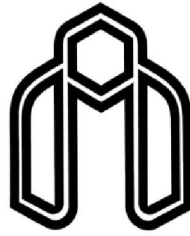


بسم الله الرحمن الرحيم



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین
گروه پتروولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی
پایان نامه کارشناسی ارشد

مطالعه ماگماتیسیم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی

دانشجو:

خدیجه جمشیدی

استاد راهنما:

دکتر حبیب‌اله قاسمی

اساتید مشاور:

دکتر محمود صادقیان

دکتر عزیزاله طاهری

پایان‌نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

فروردین ۱۳۸۹

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده : علوم زمین

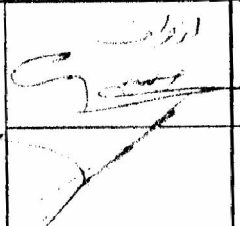
گروه : پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم خدیجه جمشیدی

تحت عنوان: مطالعه ماگماتیسزم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی

در تاریخ... ۱۳۸۹/۱/۲۳... توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد
مورد ارزیابی و با درجه عالی مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	استاد راهنما
	نام و نام خانوادگی : دکتر محمود صادقیان		نام و نام خانوادگی : دکتر حبیب‌اله قاسمی
	نام و نام خانوادگی : دکتر عزیزاله طاهری		

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی : غلامعباس کاظمی		نام و نام خانوادگی : قاسم قربانی
			نام و نام خانوادگی : فرج‌اله فردوست

«بسم الله الذي هو بكل شيء عليم»

خداوند بزرگ را سپاس می‌گویم که دروازه‌ی علم و حکمتش را بر بنده‌ی کوچکش اندکی گشود و از بیکران علمش قطره‌ای نصیبم ساخت تا این لطف و مرحمت، در قالب این دیباچه مهیا گردد.

در این راه دور، استادی اساتید و معلمی معلمان بس بزرگوار، همچون چراغی فروزان، روشنگر راه من بود که با شفقت و تدبیر، مرا چون کودکی نوپا، قدم به قدم پیش برده و راه نمایانده‌اند. هیچ حرف و کلمه‌ای اندازه و مقدار آن را ندارد تا به رسم سپاس من، به ایشان تقدیم شود. به همین الفاظ اندک و کوچک اکتفا می‌کنم تا نامی از ایشان در ابتدا برده باشم و سپاسی تقدیمشان؛ که "من لم يشكر المخلوق، لم يشكر الخالق". با تمام احترام و ادب نام می‌برم از استاد ارجمند جناب آقای دکتر حبیب‌اله قاسمی، که در تمام این مدت و در قدم به قدم این راه، در حق پدری کرده و حق استادی را بر من تمام، هر چند حق شاگردی را بجا نیاوردم.

تشکر می‌کنم از اساتید محترم آقایان دکتر محمود صادقیان و دکتر عزیزاله طاهری که در تمام مراحل تکمیل مطالعات، مرا از تجارب ارزشمند خود بی‌نصیب نگذارند. یاد می‌کنم از دو اسطوره صبر و شکیبایی، مهر و گذشت "پدر و مادر عزیزم" که اگر نبود یاری بی‌دریغشان، قامت ناتوان من در برابر سختی‌ها و ممرات‌های این راه استوار نمی‌ماند.

سپاسگزارم از زحمات خالصانه کارمندان دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود به خصوص آقایان مهندس خانعلیزاده و میرباقری و خانم‌ها مهندس فارسی و سعیدی. به همان اندازه از همراهی همیشگی دوستان عزیزم، خانم‌ها کیانی، محمدی، دم‌شناس، حمیدی، الهیاری و گوانجی کمال تشکر را دارم.

"حاصل تحقیق پیش‌رو، شاید جبران گوشه‌ای از زحماتشان"

تقدیم به:

پدر و مادر عزیزم

تعهد نامه

اینجانب **چریکه عیسی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد / دکتری رشته **مهندسی**
دانشکده **علوم زمین** دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه / رساله **مطالعه دینامیک خاک در سازه های بتنی**
شهرشک **دانشگاه صنعتی شاهرود** تحت راهنمایی **دکتر محمد علی حسینی** تعهد می شوم .

تحقیقات در این پایان نامه / رساله توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .

- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه / رساله تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « **Shahrood University of Technology** » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه / رساله تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه / رساله رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه / رساله ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه / رساله ، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاقی انسانی رعایت شده است .

تاریخ :

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

* متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه های تکثیر شده پایان نامه / رساله وجود داشته باشد .

چکیده

در برخی نواحی زون البرز در قاعده‌ی سازند شمشک، یک سری سنگ‌های آذرین مافیک به صورت گدازه گزارش شده است. اما، مطالعه‌ی دقیق برونزدهای زمین‌شناسی این سنگ‌ها در نواحی مختلف البرز شرقی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در مناطق قشلاق (ناحیه‌ی خوش‌ییلاق)، طزره، تالو و کلاته‌ی رودبار (شمال دامغان) از نوع نفوذی و به شکل سیل، دایک و استوک‌های کوچک و در منطقه‌ی چشمه‌علی (شمال غرب دامغان) از نوع گدازه هستند. با توجه به مطالعات صحرایی و پتروگرافی، توده نفوذی قشلاق به صورت یک سیل ضخیم (حدود ۱۰۰ متری) با طیف تفریقی الیوین‌گابرو، گابرو، دیوریت تا مونزونیت از پائین به بالا، درون بخش قاعده‌ای سازند شمشک مشاهده می‌شود. توده‌ی نفوذی بازیک تالو، به صورت توده‌های کوچک پراکنده در بخش قاعده‌ای سازند شمشک نفوذ کرده و در بعضی مناطق نیز به موازات طبقات شیلی و ماسه‌سنگی این سازند به صورت سیل و یا دایک ادامه یافته است. مطالعات صحرایی و پتروگرافی سنگ‌های آذرین این منطقه نشان‌دهنده‌ی وجود یک سری تفریقی پیوسته از اولیوین‌گابرو تا دیوریت است. ویژگی‌های پتروگرافی توده‌ی قشلاق و تالو مشابه هم می‌باشد. فراوانترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز، هورنبلند و کلینوپیروکسن هستند و بافت‌های غالب مشاهده شده در آن‌ها از نوع انباشتی، گرانولار، میکروگرانولار و افیتیک است. حضور فلوگوپیت، آپاتیت و اسفن‌های اولیه و ثانویه در نمونه‌های این مناطق، بیانگر بالا بودن میزان P_2O_5 و Ti و ماهیت آلکالین ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست. سنگ‌های آذرین منطقه‌ی طزره و کلاته‌ی رودبار به صورت سیل و دایک دیابازی و یا توده‌هایی با ترکیب گابرو در طبقات شیلی و ماسه‌سنگی سازند شمشک برونزد دارند. این سنگ‌ها با بافت اینترگرانولار و افیتیک حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و بلورهای ریز آپاتیت هستند. سنگ‌های بازیک مورد بررسی در منطقه‌ی چشمه‌علی از نوع آلکالی الیوین بازالت بوده و به شدت دگرسان شده‌اند. این سنگ‌ها از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن در زمینه‌ای ریز بلور تشکیل شده‌اند و بافت‌های پورفیری، اینترسرتال و گلومروپورفیری نشان می‌دهند. نمونه‌های مناطق چشمه‌علی، طزره و کلاته‌ی رودبار تنوع شیمیایی و پتروگرافی ندارند و بنابراین نمودارهای تغییرات ترکیب مربوط به این مناطق روند خاصی را نشان نمی‌دهند. در حالی که در نمونه‌های مناطق قشلاق و تالو به دلیل تنوع پتروگرافی و ژئوشیمیایی، روندهای تفریق به خوبی مشاهده می‌شود. در نمودارهای تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی، ماهیت آلکالین و جایگاه درون صفحه‌ی قاره-ای این سنگ‌ها به اثبات رسیده است. بررسی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های مناطق مورد مطالعه در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، نشان‌دهنده غنی‌شدگی آن‌ها از LREE و عناصر شدیداً ناسازگار و تهی‌شدگی آن‌ها از HREE می‌باشد. روند موازی تغییرات عناصر نادر خاکی، آنومالی مثبت Pb و بالا بودن مقادیر LILE مانند Ba و Ce در این نمودارها به همراه طرح‌های موجود در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، ناسازگار و سازگار نسبت به یکدیگر، بیانگر منشأ واحد سنگ‌های آذرین منطقه و نقش تبلور تفریقی همراه با هضم و آلاش ماگما با سنگ‌های پوسته‌ای، در تحول ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های مزبور است. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی انجام شده، می‌توان عنوان کرد که ماگمای آلکالین سازنده‌ی سنگ‌های آلکالین مافیک قاعده-ی سازند شمشک از ذوب بخشی درجه‌ی پائین (۱۰ تا ۱۵ درصدی) یک منبع گوشته‌ای غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای با ترکیب گارنت - لرزولیتی در یک محیط کششی درون قاره‌ای حاصل شده‌اند. این محیط با رژیم کششی حاکم بر محیط‌های رودخانه‌ای - دلتایی حاشیه‌ی قاره‌ای غیر فعال تریاس فوقانی - ژوراسیک زیرین (لیاس) در زون البرز مطابقت دارد.

کلمات کلیدی: ماگماتیسم مافیک، سازند شمشک، البرز شرقی

لیست مقالات استخراج شده از این پایان نامه عبارتند از:

۱- زمین شناسی و پتروژنز توده‌ی نفوذی بازیک تفریق یافته‌ی قشلاق واقع در قاعده‌ی سازند شمشک، گردنه‌ی خوش ییلاق، شمال شرق شاهرود - هفدهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه بوعلی سینا - همدان، مرداد ۱۳۸۸.

۲- ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی تشکیل توده‌ی بازیک تالو، شمال دامغان، بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین و سیزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور - تهران، بهمن ۱۳۸۸.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات تحقیق

۱-۱- مقدمه	۲
۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی مناطق مورد مطالعه	۳
۱-۲-۱- قشلاق	۳
۱-۲-۲- طزره	۴
۱-۲-۳- تالو (طالو)	۴
۱-۲-۴- کلاته‌ی رودبار	۵
۱-۲-۵- چشمه‌علی دامغان	۵
۱-۳- مروری بر مطالعات پیشین	۷
۱-۵- هدف از مطالعه	۱۲
۱-۶- روش انجام تحقیق و گردآوری اطلاعات	۱۲

فصل دوم: زمین شناسی عمومی منطقه

۱-۲- مقدمه	۱۵
۱-۲-۲- پیکره‌های سنگی در برگیرنده‌ی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه	۱۶
۱-۲-۳- پیکره‌های آذرین مورد مطالعه	۱۹
۱-۲-۳-۱- قشلاق	۲۰
۱-۲-۳-۲- طزره	۲۵
۱-۲-۳-۳- تالو	۲۹
۱-۲-۳-۴- کلاته‌ی رودبار	۳۱
۱-۲-۳-۵- چشمه‌علی	۳۲
۱-۲-۴- تکتونیک مناطق مورد مطالعه	۳۸
۱-۲-۵- منابع معدنی مناطق مورد مطالعه	۴۰

فصل سوم: پتروگرافی

۱-۳- مقدمه	۴۳
۲-۳- مشخصات پتروگرافی واحدهای آذرین در مناطق قشلاق و تالو	۴۴
۳-۳- مشخصات پتروگرافی دایک منطقه‌ی غزنوی	۵۴
۴-۳- مشخصات پتروگرافی واحد آذرین در منطقه‌ی طزره	۵۵
۵-۳- مشخصات پتروگرافی سنگ‌های آذرین منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار	۵۶
۶-۳- مشخصات پتروگرافی سنگ‌های آذرین منطقه‌ی چشمه‌علی	۵۸

فصل چهارم: ژئوشیمی و پترولوژی

۶۳	۱-۴ مقدمه
۶۵	۲-۴ منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها
۶۶	۳-۴ تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی
۶۶	۱-۳-۴ تصحیح مربوط به حذف مواد فرآر (L.O.I.)
۷۱	۲-۳-۴ تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO
۷۲	۴-۴ کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه
۷۲	۱-۴-۴ رده‌بندی نورماتیو
۷۶	۲-۴-۴ رده‌بندی شیمیایی
۷۹	۳-۴-۴ بررسی تغییر و تحولات سنگ‌های مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات
۹۱	۵-۴ بررسی تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به کمک عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر
۹۲	۱-۵-۴ بررسی تغییرات عناصر نادر در مقابل SiO_2 و ضریب تفریق
۹۷	۲-۵-۴ نتایج حاصل از بررسی نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 و D.I.
۹۸	۶-۴ نمودارهای تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار
۱۰۱	۷-۴ نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی)
۱۰۱	۱-۷-۴ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت
۱۰۳	۲-۷-۴ نمودارهای بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه
۱۰۶	۸-۴ تعیین سری ماگمایی
۱۰۶	۱-۸-۴ نمودارهای Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2
۱۰۶	۲-۸-۴ نمودارهای Zr در مقابل P_2O_5 و TiO_2 در مقابل نسبت Zr/P_2O_5
۱۰۸	۳-۸-۴ نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2

فصل پنجم: پتروژنز

۱۱۰	۱-۵ مقدمه
۱۱۱	۲-۵ تعیین محیط تکتونیکی نمونه‌های بازیک آلکالن مورد مطالعه
۱۱۲	۱-۲-۵ نمودار $Ti/100-Zr-Y \times 3$
۱۱۳	۲-۲-۵ نمودار $Zr/4-Nb \times 2-Y$
۱۱۳	۳-۲-۵ نمودار تغییرات V در مقابل $Ti/1000$
۱۱۳	۴-۲-۵ مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های بازیک مورد مطالعه با گابروهای منطقه‌ی املش
۱۱۵	۵-۲-۵ مقایسه‌ی جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌های بازیک مورد مطالعه با گابروهای منطقه‌ی املش
۱۲۳	۳-۵ تعیین ترکیب، درجه‌ی ذوب و عمق محل منشأ
۱۲۳	۱-۳-۵ نمودار FeO کل در برابر SiO_2
۱۲۴	۲-۳-۵ نمودارهای نسبت عناصر کمیاب Sm/Yb در مقابل Sm و نسبت Sm/Yb در برابر La/Sm
۱۲۶	۳-۳-۵ نمودار نسبت La/Y در برابر Y
۱۲۷	۴-۳-۵ نمودار نسبت Dy/Yb در برابر La/Yb
۱۲۸	۵-۳-۵ نمودار Ce/Sm در مقابل Sm/Yb
۱۲۸	۶-۳-۵ نمودار نسبت‌های عناصر ناسازگار $Y-Zr$

- ۵-۴- نقش فازهای آبدار در منطقه‌ی منشأ ۱۲۹
- ۵-۵- بررسی نقش آلاینش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های بازیک مورد مطالعه ۱۳۱
- ۵-۶- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در قاعده‌ی سازند شمشک ۱۳۳

فصل ششم: نتایج و پیشنهادات

- ۶-۱- نتیجه گیری ۱۳۹
- ۶-۲- پیشنهادات ۱۴۱

- منابع ۱۴۲

فهرست جداول

فصل سوم

جدول ۱-۳ - علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی ۴۴

فصل چهارم

جدول ۱-۴ - مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه‌ی شیمیایی ۶۴

جدول ۲-۴ - نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسید عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی مناطق مورد مطالعه پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ۶۷

جدول ۳-۴ - مقادیر Na_2O ، C ، S ، L.O.I اولیه و مقادیر Na_2O و L.O.I جدید نمونه‌های مورد مطالعه ۷۴

جدول ۴-۴ - درصد کانی‌های نورماتیو محاسبه شده از طریق نورم خشک اصلاح شده (CIPW) و نورم آبدار (CIPW Hb) برای نمونه‌های مورد مطالعه ۷۵

فصل پنجم

جدول ۱-۵ - نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌های گابرویی منطقه‌ی املش (صلواتی، ۱۳۸۰) ۱۱۶

جدول ۲-۵ - نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌های منطقه‌ی جواهردشت (حق نظر و ملکوتیان، ۱۳۸۸) ۱۲۲

جدول ۳-۵ - نتایج تجزیه‌ی شیمیایی ۵ نمونه از بازالت‌های ایالت چین شمالی (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷) ۱۲۲

جدول ۴-۵ - نتایج تجزیه شیمیایی ۵ نمونه از هورنبلند بازالت‌های ناحیه‌ی ران آلمان (یانگ و همکاران، ۲۰۰۰) ۱۲۲

فهرست اشکال

فصل اول

شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه و نقشه‌ی راه‌های ارتباطی آن‌ها ۶

فصل دوم

- شکل ۱-۲- نقشه‌ی پهنه‌های رسوبی ساختاری عمده‌ی ایران (اشتوکلین، ۱۹۶۸)..... ۱۶
- شکل ۲-۲- نمایی از آهک‌های سازند الیکا در منطقه‌ی طزره، شمال دامغان ۱۸
- شکل ۳-۲- تصاویری از توالی‌های رسوبی مشاهده شده در مناطق مورد مطالعه ۱۹
- شکل ۴-۲- بخشی از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوش‌یلاق (علوی و صالحی راد، ۱۳۶۹)..... ۲۱
- شکل ۵-۲- بخشی از توده‌ی نفوذی مورد مطالعه در منطقه‌ی قشلاق..... ۲۱
- شکل ۶-۲- تصویری از توده‌ی آذرین قشلاق و ارتباط آن با واحدهای سنگی منطقه..... ۲۱
- شکل ۷-۲- تصویری از پختگی شیل شمشک ناشی از تزریق توده‌ی آذرین در منطقه‌ی قشلاق..... ۲۳
- شکل ۸-۲- تصویری از دولومیت استروماتولیتی سازند پادها به رنگ تیره در منطقه‌ی قشلاق..... ۲۳
- شکل ۹-۲- تصویری از اسکارن‌زایی از نوع آهن در مجاورت توده نفوذی و مرز گسلی بین آن‌ها..... ۲۳
- شکل ۱۰-۲- کانه زایی ولاستونیت و مگنتیت در سنگ‌های کربناته‌ی سازند پادها در منطقه‌ی قشلاق..... ۲۳
- شکل ۱۱-۲- تصویر میکروسکوپی از تبلور مجدد و تبدیل متن میکرایت به اسپرایت در آهک پادها ۲۳
- شکل ۱۲-۲- پختگی لنزهای گچی سفید رنگ موجود در دولومیت پادها در مجاورت توده‌ی آذرین..... ۲۳
- شکل ۱۳-۲- کانه‌زایی الیژیست در سطح سنگ‌های آذرین مافیک نفوذی در منطقه‌ی قشلاق..... ۲۴
- شکل ۱۴-۲- تصویری از حاشیه انجماد سریع سیل به رنگ تیره و بافت شیشه‌ای آن ۲۴
- شکل ۱۵-۲- اپیدوتیزاسیون کانی‌های مافیک سنگ‌های گابرویی و ایجاد رنگ سبز در صحرا..... ۲۴
- شکل ۱۶-۲- اثر تفریق به صورت بخش‌های تفکیک یافته تیره و روشن در سنگ‌های منطقه‌ی قشلاق..... ۲۴
- شکل ۱۷-۲- تصویری از رگه مافیکی در یک سنگ گابرویی در منطقه‌ی قشلاق..... ۲۴
- شکل ۱۸-۲- تصویری از رگه اپیدوتی سبز رنگ که یک سنگ دیوریتی در منطقه‌ی قشلاق را قطع کرده است ۲۴
- شکل ۱۹-۲- نمایی از دایک غزنوی که شیل و ماسه‌سنگ شمشک را قطع کرده است ۲۵
- شکل ۲۰-۲- آثار پختگی ماسه‌سنگ شمشک در مجاورت دایک پل غزنوی..... ۲۵
- شکل ۲۱-۲- تصویری از آنکلاو ماسه‌سنگی که درون دایک پل غزنوی به دام افتاده است ۲۵
- شکل ۲۲-۲- تصویری از رگه‌ی کلسیتی ثانویه که دایک غزنوی را قطع کرده است ۲۵
- شکل ۲۳-۲- تصویری از فرسایش پوست‌پیزی بخش‌هایی از دایک غزنوی..... ۲۵
- شکل ۲۴-۲- بخشی از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی‌راد، ۱۹۷۵)..... ۲۷
- شکل ۲۵-۲- موقعیت سیل منطقه‌ی طزره در تصویر سه بعدی..... ۲۷
- شکل ۲۶-۲- ستون چینه شناسی واحدهای سنگی تریاس - ژوراسیک در منطقه‌ی طزره..... ۲۸
- شکل ۲۷-۲- نمایی از سیل منطقه‌ی طزره که به موازات طبقات شیلی شمشک برونزد دارد..... ۲۸
- شکل ۲۸-۲- تصویری از پختگی شیل‌های شمشک در مجاورت با توده‌ی آذرین در منطقه‌ی طزره..... ۲۸
- شکل ۲۹-۲- تصویری از شکستگی‌های پر شده توسط کلسیت ثانویه در سیل منطقه‌ی طزره..... ۲۸
- شکل ۳۰-۲- تصویری از دایک منطقه‌ی طزره که توالی‌های تخریبی قاعده‌ی شمشک را قطع کرده است..... ۲۸

