

لَهُ مُلْكُ الْأَرْضِ
وَالنَّسْكُ مِنْ حَمْرَةِ



دانشکده علوم زمین
گروه پترولوزی و زمین‌شناسی اقتصادی
پایان‌نامه کارشناسی ارشد

بررسی زمین‌شناسی و پتروژئن سنگ‌های آذرین کرتاسه

منطقه زمان‌آباد (خارتوران - جنوب‌شرق شاهروود)

ابوالفضل اکرمیان

استاد راهنمای
دکتر حبیب‌الله قاسمی

اساتید مشاور
دکتر محمود صادقیان
دکتر عزیزاله طاهری

زمستان ۱۳۸۹

تقدیم به:

مدرس مهربانی

و همسر فدکارم

تقدیر و مشکر

خدای منان را شکرم که توفیق قدم کذاردن در مسیر علم و دانش را به من عطا فرموده این راه فرشتگان شغل داری را ننمون داشت تا در سختی ها و مصائبش را همایم باشد. شکرم که به من فرصتی داد تا از محضر استاد بزرگوار ببره کیرم و کامی هر چند کوچک دکتر و بیکران علم و معرفت برد ارم. از جناب آقای دکتر حسیب الله قاسمی استاد راهنمای فریخند و بزرگوارم که او لین روشنی بخش و راهنمای این راه بود و زو بدون رهنمودهایی ارزنده ایشان، به پیان رسالمند این تحقیق مکلفن بود کمال شکر و پاسکزاری را دارم. از نظرات و مشاوره های سودمند استادید کرامی آقایان دکتر محمد صادقیان و دکتر عزیزال طاهری که در مقام استاد مشاور، راهنمای من بودند صمیمانه قدردانی می خایم. از تمام استادیدی که در دوران تحصیل در مقطع کارشناسی و کارشناسی ارشد به نحوی اتحاد شکر کردی در محضر شان را داشتم از جمله آقایان دکتر محمد زاده، دکتر رضوانی، دکتر کرمی، دکتر صافی مقدس، دکتر فردوسی، دکتر امیدی و مهدوی حیدر زیکمال شکر را دارم. از کارکنان محترم دانشگاه علوم زیین آقایان مهدوی سیریاقری و خانعلی زاده و خانم نامهندس سعیدی و فارسی که به کاری های صمیمانه ای را باینجانب داشته اند شکر می خایم. از دوستان عزیزم آقایان برهمند، سماکی، نوراگفکن، نعمتی، رحیمی، زارع و جاویدی که در مراحل انجام این تحقیق شکر و بزرگوارم. از خانواده بزرگوارم که علی رغم مشکلات فرادان بهمیش براحتی من بودند و مرتبه تلاش بیشتر توصیه می خودند کمال شکر و قدردانی را دارم.

در پیان بار دیگر از کلیه استادی و دوستانی که در مدت تحصیلم در انشگاه صنعتی شاھروود، مرا با علم و رفقا خود ببره مند ساختند، نهایت پاسکزاری را داشته و برای بهم این عزیزان آرزوی سلامتی و سعادت می خایم.

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 مرتبط از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان نامه متعلق به دانشگاه صنعتی شهرورد می‌باشد.

۱۳۸۹ زمستان

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق شهرود (خارتوران) و در لبه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. در این منطقه، دو توالی نسبتاً ضخیم از سنگ‌های آتشفسانی کرتاسه زیرین و اوسن میانی- فوکانی رخنمون دارند. سنگ‌های آتشفسانی کرتاسه زیرین دارای ترکیب بازالتی تا تراکی بازالتی هستند و به صورت گدازه‌های بالشی ضخیم لایه همراه با میان لایه‌های آذرآواری و آهک‌های اوربیتولین دار یافت می‌شوند. مطالعات صحرایی و فسیل شناسی بر روی سنگ‌های آهکی اوربیتولین- دار همراه گدازه‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها در داخل یک محیط دریایی کم عمق و گرم فوران کرده‌اند. سنگ‌های بازالتی، دارای بافت‌های اینترگرانولار، اینترسرتال و بادامکی هستند. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این سنگ‌های بازالتی دارای ماهیت آلکالن هستند و فرآیند تبلور تفریقی در تحول ماقمای سازنده آنها نقشی اساسی ایفاء نموده است. با توجه به الگوهای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی آن‌ها، بازالت‌های مورد مطالعه به بازالت‌های جزایر اقیانوسی تعلق دارند. در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی نیز، آن‌ها در قلمرو بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) قرار می‌گیرند. ماقماهای سازنده این سنگ‌ها از اعمق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری و ذوب بخشی ۸ تا ۱۲ درصدی گوشه گارنت لرزولیتی نشأت گرفته و سپس در داخل حوضه دریایی کم عمق کرتاسه زیرین ایران مرکزی فوران کرده‌اند. سنگ‌های داسیتی- آندزیتی، بر خلاف آن‌چه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد آمده است، به سن کرتاسه فوکانی نیستند و به اوسن میانی- فوکانی تعلق دارند. در بین این سنگ‌ها، میان لایه‌های نازک آهکی نومولیت‌دار اوسن میانی- فوکانی یافت می‌شوند. این سنگ‌های آتشفسانی به صورت واحدهای متناوب شامل گدازه‌های اسیدی (غالباً داسیتی) و حدواتسط (آندرزیتی) و سنگ‌های آذرآواری وابسته (کریستال لیتیک توف، سیلیستون توفی و ...) به همراه میان لایه‌های نازک آهک- های نومولیتی، سیلیستون و ماسه‌سنگ رخنمون دارند. سنگ‌های آندزیتی و داسیتی مذبور بافت‌های پورفیری، گلومروروپورفیری، اسفلولیتی و خلیج خوردگی نشان می‌دهند. شواهد پتروگرافی این سنگ‌ها از تغییر و تحولات پیوسته شامل ظهرور و حذف برخی کانی‌ها و همچنین بافت‌های نامتعادل (نظیر

ادخال، بافت خلیج خورده‌گی و منطقه‌بندی در فنوكریستهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن) حکایت می‌کند. همانند دیگر نقاط ایران مرکزی، آثار کانه‌زایی مس در این سنگ‌های آندزیتی- داسیتی دیده می‌شود. شواهد ژئوشیمیایی این دسته از سنگ‌ها نشان می‌دهد که آنها دارای ماهیّت کالکوآلکالن هستند. این شواهد نقش تبلور تغیریقی و به مقدار کمتر هضم و آلایش ماقمایی را در تکوین و تحول ماقمای سازنده سنگ‌های آن‌ها به اثبات می‌رساند. این سنگ‌ها، از عناصر کمیاب خاکی سبک (HREE) و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) غنی‌شدگی و از عناصر کمیاب خاکی سنگین (Ta) در تهی‌شدگی نشان می‌دهند. آنومالی منفی عناصر با شدت میدان بالا مانند Ti، Nb و Ta حدودی Ta در این سنگ‌های آندزیتی- داسیتی از ویژگی‌های شاخص ماقماتیسم محیط‌های کمانی است. در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی، ماقمای سازنده این سنگ‌ها، در قلمرو کمان ماقمایی حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. آن‌ها دارای ماهیّت آداسیتی پرسیلیس (HSA) هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نشان می‌دهند که آن‌ها حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتیس (اقیانوس سبزوار) و گوه گوشه‌ای متاسوماتیسم شده روی آن می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: بازالت آلکالن، کرتاسه زیرین، ماقماتیسم، اوسن میانی- فوقانی، جزایر اقیانوسی، زمان‌آباد، شاهرود.

مقالات مستخرج از این پایان نامه

- ۱- بازالت‌های آلکالن کرتاسه زیرین منطقه زمان‌آباد، جنوب شرق شهرود: نشانه‌ای از ماگماتیسم بازالتی جزایر اقیانوسی، هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز- تبریز، شهریور ۱۳۸۹.
- ۲- ماگماتیسم آندزیتی- داسیتی اوسن میانی- فوقانی در منطقه زمان‌آباد، جنوب شرق شهرود: نشانه‌ای از ماگماتیسم کالکوآلکالن حاشیه قاره‌ای ایران مرکزی، هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز- تبریز، شهریور ۱۳۸۹.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات

۱	- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی
۲	- آب و هوای جغرافیای انسانی
۴	- ژئومورفولوژی
۶	- مطالعات قبلی
۷	- اهداف مطالعه
۸	- روش مطالعه

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

۱۰	- مقدمه
۱۴	- پیکرهای سنگی مورد مطالعه
۱۴	- واحدهای سنگی کرتاسه
۱۴	الف- سنگ آهک نازک لایه تا متوسط لایه با میان لایهای از شیل‌های کربناته
۱۵	ب- سنگ آهک میکرایتی توده‌ای تا ضخیم لایه اوریتولین دار
۱۵	ج- گدازهای بازالتی زیردریایی کرتاسه زیرین
۱۷	د- واحد شیلی- مارنی
۲۰	۲-۲-۲- محیط رسوی نهشته‌های کرتاسه زیرین
۲۳	۲-۲-۳- واحدهای سنگی سنوزوئیک
۲۴	الف- دایک آندزیتی اوسن
۲۵	ب- کنگلومرای قرمز تا قهوه‌ای متوسط لایه و شیل کرم رنگ (معادل کنگلومرای کرمان)
۲۷	پ- سنگ آهک نومولیت دار
۲۷	ت- کنگلومرای چندزادی
۲۸	ث- تنوب سنگ آهک و شیل (واحد آهکی- شیلی)
۲۸	ج- مارن و ماسه سنگ نومولیت دار
۲۹	ج- توف آندزیتی و گدازهای اسیدی
۳۱	ح- پادگانه های آبرفتی- نهشته های آواری عهد حاضر
۳۱	۳-۲- زمین‌شناسی ساختمانی
۳۳	۱-۳-۲- گسل‌های اصلی
۳۴	۲-۳-۲- گسل‌های فرعی
۳۴	۳-۳-۲- سایر عناصر ساختمانی
۳۵	۴-۲- خلاصه مطالب

فصل سوم: پتروگرافی

۳۹	- مقدمه
۴۰	- بازالت‌های کرتاسه زیرین
۴۱	۱-۲-۳- کانی‌های اصلی
۴۳	۲-۲-۳- کانی‌های فرعی

۴۳.....	۳-۲-۳- کانی‌های ثانویه
۴۵.....	۳- دایک آندزیتی اوسن
۴۶.....	۳-۱- کانی‌های اصلی.....
۴۷.....	۳-۲- کانی‌های فرعی
۴۸.....	۳-۳- کانی‌های ثانویه
۴۹.....	۳-۴- داسیت‌های اوسن میانی- فوقانی
۵۱.....	۳-۱- کانی‌های اصلی.....
۵۴.....	۳-۲- کانی‌های فرعی
۵۴.....	۳-۳- کانی‌های ثانویه
۵۷.....	۳-۵- کریستال لیتیک توف
۵۹.....	۳-۶- تبلور تبلور
۵۹.....	۳-۶-۱- تبلور در بازالت‌ها
۶۰.....	۳-۶-۲- تبلور در دایک آندزیتی
۶۰.....	۳-۶-۳- تبلور در داسیت‌ها
۶۲.....	۳-۷- خلاصه مطالب

فصل چهارم: ژئوشیمی

۶۵.....	۴-۱- مقدمه
۶۶.....	۴-۲- منابع ایجاد خطأ در تجزیه شیمیایی نمونه‌ها
۶۶.....	۴-۱-۲- آلایش
۶۷.....	۴-۳) آمده سازی و تصحیح نتایج تجزیه شیمیایی
۷۰.....	۴-۴) کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های سنگی
۷۵.....	۴-۱-۴- رده‌بندی نورماتیو
۷۸.....	الف- رده‌بندی QAFM (اشتریکایزن و لومتر، ۱۹۷۹)، نمودار $Q' - ANOR$
۷۹.....	۴-۲-۴- رده‌بندی شیمیایی
۷۹.....	الف- نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶)
۸۰.....	ب- نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (میدل‌موست، ۱۹۹۴)
۸۱.....	ج- نمودار $R_1 - R_2$ (دلاوش و همکاران، ۱۹۸۰)
۸۱.....	د- نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)
۸۳.....	۴-۳-۴- تعیین سری ماگمایی
۸۳.....	الف- نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)
۸۳.....	ب- نمودار مثلثی $Q - Ol - Ne$ (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)
۸۴.....	ج- نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (لوباس، ۱۹۸۶)
۸۴.....	د- نمودار Th در مقابل Co (هستی و همکاران، ۲۰۰۷)
۸۵.....	۴-۴-۴- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات
۸۶.....	الف- نمودارهای تغییرات درصد اکسید- درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)
۸۹.....	ب- نمودارهای تغییرات درصد اکسید- درصد MgO (فرن، ۱۹۴۸)
۹۱.....	ج- نمودارهای تغییرات درصد اکسید در مقابل ضریب تفریق (D.I)
۹۷.....	۵- بررسی تغییرات برخی عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 و MgO

۱۰۲	۴-۴-۵- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار
۱۰۳	الف- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر
۱۰۳	ب- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار
۱۰۵	۴-۶- نمودارهای چند عنصری به هنجر شده (نمودارهای عنکبوتی)
۱۰۶	الف- نمودارهای عنکبوتی به هنجر شده به کندریت
۱۰۷	ب- نمودارهای عنکبوتی به هنجر شده به گوشته اولیه
۱۰۹	ج- نمودارهای عنکبوتی به هنجر شده به مورب
۱۱۰	د- سایر نمودارها
۱۱۳	۴- خلاصه مطالب

فصل پنجم: پتروژئن

۱۱۶	۱-۵- مقدمه
۱۱۶	۲-۵- تعیین جایگاه تکتونیکی
۱۱۷	۱-۲-۵- نمودار Zr/Y - Zr
۱۱۸	۲-۲-۵- نمودار Y - Ti- Zr
۱۱۹	۳-۲-۵- نمودار Zr/Y- Nb*2 - Y
۱۱۹	۴-۲-۵- نمودار تغییرات V در مقابل Ti
۱۲۰	۵-۲-۵- نمودار MnO-TiO ₂ -P ₂ O ₅
۱۲۱	۶-۲-۵- نمودار Th- Zr- Nb
۱۲۱	۷-۲-۵- نمودار Zr- Ti
۱۲۱	۳-۵- تعیین ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق محل منشأ مagma
۱۲۱	۱-۳-۵- تعیین ترکیب محل منشأ magma
۱۲۳	۲-۳-۵- تعیین درجه ذوب بخشی محل منشأ magma
۱۲۴	الف- نمودار نسبت عناصر کمیاب خاکی La/Sm در مقابل La
۱۲۵	ب- نمودار (Ce/Yb) _N - (Sm/Yb) _N
۱۲۶	۳-۳-۵- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ
۱۲۶	الف- نمودار FeO در مقابل SiO ₂
۱۲۷	ب- نمودار Ce/Yb- Ce
۱۲۸	ج- نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm, Yb و Ce در مقابل عمق جدایش
۱۲۹	۴-۵- عوامل مؤثر در تشکیل و تحول magmaهای سازنده سنگهای مورد مطالعه
۱۲۹	۱-۴-۵- ارزیابی نقش تبلور تفریقی
۱۳۰	۲-۴-۵- بررسی نقش آلایش پوستهای در تحول magmaهای سازنده سنگهای مورد مطالعه
۱۳۳	۵-۵- مقایسه ویژگی‌های رئوشنیمیابی سنگهای بازالتی مورد مطالعه با سنگهای سایر نقاط
۱۳۳	۱-۵-۵- مقایسه با نمونه‌های آتشفشاری کرتاسه زیرین جواهردشت (حقنظر، ۱۳۸۸)
۱۳۵	۲-۵-۵- مقایسه با سنگهای آتشفشاری درون صفحه‌ای کرتاسه- پالتوزن آسیای مرکزی
۱۳۷	الف- نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al ₂ O ₃ در مقابل TiO ₂ /Al ₂ O ₃ و Al ₂ O ₃ در مقابل
۱۳۹	ب- نمودار تمایز تکتونیکی Nb در مقابل Nb
۱۳۹	ج- نمودار تمایز تکتونیکی MnO-P ₂ O ₅ -TiO ₂
۱۴۰	۵-۶- آدکیت‌ها

۱۴۲	۱-۶-۵ - انواع آدکیت‌ها
۱۴۲	الف- آدکیت‌های کم سیلیس (LSA)
۱۴۲	ب- آدکیت‌های پرسیلیس (HSA)
۱۴۳	۲-۶-۵ - نمودارهای متمایز کننده انواع آدکیت‌ها
۱۴۴	۳-۶-۵ - جایگاه تکتونیکی و پتروژنر آدکیت‌ها
۱۵۴	۷-۵ - الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه
	فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات
۱۵۹	۱-۶ - نتیجه‌گیری
۱۶۲	۲-۶ - پیشنهادات
۱۶۳	منابع فارسی
۱۶۶	منابع لاتین

فهرست شکل‌ها

فصل اول

شکل ۱-۱-الف- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه جغرافیایی ایران.....	۳
شکل ۱-۱-ب- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه در اطلس راههای ایران.....	۳
شکل ۱-۲- نمای کلی از منطقه مورد نظر و مورفوژوئی آن	۵
شکل ۱-۳- تصویری از تپه های شنی موجود در منطقه مورد مطالعه.....	۵
شکل ۱-۴- انطباق نیمه شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران با نقشه توپوگرافی.....	۵

فصل دوم

شکل ۲-۱- نقشه پهنه‌های رسوبی-ساختاری عمدۀ ایران در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.....	۱۱
شکل ۲-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی چهارگوش زمین‌شناسی خارتوران (نوایی، ۱۳۶۵).....	۱۲
شکل ۲-۳- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی ورقه ۱:۱۰۰۰۰ احمدآباد	۱۳
شکل ۲-۴- آهک‌های اوربیتولین دار کرتاسه زیرین و ریزچین‌های مشاهده شده در آن‌ها.....	۱۸
شکل ۲-۵- نمای کلی از سنگ آهک‌های اوربیتولین دار کرتاسه زیرین.....	۱۸
شکل ۲-۶- نمای کلی یکی از رخنمون‌های سنگ‌های آتشفسانی بازالتی.....	۱۸
شکل ۲-۷- نمای کلی از رخنمون سنگ‌های آتشفسانی بازالتی.....	۱۸
شکل ۲-۸- کن tact سنگ‌های آتشفسانی بازالتی و سنگ آهک‌های اوربیتولین دار.....	۱۸
شکل ۲-۹- ساخت بالشی موجود در سنگ‌های بازالتی منطقه.....	۱۸
شکل ۲-۱۰- تناوب لایه‌های آهکی اوربیتولین دار و لایه‌های گدازه بازالتی.....	۱۹
شکل ۲-۱۱- آهک‌های چرت دار که در محل کن tact سنگ‌های آهکی با لایه‌های گدازه بازالتی مشاهده می‌شوند.....	۱۹
شکل ۲-۱۲- سنگ‌های بازالتی به شدت خرد و دگرسان شده	۱۹
شکل ۲-۱۳- یکی از رخنمون‌های گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه.....	۱۹
شکل ۲-۱۴- حضور کانی‌های ملاکیت و آزوریت در میان شکستگی‌های سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه.....	۱۹
شکل ۲-۱۵- تشکیل کانی ثانویه اپیدوت بر روی سطح گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه.....	۱۹
شکل ۲-۱۶- سیستم درزه‌های تقریباً عمود بر هم درون واحدهای شیلی.....	۲۰
شکل ۲-۱۷- نمای کلی از واحدهای شیلی-آهکی در میان سنگ آهک‌های میزبان گدازه های بازالتی	۲۰
شکل ۲-۱۸- ستون چینه‌شناسی واحدهای سنگی کرتاسه‌زیرین در منطقه مورد مطالعه	۲۲
شکل ۲-۱۹- نمای دور از واحدهای سنگی سنوزئیک.....	۲۳
شکل ۲-۲۰- نمای دور از واحدهای آتشفسانی ائوسن.....	۲۴
شکل ۲-۲۱- نمای دور از واحدهای آتشفسانی ائوسن.....	۲۴
شکل ۲-۲۲- نمای کلی دایک آندزیتی ائوسن موجود در آهک‌های کرتاسه زیرین.....	۲۵
شکل ۲-۲۳- فنوکریستهای درشت هورنبلند در داخل دایک آندزیتی ائوسن موجود	۲۵
شکل ۲-۲۴- نمایی از کنگلومرای قرمز رنگ مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه (معادل کنگلومرای کرمان).....	۲۶
شکل ۲-۲۵- نمای نزدیک از کنگلومرای قرمز مشاهده شده در منطقه (معادل کنگلومرای کرمان).....	۲۶
شکل ۲-۲۶- تصویر میکروسکوپی از نومولیت‌هایی به سن ائوسن میانی- فوکانی در داخل لایه‌های آهکی منطقه	۲۷
شکل ۲-۲۷- تصویر میکروسکوپی دیگری از نومولیت‌هایی به سن ائوسن میانی- فوکانی در داخل لایه‌های آهکی منطقه	۲۷

..... ۲۸	شکل ۲-۲- نمای کلی از مارن‌های سبز رنگ ائوسن در منطقه مورد مطالعه
..... ۳۰	شکل ۲-۲- کنتاکت مستقیم بین گدازه‌های داسیتی و سنگ آهک نومولیت‌دار ائوسن میانی - فوقاری
..... ۳۰	شکل ۲-۳- نمایی از سنگ‌های داسیتی ائوسن میانی - فوقاری در منطقه مورد مطالعه
..... ۳۰	شکل ۲-۴- تناوب لایه‌های گدازه داسیتی با آهک‌های نومولیت‌دار ائوسن میانی - فوقاری
..... ۳۰	شکل ۲-۵- پختگی آهک‌های نومولیت‌دار چرتی در تماس با گدازه‌های داسیتی.
..... ۳۰	شکل ۲-۶- نمای کلی از سنگ‌های آتشفشاری داسیتی که در آن شکستگی‌های تقریباً قائم دیده می‌شود
..... ۳۰	شکل ۲-۷- آنکلاو همزاد داسیتی در سنگ‌های داسیتی ائوسن منطقه
..... ۳۱	شکل ۲-۸- حضور کانی‌های مس‌دار (مالاکیت و آروریت) در سنگ‌های داسیتی منطقه
..... ۳۲	شکل ۲-۹- ستون چینه‌شناسی واحدهای سنگی سنوزوئیک در منطقه مورد مطالعه
..... ۳۷	شکل ۲-۱۰- نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه

فصل سوم

..... ۴۴	شکل ۳-۱- بافت اینترگرانولار و تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلازیوکلاز در زمینه میکرولیتی در بازالت‌های مورد مطالعه
..... ۴۴	شکل ۳-۲- بافت بادامکی در سنگ‌های بازالتی منطقه
..... ۴۴	شکل ۳-۳- تصویر میکروسکوپی آنکلاو همزاد بازالتی در سنگ‌های بازالتی منطقه
..... ۴۴	شکل ۳-۴- بافت جربانی در سنگ‌های بازالتی منطقه
..... ۴۵	شکل ۳-۵- تصویر میکروسکوپی از ایدنگسیتی شدن بلورهای اولیوین موجود در بازالت‌ها
..... ۴۸	شکل ۳-۶- بافت پورفیری در دایک آندزیتی منطقه
..... ۴۸	شکل ۳-۷- تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلازیوکلاز با منطقه‌بندی ترکیبی در دایک آندزیتی
..... ۴۸	شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلازیوکلاز با ماکل پلی‌ستنتیک و میکرولیت‌های پلازیوکلاز اطراف آن
..... ۴۸	شکل ۳-۹- سرسیتی شدن بخش‌های کلسیک فنوکریست‌های پلازیوکلاز در دایک آندزیتی
..... ۴۹	شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی فنوکریست‌های دارای منطقه‌بندی و متقطع هورنبلند در دایک آندزیتی
..... ۴۹	شکل ۳-۱۱- تصویر میکروسکوپی مگافنوکریست هورنبلند دارای ادخال‌های ریز پلازیوکلاز و کانی‌های اپاک
..... ۵۱	شکل ۳-۱۲- اشکال شماتیک بلورهای رشد یافته پلازیوکلاز حاصل از کاهش دمای مذاب در سیستم تبلور آلیت- آنورتیت (بست، ۲۰۰۳)
..... ۵۵	شکل ۳-۱۳- بافت پورفیری در سنگ‌های داسیتی ائوسن منطقه
..... ۵۵	شکل ۳-۱۴- بافت اسفلولیتی در سنگ‌های داسیتی ائوسن منطقه
..... ۵۵	شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی فنوکریست گرد شده و خلیجی شکل کوارتز دارای ادخال‌های پلازیوکلاز و آمفیبول
..... ۵۵	شکل ۳-۱۶- بافت گلومروپورفیری حاصل از اجتماع بلورهای پلازیوکلاز در سنگ‌های داسیتی ائوسن منطقه
..... ۵۵	شکل ۳-۱۷- تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلازیوکلاز دارای منطقه‌بندی ترکیبی در سنگ‌های داسیتی ائوسن منطقه
..... ۵۵	شکل ۳-۱۸- تصویر میکروسکوپی فنوکریست‌های گردشده پلازیوکلاز و کوارتز در زمینه ریز و شیشه‌ای داسیت‌های ائوسن
..... ۵۶	شکل ۳-۱۹- تصویر میکروسکوپی فنوکریست آمفیبول دارای ادخال‌هایی از کانی‌های اپاک در زمینه شیشه‌ای داسیت‌های ائوسن منطقه

شکل ۲۰-۳- تصویر میکروسکوپی فنوکریستهای کاملاً شکل دار آمفیبیول در زمینه شیشه‌ای سنگ‌های داسیتی ائوسن ۵۶
شکل ۲۱-۳- تصویر میکروسکوپی تشکیل حاشیه سوخته در اطراف بلور آمفیبیول در داسیت‌های ائوسن ۵۶
شکل ۲۲-۳- تصویر میکروسکوپی تشکیل کمربندی از بلورهای ریز آمفیبیول در اطراف فنوکریست پیروکسن در سنگ‌های داسیتی ائوسن منطقه ۵۶
شکل ۲۳-۳- تصویر میکروسکوپی بلور سوزنی و طویل آپاتیت در فنوکریست پلازیوکلاز در سنگ‌های داسیتی ائوسن منطقه ۵۶
شکل ۲۴-۳- حضور کانی‌های مس‌دار (مالاکیت و آزوریت) در سنگ‌های داسیتی ائوسن منطقه ۵۶
شکل ۲۵-۳- تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلازیوکلاز در کریستال لیتیک توف‌های ائوسن منطقه ۵۸
شکل ۲۶-۳- تصویر میکروسکوپی بلورهای آمفیبیول و پلازیوکلاز در کریستال لیتیک توف‌های ائوسن منطقه ۵۸
شکل ۲۷-۳- تصویر میکروسکوپی قطعه سنگی در کریستال لیتیک توف‌های ائوسن منطقه ۵۸
شکل ۲۸-۳- تصویر میکروسکوپی اجتماع بلورهای پلازیوکلاز در کریستال لیتیک توف‌های ائوسن منطقه ۵۸
شکل ۲۹-۳- تصویر میکروسکوپی حضور کانی مس‌دار مالاکیت در کریستال لیتیک توف‌های ائوسن منطقه ۵۸
شکل ۳۰-۳- نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانی‌های مشاهده شده در سنگ‌های آتشفسانی مورد مطالعه ۶۱

فصل چهارم

شکل ۴-۱- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس از لومتر و همکاران (۱۹۷۹) که نسبت‌های مختلف $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ پیشنهادی میدل‌موست را نشان می‌دهد ۶۹
شکل ۴-۲- رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس ترکیبات نورماتیو و پارامترهای 'Q' و ANOR (اشتریکایزن و لومتر، ۱۹۷۹) ۷۸
شکل ۴-۳- الف- موقعیت سنگ‌های آتشفسانی منطقه در نمودار لوپاس و همکاران (۱۹۸۶) ۸۰
شکل ۴-۳- ب- موقعیت سنگ‌های آتشفسانی منطقه در نمودار میدل‌موست (۱۹۹۴) ۸۰
شکل ۴-۴- الف- موقعیت سنگ‌های آتشفسانی منطقه در نمودار دلاروش و همکاران (۱۹۸۰) ۸۲
شکل ۴-۴- ب- موقعیت سنگ‌های آتشفسانی منطقه در نمودار وینچستر و فلويد (۱۹۷۷) ۸۲
شکل ۴-۵- الف- تعیین سری ماقمایی سنگ‌های منطقه در نمودار ایروین و باراگار (۱۹۷۱) ۸۴
شکل ۴-۵- ب- تعیین سری ماقمایی سنگ‌های منطقه در نمودار ایروین و باراگار (۱۹۷۱) ۸۴
شکل ۴-۵- پ- تعیین سری ماقمایی سنگ‌های منطقه در نمودار لوپاس و همکاران (۱۹۸۶) ۸۵
شکل ۴-۵- ت- تعیین سری ماقمایی سنگ‌های منطقه در نمودار هستی و همکاران (۲۰۰۷) ۸۵
شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل SiO_2 سنگ‌های آتشفسانی ائوسن میانی- فوکانی ۸۹
شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل MgO سنگ‌های آتشفسانی کرتاسه زیرین ۹۲
شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل D.I سنگ‌های آتشفسانی مورد مطالعه ۹۶
شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 و MgO سنگ‌های آتشفسانی مورد مطالعه ۱۰۱
شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار و سازگار در مقابل یکدیگر ۱۰۴
شکل ۴-۱۱- الف- نمودار به‌هنچار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های آتشفسانی کرتاسه زیرین به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) ۱۱۱
شکل ۴-۱۱- ب- نمودار به‌هنچار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های ائوسن به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) ۱۱۱
شکل ۴-۱۲- الف- نمودار به‌هنچار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های کرتاسه زیرین به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) ۱۱۱
شکل ۴-۱۲- ب- نمودار به‌هنچار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های ائوسن به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) ۱۱۱

شكل ۱۳-۴-الف- نمودار به هنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های کرتاسه زیرین به گوشه اولیه (سان و مک-دونوف، ۱۹۸۹)	۱۱۱
شكل ۱۳-۴-ب- نمودار به هنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های اوسن به گوشه اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹)	۱۱۱
شكل ۱۴-۴-الف- نمودار به هنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های کرتاسه زیرین به گوشه اولیه (وود و همکاران، ۱۹۸۰)	۱۱۲
شكل ۱۴-۴-ب- نمودار به هنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های اوسن به گوشه اولیه (وود و همکاران، ۱۹۸۰)	۱۱۲
شكل ۱۵-۴-الف- نمودار به هنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های کرتاسه زیرین به مورب (پرس، ۱۹۸۳)	۱۱۲
شكل ۱۵-۴-ب- نمودار به هنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های اوسن به مورب (پرس، ۱۹۸۳)	۱۱۲
شكل ۱۶-۴-نمودار به هنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین به OIB (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹)	۱۱۲

فصل پنجم

شكل ۱-۵-موقعیت سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین در نمودار تمایز تکتونیکی Zr/Y (پرس و نوری، ۱۹۷۹)	۱۱۸
شكل ۲-۵-موقعیت سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه در نمودار تمایز تکتونیکی Y-Ti-Zr (پرس و کان ۱۹۷۳)	۱۱۸
شكل ۳-۵-موقعیت سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین در نمودار تمایز تکتونیکی Zr-Nb-Y (مشد، ۱۹۸۶)	۱۱۹
شك ۴-۵-موقعیت نمونه‌های بازیک در نمودار تمایز تکتونیکی Ti-V (شروع، ۱۹۸۲)	۱۱۹
شكل ۵-۵-موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایزی MnO-TiO ₂ -P ₂ O ₅ (مولن، ۱۹۸۳)	۱۲۰
شكل ۵-۶-موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز تکتونیکی Th-Zr-Nb (وود، ۱۹۸۰)	۱۲۱
شكل ۷-۵-موقعیت نمونه‌های آندزیتی - داسیتی اوسن در نمودار تمایز تکتونیکی Zr-Ti (پرس و کان، ۱۹۷۳)	۱۲۱
شكل ۸-۵-نمودار نسبت Sm/Ce در مقابل Ce/Sm (کوبان، ۲۰۰۷) جهت بررسی حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ	۱۲۲
شكل ۹-۵-الف- نمودار تغییرات Nb در مقابل Zr	۱۲۳
شكل ۹-۵-ب- نمودار تغییرات Y در مقابل Zr	۱۲۳
شكل ۱۰-۵-نمودار La/Sm در مقابل La برای تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب ناحیه منشأ سنگ‌های بازیک مورد مطالعه شکل	۱۲۵
شكل ۱۱-۵-نمودار نسبت Ce/Yb _N در مقابل Ce/Yb _N (Ce/Yb _N) در مقابل Sm/Yb _N (Sm/Yb _N) جهت تعیین ترکیب و درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ	۱۲۶
شكل ۱۲-۵-نمودار FeO در مقابل SiO ₂ (باکر و استالپیر، ۱۹۹۴؛ کوشیره، ۱۹۹۶)	۱۲۷
شكل ۱۳-۵-نمودار تغییرات نسبت Ce/Yb در مقابل Ce (لام، ۱۹۹۱)، جهت تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین مورد مطالعه	۱۲۸
شكل ۱۴-۵-نمودار میانگین تمرکز عناصر Yb، Sm و Ce (لام، ۱۹۹۱) برای تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین مورد مطالعه	۱۲۸
شكل ۱۵-۵-نمودار Ni در مقابل MgO (جورج و راجرز، ۲۰۰۲) جهت تعیین اولیه یا غیر اولیه بودن ماقمای مولد سنگ‌های مورد مطالعه	۱۳۰

شكل ۱۶-۵- نمودار نسبت Rb/Th در مقابل Rb (دوپائلو، ۱۹۶۰)، جهت بررسی نقش آلایش پوسته‌ای در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های حدواسط- اسیدی ائوسن مورد مطالعه.....	۱۳۱
شكل ۱۷-۵- نمودار نسبت K ₂ O/Na ₂ O در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲)، جهت بررسی نقش آلایش در تحول ماگمای مولد سنگ‌های حدواسط- اسیدی ائوسن مورد مطالعه.....	۱۳۱
شكل ۱۸-۵- نمودار U/Nb در مقابل Nb (یان و ژائو، ۲۰۰۸).....	۱۳۲
شكل ۱۹-۵- نمودار La/Nb در مقابل La/Sm (یان و ژائو، ۲۰۰۸).....	۱۳۲
شكل ۲۰-۵- موقعیت سنگ‌های آتشفشاری منطقه جواهردشت در نمودار لوباس و همکاران (۱۹۸۶).....	۱۳۴
شكل ۲۱-۵- موقعیت سنگ‌های آتشفشاری منطقه جواهردشت در نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹).....	۱۳۴
شكل ۲۲-۵- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های بازالتی منطقه جواهردشت در نمودار ایروین و باراگار (۱۹۷۱).....	۱۳۴
شكل ۲۳-۵- موقعیت سنگ‌های بازالتی منطقه جواهردشت در نمودار تمایز تکتونیکی Zr/Y - Zr/Y (پیرس و نوری، ۱۹۷۹).....	۱۳۴
شكل ۲۴-۵- مقایسه نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های بازالتی کرتاسه آسیای مرکزی با نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار بهنجار شده به کندریت ناکامورا (۱۹۷۴)	۱۳۶
شكل ۲۵-۵- مقایسه نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های بازالتی کرتاسه آسیای مرکزی با نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار بهنجار شده به مورب پیرس (۱۹۸۳).....	۱۳۶
شكل ۲۶-۵- مقایسه نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های بازالتی کرتاسه آسیای مرکزی با نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار بهنجار شده به OIB سان و مکدونوف (۹۸۹).....	۱۳۷
شكل ۲۷-۵- نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) جهت بررسی حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ سنگ‌های آتشفشاری کرتاسه آسیای مرکزی	۱۳۷
شكل ۲۸-۵- الف- نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al ₂ O ₃ در مقابل TiO ₂ /Al ₂ O ₃ و ب- TiO ₂ در مقابل Al ₂ O ₃ (مولر و گراوس، ۱۹۹۲).....	۱۳۹
شكل ۲۹-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و سنگ‌های آتشفشاری کرتاسه آسیای مرکزی بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Th/Nb در مقابل Nb (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷).....	۱۴۰
شكل ۳۰-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و سنگ‌های آتشفشاری کرتاسه آسیای مرکزی بر روی نمودار تمایزی MnO-TiO ₂ -P ₂ O ₅ (مولن، ۱۹۸۳).....	۱۴۰
شكل ۳۱-۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه و سنگ‌های بازالتی کرتاسه آسیای مرکزی در نمودار TiO ₂ -K ₂ O.....	۱۴۰
شكل ۳۲-۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه و سنگ‌های بازالتی کرتاسه آسیای مرکزی در نمودار Nb/Y-Zr/Y.....	۱۴۰
شكل ۳۳-۵- نمودار Sr/Y در مقابل Y پترون و همکاران (۲۰۰۶) برای نشان دادن ماهیّت آداسیتی سنگ‌های حدواسط- اسیدی ائوسن منطقه زمان‌آباد.....	۱۴۳
شكل ۳۴-۵- نمودار MgO در مقابل SiO ₂ مارتین (۲۰۰۰) برای نشان دادن ماهیّت آداسیتی پرسیلیس نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه.....	۱۴۳
شكل ۳۵-۵- نمودار Sr در مقابل K ₂ O+Na ₂ O مارتین و همکاران (۲۰۰۵) برای نشان دادن ماهیّت آداسیتی پرسیلیس نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه.....	۱۴۴
شكل ۳۶-۵- نمودار Sr در مقابل CaO+Na ₂ O مارتین و همکاران (۲۰۰۲) برای نشان دادن ماهیّت آداسیتی پرسیلیس نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه.....	۱۴۴

شکل ۳۷-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار $\text{La}/\text{Yb}_{\text{N}}$ در مقابل Yb_{N} استرن و همکاران (۱۹۹۶) جهت تعیین محل خاستگاه آن‌ها ۱۴۴

شکل ۳۸-۵- موقعیت سنگ‌های اوسن مورد مطالعه در نمودار MgO در مقابل SiO_2 به منظور تعیین محل خاستگاه آن‌ها ۱۴۴

شکل ۳۹-۵- نمودار Nb/Y . این نمودار نشان می‌دهد که غنی‌شدگی ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه در ارتباط با مشارکت مذاب غنی‌شده حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی ۱۴۸

شکل ۴۰-۵- نمودارهای وانگ و همکاران (۲۰۰۶) و موقعیت سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه بر روی آن‌ها ۱۵۰

شکل ۴۱-۵- (الف) نمودار $\# \text{Mg}$ در برابر SiO_2 و (ب) نمودار Th/Ce در برابر Th و موقعیت نمونه‌های آداکیتی مورد مطالعه بر روی آن ۱۵۲

شکل ۴۲-۵- (الف) نمودار $\# \text{Mg}$ در برابر SiO_2 و (ب) نمودار Th/Ce در برابر Th و موقعیت نمونه‌های آداکیتی شهرفیروزه، جنوب قوچان و باشتین بر روی آن ۱۵۲

شکل ۴۳-۵- تصویری نمادین از الگوی تکتونوماگمایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه ۱۵۷

فهرست جدول‌ها

فصل چهارم

جدول ۴-۱- مشخصات و مختصات جغرافیایی نمونه‌های سنگی منتخب جهت انجام تجزیه شیمیایی ۶۶
جدول ۴-۲- راهنمای علائم معرف سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در نمودارهای ژئوشیمیایی ۶۹
جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر نورم CIPW برای نمونه‌های مورد مطالعه ۷۱
جدول ۴-۴- نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه ۷۳
جدول ۴-۵- درصد کانی‌های محاسبه شده از طریق نورم خشک اصلاح شده و نورم آبدار برای نمونه‌های مورد مطالعه ۷۶
جدول ۴-۶- اسامی سنگ‌های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف با استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی ۸۲
جدول ۴-۷- مقادیر D.I برای نمونه‌های مورد مطالعه ۹۲

فصل پنجم

جدول ۵-۱- ترکیب ناحیه منشأ و درجه ذوب بخشی ماگمای سازنده سنگ‌های بازالتی بر روی نمودارهای مختلف ۱۲۶
جدول ۵-۲- مشخصات ماگماهای اولیه و مقادیر آن‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه ۱۲۹
جدول ۵-۳- علائم معرف نمونه‌های مختلف سنگی در نمودارهای ژئوشیمیایی بخش مقایسه سنگ‌های مورد مطالعه با نمونه‌های سایر نقاط ۱۳۴
جدول ۵-۴- نتایج تجزیه شیمیایی چند نمونه از سنگ‌های بازالتی جواهردشت (حق نظر، ۱۳۸۸) ۱۳۵
جدول ۵-۵- نتایج تجزیه شیمیایی ۱۰ نمونه از نمونه‌های آتشفشانی آسیای مرکزی (سیمونوف و همکاران، ۲۰۰۷) ۱۳۸
جدول ۵-۶- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آدکیت‌های پرسیلیس و کم سیلیس (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) با میانگین نمونه‌های منطقه زمان‌آباد (برگرفته از قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹) ۱۴۵
جدول ۵-۷- نسبت‌های ژئوشیمیایی برخی از عناصر کمیاب در سنگ‌های مورد مطالعه و برخی آدکیت‌های شناخته شده در دیگر نقاط دنیا (برگرفته از قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹) ۱۴۷
جدول ۵-۸- مقایسه ویژگی ژئوشیمیایی آدکیت‌های مورد مطالعه با ماقماهای آدکیتی شهر فیروزه، جنوب قوچان و باشتین ۱۵۳

فصل اول

كلمات

"

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی

منطقه مورد مطالعه در ۲۴۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان شهرود، در جنوب و جنوب شرق روستای زمان‌آباد در استان سمنان واقع شده است. محدوده مورد نظر در مختصات جغرافیایی ۳۵° ۵۶' تا ۵۷' طول شرقی و ۳۵° ۳۷' عرض شمالی قرار دارد. ارتفاع این منطقه بین ۹۰۰ تا ۲۳۰۰ متر از سطح دریا متغیر می‌باشد. این ناحیه در شمال گسل درونه در زون ایران مرکزی واقع شده است.

دسترسی به منطقه مورد مطالعه از طریق مسیر جاده آسفالت شهرود- بیارجمند- کاشمر میسر است. این منطقه در حدود ۱۲۰ کیلومتری بیارجمند در امتداد جاده بیارجمند - کاشمر واقع شده است. در مسیر این جاده روستاهای احمدآباد، زمان‌آباد و صالح‌آباد قرار دارند. از سایر راههای دسترسی به این منطقه، می‌توان به جاده خاکی که روستای صالح‌آباد را به حجاج، روتاب و در نهایت به سیزوار متصل می‌کند، اشاره نمود. سایر راههای دسترسی به این منطقه نیز در شکل ۱-۱ نشان داده شده‌اند.

۱-۲- آب و هوا و جغرافیای انسانی

منطقه مورد مطالعه در حاشیه شمالی دشت کویر واقع شده است، به همین دلیل دارای آب و هوای خشک و نیمه خشک کویری می‌باشد. متوسط بارندگی سالانه منطقه خارتوران ۵۰ تا ۱۰۰ میلی‌متر است که از این جهت در زمرة مناطق خشک و بیابانی قرار دارد. عمدۀ فعالیت ساکنان منطقه مورد مطالعه کشاورزی و دامپروری می‌باشد، که به دلیل کمبود بارندگی و آب جهت انجام فعالیت‌های کشاورزی، دامپروری از رونق بیشتری برخوردار است و تعداد بیشتری از مردم منطقه در این عرصه فعال هستند. از مهمترین محصولات کشاورزی منطقه می‌توان به گندم، جو، هندوانه، فلفل، تخمه آفتابگردان و پنبه اشاره نمود (سلامتی، ۱۳۷۹).



الف



ب

شکل ۱-۱- الف- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه جغرافیایی ایران.
ب- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه در اطلس راههای ایران (منطقه مورد نظر در کادر نشان داده شده است).

۳-۱- ژئومورفولوژی

زمین ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه متأثر از ساختها و فعالیت‌های تکتونیکی و همچنین ماهیّت رخنمون‌ها می‌باشد. از لحاظ تکتونیکی، فعالیت‌های گستردگی‌ای تا عهد حاضر در این منطقه استمرار داشته است. از لحاظ ژئومورفولوژیکی، قسمت جنوب و جنوب‌شرقی منطقه مورد مطالعه (کوه پیغمبر)، مرتفع و سطیغ ساز بوده و لیتو‌لولوژی غالب آن‌ها، واحدهای رسوبی دریایی (آهکی) می‌باشد. قسمت‌هایی که دارای ارتفاع کمتری هستند، معمولاً واحدهای فرسایش پذیرتر (شیل-مارن) و بخش‌های کویری که از شن‌های روان تشکیل شده‌اند، می‌باشند.

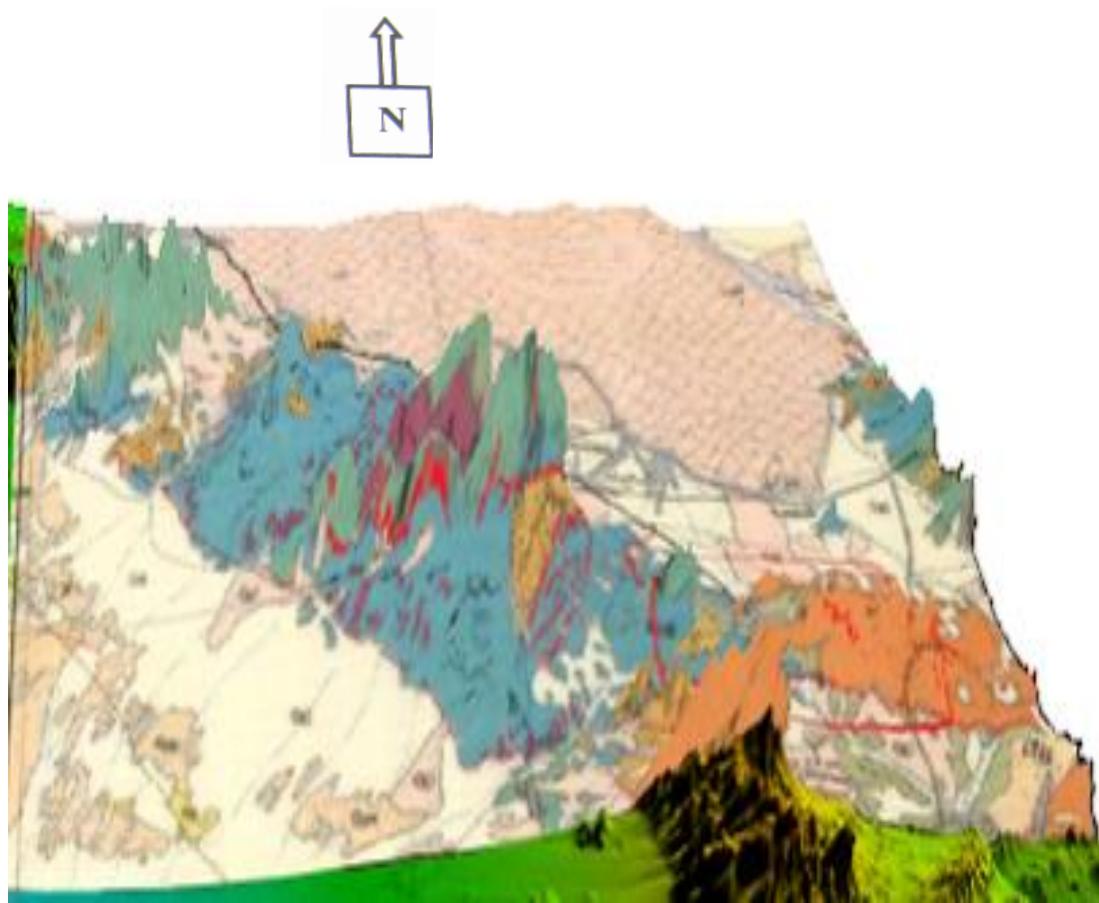
بلندترین ارتفاع منطقه مورد مطالعه به نام کوه پیغمبر با بلندی ۲۲۵۰ متر در قسمت جنوب روستای زمان‌آباد و پست‌ترین منطقه در شمال روستای احمدآباد و با ارتفاع معادل ۸۱۰ متر از سطح دریا قرار دارد. بخش جنوب و جنوب‌شرقی منطقه مورد مطالعه، تقریباً کوهستانی است و قسمت شمال‌شرقی این منطقه دارای شن‌های روان به صورت برخان و ... می‌باشد. ژئومورفولوژی کوه‌های منطقه بستگی به واحدهای سازنده آن‌ها و همچنین زمین ساخت مؤثر بر آن‌ها دارد؛ به طور مثال هر جا که واحدهای سازنده آهکی هستند و مقدار شیل و مارن کم‌تر است، مانند آهک‌های توده ای کرتاسه زیرین، این واحدها در مقابل فرسایش مقاومت کرده و دارای بلندای بیشتری می‌باشند و بر عکس در جاهایی که مقدار شیل و مارن بیشتر می‌باشد (نظیر واحدهای کرتاسه بالایی)، ارتفاعات دارای بلندای کمتر و به صورت تپه ماهوری می‌باشند. از مهمترین کوه‌های منطقه می‌توان به کوه پیغمبر و کوه هیزمی اشاره کرد. بادهای موسمی در این منطقه سبب حرکت شن‌های روان و ایجاد برخان می‌شوند (شکل ۱-۲ و ۱-۳). این بادها در فصل زمستان سبب انتقال رطوبت به منطقه و بارندگی می‌گردند. رودهای منطقه تماماً به صورت فصلی می‌باشند و از آن جمله می‌توان به بحر حاجج، کال جنگال و کال نگوک اشاره کرد. شکل ۱-۴، ژئومورفولوژی منطقه که با استفاده از انطباق نقشه زمین‌شناسی با نقشه توپوگرافی منطقه حاصل شده است را به تصویر کشیده است.



شکل ۱-۳- تصویری از تپه های ماسه‌ای موجود در منطقه مورد مطالعه (غرب روستای زمان آباد، جهت دید به سمت شمال غرب).



شکل ۱-۲- نمای کلی از منطقه مورد نظر و مورفولوژی آن، (جنوب شرق روستای صالح آباد، جهت دید به سمت شرق).



شکل ۱-۴- انطباق نیمه شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران با نقشه توپوگرافی با استفاده از نرم‌افزار Global Mapper

۴-۱- مطالعات قبلی

منطقه مورد مطالعه نسبت به مناطق اطراف کمتر مورد مطالعه و بررسی همه جانبه قرار گرفته است. مطالعات انجام شده، غالباً تنها بر روی یکی از جنبه‌های زمین‌شناسی از قبیل مطالعات زمین‌شناسی ساختمانی و تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه صورت پذیرفته است. با این حال، در زیر به برخی از مطالعات که قبل از انجام این تحقیق بر روی این منطقه و مناطق اطراف آن انجام پذیرفته اشاره می‌گردد.

- ۱) نوایی و همکاران در سال ۱۳۶۵ به تهیه نقشه چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ خارتوران پرداختند.
- ۲) کرمی (۱۳۷۷) به بررسی منابع آب در منطقه جنوب احمدآباد (منطقه مورد مطالعه) پرداخته است که نتایج حاصل از این تحقیق، در عمل منجر به ایجاد چند سد محلی در منطقه شده است.
- ۳) سلامتی و همکاران (۱۳۷۹) نقشه زمین‌شناسی منطقه احمدآباد را تهیه کرده‌اند و گزارش مختصری از واحدهای مختلف سنگی منطقه تهیه نموده‌اند.
- ۴) غفاری نیک (۱۳۷۹) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد به بررسی تاریخچه دگریختی واحد شیلی-آهکی کرتاسه زیرین ناحیه احمدآباد پرداخته است.
- ۵) کولیوند (۱۳۷۹) تحلیل کنیماتیکی نیمه خاوری چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ خارتوران را به عنوان پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد بررسی قرار داده است.
- ۶) عروج نیا (۱۳۸۲) بررسی سنگ شناختی و خاستگاه سنگ‌های آتشفسانی اوسن در ورقه ابریشم رود که مجاور منطقه مورد مطالعه می‌باشد را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد به انجام رسانده است.
- ۷) بدخشان ممتاز و بنی آدم (۱۳۸۲) گزارش مطالعات اکتشاف چکشی در ورقه ۱:۱۰۰۰۰ دارین را تهیه کرده‌اند.

در شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد (سلامتی، ۱۳۷۹) که تنها مطالعه صورت گرفته بر روی منطقه مورد مطالعه می‌باشد، واحدهای سنگی مورد مطالعه در این تحقیق، به کرتاسه پایین و بالایی نسبت داده شده‌اند، ولی بررسی‌های اولیه بر روی منطقه نشان داد که چنین نیست و واحدهای سنگی نسبت داده شده به کرتاسه بالایی در اصل متعلق به ائوسن هستند. از مهمترین شواهد این مدعای می‌توان به رخنمون گسترده واحدهای سنگی ائوسن و بخصوص آهک‌های نومولیتی اشاره کرد. با توجه به این مورد، لزوم مطالعه دقیق و همه جانبه بر روی منطقه فوق ضروری به نظر می‌آید، لذا این مطالعه با اهداف ذیل تعریف گردید.

۱-۵- اهداف مطالعه

مطالعه این منطقه به منظور بررسی دقیق و همه‌جانبه ویژگی‌های سنگ‌شناسی واحدهای آتشفسانی منطقه، بررسی سنگ‌های میزبان آن‌ها و محیط تشکیل این سنگ‌ها و همچنین بررسی امکان کانه‌زایی مرتبط با این فعالیت‌های آتشفسانی صورت پذیرفته است. در همین راستا اهداف زیر پیگیری گردیده است:

- (۱) بررسی روابط صحرایی بین واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه از لحاظ سنی و ساختاری.
- (۲) تعیین موقعیت دقیق چینه‌شناسی واحدهای آتشفسانی در ستون چینه‌ای منطقه مورد مطالعه.
- (۳) بررسی دقیق پتروگرافی سنگ‌های آتشفسانی و سنگ‌های میزبان آن‌ها در منطقه مورد مطالعه.
- (۴) بررسی دقیق و همه‌جانبه ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفسانی منطقه مورد مطالعه از لحاظ عناصر کمیاب و کمیاب خاکی.
- (۵) تجزیه و تحلیل داده‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی و تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفسانی منطقه مورد مطالعه.
- (۶) مطالعه پتانسیل‌های معدنی احتمالی مرتبط با فورانهای آتشفسانی منطقه.
- (۷) تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه و اصلاح احتمالی نقشه‌های زمین‌شناسی موجود.

۱-۶- روش مطالعه

برای نیل به اهداف تعیین شده در مطالعه منطقه مورد نظر، سلسله اقدامات و مطالعاتی صورت پذیرفت که از آن جمله می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- ۱) جمع‌آوری و بررسی مطالعات قبلی صورت گرفته در مورد منطقه مورد مطالعه و مناطق اطراف.
- ۲) تهیه اطلاعات و اسنادی همچون عکس‌های هوایی، نقشه‌های زمین‌شناسی، نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و همچنین تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد نظر.
- ۳) انجام بازدیدهای صحرایی مقدماتی در تیرماه ۱۳۸۸ و بازدیدهای تکمیلی در آبان ماه ۱۳۸۸.
- ۴) نمونه برداری از واحدهای سنگی مختلف منطقه مورد مطالعه، تهیه مقاطع نازک و صیقلی از نمونه‌ها و تجزیه شیمیایی نمونه‌های منتخب به روش ICP-MS.
- ۵) پردازش و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی با استفاده از نرم افزارهای پترولوزیکی از جمله: IGpet , GCDkit ...
- ۶) جمع‌بندی و تلفیق داده‌های ژئوشیمیایی و مقایسه آن‌ها با یافته‌های سایر محققین در مناطق مشابه با منطقه مورد مطالعه.

جهت رسیدن به اهداف مطرح شده در بالا، منطقه مورد مطالعه در هشت ایستگاه مورد بررسی صحرایی و برداشت نمونه‌های سنگی قرار گرفت. از نمونه‌های برداشت شده تعداد یکصد عدد مقطع نازک تهیه گردید. از میان نمونه‌های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه، با توجه به تنوع لیتولوزیکی سنگ‌های آتشفسانی، تعداد دوازده نمونه انتخاب و جهت انجام تجزیه شیمیایی ICP-MS به آزمایشگاه ASL کشور کانادا ارسال گردید. بعد از دریافت نتایج آنالیزهای شیمیایی، تحلیل داده‌ها بوسیله نرم‌افزارهای مختلف آماری و پترولوزیکی انجام پذیرفت که شرح و تفسیر نتایج حاصله در فصل‌های آتی ارائه شده است.

