه سهل ۴۹
- جدول ۳-۲: ویژگی آنکلاوهای موجود در نوار ماگمایی ترود- احمدآباد ۶۳
- جدول ۱-۳: نشانه‌های اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی ۶۷
- جدول ۲-۳: نتایج آنالیز میکروپروب پیوست
- جدول ۳-۳: ترکیب شیمیایی تعدادی از آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آندزیتی، داسیتی ۹۳
- جدول ۴-۳: نتایج آنالیز شیمیایی نقطه‌ای (SEM-EDS) بر روی برخی پلاژیوکلازهای ۹۴
- جدول ۵-۳: نتایج آنالیز شیمیایی تعدادی از پیروکسن‌های سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی. ۹۶
- جدول ۶-۳: نتایج آنالیز شیمیایی نقطه‌ای از پلاژیوکلازهای سنگ‌های گابرویی تاریک درّه. ۹۷
- جدول ۷-۳: ترکیب شیمیایی تعدادی از پیروکسن‌های انتخابی در سنگ‌های گابرویی ۹۸
- جدول ۸-۳: فرمول محاسباتی دما- فشار ۱۰۰
- جدول ۹-۳: دما و فشار تبلور آمفیبول ۱۰۷
- جدول ۱۰-۳: دما و فشار تبلور پیروکسن ۱۰۷
- جدول ۱-۴: نتایج آنالیز ژئوشیمیایی پیوست
- جدول ۲-۴: بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آداکیتی از دیدگاه Castillo ۱۲۹
- جدول ۱-۵: نیمه عمر و ثابت تلاشی ایزوتوپ‌های اورانیوم ۱۳۵
- جدول ۲-۵: موقعیت جغرافیایی نمونه‌های انتخابی جهت جدایش زیرکن و تعیین سن به روش U-Pb ۱۳۷
- جدول ۳-۵: نتایج آنالیز ایزوتوپی U-Pb بر روی دانه‌های زیرکن جدا شده از نمونه‌های سنگی نوار ماگمایی ترود- احمدآباد. ... ۱۳۹
- ادامه جدول ۳-۵ ۱۴۰
- جدول ۴-۵: مقایسه میانگین سنی سنگ‌های آداکیتی نوار ماگمایی ترود- احمدآباد ۱۴۶
- جدول ۱-۶: داده‌های ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr سنگ کل در سنگ‌های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی ترود - احمدآباد. ... ۱۶۱
- جدول ۲-۶: مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با چند مورد از آداکیت‌های ایران. ۱۷۳
- ادامه جدول ۲-۶: مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با چند مورد از آداکیت‌های ایران و جهان. ۱۷۴

فصل اول

کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی

منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی زون ساختاری ایران مرکزی و در محدوده جنوب تا جنوب شرق شاهرود واقع است و دارای مختصات جغرافیایی $34^{\circ} 34'$ تا $35^{\circ} 43'$ عرض شمالی و $11^{\circ} 55'$ تا 35° طول شرقی می‌باشد. رخنمون‌های ناپیوسته این نوار ماگمایی را می‌توان در حدفاصل بین تروند-احمدآباد پیگیری کرد. از طریق جاده اصلی شاهرود-میامی-بیارجمند-خانخودی-احمدآباد (به مسافت حدود ۱۷۰ کیلومتر) می‌توان رخنمون‌های آذرین منطقه احمدآباد را مورد بررسی قرار داد. لازم به ذکر است رخنمون‌های آذرین منطقه شمال شرق تروند (رژه-سهل) از طریق جاده شاهرود-تروند و جاده خاکی منتهی به روستاهای سهل و رژه و مناطق همجوار (به مسافت حدود ۱۳۵ کیلومتر) قابل دسترسی می‌باشد (شکل ۱-۱). جاده‌های خاکی که غالباً بر بستر رودخانه‌ها و آبراهه‌ها منطبق هستند، دسترسی به رخنمون گنبدها را ممکن می‌سازند. منطقه مورد مطالعه بخش‌هایی از نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رژه، دره‌دایی، ابریشم‌رود و احمدآباد را شامل می‌شوند. تصویر ماهواره‌ای از منطقه مورد مطالعه که مناطق مطالعاتی مورد نظر بر روی آن نشان داده شده است (شکل ۲-۱).



شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین شناسی (Nezafati, 2006، برگرفته از آقائباتی، ۱۳۸۵) و نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه که در بخش شمالی زون ایران مرکزی واقع شده است (نقشه راه بر اساس تصاویر ماهواره‌ای Google Earth تهیه شده است).



شکل ۲-۱: تصویر ماهواره‌ای از منطقه مورد مطالعه که مناطق مطالعاتی مورد نظر (سهل، رژه، احمدآباد) بر روی آن نشان داده شده است (شکل ۲-۱).

۱-۲- آب و هوا و ژئومورفولوژی منطقه

منطقه مورد مطالعه به دلیل قرارگیری در مجاورت کویر مرکزی ایران، دارای آب و هوای بیابانی و نیمه بیابانی است و از خصوصیات بارز آن اختلاف شدید درجه حرارت روز و شب و از تابستان به زمستان می باشد. این منطقه دارای آب و هوای کویری می باشد و به علت دوری این منطقه از مسیر بادهای باران آور، عدم وجود ارتفاعات مهمی که بتواند در تعدیل آب و هوا و جذب نزولات آسمانی موثر باشد. بارندگی در این منطقه به صورت رگبارهای تند در فصول زمستان و بهار می باشد که باعث طغیان رودخانه های فصلی می گردد و بخش زیادی آب را به سمت مناطق کویری تر هدایت می کند. منابع آب در منطقه را می توان به دو بخش آب های سطحی و آب های زیرزمینی تقسیم نمود. آب های جاری سطحی توسط رودخانه های موسمی هدایت می گردند. اغلب رودخانه ها فصلی هستند. رشته کوه های منطقه که در زمستان از برف پوشیده می شوند در تامین آب های جاری در فصل بهار نقش عمده ای دارند. آب های زیرزمینی در منطقه توسط قنوات و چاه های عمیق و نیمه عمیق مورد بهره برداری قرار می گیرند. در نتیجه برای دسترسی به آب کافی در تمامی فصول به حفر چاه های عمیق و نیمه عمیق روی آورده اند. توپوگرافی هر منطقه به عواملی همچون ویژگی های ساختاری، لیتولوژی و ویژگی های آب و هوایی آن منطقه بستگی دارد. سرعت فرسایش و دگرسانی با وجود درزه ها و گسل های موجود در منطقه، افزایش می یابد. بخش اعظم منطقه مورد مطالعه، توده های آذرین نفوذی کم عمقی هستند که غالباً به صورت گنبد، دایک و احتمالاً سیل می باشند. ارتفاعات مشاهده شده توسط دشت های مسطح از یکدیگر جدا می شوند. ترکیب این گنبدها، تراکی داسیت، داسیتی، تراکی آندزیت، آندزیت و تراکی آندزی بازالتی می باشد که واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن- الیگوسن را قطع کرده اند.

۱-۳- وضعیت اجتماعی و اقتصادی مردم منطقه

به طور کلی جمعیتی که در روستاهای این منطقه زندگی می کنند، به دلیل آب و هوای کویری و خشک، کم هستند و بیشتر در مناطق حاصل خیزتر ساکن شده اند. اکثر مردم ساکن در این مناطق تمایل به زندگی در شهرها را دارند. زیرا گرمای ۵۰ درجه هوا، مناطق خشک و بدون درخت زندگی را برای مردم

سخت می‌کند و شادابی را از مردم می‌گیرد. شغل اصلی مردم منطقه دامپروری و کشاورزی می‌باشد. از آنجا که میزان بارندگی در این مناطق کم می‌باشد، دامپروری و کشاورزی رونق چندانی ندارد. شرایط سخت زندگی در این مناطق، خالی از سکنه بودن این روستاها را توجیه می‌کند.

۱-۴- پوشش گیاهی و زندگی جانوری

پوشش گیاهی در منطقه از اختلاف ارتفاع تبعیت می‌کند و مراتع کویری با پوشش گیاهی تنک، اکثراً به صورت بوته و درختچه دیده می‌شوند. در این مناطق، گیاهانی مثل گون، قیچ، درمنه، خار شتر و گز تاغ دیده می‌شوند. به طور کلی نواحی جنوب و جنوب شرق شاهرود به علت کمبود رطوبت و خشکی هوا و شوری خاک از پوشش گیاهی فقیری برخوردار می‌باشد. استان سمنان به دلیل داشتن موقعیت و امکانات مناسب طبیعی و وسعت کافی، جایگاه مناسبی برای انواع وحوش به شمار می‌آید. از جانورانی که در منطقه زندگی می‌کنند، می‌توان به خرگوش، کبک، تیهو، گرگ، روباه، شغال، گوره‌خر آسیایی، یوزپلنگ آسیایی، تعداد نسبتاً بالایی از قوچ و میش، کل و بز، آهو و جبیر و انواع مارهای سمی اشاره کرد. بیشتر این حیوانات در منطقه حفاظت شده خارتوران (جنوب شرق شاهرود) که پناهگاه خوبی برای حیات وحش بشمار می‌رود، تمرکز یافته‌اند.

۱-۵- مطالعات پیشین (Literature review)

سنگ‌های آذرین نوار ماگمایی ترود- احمدآباد به صورت واحدهایی با ترکیب متنوع در بخش‌های مختلف این منطقه رخنمون دارند. توده‌های آذرین نفوذی مشابه، به شکل دایک و گنبد و با جایگاه سنی مشابه در شمال فرومد تا خواف و مرز افغانستان در یک نوار تقریباً شرقی- غربی و از تربت حیدریه تا شمال خاش در یک نوار شمالی- جنوبی در بخش‌هایی از زون فلیشی شرق ایران و بلوک لوت مشاهده می‌شوند. توده‌های آذرین نفوذی با طیف ترکیبی مشابه در نوار ماگمایی ارومیه- دختر به طور پراکنده و گسترده مشاهده می‌شود. سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی- آتشفشانی ائوسن- ائوسن میانی و بالایی به طور گسترده در ایران رخنمون دارند (به ویژه در زون ارومیه دختر، زون ایران مرکزی و زون البرز). در بخش‌های شمالی ایران مرکزی نوار وسیعی متشکل از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی- آتشفشانی

رخنمون دارند.

بررسی دقیقی تاکنون در قالب رساله دکتری بر روی این نوار ماگمایی صورت نگرفته است. در ایران پروژه‌های زیادی بر روی ماگماتیسم ائوسن و پس از ائوسن انجام شده است. در منطقه جنوب و جنوب-شرق شاهرود مطالعاتی صورت گرفته است که اهم آنها عبارتند از: تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود (Alavi and Hushmand Zadeh, 1976)، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رژه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲)، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دائی (قاسمی و حاج حسینی، ۱۳۸۳)، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود (نواب مطلق، ۱۳۸۳)، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ احمد آباد (Salamti, 1999). مطالعاتی که تاکنون در منطقه مورد نظر صورت گرفته است، در قالب چندین پایان نامه کارشناسی ارشد است، که به صورت پراکنده در بخش‌هایی از منطقه مورد نظر صورت گرفته است. از جمله:

اکرمیان (۱۳۸۹) و اکرمیان و همکاران (۱۳۸۹) با بررسی توالی نسبتاً ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منطقه خارتوران (جنوب‌شرق شاهرود) سن آنها را ائوسن میانی گزارش نمودند که دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماتیسم آداکیتی پرسیلیس می‌باشد. ایشان ماگماتیسم آندزیتی-داسیتی ائوسن میانی- فوقانی در منطقه زمان‌آباد (جنوب‌شرق شاهرود) را نشانه‌ای از ماگماتیسم کالکوالکال حاشیه قاره‌ای ایران مرکزی در نظر گرفته‌اند. همچنین (قاسمی و برهمند، ۱۳۹۰) گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود را به عنوان شاهدهی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگو-میوسن ایران مرکزی در نظر گرفتند. آقاجانی و همکاران (۱۳۸۵)، منطقه رژه را از نظر تشکیل ذخایر معدنی بررسی کرده‌اند. ایشان گزارش می‌کنند که در منطقه رژه، فعالیت‌های ماگمایی و پدیده‌های وابسته به آن نیز فعال بوده و تأثیر مهمی در روند تکوین زمین‌شناسی منطقه داشته‌اند. توالی چینه‌ای سنگ‌های موجود از قدیم به جدید شامل سنگ‌های دگرگونی پیش از پرمین، توالی‌های رسوبی مربوط به پرمین، تریاس، ژوراسیک، کرتاسه و ماگماتیسم مربوط به ائوسن و سنگ‌های رسوبی پس از آن است. در کنار این واحدها سنگ‌های آذرین وجود دارند که از نظر سن جوان‌تر از سنگ‌های دگرگونی هستند، که بر اثر دگرگونی دینامیکی دچار تغییر و تحول آشکار شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی

شامل گنیس، انواع شیست‌ها، آمفیبولیت و سنگ‌های کربناته دگرگونی می‌باشند. فعالیت‌های تکتونیکی به ویژه گسل‌ها عامل مهمی در تشکیل ذخایر معدنی و نقش به‌سزایی در تشکیل یک توده معدنی دارند. جمالی (۱۳۹۳) بر اساس مطالعه گنبد‌های نیمه عمیق منطقه شرق رژه (جنوب شاهرود) و منصوری (۱۳۹۴) با مطالعه گنبد‌های نیمه عمیق جنوب شرق سهل (جنوب شاهرود) به این نتیجه رسیدند که سنگ‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های ماگماهای محیط‌های کمان قاره‌ای متناسب و سازگار می‌باشد و براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های مورد مطالعه در زمره آداکیت‌های سیلیس پایین قرار می‌گیرند و آداکیت‌های سیلیس پائین (LSA) از ذوب پریدوتیت گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده توسط سیالات آزاد شده در طی فرورانش و دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورونده نئوتتیس سبزوار، حاصل شده‌اند. بر اساس بررسی‌های سمیاری (۱۳۹۴) گنبد‌های نیمه عمیق منطقه احمدآباد خارتوران (جنوب شرق شاهرود) دارای ماهیت آداکیتی پر سیلیس می‌باشند. ایشان معتقدند که غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE، تهی‌شدگی از Nb و Ti و تمرکز بالای Ba، Rb، K و Th بیانگر آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده سنگ‌های آداکیتی مورد نظر می‌باشد. مجموعه شواهد سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده این سنگ‌های آداکیتی پر سیلیس از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش‌یافته و دگرگون شده نئوتتیس (شاخه سبزوار- درونه) در شرایط دما- فشار رخساره آمفیبولیت سرچشمه گرفته‌اند. در بخش شرقی این نوار ماگمایی اشاره به گنبد‌های آداکیتی ساب ولکانیک منطقه مقیسه شده است که در نمودارهای تقسیم‌بندی در گروه آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) قرار می‌گیرند (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳).

موسوی (۱۳۸۸) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) پرداخته است. به اعتقاد وی، برونزدهای سنگی منطقه چغندرسر شامل تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازیک (تراکی بازالت) تا حدواسط (تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت) و سنگ‌های رسوبی (سیلستون، ماسه‌سنگ، شیل، مارن و آهک فسیل‌دار) متعلق به محیط‌های کم عمق تا نیمه عمیق می‌باشند. طبق نظر وی،

سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارای سرشت آلکالن می‌باشند.

همچنین خواجه‌زاده (۱۳۸۸) پایان نامه کارشناسی ارشد خود را به مطالعه توده‌های آذرین عمیق و نیمه عمیق شمال معلمان، اختصاص داده است. 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 با توجه به شواهد ژئوشیمیایی، آداکیت‌های غنی از سیلیس محسوب می‌شوند.

در طی سال‌های گذشته توجه زیادی به ماهیت آداکیتی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق در مناطق مختلفی از ایران شده است به عنوان نمونه: مناطقی از جنوب شرق، شرق، شمال شرق ایران و بخش‌هایی از ایران مرکزی. که به طور خلاصه به چند مورد از آنها اشاره می‌گردد.

دلاور و همکاران (۱۳۸۹) اشاره کرده‌اند که در جنوب غرب بیرجند تعدادی گنبد با ترکیب عمدتاً تراکی‌آندزیتی و با سن جوان‌تر از ائوسن رخنمون دارند. سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن و مجموعه افیولیتی کرتاسه - پالئوسن، میزبان آنها هستند. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های سازنده این گنبدها، در زمره آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند. فرورانش ورقه یا ورقه‌های اقیانوسی نئوتتیس به زیر منشورهای بهم افزوده، همراه با فرایندهای آبدایی، دگرگونی و ذوب ورقه‌های اقیانوسی فرورونده، رسوبات همراه و تا حدودی متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای واقع بر روی آنها، مذاب‌هایی را تولید کرده که در نهایت به تشکیل گنبدهای آداکیتی مورد مطالعه منجر شده است. در همین راستا می‌توان به مطالعه گنبدهای آداکیتی منطقه گیوشاد توسط زرین کوب و همکاران (۱۳۹۰) و گنبدهای منطقه حسین آباد و قصبه توسط (محمدی و همکاران، ۱۳۹۰) اشاره کرد. قاسمی و همکاران (۱۳۸۹)، به گنبدهای آداکیتی پر سیلیس کمان قاره‌ای نئوژن در جنوب قوچان و صالحی نژاد (۱۳۸۷)، به گنبدهای واقع در جنوب غرب سبزوار، اشاره دارند. در سال‌های اخیر، بررسی‌های ژئوشیمیایی دقیق سنگ‌های آذرین بعد از ائوسن در شمال شرق ایران منجر به شناسایی و گزارش برخی از آنها به عنوان سنگ‌های آداکیتی مرتبط با فرورانش نئوتتیس در کمان ماگمایی سبزوار و جنوب قوچان شده است (تنها، ۱۳۸۸).

دهنوی و همکاران (۱۳۸۷)، بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند SiO_2 بالا، Al_2O_3 بیشتر از ۱۶/۷۵، MgO کمتر از ۳/۳۷ و نسبت بالای Sr/Y اشاره به آداکیتی بودن سنگ‌های نیمه عمیق شهر فیروزه در غرب نیشابور دارند. ایشان این سنگ‌ها را حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی سبزوار به زیر پوسته اقیانوسی دیگر می‌دانند که از ذوب آمفیبولیت حاصل گشته و از طریق فرایند تبلور تفریقی و آرایش ماگمایی تحول پیدا کرده است. جمشیدی و همکاران (۱۳۹۲)، جمشیدی (۱۳۹۴) و Jamshidi (2015) گنبد‌های شمال غرب- غرب سبزوار را گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس متعلق به محدوده زمانی ائوسن فوقانی تا پلیوسن می‌دانند که مجموعه افیولیتی کرتاسه- پالئوسن و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن را قطع کرده‌اند و تکه‌هایی از آنها را به صورت بیگانه سنگ در بر گرفته‌اند. در این نوار آتشفشانی، فعالیت‌های ماگمایی از ائوسن شروع شده و تا پلیو- پلیستوسن ادامه داشته است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). نقره‌ئیان و همکاران (۱۳۹۰)، با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی مانند مقدار بالای Sr ، SiO_2 ، La/Yb و Sr/Y و مقادیر پایین تر Y و Yb در سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن- کواترنری در استان اصفهان به ماهیت آداکیتی این سنگ‌ها اشاره کرده‌اند. در اینجا بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها می‌توانند در اثر ذوب بخشی پوسته پایینی قاره‌ای یا ضخیم شده، و یا قطعه فرورانده اقیانوسی در عمق، به آمفیبول اکلوزیت تا گارنت- آمفیبولیت تبدیل شوند.

۱-۶- اهداف تحقیق

این مطالعه با توجه به وسعت این نوار ماگمایی در حدواسط ترود- احمدآباد صورت گرفته است. تاکنون مطالعه جامعی بر روی این نوار ماگمایی صورت نپذیرفته است. بنابراین مطالعه مورد نظر جهت دستیابی به اهداف زیر انجام شده است.

- تعیین ترکیب کانی‌شناسی دقیق سنگ‌های مورد نظر با مطالعات دقیق پتروگرافی.

- تعیین ترکیب شیمیایی صحیح و دقیق سنگ‌های مورد مطالعه (آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS

و...)

- تعیین شرایط دما- فشار حاکم بر محیط تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها و عمق استقرار آنها.
- تعیین ژئوشیمی ایزوتوپی سنگ‌های مورد نظر.
- شناخت صحیح روابط سنگ شناسی و چینه شناسی در مناطق مورد نظر.
- تلاش جهت یافتن افق‌های سنگی فسیل‌دار در بین واحدهای سنگی آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی میزبان به منظور شناخت بهتر محیط تشکیل سنگ‌های میزبان.
- تعیین محیط تکتونیکی و الگوی ژئودینامیکی مناسب برای تشکیل سنگ‌های مورد نظر.

۱-۷- روش انجام تحقیق

روش تحقیق مورد استفاده در این رساله بر پایه اهدافی صورت گرفت که از قبل مشخص شده‌اند، که بر اساس مطالعات کتابخانه‌ای، بازدیدهای صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی به شرح زیر انجام گرفته است:

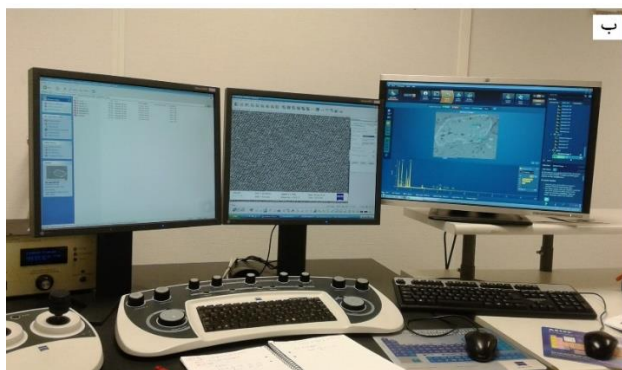
۱-۷-۱- جمع آوری اطلاعات از طریق مطالعات کتابخانه‌ای در زمینه مورد مطالعه، بررسی نقشه‌ها و عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای منطقه: در این مرحله ضمن بررسی و مطالعه‌ی کارهای انجام شده قبلی، کلیه نقشه‌ها و تصاویر ماهواره‌ای تهیه گردید. در این مرحله با توجه به اهداف مورد نظر نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد نظر نیز تهیه شد.

۱-۷-۲- بازدیدهای صحرایی به منظور شناخت صحیح روابط متقابل بین سنگ‌های سازنده این گنبدها، دایک‌ها، سیل‌ها و سنگ‌های میزبان آنها: در این مرحله به منظور انجام مطالعات و برداشت‌های صحرایی، در ابتدا بازدیدهای کلی از رخنمون‌های گنبدهای نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه صورت گرفت. پس از مطالعه تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی (نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد (۱۷۰) کیلومتری جنوب شرق شاهرود) (Salamati (1999) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رژه (۱۳۵) کیلومتری جنوب شاهرود) (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲)) و تعیین موقعیت دقیق این گنبدها، نسبت به انجام مطالعات و برداشت‌های صحرایی اقدام گردید. مطالعات صحرایی در طی ۳۰ روز به انجام رسید. در طی این مدت

نمونه‌های مناسب با کمترین دگرسانی جهت مطالعات آزمایشگاهی اعم از مطالعات پتروگرافی، آنالیز میکروپروب، شیمیایی نمونه‌ها و ایزوتوپی نمونه‌ها انتخاب گردید.

۱-۷-۳- مطالعات آزمایشگاهی (تهیه مقاطع نازک، نازک صیقلی، دوبر صیقلی، جدایش کانی‌های مناسب برای ژئوشیمی ایزوتوپی، تهیه پودر سنگ برای آنالیز شیمی و ...): به منظور انجام مطالعات پتروگرافی، تعداد ۳۰۰ مقطع نازک از نمونه‌های مناسب تهیه و بوسیله میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت. با توجه به اهداف رساله، بخش عمده مقاطع از گنبد‌های نیمه عمیق منطقه و واحدهای رسوبی اطراف این گنبد‌ها تهیه گردید. پس از انجام مطالعات صحرایی و پتروگرافی دقیق به منظور انجام مطالعات شیمیایی نمونه‌ها، ۴۴ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب و جهت تجزیه شیمیایی سنگ کل مورد آماده‌سازی قرار گرفتند. خردایش اولیه نمونه‌ها در آزمایشگاه تهیه مقطع و با استفاده از دستگاه سنگ‌شکن صورت گرفت. مرحله نهایی تهیه پودر، در آزمایشگاه تهیه مقطع دامغان انجام شد. در تمامی این مراحل حداکثر تلاش در راستای حداقل آلودگی بوده است. تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه در کشور کانادا و آزمایشگاه ALS و به روش بسته ترکیبی ICP-AES برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر کمیاب و با روش ICP-MS برای عناصر کمیاب خاکی و سایر عناصر کمیاب انجام پذیرفته است. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی پس از تصحیحات لازم، در نمودارهای مختلف مورد استفاده قرار گرفته‌اند. پس از مطالعه پتروگرافی از بین نمونه‌های سنگی که کمترین دگرسانی را داشتند، ۲۲ عدد مقطع نازک- صیقلی برای آنالیز میکروپروب تهیه شد. ۱۳ عدد از نمونه‌های تهیه شده در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه صنعتی لولئا (سوئد) (LULEA UNIVERSITY OF TECHNOLOGY) و ۸ نمونه باقیمانده در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اریستوتل کشور یونان Scanning Electron Microscope Laboratory, A.U.Th (Aristotle University of Thessaloniki) مورد تجزیه میکرو آنالیزور پروب الکترونی قرار گرفتند. تجزیه میکروپروب الکترونی در آزمایشگاه دانشگاه صنعتی لولئا (LTU) با دستگاه SEM و با روش SEM-EDS/WDS ساخت شرکت مرلین (MERLIN) (شکل ۱-۳) و در کشور یونان با دستگاه مدل JEOL JSM-840A صورت

گرفته است. تصاویر EDS مورد نظر توسط Oxford INCA 250 تهیه گردید. به منظور مطالعات ایزوتوپی به روش Sr/Nd، تعداد ۱۴ نمونه انتخاب و به روش مناسب مورد خردایش قرار گرفت نمونه‌های خرد شده انتخابی مورد نظر در آزمایشگاه کانه‌آرایی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود جهت دانه ریزتر شدن پودر گردید و سپس به آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه کارولینای شمالی (Isotope Geochemistry Laboratory at UNC) و موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین در پکن (IGGCAS) ارسال گردید. جهت تعیین سن به روش U-Pb و جداسازی کانی زیرکن، پودر تهیه شده ۸ نمونه سنگی به آزمایشگاه جدایش کانی سنگین سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور به منظور جدایش کانی زیرکن برده شد. زیرکن‌های جدا شده به آزمایشگاه ژئوکورنولوژی دانشگاه استلنبوش کشور آفریقای جنوبی (Stellenbosch (South Africa)) فرستاده شد.



شکل ۱-۳: الف: دستگاه SEM مدل Merlin، ب: مشاهده تصویر در هنگام کار با دستگاه SEM، ج: دستگاه ایجاد کننده پوشش کربن (C Coating) بر روی مقاطع نازک مورد نظر به منظور کار با دستگاه SEM واقع در دانشگاه صنعتی لولنای سوند (LTU).

۱-۷-۴- تعبیر و تفسیر داده‌ها با استفاده از نرم افزارهای مناسب: پس از در اختیار قرار گرفتن تمامی نتایج و داده‌های حاصل از آنالیزها، تعبیر و تفسیر داده‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای مناسب زمین شناسی صورت گرفت، که بطور مفصل در سایر فصل‌ها به شرح آنها پرداخته شده است.

فصل دوم

زمین شناسی

در این پژوهش با توجه به گستردگی منطقه مورد مطالعه، پیمایش‌های صحرایی و نمونه‌برداری در سه منطقه احمدآباد و رضاآباد خارتوران، سهل- رزه (شمال شرق ترود) و منطقه ماجراد (جنوب شرق دلبر) صورت پذیرفت. مطالعه شواهد صحرایی و روابط چینه‌شناسی بین واحدهای سنگی مختلف در هر منطقه، مهم‌ترین بخش در بررسی تاریخچه زمین‌شناسی هر منطقه است. مطالعات صحرایی صحیح، پایه و اساس مطالعات میکروسکوپی و ژئوشیمیایی سنگ‌ها می‌باشد. در این فصل به طور جامع به مطالعات و برداشت‌های صحرایی و ارائه نتایج حاصل از این بررسی‌ها اشاره می‌پردازیم.

۲-۲: زمین‌شناسی عمومی شمال زون ایران مرکزی

ایران زمین به عنوان بخشی از نواحی مرکزی- غربی سامانه کوهزایی آلپ- هیمالیا به جهت تحمل زمین ساخت خاص نواحی همگرایی صفحات (Ghasemi and Talbot (2006 جولانگاه فعالیت‌های ماگمایی (آتشفشانی و نفوذی) گسترده‌ای به ویژه در دوران سنوزوئیک بوده است. نقشه‌های زمین‌شناسی (1985) Haghypour and Aghanabati و ماگمایی ایران (Emami et al. (1993 شدت و اهمیت این رخداد را به خوبی منعکس کرده‌اند و نشان می‌دهند که شواهد ماگماتیسم گسترده دوران سنوزوئیک در پهنه ایران زمین بطور نامنظم دیده می‌شود. به گونه ای که زنجیره‌های آتشفشانی- نفوذی متعددی را می‌توان در ایران متصور شد که شکل‌گیری آنها نمی‌تواند حاصل فعال بودن فقط یک زون فرورانش در این دوران، در نظر گرفته شود. با توجه به رخداد زنجیره‌های آتشفشانی- نفوذی در حواشی خرده صفحات (بوئزه ایران مرکزی) و حضور پهنه‌های افیولیتی و افیولیت ملانژها در تماس بلافصل آنها (مانند کرمان، سبزواری، شرق ایران مرکزی) می‌توان آنها را کمان‌های ماگمایی مجزا، باریک و کوچک مرتبط با زون‌های فرورانش متعدد در نظر گرفت (شفیعی، ۱۳۸۹). در دوران‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک، ایران مرکزی از نظر زمین ساختی، منطقه پرتحرکی بوده به طوری که علاوه بر چندین دگرشکلی کاملاً مشخص، فعالیت‌های ماگمایی به صورت سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین نیمه‌عمیق در آن دیده می‌شود (Rahmati Ilkhchi et al., 2006). فعالیت‌های ماگمایی سنوزوئیک ایران که از اواخر پالئوسن-

اوایل ائوسن شروع شده و تا کواترنر ادامه پیدا کرده است، اثرات آن را می‌توان در پهنه‌های ساختاری ارومیه دختر، ایران مرکزی، البرز، آذربایجان، فلیش شرق ایران و لوت مشاهده کرد. این فعالیت‌های ماگمایی در دوره‌های زمانی مختلف به صورت خروج یا فوران گدازه در محیط‌های خشکی و آبی و همچنین نفوذ و جایگزینی توده‌های نفوذی با طیف ترکیبی متنوع تظاهر پیدا کرده‌اند. در شمال ایران مرکزی در گستره وسیعی از جنوب سمنان تا جنوب تربت حیدریه، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن رخنمون دارند. در این گستره، تعداد زیادی توده‌های آذرین نفوذی به صورت دایک، سیل، استوک و حتی باتولیت جایگزین شده‌اند که دارای طیف ترکیب متنوع از گابرو تا گرانیت می‌باشند. رخنمون‌های سنگی عمده شمال زون ایران مرکزی، شامل سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی می‌باشد که در ادامه به طور مفصل بررسی می‌گردد.

منطقه ترود- احمدآباد بر اساس تقسیم‌بندی (Stocklin (1974 و Alavi (1991 جزء بخش شمالی خرده قاره ایران مرکزی به شمار می‌آید. همچنین این منطقه بخشی از نوار کوهزایی آلپ- هیمالیا می‌باشد. نوار کوهزایی آلپ- هیمالیا، نتیجه فرآیند کوهزایی آلپی است که از اوایل دوران دوم آغاز شده و حتی بخش‌هایی از آن تا کواترنری ادامه یافته است. این نوار از کوه‌های آلپ در اروپای شرقی شروع و تا شرق آسیای دور کشیده شده و به کوه‌های هیمالیا در شمال شبه قاره هند می‌رسد (بربریان، ۱۳۶۲). پهنه فروافتاده ایران مرکزی در بین سه زون زمین ساختی البرز در شمال، لوت در شرق و زاگرس در جنوب و جنوب غرب واقع شده است.

۲-۳: واحدهای سنگی رخنمون یافته در حدفاصل ترود- احمدآباد

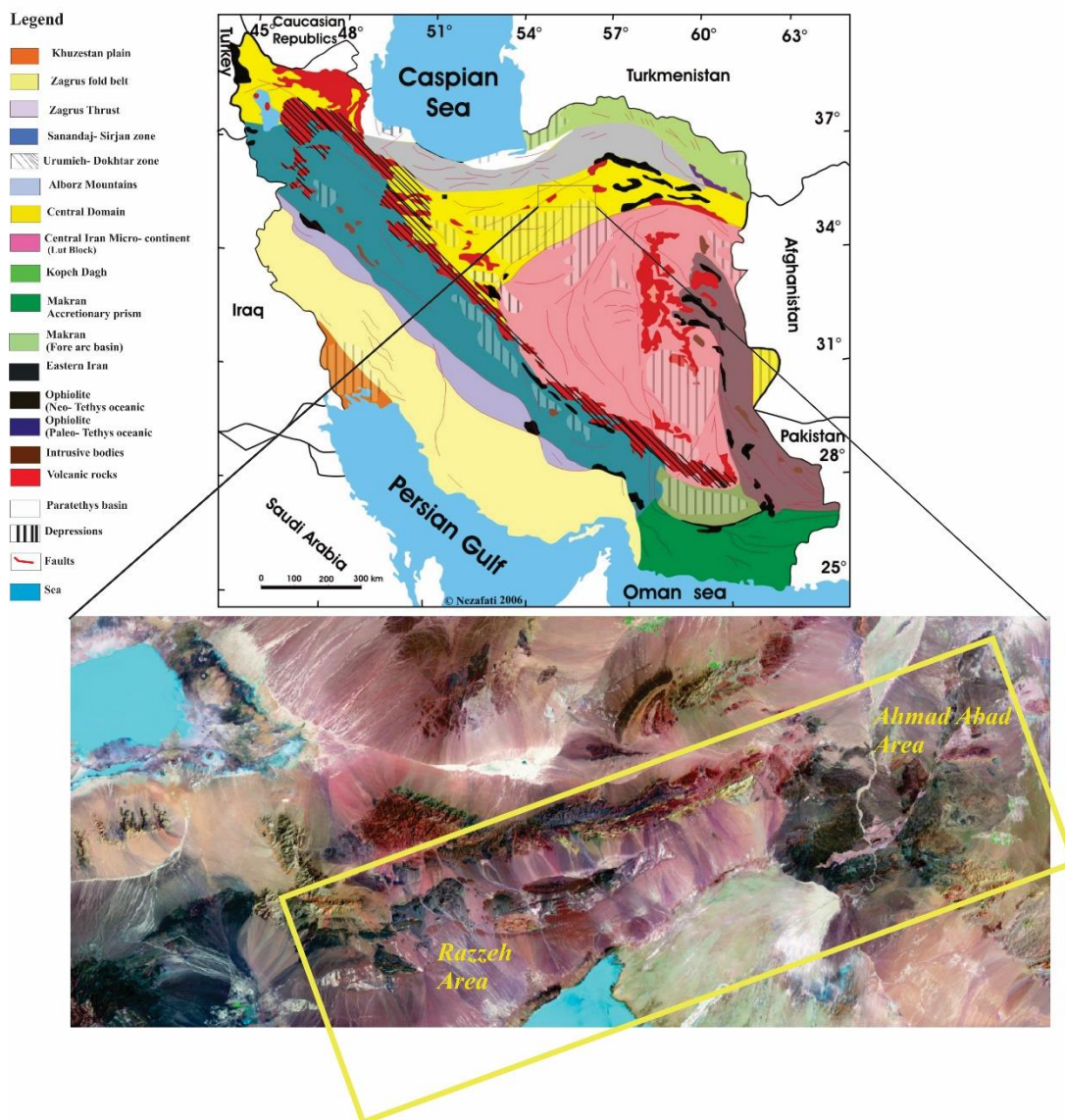
در ابتدا کلیاتی در مورد منطقه مورد مطالعه بیان می‌شود و در ادامه به صورت مجزا به واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه پرداخته می‌شود.

نوار ماگمایی ترود- احمدآباد بخشی از نوار ماگمایی شمال ایران مرکزی است که در دوره‌های زمانی ائوسن تا اواخر میوسن فعالیت‌های ماگمایی گسترده‌ای در آن صورت گرفته است (شکل ۲-۱) (نقشه زمین شناسی نوار ماگمایی ترود- احمدآباد، بر اساس تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات صحرایی جدید تهیه

و ترسیم شده است و در قالب ورقه A^3 پیوست شده است. به بخش پیوست مراجعه گردد. (۲-۲).

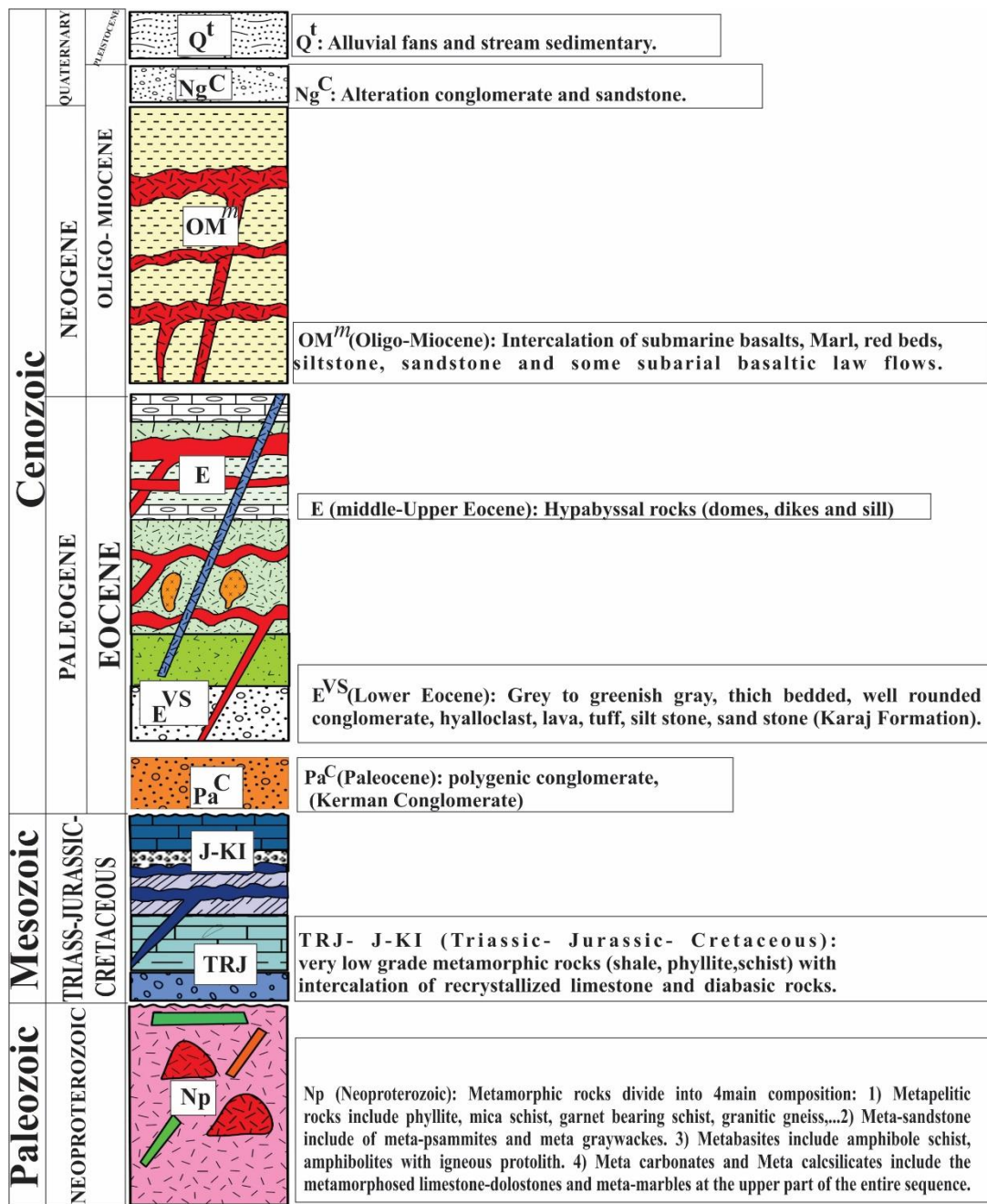
بیشترین فعالیت‌های ماگمایی آن مربوط به ائوسن می‌باشد. فعالیت‌های ماگمایی ائوسن غالباً به صورت روانه‌های گدازه، آگلومرا، توف، توفیت، کریستال لیتیک توف، لیتیک توف و ... می‌باشد. میان لایه‌هایی از توف‌های کربناته حاوی فسیل‌هایی نظیر نومولیت، براکیوپودا، دو کفه‌ای‌ها و نرم‌تنان و همچنین افق‌هایی از آهک‌های حاوی میکروفسیل و ماکروفسیل‌دار از نوع نومولیت، مرجان، نرم‌تنان، دوکفه‌ای‌ها و .. همراه این مجموعه دیده می‌شود که دارای سن ائوسن هستند. این مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی توسط تعداد زیادی توده‌های آذرین کوچک و بزرگ (به صورت دایک، سیل، گنبد و استوک) قطع شده‌اند. این توده‌های آذرین از منتهی الیه شمال غربی ایران تا جنوب البرز، شمال ایران مرکزی و شرق ایران مرکزی به طور پراکنده مشاهده می‌شوند. این توده‌های آذرین با توجه به عمق جایگزینی خود، ویژگی‌های حدواسط بین سنگ‌های آذرین درونی و نفوذی نیمه عمیق را نشان می‌دهند. در بخش‌هایی از نوار ماگمایی شمال ایران مرکزی جایگزینی این توده‌های نفوذی با کانسارزایی متنوعی همراه بوده است. برای نمونه می‌توان به کانی‌زایی آهن در شمال سمنان، کانی‌زایی آهن، سرب، روی و طلا در حدفاصل معلمان تا ترود و ... اشاره کرد. ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌های آذرین بسیار متنوع می‌باشد و شامل گابرو، دیوریت، گرانودیوریت، مونزونیت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت و معادل‌های بیرونی آنها شامل ریولیت، داسیت، آندزیت، تراکی داسیت، تراکی آندزیت و تراکی آندزی‌بازالت می‌باشند. بخشی از این نوار در حدفاصل ترود- احمدآباد می‌باشد. در منطقه جنوب سهل، منطقه ماجراد (جنوب و جنوب شرق مجموعه دگرگونی دلبر)، غرب، و شمال غرب احمدآباد، حدود ۲۰ گنبد با ترکیب تراکی داسیت، تراکی آندزیت و تراکی آندزیت بازالتی وجود دارند و تعداد زیادی دایک و همچنین تعدادی سیل با طیف ترکیبی مشابه سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن را قطع کرده‌اند. جمالی (۱۳۹۳)، منصور (۱۳۹۴) و سمیاری (۱۳۹۴)، مطالعات جامعی را بر روی برخی از گنبد‌های آذرین نیمه عمیق و دایک‌های موجود در حدفاصل ترود- احمدآباد انجام داده‌اند. در برخی مناطق قطعانی از سنگ‌های آذرین- دگرگونی پروتروزوئیک به صورت آنکلاوهای آمفیبولیتی، شیشستی و گنیسی همراه

این سنگ‌های آذرین نیمه عمیق مشاهده می‌شوند. (Rahmati-Ilkhchi et al. (2011). رحمتی ایلخچی و شاهولی (۱۳۸۶)، بلاغی (۱۳۹۲)، حسینی (۱۳۹۴)، Shafaii Moghadam et al. (2016)، شکاری و همکاران (۱۳۹۶) و ... مطالعات جامعی را بر روی مجموعه‌های دگرگونی جنوب و جنوب شرق شاهرود انجام داده‌اند (نظیر منطقه دلبر و بندهزارچاه). (در صورت تمایل برای دستیابی به اطلاعات بیشتر به مراجع ذکر شده رجوع کنید).



شکل ۲-۲: نقشه زمین شناسی ایران (برگرفته (Nezafati (2015), برگرفته از آقناباتی, ۱۳۸۵). منطقه مورد مطالعه با علامت مستطیل نشان داده شده است.

سنگ‌های رخنمون‌یافته در حد فاصل ترود- احمدآباد در قالب ستون چینه‌شناسی ارائه شده است (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳: ستون چینہ‌شناسی منطقه تروود- احمدآباد

۲-۳-۱: مجموعه‌های دگرگونی پروتروزوئیک پایانی

رخنمون‌های سنگی دگرگونی شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی شامل سنگ‌هایی با ترکیبات و درجات دگرگونی متفاوت به سن پروتروزوئیک پایانی را شامل می‌شوند (Balaghi et al., 2014). با توجه به تعیین سن‌های صورت گرفته به روش (U-Pb) بر روی زیرکن‌های برخی از سنگ‌های پی‌سنگ دگرگونی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه، دلبر، سفید سنگ، بندھزارچاه، رضاآباد و.. سن وقوع بخشی از

حوادث دگرگونی و آذرین در بازه زمانی حدود ۵۲۰ تا ۵۵۰ میلیون سال می‌باشد (اواخر پرکامبرین-

اوایل کامبرین) (Balaghi et al., 2014; Shahaii Moghadam et al., 2016; Rahmati Ilkhchi et

al., 2010; شکاری و همکاران، ۱۳۹۶ (در دست چاپ) و صادقیان و همکاران، ۱۳۹۶).

این تنوع ترکیبی از یک سو، از تنوع سنگ والد و از سوی دیگر از غلبه شرایط متفاوت و رخداد‌های متعدد دگرگونی و دگرریختی در زمانهای مختلف ناشی شده است. تشکیل انواع شیست، گنیس، آمفیبولیت و میلونیت و وقوع رخداد‌هایی چون میگماتیسی شدن، گرانیته شدن، میلونیتی شدن و دگرگونی برگشتی از نتایج این رخداد‌ها در این مجموعه دگرگونی به شمار می‌روند (قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵). مجموعه دلبر یکی از مجموعه‌های پی‌سنگی ایران مرکزی محسوب می‌شود که چندین فاز دگرگونی و دگرریختی را متحمل شده است (شکل ۲-۴). سرزمین‌های قدیمی و پی‌سنگی معمولاً به دلیل ثبت حوادث مختلف زمین‌شناسی، یکی از جذاب‌ترین مباحث مورد علاقه پترولوژیست‌ها می‌باشند. در این منطقه می‌توان مجموعه سنگ‌های دگرگونی پروتروزوئیک پایانی را به چهار دسته متاپلیتی، متاپسامیتی، متابازیتی و متاکربناته تقسیم‌بندی کرد (Balaghi et al., 2014).

۳-۱-۱: متاپلیت‌ها

متاپلیت‌ها شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست، گنیس، گارنت گنیس و میگماتیت هستند. سنگ‌های دگرگونی درجه پایین، از نوع فیلیت هستند. معمولاً فیلیت‌ها دارای رنگ‌های خاکستری روشن تا تیره و همچنین دارای سطوح برآق و متورق هستند که بیانگر حضور فراوان میکا در این گروه سنگی می‌باشد (حسینی، ۱۳۹۴). میکاشیست‌ها گروه دیگری از سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند که حجم زیادی از سنگ‌های دگرگونی مجموعه‌های سنگی پروتروزوئیک پایانی به خصوص در مناطق دلبر، ماجراد و دوچاه را به خود اختصاص داده‌اند. میکاشیست‌ها به دلیل حضور بیوتیت دارای سطوح برآق هستند. در برخی از میکاشیست‌ها، پورفیروبلست‌های گارنت مشاهده می‌شود. میکاشیست‌ها به گنیس‌ها تحول پیدا کرده‌اند (بلاغی، ۱۳۹۳). در برخی از مناطق نظیر منطقه رضاآباد می‌توان قطع شدگی واحدهای سنگی نئوپروتروزوئیک از جمله واحدهای سنگی گنیسی را توسط دایک‌های ژوراسیک مشاهده کرد (شکل ۲-۲).

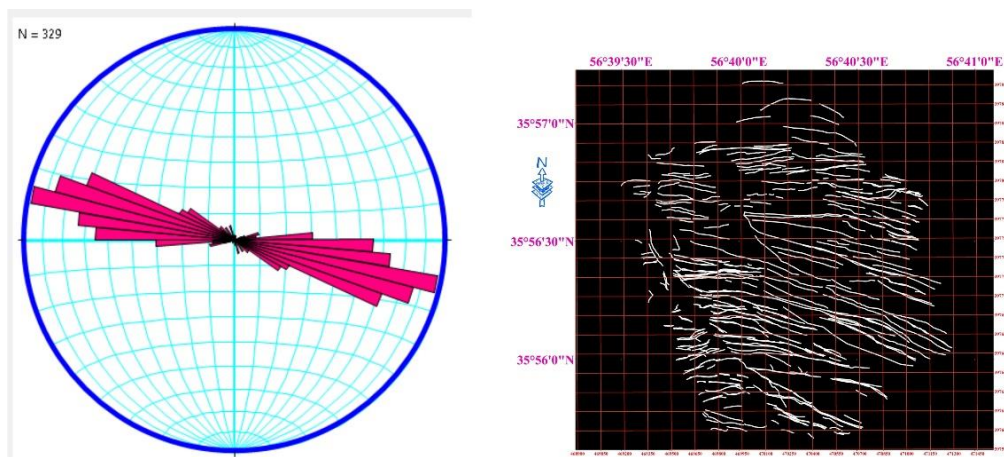
۵). راستای کلی این دایک‌ها در نقاط مختلف متفاوت‌اند. برای مثال در منطقه کلاته علاءالدین، شمال جاده آسفالته خانخودی-دلبر، بیشتر دایک‌ها دارای راستای شمال شرقی-جنوب غربی هستند. در منطقه رضآباد دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی، دارای راستای شمال غربی- جنوب شرقی تا شرقی- غربی هستند (خبره، ۱۳۹۶). راستای کلی، دایک‌های ژوراسیک میانی در شکل ۲-۶ نشان داده شده است. برخی از گنیس‌ها به طور محلی کلریتی یا اپیدوتی شده‌اند و کلریت و اپیدوت به صورت لکه‌ها یا قشری سبز رنگ بر روی سطح گنیس‌ها و در محل درز و شکستگی‌ها مشاهده می‌شوند. در برخی مناطق، همراه متاپلیت‌ها، متاگریوک‌ها نیز رخمون دارند، که در مقایسه با متاپلیت‌ها از تغییرات کانی‌شناسی کمتری برخوردار هستند و در عین حال دارای استحکام ظاهری بیشتری هستند. برگوارگی، خطوارگی و چین‌خوردگی از شواهد بارز دگرشکلی تحمیل شده بر آنها می‌باشد.



شکل ۲-۴: رخمون سنگ‌های دگرگونی پروتروزوئیک پایانی (دید به سمت شرق). ب: گنیس‌های موجود در غرب منطقه رضآباد.



شکل ۲-۵: الف: نمای نزدیک از سنگ‌های گنیسی. ب: نمای نزدیکی از گنیس‌های غرب رضآباد خارتوران و دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی (بخش‌های تیره رنگ) که آنها را قطع کرده‌اند (دید به سمت شرق). روستای رضآباد در بخش میانی تصویر دیده می‌شود.



شکل ۲-۶: استریوگرام نشان دهنده راستای کلی دایک‌های ژوراسیک میانی (خبره، ۱۳۹۶).

۲-۱-۳-۲: متاپسامیت‌ها

گروه دیگری از سنگ‌های دگرگونی منطقه شمال ایران مرکزی متاپسامیت‌ها می‌باشند. این گروه سنگی شامل ترکیبات کوارتز و فلدسپاتی دگرگون شده می‌باشند و در مناطق بندهازار چاه و دلبر دیده می‌شوند. (شکل ۲-۷).

۳-۱-۳-۲: متاکربناته

این سنگ‌ها در بین واحدهای متاپلیتی و متاپسامیتی به صورت میان لایه‌هایی از مرم‌های آهکی و مرم‌های دولومیتی دیده می‌شوند. مرم‌های آهکی و دولومیتی فاقد فسیل هستند و به رنگ قهوه‌ای روشن دیده می‌شوند. این سنگ‌ها در وسعت چند کیلومتر در منطقه دلبر، بندهازار چاه و شترکوه در منطقه جنوب و جنوب شرق شاهرود با وسعت چند کیلومتر مربع رخنمون دارند. با توجه به اینکه تناوب متاپلیت، متاکربنات و متاپسامیت نشانگر وجود توالی رسوبی اولیه‌ای از شیل، آهک و دولومیت و ماسه‌سنگ است، پس می‌توان نتیجه گرفت که توالی اولیه نشانگر رسوبگذاری در محیط‌های کم عمق تا نیمه عمیق می‌باشد (شکل ۲-۸). مشاهدات صحرایی صورت گرفته در مناطق ماجراد، دوچاه، دلبر و شترکوه در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی و همچنین در ایران مرکزی نظیر منطقه ساغند، ناتک و... نشان می‌دهد که معمولاً کربنات‌ها بخش‌های بالایی توالی‌های رسوبی اولیه را به خود اختصاص داده‌اند.



شکل ۲-۷: نمای نزدیکی از رخنمون متاسامیت‌ها.

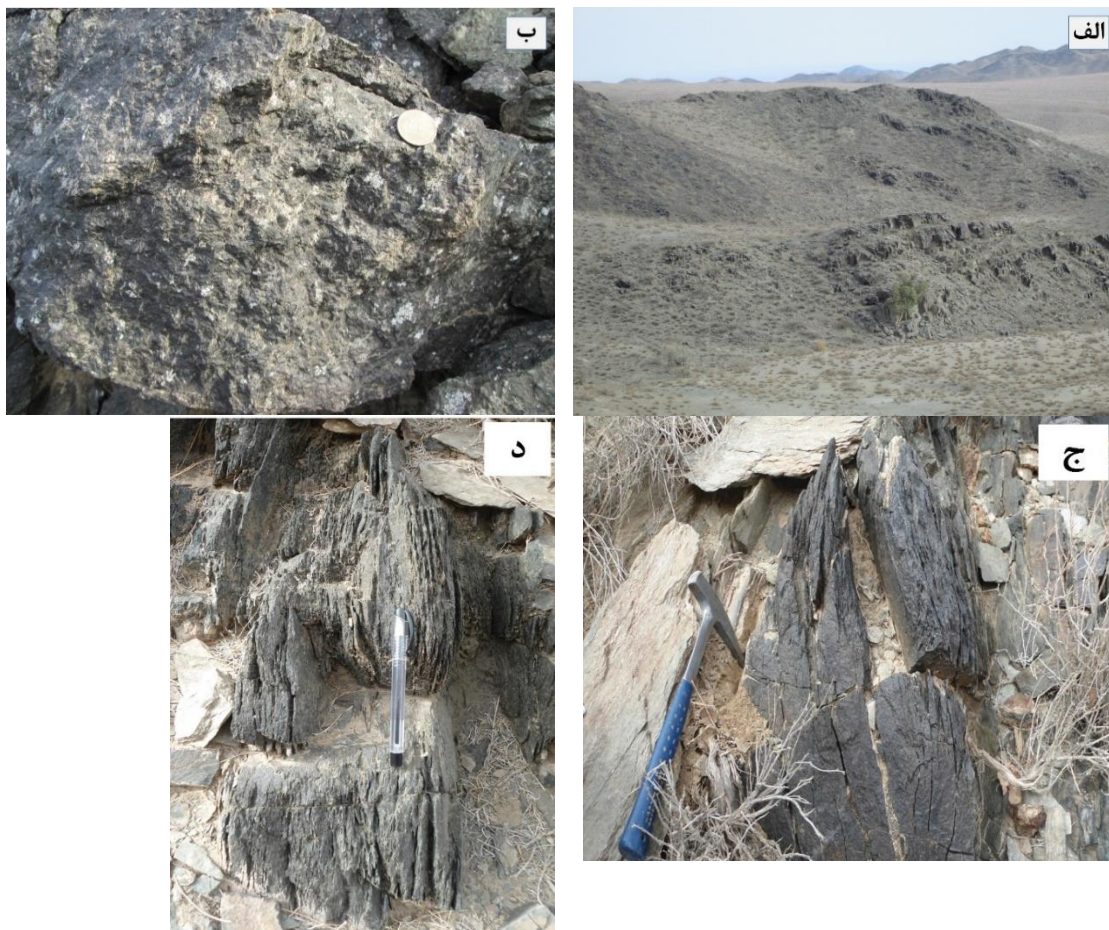


شکل ۲-۸: الف و ب: نمایی نزدیک از واحد سنگی متاکربنات. در شکل الف آثار مالاکیت‌زایی که ناشی از خروج مس از ترکیبات پلیتی و تشکیل مالاکیت در محیط‌های کربناته است مشاهده می‌شود. ج: رخنمونی از مرمر آهکی چین‌خورده (منطقه دلبر).

۲-۳-۱-۴: متابازیت‌ها (دایک‌های دیابازی دگرگون شده)

مجموعه‌های دگرگونی جنوب شرق شاهرود توسط تعدادی دایک دیابازی یا توده‌های آذرین کوچک مقیاس به سن پروتروزوئیک پایانی قطع شده‌اند. دایک‌ها یا توده‌های آذرین، متحمل دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند، برگوارگی بارز و چین‌خوردگی به وضوح در آنها دیده می‌شود. چین‌خوردگی از مقیاس چند

متری تا میکروسکوپی قابل مشاهده است. ریزچین‌ها همراه با برگوارگی و گاه خطوارگی ناشی از وجود هورنبلندهای سبز، زیبایی خاصی به این سنگ‌ها بخشیده است. در برخی نقاط گارنت نیز به مجموعه کانی‌شناسی این سنگ‌ها اضافه شده است. ترکیب این سنگ‌های دگرگونی از آمفیبول شیست، آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت تا آمفیبولیت‌های میگماتیته شده متغیر است (شکل ۲-۹).



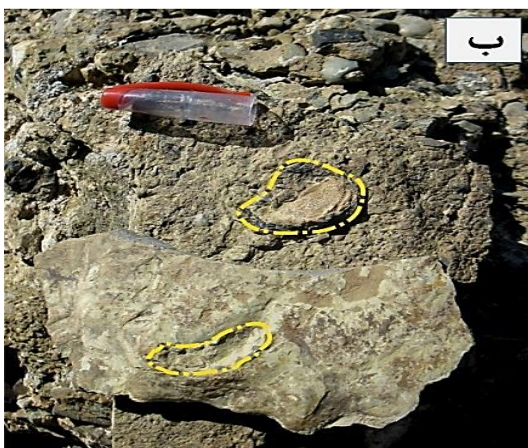
شکل ۲-۹: الف: دورنمایی از دایک‌های بازیک دگرگون شده شمال مجموعه دگرگونی شترکوه (دید به سمت جنوب شرق). ب: نمای نزدیک از واحد الیوین گابرویی فلوگوپیت‌دار دگرگون شده جنوب شرق روستای گرگایی، جنوب مجموعه دگرگونی شترکوه. ج و د: برگوارگی بارز در متابازیت‌های منطقه شترکوه.

۲-۳-۲: توالی سنگی اواخر تریاس - ژوراسیک زیرین

این گروه از سنگ‌ها به عنوان قدیمی‌ترین سنگ‌های پوشاننده واحدهای پروتروزوئیک پایانی در این بخش از پهنه ایران مرکزی به شمار می‌آیند. این توالی با ماهیت رسوبی - تخریبی شامل کنگلومرای

قاعده‌ای، تناوب شیل، ماسه سنگ و میان لایه‌های بازالتی می‌باشد. ضخامت افق‌های کنگلومرای به ویژه در بخش قاعده‌ای به چند صد متر می‌رسد. این کنگلومراها شامل قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی و گرانیتی هستند که اندازه قطعات آنها از چند سانتی‌متر تا بیش از یک متر متغیر می‌باشد. در بخش‌های شیلی این توالی ماکروفسیل‌های گیاهی، میکروفسیل‌ها و همچنین پالینومورف‌هایی با سن ژوراسیک زیرین محفوظ مانده‌اند. وجود این ماکروفسیل‌های گیاهی نشانگر یک محیط رسوبگذاری گرم و کم عمق می‌باشد که با مشخصات یک محیط دلتایی تطابق دارد (حسینی، ۱۳۹۴). وجود این رخنمون‌های کنگلومرای حاکی از آن است که به دنبال فاز کوهزایی سیمیرین پیشین در اواخر تریاس، منطقه دچار بالازدگی و فرسایش شدید شده و از تخریب سرزمین‌های دگرگونی و آذرین به سن پروتروزوئیک پایانی و نهشته شدن آنها در حوضه‌های کششی فروافتاده محلی، توالی رسوبی تخریبی ضخیم معادل سازند شمشک بر جای گذاشته شده است (بلاغی، ۱۳۹۳) (شکل ۲-۱۰).

سنگ‌های تریاس بالایی - ژوراسیک میانی، نشانگر حوضه‌های رسوبی کم عمق پرانرژی هستند. این مجموعه رسوبی شامل تناوب شیل و ماسه خاکستری تا خاکستری مایل به سبز، قهوه‌ای و ارغوانی با میان لایه‌ای از کنگلومرا و گاه سنگ آهک (معادل سازند شمشک البرز) می‌باشد که در نقاط مختلف دارای ضخامت متفاوتی هستند. سنگ‌های دگرگونی درجه پایین ژوراسیک میانی و سنگ‌های آتشفشانی رسوبی ائوسن میزبان گنبدها و دایک‌های تراکی‌آندزیتی منطقه سهل - رژه هستند (شکل ۲-۱۱).



شکل ۲-۱۰: الف: کنگلومرای قاعده ژوراسیک سرشار از قطعات و قله‌های گرانیتی (منطقه بندهازارچاه). ب: تصویری از وجود فسیل دوکفه‌ای‌ها در شیل‌های ژوراسیک زیرین (منطقه میامی).

۳-۳-۲: دایک‌های دیابازی

در نواحی مختلفی از شمال زون ایران مرکزی، تعداد زیادی دایک دیابازی مشاهده می‌شود، که مجموعه‌های دگرگونی پروتروزوئیک پایانی و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین ژوراسیک میانی را قطع کرده‌اند. روند کلی این دایک‌ها در منطقه کلاته علاءالدین (شمال دلبه)، شرقی- غربی است (N5E-N95E). تعداد این دایک‌ها در برخی مناطق به صدها تا هزاران می‌رسد و می‌توان آنها را اجتماعات دایکی نامید. این دایک‌ها آهک‌های ماسه‌ای ژوراسیک میانی و آهک‌های کرتاسه زیرین را قطع نکرده‌اند (شکل ۲-۱۲). سن سنجی به روش U-Pb روی آپاتیت‌های موجود در این دایک‌ها، بازه زمانی 152 ± 35 Ma را نشان می‌دهد (بلاغی، ۱۳۹۳). بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، این دایک‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکان هستند و ماگمای سازنده آنها از ذوب بخشی حدود ۱۵ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی نشأت گرفته است (بلاغی، ۱۳۹۳).



شکل ۲-۱۱: الف: دور نمایی از سنگ‌های آهکی اوایل ژوراسیک در جنوب روستای سهل. ب: همبری سنگ‌های تراکی آندزیتی با سنگ‌های دگرگونی ژوراسیک میانی. ج: دورنمایی از شیل و ماسه‌سنگ ژوراسیک (دید عکس به سمت غرب). د: نمایی نزدیک از آهک ژوراسیک حاوی قطعات فسیلی.



شکل ۲-۱۲: تصویری از اجتماعات دایکی دیابازی ژوراسیک میانی که گنیس‌های پروتروزوئیک پایانی غرب رضآباد خارتوران را قطع کرده‌اند.

۲-۳-۴: آهک‌ها و آهک‌های مارنی کرتاسه زیرین

سنگ‌های آهکی کرتاسه به رنگ خاکستری تا خاکستری روشن در منطقه رضآباد و در محدوده کوه ملحدو مشاهده می‌شوند. در این آهک‌ها میکروفسیل‌های:

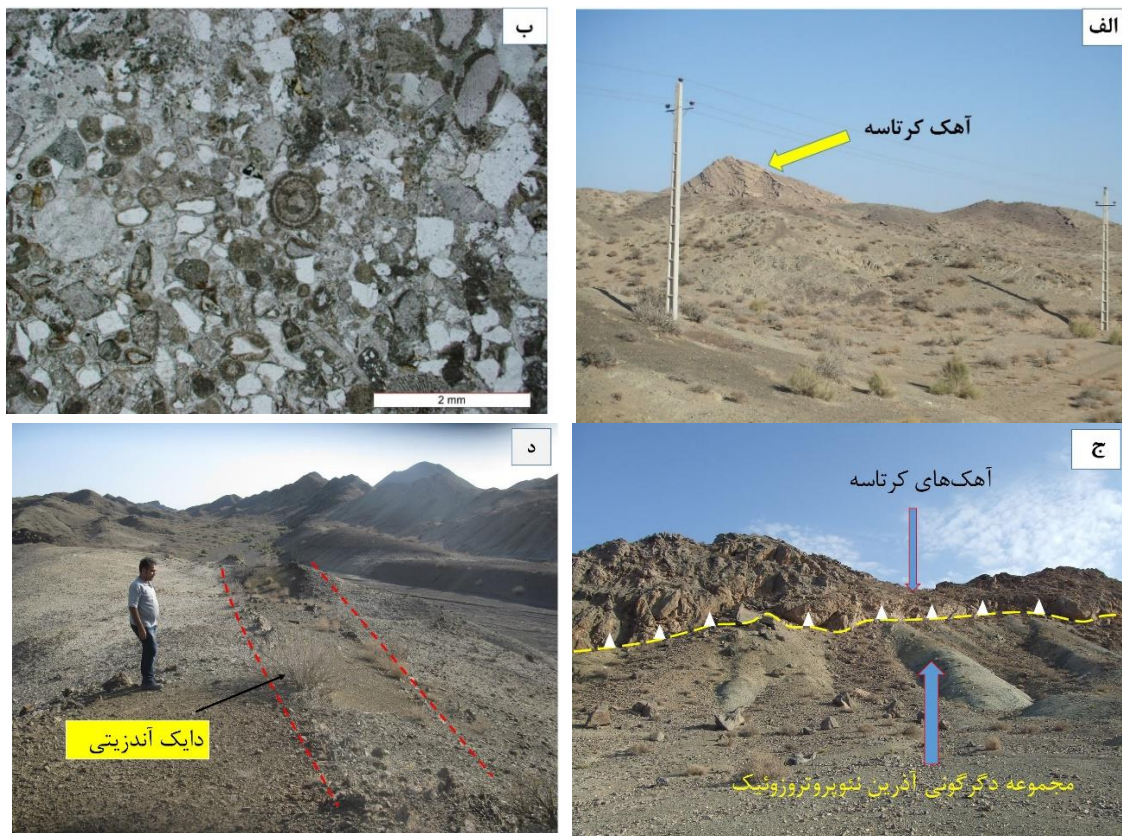
Cylindroporella sp, *Dictyoconus* sp, *Orbitolina* sp, *Lithocodium aggregatum*, *Textularids*, *Miliolides*, *Dasycladacea*, Shell fragments.

یافت شده که معرف سن کرتاسه زیرین برای آنها می‌باشد (قاسمی و حاج‌حسینی، ۱۳۸۳؛ نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دره‌دائی) (معادل سازند قلعه دختر). در برخی مناطق آهک‌های کرتاسه بر روی مجموعه دگرگونی- آذرین پروتروزوئیک پایانی یا کالک شیبست‌های ژوراسیک (با سن دگرگونی ژوراسیک میانی) با همبندی گسلی رانده شده‌اند (شکل ۲-۱۳). سنگ‌های آهکی مارنی خاکستری مایل به سبز منطقه ماجراد (جنوب شرق منطقه دلبر) میزبان واحدهای نیمه نفوذی و دایک‌های آندزیتی و آندزیتی بازالتی می‌باشد. مشاهده فسیل‌های اینوسراموس دلالت بر تعلق این آهک‌ها به کرتاسه بالایی دارد. در محل تماس این دایک‌ها با آهک‌های ماسه‌ای می‌توان آثار دگرگونی مجاورتی خفیف را مشاهده کرد.

۲-۳-۵: کنگلومرای پالئوسن

در ایران مرکزی بیشتر سنگهای پالئوسن، انباشته‌های کنگلومرای حاصل از چرخه‌های فرسایشی فاز کوهزایی لارامید هستند که به طور دگرشیب و گاه هم‌شیب، سنگ‌های قدیمی‌تر را پوشانده‌اند. رسوبات

منسوب به پالتوسن در ایران مرکزی، هم‌ارز کنگلومرای کرمان هستند (آقاناتی، ۱۳۸۵). رخنمون‌هایی از کنگلومرای کرمان در منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق سهل، غرب گنبد الله کم و شمال غرب احمدآباد خارتوران مشاهده می‌شوند. این کنگلومرا چندزادی هستند و شامل قطعات شیستی گنیسی، آمفیبولیتی و مرمری پروتروزوئیک پایانی، قطعاتی از ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک و قطعات سرچشمه گرفته از آهک‌های کرتاسه زیرین می‌باشد. در برخی نقاط قطعات این کنگلومرا با سیمانی آهکی به هم متصل شده‌اند. اندازه قطعات بسیار متغیر است. سخت‌شدگی این کنگلومرا زیاد است، جورشدگی آن متوسط تا ضعیف می‌باشد و گردشگی آن متوسط تا خوب است (شکل ۲-۱۴).





شکل ۲-۱۳: نمایی از آهک‌های کرتاسه (دید به سمت غرب). ب: مقطع میکروسکوپی آهک کرتاسه حاوی میکروفسیل اوربیتولین، ائید و پیژوئید. ج: راندگی آهک‌های کرتاسه بر روی مجموعه دگرگونی آذرین نئوپروتروزوئیک (دید به سمت شرق، غرب رضاآباد). د: تصویری از یک دایک آندزیتی قطع کننده آهک‌های مارنی کرتاسه، غرب ماجراد (دید به سمت شرق). ه: نمونه دستی از سنگ آهکی کرتاسه حاوی فسیل دوکفه‌ای اینوسراموس..

۲-۳-۶: واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن

سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی- آتشفشانی ائوسن به طور گسترده در ایران رخنمون دارند (به ویژه در زون ارومیه دختر، زون ایران مرکزی و زون البرز). تشکیل حوضه‌های رسوبی- آتشفشانی ائوسن مکان مناسبی برای تشکیل توالی‌های متشکل از کنگلومرا، آذرآواری‌ها، گدازه‌ها و میان لایه‌های رسوبی می‌باشند. این واحدهای رسوبی- آتشفشانی معادل سازند کرج هستند. در بخش‌های شمالی ایران مرکزی نوار وسیعی متشکل از سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی- آتشفشانی رخنمون دارند. با توجه به مطالعات مختصر گذشته این سنگ‌ها دارای سن اواخر پالئوسن تا ائوسن می‌باشند. قاسمی و همکاران (۱۳۹۲) و (Ghasemi and Rezai, 2015). معتقدند نوار آتشفشانی- رسوبی عباس‌آباد، واقع در لبه شمال شرقی زون ساختاری ایران مرکزی، از داورزن در غرب سبزوار تا میامی در شرق شاهرود امتداد داشته و سپس با تغییر جهت به سوی جنوب، به نوار ماگمایی معلمان- ترود- بیارجمند در جنوب و جنوب شرق شاهرود متصل می‌شود. تنوع رخسارهای ائوسن نشانه تناوب پیشروی‌ها و پسروی‌های دریای کم عمق است (درویش زاده، ۱۳۸۲). این نوار آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی در نقاط زیادی توسط توده‌های آذرین نیمه عمیق (به صورت سیل، دایک، گنبد و توده های نفوذی کوچک مقیاس) که دارای طیف ترکیبی متنوعی نیز می‌باشند، قطع شده‌اند (موسوی، ۱۳۸۸).



شکل ۲-۱۴: الف: کنگلومرای پالئوسن (دید به سمت جنوب شرق). ب: نمای نزدیکی از قطعات آهکی موجود در کنگلومرای پالئوسن با ابعاد بسیار متغیر.

واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن بر اساس مطالعات صحرایی به بخش‌های زیر تقسیم می‌شوند:

- بازالت‌ها

- آذرآواری‌ها

- سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی

۲-۳-۶-۱: بازالت‌های فوران یافته در محیط‌های خشکی و زیرآبی (دریایی)

در برخی نقاط نظیر غرب احمدآباد خارتوران و شمال داورزن، گدازه‌های بازالتی با ساختار منشوری در توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن رخنمون دارند. همراه این واحدهای بازالتی توفیت و آگلومرا نیز رخنمون دارند (شکل ۲-۱۵). این گدازه‌ها در برخی مناطق به رنگ قرمز تا سیاه می‌باشند. ضخامت گدازه‌ها در مناطق مختلف متفاوت است. حفرات سنگ‌های بازالتی توسط کلسیت و کوارتز پر شده است. از آنجایی که قابلیت فرسایش پذیری بازالت‌ها نسبت به آذرآواری‌ها بسیار کمتر است، افق‌های بازالتی همانند سپری از فرسایش لایه‌های زیرین خود محافظت کرده‌اند. این سنگ‌ها متحمل دگرسانی کلریتی شدیدی شده‌اند که یکی از شواهد وقوع فوران‌ها در برخی نقاط محیط‌های زیرآبی محسوب می‌شود.

در مجاورت برخی گدازه‌های بازالتی و در امتداد درز و گسل‌های موجود در منطقه کانی‌زایی مس دیده می‌شود. حضور ملاکیت نشانگر کانی‌زایی مس مرتبط با گدازه‌های بازالتی می‌باشد (شکل ۲-۱۶). از رخدادهای جالب دیگر، وجود عقیق با رنگ‌های مختلف (قرمز، کرم، شیری و لیمویی) به همراه کلسیت

می باشد که در شمال غرب رضاآباد، غرب و جنوب غرب احمدآباد مشاهده می شوند.

۲-۳-۶-۲: سنگ‌های آذرآواری

سنگ‌های آذرآواری شامل آگلومرا، برش، لاپیلی و توفیت‌ها هستند. هیالوکلاست‌ها خرده‌سنگ‌ها، بلورهای منفرد و شیشه‌های آتشفشانی خرد شده را شامل می‌شوند. توف‌ها به رنگ سبز، قرمز تا ارغوانی، خاکستری متمایل به ارغوانی تیره و سبز روشن هستند. در جنوب غرب احمدآباد رخنمون‌های پیریتی مشاهده می‌شود. که در محل همبری گدازه با رسوبات حاصل شده‌اند. مخلوطی از قطعات سنگی بازالتی و رسوبات توفی سیلتستونی قرمز رنگ می‌باشند. قطعات سنگی بازالتی موجود در آنها عمدتاً زاویه‌دار هستند. به مخلوط گدازه و رسوب پیریت گفته می‌شود (White et al., 2000; Skilling et al., 2002). اصولاً این سنگ‌ها در سیستم‌های آتشفشانی کوچک، مشترک هستند و در توالی‌های آتشفشانی-رسوبی محیط‌های آتشفشانی، در نهشته‌های فراتوماگماتیک پرکننده دهانه آتشفشانی و در مرز تماس با رسوبات به طور متداول یافت می‌شوند. همراه پیریت‌ها، واحدهای آگلومرایبی نیز دیده می‌شوند (شکل ۲-۱۷ و ۲-۱۸).



شکل ۲-۱۵: الف: گدازه‌های بازالتی ائوسن دارای ساختار منشوری (قطر زیاد این منشورها نشانه سرد شدن آرام آنها در محیط خشکی می‌باشد). ب: قرار گیری گدازه بازالتی برشی بر روی لیتیک توف‌های صورتی رنگ. ج: مخلوط گل و گدازه (پپریت) به همراه بخش‌های توفی. د: رخنمونی از سنگ‌های بازالتی کلریتی شده.



شکل ۲-۱۶: الف: کانی زایی مالاکیت همراه با بازالت‌های ائوسن (منطقه ماجراد). ب: آثار معدن کاری قدیمی (دید به سمت جنوب). ج: قطعاتی از آگات سیلیسی.





شکل ۲-۱۷: الف: هیالوکلاست متشکل از قطعات بازالتی و خرد شده ناشی از برخورد گدازه با آب. رنگ سبز زمینه قطعات سنگی از کلریتی شدن ناشی شده است. ب: قرار گیری بازالتها بر روی کریستال لیتیک توفهای ارغوانی رنگ. ج: توفهای دارای خردشدگی. د: نمایی نزدیک از پیریتها در شمال غرب آغل درخشانی.



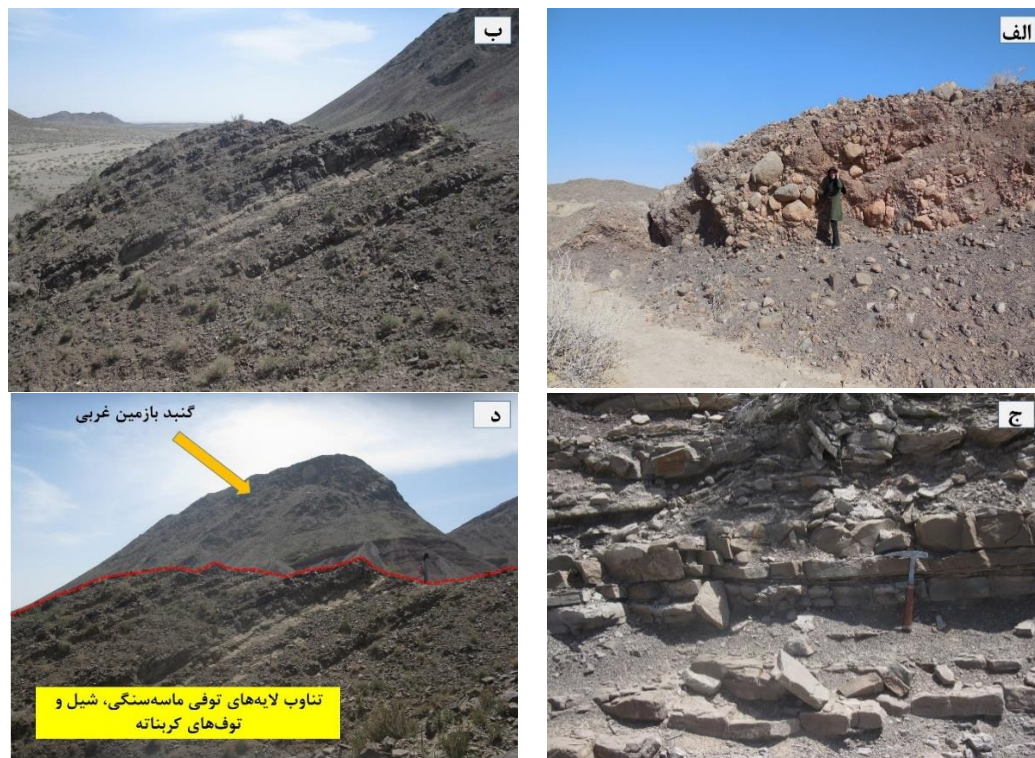
شکل ۲-۱۸: الف: واحد آگلومرای وابسته به توالی آتشفشانی- رسوبی در شمال غرب گنبد الله کم (دید به سمت جنوب غرب). ب: کلریتی شدن قطعات بازالتی واحد آگلومرای. ج: تصویری از همبری آگلومرا و گدازههای بازالتی (دید به سمت شرق).



۳-۶-۳: سنگهای رسوبی - آتشفشانی

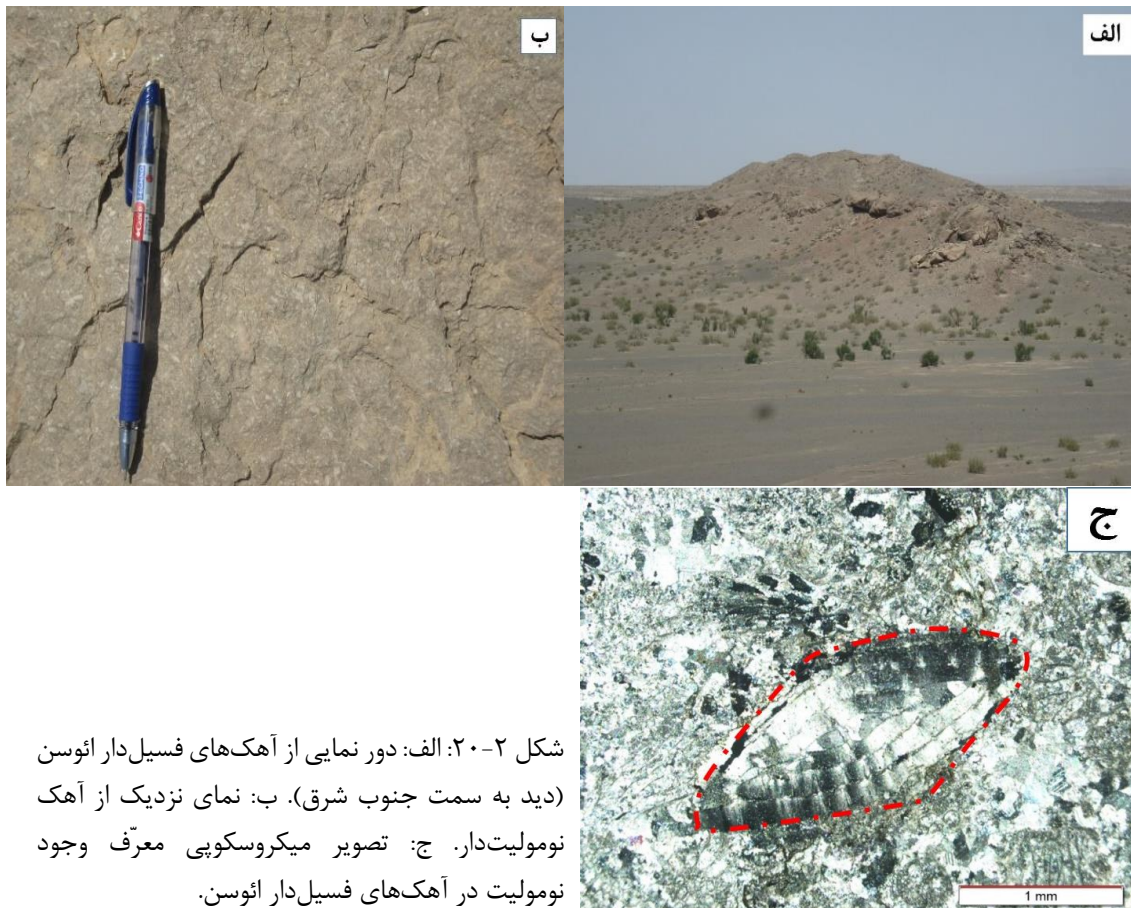
در جنوب شرق سهل مجموعه ائوسن (هم ارز سازند کرج) با کنگلومرای قاعدهای سرشار از قله‌های سنگی سرچشمه گرفته از واحدهای سنگی پروتروزوئیک و ژوراسیک شروع می‌شود. کنگلومرای قاعدهای

دارای رنگ خاکستری متمایل به سبز، ارغوانی و قرمز می‌باشد. در بین مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن، میان لایه‌هایی از توف شیلی، توف سیلتستونی و ماسه‌سنگی، ماسه‌سنگ و سیلتستون دیده می‌شود. در این مجموعه شیل‌های توفی با رنگ و جنس متفاوت دیده می‌شوند. این تفاوت از تغییرات انرژی محیط ناشی می‌شود. در بعضی از قسمت‌ها، کنگلومراها ضخیم لایه هستند و دارای جورشدگی و گردشگی ضعیف تا متوسط هستند که به احتمال زیاد، از حمل و نقل در فاصله‌ای کوتاه تا حوضه رسوبی ناشی شده است. اندازه قلوه‌ها متغیر و از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر است. در منطقه جنوب شرق سهل ماسه‌سنگ ها به همراه شیل‌های توفی و مارن‌ها، توسط توده‌های آذرین نیمه عمیق آندزیتی و آندزیتی بازالتی (گنبد‌های بازمین، اندرکوه..) قطع شده‌اند (شکل ۲-۱۹).