- شکل ۲-۳۱- نمای کلی از توده‌ی نفوذی تالو ۳۰
- شکل ۲-۳۲- تصویری از ماسه سنگ شمشک حاوی فسیل‌های گیاهی در منطقه‌ی تالو ۳۰
- شکل ۲-۳۳- تصویری از تبلور مجدد و مرمری شدن آهک الیکا در مجاورت توده‌ی آذرین در منطقه‌ی تالو ۳۰
- شکل ۲-۳۴- بودینه شدن توده‌ی نفوذی تالو پس از نفوذ به آهک بالایی ۳۱
- شکل ۲-۳۵- تصویری از پرشدن فضای شکستگی‌های برشی توسط سیلیس در توده‌ی نفوذی تالو ۳۱
- شکل ۲-۳۶- تصویری از جهت یابی فیبرهای سیلیسی و تعیین جهت حرکت در منطقه‌ی تالو ۳۱
- شکل ۲-۳۷- تصویری از الیوین‌گابروی منطقه‌ی تالو یا ظاهری تیره رنگ ۳۱
- شکل ۲-۳۸- تصویری از دگرسانی درشت بلورهای هورنبلند به اپیدوت در یک سنگ دیوریتی در منطقه‌ی تالو ۳۱
- شکل ۲-۳۹- کانه‌زایی الیژیست در سطح سنگ‌های آذرین مافیک در منطقه‌ی تالو ۳۱
- شکل ۲-۴۰- بخشی از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان ۳۳
- شکل ۲-۴۱- نمای کلی از توده‌ی آذرین منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار ۳۳
- شکل ۲-۴۲- نمایی از توده‌ی نفوذی خرد شده به رنگ سبز تیره در منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار ۳۴
- شکل ۲-۴۳- تصویری از دولومیت زرد رنگ الیکا با بین لایه‌های چرتی ۳۴
- شکل ۲-۴۴- نمای کلی از گدازه‌ی بازالتی تیره رنگ بر روی افق فرسایشی قرمز رنگ ۳۵
- شکل ۲-۴۵- نمایی از شیل زغالدار به رنگ خاکستری تیره تا سیاه سازند شمشک در منطقه‌ی چشمه‌علی ۳۶
- شکل ۲-۴۶- بخش‌های ماسه سنگی محصور شده درون گدازه‌ی بازالتی منطقه‌ی چشمه‌علی ۳۶
- شکل ۲-۴۷- بخش شیلی با لامیناسیون ظریف که به صورت زینولیت درون گدازه‌ی بازالتی محصور شده است ۳۶
- شکل ۲-۴۸- تصویری از بافت بادامکی پر شده با کلسیت و سیلیس در بازالت چشمه‌علی ۳۶
- شکل ۲-۴۹- تصویری از ته نشینی تراورتن به وسیله آب‌های کلسیم‌دار در اطراف بازالت چشمه‌علی ۳۷
- شکل ۲-۵۰- تصویری از کنگلومرا با قطعات نشأت گرفته از سازند الیکا در منطقه‌ی چشمه‌علی ۳۷
- شکل ۲-۵۱- نمایی از گدازه‌ی بازالتی سیاه رنگ و افق فرسایشی قرمز رنگ روی آن در منطقه‌ی چشمه‌علی ۳۷
- شکل ۲-۵۲- تصویری از ندول‌های اکسید آهن که در افق قرمز فرسایشی پراکنده‌اند ۳۷
- شکل ۲-۵۳- تصویر مقطع میکروسکوپی تهیه شده از ندول‌های اکسید آهن ۳۷
- شکل ۲-۵۴- تصویر میکروسکوپی هماتیت تیغه‌ای به رنگ سفید در زمینه‌ی گوتیتی به رنگ قهوه‌ای تا قرمز ۳۷
- شکل ۲-۵۵- نمایی از بازالت چشمه‌علی بر روی افق فرسایشی قرمز رنگ ۳۷

فصل سوم

- شکل ۳-۱-الف- تصویری از الیوین‌گابرو با ظاهر ملانوکرات و براق در مقیاس نمونه‌ی دستی ۴۶
- شکل ۳-۱-ب- تصویری از بافت دانه‌ای و کانی‌های الیوین، پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند در الیوین‌گابرو ۴۶
- شکل ۳-۱-ج- تصویری از حضور بیوتیت فلوگوپیت در الیوین‌گابرو ۴۷
- شکل ۳-۱-د- تصویری از حضور مگنتیت و آپاتیت تیغه‌ای در الیوین‌گابرو که کانی بیوتیت را قطع کرده است ۴۷
- شکل ۳-۲-الف- تصویری از گابروی منطقه‌ی قشلاق با ظاهر مزوکرات در مقیاس ماکروسکوپی ۵۰
- شکل ۳-۲-ب- تصویر میکروسکوپی از بافت اینترگرانولار در گابرو ۵۰
- شکل ۳-۲-ج- تصویری از بافت افیتیک در گابرو ۵۰
- شکل ۳-۲-د- تصویر میکروسکوپی از پیروکسن اورالیتی شده در نمونه‌ی گابرویی ۵۰
- شکل ۳-۲-ز- تصویری از مگنتیت به رنگ خاکستری روشن در گابرو ۵۰
- شکل ۳-۲-ه- تصویر میکروسکوپی هماتیت به رنگ سفید در نمونه‌ی گابرویی ۵۰
- شکل ۳-۲-و- تصویری از اسفن اولیه و لوزی شکل و مگنتیت اسکلتی در گابرو ۵۰

- شکل ۳-۲-۵- پلاژیوکلاز سرسیتی شده و حضور کانی‌های ثانویه اپیدوت و کلریت در گابرو ۵۰
- شکل ۳-۳-الف- تصویری از یک سنگ دیوریتی با ساخت گرانولار در مقیاس نمونه‌ی دستی ۵۳
- شکل ۳-۳-ب- تصویر میکروسکوپی از کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز با رخ لوزی شکل و بیوتیت در دیوریت ۵۳
- شکل ۳-۳-ج- تصویری از متاسوماتیسم پتاسیک و جانشینی ارتوز در اطراف پلاژیوکلاز و حضور اسفن ۵۳
- شکل ۳-۳-د- تصویری از مگنتیت اسکلتی و بیوتیت در یک نمونه‌ی دیوریتی ۵۳
- شکل ۳-۳-ه- تصویری از بلورهای خودشکل آپاتیت و مگنتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلاز در دیوریت ۵۳
- شکل ۳-۳-و- کلریت با بافت اسفرولیتی در یک نمونه‌ی دیوریتی ۵۳
- شکل ۳-۳-ی- تصویر میکروسکوپی از کانی ثانویه‌ی پره‌نیت ۵۳
- شکل ۳-۴-الف- تصویری از یک سنگ مونزونیتی با ظاهر لوکوکرات در مقیاس نمونه‌ی دستی ۵۴
- شکل ۳-۴-ب- تصویری از بلورهای خودشکل آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلاز ۵۴
- شکل ۳-۴-ج- تصویری از مگنتیت نردبانی در سنگ مونزونیتی ۵۴
- شکل ۳-۴-د- کانی ثانویه اپیدوت در نمونه‌ی مونزونیتی ۵۴
- شکل ۳-۵-الف- تصویری از بلور درشت پیروکسن به همراه بلورهای هورنبلند قهوه‌ای و پلاژیوکلاز در زمینه دایک ۵۵
- شکل ۳-۵-ب- تصویری از بلورهای خودشکل و نیمه خودشکل هورنبلند قهوه‌ای در دایک میکروگابرویی غزنوی ۵۵
- شکل ۳-۶-الف- تصویری از دیاباز منطقه‌ی طزره در مقیاس نمونه دستی ۵۶
- شکل ۳-۶-ب- تصویر میکروسکوپی از بافت افیتیک، پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتیتیک و پیروکسن در زمینه ۵۶
- شکل ۳-۶-ج- تصویر میکروسکوپی از مگنتیت با بافت اسکلتی که از حاشیه به هماتیت تبدیل شده است ۵۶
- شکل ۳-۶-د- تصویری از کانی‌های ثانویه‌ی کلسیت به همراه اپیدوت در مقاطع طزره ۵۶
- شکل ۳-۷-الف- تصویری از گابروی منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار در مقیاس نمونه‌ی دستی ۵۷
- شکل ۳-۷-ب- تصویر میکروسکوپی از بافت اینترگرانولار و کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن ۵۷
- شکل ۳-۷-ج- تصویری از الیوین کلریتی شده‌ی سبز رنگ و اوژیت در مقطع گابرویی ۵۷
- شکل ۳-۷-د- کانی‌های ثانویه اپیدوت و کلریت در یک مقطع گابرویی ۵۷
- شکل ۳-۷-ه- تصویر میکروسکوپی بیانگر حضور الیزیت تیغه‌ای به همراه کلریت ناشی از دگرسانی گابرو ۵۸
- شکل ۳-۸-الف- تصویری از ساخت بادامکی در الیوین‌بازالت چشمه‌علی دامغان ۶۰
- شکل ۳-۸-ب- تصویری از تجمع فنوکریست‌های الیوین و پلاژیوکلاز در الیوین‌بازالت ۶۰
- شکل ۳-۸-ج- تصویری از الیوین‌های ایدنگسیتی شده و سودومورف‌های کلریت و کلسیت در قالب الیوین ۶۱
- شکل ۳-۸-د- میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و تجمع موضعی الیوین‌های کلسیتی شده با بافت گلومروپورفیری ۶۱
- شکل ۳-۸-ه- مدل ژنتیکی برای تشکیل تجمعات گلومروپورفیری (برگرفته از زو و همکاران، ۲۰۰۹) ۶۱

فصل چهارم

- شکل ۴-۱- نمودار $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (لومتر، ۱۹۷۶) ۷۱
- شکل ۴-۲- رده بندی سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیبات نورماتو و پارامترهای Q و ANOR ۷۵
- شکل ۴-۳- نمودارهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵) ۷۷
- شکل ۴-۴- نمودارهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) ۷۸
- شکل ۴-۵- نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶) برای نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی ۷۹
- شکل ۴-۶- نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) برای نامگذاری نمونه‌های بازیک ۷۹
- شکل ۴-۷- نمودارهای درصد اکسید - درصد MgO (فنز، ۱۹۴۸) برای نمونه‌های مورد مطالعه ۸۶

- شکل ۴-۸- نمودارهای اکسید عناصر اصلی در برابر ضریب تقریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰) ۸۹
- شکل ۴-۹- نمودارهای عناصر کمیاب Sr، Ba، Co در برابر SiO_2 برای نمونه‌های مورد مطالعه ۹۴
- شکل ۴-۱۰- نمودارهای عناصر کمیاب Sr، Ba، Rb، Zr و V در مقابل ضریب تقریق و نمودار Cr در برابر $\text{Mg}^\#$ ۹۷
- شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر ۱۰۰
- شکل ۴-۱۲- نمودار تغییرات Rb/Th در برابر Rb (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶) ۱۰۱
- شکل ۴-۱۳- نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) ۱۰۳
- شکل ۴-۱۴- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) ۱۰۵
- شکل ۴-۱۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی ۱۰۷
- شکل ۴-۱۶- الف- نمودار P_2O_5 در مقابل Zr و ب- نمودار درصد وزنی TiO_2 در مقابل نسبت $\text{Zr/P}_2\text{O}_5$ ۱۰۸
- شکل ۴-۱۷- نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 (پکسرلو و تایلور، ۱۹۷۶) ۱۰۸

فصل پنجم

- شکل ۵-۱- نمودارهای تمایز تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه ۱۱۴
- شکل ۵-۲- مقایسه‌ی نمودارهای عنکبوتی گابروهای املش و گابروهای مورد مطالعه ۱۱۵
- شکل ۵-۳- نمودارهای تکتونیکی جهت تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های مورد بحث و ترکیبات بازیک املش ۱۱۷
- شکل ۵-۴- نمودارهای تمایز تکتونیکی برای مقایسه‌ی موقعیت تکتونیکی نمونه‌های بازیک مورد مطالعه با ترکیبات بازیک املش، جواهردشت، سپر شمال چین و ناحیه‌ی ران آلمان ۱۲۱
- شکل ۵-۵- نمودار FeO در مقابل SiO_2 (باکر و استالپر، ۱۹۹۴؛ کوشیرو، ۱۹۹۶) ۱۲۴
- شکل ۵-۶- نمودارهای Sm/Yb در برابر Sm و Sm/Yb برای تعیین ترکیب و درجه‌ی ذوب بخشی سنگ منشأ ۱۲۶
- شکل ۵-۷- نمودار نسبت La/Y در برابر Y (لوسترینو و شارکوو، ۲۰۰۶) جهت تعیین کانی‌شناسی و درجه‌ی ذوب بخشی منشأ ۱۲۷
- شکل ۵-۸- نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb ۱۲۸
- شکل ۵-۹- نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb جهت بررسی حضور و یا عدم حضور گارنت در منشأ ۱۲۸
- شکل ۵-۱۰- نمودار تغییرات Y در مقابل Zr (براساس داده‌های ساد و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) جهت تعیین منشأ گوشته-ی غنی‌شده ۱۲۹
- شکل ۵-۱۱- نمودار K/Th در مقابل Th و نمودار Rb/Sr در برابر Ba/Rb برای بررسی نقش آمفیبول و فلوگوپیت در منطقه‌ی منشأ نمونه‌های مافیک مورد مطالعه ۱۳۱
- شکل ۵-۱۲- نمودارهای Ce/Pb در مقابل MgO و Ce/Pb در مقابل SiO_2 برای تعیین آرایش پوسته‌ای ماگما در نمونه‌های مورد مطالعه ۱۳۳
- شکل ۵-۱۳- تصویر شماتیک از تحولات تکتونیکی زون البرز از کریونفر تا ژوراسیک زیرین با الهام از طرح گلونکا (۲۰۰۴) و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل ماگمای آکالن سازنده‌ی سنگ‌های آذرین قاعده‌ی شمشک ۱۳۷

فصل اول

کلیات تحقیق

۱-۱- مقدمه

پس از عملکرد فاز فشارشی سیمیرین پیشین در حد فاصل تریاس میانی - بالایی، بخش‌های وسیعی از ایران از جمله البرز، متحمل بالازدگی ناحیه‌ای و فرسایش شد و رسوبات فلیشی - مولاسی حاصل از آن در حوضه‌های رسوبی قاره‌ای - کرانه‌ای دریایی تریاس بالا - ژوراسیک میانی در محیط - های رودخانه‌ای - مردابی - دریاچه‌ای موجود بر روی حاشیه‌ی قاره‌ای غیر فعال البرز به صورت گروه شمشک ته نشست گردید. نهشته‌های گروه شمشک در البرز را توالی ضخیمی از رسوبات کنگلومرایی، ماسه‌سنگی و شیلی زغالدار به ضخامت متغیر تا بیش از سه هزار متر تشکیل می‌دهند (آقانباتی، ۱۳۷۷ و ۱۳۸۳؛ خسروتهرانی، ۱۳۸۴). این سازند از گسترش وسیعی در مناطق مختلف البرز از جمله البرز شرقی برخوردار است. بررسی‌های انجام شده بر روی این سازند عمدتاً معطوف به مطالعات چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی رسوبی، محیط رسوبی و ذخایر زغالسنگی موجود در آن بوده است. یک سری سنگ‌های آذرین مافیک در بخش قاعده‌ای این سازند وجود دارد که به وسیله زمین - شناسان متعددی در مناطق مختلف البرز از جمله البرز شرقی به صورت گدازه و با گسترش محدود گزارش شده است. اولین بار مقدسی (۱۳۸۲)، برونزد سنگ‌های آذرین مافیک قاعده‌ی سازند شمشک

را از نظر پترولوژیکی مورد مطالعه قرار داد، اما هنوز سئوالات بسیاری از لحاظ نوع و ترکیب دقیق این سنگ‌ها، ماهیت ژئوشیمیایی، جایگاه چینه‌نگاری و تکتونوماگمایی آن‌ها به‌خصوص از دیدگاه تحولات ژئوتکتونیکی ایران در گذشته، بی پاسخ مانده است.

بنابراین در پاسخ به سئوالات و ابهامات موجود، انجام یک مطالعه‌ی جامع و دقیق پترولوژیکی بر روی ماگماتیسیم مافیک قاعده سازند شمشک در کل زون البرز به خصوص البرز شرقی ضروری به نظر می‌رسد. این مطالعه در نقاط مختلفی از البرز شرقی از جمله منطقه‌ی قشلاق در خوش ییلاق در مسیر جاده شاهرود - آزادشهر و مناطق تالو، طزره، کلاته‌ی رودبار و چشمه‌علی در شمال و شمال - غرب شهرستان دامغان انجام شده است. با این حال، گسترش وسیع این سنگ‌ها در سراسر زون البرز، مطالعات پترولوژیکی بیشتری را در این خصوص می‌طلبد.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی مناطق مورد مطالعه:

سنگ‌های آذرین مافیک قاعده‌ی سازند شمشک به صورت پراکنده در نواحی مختلفی از البرز شرقی برونزد دارند. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به مناطق مورد مطالعه در ناحیه خوش ییلاق و شمال شهرستان دامغان در شکل (۱-۱) ارائه شده است. این مناطق صورت زیر دسته‌بندی می‌شوند:

۱-۲-۱- قشلاق:

منطقه‌ی قشلاق در کیلومتر ۲۵ جاده‌ی آزادشهر به شاهرود، در محدوده‌ی طول‌های جغرافیایی $55^{\circ} 18'$ تا $55^{\circ} 23'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 57'$ تا $37^{\circ} 00'$ شمالی قرار دارد. آب و هوای این منطقه، کوهستانی، سرد و مرطوب بوده به طوری که دارای آب و هوای معتدل در تابستان و بارش برف در زمستان است. هر چند روند ارتفاعات و عناصر ساختاری البرز در مجموع تقریباً شرقی - غربی است، ولی در این منطقه، روندها تقریباً شمال شرقی - جنوب غربی است که این تغییر روند به

عملکرد گسل‌های متعدد منطقه نسبت داده شده است (میرباقری، ۱۳۸۶ بر گرفته از خسروتهرانی، ۱۳۶۷). بهترین جاده‌ی دسترسی به منطقه‌ی مورد نظر، جاده‌ی آسفالته‌ی شاهرود به آزادشهر است. از طرف شرق (در مسیر مشهد به شاهرود) می‌توان از طریق جاده‌ی میامی به ری آباد، تیل آباد و غزنوی به این منطقه دسترسی پیدا کرد. این جاده نیز به طور کامل آسفالته است. توده‌ی آذرین مورد مطالعه دقیقاً در مختصات جغرافیایی ۱۹° ۵۵' شرقی و ۵۸° ۳۶' شمالی قرار دارد.

