

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

موضوع:

پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن - سبزوار

نگارش:

رقیه سادات رضوی

استایید راهنما:

دکتر حبیب‌الله قاسمی

دکتر محمود صادقیان

۱۳۹۰

دانشگاه صنعتی شاهرود
 دانشکده: علوم زمین
 گروه: پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم رقیه سادات رضوی
 تحت عنوان:

پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن - سبزوار

در تاریخ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی
 و با درجهمورد پذیرش قرار گرفت.

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

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

نام و نام خانوادگی:

تقدیم به

روح جاودانه اش

سلطان رنج، آزاده دلاور، پدر عزیزم

تقدیم به سلطان محبت

مادرم

تقدیم به برادر عزیزم سید محمد رضوی که در سایه مهربانی اش تلاش برای ایستادن بر اوج را آموختم کسی که در تمامی مراحل تحصیلی ام یار و پشتیبان همیشگی من بوده است.

قدردانی

از استاید راهنمای ارجمنده، جناب آقای دکتر ميبب الله قاسمی و جناب آقای دکتر محمود صادقیان که در تعیین خط مشی، بررسی‌های آزمایشگاهی و مطالعات علمی، اینجانب را راهنمای و ارشاد فرمودند، کمال تشکر را دارم.

از اساتید و کارمندان محترم دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، به‌ویژه آقایان دکتر گرمی، دکتر طاهری، دکتر فردوست، فانم دکتر شی‌بی، مهندس فانعلی‌زاده، مهندس میرباقری و فانم‌ها مهندس سعیدی و مهندس فارسی کمالتشکروامتنانرا دارم. از دوستان خوبم: فانم‌ها سکی‌نه شکاری، نگار گوانجی، زهرا دلاور، سمیه تیموری، سیمین بدرلو، مریم شهری، ندا جنتی، نرجس فاتون دهنوی، فدی‌جه مسلمی و آقایان ابوالفضل اکرمیان، محمد برهمند، سالم فرجی و عبدالله شمس کمال تشکر را دارم.

با امید به رحمت بی‌کران یکتای بی‌همتا، سپاس خود را به خانواده‌ام که لطف لطف می‌ات خود را مرهون فداکاری‌های جبران ناپذیر آنان هستم، تقدیم می‌نمایم و این پایان‌نامه را به محضر آنان پیشکش می‌نمایم.

دانشجو تأیید می‌نماید که مطالب مندرج در این پایان نامه نتیجه تحقیقات خودش می‌باشد و در صورت استفاده از نتایج دیگران مرجع آن را ذکر نموده است.

کلیه حقوق مادی مرتبت از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان نامه متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد.

رقیه سادات رضوی

۱۳۹۰

فهرست مطالب

ف چکیده

ع مقالات مستخرج از این پایان نامه.....

فصل اول کلیات

۲ ۱-۱- مشخصات جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.....

۲ ۲-۱- راه‌های ارتباطی.....

۲ ۳-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی.....

۳ ۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه.....

۴ ۵-۱- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه و مناطق مجاور.....

۵ ۶-۱- هدف از مطالعه.....

۶ ۷-۱- روش‌های مطالعاتی.....

فصل دوم زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

۸ ۱-۲- مقدمه.....

۹ ۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه.....

۱۰ ۳-۲- واحدهای سنگی مورد مطالعه.....

۱۳ ۲-۳-۱- واحدهای سنگی منطقه داورزن.....

۱۳ الف- شیل و ماسه سنگ های توفی.....

۱۳ ب- تناوب توف بلورین، مارن و ماسه سنگ آهکی.....

۱۳ پ- نهشته‌های آذرآواری.....

۱۴ت- گدازه آندزیتی- تراکی آندزیتی.....
۱۶ج- آهک نومولیت دار.....
۱۸چ- مخروطه افکنه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی.....
۱۸۲-۳-۲- واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه کلاته سادات.....
۱۹الف- واحدهای سنگی ائوسن.....
۲۰ب- واحدهای سنگی الیگوسن.....
۲۰۱- واحد ماسه سنگی با میان لایه‌هایی از مارن و میکروکنگلومرال.....
۲۰۲- میان لایه-های بازالتی و رسوبات مارنی قرمز.....
۲۳۳- واحد آذرآواری.....
۲۶پ- واحدهای سنگی میوسن.....
۲۶- واحدهای مارنی.....
۲۷ت- واحد کنگلومرای پلیوسن.....
۲۷ث- کواترنری.....
۳۰۲-۴- زمین‌شناسی ساختمانی.....
۳۰۲-۵- پتانسیل‌های معدنی.....
۳۱۲-۶- بررسی چگونگی حرکت ماگما در دایک تراکی آندزیتی شمال داورزن به وسیله روش (AMS).....
۳۱۲-۶-۱- معرفی روش فابریک مغناطیسی.....
۳۴۲-۶-۲- عوامل تأثیرگذار بر حساسیت مغناطیسی کانی‌ها.....
۳۵۲-۶-۳- روش نمونه برداری.....
۳۷۲-۶-۴- خصوصیات و روش کار دستگاه.....
۳۸۲-۶-۵- مغناطیس سنگ و پارامترهای مغناطیسی.....
۴۰الف- پارامتر حساسیت مغناطیسی میانگین Km.....
۴۰ب- پارامتر انیزوتروپی مغناطیسی P.....
۴۱پ- پارامتر شکل T.....

فصل سوم پتروگرافی

۴۸ ۱-۳- مقدمه
۴۹ ۲-۳- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی منطقه داورزن
۴۹ الف- تراکی بازالت
۵۲ ب- تراکی آندزی بازالت
۶۱ پ- آندزیت‌ها
۶۵ ت- تراکی آندزیت‌ها
۶۹ ۳-۳- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کلاته سادات
۶۹ الف- البوین بازالت‌ها
۷۴ ب- بازالت‌ها

فصل چهارم ژئوشیمی

۸۰ ۱-۴- مقدمه
۸۲ ۲-۴- منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها
۸۳ ۳-۴- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی
۸۳ ۱-۳-۴- تصحیح مربوط به حذف مواد فرآر (L.O.I)
۸۸ ۲-۳-۴- تصحیح نسبت Fe_2O_3 / FeO
۸۹ ۴-۴- کاربرد نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در رده‌بندی نمونه‌های سنگی
۸۹ ۱-۴-۴- سنگ‌های خروجی ائوسن منطقه داورزن
۸۹ الف- نمودار تغییرات $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)
۸۹ ب- نمودار تغییرات $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)
۸۹ پ- نمودار R2-R1 دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)
۹۱ ۲-۴-۴- سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن منطقه کلاته سادات
۹۱ الف- نمودار تغییرات $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)
۹۱ ب- نمودار تغییرات $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)
۹۱ پ- نمودار R2-R1 دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)
۹۳ ۵-۴- تعیین سری ماگمایی

- الف- نمودار ابروین و باراگار (۱۹۷۱) ۹۳
- ب- نمودار لوتریه و همکاران (۱۹۸۲)..... ۹۳
- ۴-۶- تشخیص فرآیندهای ژئوشیمیایی بر روی نمودارهای تغییرات ۹۴
- ۴-۶-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب نسبت به سیلیس..... ۹۵
- ۴-۶-۲- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به MgO (نمودارهای فنر، ۱۹۴۸)..... ۱۰۰
- ۴-۷-۱- مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی..... ۱۰۴
- ۴-۷-۱- نمونه‌های ائوسن منطقه داورزن..... ۱۰۵
- الف- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار..... ۱۰۵
- ب- نمودار تغییرات عناصر سازگار در مقابل ناسازگار..... ۱۰۶
- پ- نمودار تغییرات نسبت-نسبت..... ۱۰۷
- ۴-۷-۲- نمونه‌های الیگوسن منطقه کلاته‌سادات..... ۱۰۸
- ۴-۷-۳- نمودارهای چند عنصری، عناصر کمیاب..... ۱۰۹
- ۴-۸-۱- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت..... ۱۱۰
- ۴-۸-۲- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه..... ۱۱۱

فصل پنجم پتروژنز

- ۵-۱- مقدمه..... ۱۱۵
- ۵-۲- تعیین محیط تکتونیکی..... ۱۱۵
- ۵-۲-۱- جایگاه زمین ساختی نمونه‌های سنگی ائوسن ۱۱۷
- الف- نمودار تمایز تکتونیکی $Y - Nb - Zr/4 - 2*$ (مِشِد، ۱۹۸۶)..... ۱۱۷
- ب- نمودار تمایز تکتونیکی $Ta - Hf/3 - Th$ (وود، ۱۹۸۰)..... ۱۱۸
- پ- نمودارهای تمایز تکتونیکی مولر و براون (۱۹۹۲)..... ۱۱۹
- ت- نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr ۱۲۰
- ث- نمودار تغییرات V در مقابل $Ti/1000$ ۱۲۱
- ج- نمودار تمایز تکتونیکی $MnO - TiO_2 - P_2O_5$ (مولن، ۱۹۸۳) ۱۲۲
- چ- نمودار تمایز تکتونیکی $La/10 - Y/15 - Nb/8$ (کابانیس و لوکول، ۱۹۸۹)..... ۱۲۲

- ح- نمودار تمایز تکتونیکي Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷)..... ۱۲۳
- خ- نمودارهای دوتایی و سه تایی مولر و گروز (۱۹۹۷)..... ۱۲۳
- ۵-۲-۲- جایگاه زمین ساختی نمونه‌های سنگی الیگوسن..... ۱۲۴
- الف- نمودار تمایز تکتونیکي Y-Nb*2-4/Zr (مِشِد، ۱۹۸۶) ۱۲۵
- ب- نمودار تمایز تکتونیکي Ta-Hf/3-Th (وود، ۱۹۸۰)..... ۱۲۵
- پ- نمودارهای Th/Ta در مقابل Yb و Th/Yb در مقابل Ta/Yb..... ۱۲۵
- ت- نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr..... ۱۲۵
- ث- نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000..... ۱۲۶
- ج- نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y..... ۱۲۶
- ۵-۳- تعیین عمق، محل منشأ، درجه ذوب بخشی و تبلور تفریقی سنگ‌های ائوسن ۱۲۷
- ۵-۳-۱- تعیین ویژگی‌های محل منشأ..... ۱۲۷
- الف- نمودارهای نسبت عناصر کمیاب La/Sm در مقابل La و Sm/Yb در مقابل La/Sm..... ۱۲۷
- ۵-۳-۲- تعیین عمق محل منشأ ماگما..... ۱۳۰
- الف- نمودارهای تغییرات Y در مقابل Zr و Nb در مقابل Zr..... ۱۳۰
- ۵-۳-۳- شواهدی مبنی بر تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی ۱۳۱
- الف- در نمودار La/Th در مقابل Th/Co (استیونسون و همکاران، ۱۹۹۹) ۱۳۲
- ب- نمودارهای La/Yb در مقابل La و TiO₂ در مقابل Zr (ساندرز و تارنی، ۱۹۷۹)..... ۱۳۲
- پ- نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb استفاده شده است (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶)..... ۱۳۳
- ت- نمودار K₂O/Na₂O در مقابل Rb/Zr (اسپرانکا و همکاران، ۱۹۹۲)..... ۱۳۴
- ث- نمودار Zr/Sm در مقابل SiO₂ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸)..... ۱۳۴
- ج- در نمودار Th در مقابل SiO₂ (ویلسون، ۱۹۸۹)..... ۱۳۵
- ۵-۵- تعیین ترکیب و محل منشأ، درجه ذوب بخشی و یا تبلور تفریقی سنگ‌های الیگوسن..... ۱۳۵
- ۵-۵-۱- تعیین محل منشأ سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه..... ۱۳۵
- الف- نمودارهای Nb/Yb در مقابل Th و Ta..... ۱۳۵
- ب- نمودارهای تغییرات Y در مقابل Zr و Nb در مقابل Zr..... ۱۳۷
- ۵-۵-۲- شواهدی مبنی بر تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی ۱۳۷

- الف - نمودارهای La/Yb در مقابل La سنگ‌های الیگوسن (ساندرز و تارنی، ۱۹۷۹) ۱۳۷
- ب- نمودار Th/Yb در مقابل SiO₂ (پیرس و همکاران، ۱۹۹۹)..... ۱۳۸
- پ- در نمودار Th در مقابل SiO₂..... ۱۳۸
- ۳-۵-۵- تعیین عمق محل منشأ ماگما..... ۱۳۹
- ۶-۵- ارزیابی نقش آرایش پوسته‌ای در تحول ماگماهای منطقه داورزن و کلاته سادات ۱۳۹
- الف- نمودار تغییرات Ba/Th - Th/Nb (اورازاکو، ۲۰۰۷)..... ۱۴۰
- ب- نمودار تغییرات Ba/La در مقابل Th/Yb سان (۲۰۰۴)..... ۱۴۱
- پ- نمودار تغییرات Nb/U-SiO₂ و Nb/U-La/sm ۱۴۲
- ۷-۵- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین ائوسن و الیگوسن..... ۱۴۲

فصل ششم نتیجه گیری

- ۱-۶- نتیجه گیری..... ۱۵۲
- ۲-۶- پیشنهادات..... ۱۵۵
- منابع..... ۱۵۷

فهرست شکل ها

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیائی منطقه مورد مطالعه و راههای دسترسی به آن..... ۲
- شکل ۲-۱- نمایی از بلندترین ارتفاعات شمال داورزن..... ۳
- شکل ۳-۱- نمایی دور و کلی از منطقه ی مورد مطالعه..... ۳
- شکل ۴-۱- تصویر سه بعدی منطقه ی مورد مطالعه..... ۴
- شکل ۱-۲- برونزد گدازه تراکی آندزیتی شرق دهنو در بین لایه های آتشفشانی- رسوبی..... ۱۲
- شکل ۲-۲- دایک تراکی آندزیتی قطع کننده توالی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و آتشفشانی ائوسن..... ۱۲
- شکل ۳-۲- حاشیه انجماد سریع دایک تراکی آندزیتی..... ۱۲
- شکل ۴-۲- تناوبی از مارن و گدازه‌های بازالتی، در شمال روستای کلاته سادات..... ۱۲
- شکل ۵-۲- شواهدی از دگرگونی مجاورتی ضعیف در حاشیه‌های دایک‌های بازالتی..... ۱۲
- شکل ۶-۲- تناوبی از شیل و ماسه سنگ توفی به همراه گدازه آندزیتی شمال شرق دهنو..... ۱۵
- شکل ۷-۲- تناوبی از واحدهای آتشفشانی- رسوبی..... ۱۵

- شکل ۲-۸- دورنمایی از دایک تراکی آندزیتی..... ۱۵
- ۲-۹- نمایی از واحد آتشفشانی- رسوبی شامل توف و آگلومرا در غرب منطقه مورد مطالعه..... ۱۵
- شکل ۲-۱۰- برونزد گدازه آندزیتی بطور افقی..... ۱۵
- شکل ۲-۱۱- گدازه با ورود به داخل آب، به سرعت سرد شده..... ۱۵
- شکل ۲-۱۲- فراوانی نومولیت‌ها در محل تماس گدازه با آهک شرق کلاته سادات..... ۱۶
- شکل ۲-۱۳- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل‌های موجود در واحد آهکی..... ۱۸
- شکل ۲-۱۴- دورنمای رسوبات مارنی قرمز و مجموعه سنگ‌های افیولیتی سبزوار..... ۱۹
- شکل ۲-۱۵- دورنمای رسوبات مارنی قرمز که توسط رسوبات آبرفتی عهد حاضر پوشیده شده‌اند..... ۱۹
- شکل ۲-۱۶- رخنمونی از واحد ماسه سنگی با میان لایه‌هایی از مارن و میکروکنگلومرا..... ۲۰
- شکل ۲-۱۷- نمای نزدیک میکروکنگلومرای حاوی قطعات آتشفشانی..... ۲۰
- شکل ۲-۱۸- تکراری از رسوبات مارنی قرمز میوسن (MI)، توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن..... ۲۲
- شکل ۲-۱۹- نمایی از رسوبات مارنی و ماسه سنگی الیگوسن..... ۲۲
- شکل ۲-۲۰- دور از دایک‌های تغذیه‌کننده گدازه‌های الیوین بازالتی..... ۲۲
- شکل ۲-۲۱- رخنمونی از دایک تغذیه‌کننده..... ۲۲
- شکل ۲-۲۲- نمایی نزدیک از چهار سیکل گدازه الیوین بازالتی..... ۲۲
- شکل ۲-۲۳- قطعات سنگی بازالتی دارای ساخت بادامکی..... ۲۲
- شکل ۲-۲۴- در اثر برخورد گدازه‌های بازالتی با آب اشکال متنوعی همچون خردشدن..... ۲۴
- شکل ۲-۲۵- لایلی‌های کروی و دوکی شکل که به شکل نهشته‌های پیریتی..... ۲۴
- شکل ۲-۲۶- رگه‌های ژیبسی تشکیل شده در امتداد درزه‌ها..... ۲۸
- شکل ۲-۲۷- بر اثر شرایط آب و هوایی گرم و کم عمق شدن حوضه در طی میوسن..... ۲۸
- شکل ۲-۲۸- گذر تدریجی از واحد مارنی میوسن به کنگلومرای..... ۲۸
- شکل ۲-۲۹- نمایی نزدیک از کنگلومرای پلیوسنیا قطعات سنگ‌های قدیمی تر..... ۲۸
- شکل ۲-۳۰- نمایی از رسوبات کواترنری که عمدتاً در مسیر رودخانه‌ها واقع‌اند..... ۲۸
- شکل ۲-۳۱- ستون چینه‌شناسی منطقه داورزن و کلاته سادات (بدون مقیاس)..... ۲۹
- شکل ۲-۳۲- نقشه پراکندگی گسلها در منطقه کلاته سادات..... ۳۰
- شکل ۲-۳۳- نفوذ دایک تراکی آندزیتی در توالی سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی ائوسن..... ۳۱

- شکل ۲-۳۴- جهت یافتگی مشخصی در فنوکریست‌های درشت هورنبلند در سطح نمونه‌دستی..... ۳۱
- شکل ۲-۳۵- دستگاه مغزه برداری قابل حمل در صحرا..... ۳۶
- شکل ۲-۳۶- قبل از بیرون آوردن مغزه از زمین، شیب و جهت شیب مغزه توسط کمپاس..... ۳۶
- شکل ۲-۳۷- الف- نحوه خارج ساختن مغزه از زمین بعد از مشخص کردن شیب..... ۳۷
- شکل ۲-۳۸- ترکیب سنگ‌شناسی یکی از فاکتورهای مهم کنترل کننده میزان حساسیت مغناطیسی..... ۳۸
- شکل ۲-۳۹- این شکل تصویر سیم پیچ حامل جریان و ایجاد میدان مغناطیسی را نشان می دهد..... ۳۹
- شکل ۲-۴۰- در این استریوگرام سه محور K_1 ، K_2 و K_3 نشان داده می شود..... ۴۰
- شکل ۲-۴۱- بیضوی مغناطیسی دوکی، سیگاری و کشیده شکل و بیضوی مغناطیسی ۴۱
- شکل ۲-۴۲- نمودار تغییرات K_m در نمونه‌های مورد مطالعه را نشان می دهد..... ۴۳
- شکل ۲-۴۳- تصویری از حضور هورنبلند قهوه‌ای در دایک تراکی آندزیتی..... ۴۳
- شکل ۲-۴۴- تبلور مگنتیت در راستای کلیواژ پیروکسن..... ۴۳
- شکل ۲-۴۵- استریوگرام‌های نشان‌دهنده موقعیت محورهای K_1 ، K_2 ، K_3 به ازاء هر مغزه ۴۴
- شکل ۲-۴۶- تصویر ماهواره‌ای شرق دهنو که نشان‌دهنده دایک تراکی آندزیتی..... ۴۵
- شکل ۲-۴۷- دیاگرام گلسرخی که نشان دهنده خطواره‌گی مغناطیسی غالب..... ۴۵
- شکل ۲-۴۸- نمودار پارامتر شکل (T) در مقابل مغزه‌های برداشت شده ۴۵
- شکل ۲-۴۹- نمودار مقادیر P در مقابل T..... ۴۵
- شکل ۲-۵۰- نمودار مقادیر K_m در مقابل P ۴۵
- شکل ۳-۱- بافت میکروولیتی- تراکیتی در سنگ‌های تراکی بازالتی..... ۵۱
- شکل ۳-۲- تصویری از بافت غربالی و انحلال فنوکریست کلینوپیروکسن..... ۵۱
- شکل ۳-۳- در اثر جهت‌گیری میکروولیت‌های پلاژیوکلاز بافت تراکیتی در سنگ بوجود آمده است..... ۵۱
- شکل ۳-۴- بافت میکروولیتی - پورفیری در سنگ‌های تراکی بازالتی..... ۵۱
- شکل ۳-۵- الف) نمودار ترکیب شیمیایی فشار سیستم آلبیت- آنورتیت..... ۵۵
- شکل ۳-۶- بافت میکروولیتی- پورفیری حاصل از جهت یافتگی و جریان فنوکریست‌ها..... ۵۹
- شکل ۳-۷- تصویری از بلور کوارتز دارای حاشیه‌های خلیج خورده در تراکی آندزی بازالت..... ۵۹
- شکل ۳-۸- رشد سه مرحله ای در پلاژیوکلاز با بافت غربالی و پورفیری..... ۶۰
- شکل ۳-۹- حضور ادخال مگنتیت و دگرسانی پورفیری‌های پلاژیوکلاز..... ۶۰

- شکل ۳-۱۰- مشاهده تحذب بلورهای الیوین و تعقر بلورهای پیروکسن..... ۶۰
- ۳-۱۱- وجود بافت غربالی و عدم تعادل در فنوکریست پیروکسن..... ۶۰
- شکل ۳-۱۲- مشاهده بافت اسفرولیتی در کلریت ها..... ۶۰
- شکل ۳-۱۳- حفره‌ای که بطور ثانویه توسط کلسیت پر شده است..... ۶۰
- شکل ۳-۱۴- حضور فنوکریست‌های نسبتاً درشت پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن..... ۶۴
- شکل ۳-۱۵- وضوح منطقه‌بندی ترکیبی در پلاژیوکلازها..... ۶۴
- شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکوپی از بلور خودشکل هورنبلند سبز..... ۶۴
- شکل ۳-۱۷- افزایش مقدار آهن در مرکز هورنبلندها منطقه بندی ترکیبی ایجاد کرده است..... ۶۴
- شکل ۳-۱۸- پر شدگی حفرات توسط کلسیت بصورت ثانویه دیده می‌شود..... ۶۴
- شکل ۳-۱۹- بافت پورفیری تا مگاپورفیری در سنگ‌های تراکی آندزیتی..... ۶۷
- شکل ۳-۲۰- تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری به همراه مقاطع طولی و عرضی..... ۶۷
- شکل ۳-۲۱- اشکال بلوری هورنبلندهای موجود در تراکی آندزیت‌ها..... ۶۸
- شکل ۳-۲۲- تصویر میکروسکوپی از حلقه مگنتیتی که همزمان با رشد هورنبلند..... ۶۸
- شکل ۳-۲۳- تجمعات بلورهای پیروکسن در زمینه دانه ریز و میکروولیتی..... ۶۸
- ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی فنوکریست‌های پیروکسن (اوزیت)..... ۶۸
- شکل ۳-۲۵- تصویری از مگنتیت با ظاهری اسکلتی در سنگ‌های تراکی آندزیتی..... ۶۸
- شکل ۳-۲۶- شکل شماتیک از رشد بلور در طی فرایند سرد شدگی..... ۷۱
- شکل ۳-۲۷- بافت میکروولیتی - تراکیتی در سنگ‌های الیوین بازالتی..... ۷۳
- شکل ۳-۲۸- بافت پورفیری در سنگ‌های الیوین بازالتی..... ۷۳
- شکل ۳-۲۹- تصویری از بلورهای اسکلتی اولیوین..... ۷۳
- شکل ۳-۳۰- تصویری از ایدنگسیتی شدن کانی اولیوین..... ۷۳
- شکل ۳-۳۱- تجمع بلورهای پیروکسن و ایجاد بافت گلومروپورفیری..... ۷۳
- شکل ۳-۳۲- بافت پورفیری حاصل از وجود فنوکریست‌های کلینوپیروکسن..... ۷۳
- شکل ۳-۳۳- نمونه دستی بازالت منطقه کلاته‌سادات..... ۷۴
- شکل ۳-۳۴- بلورهای درشت پلاژیوکلاز بصورت بافت گلومروپورفیری..... ۷۶
- شکل ۳-۳۵- حضور پلاژیوکلازها بصورت فنوکریست با حواشی خلیج خورده..... ۷۶

- شکل ۳-۳۶- درشت بلور پیروکسن (اوپتیت) در زمینه ای بلوری- شیشه ای..... ۷۶
- شکل ۳-۳۷- حفرات پر شده توسط زئولیت در سنگ‌های بازالتی..... ۷۶
- شکل ۴-۱- تصویر ماهواره‌های منطقه مورد مطالعه ۸۲
- شکل ۴-۲- نمودار $(\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (لو متر، ۱۹۷۶)..... ۸۸
- شکل ۴-۳- موقعیت نمونه های ائوسن مورد مطالعه در نمودار طبقه بندی میدلموست (۱۹۹۴)..... ۹۰
- شکل ۴-۴- موقعیت نمونه های ائوسن در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس، ۱۹۷۹)..... ۹۰
- شکل ۴-۵- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه در نمودار رده بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)..... ۹۱
- شکل ۴-۶- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه در نمودار طبقه بندی میدلموست (۱۹۹۴)..... ۹۲
- شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های الیگوسن در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس، ۱۹۷۹)..... ۹۲
- شکل ۴-۸- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه در نمودار دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)..... ۹۲
- شکل ۴-۹- موقعیت نمونه‌های ائوسن و الیگوسن در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ۹۴
- شکل ۴-۱۰- موقعیت نمونه‌های ائوسن و الیگوسن در نمودار تغییرات (لوتریه و همکاران، ۱۹۸۲)..... ۹۴
- شکل ۴-۱۱- نمودارهای هارکر عناصر اصلی برای نمونه های ائوسن مورد مطالعه..... ۹۷
- شکل ۴-۱۲- نمودارهای هارکر عناصر کمیاب برای نمونه های ائوسن مورد مطالعه..... ۱۰۰
- شکل ۴-۱۳- نمودارهای فئر عناصر اصلی برای نمونه های مورد مطالعه..... ۱۰۳
- شکل ۴-۱۴- نمودارهای فئر عناصر کمیاب برای نمونه های مورد مطالعه..... ۱۰۴
- شکل ۴-۱۵- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار نمونه های ائوسن منطقه داورزن..... ۱۰۶
- شکل ۴-۱۶- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار در مقابل ناسازگار نمونه های ائوسن منطقه داورزن..... ۱۰۶
- شکل ۴-۱۷- نمودارهای تغییرات نسبت- نسبت عناصر کمیاب نمونه های ائوسن منطقه داورزن..... ۱۰۷
- شکل ۴-۱۸- نمودارهای تغییرات نسبت- نسبت عناصر کمیاب برای نمونه های الیگوسن..... ۱۰۹
- شکل ۴-۱۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای چند عنصری (باینتون، ۱۹۸۴)..... ۱۱۱
- شکل ۴-۲۰- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودارهای (تامپسون، ۱۹۸۲)..... ۱۱۳
- شکل ۵-۱- موقعیت نمونه های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی (مِشِد، ۱۹۸۶)..... ۱۱۸
- شکل ۵-۲- موقعیت نمونه های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی (وود، ۱۹۸۰)..... ۱۱۹
- شکل ۵-۳- نمودارهای تمایز تکتونیکی $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ در مقابل $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (مولر و براون، ۱۹۷۶)..... ۱۲۰
- شکل ۵-۴- نمودارهای تمایز تکتونیکی TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (مولر و براون، ۱۹۷۶)..... ۱۲۰

- شکل ۵-۵- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تمایزی (مولن، ۱۹۸۳) ۱۲۱
- شکل ۵-۶- نمودار تمایز تکتونیکی (کابانیس و لکول، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه های ائوسن ۱۲۱
- شکل ۵-۷- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷) ۱۲۲
- شکل ۵-۸- تفکیک محیط درون صفحه ای از محیط مرتبط با کمان، مولر و گروز (۱۹۹۷) ۱۲۳
- شکل ۵-۹- نمودار دوتایی تفکیک کمان قاره ای از کمان پس برخوردی مولر و گروز (۱۹۹۷) ۱۲۳
- شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه در نمودار مثلثی مولر و گروز (۱۹۹۷) ۱۲۳
- شکل ۵-۱۱- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار (مِشِد، ۱۹۸۶) ۱۲۴
- شکل ۵-۱۲- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار (وود، ۱۹۸۰) ۱۲۴
- شکل ۵-۱۳- موقعیت نمونه‌ها الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار گورتون و شاندر (۲۰۰۰) ۱۲۵
- شکل ۵-۱۴- موقعیت نمونه‌ها الیگوسن بر روی نمودار شاندر و گورتون (۲۰۰۲) ۱۲۵
- شکل ۵-۱۵- نمودار تغییرات (وود و همکاران، ۱۹۹۳) و موقعیت نمونه‌های الیگوسن ۱۲۵
- شکل ۵-۱۶- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار شروه (۱۹۸۲) ۱۲۶
- شکل ۵-۱۷- موقعیت نمونه های الیگوسن بر روی نمودار تغییرات (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱) ۱۲۷
- شکل ۵-۱۸- بررسی موقعیت نمونه تراکی بازالت ائوسن بر روی نمودار (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰) ۱۲۹
- شکل ۵-۱۹- موقعیت نمونه تراکی بازالتبر روی نمودار نسبت مک کنزی و انیونز ۱۲۹
- شکل ۵-۲۰- نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۱) ۱۳۰
- شکل ۵-۲۱- بررسی موقعیت نمونه‌های ائوسن بر روی نمودار ابو هماته (۲۰۰۵) ۱۳۱
- شکل ۵-۲۲- نمودار تغییرات نسبت La/Th در برابر Th/Co (استیونسون و همکاران، ۱۹۹۹) ۱۳۲
- شکل ۵-۲۳- موقعیت نمونه‌های ائوسن بر روی نمودار La/Yb در مقابل La (ساندرز و تارنی، ۱۹۷۹) ... ۱۳۲
- شکل ۵-۲۴- موقعیت نمونه‌های ائوسن بر روی نمودار TiO₂ در مقابل Zr (ساندرز و تارنی، ۱۹۷۹) ۱۳۲
- شکل ۵-۲۵- موقعیت نمونه‌های ائوسن بر روی نمودار Rb/Th در مقابل Rb (چامنی، ۲۰۰۶) ۱۳۳
- شکل ۵-۲۶- موقعیت نمونه‌های ائوسن بر روی نمودار تغییرات (اسپرانکا و همکاران، ۱۹۹۲) ۱۳۴
- شکل ۵-۲۷- موقعیت نمونه‌های ائوسن بر روی نمودار تغییرات (خیرخواه و همکاران، ۲۰۰۹) ۱۳۴
- شکل ۵-۲۸- موقعیت نمونه‌های ائوسن بر روی نمودار (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸) ۱۳۴
- شکل ۵-۲۹- موقعیت نمونه‌های ائوسن بر روی نمودارهای Th در مقابل SiO₂ (ویلسون، ۱۹۸۹) ۱۳۵
- شکل ۵-۳۰- موقعیت نمونه‌های الیگوسن بر روی نمودارهای لگاریتمی (پیرس و پیت، ۱۹۹۵) ۱۳۶

- شکل ۵-۳۱- موقعیت نمونه های الیگوسن بر روی نمودار Y در مقابل Zr، ابو هماته (۲۰۰۵)..... ۱۳۷
- شکل ۵-۳۲- موقعیت نمونه های الیگوسن بر روی نمودار Nb در مقابل Zr، ابو هماته (۲۰۰۵)..... ۱۳۷
- شکل ۵-۳۳- موقعیت نمونه های الیگوسن بر روی نمودار (ساندرز و تارنی، ۱۹۷۹)..... ۱۳۷
- شکل ۵-۳۴- موقعیت نمونه های الیگوسن بر روی نمودار تغییرات (خیرخواه و همکاران، ۲۰۰۹)..... ۱۳۸
- شکل ۵-۳۵- موقعیت نمونه های الیگوسن بر روی نمودارهای Th در مقابل SiO₂ (ویلسون، ۱۹۸۹)..... ۱۳۸
- شکل ۵-۳۶- نمودار میانگین عناصر Sm، Yb و Ce در مقابل عمق جدایش نمونه های الیگوسن..... ۱۳۹
- شکل ۵-۳۷- موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودار Th/Nb – Ba/Th (اورازاکو، ۲۰۰۷)..... ۱۴۱
- شکل ۵-۳۸- موقعیت نمونه های ائوسن و الیگوسن بر روی تغییرات (سان و همکاران ۲۰۰۴)..... ۱۴۱
- شکل ۵-۳۹- موقعیت نمونه های ائوسن و الیگوسن مورد مطالعه (سان و همکاران ۲۰۰۴)..... ۱۴۱
- شکل ۵-۴۰- موقعیت نمونه های ائوسن والیگوسن بر روی نمودارهای کرینیتز و همکاران (۲۰۰۶)..... ۱۴۲
- شکل ۵-۴۱- مدل ارائه شده برای تحولات تکتونیکی با الهام از طرح باگاس و همکاران (۲۰۰۷)..... ۱۴۶
- شکل ۵-۴۲- مسیرهای چهار گانه مؤثر در تعیین ترکیب شیمیایی بازالت های طرح از برهمند (۱۳۸۹)..... ۱۴۷

فهرست جداول

- جدول ۱-۲- معرفی میزان خودپذیری مغناطیسی چند مورد از کانی های (تارلینگ ۱۹۹۳)..... ۳۳
- جدول ۲-۲- میانگین پارامترهای مغناطیسی اندازه گیری شده از دایک..... ۴۲
- جدول ۱-۳- شرح ترتیب تبلور کانی ها در گروه های سنگی مورد مطالعه..... ۷۷
- جدول ۱-۴- موقعیت جغرافیایی نمونه های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی..... ۸۱
- جدول ۲-۴- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های سنگی قبل از حذف مواد فرار..... ۸۴
- جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های سنگی پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر آهن..... ۸۵
- ادامه جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های سنگی منطقه عباس آباد (الهیاری، ۱۳۸۹)..... ۸۶
- ادامه جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های عباس آباد و احمد آباد..... ۸۷
- جدول ۴-۴- علائم به کار رفته برای نوع ترکیب سنگ های مورد مطالعه..... ۸۹
- جدول ۴-۵- اسامی به دست آمده بر اساس طبقه بندی های ژئوشیمیایی..... ۹۲

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن تا الیگومیوسن و نهشته‌های کواترنری مناطق داورزن و کلاته‌سادات، در جنوب نوار افیولیتی سبزوار و در لبه شمالی زون ایران مرکزی رخنمون دارند. سنگ‌های ائوسن میانی- فوقانی داورزن شامل تناوب گدازه‌های بازیک- حدواسط با طیف ترکیبی تراکی‌آندزی بازالت، تراکی‌آندزیت، آندزیت و سنگ‌های آذرآواری وابسته با میان لایه‌های رسوبی (توف، برش، ماسه‌سنگ و آهک نومولیت‌دار) بوده که در یک محیط دریایی کم‌عمق تشکیل شده‌اند. توالی ذکر شده توسط تعدادی دایک با ترکیب تراکی‌آندزیتی قطع شده‌اند. بر اساس پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری شده، بر روی یکی از این دایک‌ها با روش بررسی ناهمگنی خودپذیری مغناطیسی (AMS) مشخص شد که میانگین راستای خطوارگی‌های مغناطیسی با راستای کلی امتداد دایک مطالعه شده، مطابقت دارد. در بین توالی رسوبی الیگوسن کلاته‌سادات، افق‌هایی از گدازه‌های بازالتی رخنمون دارند که در گزارشات قبلی تحت عنوان بازالت‌های کواترنری معرفی شده‌اند، ولی بررسی‌های جدید نشان می‌دهند که آن‌ها در حوضه رسوبی الیگوسن فوران کرده‌اند. مجموعه آتشفشانی- رسوبی الیگوسن بر روی رسوبات ائوسن و در زیر مارن‌های گچ‌دار میوسن و کنگلومرای پلیوسن قرار دارند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن داورزن دارای بافت‌های پورفیری، گلوپورفیری و میکروولیتی- تراکیتی و بافت‌های غیرتعدالی (نظیر حاشیه‌ی واکنشی، ادخال، بافت غربالی و منطقه‌بندی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن) هستند و در نمودارهای ژئوشیمیایی روندهای پیوستگی و خویشاوندی از راه تبلور تفریقی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک، عناصر ناسازگار و لیتوفیل بزرگ یون و آنومالی منفی از عناصر با شدت میدان بالا مانند Nb، Ta و Ti، که از ویژگی‌های شاخص ماگماهای محیط‌های کمانی است در این سنگ‌ها مشهود می‌باشد. این سنگ‌ها در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی نیز در جایگاه کمان ماگمایی حاشیه قاره قرار می‌گیرند. اما سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن کلاته‌سادات دارای ترکیب یکنواخت بازالتی، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک، ناسازگار و لیتوفیل بزرگ یون و برخلاف سنگ‌های آتشفشانی ائوسن داورزن، فاقد آنومالی منفی از عناصر با شدت میدان بالا و یا میزان بسیار اندک این آنومالی هستند و در نمودارهای تعیین محیط زمین- ساختی نیز در جایگاه بازالت‌های پشت کمانی قرار می‌گیرند. بروز این ویژگی‌ها ناشی از تداوم فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نفوتتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی در طی ائوسن است که باعث ورود سیالات حاصل از آزدایی آن به درون گوشته رویی و متاسوماتیسم و تعدیل شیمیایی ترکیب آن گردیده است. بنابراین، سنگ‌های بازالتی الیگوسن ایران مرکزی از جمله منطقه کلاته‌سادات، اگرچه در یک حوضه کششی پشت کمانی تشکیل شده‌اند، اما ویژگی‌های دوگانه سنگ‌های مناطق پشت کمان و فرورانش را به ارث برده‌اند.

کلمات کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، سنگ‌های آتشفشانی، ائوسن، الیگوسن، داورزن، کلاته‌سادات، سبزوار.

مقالات مستخرج از این پایان نامه

- ✓ زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ های آتشفشانی ائوس شمال داورزن. هجدهمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه تبریز، تابستان ۱۳۸۹.
- ✓ ژئوشیمی و پتروژئوبازالت های میوسن فوقانی کلاته سادات. چهاردهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه، تابستان ۱۳۸۹.
- ✓ بررسی چگونگی حرکات گام در دایک آنندز یبازالتی بهوس————یلپروش AMS (مطالعه موردی، شمال داورزن). چهارمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور، دانشگاه پیام نور مشهد، پاییز ۱۳۸۹.

فصل اول

کلیات

۳-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی

بخش شمالی منطقه دارای آب و هوایی معتدل کوهستانی و بخش مرکزی و جنوبی آن دارای آب و هوای گرم حاشیه کویری است. حداقل دما به ۲۰- و حداکثر آن به ۴۵ درجه سانتیگراد می‌رسد. میانگین بارش سالیانه پایین و در حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ میلیمتر در سال می‌باشد. پوشش گیاهی ناحیه مورد مطالعه، به بوته‌ها و درختچه‌های کوتاه محدود می‌شود که در مقابل خشکی مقاوم هستند. دامپروری و کشاورزی از مشاغل عمده منطقه می‌باشند. معدنکاری نیز سهم قابل توجهی از اشتغال مردم را به خود اختصاص داده است.

۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه

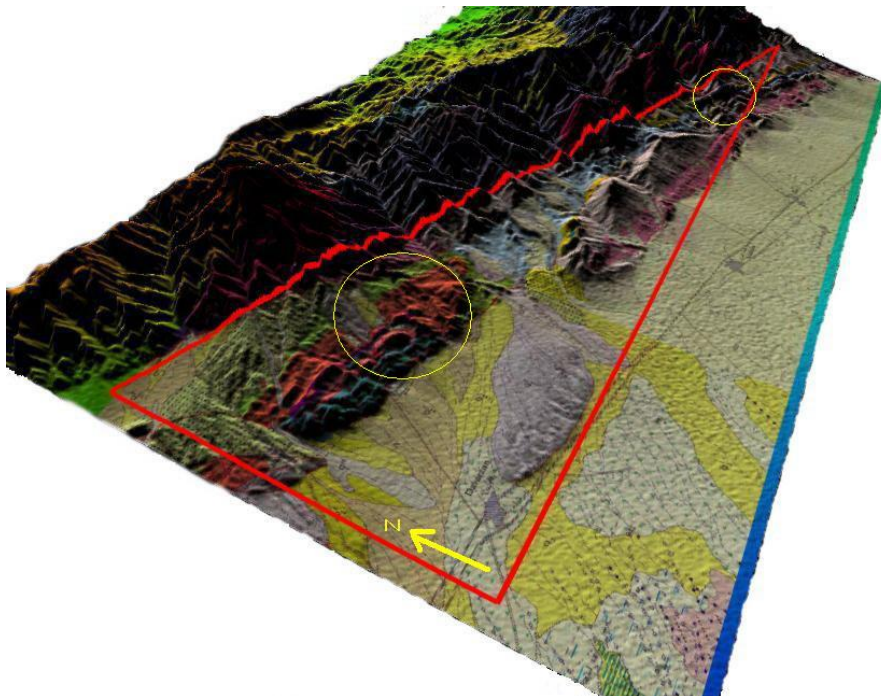
ژئومورفولوژی منطقه متأثر از آب و هوا، جنس سنگ‌ها و فعالیت‌های تکتونیکی است. بطور کلی محدوده‌ی مورد مطالعه مرتفع بوده و گنبد‌های آتشفشانی جوان نیمه عمیق ریولیتی، بلندترین ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۱-۲). اختلاف ارتفاع بلندترین و پست‌ترین بخش منطقه مورد نظر به حدود ۲۰۰۰ متر می‌رسد. کوه گر در شمال غربی روستای بیزه با ارتفاع ۲۷۰۸ متر بلندترین نقطه منطقه مورد مطالعه می‌باشد. مخروط افکنه‌های کواترنر، رسوبات آبراهه‌ای و پهنه‌های رسی، مناطق کم ارتفاع و پست را به خود اختصاص می‌دهند. به طور کلی نقاط مرتفع‌تر به طرف شمال و زمین‌های پست و کم ارتفاع به طرف جنوب قرار دارند. تصویر ماهواره‌ای حاصل از داده‌های ماهواره‌ای لندست مربوط به منطقه داورزن وباشتین در شکل ۱-۴ آورده شده‌اند.



شکل ۱-۳- نمای دور و کلی از منطقه‌ی مورد مطالعه.



شکل ۱-۲- نمایی از بلندترین ارتفاعات شمال داورزن که یک گنبد آتشفشانی نیمه عمیق ریولیتی می‌باشد (دید به سمت شمال کلاته‌سادات).



شکل ۱-۴- تصویر سه بعدی منطقه‌ی مورد مطالعه که توسط نرم افزار Gelobal mapper تهیه شده است.

۱-۵- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه و مناطق مجاور

افیولیت‌های سبزوار به وسیله محققین متعددی نظیر فورستر^۱ (۱۹۶۸)، صدرالدینی (۱۹۷۴)، وزیر تبار (۱۹۷۶)، علوی تهرانی (۱۹۷۵ - ۱۹۷۶ - ۱۹۷۷)، نقره‌ئیان (۱۹۸۲)، باروز و همکاران (۱۹۸۳)، شجاعت و همکاران (۲۰۰۳)، رهگشای و همکاران (۲۰۰۴)، ایدون (۱۳۶۹)، چنانی و

۱- Froster

همکاران (۱۳۶۹)، بازوبندی (۱۳۷۹)، سودی‌شعار (۱۳۷۵)، ادهمی (۱۳۷۶)، ایزد پناه (۱۳۷۷)، امینی (۱۳۷۸)، حمزه‌پور (۱۳۷۹)، مصلحی (۱۳۸۳) و... مورد بحث و بررسی قرار گرفته‌اند. سنگ‌های آذرین ترشیری که در زون افیولیتی سبزوار رخمون دارند، توسط آقانباتی (۱۳۴۹)، باروین^۱ (۱۹۷۰)، بهرودی و عمرانی (۱۹۹۹)، حسنی‌پاک (۱۳۷۷)، بغدادی (۱۳۷۹)، رادفر (۱۳۸۰)، علی‌زاده و همکاران (۱۳۸۱)، قریب و فتونی (۱۳۸۲)، بادامه (۱۳۸۲)، صالحی نژاد (۱۳۸۶)، موسوی (۱۳۸۸)، الهیاری (۱۳۸۹) مورد بررسی قرار گرفته‌اند. نظریه اینکه بر روی این نوار ماگماییدر برخی مناطق مجاور مطالعاتی صورت گرفته است و در جهت تکمیل این مطالعات و بدست آوردن یک الگوی تکتونوماگمایی برای تشکیل و تکوین این نوار، انجام این تحقیق ضروری بوده است.

۱-۶- هدف از مطالعه

در منطقه‌ی مورد مطالعه، توالی ضخیمی از سنگ‌های رسوبی، آذرآواری و آتشفشانی به سن ائوسن میانی- فوقانی وجود دارد که مانند سایر نقاط ایران مرکزی، تداعی بخش حوضه‌ی رسوبی- آتشفشانی ائوسن- الیگوسن این زون می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی این نوار ماگمایی با طبیعت ترکیبی بازالت تا آندزیت همراه با دایک‌های تغذیه‌کننده‌ی آنها، بیانگر ماگماتیسم خاص حوضه ائوسن - الیگوسن ایران مرکزی است که از دیدگاه تکتونوماگمایی، مورد بحث‌های فراوان می‌باشد. اگرچه تکامل ساختاری و تحولات پترولوژیکی زون افیولیتی سبزوار که یکی از مهمترین زون‌های افیولیتی ایران محسوب می‌شود، از دیرباز توجه بسیاری از زمین‌شناسان را به خود معطوف داشته است، اما تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های ماگمایی، جایگاه تکتونیکی تشکیل آنها و منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین منطقه از مواردی هستند که کمتر مورد بحث و بررسی واقع شده‌اند. لذا در این بررسی سعی شده است که، با اتکاء به مطالعات قبلی، وضعیت تکتونوماگمایی منطقه و ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه، جایگاه تکتونیکی و منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین منطقه تا حد امکان مورد بررسی قرار گیرد.

در همین راستا اهداف زیر دنبال شده است:

- بررسی روابط صحرایی بین واحدهای سنگی موجود در منطقه از لحاظ سنی و ساختاری.
- تحلیل رخساره‌های آتشفشانی منطقه جهت پی بردن به نوع و محیط فوران‌ها.
- بررسی ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به ویژه از لحاظ عناصر کمیاب و نادر خاکی.
- تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی در ایجاد ساختارهای ماگمایی منطقه.
- کمک به تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و اصلاح نقشه‌های تهیه شده قبلی.
- مطالعه‌ی پتانسیل‌های معدنی احتمالی مرتبط با این فوران‌ها.

۱-۷- روشهای مطالعاتی

- بررسی منطقه مورد مطالعه در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰:۱ داورزن و باشتین
- تهیه و مطالعه تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه.
- جمع آوری و بررسی مطالعات قبلی.
- عملیات صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی، تهیه مقاطع نازک و انجام آنالیز شیمیایی از نمونه‌های منتخب.
- پردازش و تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم‌افزارهای پترولوژیکی مختلف از جمله: Excle و GCDKIT, Igpct.
- تلفیق یافته‌های این تحقیق با یافته‌های دیگر محققین و ارائه آن‌ها در قالب یک الگوی تکتونوماگمایی کلی برای تشکیل یک نوار ماگمایی .
- جهت دستیابی به اهداف مذکور، منطقه مورد مطالعه در چند ایستگاه مورد بررسی و نمونه‌برداری قرار گرفت و از نمونه‌های برداشت شده، بیش از ۶۰ عدد مقطع نازک تهیه گردید. پس از انجام مطالعات میکروسکوپی، ۱۲ نمونه از واحدهای سنگی منطقه بر اساس تنوع سنگ شناسی آنها انتخاب و جهت آنالیز شیمیایی به آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا ارسال گردید. نتایج به دست آمده از

مشاهدات صحرائی، پتروگرافی و آنالیز نمونه‌ها به روشهای مختلف پردازش و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد تحقیق در قسمت غربی نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹) و بخش شمال شرقی نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن (رادفر و کهنسال، ۲۰۰۲) قرار دارد. این منطقه در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی (آقناباتی، ۱۳۸۳) واقع شده و بخشی از زون سبزوار (علوی، ۱۹۹۱) را شامل می‌شود. منطقه مذکور به لحاظ موقعیت زمین‌شناسی، از تنوع سنگ‌شناسی فوق‌العاده‌ای برخوردار است، لذا توجه زمین‌شناسان و معدنکاران را به خود معطوف ساخته است و هر کدام از دیدگاه خاصی آن را مورد بحث و بررسی قرار داده‌اند. واحدهای سنگی در این منطقه، شامل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبیائوسن میانی- فوقانی، سنگ‌های رسوبی الیگوسن- میوسن، و سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن و نهشته‌های کواترنری می‌باشند. کمربند ماگمایی سنوزوئیک ایران مرکزی، شامل سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی ائوسن تا کواترنری است. به اعتقاد امامی (۱۳۷۹)، به دنبال فاز فشارشی کرتاسه پایانی که با دگرگونی، چین خوردگی، بالا آمدگی و جابجائی افیولیت‌ها همراه بوده است، فاز کششی مهمی در ایران مرکزی بوقوع پیوست که ماگماتیسم شدید ائوسن را در پی داشته و در ائوسن میانی- فوقانی به اوج خود رسیده است (اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ فرهودی، ۱۹۷۸ و بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). اما بسیاری از محققین، این فعالیت ماگمایی را وابسته به کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای فعال زون فرورانش نئوتتیس می‌دانند. (نوروزی، ۱۹۷۱؛ تکین، ۱۹۷۲؛ بربریان و بربریان، ۱۹۸۱؛ شنگور، ۱۹۸۴؛ معین وزیری، ۱۹۸۵؛ شنگور و همکاران، ۱۹۹۳؛ ریکو، ۱۹۹۴؛ شنگور و ناتالین، ۱۹۹۶؛ محجل و فرگوسن، ۲۰۰۰؛ عزیزی و جهانگیری، ۲۰۰۶؛ عزیزی و معین وزیری، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸). علیرغم ضخامت زیاد و توزیع وسیع، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری مزبور در یک فاصله‌ی زمانی نسبتاً کوتاه شکل گرفته‌اند. ناآرامی‌های این زمان مربوط به فعالیت‌های ماگمایی وابسته به رویداد آلپ میانی می‌باشند (شهاب پور، ۲۰۰۷). سنگ‌های ماگمایی ائوسن، دارای تنوع رخساره‌ای بوده و با توجه به فعال بودن ایران مرکزی از نظر زمین‌ساختی در طول ائوسن، در ارتباط با رخساره‌های نهشته شده، مربوط به محیط‌های قاره‌ای تا دریائی است. وجود رسوبات کم

عمق دریایی و رخساره‌های قاره‌ای، نشانه‌ی تناوب پیشروی‌ها و پسروی‌های دریای کم عمق می‌باشد که روی مواد آتشفشانی را پوشانده است (درویش زاده، ۱۳۸۳). سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی این منطقه از تناوب گدازه‌های بازیک - حدواسط و سنگ‌های آذرآواری وابسته به همراه میان لایه‌های رسوبی (شیل، سیلتستون، ماسه سنگ، کنگلومرا و آهک نومولیت دار) تشکیل شده‌اند. در بخش‌هایی از ایران مرکزی نظیر جنوب ساوه، شمال غرب گرمسار، جنوب شرق شاهرود، جنوب غرب سبزوار، شمال کلاته‌سادات، جنوب خوسف، جنوب سرچاهشور و غیره، روانه‌هایی از سنگ‌های بازالتی همراه با میان‌لایه‌های مارنی قرمز یافت می‌شوند. بطور کلی می‌توان سن حدود الیگوسن را برای این روانه‌ها در نظر گرفت. این توالی توسط مارن‌های صورتی تا قرمز رنگ و مارن‌های کرم رنگ میوسن پوشیده شده‌اند. در نهایت کنگلومرای پلیوسن بر روی مارن‌های میوسن قرار گرفته‌اند.

۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه

طبق نظر اسپایس و همکاران (۱۹۸۰)، حدود ۸۰ میلیون سال قبل حوضه اقیانوسی فعالی در منطقه سبزوار وجود داشته است که همزمان با رخداد کوهزایی آلپ در فاصله کرتاسه تا اوایل تریاسی بسته شده است. در ائوسن حوضه‌های قاره‌ای کم‌عمق در درون قاره و در جهت مقابل فرورانش به وجود آمده است که فعالیت‌های آتشفشانی در حاشیه آنها صورت گرفته است. حرکات کوهزایی ائوسن پایانی - الیگوسن سبب تغییر رژیم دریایی ائوسن به قاره‌ای شده و پس از آن، فعالیت‌های آتشفشانی (فاز کوهزایی پیرینه) در مرز زمانی الیگوسن - میوسن و حتی بعد از آن موجب پیدایش ماگماتیسیم بازیک، حدواسط و اسیدی شده که در این منطقه به صورت گدازه‌های بازالتی، توده‌های نفوذی، گنبد‌های نیمه عمیق یا دایک تجلی پیدا کرده است. در میوسن رسوبات پراکنده‌ای از جمله کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن نهشته شده است. کوهزایی آلپ پسین موجب چین خوردگی ملایم نهشته‌های میوسن شده است. پیشروی دریا، در اوائل پلیوسن موجب بر جای نهادن شدن کنگلومرا، مارن، گچ، به‌طور ناپیوسته بر روی مجموعه سنگ‌های قدیمی‌تر شده است. دگرشیبی بین

کنگومرای پلیوسن و مارن‌های میوسن دیده می‌شود که احتمالاً در اثر رویداد زمین‌ساختی آتکین صورت گرفته است (صالحی، ۱۳۸۸). به دنبال آن نهشته‌های آواری- قاره‌ای پلیوسن به گونه‌ای پیشرونده بر روی این واحدهای چین‌خورده قرار گرفته‌اند. حرکات کوهزایی بعد از پلیوسن در اوائل کواترنر موجب چین‌خوردگی نهشته‌های پلیوسن و دگرشیبی در قاعده تشکیلات کواترنر شده است و منطقه شکل پایانی و امروزی خود را به دست آورده است.

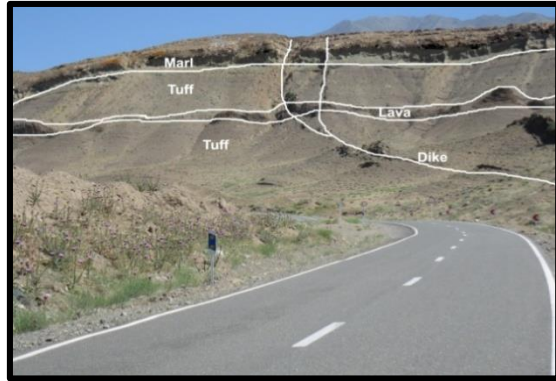
۲-۳- واحدهای سنگی مورد مطالعه

با توجه به اطلاعات حاصل از نقشه‌های زمین‌شناسی و مطالعات صحرایی صورت گرفته، پیکره‌های سنگی مورد مطالعه شامل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبیائوسن میانی- فوقانی، سنگ‌های رسوبی الیگوسن- میوسن، سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن و نهشته‌های کواترنری می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن میانی- فوقانی منطقه داورزن، شامل تناوب گدازه‌های بازیک- حدواسط و سنگ‌های آذرآواری وابسته به همراه میان لایه‌های رسوبی (توف، برش، ماسه‌سنگ و آهک نومولیت‌دار) هستند که در یک محیط آبی بسیار کم‌عمق تا کم‌عمق دریای باز تشکیل شده‌اند (شکل ۱-۲). طیف ترکیبی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی- فوقانی شمال داورزن شامل: تراکی- آندزیت، آندزیت و تراکی آندزیت است. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن شمال منطقه داورزن توسط تعدادی دایک با ترکیب تراکی آندزیتی قطع شده‌اند (شکل ۲-۲). در این دایک- های تراکی آندزیتی، بلورهای کشیده هورنبلند وجود دارد (شکل ۲-۳). در شمال منطقه کلاته‌سادات، افیولیت‌های سبزوار، توالی رسوبی- آتشفشانی ائوسن میانی- فوقانی، سنگ‌های رسوبی- تخریبی الیگوسن- میوسن و کنگومرای پلیوسن رخنمون دارند. در بین سنگ‌های رسوبی- تخریبی الیگوسن حداقل چهار افق گدازه بازالتی، که ضخامت آن‌ها از چند متر تا ده‌ها متر متغیر است، رخنمون دارند (شکل ۲-۴). در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین به آنها سن کواترنر داده شده است، ولی بررسی‌های جدید نشان می‌دهد که آنها در حوضه رسوبی الیگوسن فوران کرده‌اند و سن آنها الیگوسن می‌باشد. از آنجایی که مجموعه آتشفشانی- رسوبی بر روی رسوبات ائوسن قرار می‌گیرد و در ضمن از بخش

بالایی به تدریج به کنگلومرای پلیوسن تبدیل می‌گردد، لذا توالی سنگی موجود دارای سن الیگوسن می‌باشد. در ضمن تلاشهایی برای نمونه‌برداری و تعیین سن مارن‌های قرمز رنگ صورت گرفت که متأسفانه فاقد فسیل بود و نتیجه‌ای حاصل نشد. این گدازه‌ها توسط تعدادی دایک تغذیه‌کننده به درون حوضه رسوبی راه یافته که مجموعه رسوبی الیگوسن را قطع می‌کنند. تغییر رنگ بارز صورتی متمایل به قرمز در حاشیه دایک مشاهده می‌شود که حاصل دگرگونی مجاورتی ضعیف، تحمیل شده توسط آن بر سنگ‌های میزبان است (شکل ۲-۵). در ادامه به شرح واحدهای سنگی مورد مطالعه در هر منطقه، به طور مجزا و مختصر می‌پردازیم.