شکل ۲-۱۹: الف: کنگلومرای قاعده‌ای ائوسن با رنگ خاکستری متمایل به سبز، ارغوانی و قرمز (دید به سمت شرق). ب: دورنمایی از تناوب میکروکنگلومرا، توف شیلی و توف سیلتستونی (دید به سمت جنوب شرق). ج: نمایی نزدیک توف‌های سیلتستونی و توف ماسه‌سنگی (به صورت لایه‌های تیره و روشن). د: نمایی از گنبد تراکی آندزیتی بازمین که درون واحدهای رسوبی ائوسن تزریق شده است (دید به سمت جنوب غرب). در برخی نقاط، نظیر شمال چاه معدن ماجراد، غرب عباس‌آباد، شمال بیارجمند و شمال داورزن، آهک‌های نومولیت‌دار کرم تا خاکستری رنگ همراه با سایر ترکیبات رسوبی در این مجموعه رسوبی-

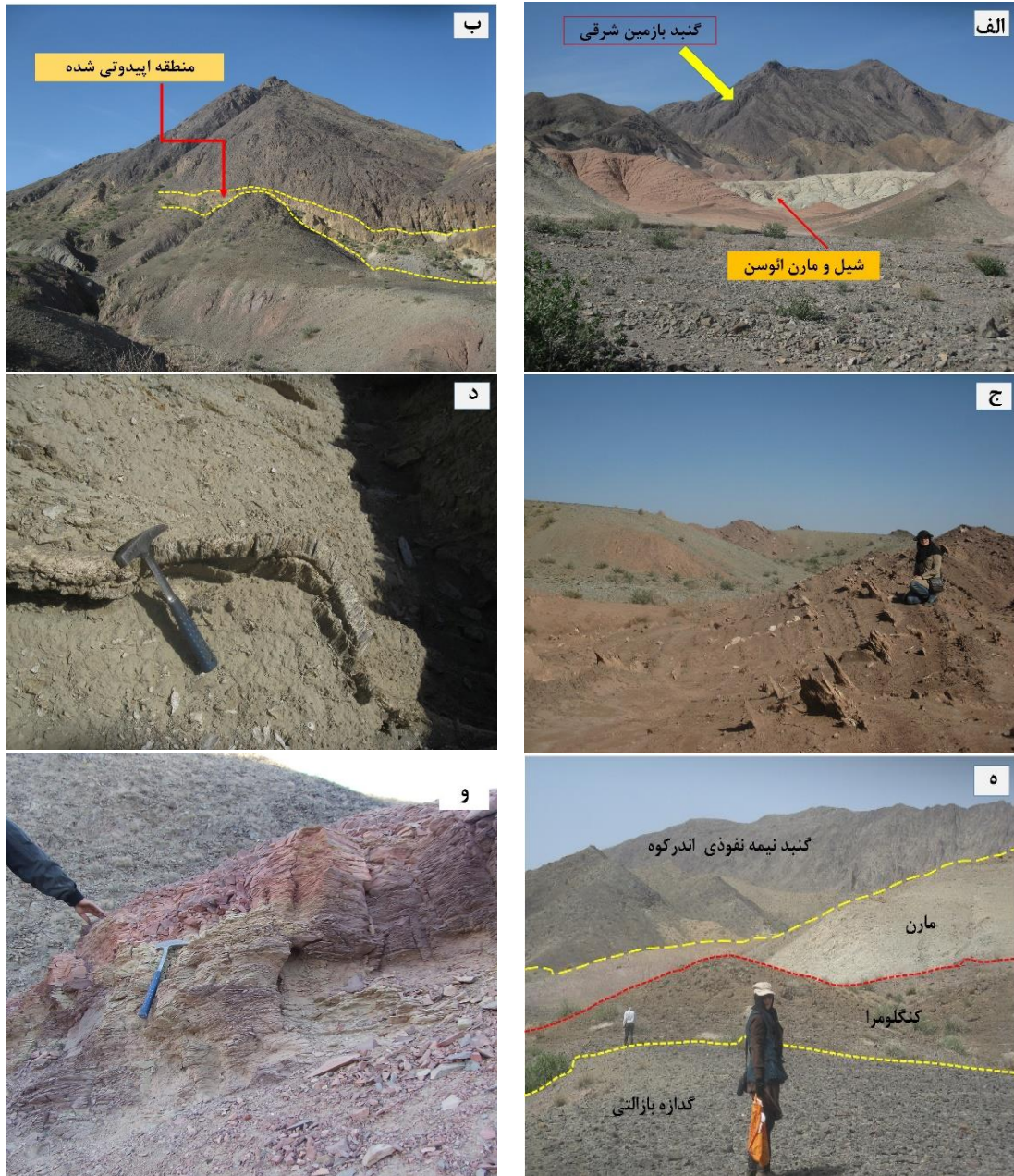
آتشفشانی دیده می‌شود (شکل ۲-۲۰). حضور روزن‌داران بدون منفذ و منفذدار در توالی کربناته مورد بحث، بیانگر محیط‌های خشکی و دریایی کم عمق برای نهشته‌های ائوسن منطقه می‌باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲).



شکل ۲-۲۰: الف: دور نمایی از آهک‌های فسیل‌دار ائوسن (دید به سمت جنوب شرق). ب: نمای نزدیک از آهک نومولیت‌دار. ج: تصویر میکروسکوپی معرف وجود نومولیت در آهک‌های فسیل‌دار ائوسن.

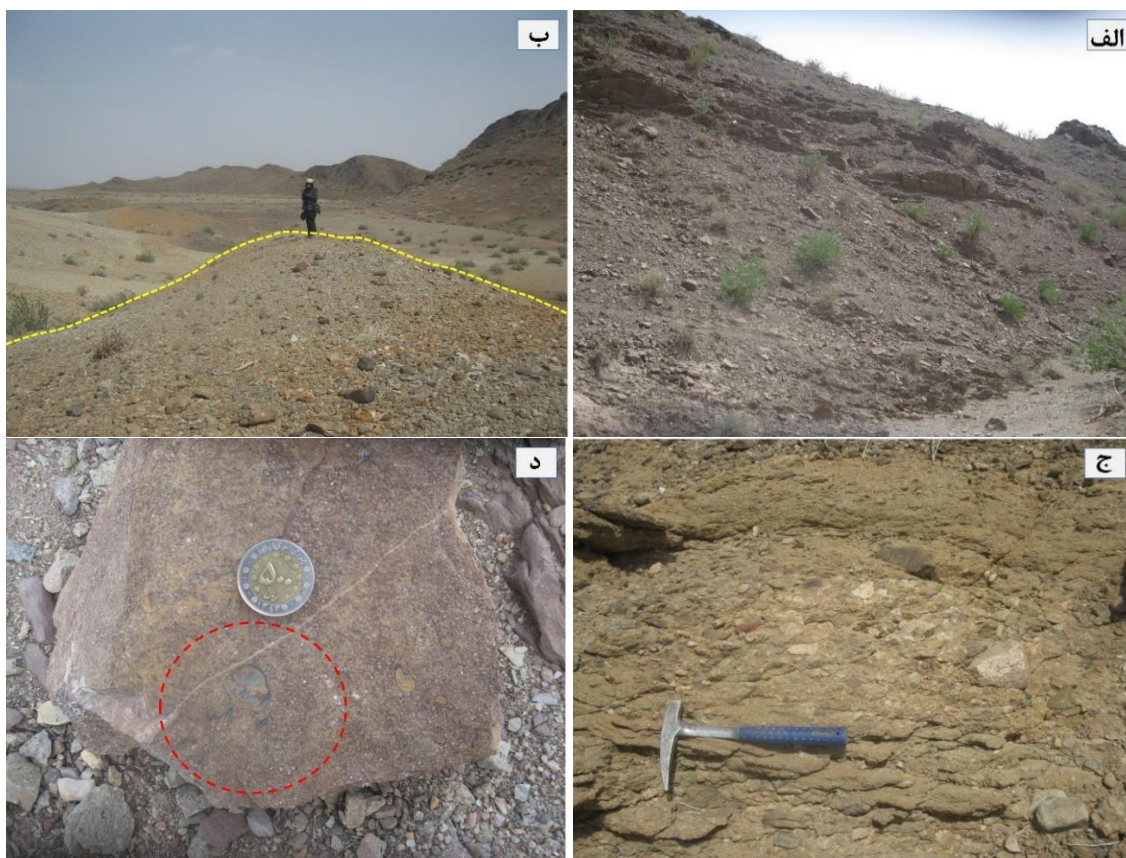
شیل و مارن‌های موجود در این سکانس رسوبی، به رنگ خاکستری روشن، خاکستری متمایل به سبز و قرمز و با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ، توفیت و آهک دیده می‌شود. نفوذ توده‌های آذرین نیمه عمیق (گنبدها) به درون این واحدهای رسوبی، با دگرگونی مجاورتی و تغییر رنگ شیل و مارن‌ها همراه می‌باشد. در شکل ۲-۲۱ می‌توان آثار دگرگونی مجاورتی ناشی از گرمای منتشر شده از این توده‌ها در محل همبری با توفیت‌ها را مشاهده کرد. دگرگونی مجاورتی در حد اپیدوت‌زایی و ترمولیت‌زایی می‌باشد و تغییر رنگ سنگ‌های توفی شیلی قرمز ارغوانی به کرم را به همراه داشته است. این تغییر رنگ از

احیا Fe^{+3} به Fe^{+2} ناشی شده است. در دامنه شمالی گنبد بازمین و دامنه غربی گنبد اندرکوه جنوبی، در سنگ‌های میزبان، این شواهد به وضوح دیده می‌شود (شکل ۲-۲۱).



شکل ۲-۲۱: الف: دورنمایی از گنبد آندزیتی بازمین شرقی که درون شیل و مارن‌های ائوسن نفوذ کرده و جای گرفته است (دید به سمت شرق). ب: شواهدی از دگرگونی مجاورتی در حاشیه شمالی گنبد بازمین غربی که در شیل‌ها و مارن‌های ائوسن تزریق شده است (دید به سمت شرق). ج: پر شدن درزها و شکاف‌های مارنی و ماسه‌سنگ‌های توفی ائوسن توسط ژئیس‌های فیبری (دید به سمت جنوب شرق). د: خمیدگی ژئیس‌ها در این رگه‌ها نشان دهنده، تحمیل تنش همزمان با رشد می‌باشد. ه: وجود گدازه‌های بازالتی به طور گسترده در مجموعه رسوبی - آتشفشانی ائوسن (دید به سمت شمال). و: دگرگونی مجاورتی که به صورت تشکیل اپیدوت و ترمولیت در توف‌ها تظاهر پیدا کرده است (دید به سمت غرب).

یکی از رخنمون‌های بارز، کنگلومراهای میان لایه‌های ائوسن در محلی واقع در جنوب شرق سهل با مختصات جغرافیایی $10^{\circ} 37' 35''$ عرض شمالی و $55^{\circ} 24' 36''$ طول شرقی است، که سرشار از آمفیبولیت، گنیس، گرانیت، میکاشیست، قطعات ماسه‌ای و آهک ماسه‌ای می‌باشد. اندازه قطعات این افق کنگلومرایی از ۱۰ میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر متغیر است و توسط قطعات سیمان سیلیسی و آهکی به یکدیگر متصل شده‌اند. در برخی از قطعات آهکی موجود در کنگلومرا، شواهدی فسیلی از جمله بقایای دو کفه‌ای‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۲۲).



شکل ۲-۲۲: الف: دورنمایی از سنگ‌های بازالتی ائوسن (دید به سمت جنوب). ب: دورنمایی از مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرای الیگومیوسن (دید به سمت جنوب شرق). ج: نمای نزدیکی از افق کنگلومرایی سرشار از قلوه‌های سنگی گنیسی و گرانیتی. د: شواهدی فسیلی از جمله بقایای دو کفه‌ای‌ها (منطقه سهل - رزه).

۲-۳-۷: شیل و مارن و ماسه‌سنگ الیگومیوسن

حوضه کششی فروافتاده الیگومیوسن ایران مرکزی، دربردارنده توالی‌های رسوبی محیط‌های کششی درون قاره‌ای، به همراه سنگ‌های ماگمایی با ترکیب بازیک قلیایی است. این سنگ‌های ماگمایی، به هر دو صورت نفوذی (گابرویی) و خروجی (بازالتی) در میان مارن‌های سرخ‌رنگ دار الیگومیوسن (سازندهای

سرخ) برونزد دارند (شکل ۲-۲۳). توالی رسوبی تخریبی- تبخیری الیگومیوسن به همراه روانه‌های بازالتی، در بخش‌های گسترده‌ای از حوضه رسوبی لبه شمالی ایران مرکزی، از شاهرود تا سبزوار مشاهده می‌شوند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵).



شکل ۲-۲۳: روانه بازالتی در میان مارن‌های سرخ رنگ الیگوسن در منطقه احمدآباد (دید به سمت شمال شرق).

۲-۳-۸: کنگلومرای نئوژن

این واحد کنگلومرای در بخش جنوب شرقی ماجراد رخنمون دارد. این کنگلومراها به رنگ خاکستری تیره تا کرم هستند و دارای جورشدگی و گردشدگی کم می‌باشند و قطعاتی از بازالت‌ها، آندزیت‌ها، ماسه سنگ‌ها، مارن‌ها و آهکی ماسه‌ای را شامل می‌شوند (شکل ۲-۲۴).



شکل ۲-۲۴: کنگلومرای نئوژن به رنگ خاکستری، حاوی قلوه‌های دارای جورشدگی و گردشدگی کم در جنوب شرقی ماجراد (دید به سمت جنوب شرق).

۲-۳-۹: کواترنر و پلیوکواترنر

واحدهای کواترنر و پلیوکواترنر شامل نهشته‌های جوان و کواترنر، مخروط افکنه‌ها، تراس‌های آبرفتی و

آبرفت‌های در حال تشکیل در بستر رودخانه‌ها و مسیل‌ها می‌باشند (شکل ۲-۲۵). نهشته‌های آبرفتی از رسوبات دانه درشت و منفصل (قلوه سنگ و شن بدون سیمان) و دانه ریز (سیلت و رس) تشکیل شده‌اند.



شکل ۲-۲۵: الف: تصویری از رسوبات رودخانه‌ای شمال غرب گنبد الله کم (دید به سمت جنوب غرب). ب: تصویری از ماسه‌های بادی و رسوبات کواترنر شرق رضآباد (دید به سمت جنوب شرق). ج: کفه رسی جوان نزدیک چاه معدن ماجراد (دید به سمت جنوب غرب). به ترک‌های گلی زیبای این کفه رسی توجه نمایید.

۲-۳-۱۰: واحدهای آذرین ائوسن میانی

سنگ‌های آذرین نیمه عمیق با ترکیب آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزیت بازالتی، داسیت، تراکی‌داسیت و گابرو از منطقه ترود تا احمدآباد به طور پراکنده رخنمون دارند. این سنگ‌ها به صورت گنبدی شکل، دایک و یا با عمق جایگزینی بیشتر (گابروهای تاریک درّه) رخنمون دارند. با توجه به شواهدی نظیر بافت، ساخت و عمق جایگزینی، این توده‌ها را میتوان به دو دسته تقسیم کرد:

۲-۳-۱۰-۱: توده‌های آذرین نیمه عمیق با عمق جایگزینی کم

این توده‌های آذرین نیمه عمیق عبارتند از: الله کم، دو برادر، گنبد‌های مشهور به چهارگنبد، گنبد‌های غرب سیاه کوه و آغل درخشانی (منطقه احمدآباد، با ترکیب آندزیتی و داسیتی) و بازمین، اندرکوه شمالی، اندرکوه جنوبی (منطقه ترود-سهل-رزه، با ترکیب آندزیتی، آندزی‌بازالتی). سنگ‌های مورد نظر

دارای رنگ خاکستری روشن، خاکستری تیره تا متمایل به سبز می‌باشد. فنوکریست‌های درشت و کشیده هورنبلند سبز و پلاژیوکلازها به وضوح در نمونه‌های دستی دیده می‌شوند. علاوه بر گنبد‌ها، دایک را نیز می‌توان به مجموعه اضافه کرد. در حاشیه برخی از گنبد‌ها، تأثیرات ناشی از گرمای تحمیل شده از آنها بر روی سنگ‌های میزبان به وضوح مشهود است و به صورت تغییر رنگ یا ظهور کانی‌های جدید نظیر اپیدوت و ترمولیت (به ویژه در توف‌های کربناته) قابل مشاهده است. در این گنبد‌ها، آنکلاوهای با منشأهای مختلف به وفور یافت می‌شوند (به ویژه در گنبد اندرکوه جنوبی). در این بخش ابتدا به تشریح گنبد‌های آذرین منطقه احمدآباد خارتوران می‌پردازیم و سپس گنبد‌های آذرین منطقه سهل- رژه را مورد بحث و بررسی قرار خواهیم داد.

۲-۳-۱۰-۱-۱: توصیف توده‌های آذرین نیمه عمیق منطقه احمدآباد

توده‌های آذرین نیمه عمیق منطقه احمدآباد دارای ترکیب کلی آندزیتی و داسیتی می‌باشند. برخی از ویژگی‌های توده‌های آذرین نیمه عمیق منطقه احمدآباد در جدول ۲-۱ آورده شده است: در ادامه به توصیف جامع توده‌های آذرین نیمه عمیق منطقه احمدآباد خارتوران پرداخته خواهد شد.

جدول ۲-۱: ویژگی‌های گنبد‌های آذرین منطقه احمدآباد.

منطقه مورد مطالعه ویژگی توده‌های آذرین	توده‌های آذرین نیمه عمیق احمدآباد
ترکیب سنگی	آندزیتی، داسیتی
رنگ سنگ در نمونه دستی	خاکستری روشن تا متمایل به سبز
کانی‌های تشکیل دهنده	فنوکریست‌های درشت و ریز آمفیبول و پلاژیوکلازهای درشت، ریز و در برخی نمونه‌های داسیتی کشیده.
پيامد جایگزینی گنبد‌ها	تغییر رنگ و ظهور کانی‌های جدید نظیر اپیدوت و ترمولیت به ویژه در اطراف گنبد دوبرادر

گنبد الله کم

گنبد الله کم در فاصله تقریباً ۱۷ کیلومتری شمال غرب روستای احمدآباد رخنمون دارد. سنگ‌های سازنده این گنبد در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن هستند و فنوکریست عمده در آنها هورنبلند و پلاژیوکلاز می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن، میزبان گنبد الله کم هستند. در بخش شرقی

گنبد الله کم، واحدهای رسوبی مارنی و آهک‌های نازک لایه دارای شیب ۲۰ درجه به سمت جنوب شرق رخنمون دارند. پیرامون گنبد الله کم دایک‌هایی با ترکیب مشابه نیز رخنمون دارند. (شکل ۲-۲۶).



شکل ۲-۲۶: الف: نمایی دور از گنبد الله کم که در بین سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن نفوذ کرده است (دید به سمت جنوب شرق). ب: واحدهای آتشفشانی - رسوبی میزبان به سن ائوسن (دید به سمت جنوب شرق). ج: دایک‌های آندزیتی در جنوب گنبد الله کم (دید به سمت شرق).



گنبد دوبرادر (سرخه بر)

گنبد تراکی داسیتی دوبرادر در شمال غرب احمدآباد خارتوران و در مجاورت چاه‌گز قرار دارد. این گنبد دارای مورفولوژی مرتفع‌تر نسبت به زمین‌های اطراف می‌باشد. سنگ‌های این گنبد به رنگ خاکستری تا سبز روشن دیده می‌شود. پلاژیوکلاز و آمفیبول (از نوع هورنبلند) در نمونه دستی این سنگ‌ها یافت می‌شوند و گاه بافت پورفیری نشان می‌دهند. میزبان این گنبد تراکی داسیتی، سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن هستند. در حاشیه گنبد دوبرادر آثار دگرگونی مجاورتی بر روی توف‌های سیلتستونی به صورت اپیدوت‌زایی و تغییر رنگ مشاهده می‌شود. در گنبد تراکی داسیتی دوبرادر درزه منظم (سیستماتیک) زیادی دیده می‌شود (شکل ۲-۲۷).



شکل ۲-۲۷: الف: دورنمایی از گنبد تراکی داسیتی دوبرادر که در کریستال لیتیک توفها و مارن‌های توفی قرمز رنگ ائوسن نفوذ کرده‌اند (دید به سمت غرب). ب: لخته‌های مافیک سرشار از هورنبلند در تراکی داسیت‌های این گنبد. ج: اپیدوت‌زایی در سنگ‌های میزبان گنبد دوبرادر (دید به سمت جنوب غرب).

گنبد‌های غرب و شمال غرب آغل واشنگ (چهار گنبد)

در جنوب غرب احمد آباد و دو کیلومتری شمال شرق تاریک درّه، چهار گنبد آذرین نیمه عمیق در کنار یکدیگر دیده می‌شوند که با توجه به قرارگیری در غرب آغل واشنگ به این نام از آنها یاد می‌کنیم. بر اساس شواهد صحرایی و مطالعات پتروگرافی ترکیب آنها داسیتی است. رنگ این سنگ‌ها خاکستری است و فنوکریست‌های هورنبلند با چشم غیر مسلح در زمینه ریزدانه قابل رؤیت است. سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن میزبان این گنبدها هستند. یکی از ویژگی‌های بارز این مجموعه گنبدها وجود آنکلاوهای توفی سیلتستونی و توفی کربناته در آنها است (شکل ۲-۲۸). آنکلاوهای توفی کربناته به علت قرارگیری در ماگمای داسیتی میزبان متحمل دگرگونی مجاورتی موضعی شده‌اند و اپیدوت‌زایی

بارزی در آنها به وقوع پیوسته است. وجود این آنکلاوها با اندازه و ترکیب متفاوت در این منطقه مانند سایر گنبدهای نیمه عمیق به عنوان شواهدی از آرایش پوسته‌ای است.



شکل ۲-۲۸: الف: دورنمایی از گنبدهای غرب آغل واشنگ. ب: ساخت‌های شبه منشوری در داسیت‌های چهار گنبد. ج: نمایی نزدیک از آنکلاو توفی کربناته در داسیت‌های گنبدهای شمال غرب آغل واشنگ.

گنبد غرب سیاه کوه

این گنبد داسیتی در ۶۰۰ متری غرب رخنمون بازالتی سیاه کوه واقع شده است. رنگ خاکستری روشن و مورفولوژی مرتفع این گنبد نسبت به بازالت‌های سیاه کوه، مشخصه این گنبد از سایر سنگ‌های رخنمون یافته در پیرامون آن است. این گنبد همراه با تعدادی دایک، واحدهای رسوبی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن را قطع کرده‌اند. نمونه‌های سنگی این گنبد دارای رنگ خاکستری روشن هستند و ترکیب آنها داسیتی است که فنوکریست‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز نیز در آنها یافت می‌شود (شکل ۲-۲۹).



شکل ۲-۲۹ الف: دورنمایی از گنبد تراکی داسیتی غرب سیاه کوه که درون شیل و مارن های ائوسن نفوذ کرده است (دید به سمت شرق). ب: دورنمایی از دایک تراکی داسیتی (دید به سمت شرق).

گنبد‌های شمال آغل درخشانی

در ۲ کیلومتری جنوب شرق گنبد الله کم، مجموعه‌ای از گنبد‌های داسیتی- آندزیتی درون توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. رنگ این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا کرم می‌باشد. این سنگ‌ها حاوی فنوکریست هورنبلند و پلاژیوکلاز هستند. اختلاف ارتفاع این گنبد‌ها نسبت به زمین‌های اطراف، که واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن هستند، نسبتاً قابل توجه است. تعدادی آنکلاو توفی- مارنی و لخته‌های مافیک در این گنبد‌ها، یافت می‌شود (شکل ۲-۳۰).



شکل ۲-۳۰ الف: دورنمایی از گنبد‌های شمال آغل درخشانی به درون توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن با مورفولوژی تپه ماهوری‌های (دید به سمت شمال غرب). ب: نمای نزدیک نمونه دستی داسیت‌های دارای لخته مافیک. ج: تصویری از همبری گنبد شمال آغل درخشانی با سنگ میزبان صورتی رنگ دارای رخساره آگومرایبی.

در منطقه احمدآباد دسته‌ای از دایک‌های تراکی داسیتی واحدهای آهکی- مارنی را قطع کرده‌اند. دارای امتداد شرقی- غربی هستند. این دایک‌ها به رنگ سبز خاکستری، دانه ریز و حاوی فنوکریست‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز می‌باشند (شکل ۲-۳۱).



شکل ۲-۳۱: الف و ب: دایک‌های تراکی داسیتی قطع کننده آهک‌های مارنی کرتاسه در شمال غرب رضاآباد (دید به سمت شرق). ج: مارن‌های آهکی کرتاسه در شمال غرب رضاآباد (جهت دید به سمت شمال).

به منظور مشاهده ارتباط توده‌های آذرین نیمه عمیق منطقه احمدآباد با واحدهای اطراف، تصویر ماهواره‌ای از این گنبد‌های آذرین، در شکل ۲-۳۲ نشان داده شده است.



شکل ۲-۳: تصویر ماهواره‌ای از توده‌های آذرین نیمه عمیق منطقه احمدآباد. الف: گنبد الله‌کم، ب: گنبد تراکی‌داسیتی دو برادر، ج: گنبد‌های غرب و شمال غرب آغل واشنگ، د: گنبد غرب سیاه کوه، ه: گنبد‌های شمال آغل درخشانی.

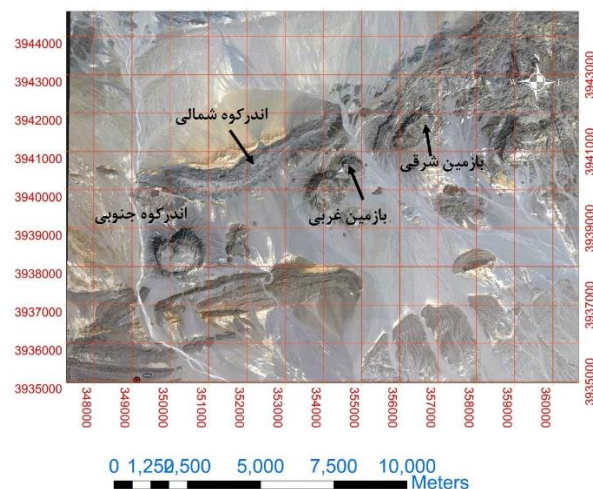
۲-۳-۱۰-۱-۲: توده‌های آذرین نیمه عمیق منطقه سهل-رژه

در این بخش به گنبد‌های آذرین نیمه نفوذی منطقه سهل-رژه اشاره خواهد شد.

در ۸ کیلومتری جنوب و جنوب شرق سهل و یا به عبارتی در شرق رژه سنگ‌های آذرین نیمه عمیق با ترکیب آندزیتی و آندزی‌بازالتی رخنمون دارند. با توجه به شواهد چینه‌شناسی، صحرایی و نتایج تعیین سن بدست آمده به روش U-Pb (Yousefi et al., 2016)، سن اکثر آنها در محدوده ائوسن میانی-بالایی قرار می‌گیرد.

سنگ‌های این گنبد‌ها عمدتاً به رنگ سفید تا خاکستری، خاکستری روشن مایل به سبز و سبز-خاکستری هستند. این سنگ‌ها در نمونه دستی دانه‌ریز تا دانه متوسط هستند. به طوریکه گاهی تشخیص اجزاء تشکیل‌دهنده سنگ در نمونه دستی با چشم غیرمسلح نیز امکانپذیر نیست. یکی از

خصوصیات بارز این سنگ‌ها، حضور فنوکریست‌های درشت و کشیده هورنبلندسبز و حضور پلاژیوکلاز است که در اغلب سنگ‌های گنبد‌های مورد مطالعه دیده می‌شود. آنکلاوهای سرشار از هورنبلند و پیروکسن که تحت عنوان لخته‌های مافیک نامیده می‌شوند، در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. سنگ‌های این واحد، هوازدگی بسیار کمی را متحمل شده‌اند. نفوذ این گنبد‌ها به درون سنگ‌های میزبان با دگرگونی مجاورتی و دگرسانی گرمابی نیز همراه بوده است (شکل ۲-۳۳).



شکل ۲-۳۳: تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده موقعیت جغرافیایی گنبد‌های آذرین نیمه عمیق در منطقه جنوب شرق سهل (بر گرفته از google earth).

برخی از ویژگی‌های توده‌های آذرین نیمه عمیق منطقه سهل - رژه در جدول ۲-۲ آورده شده است. در ادامه نیز به توصیف این گنبد‌ها پرداخته خواهد شد.

جدول ۲-۲: ویژگی‌های گنبد‌های آذرین منطقه سهل - رژه.

منطقه مورد مطالعه ویژگی توده‌های آذرین	توده‌های آذرین نیمه عمیق منطقه سهل - رژه
ترکیب سنگی	اندزیتی، اندزی‌بازالتی
رنگ سنگ در نمونه دستی	سفید تا خاکستری، خاکستری روشن مایل به سبز، سبز - خاکستری
کانی‌های تشکیل دهنده	فنوکریست‌های درشت و ریز آمفیبول، پیروکسن و پلاژیوکلازهای درشت و ریز با ویژگی منطقه‌بندی
پیامد جایگزینی گنبد‌ها	تغییر رنگ و ظهور کانی‌های جدید نظیر اپیدوت و ترمولیت به ویژه در اطراف گنبد‌های بازمین و اندرکوه

مجموعه گنبد‌های اندرکوه

گنبد اندرکوه جنوبی در فاصله ۸ کیلومتری شرق روستای رژه واقع شده است. این گنبد با داشتن بخش

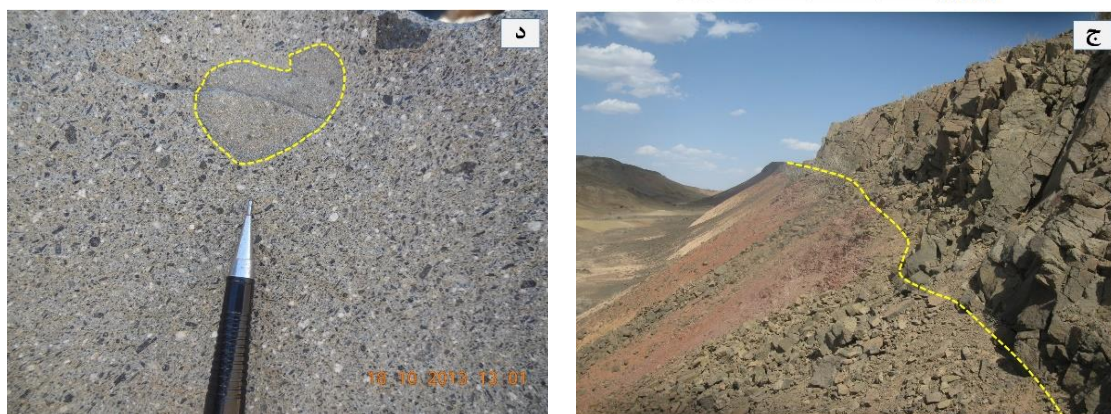
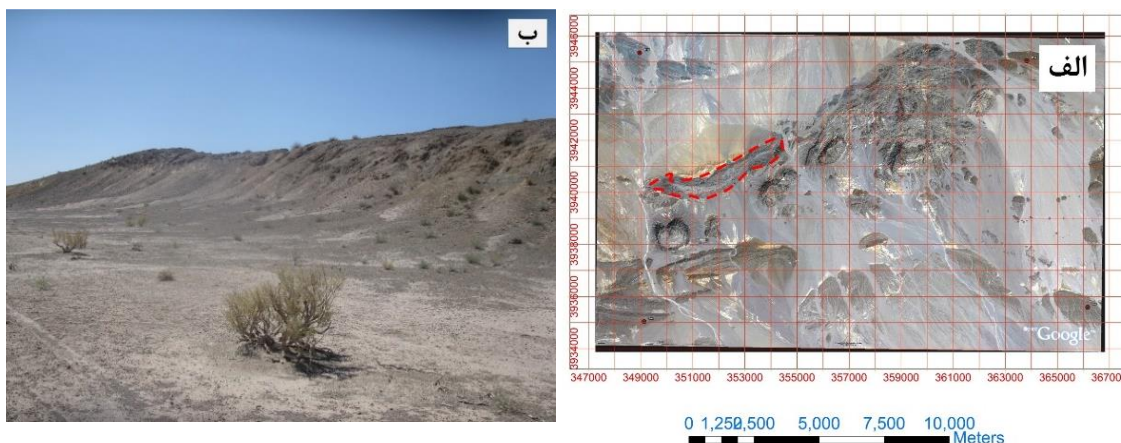
مرکزی دگرسان شده و فرسایش یافته‌تر از سایر گنبدها متمایز می‌باشد (شکل ۲-۳۴). لازم به ذکر است که چندین گنبد کوچکتر در پیرامون گنبد اندرکوه جنوبی رخنمون دارند. بنابراین این گنبدها را مجموعه گنبدهای اندرکوه جنوبی نامیده‌ایم. گنبد اندرکوه جنوبی درون سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن، جای گرفته است. هورنبلند و پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی‌های سازنده سنگ‌های این گنبدها هستند. ساخت پورفیری و جریان‌ی در نمونه‌های سنگی این گنبدها مشاهده می‌شود. تأثیر گرمایی نفوذ این گنبد به درون مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن بوسیله دگرگونی مجاورتی و تغییر رنگ کرم- صورتی به کرم مایل به سبز تا سبز روشن مشخص می‌گردد، که در واقع شاهدی بر اپیدوت‌زایی است. بر اساس بازدیدهای صحرایی و مطالعه تصاویر ماهواره‌ای، در بخش‌های درونی گنبد اندرکوه جنوبی، محلول‌های گرمابی سنگ‌های بخش داخلی گنبد را دگرسان کرده‌اند. (شکل ۲-۳۴).

شیست‌های متاپلیتی، متاسامیت‌ها، متاگری و ک‌ها و متابازیت‌های درجه پایین به سن ژوراسیک میانی، به همراه تعدادی دایک و توده‌های نفوذی کوچک گابرویدوریتی به سن ژوراسیک میانی- بالایی، همگی سنگ‌های میزبان توده سنگی بیضوی شکل طویلی هستند که همانند سایر گنبدهای آذرین نیمه عمیق رخنمون یافته در مناطق همجوار آن (نظیر گنبد بازمین غربی، گنبد بازمین شرقی و اندرکوه جنوبی)، دارای ترکیب آندزیتی تا تراکی‌آندزیتی هستند. این توده سنگی بیضوی شکل حدود ۵ کیلومتر طول و ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر پهنا می‌باشد و تنها رخنمونی از سنگ‌های تراکی‌آندزیتی است که سنگ‌های میزبان آن به سن ژوراسیک می‌باشند

(شکل ۲-۳۵). آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، لخته‌های مافیک از آنکلاوهای بارز موجود در این توده سنگی محسوب می‌شوند. این توده سنگی به نام اندرکوه شمالی شناخته می‌شود.



شکل ۲-۳۴: الف: دورنمایی از گنبد اندرکوه جنوبی (دید به سمت جنوب شرق). ب: نفوذ گنبد اندرکوه جنوبی در شیل و مارن ائوسن و مشاهده آثار دگرگونی مجاورتی (دید به سمت جنوب شرق). ج: مشاهده آثار دگرسانی در بخش میانی گنبد اندرکوه جنوبی (دید به سمت شرق). د: نمایی نزدیک از آثار دگرسانی و تغییرات سنگ شناختی (دید به سمت شرق). ه: لخته‌های مافیک موجود در سنگ‌های آندزیتی گنبد اندرکوه جنوبی.



شکل ۲-۳۵: الف: تصویر ماهواره‌ای از توده آذرین نیمه عمیق اندرکوه شمالی (مشخص شده با علامت نقطه‌چین). ب: دورنمای بخشی از توده آذرین نیمه عمیق اندرکوه شمالی (دید به سمت شمال غرب). ج: همبری گنبد تراکی‌آندزیتی و سنگ‌های توفی شیلی و سیلتستونی قرمز در حاشیه غربی گنبد اندرکوه شمالی (دید به سمت شمال - شمال شرق). د: نمای نزدیکی از پورفیری‌های هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز و همچنین لخته‌های مافیک در تراکی‌آندزیت‌های گنبد اندرکوه شمالی.

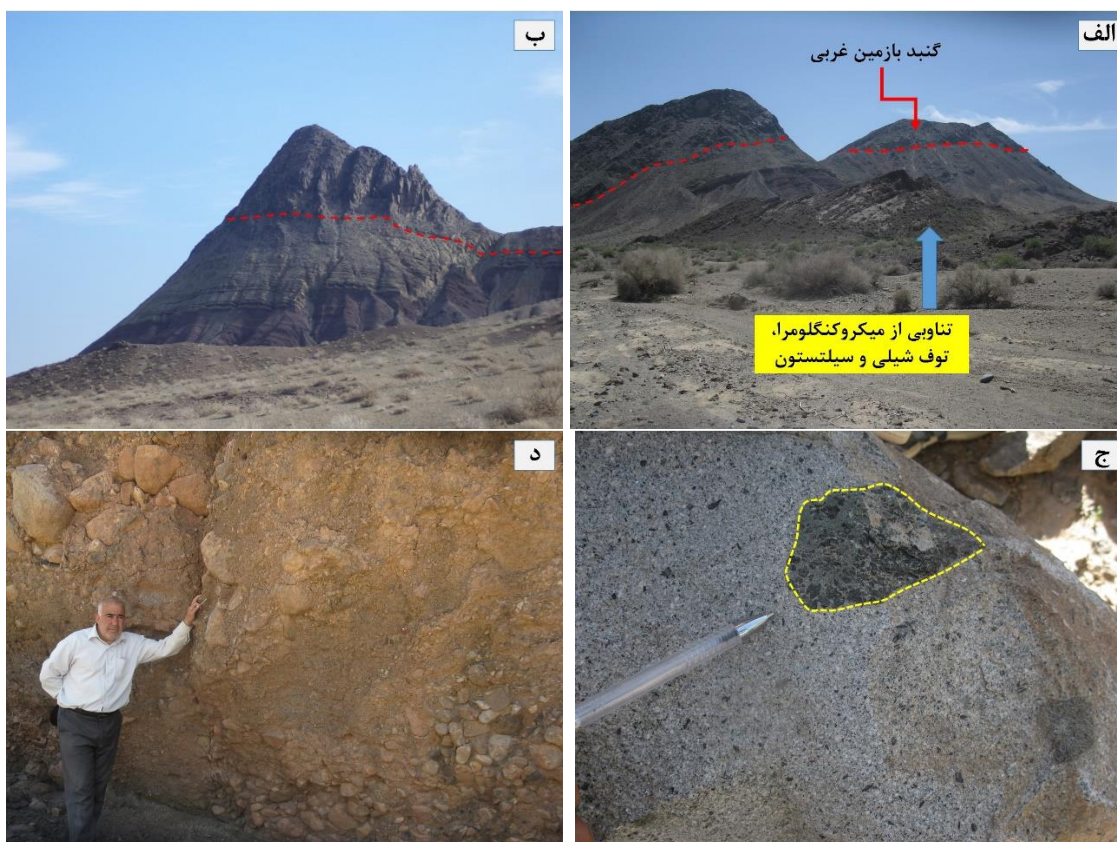
گنبد‌های بازمین

گنبد‌های منطقه بازمین اگر چه از لحاظ ترکیبی تفاوت بارزی ندارند ولی با این وجود برای اشاره واضح‌تر، آنها را با عناوین گنبد بازمین غربی و گنبد بازمین شرقی توصیف می‌کنیم:

گنبد بازمین غربی

گنبد بازمین غربی در ۷ کیلومتری جنوب تا جنوب شرق روستای سهل واقع شده است. این گنبد یکی از مرتفع‌ترین گنبد‌های موجود در منطقه سهل است. رنگ نمونه‌های سنگی موجود این گنبد خاکستری روشن متمایل به سبز روشن می‌باشد. بافت سنگ‌ها پورفیری است و فنوکریست‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در نمونه‌های دستی قابل مشاهده می‌شوند. این کانی‌ها به صورت ریز در متن سنگ نیز یافت

می‌گردند. کانی‌های دانه ریزتر نشانه تبلور سریع‌تر مذاب و کانی‌های درشت‌تر نشانه تبلور آهسته‌تر می‌باشند. سنگ‌های میزبان گنبد بازمین غربی تناوبی از میکروکنگلوмера به همراه توف‌های شیلی و سیلتستونی ائوسن و همچنین کنگلومرای پالتوسن هستند. در این شیل و مارن‌ها آثار دگرگونی مجاورتی در حاشیه شمالی گنبد بازمین غربی دیده می‌شود. همانطور که اشاره شد از خصوصیات بارز گنبد‌های منطقه سهل، مخصوصاً گنبد‌های بازمین، وجود آنکلاوهای فراوان و متنوع در آنها می‌باشد (شکل ۲-۳۶).

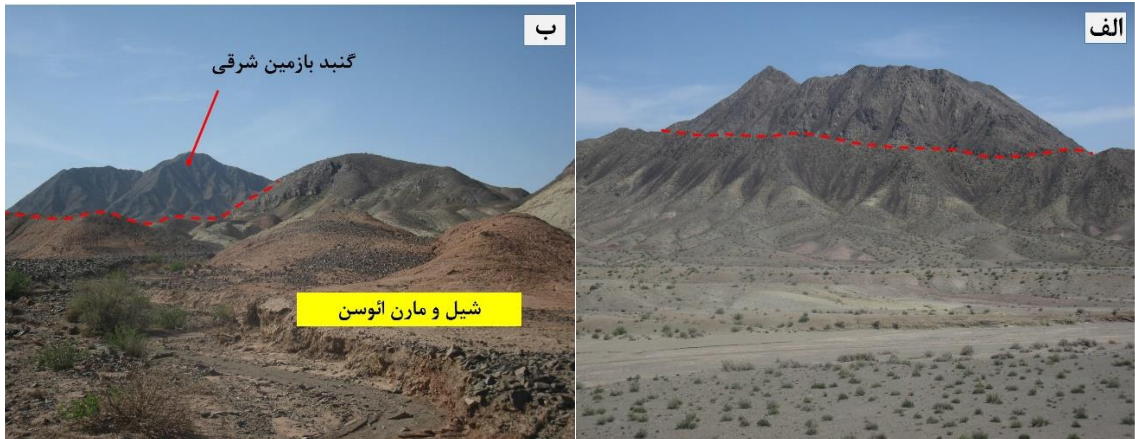


شکل ۲-۳۶: الف: دورنمایی از گنبد بازمین غربی (دید به سمت جنوب غرب). ب: نمای دیگری از نفوذ در شیل‌ها، مارن‌ها و توف‌های ائوسن. ج: نمونه دستی از سنگ‌های تراکی‌آندزیتی گنبد بازمین غربی و آنکلاو موجود در آن. د: کنگلومرای پالتوسن متشکل از قلوه‌های آهکی کرتاسه با اندازه، رنگ و گردشگی‌های متفاوت.

گنبد بازمین شرقی

گنبد آذرین بازمین شرقی در بخش شرقی چشمه بازمین واقع شده است. رنگ سنگ‌ها در نمونه دستی خاکستری روشن تا مایل به سبز می‌باشد. هورنبلند و پلاژیوکلاز درون این سنگ‌ها با چشم غیر مسلح دیده می‌شود. بافت غالب آنها پورفیری است. شیل و مارن‌های ائوسن، میزبان این گنبد‌های آذرین

به‌شمار می‌آیند. همانند گنبد بازمین غربی، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و لخته‌های مافیک زیادی در سنگ‌های این گنبد دیده می‌شوند (شکل ۲-۳۷).



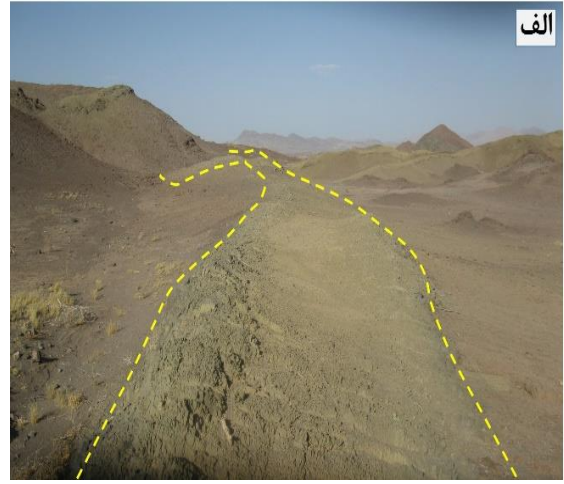
شکل ۲-۳۷: الف: دورنمایی از گنبد بازمین شرقی (دید به سمت جنوب شرق). ب: گنبد بازمین شرقی همراه با شیل‌های توفی و مارن‌های اتوسن، به عنوان سنگ‌های میزبان آن. ج: نمایی نزدیک از سنگ آندزیتی گنبد بازمین شرقی که حاوی لخته‌های مافیک (بخش‌های تیره رنگ) و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌باشند.

در این منطقه دایک‌هایی با ترکیب آندزیتی لایه‌بندی مارن‌ها و توف‌های اتوسن را قطع کرده است. فنوکریست‌های فراوان هورنبلند و پلاژیوکلاز در سطح سنگ دیده می‌شوند. رنگ سنگ در نمونه دستی خاکستری روشن تا مایل به سبز می‌باشد. در نمونه‌های سنگی این گنبد، لخته‌های مافیک به وفور دیده می‌شوند. در محل تماس دایک‌ها و گنبد‌های این منطقه با مارن‌های گچ‌دار اتوسن، آثار دگرسانی گرمایی به صورت تغییر رنگ مارن‌های ارغوانی به زرد قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۲-۳۸).



شکل ۲-۳۸: الف: دایک‌های آندزیتی قطع کننده مارن‌های ارغوانی ائوسن (دید به سمت شرق). ب: تغییر رنگ مارن‌های ارغوانی به زرد بر اثر دگرسانی گرمایی (دید به سمت شرق). ج: تصویری از حضور لخته‌های مافیک در نمونه‌های سنگی دایک‌های آندزیتی مورد نظر در شرق گنبد بازمین شرقی.

یکی از جالب‌ترین رخنمون‌ها، گنبدها و دایک‌های آندزیتی تا آندزیت بازالتی در منطقه شورآب و فقه (شرق ماجراد، شرق منطقه دلبر) می‌باشد. این سنگ‌ها دارای رنگ خاکستری روشن تا تیره می‌باشند و نسبت به سایر گنبدهای منطقه احمدآباد و سهل دانه ریزتر هستند. میزبان این گنبدها و دایک‌ها، واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن می‌باشد. این دایک‌ها (دارای شیب ۷۰ درجه و امتداد تقریباً شمالی-جنوبی) در برخی مناطق به گنبدهایی که به صورت منفرد یا به صورت یک ردیف خطی از گنبدها دیده می‌شوند، ختم می‌شوند. برخی از این دایک‌ها را می‌توان به عنوان دایک‌های تغذیه کننده گنبدهای آذرین به حساب آورد. در محل نفوذ دایک‌ها و گنبدها، می‌توان آثار دگرگونی مجاورتی را بر روی لایه‌های آهکی میزبان مشاهده نمود (شکل ۲-۳۹).



شکل ۲-۳۹: الف و ب: دایک‌های آندزیتی قطع کننده واحدهای رسوبی - آتشفشانی ائوسن (دید به سمت شمال). ج: تأثیر گرمایی دایک‌های آندزیتی بر روی لایه‌های توفی کربناته مجاور آنها (دید به سمت شرق)، د: گنبد‌های آندزیتی غرب منطقه ماجراد (دید به سمت غرب).

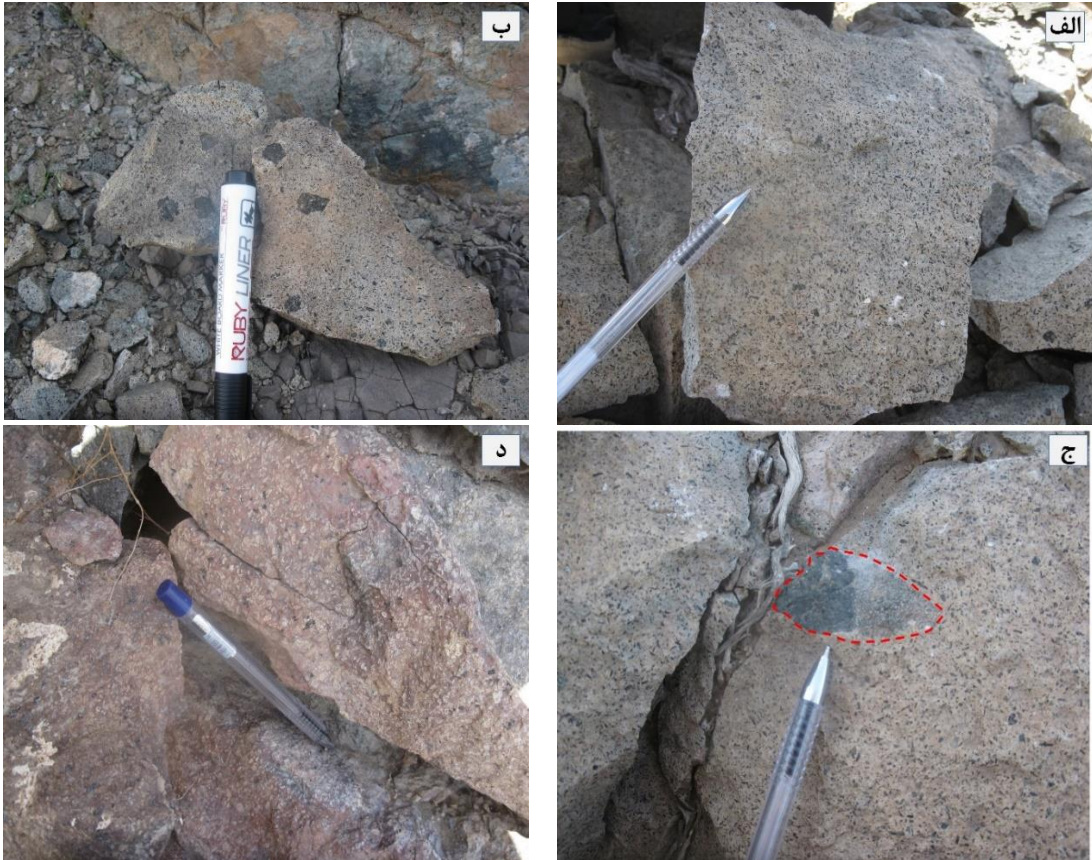
دایک‌های جنوب شرق رژه

در جنوب شرق رژه، تعدادی دایک تراکی آندزیتی با روند غالب تقریباً شمالی - جنوبی، سنگ‌های میزبان توفی سیلتستونی، توفی ماسه‌سنگی و توفی شیلی ائوسن را که غالباً دارای امتداد شرقی - غربی هستند و شیب آنها به سمت جنوب است را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۴۰).



شکل ۲-۴۰: الف: تصویر ماهواره‌ای دسته دایک‌های آندزیتی جنوب شرق رژه. ب: دورنمایی از دسته دایک‌های جنوب شرق سهل که لایه‌بندی رسوبی را قطع کرده‌اند (دید به سمت شمال شرق). ج: توف‌های سیلتستونی.

این دایک‌ها را می‌توان بر اساس اندازه بلورهای هورنبلند و پلاژیوکلازهای آنها به سه گروه دانه ریز، دانه متوسط و دانه درشت تقسیم کرد. دایک‌های دانه ریز از هورنبلندهای سوزنی شکل و دانه ریز (به صورت فنوکریست) غنی هستند. دایک‌های دانه متوسط حاوی تعداد زیادی فنوکریست‌های هورنبلند هستند. هر چند آنکلاوها در تمامی سنگ‌های این منطقه یافت می‌شوند اما دایک‌های دانه متوسط، از لخته‌های مافیک و زینولیت‌های دگرگونی غنی هستند که مبین شواهدی از اختلاط ماگمایی و آرایش پوسته‌ای می‌باشد. این آنکلاوها اغلب تیره رنگ هستند. این آنکلاوها دارای مرز ناگهانی (شارپ) با سنگ‌های میزبان خود هستند. اندازه آنها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر است. ترکیب این آنکلاوها اغلب لخته‌های مافیک سرشار از هورنبلند و پیروکسن می‌باشند. دایک‌های نسبتاً دانه درشت، غنی از پلاژیوکلاز (به طوریکه نیمی از حجم سنگ را به خود اختصاص داده‌اند) هستند و دارای دگرسانی و هوازدگی بیشتری می‌باشند. شدت هوازدگی در برخی مناطق باعث تغییر رنگ سنگ‌های سازنده این دایک‌ها شده است (شکل ۲-۴۱).



شکل ۲-۴۱: الف: تصویری از نمونه‌های دستی آندزیت‌های بازالتی دایک‌های جنوب شرق رژه. ب و ج: حضور آنکلاو در دایک‌های آندزیتی به عنوان شاهد اختلاط ماگمایی. د: نمونه سنگی نشان دهنده شواهدی از هوازدگی و دگرسانی.

در شرق گنبد‌های بازمین مجموعه‌ای از گنبد‌ها و دایک‌های آندزیتی در منطقه‌ای با مختصات جغرافیایی $37^{\circ} 35'$ تا $38^{\circ} 35'$ عرض شمالی و $27^{\circ} 55'$ تا $29^{\circ} 56'$ طول شرقی یافت می‌شوند (نظیر گنبد شمال آغل مرتضی). این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری است و فنوکریست‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در آنها دیده می‌شود. بافت غالب این نمونه سنگ‌ها پورفیری است (شکل ۲-۴۲).



ج



شکل ۲-۴۲: الف: تصویر ماهواره‌ای گنبد‌های شرق منطقه بازمین. ب: دورنمایی از چند گنبد در شرق چشمه بازمین (دید به سمت شمال غرب). ج: دایک آندزیتی قطع کننده سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی و متاپسامیتی درجه پایین ژوراسیک میانی (جنوب سهل، دید به سمت شرق). شیب دایک به سمت جنوب می‌باشد.

۳-۲-۱۰-۱-۳: توده‌های آذرین با عمق جایگزینی نسبتاً عمیق

توده‌های آذرین با عمق جایگزینی نسبتاً عمیق در فاصله تقریباً ۱۷ کیلومتری جنوب غرب روستای احمدآباد در منطقه‌ای مشهور به تاریک درّه رخنمون دارند. واحدهای سنگی گابرویی در این درّه به صورت توده‌ای به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند. توده‌ها دارای طیف ترکیبی گابرو تا سینیت هستند (شکل ۲-۴۱). سیر تحول سنگ‌های این توده‌های نفوذی به این صورت است: گابروی الیوین‌دار، گابرو، دیوریت و در نهایت سینیت. گابروها در نمونه دستی به صورت تمام بلورین و دانه متوسط تا دانه ریز می‌باشند و دارای بافت گرانولار هستند. سینیت‌ها به عنوان بخش‌های تفریق یافته این توده‌های نفوذی به شمار می‌آیند و به صورت رگه و رگچه مشاهده می‌شوند و فراورده‌های مراحل تقریباً پایانی تبلور تفریقی هستند. با توجه به ماهیت بازیک این سنگ‌ها، حضور بیوتیت در این گابروها، و همچنین تبلور ارتوز و تشکیل رگچه‌های سینیتی، ماگمای مادر این توده‌های آذرین، به احتمال زیاد از یک ماگمای گوشته‌ای متاسوماتیسم شده (پتاسیک) سرچشمه گرفته است (شکل ۲-۴۳).



ب





شکل ۲-۴۳: الف: تصویر ماهواره‌ای گابروهای تاریک درّه.
 ب: دورنمای گابروهای تاریک درّه (دید به سمت جنوب).
 ج: نمای نزدیکی از رگچه‌های سینیتی قطع کننده گابروهای منطقه تاریک درّه.

۲-۳-۱۱: آنکلاوها

آنکلاوها به چهار دسته تقسیم می‌شوند (Didier, 1964 and 1973):

(۱) زینولیت‌ها (بیگانه سنگ‌ها) که برخی ممکن است ذوب شوند و تحت شرایط فیزیکی خاصی به سمت ترکیبات رستیتی تحول یابند.

(۲) رستیت‌ها که همراه با میگماتیت‌ها یافت می‌شوند.

(۳) میکروگرانولار که به دو زیر رده مافیک و فلسیک تقسیم می‌شوند.

(۴) اتولیت‌ها، شامل قطعاتی از بخش‌های زود تبلور یافته ماگمای اصلی هستند.

آنکلاوهای موجود در گنبد‌های جنوب و جنوب شرق شاهرود به دو دسته اتولیت و زینولیت تقسیم می‌شوند (یوسفی و صادقیان، ۱۳۹۴). دسته‌ای از آنکلاوها شامل اسلیتی، فیلیتی، آمفیبولیتی و گنیسی هستند. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی این دسته از آنکلاوها و ناهماهنگی آن با سنگ‌های میزبان‌شان (نداشتن هورنبلند سبز و پیروکسن) این آنکلاوها نسبت به سنگ‌های میزبان خود دارای ماهیت بیگانه هستند و می‌توان آنها را زینولیت یا بیگانه سنگ نامید. با توجه به حضور سنگ‌های گنیسی و آمفیبولیتی نئوپروتروزوئیک در پیرامون منطقه مورد مطالعه نظیر مجموعه دگرگونی آذرین شترکوه به سن حدود ۵۴۰ میلیون سال پیش (Rahmati Iikhchi, 2006)، آنکلاوهای گنیسی و آمفیبولیتی، بخش‌هایی از این مجموعه‌های قدیمی می‌باشند که در اعماق پوسته قاره‌ای مورد مطالعه یافت می‌شوند.

آنکلاوهای هورنبلندی، پیروکسنیتی، گابرویی، گابرودیوریتی و تونالیتی در گروه آنکلاو اتولیتی قرار می‌گیرند. اتولیت‌ها (آنکلاوهای هم منشأ) بخش‌های زودرس ماگما بوده‌اند که پس از انجماد، دوباره

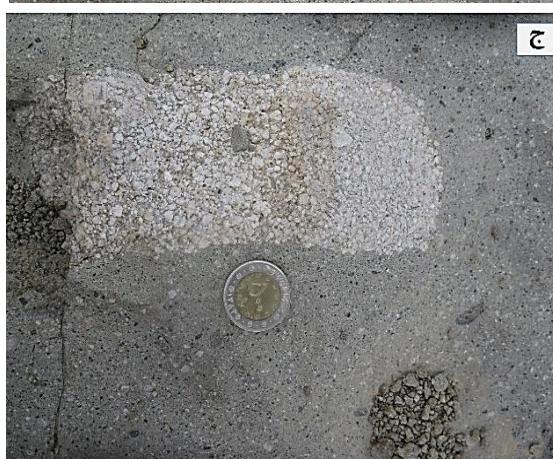
شکسته شده و در ماگمای در حال صعود وارد شده‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). آنکلاوهای هم منشاء نشانه‌ای دال بر اختلاط و آمیختگی ماگما در حین صعود می‌باشند (Hibbard and Sabatiye, 1998). آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و لخته‌های مافیک سرشار از هورنبلند و پیروکسن از شواهد بارز اختلاط ماگمایی هستند. لخته‌های مافیک، بخش‌های ابتدا تبلور یافته‌ای هستند که در طی تزریق مجدد ماگما به درون اتاق ماگمایی، گسیخته شده و توسط ماگما به ترازهای بالاتر منتقل شده‌اند. لخته‌های مافیک در مقاطع میکروسکوپی به صورت لکه‌هایی تیره‌تر از سنگ میزبان دیده می‌شوند. در مبحث پتروگرافی به بررسی خصوصیات دقیق بافتی و کانی‌شناسی این دو نوع آنکلاو پرداخته می‌شود (شکل ۲-۴۴ و ۲-۴۵).

دسته‌ای دیگر از این آنکلاوها در سنگ‌های سازنده این گنبدها یافت می‌شوند که معمولاً قطعاتی از سنگ‌های توفی سیلتستونی، توفی ماسه‌سنگی و گاه گدازه‌های آندزیتی و بازالتی میزبان خود می‌باشند که در محدوده مورد مطالعه این دسته از آنکلاوها از فراوانی کمتری برخوردار هستند. به طور کلی ویژگی‌های صحرایی آنکلاوهای موجود در منطقه مورد مطالعه در جدول ۲-۳ آورده شده است.





شکل ۲-۴۴: الف: آنکلاو آمفیبولیتی به همراه تجمع کانی‌های اپک در حاشیه. ب: آنکلاو آمفیبولیتی که به آستانه ذوب خود نزدیک شده است. ج: مرز واضح آنکلاو میکا شیستی با سنگ میزبان. د: آنکلاو گنیسی با نوارهای تیره و روشن در سنگ میزبان تراکی آندزیتی.



شکل ۲-۴۵: الف: لخته‌های مافیک سرشار از هورنبلند و پیروکسن. ب: آنکلاو گابرویی سرشار از بلورهای پیروکسن. ج: آنکلاو تونالیتی سرشار از پلاژیوکلاز. د: آنکلاو گابرو دیوریتی در گنبد آندزیتی اندرکوه (جنوب سهل).

جدول ۲-۳. ویژگی‌های آنکلاوهای موجود در نوار ماگمایی ترود- احمدآباد

این زینولیت‌ها، دارای رنگ سبز تیره بوده و ابعاد آنها از چند میلی‌متر تا ۲۰ سانتیمتر می‌رسد. زینولیت‌های آمفیبولیتی به اشکال مختلف و نا منظم دیده شده و دارای مرز ناگهانی با سنگ میزبان هستند. این آنکلاوها قطعاتی از بیگانه سنگ‌های قدیمی‌تر منطقه بوده که داخل ماگما افتاده و تا حدودی تحت تأثیر حرارت ناشی از آن، به آستانه ذوب خود نزدیک شده‌اند.	آمفیبولیتی	زینولیتی
این زینولیت‌ها، دارای ابعادی متفاوت بوده و مرز آنها با سنگ میزبان ناگهانی می‌باشد. این آنکلاوها قطعاتی از سنگ‌های قدیمی‌تر منطقه بوده که داخل ماگما سقوط کرده است.	اسلیتی و فیلیتی	
این آنکلاوها نیز بخش‌هایی از این مجموعه‌های قدیمی می‌باشند که در اعماق پوسته قاره‌ای مورد مطالعه یافت می‌شوند.	گنیسی	
آنکلاوهای توفی کربناته ریزدانه هستند. در نمونه دستی به رنگ سبز روشن دیده می‌شوند.	توفی کربناته	
این آنکلاوها، بخش‌های زودرس ماگما بوده‌اند که پس از انجماد، دوباره شکسته شده و در ماگمای در حال صعود وارد شده‌اند. آنکلاوهای هم منشاء نشانه‌ای دال بر اختلاط و آمیختگی ماگما در حین صعود می‌باشند.	گابروبی	اتولیتی
این نوع اتولیت شامل بخش‌هایی از خود ماگما می‌باشند که زودتر سرد شده و بر اثر نیروی ثقل درون ماگما سقوط کرده‌اند.	لخته‌های مافیک سرشار از هورنبلند و پیروکسن	
این آنکلاو در نمونه دستی به رنگ سفید تا کرم دیده می‌شود و دارای مرز واضح با سنگ میزبان خود می‌باشند.	تونالیتی	

۲-۴: نتیجه‌گیری

بر اساس شواهد صحرایی مشاهده شده در نوار ماگمایی ترود- احمدآباد، تعداد زیادی توده آذرین نیمه عمیق و دایک وجود دارد که به درون واحدهای آتشفشانی- رسوبی پالتوسن- ائوسن نفوذ کرده‌اند. بر اساس مطالعات صحرایی این گنبدها و دایک‌ها دارای ترکیب سنگ‌شناسی آندزیتی، تراکی‌آندزیتی، تراکی‌آندزی‌بازالتی، داسیتی و تراکی‌داسیتی هستند. در برخی مناطق نیز توده‌های نفوذی با ترکیب گابروبی مشاهده می‌شوند. از مشخصات بارز این گنبدهای آذرین، وجود آنکلاوهایی با ابعاد و ترکیب متفاوت است که شواهدی از اختلاط ماگمایی و همچنین آغشتگی با پوسته قاره‌ای هستند

فصل سوم

پتروگرافی،

شیمی کانی و ترموبارومتري

۳-۱: مقدمه

پس از بررسی‌های صحرائی به منظور انجام مطالعات پتروگرافی، ۱۷۰ مقطع نازک از سنگ‌های آذرین نیمه عمیق و سنگ‌های آذرین درونی بازیک تهیه شد و مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفت. با توجه به مطالعات صحرائی و پتروگرافی، سنگ‌های مورد مطالعه در سه طیف ترکیبی اسیدی- حدواسط، حدواسط و بازیک جای می‌گیرند و سنگ‌هایی با ترکیبات آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و تراکی داسیت می‌باشند. سنگ‌های آذرین درونی بازیک با ترکیبی گابرویی و الیوین گابرویی هستند، در جنوب غرب احمدآباد خارتوران در منطقه تاریک‌دره رخنمون دارند.

پس از انجام مطالعات پتروگرافی، به منظور انجام آنالیز نقطه‌ای میکروپروب بر روی کانی‌های سازنده سنگ‌های مورد نظر، تعداد ۱۹ مقطع نازک- صیقلی که به عنوان معرف‌هایی از ترکیبات سنگ اصلی مورد نظر بودند، تهیه شد. تجزیه شیمیایی نقطه‌ای (EMPA) در دانشگاه اریستوتل یونان با استفاده از دستگاه (JEOL JSM-840A) و در دانشگاه صنعتی لولئای سوئد با استفاده از دستگاه (FEG-SEM, Zeiss Merlin) انجام شده است. در همین راستا در ۲۴۵ نقطه بر روی آمفیبول‌ها، ۳۷۰ نقطه بر روی پلاژیوکلازها، ۵۱ نقطه بر روی پیروکسن‌ها، ۵۰ نقطه بر روی کانی‌های اپک و چندین نقطه بر روی کانی‌های زیرکن و آپاتیت، آنالیز شیمیایی نقطه‌ای صورت گرفته است. در این فصل علاوه بر ویژگی‌های پتروگرافی به ترکیب شیمیایی کانی‌های سازنده سنگ‌های مورد مطالعه نیز اشاره خواهد شد و تصاویر (Backscatter) BSE (رویش الکترونی) و نمودار (Energy Spectrum) ES (طیف انرژی) نیز عرضه خواهد شد. علائم اختصاری کانی‌ها در جدول ۳-۱ ارائه شده است. در انتهای این فصل به تجزیه و تحلیل شرایط دما- فشار سنگ‌های مورد مطالعه، بر اساس شیمی کانی‌های آنها خواهیم پرداخت. بخشی از نتایج آنالیز میکروپروب بر روی سنگ‌های نوار ماگمایی ترود- احمدآباد در فایل پیوست ارائه شده است.

جدول ۳-۱: نشانه‌های اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی. علائم اختصاری از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است.

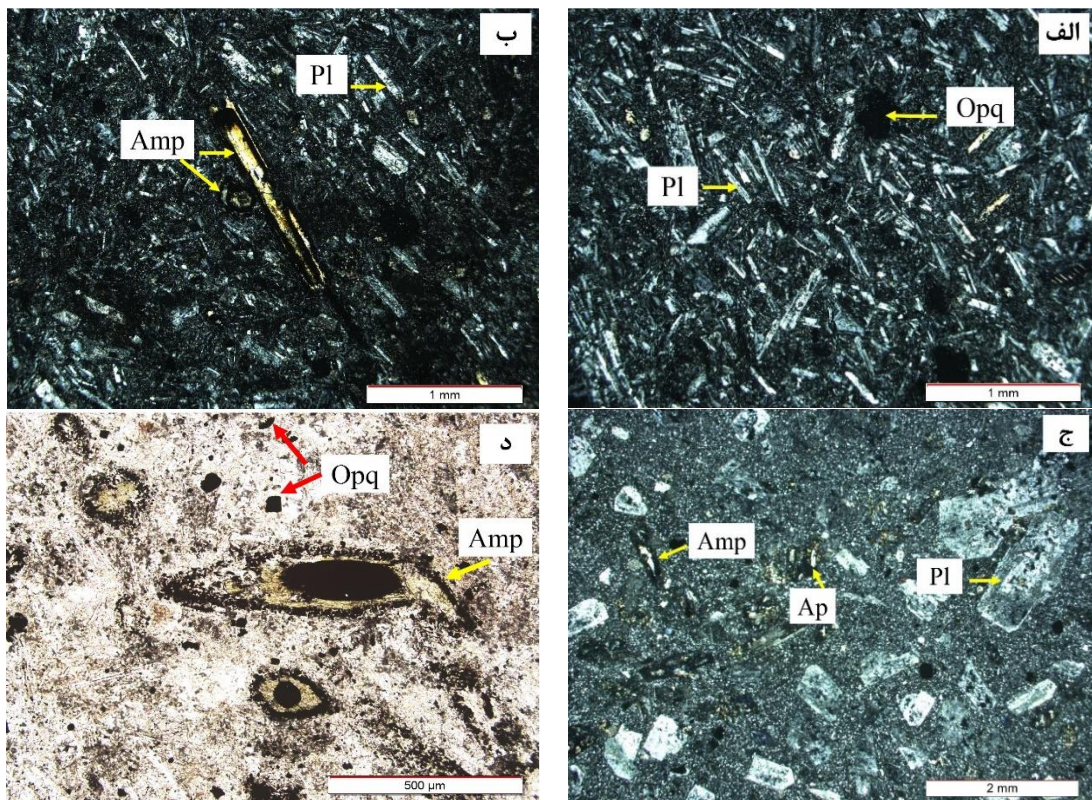
نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
آپاتیت	Ap	کانی اپک	Opq
آمفیبول	Amp	کلریت	Chl
بیوتیت	Bt	کلسیت	Cal
پلاژیوکلاز	Pl	کلینوپیروکسن	Cpx(Aug)

۳-۲: داسیت‌ها - تراکی داسیت‌ها

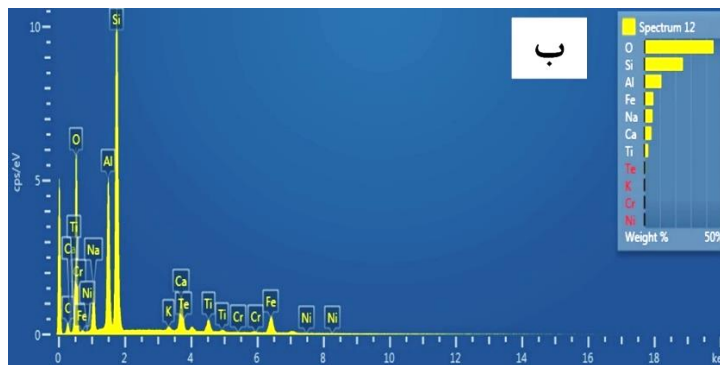
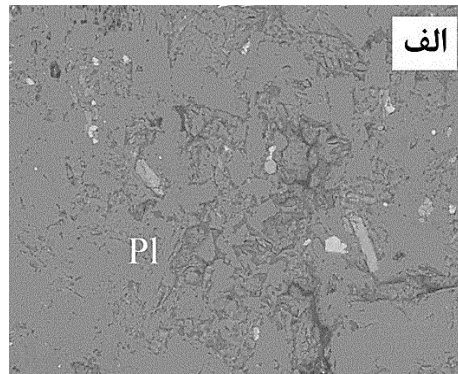
۳-۲-۱: کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های داسیتی و تراکی داسیتی منطقه

داسیت‌ها و تراکی داسیت‌ها به صورت گنبد و دایک با رنگ خاکستری روشن تا سفید، درون واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن جای گرفته‌اند و یا به عبارتی آنها را قطع کرده‌اند. مشابه چین گنبدها و دایک‌هایی در منطقه شمال سبزوار و جنوب غرب سبزوار (منطقه مقیسه) رخمون دارند (به فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ جمشیدی، ۱۳۹۴ رجوع شود). بافت غالب سنگ‌های تراکی داسیتی و داسیتی بافت پورفیری و جریان‌ی است (شکل ۱:۳). بر اساس تجزیه نقطه‌ای، ترکیبات شیمیایی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز از نوع الیگوکلاز، آندزین و به ندرت لابرادوریت می‌باشند (جدول ۳-۲، پیوست)، پلاژیوکلاز کانی غالب در سنگ‌های تراکی داسیتی و داسیتی است و به صورت فنوکریست و میکروولیت یافت می‌شود. شکل ۳-۲ تصویر BSE از پلاژیوکلاز و نمودار طیف انرژی (ES) جهت تایید یکی از پلاژیوکلاز آنالیز شده را نشان می‌دهد. این نمودار با استفاده از طیف انرژی برای تشخیص نوع کانی بکار می‌رود. اصولاً با نشان دادن حداقل سه پیک از عناصر اصلی سازنده کانی‌ها، نوع کانی تشخیص داده می‌شود. شیمی کانی‌های این گروه‌های سنگی به طور مفصل در انتهای این فصل مورد بررسی قرار خواهد گرفت. در این سنگ‌ها بلورهای پلاژیوکلاز با اندازه ۲ تا ۱۲ میلی‌متر به صورت شکل‌دار و گاه نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. منطقه بندی ترکیبی، ماکل پلی‌سینتتیک و آلبیت- کارلسباد از ویژگی‌های بارز فنوکریست‌های پلاژیوکلازها می‌باشند. این ساخت در بیشتر موارد نشانه تغییرات محلی و سریع ترکیب

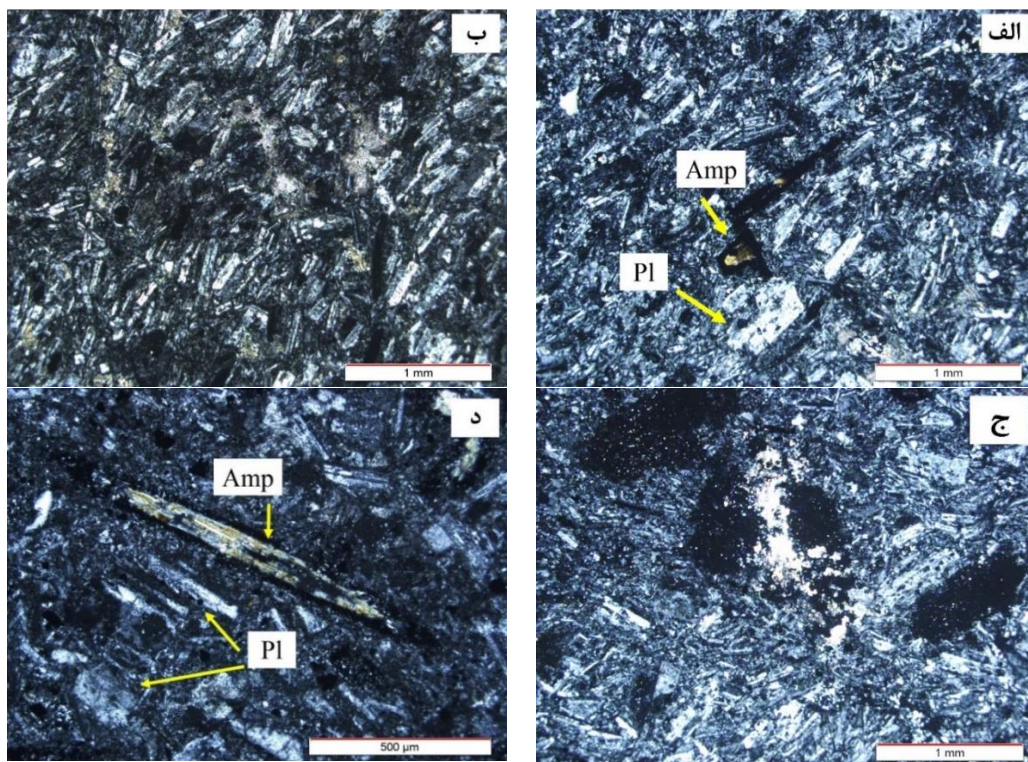
مذاب تلقی می‌شود (Vernon, 2008). منطقه بندی نوسانی (oscillatory zoning) معمولاً با رشد بلورها در سیستم باز و یا در نتیجه اختلاط ماگمایی صورت می‌گیرد (Holten et al., 2000). در منطقه بندی عادی تغییر ترکیب از هسته غنی از آنورتیت ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) به حاشیه غنی از آل بیت ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) صورت می‌گیرد، که در منطقه بندی معکوس این حالت عکس می‌شود (Holten et al., 2000). Loomis (1982) نشان داده است که کاهش دما یا وجود مواد فرار باعث به وجود آمدن منطقه بندی معکوس در پلاژیوکلازهای سنگ‌های آذرین می‌شود. منطقه بندی نوسانی پلاژیوکلازها به همراه وجود کانی‌های آبداری مثل بیوتیت و آمفیبول، می‌تواند به علت تغییر فشار بخار آب باشد.



شکل: ۱-۳: الف و ب: بافت جریان‌ی در تراکی داسیت‌ها و حضور فنوکریست‌ها و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، دانه‌های اپیک (مگنتیت و تیتانومگنتیت) و فنوکریست‌های اکسی‌هورنبلند (XPL). ج: بافت‌های پورفیری و غربالی در داسیت‌ها و حضور کانی‌های اکسی‌هورنبلند، پلاژیوکلاز و آپاتیت در زمینه دانه‌ریز (XPL). د: اکسی‌هورنبلند دارای حاشیه سوخته به همراه کانی‌های اپیک در داسیت‌ها (PPL).



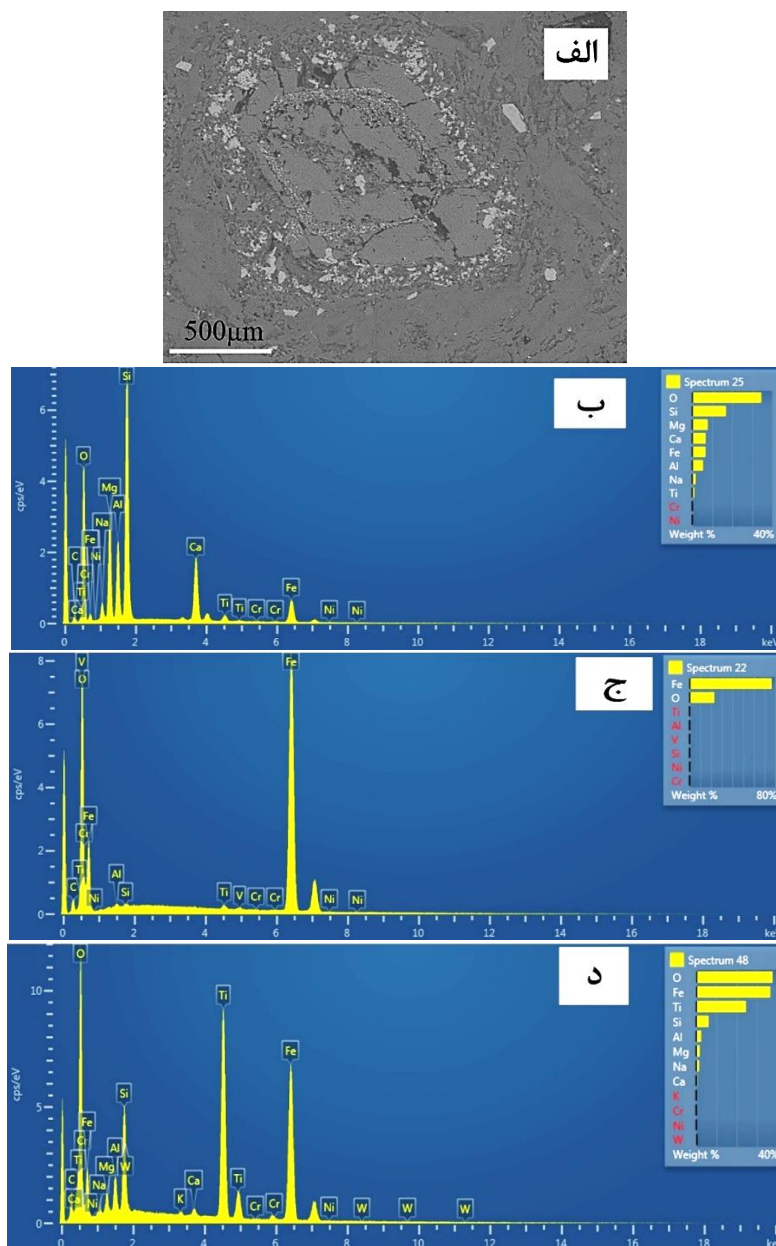
شکل ۳-۲: الف: تصویر BSE (Backscatter image) کانی پلاژیوکلاز با رنگ خاکستری در زمینه میکرولیتی تراکی داسیت‌ها. ب: نمودار طیف انرژی (Energy spectrum) تعیین کننده و تأیید کننده وجود پلاژیوکلاز. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در حاشیه دچار تحلیل رفتگی شده‌اند. احتمالاً عمل تحلیل رفتگی به علت کاهش فشار حاکم بر ماگما در طی صعود آن به سطح زمین صورت گرفته است. در واقع کاهش فشار باعث می‌شود بلوری که در اعماق در دمای معینی متبلور شده است، در عمق کمتر تحلیل رود. گرم شدن پلاژیوکلازها در دمای بالاتر از دمای لیکیدوس نیز باعث حل شدن و گردش فنوکریست‌ها می‌شود. این عمل می‌تواند در طی وقوع جریان‌های همرفتی در اتاق ماگمایی صورت گیرد. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز متحمل دگرسانی شده‌اند و به کانی‌های ثانویه‌ای نظیر کلسیت و سریسیت تجزیه شده است و به صورت لکه یا دانه‌های ریز در سطح یا حواشی پلاژیوکلازها دیده می‌شوند (شکل ۳-۳). این نوع دگرسانی در داسیت‌ها متداولتر است و ظاهری غبارآلود به سنگ بخشیده است.