۱-۲-۲- طزره:

منطقه‌ی طزره در ۲۵ کیلومتری شمال روستای مهماندوست، ۴۲ کیلومتری شمال خاوری دامغان و ۸۰ کیلومتری غرب شهرستان شاهرود در محدوده‌ی طول‌های جغرافیایی ۲۶° ۵۴' تا ۵۸° ۵۴' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۴° ۳۶' تا ۳۰° ۳۶' شمالی قرار دارد. در زبان محلی به آن "تجره" می‌گویند که به معنی خانه‌ی زمستانی است. این منطقه در دامنه‌ی دو کوه بنار و ورجه قرار گرفته و جزئی از دهستان دامنگوه در بخش مرکزی شهرستان دامغان است. از طریق جاده‌ی شاهرود - دامغان می‌توان به این منطقه دست یافت. حدوداً ۵ کیلومتر قبل از روستای طزره، شهرک شرکت البرز شرقی قرار دارد و می‌توان از طریق جاده‌ی معدن طزره به سمت توده آذرین مورد نظر در مختصات جغرافیایی ۵۶° ۵۴' شرقی و ۲۴° ۳۶' شمالی، ادامه‌ی مسیر داد.

۱-۲-۳- تالو (طالو):

تالو، مزرعه‌ای در شمال شرق دامغان است که در دامنه‌ی سلسله جبال البرز واقع شده است. در شمال مزرعه، معدن زغالسنگ و چشمه‌ای به نام زراسبه وجود دارد. این مزرعه در محدوده‌ی طول جغرافیایی ۲۶° ۵۴' و عرض جغرافیایی ۱۸° ۳۶' و در ۹ کیلومتری شمال روستای طاق واقع شده است. در سمت غربی مزرعه‌ی تالو، آبادی سورند و در شرق آن روستای طزره قرار گرفته است. راه مزرعه‌ی تالو تا روستای طاق به صورت جاده‌ی خاکی است. روستای طاق در ۱۲ کیلومتری دامغان و ۵۲ کیلومتری شاهرود قرار دارد و از طریق جاده‌ی شاهرود - دامغان قابل دسترسی است. یک راه

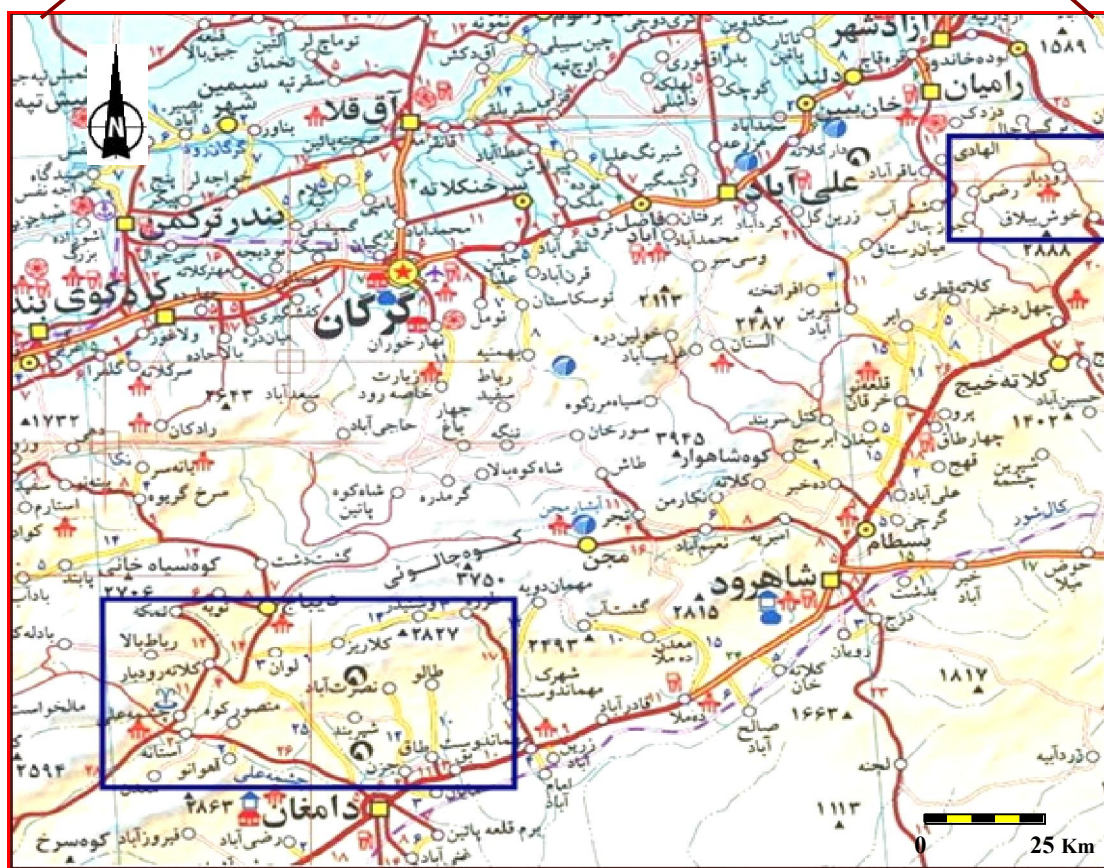
شوسه در کنار این مزرعه به سمت شمال امتداد دارد که انتهای آن به معدن زغالسنگ تالو و سپس به چشمه‌ی زراسبه می‌رسد. توده‌ی آذرین مورد مطالعه در مختصات جغرافیایی 26° 54° شرقی و 21° 36° شمالی واقع شده است.

۱-۲-۴- کلاته‌ی رودبار:

روستای کلاته‌ی رودبار در دامنه‌ی البرز واقع شده و مرکز دهستان رودبار از بخش مرکزی شهرستان دامغان است. این روستا در ۴۲ کیلومتری دامغان در محدوده‌ی طول جغرافیایی 8° 54° و عرض جغرافیایی 21° 36° قرار دارد. ارتفاع این روستا از سطح دریا ۲۲۰۰ متر است. آب و هوای آن نیز کوهستانی می‌باشد. زمستان‌های سرد و تابستان‌های معتدل باعث شده است تا این روستا و ییلاق آن به یکی از زیباترین روستاهای استان سمنان تبدیل گردد. روستای کلاته‌ی رودبار از طریق راه ارتباطی آسفالت‌هی دامغان - ساری قابل دسترسی است. قرارگیری این روستا در ادامه‌ی مسیر دامغان به چشمه‌علی باعث شده که این مسیر به یک محور گردشگری در استان سمنان تبدیل گردد. توده آذرین مورد نظر در غرب روستا به مختصات جغرافیایی 8° 54° شرقی و عرض جغرافیایی 21° 36° شمالی رخنمون دارد.

۱-۲-۵- چشمه‌علی دامغان:

منطقه‌ی مورد نظر در ۲۰ کیلومتری شمال دامغان و ۱۰ کیلومتری چشمه‌علی، در جنوب غرب کلاته‌ی رودبار، در محدوده طول‌های جغرافیایی 48° 54° تا 7° 54° و عرض‌های جغرافیایی 15° 36° تا 18° 36° واقع شده است (شکل ۱-۱). این منطقه از لحاظ تقسیمات جغرافیایی در حوضه‌ی دهستان رودبار از توابع دامغان قرار دارد و از طریق جاده‌ی آسفالت‌هی دامغان - کیاسر - ساری، قابل دسترسی است. توده‌ی آذرین مورد نظر در دو طرف جاده به مختصات جغرافیایی 7° 54° و 9° 54° شرقی و 16° 36° و 15° 36° شمالی برونزد دارد.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه و نقشه‌ی راه‌های ارتباطی آن‌ها در اطلس راه‌های ایران (محدوده‌ی مورد مطالعه توسط کادر مشخص شده است).

۱-۳- مروری بر مطالعات پیشین:

وجود نهشته‌های زغالسنگی در رسوبات تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین (گروه شمشک) ایران سبب گردیده تا در سال‌های ۱۹۷۶-۱۹۷۳ این نهشته‌ها از دیدگاه چینه‌شناسی، دیرینه‌شناسی و مخصوصاً از لحاظ اقتصادی مورد توجه خاص کارشناسان شرکت ملی فولاد ایران قرار گیرد. این کارشناسان نهشته‌های ساحلی، آبرفتی، دلتایی و دریایی تریاس پسین - ژوراسیک پائینی - میانی ایران را به دلیل داشتن آثار و یا ذخایر زغالسنگ اقتصادی، "رسوبات زغالدار ایران" نام نهادند.

گروه شمشک در البرز با نام سازند شمشک خوانده می‌شود ولی طبق نظر آقاباتی (۱۳۷۷) سازندهای غیر رسمی جابان، طزره، شهمیرزاد و دیکتاش را می‌توان معادل آن دانست. این سازند یکی از ضخیم‌ترین سازندهای مناطق خوش‌ییلاق و طزره در زون البرز شرقی است (سید امامی، ۲۰۰۶؛ سجادی و حکیمی تهرانی، ۱۳۸۷). در کوه‌های البرز، رسوبات تریاس بالا - دوگر، بیشتر ماهیت رخساره‌های قاره‌ای دارند و زغالسنگ آن‌ها در محیط‌های دریاچه‌ای آب شیرین به وجود آمده است (رضوی ارمغانی و معین‌السادات، ۱۳۷۲). کیمیایی (۱۹۷۵)، با مطالعه‌ی رسوبات زغالدار شمشک در ناحیه‌ی شاهرود در شمال شرق ایران، فقدان میکروفسیل‌های دریایی را حاکی از تهنشت رسوبات در آب‌های کم‌عمق، دلتایی یا محیط‌های لاگون می‌داند.

سازند شمشک در حد فاصل شاهرود تا آزادشهر با یک افق بوکسیتی بر روی سازند الیکا قرار دارد و توسط آهک‌های کرینوئیددار سازند فارسیان (معادل دلیچای) پوشیده می‌شود (آقاباتی، ۱۳۸۳). گروه شمشک در ایران مرکزی شامل چهار سازند نایبند، آب حاجی، بادامو و هجدک است. به عقیده رپین^۱ (۱۹۸۷) در گروه شمشک ایران مرکزی دو دوره‌ی رسوبی بزرگ وجود دارد که هر دو دوره با نهشته‌های دریایی آغاز و به تدریج به نهشته‌های قاره‌ای ختم می‌شوند.

در پهنه‌ی زاگرس، سنگ‌های تریاس بالا - ژوراسیک میانی، رخساره‌های کربناته‌ی دریایی دارند و از رخساره‌های شیلی - ماسه سنگی گروه شمشک نشانی نیست (آقاباتی، ۱۳۸۳). در این زمان، پهنه -

1- Repin

ی سنندج - سیرجان ویژگی درون گودال‌ها یا اولاکوژن‌های ناحیه‌ای را داشته است (سبزه‌ئی و همکاران، ۱۳۷۳). از همین رو، گروه شمشک در سنندج - سیرجان، ویژگی رخساره‌ی فلیش - توربیدایتی دارد و با حضور سنگ‌های بازالتی زیر دریایی فراوان مشخص می‌شود. رسوبات عمیق و توربیدایتی این زون نشان دهنده‌ی منطقه‌ی شیب فلات قاره‌ی اقیانوس نئوتتیس است (مغفوری مقدم و همکاران، ۱۳۸۰).

در پهنه لوت، سنگ‌های آتشفشانی، سهم در خور توجهی در گروه شمشک دارند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

بخشی از سنگ‌های تریاس بالا - ژوراسیک زیرین ایران، خاستگاه ماگمایی دارند و ممکن است به صورت سنگ‌های آتشفشانی و یا توده‌های نفوذی حضور داشته باشند (آقانباتی، ۱۳۷۷ و ۱۳۸۳). وجود این سنگ‌ها توسط زمین شناسان متعددی گزارش شده است. در البرز، سنگ‌های آتشفشانی تریاس بالا از نوع گدازه‌های بازالتی - اسپلیتی بادمک‌دار هستند که سطوح کارستی شده‌ی سازند الیکا (تریاس میانی) و یا کهن‌تر را می‌پوشانند (آقانباتی، ۱۳۷۷).

گلاوس^۲ (۱۹۶۴) در ناحیه‌ی کندوان در حد فاصل سیاه بیشه و کمربون، حدوداً ۳۰ متر سنگ‌های آذرآواری را در قاعده‌ی سازند شمشک گزارش کرده است.

آلنباخ^۳ (۱۹۶۶) در فیروزکوه و گلاوس (۱۹۶۵) در کندوان در قاعده‌ی سازند شمشک سنگ‌های بازالتی آلکالن با بیش از ۱۰۰ متر ضخامت را گزارش کرده‌اند که نشانه‌ی فوران آتشفشانی در آغاز رسوبگذاری سازند شمشک است.

فورون^۴ (۱۹۴۱) در ناحیه‌ی آبیک در قاعده‌ی رسوبات شمشک سنگ‌های آتشفشانی را به سن تریاس بالایی - لیاس زیرین گزارش کرده است. به اعتقاد وی، سنگ‌های مزبور ممکن است نشانه‌ای از فاز کششی باشد که پس از فاز فشارشی سیمین پیشین در البرز رخ داده است. اشمیت^۵ و سوفل^۶

2- Glaus

3- Allenbach

4- Furon

5- Schemit

(۱۹۸۳)، براساس داده‌های پالئومغناطیس نشان دادند که طی ژوراسیک، نیروهای کششی موجب جدایی صفحه ایران از توران شده است.

از خاور شهرستان دماوند تا فیروزکوه و شمال سمنان گدازه‌های بازالتی الیوین‌دار به رنگ سبز تیره تا بنفش، سیمایی از یک لایه‌ی کلیدی تیره رنگ دارند که کربنات‌های روشن رنگ تریاس میانی (سازند الیکا) را می‌پوشانند (آقانباتی، ۱۳۸۳). در بسیاری از حالات، پس از جایگیری، در اثر پدیده‌ی دگرسانی، این گدازه‌های قلیایی به افق‌های آهن‌دار و یا عدسی‌های بوکسیت و لاتریت تبدیل شده‌اند و هوازدگی پوست پیازی پیشرفته‌ای را نشان می‌دهند که در بعضی نقاط نظیر سنگسر (سمنان)، تویه - دروار (باختر دامغان) و سنگرود (لوشان)، به عنوان نسوز استفاده می‌شوند. روانه‌های بازالتی یاد شده، تحت عنوان «گدازه‌های جابان» خوانده می‌شوند (آقانباتی، ۱۳۸۳ برگرفته از دلنباخ^۶، ۱۹۶۴). نبوی (۱۳۶۱)، افق‌های آهن‌دار یاد شده را «واحد پرور» نامید. حد پائینی این آتشفشانی‌ها با عضو آهکی سازند الیکا رابطه‌ی دگرشیب دارد.

در ناحیه‌ی دامغان، بازالت‌های جابان با ضخامت کمتر وجود دارد. هم‌ارز این گونه گدازه‌ها را می‌توان در جنوب بیرجند، آبگرم (بلوک لوت)، ترود (آقانباتی، ۱۳۸۳) و در منطقه‌ی چشمه‌علی دامغان (مقدسی، ۱۳۸۲) مشاهده کرد. گدازه‌های بازالتی سیاه رنگ چشمه‌علی بر روی یک افق فرسایشی و در قاعده‌ی سازند شمشک مشاهده می‌شوند (مقدسی، ۱۳۸۲). در اثر هوازدگی و فرسایش مکرر این بازالت‌ها تحت شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب، افق فرسایشی قرمز رنگ دیگری همراه با ندول‌های اکسید آهن بر روی این گدازه‌ها تشکیل شده است.

سنگ‌های آتشفشانی درون سازند شمشک در نواحی دامغان و قزوین نیز گزارش شده است (آقانباتی، ۱۳۷۷). در امامزاده هاشم و جنوب زنجان در قاعده‌ی سازند شمشک بیش از ۲۰۰ متر سنگ‌های آذرین قلیایی وجود دارد (مغفوری مقدم و همکاران، ۱۳۸۰). در بعضی نقاط از جمله فیروزکوه، شمال قزوین، شمال سمنان و ترود، سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک در قاعده‌ی رسوبات

6- Soffel

7- Dellenbach

گروه شمشک قرار دارند که گاهی در اثر دگرسانی به لایه‌های آهن‌دار با عدسی‌های لاتریت و بوکسیت تبدیل شده‌اند (آقابات، ۱۳۸۳). در نوار سندنچ - سیرجان، سنگ‌های آذرین قاعده‌ی شمشک از نوع کالکوالکالن و در ایران مرکزی و البرز از نوع آلکالن می‌باشند (مغفوری مقدم و همکاران، ۱۳۸۰). تحقیقات انجام شده به منظور یافتن موارد مشابه در سایر نقاط جهان نشان داده است که ماگماتیسیم آلکالن مافیک در سرتاسر مزوزوئیک در طول حاشیه‌ی جنوب غرب سپر بالتیک رخ داده است. در جنوب سوئد، بیش از ۱۰۰ نک آتشفشانی با ترکیب سنگ‌های بازالتی میکرو پورفیری و مرتبط با ماگماتیسیم لبه‌ی ریفت کوتاه مدت ژوراسیک ثبت شده است. این سنگ‌ها با فوران ملانفلینیتی در دریای شمال نروژ همزمان هستند (تاپ^۸، ۲۰۰۴). بیلاند^۹ و هالورسن^{۱۰} (۱۹۹۳) با استفاده از داده‌های دیرینه مغناطیس سن ژوراسیک زیرین (۱۸۸ میلیون سال) را برای این نک‌ها به دست آوردند.

شو^{۱۱} و همکاران (۲۰۰۹) در بررسی تحولات تکتونیکی مزوزوئیک بلوک جنوب شرق چین دو نوع حوضه را شناسایی کردند:

۱- حوضه‌ی بعد از کوهزایی در فاصله‌ی تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین و مرتبط با حادثه‌ی تصادم بلوک چین جنوبی و چین شمالی که با رسوبات مولاس پر شده است. بخش بالایی آن شامل ماسه سنگ‌های زغالدار، سیلتستون و آهک بوده و در یک محیط رودخانه آبرفتی رسوب کرده است. از لحاظ ترکیب سنگ شناسی و محیط ساختاری، این حوضه شباهت بسیاری با حوضه رسوبگذاری سازند شمشک دارد.

۲- حوضه‌ی کششی درون قاره‌ای که با کشش، باز شدگی و نازک شدگی پوسته در مزوزوئیک بالایی سازگار است و توسط فوران آتشفشانی بایمودال دنبال می‌شود.

8- Tappe
9- Bylund
10- Halvorsen
11- Shu

وانگ^{۱۲} و همکاران (۲۰۰۸) براساس مطالعات خود بر روی سنگ‌های مافیک مزوزوئیک بلوک چین جنوبی معتقدند که این سنگ‌ها در یک مکان ریفتی و در پاسخ به نازک شدگی حاشیه‌ی ضخیم لیتوسفر و صعود استنوسفر توسعه یافته است.

بازالت‌های طغیانی ژوراسیک زیرین در کمربند یانشان، در حاشیه‌ی شمالی سپر شمال چین، از یک منبع گوشته‌ی لیتوسفری اسپینل - گارنت‌دار با درجه‌ی ذوب بخشی ۲-۵ درصد مشتق شده‌اند. بررسی‌های زمین‌شناسی بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در یک محیط کششی درون صفحه‌ای مرتبط با گسلش بعد از کوهزایی در حاشیه شمالی سپر چین می‌باشد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶).