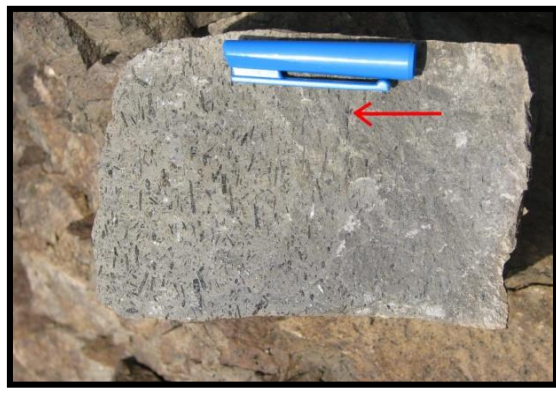
شکل ۲-۲- دایک تراکی آندزیتی قطع کننده توالی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و آتشفشانی ائوسن.



شکل ۲-۱- برونزد گدازه تراکی آندزیتی شرق دهنو در بین لایه‌های آتشفشانی- رسوبی.



شکل ۲-۴- تناوبی از مارن و گدازه‌های بازالتی به سن الیگوسن، در شمال روستای کلاته‌سادات.



شکل ۲-۳- حاشیه انجماد سریع دایک تراکی آندزیتی و جهت‌یابی بلورهای کشیده هورنبلند در جهت جریان ماگما در بخش‌های مرکزی تر دایک، جهت فلش به سمت مرکز دایک می‌باشد.



شکل ۲-۵- شواهدی از دگرگونی مجاورتی ضعیف در حاشیه‌های دایک‌های بازالتی شمال روستای کلاته‌سادات (بصورت تغییر رنگ از صورتی روشن به صورتی تیره تا ارغوانی).

۲-۳-۱- واحدهای سنگی منطقه داورزن

الف- شیل و ماسه سنگ‌های توفی

در شمال شرقی روستای دهنو تناوبی از شیل‌ها و ماسه سنگ‌های توفی خاکستری تا قهوه‌ای به همراه گدازه آندزیتی رخنمون دارد (شکل ۲-۶). ساختار رسوبی ریپل مارک‌های نامتقارن در سطح لایه‌های ماسه سنگی وجود دارد که در اثر تغییر امواج بر روی سطح رسوبات ایجاد شده‌اند و حاکی از محیط پر انرژی ساحل دریایی است.

ب- تناوب توف بلورین، مارن و ماسه سنگ آهکی

این واحد به رنگ خاکستری تا سبز روشن، از تناوب توف‌های بلورین شیشه‌ای با ترکیب اسیدی، با ضخامتی حدود ۷۰۰ تا ۸۰۰ متر و به رنگ‌های خاکستری تا قهوه‌ای تیره، و مارن سبز همراه با میان‌لایه‌هایی از ماسه سنگ آهکی نومولیت‌دار، در شمال شرق روستای دهنو، جنوب شرقی تا جنوب غربی روستای بیزه رخنمون دارد (شکل ۲-۷). این واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن در شرق روستای دهنو توسط تعدادی دایک با ترکیب تراکی آندزیتی قطع شده است. ضخامت دایک‌ها تا ۲ متر و طول آنها به چند صد متر می‌رسد (شکل ۲-۸).

پ- نهشته‌های آذرآواری

آذرآواری‌ها نهشته‌های آتشفشانی اولیه‌ای هستند که قطعات آن‌ها بر اثر فوران آتشفشانی حاصل گشته و در نتیجه فرایندهای آتشفشانی اولیه ته‌نشین شده‌اند (مک‌فی^۱ و همکاران، ۱۹۹۳). گدازه‌های بازالتی فوران یافته در محیط‌های رسوبی، شواهد بارزی از سرد شدن سریع در مجاورت آب و قطعه قطعه شدن نشان می‌دهند. حمل و جابجایی قطعات ناشی از انفجار و تخریب گدازه‌های بازالتی و ته نشینی مجدد آنها به تشکیل میان لایه‌های آذرآواری سبز، خاکستری و قهوه‌ایرنگی، از نوع‌پای کلاست- هامنجر شده است. واحد آگلومرانی، وسیع‌ترین واحد آذرآواری رخنمون یافته بر روی واحد شیلی و

ماسه سنگی به سن ائوسن میانی، در منطقه شمال داورزن می‌باشد که به رنگ خاکستری در منطقه برونزد دارد (شکل ۲-۹). آگلومرا در واقع یک نهشته آذرآواری و درشت دانه ($>64\text{mm}$) است که دانه‌ها دارای نسبت معینی از بمب و بلوک‌های آتشفشانی بوده و نزدیک به منشأ می‌باشند (مکفی و همکاران، ۱۹۹۳). این قطعات آتشفشانی عموماً هم‌منشأ و دارای ترکیب بازیک تا حدواسط می‌باشند. قطعات هم‌منشأ، طیفی از ذرات متراکم تا قطعات آتشفشانی نسبتاً حفره‌دار را شامل می‌شوند و شکل آن‌ها نشان‌دهنده آرایش در زمانی است که داغ و سیال بوده‌اند. با افزایش عمق حوضه و افزایش فشار ناشی از ستون آب، گدازه‌های بازالتی مورفولوژیالی به خود گرفته‌اند و در ضمن ساخت بادامکی بسیار زیبا و متنوعی نشان می‌دهند. حفرات ایجاد شده در بازالت‌ها غالباً توسط کلسیت، زئولیت، آنالسیم، کوارتز و کلریت پر شده‌اند (الهیاری، ۱۳۸۹).

ت- گدازه آندزیتی- تراکی آندزیتی

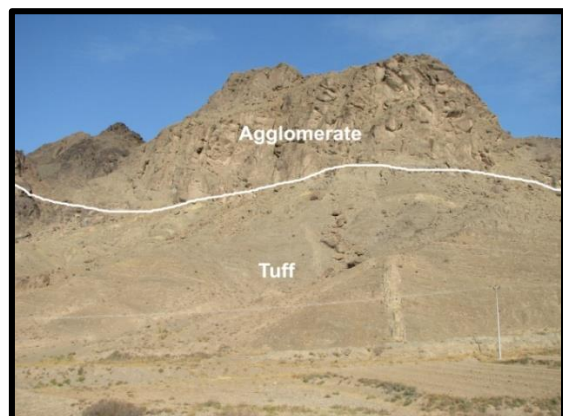
این واحد آتشفشانی، در شمال شرق روستای دهنو بطور هم‌شیب و پیوسته به ضخامت تقریباً ۵-۱۵ متر بر روی واحد توفی و در زیر واحد مارنی سبزرنگ جای دارد (شکل ۲-۱۰). ترکیب سنگ‌شناسی آنها آندزیت پورفیری است. قسمت‌های زیرین گدازه در تماس با آب به سرعت سرد شده‌اند و حالت شیشه‌ای به خود گرفته است (شکل ۲-۱۱). این گدازه با روندی شرقی - غربی در قاعده واحد آذرآواری- رسوبی جای گرفته است. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن شمال روستای دهنو توسط تعدادی دایک با ترکیب تراکی آندزیتی قطع شده‌اند. در حاشیه دایک تراکی آندزیتی، بلورهای کشیده آمفیبول‌ها بوضوح دیده می‌شوند که کشیدگی در جهت جریان ماگما به سمت مرکز دایک می‌باشد و با انجماد سریع ماگما همراه بوده است. در ادامه همین فصل مطالعه موردی که بر روی یکی از این دایک‌ها با روش رفتارپذیری مغناطیسی (AMS) صورت گرفته است، ارائه خواهد شد.



شکل ۲-۷- تناوبی از واحدهای آتشفشانی- رسوبی نظیر مارن، توف، و ماسه‌سنگ آهکی در شمال شرق روستای دهنو.



شکل ۲-۶- تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ توفی به همراه گدازه آندزیتی شمال شرق دهنو.



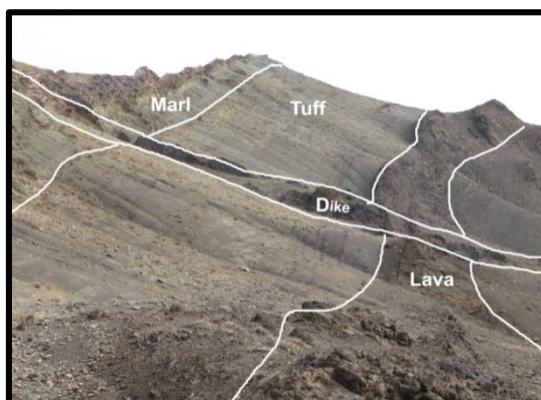
شکل ۲-۹- نمایی از واحد آتشفشانی- رسوبی شامل توف و آگلومرا در غرب منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲-۸- دورنمایی از دایک تراکی آندزیتی که واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه را قطع نموده است.



شکل ۲-۱۱- گدازه با ورود به داخل آب، به سرعت سرد شده و سطح آن حالت شیشه‌ای به خود گرفته است.



شکل ۲-۱۰- برونزد گدازه آندزیتی بطور افقی و هم‌جهت با واحدهای آتشفشانی رسوبی ائوسن، دید به سمت شرق روستای دهنو.

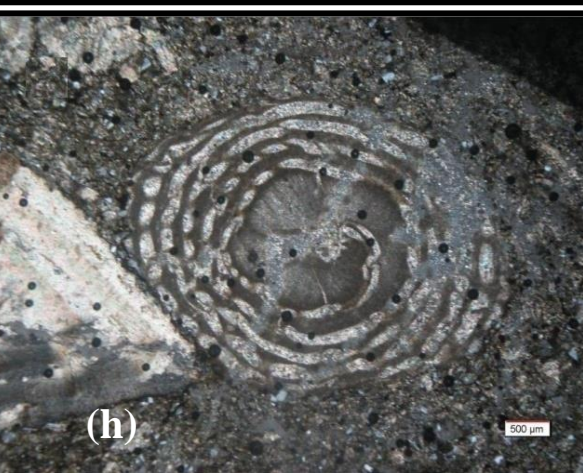
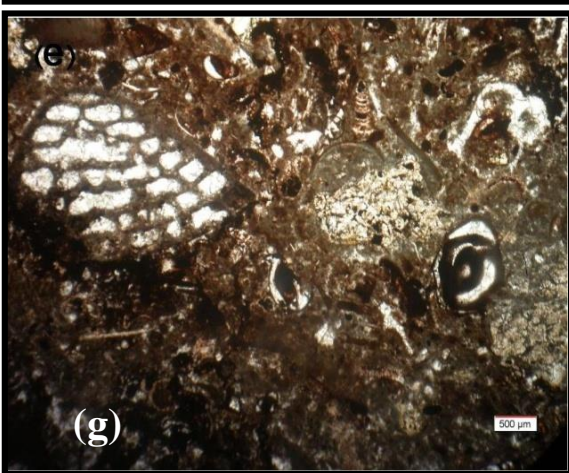
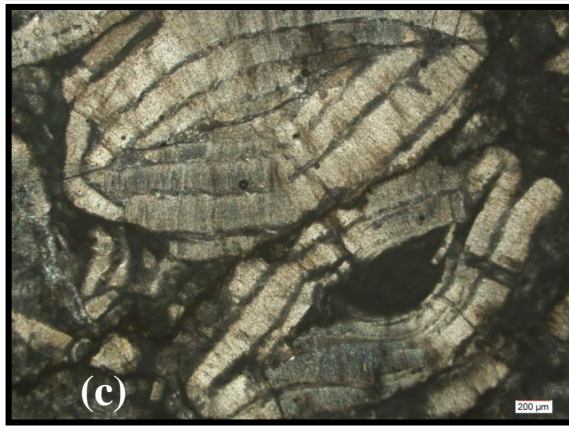
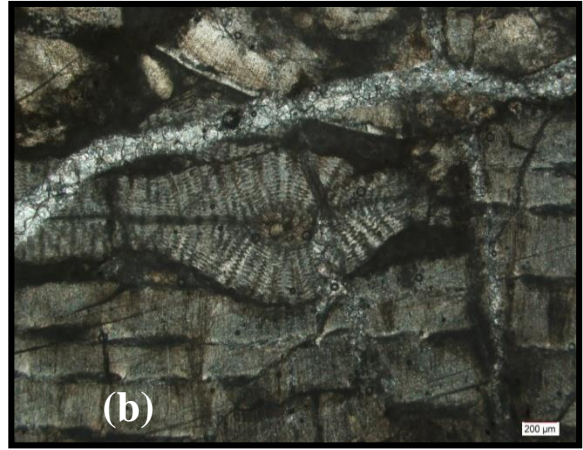
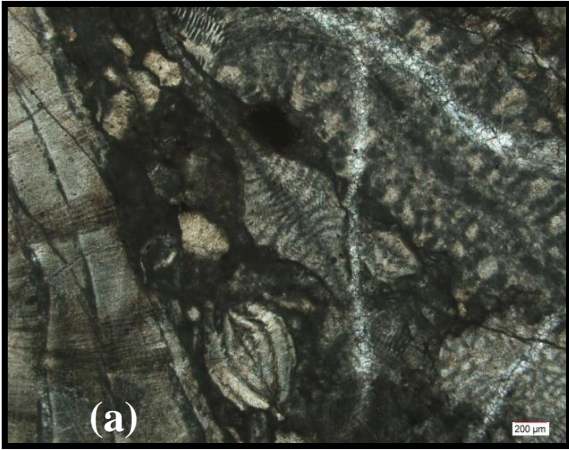
ج- آهک نومولیت‌دار

این واحد بصورت میان‌لایه‌ای و با ضخامت تقریبی ۱ متر و به رنگ خاکستری روشن تا سبز کم‌رنگ می‌باشد. فراوانی نومولیت‌های درشت و ریز در کنار یکدیگر حاکی از تغییر شرایط ناگهانی محیط و تأثیر بر روی شرایط زیستی نومولیت‌ها و مرگ دسته‌جمعی آنهاست (شکل ۲-۱۲). با توجه به محتوای فسیلی موجود در این واحد سنگی، سن ائوسن میانی برای آنها در نظر گرفته شده است (رادفر و کهنسال، ۲۰۰). با توجه به مطالعه‌ی مقاطع میکروسکوپی، بقایای روزن‌داران کف زی موجود در این واحد سنگی عبارتند از: (طاهری، گفتگوی شفاهی) (شکل ۲-۱۳):

Discocyclina Sp; *Alveolina Sp*; *Nummulites*. *Actinocyclina sp.*; *Coskinolina sp.*;
Alveolina aragonensis; *Rotalia sp.*



شکل ۲-۱۲ - فراوانی نومولیت‌ها در محل تماس گدازه با آهک شرق کلاته سادات.





شکل ۲-۱۳- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل‌های موجود در واحد آهکی (PPL).

- | | |
|---------------------------|--------------------|
| a) Actinocyclus sp. | b) Discocyclus sp. |
| c) Nummulites sp. | d) Nummulites sp. |
| e) Alveolina sp. | f) Alveolina sp. |
| g) Coskinolina sp. | h) Alveolina sp. |
| i) Alveolina aragonensis. | j) Rotalia sp. |

چ- مخروط افکنه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی

این واحدها شامل انباشته‌هایی که در حاشیه آبره‌ها قرار داشته و جوان‌ترین رسوبات مربوط به عهد حاضر می‌باشند. آنها به صورت مخروط افکنه، تراس‌های آبرفتی و رسوبات آبراه‌ای رخنمون دارند و غالباً محیط مساعدی برای کشت و کار یا تمرکز و تشکیل روستاها فراهم ساخته‌اند. پادگانه‌های آبرفتی، از رسوبات دانه درشت با جورشدگی ضعیف تشکیل شده‌اند و شامل تراس‌های رودخانه‌ای و رسوبات آبرفتی جوان بصورت قله سنگ می‌باشند. رسوبات آبرفتی- دشتی، رسوبات رودخانه‌ای، جوانترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه هستند که عمدتاً در دشتها و مناطق پست رخنمون دارند.

۲-۳-۲- واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه کلاته‌سادات

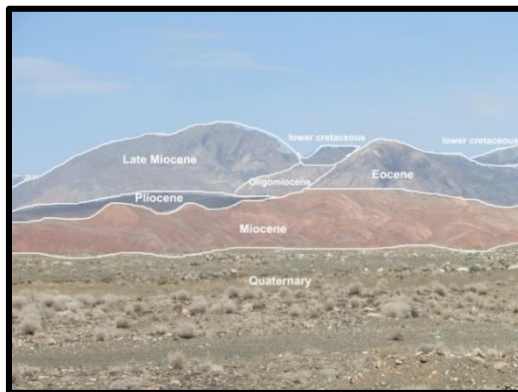
بر اساس شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹) و مطالعات صحرائی صورت گرفته در این تحقیق، واحدهای سنگی موجود در محدوده مطالعاتی، مربوط به ائوسن، الیگوسن، میوسن و کواترنری می‌باشند.

الف- واحدهای سنگی ائوسن

واحدهای ائوسن شامل سنگهایی از قبیل توف ماسه‌سنگی، توف شیلی، ماسه‌سنگ با ضخامت تقریبی ۵-۱۰ متر و آهک حاوی فسیلهای شاخص ائوسن (شکل ۲-۱۳) و گدازه‌های داسیتی، آندزیتی و بازالتی هستند. لازم بذکر است که در منطقه کلاته‌سادات گدازه‌های آتشفشانی مربوط به ائوسن کمتر مشاهده می‌شوند و بیشتر رخنمون‌ها از نوع تخریبی- آتشفشانی مربوط به محیط‌های کم‌عمق می‌باشند. برخی از واحدهای آهکی متعلق به این مجموعه دارای فسیلهای شاخص ائوسن می‌باشند. در شمال منطقه مورد مطالعه، مجموعه افیولیتی سبزوار دیده می‌شود (شکل ۲-۱۴). در دامنه جنوبی افیولیت‌های شمال منطقه، گنبدهای ریولیتی، سنگ‌های عمدتاً هارزبورژیتی را قطع کرده‌اند (صالحی، ۱۳۸۸). شمالی‌ترین بخش منطقه مورد مطالعه نیز به گنبد ریولیتی مهرکه در بین - سنگ‌های افیولیتی کرتاسه نفوذ کرده‌اند، منتهی می‌شود (شکل ۲-۱۵).



شکل ۲-۱۵- دورنمای رسوبات مارنی قرمز که توسط رسوبات آبرفتی عهد حاضر پوشیده شده‌اند. در ضمن توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن، توالی آتشفشانی- رسوبی الیگوسن و در انتها گنبد ریولیتی مهر رخنمون دارد.



شکل ۲-۱۴- دورنمای رسوبات مارنی قرمز و مجموعه سنگ‌های افیولیتی سبزوار که توسط گنبد ریولیتی قطع شده است.

ب- واحدهای سنگی الیگوسن

۱- واحد ماسه‌سنگی با میان‌لایه‌هایی از مارن و میکروکنگلومرا

این واحد در شمال شرقی منطقه، به صورت لایه‌بندی مشخص و به‌رنگ سبز وجود دارد (شکل ۲-۱۶). در بعضی بخش‌ها واحد ماسه‌سنگی بصورت توفی همراه با قطعات آتشفشانی دیده می‌شود. در میان این واحد بخش‌های میکروکنگلومرای که دارای قطعات آتشفشانی (تراکیتی، تراکی آندزیتی، آندزیتی و داسیتی) مربوط به ائوسن ولی فاقد قطعات اولترامافیکی مشخص است، مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۷).



شکل ۲-۱۷- نمای نزدیککنگلومرای حاوی قطعات آتشفشانی با جورشدگی نسبتاً خوب، شمال شرق کلاته‌سادات.



شکل ۲-۱۶- رخنمونی از واحد ماسه‌سنگی با میان‌لایه‌هایی از مارن و میکروکنگلومرا، شمال شرق کلاته‌سادات.

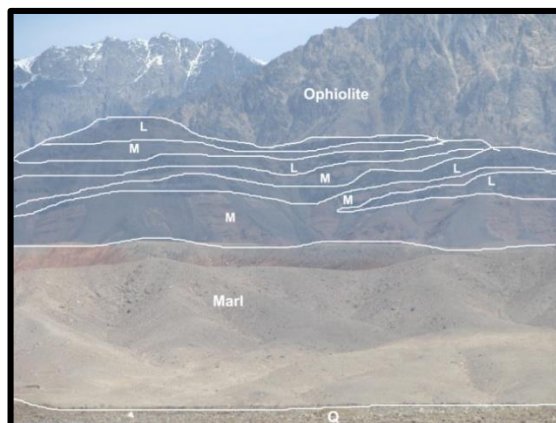
۲- میان‌لایه‌های بازالتی و رسوبات مارنی قرمز

در شمال غرب روستای کلاته‌سادات، در بین توالی مارنیو ماسه‌سنگی قرمز رنگ الیگوسن، حضور چندین افق از گدازه‌های بازالتی به ضخامت ۲۰ تا ۵۰ متر و آذرآواری‌های وابسته، جلب توجه می‌کند. ضخامت لایه‌های مارنی میان توالی‌های بازالتی، به چندین متر می‌رسد (شکل ۲-۱۸ و ۲-۱۹). لازم به ذکر است که در نقشه زمین‌شناسی منطقه باشتین این بازالت‌ها را تحت عنوان بازالت‌های کواترنری معرفی کرده‌اند که بر روی مارن‌های قرمز رنگ نئوژن قرار گرفته‌اند. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که این توالی آتشفشانی- رسوبی متشکل از مارن قرمز الیگوسن (معادل سازند قرمز زیرین) و

بازالت در زیر مارن‌های قرمز میوسن (معادل سازند قرمز فوقانی) و کنگلومرای پلیوسن قرار دارند و سن آنها به احتمال فراوان الیگوسن می‌باشد. این گدازه‌ها توسط تعدادی دایک تغذیه‌کننده به درون حوضه رسوبی راه یافته‌اند (شکل ۲-۲۰). در حاشیه یکی از این دایک‌ها، تأثیر دگرگونی مجاورتی به صورت تغییر رنگ از صورتی به صورتی تیره تا قرمز دیده می‌شود (شکل ۲-۲۱). واحدهای آتشفشانی به طور گسترده و با رنگ سبز تیره تا سیاه رنگ در چهار تا پنج افق در منطقه رخنمون دارند (شکل ۲-۲۲). لایه‌های تیره رنگ و متراکم بازالتی به رنگ خاکستری تا سیاه رنگ و دارای فنوکریست‌های اولیوین ایدنگسیتی شده در سطح سنگ وجود دارند. از ساخت‌های قابل مشاهده در گدازه‌های بازالتی می‌توان به ساخت پورفیری، حفره‌ای و بادامکی اشاره کرد. هسته‌بندی و رشد حباب‌ها در داخل ماگما و خروج بعدی آنها در جریان سرد شدن سریع سبب می‌گردد که فضای خالی آنها در گدازه سریعاً سرد شده، باقی بماند و بافت حفره‌ای ایجاد کند. پر شدن بعدی این حفرات توسط کانی‌های ثانویه منجر به ایجاد بافت بادامکی می‌گردد. کشش سطحی مذاب در اثر انبساط فاز سیال باعث رشد حباب به شکل کروی می‌شود، زیرا این شکل کروی دارای حداقل نسبت سطح به حجم و در نتیجه حداقل انرژی آزاد سطحی است. در اثر جریان مذاب ممکن است شکل حباب‌ها از حالت کروی خارج شده، کشیده و بیضوی شوند. در گدازه‌های بازالتی به دلیل گرانش کمتر، حباب‌ها راحت‌تر آزاد می‌شوند و انفجار معمولاً صورت نمی‌گیرد. به همین دلیل ساخت حفره‌ای در گدازه‌های بازالتی توسعه‌ی فراوانی دارد (بست، ۲۰۰۳). همچنین، بر اثر ورود گدازه‌ها به درون آب و مواجه شدن با یک محیط سرد و کم دما، گدازه‌ی بازالتی متلاشی شده و به اطراف پخش است (شکل ۲-۲۳).



شکل ۲-۱۹- نمایی از رسوبات مارنی و ماسه سنگی الیگوسن که در بالا به تناوبی از مارن، ماسه و گدازه‌های بازالتی تبدیل می‌شود.



شکل ۲-۱۸- تکرار رسوبات مارنی قرمز میوسن (M)، توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن و آتشفشانی الیگوسن (L)، در بالای تصویر افیولیت‌های سبزوار مشخص است.



شکل ۲-۲۱- رخنمونی از دایک تغذیه کننده (با فلش مشخص شده است) در حاشیه دایک تاثیر دگرگونی مجاورتی به صورت تغییر رنگ از صورتی تا قرمز دیده می‌شود.



شکل ۲-۲۰- نمایی دور از دایک‌های تغذیه کننده گدازه‌های الیوین بازالتی (با فلش مشخص شده است) در شمال غرب روستای کلاته سادات.



شکل ۲-۲۳- قطعات سنگی بازالتی دارای ساخت بادامکی که در بین رسوبات مارنی قرمز، پراکنده شده‌اند.

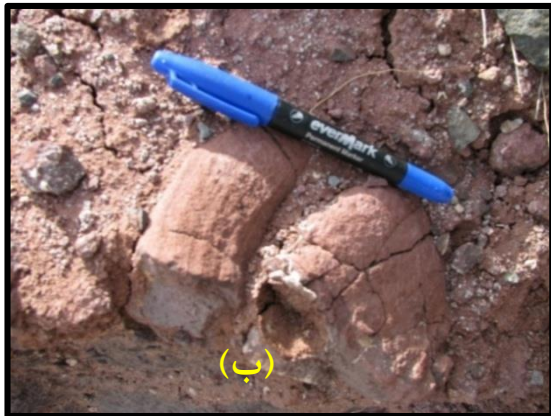


شکل ۲-۲۲- نمایی نزدیک از چهار سیکل گدازه الیوین بازالتی، دید به سمت شرق (شمال روستای کلاته سادات).

۳- واحد آذراواری

رفتار متقابل آب با گدازه‌های بازالتی باعث خردشدگی، حفره‌دارشدن و قطعه‌قطعه شدن بازالت‌ها شده است (شکل ۲-۲۴). در قاعده بلا فصل توالی‌های آتشفشانی، سنگ‌های آذراواری به صورت آگلومرا، توف، لاپیلی کریستال توف، لیتیک توف، برشوپیریت دیده می‌شوند. لومترا^۱ (۱۹۸۹)، سنگ‌های آذراواری را بر اساس قطعات موجود به انواع بمب، بلوک، لاپیلی و خاکستر تقسیم‌بندی کرده است. به گفته وی بمب‌ها، سنگ‌های آذراواری هستند که قطر متوسط آنها بیش از ۶۴ میلی‌متر باشد. همچنین شکل لور یخت سطح دانه‌ها نشان می‌دهد که در هنگام شکل‌گرفتن، به طور کامل یا تا حدودی مذاب بوده‌اند. بلوک‌ها، آذراواری‌هایی با قطر میانگین بیش از ۶۴ میلی‌متر هستند. لاپیلی‌ها، آذراواری‌هایی با قطر میانگین بین ۶۴ تا ۲ میلی‌متر می‌باشد و سنگ‌های آذراواری سخت شده حاوی این قطعات را لاپیلی توف می‌نامند. در نهایت دانه‌های خاکستر، آذراواری‌های کوچکتر از ۲ میلی‌متر می‌باشند که می‌توان آنها را به خاکستر دانه ریز (کوچکتر از $\frac{1}{16}$ mm) و خاکستر دانه درشت (بین $\frac{1}{16}$ تا 2 mm) تقسیم‌بندی نمود. این واحد در منطقه مورد مطالعه، زیر گدازه‌های بازالتی قرار دارد و به صورت توف‌های قرمز رنگ کم ضخامتی دیده می‌شوند که سرشار از قطعات بزرگ و کوچک بازالت می‌باشند و در یک زمینه بلور- شیشه‌ای قرمز رنگ دگرسان شده قرار دارند.

1- Le Maitre



شکل ۲-۲۴ در اثر برخورد گدازه‌های بازالتی با آب اشکال متنوعی همچون خردشدن، حفره‌دار شدن، قطعه قطعه شدن و پخش گدازه به اطراف و بین رسوبات مارنی مشخص است. الف- بازالت بادامکی قطعه قطعه شده و در بین رسوبات مارنی پراکنده شده است ب- قطعات بازالتی دارای حاشیه سرده شده سریع و بصورت نواری. پیریتی‌ها به صورت لایه‌های توفی قرمز رنگ، سرشار از لاپیلی‌های ریز و درشت کروی تا دوکی شکل، به ابعاد ۱ تا ۵ سانتی‌متر و به شکل نهشته‌های پیریتی در قاعده روانه‌های بازالتی دیده می‌شوند (شکل ۲-۲۵). در منطقه شرق احمد آباد توالی سنگی مشابهی از پیریتی‌های بازالتی در بین رسوبات مارنی قرمز رنگ دیده شده است (برهمند، ۱۳۸۹).



شکل ۲-۲۵- لاپیلی‌های کروی و دوکی شکل که به شکل نهشته‌های پیریتی در قاعده روانه‌های بازالتی دیده می‌شوند.

پیریت اولین بار توسط اسکروپ (۱۸۲۷)، برای توضیح برخی از سنگ‌های تخریبی منطقه لیمن دو ورن، واقع در مرکز فرانسه به کار رفت. این سنگ‌ها شامل مخلوطی از رسوبات آهکی دریاچه‌ای با گدازه‌های بازالتی هستند که تشابه زیادی به فلفل دارند. این سنگ‌ها را می‌توان حاصل نفوذ ماگما به داخل گل‌های آهکی دانست (سیلینگ و همکاران، ۲۰۰۲).

پپریت‌ها را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد (برهمند، ۱۳۸۹):

- الف) پپریت‌هایی که در طی عوامل غیر انفجاری به وجود می‌آیند. در تشکیل این نوع از پپریت‌ها هیچ‌گونه فرآیند انفجاری دخیل نمی‌باشد. در واقع این نوع از پپریت‌ها بر اثر تخریب و قطعه قطعه شدن ماگما و آمیختگی قطعات با رسوبات نرم و مرطوب به وجود می‌آیند. همانند پپریت‌هایی که در سطوح ماگماهایی که به داخل رسوبات نرم، به صورت سیل و یا دایک نفوذ کرده باشند و یا پپریت‌هایی که در سطح قاعده‌ای گدازه‌ها شکل می‌گیرند.

- ب) دسته دیگر شامل پپریت‌هایی هستند که در اثر عوامل انفجاری به وجود می‌آیند. در تشکیل این نوع از پپریت‌ها، انفجار ماگما نقش اصلی را ایفا می‌کند. این پپریت‌ها معمولاً در جایی تشکیل می‌شوند که نهشته‌های آذرآواری داغ (حاصل از انفجار ماگما در اثر تماس ماگمای خروجی با آب)، با رسوبات برخورد و آمیخته شوند.

پپریت‌ها براساس نوع و نحوه تولید، بافت‌ها و اشکال مختلفی دارند (کورسارو و مازولنی^۱، ۲۰۰۲).

الف) پپریت با بافت گلوبولی و یا کروی

این دسته به اشکال کروی و یا دوکی شکل دیده می‌شوند و توسط عوامل غیر انفجاری به وجود می‌آیند. آنها دارای ابعاد دسی‌متری تا میلی‌متری هستند. پپریت‌های کروی زمانی تشکیل می‌شوند که غشاء نازکی از بخار آب، ما بین ماگما و رسوب ایجاد و حفظ گردد. غشاء نازک بخار آب باعث جدایی ماگما از تماس مستقیم با رسوبات نرم می‌شود، بنابراین، از انفجار و تکه تکه شدن ماگما جلوگیری می‌کند. لازم به ذکر است که این نوع از پپریت‌ها معمولاً در رسوباتی با جورشدگی و دانه‌بندی خوب تشکیل می‌شوند.

ب) پپریت با بافت بلوکی

این پپریت‌ها به اشکال بلوکی و زاویه‌دار، با ابعاد سانتی‌متری تا دسی‌متری دیده می‌شوند. پپریت‌های بلوکی شکل در اثر عوامل انفجاری به وجود می‌آیند. پپریت‌هایی با این بافت، معمولاً در اثر

۱-Corsaro & Mazzoleni

تماس ماگما با رسوباتی با جورشدگی و دانه‌بندی ضعیف ایجاد می‌شوند. هم‌چنین عدم تشکیل غشاء نازک بخار در اطراف ماگما، باعث تماس مستقیم ماگما با رسوبات شده و در اثر فعل و انفعالاتی که بین ماگما و رسوب ایجاد می‌شود، منجر به انفجار و تکه تکه شدن ماگما می‌شود.

بر اساس مطالب گفته شده و مشاهدات صحرایی، می‌توان درباره پیریت‌های موجود و نوع خروج گدازه‌های بازالتی منطقه این گونه نتیجه‌گیری کرد:

پیریت‌های موجود در منطقه عموماً به صورت بلوکی و زاویه‌دار می‌باشند، بنابراین از نوع پیریت‌هایی با بافت بلوکی هستند. بر این اساس، می‌توان گفت که این پیریت‌ها در اثر عوامل انفجاری به وجود آمده‌اند. هم‌چنین حضور توف از جنس الیوین بازالت، در زیر گدازه‌های الیوین بازالتی، نشان دهنده این موضوع است که خروج این ماگماها با شدت بیشتر و انفجاری صورت گرفته است.

پ- واحدهای سنگی میوسن

- واحدهای مارنی

در بالاترین بخش توالی رسوبی- آتشفشانی مورد مطالعه، فعالیت‌های آتشفشانی خاتمه می‌یابد و صرفاً رسوبات مارنی گچ‌دار نهشته شده‌اند. بلافاصله پس از خاتمه فعالیت‌های آتشفشانی، مارن‌های صورتی تا قرمز رنگ ژئوپس‌دار رسوب کرده‌اند. ضخامت آنها به حدود ۱۵۰-۲۰۰ متر و معادل سازند قرمز فوقانی می‌باشد. ارتباط این واحد با کنگلومرای پلیوسن بصورت تدریجی و پیوسته است. این واحد سنگی در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین با نماد Mm نشان داده شده است. در مسیر رودخانه کلاته‌سادات به علت فرسایش زیاد در اثر شستشو، ژئوپس بوجود آمده است (شکل ۲-۲۶)، پس از رسوبات مارنی قرمز ژئوپس‌دار، رسوبات مارنی کرم متمایل به سفید رنگی نهشته شده‌اند که حاوی مقادیر قابل ملاحظه‌ای گچ می‌باشند. ضخامت این رسوبات به حدود ۱۰۰ متر می‌رسد و معرف کم عمق شدن حوضه رسوبگذاری و حاکم شدن شرایط آب و هوایی گرم بر محیط رسوبگذاری می‌باشند. سپس محیط رسوبی کم‌عمق‌تر شده و به یک محیط مخروط‌افکنه‌ای تبدیل گردیده است و رسوبات کنگلومرایی در

آن نهشته شده است. در ابتدا این توالی بصورت بین لایه‌ای با کنگلومرا بصورت متناوب تکرار می‌شوند. و سپس رسوبات کنگلومرای بصورت واحد ضخیم لایه‌ای نهشته شده‌اند. در برخی نقاط این رسوبات کنگلومرای متعلق به اواخر میوسن - پلیوسن توسط نهشته‌های آبرفتی عهد حاضر که دارای لایه‌بندی افقی‌اند، پوشیده شده است (شکل ۲-۲۷).

ت - واحد کنگلومرای پلیوسن

در بخش شمالی منطقه کلاته‌سادات واحد مارنی سفید گچ‌دار میوسن تدریجاً به واحد کنگلومرای نسبتاً گسترده و ضخیم پلیوسن تبدیل می‌شود. در برخی نقاط این رسوبات کنگلومرای متعلق به اواخر میوسن - پلیوسن توسط نهشته‌های آبرفتی عهد حاضر که دارای لایه‌بندی افقی‌اند، پوشیده شده است. این واحد رسوبی در برخی نقاط به صورت دیواره‌های قائمی مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۲۸). این واحد حاوی قطعات سنگهای قدیمی‌تر از جمله سنگهای وابسته به مجموعه افیولیتی سبزوار، گنبد‌های آداکیتی بعد از ائوسنوا احتمالاً قطعات بازالتی الیگوسن است. محتویات ذکر شده نشان می‌دهد که در زمان تشکیل این کنگلومرا مجموعه افیولیتی و گنبد‌ها در سطح زمین بیرون زدگی داشته‌اند (گنبد‌ها قبل از پلیوسن بالا آمده‌اند). رنگ این کنگلومرا بسته به فراوانی قطعات ساب و لکانیک موجود در آن، از خاکستری تا کرم مایل به سفید متغیر است (شکل ۲-۲۹). جورشدگی و گردشدگی در این کنگلومرا متوسط تا ضعیف بوده و قطعات عمدتاً زاویه‌دار هستند. اندازه قطعات ریولیتی در برخی موارد به بیش از یک متر می‌رسد. ارتباط این واحد با واحدهای جوانتر، هماهنگ ولی ناپیوسته است.

ث - کواترنری

رسوبات کواترنری به طور عمده در مسیر رودها و آبراهه‌های فصلی و موقت رخنمون دارند و حاصل فرسایش سازندهای موجود در منطقه می‌باشند (شکل ۲-۳۰).

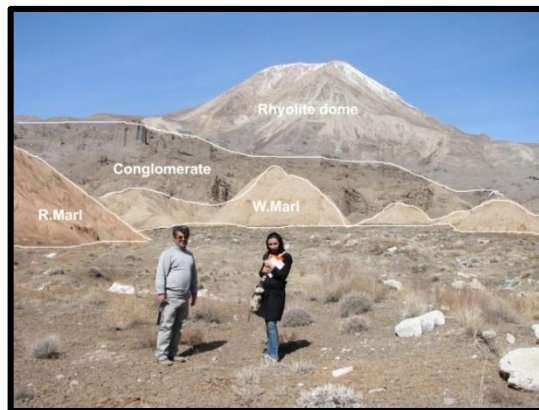
در شکل ۲-۳۱ ستون چینه‌شناسی مناطق داورزن و کلاته‌سادات نشان داده شده است.



شکل ۲-۲۶- رگه‌های ژیبسی تشکیل شده در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌های واحد مارنی کرم تا صورتی شمال کلاته‌سادات.



شکل ۲-۲۸- گذر تدریجی از واحد مارنی میوسن به کنگلومرای نسبتاً گسترده و ضخیم لایه پلیوسن که در برخی نقاط، دیواره‌های قائمی را بوجود آورده است.



شکل ۲-۲۷- بر اثر شرایط آب و هوایی گرم و کم‌عمق شدن حوضه در طی میوسن، رسوبات مارنی گچ‌دار برجای گذاشته شده‌اند.



شکل ۲-۳۰- نمایی از رسوبات کواترنری که عمدتاً در مسیر رودخانه‌ها واقع‌اند.



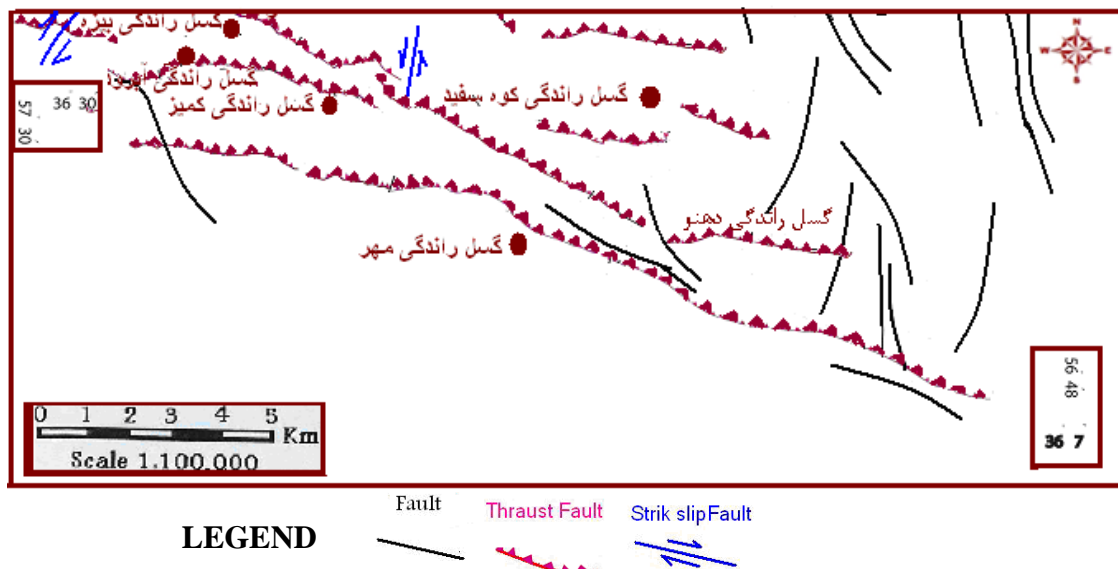
شکل ۲-۲۹- نمایی نزدیک از کنگلومرای پلیوسن یا قطعات سنگهای قدیمی‌تر که جورشدگی و گردشگی متوسط تا ضعیف‌دارد.

System	Litology	Description
Quaternary		Alluvium fans with young and low terraces
Pliocene		Conglomerate
		Cream marl
MIOCENE		Cream pink gypsum bearing marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
OLIGOCENE		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
EOCENE		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl
		Olivine basaltic lava Red pink marl

شکل ۲-۳ ستون چینه شناسی منطقه اورزن و کلاته سادات (بدون مقیاس).

۲-۴- زمین شناسی ساختمانی

فعالیت‌های تکتونیکی منطقه به صورت گسل خوردگی، شکستگی و چین خوردگی واحدهای سنگی می‌باشند (شکل ۲-۳۲). گسل‌های راندگی با روند شمال غربی- جنوب شرقی از مهم‌ترین عناصر ساختاری منطقه هستند. گسل‌های راندگی آبرود، بیزه و دهنو از گسل‌های مهم منطقه هستند که به ترتیب منجر به رانده شدن بروزدهای هارزبورژیتی، کنگلومرای پلیوسن، مارن و توفهای ائوسن میانی بر روی کنگلومرای پلیوکواترنر شده‌اند. جوان‌ترین گسلش مربوط به کواترنر بوده که احتمالاً از نظر زمین ساختی در عهد حاضر نیز فعال بوده است. جابجایی آبراهه‌ها در چند نقطه مشاهده شده است که حاکی از عملکرد جدید و چپ‌گرد گسل‌های اصلی منطقه می‌باشد (مجیدی، ۱۳۷۸).



شکل ۲-۳۲- نقشه پراکندگی گسلها در منطقه کلاته‌سادات، بر اساس نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ باشتین و مشاهدات صورت گرفته است.

۲-۵- پتانسیل‌های معدنی

وجود سرباره‌های مس قدیمی در منطقه، نشان از فعالیت برای کشف این فلز است. بازالت‌های ائوسن در برخی نقاط با کانی‌زایی مس بصورت سولفیدی و کربناته همراه هستند. که از آن جمله می‌توان به کانه‌زایی معادن مس عباس آباد، چغندر سر (جنوب میاندشت) و درودگری (جنوب بیارجمند) اشاره کرد. در منطقه مورد مطالعه بازالت‌ها فاقد کانه‌زایی می‌باشند. همچنین حفرات ایجاد

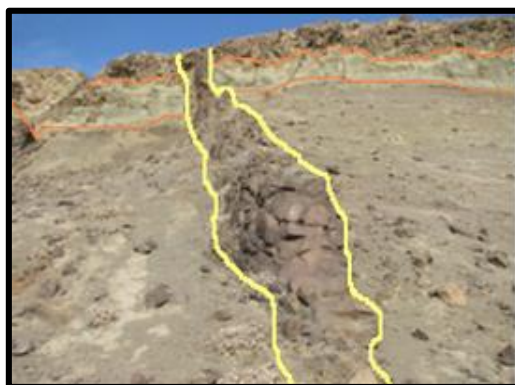
شده در بازالت‌ها غالباً توسط کلسیت، زئولیت، آنالسیم، کوارتز و کلریت پر شده‌اند که البته فاقد ارزش اقتصادی هستند.

۲-۶- بررسی چگونگی حرکت ماگما در دایک تراکی آندزیتی شمال داورزن به روش (AMS)

همانطور که قبلاً بیان شد، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن شمال منطقه داورزن توسط تعدادی دایک با ترکیب تراکی آندزیتی قطع شده‌اند (شکل ۲-۳۳). در سطح نمونه‌های دستی این تراکی آندزیت‌ها، فنوکریست‌های درشت هورنبلندبا جهت یافتگی مشخص وجود دارند که با چشم غیر مسلح قابل تشخیص هستند (شکل ۲-۳۴). یکی از این دایک‌ها با روش بررسی ناهمگنی خودپذیری مغناطیسی (AMS) مورد مطالعه قرار گرفت. در ابتدا به معرفی روش مطالعاتی و برخی از پارامترهای مورد استفاده پرداخته و در آخر نتایج بدست آمده را ذکر می‌نماییم.



شکل ۲-۳۴- جهت‌یافتگی مشخصی در فنوکریست‌های درشت هورنبلند در سطح نمونه‌دستی تراکی آندزیت نمایش داده شده است.



شکل ۲-۳۳- نفوذ دایک تراکی آندزیتی در توالی سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی ائوسن.

۲-۶-۱- معرفی روش فابریک مغناطیسی

روش ناهمگنی خودپذیری مغناطیسی {Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS)} جایگاه ویژه‌ای در تعیین مکانیسم و مدل جایگزینی توده‌های نفوذی دارد و بر پایه مطالعه فابریک‌های مغناطیسی استوار است (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). با ظهور و استفاده از این روش، موج جدیدی از

مطالعات در تعیین مکانیسم جایگزینی توده‌های نفوذی و بررسی ساختار آنها صورت گرفته و به عنوان روشی جدید، سریع و قابل اعتمادتر نسبت به روش‌های قدیمی، کاربرد گسترده‌ای پیدا کرده است. علاوه بر این، تکنیک AMS، در بسیاری از سنگ‌ها و رسوبات نرم نیز کاربرد دارد. پارامترهای حاصل از روش AMS، بر رفتار مغناطیسی کانی‌ها مبتنی است (بوشه، ۱۹۹۷). به کمک این روش می‌توان برگوارگی و خطوارگی مغناطیسی را در سنگ‌هایی که در نمونه دستی و صحرایی فاقد برگوارگی و خطوارگی قابل رؤیت هستند، مشخص نمود (رومن- بردیل^۱ و همکاران، ۱۹۹۸؛ نابا^۲ و همکاران، ۲۰۰۳؛ تالبوت^۳ و همکاران، ۲۰۰۵). مهمترین کاربرد اندازه‌گیری انیزوتروپی مغناطیسی، مطالعه پتروفابریک سنگ‌هاست که با شناخت کانی‌های سنگ و مشخصات انیزوتروپی مغناطیسی آنها امکان‌پذیر می‌گردد. مزیت‌های روش AMS نسبت به دیگر روش‌های پتروفابریک، سرعت عمل بالا، مقرون به صرفه بودن از لحاظ هزینه و مهم‌تر از همه، اجرای روش به طور سیستماتیک بر روی کل رخنمون توده‌های نفوذی می‌باشد (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). البته، در عمل، همیشه دسترسی به این فرض ایده‌آل امکان‌پذیر نیست. چون مشکلاتی نظیر دگرسانی، مورفولوژی غیر قابل دسترس، مرتفع بودن منطقه، مشکلات مالی و امنیتی و گاه خرابی موتور مغزه‌گیر و یا وسایل نقلیه همیشه دست به گریبان این نوع کارهای تحقیقاتی می‌باشند. فابریک سنگ، نتیجه عملکرد نیروهای گوناگونی نظیر نیروی ثقل، نیروی هیدرودینامیک و تنش‌های تکتونیکی در طی تشکیل سنگ و پیشینه زمین شناسی احتمالی آنها می‌باشد. همه این عوامل میل دارند تا بلورها و ذرات را بر مبنای شکل و اندازه ردیف کرده و آرایش دهند. این جهت‌یابی بر طبق توازن بین نیروهای حاکم بر کانی‌ها می‌باشد. با توجه به اینکه در سنگ‌های آذرین فرایند تشکیل بلور، همزمان یا بعد از جایگزینی ماگما انجام می‌شود و بلورها برطبق جهت جریان ماگما جهت‌یابی می‌یابند، فابریک اولیه سنگ، پایه گذاری می‌شود. در پژوهش‌ها و بررسی‌های انجام شده ژئومغناطیس، نوع کانی‌های شاخص و تأثیرگذار در فابریک

۱-Roman-Berdie

۲-Naba

3-Talbot

مشخص شده است. ذرات فرومغناطیس از جمله مگنتیت با بزرگترین بعد، موازی با جریان ماگما جهت یابی می یابند و خطوارگی مغناطیسی موازی با جهت جریان به خود می گیرند (بوشه، ۱۹۹۷). در سنگ های بازیگ، معمولاً مقدار مگنتیت بیشتر از ۱/۰ درصد است و فابریک مغناطیسی سنگ را کنترل می کند. مواد براساس رفتاری که در میدان مغناطیسی از خود نشان می دهد به سه دسته دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس تقسیم می شوند (کلوز، ۱۹۳۱). در جدول ۱-۲ چند مورد از کانی ها براساس میزان حساسیت مغناطیسی تقسیم بندی شده اند (تارلینگ، ۱۹۹۳).

جدول ۱-۲- معرفی میزان خودپذیری مغناطیسی چند مورد از کانی های دیا، پارا و فرومغناطیس (تارلینگ ۱۹۹۳).

$$10^{-6} \text{SI} = 1 \mu\text{SI}$$

فرومغناطیس		پارامغناطیس		دیامغناطیس	
μSI	کانی	μSI	کانی	μSI	کانی
۱۰ ^۶ تا ۱۰ ^۷	مگنتیت	۲۰ تا ۶۰۰	کلینوپیروکسن	-۴۰	دولومیت
۱۰ ^۵ تا ۳ × ۱۰ ^۴ ۵	پیروتیت	۳۰۰۰ تا ۱۰۰۰	ارتوپیروکسن	-۱۳	کلسیت
۱۰۰۰ تا ۵ × ۱۰ ^۴	هماتیت	۱۰۰ تا ۱۰۰۰	آمفیبول	-۱۵	کوارتز
۲۰۰۰	گوتیت	۸۰۰ تا ۳۰۰۰	بیوتیت	-۱۵	فلدسپار پتاسیم
		۴۰ تا ۷۰۰	مسکوویت	-۱۵	گچ
		۷۰ تا ۱۵۵۰	کلریت	-۸	گرافیت
		۱۳- تا ۵۰۰۰	اولیوین		

مواد فرومغناطیس دارای خودپذیری مغناطیسی قوی و مثبت (جدول ۱-۲) در حدود $10^4 \mu\text{SI}$ تا $10^7 \mu\text{SI}$ هستند (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶). در مواد فرومغناطیس تعدادی از اتم ها که وضعیت مشترک دارند به هم پیوسته و گروه کوچکی را تشکیل می دهند. همه اتم های موجود در یک گروه، دوقطبی های کوچک هستند و به گونه ای ردیف می شوند که یک دو قطبی یا حوزه مغناطیس کوچک را تشکیل دهند. هنگامی که ماده در یک میدان مغناطیسی قرار گیرد، بار یونی اتم های موجود در حوزه ها به گونه ای چرخیده که راستای مغناطیسی آنها در راستای میدان مغناطیسی خارجی قرار می گیرد. این قرارگیری به گونه ای است که حوزه هایی که نسبت به میدان در وضعیت مناسبی قرار دارند، رشد

کرده و حجم آنها افزایش می‌یابد. در مقابل، حجم حوزه‌هایی که جهت‌گیری مناسبی با میدان ندارند، کوچک‌تر می‌شود. بنابراین، مرز بین حوزه‌ها جابه‌جا می‌شود. با افزایش دما، خودپذیری مغناطیسی در این گروه کاهش می‌یابد. کانی‌های فرومغناطیس، اغلب به مقدار کم و به عنوان کانی‌های فرعی (کمتر از ۵٪ درصد) در سنگ حضور دارند. با این حال، در صورتی که مقدار مگنتیت (Fe_3O_4)، بیشتر از ۱۰٪ درصد حجم سنگ را تشکیل دهد، اثر مغناطیسی کانی‌های دیگر را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهد و جسم مورد نظر خودپذیری مغناطیسی شدیداً بالایی را نشان می‌دهد (هرودا و کاهان^۱، ۱۹۹۱).

۲-۶-۲- عوامل تأثیرگذار بر حساسیت مغناطیسی کانی‌ها

گرما، هوازگی و دگرگونی، میزان حساسیت مغناطیسی را کاهش می‌دهند. افزایش دما باعث کاهش میزان حساسیت مغناطیسی می‌شود به طوری که با افزایش دما و رسیدن به درجه کوری، خاصیت مغناطیسی از بین می‌رود. در زمان جایگیری ماگما، دما کم‌کم پایین آمده و در نهایت با درجه حرارت طبیعی سنگ میزبان هم دما می‌شود. در حین سرد شدن و بعد از گذر از نقطه کوری، حوزه‌های مغناطیسی در داخل کانی‌ها به وجود می‌آیند (گریفیتس و کینگ^۲، ۱۹۸۸). یکی از دلایلی که هوازگی باعث کم شدن خودپذیری مغناطیسی می‌شود، این است که در اثر اکسیداسیون (ناشی از هوازگی) مگنتیت به هماتیت تبدیل گردد. بنابراین، درجه اکسیداسیون نقش اساسی در میزان خودپذیری مغناطیسی دارد. در صورتی که در طی فرایند دگرگونی مگنتیت به هماتیت تبدیل شود، خودپذیری مغناطیسی به مقدار قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌یابد. در مقابل اگر دگرگونی باعث شود هماتیت به مگنتیت تبدیل شود، خودپذیری مغناطیسی افزایش می‌یابد.

۱- Hrouda & Kahan

۲- Griffiths & King

۲-۶-۳- روش نمونه برداری

در روش AMS ابتدا محل مناسبی را انتخاب می‌کنیم که دارای رخنمون خوب، برج و فاقد درز و شکاف باشد. نمونه‌های مورد آزمایش قطعاتی از مغزه‌های برداشت شده در صحرا هستند که به وسیله موتور مغزه‌گیر قابل حمل بدست آمده‌اند. موتور مغزه‌گیر در واقع یک ماشین حفاری کوچک است که توانایی برش سنگ به شکل مغزه به طول ۱۰۰ تا ۱۵۰ میلی‌متر و قطر ۲۵ میلی‌متر را دارد (شکل ۲-۳۵). برای داشتن مغزه‌های جهت‌دار، باید قبل از بیرون آوردن مغزه از زمین، شیب و جهت شیب آن توسط کمپاس و تراز یاب دستگاه اندازه‌گیری گردد. برای اندازه‌گیری شیب و جهت شیب مغزه از یک وسیله مخصوص به نام تراز یاب استفاده می‌کنیم (شکل ۲-۳۶). در بخش بالایی این وسیله یک تراز افقی بر روی تکه‌ای تخته (که فاقد خاصیت مغناطیسی است) نصب گردیده است. در بخش پایینی این تخته یک لوله مسی تعبیه شده است. جنس لوله از مس انتخاب شده تا فاقد خاصیت مغناطیسی باشد و بر روی کمپاس تأثیر نگذارد. بدین منظور، باید بعد از تمام شدن حفاری، موتور و سایر وسایل آهنی از جمله چکش زمین شناسی و ابزارآلات فلزی تا چند متر از محل دورتر قرار داده شوند. لوله مسی از طریق فضای خالی ایجاد شده در اطراف مغزه (محل برش) به درون زمین فرو می‌رود و آن را آنقدر چرخانده تا حباب افقی واقع بر روی تراز یاب مغزه دقیقاً در قسمت وسط قرار گیرد و کاملاً تراز شود به گونه‌ای که حالت افقی را نشان دهد. شیب و جهت شیب مغزه را می‌توان با قرار دادن کمپاس در کنار تخته تراز خوانده و ثبت کرد. جهت شیب در محدوده ۰ تا ۳۶۰ درجه و مقدار شیب نیز بین ۰ تا ۹۰ درجه تغییر می‌کند. اگر نمونه برداری کاملاً قائم باشد یعنی کمپاس، شیب دقیقاً ۹۰ یا بسیار نزدیک به آن را نشان دهد، نیازی به خواندن جهت شیب نیست و فقط جهت شمال بر روی قسمت بالایی مغزه مشخص می‌گردد. لازم به ذکر است قرائت و ثبت شیب و جهت شیب مغزه، امری واجب و ضروری است. در غیر اینصورت هنگام کار با دستگاه خودپذیری مغناطیسی، مقادیر K_1 ، K_2 و K_3 معناداری توسط نرم‌افزار Safyr.exe به کاربر ارائه نخواهد شد و عملاً تلاش‌های انجام شده بیهوده و بدون ثمر خواهد بود.

بعد از مشخص شدن این دو پارامتر، جهت شیب مغزه بر روی سنگ واقع در حاشیه محل مغزه حفاری شده و کنار "لوله مسی علامت گذاری شده" را علامت زده و تراز یاب به آرامی بیرون کشیده می‌شود. حال، علامت کنار دیواره محل حفر شده را به نزدیکترین نقطه مغزه منتقل می‌کنیم. در محل این نقطه، یک فلش ترسیم می‌کنیم که بخش انتهایی آن به سمت حاشیه بیرونی مغزه باشد. در واقع، به کمک علامت کنار مغزه و نقطه مرکزی مغزه، قطر مغزه را به صورت یک فلش رسم کرده، به گونه‌ای که نوک فلش جهت شیب مغزه یا Dip Direction را نشان دهد. سپس مغزه را به کمک پنس به آرامی از زمین خارج کرده، پس از خشک شدن و تمیز کردن گل و لای روی آن، با نیم لوله پلاستیکی اثر دو انتهای فلش به صورت دو خط راست بر روی بدنه مغزه رسم می‌شود. باید نیم لوله پلاستیکی، در راستای دو انتهای این خط قرار گیرد. خطی که از قسمت سر فلش منشعب می‌گردد، با علامت هاشور مشخص می‌شود. یعنی خطی که در سمت فلش واقع بر روی بخش بالای مغزه می‌باشد، به سمت پایین هاشور زده می‌شود. زاویه حاده بین خط راست و هاشورها در راستای سمت پایین مغزه می‌باشد. از آنجایی که تعداد مغزه‌ها در هر ایستگاه بیش از یک مغزه می‌باشد، لذا مغزه‌ها با پسوند A, B, C نامگذاری می‌شوند تا از بروز هرگونه خطایی در درج ویژگی‌های شیب و جهت شیب آنها جلوگیری شود (شکل ۲-۳۷).



شکل ۲-۳۶- قبل از بیرون آوردن مغزه از زمین، شیب و جهت شیب مغزه توسط کمپاس و تراز یاب مغزه اندازه‌گیری می‌گردد.