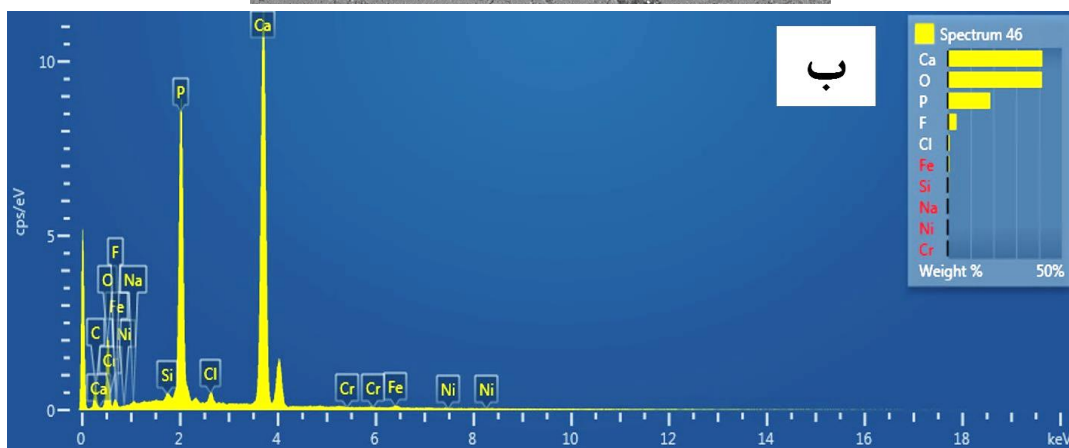
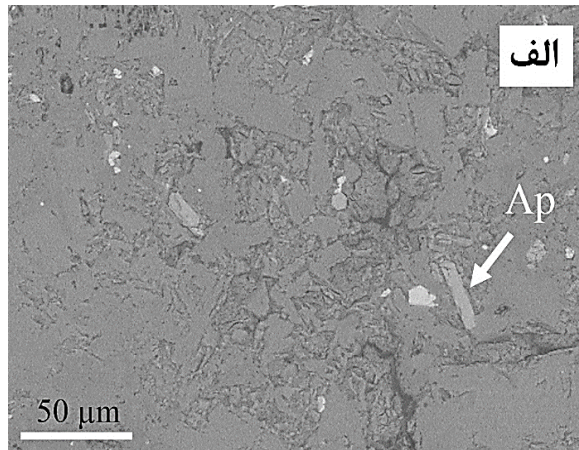
شکل ۳-۳: الف: پلاژیوکلاز با حاشیه تحلیل رفته به همراه اکسی‌هورنبلندهای دارای حاشیه‌های سوخته در تراکی داسیت‌ها. ب: دگرسانی سریسیتی پلاژیوکلاز در داسیت‌ها. ج: تحلیل رفتگی حاشیه پلاژیوکلازها، همراه با فنوکریست اکسی‌هورنبلند در داسیت (XPL).

هورنبلندها و اکسی‌هورنبلندها بر اساس نتایج آنالیز نقطه‌ای، از نوع پارگازیت تا هاستینگزیت منیزم‌دار هستند (جدول ۲-۳، پیوست) و به صورت ریز بلور به اشکال دوکی و منشوری مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۳). برخی از فنوکریست‌های اکسی‌هورنبلند شواهدی از تحلیل رفتگی از خود نشان می‌دهند، به‌طوری‌که در حاشیه برخی از بلورهای هورنبلند قشری از مگنتیت تا تیتانومگنتیت (تأیید شده بر اساس تجزیه نقطه‌ای میکروپروپ) یافت می‌شود (شکل ۳-۴). این پدیده را اوپاسیتی شدن می‌نامند و به طور عامیانه تحت عنوان سوختگی آمفیبول‌ها شناخته می‌شود. در طی اوپاسیتی شدن هورنبلندها و بیوتیت‌ها در پوششی تیره رنگ محاط می‌شوند. این مسأله به عدم تعادل این کانی‌های آب‌دار در محیط بی‌آب، افزایش درجه حرارت و افزایش فوگاسیته اکسیژن بستگی دارد (Middlemost, 1986). حاشیه‌های واکنشی در درشت بلورهای هورنبلند در جایی اتفاق می‌افتد که با مذاب در تماس هستند (Rutherford and Devine, 2003). منشأ این حاشیه‌ها با شکسته شدن بلورهای هورنبلند حین بالا آمدن آرام ماگما

از محل ذخیره در عمق در ارتباط است و نشانه اختلاط ماگمایی است. دلیل ناپایداری برخی از فنوکریست های هورنبلند این طور عنوان می شود که خروج مواد فرار از ماگما در حین بالا آمدن به سطح زمین، محدوده پایداری آن را کاهش می دهد و باعث واکنش آن با ماده مذاب می شود (Shelley, 1993). بلورهای ریز آپاتیت به عنوان کانی فرعی در داسیت ها و تراکی داسیت ها مشاهده می شود. (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۴: الف: تصویر BSE از هورنبلند دارای منطقه بندی ترکیبی و حاشیه ای از کانی اپک پیرامون آن. مگنتیت به صورت ادخال در درون بلور هورنبلند یافت می شود. ب: نمودار طیف انرژی (ES) مربوط به هورنبلند در نمونه داسیتی. ج و د: نمودار طیف انرژی مربوط به کانی مگنتیت (ج) و تیتانومگنتیت (د).

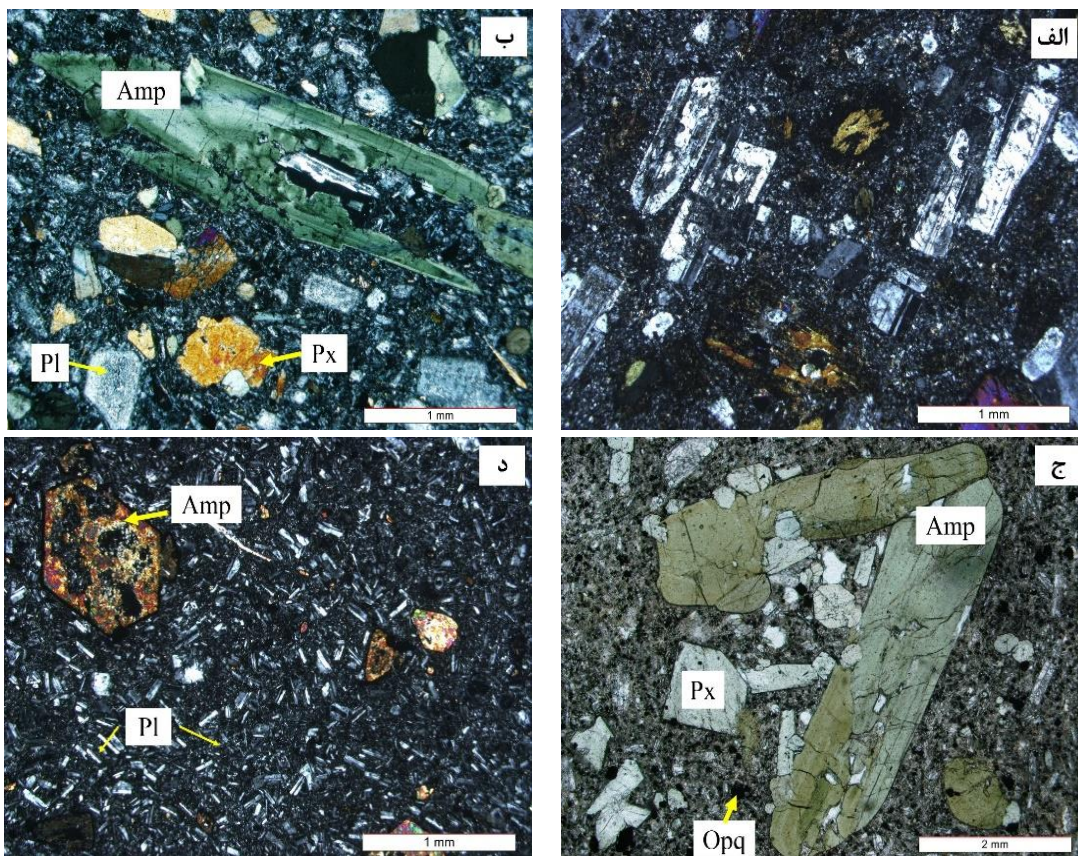


شکل ۳-۵: تصویر BSE (رویش الکترونی) آپاتیت ب: نمودار ES (طیف انرژی آپاتیت).

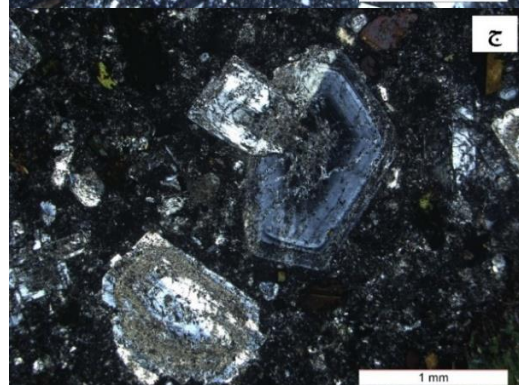
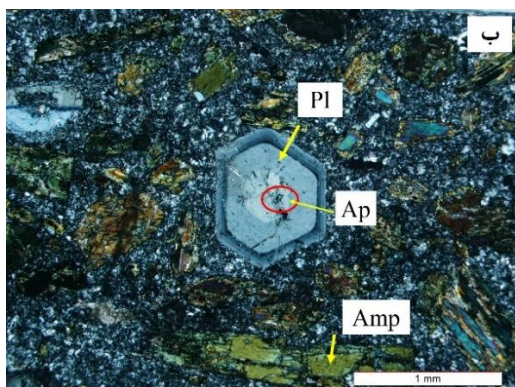
۳-۳: آندزیت‌ها-تراکی آندزیت‌ها و آندزیت‌های بازالتی

۳-۳-۱: کانی‌های تشکیل دهنده

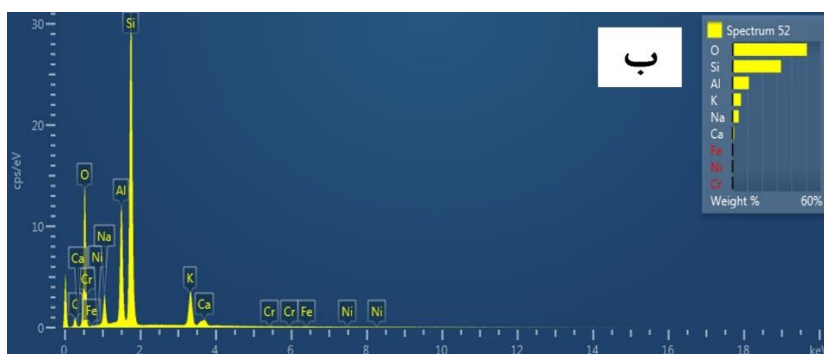
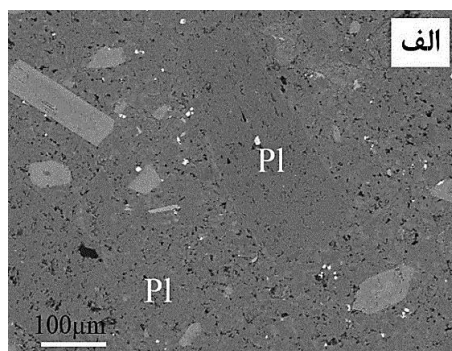
در شمال منطقه احمدآباد و همچنین در منطقه رژه گنبدهایی با ترکیب تراکی آندزیت، آندزیت و آندزیت بازالتی به رنگ‌های سبز تا خاکستری رنگ رخمون دارند. بافت‌های غالب این سنگ‌ها پورفیری، گلمروپورفیری و جریانی هستند (شکل ۳-۶). بلورهای شکل دار و نیمه شکل دار پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین درشت بلورها هستند و اندازه آنها از چند دهم میلی‌متر تا ۳ میلی‌متر متغیر است. در آندزیت‌ها، تراکی آندزیت‌ها و آندزیت‌های بازالتی پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی سنتتیک، کارلسباد و همچنین منطقه‌بندی ترکیبی هستند. آنالیز شیمیایی نقطه‌ای معرف ترکیب آندزین-لابرادوریت برای پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۳-۷ و ۳-۸).



شکل ۳-۶: تصاویری از ویژگی‌های میکروسکوپی آندزیت‌ها، تراکی آندزیت‌ها و آندزیت‌های بازالتی: الف: بافت‌های پورفیری و جریان‌ی در سنگ‌های تراکی آندزیتی به همراه فنوکریست‌های اکسی‌هورنبلند با حاشیه اوپاسیتی و پلاژیوکلاز. ب: بافت پورفیری در آندزیت‌های بازالتی واجد اکسی‌هورنبلند، اوژیت و دو دسته پلاژیوکلاز درشت دانه و ریز دانه. ج: بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع بلورهای هورنبلند و اوژیت. د: بافت میکروولیتی پورفیری و حضور فنوکریست اکسی‌هورنبلند در زمینه میکروولیتی در آندزیت‌ها. کلیه تصاویر در نور پلاریزه متقاطع (XPL) تهیه شده است.

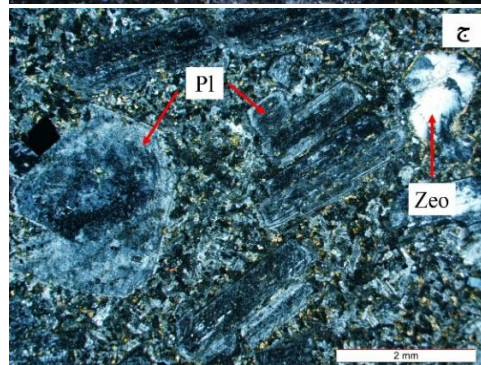
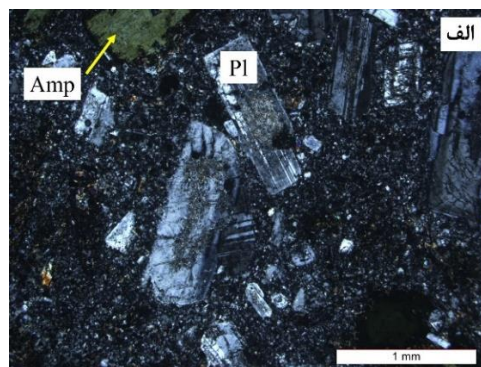
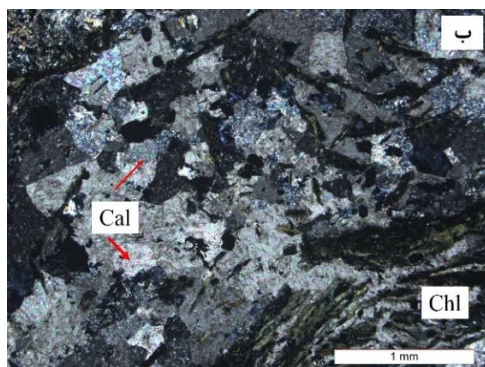


شکل ۳-۷: الف: تصاویری از ویژگی‌های میکروسکوپی آندزیت‌ها که دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک هستند. ب: بافت پورفیری همراه با پلاژیوکلازهای دارای منطقه بندی ترکیبی. اکسی‌هورنبلند و آپاتیت نیز در این سنگ یافت می‌شود. ج: بافت پورفیری همراه با پلاژیوکلازهای سرسیتی شده. تصاویر در نور XPL تهیه شده است.



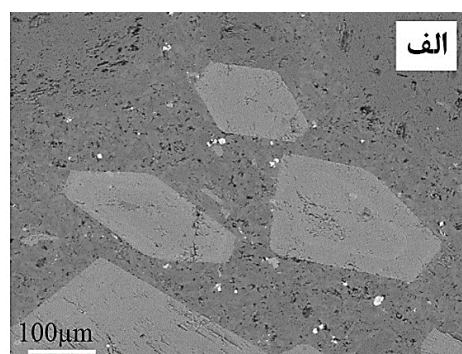
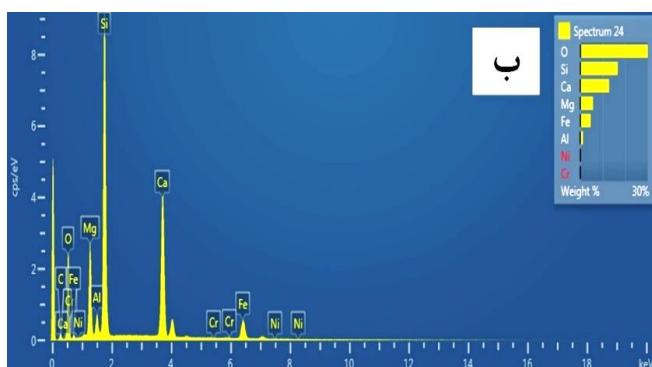
شکل ۳-۸: تصویر BSE پلاژیوکلاز به همراه کانی‌های اپک در نمونه آندزیت بازالتی. کانی‌های اپک به صورت دانه‌های سفید رنگ مشاهده می‌شوند. ب: نمودار ES پلاژیوکلاز در نمونه آندزیت بازالتی (بیشتر طیف انرژی متعلق به عناصر Si, Al, Na, Ca می‌باشد). عامل اصلی منطقه بندی ترکیبی نبود تعادل کامل در خلال تبلور می‌باشد (Shelley, 1993). پلاژیوکلاز،

فراوان‌ترین متشکله خمیره این سنگ‌ها می‌باشد. و در برخی از مقاطع ریزبلورهای آمفیبول به همراه میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های اپک در زمینه دیده می‌شوند. حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه سنگ، بافت پورفیری به سنگ می‌دهد. (Winter (2001) دلیل ایجاد بافت پورفیری را سرد شدن در دو مرحله در اتاقک ماگمایی می‌داند. در مرحله اول سرد شدن آهسته باعث تشکیل فنوکریست‌های درشت و در مرحله دوم سرد شدن سریع باعث تشکیل بلورهای دانه‌ریز می‌گردد. تجمع درشت بلورهای پلاژیوکلاز، سبب بروز بافت گلومروپورفیری می‌گردد. (Xu (2009) معتقد است که به هم پیوستن ذرات تحت تأثیر کشش سطحی، باعث تراکم، بوجود آمدن ذرات دو قلوئی انحنا دار و قوس مانند و در نتیجه بافت گلومروپورفیری گردد. به اعتقاد Xu (2009) بافت گلومروپورفیری شامل فنوکریست‌های تجمع یافته‌ای است که در سه مرحله تشکیل می‌شود. در مرحله اول و طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی، فنوکریست‌ها از مذاب متبلور می‌شوند. در مرحله دوم، با تزریق تصادفی مذاب درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی، مذاب‌های مختلط تولید می‌شوند. کاهش چگالی و گرانیوی مذاب احاطه کننده این فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به صورت انباشتی در کف آشیانه ماگمایی می‌شود. اتاق ماگمایی مذکور ممکن است از طریق سیستم دایک با آشیانه‌های ماگمایی عمیق‌تر در ارتباط باشد لذا در مرحله سوم، تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکات سریع رو به بالا، سبب آشفتنی مخزن، انتقال و در نتیجه، اختلاط مذاب می‌شود. (Nixon and Pearce (1987) نشان دادند که تزریق متعدد ماگمای بازیک داغ و تازه به درون اتاق ماگمایی تفریق و سرد شده باعث می‌شود، پلاژیوکلازهایی که قبلاً تبلور یافته، متحمل تحلیل رفتگی شوند. بنابراین شاید بتوان این موضوع را این‌طور توجیه کرد که ورود ماگمای بازیک جدید به آشیانه ماگمایی که ماگمای بازیک قبلی در آن در حال تفریق و تبلور است، باعث بهم خوردن تعادل شیمیایی و بوجود آمدن خوردگی در کانی‌ها می‌گردد. در برخی نمونه‌ها، پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی، کلسیت و به شدت سریسیتی دگرسان شده‌اند (شکل ۷-۳ ج). در برخی از مقاطع کلریت و کلسیت و زئولیت حفرات را پر کرده‌اند و بافت بادامکی را بوجود آورده‌اند (شکل ۷-۳-۹).



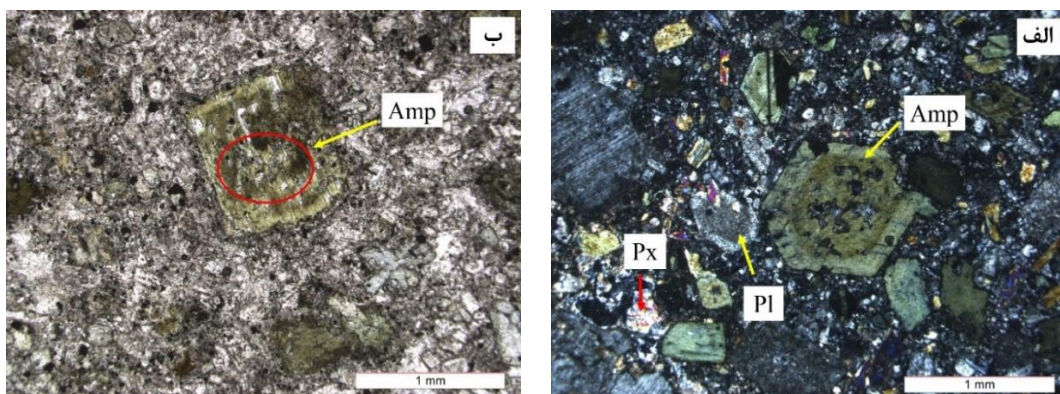
شکل ۳-۹: تصاویری از کانی‌های دگرسان شده و ثانویه در آندزیت‌ها، تراکی‌آندزیت‌ها و آندزیت‌های بازالتی. الف: پلاژیوکلاز دگرسان شده به کانی‌های رسی. ب: پرشدگی حفرات توسط کلریت و کلسیت. ج: حضور زئولیت به عنوان کانی ثانویه و پرکننده حفرات به همراه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در آندزیت‌ها. همه تصاویر در نور XPL تهیه شده است.

درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هورنبلند موجود در سنگ‌های آندزیتی که بر اساس نتایج آنالیز نقطه‌ای از نوع پارگازیت تا هاستینگزیت منیزیم‌دار، در تراکی‌آندزیت‌ها از نوع چرماکیت تا هاستینگزیت منیزیم‌دار و در آندزیت‌های بازالتی از نوع پارگازیت تا هاستینگزیت منیزیم‌دار هستند. اندازه آنها در حد چند دهم میلی‌متر تا دو سانتی‌متر به عنوان فراوان‌ترین کانی فرومنیزین این دسته از سنگ‌ها محسوب می‌شوند و یا به صورت ریز بلور در زمینه یافت می‌شود (شکل ۳-۱۰).



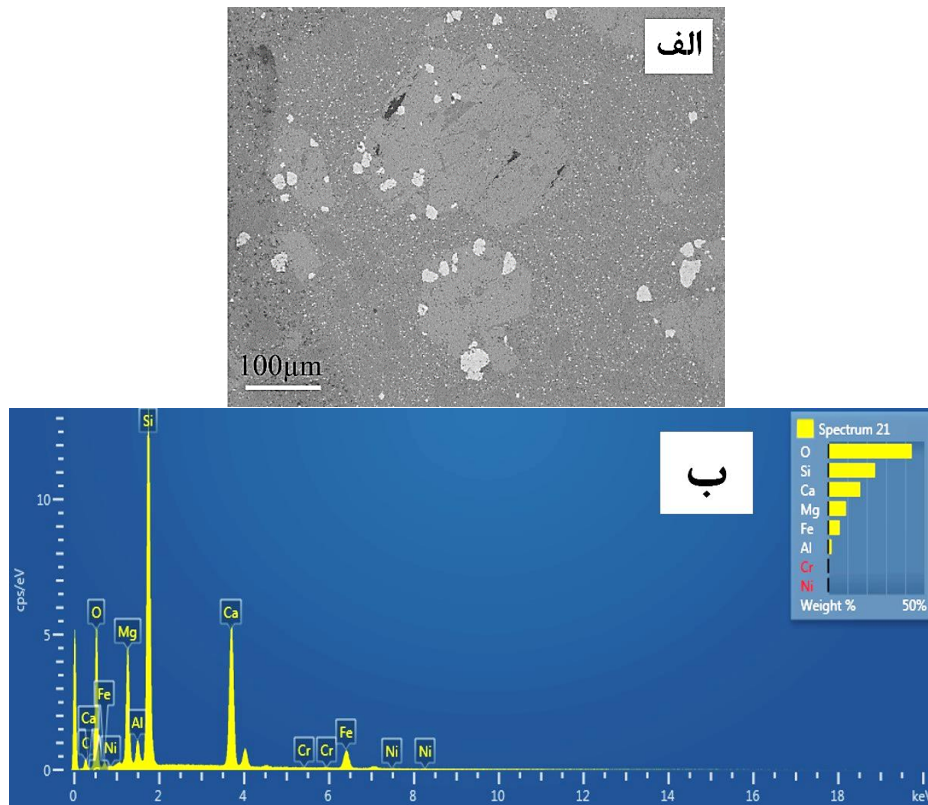
شکل ۳-۱۰: تصویر BSE چرماکیت-هاستینگزیت منیزیم‌دار با منطقه‌بندی نوسانی در تراکی‌آندزیت‌ها. ب: نمودار ES کانی هورنبلند (بیشترین طیف انرژی متعلق به عناصر Si، Ca و Mg) می‌باشد. اپیدوت و کلریت به عنوان کانی ثانویه حاصل از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مانند هورنبلند و اوژیت

بوجود می‌آیند. این نوع از دگرسانی‌ها نشان دهنده وجود فاز سیال در طی دگرسانی می‌باشند. در طی دگرسانی مقدار قابل توجهی H^+ , H_2O , Fe , CO_2 , S , Ca و Mg به سیستم افزوده شده و مقداری SiO_2 خارج می‌گردد. با افزایش نسبت اکتیویته Ca^{2+} به H^+ در محلول، کانی اپیدوت و با افزایش نسبت اکتیویته Mg^{2+} به H^+ کانی کلریت تشکیل خواهد شد (Winkler, 1979; Ahn and Cho, 1998) (شکل ۳-۹ ب). آمفیبول‌ها در برخی قسمت‌ها دارای ادخال‌هایی از جنس پلاژیوکلاز و کانی‌های اپک می‌باشند (شکل ۳-۱۱).



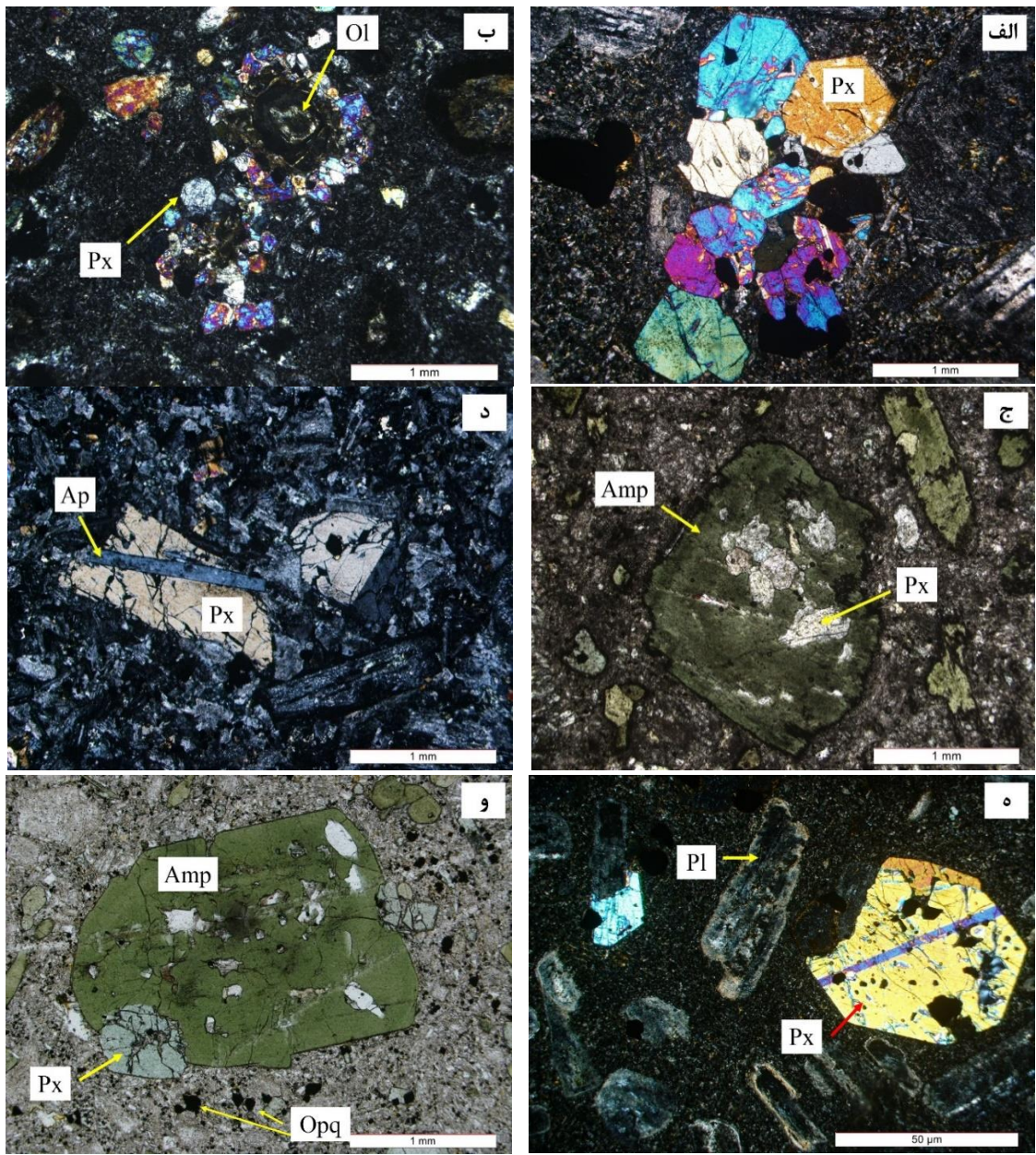
شکل ۳-۱۱: الف و ب: فنوکریست‌های هورنبلند غبارآلود (ناشی از حضور دانه‌های ریز کانی‌های اپک) در دو گروه سنگی آندزیت بازالتی (الف) و آندزیتی (ب) (نور XPL).

آندزیت‌های بازالتی به رنگ سبز خاکستری اکثراً همراه با سنگ‌های آندزیتی دیده می‌شود و تفکیک آنها از سنگ‌های آندزیتی بر روی نقشه زمین‌شناسی عملاً امکان‌پذیر نیست. تنها تفاوت این سنگ‌ها نسبت به سنگ‌های آندزیتی وجود فنوکریست‌های پیروکسن است که با توجه به نتایج تجزیه شیمیایی نقطه‌ای (جدول ۳-۳) از نوع اوژیت تا دیوپسید می‌باشند. بلورهای پیروکسن به صورت نیمه خودشکل تا کاملاً شکل‌دار با ابعاد چند دهم میلیمتر تا حدود ۵ میلیمتر متغیر هستند. بر خلاف سایر کانی‌ها پیروکسن‌ها کمتر تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند و اغلب سالم هستند (شکل ۳-۱۲).



شکل ۳-۱۲: BSE مربوط به کانی پیروکسن (اوژیت-دیوپسید) سنگ‌های آندزیت بازالتی. ب: نمودار ES پیروکسن با بیشترین طیف عناصر Si, Ca, Mg, Fe در سنگ‌های آندزیت بازالتی.

بافت غالب در در سنگ‌های آندزیت بازالتی، پورفیری و گلوپورفیری می‌باشد. در برخی از نمونه‌ها، بلورهای پیروکسن (اوژیت-دیوپسید) در حاشیه بلورهای الیوین تجمع حاصل کرده‌اند (شکل ۳-۱۳). این اجتماع غیر عادی احتمالاً به صورت میکروآنکلاو از اعماق بیشتر، همراه ماگمای سازنده این سنگ‌ها به سمت بالا حمل شده‌اند. وجود شکستگی‌های فراوان در الیوین، سبب ایدنگزیتی شدن آن در امتداد شکستگی‌ها می‌گردد. تحت تاثیر این فرایند دگرسانی، کانی ثانویه ایدنگزیت و اکسید آهن در سطح الیوین بوجود می‌آید. ایدنگزیت یک شبه کانی قرمز رنگ حاوی اکسیدهای آهن سه ظرفیتی با پلوکروئیسیم ضعیف است (Shelley, 1993). طی فرآیند ایدنگزیتی شدن، مخلوطی از کانی‌های بسیار ریز میکروسکوپی از گوتیت (سنگ آهن سوزنی)، کانی‌های رسی، کلریت و کانی‌های مشابه تشکیل می‌شود.

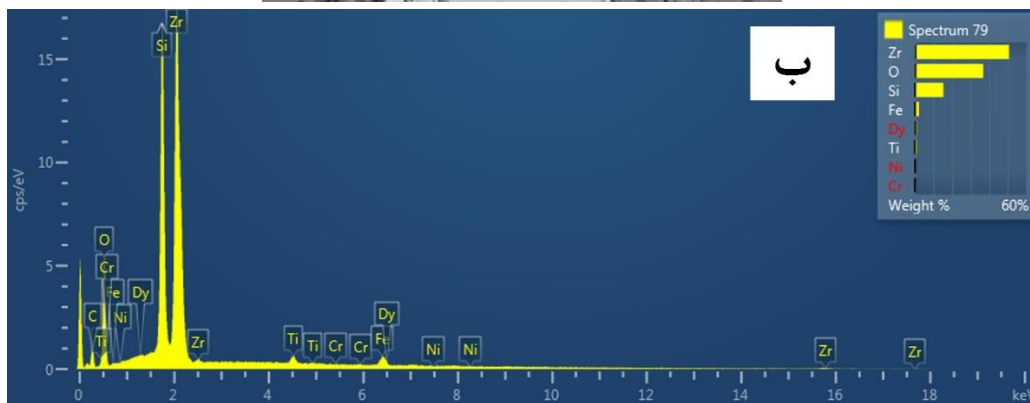
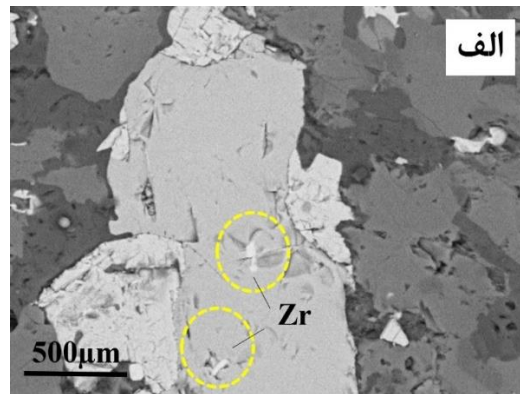


شکل ۳-۱۳: تصاویری میکروسکوپی از ویژگی‌های آندزیت‌های بازالتی: الف: بافت گلومروپورفیری حاصل از تجمع بلورهای پیروکسن (نور XPL). ب: تجمع بلورهای پیروکسن در اطراف کانی الیوین در آندزیت‌های بازالتی (نور XPL). ج: ادخال‌های پیروکسن در آمفیبول (نور XPL). د: آپاتیت تیغه‌ای شکل به عنوان کانی فرعی و ادخال در پیروکسن (نور XPL). ه: بافت خلیج‌خوردگی در پیروکسن از نوع اوژیت با ماکل ساعت شنی (نور XPL). و: ادخال هورنبلند در اوژیت (نور PPL).

یکی از مهمترین بافت‌های غیر تعادلی در آندزیت‌های بازالتی، بافت غربالی است (شکل ۳-۱۳). علت تشکیل بافت غربالی تغییرات فیزیکی و شیمیایی در آشیانه ماگمایی می‌باشد. بافت غربالی می‌تواند در اثر اختلاط ماگمایی، کاهش فشار و افزایش دما در حین صعود ماگما به سطح و تغییر در میزان مواد

فرار حاصل شود (Reubi et al., 2002). از لحاظ بافتی دو نوع پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها قابل مشاهده است. پلاژیوکلازهای با سطوح بلوری سالم و با بافت غبار آلود یا غربالی. در نوع اخیر قسمت مرکزی بلورها سالم بوده ولی حاشیه‌ای با بافت غربالی دارا می‌باشند که به طور منظم بخش سالم مرکزی را فرا گرفته است، یا در تعدادی از پلاژیوکلازها، اطراف بخش غبارآلود یا غربالی، حاشیه‌ای سالم تشکیل شده است. (Hibbard 1981) تشکیل این نوع پلاژیوکلازها را به اختلال در تعادل بلورهای پلاژیوکلاز با محیط، که ناشی از اختلاط یا افزایش فوگاسیته اکسیژن است، نسبت داده است. در نتیجه حاشیه بلور شروع به هضم و خورده شدن می‌کند. اما قبل از اینکه تمام بلور خورده شده و حالت غربالی به خود بگیرد، شرایط تغییر کرده و در اثر نفوذ ماگما در مرحله بعدی در اطراف این بلور حاشیه سالم دیگری ایجاد می‌شود. اگر در پلاژیوکلازهای اولیه، منطقه بندی نوسانی وجود داشته باشد به علت تفاوت ترکیبی موجود در بلور در شرایط غیر تعادلی، قسمت‌های کلسیم‌دارتر زودتر خورده شده و قسمت‌های سدیم‌دارتر سالم می‌ماند. به طور کلی دو نسل پلاژیوکلاز در مقاطع آندزیتی، تراکی‌آندزیتی و آندزیت بازالتی مشاهده می‌شود. نسل اول فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز هستند که در اعماق و قبل از جایگزینی نهایی سنگ تشکیل شده‌اند. خودشکل بودن این فنوکریست‌ها حاکی از سرد شدن تقریباً آرام آنها است. منطقه بندی ترکیبی یا رنگی از دیگر شاخص‌های پلاژیوکلازهای نسل اول می‌باشد. اگر در سیستم پلاژیوکلاز تعادل کامل برقرار باشد، بلورها به طور ممتد با ماده مذاب واکنش داده و نه تنها در پلاژیوکلازها منطقه بندی به وجود نمی‌آید بلکه ترکیب آنها با ترکیب ماده مذاب اولیه یکسان می‌شود. معمولاً بلورهای دارای منطقه بندی ترکیبی یا رنگی نشانگر آهسته‌تر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور هستند (آسیابانها، ۱۳۷۴). نسل دوم، میکروولیت‌های پلاژیوکلاز یا پلاژیوکلازهای موجود در خمیره سنگ می‌باشند که مراحل سرد شدن و تبلور را ثبت می‌کنند. آمفیبول در این ترکیب سنگی همانند سایر ترکیبات دارای حاشیه سوخته می‌باشد. کانی‌های فرومنیزین اولیه در اثر دگرسانی شدیدتر در مقایسه با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، در مواردی به طور کامل متلاشی شده و توسط کلریت، کلسیت و کانی‌های اپک جایگزین شده‌اند.

آندزیت‌ها، تراکی آندزیت‌ها و آندزیت‌های بازالتی، آپاتیت و زیرکن (شکل ۳-۱۴) به عنوان کانی فرعی به شمار می‌آیند. با استفاده از نتایج آنالیز نقطه‌ای، حضور این کانی‌ها در این سنگ‌ها مسلم می‌باشد. به طور کلی کانی‌های سرسیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت و بخشی از کانی‌های اپک، کانی‌های حاصل دگرسانی هستند.



شکل ۳-۱۴: تصویر BSE کانی زیرکن به عنوان کانی فرعی آندزیت‌های بازالتی. ب: نمودار ES مربوط به کانی زیرکن با بیشترین طیف مربوط به عنصر Zr.

۴:۳: آنکلاوها

همانطور که در فصل دوم اشاره شده است، یکی از خصوصیات بارز کلیه این گروه‌های سنگی وجود آنکلاوهای زینولیتی و اتولیتی می‌باشد که به ترتیب یکی از نشانه‌های بارز آلایش و اختلاط ماگمایی می‌باشند. هر یک از این دو گروه آنکلاو بر حسب ترکیب سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و بافت به زیر گروه‌هایی به شرح زیر، تقسیم می‌شوند:

آنکلاو آمفیبولیتی

آنکلاوهای آمفیبولیتی شامل هورنبلند و مقادیر اندکی پلاژیوکلاز و کانی های اپک هستند. فابریک آن نماتوبلاستی است و حاصل از حضور بلورهای دگرشکل شده هورنبلند همراه با مقادیری پلاژیوکلاز می باشد. تجمعی از کانی های اپک در طول مرز دانه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۵ الف). در این بخش کلیه آنکلاوهای نوع زینولیتی در شکل ۳-۱۵ به تصویر کشیده شده‌اند. به دلیل کم ضخامت بودن برخی از آنکلاوها، تهیه مقطع نازک از آنها ممکن نشده است.

آنکلاوهای اسلیتی و فیلیتی

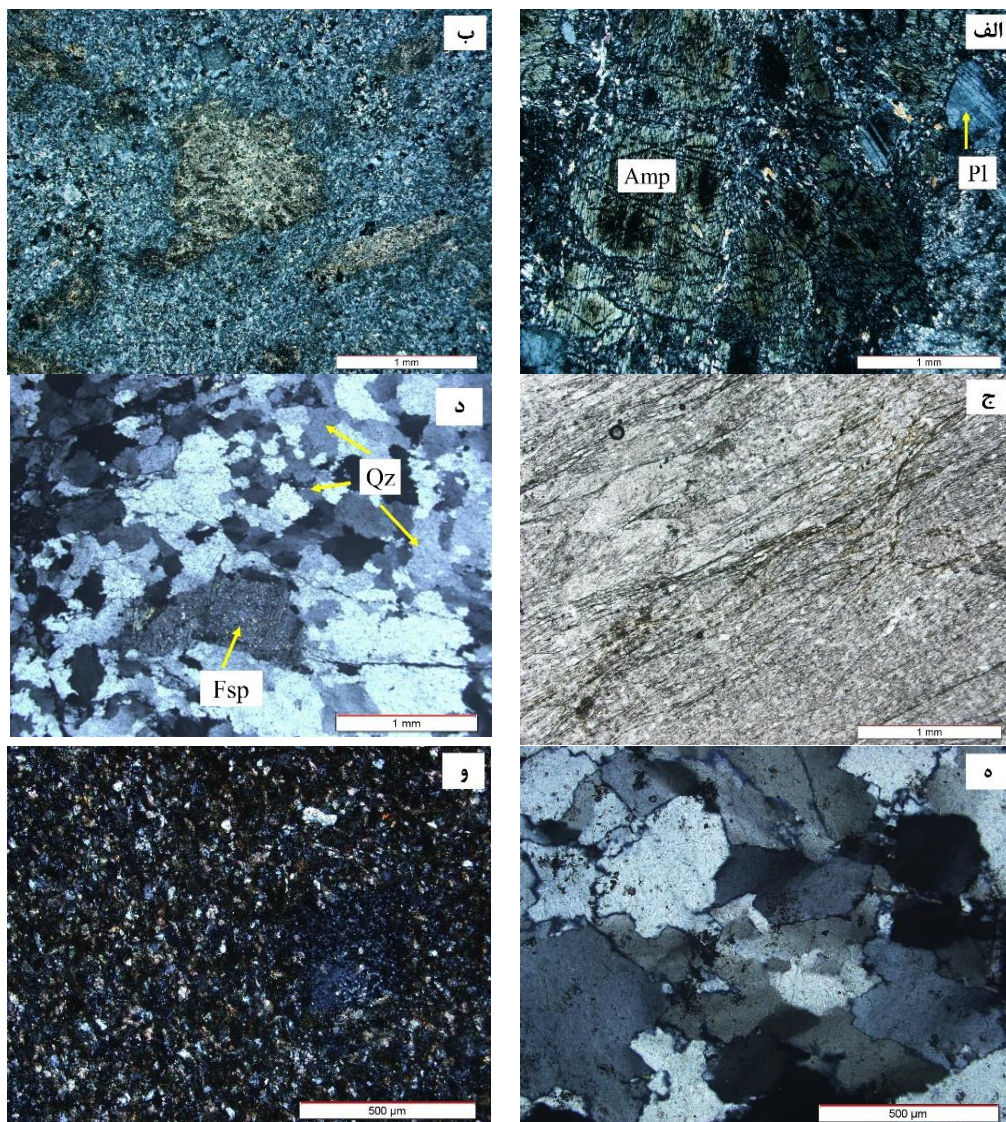
ذرات ریز کانی‌های فلسیک، از قبیل کوارتز و فلدسپارها و هم چنین بلورهای ریز سریسیت و کلریت، مهم‌ترین متشکله های این آنکلاوها هستند. این آنکلاوها، علاوه بر تحمل دگرگونی ناحیه‌ای، پس از ورود به داخل ماگما، تحت تأثیر حرارت ناشی از آن، متحمل دگرگونی مجاورتی موضعی نیز شده‌اند (شکل ۳-۱۵ ب و ج).

آنکلاو گنیسی

این گروه از آنکلاوها، قطعاتی با ترکیب کلی گرانیتی و گنیسی هستند. ابعاد آنها از چند میلیمتر تا چند سانتی متر متغیر است. کانی‌های اصلی سازنده این زینولیت‌ها شامل کوارتز، فلدسپار و بیوتیت هستند و بافت پورفیروبلاستی و پورفیروکلاستی نشان می‌دهند (شکل ۳-۱۵ د و ه). در این گنیس‌ها فابریک نواری متشکل از نوارهای تیره و روشن نیز مشاهده می‌شود. نوارهای روشن از کانی‌های روشن نظیر فلدسپارها و کوارتز و نوارهای تیره از کانی‌های فرومنیزین نظیر بیوتیت غنی هستند.

آنکلاو توفی کربناته

آنکلاوهای توفی کربناته ریزدانه هستند. شیشه و کلسیت در سراسر مقطع مشاهده می‌شود. این توف ها از نوع توف شیشه ای می باشد. در مورد قطعات شیشه‌ای باید این نکته را در نظر داشت که شیشه اساساً ناپایدار است و با گذشت زمان به کانی‌های نوظهور تبدیل می‌شود (دویتریفیکاسیون) (شکل ۳-۱۵ و).



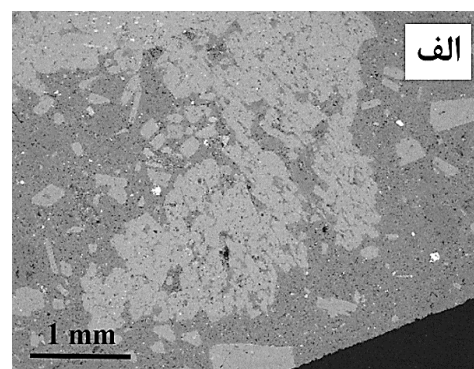
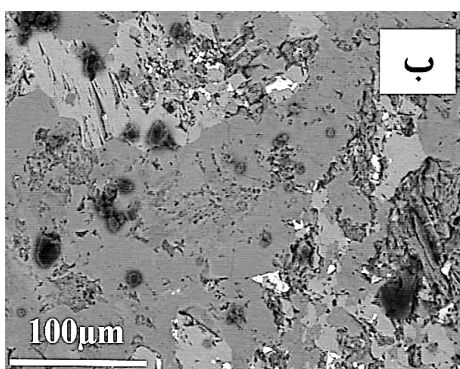
شکل ۳-۱۵: الف: آنکلاو آمفیبولیتی واجد هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز و کانی اپک. ب: تصویر میکروسکوپی فیلیت دانه ریز به همراه بافت لکه‌دار. لکه‌ها به سرسیت دگرسان شده‌اند (XPL). ج: اسلیت دانه ریز میلونیتی شده (PPL). د: آنکلاو گنیسی حاوی کوارتز و فلدسپارهای دانه ریز (ساب گرین) شده. به مرز مضرّس و خاموشی موجی دانه‌های ریز تازه تشکیل شده توجه نمایید. ه: کوارتز با حاشیه مضرّس در آنکلاو گنیسی. و: تصویر میکروسکوپی آنکلاو توفی کربناته (نور XPL).

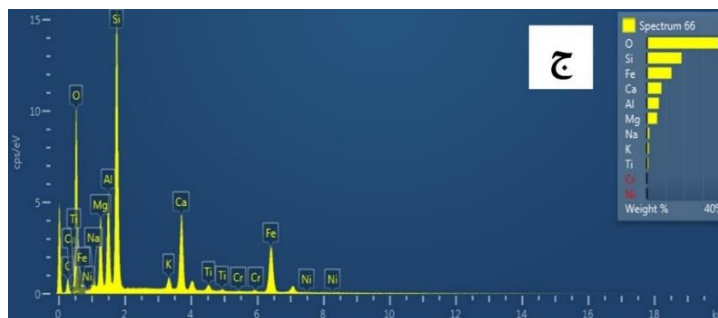
آنکلاوهای اتولیتی شامل آنکلاوهای هورنبلندی، پیروکسنیتی و گابرویی هستند. آنکلاوهای اتولیتی هورنبلندی و پیروکسنیتی به صورت دو دسته لخته دیده می‌شوند. گروه اول آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) و گروه دوم لخته‌های مافیک (MC) هستند. گروه اول تقریباً گرد شده و ترکیبات کانی‌شناسی آنها شامل پیروکسن، هورنبلند و کانی‌های اپک (مگنتیت و تیتانومگنتیت) و مقدار ناچیزی پلاژیوکلاز است. در حالیکه ترکیب لخته‌های مافیک فقط پیروکسن و هورنبلند می‌باشد. از طرف دیگر

برخی از این آنکلاوها دارای ساخت پگماتوئیدی می‌باشد و متشکل از هورنبلند و پلاژیوکلاز می‌باشند. به نظر می‌رسد آنکلاوهای نوع MME با سنگ‌های میزبان‌شان مرتبط هستند و دارای ماهیت آندزیتی و آندزیت بازالتی هستند. بر اساس شواهد صحرایی و پتروگرافی، کانی‌های مافیک مانند پیروکسن و هورنبلند در مرحله اول تفریق ماگما ته‌نشین گشته و در بستر یا دیواره‌های اتاق ماگمایی تجمع یافته‌اند و سپس در طی صعود بعدی ماگما به همراه ماگما به سطوح بالاتر، به عنوان آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و یا لخته مافیک حمل شده‌اند (Yousefi et al., 2016).

لخته‌های مافیک کومولایی سرشار از هورنبلند و پیروکسن

این نوع اتولیت شامل بخش‌هایی از خود ماگما می‌باشند که زودتر سرد شده و بر اثر نیروی ثقل درون ماگما سقوط کرده‌اند. این نوع آنکلاو که به لخته‌های مافیک (Mafic clot) نیز معروف می‌باشند، در ادامه توسط ماگما به بخش‌های بالای منتقل شده‌اند. کانی‌های سازنده این آنکلاوها شامل هورنبلند سبز، پیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشند. در برخی از سنگ‌ها می‌توان لخته‌های مافیک را به انواع جداگانه لخته‌های مافیک سرشار از هورنبلند و پیروکسن تفکیک کرد. روش تجزیه نقطه‌ای، لخته‌های نوع پیروکسن و آمفیبول را اثبات کرده است (شکل ۳-۱۶). بافت‌های مشاهده شده در این لخته‌ها میکروگرانولار و غربالی می‌باشد. به ندرت بیوتیت نیز در آنها دیده می‌شود. آپاتیت به عنوان کانی فرعی گهگاه در این آنکلاوها یافت می‌شود. همانند بخش قبل تمامی تصاویر آنکلاوهای اتولیتی موجود در این سنگ‌ها در شکل ۳-۱۷ نشان داده شده است.



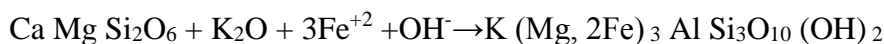


شکل ۳-۱۶ : الف و ب: تصویر BSE لخته‌های مافیک سرشار از هورنبلند و پیروکسن. ج: نمودار ES مربوط به لخته مافیک سرشار از هورنبلند.

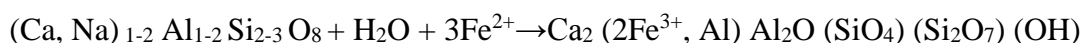
آنکلاو گابرویی

آنکلاو گابرویی در نمونه دستی به رنگ سبز تیره دیده می‌شوند و دارای بافت دانه‌ای متشکل از کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشد. تحت تأثیر سیالات غنی از Si و K در این آنکلاوها آثار بیوتیت‌زایی (حاصل تبدیل پیروکسن به بیوتیت) و اپیدوت زایی (به صورت دانه‌های سبز بی‌شکل و حاصل تبدیل پیروکسن و پلاژیوکلاز به اپیدوت) مشاهده می‌شود. آهن‌های اضافی ناشی از تبدیل پیروکسن به بیوتیت، به صورت کانی‌های اپیک تجلی یافته‌اند (شکل ۳-۱۷ ج و د).

فرایند تبدیل تقریبی پیروکسن به بیوتیت عبارتست از:



فرایند تبدیل شدن پلاژیوکلاز به اپیدوت به صورت زیر است:

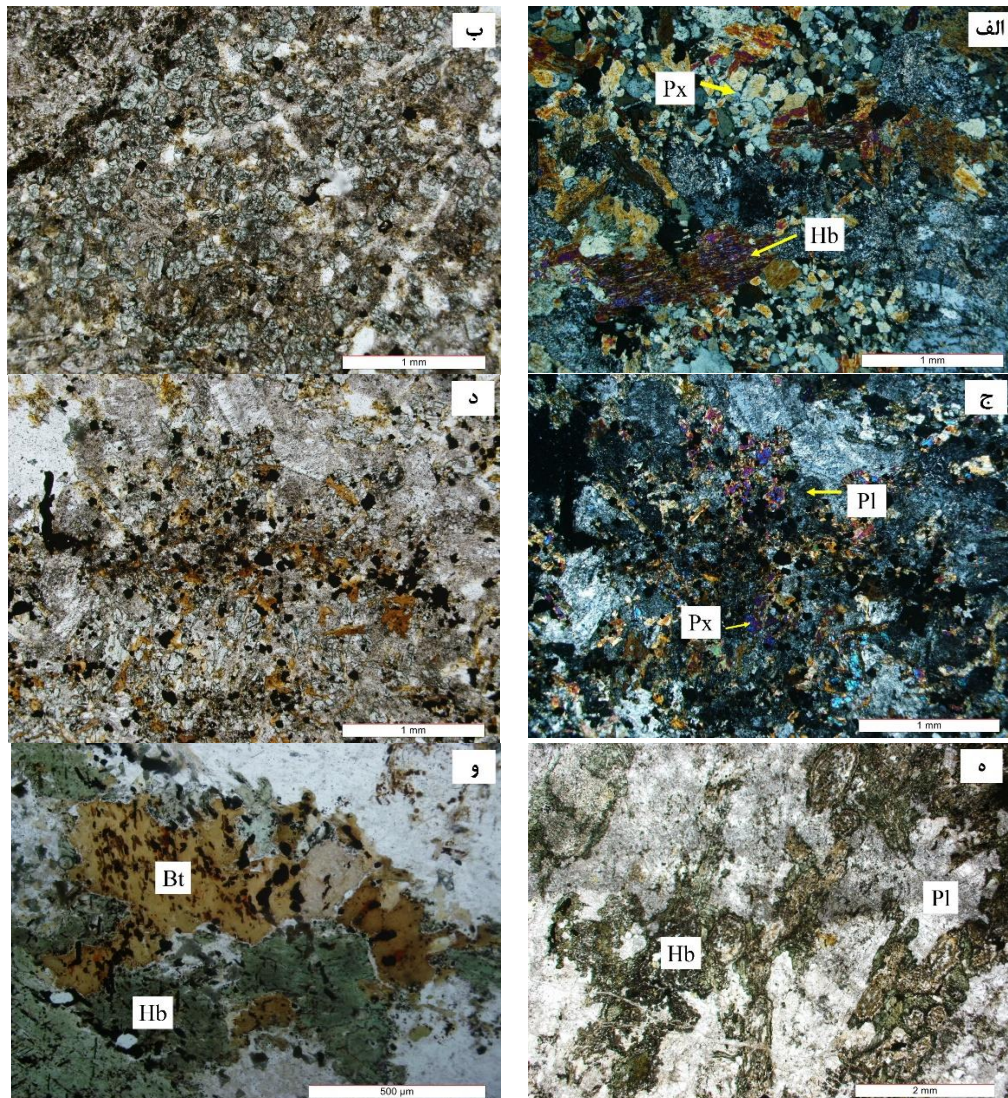


وجود این آنکلاوها با منشأهای متفاوت پیشنهاد کننده فرایند آرایش و اختلاط ماگما با آرایش پوسته‌ای می‌باشد. اختلاط ماگما به عنوان یک فرایند بنیادی و موثر در تحولات سنگ‌های ولکانیکی سیلیسی و حدواسط در ایران است (Khalili Mobarhan and Ahmadipour, 2010). بسیاری از سنگ‌های ولکانیکی سنوزوئیک در ایران بافت‌های نامتعادل متنوعی را نشان می‌دهند که بوسیله اختلاط ماگما ایجاد شده‌اند (Emami et al., 1984).

آنکلاو تونالیتی

این آنکلاو در نمونه دستی به رنگ سفید تا کرم دیده می‌شود. پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلند سبز

کانی‌های اصلی سازنده آن هستند و کانی‌های رسی، کلسیت، اکسیدهای آهن و اسفن، کانی‌های ثانویه آن به شمار می‌آیند (شکل ۳-۱۷ ه و و).



شکل ۳-۱۷: الف و ب: لخته‌های سرشار از هورنبلند و پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی (نور XPL و PPL). ج: حضور کانی پیروکسن و پلاژیوکلاز به همراه اپیدوت‌زایی در آنکلاو گابرویی (نور XPL). د: بیوتیت زایی به همراه کانی‌های اپیک در آنکلاو گابرویی (نور PPL). ه و و: تصویری از حضور هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز در آنکلاو تونالیتی (تصاویر در نور PPL تهیه شده است).

۳:۵: سنگ‌های گابرویی

سنگ‌های گابرویی همانطور که ذکر شده است به عنوان سنگ‌های آذرین نفوذی این منطقه به شمار می‌آیند. سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه در نمونه دستی به رنگ سبز تا خاکستری تیره تا سیاه و فاقد هوازدگی‌اند. بافت غالب این سنگ‌ها گرانولار، اینترگرانولار، تراکیتوئیدی جریانی و تجمعی می‌باشد.

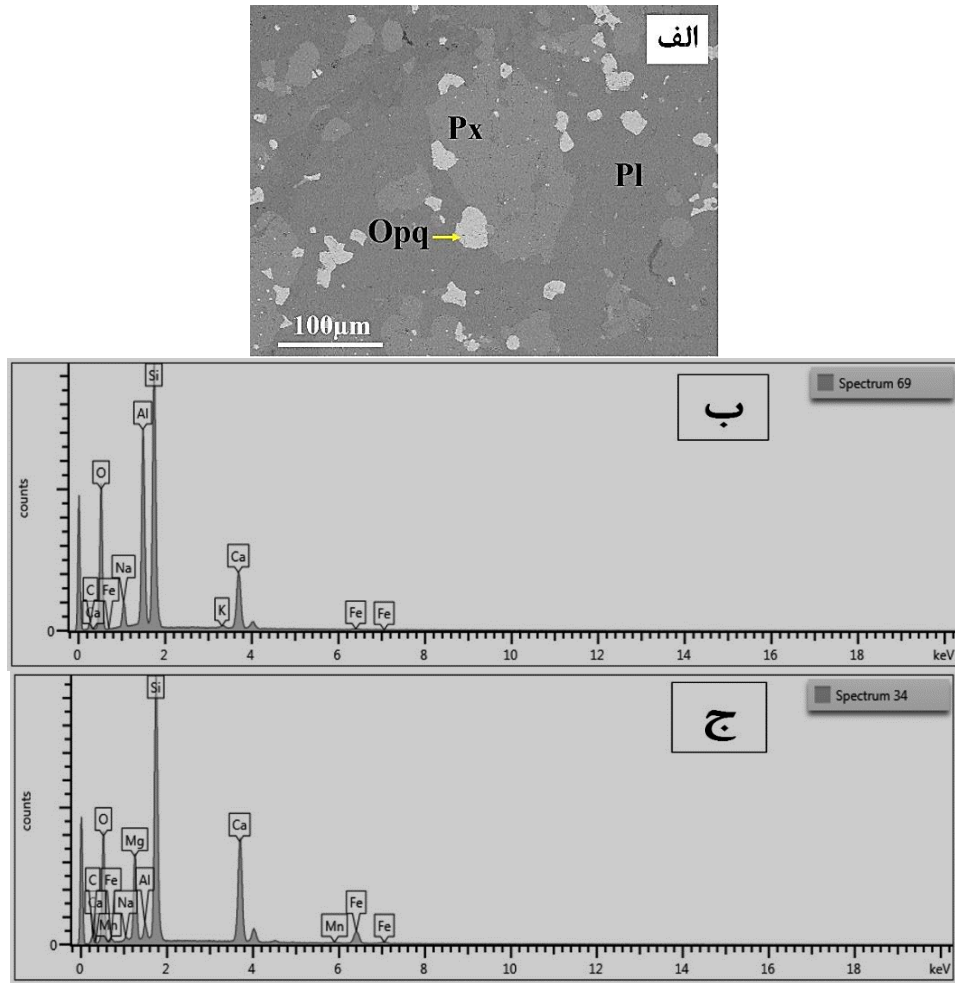
۳-۵-۱: کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی

پلاژیوکلاز را می‌توان فراوان‌ترین کانی اصلی موجود در این سنگ‌ها محسوب کرد که به لحاظ فراوانی ۶۰ تا ۶۵ درصد سنگ را شامل می‌شوند. با استفاده از نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرویی منطقه تاریک درّه از نوع آندزین تا لابرادوریت می‌باشند. این بلورها در مقاطع نازک عمدتاً شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و ماکل مکرر یا پلی‌سنتتیک و نبود دگرسانی را به نمایش می‌گذارند. نبود منطقه‌بندی شیمیایی نشانه تعادل به هنگام تبلور این کانی و مذاب همراه است. گاهی در اثر قرارگیری بلورهای پیروکسن در بین پلاژیوکلازها، بافت اینترگرانولار در سنگ پدید آمده است. کلینوپيروكس نوع اوژیت تا دیوپسید به صورت بلورهای ریز تا متوسط، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با ماکل نواری دیده می‌شود. پیروکسن‌ها پس از پلاژیوکلازها دومین کانی اصلی سنگ به شمار می‌آیند و حدود ۲۵-۳۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. برخی از کلینوپيروكس‌ها به کلریت و اکسید آهن دگرسان شده‌اند. ماکل ساعت شنی کلینوپيروكس نوع اوژیت کاملاً واضح دیده می‌شود (شکل ۳-۱۸).

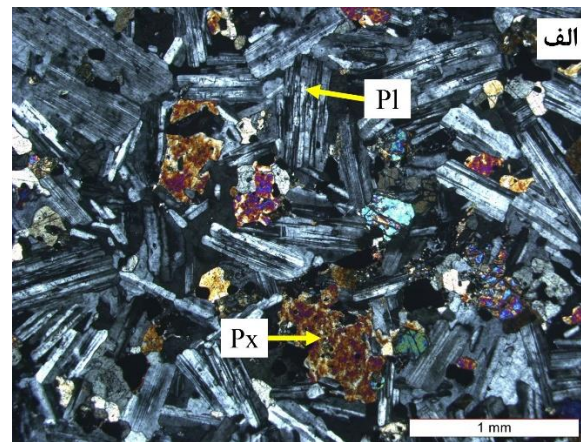
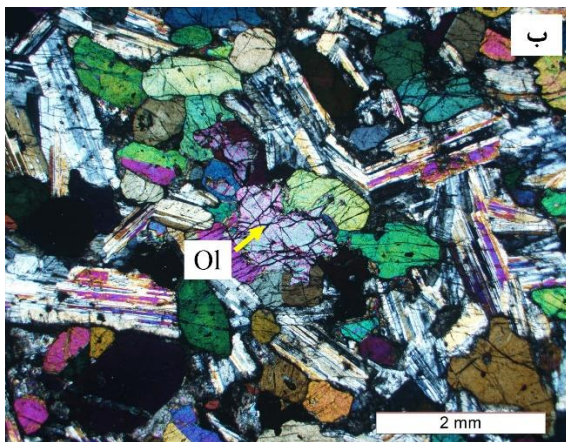
بیوتیت‌ها یکی دیگر از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌هاست. بیوتیت‌ها به صورت ریزدانه، نیمه شکل‌دار و ورقه‌ای دیده می‌شوند. با توجه به حضور رگه‌های سینیتی قطع‌کننده گابروها، منطقی است اظهار کنیم که هجوم سیالات سرشار از پتاسیم در مراحل پایانی تفریق ماگما، به درون سنگ‌های گابرویی، باعث شده تا مقداری از پتاسیم وارد شبکه کلینوپيروكس شود و آنها را به بیوتیت تبدیل کند. بر اساس ویژگی‌های پتروگرافی می‌توان بیوتیت‌های اولیه و ثانویه را از هم تفکیک کرد. بیوتیت‌های ماگمایی یا اولیه به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و غنی از آهن می‌باشند و با رنگ‌های قهوه‌ای قرمز تا قهوه‌ای مشاهده می‌شوند. بیوتیت‌های ثانویه خود شامل بیوتیت‌های آمیبی شکل که به صورت مستقل توسط محلول‌های گرمابی ایجاد شده و در مقاطع به صورت پراکنده مشاهده می‌شوند.

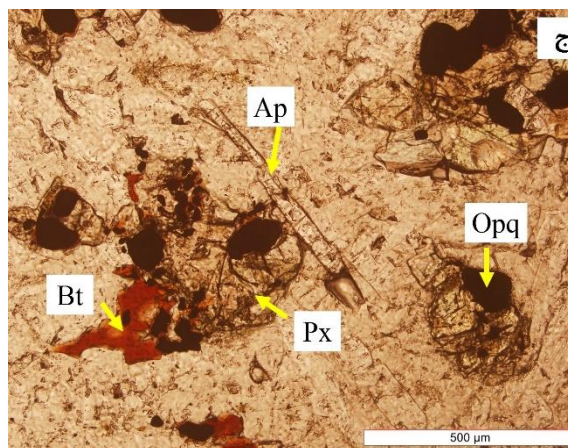
آپاتیت، بیوتیت، الیوین و کانی‌اپک، کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به شمار می‌آیند. آپاتیت به صورت سوزنی شکل و ریزبلور در داخل برخی از بلورهای پلاژیوکلاز حضور دارند. مگنتیت و تیتانومگنتیت به صورت ریز دانه، شکل‌دار تا بی‌شکل از دیگر کانی‌های فرعی هستند. اپیدوت، کلریت و کلسیت کانی‌های

ثانویه این سنگ‌های گابرویی می‌باشند (شکل ۳-۱۹).



شکل ۳-۱۸: الف: تصویر BSE مربوط به کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اپک. ب: نمودار ES مربوط به کانی پلاژیوکلاز. ج: نمودار ES مربوط به کانی کلینوپیروکسن در سنگ‌های گابرویی.





شکل ۳-۱۹: تصویری از بافت گرانولار و ماکل پلی‌سننتیک (در پلاژیوکلاز) در سنگ‌های گابرویی (نور XPL). ب: تصویر میکروسکوپی نشان دهنده کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن نوع اوژییتی با ماکل ساعت شنی و پلاژیوکلاز در گابروهای الیوین‌دار (نور XPL). ج: حضور کانی فرعی آپاتیت به صورت تیغه‌ای به همراه کانی‌های آپک، پیروکسن و بیوتیت‌های حاصل شده از پیروکسن (نور PPL).

شیمی کانی‌ها، تأییدی بر نوع کانی‌های تشخیص داده شده منطقه مورد مطالعه می‌باشد. بنابراین در این بخش در ادامه بحث پتروگرافی به بررسی شیمی کانی‌های نوار ماگمایی ترود-احمدآباد پرداخته می‌شود.

۳-۶: شیمی کانی‌های سنگ‌های حدواسط

آمفیبول

آمفیبول یکی از کانی‌های رایج در سنگ‌های کالک آلکالن آبدار است. شیمی آمفیبول‌های متبلور شده به فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و فوگاسیته آب حساس می‌باشد (Wonez, Spear, 1981; Helz, 1982). در این سنگ‌های آذرین نیمه عمیق کانی آمفیبول به صورت درشت بلور و به صورت خودشکل قابل مشاهده است. نتایج آنالیز شیمیایی نقطه‌ای تعدادی از بلورهای آمفیبول به صورت اکسیدهای عناصر اصلی در جدول (۳-۲) آورده شده است. فرمول ساختمانی آمفیبول‌ها به شکل A_0 $B_2C_5^{VI}T_8^{IV}O_{22}(OH,F,Cl)_2$ می‌باشد (Leake, 1978). نام گذاری آمفیبول‌ها بر پایه روش Leake et al. (1997) صورت گرفته است. در این روش، بر اساس میزان پر شدن موقعیت B توسط عناصر Ca, Na, Fe-Mg-Mn، غنی از Ca، غنی از Ca-Na و غنی از Na چهار گروه اصلی غنی از Fe-Mg-Mn، غنی از Ca، غنی از Ca-Na و غنی از Na تفکیک می‌شوند:

۱- گروه منیزیم- آهن- منگنز- لیتیم که در آن $(Ca+Na)_B < 1$ و $(Mg,Fe,Mn,Li)_B \geq 1$ است.

۲- گروه کلسیک که در آن $(Ca+Na)_B \geq 1$ و $Na_B < 0.5$ است. در این دسته، معمولاً ولی نه همیشه، $> 1/5$

Ca_B می باشد.

۳- گروه سدیک- کلسیک که در آن $(Ca+Na)_B \geq 1$ و Na_B در محدوده ۰/۵ تا ۱/۵ است.

۴- گروه سدیک که در آن $Na_B \geq 1/50$ بوده و در گذشته به نام آمفیبول های آلکالن شناخته می شوند.

(2003) Leake et al. با مطرح نمودن اشکالاتی بر تقسیم بندی ۱۹۹۷ خود، در یک رده بندی جدید،

آمفیبول ها را در پنج گروه به شرح زیر تقسیم بندی نمودند:

۱- گروه منیزیم- آهن- منگنز- لیتیم که در آن $B(Mg,Fe,Mn,Li) \geq 1/5$ است.

۲- گروه کلسیک که در آن $B(Mg,Fe^{2+},Mn^{2+},Li) \leq 0/50$ ، $B(Ca,Na) \geq 1$ و $BNa < 0/50$ می باشد.

۳- گروه سدیک- کلسیک که در آن $B(Mg,Fe^{2+},Mn^{2+},Li) \leq 0/50$ ، $B(Ca,Na) \geq 1$ و $0/50 \leq BNa < 1/5$

می باشد.

۴- گروه سدیک که در آن $B(Mg,Fe^{2+},Mn^{2+},Li) \leq 0/50$ ، $BNa \geq 1/5$ می باشد.

۵- گروه سدیم- کلسیم- منیزیم- آهن- منگنز- لیتیم که به عنوان گروه جدیدی از آمفیبول ها معرفی

شده اند و در آن ها $0/50 < B(Mg,Fe^{2+},Mn^{2+},Li) \leq 1/50$ و $0/50 \leq B(Ca,Na) \leq 1/5$ است.

از مقایسه این دو تقسیم بندی نتیجه گرفتیم که نام کانی ها در برخی گروه ها مانند آمفیبول های کلسیک،

سدیک- کلسیک و سدیک تغییری نداشته و نام جدیدی به گروه های مذکور اضافه نشده است. برای نام

گذاری بر اساس (leake et al. 1997)، تخمین نسبت Fe^{3+} جهت محاسبه دوباره فرمول، بر پایه روش

Avg.15-NK, 13-CNK اعمال شده است. این روش که در آن، فرمول کانی بر اساس میانگین فرمول

حداقل و حداکثر Fe^{3+} نرمالایز می شود، برای هورنبلندهای اشباع از کلسیم مناسب است (Leake et

al. 1997). نام گذاری دقیق آمفیبول ها، بر پایه نمودار دو بعدی $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ در برابر T Si

(سیلیسیم در موقعیت تتراندر فرمول) انجام شده است. با توجه به نمودار تغییرات $(Ca+Na+K)$ در

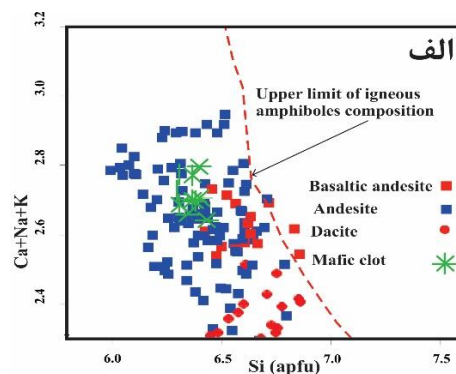
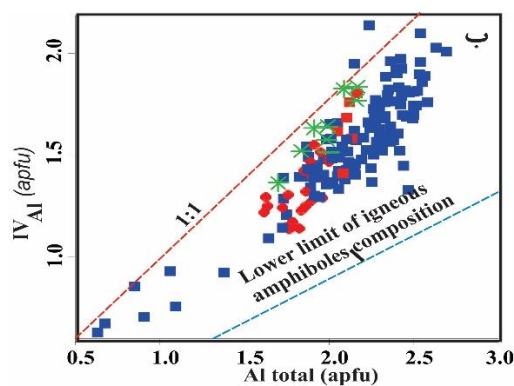
مقابل Si در واحد فرمولی (Leake et al., 1978) تمامی آمفیبول های انتخابی موجود در سنگ های

مورد مطالعه در محدوده آمفیبول های آذرین قرار گرفته اند (شکل ۳-۲۰ الف و ب). مقادیر Si در واحد

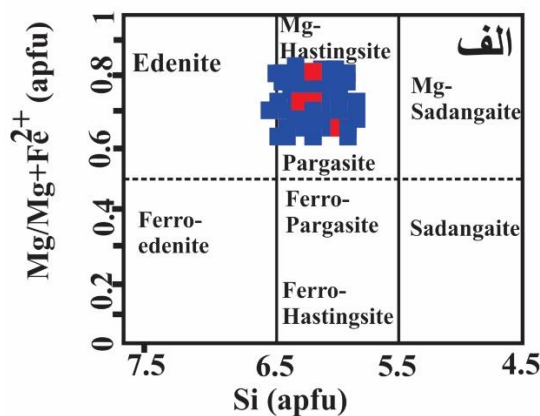
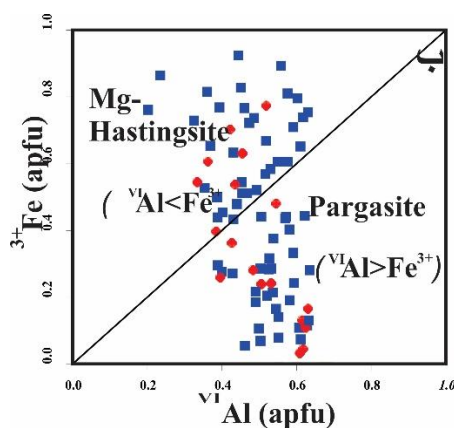
فرمولی در این آمفیبول ها کمتر از ۷ می باشد که از ویژگی های بارز آمفیبول های منشأ آذرین می باشد

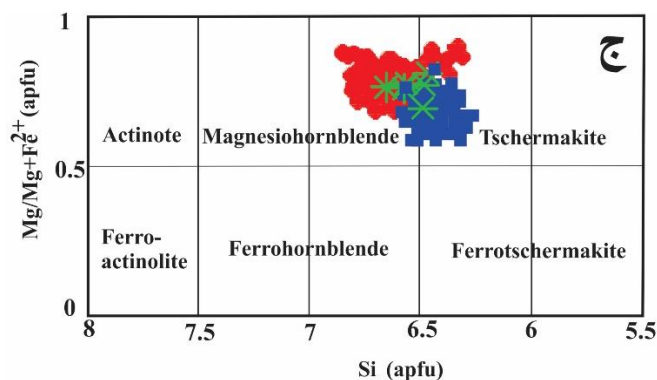
(Leake et al., 1978).

برای تعیین ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در نمونه‌های آندزیتی غنی از منیزیم از نمودار $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در برابر Si استفاده شده است. آمفیبول‌های آندزیتی‌های غنی از منیزیم در محدوده‌های پارگازیت تا هاستینگزیت منیزیم‌دار واقع می‌شوند (شکل ۳-۲۱ الف). آمفیبول‌های سنگ‌های داسیتی و آندزیتی در محدوده هورنبلندهای منیزیم‌دار قرار می‌گیرند. بر اساس مقدار Al^{IV} و Fe^{+3} در واحد فرمولی، آمفیبول‌ها در محدوده‌های پارگازیت تا هاستینگزیت منیزیم‌دار قرار می‌گیرند. در پارگازیت برخلاف هاستینگزیت منیزیم‌دار مقدار Al^{IV} بیشتر از Fe^{+3} می‌باشد (۳-۲۱ ب). بر اساس تمرکز Mg و Fe^{+3} و Si، آمفیبول‌های موجود در تراکی داسیتی‌ها و تراکی آندزیتی‌ها و لخته‌های مافیک ترکیب چرماکیتی تا هورنبلند منیزیم‌دار نشان می‌دهند (۳-۲۱ ج).



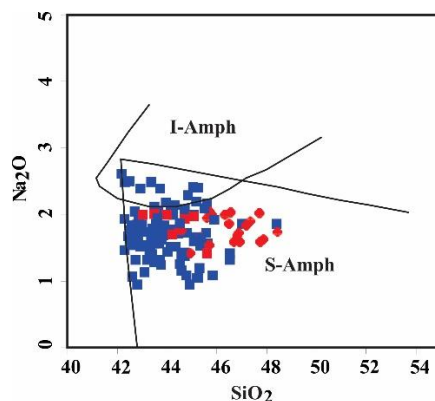
شکل ۳-۲۰: تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس ترکیب شیمیایی آمفیبول (Leake et al., 1971). الف: نمودار تغییرات Ca, Na, K در برابر Si. ب: نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Al total. علائم در نمودارها یکسان در نظر گرفته شده‌اند.





شکل ۳-۲۱: نمودار طبقه‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997, 2004). الف: آمفیبول‌های آندزیت‌های بازالتی بین پارگازیت تا هاستینگزیت منیزیم‌دار قرار گرفته‌اند. ب: آمفیبول‌های آندزیت‌ها و داسیت‌ها با ${}^{\text{VI}}\text{Al} < \text{Fe}^{3+}$ و ${}^{\text{VI}}\text{Al} > \text{Fe}^{3+}$ در محدوده بین پارگازیت تا هاستینگزیت منیزیم‌دار قرار گرفته‌اند. ج: آمفیبول‌های تراکی آندزیت‌ها، تراکی داسیت‌ها و لخته‌های مافیک (Mafic clot) در نمودار $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ در برابر Si، در محدوده منیزیوهورنبلند و چرماکیت قرار می‌گیرند.

با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های تجزیه شده می‌توان تا حدودی خاستگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه را مشخص کرد. بر طبق نمودار (Coltorti et al., 2007) آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه، در قلمرو سنگ‌های مرتبط با محیط‌های فرورانشی قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۲۷).



شکل ۳-۲۲: نمودار Na_2O در برابر SiO_2 (Coltorti et al., 2007) جهت تعیین ارتباط آمفیبول‌های سنگ‌های مورد مطالعه با خاستگاه تکتونیکی آنها (I Amph): نشان دهنده آمفیبول‌های متبلور شده از ماگماهای تشکیل شده در محیط‌های درون صفحه‌ای است و S Amph نیز معرف آمفیبول‌های سنگ‌هایی است که آنها در ارتباط با یک خاستگاه فرورانشی تشکیل شده‌اند).

جدول ۳-۳: ترکیب شیمیایی تعدادی از آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آندزیتی، داسیتی

Mineral	Unzoned amphibole				Oscillatory-zoned amphibole			Normal- to oscillatory-zoned amphibole		
	Host rock position	FR 63 (Andesite)				FY 33 (Dacite)			FR 23 (Andesite)	
		Rim	Core			Rim	Core		Rim	Core
SiO ₂	43.2	43.35	40.76	43.66	46.32	45.6	47.76	43.76	44.5	44.45
TiO ₂	1.41	0.84	0.97	0.89	1.96	2.01	1.38	1.58	1.47	1.32
Al ₂ O ₃	11.42	11.94	13.9	11.96	9.55	11.35	10.77	10.72	10.97	9.88
FeO	15.29	14.32	13.96	11.57	12.54	11.71	11.4	14.77	15.77	14.42
MnO	0.54	0.48	0.24	0.25	-----	-----	-----	1.06	-----	0.24
MgO	10.52	10.97	12.03	14.21	13.39	12.8	12.63	11.46	11.12	11.78
CaO	12.01	11.79	11.8	11.33	10.87	12.16	12.49	11.3	11.41	12.71
Na ₂ O	1.31	2.48	1.24	1.76	1.98	1.94	1.58	1.24	1.52	1.70
K ₂ O	1.89	1.49	1.85	1.38	0.08	0.42	0.22	0.99	0.88	1.19
Cr ₂ O ₃	-----	-----	0.26	0.21	0.40	0.23	0.01	0.16	-----	0.31
Total	97.59	97.66	97.01	97.22	97.07	98.22	98.24	97.04	97.64	98.00
مقادیر کاتیونی در فرمول ساختاری										
Si	6.48	6.48	6.02	6.34	6.70	6.61	6.68	6.45	6.55	6.61
Al iv	1.97	1.51	1.51	1.65	1.38	1.29	1.13	1.54	1.44	1.38
Al vi	0.49	0.58	0.45	0.39	0.33	0.55	0.68	0.32	0.45	0.34
Ti	0.15	0.09	0.10	0.09	0.21	0.21	0.14	0.17	0.16	0.14
Cr	-----	-----	0.03	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01	-----	0.03
Fe ³⁺	0.10	-----	0.82	0.76	0.54	-----	-----	0.72	0.54	-----
Fe ²⁺	1.81	1.79	0.89	0.63	1.41	1.36	0.97	1.79	1.39	1.09
Mn	0.06	0.06	0.03	0.01	-----	-----	-----	0.13	-----	0.03
Mg	2.35	2.65	2.44	3.07	2.80	2.76	2.8	2.44	2.52	2.61
Ca	1.93	1.88	1.87	1.76	1.68	1.88	1.92	1.78	1.80	2.02
Na	0.38	0.71	0.35	0.49	0.55	0.54	0.44	0.35	0.35	0.49
K	0.35	0.28	0.34	0.24	0.01	0.07	0.04	0.18	0.16	0.22

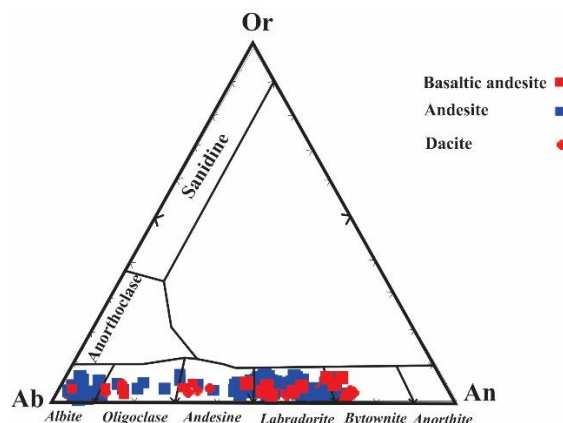
شیمی پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در سنگ‌های آذرین نوار ماگمایی تروود- احمدآباد می‌باشد. همانطور که ذکر گردید پلاژیوکلاز به دو صورت درشت بلور، ریز بلور و میکروولیتی حضور دارد. شواهد پتروگرافی حاکی از عملکرد متوسط تا شدید دگرسانی بر روی این پلاژیوکلازها بوده و در نتیجه آن کانی‌های ثانویه سرسیت، کلسیت، اپیدوت و کانی‌های رسی بر روی سطح آنها مشاهده می‌شود. نتایج تجزیه SEM-EDS پلاژیوکلاز در سنگ‌های آندزیتی و داسیتی بر روی پلاژیوکلازهای سالم‌تر منطقه تأیید کننده شواهد پتروگرافی است (جدول ۳-۴). بر طبق دیاگرام Ab-An-Or (Deer et al., 1996)، پلاژیوکلازها در کلیه گروه‌های داسیتی و آندزیتی در محدوده آلبيت تا لابرادوریت قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۲۳). وجود پلاژیوکلازهای نوع آلبيت نشانه عملکرد فرایندهای ثانویه بر روی سنگ که منجر به خروج کلسیم و ورود سدیم به ترکیب پلاژیوکلازها و سدیک شدن ترکیب آنها شده است. درصد تغییرات Ab, An و Or در سنگ‌های آندزیتی و داسیتی متنوع است (Ab_{29.15-98.67}, An_{0.58-69.26} and Or_{0-7.43}).