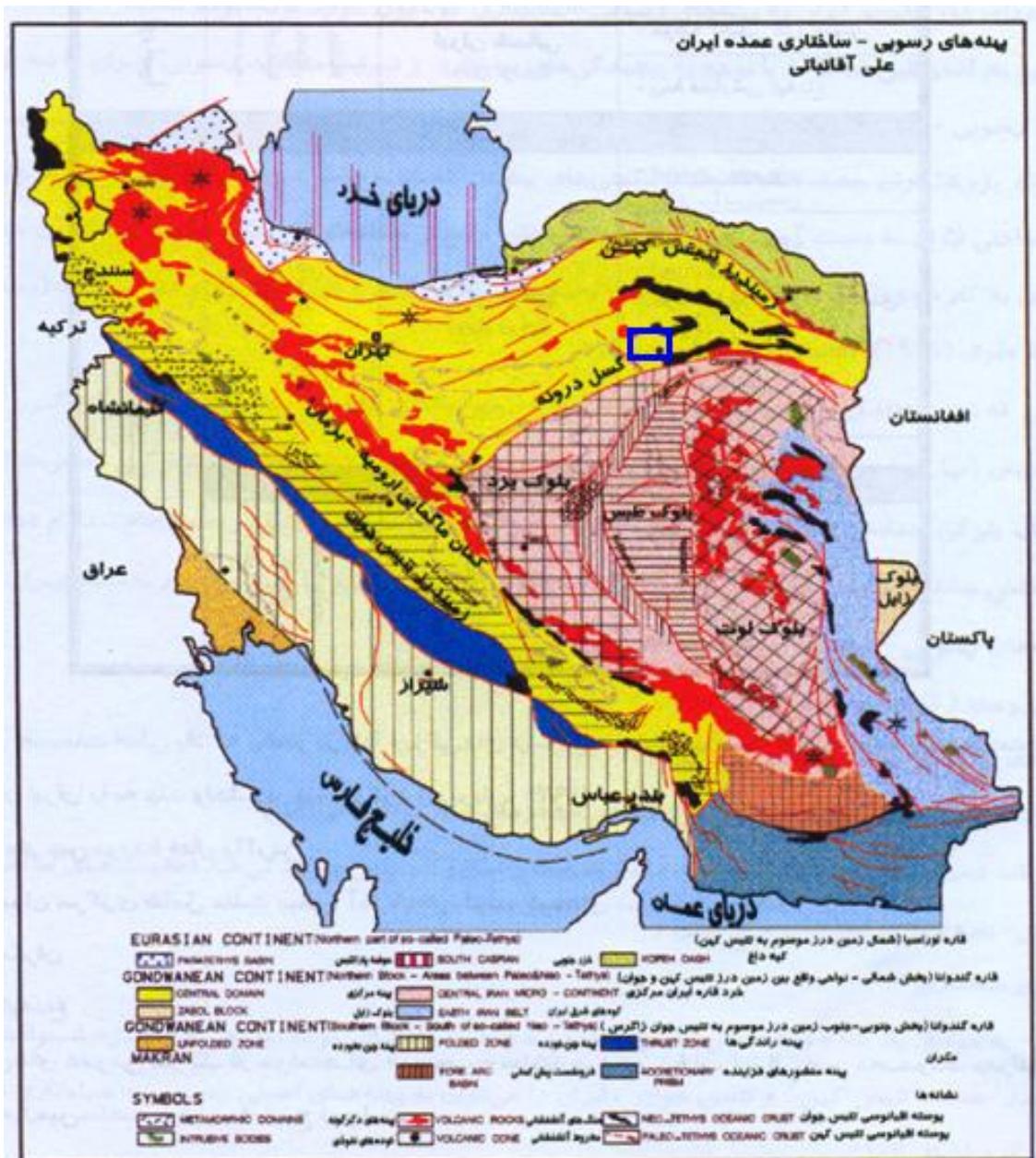
فصل دوم

زین‌شناسی عمومی

۱-۲- مقدمه

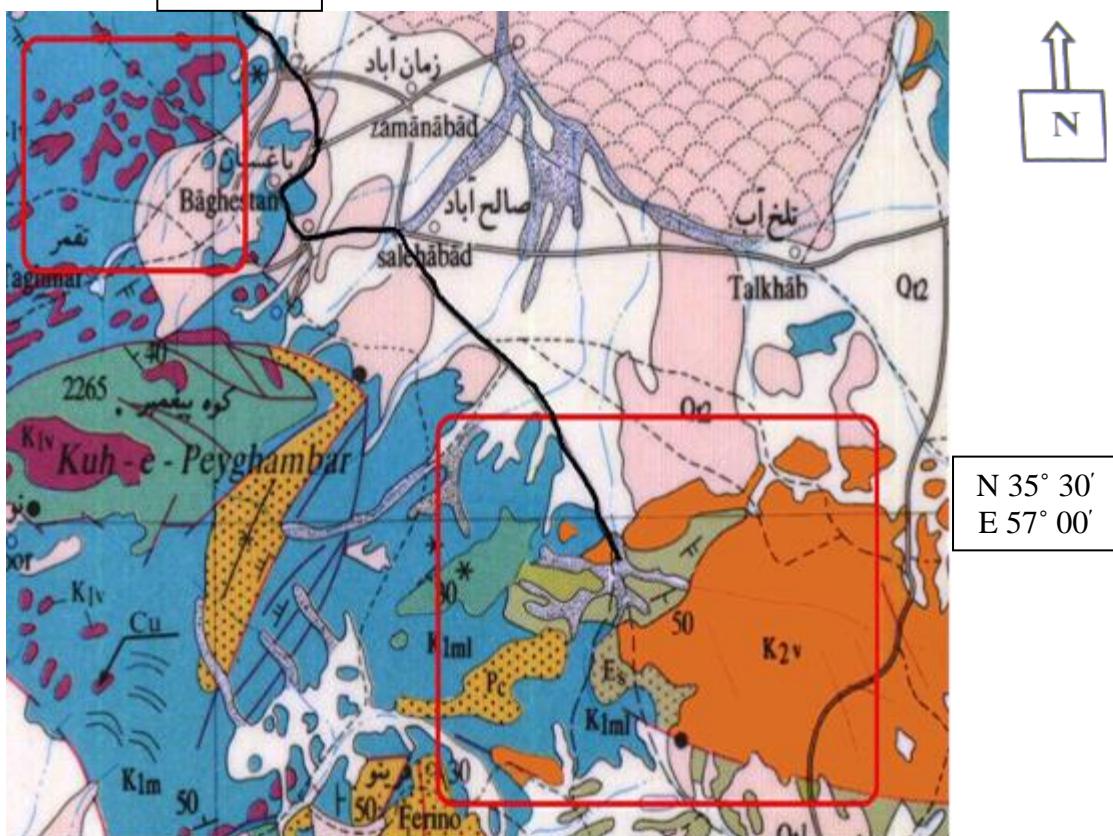
منطقه زمانآباد خارتوران از لحاظ تقسیمات زمین‌ساختی، بخشی از پهنه ایران مرکزی (نبوی، ۱۳۵۵) و بر اساس تقسیم بندی جدید پهنه‌های رسوبی- ساختاری ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳)، جزئی از زون سبزوار محسوب می‌شود. در این منطقه واحدهای سنگی با طیف سنی از کرتاسه زیرین تا کواترنر رخنمون دارند. در شکل ۲-۱، موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زون‌های ساختاری ایران نشان داده شده است.

در این فصل سعی بر آن است که با توجه به ترتیب قرارگیری واحدهای سنگی مورد مطالعه در ستون چینه شناسی، ویژگی‌های صحرایی آن‌ها مورد بحث و بررسی قرار گیرد. این واحدها شامل واحدهای آذرین آتشفسانی (بازالت، آندزیت، داسیت) و واحدهای آتشفسانی- رسوبی و رسوبی (کریستال توف، لیتیک توف، شیل، مارن، سنگ آهک، مجموعه شیلی- مارنی، کنگلومرا و ...) می‌باشند. در شکل های ۲-۲ و ۳-۲ واحدهای سنگی مورد مطالعه بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ در چهارگوش خارتوران (نوایی و همکاران، ۱۳۶۵) و ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد (سلامتی، ۱۳۷۹) نشان داده شده است.



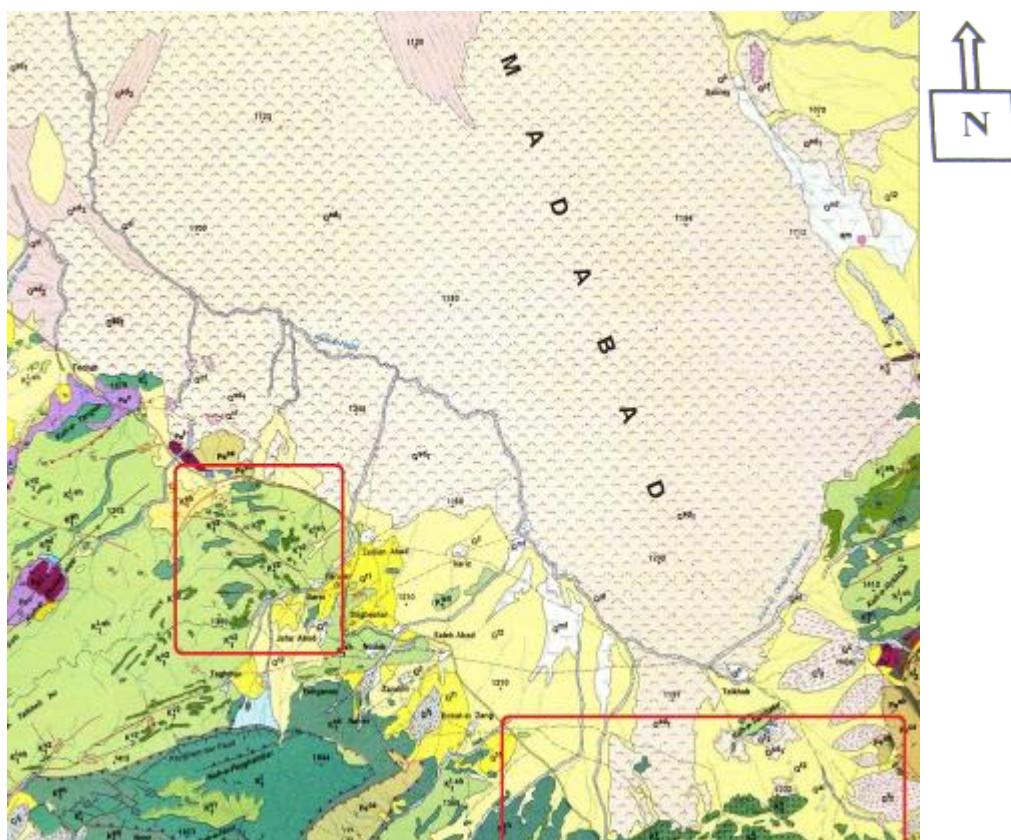
شکل ۲- ن نقشه پهنه‌های رسوی- ساختاری عمده ایران در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (آقانباتی، ۱۳۸۳)، موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی این نقشه با علامت □ نشان داده شده است.

N 35° 36'
E 56° 45'



UPPER CRETACEOUS - PALEOGENE	Pm Marl and sandstone, green.	مارن و ماسه سنگ سبز
	Pt Marl, sandstone, conglomerate and tuff, red and green.	مارن، ماسه سنگ کلکلورا و توفه، قرمز و سبز
	Andesitic tuff - lava and alkali basaltic lava.	توف آندزیتی - گازاره و گازارهای بازالت قلایانی
	Andesitic tuff, green.	توف آندزیتی سبز
	Conglomerate.	کلکلورا
	Ea Marl and sandstone with nummulite.	مارن و ماسه سنگ نومولیت دار
	Eg Sandstone, fine grain.	ماسه سنگ دانه‌ریز
	Limestone with nummulite.	سنگ آهک نومولیت دار
	Conglomerate, andesite, tuff, shale and limestone bearing nummulites.	کلکلورا، آندزیت، توفه، شیل و آهکداری نومولیت
	Limestone, light color, with nummulite.	سنگ آهک بیرونگ روشن دارای نومولیت
KERMAN CONGLOMERATE.		کلکلورای کرمان
	Marl and marly limestone.	مارن و آهک مارنی
	Eg Green andesitic tuff, stone lava and radiolarian chert.	آندزیت و توف سبز و جرت رادیولاریت دار
	Eg1 Globotruncana limestone, pink.	سنگ آهک گلوبوئن‌وکالاندار صورتی
	Limestone, massive.	سنگ آهک توده‌ای
	Oolitha limestone.	سنگ آهک اریتوتلین دار
	Eml Marly limestone and marl.	سنگ آهک مارنی و مارن
	E1m Marl.	مارن
	Basaltic lava with pillow structure in part.	گازاره بازالتی با ساخت بالشتی در پاره‌ی بخشها

شکل ۲-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه زمین‌شناسی چهارگوش خارتوران (نوایی و همکاران، ۱۳۶۵).



Eocene	E^m_2 : Cream to pinkish tuffaceous marl
	E^{tb} : Green to gray intermediate to acidic tuff breccia, lithic tuff - trachyandesite and lithic crystal tuff
	E^{tr} : Trachyt
	E^v : Black to dark gray pyroxene trachyandesite, andesitic lava
	E^o_2 : Light pink to light brownish conglomerate with limestone and sandstone pebbles
	E^{ms}_2 : Light green marl and Nummulite bearing sandstone with intercalations of conglomerate
	E^f : Alternating of gray thin to medium bedded limestone and cream shale (ypresian)
	E^c_1 : Brownish conglomerate with sandstone pebbles
	E^l_1 : Light gray limestone, Nummulite bearing
Paleo.	Pe^c : Red to brown medium bedded, well rounded, poorly sorted conglomerate.
E. Paleopal.	Pe^{cs} : Green polygenetic conglomerate
	Pe^l : Pink and light gray micritic limestone
	Pe^{sh} : Green or gray sandstone with yellow shale and marl, well bedded
	K^v_2 : Green and brown andesitic tuff and acidic lava (alkaline)
	K^l_2 : Gray to pink limestone and Globotruncana sandy limestone
	K^{ls}_2 : Alternation of brown sandy and marly limestone with shale
	K^{ml}_2 : Green and yellow shale and marl with intercalations of gray thin bedded limestone.
	K^{sh}_2 : Violet to gray, thin bedded, detritic calcareous shale (Cenomanian - Turonian).
L. Cret.	K^l_1 : Gray, massive to thick- bedded, micritic, Orbitolina limestone
	K^{sh}_1 : Light gray to gray, thin-bedded, detritic, calcareous shale
	K^{v2}_1 : Trachyandesite, andesitic lava (spilite)
	$K^{l,sh}_1$: Gray, thin to medium bedded, limestone with intercalation of calcareous shale (Turbidite)
	K^{v1}_1 : Green, altered crystal lithic tuff

شکل ۲-۳- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی بخش جنوبی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد (سلامتی، ۱۳۷۹). (بخشی از منطقه در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مری واقع می شود که تهیه نشده است).

۲-۲- پیکره‌های سنگی مورد مطالعه

واحدهای سنگی مورد مطالعه در این منطقه به لحاظ سنی مربوط به اواخر مژوزوئیک و سنوزوئیک (پالوسن-ائوسن) بوده و شامل توالی‌هایی از سنگ‌های رسوبی، رسوبی-آتشفسانی و آتشفسانی هستند. در این بخش به تفصیل به بررسی این واحدهای سنگی و روابط صحرایی بین آن‌ها پرداخته می‌شود.

۲-۱- واحدهای سنگی کرتاسه

آخرین دوره مژوزوئیک با تحولات عمده در ایران زمین همراه بوده است. عملکرد فازهای کوهزایی سیمرین پسین، علاوه بر چین خوردگی و بالاًمدگی مناطق مختلف، موجب فازهای ماقمایی همزمان با کوهزایی و بعد از کوهزایی شده است. در این دوره پیشروی قابل توجه دریا، فعالیت‌های آتشفسانی زیردریایی، تداوم و یا تشکیل پاره‌ای حوضه‌های رسوبی ژرف با پوسته اقیانوسی (دارای ردیف‌های افیولیتی) در ارتباط با کافت‌زایی اقیانوس، همگی در ارتباط با جنبش‌های زمین‌شناسی است (درویش زاده، ۱۳۸۲).

گسترش و وسعت پراکندگی سنگ‌های سنگ‌های رسوبی این دوره در منطقه مورد مطالعه زیاد است و از این رو قسمت اعظم واحدهای سنگی مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد که در ادامه، به ترتیب قرارگیری در توالی چینه شناسی منطقه به شرح آن‌ها پرداخته می‌شود.

الف- سنگ آهک نازک لایه تا متوسط لایه با میان لایه‌هایی از شیل‌های کربناته

رخنمون این واحد سنگی در منطقه مورد مطالعه در مجاورت روستای برم است. روند عمومی این توالی‌ها شمال‌شرقی-جنوب‌غربی است و تقریباً قسمت وسیعی از منطقه مورد مطالعه را به خود اختصاص داده است. این مجموعه به طور فرآگیر از تناوب آهک‌های نازک‌لایه میکراتی به ضخامت ۵ تا ۲۰ سانتی‌متر و شیل‌های خاکستری بسیار چین‌خورده تشکیل شده و دربردارنده فسیل‌های میلیولیدا و اوربیتولین می‌باشند. با توجه به این فسیل‌ها می‌توان سن این مجموعه سنگی را کرتاسه زیرین در نظر

گرفت (شکل ۲-۴). این مجموعه سنگی در قسمت‌های تحتانی خود نازک‌لایه بوده و هرچه به سمت بالای توالی حرکت می‌کنیم آهک‌ها ضخیم‌لایه‌تر می‌شوند.

ب- سنگ آهک میکراتی تودهای تا ضخیم لایه اوربیتولین دار

این واحد سنگی بر روی مجموعه آهک نازک لایه و شیل‌های کربناته و در بعضی قسمت‌ها همزمان با آن‌ها مشاهده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه سنگ آهک‌های اوربیتولین دار به رنگ هوازده کرم تا خاکستری تیره و به صورت ضخیم‌لایه (۷۰ تا ۸۰ سانتی‌متر) تا تودهای مشاهده می‌شوند. در برخی مناطق دارای میان‌لایه‌هایی از شیل و دولومیت هستند. از جمله فسیل‌های مشاهده شده در آن‌ها می‌توان به تکستولاریا، اوربیتولین و ... اشاره نمود. رخنمون این واحد سنگی غالباً به صورت ارتفاعاتی است که در بخش‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۲-۵). یکی از این رخنمون‌ها در کوه پیغمبر است که مرتفع‌ترین قله منطقه را می‌سازد. این واحد نیز متعلق به کرتاسه زیرین (بارمین-آپسین) می‌باشد.

بنا به نظر آقاباتی (۱۳۸۳)، رخساره سنگی کربنات‌های اوربیتولین دار ایران مرکزی نشانگر محیط‌های دریایی گرم با ژرفایی کم است و با سنگ‌های اوربیتولین دار دیگر مناطق ایران، شباهت‌های سنگی و زیستی دارد.

ج- گدازه‌های بازالتی زیردریایی کرتاسه زیرین

این سنگ‌های آتشفشنای در غرب و جنوب روستای زمان‌آباد رخنمون دارند. این گدازه‌های آتشفشنای به رنگ سیاه یا سبز تیره به صورت میان‌لایه‌ای در داخل سنگ آهک‌های اوربیتولین دار کرتاسه زیرین قرار دارند. این سنگ‌های بازیک، غالباً به شکل ضخیم لایه با ساخت بالشی و به صورت متناوب در میان آهک‌ها قرار دارند و به شدت هوازده و فرسوده هستند. به‌طوری که رگه‌های کلسیت ثانویه، درز و شکاف‌های موجود در آن‌ها را پر و در آن‌ها گسترش پیدا کرده است. در برخی افق‌ها، این گدازه‌ها به صورت بین‌لایه‌ای و با ضخامت بسیار کم در میان آهک‌های نازک لایه و شیل‌های کربناته

کرتاسه زیرین مشاهده می‌شوند. گاهی اوقات انفجار مانع از باعث قطعه قطعه شدن گدازه و پراکنده شدن قطعات آن در محیط رسوبگذاری آهک شده است. در هر حال مشاهدات صحرایی حاکی از فوران متناوب گدازه در محیط دریایی ته‌نشست رسوبات آهکی کرتاسه زیرین است. اشکال ۲-۶ تا ۱۵ ویژگی‌های ذکر شده در این سنگ‌ها را نشان می‌دهند.

به اعتقاد ژوتو^۱ و موری^۲ (۱۹۹۸؛ برگرفته از درویشزاده، ۱۳۸۱) در اعمق زیاد آب، بازالت با دمای ۱۲۰ درجه سانتی‌گراد به کف دریا وارد می‌شود و سطح آن در تماس با آب سرد دریا که دمای آن حدود ۲ درجه سانتی‌گراد است، خیس خورده و ناگهان سرد می‌شود. با توجه به حجم گدازه بیرون ریخته، مورفولوژی روانه‌ها شکل می‌گیرد. هنگامی که حجم گدازه خروجی متوسط یا کم باشد گدازه‌های بالشی یا پیلولاوا به وجود می‌آیند. روانه‌های پیلولاوایی خاص فوران‌های گدازه‌های بازیک تا حدود متوسط در محیط‌های آبی هستند که ممکن است زیردریایی، زیر دریاچه‌ای و حتی زیر یخچالی باشند. در هنگامی که حجم گدازه‌های خروجی در حد متوسط است، آثار خیس شدن حرارتی در مانع می‌شوند. در این هنگام، با ورود گدازه به درون آب خیلی سرد، سطحی از آن به ضخامت یک تا دو سانتی‌متر به طور آنی شیشه‌ای شده و این ضخامت مانع ترکیدن گدازه در سطح آن می‌شود. سرد شدن پوسته خارجی سبب به وجود آمدن اشکالی مانند بالش در سنگ می‌شود که آنرا ساخت بالشی می‌نامند.

امامی (۱۳۷۹) با اشاره به برخی از برونزدهای سنگ‌های مانع از جمله نواحی قائن، خارتوران، تهران و ...، این فعالیت‌های مانع را به صورت فعالیت‌های آتشفسانی بعد از کوه‌زایی و اساساً سنگ‌های بازیک آلکالن معرفی می‌کند. این فوران‌های گدازه‌ای، غالباً زیردریایی بوده و ساخت بالشی از خود نشان می‌دهند. در زیر به برخی از فعالیت‌های آتشفسانی کرتاسه زیرین در مناطق مختلف ایران اشاره شده است:

¹- Juteau

²- Maury

۱. در ناحیه عقدا، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین عمدتاً دارای ترکیب آندزیتی هستند (امامی، ۱۳۷۹).

۲. در ناحیه چالوس- مرزن‌آباد، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین شامل گدازه‌های بازالتی تا تراکی بازالتی هستند. این سنگ‌ها به صورت فعالیت‌های آتشفشانی بعد از کوهزایی سیمیرین پسین بوده و اساساً شامل سنگ‌های بازیک آلکالن می‌باشند (آقازاده، ۱۳۸۱).

۳. در منطقه قزوین، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین به صورت گدازه، سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و دایک‌های دیابازی هستند که به صورت بین لایه‌ای با نهشته‌های کرتاسه زیرین مشاهده می‌شوند (بلورچی^۱، ۱۹۷۷، برگرفته از آقازاده، ۱۳۸۱).

۴. در مناطق املش- لاهیجان، گدازه‌های بازیک به صورت بین لایه‌ای در داخل طبقات کرتاسه زیرین مشاهده می‌شوند (درویش زاده، ۱۳۸۲).

۵. در منطقه جواهردشت، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین غالباً دارای ترکیب بازالتی تا آندزیت بازالتی بوده و ساخت بالشی از خود نشان می‌دهند. گدازه‌های این منطقه به سری آلکالن تعلق دارند (حق‌نظر، ۱۳۸۸).

د- واحد شیلی- مارنی

این واحد سنگی بر روی سنگ آهک‌های اوربیتولین‌دار ضخیم‌لایه قرار گرفته است. این واحد سنگی، سیمای فرسوده و تپه ماهور داشته و در محل رخنمون به صورت تقریباً قائم قرار گرفته است. رنگ هوازده آن در محل رخنمون، سبز زیتونی است (اشکال ۱۶-۲ و ۱۷-۲).

واحدهای سنگی کرتاسه بالایی در منطقه مورد مطالعه رخنمون ندارند و بدین جهت واحدهای رسوبی، رسوبی- آتشفشانی و آتشفشانی سنوزوئیک با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی واحدهای سنگی کرتاسه زیرین قرار گرفته‌اند. لازم به یادآوری است که واحدهای سنگی که در ادامه با عنوان مجموعه

^۱- Bolourchi

سنگ‌های سنوزوئیک بحث خواهد شد، در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ احمدآباد به اشتباه به کرتاسه بالایی نسبت داده شده‌اند.



شکل ۲-۵- نمای کلی از سنگ آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه زیرین؛ این سنگ‌ها ارتفاعات منطقه مورد مطالعه را می‌سازند، (جهت دید به سمت جنوب شرق).



شکل ۲-۶- آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه زیرین و ریزچین‌های مشاهده شده در آن‌ها، (جهت دید به سمت شمال).



شکل ۲-۷- نمای کلی از رخمنون سنگ‌های آتشفسانی بازالتی، (جهت دید به سمت جنوب غرب).



شکل ۲-۸- نمای کلی یکی از رخمنون‌های سنگ‌های آتشفسانی بازالتی، (جهت دید به سمت جنوب شرق).



شکل ۲-۹- ساخت بالشی موجود در سنگ‌های بازالتی منطقه.



شکل ۲-۱۰- کنタکت سنگ‌های آتشفسانی بازالتی و سنگ آهک‌های اوربیتولین‌دار، (جهت دید به سمت شمال).



شکل ۲-۱۱- آهک‌های چرتدار که در محل کنتاکت سنگ‌های آهکی با لایه‌های گدازه بازالتی مشاهده می‌شوند.



شکل ۲-۱۰- تناوب لایه‌های آهکی اوربیتولین‌دار و لایه‌های گدازه بازالتی، (جهت دید به سمت شمال).



شکل ۲-۱۳- یکی از رخنمون‌های گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه؛ در این محل آغشتگی‌هایی از منگنز مشاهده می‌شود، (جهت دید به سمت شمال غرب).



شکل ۲-۱۲- سنگ‌های بازالتی به شدت خرد و دگرسان شده، شکستگی‌های سنگ به وسیله کلسیت ثانویه پر شده است.



شکل ۲-۱۵- تشکیل کانی‌های ثانویه اپیدوت بر روی سطح گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه.



شکل ۲-۱۴- حضور کانی‌های ملاکیت و آزوریت در میان شکستگی‌های سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه.



شکل ۲-۱۷- نمای کلی از واحدهای شیلی - آهکی سبز رنگ در میان سنگ آهکهای میزبان گدازه‌های بازالتی، (جهت دید به سمت شمال).



شکل ۲-۱۶- سیستم درزه‌های تقریباً عمود بر هم درون واحدهای شیلی؛ درزه‌ها توسط کلسیت ثانویه پر شده‌اند.

۲-۲-۲- محیط رسوبی نهشت‌های کرتاسه زیرین

کرتاسه، طولانی‌ترین سیستم دوران دوم زمین‌شناسی است. در این زمان، ایران کمی بالاتر از خط استوا واقع بوده و شرایط آب و هوایی گرم بر آن حاکم بوده است. در ابتدای این دوره، پیشروی عمومی دریاها در سراسر دنیا و از جمله ایران انجام گرفته و رسوبات دریایی وسیعی را بر جای نهاده است. با پیشروی وسیع دریایی کرتاسه، قسمت بزرگی از ایران بخصوص نواحی بیرون مانده از آب، به زیر آب فرو رفته‌اند. سن این پیشروی در همه جای ایران یکسان نیست. پیشروی سراسری دریایی کرتاسه در بیشتر جاهای ایران زمین در زمان بارمین-آپسین صورت گرفته است. در منطقه مورد مطالعه نیز که بخشی از زون ساختاری ایران مرکزی است، پیشروی دریایی کرتاسه را به بارمین-آپسین نسبت می‌دهند (نبوی و پرتواذر، ۱۳۵۶).

رسوبات کرتاسه در ایران مرکزی با وجود تنوع، ضخامت و سن متفاوت خود در مکان‌های مختلف، مانند رسوبات سایر نواحی بصورت رسمی نامگذاری نشده و از آن‌ها به حالت کلی صحبت می‌شود (سیدامامی، ۱۳۵۰). در بیشتر نقاط ایران مرکزی، بین ژوراسیک و کرتاسه، نبود چینه‌شناسی مهمی دیده می‌شود، به‌طوری‌که در بیشتر نقاط آهک‌های اوربیتولین‌دار بارمین-آپسین با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی شیل‌های ژوراسیک و یا رسوبات قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند که معرف فاز کوهزائی سیمیرین پسین

می باشد. به اعتقاد نبوی و پرتوآذر (۱۳۵۶) رخداد زمین ساختی سیمیرین پسین در منطقه شمال کویر نمک (منطقه بیار جمند) بدون شک در اواخر ژوراسیک صورت گرفته است.

پیش روی دریایی کرتاسه زیرین اغلب با برجای گذاشت رخساره های کنگلومرا بی و ماسه سنگی به رنگ قرمز شروع می شود. در زمان بارمین- آپسین، دریایی کم عمق کرتاسه زیرین، کم و بیش در تمام ایران مرکزی گسترش داشته است (نبوی و پرتوآذر، ۱۳۵۶). رخساره های آهکی- شیلی و آهک مارنی اوربیتولین دار که قدیمی ترین رسوبات کرتاسه را تشکیل می دهند، از جمله رسوبات نهشته شده در این دریایی کم عمق هستند. گسترش این رخساره ها را به خوبی می توان در نواحی مختلف، از جمله اصفهان، نائین، خور و بیابانک، کرمان، بیار جمند و ... مشاهده کرد که در بیشتر مواقع تشکیل ارتفاعات را می - دهند. سن این آهک ها از بارمین تا آپسین است که گاهی به آلبین نیز می رسد (سید امامی، ۱۳۵۰).

رسوبات کرتاسه زیرین به صورت محلی در نقاط مختلف نامگذاری شده اند. نبوی (۱۹۷۱) آهک های اوربیتولین دار کرتاسه زیرین را در منطقه یزد بنام سازند تفت و علوی (۱۹۷۲) این سنگ ها را در ناحیه شرق سمنان به نام آهک های پر پا نامگذاری کرده اند (بر گرفته از نبوی و پرتوآذر، ۱۳۵۶).

شکل ۱۸-۲ ستون چینه شناسی واحدهای سنگی کرتاسه زیرین در منطقه زمان آباد را نشان می دهد.

Erathem	System	Seri	Lithology	Description
M	C E R T A S E O U S	L	Gray, massive to thick- bedded, micritic, orbitolina limestone	
E		W	Green and yellow shale and marl with thin bedded limestone	
S		E	Gray, thin to medium bedded limestone with intercalation of calcareous shale	
O		R	Trachybasalt, basaltic lava (spilite)	
I			Gray, massive to thick- bedded, micritic, orbitolina limestone	

شکل ۱۸-۲- ستون چینه‌شناسی واحدهای سنگی کرتاسه‌زیرین در منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس).

۲-۳-۲- واحدهای سنگی سنوزوئیک

دوران سنوزوئیک در ایران با فعالیت عظیم ماقمایی شناخته می‌شود که آثار آن در تمام نقاط ایران به جز زاگرس و کپه‌داغ دیده می‌شود. کثرت مواد آتشفسانی گاهی به حدی است که حجم رسوبات هم زمان خود را تحت الشعاع قرار داده است. این فعالیتهای ماقمایی به صورت خروجی (آتشفسانی) و هم به صورت درونی عمل کرده و مربوط به جریان گرمایی مهمی است که طی فازهای فشارشی (و فاز کششی متعاقب آن) کشور ما را تحت تأثیر قرار داده است (درویش زاده، ۱۳۸۲).

فعالیت آتشفسانی در ایران مرکزی از کرتاسه زیرین با گدازه‌های اسیدی شروع می‌شود و در اوسن به اوج خود می‌رسد. در منطقه مورد مطالعه که به لحاظ زون ساختمانی بخشی از زون ایران مرکزی است مانند سایر نواحی ایران، فعالیتهای ماقمایی اوسن به حدی است که رسوبات همزمان خود را تحت تأثیر قرار داده و در آن حجم سنگ‌های آتشفسانی بر حجم رسوبات فزونی یافته است. در این منطقه، اکثر فعالیتهای ماقمایی اوسن به صورت فعالیتهای آتشفسانی است که در حجم و وسعت گسترده سنگ‌های منطقه را تشکیل داده‌اند (اشکال ۱۹-۲ تا ۲۱-۲). در ادامه این مبحث به بررسی واحدهای سنگی منطقه به ترتیب قرارگیری در توالی چینه شناسی پرداخته می‌شود.



شکل ۱۹-۲- نمای دور از واحدهای سنگی سنوزوئیک، (جنوب شرق روستای صالح‌آباد، جهت دید به سمت شرق).



شکل ۲۰-۲- نمای دور از واحدهای آتشفسانی ائوسن، (جنوب شرق روستای صالحآباد، جهت دید به سمت شمال شرق)



شکل ۲۱-۲- نمای دور از واحدهای آتشفسانی ائوسن، (جنوب شرق روستای صالحآباد، جهت دید به سمت شرق).

الف- دایک آندزیتی ائوسن

در شمال غرب زمانآباد، یک دایک آندزیتی به ضخامت حدود ۱۵ تا ۲۰ متر، آهکهای نازک لایه اوربیتولین دار کرتاسه زیرین را قطع کرده است. در این دایک، بلورهای درشت آمفیبول و پلاژیوکلاز در ابعاد سانتی‌متری دیده می‌شود (شکل ۲۲-۲ و ۲۳-۲). ترکیب سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی این دایک بسیار مشابه با داسیت‌ها و آندزیت‌های ائوسن منطقه است. این دایک در مناطق دیگر دیده نمی‌شود و تنها می‌توان گفت که به بعد از کرتاسه زیرین تعلق دارد.



شکل ۲-۲۲- نمای کلی دایک آندزیتی ائوسن موجود در آهک‌های کرتاسه زیرین، (جهت دید به سمت شمال غرب).



شکل ۲-۲۳- فنوکریست‌های درشت هورنبلند در داخل دایک آندزیتی ائوسن موجود در آهک‌های کرتاسه زیرین.

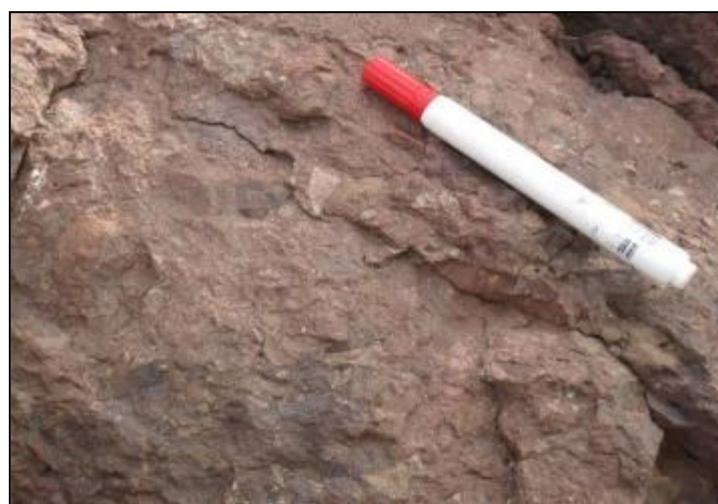
ب- کنگلومرای قرمز تا قهوه‌ای متوسط لایه و شیل کرم رنگ (معادل کنگلومرای کرمان)

این واحد، کهن‌ترین واحد سنگی سنوزوئیک در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. این رسوبات که غالباً تخریبی و از نوع کنگلومرا هستند و گاه‌آنرا هم ارز کنگلومرای کرمان در نظر می‌گیرند، دارای گردش‌گی متوسط تا خوب و جورش‌گی ضعیف هستند. در غالب موارد قطعات سازنده آنرا سنگ آهک‌های خاکستری رنگ و اوربیتولین‌دار کرتاسه تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۲۴-۲ و ۲۵-۲). با توجه به اینکه این واحد کنگلومرایی با ناپیوستگی دگرشیب بر روی واحدهای رسوبی کرتاسه قرار دارد و روی آنرا رسوبات و سنگ‌های آتشفسانی ائوسن می‌پوشاند، لذا بدون هیچگونه شواهد فسیل شناسی آنرا به

پالئوسن نسبت می‌دهند. وجود رخسارهای سنگی قرمز تا صورتی رنگ مانند ماسه‌سنگ، میکروکنگلومرا و کنگلومرا در بخش‌های قاعده‌ای پالئوسن نشان از فاز کوهزایی لارامید دارد. بخش‌های قاعده‌ای پالئوسن در منطقه مورد مطالعه از لایه‌های میکروکنگلومرا با زمینه قرمز رنگ تشکیل شده است که بسوی بخش‌های جوان‌تر، لایه‌هایی از آهک و شیل به میزان کم نمایان می‌شود. بر روی این افق کنگلومرایی یک لایه شیل آهکی قرمز رنگ وجود دارد که سرشار از کلسیت است.



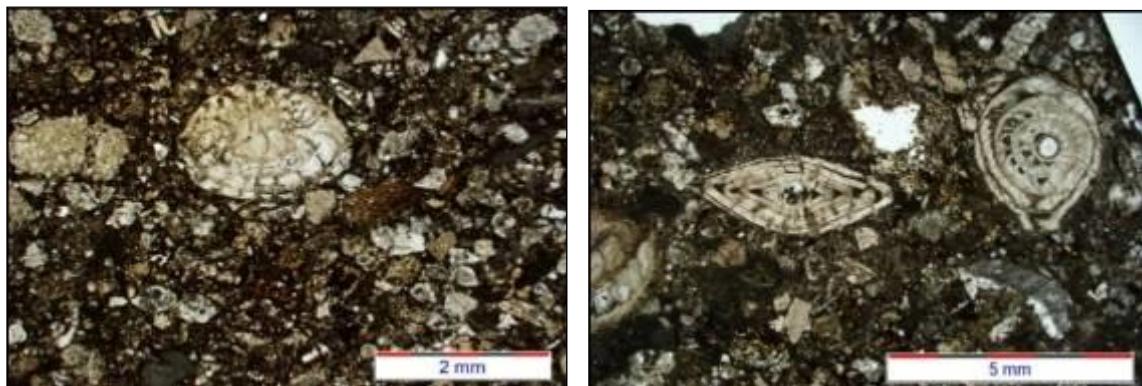
شکل ۲-۲۴- نمایی از کنگلومرای قرمز رنگ مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه (معادل کنگلومرای کرمان)؛ جنوب شرق صالح‌آباد (جهت دید به سمت شمال).



شکل ۲-۲۵- نمای نزدیک از کنگلومرا ی قرمز مشاهده شده در منطقه (معادل کنگلومرای کرمان)؛ جنوب شرق روستای صالح‌آباد، (جهت دید به سمت شمال).

پ- سنگ آهک نومولیت دار

رخنمون این واحد سنگی در منطقه مورد مطالعه در بخش جنوب شرقی روستای صالح آباد است. این واحد رسوی، از سنگ آهک های سرشار از نومولیت به رنگ خاکستری روشن تشکیل شده است. امتداد لایه بندی این آهک ها، غالباً شمال شرقی - جنوب غربی بوده و شیب آن ها به سمت جنوب شرق می باشد. مهمترین فسیل های مشاهده شده در این سنگ ها، نومولیت، روتالیا، دیسکو سیکلین و ... است که با توجه به آن ها، سن این سنگ آهک های سرشار از نومولیت را اتوسن میانی - فوکانی در نظر می گیرند. در برخی از رخنمون ها، این آهک ها به صورت آهک ماسه ای و یا به عبارت بهتر حالت میکرو کنگلومرا بی از خود نشان می دهند (اشکال ۲۶-۲ و ۲۷-۲). لازم به یادآوری است که در نقشه زمین شناسی منطقه احمدآباد (سلامتی، ۱۳۷۹)، این واحدهای آهکی و گدازه های همراه آنرا به کرتاسه بالایی نسبت داده اند، اما در بررسی های صحرایی این تحقیق مشخص گردید که این واحدها متعلق به کرتاسه بالایی نبوده و با توجه به شواهد فسیل شناسی متعلق به اتوسن می باشند.



شکل ۲-۲۶-۲- تصویر میکروسکوپی از نومولیت هایی به سن اتوسن میانی - فوکانی در داخل لایه های آهکی منطقه.

ت- کنگلومرا چند زادی

این واحد سنگی از کنگلومرا و به ندرت میان لایه های ماسه سنگی و میکرو کنگلومرا بی ای سیز رنگ با خاستگاه آذرین - رسوی پدید آمده است. جور شدگی آن ضعیف بوده و گردش دگی بسیار خوبی دارد. قطعه های آن در بیشتر موارد ماسه سنگ و سنگ های آتش فشانی شامل توف، لیتیک توف، آندزیت و

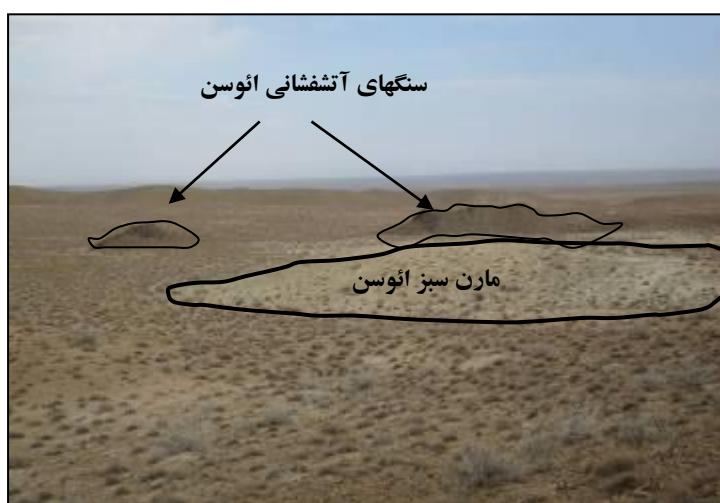
داسیت‌های ائوسن و به ندرت قطعه‌های آهکی کرتاسه است. همچنین قطعه‌هایی از آهک و ماسه سنگ پالئوسن نیز در آن به چشم می‌خورد. رخنمون این واحد سنگی در شرق روستای حجاج است.

ث- تناوب سنگ آهک و شیل (واحد آهکی- شیلی)

این واحد سنگی در برگیرنده سنگ آهک میکرایتی نازک تا متوسط لایه (به ضخامت ۵ تا ۲۵ سانتی‌متر) با رنگ هوازده کرم و زمینه خاکستری روشن و شیل‌های کربناته خاکستری رنگ می‌باشد. بر روی سطح این سنگ آهک‌ها بدون چشم مسلح می‌توان آثاری از فسیل‌های شکم‌پایان و نومولیت را مشاهده نمود. با توجه به وجود فسیل‌هایی همچون نومولیت، آسیلینا، اوپرکولینا و ... سن این واحد ائوسن میانی- فوقانی در نظر گرفته می‌شود. همبری این واحد با واحدهای جوان‌تر و قدیمی‌تر از خود، توسط نهشته‌های کواترنری پوشیده شده است.

ج- مارن و ماسه‌سنگ نومولیت‌دار

این واحد شامل تناوبی از مارن و ماسه‌سنگ نومولیت‌دار سبز رنگ است (شکل ۲-۲). با توجه به جایگاه این واحد در توالی چینه‌شناسی منطقه وجود فسیل‌های شاخصی همچون نومولیت می‌توان سن ائوسن میانی- فوقانی را برای آن در نظر گرفت.



شکل ۲-۲- نمای کلی از مارن‌های سبز رنگ ائوسن در منطقه مورد مطالعه؛ به حضور ۲ رخنمون سنگ‌های آتششانی در درون این واحد توجه شود، (جهت دید به سمت شمال‌غرب).

چ- توف آندزیتی و گدازه‌های اسیدی

این واحد سنگی، وسیع‌ترین و گستردترین واحد سنگی آتشفشاری در منطقه می‌باشد و در برگیرنده توف آندزیتی- داسیتی تا کریستال توف- لیتیک توف و گدازه‌های حدواسط تا اسیدی با ترکیب غالباً داسیتی است و در محل رخنمون معمولاً به رنگ سبز تا خاکستری مشاهده می‌شود. اصلی‌ترین محل‌های رخنمون این واحدها، در جنوب شرق روستای صالح‌آباد و جنوب روستای تلخاب می‌باشد. با توجه به همبری مستقیم این فوران‌های آتشفشاری با سنگ آهک‌های نومولیت‌دار ائوسن میانی- فوقانی، سن آن‌ها ائوسن میانی- فوقانی در نظر گرفته می‌شود. این سنگ‌های آتشفشاری در نمونه دستی غالباً به رنگ سبز تا خاکستری مشاهده شده و آثار هوازدگی و فرسایش در آنها به ندرت دیده می‌شود. ترکیب اصلی گدازه‌ها، غالباً داسیتی بوده که این امر با توجه به حضور فنوکریست‌های درشت کوارتز، آمفیبول و پلاژیوکلاز در سطح سنگ تأیید می‌گردد. همچنین این سنگ‌های آتشفشاری و آذرآواری به صورت میان لایه‌ای و در تناوب‌های مختلف در میان آهک‌های نومولیتی، سیلتستون و ماسه‌سنگ‌های ائوسن میانی- فوقانی قرار گرفته‌اند. در محل‌هایی که گدازه‌ها با سنگ آهک‌ها دارای همبری مستقیم بوده‌اند، آهک‌ها دچار پختگی شده و رنگ آن‌ها روشن‌تر گردیده است. از دیگر شواهد صحرایی مشاهده شده در این سنگ‌ها حضور آنکلاوهای هم‌جنس با داسیت‌ها در برخی از نمونه‌ها می‌باشد، بطوریکه این آنکلاوها دانه ریزتر بوده و درون این داسیت‌های دانه درشت‌تر قرار گرفته‌اند. همانند سایر سنگ‌های آتشفشاری نوار ماقمایی ایران مرکزی که غالباً دارای ترکیب حدواسط- اسیدی هستند، این سنگ‌ها نیز دارای آثار و نشانه‌هایی از کانه‌زایی مس هستند که معمولاً به صورت کانی‌های ملاکیت و آزوریت در آن‌ها حضور یافته است. این کانی‌ها غالباً درزه‌ها و شکستگی‌های سنگ‌های مورد مطالعه را پر کرده‌اند (اشکال ۲۹-۲ تا ۳۵-۲).



شکل ۲-۳۰- نمایی از سنگ‌های داسیتی ائوسن میانی- فوقانی در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲-۲۹- کن tact مستقیم بین گدازه‌های داسیتی و سنگ آهک نومولیتدار ائوسن.



شکل ۲-۳۲- پختگی آهک‌های نومولیتدار چرتی در تماس با گدازه‌های داسیتی.



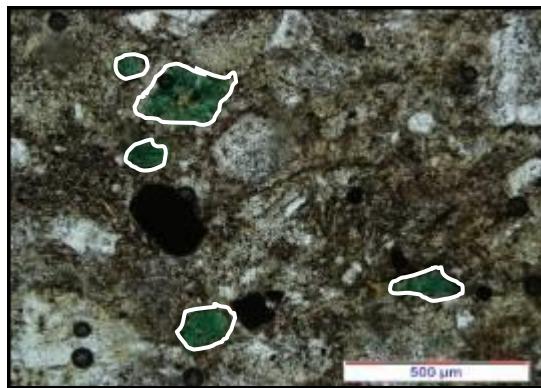
شکل ۲-۳۱-۲- تناوب لایه‌های گدازه داسیتی با آهک‌های نومولیتدار ائوسن میانی- فوقانی، (جهت دید به سمت شمال شرق).



شکل ۲-۳۴- آنکلاو همزاد داسیتی در سنگ‌های داسیتی ائوسن منطقه. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سطح داسیت مشخص هستند.



شکل ۲-۳۳-۲- نمای کلی از سنگ‌های آتشفسانی داسیتی که در آن شکستگی‌های تقریباً قائم دیده می‌شود؛ جنوب شرق روستای صالح‌آباد، (جهت دید به سمت غرب).



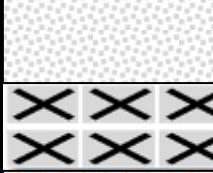
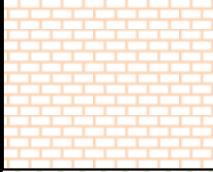
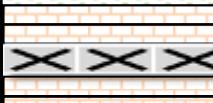
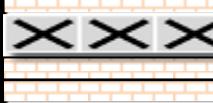
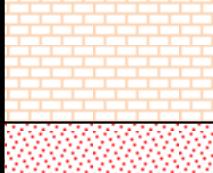
شکل ۲-۳۵- حضور کانی‌های مس‌دار (مالاکیت و آزوریت) در سنگ‌های داسیتی منطقه.

ح- پادگانه‌های آبرفتی- نهشتله‌های آواری عهد حاضر

این واحدها دربرگیرنده پادگانه‌های آبرفتی کهن است که در قسمت بالادست رودخانه‌ها و یا برخی کناره دره‌ها به وجود آمده است. این نهشتله‌ها دربرگیرنده مجموعه‌هایی از کنگلومرا همراه با افق‌هایی از سنگریزه است که دارای جورشدگی ضعیف و گردشیدگی و سخت شدگی متوسط است. اندازه قطر قطعات تشکیل دهنده این واحدها از ۵ تا ۵۰ سانتی‌متر متغیر است (سلامتی، ۱۳۷۹).

۳-۲- زمین‌شناسی ساختمانی

منطقه مورد مطالعه بخشی از شمال کویر بزرگ ایران در لبه شمالی زون ایران مرکزی می‌باشد. این بخش در مرز بین دو گسل مهم درونه و ترود قرار می‌گیرد. از این رو شرایط کلی ساختاری آن مانند چین خوردگی‌ها و راندگی‌ها را به فراوانی نشان می‌دهد. حضور نهشتله‌ها و واحدهای چین خورده در این منطقه نشان می‌دهد که در طول زمان‌های پس از کرتاسه زیرین، تنش‌های قوی حاکم بر منطقه بوده و این تنش‌ها به همراه سایر تنش‌های مربوط به اواخر سنوزوئیک، ظاهراً بیشترین تأثیر را بر زمین‌شناسی ساختاری و زمین‌ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه داشته‌اند. در ادامه بحث به بررسی گسل‌های منطقه مورد مطالعه و همچنین سایر عناصر ساختاری موجود در منطقه پرداخته خواهد شد.

Erathem	System	Lithology	Description
C E N O Z O I C	T E R T I A R Y		
P A L E O C E N E	E O C E N E		
	Seri		
			Light gray limestone
			Green and brown andesitic – dacitic tuff
			Acidic lava (dacite)
			Light gray nummulitic limestone
			Light green marl
			Alternation of gray thin to medium bedded limestone and acidic lavas (dacite)
			Light gray nummulitic limestone
			Sandstone
			Red to brown medium bedded, poorly sorted conglomerate

شکل ۳۶-۲- ستون چینه‌شناسی واحدهای سنگی سنوزوئیک در منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس).

گسل‌ها در ناحیه مورد مطالعه به دو دسته گسل‌های اصلی و فرعی تقسیم‌بندی می‌شوند. گسل‌های اصلی، گسل‌هایی هستند که در مقیاس نقشه قابل مشاهده هستند و گسل‌های فرعی، گسل‌های میانه مقیاسی هستند که در میان واحدهای سنگی کرتاسه زیرین سبب ایجاد چین‌های مرتبط با گسل‌های اصلی شده‌اند. در این بخش به برخی از مهمترین گسل‌های منطقه که بر روی نقشه قابل مشاهده هستند اشاره شده و هندسه و کینماتیک آن‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد (غفاری نیک، ۱۳۷۹).

۱-۳-۲- گسل‌های اصلی

الف- راندگی کوه پیغمبر

نام این راندگی از کوه پیغمبر که گسل فوق از دامنه آن گذشته و باعث افراشتگی آن گردیده، گرفته شده است. راستای این گسل تقریباً به صورت شرقی- غربی می‌باشد و شیب آن نیز کم و به سوی جنوب- جنوب‌شرق است. این گسل که سبب رانده شدن واحدهای شیلی کرتاسه زیرین بر روی واحدهای آهکی- شیلی کرتاسه زیرین گردیده است، طولی در حدود ۱۳/۵ کیلومتر دارد. این گسل در قسمت‌هایی توسط گسل‌های امتدادلغز بریده و جابجا شده است (غفاری نیک، ۱۳۷۹).

ب- گسل معکوس پیغمبر

این گسل در فرادیواره راندگی پیغمبر و به موازات آن موجب رانده شدن واحد آهکی کرتاسه زیرین بر روی واحد شیلی کرتاسه زیرین شده است. شیب این گسل زیاد و در حدود ۷۰ تا ۸۰ درجه است. راستای این گسل نیز همچون راندگی کوه پیغمبر در نقاط مختلف متفاوت است ولی در قسمت مرکزی آن شرقی- غربی می‌باشد. این گسل در قسمت شرقی خود بوسیله گسل‌های امتداد لغز فراوانی بریده و جابجا شده است (غفاری نیک، ۱۳۷۹).

۲-۳-۲- گسل‌های فرعی

این گسل‌ها به تعداد فراوان در ناحیه مورد مطالعه وجود دارند. اثر سطحی این گسل‌ها بسیار متغیر است و از چند کیلومتر (کمتر از ۳ کیلومتر) تا چند متر بر روی زمین دیده می‌شوند. این گسل‌ها بیشتر از نوع راندگی با شیب‌های متغیر که در آن‌ها مؤلفه‌های امتداد لغز نیز مشاهده می‌شود، می‌باشند. این گسل‌ها دارای دو راستای غالب شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و شمال‌غربی-جنوب‌شرقی، موازی با راستای عمومی ساختارهای منطقه می‌باشند (غفاری نیک، ۱۳۷۹).

۲-۳-۳- سایر عناصر ساختمانی

یکی دیگر از عناصر ساختاری که در منطقه مورد مطالعه و بخصوص در بخش جنوب غربی آن نمایان است، وجود چین خورده‌گی می‌باشد. این چین‌ها عموماً نامتقارن هستند. شیب سطح محوری آن-ها حدود ۳۰ تا ۳۵ درجه به سمت شمال‌غرب بوده و خط محوری آن نیز در جهت شمال‌شرقی-جنوب‌غربی می‌باشد. یکی از مهمترین این چین خورده‌گی‌ها را می‌توان در غرب روستای نقم مشاهده نمود (سلامتی، ۱۳۷۹).

۴-۲- خلاصه مطالعه

- ۱- منطقه مورد مطالعه در لبه شمالی زون ایران مرکزی قرار دارد و بر اساس تقسیم بندی‌های جدید پهنه‌های رسوبی-ساخترای ایران، جزئی از زون سبزوار محسوب می‌شود.
- ۲- در این منطقه واحدهای سنگی از کرتاسه تا عهد حاضر رخنمون دارند که می‌توان به واحدهای سنگی آتشفسانی (بازالت، آندزیت و داسیت)، واحدهای آتشفسانی-رسوبی (لیتیک توف و کریستال توف) و واحدهای رسوبی (آهک‌های اوربیتولین‌دار، شیل، مارن، آهک‌های نومولیت‌دار و ...) اشاره کرد.
- ۳- سنگ‌های آتشفسانی بازالتی در محل رخنمون به رنگ تیره، به شدت هوازده و فرسوده هستند. این سنگ‌ها دارای ساخت بالشی بوده و در آن‌ها می‌توان آغشتگی به منگنز، مس و اکسید آهن را مشاهده نمود.
- ۴- سنگ‌های میزبان سنگ‌های آتشفسانی بازالتی، آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه می‌باشند که با توجه به این نوع فسیل‌ها، دارای سن کرتاسه زیرین هستند و به لحاظ محیط تشکیل مربوط به محیط‌های دریایی گرم و کم‌عمق می‌باشند.
- ۵- قدیمی‌ترین واحد سنگی سنوزوئیک در این منطقه، کنگلومرا ای قرمز رنگی است که معادل با کنگلومرا کرمان در نظر گرفته می‌شود. قطعات سازنده این کنگلومرا عمدتاً قطعات آهکی کرتاسه می‌باشند.
- ۶- یک دایک آندزیتی به ضخامت حدود ۱۵ تا ۲۰ متر، آهک‌های نازک‌لایه اوربیتولین‌دار کرتاسه زیرین را قطع کرده است. در این دایک، بلورهای درشت آمفیبیول و پلاژیوکلاز در ابعاد سانتی‌متری دیده می‌شود.
- ۷- سنگ‌های داسیتی در منطقه مورد مطالعه به لحاظ وسعت بیشترین مقدار سنگ‌های آتشفسانی را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد (سلامتی، ۱۳۷۹) به کرتاسه فوقانی نسبت داده شده‌اند اما با بررسی‌های صحرایی به عمل آمده مشخص گردید که این

سنگ‌ها در ارتباط با فوران‌های اتوسن می‌باشند. از شواهد مسلم درباره این مطلب می‌توان به تناوب این گدازه‌ها با آهک‌های نومولیت‌دار اتوسن اشاره نمود.

۸- از نظر زمین‌شناسی ساختمانی، این منطقه در محدوده بین دو گسل مهم درونه و ترود واقع شده و بدین جهت منطقه فعالی محسوب می‌شود. از مهمترین عناصر ساختاری در این منطقه می‌توان به راندگی‌ها و چین خوردگی‌ها اشاره نمود که راندگی کوه پغمبر و گسل معکوس پیغمبر از آن جمله هستند.

فصل سوم

شروعانی

۱-۳ - مقدمه

پس از بررسی و مطالعه روابط و ویژگی‌های صحرایی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه که به تفصیل در فصل گذشته در مورد آن‌ها شرح داده شد، در این فصل به بررسی و مطالعه واحدهای سنگی آتشفشاری منطقه مورد مطالعه در زیر میکروسکوپ پرداخته خواهد شد.

پتروگرافی یا سنگنگاری بخشی از علم پترولوزی است که در آن ترکیب کانی‌شناسی، مجموعه کانی‌ها، بافت و ترتیب تبلور کانی‌های سنگ در زیر میکروسکوپ مورد مطالعه قرار گرفته و از داده‌های حاصل از این مطالعات جهت طبقه‌بندی و تعیین نام سنگ‌های مورد مطالعه استفاده می‌گردد.

مجموعه ویژگی‌های پتروگرافی، نتیجه یک سری فرآیندها و واکنش‌هایی هستند که از هنگام تشکیل مagma در محل منشأ تا صعود آن، جایگزینی در درون یا فوران بر روی سطح زمین اتفاق می‌افتد و معمولاً تأثیر عوامل و فرآیندهای مختلف سبب پیچیدگی‌هایی در این امر می‌شود.

در فصل پیش رو سعی بر این است که با تکیه بر مطالعات پتروگرافی و میکروسکوپی بر روی مقاطع نازک، نوع کانی‌ها و روابط بافتی، نام دقیق سنگ‌ها، دگرسانی‌های موجود و در نهایت ترتیب تبلور کانی‌ها، در هر کدام از سنگ‌های آتشفشاری منطقه مورد مطالعه تعیین گردد.