شکل ۲-۳۵- دستگاه مغزه‌برداری قابل حمل در صحرا.



شکل ۲-۳۷- الف- نحوه خارج ساختن مغزه از زمین بعد از مشخص کردن شیب و جهت شیب. ب- نحوه استفاده از نیم لوله پلاستیکی برای هاشور زدن مغزه‌ها.

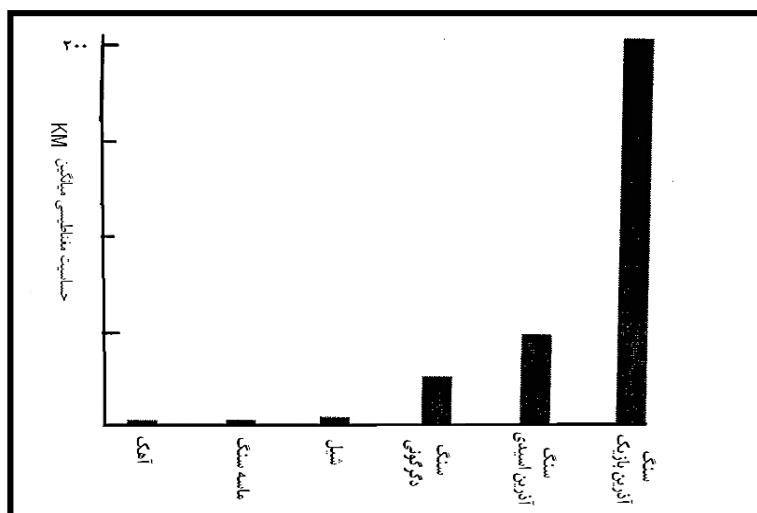
مختصات جغرافیایی هر ایستگاه با استفاده از GPS باید با حداکثر صحت و دقت برداشت شود تا در نهایت مختصات جغرافیایی هر ایستگاه برای مشخص شدن توزیع محل‌های نمونه برداری در کل دایک بر روی نقشه زمین شناسی یا توپوگرافی دارای مقیاس مطلوب منتقل می‌شود. با توجه داشتن به مطالب بیان شده، مغزه برداری توسط دستگاه مغزه‌گیر، بطور جهت‌دار انجام می‌شود (۲ مغزه در هر ایستگاه نمونه برداری به طول ۱۰۰ تا ۱۵۰ میلی‌متر، قطر ۲۵ میلی‌متر و به فاصله هر ۵ تا ۱۰ متر). مغزه‌ها، به قطعاتی به طول ۲۲ میلی‌متر برش داده می‌شوند و پس از نامگذاری مجدد، هر قطعه با اسید کلریدریک ۰/۲ نرمال، شستشو داده می‌شود تا ناخالصی‌های همراه با برش یا حفاری از بین بروند. سپس برای اندازه‌گیری با دستگاه خودپذیری سنج مغناطیسی آماده می‌شوند و براساس مبانی از قبل تعیین شده، مقادیر پارامترهای مغناطیسی آنها اندازه‌گیری می‌گردد.

۲-۶-۴- خصوصیات و روش کار دستگاه

خودپذیری مغناطیسی نمونه‌های مورد مطالعه توسط دستگاه اندازه‌گیری خودپذیری مغناطیسی مدل MFK1-FA (Multi Functions Kappabridge -FA) در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است. شرح و روش کار با دستگاه بطور مفصل در پایان‌نامه گوانجی (۱۳۸۹) بیان شده است.

۲-۶-۵- مغناطیس سنگ و پارامترهای مغناطیسی

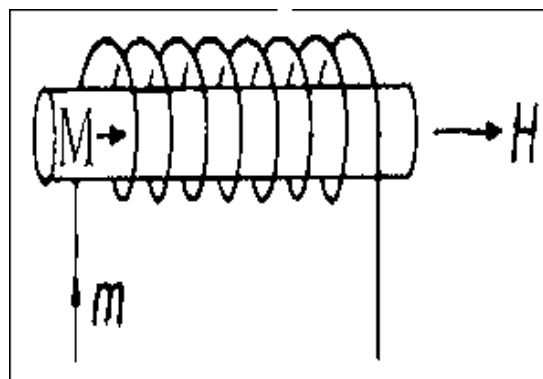
حضور مگنتیت در سنگ‌های تراکی آندزیتی باعث بالا رفتن میزان حساسیت مغناطیسی آنها می‌شود. حساسیت مغناطیسی در سنگ‌های آذرین بازیک، دامنه‌ای از $1500 \mu SI$ تا 90000 را دربرمی‌گیرد، این امر به دلیل داشتن مقدار مگنتیت بیشتر می‌باشد (شکل ۲-۳۸).



شکل ۲-۳۸- ترکیب سنگ شناسی یکی از فاکتورهای مهم کنترل‌کننده میزان حساسیت مغناطیسی است. حساسیت مغناطیسی سنگ‌ها توسط دستگاه مغناطیس‌سنج اندازه‌گیری می‌شود. در این دستگاه از یک سیم پیچ حامل جریان الکتریکی برای تولید میدان مغناطیسی استفاده می‌شود. با قرار گرفتن اتم‌ها در میدان مغناطیسی، حوزه‌های اتمی موازی میدان القایی جهت‌گیری می‌کنند و مغناطیس شدگی القایی در نمونه ایجاد می‌شود. شدت مغناطیس‌شدگی (M) به شدت میدان مغناطیس‌کننده اعمال شده بر جسم (H) بستگی دارد و رابطه خطی $M=KH$ در بین آنها برقرار می‌باشد (شکل ۲-۳۹). در واقع حساسیت مغناطیسی یک جسم معرف میزان مغناطیس شدگی آن است. این مقدار به صورت K تعریف می‌شود. با توجه به اینکه H و M هر دو، یک واحد (Ampere/Meter) دارند پس در نتیجه K واحد نداشته و در دستگاه استاندارد بین المللی برحسب SI و یا μSI تعریف می‌شود. میزان K، فقط به نوع ماده بستگی دارد (رابینسون و کوروه، ۱۹۸۸). K را می‌توان ثابت در نظر گرفت. جهت‌یابی محورهای مغناطیسی موازی با کشیدگی بلوری کانی‌ها در سنگ می‌باشد.

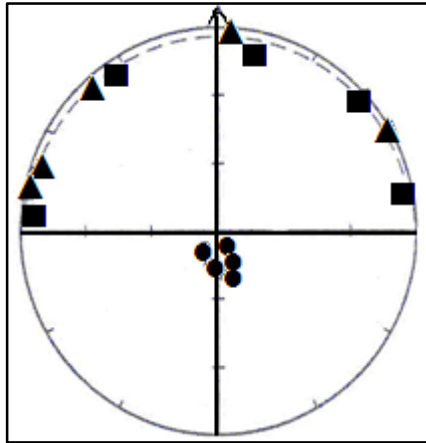
دستگاه حساسیت مغناطیسی نمونه را در سه جهت Z, Y, X و نه در جهات واقعی قرارگیری نمونه در زمین، اندازه می‌گیرد. بنابراین در حین نمونه برداری باید شیب و جهت شیب نمونه برداشت گردد. قبل از اندازه‌گیری حساسیت مغناطیسی این مقادیر به قسمت داده پرداز دستگاه MFK1-FA وارد می‌شود. دستگاه برطبق پیش فرض‌های نرم افزاری خاصی که برای آن مطرح شده است، شیب و جهت شیب اندازه‌گیری شده را مبنا قرار داده و در نهایت میزان حساسیت مغناطیسی نمونه را متناسب با وضعیت قرارگیری واقعی نمونه در زمین به کاربر ارائه می‌دهد.

اگر پارامتر K را به صورت یک بیضوی تجسم کنیم که محورهای اصلی آن منطبق بر بردارهای مغناطیسی باشد (سیگموند و همکاران^۱، ۱۹۹۵)، می‌توان سه بردار: K_{max} (بزرگترین محور بیضوی)، K_{int} (محور متوسط بیضوی) و K_{min} (محور کوچک بیضوی) را تعریف کرد (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). با این روش، انیزوتروپی بیضوی مغناطیسی نمونه از لحاظ ترسیمی می‌تواند توسط یک شکل بیضوی نمایش داده شود. K_{max} با عنوان خطوارگی (Lineation) مغناطیسی و K_{min} به عنوان قطب برگوارگی (Foliation) مغناطیسی شناخته می‌شود (بوشه و همکاران، ۱۹۹۷).



شکل ۲-۳۹- این شکل تصویر سیم پیچ حامل جریان و ایجاد میدان مغناطیسی را نشان می‌دهد.

وضعیت جهت‌یابی K در هر ایستگاه را می‌توان بر روی یک استریونت نشان داد. بر روی هر استریونت به طور قراردادی موقعیت K_{max} یا K_1 با علامت \blacksquare ، K_{int} یا K_2 با علامت \blacktriangle و K_{min} یا K_3 با علامت \bullet مشخص می‌گردد (شکل ۲-۴۰).



شکل ۲-۴۰- در این استریوگرام سه محور K_1 ، K_2 و K_3 نشان داده شده است.

الف- پارامتر حساسیت مغناطیسی میانگین K_m

مقادیر K_{max} یا K_1 ، K_{int} یا K_2 و K_{min} یا K_3 بر اساس معادلات ارائه شده، برای محاسبه پارامترهای فابریک مغناطیسی استفاده می‌شوند. اگر از این مقادیر میانگین‌گیری شود، میزان حساسیت مغناطیسی میانگین بدست می‌آید. لازم به ذکر است مقدار آماری K_m بهترین معرف میزان حضور و درصد فراوانی کانی‌هایی است که دارای حساسیت مغناطیسی هستند.

$$K_m (\text{مقدار حساسیت مغناطیسی میانگین}) = \frac{K_1 + K_2 + K_3}{3}$$

ب- پارامتر انیزوتروپی مغناطیسی P

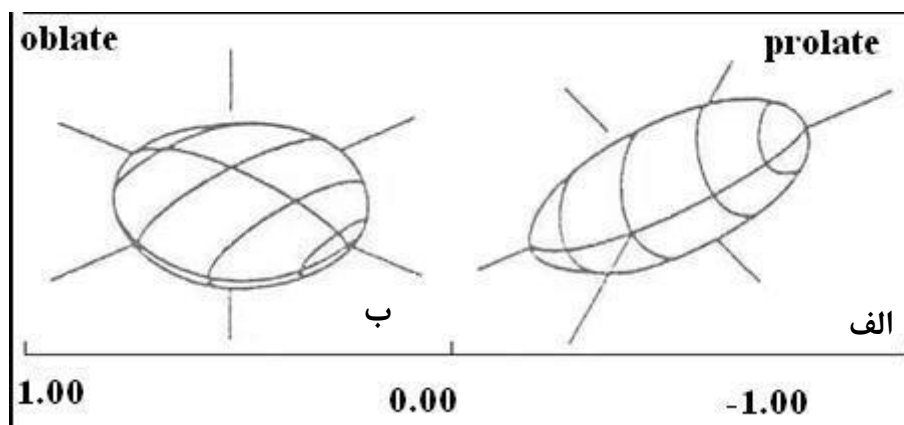
میزان انیزوتروپی بدست آمده را درجه انیزوتروپی مغناطیسی P می‌گویند. درجه بزرگی انیزوتروپی، نشانگر رابطه بین K_1 و K_3 است. وقتی $K_1=K_2=K_3$ باشد مقدار P برابر ۱ و فضای مغناطیسی سه بعدی (تجسمی) به شکل کره درمی‌آید (در طبیعت چنین حالتی بندرت اتفاق می‌افتد). هرچه میزان حساسیت مغناطیسی بیشتر باشد، بین محورها تفاوت بیشتری ایجاد شده و درجات انیزوتروپی بیشتر می‌شود. در بیشتر کانی‌ها، P دارای مقداری بین ۱ تا ۱/۷ است. اما در بعضی موارد می‌تواند بزرگتر از ۱۰۰ نیز باشد مثل هماتیت و پیروتیت (لانزا و ملونی ۲۰۰۶). مقدار P می‌تواند خطا داشته باشد.

$$P (\text{انیزوتروپی مغناطیسی}) = \frac{K_1}{K_3}$$

پ- پارامتر شکل T

این پارامتر به توصیف شکل بیضوی مغناطیسی می‌پردازد. شکل بیضوی از دوکی شکل (بیضوی کشیده) تا کلوچه‌ای شکل (بیضوی پهن) تغییر می‌کند. T در محدوده‌ای بین +۱ تا -۱ تغییر می‌کند. اگر T بین ۰ تا -۱ باشد بیضوی مغناطیسی حاصل به شکل دوکی، سیگاری و کشیده (Prolate) در می‌آید. در این حالت $K_1 > K_2 \geq K_3$ است. اگر T بین ۰ تا +۱ قرار گیرد شکل حاصل کلوچه‌ای و بشقابی (Oblate) است و $K_1 \geq K_2 > K_3$ می‌باشد (شکل ۲-۴۱). در حالتی که $K_1 = K_2 = K_3$ باشد شکل بیضوی به صورت کره درمی‌آید (یلینک، ۱۹۸۱- هرودا، ۱۹۸۲).

$$T (\text{پارامتر شکل}) = (2 \ln(K_2/K_3) / \ln(K_1/K_3)) - 1$$



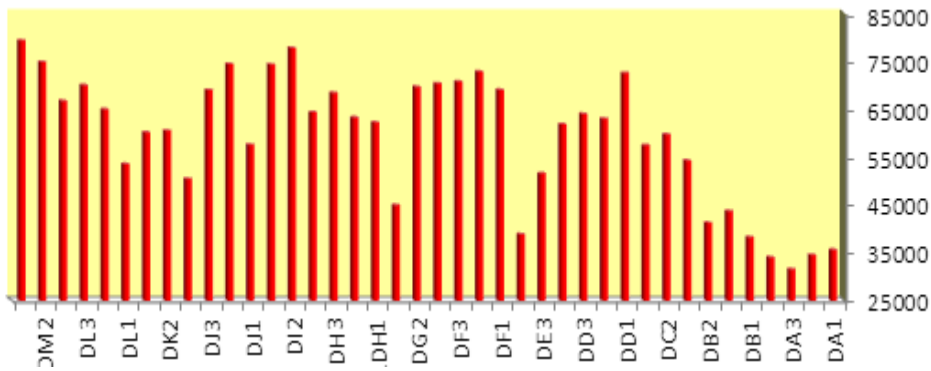
شکل ۲-۴۱- الف- بیضوی مغناطیسی دوکی، سیگاری و کشیده شکل و ب- بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای یا بشقابی شکل.

در همین راستا یکی از دایک‌های شمال داورزن در ۱۳ ایستگاه، مغزه گیری شد. پس از برش مغزه‌ها، تعداد ۵۰ نمونه به طول ۲۲ میلیمتر بدست آمد. پس از نامگذاری مجدد، هر قطعه با اسید کلریدریک ۰/۲ نرمال، شستشو داده شد تا ناخالصی‌ها از بین بروند. سپس پارامترهای مغناطیسی این نمونه‌ها توسط دستگاه حساسیت‌سنج مغناطیسی مدل FA-MFK1 ساخت شرکت آجیکو (AGICO) از کشور چک، در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری گردید (جدول ۲-۲). لازم به یادآوری است، دستگاه توسط نمونه استاندارد مربوطه کالیبره گردید. دایک مورد مطالعه

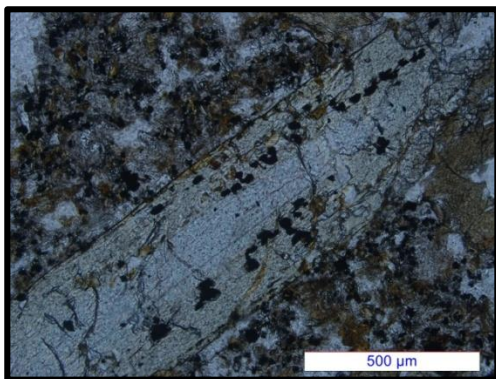
دارای ۱/۵ تا ۲ متر ضخامت است. و حدود یک کیلومتر طول دارد. این دایک تناوبی از گدازه بازالتی، شیل، توف و ماسه سنگ به سن ائوسن را قطع کرده است (شکل ۲-۳۳). مقادیر حساسیت مغناطیسی میانگین توسط دستگاه حساسیت سنج مغناطیسی، تعیین گردید که مقدار Km بر حسب (μSI) بین ۳۳۳۳۴ تا ۹۶۸۳۶ می باشد (جدول ۲-۲). مقادیر Km به دست آمده بسیار بالا می باشد و با حضور مگنتیت در نمونه های مورد بررسی تأیید می شود (شکل ۲-۴۲). بررسی مقاطع میکروسکوپی با جنس تراکی آندزیتی نیز حجم زیادی از اکسی هورنبلندهایی که توسط مگنتیت احاطه شده است را نشان می دهد و معرف این است که ماگمای اولیه غنی از آهن بوده است (شکل ۲-۴۳ و ۲-۴۴). بر اساس مقادیر به دست آمده استریوگرام های نشان دهنده چگونگی توزیع و حرکت ماگما مورد بررسی قرار گرفت. انتقال مشخصات خطوارگی و برگوارگی بر روی نقشه ایستگاه های مغزه گیری، وضعیت خطوارگی و برگوارگی های مغناطیسی در دایک مورد مطالعه به نمایش گذاشته شده است (شکل ۲-۴۵).

جدول ۲-۲- میانگین پارامترهای مغناطیسی اندازه گیری شده از دایک مورد مطالعه به ازاء هر مغزه.

No.Station	X	Y	K1(d/i)	K3(d/i)	P	T	Km
DA	495089	4031224	45/257	117/37	1.007	0.409	33333.96
DB	495090	4031224	181/9	276/32	1.008	0.0283	41039.3
DC	495083	4031206	344/9	90/59	1.011	-0.128	57085.2
DD	495088	4031336	338/50	92/19	1.01	0.3007	66448.85
DE	495088	4031336	107/28	309/59	1.014	0.6403	50703.79
DF	495084	4031354	356/12	101/54	1.005	-0.345	70799.12
DG	495084	4031354	340/2	80/80	1.012	0.1057	62587.29
DH	495103	4031372	338/5	71/6	1.011	-0.154	96836.06
DI	495103	4031372	170/10	74/30	1.008	-0.247	72073.27
DJ	495103	4031389	332/19	76/29	1.009	0.175	66924.11
DK	495103	4031389	210/18	102/34	1.005	0.628	56974.83
DL	495091	4031385	314/13	58/33	1.009	0.029	62769.98
DM	495097	4031358	145/13	47/41	1.01	0.133	73556.20



شکل ۲-۴۲- نمودار تغییرات Km در نمونه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

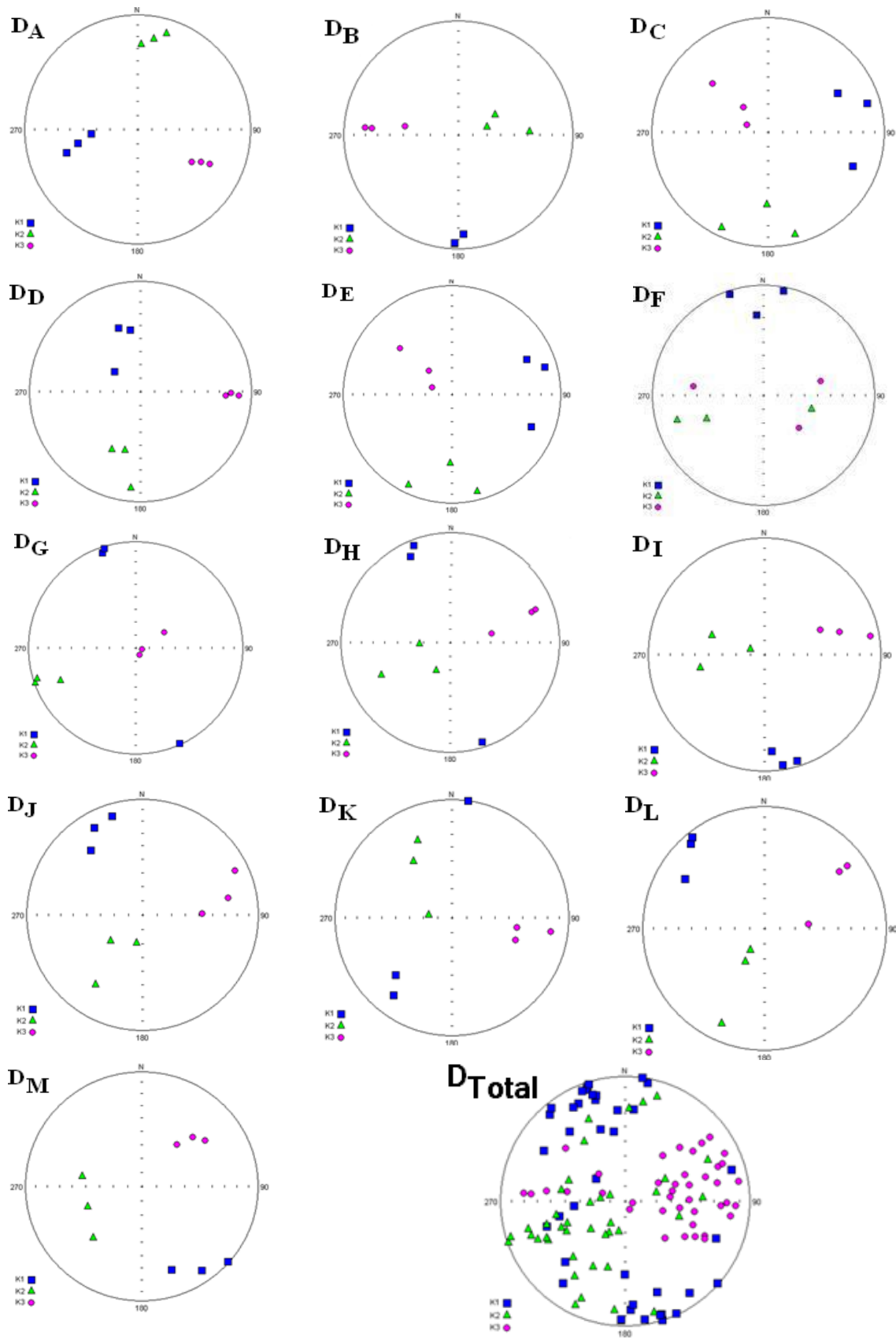


شکل ۲-۴۴- تبلور مگنتیت در راستای کلیواژ پیروکسن و سپس رشد مجدد پیروکسن، این پدیده بیانگر تبلور همزمان پیروکسن (اثریت) و مگنتیت می‌باشد.

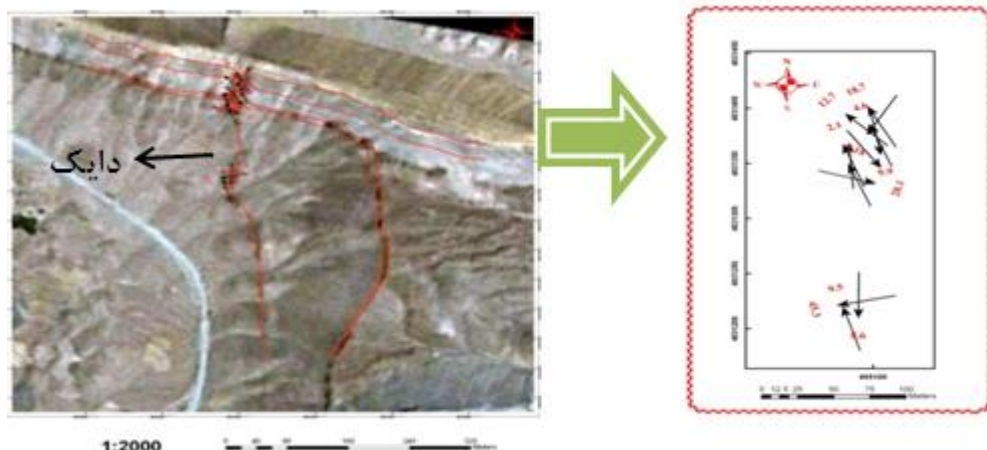


شکل ۲-۴۳- تصویری از حضور هورنبلند قهوه‌ای در دایک تراکی آندزیتی و زمینه سرشار از مگنتیت.

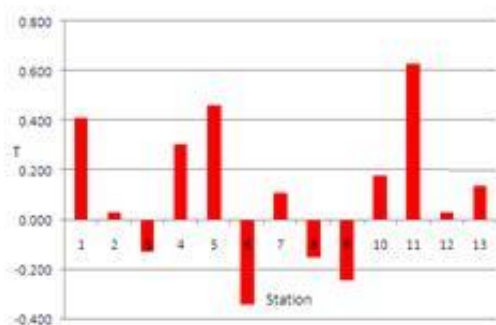
استریوگرام‌های ترسیم شده، نشان‌دهنده این امر است که گدازه در یک تراز تقریباً افقی و به سمت شمال غرب گسترش پیدا کرده است. در ضمن موقعیت‌های K_1 و K_2 به‌طور همزمان معرف صفحه فولیاسیون ماگمایی میانگین هستند. برگوارگیمیانگین دارای شیب حدود ۷۰ درجه می‌باشد که با شیب کلی دایک مورد مطالعه مطابقت دارد.



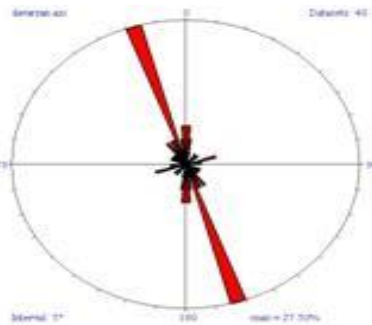
شکل ۲-۴۵- استریوگرام‌های نشان‌دهنده موقعیت محورهای K_3, K_2, K_1 به ازاء هر مغزه گرفته شده (DA-DM).
 استریوگرام نشان‌دهنده موقعیت محورهای K_3, K_2, K_1 برای کل مغزه‌های گرفته شده (DTotal).



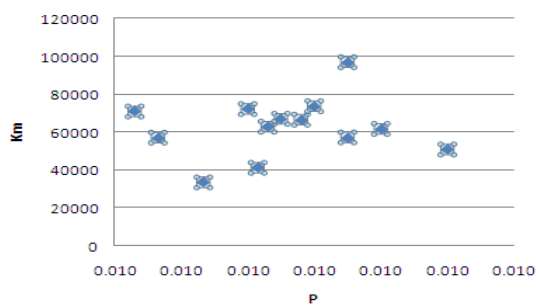
شکل ۲-۴۶- تصویر ماهواره‌ای شرق دهنو که نشان‌دهنده دایک تراکی آندزیتی با روند تقریباً شمالی- جنوبی توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن را قطع می‌کند. همچنین نقشه خطوارگی مغناطیسی در دایک تراکی آندزیتی شمال شرق دهنو توسط نرم‌افزار ArcGIS ترسیم شده است.



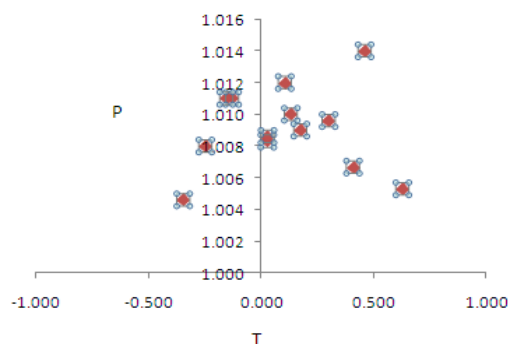
شکل ۲-۴۸- نمودار پارامتر شکل (T) در مقابل مغزه‌های برداشت شده که اکثراً دارای T مثبت و معرف کلوچه‌ای بودن بیضوی‌های مغناطیسی می‌باشد.



شکل ۲-۴۷- دیاگرام گلسرخی نمونه‌های مطالعه شده که نشان‌دهنده خطوارگی مغناطیسی غالب با روند تقریباً شمالی- جنوبی با بهترین میانگین در راستای ۳۴۶ درجه نسبت به شمال است.



شکل ۲-۵۰- نمودار مقادیر Km در مقابل P، بزرگی مقدار Km معرف حضور مگنتیت در نمونه‌ها می‌باشد.



شکل ۲-۴۹- نمودار مقادیر P در مقابل T، اگر مقدار T مثبت باشد، بیضوی مغناطیسی پهن‌تر و اگر مقدار T منفی باشد، بیضوی مغناطیسی کشیده‌تر است. مطابق این شکل اکثر بیضوی‌های مغناطیسی پهن و از نوع کلوچه‌ای می‌باشند.

بر اساس پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری شده، مشخص گردید که در دایک مورد مطالعه، میانگین راستای خطوارگی‌های مغناطیسی با راستای کلی امتداد دایک مطابقت دارد. در ضمن مشخصات برگوارگی مغناطیسی با شیب و امتداد کلی دایک مورد مطالعه همخوانی دارد. بر اساس شیب خطواره‌های مغناطیسی، ماگما در یک تراز نسبتاً افقی با میانگین شیب $2/3$ درجه و غالباً به سمت شمال (در محل فعلی دایک) حرکت کرده است. مقادیر K_m بر حسب (μSI) بین 33334 تا 96836 متغیر است و شکل بیضوی‌های مغناطیسی از نوع کلوچه‌ای شکل می‌باشند. بنابراین نتایج حاصل از روش فابریک مغناطیس می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در مورد انتشار ماگما در دایک‌ها، به ما ارائه دهد. در ضمن براساس فولیاسیون و لیناسیون مغناطیسی می‌توان چگونگی توزیع مذاب در دایک‌ها را مشخص نمود. معمولاً لیناسیون مغناطیسی جهت حرکت گدازه را نشان می‌دهد. اندازه‌گیری‌های انجام شده نشان می‌دهد که، لیناسیون مغناطیسی، منطبق بر راستای کلی دایک می‌باشد. فولیاسیون مغناطیسی نیز معرف شیب و امتداد کلی دایک است.

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

در پتروگرافی، ویژگیهای کانی‌شناسی و تحولات قابل مشاهده سنگ در مقیاس میکروسکوپی مورد بررسی قرار می‌گیرد تا از این طریق بتوان نام سنگ‌های مورد مطالعه را به طور دقیق‌تر مشخص نمود و در عین حال رفتار آنها را در مورد فرایندهایی نظیر تبلور تفریقی، هضم، اختلاط ماگمایی، دگرسانی و غیره به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار داد. همان طور که در فصل قبل بیان شد، منطقه‌ی مورد مطالعه از واحدهای سنگی متنوعی مانند نهشته‌های آذرآواری، سنگ‌های آذرین و رسوبی تشکیل شده است. سنگ‌های آذرین منطقه عمدتاً در محدوده‌ی بازیک تا حدواسط قرار می‌گیرند. به منظور نامگذاری دقیق‌تر سنگ‌های آذرین، در فصل بعد به رده بندی شیمیایی آنها پرداخته شده است. سنگ‌های آذرین مورد مطالعه به دو بخش سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری تقسیم شده‌اند و عبارتند از:

سنگ‌های آتشفشانی: شامل تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت‌های ائوسن منطقه داورزن و اولیوین بازالت و بازالت‌های الیگوسن منطقه کلاته‌سادات می‌باشند.

سنگ‌های آذرآواری: مطالعه سنگ‌های آذرآواری با مشکلات زیادی روبرو می‌باشد. همچنین مطالعه این سنگ‌ها، اطلاعات کمی را در مورد تاریخچه زمین شناسی و فرآیندهای مرتبط با تشکیل آنها در اختیار قرار می‌دهد. دیاژنز یکی از مهم‌ترین عواملی است که در این امر دخالت دارد؛ زیرا با تخریب بافت‌های رسوبی و دگرسان نمودن کانی‌ها و تبدیل آنها به خمیره، ماهیت اولیه سنگ را از بین می‌برد. از آنجایی که سنگ‌های آذرآواری منطقه مورد مطالعه در یک خمیره رسی قرار گرفته‌اند، تهیه مقاطع نازک از آنها مقدور نبوده و به خصوصیات صحرایی (فصل زمین‌شناسی عمومی) بسنده می‌کنیم.

حال به بررسی ویژگی‌های پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی هر منطقه بطور مجزا می‌پردازیم:

۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی منطقه داورزن

با توجه به بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی داورزن دارای یک روند تفریقی از تراکی بازالت تا تراکی آندزیت می‌باشند. در این گروه‌های سنگی با پیشرفت فرآیند تفریق از مقدار اولیوین موجود در سنگ‌ها کاسته و بر میزان پلاژیوکلاز افزوده می‌شود. نکته‌ی قابل توجهی که در تمام این گروه‌های سنگی دیده می‌شود، وجود شواهد بافتی عدم تعادل شامل حاشیه‌ی واکنشی، ادخال، بافت غربالی و منطقه بندی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن است.

علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل عبارتند از:

Mt	مگنتیت	Oli	اولیوین
Hm	هماتیت	Cpx	کلینوپیروکسن
Opc	کانی‌های اپک	Plg	پلاژیوکلاز
Chl	کلریت	Amp	آمفیبول
Ca	کلسیت	Apt	آپاتیت
Q	کوارتز	Epi	اپیدوت

الف- تراکی بازالت

تراکی بازالت‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز تیره تا خاکستری تیره می‌باشند. فنوکریست‌های اولیوین این سنگ‌ها دگرسان و ایدنگسیتی شده‌اند. به نظر دیرا و همکاران (۱۹۹۱)، فرآیند ایدنگسیتی شدن یک تغییر و تبدیل پیوسته در ساختمان الیوین و یا پیروکسن است که در حالت جامد روی می‌دهد و طی آن ورود اتمهای هیدروژن به‌درون ساختمان الیوین و اتصال آنها به اتمهای اکسیژن موجب آزاد شدن کاتیونهای Mg ، Fe^{+2} و Si شده و در عوض کاتیونهای Fe^{+3} ، Al و Ca وارد شبکه شده و جانشین آنها می‌گردند. کشیدگی بلورهای پلاژیوکلاز، همچنین ماکل ساده آنها در سطح تازه‌ی سنگ کاملاً مشخص است. بافت غالب تراکی بازالت‌ها، پورفیری و میکرولیتی پورفیری می‌باشد (شکل ۳-۱).

با توجه به فراوانی کانی‌های مشاهده شده و روابط فازی، کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های تراکی بازالت به صورت زیر می‌باشد:

- کانی‌های اصلی

• پیروکسن

پیروکسن در تراکی بازالت‌ها دارای بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌داری است که دارای ماکل ساده و منطقه بندی می‌باشند. با توجه به خصوصیات میکروسکوپی، به نظر می‌رسد که نوع پیروکسن، اوژیت و تیتان اوژیت باشد. چند رنگی بلورهای اوژیت نشانگر وجود تیتان در سنگ می‌باشد. بعضی از بلورهای کلینوپیروکسن دچار انحلال و خوردگی شده‌اند که حاکی از عدم تعادل کانی تحت شرایط فیزیکیوشیمیایی یا ترمودینامیکی جدید است (شکل ۳-۲). در درون بلورهای اوژیت، بلورهای اپک وجود دارد که نشاندهنده‌ی تقدم تبلور آن‌ها نسبت به کلینوپیروکسن است.

• پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز به صورت بلورهای ریز و درشت، خودشکل و نیمه خودشکل بافتی پورفیری در سنگ بوجود آورده است. از دیگر بافت‌های این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های میکروولیتی-تراکیتی اشاره کرد. این بافت‌ها در اثر جهت‌گیری نسبی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به وجود آمده‌اند (شکل ۳-۳). در ماگماهایی که گرانبوی کمی دارند، بلورهای پلاژیوکلاز که در ضمن انجماد ماگما در حال حرکت بوده‌اند، حالت جهت یافته و موجی شکل پیدا می‌کنند. این بافت را اصطلاحاً بافت جریان (تراکیتی) می‌نامند. بافت تراکیتی در اثر جهت یافتگی بلورهای فلدسپار در جهت جریان گدازه حاصل می‌شود (گوپتا، ۲۰۰۷).

• اولیوین

اولیوین به مقدار خیلی کم در تراکی بازالت‌ها، بصورت دگرسان شده و دارای انحلال و خوردگی است. انحلال و تجزیه شدگی در حاشیه بلور بیشتر از مرکز آن است که در امتداد این شکستگی‌ها، ایدنگسیتی شدن بوقوع پیوسته و تا مرکز بلور ادامه دارد (شکل ۳-۴).

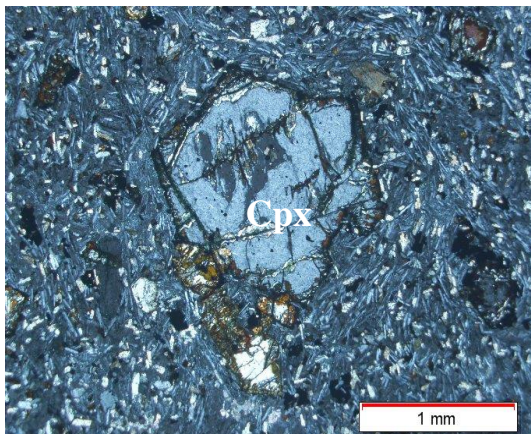
- کانی‌های فرعی

• کانی‌های اپک

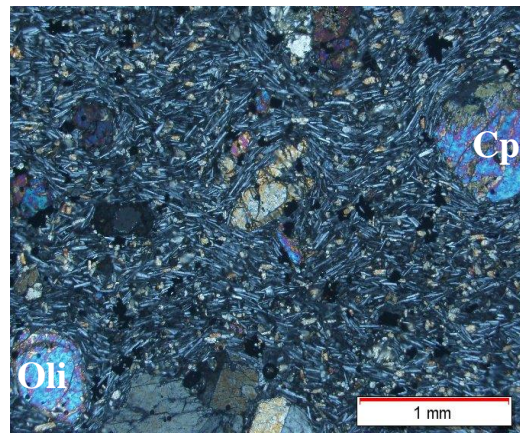
مگنتیت و تیتانومگنتیت از کانی‌های اپک در تراکی بازالت‌ها هستند. این کانی‌ها غالباً به صورت ادخال درون سایر کانی‌ها حضور دارند.

- کانی‌های ثانویه

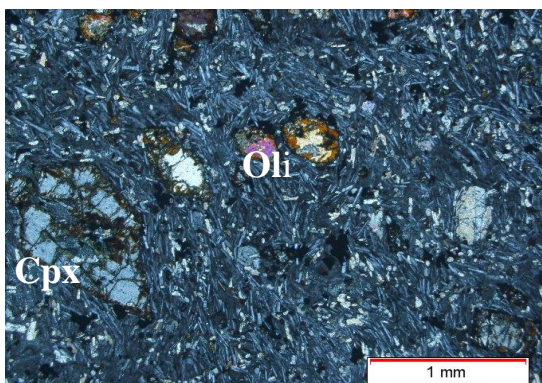
بر اثر دگرسانی فنوکریست‌های اولیوین ایدنگسیت حاصل شده است. سرسپیت و کلسیت، حاصل دگرسانی فنوکریست‌ها و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشند.



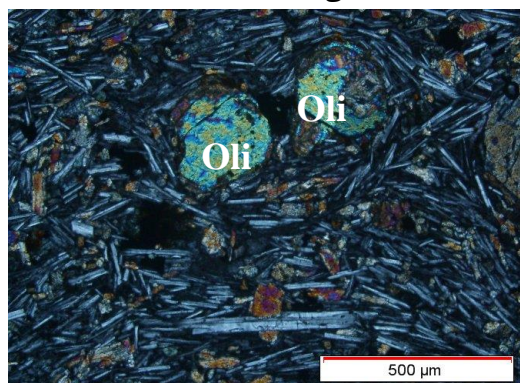
شکل ۳-۲- تصویری از بافت غربالی و انحلال فنوکریست کلینوپیروکسن در یک زمینه میکرولیتی از بلورهای پلاژیوکلاز (XPL).



شکل ۳-۱- بافت میکرولیتی- تراکیتی در سنگ‌های تراکی بازالتی، زمینه شامل بلورهای ریز الیوین، پیروکسن، کانی‌های اپک و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشد (XPL).



شکل ۳-۴- بافت میکرولیتی - پورفیری در سنگ‌های تراکی بازالتی ناشی از حضور درشت‌بلورهای گرد و خلیجی شکل الیوین‌های ایدینگسیتی شده در یک زمینه ریزدانه (XPL).



شکل ۳-۳- در اثر جهت‌گیری میکرولیت‌های پلاژیوکلاز بافت تراکیتی در سنگ بوجود آمده است (XPL).

ب- تراکی آندزی بازالت

گدازه‌های تراکی آندزی بازالتی در نمونه‌دستی به رنگ قهوه‌ای تیره تا سیاهمی‌باشند. سنگ‌های این واحد دارای بافت میکروولیتی- پورفیری می‌باشند، به طوری که بلورهای درشت پلاژیوکلاز و پیروکسن در خمیره‌ی ریز بلور از همین کانی‌ها قابل تشخیص هستند (شکل ۳-۶).

یکی از ویژگی‌های شاخص تراکی آندزی بازالت‌ها، وجود زینولیت کوارتز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار همراه با حاشیه خلیج‌خورده در آن‌هاست (شکل ۳-۷). زینولیت‌ها در واقع تکه‌های دیرگداز کنده شده از محل منبع و یا مسیر عبور ماگما می‌باشند (بست، ۲۰۰۳). وجود زینولیت‌ها نشان‌دهنده‌ی عبور سریع ماگما از میان لیتوسفر و انتقال از محل منشأ به سطح، بدون آرایش قابل توجه است (آلدانماز^۱ و همکاران، ۲۰۰۶). وجود فنوکریست خلیجی کوارتز در تراکی آندزی بازالت، دلیل واضحی بر عمل خوردگی است. در طی بالا آمدن ماگما به سطح زمین، می‌توان به تغییر حالت اوتکتیک کوارتز با تغییر فشار اشاره کرد (آسیابانها، ۱۳۸۰). دونالدسن و هندرسن^۲ (۱۹۸۸) یاد آور می‌شوند که خوردگی‌ها می‌توانند نتیجه رشد ناپایدار اولیه باشند.

از ویژگی‌های بارز تراکی آندزی بازالت‌ها می‌توان به وجود بافت غربالیدر پلاژیوکلاز، حاشیه‌های واکنشی خورده شده و تحلیل رفته اشاره کرد. تغییرات فیزیکی و شیمیایی در ماگما، می‌تواند اثرات وسیعی در کانی‌شناسی و بافت سنگ‌های آذرین بوجود آورند. این تغییرات به صورت تحلیل رفتگی و هضم سطوح و کناره‌های بلور می‌باشد که در نهایت به صورت گردشگی بلور و یا ایجاد خلیج در کانی‌ها ثبت می‌شوند. این عمل را انحلال ماگمایی می‌نامند (بست، ۲۰۰۳). انحلال زمانی رخ می‌دهد که بلور در ماگما از شرایط پایداری خود دور شده باشد. این ناپایداری می‌تواند در اثر عواملی مثل تغییر فشار، دما و یا ترکیب شیمیایی ماگما صورت گیرد (چن و ژانگ، ۲۰۰۸).

کانی‌های موجود در تراکی آندزی بازالت به صورت زیر خلاصه می‌شود:

Aldanmaz1-
2- Donaldson& Henderson

- کانی‌های اصلی

• پلاژیوکلاز

این کانی، فراوان‌ترین کانی اصلی تراکی آندزی بازالت‌هاست که به صورت فنوکریست و میکروولیت، در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود. فنوکریست‌های پلاژیوکلازها دارای ویژگی‌هایی نظیر منطقه بندی، ماکل تکراری، بافت غربالی و دگرسانی می‌باشند (شکل ۳-۸). بافت غربالی^۱ حاصل به دام افتادن ادخال‌های مذاب در بلور است. عوامل اصلی ایجاد بافت غربالی عبارتند از:

- افزایش دما

با ورود ماگمای گرم‌تر به درون مخزن ماگمایی، افزایش دما منجر به انحلال بلورها می‌شود.

- تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور

ورود ماگمای جدید به درون یک مخزن در حال تبلور یا هضم و آرایش ماگما با مواد خارجی، باعث تغییر ترکیب شیمیایی و تغییر دمای آن می‌شود که در مجموع بر پایداری ترمودینامیکی فنوکریست‌هایی که در شرایط قبل از این متبلور شده و پایدار بوده‌اند، اثر می‌گذارد. از طرفی، عدم تعادل ترکیبی را بدین صورت می‌توان تشریح کرد که در یک مخزن ماگمایی با منطقه بندی حرارتی قائم که لایه‌های سردتر در نقاط فوقانی مخزن قرار دارند و در آنجا پلاژیوکلازهای سدیک‌تر متبلور می‌شوند، این بلورهای تازه تشکیل شده به علت نیروهای کنوکسیونی ناشی از اختلاف حرارتی، به کف مخزن فرو رفته و مسلماً در آنجا با محیطی گرم‌تر که با آن در حال تعادل نیستند، مواجه می‌شوند و این عدم تعادل می‌تواند منجر به خوردگی شیمیایی بلورها گردد (تسوچی یاما^۲، ۱۹۸۵).

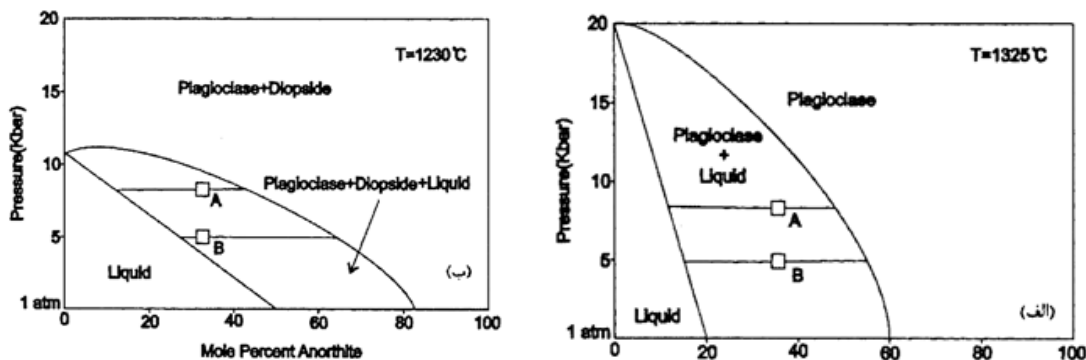
آرایش ماگما با مواد خارجی نیز باعث تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور و ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌گردد (آسیابانها ۱۳۸۰).

۱-Sieve texture
2-Tesochiyama

- کاهش فشار

استوارت^۱ و پیرس^۲ (۲۰۰۴) معتقدند که ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا و در نتیجه کاهش فشار، منجر به ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌شود. با کاهش فشار، تمام فازها در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها تحت تأثیر انحلال قرار می‌گیرند. محصولات ناشی از انحلال پلاژیوکلاز، درون بلور سریعاً شروع به تبلور کرده و باعث ظهور بافت غربالی می‌گردد. نلسون^۳ و مونتانا^۴ (۱۹۹۲) فرآیند تشکیل بافت‌های غربالی در پلاژیوکلازها را افت سریع فشار خشک (همراه یا بدون کاهش اندک دما) در نظر می‌گیرند. استفان^۵ و همکاران (۱۹۹۲) با انجام آزمایشاتی بر روی سیستم ایزوترمال (فشار در مقابل ترکیب شیمیایی) برای پلاژیوکلازها نشان دادند که با کاهش فشار، ترکیب شیمیایی غنی از آنورتیت خواهد شد، اما به علت شیب نزدیک به قائم منحنی‌ها، این تغییرات چندان قابل توجه نیست. حضور سازندگان اضافی نظیر دیوپسید این نقش را برجسته‌تر می‌کند، به طوری که با کاهش فشار، افزایش شدیدتری را در میزان درصد آنورتیت پلاژیوکلاز خواهیم داشت. علت این امر ناپایداری دیوپسید در حین کاهش فشار است. به این ترتیب ترکیب مایع باقی‌مانده پس از ته‌نشینی و جذب هم‌زمان پلاژیوکلاز و دیوپسید در سیستم آل‌بیت - آنورتیت - دیوپسید تغییر خواهد کرد. به‌طور کلی پلاژیوکلاز و دیوپسید هر دو با کاهش فشار به‌صورت نیمه‌پایدار درآمده و قابل حل شدن می‌باشند. اما در فشار کمتر از ۱۸ الی ۱۰ کیلوبار، دیوپسید کاملاً ناپایدار می‌شود و در نتیجه نسبت دیوپسید به پلاژیوکلاز به سرعت کاهش می‌یابد و به تبعیت آن مایع باقی‌مانده از کلسیم غنی می‌شود (شکل ۳-۵، الف و ب).

-
- 1-Stwart
 - 2-Pearce
 - 3-Nelson
 - 4- Montana
 - 5-Stephan



نمودار ۳-۵- الف) نمودار ترکیب شیمیایی فشار سیستم آلبیت- آنورتیت در دمای ۱۳۲۵ درجه سانتیگراد بدون حضور سازندگان اضافی و ب) نمودار ترکیب شیمیایی فشار سیستم آلبیت- آنورتیت در دمای ۱۲۳۰ درجه سانتیگراد (استفان و همکاران، ۱۹۹۲).

علاوه بر سازندگان اضافی مانند دیوپسید، درصد آب ماگما نیز عامل مهمی است که میزان تأثیر کاهش فشار را در تغییر ترکیب پلاژیوکلاز تحت کنترل دارد. حضور آب، هم‌زمان با کاهش فشار سبب کاهش چسبندگی ماگما و در نتیجه افزایش میزان انتشار و سرعت صعود ماگما به سطح زمین خواهد شد. در این هنگام با افت منحنی‌های سالییدوس و لیکوئیدوس، بلورها تحت تأثیر فرآیند تحلیل‌یافتگی قرار می‌گیرند. اما خروج سریع بخارات در طی فوران ماگما باعث صعود منحنی‌های سالییدوس و لیکوئیدوس و توقف تحلیل‌یافتگی خواهد شد (استفان و همکاران، ۱۹۹۲). با توجه به توضیحات ذکر شده، اگرچه گسترش بافت غربالی در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه به شدت گسترش آن در بلورهای پلاژیوکلاز نیست، اما با توجه به خوردگی بلورهای کلینوپیروکسن و تحلیل‌یافتگی حواشی بلورو تبلور ریزبلورهای کلینوپیروکسن در زمینه، می‌توان مهمترین مکانیسم تشکیل بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز را به افت سریع فشار ماگمایی توأم با حضور سازندگان اضافی (دیوپسید) نسبت داد. با وجود اینکه دلیل قطعی برای اثبات نقش اختلاط ماگمایی در تشکیل چنین بافتی وجود ندارد، نمی‌توان نقش این عامل را بطور صددرصد انکار نمود. فنوکریستها اغلب کشیده و در برخی مقاطع از مرکز بلور دچار خوردگی شده‌اند. این خوردگی‌ها در اثر راه‌بایی مذاب به درون بلور انجام شده‌اند. ریزبلورهای موجود در زمینه، سوزنی شکل هستند و اغلب سالم بوده و هیچ علائم و شواهدی از خوردگی نشان نمی‌دهند.

اندازه‌ی بلورها در سنگ‌های ماگمایی را می‌توان به این صورت توجیه کرد که همزمان با هسته بندی، رشد نیز صورت می‌گیرد، در صورتی که سرعت رشد نسبتاً کم باشد، ممکن است هسته‌های زیادی تشکیل شوند، در نتیجه، اندازه دانه‌ها نسبتاً کوچک و حتی آفانتیک می‌شود. اما در حالتی که سرعت رشد نسبت به سرعت هسته بندی بیشتر باشد، تعداد کمی هسته تشکیل می‌شود و اندازه دانه‌ها بزرگتر می‌شوند (بست، ۲۰۰۳). شاول^۱ (۱۹۶۵) طبق رابطه زیر معتقد است که اندازه‌ی دانه بوسیله نسبت سرعت رشد بلور (ϕ) به سرعت هسته بندی (n) کنترل می‌شود:

$$(n/\phi)^{4/1} \sim \text{اندازه متوسط بلور}$$

بر طبق اصل بلوغ بافتی استوالد، رشد بلورهای کوچکتر به بلورهای بزرگتر، منجر به کاهش انرژی سطحی دانه‌ها و در نتیجه ایجاد پایداری بیشتر در بلورها می‌شود. علاوه بر این با توجه به رقیق بودن ماگمای بازالتی، سرعت بالای انتشار را نیز می‌توان در اندازه بزرگ بلورها مؤثر دانست (بست ۲۰۰۳). حضور ادخال مگنتیت در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز حاکی از تبلور آن‌ها قبل از پلاژیوکلاز است. آثار دگرسانی درشت بلورهای پلاژیوکلاز به سریسیت نیز در برخی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود. دگرسانی در قسمت مرکزی بلور بیشتر بوده و به کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت و سریسیت تجزیه شده است (شکل ۳-۹).

• پیروکسن

پیروکسن از نوع کلینوپیروکسن و عمدتاً اوزیت و به صورت فنوکریست‌های خودشکل تا نیمه خودشکل و یا به صورت ریز بلور در زمینه‌ی سنگ وجود دارد. منطقه بندی، چند رنگی و خاموشی مایل در این فنوکریست‌ها دیده می‌شود. از مشخصه‌ی عمده‌ی پیروکسن‌ها می‌توان به اجتماعات گلومروپورفیری و بافت غربالی در آنها اشاره کرد. ایجاد تجمعاتی از فنوکریست‌ها یا میکروفنوکریست‌ها که می‌تواند نقش مهمی در تفریق آذرین ایفا کند را بافت گلومروپورفیری گویند(شلی، ۱۹۹۳).

۱-Shaw

یک توده گلومروپورفیری بزرگ راحت‌تر از هریک از ذرات منفرد آن فرو می‌رود، و برعکس کانی‌های سبکی مثل فلدسپات، در صورت قرار گرفتن در میان یک دسته کانی سنگین، ته‌نشین خواهند شد (آسیابانها، ۱۳۸۰). بلورهای معلق و هم منشأ و یا بلورهای حاصل از شکسته شدن دیواره‌ی متبلور اتاق ماگمائی، این بافت را تشکیل می‌دهند. این بافت حاصل تجمع کانی‌های مشابه (فنو کریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز)، با اندازه‌های تقریباً یکسان در زمینه‌ی دانه ریز است (بست، ۲۰۰۳). کرکپاتریک^۱ (۱۹۷۷) و کمپل^۲ (۱۹۷۸)، تجمع بلورهائی از یک نوع و تشکیل گلومرول را نتیجه‌ی نطفه بندی ناهمگن این کانی‌ها می‌دانند. با توجه به مطالعات پتروگرافی صورت گرفته، از نظر تحدب و تقعر وجوه کانیها می‌توان به‌تقدم و تأخر تبلور آنها اشاره کرد. سطوح بلورهای الیوین به شکل محدب و سطوح بلورهای کلینوپیروکسن به صورت مقعر تشکیل شده‌اند که حاکی از تقدم تبلور الیوینها می‌باشد. سطوح محدب سریعتر از سطوح مقعر متبلور شده‌اند (شکل ۳-۱۰).

باربی^۳ و همکاران، ۲۰۰۵؛ میلووانوویچ^۴ و همکاران، ۲۰۰۵؛ ساموئل^۵ و همکاران، ۲۰۰۷، نشان دادند که اغلب اجتماعات فنوکریستی و تجمعات گلومروپورفیری در سنگ‌های آتشفشانی پورفیری، در مرحله‌ی اینتراتلوریک در اتاق ماگمائی و قبل از فوران ایجاد می‌شود. آسیابانها (۱۳۸۰) نیز معتقد است که بلورها ضمن صعود با یکدیگر برخورد می‌کنند و در صورتی که شبکه‌ی بلوری آنها با یکدیگر موازی باشد و یا در جهت روابط اپی تاکسیال مناسب قرار گیرند، به همدیگر چسبیده و گلومرول‌ها را ایجاد می‌کنند. به عبارت دیگر مکانیسم تشکیل این بافت را اتصالات سینوسی می‌داند. طبق نظر ژو^۶ و همکاران (۲۰۰۹)، بافت گلومروپورفیری نتیجه‌ی تجمع فنوکریست‌هاست و شامل سه مرحله می‌باشد (الهیاری، ۱۳۸۹):

1-Kirkpatrik
2-Kempel
3-Barbey
4-Milovanovic
5-Samuel
۶-Xu

مرحله‌ی اول: طی جایگزینی ماگمای اولیه در داخل اتاق ماگمائی و در مراحل اولیه‌ی تبلور، فنوکریست‌ها حاصل می‌شوند.

مرحله‌ی دوم: تزریق تصادفی مذاب به درون ماگمای در حال تبلور موجود در داخل اتاق ماگمائی، باعث تشکیل مذاب‌های مختلط می‌شود. کاهش چگالی و گرانیوی مذاب در بردارنده‌ی فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به صورت انباشتی^۱ در کف اتاق ماگمائی می‌شود.

مرحله‌ی سوم: تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکت سریع به سمت بالا، سبب آشفته شدن مخزن، انتقال مذاب و افزایش فشار درون اتاق ماگمائی می‌گردد. افزایش فشار مذاب باعث شکسته شدن بلورهای زودرس موجود در کف اتاق ماگمائی عمیق شده و به درون اتاق ماگمائی بالاتر انتقال می‌یابند. در این زمان، کاهش فشار باعث اعمال نیروی کششی بر روی فنوکریست‌های انباشتی شده و جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور را در پی دارد. در اثر تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی بین بلورهای انباشتی و مذاب ایجاد می‌شود. نیروهای کششی و تنش برشی، منجر به شکسته شدن بلورهای انباشتی و تولید اجتماعات گلومروپورفیری می‌شوند. در اثر صعود مذاب و سرد شدن سریع آن، خمیره‌ای در اطراف اجتماعات گلومروپورفیری تشکیل می‌شود. از دیگر مشخصه‌های کانی پیروکسن در سنگ‌های آتشفشانی منطقه، وجود بافت غربالی و عدم تعادل در آنها است. در برخی موارد فنوکریست‌ها، خورده شده و دارای ادخال‌هایی از سایر کانی‌ها می‌باشند (شکل ۳-۱۱).