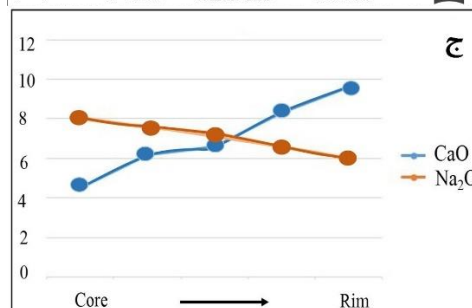
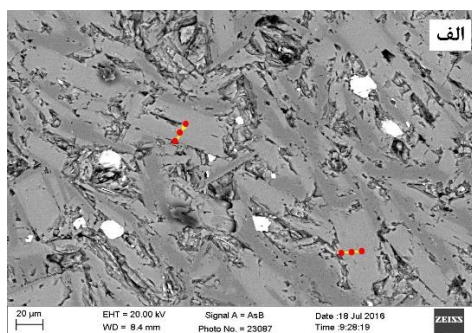
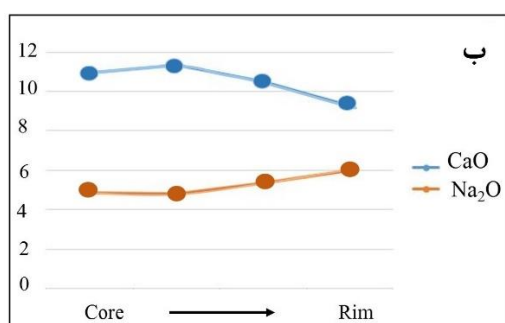
پلاژیوکلازهای این سنگ‌ها اصولاً منطقه بندی نرمال نشان می‌دهند (شکل ۳-۲۴) که از نتایج مستقیم سرد شدن ماگماست (Singer et al., 1993). اما برخی از پلاژیوکلازها نیز منطقه بندی معکوس و نوسانی نشان می‌دهند. تغییرات در ساختار و ترکیبات کانی‌ها (مانند: پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلینوپیروکسن یا بیوتیت) یک عامل اصلی در بیان تکامل فرایند اختلاط ماگما می‌باشد (Zhijian et al., 2014). الگوی منطقه بندی پلاژیوکلازها در چهار طبقه بندی قرار می‌گیرند (Pringle et al., 1974): (۱) تبلور بوسیله میزان انتقال حرارت، تحت شرایطی که سرعت حذف حرارت کمتر از سرعت انتشار ترکیبات در مذاب است، کنترل می‌شود. (۲) تبلور بوسیله سرعت انتشار ترکیبات پلاژیوکلاز در مذاب کنترل می‌شود. (۳) تبلور بوسیله سرعت انتشار در مذاب و سرعت حذف گرما کنترل می‌شود. (۴) تبلور بوسیله سرعت حذف گرما که منجر به درجات پیشرفته سرد شدن می‌گردد، کنترل می‌شود. (Lofgren 1974) بیان می‌کند که روش تجربی ایجاد منطقه بندی متنوع در پلاژیوکلازها، نشان دهنده تغییرات فیزیکی شیمیایی است که مذاب‌های سیلیسی در طول تبلور تحمل می‌کنند.

جدول ۳-۴: نتایج آنالیز شیمیایی نقطه‌ای (SEM-EDS) بر روی برخی پلاژیوکلازهای سنگ‌های نیمه عمیق نوار ماگمایی تروود - احمدآباد.

Mineral	Normal-zoned plagioclase				Unzoned plagioclase						Reverse zoned plagioclase				
	FR 63 (Andesite)				FR23 (Andesite)						Fy33 (Dacite)				
Host rock position	Rim -----> Core				Rim -----> Core						Rim -----> Core				
SiO ₂	53.92	54.19	54.89	56.33	54.08	58.98	52.43	56.05	55.98	55.46	63.36	62.23	59.95	58.27	57.23
Al ₂ O ₃	28.22	28.99	28.46	27.09	28.48	25.59	30.03	27.11	27.64	27.74	22.7	23.6	23.6	25.6	26.3
FeO	0.56	0.36	-----	0.46	0.18	0.05	0.26	0.56	-----	0.4	0.6	0.3	1.68	0.8	0.5
CaO	10.95	11.34	10.48	9.27	10.65	7.31	12.44	9.78	9.65	10.46	4.5	6.2	6.6	8.3	9.6
Na ₂ O	4.87	4.83	5.36	5.99	4.99	7.02	4.13	5.58	5.63	5.21	8.0	7.6	7.3	6.6	6.0
K ₂ O	0.45	0.48	0.32	0.49	0.52	0.6	0.49	0.53	0.68	0.57	0.8	-----	0.57	0.5	0.3
BaO	0.31	0.09	0.21	-----	0.57	0.22	0.05	0.15	0.16	-----	0.0	-----	0.21	-----	0.0
Total	99.27	100.28	99.72	99.63	99.48	99.76	99.82	99.76	99.71	99.74	100.0	99.9	100.1	100.0	100.0
Feldspar component															
Or	3.14	2.92	2.22	2.79	4.05	3.8	2.91	3.34	4.18	3.29	4.5	-----	3.69	2.64	1.65
Ab	43.19	42.23	46.98	52.4	44	61.06	36.4	49.09	49.19	45.82	72.7	68.9	64.46	57.5	52.2
An	53.56	54.83	50.79	44.8	51.9	35.12	60.7	47.56	46.61	50.88	22.7	31.1	31.8	39.9	46.1



شکل ۳-۲۳: نمودار سه تایی Ab, Or, An جهت تعیین ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های داسیتی، آندزیتی و آندزیت‌های بازالتی نوار ماگمایی تروود- احمدآباد.

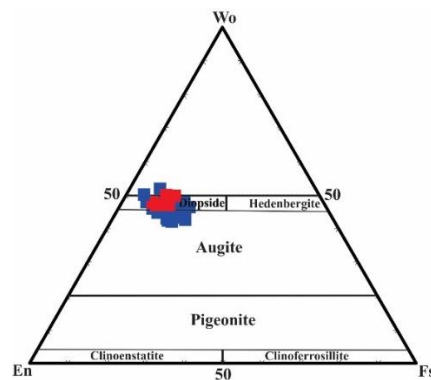


شکل ۳-۲۴: الف: تصویر میکروسکوپی الکترونی روبشی (BSE) از نمونه‌ای پلاژیوکلاز در نمونه آندزیتی و نقاط تجزیه شده. ب: نمودار تغییرات ترکیبی پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی عادی. ج: پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی معکوس (تغییر روند CaO و Na₂O از مرکز به حاشیه).

پیروکسن (کلینوپيروكسن)

کلینوپيروكسن‌های موجود در سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی با اندازه ذرات کمتر از ۴ میلی‌متر از نوع دیوپسید و اوژیت می‌باشند (شکل ۳-۲۵)، و به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. تعداد انتخاب شده‌ای از نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپيروكسن‌ها در جدول ۳-۵ ارائه شده است. داده‌های بدست آمده نشان‌دهنده تغییرات ترکیبی، کمی از مرکز تا حاشیه کلینوپيروكسن‌های مورد مطالعه می‌باشند. برای مثال در برخی از کلینوپيروكسن‌ها، نتایج تجزیه آنالیز میکروپروپ از مرکز به حاشیه نشان‌دهنده افزایش میزان Mg و Si و کاهش Fe و Al می‌باشد (جدول ۳-۴). این تفاوت‌های

اندک به دلیل تغییرات در درصد اکسیدهای عناصر اصلی Fe-Al-Ti-Mg (Bowles et al., 2012) و ناهمگنی در ماگماهای اولیه می‌باشد (Vaca et al., 2012). همچنین Hewins et al. (1974) معتقدند که این تفاوت نشان دهنده روند تفریق پیروکسن بوده است. بطوریکه هسته نسبت به حاشیه از میزان Mg و Si غنی‌تر و از Fe, Ti و Al فقیرتر می‌باشد. همچنین تغییرات سریع پارامترهای دما- ترکیب طی فرایند تبلور، عامل ایجاد این تغییرات می‌باشد.



شکل ۳-۲۵: موقعیت ترکیبی پیروکسن‌های سنگ‌های تراکی‌آندزیتی، آندزیتی و آندزیت بازالتی مورد مطالعه (Morimoto et al, 1988).

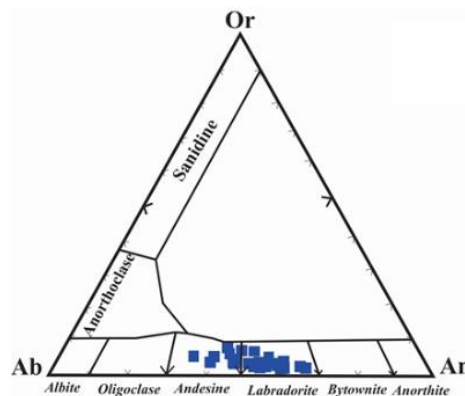
جدول ۳-۵: نتایج آنالیز شیمیایی تعدادی از پیروکسن‌های سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی.

Mineral	FR32 (Basaltic andesite)				FR 11 (Andesite)						FR 11 (Andesite)		
	Rim-----→ Core				Rim -----→ Core						Rim-----→ Core		
SiO ₂	51.7 3	51.5 4	51.7 4	51.3	51.3 9	52.06	51.7 5	52.4 8	51.92	52.01	52.0 8	52.4 8	51.46
TiO ₂	-----	0.54	0.88	0.35	0.85	1.18	0.25	0.52	0.32	0.88	0.74	0.34	0.67
Al ₂ O ₃	4.06	3.19	3.45	4.78	2.62	2.05	2.06	1.96	2.02	2.48	0.84	1.12	2.32
FeO	4.24	4.44	4.86	6.18	8.27	8.23	6	9.94	10.79	9.75	8.57	8.99	10.01
MnO	-----	0.4	0.32	0.28	0.49	-----	0.19	0.32	0.76	0.47	0.6	0.63	0.67
MgO	14.8 8	14.9 7	14.5	13.79	14.1 6	14.23	11.8 4	13.3 3	13.09	12.84	15.3 2	13.9 9	12.9
CaO	23.9 8	23.0 6	23.8 4	23.62	21.6 1	21.64	23.5 7	21.0 7	20.33	20.83	21.1 3	21.8 7	21.76
Na ₂ O	0.06	0.76	0.26	-----	0.4	0.53	-----	0.54	0.3	0.71	-----	0.05	0.06
K ₂ O	0.07	0.39	-----	0.049	0.05 9	0.04	0.44	-----	0.2	-----	0.02	0.09	0.16
Cr ₂ O ₃	0.82	-----	0.32	-----	0.01	0.091	-----	-----	0.26	0.05	0.43	0.17	0.08
Total	99.8 8	99.3 4	100. 2	100.3 9	99.9 2	100.0 7	100. 4	100. 2	100.0 3	100.0 8	99.8 2	99.7 6	100.1 3
Pyroxene Component (%)													
En	43.1 3	43.6 9	41.9 7	40.09	40.9	41.36	34.1 7	38.9 3	38.27	38.27	42.9 7	39.8 4	37.36
Fs	6.89	7.94	8.42	10.56	14.2 2	13.42	16.9 3	16.8 3	18.98	17.1	14.4 4	15.3 9	17.35
Wo	49.9 6	48.3 5	49.6	49.34	44.8 7	45.2	48.8 8	44.2 2	42.73	44.61	42.5 7	44.7 5	45.28

۷-۳: شیمی کانی‌های سازنده گابروهای تاریک درّه

شیمی پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازهای موجود در گابروها از نوع لابرادوریت تا آندزین ($An_{44.62-81.72}$, $Ab_{13.69-54.39}$, $Or_{0-7.33}$) می‌باشند (شکل ۳-۲۶). نتایج آنالیز شیمیایی نقطه‌ای برخی از پلاژیوکلازهای سنگ‌های گابرویی در جدول ۳-۶ نشان داده شده‌اند.



شکل ۳-۲۶: موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازها بر روی نمودار مثلثی Ab-Or-An (Deer et al., 1966).

جدول ۳-۶: نتایج آنالیز شیمیایی نقطه‌ای تعدادی از پلاژیوکلازهای سنگ‌های گابرویی تاریک درّه.

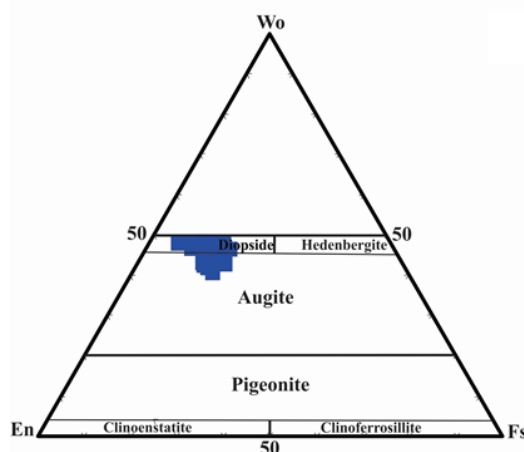
Mineral	Gabbro						
	FY 50-S10				FY 50-Sg5		
Host rock position	Rim	----->Core		Rim	----->Core		
SiO ₂	52.64	55.94	50.72	54.70	53.54	56.08	55.30
Al ₂ O ₃	31.94	27.80	30.92	28.45	29.18	27.61	28.13
FeO	0.61	0.22	0.21	0.49	0.52	0.36	0.35
CaO	6.16	9.74	10.73	11.03	11.72	9.58	5.30
Na ₂ O	3.04	5.81	5.51	4.98	4.54	5.65	7.3
K ₂ O	5.62	0.49	1.91	0.35	0.50	0.72	0.52
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.01	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Feldspar component							
Or	2.7	2.8	9.9	2.0	2.9	4.1	3.0
Ab	43.4	50.5	43.4	44.0	40.0	49.5	46.5
An	53.9	46.7	46.7	53.9	57.1	46.4	50.5

پیروکسن‌ها

در نمودار En-Wo-Fs پیروکسن‌های آنالیز شده در محدوده دپوپسید تا اوژیت واقع شده‌اند (شکل ۳-۲۷). اندازه این ذرات کمتر از ۴ میلی‌متر می‌باشد. تغییرات ترکیبی برخی پیروکسن‌ها از مرکز به حاشیه اندک می‌باشد. نتایج آنالیز شیمیایی برخی از پیروکسن‌های سنگ‌های گابرویی در جدول ۳-۷ نشان داده شده است.

جدول ۳-۷: ترکیب شیمیایی تعدادی از پیروکسن‌های انتخابی در سنگ‌های گابرویی

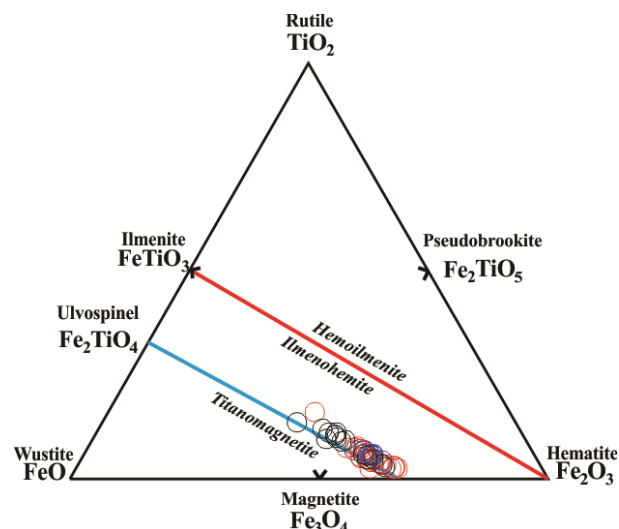
Mineral	FY 50-S10 (Gabbro)				FY 50-S3 (Gabbro)					
	Rim-----→ Core				Rim -----→ Core					
SiO ₂	52.16	51.98	52.43	52.01	52.00	50.97	52.30	51.48	51.23	51.80
TiO ₂	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Al ₂ O ₃	2.65	2.41	2.22	2.36	2.65	3.39	2.89	2.95	2.48	2.65
FeO	6.17	6.16	6.39	6.25	5.87	6.85	6.52	6.74	6.30	6.75
MnO	----	----	0.43	0.47	----	0.50	----	0.50	0.51	0.60
MgO	15.12	15.61	15.23	15.27	14.77	15.27	15.65	15.30	15.28	15.02
CaO	23.40	23.29	22.84	23.10	21.81	22.46	22.63	22.51	22.65	22.56
Na ₂ O	0.49	0.55	0.46	0.54	0.55	0.57	----	0.53	0.54	0.61
K ₂ O	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Cr ₂ O ₃	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----
Total	99.9	100.0	100.0	100.0	97.65	100.01	99.9	100.01	99.9	99.9
Pyroxene Component (%)										
En	42.7	43.6	42.9	42.8	43.8	43.0	44.0	43.0	43.2	42.5
Fs	9.8	9.7	10.8	10.6	9.8	11.6	10.3	11.4	10.8	11.7
Wo	47.5	46.8	46.3	49.34	46.6	45.4	45.7	45.5	46.0	45.9



شکل ۳-۲۷: موقعیت ترکیبی پیروکسن‌های گابروهای تاریخ دره بر روی نمودار مثلثی En-Wo-Fs (Deer et al., 1966).

۳-۸: کانی‌های اپک در سنگ‌های مورد مطالعه نوار ماگمایی ترود- احمدآباد

در تمامی سنگ‌های مورد مطالعه در نوار ماگمایی ترود- احمدآباد اکسیدهای آهن- تیتان به صورت کانی فرعی مشاهده می‌شوند. ترکیبات اکسیدهای آهن و تیتانیوم در نمونه‌های منطقه بر روی نمودار طبقه‌بندی سه‌تایی FeO-Fe₂O₃-TiO₂ نمایش داده شده است. همانطور که در شکل ۳-۲۸ دیده می‌شود، اکسیدهای آهن- تیتانیوم از نوع مگنتیت تا تیتانومگنتیت می‌باشند. مگنتیت و تیتانومگنتیت در اکثر نمونه‌ها به عنوان کانی فرعی مشاهده می‌شوند (جدول ۳-۲، پیوست).



شکل ۳-۲۸: نمودار سه‌تایی $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ (Butler, 1992) جهت تعیین ترکیب اکسیدهای مختلف آهن- تیتانیوم در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه. مقادیر کاتیونی آهن با استفاده از نسبت‌های Carmichael (1967) تصحیح شده‌اند.

۳-۹: دما- فشارسنجی

همانطور که بر اساس مطالعات پتروگرافی اشاره شده است، کانی‌های آمفیبول، پیروکسن و پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های نوار ماگمایی ترو-احمدآباد به شمار می‌آیند. پس از بررسی شیمی کانی، تخمین فشار و دمای سنگ‌های آذرین نوار ماگمایی ترو- احمدآباد بر اساس دما- فشارسنجی کانی‌های آمفیبول و پیروکسن صورت گرفته است.

۳-۹-۱: دما- فشارسنجی آمفیبول

آمفیبول یکی از کانی‌های رایج سنگ‌های کالک آلکالن آبدار است که برای تخمین فشار به یکی از شیوه‌های رایج دما- فشارسنجی رایج مورد استفاده قرار می‌گیرد (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Holland and Blundy, 1994 and Anderson and Smith, 1995). با استفاده از دما- فشارسنجی آمفیبول، می‌توان عمق جایگزینی ماگما و اتاق‌های ماگمایی را تعیین کرد (Vyhnal et al., 1991). شیمی آمفیبول‌های متبلور شده به فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و فوگاسیته آب حساس می‌باشد (Helz, 1982; Spear, 1981; Wones, 1981). کاربرد این روش محدود به درشت بلورهای آمفیبول محدود می‌باشد و نباید برای رگه‌های آمفیبول‌دار مرتبط با سیال (رگه‌های گرمایی)، میکروولیت‌ها و آمفیبول‌های زون‌های انجماد

سریع که نشان دهنده ترکیبات نامتعادل هستند، به کار رود (Ridolfi and Renzulli, 2012). در این مبحث از روش Ridolfi and Renzulli, 2012 جهت دما- فشارسنجی آمفیبول استفاده شده است. این روش قادر است، میزان دما- فشار و فوگاسیته (f_{O_2}) را در محدوده وسیعی از شرایط تبلور محاسبه کند. در این روش برای تخمین شرایط فیزیکی- شیمیایی ماگماهای آلکان و کالکوالکان تا دمای بالای ۱۱۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲۲۰۰ MPa، صرفاً به شناخت ترکیب شیمیایی آمفیبول نیاز است. برای آگاهی پیدا کردن از جزئیات محاسبات مورد لزوم در این روش دما- فشارسنجی به Ridolfi and Renzulli (2012) رجوع کنید. با استفاده دستورالعمل‌های پیشنهاد شده توسط Ridolfi and Renzulli (2012) پارامترهای ΔP_{db} و XP_{ae} و P (MPa) باید با استفاده از روش‌های تجربی زیر و بر اساس مقادیر ارائه شده در جدول (۳-۷) محاسبه شود:

(۱) محاسبه مقادیر فشار (P) بر اساس فرمول (P1a) la، (P1b) lb، (P1c) lc، (P1d) ld و (P1e) le. به عنوان مثال فرمول (۳-۱) با توجه به جدول (۳-۸) به صورت زیر محاسبه می‌شود:

فرمول (Eq. 1a)(۳-۱):

$$\ln P = 125.93 - 9.5876Si - 10.116Ti - 8.1735Al - 9.2261Fe - 8.7934Mg - 1.6659Ca + 2.4835Na + 2.5192K$$

جدول ۳-۸: فرمول‌های محاسباتی دما- فشار برای آمفیبول‌های کلسیک سنگ‌های آذرین (Ridolfi and

(Renzulli, 2012).

Eq	Dependent variable	N	Constant	Independent variable coefficients										R^2
				Si	Ti	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Pressure		
1a	$\ln P$ (130/2,200 MPa)	61	125.93	-9.5876	-10.116	-8.1735	-9.2261	-8.7934	-1.6659	2.4835	2.5192	-	0.945	
1b	$\ln P$ (130/500 MPa)	41	38.723	-2.6957	-2.3565	-1.3006	-2.7780	-2.4838	-0.6614	-0.2705	0.1117	-	0.912	
1c	P (130/500 MPa)	41	24.023	-1.9253	-1.7206	-1.4785	-1.8432	-1.7469	-158.28	-40.444	253.52	-	0.917	
1d	P (400/1,500 MPa)	32	26,106	-1.9919	-3,035.0	-1,472.2	-2,454.8	-2,125.8	-830.64	2,708.8	2,204.1	-	0.892	
1e	$\ln P$ (930/2,200 MPa)	20	26.543	-1.2085	-3.8993	-1.1054	-2.9068	-2.6483	0.5134	2.9752	1.8147	-	0.839	
2	T (°C) (800 /1130°C)	61	17,098	-1,322.3	-1,035.1	-1,208.2	-1,230.4	-1,152.9	-130.40	200.54	29.408	24.410 ^a	0.927	
3	ANNO (-2.1/3.6 log units)	21	214.39	-17.042	-26.080	-16.389	-18.397	-15.152	0.2162	6.1987	14.389	-	0.955	
4	$\ln H_2O_{\text{meq}}$ (2.8/12.2 wt%)	28	-65.907	5.0981	3.1308	4.9211	4.9744	4.6536	1.0018	-0.7890	-0.539	0.4642 ^b	0.845	
5	SiO_2 (52.6/78.1 wt%)	52	-142.31	22.008	-15.306	2.1880	16.455	12.868	0.4085	6.7100	20.980	-9.6423 ^b	0.972	
6	$\ln TiO_2$ (0.1/2.4 wt%)	52	97.954	-9.0415	-4.2383	-4.4955	-8.4409	-7.2865	-1.9255	-0.5651	0.1928	42.139 ^b	0.890	
7	Al_2O_3 (12.2/19.8 wt%)	52	-52.839	3.3116	6.8641	8.6400	6.0760	6.9081	-0.3402	1.9713	-0.7151	4.8816 ^b	0.950	
8	$\ln FeO$ (0.5/10.8 wt%)	52	-8.6576	0.0070	4.5518	1.8145	1.1984	1.2713	0.3236	-0.8030	-5.3301	-	0.924	
9	MgO (0.0/4.9 wt%)	52	73.818	-6.2053	-0.320	-3.9986	-6.2767	-5.3359	1.1256	-2.8936	-5.5058	8.6765 ^c	0.875	
10	CaO (0.4/8.7 wt%)	52	130.54	-12.941	-2.2341	3.0863	-12.813	-10.362	-4.0160	-7.4515	-13.561	224.48 ^c	0.935	
11	$\ln K_2O$ (0.8/5.8 wt%)	52	7.1059	-0.1302	-2.1327	-1.0459	-0.5768	-0.5424	-0.9955	1.0093	9.2310	-0.00051 ^e	0.924	

(۲) محاسبه $XP_{ae} = (P1a - P1e) / P1a$ و $Dp_{db} = P1d - P1b$

(۳) تخمین $P2$ بر اساس شرایط زیر :

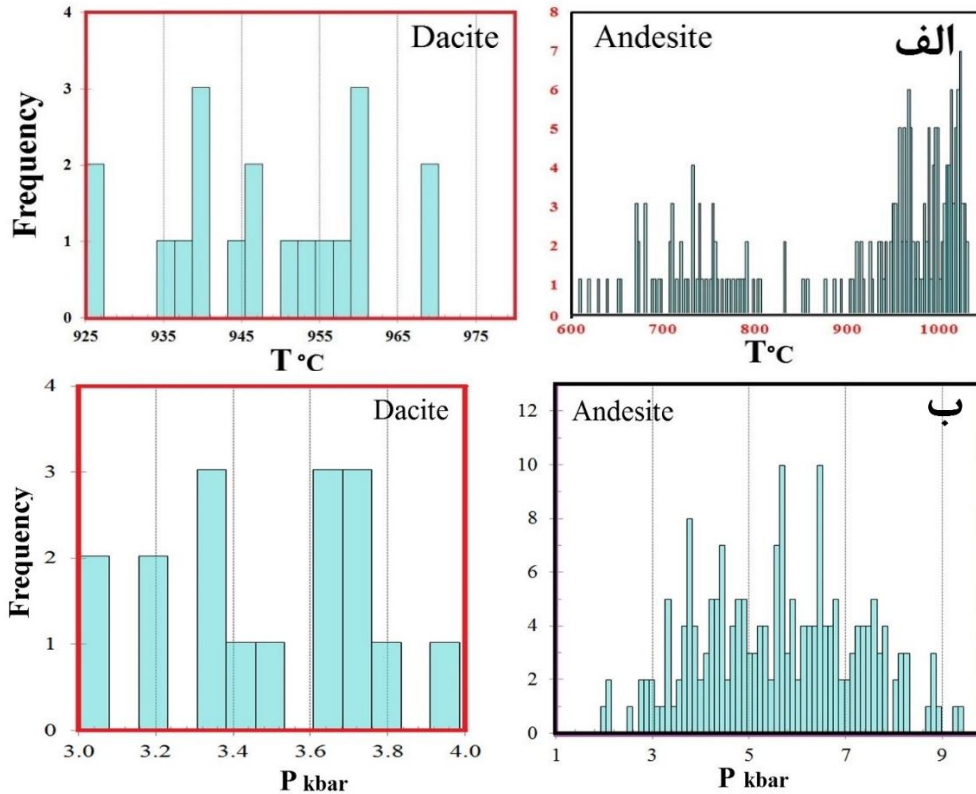
اگر $P_{1b} < 335 \text{ MPa}$ ، آنگاه $P_2 = P_{1b}$ ؛ اگر $P_{1c} < 415 \text{ MPa}$ ، آنگاه $P_2 = P_{1c}$ ؛ اگر $P_{1d} < 470 \text{ MPa}$ ، آنگاه $P_2 = P_{1d}$ ؛ اگر $\Delta P_{db} > 500 \text{ MPa}$ ، آنگاه $P_2 = P_{1e}$ ؛ اگر $\Delta P_{db} > 250 \text{ MPa}$ ، آنگاه $P_2 = P_{1d}$ ؛ اگر $\Delta P_{db} < 100 \text{ MPa}$ ، آنگاه $P_2 = P_{1c}$ ؛ اگر $X_{Pae} < -0.45$ ، آنگاه $P_2 = P_{1c}$ ؛ در سایر موارد P_2 برابر است با میانگین P_{1c} ، P_{1b} و P_{1e} .

۴) تعیین APE (apparent percentage error) با استفاده از محاسبه مقادیر مطلق (Pla-) $(P_{1a} + P_2) * 200 / (P_{1a} + P_2)$ ؛ اگر $APE < 50\%$ آنگاه $P = P_2$. در غیر اینصورت فشار (P) برابر است با میانگین P_2 و P_{1a} . زمانی که فشار (P) محاسبه شد، سایر فرمول‌های مطرح شده در جدول (۳-۷) برای تعیین DNNO ، $T(^{\circ}\text{C})$ و H_2O (wt%) به راحتی و با جایگزینی مقادیر P محاسبه خواهند شد. سایر فرمول‌ها از (1b) تا (1e) نیز به همین روش بر اساس مقادیر آورده شده در جدول ۳-۷ محاسبه می‌شوند.

تحلیل فشار- دماسنجی آمفیبول، نشان می‌دهد که نتایج دما- فشارسنجی بدست آمده از فرمول‌های محاسباتی مختلف با یکدیگر همپوشانی دارند. محاسبات نشان می‌دهند که آمفیبول‌های هاستینگزیتی منیزیم بالا و چرماکیتی در تراکی‌آندزیت‌های نوار ماگمایی ترود- احمدآباد در دماهای بین ۱۰۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد، و فشارهای ۲ تا ۹ کیلو بار متبلور شده‌اند و یا حداقل تبادلات کاتیونی آنها متوقف شده است. بیشترین فراوانی حضور کانی‌های نامبرده شده در تراکی‌آندزیت‌ها به دمای ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۶ کیلو بار معطوف می‌شود. هورنبلندهای منیزیم‌دار داسیت‌ها در دمای ۹۷۰ تا ۹۲۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۴/۵ کیلو بار متبلور شده‌اند و یا حداقل تبادلات کاتیونی آنها متوقف شده است. بیشترین فراوانی هورنبلندهای منیزیم‌دار داسیت‌ها به شرایط دما و فشاری ۹۶۰ درجه سانتی‌گراد و ۳/۵ کیلو بار معطوف می‌شود. آمفیبول‌های موجود در لخته‌های مافیک (لخته‌های واجد پیروکسن و آمفیبول)، دما و فشار ۸۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴/۲ تا ۸/۲ کیلو بار متبلور را نشان می‌دهند که بیشترین فراوانی آنها به ۶۷۹ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶/۲ کیلو بار معطوف می‌گردد. دماهای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد، که عملاً در زیر دمای سولیدوس قرار می‌گیرند، معرف دماهای توقف تبادلات ژئوشیمیایی (کاتیونی) می‌باشند. با در نظر گرفتن ارتباط بین عمق و فشار (Putirka,)

(2003), عمق تبلور این کانی‌ها، کمتر از ۳۰ کیلومتر (چگالی ۲/۶۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب (Putirka

(et al., 2003) می‌باشد (شکل ۳-۲۹).



شکل ۳-۲۹: هیستوگرام فراوانی دما و فشار تبلور آمفیبول در سنگ‌های آندزیتی و داسیتی (T بر حسب درجه سانتی‌گراد، P بر حسب کیلوبار. الف: دمای تبلور آمفیبول‌ها بر حسب درجه سانتی‌گراد. ب: فشار تبلور آمفیبول‌ها بر حسب کیلوبار (بلندترین ستون نمودار، بیشترین دما و فشار تبلور کانی را نشان می‌دهد).

۳-۹-۲: دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن

برای محاسبه دما- فشار تبلور کلینوپیروکسن از دو روش Putirka (2003) و Putirka (2008 a,b)

استفاده شده است. معادلات ۳-۲ و ۳-۳ بر اساس روش Putirka (2003) و معادلات ۳-۴، ۳-۵ و ۳-۶

بر اساس روش Putirka (2008 a,b) استوار می‌باشند.

معادله ۳-۲:

$$\frac{10^4}{T(K)} = 4.60 - 4.37 * 10^{-1} \ln \left[\frac{Jd^{cpx} Ca^{liq}}{DiHd^{cpx} Na^{liq} Al^{liq}} \right] - 6.54 * 10^{-1} \ln [Mg^{liq}] - 3.26$$

$$* 10^{-1} \ln [Na^{liq}] - 6.32 * 10^{-3} [P \text{ Kbar}] - 0.92 \ln [Si^{liq}] + 2.74$$

$$* 10^{-1} \ln [Jd^{cpx}]$$

معادله ۳-۳:

$$P(\text{Kbar}) = -88.3 + 2.82 * 10^{-3} T(K) \ln \left[\frac{[Jd^{cpx}]}{[Na^{liq} Al^{liq} (Si^{liq})^2]} \right] + 2.19 * 10^{-2} T(K)$$

$$- 25.1 \ln [Ca^{liq} Si^{liq}] + 7.03 [Mg^{liq}] + 12.4 \ln [Ca^{liq}].$$

$$Fm^{liq} = FeO^{liq} + MgO^{liq}$$

$$Mg^{liq} = MgO^{liq} / (MgO^{liq} + FeO^{liq})$$

بر اساس معادلاتی که در بالا ارائه شده است، دمای تبلور پیروکسن بین ۱۲۱۳ تا ۹۸۹ درجه سانتی گراد

و فشار بین ۱-۱۱ کیلو بار می باشد. دومین روش برای تخمین دما و فشار به وسیله Putirka et al.,

(2008) است و بر اساس معادلات ۳-۴، ۳-۵ و ۳-۶ استوار می باشد.

معادله ۳-۴:

$$T(K) = \frac{93100 + 544P(Kbar)}{61.1} + 36.6(X_{Ti}^{cpx}) + 10.9(X_{Fe}^{cpx})$$

$$- 0.95(X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_{K}^{cpx}) + 0.395[\ln(a_{En}^{cpx})]^2$$

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

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

معادله ۳-۵:

$$P(Kbar) = -40.73 + \frac{358T(K)}{10^4} + \frac{21.69T(K)}{10^4} \ln \left[\frac{X_{NaAlSi2O6}^{cpx}}{X_{AlO1.5}^{liq}} (X_{SiO2}^{liq})^2 \right] - 105.7(X_{CaO}^{liq})$$

$$- 165.5(X_{NaO0.5}^{liq} + X_{KO0.5}^{liq})^2 - 50.15(X_{SiO2}^{liq})(X_{FeO}^{liq} + X_{MgO}^{liq})$$

$$- 3.178 \ln(X_{DiHd}^{cpx}) - 2.205 \ln(X_{EnFs}^{cpx} + 0.864 \ln(X_{Al}^{cpx}) + 0.3962(H_2O^{liq})).$$

$$X_{Al}^{cpx} = X_{Al(VI)}^{cpx} + X_{Al(IV)}^{cpx} \text{ و } NaAlSi_2O_6^{cpx} = NaO_{0.5}^{liq} + AlO_{1.5}^{liq} + 2SiO_2^{liq}$$

معادله ۳-۶:

$$P(Kbar) = -57.9 + 0.0475T(K) - 40.6(X_{FeO}^{liq}) - 47.7(X_{CaTs}^{cpx}) + 0.676(H_2O^{liq}) -$$

$$153(X_{CaO0.5}^{liq} X_{SiO2}^{liq}) + 6.89 \left[\frac{X_{Al}^{cpx}}{X_{AlO1.5}^{liq}} \right]$$

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

دمای تبلور کلینوپيروکسن بدون دخالت ترکیبات فرار در نظر گرفته می شود، بنابراین معادله ۴ به جای

معادله ۳ استفاده می شود. نتایج دما- فشارسنجی انجام شده بر روی پیروکسن ها نشانگر این است که

تبلور بلورهای پیروکسن در ماگماهای آندزیتی بازالتی در دمای ۱۳۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی گراد و در

فشار ۲ تا ۱۰ کیلو بار انجام شده است و بیشترین فراوانی آن به شرایط دما و فشار ۱۰۵۰ درجه سانتیگراد

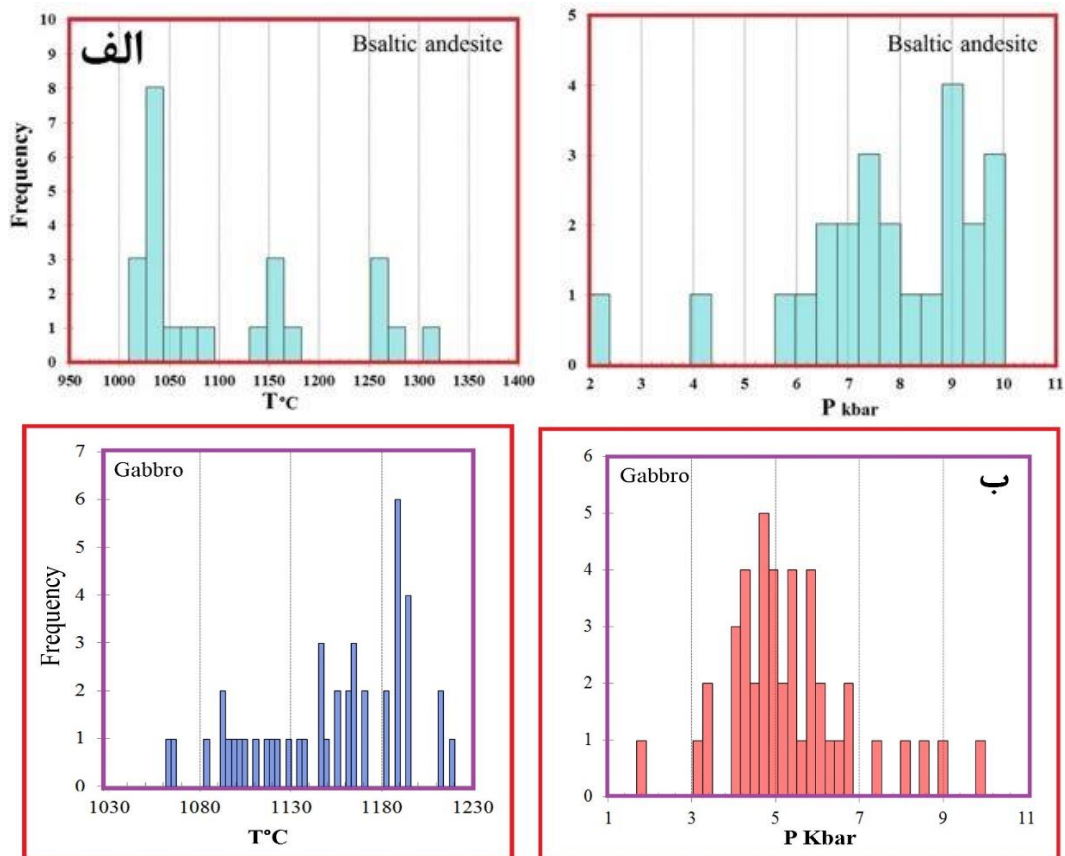
و ۹ کیلو بار معطوف می گردد. در نمونه های گابرویی، تبلور پیروکسن ها در دمای حدود ۱۲۳۰ تا

۱۰۸۰ درجه سانتی گراد و فشار ۳ تا ۹ کیلو بار صورت گرفته است و بیشترین فراوانی آن به شرایط دما

و فشار ۱۱۸۵ درجه سانتیگراد و ۴/۸ تا ۵ کیلو بار معطوف می گردد. مقدار خطای استاندارد محاسبه

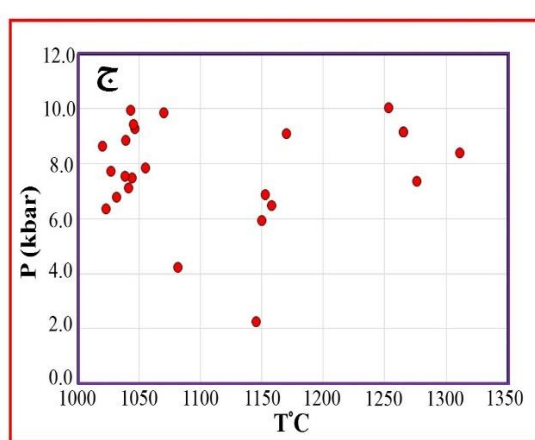
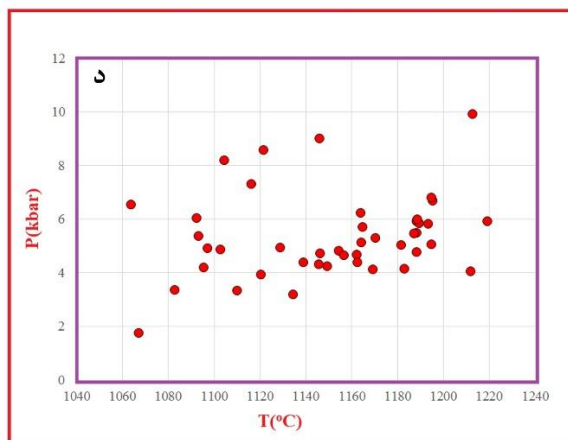
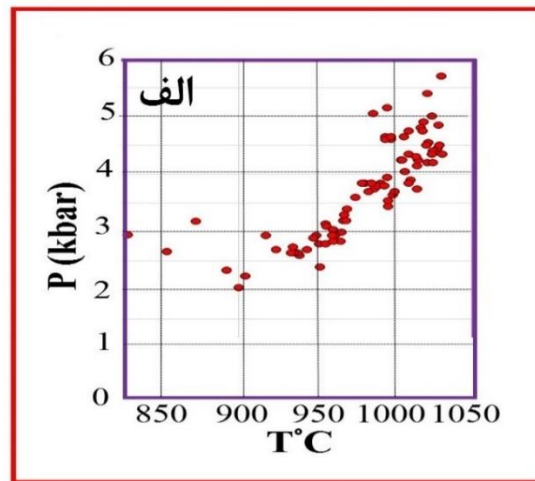
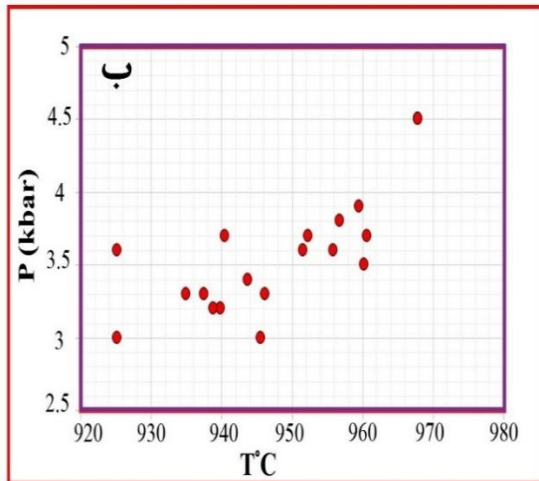
شده برابر بعلاوه و منهای ۱/۵ کیلو بار می باشد. در اینجا، از هیستوگرام فراوانی برای توضیح محدوده و

فراوانی دما و فشار آمفیبول و پیروکسن استفاده شده است. برخی از دماها و فشارهای پایین نشان دهنده تعادل دوباره در طول سرد شدن و صعود ماگما می‌باشد. (Christofides et al. 2010) معتقدند طیف گسترده شرایط دما و فشار، حاصل تداوم تعادل و واکنش مستمر با مذاب تحت شرایط لکیدوس می‌باشد (شکل ۳-۳۰).



شکل ۳-۳۰: هیستوگرام فراوانی دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های آندزیت بازالتی و گابرویی. الف: دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها در نمونه‌های آندزیت بازالتی. ب: دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها در نمونه‌های گابرویی.

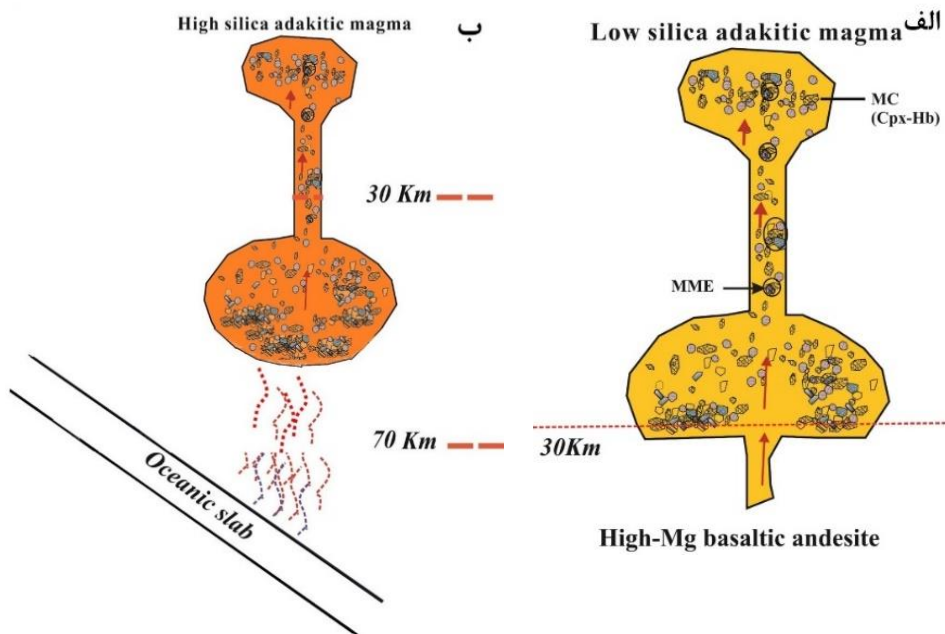
نمایش محدوده دما-فشار تبلور آمفیبول در نمونه‌های آندزیتی، داسیتی و همچنین محدوده دما-فشار تبلور کلینوپیروکسن در سنگ‌های آندزیت بازالتی و گابرویی در شکل ۳-۳۱ نشان داده شده‌اند.



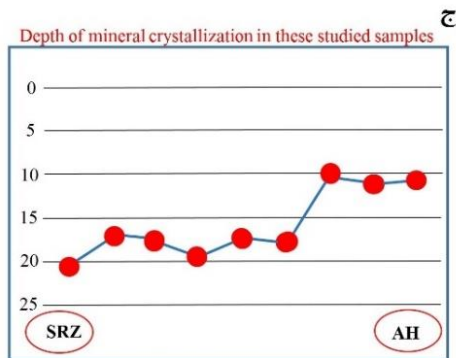
شکل ۳-۳۱: نمایش محدوده دما- فشار تبلور آمفیبول و کلینوپیروکسن. الف: دما- فشار تبلور آمفیبول در سنگ‌های آندزیتی. ب: دما- فشار تبلور آمفیبول در نمونه‌های سنگی داسیتی. ج: دما- فشار تبلور کلینوپیروکسن در سنگ‌های آندزیت بازالتی. د: دما- فشار تبلور کلینوپیروکسن در سنگ‌های گابرویی منطقه تاریک دره.

بر اساس داده‌های دما- فشارسنجی (جدول ۳-۹ و ۳-۱۰)، طرحی نمادین از وجود مخزن ماگما در عمق کمتر از ۳۰ کیلومتر در منطقه مورد مطالعه ترسیم شده است. برای تخمین عمق موهو، عدد پیشنهاد شده توسط (dehghani et al., 1983) و (Motaghi et al., 2012) استفاده شده است. علاوه بر این (Mooney 1998) پیشنهاد می‌کند که عمق موهوی زیر ایران بین ۴۵ تا ۵۰ کیلومتر می‌باشد. بر طبق نظر (Taghizadeh-Farahmand et al., 2014)، میانگین عمق موهو در زیر ورقه ایران مرکزی، بین ۴۲ تا ۴۶ کیلومتر متغیر است. بر اساس این مطالعات، عمق موهو، در زیر منطقه مورد مطالعه حدود ۴۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است (شکل ۳-۳۲). بر اساس این طرح فرضی، کانی‌های موجود در سنگ‌های اسیدی‌تر منطقه (داسیت‌ها و تراکی داسیت‌ها) در عمق کمتری (شکل ۳-۳۲ ب) نسبت به

سنگ‌های حدواسط آندزیتی و تراکی آندزیتی (شکل ۳-۳۲ الف) متبلور شده‌اند. در شکل ۳-۳۲ ج، عمق احتمالی (بر حسب کیلومتر) تبلور کانی‌ها در دو منطقه احمدآباد (AH) و سهل - رژه (SRZ) محاسبه شده است. همانطور که مشاهده می‌شود، عمق تبلور کانی‌ها و در نهایت عمق جایگیری سنگ‌های منطقه احمدآباد با ترکیب آداکیتی پر سیلیس، از عمق جایگیری سنگ‌های آداکیتی کم سیلیس منطقه سهل - رژه کمتر می‌باشد.



شکل ۳-۳۲: طرح احتمالی تبلور کانی‌ها در اتاق‌های ماگمایی. الف: تبلور کانی‌ها در ماگماهای آداکیتی کم سیلیس. (MME: آنکلاو میکروگرانولار مافیک، MC: لخته‌های مافیک). ب: تبلور کانی‌ها در ماگماهای آداکیتی پر سیلیس. ج: محاسبه عمق احتمالی تبلور کانی‌ها در دو منطقه سهل - رژه (SRZ) و احمدآباد (AH).



جدول ۳-۹: دما و فشار تبلور آمفیبول در سنگ‌های نوار ماگمایی ترود- احمدآباد

فشار تبلور	دمای تبلور	آمفیبول در سنگ دربرگیرنده
۲-۹ کیلو بار	۸۵۰-۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد	آمفیبول‌های هاستینگزیت منیزیم بالا و چرماکیت در آندزیت
۳-۴/۵ کیلو بار	۹۲۰-۹۷۰ درجه سانتی‌گراد	هورنبلندهای منیزیم دار داسیت
۴/۲ - ۸/۲ کیلو بار	۵۰۰-۸۰۰ درجه سانتی‌گراد	هورنبلند منیزیم دار در لخته مافیک

جدول ۳-۱۰: دما و فشار تبلور پیروکسن در سنگ‌های نوار ماگمایی ترود- احمدآباد

فشار تبلور	دمای تبلور	پیروکسن در سنگ دربرگیرنده
۲-۱۰ کیلو بار	۱۰۰۰-۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد	پیروکسن در آندزیت بازالتی
۳-۹ کیلو بار	۱۰۸۰-۱۲۳۰ درجه سانتی‌گراد	پیروکسن در گابرو

۳-۱۰: نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات پتروگرافی ترکیب سنگ‌شناختی سنگ‌های آذرین نیمه عمیق و نفوذی موجود در نوار ماگمایی ترود- احمدآباد، شامل آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت بازالتی، داسیت، تراکی داسیت و گابروی است. پیروکسن، هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز آشکارترین کانی‌های مافیک و فلسیک سازنده این سنگ‌ها هستند. نتایج تجزیه میکروپروب الکترونی نیز تأیید کننده نوع و ترکیب شیمیایی کانی‌های مورد مطالعه می‌باشد. تحلیل فشار- دماسنجی آمفیبول، نشان می‌دهد که نتایج دما - فشارسنجی با یکدیگر همپوشانی دارند. محاسبات نشان می‌دهند که تبلور آمفیبول‌های هاستینگزیت منیزیم بالا و چرماکیت در آندزیت‌های نوار ماگمایی ترود- احمدآباد در دمای ۸۵۰ تا ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد با بیشترین فراوانی ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد تحت فشار لیتوسفر ۲ تا ۶ کیلو بار با بیشترین فراوانی ۶ کیلو بار صورت گرفته است. هورنبلندهای منیزیم‌دار داسیت در دمای ۹۲۰ تا ۹۷۰ درجه سانتی‌گراد با بیشترین فراوانی دمایی ۹۶۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۴/۵ با بیشترین فراوانی ۳/۵ کیلو بار متبلور شده‌اند. شیمی آمفیبول در لخته‌های مافیک (لخته پیروکسن و آمفیبول)، دمای تبلور ۵۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴/۲ تا ۸/۲ کیلو بار با بیشترین فراوانی ۶۷۹ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶/۲ کیلو بار

نشان می‌دهد. با در نظر گرفتن ارتباط بین عمق و فشار (Putirka, 2003)، عمق تبلور ماگما، کمتر از ۳۰ کیلومتر با در نظر گرفتن چگالی ۲/۶۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب می‌باشد.

دما- فشارسنجی انجام شده بر روی پیروکسن نشانگر این است که تبلور ماگما در دمای ۱۰۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد با بیشترین فراوانی دمایی حدود ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد و در فشار ۲ تا ۱۰ کیلوبار با بیشترین فراوانی فشار ۹ کیلوبار برای نمونه‌های آندزیت بازالتی و برای نمونه‌های گابرویی در دمای حدود ۱۰۸۰ تا ۱۲۳۰ درجه سانتی‌گراد با فراوانی دمایی ۱۱۸۵ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۹ کیلوبار با فراوانی ۴/۸ تا ۵ کیلوبار صورت گرفته است.

فصل چہارم

ژئوشیمی

۴-۱: مقدمه

هدف از بخش ژئوشیمی، شناخت ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌هاست. از آن جایی که تبلور و انجماد ماگما از پدیده‌های متعددی تأثیر پذیر است که صرفاً به کمک شواهد پتروگرافی قابل درک نمی‌باشند، استفاده از ترکیب شیمیایی سنگ‌هایی که بیشترین شباهت را به ماگمای والد خود دارند، ضروری به نظر می‌رسد. داده‌های عناصر اصلی به منظور طبقه‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه، ترسیم نمودارهای تغییرات عناصر مختلف و مقایسه با ترکیبات سنگی که به طور تجربی تعیین گردیده‌اند، مورد توجه می‌باشند. در راستای نیل به اهداف مذکور، شرایط تشکیل سنگ‌ها نیز مشخص خواهد گردید. همچنین عناصر اصلی، اغلب به همراه عناصر کمیاب، برای تعیین جایگاه ژئوتکتونیک سنگ‌ها به کار گرفته می‌شوند. بررسی عناصر کمیاب، بخش اصلی پترولوژی جدید بوده و نسبت به عناصر اصلی کارایی بهتری در متمایز نمودن فرآیندهای پترولوژی دارند. با توجه به در دسترس بودن نتایج تجزیه ژئوشیمیایی صورت گرفته توسط جمالی (۱۳۹۳)، منصوری (۱۳۹۴) و سمیاری (۱۳۹۴)، جهت تکمیل مطالعات ژئوشیمیایی، ۱۵ عدد نمونه سنگی بر اساس تنوع ترکیبی و پراکندگی در منطقه، انتخاب گردید و جهت تجزیه شیمیایی به شرکت ALS کانادا ارسال گردید. بنابراین جمعاً ۴۴ نمونه سنگی از منطقه مورد مطالعه، مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. نتایج این تجزیه ژئوشیمیایی این نمونه‌های سنگی، به همراه سایر نتایج از قبل موجود در جدول (۴-۱) که در فایل پیوست ارائه شده است.

۴-۲: رده‌بندی شیمیایی

از آنجا که سنگ‌های مورد مطالعه غالباً نیمه عمیق و پورفیری هستند، جهت طبقه‌بندی و نام‌گذاری آنها از طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی استفاده شده است که در ذیل به آنها اشاره شده است. یکی از مهمترین روش‌ها در رده‌بندی و نام‌گذاری شیمیایی سنگ‌های نوار ماگمایی تروود- احمدآباد استفاده از نمودار مجموع آلکالی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در برابر SiO_2 می‌باشد. (Le Bas et al. (1986) و Irvine & Baragar (1971) نشان دادند که دلایل منطقی برای انتخاب SiO_2 و $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ به عنوان مبنایی برای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین وجود دارد. زیرا مقدار SiO_2 به عنوان اصلی‌ترین اکسید سازنده سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین،

خواص فیزیکی و ساختمانی مذاب را کنترل می‌کند.

۴-۲-۱: نمودار K_2O+Na_2O در برابر SiO_2

با توجه به نمودار مجموع درصد وزنی K_2O+Na_2O در برابر درصد وزنی SiO_2 سنگ کل (Le Bas et al., 1986)، سنگ‌های آدزین نیمه عمیق نوار ماگمایی ترو-احمدآباد در محدوده آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، تراکی داسیت و تراکی آندزیت بازالتی واقع می‌شوند (شکل ۴-۱ الف).

۴-۲-۲: نمودار K_2O+Na_2O در برابر SiO_2

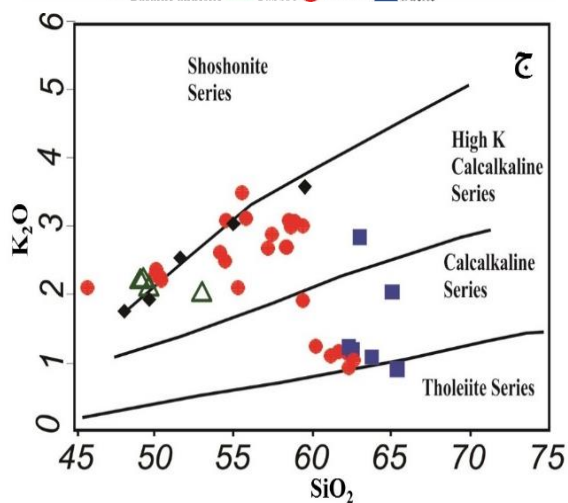
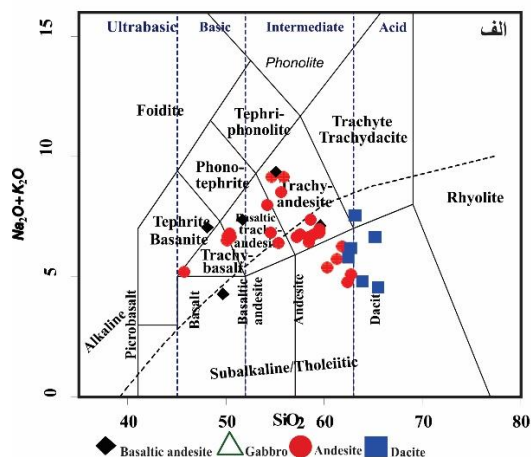
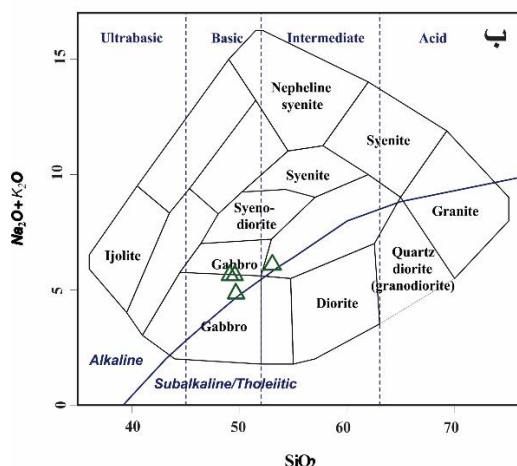
نمودار K_2O+Na_2O در برابر SiO_2 (Cox et al., 1979) جهت تعیین نوع سنگ‌های نفوذی مورد استفاده قرار گرفته است. با توجه به این نمودار سنگ‌های نفوذی منطقه تاریک درّه در محدوده سنگ‌های گابرویی جای می‌گیرند (شکل ۴-۱ ب).

۴-۲-۳: نمودار K_2O در مقابل SiO_2

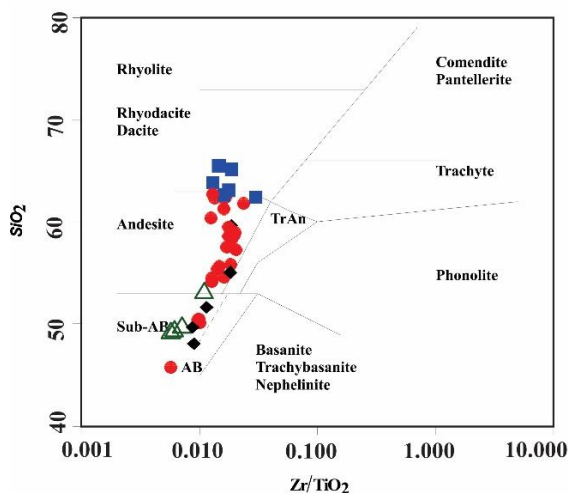
نمودار K_2O در مقابل SiO_2 از Peccerillo and Taylor, 1976 سنگ‌های آتشفشانی ساب آکالن را بر اساس مقادیر SiO_2 و به ویژه K_2O به تقسیمات جزئی تری تقسیم می‌کند. بر اساس این نمودار سنگ‌های منطقه مورد بررسی، جز سری ماگمایی کالک آکالن و کالک آکالن پتاسیم بالا جای می‌گیرند (شکل ۴-۱ ج).

۴-۲-۴: نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2

در نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 از Winchester & Floyd (1977)، نمونه‌های منطقه سهل-رزه در محدوده سنگ‌های آندزیتی، سنگ‌های با ترکیب گابرویی در محدوده بازالت و سنگ‌های با ترکیب اسیدی تر نظیر داسیت‌ها در محدوده داسیت جای گرفته‌اند (شکل ۴-۲). از ویژگی‌های این نمودار استفاده از عناصر کمیاب کم تحرک در جداکردن مرز بین ترکیبات سنگی است. زیرا عناصر Zr, Ti, Nb و Y جزو عناصر HFS بوده و در برابر فرایندهای ثانویه کم تحرک می‌باشند (Winchester & Floyd, 1976, 1980, Wood). بنابراین، این عناصر ابزار مفیدی جهت تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌ها هستند.



شکل ۴-۱: نمودارهای رده‌بندی شیمیایی و تعیین سری ماگمایی. الف: نمودار K_2O+Na_2O در برابر SiO_2 برای سنگ‌های آذرین بیرونی (Le Bas et al. (1986)). ب: نمودار TAS برای سنگ‌های آذرین درونی (Cox et al. (1979)). ج: نمودار K_2O-SiO_2 از (Peccerillo & Taylor, 1976) جهت تعیین سری ماگمایی. علائم به کار گرفته شده در تمام نمودارها یکسان می‌باشد. به منظور جلوگیری از به کار بردن نمودارهای متعدد و اضافی، تمامی نمونه‌ها به انضمام گابروها، بر روی یک نمودار نشان داده شده است.



شکل ۴-۲: نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 (Winchester & Floyd (1977)) جهت نامگذاری سنگ‌های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی تروند-احمدآباد.

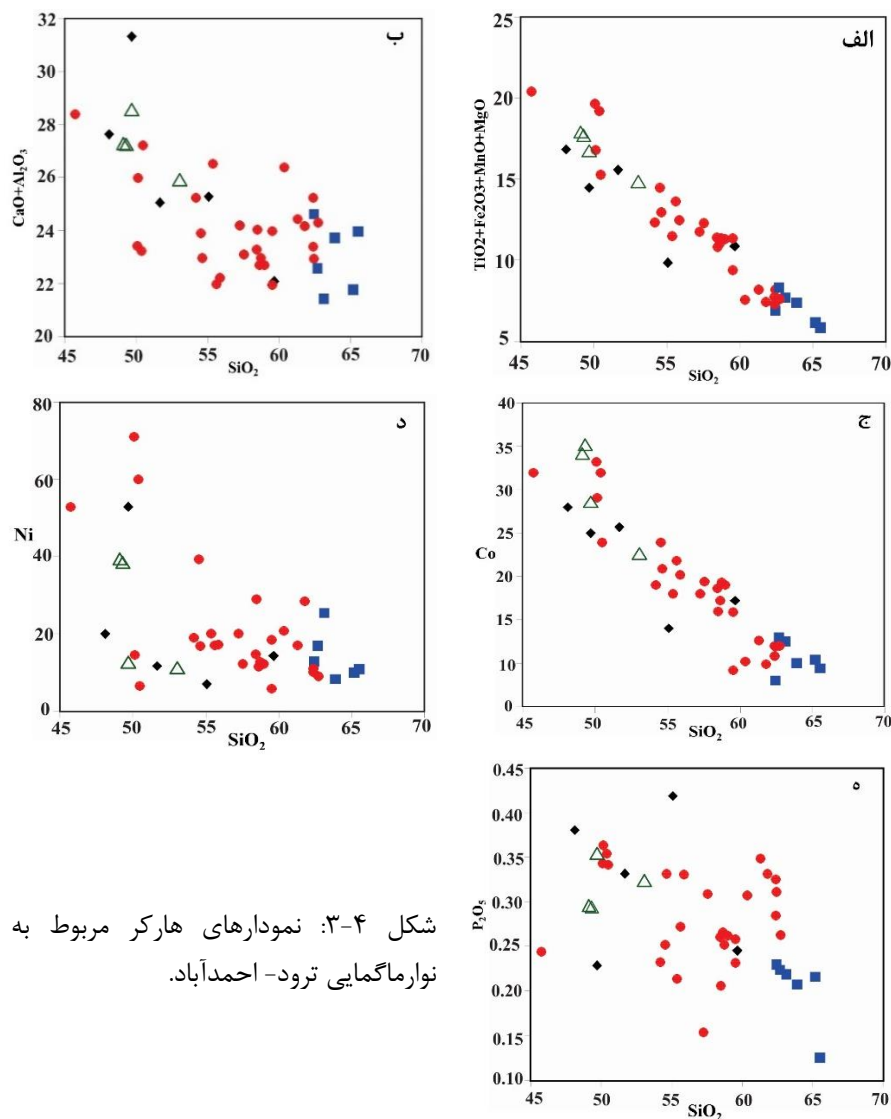
۴-۳: نمودارهای تغییرات

به کمک نمودارهای تغییرات می‌توان تأثیر فرایندهای پترولوژیکی نظیر ذوب بخشی، تبلور تفریقی،

اختلاط ماگمایی یا آرایش پوسته‌ای را مورد بررسی قرار داد. در ادامه به بررسی و تفسیر نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های منطقه پرداخته می‌شود.

۱-۳-۴: نمودارهای هارکر

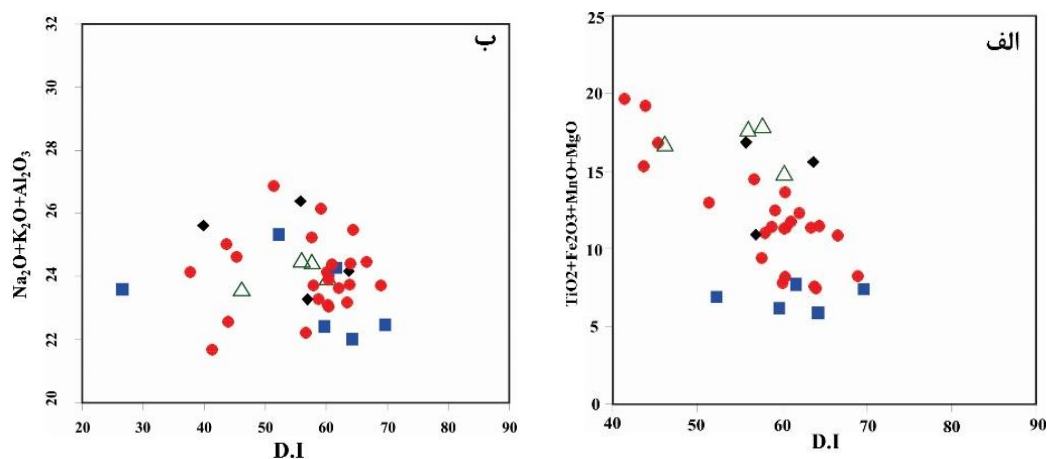
نمودارهای تغییرات دوتایی (Harker (1909) نمودارهای دو متغیره‌ای هستند که جهت بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و تحولات پترولوژیکی به کار می‌روند. SiO_2 در این نمودارها به عنوان پارامتر ترسیمی برای بسیاری از سری‌های سنگ‌های آذرین انتخاب می‌شود. پراکندگی اکسیدها در مقابل SiO_2 ممکن است ناشی از تجمع درشت بلورها، وجود بیش از یک نوع ماگما، روش نمونه برداری، آنالیز توأم با خطا، عدم تأثیرپذیری نسبی یک اکسید در مقابل SiO_2 و دگرسان بودن نمونه‌ها باشد (Rollinson, 1993). با توجه به نمودارهای هارکر، عناصر و اکسیدهای MnO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 ، Ni , Co و Al_2O_3 و CaO در مقابل SiO_2 تغییراتی کاهشی یا نزولی نشان می‌دهد که می‌تواند شاهدهی بر وقوع تبلور تفریقی باشد. تغییرات کاهشی FeO و Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , CaO با تبلور تفریقی کلینوپیروکسن و هورنبلند در طول تبلور تفریقی در ارتباط است (Yousefi et al., 2016). با مشارکت این ترکیبات در تبلور فازهای اولیه، مقدار این اکسیدها در مراحل بعدی کاهش می‌یابد. همچنین روند کاهشی عناصر سازگار Ni و Co به عنوان شاهدهی بر جدایش این عناصر سنگین در طی فرایند تفریق ماگما می‌باشد. در نمودار تغییرات P_2O_5 در برابر SiO_2 نمونه‌های مورد مطالعه روند نزولی محسوسی را از آندزیت‌بازالتی به سمت تراکی‌آندزیت‌ها و داسیت‌ها نشان می‌دهند. در برخی نمونه‌های آندزیت‌بازالتی بلورهای سوزنی و کاملاً شکل‌دار آپاتیت به صورت ادخال در دیگر کانی‌ها دیده می‌شود. با ادامه تبلور بخشی آپاتیت و خروج آن از مذاب، مقدار آن در مذاب باقیمانده کاهش می‌یابد (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴: نمودارهای هارکر مربوط به سنگ‌های نوارماگمایی تروند- احمدآباد.

نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر D.I (ضریب تفریق) ضریب تفریق، نمایانگر روند تفریق ماگماست که هر چه بیشتر پیش می‌رود، ترکیب مایع باقیمانده پرسیلیس‌تر می‌شود. این مایع باقیمانده به نام مایع باقیمانده‌ی پتروژنی معروف است. ضریب تفریق براساس مجموع درصد نورماتیو کانی‌های روشن (کوارتز، ارتوکلاز، آلبیت $(NaAlSi_3O_8)$ ، نفلین $(NaAlSi_2O_4)$ ، لوسیت $(KAlSi_2O_6)$ و کالسلیت $(KAlSiO_6)$ (محاسبه شده از طریق نرم CIPW) به دست می‌آید. لازم به ذکر است که کانی‌های نفلین، لوسیت و کالسلیت برای تعیین ضریب تفریق نمونه‌های تحت اشباع قابل استفاده هستند، لذا ضریب تفریق نمونه‌های سنگی مورد مطالعه بر اساس مجموع درصد نورماتیو کانی‌های کوارتز، آلبیت و ارتوکلاز محاسبه شده است. این نمودارها توسط

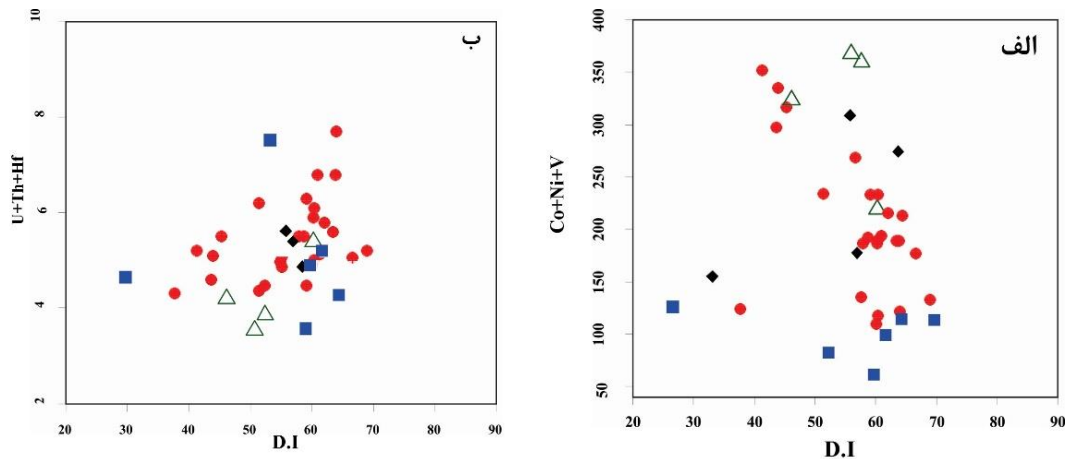
Thornton & Tuttle (1960) بداع گردیده‌اند. ضریب تفریق بر این عقیده ساده پتروژنیک استوار است که در طول فرایند تبلور ماگما، سیستیم مایع باقیمانده از کانی‌هایی غنی خواهد شد که در درجه حرارت‌های پایین‌تر شروع به تبلور خواهند نمود. نمودارهای ضریب تفریق برای این نمونه‌ها در شکل ۴-۴ نشان داده شده است. در این نمونه‌ها با افزایش D.I، مجموع مقادیر Fe_2O_3 , MnO , MgO و TiO_2 روند نزولی و مقادیر Al_2O_3 , Na_2O و K_2O روند تقریباً صعودی Al_2O_3 , Na_2O و K_2O نشان دهنده تفریق ماگماست، که با پیشرفت تفریق، ترکیب مایع باقیمانده سیلیسی‌تر و فلسیک‌تر می‌شود. و کانی‌های پتاسیم‌دار نظیر فلدسپات‌های پتاسیم در مراحل پایانی تشکیل می‌شوند. روند نزولی مقادیر Fe_2O_3 , MnO , MgO و TiO_2 نشان دهنده وارد شدن این عناصر در شبکه کانی‌های فرومنیزین در مراحل اولیه تبلور می‌باشد.



شکل ۴-۴: نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I).

نمودار ۴-۵ تغییرات مجموع عناصر Ni , Co و V و همچنین مجموع عناصر U , Th و Hf را در برابر ضریب تفریق (D.I) نشان می‌دهد. مجموع مقادیر Co , Ni و V با افزایش D.I روند نزولی نشان می‌دهند و مجموع عناصر U , Th و Hf در برابر افزایش D.I روند افزایشی نشان می‌دهند. این تغییرات عناصر در برابر ضریب تفریق (D.I)، اهمیت تبلور تفریقی را در طول تحولات ماگمایی تأیید می‌کند. لازم به ذکر است عناصری مانند وانادیوم، Ni و Co جانشین Fe^{3+} و Mg^{2+} می‌شوند. این عناصر در شبکه کانی‌هایی مانند آمفیبول، اوژیت و بیوتیت نیز وارد می‌شوند. تفریق مقادیر قابل توجه آمفیبول باعث تهی‌شدگی

مایع باقی مانده از Ni, Co و وانادیوم می شود و باعث ایجاد یک روند منفی با پیشرفت تفریق می شود (Claeson and Meurer, 2004). همچنین عناصری مانند U, Th و Hf، با توجه به ناسازگار بودن تمایل به حضور در فاز مذاب را دارند. به عبارتی دیگر در ساختار کانی ناسازگارند و در اولین فرصت آنجا را ترک خواهند کرد (Rollinson, 1993).

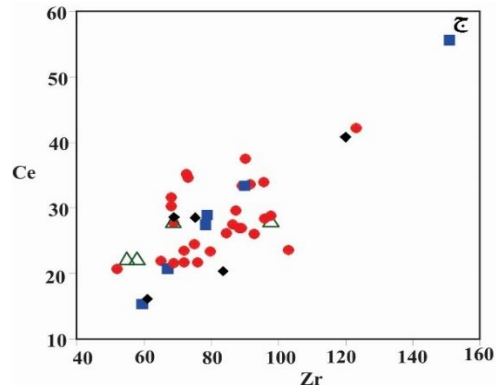
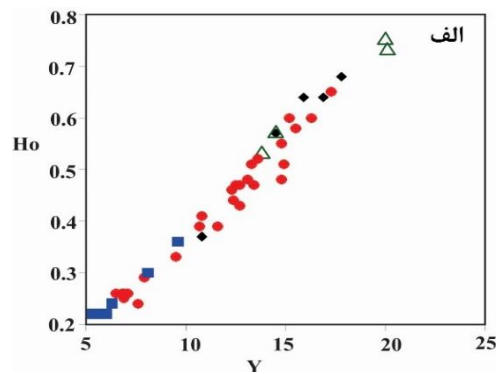
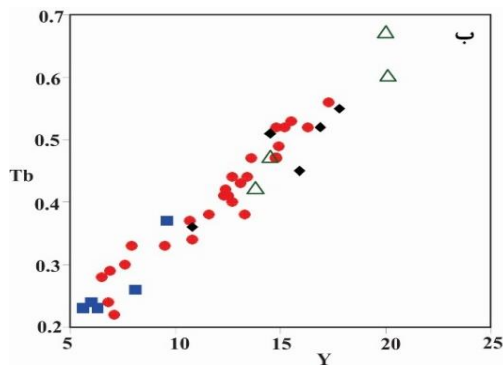


شکل ۴-۵: نمودار تغییرات مجموع عناصر Ni, Co و V و همچنین مجموع عناصر U, Th و Hf در برابر ضریب تفریق (D.I.)

۴-۳-۲: نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار و ناسازگار- ناسازگار

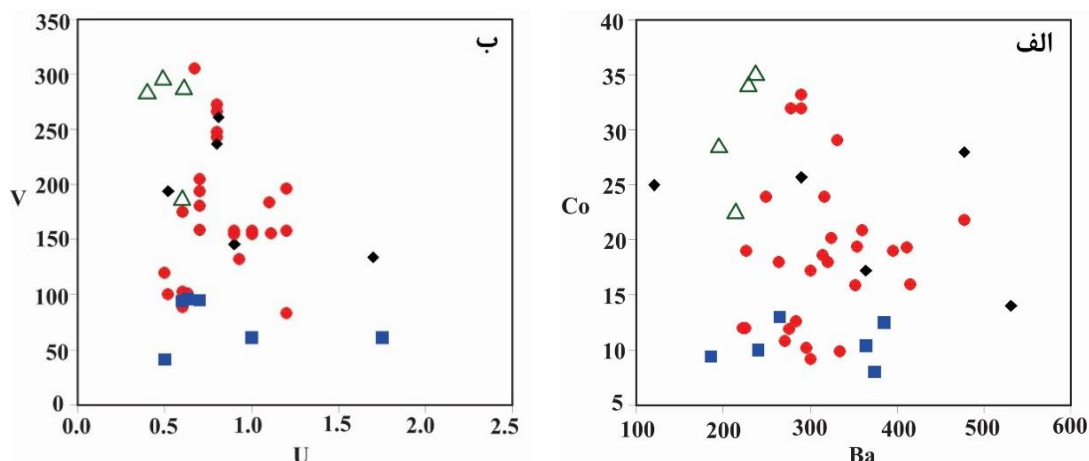
با توجه به اینکه عواملی نظیر تبلور تفریقی و ذوب بخشی هر دو می توانند منجر به تشکیل پدیده های نهایی مشابهی در شکل گیری سنگ های ماگمایی منجر شوند، برای تشخیص نقش و تاثیر هر یک از عوامل از نمودارهای عناصر ناسازگار و سازگار در برابر یکدیگر استفاده می شود. به عقیده Rogers et al. (1984) اگر در یک سری سنگی، نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار، دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبدأ مختصات نیز بگذرد و همچنین در نمودار عناصر سازگار- سازگار آن سری نیز، روندی خطی و منفی دیده شود، در این صورت می توان فرایند اصلی مرتبط با تشکیل سنگ های سری مزبور را تبلور تفریقی دانست. در غیر این صورت ذوب بخشی فرایند اصلی در تشکیل سنگ های مورد نظر بوده است. همانگونه که در شکل ۴-۶ (الف و ب) دیده می شود، عناصر Tb, Ho در برابر Y دارای روندی کاملاً خطی هستند. نمودار عنصر ناسازگار Ce در برابر Zr روند خطی و صعودی را در سنگ های مورد مطالعه نشان می دهند، که نشانگر تبلور تفریقی در ماگما خواهد بود (شکل ۴-۶ ج) و مقادیری پراکندگی و

انحراف کم از روند خطی را می‌توان در نتیجه تغییرات درجه ذوب بخشی دانست.



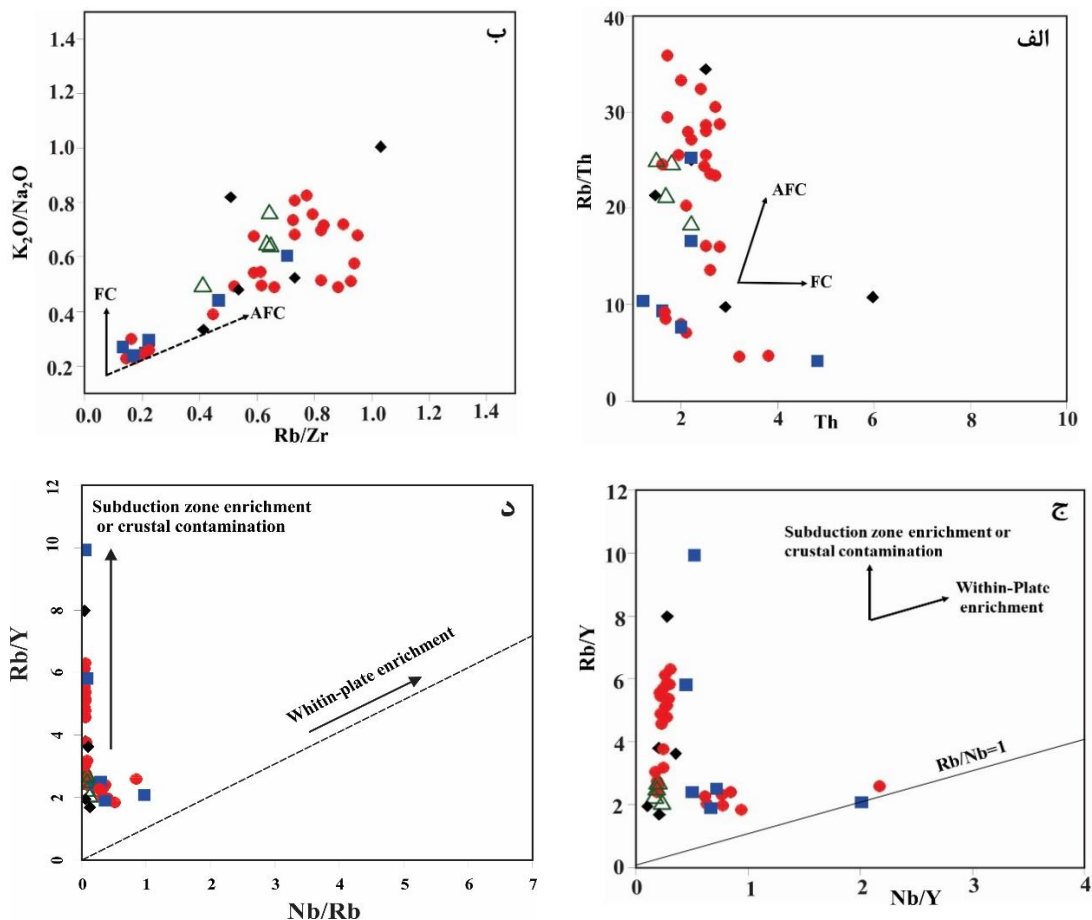
شکل ۴-۶: نمودار تغییرات عناصر شدیداً ناسازگار Tb, Ho در برابر Y و Ce در برابر Zr بر حسب (ppm) در سنگ‌های مورد مطالعه.

غلظت عناصر ناسازگار موجود در یک ماگما نسبت به فرآیند ذوب بخشی حساس است و این در حالی است که غلظت عناصر سازگار هنگام تبلور تفریقی به شدت تغییر می‌کند. بنابراین هنگامی که نمودار تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار روند خطی و نزولی نشان دهد، تبلور تفریقی فرایند غالب تشکیل دهنده سنگ‌ها خواهد بود. انحرافات موجود در روند خطی می‌تواند ناشی از فرایندهایی چون اختلال ماگمایی و آلیش پوسته‌ای باشد (Rollinson, 1993). بر اساس نمودار تغییرات عناصر سازگار Co و V در برابر عناصر ناسازگار Ba و U نمونه‌های مورد مطالعه روند کاهشی را نشان می‌دهند (شکل ۴-۷). این موضوع با تفریق کانی‌های آهن‌دار و منیزیم‌دار که در ابتدا متبلور شده‌اند، سازگار است.



شکل ۴-۷: الف و ب: نمودار تغییرات عناصر سازگار Co و V در برابر عناصر ناسازگار Ba و U در نمونه‌های سنگی نوار ماگمایی ترود- احمدآباد.