بر اساس تنوع سنگ‌شناسی توده‌های آتشفشاری منطقه مورد مطالعه، سنگ‌های منطقه در چهار گروه مشخص به لحاظ ترکیبی ردیابی شده و مطالعات پتروگرافی بر روی آن‌ها صورت پذیرفته است.

- بازلتها
- دایک آندزیتی
- داسیت‌ها
- کریستال لیتیک توفها

۳-۲- بازالت‌های کرتاسه زیرین

بازالت‌ها معمولاً سنگ‌های آتشفسانی مافیک، شیشه‌ای و ریزدانه‌ای هستند که در اصل از پلاژیوکلаз (معمولًا در محدوده لابرادوریت-بیتونیت) و یک یا چند فنوکریست پیروکسن و همچنین مقادیر کمتری از اکسیدهای تیتان-آهن تشکیل شده‌اند (براؤن^۱، ۱۹۶۷).

بازالت‌های مورد مطالعه در محدوده مجاور رostای برم رخمنون دارند و در صحراء نمونه دستی به رنگ تیره تا قهوه‌ای مایل به تیره مشاهده می‌شوند. سطح شکست تازه آن‌ها نیز در نمونه دستی به همین صورت بوده و به رنگ تیره مشاهده می‌شود. یکی از ویژگی‌های بارز در این سنگ‌ها وجود ساخت بالشی می‌باشد. این سنگ‌ها به علت اینکه در محیط دریایی تشکیل شده‌اند، هوازدگی و دگرسانی در آن‌ها بیشتر توسعه یافته و می‌توان حفرات و رگه‌های پر شده توسط کلسیت ثانویه را به وفور مشاهده کرد. به علت عملکرد شدید فازهای کوهزاپی آلپی بر روی سنگ‌های منطقه و همچنین قرار گرفتن این منطقه در محدوده بین دو گسل مهم درونه و گسل ترود و عملکرد تکتونیکی آن‌ها، این سنگ‌ها به شدت خردشده می‌باشند و در آن‌ها شکستگی‌ها به وفور دیده می‌شوند. کانی‌هایی که به طور عمده در این بازالت‌ها مشاهده می‌شوند عبارتند از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن که در ادامه به تفصیل در مورد کانی‌های اصلی، فرعی و ثانویه بحث خواهد شد. البته باید خاطر نشان کرد که به علت اینکه این بازالت‌ها اسپیلیتی شده‌اند، پلاژیوکلازهای موجود در آن‌ها بیشتر از نوع سدیک هستند و کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت و کلریت در آن‌ها به وفور یافت می‌شوند. بافت اصلی این سنگ‌ها، معمولاً میکرولیتیک پورفیریک، اینترگرانولار، اینترسرتال (شکل ۳-۱) و بافت بادامکی می‌باشد که گاه بافت‌های فرعی افیتیک، ساب افیتیک، گلومروپورفیریک و هیالوپورفیریک هم مشاهده می‌شوند.

از دیگر بافت‌های مهم موجود در این سنگ‌ها، می‌توان به بافت آمیگدالوئیدال یا بافت بادامکی اشاره کرد که در آن حفرات موجود در بافت متخلخل که در سنگ به طور طبیعی و یا در اثر

^۱- Brown

فرآیندهای زمین‌شناسی مانند خروج گاز بوجود آمده‌اند بعداً توسط کانی‌های ثانویه از جمله کلسیت، کلریت و زئولیت پر می‌شوند (شکل ۳-۲). در برخی از نمونه‌ها، آنکلاوهایی از جنس خود بازالت‌ها در درون آن‌ها دیده می‌شود که نسبت به بازالت‌ها دانه ریزتر بوده و دارای زمینه شیشه‌ای‌تر می‌باشند (شکل ۳-۳).

۱-۲-۳- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلازها

پلاژیوکلاز عمدت‌ترین کانی موجود در این سنگ‌ها است. این کانی در حدود نیمی از درصد کل کانی‌های موجود در بازالت‌ها را تشکیل می‌دهد و آن‌ها را می‌توان به صورت درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و همچنین ریز بلورهایی در خمیره سنگ مشاهده نمود (شکل ۳-۱). از ویژگی‌های این پلاژیوکلازها می‌توان به حضور ماکل پلی‌سنتتیک در آن‌ها اشاره نمود. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز نسبت به هم حالت متقطع نشان می‌دهند. در نمونه‌هایی که مربوط به حاشیه بازالت‌ها هستند، می‌توان حاشیه انجاماد سریع را مشاهده کرد، به‌طوری‌که در زیر میکروسکوپ در این قسمت‌ها میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و سایر کانی‌ها ریزبلورتر بوده و در نتیجه میکروفونوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در یک زمینه دانه‌ریزتر و به عبارتی شیشه‌ای‌تر قرار گرفته‌اند. در نمونه‌های مربوط به قسمت‌های داخلی نیز فنوکریست‌ها درشت‌تر هستند. در بخش‌هایی از زمینه سنگ، میکرولیت‌های تیغه‌ای شکل پلاژیوکلاز به صورت جریان یافته دیده می‌شوند و در این قسمت‌ها می‌توان نوعی بافت جریانی (بافت تراکیتی) را مشاهده نمود (شکل ۳-۴). به‌طور کلی، کانی‌های پلاژیوکلاز در این بازالت‌ها بافت‌هایی همچون بافت اینترسرتال یا اینترگرانولار را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-۱). گاهی اوقات می‌توان تجمع بلورهای پلاژیوکلاز در کنار یکدیگر را مشاهده نمود که به حالت گلومرول هستند و بافت گلومرول‌پورفیری را از خود نشان می‌دهند. به نظر کرکپاتریک^۱ (۱۹۷۷)، تجمع بلورها و تشکیل

^۱- Kirkpatrick

گلومرول می‌تواند ناشی از نطفه‌بندی ناهمگن کانی‌ها باشد. در هنگام صعود ماگما، بلورهایی که دارای شبکه بلوری موازی هم باشند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت ماقبلی و یا روابط اپی‌تاكسیالی مناسب هم قرار گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرول را ایجاد می‌کنند (شلی^۱، ۱۹۹۳).

پیروکسن

پیروکسن یکی دیگر از کانی‌های موجود در این سنگ‌ها می‌باشد. پیروکسن بیشتر به صورت کلینوپیروکسن، هم در زمینه سنگ و هم به صورت درشت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل دار یافت می‌شود. دومین کانی فراوان این سنگ‌ها به شمار می‌آید و به صورت منفرد یا تجمعی همراه با اولیوین و پلاژیوکلاز دیده می‌شود. به دلیل اینکه این سنگ‌ها شدیداً چهار دگرسانی شده‌اند، در بسیاری موارد، بلورهای پیروکسن به علت دگرسانی شدید، تجزیه شده و آن‌ها را تنها می‌توان از روی قالب-های شکل دار که به صورت هشت ضلعی می‌باشند تشخیص داد. فنوکریست‌های پیروکسن غالباً توسط کلسیت جانشین شده‌اند لذا کلسیت را می‌توان سودومورف‌های پیروکسن در نظر گرفت. در برخی موارد کلریتی شدن نیز در آن‌ها مشاهده می‌شود.

اولیوین

اولیوین نیز یکی دیگر از سازندگان این بازالت‌ها محسوب می‌شود. این کانی به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار و با ابعاد کمتر از میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز در زمینه ریز سنگ قابل مشاهده هستند، که به دلیل دگرسانی شدید، همچون پیروکسن‌ها تجزیه شده و در اکثر موارد توسط اکسیدهای آهن و سایر کانی‌های ثانویه همچون کلریت جانشین شده‌اند. به طوری که فقط قالب اولیه آن‌ها قابل تشخیص است. به عقیده شلی (۱۹۹۳)، فرآیند کلریتی شدن عبارت از رشد یک کانی بر روی کانی دیگر یا جانشینی یک ذره به جای ذره دیگر است و هنگامی که رابطه بین ذرات یکنواخت باشد کلریتی شدن اتفاق می‌افتد. در برخی موارد اولیوین‌ها ایدنگسیتی شده‌اند که شکل ۵-۳ این امر را

^۱- Shelly

نشان می‌دهد. دیر^۱ و همکاران (۱۹۸۲) فرآیند ایدنگسیتی شدن را در اثر تغییر و تحول پیوسته در شبکه اولیوین و پیروکسن در حالت جامد دانسته‌اند که در اثر ورود اتم‌های هیدروژن به شبکه اولیوین و اتصال آن‌ها به اتم‌های اکسیژن، کاتیون‌های Fe, Mg و Si آزاد شده و به جای آن‌ها Al و Ca وارد ساختمان اولیوین می‌شوند.

۳-۲-۲- کانی‌های فرعی

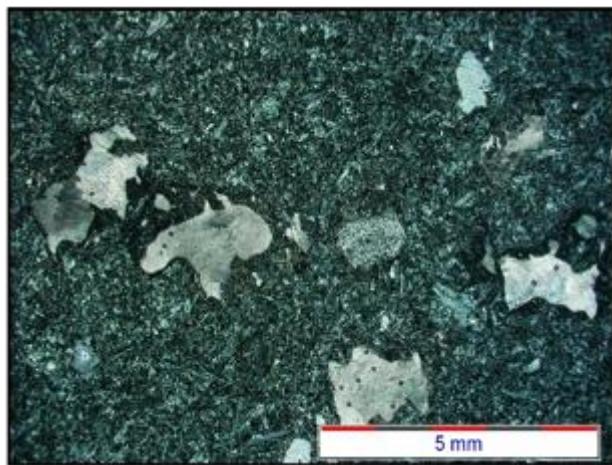
کانی‌های فرعی نیز جزء کانی‌های اولیه سنگ هستند که وجود یا عدم وجود آن‌ها خصوصیات سنگ را به‌طور محسوس تغییر نمی‌دهد. این کانی‌ها اغلب به‌طور خیلی پراکنده در سنگ موجودند و در نمونه‌های دستی ممکن است تنها یک یا دو دانه و در زیر میکروسکوپ تعداد بیشتری از آن‌ها را تشخیص داد. کانی‌های اپاک شامل انواع کانه‌های آهن مانند مگنتیت، تیتانومگنتیت و ... از مهمترین کانی‌های فرعی هستند. مگنتیت فراوانترین کانی فرعی موجود در این سنگ‌هاست که غالباً به‌صورت فنوکریست و میکروفنوکریست و بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و در بعضی موارد شکل‌دار یافت می‌شود. آپاتیت از دیگر کانی‌های فرعی بازالت‌هاست که در درشت بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن به‌صورت ادخال و سوزنی شکل یافت می‌گردد. این کانی را می‌توان از شکل سوزنی، برجستگی متوسط، رنگ تداخلی خاکستری ضعیف مرتبه پایین تشخیص داد. از آنجایی که این کانی به صورت ادخال در کانی‌های دیگر یافت می‌شود می‌توان نتیجه گرفت که از اولین کانی‌هایی است که متبلور شده است.

۳-۲-۳- کانی‌های ثانویه

کلسیت فراوانترین کانی ثانویه موجود در این سنگ‌ها است. کلریت، ایدنگسیت، سریسیت و اکسیدهای آهن نیز از سایر کانی‌های ثانویه موجود در این بازالت‌ها محسوب می‌شوند. کلسیت و سریسیت از دگرسانی و تجزیه پلاژیوکلازها حاصل شده‌اند. کلریت حاصل دگرسانی فنوکریست‌های

^۱- Deer

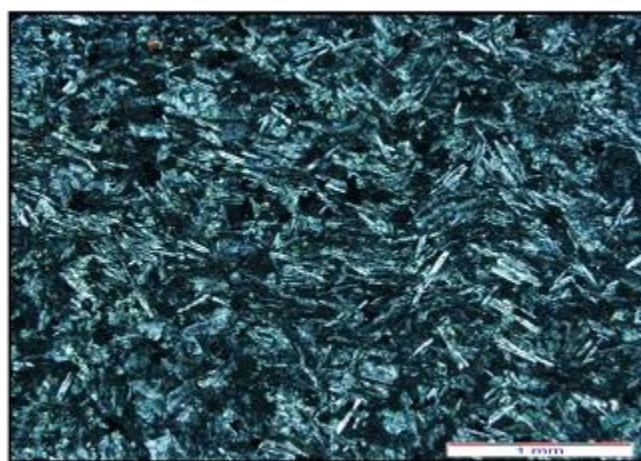
پیروکسن، اولیوین و زمینه شیشه‌ای سنگ می‌باشد. کانی‌های کلسیت، کوارتز و اکسیدهای آهن به صورت ثانویه قالب‌های بلورهای پیروکسن و اولیوین را پر کرده‌اند و به صورت سودومورف می‌باشند. در برخی موارد، مقداری کوارتز در زمینه یافت می‌شود که در اثر واکنش این سنگ‌ها با آب دریا است و به صورت کانی ثانویه می‌باشد. به علاوه، کلسیت، حفرات موجود در زمینه سنگ را پر کرده و سبب ایجاد بافت بادامکی یا آمیگدالوئیدال گردیده است (شکل ۲-۳). اولیژیست نیز می‌تواند به صورت تیغه‌هایی در این سنگ‌ها یافت شود که البته جزء کانی‌های ثانویه محسوب می‌شود.



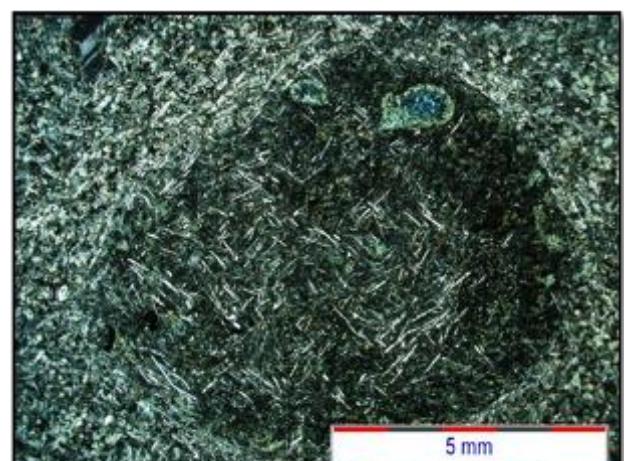
شکل ۲-۳- بافت بادامکی در سنگ‌های بازالتی منطقه؛ حفرات توسط کلسیت پر شده‌اند.



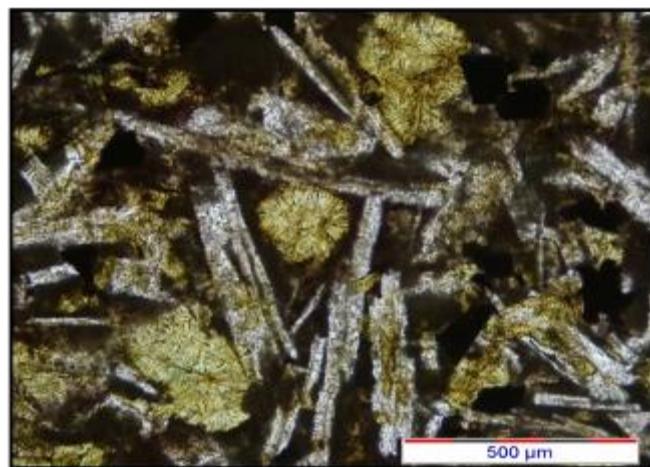
شکل ۱-۳- بافت اینترگرانولار و تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلاژیوکلاز در زمینه میکرولیتی در بازالت‌های مورد مطالعه.



شکل ۳-۴- بافت جریانی در سنگ‌های بازالتی منطقه.



شکل ۳-۵- تصویر میکروسکوپی آنکلاو همزاد بازالتی در سنگ‌های بازالتی منطقه.



شکل ۳-۵- تصویر میکروسکوپی از ایدنگستی شدن بلورهای اولیوین موجود در بازالت‌ها.

۳-۳- دایک آندزیتی ائوسن

از جمله سنگ‌های نیمه آتشفسانی که در این منطقه رخنمون دارد، یک دایک آندزیتی است که با ضخامت ۲۰ متر و طولی در حدود ۵۰ متر در محدوده‌ای کوچک در مسیر جاده احمدآباد- بیارجمند رخنمون دارد. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز تا سبز مایل به خاکستری دیده می‌شوند و در سطح شکست تازه نیز تقریباً به همین صورت می‌باشند. این سنگ‌ها نیز همچون بازالت‌ها به علت واقع شدن در یک منطقه فعال تکتونیکی، دارای خردشده‌گی و شکستگی فراوان می‌باشند. آثار هوازدگی و دگرسانی در این سنگ‌ها به ندرت مشاهده می‌شود و فقط در برخی نقاط این آثار در حد تغییر رنگ سطح سنگ‌ها است. مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و آمفیبول نوع هورنبلند هستند. از مهمترین بافت‌های مشاهده شده در این آندزیت‌ها، می‌توان به بافت‌های پورفیری، تدریجی (شکل ۳-۶) و گلومروپورفیری اشاره نمود.

به طور کلی بافت پورفیری به بافتی اطلاق می‌شود که در آن فنوکریست‌ها در یک زمینه دانه‌ریز یا شیشه‌ای قرار می‌گیرند که در این آندزیت‌ها، فنوکریست‌ها که بیشتر از نوع هورنبلند می‌باشند در یک زمینه ریزتر قرار گرفته‌اند. بافت تدریجی نیز نوعی بافت پورفیری است که در آن فنوکریست‌های در اندازه‌های مختلف (ریز، متوسط و درشت) در داخل زمینه ریزتر قرار می‌گیرند.

۱-۳-۳- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز از سازندگان اصلی این سنگ‌ها به شمار می‌آید. این کانی هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکرولیت‌های ریزدانه در زمینه دیده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز غالباً به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند. این بلورها دارای ماکل پلی‌سنتتیک بوده و منطقه‌بندی ترکیبی را می‌توان به وضوح در آن‌ها مشاهده کرد (اشکال ۳-۷ و ۳-۸). با توجه به آنورتیت درصد، که با استفاده از نتایج تجزیه سنگ کل بدست آمده است، این پلاژیوکلازها ترکیبی در حد آندزین دارند. در برخی موارد بلورهای پلاژیوکلاز در قسمت‌های مرکزی که ترکیب آن کلسیک‌تر می‌باشد دچار دگرسانی شده و به سریسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۹). در مواردی نیز شاهد تجمع بلورهای پلاژیوکلاز در کنار یکدیگر هستیم که سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری می‌گردد.

آمفیبول‌ها

کانی‌های گروه آمفیبول یکی دیگر از سازندگان مهم این گروه از سنگ‌ها به شمار می‌آیند. این کانی‌ها که در اغلب موارد از نوع هورنبلند هستند، به صورت فنوکریست‌های درشت شکل‌دار در یک زمینه دانه‌ریز مشاهده می‌شوند به‌طوری‌که در بعضی موارد اندازه بلورهای هورنبلند به ۱۵ تا ۲۵ میلی‌متر نیز می‌رسد. درنتیجه این بلورها در زمینه به صورت مگافنوکریست‌هایی دیده می‌شوند که باعث ایجاد بافت مگاپورفیری می‌گردند (شکل ۳-۱۰). درشت شدن بلورهای هورنبلند می‌تواند ناشی از پایین بودن نرخ هسته‌بندی نسبت به رشد در مراحل اولیه یا در طول تبلور و یا بر اساس فرآیند بلوغ استوالد باشد (ورنون^۱، ۲۰۰۴). بر اساس این فرآیند بلورهای اولیه که کوچک‌تر هستند به جهت بزرگ‌تر شدن و تبدیل شدن به بلورهای پایدار مصرف می‌شوند که نتیجه این عمل تعديل انرژی

^۱- Vernon

سطحی بلورها است، در حالیکه حجم کلی بلورها نیز ثابت باقی می‌ماند (بست^۱، ۲۰۰۳). بلورهای آمفیبیول نیز همچون بلورهای پلازیوکلاز از خود منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند (شکل ۱۰-۳). از دیگر ویژگی‌های میکروسکوپی این کانی‌ها، وجود بلورهای ریزی از پلازیوکلاز درون آن‌ها و به صورت ادخال می‌باشد که از آن می‌توان نتیجه گرفت که بلورهای پلازیوکلاز به لحاظ تبلور بر بلورهای آمفیبیول تقدم داشته‌اند و بلورهای آمفیبیول بعد از پلازیوکلازها متبلور شده‌اند (شکل ۱۱-۳). عموماً در بلورهای آمفیبیول، یک حاشیه سوخته مشاهده می‌شود که علت تشکیل آن قرارگیری این بلورها در معرض دمای بالا است به طوری که در حاشیه آن‌ها زایش کانی‌های اپاک مشاهده می‌شود. دیر^۲ و همکاران (۱۹۹۱) معتقدند که هورنبلند معمولی به واسطه تحمل درجه حرارت زیاد گدازه (تا حدود ۸۰۰ درجه سانتی گراد) در مجاورت هوا به هورنبلند سوخته تبدیل می‌شود. طی این عمل، هیدروژنی که یون‌های هیدروکسیل را تشکیل می‌دهد جدا شده و یون‌های اکسیژن آزاد می‌شوند. آزاد شدن یون‌های اکسیژن سبب تبدیل Fe^{+3} به Fe^{+2} شده و بدین ترتیب مگنتیت به وجود می‌آید. بست (۲۰۰۳) نیز با تکیه بر افت فشار در سیستم‌های ماگمایی که باعث صعود ماگما به ترازهای بالاتر پوسته می‌شود، اعتقاد دارد که بیوتیت و آمفیبیول در این شرایط به راحتی تجزیه می‌شوند. زیرا در این وضعیت، ماگما بلا فاصله با دمای زیادی روبرو می‌شود که این از دیاد حرارت برای واکنش‌های اکسیداسیون بسیار مناسب است.

۲-۳-۳ - کانی‌های فرعی

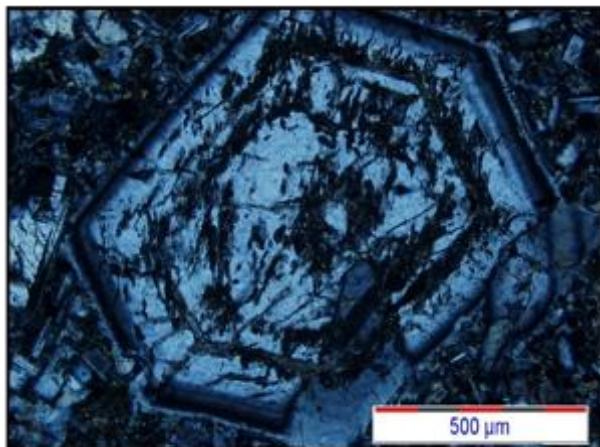
از کانی‌های فرعی موجود در این آندزیت‌ها، می‌توان به کوارتز، کلینوپیروکسن (اوژیت)، فلدسپات آلکالن و کانی‌های اپاک اشاره نمود. با توجه به اینکه این کانی‌ها در زمینه سنگ قرار گرفته و به صورت شیشه‌ای و خیلی ریزبلور هستند شناسایی آن‌ها مشکل می‌باشد و تنها در بعضی قسمتها قابل تشخیص هستند.

¹- Best

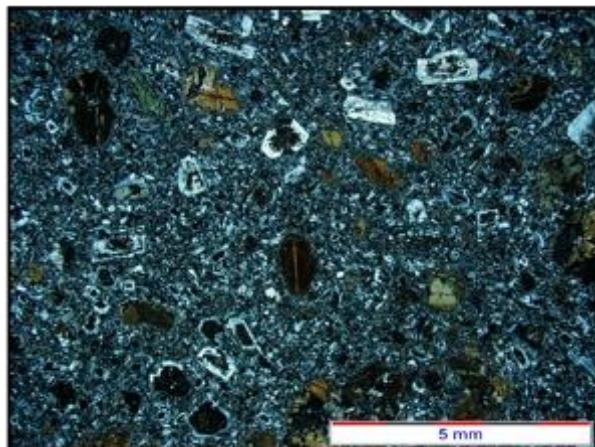
²- Deer

۳-۳-۳- کانی‌های ثانویه

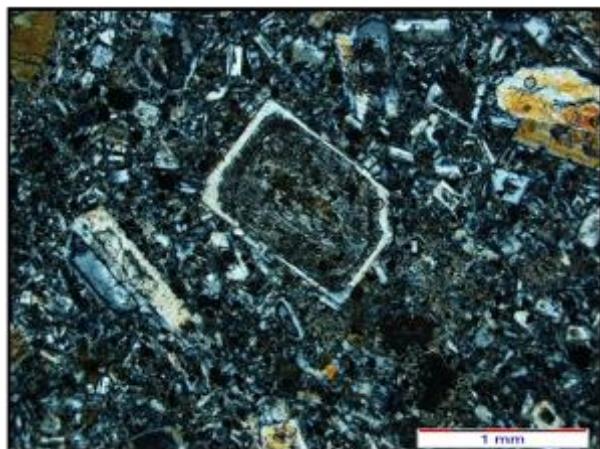
به دلیل اینکه این سنگ‌ها کمتر دچار دگرسانی شده‌اند، کانی‌های ثانویه در آن‌ها کمتر مشاهده می‌شوند. در بعضی موارد فنوکریست‌های پلازیوکلاز دچار دگرسانی شده و قسمت‌های مرکزی آن‌ها که دارای ترکیب کلسیک‌تر هستند، تبدیل به سریسیت شده‌اند. بلورهای هورنبلند نیز در برخی موارد و به مقدار جزئی به کلریت دگرسان شده‌اند. اکسیدهای آهن نیز از سایر کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها به شمار می‌آیند.



شکل ۳-۷- تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلازیوکلاز با منطقه‌بندی ترکیبی در دایک آندزیتی.



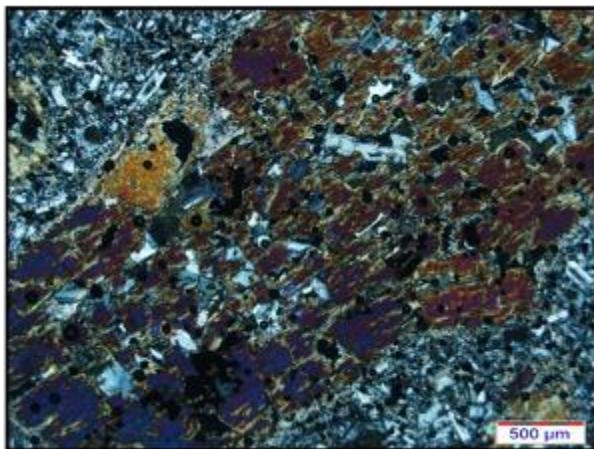
شکل ۳-۶- بافت پورفیری در دایک آندزیتی منطقه.



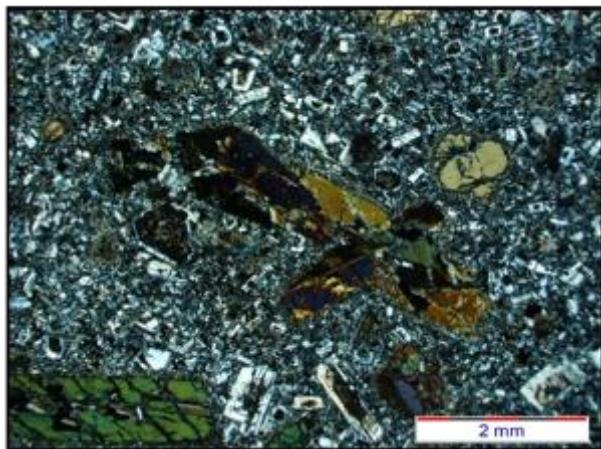
شکل ۳-۹- سریسیتی شدن بخش‌های کلسیک فنوکریست‌های پلازیوکلاز در دایک آندزیتی.



شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلازیوکلاز با ماکل پلی‌سننتیک و میکرولیت‌های پلازیوکلاز اطراف آن.



شکل ۱۱-۳- تصویر میکروسکوپی مگافنوکریست هورنبلند دارای ادخال‌های ریز پلاژیوکلاز و کانی‌های اپاک.



شکل ۱۰-۳- تصویر میکروسکوپی فنوکریست‌های دارای منطقه-بندی و مقاطع هورنبلند در دایک آندزیتی.

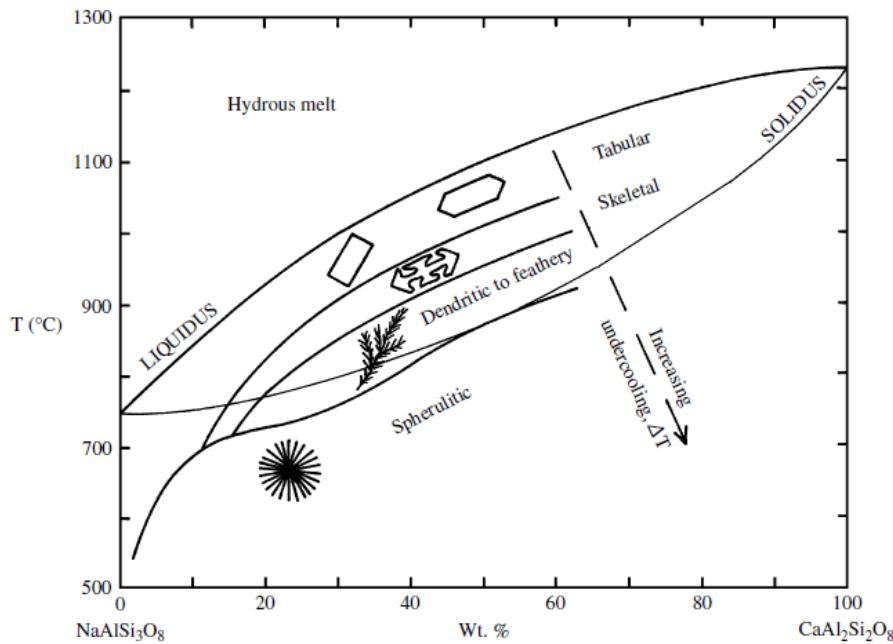
۴-۳- داسیت‌های اوسن میانی- فوکانی

داسیت‌ها از دیگر انواع سنگ‌های آتشفشنی موجود در منطقه هستند که به لحاظ حجم فوران و گستردگی در منطقه مورد مطالعه، بیشترین سهم را به خود اختصاص داده‌اند. این سنگ‌های آتشفشنی که به لحاظ سنی مربوط به فوران‌های اوسن میانی- فوکانی هستند، در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا خاکستری روشن و در برخی نقاط به رنگ خاکستری مایل به سبز مشاهده می‌شوند. از لحاظ هوازدگی و دگرسانی باید گفت که این سنگ‌ها به دلیل این‌که از کانی‌های مقاوم بیشتری تشکیل شده‌اند، در برابر این عوامل مقاوم بوده و در آن‌ها آثار هوازدگی و دگرسانی به ندرت مشاهده می‌گردد؛ البته در برخی نقاط فرسایش‌های پوست پیازی در آن‌ها مشاهده می‌شود. کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها عمدتاً پلاژیوکلاز، کوارتز و آمفیبول است. از اصلی‌ترین بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌های آتشفشنی می‌توان به بافت‌های پورفیری (شکل ۱۳-۳)، اسفلولیتی (شکل ۳-۱۴)، خلیجی (شکل ۳-۱۵) و گلومروپورفیری (شکل ۳-۱۶) اشاره کرد. در مورد سنگ‌های آتشفشنی مورد مطالعه، فنوکریست‌ها بیشتر کوارتز، پلاژیوکلاز و یا آمفیبول‌ها هستند که در زمینه دانه‌ریز و شیشه‌ای قرار می‌گیرند.

معین وزیری و احمدی (۱۳۷۱)، در مورد تشکیل بافت اسفلولیتی چنین توضیح می‌دهند: ((اگر شیشه آتشفشانی در مرحله پنوماتولیتیک انجاماد گدازه، تحت تأثیر گازهای آتشفشانی، تبلور مجدد یابد، بلورهای سوزنی و شعاعی کانی‌های مافیک و سپس کوارتز و فلدسپار متبلور خواهد شد)). ظهور اسفلولیت‌ها نشانگر محدود بودن انتشار در طی تبلور است، زیرا مواد نتوانسته‌اند در تمام محل‌های احتمالی برای رشد بلور به راحتی حرکت کنند. در نتیجه، هر بلور فقط در جهتی که بیشترین سرعت رشد را دارد و به طرف مواد جدید رشد می‌کند مناسب‌ترین نحوه پیشرفت این نوع تبلور، یک دسته شعاعی از بلورهای تیغه‌ای شکل است. بست (۲۰۰۳)، تشکیل اشکال شعاعی و بافت اسفلولیتی را با سرد شدن سریع ماقمای سازنده سنگ‌ها مرتبط می‌داند. به عقیده وی تشکیل اشکال بلوری در سنگ‌ها، متأثر از حضور برخی کانی‌های خاص، ترکیب مذاب و نرخ سرد شدن دمای ماقما است. وی با استناد به یک آزمایش تجربی تشکیل اشکال مختلف بلور پلازیوکلаз را به صورت زیر بیان می‌کند:

۱. وقتی نرخ کاهش دمای مذاب نسبت به زمان ($\Delta T/\Delta t$) پایین است، بلورها به صورت خودشکل و تخته‌ای هستند. مثال بارز این نوع اشکال بلوری در سنگ‌های درونی درشت بلور و به مقدار کمتر در فنوکریست‌های رشد کرده در سنگ‌های آتشفشانی مشاهده می‌شود.
۲. هنگامی که نرخ کاهش دما در ساعت، ده‌ها درجه است؛ در این حالت اشکال بلوری به صورت اسکلتی خواهند بود. نظیر این اشکال در برخی از سنگ‌های آتشفشانی ریزبلور و شیشه‌ای دیده می‌شود.
۳. با افزایش بیشتر آهنگ کاهش دمای مذاب، اشکال دندریتی، شاخه‌ای و پرمانند رشد می‌کنند.
۴. وقتی آهنگ کاهش دما به صدها درجه در ساعت می‌رسد، تأثیر کاهش دما به شدت بالا رفته و اشکال شعاعی، افشارهای و الیافی که تحت عنوان اسفلولیت نامیده می‌شوند، توسعه می‌یابند. بازالت‌های پیلولاوایی زیردریایی که به سرعت سرد شده‌اند، به خوبی اشکال اسکلتی و دندریتی را

در قالب رشد تؤام بلورهای پلازیوکلاز و پیروکسن نشان می‌دهند. شکل ۱۲-۳ اشکال شماتیک بلورهای رشد یافته پلازیوکلاز که حاصل مقادیر مختلف سرد شدن مذاب است را نشان می‌دهد.



شکل ۱۲-۳- اشکال شماتیک بلورهای رشد یافته پلازیوکلاز حاصل از کاهش دمای مذاب در سیستم تبلور آلبیت-آنورتیت (بست، ۲۰۰۳).

۱-۴-۳- کانی‌های اصلی

پلازیوکلاز

پلازیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگ‌هاست که هم به صورت فنوکریست‌های کاملاً شکل‌دار و هم به صورت میکرولیت‌های ریز در زمینه سنگ حضور دارد. از ویژگی‌های میکروسکوپی این گروه از کانی‌ها، می‌توان به وجود ماکل پلی‌سنتیک و در بعضی موارد ماکل پریکلین و وجود منطقه‌بندی ترکیبی بسیار واضح در آن‌ها اشاره نمود (شکل ۱۷-۳). وجود منطقه‌بندی ترکیبی و در نتیجه خاموشی منطقه‌ای، نشان‌دهنده مراحل پیچیده در سطوح مشترک مایع-بلور در طول سرد شدن خیلی سریع در حرارت‌های پایین‌تر است (فowler^۱ و همکاران، ۱۹۹۶). از سوی دیگر، منطقه‌بندی

^۱- Fowler

در پلازیوکلازها بیانگر نوعی عدم تعادل در حین تبلور و انجماد است که این عدم تعادل می‌تواند ناشی از تغییرات شرایط محلی تشکیل بلور مثل آشفتگی‌های دمایی ناشی از ورود ماگمای تازه به مخزن ماگمایی در حال تبلور، کاهش سریع دما، تغییر فشار بخار آب و گازهای محلول در ماگما در حین تبلور پلازیوکلاز باشد (شلی، ۱۹۹۳). از ویژگی‌های بسیار بارز میکروسکوپی در این سنگ‌ها، مشاهده حالت اسفروولیتی در آن‌هاست که حاصل رشد سریع و شعاعی بلورهای پلازیوکلاز می‌باشد به‌طوری‌که در بین آن‌ها کانی‌های اپاک نیز مشاهده می‌شود (شکل ۱۴-۳). در بعضی از نمونه‌های سنگی، می‌توان به اجتماع فنوکریست‌های پلازیوکلاز و پیروکسن در کنار یکدیگر اشاره کرد که سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری می‌گردد (شکل ۱۶-۳). همچنین در برخی از نمونه‌ها، بلورهای پلازیوکلاز دارای گردش‌گی خوب و خلیج خوردگی هستند (شکل ۱۸-۳).

کوارتز

کوارتز از دیگر کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌هاست که هم به صورت فنوکریست و هم به صورت بلورهای ریز در زمینه سنگ مشاهده می‌گردد. فنوکریست‌های کوارتز معمولاً گرد شده می‌باشند و از ویژگی‌های بسیار بارز آن‌ها می‌توان به حالت خلیج خوردگی و گردش‌گی خوب اشاره نمود، به‌طوری‌که از شاخص‌ترین ویژگی‌های پتروگرافی این سنگ‌ها می‌توان به همین امر اشاره کرد (شکل ۱۵-۳). در مورد تفسیر بافت‌های غیر تعادلی و از آن جمله بافت خلیجی، می‌توان گفت که معمولاً تحلیل رفتن یک فاز جامد در یک فاز سیال، نشان‌دهنده تحت اشباع بودن سیال موردنظر از آن فاز می‌باشد. یعنی فازی که قبلاً به دلیل اشباع بودن آن در سیال اولیه متبلور شده، اکنون به واسطه تغییر شرایط چار انحلال گردیده است. تغییر ترکیب سیال نیز خود معلول تغییرات ناگهانی دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ درونگیر و یا اختلاط ماگمایی است. از دیگر عوامل تشکیل بافت خلیجی، می‌توان به تغییر حالت اُتکتیک کوارتز-فلدسبات در طی بالا آمدن ماگما به سطح زمین، در اثر کاهش فشار اشاره کرد؛ ولی از آنجایی که انحلال در سطح بلور مانع ایجاد

خلیج خوردگی می‌شود (دونالدسون^۱ و هندرسون^۲، ۱۹۸۸)، وجود حباب‌های گازدار در محل‌های به خصوصی از سطح بلور، مکانیسم انحلال را تسهیل می‌کند؛ زیرا در اطراف این محل‌ها، سیالات حرکت متلاطمی دارند و باعث انحلال سریع و مداوم در محل تماس حباب با سطح بلور می‌شوند. به این ترتیب حباب می‌تواند حفره‌ای در بلور ایجاد کند. همچنین خوردگی می‌تواند ناشی از رشد ناپایدار اولیه باشد. علاوه بر این، وجود حواشی خلیج خوردگی نشان‌دهنده آن است که تبلور اولیه این سنگ-ها در یک مخزن ماقمایی عمیق رخ داده است و سپس برداشت فشار ایزوترمال در یک شرایط غیر اشباع از آب در طی جایگیری این توده‌ها در اعمق کم، باعث حل شدن بخشی و ایجاد این حاشیه‌ها شده است (بورمینگ^۳ و همکاران، ۲۰۰۸).

آمفیبول

آمفیبول از دیگر کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشد که غالباً به صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در زمینه ریزتر مشاهده می‌گردد (اشکال ۱۹-۳ و ۲۰-۳). در اطراف برخی از بلورهای آمفیبول حاشیه سوخته مشاهده می‌شود (شکل ۲۱-۳) و همان‌طور که قبلاً ذکر گردید در اکثر موارد تشکیل این حاشیه تیره رنگ به دور کانی‌ها، حاصل واکنش‌های اکسیداسیونی است که خود نیز در اثر حرارت ناشی از افت فشار ناگهانی ماقماً به هنگام صعود ایجاد می‌گردد. یکی دیگر از ویژگی‌هایی که در خصوص این کانی می‌توان مطرح نمود این است که در برخی از نمونه‌ها، این کانی به صورت یک حاشیه به دور بلورهای پیروکسن قرار گرفته است (شکل ۲۲-۳). شایان ذکر است که این حاشیه‌ها، حاشیه واکنشی نیستند که در اثر عدم تعادل شیمیایی بوجود آمده باشند، بلکه حالت اوربیکولار هستند. بست (۲۰۰۳)، رشد لایه‌ای نازک از بلورها به شکل کمربندی بر روی سطوح بلوری از قبل موجود را حالت اوربیکولار می‌نامد. وی معتقد است که تشکیل چنین ساختی در سنگ، ظاهراً معرف بخش‌های تبلوری‌افتہ مذاب در شرایط فوق اشباع و یا به آرامی سرد شدن است؛ اما کرکپاتریک

¹- Donaldson

²- Henderson

³- Burming

(۱۹۷۷)، تشکیل این اشکال را اساساً مرتبط با مذاب فوق اشباع می‌داند. در حالت اوربیکولار معمولاً کانی‌های آمفیبولی که در اطراف فنوکریست پیروکسن به وجود می‌آیند به صورت بلورهای خودشکل بوده ولی در حاشیه واکنشی، این بلورها کاملاً بی‌شکل هستند.

فلدسپات آلکالن (سانیدین)

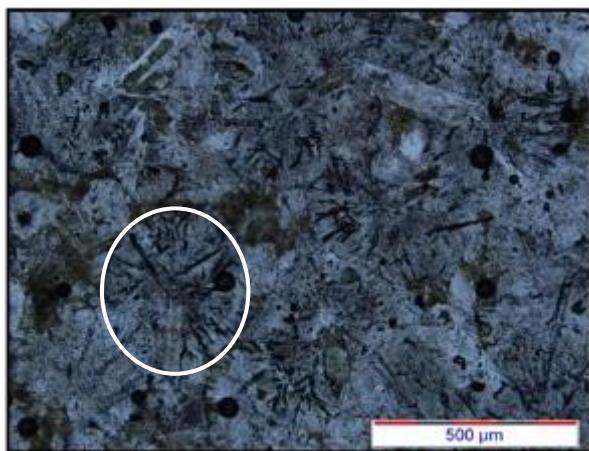
این گروه از کانی‌ها، از سایر کانی‌های سازنده این سنگ‌ها به شمار می‌آیند که به ندرت در مقاطع میکروسکوپی دیده شده، کمتر به صورت فنوکریست و بیشتر به صورت بلورهای ریز در زمینه سنگ وجود دارند و ماکل دوتایی از خود نشان می‌دهند. واقع شدن آن‌ها در زمینه سنگ، شناسایی آن‌ها را مشکل می‌سازد.

۲-۴-۳- کانی‌های فرعی

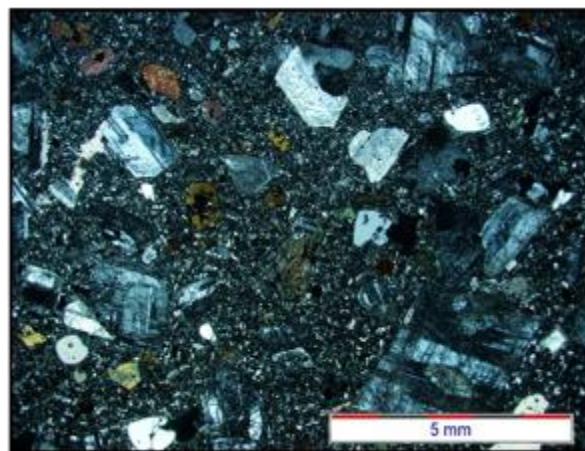
از کانی‌های فرعی تشکیل دهنده این سنگ‌ها، می‌توان به پیروکسن و کانی‌های اپاک اشاره نمود که در زمینه سنگ و بصورت ریزبلور هستند. کانی‌های اپاک معمولاً از دگرسانی هورنبلند ایجاد شده و در حاشیه و مرکز این کانی دیده می‌شوند. آپاتیت نیز یکی دیگر از کانی‌های فرعی سازنده آن‌هاست که به صورت بلورهای سوزنی طویل درون اسفرومیت‌ها و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز مشاهده می‌گردد (شکل ۲۳-۳).

۳-۴-۳- کانی‌های ثانویه

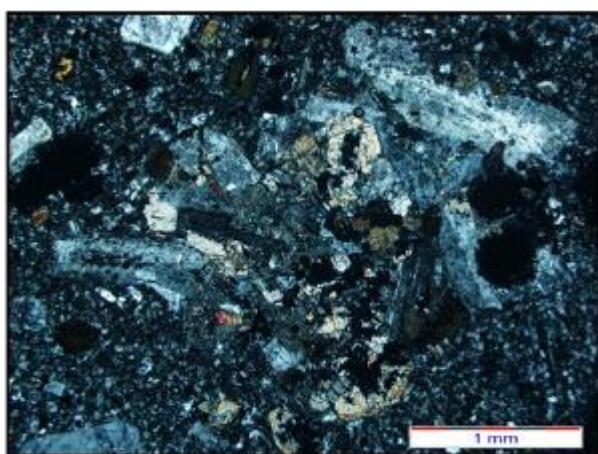
کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها سریسیت، کلریت و کلسیت هستند. همان‌طور که قبلاً ذکر گردید سریسیت حاصل دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز می‌باشد. کلریت نیز حاصل دگرسانی بلورهای پیروکسن و آمفیبول زمینه است. مالاکیت و آزوریت نیز که از کانه‌های مس‌دار هستند در برخی از نمونه‌ها حضور دارند (شکل ۲۴-۳).



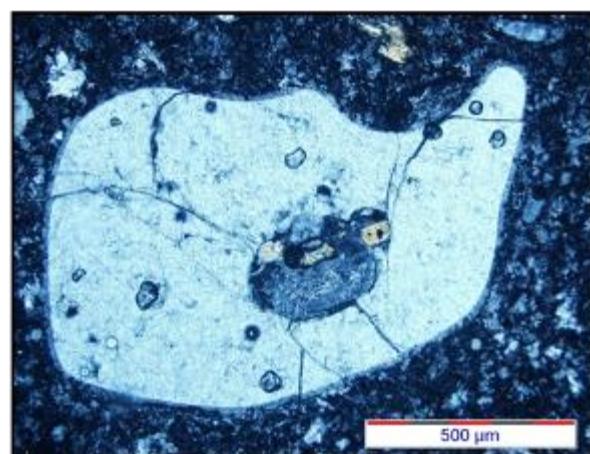
شکل ۱۴-۳ - بافت اسپرولیتی در سنگ‌های داسیتی ائوسن منطقه.



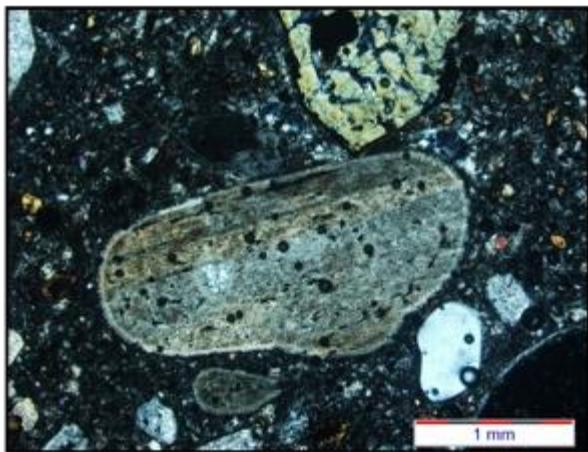
شکل ۱۳-۳ - بافت پورفیری در سنگ‌های داسیتی ائوسن منطقه.



شکل ۱۶-۳ - بافت گلومروپورفیری حاصل از اجتماع بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های داسیتی ائوسن منطقه.



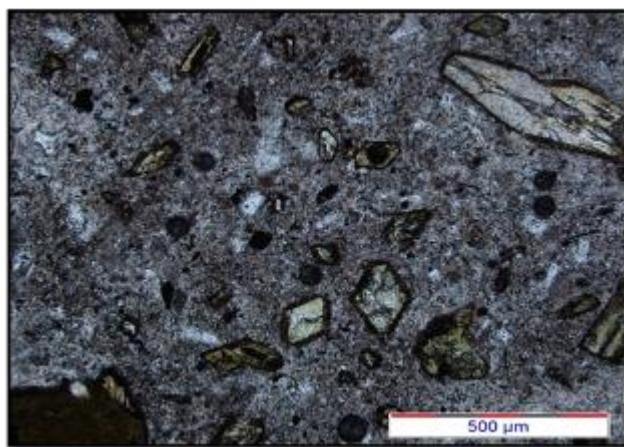
شکل ۱۵-۳ - تصویر میکروسکوپی فنوکریست گردشده و خلیجی شکل کوارتز، دارای ادخال‌های پلاژیوکلاز و آمفیبیول.



شکل ۱۸-۳ - تصویر میکروسکوپی فنوکریست‌های گردشده پلاژیوکلاز و کوارتز در زمینه ریز و شیشه‌ای داسیت‌های ائوسن.



شکل ۱۷-۳ - تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی ترکیبی در سنگ‌های داسیتی ائوسن منطقه.



شکل ۳-۲۰- تصویر میکروسکوپی فنوکریست های کاملاً شکل دار آمفیبول در زمینه شیشه ای سنگ های داسیتی ائوسن.



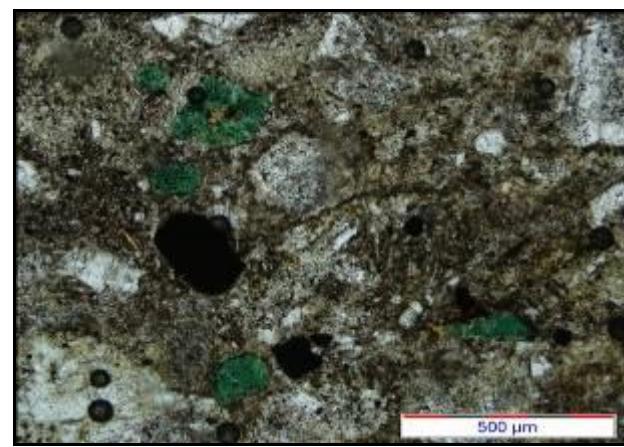
شکل ۳-۱۹- تصویر میکروسکوپی فنوکریست آمفیبول دارای ادخال هایی از کانی های اپاک در زمینه شیشه ای داسیت های ائوسن منطقه.



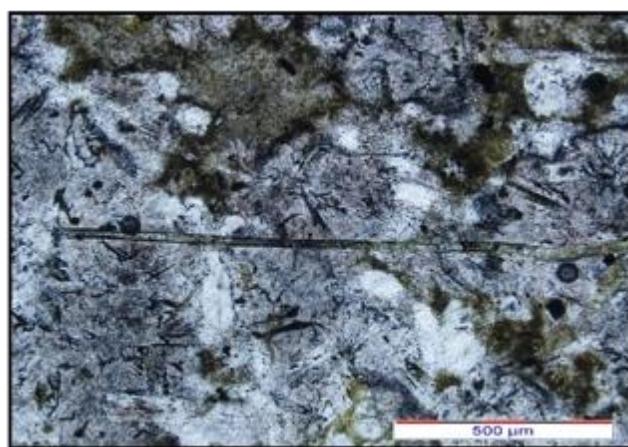
شکل ۳-۲۲- تصویر میکروسکوپی تشکیل کمربندی از بلورهای ریز آمفیبول در اطراف فنوکریست پیروکسن در سنگ های داسیتی ائوسن منطقه.



شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکوپی تشکیل حاشیه سوخته در اطراف بلور آمفیبول در داسیت های ائوسن.



شکل ۳-۲۴- حضور کانی های مس دار (مالاکیت و آزوریت) در سنگ های داسیتی ائوسن منطقه.



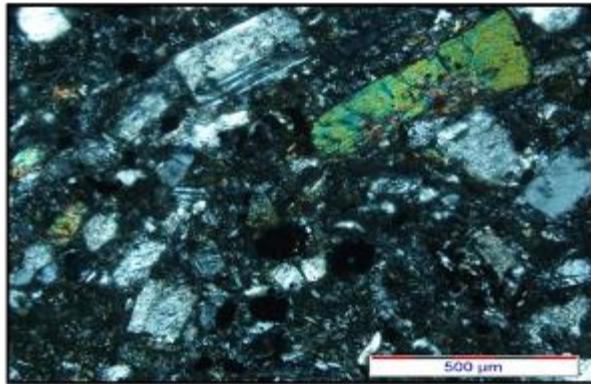
شکل ۳-۲۳- تصویر میکروسکوپی بلور سوزنی و طوبیل آپاتیت در فنوکریست پلاژیوکلاز در سنگ های داسیتی ائوسن منطقه.

۳-۵- کریستال لیتیک توف

این سنگ‌ها از سری سنگ‌های آتشفشانی- رسوی همراه با فوران‌های آتشفشانی ائوسن میانی- فوقانی می‌باشند که در صحرا و در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا خاکستری مایل به سبز مشاهده می‌شوند. اجزای تشکیل دهنده آن‌ها کانی‌های پلازیوکلاز، کوارتز، آمفیبول، کانی‌های اپاک و قطعات سنگی است. پلازیوکلاز عمدت‌ترین فنوکریست موجود در این سنگ‌ها بوده و غالباً دارای ماکل پلی- سنتیک می‌باشد (شکل ۲۵-۳). این کانی ابعادی در حدود $0/8$ تا $1/2$ میلی‌متر را دارد. این پلازیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در سنگ دیده می‌شوند و می‌توان در برخی از قسمت‌ها آثار انحلال و خوردگی را در آن‌ها مشاهده کرد. آمفیبول از نوع هورنبلند نیز یکی دیگر از فنوکریست‌های موجود در آن‌هاست که به لحاظ اندازه کوچک‌تر از پلازیوکلازها بوده و در مرتبه پایین- تر از آن‌ها قرار دارد (شکل ۲۶-۳). این کانی در برخی موارد ابعادی تا $0/5$ میلی‌متر از خود نشان می- دهد و غالباً به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشد. در بعضی قسمت‌ها، این کانی دچار دگرسانی گردیده و کلریت جانشین آن شده است. کانی‌های اپاک نیز به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شكل در این سنگ‌ها حضور دارند.

قطعات سنگی نسبت به بلورها، حجم کمتری از سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. این قطعات غالباً حالت گردشده تا نیمه گردشده دارند. ترکیب غالب قطعات سنگی، آندزیتی تا تراکی آندزیتی بوده و دارای ابعادی در حدود $0/5$ تا $1/2$ میلی‌متر می‌باشند. خمیره نیز عمدتاً شامل پلازیوکلاز، پیروکسن، شیشه آتشفشانی (شارد) و کانی‌های اپاک است (شکل ۲۷-۳). از نظر ظاهری، میکرولیت- هایی از بلورهای پلازیوکلاز در زمینه‌ای شیشه‌ای قرار گرفته‌اند؛ به نحوی که قطعه سنگی به رنگ تیره دیده می‌شود. در بعضی نمونه‌ها بلورهای پلازیوکلاز در کنار یکدیگر دیده می‌شوند و به حالت گلومرول در می‌آیند (شکل ۲۸-۳). برخی از پلازیوکلازها دچار دگرسانی شده و به کلسیت تبدیل شده

اند. از دیگر کانی‌های موجود در آن‌ها، می‌توان به کانه مس‌دار ملاکیت اشاره نمود که به صورت بلورهای ریز در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل ۲۹-۳).



شکل ۲۶-۳- تصویر میکروسکوپی بلورهای آمفیبول و پلاژیولاز در کریستال لیتیک توف‌های اؤسن منطقه.



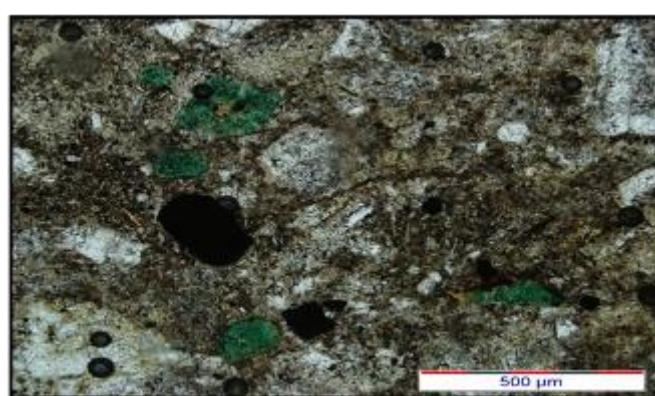
شکل ۲۵-۳- تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلاژیولاز در کریستال لیتیک توف‌های اؤسن منطقه.



شکل ۲۸-۳- تصویر میکروسکوپی اجتماع بلورهای پلاژیولاز در کریستال لیتیک توف‌های اؤسن منطقه؛ برخی از بلورهای پلاژیولاز منطقه‌بندی ترکیبی دارند.



شکل ۲۷-۳- تصویر میکروسکوپی قطعه سنگی در کریستال لیتیک توف‌های اؤسن منطقه.



شکل ۲۹-۳- تصویر میکروسکوپی حضور کانی مس‌دار ملاکیت در کریستال لیتیک توف‌های اؤسن منطقه.

۳-۶- ترتیب تبلور

یکی از کاربردهای مهم پتروگرافی و مطالعه بافت‌ها، تعیین ترتیب تبلور کانی‌ها در سنگ می‌باشد. برای تعیین ترتیب تبلور کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین، شرایط محیط تبلور، ترکیب شیمیایی، شکل و مورفولوژی بلورها دارای اهمیّت است. از مهمترین قوانینی که جهت تعیین ترتیب تبلور کانی-ها مورد استفاده قرار می‌گیرد، قانون روزنبوش^۱ است که مراحل تبلور را به صورت زیر بیان می‌دارد:

۱- اگر یک کانی درون کانی دیگری قرار گیرد، به لحاظ ترتیب تبلور، آن کانی زودتر از کانی در برگیرنده خود متبلور شده است.

۲- کانی‌هایی که زودتر متبلور می‌شوند، در مذاب آزادانه رشد کرده و دارای حدود خارجی منظم‌تر می‌باشند و بلورهایی که دیرتر متبلور می‌شوند به صورت مجموعه دانه‌های نیمه شکل‌دار و بی-شکل حضور دارند؛ به عبارت دیگر، کانی‌های شکل‌دار زودتر از کانی‌های نیمه شکل‌دار و کانی‌های نیمه شکل‌دار زودتر از کانی‌های بی‌شکل متبلور شده‌اند. البته لازم به یادآوری است که شکل‌دار بودن یک کانی همیشه تضمینی برای زودتر متبلور شدن آن نیست.