• الیوین

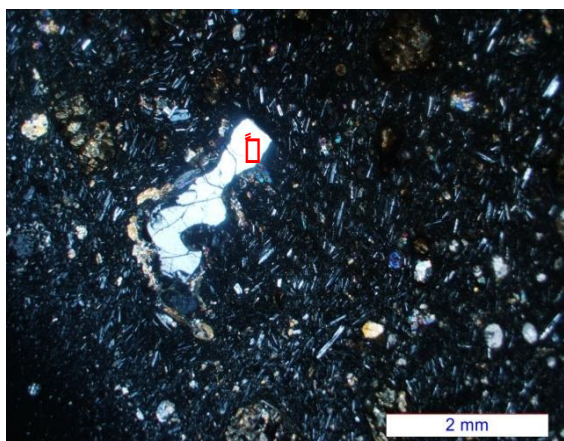
مقدار الیوین در این سنگ‌ها نسبتاً پایین بوده و به صورت فنوکریست و همچنین بلورهای ریز در خمیره سنگ و بر روی بلورهای درشت‌تر یافت می‌شوند. الیوین یک کانی مستعد برای دگرسانی شیمیایی، و عمدتاً دگرسانی بطور کامل بر آن تأثیر می‌گذارد.

- کانی‌های فرعی

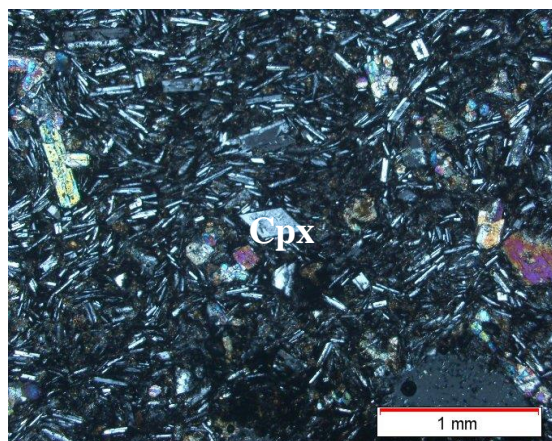
کانی‌های فرعی موجود در تراکی آندزی بازالت‌ها، کانی‌های اپیک و آپاتیت هستند که به طور پراکنده در زمینه سنگ دیده می‌شوند. کانی‌های اپیک درون بلور پیروکسن و پلاژیوکلاز به صورت ادخال وجود دارند. آپاتیت به صورت سوزن‌های ظریف درون پلاژیوکلاز و پیروکسن دیده می‌شود.

- کانی‌های ثانویه

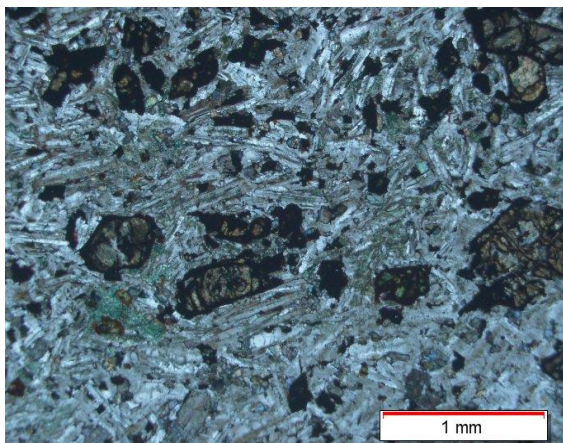
در سطح تراکی آندزی بازالت‌ها حفراتی وجود دارد که بوسیله کلسیت، کوارتز و زئولیت پر شده اند. وجود این پر شدگی‌ها توسط کانی‌های با ترکیب متفاوت در نسل‌های مختلف مویید وجود فعالیت هیدروترمالی تاخیری در زمان‌های مختلف است. احتمالاً فعالیت‌های آتشفشانی ثانویه عاملی برای گرم شدن آب‌های سطحی بوده است. همچنین مجاورت کانی‌ها با شرایط تشکیل متفاوت، نظیر کوارتز و کلسیت، می‌تواند نشان‌دهنده تغییرات Ph و Eh این محلول‌ها در طی زمان باشد (حسینی نژاد، ۱۳۸۶). حفرات کروی و بیضوی شکل در این سنگ‌ها، در حاشیه توسط کوارتز و در مرکز توسط کلریت با بافت اسفرولیتی پر شده است (شکل ۳-۱۲). فضای خالی موجود در حفره و شکستگی‌های مذکور توسط کلسیت نیز پر شده است (شکل ۳-۱۳).



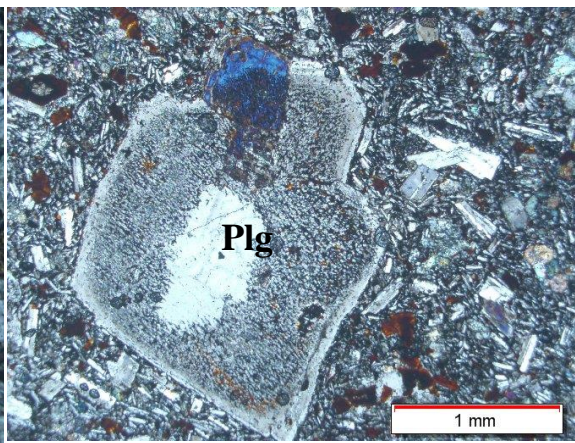
شکل ۳-۷- تصویری از بلور بیگانه کوارتز دارای حاشیه‌های خلیج خورده در تراکی آندزی بازالت (XPL).



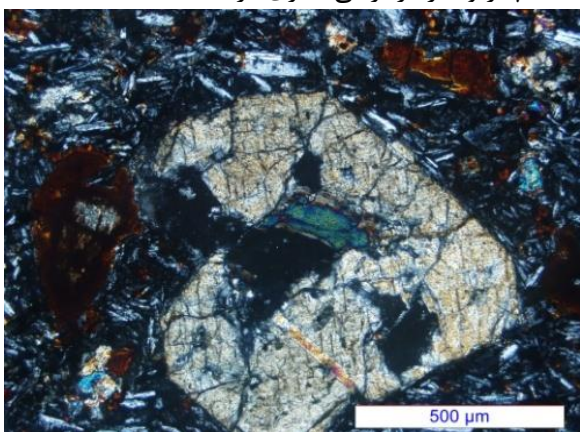
شکل ۳-۶- بافت میکروولیتی - پورفیری حاصل از جهت‌یافتگی و جریان فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ‌های تراکی آندزی بازالتی (XPL).



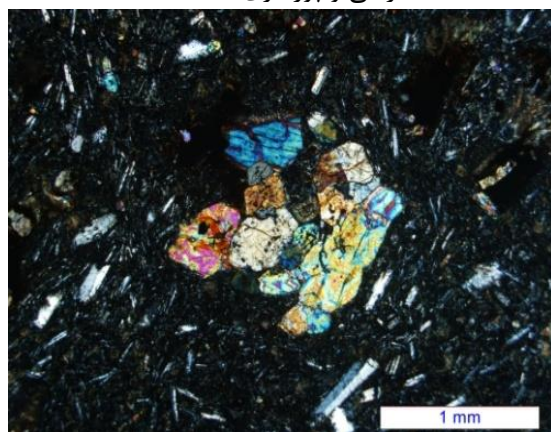
شکل ۳-۹- ادخال مگنتیت و دگرسانی پورفیری‌های پلاژیوکلاز در تراکی آندزی بازالت‌ها (XPL).



شکل ۳-۸- رشد سه مرحله‌ای در پلاژیوکلاز با بافت غربالی و پورفیری (XPL).



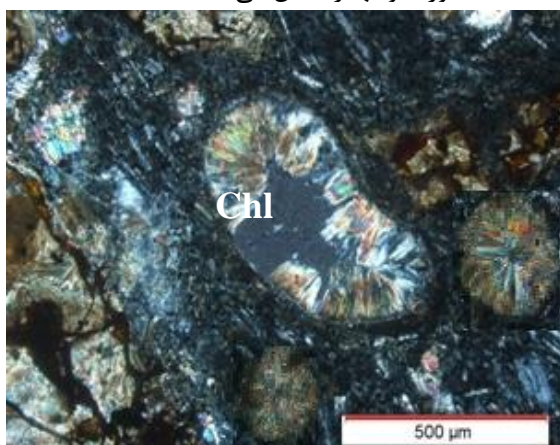
شکل ۳-۱۱- وجود بافت غربالی و عدم تعادل در فنوکریست پیروکسن به همراه ادخال‌هایی از کانی‌های دیگر (XPL).



شکل ۳-۱۰- مشاهده تحذب بلورهای الیوین و تعقر بلورهای پیروکسن در بافت گلومروپورفیری که تقدم تبلور الیوینها را نشان می‌دهد (XPL).



شکل ۳-۱۳- حفره‌ای که بطور ثانویه توسط کلسیت پر شده است (XPL).



شکل ۳-۱۲- بافت اسفرولیتی در کلریت‌ها در مراحل آخر سرد شدن ماگما در سنگ‌های تراکی آندزی بازالتی (XPL).

پ- آندزیت‌ها

گدازه‌های آندزیتی در نمونه‌دستی عمدتاً به رنگ سبز تیره تا سیاه مشاهده می‌شوند. حضور بلورهای نسبتاً درشت پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن در یک زمینه دانه ریز و میکرولیتی از پلاژیوکلاز، بافت پورفیری و میکرولیتی پورفیری در این سنگ‌ها را ایجاد کرده است (شکل ۳-۱۴). میزان شیشه در آندزیتها متغیر است. با این وجود نسبت بلور به شیشه در مجموع بالاتر بوده و مقدار ریزبلورها بسیار بیشتر از شیشه می‌باشد.

- کانیه‌های اصلی

• پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها فراوان‌ترین کانی‌های موجود در آندزیت‌های منطقه را تشکیل می‌دهند (بیشتر از ۵۰٪ کل مقطع) به دو صورت فنوکریست و ریزبلور در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شوند. این پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل پلی‌سینتیک بارزی می‌باشند (شکل ۳-۱۵). منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها، طرحی سیستماتیک از تغییرات شیمیایی در کانی‌های یک محلول جامد است و یک واکنش ناقص مداوم را بین مذاب و محلول جامد نشان می‌دهد. سرعت پایین انتشار یون‌های Ca, Al و Na, Si در طی تبلور، دلیلی بر این مدعا است (بست، ۲۰۰۳). کانی‌های وابسته به سری‌های انحلال جامد، همانند پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین و..... می‌توانند در تمامی مراحل تبلور، با ماگمای در برگیرنده خود در حال تعادل باشند، در این حالت، بلور از نظر شیمیایی ترکیب یکنواختی خواهد داشت. ولی عواملی مثل انتشار و تبادل یونی بسیار کند بین ماگما و بلور، موجب تغییرات ترکیبی پیوسته‌ای در بلورها می‌شوند. به طوری که تنها لبه خارجی بلور همواره با ماگما در تعادل می‌باشد. منطقه‌بندی ترکیبی را می‌توان حاصل تغییرات تکراری اندک و کوتاه مدت، در ترکیب ماگما دانست که در زمان تبلور بلور اتفاق می‌افتد. عامل اصلی تشکیل منطقه‌بندی ترکیبی را می‌توان به تغییرات محلی در ترکیب ماگمای سازنده (یا در بر گیرنده) بلور، که در زمان رشد بلور اتفاق می‌افتد، نسبت داد، تا به تغییرات درجه حرارت. منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها نشان می‌دهند که مذاب

در بر گیرنده بلورها، در زمان رشد، متناوباً نسبت به ترکیب آنورتیت-آلبیت اشباع شده است. معمولاً منطقه بندی نشانگر کندتر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت رشد بلور می باشد (ورنان، ۲۰۰۴).

• هورنبلند

از ویژگیهای شاخص در آندزیت‌های منطقه، وجود هورنبلند با حاشیه سوخته و شکل دار می باشد. این کانی به طور تقریبی کمتر از ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده و به صورت مقاطع شش وجهی و سوزنی دیده می شوند. اندازه آنها حداکثر به ۳ میلیمتر می رسد. ادخالهایی از پلاژیوکلاز نیز در این کانی دیده می شود که نشانه تقدم یا همزمانی تبلور پلاژیوکلاز می باشد (شکل ۳-۱۶). بافت غربالی در برخی فنوکریستهای هورنبلند سوخته مشاهده می شود. پدیده اکسیداسیون هورنبلندها که به نام سوختگی هورنبلند شناخته می شود، با شدت‌های متفاوت در بلورهای این کانی دیده می شود. در برخی از فنوکریستها، هسته آن سالم باقی مانده و اکسیداسیون تنها بر حاشیه خارجی آنها اثر کرده است. گاهی شدت این اکسیداسیون به حدی زیاد است که از بلور اولیه چیزی باقی نمانده و بلور تماماً به اکسید آهن ثانویه تبدیل شده است. اکسیداسیون، هورنبلند معمولی را به هورنبلند بازالتی تبدیل می کند. دیبر و همکاران (۱۹۹۱) در توصیف چگونگی تشکیل هورنبلندهای بازالتی معتقدند که هورنبلند معمولی به واسطه تحمل حرارت زیاد گدازه تا حدود ۸۰۰ درجه سانتی گراد در مجاورت هوا، به هورنبلند بازالتی تبدیل می شود. طی این عمل هیدروژنی که یونهای هیدروکسیل را تشکیل می دهد، جدا شده و یونهای اکسیژن آزاد می شوند. آزاد شدن یونهای اکسیژن موجب تبدیل Fe^{+2} به Fe^{+3} می - گردد و بدین ترتیب Fe_3O_4 (مگنتیت) تولید می کند. شواهد میکروسکوپی نشان می دهند که مگنتیت پس از هورنبلند تشکیل شده است و از هورنبلند بعنوان یک هسته استفاده نموده و بر روی آن رشد کرده است (شکل ۳-۱۷).

• پیروکسن

پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن بوده و مقدار آنها در همه سنگها یکسان نیست. گاهی مقدار کلینوپیروکسنها بقدری افزایش می‌یابد که حجم زیادی از فنوکریستهای سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. اندازه برخی از فنوکریستها تا ۵ میلیمتر نیز می‌رسد. ریزبلورهای منفرد کلینوپیروکسن اکثراً نیمه خودشکل می‌باشند. آنها گاهی به صورت تجمعات گلومرولی نیز مشاهده می‌گردند.

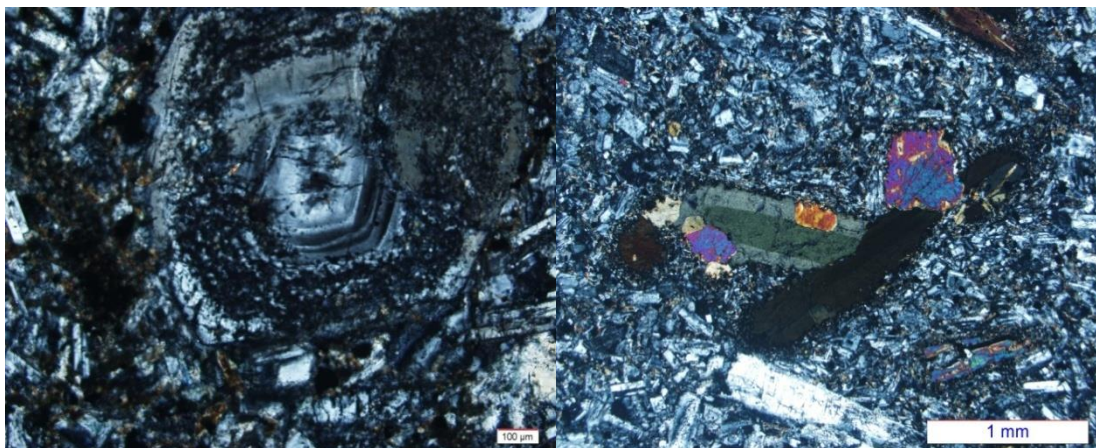
- کانیهای فرعی

فلدسپات آلکالن، آپاتیت و مگنتیتبا درصد حجمی بسیار کم کانی فرعی آندزیت‌ها می‌باشد.

- کانیهای ثانویه

در زمینه سنگ کلسیت، کلریت، کوارتز، اپیدوت و اکسیدهای آهن بصورت ثانویه دیده می‌شود (شکل

۳-۱۸).



شکل ۳-۱۵- منطقه‌بندی ترکیبی در پلاژیوکلازها همراه با اثرات دگرسانی در آندزیت (XPL).

شکل ۳-۱۴- حضور فنوکریست‌های نسبتاً درشت پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن در یک زمینه دانه ریز و میکرولیتی از پلاژیوکلاز، بافت پورفیری و میکرولیتی پورفیری در این سنگ را ایجاد کرده است (XPL).



شکل ۳-۱۷- افزایش مقدار آهن در مرکز هورنبلندها منطقه‌بندی ترکیبی ایجاد کرده است. و مگنتیت از هورنبلند بعنوان یک هسته برای رشد خود استفاده نموده است (PPL).

شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکوپی از بلورهای خود-شکل هورنبلند سبز که دارای حاشیه سوخته و پلی-کروئیسیم سبز است (PPL).



شکل ۳-۱۸- پر شدگی حفرات توسط کلسیت بصورت ثانویه دیده می‌شود (XPL).

ت- تراکی آندزیت‌ها

تراکی آندزیت‌ها، سنگ‌های آندزیتی حاوی از کانی‌های آلکالن می‌باشند. از جمله فنوکریست‌های قابل مشاهده در سطح تراکی آندزیت‌ها می‌توان به فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز و یک یا چند کانی مافیک مانند هورنبلند و پیروکسن، که از کانی‌های اصلی موجود در سنگ می‌باشند، اشاره کرد. عمده‌ترین بافت میکروسکوپی آن‌ها شامل مگاپورفیریتیک تا پورفیریتیک با خمیره میکرولیتی و بافت تراکیتی است (شکل ۳-۱۹). از جمله ویژگی‌های بارز این سنگها حضور هورنبلندهای شکل‌دار با حاشیه سوخته، خوردگی‌های خلیج مانند و بافتهای غربالی می‌باشد. و فور هورنبلندهای شکل‌دار به همراه مقاطع طولی و عرضی پورفیرهای هورنبلند سبز و دارای حاشیه سوخته از ویژگی‌های بارز این سنگهاست. اذخال- هایی از کانی‌های اپک و آپاتیت در این بلورها وجود دارد (شکل ۳-۲۰).

کانی‌های سازنده تراکی آندزیت‌ها به صورت زیر می‌باشد:

کانی‌های اصلی

• هورنبلند

هورنبلندهای شکل‌دار بیشترین حجم فنوکریستهای مافیک در تراکی آندزیت‌ها را شامل می‌شوند. تفاوت عمده این فنوکریستها با هورنبلندهای موجود در آندزیتها، میزان سوختگی و شکل بلوری آنهاست. حاشیه سوختگی در هورنبلندهای تراکی آندزیتها بسیار کمتر از هورنبلندهای موجود در آندزیتها می‌باشد (شکل ۳-۲۱). اشکال بلوری هورنبلندهای موجود در تراکی آندزیتها اکثراً کشیده و سوزنی بوده و اندازه آنها بین ۰/۱ تا ۳ میلی‌متر متغیر است. در تراکی آندزیتها این بلورها بیشتر هورنبلند معمولی (سبز- قهوه‌ای) هستند. هورنبلندها همچنین دچار انحلال و خوردگی شیمیایی شده‌اند. خوردگی‌ها در مرکز و حاشیه این بلورها مشاهده می‌شود. مطالعات پتروگرافی این کانی‌ها نشان می‌دهد که پس از رشد اولیه بلور هورنبلند، یک حلقه غنی از مگنتیت دور این بلور را فرا گرفته است. در ادامه مجدداً رشد بلور هورنبلند آغاز شده است. تشکیل حلقه مگنتیتی معرف فراهم شدن شرایط محیطی برای رشد مگنتیت است. مگنتیت توانسته به سرعت هسته‌سازی کند و همزمان با

رشد هورنبلند تشکیل گردد. همچنین ادامه یافتن رخ‌ها، در یک راستا و در دو طرفین حلقه نشان می‌دهد که رشد بلورها عملاً در طی این مراحل قطع نشده است (شکل ۳-۲۲).

• پلاژیوکلاز

این کانی به شکل ریزدانه در زمینه سنگ یافت می‌شود. منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل پلی‌سینتتیک از جمله ویژگی‌های این پلاژیوکلازها می‌باشد. برخی از پلاژیوکلازها حاوی ادخال‌هایی از آپاتیت می‌باشند. پلاژیوکلازها به سریسیت و کانی رسی دگرسان شده‌اند که سبب ایجاد ظاهری غبار آلود در این کانی شده است.

• پیروکسن

این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود و غالباً دارای شکستگی می‌باشد. بی‌رنگ، گهگاه دارای ته‌رنگ‌های سبز، زرد و صورتی، در مقاطع عرضی دارای دو سری رخ مشخص، برجستگی بالا و زاویه خاموشی حدود ۴۵ درجه است. بنابراین با توجه به ویژگی‌های میکروسکپی‌شان کلینوپیروکسن (نوع اوژیت) می‌باشند. صورتی بودن بلورهای اوژیت نشان‌دهنده وجود تیتانیم در سنگ است. تجمعات بلورهای پیروکسن سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ شده است (شکل ۳-۲۳). برخی از بلورهای پیروکسن (اوژیت) در حاشیه خود خوردگی نشان می‌دهند و غالباً دارای ادخال‌هایی از مگنتیت هستند (شکل ۳-۲۴). بنابراین مگنتیت و آپاتیت در این سنگ‌ها زودتر از پیروکسن متبلور شده‌اند. پیروکسن در این سنگ‌ها به اپیدوت و کلسیت دگرسان شده است.

- کانی‌های فرعی

• کانی‌های اپک

مگنتیت و تیتانومگنتیت از فراوان‌ترین کانی‌های اپک در تراکی آندزیت‌ها هستند (شکل ۳-۲۵). این کانی‌ها غالباً به صورت ادخال درون سایر کانی‌ها حضور دارند. این امر نشان‌دهنده تبلور تقریباً همزمان کانی‌های روشن و اپک است. اثر متقابل سرعت سردشدگی، سرعت هسته‌بندی و رشد

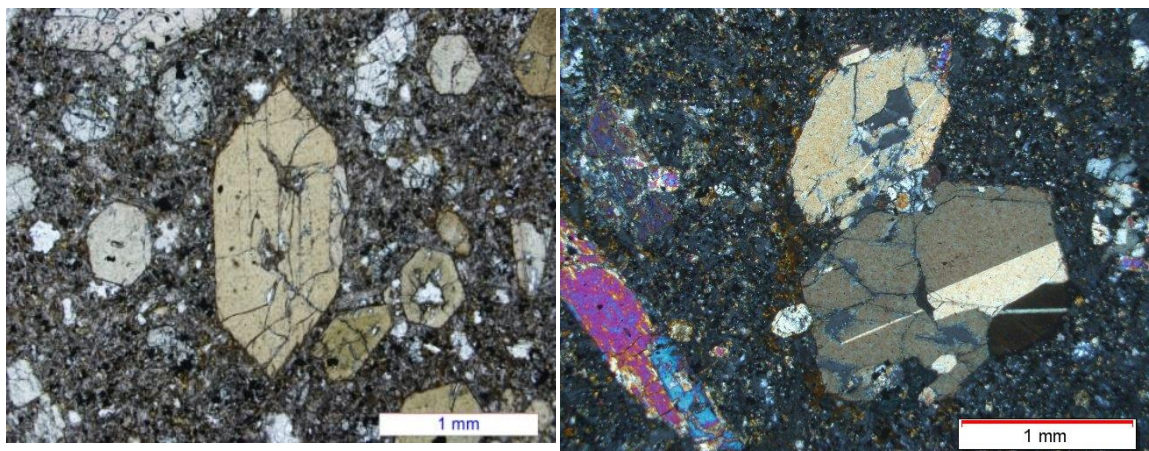
کانی‌های مختلف در مذاب موجب کوچک ماندن بعضی از کانی‌ها مانند مگنتیت و اولیوین در سنگ‌ها می‌گردد. بدین صورت که نرخ بالای هسته بندی و نرخ پایین رشد، اندازه‌ی کوچک کانی‌های اپک و اولیوین را در پی خواهد داشت (بست، ۲۰۰۳) (شکل ۳-۲۲).

• آپاتیت

آپاتیت به مقدار کم و به صورت بلورهای کوچک، درون پیروکسن و به ندرت در زمینه سنگ قابل مشاهده است. حضور آپاتیت ریز و شکلدار در فنوکریست‌ها معرف تبلور زود هنگام این کانی می‌باشد.

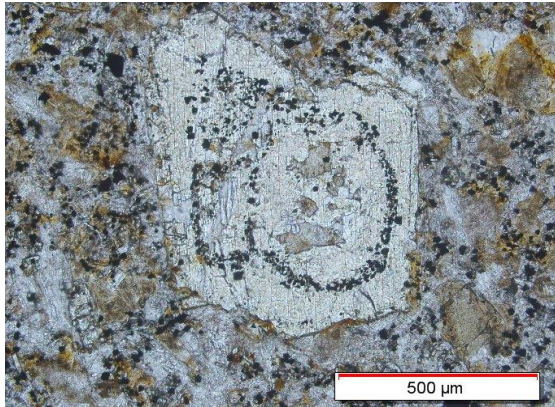
- کانی‌های ثانویه

مهمترین کانی‌های ثانویه، کلریت، کلسیت، سریسیت، کوارتز و زئولیت می‌باشند. کلریت و سریسیت به ترتیب محصول دگرسانی پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند. کوارتز، کلسیت و زئولیت نیز به صورت ثانویه و پرکننده فضاهای خالی دیده می‌شوند.

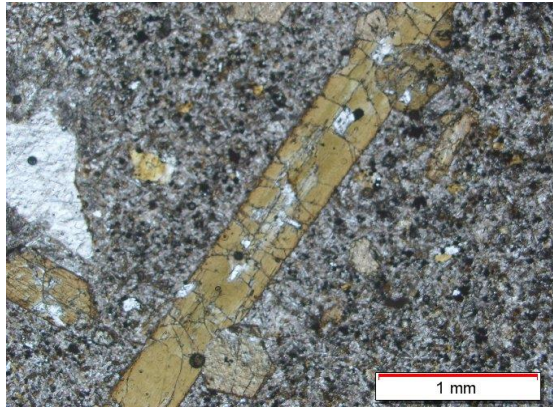


شکل ۳-۲۰- تصویر میکروسکوپی از پورفیرهای هورنبلند سبز که حاوی ادخال‌هایی از کانی‌های اپک و آپاتیت هستند.

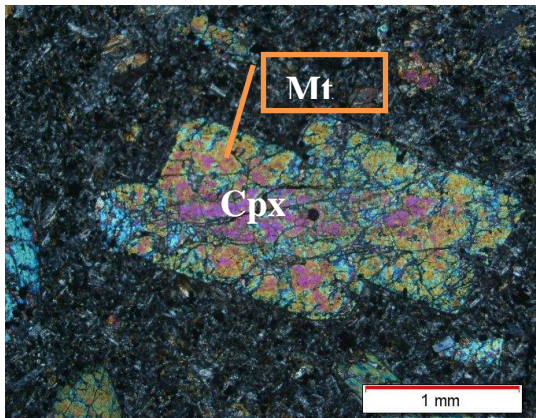
شکل ۳-۱۹- بافت پورفیری در سنگ‌های تراکی آندزیتی با حضور پورفیرهای هورنبلند و پیروکسن در یک زمینه دانه-ریز و میکروولیتی (XPL).



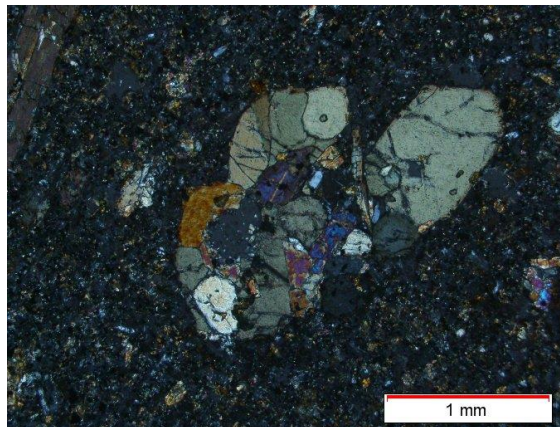
شکل ۳-۲۲- تصویر میکروسکوپی از حلقه مگنتیتی که همزمان با رشد هورنبلند تشکیل شده است (PPL).



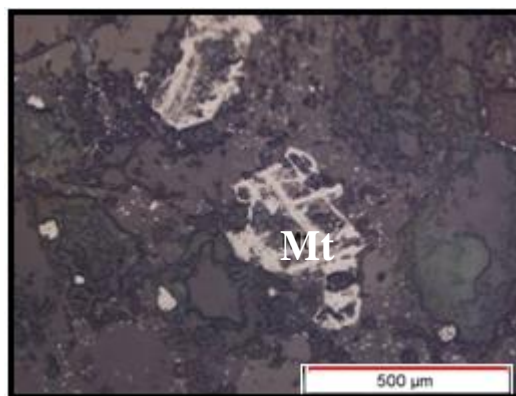
شکل ۳-۲۱- هورنبلندهای سبز موجود در تراکی آندزیتها اکثراً کشیده و دارای حاشیه سوختگی بسیار کمی است (XPL).



شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی فنوکریستهای پیروکسن (اوزیت) که دارای ادخال مگنتیت هستند و دچار خوردگی شده‌اند. به بافت پورفیری و جریان‌ی نیز در سنگ توجه شود (XPL).



شکل ۳-۲۳- تجمعات بلورهای پیروکسن در زمینه دانه ریز و میکرولیتی سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ شده است (XPL).



شکل ۳-۲۵- تصویری از مگنتیت با ظاهری اسکلتی در سنگ‌های تراکی آندزیتی (نور انعکاسی).

۳-۳- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی منطقه کلاته‌سادات

الف- الیوین بازالت‌ها

الیوین بازالت، به سنگی اطلاق می‌شود که میزان درشت‌بلورهای الیوین آن از پنج درصد بیشتر باشد و همچنین الیوین به صورت بلورهای ریز در زمینه یافت شود. گدازه‌های الیوین‌بازالتی منطقه‌ی کلاته‌سادات به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند. در نمونه‌ی دستی و در رخنمونهای مناطق مختلف دارای شدت دگرسانی متغیر به رنگ قرمز در سطح سنگ می‌باشند. فنوکریست‌های پیروکسن و بلورهای اولیوین ایدنگزیتی شده قابل مشاهده است. ایدنگزیتی شدن از حاشیه‌ها و شکستگیها شروع شده و تا مرکز بلورها ادامه می‌یابد. حفرات موجود در این سنگ‌ها توسط کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، کوارتز و زئولیت پر شده و ساخت بادامکی را ایجاد کرده‌اند. از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌توان به الیوین، پیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز اشاره کرد. بافت پورفیری با زمینه میکروولیتی از بافت‌های غالب در این سنگ‌هاست (شکل ۳-۲۷). احتمالاً سازوکار اصلی ایجاد این بافت شامل دو مرحله سرد شدن مذاب است. ابتدا، تعداد کمی هسته در زیر دمای لیکیدوس و در زیر سطح زمین تشکیل می‌شود. سپس، رشد این هسته‌ها، فنوکریست‌های نسبتاً بزرگی تولید می‌کند. کاهش دما منجر به تشکیل زمینه شیشه‌ای یا دانه ریز در اطراف فنوکریست‌ها می‌گردد (الهیاری، ۱۳۸۹). پترولوژیست‌های مختلف (کاکس^۱ و همکاران، ۱۹۷۹؛ بست، ۱۹۸۲؛ هیندمن^۲، ۱۹۸۵؛ لومتر^۳، ۱۹۸۹؛ بست و کریستین سن^۴، ۲۰۰۲؛ لومتر، ۲۰۰۴)، مسیرهای کینتیک دیگری را نیز برای تشکیل بافت پورفیری ذکر کرده‌اند اما این بافت عموماً در سنگ‌های آتشفشانی به طریق فوق تشکیل می‌شود (وینتر^۵، ۲۰۰۱؛ بست، ۲۰۰۳). از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌توان به الیوین، پیروکسن (اوژیت) و

1-Cox
2-Hyndman
3-Le Maiter
4-Christian sen
5-Winter

پلاژیوکلاز اشاره کرد. کانی‌های فرعی اپک و ثانویه ایدنگسیتی نیز در سنگ‌های الیوین بازالتی وجود دارد.

با توجه مشاهدات میکروسکپی، کانی‌های موجود در اولیوین بازالتها به صورت زیر می‌باشند:

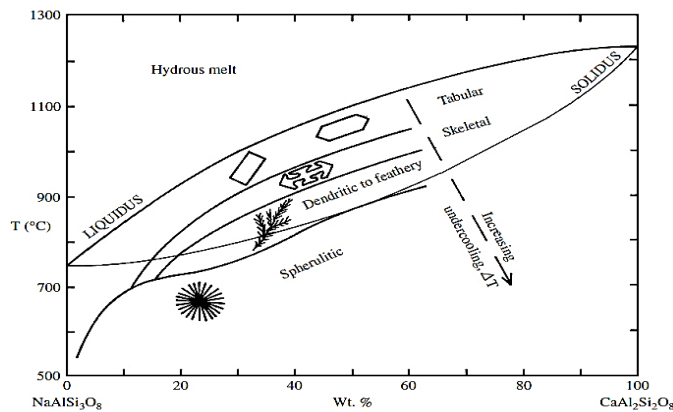
- کانی‌های اصلی

• الیوین

این کانی به صورت درشت‌بلور و بعنوان یکی از کانی‌های اصلی در الیوین بازالتها وجود دارد. هم‌چنین بلورهای ریز الیوین، به وفور در زمینه سنگ دیده می‌شوند. حضور درشت‌بلورهای گرد و خلیجی الیوین در یک زمینه ریز بلور، باعث ایجاد بافت پورفیری در این سنگ‌ها شده است (شکل ۳-۲۸).

درشت‌بلورهای الیوین به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند. بلورهای این کانی اکثراً گرد شده‌اند و دارای بافت غیر تعادلی، حاشیه‌های خورده و خلیج مانندی هستند که به دلیل تغییر ترکیب مذاب در اثر تفریق، هضم و آلیش ماگما ایجاد شده است. میزان خوردگی و انحلال در این بلورها متفاوت است، به طوری که در برخی از نمونه‌ها بلور به شکل اسکلتی در آمده است (شکل ۳-۲۹). شکل واقعی دانه‌ها با تغییر در شرایط مذاب و میزان افت دما، تغییر خواهد کرد. افزایش سرد شدگی منجر به خارج شدن بلورها از حالت تعادل و تغییر شکل آن‌ها می‌شود. افزایش درجه‌ی سرد شدگی ماگما همراه با کاهش سرعت انتشار، تغییر شکل بلورها از حالت‌های ائوهدرال به اشکال اسکلتی و H مانند را در پی خواهد داشت. (سوانسون^۱ و همکاران، ۱۹۸۹؛ بست، ۲۰۰۳).

بست (۲۰۰۳) معتقد است که شکل بلورها با تغییرات دما در طول زمان تغییر می‌نماید به طوری که در $\Delta T/\Delta t$ تقریباً برابر با ۱۰ درجه بر ساعت، بلورها به اشکال میان‌تهی، اسکلتی و H شکل دیده می‌شوند. در $\Delta T/\Delta t$ و ΔT ‌های بالاتر، بلورها به اشکال دندریتی، شاخه‌ای و پرماند تبدیل می‌گردند. در این رابطه Δt تغییرات زمانی و ΔT تغییرات دمایی است (شکل ۳-۲۶).



شکل ۳-۲۶- شکل شماتیک از رشد بلور در طی فرایند سرد شدگی و تشکیل اشکال اسکلتی، دندریتی، پر مانند و اسفرولیتی (بست، ۲۰۰۳).

رشد اسکلتی عمدتاً در بلورهای پلی هدرال (چند وجهی) و در طول سردشدگی‌های بعدی گسترش می‌یابد. این فرایند در الیوین‌های چند وجهی در توالی زیر به اشکال اسکلتی و دندریتی تغییر می‌یابد:

پلی هدرال دندریتی و اسکلتی → پلی هدرال قیفی → پلی هدرال

گردشدگی بلورهای اولیوین ناشی از تحلیل رفتگی و هضم سطوح و کناره‌های بلور می‌باشد. تحلیل رفتگی یک فاز جامد در یک فاز سیال نشاندهنده تحت اشباع بودن سیال مذبور از آن فاز است. بدین ترتیب، تغییر شرایط (تغییر ترکیب شیمیایی، دما یا فشار) بر پایداری فنوکریست‌هایی که قبلاً به علت فوق اشباع بودن آن در سیال اولیه متبلور شده‌اند، تأثیر گذاشته و باعث هضم و تحلیل آن‌ها می‌شود (دونالدسون^۱ و هندرسون^۲ ۱۹۸۸). گردشگی بلورها به حرکت بلورهای اولیوین در اتاق ماگمائی و زمان کوتاه تعادل مذاب در مرحله‌ی تشکیل آن‌ها مرتبط است. در بلورهای الیوین، شکستگی‌های هلالی شکلی وجود دارد که در امتداد این شکستگی‌ها محلول‌های ناشی از دگرسانی الیوین رسوب کرده‌اند و یا دچار دگرسانی شده‌اند. این دگرسانی را ایدنگسیتی شدن می‌نامند (شکل ۳-۳۰).

• پیروکسن

پیروکسن نیز از دیگر کانی‌های اصلی موجود در زمینه سنگ به حساب می‌آید. این بلورها احتمالاً از نوع اوزیت می‌باشند. در اثر تجمع فنوکریست‌های پیروکسن بافت گلومروپورفیری نیز در الیوین

^۱- Donaldson
^۲- Henderson

بازالت‌ها مشاهده می‌شود. اکثر تجمعات فنوکریست‌ها و گلومرول‌ها در سنگ‌های آتشفشانی پورفیری، بلورهای پیش رسی بودند که در مرحله اینتراتلوریک و در آشیانه ماگمایی شکل گرفته‌اند (ژو و همکاران، ۲۰۰۹) (شکل ۳-۳۱). در برخی از نمونه‌ها که شرایط برای رشد کلینوپیروکسن مساعد بوده است، بافت درشت پورفیری را به وجود آورده است. بلورهای ریزی از اولیوین در داخل بلورهای کلینوپیروکسن دیده می‌شوند که حاکی از تبلور زودتر کانی اولیوین نسبت به کلینوپیروکسن است (شکل ۳-۳۲). به دلیل اینکه سرعت رشد بلورهای کلینوپیروکسن نسبت به اولیوین بیشتر است و ماگما زمان طولانی در شرایط تبلور اولیوین قرار نگرفته است، حتی بلورهای اولیوینی که همزمان با آن هسته بندی کرده‌اند، دیرتر رشد کرده و در بلور کلینوپیروکسن به دام افتاده‌اند.

• پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها به صورت میکرولیت‌های نسبتاً ریزی هستند که از کانی‌های تشکیل دهنده اصلی و عمده زمینه سنگ‌های الیوین بازالتی به حساب می‌آیند. این کانی به صورت فنوکریست، تیغه‌ای، میکرولیتی و سوزنی شکل دیده می‌شود. حضور میکرولیت‌ها و جهت‌گیری نسبی آن‌ها باعث ایجاد بافت میکرولیتی-تراکیتی، در سنگ‌های الیوین بازالتی منطقه شده است. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز نشان‌دهنده تبلور آن‌ها در نزدیکی سطح و فشار پایین می‌باشند.

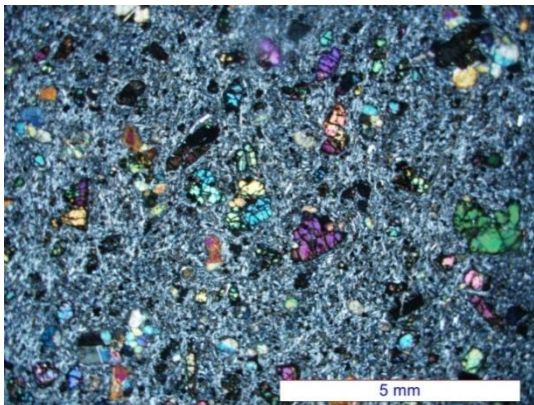
- کانی‌های فرعی

مگنتیت مهمترین کانی اپیک در الیوین بازالت‌ها می‌باشد. این کانی به صورت بلورهای بی شکل تا شکلدار، و به طور پراکنده در زمینه سنگ و یا ادخال درون پیروکسن یافت می‌شود.

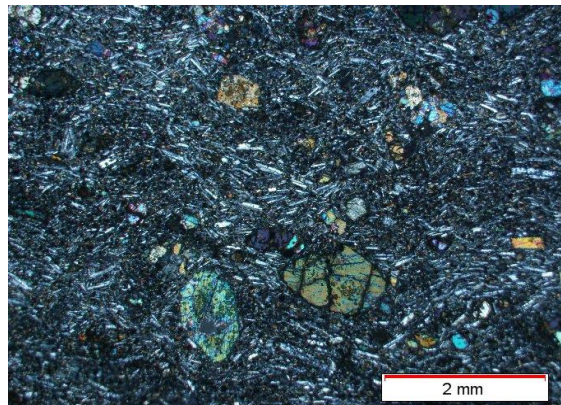
- کانی‌های ثانویه

درز و شکاف‌های موجود در بلورهای الیوین، یکی از مستعدترین مناطق بلوری برای دگرسانی می‌باشند. رنگ‌های قرمز-قهوه‌ای و یا نارنجی-قهوه‌ای مشاهده شده در امتداد شکستگی‌های بلور الیوین، نشان دهنده ایدنگزیتی شدن بلورهای الیوین می‌باشند. هماتیت از محصولات این

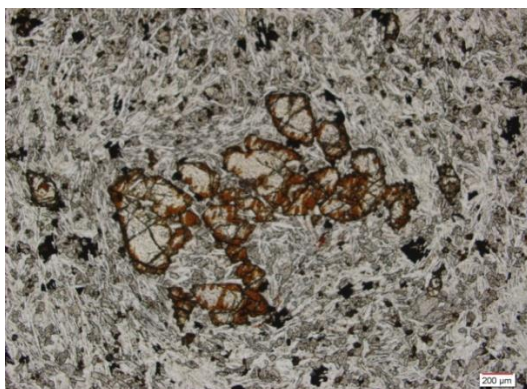
دگرسانی می‌باشند.



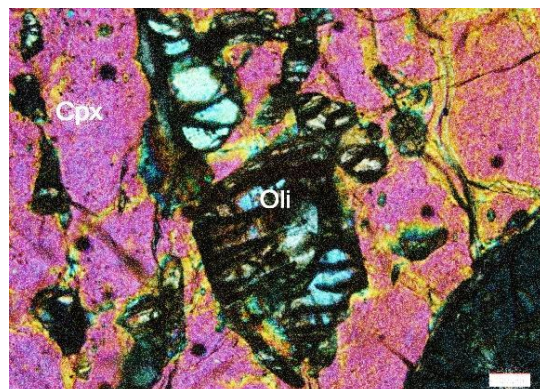
شکل ۳-۲۸- بافت پورفیری در سنگ‌های الیوین بازالتی ناشی از حضور درشت‌بلورهای گرد و خلیجی شکل الیوین در یک زمینه ریزدانه (XPL).



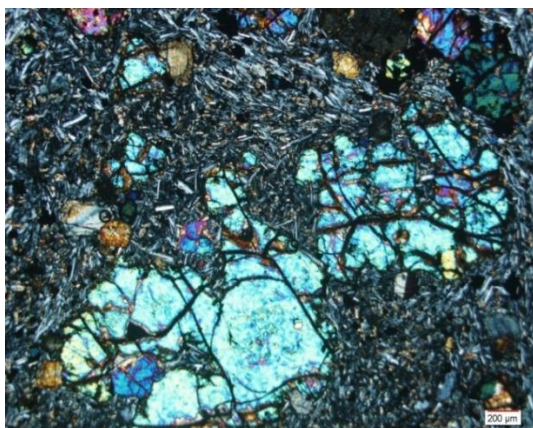
شکل ۳-۲۷- بافت میکروولیتی- تراکیتی در الیوین بازالتهای، زمینه شامل بلورهای ریز الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلازو کانی‌های اپک می‌باشد (XPL).



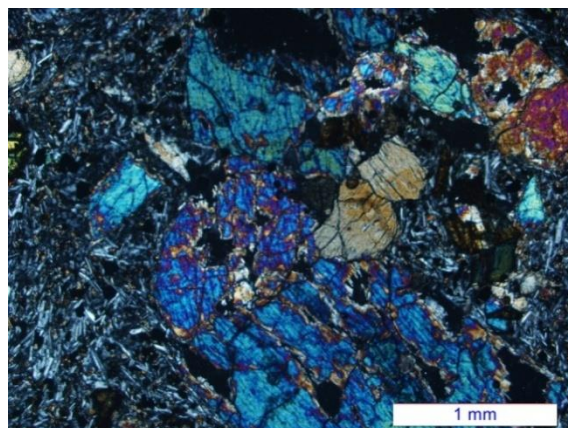
شکل ۳-۳۰- ایدنگسیتی شدن کانی اولیوین در اولیوین بازالتهای، قالب کانی بوسیله کلسیت و کانی اپک پر شده است (PPL).



شکل ۳-۲۹- تصویری از بلورهای اولیوین به‌همراه کلینوپیکروکسن در اولیوین بازالتهای (XPL).



شکل ۳-۳۲- بافت پورفیری حاصل از وجود فنوکریست‌های کلینوپیکروکسن در یک زمینه میکروولیتی (XPL).



شکل ۳-۳۱- تجمع بلورهای پیروکسن و ایجاد بافت گلوپورپورفیری (XPL)

ب- بازالت‌ها

بازالت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند (شکل ۳-۳۳). از عمده بافت‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و میکرولیتی اشاره کرد. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشند. همچنین، این کانی‌ها به صورت ریز بلور، در زمینه سنگ به همراه کانی‌های ریز اپک دیده می‌شوند. علاوه بر کانی‌های اپک، الیوین نیز به علت فراوانی کمی که در سنگ‌های بازالتی منطقه دارد، جزء کانی‌های فرعی سنگ به حساب می‌آید. کانی‌های ثانویه بازالت‌ها شامل ایدنگسیت، ژیپس، کلسیت و زئولیت می‌باشند. کلسیت، ژیپس و زئولیت حفرات موجود در سنگ را پر، و ساخت بادامکی را در سنگ ایجاد کرده‌اند.



شکل ۳-۳۳- نمونه دستی بازالت منطقه کلاته‌سادات، بافت پورفیری و یکسری بلور که به شدت به اکسید آهن و احتمالاً الیوین ایدنگسیتی شده است، در آن مشخص می‌باشد.

- کانی‌های اصلی

• پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی اصلی موجود در سنگ‌های بازالتی می‌باشد. این بلورها به صورت درشت‌بلور و یا میکرولیت، در یک زمینه بلوری- شیشه‌ای قرار دارند (شکل ۳-۳۴). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها در سنگ‌های

بازالتی به صورت بلورهایی با ماکل پلی سنتتیک و خلیجی شکل و با حواشی گرد شده دیده می‌شوند (شکل ۳-۳۵).

• پیروکسن

درشت‌بلورهای پیروکسن اغلب از نوع اوژیتکه در آن‌ها رشد چند مرحله‌ای دیده می‌شود (شکل ۳-۳۶). این فنوکریست‌ها دارای ماکل معمولی اوژیت هستند و در حاشیه، منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند.

- کانی‌های فرعی

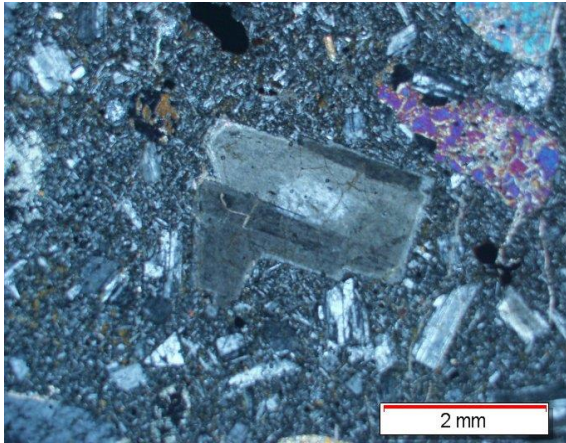
• مگنتیت

این کانی به صورت ادخال‌های طویل و یا ادخال‌های ریز در سایر درشت‌بلورها دیده می‌شود. هم‌چنین مگنتیت به صورت بلورهای ریز در زمینه سنگ قابل مشاهده می‌باشد.

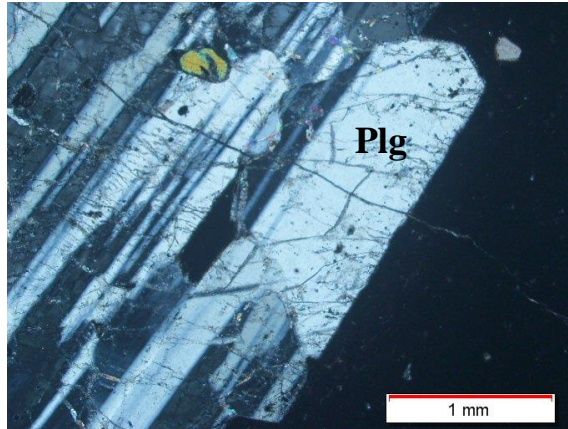
- کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانویه به صورت مجموعه‌ای از کانی‌های کلسیت، ژیپس و زئولیت هستند که حفرات موجود در سنگ را پر کرده و باعث ایجاد ساخت بادامکی در این سنگ‌ها شده‌اند. در دماهای پایین و PH خنثی، محلول‌های گرمابی، در سنگ‌های آذرین، موجب جابجایی و تمرکز سدیم، پتاسیم و کلسیم در نقاط خاصی از سنگ (حفرات) می‌شوند که باعث تشکیل کانی‌های خانواده زئولیت همانند لامونتیت، هولاندیت، آنالسیم و غیره می‌شوند (دییر و همکاران، ۱۹۹۱) (شکل ۳-۳۷).

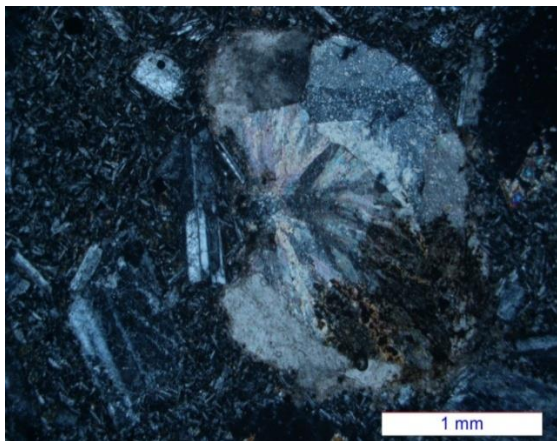
ترتیب زمانی تبلور کانی‌ها در هر گروه سنگی در جدول ۳-۱ آورده شده است.



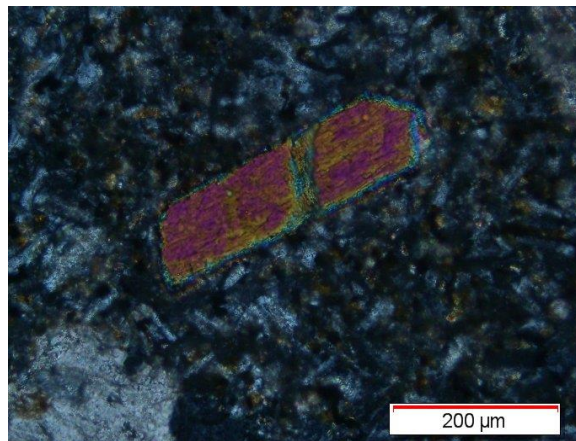
شکل ۳-۳۵- حضور پلاژیوکلازها بصورت فنوکریست با حواشی خلیج خورده و هم‌چنین بصورت میکروولیت در زمینه سنگ‌های بازالتی (XPL).



شکل ۳-۳۴- بلورهای درشت پلاژیوکلاز بصورت بافت گلومروپورفیری در یک زمینه شیشه‌ای قرار دارند (XPL).



شکل ۳-۳۷- حفرات پر شده توسط زئولیت در سنگ‌های بازالتی (XPL).



شکل ۳-۳۶- درشت‌بلور پیروکسن (اوژیت) در زمینه‌ای بلوری- شیشه‌ای که دارای ماکل معمولی اوژیت و در حاشیه، منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند (XPL).

جدول ۳-۱- شرح ترتیب تبلور کانی‌ها در گروه‌های سنگی مورد مطالعه.

نوع سنگ	نوع کانی	
تراکی بازالت		
	الیومین	—————
	پیروکسن	—————
	الیومین	—————
	مگنتیت	—————
	پیروکسن	—————
	پلاژیوکلاز	—————
تراکی آندزیت بازالت		
	الیومین	—————
	پیروکسن	—————
	پلاژیوکلاز	—————
	پیروکسن	—————
	پلاژیوکلاز	—————
آندزیت		
	هورنبلند قهوه‌ای	—————
	پلاژیوکلاز	—————
	هورنبلند سبز	—————
	پلاژیوکلاز	—————
	پیروکسن	—————

نوع سنگ	نوع کانی
تراکی آندزیت	
مگنتیت	_____
پیروکسن	_____
هورنبلند سبز	_____
پیروکسن	_____
مگنتیت	_____
پلاژیوکلاز	_____
هورنبلند	_____
الیوین بازالت	
الیوین	_____
پیروکسن	_____
پلاژیوکلاز	_____
پیروکسن	_____
پلاژیوکلاز	_____
بازالت	
پلاژیوکلاز	_____
پیروکسن	_____
پلاژیوکلاز	_____
پیروکسن	_____

فصل چہارم

ژئوشیمی

پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه از اهمیت زیادی برخوردار است. ژئوشیمی علمی است که ترکیب یک سنگ نسبتاً پیچیده را به یک سری اعداد ساده قابل فهم تبدیل می‌کند. امروزه بررسی دقیق و همه جانبه سنگ‌ها از جمله تفسیر منشأ و پتروژنز آن‌ها، همچنین تجزیه و تحلیل داده‌ها بدون مطالعات ژئوشیمیایی امکان‌پذیر نیست.

پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، به منظور تکمیل مطالعات و بررسی سیر تحول عناصر، تعداد ۱۲ نمونه سنگی، با توجه به حداکثر تنوع سنگ‌شناسی و حداقل دگرسانی انتخاب گردید. سنگ‌های انتخاب شده به منظور تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در آزمایشگاه ALSChemex کانادا به روش ICP - MS (طیف سنج جرمی نشری پلاسمای جفت شده القایی) تجزیه شدند. ICP - MS، روشی نسبتاً جدید است که از توسعه روش طیف سنجی نشر پلاسمای جفت شده القایی ایجاد شده است. در حقیقت برای تجزیه گستره وسیعی از عناصر جزئی در یک محلول و با مقدار اندکی نمونه، می‌توان از این روش استفاده کرد. از ویژگی‌های مهم این روش می‌توان به حد آشکارسازی بسیار پایین، صحت و دقت بالای آن، اشاره کرد (رولینسون، ۱۹۹۳). سپس، نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی، توسط نرم افزارهای پترولوژیکی Icpet, GCDKIT و Excle مورد پردازش قرار گرفتند.

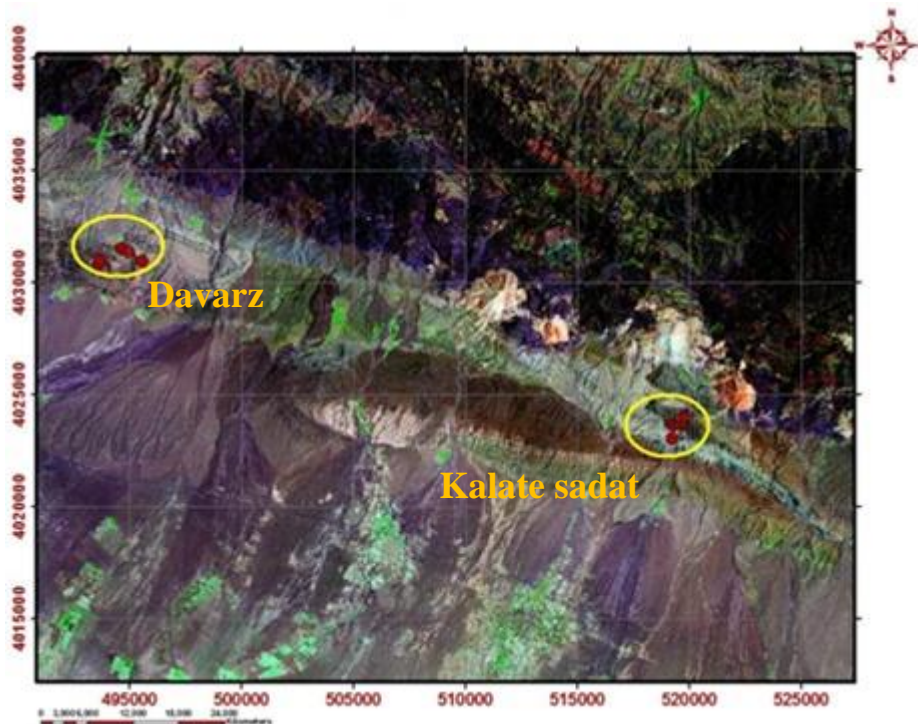
از بین ۱۲ نمونه سنگ آنالیز شده، ۷ نمونه به سن تقریبی الیگوسن مربوط به منطقه کلاته‌سادات و ۵ نمونه به سن ائوسن مربوط به منطقه داورزن می‌باشند. مختصات جغرافیایی، سن و محل برداشت نمونه‌ها (بر حسب UTM)، در جدول ۴-۱ ارائه شده است. در ضمن موقعیت نقاط نمونه‌برداری بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه (شکل ۴-۱) نشان داده شده است.

همان‌طور که در فصل اول اشاره شد، صالحی نژاد (۱۳۸۶)، موسوی (۱۳۸۸)، الهیاری (۱۳۸۹) و برهمند (۱۳۸۹) در رساله‌های کارشناسی ارشد خود، پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی مناطق مجاور را مورد بررسی قرار دادند. با توجه به این‌که شباهت‌های بسیار زیاد پترولوژیکی و شیمیایی بین نمونه‌ها

وجود دارد، بنابراین برای به دست آوردن نتیجه بهتر، در بررسی سنگ‌های نوار ائوسن از نمونه‌های ائوسن عباس آباد (الهپاری، ۱۳۸۹) و در بررسی نمونه‌های الیگوسن از نمونه‌های الیگوسناحمد آباد (برهمند، ۱۳۸۹)، استفاده شده است. در جدول ۴-۲، مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی و نرماتیو کانی‌های مجازی، به صورت درصد وزنی (Wt%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) منطقه داورزن و کلاته‌سادات قبل از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت آهن آورده شده است. در جدول ۴-۳ نیز پس از تصحیحات لازم مانند حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO ، برای تمام نمونه‌های سنگی اعمال گردیده است.