نمودار Rb/Th در برابر Th (Pearce, 1983) جهت تفکیک نقش فرایند هضم و تبلور تفریقی (AFC) و تبلور تفریقی (FC) از یکدیگر در طی تحول ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین استفاده می‌شود (شکل ۴-۸). همچنین جهت تفکیک نقش جدایش بلوری به همراه هضم و آلیش ماگمایی در طی تحول ماگمای سازنده سنگ‌های نیمه عمیق و نفوذی مورد مطالعه، از نمودار تغییرات K_2O/Na_2O در برابر Rb/Zr (Esperanca et al., 1992) نیز استفاده شده است. نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Y (Pearce, 1983)، نشان می‌دهد که ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه متحمل آلیش پوسته‌ای شده‌اند (شکل ۴-۸ ج). بر اساس روندهای مشاهده شده در عناصر، حضور آنکلاوهای مختلف و شواهد پتروگرافی از جمله بافت‌های غیر تعادلی و خوردگی‌ها، ماگمای آداکیتی در طی صعود به ترازهای بالاتر با سنگ میزبان آلیش یافته است. برای بررسی نقش آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه از نمودار Rb/Y-Nb/Rb استفاده شده است (شکل ۴-۸ د). روندهای عمودی در این نمودار در نتیجه غنی‌شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای به وجود می‌آید (Temel et al., 1998). افزون بر نمودار یاد شده از نسبت Th/U نیز برای تعیین آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه استفاده شد. این نسبت در پوسته بالایی در حدود ۳/۸ است (Rudnick and Gao, 2003)، و در نمونه‌های منطقه این نسبت بین ۲ تا ۴/۵ است که بیانگر تأثیر آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه می‌باشد. نسبت Rb/Nb در این سنگ‌ها بالاست (بین ۳ تا ۲۹)، که از نشانه‌های زون فرورانش می‌باشد (Yousefi et al., 2016).

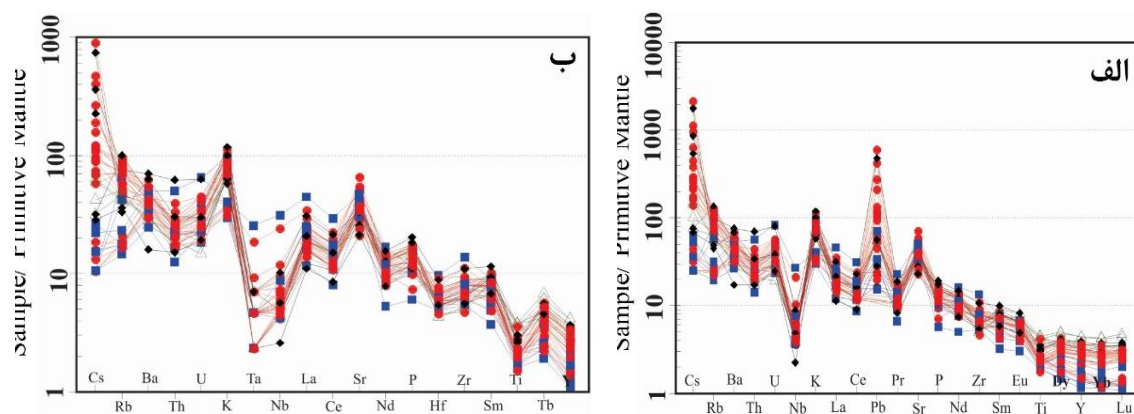


شکل ۴-۸: الف: نمودار Rb/Th در برابر Th جهت تفکیک فرایندهای هضم و تبلور تفریقی (AFC) یا تبلور تفریقی (FC) در تحول ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه. ب: نمودار تغییرات نسبت K_2O/Na_2O در برابر Rb/Zr در برابر Rb/Zr در برابر Rb/Zr. ج: نمودار Rb/Y در برابر Nb/Y از Pearce (1983). د: نمودار Rb/Y-Nb/Rb و فرارگیری نمونه‌ها به صورت عمودی در این نمودار که می‌تواند بیانگر آلودگی پوسته و تشکیل نمونه‌ها در محیط فرورانش باشد (Temel et al., 1998).

۴-۴: نمودارهای عنکبوتی و الگوی REE در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

در این بخش نمونه‌های سنگی مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (شکل ۴-۹ الف). الگوی عناصر ناسازگار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Wood et al., 1979)، در سنگ‌های منطقه آنومالی مثبت را برای K، Sr و عناصر ناسازگار Ba، Rb و آنومالی منفی Ti را نشان می‌دهد. آنومالی منفی Ti و Nb نشان دهنده شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه فرورانش باشد. چرا که در مناطق فرورانش سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده که از LILE غنی هستند به گوه گوشته‌ای افزوده می‌شود (Borg et al., 1997; Gill, 1981). این روند همچنین شباهت چشمگیری با سنگ‌های کالک آلکالن قوس‌های آتشفشانی و نواحی کوهزایی دارد. فراوانی اندک عناصر دارای قدرت میدانی بالا نظیر Nb، Ta نسبت به

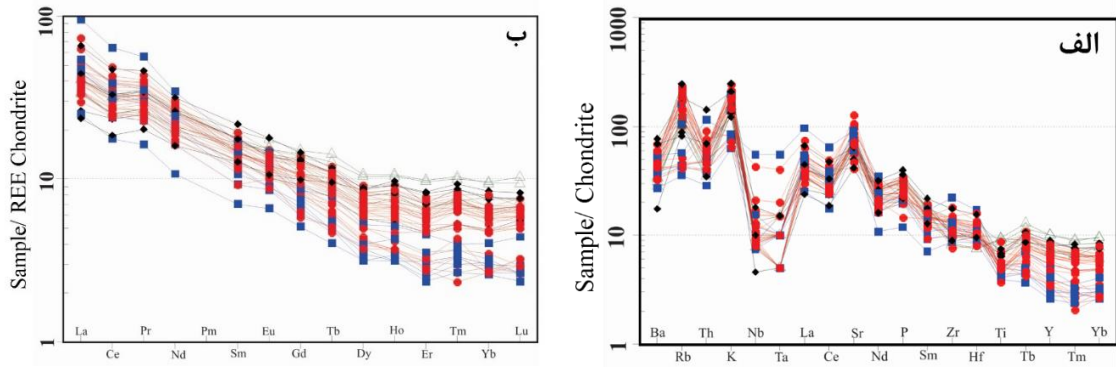
عناصر لیتوفیل درشت یون با منتسب نمودن ماگما به یک منبع تغییر یافته به وسیله متاسوماتیسم هماهنگ است (نظیر ذوب گوه گوشته‌ای آبدار یا ذوب مجدد که به وقوع یک حادثه ماگمایی منجر شده است (Turner et al., 1996; Keleman et al., 1993)). تمرکز عناصر، HREE در مذاب‌های مشتق شده از گوشته فقط توسط ترکیب گوشته قبل از فرورانش کنترل می‌شود. اما عناصری همچون Th و عناصر نادر خاکی سبک فقط توسط مذاب‌های سیلیسی حاصل از ذوب رسوبات بالای پوسته اقیانوسی فرورانش یافته انتقال می‌یابند که گویای تأثیر ناچیز آلودگی پوسته‌ای در غنی‌شدگی این عناصر می‌باشد. علاوه بر این می‌تواند نشانگر یک منبع متاسوماتیزه توسط سیالات تهی شده در Ta, Nb که از آبدایی صفحه فرورانش یافته حاصل شده‌اند. همچنین نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۴-۹ ب) نشان دهنده غنی‌شدگی عناصر LILE و LREE نسبت به عناصر HFSE می‌باشند. این نوع الگوی عناصر کمیاب، شاخص محیط‌های فرورانش می‌باشد (Topuz et al., 2011; Chashchin et al., 2011).



شکل ۴-۹: الف و ب: نمودار فراوانی عناصر نادر و جزئی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه در سنگ‌های آذرین منطقه تروود- احمدآباد (Sun and McDonough, 1989 و wood et al., 1979).

در شکل ۴-۱۰ (الف و ب) نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982) و نمودار فراوانی عناصر نادر خاکی نسبت به REE (Nakamura, 1974)، برای سنگ‌های مورد مطالعه در نوار ماگمایی

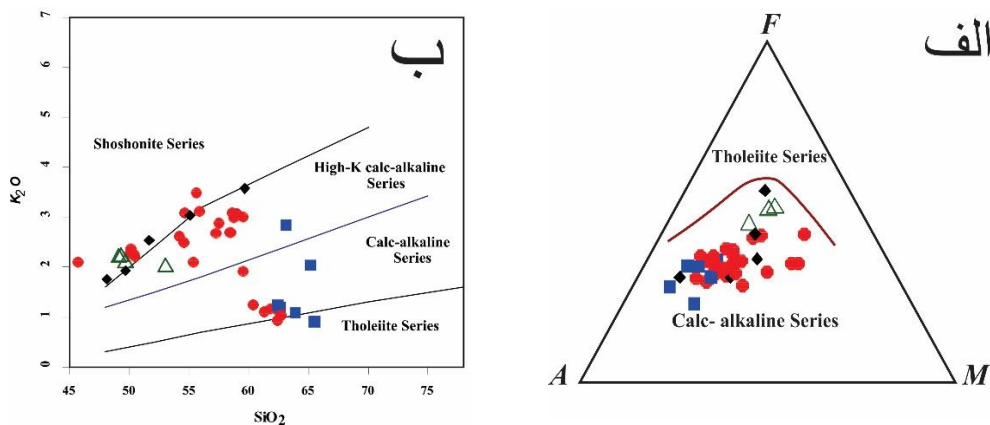
ترود- احمدآباد ترسیم شده است. در نمودار (Thompson, 1982) Sr, Ba و Rb دارای آنومالی مثبت و Ti و Nb آنومالی منفی از خود نشان می‌دهند، که از ویژگی‌های محیط کمانی می‌باشد. نسبت بالای LREE به HREE در این سنگ‌ها در نمودار فراوانی عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) از نشانه‌های غنی شدگی گوشته بوسیله زون فرورانش یا آرایش پوسته‌ای و همچنین باقی‌ماندن یا عدم ذوب گارنت در منشأ باعث این روند می‌شود (Kamali et al., 2011). میزان بالای La/Nb (۲ تا ۶) (Richew et al., 2004) همراه با افزایش میزان Ba, K و Rb (Keskin, 1981) از نشانه‌های تأثیر آرایش پوسته‌ای بر روی ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشد. از شواهد صحرایی نشان دهنده نقش آرایش ماگما توسط پوسته قاره‌ای وجود آنکلاوهای مختلف با ترکیبات متفاوت آمفیبولیتی، گنیسی، میکاشیستی و ... می‌باشد. آنومالی HFSE مانند Nb و Ta توسط فرایند فرورانش کنترل می‌شود (John et al., 2011). Rollinson (1993) معتقد است آنومالی منفی Nb و غنی شدگی Sr, K و Ca و همچنین غنی شدگی Rb, Ba و Cs با فرایند اختلاط ماگمایی همراه با آرایش پوسته‌ای مرتبط است. تمرکز بالای عناصر نادر خاکی سبک در ماگمای اسیدی و حد واسط می‌تواند نشانه‌ای از تمرکز فاز سیال در ماگمای اسیدی باشد (Kogiso, 1997). غنی شدگی از عناصر کمیاب سبک و تهی شدگی از عناصر کمیاب سنگین از خصوصیات سنگ‌های کالک آلکالن حاشیه قاره‌ای می‌باشد (Dupuy et al., 1992). حضور هورنبلند در مذاب‌های اسیدی و حد واسط می‌تواند دلیلی برای غنی شدگی شدید از MREE باشد (Rollinson, 1993). این موضوع با تمرکز بالای عناصر LREE در ماگمای اسیدی و حد واسط قابل توجیه است.



شکل ۴-۱۰: الف: نمودار رفتار عناصر نادر و جزئی بهنجار شده نسبت به کندریت برای سنگ‌های نوار ماگمایی تروود- احمدآباد (Thompson, 1982). ب: نمودار فراوانی عناصر نادر خاکی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه نسبت به REE chondrite (Nakamura, 1974).

۴-۵: تعیین سری ماگمایی

یکی از ره‌آوردهای مطالعات ژئوشیمی، تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آذرین می‌باشد. شیمی سنگ کل یکی از پرکاربردترین ابزار در تعیین سری ماگماهاست. بر اساس نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) و نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) نمونه‌های آذرین نیمه عمیق و نفوذی مورد مطالعه به سری کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا تعلق دارند (شکل ۴-۱۱).



شکل ۴-۱۱: نمودارهای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه. الف: نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971). ب: نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976).

۴-۶: ویژگی ژئوشیمیایی سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه

با توجه به نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه در نوار ماگمایی تروود- احمدآباد، این

سنگ‌ها شباهت زیادی به سنگ‌های موجود در نوارهای ماگمایی جوان آداکیتی دارند. (جدول ۴-۱). اولین بار اصطلاح آداکیت برای سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی جزیره آداک آلاسکا به کار رفت که در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی جوان (کمتر از ۲۵ میلیون سال) تشکیل شده‌اند (Defant and Drummond, 1990). بسیاری از سنگ‌های آتشفشانی در جزایر جوان و کمان‌های قاره‌ای به احتمال زیاد از ذوب بخشی گوه‌های گوشته‌ای مشتق شده‌اند که به وسیله سیالات آبدار آزاد شده در طول آزدایی ورقه اقیانوسی فرورونده، تحت تأثیر قرار گرفته‌اند. در ابتدا تصور می‌شد که آداکیت‌ها در حاشیه‌های همگرای جوان وجود دارند و حاصل ورقه‌های داغ اقیانوسی فرورانده شده می‌باشند، ولی اخیراً (Castillo 2012) آداکیت‌هایی را معرفی کرده است که حاصل ذوب گوشته متاسوماتیسم شده پریدوتیتی تحت عنوان آداکیت‌های کم سیلیس می‌باشند.

با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند میزان HREE پایین و LREE بالا به همراه سایر ویژگی‌ها از جمله SiO_2 ، Na_2O بیش از ۳ درصد، Al_2O_3 بیش از ۱۶ درصد، Yb پایین‌تر از ۱/۸ پی‌پی‌ام، Y کمتر از ۱۸ پی‌پی‌ام، نبود آنومالی منفی Eu، آنومالی منفی Nb و آنومالی مثبت Sr و نسبت K_2O به Na_2O (0.226 تا 1.006) شباهت سنگ‌های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی ترود-احمدآباد که شامل آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت و تراکی‌داسیت به سنگ‌های آداکیتی آشکار می‌باشد. مقایسه این ویژگی‌های ژئوشیمیایی با سنگ‌های آداکیتی در سایر نقاط جهان (Castillo, 2012; Topuz et al., 2011; Haschke and Ben-Avraham, 2005; Moyen, 2009; Maury et al., 1996; Beraouz et al., 2004)، شباهت نزدیکی نشان می‌دهد. آداکیت‌ها بر اساس میزان SiO_2 به دو گروه آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و آداکیت‌های سیلیس پایین (LSA) تقسیم می‌شوند (Drummond and Defant, 1990; Moyen, 2009; Martin et al., 2005). سنگ‌های آداکیتی سیلیس پایین، معمولاً دارای ۵۰ تا ۶۰ درصد SiO_2 هستند، در حالی که سنگ‌های آداکیتی سیلیس بالا، دارای میزان SiO_2 بیشتر از ۵۶ درصد می‌باشند (Moyen, 2009). سنگ‌های نوار ماگمایی ترود-احمدآباد بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، به دو گروه HSA و LSA تقسیم می‌شوند. مبنای اصلی تقسیم‌بندی سنگ‌های آداکیتی به دو گروه

HSA و LSA درصد SiO_2 و همچنین میزان $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ است. (Castillo 2012) معتقد است که سنگ‌های آداکیتی در طول ذوب پوسته پایینی یا تفریق بلوری تحت فشارهای بالا از ماگمای بازالتی و یا تفریق بلوری فشار پایین ماگماهای بازیک آبدار همراه با فرایند اختلاط، هم در محیط‌های کم‌انرژی و هم در محیط‌های غیر کم‌انرژی تولید می‌شوند. (Martin et al. 2005) و (Falloon et al. 2008) معتقدند فرایندهای تولید ماگماهای آداکیتی عبارتند از:

- ۱) ذوب ورقه اقیانوسی.
 - ۲) تفریق بلوری فشار بالای گارنت یا آمفیبول از ماگمای بازالتی آبدار.
 - ۳) ذوب پوسته قاره‌ای پایینی در عمق بیشتر از ۴۰ کیلومتر بوسیله نفوذ ماگمای بازالتی داغ واقع در زیر آن.
 - ۴) ذوب سنگ‌های گارنت آمفیبولیت یا اکلوژیت و تفریق بلوری ماگمای مافیک.
 - ۵) فرورانش سنگ‌کره داغ و جوان اقیانوسی (Martin, 1999).
- در این قسمت جهت مقایسه و درک بهتر، در کنار سایر نظریات، به چند منشأ دیگر اشاره می‌شود:
 - ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده جوان و داغ در فرورانش‌های سریع و پرشیب که رژیم‌های غیرطبیعی پر حرارتی را ایجاد می‌کنند (Drummond and Defant, 1990; Peacock et al., 1994; Rapp et al., 1999).
 - واکنش مذاب فلسیک با گوشته (Drummond and Defant, 1990).
 - دورگه‌ای شدن یا متاسوماتیسم پنهان گوشته توسط مذاب غنی از سیلیس حاصل از ذوب ورقه فرورونده (Maury et al., 1997).
 - تبلور تفریقی فشار بالای ماگمای بازالتی معمول کمان‌ها در میدان پایداری گارنت (Zhu et al., 2009).
 - ذوب مجدد سنگ‌های حاصل از انجماد ماگمای مافیک تزریق شده در زیر پوسته ضخیم قاره‌ای (Macpherson et al., 2006).

- تولید سنگ‌های آداکیتی از ذوب پوسته قاره‌ای تحتانی لایه لایه شده و فروافتاده در گوشته در زون‌های کششی درون قاره‌ها (Wang et al., 2007) و مشارکت رسوبات روی پوسته فرورانده شده در ایجاد ماگماهای مذکور.
- ذوب گوه گوشته‌ای و سپس تفرق ماگماهای حاصل در فشار بالا (Macpherson, et al., 2006) و یا وقوع فرایند تفریق همراه با آرایش ماگمایی (Garrison and Davidson, 2003) و ذوب پریدوتیت گوشته‌ای تحت شرایط آبدار (Stern and Kilian, 1996) و آداکیت‌های حاصل از ذوب ورقه فرورانده شده خالص که با گوشته پریدوتیتی واکنش نداده است.
- افزایش غیر عادی گرمای قطعه ورقه اقیانوسی فرورونده به هنگام فرورانش کم ژرفا (Gutscher et al., 2000) و پیدایش پنجره‌هایی در قطعه ورقه اقیانوسی فرورونده (Yogodzinski et al., 1995).
 (2006) Macpherson et al. معتقدند که با در نظر گرفتن تفریق درون گوشته‌ای، هر ناحیه فرورانش، پتانسیل تولید ماگمای آداکیتی را دارد. تهی شدگی میزان HREE، نسبت بالای Sr/Y، Y پایین (کمتر از ۱۸ ppm) و Yb پایین (کمتر از ۱/۹ ppm) منعکس کننده وجود گارنت باقی مانده در منبع می‌باشد (Omrani et al., 2008; Kamvong et al., 2014). نسبت بالای Ba/Nb (>28)، نشان دهنده این است که ماگماهای این سنگ‌های آداکیتی در یک جایگاه کمانی شکل گرفته‌اند (Gill, 1981). میانگین نسبت Zr/Nb در این سنگ‌ها (>22) و آنومالی منفی عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) اشاره به ماگماتیسیم مرتبط به فرورانش دارد (Sommer et al., 2005). سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق منطقه احمدآباد خارتوران بر اساس میزان SiO₂ به آداکیت‌های سیلیس بالا و در منطقه سهل-رزه به آداکیت‌های سیلیس پایین تقسیم می‌شوند (شکل ۴-۱۲). به اعتقاد (Martin et al., 2005)، جمشیدی و همکاران (۱۳۹۲) و یوسفی و همکاران (۱۳۹۵) آداکیت‌های پرسیلیس به عنوان مذاب‌های حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته با ترکیب گارنت آمفیبولیتی در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر می‌شوند که در طی عبور از گوه گوشته‌ای با آن واکنش داده‌اند. در این مذاب‌ها در هنگام بالآمدگی و برهم کنش با پریدوتیت گوشته‌ای، ترکیب عناصر اصلی تغییر می‌کند اما دیگر ویژگی‌ها

مانند نسبت عناصر خاکی کمیاب کمتر تغییر می‌کند (Mori et al., 2007). به علاوه، این مذاب‌ها در خلال عبور از میان پریدوتیت گوشته‌ای، آن را متحمل متاسوماتیسم کرده و خود نیز به مرور مصرف می‌شود. زمانی که نسبت مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه فرورو به پریدوتیت بالا باشد، در خلال متاسوماتیسم تمام مذاب مصرف نمی‌شود. بنابراین مذاب آرایش یافته (با ترکیب آداکیت) صعود کرده و به درون پوسته و یا به سطح می‌رسد. با توجه به حضور انواع آنکلاوهای هم منشأ (مانند آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، لخته‌های مافیک و اتولیت‌ها) و غیر هم منشأ (مانند آنکلاوهای گنیسی، آمفیبولیتی، میکاشیستی، توفی ماسه‌سنگی و ...) ماگماهای سازنده آداکیت‌های مورد مطالعه، در هنگام بالا آمدگی دچار تبلور تفریقی، هضم و آرایش پوسته‌ای شده‌اند (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۵). آنکلاوها شواهد آشکاری برای اختلاط ماگمایی و آرایش پوسته‌ای هستند. همانطور که ذکر گردید این آنکلاوها دارای ماهیت آمفیبولیتی، گنیسی، میکاشیستی، لخته‌های مافیک و میکروگرانولار مافیک می‌باشند. با توجه به زمین‌شناسی عمومی منطقه، آنکلاوهای آمفیبولیتی و گنیسی از بخش‌های پوسته‌ای سرچشمه گرفته‌اند. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، لخته‌های مافیک حاصل تبلور اولیه اجزاء مافیک ماگما و اختلاط بعدی آنها در خلال صعود ماگما می‌باشند. بی‌هنجاری منفی عناصر Nb و Ce نشان‌دهنده آرایش با سنگ‌های پوسته قاره‌ای و مشارکت آن در فرآیندهای ماگمایی است (شکل ۴-۹ و ۴-۱۰). مدل ارائه شده توسط (Moyen 2009) در مورد تشکیل آداکیت‌ها نشان‌دهنده آن است که آداکیت‌های پرسیلیس حاصل ذوب سنگ کره اقیانوسی در ژرفای حدود ۷۰ کیلومتری زیر سطح زمین هستند. سپس ماگمای تولید شده به ترازهای بالا حرکت کرده، با سطوح بالایی پوسته آرایش یافته و در نهایت درون پوسته قاره‌ای بالایی جای گرفته است. غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE، تهی‌شدگی از Nb و Ti و تمرکز بالای Rb, Ba, K, Th بیانگر آرایش پوسته‌ای و باقی ماندن گارنت در منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های آداکیتی مورد نظر است. ماهیت پتروگرافی و ژئوشیمی پیشنهاد می‌کند که شکل‌گیری ماگمای سنگ‌های HSA، احتمالاً از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته و دگرگون شده نئوتتیس (شاخه سبزوار- درونه) سرچشمه گرفته است.

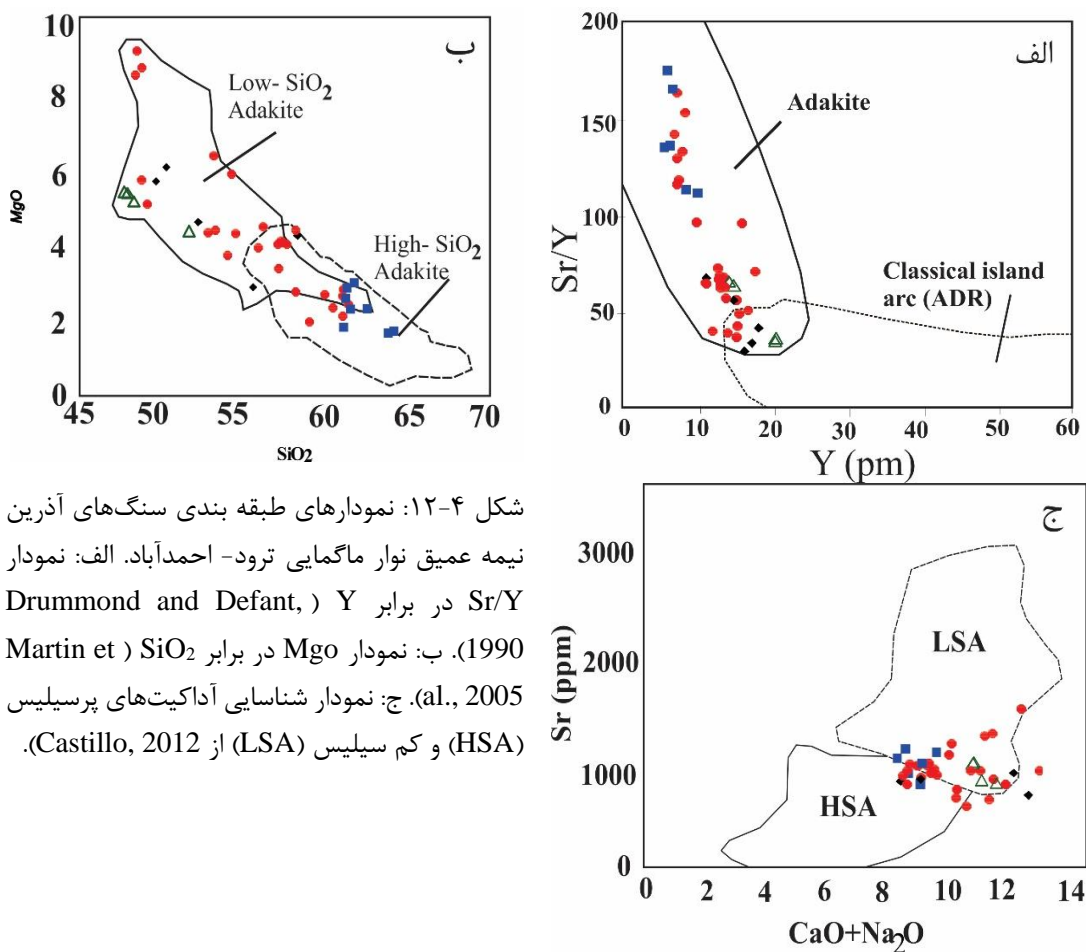
بر پایه جدول ۴-۲ و منابع علمی منتشر شده دیگر درباره آداکیت‌ها، آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) نیز از تبلور مذاب‌های پدیدآمده از ذوب گوه گوشته‌ای پریدوتیتی متاسوماتیسم شده حاصل گردیده‌اند (Macpherson et al., 2006; Castillo, 2012, Rapp et al., 1999). ویژگی‌های ژئوشیمیایی، نشأت گرفتن ماگماهای آداکیتی سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای پریدوتیتی متاسوماتیسم شده همراه با مشارکت سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده (شاخه سبزوار- درونه) را تأیید می‌کند. بررسی فراوانی عناصر خاکی نادر این نمونه‌ها در نمودار بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۴-۹) نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها تا اندازه‌ای از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی شدگی و از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تهی شدگی نشان می‌دهند. در نمودارهای عنکبوتی (شکل ۴-۹ و ۴-۱۰)، عناصر Sr, Ba و Rb ناهنجاری مثبت نشان می‌دهند، که با ناسازگار بودن این عناصر توجیه شدنی است. همچنین سیالات آزاد شده در بالای پهنه‌های فرورانش، گوشته بالای ورقه فرورونده را از این عناصر غنی می‌کند (Wilson, 1989). الگوی نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) نشان دهنده غنی شدگی از عناصر خاکی نادر سبک و تهی شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین است. چنین ویژگی‌هایی از ویژگی‌های شناخته شده ماگماهای وابسته به کمان (Gill, 1981) و به ویژه ماگماهای کالک‌آلکالن کمان‌های پهنه‌های فرورانش حاشیه قاره‌ها به شمار می‌آید. کم بودن مقدار HREE در برابر LREE می‌تواند نشان‌دهنده درجه کم ذوب بخشی در خاستگاه گوشته‌ای و آلودگی ماگمای برخاسته از ذوب بخشی گوشته‌ای با مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی پوسته‌ای (Srivastava and Singh, 2004)، به جا ماندن گارنت در سنگ خاستگاه باشد (Clague et al., 1982). در نمودار بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه، این نمونه‌ها دارای ناهنجاری منفی از Ti و Nb هستند. (Wilson (1989) و Gill (1981) بر این باورند که غنی شدگی از عناصر ناسازگار مانند سرب، سزیم، باریوم و روبیدیم (LILE) همراه با تهی شدگی نسبی از عناصر ناسازگار مانند نیوبیوم، تیتانیوم و زیرکونیم (HFSE) در گدازه‌های مناطق کمان پدیدهای معمول و متداول است. همچنین آنومالی منفی Nb و Ti می‌تواند با پایداری کانی‌هایی چون

آمفیبول پارگازیتی، اسفن، روتیل و ایلمنیت در گوشته مرتبط باشد. نسبت بالای Rb/Nb بین ۱/۰۳ تا ۲۸/۷ در سنگ‌های مورد مطالعه، تأیید کننده ماگمای مرتبط با فرورانش در این نوار ماگمایی می‌باشد. در کنار سنگ‌های آداکیتی در این نوار ماگمایی، واحدهای نیمه نفوذی گابرویی در منطقه تاریک درّه (جنوب غرب احمدآباد) مشاهده می‌شود. همانطور که در نمودار ۴-۱۰ نشان داده شده است، فراوانی عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌های این مجموعه با مقادیر REE کندریت مقایسه شده است که نشان دهنده تهی‌شدگی عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سبک (LREE) می‌باشد، همچنین تهی‌شدگی از عناصر HFSE و آنومالی منفی عناصر Nb, Ta, Zr, Hf و Ti که با الگوی سنگ‌های مربوط به محیط فرورانش قابل مقایسه است (Yan et al., 2015) در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. همچنین Khromykh et al. (2013) بیان می‌کند که ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی، از ذوب گوشته بالای ورقه اقیانوسی فرورانده شده نشأت گرفته است. سنگ‌های گابرویی در این منطقه از Ni غنی (۱۰ تا ۳۹ ppm) و از Ti و عناصر آلکالی فقیر می‌باشند، که شاخص محیط‌های فرورانش می‌باشد. در این گابروها، تفریق پلاژیوکلاز و یا حضور فازهای مافیک و فلسیک پتاسیک (بیوتیت و ارتوکلاز)، احتمالاً منجر به غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌گردد. بنابراین بر اساس شواهد صحرائی و نتایج تجزیه شیمیایی، ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه از گوشته بالای ورقه اقیانوسی فرورانش یافته شاخه سبزوار- درونه حاصل شده است. در مبحث پتروژنز در فصل‌های آینده به طور مفصل به جایگاه تکتونیکی و خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده کلیه سنگ‌های نوار ماگمایی تروود- احمدآباد پرداخته خواهد شد.

جدول ۴-۲: بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آداکیتی از دیدگاه (2012) Castillo و مقایسه با سنگ‌های

منطقه مورد مطالعه

معیارهای شاخص آداکیت‌ها	احتمال ارتباط با ذوب ورقه اقیانوسی بازالتی فرورونده	آداکیت‌های منطقه ترو- احمدآباد
$\text{SiO}_2 > 56 \text{ wt}\%$	ذوب بخشی فشار بالای اکلوزیت یا آمفیبولیت	-
$\text{SiO}_2 = 54 \text{ تا } 58 \text{ wt}\%$	تداخل مذاب حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی اکلوزیتی و یا رسوبات فرورنده شده با گوه گوشته‌ای بالای ورقه فرورنده شده (زو و همکاران، ۲۰۰۰)	SiO_2 (۴۵/۷۳ تا ۶۵/۵۱ درصد)
$\text{Al}_2\text{O}_3 > 15 \text{ wt}\%$	ذوب بخشی فشار بالای اکلوزیت یا آمفیبولیت	به طور میانگین ۱۷/۵۹ درصد
$\text{MgO} < 2 \text{ wt}\%$	به همراه Ni پایین چنانچه حاصل ذوب اولیه باشد، از گوشته پریدوتیتی منشأ نگرفته است.	به طور میانگین ۴/۰۷ درصد
$\text{MgO} > 3 \text{ wt}\%$	به همراه Ni و Cr بالا، ذوب تعادلی یا ذوب بخشی پریدوتیت	به طور میانگین ۴/۰۷ درصد
$\text{Na}_2\text{O} > 3 \text{ wt}\%$	ذوب بخشی فشار بالای اکلوزیت یا آمفیبولیت	به طور میانگین ۴/۳۳ درصد
$\text{Sr} > 300$ پی پی ام	ذوب پلاژیوکلاز یا نبود پلاژیوکلاز در باقیمانده	به طور میانگین ۸۵۰/۳۶۹ پی پی ام
$Y < 10$ پی پی ام	دلالت بر وجود گارنت، هورنبلند و کلینوپیروکسن در محل منشأ	به طور میانگین ۱۱/۹۵ پی پی ام
$\text{Sr}/\text{Y} > 20$	دلالت بر وجود گارنت، هورنبلند و کلینوپیروکسن در محل منشأ	میانگین ۸۳/۲۲
$\text{Yb} < 10$ پی پی ام	با محتوای REE سنگین پایین، دلالت بر وجود گارنت در محل منشأ	۱/۱۸ پی پی ام
$\text{La}/\text{Yb} > 20$ پی پی ام	غنی شدگی REE سبک نسبت به سنگین، دلالت بر وجود گارنت در محل منشأ	میانگین ۱۴/۵۲
مقادیر پایین Ti, Nb و HFSE	در بیشتر گدازه‌های کمانی، فاز Ti یا هورنبلند در محل منشأ	مقادیر پایین Ti, Nb و HFSE



شکل ۴-۱۲: نمودارهای طبقه بندی سنگ‌های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی ترود- احمدآباد. الف: نمودار Drummond and Defant,) Y برابر Sr/Y (Martin et) SiO₂ در برابر Mgo (1990). ب: نمودار Mgo در برابر SiO₂ (2005). ج: نمودار شناسایی آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) و کم سیلیس (LSA) از (Castillo, 2012).

۴-۷: نتیجه‌گیری

با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند میزان HREE پایین و LREE بالا به همراه سایر ویژگی‌ها از جمله SiO₂، Na₂O، بیش از ۳ درصد، Al₂O₃ بیش از ۱۶ درصد، Yb پایین تر از ۱/۸ پی پی ام، Y کمتر از ۱۸ پی پی ام، نبود آنومالی منفی Eu، آنومالی منفی Nb و آنومالی مثبت Sr و نسبت K₂O به Na₂O (0.226 تا 1.006 ppm) شباهت سنگ‌های آذرین نیمه عمیق مورد مطالعه نوار ماگمایی ترود- احمدآباد که شامل آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و تراکی داسیت به سنگ‌های آداکیتی آشکار می‌باشد و بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، به دو گروه HSA (آداکیت‌های سیلیس بالا) و LSA (آداکیت‌های سیلیس پایین) تقسیم می‌شوند. بر اساس نمودارهای رسم شده، سنگ‌های مورد مطالعه در نوار ماگمایی ترود- احمدآباد جزء سری کالک آلکالن و کالک آلکالن پتاسیم بالا جای می‌گیرند. با توجه به نمودارهای

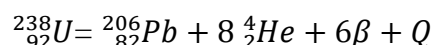
هارکر، عناصر و اکسیدها در مقابل SiO_2 تغییراتی کاهشی یا افزایشی نشان می‌دهد که می‌تواند شاهدهی بر وقوع تبلور تفریقی باشد. همچنین نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر D.I نیز شاهدهی بر وقوع تبلور تفریقی در این سنگ‌ها می‌باشد.

فصل پنجم
مطالعات سن سنجی

۵-۱: مقدمه

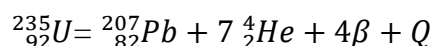
سن‌سنجی U-Pb بر اساس واپاشی ایزوتوپ‌های اورانیوم و توریم به ایزوتوپ‌های سرب، مبتنی است. در این راستا ^{238}U به ^{206}Pb ، ^{235}U به ^{207}Pb و ^{232}Th به ^{208}Pb تبدیل می‌گردند. نسبت سرب انباشته شده به اورانیوم باقی‌مانده تابعی از زمان است و معیار مستقیم زمان تشکیل کانی‌ها و سنگ‌ها است. اگرچه اورانیوم و توریم در بسیاری از کانی‌ها وجود دارند، اما فقط تعداد کمی از آنها برای تعیین سن به روش U, Th-Pb مناسب می‌باشند. برای اینکه یک کانی بتواند برای تعیین سن مفید باشد، باید برای اورانیوم، توریم، سرب و نوزادان حدواسط، نگهدارنده خوبی باشد و همچنین از پراکندگی گسترده‌ای در سنگ برخوردار باشد (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۵). زیرکن (Zr^{+4}) با شعاع یونی 0.87 \AA به عنوان یکی از کانی‌های نروسلیکاته، با فرمول عمومی ZrSiO_4 است که در سیستم تتراگونال متبلور می‌شود. این کانی در اکثر سنگ‌های آذرین حدواسط و اسیدی، سنگ‌های رسوبی و سنگ‌های دگرگونی به صورت کانی فرعی یا آواری دیده می‌شود. به دلیل ناچیز بودن سرب اولیه و غنی بودن آن از عناصر U و Th، این کانی می‌تواند از جهات مختلفی در مطالعات زمین‌شناسی حائز اهمیت باشد. در واقع به دلیل اینکه دمای انسداد ایزوتوپی U-Pb آن حدود 800°C است، می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را در خصوص تفسیر فرایندهای ماگمایی و دگرگونی که در سنگ‌ها اتفاق افتاده است را در خود ذخیره کند (عزیزی، ۱۳۹۴). اورانیوم دارای سه ایزوتوپ ^{235}U ، ^{238}U ، ^{234}U است که به طور طبیعی به وجود می‌آیند. کلیه این ایزوتوپ‌ها رادیواکتیو هستند. توریم اصولاً به صورت ایزوتوپ ^{232}Th رادیواکتیو، در طبیعت وجود دارد. علاوه بر این، پنج ایزوتوپ توریم رادیواکتیو دیگر، در طبیعت وجود دارد که به صورت عناصر نوزاد حدواسط با عمر کوتاه می‌باشند و حاصل تلاشی ^{238}U ، ^{235}U ، ^{232}Th به حساب می‌آیند (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۵).

تلاشی ^{238}U سری‌های اورانیومی را تولید می‌کند که در آن ^{234}U بعنوان عنصر نوزاد حدواسط و ^{206}Pb به عنوان ایزوتوپ پایدار نهایی می‌باشد. تلاشی ^{238}U به ^{206}Pb را به صورت زیر می‌توان خلاصه کرد:



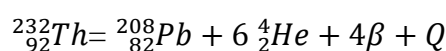
Q: 47/4 MeV/atom --- 0.71 cal/g yr

تلاشی ^{235}U به ایجاد سری آکتینیم منجر می‌شود و پس از انتشار هفت ذره آلفا و چهار ذره بتا به ^{207}Pb پایدار ختم می‌گردد.



Q: 45/2 MeV/atom --- 4.3 cal/g yr

تلاشی ^{232}Th به انتشار شش ذره آلفا و چهار ذره بتا منجر می‌شود و در نهایت به تشکیل ^{208}Pb پایدار ختم می‌گردد.



Q: 39/8 MeV/atom --- 0.2 cal/g yr

جدول ۵-۱: نیمه عمر و ثابت تلاشی ایزوتوپ‌های اورانیوم (Steiger and Jager, 1977)

ایزوتوپ	نیمه عمر (سال)	ثابت تلاشی (در سال)
$^{238}_{92}\text{U}$	4.468×10^9	1.55125×10^{10}
$^{235}_{92}\text{U}$	0.7038×10^9	9.8485×10^{10}
$^{234}_{92}\text{U}$	2.47×10^5	2.805×10^6

۲-۵: آماده سازی نمونه جهت سن‌سنجی بر روی کانی زیرکن

قبل از ارسال نمونه‌های مورد نظر به آزمایشگاه تعیین سن، آماده سازی نمونه‌های سنگی و جدا کردن کانی‌های مورد نظر، اهمیت ویژه دارد. جهت جدایش زیرکن و ارسال آن به آزمایشگاه مورد نظر، انتخاب نمونه مناسب سنگ، بسیار اهمیت دارد. یک نمونه مناسب تا حد امکان بایستی سالم باشد و آثاری از هوازدگی در آن دیده نشود یا بخش‌های هوازده جدا گردد. در مرحله بعد، شستن نمونه توسط آب و خشک کردن آنها صورت می‌گیرد. بعد از این مرحله، نمونه‌ها در داخل کیسه‌های پلاستیکی که شماره‌گذاری شده‌اند، قرار داده شده‌اند. این امر به دلیل جلوگیری از هرگونه آلودگی می‌باشد. خرد کردن نمونه‌ها در آزمایشگاه تهیه مقطع دانشگاه صنعتی شاهرود و دانشگاه آزاد اسلامی شاهرود صورت پذیرفت. جهت خرد کردن اولیه نمونه ابتدا بایستی دستگاه سنگ شکن کاملاً توسط پمپ هوا تمیز گردد. پس از خرد کردن هر نمونه، باید دستگاه به طور جداگانه بوسیله آب شسته شده و توسط پمپ هوا خشک گردد و همچنین با استفاده از شیشه از تمیز بودن و آلوده نبودن دستگاه با نمونه‌های قبلی اطمینان حاصل کرد. این مرحله بسیار مهم است که خردایش به طور کامل انجام گیرد. لازم به ذکر

است که خرد کردن سنگ به اندازه‌ای که کانی‌های سنگ قابل جدایش باشد، صورت گرفت. در ادامه، نمونه پودر شده به داخل ظرف نگهداری نمونه انتقال داده می‌شود. بایستی دقت نمود از هرگونه تماس با دست خودداری شود. در نهایت، جداسازی زیرکن در سازمان زمین‌شناسی ایران صورت پذیرفت. پس از جداسازی زیرکن‌ها که در سنگ‌های منطقه بسیار دانه ریز بودند، نمونه‌های زیرکن به آزمایشگاه ژئوکرونولوژی دانشگاه استلنبوش (آفریقای جنوبی) ارسال گردید. زیرکن‌های موجود در سنگ‌های منطقه دارای اندازه بین ۷۰ تا ۲۰۰ میکرومتر بودند.

۳-۵: سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb

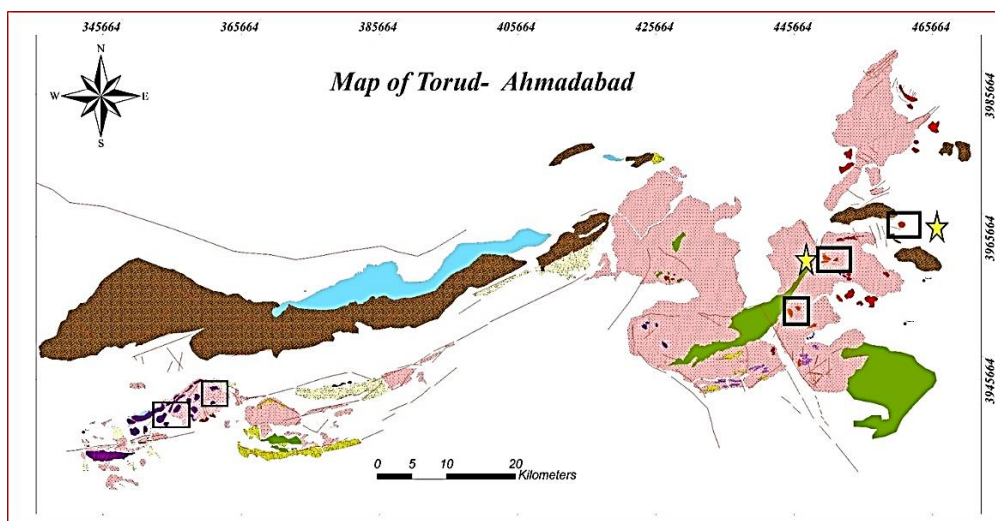
سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های سنگ‌های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی تروند-احمدآباد در آزمایشگاه XRF و ICP-MS دانشگاه استلنبوش (Stellenbosch University) کشور آفریقای جنوبی صورت گرفته است. سن‌سنجی بر روی زیرکن‌های جدا شده به روش Single collector laser ablation-magnetic sector field-inductively coupled plasmamass spectrometry (LA-SF-ICP-MS) صورت گرفته است. روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سن‌سنجی به روش اندازه‌گیری U-Pb را با درستی بهتر از ۰.۲٪ (۲ سیگما) و تفکیک مکانی ۱۵ تا ۳۰ میکرون انجام دهد. این روش معمولاً با یک پرتو به قطر ۲۰ تا ۳۰ میکرون و اگر لازم باشد در دانه‌های ریزتر به قطر ۱۵ تا ۲۰ میکرون صورت می‌پذیرد. نمونه استاندارد زیرکن، نمونه زیرکنی با سن $337/13 \pm 0/37$ Ma است (Simon et al., 2004; Jackson et al., 2004). که از محلی به نام Polesovice در جمهوری چک استخراج گردیده است. زیرکن‌های استاندارد مورد نظر به سنگ‌های گرانولیتی پتاسیک تعلق دارد (Vrana, 1989; Janousek et al., 2007). دقیق و درست بودن سن‌های بدست آمده به کیفیت استاندارد مورد استفاده بستگی دارد. این زیرکن استاندارد در طول فرایند سن‌سنجی، در هر یک ساعت آنالیز می‌شود تا دقت سن‌سنجی کنترل شود (Frei and Gerdes, 2009). نتایج حاصل از روش‌های ID-TIMS، SIMS و LA-ICP-MS بر روی زیرکن‌های استاندارد منطقه Polesovice در چندین آزمایشگاه متفاوت، نسبت سنی ^{238}U به ^{206}Pb $337/13 \pm 0/37$ میلیون سال را نشان می‌دهد (با حد اطمینان ۰.۹۵٪) (Slama et al., 2006).

al., 2008). ریزپرتوهای مورد استفاده در این روش با طول موج ۲۱۳ nm و ضربه اعمالی (Pulse) ۵ns پیشنهاد می‌شود که خاصیت جذب آنها توسط زیرکن افزایش می‌یابد (Jackson et al., 2004). محاسبه سن و ترسیم نمودارهای کنکور دیا (Concordia) با استفاده از نرم افزار Isoplot/Ex 3.0 صورت گرفته است. جزئیات دقیق‌تر این روش در (Frei and Gerdes (2009 قابل دسترسی است. تصاویر کاتدولومینسانس (CL) با استفاده از میکروسکوپ SEM (Scanning electron microscope) نوع Philips XL 40 تهیه شده است. تصویر CL ساختار داخلی دانه‌های زیرکن برش خورده را نشان می‌دهد و در قسمت‌های همگن‌تر بلور و در محل‌های مناسب که با قطر پرتو ساطع شده بر آن مناسب باشد، صورت می‌گیرد. در بسیاری از موارد، سن‌های محاسبه شده برای کانی‌های اورانیوم و توریم‌دار با هم سازگار نیستند. به نظر می‌رسد، این امر به این دلیل باشد که بیشتر کانی‌ها، سیستم‌های بسته‌ای نبوده‌اند، بلکه بعد از تبلور، سرب، اورانیوم، توریم یا نوزادان حدواسط آنها را از دست داده یا کسب کرده‌اند (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۵).

با توجه به محدودیت‌های مالی و گران بودن روش سن‌سنجی U-Pb، به ازای هر طیف سنگی حداقل یک نمونه انتخاب شد، که در جدول ۲-۵ و شکل ۵-۱ پراکندگی و ترکیب سنگ‌شناسی آنها نشان داده شده است. نمونه‌هایی که نتایج سن‌سنجی آنها در اختیار است، با علامت ستاره در جدول ۲-۵ مشخص شده است.

جدول ۲-۵: مشخصات سنگ‌شناسی و موقعیت جغرافیایی نمونه‌های انتخابی جهت جدایش زیرکن و تعیین سن به روش U-Pb

شماره نمونه	X	Y	ترکیب سنگی	محل برداشت نمونه
DY2 *	449554	3962323	تراکی داسیت	گنبد الله کم
DY3 *	461513	3967731	تراکی داسیت	گنبد الله کم
DY7	448659	3953156	تراکی داسیت	گنبد واشنگ
DY9	351491	3938563	آندزیت	گنبد بازمین
DY10	354818	3940928	تراکی داسیت	گنبد بازمین غربی
DY12	359834	3939532	تراکی آندزیت	گنبد شمال آغل مرتضی
DY13	356058	3940566	تراکی آندزیت	گنبد بازمین شرقی
DY14	362762	3943456	آندزیت	گنبد انتهای منطقه بازمین
DY15	361092	3945493	تراکی آندزیت	گنبد انتهای منطقه بازمین



شکل ۵-۱: موقعیت جغرافیایی نمونه‌های انتخابی جهت جدایش زیرکن و تعیین سن به روش U-Pb، بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه (محل برداشت نمونه‌ها جهت تعیین سن با مربع سیاه نشان داده شده است). دو نمونه‌ای که نتایج سن‌سنجی آن‌ها را دریافت کرده‌ایم با علامت ستاره نشان داده شده‌اند. راهنمای نقشه در شکل ۲-۱ آمده است.

۵-۴: تحلیل و تفسیر داده‌های بدست آمده از سن‌سنجی

نتایج سن‌سنجی و نسبت ایزوتوپی دو نمونه از سنگ‌های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی ترود-احمدآباد متعلق به گنبد‌های الله‌کم و دوبرادر، در جدول ۵-۳ آورده شده است. دانه‌های زیرکن جدا شده با اندازه $70 \mu\text{m}$ تا $200 \mu\text{m}$ ، به صورت ائوهدرال تا منشوری و گاهی شکسته شده، بی‌رنگ تا خاکستری کم رنگ دیده می‌شوند. در برخی از دانه‌های زیرکن شکسته شده منطقه بندی مشاهده می‌شود. یکی از مهمترین ساختارهای زیرکن‌های ماگمایی، زیرکن‌های خوب توسعه یافته و حلقه‌ای است (پادیار و همکاران، ۱۳۹۴). منطقه بندی در زیرکن به دلیل تغییرات عناصر به عنوان مثال در منطقه بندی ساده بخش مرکزی زیرکن از U, Th, Yb, Fe, Ca غنی‌شدگی و از Hf رقیق‌شدگی از خود نشان می‌دهد (Kynicky et al., 2011). منطقه بندی زیرکن حاصل برهم‌کنش متقابل بین رشد بلور، واکنش بلور-مایع، درجه فوق اشباعی مذاب، نرخ انتشار و شرایط اکسیداسیون است (عزیزی، ۱۳۹۴).

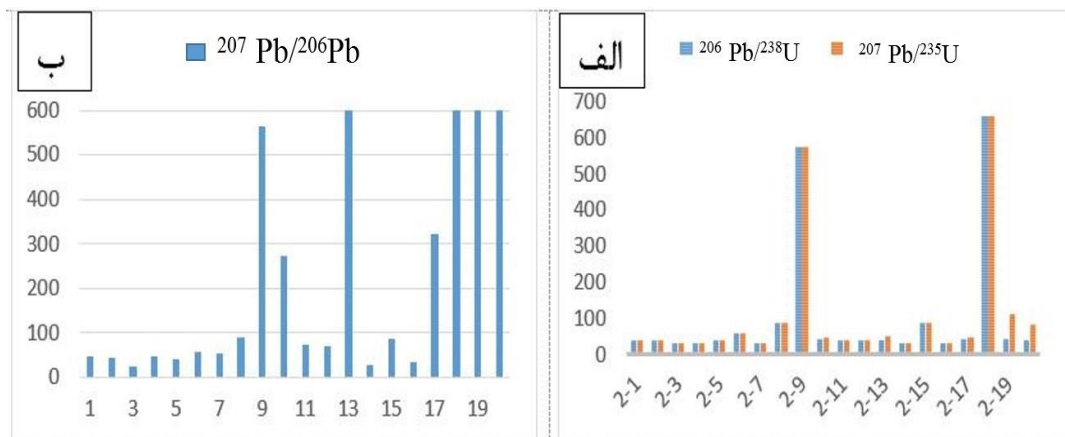
جدول ۵-۳: نتایج آنالیز ایزوتوپی U-Pb بر روی دانه‌های زیرکن جدا شده از نمونه‌های سنگی نوار ماگمایی ترود-احمدآباد.

Samples						Ratios							Ages [Ma]						Conc.
Sample	Analysis	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2 σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 σ ^d	%
Dy2	2-1	166	1	13985	0.52	0.0418	0.0046	0.00646	0.00016	0.23	0.0470	0.0050	42	5	42	1	47	255	88
Dy2	2-2	194	1	247	0.61	0.0411	0.0055	0.00636	0.00014	0.17	0.0469	0.0061	41	5	41	1	43	313	95
Dy2	2-3	268	1	17395	0.54	0.0320	0.0047	0.00499	0.00012	0.16	0.0466	0.0067	32	5	32	1	26	346	122
Dy2	2-4	261	1	7142	0.54	0.0315	0.0034	0.00486	0.00012	0.23	0.0470	0.0049	31	3	31	1	49	248	64
Dy2	2-5	458	3	413	0.56	0.0412	0.0031	0.00638	0.00014	0.29	0.0469	0.0034	41	3	41	1	42	174	99
Dy2	2-6	349	3	755	0.65	0.0588	0.0035	0.00905	0.00020	0.37	0.0471	0.0026	58	3	58	1	56	131	104
Dy2	2-7	541	3	674	0.66	0.0327	0.0041	0.00504	0.00010	0.16	0.0471	0.0059	33	4	32	1	53	297	61
Dy2	2-8	173	2	30211	0.33	0.0890	0.0075	0.01350	0.00036	0.31	0.0478	0.0038	87	7	86	2	89	190	97
Dy2	2-9	350	33	431054	0.09	0.7589	0.0236	0.09340	0.00192	0.66	0.0589	0.0014	573	18	576	12	565	51	102
Dy2	2-10	419	3	294	0.66	0.0475	0.0077	0.00666	0.00014	0.13	0.0517	0.0083	47	8	43	1	273	368	16
Dy2	2-11	454	3	36920	0.67	0.0411	0.0052	0.00628	0.00014	0.18	0.0475	0.0059	41	5	40	1	74	295	54
Dy2	2-12	471	3	39056	0.65	0.0419	0.0048	0.00641	0.00014	0.19	0.0474	0.0054	42	5	41	1	71	270	58
Dy2	2-13	96	1	7948	0.55	0.0530	0.0157	0.00640	0.00026	0.14	0.0601	0.0177	52	16	41	2	606	636	7
Dy2	2-14	862	4	248387	0.54	0.0326	0.0025	0.00508	0.00010	0.25	0.0466	0.0035	33	3	33	1	28	179	118
Dy2	2-15	327	4	2958	0.40	0.0896	0.0052	0.01360	0.00030	0.38	0.0478	0.0026	87	5	87	2	88	127	99
Dy2	2-16	269	1	567	0.56	0.0325	0.0041	0.00504	0.00012	0.19	0.0467	0.0058	32	4	32	1	34	298	96
Dy2	2-17	138	1	11634	0.46	0.0477	0.0121	0.00655	0.00016	0.10	0.0528	0.0134	47	12	42	1	321	576	13
Dy2	2-18	182	20	8791	0.46	0.9189	0.0298	0.10787	0.00224	0.64	0.0618	0.0015	662	21	660	14	667	53	99
Dy2	2-19	147	1	270	0.40	0.1150	0.0192	0.00658	0.00028	0.25	0.1267	0.0205	110	18	42	2	2053	285	2
Dy2	2-20	1753	11	725	0.53	0.0851	0.0061	0.00651	0.00018	0.39	0.0948	0.0062	83	6	42	1	1525	124	3

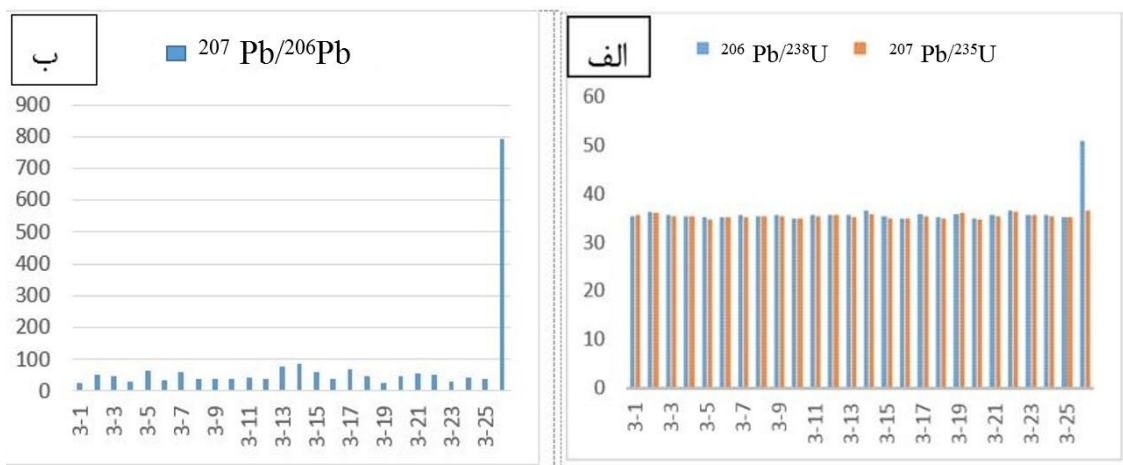
ادامه جدول ۳-۵

Samples						RATIOS							AGES [Ma]						Conc.
Sample	Analysis	U [ppm] ^a	Pb [ppm] ^a	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Th/U ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^e	2σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ ^d	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ ^d	%
Dy03	3-1	38	0.2	47	0.37	0.0357	0.0069	0.00556	0.00020	0.19	0.0465	0.0088	36	7	36	1	25	453	142
Dy03	3-2	33	0.2	62	0.32	0.0365	0.0098	0.00563	0.00020	0.13	0.0470	0.0126	36	10	36	1	51	638	71
Dy03	3-3	64	0.4	4456	0.50	0.0358	0.0050	0.00553	0.00016	0.21	0.0469	0.0065	36	5	36	1	46	329	78
Dy03	3-4	45	0.3	404	0.49	0.0355	0.0074	0.00552	0.00018	0.16	0.0466	0.0097	35	7	35	1	28	497	126
Dy03	3-5	76	0.4	142	0.69	0.0354	0.0099	0.00543	0.00016	0.11	0.0473	0.0131	35	10	35	1	65	660	54
Dy03	3-6	57	0.3	104	0.43	0.0353	0.0058	0.00548	0.00018	0.20	0.0467	0.0075	35	6	35	1	35	382	99
Dy03	3-7	181	1.0	12521	0.68	0.0358	0.0050	0.00550	0.00014	0.18	0.0472	0.0065	36	5	35	1	59	328	60
Dy03	3-8	167	0.9	258	0.42	0.0357	0.0040	0.00553	0.00014	0.23	0.0468	0.0051	36	4	36	1	37	262	96
Dy03	3-9	220	1.2	15316	0.40	0.0357	0.0041	0.00553	0.00014	0.22	0.0468	0.0053	36	4	36	1	40	269	89
Dy03	3-10	114	0.6	813	0.57	0.0351	0.0035	0.00544	0.00014	0.26	0.0468	0.0045	35	3	35	1	39	228	91
Dy03	3-11	31	0.2	283	0.37	0.0357	0.0085	0.00553	0.00020	0.15	0.0468	0.0111	36	9	36	1	41	565	88
Dy03	3-12	38	0.2	2779	0.37	0.0359	0.0074	0.00556	0.00020	0.17	0.0468	0.0096	36	7	36	1	38	489	94
Dy03	3-13	47	0.3	755	0.41	0.0358	0.0098	0.00547	0.00018	0.12	0.0475	0.0129	36	10	35	1	75	645	47
Dy03	3-14	59	0.3	4168	0.38	0.0368	0.0139	0.00559	0.00018	0.09	0.0477	0.0179	37	14	36	1	86	890	42
Dy03	3-15	36	0.2	37	0.27	0.0355	0.0106	0.00545	0.00020	0.12	0.0472	0.0140	35	11	35	1	61	706	57
Dy03	3-16	63	0.3	141	0.32	0.0351	0.0047	0.00544	0.00016	0.22	0.0468	0.0062	35	5	35	1	37	315	93
Dy03	3-17	28	0.2	44	0.31	0.0360	0.0121	0.00552	0.00022	0.12	0.0473	0.0158	36	12	35	1	66	795	53
Dy03	3-18	32	0.2	406	0.31	0.0353	0.0152	0.00546	0.00020	0.09	0.0469	0.0201	35	15	35	1	45	1026	79
Dy03	3-19	190	1.1	13319	0.75	0.0360	0.0062	0.00561	0.00014	0.15	0.0465	0.0079	36	6	36	1	25	408	143
Dy03	3-20	83	0.4	3041	0.41	0.0351	0.0061	0.00542	0.00016	0.17	0.0470	0.0080	35	6	35	1	49	409	72
Dy03	3-21	53	0.3	46	0.46	0.0359	0.0118	0.00553	0.00018	0.10	0.0471	0.0154	36	12	36	1	53	782	67
Dy03	3-22	26	0.2	1875	0.35	0.0368	0.0135	0.00568	0.00030	0.14	0.0471	0.0171	37	13	37	2	52	867	71
Dy03	3-23	47	0.3	196	0.50	0.0357	0.0128	0.00556	0.00018	0.09	0.0466	0.0166	36	13	36	1	28	856	126
Dy03	3-24	147	0.8	386	0.57	0.0358	0.0065	0.00553	0.00014	0.14	0.0469	0.0084	36	6	36	1	44	430	81
Dy03	3-25	103	0.6	168	0.45	0.0353	0.0057	0.00547	0.00014	0.16	0.0468	0.0075	35	6	35	1	38	382	93
Dy03	3-26	37	0.2	57	0.37	0.0515	0.0237	0.00570	0.00026	0.10	0.0656	0.0300	51	23	37	2	793	960	5

با توجه به اینکه سنگ‌های آذرین نیمه عمیق مورد مطالعه، سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن را قطع کرده‌اند، نتایج سنی قدیمی‌تر از ائوسن، در واقع سن‌های موروثی هستند که از سنگ‌های ذوب شده یا سایر سنگ‌هایی که در مسیر صعود و جایگیری گنبد‌ها دخیل بوده‌اند، به ارث رسیده‌اند. نتایج سنی بدست آمده و مقایسه آنها با سن‌های قدیمی‌تر با ترسیم نمودار هیستوگرام نشان داده شده است (شکل ۲-۵ و ۳-۵). سن سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده ۳۴ تا ۵۶ میلیون سال می‌باشد.

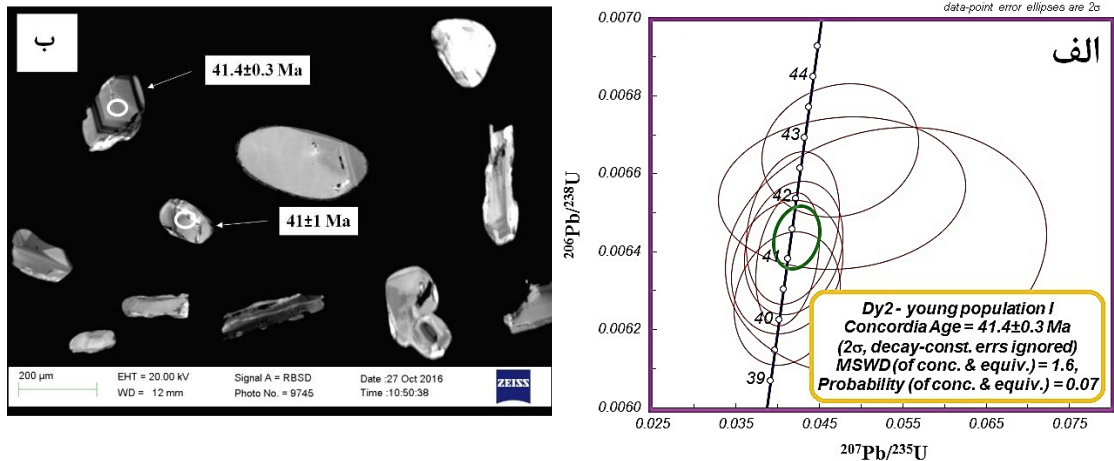


شکل ۲-۵: الف: نتایج سنی بدست آمده از نمونه شماره DY2 بر اساس نسبت $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. ب: نتایج سنی نمونه DY2 بر اساس نسبت $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

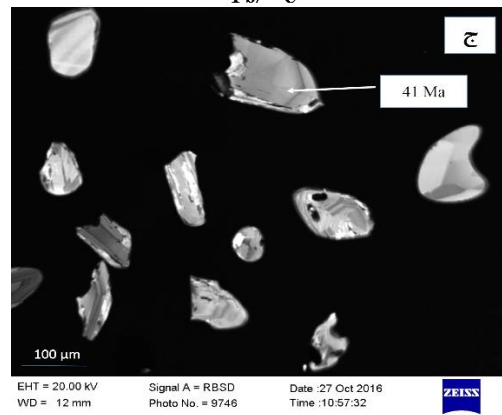


شکل ۳-۵: الف: نتایج سنی بدست آمده از نمونه شماره DY3 بر اساس نسبت $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. ب: نتایج سنی نمونه DY3 بر اساس نسبت $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

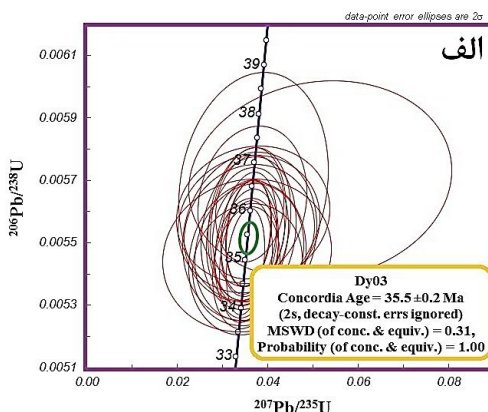
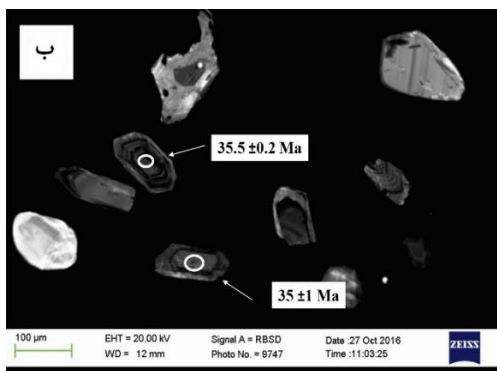
بر اساس نمودار سن-سنجی منحنی سازگاری (Concordia diagram) برای ۲۰ نقطه زیرکن، دانه‌های زیرکن جدا شده از نمونه‌های داسیتی، گنبد الله کم (DY2) در شمال غرب احمدآباد، دارای سن‌های $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ در محدوده‌ای از ۳۱ تا ۵۸ میلیون سال هستند (جدول ۳-۵). سن سازگاری 41.4 ± 0.3 میلیون سال با $\text{MSWD}=1/6$ برای زیرکن‌های موجود در این سنگ بدست آمده است (شکل ۴-۵).



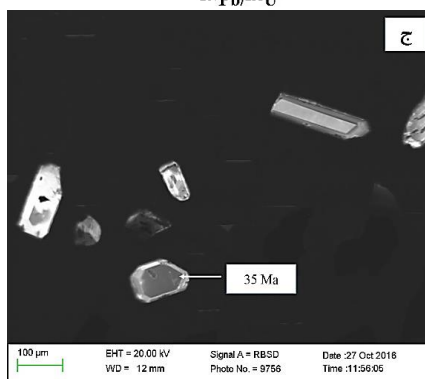
شکل ۴-۵: الف: نمودار سازگاری ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش LA ICP-MS برای نمونه‌های داسیتی شمال غرب احمدآباد. ب و ج: تصاویر CL از دانه‌های زیرکن جدا شده از سنگ‌های مورد مطالعه. نتایج سن‌سنجی بر روی تصویر مشخص شده است.



نتایج آنالیز ایزوتوپی بر روی ۲۶ نقطه انتخاب شده از دانه‌های زیرکن نمونه تراکی داسیتی گنبد دوبرادر (DY3) واقع در شمال احمدآباد، بیانگر محدوده سنی $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ از ۳۵ تا ۵۱ میلیون سال است. نمودار سازگاری ترسیم شده، سن سازگاری 35.5 ± 2 Ma با $\text{MSWD}=0/31$ را برای این نمونه نشان می‌دهد (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵ الف: نمودار سازگاری ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش LA-ICP-MS، برای نمونه‌های تراکی داسیتی شمال غرب احمدآباد. ب و ج: تصاویر CL از دانه‌های زیرکن جدا شده از سنگ‌های مورد مطالعه. نتایج سن‌سنجی بر روی تصویر مشخص شده است.



۵-۵: تحلیل نتایج سن‌سنجی U-Pb

با توجه به مجموع داده‌های سنی برای این گروه‌های سنگی در نوار ماگمایی ترود - احمدآباد، محدوده سنی $35/5 \pm 2$ تا $41/4 \pm 0/3$ میلیون سال در نظر گرفته شده است. بر اساس مقایسه این سن‌های بدست آمده با جدول زمانی زمین‌شناسی، سن این سنگ‌ها معادل با ائوسن میانی - بالایی (لوتسین، بارتونین - پری‌آبونین) می‌باشد. در این بخش به چند نمونه از ماگماهای آداکیتی در سایر نقاط ایران که در زمینه سن‌سنجی مطالعه شده‌اند، اشاره می‌شود. قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) ضمن مطالعه توده‌های آذرین نیمه عمیق حدفاصل قوچان - اسفراین، آنها را گنبد‌های آداکیتی با ترکیب تراکی‌اندزیت تا تراکی‌داسیت معرفی کرده‌اند. به اعتقاد نامبردگان این گنبد‌های آداکیتی دارای ماهیت کالک‌آلکالن هستند، غالباً از نوع پر سیلیس می‌باشند و از ذوب یک منشأ آمفیبولیتی سرچشمه گرفته‌اند. همچنین برای این سنگ‌های آداکیتی سن ۴۱ تا ۲/۷ میلیون سال را گزارش کرده‌اند. بر اساس این نتایج سن‌سنجی و وجود ماگماتیسم جوان در قسمت شمالی منطقه، مهاجرت جبهه آتشفشانی به سمت شمال محرز است.

سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه (غرب - شمال غرب نیشابور) دارای طیف ترکیبی تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت می‌باشند و از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده سبزوار و متعاقب آن واکنش‌های مذاب‌های تولید شده با گوه گوشته‌ای - پریدوتیتی حاصل شده‌اند (دهنوی، ۱۳۸۸).

در منطقه جنوب غرب بیرجند، فرورانش ورقه یا ورقه‌های اقیانوسی نئوتتیس به زیر منشورهای بهم افزوده، همراه با فرایندهای آبدایی، دگرگونی و ذوب ورقه‌های اقیانوسی فرورونده، رسوبات همراه و تا حدودی متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای واقع بر روی آنها، مذاب‌هایی را تولید کرده که در نهایت به تشکیل گنبد‌های آداکیتی، منجر شده است (دلاور و همکاران، ۱۳۸۹؛ زرین کوب و همکاران، ۱۳۹۰؛ محمدی و همکاران، ۱۳۹۰؛ یوسفی، ۱۳۸۹). برای نمونه، زرین کوب و همکاران (۱۳۸۷) برای گنبد آداکیتی رچ سن $0.46 \pm 39/16$ را گزارش کرده‌اند.

نتایج سن‌سنجی گرانیتوئیدها و دایک‌های آپلیتی کاشمر، محدوده سنی ۴۰ تا ۴۳ میلیون سال را برای این گروه سنگی نشان می‌دهند (محمودیان، ۱۳۹۳؛ Soltani, 2000).

در منطقه مقیسه واقع در جنوب غرب سبزوار، گنبد‌های آداکیتی ساب ولکانیک، در گروه آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) قرار می‌گیرند (فتح‌آبادی، ۱۳۹۳). با مطالعات دقیق سن‌سنجی به روش U-Pb ماگماتیسم آداکیتی منطقه سبزوار با دامنه سنی $40/86 \pm 98$ تا $50/8 \pm 1$ میلیون سال (اوسن میانی) می‌باشد (جمشیدی، ۱۳۹۴)، که مجموعه افیولیتی کرتاسه- پالئوسن و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن را قطع کرده‌اند. برای توده‌های گرانیتوئیدی پنج کوه در جنوب شرق دامغان، نیز سن توده‌های نفوذی با استفاده از روش U-Pb بر روی کانی زیرکن، $42/ \pm 49/21$ میلیون سال بدست آمده است (خراسانی و همکاران، ۱۳۹۳).

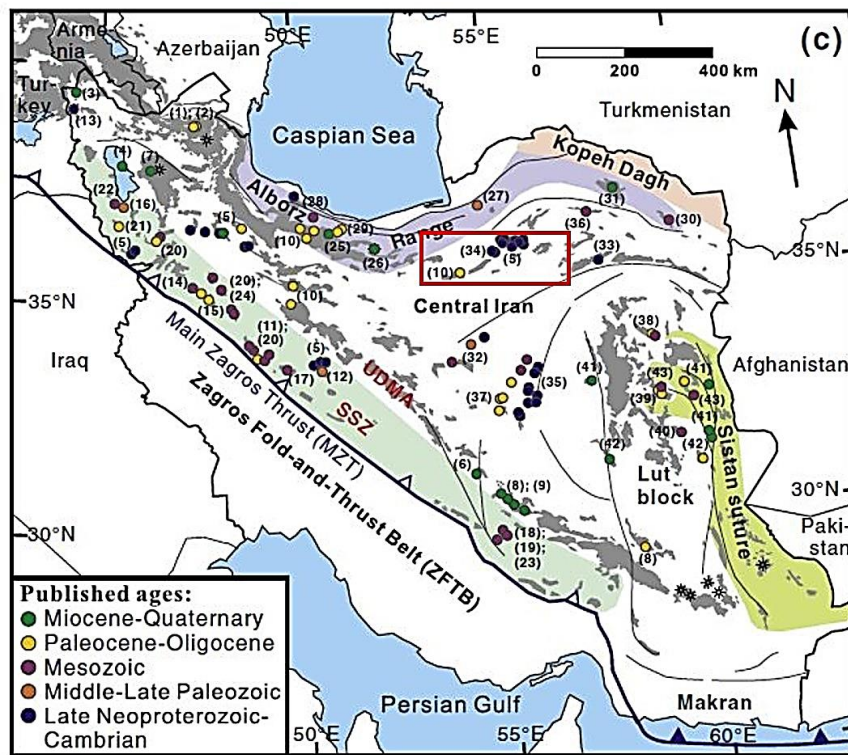
از نمونه آداکیت‌های موجود در سایر نقاط ایران می‌توان به آداکیت‌های موجود در منطقه طارم- علیا اشاره کرد. سن این سنگ‌های مونزونیتی $35/7 \pm 8$ تا $37/7 \pm 5$ میلیون سال بدست آمده است. این سنگ‌ها متعلق به کمربند ماگمایی البرز شرقی می‌باشد (Nabatian et al., 2016).

Ghadami (2016) وجود سنگ‌های آداکیتی با سن میوسن-پلیوسن در منطقه شمال و غرب شهر بابک

را ناشی از فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی می‌داند. بر اساس نتایج سن‌سنجی انجام شده، سن سنگ‌های منطقه انار- شهربابک حدود $۱/۴ \pm ۳۷/۵$ تا $۲/۲ \pm ۲۸$ میلیون سال می‌باشد (Hassanzadeh, 1993). محققین متعددی در ایران به ماگماتیسم آداکیتی جوان (میوسن-پلیوسن) در زون ارومیه-دختر اشاره کرده‌اند که (Pirmohammadi Alishah (2015) و (Jahangiri (2007) به ماگماتیسم آداکیتی جوان (میوسن-پلیوسن)، در شمال غرب ایران و Omrani (2008) et al. به مطالعه سنگ‌های آداکیتی جوان مرکز و جنوب شرق این زون ماگمایی پرداخته است. با توجه به این نمونه‌های آداکیتی ذکر شده ماگماتیسم آداکیتی در ایران به دو محدوده زمانی تعلق دارند: (۱) ماگماتیسم آداکیتی پالتوسن-اؤسن-الیگوسن که با ذوب بخشی ورقه فرورو اقیانوسی و ذوب گوه گوشته‌ای بالای ورقه اقیانوسی فرورو در ارتباط است. از نمونه‌های بارز این محدوده سنی می‌توان به نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان ماگمایی ترود- احمدآباد که متعلق به اؤسن میانی- بالایی می‌باشند. (۲) ماگماتیسم آداکیتی انتهایی میوسن-پلیوسن که با فرایند گسیختگی ورقه فرورو اقیانوسی و در نتیجه بالا آمدن استنوسفر و احتمالاً ذوب بخشی پوسته قاره‌ای زیرین در ارتباط بوده است. در جدول ۴-۵ به طور خلاصه نتایج سن‌سنجی در مناطق ذکر شده، مقایسه شده است. بر اساس جدول ۴-۵، سنگ‌های مقایسه شده دارای محدوده سنی اؤسن تا پلیوسن می‌باشند. بر اساس نتایج سن‌سنجی انجام شده توسط (Chiu et al. (2013) در مناطق مختلف ایران از جمله ایران مرکزی، سنگ‌های موجود در نوار ماگمایی ترود- احمدآباد، دارای محدوده سنی بین پالتوسن-الیگوسن می‌باشند (شکل ۵-۶).

جدول ۴-۵: مقایسه میانگین سنی سنگ‌های آداکیتی نوار ماگمایی ترود-احمدآباد

منبع	نتایج سن‌سنجی	آداکیت‌های مشاهده شده
Yousefi (2016)	۳۵/۵±۲ تا ۴۱/۴±۰/۳ میلیون سال	آداکیت‌های نوار ماگمایی ترود - احمدآباد
جمشیدی (۱۳۹۴)	محدوده ۴۰/۸۶±۰/۹۸ تا ۵۰/۸±۱ میلیون سال	آداکیت‌های پساآفیولیتی سبزوار
قاسمی و همکاران (۱۳۸۹)	محدوده ۴۱ تا ۲/۷ میلیون سال	توده‌های آذرین حدفاصل قوچان - اسفراین
زرین کوب و همکاران (۱۳۸۷)	۳۹/۱۶ ± ۰/۴۶ میلیون سال	گنبد‌های آداکیتی کوه رج (بیرجند)
Hassanzadeh, (1993)	۲۸ ± ۱/۴ تا ۳۷/۵ ± ۳۷/۵ میلیون سال	گنبد‌های آداکیتی انار - شهر بابک
Nabatian (2016)	۳۵/۷ ± ۱/۸ تا ۳۷/۷ ± ۱/۵ میلیون سال	گنبد‌های آداکیتی طارم - علیا
محمودیان (۱۳۹۳)	گرانیتوئید و دایک‌های آپلیتی کاشمر	محدوده سنی ۴۰ تا ۴۱ میلیون سال
Soltani (2000)	گرانیتوئید کاشمر	محدوده سنی ۴۳/۵ تا ۴۲/۴ ± ۰/۴ میلیون سال



شکل ۴-۵: نتایج سن‌سنجی انجام شده توسط Chiu et al. (2013) در مناطق مختلفی از ایران. منطقه مورد مطالعه نوار ماگمایی ترود-احمدآباد با علامت مستطیل قرمز رنگ نشان داده شده است.

فصل ششم

پتروژنز

۶-۱: مقدمه

در مبحث پتروژنز، خصوصیات محل منشأ و چگونگی تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه بررسی خواهد شد. شناخت جنبه‌های مختلف یک فعالیت ماگمایی و پی بردن به پتروژنز سنگ‌های آذرین زمانی می‌تواند بهترین نتایج را در بر داشته باشد که بتوان ارتباطی منطقی بین نتایج حاصل از برداشت‌های صحرایی، مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی برقرار کرد. تجزیه‌های ایزوتوپی Rb/Sr و Nd/Sm در دو مرکز آزمایشگاه ایزوتوپ رادیوژنیک دانشگاه کارولینای شمالی در کارولینای شمالی (North Carolina) و آزمایشگاه ایزوتوپ رادیوژنیک موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین در پکن (IGGCAS) انجام گرفته است.

۶-۲: کاربرد نتایج ایزوتوپی

کاربرد ایزوتوپ‌های رادیوژنیک به عنوان ردیاب فرایندهای پتروژنیک به ژئوشیمی‌دان‌ها اجازه می‌دهد که از اعماق زیاد داخل زمین نیز نمونه برداری کنند، کاری که قبلاً منحصر به ژئوفیزیک‌دانان بود. نتایج این مطالعات منتج به کشف مطالب مهم ژئوشیمیایی در مورد طبیعت پوسته قاره‌ای و گوشته زمین شده که اکنون می‌توان آنها را با اطلاعات فیزیکی در مورد این مناطق تلفیق کرده و یک مدل واحد شیمیایی- فیزیکی برای عمق زمین ارائه کرد. این کاربرد به این دلیل است که نسبت‌های ایزوتوپی در یک ماگما مشخص کننده ویژگی‌های ناحیه منشأ بوده و این نسبت‌ها در طول فرایندهای بعدی تغییر نمی‌کنند (Rollinson, 1993). به منظور تعیین خاستگاه سنگ‌های آذرین نوار ماگمایی تروود- احمدآباد از روش‌های تجزیه ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd استفاده شده است. در ادامه به طور خلاصه به توصیف ایزوتوپ‌های رادیوژنیک پرداخته خواهد شد.

۶-۳: ایزوتوپ‌های استرانسیم - نئودیمیوم (Sr-Nd)

روبییدیم عنصری فلزی و قلیایی از گروه اول اصلی جدول تناوبی بوده و دارای دو ایزوتوپ طبیعی شامل ^{87}Rb و ^{85}Rb است. شعاع یونی روبییدیم ($1/48$ آنگستروم) با عنصر پتاسیم ($1/33$ آنگستروم) شباهت دارد و سبب می‌شود که عنصر روبییدیم بتواند در کانی‌های پتاسیم‌دار جانشین پتاسیم گردد. استرانسیم

با عدد اتمی ۳۸ دارای چهار ایزوتوپ طبیعی شامل ^{84}Sr ، ^{86}Sr ، ^{87}Sr و ^{88}Sr است. شباهت شعاع یونی استرانسیم (۱/۱۳) به شعاع یونی کلسیم (۰/۹۹) سبب می‌شود که این عنصر عموماً در کانی‌های کلسیم‌دار نظیر پلاژیوکلاز، آپاتیت و کربنات کلسیم جانشین کلسیم شود. افزایش نسبت Rb/Sr در ماگماهای تفریق یافته‌تر را باید به دلیل ناسازگاری بیشتر روبیدیم نسبت به استرانسیم در طی تبلور بخشی ماگما و نیز تمایل استرانسیم به تمرکز در فاز پلاژیوکلاز دانست. ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر Rb و Sr در طی تحولات ماگمایی سبب می‌شود که روش Rb-Sr بیشتر برای تعیین سن سنگ‌های آذرین اسیدی و حدواسط که غنی از Rb و فقیر از Sr هستند، به کار رود. تعیین سن به روش Rb-Sr بر اساس واپاشی رادیواکتیو ^{87}Rb و ^{87}Sr که همراه با آزادسازی یک ذره منفی بتا است، استوار بوده و ثابت واپاشی (λ) برای این تبدیل ایزوتوپی برابر با $10^{-11} * 1/42$ است (فار، ۲۰۱۴). نیمه عمر ^{87}Rb برابر $10^9 * 48/8$ سال می‌باشد. تلاشی Rb و Sr طبق فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{initial}} + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m (e^{\lambda t} - 1)$$

در این معادله

$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m$: نسبت ایزوتوپی اندازه‌گیری شده در سنگ در زمان حال.