در حاشیه‌ی بازشدگی قاره‌ای بخش مرکزی خرده قاره‌ی پالاگونین در غرب یونان، گستره‌ی وسیعی از سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با ریفت‌زایی تریاس حضور دارند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های این منطقه با طیف ترکیبی بازالت آلکالن و ساب‌آلکالن، آندزیت‌بازالت و پیکریت نشان‌دهنده‌ی اشتقاق این سنگ‌ها از یک منشأ گوشته‌ی لیتوسفری ناهمگن اسپینل‌دار و نقش تبلور تفریقی به همراه هضم پوسته‌ای در تشکیل آن‌ها می‌باشد (سیکوراس^{۱۳} و همکاران، ۲۰۰۷).

از کارهای قابل توجه‌ای که بر روی سنگ‌های آذرین قاعده‌ی شمشک صورت پذیرفته است تنها می‌توان به تحقیق مقدسی (۱۳۸۲) اشاره کرد که در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد در دانشگاه صنعتی شاهرود به انجام رسیده است. وی به مطالعه برخی از برونزدهای سنگ‌های آذرین مافیک قاعده‌ی سازند شمشک در مناطق شه‌میرزاد، چشمه‌علی، طزره و قشلاق در اطراف شاهرود و دامغان پرداخته و رخداد آن‌ها را به صورت گدازه‌های بازالتی (در شه‌میرزاد و چشمه‌علی) و دایک و سیل (در طزره و قشلاق) مورد تأیید قرار داده است. نامبرده با بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان داد که این سنگ‌ها همگی ماهیت آلکالن داشته و در یک جایگاه کششی درون صفحه‌ی قاره‌ای تشکیل شده‌اند. این جایگاه با محیط کششی سازند شمشک کاملاً منطبق است.

12- Wang
13- Tsikouras

۱-۴- هدف از مطالعه

علی‌رغم اهمیت زمین‌شناختی سنگ‌های آذرین مافیک قاعده‌ی شمشک به خصوص از جنبه‌ی تحول تاریخی زمین‌شناسی ایران، این سنگ‌ها تاکنون به طور دقیق مورد مطالعه قرار نگرفته‌اند. برخلاف تصورات قبلی مبنی بر کم حجم بودن سنگ‌های آذرین مورد بحث، گسترش بسیار زیاد آن‌ها، بررسی صحرایی دقیق برونزدهای آن‌ها و انجام مطالعات دقیق ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های مختلف این سنگ‌ها را می‌طلبد. این تحقیق در راستای تحقق اهداف زیر انجام گردیده است:

۱- تعیین ماهیت نفوذی یا خروجی این واحدهای آذرین مافیک و ارتباط آن‌ها با واحدهای در برگیرنده.

۲- بررسی‌های میکروسکوپی و تفسیر روابط سنگ‌شناسی آن‌ها بخصوص از جنبه‌های تفریق بلوری، هضم و آرایش ماگمایی.

۳- بررسی ماهیت ژئوشیمیایی این سنگ‌ها.

۴- تعیین جایگاه تکتونیکی رخداد آن‌ها.

۱-۵- روش انجام تحقیق و گردآوری اطلاعات:

مطالعات این تحقیق در سه مرحله به شرح زیر صورت گرفته است:

- مرحله‌ی کتابخانه‌ای، استفاده از بانک‌های اطلاعاتی و اینترنت به منظور بررسی مقالات، گزارش‌ها و سوابق مطالعات قبلی و مطالعات موارد مشابه در دیگر نقاط جهان.

- مرحله‌ی صحرایی شامل ۷ مرحله عملیات میدانی و برداشت حداقل ۱۰۰ نمونه سنگی از برونزدهای مختلف سنگ‌های آذرین مربوطه در نقاط تعیین شده.

- مرحله‌ی آزمایشگاهی، تهیه حداقل ۷۰ مقطع میکروسکوپی نازک و صیقلی از نمونه‌ها و انجام مطالعات پتروگرافی و مینرالوگرافی بر روی مقاطع، همچنین انجام ۱۹ تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS از نمونه‌های سنگ کل در آزمایشگاه ACME کانادا و بررسی‌های ژئوشیمیایی و پردازش داده‌ها با

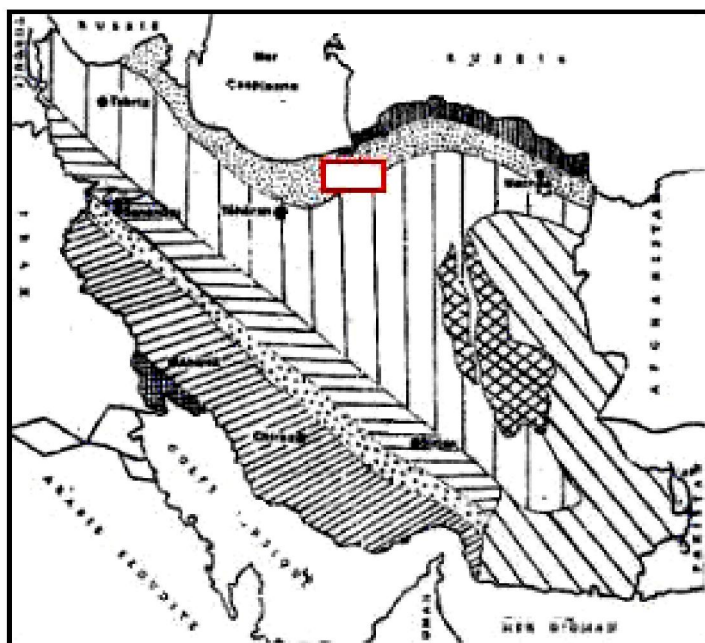
استفاده از نرم افزارهای IGPET و GCDKIT. در نهایت براساس نتایج حاصل از مطالعات کتابخانه‌ای، میدانی و آزمایشگاهی و پردازش داده‌ها بر روی نمودارهای ژئوشیمیایی و مقایسه‌ی آن‌ها با نمونه‌های مشابه در دیگر نقاط جهان، پتروژنز و موقعیت تکتونیکی سنگ‌های آذرین مافیک قاعده‌ی سازند شمشک تعیین شده است.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

۲-۱- مقدمه

اشتوکلین^{۱۴} در سال ۱۹۶۸ ایران را به چند منطقه یا زون ساختمانی با وضعیت تکتونیکی و تاریخچه‌ی رسوبی متفاوت تقسیم کرد. مناطق مورد مطالعه در این تحقیق، یعنی بخش‌هایی از شمال دامغان و ناحیه‌ی خوش‌یلاق در تقسیم‌بندی اشتوکلین، در زون البرز شرقی قرار دارند (شکل ۲-۱). رشته کوه البرز به عنوان بخشی از نوار کوهزایی شمالی آلپ - هیمالیا، با تصادم خرده ورقه‌ی ایران و توران طی فاز کوهزایی سیم‌رین پیشین در تریاس پسین تکوین یافته و ساختار کنونی آن محصول تأثیر کوهزایی آلپ است که از شمال به بلوک فرو افتاده خزر و از جنوب به فلات مرکزی ایران محدود می‌شود. نهشته‌های تریاس بالایی - ژوراسیک میانی البرز شامل ردیف‌های کنگلومرایی، شیلی، ماسه-سنگی زغال‌داری هستند که با یک ناپیوستگی فرسایشی بر روی توالی کربناته‌ی سازند الیکا قرار گرفته‌اند (علوی، ۱۹۹۶؛ سید امامی و همکاران، ۲۰۰۶) و همسانی بسیار چشمگیری با سنگ‌های هم‌زمان خود در آسیای مرکزی (ترکمنستان، افغانستان و ...) دارند. این امر نشانه‌ی یکپارچگی ایران مرکزی - البرز با آسیای مرکزی و بسته شدن نهایی دریای پالئوتتیس در این زمان است (آقانباتی، ۱۳۸۳).



کپه داغ	ناحیه چین خورده زاگرس
البرز	دشت خوزستان
ایران مرکزی	جبال مکران و شرق ایران
سندج-سیرجان	بلوک لوت
زون روانده زاگرس	

شکل ۱-۲- نقشه‌ی پهنه‌های رسوبی ساختاری عمده‌ی ایران (اشتوکلین، ۱۹۶۸). موقعیت مناطق مورد مطالعه بر روی این نقشه با علامت نشان داده شده است.

۲-۲- پیکره‌های سنگی در برگیرنده‌ی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه

سنگ‌های آذرین مورد مطالعه بین پیکره‌های سنگی تریاس زیرین - میانی (سازند الیکا) و تریاس بالایی - ژوراسیک میانی (سازند شمشک) قرار دارند. گلاوس (۱۹۶۴) برای اولین بار سنگ‌های تریاس زیرین - میانی البرز را در دره‌ی نور واقع در ۵ کیلومتری پائین دست روستای الیکا مورد مطالعه قرار داد و این ردیف‌های کربناته‌ی آهکی - دولومیتی را تحت عنوان سازند الیکا معرفی کرد. بخش پائینی سازند الیکا در محل برش الگو و سایر نقاط البرز، شامل ضخامتی متغیر از آهک‌های نازک لایه‌ی ورمیکوله، آهک دولومیتی و دولومیت است. لایه‌بندی نازک، رنگ متمایل به خاکستری، روشن، فراوانی زیست آشفته‌گی‌های افقی، حضور سنگواره‌هایی از دوکفه‌ای‌ها، گاستروپودا، روزن‌داران و جلبک‌ها از ویژگی‌های بخش پائینی سازند الیکا است. آهک ورمیکوله‌ی الیکا معرف سن تریاس پیشین

است. کربنات‌های دولومیتی - آهکی ضخیم لایه، روشن و متراکم با ضخامت متغیر مربوط به بخش بالایی سازند الیکا است که در محیط پلت فرم کربناته‌ی نوع رمپ نهشته شده‌اند و معرف تریاس میانی در البرز می‌باشد (لاسمی، ۱۳۷۹). گسترش جغرافیایی سازند الیکا در البرز مرکزی و البرز شرقی بسیار زیاد بوده و به طور کلی ضخامت آن از ۱۰۰۰ متر تا چند ده متر متغیر است. در شکل (۲-۲)، توالی کربناته‌ی سازند الیکا در منطقه‌ی طزره قابل مشاهده است (شکل ۲-۲).

در تریاس پسین (آشکوب نورین) با پیشروی مجدد دریا، پهنه‌ی البرز به یک خلیج نسبتاً باریک تبدیل شد که به سمت شرق البرز گسترش زیاد داشته است (رضوی ارمغانی و معین‌السادات، ۱۳۷۲). فرونشست این حوضه به اندازه‌ای سریع بوده که باعث انباشته شدن میزان زیادی گل و لای گردیده است. در نورین پسین، دریا پسروی کرده و به جای خلیج، دشت آبرفتی - دلتایی به وجود آمده است. در آشکوب روتین در کوه‌های البرز، شبکه‌ای از رودخانه‌های بزرگ، دشت‌های آبرفتی و گاه‌آب‌مرداب‌های تورب‌دار به وجود آمد که در آن لایه‌های تورب همراه با رسوبات شیلی - ماسه‌ای با ضخامت متفاوت انباشته شد (رضوی ارمغانی و معین‌السادات، ۱۳۷۲). به دنبال آن، طی ژوراسیک زیرین، پهنه‌ی البرز به سرعت بالا آمد و با گسترش کوه‌ها و فرسایش شدید آن‌ها، رسوبات کنگلومرایی و ماسه‌ای شکل گرفتند (آقانباتی، ۱۳۷۷). آب و هوای گرم و مرطوب، شرایط لازم را برای تشکیل زغالسنگ در تورب‌زارها فراهم می‌آورد. پیشروی کوتاه مدت آب دریا منجر به رسوب ماسه‌سنگ‌های کربناته‌ی دریایی شد. رسوبات تریاس بالایی - ژوراسیک میانی بر روی هم، رسوبات چند رخساره‌ای گروه شمشک را می‌سازند. در البرز شرقی، مانند سایر نقاط، توالی شیل و ماسه سنگ سازند شمشک به همراه افق‌های متعدد زغالسنگی، بیانگر رسوبگذاری در یک سیستم رودخانه‌ای - دلتایی است (حسینی، ۱۳۸۰؛ مقدسی، ۱۳۸۲؛ میرباقری، ۱۳۸۶).

به جز پاره‌ای مناطق، در اکثر نقاط مانند البرز شرقی، گذر تریاس میانی به تریاس بالایی ناپیوسته بوده و نشانگر شواهدی از رویداد زمین‌ساختی سیمیرین پیشین است که منجر به پایان یافتن شرایط سکویی تریاس میانی، بالا آمدن زمین و پسروی دریا شده است.



شکل ۲-۲- نمایی از آهک‌های سازند الیکا در منطقه‌ی طزره در شمال دامغان (نگاه به سمت شمال)

گروه شمشک در حد فاصل رویداد تکتونیکی سیمیرین پیشین و سیمیرین میانی تشکیل شده است. رخداد سیمیرین میانی در همه جای ایران، همزمان نیست، این رویداد در البرز به سن پیش از باژوسین بالایی است و منجر به تغییرات رخساره‌ای درخور توجهی شده است، به طوری که بر روی نهشته‌های آواری شمشک، سازند دلیچای با ترکیب سنگ شناسی مارن - آهک نازک لایه و سپس آهک‌های ضخیم لایه‌ی سازند لار قرار می‌گیرند. توالی سازند شمشک، دلیچای و لار در مناطق تالو و کلاته‌ی رودبار به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۲-۳ الف و ب). با توجه به حضور آمونیت‌ها در سازند دلیچای (شکل ۲-۳ ج)، سن باژوسین پسین تا کالووین پسین را به آن نسبت می‌دهند (خسروتهرانی، ۱۳۸۴). اگر چه زمین‌شناسانی مانند آسرتو^{۱۵} (۱۹۶۶) و آلباخ (۱۹۶۶) گذر نهشته‌های گروه شمشک به رسوبات دریایی سازند دلیچای را تدریجی دانسته‌اند اما شواهدی بر ناپیوسته بودن و توقف رسوبی حاصل از رویداد سیمیرین میانی، بین گروه شمشک و دلیچای وجود دارد. از جمله اینکه تفاوت رخساره‌ی رسوبی گروه شمشک (آواری‌تر) و سازند دلیچای (دریایی) بسیار ناگهانی است (آقابات‌ی، ۱۳۸۳).

در مناطق تالو و طزره، کنگلومرای پلیوسن به صورت ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی سازند شمشک رخنمون دارد (شکل ۲-۳-د).



ب



الف



د



ج

شکل ۲-۳- تصاویری از توالی‌های رسوبی مشاهده شده در مناطق مورد مطالعه (الف) توالی سازندهای شمشک، دلیچای و لار در منطقه‌ی تالو، (ب) مرز بین شیل‌های سازند شمشک و آهک دلیچای در منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار، (ج) تصویری از حضور آمونیت‌ها در آهک‌های دلیچای در منطقه‌ی تالو و (د) تصویری از کنگلومرای پلیوسن با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی سازند شمشک در منطقه‌ی تالو قرار گرفته است.

۲-۳- پیکره‌های آذرین مورد مطالعه

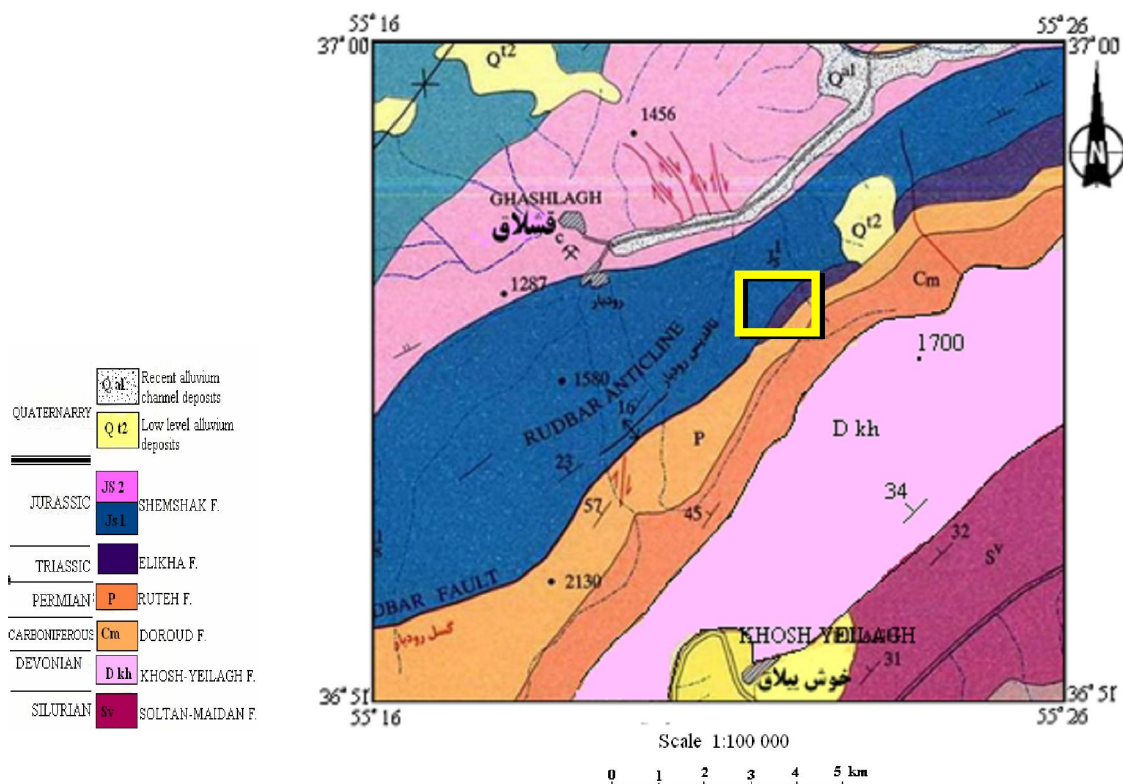
پیکره‌های آذرین مورد نظر در مناطق طزره، تالو، چشمه‌علی، کلاته‌ی رودبار واقع در شمال و شمال غرب شهرستان دامغان و منطقه‌ی قشلاق در ناحیه‌ی خوش‌یلاق برونزد دارند. لازم به یادآوری است که این پیکره‌های آذرین به احتمال قوی در اغلب نقاط برونزد سازند شمشک در البرز یافت می‌شوند، لذا تعیین وجود یا عدم وجود آن‌ها به مطالعات بیشتر و دقیق‌تری نیاز دارد. با توجه به تفاوت-

های این واحدهای سنگی در مناطق یاد شده، هر کدام از آن‌ها به طور جداگانه مورد بررسی قرار می‌گیرند.

۲-۳-۱- قشلاق

منطقه‌ی قشلاق در محدوده‌ی شمال شرق نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوش ییلاق (علوی و صالحی راد، ۱۳۶۹) قرار دارد (شکل ۲-۴). سازند شمشک یکی از گسترده‌ترین سازندهای ناحیه‌ی خوش ییلاق در زون البرز شرقی است و ضخامت آن در منطقه‌ی قشلاق به ۱۲۰۰ متر می‌رسد (مقدسی، ۱۳۸۲؛ میرباقری، ۱۳۸۶). این سازند با یک افق بوکستی - لاتریتی بر روی سازند الیکا قرار داشته و توسط آهک‌های سازند فارسین (معادل)، پوشیده شده است (سید امامی و همکاران، ۲۰۰۶). سنگ‌های آذرین مورد نظر داخل سازند شمشک و به موازات طبقات شیلی و ماسه‌سنگی بخش قاعده‌ای آن مشاهده می‌شوند. نمای کلی توده نفوذی مورد نظر در منطقه‌ی قشلاق و ارتباط آن با واحدهای سنگی مورد مطالعه در شکل‌های ۲-۵ و ۲-۶ قابل مشاهده است. آثار پختگی ناشی از حرارت توده (دگرگونی مجاورتی) در شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های شمشک مشهود است (شکل ۲-۷).