جدول ۴-۱- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی.

سن نمونه	محل نمونه گیری	نام سنگ	موقعیت جغرافیایی		شماره نمونه
			طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	
ائوسن	داورزن	آندزیت تراکی	494628	4031496	R ₁
		"	494968	4031384	R ₂
		تراکی آندزی بازالت	495571	4030941	R ₃
		آندزیت	493621	4030837	R ₄
		تراکی آندزی بازالت	493859	4030985	R ₅
الیگوسن	کلاته سادات	بازالت	519681	4023652	R ₆
		"	519335	4023640	R ₇
		"	519221	4023683	R ₈
		الیوین بازالت	519232	4023028	R ₉
		"	519232	4023027	R ₁₀
		"	519831	4024099	R ₁₁
		"	519831	4024099	R ₁₂



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

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

منابع ایجاد خطا به نقل از رولینسون (۱۹۹۳)، عبارتند از: آلاینش در خلال پودر کردن، آلاینش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از هم‌پوشانی پیک‌ها و آلاینش حاصل از واکنش‌گرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه‌ها.

آلودگی در خلال آماده‌سازی نمونه‌ها (خرد و آسیاب کردن)، می‌تواند مهم‌ترین منبع جدی خطا در تجزیه‌های ژئوشیمیایی باشد. این آلودگی از راه تمیز کردن و آغشته کردن دستگاه‌های خردکن و آسیاب با نمونه‌هایی که باید خرد و آسیاب شوند، تا حد زیادی بر طرف می‌شود.

به دلیل ترکیب آهنی دستگاه آسیاب مورد استفاده در آزمایشگاه، اضافه شدن مقدار جزئی آهن در مرحله آماده سازی نمونه‌ها، امری اجتناب ناپذیر است. عنصر آهن از عناصر اصلی تشکیل دهنده نمونه‌های مورد نظر می‌باشد و آلاینش مقدار جزئی از این عنصر نمی‌تواند نقش مهمی در ایجاد خطا داشته باشد. از آنجایی که نمونه‌ها، به روش ICP-MS تجزیه شده‌اند، احتمال بروز خطاهای ناشی از تداخل و یا هم‌پوشانی پیک‌ها، در اندازه‌گیری غلظت عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه بسیار اندک

است. به علاوه، این روش دارای حد آشکار سازی بسیار پایین، درستی و دقت بالایی است. بنابراین می‌توان با اطمینان بیشتری، نتایج به دست آمده را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد.

۳-۴- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌ی ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از نتایج حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه و پردازش آن‌ها، لازم است تصحیحاتی در مورد آن‌ها اعمال شود. از جمله این تصحیحات می‌توان به حذف مواد فرار (L.O.I) و نسبت Fe_2O_3/FeO اشاره کرد.

۳-۴-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)

میزان مواد فرار در سنگ‌های ماگمایی کم است و حضور آن‌ها عمدتاً ناشی از فرآیندهای ثانویه مانند دگرسانی و هوازدگی می‌باشد (ویلسون، ۱۹۸۹). نتایج حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی نشان‌دهنده وجود مواد فرار (L.O.I) در نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی ۷٪ تا ۱۶٪ درصد است. مقادیر L.O.I اولیه در جدول ۳-۴ ارائه شده است.

به منظور حذف مواد فرار برای هر نمونه سنگی، درصد L.O.I را از مقدار حاصل جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد به دست آمده، مقدار جدید مجموع اکسیدها در سنگی خواهد بود که مواد فرار آن حذف شده است. سپس، نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، تا درصد وزنی اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه گردد. به عنوان مثال ضریب حذف مواد فرار (Z) برای نمونه‌ی R1، به صورت زیر محاسبه شده است:

$$\begin{aligned} R1: \text{Sum} &= 99.65, \text{L.O.I} = 2.94 \\ \text{Sum} - \text{L.O.I} &= 99.65 - 2.94 = 96.71 \\ Z &= 100 / 96.71 = 1.03 \end{aligned}$$

نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و نادر

خاکی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت $Fe_2O_3 /$

FeO ارائه شده است (جدول ۳-۴). در ادامه جدول نیز نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌های ائوسن

منطقه عباس‌آباد (الهپاری ۱۳۸۹) و نمونه‌های الیگوسن - میوسن احمدآباد (برهمنند ۱۳۸۹)، ارائه شده است.

علائم معرف کانی‌های نرماتیو عبارتند از :

Q: کوارتز، C: کروندوم، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، Di: دیوپسید، Wo:

ولاستونیت، Hy: هیپرستن، Oli: اولیوین، Mt: مگنتیت، Il: ایلمنیت، Ap: آپاتیت.

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی نمونه‌های سنگی منطقه داورزن و کلاته‌سادات قبل از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت آهن.

sampel	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12
Major oxides (Wt%)												
SiO ₂	54.1	55.9	45.3	55.7	48.6	45.8	52.7	45.3	46.3	45.3	50.2	51.4
Al ₂ O ₃	17.65	17.75	14.45	18.35	15.4	15.3	17.8	15.4	15.75	15.35	16.65	17.05
Feot	5.27	3.35	9.47	7.03	9.23	10.1	5.83	10.2	10.05	10.3	8.27	8.09
Mgo	1.76	0.86	6.84	3.21	6.62	10.3	5.5	9.71	8.59	9.95	6.82	4.9
Na ₂ O	3.68	3.65	4.67	4.03	5.12	3.28	4.36	2.92	3.28	2.95	3.8	3.71
K ₂ O	4.35	6.74	1.97	1.1	1.24	0.94	1.36	1.32	1.24	1.22	1.32	1.52
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.06	0.02	0.05	0.04	0.06	0.03	0.03
TiO ₂	0.76	0.73	1.65	0.78	1.46	1.41	0.9	1.45	1.4	1.45	1.16	1.16
MnO	0.22	0.23	0.13	0.12	0.16	0.15	0.31	0.16	0.15	0.16	0.13	0.19
P ₂ O ₅	0.47	0.52	0.96	0.33	0.74	0.56	0.31	0.57	0.7	0.57	0.3	0.44
SrO	0.09	0.05	0.07	0.09	0.13	0.09	0.09	0.1	0.14	0.1	0.07	0.09
BaO	0.06	0.05	0.08	0.02	0.09	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
LOI	2.94	3.55	5.66	2.13	3.89	1.76	4.05	2.24	1.67	2.96	3.78	2.8
TOT	100.5	100	99.5	99.4	99.5	99.3	100.5	99.2	99.1	100	100	100.5

جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، نورماتیو، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه داورزن و کلاته‌سادات پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر آهن.

sampel	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	R11	R12
Major oxides (WT%)												
SiO ₂	55.45	57.96	48.27	57.26	50.83	46.96	54.64	46.72	47.52	46.68	52.17	51.29
Al ₂ O ₃	18.09	18.40	15.40	18.87	16.11	15.69	18.46	15.88	16.17	15.82	17.30	17.01
FeO(t)	5.40	3.47	10.09	7.23	9.65	10.35	6.04	10.52	10.32	10.61	8.59	8.07
MgO	1.80	0.89	7.29	3.30	6.92	10.56	5.70	10.01	8.82	10.25	7.09	4.89
Na ₂ O	3.77	3.78	4.98	4.14	5.36	3.36	4.52	3.01	3.37	3.04	3.95	3.70
K ₂ O	4.46	6.99	2.10	1.13	1.30	0.96	1.41	1.36	1.27	1.26	1.37	1.52
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.06	0.02	0.05	0.04	0.06	0.03	0.03
TiO ₂	0.78	0.76	1.76	0.80	1.53	1.45	0.93	1.50	1.44	1.49	1.21	1.16
MnO	0.23	0.24	0.14	0.12	0.17	0.15	0.32	0.17	0.15	0.16	0.14	0.19
P ₂ O ₅	0.48	0.54	1.02	0.34	0.77	0.57	0.32	0.59	0.72	0.59	0.31	0.44
SrO	0.09	0.05	0.07	0.09	0.14	0.09	0.09	0.10	0.14	0.10	0.07	0.09
BaO	0.06	0.05	0.09	0.02	0.09	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
LOI	3.01	3.68	6.03	2.19	4.07	1.80	4.20	2.31	1.71	3.05	3.93	2.79
SUM	97.56	96.45	93.84	97.27	95.61	97.54	96.45	96.96	97.43	97.04	96.22	96.15
Norm (CIPW)												
Q	0	0	0	9.001	0	0	0.061	0	0	0	0	0.193
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	26.35	41.30	12.41	6.68	7.66	5.70	8.33	8.05	7.52	7.43	8.11	8.96
Ab	31.10	28.58	25.06	35.06	37.16	23.32	38.25	21.14	24.68	21.52	33.42	31.32
An	19.26	12.59	13.48	29.54	16.08	24.86	25.90	25.80	25.24	25.80	25.44	25.32
Ne	0.44	1.87	9.24	0.00	4.42	2.78	0.00	2.35	2.07	2.28	0.00	0.00
Di	13.19	6.57	16.46	0.44	10.09	15.00	5.56	14.79	14.79	14.63	7.81	12.67
Wo	2.76	3.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	0.00	0.00	0.00	12.49	0.00	0.00	15.27	0.00	0.00	0.00	11.97	10.75
Ol	0.00	0.00	11.06	0.00	16.42	17.89	0.00	17.05	14.88	17.58	4.91	0.00
Mt	3.92	2.52	5.85	4.19	5.60	6.01	3.51	6.10	5.98	6.16	4.99	4.68
Il	1.48	1.44	3.34	1.52	0.06	2.75	1.77	2.84	2.73	2.84	2.29	2.20
Hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ap	1.14	1.28	2.42	0.80	1.83	1.36	0.76	1.39	1.70	1.39	0.74	1.04
Trace elements (ppm)												
Ba	502	413	666	174	745	207	241	206	262	208	195.5	260
Co	18.30	6.90	33.10	15.50	33.80	43.60	22.10	43.90	38.80	45.20	33.20	29.90
Cs	1.22	1.57	6.26	0.64	0.25	0.61	0.23	0.34	0.32	0.55	0.23	0.30
Hf	2.90	4.60	4.70	3.00	3.40	3.20	2.70	3.30	3.00	3.30	2.60	3.20
Nb	5.80	10.90	31.60	9.90	18.20	22.40	10.50	24.90	23.00	24.60	13.50	19.50
Sn	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Rb	98.50	152.00	39.90	20.70	16.60	10.90	22.50	17.40	14.70	16.60	18.50	22.60
Sr	774.00	438.00	631.00	772.00	1035.00	769.00	753.00	863.00	1160.00	847.00	595.00	743.00
Cu	123.00	200.00	162.00	22.00	147.00	88.00	54.00	99.00	105.00	99.00	86.00	43.00
Ta	0.30	0.60	1.80	0.70	1.00	1.40	0.70	1.50	1.30	1.40	0.80	1.20
Ga	14.60	14.40	17.10	17.20	13.90	16.20	17.60	16.80	17.10	16.80	15.80	17.20
Zr	109.00	185.00	190.00	126.00	137.00	134.00	110.00	145.00	129.00	142.00	107.00	131.00
Pb	21.00	18.00	8.00	7.00	8.00	5.00	11.00	10.00	7.00	13.00	12.00	9.00
Ag	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mo	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Ni	10	6	112	31	103	223	90	203	138	207	130	70
Th	5.94	9.90	4.06	2.51	3.43	2.55	1.95	2.50	3.72	2.47	2.32	3.66
Tl	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Zn	151.00	175.00	114.00	74.00	113.00	92.00	65.00	102.00	102.00	113.00	84.00	86.00
U	0.77	2.96	0.97	0.76	0.79	0.57	0.50	0.60	0.75	0.57	0.41	0.87
V	211.00	98.00	287.00	86.00	243.00	217.00	202.00	219.00	258.00	231.00	183.00	206.00
Y	21.50	23.00	16.10	16.30	14.90	17.80	11.80	18.50	16.30	18.60	15.90	16.40
Rare earth elements (ppm)												
Lu	0.32	0.39	0.16	0.27	0.18	0.25	0.17	0.26	0.22	0.25	0.23	0.24
Yb	2.10	2.41	1.17	1.63	1.26	1.59	1.11	1.74	1.39	1.69	1.55	1.52
Tm	0.35	0.39	0.21	0.27	0.20	0.29	0.19	0.30	0.25	0.30	0.27	0.27
Er	2.31	2.46	1.59	1.80	1.55	1.95	1.28	2.02	1.74	1.99	1.79	1.78
Ho	0.80	0.84	0.62	0.62	0.59	0.71	0.45	0.72	0.64	0.74	0.64	0.62
Dy	3.86	4.06	3.54	3.09	3.27	3.65	3.37	3.73	3.49	3.83	3.14	3.22
Tb	0.73	0.76	0.81	0.56	0.7	0.69	0.45	0.72	0.71	0.72	0.55	0.61
Gd	4.77	5.1	6.66	3.55	5.28	4.65	2.94	4.89	5.11	4.99	3.72	4
Eu	1.46	1.36	2.29	1.20	1.77	1.60	0.99	1.65	1.81	1.66	1.20	1.34
Sm	4.85	5.44	8.33	3.55	6.01	4.97	2.92	5.03	5.81	5.28	3.45	4.31
Nb	5.80	10.90	31.60	9.90	18.20	22.40	10.50	24.90	23.00	24.60	13.50	19.50
Pr	5.69	7.40	12.30	4.07	8.66	6.37	3.56	6.70	8.32	6.93	3.88	5.82
Ce	44.70	60.00	93.70	32.50	66.10	50.60	27.50	52.90	68.10	53.90	30.00	47.50
La	22.70	30.90	43.40	16.30	29.30	24.30	13.40	25.50	34.00	25.80	14.90	24.40

ادامه جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، نورماتیو، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه عباس آباد (الهیاری، ۱۳۸۹).

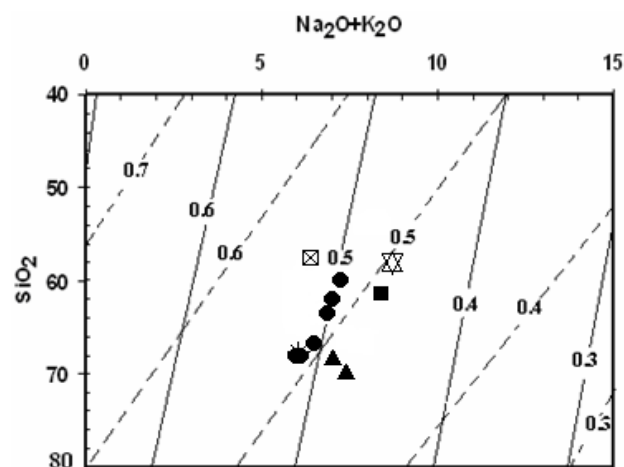
sample descr	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11	S12
Major oxides (Wt%)												
SiO2	51.67	56.75	50.04	48.20	57.77	49.22	49.55	57.21	48.62	52.59	49.55	54.34
Al2O3	20.30	22.38	19.40	17.50	19.04	21.33	15.98	17.66	16.12	19.97	15.90	18.21
FeO(t)	6.38	5.77	7.66	10.06	5.49	8.08	9.11	5.06	10.10	6.32	9.21	7.75
CaO	6.62	4.46	6.86	10.29	5.66	6.18	10.17	7.22	9.52	6.87	8.96	7.82
MgO	2.52	1.45	2.79	6.08	1.65	3.24	5.64	1.95	6.08	2.61	5.72	3.55
Na2O	3.50	5.39	3.89	2.83	4.66	4.19	3.42	3.47	3.93	4.64	4.06	4.69
K2O	4.91	1.81	3.55	2.02	2.98	3.56	2.00	4.48	1.80	3.21	2.25	0.82
Cr2O3	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
TiO2	0.65	0.68	0.76	1.00	0.63	0.70	1.24	0.70	1.36	0.71	1.37	0.59
MnO	0.11	0.11	0.12	0.16	0.12	0.12	0.24	0.14	0.18	0.14	0.30	0.17
P2O5	0.72	0.40	0.37	0.30	0.49	0.46	0.49	0.48	0.44	0.60	0.46	0.19
LOI	2.60	0.80	4.50	1.50	1.50	2.90	2.10	1.60	1.80	2.30	2.20	1.90
SUM	97.04	98.97	95.16	98.17	98.24	96.77	97.47	98.10	97.86	97.02	97.46	97.87
Norm (CIPW)												
Q	0.00	7.85	0.00	0.00	6.39	0.00	0.00	5.58	0.00	0.00	0.00	4.79
C	0.00	4.40	0.00	0.00	0.00	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	29.00	10.72	20.99	11.92	17.60	21.05	11.81	26.50	10.61	18.98	13.28	4.86
Ab	27.01	45.63	30.28	23.94	39.45	28.59	28.98	29.37	28.24	37.07	29.20	39.69
An	25.18	19.51	24.96	29.09	22.23	27.65	22.32	19.38	21.04	24.16	18.52	26.21
Ne	1.42	0.00	1.44	0.00	0.00	3.74	0.00	0.00	2.73	1.20	2.81	0.00
Di	2.30	0.00	5.19	15.58	2.10	0.00	19.41	10.43	18.15	4.64	17.84	8.84
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	0.00	3.62	0.00	1.48	3.62	0.00	0.19	0.28	0.00	0.00	0.00	4.89
Ol	3.65	0.00	3.18	4.51	0.00	5.66	3.42	0.00	4.72	3.04	4.19	0.00
Mt	5.64	4.88	6.79	4.08	4.77	7.44	5.97	4.39	6.37	5.47	5.87	7.29
Il	1.24	1.30	1.45	1.91	1.20	1.33	2.35	1.33	2.59	1.36	2.61	1.12
Hm	0.24	0.38	0.28	5.21	0.00	0.10	2.23	0.00	2.66	0.31	2.38	0.00
Ap	1.71	0.95	0.88	0.71	1.16	1.09	1.17	1.14	1.05	1.43	1.09	0.45
Trace elements (ppm)												
Ba	513.00	234.00	462.00	242.00	325.00	373.00	332.00	401.00	358.00	488.00	366.00	299.00
Co	16.20	10.00	21.80	33.70	10.60	22.00	27.70	15.00	31.90	15.00	27.80	17.90
Cs	2.90	0.50	1.60	1.10	0.70	2.80	7.10	1.00	5.20	1.50	3.50	0.20
Hf	2.30	3.80	2.30	2.60	2.90	3.40	3.20	3.30	3.60	3.20	3.80	2.50
Nb	6.50	8.50	4.40	4.80	6.90	6.50	16.00	8.10	21.40	10.10	26.40	2.40
Sn	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Rb	121.00	39.30	73.10	39.60	83.30	48.90	19.10	119.40	28.90	38.70	49.90	7.60
Sr	1565.00	669.20	1255.00	728.80	858.70	989.60	1031.00	898.30	755.50	1120.00	829.00	539.90
Cu	28.10	91.00	35.60	30.30	135.20	61.30	33.90	305.90	76.00	2694.00	102.60	63.80
Ta	0.30	0.50	0.20	0.30	0.40	0.40	0.90	0.50	1.30	0.50	1.70	0.20
Ga	14.80	13.60	13.80	16.10	14.60	16.30	16.00	16.10	16.00	17.00	17.50	16.40
Zr	96.90	143.80	85.30	80.80	111.00	132.60	123.30	129.60	129.70	130.80	140.90	70.80
Pb	7.80	2.80	3.30	1.10	5.40	12.50	8.90	2.80	2.60	7.90	7.30	1.20
Ag	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10
Mo	0.50	1.20	0.10	0.20	0.60	0.90	0.70	1.10	0.80	1.00	0.70	0.20
Ni	14.70	2.50	5.30	6.10	3.10	5.70	10.10	5.60	9.20	3.80	10.10	2.30
Th	5.40	6.50	4.00	2.30	6.20	8.10	5.00	7.20	4.40	6.90	4.60	2.10
Ti	3914.09	4089.41	4575.56	6019.87	3789.85	4213.91	7411.87	4212.64	8187.84	4289.17	8248.04	3548.16
Zn	46.00	97.00	34.00	20.00	52.00	54.00	371.00	80.00	49.00	49.00	53.00	36.00
U	1.70	0.90	0.80	0.80	1.50	1.90	1.30	1.70	1.10	1.40	1.30	0.60
V	187.00	165.00	173.00	307.00	155.00	200.00	289.00	182.00	304.00	153.00	288.00	247.00
Y	12.10	22.50	17.90	18.50	17.30	18.20	20.90	21.10	25.10	19.30	23.80	16.50
Rare earth elements (ppm)												
Lu	0.17	0.35	0.27	0.28	0.27	0.30	0.32	0.31	0.33	0.30	0.31	0.25
Yb	1.25	2.23	1.86	1.87	1.93	1.98	2.15	2.03	2.34	1.87	2.17	1.62
Tm	0.15	0.29	0.23	0.25	0.23	0.25	0.28	0.33	0.36	0.30	0.37	0.26
Er	1.32	2.40	1.98	2.20	1.92	2.02	2.39	2.05	2.44	1.82	2.35	1.58
Ho	0.43	0.76	0.66	0.73	0.64	0.69	0.79	0.73	0.91	0.68	0.88	0.58
Dy	2.20	4.08	3.48	3.86	3.26	3.63	4.43	3.53	4.50	3.41	4.48	2.76
Tb	0.36	0.59	0.54	0.58	0.48	0.56	0.67	0.66	0.84	0.63	0.83	0.50
Gd	2.85	4.44	3.99	4.35	3.78	4.37	4.98	4.15	5.26	3.82	5.40	3.08
Eu	1.08	1.29	1.29	1.36	1.12	1.34	1.70	1.32	1.76	1.35	1.80	1.04
Sm	3.53	4.86	4.34	4.28	4.08	5.03	5.76	4.47	5.76	4.39	5.80	3.33
Nd	19.80	23.10	18.90	17.80	18.60	24.90	26.80	22.60	28.60	22.60	30.20	15.60
Pr	5.00	5.30	4.46	3.95	4.68	6.03	6.38	5.87	6.93	5.88	7.37	3.67
Ce	43.30	42.30	35.50	29.40	39.80	48.10	50.80	49.70	56.80	50.90	60.30	27.70
La	22.50	19.20	16.40	13.50	19.70	23.40	24.40	24.50	26.50	25.30	29.00	12.80

ادامه جدول ۳-۴ - نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه عباس آباد (الهیاری، ۱۳۸۹) و منطقه احمدآباد (برهمند، ۱۳۸۹).

عباس آباد								احمد آباد		
sample	S13	S14	S15	S16	S17	S19	S20	2MA1	2MA2	2MA3
Major oxides (Wt%)										
SiO ₂	49.66	49.05	49.43	52.74	52.70	53.04	48.71	49.330	49.282	48.917
Al ₂ O ₃	13.60	10.41	12.50	19.02	15.61	19.75	16.07	16.099	16.135	16.099
FeO(t)	9.27	9.42	9.34	6.39	5.82	6.43	10.14	8.886	8.990	8.968
CaO	9.98	13.14	11.42	6.50	7.70	5.53	9.93	9.587	9.568	9.608
MgO	6.74	10.80	8.99	3.62	2.21	2.72	5.97	9.360	9.248	9.329
Na ₂ O	3.71	2.23	2.63	3.83	6.84	4.34	3.94	3.798	3.722	3.787
K ₂ O	2.10	1.44	2.32	4.28	2.44	4.25	1.60	0.784	0.897	0.774
Cr ₂ O ₃	0.02	0.08	0.05	0.01	0.00	0.00	0.01	0.052	0.052	0.052
TiO ₂	0.79	0.72	0.70	0.66	0.72	0.72	1.35	1.300	1.340	1.331
MnO	0.15	0.15	0.16	0.13	0.09	0.10	0.18	0.134	0.144	0.144
P ₂ O ₅	0.49	0.34	0.41	0.62	0.32	0.54	0.44	0.506	0.526	0.526
LOI	3.50	2.20	2.00	2.20	5.50	2.60	1.60	2.900	1.400	1.700
SUM	96.15	97.42	97.62	97.49	94.32	97.12	98.05	99.970	100.038	99.671
Norm (CIPW)										
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	12.40	8.48	13.70	25.31	14.45	25.13	9.43	4.63	5.30	4.57
Ab	28.08	18.86	20.93	32.10	39.22	35.42	28.72	27.53	27.07	26.76
An	14.24	14.16	15.45	22.04	4.66	21.83	21.42	24.56	24.67	24.64
Ne	1.81	0.00	0.72	0.18	10.12	0.72	2.52	2.50	2.40	2.86
Di	24.97	37.98	30.00	4.78	11.90	1.59	19.45	15.90	15.64	15.82
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	6.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	0.00	2.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol	3.66	5.08	5.95	4.77	0.00	4.23	4.11	18.88	18.84	18.91
Mt	7.13	4.44	7.48	5.69	4.76	5.46	6.43	2.15	2.17	2.17
Il	1.51	1.37	1.34	1.26	1.37	1.37	2.57	2.47	2.55	2.53
Hm	1.55	4.44	1.35	0.22	0.50	0.40	2.64	0.00	0.00	0.00
Ap	1.17	0.81	0.98	1.47	0.76	1.28	1.05	1.20	1.25	1.25
Trace elements (ppm)										
Ba	394.00	297.00	409.00	468.00	214.00	461.00	363.00	216.00	230.00	226.00
Co	32.00	42.90	37.20	17.50	11.30	14.30	31.30	35.20	35.50	34.70
Cs	1.20	1.00	1.20	1.40	4.80	1.30	5.00	2.06	2.25	2.40
Hf	2.40	2.20	1.70	2.80	2.60	3.20	3.20	3.20	3.20	3.30
Nb	3.50	2.70	3.30	6.30	4.90	7.90	21.20	16.50	17.50	17.10
Sn	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Rb	21.10	34.50	23.90	96.70	55.90	57.00	24.90	24.80	17.10	18.00
Sr	775.20	683.20	856.20	1042.00	416.00	921.20	777.50	750.00	770.00	765.00
Cu	43.50	82.70	99.70	109.70	31.40	60.90	92.00	80.00	86.00	82.00
Ta	0.20	0.20	0.20	0.40	0.30	0.40	1.30	1.00	1.10	1.10
Ga	14.30	10.90	11.90	15.70	11.10	16.40	16.80	16.00	16.50	15.90
Zr	76.50	59.80	63.60	101.20	92.10	122.80	130.30	141.00	151.00	149.00
Pb	6.20	1.30	1.60	2.00	5.50	3.20	2.90	4.87	4.87	4.87
Ag	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.95	0.95	0.95
Mo	0.50	0.40	0.70	0.60	0.60	1.00	0.80	1.90	1.90	2.00
Ni	14.90	38.10	28.30	10.70	6.10	2.70	10.30	185.00	180.00	182.00
Th	4.20	2.60	3.40	5.70	3.60	6.40	4.60	2.83	2.43	2.39
Ti	4756.65	4336.48	4216.02	3972.31	4327.79	4332.13	8128.45	7792.20	8031.96	7978.01
Zn	47.00	34.00	41.00	53.00	51.00	47.00	52.00	70.00	75.00	71.00
U	1.20	0.80	1.00	1.70	1.20	2.20	1.20	0.63	0.61	0.64
V	369.00	269.00	276.00	187.00	214.00	161.00	301.00	197.00	205.00	201.00
Y	18.00	15.30	15.10	13.90	20.90	20.30	25.10	17.30	18.60	17.70
Rare earth elements (ppm)										
Lu	0.23	0.20	0.20	0.20	0.28	0.31	0.34	0.27	0.28	0.26
Yb	1.59	1.36	1.36	1.30	1.83	1.97	2.23	1.70	1.68	1.67
Tm	0.26	0.22	0.22	0.20	0.31	0.32	0.36	0.27	0.28	0.26
Er	1.69	1.46	1.51	1.31	1.98	2.04	2.36	2.04	2.01	2.04
Ho	0.64	0.56	0.55	0.45	0.71	0.70	0.92	0.69	0.71	0.71
Dy	3.25	2.95	2.75	2.50	3.38	3.46	4.40	3.52	3.67	3.60
Tb	0.65	0.56	0.55	0.46	0.62	0.64	0.84	0.72	0.72	0.7
Gd	4.38	3.67	3.57	3.15	3.76	3.97	5.32	4.55	4.84	4.59
Eu	1.46	1.19	1.23	1.12	1.12	1.32	1.73	1.54	1.61	1.54
Sm	5.03	3.96	4.03	3.55	3.69	4.26	5.62	4.95	5.22	5.15
Nd	23.70	17.50	18.90	19.70	16.00	21.30	28.00	24.6	26.5	26
Pr	5.52	3.89	4.44	5.24	3.98	5.41	6.93	6.18	6.65	6.48
Ce	41.60	28.10	32.80	45.10	30.60	45.60	55.80	45.6	49.1	47.4
La	18.80	12.60	15.20	22.80	13.90	22.10	26.60	21.5	22.6	22.3

۴-۳-۲- تصحیح نسبت Fe_2O_3 / FeO

در تجزیه‌های شیمیایی، مقدار اکسیدهای آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه می‌شود. آهن فریک (Fe_2O_3) در فازهای اکسیدی به صورت مگنتیت و آهن فرو (FeO) در ساختمان کانی‌های سیلیکاته وارد می‌شوند. نسبت Fe_2O_3 / FeO در سنگ‌های آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش می‌یابد. به این دلیل مقادیر محاسبه شده FeO و Fe_2O_3 ، مقادیر واقعی نمی‌باشد. این امر بر ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو سنگ تأثیر قابل توجهی خواهد داشت، به طوری که در محاسبه‌ی نورم، به دلیل افزایش نسبت Fe_2O_3/FeO ، سنگ اکسیده شده میزان مگنتیت بیشتری نشان خواهد داد و FeO کمتری جهت تشکیل نورم کانی‌های سیلیکاته باقی می‌ماند (میدلموست^۱، ۱۹۹۸). لذا از نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (لومتر، ۱۹۷۶) برای تعیین نسبت Fe_2O_3/FeO استفاده شده است (شکل ۴-۲). با توجه به نسبت به دست آمده، مقادیر Fe_2O_3 و FeO تصحیح شده که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر است، محاسبه گردید و در جدول ۴-۳ ارائه شده است.



شکل ۴-۲- نمودار $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ (لومتر، ۱۹۷۶) که در آن خطوط نسبت‌های اکسیداسیون‌های مساوی (درصد $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$) برای سنگ‌های آتشفشانی (با خط چین) و برای سنگ‌های آذرین درونی (با خطوط ممتد) نشان داده شده است. موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این شکل نشان داده شده است و نتایج بدست آمده از آن مبنای محاسبات و تصحیح مقادیر FeO ، Fe_2O_3 قرار گرفته است. لازم بذکر است که * علائم مربوط به نمونه‌های الیگوسن منطقه کلاته‌سادات و \square \blacktriangle \blacksquare علائم مربوط به

نمونه‌های ائوسن منطقه داورزن می‌باشند).

جدول ۳-۴ - علائم به کار رفته برای نوع ترکیب سنگ‌های مورد مطالعه در نمودارهای این فصل.

نوع سنگ	بازالت	آندزیت بازالت	تراکی بازالت	تراکی آندزیت بازالت	آندزیت	تراکی آندزیت
نماد	*	●	■	▲	⊠	⊗

۴-۴- کاربرد نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در رده‌بندی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه

۴-۴-۱- سنگ‌های خروجی ائوسن منطقه داورزن

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

این نمودار توسط میدلموست (۱۹۹۴)، بر اساس مجموع $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل تغییرات SiO_2 (TAS)، ترسیم شده است. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، در این نمودار در محدوده‌های تراکی بازالت، تراکی آندزیت بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۴).

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

برای رده‌بندی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، از نمودار مجموع آلکالی در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) استفاده شده است. این نمودار بر اساس میزان SiO_2 ، به محدوده‌های اولترابازیک، بازیک، حدواسط و اسیدی تقسیم شده است و توسط یک خط ممتد و خمیده به دو محدوده آلکالن و ساب آلکالن تقسیم می‌شود. نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده‌های آندزیت، تراکی آندزیت، هاوای‌ایت و بنموریت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴).

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

دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، نموداری را برای طبقه‌بندی سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی ارائه دادند که بر حسب مقادیر کاتیونی رسم، و به صورت میلی کاتیون بیان می‌شود (شکل ۴-۵). این نمودار برای سنگ‌های نفوذی مناسب‌تر است. نتایج حاصل در یک نمودار دو متغیره X-Y با استفاده از پارامترهای R₁ و R₂ نمایش داده می‌شود.

این پارامترها توسط معادلات زیر محاسبه می‌شوند:

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

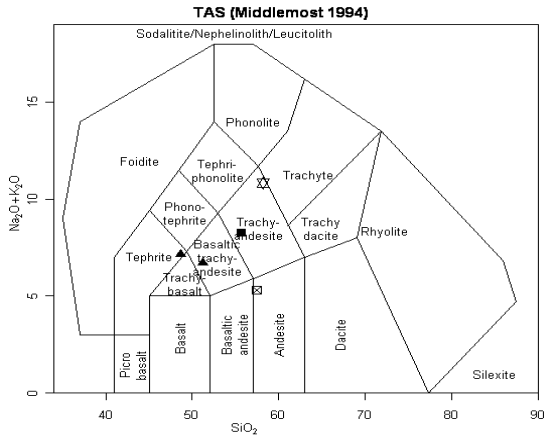
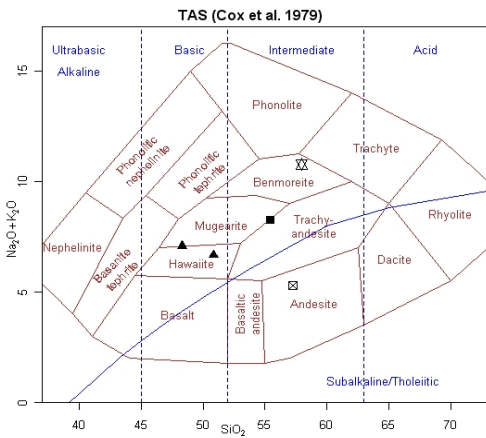
$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

این روش طبقه‌بندیچند مزیت دارد (رولینسون، ۱۹۹۳):

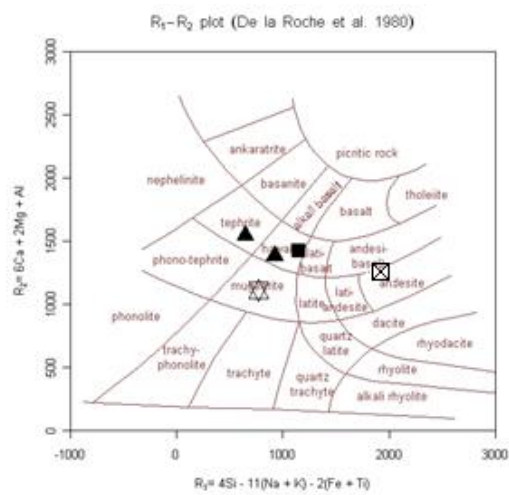
- در این طبقه‌بندی تقریباً از کل عناصر اصلی سنگ استفاده می‌شود.
- برای انواع مختلف سنگ‌های آذرین کاربرد دارد.
- ترکیبات کانی را می‌توان بر روی نمودار نشان داد و می‌توان داده‌های مودال را با هم مقایسه کرد.

- درجه اشباع شدگی از سیلیس و تغییر فلدسپات را می‌توان نشان داد.

البته این نمودار خالی از اشکال نیست. از جمله می‌توان به دور از ذهن بودن مفاهیم R₁ و R₂ و دشوار بودن محاسبات و رسم این نمودار اشاره کرد. نمونه‌های سنگی منطقه داورزن در نمودار دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، در محدوده‌های تفریت، موژاریت، هاوایت و آندزیت قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۳- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی میدلموست (۱۹۹۴).
 شکل ۴-۴- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه در نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹).



شکل ۴-۵- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه در نمودار رده‌بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰).

۴-۴-۲- سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن منطقه کلاته‌سادات

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

سنگ‌های آتشفشانی منطقه کلاته‌سادات در این نمودار، در محدوده‌های آندزی بازالت و بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶).

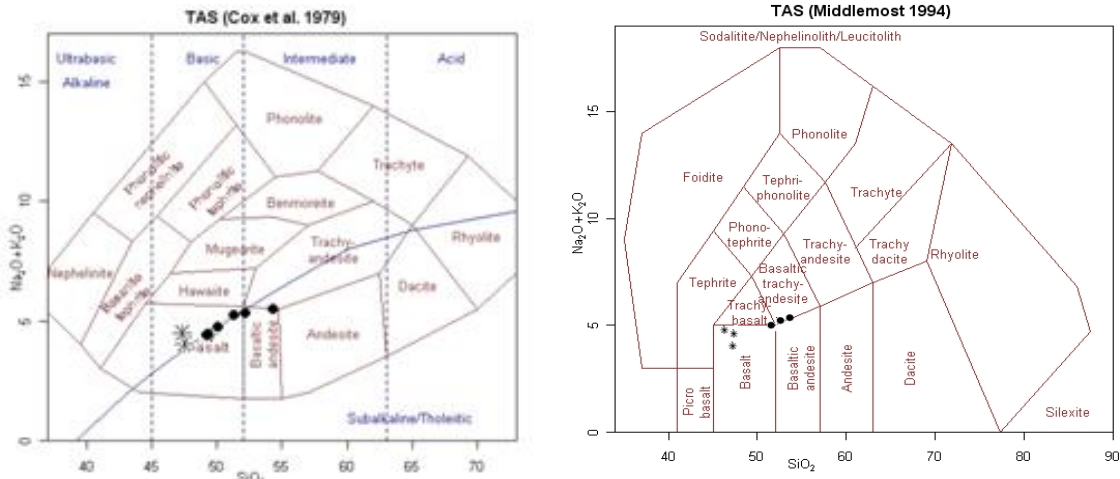
ب- نمودار تغییرات $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)

سنگ‌های آتشفشانی منطقه کلاته‌سادات در نمودار فوق، ترکیب بازالتی نشان می‌دهند و تمامی نمونه‌ها در محدوده سری آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۷).

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

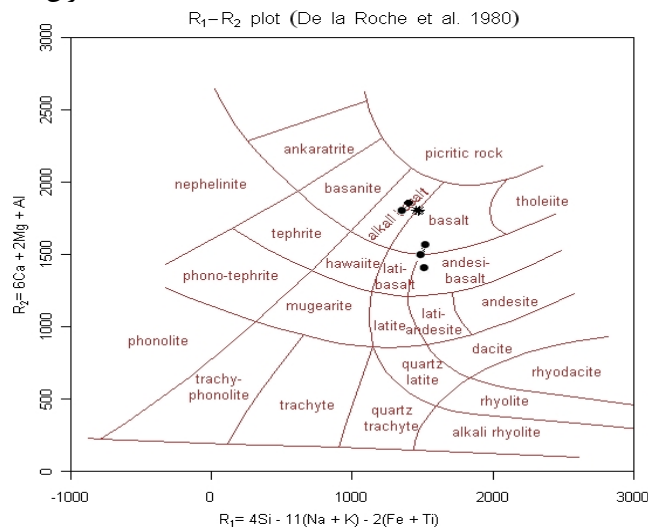
نمونه‌های سنگی منطقه کلاته‌سادات در نمودار دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، در محدوده‌های

آندزی بازالت، بازالت و آلكالی بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۶- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی میدلموست (۱۹۹۴).
شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه در نمودار Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹).

همکاران، ۱۹۷۹).



شکل ۴-۸- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه در نمودار رده‌بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰).

جدول ۴-۴- اسامی به دست آمده بر اساس طبقه‌بندی‌ها ژئوشیمیایی صورت گرفته.	
نام سنگ	طبقه‌بندی
داورزن: تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت	میدلموست (۱۹۸۵)

	کلاته سادات: آندزی بازالت و بازالت
کاکس و همکاران (۱۹۷۹)	داورزن: آندزیت، تراکی آندزیت، هاوای ایت و بنموریت
	کلاته سادات: آندزی بازالت و بازالت
دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)	داورزن: تفریت، موژاریت، هاواییت و آندزیت
	کلاته سادات: آندزی بازالت، بازالت و آلکالی بازالت

۴-۵- تعیین سری ماگمایی

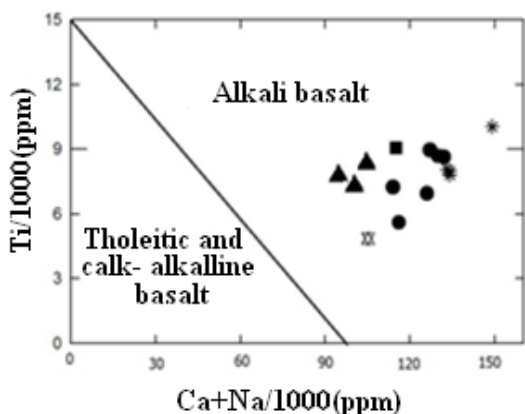
به طور کلی سنگ‌های آذرین به سری‌های ماگمایی مختلف تعلق دارند و یکی از مهم‌ترین کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی در مباحث پترولوژی، استفاده از این نتایج در تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی سنگ‌ها می‌باشد. یک سری ماگمایی شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف است که از یک ماگمای مادر بر اثر تبلور بخشی حاصل گردیده‌اند (کونو، ۱۹۶۸). البته در سال‌های اخیر روشن شده که علاوه بر تبلور بخشی عوامل دیگری نظیر آلیش ماگمایی نیز می‌توانند سنگ‌های مختلف را در یک سری وابسته کاذب قرار دهند. در این مبحث سعی شده با استفاده از نمودارهای متمایز کننده، سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه تعیین شود.

الف- نمودار ابروین و باراگار (۱۹۷۱)

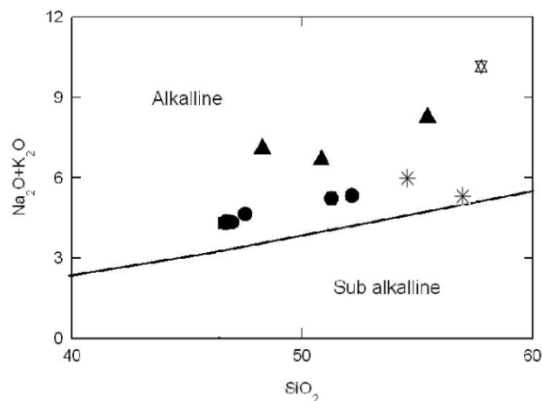
جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 (TAS) استفاده شده است. به وسیله این نمودار می‌توان سنگ‌های ساب آلکالن را از آلکالن تفکیک نمود. در نمودار مذکور تمامی نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۴-۹).

ب- نمودار لوتریه و همکاران (۱۹۸۲)

در این نمودار، بازالت‌های آلکالن از سایر بازالت‌های تولییتی و کالک آلکالن، بر اساس نسبت‌های $(\text{Ti}/1000)$ (ppm) در مقابل $(\text{Ca} + \text{Na}/1000)$ (ppm)، از یکدیگر تفکیک می‌شوند. بر این اساس کلیه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۰).



شکل ۴-۱۰- موقعیت نمونه‌های ائوسن و الیگوسن مورد مطالعه در نمودار تغییرات (Ti/1000)(ppm) در مقابل (Ca+Na/1000) (ppm) (لوتریه و همکاران، ۱۹۸۲).



شکل ۴-۹- موقعیت نمونه‌های ائوسن و الیگوسن مورد مطالعه در نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱).

۴-۶- تشخیص فرآیندهای ژئوشیمیایی بر روی نمودارهای تغییرات

جهت بررسی روند تغییرات بین سنگ‌های آذرین مورد مطالعه و همچنین روابط پتروژنتیکی موجود بین آنها، استفاده از نمودارهای تغییرات شیمیایی بسیار سودمند می‌باشد. اغلب روندها در نمودارهای تغییرات شیمیایی سنگ‌های آذرین، ناشی از فرایندهای پترولوژیکی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی یا آرایش پوسته‌ای می‌باشند (ویلسون، ۱۹۸۹) که با استفاده از این نمودارها امکان تشخیص وجود یا عدم وجود تغییرات مرتبط و معنادار بین انواع سنگ‌ها وجود دارد.

معمولاً هرگاه تغییرات ترکیب شیمیایی یک سری از سنگ‌ها تدریجی باشند یا بر هم پوشش داشته و در یک محدوده قرار گیرد، نشانه وجود خویشاوندی مابین ماگمای آن سری سنگ است. ولی عدم پیوستگی نقاط در نمودار و بریدگی منحنی که از نقاط می‌گذرد می‌تواند نشانه عدم وجود خویشاوندی بین ماگمای آن سری باشد، مشروط بر آنکه نمونه‌گیری به طور کامل و جامع انجام گرفته باشد. همچنین در تفسیر روندهای مشاهده شده باید کاملاً احتیاط نمود، دلیل این امر ایجاد برخی روندهای مشابه در اثر فرآیندهای متفاوت در این نمودارهاست. به عنوان مثال، فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی ممکن است روندهای مشابهی را بر روی این نمودارها ایجاد نمایند (رولینسون، ۱۹۹۳).

این نمودارها را می‌توان بر حسب عناصر اصلی، کمیاب و یا ترکیبی از هر دو بکار برد. که در ادامه، به شرح بعضی از آن‌ها و پدیده‌هایی که می‌توان از آن‌ها برداشت نمود خواهیم پرداخت. لازم به ذکر است که برای پرهیز از تکرار، نمونه‌های ائوسن را به وسیله نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) و نمونه‌های الیگوسن را در نمودارهای فنر (۱۹۴۸) مورد بررسی قرار خواهیم داد.

۴-۶-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب نسبت به سیلیس، (نمودارهای هارکر، ۱۹۰۹)، نمونه‌های ائوسن داورزن

نمودارهای تغییرات هارکر، که در آن SiO_2 در محور X و اکسیدهای عناصر اصلی در محور Y قرار می‌گیرند، قدیمی‌ترین نوع نمودارهای تغییرات بوده و یکی از رایج‌ترین روش‌های نمایش داده‌های عناصر اصلی و کمیاب می‌باشد. با کمک دیاگرام‌های هارکر می‌توان به فرایندها و تحولاتی نظیر ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و آلودگی پوسته‌ای که در تشکیل یا تبلور ماگما صورت می‌گیرد، پی‌برد (ویلسون، ۱۹۸۹).

در نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) مورد مطالعه مقادیر FeO , TiO_2 , CaO , MgO با افزایش SiO_2 کاهش و $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ و Al_2O_3 افزایش می‌یابند. لازم به ذکر است که برای بررسی بهتر تغییرات ترکیب بصورت یک نوار آتشفشانی (داورزن، عباس آباد) از نمونه‌های ائوسن منطقه عباس آباد (الهیاری، ۱۳۸۹) نیز استفاده شده است (شکل ۴-۱۱).

Al_2O_3 -

در نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ، با افزایش مقدار SiO_2 ، مقدار Al_2O_3 افزایش می‌یابد. تغییرات میزان Al_2O_3 عمدتاً متأثر از تبلور فلدسپارها نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز می‌باشد. دلیل این امر می‌تواند متأثر از فراوانی بیشتر فلدسپار در سنگ‌های آندزیتی باشد.

$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ -

در نمودار تغییرات $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ، میزان مجموع این اکسیدها با افزایش تفریق در ماگما، افزایش می‌یابد. شعاع یونی بزرگ سدیم (۱/۰۲Å) و پتاسیم (۱/۳۸Å) مانع ورود این عناصر به

شبکه کانی‌های تبلور یافته در مراحل اولیه تبلور (الیوین، پلاژیوکلاز کلسیک و پیروکسن) می‌شود. با افزایش تفریق، سدیم وارد شبکه بلوری پلاژیوکلاز سدیکو پتاسیم وارد کانی‌های فلدسپار آلکالن و یا بصورت غیر متبلور در خمیره وجود دارد.

CaO -

در نمودار تغییرات CaO در مقابل SiO_2 با افزایش مقدار SiO_2 ، مقادیر CaO روند نزولی نشان می‌دهند. میزان این اکسید توسط تبلور پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند سبز کنترل می‌شود. بالا بودن میزان CaO در سنگ‌های بازالتی، با حضور فراوان اوژیت در این سنگ‌ها مطابقت دارد.

MgO -

روند تغییرات این اکسید مشابه CaO نزولی است. این امر به دلیل مشارکت این اکسید در ساختمان کانی‌هایی چون اوژیت و الیوین است.

FeO_t -

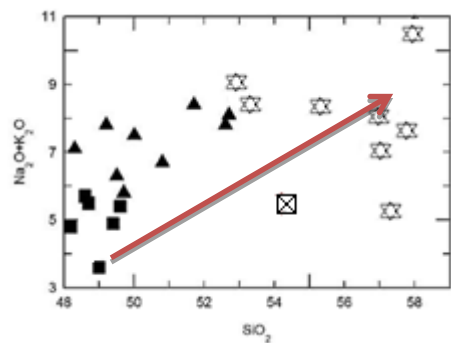
کانیهای مافیک مانند آمفیبول و به‌خصوص، الیوین و پیروکسن بیشترین مصرف‌کننده‌های اکسیدهای آهن می‌باشند. بنابراین با کاهش کانیهای الیوین و پیروکسن از ترکیبات بازالتی تا آندزیتی، روند نزولی در نمودار مشاهده می‌شود. مگنتیت نیز یکی از حاملین FeO می‌باشد.

TiO₂ -

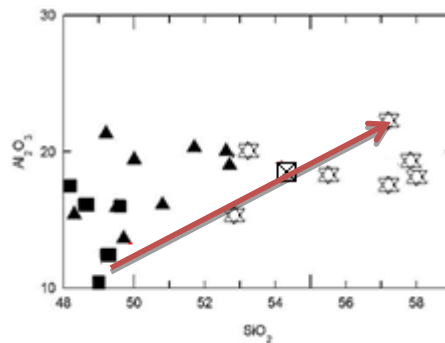
میزان TiO_2 نسبت به افزایش میزان SiO_2 روند کاهشی دارد و در مجموع روندی مشابه با اکسید آهن کل نشان می‌دهد. دلیل این امر، تشابه خصوصیات ژئوشیمیایی این دو عنصر است. احتمالاً بیشترین مقدار اکسید تیتانیوم در ساختار تیتان اوژیت و تیتانومگنتیت در بازالت‌ها مصرف شده است.

P₂O₅ -

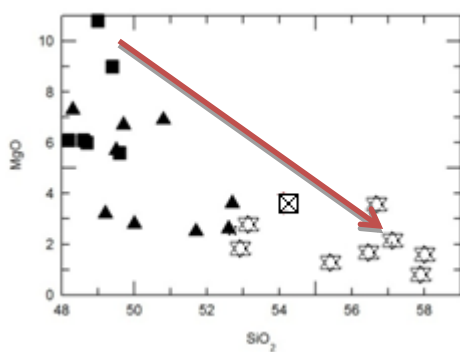
در نمودار تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 نمونه‌های مورد مطالعه روند نزولی محسوسی را نشان می‌دهند. نمونه‌های بازالتی دارای بیشترین مقدار P_2O_5 و نمونه‌های آندزیتی کمترین میزان این اکسید را دارا می‌باشند. علت بالا بودن P_2O_5 ، تشکیل آپاتیت در مراحل اولیه تبلور است. فراوانی این اکسید در بازالت‌ها نشان دهنده ماهیت تقریباً آلکالن آن‌ها است.



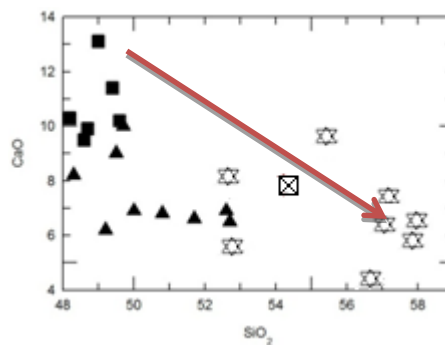
د



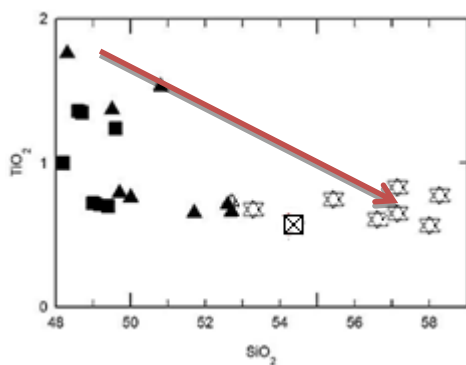
الف



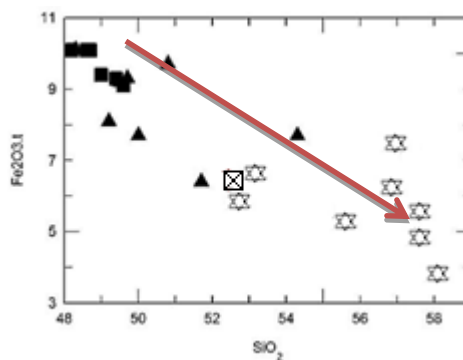
ب



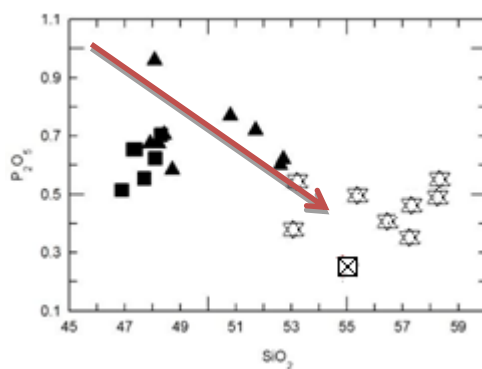
د



ج



ب



ج

شکل ۴-۱۱- نمودارهای هارکر عناصر اصلی برای نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه.

نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر SiO_2 نیز همانند نمودارهای فوق الذکر، روندهای معناداری را نشان می‌دهد که این امر نشان دهنده ارتباط ژنتیکی این سنگ‌ها با یکدیگر می‌باشد. همان طور که در شکل ۴-۱۲، مشاهده می‌شود، عناصر V و Sr , Co در مقابل افزایش سیلیس روند کاهشی نشان می‌دهند. این عناصر، به جز Sr که عنصری دو ظرفیتی است، عنصری سازگارند و به صورت سه ظرفیتی، رفتاری مشابه آهن، منیزیم و تیتانیوم داشته و جانشین Fe^{3+} ، Mg و Ti ، در کانی‌های فرومنیزین و تیتانومگنتیت می‌شوند.

عناصر Ba و Rb روند مثبتی در مقابل افزایش سیلیس نشان می‌دهند. Ba^{2+} و Rb^+ از عناصر به شدت ناسازگار که در شبکه کانی‌های پلاژیوکلاز و تا حدودی هورنبلند به جای Ca^{2+} و K^+ قرار می‌گیرند. پراکندگی مشاهده شده در عناصر Ba , Rb می‌تواند به دلیل تفاوت در مقدار فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند در نمونه‌های مورد مطالعه باشد. در این نمودارها و نمودارهای قبلی، روند تفریق برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه تأیید می‌شود. حال با توجه به موارد ذکر شده به بررسی رفتار و تغییرات عناصر کمیاب در برابر SiO_2 می‌پردازیم.

Rb -

در نمودار تغییرات Rb در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۱۲ الف)، مقدار Rb با افزایش SiO_2 ، از بازالت‌ها به سمت آندزیت‌ها افزایش می‌یابد. این روند با روند تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 مشابه است. از آنجا که Rb جانشین K می‌شود، روند تغییرات مشاهده شده با پتروگرافی آندزیت‌ها و حضور فلدسپات آلکالن در خمیره سنگ مطابقت دارد. در این نمودار نیز، تفریق یافتگی تراکی آندزیت‌ها از سنگ‌های بازالتی تأیید می‌گردد.

Ba -

در نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۱۲ ب)، مطابق با روند معمول تفریق، مقدار Ba در ماگما با افزایش تفریق افزایش یافته و از نمونه‌های بازالتی به سمت آندزیت‌ها، روندی صعودی نشان می‌دهند. Ba در ماگما به صورت Ba^{2+} و با شعاع یونی $1/34$ آنگسترم حضور دارد که به دلیل بار بیشتر و شعاع یونی مشابه با K ($1/33\text{A}$)، می‌تواند توسط کانی‌های پتاسیم‌دار (ارتوکلاز) تصرف

شود. همچنین Ba می‌تواند در شبکه بلوری پلاژیوکلاز و هورنبلند شرکت کند (معین وزیری، ۱۳۷۱).
علی‌رغم فراوانی بیشتر پلاژیوکلازهای کلسیک در بازالت‌ها، مقدار Ba در این سنگ‌ها کم‌تر از سنگ‌های آندزیتی می‌باشد که این نشان دهنده تمایل Ba برای شرکت در کانی‌هایی نظیر ارتوکلاز و هورنبلند می‌باشد.