۳- کانی‌های ثانویه موجود در سنگ‌ها، جهت تعیین ترتیب تبلور کانی‌ها اهمیّت ندارند. با استفاده از این قانون و سایر قوانین حاکم بر روابط بافتی سنگ‌های آذرین به تعیین ترتیب تبلور کانی‌ها در سنگ‌های آتشفسانی مورد مطالعه پرداخته می‌شود.

۳-۶-۱- تبلور در بازالت‌ها

در بازالت‌ها، اولین کانی متبلور شده از ماقمای بازالتی است. مگنتیت و آپاتیت که به وسیله فنوکریست‌های پلاژیوکلاز احاطه شده‌اند، نشان‌دهنده تبلور قبل از تشکیل بلورهای پلاژیوکلاز هستند. بنابراین بلورهای سوزنی شکل آپاتیت و مگنتیت که به صورت ادخال درون فنوکریست‌ها مشاهده می‌شوند دومین کانی‌های متبلور شده در این سنگ‌ها می‌باشند. پس از تبلور این کانی‌ها،

^۱- Rosenbush

بلورهای پلازیوکلاز شروع به تبلور می‌نمایند. در ادامه، این روند با تبلور کلینوپیروکسن دنبال می‌شود که در بعضی مواقع دارای ادخال‌هایی از پلازیوکلاز است. به عبارت دیگر فنوکریستهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار اولیوین، پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن نوع اوژیت در اعمق تشکیل شده‌اند و مانند و مانند باقیمانده در ترازهای بالاتر، میکرولیت‌های پلازیوکلاز و یا زمینه شیشه‌ای سنگ را متبلور نموده است.

۳-۶-۲- تبلور در دایک آندزیتی

در این سنگ‌ها مطالعات پتروگرافی حاکی از حداقل ۲ مرحله تبلور است. در مرحله اول که تبلور در اعمق صورت پذیرفته، بلورهای پیش‌رس مانند آپاتیت، مگنتیت، فنوکریستهای پلازیوکلاز و آمفیبیول نوع هورنبلند متبلور می‌شوند که تبلور این فنوکریستها نشان می‌دهد در اعمق نرخ هسته-بندی نسبت به رشد کمتر بوده و درنتیجه بلورهای درشت از این کانی‌ها به وجود آمده‌اند. در مرحله دوم تبلور که در شرایط عمقی کمتر و به عبارتی نزدیک‌تر به سطح زمین اتفاق افتاده است، تبلور میکرولیت‌های پلازیوکلاز، فلدسپات آلکالن و زمینه دانه‌ریز سنگ صورت گرفته است. به علاوه در برخی از قسمت‌ها، ادخال‌هایی از کانی‌های اپاک درون آمفیبیول‌ها مشاهده می‌شود که این امر نشان-دهنده تبلور زودتر این کانی‌ها نسبت به آمفیبیول‌ها است.

۳-۶-۳- تبلور در داسیت‌ها

در داسیت‌ها نیز وجود بافت پورفیری حکایت از ۲ مرحله تبلور کانی‌ها دارد. در این سنگ‌ها همانند سایر سنگ‌های آتشفسانی مرحله اول تبلور در شرایط عمقی صورت گرفته که منجر به ایجاد فنوکریستهای پلازیوکلاز، کوارتز و سایر فنوکریستها گردیده است. تبلور مرحله دوم نیز در شرایط نیمه عمیق یا در شرایط سطح زمین اتفاق افتاده که سبب تشکیل پلازیوکلاز، پیروکسن، آمفیبیول، کوارتز، فلدسپات آلکالن و شیشه‌های زمینه شده است. در این سنگ‌ها چون کانی‌های زمینه بیشتر به حالت شیشه‌ای می‌باشند احتمال تبلور مرحله دوم در شرایط سطح زمین محتمل‌تر است. لازم به ذکر است که در این سنگ‌ها نیز، کانی آپاتیت اولین کانی تبلور یافته است که در مرحله اول تبلور و در

شرایط عمیق متببور شده است. در ادامه نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانی‌های مشاهده شده در سنگ‌های آتشفسانی منطقه مورد مطالعه در شکل ۳۰-۳ آمده است.



شکل ۳۰-۳- نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانی‌های مشاهده شده در سنگ‌های آتشفسانی مورد مطالعه.

۷-۳- خلاصه مطالب

- بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های آتشفسانی مورد مطالعه به چهار گروه سنگی شامل بازالت-ها، دایک آندزیتی، داسیت‌ها و کریستال لیتیک توف‌ها تقسیم بندی شدند.
- سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه دارای بافت‌های اینترگرانولار، اینترسرتال، جریانی و بادامکی هستند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و به مقدار کمتر اولیوین می‌باشد. از مهمترین کانی‌های فرعی می‌توان به آپاتیت و کانی‌های اپاک اشاره نمود. کانی‌های ثانویه به علت دگرسانی زیاد، در این سنگ‌ها توسعه داشته و می‌توان به کلسیت ثانویه که درز و شکاف‌های سنگ‌ها را پر نموده است اشاره نمود.
- سنگ‌های آندزیتی دارای بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و تدریجی هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها غالباً پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌باشد. به طوری که در آن‌ها فنوکریست‌های چند سانتی‌متری هورنبلند را نیز می‌توان دید. کانی‌های فرعی سازنده این سنگ‌ها، کوارتز، فلدسپات آلکالن و پیروکسن هستند که زمینه ریزبلور سنگ را تشکیل داده‌اند. کانی‌های ثانویه در آن‌ها کمتر مشاهده شده و فقط در برخی نقاط قسمت‌های کلسیک پلاژیوکلازها، سریسیتی شده‌اند. از خصوصیات پتروگرافی این سنگ‌ها می‌توان حاشیه سوخته و منطقه‌بندی ترکیبی فنوکریست‌های هورنبلند را نام برد.
- در سنگ‌های داسیتی بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، اسفلولیتی و خلیج خوردگی قابل مشاهده است. پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز مهمترین سازنده‌گان این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. کانی‌های فرعی و عارضه‌ای شامل فلدسپات آلکالن، پیروکسن و کانی‌های اپاک هستند. از مشخصات بارز سنگ‌های داسیتی وفور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر کوارتز است که غالباً دارای گردش‌گی و با حاشیه خلیج خوردگی هستند. در این سنگ‌ها، کانه‌های مس‌دار مانند مالاکیت و آزوریت مشاهده می‌شوند. از کانی‌های ثانویه موجود در آن‌ها می‌توان به سریسیت و کلریت اشاره نمود.

- اجزای تشکیل دهنده کریستال لیتیک توف‌های منطقه، کانی‌های پلازیوکلاز، کوارتز، آمفیبول، کانی‌های اپاک و قطعات سنگی هستند. ترکیب قطعات سنگی غالباً آندزیتی بوده و دارای ابعادی در حدود ۰/۵ تا ۱/۲ میلی‌متر می‌باشند. پلازیوکلاز عمدت‌ترین فنوکریست تشکیل دهنده آن‌هاست که غالباً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشد.

- با توجه به مطالعات پتروگرافی سنگ‌های آتشفسانی مورد مطالعه، ترتیب تبلور کانی‌های سازنده

سنگ‌های مورد مطالعه به قرار زیر است:

بازالت‌ها: اولیوین، آپاتیت، مگنتیت، پلازیوکلاز و پیروکسن.

دایک آندزیتی: آپاتیت، مگنتیت، پلازیوکلاز، هورنبلند و کوارتز.

داسیت‌ها: آپاتیت، پلازیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و کوارتز.

فصل چهارم

رُوگی

۱-۴- مقدمه

ژئوشیمی علمی است که ترکیب پیچیده یک سنگ را به یک سری اعداد و ارقام ساده و قابل فهم تبدیل ساخته و بدین طریق شناسایی و طبقه‌بندی آن‌ها را آسانتر می‌نماید. جهت استفاده از علم ژئوشیمی، اولین گام، درک و فهم دقیق و کامل روابط و اصول حاکم بر آن و همچنین درک رفتار ژئوشیمیایی عناصر مختلف در ماقماهای سیلیکاتی و سیالات وابسته به آن‌ها می‌باشد.

جهت بررسی ویژگی‌ها و خواص ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه، تعداد ۱۲ عدد از نمونه‌های سنگی تقریباً سالم که متحمل کمترین دگرسانی شده بودند، جهت انجام آنالیزهای شیمیایی سنگ کل عناصر اصلی، ICP-MS کمیاب و عناصر کمیاب خاکی انتخاب شده و در آزمایشگاه ASL کشور کانادا به روش آنالیز شد. این روش از توسعه‌ی روش طیفسنجی نشر پلاسمای جفت شده القایی ایجاد شده است. از ویژگی‌های این روش، حد آشکارسازی بسیار پایین، صحّت و دقّت بالای آن می‌باشد (Rollinson^۱، ۱۹۹۳).

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منتخب، پس از اعمال تصحیحات لازم توسط نرم‌افزارهای پترولوزیکی مختلف از قبیل GCDKIT و IGPET مورد پردازش قرار گرفتند. محل دقیق برداشت نمونه‌های تجزیه شده توسط GPS تعیین و در جدول ۱-۴ آمده است.

در این فصل، به منظور بررسی همه جانبه و دقیق‌تر سنگ‌های منطقه، ابتدا به طبقه‌بندی سنگ‌ها با استفاده از تجزیه شیمیایی آن‌ها پرداخته می‌شود. در ادامه با رسم نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب، نمودارهای بهنجر شده و عنکبوتی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی، به بررسی تغییر و تحول ماقماهی سازنده سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته خواهد شد. همچنین سری‌های ماقماهی که هر یک از نمونه‌های مورد مطالعه به آن‌ها تعلق دارند، تعیین خواهد شد. برای این منظور اصلاحاتی بر روی تجزیه‌های شیمیایی خام صورت گرفته که در بخش‌های بعدی به آن‌ها اشاره خواهد شد.

^۱- Rollinson

جدول ۴-۱: مشخصات و مختصات جغرافیایی نمونه‌های سنگی منتخب جهت انجام تجزیه شیمیایی.

شماره نمونه	نام سنگ	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
Ak-1	داسیت	N 35 27 57	E 56 52 33
Ak-2		N 35 28 3	E 56 52 21
Ak-3		N 35 28 42	E 56 52 40
Ak-4		N 35 27 39	E 56 52 05
Ak-5		N 35 29 37	E 56 51 51
Ak-6	بازالت	N 35 34 39	E 56 44 44
Ak-7		N 35 34 26	E 56 44 61
Ak-8		N 35 34 20	E 56 44 38
Ak-9		N 35 34 03	E 56 44 29
Ak-10	آندزیت	N 35 38 48	E 56 38 51
Ak-11		N 35 38 45	E 56 38 55
Ak-12		N 35 38 41	E 56 38 52

۴-۲- منابع ایجاد خطا در تجزیه شیمیایی نمونه‌ها

جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های سنگی، انجام تجزیه‌های شیمیایی با کیفیت خوب ضروری است. بدین جهت باید منابع ایجاد خطا در روند انجام تجزیه‌های شیمیایی به دقت شناخته شوند تا در مسیر انجام مطالعات، از بروز آن‌ها جلوگیری به عمل آید؛ به همین دلیل در این بخش به منابع ایجاد خطا بهطور مختصر اشاره می‌شود.

۴-۲-۱- آلایش

آلودگی به هنگام آماده‌سازی نمونه‌ها، یکی از مهمترین عوامل ایجاد خطا در نتایج تجزیه‌های شیمیایی است. در این بین بیشترین احتمال آلودگی در هنگام خردایش و آسیاب کردن نمونه‌ها رخ می‌دهد. این آلودگی‌ها ممکن است به صورت آلایش منتقل شده از نمونه‌هایی که قبلاً خرد شده‌اند و یا ناشی از آلودگی دستگاه آسیاب باشند. آلایش انتقال یافته توسط نمونه‌های قبلی که خرد شده‌اند را می‌توان با تمیزکردن دقیق و یا آلوده‌کردن دستگاه با نمونه‌ای که خرد خواهد شد، رفع کرد. جهت رفع آلایش ناشی از دستگاه آسیاب و داشتن تجزیه‌هایی با بیشترین دقت، استفاده از آسیاب آگاتی توصیه می‌گردد. با این حال آسیاب آگاتی نیز ممکن است آلایش اندکی ایجاد کند

(رولینسون، ۱۹۹۳). لازم به یادآوری است که در این تحقیق، خردایش نمونه‌ها به وسیله آسیاب فولادی انجام پذیرفته است.

منابع دیگر آلودگی و ایجاد خطا در طبیعت هستند. از جمله این منابع می‌توان به پوشش نازکی از رسوبات حاصل از عملکرد محلول‌های آبی زیرزمینی یا آب دریا بر روی نمونه‌های سنگی اشاره کرد. همچنین اگر زمان بین برداشت نمونه‌ها و پودر کردن آن‌ها زیاد باشد، ممکن است نمونه‌ها تحت تأثیر عوامل جوی قرار گرفته و آلایش پیدا کنند. برای رفع این آلودگی‌ها، می‌توان با آبشویی نمونه‌ها در محلول اسید هیدروکلریدریک یک مولار قبل از پودر کردن و بعد از خرد کردن نمونه‌ها اقدام نمود (رولینسون، ۱۹۹۳).

یکی دیگر از منابع ایجاد کننده خطا، استفاده از معرف‌های شیمیایی ناخالص در طول انحلال و آماده‌سازی نمونه‌ها می‌باشد که برای برطرف کردن این خطا استفاده از مواد شیمیایی خالص در هنگام آماده‌سازی نمونه‌ها امری ضروری است.

از آنجایی که نمونه‌های مورد مطالعه در آزمایشگاه معتبر و توسط روش ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند، لذا می‌توان با اطمینان بیشتر از درستی نتایج بدست آمده، به تجزیه و تحلیل و پردازش آن‌ها پرداخت، زیرا در این روش تجزیه (طیفسنجی جرمی) به دلیل جدایش شیمیایی عناصر قبل از اندازه‌گیری، خطای ناشی از کالیبراسیون و همپوشانی پیک‌ها کاهش یافته و یا از بین می‌رود.

۴-۳- آماده سازی و تصحیح نتایج تجزیه شیمیایی

قبل از استفاده از داده‌های تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های سنگی محدوده مورد مطالعه، لازم است تصحیحات و تغییراتی در آن‌ها اعمال شود. از جمله این تصحیحات می‌توان به حذف مواد فرّار (L.O.I) و همچنین تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ اشاره نمود. لازم به تذکر است، به دلیل اینکه بیشتر

مواد فرّار موجود در سنگ‌های آذرین در اثر فرآیندهای ثانویه بوجود آمده‌اند، در نتیجه قبل از استفاده از داده‌های تجزیه‌های شیمیایی، باید آن‌ها را تصحیح نمود.

یکی از این تصحیحات حذف مواد فرّار از مجموع درصد اکسیدها و رساندن مجموع مقادیر جدید اکسیدها به ۱۰۰ می‌باشد (میدل‌موست^۱، ۱۹۸۹). برای این منظور درصد L.O.I هر نمونه سنگی را از مقدار حاصل جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده و عدد به دست آمده مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرّار آن حذف شده است. پس از آن نسبت حاصل از تقسیم مجموع جدید اکسیدها به ۱۰۰ را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرد تا درصد اکسیدها بدون مواد فرّار محاسبه شود.

معمولًاً مقدار اکسید آهن در داده‌های آنالیز شیمیایی سنگ کل به صورت Fe_2O_3 کل ارائه می‌گردد. از طرفی برخی از سنگ‌های آذرین در اثر دگرسانی‌های ثانویه اکسید می‌شوند یعنی نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ در آن‌ها افزایش یافته و این افزایش نسبت سبب تأثیر فراوان در ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو سنگ می‌شود. به طوری که در محاسبه نورم سنگ اکسید شده، به دلیل افزایش نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ مقدار مگنتیت نورماتیو، از مقدار حقیقی بیشتر و مقادیر سیلیکات‌های آهن‌دار معمول همچون دیوپسید، هیپرستن و اولیوین کمتر از مقدار حقیقی بوده و در نورم محاسبه شده سیلیس اضافی خواهیم داشت.

برای استاندارد کردن مقدار آهن سه ظرفیتی و محاسبه مقادیر دقیق FeO و Fe_2O_3 در سنگ‌های ماگمایی باید از یک سری روش‌های عددی خاص استفاده نمود. برای انجام این محاسبات باید از نمودار میدل‌موست (۱۹۸۹) که در آن نسبت‌های مختلف اکسیداسیون $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ برای هریک از انواع مختلف سنگ‌های آتشفشاری نشان داده شده است استفاده نمود (شکل ۴-۱). با استفاده از این نمودار، برای هر یک از انواع سنگ‌های آتشفشاری منطقه مورد مطالعه، یک نسبت (مقدار X) به دست

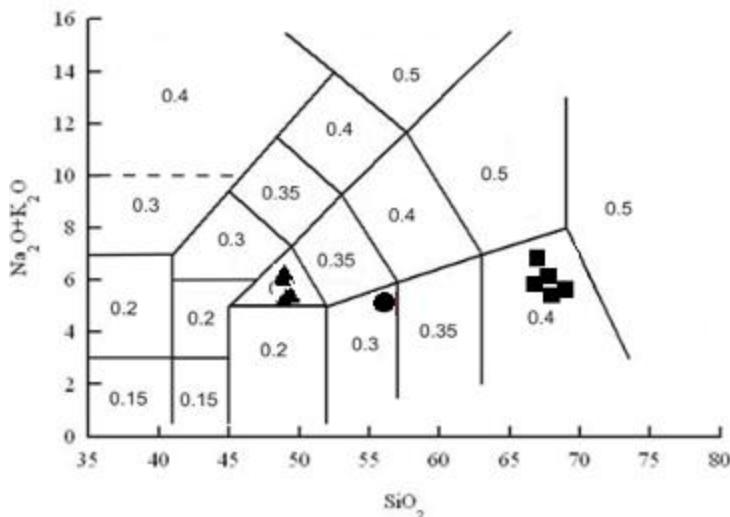
^۱ - Middlemost

خواهد آمد که با استفاده از این نسبت‌ها می‌توان مقادیر Fe_2O_3 و FeO را با توجه به مقدار Fe_2O_3 کل سنگ بدست آورد.

این تصحیحات بر روی هر یک از نمونه‌های مورد مطالعه اعمال گردیده و نتایج تصحیح شده داده‌های تجزیه شیمیایی برای عناصر اصلی و همچنین نورم CIPW محاسبه شده برای هر یک از نمونه‌های محدوده مورد مطالعه در جدول ۳-۴ به نمایش درآمده است. همچنین مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی محدوده مورد مطالعه در جدول ۴-۴ ارائه گردیده است.

جدول ۴-۲- راهنمای علائم معرف سنگ‌های آتشفشاری مورد مطالعه در نمودارهای ژئوشیمیایی.

داسیت‌های ائوسن	آندرزیت‌های ائوسن	بازالت‌های کرتاسه
میانی- فوقانی	میانی- فوقانی	زیرین
علائم و نشانه‌های استفاده شده برای معرفی گروه‌های سنگی مورد مطالعه در تمامی نمودارها (فصل ۴ و ۵) یکسان و همانند این جدول می‌باشند.		



شکل ۴-۱- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (TAS) از لومتر^۱ و همکاران (۱۹۷۹) که نسبت‌های مختلف پیشنهادی میدل‌موست را نشان می‌دهد.

^۱- Le Maitre

۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های سنگی

در پترولوزی سنگهای آذرین، از دادههای حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی جهت طبقه- بندی و نامگذاری سنگهای آذرین استفاده میشود. طبقهبندی شیمیایی معمول که برای سنگهای آذرین مورد استفاده قرار میگیرد معمولاً بر پایه استفاده از دادههای دو یا چند اکسید اصلی که در طبقهبندی سنگهای آذرین اهمیّت دارند، نسبت به هم و بر روی یک نمودار استوار است و با استفاده از این نمودارها طبقهبندی و نامگذاری سنگهای آذرین صورت میگیرد. دادههای حاصل از تجزیه شیمیایی نمونههای سنگی در موارد فراوانی به کار میروند، که به نظر رولینسون (۱۹۹۳) از جمله مهمترین کاربردهای این دادهها میتوان به موارد زیر اشاره نمود:

- طبقهبندی و نامگذاری سنگها.
- استفاده در نمودارهای مختلف جهت بررسی روندهای وابستگی یا عدم وابستگی سنگها با یکدیگر.
- تعیین سریهای ماقمایی سنگهای مختلف.
- تعیین محیط و جایگاه تکتونیکی سنگها و تکوین مجموعههای سنگی.
- مقایسه دادههای حاصل از تجزیه نمونههای سنگی طبیعی با ترکیبات سنگی تجربی.

در این فصل و فصل آینده سعی گردیده است که موارد کاربردی استفاده از نتایج تجزیههای شیمیایی نمونههای سنگی منطقه مورد مطالعه که در بالا به آنها اشاره شد به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار گیرند. در این بخش جهت نامگذاری سنگهای آتشفشاری مورد مطالعه بر اساس مقادیر اکسیدهای اصلی، از رده بندی نورماتیو و شیمیایی استفاده شده است.

جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و مقادیر نورم CIPW درصد وزنی برای نمونه‌های مورد مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر آهن.

Sample No.	Ak-1	Ak-2	Ak-3	Ak-4	Ak-5	Ak-6
Lithology	Dacite	Dacite	Dacite	Dacite	Dacite	Basalt
SiO ₂ (%)	66.835	67.066	67.767	68.191	69.46	49.197
Al ₂ O ₃	15.645	14.937	14.814	14.444	11.786	17.7
FeO	1.18	1.254	1.072	1.09	1.712	2.838
Fe ₂ O ₃	2.951	3.135	2.68	2.72	4.28	9.461
CaO	4.516	3.76	4.191	5.073	4.546	4.358
MgO	1.802	1.93	1.712	1.714	1.341	6.288
Na ₂ O	5.356	5.609	5.033	4.318	5.374	4.727
K ₂ O	0.749	1.361	1.291	1.388	0.534	1.368
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	-
TiO ₂	0.546	0.528	0.553	0.581	0.618	3.09
MnO	0.04	0.04	0.061	0.061	0.073	0.288
P ₂ O ₅	0.202	0.264	0.246	0.234	0.209	0.588
Sum	99.832	99.904	99.430	99.824	99.943	99.903

Norm(CIPW)

Q(%)	20.378	18.415	22.355	25.177	25.655	0
C	0	0	0	0	0	1.927
Or	4.426	8.043	7.629	8.203	3.156	8.084
Ab	45.321	47.462	42.588	36.538	45.473	39.999
An	16.44	11.56	14.02	15.93	6.46	17.78
%An	26.61	19.59	24.76	30.36	12.44	30.77
Ne	0	0	0	0	0	0
Di	3.82	4.413	4.238	6.322	12.398	0
Hy	6.226	6.559	5.42	4.427	2.652	6.348
Ol	0	0	0	0	0	14.423
Mt	1.711	1.818	1.554	1.58	2.482	4.115
Il	1.037	1.003	1.051	1.104	1.174	5.871
Ap	0.478	0.625	0.583	0.554	1.393	1.393
Sum	99.833	99.899	99.434	99.834	99.945	99.939

علائم معرف کانی‌های نورماتیو عبارتند از:

Q: کوارتز، Ab: ارتوز، Or: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، C: کرونودوم، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، Ol: مگنتیت، Il: ایلمینیت، Ap: آپاتیت.

ادامه جدول ۳-۴

Sample No.	AK-7	AK-8	AK-9	AK-10	AK-11	K-12
Lithology	Basalt	Basalt	Basalt	Andesit	Andesit	Andesit
SiO₂(%)	48.874	49.056	49.657	56.148	56.111	56.167
Al₂O₃	17.287	16.849	17.123	17.722	17.782	17.795
FeO	3.102	2.953	3.074	1.686	1.687	1.666
Fe₂O₃	10.342	9.844	10.249	5.622	5.624	5.556
CaO	5.613	6.409	5.062	8.019	7.884	7.58
MgO	3.916	3.892	5.083	4.496	4.599	4.86
Na₂O	4.044	4.287	5.158	3.554	3.566	3.527
K₂O	2.785	2.74	0.995	1.557	1.564	1.637
Cr₂O₃	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01
TiO₂	3.18	3.092	2.846	0.684	0.646	0.64
MnO	0.202	0.223	0.181	0.115	0.114	0.125
P₂O₅	0.597	0.586	0.492	0.234	0.323	0.325
Sum	99.952	99.941	99.920	99.847	99.910	99.888

Norm(CIPW)

Q(%)	0	0	0	4.997	4.832	4.811
C	0	0	0	0	0	0
Or	16.458	16.193	5.88	9.201	9.243	9.674
Ab	32.344	30.095	43.646	30.073	30.175	29.845
An	20.79	18.64	20.63	27.80	27.89	27.89
%An	39.13	38.25	32.10	48.04	48.04	48.31
Ne	1.016	3.348	0	0	0	0
Di	2.626	7.751	1.048	8.073	7.452	6.199
Hy	0	0	0.085	15.318	15.885	17.078
Ol	14.788	12.397	17.631	0	0	0
Mt	4.498	4.282	4.457	2.445	2.446	2.416
Il	6.042	4.875	5.408	1.231	1.227	1.216
Ap	1.414	1.388	1.165	0.767	0.765	0.770
Sum	99.978	99.966	99.95	99.91	99.919	99.897

علائم معرف کانی‌های نورماتیو عبارتند از:

Q: کوارتز، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، C: کرونودوم، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، Ol: مگنتیت، Il: ایلمنیت، Ap: آپاتیت.

جدول ۴- نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه به قسمت در میلیون .(ppm)

	AK-1	AK-2	AK-3	AK-4	AK-5	AK-6
Ag(ppm)	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
Ba	213	312	305	425	278	51.8
Ce	33.9	45.6	37	37.9	15	51.4
Co	10.8	11.6	9.6	9.7	6.3	47.4
Cr	50	120	60	60	80	30
Cs	0.25	0.44	0.46	0.37	0.09	0.91
Cu	20	18	58	54	5	28
Dy	1.31	1.21	1.29	1.35	4.28	5.39
Er	0.73	0.62	0.67	0.71	0.84	3.06
Eu	0.77	0.87	0.79	0.81	0.93	2.06
Ga	15.1	14.5	15.6	15.7	11.1	20
Gd	2.21	2.59	2.28	2.37	3.44	6.06
Hf	2	2.2	2.1	2.2	2.2	5.1
Ho	0.25	0.23	0.22	0.25	0.96	1.12
La	18.7	24.6	20	20.7	6.4	21.7
Lu	0.1	0.07	0.09	0.08	0.5	0.38
Mo	1.99	5	1.99	1.99	1.99	1.99
Nb	11.9	10.9	12.3	12.4	1.7	30
Nd	14.4	19.6	15.6	16.3	10.8	28.6
Ni	25	52	21	23	7	23
Pb	5	6	4.99	5	4.99	4.99
Pr	3.89	5.93	4.36	4.52	2.27	7.06
Rb	12.9	14.9	21	22.4	5	12.3
Sm	2.45	3.27	2.68	2.81	3.12	6.55
Sn	0.99	1	0.99	0.99	1	2
Sr	610	527	608	660	117.5	386
Ta	0.8	0.7	0.9	0.9	0.1	2.1
Tb	0.3	0.32	0.3	0.31	0.68	1.04
Th	4.94	6.19	5.75	5.6	1.17	2.29
Ti	3272	3164	3314	3482	3704	18521
Tl	0.49	0.49	0.49	0.49	0.49	0.49
Tm	0.09	0.08	0.09	0.1	0.44	0.4
U	1.22	1.58	1.2	1.23	0.4	0.75
V	77	99	88	93	28	291
W	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
Y	6.2	5.7	6	6.1	23	25.6
Yb	0.59	0.46	0.54	0.56	3.05	2.55
Zn	47	38	39	37	76	119
Zr	88	98	94	94	75	224

ادامه جدول ٤-٤

	AK-7	AK-8	AK-9	AK-10	AK-11	AK-12
Ag(ppm)	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
Ba	212	288	289	208	212	216
Ce	50.6	50.3	46.1	22.8	22.4	23
Co	39.8	44.7	40.7	19	19.8	19.6
Cr	40	40	10	60	50	50
Cs	0.07	0.09	0.15	0.4	0.38	0.36
Cu	41	45	26	61	62	60
Dy	5.62	5.5	5.55	2.08	2.1	2.01
Er	3.11	3.22	3.16	1.2	1.2	1.18
Eu	2.12	2.02	2.01	0.93	0.95	0.94
Ga	22.4	20.6	20.4	18.1	18.5	18.2
Gd	6.18	6.18	5.92	2.65	2.67	2.6
Hf	5	5.1	4.6	1.7	1.8	1.7
Ho	1.1	1.1	1.1	0.4	0.4	0.39
La	21.7	22.1	20.5	11.2	11	11.1
Lu	0.41	0.43	0.42	0.17	0.18	0.16
Mo	1.99	1.99	1.99	2	1.99	1.99
Nb	30.2	30.1	26.3	2.6	2.6	2.7
Nd	27.7	27.3	26.1	13.4	13.1	13.3
Ni	31	37	10	32	27	29
Pb	4.99	4.99	4.99	5	5	5
Pr	6.66	6.71	6.2	3.13	3.2	3.22
Rb	23.7	18.4	6.2	30.6	31	32.2
Sm	6.35	6.14	5.95	2.88	2.78	3.09
Sn	2	2	2	1	1	1
Sr	415	431	437	766	777	738
Ta	2	2.1	1.8	0.1	0.1	0.1
Tb	1.07	1.03	1.03	0.39	0.41	0.41
Th	2.25	2.24	1.94	1.68	1.76	1.66
Ti	19060	18533	17058	3884	3872	3836
Tl	0.49	0.49	0.49	0.49	0.49	0.49
Tm	0.42	0.44	0.43	0.18	0.17	0.16
U	0.85	0.89	0.71	0.55	0.56	0.56
V	284	272	293	168	266	165
W	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99
Y	27	26.9	26.5	10.4	10	10.2
Yb	2.67	2.63	2.69	1.07	1.04	1.02
Zn	109	110	127	69	67	70
Zr	228	225	194	66	67	67

۴-۱-۴-۴- ردہبندی نورماتیو

محاسبه نورم روشنی برای تعیین کانی شناسی سنگ‌ها با استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی آن‌ها می‌باشد، به‌طوری که یک ردہبندی شبیه کانی‌شناسی را فراهم می‌آورد. مقادیر کانی‌های مجازی ساخته شده به روش نورم، به طرق گوناگون در نامگذاری و ردہبندی سنگ‌ها مورد استفاده قرار می‌سازند. نورم CIPW روشنی است که توسط چهار تن از دانشمندان به نام‌های کراس^۱، ایدینگر^۲، پیرسون^۳ و واشینگتن^۴ ارائه گردیده است و یکی از پرکاربردترین روش‌های محاسبه نورم با استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی می‌باشد. در این روش، شیمی سنگ به نسبت مولکولی تبدیل می‌گردد و در نهایت، نسبت کانی‌های نورماتیو محاسبه شده مجدداً در وزن مولکولی آن‌ها ضرب شده و به درصد وزنی تبدیل می‌شود که به نام نورم درصد وزنی شناخته می‌شود. جهت تعیین مقدار کانی‌های نورماتیو در نمونه‌های مورد مطالعه، از دو روش محاسبه نورم خشک (CIPW) و نورم آبدار (CIPW With Hb) به کمک نرم افزارهای GCDKIT و IGPET استفاده شده است که در ادامه نتایج آن‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرند. مقادیر نورم خشک (CIPW) و نورم آبدار (CIPW With Hb) محاسبه شده برای نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۴-۵ آمده‌اند.

از آنجایی که تمام L.O.I. سنگ برابر با مقدار H_2O موجود در آن نمی‌باشد، بنابراین برای محاسبه نورم آبدار باید مقادیر کربن (C) و گوگرد (S) را از مقدار L.O.I. جدا کرده و مقدار H_2O محاسبه کسر کرده و مقدار L.O.I. جدیدی را برای محاسبه نورم آبدار بدست آورد. اگرچه مقدار H_2O محاسبه شده بدین طریق نیز برابر با H_2O^+ موجود در سنگ نمی‌باشد، لیکن مقدار به‌دست آمده با اندکی تقریب و رعایت جوانب احتیاط، می‌تواند به عنوان مقدار H_2O سنگ در محاسبه نورم آبدار استفاده گردد.

^۱- Cross

^۲- Iddings

^۳- Pirsson

^۴- Washington

جدول ۴-۵- درصد کانی‌های محاسبه شده از طریق نورم خشک اصلاح شده و نورم آبدار برای نمونه‌های مورد مطالعه.

Sample CIPW	AK-1	AK-2	AK-3	AK-4	AK-5	AK-6
Q	20.378	18.415	22.355	25.177	25.655	0
C	0	0	0	0	0	1.927
Or	4.426	8.043	7.629	8.203	3.156	8.084
Ab	45.321	47.462	42.588	36.538	45.473	39.999
An	16.44	11.56	14.02	15.93	6.46	17.78
%An	26.61	19.59	24.76	30.36	12.44	30.77
Ne	0	0	0	0	0	0
Di	3.82	4.413	4.238	6.322	12.398	0
Hy	6.226	6.559	5.42	4.427	2.652	6.348
Ol	0	0	0	0	0	14.423
Mt	1.711	1.818	1.554	1.58	2.482	4.115
Il	1.037	1.003	1.051	1.104	1.174	5.871
Ap	0.478	0.625	0.583	0.554	1.393	1.393
Sum	99.833	99.899	99.434	99.834	99.945	99.939

CIPW whit Hb

Q	22.949	23.077	26.378	29.215	27.2	0
C	0	0	0	0	0	1.927
Or	0	0.842	1.413	1.964	0	0
Ab	45.319	47.459	42.586	36.536	45.471	39.996
An	16.434	11.559	14.016	15.929	6.459	17.779
%An	26.61	19.59	24.76	30.36	12.44	30.77
Wo	0.807	2.242	2.158	3.219	4.226	0
Mt	1.711	1.818	1.554	1.58	2.482	4.115
Il	1.037	1.003	1.051	1.104	1.174	5.871
Ap	0.478	0.625	0.583	0.554	0.495	1.393
Bi	6.921	11.268	9.69	9.728	5.126	12.532
Ho	4.171	0	0	0	7.307	0
Sum	99.828	99.894	99.429	99.829	99.94	83.603

علائم معرف کانی‌های نورماتیو در جدول ۴

Q: کوارتز ، Or: ارتوز ، Ab: آلبیت ، An: آنورتیت ، C: کرونودوم ، Di: دیوپسید ، Wo: ولستونیت ،
Mg: مگنتیت ، Mt: میکنیت ، Il: ایلمنیت ، Ap: آپاتیت ، Bi: بیوتیت ، Ho: هورنبلند ، Hy: هیپرستن ، Ol: الیوین ،

ادامه جدول ۴-۵

Sample CIPW	AK-7	AK-8	AK-9	AK-10	AK-11	AK-12
Q	0	0	0	4.997	4.832	4.811
C	0	0	0	0	0	0
Or	16.458	16.193	5.88	9.201	9.243	9.674
Ab	32.344	30.095	43.646	30.073	30.175	29.845
An	20.79	18.64	20.63	27.80	27.89	27.89
%An	39.13	38.25	32.10	48.04	48.04	48.31
Ne	1.016	3.348	0	0	0	0
Di	2.626	7.751	1.048	8.073	7.452	6.199
Hy	0	0	0.085	15.318	15.885	17.078
Ol	14.788	12.397	17.631	0	0	0
Mt	4.498	4.282	4.457	2.445	2.446	2.416
Il	6.042	4.875	5.408	1.231	1.227	1.216
Ap	1.414	1.388	1.165	0.767	0.765	0.77
Sum	99.978	99.966	99.95	99.91	99.919	99.897
CIPW whit Hb						
Q	4.503	3.208	0	10.071	9.907	10.256
C	0	0	0	0	0	0
Or	0	0	0	0	0	0
Ab	34.217	36.273	43.045	30.071	30.173	29.843
An	20.79	18.637	20.629	27.803	27.892	27.887
%An	37.80	33.94	32.40	48.04	48.04	48.31
Wo	0.978	3.664	0	0.699	0.286	0
Mt	4.498	4.282	4.457	2.445	2.446	2.416
Il	6.042	5.875	5.408	1.231	1.227	1.216
Ap	1.414	1.388	1.165	0.767	0.765	0.77
Bi	26.261	25.771	9.269	14.307	14.355	14.978
Ho	1.272	0.865	2.012	12.511	12.863	11.562
Sum	99.974	99.963	85.985	99.906	99.915	98.926

علائم معرف کانی‌های نورماتیو در جدول ۴-۵

Q: کوارتز ، Or: ارتوز ، Ab: آلبیت ، An: آنورتیت ، C: کرونودوم ، Di: دیوپسید ، Wo: ولستونیت ،
Mt: مگنتیت ، Il: ایلمنیت ، Ap: آپاتیت ، Bi: بیوتیت ، Ho: هورنبلند .
Hy: هیپرستن ، Ol: الیوین ، Mt: مگنتیت ، Il: ایلمنیت ، Ap: آپاتیت ، Bi: بیوتیت ، Ho: هورنبلند .

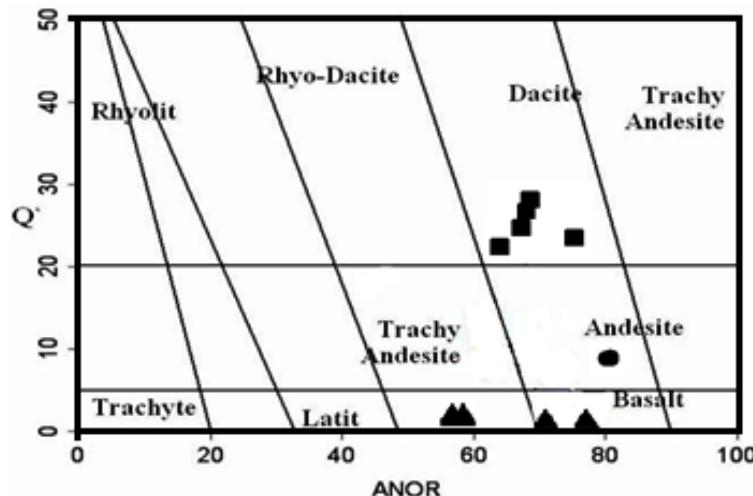
الف- رده‌بندی Q' - ANOR اشتريکايزن^۱ و لومتر (۱۹۷۹)، نمودار QAFM

اشتريکايزن و لومتر (۱۹۷۹)، يك نمودار طبقه‌بندی برای سنگ‌های آتشفسانی و درونی بر اساس تركیب نورماتیو آن‌ها که بوسیله محاسبه نورم آن‌ها صورت می‌گیرد، پیشنهاد کردند که این نمودار در واقع طبقه‌بندی اشتريکايزن را به صورت آئینه‌وار نشان می‌دهد. در اين نمودار، محور X نمایانگر تركیب در حال تغییر فلدسپار (و یا به عبارتی همان پارامتر ANOR) و محور Y نیز منعکس کننده درجه اشباع از سیلیس می‌باشد. پارامترهای Q' و ANOR در این نمودار به روش زیر محاسبه می‌شوند:

$$Q' = [Q / (Q + Or + Ab + An) * 100]$$

$$ANOR = [An / (An + Or) * 100]$$

در اين نمودار، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌های بازالت، آندزیت و داسیت واقع می‌شوند که شکل ۴-۲ آنرا نشان می‌دهد.



شکل ۴-۲- رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس ترکیبات نورماتیو و پارامترهای Q' و ANOR (اشتريکايزن و لومتر، ۱۹۷۹).

^۱- Streckeisen

۴-۴-۲- رده‌بندی شیمیایی

استفاده از نمودارهای دو متغیره اکسید-اکسید عناصر اصلی، یکی از مستقیم‌ترین راه‌ها برای رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین می‌باشد که در این میان استفاده از نمودارهای رده‌بندی مجموع آلkalی در مقابل سیلیس (نمودار TAS) از پرکاربردترین این نمودارها محسوب می‌شود. این نمودار توسط محققین متعددی نظیر کاکس^۱ و همکاران (۱۹۷۹)، میدل‌موسٹ (۱۹۸۵)، لوباس^۲ و همکاران (۱۹۸۶) و لومتر و همکاران (۱۹۸۹) ارائه شده است. استفاده از سیلیس در طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین دارای اهمیت می‌باشد. چون سیلیس جزء اکسیدهای اصلی سنگ‌های ماگمایی به شمار رفته و مقدار سیلیس هر مذاب، خواص فیزیکی، شیمیایی و ساختمانی آنرا کنترل می‌کند. در این نمودار، سنگ‌ها بر اساس مقدار سیلیس موجود در آن‌ها به گروه‌های اولترابازیک، بازیک، حدواسط و اسیدی تقسیم شده‌اند و خط ممتد خمیده روی این نمودار، سنگ‌های آلkalن را از ساب آلkalن یا تولئیتی جدا می‌کند. معمولاً نمودارهای اکسید-اکسید عناصر اصلی و بخصوص نمودار مجموع آلkalی در مقابل سیلیس برای سنگ‌های هوازده و دگرسان شده به خوبی عمل نمی‌کنند. لذا برای اطمینان از رده‌بندی بر اساس این نمودارها، از نمودارهای رده‌بندی که بر اساس استفاده از عناصر کمیاب می‌باشند نیز استفاده گردیده است که از آن جمله می‌توان به نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 وینچستر^۳ و فلوید^۴ (۱۹۷۷) اشاره نمود.

الف- نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶)

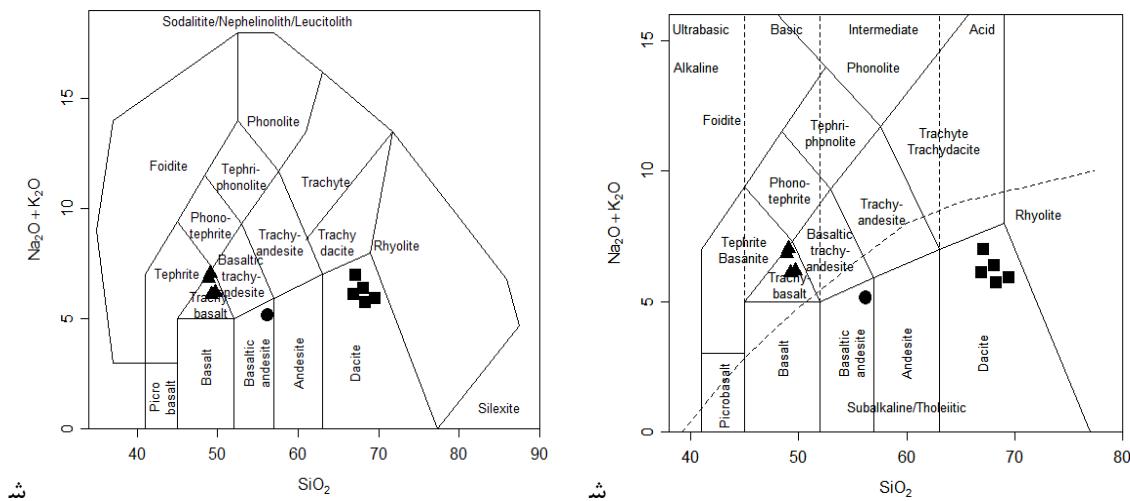
این نمودار همچنان که در بالا اشاره شد، یکی از نمودارهای رده‌بندی بوسیله مجموع درصد آلkalی در برابر سیلیس می‌باشد که توسط لوباس و همکاران در سال ۱۹۸۶ ارائه شده است. این نمودار دارای خط مقطع جداکننده نمونه‌های سنگی آلkalن از ساب آلkalن و تولئیتی می‌باشد. در این نمودار،

^۱- Cox
^۲- Le Bas
^۳- Winchester
^۴- Floyd

سنگ‌های آتشفشاری کرتاسه زیرین در محدوده‌ی تراکی بازالت و نمونه‌های سنگی ائوسن میانی- فوقانی در محدوده‌های آندزیت‌بازالتی و داسیت واقع می‌شوند (شکل ۳-۴-الف).

ب- نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (میدل موست، ۱۹۹۴)

در این نمودار، مجموع درصد وزنی اکسیدهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر درصد وزنی SiO_2 ترسیم می‌شود. از ویژگی‌های این نمودار وجود خط تمایز کننده محدوده آلکالی از ساب آلکالی یا تولئیتی می‌باشد. در این نمودار، نمونه‌های سنگی که به لحاظ سنی مربوط به کرتاسه زیرین هستند در محدوده‌ی تراکی بازالت قرار می‌گیرند. همچنین نمونه‌های سنگی ائوسن میانی- فوقانی در محدوده‌ی آندزیت بازالتی و داسیت واقع می‌شوند (شکل ۳-۴-ب).



کل ۳-۴-ب- موقعیت سنگ‌های آتشفشاری آنده‌ی منطقه در نمودار میدل موست (۱۹۹۴).

کل ۳-۴-الف- موقعیت سنگ‌های آتشفشاری آنده‌ی منطقه در نمودار لوباس و همکاران (۱۹۸۶).

ج- نمودار R_1 - R_2 دلاروش^۱ و همکاران (۱۹۸۰)

این نمودار، یکی از بهترین نمودارها برای ردهبندی شیمیایی سنگ‌های آذرین بر اساس درصد اکسیدهای اصلی سنگ می‌باشد. این روش طبقه‌بندی به علت اینکه اولاً کل شیمی عناصر اصلی سنگ را در طبقه‌بندی به کار می‌برد. ثانیاً برای تمام تیپ‌های سنگ‌های آذرین کاربرد دارد، دارای کاربرد وسیع در طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی می‌باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). در این نمودار، دلاروش و همکاران، الگوی طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی را بر اساس نسبت‌های کاتیونی آن‌ها که به صورت میلی کاتیون بیان می‌شوند، ارائه داده‌اند. در این طبقه‌بندی از پارامترهای R_1 و R_2 استفاده می‌شود که توسط معادلات زیر محاسبه می‌گردند.

$$R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$$

$$R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$$

نکته قابل ذکر در این معادلات اینکه Fe نشانگر آهن کل است و مقادیر هر یک از عناصر باید بر حسب میلی کاتیون در معادلات جایگزین شود.

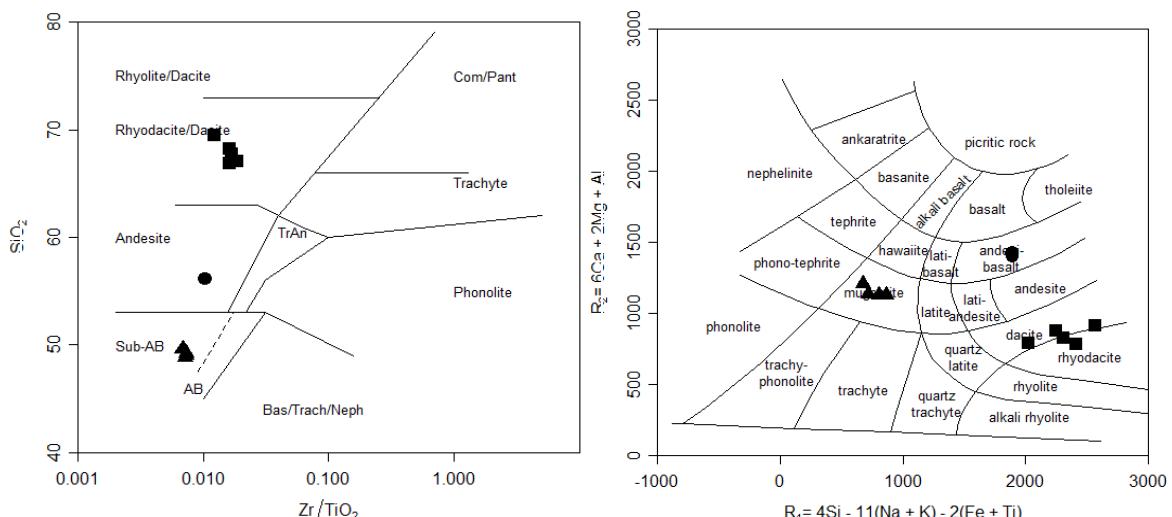
بر روی این نمودار، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین در محدوده موژآریت و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی- فوقانی در محدوده‌های آندزی‌بازالت و داسیت-ریوداسیت واقع می‌شوند (شکل ۴-۴-الف).

د- نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 (وبنچستر و فلوید، ۱۹۷۷)

همانطور که ذکر گردید، هنگامی که سنگ‌ها و نمونه‌های مورد مطالعه متحمل دگرسانی و یا دگرگونی هیدروترمال شده باشند، به علت اینکه دگرسانی بر روی انتشار و تمرکز عناصر اصلی در سنگ‌ها تأثیرگذار می‌باشد، جهت ردهبندی و نامگذاری دقیق و تعیین ترکیب سنگ‌های مورد بحث، نمودارهای ردهبندی با استفاده از عناصر کمیاب به کمک می‌آید. در این نمودارها چون عناصر کمیاب HFSE (نظیر Zr, Y, Ti, Nb) نسبت به عناصر اصلی دارای تحرک کمتر می‌باشند، درنتیجه، نتایج قابل

^۱ - De La Roche

اعتمادتری بدست می‌دهند. بنابراین جهت شناسایی و ردهبندی دقیق‌تر این سنگ‌ها، از نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 وینچستر و فلويد استفاده گردیده است. این نمودار، سنگ‌ها را بر اساس درجه آلkalinیتی طبقه‌بندی می‌کند. در این نمودار، سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین در محدوده بازالت ساب آلkalان و نمونه‌های مربوط به ائوسن در محدوده‌های آندزیت و داسیت-ریوداسیت قرار می‌گیرند. شکل ۴-۶-ب، این نمودار را نشان می‌دهد. جدول ۴-۶-اسامی سنگ‌های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۶-الف-موقعیت سنگ‌های آتشفسانی منطقه در نمودار دلاروش و همکاران (۱۹۸۰).
شکل ۴-۶-ب-موقعیت سنگ‌های آتشفسانی آتشفسانی منطقه در نمودار وینچستر و فلويد (۱۹۷۷).

جدول ۴-۶-اسامی سنگ‌های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف با استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی.

نمودار	آندرزیت	بازالت	نحوه ارزیابی
نمودار دلاروش و همکاران (۱۹۸۰)	آندرزیت	بازالت	اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۹)
نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لویاس و همکاران، ۱۹۸۶)	آندرزیت بازالتی	تراکی بازالت	نمودار دلاروش و همکاران (۱۹۸۰)
نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدل موست، ۱۹۹۴)	آندرزیت بازالتی	تراکی بازالت	نمودار دلاروش و همکاران (۱۹۸۰)
نمودار $\text{R}_1 - \text{R}_2$ دلاروش و همکاران (۱۹۸۰)	آندرزی بازالت	موژآریت	نمودار $\text{R}_1 - \text{R}_2$ دلاروش و همکاران (۱۹۸۰)
نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 وینچستر و فلويد (۱۹۷۷)	آندرزیت	ساب آلkalانی بازالت	نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 وینچستر و فلويد (۱۹۷۷)

۴-۳-۴- تعیین سری ماگمایی

یکی دیگر از کاربردهای مهم نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه، تعیین سری ماگمایی این سنگ‌هاست. به طور کلی سنگ‌های ماگمایی به سری‌های ماگمایی مختلفی تعلق دارند و محققین مختلف بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، نام‌های متفاوتی را به آن‌ها اختصاص داده‌اند. هر سری ماگمایی، یک مجموعه از سنگ‌های آذرین دارای ترکیب شیمیایی مختلف است که از تفریق یک ماگمای مادر بازیک یا از درجات مختلف ذوب بخشی یک منشأ گوشه‌ای واحد به وجود آمده‌اند. در این بخش، با استفاده از نمودارهای مختلف به تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته می‌شود.

الف- نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (ایروین^۱ و باراگار^۲، ۱۹۷۱)

یکی از مهمترین نمودارها جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌ها، نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس است. جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفسانی مورد مطالعه، از نمودار مجموع درصد وزنی SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ایروین و باراگار (۱۹۷۱) استفاده شده است. این نمودار دارای مرز جداکننده محدوده سری آلکالن از سری کالکوآلکالن یا تولثیتی می‌باشد. بر طبق این نمودار (شکل ۴-۵-الف)، سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین در محدوده سری آلکالن و سنگ‌های آتشفسانی انوسن میانی- فوقانی در قلمرو سنگ‌های سری کالکوآلکالن قرار می‌گیرند.

ب- نمودار مثلثی $\text{Q}-\text{Ne}-\text{Ol}$ ایروین و باراگار (۱۹۷۱)

این نمودار، یکی دیگر از نمودارهای تعیین سری ماگمایی است که توسط ایروین و باراگار (۱۹۷۱) ارائه شده است. در این نمودار، از مقادیر Q , Ne و Ol که در محاسبات نورم بدست آمده‌اند، جهت تعیین سری ماگمایی استفاده می‌شود. همان‌طور که در نمودار مشاهده می‌شود (شکل ۴-۵-ب)،

^۱- Irvine

^۲- Baragar

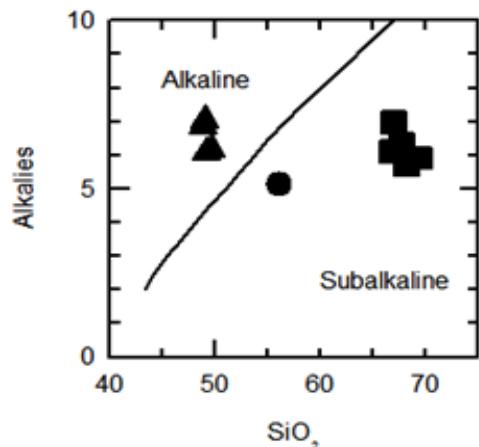
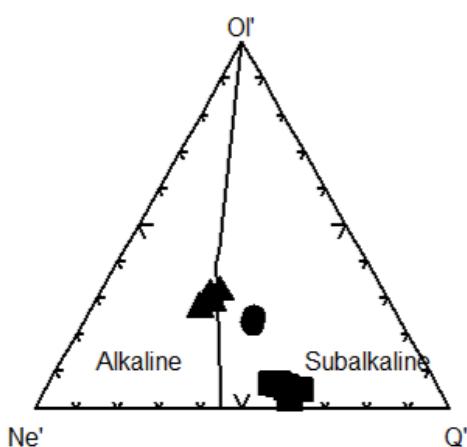
سنگ‌های آتشفشاری کرتاسه زیرین در محدوده سری آلکالن و در نزدیکی مرز آن با سری ساب آلکالن و نمونه‌های اوسن میانی- فوکانی در قلمرو سری ساب آلکالن واقع شده‌اند.

ج- نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶)

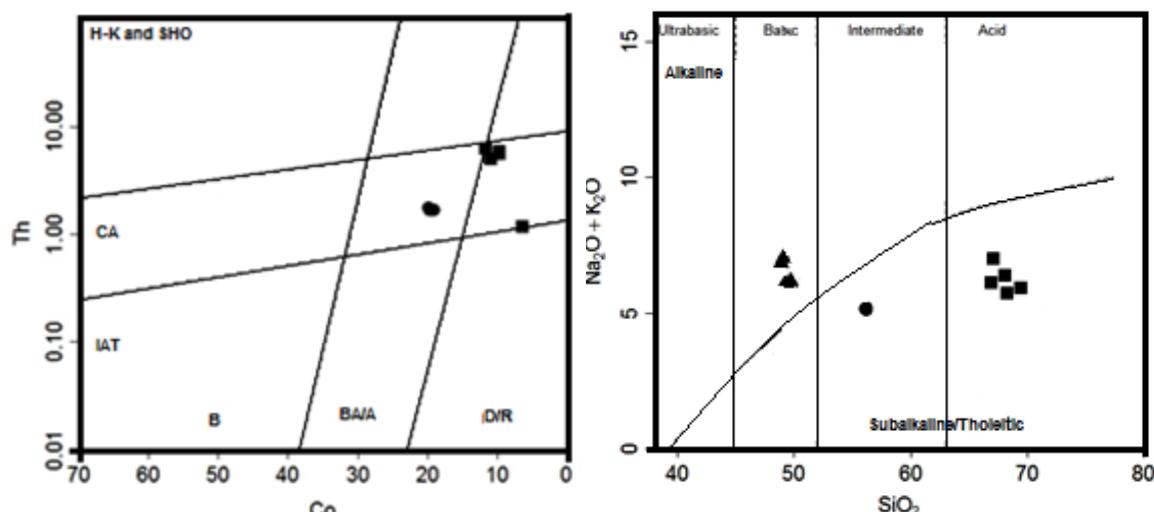
این نمودار نیز، یکی دیگر از نمودارهای مجموع آلکالی در مقابل سیلیس است که توسط لوباس و همکاران (۱۹۸۶) ارائه گردیده است. در این نمودار نیز، مرز جداکننده قلمرو سری‌های آلکالن از ساب آلکالن یا تولئیتی مشاهده می‌شود. همان‌گونه که در نمودار دیده می‌شود (شکل ۴-۵-پ)، نمونه‌های بازالتی در قلمرو سری آلکالن و نمونه‌های آندزیتی و داسیتی در محدوده ساب آلکالن واقع می‌شوند.

د- نمودار Th در مقابل Co هستی^۱ و همکاران (۲۰۰۷)

این نمودار، یکی از نمودارهای تعیین سری ماقمایی با استفاده از عناصر کمیاب می‌باشد. همان‌طور که در این نمودار مشاهده می‌شود (شکل ۴-۵-ت)، نمونه‌های سنگی اوسن میانی- فوکانی در محدوده کالکوآلکالن واقع می‌شوند.



شکل ۴-۵-الف- تعیین سری ماقمایی سنگ‌های منطقه شکل ۴-۵-ب- تعیین سری ماقمایی سنگ‌های منطقه در نمودار مثلثی $\text{Ol}-\text{Ne}'-\text{Q}'$ ایروین و باراگار (۱۹۷۱).