$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{initial}}$: بیانگر این نسبت در زمان تشکیل آن.

$\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m$: نسبت ایزوتوپی زمان حال اندازه‌گیری شده در سنگ.

(λ): ثابت واپاشی ^{87}Rb برابر $10^{-11} * 1/42$ است (t: بیانگر سن سنگ و به طور دقیق‌تر، سن بسته شدن سیستم سنگ است).

ساماریم (Sm) و نئودیمیم (Nd) از عناصر خاکی نادر هستند که در ترکیب بسیاری از کانی‌های سنگ‌ساز سلیکاته، فسفاته و کربناته وجود دارند. شعاع یونی آنها برابر با 1.08 \AA برای Nd^{+3} و 1.04 \AA برای Sm^{+3} است. نسبت تمرکز Sm به Nd در سنگ‌ها و کانی‌های زمینی، به دلیل شباهت خواص شیمیایی برابر $0/31$ می‌باشد. نسبت تمرکز Sm به Nd در سنگ‌ها و کانی‌های زمینی، بدلیل شباهت

خواص شیمیایی آنها صرفاً از حدود ۰/۱ تا ۰/۵ تغییر می‌نماید. این شباهت مانع از جدایش شدید Nd از Sm بوسیله فرایندهای زمین‌شناسی می‌شود (فار، ۲۰۱۴). یکی از ایزوتوپ‌های ساماریوم، ^{147}Sm رادیواکتیو است و با انتشار یک ذره آلفا طبق فرمول زیر به ایزوتوپ پایدار ^{143}Nd متلاشی می‌شود:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_m = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{initial}} + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_m (e^{\lambda t} - 1)$$

در این معادله:

$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_m$: نسبت ایزوتوپی زمان حال اندازه‌گیری شده در سنگ.

$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{initial}}$: مقدار اولیه این نسبت در زمان تشکیل سنگ.

$\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_m$: نسبت ایزوتوپی اندازه‌گیری شده در زمان حال.

(λ): ثابت واپاشی ^{147}Sm برابر $10^{-12} * 6/54$ است (t: سن سنگ).

یکی از مهمترین مزیت‌های مهم روش Sm-Nd نسبت به روش Rb-Sr و سایر روش‌های ایزوتوپی متداول را باید در قابلیت تحرک کمتر Sm و Nd در جریان دگرگونی ناحیه‌ای، دگرسانی گرمایی و هوازدگی شیمیایی دانست (Rollinson, 1993). بر اساس سن سنگ‌های مورد مطالعه به روش U-Pb که در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه استلنبوش (Stellenbosch University)، کشور آفریقای جنوبی به دست آمده است، نسبت‌های اولیه ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) و ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) محاسبه شد. تحول ایزوتوپی Nd به وسیله تلاشی ^{147}Sm و Rb به وسیله تلاشی ^{87}Sr و ^{86}Sr در مخزن یکنواخت کندریتی (chondrite uniform reservoir, CHUR) توصیف می‌شود. مطالعه آهنگ رشد ^{143}Nd و ^{87}Sr رادیوژنیک با همدیگر، دیدگاه جدیدی در تحول ژئوشیمیایی اجسام سیاره‌ای و منشاء سنگ‌های آذرین عرضه می‌دارد.

۴-۶: ویژگی‌های خاستگاه سنگ‌های نوار ماگمایی تروود - احمدآباد

بدون شک می‌توان اظهار داشت که یکی از مناسب‌ترین روش‌ها برای تشخیص محیط‌های تکتونیکی تشکیل ماگما، استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی می‌باشد. این اندیشه در ابتدا توسط Pearce and Cann (1973) مطرح شده است. نامبردگان نشان دادند که می‌توان سنگ‌های تولید شده در جایگاه‌های متفاوت تکتونیکی

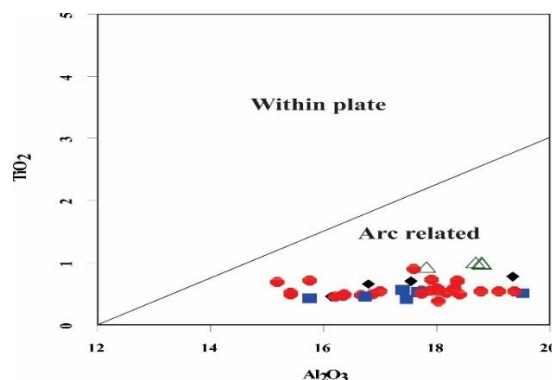
را به کمک داده‌های ژئوشیمیایی از همدیگر جدا نمود. آنها در این راستا، نمودارهای متمایز کننده تکتونوماگمائی را پیشنهاد کردند. برای سهولت درک نمودارهای متمایز کننده، در بیشتر آنها به جای مجموع چند عنصر، از عناصر منفرد به عنوان تابع متمایز کننده استفاده می‌گردد. در بررسی‌های ایشان، عناصر Ti، Y، Zr، Nb و Sr به عنوان شاخص‌های بسیار مؤثر در تعیین محیط‌های تکتونیکی مختلف، به کار گرفته شده‌اند. اهمیت ویژه عناصر کمیاب، غیر متحرک بودن آنها در اغلب شرایط گرمایی می‌باشد. هر چند در همه نمودارهای متمایز کننده، عناصر کمیاب، مورد استفاده قرار نگرفته و نیز در تمامی آنها از عناصر کمیاب غیر متحرک، استفاده نمی‌گردد، لیکن بیشترین کاربردها را نمودارهایی دارند که بر اساس عناصر کمیاب غیر متحرک، بنا شده‌اند. چنین نمودارهایی، حتی برای سنگ‌های دگرسان و یا دگرگون شده نیز می‌توانند به کار گرفته شوند. در این بخش بر اساس نمودارهای ترسیم شده بر پایه شیمی سنگ کل و ترکیب کانیایی آمفیبول، محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه و منشأ این ماگماهای آداکیتی مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۵-۶: تعیین محیط زمین‌ساختی و محل منشأ سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه بر اساس شیمی

سنگ کل

۵-۶-۱: نمودار نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 (Muller and Groves, 1993).

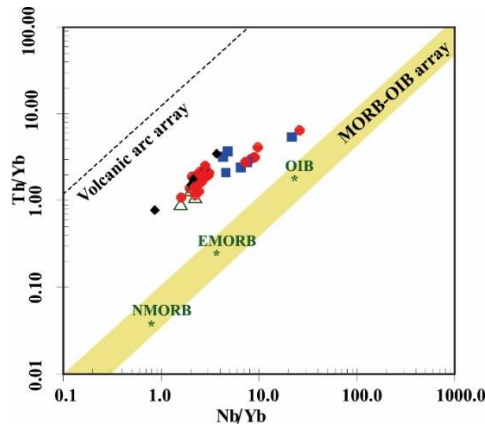
نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 ، نشان می‌دهد که نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در قلمرو مذاب‌های مرتبط با فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱).



شکل ۶-۱: موقعیت قرارگیری نمونه‌های بررسی شده بر روی نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی Muller and Groves, 1993). علائم مانند بخش ژئوشیمی انتخاب شده است.

۲-۵-۶: نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2014)

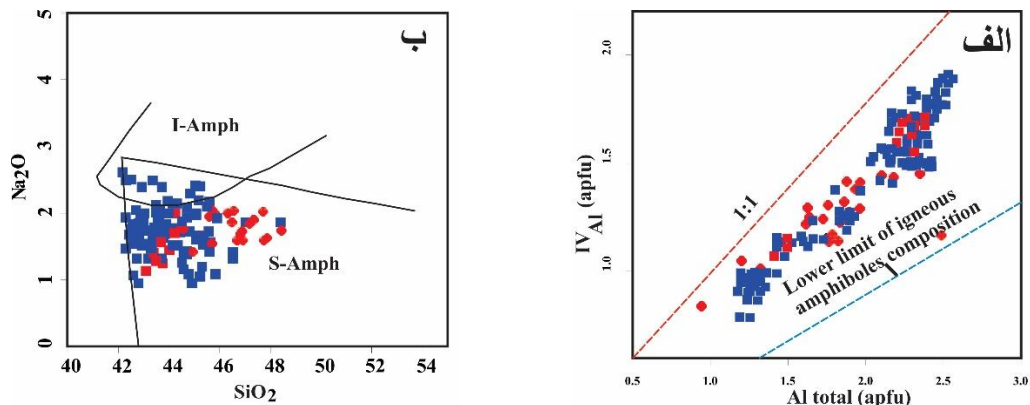
بر اساس نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2014)، نمونه‌های مورد نظر در محدوده کمان‌های آتشفشانی در بالای محدوده OIB و N-MORB قرار می‌گیرند (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۶: نمودار استفاده شده در برابر Nb/Yb توسط Pearce (2014).

۶-۶: تعیین جایگاه تکتونیکی و محل منشأ آداکیت‌های مورد مطالعه

بر طبق نمودار (Leake et al. 1971)، از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آمفیبول‌ها می‌توان برای تعیین محیط‌های تکتونوماگمایی استفاده کرد. در شکل ۳-۶ الف، آمفیبول‌های مورد مطالعه در محدوده آمفیبول‌های آذرین قرار می‌گیرند. همچنین بر اساس دیاگرام (Coltorti et al. 2007)، این آمفیبول‌ها مرتبط با محیط فرورانش می‌باشند (شکل ۳-۶ ب). که در این نمودار S-Amph نشانه آمفیبول مرتبط با محیط تکتونیکی فرورانش و I-Amph نشانه آمفیبول‌های درون صفحه‌ای می‌باشند.



شکل ۳-۶: نمودار (Leake et al. 1971) برای تعیین نوع آمفیبول‌های تشکیل دهنده سنگ‌های مورد نظر. ب: نمودار (Coltorti et al. 2007) جهت نشان دادن آمفیبول‌های مرتبط با فرورانش.

بر اساس بررسی نتایج تجزیه شیمیایی و مشخص شدن ماهیت آداکیتی سنگ‌های مورد مطالعه در نوار ماگمایی ترود- احمدآباد که در فصل ژئوشیمی به آن پرداخته شده است، به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده خواهد شد. نمودارهای تکتونوماگمایی که بر اساس عناصر کمیاب سازگار ترسیم می‌شوند، کاربرد بیشتری دارند. به دلیل اینکه خیلی کم تحت تأثیر فرایندهای ثانویه قرار می‌گیرند و به خوبی نمایانگر شرایط و تحولات ماگمایی هستند. بر اساس نتایج ژئوشیمیایی سنگ کل، این سنگ‌های آداکیتی در محدوده کمان ماگمایی قرار می‌گیرند (Yousefi et al., 2016). این سنگ‌ها مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس، شاخه سبزوار درونه به زیر پوسته قاره‌ای بخش شمالی زون ساختاری ایران مرکزی می‌باشد (Ghasemi and Rezai, 2015; Yousefi et al., 2016). مجموعه شواهد سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته و دگرگون شده نئوتتیس (شاخه سبزوار- درونه) در شرایط دما- فشار رخساره آمفیبولیت سرچشمه گرفته‌اند. آداکیت‌های کم سیلیس منطقه سهل، از تبلور مذاب حاصل از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده واقع در بالای زون فرورانش ورقه اقیانوسی (شاخه سبزوار- درونه) حاصل شده‌اند. همچنین سنگ‌های نفوذی گابرویی نیز از تبلور مذاب حاصل از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای واقع در بالای زون فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار- درونه حاصل شده‌اند (یوسفی و همکاران (۱۳۹۵) و (Yousefi et al. (2016).

در اینجا به طور مختصر به محیط تکتونیکی کمان و عوامل احتمالی موثر در تولید ماگما اشاره می‌گردد. ولی‌زاده و همکاران (۱۳۸۵) بیان می‌کنند که ماگمای ایجاد شده در جایگاه‌های تکتونیکی جزایر قوسی و همچنین در امتداد حاشیه‌های قاره‌ای در اثر ذوب بخشی مواد ذیل حاصل می‌گردند: (۱) پوسته اقیانوسی که متحمل دگرسانی هیدروترمال شده است. (۲) رسوبات تخریبی روی پوسته اقیانوسی. (۳) گوشته بالایی مناطق فرورانش. (۴) سنگ‌های موجود در پوسته قاره‌ای یا در قاعده قله‌های آتشفشانی جزایر قوسی. (Nicholson et al. (2004 معتقد است که غنی‌شدگی LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE، یکی از ویژگی‌های مهم ماگماتیسیم کمانی در محیط‌های فرورانش می‌باشد و می‌تواند در

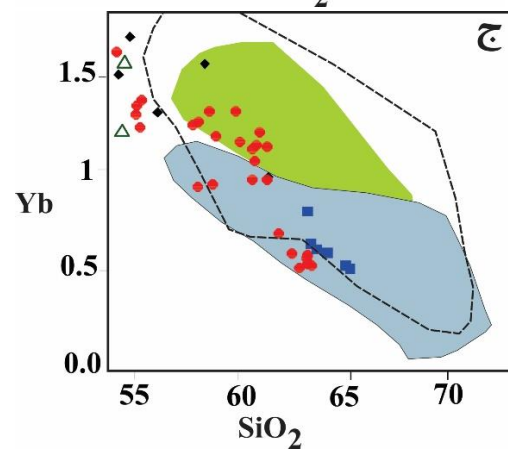
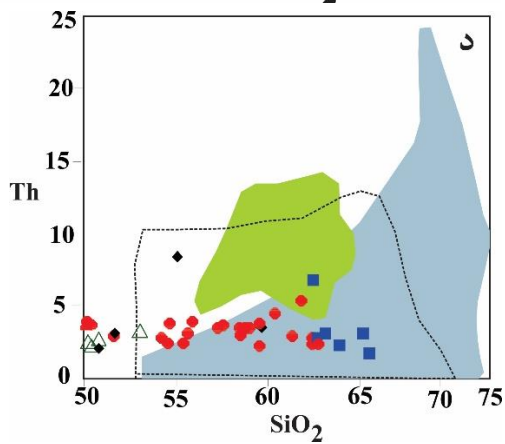
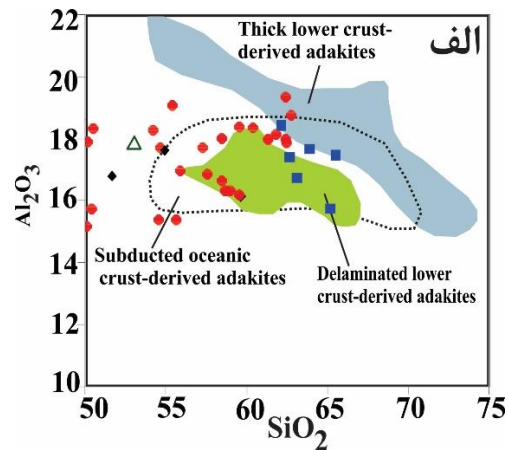
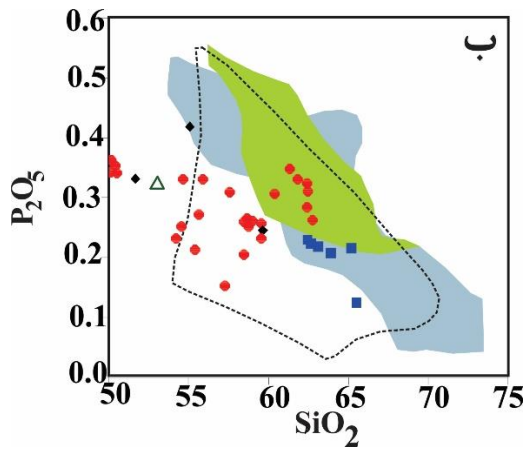
منابع ماگمایی حاصل از فرورانش ورقه اقیانوسی و گوشته متاسوماتیسم شده بالای ورقه فرورانده شده که متحمل تبلور تفریقی، هضم و آلیش با مواد پوسته‌ای شده، مشاهده شود و این درحالی است که HREE و HFSE در منبع باقی می‌مانند (Sheth et al., 2002). آنومالی منفی HFSE مانند Nb, Ta و Ti از ویژگی‌های محیط‌های کمانی است که ممکن است در اثر آلیش ماگمایی با مواد پوسته‌ای در طول صعود و جایگیری در سطوح بالایی باشند. آندزیت‌های نوع کوهزایی و سنگ‌های وابسته به آن عمدتاً در دو محیط مختلف جزایر قوسی و حاشیه‌های قاره‌ای تشکیل می‌شوند و هر یک اختصاصات ویژه‌ای دارند. چنانچه وجوه تمایز بین آندزیت‌های کوهزایی متعلق به جزایر قوسی و حاشیه‌های قاره‌ای فعال را مد نظر داشته باشیم، کالک آلکالن بودن نمونه‌ها، درصد بالای SiO_2 و وجود مقدار زیاد درشت بلورهای هورنبلند و بیوتیت، می‌توان اظهار داشت که سنگ‌های منطقه، با ویژگی‌های حاشیه فعال قاره‌ای (Jakes et al., 1972) انطباق بیشتری را نشان می‌دهند.

Richards and Kerrich (2007) معتقدند که نسبت Y و Yb پایین و نسبت بالای Sr/Y و La/Yb مرتبط با ماهیت آداکیتی و فرایندهایی چون ذوب بخشی یا تبلور تفریقی باشد. طبق نظر Li et al. (2015) مقدار Sr بالا و Y و Yb پایین مرتبط به جایگاه تکتونیکی فرورانش می‌باشند. دامنه گسترده میزان Nd، نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ کم، محتوای K_2O بالا و عدد منیزیم بالای برخی آداکیت‌ها، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها توسط مکانیسم پیچیده و در اثر ذوب بخشی مواد مافیک در پوسته پایینی ضخیم شده و یا گوشته غنی شده به وجود آمده‌اند (Hou et al., 2004). مقادیر بالای Sr و عدم آنومالی منفی Eu حاکی از عدم حضور فاز پایدار پلاژیوکلاز در منبع ماگمای آداکیتی می‌باشد. این خصوصیات شیمیایی به همراه مقادیر بالای Al_2O_3 و Na_2O و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE مشابه با شرایط درجه حرارت و فشار ذوب بخشی ترکیبات اکلوزیت یا گارنت-آمفیبولیت در محل منشأ این سنگ‌هاست (Martin et al., 2005). Castillo (2006) معتقد است که تشکیل ماگمای آداکیتی HSA (ماگمای آداکیتی سیلیس بالا) حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده به همراه فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) می‌باشد. بالا بودن مقدار MgO و Ni در تعدادی از نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، می‌تواند

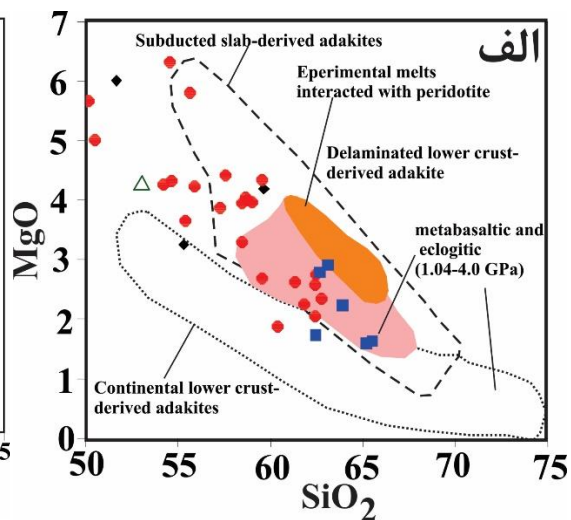
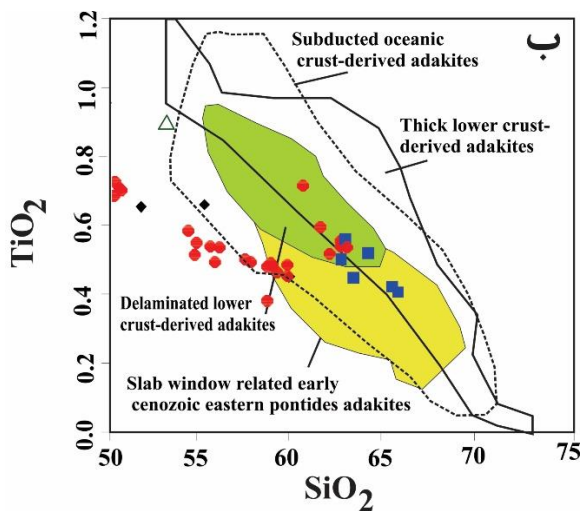
بیانگر بر هم کنش مذاب ورقه اقیانوسی با گوشته پریدوتیتی در خلال صعود باشد (Martin, 2005). به باور (Martin et al., 2005) آداکیت‌های پرسیلیس به عنوان مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته با ترکیب گارنت آمفیبولیت در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر می‌شوند. که بیشتر در طی عبور از گوه گوشته‌ای با آن واکنش داده‌اند. در این مذاب‌ها در هنگام بالا آمدگی و برهم کنش با پریدوتیت گوشته‌ای، ترکیب عناصر اصلی تغییر می‌کند، اما دیگر ویژگی‌ها مانند نسبت عناصر خاکی کمیاب کمتر تغییر می‌کند (Mori et al., 2007). سنگ‌های آداکیتی LSA (ماگمای آداکیتی سیلیس پایین) که آندزیت‌ها و آندزیت‌های بازالتی منطقه سهل-رزه نیز جزء این دسته به شمار می‌آیند، به اعتقاد (Li et al., 2013) از گوشته غنی شده که در طی فرایند فرورانش تحت تأثیر سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده متاسوماتیسم شده است، حاصل شده‌اند. ذوب بخشی گوه گوشته‌ای پریدوتیتی همراه با مشارکت سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده می‌تواند به تشکیل سنگ‌های آندزیتی با محتوای بالای Sr/Y و محتوای پایین HREE در نتیجه ذوب ورقه فرورونده تولید شود، که همان ماگمای آداکیتی با محتوای سیلیس پایین است (Davies and Sterenson, 1992). ذوب بخشی رسوبات فرورانده شده و سیالات یا مذاب‌های مشتق شده از ورقه اقیانوسی ممکن است باعث متاسوماتیسم و غنی شدن ناحیه منشأ ماگماهای مرتبط با فرورانش شود (Guo et al., 2005). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی به همراه سرشت سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی منطقه سهل-رزه حاوی آداکیت‌های سیلیس پایین، ریشه گرفتن ماگماهای آداکیتی سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای پریدوتیتی همراه با مشارکت سیال‌های آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده را تأیید می‌کند. شکل ۴-۸، نقش فرایند جدایش بلورین (تبلور تفریقی) همراه با هضم (AFC) و فرایند جدایش بلورین (FC) را در تکامل ماگمای سازنده سنگ‌های این نوار ماگمایی نشان می‌دهد. با توجه به حضور انواع آنکلاوهای هم منشأ (نظیر آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، لخته‌های مافیک و اتولیت‌ها) و غیر هم-منشأ (نظیر آنکلاوهای گنایسی، آمفیبولیتی، میکاشیستی، توفی ماسه سنگی و ...) ماگماهای سازنده آداکیت‌های مورد مطالعه، در حین صعود تحت تأثیر فرایندهایی نظیر تبلور تفریقی، هضم و آرایش

پوسته‌ای تحول پیدا کرده‌اند.

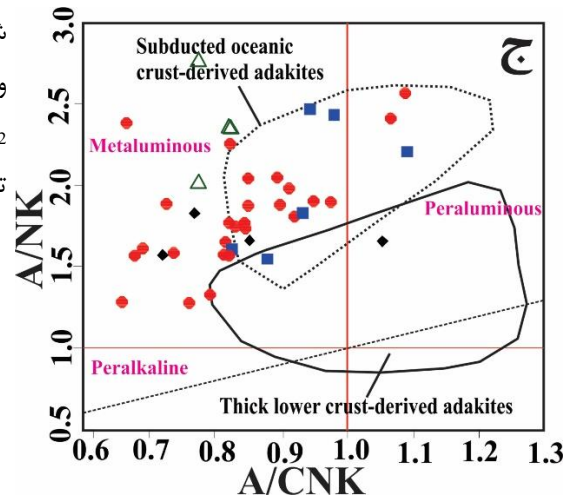
به منظور بررسی منشأ ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه از نمودارهای Wang et al., 2004 and 2006 (شکل ۴-۶) و Hou et al. (2009) (شکل ۵-۶) استفاده شده است. در نمودارهای شکل ۴-۶، نسبت‌های تغییرات Al_2O_3 و P_2O_5 ، و عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 در سنگ‌های مورد مطالعه، بررسی شده است. در این نمودارها، محدوده آداکیت‌های با منشأهای متفاوت نشان داده شده است. نمونه‌های مورد مطالعه عمدتاً در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده، قرار می‌گیرند و تعدادی از آنها نیز در خارج از محدوده‌های معرفی شده قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۶). در نمودار تغییرات MgO در برابر SiO_2 (Wang et al., 2006) (شکل ۵-۶) نمونه‌های آداکیتی در نوار ماگمایی ترود-احمدآباد (متشکل از آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، تراکی داسیت)، در محدوده آداکیت‌های مرتبط با ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده قرار می‌گیرند. نمودار تغییرات TiO_2 در برابر SiO_2 Eyuboglu, (2011) (et al., 2011) نیز تأییدی بر مشتق شدن سنگ‌های آداکیتی از پوسته اقیانوسی فرورانش یافته می‌باشد. در هر دو نمودار شکل ۵-۶ با افزایش SiO_2 و در نتیجه افزایش تفریق، یک روند نزولی از سمت ترکیبات حدواسط به سمت ترکیبات فلسیک‌تر مشاهده می‌شود. نمودارهای ژئوشیمیایی در فصل ۴، با تولید ترکیبات اسیدی‌تر منطقه از تبلور تفریقی ماگمای حدواسط منطبق است. لذا بر اساس همپوشانی محدوده‌های آداکیتی، منشأ پوسته قاره‌ای زیرین برای سنگ‌های اسیدی‌تر منطقه را نمی‌توان پذیرفت. بر اساس نمودار تغییرات A/NK در برابر A/CNK (شکل ۵-۶)، دو محدوده آداکیتی حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورو و ذوب پوسته قاره‌ای زیرین مشخص می‌گردند (Guan et al., 2012). طبق این نمودار سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه در محدوده حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورو قرار می‌گیرند.



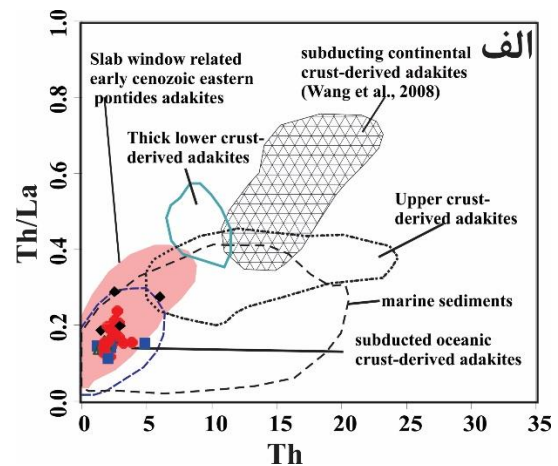
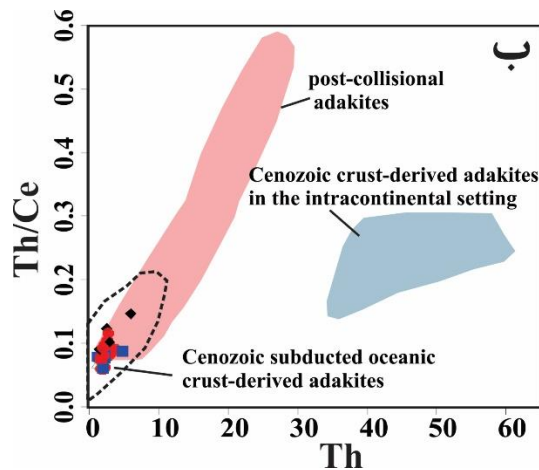
شکل ۶-۴: نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 (Wang et al., 2006) جهت تعیین منشأ آداکیت‌های نوار ماگمایی ترود-احمدآباد (Wang et al., 2004, 2006). بر طبق این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده، قرار می‌گیرند.

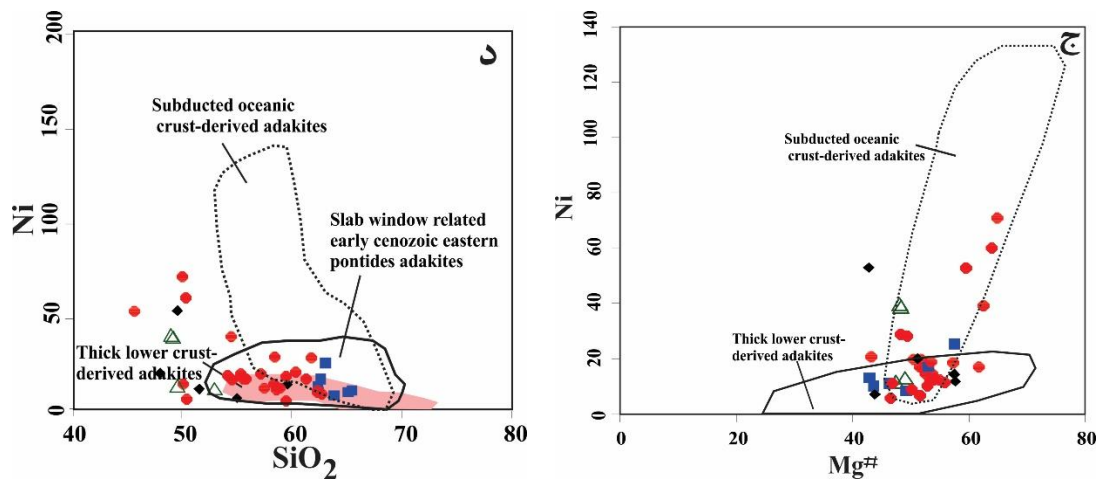


شکل ۶-۵: نمودارهای تعیین منشأ ماگماهای آداکیتی. الف
 و ب: نمودارهای تغییرات MgO در برابر SiO₂ و نمودارهای
 TiO₂ در برابر SiO₂ (Wang et al., 2006). ج: نمودار
 تغییرات A/NK در برابر A/CNK از Shand (1943).



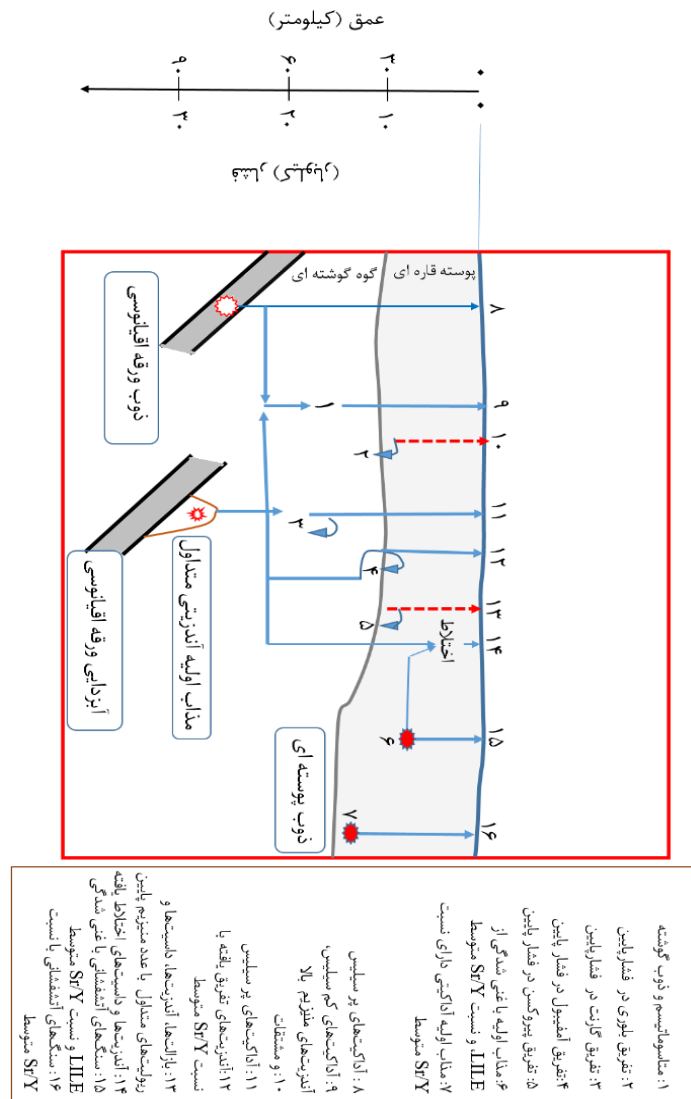
با توجه به نمودارهای Th/La در برابر Th (Wang et al., 2006) مورد مطالعه در محدوده
 سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش یافته قرار می‌گیرند (شکل ۶-۶ الف).
 همچنین طبق نمودار Th/Ce در برابر Th (Wang et al., 2008)، سنگ‌های مورد مطالعه در میدان
 آداکیت‌های مشتق شده از ذوب ورقه فرورونده کمان سنوزوئیک قرار گرفته‌اند (شکل ۶-۶ ب). در نمودار
 تغییرات Ni در برابر عدد منیزیم و SiO₂ (Wang et al., 2006) (شکل‌های ۶-۶ ج و د)، نمونه‌های
 سنگی آداکیتی نوار ماگمایی ترود-احمدآباد در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از ذوب بخشی ورقه
 اقیانوسی فرورانش یافته قرار گرفته‌اند.





شکل ۶-۶: موقعیت قرارگیری سنگ‌های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی ترود-احمدآباد بر روی نمودارهای تعیین منشأ ماگماهای آداکیتی. الف: در نمودار Th/La در مقابل Th (Wang et al., 2006)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش شده قرار می‌گیرند. ب: نمودار تغییرات Th در برابر Th/Ce (Wang et al., 2008). ج: نمودار تغییرات Ni (ppm) در برابر عدد منیزیم (ج) و SiO_2 (د) (Wang et al., 2008).

مجموع داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی به دست آمده از نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، مبین آن است که: ۱- ماگمای سازنده آداکیت‌های سیلیس بالای نوار ماگمایی ترود-احمدآباد از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده همراه با مشارکت رسوبات فرورونده، همراه با ورقه فرورانش یافته، حاصل شده‌اند. در مقابل ماگماهای آداکیتی سیلیس پایین از ذوب گوه گوشته‌ای متحول شده توسط سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده حاصل شده‌اند. مدل ارائه شده توسط (Moyen, 2009) در مورد تشکیل آداکیت‌ها (شکل ۶-۷) معرفی آنست که آداکیت‌های پرسیلیس حاصل ذوب لیتوسفر اقیانوسی در اعماق حدود ۸۰ کیلومتری زیر سطح زمین و آداکیت‌های سیلیس پایین حاصل ذوب گوشته متاسوماتیسم شده بالای ورقه اقیانوسی فرورونده در اعماق ۵۰ تا ۶۰ کیلومتری می‌باشند. ماگمای تولید شده سپس به ترازهای بالا حرکت کرده و در درون پوسته بالایی جای گرفته است (شکل ۶-۷).



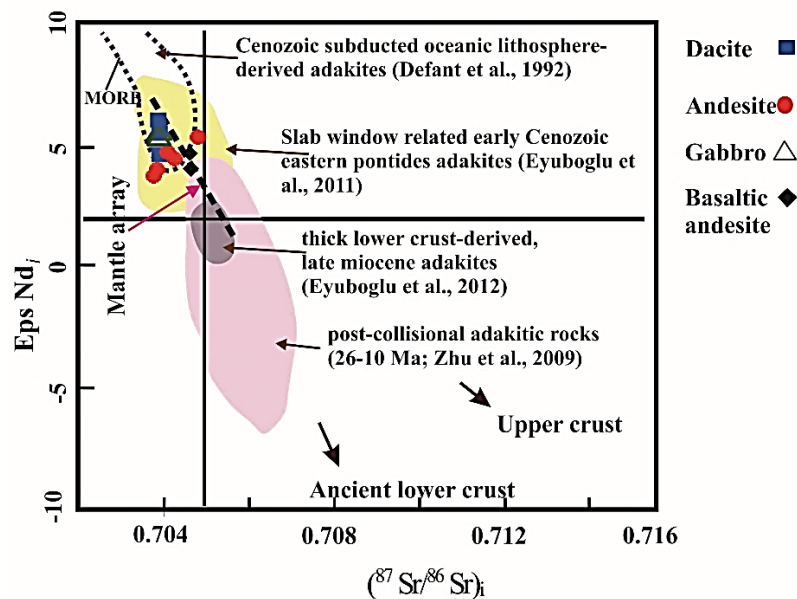
شکل ۶-۷: مدل تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی (اقتباس از Moyen, 2009).

با استفاده از نتایج ایزوتوپ‌های رادیوژنیک و نمودارهای پتروژنی که بر پایه ترکیب ژئوشیمی سنگ استوار می‌باشد، می‌توان منشأ تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه را مشخص نمود و همچنین در نهایت مدل پتروژنی برای سنگ‌های نوار ماگمایی تروند-احمدآباد ارائه کرد. در اینجا از داده‌های ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr سنگ کل تعدادی از نمونه‌های مورد مطالعه، برای تعیین منشأ احتمالی آنها استفاده شده است. تعیین منشأ تنها بر پایه ترکیب ژئوشیمی، با ابهاماتی روبرو است. به طوری که در بیشتر موارد، دو یا چند محدوده پتروژنی با یکدیگر همپوشانی دارند. داده‌های ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr سنگ کل در جدول ۶-۱ ارائه شده است. بر اساس معادلات ۶-۱ و ۶-۲ و میانگین سن ۴۱ میلیون سال که از تعیین سن کانی‌های زیرکن که به روش U-Pb به دست آمده است، نسبت‌های ایزوتوپی اولیه Nd

Sr نمونه‌های مورد نظر محاسبه شده است. با توجه به نتایج محاسبات و مقایسه نسبت‌های ایزوتوپی با یکدیگر، ویژگی‌های ایزوتوپی نمونه‌ها (۱۴ نمونه مورد مطالعه) با نشأت گرفتن از ذوب ورقه اقیانوسی و گوشته بالای ورقه اقیانوسی فرورونده، مطابقت دارند. مقادیر نسبت‌های اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در محدوده 0.512775 تا 0.512893 و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین 0.703746 و 0.705314 قرار دارد. مقدار ϵNd_i در این سنگ‌ها بالا و مثبت ($+3/69$ تا $+6$) می‌باشد. سنگ‌های آذرین نوار ماگمایی تروند-احمدآباد طبق نمودار تغییرات $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در مقابل ϵNd_i در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش یافته سنوزوئیک (که توسط Defant et al. (1991) معرفی شده است) قرار می‌گیرند. محدوده قرار گیری نمونه‌های مورد مطالعه با میدان آداکیت‌های ائوسن Pontide (Eyuboglu et al., 2011) مرتبط با ذوب ورقه فرورو همپوشانی دارد. لازم به ذکر است که این سنگ‌ها از محدوده مربوط به آداکیت‌های میوسن حاصل از ذوب پوسته قاره‌ای ضخیم زیرین (Eyuboglu et al., 2012)، آداکیت‌های سنوزوئیک آغازین مرتبط با دریاچه ایجاد شده در ورقه فرورونده (Eyuboglu et al., 2011) و آداکیت‌های بعد از تصادم میوسن (Zhu et al., 2009) فاصله دارند (شکل ۶-۸).

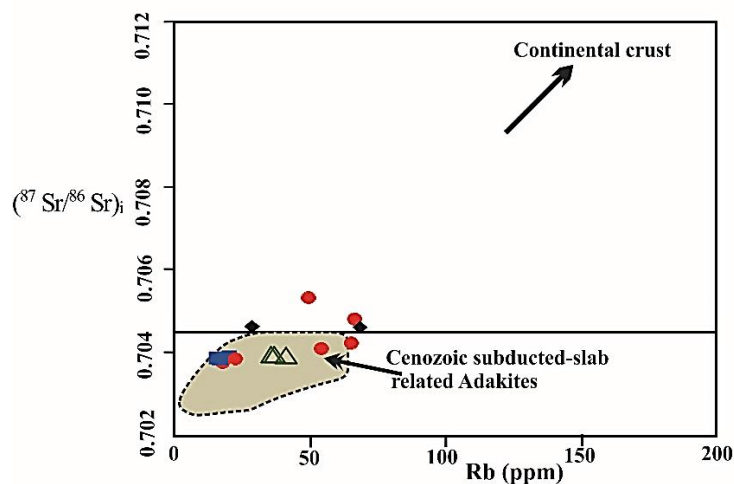
جدول ۶-۱: داده‌های ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr سنگ کل در سنگ‌های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی تروند - احمدآباد.

Sample	SYMBOL	Color	SiO ₂	age (Ma)	87Sr/86Sri	143Nd/144Ndi	Eps Ndi	TDM.Gold	TDM 2stg	Lithology
FY-52	2	10	48.5	41	0.703879	0.512865	5.45	0.632	0.392	Gabbro
FY-51	2	10	48.9	41	0.703876	0.512865	5.45	0.624	0.392	Gabbro
FY-2-2	15	4	59.8	41	0.703886	0.512819	4.57	0.395	0.462	Dacite
FR-6	18	1	45.5	41	0.70462	0.512789	3.97	0.603	0.509	basaltic andesite
FY-7a	15	4	61.6	41	0.703868	0.512865	5.45	0.403	0.392	Dacite
FR-26	19	2	53.6	41	0.704794	0.512857	5.3	0.57	0.404	Andesite
FR-32	19	2	45	41	0.705314	0.512775	3.7	0.759	0.53	Andesite
FR20	18	1	55.9	41	0.704599	0.512821	4.6	0.569	0.46	Basaltic andesite
FR22	19	2	53	41	0.703833	0.512787	3.94	0.435	0.511	Andesite
FR28	19	2	53.5	41	0.704079	0.512825	4.67	0.561	0.453	Andesite
FY33	19	2	62	41	0.703746	0.512775	3.69	0.526	0.531	Andesite
FR63	19	2	56.8	41	0.704227	0.512811	4.41	0.535	0.475	Andesite
FY51	2	10	48.9	41	0.703861	0.512859	5.34	0.568	0.401	Gabbro
FY7b	15	4	61.6	41	0.703854	0.512893	6	0.332	0.349	dacite



شکل ۶-۸: نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر ϵNd برای ۱۴ نمونه انتخابی از سنگ‌های آذرین نوار ماگمایی تروند-احمدآباد. سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌های مرتبط با فرورانش سنوزوئیک قرار گرفته‌اند که با میدان آداکیت‌های مرتبط با دریچه ایجاد شده در ورقه فرورونده همپوشانی دارند.

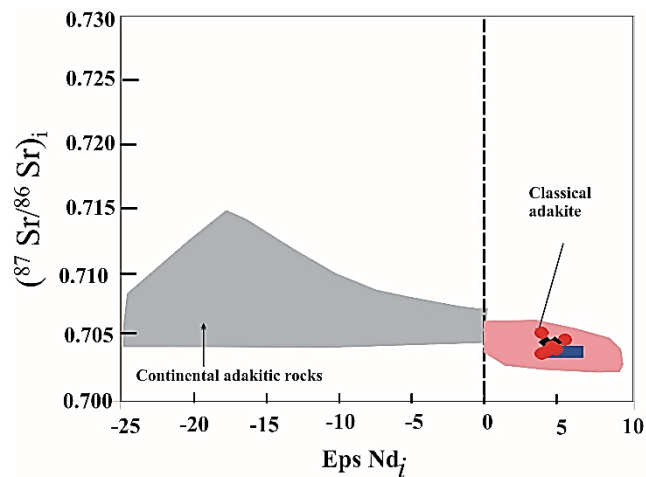
همچنین با توجه به نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر Rb (Drummond et al., 1996)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده سنوزوئیک قرار می‌گیرند (شکل ۶-۹).



شکل ۶-۹: نمودار تغییرات $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر Rb (Drummond et al., 1996).

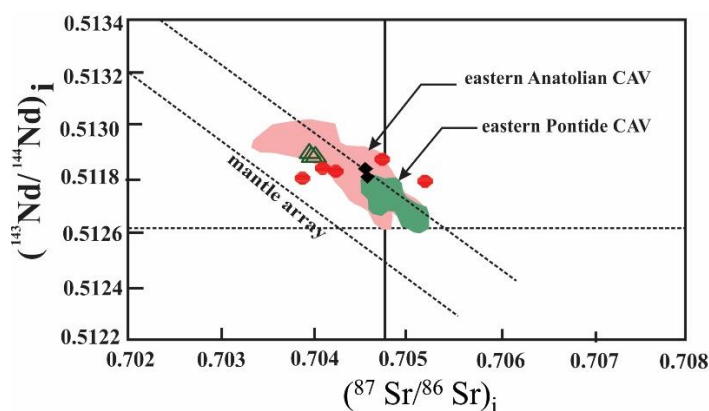
بر طبق نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر ϵNd نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌های کلاسیک که آداکیت‌های مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی در مناطق کمان هستند، قرار می‌گیرند.

داده‌های مربوط به محدوده آداکیت‌های کلاسیک و سنگ‌های آداکیتی قاره‌ای توسط Chung et al. (2015); Ma et al. (2015); Xu et al. (2002); He et al. (2013); و Rapp and Watson (1995) ارائه شده است (شکل ۶-۱۰).



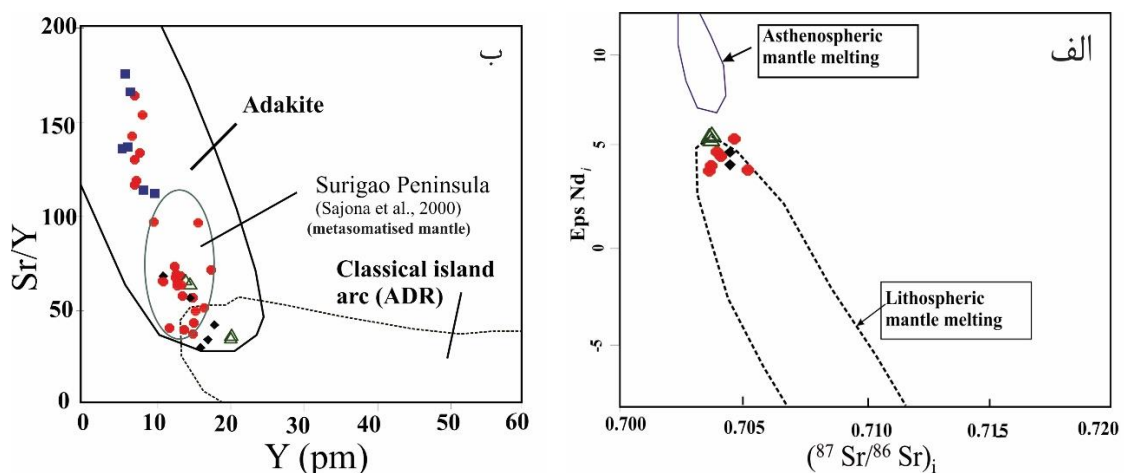
شکل ۶-۱۰: نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ اولیه در برابر ϵNd_t (Chen et al., 2016) جهت تعیین منشأ سنگ‌های آذرین مورد مطالعه.

بر طبق نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه نسبت به $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه، نمونه‌های آداکیتی کم سیلیس (LSA) که شامل سنگ‌های آندزیتی و آندزیت‌های بازالتی منطقه رژه هستند، به همراه سنگ‌های گابرویی در محدوده سنگ‌های مشتق شده از گوشته قرار می‌گیرند که توسط سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده، متاسوماتیسم شده‌اند (این محدوده توسط Temizel et al. (2012) معرفی شده است) (شکل ۶-۱۱).



شکل ۶-۱۱: نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ اولیه نسبت به $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ اولیه (Temizel et al., 2012). Eastern Anatolian CAV: سنگ‌های ولکانیکی کالک آلکالن شرق آناتولین (Temizel et al., 2012; Kaygusuz et al., 2011). Eastern Pontide CAV: سنگ‌های ولکانیکی کالک آلکالن شرق پونتاید (Keskin et al., 2006; Kaygusuz et al., 2009).

بر طبق نمودار نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر ϵNd (Zhang et al., 2016)، نمونه‌های آداکیتی کم سیلیس و گابرویی در محدوده حاصل از ذوب گوشته لیتوسفری قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار Sr/Y در برابر Y ، نمونه‌های آداکیتی کم سیلیس مورد مطالعه، در محدوده Surigao Peninsula قرار دارند. این محدوده متعلق به نمونه‌های آداکیتی مشتق شده از گوشته متاسوماتیسم شده می‌باشد (Sajona et al., 2000) (شکل ۶-۱۲ الف و ب).



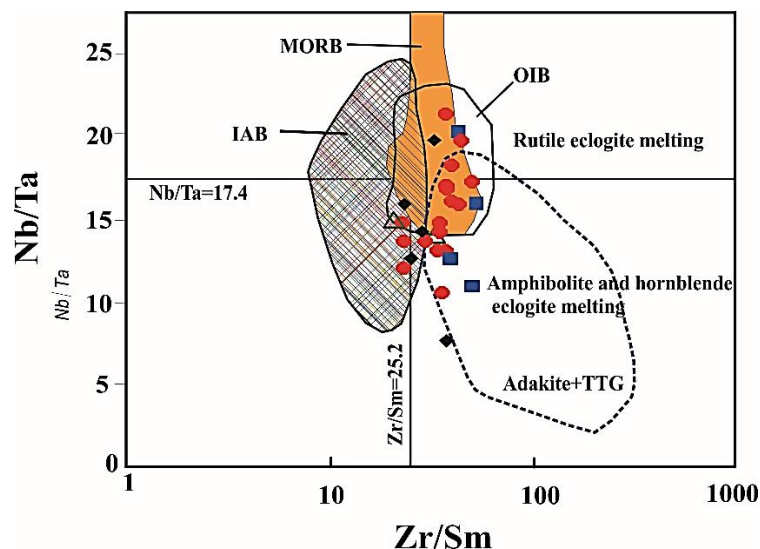
شکل ۶-۱۲: الف: بر اساس نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در برابر ϵNd ، سنگ‌های آداکیتی کم سیلیس و سنگ‌های گابرویی نوار ماگمایی ترو-احمدآباد، از ذوب گوشته لیتوسفری مشتق شده‌اند (Zhang et al., 2016). ب: طبق نمودار Sr/Y در برابر Y ، نمونه‌های آداکیتی کم سیلیس و سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه در محدوده نمونه‌های حاصل از ذوب گوشته متاسوماتیسم شده واقع شده‌اند. در این نمودار محدوده سنگ‌های مشتق شده از گوشته متاسوماتیسم شده به نام Surigao Peninsula مشخص شده است (Sajona et al., 2000).

با توجه به داده‌های ایزوتوپی، تفکیک بین آداکیت‌های کم سیلیس منطقه سهل-رزه و پرسیلیس احمدآباد خارتوران به راحتی امکان پذیر نیست. دامنه تغییرات پارامترهای ایزوتوپی مورد بررسی بسیار محدود است، ولی سایر شواهد ژئوشیمیایی (شکل ۴-۱۲) و مقایسه با سایر منابع منتشر شده (شکل ۶-۱۱ و ۶-۱۲) نشان می‌دهد که می‌توان سنگ‌های مورد مطالعه را دو گروه LSA و HSA جای داد.

۶-۷: ترکیب محل منبع

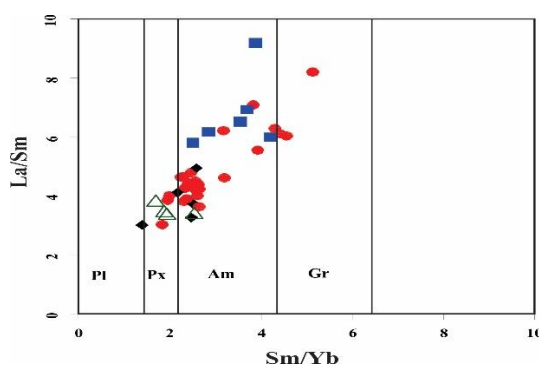
با بررسی نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل و همچنین نتایج ایزوتوپی ارائه شده در مبحث قبل، این امر آشکار شده است که سنگ‌های آذرین در این نوار ماگمایی با آداکیت‌های پرسیلیس و کم سیلیس

معرفی شده توسط (Martin et al., 2005) و (Castillo 2012) مطابقت دارند. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های آداکیتی پر سیلیس حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده و سنگ‌های آداکیتی کم سیلیس و سنگ‌های گابرویی حاصل ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده بالای ورقه اقیانوسی فرورونده می‌باشند. همانطور که در فصل چهارم (ژئوشیمی) بیان گردید، غنی‌شدگی از عناصر LREE و تهی‌شدگی از عناصر HREE (Yb با میانگین ۱/۱۸ ppm و Y حدود ۱۱/۹۵ به همراه مقادیر بالای Sr/Y اشاره به ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیتی یا اکلوژیتی دارند. جمشیدی (۱۳۹۴) نیز اشاره به سنگ‌هایی با خصوصیات مشابه به این نوار ماگمایی در منطقه سیزوار دارد. جهت تعیین ترکیب محل منبع از نمودار Nb/Ta در برابر Zr/Sm (Condie, 2005) استفاده شده است. نمونه‌های سنگی نوار ماگمایی ترود-احمدآباد در محدوده ترکیبات آداکیتی و TTG قرار می‌گیرد که نشانگر ذوب‌بخشی یک منشأ با ترکیب آمفیبولیت و یا اکلوژیت هورنبلنددار است (شکل ۶-۱۳). (Foley et al., 2002) معتقدند که وجود آمفیبول به عنوان فاز باقیمانده در طول ذوب بخشی، مسئول روند منفی Nb/Ta در برابر Zr/Sm در شکل ۶-۱۳ دارد. تهی‌شدگی عناصر MREEs و HREEs نسبت به LREEs نشان دهنده توزیع جزء به جزء این عناصر در آمفیبول می‌باشند (Gill, 1981; Thompson et al., 1984; Thirlwall et al., 1994). نشانه و اثر گارنت را در ناحیه منشأ می‌توان از روی مقدار عناصر HREE نسبت به LREE، مقادیر پایین Yb و Y و نسبت بالای Sr/Y تشخیص داد. زیرا گارنت با حفظ عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) در خود، مقدار آنها را در مذاب کاهش می‌دهد و در نتیجه الگوی عناصر خاکی کمیاب، روندی شیب‌دار پیدا می‌کند (Lentz, 1998). در هنگام ذوب در ژرفای زیاد، عناصر خاکی کمیاب سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند و به درون مذاب بخشی وارد نمی‌شوند. بنابراین نسبت HREE/LREE در فاز مایع کاهش می‌یابد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵). (Martin et al., 2005) و (Falloon et al., 2008) معتقدند که فقیرشدگی HREE نسبت به LREE نشانه وجود گارنت در سنگ منشأ اولیه می‌باشد.



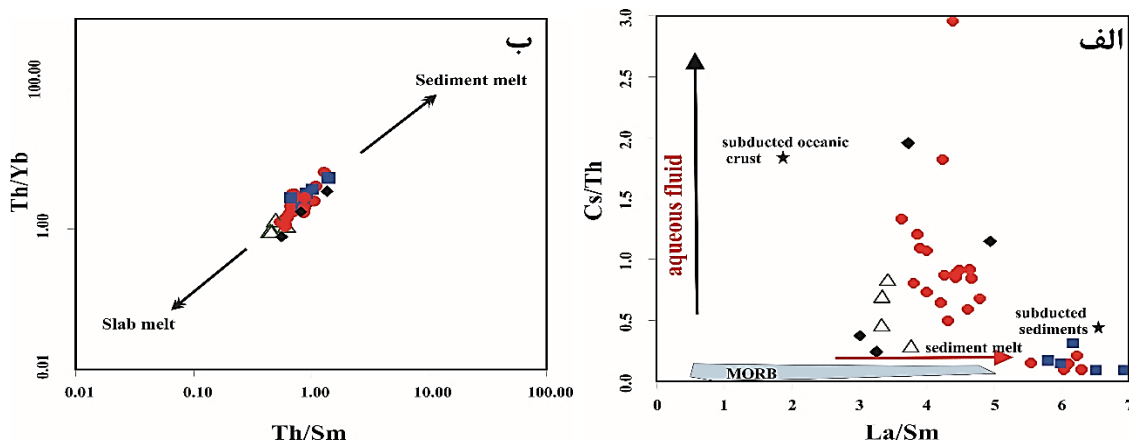
شکل ۶-۱۳: نمودار Nb/Ta در برابر Zr/Sm از Foley et al. (2002) جهت تعیین ترکیب منبع.

نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb نشانگر حضور آمفیبول، گارنت و پیروکسن در سنگ منشاء ماگماهای سازنده آداکیت‌های سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۶-۱۴).



شکل ۶-۱۴: نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm برای تعیین پایداری کانی‌ها در ناحیه منشائی که در آن ذوب صورت می‌گیرد (Spagnuolo et al., 2012).

اکنون به بررسی نقش مشارکت رسوبات به همراه ذوب ورقه فرورونده، در تشکیل ماگماهای سازنده سنگ‌های این نوار ماگمایی می‌پردازیم. نمودار تغییرات Cs/Th در برابر La/Sm (Jenner and O'Neill, 2012) و نمودار تغییرات Th/Yb در برابر Th/Sm (Sun and Macdonough, 1989) (شکل ۶-۱۵ الف و ب)، موقعیت ترکیبی نمونه‌های سنگی متعلق به سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق نوار ماگمایی تروند-احمدآباد، تأثیرپذیری ماگماهای مورد نظر از نقش رسوبات فرورونده به همراه ورقه فرورانش یافته را به وضوح نشان می‌دهد.



شکل ۶-۱۵: الف: نمودار تغییرات Cs/Th در برابر La/Sm (Ribeiro, 2013). ب: نمودار تغییرات Th/Yb در برابر Th/Sm (Sun and Macdonough, 1989). بر اساس این نمودارها، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از هر دو مؤلفه ذوب ورقه اقیانوسی و ذوب رسوبات همراه آن متأثر شده‌اند.

۶-۸: تحولات تکتونیکی منطقه

در ابتدا به کلیاتی در مورد تحولات و رخدادهای تکتونیکی در ایران و سپس در ایران مرکزی و منطقه مورد مطالعه پرداخته خواهد شد. (Berberian and Berberian, 1981) معتقدند که فعالیت‌های تکتونیکی در ایران شامل چند مرحله تغییر شکل می‌باشد و یکی از مهمترین مراحل مؤثر، تحولات تکتونیکی ورقه اقیانوسی نئوتتیس بعد از پرمین و بسته شدن آن در طی مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌باشد.

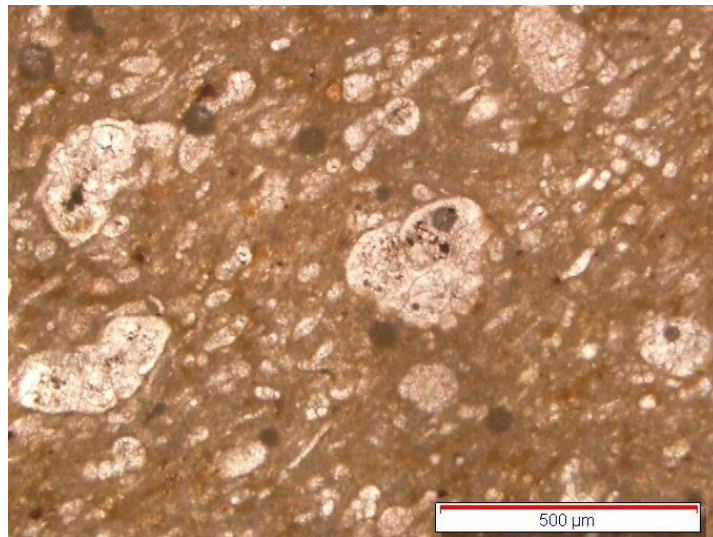
بسته شدن پالتوتتیس در زمان تریاس به وسیله جنبش رو به شمال خرده قاره ایران مرکزی و اتصال به ورقه اوراسیا رخ داده است (Shahabpour, 2007). همزمان با بسته شدن اقیانوس پالتوتتیس در شمال، در محلی در امتداد زون رورانده زاگرس، ریف‌ت‌زایی اتفاق می‌افتد و اقیانوس نئوتتیس بوجود می‌آید و حرکت رو به شمال ورقه عربی در زمان تریاس-ژوراسیک، منجر به فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ورقه ایران مرکزی می‌گردد (Stampfli and Borel, 2002; Ahmadian et al., 2014). بر سر اولین سن برخورد مناظره‌های زیادی وجود دارد. از جمله ۱۰ Ma (اواخر میوسن، Dewey et al., 1986; Hempton, 1987; Hessami, 2003)، ۳۵ تا ۴۰ میلیون سال (اوسن میانی-پایانی، McQuarrie et al., 2003)، ۲۰ تا ۳۰ میلیون سال (اوسن میانی-پایانی، Vincent et al., 2005; et al., 2001).

(McQuarrie et al., 2013)، الگوی تغییر شکل و تغییرات رسوبی در هر دو سمت شکاف عربی-اوراسیا نشانگر سن برخورد اواخر ائوسن (۳۵ میلیون سال) می‌باشد (Allen and Armstrong, 2008; Guest et al., 2007). (Berberian and Berberian (1981) و Berberian et al. (1982) معتقدند که آخرین زمان بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد بین ورقه عربی و ایران مرکزی در طول نئوژن رخ داده است.

Agard et al. (2005) معتقدند بر اساس بسیاری از شواهد موجود، بازه زمانی انتهایی ائوسن-الیگوسن، مناسب‌ترین گزینه برای تصادم اولیه دو صفحه محسوب می‌شود و این برخورد منجر به ایجاد دگرریختی در زاگرس، البرز، کپه داغ و در خرده قاره ایران مرکزی می‌گردد. کوهزایی زاگرس یک ساختار پیچیده از برخورد صفحات است که چندین رخداد دگرشکلی را از زمان کرتاسه در خود جای داده است (Agard et al., 2005; Berberian 1995; koop and Stoneley, 1982). برخورد دو صفحه قاره‌ای، تولید کننده ساختارهای تکتونیکی و ماگمایی (کمان ماگمایی ارومیه-دختر) پیچیده می‌شود و بسیاری از این ساختارهای تکتونیکی شکل گرفته در طول سنوزوئیک در زاگرس ثبت شده‌اند (Stocklin, 1968). کمر بند ارومیه- دختر جزء کمر بند کوهزایی آلپ- هیمالیا می‌باشد که از غرب اروپا تا شرق پاکستان گسترده شده است. بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد بین ورقه آفریقایی و اوراسیایی در طول ترشیری به ایجاد بخش کمان آتشفشانی منجر گردید (Shafiei et al., 2009; Sengor et al., 1979; Fu et al., 2010). ماگماتیسم موجود در کمر بند ارومیه-دختر (UDMA) از ائوسن شروع شده و در ائوسن میانی به اوج خود می‌رسد (Berberian and king, 1981). فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر بخش جنوب غربی ایران مرکزی، به بروز فعالیت‌های نفوذی و آتشفشانی بین ژوراسیک و کواترنری درون و همچنین حاشیه جنوبی ایران مرکزی منجر شد (Ricou et al., 1977; Berberian, 1983; Mohajjel et al., 2003). (Omrani et al. (2008) معتقدند که همگرایی دو صفحه عربی- اوراسیایی باعث ایجاد چندین حوضه پشت کمانی در ایران مرکزی می‌شود. زون سنندج سیرجان، ایران مرکزی و زون ارومیه دختر را می‌توان به عنوان قلمروهایی از صفحه بالایی (اوراسیا) در طول همگرایی و تصادم

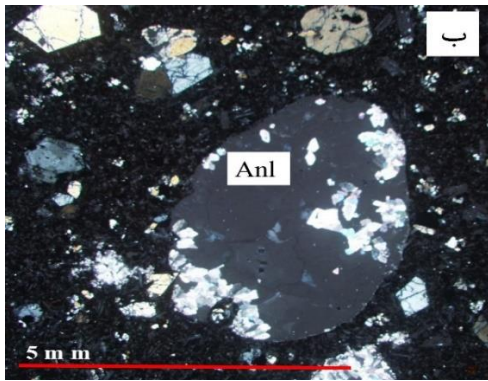
صفحه عربی-اوراسیایی در نظر گرفت. (Stampfli and Borel (2002). به بازسازی اقیانوس پالئوتتیس و نئوتتیس و همچنین ورقه‌های قاره‌ای اطراف آن پرداخته‌اند و معتقدند که از زمان پالئوزوئیک، ایران مرکزی که به عنوان بخشی از گندوانا بوده است، بوسیله اقیانوس پالئوتتیس از اوراسیا جدا شده است. پس از بررسی‌های دقیق صحرایی و مطالعات چندین ساله در این بخش از ایران مرکزی، مخصوصاً در دانشگاه صنعتی شاهرود (قاسمی و همکاران ۱۳۹۰؛ Ghasemi and Rezaei, 2014؛ جمشیدی، ۱۳۹۴؛ بلاغی، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ برهمند، ۱۳۸۹؛ صالحی‌نژاد، ۱۳۸۶؛ سمیاری، ۱۳۹۴؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳؛ جمالی، ۱۳۹۳؛ منصوری، ۱۳۹۴؛ دادپور و همکاران، ۱۳۹۳ و) نتایج جدیدی حاصل شده است. این بخش شمالی ایران مرکزی پس از بالازدگی سرزمین‌های پرکامبرین، در اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک متحمل رژیم کششی شده است. نتیجه این کشش ایجاد حوضه رسوبی-آتشفشانی می‌باشد. در اواخر ژوراسیک زیرین- ابتدای ژوراسیک میانی حوضه آتشفشانی-رسوبی تحت تأثیر رژیم فشارشی جدید بسته می‌شود و دچار بالازدگی می‌گردد. در مرحله بعد در ژوراسیک میانی-بالایی بر اثر رژیم کششی جدید، حوضه رسوبی-آتشفشانی جدیدی بوجود می‌آید. در این مرحله، یکسری دایک دیابازی، قطع کننده مجموعه رسوبی موجود در این حوضه رسوبی می‌باشند. بلاغی (۱۳۹۳) سن دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه دلبر را 152 ± 35 میلیون سال گزارش کرده است که با سن ژوراسیک میانی معادل می‌باشد و با روابط چینه‌شناسی این دایک‌ها و سنگ‌های میزبان‌شان کاملاً مطابقت دارد. این حوضه رسوبی، شامل رسوبات آهکی ماسه‌ای، آهکی همراه با میان لایه‌های شیل و ماسه‌سنگ، فسیل‌های آمونیت، بلمنیت و دوکفه‌ای می‌باشد. در منطقه میامی افق‌هایی از شیل‌های زغالدار در این توالی رسوبی یافت می‌شوند. با توجه به مطالعات پالینولوژی صورت گرفته (نقشه میامی: Amini Chehragh، فاقد سال انتشار)، مطالعات سن‌سنجی صورت گرفته توسط (Hassanzadeh et al. (2008). سن اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین برای این توالی رسوبی در نظر گرفته شده است. لازم به ذکر است که فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس (شاخه سبزوار- درونه) در زمان کرتاسه، با بسته شدن حوضه رسوبی-آتشفشانی همچنان ادامه دارد. در منطقه تروود- احمدآباد، رخنمون‌های ژوراسیک

میانی تا اواخر کرتاسه کمتر مشاهده شده است. اما در جنوب سبزوار، وجود فسیل *Muricohedbergella Planispira*, *Whiteinella Archaeo Cretacea* متعلق به سنومانین پسین- کنیاسین مؤید سن کرتاسه بالایی حوضه رسوبی در جنوب سبزوار می باشد (شکل ۶-۱۶).

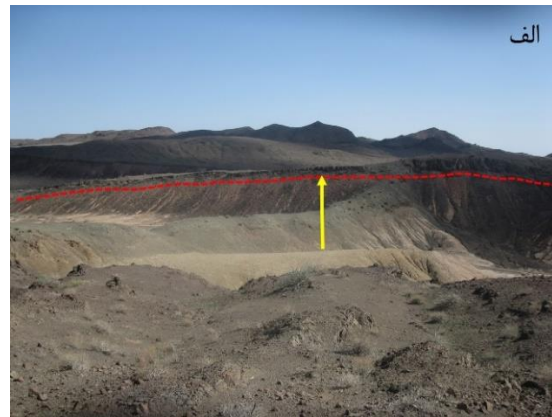


شکل ۶-۱۶: فسیل‌های متعلق به کرتاسه بالایی در مقطع میکروسکوپی.

در ادامه در ائوسن میانی، مجموعه آتشفشانی-رسوبی ائوسن، تحت تأثیر رژیم تکتونیکی تراکمی کوتاه مدت قرار گرفته، چین خورده، گسل خورده، درهم ریخته و دگرگونی درجه پایینی را متحمل شده است (شکل ۶-۱۷). تعدادی از مجاری تغذیه کننده حوضه‌های رسوبی-آتشفشانی به صورت دایک (در منطقه جنوب غرب سهل) مشاهده می‌شوند. طول این دایک‌ها گاهی تا چند صد متر و عرض آنها تا چند متر می‌رسد (شکل ۶-۱۸). حضور آنالسیم در سنگ‌های بازالتی، شاهدی بر دگرگونی مورد نظر است و معرف زون زئولیت و دگرگونی در حد رخساره زیر شیست سبز می‌باشد. لازم به ذکر است، این نوع دگرگونی را می‌توانیم دگرگونی تدفینی یا دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین به حساب آوریم.



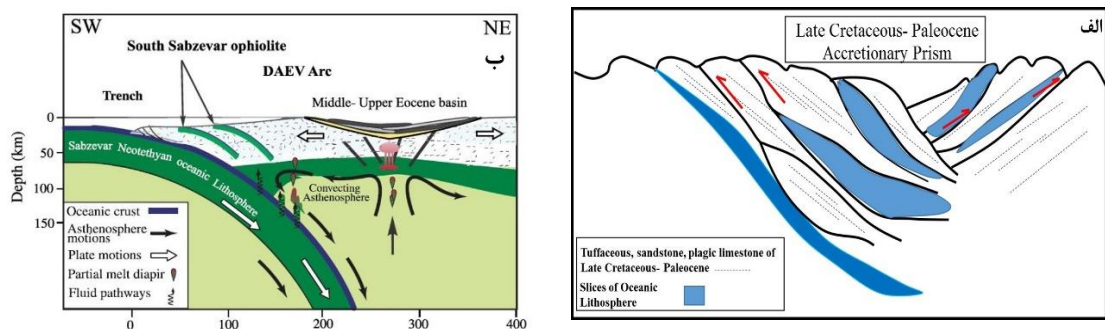
شکل ۶-۱۷: تصویری از حضور نمونه دستی آنالسیم در درون بازالت‌ها (الف) و مقطع میکروسکوپی (Anl) علامت اختصاری کانی آنالسیم (ب).



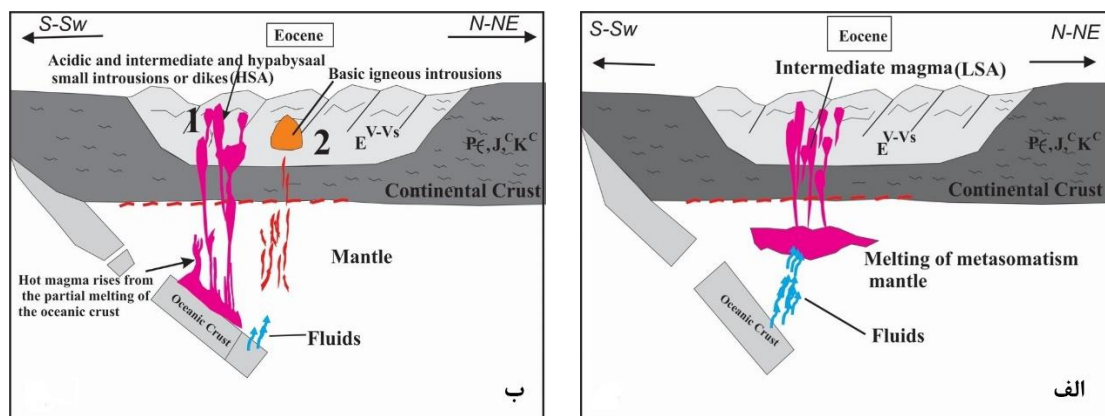
شکل ۶-۱۸: تصاویری از دایک‌های تغذیه کننده. الف: دور نمایی از یک دایک تغذیه کننده با امتداد شرقی-غربی. ب: نمای نزدیکی از یک دایک تغذیه کننده روانه‌های بازالتی دارای امتداد شمالی-جنوبی (دید به سمت جنوب).

این مجموعه توسط رسوبات آهکی و آهکی مارنی حاوی نومولیت، دوکفه‌ای، شکم‌پایان پوشیده شده‌اند و گاهی هم در بین توالی رسوبی-آتشفشانی ائوسن دیده می‌شوند. علاوه بر مناطق سهل، رژه و احمدآباد، در منطقه پهنواز در جنوب بیارجمند از توابع شاهرود، توالی ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن رخنمون دارند. در طی بسته شدن حوضه رسوبی-آتشفشانی ائوسن میانی به صورت محلی، فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس (شاخه سبزوار- درونه) به درون گوه گوشته‌ای ادامه دارد. اگر فرورانش ادامه یابد، شواهدی از ماگماتیسم حاشیه قاره‌ای را در معرض دید قرار می‌دهند. با دور شدن از محل بسته شدن و فرورفتن ورقه اقیانوسی و رسوبات همراه آن به اعماق بیشتر و سپس ذوب شدن ورقه اقیانوسی و بخش گوشته‌ای بالای آن، شانس تشکیل سنگ‌های آذرین نفوذی (درونی)، بیرونی و سنگ‌های دگرگونی بیشتر می‌شوند. در منطقه مورد مطالعه، با ادامه فرورانش در ائوسن میانی،

گوه گوشته‌ای بالای ورقه فرورانده شده بر اثر آزدایی ورقه اقیانوسی تحت تأثیر قرار گرفته و ذوب شده است و سنگ‌هایی با ترکیب آداکیتی کم سیلیس (LSA) را بوجود آورده است. برخی مناطق گوه گوشته‌ای بالای ورقه فرورونده که کمتر تحت تأثیر سیالات حاصل آزدایی ورقه اقیانوسی، قرار گرفته‌اند، به طور محلی ذوب شده‌اند و ماگماهای با ترکیب بازالتی یا معادل آنها، الیوین گابرویی و گابرویی را به وجود آورده‌اند که منطقه تاریک‌دره نمونه بارزی از آنها می‌باشند. با ادامه فرورانش و ذوب ورقه اقیانوسی آبدار فرورونده در بخش‌های عمیق‌تر، ماگمای آداکیتی پر سیلیس (HSA) تشکیل می‌شوند. میانگین سنی بدست آمده از این سنگ‌ها که به صورت گنبد‌های نیمه عمیق و دایک ظاهر شده‌اند، $41/4 \pm 0/3$ و $35/5 \pm 0/3$ میلیون سال است، که متعلق به ائوسن میانی تا پایانی می‌باشند. در انتهای این فصل بر اساس مطالعات صحرایی و یافته‌های ژئوشیمیایی الگوی ژئودینامیکی (نوار ماگمایی ترود-احمدآباد) ترسیم شده است (شکل ۶-۱۹).



شکل ۶-۱۹: الگوی تحولات زمین‌ساختی- ماگمایی نوار ماگمایی ترود-احمدآباد (شمال زون ساختاری ایران مرکزی).
الف: حاکم شدن محیط تکتونیکی فشارشی و ادامه فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس در محدوده کرتاسه میانی-
بالایی (سنگ‌های نفوذی گابرویدیوریت جنوب سبزوار با سن ۱۰۰ میلیون سال نشان داده شده است). ب: باز شدن
حوضه رسوبی- آتشفشانی با حاکم شدن رژیم کششی (اواخر پالئوسن- اوایل ائوسن) (مدل ارائه شده توسط Ghasemi
and Rezaei, 2015



ادامه شکل ۶-۱۹: الف: ذوب شدن گوشته بالای ورقه فرورونده تحت آزدایی ورقه اقیانوسی فرورونده. ب: ادامه فرورانش و ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده. ۱: تشکیل ماگمای آداکیتی پر سیلیس. ۲: مذاب گابرویی حاصل از ذوب گوه گوشته‌ای بالای ورقه اقیانوسی فرورونده شده.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با سایر آداکیت‌های ایران و جهان در جدول ۶-۲ ارائه شده است (جمالی، ۱۳۹۳). این مقایسه بیانگر آن است که این آداکیت‌ها بسیاری از ویژگی‌های آداکیت‌های مرتبط با ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده (آداکیت‌های سیلیس بالا) و گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده (آداکیت‌های سیلیس پایین: در حقیقت از ذوب پریدوتیت گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده با مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده که با گوه گوشته‌ای دچار واکنش شده‌اند، حاصل می‌شوند) را نشان می‌دهند.

جدول ۶-۲: مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با چند مورد از آداکیت‌های ایران.

ویژگی مورد بررسی	آداکیت‌های منطقه رژه	آداکیت‌های باشتین (شمال غرب- غرب سبزوار)	آداکیت‌های جنوب قوچان	آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند	آداکیت‌های منطقه مقیسه	آداکیت‌های شهر فیروزه (غرب نیشابور)
SiO ₂ (wt. %)	۵۹/۰۲ ۵۱/۳۸	≥ 69.3	≥ 61.3	56-61.5	64.9-70	60.09-67.86
Al ₂ O ₃ (wt. %)	۱۶/۷۸ ۱۵/۲۶	≤ 17.66	≥ 16.38	15-17	15.84-17.37	≥ 16.38
MgO(wt. %)	۹/۰۹ ۳/۹	≤ 4.98	≤ 3.5	1.3-3.5	0.68-2.87	1.67-3.37
Na ₂ O (wt. %)	۵/۰۱ ۳/۳۳	۴-۶	3.7-6.5	3.5-4.5	4.04-4.74	4.6-6.92
K ₂ O (wt. %)	۳/۴۶ ۲/۴۷	میانگین 3	0.7-3.4	2.5-5	1.33-1.60	1.45-1.98
Sr (ppm)	۱۰۲۱ ۴۷۹	≥ 497	130-730	598-1100	487-771	219-994
Y (ppm)	۱۴/۵ ۱۰/۶	≤ 15	≥ 18.6	14-20	5-10	≤ 1.86
Sr/Y	۴۱-۸۰	20≤	میانگین 46.57	میانگین 19.3	82-133	21-88
Yb (ppm)	۱/۴۴ ۱۰/۳	1.9≥	1.54≤	میانگین 1.9	0-1	1-1.67

La/Yb	۹-۱۴	16 ≤	میانگین 25.6	میانگین 19.8	45-72	7-11
HFSE (Nb,Ta)	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE
Rb/La	۴/۳۵	میانگین 10.5	میانگین 1.8	میانگین 2.6	0.54-1.04	میانگین 1.7
Ba/La	۲۸/۲۳	میانگین 84	میانگین 1.8	میانگین 12	23-32.2	18.5
منبع	جمالی (۱۳۹۳)	صالحی نژاد (۱۳۸۷)	تنها (۱۳۸۸)	دلاور (۱۳۸۹)	فتح آبادی (۱۳۹۳)	دهنوی (۱۳۸۸)

ادامه جدول ۶-۲: مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با چند مورد از آداکیت‌های ایران و جهان.

ویژگی مورد بررسی	آداکیت‌های منطقه رزه	کمپلکس آداکیتی در Xuelongbao جنوب چین	آداکیت‌های دابی (چین مرکزی)	آداکیت‌های جنوب تبت	آداکیت‌های کمان آتشفشانی کیوشو (جنوب غرب ژاپن)	آداکیت‌های شمال غربی کراتون غرب آفریقا
SiO ₂ (wt.%)	۵۹-۵۱,۳	۷۲-۶۲	۵۷-۶۳/۵	-۷۱/۰۳ ۵۱/۰۸	۶۳-۶۸	۵۰-۷۳
Al ₂ O ₃ (wt.%)	۱۵/۸۴-۱۷/۳۷	۱۴/۳-۱۷/۷	-۱۶/۳ ۱۴/۳	-۱۷/۶۸ ۱۵/۴۷	۱۵/۱۵	۱۳-۱۹/۷
MgO(wt.%)	۰/۶۸-۲/۸۷	۰/۲-۲/۳	-۴/۵۵ ۲/۱۳	۰/۶۷-۵/۲	4.5 ≤	۰/۸-۰/۱۵
Na ₂ O (wt.%)	۴/۰۴-۴/۷۴	۴/۱-۶/۷	-۴/۱۸ ۳/۹	۲/۸۵-۵/۵۳	۳۶	۲-۶/۴
K ₂ O (wt.%)	۱/۳۳-۱/۶۰	۰/۴-۱/۹	-۳/۴۸ ۲/۵	۲/۳۶-۶/۸۹	۲ ≤	۰/۲-۱/۳
Sr (ppm)	۴۸۷-۷۷۱	۳۲۰-۷۷۵	-۷۸۰ ۵۸۰	۶۷۵-۱۳۰۹	۷۰۰-۱۰۰۰	۱۰۸-۴۹۸
Eu منفی	فقدان آنومالی Eu	آنومالی منفی Eu	آنومالی منفی Eu	آنومالی منفی Eu	آنومالی منفی Eu	آنومالی منفی Eu
Y (ppm)	۵-۱۰	میانگین ۵/۴	۱۳-۲۱	۴/۴۳-۱۶/۷	میانگین ۲۰	کمتر از ۲۱/۴
Sr/Y	۸۲-۱۳۳	میانگین ۱۲۲/۷	۳۰/۵-۴۹	میانگین ۱۰۶/۴	۲۰-۸۰	۲۵ (میانگین)
Yb (ppm)	۰-۱	۰/۵	۱/۲-۱/۹	۰/۳۹-۱/۵۳	۱ ≤	کمتر از ۲
La/Yb	۴۵-۷۲	میانگین ۲۲/۵	میانگین ۳۰	میانگین ۵۵	میانگین ۲۵	۹/۲ (میانگین)
HFSE(Nb,Ta)	کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE
Rb/La	۰/۵۴-۱/۰۴	میانگین ۶/۲	میانگین ۳	میانگین ۱/۹	میانگین ۲/۲	۱/۳ (میانگین)
Ba/La	۲۳-۲۲/۲	میانگین ۱۰۴/۵	۱۵-۶۰	۱۹/۸۸ میانگین ن	۱۶/۷	۲۱/۵ (میانگین)
منبع	ساداتی جمالی ۱۳۹۳	Zhou et al. (2006)	Wang et al. (2007)	Guan et al. (2012)	Kamei (2004)	Beraaouz et al. (2004)

۶-۹: نتیجه‌گیری

طبق نمودار تغییرات ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr اولیه در مقابل εNd، نمونه‌ها در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش یافته سنوزوئیک قرار می‌گیرند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، نشان دهنده نقش فرایندهای مؤثر (تبلور تفریقی، هضم و آلیش پوسته‌ای) در تحول ماگمای

سازنده سنگ‌های این منطقه می‌باشند. مقایسه آداکیت‌های این نوار ماگمایی با آداکیت‌های مطالعه شده در سایر نقاط ایران و جهان، بیانگر آن است آداکیت‌های پرسیلیس به عنوان مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته با ترکیب گارنت آمفیبولیتی در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر می‌شوند، که بیشتر در طی عبور از گوه گوشته‌ای با آن واکنش داده‌اند. در این مذاب‌ها در هنگام بالآمدگی و برهم‌کنش با پریدوتیت گوشته‌ای، ترکیب عناصر اصلی تغییر می‌کند اما دیگر ویژگی‌ها مانند نسبت عناصر خاکی کمیاب کمتر تغییر می‌کند. ویژگی‌های زمین شیمیایی به همراه سرشت سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی این منطقه، ریشه گرفتن ماگمای آداکیتی کم سیلیس سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای پریدوتیتی متاسوماتیسم شده همراه با مشارکت سیال‌های آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده (شاخه سبزوار- درونه) را تأیید می‌کند.

ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی، حاصل گوشته بالای ورقه اقیانوسی فرورونده شده می‌باشد. سنگ‌های گابرویی در این منطقه از Ni غنی (۱۰ تا ۳۹ ppm) و از Ti و عناصر آلکالی فقیر می‌باشند، که شاخص محیط‌های فرورانش می‌باشد. بنابراین بر اساس شواهد صحرایی و نتایج تجزیه شیمیایی، ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه از گوشته بالای ورقه اقیانوسی فرورانش یافته شاخه سبزوار- درونه حاصل شده است. با توجه به حضور انواع آنکلاوهای هم منشأ (مانند آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، لخته‌های مافیک و اتولیت‌ها) و غیر هم منشأ (مانند آنکلاوهای گنیسی، آمفیبولیتی، میکاشیستی، توفی ماسه‌سنگی و ...) ماگماهای سازنده آداکیت‌های مورد مطالعه، در هنگام بالا آمدگی دچار تبلور تفریقی، هضم و آرایش پوسته‌ای شده‌اند. این آنکلاوها شواهد آشکاری برای اختلاط ماگمایی و آرایش پوسته‌ای هستند.

فصل هفتم
نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۷-۱: نتایج حاصل از مطالعات انجام شده در نوار ماگمایی ترود - احمدآباد.

مهمترین نتایج حاصل از این رساله:

- پیکره‌های سنگی موجود در نوار ماگمایی ترود- احمدآباد (جنوب و جنوب شرق شاهرود) شامل پیکره دگرگونی، رسوبی و آذرین نیمه عمیق می‌باشند. این پیکره‌ها دارای طیف سنی اواخر نئوپروتروزوئیک تا اواخر میوسن می‌باشند. در منطقه مورد مطالعه قدیمی‌ترین رخنمون‌های سنگی متعلق به اواخر نئوپروتروزوئیک هستند و دارای طیف سنگی گنیس، گرانیت و لوکوگرانیت، آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت و ... می‌باشد. پیکره‌های رسوبی مشتمل بر واحدهای آهکی، کنگلومرایی و بخش‌های رسوبی-آتشفشانی می‌باشد. پیکره‌های ماگمایی موجود در نوار ماگمایی ترود- احمدآباد در دو منطقه رزوه و احمدآباد تمرکز یافته‌اند، که شامل سنگ‌های حدواسط، اسیدی و بازیک (گابرویی) می‌باشند. مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک نیز مؤید وجود گروه‌های سنگی حدواسط، اسیدی و بازیک در این نوار ماگمایی می‌باشد. این توده‌های آذرین با توجه به عمق جایگزینی خود، ویژگی‌های حدواسط بین سنگ‌های آذرین درونی و نفوذی نیمه عمیق (گنبد و دایک و سیل) را نشان می‌دهند. در منطقه جنوب سهل، غرب و شمال غرب احمدآباد حدود ۲۰ گنبد با ترکیب تراکی داسیت، تراکی آندزیت و تراکی آندزی بازالتی وجود دارند و تعداد زیادی دایک و همچنین تعدادی سیل با طیف ترکیبی مشابه سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن را قطع کرده‌اند.

- با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند میزان HREE پایین و LREE بالا به همراه سایر ویژگی‌ها از جمله Na_2O ، SiO_2 بیش از ۳ درصد، Al_2O_3 بیش از ۱۶ درصد، Yb پایین تر از $1/8$ پی پی ام، Y کمتر از ۱۸ پی پی ام، نبود آنومالی منفی Eu، آنومالی منفی Nb و آنومالی مثبت Sr و نسبت K_2O به Na_2O (0.226 تا 1.006 ppm) شباهت سنگ‌های آذرین نیمه عمیق مورد مطالعه نوار ماگمایی ترود- احمدآباد که شامل آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و تراکی داسیت به سنگ‌های آداکیتی آشکار می‌باشد. سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه نوار ماگمایی ترود- احمدآباد بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، به دو گروه HSA (آداکیت‌های سیلیس بالا) و LSA (آداکیت‌های سیلیس پایین) تقسیم می‌شوند. آداکیت‌های

پرسیلیس به عنوان مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته با ترکیب گارنت آمفیبولیتی در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر می‌شوند، که بیشتر در طی عبور از گوه گوشته‌ای با آن واکنش داده‌اند. در این مذاب‌ها در هنگام بالآمدگی و برهم کنش با پریدوتیت گوشته‌ای، ترکیب عناصر اصلی تغییر می‌کند اما دیگر ویژگی‌ها مانند نسبت عناصر خاکی کمیاب کمتر تغییر می‌کند. ویژگی‌های زمین شیمیایی به همراه سرشت سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی این منطقه، ریشه گرفتن ماگمای آداکیتی کم سیلیس سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای پریدوتیتی متاسوماتیسم شده همراه با مشارکت سیال‌های آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده (شاخه سبزوار- درونه) را تأیید می‌کند.

ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی، حاصل گوشته بالایی ورقه اقیانوسی فرورونده شده می‌باشد. سنگ‌های گابرویی در این منطقه از Ni غنی (۱۰ تا ۳۹ ppm) و از Ti و عناصر آلکالی فقیر می‌باشند، که شاخص محیط‌های فرورانش می‌باشد. بر اساس شواهد صحرایی و نتایج تجزیه شیمیایی، ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه از گوشته بالای ورقه اقیانوسی فرورانش یافته شاخه سبزوار- درونه حاصل شده است. با توجه به حضور انواع آنکلاوهای هم منشأ (مانند آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، لخته‌های مافیک و اتولیت‌ها) و غیر هم منشأ (مانند آنکلاوهای گنیسی، آمفیبولیتی، میکاشیستی، توفی ماسه‌سنگی و ...) ماگمای سازنده آداکیت‌های مورد مطالعه، در هنگام بالا آمدگی دچار تبلور تفریقی، هضم و آرایش پوسته‌ای شده‌اند. این آنکلاوها شواهد آشکاری برای اختلاط ماگمایی و آرایش پوسته‌ای هستند. علاوه بر این نمودارهای هارکر نشان دهنده نقش فرایندهای مؤثر (تبلور تفریقی، هضم و آرایش پوسته‌ای) در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های این منطقه می‌باشند. میزان CaO و TiO_2 , P_2O_5 , MnO , Fe_2O_3 , MgO با افزایش مقدار سیلیس، کاهش می‌یابد. همچنین روند منفی عناصر Ni و Co در برابر سیلیس نشانه تبلور تفریقی ماگما می‌باشد. تغییرات $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در برابر Rb/Zr (Esperanca et al., 1992) اشاره به نقش جدایش بلوری به همراه هضم و آرایش ماگمایی در طی تحول ماگمای سازنده سنگ‌های نیمه عمیق و نفوذی مورد مطالعه دارد. همچنین

نمودار Rb/Th در برابر Th (Pearce, 1983) جهت نشان دادن ترکیب فرایند جذب و تبلور تفریقی (AFC) در برابر تبلور تفریقی (FC) در تحول ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشد. نسبت Th/U در پوسته بالایی در حدود ۳/۸ است (Rudnick and Gao, 2003) و در نمونه‌های منطقه این نسبت بین ۲ تا ۴/۵ است که بیانگر تأثیر آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه می‌باشد. الگوی تفریق یافته عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های منطقه نیز نشانگر حضور گارنت و آمفیبول در ناحیه منشأ است. نشانه و اثر گارنت را در ناحیه منشأ می‌توان از روی مقدار عناصر HREE نسبت به LREE، مقادیر پایین Yb و Y و نسبت بالای Sr/Y تشخیص داد. زیرا گارنت با حفظ عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) در خود، مقدار آنها را در مذاب کاهش می‌دهد و در نتیجه الگوی عناصر خاکی کمیاب، روندی شیب‌دار پیدا می‌کند. غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک و تهی‌شدگی از عناصر کمیاب سنگین از خصوصیات سنگ‌های کالک آلکالن حاشیه قاره‌ای می‌باشد که در سنگ‌های این نوار ماگمایی به چشم می‌خورد.

- تخمین دما و فشار تبلور این کانی‌ها پس از بررسی شیمی کانی‌ها حاصل گردید. این نتایج شامل:

آنالیز میکروپروب الکترونی بر روی ۲۴۵ نقطه آمفیبول، ۳۷۰ نقطه پلاژیوکلاز، ۵۱ نقطه پیروکسن و ۵۰ نقطه کانی اپک صورت گرفته است. آمفیبول در آندزیت‌های منیزیم‌دار در محدوده بین پارگازیت تا هاستینگزیت منیزیم‌دار می‌باشد. آمفیبول موجود در سنگ‌های داسیتی و آندزیتی در محدوده هورنبلندهای منیزیم‌دار قرار می‌گیرند. بر اساس مقدار Al^{IV} و Fe^{+3} در واحد فرمول، آمفیبول‌ها در حدواسط پارگازیت تا هاستینگزیت منیزیم‌دار قرار می‌گیرند. در پارگازیت برخلاف هاستینگزیت منیزیم‌دار مقدار Al^{IV} بیشتر از Fe^{+3} می‌باشد. بر اساس تمرکز Mg و Fe^{+3} و Si آمفیبول‌های موجود در تراکی داسیت و تراکی آندزیت و لخته‌های مافیک ترکیب چرماکیت تا هورنبلند منیزیم‌دار دارند. با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های تجزیه شده محیط تکتونیکی آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌های آذرین مرتبط با محیط‌های فرورانش می‌باشد. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که تمامی نقاط تجزیه شده در محدوده دپوسید تا اوژیت واقع می‌شوند. پلاژیوکلازها در کلیه گروه‌های سنگی در محدوده آلبیت تا آندزین و لابرادوریت قرار گرفته‌اند.

- تحلیل فشار- دماسنجی آمفیبول، نشان می‌دهد که نتایج دما - فشارسنجی با یکدیگر همپوشانی دارند. محاسبات نشان می‌دهند که تبلور آمفیبول‌های هاستینگزیت منیزیم بالا و چرماکیت در آندزیت‌های نوار ماگمایی ترود- احمدآباد در دمای ۸۵۰ تا ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد با بیشترین فراوانی ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد تحت فشار لیتوسفر ۲ تا ۶ کیلوبار با بیشترین فراوانی ۶ کیلوبار صورت گرفته‌است. هورنبلندهای منیزیم‌دار داسیت در دمای ۹۲۰ تا ۹۷۰ درجه سانتی‌گراد با بیشترین فراوانی دمایی ۹۶۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۴/۵ با بیشترین فراوانی ۳/۵ کیلوبار متبلور شده‌اند. آمفیبول‌های موجود در لخته‌های مافیک (لخته‌های واجد پیروکسن و آمفیبول)، دما و فشار ۸۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴/۲ تا ۸/۲ کیلوبار متبلور را نشان می‌دهند که بیشترین فراوانی آنها به ۶۷۹ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶/۲ کیلوبار معطوف می‌گردد. دماهای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد، که عملاً در زیر دمای سولیدوس قرار می‌گیرند، معرف دماهای توقف تبادلات ژئوشیمیایی (کاتیونی) می‌باشند. با در نظر گرفتن ارتباط بین عمق و فشار (Putirka, 2003)، عمق تبلور ماگما، کمتر از ۳۰ کیلومتر با در نظر گرفتن چگالی ۲/۶۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب می‌باشد.

- نتایج دما- فشارسنجی انجام شده بر روی پیروکسن نشانگر این است که تبلور ماگما در دمای ۱۰۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد با بیشترین فراوانی دمایی حدود ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد و در فشار ۲ تا ۱۰ کیلوبار با بیشترین فراوانی فشار ۹ کیلوبار برای نمونه‌های آندزیت بازالتی و برای نمونه‌های گابرویی در دمای حدود ۱۰۸۰ تا ۱۲۳۰ درجه سانتی‌گراد با فراوانی دمایی ۱۱۸۵ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۹ کیلوبار با فراوانی ۴/۸ تا ۵ کیلوبار صورت گرفته‌است.

- نسبت‌های ایزوتوپی در یک ماگما مشخص کننده ناحیه منشأی هستند که ماگما از آنجا سرچشمه گرفته‌است. مقادیر نسبت‌های اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در محدوده ۵۱۲۷۷۵/ تا ۵۱۲۸۹۳/ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین ۷۰۳۷۴۶/ و ۷۰۵۳۱۴/ قرار دارد. مقدار ϵNd در این سنگ‌ها بالا و مثبت (۳/۶۹+ تا ۶+) می‌باشد. سنگ‌های آذرین نوار ماگمایی ترود - احمدآباد طبق نمودار تغییرات $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه در مقابل ϵNd در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش یافته سنوزوئیک قرار می‌گیرند.

- با توجه به مجموع داده‌های سنی برای این گروه‌های سنگی در نوار ماگمایی ترود- احمدآباد، محدوده سنی $۳۵/۵ \pm ۲$ تا $۴۱/۴ \pm ۰/۳$ میلیون سال در نظر گرفته شده است. بر اساس مقایسه این سن‌های بدست آمده با جدول زمانی زمین شناسی، سن این سنگ‌ها معادل با ائوسن میانی- بالایی (لوتسین، بارتونین- پری‌آبونین) می‌باشد.

۷-۲: پیشنهادات

۱- با تحقیقات گسترده و جامع تر در منطقه مورد مطالعه در زمینه ساختاری و مقایسه این نوار ماگمایی با مناطق مجاور و مناطق مشابه در دنیا به یقین می‌توان در مورد ساختار تشکیل گنبد‌های نیمه عمیق، دایک و سیل‌ها در این نوار ماگمایی اطمینان بیشتری حاصل کرد.

۲- وجود دگرسانی‌های موجود در سنگ‌های موجود در نوار ماگمایی ترود- احمدآباد، روزنه امیدی برای پی‌جویی عناصر اقتصادی از جمله مس در این منطقه است و زمینه اکتشافی مناسبی در آینده جهت پی‌جویی کانی‌های اقتصادی فراهم می‌کند. بنابراین این منطقه از لحاظ بررسی‌های اقتصادی می‌تواند حائز اهمیت باشد.

پیوست

Rb/Zr	0.58	0.61	0.51	0.61	0.73	0.87	0.82	0.93	0.82	1.06	0.72	0.9	0.44	0.73	0.73
La/Nb	5.09	5.03	5.57	4.58	4.65	4.95	4.25	4.26	4.78	4.4	4.3	4	4.1	3.7	4.5
Sr/Y	50.3	72.0 8	57.3	97.1 7	56.9	80.4	38.2	66.1	41.3	60.9	58.2	63.7	68.2	69.0 3	69.7
Rb/Th	16.08	16.0 3	13.6	20	25.0 4	27.4	28.7	35.8	27.1	43.5	23.5769 2	32.4166 7	24.62 5	28.0 8	25.5 6
Eu/Eu*	0.91	0.93 2	0.95	0.93 4	0.89 5	0.919	0.903	0.94 2	0.96 7	1.03 3	0.907	0.945	0.912	1.01 9	0.91 3
Rb/Nb	12.9	13.6	12.6	14.6	19	24.04	25.1	23.4	18.6	27.8	20.4	23.5	13.1	18.4	19.9
Dy/Yb	1.95	2.12	2.09	1.8	1.87	2	1.87	1.89	2.11	1.87	1.85	1.8	1.76	1.99	1.84
K ₂ O/Na ₂ O	0.54	0.54	0.49	0.49	0.52	0.61	0.51	0.57	0.69	0.57	0.73	0.72	0.38	0.8	0.68

ادامه جدول ۱-۴

Sample	S-16	S-17	S-18	S-19	S-20	S-21	S-22	S-23	S-24	S-25	S-26	S-27	S-28	S-29
SiO ₂	58.33	58.51	58.91	59.02	59.46	59.71	59.72	60.25	60.63	61.58	62.91	63.41	49.31	51.06
Al ₂ O ₃	15.78	16.2	17.92	16.06	17.16	17.54	17.54	17.26	16.07	17.03	16.77	15.32	18.55	17.15
Fe ₂ O ₃	6.01	6.7	4.81	6.37	4.35	4.44	4.76	4.63	4.1	4.39	3.6	3.97	10.32	9.01
MgO	4.1	3.94	1.84	4.31	2.46	2.18	2.56	2.66	2.8	2.15	1.57	1.55	5.01	4.1
CaO	5.82	6.31	7.83	5.69	5.14	5.8	6.26	4.87	4.51	5.84	6.24	5.86	9.73	7.72
Na ₂ O	3.48	3.68	4.04	3.94	4.77	4.93	4.5	4.79	4.52	3.57	3.5	4.5	2.73	3.92
K ₂ O	3.5	3.04	1.21	2.98	1.08	1.12	1.07	1.13	2.73	1.05	0.87	1.98	2.07	1.93
TiO ₂	0.44	0.46	0.7	0.45	0.53	0.5	0.58	0.53	0.43	0.5	0.39	0.41	0.96	0.86
P ₂ O ₅	0.24	0.26	0.3	0.23	0.31	0.32	0.34	0.3	0.21	0.2	0.12	0.21	0.35	0.31
MnO	0.1	0.11	0.05	0.12	0.06	0.08	0.09	0.07	0.06	0.08	0.06	0.07	0.22	0.21
LOI	2	0.79	2.1	0.83	4.5	3.1	2.3	3.3	3.7	3.4	3.8	2.5	0.5	3.5
Sum	99.76	99.21	99.74	99.17	99.75	99.75	99.76	99.79	99.77	99.82	99.85	99.79	99.72	99.76
Sc	16	17	13	16	7	6	8	7	8	8	7	7	24	20
Ba	364	395	295	352	271	334	284	276	385	240	186	364	195	214
Co	17.2	19	10.2	15.9	10.8	9.9	12.6	11.9	12.5	10	9.4	10.4	28.4	22.4
Ni	14.3	12.3	16.2	18.5	10.1	24.8	17.1	11.9	25.4	8.3	10.9	10	12.2	10.8
Cu	63.3	181.4	43.1	50.8	52.7	50.3	57.3	15.2	30.2	43.2	44.8	39.5	147.1	53.5
Au	1.0	0.9	1.0	<0.5	2.3	2.3	<0.5	<0.5	1.6	<0.5	1.9	1.9	0.8	1.4
Cs	0.6	2.3	0.2	2.3	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.5	0.2	0.2	0.8	0.6
Ga	12.6	13.8	19.5	13.5	18.5	19.8	17.5	19.5	16.2	17.7	18.2	16.1	18.8	16.9
Hf	2	2.4	2.4	2	2.3	2.7	2.5	2.4	2	1.9	1.7	2.2	2	2.6
Nb	3	3.7	7.4	3	5.5	15	5.9	5.3	2.9	4.3	2.6	2.8	3.3	4.7
Rb	86.2	71.7	14.6	63.3	15.6	17.9	14.9	16	55.6	15	12.5	36.6	44.2	40.2
Sr	741.1	909.6	1219	709.2	930.4	1135.9	1018.7	901.8	984.8	822.6	707.1	1046.9	699.9	733
Ta	0.3	0.2	0.4	0.2	0.3	0.8	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3
Th	2.5	2.5	3.2	2.7	2	3.8	2.1	2	2.2	1.6	1.2	2.2	1.8	2.2
U	0.9	1	1.2	0.9	0.6	1.2	0.6	0.6	1	0.7	0.6	0.5	0.4	0.6
V	146	155	158	155	89	83	103	94	61	95	94	41	283	186
Zr	83.6	92.8	90.3	79.7	89.2	123.3	95.8	91.6	78.9	67.1	59.5	78.4	68.7	97.8
Y	10.8	12.3	7.9	10.8	6.5	6.9	7.6	6.9	5.6	6	5.2	6.3	20	20.1

ادامه جدول ۱-۴

Sample	S-16	S-17	S-18	S-19	S-20	S-21	S-22	S-23	S-24	S-25	S-26	S-27	S-28	S-29
La	14.3	14.7	8.7	13.8	11.4	20.9	24.4	17.6	17.8	17.3	11.6	8.3	15.7	15.1
Ce	20.3	26	37.5	23.3	33.4	42.2	33.9	33.6	28.9	20.7	15.3	27.4	27.6	27.7
Pr	2.78	3.48	4.56	2.97	4.13	4.88	4.25	4.14	3.36	2.58	1.83	3.27	3.85	3.69
Nd	11.9	13.6	18	12.8	16.5	18.5	17	15.4	13.4	10.3	6.8	12.6	17	16.2

Sm	2.67	2.98	2.95	2.58	2.87	2.98	2.92	2.8	2.41	1.88	1.43	2.18	4.02	3.58
Eu	0.78	0.94	0.93	0.77	0.89	0.93	0.98	0.9	0.69	0.66	0.51	0.7	1.35	1.18
Gd	2.55	2.92	2.43	2.39	2.32	2.23	2.39	2.13	1.98	1.66	1.41	1.84	4.15	3.92
Tb	0.36	0.41	0.33	0.34	0.28	0.29	0.3	0.29	0.23	0.24	0.19	0.23	0.67	0.6
Dy	1.98	2.17	1.74	2.04	1.42	1.41	1.52	1.46	1.28	1.19	1.09	1.08	3.67	3.55
Ho	0.37	0.46	0.29	0.41	0.26	0.25	0.24	0.26	0.22	0.22	0.22	0.24	0.75	0.73
Er	1.07	1.32	0.77	1.09	0.64	0.7	0.66	0.7	0.56	0.7	0.53	0.59	2.22	2.17
Tm	0.16	0.2	0.11	0.16	0.08	0.1	0.1	0.09	0.09	0.1	0.08	0.1	0.31	0.3
Yb	1.08	1.33	0.77	1.07	0.63	0.58	0.66	0.65	0.68	0.66	0.57	0.59	2.07	2.12
Lu	0.19	0.2	0.1	0.17	0.09	0.11	0.1	0.09	0.09	0.1	0.08	0.09	0.32	0.35
Rb/Y	7.98	5.82	1.84	5.86	2.4	2.59	1.96	2.31	9.92	2.5	2.4	5.8	2.21	2
Nb/Y	0.27	0.3	0.93	0.27	0.84	2.17	0.77	0.76	0.51	0.71	0.5	0.44	0.16	0.23
Rb/Zr	1.03	0.77	0.16	0.79	0.17	0.14	0.15	0.17	0.7	0.22	0.21	0.46	0.64	0.41
La/Nb	2.9	3.7	2.8	3.8	3.1	1.6	3	3.3	5.4	2.6	3.1	5.3	4	2.8
Sr/Y	68.6	73.9	154.3	65.6	143.1	164.6	134	130.6	175.8	137.1	135.9	166.1	34.9	36.4
Rb/Th	34.48	28.68	4.5625	23.4	7.8	4.7	7.09	8	25.2	9.3	10.4	16.6	24.5	18.2
Eu/Eu*	0.913	0.927	0.919	0.98	1.068	0.953	1.06	1.109	1.14	1.133	0.971	1.148	1.016	0.968
Rb/Nb	28.7	19.3	1.9	21.1	2.8	1.1	2.5	3.01	19.1	3.4	4.8	13.07	13.3	8.5
Dy/Yb	1.83	1.63	2.25	1.9	2.25	2.43	2.3	2.24	1.88	1.8	1.91	1.83	1.77	1.67
K ₂ O/Na ₂ O	1	0.82	0.29	0.75	0.22	0.22	0.23	0.23	0.6	0.29	0.24	0.44	0.75	0.49

ادامه جدول ۱-۴

Sample	FY-52	FY-2-2	FY-51	FY-35	FR-63	FR-28	FR-20	FR-6	FR-11	FY-7	FY-33	FR-26	MF-21	FR-32
SiO ₂	48.5	59.8	48.9	61.4	56.8	54.4	55.9	45.5	52.6	61.6	62	53.6	45.6	45
Al ₂ O ₃	18.55	18.7	18.65	19.05	17.5	18.75	17.3	18.3	20.5	17.1	18.55	18.1	16.1	17.3
Fe ₂ O ₃	11.2	4.38	11.1	4.55	6.83	7.03	7.04	9.81	6.2	4.82	4.59	7.29	9.09	10.95
MgO	5.24	1.66	5.23	2.02	3.21	3.6	3.79	5.18	2.44	2.74	2.33	4.22	3.43	8.09
CaO	8.31	4.88	8.3	5.78	5.86	7.3	6.33	7.84	3.64	5.09	5.46	6.87	12.65	10.65
Na ₂ O	3.38	4.38	3.4	3.78	3.65	4.22	3.88	5	6.05	4.92	4	5.3	2.16	3.05
K ₂ O	2.16	1.18	2.19	0.92	2.62	2.06	2.62	1.66	2.9	1.17	1.03	2.59	1.77	2.07
TiO ₂	0.95	0.48	0.94	0.53	0.37	0.53	0.49	0.73	0.63	0.55	0.53	0.58	0.64	0.89
P ₂ O ₅	0.29	0.22	0.29	0.28	0.2	0.21	0.15	0.36	0.4	0.22	0.26	0.23	0.21	0.24
MnO	0.18	0.09	0.18	0.1	0.12	0.12	0.15	0.22	0.15	0.08	0.08	0.14	0.12	0.16
LOI	0.1	2.46	0.09	2.52	2.76	1.25	2.19	3.27	2.82	2.99	2.36	2.56	9.66	2.33
Sum	99.01	98.38	99.42	101.04	100.09	99.61	99.97	98.01	98.48	101.4	101.31	101.58	101.53	100.88
Sc	21	5	21	8	14	16	16	23	10	7	8	18	29	38
Ba	229	374	237	225	415	264	320	477	531	265	222	226	120.5	290
Co	34	8	35	12	16	18	18	28	14	13	12	19	25	32
Ni	39	13	38	11	29	20	20	20	7	17	9	19	53	53
Cu	44	29	42	45	46	59	97	133	45	11	11	55	88	95
Cs	1.14	0.42	1.21	0.25	1.81	2.05	1.82	14.05	6.86	0.29	0.35	2.18	0.54	8.96
Ga	18.8	18.5	18.7	18.8	15.6	17.5	15.5	16.4	18.2	18.8	18.4	16.1	13.2	15.4
Hf	1.5	3.4	1.5	2	2	2.1	3.2	1.9	3.1	2.2	2	2.1	1.9	1.6
Nb	2.7	19.3	2.7	4.5	2.9	3.2	3.5	3.5	6.3	5.4	4.2	3	1.6	2.8
Rb	35.6	20	36.8	14.4	59.9	50.1	60.6	28.5	64.4	15.3	15.4	66.3	31	49.4
Sr	924	1080	909	849	928	853	830	591	761	926	796	548	489	850

Ta	0.1	1.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1
Th	1.68	4.82	1.48	1.68	2.14	1.7	2.48	2.91	5.97	1.99	1.66	1.99	1.45	1.93
U	0.61	1.75	0.49	0.63	0.93	0.6	1.11	0.81	1.7	0.63	0.52	0.7	0.52	0.67
V	287	61	295	101	132	175	156	261	134	96	100	181	194	306
Zr	55	151	58	72	72	76	103	69	120	90	69	75	61	52
Y	14.5	9.6	13.8	7.1	9.5	13.3	12.7	16.9	17.8	8.1	6.8	13.6	15.9	16.3

ادامه جدول ۴-۱

Sample	FY-52	FY-2-2	FY-51	FY-35	FR-63	FR-28	FR-20	FR-6	FR-11	FY-7	FY-33	FR-26	MF-21	FR-32
La	11.3	31.7	11	13.1	11.4	10.9	11.6	14.7	21.8	17.9	11.7	12.6	7.8	9.8
Ce	22	55.6	22	23.5	21.7	21.7	23.6	28.6	40.8	33.4	21.5	24.5	16.1	20.7
Pr	3.02	6.33	2.93	2.99	2.73	3	3.21	3.84	5.19	3.96	2.57	3.32	2.27	2.87
Nd	13.2	21.8	12.6	11	11	12.1	13	16.5	20	15.4	10.2	13.4	10.1	13.4
Sm	3.38	3.45	3.21	2.36	2.45	2.83	2.9	3.58	4.41	2.99	1.88	3.23	2.59	3.24
Eu	1.14	1.13	1.21	0.68	0.86	0.95	0.99	1.1	1.38	0.96	0.77	0.97	0.82	1.1
Gd	3.02	2.38	3.3	1.75	2.17	2.61	2.95	3.64	4.03	2.08	1.61	2.97	2.74	3.34
Tb	0.47	0.37	0.42	0.22	0.33	0.38	0.44	0.52	0.55	0.26	0.24	0.47	0.45	0.52
Dy	2.69	1.81	2.37	1.35	1.71	2.43	2.22	3.04	2.98	1.36	1.29	2.58	2.94	2.83
Ho	0.57	0.36	0.53	0.26	0.33	0.51	0.47	0.64	0.68	0.3	0.26	0.52	0.64	0.6
Er	1.43	1.03	1.5	0.73	1.07	1.48	1.36	1.84	1.59	0.8	0.62	1.25	1.87	1.68
Tm	0.23	0.12	0.22	0.13	0.15	0.2	0.21	0.26	0.26	0.11	0.07	0.23	0.28	0.24
Yb	1.33	0.89	1.71	0.6	1.07	1.45	1.45	1.65	1.71	0.71	0.59	1.37	1.86	1.76
Lu	0.23	0.15	0.25	0.11	0.18	0.22	0.23	0.26	0.26	0.09	0.1	0.21	0.28	0.23
Pb	4	5	<2	<2	4	<2	30	4	34	<2	<2	<2	2	<2
Zn	98	59	93	50	39	27	190	85	77	55	53	48	66	75
As	0.9	0.8	0.7	0.5	2.2	2	2.8	2.8	3.6	0.4	0.3	3.5	1.1	7.2
Rb/Y	2.4552	2.08333	2.66667	2.0282	6.3053	3.7669	4.77165	1.686391	3.618	1.888889	2.264706	4.875	1.94969	3.0306748
Nb/Y	0.1862	2.01042	0.19565	0.6338	0.3053	0.2406	0.27559	0.207101	0.3539	0.666667	0.617647	0.22059	0.10063	0.1717791
Rb/Zr	0.6473	0.13245	0.63448	0.2	0.8319	0.6592	0.58835	0.413043	0.5367	0.17	0.223188	0.884	0.5082	0.95
La/Nb	4.1852	1.64249	4.07407	2.9111	3.931	3.4063	3.31429	4.2	3.4603	3.314815	2.785714	4.2	4.875	3.5
Sr/Y	63.724	112.5	65.8696	119.58	97.684	64.135	65.3543	34.97041	42.753	114.321	117.0588	40.2941	30.7547	52.147239
Rb/Th	21.19	4.14938	24.8649	8.5714	27.991	29.471	24.4355	9.793814	10.787	7.688442	9.277108	33.3166	21.3793	25.595855
Rb/Nb	13.185	1.03627	13.6296	3.2	20.655	15.656	17.3143	8.142857	10.222	2.833333	3.666667	22.1	19.375	17.642857
Dy/Yb	2.0226	2.03371	1.38596	2.25	1.5981	1.6759	1.53103	1.842424	1.7427	1.915493	2.186441	1.88321	1.58065	1.6079545
K2O/Na2O	0.6391	0.26941	0.64412	0.2434	0.7178	0.4882	0.67526	0.332	0.4793	0.237805	0.2575	0.48868	0.81944	0.6786885
Eu/Eu*	1.0703	1.14356	0.89307	0.9811	1.1178	1.0517	1.02652	0.924123	0.9841	1.1178	1.321688	0.94205	0.93589	1.0150305

جدول ۳-۲: نتایج آنالیز میکروپروپ بر روی نمونه‌های سنگی آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی ترو-احمدآباد. مقطع شماره FR23

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Mineral
C1-1a-1	43.21	1.41	11.42	15.30	0.55	10.52	12.01	1.32	1.84	97.58	Amp
C1-1a-2	43.35	0.85	11.94	14.33	0.49	10.98	11.80	2.48	1.50	97.71	Amp
C1-1a-3	40.77	0.97	13.90	13.96	0.24	12.04	11.81	1.24	1.85	96.79	Amp
C1-1a-4	43.67	0.89	11.97	11.57	0.01	14.22	11.34	1.77	1.35	96.78	Amp
C2-1a-1	42.93	1.01	13.73	16.80	0.52	8.68	11.36	1.51	1.52	98.05	Amp

C2-1a-2	44.51	0.82	12.10	15.61	0.27	10.05	11.87	1.79	1.42	98.46	Amp
C2-1a-3	45.84	1.24	10.02	15.23	0.27	10.71	12.23	1.09	1.39	98.02	Amp
C2-1a-4	43.86	0.67	11.23	15.05	0.78	11.12	12.17	1.69	1.53	98.09	Amp
C2-1a-5	42.69	1.63	11.43	17.49		10.28	11.07	2.05	1.46	98.10	Amp
C2-1a-6	41.95	1.05	12.09	16.38	0.44	10.95	11.54	1.56	1.15	97.11	Amp
C2-1a-7	45.07	1.32	11.42	14.61	0.20	10.86	10.89	2.00	1.56	97.93	Amp
C4-1a-1	44.24	1.53	13.09	12.88		11.34	11.29	1.99	1.19	97.55	Amp
C4-1a-2	45.04	0.76	13.31	11.21	0.16	12.96	10.12	2.42	1.13	97.10	Amp
C4-1a-3	43.48	1.50	13.64	12.80	0.57	10.99	11.65	2.12	1.11	97.85	Amp
C4-1a-4	44.05	0.68	13.96	14.69	0.54	9.82	11.28	1.73	1.43	98.18	Amp
C4-1a-5	42.49	1.28	14.24	15.67	0.21	9.31	11.11	2.50	1.25	98.06	Amp
C4-1a-6	40.06	0.88	14.97	16.09	0.19	10.02	11.02	2.08	1.42	96.73	Amp
C5-1a-1	45.64	1.30	9.97	13.64	0.15	11.91	13.12	1.57	0.94	98.24	Amp
C5-1a-2	42.19	2.24	13.06	11.42		12.89	11.51	2.61	1.66	97.58	Amp
C5-1a-3	45.24	2.31	12.53	11.14	0.20	10.97	12.54	1.05	1.30	97.26	Amp
C5-1a-4	43.55	1.85	13.00	11.26		13.06	11.24	1.60	1.41	96.97	Amp
C5-1a-5	44.91	1.63	12.81	11.21	0.01	12.60	12.31	0.95	1.41	97.84	Amp
C6-1a-1	43.76	1.58	10.73	14.78	1.07	11.47	11.30	1.24	0.99	96.92	Amp
C6-1a-2	44.51	1.48	10.97	15.78		11.13	11.42	1.25	0.88	97.41	Amp
C6-1a-3	44.45	1.32	9.88	14.42	0.25	11.78	12.72	1.71	1.20	97.73	Amp
C8-2a-1	42.05	0.95	13.57	13.23		12.51	11.55	2.02	1.52	97.41	Amp
C8-2a-2	43.96	0.85	13.85	10.73	0.09	13.36	11.16	2.18	1.71	97.87	Amp
C8-2a-3	44.15	0.72	11.85	12.58	0.37	11.95	13.07	2.14	1.28	98.11	Amp
C8-2a-4	43.72	1.31	13.61	12.51	0.04	10.89	11.48	2.39	2.26	98.22	Amp
C8-2a-5	43.42	1.02	13.44	14.56	0.08	10.48	11.67	1.79	1.56	98.02	Amp
C8-2a-6	41.41	1.25	14.59	14.93	0.26	10.31	12.60	1.81	1.02	98.20	Amp
C9-1a-1	46.53	1.46	10.17	13.91	0.54	11.62	11.55	1.31	1.01	98.11	Amp
C9-1a-2	43.90	0.92	12.13	13.69	0.52	11.59	11.42	1.84	1.33	97.35	Amp
C9-1a-3	44.71	0.79	10.48	16.06		11.30	11.17	2.08	1.13	97.72	Amp
C9-1a-4	43.41	1.65	11.83	13.60	0.74	11.95	11.11	1.66	1.13	97.08	Amp
C9-1a-5	44.73	2.59	11.33	14.15		10.29	12.06	1.43	1.45	98.03	Amp
C10-2a-1	45.19	1.73	11.06	14.22	0.33	12.41	11.69	2.19	1.12	99.94	Amp
C10-2a-2	44.70	0.99	12.42	13.19	0.34	11.56	12.13	1.37	1.49	98.20	Amp
C10-2a-3	44.82	1.60	10.68	12.81	0.35	12.40	12.02	1.73	1.17	97.57	Amp
C10-2a-4	45.62	1.28	11.00	12.24	0.39	12.60	11.47	2.17	1.09	97.86	Amp
C10-2a-5	43.66	1.84	11.61	12.49	0.44	12.67	11.50	2.05	1.42	97.68	Amp
C10-2a-6	47.02	0.95	9.50	13.52		11.94	11.69	1.86	1.32	97.79	Amp
C11-1a-1	41.03	5.06	13.72	8.05	0.39	18.30	0.17		10.59	97.31	Amp
C11-1a-2	44.31	1.70	10.84	13.94	0.32	12.17	11.46	2.15	1.10	97.98	Amp
C11-1a-3	45.35	1.68	12.68	9.91	0.40	13.37	11.53	1.53	0.97	97.42	Amp
C11-1a-4	42.74	1.73	13.52	11.98		12.76	12.01	1.31	1.32	97.38	Amp
C11-1a-5	45.25	1.74	11.51	11.54	0.33	12.38	11.33	2.40	1.02	97.50	Amp
C12-2a-1	43.87	1.22	13.30	12.27		11.98	12.14	1.81	1.19	97.78	Amp
C12-2a-2	45.12	1.07	12.27	11.10	0.32	12.94	12.22	1.66	0.94	97.64	Amp

C12-2a-3	44.03	1.41	12.84	13.21	0.57	11.53	11.26	1.44	1.32	97.61	Amp
C12-2a-4	44.85		14.18	13.12		10.51	12.02	2.29	1.36	98.33	Amp
C12-2a-5	42.94	1.68	14.16	12.09	0.81	10.90	12.03	2.38	1.24	98.23	Amp

ادامه جدول ۳-۲: ادامه مقطع شماره FR23

Sample	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Total	Mineral
C2-2a-1	54.08	28.48	0.18	10.7	4.99	0.52	0.57	99.48	Plg
C2-2a-2	58.98	25.59	0.05	7.3	7.02	0.60	0.22	99.76	Plg
C2-2a-3	52.43	30.03	0.26	12.4	4.13	0.49	0.05	99.82	Plg
C2-2a-4	56.05	27.11	0.56	9.8	5.58	0.53	0.15	99.76	Plg
C2-2a-5	55.98	27.60		9.7	5.63	0.68	0.16	99.71	Plg
C2-2a-6	55.46	27.74	0.40	10.5	5.21	0.57		99.84	Plg
C3-1a-1	68.11	19.99		0.5	11.46	0.11		100.14	Plg
C3-1a-2	57.15	27.34		9.1	6.15	0.41	0.17	100.27	Plg
C3-1a-3	55.65	27.28	0.96	9.6	5.62	0.52	0.74	100.38	Plg
C3-1a-4	58.12	26.54	0.09	8.4	6.42	0.63	0.44	100.61	Plg
C3-1a-5	63.40	22.91	0.15	4.3	8.92	0.57		100.28	Plg
C3-1a-6	63.88	19.14		0.7	0.83	15.10	0.06	99.72	Plg
C3-1a-7	66.97	20.34		0.8	11.14		0.35	99.63	Plg
C3-1a-8	59.47	25.93		7.3	7.50		0.31	100.52	Plg
C3-1a-9	56.28	26.90	0.45	9.1	6.09	0.15	1.00	99.94	Plg
C3-1a-10	67.94	20.29	0.08	0.5	11.38	0.31		100.54	Plg
C4-1a-1	64.89	18.66		0.1	0.95	15.46	0.34	100.35	Plg
C4-1a-2	55.07	27.80	0.61	10.7	4.98	0.74		99.86	Plg
C4-1a-3	55.35	27.74	0.60	10.0	5.58	0.42	0.24	99.92	Plg
C4-1a-4	64.00	22.55		3.7	9.61			99.82	Plg
C4-1a-5	56.46	27.23	0.17	8.9	6.29	0.17	0.48	99.75	Plg
C4-1a-6	58.09	26.21		8.3	6.57	0.53		99.68	Plg
C4-1a-7	55.88	27.84		10.1	5.57	0.44		99.86	Plg
C4-1a-8	56.14	27.35	0.12	9.1	5.96	0.58	0.28	99.51	Plg
C4-1a-9	63.89	18.50	0.95	1.0	1.19	14.32		99.82	Plg
C7-1a-1	67.62	19.94	0.34	0.6	11.38	0.06	0.13	100.08	Plg
C7-1a-2	62.91	23.08	0.32	4.7	8.92	0.09	0.17	100.24	Plg
C7-1a-3	67.86	19.41			9.04	3.94	0.09	100.34	Plg
C7-2a-1	62.39	23.76	0.20	5.1	8.76	0.05	0.03	100.31	Plg
C7-2a-2	67.31	20.30	0.22	1.1	11.11		0.16	100.23	Plg
C7-2a-3	68.10	19.62	0.34	0.7	11.41			100.15	Plg
C7-2a-4	68.01	19.73	0.09	0.4	11.51			99.79	Plg
C7-2a-5	67.25	20.09	0.12	0.5	11.24	0.10	0.80	100.12	Plg
C8-1a-1	44.06	36.42		19.8	0.26	0.04		100.59	Plg
C8-1a-2	45.58	34.77	0.20	18.1	1.14			99.82	Plg
C8-1a-3	45.44	33.88	1.24	17.8	0.85	0.72		99.92	Plg
C8-1a-4	46.09	34.53	0.03	17.5	1.22	0.42		99.84	Plg
C8-1a-5	44.63	34.82		18.0	0.89		1.48	99.78	Plg

C9-2a-1	56.30	27.37		9.3	5.80	0.60	0.48	99.81	Plg
C9-2a-2	55.89	27.76	0.23	10.1	5.56	0.40		99.93	Plg
C9-2a-3	55.10	28.02	0.38	10.3	5.42	0.38	0.02	99.65	Plg
C9-2a-4	56.77	26.77	0.39	8.8	6.00	0.81	0.20	99.78	Plg
C9-2a-5	63.82	21.63	0.50	3.5	7.68	3.07		100.16	Plg
C10-1a-1	57.66	26.66	0.33	8.6	6.31	0.58	0.28	100.39	Plg
C10-1a-2	58.16	26.55		8.3	6.56	0.55	0.37	100.45	Plg
C10-1a-3	57.15	26.62		8.7	6.30	0.50		99.27	Plg
C10-1a-4	56.79	27.39		9.5	5.65	0.91	0.12	100.32	Plg
C10-1a-5	48.16	32.43	0.39	15.8	0.40	3.12		100.29	Plg
C10-1a-6	56.78	27.49		9.6	5.98	0.32		100.19	Plg
C11-2a-1	45.69	34.73		18.3	1.03			99.74	Plg
C11-2a-2	46.21	34.01	0.33	17.3	1.45	0.09	0.47	99.86	Plg
C11-2a-3	44.53	35.40		19.0	0.59			99.58	Plg
C11-2a-4	45.46	34.75	0.55	18.5	0.81	0.30		100.35	Plg
C11-2a-5	47.77	33.52		16.3	1.74	0.77		100.13	Plg
C11-2a-6	47.06	33.80		16.9	1.57	0.45		99.79	Plg
C12-1a-1	57.76	26.35	0.32	8.3	6.57	0.37	0.14	99.84	Plg
C12-1a-2	55.55	28.03		10.3	5.33	0.55		99.79	Plg
C12-1a-3	64.25	18.14	0.59	0.3	0.48	15.94		99.68	Plg
C12-1a-4	65.73	21.11		1.9	10.50	0.05	0.56	99.81	Plg
C12-1a-5	63.57	22.55		3.3	9.64	0.01	0.86	99.93	Plg
C12-1a-6	54.09	28.94	0.01	11.0	4.66	0.93	0.20	99.82	Plg
C12-1a-7	63.71	18.62	0.26	0.2	0.49	15.71	0.74	99.72	Plg

ادامه جدول ۳-۲: جدول: نتایج آنالیز میکروپروب بر روی نمونه‌های سنگی آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی تروود-احمدآباد. مقطع شماره

FR11

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total	Mineral
C7-1a-1	51.39	0.86	2.63	8.27	0.50	14.16	21.61	0.41	0.06	0.02	99.9	Px
C7-1a-2	52.06	1.18	2.05	8.23		14.23	21.64	0.53	0.04	0.09	100.1	Px
C7-1a-3	51.76	0.26	2.06	10.27	0.20	11.84	23.57	0.00	0.44		100.4	Px
C7-1a-5	52.48	0.53	1.97	9.95	0.32	13.33	21.07	0.55			100.2	Px
C7-1a-6	51.93	0.32	2.02	10.80	0.77	13.09	20.33	0.30	0.20	0.26	100.0	Px
C7-1a-7	52.02	0.89	2.48	9.76	0.47	12.85	20.84	0.72		0.05	100.1	Px
C6-1a-1	52.09	0.74	0.84	8.57	0.61	15.33	21.13	0.00	0.02	0.48	99.8	Px
C6-1a-2	52.49	0.34	1.12	9.00	0.64	13.99	21.87	0.05	0.09	0.17	99.8	Px
C6-1a-3	51.47	0.68	2.32	10.00	0.68	12.91	21.77	0.06	0.16	0.08	100.1	Px
C6-1a-5	51.80	0.90	2.71	8.87	0.40	13.10	22.16	0.35	0.06	0.00	100.4	Px
C6-1a-6	52.30	0.48	2.77	8.25	0.36	13.49	21.34	0.47	0.28	0.08	99.8	Px
C6-1a-7	53.52	0.48	1.78	8.24	0.20	14.57	20.35	0.58	0.42		100.1	Px
C6-1a-8	51.47	1.22	2.61	9.29	0.45	13.58	21.16	0.45	0.04		100.3	Px
C6a-1a-1	51.78	0.55	2.07	9.12	0.39	13.87	22.10			0.48	100.4	Px
C6a-1a-2	51.66	0.00	2.51	9.23	0.32	15.04	21.03	0.36	0.05		100.2	Px
C6a-1a-3	51.44	0.67	2.91	8.96	1.43	13.33	20.87	0.44	0.16		100.2	Px

C6a-1a-4	52.37	0.00	2.12	9.22	0.68	14.86	20.56	0.34			100.2	Px
C6a-1a-8	52.31	0.79	2.23	7.96	0.87	13.27	22.28	0.76			100.5	Px
C10-1a-1	52.00	0.65	2.56	8.02		14.12	22.91		0.16		100.4	Px
C10-1a-2	51.73	0.63	2.26	8.51	0.31	14.72	20.95	0.35	0.07	0.16	99.7	Px
C10-1a-3	52.87	0.20	1.93	9.83	0.79	14.56	19.59	0.40	0.04		100.2	Px
C10-1a-5	52.60	0.14	2.42	9.71	0.46	14.21	19.96	0.55		0.11	100.2	Px
C10-1a-6	52.10	0.27	1.96	10.80	0.41	13.54	21.02	0.05		0.00	100.2	Px
C10-1a-7	52.35	0.48	1.80	8.59	0.26	14.65	21.47	0.29		0.53	100.4	Px
C10-1a-8	51.85	0.63	2.65	9.20	0.30	14.55	19.86	0.90	0.28		100.2	Px

ادامه جدول ۳-۲: ادامه آنالیز مقطع FR11

Sample	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Total	Mineral
C1-1a-1	60.85	19.81	3.3923	4.6338	4.022	6.8895	0.07	99.67	Plg
C1-1a-2	65.06	19.31	1.368	1.6885	7.765	3.796	0.838	99.83	Plg
C1-1a-3	50.54	31.71		14.163	3.313	0.2454		99.97	Plg
C1-1a-4	64.33	19.31	0.4322	0.3486	4.531	9.439	1.729	100.1	Plg
C1-1a-5	67.75	20.25		0.8076	11.28	0.0092	0.229	100.3	Plg
C1-1a-6	64.62	18.74	0.7613	0.437	2.382	13.125	0.155	100.2	Plg
C1-1a-7	65.4	20.65		1.7751	7.832	4.042	0.444	100.2	Plg
C1-2a-1	66.37	21.2		1.8134	10.64	0.2409		100.3	Plg
C1-2a-2	64.95	18.9	0.1331	0.3684	2.907	12.22	0.399	99.88	Plg
C1-2a-3	66.51	19.31	0.174	0.0435	6.839	6.9045	0.576	100.4	Plg
C1-2a-4	52.3	29.62	0.7704	12.551	3.873	0.749	0.086	99.95	Plg
C1-2a-5	65.54	20.33	0.5048	1.5731	8.605	3.0758	0.505	100.1	Plg
C1-2a-6	67.86	19.89	0.088	0.4402	11.06	0.5408	0.503	100.4	Plg
C1-2a-7	68.02	19.4	0.2979	0.5385	10.56	1.329	0.103	100.3	Plg
C1-2a-8	64.7	18.11	0.1861	0.0207	0.083	16.604	0.372	100.1	Plg
C2-1a-1	65.23	21.54	0.1154	2.6545	9.726	0.661	0.262	100.2	Plg
C2-1a-2	53.04	28.84	0.7432	11.881	4.502	0.2973	0.287	99.59	Plg
C2-1a-3	63.2	18.06	2.227	1.1135	3.622	10.01	1.407	99.64	Plg
C2-1a-5	60.89	24.57	0.334	6.4291	7.89	0.2505		100.4	Plg
C2-1a-6	52.67	28.9	1.1532	12.208	3.526	1.4637	0.322	100.2	Plg
C2-1a-7	66.85	19.5	0.6567	1.0376	8.222	4.3079		100.6	Plg
C2-1a-8	65.63	18.24	0.6745	0.1065	3.29	12.094		100	Plg
C2-1a-9	65.47	20.9	0.5508	2.0275	9.973	0.7852	0.281	99.98	Plg
C3-1a-1	60.93	24.28	0.0344	5.7967	7.641	0.9279	0.63	100.2	Plg
C3-1a-2	65.84	19.68	0.6033	1.0929	7.377	5.2252	0.694	100.5	Plg
C3-1a-3	67.89	20.02	0.0931	0.9079	11.2	0.1746		100.3	Plg
C3-1a-5	65.29	19.57	1.1202	1.5766	6.597	6.1266		100.3	Plg
C3-1a-6	67.6	18.85	0.8055	0.0991	9.778	2.6148	0.644	100.4	Plg
C3-1a-7	65.79	18.7	0.9977	0.6814	5.889	7.8842		99.94	Plg
C4-1a-1	66.99	20.21	0.301	0.9724	9.967	1.7596	0.278	100.5	Plg
C4-1a-2	65.74	21.16		1.8404	9.369	1.8147	0.386	100.3	Plg

C4-1a-3	68.25	19.58	0.2288	0.3241	11.61		0.162	100.2	Plg
C4-1a-5	64.92	19.62	1.0497	1.4315	7.157	5.1941	0.3	99.67	Plg
C4-1a-6	65.66	19.82	0.5879	1.1079	7.326	5.3811	0.271	100.2	Plg
C4-1a-7	66.91	20.63		1.3338	10.4	0.9279		100.2	Plg
C4-1a-8	66.37	20.6	0.2356	1.7984	10.29	0.5953		99.89	Plg
C4-1a-9	60.35	23.43	1.3077	5.9308	6.618	2.1795	0.7	100.5	Plg
C4-1a-10	67.8	20.23		0.5443	11.41	0.1415		100.1	Plg
C4-1a-11	64.05	18.71	1.8491	1.2695	5.037	8.1276	1.132	100.2	Plg
C5-1a-1	64.38	19.99	0.7877	1.6263	5.921	6.6066	1.207	100.5	Plg
C5-1a-2	61.11	23.31	0.9288	5.5616	8.223	0.2265	0.419	99.78	Plg
C5-1a-3	51.11	30.41	0.8839	13.421	3.6	0.2264	0.604	100.3	Plg
C5-1a-5	56.35	27.34	0.4446	9.3571	5.507	1.1823		100.2	Plg
C5-1a-6	62.47	22.52	0.176	4.2692	5.883	4.944		100.3	Plg
C5-1a-7	68.01	19.71	0.4033	0.8722	11.3	0.1219		100.4	Plg
C5-1a-8	51.95	30.03	0.5267	12.849	3.796	0.6693	0.033	99.86	Plg
C8-1a-1	67.96	19.74		0.1247	11.11	0.7856		99.72	Plg
C8-1a-2	65.78	18.43	1.0395	0.4048	4.399	10.23		100.3	Plg
C8-1a-3	67.43	20.62		1.0547	10.92	0.3637	0.133	100.5	Plg
C8-1a-5	68.36	19.84		0.2033	11.66	0.0565	0.034	100.2	Plg
C8-1a-6	63.9	15.75	4.7947	0.6674	3.147	11.347	0.64	100.2	Plg
C8-1a-7	65.97	19.14	1.1347	0.7603	7.081	6.0141	0.204	100.3	Plg
C8-1a-8	50.19	31.51	0.3987	14.435	3.201	0.0704	0.457	100.3	Plg
C9-1a-1	67.72	19.78	0.0685	0.5477	10.83	0.8786	0.354	100.2	Plg
C9-1a-2	64.31	22.55	0.0218	3.6988	9.067	0.9602		100.6	Plg
C9-1a-3	52.15	29.91	0.4754	12.815	3.518	1.0037	0.401	100.3	Plg
C9-1a-5	58.01	25.62	0.9053	7.7663	5.956	1.8216	0.262	100.3	Plg
C9-1a-6	58.9	24.62	0.7472	6.7246	5.934	2.3185	1.187	100.4	Plg
C9-1a-8	64.23	21.27	0.3441	2.8416	7.981	3.0414		99.71	Plg
C9-1a-9	52.41	29.79	0.4896	12.837	3.927	0.4352		99.89	Plg
C9-1a-10	51.66	29.87	0.645	12.577	3.84	0.4837	0.695	99.77	Plg

ادامه جدول ۳-۲: جدول: نتایج آنالیز میکروپروب بر روی نمونه‌های سنگی آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی تروود-احمدآباد. مقطع شماره

FR32

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Mineral
C1-1a-1	44.34	1.53	13.54	8.44	0.43	14.48	12.57	1.51	1.20	98.03	Amp
C1-1a-2	40.63	1.60	15.48	12.31		11.79	13.21	1.55	1.35	97.92	Amp
C1-1a-3	42.56	1.95	13.15	11.73	0.80	11.48	12.73	1.83	1.86	98.11	Amp
C1-1a-4	41.22	2.17	13.77	11.49	0.94	12.31	11.68	2.17	1.60	97.35	Amp
C1-1a-5	42.79	1.84	14.65	11.58	0.54	12.24	11.75	0.95	1.45	97.80	Amp
C1-1a-6	42.87	2.18	13.06	11.86	0.22	11.83	12.23	1.93	1.58	97.76	Amp
C2-1a-1	40.46	1.48	14.76	12.49	0.30	13.04	11.57	1.90	1.25	97.25	Amp
C2-1a-2	40.89	2.56	14.56	11.27	0.06	11.93	12.36	1.71	2.14	97.48	Amp
C2-1a-3	41.39	1.59	14.59	11.34	0.39	12.31	13.58	1.25	1.72	98.17	Amp
C2-1a-4	43.03	1.44	14.47	11.85		11.78	12.17	1.99	1.17	97.89	Amp

C2-1a-5	38.34	2.88	12.40	15.30		10.76	15.12	1.20	1.79	97.79	Amp
C3-1a-1	38.19	2.87	12.35	15.24		10.72	15.06	1.19	1.79	97.40	Amp
C3-1a-2	52.97	0.33	2.72	3.63	0.39	15.70	21.57			97.31	Amp
C3-1a-3	52.32	0.75	4.01	4.54	0.16	14.44	21.42	0.27		97.90	Amp
C3-1a-4	51.01	0.76	3.73	4.05	0.28	14.15	22.71	0.29	0.23	97.21	Amp
C3-1a-5	48.14	0.83	6.11	7.68	0.21	10.89	23.22	0.19		97.27	Amp
C3-1a-6	48.41	0.19	8.00	6.75	0.49	9.66	21.71	1.87	0.24	97.31	Amp
C4-1a-1	42.98	1.79	12.16	11.04		13.58	12.79	1.85	1.90	98.10	Amp
C4-1a-2	42.74	1.45	13.78	10.61	0.25	13.31	12.22	1.73	1.92	98.00	Amp
C4-1a-3	41.97	1.25	13.93	13.29	0.05	12.09	11.51	1.49	1.76	97.34	Amp
C4-2a-1	42.36	1.55	14.06	11.67		12.63	12.79	1.56	1.80	98.41	Amp
C4-2a-2	42.81	1.29	14.49	10.15	0.13	13.61	11.23	1.84	1.36	96.92	Amp
C4-2a-3	41.20	1.42	13.34	10.51	0.05	13.57	13.95	1.79	1.69	97.52	Amp
C4-2a-4	45.09	1.07	13.65	8.68	0.41	14.03	11.29	1.97	1.26	97.44	Amp
C4-2a-5	42.47	1.70	14.70	11.87	0.06	12.19	11.99	1.68	1.36	98.02	Amp
C4-2a-6	43.12	1.43	14.49	9.11	0.14	14.48	11.05	1.53	1.61	96.96	Amp
C5-1a-1	43.35	1.15	13.23	9.66		14.18	12.54	1.67	1.64	97.43	Amp
C5-1a-2	42.57	1.89	13.99	11.83		12.16	12.44	1.03	1.44	97.36	Amp
C5-1a-3	43.48	1.58	14.82	9.13	0.10	13.73	11.55	2.01	1.67	98.06	Amp
C5-1a-4	41.59	1.79	14.82	10.95	0.45	12.28	13.40	1.22	1.70	98.19	Amp
C5-1a-5	41.12	1.09	12.40	11.69	0.13	14.69	12.50	1.46	2.04	97.12	Amp
C5-1a-6	42.83	0.93	13.11	10.42	0.11	14.06	12.60	1.62	1.91	97.58	Amp
C5-1a-7	40.64	2.14	13.48	12.56	0.01	12.64	12.66	1.78	1.41	97.32	Amp
C6-1-1	48.69	1.12	4.95	9.47	0.16	11.53	22.51			98.43	Amp
C6-1-2	50.35	0.53	6.46	6.47		11.18	22.78	0.11	0.22	98.09	Amp
C6-1-3	50.17	0.87	5.28	7.95	0.32	12.35	20.24	0.08	0.07	97.32	Amp
C6-1-4	50.44	0.33	3.95	6.15		13.94	22.65	0.52	0.13	98.12	Amp
C6-1-5	43.76	1.42	12.50	9.26	0.35	14.01	12.74	1.82	2.10	97.97	Amp
C6-1-6	43.11	1.78	14.13	11.51		12.03	12.36	1.52	1.52	97.96	Amp
C7-1a-1	42.31	1.77	12.54	9.29		14.47	13.35	2.49	1.78	98.02	Amp
C7-1a-2	43.41	1.74	14.71	9.29		13.67	11.72	1.41	1.53	97.48	Amp
C7-1a-3	42.55	1.39	14.93	10.38	0.01	11.34	13.26	1.93	1.42	97.21	Amp
C7-1a-4	48.18	1.78	15.13	3.96	0.30	15.17	8.84	2.88	1.20	97.45	Amp
C7-1a-5	41.42	1.04	14.04	9.95	0.05	14.20	12.07	1.71	2.22	96.71	Amp
C7-1a-6	43.30	0.91	13.55	9.90		13.41	13.58	1.47	1.93	98.06	Amp

ادامه جدول ۳-۲: ادامه آنالیز مقطع FR32

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total	Mineral
C1-2a-1	51.73		4.06	4.24		14.88	23.98	0.06	0.07	0.82	99.88	Px
C1-2a-2	51.54	0.54	3.19	4.44	0.40	14.97	23.06	0.76	0.39		99.34	Px
C1-2a-3	51.74	0.88	3.45	4.86	0.32	14.50	23.84	0.26		0.32	100.2	Px
C1-2a-4	51.30	0.35	4.78	6.18	0.28	13.79	23.62		0.04		100.39	Px
C7-1a-7	48.52	0.47	6.36	7.71	0.54	12.73	22.93		0.30	0.73	100.35	Px
C7-1a-8	49.52	0.55	5.94	8.65		11.57	23.45	0.12	0.23	0.26	100.32	Px
C7-1a-9	50.55	0.52	5.74	7.85	0.24	11.57	23.31	0.48		0.56	100.84	Px

ادامه جدول ۲-۳: نتایج آنالیز میکروپروب بر روی نمونه‌های سنگی آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی تروند-احمدآباد. مقطع شماره FA

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Mineral
C1-1a-1	41.73	1.17	13.4	16.4		10.57	11.41	1.78	1.03	97.48	Amp
C1-1a-2	43.47	1.12	13.3	11.8		12.53	12.91	1.35	1.51	97.98	Amp
C1-1a-3	41.07	1.80	13.3	15.0		11.42	10.96	1.70	1.54	96.84	Amp
C1-1a-4	41.93	1.08	13.7	10.4		14.85	11.32	2.55	1.20	97.02	Amp
C2-1a-1	42.97	1.44	13.9	12.6	0.17	11.93	10.97	1.98	1.13	97.15	Amp
C2-1a-2	44.46	0.95	14.4	12.7		11.21	10.83	1.37	1.19	97.11	Amp
C2-1a-3	42.36	2.26	12.3	10.9		13.81	11.01	2.22	2.37	97.21	Amp
C2-1a-4	43.55	2.13	12.1	9.3		12.80	12.93	1.40	2.75	96.94	Amp
C2-1a-5	43.32	1.58	14.0	11.8	0.31	10.60	12.05	2.15	1.37	97.21	Amp
C2-1a-6	42.14	1.65	13.7	9.2		14.74	11.90	2.43	1.81	97.56	Amp
C2-1a-7	42.26	1.69	14.1	13.8	0.09	10.61	11.81	2.12	1.31	97.79	Amp
C2-1a-8	44.50	1.76	11.6	15.3	0.35	10.45	10.95	2.08	1.10	98.10	Amp
C2-1a-9	41.73	1.32	14.5	17.3	0.67	8.19	10.86	1.22	0.88	96.68	Amp
C2-1a-10	43.92	1.76	12.4	11.2		14.20	10.67	1.79	1.23	97.14	Amp
C3-1a-1	42.89	0.80	14.4	11.1	0.03	12.62	12.05	1.81	2.04	97.78	Amp
C3-1a-2	41.38	1.76	12.0	11.0		14.74	11.84	2.23	1.85	96.80	Amp
C3-1a-3	45.63	1.48	13.7	7.1	0.26	13.80	11.25	2.01	1.85	97.04	Amp
C3-1a-4	51.58	0.85	13.8	6.3	1.09	13.49	7.47	2.38		96.97	Amp
C3-1a-5	45.58	0.60	14.4	10.5		11.06	12.67	2.01	1.01	97.84	Amp
C3-1a-6	45.15	1.12	14.1	12.0		11.60	12.09	1.04	0.53	97.63	Amp
C3-1a-7	46.20	0.82	12.6	8.7	0.02	14.26	11.81	1.38	1.98	97.76	Amp
C3-1a-8	44.02	0.89	12.8	8.9		14.63	13.24	1.61	1.44	97.47	Amp
C3-1a-9	44.79	1.33	12.7	10.6	0.06	13.14	11.97	2.22	1.00	97.74	Amp
C3-1a-10	43.18	1.22	14.4	11.3	0.14	12.32	12.32	1.68	0.82	97.38	Amp
C4-1a-1	44.46	1.62	13.4	8.3	0.09	14.55	11.99	1.28	1.78	97.41	Amp
C4-1a-2	43.16	1.38	13.3	7.1		16.23	12.65	1.51	1.76	97.10	Amp
C4-1a-3	42.45	0.91	11.3	12.7	0.108	10.57	16.42	1.26	1.70	97.50	Amp
C4-1a-4	43.64	1.83	13.5	11.5		12.24	12.33	2.21	0.89	98.07	Amp
C4-1a-5	44.45	0.98	13.3	11.6	0.26	12.55	11.95	1.46	1.32	97.84	Amp
C4-1a-6	45.39	0.60	12.1	9.0		16.13	11.23	1.33	1.34	97.10	Amp
C4-1a-7	44.03	1.51	12.6	9.5	0.36	14.58	11.74	1.83	1.71	97.88	Amp
C4-1a-8	43.27	0.75	12.5	9.2	0.53	15.02	12.95	2.08	1.54	97.88	Amp
C4-1a-9	37.60	1.80	12.4	19.7	0.32	9.21	14.34	1.91	0.99	98.24	Amp
C5-1a-1	43.32	1.28	14.9	15.7		8.51	11.37	1.69	1.11	97.92	Amp
C5-1a-2	42.47	1.25	12.9	11.9	0.25	13.57	11.29	1.66	1.36	96.68	Amp
C5-1a-3	45.11	0.28	13.8	10.3	0.39	12.80	12.03	1.58	1.68	97.93	Amp
C5-1a-4	43.76	1.08	14.8	11.0	0.39	11.98	11.56	1.49	1.56	97.62	Amp
C5-1a-5	44.80	1.19	13.6	10.3	0.37	13.00	11.68	1.89	1.42	98.26	Amp
C5-1a-6	41.46	1.39	13.0	12.4	0.31	13.00	12.85	1.79	1.88	98.12	Amp
C5-1a-7	43.79	1.18	14.7	10.7	0.47	11.39	12.43	1.56	1.33	97.58	Amp
C5-1a-8	43.09	1.23	14.3	11.6	0.73	12.30	11.12	1.17	1.39	96.87	Amp
C6-1a-1	41.47	2.17	13.0	15.5	0.51	9.82	12.64	1.69	1.26	98.01	Amp

C6-1a-2	41.78	1.36	14.0	13.6	0.43	10.67	12.97	1.85	1.18	97.87	Amp
C6-1a-3	42.52	1.88	13.1	14.5	0.21	10.93	11.64	1.39	1.03	97.15	Amp
C6-1a-4	47.18	1.19	11.9	10.2		13.61	11.09	1.42	1.39	98.03	Amp
C6-1a-5	46.97	1.16	11.3	10.6	0.157	13.76	10.97	2.18	0.85	97.87	Amp
C6-1a-6	47.73	1.20	10.9	9.8		14.43	11.62	1.36	0.91	97.89	Amp
C6-1a-7	44.88	0.80	12.1	12.3	0.382	12.24	11.80	1.61	1.70	97.86	Amp

ادامه جدول ۳-۲: ادامه آنالیز مقطع FA

Sample	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Total	
C2-1a-1	59.731	25.616		7.15	7.6129			100	Plg
C2-1a-2	62.176	23.986		5.766	8.2113	0.09098		100	Plg
C2-1a-3	60.831	24.852		6	7.8992	0.23741	0.5504	100	Plg
C2-2a-7	61.595	20.146	1.4787	1.69	2.2459	11.7741	0.8005	99.7	Plg
C2-2a-8	62.55	19.017	1.7104	0.557	1.9131	13.113	0.8995	99.8	Plg
C2-2a-9	64.27	16.764	1.9859	0.438	1.0703	14.0429	1.109	99.7	Plg
C2-2a-10	61.956	23.269	0.5095	5.327	8.6278			99.7	Plg
C2-2a-11	58.199	25.702	1.1202	8.654	6.3517	0.12309		100	Plg
C2-3a-4	56.551	26.952	0.8467	9.123	6.3802		0.4174	100	Plg
C2-3a-5	56.106	27.798		10.58	5.4254	0.22022		100	Plg
C1-6a-1	51.049	31.115		13.54	3.5822	0.27632	0.2072	99.8	Plg
C1-6a-2	55.804	27.647		10.02	5.4698	0.57464	0	99.5	Plg
C1-6a-3	54.92	28.795		10.71	5.1121	0.60781	0.0326	100	Plg
C1-6a-4	61.679	21.565		3.502	2.3743	10.4284	0.1312	99.7	Plg
C1-6a-5	67.907	19.879		0.483	10.772	1.14914	0	100	Plg
C1-6a-6	67.156	20.652		1.395	10.928	0.15854	0	100	Plg
C1-6a-7	55.465	28.255		10.68	5.1235	0.54895	0	100	Plg
C1-6a-8	55.503	28.467		10.35	5.5012	0.37111	0	100	Plg
C1-6a-9	56.295	27.452		9.439	5.8158	0.52496	0.1132	99.6	Plg
C4-8a-1	52.292	28.635		11.5	0.3293	6.52224	0.3926	99.7	Plg
C4-8a-2	52.969	28.084		10.66	0.5089	6.93009	0.6664	99.8	Plg
C4-8a-3	52.174	29.172		12.07	0.7863	5.62385		99.8	Plg
C4-8a-4	53.113	28.649		11.43	0.8021	6.16601		100	Plg
C4-8a-5	59.049	24.149		6.298	2.2775	8.34644	0.1908	100	Plg
C4-8a-6	56.122	27.287		9.387	4.071	3.11723	0.2559	100	Plg
C4-8a-7	60.926	24.013		5.597	6.0879	3.4588	0.187	100	Plg
C4-8a-8	47.69	33.231		16.4	0.2306	2.88261	0	100	Plg
C4-8a-9	48.556	32.3		15.23	0.4463	3.39448	0.2584	100	Plg
C4-9a-1	57.23	26.772		8.64	6.3708	0.43679	0	99.5	Plg
C4-9a-2	56.824	26.967		9	5.9121	0.73626	0.2308	99.7	Plg
C4-9a-3	55.451	27.863		10.17	5.1733	0.88245		99.5	Plg
C4-9a-4	67.04	19.47		0.311	8.5937	4.31478		99.7	Plg
C4-9a-5	58.798	25.824		7.466	6.8319	0.76706	0.133	99.8	Plg
C1-1a-8	68.342	19.52		0.336	11.612			99.8	Plg

C1-1a-9	67.137	20.014	0.1991	0.996	10.903	0.46053		99.7	Plg
C1-1a-10	68.093	19.752		0.121	11.445	0.28976	0.4588	100	Plg
C6-2a-1	62.882	23.124		4.699	8.2099	1.15505		100	Plg
C6-2a-2	64.459	21.306	0.5132	2.606	7.6856	3.79015		100	Plg
C6-2a-3	63.631	16.641	3.8484	1.048	3.4901	10.6561	0.4645	99.8	Plg
C6-2a-4	67.606	19.533	0.3067	0.822	11.03	0.33128		99.6	Plg

ادامه جدول ۳-۲: جدول: نتایج آنالیز میکروپروب بر روی نمونه‌های سنگی آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی تروند-احمدآباد. مقطع شماره

FY33

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Mineral
C2-1a-1	46.33	1.96	9.55	12.54	0.00	13.39	10.87	1.99	0.09	96.72	Amp
C2-1a-2	45.60	2.01	11.36	11.71	0.00	12.80	12.16	1.95	0.42	98.03	Amp
C2-1a-3	47.76	1.38	10.78	11.40	0.00	12.64	12.49	1.59	0.23	98.27	Amp
C4-1a-1	45.72	2.27	10.91	10.89	0.25	13.86	11.37	2.04	0.29	97.59	Amp
C4-1a-2	48.43	1.81	10.57	9.35	0.26	14.28	11.21	1.74	0.28	97.94	Amp
C4-1a-3	46.57	1.31	11.03	11.53	0.04	13.68	11.12	2.03	0.17	97.48	Amp
C4-1a-4	46.50	1.71	11.52	12.22		12.12	11.97	1.85	0.32	98.21	Amp
C3-1a-1	47.36	1.49	10.27	10.42	0.04	14.44	11.71	1.90	0.09	97.71	Amp
C3-1a-2	47.20	1.59	10.83	11.21		13.39	11.96	1.83	0.24	98.25	Amp
C3-1a-3	47.71	1.74	10.32	11.25		13.21	11.87	2.02	0.14	98.25	Amp
C3-1a-4	46.98	1.66	11.01	10.74	0.13	13.53	11.30	2.53	0.24	98.11	Amp
C6-1a-1	46.92	2.23	9.48	10.82	0.41	13.94	11.63	1.58	0.19	97.21	Amp
C6-1a-2	44.95	1.63	11.02	13.78	0.20	12.47	11.29	1.42	0.38	97.13	Amp
C6-1a-3	44.48	2.26	11.18	12.64	0.47	12.95	11.44	1.78	0.17	97.37	Amp
C6-1a-4	45.82	1.99	11.21	11.73	0.08	13.25	11.74	2.00	0.16	97.96	Amp
C6-1a-5	46.82	1.64	11.21	11.22		13.13	11.76	1.69	0.32	97.77	Amp
C6-1a-6	44.57	2.07	11.38	12.29	0.38	12.72	11.14	1.77	0.44	96.75	Amp
C7-1a-1	46.90	1.65	9.64	10.70		14.68	11.64	1.73	0.22	97.15	Amp
C7-1a-2	47.87	1.85	10.62	10.55	0.25	13.61	11.47	1.63	0.37	98.22	Amp
C7-1a-3	45.36	2.12	11.77	11.44	0.17	13.09	11.97	1.67	0.24	97.81	Amp
C7-1a-4	45.70	2.06	11.96	10.76	0.24	13.89	10.78	1.54	0.22	97.15	Amp
C7-1a-5	46.68	1.65	10.41	11.72		13.85	10.88	1.58	0.44	97.21	Amp

ادامه جدول ۳-۲: ادامه آنالیز مقطع FY33

Sample	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Total	Mineral
C1-1a-1	50.72	30.9	0.05	13.95	3.31	0.32		99.27	Plg
C1-1a-2	51.34	30.4	0.17	13.31	3.81		0.3154	99.38	Plg
C1-1a-3	52.87	29.4	0.66	12.21	4.63			99.77	Plg
C1-1a-4	53.66	28.8	0.95	11.80	4.76	0.16	0.053	100.2	Plg
C1-1a-5	60.21	24.4	0.77	6.55	7.59	0.29	0.6092	100.4	Plg
C1-1a-6	53.11	29.8	0.19	12.50	4.35	0.20		100.1	Plg
C1-1a-7	52.22	29.9	0.71	12.92	3.97	0.39	0.043	100.2	Plg
C1-1a-8	51.22	30.7	0.75	13.84	3.63	0.10		100.2	Plg
C1-1a-9	51.92	29.8	0.66	12.73	3.95	0.28	0.5758	99.87	Plg
C1-1a-10	51.30	30.7	0.86	13.90	3.69	0.01	0.0351	100.5	Plg

C1-1a-11	50.77	30.6	0.86	14.00	3.53		0.1385	99.86	Plg
C2-2a-1	51.76	30.3	0.48	13.04	3.95	0.11	0.5581	100.2	Plg
C2-2a-2	51.98	30.3	0.49	13.11	3.94	0.27		100.1	Plg
C2-2a-3	52.11	30.0	0.69	13.01	3.97	0.14	0.4411	100.4	Plg
C2-2a-4	59.95	23.6	1.68	6.60	7.39	0.58	0.2172	100.1	Plg
C2-2a-5	51.42	30.6	0.59	13.70	3.68	0.06	0.1366	100.2	Plg
C2-2a-6	50.01	31.2	0.73	14.44	3.23	0.01		99.66	Plg
C2-2a-7	60.33	24.4	0.43	6.31	7.89	0.03	0.2491	99.62	Plg
C4-2a-1	55.18	28.6	0.27	10.64	5.24	0.50		100.4	Plg
C4-2a-2	52.42	30.0	0.78	12.91	4.22			100.3	Plg
C4-2a-3	52.26	30.3	0.47	13.28	3.99		0.3639	100.7	Plg
C4-2a-4	54.97	28.2	0.70	10.93	5.12	0.45		100.3	Plg
C4-2a-5	51.37	30.6	0.35	13.39	3.76	0.06	0.3989	99.98	Plg
C4-2a-6	50.20	31.8	0.13	14.20	3.26	0.14	0.4956	100.2	Plg
C5-1a-1	49.84	31.9	0.69	15.02	3.08			100.6	Plg
C5-1a-2	50.17	31.8	0.34	14.67	3.18	0.08		100.2	Plg
C5-1a-3	54.51	28.1	0.92	11.11	5.04	0.20	0.426	100.3	Plg
C5-1a-4	53.10	29.3	1.08	12.33	4.43	0.09	0.3937	100.7	Plg
C5-1a-5	51.57	29.8	1.40	13.16	4.02		0.0327	99.94	Plg
C5-1a-6	49.63	31.4	1.11	15.14	2.87	0.01	0.2136	100.4	Plg
C5-1a-7	52.80	28.9	1.57	12.54	4.10	0.46	0.0451	100.4	Plg
C5-1a-8	52.62	30.1	0.54	13.11	3.97	0.29		100.6	Plg
C5-1a-9	51.59	30.5	0.72	13.11	3.89	0.13	0.7559	100.7	Plg
C3-1a-5	54.62	27.7	1.60	10.95	5.18	0.21	0.0113	100.3	Plg
C3-1a-6	51.82	30.2	1.04	13.22	4.00	0.01	0.4031	100.7	Plg
C3-1a-7	52.23	29.5	0.79	12.71	4.08	0.18	0.4267	99.91	Plg
C3-1a-8	50.59	31.0	0.92	14.50	3.11	0.32		100.5	Plg
C3-1a-9	51.18	30.5	0.79	13.88	3.67	0.02		100.1	Plg
C3-1a-10	51.39	30.3	0.99	13.28	3.84	0.16	0.1891	100.1	Plg
C6-1a-7	52.46	29.7	1.10	13.13	3.92	0.29		100.6	Plg
C6-1a-8	50.12	31.2	0.49	14.42	3.28	0.01	0.2248	99.76	Plg
C6-1a-9	51.04	31.2	0.63	14.37	3.34	0.09		100.7	Plg
C6-1a-10	52.98	29.7	0.79	12.58	4.18	0.38		100.6	Plg
C6-1a-11	52.32	29.6	0.96	12.79	4.23	0.06	0.1469	100.1	Plg
C6-1a-12	53.22	29.6	0.67	12.74	4.19	0.29		100.7	Plg
C7-2a-1	56.67	27.1	0.85	9.65	5.92	0.41		100.6	Plg
C7-2a-2	53.96	29.1	0.62	11.59	4.82	0.31		100.4	Plg
C7-2a-3	52.92	29.4	0.76	12.55	4.24	0.22	0.1171	100.2	Plg
C7-2a-4	52.49	30.0	0.70	13.00	4.09	0.26		100.6	Plg
C7-2a-5	51.61	30.5	0.79	13.88	3.67			100.5	Plg
C7-2a-6	49.08	30.1	0.60	13.78	3.21	0.21	0.1713	97.14	Plg
C7-2a-7	58.35	23.5	1.02	6.47	6.77	1.26		97.39	Plg
C7-2a-8	53.23	29.3	0.95	12.25	4.43	0.27	0.0444	100.5	Plg
C7-2a-9	52.97	30.0	0.23	12.41	4.43	0.22		100.3	Plg

ادامه جدول ۳-۲: جدول: نتایج آنالیز میکروپروپ بر روی نمونه‌های سنگی آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی تروند-احمدآباد. مقطع شماره

FR63

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Mineral
C4-1a-1	45.37	1.07	10.98	14.24	0.35	10.95	12.32	1.65	1.07	98.00	Amp
C4-1a-2	46.53	1.22	9.94	14.28	0.58	10.82	11.92	1.42	1.35	98.07	Amp
C4-1a-3	45.09	0.86	11.09	14.99	0.43	9.94	12.56	1.60	1.26	97.82	Amp
C4-1a-4	43.60	1.70	13.29	11.89	0.43	11.95	12.31	1.61	1.11	97.88	Amp
C4-1a-5	45.60	2.01	12.11	9.51	0.28	13.81	11.61	1.42	1.31	97.66	Amp
C4-1a-6	44.70	1.50	11.74	10.08		13.03	13.65	1.93	1.45	98.07	Amp
C4-1a-7	39.00	0.27	16.24	20.86	0.40	22.02	0.58	0.69	0.02	100.08	Amp
C4-1a-8	36.78	0.21	17.15	19.80	0.10	19.87	0.80	0.22	0.21	95.13	Amp
C4-1a-9	36.39	0.54	15.88	20.88	0.60	20.17	0.51	0.09	0.06	95.12	Amp
C3-1a-1	43.74	1.26	13.14	13.05	0.03	11.32	12.27	1.31	1.47	97.59	Amp
C3-1a-2	43.64	1.27	13.38	13.87	0.24	10.81	11.35	1.75	1.70	98.02	Amp
C3-1a-3	43.80	0.83	11.68	13.30	0.86	11.43	11.73	1.62	1.43	96.67	Amp
C3-1a-4	43.99	1.31	13.19	13.67	0.20	10.98	11.25	1.99	1.48	98.06	Amp
C3-1a-5	41.75	1.70	13.39	14.13	0.64	10.91	12.71	1.29	1.61	98.13	Amp
C3-1a-6	42.62	1.64	13.35	14.16		11.01	11.16	1.83	1.83	97.59	Amp
C3-1a-7	45.31	1.15	11.70	11.86	0.17	12.28	12.33	1.19	1.27	97.27	Amp
C2-2a-1	44.79	1.44	13.00	13.18	0.57	10.32	12.30	1.08	1.73	98.40	Amp
C2-2a-2	43.55	1.56	12.41	13.88		11.49	12.04	1.86	1.31	98.11	Amp
C2-2a-3	43.72	2.03	13.73	12.45	0.27	10.14	12.33	1.83	1.51	98.01	Amp
C2-2a-4	45.89	0.82	13.23	10.98		12.01	11.89	1.92	1.21	97.95	Amp
C1-2a-1	44.58	0.88	11.75	14.50	0.65	10.28	12.49	1.40	1.31	97.84	Amp
C1-2a-2	45.51	1.19	12.20	11.93	0.50	12.14	11.57	2.10	1.28	98.42	Amp
C1-2a-3	44.23	0.73	11.19	14.13	0.18	10.91	12.13	1.70	1.53	96.74	Amp
C1-2a-4	43.51	1.37	10.53	15.95	0.05	10.35	12.42	1.28	1.59	97.04	Amp
C6-1a-1	45.22	1.12	11.08	12.99	0.63	12.16	12.23	1.05	1.46	97.92	Amp
C6-1a-2	44.50	1.71	12.23	12.36	0.44	11.26	12.31	1.87	1.49	98.18	Amp
C6-1a-3	44.24	1.40	10.93	14.95	0.12	9.75	14.43	0.54	1.80	98.16	Amp
C6-1a-4	42.57	1.40	13.21	12.39	0.49	11.88	11.99	1.47	1.62	97.01	Amp
C8-1a-1	43.68	1.41	12.73	14.42	0.41	10.36	12.13	1.56	1.32	98.02	Amp
C8-1a-2	43.10	1.40	12.16	16.18	0.31	10.03	12.61	1.13	1.36	98.28	Amp
C8-1a-3	43.07	1.69	11.29	15.82	0.23	10.69	12.10	1.74	1.34	97.95	Amp
C8-1a-4	44.14	1.42	11.00	16.24	0.67	10.01	11.65	1.51	1.38	98.02	Amp
C8-1a-5	42.73	1.29	12.77	16.06	0.10	9.81	12.26	1.83	0.98	97.83	Amp
C8-1a-6	43.62	1.72	11.90	13.44	0.32	11.57	11.98	1.95	1.44	97.95	Amp
C8-1a-7	43.44	1.07	12.06	15.70	0.02	10.94	11.80	1.90	1.31	98.24	Amp
C8-1a-8	45.65	1.46	11.93	13.34		11.25	11.51	1.85	1.33	98.34	Amp
C8-1a-9	45.10	1.33	12.08	12.54		11.92	12.11	1.65	1.65	98.38	Amp