Sr -

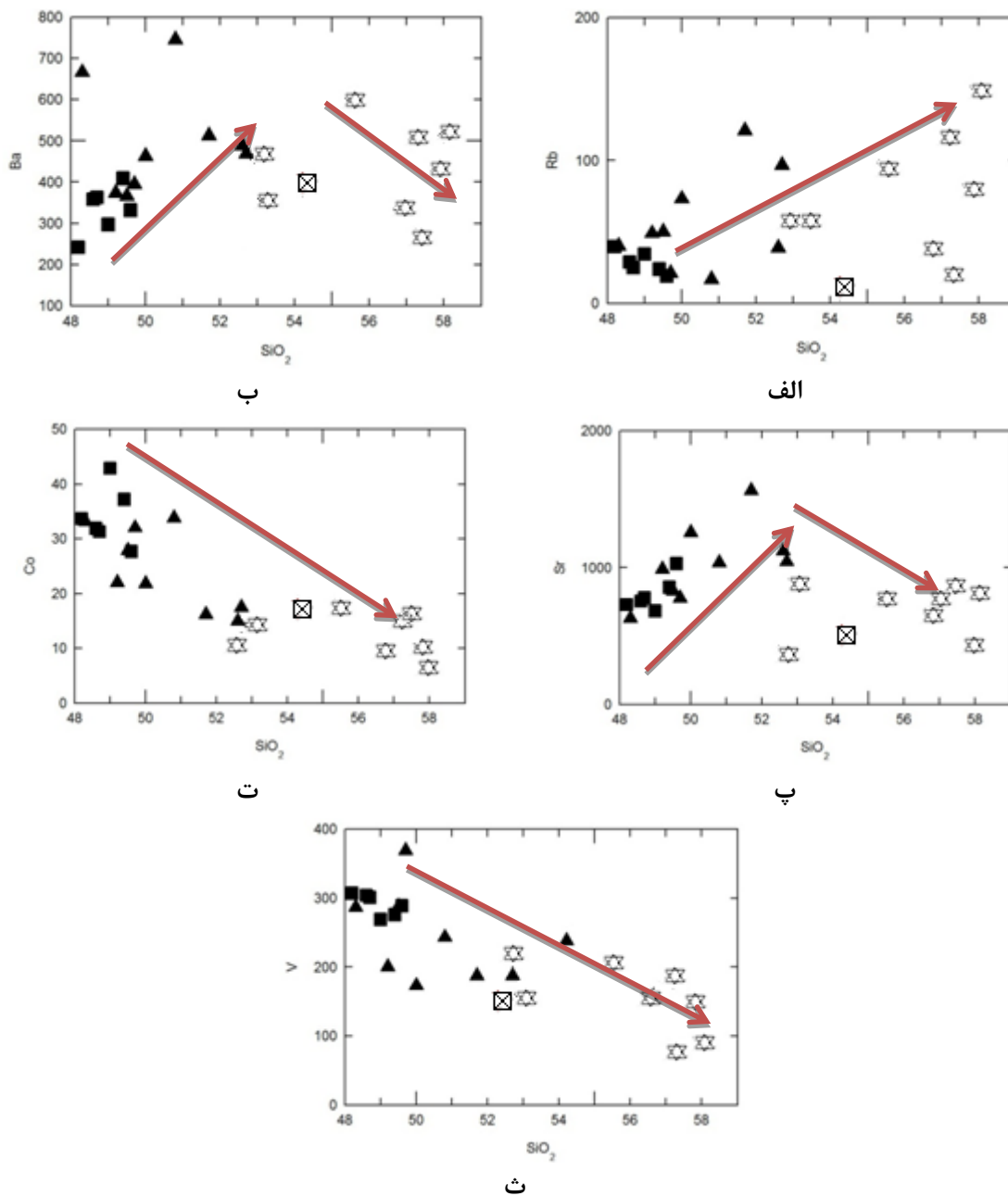
در این نمودار با افزایش SiO_2 ، مقدار Sr از نمونه‌های بازالتی به سمت آندزیت‌ها روند تقریباً نزولی نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۲-پ). Sr از عناصر قلیایی کمیاب بوده که در اکثر کانی‌های کلسیم‌دار، رفتاری سازگار دارد. این عنصر در پلاژیوکلاز تراکم بالایی دارد و به هنگام فرایندهای ذوب یا تبلور، همانند عناصر سازگار رفتار نموده و جانشین کلسیم در ساختار پلاژیوکلاز می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش تفریق و کاهش میزان پلاژیوکلازهای کلسیک و تبلور فلدسپارهای آلکان، مقدار Sr کاهش می‌یابد. از آنجایی که Sr در ساختار پیروکسن و آمفیبول جانشین Ca می‌شود، با تبلور این کانی‌ها و خروج آنها از مذاب مقدار Sr در طی تفریق کاهش می‌یابد.

Co -

نمودار تغییرات Co در برابر SiO_2 (شکل ۴-۱۲-ت)، روند کاهشی نشان می‌دهد، به گونه‌ای که این روند، در نمونه‌های آندزیتی به یک روند خطی تبدیل می‌شود. روند ایجاد شده در این نمودار را می‌توان با تفریق الیوین و کلینوپیروکسن در سنگ‌های اولیه و یا عدم تبلور الیوین و تبلور کم‌تر کلینوپیروکسن در سنگ‌های تفریق یافته توجیه کرد. زیرا بخش اعظم کبالت ماگما در کانی‌های آهن و منیزیم‌دار اولیه، به خصوص در الیوین جانشین Mg و Fe می‌شود.

V -

در این نمودار، میزان وانادیوم با افزایش SiO_2 ، از بازالت به سمت آندزیت کاهش می‌یابد (شکل ۴-۱۲-ث). مقادیر بالایی از وانادیوم (V^{+3}) جانشین Fe^{+3} در مگنتیت‌های اولیه می‌شود. از طرف دیگر وانادیم در شبکه‌یکانی‌های اوژیت، اوژیت اژیرین و هورنبلند سبز نیز وارد می‌شود. روند منفی V با پیشرفت تفریق و افزایش SiO_2 ، بیانگر تفریق الیوین و کلینوپیروکسن است (یانگ و هورنس، ۲۰۰۰).



شکل ۴-۱۲- نمودارهای هارکر عناصر کمیاب برای نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه.

۴-۶-۲- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به MgO (نمودارهای

فتر، ۱۹۴۸)، نمونه‌های الیگوسن کلاته‌سادات

نمودارهای فتر (۱۹۴۸)، را می‌توان یکی از پرکاربردترین نمودارهای تغییرات و جایگزین مناسبی برای نمودارهای هارکر، در مورد سنگ‌های بازیک دانست. این نمودارها می‌توانند به خوبی روند تغییرات را در سنگ‌های بازیک نشان دهند. در نمودار فتر، MgO را به عنوان اکسید شاخص برای

بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و یا کمیاب در محور X در نظر می‌گیرند. در سنگ‌های بازیک، MgO سازنده مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذاب‌های بازیک است و تغییرات زیادی را در نتیجه حضور فازهای منیزیم‌دار، در هنگام ذوب بخشی و یا جدا شدن آن‌ها در هنگام تبلور جزء به جزء، نشان می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳). در این نمودارها نیز همانند نمودارهای هارکر، روندهای معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های سنگی مختلف، مبین خویشاوندی احتمالی بین ماگمای سازنده سنگ‌ها می‌باشند.

طیف تغییرات MgO در نمونه‌های سنگی منطقه از ۴/۸۸ درصد وزنی در نمونه‌های تراکی بازالتی تا ۱۰/۵۵ درصد وزنی در نمونه‌های الیوین بازالتی می‌باشد. در تمامی این نمودارها، مشاهده می‌شود که نمونه‌های منطقه از یک روند خطی و یا نیمه خطی پیروی می‌کنند که با کاهش مقدار MgO و یا افزایش تفریق یافتگی در ماگما، مقادیر اکسیدهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ، SiO_2 و Al_2O_3 افزایش و مقادیر CaO و FeO_t کاهش می‌یابند. این حالت نشان دهنده تفریق الیوین بازالت‌ها به سمت تراکی بازالت‌هایی - باشد.

SiO₂ -

همان‌گونه که در نمودار SiO_2 / MgO (شکل ۴-۱۳-الف) مشخص است، با افزایش تفریق و کاهش MgO، میزان SiO_2 از نمونه‌های الیوین بازالتی به سمت نمونه‌های تراکی بازالتی منطقه افزایش می‌یابد. الیوین و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار به عنوان نخستین کانی‌های تشکیل شده طی تبلور تفریقی، از SiO_2 فقیر هستند، بنابراین، مایع باقیمانده از سیلیس غنی می‌شود. از طرف دیگر به دلیل مشارکت MgO در کانی‌های اولیه تبلور نظیر الیوین و پیروکسن، مقدار این اکسید در مراحل بعدی تفریق کاهش می‌یابد.

Al₂O₃ -

مقدار Al_2O_3 در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۱۴/۹ تا ۱۸/۵ تغییر می‌کند. در این نمودار (شکل ۴-۱۳-ب)، با کاهش مقدار MgO، مقدار Al_2O_3 از نمونه‌های الیوین بازالتی به سمت تراکی بازالت‌ها افزایش می‌یابد. در مراحل اولیه تبلور، Al_2O_3 در ساختمان کانی‌هایی که در مراحل اولیه تبلور

می‌یابند مانند الیون‌ها و پیروکسن‌ها وارد نمی‌شود. در نتیجه مقدار آن در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد و با افزایش آن شرایط برای تبلور پلاژیوکلاز فراهم می‌شود به طوری که در نمونه‌های تفریق یافته مقدار پلاژیوکلاز بیشتر می‌شود.

Na₂O+K₂O -

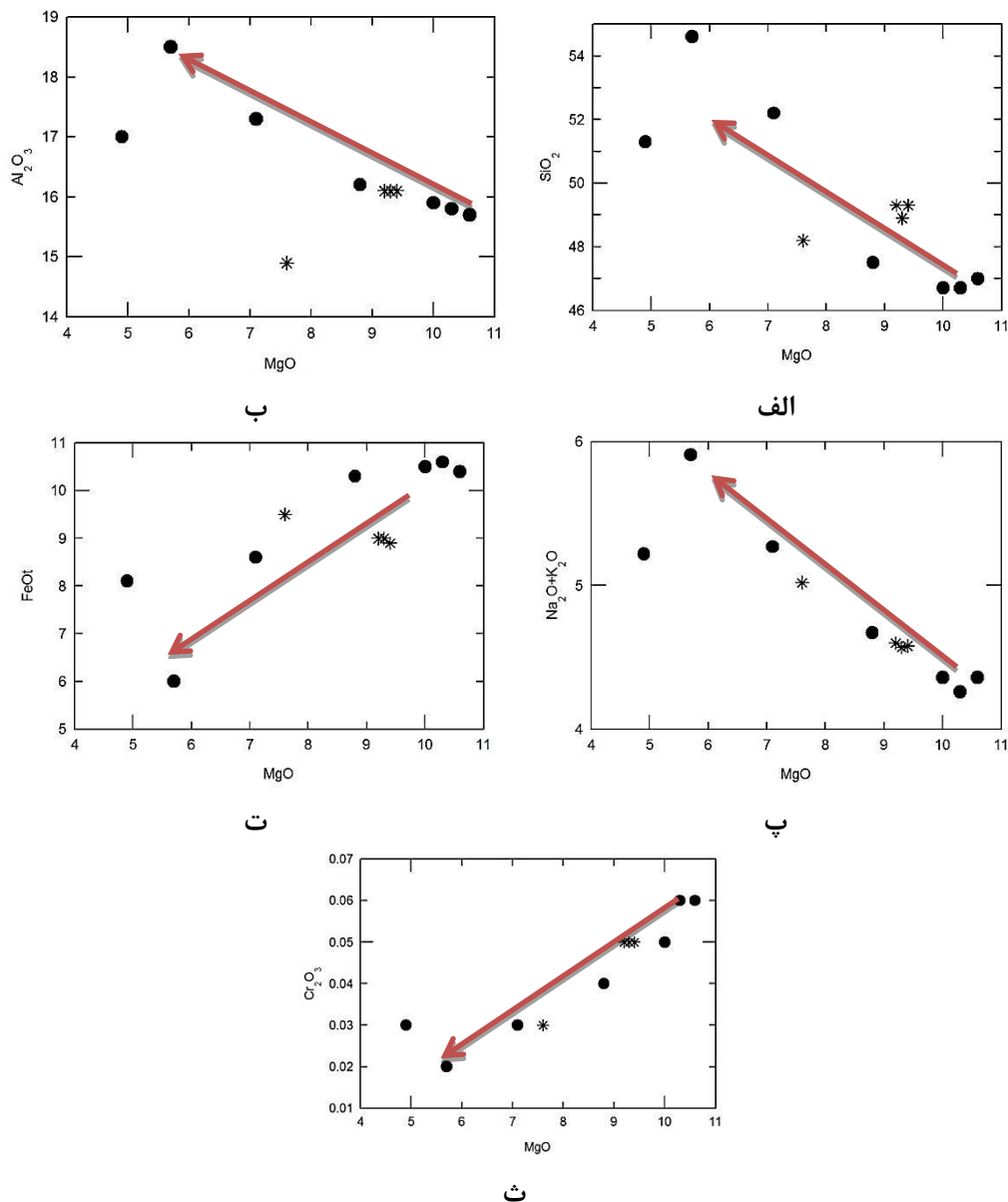
معمولاً چنین انتظار می‌رود که با افزایش سیلیس و کاهش MgO ماگمای باقیمانده، بر میزان K₂O و Na₂O آن نیز افزوده شود. این روند با در نظر گرفتن ماهیت ناسازگاری دو عنصر Na و K، قابل بررسی است. این دو عنصر در طی تفریق و تبلور ماگما، تمایل به باقی ماندن در مایع سیلیکاتی دارند و در انتهای تفریق Na وارد ساختمان پلاژیوکلازهای سدیک و K در خمیره شیشه‌ای متبلور نشده افزایش می‌یابد (شکل ۴-۱۳-پ).

FeO_t -

در نمودار (شکل ۴-۱۳-ت)، با پیشرفت روند تفریق ماگما، از نمونه‌های الیون‌بازالتی به سمت تراکی بازالت‌ها، با کاهش MgO میزان FeO_t کاهش می‌یابد. این روند نزولی را می‌توان با تفریق کانی‌های آهن‌دار نظیر هورنبلند، کلینوپیروکسن، اولیون و مگنتیت توجیه کرد، زیرا در جریان تبلور ماگما، کانی فرومنیزینی که ابتدا در داخل این سنگ‌ها تشکیل شده این مقدار آهن را مصرف کرده‌اند و سیر نزولی را برای آهن تشکیل داده‌اند. این امر منطبق بر مطالعات پتروگرافی است.

Cr₂O₃ -

در نمودار تغییرات Cr₂O₃ در مقابل MgO، با کاهش میزان MgO، مقدار Cr₂O₃ نیز کاهش می‌یابد (شکل ۴-۱۳-ث). به عبارتی، با افزایش میزان تفریق یافتگی سنگ‌ها، میزان Cr₂O₃ کاهش نشان می‌دهد. Cr از عناصر سازگار بوده که غالباً در مراحل اولیه تفریق بلوری، وارد کانی‌های سنگ‌ساز می‌شود. این عنصر در ساختمان کانی‌های فرومنیزین از جمله کلینوپیروکسن و هورنبلند شرکت می‌کند. روند مشاهده شده در این نمودار، با روند تبلور تفریقی سازگار است.

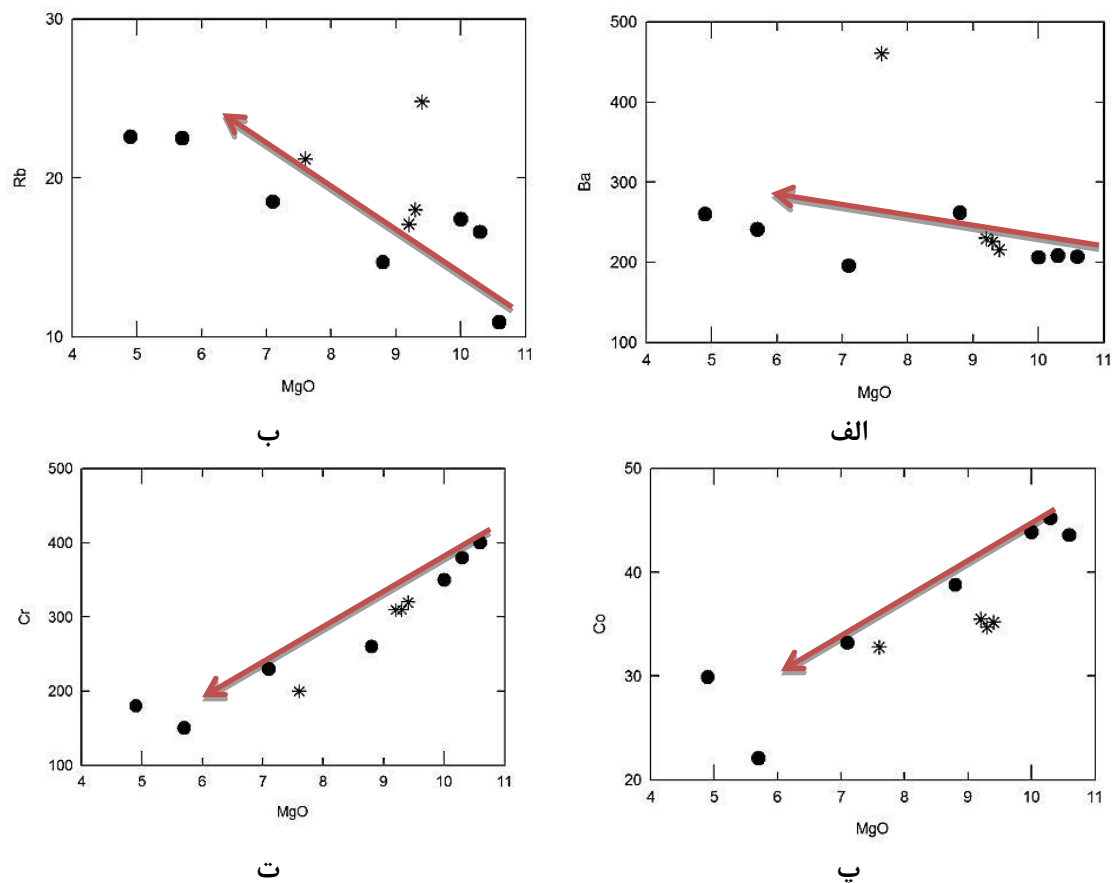


شکل ۴-۱۳- نمودارهای فنر عناصر اصلی برای نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه.

از تغییرات عناصر نادر Ba و Rb که در ساختار کانی‌های اصلی به ویژه فلدسپارها شرکت دارند، در تعیین نقش فرآیند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی استفاده می‌شود. کاهش مقادیر عناصر سازگار Cr و Co همراه با کاهش MgO، با روندهای تبلور تفریقی سازگار است (کورک‌اوغلو^۱ و همکاران، ۲۰۰۸). در هر حال روندهای مشاهده شده در هر دو نمودار رسم شده برای عناصر اصلی و کمیاب،

۱-Kurkcuoglu

مشابه بوده و نشان‌دهنده تشکیل سنگ‌های این مناطق از منبع ماگمایی مشترک و نقش تبلور تفریقی در خلال تحول ماگمایی است (شکل ۴-۱۴).



شکل ۴-۱۴- نمودارهای فنر عناصر کمیاب برای نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه.

۴-۷- مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی

نمودارهای تغییر ترکیب (تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل MgO و SiO_2) به طور معمول می‌توانند اطلاعات مفیدی در مورد وجود یا عدم وجود ارتباط زایشی بین نمونه‌ها را نشان دهند، ولی این نمودارها نمی‌توانند فرایندهای حاکم بر تحول ماگمایی، از قبیل تشخیص فرایند ذوب بخشی از تبلور بخشی را نشان دهند. لذا جهت تفکیک و تشخیص این دو فرآیند از یکدیگر، از نمودارهای عناصر سازگار در مقابل عناصر سازگار یا ناسازگار و نسبت‌های آن‌ها در مقابل یکدیگر استفاده می‌کنیم. در این نمودارها میزان تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار در طی فرایند ذوب و تبلور بخشی متفاوت می‌باشند، به طوری که در فرایند ذوب بخشی عناصر ناسازگار بیشترین تغییرات را نشان می‌دهند.

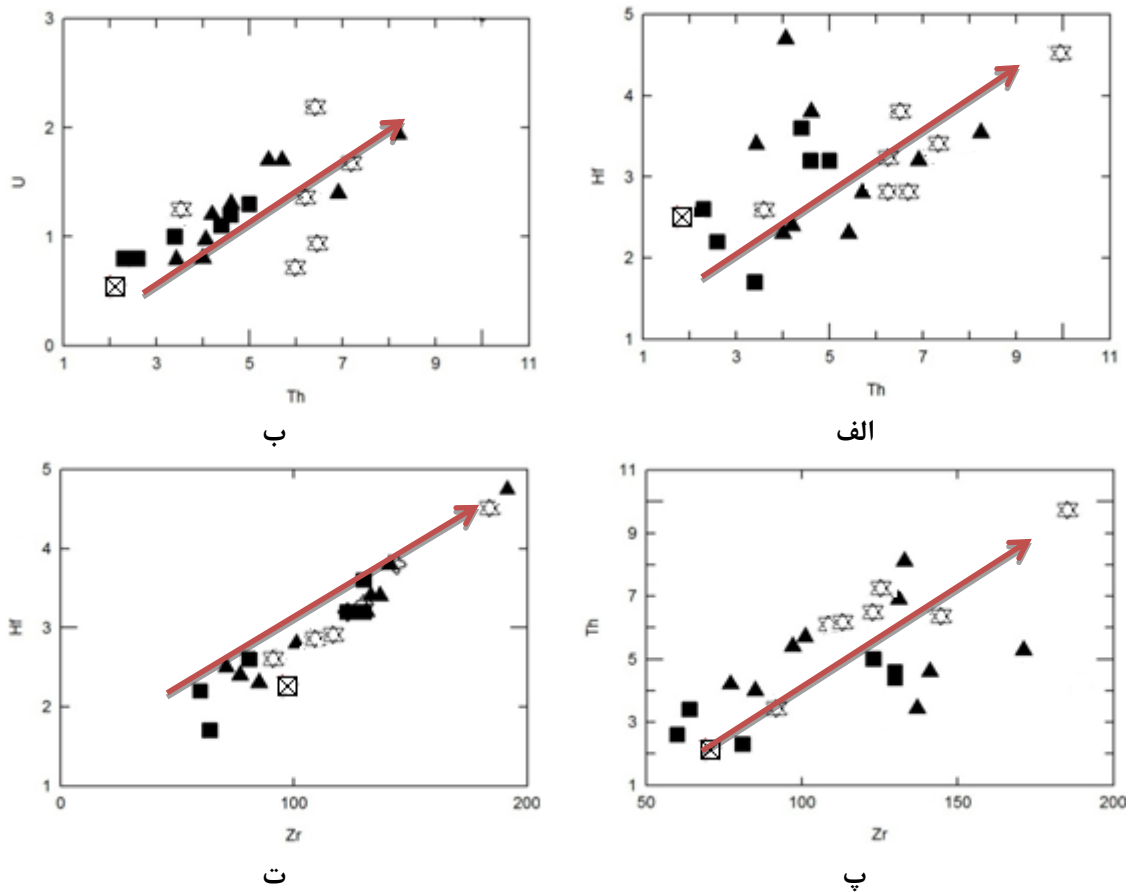
دهند، زیرا در ذوب بخشی در عین حالی که ذوب انجام می شود، بخش‌های کوچکی از مذاب به طور ممتد حرکت می‌کنند و در مخزن ماگمایی ذخیره می‌شوند، بنابراین اولین مذابی که تشکیل می‌شود همه عناصر ناسازگار را در بر می‌گیرد، در حالی که غلظت عناصر سازگار مانند Co و Cr در هنگام تفریق بلوری شدیداً تغییر می‌کند (رولینسون، ۱۹۹۳). این تغییرات در فرایند تبلور بخشی به دلیل تمایل شدید عناصر سازگار برای ورود به ساختمان کانی‌ها می‌باشد.

روندهای رسم شده در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار در صورتی که خطی و صعودی باشند و از مبدأ مختصات عبور کنند و یا در نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار به صورت منفی و کاهشی باشند، می‌توان گفت که تبلور تفریقی نقشی اساسی در تحول سنگ‌های منطقه داشته است. حالت عکس این قضیه زمانی رخ می‌دهد که، ذوب بخشی عامل اصلی تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه باشد. در این حالت نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم روند منفی و نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار، روند مثبتی را نشان می‌دهند (راجرز و همکاران، ۱۹۸۵).

۴-۷-۱- نمونه‌های ائوسن منطقه داورزن

الف- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار

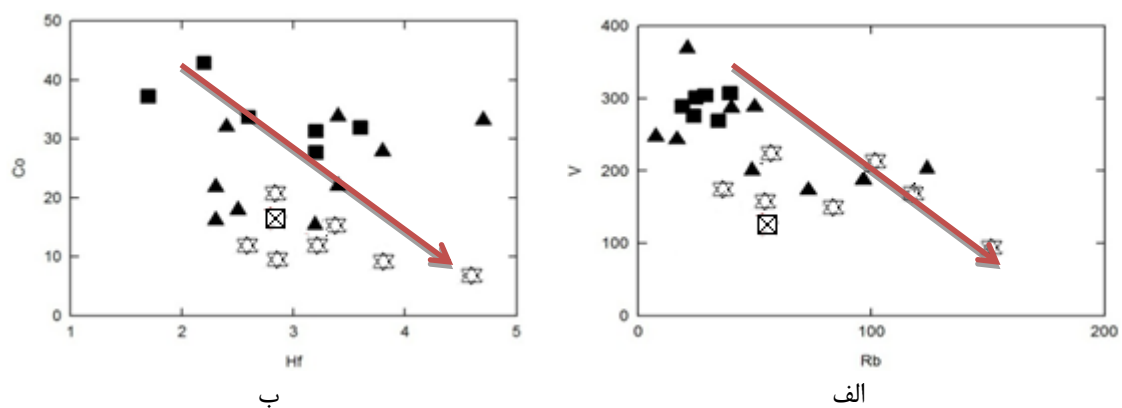
تغییرات جفت عناصر ناسازگار برای نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای Th/Zr ، U/Th ، Hf/Th و Hf/Zr (شکل ۴-۱۵- الف - ت)، نشان داده شده است. همانطور که دیده می‌شود، الگوی نشان داده شده توسط این نمودارها، روند خطی و صعودی نشان می‌دهند که از مبدأ مختصات نیز می‌گذرد. بنابراین، بر اساس این الگو فرایند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، تبلور تفریقی می‌باشد.



شکل ۴-۱۵- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار برای نمونه‌های ائوسن منطقه داورزن.

ب- نمودار تغییرات عناصر سازگار در مقابل ناسازگار

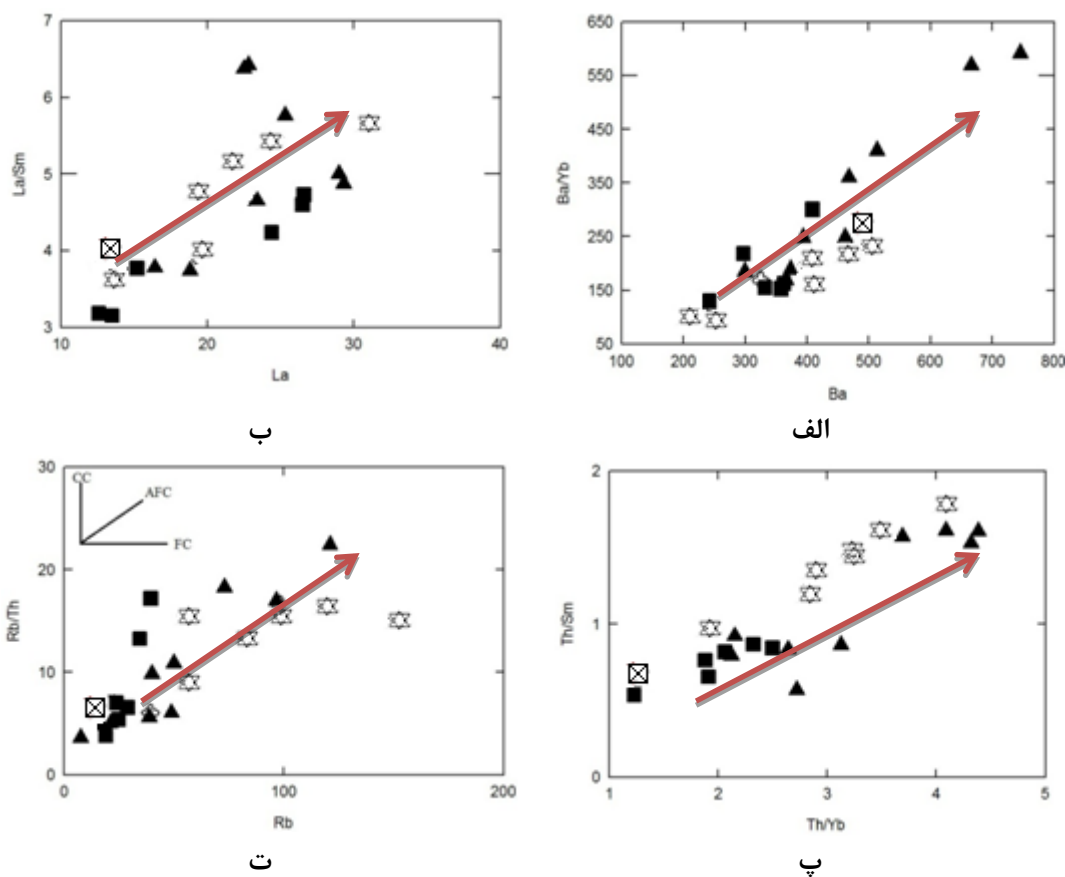
جهت تشخیص فرایند تبلور تفریقی در سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار تغییرات عناصر سازگار در مقابل ناسازگار نیز استفاده شده است (شکل ۴-۱۶). شیب منفی نمودارهای V/Rb و Co/Hf ، نقش فرایند تبلور تفریقی را در تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه تأیید می‌کند.



شکل ۴-۱۶- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار در مقابل ناسازگار برای نمونه‌های ائوسن منطقه داورزن.

پ- نمودار تغییرات نسبت- نسبت

نمودارهای نسبت- نسبت نیز همانند نمودارهای گذشته نقش مهمی در مشخص نمودن فرایندهای دخیل در تحول ماگما دارند. اصل مهم در استفاده از این نمودارها این است که فرض می‌شود نسبت عناصر ناسازگار در طی ذوب‌بخشی یا تبلور تفریقی تغییر نمی‌کند. همان گونه که در نمودارهای $Ba/Yb-Ba$ ، $La/Sm-Sm$ ، $Th/Sm-Th/Yb$ و $Rb/Th-Rb$ (چامنی^۱ و همکاران، ۲۰۰۶)، مشاهده می‌شود، ارتباط ژنتیکی پیوسته‌ای در نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شود که احتمال تشکیل آن‌ها از یک منبع تولید ماگمای واحد، در اثر فرایند تبلور تفریقیرا بیان می‌کند (شکل ۴-۱۷).

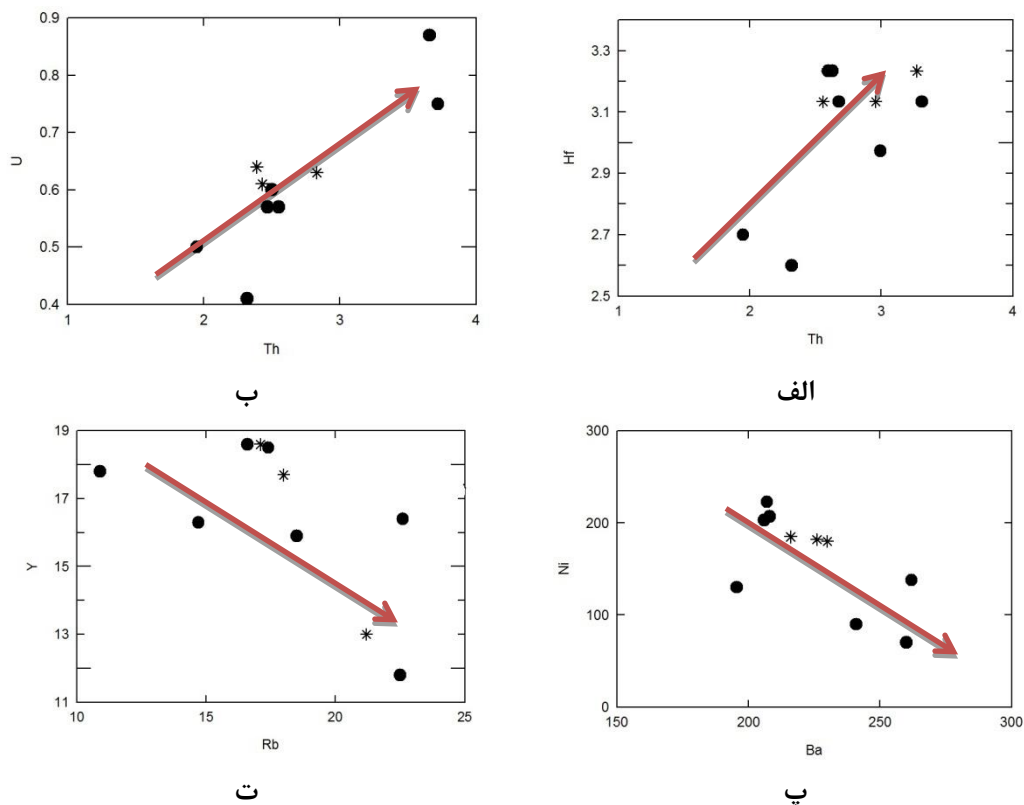


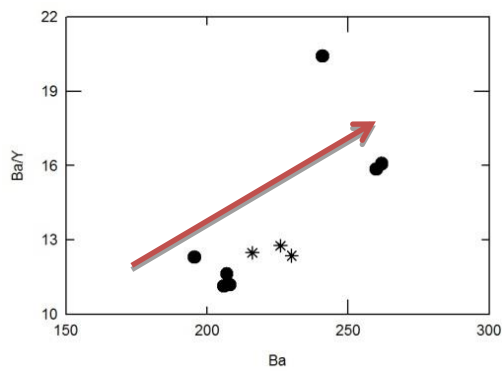
شکل ۴-۱۷- نمودارهای تغییرات نسبت- نسبت عناصر کمیاب برای نمونه‌های ائوسن منطقه داورزن (ت- روندهای رسم شده بر روی نمودار عبارتند از: CC: آرایش، AFC: تبلور تفریقی همراه با همضم و FC: تبلور تفریقی.

۴-۷-۲- نمونه‌های الیگوسن منطقه کلاته‌سادات

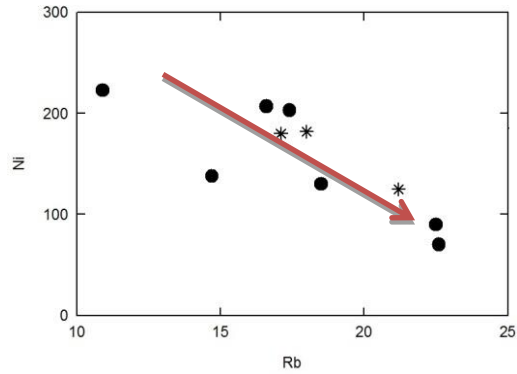
برای درک بهتر و شناسایی فرایندهای مؤثر در تحولات ماگمایی سنگ‌های الیگوسن مورد مطالعه، برخی از نمودارهای فوق، مجدداً رسم شدند. روند مثبت نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و یا نسبت‌های آن‌ها و روند منفی نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار، مبین نقش فرایند تبلور تفریقی در تحول ماگمای سازنده این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۴-۱۸).

جهت تشخیص فرایند تبلور تفریقی در سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای تغییرات Rb/Th در مقابل Rb (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶) استفاده شده است. روند رسم شده در این نمودار مبین نقش فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC)، در تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۴-۱۸، ح).

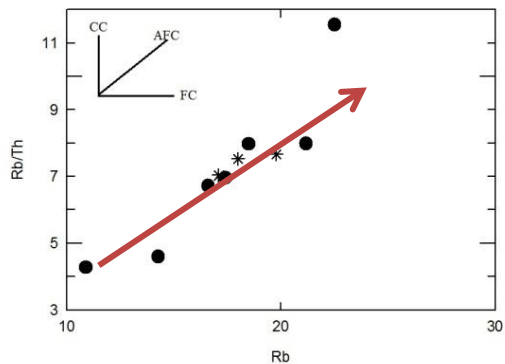




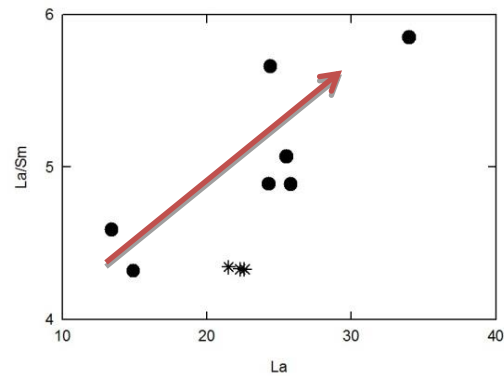
ج



ث



ح



چ

شکل ۴-۱۸- نمودارهای تغییرات نسبت- نسبت عناصر کمیاب برای نمونه‌های الیگوسن منطقه کلاته‌سادت(ح)-
 روندهای رسم شده بر روی نمودار عبارتند از: CC: آرایش پوسته‌ای، AFC: تبلور تفریقی همراه با هضم و FC:
 تبلور تفریقی).

۴-۸- نمودارهای چند عنصری عناصر کمیاب

یکی از روش‌های نمایش داده‌های عناصر کمیاب که به منظور بررسی فرآیندهای پترولوژیکی به کار می‌رود، استفاده از نمودارهای چند عنصری می‌باشد. در نمودارهای چند عنصری، فراوانی گروه‌هایی از عناصر کمیاب ناسازگار موجود در نمونه‌های سنگی، نسبت به فراوانی این عناصر در یک سری نمونه‌های استاندارد خاص بهنجار می‌شود. بطور کلی جهت بهنجار کردن داده‌های عناصر کمیاب سه روش وجود دارد(رولینسون، ۱۹۹۳) که عبارتند از:

- ترکیب تخمینی گوشته اولیه
- متئوریت‌های کندریتی
- MORB اولیه

یکی از مزیت‌های بهنجار کردن نمونه‌ها نسبت به این استانداردها این است که اولاً تغییرات فراوانی عناصر با عدد اتمی زوج و فرد حذف می‌شود و ثانیاً هر گونه جدایش و تفکیکی که از عناصر کمیاب نسبت به این استانداردها صورت گرفته باشد به آسانی قابل تشخیص است (رولینسون، ۱۹۹۳).

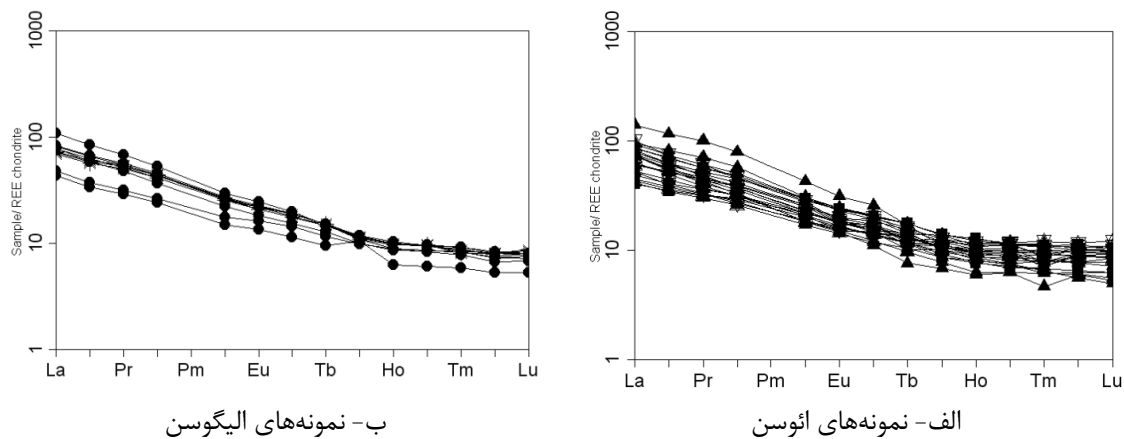
این نمودارها ممکن است تنها بر اساس عناصر کمیاب خاکی (REE) و یا بر اساس عناصر کمیاب خاکی به همراه برخی دیگر از عناصر ناسازگار (نمودارهای چند عنصری) ترسیم شوند. در واقع این عناصر نسبت به ترکیب کانی‌شناسی شاخص گویسته، حالتی ناسازگار دارند و این نمودارها ابزاری جهت سنجش انحراف آنها از ترکیب اولیه هستند.

۴-۸-۱- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت

برای نرمالیزه کردن عناصر REE نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، از روش بهنجارسازی نسبت به کندریت بوینتون (۱۹۸۴) استفاده شده است (شکل ۴-۱۹). کلیه نمونه‌های مورد بررسی، از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. چنانچه مشخص است، الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه، با یکدیگر هماهنگ و موازی می‌باشند (شکل ۴-۱۹). به عقیده ویلسون (۱۹۸۹) اگر یک مجموعه از سنگ‌های آذرین در اثر تحمل فرآیندهای تبلور تفریقی با یکدیگر مرتبط باشند، در نتیجه باید مقادیر عناصر کمیاب و نسبت‌های آنها در یک سری سنگی، به طور ثابت و پیوسته تغییر کند. موازی بودن الگوی عناصر در سنگ‌های منطقه نیز تأیید کننده این امر و نیز نتایج به دست آمده در بخش‌های قبلی مبنی بر منشأ واحد این سنگ‌ها و نقش تبلور تفریقی به عنوان سازوکار اصلی تشکیل آنهاست.

بی‌هنجاری‌های یوروپیم، عمدتاً توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود. Eu (در حالت دو ظرفیتی)، بر خلاف REE سه ظرفیتی که در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم عناصری ناسازگارند، عنصری سازگار به شمار می‌آید. بنابراین خارج شدن فلدسپار از یک مذاب فلسیک از راه جزء به جزء شدن بلوری یا

ذوب‌بخشی سنگی که فلدسپار در منشأ آن باقی مانده است، باعث بی‌هنجاری منفی Eu در مذاب می‌شود. می‌توان گفت که آنومالی مثبت Eu متأثر از حضور پلاژیوکلاز می‌باشد، با افزایش فراوانی پلاژیوکلاز آنومالی Eu به سمت مثبت میل می‌کند و برعکس با کاهش فراوانی پلاژیوکلاز آنومالی منفی پیدا می‌کند. نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای نشان‌دهنده فراوانی عناصر نادر خاکی بی-هنجاری از Eu ندارند.



شکل ۴-۱۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای چند عنصری عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (باینتون، ۱۹۸۴).

۴-۸-۲- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه

به منظور بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت، برای نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار تامپسون (۱۹۸۲) استفاده شده است (شکل ۴-۲۰ الف-ب). در نمودار چند عنصری مربوط به نمونه‌های ائوسن (الف)، تمرکز نسبتاً بالایی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تمرکز پایین از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مخصوصاً Nb، Ta و Ti دید می‌شود که از خصوصیات ماگماهای مرتبط با فرورانش است (گاس و کای، ۲۰۰۹؛ کوالنکو و همکاران، ۲۰۱۰). گدازه‌های قوس آتشفشانی، با نسبت‌های بالای LILE/HFSE و LREE/HREE شناخته می‌شوند و دارای تهی‌شدگی از عناصر Ta، Nb، Ti می‌باشند.

ویلسون (۱۹۸۹) اعتقاد دارد، گودی‌های مشخصی که در الگوهای نمودار عنکبوتی در محل عناصر Ta و Nb وجود دارد، مشخصه‌ای برای تمام ماگماهایی هستند که توسط پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند.

علاوه بر مواردی که ذکر شد، آنومالی منفی در عناصر Nb و Ta را می‌توان از ویژگی‌های بارز ماگماهای کمان قاره‌ای (مناطق فرورانش)، دانست. این آنومالی‌ها در ارتباط با منابع گوشته‌ای هستند که در گذشته، از عناصر LIL، بیشتر از عناصر HFS، توسط سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده متاسوماتیسم شده غنی شده‌اند. در این سیالات، عناصر LIL، به شدت قابل انحلال هستند و قادر به انتقال می‌باشند. تهی‌شدگی Nb و Ta را می‌توان در اثر نگهداری این عناصر در فازهای مقاوم (روتیل، هورنبلند، زیرکن، آپاتیت و) ناحیه منشأ لیتوسفر اقیانوسی فرو رانده شده، دانست. زیرا عناصر HFS، نسبت به این فازها به شدت سازگارند (میلووانویچ و همکاران، ۲۰۰۵).

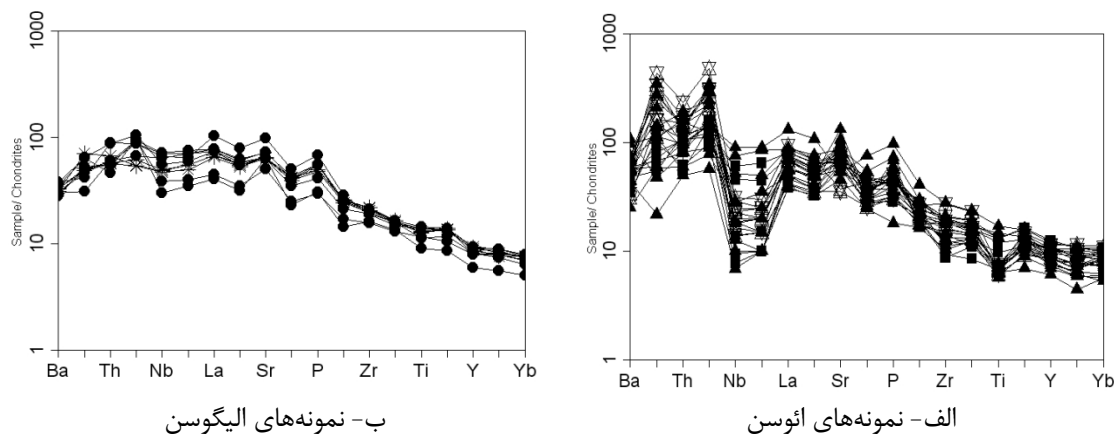
کلمن و همکاران (۲۰۰۴)، دو مدل برای توضیح چگونگی ایجاد این نوع از آنومالی‌ها، در ناحیه منشأ ماگماهای وابسته به فرورانش، ارائه دادند:

نگهداری Nb و Ta، توسط روتیل موجود در گوه گوشته‌ای بالای ورقه فرورانده شده، باعث تهی‌شدگی مذاب‌های ایجاد شده از این عناصر می‌شود.

ذوب بخشی از گوه گوشته‌ای که به طور انتخابی، به وسیله سیالات آبدار، از عناصر ناسازگار غنی شده است. این درحالی است که گوه گوشته‌ای مذکور، از عناصر Nb و Ta تهی شده است، زیرا این عناصر به آسانی توسط سیالات انتقال نمی‌یابند. فقدان روتیل در پریدوتیت گوشته‌ای عادی و هم‌چنین انحلال پذیری بالای روتیل در مذاب‌های بازالتی، فرضیه اول را با اشکال جدی روبرو می‌کند. فراوانی عناصر کمیاب در ماگماهای کمانی، به طور گسترده در ارتباط با تحرک نسبی عناصر کمیاب ناسازگار در سیالات آبدار می‌باشد. عناصر LIL، قابلیت انحلال پذیری بالایی دارند، در حالی که عناصر HFS، تحرک کمی دارند، به طوری که این امر باعث تهی‌شدگی نسبی عناصر HFS در گوه گوشته‌ای محل منشأ ماگماهای کمانی می‌شود. از آنجاییکه روتیل یک کانی فرعی رایج در اکلوزیت می‌باشد، می‌توان فرض کرد که سیالات آزاد شده از ورقه فرورونده، از عناصر Nb و Ta و یا سایر عناصر HFS، تهی باشند. بنابراین، می‌توان وجود آنومالی Nb و Ta را در ماگماهای وابسته به فرورانش به تفریق

نسبی آنها نسبت داده شود. Nb در اثر آزدایی یا ذوببخشی ورقه فرورانده شده ترجیحا در داخل آمفیبول و فازهای فرعی نظیر تیتانیت و روتیل باقی می ماند.

علاوه بر الگوهای ذکر شده، نمونه های بازالتی الیگوسن در دیاگرام های چند عنصری بهنجار شده به کندریت تامپسون^۱ (۱۹۸۲)، الگوهای نسبتاً همواری را ایجاد کرده اند (شکل ۴-۲۰، ب). همچنین در کلیه نمونه های الیگوسن، غنی شدگی از LREE و تهی شدگی از HREE مشاهده می شود. که به اعتقاد ویلسون (۱۹۸۹)، رسم چنین روندهایی، به طور قطع مختص بازالت های درون ورقه ای می باشد. به طوری که مشاهدات صحرایی نیز این ادعا را تأیید می نماید. با توجه به نمودارهای ترسیم شده (شکل ۴-۲۰)، نمونه های سنگی ائوسن آنومالی منفی بارزی از Ta و Na نشان می دهند در حالی که در نمونه های سنگی الیگوسن چنین وضعیتی را نشان نمی دهند. همچنین در نمونه های الیگوسن آنومالی منفی از عناصر HFSE مشاهده نمی شود. پس می توان نتیجه گرفت که آنها مربوط به محیط کمان آتشفشانی نمی باشند. در ضمن، غنی شدگی نمونه های ائوسن از عناصر بزرگ یون سبک، نسبت به نمونه های الیگوسن معرف آرایش ماگمایی بیشتر نمونه های ائوسن می باشد.



شکل ۴-۲۰ - نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲).

۱-Thompson

فصل پنجم

پتروژنز

۵-۱- مقدمه

در فصل‌های گذشته روابط صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های هریک از مناطق داورزن و کلاته‌سادات بطور مجزا مورد بررسی قرار گرفت. به طور کلی، تعداد ۵ نمونه از نمونه‌های مورد مطالعه به سن ائوسن میانی - فوقانی مربوط به منطقه داورزن به‌همراه نمونه‌های مربوط به منطقه عباس آباد (الهپاری، ۱۳۸۹) و تعداد ۷ نمونه به سن الیگوسن مربوط به منطقه کلاته‌سادات به‌همراه نمونه‌های منطقه احمد آباد (برهمند، ۱۳۸۹) است.

با توجه به ویژگی‌های توصیف شده در فصول قبل، سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی داورزن دارای روند تفریق از تراکی بازالت تا تراکی آندزیت را نشان می‌دهند. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های این منطقه دارای ماهیت آکالن می‌باشند. بر اساس نمودارهای چند عنصری، می‌توان جایگاه کمان را برای آنها در نظر گرفت.

سنگ‌ها آتشفشانی منطقه کلاته‌سادات شامل گدازه‌های الیوین بازالتی و دایک‌هایی بازالتی می‌باشند. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها نیز در سری آکالن قرار می‌گیرند و بر اساس موقعیت‌های تکتونیکی و چینه‌شناسی خاصی که دارند و همچنین بر اساس نمودارهای عنکبوتی، می‌توان جایگاه پشت کمانی را برای آنها در نظر گرفت.

در این فصل ابتدا به طور دقیق به بررسی محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته و در ادامه به بررسی خصوصیات محل منشأ و عوامل مؤثر بر تحول ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته می‌شود و در آخر با جمع بندی کلیه داده‌ها و اطلاعات، الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های منطقه ارائه خواهد شد.

۵-۲- تعیین محیط تکتونیکی

به اعتقاد ویلسون (۱۹۸۹)، امروزه معلوم شده است که هر سنگ آذرین را می‌توان به محیط زمین شناختی خاصی نسبت داد که شرایط خاص گرمایی و الگوی تکتونوماگمایی دارد. هر یک از محیط‌های زمین شناختی، مجموعه سنگ‌های خاص خود را دارند و توزیع سنگ‌ها با جایگاه زمین

شناختی تغییر می‌کند. این توزیع نشان دهنده رابطه علت و معلول بین زمین‌ساخت ورقه‌ای و تشکیل ماگماست. بنابراین یکی از اهداف اصلی پتروژنز را می‌توان تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌ها دانست. سنگ‌های آتشفشانی آلکالن در جایگاه‌های تکتونیکی مختلف، از مناطق قاره‌ای تا اقیانوسی و داخل ورقه‌ای، به جزء پشته‌های میان اقیانوسی یافت می‌شوند (ژائو^۱ و همکاران، ۱۹۹۵). ژئوشیمی خاص این سنگ‌ها، ابزاری ارزشمند در شناسایی فرایندهای پوسته‌ای و گوشته‌ای مؤثر بر تشکیل آن‌هاست (آپادیای^۲ و همکاران، ۲۰۰۶). جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌های آلکالن ممکن است مرتبط با فعالیت نقاط داغ و یا وابسته به محیط‌های زمین‌ساختی کششی بویژه کافت‌ها باشد (ویلسون، ۱۹۸۹؛ مولر^۳ و همکاران، ۱۹۹۲؛ مولر و گراوز^۴، ۱۹۹۷). حوضه‌های پشت کمانی، حوضه‌های کششی کوچک شکل گرفته در حواشی فعال قاره‌ای و در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای می‌باشند که در پشت نوار ماگمایی اصلی زون فرورانش تشکیل می‌شوند (هاوکینز، ۱۹۹۴، و مارتینز، ۲۰۰۷). به اعتقاد راموس و کای (۲۰۰۶)، بازالت‌های پشت کمانی در وراء کمان‌های آتشفشانی اصلی و در بسیاری از نواحی کمان‌های قاره‌ای تشکیل می‌شوند (برهمند، ۱۳۸۹). هم‌چنین بازالت‌های پشت کمانی و یا حوضه‌های پشت کمانی، مکان‌های گذر از بازالت‌های کمانی به بازالت‌های درون قاره‌ای می‌باشند. این سنگ‌ها تحت تأثیر مواد فرار و ناسازگار حاصل از فرورانش و یا در اثر تغییر فشار ناشی از گنبدی شدن پوسته نیز ایجاد می‌شوند (ژوتو^۵ و موری^۶، ۱۹۹۸). در این بخش به منظور تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آلکالن مناطق مورد مطالعه، از نمودارهای تمایز تکتونیکی استفاده شده است. این نمودارها عمدتاً بر پایه‌ی عناصر کمیاب نامتحرک ترسیم شده‌اند. عناصر مذکور در فازهای سیال و در طول هوازگی و دگرگونی انتقال نمی‌یابند (ویلسون، ۱۹۸۹). هم‌چنین رولینسون (۱۹۹۳)، اظهار می‌دارد که عناصر نامتحرک نسبت

1-Zhao
2-Upadhyay
3-Muller
4-Groves
5-Juteau
6-Maury

به فرایندهای ثانویه حساس نیستند و می‌توان آن‌ها را به آسانی حتی در غلظت‌های پایین و به طور مناسب توسط یک روش ساده و با دقت خوب اندازه‌گیری کرد. در بکارگیری نمودارهای فوق باید به این نکته توجه داشت که این نمودارها در بهترین حالت، فقط احتمال وجود یک محیط تکتونیکی را نشان می‌دهند و هرگز نباید از آن‌ها برای اثبات آن محیط تکتونیکی استفاده نمود.

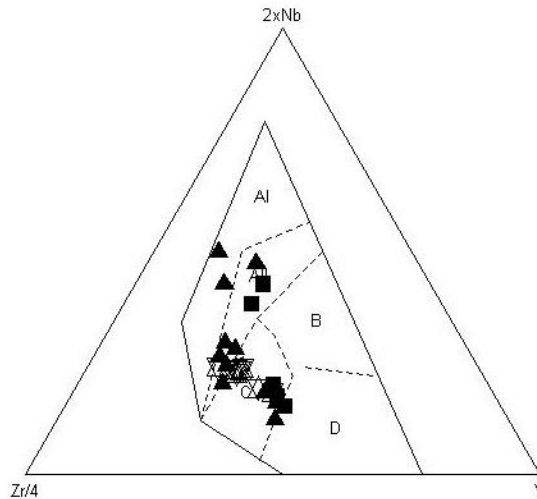
۵-۲-۱- جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های سنگی ائوسن

همان‌طور که در نمودارهای عنکبوتی به‌نجرار شده به‌کندریت و گوشته‌ی اولیه مشاهده شد، غنی‌شدگی در LILE و LREE و تهی‌شدگی از HFSE در نمونه‌های ائوسن منطقه‌ی مورد مطالعه، ماهیت آلکالن مرتبط با کمان حاشیه‌ی قاره‌ای فعال را تأیید می‌کند. منشأ ماگماهای آلکالن در محیط‌های کمانی را ذوب بخشی پایین گوهی گوشته‌ای لیتوسفری می‌دانند که بوسیله‌ی سیالات حاصل از آب‌زدایی ورقه‌ی اقیانوسی فرورونده، غنی شده‌اند (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۶ و ۲۰۰۰؛ مک دونالد^۱ و همکاران، ۲۰۰۱؛ عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸؛ کوالنکو^۲ و همکاران، ۲۰۱۰).

الف - نمودار تمایز تکتونیکی Y-Nb*2-Zr/4 (مشد^۳، ۱۹۸۶)

مشد (۱۹۸۶)، از عناصر کمیاب و غیر متحرک Nb، Zr و Y برای متمایز کردن انواع مختلف بازالت‌های کف اقیانوس استفاده کرد و بازالت‌های آلکالن داخل صفحه‌ای (AI, AII)، تولیت‌های داخل صفحه و مورب (B)، بازالت‌های کمان آتشفشانی (C) و بازالت‌های مورب و کمان آتشفشانی (D)، را از یکدیگر متمایز نمود. نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در این نمودار، در میدان کمان آتشفشانی و بازالت‌های آلکالن داخل صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱).

1-MC Donald
2-Kovalenko
3-Mesched

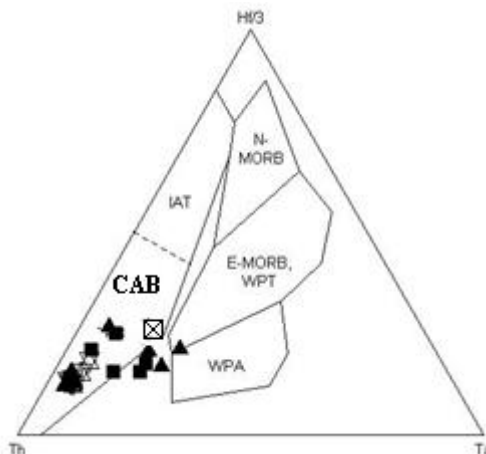


شکل ۵-۱ - موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی $Zr/4 - 2*Nb - Y$ (مشد، ۱۹۸۶).

ب- نمودار تمایز تکتونیکی $Th - Hf/3 - Ta$ (وود^۱، ۱۹۸۰)

وود (۱۹۸۰) جهت مطالعه بازالت‌ها، بر پایه‌ی عناصر نامتحرک HFS مانند Ta, Hf, Th، نمودار تمایز تکتونیکی $Th - Hf/3 - Ta$ را رسم کرد. در این نمودار بازالت‌های مورب نوع E, N، بازالت‌های درون صفحه‌ای و بازالت‌های کمان آتشفشانی از یکدیگر تفکیک می‌شوند. در این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲). عناصر Th و Ta، از عناصر کلیدی جهت شناسایی فرایندهای تأثیرگذار بر گوشته می‌باشند. تفکیک بیشتر کانی‌های سیلیکاته باعث جدا شدن Hf و Ta از مذاب می‌شود و مایع باقیمانده را به سمت غلظت‌های بالاتر Th جابجا می‌کند (رولینسون، ۱۹۹۳). از سوی دیگر Th در مناطق فرورانش متحرک‌تر است و در گوهی گوشته‌ای که در بالای زون فرورانش قرار دارد، غنی‌شدگی نشان می‌دهد، زیرا احتمالاً از رسوبات روی صفحه‌ی فرورونده وارد ماگما شده است. بنابراین ماگمای حاصل از گوهی گوشته‌ای غنی از Th و فقیر از Ta، Nb است (ژیا^۲ و همکاران، ۲۰۰۸).