شکل ۴-۵-پ- تعیین سری ماقمایی سنگ‌های ائوسن نمودار لوباس و همکاران (۱۹۸۶).

شکل ۴-۵-ت- تعیین سری ماقمایی سنگ‌های ائوسن منطقه در نمودار هستی و همکاران (۲۰۰۷)، در این نمودار میدان‌ها عبارتنداز: B: بازالت، BA: بازالت آندزیتی، A: آندزیت، D: داسیت، R: ریولیت و CA: کالکوآلکالن.

۴-۴-۴- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای

تغییرات

نمودارهای تغییرات، نمودارهای دو یا سه متغیره‌ای هستند که توسط پترولوزیست‌ها جهت بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و همچنین بررسی روند تحولات پتروژنتیکی در جریان تحول و تبلور ماقما ارائه شده‌اند. تغییرات موجود بر روی این نمودارها، ناشی از فرآیندهایی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماقمایی یا آلایش و هضم پوسته‌ای می‌باشند (ویلسون^۱، ۱۹۸۹). در نمودارهای تغییرات دومتغیره، عنصری که در محور X واقع می‌شود، باید دارای بیشترین تغییرپذیری در میان نمونه‌های سنگی باشد. بدین جهت در غالب سنگ‌ها، مقدار SiO_2 که معمولاً بیشترین گستره را در مجموعه داده‌ها از خود نشان می‌دهد، انتخاب می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). از جمله نمودارهای تغییرات دومتغیره بسیار رایج در بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها، نمودارهای هارکر^۲ می‌باشد که در آن درصد اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 ترسیم می‌شود. در سنگ‌های بازیک، به علت

^۱- Wilson

^۲- Harker

اینکه گستره تغییرات SiO_2 ممکن است کوچک باشد، معمولاً درصد اکسیدهای اصلی را در مقابل MgO که در این سنگ‌ها بیشترین گستره تغییرات را دارد، رسم می‌نمایند که به نمودارهای فنر^۱ (۱۹۴۸) مشهور می‌باشند. از دیگر نمودارهای تغییرات می‌توان به نمودارهای درصد اکسیدهای اصلی و کمیاب در مقابل ضریب تفریق و شاخص انجماد اشاره کرد. به طور کلی این نمودارها، سیر تحول و تکامل ماقما را از زمان تشکیل تا لحظه جایگزینی در درون زمین و یا فوران بر سطح آن نشان می‌دهند.

گدازه‌های بازالتی کرتاسه زیرین قادر ارتباط سنی و ژنتیکی با نمونه‌های حدواسط-اسیدی ائوسن میانی- فوقانی هستند؛ بنابراین در نمودارهای ژئوشیمیایی همراه با سنگ‌های آندزیتی-داسیتی آورده نشده‌اند و در موارد مورد نیاز به صورت یک گروه مجزا در نمودارهای مربوطه تصویر شده‌اند.

الف- نمودارهای تغییرات درصد اکسید- درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)

نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) روند تحول ماقما را نشان می‌دهند. در این نمودارها، تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی و روند معین در نمونه‌های مختلف یک سری سنگی، بیانگر روابط خویشاوندی احتمالی بین ماقماهای آن سری می‌باشد و عدم پیوستگی نقاط و گسستگی در روندها، به شرط نمونه‌برداری کامل و جامع، می‌تواند نشانه عدم خویشاوندی بین آن‌ها باشد.

با توجه به دامنه تغییرات SiO_2 در سنگ‌های آتشفشاری ائوسن، نمودار هارکر برای این سنگ‌ها رسم گردیده است. همانطور که در شکل ۶-۴ دیده می‌شود، مقادیر اکسیدهای Al_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 و $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$ با افزایش مقدار SiO_2 روند نزولی محسوسی نشان می‌دهند. این روند نزولی با تبلور کانی‌های مافیک (اوژیت، هورنبلند سبز، مگنتیت و اسفن) و پلاژیوکلاز توجیه پذیر است. K_2O و $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ با افزایش مقدار SiO_2 ، افزایش می‌یابند که این امر با تبلور فلدسپات‌های پتاسیک و پلاژیوکلازهای سدیکتر در نمونه‌های تفریق یافته‌تر و تفریق یافتگی بیشتر ماقماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه مطابقت دارد.

^۱- Fenner

۱- تغییرات Al_2O_3 در مقابل SiO_2

رونده مشاهده شده در Al_2O_3 روندی کاملاً منطقی است. در سنگ‌های آتشفشنانی اوسن میانی-فوقانی پلازیوکلاز از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها به شمار می‌آید. در سنگ‌های داسیتی منطقه به علت کمتر بودن مقدار پلازیوکلاز کلسیک و هورنبلند، مقادیر Al_2O_3 این سنگ‌ها، در پایین‌ترین سطح بوده و در نمونه‌های آندزیتی با توجه به حضور فراوان هورنبلند و بالا بودن مقدار پلازیوکلاز کلسیک، مقدار Al_2O_3 بیشتر است. همچنین لازم به یادآوری است که میزان این اکسید در طی تبلور ماغما در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد که ناشی از تبلور پلازیوکلاز می‌باشد. این تغییرات و روند مشاهده شده با نتایج مطالعات پتروگرافی سنگ‌های منطقه مطابقت دارد (شکل ۴-۶-الف).

۲- تغییرات MgO در مقابل SiO_2

همانطور که در نمودار تغییرات MgO در مقابل SiO_2 مشخص است، مقدار MgO با افزایش SiO_2 روند نزولی محسوسی نشان می‌دهد. مقدار MgO با افزایش میزان تفریق از نمونه‌های آندزیتی به سمت داسیت‌ها کاهش می‌یابد که با توجه به مشارکت این اکسید در تبلور کانی‌هایی همچون هورنبلند و تا حدودی پیروکسن و بیوتیت قابل توجیه است (شکل ۴-۶-ب).

۳- تغییرات $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$ در مقابل SiO_2

در این نمودار (شکل ۴-۶-پ)، مقدار $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$ با افزایش SiO_2 روند کاهشی محسوسی نشان می‌دهد. این امر با مشارکت این اکسید در تشکیل کانی‌های فرومیزین همچون هورنبلند سبز، پیروکسن و بیوتیت در جریان تبلور ماغما قابل توجیه می‌باشد. همچنین با کاهش مقدار کانی‌های فرومیزین مانند هورنبلند سبز از نمونه‌های آندزیتی به سمت نمونه‌های داسیتی، میزان $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$ کاهش می‌یابد.

۴- تغییرات CaO در مقابل SiO_2

رونده تفریق این اکسید نزولی است (شکل ۴-۶-ت). این امر به دلیل مشارکت آن در ساختمان پیروکسن‌ها، پلازیوکلازها و آمفیبول‌ها و کاهش مقدار آن در جریان تبلور تفریقی می‌باشد. در نمونه‌های مورد مطالعه میزان این اکسید توسط پلازیوکلاز و هورنبلند کنترل می‌شود. با توجه به فراوانی بیشتر پلازیوکلاز و هورنبلند سبز در نمونه‌های آندزیتی نسبت به نمونه‌های داسیتی، کاهش این اکسید با افزایش مقدار SiO_2 کاملاً منطقی است و با مطالعات پتروگرافی سازگار است.

۵- تغییرات TiO_2 در مقابل SiO_2

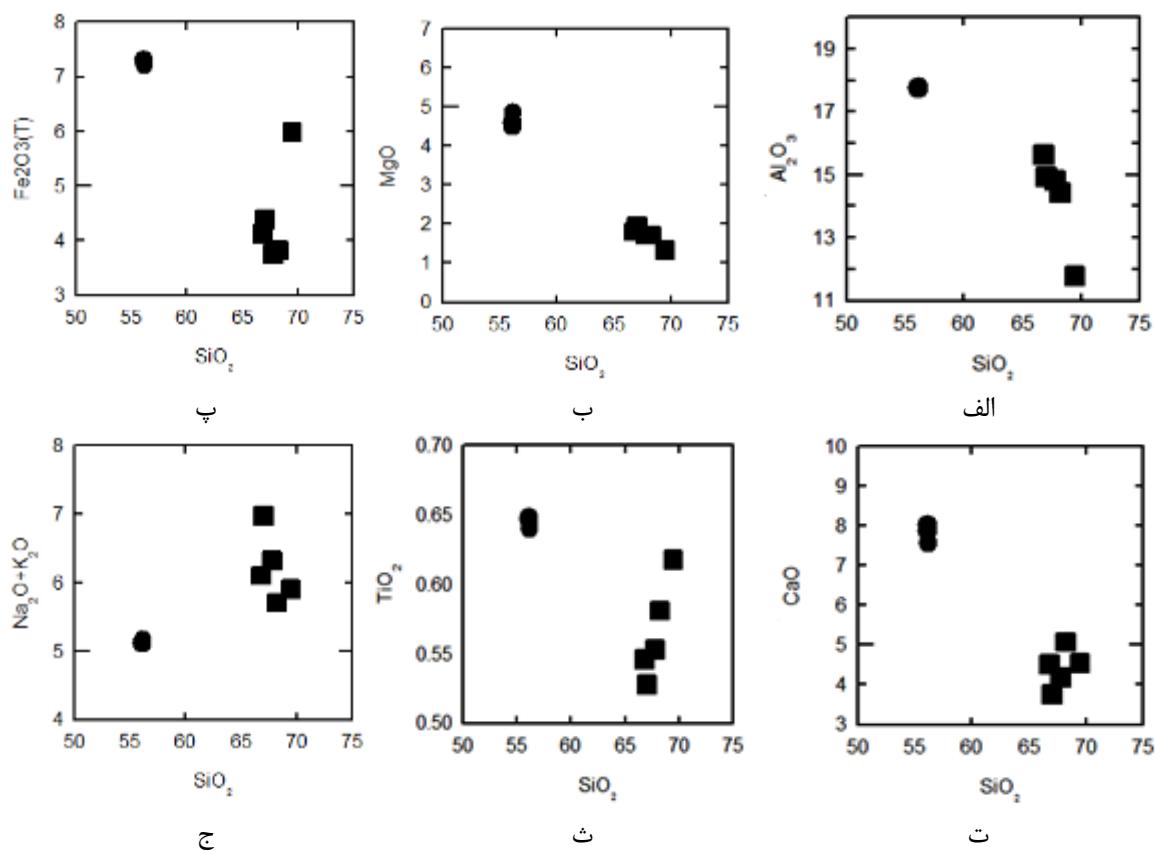
با توجه به نمودار شکل ۴-۶-ث، در نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش مقدار SiO_2 مقدار TiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهد. TiO_2 در تشکیل کانی‌های تیتانیم‌دار از جمله مگنتیت، تیتانومگنتیت، بیوتیت، آزرین یا اوژیت مشارکت دارد. این امر با مطالعات پتروگرافی و حضور این کانی‌ها در نمونه‌های آندزیتی سازگار است. سنگ‌های داسیتی از TiO_2 کمتری برخوردار هستند.

۶- تغییرات K_2O در مقابل SiO_2

مقدار K_2O در برابر افزایش SiO_2 ، روند صعودی دارد که این امر با روند عادی تفریق ماگمای سازگار می‌باشد. هرچه مقدار تفریق افزایش می‌یابد، فازهای پتابسیم‌دار مانند فلدسپات‌های پتابسیک و بیوتیت در سنگ‌ها متبلور می‌شوند. با توجه به مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های داسیتی دارای بیوتیت و فلدسپات پتابسیک بیشتری نسبت به آندزیت‌های مورد مطالعه هستند.

۷- تغییرات $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2

همان‌گونه که در نمودار شکل ۴-۶-ج مشاهده می‌شود، مجموع آلکالی در مقابل افزایش SiO_2 روندی صعودی نشان می‌دهند. این امر با روند عادی تفریق ماگمایی مطابقت دارد. دلیل این امر با تبلور فلدسپات‌های پتابسیک و پلازیوکلازهای سدیک‌تر و تفریق یافتگی بیشتر ماگمای سازنده قابل توجیه است. این اکسیدها در مراحل ابتدایی تفریق ماگمایی به مقدار کم در ساختمان فلدسپات‌ها وارد می‌شوند، بنابراین با افزایش تفریق ماگمایی، مقدار آن‌ها در ماگمای باقیمانده افزایش می‌یابد.



شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل SiO_2 سنگ‌های آتشفشاری آؤسن میانی- فوکانی.

ب- نمودارهای تغییرات درصد اکسید- درصد MgO (نمودارهای فنر، ۱۹۴۸)

نمودارهای فنر برای بررسی روند تغییرات در سنگ‌های بازیک مورد استفاده قرار می‌گیرند و یکی از نمودارهایی هستند که غالباً به جای نمودارهای هارکر به کار می‌روند. این نمودارها، برای سری سنگ‌هایی که اعضای مافیک فراوان دارند مناسب هستند. زیرا ممکن است دامنه غلظت SiO_2 در این سنگ‌ها کم باشد و از طرف دیگر، MgO یک عضو مهم فازهای جامد در تعادل با مذاب مافیک بوده و تغییرات زیادی، هم به واسطه تفکیک فازهای منیزیم‌دار در طول ذوب بخشی و هم کاهش آن‌ها در طول تبلور تفریقی، نشان می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳).

با توجه به اینکه دامنه تغییرات SiO_2 در سنگ‌های آتشفشاری کرتاسه زیرین مورد مطالعه کمتر از یک درصد و دامنه تغییرات MgO در حدود چهار درصد است، لذا برای بررسی روندهای تغییرات این سنگ‌ها، نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل MgO رسم گردیده است.

همان طور که در این نمودارها مشاهده می‌شود (شکل ۴-۷)، با افزایش مقدار MgO یا به عبارتی کاهش تفریق یافتنگی مقادیر اکسیدهای CaO ، $Fe_{2}O_{3(T)}$ و $K_{2}O + Na_{2}O$ کاهش و مقدار $Al_{2}O_{3}$ افزایش می‌یابد. در تمامی نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر MgO یک روند تقریباً خطی مشاهده می‌شود که این وضعیت نشان دهنده منشأ گرفتن این سنگ‌ها از یک منشأ ماغمایی واحد است.

۱- تغییرات MgO در مقابل $Al_{2}O_{3}$

در این نمودار (شکل ۴-۷-الف) با افزایش مقدار MgO مقدار $Al_{2}O_{3}$ افزایش می‌یابد، که روند مشاهده شده با روند تفریق ماغمایی مطابقت دارد. پلازیوکلازها اصلی‌ترین عامل کنترل کننده این اکسید می‌باشند. همان‌گونه که در مطالعات پتروگرافی نیز مشاهده شد، پلازیوکلاز اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانی تشکیل دهنده این بازالت‌هاست.

۲- تغییرات MgO در مقابل $Fe_{2}O_{3(T)}$

میزان $Fe_{2}O_{3(T)}$ در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۱۲ تا ۱۴ درصد وزنی تغییر می‌کند. همچنان که در نمودار (شکل ۴-۷-ب) مشاهده می‌شود، با افزایش مقدار MgO ، میزان $Fe_{2}O_{3(T)}$ کاهش می‌یابد. این روند نزولی با روند تفریق ماغمای بازالتی مطابقت دارد. در مراحل اولیه تبلور ماغمای بازالتی، به دلیل تقدم تبلور اولیوین فورستریتی، میزان آهن تا زمان مشارکت آن در فازهای بلوری آهن‌دار در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد و سپس با شروع تبلور این فازها مقدار آن کاهش پیدا می‌کند.

۳- تغییرات MgO در مقابل $K_{2}O + Na_{2}O$

میزان مجموع آلکالی در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۶ تا ۷/۲ تغییر می‌کند. در نمودار تغییرات (شکل ۴-۷-پ) با افزایش مقدار Mg ، مقدار مجموع $K_{2}O + Na_{2}O$ کاهش می‌یابد که این امر با روند طبیعی تفریق ماغمایی سازگار است.

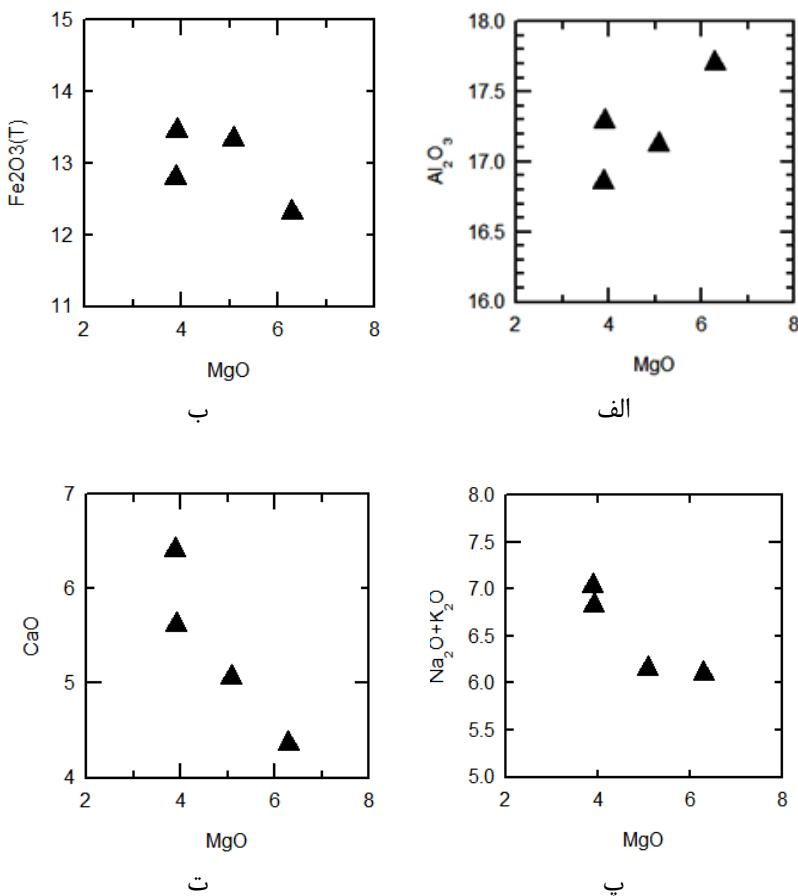
۴- تغییرات CaO در مقابل MgO

محدوده تغییرات CaO در نمونه‌های مورد مطالعه، از $6/3$ تا $6/7$ متغیر می‌باشد. همان‌گونه که در نمودار (شکل ۴-۷-ت) مشاهده می‌شود، با کاهش میزان MgO و افزایش تفریق، مقدار CaO افزایش می‌یابد که این امر با تبلور ماقمای بازالتی سازگار است. در مراحل ابتدایی تبلور ماقمای بازالتی، به دلیل تبلور اولیوین، میزان کلسیم در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد و سپس با تبلور پلاژیوکلاز و کلینو پیروکسن، روند کاهش آن شروع می‌شود.

ج- نمودارهای تغییرات درصد اکسید در مقابل ضریب تفریق (D.I)

ضریب تفریق یک بیان عددی است که برای نشان دادن میزان گسترش تفریق در ماقمها استفاده می‌شود. این پارامتر توسط تورنتون^۱ و تاتل^۲ (۱۹۶۰) ارائه گردید و مقدار آن برابر است با مجموع درصد وزنی کانی‌های روشن از جمله کوارتز، ارتوز، آلبیت، نفلین، لوسیت و کالسیلیت که در روش نورماتیو محاسبه شده است. مقادیر محاسبه شده ضریب تفریق برای تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۴-۷ ارائه گردیده است.

^۱- Thoronton
^۲- Tattle



شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل MgO سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین.

جدول ۴-۷- مقادیر D.I برای نمونه‌های مورد مطالعه.

شماره نمونه	نام سنگ	D.I
Ak-1	داسیت	70.12
AK-2		73.92
Ak-3		72.57
AK-4		69.91
AK-5		74.28
AK-6	تراکی بازالت	48.08
AK-7		48.80
AK-8		46.29
AK-9		49.52
AK-10	آندرزیت	44.27
AK-11		44.25
AK-12		44.33

ضریب تفریق بیانگر روند تفریق ماقم است، به طوری که با تفریق بیشتر، مایع باقیمانده پرسیلیس تر و فلزیک تر می شود. این مایع باقیمانده به نام مایع پتروژنی معروف است. ترسیم تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق، جزئیات بیشتری را نسبت به نمودارهای هارکر و فر در اختیار قرار می دهد؛ به نحوی که تغییرات SiO_2 و MgO تنها بیانگر مقدار تغییرات این اکسیدها در سنگ بوده و اطلاعات زیادی در مورد چگونگی تحولات ماقمایی در اختیار نمی گذارد.

نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰) برای نمونه های مورد مطالعه در شکل ۴-۸ نشان داده شده است. در این نمودارها، در سنگ های آتشفشاری کرتاسه زیرین، با افزایش مقدار ضریب تفریق، اکسیدهای Al_2O_3 , MnO , CaO و TiO_2 روند کاهشی و $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$ و SiO_2 روند افزایشی و MgO و $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ روندی پراکنده نشان می دهند که به دلیل دگرسانی فلدسپات ها، تأثیر آب دریا و دگرسانی اولیوین ها و پیروکسن ها است. در نمونه های اوسن میانی - فوقانی، اکسیدهای Al_2O_3 , MgO و $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$, Cao و $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ روند نزولی و TiO_2 روند افزایشی نشان می دهند که با روند طبیعی تفریق سازگار است.

۱- تغییرات SiO_2 در مقابل ضریب تفریق

در سنگ های کرتاسه زیرین، با افزایش ضریب تفریق، SiO_2 روند پراکنده ای نشان می دهد که این امر احتمالاً به دلیل دگرسانی گستردگی این سنگ ها و تشکیل رگه ها و حفرات پرشده با کوارتز ثانویه در آن ها می باشد. در سنگ های اوسن میانی - فوقانی، مقدار SiO_2 با افزایش ضریب تفریق روند مثبت و صعودی نشان می دهد که با روند عادی تفریق ماقما سازگار است. با افزایش ضریب تفریق، مقدار SiO_2 در سنگ ها نیز افزایش می یابد و ترکیب سنگ ها اسیدی تر می گردد (شکل ۴-۸-الف و ب).

۲- تغییرات MgO در مقابل ضریب تفریق

تغییرات MgO در برابر ضریب تفریق برای سنگ‌های مورد مطالعه در شکل ۴-۸-پ و ت آمده است. همان‌طور که در این نمودارها مشاهده می‌شود با افزایش ضریب تفریق، نمونه‌های کرتاسه زیرین روند پراکنده و سنگ‌های ائوسن میانی- فوقانی روند نزولی از خود نشان می‌دهند. روند دیده شده در نمونه‌های ائوسن با روند تفریق کاملاً سازگار است و آنرا می‌توان با تبلور کانی‌های مافیک مانند اوژیت، هورنبلند سبز و مگنتیت مرتبط دانست.

۳- تغییرات Al_2O_3 در مقابل ضریب تفریق

در سنگ‌های کرتاسه زیرین، تغییرات Al_2O_3 در برابر افزایش ضریب تفریق روند نزولی نشان می‌دهد. میزان Al_2O_3 در سنگ‌های آتشفشنای ائوسن نیز روند نزولی دارد که با فرآیند تبلور تفریقی کاملاً سازگار است (شکل ۴-۸-ث و ج).

۴- تغییرات CaO در مقابل ضریب تفریق

مقدار CaO در تمامی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، با افزایش ضریب تفریق روند نزولی و منفی از خود نشان می‌دهد (شکل ۴-۸-ج و ح). این روند نزولی با تبلور فازهای بلوری کلسیم‌دار در مراحل ابتدایی تفریق ماغما مطابقت دارد. با افزایش تفریق ماغمایی، Ca در فازهای کلسیم‌دارتر مانند کلینوپیروکسن و پلازیوکلازهای کلسیک متمرکز شده و مایع باقیمانده از این اکسید تهی می‌گردد. این روند با تفریق بلوری کاملاً سازگار بوده و بوسیله مطالعات پتروگرافی نیز تأیید می‌شود.

۵- تغییرات TiO_2 در مقابل ضریب تفریق

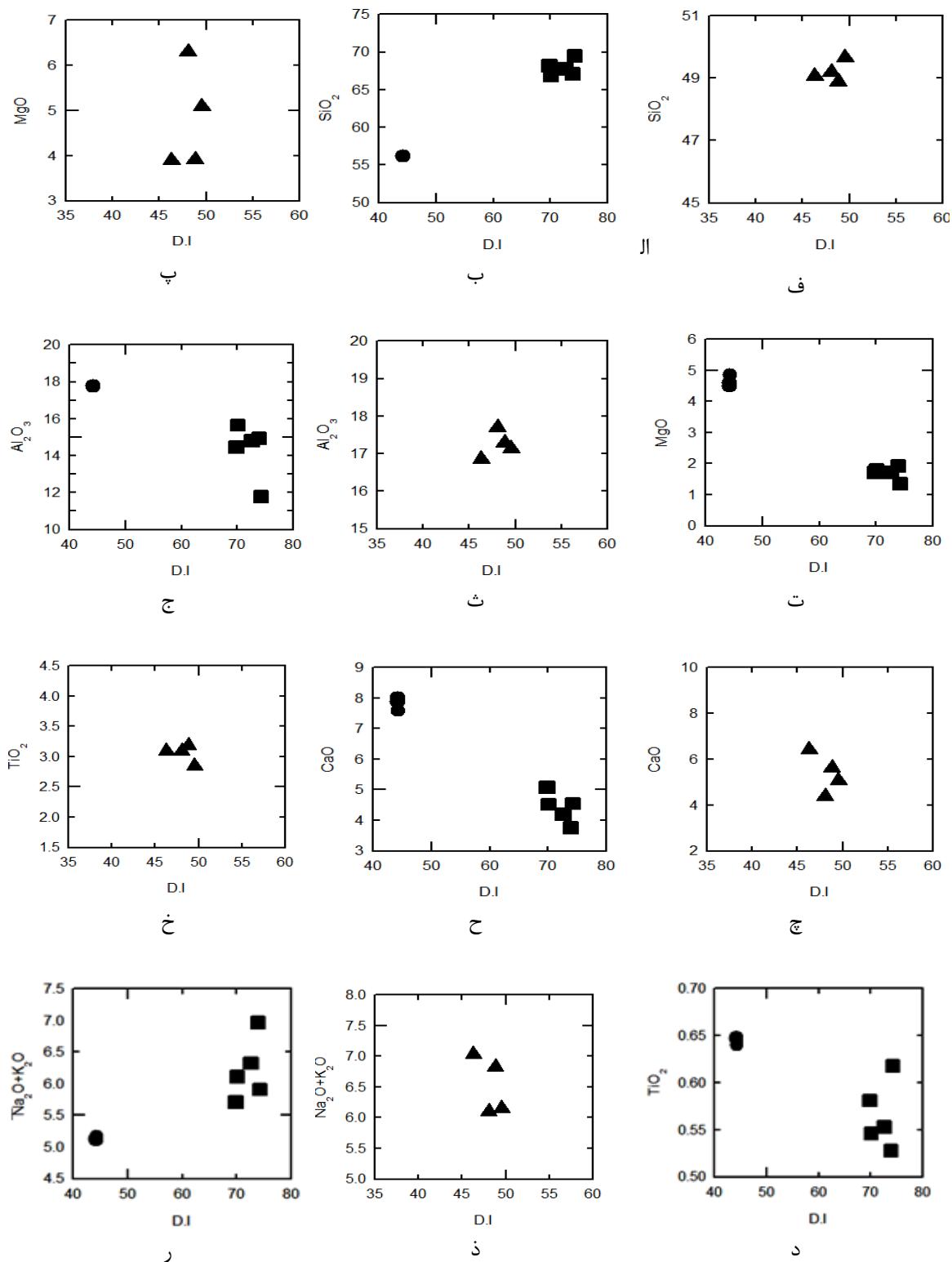
در تمامی نمونه‌های مورد مطالعه، با افزایش میزان شاخص تفریق، مقدار TiO_2 روند کاهشی از خود نشان می‌دهد که با روند تفریق مطابقت دارد (شکل ۴-۸-خ و د). بیشتر مقدار TiO_2 در ساختار

اکسیدهای آهن-تیتان دار مصرف می‌شود. همچنین با توجه به اینکه تیتانیم می‌تواند جانشین آلومینیوم در کوریدیناسیون شش گردد، احتمالاً در پیروکسن، هورنبلند سبز و بیوتیت نیز حضور دارد (میسون^۱ و مور^۲، ۱۹۸۲). با توجه به اینکه نمونه‌های بازالتی دارای بیشترین مقدار اکسیدهای آهن و پیروکسن و سنگ‌های داسیتی مورد مطالعه دارای کمترین مقدار از این کانی‌ها می‌باشند، روند مشاهده شده با مطالعات پتروگرافی نیز کاملاً سازگار است.

۶- تغییرات $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل ضریب تفریق

نمودارهای تغییرات $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر ضریب تفریق برای سنگ‌های مورد مطالعه در شکل ۴-۸-ذ-رآمده است. همان‌طور که در این نمودارها مشاهده می‌شود، در سنگ‌های بازالتی، با افزایش میزان تفریق، مجموع آلکالی روند پراکنده و نامشخصی نشان می‌دهد که با توجه به دگرسانی بالای این سنگ‌ها و تحرک نسبتاً بالای این عناصر قابل توجیه است. در سنگ‌های آتشفسانی اوسن میانی- فوقانی، با افزایش این ضریب، مقدار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ افزایش یافته و روند صعودی نشان می- دهد. افزایش Na_2O غالباً در ارتباط با سدیک شدن ترکیب پلاژیوکلازها در مراحل پایانی تفریق بلوری است. پتاسیم نیز، معمولاً در سیستم‌های ماقمایی به عنوان یک عنصر ناسازگار عمل کرده و تمایل به باقی ماندن در فاز مذاب دارد. این عنصر در مراحل انتهایی تبلور بلوری در ساختمان کانی- های مناسب (نظیر بیوتیت) و بویژه فلدسپات آلکالن وارد می‌شود.

^۱- Masone
^۲- Moore



شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل D.I سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه.

د- بررسی تغییرات برخی عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 و MgO

با وجود اینکه، عناصر کمیاب کمتر از یک درصد ترکیب کل سنگ‌های معمول را تشکیل می‌دهند، اما به دلیل تعداد زیاد این عناصر، طیف وسیع تغییر رفتار آن‌ها نسبت به شرایط متفاوت (عمق و فشار تبلور تفریقی و ذوب بخشی) و رفتار ژئوشیمیایی ساده‌تر از اکسیدهای اصلی، اطلاعاتی را که در اختیار قرار می‌دهند بسیار بیشتر از فراوانی کم آن‌هاست. گاهی اوقات، عناصر کمیاب کانی مخصوص به خود را می‌سازند ولی در اغلب موارد جایگزین عناصر اصلی در ساختمان کانی‌ها می‌شوند. تقسیم بندي عناصر کمیاب معمولاً بر اساس موقعیت آن‌ها در جدول تناوبی و یا بر اساس طرز رفتار آن‌ها در سیستم‌های ماگمایی صورت می‌گیرد.

۱- تغییرات V و Co در مقابل SiO_2

همان‌گونه که در نمودارهای تغییرات این عناصر دیده می‌شود (شکل ۴-۹-الف و ب)، مقادیر این عناصر با افزایش مقدار سیلیس کاهش یافته و روند نزولی محسوسی نشان می‌دهند. این عناصر ۳ ظرفیتی و سازگار بوده و به علت داشتن رفتار ژئوشیمیایی مشابه با عناصر آهن، منیزیم و تیتانیوم در فازهای کانیایی حاوی این عناصر جانشین آن‌ها شده و در ساختار آن‌ها شرکت می‌کنند. بیشترین مقدار V و Co در ترکیبات آندزیتی وجود دارد که در ساخت کانی‌هایی نظیر پیروکسن، هورنبلند و مگنتیت مشارکت داشته‌اند. کمترین مقدار این عناصر، در نمونه‌های داسیتی مشاهده می‌شود که با عدم وجود کانی‌های فرومینیزین در آن‌ها سازگار است.

۲- تغییرات Ba در مقابل SiO_2

در این نمودار (شکل ۴-۹-ت)، مقدار Ba با افزایش میزان SiO_2 ، روند صعودی و مثبت نشان می‌دهد. Ba عنصری ناسازگار و متعلق به گروه عناصر با شدت میدان پایین (LFS) می‌باشد. این عنصر، در شبکه کانی‌هایی نظیر هورنبلند، بیوتیت و ارتوز جانشین K می‌شود. با توجه به اینکه در مطالعات

پتروگرافی، سنگ‌های داسیتی دارای ارتوز و بیوتیت بیشتر نسبت به آندزیت‌ها هستند، روند مشاهده شده با مطالعات پتروگرافی مطابقت داشته و با روند تفریق ماقمایی سازگار است.

۳- تغییرات SiO_2 در مقابل Sr

در نمودار تغییرات Sr در مقابل SiO_2 ، (شکل ۴-۹-ث)، مقدار Sr از نمونه‌های آندزیتی به سمت نمونه‌های داسیتی روند نزولی محسوسی نشان می‌دهد. Sr یک عنصر قلیایی خاکی بوده و در اکثر کانی‌های کلسیم‌دار ماهیّت سازگار دارد. این عنصر در پلاژیوکلازها دارای تراکم بالایی است. در هنگام تبلور تفریقی یا ذوب بخشی به عنوان یک عنصر سازگار عمل نموده و جانشین کلسیم در ساختار پلاژیوکلاز می‌شود. لازم به ذکر است که Sr در کانی‌های پیروکسن و هورنبلند نیز جذب می‌گردد. با افزایش میزان تفریق و کاهش تبلور پلاژیوکلازهای کلسیک و تبلور بیشتر پلاژیوکلازهای آلکالن، مقدار آن کاهش می‌یابد. نمونه‌های داسیتی دارای کمترین مقدار Sr (۵۰۰ - ۶۵۰ ppm) هستند که با ماهیّت پلاژیوکلازهای آلبیتی آن‌ها سازگار است. این امر با مطالعات پتروگرافی کاملاً مطابقت دارد.

۴- تغییرات Ba در مقابل D.I

همان‌طور که در شکل ۴-۹-ج مشاهده می‌شود، همانند نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO_2 ، مقدار Ba با پیشرفت تفریق، افزایش می‌یابد. همان‌گونه که قبلاً اشاره شد با توجه به ویژگی‌های رفتاری مشابه این عنصر با K، باریم در کانی‌های پتاسمی‌دار از جمله ارتوز، بیوتیت و هورنبلند وارد می‌شود. با توجه به بالاتر بودن مقادیر کانی‌های ارتوز و بیوتیت در سنگ‌های داسیتی نسبت به آندزیت‌ها، این روند قابل توجیه است.

۵- تغییرات V و Co در مقابل D.I

این عناصر همانند نمودارهای تغییرات در مقابل سیلیس، در مقابل افزایش ضریب تفریق، کاهش یافته و روند نزولی نشان می‌دهند (شکل ۴-۹-ج، ح). این عناصر دارای رفتار مشابه با آهن و منیزیم

بوده و در ساختار کانی‌های فرومینیزین از جمله هورنبلند و پیروکسن شرکت می‌کنند. با توجه به کاهش میزان حضور کانی‌های فرومینیزین از آندزیت‌ها به سمت داسیت‌ها، روند مشاهده شده با روند تبلور کاملاً مطابقت دارد و از آن تبعیت می‌کند.

۶- تغییرات U و Th در مقابل D.I

با افزایش ضریب تفریق، مقادیر عناصر U و Th روند افزایشی بسیار بارزی را نشان می‌دهند (شکل ۴-۹-خ، د)؛ به طوری که این مقادیر در سنگ‌های داسیتی به بالاترین حد خود می‌رسد (میزان U و Th در نمونه‌های داسیتی به ترتیب ppm ۱/۷ - ۱/۲ و ppm ۶/۵ - ۴/۸ و در آندزیت‌ها به ترتیب HFS ۰/۵ ppm و ۱/۵ ppm است). در طبقه‌بندی عناصر کمیاب، این عناصر متعلق به گروه عناصر HFS میزان تفریق، مقادیر آن‌ها در سنگ‌های اسیدی مراحل انتهايی تفریق افزایش می‌یابند.

۷- تغییرات Sr در مقابل D.I

همان‌گونه که در شکل ۴-۹-ذ مشاهده می‌شود، با افزایش ضریب تفریق، مقدار استرانسیم کاهش می‌یابد. همان‌طور که قبلاً اشاره شد اصلی‌ترین فرآیند جهت خارج کردن Sr از مagma، وارد شدن آن در کانی‌های کلسیم‌دار است. Sr به عنوان یک فاز سازگار در پلاژیوکلازها عمل کرده و در ساختمان این کانی‌ها شرکت می‌کند. لازم به ذکر است که Sr در کانی‌های پیروکسن و هورنبلند نیز جذب می‌گردد. با توجه به این‌که در نمونه‌های حدواسط، میزان پلاژیوکلازهای کلسیک بیشتر است، میزان Sr نیز در آن‌ها افزایش یافته و با افزایش تفریق و کاهش تبلور پلاژیوکلازهای کلسیک و سدیک‌تر شدن ترکیب پلاژیوکلازها، مقدار آن در سنگ‌های تفریق یافته‌تر کاهش می‌یابد.

۸- تغییرات Zr در مقابل D.I

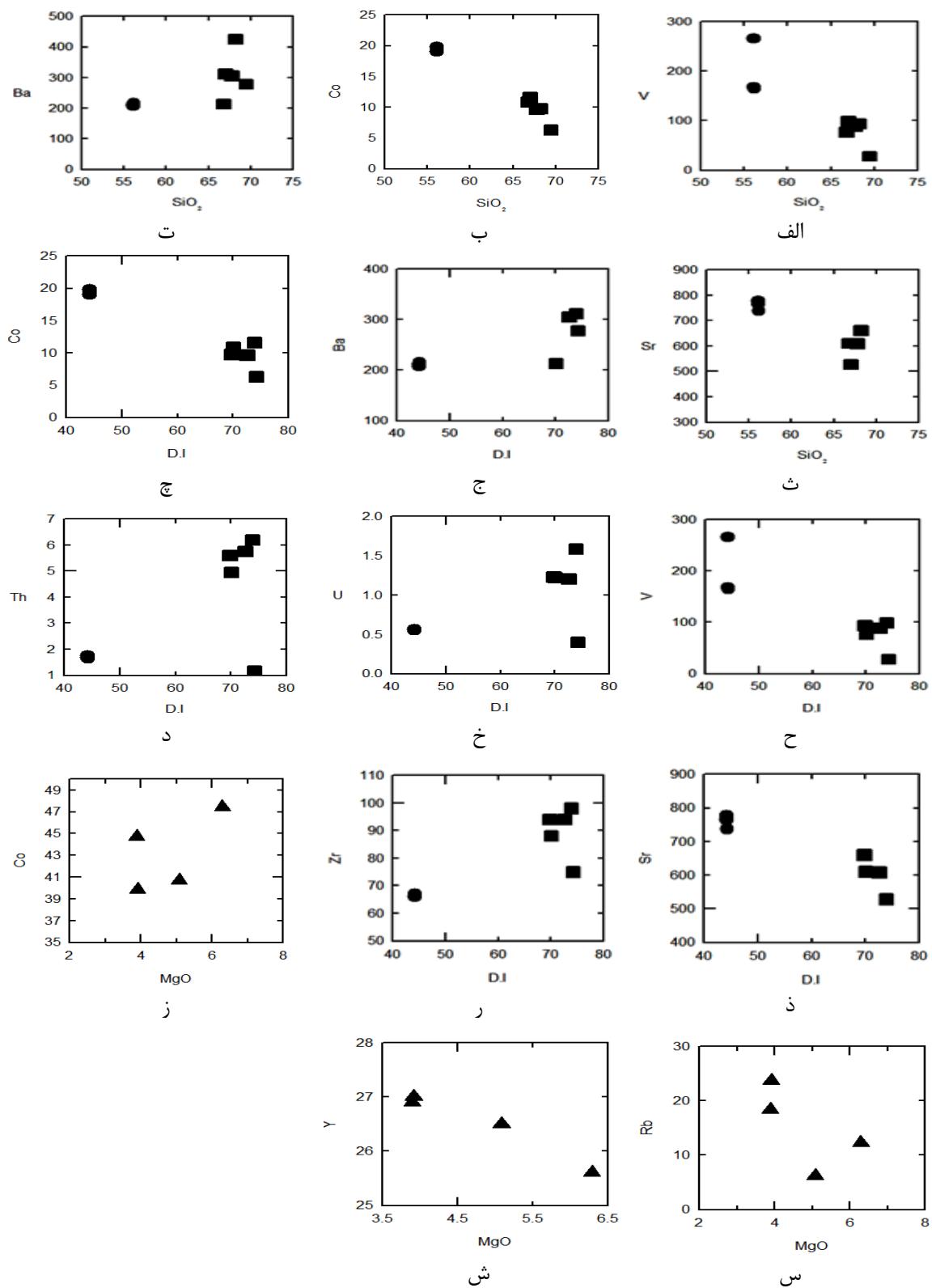
در نمودار تغییرات Zr در مقابل ضریب تفریق، با افزایش میزان تفریق، مقدار Zr افزایش می‌یابد (شکل ۴-۹-ر). Zr یکی از عناصر گروه HFS بوده و به علت شدت میدان بالای خود، عنصری ناسازگار است و وارد فازهای کانیایی سنگ‌ساز نمی‌شود. لذا در مراحل نهایی تفریق و در سنگ‌های تفریق یافته متمرکز می‌شود.

۹- تغییرات Co در مقابل MgO

در نمودار تغییرات Co در مقابل MgO، با افزایش میزان O، مقدار Co نیز افزایش می‌یابد (شکل ۴-۹-ز). به عبارتی، با افزایش میزان تفریق یافته‌گی سنگ‌ها، میزان Co کاهش نشان می‌دهد. از عناصر سازگار بوده که غالباً در مراحل اولیّه تفریق بلوری، وارد کانی‌های سنگ‌ساز می‌شود. این Co عنصر، به دلیل رفتار ژئوشیمیایی مشابه با آهن و منیزیم، اکثراً در ساختمان کانی‌های فرومیزین از جمله اولیوین، پیروکسن و هورنبلند شرکت می‌کند. روند مشاهده شده در این نمودار، با روند تفریق بلوری کاملاً سازگار است.

۱۰- تغییرات Rb در مقابل MgO

مقدار Rb در مقابل افزایش O، روند نزولی نشان می‌دهد (شکل ۴-۹-س). Rb یک عنصر ناسازگار بوده و تمایل به حضور در فاز مذاب باقیمانده در هنگام تبلور تفریقی دارد. لذا با افزایش میزان تفریق، مقدار آن افزایش می‌یابد؛ به طوری که در نمونه‌های تفریق یافته‌تر، که دارای مقادیر پایین‌تری از MgO هستند، مقدار آن به حد اکثر خود می‌رسد.



شکل ۹-۴- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل MgO و SiO₂ آتشفشنانی مورد مطالعه.

۴-۵- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار در مقابل یکدیگر

با توجه به این که روندهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و برخی عناصر کمیاب که در بخش قبل به آن اشاره شد می‌توانند به وسیله هر دو فرآیند تبلور تفریقی و ذوب بخشی در سنگ‌ها به وجود آیند، لذا جهت تفکیک دقیق این دو فرآیند مهم از یکدیگر، استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار امری بسیار رایج و متدال می‌باشد. عناصر سازگار و ناسازگار از مفیدترین و مؤثرترین عناصر جهت بررسی روند تحول و تکامل سنگ‌های آذرین از محل منشأ تا محل جایگزینی یا فوران بر روی سطح زمین به شمار می‌آیند. غلظت عناصر ناسازگار موجود در یک مagma حساسیت ویژه‌ای نسبت به فرآیندهای ذوب بخشی دارند. هر چه ناسازگاری عنصر بیشتر باشد، حساسیت آن به ذوب بخشی بیشتر خواهد بود. در حالی که، غلظت‌های عناصر سازگار در یک مذاب آذرین در طی تبلور تفریقی شدیداً تغییر می‌یابد (رولینسون، ۱۹۹۳).

اگر در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار، روند خطی و مثبت که از مبدأ مختصات نیز عبور کند، مشاهده گردد و نمودارهای عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار روند خطی و منفی نشان دهند؛ در این صورت فرآیند اصلی ارتباط بین این سنگ‌ها تبلور تفریقی است. در غیر این صورت، ذوب بخشی متعادل با منشأ عامل اصلی این ارتباط است. معمولاً فرض می‌شود که نسبت عناصر ناسازگار در طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی تغییری نمی‌کند (راجرز^۱ و همکاران، ۱۹۸۵). با این حال، مشاهده هرگونه تغییر در این نسبتها، بیانگر ناهمگن بودن محل منشأ است که خود نیز حاصل فرآیندهایی نظیر اختلاط در ناحیه منشأ یا آلایش می‌باشد.

^۱- Rogers

الف- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر

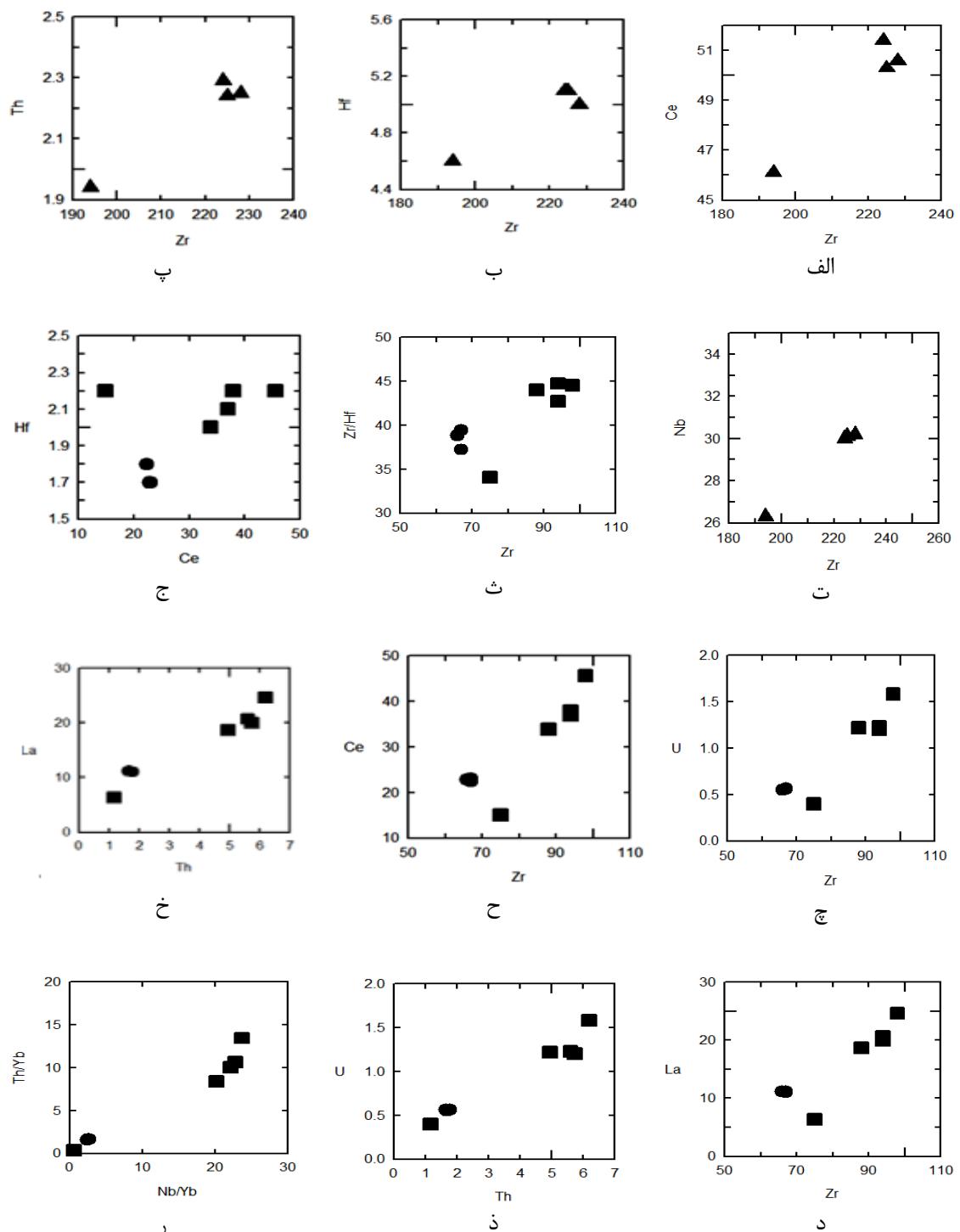
به منظور تفکیک بهتر و دقیق‌تر فرآیندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی در تحول سنگ‌های مورد مطالعه، نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار U-Th Zr-Nb Zr-U Zr-Th Zr-Ce Zr-Hf Y-Th – Nb/Yb بصورت مجزا برای سنگ‌های بازالتی و آندزیتی- داسیتی رسم شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۰- الف تا ر)، در تمامی نمودارها، تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر روند صعودی و مثبت نشان می‌دهند به گونه‌ای که از مبدأ مختصات نیز عبور می‌کنند. به عقیده راجرز و همکاران (۱۹۸۵)، اگر روند تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر به گونه‌ای که ذکر گردید، باشد، فرآیند اصلی و تأثیرگذار در تحول مagma‌های سازنده سنگ‌های مورد مطالعه تبلور تفریقی است.

ب- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار

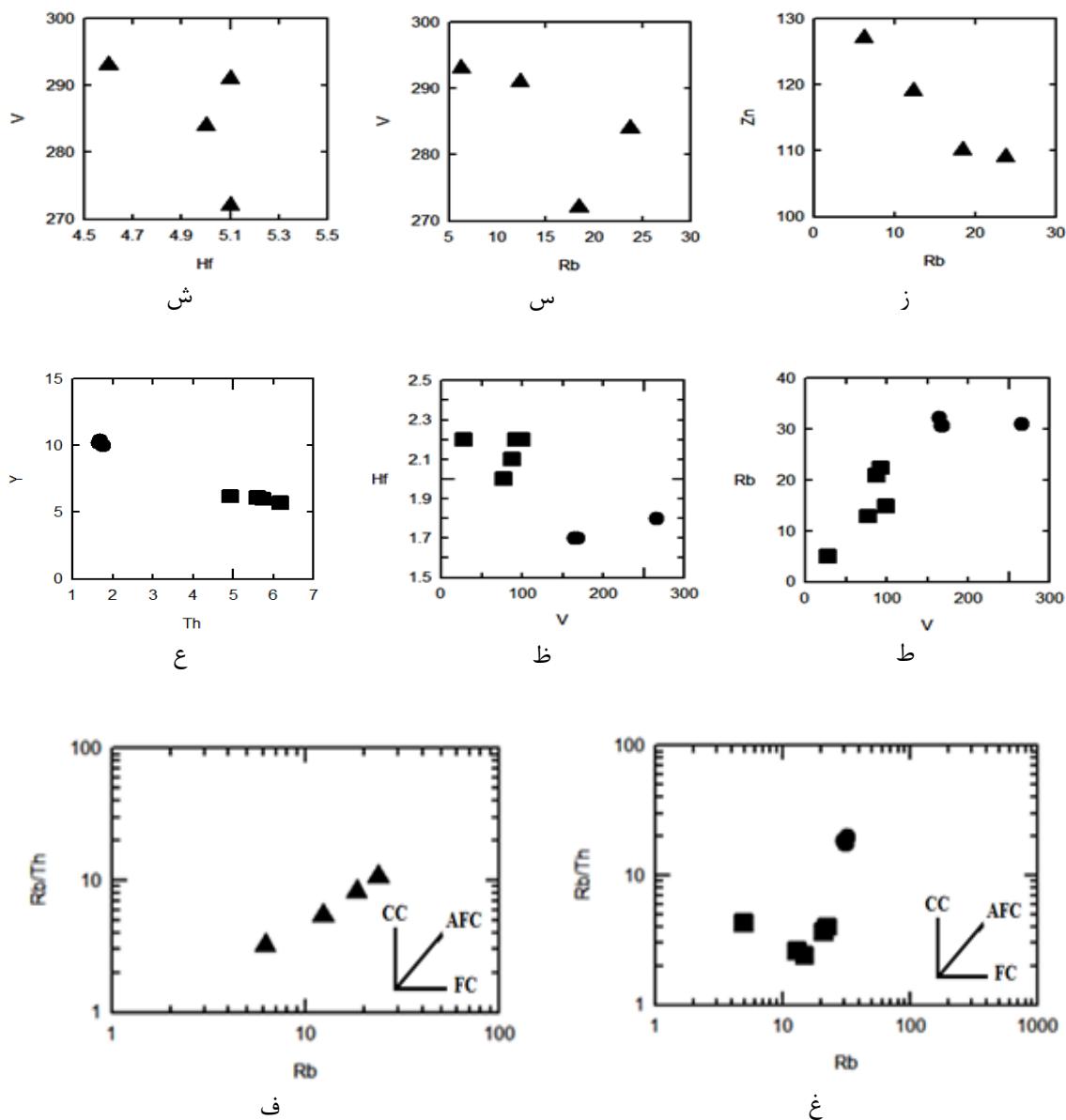
در این بخش، نمودارهای تغییرات عناصر V-Hf ، V-Rb ، Zn-Rb برای نمونه‌های منطقه رسم شده است. در این نمودارها (شکل ۴-۱۰- ز تا ع)، روند مشاهده شده منفی و نزولی است و در تفسیر آن باید عنوان کرد که اگر در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل سازگار، روند منفی و نزولی مشاهده شود، باز هم فرآیند غالب در تکوین و تحول سنگ‌های مورد نظر، تبلور تفریقی است. مطلبی که قبلاً به وسیله نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر تأیید شده است. از دیگر نمودارهای تعیین کننده فرآیند اصلی در تحول و تکوین magma‌ها، نمودار Th/Rb در مقابل Rb چامنی^۱ و همکاران (۲۰۰۸) است. این نمودار که در واقع خود یک نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر است، به خوبی می‌تواند فرآیند اصلی تحول magma را مشخص نماید. این نمودار برای سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین و آندزیتها و داسیت‌های اوسن میانی- فوکانی به صورت مجزا رسم شده است (شکل ۴-۱۰- غ و ف). همان‌گونه که در نمودارها مشخص است فرآیند غالب مشاهده شده

^۱- Tchameni

در این نمودارها، تبلور تفریقی همراه با هضم یا همان فرآیند AFC است. البته شواهدی از هضم و آلایش پوسته‌ای در سنگ‌های ائوسن میانی- فوقانی وجود دارد.



شکل ۱۰-۴- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار و سازگار در مقابل یکدیگر.



ادامه شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار و سازگار در مقابل یکدیگر.

۴-۶- نمودارهای چند عنصری به هنجار شده و عنکبوتی

نمودارهای چند عنصری به هنجار شده بر اساس گروه بندی عناصری هستند که نسبت به کانی-شناسی شاخص (معمول) گوشه حالت ناسازگار دارند و برای نشان دادن شیمی بازالتها بسیار مفید هستند. این نمودارها، در حقیقت نمودارهای REE به هنجار شده نسبت به کندریت هستند که در آن-ها عناصر کمیاب دیگری نیز به REE افزوده شده است. برای به هنجار سازی، معمولاً از داده های

گوشته یا کندریت استفاده می شود که در واقع سنجشی برای انحراف از ترکیب اولیه هستند (رولینسون، ۱۹۹۳).

الف- نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده به کندریت

در این نمودارها، تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند. این عناصر، عناصر کمیاب خاکی (REE) هستند. برای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، نمودارهای چند عنصری به هنجار شده به کندریت ناکامورا^۱ (۱۹۷۴) و تامپسون^۲ (۱۹۸۲) ترسیم شده است. به عقیده تامپسون (۱۹۸۲) به هنجار سازی نمونه‌های مورد مطالعه به مقادیر کندریتی مناسب‌تر است. زیرا مقادیر کندریتی برخلاف مقادیر ترکیب گوشته اولیه که تخمینی می‌باشد، مستقیماً از مقادیر نمونه‌های بدست آمده، اندازه‌گیری می‌شوند. بر اساس این نمودارها، نمونه‌ها به طور کلی از LREE و LILE غنی‌شده و از HFSE و HREE تهی‌شده نشان می‌دهند.

در نمودار ناکامورا (۱۹۷۴)، سنگ‌های کرتاسه زیرین (شکل ۱۱-۴-الف) غنی‌شده تا حدود ۶۰ برابر از عناصر LREE و LIL نشان می‌دهند و عناصر HREE و HFS تا حدود ۱۰ برابر غنی‌شده نسبت به کندریت نشان می‌دهند.

نمونه‌های آتشفشاری ائوسن میانی- فوقانی نیز، در نمودار به هنجار شده به کندریت ناکامورا (شکل ۱۱-۴-ب) تمرکز نسبتاً بالایی از LREE و LILE دارند و از HFSE و HREE تهی‌شده نشان می‌دهند که از ویژگی‌های سنگ‌های کالکوآلکالن حاشیه قاره می‌باشد. نسبت LREE/HREE، در این نمودار زیاد بوده و نمودار از شیب نزولی زیادی برخوردار است. بنابراین منبع مagma از ذوب بخشی درجات پایین تا متوسط منشأ گرفته است. به طور کلی غنی‌شده از عناصر کمیاب خاکی سبک را می‌توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای و یا آلایش magma توسط مواد پوسته- ای نسبت داد. در نمودار تامپسون (۱۹۸۲)، اغلب نمونه‌های مورد مطالعه، از Ba، Rb و K پراکندگی

^۱- Nakamura

^۲- Thompson

نشان می‌دهد (آنومالی مثبت و منفی). این پراکندگی را می‌توان در ارتباط با تحرک بالایی این عناصر در اثر دگرسانی و یا آلایش پوسته‌ای دانست. در این نمودارها (شکل ۱۲-۴-الف و ب)، سنگ‌های آندزیتی - داسیتی اوسن میانی - فوکانی، از عناصر HFS، Ti و Nb آنومالی منفی دارند که این امر از ویژگی‌های بارز ماقمatisم قوی است. این آنومالی منفی می‌تواند ناشی از آغشتگی و اختلاط ماقمما با مواد پوسته‌ای و یا ناشی از باقی ماندن این عناصر در فازهای دیرگداز (ایلمنیت، اسفن و ...) موجود در تفاله دیرگداز لیتوسفر اقیانوسی فرورونده و عدم اتحاد و مشارکت آن‌ها در مذاب حاصل در این مناطق باشد.