نفوذ توده‌ی آذرین در منطقه‌ی قشلاق باعث بالا آمدن سنگ‌های مسیر نظیر بازالت‌های سلطان-میدان به سن سیلورین و آهک‌های زرد رنگ و دولومیت‌های استروماتولیتی بخش بالایی سازند پادها (شکل ۲-۸) و قرارگیری آن‌ها به صورت نابرجا در مجاورت واحدهای تخریبی شمشک شده است. سازند پادها در گردنه‌ی خوش ییلاق، با ضخامت ۲۰۰ تا ۲۵۰ متر رخنمون دارد و بخش بالایی آن شامل شیل، ماسه‌سنگ، سیلتستون، آهک و دولومیت است (میرباقری، ۱۳۸۶). واحدهای کربناته‌ی بالا آمده‌ی این سازند به صورت در هم ریخته، نابرجا و برشی شده در تماس با توده‌ی نفوذی قرار دارند. اسکارن زایی آهن (شکل ۲-۹) به همراه ولاستونیت رشته‌ای (شکل ۲-۱۰) در این سنگ‌ها اتفاق افتاده است، به طوری که ضخامت بخش آهنی حدود یک متر است. سنگ آهک در اثر حرارت ناشی از توده‌ی دچار تبلور مجدد و تغییر رنگ ناشی از پختگی شده است.



شکل ۲-۴- بخشی از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوش‌یلاق (علوی و صالحی راد، ۱۳۶۹) و موقعیت منطقه‌ی قشلاق و سازندهای زمین‌شناسی قابل مشاهده در این منطقه. موقعیت توده‌ی آذرین مورد مطالعه با علامت  مشخص شده است.



شکل ۲-۵- بخشی از توده‌ی نفوذی مورد مطالعه در شکل ۲-۶- تصویری از توده‌ی آذرین قشلاق و ارتباط آن با واحدهای سنگی منطقه (نگاه به سمت جنوب).

در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از آهک پادها، اثر تبلور مجدد بلورهای کلسیت و تبدیل متن میکرایت به اسپرایت قابل تشخیص است (شکل ۲-۱۱). آثار پختگی ناشی از حرارت توده، در میان-

لایه‌ها و عدسی‌های گچی سفید رنگ درون این دولومیت‌های استروماتولیتی نیز مشهود است (شکل ۲-۱۲).

بازالت‌های سیاه‌رنگ و نابرجای سلطان میدان در مجاورت سنگ‌های تخریبی شمشک، به شدت دگرسان شده‌اند. از جنوب گرگان تا شمال شاهرود (گردنه‌ی خوش بیلاق، تیل‌آباد)، گدازه‌های بازالتی سیلورین حدود ۲۵۰ تا ۷۰۰ متر ضخامت دارند و ساخت بالشی آن‌ها بیانگر تکاپوهای آتشفشانی زیر دریایی در این زمان است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). ترکیب شیمیایی این گدازه‌ها، قلیایی است و به نخستین شکستگی سکوی پالئوزوئیک ایران نسبت داده شده‌اند. به دلیل بالا بودن مقدار تیتانیم و عناصر آلکالن، این بازالت‌ها را از نوع قاره‌ای می‌دانند (آقناباتی، ۱۳۸۳ برگرفته از ژنی، ۱۹۷۷). احتمال می‌رود که صعود توده‌ی آذرین بازیک در منطقه‌ی قشلاق، باعث بالا آوردن این سنگ‌ها و قرار دادن آن‌ها در مجاورت توالی‌های آواری سازند شمشک شده باشد.

آثار کانه‌زایی آهن (الیژیست) به صورت ورقه‌های درشت، متبلور و براق در سطح سنگ‌های آذرین مافیک نفوذی شمشک مشاهده شده است و حاکی از غنی بودن آن‌ها از آهن می‌باشد (شکل ۲-۱۳). با توجه به شواهد صحرایی از جمله موازی بودن سنگ‌های آذرین مورد مطالعه با توالی سنگ‌های رسوبی قاعده‌ی شمشک و وجود آثار پختگی در این سنگ‌ها، می‌توان این توده را یک سیل تفریق یافته در نظر گرفت که دارای ضخامتی حدود ۱۰۰ متر و طولی حدود ۶۰۰ تا ۷۰۰ متر است.

این سیل، در دو طرف خود دارای حاشیه‌ی انجماد سریع بوده و یک توالی تفریقی کامل از الیوین-گابرو، گابرو، دیوریت تا مونزونیت را از پایین به بالا تشکیل می‌دهد. حاشیه‌ی انجماد سریع این سیل به رنگ تیره و بافت شیشه‌ای دیده می‌شود و می‌تواند بازگو کننده‌ی ترکیب ماگمای اولیه باشد (شکل ۲-۱۴). بخش‌های میانی سیل به دلیل تفریق یافتگی بیشتر، دارای دانه‌بندی درشت‌تر و رنگ روشن‌تری هستند و می‌توان درشت بلورهای هورنبلند سبز را به وضوح در اکثر نمونه‌های تفریق یافته مشاهده کرد. نمونه‌های سنگی با ترکیب گابرو به خصوص در بخش‌های زیرین، حاوی کلینوپیروکسن اوژییتی فراوان هستند که غالباً به اپیدوت دگرسان شده و با رنگ سبز در صحرا دیده می‌شوند.

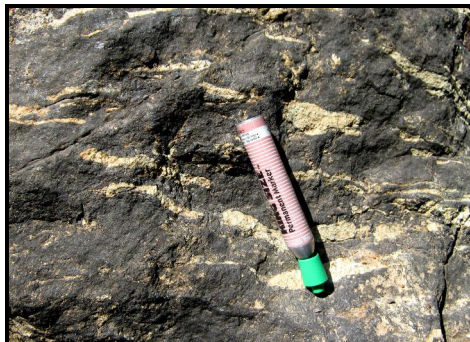
(شکل ۲ - ۱۵). در برخی مناطق آثار تفریق یافتگی به صورت بخش‌های تفکیک یافته تیره و روشن قابل ملاحظه است (شکل ۲-۱۶). رگه‌های مافیکی اولیوین و پیروکسن‌دار با ضخامت و طول متفاوت در قسمت‌های مختلف توده و در جهات متغیر دیده می‌شود (شکل ۲-۱۷). رگه‌های اپیدوتی با ضخامت متغیر بخش‌هایی از توده را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۱۸).



شکل ۲-۸- تصویری از دولومیت استروماتولیتی سازند پادها به رنگ تیره در منطقه‌ی قشلاق.



شکل ۲-۷- تصویری از پختگی شیل شمشک ناشی از تزریق توده‌ی آذرین در منطقه‌ی قشلاق.



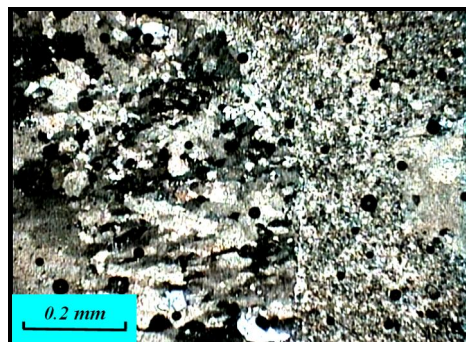
شکل ۲-۱۰- کانه زایی ولاستونیت و منیتیت در سنگ‌های کربناته‌ی سازند پادها در مجاورت توده‌ی قشلاق.



شکل ۲-۹- تصویری از اسکارن‌زایی از نوع آهن در مجاورت توده‌ی نفوذی و مرز گسلی بین آن‌ها.



شکل ۲-۱۲- پختگی عدسی‌های گچی سفید رنگ موجود در دولومیت پادها در مجاورت توده‌ی آذرین.



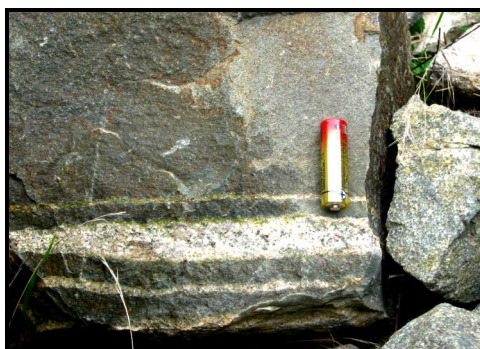
شکل ۲-۱۱- تصویر میکروسکوپی از تبلور مجدد و تبدیل متن میکرایتی به اسپارایت آهک پادها در مجاورت توده.



شکل ۲-۱۴- تصویری از حاشیه‌ی انجماد سریع سیل به رنگ تیره و بافت شیشه‌ای.



شکل ۲-۱۳- کانه‌زایی الیژیست در سطح سنگ‌های آذرین مافیک نفوذی در منطقه‌ی قشلاق.



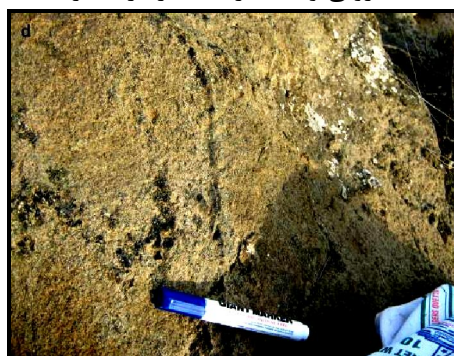
شکل ۲-۱۶- تأثیر تفریق به‌صورت بخش‌های تفکیک یافته تیره و روشن در سنگ‌های منطقه‌ی قشلاق.



شکل ۲-۱۵- تصویری از اپیدوت‌زایی کانی‌های مافیک در سنگ‌های گابرویی و ایجاد رنگ سبز در صحرا.



شکل ۲-۱۸- تصویری از رگه اپیدوتی سبز رنگ که یک سنگ دیوریتی در منطقه‌ی قشلاق را قطع کرده است.



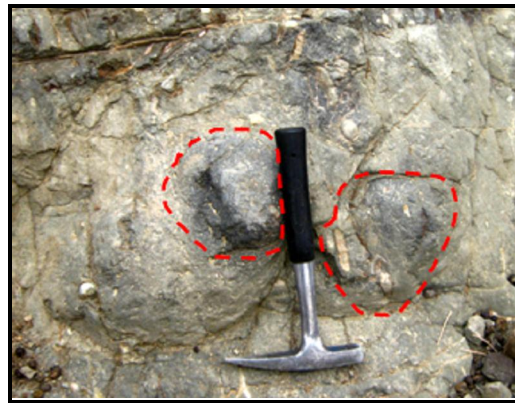
شکل ۲-۱۷- تصویری از رگه‌ی مافیک در یک سنگ گابرویی در منطقه‌ی قشلاق.

بعد از پل غزنوی و قبل از روستای قشلاق، در سمت راست جاده‌ی شاهرود - آزادشهر، یک دایک میکروگابرویی به ضخامت ۱-۲ متر و طول بیرون‌زدگی ۲۰ متر درون شیل و ماسه‌سنگ‌های بخش قاعده‌ای سازند شمشک نفوذ کرده است (شکل ۲-۱۹). حرارت ناشی از آن منجر به پختگی شیل و ماسه‌سنگ‌های مجاور شده است، به طوری که ماسه‌سنگ به رنگ زرد آجری درآمده است (شکل ۲-۲۰). همچنین درون دایک، آنکلاوهای ماسه‌سنگی با اندازه‌های مختلف دیده می‌شوند که گاهی در اثر پختگی به کوارتزیت تبدیل شده‌اند. ضخامت و گسترش دایک زیاد نیست، لذا منجر به

ذوب این آنکلاوها نشده است (شکل ۲-۲۱). رگه‌های کلسیتی ثانویه به ضخامت ۱ سانتی‌متر یا کمتر، دایک را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۲۲). حالت فرسایش پوست پیازی را می‌توان در بخش‌های مختلف این دایک مشاهده کرد (شکل ۲-۲۳).



شکل ۲-۱۹- نمایی از دایک پل غزنوی که شیل و ماسه - سنگ شمشک را قطع کرده است (نگاه به سمت شرق).
شکل ۲-۲۰- آثار پختگی ماسه‌سنگ شمشک در مجاورت دایک پل غزنوی.



شکل ۲-۲۱- تصویری از آنکلاوهای ماسه‌سنگی که درون دایک پل غزنوی به دام افتاده است.
شکل ۲-۲۲- تصویری از رگه‌ی کلسیتی ثانویه که دایک پل غزنوی را قطع کرده است.



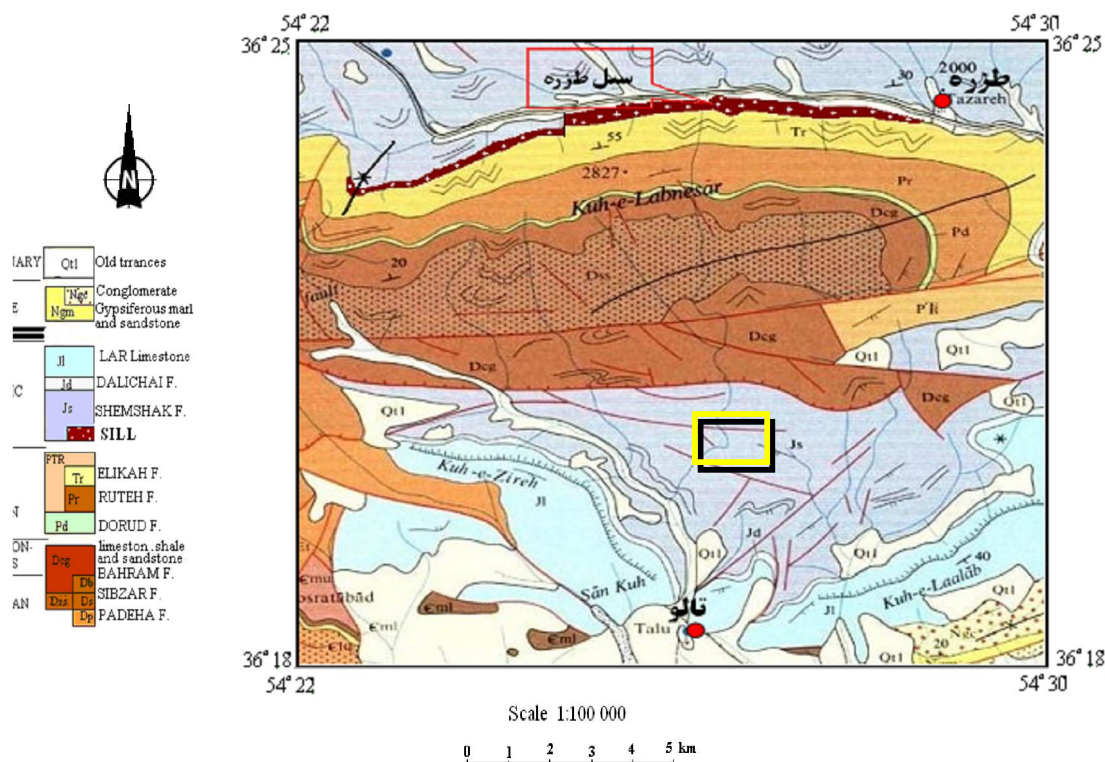
شکل ۲-۲۳- تصویری از فرسایش پوست پیازی در بخش‌هایی از دایک پل غزنوی.

۲-۳-۲- طزره

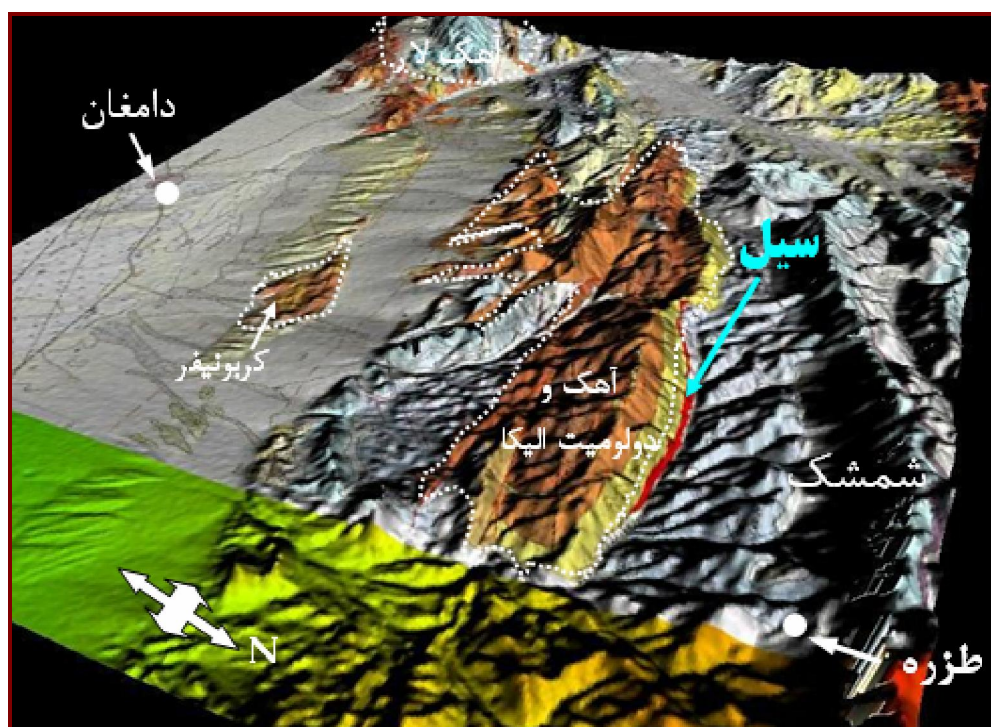
منطقه‌ی طزره در گوشه‌ی جنوب غرب نقشه‌ی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان (علوی و صالحی راد، ۱۳۶۹) و شمال شرق نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵) قرار دارد. ضخامت سازند شمشک در منطقه‌ی طزره زیاد است و به ۳۹۰۰ متر می‌رسد که با ناپیوستگی فرسایشی بر روی آهک‌ها و دولومیت‌های سازند الیکا قرار گرفته است و به وسیله سازند دلیچای و لار با ناپیوستگی پوشیده می‌شود (سید امامی و همکاران، ۲۰۰۶). سنگ‌های آذرین در این منطقه به صورت سیل و گاهی دایک، به رنگ خاکستری تا سیاه و بافت متراکم داخل شیل‌های بخش زیرین سازند شمشک قرار دارند. این واحدهای آذرین به همراه توالی‌های رسوبی منطقه طزره، در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (شکل ۲-۲۴) و تصویر سه بعدی تهیه شده از این منطقه (شکل ۲-۲۵) نشان داده شده‌اند. علاوه بر این، ارتباط بین سازندهای مورد بررسی در این منطقه در یک ستون چینه‌شناسی بدون در نظر گرفتن مقیاس ارائه شده است (شکل ۲-۲۶). نمای کلی این واحد سنگی در شکل ۲-۲۷ دیده می‌شود.

ضخامت توده در بخش‌های مختلف آن متفاوت بوده و از ۱ تا ۱۵ متر متغیر است. این واحد سنگی گسترش چندانی نداشته و به صورت عدسی شکل در چند بخش از منطقه‌ی طزره برونزد دارد (مقدسی، ۱۳۸۲). بخش‌های مرکزی توده نسبت به حواشی آن متبلورتر است به گونه‌ای که بلورهای درشت هورنبلند و پیروکسن با اندازه ۱-۵ میلی متر در بخش میانی دیده می‌شوند. حواشی این واحد آذرین بیانگر حاشیه‌ی انجماد سریع است. در رسوبات شیلی سازند شمشک در بخش بالا و پائین توده، آثار پختگی و تغییر رنگ ناشی از نفوذ و حرارت توده دیده می‌شود (شکل ۲-۲۸).