1-Wood
2-Xia

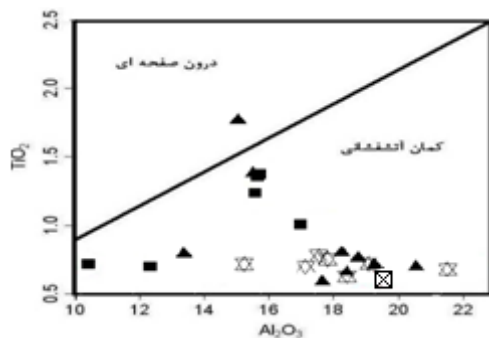


شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی - $Th-Hf/3$ - Ta (وود، ۱۹۸۰)، محدوده‌های مشخص شده در این نمودارها عبارتند از: IAT = تولیت‌های جزایر کمانی. CAB = بازالت‌های کالکوآلکان. WPT = تولیت‌های داخل صفحه‌ای، WPA = بازالت‌های آلکان داخل صفحه‌ای. $N-MORB$ = بازالت‌های عادی پشته میان اقیانوسی. $E-MORB$ = بازالت‌های غنی‌شده پشته میان اقیانوسی. با توجه به این نمودارها اکثر نمونه‌ها در محدوده CAB قرار می‌گیرند.

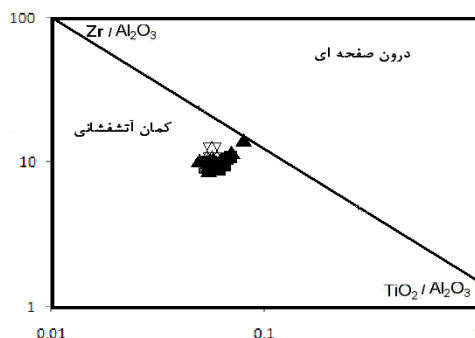
پ- نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 و TiO_2 در مقابل Al_2O_3

مولر و براون (۱۹۹۲)

مولر و براون (۱۹۹۲)، از نمودارهای تمایزی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 و TiO_2 در مقابل Al_2O_3 به منظور تفکیک محدوده‌های کمان آتشفشانی از درون صفحه‌ای استفاده کردند. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی کمان آتشفشانی واقع می‌شوند (شکل ۵-۳ و ۵-۴). بازالت‌های کمان آتشفشانی در حاشیه‌های همگرای صفحات یعنی در حاشیه‌ی قاره‌ای فعال تشکیل می‌شوند (پیرس، ۱۹۷۶).



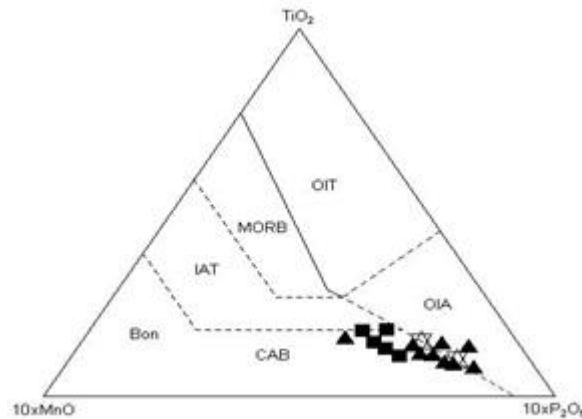
شکل ۵-۴- نمودارهای تمایز تکتونیکی TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (مولر و براون، ۱۹۷۶) و موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی آنها.



شکل ۵-۳- نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 (مولر و براون، ۱۹۷۶) و موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی آنها.

ت- نمودار تمایز تکتونیکی $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (مولن^۱، ۱۹۸۳)

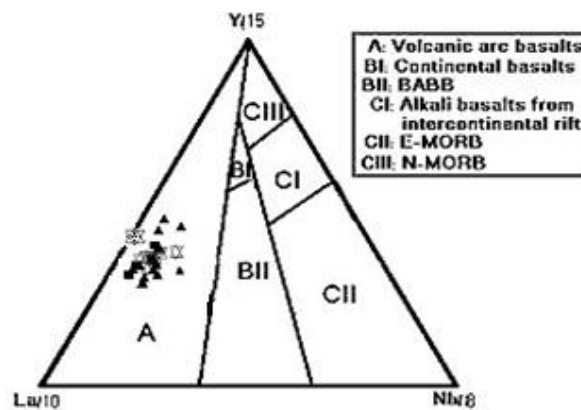
مولن (۱۹۸۳)، بر پایه‌ی مقادیر MnO , TiO_2 , P_2O_5 نمونه‌ها بازالتی محدوده‌های مورب، تولیتهای جزایر اقیانوسی، بازالتهای قلیایی جزایر اقیانوسی، تولیتهای جزایر قوسی و بازالتهای آلكالن - کالک آلكالن کمان آتشفشانی را از یکدیگر تفکیک کرد. این نمودار برای بازالتهای با دامنه‌ی سیلیس ۴۵-۵۴ درصد به کار می‌رود. در طول فرایند تفریق Mn در ساختمان اولیوین، پیروکسن و تیتانومگنتیت و Ti در ساختمان تیتانومگنتیت و پیروکسن جای می‌گیرند. عناصر Mn , Ti , P نسبتاً نامتحرک می‌باشند و نسبت به فرایندهای گرمایی گسترده‌ی دمایی رخساره‌ی شیست سبز حساس نیستند. نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده‌ی آلكالن - کالک آلكالن کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تمایزی $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (مولن، ۱۹۸۳). میدان‌ها عبارتند از: MORB، OIT، تولیت‌های جزایر اقیانوسی، OIA- بازالت‌های جزایر اقیانوسی، IAT- تولیت‌های جزایر کمانی، CAB- بازالت‌های کمان قاره‌ای.

ث- نمودار تمایز تکتونیکی $La/10 - Y/15 - Nb/8$ (کابانیس^۱ و لوکول^۲، ۱۹۸۹)

در نمودار تمایزی $La/10 - Y/15 - Nb/8$ (کابانیس و لکول، ۱۹۸۹ در گالویان^۳ و همکاران، ۲۰۰۷)، که سه محدوده‌ی بازالت‌های کمان آتشفشانی، بازالت‌های قاره‌ای و پشت کمانی و بازالت‌های آلکالن ریفت درون قاره‌ای از یکدیگر تفکیک می‌شوند، نمونه‌های سنگی آلکالن منطقه‌ی مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶).

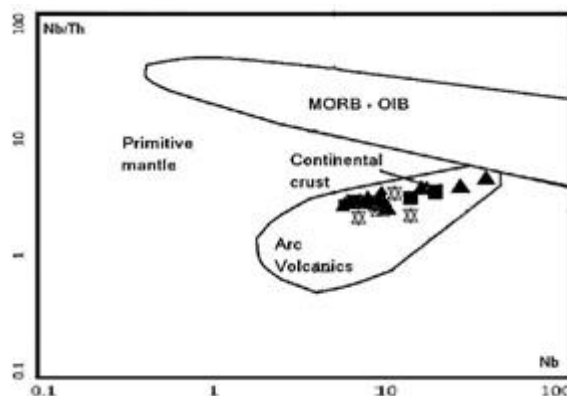


شکل ۵-۶- نمودار تمایز تکتونیکی $La/10-Y/15-Nb/8$ (کابانیس و لکول، ۱۹۸۹ در گالویان، ۲۰۰۷) و موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی آن.

1-Cabanis
2-Le Colle
3-Galoyan

ج- نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاگ^۱ و همکاران، ۲۰۰۷)

بوزتاگ و همکاران (۲۰۰۷)، با استفاده از عناصر Nb و Th بازالت‌های کمان آتشفشانی، مورب و جزایر اقیانوسی را از یکدیگر تفکیک کردند. نمونه‌های مورد مطالعه به دلیل داشتن Nb و Th نسبتاً کم (کمتر از ۱۰ ppm)، در نمودار لگاریتمی تغییرات Nb/Th در مقابل Nb در محدوده‌ی کمان آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۷).

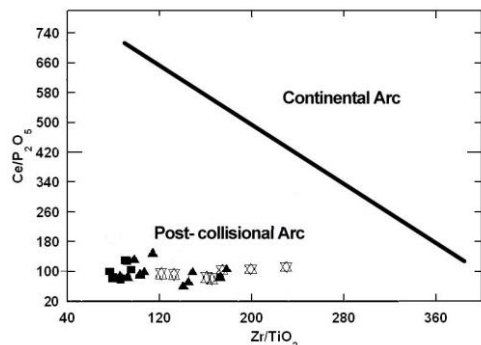


شکل ۵-۷- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷).

چ- نمودارهای دوتایی و سه‌تایی مولر و گروز^۲ (۱۹۹۷)

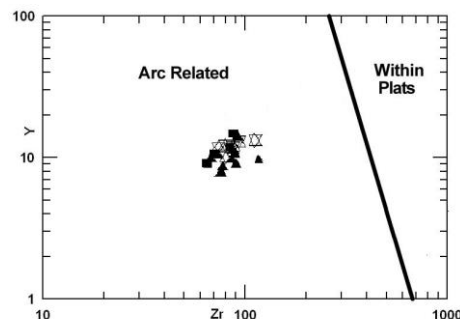
از نمودارهای دوتایی و سه‌تایی مولر و گروز (۱۹۹۷) که برای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی پتاسیم بالا مناسب هستند، استفاده شد. در این نمودارها، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های مرتب‌با کمان بود هوبه طور مشخص از محیط زمین‌ساختی داخل صفحه-ایم‌جرامی شوند (شکل ۵-۸). با توجه به این که محیط قوس آتشفشانی به دو محیط کمان‌های مربوط به فرورانش (نظیر حاشیه فعال قاره‌ای) و دیگری کمان‌های پس از برخورد تقسیم می‌شوند، از نمودار $Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2$ (شکل ۵-۹) به منظور تفکیک دو محیط کمانی فوق استفاده می‌گردد (مولر و

گروز، ۱۹۹۷). در این نمودار، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان پس برخوردی قرار گرفته‌اند. این امر در نمودار مثلثی Zr^*3-Nb^*50-Ce/P_2O_5 (شکل ۵-۱۰) نیز مشاهده می‌شود.



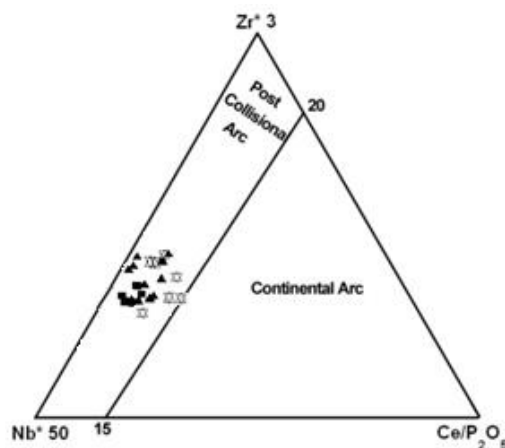
شکل ۵-۹- نمودار دوتایی

تفکیک کمانقارهایاز کمانسبر خوردی، در نمودارهای متمایز کننده محیط‌های زمین‌ساختی مولر و گروز (۱۹۹۷) و موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۵-۸-

تفکیک محیط‌درونصف‌هایاز محیط‌مربطبا کمان، در نمودارهای متمایز کننده محیط‌های زمین‌ساختی مولر و گروز (۱۹۹۷) و موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه در نمودار مثلثی تفکیک کمانقارهایاز کمانسبر خوردی، مولر و گروز (۱۹۹۷).

۵-۲-۲- جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های سنگی الیگوسن

در خصوص جایگاه‌های پشت کمانی، مارتینز (۲۰۰۷)، این‌گونه گفته است: «در مرز صفحات واگرا، همانند پشته‌های میان اقیانوسی، گدازه‌های بازالتی فوران یافته، پوسته‌های اقیانوسی را تشکیل می‌دهند. در مرز صفحات همگرا، همانند مناطق فرورانشی، لیتوسفر اقیانوسی، در گودال‌های عمیق دریایی به درون گوشته فرو می‌رود و منجر به فوران‌های زنجیره‌ای ماگمای کمانی اساساً آندزیتی،

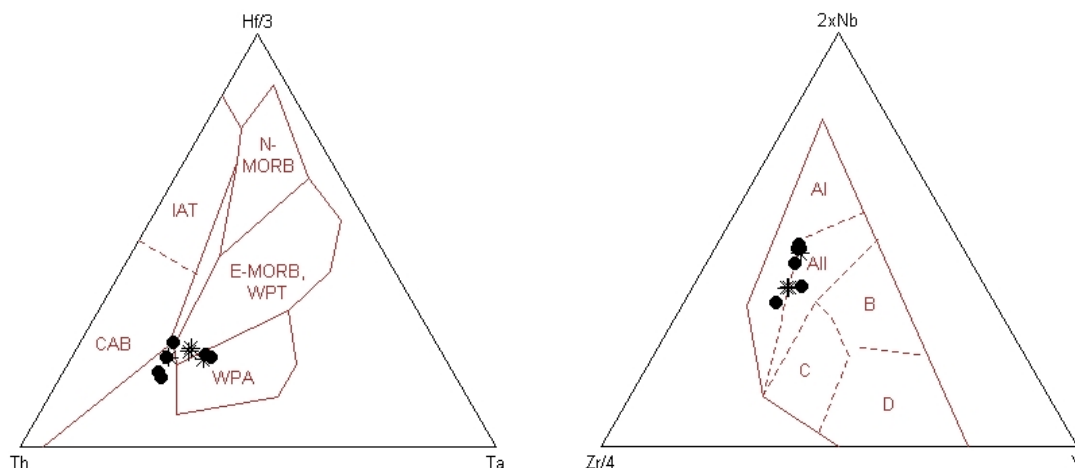
در حواشی فعال قاره‌ای می‌شوند. حوضه‌های پشت کمانی اساساً جایگاه زمین شناسی منحصر به فردی دارند. زیرا این مناطق ذاتاً در ارتباط با این دو نوع از مرز صفحات می‌باشند»

الف - نمودار تمایز تکتونیکی $Zr/4 - 2*Nb - Y$ (مشید، ۱۹۸۶)

نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های آلکان داخل صفحه‌ای (AII, AI)، قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۱).

ب - نمودار تمایز تکتونیکی $Th - Hf/3 - Ta$ (وود، ۱۹۸۰)

در این نمودار تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های آلکان داخل صفحه‌ای (WPA) قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۲).



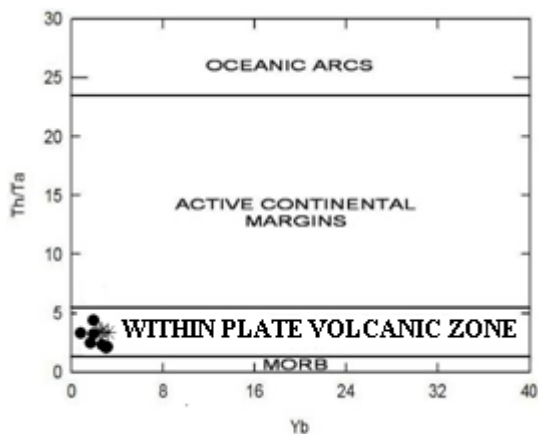
شکل ۵-۱۲ - موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی $Th - Hf/3 - Ta$ (وود، ۱۹۸۰)، محدوده‌های مشخص شده در این نمودار همانند شکل ۵-۲ می‌باشد.

شکل ۵-۱۱ - موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی $Zr/4 - 2*Nb - Y$ (مشید، ۱۹۸۶) محدوده‌های مشخص شده در این نمودار همانند شکل ۵-۱ می‌باشد.

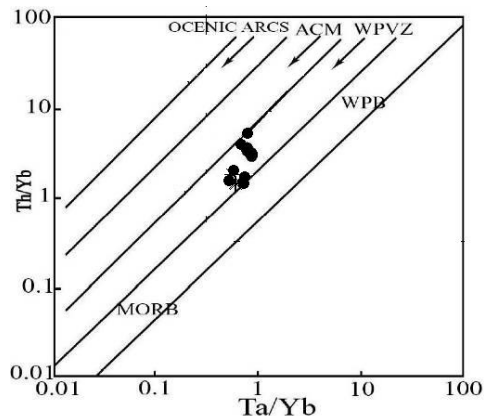
پ - نمودارهای Th/Ta در مقابل Yb و Th/Yb در مقابل Ta/Yb

در نمودار گورتون و شاندر (۲۰۰۰)، که بر اساس نسبت‌های لگاریتمی Th/Yb و Ta/Yb رسم شده و در نمودارهایشاندر و گورتون (۲۰۰۲)، که بر اساس نسبت Th/Ta در برابر Yb می‌باشند، سنگ‌های

مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های زون‌های آتشفشانی درون صفحه‌ای (WPVZ) قرار می‌گیرند. (شکل ۵-۱۳ و ۵-۱۴).



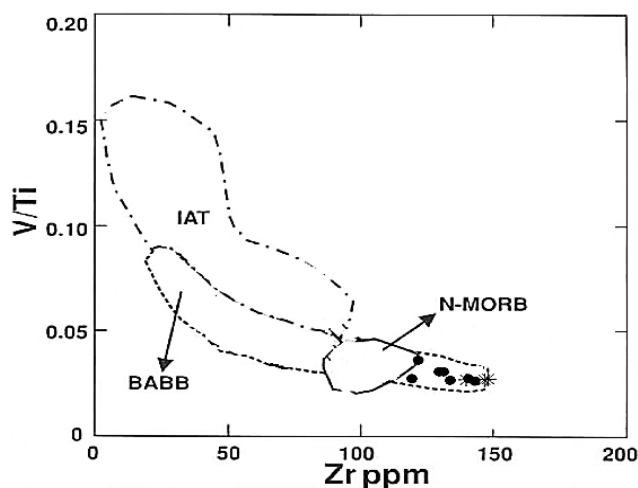
شکل ۵-۱۴- موقعیت نمونه‌ها الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات Th/Ta در مقابل Yb ، شاند و گورتون (۲۰۰۲).



شکل ۵-۱۳- موقعیت نمونه‌ها الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل Ta/Yb ، شاند و گورتون (۲۰۰۰).

ت- نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr

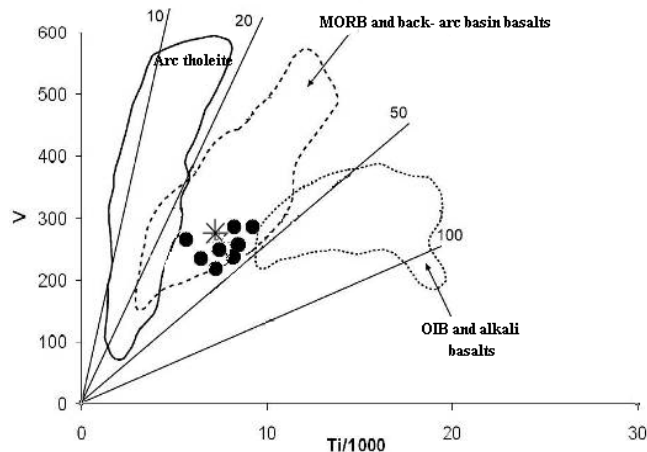
نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در نمودار فوق در محدوده سنگ‌های بازالتی حوضه پشت کمانی واقع شده‌اند که البته این میدان با مورب نیز همپوشانی دارد (شکل ۵-۱۵).



شکل ۵-۱۵- نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr (وود و همکاران، ۱۹۹۳) و موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه بر روی آن، محدوده‌های مشخص شده در این نمودار همانند شکل ۵-۵ می‌باشد.

ث - نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000

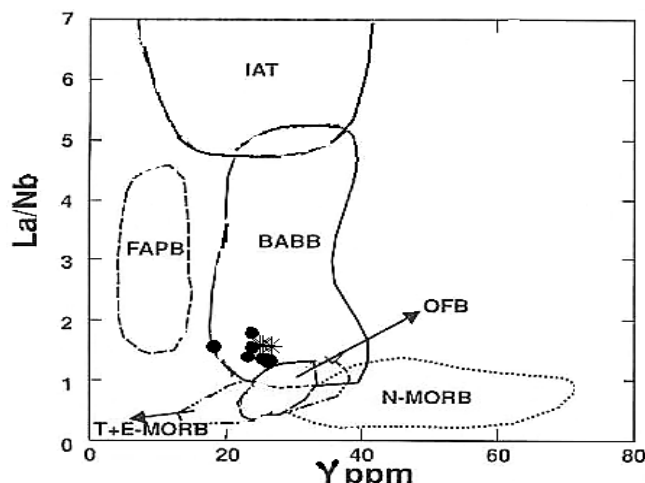
در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو بازالت‌های حوضه پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۱۶).



شکل ۵-۱۶ - موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000، شروه (۱۹۸۲) محدوده‌های مشخص شده در این نمودار همانند شکل ۵-۶ می‌باشد.

ج - نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y

یکی از مهم‌ترین نمودارهای تفکیک محیط‌های تکتونوماگمایی سنگ‌های بازالتی، نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱)، می‌باشد. در این نمودار می‌توان بازالت‌های موجود در محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف نظیر تولئیت‌های جزایر کمانی (IAT)، بازالت‌های طغیانی اقیانوسی (OFB)، بازالت‌های سکوه‌های پیش کمانی (FAPB)، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی غنی شده، انتقالی و عادی (E-T-N-MORB) و بازالت‌های حوضه پشت کمانی (BABB)، را از یکدیگر تفکیک کرد. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های حوضه پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۱۷).



شکل ۵-۱۷- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱).

۵-۳- تعیین عمق، محل منشأ، درجه ذوب بخشی و تبلور تفریقی در تحول ماگمای مولد سنگ‌های آئوسن منطقه‌ی داورزن

۵-۳-۱- تعیین ویژگی‌های محل منشأ

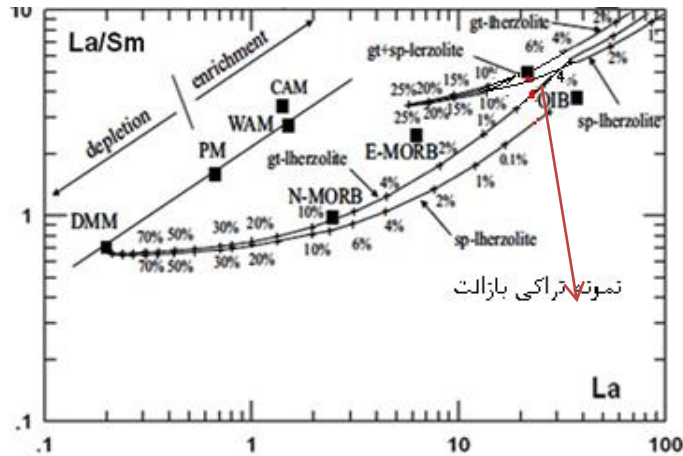
با توجه به مطالب گفته شده و نمایش نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای تکتونوماگمایی، می‌توان نتیجه گرفت که نمونه‌های مربوط به آئوسن در یک حوضه کمان آتشفشانی مرتبط با فرورانش تشکیل شده‌اند. به منظور تشخیص خصوصیات محل منشأ ماگمای مادر این سنگ‌ها، از عناصر کمیاب استفاده شده است. نمودارهای مدل‌سازی شده برحسب عناصر کمیاب، خصوصیات محل منشأ ماگماهای آلكالن، کانی‌شناسی منشأ و درجه‌ی ذوب بخشی را مشخص می‌کنند (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰).

الف- نمودارهای نسبت عناصر کمیاب La/Sm در مقابل La و Sm/Yb در مقابل La/Sm

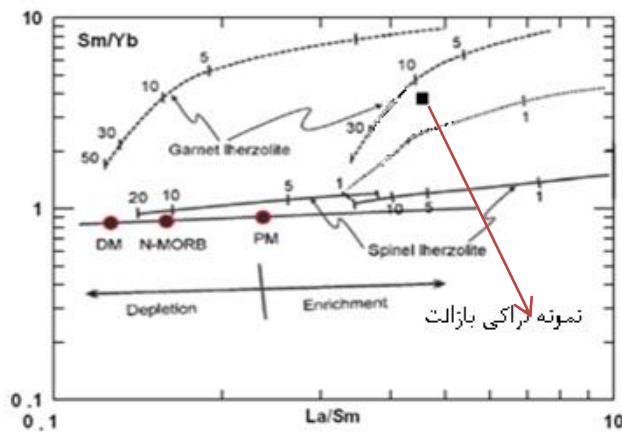
در نمودار تغییرات نسبت La در برابر La/Sm (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰)، منحنی‌ها روند تغییر ترکیب‌های مشتق از منشأ لرزولیت اسپینل‌دار و لرزولیت گارنت‌دار با درجات مختلف ذوب بخشی را نشان می‌دهند و اعداد روی این منحنی‌ها، معرف میزان درجه ذوب بخشی است. لازم به ذکر است که در این بررسی از یک نمونه با درجه ذوب بخشی پایین، نظیر تراکی بازالت منطقه داورزن استفاده شده است (شکل ۵-۱۸). محدوده‌ی گوشته‌ی اولیه (PM) و تهی شده (DMM) نیز در این نمودار مشخص

شده است. به طور کلی، ترکیب منشأ گوشته‌ای و درجه ذوب بخشی محل منشأ ماگماهای تشکیل دهنده سنگ‌ها را می‌توان توسط فراوانی و ضرایب توزیع REEها تعیین کرد. در نتیجه‌ی ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای اسپینل - لرزولیتی، نسبت La/Sm با افزایش درجه‌ی ذوب بخشی در مذاب کاهش می‌یابد. این نسبت در مورد منشأ گوشته‌ای گارنت لرزولیتی افزایش نشان می‌دهد (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰). در نمودار فوق، روند افزایشی نسبت La/Sm در مقابل La، منبع گارنت لرزولیتی سنگ‌های مورد مطالعه را تأیید می‌نماید. بادر نظر گرفتن ترکیب گارنت لرزولیتی گوشته اولیه محل منبع سنگ‌های منطقه، می‌توان روند تغییرات ترکیب مذابها را به اشتقاق در جامت مختلف ذوب بخشی گوشته را در دو شاخه مختلف گوشته غنی شده (Enriched mantle) و گوشته تهی شده (Depleted mantle) نیز دنبال نمود. نمونه مورد مطالعه، از لحاظ فراوانی عناصر La و Sm، ترکیب مشابه مذابها می‌شود که از گوشته غنی شده دارند و بر روی نمودار منطبق با حدود ۵ تا ۱۰ درصد ذوب بخشی گارنت لرزولیتی قرار می‌گیرند. همانطور که گفته شد، در نتیجه ذوب بخشی یک گوشته گارنت لرزولیتی، نسبت La/Sm افزایش می‌یابد زیرا Sm در گارنت می‌ماند. اما Sm و Yb هر دو ضریب توزیع مشابه‌ای در اسپینل نشان می‌دهند، نسبت Sm/Yb تغییر نمی‌نماید (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰). بنابراین روند ذوب بخشی منشأهای اسپینل لرزولیتی، باید موازی و تقریباً منطبق با جهت مربوط به گوشته‌ای باشد که ترکیب غنی شده داشته و سپس تهی شده است (گرین، ۲۰۰۶). همچنین در نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm (شکل ۵-۱۹)، نمونه نزدیک به منحنی ذوب گارنت لرزولیتی و نزدیک به منشأهای گوشته‌ای گارنت دار قرار می‌گیرد. بنابراین، احتمالاً ماگمای مادر همگی آنها از یک منشأ گارنت لرزولیتی بوده است که بر اساس شماره‌های موجود بر روی منحنی ذوب گارنت لرزولیتی، این ماگما از ذوب بخشی ۵-۱۵ درصدی گوشته ایجاد شده است. از آنجایی که ضریب توزیع عناصر HREE در گارنت بالاست، در نتیجه‌ی باقی ماندن گارنت در محل منبع، میزان HREE شدیداً کاهش

یافته و بنابراین نسبت LREE/HREE افزایش می‌یابد (مک کنزی^۱ و انیونز^۲، ۱۹۹۱؛ عبدالفتاح^۳، ۲۰۰۴). تفریق نسبی عناصر HFS مشخصه‌ی عمومی بازالت‌های کمان قاره‌ای می‌باشد (عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸؛ کوالانکو و همکاران، ۲۰۱۰).



شکل ۵-۱۸- بررسی موقعیت نمونه تراکی بازالت ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار La/Sm در مقابل La (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰) به منظور تعیین ترکیب و درجه‌ی ذوب بخشی. در این نمودار، نمونه مورد مطالعه، از لحاظ فراوانی عناصر La و Sm، ترکیب مشابه با مذابها مشتق شده از گوشته غنی شده دارد و بر روی نمودار منطبق با حدود ۵ تا ۱۰ درصد ذوب بخشی گارنت لرزولیت قرار می‌گیرند.

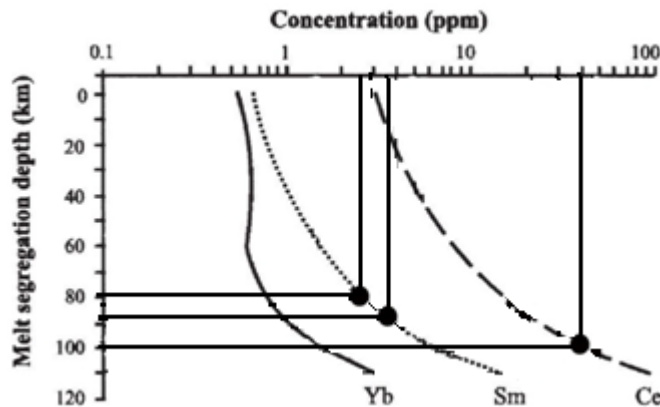


شکل ۵-۱۹- بررسی موقعیت نمونه تراکی بازالت مورد مطالعه بر روی نمودار نسبت Sm/Yb در مقابل La/Sm، به منظور تعیین ترکیب و درجه‌ی ذوب بخشی محل منشأ. در این نمودارها، فلش پرننگ که مربوط به غنی‌شدگی و تهی‌شدگی گوشته می‌باشد، توسط مک کنزی و انیونز (۱۹۹۱) و گوشته اولیه، توسط سان و مک دوناف (۱۹۸۹) تعیین شده است. منحنی‌های ذوب برای اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت و ترکیبات PM و DM به نقل از آلدانماز و همکاران (۲۰۰۰) می‌باشد.

1-McKenzie
2-O'Nions
3-Abdel-Fattah

۵-۳-۲- تعیین عمق محل منشأ ماگما

الام (۱۹۹۱) مدلی را طراحی کرده است که براساس تمرکز میانگین عناصر Sm،Yb و Ce، می‌توان عمق ذوب بخشی را به طور نسبتاً دقیقی تعیین نمود. در این نمودار (شکل ۵-۲۰) میانگین مقادیر عناصر فوق، در محور لگاریتمی X قرار می‌گیرند. سپس با رسم خطوط موازی با محور Y، منحنی‌های معرف عناصر Sm،Yb و Ce را در هر نقطه‌ای که قطع کنند، از آن نقطه خطی به موازات محور X رسم می‌شود تا محور Y را قطع کند. اعداد نشان داده شده در محور Y، عمق جدایش مذاب می‌باشند. بر این اساس، عمق جدایش ماگمای مولد سنگ‌های هر منطقه مورد مطالعه (داورزن) را در حدود ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر تعیین کرد.

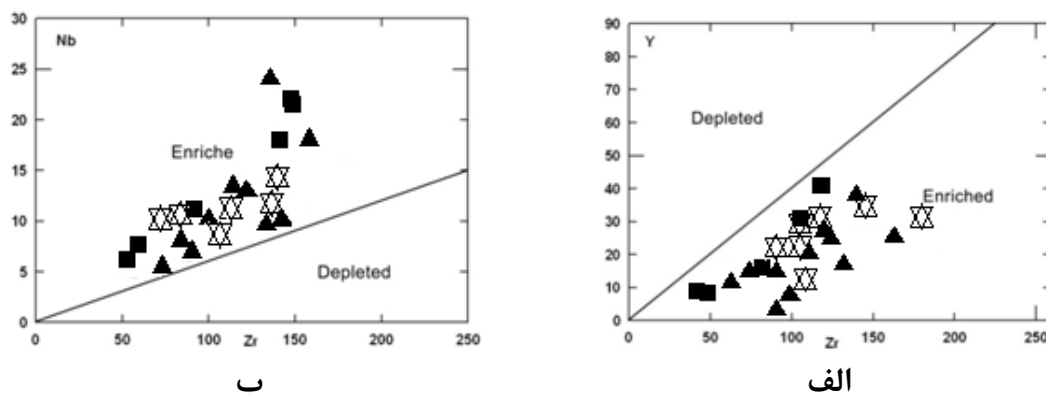


شکل ۵-۲۰- نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm،Yb و Ce در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۱)؛ بر اساس این نمودار سنگ‌های ائوسن مورد مطالعه از اعماق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری گوشته منشأ گرفته‌اند.

الف- نمودارهای تغییرات Y در مقابل Zr و Nb در مقابل Zr

به منظور تشخیص غنی شدگی و یا عدم غنی شدگی ناحیه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای Y-Zr و Nb-Zr (ابو هماته، ۲۰۰۵) استفاده شد (شکل ۵-۲۱). این نسبت‌ها در گوشته اولیه برای $Y/Zr = 2/46$ و برای $Nb/Zr = 15/71$ می‌باشند (محاسبه شده توسط سان و مک دونوف، ۱۹۸۹). بر اساس محاسبات سان و مک دونوف (۱۹۸۹) در گوشته اولیه، نسبت این عناصر $Nb/Zr = 15.71$ و $Y/Zr = 2.46$ می‌باشد. متوسط این نسبت‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه $Nb/Zr = 1.03$

و $Y/Zr = 0.16$ می‌باشند. بنابراین می‌توان گفت که این سنگ‌ها از یک منبع گوشته‌ای غنی شده منشأ گرفته‌اند.



شکل ۵-۲۱- بررسی موقعیت نمونه‌های ائوسن بر روی نمودارهای تعیین غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی ناحیه منشأ (ابو هماته، ۲۰۰۵) بر اساس داده‌های سان و مکدونوف (۱۹۸۹)؛ الف- نمودار Nb در مقابل Zr؛ ب- نمودار Y در مقابل Zr

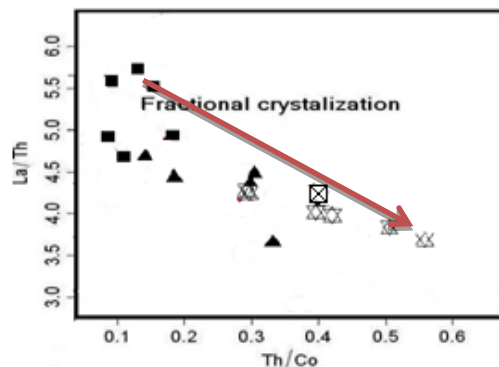
۵-۳-۴- شواهدی مبنی بر تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی

مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که اولیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن-تیتان (تیتانومگنتیت و ایلمنیت) فازهای بلوری اصلی در همه سنگ‌های آکالین هستند. تشخیص اثرات تبلور تفریقی بر روی اجزای ماگمای اولیه از اثرات ذوب بخشی مشکل است، در اینجا استفاده از عناصر ناسازگار و سازگار می‌تواند مفید باشد. نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار، شاخص‌های حساسی برای فرایندهای پتروژنیک می‌باشند (الگر^۱ و مینستر^۲، ۱۹۷۸)، زیرا تفریق بلوری فازهای معمول، این عناصر کمیاب را تفکیک نمی‌کند و نسبت دو عنصر ناسازگار در طول این فرایندها ثابت باقی می‌ماند (وایت^۳ و همکاران، ۲۰۰۱). تفریق کانی‌های فرومنیزین مانند اولیوین و کلینوپیروکسن، فراوانی عناصر سازگار (مانند Ni, Cr) را به شدت کاهش و فراوانی عناصر ناسازگار (مانند Nb, La, Th) را در مذاب تا حدودی افزایش خواهند داد (آلدانمازو همکاران، ۲۰۰۰). وجود پراکندگی‌های مختصری که در نمودارها دیده می‌شود به دلیل انباشتگی اولیوین می‌باشد.

1-Allegre
2-Minster
3-White

الف- در نمودار La/Th در مقابل Th/Co (استیونسون^۱ و همکاران، ۱۹۹۹) نمونه‌های منطقه مورد

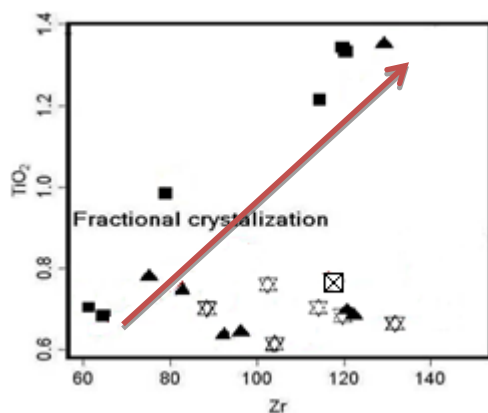
مطالعه، روند تفریق را نشان می‌دهند (شکل ۵-۲۲).



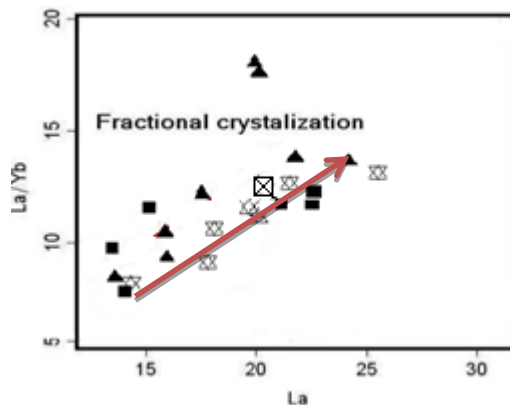
شکل ۵-۲۲- نمودار تغییرات نسبت La/Th در برابر Th/Co (استیونسون و همکاران، ۱۹۹۹)، روند تبلور تفریقی در نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه قابل مشاهده است.

ب- نمودارهای La/Yb در مقابل La و TiO₂ در مقابل Zr نیز روند تبلور تفریقی را در سنگ‌های

منطقه مورد مطالعه تأیید می‌کنند (ساندرز^۲ و تارنی^۳، ۱۹۷۹) (شکل ۵-۲۳ و ۵-۲۴).



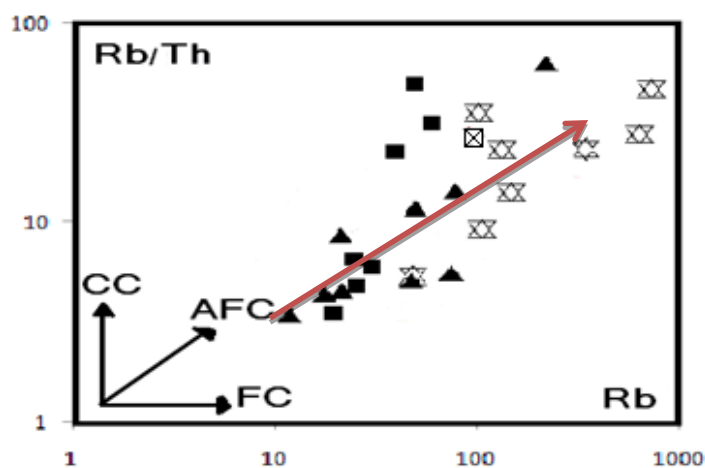
شکل ۵-۲۴- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار TiO₂ در مقابل Zr (ساندرز و تارنی، ۱۹۷۹) به منظور تعیین روند تبلور تفریقی.



شکل ۵-۲۳- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار La/Yb در مقابل La (ساندرز و تارنی، ۱۹۷۹) به منظور تعیین روند تبلور تفریقی.

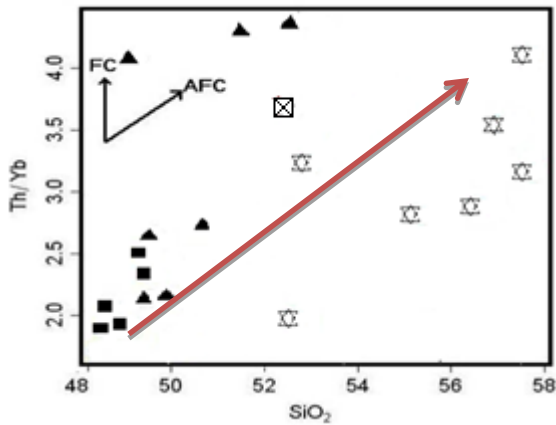
4-Stevenson
2-Sounders
3-Tarney

پ-به منظور تعیین روند تبلور تفریقی در نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb استفاده شده است (شکل ۵-۲۵). این نمودار به صورت لگاریتمی ترسیم شده است (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶). نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb دارای روند خطی با شیب مثبت می‌باشند و بیانگر نقش فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) در تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه است. لازم بذکر است که روندهای مشخص شده بر روی شکل‌ها عبارتند از: CC: آلیش پوسته‌ای، AFC: تبلور تفریقی همراه با هضم، FC: تبلور تفریقی.

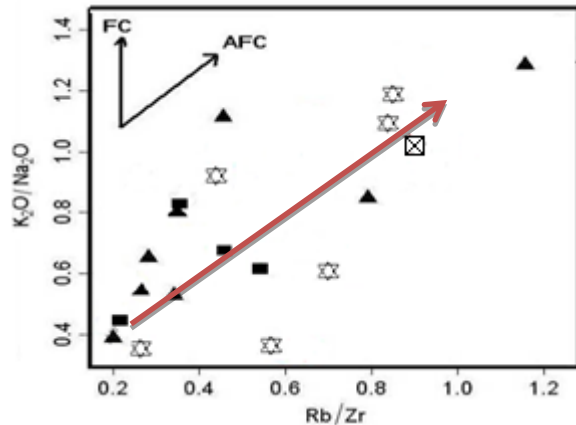


شکل ۵-۲۵- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶) به منظور تعیین روند تبلور تفریقی.

ت- نمودار K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr (اسپرانکا^۱ و همکاران، ۱۹۹۲، در جهانگیری، ۲۰۰۷) و نمودار Th/Yb در مقابل SiO_2 (پیرس و همکاران، ۱۹۹۹ در خیرخواه و همکاران، ۲۰۰۹)، نیز نقش تبلور تفریقی همراه با هضم را در نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه تأیید می‌کنند (شکل ۵-۲۶ و ۵-۲۷).

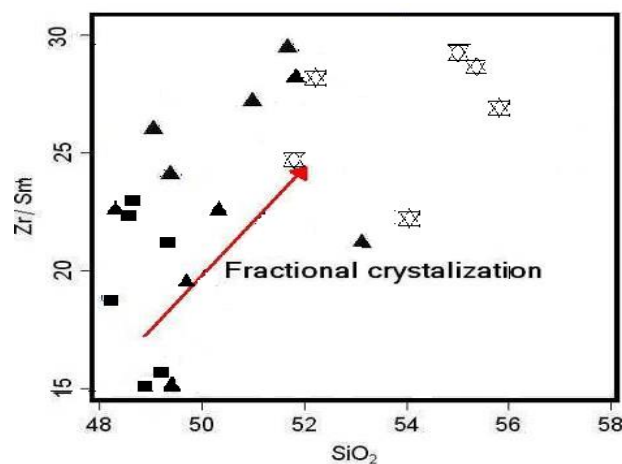


شکل ۵-۲۷- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل SiO_2 (خیرخواه و همکاران، ۲۰۰۹).



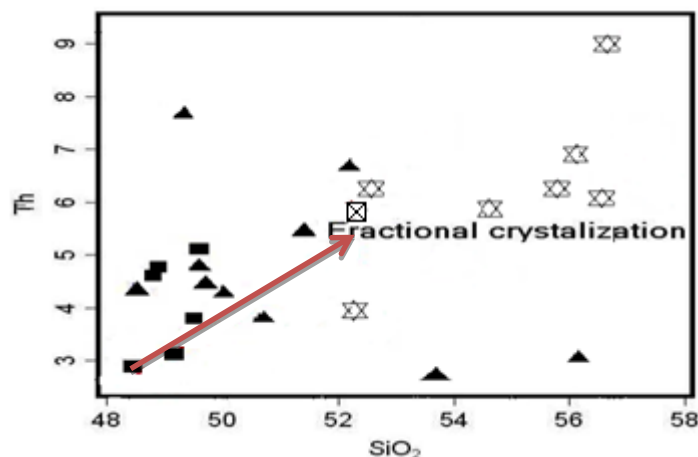
شکل ۵-۲۶- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr (اسپرانکا و همکاران، ۱۹۹۲).

ث- نمودار Zr/Sm در مقابل SiO_2 (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸)، مؤید روند تبلور تفریقی در سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه است (شکل ۵-۲۸).



شکل ۵-۲۸- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودار Zr/Sm در مقابل SiO_2 (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸)، به منظور تعیین روند تبلور تفریقی.

ج- در نمودار Th در مقابل SiO_2 (شکل ۵-۲۹)، افزایش تمرکز عناصر ناسازگار (Th) بوسیله‌ی افزایش تدریجی میزان SiO_2 مشخص می‌شود. تراکی بازالت نسبت به آندزیت و تراکی آندزیت از Th فقیر می‌باشند (ویلسون، ۱۹۸۹).



شکل ۵-۲۹- موقعیت نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه بر روی نمودارهای Th در مقابل SiO_2 (ویلسون، ۱۹۸۹)، به منظور تعیین روند تبلور تفریقی.

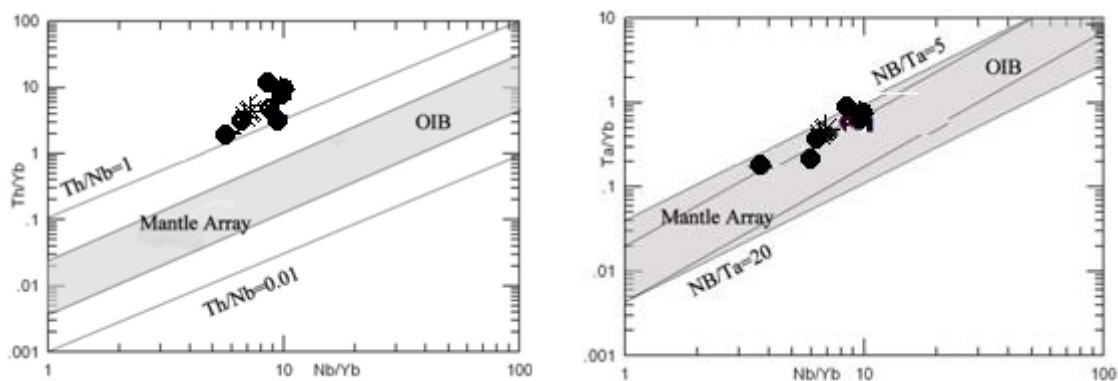
۵-۵- تعیین محل منشأ، درجه ذوب بخشی و یا تبلور تفریقی در تحول ماگمای مولد سنگ‌های الیگوسن منطقه کلاته‌سادات

۵-۵-۱- تعیین محل منشأ سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه

الف- نمودارهای Nb/Yb در مقابل Ta و Th

معمولاً نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb ، تحت تأثیر تبلور تفریقی یا ذوب بخشی (که در آن پیروکسن‌ها و فلدسپارها به صورت فازهای اصلی یا باقیمانده هستند) قرار نمی‌گیرند. بنابراین، فراوانی این عناصر می‌تواند نشان دهنده ترکیب سنگ محل منشأ ماگما و یا هضم سنگ‌های پوسته توسط ماگما باشد. عناصر HFS مانند Ta و Th، عمدتاً برای تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی در سنگ‌های بازالتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. بازالت‌های مناطق فرورانش از Th در مقایسه با Ta غنی هستند (پیرس و پیت، ۱۹۹۵). سیالات حاصل از آبدایی پوسته اقیانوسی فرورونده، نقش مهمی را در انتقال

عناصر بین قطعه فرورونده و ماگمای تولید شده بازی می‌کنند (گورتون و شاندا^۱، ۲۰۰۰). پیرس و بیت (۱۹۹۵) معتقدند که عناصر HFS و HREE کم‌تحرک بوده و در صفحه فرورونده باقی می‌مانند، در حالی که عناصر LIL و LREE متحرک‌اند و از طریق ذوب‌شدگی یا از دست دادن آب، به ماگمای تولید شده در منطقه فرورانش اضافه می‌شوند. Th یک عنصر HFS است و انتظار می‌رود که مانند عناصر کم‌تحرک عمل کند، اما در محیط‌های فرورانشی همانند عناصر متحرک رفتار می‌نماید. زیرا مقدار این عنصر در مواد رسوبی روی قطعه فرورونده بالا است (گورتون و شاندا، ۲۰۰۰). متاسوماتیسم ناحیه منبع که توسط فرایندهای فرورانش انجام می‌شود، باعث غنی‌شدگی از Th نسبت به Ta شده و بنابراین، سبب افزایش نسبت Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb می‌شود (شکل ۵-۳۰). در واقع مواد فرورانشی، Th را با خود به درون گوشته منتقل کرده و Ta و Yb را باقی می‌گذارند. عامل دیگری که موجب بالا رفتن نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb می‌شود، آلودگی پوسته‌ای است؛ زیرا فراوانی Th در مقایسه با Ta در سنگ‌های پوسته‌ای بیشتر است (آلدانماز^۲ و همکاران، ۱۹۸۳).



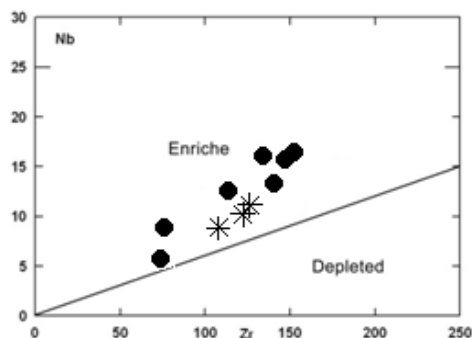
شکل ۵-۳۰- موقعیت نمونه‌های الیگوسن بر روی نمودارهای لگاریتمی Nb/Yb در مقابل Th و Ta (پیرس و بیت، ۱۹۹۵). محدوده‌های خاکستری نشان‌دهنده نسبت عناصر ناسازگار در بازالت‌های اقیانوسی (MORB و OIB) است.

۱- Gorton & Schandel

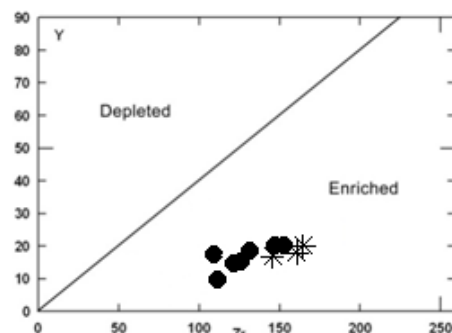
۲- Aldanmaz

ب- نمودارهای تغییرات Y در مقابل Zr و Nb در مقابل Zr

متوسط این نسبت‌ها در سنگ‌های الیوین بازالتی مورد مطالعه به ترتیب $Zr/Y = 8/24,3/03$ و $Zr/Nb = 8/61,14/23$ می‌باشند. بنابراین می‌توان گفت که سنگ‌های الیگوسن مورد مطالعه از یک منبع گوشته‌ای غنی شده منشأ گرفته‌اند (شکل ۵-۳۱ و ۵-۳۲).



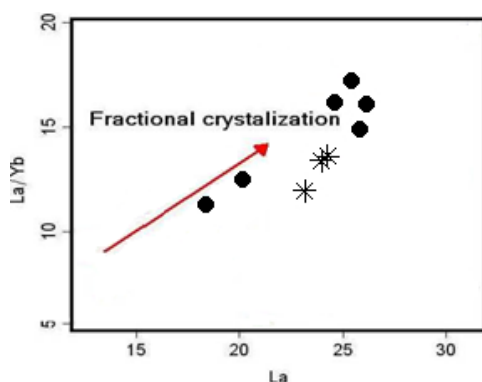
شکل ۵-۳۲- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار Nb در مقابل Zr، ابو هماته (۲۰۰۵) بر اساس داده‌های سان و مکدونوف، (۱۹۸۹).



شکل ۵-۳۱- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار Y در مقابل Zr، ابو هماته (۲۰۰۵) بر اساس داده‌های سان و مکدونوف، (۱۹۸۹).

۵-۵-۲- شواهدی مبنی بر تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی

الف - نمودارهای La/Yb در مقابل La روند تبلور تفریقی را در سنگ‌های الیگوسن مورد مطالعه تأیید می‌کنند (ساندرز^۱ و تارنی^۲، ۱۹۷۹) (شکل ۵-۳۳).



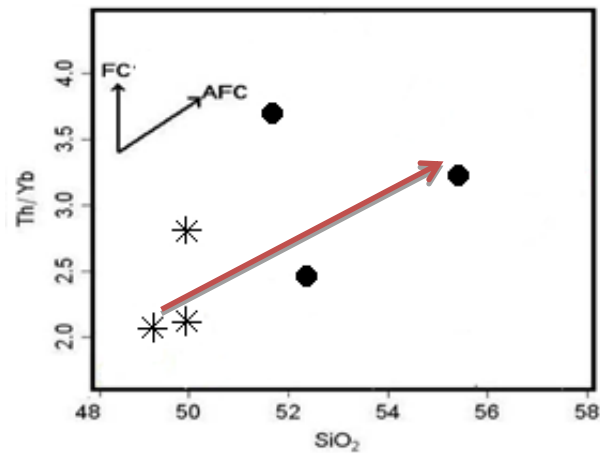
شکل ۵-۳۳- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار La/Yb در مقابل La (ساندرز و تارنی، ۱۹۷۹) به منظور تعیین روند تبلور تفریقی.

1-Sounders
2-Tarney

ب- نمودار Th/Yb در مقابل SiO₂ (پیرس و همکاران، ۱۹۹۹ در خیرخواه و همکاران، ۲۰۰۹)، نیز

نقش تبلور تفریقی همراه با هضم را در نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه را تأیید می‌کنند (شکل

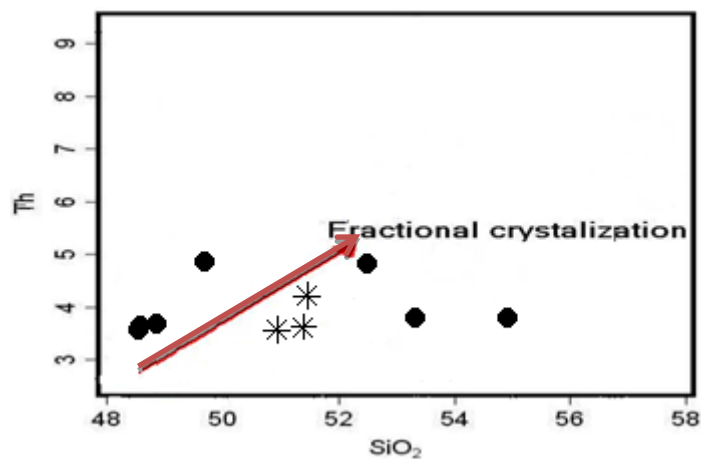
۳۴-۵).



شکل ۳۴-۵- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل SiO₂ (خیرخواه و همکاران، ۲۰۰۹).

پ- در نمودار Th در مقابل SiO₂ (شکل ۳۵-۵)، افزایش تمرکز عناصر ناسازگار (Th) بوسیله‌ی

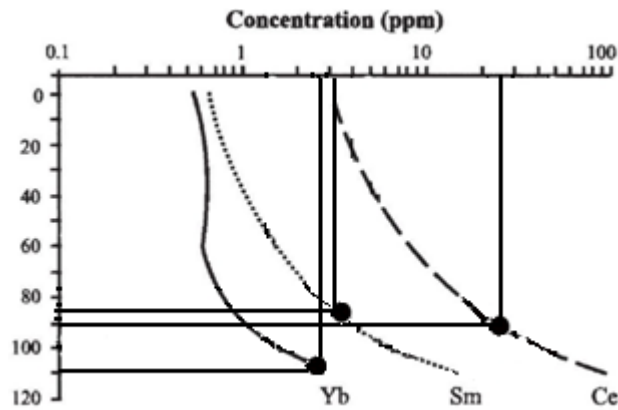
افزایش تدریجی میزان SiO₂ مشخص می‌شود.



شکل ۳۵-۵- موقعیت نمونه‌های الیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودارهای Th در مقابل SiO₂ (ویلسون، ۱۹۸۹)، به منظور تعیین روند تبلور تفریقی.

۵-۳-۵- تعیین عمق محل منشأ ماگما

بر اساس نمودارالام (۱۹۹۱)، می‌توان عمق جدایش ماگمای مولد سنگ‌های الیگوسن منطقه کلاته-ساداترا در حدود ۸۵ تا ۱۱۰ کیلومتر تعیین کرد که نسبت به ماگمای مولد سنگ‌های ائوسن منطقه کلاته‌سادات از عمق بیشتری برخوردار است (شکل ۵-۳۶).



شکل ۵-۳۶- نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۱)؛ بر اساس این نمودار سنگ‌های الیگوسن مورد مطالعه از اعماق ۸۵ تا ۱۱۰ کیلومتری گوشته منشأ گرفته‌اند.