همان‌طور که در این نمودارها مشاهده می‌گردد، الگوی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه با توجه به ترکیب (آندزیتی - داسیتی) و سن آن‌ها، روندی موازی و تقریباً یکسان نشان می‌دهند که از الگوی ماقمatisم کالکوآلکالن قوس‌های حاشیه قاره‌ها تبعیت می‌کند. در این نمودارها، عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و HREE غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. به نظر ویلسون (۱۹۸۹)، اگر یک مجموعه سنگ‌های آذرین در اثر تحمل فرآیند تبلور تغییری با یکدیگر مرتبط باشند، مقادیر عناصر کمیاب و نسبت‌های آن باید به طور ثابت و پیوسته تغییر کند. موازی بودن تقریبی الگوهای عناصر کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه می‌تواند تأیید کننده این امر باشد.

ب- نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده به گوشته اولیّه

در بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به هنجار شده به گوشته اولیّه برای نمونه-های مورد مطالعه از مقادیر سان^۱ و مک دونوف^۲ (۱۹۸۹) و وود^۳ و همکاران (۱۹۸۰) استفاده شده است. در این نمودارها (شکل‌های ۱۳-۴ و ۱۴-۴) نیز همانند نمودارهای به هنجار شده به کندریت، نمونه‌های مورد مطالعه از LREE غنی‌شدگی و از HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

^۱- Sun

^۲- McDonough

^۳- Wood

در نمودار سان و مکدونوف (۱۹۸۹)، نمونه‌های سنگی ائوسن، تمرکز نسبتاً بالایی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نظیر U، Th، Cs و Ba و تمرکز پایینی از عناصر HFS مخصوصاً Nb و Ti دارند، که این ویژگی‌ها، از خصوصیات ماقماهای در ارتباط با فرورانش است (مورتیمر^۱، ۲۰۰۸). گدازه‌های قوس، با نسبت بالای LREE/HREE شناخته می‌شوند و آنومالی‌های منفی از Nb و به مقدار کمتر Ta که نسبت به مقادیر کندریت یا گوشتیه اولیه به هنجار شده‌اند، دارند. گاس^۲ و همکاران (۲۰۰۹)، برای شرح این ویژگی‌ها و آنومالی منفی این عناصر، دو مدل پیشنهاد کردند. گاس^۳ و همکاران عناصر HFS عموماً در مایعات آزاد شده از لیتوسfer اقیانوسی فرورونده نامتحركاند و وارد گوه گوشتیه-ای نمی‌شوند. دوم اینکه آنومالی‌های منفی عناصر HFS در ماقماهای قوس مشتق شده از گوشتیه، ترکیب گوه گوشتیه‌ای را منعکس می‌کند که در حقیقت خودش از این عناصر تهی شده می‌باشد.

همان‌طور که در نمودار وود و همکاران (۱۹۸۰) نیز مشاهده می‌گردد، تمامی سنگ‌های مورد مطالعه، از LILE و HREE غنی‌شده‌گی و از LREE تهی‌شده‌گی نشان می‌دهند، با این تفاوت که در نمونه‌های بازالتی کرتاسه زیرین، روند مشاهده شده در این نمودار، حالت تحدب به سمت بالا را دارد. در نمونه‌های ائوسن میانی- فوقانی روند نزولی مشاهده می‌شود. این نمونه‌ها، از عناصر K، Th و U به شدت غنی‌شده و از عناصر Ta، Nb و Ti به شدت تهی‌شده‌گی نشان می‌دهند. همان‌طور که قبلاً اشاره شد این خصوصیات، از ویژگی‌های شاخص ماقماتیسم قوس‌هاست. آنومالی Nb در ارتباط با آلایش ماقما با سنگ‌های پوسته‌ای است. متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای به شدت از نیوبیوم تهی‌شده‌گی نشان می‌دهد. لذا هر ماقمای آلایش یافته با مواد پوسته‌ای آنومالی منفی از این عنصر نشان می‌دهد (کنت^۴، ۱۹۹۵). روند مشاهده شده در نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده به گوشتیه اولیه نیز همانند

^۱- Mortimer

^۲- Goss

^۳- kent

نمودارهای بهنجر شده به کندریت، ارتباط زایشی نمونه‌های آندزیتی و داسیتی اوسن میانی-فوقانی را تأیید می‌کند.

ج- نمودارهای عنکبوتی بهنجر شده به مورب

این نمودار، برای بازالت‌ها، آندزیت‌ها و سنگ‌های پوسته‌ای (سنگ‌هایی که می‌توانند منشأ مورب داشته باشند) بسیار مناسب هستند. بر روی این نمودار، عناصر به گونه‌های مرتب شده‌اند که متحرک‌ترین عناصر (K، Sr و Rb) در سمت چپ نمودار، به ترتیب افزایش ناسازگاری و عناصر غیرمتحرک از راست به چپ، به ترتیب افزایش ناسازگاری مرتب شده‌اند (رولینسون، ۱۹۹۳).

جهت مقایسه، نمونه‌های مورد مطالعه با مقادیر مورب پیرس^۱ (۱۹۸۳) بهنجر شده‌اند. همان‌گونه که در این نمودار مشاهده می‌شود (شکل ۴)، همه نمونه‌های مورد مطالعه، غنی شدگی بیشتر از LREE نسبت به HREE را نشان می‌دهند. به طور کلی، تمامی سنگ‌های منطقه از LREE شده‌اند، البته این غنی شدگی در سنگ‌های داسیتی اوسن میانی-فوقانی به حداقل خود رسیده و برخی عناصر از جمله Th، Ba و Rb غنی شدگی تا ۲۰ برابر را دارند. در سنگ‌های اوسن، روند مشاهده شده در آندزیت‌ها و داسیت‌ها تقریباً با هم موازی است و همانند سایر نمودارهای بهنجر شده، ارتباط زایشی میان این سنگ‌ها را تأیید می‌کند. در این سنگ‌ها، عناصر Ta، Nb و Ti به شدت تهی شدگی و آنومالی منفی نشان می‌دهند که این امر از خصوصیات ماگماتیسم کالکوالکالن حاشیه قاره بوده و ارتباط آن‌ها با زون فرومانتیک تأیید می‌نماید.

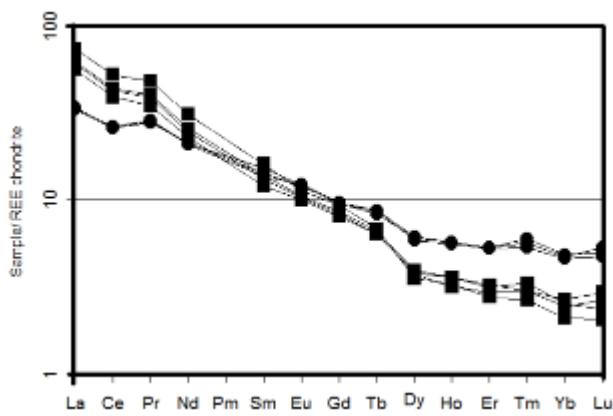
^۱- Pearce

د- سایر نمودارها

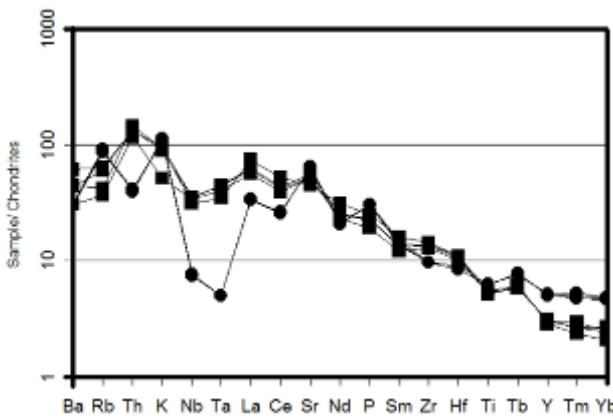
از دیگر نمودارهای عنکبوتی که جهت مقایسه تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی ترسیم شده است، نمودار عنکبوتی به هنجار شده به OIB سان و مک دونوف (۱۹۸۹) است. این نمودار جهت مقایسه تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه ترسیم گردیده است. همان‌گونه که در نمودار (شکل ۴-۱۶) مشاهده می‌شود، بازالت‌های کرتاسه زیرین بر روی این نمودار روند تقریباً مسطوحی را نشان می‌دهند. در این نمودار عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه، بر خلاف نمودارهای به هنجار شده پیشین، هیچ‌گونه غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE نشان نمی‌دهند و مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی این نمونه‌ها، تقریباً با مقادیر آن‌ها در بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) برابر می‌کند. مقادیر عناصر K، Rb و Ba در این سنگ‌ها، روندی پراکنده از خود نشان می‌دهند، که با توجه به تأثیر دگرسانی آب دریا بر روی این سنگ‌ها و تحرک بالای این عناصر قابل توجیه است. آنومالی مثبت Pb مشاهده شده نیز می‌تواند در نتیجه حمل این عنصر از سنگ‌های آهکی میزبان گدازه‌های بازالتی و یا در اثر آلایش پوسته‌ای باشد.

از سویی دیگر، به اعتقاد دوپوی^۱ و همکاران (۱۹۹۲) بازالت‌های جزایر اقیانوسی دارای نسبت Zr/Sm حدود ۱۷ تا ۴۰ و نسبت Hf/Sm محدوده ۰/۰ تا ۰/۸ هستند. میانگین این نسبت‌ها در بازالت‌های مورد مطالعه به ترتیب ۳۴/۵ و ۰/۷۹ می‌باشد. مقایسه این نسبت‌ها و مقادیر ذکر شده توسط دوپوی و همکاران نشان می‌دهد که بازالت‌های کرتاسه زیرین زمان‌آباد، دارای منشأ بازالت‌های جزایر اقیانوسی می‌باشند.

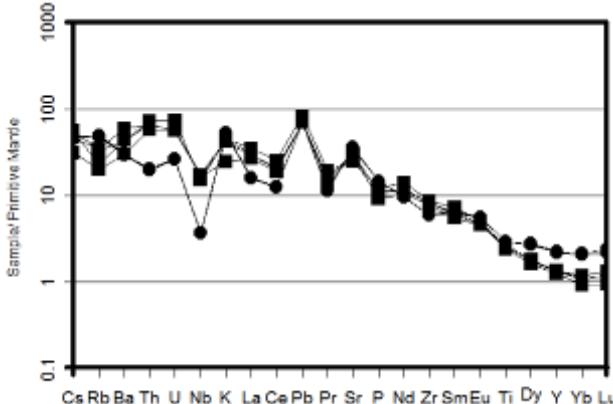
^۱- Dupuy



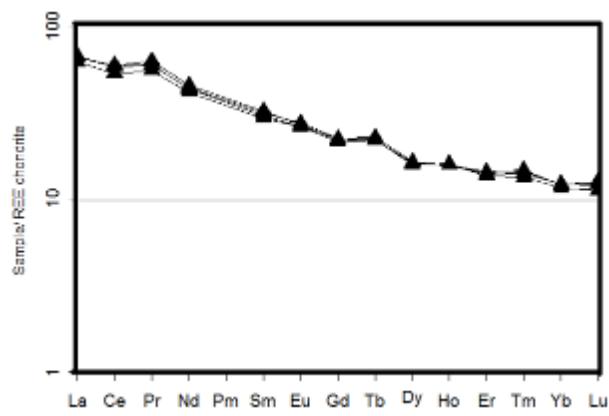
شکل ۱۱-۴-ب- نمودار به هنجار شده تغییرات عناصر کمیاب خاکی سنگ‌های ائوسن به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴).



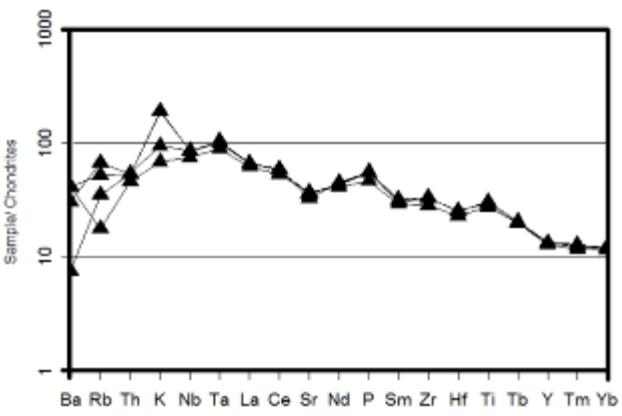
شکل ۱۲-۴-ب- نمودار به هنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های ائوسن به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲).



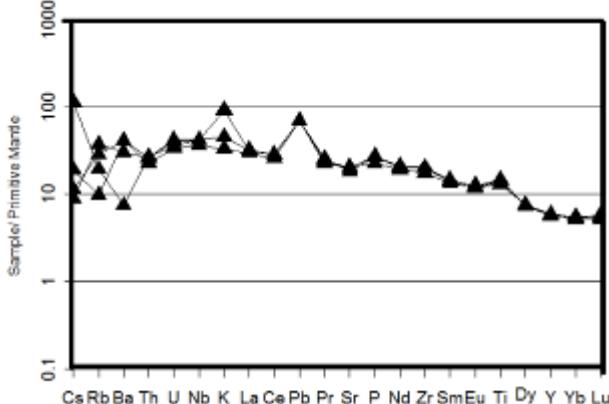
شکل ۱۳-۴-ب- نمودار به هنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های ائوسن به گوشه اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹).



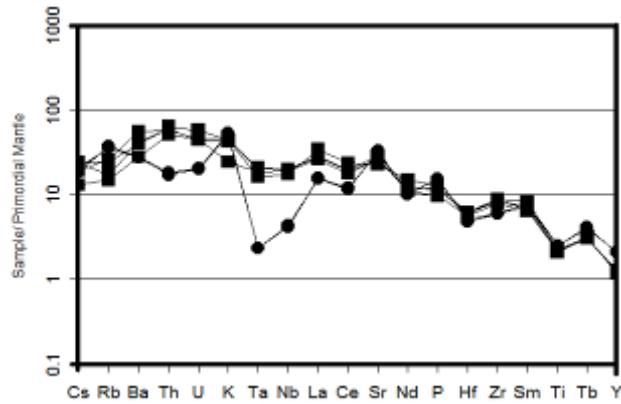
شکل ۱۱-۴-الف- نمودار به هنجار شده تغییرات عناصر کمیاب خاکی سنگ‌های کرتاسه زیرین به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴).



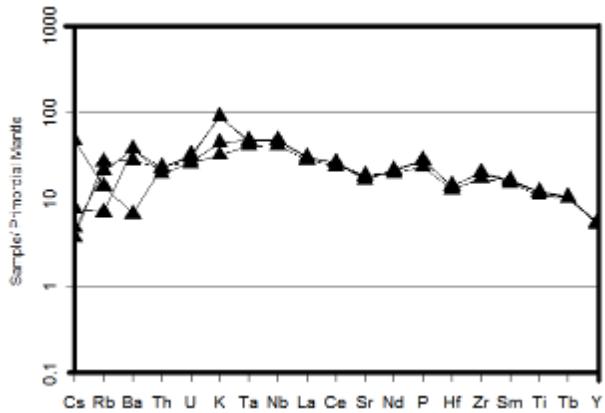
شکل ۱۲-۴-الف- نمودار به هنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های کرتاسه زیرین به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲).



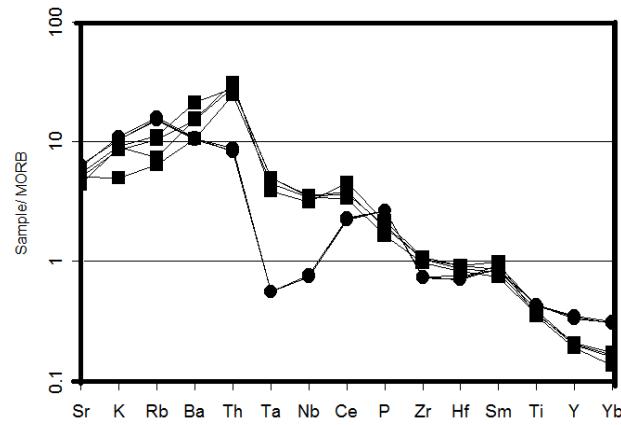
شکل ۱۳-۴-الف- نمودار به هنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های کرتاسه زیرین به گوشه اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹).



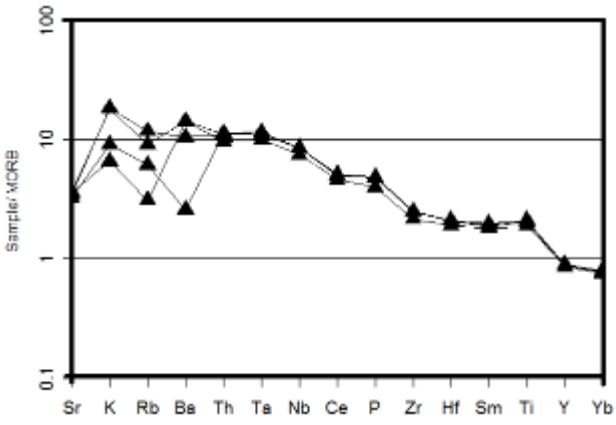
شکل ۱۴-۴-ب- نمودار بهنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ-های ائوسن به گوشه اولیه (وود و همکاران، ۱۹۸۰).



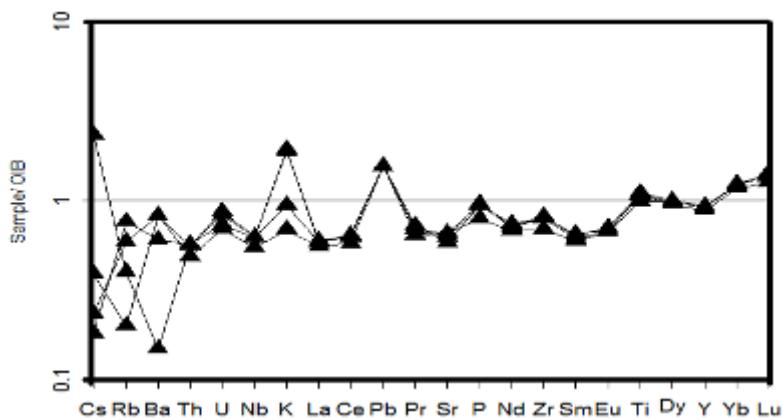
شکل ۱۴-۴-الف- نمودار بهنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ-های کرتاسه زیرین به گوشه اولیه (وود و همکاران، ۱۹۸۰).



شکل ۱۵-۴-ب- نمودار بهنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ-های ائوسن به مورب (پیرس، ۱۹۸۳).



شکل ۱۵-۴-الف- نمودار بهنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ-های کرتاسه زیرین به مورب (پیرس، ۱۹۸۳).



شکل ۱۶-۴- نمودار بهنجار شده تغییرات عناصر کمیاب سنگ-های بازالتی کرتاسه زیرین به OIB (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹).

۴-۵- خلاصه مطالعه

- نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در نمودارهای رده‌بندی شیمیایی غالباً در محدوده‌های تراکی بازالت، آندزیت و داسیت قرار گرفتند که با مطالعات پتروگرافی نیز کاملاً مطابقت دارد.
- جهت تعیین سری ماگمای سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای متعدد استفاده شد. در همه این نمودارها، سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین منطقه در محدوده سری آلکالن و نمونه‌های آندزیتی- داسیتی ائوسن میانی- فوقانی مورد مطالعه، در سری کالک‌آلکالن قرار گرفتند.
- برای بررسی روند تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 , MgO و D.I ترسیم شد. در همه این نمودارها، روند مشاهده شده با روند عادی تفريقي بلوری سازگار بوده و وقوع اين فرآيند را در تحول و تشکيل اين سنگ‌ها به اثبات می‌رساند. همچنان در نمودارهای تغییرات سنگ‌های ائوسن میانی- فوقانی، پیوستگی ونظم مشخصی وجود دارد که می‌تواند نشان دهنده ارتباط زایشی این سنگ‌ها با هم باشد.
- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار در مقابل یکدیگر که جهت تفکیک فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی از آن‌ها استفاده می‌گردد، برای نمونه‌های مورد مطالعه ترسیم گردید. این نمودارها نیز، فرآیند غالب در تحول و تشکيل سنگ‌های منطقه را تفريقي بلوری نشان می‌دهند. البته در نمودار Rb/Th در مقابل Rb , فرآیند غالب تفريقي بلوری به همراه مقداری هضم یا همان فرایند AFC نمایان است.
- نمودارهای بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی این سنگ‌ها نسبت به کندریت، گوشه اولیه و مورب، خاکی از ارتباط زایشی نمونه‌های آندزیتی- داسیتی با یکدیگر و غنی‌شدگی آن‌ها از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LIL) و تهی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و عناصر با شدت میدان بالا (HFS) است که شاخص ماگماهای کالکوآلکالن مناطق فروزانش است و می‌تواند از منشأ یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده و گوه گوشه‌ای دگرسان شده

روی آن، تحمل فرآیند تبلور تفریقی و نیز هضم و آلایش ماقما با مواد پوسته‌ای و باقی ماندن عناصر کمیاب خاکی سنگین و عناصر با شدت میدان بالا در سنگ منشأ ناشی شده باشد. بی‌هنجاری منفی از عناصر با شدت میدان بالا (HFS) نظیر Ti، Nb و Ta حدودی Ta که از ویژگی‌های شاخص محیط‌های قوسی است، اگرچه ممکن است ناشی از آغشتگی ماقما با مواد پوسته‌ای در هنگام صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد.

- نمودارهای چند عنصری به‌هنجار شده برای بازالت‌های کرتاسه زیرین نیز رسم شده است. در نمودارهای به‌هنجار شده به کندریت، گوشه‌های اولیه و مورب، این سنگ‌ها همانند سنگ‌های آندزیتی داسیتی غنی‌شده‌تر از REE را نشان می‌دهند اما در نمودار به‌هنجار شده به بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB)، روند مشاهده شده این نمونه‌ها با مقادیر OIB تقریباً برابر و با آن همخوانی دارد. با توجه به ماهیّت آلکالن این سنگ‌ها و مشابهت مقادیر عناصر کمیاب آن‌ها با بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB)، می‌توان این سنگ‌ها را در ارتباط با این محیط‌ها دانست.

فصل پنجم

شودر

۱-۵- مقدمه

در فصل‌های گذشته روابط صحرایی، ویژگی‌های پتروگرافی و خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشاری منطقه مورد مطالعه قرار گرفت. در بررسی‌های صحرایی، خروجی بودن و جایگاه چینهای سنگ‌های آتشفشاری مورد مطالعه ثابت گردید. همان‌گونه که در آنجا شرح داده شد سنگ‌های مورد مطالعه برخلاف آنچه که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد (سلامتی، ۱۳۷۹) آمده است، متعلق به کرتاسه بالایی نبوده و به دو دوره زمانی متفاوت یعنی کرتاسه زیرین و اوسن میانی- فوقانی تعلق دارند. در مطالعات پتروگرافی، این سنگ‌ها دارای ترکیبات بازیک تا اسیدی بوده و با توجه به کانی شناسی و روابط بافتی حاکم بر آن‌ها، ترکیب سنگ‌ها از بازالت تا داسیت متغیر است. مطالعات ژئوشیمیایی نیز، ماهیت شیمیایی آن‌ها را نشان داده و مشخص نمود که سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین دارای ماهیت آلکالن و سنگ‌های حد بواسطه اسیدی اوسن دارای ماهیت کالکوآلکالن حاشیه قاره هستند. ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی مختلف برای سنگ‌های آتشفشاری مورد مطالعه نشان دادند که فرآیند عمدہ و اصلی در تشکیل و تحول ماقمایی سنگ‌های منطقه، تبلور تفریقی بوده است. این امر به وسیله مطالعات پتروگرافی و صحرایی نیز تأیید می‌گردد.

در این فصل، با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه و نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، ابتدا جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌های منطقه، سپس خصوصیات محل منشأ و در نهایت الگوی تکتونوماقمایی تشکیل این سنگ‌ها بحث خواهد شد.

۲-۵- تعیین جایگاه تکتونیکی

نظریه تمایز ماقماهای مربوط به محیط‌های تکتونیکی مختلف بر اساس ترکیب شیمیایی آن‌ها را می‌توان به پیرس^۱ و کان^۲ (۱۹۷۳، ۱۹۸۲) نسبت داد. آن‌ها اثبات کردند که با استفاده از ژئوشیمی و

¹- Pearce

²- Cann

بخصوص ژئوشیمی عناصر کمیاب، می‌توان بین بازالت‌های تولید شده در نواحی تکتونیکی شناخته شده متفاوت، تمایز قائل شد و به این ترتیب نمودارهای تشخیص و تفکیک جایگاه تکتونوماگمایی را به وجود آوردند که بر اساس آن‌ها، ماغماهای ایجاد شده در نواحی مختلف تکتونیکی با توجه به ترکیب شیمیایی تمیز داده می‌شوند.

در این بخش، به منظور تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفسانی مورد مطالعه، از نمودارهای مختلف تمایز محیط تکتونیکی استفاده گردیده است. این نمودارها عمدتاً بر اساس استفاده از عناصر کمیاب نامتحرک بنا شده‌اند. چون این عناصر در فازهای سیال نامحلول بوده و در طول هوازدگی و دگرگونی منتقل نمی‌شوند. عناصر نامتحرک نسبت به فرآیندهای ثانویه حساس نیستند و می‌توان آن‌ها را به آسانی حتی در غلظت‌های پایین توسط یک روش ساده و با دقت مناسب اندازه- گیری کرد (رولینسون^۱، ۱۹۹۳).

با توجه به این‌که سنگ‌های مورد مطالعه به لحاظ سنی و پتروزنتمیکی به دو دوره زمانی مختلف (کرتاسه زیرین و ائوسن) تعلق دارند و ماهیّت سری ماغماهای آن‌ها با یکدیگر متفاوت می‌باشد، در این بخش ابتدا به تعیین محیط تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین و در ادامه به تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های ائوسن با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی مختلف پرداخته می‌شود.

Zr/Y - Zr - ۱-۲-۵

نمودار Zr/Y - Zr که توسط پیرس و نوری^۲ (۱۹۷۹) ارائه شده است، به شیوه‌ای بسیار کارآمد بازالت‌های درون صفحه‌ای را از سایر انواع بازالت‌ها تمایز می‌کند. عناصر Zr و Y در هنگام فرآیندهای ثانویه تقریباً بدون تغییر مانده و دستخوش تغییرات نمی‌شوند. از این رو، برای شناسایی خاستگاه سنگ‌های دگرسان شده نیز مفید هستند (پیرس و همکاران، ۱۹۷۳). در این نمودار (شکل

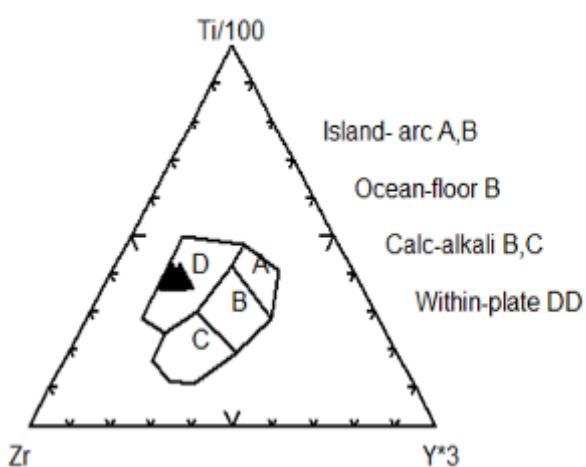
¹- Rollinson

²- Norry

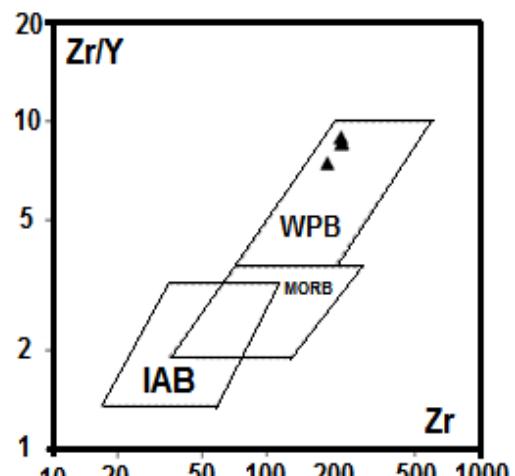
(۱-۵)، نمونه‌های بازالتی دگرسان شده مورد مطالعه، در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB) قرار می‌گیرند. این بازالت‌ها در مقایسه با سایر انواع بازالت‌ها، دارای نسبت بالاتری از Zr/Y هستند. این امر نشان‌دهنده یک منشأ گوشه‌ای غنی شده برای این سنگ‌هاست.

۲-۲-۵ - نمودار Ti- Zr- Y

نمودار $Ti/1000 - Zr - Y \times 3$ که توسط پیرس و کان (۱۹۷۳) ارائه شده است، به خوبی بازالت‌های درون صفحه‌ای را از سایر انواع بازالت‌ها متمایز می‌کند. عناصر استفاده شده در ترسیم این نمودار، از عناصر HFS هستند که در هنگام دگرسانی و عملکرد فرآیندهای ثانویه تقریباً بدون تغییر می‌مانند و به این جهت برای تشخیص جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌های دگرسان شده مفید می‌باشند. در این نمودار (شکل ۲-۵)، سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB) قرار می‌گیرند.



شکل ۲-۵- موقعیت سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه در نمودار تمایز تکتونیکی $Ti - Zr - Y$ پیرس و کان (۱۹۷۳).



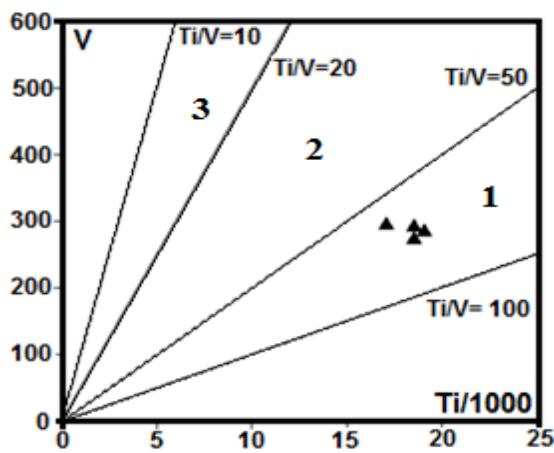
شکل ۱-۵- موقعیت سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین در نمودار تمایز تکتونیکی $Zr/Y - Zr$ (پیرس و نوری، ۱۹۷۹).

۳-۲-۵ - نمودار $Zr/Y \times 2 - Y$

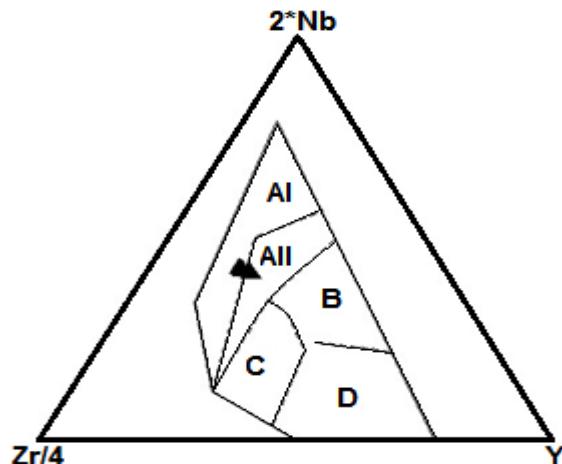
در نمودار $Zr-Nb-Y$ (مشد^۱، ۱۹۸۶)، که از عناصر HFS جهت ترسیم نمودار استفاده شده است، بازالت‌های آلکالن درون صفحه‌ای (AI)، بازالت‌های آلکالن و تولئیت‌های درون صفحه‌ای (AII)، تولئیت‌های درون صفحه‌ای و مورب (B)، بازالت‌های کمان آتشفسانی (C) و مورب و بازالت‌های کمان آتشفسانی (D) از یکدیگر تمایز شده‌اند. بر اساس این نمودار (شکل ۳-۵)، نمونه‌های بازالتی کرتاسه آتشفسانی (D) از یکدیگر تمایز نمودند. بر اساس این نمودار (شکل ۳-۵)، نمونه‌های بازالتی کرتاسه آتشفسانی (D) از یکدیگر تمایز نمودند. بر اساس این نمودار (شکل ۳-۵)، نمونه‌های بازالتی کرتاسه آتشفسانی (D) از یکدیگر تمایز نمودند. بر اساس این نمودار (شکل ۳-۵)، نمونه‌های بازالتی کرتاسه آتشفسانی (D) از یکدیگر تمایز نمودند.

۴-۲-۵ - نمودار تغییرات V در مقابل Ti

در نمودار تغییرات V در مقابل $Ti/1000$ (شروع^۲، ۱۹۸۲)، انواع بازالت‌ها از جمله بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB)، مورب، بازالت‌های پشت کمانی (BAB) و تولئیت‌های کمان اقیانوسی از یکدیگر تفکیک می‌شوند. از این نمودار جهت تعیین جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های بازالتی درون صفحه‌ای که توسط نمودارهای قبلی تمایز گردیدند، استفاده شده است. در این نمودار (شکل ۴-۵)، سنگ‌های بازالتی آلکالن مورد مطالعه در قلمرو بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۵ - موقعیت نمونه‌های بازیک در نمودار تمایز تکتونیکی $Ti-V$ (شروع، ۱۹۸۲)، میدان‌ها عبارتنداز: ۱- بازالت‌های آلکالن و OIB، ۲- بازالت‌های پشت کمانی و MORB، ۳- تولئیت‌های کمانی.



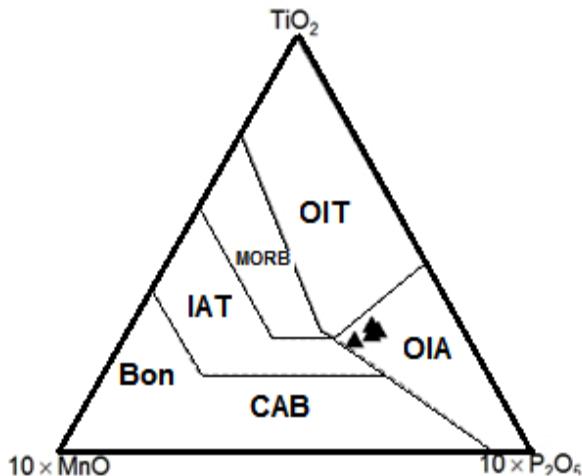
شکل ۳-۵ - موقعیت سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین در نمودار تمایز تکتونیکی $Zr-Nb-Y$ (مشد، ۱۹۸۶)، (برای توضیح محدوده‌ها به متن مراجعه شود).

¹- Meschede

²- Shervais

MnO-TiO₂-P₂O₅ - نمودار ۲-۵

این نمودار توسط مولن^۱ (۱۹۸۳) معرفی گردیده است و با استفاده از آن می‌توان انواع مختلف بازالت‌ها را که در جایگاه‌های تکتونیکی متفاوت تشکیل شده‌اند، به خوبی از یکدیگر تفکیک نمود. این نمودار برای بازالت‌های با دامنه سیلیس ۴۵-۵۴ درصد به کار می‌رود. در طول فرآیند تفریق Mn در ساختمان اولیوین، پیروکسن و تیتانومگنتیت و Ti در ساختمان تیتانومگنتیت و پیروکسن جای می‌گیرند. عناصر P, Ti و Mn نسبتاً نامتحرك می‌باشند و نسبت به فرآیندهای گرمابی گستره دمایی رخساره شیست سبز حساس نیستند. در این نمودار (شکل ۵-۵) نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های آلکالن جزایر اقیانوسی (OIA) قرار می‌گیرند.



شکل ۵-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایزی MnO-TiO₂-P₂O₅ (مولن، ۱۹۸۳). میدان‌ها عبارتند از: MORB : بازالت‌های پشتۀ میان اقیانوسی^۲، OIT : تولئیت‌های جزایر اقیانوسی^۳، OIA : بازالت‌های آلکالن جزایر اقیانوسی^۴، IAT : تولئیت‌های جزایر قوسی^۵، CAB : بازالت‌های کالکوآلکالن جزایر قوسی^۶، Bon : بونینیت.

¹- Mullen

²- Mid Oceanic Ridge Basalt

³- Oceanic Island Tholeiite

⁴- Oceanic Island Alkali basalt

⁵- Island arc Tholeiite

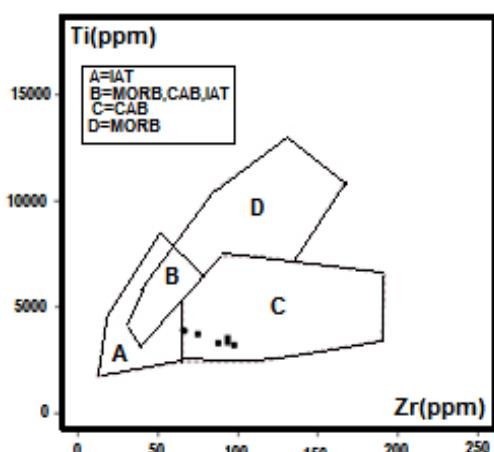
⁶- Island arc calcalkaline basalt

۶-۲-۵- نمودار Th- Zr- Nb

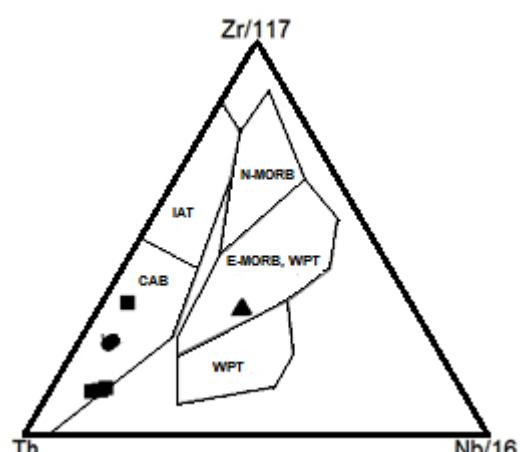
در نمودار تکتونیکی سه متغیره $\text{Th}/117$ - $\text{Nb}/16$ - $\text{Zr}/117$ که توسط وود^۱ (۱۹۸۰) ارائه شده است، نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB) و نمونه‌های حدواسط-اسیدی، در محدوده مagmaهای ایجاد شده در مناطق قوس قاره‌ای (CA) واقع شده‌اند (شکل ۶-۵).

۷-۲-۵- نمودار Zr -Ti

در نمودار دو متغیره Ti در مقابل Zr (پیرس و کان، ۱۹۷۳)، سنگ‌های آندزیتی- داسیتی ائوسن میانی- فوقانی مورد مطالعه در محدوده مagmaهای ایجاد شده در مناطق قوس قاره‌ای (CA) قرار می-گیرند (شکل ۷-۵).



شکل ۷-۵- موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز تکتونیکی Zr - Ti (پیرس و کان، ۱۹۷۳)



شکل ۶-۵- موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز تکتونیکی Th - Zr - Nb (وود، ۱۹۸۰)

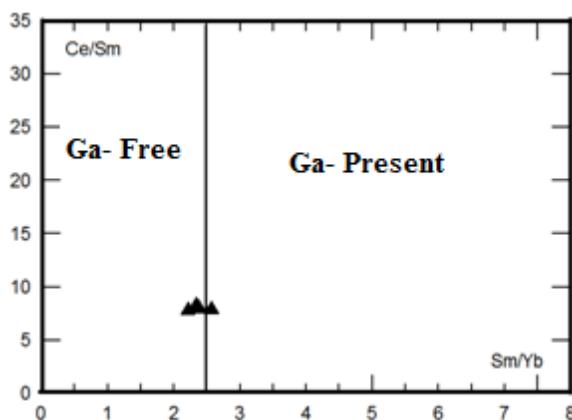
۳-۵- تعیین ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق محل منشأ magma

۱-۳-۵- تعیین ترکیب محل منشأ magma

در این بخش، با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی که بر اساس داده‌های عناصر کمیاب و یا نسبت‌های آن‌ها ترسیم شده‌اند، به بررسی حضور گارنت در ناحیه منشأ magma تولید کننده سنگ-

^۱- Wood

های مورد مطالعه پرداخته می‌شود. از جمله این نمودارها، نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان^۱، ۲۰۰۷) می‌باشد که به منظور نشان دادن حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ مآگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه به کار می‌رود. آلدانماز^۲ و همکاران (۲۰۰۰) معتقدند که ذوب بخشی یک منبع گارنت‌دار، مذابی با مقادیر Sm/Yb بالاتر از $2/5$ تولید می‌کند. همان‌طور که در شکل ۵-۸ دیده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در مرز جداکننده حضور و عدم حضور گارنت قرار گرفته‌اند. در این نمودار، سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین دارای نسبت Sm/Yb حدود $2/5$ می‌باشند. با توجه به نمودار، می‌توان گفت در محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، گارنت حضور داشته است.



شکل ۵-۸- نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) جهت بررسی حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ.

برای بررسی غنی‌شدگی یا عدم غنی‌شدگی (تمهی‌شدگی) محل منشأ مآگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه، نمودارهای مختلفی ارائه شده است که یکی از پرکاربردترین آن‌ها، نمودارهای ابوهمانه^۳ (۲۰۰۵) می‌باشد. این نمودارها غالباً نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر هستند. نمودار تغییرات Y در مقابل Zr یکی از این نمودارهای است که به منظور تشخیص وجود یا عدم وجود غنی‌شدگی در محل منشأ مورد استفاده قرار می‌گیرد و بر اساس داده‌های محاسبه شده توسط سان^۴

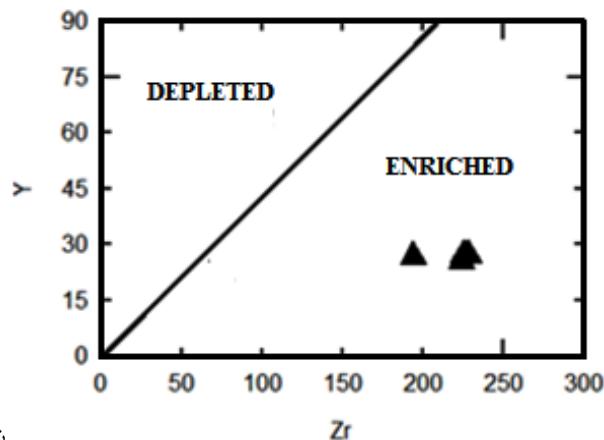
¹- Coban

²- Aldanmaz

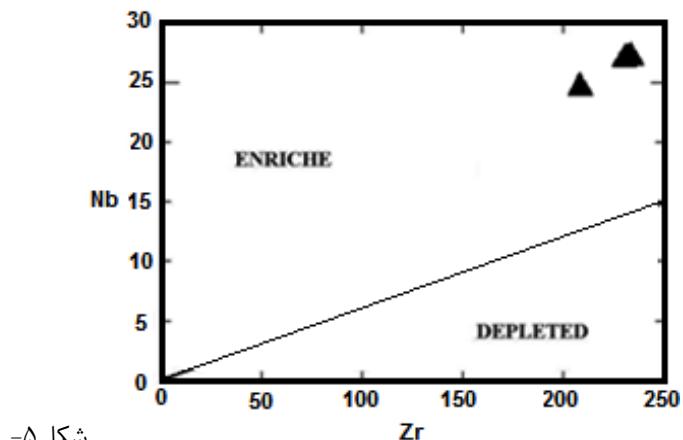
³- Abu Hamatteh

⁴- Sun

و مکدونوف^۱ (۱۹۸۹) معرفی شده است. بر اساس این نمودار (شکل ۹-۵ الف و ب)، نسبت Zr/Y در گوشته اولیه برابر با $2/46$ است، در صورتی که این نسبت در نمونه‌های بازالتی کرتاسه زیرین در حدود ۸ می‌باشد. در نمودار Nb در مقابل Zr نیز، که برای بررسی غنی‌شدگی یا عدم غنی‌شدگی ناحیه منشأ معرفی گردیده است، نمونه‌های مورد مطالعه در ناحیه غنی‌شده واقع گردیده و نسبت Zr/Nb حدود $7/5$ را برای سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه نشان می‌دهد. این نسبت در گوشته اولیه برابر با $15/71$ است. این نمودارها، منشأ گرفتن ماقماً سازنده سنگ‌های بازیک منطقه را از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده اثبات می‌نماید.



شکل ۹-۵



۹-ب- نمودار تغییرات Y در مقابل Zr (بر اساس داده‌های سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) جهت تعیین منشأ گوشته‌ای غنی‌شده سنگ‌های بازیک مورد مطالعه.

۲-۳-۵- تعیین درجه ذوب بخشی محل منشأ ماقما

از دیگر کاربردهای مهم عناصر کمیاب، کمیاب خاکی و نسبت‌های آن‌ها، تعیین عمق و درجه ذوب بخشی ماقماهای سازنده سنگ‌ها می‌باشد. به اعتقاد رولینسون (۱۹۹۳)، غلظت‌های عناصر ناسازگار نسبت به فرآیندهای ذوب بخشی حساسیت ویژه‌ای دارند، به گونه‌ای که هرچه عنصر ناسازگاری بیشتری داشته باشد، حساسیت آن به ذوب بخشی بیشتر خواهد بود. در این مبحث سعی شده با

^۱- McDonough

استفاده از این عناصر و ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی مبتنی بر آن‌ها، درجه ذوب بخشی و ترکیب کانی شناسی محل منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه تعیین شود.

الف- نمودار نسبت عناصر کمیاب خاکی La/Sm در مقابل La

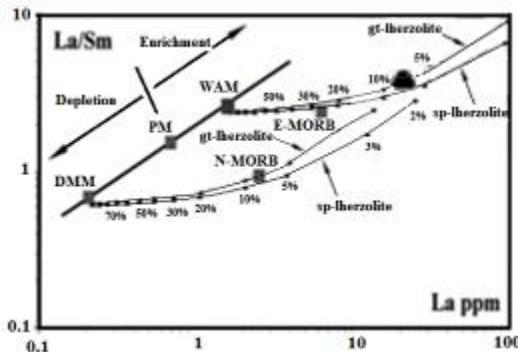
از نسبت‌های عناصر کمیاب خاکی برای بررسی فرآیندهای ذوب بخشی از جمله عمق و شرایط فشار حاکم بر ذوب استفاده می‌شود، اما به دلیل ناشناخته بودن برخی عوامل مؤثر بر ذوب مانند ترکیب محل منشأ، مجموعه فازهای باقیمانده در محل منشأ، ضریب توزیع عناصر و ماهیّت تعادل بین بلور و مایع، نتایج بدست آمده ممکن است دارای دقت زیادی نباشند (لوتین^۱ و همکاران، ۲۰۰۸). آلانماز و همکاران (۲۰۰۰) و ژائو^۲ و ژوو^۳ (۲۰۰۷)، به منظور تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب کانی شناسی محل منشأ ماگماهای آلکالن، نمودارهای فوق را ارائه کردند. تغییرات نسبت MREE/HREE و LREE/MREE نسبت به درجه و عمق ذوب بخشی حساس هستند (لوتین و همکاران، ۲۰۰۸). این نمودارها تغییرات ذوب بخشی در دو منبع گوشه‌ای اسپینل- لرزولیتی و گارنت- لرزولیتی را نشان می‌دهند.

از آنجایی که تغییرات کانی شناسی ناحیه منشأ تأثیر چندانی بر تحرک و غلظت عناصر ناسازگار ندارد، بنابراین با استفاده از این عناصر می‌توان اطلاعات زیادی در مورد ترکیب شیمیایی محل منشأ بدست آورد. نسبت La/Sm می‌تواند معیاری برای تشخیص تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی محل منشأ از LREE باشد. غلظت La و به تبع آن نسبت La/Sm در سنگ‌های آلکالن مورد مطالعه از مقادیر گوشه‌های تهی‌شده و گوشه‌های اولیه بیشتر است با توجه به نمودار مذکور (شکل ۵-۱)، نمونه‌های مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب گارنت لرزولیت قرار گرفته و درجه ذوب بخشی ۸ تا ۱۰ درصدی را نشان می‌دهند.

¹- Lutian

²- Zhao

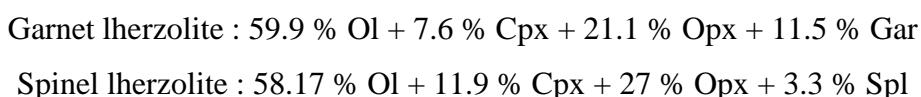
³- Zhou



شکل ۱۰-۵ - نمودار La/Sm برای تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب ناحیه منشأ سنگ‌های بازیک مورد مطالعه.

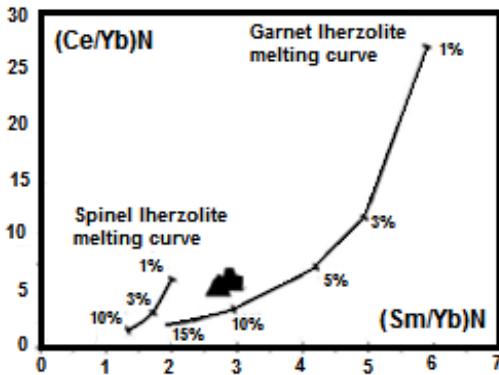
ب - نمودار $(Ce/Yb)_N - (Sm/Yb)_N$

نمودار کرینیتز^۱ و همکاران (۲۰۰۶)، از سایر نمودارهای مورد استفاده جهت تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ است که بر اساس نسبت‌های $(Ce/Yb)_N$ در مقابل $(Sm/Yb)_N$ بهنجار شده به کندریت سان و مکدونوف (۱۹۸۰) رسم شده است. از ویژگی‌های این نمودار می‌توان به قابلیت تعیین ترکیب کانی‌شناسی مودال ناحیه منشأ علاوه بر تعیین درجه ذوب بخشی اشاره کرد. در این نمودار ترکیب کانی‌شناسی مودال هر یک از منابع گارنت لرزولیتی و اسپینل لرزولیتی به صورت زیر در نظر گرفته می‌شود:



این نمودار (شکل ۱۱-۵) نشان می‌دهد ماقمای آلکالن سازنده سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین مورد مطالعه، از ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۲ درصدی یک منبع گارنت لرزولیتی به وجود آمده است. جدول ۱-۵ ترکیب ناحیه منشأ و درجه ذوب بخشی ماقمای سازنده سنگ‌های بازالتی بر روی نمودارهای مختلف را نشان می‌دهد.

^۱- Krienitz



شکل ۱۱-۵- نمودار نسبت $(Ce/Yb)_N$ در مقابل $(Sm/Yb)_N$ جهت تعیین ترکیب و درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ.

جدول ۱-۵- ترکیب ناحیه منشأ و درجه ذوب بخشی ماغماهای سازنده سنگ‌های بازالتی بر روی نمودارهای مختلف.

درجه ذوب بخشی	ترکیب ناحیه منشأ	نمودار
۱۰-۸	گارنت لرزولیت	در مقابل La/Sm
۱۲-۱۰	گارنت لرزولیت	($Sm/Yb)_N$ در مقابل $(Ce/Yb)_N$

۳-۳-۵- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ

از سایر کاربردهای داده‌های عناصر کمیاب خاکی، ترسیم نمودارهایی است که بوسیله آن‌ها می-توان عمق ذوب بخشی ناحیه منبع را محاسبه نمود. عناصر کمیاب خاکی به دلیل اینکه در طول فرآیند تبلور تفریقی چندان تغییری نمی‌کنند و نسبت به فرآیند ذوب بخشی کاملاً حساس می‌باشند، مناسب‌ترین عناصر برای تعیین ویژگی‌های محل منبع هستند (وایت^۱، ۲۰۰۱). در این مبحث با استفاده از داده‌های عناصر اصلی و کمیاب، به تعیین عمق ذوب بخشی محل منبع ماغماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته خواهد شد.

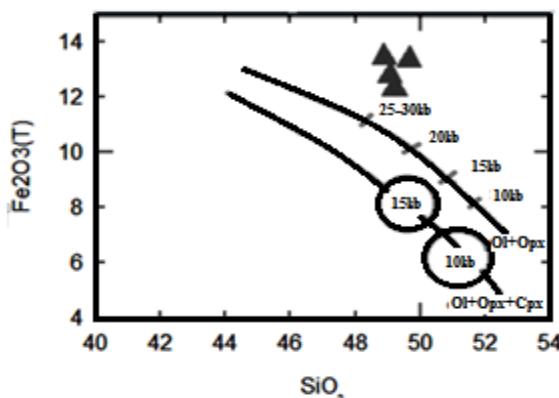
الف- نمودار FeO در مقابل SiO_2

از محدود نمودارهایی که برای تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ بر اساس داده‌های عناصر اصلی معرفی گردیده است، نمودار $Fe_2O_3(T)$ در مقابل SiO_2 است. در این نمودار، باکر^۲ و استالپر^۱ (۱۹۹۴) و

^۱- With

²- Baker

و کوشیرو^۲ (۱۹۹۶) با مقایسه اکسیدهای عناصر اصلی نظیر SiO_2 و $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ در ترکیبات اولیه، میزان فشار و عمق ذوب بخشی گوشه را تخمین زده‌اند. این نمودار بر اساس مذاب‌های متعادل با گوشه پریدوتیتی در شرایط آزمایشگاهی رسم شده است. منحنی پایین نمودار، مذاب‌های همزیست با اولیوین، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن و منحنی بالایی، مذاب‌های آزمایشگاهی هم‌زیست با اولیوین و ارتوپیروکسن را نشان می‌دهند. اگرچه تخمین فشار و تعیین عمق ذوب بخشی در این نمودار تقریبی است و با سیستم‌های طبیعی که ناشی از ذوب بخشی حاصل از کاهش فشار آدیاباتیک هستند، قابل مقایسه نیست، اما، داده‌های بدست آمده برای برخی اهداف مفید می‌باشند (فورمن^۳، ۲۰۰۷). همان‌گونه که در نمودار (شکل ۱۲-۵) مشاهده می‌شود، سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین در فشار ذوب بخشی بیش از ۲۵ تا ۳۰ کیلوبار به وجود آمده‌اند که این میزان فشار معادل عمقی بیش از ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتر است. این محدوده فشار ذوب بخشی، مستلزم حضور گارنت در ناحیه منشأ است.



شکل ۱۲-۵- نمودار SiO_2 - $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T})$ در مقابل Ce/Yb (باکر و استالپر، ۱۹۹۴؛ کوشیرو، ۱۹۹۶).

ب- نمودار Ce/Yb - Ce

نمودار تغییرات Ce/Yb در مقابل Ce (الام^۴، ۱۹۹۱) از جمله نمودارهایی است که با استفاده از عناصر کمیاب خاکی به تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ می‌پردازد. بر اساس این نمودار (شکل-

¹- Stolper

²- Kushiro

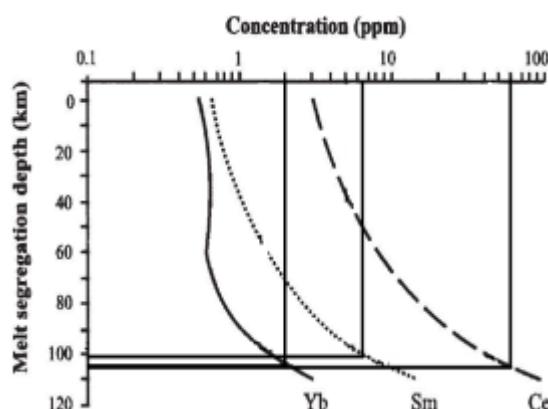
³- Furman

⁴- Ellam

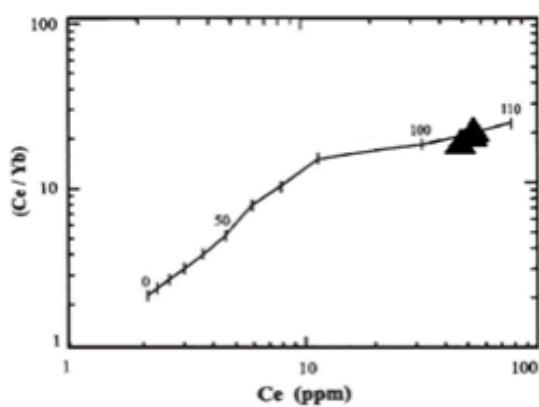
۱۳-۵)، می‌توان گفت ذوب بخشی ناحیه منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین عمق ۱۰۰ - ۱۱۰ کیلومتری بوده است. این عمق نشان‌دهنده ذوب بخشی از یک منبع گارنت لرزولیتی است.

ج- نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce در مقابل عمق جدایش

نمودار دیگری که توسط الام (۱۹۹۱) ارائه شده و بوسیله آن می‌توان نسبت به نمودار قبلی بطور دقیق‌تری عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ را محاسبه کرد، بر اساس تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce در مقابل عمق جدایش است. در این نمودار، میانگین عناصر فوق برای نمونه‌های مورد مطالعه در محور لگاریتمی X قرار گرفته سپس خطی به موازات محور Y و عمود بر محور X از این نقاط بر منحنی‌های معرف آن‌ها رسم می‌شود. هرجای که این خطوط منحنی‌ها را قطع نمودند، از آن نقطه خطی عمود بر محور Y رسم می‌گردد. به این ترتیب عمق جدایش میانگما محاسبه می‌شود. در این نمودار (شکل ۱۴-۵) عمق جدایش میانگما برای سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین ۱۰۰ تا ۱۰۵ کیلومتر از سطح زمین می‌باشد. این نتایج تأییدی بر یافته‌های پیش از آن است.



شکل ۱۴-۵- نمودار میانگین تمرکز عناصر Ce، Sm، Yb (الام، ۱۹۹۱) برای تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین مورد مطالعه.



شکل ۱۳-۵- نمودار تغییرات نسبت Ce/Yb در مقابل Ce (الام، ۱۹۹۱)، جهت تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین مورد مطالعه (اعداد روی شکل معرف عمق هستند).