رگه‌های کلسیتی ثانویه‌ی سفید رنگ با ضخامت ۱-۱۰ سانتی متر پرکننده‌ی اصلی درزه‌ها و شکستگی‌های این واحد آذرین هستند (شکل ۲-۲۹). در بعضی قسمت‌ها از جمله در محل روستای طزره این واحد سنگی به صورت دایک دیده می‌شود که واحدهای رسوبی قاعده‌ی شمشک را قطع کرده است (شکل ۲-۳۰).



شکل ۲-۲۴- بخشی از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی‌راد، ۱۹۷۵)، سازندهای زمین‌شناسی موجود در مناطق طرزه و تالو به همراه توده‌ی آذرین مورد مطالعه که در نقشه به شکل سیل نشان داده شده است، اما به صورت دایک نیز در منطقه مشاهده می‌شود. موقعیت تقریبی توده‌ی آذرین تالو با علامت نشان داده شده است.



شکل ۲-۲۵- موقعیت سیل منطقه‌ی طرزه در تصویر سه بعدی به دست آمده از تلفیق نقشه‌ی زمین‌شناسی و نقشه‌ی توپوگرافی دامغان.

System	Seri	Formation	Lithology	Description
Jurassic	Mahn	Lar		Massive and thick-bedded limestone
	Doger	Dalichai		Thin-bedded limestone and marly limestone
	Liass	Shemshak		Dark shale, sandstone, coal with plant remains Igneous rocks
Trias	Upper	Elikah		Vermicular limestone and dolomite
	Middle			
	Lower			

شکل ۲-۲۶- ستون چینه شناسی واحدهای سنگی تریاس - ژوراسیک در منطقه‌ی طزره (بدون احتساب مقیاس).



شکل ۲-۲۸- تصویری از پختگی شیل‌های سازند شمشک در مجاورت با حاشیه انجماد سریع توده‌ی آذرین در منطقه‌ی طزره.

شکل ۲-۲۷- نمایی از سیل منطقه‌ی طزره که به موازات طبقات شیلی سازند شمشک برونزد دارد (نگاه به سمت شمال).



شکل ۲-۳۰- تصویری از دایک منطقه‌ی طزره که توالی‌های تخریبی قاعده‌ی شمشک را قطع کرده است (نگاه به سمت شمال شرق).

شکل ۲-۲۹- تصویری از شکستگی‌های پرشده با کلسیت ثانویه در سیل منطقه‌ی طزره.

۲-۳-۳- تالو

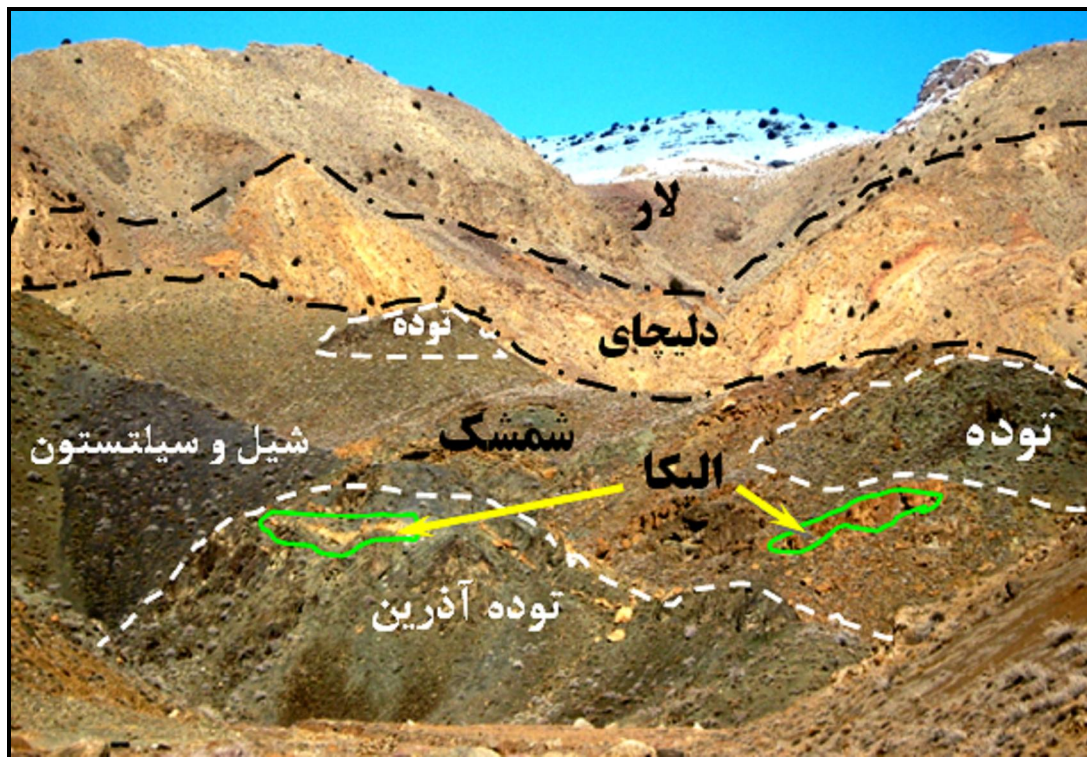
منطقه‌ی تالو در محدوده‌ی نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵) واقع شده است. شکل ۲-۳۱، نمای کلی سازند شمشک و توده‌ی آذرین در منطقه‌ی تالو را نشان می‌دهد. سنگ‌شناسی سازند شمشک در منطقه‌ی مورد بحث به صورت ماسه‌سنگ تیره حاوی فسیل‌های گیاهی (شکل ۲-۳۲)، شیل زغالدار و سیلتستون و کنگلومرا است. لایه‌های زغالدار شمشک در منطقه‌ی تالو در حال استخراج هستند. توالی آهک نازک لایه‌ی دلیچای و سپس آهک ضخیم لایه‌ی لار بر روی شمشک به وضوح قابل مشاهده است.

سنگ‌های آذرین در این منطقه به طور پراکنده و به شکل استوک‌های کوچک، دایک و گاهی سیل با وسعت کمتر از ۵۰۰ متر مربع در بخش قاعده‌ای سازند شمشک حضور دارند. شواهدی از جمله آثار پختگی و خردشدگی در سطوح تماس، بافت متراکم، به تله افتادن بخش‌هایی از سنگ‌های اطراف مانند آهک و دولومیت الیکا داخل توده‌ی آذرین در این منطقه دیده می‌شود. آثار دگرگونی در محل تماس توده با توالی کربناته‌ی الیکا، به صورت تبلور مجدد و مرمری شدن آهک (شکل ۲-۳۳)، اسکارن‌زایی محلی و تشکیل ولاستونیت قابل مشاهده است. در محل تماس توده با سنگ‌های آهکی میزبان، ماگما به درون سنگ میزبان تزریق شده و حالت بودینه پیدا کرده است (شکل ۲-۳۴).

در اثر کشش حاکم بر منطقه، بخش‌هایی از سنگ آذرین حالت برشی پیدا کرده و مایع سیلیسی باقیمانده از تفریق ماگما، فضای بین شکستگی‌های برشی را پر کرده است (شکل ۲-۳۵). جهت کشش به وسیله جهت‌یافتگی فیبرهای سیلیسی مشخص است (شکل ۲-۳۶). بعضی شکستگی‌ها نیز به وسیله کلسیت ثانویه‌ی رشته‌ای پر شده‌اند.

بررسی‌های صحرایی این سنگ‌های آذرین نشان دهنده‌ی یک سری تفریقی از اولیوین‌گابرو تا دیوریت است. اولیوین‌گابروها حالت انباشتی^{۱۶} داشته و در اثر تفریق و ته‌نشست اولیوین از ماگمای اولیه ایجاد شده‌اند (شکل ۲-۳۷). حضور بلورهای درشت هورنبلند در برخی نمونه‌های دیوریتی حاکی

از آبدار بودن ماگما، تفریق یافتگی آن و تشکیل بافت پورفیروئیدی در آن‌هاست. این درشت بلورها معمولاً به طور بخشی به اپیدوت دگرسان شده‌اند که با رنگ زرد در نمونه دستی قابل رؤیت است (شکل ۲-۳۸). آثار کانه‌زایی الیزیت بر روی سنگ‌های گابرویی دیده می‌شود (شکل ۲-۳۹).



شکل ۲-۳۱- نمایی کلی از توده‌ی نفوذی تالو که به صورت پراکنده و استوک مانند در واحدهای شیلی، سیلتستونی و ماسه‌سنگی بخش قاعده‌ای سازند شمشک برونزد یافته است (نگاه به سمت شمال شرق).



شکل ۲-۳۳- تصویری از تبلور مجدد و مرمری شدن آهک الیکا در مجاورت توده آذرین در منطقه‌ی تالو.



شکل ۲-۳۲- تصویری از ماسه سنگ شمشک، حاوی فسیل‌های گیاهی در منطقه‌ی تالو.



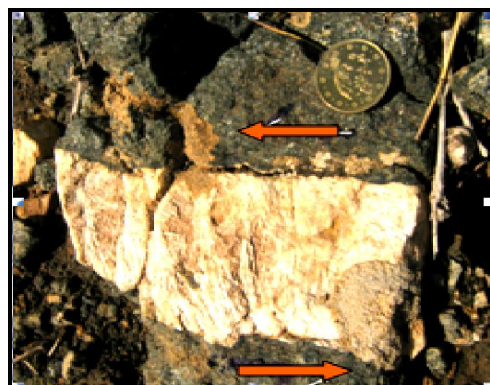
شکل ۲-۳۵- تصویری از پرشدن فضای شکستگی‌های
برشی توسط سیلیس در توده‌ی نفوذی تالو.



شکل ۲-۳۴- بودینه شدن توده‌ی نفوذی تالو پس از نفوذ
به درون آهک الیکا.



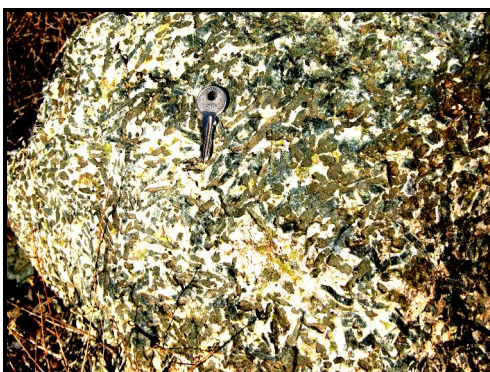
شکل ۲-۳۷- تصویری از الیون گابروی منطقه‌ی تالو یا
ظاهری تیره رنگ.



شکل ۲-۳۶- تصویری از جهت یابی فیبرهای سیلیسی و
تعیین جهت حرکت در منطقه‌ی تالو.



شکل ۲-۳۹- کان‌زایی الیژیست در سطح سنگ‌های آذرین
مافیک در منطقه‌ی تالو.



شکل ۲-۳۸- تصویری از دگرسانی درشت بلورهای
هورنبلند به اپیدوت در یک سنگ دیوریتی.

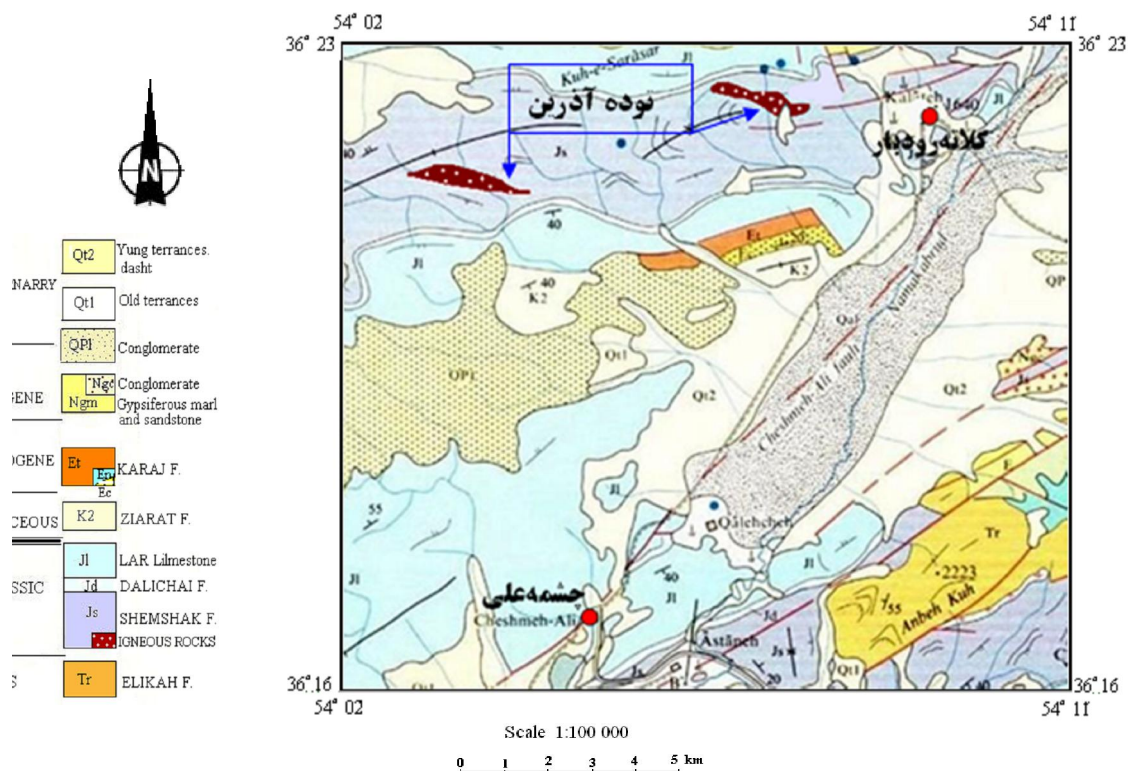
۲-۳-۴- کلاته‌ی رودبار

در شکل ۲-۴۰ موقعیت منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار و توده‌های آذرین موجود در این منطقه در محدوده‌ی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵) دیده می‌شود. توده‌ی نفوذی مورد نظر در این منطقه به رنگ سبز تیره تا خاکستری و با وسعت تقریبی ۱ کیلومتر مربع، به صورت

پراکنده به درون بخش قاعده‌ای سازند شمشک تزریق شده و شیل‌ها و ماسه سنگ‌های این بخش از سازند شمشک را قطع کرده است (شکل ۲-۴۱). این توده‌ی آذرین، خرد شده و دارای درزه‌های فراوان است (شکل ۲-۴۲)، محصولات دگرسانی توده به صورت اپیدوت و کلریت در نمونه‌ی دستی دیده می‌شود. در بعضی قسمت‌ها، دولومیت‌های زرد رنگ با بین لایه‌های چرتی به صورت زینولیت در توده‌ی آذرین مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۴۳) که به نظر می‌رسد متعلق به سازند الیکا باشند. لایه-بندی در چرت‌های مذکور، بیشتر نامنظم و مواج است. این دولومیت‌ها به شدت خرد شده‌اند ولی توده‌ی آذرین به دلیل مقاومت بیشتر، خردشدگی کمتری نشان می‌دهد.

۲-۳-۵- چشمه‌علی

منطقه‌ی چشمه‌علی در گوشه‌ی جنوب غربی نقشه‌ی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان (علوی و صالحی راد، ۱۳۶۹) و در محدوده‌ی ورقه‌ی زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵) واقع شده است. سنگ‌های آذرین این منطقه بر روی افق فرسایشی موجود در مرز سازند الیکا و شمشک مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۴۴). توالی‌های کربناته‌ی سازند الیکا و رسوبات ماسه‌سنگی و شیلی زغالدار شمشک (شکل ۲-۴۵) در منطقه چشمه‌علی از گسترش زیادی برخوردارند. تشکیل افق فرسایشی با روند شرقی - غربی و به رنگ آجری تا قرمز روشن بر روی الیکا، حاکی از برقراری دوره‌ی خشکی‌زایی در طی تریاس میانی و غلبه‌ی شرایط اقلیمی استوایی و فرسایش آهک‌های دولومیتی و رسی سازند الیکا است (رحیم‌پور و اسماعیلی، ۱۳۸۶) که همانند بسیاری از نقاط مختلف دنیا موجب تشکیل افق بوکسیتی در این منطقه شده است. آب و هوای گرم و مرطوب مذکور، سبب هیدرولیز کانی‌های سیلیکاته و شستشوی عناصر K، Na، Mg، Ca و Si در این سنگ‌ها می‌شود و در نتیجه، اکسید و هیدروکسید آلومینیوم به صورت بوکسیت باقی خواهند ماند. آلومینیوم سه ظرفیتی تحت تأثیر Eh واقع نمی‌شود و در شرایط pH آب‌های سطحی (PH=7-8)، میزان حلالیت آن حداقل است (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱).



شکل ۲-۴۰- بخشی از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی‌راد، ۱۹۷۵)، سازندهای موجود در منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار به همراه توده‌های آذرین مورد مطالعه.



شکل ۲-۴۱- نمایی از توده‌ی آذرین کلاته‌ی رودبار که به درون بخش قاعده‌ای سازند شمشک نفوذ کرده است.



شکل ۲-۴۲- نمایی از توده‌ی نفوذی خرد شده به رنگ سبز تیره در منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار. شکل ۲-۴۳- تصویری از دولومیت زرد رنگ الیکا با بین لایه‌های چرتی در منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار که به صورت زینولیت در توده دیده می‌شوند.

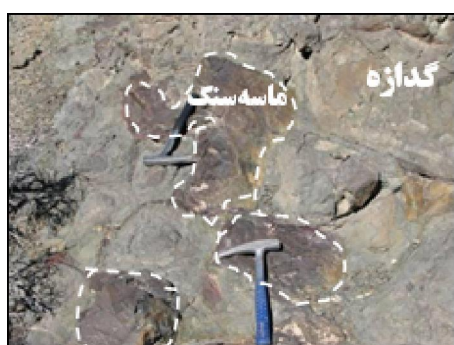
سنگ‌های آذرین بازالتی مورد مطالعه با ضخامت متغیر بین ۱۵ تا ۶۰ متر بر روی این افق قرمز رنگ قرار دارند که به شدت متحمل دگرسانی شده‌اند و سطوح بالا و پائین آن‌ها حفره‌دار است. ماهیت این سنگ‌ها از نوع گدازه است، زیرا آثاری از پختگی و تزریق مواد آذرین به درون سنگ‌های اطراف مشاهده نمی‌شود. بخش حاشیه‌ی گدازه نسبت به بخش‌های میانی آن دانه ریزتر است که نشان دهنده‌ی حاشیه‌ی انجماد سریع در سطوح بالا و پائین گدازه است.