۵-۶- ارزیابی نقش آلودگی پوسته‌ای در تحول ماگماهای مولد سنگ‌های منطقه داورزن و کلاته‌سادات

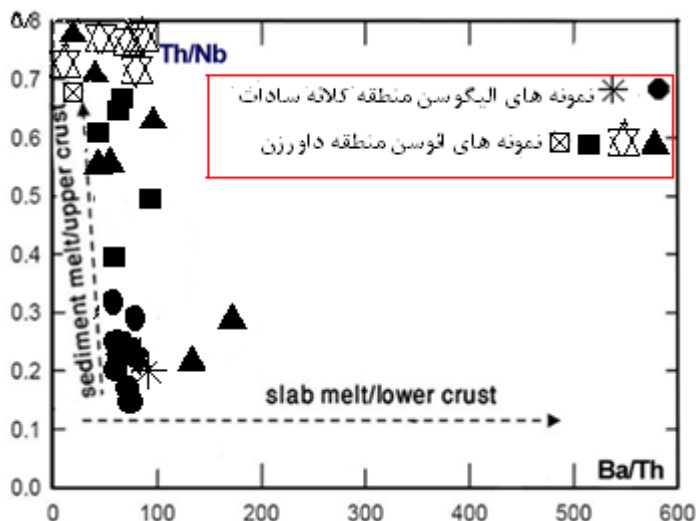
پارامترهای شیمیایی مختلفی برای دستیابی به درجات آلودگی پوسته‌ای توسط پژوهشگران ارائه شده‌اند. ماگماهای سازنده سنگ‌های آذرین، برای رسیدن به سطح یا نقاط کم عمق پوسته، ناگزیر به عبور از ضخامت زیادی از پوسته قاره‌ای هستند. بنابراین ضخامت زیاد پوسته می‌تواند نقش اساسی در آلودگی ماگما داشته باشد. علاوه بر این، عوامل دیگری نیز در افزایش احتمال آلودگی پوسته‌ای ماگما دخیل می‌باشند: نرخ پایین تولید ماگما، نرخ صعود کم و مدت زمان استقرار ماگما در آشیانه ماگمایی واقع در اعماق کم پوسته قاره‌ای (فارمن، ۲۰۰۷).

آنومالی منفی Nb یکی از شاخص‌های مهم برای تعیین آلودگی پوسته‌ای می‌باشد. میانگین ترکیب پوسته‌ای قاره‌ای به شدت از این عنصر تهی شده است، به همین دلیل ماگمای آلودگی یافته با مواد پوسته‌ای، آنومالی منفی Nb را نشان می‌دهند. همانطور که در نمودارهای عنکبوتی به‌نکار شده به

کندریت، شکل ۴-۱۹ مشاهده شد، نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه دارای آنومالی منفی Nb، بیشتری نسبت به نمونه‌های الیگوسن می‌باشند. با توجه به این مطلب، نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه متحمل آلیش پوسته‌ای بیشتری نسبت به نمونه‌های میوسن شده‌اند. در ترسیم نمودارهای مربوط به این مبحث، از نمونه‌های هر دو منطقه استفاده شد تا در درک بهتر فرایند آلیش پوسته‌ای به ما کمک کند.

الف- نمودار تغییرات Th/Nb – Ba/Th (اورازاکو، ۲۰۰۷)

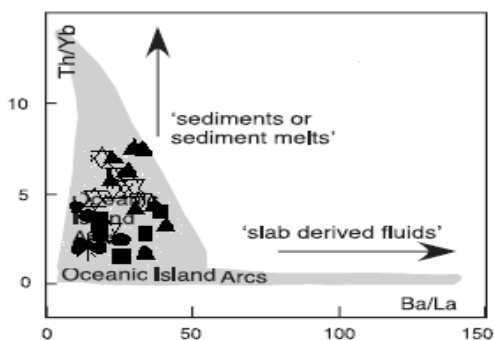
نمودار تغییرات Th/Nb – Ba/Th (اورازاکو، ۲۰۰۷)، به بررسی ذوب رسوبات روی پوسته بالایی و ذوب پوسته پایینی استفاده می‌گردد. مقادیر پایین Th/Nb و Ba/Th در این نمودار، مشارکت جزئی محصولات زون فرورانش (محلول‌ها و مواد مذاب) و تأثیر آلیش پوسته‌ای را در تشکیل سنگ‌های یک منطقه بازگو می‌کند. مقادیر بالای Th/Nb و پایین Ba/Th، نشانه مشارکت گسترده مواد پوسته بالایی در تشکیل سنگ‌هاست. در واقع نسبت‌های فوق، شدت مشارکت محصولات زون فرورانش و یا مواد پوسته‌ای در ماگمای مادر را نمایش می‌دهند. سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار Th/Nb – Ba/Th (شکل ۵-۳۷)، مقادیر پایین Ba/Th و مقادیر متفاوتی از Th/Nb را نشان می‌دهند که در نتیجه مشارکت گسترده رسوبات و مواد پوسته بالایی در ماگمای مادر این سنگ‌هاست. بنابراین ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، تحت تأثیر رسوبات و مواد پوسته فوقانی و همچنین آلودگی و هضم مواد پوسته‌ای قرار گرفته است.



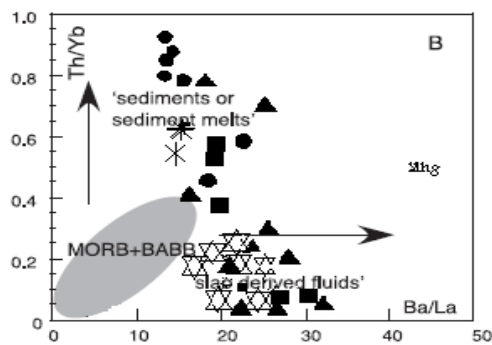
شکل ۵-۳۷- نمودار $Th/Nb - Ba/Th$ (اورازاکو، ۲۰۰۷). در این نمودار نمونه‌های مربوط به ائوسن و الیگوسن مورد مطالعه یک روند عمودی را نشان می‌دهند که موازی با روند ذوب رسوبات روی پوسته فوقانی است. جهت یادآوری علائم مربوط به هر منطقه نیز در این نمودار ذکر شده است.

ب- نمودار تغییرات Ba/La در مقابل Th/Yb سان (۲۰۰۴)

در زون‌های فرورانش، ذوب ورقه (Slab) باعث آزاد شدن سیالات، افزایش مقدار Ba و کاهش مقدار Th می‌شود (سان و همکاران ۲۰۰۴). نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه، افزایش مقدار Ba/La نسبت به مقدار Th/Yb که حاکی از آرایش آنها به فازهای سیال است، را نشان می‌دهند. برعکس در نمونه‌های الیگوسن، افزایش مقدار Th/Yb نسبت به مقدار Ba/La که همراه با آرایش بیشتر نمونه‌ها با رسوبات است، دیده می‌شود (شکل ۵-۳۸ و ۵-۳۹).



شکل ۵-۳۹- موقعیت نمونه‌های ائوسن و الیگوسن مورد مطالعه در محدوده کمان جزایر اقیانوسی بر روی نمودار Ba/La در مقابل Th/Yb (سان و همکاران ۲۰۰۴) (علائم مشابه شکل ۵-۳۹).

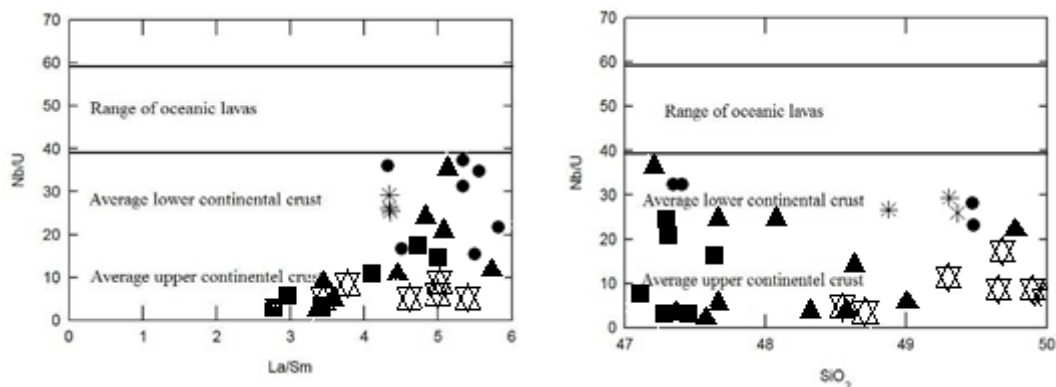


شکل ۵-۳۸- موقعیت نمونه‌های ائوسن و الیگوسن مورد مطالعه بر روی تغییرات Ba/La در مقابل Th/Yb (سان و همکاران ۲۰۰۴) (علائم مشابه شکل ۵-۳۶).

پ- نمودار تغییرات Nb/U-La/sm و Nb/U-SiO₂

به منظور نشان دادن عمق و جایگاه آرایش ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای Nb/U-SiO₂ و Nb/U-La/sm (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)، استفاده شده است (شکل ۵-۴۰). رادنیک و فانتین (۱۹۹۵)، نشان دادند که نسبت Nb/U در سنگ‌های بازالتی اقیانوسی در حدود 49 ± 10 می‌باشد. این نسبت قابل مقایسه و مشابه با مقادیر گوشته فوقانی می‌باشد. همچنین نسبت Nb/U، در میانگین پوسته زیرین و فوقانی به ترتیب در حدود ۲۵ و ۹ می‌باشد. کاهش این نسبت در سنگ‌های مورد مطالعه نمی‌تواند ناشی از تبلور تفریقی باشد. زیرا کانی‌های تفریق یافته اولیه (الیون و پیروکسن)، نمی‌توانند باعث تغییر این نسبت شوند (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶).

همان‌گونه که در نمودارهای شکل ۵-۴۰ دیده می‌شود، مقادیر Nb/U سنگ‌های الیون بازالتی کلاته‌سادات، در حدود ۲۷ می‌باشد و بیانگر این است که ماگماهای مولد، با ترکیبات پوسته زیرین آرایش پیدا کرده‌اند. همچنین مقادیر Nb/U سنگ‌های تراکی آندزیتی داورزن، کمتر از ۲۰ می‌باشد و بیانگر این است که ماگماهای مولد، با ترکیبات پوسته فوقانی آرایش پیدا کرده‌اند.



شکل ۵-۴۰- موقعیت نمونه‌های ائوسن والیگوسن مورد مطالعه بر روی نمودارهای Nb/U-SiO₂ و Nb/U-La/Sm، کرینیتز و همکاران (۲۰۰۶) (علائم مشابه شکل ۵-۳۶).

۵-۷- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین ائوسن و الیگوسن

شواهد و ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پتروژنز مورد مطالعه، منشأ کمان آتشفشانی مناطق فرورانش حاشیه‌ی قاره‌ای فعال را برای سنگ‌های منطقه داورزن تأیید می‌کنند. کمان مذبور را می‌توان حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه‌ی شمالی ایران مرکزی در زمان ائوسن دانست.

ماگماهای کمان نسبت به کندریت و گوشته‌ی اولیه از عناصر LILE و LREE غنی‌شدگی و از عناصر HREE و HFS تهی‌شدگی نشان می‌دهند. تهی‌شدگی ماگماهای کمان قاره‌ای از عناصر HFSE را می‌توان به نامحلول بودن این عناصر در فاز سیال و عدم قابلیت انتقال آن‌ها با سیالات آب‌دار ناشی از آب‌زدایی لیتوسفر اقیانوسی به گوهی گوشته‌ای رویی نسبت داد (شجاعت و همکاران، ۲۰۰۳؛ مانکر و همکاران، ۲۰۰۴؛ جهانگیری، ۲۰۰۷؛ عزیزی و جهانگیری، ۲۰۰۸؛ عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸؛ کوالنکو و همکاران، ۲۰۱۰). آب‌زدایی و ذوب پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده به همراه رسوبات روی آن و ذوب گوهی گوشته‌ای آنها در نتیجه‌ی ورود سیالات آزاد شده از صفحه‌ی اقیانوسی فرورونده، به تشکیل ماگماهای بازیک - حدواسط در محل منشأ کمان‌های آتشفشانی حاشیه‌ی قاره‌ها، می‌انجامد. پوسته‌ی اقیانوسی تشکیل شده به‌مراه شکستگی‌های موجود در محل پشته‌های میان اقیانوسی، توسط آب دریا آب‌گیری خواهد شد. این عمل تا قبل از فرورفتن در گوشته و گرم شدن ادامه می‌یابد. دگرگونی بخش فوقانی آن در حد رخساره‌ی شیست سبز و دگرگونی بخش تحتانی در حد رخساره‌ی آمفیبولیت صورت می‌پذیرد. در موقعیت فرورانش و با فرورفتن پوسته‌ی اقیانوسی آب‌دار در گوشته، آب‌زدایی آن شروع می‌شود و آب آزاد شده، به درون گوشته‌ی روی ورقه‌ی فرورونده وارد می‌شود. این آب عناصر LIL و LREE را در خود حل کرده و از ورقه‌ی فرورونده به درون گوهی گوشته‌ای رویی وارد می‌نماید، گوشته را متاسوماتیزه کرده و باعث کاهش دمای ذوب آن می‌شوند. به دلیل نامحلول و نامتحرک بودن عناصر HFS و باقی ماندن آنها در قطعه‌ی فرورونده، آنها وارد گوهی گوشته‌ای نشده و ماگمایی با آنومالی منفی HFSE حاصل کرده‌اند.

بر روی نقشه‌ی زون‌های ساختاری ایران دو نوار آتشفشانی یکی در ایران مرکزی (ارومیه - دختر) و دیگری در لبه‌ی شمالی ایران مرکزی - لبه‌ی جنوبی البرز دیده می‌شود. تشکیل نوار ارومیه - دختر با نظریه‌ی فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی به خوبی می‌توان توضیح داد اما در مورد نوار شمالی ایران مرکزی - جنوب البرز، نظرات مختلفی وجود دارد. عده‌ای معتقدند که این نوار نیز ناشی از فرورانش نئوتتیس است و در حقیقت داخلی‌ترین بخش این کمان ماگمایی را با ماهیت غالب

آلکالن، تشکیل می‌دهد. در مقابل عده‌ای دیگر، منشأ آن را کافت‌زایی ناقص پشت کمان می‌دانند. آنان بر این باورند که در اثر کشیدگی محیط پشت کمانی و بالا آمدن استنوسفر و ذوب آن، این کمان تشکیل شده است (الهیاری، ۱۳۸۹).

آنچه که اکنون مسلم به نظر می‌رسد، فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس مسبب اصلی فعالیت‌های ماگمایی مزوزوئیک - سنوزوئیک ایران مرکزی - البرز بوده است. همزمان با شروع فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه‌ی جنوبی ایران مرکزی و تشکیل نوار دگرگونی سندج - سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه - دختر در طول مزوزوئیک، یک حوضه‌ی کششی پشت کمانی در پشت کمان ماگمایی ارومیه - دختر تشکیل شده است که با گسترش بیشتر به یک حوضه‌ی اقیانوسی کوچک با حضور پوسته‌ی اقیانوسی داغ تبدیل گردیده است. این حوضه‌ی اقیانوسی را به عنوان شاخه‌های شرقی نئوتتیس شناخته‌اند (مؤید، ۲۰۰۱؛ شهاب پور، ۲۰۰۵ و قاسمی و تالبوت، ۲۰۰۶).

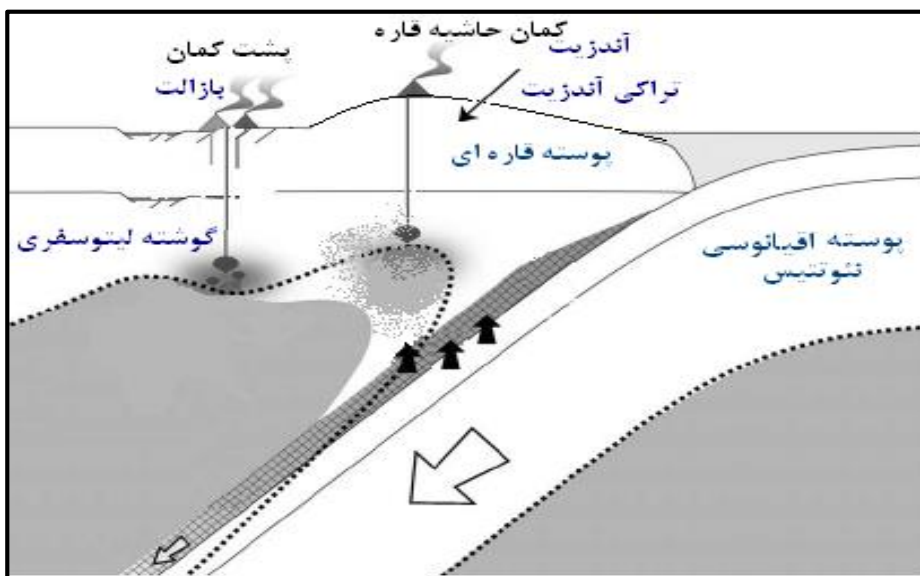
همزمان با آخرین رویدادهای فرورانش و بسته شدن نئوتتیس در امتداد زاگرس، و در اثر همگرایی و جمع شدن پوسته‌ی ایران زمین، این حوضه‌های اقیانوسی کوچک نیز شروع به بستن کرده‌اند و در اثر بسته شدن آن‌ها و فرارنده شدن قطعاتی از لیتوسفر اقیانوسی به داخل قاره، نوارهای افیولیتی موجود در ایران مرکزی نظیر افیولیت‌های تربت حیدریه، فریمان، سبزوار و ... تشکیل شده‌اند و یک کمان ماگمایی نیز در لبه‌ی شمالی ایران مرکزی تشکیل شده است (عزیزی و جهانگیری، ۲۰۰۸). فعالیت این کمان ماگمایی از ائوسن میانی - فوقانی شروع و تا کواترنر ادامه یافته است (اسپایس و همکاران، ۱۹۸۳).

به نظر می‌رسد که کمان ماگمایی داورزن نیز جزیی از نوار ماگمایی لبه‌ی شمالی ایران مرکزی، بخش جنوبی زون البرز شرقی یا بینالود باشد که در ائوسن میانی - فوقانی شکل گرفته است (شکل ۵-۴۱). به طور کلی، کمان مذکور را می‌توان حاصل فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه‌ی شمالی ایران مرکزی در زمان ائوسن دانست. همگام با فرورانش و آب‌زدایی پوسته‌ی

اقیانوسی فرورونده، ذوب بخشی گوهی گوشته‌ای موجود در زیر لیتوسفر زیر قاره‌ای باعث شکل‌گیری ماگماهای مافیک غنی شده در محل حوضه‌های کششی پشت کمان اصلی ایران مرکزی گردیده است. ماگمای حاصل در امتداد گسل‌های عمیق این زون‌های کششی صعود کرده و در طی صعود متحمل فرایندهای پترولوژیکی مختلف نظیر تبلور تفریقی همراه با هضم و آرایش پوسته‌ای شده است. ماگمای آلکالن حاصل به درون دریای کم عمق ائوسن ریخته است. با عمیق شدن دریای ائوسن، آهک نیز تشکیل گردیده است. ریزش گدازه بر روی آهک مؤید فوران زیر آبی است.

با توجه به نمودارهای تعیین ترکیب و درجه‌ی ذوب بخشی محل منشأ، ماگمای آلکالن سازنده‌ی سنگ‌های بازیک تا حدواسط منطقه داورزن از ذوب بخشی ۵ تا ۱۰ درصدی یک منشأ گوشته‌ای گارنت-لرزلیتی غنی شده‌ی زیر قاره‌ای، در اعماق ۱۰۰ - ۸۰ کیلومتری حاصل شده است.

به اعتقاد وردل (۲۰۰۹)، فرورانش با شیب زیاد لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی، نقش عمده‌ای را در تشکیل حوضه‌های کششی پشت کمانی الیگوسن ایران مرکزی، ایفا کرده است. به اعتقاد وی شواهدی نظیر توده‌های نفوذی زون سنندج-سیرجان به سن تریاس تا ژوراسیک در جنوب ایران، ماگماتیسم محدود کرتاسه در رشته کوه البرز، شمال ایران و ولکانیسم گسترده ائوسن در سرتاسر ایران مرکزی، همگی بیان‌گر این موضوع هستند که ماگماتیسم ترشیری وابسته به محیط‌های کششی بوده است. در واقع داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ولکانیسم ائوسن خاص محیط‌های کمان قاره‌ای بوده که به طور محدود با ولکانیسم بازالتی الیگوسن، که خاص محیط‌های پشت کمانی می‌باشند، ادامه یافته است (برهمند، ۱۳۸۹).

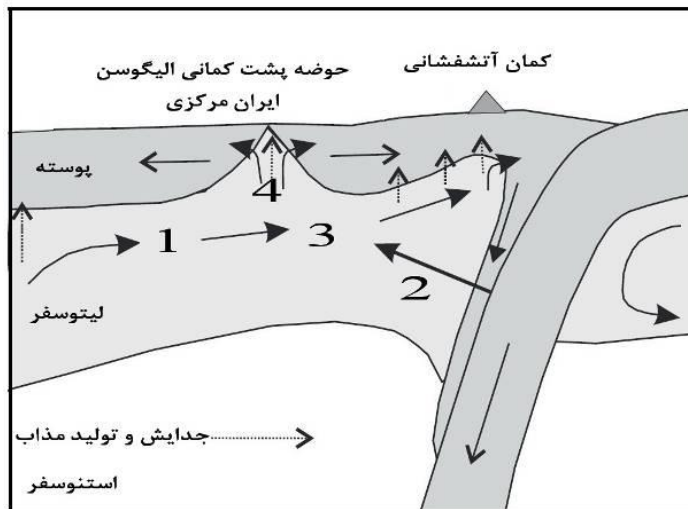


شکل ۵-۴۱- مدل ارائه شده برای تحولات تکتونیکی منطقه داورزن در حوضه کمان در طی ائوسن و تحولات تکتونیکی منطقه کلاته سادات در حوضه پشت کمان در طی الیگوسن.

تشکیل محیط‌های پشت کمانی در ارتباط با کشش ناشی از فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای می‌باشد. بنابراین دور از انتظار نیست که سنگ‌های این مناطق ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های کمان‌های قاره‌ای را نیز کسب کرده باشند. وردل (۲۰۰۹)، این رویداد را تحت عنوان تعدیل شدگی ناحیه منشأ سنگ‌های بازالیتی پشت کمانی الیگوسن ایران مرکزی تعبیر کرده است.

همان‌طور که گفته شد تحول ناحیه منشأ سنگ‌های بازالیتی پشت کمانی الیگوسن ایران مرکزی در طی الیگوسن زیرین رخ داده است. در مدل ارائه شده توسط برهمند (۱۳۸۹)، می‌توان تعدیل شدگی ناحیه منشأ را به خوبی نشان داد (شکل ۵-۴۲). آزدایی از صفحه اقیانوسی فرورانده شده و متاسوماتیسم شده نئوتتیس منجر به ایجاد سیالاتی غنی از LILE و تهی از HFSE می‌شود. اختلاط سیالات حاصله با گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای ایران مرکزی منجر به تعدیل ناحیه منشأ سنگ‌های پشت کمانی ایران مرکزی شده است. در محیط‌های پشت کمانی چهار عامل در تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین دخیل می‌باشند. این چهار عامل به صورت مسیرهای مجزا در شکل ۵-۴۴ نشان داده شده‌اند. مسیرها به ترتیب شامل: ۱- ترکیب گوشته لیتوسفری مناطق پشت کمانی. ۲- نقش فرورانش در تحول ناحیه منشأ. ۳- واکنش بین گوشته لیتوسفری با اجزای فرورانش. ۴- درجات

مختلف ذوب بخشی و فرایندهای بعد ماگماتیسم نظیر تبلور تفریقی، آرایش و ... می‌باشند (پییرس و استرن، ۲۰۰۶).



شکل ۵-۴۲- مسیرهای چهار گانه مؤثر در تعیین ترکیب شیمیایی بازالت‌های پشت کمانی (BAB)، طرح از برهمند (۱۳۸۹).

در نهایت؛ فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی در طی ائوسن، آزدایی پوسته اقیانوسی فرورونده متاسوماتیسم شده، باعث تحول ناحیه منشأ ماگمایی سنگ‌ها در الیگوسن زیرین شدند. برهمند و قاسمی (۱۳۸۹)، بیان داشتند که تداوم فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی در طی ائوسن و سیالات حاصل از آزدایی پوسته اقیانوسی فرورونده نئوتتیس، باعث متاسوماتیسم و تعدیل ژئوشیمیایی گوشته ناحیه منشأ ماگمایی سنگ‌های بازالتی پشت کمانی ایران مرکزی در طی الیگوسن زیرین شده بود، به گونه‌ای که سنگ‌های آذرین پشت کمانی الیگوسن ایران مرکزی تا حدودی ویژگی‌های سنگ‌های مناطق فرورانشی را به ارث برده‌اند. به اعتقاد آن‌ها فاصله ناحیه منشأ ماگما از زون فرورانش، نقش اصلی را در میزان تعدیل شدگی گوشته ناحیه منشأ ماگماها ایفا کرده است. با توجه به نمودارهای تعیین عمق ماگما، ماگمای پشت کمان از عمق حدود ۸۵-۱۱۰ کیلومتر نشأت گرفته است.

ماگماهای حاصل در امتداد گسل‌های عمیق موجود در زون کششی صعود کرده و در طی صعود متحمل فرایندهای پترولوژیکی مختلف نظیر تبلور تفریقی همراه با هضم و آلیش پوسته‌ای شده است. ماگماهای موجود توانسته‌اند به صورت گدازه در یک محیط دریاچه‌ای و در محیط تشکیل رسوبات مارنی قرمز رنگ فوران کنند و یا به صورت توده‌های نیمه عمیق متعدد به درون سازند قرمز الیگوسن نفوذ کنند.

فصل ششم

نتیجه‌گیری

۱-۶- نتیجه گیری

- مناطق مورد مطالعه بخشی از یک نوار آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی است که در غرب سبزوار واقع شده است. این مناطق بخشی از زون ساختاری ایران مرکزی می باشد.
- رخنمون های سنگی مورد مطالعه شامل سنگ های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن میانی- فوقانی، سنگ های رسوبی الیگوسن- میوسن، و سنگ های آتشفشانی الیگوسن و نهشته های کواترنری می باشند.
- سنگ های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن میانی- فوقانی منطقه داورزن، شامل تناوب گدازه های بازیک- حدواسط و سنگ های آذرآواری وابسته به همراه میان لایه های رسوبی (توف، برش، ماسه سنگ و آهک نومولیت دار) هستند که در یک محیط دریایی کم عمق تشکیل شده اند.
- طیف ترکیبی سنگ های آتشفشانی ائوسن میانی- فوقانی شمال داورزن شامل: تراکی آندزی بازال، تراکی آندزیت و آندزیت است. سنگ های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن شمال منطقه داورزن توسط تعدادی دایک با ترکیب تراکی آندزیتی قطع شده اند.
- در این دایک های تراکی آندزیتی، بلورهای کشیده هورنبلند و حاشیه انجماد سریع دیده می شود. یکی از این دایک ها با روش بررسی ناهمگن خودپذیری مغناطیسی (AMS) مورد مطالعه قرار گرفت. بر اساس پارامترهای مغناطیسی اندازه گیری شده، مشخص گردید که در دایک مورد مطالعه، میانگین راستای خطوارگی های مغناطیسی با راستای کلی امتداد دایک مطابقت دارد.
- در شمال منطقه کلاته سادات، افیولیت های سبزوار، توالی رسوبی- آتشفشانی ائوسن میانی- فوقانی، سنگ های رسوبی الیگوسن- میوسن و کنگلومرای پلیوسن رخنمون دارند. در بین رسوبات الیگوسن تعدادی افق گدازه بازال، که ضخامت آن ها از چند متر تا ده ها متر متغیر است، رخنمون دارند. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین به آنها سن کواترنر نسبت داده شده است، ولی بررسی های جدید نشان می دهد که آنها در حوضه رسوبی الیگوسن فوران کرده اند و سن آنها الیگوسن می باشد. از آنجایی که این مجموعه آتشفشانی- رسوبی بر روی رسوبات ائوسن قرار

می‌گیرد و در ضمن از بخش بالایی به تدریج به کنگلومرای پلیوسن تبدیل می‌گردد. لذا توالی سنگی موجود دارای سن الیگوسن می‌باشد.

- گدازه‌های منطقه کلاته‌سادات توسط تعدادی دایک تغذیه‌کننده به درون حوضه رسوبی راه یافته که مجموعه رسوبی الیگوسن را قطع می‌کنند. تغییر رنگ بارز صورتی متمایل به قرمز در حاشیه این دایک‌ها مشاهده می‌شود که حاصل دگرگونی مجاورتی ضعیف، تحمیل شده توسط آن بر سنگ‌های میزبان است.

- سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه شامل تراکیبازالت، تراکیب‌اندزیمبازالت، آندزیت، تراکیب‌اندزیت‌هایائوسنمنطقهداورزنواولیوینبازالت‌ها و یالیگوسنمنطقهکلاته‌سادات است.

- ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های منطقه داورزن شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین و هورنبلند می‌باشند، به عبارت دیگر، در این گروه‌های سنگی با پیشرفت فرآیند تفریق از مقدار اولیوین کاسته و بر میزان پلاژیوکلاز و هورنبلند افزوده شده است.

- از مهمترین ویژگی‌های میکروسکوپی در تمام نمونه‌های منطقه داورزن می‌توان به حاشیه‌ی واکنشی، وجود ادخال، بافت غربالی، منطقه‌بندی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن و عدم تعادل بافتی در اولیوین، اشاره کرد.

- ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های الیوین بازالتی و بازالتی منطقه کلاته‌سادات شامل: الیوین ایدنگسیتی شده، پلاژیوکلاز و اوژیت به همراه بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و میکروولیتی- تراکیتیو ساخت بادامکی پر شده توسط کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، کوارتز و زئولیت می‌باشند.

- از مهمترین ویژگی‌های میکروسکوپی در تمام نمونه‌های منطقه کلاته‌سادات می‌توان به حاشیه‌ی واکنشی، وجود ادخال، بافت غربالی، منطقه‌بندی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن و عدم تعادل بافتی در اولیوین، اشاره کرد.

- روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر منشأ واحد برای سنگ‌های هر منطقه و نقش تبلور تفریقی به عنوان عامل اصلی در تحول ماگماهای آکالن سازنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.
- روند موازی نمونه‌ها در نمودارهای عنکبوتی، تحول سنگ‌های هر منطقه در نتیجه‌ی فرایند تبلور تفریقی و منشأ واحد آن‌ها را تأیید می‌کند.
- نمونه‌های سنگی ائوسن در نمودارهای بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، آنومالی منفی بارزی از Na و Ta نشان می‌دهند در حالی که در نمونه‌های سنگی الیگوسن چنین وضعیتی را نشان نمی‌دهند. همچنین در نمونه‌های الیگوسن آنومالی منفی از عناصر HFSE مشاهده نمی‌شود. پس می‌توان نتیجه گرفت که آنها مربوط به محیط کمان آتشفشانی نمی‌باشند. در ضمن، غنی‌شدگی نمونه‌های ائوسن از عناصر بزرگ یون سبک، نسبت به نمونه‌های الیگوسن معرف آلاینش ماگمایی بیشتر نمونه‌های ائوسن می‌باشد.
- با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی موجود، سنگ‌های منطقه‌ی داورزن جزیی از نوار ماگمایی لبه‌ی شمالی ایران مرکزی، بخش جنوبی زون البرز شرقی یا بینالود است که در ائوسن میانی-فوقانی در محدوده‌ی کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای فعال مرتبط با فرورانش تشکیل شد است. با فرورانش و آب‌زدایی پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده، ذوب بخشی گوه‌ی گوشته‌ای موجود در زیر لیتوسفر زیر قاره‌ای باعث شکل‌گیری ماگماهای مافیک غنی شده با ماهیت غالب آکالن گردیده است.
- آنومالی مثبت Pb، غنی‌شدگی انتخابی LREE، میزان SiO_2 کم و انطباق مثبت بین La/Sm و La/Nb و بین Nb/U و Nb با آلاینش پوسته‌ای ماگمای مافیک مزبور سازگار است.
- جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه کلاته‌سادات با جایگاه تکتونیکی حوضه‌های کششی پشت کمانی و محیط رسوب‌گذاری آنها در طی الیگوسن، مطابقت کامل دارد.

- تداوم فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی در طی ائوسن و سیالات حاصل از آبدایی پوسته اقیانوسی فرورونده نئوتتیس، باعث متاسوماتیسم و تعدیل ژئوشیمیایی گوشته ناحیه منشأ ماگمایی سنگ‌های بازالتی پشت کمانی ایران مرکزی در طی الیگوسن زیرین شده بود، به گونه‌ای که سنگ‌های آذرین پشت کمانی الیگوسن ایران مرکزی تا حدودی ویژگی‌های سنگ‌های مناطق فرورانشی را به ارث برده‌اند.

۶-۲- پیشنهادات

- مطالعه دقیق‌تر سازندهای منطقه به منظور شناخت بهتر محیط‌های تکتونیکی این دوره از ایران مرکزی.
- انجام مطالعات ایزوتوپی به منظور تعیین سن و منشأ دقیق‌تر سنگ‌های مورد مطالعه، به علاوه ایجاد ارتباط زمانی بهتر بین تشکیل سازندهای منطقه و زمان رویداد فعالیت‌های آتشفشانی بازالتی.
- استفاده از تصاویر ماهواره‌ای با دقت بالا برای تهیه و ترسیم نقشه‌ی زمین شناسی دقیق منطقه.
- آنالیزهای میکروپروپ بر روی کانی‌های مستعد ترموبارومتري همچون هورنبلند و پلاژیوکلاز صورت گیرد.
- شناسایی رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی یا آتشفشانی- رسوبی با دامنه سنی مشابه در مناطق مجاور.

منابع فارسی

- آسیابانها، ع.، (۱۳۷۴): "برسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی (ترجمه)" انتشارات بین‌المللی امام خمینی (ره)، ۲۵۹ ص.
- آسیابانها، ع.، (۱۳۸۰) رساله دکتری: "زمین‌شناسی و پتروژنز رخساره‌های آتشفشانی منطقه یوزباشی چای (غرب قزوین)" دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس، ۳۲۱ ص.
- آسیابانها، ع.، (۱۳۸۶) "راهنمای ترسیم و تفسیر نمودارهای پترولوژی و ژئوشیمی" انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، ۳۰۳ ص.
- آقابات، ع.، (۱۳۴۹): "زمین‌شناسی منطقه فرومد و عباس آباد" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۷۴ ص.
- آقابات، ع.، (۱۳۸۳): "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- الهیاری، س.، (۱۳۸۹) پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک-عباس آباد" دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۲ ص.
- امامی، م. ه.، (۱۳۷۹): "ماگماتیسم در ایران" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ ص.
- برهمند، م.، قاسمی، ح.، (۱۳۸۹): "بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه احمدآباد(خارتوران- جنوب شرق شاهرود)" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۷ ص.
- برهمند، م.، قاسمی، ح.، (۱۳۸۹): "بررسی عوامل تهی‌شدگی و تهی‌نشده‌گی عناصر HFS در ماگماتیسم آلکالن پشت قوسی الیگوسن ایران مرکزی" در نواحی گرمسار و احمدآباد. چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور مشهد.
- بهرودی، ا.، عمرانی، ج.، (۱۹۹۹): "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- تیموری، س.، (۱۳۸۹) "پترولوژی و تحلیل رخساره‌های آتشفشانی جنوب جیرنده (شمال غرب قزوین)" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۲۲ ص.
- حسینی نژاد، س.، (۱۳۸۸): "پتروگرافی، دگرسانی، کانی سازی و مغناطیس سنجی در ارتباط با کانی‌سازی مس پورفیری منطقه هلاک آباد- جنوب سبزوار" شانزدهمین انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گیلان.
- درویش‌زاده، ع.، (۱۳۸۱): "زمین شناسی پوسته اقیانوسی، پترولوژی و دینامیک درونی" انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۹ ص.
- درویش‌زاده، ع.، (۱۳۸۳) "آتشفشان‌ها و رخساره‌های آتشفشانی" انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۸ ص.
- رادفر، ج.، کهنسال، ر.، (۱۳۸۰): "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شلی، د. (۱۹۹۳) "بررسی میکروسکپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی" (ترجمه آسیابانها، ع.)، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، ۶۳۰ ص.
- علوی تهرانی، ن.، (۱۳۵۶): "زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی مجموعه افیولیتی ناحیه سبزوار" سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره ۴۳.
- گوانجی، ن.، (۱۳۸۹): "بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند(اردستان) به وسیله روش AMS" پایان نامه کارشناسی ارشد، ۲۴۹ ص.
- مجیدی، ج.، (۱۳۷۸): "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، سبزوار" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- معین وزیری، ح.، احمدی، ع.، (۱۳۷۱): "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین" دانشگاه تربیت معلم، ۵۵۵ ص.
- موسوی، ا.، (۱۳۸۸) پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) و کانه زائی وابسته به آن" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۸ ص.

Reference

- Abdel – Fattah, M., A. M. Abdel – Rahman and P.E. Nasser. (2004)“Cenozoic volcanism in the middle east: Petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon”*Geological Magazine, Cambridge University Press*, Vol. 141, pp 545 – 563.
- Abu-Hamattah, Z, S, H. (2005)“Geochemistry and Petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol belt”*India: geodynamic implication, Jornal of Asian Earth Sciences*, Vol. 25, PP. 557-581.
- Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. (2000)“Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. J. Volcan”*Geo. Res.* 102: 67– 95.
- Aldanmaz E., Schmidt M. W., Gourgau A., Mersel t.,(2009)“Mid-ocean ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel–peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for upper mantle melting processes”*Lithos*, Vol. 113, pp 691–708.
- Aldanmaza E., Ko’pru’bas Va N,. Gu’ rera O’F,. Kaymak,Vb N,. Gourgau A. “Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes”*Lithos*, Vol. 86, pp 50– 76.
- Allegre, C. & Minster, J. F., (1978)“Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes”. *Earth Plate. Sci. lett.*38: 1-25.
- Arvin M., Pan Y., Dargahi S., Malekizadeh A., Babaei A., (2007)“Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction” *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 474–489.
- Azizi H., & Jahangiri A., (2008)“Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran”*Journal of Geodynamics* 45, 178–190.
- Bagasa,L., Bierlein, F.P., English, L. Anderson,J. A.C. Maidmentd,D. Hustond, L.D. (2007)“An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the 1864Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites–Tanami Orogen,Western Australia”*Precambrian Research* 166, 168–184.
- Barbey, P., Ayalew, D., Yirgu, G., (2005)“Insight into the origin of gabbro-dioritic cumulo-phyric aggregates from silicic ignimbrites: Sr and Ba zoning profiles of plagioclase phenocrysts from Oligocene Ethiopian Plateau rhyolites”*Contribution to Mineralogy and Petrology* 149, 233–245.

- Berberian, M., & King, G. C. P., (1981)“Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran”*Can. J. Earth Sci.*, 18, 210 – 256.
- Best, G. (2003)“Igneous and metamorphic petrology” 729pp.
- Best, M.G.,Christiansen,E.H., (2001)“Igneous Petrology”*Blackwell Science*. 458pp.
- Bogard P.J.F., Warner, G., (2003)“Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg, Central Germany”*Journal of Petrology* 44, 569 – 602.
- Boynton, W.V. (1984)“Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), Rare Earth Element Geochemistry”*Elsevier, Amsterdam*, pp. 63–114.
- Boztug D., Ercin A. I., Kurucelik M. K., Goc D., Komur I., Iskendroglu A., (2007)“Geochemical characteristics of the composite Kackar batholith generated in a Neo – Tethyan convergence system, eastern Pontides, Turkey” *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 286 – 302.
- Cabanis M., Lecolle M., (1989)“Le diagram La/10 – Y/15 – Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustal”*C. R. Acad. Sci. Paris, Ser.II* 309, 2023 – 2029.
- Cas, R. A. F., (1992)“Submarine volcanism: eruption styles, products and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulfide deposits”*Economic Geology*, 87, pp. 511-541.
- Chen,Y;Zhang,Y.(2008)“Olivinedissolutioninbasalticmelt”*Geochimicaet cosmochimica acta*. 72, pp. 4756–4777
- Cloos E. (1931)“*Der sierra Nevada pluton*”*Geol, Rundschau* 226, pp.372-384.
- Coban. H., (2007)“Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension – related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia”*Earth Science Reviews*, 80, 219 – 238.
- Corsaro. R. A; Mazzoleni. P. (2002)“Textural evidence of peperite inside pillow lavas at Acicastello Castle Rock (Mt. Etna, Sicly)”*Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 114, pp. 219-229.
- Cox K. G., Bell, J.D., Pankhurts, R. J., (1979)“The interpretation of igneous rocks”*George Allen and Unwin*, 450 pp.
- De La Roche, H. (1980)“A classification of volcanic and plutonic rocks using R1- R2 diagrams and major element analyses-its relationships and current nomenclature”*Chem. Geol.*, 29, 183-210.

- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., (1991) "an introduction to rock forming minerals" *Longman*, 528p.
- Donaldson, C.H. and Henderson, C.M.B. (1988) "A new interpretation of round embayment in quartz crystal" *Mineral Magazine* 52, pp.27-34.
- Ellam, R. M.; Cox, K.G. (1991) "An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere" *Earth Plan Sci Lett.* 105, pp. 330 – 342
- Farhoudi G., (1978) "A comparison of Zagros geology to Island arcs". *Journal. Geol.* 86, pp.323-334.
- Fenner, C. N. (1948) "Incandescent tuuf flows in southern Peru" *Geological society of America. Bulletin*, Vol. 59, pp. 879-893.
- Floyd, P. A; Kelling, G; Gokcen, S, L; Gokcen, n. (1991) "Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic Melange, South Turkey" *Chemical Geology* 89, pp. 263-280.
- Froster, H., (1968) "Associations of volcanic rocks in the mountain South of Sabzevar (NE-Iran)" *international geological congress*, Vol. 2, pp 197-212.
- Furman, T. (2007) "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview" *Journal of African Earth Sciences* 48, pp, 147–160.
- Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Melkonyan R., (2007) "Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia)" *C. R. Geoscience* 339, 482 – 492.
- Gorton, M .P; Schandl, E. S. (2000) "From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc - related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks" *Canadian Mineralogist*, Vol. 38, pp. 1065- 1073.
- Goss, A.R., Kay, S.M., (2009) "Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-chondritic Nb/Ta ratios in Central Andean adakite-like lavas (~28°S, ~68°W)" *Earth and Planetary Science Letters*.
- Griffiths D.H. and King R.F. (1988) "Applied Geophysics for geologists and engineers" *Pergamon Press*. pp.230.
- Gupta, Alok, K. (2007) "Petrology and genesis of igneous rocks" 479 pp.
- Harker, A., (1909) "The Natural History of Igneous Rock" *Methuen Co. London*.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M., McDermott, F., (1994) "Destructive plate margin magmatism: Geochemistry and generation" *Lithos* 33, 169 – 188.
- Hawkins, J.W. (1994) "Petrologic synthesis: Lau Basin transect, Proc" *ODP, Sci.Res*, 135, pp. 879-905.

- Hrouda F. and Kahan S. (1991)“The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the high tatra mountains”*Slovakia, J. of Struct. Geol.* 13, pp.431-42.
- Irvine T.N; Baragar W.R.A. (1971)“A guide to the classification of the common volcanic rocks, Can”*Journal of Earth Sciences* 8, pp. 235-458.
- Jahangiri, A., (2007)“Post collision Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geo dynamic implications”*Journal of Asian Earth Sciences* 433–447.
- Johnson, K.T.M; Dick, H.J.B; Shimizu, N. (1990)“Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites”*J. Geophys. Res.* 95, pp. 2661– 2678.
- Juteau, T. & Maury, R.,(2003)“The oceanic crust from accretion to mantle recycling”*Springer*. 390 pp.
- Kano, K. (2002)“Middle Miocene volcanoclastic diques at Kukedo, Shimane Peninsula, SW Japan, fluidization of volcanoclastic beds by emplacement of synvolcanic andesite dikes”*J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 114, pp. 81–94.
- Kelemen, P.B; Hanghøj, K; Greene, A.R. (2004)“One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust”*In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), Treatise on Geochemistry*, 3, pp. 593–659.
- Kheirkhah M., Allen M. B., Emami m., (2009)“Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands”*Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182, 1–12.
- Kirkpatrick, R.J. (1977) “Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii”.*Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 78-84.
- Kovalenko, V. I.; Naumov, V. B.; Girnis, A. V.; Dorofeeva, V. A. And Yarmolyuk, V. V., (2010)“Average Composition of Basic Magmas and Mantle Sources of Island Arcs and Active Continental Margins Estimated from the Data on Melt Inclusions and Quenched Glasses of Rocks” *ISSN 0869_5911, Petrology*, Vol. 18, No. 1, pp. 1–26.
- Krienitz, M, S; Hasse, K; Mezger, K; Eckardt, V; Shaikh-Mashail, M, A. (2006)“Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria” *Contrib Mineral Petrol.* 151, pp. 698–716.
- Kuno H. (1968)“Origin of andesite and its bearing on the island arc structure”*Bull.* Vol 32, 141 – 176.

- Kurkcuoglu, B. (2010) "Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidog volcanic complex, Central Anatolia, Turkey" *Journal of Asian Earth Sciences* 37, 42- 51.
- Lanza R. and Meloni A. (2006) "The earth magnetism: An Introduction for geologists" *Springer*.
- LeMaitre R.W; (1989) "Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms " *first edition, Cambring University Press, 375-750.*
- LeMaitre R.W; Bateman P; Dudek A., Keller J; Lameyre LeBas M.J; Sabine P.A; Schmid R., Sorensen H; Streckeisen A; Wolley A.R; Zanettin B. (1989) "A classification of igneous rocks and glossary of terms" *Blackwell, Oxford.*
- Macdonald, R., Hawakesworth, C. J. & Heath, E., (2000) "The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism" *Earth-Science Reviews*. 49: 1-76.
- Malkpoor, A., Momenzadeh, H., Hubner, H., Bazin, D., Rico, L.R. (1979) "Copper deposit project in Iran" *Report of geological, survey no. 64.*
- Martinez, F; Okino, K; Ohara, Y; Goffredi, S.H. (2007) "Back-Arc Basins" *Oceanography*, Vol 20 pp. 1-12.
- McKenzie, D. P., O'Nions, R. K., (1995) "The source regions of ocean island basalts" *Journal Petrol*, 36, 133-159.
- McPhie, J; Doyele, M., & Allen, R. L., (1993) "Volcanic Textures: A guide to the interpretation of texture in volcanic rocks" *Tasmanian Government Printing Office, Australian*, 199p.
- McPhie, J; Orth, K. (1999) "Peperite, pumice and perlite in submarine volcanic successions: implications for VHMS mineralisation" *Proceedings of Pacrim '99, Bali, Indonesia*, pp. 643-648.
- Meschede M., (1986) "A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb- Zr- Y diagram" *Chem. Ge.*, 56, 207 – 218.
- Middlemost, E. A. K. (1989) "Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks" *Chem. Geol*, 77, 19-26.
- Middlemost, E. A. K., (1994) "Naming materials in the magma / igneous rock system" *Longman Group u. k.*, 73 – 86.
- Milovanovich, D; Karamata, S; Banjesevic, M. (2005) "Petrology of alkali basalts of Zlot, Timok Magmatic Complex (Eastern Serbia)" *Tectonophysics*. 410, pp. 501–509.

- Mullen, E.D., (1983)“MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminate for basaltic rocks of environment and its implication for petrogenesis”*Earth and Planetary Science Letters* 62, 53 – 62.
- Muller, D. Rock, N. M. S, Groves, D. I., (1992)“Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic rocks, from different tectonic setting: a pilot study, Mineral”*Petrol*, 46, 259 – 289.
- Muller, D. & Groves, D.I., (1997)“Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, Sec”*Updated, Springer Verlag*, p. 242.
- Naba S. , Lompo M. , Debat P. , Bouchez J.L. and Béziat D. (2003) “Structure and emplacement model for late-orogenic Paleoproterozoic granitoids: the Tenkodogo – Yamba elongate pluton (Eastern Burkina Faso)” *Journal of African Earth Sciences*, Vol 38, 41-57.
- Nelson S.T., Montana A. (1992)“Sieve texture plagioclase in volcanic rocks produce by rapid decompression”*Amer. Min.* 77:1242-1249.
- Nixon, G.T., Pearce, T.H., (1987)“Lase – interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: The record of magma mixing and phenocryst recycling in calc alkaline of magma chamber Iztaceihaut volcano, mexico”*American. Mineral*, 72, 1144 – 1162.
- Omrani J., Agard Ph., Whitchurch H., Benoit M., (2008) “Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences”*Lithos* 106, 380 – 398.
- Orozaco Esquivel, T., Pwtrone, C.M., Ferrari, L., Tagami, T., and Manetti, p., (2007)“Geochemical variability in lavas from the eastern Trans-Mexican volcanic belt slab detachment in a subduction zone with varying dip” *Littosphere* Vol.93, pp. 149-174.
- Peacock, S.M., (1996)“Thermal and petrological structure of subduction zones. In: Bebout, G. E., et al.(Eds) Subduction: Top to Bottom” Monograph American Geophysical Union.Vol. 96, pp.119–133.
- Pearce, J, A; Stern, R, J. (2006)“Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives”*Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions Geophysical Monograph Series 166 Published in 2006 by the American Geophysical Union 10.1029/166GM06*.
- Pearce, J.A., Kempton, P.D., Nowell, G.M., and Noble, S.R., (1999)“Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc-basin systems”*Journal of Petrology*, 40, 1579-1611.

- Peccerillo R., Taylor S. R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc – alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey" *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63 – 81.
- Ramos, V.A; Kay, S.M. (2006) "Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39°S latitude). In: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds). Evolution of an Andean Margin: a Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S Lat): Special Paper, 407" *Geological Society of America*, pp. 1–17.
- Robinson E. and Coruh C. (1988) "Basic exploration geophysics", *John Wiley and Sons*, pp.562.
- Rogers, G., Sanders, A. D., Terrel, D. J., Verma, S. P., & Marriner, G F., (1985) "Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated" with ridge subduction in Baja California, Mexico, *Nature No.315*, pp. 389-392.
- Rollinson, h. R., (1993) "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation" *John Wiley and Sons*, 325p.
- Roman-Berdiel T., Aranguren A., Cuevas J. and Tubia. J.M. (1998) "Compressional granite-emplacement model: Structural and magnetic study of the Trives Massif (NW Spain)" *Lithos* 44(37-52).
- Rudnick RL; Fountain DM. (1995) "Nature and composition of the continental crust; a lower crustal perspective" *Rev Geophys* 33:267–309
- Samuel, M.D., Moussa, H.E., Azer, M.K., (2007) "A-type volcanics in Central Eastern Sinai, Egypt" *Journal of African Earth Sciences* 47, 203–226.
- Schandl, E .S; Gorton, M. P. (2002) "Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments" *Economic Geology*, Vol. 97, pp. 629-642.
- Shahabpour, J. (2007) "Island – arc affinity of the central Iranian volcanic belt" *Journal of Asian Earth. Sci.* 30, 652 – 665.
- Shelly D. (1993) "Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations" *Chapman & Hall, London*, 405 pp.
- Siegesmund S., Ullemeyer K. and Dahms M. (1995) "control of magnetetic rock fabrics by mica preferred orientation: a quantitative approach" *J. of Structural Geology* 17, pp.1601-1613.

- Skilling, I. P.; White, J. D. L.; McPhie, J. (2002) "Peperite: a review of magma-sediment mingling" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, pp. 1-17.
- Spies, O., Lensch, G., and Mihem, A., (1983) "Chemistry of the post – ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan, NE – IRAN. Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report" *Geo. Surv of Iran. Report no. 53*.
- Stephan, T., Nelson, S.T., and Montana, A., (1992) "Sieve- textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression" *Amer. Min.*, 77, 1242-1249.
- Stevenson, R., Henry, P. & Gariépy, C., (1999) "Assimilation-fractional crystallization origin of Arcean Saucitoid Sutures: Western Superior Province, Canada" *Precambrian Res.*, 96: 83-99.
- Stewart M.L., Pearce T.H. (2004) "Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results" *Amer. Min.* 89: 348-351.
- Stocklin, J., (1974) "Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C. A. and Drake, C. A. (Eds). The geology of continental margins" *Springer – Verlag, Berlin*, 873- 887.
- Sun S. S., McDonough W. F. (1989) "A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry M. J. (eds), Magmatism in oceanic basins" *Geology. Soc. London. Spec. Pub.*, 42, 313 – 345.
- Sun, W., Bennett, V. C., Kamenetsky, V. S. (2004) "The mechanism of Re enrichment in arc magmas: evidence from Lau Basin basaltic glasses and primitive melt inclusions" *Earth and Planetary Science Letters* 222 (2004) 101–114.
- Talbot J.Y. , Chen Y. ,Faure M. (2005) "Magnetic fabric study of the Aigoual- saint Guiral- " *of Geophysical Research*, vol 110, B 121060.
- Tarling D.H. and Hrouda F. (1993) "The magnetic Anisotropy of rocks" *Chapman & Hall, London*. pp.217.
- Thirwall F.M., Upton B. J., Jenkins c. (1994) "Interaction between continental lithosphere and Iceland plume – Sm – Nd- Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland" *Journal of petrology*, 35, 839 – 879.
- Thompson R. N. (1982) "British Tertiary volcanic province" *Scoot. J. Geol.*, 18, 49 – 107.
- Tsuchiyama, A. (1985) "Dissolution kinetics of plagioclase in melt of the system diopside – albite – anorthit and origion of dusty plagioclase in Andesite, Contrib" *Min, Petrol.*, 89,1 – 16.

- Upadhyay D., Jahn – Awe S., Pin C., Paquette J. L., Braun I., (2006)“Neoproterozoic alkaline magmatism at Sivamalai, Southern India”*Gondwana Research* 10, 156 – 166.
- Verdel, Ch. (2009) “Cenozoic geology of Iran: An intergrated study of extentional tectonics and related volcanism” In partial fulfillment of the requirement for the degree of doctor of philosophy. *California institute of technology Pasadena, California*, pp. 287.
- Vernon, R. H. (2004)“A practical guide ti rock microstructure”*Cambridge University Press*, p. 594.
- Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J.F., Wan, Y.S., Li, C.F., Zi, F., Jiang, Z.Q., Qiu, H.N., Chu, Z.Y., Zhao, Z.H., 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”*Contributions to Mineralogy and Petrology* 155, 473–490
- Welch, S. A., & Benfield, G. F., (2002)“Modification of olivine surface morphology and reactivity by microbial activity during chemical weathering”*Geochim. Cosmochim. Ieta.*, 66, 213 – 221.
- Wilson M.,(1989)“Igneous petrogenesis a global tectonic approach”*Department of earth Science, University of leeds*. 466pp.
- Wilson M., Shimron A. E., Rosenbaum J. M., Preston j., (2000)“Early Cretaceous magmatism of Mount Hermon, Northern Israel”*Contrib Mineral Petrol*, 139: 54±67
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., (1977)“Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements”*Chemical Geology* 20, 325 – 342.
- Winter, O. (2001)“An introduction of igneous and metamorphic petrology”*Department of Geology whit man college*. 697pp.
- With, J. D. L., & Riggs, N . R., (2001)“Volcaniclastic sedimentation in lacustrine settings”*Black well Science Ltd.*, 299 pp.
- Wood D. A., (1980)“The application of 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”*Sci. Lett.*, 50, 11 – 30.
- Wood Head, J; Eggins, S; Gamble. J. (1993) “High field strength and transition element systematic in inland arc and back-arc basine basalts: evidence for multi phase melt

extraction and a depleted mantle wedge”*Earth and Planetary Science Letters* 114, pp. 491-504

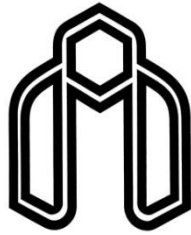
Xia B., Chen G., Wang R., Wang Q., (2008)“Seamount volcanism associated with the Xigaze ophiolite, Southern Tibet”*Journal of Asian Earth Science*.

Zhu, D.C., Zhao, Z.D., Pan, G.T., Lee, H.Y., Kang, Z.Q., Liao, Z.L., Wang, L.Q., Li, G.M., Guo-Chen Dong a, Bo Liu ., (2009) “Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt–peridotite interaction” *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 298–309.

Abstract

Davarzan- Kalate Sadat volcanic and volcanosedimentary rocks of Eocene to Oligomiocene and Quaternary sediments have been outcropped in south of Sabzevar ophiolitic belt and in the north margin of central Iran zone. The Middle- upper Eocene rocks of this area include a sequence of basic-intermediate lavas with trachyandesite basalt, trachyandesite and andesite and their related pyroclastic rocks associated with sedimentary intercalations (tuff, berccia and Nummulitic limestone and sandy limestone) deposited in the shallow depth marine environment. This sequence cut by trachyandesitic dikes. Based on the measured magnetic parameters, for one of these dikes with magnetic anisotropy of susceptibility method (AMS) founded that the average of magnetic lineation trends correspond to the general azimuth of studied dikes. Oligocene detrital sedimentary rocks in Kalat-e-Sadat shows a few horizons of basaltic lavas, which already has been reported as quaternary basalts but new investigations indicate that they have been erupted in an Oligocene sedimentary basin. Oligocene volcanosedimentary association has overlaid on the Eocene sediments and covered by Miocene gypsum bearing marls and Pliocene conglomerates. Eocene volcanic rocks in Davarzan have porphyry, glomeroporphyry, microlitic, trachytic and disequilibrium textures (such as reaction rims, inclusions, poikilitic textures and zoning in plagioclase and pyroxenes phenocrysts), and show continuity and differential relation in geochemical diagrams. This subject indicates that they evolved by fractional crystallization. Negative anomaly and enrichment of HSFES such as Ti, Nb and Ta is one of the index characteristics of arc environments that is observed in these rocks. They situated in magmatic arcs of continental margin on the tectonic setting discrimination diagrams. But Kalate- Sadat Oligocene volcanic rocks have the same basaltic composition, enrichment from HSFES and in spite of Davarzan volcanic rocks they have not negative anomaly from HSFES or with low anomaly and in tectonic environment area situated in back arc basalts. Presence of these characteristics is the cause of continuity of subduction of Neotethian oceanic slab beneath the margin of central Iran zone in Eocene which resulted in adjustment of fluids from dehydration of subducted oceanic slab and injection their fluids into upper mantle and metasomatism. So Oligocene basaltic rocks in central Iran such as Kalat-e-Sadat however consist in extensional back arc basin, but their inherited characteristic of back arc and subduction area.

Key words: Petrology, Geochemistry, Volcanic rocks, Eocene, Oligocene, Davarzan, Kalateh- sadat, Sabzevar.



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Sciences
Department of Petrology and economic Geology

M.Sc.Thesis

**Petrology and Geochemistry of Eocene volcanic rocks
of Davarzan-Sabzevar area**

By
Roghaye- Sadat Razavi

Supervisors:
Dr. H. Ghasemi
Dr. M. Sadeghian

2011