۴-۵- عوامل مؤثر در تشکیل و تحول ماقماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه

۱-۴-۵- ارزیابی نقش تبلور تفریقی

بسیاری از سنگ‌های آذرین بازیک موجود در سطح زمین، حاصل تبلور مستقیم ماقماهای اولیه نبوده و از ماقماهایی مشتق شده‌اند که حاصل درجات مختلف تبلور تفریقی ماقماهای اولیه هستند. مشخصات ماقماهای اولیه در جدول ۲-۵ (برگرفته از ویلسون^۱، ۱۹۸۹) ارائه شده است.

برای مشخص نمودن نوع ماقمای (اولیه یا غیر اولیه بودن) سازنده سنگ‌های بازالتی و آندزیتی مورد مطالعه، مقادیر میانگین این پارامترها برای آن‌ها محاسبه گردیده و نتایج آن در جدول ۲-۵ آمده است.

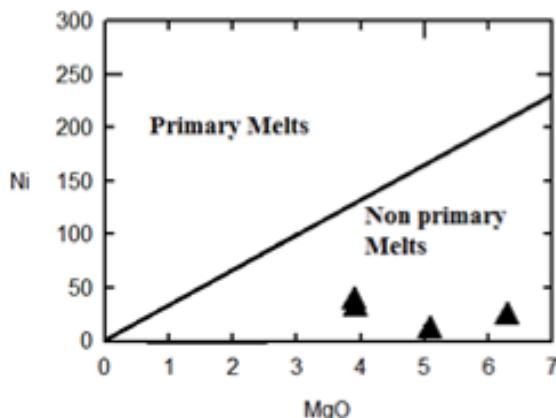
جدول ۲-۵- مشخصات ماقماهای اولیه و مقادیر آن‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه.

نام سنگ	Mg#	Ni (ppm)	Cr(ppm)
ماگمای اولیه	۷۲-۶۸	بیشتر از ۳۰۰	بیشتر از ۴۰۰
میانگین بازالت‌ها	۳۲/۲۲	۲۵/۲۵	۳۰
میانگین آندزیت‌ها	۴۵/۳۶	۲۹/۳۴	۵۳/۳۴

همان‌گونه که از مقادیر ارائه شده در جدول فوق دریافت می‌شود، ماقماهای سازنده این سنگ‌ها اولیه نبوده و ممکن است در اثر درجات مختلف تبلور تفریقی از ماقمای اولیه بوجود آمده باشند. از نکات قابل توجه در این جدول می‌توان به بالاتر بودن میانگین عدد منیزیم نمونه‌های آندزیتی اوسن میانی از بازالت‌های آلکالن کرتاسه زیرین اشاره کرد. این درحالی است که همان‌گونه که می‌دانیم سنگ‌های تفریق یافته‌تر باید نسبت به سنگ‌های کمتر تفریق یافته (اولیه‌تر) دارای مقدار عدد منیزیم کمتری باشند. این پدیده می‌تواند یکی از شواهد ژئوشیمیایی مبنی بر ماهیّت آندزیتی پر منیزیم یا آدکیتی سنگ‌های اوسن میانی- فوکانی منطقه باشد که در ادامه به تفصیل شرح داده خواهد شد.

^۱- Wilson

برای بررسی اولیه یا غیر اولیه بودن مagmaهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار Ni در مقابل MgO که توسط جورج^۱ و راجرز^۲ (۲۰۰۲) ارائه شده، استفاده گردیده است. همان‌گونه که در نمودار (شکل ۱۵-۵) مشاهده می‌شود magmaهای بازالتی سازنده سنگ‌های منطقه اولیه نیستند.



شکل ۱۵-۵- نمودار Ni در مقابل MgO (جورج و راجرز، ۲۰۰۲)، جهت تعیین اولیه یا غیر اولیه بودن magmaهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه.

۲-۴-۵- بررسی نقش آلایش پوسته‌ای در تحول magmaهای سازنده سنگ‌های مورد

مطالعه

magmaهای سازنده سنگ‌های آذرین واقع بر روی پوسته قاره‌ای برای تشکیل سنگ‌های آتشفسانی و یا نیمه عمیق ناگزیر به عبور از ضخامت قابل توجهی از پوسته قاره‌ای هستند، بنابراین احتمال آلایش و آلودگی پوسته‌ای در روند تحول این magmaها دور از انتظار نیست. عواملی مانند نرخ پایین تولید magma، مدت زمان زیاد استقرار magma درون آشیانه magmaی و همچنین نرخ پایین صعود magma می‌تواند این امر را تشدید نماید (ویلسون، ۱۹۸۹).

نظر به این که بازالت‌های کرتاسه زیرین بر روی پوسته اقیانوسی فوران کرده‌اند لذا از پوسته قاره‌ای عبور نکرده و در نتیجه، احتمال آلایش با آنرا ندارند.

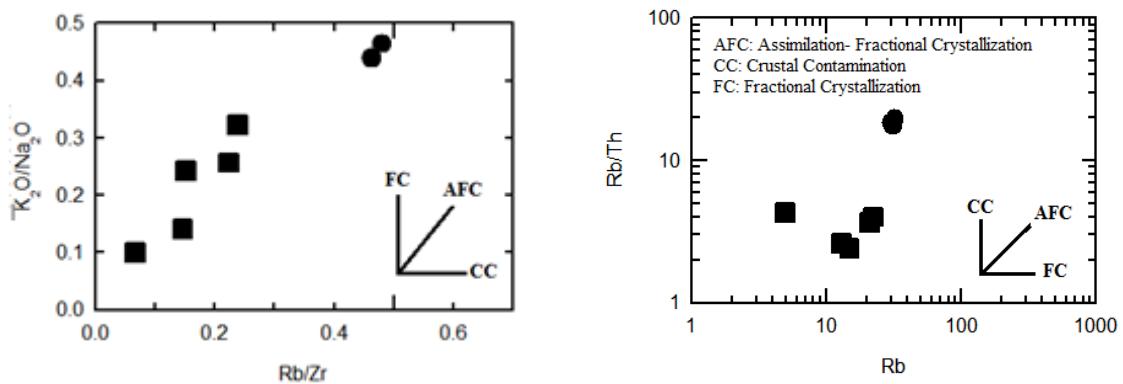
چنان‌که در فصل چهارم به‌وسیله نمودارهای عنکبوتی و چندعنصری مشخص شد، نمونه‌های حدوداً- اسیدی ائوسن میانی دارای آنومالی منفی از عناصر Ti, Nb و Ta حدودی Ta هستند که

¹- George

²- Rogers

این امر می‌تواند نشان‌دهنده نقش آلایش پوسته‌ای در تحول ماقمای سازنده آن‌ها است. افزایش پتاسیم و روبيدیم در سنگ‌های مختلف، می‌تواند دلیلی بر آلایش پوسته‌ای ماقمای سازنده سنگ‌های K_2O/Na_2O ¹ در مقابل Rb/Th (دوپائولو، ۱۹۶۰) و آن منطقه باشد. با توجه به نمودارهای نسبت Rb/Th در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا² و همکاران، ۱۹۹۲)، نمونه‌های مورد مطالعه از روند AFC تبعیت می‌کند (اشکال ۱۶-۵ و ۱۷-۵).

این روند نشانه آن است که فرآیند تفريقي بلوري به همراه هضم و آلايشه بر روی نمونه‌های مورد مطالعه اثرگذار بوده است. بنابراین می‌توان نتيجه گرفت ماقمای سازنده سنگ‌های حدواسط- اسيدي مورد مطالعه در طی صعود به ترازيهای بالاتر پوسته با سنگ‌های ميزبان آلايشه يافته است. غني شدگی از عناصر كمیاب خاکی سبک (LREE) و تهی شدگی شدید از عناصر Ti , Nb و تا حدودی Ta مؤيد اين امر هستند. در ادامه با استفاده از نمودارهای پتروزنطيکي به بررسی نقش آلايش پوسته‌ای در ماقمای مولد سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته می‌شود.



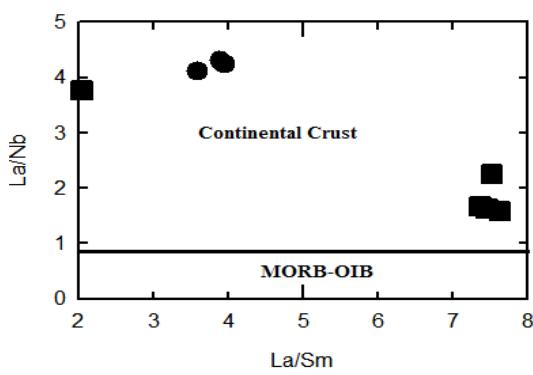
شکل ۱۷-۵- نمودار نسبت K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲)، جهت بررسی نقش آلايشه در تحول ماقمای مولد سنگ‌های حدواسط- اسيدي ائوسن مورد مطالعه.

شکل ۱۶-۵- نمودار نسبت Rb/Th در مقابل Rb (دوپائولو، ۱۹۶۰)، جهت بررسی نقش آلايشه پوسته‌ای در تحول ماقمای سازنده سنگ‌های حدواسط- اسيدي ائوسن مورد مطالعه.

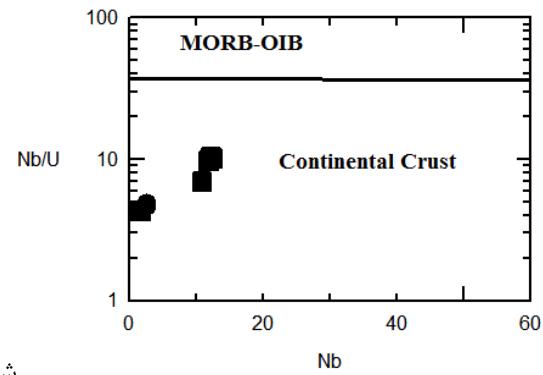
¹- DePaolu

²- Esperanca

مواد پوسته‌ای از عناصر LREE، Ti و Ta تهی و از REE غنی هستند، بطوری که در آن‌ها، نسبت پایین U/Nb و نسبت‌های بالای La/Nb و La/Sm به عنوان شاخصی برای نقش آلایش پوسته‌ای در نظر گرفته می‌شود (هافمن^۱ و همکاران، ۱۹۸۶). نمودارهای پتروژنتیکی که براساس استفاده از این عناصر ترسیم شده‌اند می‌توانند به راحتی نقش آلایش پوسته‌ای را در تحول ماقملای سازنده سنگ‌های La/Nb منطقه نشان دهند. از جمله این نمودارها، می‌توان به نمودارهای نسبت U/Nb در مقابل U در مقابل Ce/Pb، La/Sm در مقابل MgO و Nb/U در مقابل SiO₂ اشاره کرد. در نمودار U/Nb در مقابل U (شکل ۱۸-۵)، قرار گرفتن نمونه‌های ائوسن میانی- فوقانی مورد مطالعه در محدوده ترکیبات پوسته قاره‌ای نشانگر آن است که ترکیبات پوسته‌ای در تحول ماقملای سازنده آن‌ها مشارکت داشته‌اند. موقعیت قرارگیری نمونه‌ها بر روی نمودار La/Nb در مقابل La/Sm در مقابل Nb/U نمودار قبلي بوده و نشانگر آلایش ماقملای سازنده سنگ‌های حدواسط- اسیدی با ترکیبات مانند نمودار قبلي بوده و نشانگر آلایش ماقملای سازنده سنگ‌های حدواسط- اسیدی با ترکیبات پوسته قاره‌ای می‌باشد (شکل ۱۹-۵).



شکل ۱۹-۵ - نمودار La/Nb در مقابل La/Sm (یان و ژائو، ۲۰۰۸) جهت بررسی نقش آلایش پوسته‌ای در تحول ماقملای سازنده سنگ‌های حدواسط- اسیدی ائوسن مورد مطالعه.



شکل ۱۸-۵ - نمودار Nb/U در مقابل Nb (یان^۲ و ژائو^۳، ۲۰۰۸) جهت بررسی نقش آلایش پوسته‌ای در تحول ماقملای سازنده سنگ‌های حدواسط- اسیدی ائوسن مورد مطالعه.

¹- Hofmann

²- Yan

³- Zhao

-۵- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه با سنگ-

های سایر نقاط

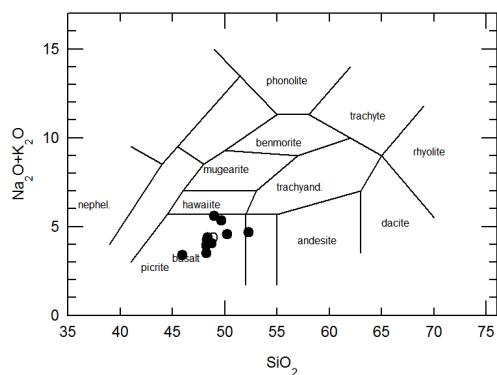
(۱۳۸۸) - ۱-۵- مقایسه با نمونه‌های آتشفسانی کرتاسه زیرین جواهردشت (حق‌نظر،

منطقه جواهر دشت در شرق گیلان و در زون ساختاری البرز- آذربایجان قرار دارد. سنگ‌های آتشفسانی این منطقه، غالباً دارای ترکیب آندزیت بازالتی تا بازالت هستند و به علت فوران در زیر آب، ساخت بالشی از خود نشان می‌دهند. سن این بازالت‌ها بر روی نقشه جواهرده کرتاسه پسین در نظر گرفته شده است، اما، به اعتقاد حق‌نظر (۱۳۸۸) سن کرتاسه زیرین برای آن‌ها محتمل‌تر می‌باشد. در نمودارهای تعیین سری مagmaی، سنگ‌های مذکور در مرز بین سری آلکالن و ساب آلکالن با تمایل به سمت آلکالن حضور دارند. میانگین عدد منیزیم نمونه‌های مورد مطالعه در منطقه جواهردشت حدود ۵۰ است که این میزان نشان‌دهنده اولیه نبودن مذاب گوشه‌ای سازنده آن‌هاست. در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی، نمونه‌های فوق‌الذکر در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. سنگ‌های آتشفسانی منطقه جواهردشت دارای TiO_2 هستند که این موضوع در درجه اول به درجات بالای ذوب بخشی و در درجه دوم به آلودگی پوسته‌ای نسبت داده شده است. مطالعه بر روی نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار و همچنین روند الگوهای عناصر کمیاب نسبت به مراجع بهنجار شده نشان می‌دهد که ماقمای تشکیل دهنده بازالت‌های جواهردشت با پوسته قاره‌ای آلایش داشته‌اند. در اثر بر هم کنشی، ماقمای اولیه نشأت گرفته از گوشه با مواد پوسته‌ای در طی صعود آلایش یافته و ترکیب اولیه ماقمای سازنده این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمیایی تغییر یافته است. در اثر همین تغییر این سنگ‌ها سیمای سنگ‌های مناطق فرورانش را نشان می‌دهند. به اعتقاد حق‌نظر (۱۳۸۸) ناحیه منشأ سنگ‌های آتشفسانی جواهردشت، منبع گوشه‌ای با ترکیب اسپینل لرزولیت می‌باشد که در فشارهای زیر ۲۰ کیلوبار و به احتمال زیاد بین فشارات ۱۵ تا ۲۰ کیلوباری و از اعمق کمتر از ۶۰ کیلومتر نشأت گرفته است. وی محیط تکتونیکی این سنگ‌ها را ماقماتیسم مناطق ریفتی درون قاره‌ای دانسته

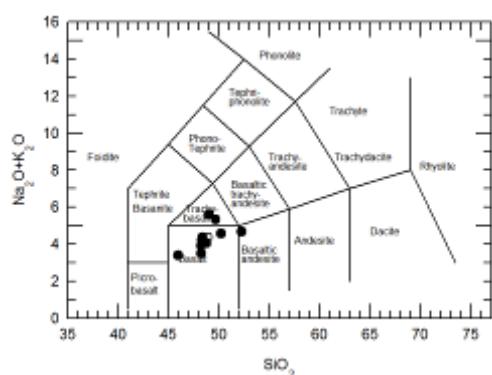
که درجات متغیری از آلایش پوسته‌ای با پوسته زیرین و میانی را متحمل شده است. اشکال ۲۰-۵ تا ۲۳-۵ موقعیت سنگ‌های بازالتی جواهردشت را در نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی نشان می‌دهند. در جدول ۴-۵ نیز، نتایج تجزیه شیمیایی جند نمونه از سنگ‌های بازالتی جواهردشت ارائه شده است.

جدول ۳-۵- علائم معرف نمونه‌های مختلف سنگی در نمودارهای ژئوشیمیایی بخش مقایسه سنگ‌های بازالتی مطالعه با نمونه‌های سایر نقاط.

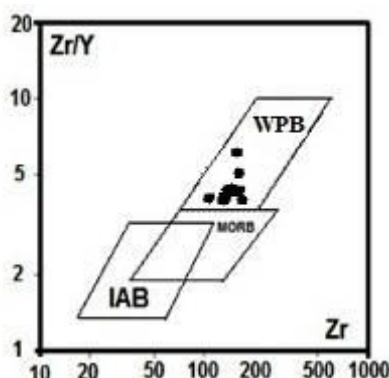
میانگین بازالت‌های منطقه زمان‌آباد	بازالت‌های منطقه زمان‌آباد
میانگین نمونه‌های بازالتی کرتاسه آسیای مرکزی	نمونه‌های بازالتی کرتاسه آسیای مرکزی
میانگین سنگ‌های بازالتی منطقه جواهر دشت	سنگ‌های بازالتی منطقه جواهر دشت



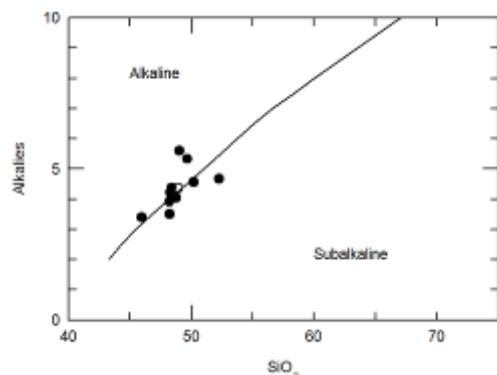
شکل ۲۱-۵- موقعیت سنگ‌های آتشفسانی منطقه جواهر دشت در نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹).



شکل ۲۰-۵- موقعیت سنگ‌های آتشفسانی منطقه جواهردشت در نمودار لوباس و همکاران (۱۹۸۶)، (علائم در تمام نمودارهای این بخش یکسان و همانند جدول ۵ می‌باشد).



شکل ۲۳-۵- موقعیت سنگ‌های بازالتی منطقه جواهردشت در نمودار تمایز تکتونیکی Zr/Y - Zr (پرس و نوری، ۱۹۷۹)



شکل ۲۲-۵- تعیین سری ماغمایی سنگ‌های بازالتی منطقه جواهردشت در نمودار ایروین و باراگار (۱۹۷۱).

جدول ۴-۵- نتایج تجزیه شیمیابی ۱۰ نمونه و میانگین آن‌ها از نمونه‌های آتشفشنای جواهر دشت (حق‌نظر، ۱۳۸۸).

	J2	J3	J5	J8	J10	J13	J16	J17	J22	J25	Average
SiO₂(%)	50.22	49.02	45.98	52.28	48.24	48.77	48.4	48.22	49.69	48.3	48.911
Al₂O₃	14.16	16.11	12.54	15.39	15.87	17.69	15.4	12.67	15.31	13.32	14.849
Fe₂O₃	11.42	12.15	12.27	11.28	11.69	11.02	11.9	11.63	11.49	12.21	11.708
MgO	6.57	3.75	9.42	4.76	6.44	4.61	4.89	8.94	4.79	7.73	6.19
CaO	9.67	8.56	10.27	6.49	9.51	9.37	8.91	9.3	8.13	8.57	8.878
Na₂O	2.1	2.33	1.7	2.39	2.64	2.35	2.25	2.2	1.94	2.35	2.225
K₂O	2.47	3.27	1.7	2.29	0.87	1.7	2.13	1.72	3.39	1.87	2.141
MnO	0.12	0.13	0.14	0.13	0.12	0.11	0.13	0.14	0.14	0.13	0.129
TiO₂	0.95	1.17	0.78	0.97	0.94	0.97	1.1	1.03	0.98	1.18	1.007
P₂O₅	0.21	0.36	0.28	0.22	0.22	0.24	0.25	0.38	0.29	0.23	0.268
MgO	53.3	37.5	60.5	44	51.7	25.8	46.1	61.1	44	55.8	47.98
Sn(ppm)	2.5	2.2	2.5	2.7	2.3	2.3	2.4	2	2.2	2.4	2.35
Tb	2	2	2.1	2	2.9	2.9	2.2	4	2	2	2.41
V	245	242.1	226.3	205.8	203.2	231.9	259	200.5	236.6	232.8	228.33
Nb	8.5	13.5	7.6	13.5	12.5	10.2	12.9	12.1	11.7	11.1	11.36
Ba	388.4	375.8	269	499.3	253.5	391.7	357	298.3	398.8	540	377.19
Ce	29.3	35.9	35.1	51	31.9	37.5	40.2	33	38.3	48.4	38.06
Hf	11.3	4	4.6	8.8	4.4	4.6	7.2	8.1	7.2	5.5	6.57
Pb	7.8	8.2	8.1	17.7	7.8	8.1	8.4	7.8	10.1	9.2	9.32
Sr	639.5	687.9	509.7	594.1	715.9	817.3	600	513.3	642.6	519.2	623.97
Y	30.2	34.3	27	37.9	24.7	29.5	31	31.4	34.2	31.7	31.19
Cr	141	10	207.8	10	41.5	15.7	28.8	221.3	46.9	92.3	81.53
Zr	137.4	154.3	114	158.3	151.8	153.6	141	135.6	153.3	131.8	143.1

۲-۵-۵- مقایسه با سنگ‌های آتشفشنای درون صفحه‌ای کرتاسه- پالئوژن آسیا

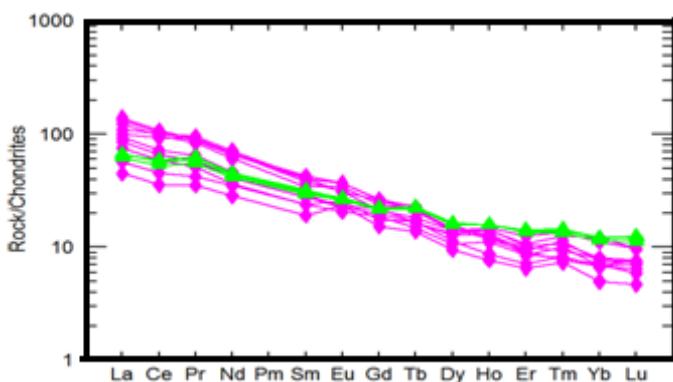
مرکزی (سیمونوف^۱ و همکاران، ۲۰۰۷)

مجموعه‌های بازالتی مزوژوئیک- سنوژوئیک (کرتاسه- پالئوژن) تین شان^۲ معرف ماقمایتیسم بازالتی درون صفحه‌ای در آسیا مرکزی هستند و حدود ۲۸۵۰۰۰ کیلومترمربع وسعت دارند. بر اساس سن سنجی به روش Ar/³⁹Ar⁴⁰ این مجموعه بازالتی در زمان نسبتاً کوتاهی فوران نموده است. مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی این سنگ‌ها نشان می‌دهند که بازالت‌های تین شان با سیستم‌های ماقمایی درون صفحه‌ای مرتبط بوده و متأثر از منابع پلوم گوشه‌ای می‌باشند. البته برخی از نمونه‌ها نشانه‌هایی از آلودگی با پوسته را از خود نشان می‌دهند. این سنگ‌ها دارای ماهیّت آلکالن بوده و به لحاظ ترکیبی شامل پیکربیت بازالت، بازالت و بازالت آندزیتی هستند. طبقه‌بندی شیمیابی که با

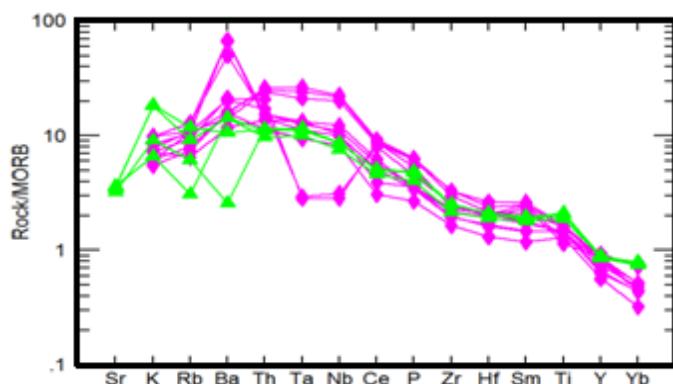
¹- Simonov

²- Tien Shan

استفاده از نمودارهای ژئوشیمیابی صورت گرفته است، نام بازالت، تراکی بازالت و تفریت بازانیت را برای آنها نشان می‌دهد. مقایسه نمودارهای عنکبوتی این نمونه‌ها با سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین منطقه زمان‌آباد، نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) غنی‌شدگی دارند (اشکال ۲۴-۵ تا ۲۶-۵). با توجه به نمودار کوبان و همکاران (شکل ۵-۷) و همچنین تهی‌شدگی نسبی از HREE، حضور گارنت در محل منشأ مagma‌ای سازنده این سنگ-ها تأیید می‌گردد. نتایج تجزیه شیمیابی چند نمونه از سنگ‌های آتشفسانی کرتاسه آسیای مرکزی در جدول ۵-۵ آمده است.

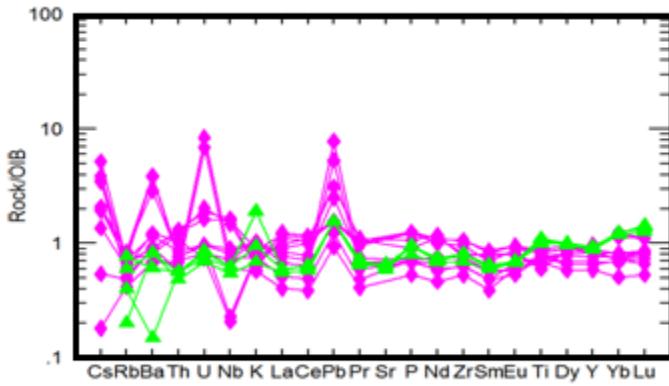


شکل ۲۴-۵- مقایسه نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های بازالتی کرتاسه آسیای مرکزی با نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار بهنجر شده به کندریت ناکامورا^۱ (۱۹۷۴)، علائم در تمامی نمودارها همانند جدول ۳-۵ است.

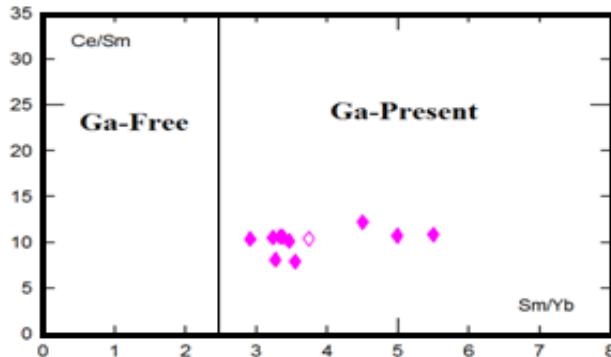


شکل ۲۵-۵- مقایسه نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های بازالتی کرتاسه آسیای مرکزی با نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار بهنجر شده به مورب پیرس (۱۹۸۳).

^۱- Nakamura



شکل ۲۶-۵- مقایسه نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های بازالتی کرتاسه آسیای مرکزی با نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار به هنگار شده به OIB سان و مکدونوف (۱۹۸۹).



شکل ۲۷-۵- نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) جهت بررسی حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ سنگ‌های آتشفسانی کرتاسه آسیای مرکزی.

در ادامه به منظور بررسی بیشتر جایگاه تکتونیکی سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه و مقایسه آن با سنگ‌های آتشفسانی کرتاسه آسیای مرکزی، نمودارهای تمایز کننده جایگاه تکتونیکی آن‌ها آورده شده است.

الف- نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al_2O_3 و TiO_2/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 و Al_2O_3 مولر^۱ و گراوس^۲ (۱۹۹۲)

مولر و گراوس (۱۹۹۲)، از این نمودارها به منظور تفکیک نمودن جایگاه تکتونیکی سنگ‌های کمان آتشفسانی و درون صفحه‌ای استفاده کرده‌اند. در این نمودارها (شکل ۲۸-۵) سنگ‌های بازالتی

¹- Muller

²- Groves

مورد مطالعه و همچنین سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه آسیای مرکزی در محدوده درون صفحه‌ای واقع می‌شوند.

جدول ۵-۵- نتایج تجزیه شیمیایی ۱۰ نمونه و میانگین آن‌ها از نمونه‌های آتشفشانی آسیای مرکزی (سیمونوف و همکاران، ۲۰۰۷).

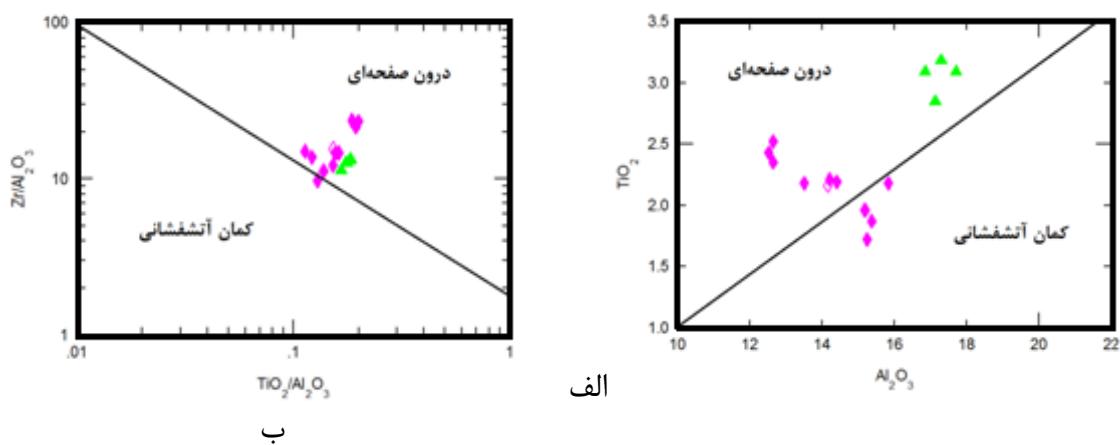
	S-57A	S-57B	S-57D	S-152A	S-152G	S-152D	S-159B	S-159G	S-21V	S-21D
SiO₂(%)	46.81	47.59	46.25	44.31	43.93	44.07	48.89	48.91	46.79	47.2
TiO₂	2.21	2.18	2.19	2.35	2.43	2.52	2.18	1.96	1.72	1.87
Al₂O₃	14.2	13.5	14.4	12.64	12.52	12.64	15.83	15.18	15.24	15.37
Fe₂O₃	11.99	12	12.34	12.39	12.62	12.65	11.76	10.89	11.32	11.58
MnO	0.14	0.12	0.14	0.18	0.18	0.18	0.08	0.1	0.15	0.13
MgO	6.64	6.78	6.89	10.24	11.69	10.82	3.16	4.23	7	6.12
CaO	7.25	7.07	7.09	9.35	9.35	9.51	8.77	8.51	9.32	9.4
Na₂O	4.04	4.22	4.14	4.38	3.51	4.18	3.3	3.28	3.09	3.08
K₂O	1.48	1.49	1.49	1.27	0.91	0.93	1.09	0.83	1.17	1.09
P₂O₅	0.44	0.43	0.42	0.76	0.76	0.78	0.44	0.33	0.56	0.66
Rb(ppm)	26	26	22	21	22	16	13	15	22	19
Yb	24	22	19	26	24	26	20	17	26	28
Zr	208	198	176	299	269	295	178	148	229	212
Nb	43	39	35	77	71	79	36	29	11	10
Cs	0.81	0.75	0.76	1.5	1.36	1.34	0.07	0.21	2.01	0.53
Ba	1361	1010	1350	324	282	314	238	319	409	425
Hf	5.01	4.67	4.01	5.77	5.2	6.35	3.88	3.17	4.67	4.94
Ta	2.4	2.27	2.05	4.38	3.84	4.79	2.4	1.7	0.53	0.51
Pb	8	25	17	5	5	5	4	3	10	10
Th	3.08	3.08	2.84	5.01	4.88	5.26	2.74	2.31	3.43	4.2
U	0.99	0.98	0.84	1.67	2.08	1.93	8.6	7.01	0.99	0.76
La	31	28.53	25	44.15	40.69	46.17	18.88	14.91	33.39	36.28
Ce	62.51	57.6	51.43	89.5	84.71	93.1	39.11	30.87	80.54	88.16
Pr	7.28	6.62	5.77	9.85	9.4	10.15	4.71	3.97	10.3	10.74
Nd	29	26.03	22.84	41.77	38.71	42.44	22.26	17.96	42.95	45.16
Sm	5.9	5.68	4.88	8.24	6.93	8.68	4.84	3.9	7.77	8.32
Eu	1.75	1.73	1.6	2.84	2.65	2.86	2	1.81	2.4	2.38
Gd	6.18	5.54	5.24	7.19	6.66	7.33	4.85	4.23	5.85	7.26
Tb	0.78	0.78	0.7	1.02	1.01	1.07	0.8	0.65	0.86	0.98
Dy	4.55	4.36	3.67	5.05	5.04	5.42	3.89	3.27	4.83	4.77
Ho	0.99	0.92	0.78	0.83	0.9	0.85	0.61	0.54	1	1.04
Er	2.34	2.11	1.91	2.07	1.96	2.28	1.6	1.47	2.4	2.82
Tm	0.32	0.34	0.3	0.23	0.24	0.28	0.25	0.22	0.38	0.41
Yb	1.77	1.64	1.51	1.5	1.54	1.74	1.48	1.1	2.67	2.47
Lu	0.26	0.25	0.26	0.24	0.2	0.25	0.22	0.16	0.33	0.33

ب- نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل

این نمودار تمایز تکتونیکی توسط بوزتاگ^۱ و همکاران (۲۰۰۷) ارائه شده است و در آن با استفاده از عناصر کمیاب خاکی نظیر Nb و Th، بازالت‌های کمان آتشفسانی، مورب و جزایر اقیانوسی (OIB) از یکدیگر تفکیک می‌شوند. همان‌گونه که در نمودار (شکل ۵-۲۹) مشاهده می‌شود تمامی نمونه‌ها به غیر از دو نمونه در محدوده بازالت‌های MORB-OIB واقع شده‌اند.

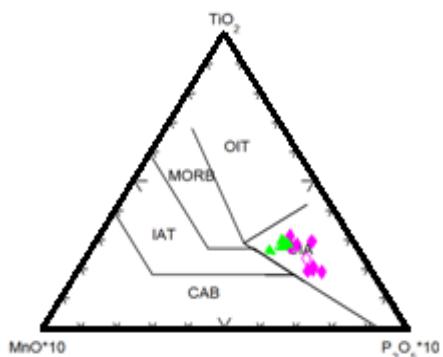
ج- نمودار تمایز تکتونیکی MnO-P₂O₅-TiO₂

این نمودار توسط مولن (۱۹۸۳) ارائه شده است و بوسیله آن می‌توان انواع مختلف بازالت‌های تولید شده در جایگاه‌های متفاوت تکتونیکی را از یکدیگر تفکیک نمود. در این نمودار (شکل ۵-۳۰) همه نمونه‌های مورد مطالعه و سنگ‌های آتشفسانی کرتاسه آسیای مرکزی در محدوده آلکالی بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIA) واقع شده‌اند. در نمودارهای TiO₂-k₂O و Nb/Y-Zr/Y نیز که بازالت‌های تشکیل شده در مناطق مختلف تکتونیکی را از یکدیگر تفکیک می‌نمایند (اشکال ۳۱-۵ و ۳۲-۵)، سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین زمان‌آباد و کرتاسه-پالئوزن آسیای مرکزی در قلمرو بازالت‌های جزایر اقیانوسی واقع می‌شوند.

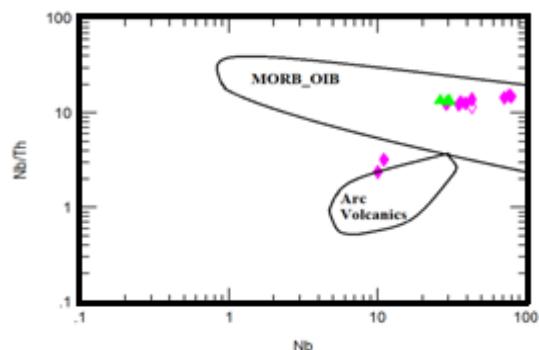


شکل ۵-۲۸-الف- نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al₂O₃ در مقابل TiO₂/Al₂O₃ و ب- TiO₂/Al₂O₃ در مقابل Al₂O₃ (مولر و گراوس، ۱۹۹۲) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه، سنگ‌های آتشفسانی کرتاسه آسیای مرکزی و میانگین آن‌ها بر روی نمودارها (علائم همانند جدول ۳-۵ است).

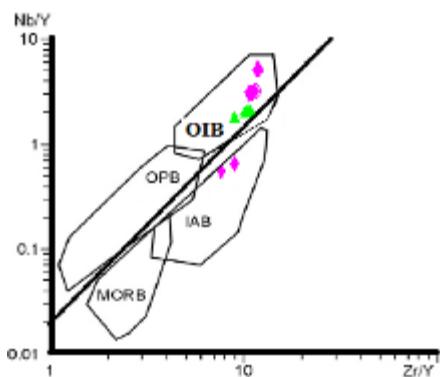
^۱- Boztug



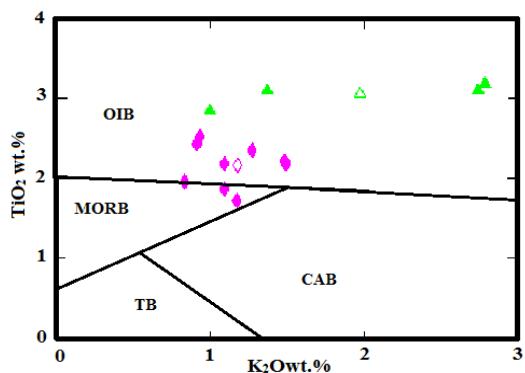
شکل ۳۰-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و سنگ‌های آتشفسانی کرتاسه آسیای مرکزی بر روی نمودار تمایز تکتونیکی $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$ (مولن، ۱۹۸۳). میدان‌ها همانند شکل ۵-۵ می‌باشند.



شکل ۲۹-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و سنگ‌های آتشفسانی کرتاسه آسیای مرکزی بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Nb در مقابل Nb (بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷).



شکل ۳۲-۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه و سنگ‌های بازالتی کرتاسه آسیای مرکزی در نمودار Nb/Y - Zr/Y . میدان‌ها عبارتند از: OIB: بازالت‌های جزایر اقیانوسی، MORB: بازالت‌های پشتۀ میان اقیانوسی، OPB: بازالت‌های جلگه‌ای اقیانوسی^۱، IAB: بازالت‌های جزایر کمالانی



شکل ۳۱-۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه و سنگ‌های بازالتی کرتاسه آسیای مرکزی در نمودار TiO_2 - K_2O . میدان‌ها عبارتند از: OIB: بازالت‌های جزایر اقیانوسی، MORB: بازالت‌های پشتۀ میان اقیانوسی، TB: بازالت‌های تولئیتی جزایر قوسی، CAB: بازالت‌های کالکوآلکالن جزایر قوسی.

۵-۶- آدکیت‌ها

همان‌گونه که در فصل قبل مشخص گردید سنگ‌های حدوداً- اسیدی ائوسن میانی- فوقانی منطقه، با داشتن نسبت‌های بالای La/Y و Sr/Y در ردیف سنگ‌های آدکیتی محسوب می‌شوند. از این رو در این بخش به چگونگی تشکیل، تکوین و جایگاه تکتونیکی این سنگ‌ها پرداخته خواهد شد.

¹- oceanic-plateau basalts

به طور کلی آداسیت‌ها، آندزیت‌ها و داسیت‌هایی هستند که با مقادیر پایین عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و مقادیر بالای Sr شناخته می‌شوند و در بسیاری از قوس‌های آتشفسانی قاره‌ای یا اقیانوسی به وجود آمده‌اند. منشأ آن‌ها اغلب در نتیجه ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده است (اسمیت^۱ و لیمان^۲، ۱۹۸۷؛ بیت^۳ و همکاران، ۲۰۰۱).

در تعریف دیگر، آداسیت‌ها را سنگ‌های حدوداً سطح-اسیدی خروجی (آندزیت، داسیت، ریولیت) یا نفوذی (دیوریت، تونالیت، ترونجمیت، گرانودیوریت، گرانیت) می‌دانند که غالباً از ذوب لیتوسفر اقیانوسی داغ جوان در مناطق فرورانش قوسی جدید (غالباً جوان‌تر از ۲۵ میلیون سال) تشکیل شده‌اند. این واژه از سال ۱۹۹۰ وارد زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی گردیده است (دوفان^۴ و دورمون^۵، ۱۹۹۰).

بررسی‌های ژئوشیمیایی دقیق سنگ‌های آذرین در ایران در سال‌های اخیر منجر به شناسایی و گزارش این سنگ‌ها در برخی از نقاط ایران شده است. در شمال غرب ایران (در زون آتشفسانی تبریز-همدان)، گنبدهای داسیتی وجود دارد که دارای Sr و نسبت Y/Sr بالا و Ti, Nb و Y پایین هستند (عزیزی^۶ و معین وزیری^۷، ۲۰۰۹). خصوصیات مطرح شده برای این آداسیت‌ها در ارتباط با زون‌های فرورانش می‌باشد. در مناطق همجوار منطقه مورد مطالعه نیز، حضور مagmaهای آداسیتی گزارش شده است. صالحی‌نژاد (۱۳۸۷) در منطقه باشتن سبزوار، تنها (۱۳۸۸) و قاسمی و همکاران (۱۳۸۹ و ۱۳۸۷) در جنوب قوچان و دهنوی (۱۳۸۹) در شهر فیروزه نیشابور به حضور magmaی آداسیتی اشاره کرده و آن‌ها را در ارتباط با زون فرورانش سبزوار اعلام کرده‌اند.

¹- Smith

²- Leeman

³- Beate

⁴- Defant

⁵- Drummond

⁶- Azizi

⁷- Moinevaziri

۵-۱-۶- انواع آداسیت‌ها

طبق نظر مارتین^۱ و همکاران (۲۰۰۵)، آداسیت‌ها را براساس میزان سیلیس موجود در آن‌ها می-
توان به دو دسته آداسیت‌های پرسیلیس (High Silica Adasite) و آداسیت‌های کم سیلیس (Low Silica Adasite) تقسیم‌بندی نمود. انواع آداسیت‌ها از لحاظ ترکیب کانی‌شناسی، مشخصات پتروگرافی، آنالیز شیمیایی و خصوصیات پترولوزیکی با یکدیگر تفاوت دارند. با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی که برای طبقه‌بندی و تمایز انواع آداسیت‌ها معرفی شده است، نمونه‌های آندزیتی-
داسیتی مورد مطالعه آداسیت‌های پرسیلیس (HSA) هستند.

الف- آداسیت‌های کم سیلیس (LSA)

این آداسیت‌ها حاصل ذوب بخشی پریدوتیت گوهی گوشه‌ای هستند که ترکیب آن‌ها به وسیله واکنش با مذاب فلزیک حاصل از ذوب لیتوسفر تغییر کرده است. معادل درونی این آداسیت‌ها را سانکیتوئید می‌نامند. سانکیتوئیدها یک سری سنگ‌های درونی معادل دیوریت- تونالیت و گرانودیوریت سرزمین‌های آرکئن هستند.

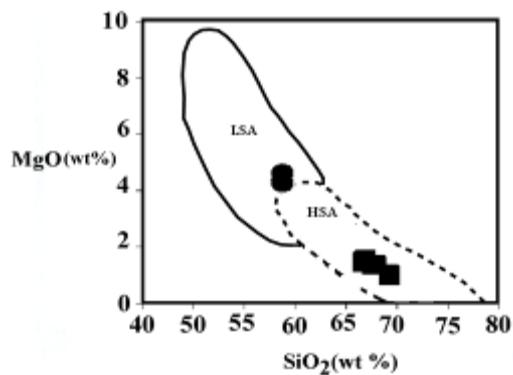
ب- آداسیت‌های پرسیلیس (HSA)

آداسیت‌های پرسیلیس، آداسیت‌هایی هستند که دارای سیلیس بیش از ۶۰ درصد می‌باشند. این آداسیت‌ها از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی داغ فروزانده شده بوجود آمده‌اند که ترکیب آن‌ها در هنگام صعود از میان گوه گوشه‌ای دچار تغییراتی شده است. از لحاظ ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها شباهت زیادی به TTG های (تونالیت- ترونجمیت- گرانودیوریت) سرزمین‌های آرکئن دارند و معادل-
های بیرونی آن‌ها در نظر گرفته می‌شوند.

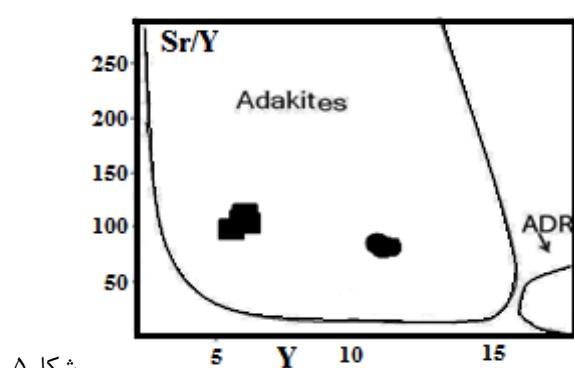
^۱- Martina

۲-۶-۵- نمودارهای متمایز کننده انواع آدکیت‌ها

نمودارهای متعددی برای تفکیک انواع آدکیت‌ها توسط محققان مختلف ارائه شده است نظیر نمودارهای MgO - SiO_2 و Sr - $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$, Sr - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Y - Sr/Y نمودارهای مورد مطالعه در نمودار Y/Sr در مقابل Y پترون^۱ و همکاران (۲۰۰۶) در محدوده آدکیت‌ها (شکل ۳۳-۵) و در نمودارهای MgO در مقابل SiO_2 (مارتين، ۲۰۰۲) و Sr در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (مارتين و همکاران، ۲۰۰۵) در قلمرو آدکیت‌های پرسیلیس واقع می‌شوند (اشکال ۳۴-۵ تا ۳۶-۵). این سنگ‌ها در نمودارهای $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ در مقابل Yb_{N} (استرن^۲ و همکاران، ۱۹۹۵) و MgO در مقابل SiO_2 (دوفان و درومون، ۱۹۹۰) در قلمرو آدکیت‌های مشتق شده از منابع متابازالتی و اکلوژیتی قرار می‌گیرند (اشکال ۳۷-۵ و ۳۸-۵). همان‌گونه که قبلًاً اشاره شد، این نوع آدکیت‌ها از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی بازالتی فرورانش شده به وجود آمده‌اند که در هنگام عبور از گوه گوشه‌ای با آن واکنش داده است (مارتين و همکاران، ۲۰۰۵).



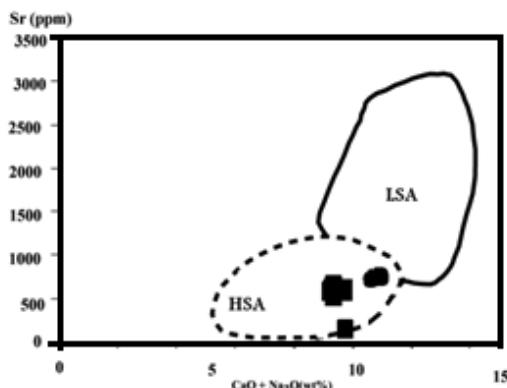
شکل ۳۴-۵- نمودار MgO در مقابل SiO_2 مارتین (۲۰۰۲) برای نشان دادن ماهیّت آدکیت آدکیت‌پرسیلیس نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه.



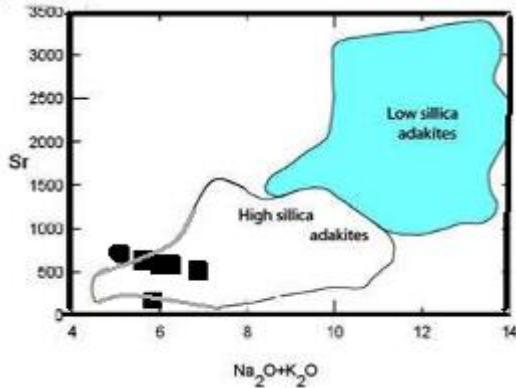
شکل ۳۳-۵- نمودار Y/Sr در مقابل Y پترون و همکاران (۲۰۰۶) برای نشان دادن ماهیّت آدکیت سنگ‌های حدواسط-اسیدی ائوسن منطقه زمان‌آباد.

¹- Petrone

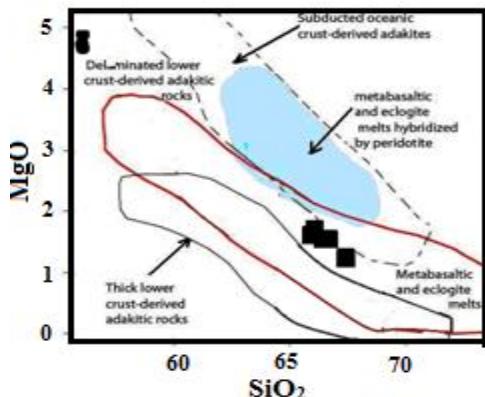
²- Stern



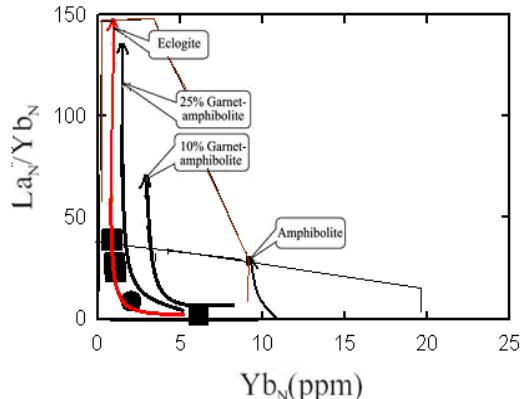
شکل ۳-۵- نمودار Sr در مقابل $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ مارتین و همکاران (۲۰۰۲) برای نشان دادن ماهیّت آداسیتی پرسیلیس نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه.



شکل ۳-۵- نمودار Sr در مقابل $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ مارتین و همکاران (۲۰۰۵) برای نشان دادن ماهیّت آداسیتی پرسیلیس نمونه‌های ائوسن مورد مطالعه.



شکل ۳-۵- موقعیت سنگ‌های ائوسن مورد مطالعه در نمودار MgO در مقابل SiO_2 به منظور تعیین محل خاستگاه آن‌ها.



شکل ۳-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار La/Yb_N در مقابل Yb_N (۱۹۹۶)، استرن و همکاران (۱۹۹۶) جهت تعیین محل خاستگاه آن‌ها.

۳-۶-۵- جایگاه تکتونیکی و پتروژنی آداسیت‌ها

تعیین منشأ و نحوه تشکیل مagmaهای آداسیتی به چند دلیل با اهمیّت است. مکفرسون^۱ (۲۰۰۶) درباره اهمیّت تعیین منشأ و نحوه تشکیل magmaهای آداسیتی معتقد است که: ۱- وجود سنگ‌های آداسیتی دلالت بر یک رژیم گرمایی غیر معمول در مقایسه با اکثر زون‌های عادی فرورانش دارد. ۲- بسیاری از خصوصیات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی آداسیت‌ها با ژنز تونالیت- ترونجمیت- گرانوپوریت‌های (TTG) سازمین‌های آرکئن مشابهت دارد. از این رو نحوه تشکیل آداسیت‌های امروزی می‌تواند زمینه مناسبی جهت بررسی مراحل رشد قاره‌ها از آغاز تشکیل زمین فراهم آورد.

¹- Macpherson

به لحاظ ژئوشیمی و پترولوژی، انواع مختلفی از ماجماها می‌توانند در مناطق فرورانشی به وجود آیند. مارتین و همکاران (۲۰۰۵) معتقدند که در مناطق فرورانش، ماجماها از ذوب گوهی گوشهای، ورقه اقیانوسی فرورونده، رسوبات روی ورقه اقیانوسی فرورونده، پوسته قاره‌ای و یا ترکیبی از موارد ذکر شده همراه با فرآیندهای جدایش، هضم و آلایش (AFC) ایجاد می‌شوند. ماجماهای آداسیتی یکی از این انواع می‌باشند که غالباً در مناطق قوس‌های جوان و داغ (عمدتاً کمان‌های سنوزوئیک) در حال تشکیل شدن می‌باشند. به طور مثال، ماجماهای آداسیتی حاشیه اقیانوس آرام غالباً با فرآیندهای فرورانش در ارتباطند و در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده از یک منبع بازالتی دگرگون شده به آمفیبولیت گارنت دار یا اکلوژیت به وجود آمده‌اند (دوفان و درومون، ۱۹۹۰).

چنان‌که ذکر شد، نمونه‌های آندزیتی- داسیتی منطقه زمان‌آباد، دارای شباهت‌های نزدیکی با آداسیت‌ها هستند. این شباهت‌ها شامل ترکیب سنگی حدواسط تا اسیدی (آندرزیتی تا داسیتی)، مجموعه فنوکریست‌های شاخص (پلازیوکلازهای منطقه‌ای، کوارتزهای خلیج خورده، هورنبلنده)، فازهای فرعی و عارضه‌ای (آپاتیت) و ژئوشیمی خاص هستند. جدول ۴-۵ ویژگی‌های ژئوشیمیابی آداسیت‌ها و همخوانی ویژگی‌های سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با این ویژگی‌ها را نشان می‌دهد.

جدول ۴-۵- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیابی آداسیت‌های پرسیلیس و کم سیلیس (مارتن و همکاران، ۲۰۰۵) با میانگین نمونه‌های منطقه زمان‌آباد (برگرفته از قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

میانگین نمونه‌های آداسیتی ائوسن منطقه زمان‌آباد	LSA	HSA
$\text{SiO}_2 = 63.47\%$	$\text{SiO}_2 \leq 60\%$	$\text{SiO}_2 \geq 60\%$
$\text{MgO} = 2.81\%$	$\text{MgO} = 4-9\%$	$0.5 \leq \text{MgO} \leq 4\%$
$\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} = 10.24\%$	$\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} \geq 10\%$	$\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} \leq 11\%$
$\text{Sr} = 600.45 \text{ ppm}$	$\text{Sr} \geq 1000 \text{ ppm}$	$\text{Sr} \leq 1100 \text{ ppm}$
$\text{TiO}_2 = 0.6\%$	$\text{TiO}_2 \geq 3\%$	$\text{TiO}_2 \leq 0.9\%$
MgO بالا و گاهی حاوی فنوکریست پایین و فاقد فنوکریست پیروکسن	MgO پایین و فاقد فنوکریست کلینوپیروکسن	MgO پایین و فاقد فنوکریست پیروکسن
$\text{Cr/Ni} = 3.33$	نسبت Cr/Ni برابر ۱ تا ۲.۵	نسبت Cr/Ni ۰.۵ تا ۴.۵
LREE	LREE پایین تر نسبت به LSA	LREE پایین تر نسبت به LSA

آداسیت‌ها با مقدار بالای Sr , Al_2O_3 و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و تهی شدگی از عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و Y مشخص می‌شوند. در اوایل شناخت آداسیت‌ها، دانشمندان گمان می‌کردند که آن‌ها از ذوب پوسته ورقه اقیانوسی جوان و داغ فرورانش شده در زون-های فرورانش به وجود آمده‌اند (کای^۱, ۱۹۷۸؛ دوفان و دورمون، ۱۹۹۰); اما با پیشرفت مطالعات و شناخت بیشتر سنگ‌های آداسیتی در نقاط مختلف دنیا، مشخص گردید که سنگ‌های آداسیتی در محل‌هایی که پوسته اقیانوسی سرد و قدیمی حضور دارد نیز تشکیل شده‌اند (مکفرسون، ۲۰۰۶) و حتی در برخی نقاط، بعضی آداسیت‌ها در ارتباط با فرورانش نیستند (هو^۲ و همکاران، ۲۰۰۴). فرآیندهای دیگری نیز علاوه بر موارد ذکر شده در بالا برای تشکیل مagmaهای آداسیتی وجود دارند که برخی از آن‌ها عبارتند از: magmaهای ایجاد شده در ارتباط با لیتوسفر، فرورانش سریع و تند و یا مایل (فرورانش ۸ تا ۱۰ سانتی‌متر در سال)، برخورد کمان با کمان.

در زون‌های معمولی فرورانش، شرایط گرمایی ورقه اقیانوسی ممکن است شرایط دما-فشار مناسب برای ذوب در زیر کمان آتشفسانی را نداشته باشد ولی آب‌زدایی و آزاد شدن عناصر لیتوفیل بزرگ یون از ورقه اقیانوسی، باعث غنی‌شدن سیالات آب‌دار از این عناصر شده و گوه گوشه‌ای بالای خود را متاسوماتیسم می‌نماید. این عمل سبب ذوب شدن ورقه اقیانوسی می‌شود (کوشیرو^۳, ۱۹۹۰). از طرفی وقتی که پوسته اقیانوسی فرورانش شده داغ‌تر می‌شود، گرادیان زمین گرمایی محدوده سولیدوس مرطوب آمفیبولیت-اکلوژیت را قطع کرده و این شرایط دمایی ورقه اقیانوسی داغ و جوان فرورانش شده را ذوب می‌کند (دوفان و درومون، ۱۹۹۰).