به علت جاری شدن گدازه در محیط رسوبگذاری، رسوبات شیلی، سیلتستونی و ماسه سنگی سست، کنده شده و به درون گدازه وارد شده‌اند (شکل ۲-۴۶ و شکل ۲-۴۷). این رسوبات به رنگ ارغوانی و نازک لایه بوده و لایه‌بندی ظریفی نشان می‌دهند. از بافت‌های قابل مشاهده‌ی گدازه‌ها در صحرا می‌توان به ساخت‌های حفره‌ای و بادامکی اشاره کرد. حفرات آن‌ها توسط کلسیت و سیلیس پر شده‌اند (شکل ۲-۴۸). شکستگی‌های موجود در گدازه نیز توسط کلسیت ثانویه و با ضخامت ۱ تا ۱۰ سانتی متر پر شده است. در بعضی مناطق، چشمه‌های آهکی، رگه‌های تراورتنی را بر روی واحدهای سنگی مختلف ایجاد کرده‌اند (شکل ۲-۴۹). در بخش‌هایی از منطقه‌ی چشمه‌علی، واحد کنگلومرایی با قطعات منشأ گرفته از سازند کربناته‌ی الیکا در سطح تماس بالایی واحد بازالتی قابل مشاهده است (شکل ۲-۵۰). پس از ته نشست سازند الیکا و ایجاد افق فرسایشی ناشی از هوازدهی و فرسایش این

سازند، با جاری شدن گدازه در محیط رسوبگذاری، این واحد بازالتی بر روی توالی کربناته‌ی الیکا تشکیل شده است. در اوایل تریاس فوقانی، پائین آمدن مجدد جهانی سطح آب دریاها موجب خشکی-زایی دیگری گردیده است (رحیم‌پور و اسماعیلی، ۱۳۸۶). کیمیایی (۱۹۷۵) و واعظ جوادی (۱۳۸۴)، با توجه به حضور گونه‌های متعدد فسیل‌های گیاهی مانند شیزاسه‌آ و سیکادسه‌ها در توالی رسوبی شمشک، شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب را برای این دوره‌ی زمانی تعیین کرده‌اند. هوازدگی و فرسایش مکرر سنگ‌های بازالتی مورد بحث در این شرایط آب و هوایی سبب تشکیل افق فرسایشی دیگری با رسوبات قرمز رنگ ماسه‌ای، سیلتی، سیلتستونی و با ضخامت ۱۰-۸ متر بر روی این گدازه‌ها شده است که در بعضی قسمت‌ها، رسوبات آهکی و دولومیتی نیز آن را همراهی می‌کنند (شکل ۲-۵۱). ندول‌های هماتیت با زمینه گوتیتی به شکل کروی تا بیضوی و با اندازه‌های گوناگون در این افق فرسایشی پراکنده‌اند که قطر آن‌ها معمولاً از ۳ تا ۱۰ میلی متر متغیر است (شکل ۲-۵۲). ذرات آهن شسته شده در اثر فرسایش گدازه‌ی بازالتی، توسط سیمان کلسیتی به هم پیوسته و ندول‌های اکسید آهنی را به صورت پراکنده در بین افق فرسایشی ساخته‌اند. در تصویر میکروسکوپی تهیه شده از این گلوله‌ها، اکسید آهن (هماتیت و گوتیت) و سیمان کلسیتی بین آن‌ها قابل تشخیص است (شکل ۲-۵۳ و شکل ۲-۵۴). تکرار فوران گدازه در محیط رسوبگذاری، باعث قرارگیری سنگ‌های بازالتی بر روی این افق قرمز رنگ شده است (شکل ۲-۵۵).



شکل ۲-۴۴- نمای کلی از حضور گدازه‌ی بازالتی تیره رنگ بر روی افق فرسایشی قرمز رنگ در قاعده‌ی سازند شمشک در منطقه‌ی چشمه‌علی (نگاه به سمت شمال).



شکل ۲-۴۶- قطعات ماسه‌سنگی به دام افتاده در گدازه-ی بازالتی منطقه‌ی چشمه‌علی.



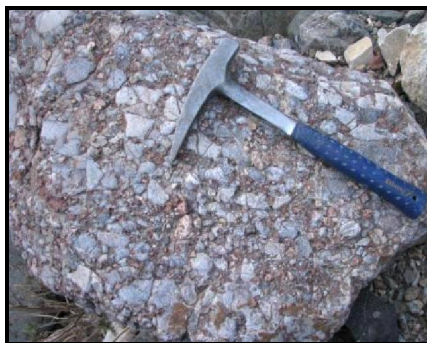
شکل ۲-۴۵- نمایی از شیل زغالدار به رنگ خاکستری تیره تا سیاه سازند شمشک در منطقه‌ی چشمه‌علی.



شکل ۲-۴۸- تصویری از ساخت بادامکی پر شده با کلسیت و سیلیس در بازالت‌های چشمه‌علی.



شکل ۲-۴۷- بخش شیلی با لامیناسیون ظریف که به صورت زینولیت درون گدازه‌ی بازالتی محصور شده است.



شکل ۲-۵۰- تصویری از کنگلومرا با قطعات نشأت گرفته از سازند الیکا در منطقه‌ی چشمه‌علی.



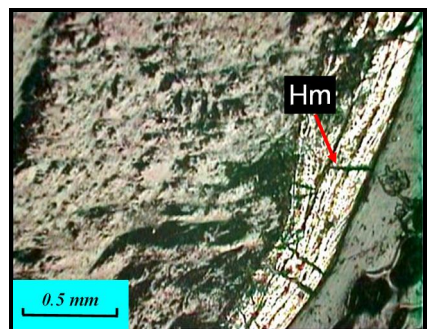
شکل ۲-۴۹- تصویری از ته نشینی تراورتن به وسیله آب- های کلسیم‌دار در اطراف بازالت‌های چشمه‌علی.



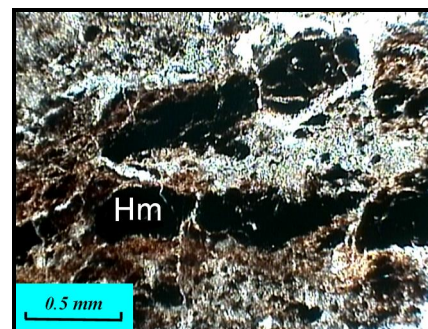
شکل ۲-۵۲- تصویری از ندول‌های اکسید آهن که در افق قرمز فرسایشی روی سازند الیکا پراکنده‌اند.



شکل ۲-۵۱- نمایی از گدازه‌ی بازالتی سیاه رنگ و افق فرسایشی قرمز رنگ روی آن در منطقه‌ی چشمه‌علی (نگاه به سمت غرب).



شکل ۲-۵۴- تصویر میکروسکوپی هماتیت تیغه‌ای به رنگ سفید در زمینه‌ی گوتیتی به رنگ قهوه‌ای تا قرمز (نور انعکاسی).



شکل ۲-۵۳- تصویر مقطع میکروسکوپی تهیه شده از ندول‌های اکسید آهن و سیمان کلسیتی آن (XPL).



شکل ۲-۵۵- نمایی از بازالت چشمه‌علی که در اثر تکرار فوران گدازه بر روی افق فرسایشی قرمز رنگ قرار گرفته است (نگاه به سمت شرق).

۲-۴- تکتونیک مناطق مورد مطالعه

پهنه‌ی البرز به عنوان بخشی از نوار شمالی کوهزاد آلپ - هیمالیا، متشکل از تاقدیس‌ها و ناودیس‌های موازی و گسله‌هایی با سازوکار متفاوت است که به صورت کمانی در لبه‌ی جنوبی فروافتادگی خزر قرار دارد (عباسی، ۱۳۸۶). دگرشکلی اصلی نوار کوهزایی البرز، در طی مزوزوئیک و پس از رویداد تکتونیکی سیمیرین پیشین رخ داده است. ساختارهای زمین شناسی البرز غالباً از نوع گسل‌های تراستی و چین‌های ناهماهنگ مرتبط با گسل‌ها و با روند همگانی خاوری - باختری می‌باشد (علوی، ۱۹۹۶). در بخش باختری البرز، ساختارها روند شمال باختری - جنوب خاوری داشته ولی در بخش خاوری روند ساختارها شمال خاوری - جنوب باختری و موازی با گسل بزرگ کویر (دروانه) است. این دو روند ناهمسان در البرز مرکزی به یکدیگر می‌پیوندند. مناطق مورد مطالعه به عنوان بخش مهمی از واحدهای زمین ساختی - رسوبی البرز دارای عناصر تکتونیکی مهم همچون گسل‌های دامغان، آستانه، عطاری، طزره و ... با فعالیت‌های آشکار در کواترنری هستند. گسل دامغان با درازای بیش از ۱۰۰ کیلومتر، یکی از عناصر تکتونیکی مهم در پهنه‌ی برشی همگرای چپگرد آستانه - عطاری در نیمه جنوبی البرز خاوری است که از شمال به گسله آستانه - طزره و از جنوب به گسله عطاری محدود می‌شود. این نظام گسلی با جنبش‌های خود موجب همبری واحدهای جوانتر سنوزوئیک با سنگ‌های قدیمی‌تر مزوزوئیک و پالئوزوئیک شده است. گسل عطاری در چند کیلومتری جنوب غرب گسل دامغان با راستای شمال باختری - جنوب خاوری (در بخش خاوری گسل) و راستای شمال خاوری - جنوب باختری (در بخش باختری گسل) و درازای ۳۲/۵ کیلومتر، مرز بین البرز جنوبی با ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد (امیدی، ۱۳۸۰). روند گسل‌های منطقه‌ی خوش بیلاق همانند البرز شرقی عموماً شمال خاوری - جنوب باختری است. گسل‌های منطقه عمدتاً از نوع راندگی بوده و شیب سطوح گسلی اغلب به سمت N-NE است. گسل‌های امتداد لغز نیز در مقیاس کوچک وجود دارند که معمولاً گسل‌های تراستی را قطع کرده‌اند (علوی و صالحی‌راد، ۱۳۶۹). منطقه‌ی قشلاق یک ناودیس بزرگ بوده که توسط سه گسل بزرگ رودبار، رحیم آباد و تخت، تکه تکه شده است. نیروهای حاصله

از عمکرد گسل رحیم آباد و رودبار باعث شده است که در برخی از قسمت‌های این منطقه، فشردگی و در برخی دیگر انبساط و بازشدگی و گسل‌های بین لایه‌ای ایجاد گردد و بیشترین نیروها، توده‌ی سیل مانند اصلی این منطقه را در امتداد گسل رودبار به وجود آورده است (مقدسی ۱۳۸۲ برگرفته از یزدی، ۱۳۶۱).

به طور کلی، حرکات سیمیرین پیشین در تریاس بالایی و تصادم لیتوسفر قاره‌ای غیر فعال البرز با حاشیه‌ی قاره‌ای فعال توران در این زمان، سبب بالآآمدگی، دگرگونی، ایجاد گسل‌های تراستی و تشکیل حوضه فورلند در حاشیه شمالی ایران شده است (علوی، ۱۹۹۶). از این مرحله، فرارانش مجموعه‌ی دگرگونی گرگان بر روی رسوبات حاشیه‌ی شمالی، اعمال تنش‌های خمشی، خمش لیتوسفر در این حاشیه را سبب شده است. تکمیل فرایند تصادم، منجر به الحاق ورقه‌هایی از پوشش رسوبی این حاشیه و جایگزینی مجموعه‌ای از ورقه‌های رورانده بر روی حاشیه‌ی غیر فعال قاره‌ای البرز شده است (علوی، ۱۹۹۶ برگرفته از علوی، ۱۹۹۱). برآمدگی حاشیه‌ای حاصل از خمش لیتوسفری به سمت بخش‌های داخلی ایران حرکت کرده و بخش‌هایی از فلات قاره از آب خارج و تحت فرسایش قرار گرفته‌اند. حمل رسوبات حاصل از فرسایش ورقه‌های رورانده به سمت حوضه‌ی فورلند مذکور، سبب تشکیل سازند شمشک در این حوضه شده است. این سازند متشکل از سنگ‌های تخریبی به سن تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین بوده که با یک ناپیوستگی فرسایشی و همراه با تمرکزهای محلی بوکسیت و سنگ‌های آتشفشانی (مانند منطقه‌ی چشمه‌علی دامغان در این مطالعه) در یک محیط رسوبی لاگون - دلتایی بر روی توالی کربناته‌ی تریاس قرار گرفته است (آسرتو، ۱۹۶۶؛ اشتامفلی، ۱۹۷۸؛ علوی، ۱۹۹۶). در ژوراسیک میانی، با فرونشینی لیتوسفر قاره‌ای برای رسیدن به تعادل ایزوستازیک در زیر نوار کوهزایی البرز (میرباقری، ۱۳۸۶)، بالا آمدگی جهانی سطح آب، پیشروی مجدد دریا به سمت نوار کوهزایی و ایجاد محیط دریایی در حوضه‌ی فورلند، توالی‌های کربناته‌ی ژوراسیک میانی - بالایی تا کرتاسه‌ی پسین (سازندهای دلیچای، لار و آهک‌های تیزکوه) بر روی رسوبات فورلند ژوراسیک زیرین راسب شده‌اند (علوی، ۱۹۹۶). این مرحله با شروع یک دوره‌ی آرامش

تکتونیکي همراه بوده است. به طور کلی، توالی‌های چین‌شناسی تریاس تا عهد حاضر در البرز، شامل رسوباتی است که در طی دوره‌های فعالیت و آرامش تکتونیکي در این حوضه‌ی ساختاری نهشته شده‌اند.

۲-۵- منابع معدنی مناطق مورد مطالعه

استان سمنان به دلیل تنوع زون‌های ساختاری - رسوبی یکی از استان‌های پرتوان معدنی به شمار می‌رود. عمده ذخایر دارای ارزش اقتصادی زغالسنگ ایران با سن تریاس بالایی، ژوراسیک پائینی - میانی با نام گروه زغالدار شمشک در البرز شناخته می‌شوند. حوضه‌ی زغالدار البرز از حوضه‌های مهم زغالدار ایران به شمار می‌رود. معادن زغالسنگ این حوضه در امتداد رشته کوه‌های البرز و در محدوده‌ی ورقه‌ی خوش ییلاق (معدن قشلاق، اولنگ) و دامغان (طرز، تالو، شرق تویه، غرب و جنوب فولاد محله) پراکنده‌اند. معدن زغالسنگ طزره، مهمترین معدن تولید کننده زغال در البرز شرقی است که در شمال جاده‌ی اصلی دامغان - شاهرود، تقریباً در ۳۰ کیلومتری شمال شرق دامغان و ۴۵ کیلومتری غرب شاهرود قرار دارد (سید امامی و همکاران، ۲۰۰۶). این افق‌های زغالدار به صورت لایه‌ها و عدسی‌هایی با ضخامت‌های مختلف، اغلب در گستره‌ی رسوبات سازند شمشک بر روی سطوح فرسایش یافته‌ی دولومیت‌های سازند الیکا قرار گرفته‌اند که اغلب از نوع حرارتی و به مقدار کمتر از نوع کک شو هستند. ضخامت افق‌های زغالدار متغیر بوده و از ۰/۲ تا ۲ متر تغییر می‌کند که همگی به صورت زیرزمینی استخراج می‌شوند.

سنگ‌های آهکی و آهک دولومیتی سازند لار و آهک‌های کرتاسه را می‌توان از نگاه سنگ‌های ساختمانی مورد توجه قرار داد. از این ذخایر عظیم آهکی می‌توان در تأمین مواد اولیه‌ی سیمان و تولید آهک استفاده کرد. سنگ‌های یاد شده در دره‌ی اولنگ و خاور تیل آباد و شمال دامغان برونزد دارند.

معدن سنگ لاشه‌ی ساختمانی ابنان کوه دامغان در ۲۴ کیلومتری شمال دامغان (راه چشمه‌علی) و شمال کوه چهره نگار با مختصات طول جغرافیایی ۵۴° ۹' و عرض جغرافیایی ۳۶° ۱۸' واقع شده است. این معدن دارای سنگ آهک سیلیس‌دار موزائیکی می‌باشد و میزان ذخیره قطعی آن ۶۰۰ هزار تن برآورد شده است (حیدری، ۱۳۷۱).

معادن فعال شن و ماسه در دره‌ی تیل آباد وجود دارند که مصالح خود را از بستر رودخانه‌های خوش‌بیلاق و تیل آباد برداشت می‌کنند.

معدن بالاست با مختصات طول جغرافیایی ۵۴° ۱۵' شمالی و عرض ۳۶° ۱۳' شرقی و در ۷ کیلومتری شمال دامغان قرار دارد. سالانه ۱۱۰ هزار تن دولومیت به روش روباز و به صورت لایه‌ای از این معدن استخراج می‌گردد که به مصرف راه آهن شمال شرق می‌رسد.

سازند شمشک به خصوص بخش شیلی آن با توجه به عیار و نوع کروژن، توان تولید منابع هیدروکربوری مانند گاز را داراست. ماسه‌سنگ‌های بخش زیرین این سازند از تخلخل و تراوانی مناسبی جهت ایجاد مخازن گازی برخوردارند (جعفریان، ۱۳۸۳؛ میر باقری، ۱۳۸۶).

افق‌های بوکسیت و لاتریت تشکیل شده در مرز پرمین و تریاس در قاعده‌ی سازند شمشک به خصوص در مناطق خوش بیلاق و چشمه‌علی می‌تواند از پتانسیل اقتصادی برخوردار باشد.

کانسار فلوئورین (روی، سرب و باریم) میلاکوه در منطقه‌ی تویه در جنوب غرب دامغان، از ذخایر استراتاباند زون ساختاری البرز مرکزی است که سنگ درونگیر آن به طور عمده، قسمت‌های دولومیتی واحد کربناته‌ی استروماتولیتی بخش بالایی سازند سلطانیه می‌باشد. این مواد بعد از استخراج به عنوان کمک ذوب به کارخانه‌ی ذوب آهن اصفهان فرستاده می‌شوند (خانعلیزاده، ۱۳۸۴). براساس مطالعات میدانی صورت گرفته در این تحقیق، اسکارن‌زایی محلی از نوع مگنتیت در مجاورت توده‌ی نفوذی به همراه کانه‌زایی آهن (اولیژیست) در مناطق قشلاق و تالو مشاهده شده است. برای برآورد پتانسیل اقتصادی و توان معدنی این مناطق، مطالعات تخصصی تکمیلی روی آن‌ها ضروری به نظر می‌رسد.

فصل سوم پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

هدف از مطالعات پتروگرافی، بررسی نوع کانی‌ها، بافت‌های موجود، اندازه‌ی دانه‌ها، فابریک یا رابطه‌ی هندسی اجزای تشکیل دهنده‌ی سنگ، تحولات قابل مشاهده‌ی سنگ در مقیاس میکروسکوپی و در نهایت تعیین نامی مناسب برای سنگ مورد نظر است. ویژگی‌های بافتی هر سنگ وابسته به شرایطی است که در آن تشکیل شده است. اندازه‌ی دانه‌ها نیز در انواع سنگ‌های آذرین متفاوت است، گاهی در مقیاس سانتی متر و گاهی بسیار دانه‌ریزند. اندازه‌ی دانه‌های سنگ‌های آذرین به طور عمده به آهنگ سرد شدن آن‌ها در طول مراحل انجماد و همچنین به ترکیب شیمیایی ماگما و غلظت آن بستگی دارد. از سوی دیگر، می‌توان فرآیندهایی نظیر روند و ترتیب تبلور ماگما، هضم و آلایش، متاسوماتیسم، دگرسانی و غیره را ضمن مطالعات پتروگرافی مورد بررسی قرار داد.

بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در منطقه‌ی قشلاق (ناحیه‌ی خوش‌یلاق) یک سری تفریقی از الیوین‌گابرو تا مونزونیت را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های این منطقه از لحاظ مشخصات سنگ شناسی، نوع و بافت‌های آذرین شباهت زیادی با این واحدها در منطقه‌ی تالو (شمال دامغان) دارند. لذا در این بخش، سنگ‌های مناطق قشلاق و تالو به طور همزمان مورد بررسی قرار می‌گیرند. مطالعات پتروگرافی بر روی سیل و دایک منطقه‌ی طزره که در

میان سنگ‌های بخش زیرین شمشک نفوذ کرده است نشان دهنده‌ی ماهیت گابرویی این واحد سنگی است که به شدت تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته است. سنگ‌های آذرین منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار نیز دارای ماهیت گابرویی تا گابرودیوریتی هستند. تنها، واحدهای آذرین منطقه‌ی چشمه‌علی دامغان از نوع سنگ‌های خروجی بوده و براساس بررسی‌های پتروگرافی به عمل آمده، ویژگی سنگ‌های بازالتی آلکالن را نشان می‌دهند. علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل در جدول (۳-۱) آورده شده است.