ادامه جدول ۲-۳

Sample	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Total	Mineral
C4-2a-1	65.33	18.62	0.496	0.343	3.404	11.525	0.7565	100.5	Plg
C4-2a-2	65.49	18.76	0.283	0.525	3.244	11.789	0.063	100.2	Plg
C4-2a-3	64.28	19.48	0.243	0.624	3.218	11.283	1.4183	100.5	Plg
C4-2a-4	64.73	18.55	0.778	0.329	2.935	12.155	0.6132	100.1	Plg
C3-2a-1	64.44	19.55	0.125	0.785	3.106	11.527	0.8193	100.4	Plg
C3-2a-2	65.36	19.35	0.364	0.659	4.773	9.3644	0.4887	100.4	Plg
C3-2a-3	65.49	19.12	0.131	0.567	3.194	11.796	0.338	100.6	Plg
C3-2a-4	64.89	18.53	0.593		3.233	11.801	1.0346	100.1	Plg
C3-2a-5	65.33	18.99	0.208	0.441	2.972	12.199	0.3244	100.5	Plg
C3-2a-6	65.9	18.41	0.451		3.213	12.336	0.1182	100.4	Plg
C5-1a-1	58.38	26.04	0.434	8.327	6.664	0.4097		100.3	Plg
C5-1a-2	59.39	24.87	0.057	6.298	7.135	0.9837	0.7689	99.51	Plg
C5-1a-3	59.66	25.27		6.771	6.953	1.2334		99.89	Plg
C5-1a-4	56.88	26.61	0.201	8.724	5.928	0.7941	0.6375	99.77	Plg
C5-1a-5	55.83	27.1	0.158	9.207	5.551	0.8914	0.44	99.18	Plg
C5-1a-6	57.91	25.9	0.505	8.215	6.548	0.5046	0.176	99.76	Plg
C5-1a-7	56.37	27.25	0.023	9.072	5.708	0.8268	0.5436	99.79	Plg
C2-1a-1	56.77	25.35	0.815	6.99	6.393	0.4673	3.3307	100.1	Plg
C2-1a-2	57.62	26.92	0.256	8.869	6.379	0.4112	0.1334	100.6	Plg
C2-1a-3	54.36	28.73	0.216	11.27	5.073	0.1731		99.82	Plg
C2-1a-4	57.05	27.27		9.254	5.97	0.6207		100.2	Plg
C2-1a-5	57.92	26.89		8.777	6.589	0.2176		100.4	Plg
C2-1a-6	61.17	24.53	0.215	6.111	7.998	0.4293		100.5	Plg
C1-1a-1	53.92	28.22	0.563	10.95	4.87	0.4459	0.3051	99.27	Plg
C1-1a-2	54.19	28.99	0.361	11.34	4.828	0.4817	0.0876	100.3	Plg
C1-1a-3	54.89	28.46		10.48	5.357	0.3203	0.2098	99.72	Plg
C1-1a-4	56.33	27.09	0.462	9.272	5.989	0.485		99.63	Plg
C7-1a-2	60.11	25.17	0.045	6.843	7.313	0.5479	0.492	100.5	Plg
C7-1a-3	53.64	29.56		11.68	4.667	0.388		99.94	Plg
C7-1a-4	54.38	29.43		11.62	5.016	0.0962		100.5	Plg
C7-1a-5	57	27.33	0.065	9.36	6.149	0.2612	0.185	100.4	Plg
C7-1a-6	55.65	27.91	0.093	9.963	5.584	0.4402	0.2201	99.86	Plg
C7-1a-7	57.24	26.48	0.552	8.935	6.231	0.4845		99.92	Plg

ادامه جدول ۲-۳: جدول: نتایج آنالیز میکروپروب بر روی نمونه‌های سنگی آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی تروند-احمدآباد. مقطع شماره

FY51

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Total	Mineral
C1-1a-1	51.47	0.85	2.56	10.34	0.43	13.42	20.68	0.11	0.21		100	Px
C1-1a-2	52.81	0.41	1.56	8.35	0.66	12.34	22.66	0.69	0.04	0.27	99.8	Px
C1-1a-3	53.09	0.95	0.98	7.93		14.90	21.45	0.52	0.07		99.9	Px
C2-2a-1	52.91	0.54	1.53	7.51	0.27	14.39	22.21	0.43	0.02	0.26	100	Px
C2-2a-2	48.62	0.96	1.89	12.50	0.10	5.34	30.75	0.06	0.16		100	Px

C2-2a-3	52.49	0.64	2.06	8.17	0.36	14.40	22.04	0.22	0.06		100	Px
C3-2a-1	53.87	0.44	1.36	7.24	0.26	15.18	21.30	0.48	0.18		100	Px
C3-2a-2	52.58	1.12	1.88	8.32	0.27	14.21	21.75	0.32	0.22	0.02	101	Px
C3-2a-3	52.86	0.36	1.41	7.69	0.36	14.34	22.40	0.25		0.31	100	Px
C3-3a-1	51.64	0.93	3.02	9.21	0.43	12.85	21.03	0.78		0.37	100	Px
C3-3a-2	51.65	0.49	3.00	8.18	0.43	12.99	23.28	0.20	0.17		100	Px
C3-3a-3	52.41	0.79	1.83	7.47	0.22	15.11	21.58		0.31		99.7	Px
C3-3a-4	53.07	0.40	1.37	7.26	0.53	15.29	21.72	0.07	0.16	0.12	100	Px
C4-2a-1	52.26	0.66	2.14	8.97	0.26	14.25	21.52	0.21			100	Px
C4-2a-2	47.84	1.37	1.71	12.10	0.39	7.37	28.91	0.14	0.12	0.06	100	Px
C4-2a-3	52.88	0.08	2.15	8.13	0.17	15.20	21.76	0.11		0.12	101	Px
C4-2a-4	52.88	1.14	1.64	6.47	0.23	14.64	22.51	0.47	0.12		100	Px
C4-2a-5	52.58	0.33	1.67	8.58	0.58	13.90	22.70				100	Px
C4-2a-6	52.12	0.45	1.42	8.84	0.23	13.08	23.91			0.01	100	Px

ادامه جدول ۳-۲: ادامه آنالیز مقطع شماره FY51

Sample	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Total	Mineral
C1-1a-4	64.41	19.116	0.2919	0.532	1.44	14.34	0.34	100.5	Plg
C1-1a-5	65.07	18.646		0.265	1.65	14.21	0.32	100.2	Plg
C1-1a-6	56.1	27.769	0.3471	10.13	5.29	0.907		100.5	Plg
C1-1a-7	47.77	33.076	0.3192	16.5	1.96	0.021	0.34	99.98	Plg
C1-1a-8	51.85	30.402	0.3593	13.07	3.9	0.359		99.94	Plg
C2-2a-4	63.97	18.916	0.1753	0.448	1.68	13.79	0.76	99.74	Plg
C2-2a-5	64.86	18.941	0.2086	0.647	1.54	14.22		100.4	Plg
C2-2a-6	64.5	18.806		0.439	1.32	14.52	0.2	99.78	Plg
C2-2a-7	53.72	28.923	0.4267	11.5	4.95		0.36	99.88	Plg
C2-2a-8	52.91	29.439	0.584	12.39	4.21	0.332	0.31	100.2	Plg
C2-2a-9	55.24	27.975	0.0427	10.19	5.2	0.769	0.12	99.54	Plg
C3-1a-1	50.97	30.593	0.5475	13.77	3.43	0.383	0.07	99.76	Plg
C3-1a-2	55.89	27.926	0.4049	10.14	5.43	0.688		100.5	Plg
C3-1a-3	53.66	29.578	0.2166	11.89	4.37	0.764	0.05	100.5	Plg
C3-1a-4	54.77	28.29	0.0337	10.23	4.99	0.842	0.79	99.94	Plg
C3-1a-5	54.08	28.413	1.0007	11.45	4.82	0.37		100.1	Plg
C3-2a-10	64.17	18.821	0.4295	0.595	1.54	13.91	0.69	100.2	Plg
C3-2a-11	64.3	19.011	0.2266	0.669	1.61	13.89	0.39	100.1	Plg
C4-1a-1	53.49	29.412	0.1961	11.99	4.14	0.981		100.2	Plg
C4-1a-2	54.45	27.993	0.818	10.84	4.87	0.727	0.16	99.86	Plg
C4-1a-3	55.41	28.082	0.61	10.61	5.16	0.712		100.6	Plg
C4-1a-4	64.36	18.949	0.3203	0.765	1.3	14.34	0.18	100.2	Plg
C4-1a-5	54.42	28.84	0.0448	11.13	5.1	0.246		99.78	Plg
C4-1a-6	52.37	28.838	1.5195	12.46	3.9	0.786		99.88	Plg
C5-1a-1	55.28	27.748	0.6982	10.52	4.97	0.963		100.2	Plg
C5-1a-2	53.57	28.591	0.7977	11.48	4.27	1.11		99.82	Plg
C5-1a-3	52.87	29.503	0.2638	11.91	4.32	0.493	0.55	99.91	Plg

C5-1a-4	53.41	29.755		12.16	4.26	0.522	0.37	100.5	Plg
C5-1a-5	51.59	31.197		13.75	3.55	0.371	0.06	100.5	Plg
C6-1a-1	54.4	28.691	0.1869	11.11	4.74	0.806		99.94	Plg
C6-1a-2	54.13	28.819	0.6856	11.62	4.69	0.469		100.4	Plg
C6-1a-3	52.35	29.776	0.873	12.83	3.83	0.694		100.4	Plg
C6-1a-4	49.11	32.51	0.0741	15.39	2.77			99.86	Plg
C6-1a-5	53.82	28.09	0.9311	11.05	4.37	1.088	0.64	99.99	Plg
C6-1a-6	52.21	30.257	0.3266	13.01	3.73	0.686		100.2	Plg
C6-1a-7	50.52	31.215	0.4678	13.8	3.2	0.446	1	100.6	Plg
C6-1a-8	50.98	31.615		14.34	3.22	0.335		100.5	Plg
C6-1a-9	52.31	30.386		12.95	3.8	0.633		100.1	Plg
C6-1a-10	51.11	31.032	0.3241	13.88	3.54	0.199		100.1	Plg

ادامه جدول ۳-۲: ادامه آنالیز مقطع FY51

Anal.Nr	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Cr2O3	NiO	Total	Mineral
C2-1a-1	36.74			26.49	1.1	32.51	0.19	0.56	0.08		97.7	Ol
C2-1a-2	37.54		0.021	25.78	1.25	34.85	0.32		0.05		99.8	Ol
C2-1a-3	37.84	0.06		25.3	1.12	34.52	0.4	0.51	0.17	0.02	100	Ol
C3-2a-4	37.71	0.01		27.3	0.29	34.78	0.06		0.02	0.05	100	Ol
C3-2a-5	37.31			27.59	0.69	33.92	0.07		0.09	0.30	100	Ol
C3-2a-6	37.43		0.03	27.6	0.45	34.02	0.19			0.16	99.9	Ol
C3-2a-7	37.25		0.25	27.97	1.16	32.8	0	0.07	0.62		100	Ol
C3-2a-8	37.58			27.89	0.3	34.25	0.02		0.20	0.11	100	Ol
C3-2a-9	37.18	0.21		27.27	2	33.01			0.21		99.9	Ol
C4-2a-7	37.13	0.19	0.28	27.97	1.09	32.9	0.09				99.7	Ol
C4-2a-8	34.75	0.16	0.27	39.51	1.85	22.71	0.34				99.6	Ol
C4-2a-9	38.12	0.06	0.08	23.76	1.05	36.86	0.1			0.10	100	Ol

ادامه جدول ۳-۲: جدول: نتایج آنالیز میکروپروب بر روی نمونه‌های سنگی آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی تروند-احمدآباد. مقطع شماره FR6

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Mineral
C1-1a-1	39.87	2.56	12.32	14.18	1.26	9.75	15.98	0.92	1.71	98.55	Amp
C1-1a-2	42.75	0.95	13.31	13.59	0.00	11.99	12.06	1.86	1.17	97.69	Amp
C1-1a-3	40.40	1.98	14.08	11.91	0.39	13.50	12.04	1.40	1.66	97.35	Amp
C2-2a-1	42.50	1.24	14.18	11.83	0.16	12.37	12.72	1.19	1.42	97.60	Amp
C2-2a-2	51.23	0.55	3.59	7.87	0.67	13.95	22.20	0.02	0.06	100.14	Amp
C2-2a-3	50.23	0.54	3.52	7.72	0.66	13.68	21.76	0.02	0.06	98.18	Amp
C3-1a-1	50.68	0.04	3.50	7.62	0.56	13.04	21.56	0.49		97.48	Amp
C3-1a-2	52.38		2.36	4.81		15.14	20.87	0.74	0.41	96.70	Amp
C3-1a-3	47.78	0.96	6.22	7.70	0.27	11.02	23.39	0.41		97.75	Amp
C3-1a-4	48.41	0.48	5.88	8.39		11.93	22.12	0.28		97.48	Amp
C3-1a-5	41.56	0.92	14.42	10.92	0.36	13.25	11.86	1.51	2.49	97.30	Amp
C3-1a-6	42.53	1.78	13.37	11.52	0.16	11.69	13.12	2.39	1.62	98.19	Amp
C3-1a-7	47.53	0.59	7.14	7.80	0.90	11.18	21.34	0.71	0.29	97.49	Amp

C3-2a-1	53.13	1.03	2.93	7.07	0.33	11.91	21.45			97.85	Amp
C3-2a-2	50.15	0.77	3.62	8.27	0.32	13.22	21.08		0.24	97.66	Amp
C3-2a-3	50.82	0.51	3.84	7.93		12.90	21.35	0.12	0.14	97.60	Amp
C4-1a-1	50.19	0.60	4.96	4.78	0.51	13.68	22.83	0.32	0.05	97.92	Amp
C4-1a-2	46.40	0.22	5.78	10.19	0.17	10.93	24.12		0.03	97.84	Amp
C4-1a-3	50.30	0.74	6.55	7.37	0.17	11.49	20.74			97.37	Amp
C4-1a-4	52.69	0.03	2.63	4.41	0.33	15.16	21.57	0.50		97.32	Amp
C4-1a-5	50.03	0.13	5.78	7.22	0.29	12.36	21.89	0.28		98.00	Amp
C4-1a-6	48.25	0.72	5.94	8.61	0.26	11.19	22.84	0.17	0.02	98.00	Amp
C5-1a-1	41.77	2.04	13.85	12.83	0.25	11.83	11.84	1.29	1.32	97.01	Amp
C5-1a-2	41.08	1.34	13.11	13.68	0.02	12.62	12.34	0.79	1.55	96.52	Amp
C5-1a-3	42.25	0.98	13.41	11.91	0.26	12.40	12.60	1.89	2.30	98.02	Amp

ادامه جدول ۳-۲: ادامه آنالیز مقطع FR6

Sample	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	BaO	Total	Mineral
C2-2a-1	64.71	21.8544	0.5225	3.1918	9.7686	0.2613		100.31	Plg
C2-2a-2	67.39	18.9925	1.28	0.7558	10.874	0.512	0.378	100.18	Plg
C2-2a-3	66.72	20.3968	0.5017	1.5906	10.633	0.3671		100.21	Plg
C2-2a-4	67.48	20.2532		1.231	11.044	0.0232	0.035	100.07	Plg
C2-2a-5	67.77	20.3692		1.1651	10.931	0.3273		100.56	Plg
C2-2a-6	68.4	19.3331	0.6352	0.6352	11.268	0.1519	0.4	100.82	Plg
C2-2a-7	67.11	20.0293		1.0061	10.894	0.1503	0.601	99.788	Plg
C2-2a-8	59.57	24.9901	0.8727	7.0494	7.6387	0.034		100.15	Plg
C4-2a-1	49.97	31.4649		14.103	3.2696		0.848	99.651	Plg
C4-2a-2	51.57	30.4822	0.2306	13.277	3.5641	0.5188	0.269	99.91	Plg
C4-2a-3	52.52	30.0693	0.2532	12.798	4.1724		0.619	100.43	Plg
C4-3a-2	54.95	28.5657	0.07	10.886	4.6926	1.1306		100.3	Plg
C4-3a-3	53.69	28.9421	0.1138	11.565	4.2565	0.9764	0.076	99.624	Plg
C4-3a-5	54.79	27.2318	0.2418	9.1965	2.1855	5.5992	1.325	100.57	Plg
C4-3a-6	53.28	29.9551		12.637	3.9326	0.7482		100.55	Plg
C4-3a-7	56.82	27.1043	0.6787	9.5878	5.5372	1.0773		100.8	Plg
C4-4a-1	64.6	18.9555		0.3846	0.8501	15.11	0.992	100.89	Plg
C4-4a-2	50.41	31.1919	0.9363	14.441	3.1039	0.3562		100.44	Plg
C4-4a-3	61.78	20.732		2.5366	1.561	12.02	1.063	99.689	Plg
C4-4a-4	52.28	30.6761	0.0949	13.445	3.9757			100.47	Plg
C4-4a-5	56.3	27.3322	0.2493	9.5847	5.448	1.0065	0.175	100.1	Plg
C4-4a-6	53.33	29.6101	0.8131	12.574	4.3632	0.1487		100.84	Plg
C4-4a-7	51.64	31.0157		13.3	3.8159	0.0102	1.13	100.91	Plg

ادامه جدول ۳-۲: جدول: نتایج آنالیز میکروپروب بر روی نمونه‌های سنگی آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی تروند-احمدآباد. مقطع شماره

FY13

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Mineral
S7-25	44.88	1.93	12.54	10.51	15.79	11.6	2.66		99.91	Amp
S7-26	44.83	1.84	12.1	11.02	15.83	11.75	2.56		99.93	Amp

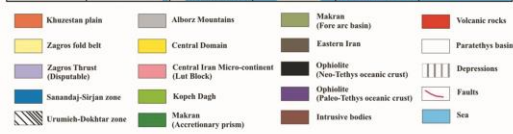
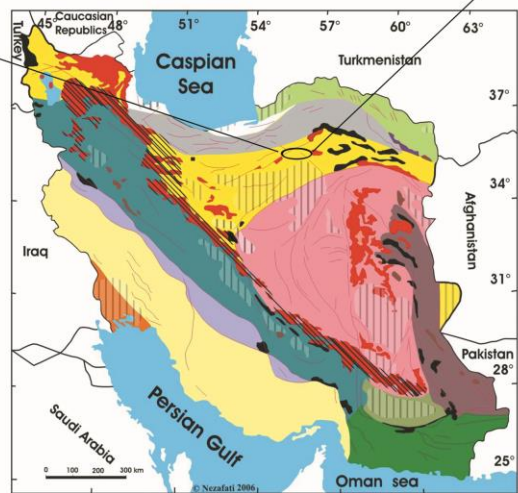
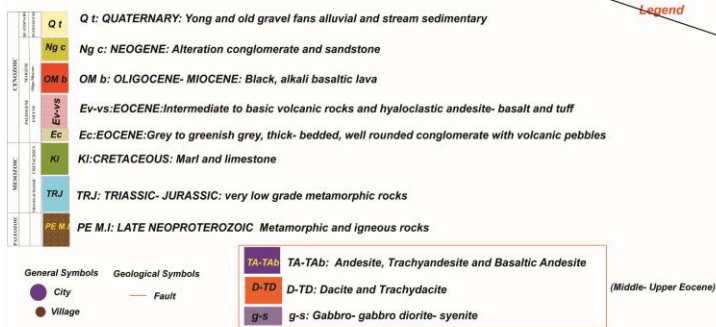
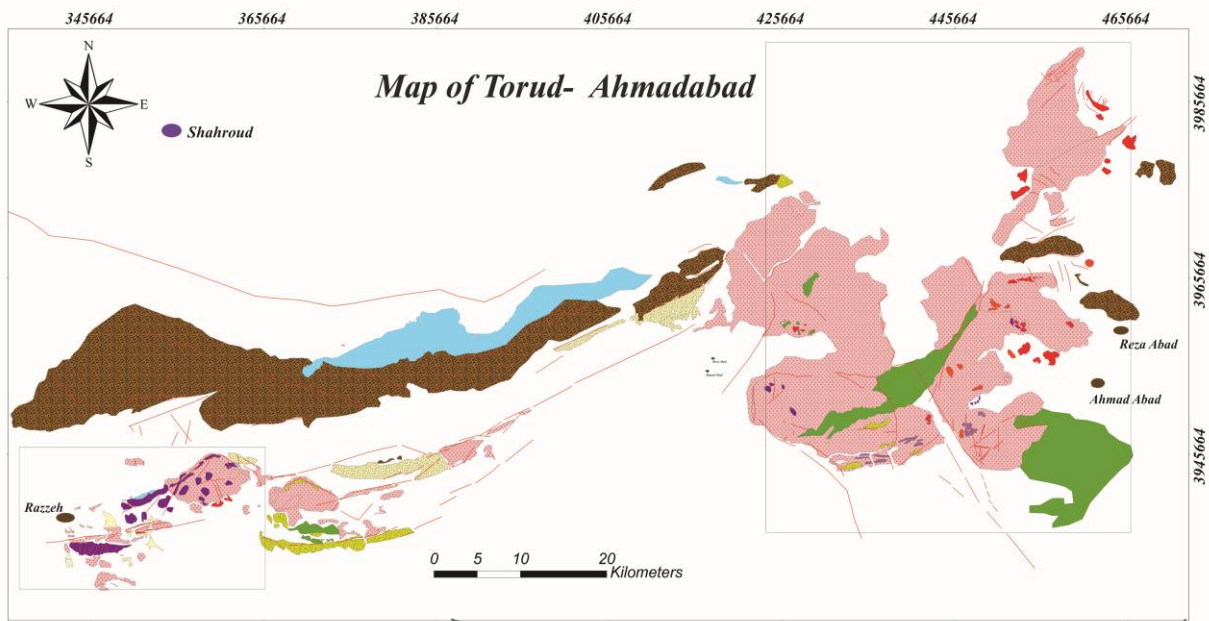
S7-27	44.26	1.9	12.43	11.3	15.54	11.8	2.35	0.32	99.9	Amp
S10-51	44.2	1.96	12.59	10.97	16.05	11.67	2.47		99.91	Amp
S10-52	44.36	2.14	12.27	10.4	15.92	11.77	2.59	0.35	99.8	Amp
S10-53	44.41	2.22	11.6	12.86	13.6	12.97	1.71	0.43	99.8	Amp
S10-54	44.29	1.91	12.89	10.94	15.87	11.67	2.26		99.83	Amp
S11-55	44.33	1.84	12.95	10.66	15.8	11.56	2.33	0.36	99.83	Amp
S11-56	43.15	1.82	13.61	13.06	14.27	11.51	2.41		99.83	Amp
S11-57	23.91	4.09	6.02	36.39	5.15	23.39	0.67		99.62	Amp
S11-58	44.39	1.94	12.59	10.5	15.81	11.8	2.38	0.32	99.73	Amp

ادامه جدول ۳-۲: ادامه آنالیز مقطع FY13

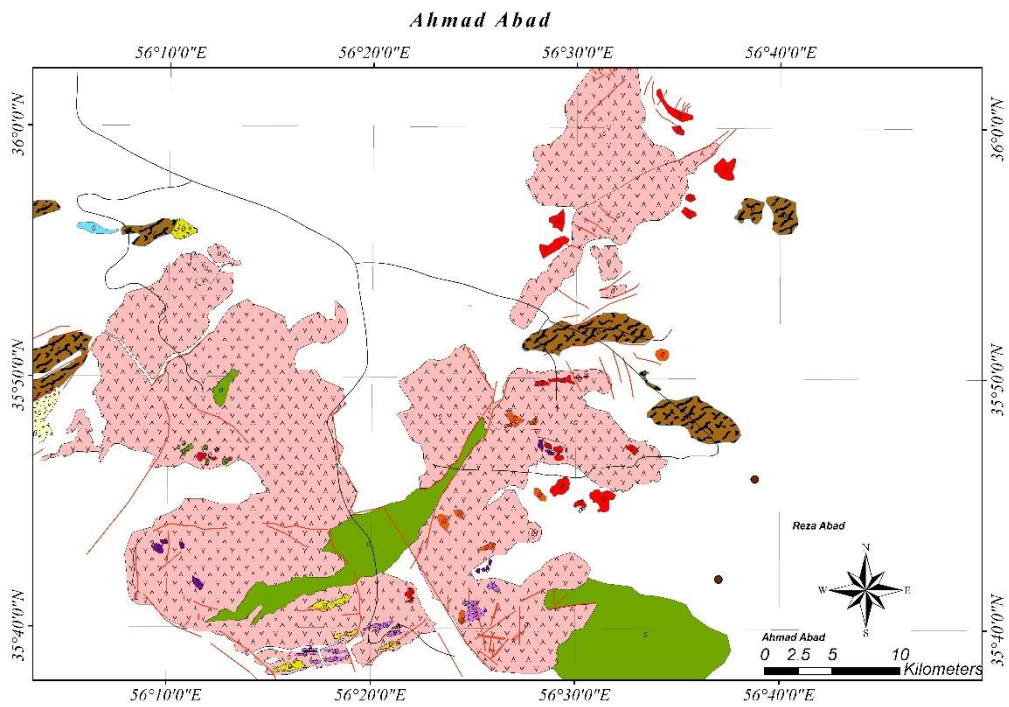
Sample	SiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Mineral
S5-6	54.43	28.77	0.66		11.32	4.77		99.95	Plg
S5-7	66.59	21.37	0.16		1.53	10.36		100.01	Plg
S5-8	69.59	16.8	2.42	2.01	1.87	2.93	4.24	99.86	Plg
S5-9	57.37	26.82	0.75		8.85	5.87	0.32	99.98	Plg
S5-10	56.76	27.4	0.46		9.55	5.82		99.99	Plg
S5-11	54.89	28.29	0.65		11.28	4.72		99.83	Plg
S5-12	53.53	29.29	0.55		11.55	5.06		99.98	Plg
S5-13	57.91	13.63	5.46	12.29	3.51	1.37	5.2	99.79	Plg
S5-14	58.53	25.38	0.69		8.05	6.91	0.42	99.98	Plg
S5-15	69.06	18.82	0.46		3.99	6.83	0.69	99.85	Plg
S5-16	53.35	29.3	0.55		12.11	4.56		99.87	Plg
S5-17	59.64	23.71	1.41	2.22	7.02	5.57	0.42	99.99	Plg
S9-40	55.97	27.73	0.62		10.06	5.63		100.01	Plg
S9-41	53.73	29.31	0.5		11.66	4.75		99.95	Plg
S9-42	67.46	18.7	0.78		0.58	6.01	6.46	99.99	Plg
S9-45	53.1	29.41	0.7		12.16	4.52		99.89	Plg
S10-46	57.66	26.54	0.74		8.96	6.1		100	Plg
S10-47	58.68	25.06	0.46	0.71	7.59	6.65		99.15	Plg
S10-48	53.5	28.49	0.72		12.63	4.2	0.42	99.96	Plg
S10-49	52.42	26.91	1.12		14.77	3.05		98.27	Plg
S10-50	55.82	25.14	1.34	0.88	10.66	5.47	0.62	99.93	Plg
S12-64	67.89	20.37	0.02		0.58	11.05		99.91	Plg
S12-65	54.12	29.18	0.54		11.27	4.8		99.91	Plg
S12-66	56.02	25.14	2.07	2.4	8.63	5.4	0.31	99.97	Plg

ادامه جدول ۳-۲: جدول: نتایج آنالیز میکروپروپ بر روی کانی اپک نمونه‌ای از سنگ‌های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی تروود-احمدآباد

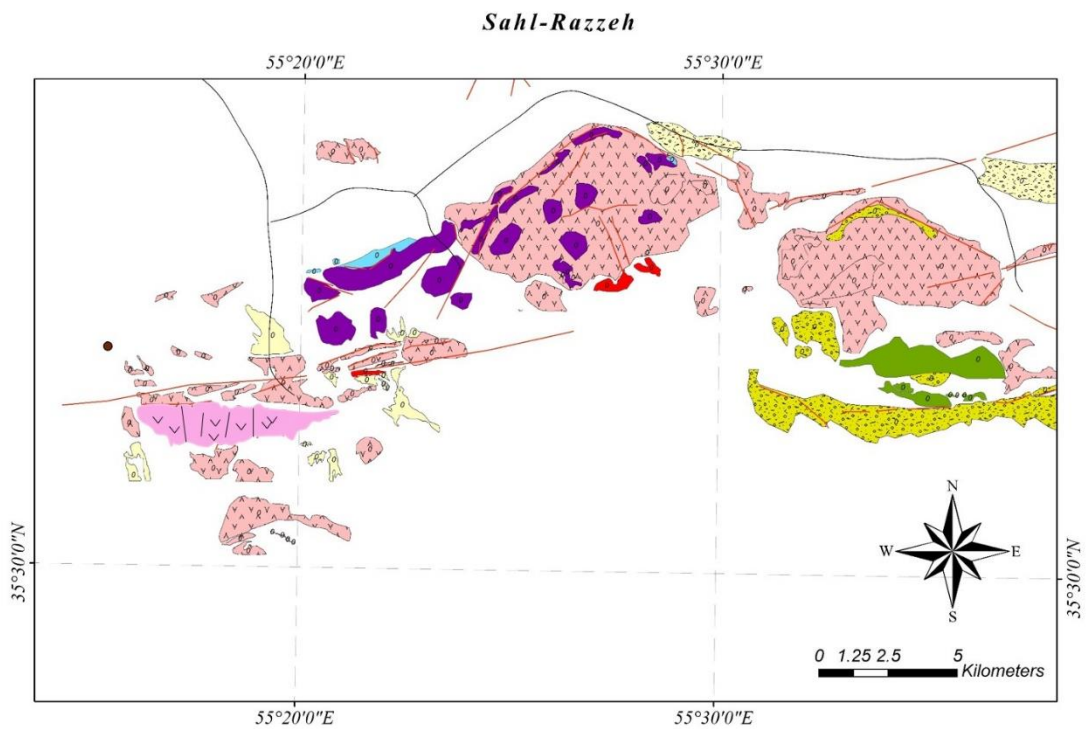
Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO(T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	Total
S6-18	1.17		0.63	97.19			0.27				99.26
S6-19	1.05	0.48	0.62	94.18			1.72				98.05
S6-20	2.61	28.81	1.02	62.4	4.9		0.21			0.05	100
S6-21	2.85	23.97	0.82	53.65	3.84		9.46				94.59
S6-24	1.03		0.7	97.36			0.3			0.01	99.4
S8-28	15.71	1.28	7.72	70.63			1.39	3.24			99.97
S8-29	4.11	9.17	1.18	84.84			0.48			0.15	99.93
S8-30	17.54	1.47	6.78	63.39		2.74	5.02	1.33			98.27
S8-31	13.28	2.17	5.3	74.66		1.86	2.47		0.16	0.03	99.93
S8-32	4.09	1.48	1.55	92.29			0.46			0.01	99.88



شکل ۲-۱: نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه.



ادامه شکل ۲-۱: نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه احمدآباد.



ادامه شکل ۲-۱: نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه سهل - رزه.

منابع

منابع

- اکرمیان ا، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی زمین شناسی و پتروژنز سنگ های آذرین کرتاسه منطقه زمان آباد (خارتوران- جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اکرمیان ا، قاسمی ح.ا، طاهری ع.ا. و صادقیان م، (۱۳۸۹)، "ماگماتیسم آندزیتی- داسیتی ائوسن میانی- فوقانی در منطقه زمان آباد، جنوب شرق شاهرود: نشانه ای از ماگماتیسم کالکو آلکالن حاشیه قاره ای ایران مرکزی"، چهاردهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، ۲۵ الی ۲۷ شهریور ماه، صفحه ۱-۶. ارومیه.
- آسیابانها ع، (۱۳۷۴) " بررسی میکروسکوپی سنگ های آذرین و دگرگونی " دانشگاه بین المللی امام خمینی، ص ۶۲۹.
- آقاجانی ح، محمدی ح. و بابایی ب، (۱۳۸۵)، "شناسایی پتانسیل های معدنی منطقه رزوه شاهرود با استفاده از داده های سنجش از دور"، نشریه زمین شناسی ژئوتکنیک دانشگاه آزاد اسلامی، شماره سوم، ص ۱-۸، زاهدان.
- آقائباتی س.ع، (۱۳۸۵) " زمین شناسی ایران " سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۵۸۶.
- بربریان م، (۱۳۶۲) "دگرریختی قاره ای در فلات ایران زمین " سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۵۲.
- برهمند م، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "بررسی موقعیت چینه شناسی و پتروژنز بازالت های نئوژن منطقه ی احمدآباد (خارتوران، جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود.
- برهمند م. و قاسمی ح، (۱۳۸۹)، "زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ های آذرین نیمه عمیق موجود در سازند قرمز زیرین ناحیه گرمسار"، چهاردهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، ۲۵ تا ۲۷ شهریور ماه ۱۳۸۹، ارومیه.
- بلاغی اینالو، م، (۱۳۹۳)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی، ز، صادقیان م، قاسمی ح. و محجل م، (۱۳۹۲)، "ژئوشیمی و سن سنجی U- Pb سنگ های گرانیته کمپلکس دگرگونی- آذرین دلبر (بیارجمند)، جنوب شرق شاهرود"، هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، تهران.
- بلاغی، ز، صادقیان م، قاسمی ح، محجل م. و جای م، (۱۳۹۳) "کانی شناسی، زمین شیمی و سن سنجی دایک های مافیک موجود در مجموعه ی دگرگون دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)" مجله بلورشناسی و کانی شناسی شماره سوم، ص ۴۷۱-۴۸۴.
- پادیار ف، رهگشا م، علیرضایی س، پورمعافی م، واندرحقی ا. و تورینتا کمیل کومون م، (۱۳۹۴)، "معرفی زیرکنهای ماگمایی و هیدروترمالی حاوی انکلوزیونهای سیال و انکلوزیونهای مذاب در

- توده‌های پورفیری میدوک لاطلا در شمال کرمان ایران"، اولین همایش تخصصی و ملی کاربرد سیالات درگیر در علوم زمین. ص ۸ تا ۸.
- تنها ع، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه ارشد: "پتروژنز سنگ‌های آذرین نئوژن در شمال انبرآباد (مشکان)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- جمالی، ز، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه شرق رزه (شمال شرق تروود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- جمشیدی خ، (۱۳۸۶)، پایان‌نامه ارشد: "مطالعه ماگماتیسیم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- جمشیدی خ، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های آداکیتی شمال باشتین، سبزوار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- جمشیدی خ، قاسمی ح. و صادقیان م، (۱۳۹۲) "سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پر سیلیس پسا‌فیولیتی سبزوار" **مجله پترولوژی**، ص ۵۱ تا ۶۸.
- حسینی ح، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرنولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی ح، صادقیان م. و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینه‌شناسی توده‌های گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند و جنوب غرب میامی"، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- خبره د، (۱۳۹۶)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی- آذرین اواخر نئوروتروزوئیک مجموعه احمدآباد- رضاآباد (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- خراسانی س، قربانی ق. و شفاهی مقدم ه، (۱۳۹۳)، "تعیین سن و پتروژنز توده نفوذی پنج‌کوه (جنوب شرق دامغان)"، سی و سومین همایش علوم زمین، ص ۶، دانشگاه دامغان.
- خواجه‌زاده م. ح، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین عمیق و نیمه عمیق شمال معلمان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- دادپور م، قاسمی ح. و صادقیان م، (۱۳۹۳)، "زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های بازیک قاعده سازند شمشک (جنوب شرق شاهرود)"، هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- دادپور م، قاسمی ح. و صادقیان م، (۱۳۹۳)، "بررسی پتروژنز و فرایندهای موثر در تکوین ماگمایی سنگ‌های بازیک در قاعده سازند شمشک) جنوب شرق شاهرود"، هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- درویش‌زاده ع، (۱۳۸۲) "زمین‌شناسی ایران" انتشارات امیر کبیر، ص ۹۰۱.

- دلاور ز، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک جنوب غرب بیرجند"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- دلاور ز، صادقیان م. و فردوست ف.ا، (۱۳۸۹)، "ماگماتیسیم الیگوسن در منطقه جنوب غرب بیرجند"، چهارمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور، ۱۲ الی ۱۴ شهریور ماه. ، ص ۳۰۳-۳۱۲، مشهد.
- دلاور، ز. و صادقیان م، (۱۳۸۹)، "پتروژنز گنبد‌های آداکیتی جنوب غرب بیرجند"، چهاردهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، ۲۵ الی ۲۷ شهریور ماه. ، ص ۱-۷، ارومیه.
- دهنوی ن.خ، مهدی‌زاده شهری ح. و صادقیان م، (۱۳۸۷)، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های ساب ولکانیک شهر فیروزه (بزغان) در غرب نیشابور"، مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز- شرکت ملی مناطق نفت‌خیز جنوب، ص ۱۸۴۴-۱۸۴۸. اهواز.
- رحمتی ایلخچی م. و شاه ولی ف، (۱۳۸۶)، "سنگ شناسی و تکامل مجموعه دگرگونی شترکوه در ایران مرکزی"، بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رحمتی ایلخچی م، (۱۳۸۲) "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزه" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- زرین کوب م.ح، محمدی س.س. و یوسفی ف، (۱۳۹۰) "ژئوشیمی و پتروژنز سنگ های آتشفشانی و نیمه نفوذی گیوشاد (جنوب باختر بیرجند، خاور ایران)" **مجله پترولوژی**، شماره هفتم، ص ۳۹-۵۰.
- زرین کوب م.ح، چانگ س.ل، خطیب م.م، محمدی س.س. و نخعی م، (۱۳۸۷)، "سن‌سنجی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه رچ (جنوب باختری بیرجند)"، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ص ۱ تا ۶.
- سمیاری س، (۱۳۹۴)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک بعد از ائوسن منطقه احمدآباد خارتوران (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- شفیعی ب، (۱۳۸۹) "دو رخداد آتشفشانی مجزا در ماگماتیسیم پالئوژن کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان: ویژگی‌های زمین شیمیایی و فرایندهای سنگ‌زائی" **مجله علوم دانشگاه تهران**، جلد ۳۶، شماره ۱، ص ۱۳۷-۱۵۶.
- شکاری س، صادقیان م، قاسمی ح. و مینگوچ، (۱۳۹۶) "شیمی کانی و پتروژنز متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)" **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، در دست چاپ.
- صادقی هاره ع، (۱۳۹۴)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی اسبکشان، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- صادقیان م، حسینی س.ح، همتی ع. و شکاری س، (۱۳۹۶) "سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و زمین‌زمان‌سنجی گرانیتوئیدهای جنوب باختر میامی" **مجله علوم زمین**، ص ۳۹ تا ۵۸.
- صالحی نژاد رنجبر ح، (۱۳۸۷)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد های ساب ولکانیک منطقه باشتین (غرب سبزوار)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- صالحی نژاد ح، صادقیان م. و قاسمی ح، (۱۳۸۶)، "ماگماتیسزم آداکیتی در منطقه باشتین، غرب سبزوار"، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- عزیزی ح، (۱۳۹۴) "ژئوشیمی ایزوتوپی و کاربرد آن در علوم زمین" انتشارات دانشگاه کردستان، ص ۳۰۶.
- فارگ، (۲۰۱۴) "اصول زمین‌شناسی ایزوتوپی" ترجمه ولی‌زاده م، قاسمی ح، نراقی ن. و صادقیان م، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۸۳۶.
- فتح‌آبادی ف، (۱۳۹۳)، پایان نامه ارشد: "زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد های ساب‌ولکانیک منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- قاسمی ح. و آسیابانها ع، (۱۳۸۵) "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی" **مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان**، ص ۲۳۱-۲۴۷.
- قاسمی ح. و جمشیدی خ، (۱۳۹۰) "ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگهای بازی قلیایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی" **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، ص ۷۱۴-۶۹۹.
- قاسمی ح، الهیاری س، طاهری ع. و صادقیان م، (۱۳۹۲) "موقعیت چینه‌شناختی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی رسوبی عباس‌آباد، شمال شرق شاهرود" پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۱، ص ۲۵-۴۲.
- قاسمی ا. و حاج حسینی ا، (۱۳۸۳) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دائی" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قاسمی ح، برهمند م. و صادقیان م، (۱۳۹۰) "گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهدهی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگو - میوسن ایران مرکزی" **مجله پترولوژی**، شماره هفتم، ص ۷۷-۹۴.
- قاسمی ح. و جمشیدی خ، (۱۳۹۰) "زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های بازیک آلکالن در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی" **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، سال نوزدهم، شماره ۴، ص ۳۴۷-۳۷۰.
- قاسمی ح، رستمی حصوری م، صادقیان م. و کدخدای عرب ف، (۱۳۹۵) "فعالیت ماگمایی کشتی پشت کمانی در حوضه الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی" **مجله علوم زمین**، ص ۲۳۹ تا ۲۵۲.
- قاسمی ح، صادقیان م، خانعلی زاده ع. و تنها ع، (۱۳۸۹) "سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن‌سنجی گنبد های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره ای نئوژن، جنوب قوچان" **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، شماره ۱، ص ۱۰۰-۱۱۰.

شناسی ایران، شماره ۳، ص ۳۴۳-۳۷۰.

- محمدی س.س، زرین کوب م.ح. و کرامتی ف، (۱۳۹۰) "ژئوشیمی و پتروژنز سنگ های آتشفشانی ترشیری منطقه حسین آباد (جنوب باختر بیرجند، خاور ایران)" **مجله پترولوژی**، شماره ششم، ص ۸۳-۹۶.
- محمودیان ف، (۱۳۹۳)، پایان نامه ارشد: "گرانیت‌های کاشمر: شواهد ذوب مجدد پوسته تحتانی قاره‌ای یا مذاب‌های مشتق شده از گوه گوشته‌ای"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.
- منصوری مقدم ب، (۱۳۹۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک منطقه جنوب شرق سهل (شمال شرق ترود)" ، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- موسوی ا، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) و کانه‌زایی وابسته به آن"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- نقره‌ئیان م، خدای م، داودیان دهکردی ع. و شبانیان بروجنی ن، (۱۳۹۰) "پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن-کواترنری در استان اصفهان: با نگرشی بر ماگماتیسم آداکیتی" **مجله بلور شناسی و کانی شناسی**، سال نوزدهم، شماره ۳، ص ۴۵۱-۴۶۲.
- نواب مطلق ا، (۱۳۸۳) "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- یوسفی ف. و صادقیان م، (۱۳۹۴)، "تحلیلی بر ماهیت آنکلاوهای موجود در گنبد‌های آذرین نیمه‌عمیق جنوب و جنوب شرق شاهرود"، نوزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور. ۲۶ و ۲۷ آذر ماه ۱۳۹۴، ص ۱-۶. دانشگاه پیام نور تهران.
- یوسفی ف، صادقیان م، ساداتی جمالی س.ز، منصوری مقدم ب. و قاسمی، ح، (۱۳۹۵) "پتروژنز گنبد‌های آداکیتی کم سیلیس سهل (جنوب شاهرود، جنوب خاوری استان سمنان)" **مجله پترولوژی**، ص ۹۵-۱۰۸.
- یوسفی ف، صادقیان م، سمیاری س. و قاسمی ح، (۱۳۹۵) "ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس احمدآباد خارتوران (جنوب شرق شاهرود)" **مجله علوم زمین**، ص ۲۹۱-۲۹۸.

Agard P., Omrani J., Jolivet, L. and Mouthereau F.(2005) "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation" **Int. J. Earth. Sci.**, 94, 401-419.

Ahmadian J., Murata M., Nadimi A., Ozawa H. and Kozai, T. (2014) "Recent tectonic activity of Iran deduced from young magmatism evidences" *Bulletin of Center for Collaboration in Community Naruto University of Education* 28, 23-38.

Ahn J.H. and Cho, M. (1998) "Submicroscopic alteration of hornblende in the

- amphibolitic schists, northwestern Okchon metamorphic belt” **Geosci. J.**, 2, 165-174.
- Alavi M. (1991) “Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran” **Geol. Soc. Am. Bull.**, 103, 983-992.
- Alavi M. and Hushmand Zadeh, A. (1976) “Geological map of Torud (1: 250 000)”, Geological Survey of Iran.
- Allen M.B. and Armstrong H.A. (2008) “Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid Cenozoic global cooling” **Palaeo3. J.**, 265, 52-58.
- Amini Chehragh M.R., Meyamey geological map. Published by Geological survey and mineral exploration of Iran (The year is unclear).
- Anderson J.L. and Smith D. R. (1995) “The Effects of Temperature and f_{O_2} on the Al-in-Hornblende Barometer” **Am. Mineral.**, 80, No. 5-6, 549- 559.
- Balaghi Einaloo M., Sadeghian M., Minggou Zh., Ghasemi H. and Mohajjel M. (2014) “Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran” **Int. J. Earth. Sci.**
- Beraaouz E.H., Ikenne M., Madi A., Lahman M., Gasquet D. (2004) “Neoproterozoic granitoids associated with the Bou-Azzer ophiolitic mélange (Anti-Atlas, Morocco): evidence of adakite magmatism in an arc segment at the NW edge of the West-African craton” **J. Afr. Earth. Sci.**, 39, 285-293.
- Berberian F. and King G. C. P. (1981) “Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran” **Can J Earth Sci.**, 5, 101-117.
- Berberian F. and Berberian M. (1981) “Tectono-Plutonic Episodes in Iran” Geological Survey of Iran, **Rep.**, 52, 566-593.
- Berberian M. (1981)” Active faulting and tectonics of Iran. In: H.K. Gupta and F.M. Delany (Ed.), Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic evolution” **Am. Geophys. Union.**, Geodyn. Ser., 3, 33-69.
- Best G. (2003) “Igneous and metamorphic petrology”, **Blackwell Sci.**, 729p.
- Borg L.E., Clyne M.A. and Bullen T.D. (1997) “The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost cascades: California” **Can. Mineral.**, 35: 425-452.
- Bowles J.A., Petrochilos L.T., Hammer J.E. and Brachfeld S.A. (2012) “Multicomponent cubic oxide exsolution in synthetic basalts: Temperature dependence and implications for magnetic properties. **J. Geophys. Res.**, 117, 1-10.
- Carmichael I.S.E. (1976) “ The iron-titanium oxides of silic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates” **Contrib. Mineral. Petrol.**, 14 (1), 36-64.

Castillo P.R. (2006) “An overview of adakite petrogenesis” **Chin. Sci. Bull.**, 51, 257-268.

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

Chashchin A.A., Nechaev E.V. Nechaeva E.V. and Blokhin, M.G. (2011) “Discovery of Eocene Adakites in Primore” **Doklady Earth Science.**, 438, 744-749.

Chen S., Niu Y., li J., Sun W., Zhang Y., Hu Y. and Shao F,m. (2016) “Syn-collisional adakitic granodiorites formed by fractional crystallization: Insights from their enclosed mafic magmatic enclaves (MMEs) in the Qumushan pluton, North Qilian Orogen at the northern margin of the Tibetan Plateau” **Lithos.**, 455-468.

Chiu H.Y., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Khatib M.M. and LizukaY. (2013) “Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny” **Lithos.**, 162-163, 70-87.

Christofides G., Papadopoulou L., Soldatos, T. and Koroneos, A. (2010) “Crystallization conditions of the Xanthi plutonic complex (Rhodope massif, N. Greece): Geothermometry and Geobarometry”, Proceeding of the **XIX CBGA Congress**, Special volume 99, 199-207, Thessaloniki, Greece.

Chung S.L., Liu D., Ji J., Chu M.F., Lee H.Y., Wen D.J., Lo C.H., Lee T.Y., Qian Q. and Zhang, Q. (2003) “Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet” **Geology.**, 31, 1021-1024.

Claeson D.T. and Meurer, W.P. (2004) “Fractional crystallization of hydrous basaltic arc-type magmas and the formation of amphibole gabbroic cumulates” **Contrib. Mineral. Petrol.**, 147, 288-304.

Clague D.A and Frey F.A. (1982) “Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii” **J. Petrol.**, 23, 447-504.

Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M. O., Reilly S. Y. and Powell, W. (2007) “Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle” **Lithos.**, 99, 68-84.

Cox K. G., Bell J. D. and Pankhurts R. J. (1979) “The interpretation of igneous rocks” **George Allen and Unwin.**

Davies J.H., Stevenson D.J. (1992) “Physical model of source region of subduction zone volcanics” **J. Geophys. Res.**, 97, 2037-2070.

Deer W.A., Howie R.A. and Zussman, J. (1996) “An Introduction to Rock-Forming Minerals”, 17th Edition, Longman Ltd., London, 528p.

Defant M.J. and Drummond M.S. (1990) “Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere” **Nature.**, 347, 662-665.

Defant M.J., Richerson M., De Boer J.Z., Strwart R.H., Maury R.C., Bellon H., Drummond M.S. and Jackson T.E. (1991) "Dacite genesis via both slab melting and differentiation: Petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama" **J. Petrol.**, 1101-1142.

Dehghani G.A. and Makris, J. (1983) "The gravity field and crustal structure of Iran. Geodynamic project (Geotraverse) in Iran", Geological Survey of Iran, **Rep.**, 51, 50-68.

Dewey J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Saroglu F. and Sengor A.M.C. (1986) "Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia — a young collision zone. In: Coward, M., Ries, A. (Eds.), *Collision Tectonics*" Special Publication of the Geological Society, vol. 19, 3-36. London.

Didier J. (1964) "Etue petrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Francais" **Ann, Fac. Sci. Univ, Clermont- Ferrond**, 23, 254 p.

Didier J. (1973) "Granite and Their Enclave: The Bearing of enclave on the origion of granites, development in petrology" **Elsevier.**, Amesterdam, 393 p.

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

Drummond M.S., Defant M.J. and Kepezhinskas, P.K. (1996) "Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas" Third Hutton Symposium. The Origin of Ganites and Related Rocks, 205-215.

Dupuy C., Micharad A. and Dostal J. (1992) "Proterozoic flood desalts from the coppermine river area, north west territories- isotope and trace- element geochemistry Canadian" **Int. J. Earth sci.** 29 (9), 1934-1943.

Emami M. H., Mir Mohammad Sadeghi M. and Omrani, S.J. (1993) "Magmatic map of Iran", Geological Survey of Iran.

Emami M.H. and Michel R. (1984) "Observation petrographique d'un can de mélange des magmas acid et basique: genese des dacitoides de la region de Qom-aran (Iran central)" **Bull. Volcanol.** 47, 769-779.

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

Eyuboglu Y., Chung S.L., Santosh M., Dudas F.O. and Akaryalı E. (2011) "Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the eastern Pontides, NE Turkey: Implications for slab window melting" **Gondwana Res.**, 19, 413-429.

Eyuboglu Y., Santosh M., Yi K., Bektaş O. and Kwon S. (2012) "Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region" **Lithos.**, 146-147, 218-232.

Falloon T.J., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Meffre S., Woodhead J.D. and Bloomer S.H. (2008) "Boninites and adakites from the Northern Termination of the Tonga Trench: Implications for Adakite Petrogenesis" **J. Petrol.**, 49, 697-715.

Foley S.F., Tiepolo M. and Vannucci R. (2002) "Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones" **Nature.**, 417, 837-840.

Frei D. and Gerdes A. (2009) "Precise and accurate in-situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS" **Chem. Geo.**, 261, 261–270.

Fu F.Q., McInnes B.I.A., Evans N.J. and Davies P.J. (2010) "Numerical modeling of magmatic–hydrothermal systems constrained by U–Th–Pb–He time–temperature histories" **J.G.E.**, 90-109.

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

Ghadami Gh. (2016) "Geochemical and Petrogenesis of Granitoides rocks in South-East of Central Iranian Volcanic Belt, North-West of Share-Babak, Kerman Province, Iran" **Journal of Tethys** 4, 295-311.

Ghasemi A. and Talbot C. J. (2006) "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)" **Int.J. Earth. Sci.** 26, 683-693.

Ghasemi H. and Rezaei Kahkhaei, M. (2015) "Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran" **J. Mineral. Petrol.**, No 6, 235-252.

Gill J.B. (1981) "Orogenic Andesites and Plate Tectonics" **Springer**, Berlin, 390p.

Guan Q., Zhu D.C., Zhao Z.D., Dong G.C., Zhang L.L., Li X.W., Liu M., Liu Y.S., Yuan H.L. (2012) "Late Cretaceous adakites from the eastern segment of the Gangdese Belt, Southern Tibet: products of Neo-Tethyan mid-ocean ridge subduction" **Gondwana Res.**, 21, 88-99.

Guest B., Horton B.K., Axen G.J., Hassanzadeh J. and McIntosh W.C. (2007) "Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran" **Tectonics.**, 26, TC6011, doi:10.1029/2006TC002091.

Guo Z., Hertogen J., Liu J., Pasteels P., Boven A., Punzalan L., He H., Luo X. and Zhang W. (2005) "Potassic magmatism in western Sichun and Yunnan provinces, SE Tibet, China: petrological and geochemical constraints on petrogenesis" **J. Petrol.**, 46, 33–78.

Gutscher M. A., Maury R., Eissen J. P. and Bourdon E. (2000) "Can slab melting be caused by flat subduction?" **Geol. Mag.**, 28, 535-538.

Haghipour A.A. and Aghanabati S.A. (1985) "Geological map of Iran" **Geol. Surv. Iran.**

Hammarstrom, J.M. and Zen, E., 1986, Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. **American Mineralogist.**, 71, 1297-1313.

Harker A. (1909), "The natural history of igneous rocks", Methuen and co. London.

Harris N. (1986) "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism" **Geol. Soc. London.**, 19, 67-81.

Haschke M.R. and Ben- Avraham Z. (2005) "Adakites from collision- modified lithosphere" **Geophys. Res. Lett.**, 32, 1-4.

Hassanzadeh J. (1993), "Metallogenic and Tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran", University of California, Los Angeles, 1-204.

Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A.K. and Walker J.D. (2008) "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement" **Tectonophysics.**, 451, 71–96.

He Y., Li S., Hoefs J. and Kleinhanns I.C. (2013) "Sr–Nd–Pb isotopic compositions of Early Cretaceous granitoids from the Dabie orogen: constraints on the recycled lower continental crust" **Lithos.**, 156–159, 204–217.

Helz R.T. (1982) "Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks" Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 9B, 279-346.

Hempton M. R. (1987) "Constraints on Arabian Plate motion and extensional history of the Red Sea" **Tectonics.**, 6, 687– 705.

Hessami K., Koyi H.A., Talbot C.J., Tabasi H. and Shabanian, E. (2001) "Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains" **Geol. Soc.**, 158, 969-981.

Hewinz R.H. (1974) "Pyroxene Crystallization Trends and Contrasting Augite Zoning in the Sudbury Nickel Intrusive" **J. Am. Mineral.**, 59, 120-126.

Hibbard M. and Sabatiye J. (1998) "The magma mixing origin of mantle feldspars" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 79, 158-170.

Holland T. and Blundy, J. (1994) "Non-Ideal Interactions in Calcic Amphiboles and Their Bearing on Amphibole-Plagioclase Thermometry" **Contrib. Mineral. Petrol.**, Vol. 116, No. 4, 433-447.

Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H. and Sisson, V.B. (1987) "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons" **Am. Mineral.**, 72, 231-239.

Holten T., Jamtveit B. and Meakin P. (2000) “Noise and oscillatory Zonning of minerals” **Geochim. Cosmochim. Acta.**, 64, Issue 11, 1893-1904.

Hou Z.Q., Gao Y.F., Qu X.M., Rui Z.Y. and Mo X.X. (2004) “Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet” **Earth Planet. Sci. Lett.**, 220, 139-155.

Hou Z., Yang Z., Qu, X., Meng X., Li Z. and Beaudoin G. (2009) “The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen” **Ore Geology Reviews.**, 36, 25–51.

Hughes Ch.J. (1982) “**Igneous petrology**” Amsterdam, Elsevier scientific 551 p.

Irvine T. N. and Baragar W. R. A. (1971) “A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks” **Can. J. Earth Sci.**, 8, 523-548.

Jackson S., Pearson N., Griffin W. and Belousova E. (2004) “The application of laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology” **Chem. Geol.**, 211, 47–69.

Jakes P. and White A.J.R. (1972) “Hornblendes from calcalkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins” **Am. Mineral.**, 57, 887-902.

Janoušek V., Krenn E., Finger F., Míková J. and Frýda J. (2007) “Hyperpotassic granulites from Blanský les (Moldanubian Zone, Bohemian Massif) revisited” **J. Geosciences.**, 52, 73–112.

John T., Klemm R., Klemme S., Elis Hoffmann J. and Gao J. (2011) “Nb–Ta fractionation by partial melting at the titanite–rutile transition” **Contrib. Mineral. Petrol.**, 161, 35–45.

Johnson M.C. and Rutherford M.J. (1989) “Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with applications to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks” **Geol. Mag.**, 17, 837-841.

Kamali A., Moayyed M., Jahangiri A., Amel N., Pirooj H. and Ameri A. (2011) “The petrography and geochemistry of volcanic rocks of Ghaflankuh, Myaneh (NW Iran)” **Petrology** 2nd Year 6, 97-117 (In Persian).

Kamei A. (2004) “An adakitic pluton on Kyushu Island, southwest Japan arc tsushi”. **J. Int. Earth. Sci.**, 24, 43-58.

Kamvong T., Zaw Kh., Meffre S., Maas R., Stein H. and Lai Ch. (2014) “Adakites in the Truong Son and Loei fold belts, Thailand and Laos: genesis and implications for geodynamics and metallogeny” **Gondwana Res.**, 26, 168–184.

Kaygusuz A. (2009) “K/Ar ages and geochemistry of collision related volcanic rocks in the Ilica (Erzurum) area, eastern Turkey” **Neues Jahrbuch fur Mineralogie.**, 186, 21-

36.

Kaygusuz A., Aslan Z., Siebel W., Sen C. (2011) "Geochemical and Sr-Nd Isotopic Characteristics of post-collision calc-alkaline volcanics in eastern Pontide (NE Turkey)" **Turkish Journal of Earth sciences.**, 20, 137-159.

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

Keskin M., Pearce A. and Mitchell J.G. (1981) "Volcanostratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars plateau, north eastern Turkey" **J. Volcano. Geoth. Res.**, 85, 355-404.

Keskin M., Pearce J.A., Kempton P.D. and Greenwood, P. (2006) "Magma-crust interactions and magma plumbing in a postcollisional setting: geochemistry evidence from the Erzurum-Kars volcanic plateau, eastern Turkey" In Dilek, Y., Pavlides, S. (Eds). Postcollisional Tectonics and magmatism in the Mediterranean Region and Asia: **Geol. Soc. Am.**, Special publication 409, 475-505.

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

Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Izokh A.E., Travin A.V., Prokop I.R., Azimbaev E. and Lobanov S.S. (2013) "Petrology and geochemistry of gabbro and picrites from the Altai collisional system of Hercynides: evidence for the activity of the Tarim plume" **Journal of Russian geology and Geophysics.**, 1288-1304.

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

Koop W.J., and Stoneley R. (1982) "Subsidence history of the Middle East Zagros Basin: Permian to Recent" *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Math. And Physical Sciences.*, 305, 149-168.

Krauskopf K. P. and Dennis. K. B. (1979) " **Introduction to geochemistry**", Third Edition, Mc Graw-Hill, 19.

Kynicky J., Chakhmouradian A.R., Xu C., Krmicek L. and Galiova M. (2011) "Distribution and evolution of zirconium mineralization in peralkaline granites and associated pegmatites of the Khan Bogd complex, southern Mongolia" **Journal. Can.**

Mineral., 49, 947-965.

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

Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W. and Youzhi G. (1997) "Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names" **Am. Mineral.**, 82, 1019-1037.

Leake B.E. (1971) "On aluminous and edenitic hornblendes" **Mineral. Mag.**, 38, 389-407.

Leake B.E. (1978) "Nomenclature of amphiboles" **Mineral. Mag.**, 42, 533-563.

Kisch H.J., Krivovichev V.G., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., and Whittaker, J.W. (2003) "Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Associations 1997 recommendations" *Journal. Can. Mineral.*, 41, 1355-1362.

Lentz D. R. (1998) "Petrogenetic evolution of fescic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulfide systems: The role of extensional geodynamics" **Ore Geology Reviews**.

Li D., He D., Qi X. and Zhang N. (2015) "How was the Carboniferous Balkhash-West Junggar Remnant Ocean filled and closed? Insights from the Well Tacan-1 strata in the Tacheng Basin, NW China" **J. Gondwana. Res.**, 27, 342-362.

Li X.h., Li Z.X., Li W.X., Wang X.C. and Gao Y. (2013) "Revisiting the "C-type adakites" of the Lower Yangtze River Belt, central eastern China: In-situ zircon Hf-O isotope and geochemical constraints" **J. Chem. Geol.**, 345, 1-15.

Lofgren G. (1974a) "**Temperature induced zoning in synthetic plagioclase feldspar. In W.S. Mackenzie and J. Zussman, Eds., The feldspars**", Manchester University Press, 362- 375.

Loomis T.P. (1982) "Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 81: 219-229.

Ma Q., Zheng J.P., Xu Y.G., Griffin W.L. and Zhang R.S. (2015) "Are continental "adakites" derived from thickened or foundered lower crust" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 419, 125-133.

Macpherson C. G., Dreher S. T. and Thirlwall M. F. (2006) "Adakites without slab

melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines” **Earth Planet. Sci. Lett.**, 243: 581-593.

Mahmoudi Nia H., baghban S. and Simmonds V. (2017) “Geology, geochemistry and petrogenesis of post-collisional adakitic intrusions and related dikes in the Khoynarood area, NW Iran” **J. Chemie der Erde**, (In press).

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

Marchev P., Raicheva R., Downes H., Vaselli O., Chiaradia M. and Moritz R. (2004) “Compositional diversity of Eocene–Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting” **Tectonophysics.**, 393, 301–328.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F. and Champion D. (2005) “An overview of adakite, tonalite – trondhjemite – granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution” **Lithos.**, 79, 1–24.

Martin H. (1999) “Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids” **Lithos.**, 46, 411-429.

Maury R.C., Sajona F.G., Pubellier M., Bellon H. and Defant M.J. (1997) “Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines)” **Bull. Soc. Geol. Fr.**, 167(5), 579-595.

McQuarrie N., Douwe J.J., Hinsbergen V. (2013) “Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction” Downloaded from geology.gsapubs.org on February 19, 315-318.

McQuarrie N., Stock J.M., Verdel C., and Wernicke B.P. (2003) “Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions” **Geophysic. Res. Lett.**, 30, 20, 2036, 6.1-6.6.

Middlemost E.A.K. (1986) “**Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology**”, 469 p.

Mohajjel M, Fergusson CL, and Sahandi M.R. (2003) “Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision Sanandaj-Sirjan zone Western Iran” **J. Int. Earth Sci.**, 21, 397-412.

Mooney W.D. (1998) “A global model at 5° * 5°” **J. Geophysic. Res.**, 103, 727-747.

Mori L., Gomez-Tuena A., Cai Y. and Goldstein S. L. (2007) “Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt” **Chem. Geol.**, 244, 452-473.

Morimoto N., Fabrice J., Ferguson A., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K. and Gottardi G. (1988) “Nomenclature of pyroxene” **Mineral. Mag.**, 52, 535-

555.

Motaghi K., Tatar M., Shomali Z. H., Kaviani K. and Priestley K. (2012) “High resolution image of uppermost mantle beneath NE Iran continental collision zone” **Physics of the Earth and Planetary Interiors.**, 208, 38–49.

Moyen J. F. (2009) “High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature””. **Lithos.**, 112, 556-574.

Muller D. and Groves D. I. (1993) “Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold – copper deposits” **Ore. Geololy. Reviews.**, 8, 383 – 406.

Nabatian Gh., Jiang S.Y., Honarmand M. and Neubauer F. (2016) “Zircon U-Pb ages, geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Taron-Olya pluton, Alborz magmatic belt, NW Iran” **Lithos.**, 43-58.

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

Nezafati N. (2015) “Mineral Resources of Iran; an overview”, 66 of Conference of Berg- und Hüttenmännischer Tag (BHT), At Freiberg, Germany, Volume: 66, p.1-33.

Nicholson K.N., Black P.M., Hoskin P.W.O. and Smith I.E.M. (2004) “Silicic volcanism and back arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian-Pacific plate boundary” **J. Volcanol. Geoth. Res.**, 131, 295–306.

Nixon G.T. and Pearce, T.H. (1987) “Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: The record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccihuatl volcano, Mexico” **Am. Mineral.**, Volume 72, p:1144-1162.

Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G. and Jolivet L. (2008) “Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences” **Lithos.**, 106, 380- 398.

Peacock SM., Rushmer T. and Thompson A.L. (1994) “Partial melting of subducted oceanic crust”. **Earth and Planetary Science Letters.**, 121: 227-244.

Pearce J. A. (2014) “Immobile element fingerprinting of ophiolites” **Elements.**, 10, 101–108.

Pearce J.A. (1983) “Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth CJ, Norry MJ (eds) Continental basalts and mantle xenoliths” **Shiva publishing, Cheshire.**, 230–249.

Pearce J.A and Cann J.R. (1973) “ Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis” **Earth Planet. Sci. Lett.**, 19, 290-300.

Peccerillo R. and Taylor S.R. (1976) “Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic

- rocks from the Kastamonu area, northern Turkey” **Contrib. Mineral. Petrol.**, 58, 63-81.
- Pirmohammadi Alishah F. (2015) “Geochemistry and tectonics of the Formation of Sahand Dacitic Dome, Southeast of Tabriz (Northwest of Iran)” **J. Tethys.**, 4, 327-339.
- Pringle G.J, Trembath L.T. and Pajari G.E. (1974) “Crystallization history of a zoned plagioclase” **Mineral. Mag.**, Vol 39, 867-877.
- Putirka K. D. (2008a) “Thermometers and barometers for volcanic systems, in: Minerals, inclusions and volcanic processes, edited by: Putirka, K. and Tepley, F., **Rev Mineral Geochem.**, 69, 61–120.
- Putirka K.D. (2008b) “Introduction to Minerals, Inclusions and Volcanic Processes” **J. Mineral. Geochem.**, 69, 1-8.
- Putirka K. D., Mikaelian h., Ryerson F. and Shaw H. (2003) “New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho” **Am. Mineral.**, 88, 1542–1554.
- Rahmati Ilkhchi M., Faryad S., Schulmann K. and Kosler J. (2006) “Metamorphic and Exhumation Processes of the Shotur Kuh Metamorphic Complex, Semnan Province (Central Iran Zone)” **Geo Lines** 20.
- Rahmati Ilkhchi M., Jerebek P., Faryad Sh. and Koyi Hemin A. (2010) “Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotur Kuh metamorphic complex, Great Kavir block, NE Iran” **Tectonophysics.**, Vol 494, 101-117.
- Rahmati-Ilkhchi M., Faryad Sh, W., Holub F.V., Kosler J. and Frank W. (2011) “Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (Central Iran)” **J. Int. Asian Earth Sci.**, 100, 45-62.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D. and 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. and Watson E.B. (1995) “Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling” **J. Petrol.**, 36, 891–931.
- Ribeiro, J., Streen, R.J., Kelley, K.A., Martinez, F., Ishizuka, O., Manton, W.I. and Ohara, Y. (2013) “Nature and distribution of slab-derived fluids and mantle sources beneath the Southeast Mariana forearc rift” **J.G³.**, 14, 4585-4607.
- Regard V., Bellier O., Thomas J.-C., Boursières D., Bonnet S., Abbassi M.R., Braucher R., Mercier J., Shabanian E., Soleymani S. and Feghhi Kh. (2005) ‘Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros-Makran transfer zone: Role of the Minab-Zendan fault system in accommodating Arabia-Eurasia convergence in southeast Iran” **Geophysic. J. Int.**, 162, 177–203.
- Reichew M.K., Saundres A.D., White R.V. and Ukhamedov, A.I. (2004) “Geochemistry

and Petrogenesis of Basalts from the west Siberian Basin, an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia” **Lithos.**, 79, 425-452.

Reubi O., Nicholls I.A. and Kamenetsky V.S. (2002) “Early mixing in the evolution of basaltic magmas: evidence from phenocryst assemblages, Slamet Volcano, Java, Indonesia” **J. Volcanol. Geoth. Res.**, 119, 255-274.

Reuter M., Piller W. E., Harzhauser M., Mandic O., Berning B., Rögl F., Kroh A., Aubry M. P., Wielandt-Schuster U. and Hamedani, A. (2007) “The Oligo –Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan seaway and closure of its Iranian gateway” **Int. J. Earth Sci.**, 98, 627–650.

Richards J.R. and Kerrich R. (2007) “Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis” **Econ. Geol.**, 102, 537–576.

Ricou L.E., Braud J. and Brunn, J.H. (1977) “Le Zagros, Mem. h.ser” Society of Geology, France, 8, 33-52.

Ridolfi F. and Renzulli A. (2012) “Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa” **Contrib. Mineral. Petrol.**, 163, 877–895.

Rogers G., Saunders A.D., Terrell D.J., Verma S.P., Marriner G.F. (1985) “Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated, with ridge subduction in Baja California, Mexico”. **Nature.**, 315, 389– 392.

Rollinson H. (1993) “**Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**”, Published by Routledge. New York, USA, 352p.

Rudnick R.L. and Gao S. (2003) “Composition of the continental crust” In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise geochem.* 3. **Elsevier**, Oxford, 1-64.

Rutherford M.J. and Devine A.D. (2003) “Magmatic conditions and magma ascent as indicated by Hornblende phase equilibria and reaction in the 1995-2002, Soufriere Hills Magma” **J. Petrol.**, 44, 1433-1484.

Salamati, R. (1999), “Geological map of Ahmad Abad (1: 100 000)”, Geological Survey of Iran.

Sajona F.G., Maury R.C. and Pubellier M. (2000) “Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines)” **Lithos.**, 54, 173-206.

Schmidt, M.W. (1992) “Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-hornblende barometer” **Contrib. Mineral. Petrol.**, 110, 304-310.

Sengor A.M.C. and Kidd W.S.F. (1979) “Post-collisional tectonics of the Turkish–Iranian plateau and a comparison with Tibet” **Tectonophysics.**, 55, 361–376.

Shafaii Moghadam H., Hua Li X., Stern R.J., Santos J.F. and Ghorbani, Gh. (2016) “Age

and nature of 560–520 Ma calc-alkaline granitoids of Biarjmand, northeast Iran: insights into Cadomian arc magmatism in northern Gondwana” **Int. Geo. Review.**, 1-18.

Shafiei S., Haschke M. and Shahabpour J. (2009) “Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran” **Miner Deposita.**, 44, 265-283.

Shahabpour J. (2007) “Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt” **Int.J. Asian Earth Sci.**, 30, 652-665.

Shamanian G.H., Hedenquist J.H., Hattori K.H. and Hassanzadeh J. (2004) “The Gandy and Abolhassani Epithermal Prospects in the Alborz Magmatic Arc, Semnan Province, Northern Iran

Shand S.J. (1943) “**The eruptive rocks**”, 2nd edition, John Wiley, New York, 444 p.

Shelley D. (1993) “Igneous and metamorphic rocks under the microscope, Dept of Geology”, University of Canterbury, New Zealand. Chapman and Hall-London, 234 p.

Sheth H.C., Torres-Alvarado I.S. and Verma S.P. (2002) “What is the calc-alkaline rockseries?” **Inter. Geol. Rev.**, 44, 686–701.

Simon E., Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L. and Belousova E.A. (2004) “The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology” **Chem. Geol.**, 211, 47–69.

Singer B.S., Pearce T.H., Kolisnik A.M. and Myers J.D. (1993) “Plagioclase zoning in mid-Pleistocene lavas from the Seguam volcanic center, central Aleutian arc, Alaska. **J. Am. Mineral.**, 78, 143-157.

Skilling I. P., White J. D. L. and McPhie J. (2002) “Peperite: a review of magma-sediment mingling” **J. Volcanol. Geoth. Res.**, 114, p. 1–17.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S. A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N. and Whitehouse M.J. (2008) “Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis” **Chem. Geol.**, 249, 1–35.

Soltani A. (2000) “Geochemistry and geochronology of I-type granitoid rocks in the northeastern central Iran plate”. PhD thesis, University of Wollongong, 300 p.

Sommer C. A., Lima E. F., Nardi L. V. S., Figueiredo A. M.G., Pierosan R. (2005) “Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil” **J. South. Am. Earth Sci.**, 18, 237-254.

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

Spear, F.S., 1981, An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite: **A.J.Sm.**, 281, 697-734.

Srivastava R.K., Singh R.K. (2004) "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism" **Int. J. Earth. Sci.**, 23: 373-389.

Stampfli, G.M., and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. **Earth and Planetary Science Letters.**, 196, 17-33.

Steiger R. H. and Jaeger E. (1977) "Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology" **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 36, p. 359-362.

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

Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran" a review. **AAPG Bull.**, 52.

Stocklin J. (1974) "Possible ancient continental margins in Iran" In: Drake, C. (Ed.), *The Geology of Continental Margins* **Springer-Verlag.**, 873-887.

Sun S.S. and McDonough W. F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes, in: *Magmatism in oceanic basins*, edited by: Saunders A. D. and Norry M. J." **Geol. Soc. London.**, 42, 313-345.

Taghizadeh- Farahmand F., Afsari N. and Sodoudi F. (2014) "Crustal Thickness of Iran from Converted Waves" **J. Prue Appl. Sci.**, 172, 309-331.

Temel A., Gondogdu M. N., Gourgaud A. (1998) "Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, Central Antolia, Turkey" **J. Volcanol. Geoth. Res.**, 85, 327-357.

Temizel I., Arslan M., Ruffet G., Peucat J.J. (2012) "Petrochemistry, geochronology and Sr-Nd isotopic systematics of the Tertiary collisional and post-collisional volcanic rocks from the Ulubey (Ordu) area, eastern Pontide, NE Turkey: Implication for extension-related origin and mantle source characteristic" **Lithos.**, 128, 126-147.

Thirlwall M.F., Smith T.E., Graham A.M., Theodorou N., Hollings P., Davidson J.P. and Arculus R.J. (1994) "High field strength element anomalies in arc lavas; source or process" **J. Petrol.**, 35 (3), 819-838.

Thompson R.N. (1982) "Magmatism of the British tertiary province" **Scott. J. Geol.**, 18, 49-107.

Thompson R.N., Morrison M.A., Hendry G.L. and Parry, S.J. (1984) "An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach" **Philos. Trans. R. Soc. Lond.**, A 310, 549-590.

Thornton C. P., Tuttle O. F., (1960) “Chemistry of igneous rocks: Differentiation index”. **Am. Sci.**, 258, 664 – 684.

Topuz G., Okay A.L., Altherr R., Schwarz W.H., Siebel W., Zack T., Satir M. and Sen M. (2011) “Post-collisional adakite - like magmatism in the Ağvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey)” **Lithos.**, 125, 131-150.

Turner S.P., Arnaud N., Liu, J., Rogers N., Hawkesworth Harris N., Kelley S., Van Calsteren P. and Deng, W. (1996) “Post collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau, implication for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts” **J. Petrol.**, 37, 45-71.

Vaca S., Bissig T., Raudsepp M. and Hart C.J.R. (2012) “Chemical variations of pyroxene and Fe-Ti-oxide crystals in basalts hosting Cu-Au porphyry mineralization in the Quesnel terrane, interior British Columbia (NTS 092H, I, P, 093A, J, N)” in Geoscience BC Summary of Activities 2011. **Geoscience BC, Report** 2012-1, 69–78.

Vernon R. H. (2008), “**A Practical guide to Rock Microstructure**”, Cambridge University Press.

Vincent S.J., Morton A.C., Carter A., Gibbs S., Barabadze T.G. (2007) “Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus: an effect of initial Arabia-Eurasia collision” **Terra Nova.**, 19, 160-166.

Vrána S. (1989) “Perpotassic granulites from southern Bohemia — a new rock-type derived from partial melting of crustal rocks under upper mantle conditions” **Contrib. Mineral. Petrol.**, 103, 510–522.

Vyhnal C.R., McSween H.Y. and Speer, J.A. (1991) “Hornblende Chemistry in Southern Appalachian Granitoids: implications for aluminum hornblende thermo barometry and magmatic epidote stability” **Am. Mineral.**, 76, 176-188.

Wang Q., Wyman D.A., Zhao Z.H., Xu Ji.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”. **Chem. Geol.**, 236, 42–64.

Wang Zh., Zhao Y., Zou H., Li W., Liu X., Wu H., Xu G. and Zhang S. (2006a) “Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning” **Lithos.**, 96, 543-566.

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

Wang Q., Wyman D.A., Xu J.F., Wan Y.S., Li C.F., Zi F., Jiang X.Q., Qiu H.N., Chu

- Z.Y., Zhao Z.H. and Dong Y.H. (2008) “Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge” **Contrib. Mineral. Petrol.**, 155, 473-490.
- Wang Q., Xu J.F., Zhao Z.H., Bao Z.W., Xu W., Xiong X.L. (2004) “Cretaceous high potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent” **Geochem. Journal.**, 38, 417-434.
- White J. D. L., McPhie, J. and Skilling, I. (2000) “Peperite: a useful genetic term” **Bull. Volcanology.**, 62, 65–66.
- Whitney D.L. and Evans, B.W. (2010) “Abbreviations for names of rock-forming minerals. **Am. Mineral.**, 95, 185–187.
- Wilson, M. (1989), “Igneous petrogenesis, a global tectonic approach” Unwin Hyman, London, 466 p.
- Winchester J. A. and Floyd P. A. (1977) “Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements” **Chem Geol.**, 20, 325-342.
- Winkler H.G.F.(1979) “**Petrogenesis of Metamorphic Rocks**” Springer International Publishing. USA.
- Winter J.D. (2001) “An Introduction to Igneous and metamorphic petrology” **Prentice Hall**, 697 p.
- Wones D.R. (1981) “Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas” **Mining Geology.**, 31, 191-212.
- Wood D. A. (1980) “The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province” **Earth Planet Sc Lett.**, 50, 11-30.
- Wood D.A., Joron J.L., and Treuil, M. (1979) “A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings” **Earth planet. Sci. Lett.**, 45: 326-336.
- Xu J.F., Shinjo R., Defant M.J., Wang Q., Rapp R.P. (2002) “Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust?” **Geol. Journal.**, 30, 1111.
- Xu X.W., Jiang N., Yang K., Zhang B.L., Liang G.H., Mao Q., Li J.X., Du S.J., Ma Y.G., Zhang Y., Qin K.Zh. (2009) “Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanhao area, western Yunnan, China” **Lithos.**, 113, 595-611.
- Yan S., Shan Q., Niu H.C., Yang W.B., Li N.B., Zeng L.J. and Jiang Y.H. (2015) “Petrology and geochemistry of late Carboniferous hornblende gabbro from the Awulale Mountains, western Tianshan (NW China): Implication for an arc–nascent back-arc environment” **Int. J. Asian Earth Sci.**, 218-237.

Yogodzinski G. M., Kay R. W., Volynets O. N., Koloskov A. V. and Kay S. M. (1995) “Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge” **Geol. Soc. Am. Bull.**, 107, 505–519.

Yousefi F., Sadeghian M., Wanhainen Ch., Ghasemi H., Frei D. (2016) “Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of middle Eocene hypabyssal rocks of the Torud–Ahmad Abad magmatic belt: An implication for evolution of the northern branch of Neo-Tethys Ocean in Iran” **J.G.E.**, 178, 1-15.

Zhang X., Zhao G., Eizenhofer P.R, Sun M., Han Y., Hou W., Liu D., Wang B., Liu Q., Xu B. and Zhu Ch.Y. (2016) “Tectonic transition from late Carboniferous subduction to Early Permian post-collisional extension in the Eastern Tianshan, NW China: Insights from geochronology and geochemistry of mafic-intermediate intrusions” **Lithos.**, 256-257, 269-281.

Zhijian N., Yue L. and Yongjun, D. (2014) “Plagioclase Zoning as a Record of Magma Evolution” **Acta Geologica sinica.**, 88, 1477-1488.

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 Planet. Sci. Lett.**, 248, 286–300.

Zhu A.C., Zhao Z.D., Pan G.T., Lee H.Y., Kang Z.Q., Liao Z.L., Wang L.Q., Li G.M., Dong G.C. Liu B. (2009) “Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction?”, **Int.J. Asian Earth Sci.**, 34: 298-309.

Abstract

The Torud–Ahmad Abad magmatic belt is located south-southeast of Shahrood (Esat of Semnan Province) and in the northern part of the Central Iran Structural Zone (CISZ), where a thick sequence of Paleocene to middle Eocene volcanic and volcanosedimentary rocks crop out. This sequence was intruded by numerous dikes, hypabyssal igneous domes and one small gabbro-dioritic intrusion, with compositions ranging from trachybasaltic andesite, trachyandesite, dacite, trachyte, gabbro, diorite and syenite. Various enclaves of different composition, size and shape have been found in these domes and dikes. These enclaves are evidence of magma mixing and crustal contamination. Geochemically, the studied rocks exhibit a calc-alkaline affinity, and they are enriched in LREE and LILE and depleted in HREE and HSFE. Other geochemical characteristics, such as SiO_2 varying between 59–63 wt% and 51–59 wt%, $\text{Na}_2\text{O} > 3\text{wt}\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 16\text{wt}\%$, $\text{Yb} < 1.8\text{ ppm}$, and $\text{Y} < 18\text{ ppm}$, makes it possible to classify these rocks as high-silica adakites in the Ahmad Abad region and low-silica adakites in the Sahl-Razzeh region (or at least adakitic-like rocks). Also, depletion of Nb and Ti, and a high enrichment in Rb, Ba, K and Th, implies crustal contamination of the adakitic domes. Petrographical and geochemical data indicate that the magma forming high-silica adakites originated from partial melting of the subducted oceanic slab of Neo-Tethys (Sabzevar–Darouneh branch) in amphibolite to eclogite facies, and the low-silica adakites formed by partial melting of the metasomatized or modified mantle wedge, above the subduction zone. Gabbroic to syenitic rocks are the products of fractional crystallization of mafic magma which originated from a nearly mantle wedge above the subducted oceanic slab. U-Pb zircon dating of the dacitic and andesitic rocks yielded ages of $41.4 \pm 0.3\text{ Ma}$ and $35.5 \pm 0.2\text{ Ma}$, respectively, which is consistent with Middle to Late Eocene. The ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703749–0.705314) and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512775–0.512893) suggest that these rocks originated from partial melting of the subducted oceanic slab of Neo-Tethys (Sabzevar–Darouneh branch) and lithospheric mantle source above the subducted oceanic slab of Sabzevar–Darouneh branch.

The investigated rocks are mainly composed of pyroxene, amphibole, and plagioclase. Mineral chemical analysis reveals that plagioclase composition varies from albite to labradorite, clinopyroxene varies from diopside to augite, and amphibole varies from Mg-hastingsite to Mg-hornblende. Amphibole geothermobarometry suggests crystallization temperatures of 850–1050°C, at 2–6 kbar in andesite and 920–970 °C, at 3–4.5 kbar in dacite formation. Clinopyroxene crystallized at temperatures of 1020–1170°C, at 2–10 kbar, indicating crystallization at crustal depths of maximum 30 km for the studied intrusive rocks in the Torud-Ahmad Abad magmatic belt.

Key word: Petrology, Geochemistry, Geochronology, Isotope Geology, Mineral Chemistry, P-T of Crystallization, Adakite, Torud–Ahmad Abad Magmatic Belt.



Shahrood University of Technology
Faculty of earth sciences

Ph.D. Thesis in Geology

**Petrogenesis and isotope geology of post Eocene intrusive rocks of
Torud – Ahmad Abad magmatic belt (SE of Shahrood)**

By: Fazilat Yousefi

Supervisor:
Dr. Mahmoud Sadeghian

Advisor:
Dr. Habibollah Ghasemi

13 September, 2017