قوس‌های آتشفسانی را بر اساس نسبت Ce/Yb آن‌ها، به دو دسته غنی‌شده و کمتر غنی‌شده تقسیم‌بندی کرده‌اند. اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد، قوس از نوع غنی‌شده و در صورتی که نسبت فوق کمتر از ۱۵ باشد، از نوع کمتر غنی‌شده است (قالسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

¹- Kay

²- Hou

³- Kushiro

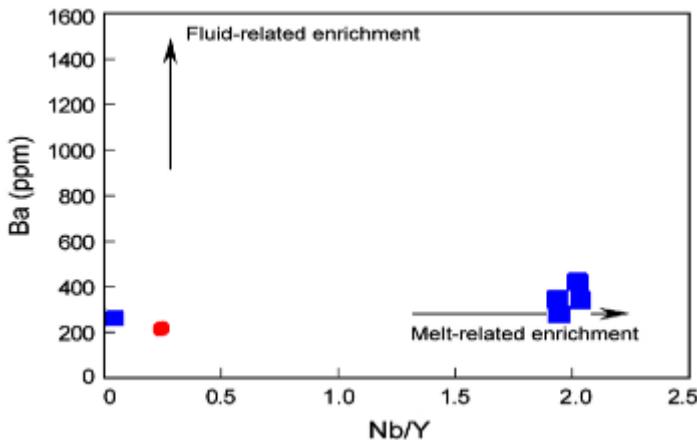
در قوس‌های غنی‌شده، دو عنصر Ce و Yb همگام با یکدیگر تغییر می‌کنند، اما در قوس‌های کمتر غنی‌شده این نسبت در واقع بیانگر نسبت این عناصر در ناحیه منشأ، میزان ذوب بخشی، مشارکت ته-نشسته‌های روی صفحه فرورونده در تولید گدازه و یا میزان واکنش متقابل بین گدازه گوشه‌ای و پوسته قاره‌ای است. میانگین این نسبت در سنگ‌های حدوداً - اسیدی مورد مطالعه حدود ۴۵/۳۹ است که حاکی از وابستگی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه به یک قوس غنی‌شده می‌باشد. این غنی‌شدگی می‌تواند از دگرسانی شدید منبع گوشه‌ای، نرخ پایین ذوب بخشی محل منبع و آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای ناشی شده باشد. مجموعه نمودارهای موجود و مقایسه روابط ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی سنگ‌های مورد مطالعه با نمونه‌های شناخته شده دیگر نقاط دنیا (جدول ۵-۵، برگرفته از قاسی و همکاران، ۱۳۸۹) نشان می‌دهند که ماگماهای سازنده سنگ‌های آتشفسانی مورد مطالعه از نوع کالکوآلکالن و به یک قوس غنی‌شده حاشیه قاره وابسته بوده است که به دلیل آلودگی با مواد پوسته‌ای عناصر پتاسیم، روبيدیم، استرانسیم، باریم و توریم آن افزایش یافته است.

جدول ۵-۵- نسبت‌های ژئوشیمیایی برخی از عناصر کمیاب در سنگ‌های مورد مطالعه و برخی آداکیت‌های شناخته شده در دیگر نقاط دنیا (برگرفته از قاسی و همکاران، ۱۳۸۹).

				منطقه مورد مطالعه
18.1	21.1	-	-	Andes*
16.81	13.3	-	-	Swp*
34.4	23.3	-	-	Andas**
22.6	18.8	-	-	Swp**
27	-	26.8	5.2	NVZ (a)
17.1	62.8	46.4	10.5	NVZ (b)
20.5	23.3	31.4	5	CVZ (a)
40	12.9	13.5	2.3	CVZ (a ₁)
15.1	22.8	-	-	SVZ (c)
10.5	26.5	-	-	SVZ (b)
36.4	23.9	-	-	NVZ ***
45.39	20.07	62.5	11.3	

- بازالت‌های منطقه آند، Swp*- بازالت‌های جنوب غربی اقیانوس آرام، Andes*- آندزیت‌های منطقه آند، Andas** - آندزیت‌های جنوب غربی اقیانوس آرام، CVZ (a)- منطقه آتشفسانی آند شمالی، (a₁)- CVZ (b)- منطقه آتشفسانی آند مرکزی، NVZ ***- سنگ‌های آهکی- قلیایی آتشفسانی آند شمالی، NVZ (b)- منطقه آتشفسانی آند شمالي، (c)- SVZ (b)- منطقه آتشفسانی آند جنوبی، (c)- SVZ (c)- منطقه آتشفسانی آند جنوبی.

از نمودارهای مناسب جهت تشخیص منشأ سنگ‌های آدکیتی، نمودار Ba در مقابل Nb/Y (ژو^۱ و همکاران، ۲۰۰۹) است که غنی‌شدگی مذاب به وجود آمده در ارتباط با سیال حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی و غنی‌شدگی در ارتباط با مذاب حاصل از متاسوماتیسم گوشه را از یکدیگر تفکیک می‌نماید. این نمودار (شکل ۳۹-۵)، نشان می‌دهد غنی‌شدگی ماقمای آدکیتی منطقه مورد مطالعه در ارتباط با مشارکت مذاب غنی‌شده حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی بوده است. کمان‌های امروزی غالباً در مناطقی قرار دارند که در آنجا مقادیر قابل توجهی از رسوبات در پیشانی محل فرورانش، فرورانش می‌شوند. در این محل‌ها نسبت Th/Yb بزرگتر از دو است، در حالی که این نسبت در محیط‌های کمانی مرتبط با سیال غنی‌شده کوچک‌تر از یک است.



شکل ۳۹-۵- نمودار Ba در مقابل Nb/Y . این نمودار نشان می‌دهد که غنی‌شدگی ماقمای آدکیتی منطقه مورد مطالعه در ارتباط با مشارکت مذاب غنی‌شده حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی است.

به منظور تشخیص بهتر منشأ ماقماهای آدکیتی منطقه زمان‌آباد، از نمودارهای وانگ^۲ و همکاران (۲۰۰۸) استفاده شده است. در این نمودارها، آدکیت‌های مشتق شده از پوسته زیرین دگرگون شده، آدکیت‌های حاصل از فرورانش ورقه اقیانوسی داغ و جوان و آدکیت‌های مشتق شده از پوسته زیرین ضخیم شده از یکدیگر متمایز شده‌اند. همان‌گونه که در نمودارها (شکل ۴۰-۵) مشاهده می‌شود، سنگ‌های آدکیتی مورد مطالعه در محدوده ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده قرار می‌گیرند.

¹- Zhu

²- Wang

به عقیده ژو و همکاران (۲۰۰۵)، ذوب بخشی رسوبات فرورانده شده و مایعات مشتق شده از ورقه اقیانوسی ممکن است باعث متاسوماتیسم و غنی‌شدگی ناحیه منشأ ماغماهای مرتبط با فرورانش شوند. مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی با مقادیر بالای U, Sr, Rb, Ba و Pb شناخته می‌شوند، در حالی که ذوب بخشی رسوبات فرورانش شده تمرکز بالایی از عنصر Th و LREE ایجاد می‌کند. همان‌گونه که در فصل چهارم اشاره شد، در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده، این سنگ‌ها دارای غنی‌شدگی قابل ملاحظه از LILE و آنومالی منفی از عنصر Nb, Ti و Ta حدودی Ta هستند، که نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در یک محیط تکتونیکی مرتبط با فرورانش تشکیل شده‌اند.

برای پتروژنز سنگ‌های آداکیتی مدل‌های متعددی توسط محققان مختلف ارائه شده است که در ذیل به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود. دوفان و درومون (۱۹۹۰)، آداکیت‌ها را سنگ‌های آذرین آندزیتی تا ریولیتی غنی از سدیم معرفی کرده‌اند که در محل قوس‌های قاره‌ای جایی که لیتوسفر جوان و داغ در حال فرورانش است قرار دارند. آن‌ها با توجه به ترکیبات عنصر کمیاب و کمیاب خاکی، ماغمای سازنده آداکیت‌ها را حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانش شده در رخساره اکلوژیت-آمفیبولیت گارنتدار می‌دانند. وانگ و همکاران (۲۰۰۸) برای پتروژنز سنگ‌های آداکیتی شش مدل

پیشنهاد داده اند که به شرح زیر است:

۱- آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانش شده که هنگام حرکت به سمت بالا با گوه گوشته‌ای بالای خود واکنش داده‌اند.

۲- آداکیت‌های حاصل از تبلور تفریقی در فشار بالا (گارنت را در بر دارد) که از مواد بازالتی بوجود آمده‌اند.

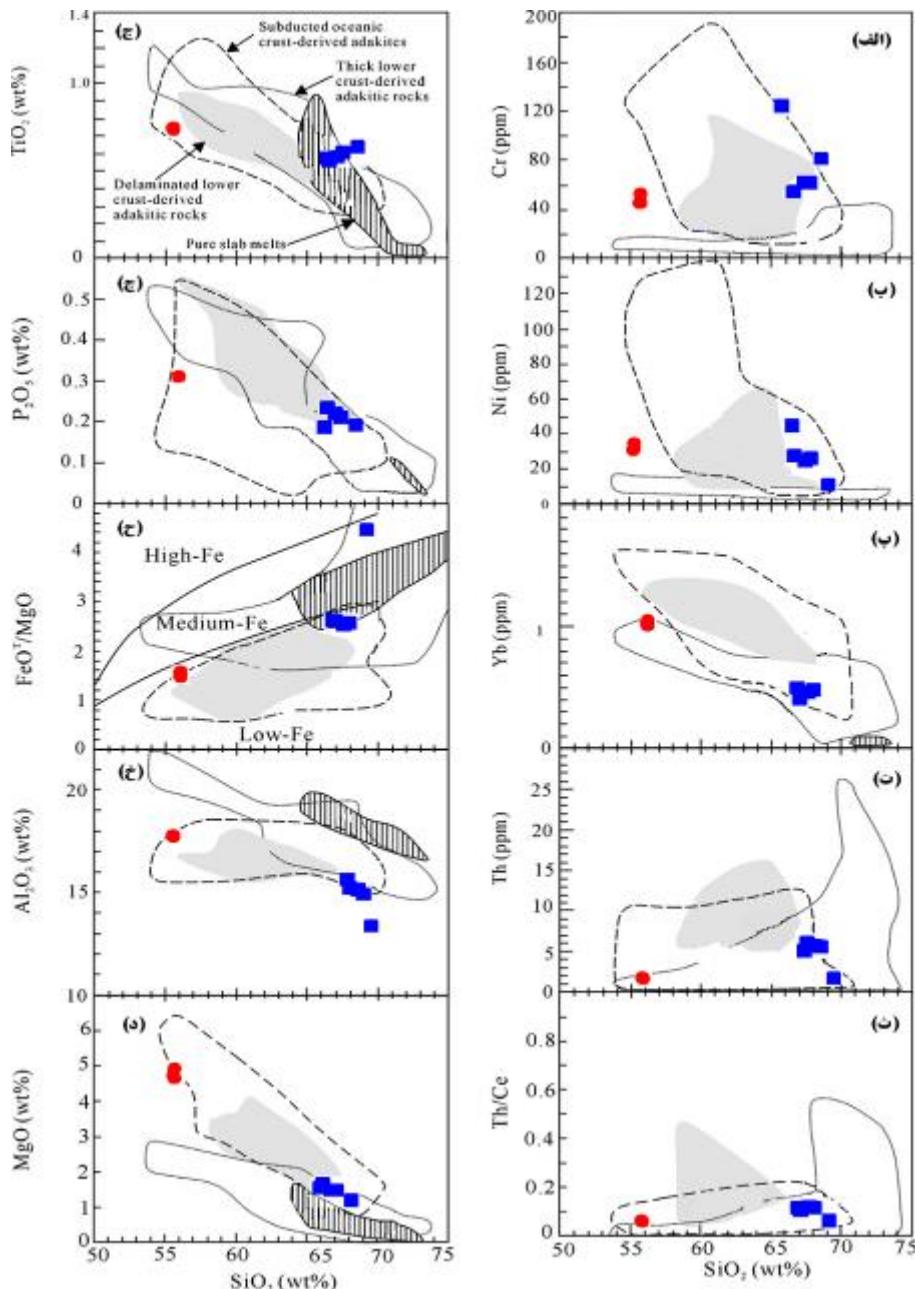
۳- آداکیت‌های حاصل از تبلور تفریقی (اولیوین + کلینوپیروکسن + پلازیوکلاز + هورنبلند + تیتانومگنتیت) و هضم پوسته‌ای ماغمای مادر بازالتی در فشار پایین.

۴- آداکیت‌های حاصل از اختلاط ماغمای بازالتی و فلسیک.

۵- آداکیت‌های حاصل از ذوب قسمت زیرین و مافیک پوسته قاره‌ای ضخیم شده.

۶- آدکیت‌های حاصل از ذوب پوسته زیرین دگرگون شده.

البته علاوه بر موارد فوق، آدکیت‌های کم سیلیس (LSA) از طریق ذوب بخشی گوه گوشته‌ای که به وسیله مذاب‌های مشتق شده از لیتوسفر اقیانوسی تغییر کرده است نیز می‌توانند بوجود آیند (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).



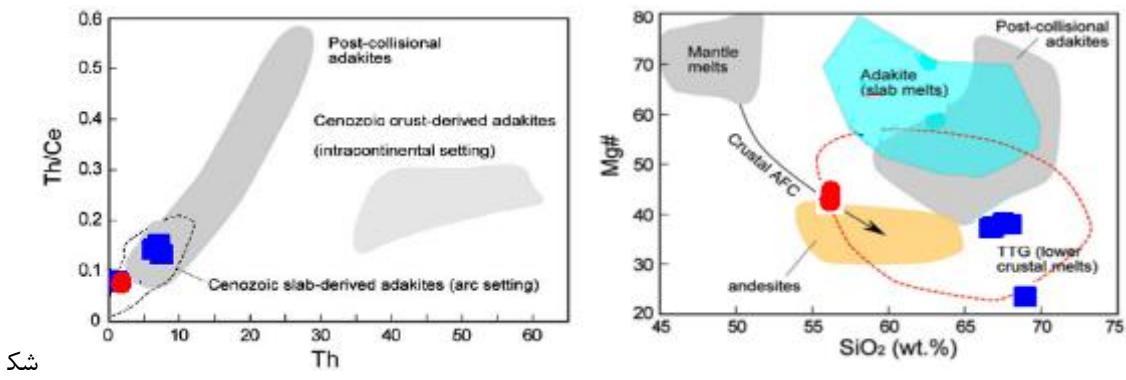
شکل ۴۰-۵ - نمودارهای وانگ و همکاران (۲۰۰۸) و موقعیت سنگ‌های آدکیتی مورد مطالعه بر روی آن‌ها. در این نمودار میدان سنگ‌های آدکیتی مشتق شده از پوسته زیرین دگرگون شده (میدان خاکستری)، آدکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش شده (میدان خطچین)، سنگ‌های آدکیتی مشتق شده از پوسته زیرین ضخیم شده (نقطه‌چین) و مذاب‌های ورقه خالص اقیانوسی (میدان حاشور زده) از وانگ و همکاران (۲۰۰۸) نقل شده است.

همان‌گونه که در بخش‌های قبلی مشخص شد، نمونه‌های آداسکیتی مورد مطالعه مربوط به کمان آتشفشنای قاره‌ای هستند. در زون‌های فرورانش، به سه طریق مامگمای آداسکیتی بوجود می‌آید که در محل منشأ مافیک آن‌ها گارتنت یا آمفیبول به عنوان فازهای پسمندی هستند. این سه طریق عبارتنداز: ذوب بخشی پوسته اقیانوسی داغ و جوان فرورانش شده (دوفان و درومون، ۱۹۹۰)، ذوب بخشی پوسته زیرین بازالتی ضخیم شده که در بالای گوه گوشته‌ای قرار دارد و ذوب بخشی پوسته قاره‌ای فرسایش یافته که در پیشانی کمان فرورانش قرار دارد (کای^۱ و مندزیس^۲). آداسکیت‌های مرتبط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی دارای عدد منیزیم ($Mg\#$)، MgO، Cr و Ni بالا هستند (ژاؤ و همکاران، ۲۰۰۷). مقایسه این مقادیر با آداسکیت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که آداسکیت‌های مورد مطالعه مرتبط با ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده هستند.

همان‌گونه که قبلاً اشاره شد در مناطق هم‌جوار منطقه مورد مطالعه، مامگماهای آداسکیتی گزارش شده است. برای بررسی ارتباط پتروزنتمیکی آداسکیت‌های مورد مطالعه و آداسکیت‌های مناطق هم‌جوار از نمودارهای $Mg\#$ در برابر SiO_2 و Th/Ce در مقابل Th استفاده شده است. بر اساس این نمودارها (اشکال ۴۳-۵ و ۴۴-۵) تمامی نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه‌های مناطق هم‌جوار عمدهاً حاصل ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده در کمان آتشفشنای هستند. مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداسکیت‌های موررد مطالعه و مناطق هم‌جوار در جدول ۶-۵ نشان داده شده است.

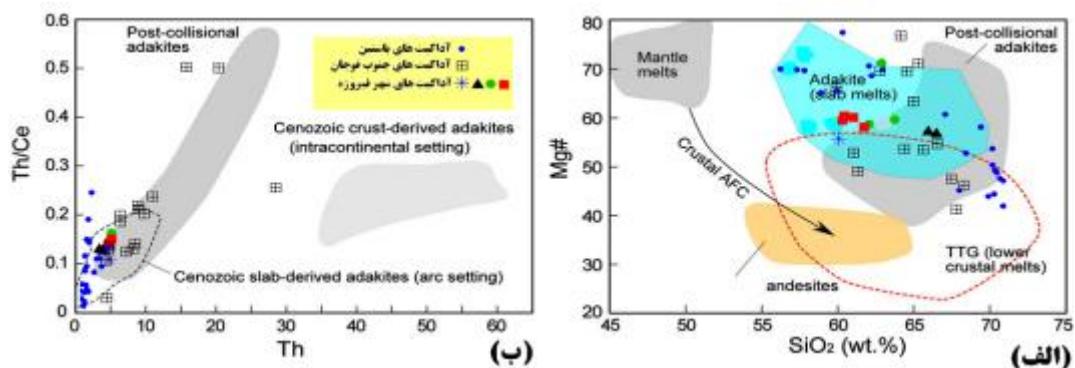
¹- Kay

²- Menzies



ل ۴۳-۵- (الف) نمودار $Mg\#$ در برابر SiO_2 و (ب) نمودار Th/Ce در برابر Th . در این نمودارها، نمونه‌های آدکیتی مورد مطالعه حاصل ذوب ورقه فروزانش شده و مربوط به کمان می‌باشند.

در این نمودارها منحنی جهتدار سیاه-ACF پوسته‌ای از استرن و کیلیان^۱ (۱۹۹۶)، میدان نقطه‌چین قرمز-TTG (مذاب‌های حاصل از پوسته زیرین) و میدان فیروزه‌ای-آدکیت‌ها (مذاب‌های حاصل از ورقه اقیانوسی) از کاندی (۲۰۰۵)، میدان نارنجی-آنذیت‌های لینزیزونگ (Mo و همکاران، ۲۰۰۷)، میدان خاکستری-آدکیت‌های بعد از برخورد (چانگ و همکاران، ۲۰۰۳؛ Hou و همکاران، ۲۰۰۴؛ گو و همکاران، ۲۰۰۷)، میدان خاکستری کمرنگ-آدکیت‌های سنوزوئیک مشتق شده از پوسته (در محل درون قاره‌ها) و میدان خاکستری آدکیت‌های سنوزوئیک مشتق شده از ورقه اقیانوسی (در محل قوس)، از وانگ و همکاران (۲۰۰۸) نقل شده است. نمودارها برگرفته از ژو و همکاران (۲۰۰۹).



شکل ۴۴-۵- (الف) نمودار $Mg\#$ در برابر SiO_2 و (ب) نمودار Th/Ce در برابر Th . این نمودارها موقعیت سنگ‌های آدکیتی شهر فیروزه (دهنوی، ۱۳۸۹)، جنوب قوچان (تنها، ۱۳۸۸) و باشتین (صالحی‌نژاد، ۱۳۸۷) نمایش داده شده است، میدان‌ها همانند شکل ۴۳-۵ می‌باشند (برگرفته از دهنوي، ۱۳۸۹).

^۱- Kilian

جدول ۵-۶- مقایسه ویژگی ژئوشیمیایی آدکیت‌های مورد مطالعه با مآگماهای آدکیتی شهر فیروزه، جنوب قوچان و باشتن.

	سنگ‌های آدکیتی اوسن منطقه زمان- آباد (اکرمیان، ۱۳۸۹)	پترولورزی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین نیمه عمیق منطقه شهر فیروزه (دهنوی، (۱۳۸۹	آدکیت‌های جنوب قوچان (تنها، ۱۳۸۸)	گنبدهای داسیتی ربولیتی غرب سبزوار (باشتین). (صالحی نژاد، ۱۳۸۷)
SiO_2	۵۶/۱۱ - ۶۹/۴۶	۶۰/۰۹ - ۶۷/۸۶	>۶۱,۳	>۶۹/۳
Al_2O_3	۱۴/۴۴ - ۱۷/۷۹	۱۶/۷۵ - ۱۷/۸۱	>۱۶,۳۸	≥۱۷/۶۶
MgO	۱/۳۴ - ۴/۸۶	۱/۶۷ - ۳/۳۷	<۳,۵	<۴/۹۸
#Mg	۲۳/۸۶ - ۴۶/۶۶	۵۶ - ۸۱	۳۷ - ۸۴	۳۷ - ۸۴
Sr	۱۱۷/۵ - ۷۷۷	۲۱۹ - ۹۹۴	۱۳۰ - ۷۱۰	>۴۹۷
Eu آنومالی	آنومالی Eu ندارد	آنومالی Eu ندارد	آنومالی ندارد	آنومالی ندارد
Y ppm	۶ - ۱۰/۴	۸/۱ - ۱۶/۱	<۱۸/۶	<۱۵
Sr/Y	-	۲۱ - ۸۸	۴۶,۵۷ میانگین	>۲۰
Yb ppm	۰/۴۶ - ۱/۰۷	۱ - ۱/۶۷	<۱,۵۴	<۱/۹
(La/Yb)N	-	۷ - ۱۱	۲۵/۶ میانگین	>۱۶
تهی شدگی HFSE از (Nb, Ti) (Ta)	تهی شدگی از HFSE و آنومالی منفی از (Nb- Ta) و تا حدودی Ti	تهی شدگی از HFSE و آنومالی منفی از (Nb- Ta)	تهی شدگی از HFSE	تهی شدگی از Nb (Th و Ti)
جایگاه تکتونیکی	کمان آتشفسانی سنوزوئیک	قوس سنوزوئیک	قوس سنوزوئیک	قوس سنوزوئیک
سن	اوسن میانی- فوقانی	بعد از اوسن	پیلیوکواترنز	بعد از اوسن
پتروژن	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی نوتیسیس فرورانش شده به زیر ایران مرکزی	ذوب بخشی ورقه فرورانش شده سبزوار و متعاقب آن واکنش با پریدوتیت گوشته- ACF و فرایند	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده سبزوار و فرایند ACF	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده (سبزوار) و سپس تفریق بلوری و آلایش پوسته ای (AFC).
Na_2O	۳/۵۲ - ۵/۶	۴/۶ - ۶/۹۲	۲/۷ - ۶/۵۳	۴ - ۶
K_2O	۰/۵۳ - ۱/۶۴	۰/۴۵ - ۱/۹۸	۰/۷ - ۴/۳	میانگین ۳
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	-	۵/۰۵		۱/۷ تقریباً
Rb/La	-	= ۱/۷ متوسط	۱/۸ میانگین	میانگین ۱۰/۵
Ba/La	-	۱۸/۵	۱۸ میانگین	میانگین ۸۴

۷-۵- الگوی تکتونو ماگمایی تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

همان‌گونه که شرح داده شد، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه به لحاظ سنّی مربوط به دو دوره زمانی متفاوت کرتاسه زیرین و ائوسن میانی- فوقانی هستند و به لحاظ ترکیبی، ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی با هم متفاوت می‌باشند، بنابراین جایگاه تکتونیکی تشکیل آن‌ها نیز با یکدیگر متفاوت هستند. شواهد و ویژگی‌های بدست آمده، منشأ بازالت‌های جزایر اقیانوسی برای سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین و منشأ کمان آتشفسانی مناطق فروزانش حاشیه فعال قاره‌ای را برای سنگ‌های آندزیتی- داسیتی مورد مطالعه تأیید می‌کنند.

ماگماهای کمان آتشفسانی غالباً نسبت به کندrit و گوشه اولیه از LREE و LILE غنی‌شدگی و از HREE و HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. تهی‌شدگی از عناصر HFS مهمترین ویژگی ماگماتیسم کمانی است که به علت نامحلول بودن این عناصر در فاز سیال و عدم انحلال آن‌ها در سیالات حاصل از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی فروزانده می‌باشد. بنابراین، به علت تمرکز فازهای کانیایی حاوی عناصر HFS مانند روتیل، اسفن، ایلمنیت، زیرکن و ... در محل منبع ماگماهای کمان آتشفسانی، این عناصر به طور انتخابی در این فازها متتمرکز می‌شوند.

تشکیل ماگماهای حدواسط- اسیدی در محل کمان آتشفسانی حاشیه قاره‌ای حاصل آب‌زدایی و ذوب ورقه اقیانوسی فروزانده و رسوبات همراه آن، ذوب گوه گوشه‌ای روی آن در نتیجه ورود سیالات آب‌دار حاصل از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی فروزانده و یا ذوب بخشی پوسته قاره‌ای زیرین ضخیم شده است. هنگام خروج ماگما در پشتۀ میان اقیانوسی، ماگماها توسط آب دریا آب‌گیری می- شوند. این فرآیند تا هنگام فروزانش ادامه می‌یابد. با شروع فروزانش، ورقه اقیانوسی آبدار در حد رخساره شیست سبز و آمفیبولیت دگرگونی و همزمان با آن فروزانش ورقه اقیانوسی به داخل گوه گوشه‌ای، سبب آب‌زدایی لیتوسفر اقیانوسی می‌شود. سیالات حاصل از آب- زدایی، عناصر LIL و LREE را در خود حل نموده و از ورقه فروزانده وارد گوه گوشه‌ای بالای آن می‌کنند. این سیالات گوه گوشه‌ای را متاسوماتیسم کرده و به این وسیله با کاهش دمای ذوب، ذوب

بخشی آنرا میسر می‌سازد. در نتیجه، مذاب حاصل از گوه گوشه‌ای نیز می‌تواند در تشکیل مagmaهای سازنده کمان آتشفسانی حاشیه قاره مشارکت نماید.

بر روی نقشه زون‌های ساختاری ایران، دو کمان آتشفسانی یکی در ایران مرکزی (کمان ارومیه-دختر) و دیگری در لبه شمالی ایران مرکزی- لبه جنوبی البرز دیده می‌شود. اگرچه تشکیل نوار magmaی ارومیه-دختر را با نظریه فرورانش نئوتیس به زیر ایران مرکزی در امتداد زاگرس به خوبی توضیح داد. اما، در مورد نوار magmaی لبه شمالی ایران مرکزی نظرات مختلفی وجود دارد. عده‌ای این نوار را نیز حاصل فرورانش نئوتیس می‌دانند و عده‌ای نیز آنرا به ریفتزایی ناقص پشت کمانی نسبت می‌دهند. به اعتقاد ایشان، در اثر کشیدگی محیط پشت کمانی و بالا آمدن استنسفر و ذوب آن، این کمان magmaی تشکیل شده است (الهیاری، ۱۳۸۹).

شواهد نشان می‌دهند که فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر زون ایران مرکزی، مسبب اصلی فعالیت‌های magmaی مزوژوئیک- سنوزوئیک ایران مرکزی بوده است. همچنان که در بالا اشاره شد، در مورد فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتیس دو نظریه مطرح است. در نظریه اول، فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس در محل زاگرس، سبب ایجاد کمان magmaی ارومیه- دختر و در ادامه آن کمان magmaی حاشیه شمالی ایران مرکزی شده است. نظریه دوم ابراز می‌دارد که فرورانش بخش غربی نئوتیس سبب ایجاد کمان magmaی ارومیه- دختر و فرورانش بخش شرقی آن باعث تشکیل نوار magmaی لبه شمالی ایران مرکزی- جنوب البرز شده است (الهیاری، ۱۳۸۹).

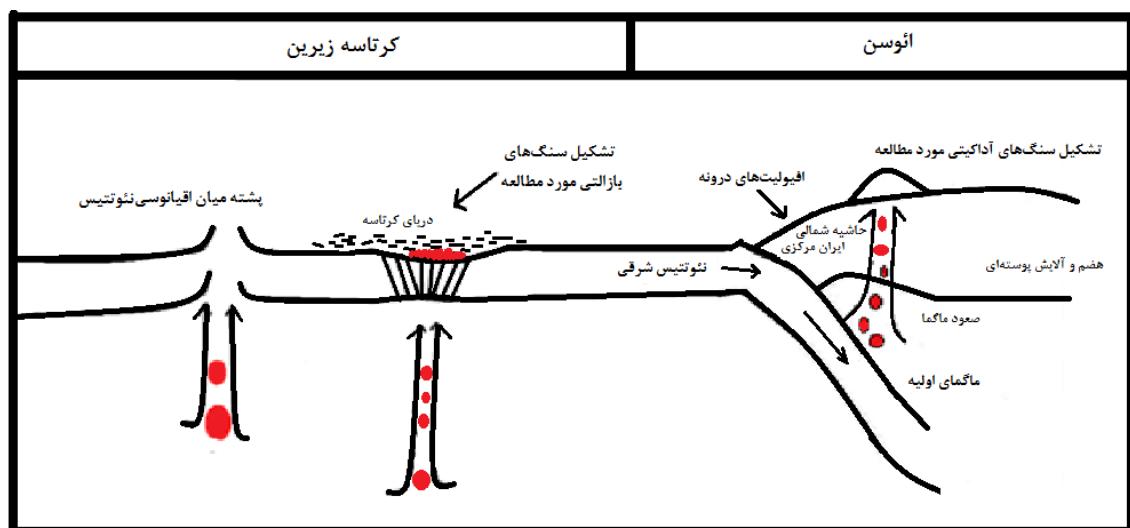
همزمان با شروع فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس و تشکیل نوار magmaی دگرگونی سندج- سیرجان و کمان magmaی ارومیه- دختر در طول مزوژوئیک، کشیدگی حاصل از فرورانش، حوضه کششی پشت کمان magmaی ارومیه- دختر بوجود آمده است. با گسترش بیشتر این حوضه کششی، حوضه‌هایی با پوسته اقیانوسی کوچک تشکیل شده که این پوسته اقیانوسی به یک پوسته اقیانوسی داغ تبدیل شده است. این حوضه اقیانوسی را به عنوان شاخه شرقی اقیانوس نئوتیس می‌دانند.

همزمان با آخرین رویدادهای فرورانش و بسته شدن نئوتیس در امتداد زاگرس و در اثر همگرایی و جمع شدن پوسته ایران مرکزی، این حوضه‌های اقیانوسی کوچک نیز شروع به بسته شدن کردند. در اثر بسته شدن آن‌ها و فرورانش بخش‌هایی از لیتوسفر اقیانوسی به زیر قاره، نوارهای افیولیتی موجود در ایران مرکزی تشکیل شده‌اند و یک کمان مانع‌گرایی در حاشیه شمالی ایران مرکزی تشکیل شده است (عزیزی و جهانگیری، ۲۰۰۸). فعالیت این کمان مانع‌گرایی از ائوسن میانی- فوقانی شروع و تا کواترنر ادامه یافته است (اسپایس^۱ و همکاران، ۱۹۸۳؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۷ و ۱۳۸۹).

با توجه به مطالب ذکر شده در بالا می‌توان الگوی تکتونومانع‌گرایی منطقه مورد مطالعه را چنین شرح داد. در طول مزوژوئیک و شروع فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر زون ایران مرکزی در امتداد زاگرس، در پشت کمان ارومیه- دختر یک حوضه کششی به وجود می‌آید که این حوضه کششی وسعت یافته و پوسته اقیانوسی کوچکی را به وجود می‌آورد. با گسترش بیشتر این حوضه اقیانوسی، دریای کرتاسه شکل گرفته و با بالا آمدن استنسوفر، مانع‌گرایی سازنده بازالت‌های آلکالن مورد مطالعه از اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری و ذوب بخشی ۸ تا ۱۲ درصدی گوشته منشأ گرفته و در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌های عمیق این حوضه کششی بالا آمده و درون دریای کم عمق کرتاسه زیرین ریخته می‌شود. در این دریا، رسوبات شیلی و آهکی وجود دارد. ریزش گدازه بر روی آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه زیرین و همچنین وجود ساخت بالشی در این سنگ‌ها، مؤید فوران زیرآبی سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین است. در ادامه، در اثر همگرایی و جمع شدن پوسته ایران مرکزی، حوضه‌های اقیانوسی کوچک درون آن شروع به بسته شدن می‌نماید. دریای کرتاسه و در نتیجه لیتوسفر اقیانوسی آن‌ها فرورانش می‌یابد. از شواهد فرورانش در منطقه مورد مطالعه می‌توان به افیولیت‌های شمال درونه و کوه سرخ کاشمر اشاره کرد. با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی این حوضه پشت کمانی به زیر لبه شمالی ایران مرکزی در ائوسن و ذوب بخشی آن به همراه آزاد شدن سیالات غنی از LREE و سیالات متاسوماتیسم کننده گوه گوشته‌ای روی آن، مانع‌گرایی سازنده سنگ-

^۱- Spies

های آدکیتی مورد مطالعه تشکیل می‌شود. ماجمای تولید شده در طی صعود به سمت بالا و عبور از درون پوسته قاره‌ای روی خود، سنگ‌های میزبان مسیر خود را دچار هضم کرده و با آن‌ها آلایش پیدا می‌کند. با خروج این گدازه‌ها از زمین، سنگ‌های آندزیتی و داسیتی مورد مطالعه که دارای ماهیّت سنگ‌های آدکیتی نیز می‌باشند، تشکیل می‌شوند. تصویری نمادین از رویدادهای فوق الذکر در شکل ۴۵-۵ ارائه شده است.



شکل ۴۵-۵- تصویری شماتیک از الگوی تکتونوماگمایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

فصل ششم

پیغمبری و شہادات

۶- نتیجه‌گیری

- ۱- منطقه مورد مطالعه به لحاظ زمین ساختی در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی واقع شده است و در آن می‌توان انواع سنگ‌های رسوبی، آتشفسانی-رسوبی و آتشفسانی را مشاهده کرد.
- ۲- رخنمون سنگ‌های منطقه از قدیم به جدید عبارتند از: سنگ‌آهک‌های اوربیتولین‌دار، سنگ‌آهک‌های نازک لایه اوربیتولین‌دار با میان لایه‌هایی از شیل‌های کربناته و گدازه‌های بازالتی دارای ساخت بالشی، کنگلومرای چندزادی قرمز رنگ پالئوسن، شیل و مارن‌های سبز رنگ و سنگ‌آهک‌های سرشار از نومولیت به همراه تناوب گدازه‌های حدواسط- اسیدی و آهک‌های نومولیتی و توفیتها شامل لیتیک توف و کریستال لیتیک توف متعلق به ائوسن میانی- فوکانی.
- ۳- قرارگیری گدازه‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه بر روی سنگ‌آهک‌های اوربیتولین‌دار و در برخی مواقع تناوب آن‌ها با یکدیگر، نشان از عمق کم دریای محل خروج این گدازه‌های بازالتی دارد و سن کرتاسه زیرین را برای آن‌ها مشخص می‌سازد. تناوب گدازه‌های آندزیتی- داسیتی نیز با سنگ‌آهک‌های نومولیتی و کنتاكت مستقیم آن‌ها با یکدیگر، نشانگر آن است که بر خلاف آنچه در نقشه زمین- شناسی احمدآباد آمده است، این سنگ‌ها متعلق به کرتاسه فوکانی نبوده و به فوران‌های ائوسن میانی- فوکانی تعلق دارند.
- ۴- سنگ‌های آتشفسانی کرتاسه زیرین دارای ترکیب بازالت تا تراکی بازالت می‌باشند و به دلیل ترکیب تقریباً ثابت، در آن‌ها نمی‌توان به خوبی روند تفریق را مشخص نمود اما، در سنگ‌های مაگمایی ائوسن میانی- فوکانی منطقه یک روند تفریق مشاهده می‌شود که در آن ترکیب سنگ‌ها از آندزیت تا داسیت متغیر می‌باشد. شایان ذکر است که سنگ‌های داسیتی به لحاظ حجم فوران و گستردگی در منطقه بیشترین سهم را به خود اختصاص داده‌اند.
- ۵- در مطالعات میکروسکوپی، سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین بافت‌های اینترگرانولار، اینترسرتال، بادامکی و جریانی را از خود نشان می‌دهند. سنگ‌های آندزیتی- داسیتی ائوسن میانی- فوکانی نیز دارای بافت‌های پورفیری، اسفلولیتی و گلومرولپورفیری هستند.

۶- مجموعه کانی‌های سازنده سنگ‌های بازالتی شامل پلاژیوکلаз، پیروکسن و اولیوین می‌باشند که به دلیل دگرسانی زیاد آن‌ها تنها قالب‌های پر شده اولیوین و پیروکسن توسط کانی‌های ثانویه در آن‌ها قابل مشاهده است. از کانی‌های فرعی و عارضه‌ای این بازالت‌ها، می‌توان به مگنتیت اشاره نمود. مطالعات پتروگرافی بر روی سنگ‌های آندزیتی- داسیتی یک روند تفریق را برای آن‌ها مشخص می‌سازد. مجموعه کانیابی سنگ‌های آندزیتی- داسیتی غالباً پلاژیوکلاز و آمفیبیول است که در سنگ‌های آندزیتی مقدار آمفیبیول نوع هورنبلند زیاد بوده و با افزایش تفریق در سنگ‌های داسیتی، از مقدار آن-ها کاسته شده و بر مقدار کوارتز افزوده می‌گردد.

۷- از مهمترین ویژگی‌های میکروسکوپی در سنگ‌های آندزیتی و داسیتی مورد مطالعه می‌توان به حضور حالت اوریکولار (رشد بلورهای خودشکل هورنبلند بر روی بلورهای پیروکسن)، گرد شدگی و خلیج خوردگی در فنوکریستهای پلاژیوکلاز، خلیج خوردگی و گردشده‌گی در فنوکریستهای کوارتز و منطقه‌بندی ترکیبی بسیار مشخص در فنوکریستهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن اشاره نمود.

۸- ماهیّت ماقماهای سازنده سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین، آلکالن و سنگ‌های حدواسط- اسیدی ائوسن میانی- فوقانی، کالکوآلکالن می‌باشد.

۹- روندهای موجود بر روی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب، نمایانگر منشأ واحد و نقش تبلور تفریقی به همراه هضم و آلایش در تحول ماقماهی تشکیل‌دهنده سنگ‌های ائوسن منطقه مورد مطالعه است. پراکندگی‌های جزئی که در بعضی نمودارها دیده می‌شود به علت آلایش و همچنین تمرکز غیر عادی و موضعی کانی‌های خاص به علت تفریق درون سنگ‌ها می‌باشد.

۱۰- الگوهای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بازالت‌های کرتاسه زیرین، با بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) مطابقت داشته و نشان می‌دهد سنگ‌های مورد مطالعه به این محیط‌ها تعلق دارند.

۱۱- روند موازی نمونه‌ها در نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آندزیتی- داسیتی مورد مطالعه نشان از منشأ یکسان آن‌ها و تشکیل شدن به وسیله فرآیند تفریق بلوری از یک منبع ماقمایی واحد دارد.

۱۲- روندهای نمونه‌های آندزیتی - داسیتی بر روی نمودارهای چندعنصری به هنگار شده به کندریت، گوشه اولیه و مورب نشان می‌دهند که این سنگ‌ها، از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، ناسازگار و کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی و از عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) تهی‌شدگی دارند. این ویژگی‌ها از خصوصیات سنگ‌های کالکوآلکالن در ارتباط با مناطق فرورانش هستند.

۱۳- جایگاه تکتونیکی تشکیل ماقمای سازنده سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین، بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) و جایگاه تشکیل ماقمای سازنده سنگ‌های آندزیتی - داسیتی اوسن میانی - فوقانی کمان آتشفسانی حاشیه فعال قاره‌ای (CA) است.

۱۴- سنگ‌های بازالتی کرتاسه زیرین از ذوب بخشی ۸ تا ۱۲ درصدی یک گوشه گارنت - لرزولیتی به وجود آمده‌اند.

۱۵- ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آندزیتی - داسیتی مورد مطالعه نشان می‌دهند که این سنگ‌ها ماهیّت آداسیتی دارند. این سنگ‌ها از نوع آداسیت‌های غنی از سیلیس (HSA) بوده و از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش شده که در حد رخساره آمفیبولیت فوقانی و اکلوژیت دگرگون شده بوده است، به وجود آمده‌اند. البته نشانه‌هایی از آلایش با مواد پوسته‌ای نیز در خصوصیات ژئوشیمیایی آن‌ها مشاهده می‌گردد.

۲-۶- پیشنهادات

۱. استفاده از تصاویر ماهواره‌ای با دقت بالا برای تهیه و ترسیم نقشه‌ی زمین شناسی دقیق منطقه.
۲. انجام آزمایشات تجزیه شیمیایی بر روی تعداد نمونه‌های بیشتر از سنگ‌های آتشفسانی مورد مطالعه.
۳. انجام آزمایشات میکروپرولیمیک کانی‌های سنگ‌های آتشفسانی، برای تعیین ترکیب شیمیایی دقیق آنها و استفاده‌های پتروژئنیکی از آنها.
۴. مطالعه و مقایسه توده‌های مشابه دیگر در سایر نقاط ایران مرکزی از لحاظ لیتولوژیکی، ژئوشیمیایی و پتروژئنیکی به منظور شناخت و درک بهتر حوادث روی داده در این مقاطع زمانی.
۵. بازنگری مجدد و تصحیح نقشه‌های رسم شده این منطقه با توجه به اطلاعات ارائه شده در این تحقیق.

منابع فارسی

- آسیابانها، ع. (۱۳۷۴) "بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی (ترجمه)" انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره) قزوین، ۲۵۹ صفحه.
- آقازاده، م. (۱۳۸۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوزی سنگ‌های آذرین کرتاسه ناحیه چالوس - مرزن‌آباد (البرز مرکزی)" پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقانباتی، س.ع. (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- الهیاری، س. (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پتروژنز سنگ‌های آذرین اوسن فوکانی نوار ماغمایی کاهک - عباس‌آباد" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهروド.
- امامی، م.م. (۱۳۷۹) "ماگماتیسم در ایران" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ صفحه.
- بدخسان ممتاز، ق؛ بنی آدم، ف. (۱۳۸۲) "گزارش مطالعات اکتشاف چکشی در ورقه ۰۰۰۰۰۱:۱" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- تنها، ع. (۱۳۸۸)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پتروژنز سنگ‌های آذرین نئوژن، شمال عنبرآباد (مشکان)" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهروド.
- حق‌نظر، ش. (۱۳۸۸)، رساله دکتری: "پترولوزی سنگ‌های ماغمایی مافیک محدوده جواهر دشت در شرق گیلان (جنوب‌شرق رودسر)" دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- درویش‌زاده، ع. (۱۳۸۱) "زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی: پترولوزی و دینامیک درونی (ترجمه)" انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۹ صفحه.
- درویش‌زاده، ع. (۱۳۸۲) "زمین‌شناسی ایران" انتشارات امیرکبیر، تهران، ۴۲۳ صفحه.

■ دهنوى، ن. (۱۳۸۸)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوزی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین نیمه- عمیق منطقه شهر فیروزه (بزغان- غرب نیشابور) و کانه‌زایی وابسته به آن‌ها" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

■ سلامتى، ر. (۱۳۷۹) " گزارش ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

■ سیدامامی، ک. (۱۳۵۰) " کرتاسه پایینی در ایران" نشریه دانشکده فنی، دور دوم، شماره ۲۲ صفحات ۶۰-۸۱

■ صالحی‌نژاد ح.، صادقیان م.، قاسمی ح. (۱۳۸۶) "ماگماتیسم آدکیتی در منطقه باشتین، غرب سبزوار"، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد،
■ صالحی نژاد، ح. (۱۳۸۷)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: " بررسی پترولوزی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک منطقه باشتین، (جنوب‌غربی سبزوار)" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

■ عروج نیا، پ. (۱۳۸۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: " بررسی سنگ شناختی و خاستگاه سنگ‌های آتشفسانی ائوسن در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود" پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

■ غفاری نیک، ب. (۱۳۷۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد " بررسی تاریخچه دگریختی واحد شیلی- آهکی کرتاسه زیرین ناحیه احمدآباد" پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

■ قاسمی، ح.، تنها، ع.، صادقیان، م. و خانعلی زاده، ع. (۱۳۸۷) " اولین گزارش از ماگماتیسم آدکیتی نتوژن در جنوب قوچان" دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز، صفحه

- قاسمی، ح، صادقیان، م، خانعلی زاده، ع. و تنها، ع. (۱۳۸۹) "سنگشناسی، ژئوشیمی و سن تابش سنجی گنبدهای ادکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوژن، جنوب قوچان" مجله بلور و کانی‌شناسی ایران، سال هیجدهم شماره ۳، صفحات ۳۴۷ تا ۳۷۰.
- کرمی غ. ح. (۱۳۷۷) "بررسی منابع آب در جنوب احمدآباد خارتوران شهرود" دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران،
- کولیوند، ح. (۱۳۷۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "تحلیل کنیماتیکی نیمه خاوری چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ خارتوران" پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- معین وزیری، ح؛ احمدی، ع. (۱۳۷۱) "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین" دانشگاه تربیت معلم، ۵۵۵ صفحه.
- میسون ب.و مر ب.ک، (۱۳۷۱) "اصول ژئوشیمی (ترجمه مر ف و شرفی ع.)" انتشارات دانشگاه شیراز، ۱ جلد.
- نبوی، م. ح. (۱۳۵۵) "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ صفحه.
- نبوی، م. ح، پرتوآذر. ح. (۱۳۵۶) "کشف سری کرتاسه زیرین (نیوکومین) در ناحیه بیار جمند (بیار)" گزارش داخلی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نوایی، ا و همکاران. (۱۳۶۵) "گزارش نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰ خارتوران" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Abu-Hamatteh, Z, S, H., (2005). Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences.* 25, pp. 557–581.
- Alavi Naini M., (1972) " Etude gelogique de la region de Djam" *Geol, Surv. Rep.* No. 23, 293pp
- 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.
- Azizi H., & Jahangiri A., (2008). Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Geodynamics* 45 178–190.
- Azizi, H., Moinevaziri, H., (2009). “Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran”. *Journal of Geodynamics* 47, 167–179.
- Baker, M.B., and E. Stolper,(1994). "Determining the composition of high pressure mantle melts using diamond aggregates" *Geochim. Cosmochim. Acta,* 58, 2811-2827.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E., Eissen, J.P., (2001) “Mio- Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center”. *Earth and Planetary Science Letters* 192(4), 561–570.
- Best, G. 2003. Igneous and metamorphic petrology, 729pp.
- Bolourchi, M,h., (1977), "Etude geologique de la region d Avaj (NW d Iran)" *Geol, Surv, Iran, Rep.* No. 45
- 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.
- Brown WL. (1967) "Fractional crystallization and zoning in igneous feldspars: Ideal water-buffered liquid fractionation lines and feldspar zoning paths" *Contrib. Mineral. Petrol.* 113:115–125
- 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, pp. 219 – 238.

- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhursts, R. J., (1979) "The interpretation of igneous rocks" George Allen and Unwin., 450 pp.
- Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson L.V. and Washington H.S., (1903) "Quantitative classification of igneous rocks" Univ. Chicago Press.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J., (1991) "An introduction to rock forming minerals" Longman., 528 pp.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere". *Nature*347, 662– 665.
- De La Roche, H., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1- R2 diagrams and major element analyses- its relationships and current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- DePaolo, D.J., (1960) "Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization". *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 53, pp. 189–202.
- Donaldson, C.H. and Henderson, C.M.B. (1988) "A new interpretation of round embayments in quartz crystals". *Min. Mag.*, 52, 27-33.
- Dupuy, C., Liotaed, J.M., Dostal, J., (1992) "Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2417-2423.
- 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 SciLett.* 105, pp. 330 – 342.
- Esperanca, S., Crisci, M., derosa, R., Mazuli R., (1992) "The role of The crust in The magmatic evolution of The Island lipari (Aeolian island, Italy)". *Contributions to Mineralogy to Island Arc. Journal of Geology.* vol. 86, PP. 323-334.
- Fenner, C, N., (1948). Incandescent tuuf flows in southern Peru. *Geological society of America. Bulletin*, V. 59, pp. 879-893.
- Fowler, A.D. and ach, D.E. 1996. A model and simulation of branching mineral growth from cooling contacts and glasses. *Mineral. Mag.* 60, 595-601.
- Furman, T., (2007). Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences* 48, pp, 147–160.

- George, R.M., Rogers, N.W., (2002). Plume dynamics beneath the African plate inferred from the geochemistry of the Tertiary basalts of southern Ethiopia. Contributions to Mineralogy and Petrology 144, pp. 286–304.
- 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.
- Harker, A., (1909) "The natural history of igneous rocks" Methuen, London.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. & Mitchell, S. F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th Co discrimination diagram. Journal of Petrology 48, 2341–2357.
- Hofmann A. W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W. M., (1986). Nb, Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. Earth and planetary Science letters 79, 33 – 45.
- Hou, Z.-Q., Gao, Y.F., Qu, X.M., Rui, Z.Y., Moc, X.X., (2004). “Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east^west extension in southern Tibet”. Earth and Planetary Science Letters 220, 139-15.
- 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.
- Juteau, T., Maury, R., (1998). Geologie devla Croute Oceanique : Petrologie et Dynamique Endogenes. 569 pp.
- Kay, R.W., 1978. “Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. J. Volcano”l. Geotherm. Res. 4, 117– 132.
- Kent, R. W. (1995). Magnesian basalts from the Hebrides, Scotland: chemical composition and relationship to the Iceland plume. Journal of the Geological Society, London 152, 979–983.
- Kirkpatrick, R.J. (1977) “Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii”. Geol. Soc. Am. Bull., 88, 78-84.
- 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.
- Kushiro (1990) Partial melting of mantle wedge and evolution of island arc crust. J. Geophys. Res. 95, 15929-39.

- Kushiro, I., (1996). Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures, An experimental study using aggregates of diamond, in Earth processes, Reading the isotopic code, Geophys. Monogr. 95, edited by A. S. Basu and S. Hart, pp.109-122, AGU, Washington, D.C., 109-122
- Le Bas, Le Maitre, Streckeisen and Zanettin, 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. Journal Petrol, 27, Part 3, 375 – 750.
- Le Maitre R.W. (1979). The chemical variability of some common igneous rocks. Journal Petrol., 17, 589 – 637.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirlwall, M.F., (2006). “Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines”. Earth and Planetary Science Letters 243, 581–593.
- Martin H., Moyen J.-F., (2002) "Secular changes in TTG composition as markers of the progressive cooling of the earth", Geology 30 (4), (2002) 319-322.
- Martina, H., . Smithies, R.H., Rappc, R., Moyend,J.F., Champion, D., (2005). “An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution”.Lithos 79, 1 – 24
- Mason, B., Moore, B., (1982). " Principles of geochemistry ", john Wiley & Sons, 344pp.
- 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. Geo., 56, 207 – 218.
- Middlemost, E. A. K., (1985). Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology. Longman Group U. K., PP. 73 – 86.
- Middlemost, E. A. K., (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 Groun u. k, pp. 73 – 86.
- Mortimer, N., . Gans, P.B., Mildenhall, D.C., (2008). “A middle-late Quaternary age for the adakitic arc volcanics of Hautere(Solander Island), Southern Ocean”. Journal of Volcanology and Geothermal Research 178, 701–707.

- Mullen, E.D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of environment and its implication for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62, 53 – 62.
- Müller, D., Rock, N.M.S. and Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic setting: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46, 259-289.
- Nakamura N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757 – 775.
- Pearce, J. A., Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Science Letters* 19, 290 – 300.
- Pearce, J.A., Norry M.J. (1979) “Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks” *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 33-47.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., (1982). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, pp. 290–300.
- Pearce, J.A., (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva. Cheshire, UK, pp. 230-249.
- Petrone CM, Francalanci L, Ferrari L, Schaaf P, Conticelli S., "The San Pedro-cerro Grande Volcanic Complex (Nayarit, Mexico) : inferences on volcanology and magma evolution", In: Siebe C, Aguirre-Diaz G, Macias JL (eds) *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico*. Geol Soc Am Sp Paper, vol 402(03) (2006) pp 65-98.
- Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D.J., Verma, S.P., Marriner G.F., (1985) “Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico”. *Nature* 315, 389– 392.
- Rollinson, H. R., 1993- Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. John Wiley and Sons, 325p.
- Shelly D. (1993). Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations. Chapman & Hall, London, 405 pp.

- Shervais, J.W., (1982). Ti–V plots and the petrogenesis of modernophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, pp. 101–118.
- Simonov V.A., Mikolaichuk A.V., Rasskazov S.V., Kovyazin S.V. (2008) "Cretaceous-Paleogene within-plate magmatism in Central Asia: data from the Tien Shan basalts" *Russian Geology and Geoophysics* 49, 520-533
- Smith, D.R., Leeman, W.P., (1987) "Petrogenesis of Mount St-Helens dacitic magmas. *Journal of Geophysical*". *Research-Solid Earth and Planets* 92 (B10), 10313–10334.
- 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. Suv of Iran. Report no. 53.*
- Stern C.R., Kilian R., " Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the ites from the Austral Volcanic Zone" *Contrib. Mineral. Prtrol.* 123,(1996) 263-281.
- Stern, R. A., Syme, E. C. & Lucas, S. B. (1995). Geochemistry of 1·9 Ga MORB- and OIB-like basalts from the Amisk collage, Flin Flon Belt, Canada: evidence for an intra-oceanic origin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3131–3154.
- Streckeisen A., Le Maitre R. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. *Neues jahrb. Mineral Abh.* 136, 169 – 206.
- 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.
- Tchameni R., Pouclet A., Penay J., Ganwa A. A., Toteu S. F. (2006). Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan – African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources nd geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44, pp. 511 – 529.
- Thompson R. N. (1982). British Tertiary volcanic province. *Scoot. J. Geol.*, 18, 49 – 107.
- Thoronton, C. P., Tattle, O, F., (1960). Chemistry of igneous rocks: Differentiation index. *Am. Sci.*, 258, pp. 664 – 684 .
- Vernon, R. H., (2004). A practical guide ti rock microstructure, Cambridge University Press, p. 594.

- Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J., Dong, Y., Vasconcelos, P.M., Pearson, N.e, Wan, Y., Dong, H., Li, C., Yu, Y., Zhu, T., Feng, X., Zhang, Q., Zi, F., Chu, Z., (2008). “Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central Tibet: Evidence from central-western Qiangtang high-K calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites”. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 158–171.
- Wilson M. 1989: Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Department of earth Science, University of leeds. 466pp.
- 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.
- With, J. D. L., & Riggs, N . R., 2001. Volcaniclastic sedimentation in lacustrine settings. Black well Science Ltd., 299 pp.
- Wood D. A., Joron J. L., Treuil m. (1979). A re – appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 326 – 336.
- 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.
- Yan, J., Xin Zhao, J., (2008). Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere–asthenosphere interaction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33,pp.106–121.
- Zhao, J. H., Zhou, M, F., (2007). Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research* 152, pp. 27–47.
- Zhu, D.C., Zhao, Z.D., Pan, G.T., Lee, H.Y., Kang, Z.Q., Liao, Z.L., Wang, L.Q., Li, G.M., Guo-Chen Dong a, Bo Liu ., (2009). “Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt–peridotite interaction?”. *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 298–309

Abstract

The study area is located in the southeast of shahrood (Khartooran) and in the northern margin of central Iran structural zone. In this area, two thick sequences of lower cretaceous and middle Eocene have been outcropped. Lower cretaceous volcanic rocks have basaltic to threacybasaltic composition, and those find in the from of thick layer of basaltic pillow lavas with intercalations of pyroclastic rocks and Orbitolina limestones. Field studies and paleontology of their associated Orbitolina limestones indicate that alkali basaltic lava erupted in the shallow warm marine environment. Basaltic rocks show intergranular, intersertal and amygdaloidal textures. Geochemical characteristics indicate that basaltic rocks have alkaline nature and they evolutioned by fractional crystallization prosses. With respect to their rare and rare earth elements patterns, are belong to oceanic island basalts. Lower cretaceous basalts plot in the oceanic island basalt (OIB) domain on the tectonic discrimination diagrams. Magma forming of these rocks produced in 100-110 Km and from 8-12 % partial melting of garnet Iherzolitic mantle, and then erupted in shallow marine basin of central Iran in the lower cretaceous. Andesitic and dacitic rocks are not belong to upper cretaceous but in opposite to that showed in 1:100000 geological map of Ahmadabad, They have middle- Upper Eocene age. Middle- Upper Eocene volcanic rocks have been outcropped such as alternations of rock units include of acidic lavas (mainly dacitic), pyroclastic rocks (crystal littic tuff, tuffaceous siltstone and ...), and thin intercalation of Nummulitic limestones, siltstones and sandstones. Petrographical evidence of these rocks indicates continous changes and evolutioned in them: appare and disappear of some minerals and disequilibrium textures (such as inclusion, crusion golf and zonation in plagioclase and clinopyroxen phenocrystes). Such as the other parts of central Iran copper mineralization observed with these andesitic and dacitic rocks. Geochemical features of these rocks indicate that they have calcalkaline nature. These characteristic confirm the role of fractional crystallization and with minor important assimilation and magma contamination in evolution of the magma forming these rocks. These rocks are rich in LREE and LILE and depleted of HREE. Negative anomaly of HFSE such as Ti, Nb and Ta in these andesitic and dacitic rocks are the main characteristic of arc magmatism environment. On the tectonic discrimination diagram, magma forming these rocks are plot in the active continental margin magmatic arc domain. These rocks have high silica adakitic nature. Base on geochemical characteristic the studied rocks resulted of melting of subducted Neothetian oceanic slab and overlay metasomatized mantle wedge.

Key words: Alkali basalt, Lower cretaceous, Magmatism, Middle- upper eocene, Zamanabad, Shahrood



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Department of Petrology

MSc thesis

**The study of geology and petrogenesis of
Cretaceous igneous rocks, Zaman Abad area
(Khartooran - SE Shahrood)**

Abolfazl Akramian

Supervisor
Dr. H. Ghasemi

Advisors
Dr. M. Sadeghian
Dr. A. Taheri

January 2011