جدول ۳-۱- علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی

نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
الیوین	Ol	مگنتیت	Mgt
پیروکسن	Px	اسفن	Sph
پلاژیوکلاز	Pl	اپیدوت	Epi
هورنبلند	Hb	کلریت	Chl
بیوتیت	Bio	کلسیت	Ct
ارتوز	Or	پرهینیت	Phr
آپاتیت	Ap		

۳-۲- مشخصات پتروگرافی واحدهای آذرین مناطق قشلاق و تالو

ماگماتیسم منطقه‌ی قشلاق به صورت یک سیل تفریق یافته است که طیف وسیعی از انواع سنگ-های تفریقی مانند اولیوین گابرو، گابرو، دیوریت، مونزوگابرو و مونزونیت را شامل می‌شود. تمام این واحدهای سنگی به جز مونزونیت، در منطقه‌ی تالو نیز رخمون دارند.

الیوین گابرو:

الیوین گابروهای مناطق قشلاق و تالو در نمونه‌ی دستی، ظاهری تیره و براق دارند و از لحاظ ضریب رنگی در گروه ملانوکرات‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۳-۱- الف). این واحدهای آذرین از نظر بافتی تنوع زیادی نداشته و عمدتاً بافت دانه‌ای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار نشان می‌دهند. این بافت، ویژه‌ی سنگ-های آذرین نفوذی است و شامل بافت‌های تمام بلورینی است که در آن بلورها به آرامی در عمق زمین

تبلور یافته‌اند. کانی‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (غالباً اوژیستی)، الیوین و هورنبلند سبز هستند (شکل ۳-۱-ب). حضور ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز در اوژیت بیانگر تبلور این کانی قبل از تبلور اوژیت است. کانی فلوگوپیت به مقدار کمتر حضور دارد و بخشی از آن در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده است. ظاهر براق این واحد سنگی را می‌توان به حضور همین فلوگوپیت‌ها نسبت داد (شکل ۳-۱-ج). پلاژیوکلازها، بخش اعظم کانی‌های این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند و با ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد خود به راحتی در مقاطع میکروسکوپی قابل تشخیص هستند. این پلاژیوکلازها متحمل سربسیتی شدن گردیده و به سربسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. پیروکسن‌های موجود در الیوین گابروها بیشتر از نوع اوژیت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و با خاموشی مایل هستند که مقدار قابل توجه‌ای از کل سنگ را به خود اختصاص می‌دهند.

هورنبلندهای قهوه‌ای به صورت بین دانه‌ای، در این سنگ‌ها حضور دارد و در مقاطع عرضی، کلیواژهای لوزی شکل آن‌ها کاملاً قابل رویت است. مقدار بالای آب در مایعاتی که آشیانه‌ی ماگمایی را پر می‌کنند (۳ - ۱/۵ درصد وزنی) به آمفیبول اجازه می‌دهد تا به عنوان یک کانی پایدار و اولیه، حتی در مجموعه‌های انباشتی اولیه، ظاهر شود (کلیسون و میروور، ۲۰۰۴)^{۱۷}.

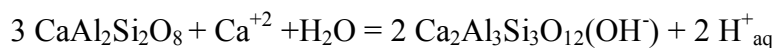
الیوین، یک فاز انباشتی^{۱۸} مهم در بسیاری از سنگ‌های آذرین نفوذی محسوب می‌شود (بدارد^{۱۹}، ۲۰۰۵). این کانی در سنگ‌های مورد مطالعه به مقدار کم حضور داشته و در محل شکستگی‌ها دچار دگرسانی شده است. شکل مدور برخی از بلورهای الیوین نشان دهنده‌ی عدم تعادل ناشی از تغییر ترکیب شیمیایی، دما یا فشار می‌باشد که در مجموع بر پایداری ترمودینامیکی فنوکریست‌هایی که در شرایط قبل از این متبلور شده و پایدار بوده‌اند، تأثیر گذاشته و باعث هضم و تحلیل آن‌ها شده است. البته، گردش‌گی دانه‌های الیوین را می‌توان به چرخش و حمل این کانی در حین حرکت به محیط جدید نیز نسبت داد. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به مگنتیت و آپاتیت‌های تیغه-

17- Claeson and Meurer

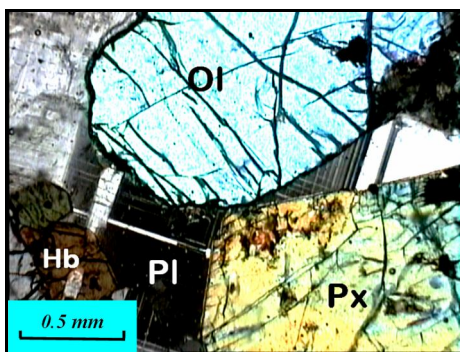
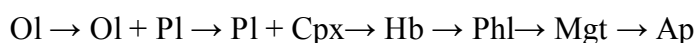
18- Cumulus

19- Be'dard

ای اشاره کرد. مگنتیت به عنوان فراوان‌ترین کانی اپک موجود در سنگ‌های الیوین‌گابرویی، محسوب می‌شود. آپاتیت به عنوان یک فاز فرعی معمول در بسیاری از سنگ‌های ماگمایی حضور دارد و فراوانی آن مستقیماً با مقدار P سنگ تغییر می‌کند. فراوانی این کانی در ماگماهای تولییتی فقیر از P ناچیز بوده و در ماگماهای آلکالن غنی از P به چند درصد می‌رسد (پروویک و کلمه، ۲۰۰۶). بلورهای سوزن‌های شکل و طولی آپاتیت به مقدار قابل توجه در این سنگ‌ها مشاهده شده و پلاژیوکلازها و فلوگوپیت‌های سنگ را قطع کرده است (شکل ۳-۱-د). حضور بلورهای سوزنی، طولی و کشیده‌ی آپاتیت نشان دهنده‌ی سرعت بالای سرد شدن ماگما (شلی^{۲۱}، ۱۹۹۳ بر گرفته از براون، ۲۰۰۱ در آسیابانها، ۱۳۷۴)، بیانگر بالا بودن میزان P_2O_5 و طبیعت آلکالن ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. اپیدوت و کلریت، کانی‌های ثانویه‌ی موجود در الیوین‌گابروها هستند که در جریان فرآیندهای دگرسانی پلاژیوکلاز و پیروکسن به وجود آمده‌اند. حضور اپیدوت معرف وجود آب در طی دگرسانی است. واکنش تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت به قرار زیر است:



براساس فراوانی کانی‌ها، روابط و نحوه‌ی در بر گرفته شدن آن‌ها توسط یکدیگر، ترتیب تبلور کانی‌های سازنده‌ی سنگ‌های الیوین‌گابرویی به صورت زیر نمایش داده می‌شود.

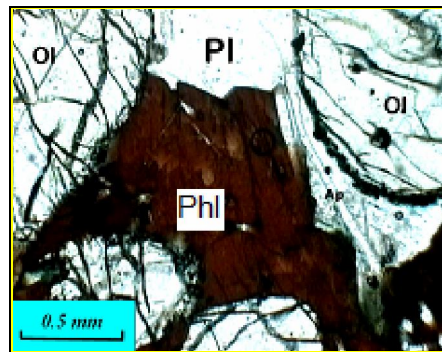
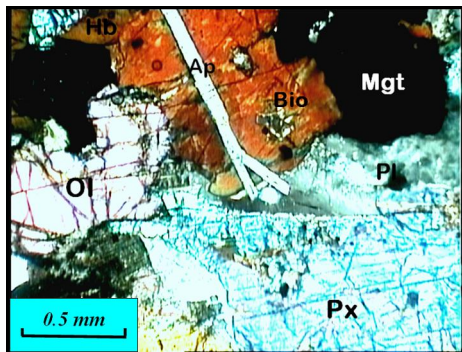


شکل ۳-۱-ب- تصویر میکروسکوپی از بافت دانه‌ای و کانی‌های الیوین، پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند در الیوین-



شکل ۳-۱-الف- تصویری از الیوین‌گابرو با ظاهر ملانو-کرات و براق در مقیاس نمونه‌ی دستی.

گابرو (PPL)



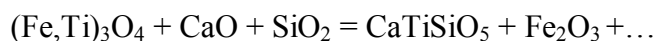
شکل ۳-۱-ج- تصویری از حضور فلوگوپیت در الیوین - شکل ۳-۱-د- تصویری از حضور مگنتیت و آپاتیت تیغه-ای در الیوین گابرو که کانی بیوتیت را قطع کرده است (PPL) گابرو (XPL)

گابرو/گابرودیوریت:

سنگ‌های گابرویی و گابرودیوریتی مناطق قشلاق و تالو از لحاظ ضریب رنگی در گروه ملانوکرات تا مزوکرات قرار می‌گیرند (شکل ۳-۲-الف). غالب نمونه‌های گابرویی دارای بافت دانه‌ای هستند. بافت اینترگرانولار نیز در بعضی مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود، به طوری که زوایای بین فلدسپات‌ها با کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن و آمفیبول به صورت درهم ریخته و بدون جهت خاصی پر شده است (شکل ۳-۲-ب). این امر نشان می‌دهد که بعضی از پیروکسن‌های موجود در سنگ، پس از تبلور پلاژیوکلازها متبلور شده و فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده‌اند. از دیگر بافت‌های قابل مشاهده در سنگ‌های گابرویی و گابرودیوریتی می‌توان به بافت افیتیک اشاره کرد که حاکی از تبلور همزمان پلاژیوکلازها و پیروکسن‌های سنگ می‌باشد (شکل ۳-۲-ج). این بافت، غالباً در سنگ‌های گابرویی و دیابازی دیده می‌شود و در آن تیغه‌های پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از اوژیت درشت بلور و نیمه شکل‌دار محصور می‌شوند و غالباً طول متوسط فلدسپات‌ها از قطر پیروکسن بیشتر نیست. در بخش‌هایی از این سنگ‌ها بافت ساب‌افیتیک نیز قابل مشاهده است که درازای پلاژیوکلاز بیشتر از پیروکسن است. درشت بلورها و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، درشت بلورهای کلینوپیروکسن و هورنبلند به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار، کانی‌های اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند، ولی در برخی نمونه‌های گابرویی، الیوین به مقدار خیلی کم حضور دارند. فلوگوپیت به دو صورت اولیه و ثانویه ناشی از متاسوماتیسم،

در حدود ۳ درصد در بعضی مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود که معمولاً به کلریت دگرسان شده است. فلدسپات پتاسیم به صورت بین دانه‌ای و بی شکل در نمونه‌های گابرو دیوریتی که تحت تأثیر فرایند متاسوماتیسم پتاسیک قرار گرفته‌اند، تشکیل شده است. در برخی مقاطع، تبدیل کلینوپیروکسن به اورالیت قابل مشاهده است (شکل ۳-۲-د). به عقیده شلی (در آسیابانها، ۱۳۷۴) فرآیند کلریتی شدن و اورالیتی شدن عبارت از رشد یک کانی بر روی یک کانی دیگر یا جانشینی یک ذره به جای ذره‌ی دیگر است و هنگامی که رابطه‌ی بین ذرات یکنواخت باشد، کلریتی شدن رخ داده و به هنگام کاهش درجه‌ی یکنواختی بین ذرات مجاور، اورالیتی شدن اتفاق می‌افتد. در سنگ‌های گابرو/ دیوریتی، این دو فرایند ثانویه قابل مشاهده می‌باشد.

مگنتیت، هماتیت، آپاتیت و اسفن، مهمترین کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها به شمار می‌روند. مگنتیت با ظاهر اسکلتی و نردبانی فراوان‌ترین کانی اپک موجود در سنگ‌های گابرویی/ دیوریتی به شمار می‌رود (شکل ۳-۲-ز). کانی هماتیت نیز به صورت گسترده در مقاطع صیقلی تهیه شده از ترکیبات گابرویی مشاهده شده است (شکل ۳-۲-ه). اسفن هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه، تقریباً در تمامی نمونه‌های سنگی قابل مشاهده است که معرف بالا بودن میزان Ti در ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست. اسفن‌های اولیه غالباً شکل دار و با اشکال هندسی مشخصی مانند لوزی، مثلثی و غیره در مقاطع میکروسکوپی قابل شناسایی هستند. این کانی‌ها گاهی به صورت اذخال در هورنبلند حضور دارند (شکل ۳-۲-و). اسفن‌های ثانویه به صورت بی‌شکل و ریزدانه در اثر خروج Ti موجود در کانی‌های مافیک مانند پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت و واکنش آن با Ca و Si آزاد شده در خلال فرآیند متاسوماتیسم به وجود می‌آیند. بخشی از اسفن ثانویه در اثر دگرسانی کانی‌های اپک موجود در سنگ، مانند مگنتیت و تیتانومگنتیت، رهاسازی Ti و براساس واکنش زیر حاصل می‌شود.



دگرسانی هورنبلند منجر به آزادسازی کلسیم و تیتانیوم شده و اسفن ثانویه‌ی بی‌شکل را تشکیل داده است. پلاژیوکلازها به ویژه انواع درشت بلور آن‌ها، متحمل سریسیتی شدن گردیده‌اند. همچنین

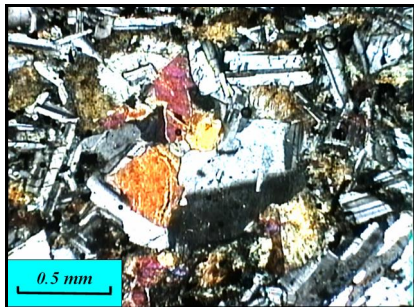
در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن و هورنبلند و رهاسازی عناصر مورد نیاز برای ساختن کانی‌های اپیدوت، کلریت، پرهنیت و کلسیت، این مجموعه کانی‌های ثانویه در سنگ‌های مورد مطالعه تشکیل شده‌اند که فرایند سوسوریتی شدن و پروپلیتی شدن را به نمایش می‌گذارند. (شکل ۳-۲-ی).

پلاژیوکلاز و الیوین، اولین کانی‌های متبلور شده از مایع بازالتی هستند. این روند با تبلور کلینوپیروکسن دنبال می‌شود که در بعضی مواقع دارای اذخال‌هایی از پلاژیوکلاز می‌باشد. بین توده‌های نفوذی متبلور شده از یک مایع بازالتی آبدار و نفوذی‌هایی که از مایعات بازالتی خشک متبلور می‌شوند، تفاوت‌های اساسی وجود دارد. در سیستم‌های بازالتی خشک، تمام کانی‌های متبلور شده از مایعات بین ذره‌ای، به صورت فازهای تحول‌یافته و به شکل برهم‌رشدی بر روی کانی‌های انباشتی اولیه مانند الیوین رخ می‌دهند و مقدار بسیار کمی از آن‌ها به صورت کانی‌های جدید مانند آمفیبول، آپاتیت یا اکسیدها یافت می‌شوند (کلیسون و میروور، ۲۰۰۴). در مقابل، مقدار بالای آب در مایعات بازالتی سازنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه، به آمفیبول اجازه می‌دهد تا به عنوان یک کانی اولیه و پایدار در طول سردشدگی آفروشه‌ی بلورین^{۲۲} در کف مخزن ماگمایی تشکیل شود. در اثر واکنش مایع با فازهای انباشتی مانند الیوین و پلاژیوکلاز، مقدار قابل توجهی آمفیبول در یک محدوده‌ی دمایی وسیع‌تر نسبت به حالت خشک متبلور می‌شود (میروور و کلیسون، ۲۰۰۲). کانی بیوتیت به صورت بین ذره‌ای، آپاتیت و اسفن در مراحل بعدی تبلور ایجاد می‌شوند. بر طبق قانون روزنبوش^{۲۳} کانی‌هایی که زودتر متبلور می‌شوند، در مذاب، آزادانه رشد می‌کنند و دارای حدود خارجی منظم‌تر (شکل‌دار) می‌باشند و بلورهایی که دیرتر متبلور می‌شوند به صورت مجموعه دانه‌های نیمه شکل‌دار و بی شکل حضور دارند. لازم به یادآوری است که شکل‌دار بودن یک کانی همیشه تضمینی برای زودتر متبلور شدن آن نیست. اسفن‌های اولیه‌ی موجود در سنگ‌های گابرویی و گابرویدیوریتی و همچنین آپاتیت‌های موجود در اولیوین‌گابروها، هر دو شکل‌دار هستند ولی تبلور این دو کانی زمانی

22- Crystal mush

23- Rosenbush

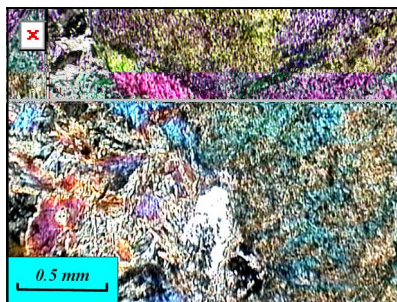
میسر است که فسفر و تیتان در محلول باقی مانده به غلظت معینی برسد. بنابراین علیرغم حدود خارجی شکل‌دار، تبلور آن‌ها در مرحله آخر صورت گرفته است.



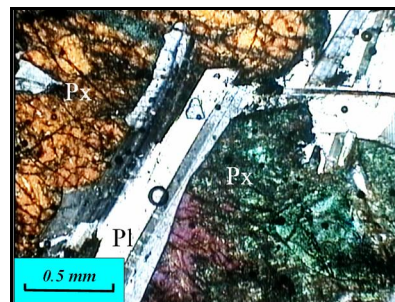
شکل ۳-۲-ب- تصویر میکروسکوپی از بافت اینترگرانولار در گابرو (XPL).



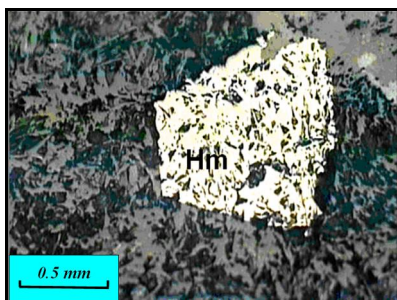
شکل ۳-۲-الف- تصویری از گابروی منطقه‌ی قشلاق با ظاهر مزوکرات در مقیاس ماکروسکوپی.



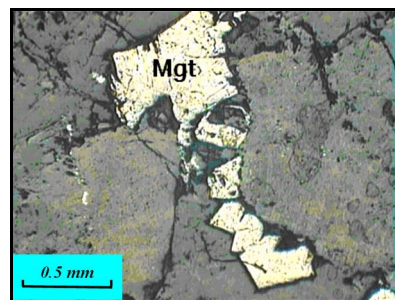
شکل ۳-۲-د- تصویر میکروسکوپی از پیروکسن اورالیتی شده در نمونه‌ی گابرویی (XPL).



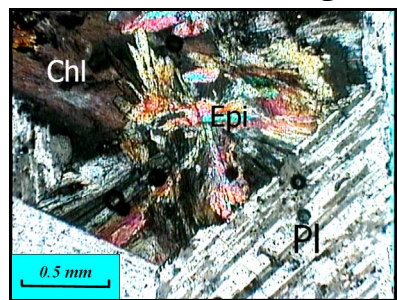
شکل ۳-۲-ج- تصویری از بافت افیتیک در گابرو (XPL).



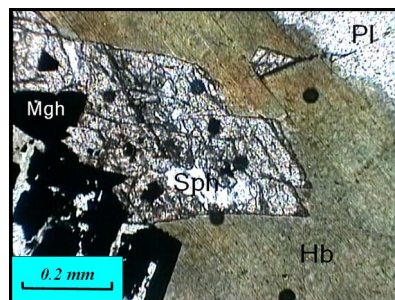
شکل ۳-۲-ه- تصویر میکروسکوپی هماتیت به رنگ سفید در نمونه گابرویی (نور انعکاسی).



شکل ۳-۲-ز- تصویری از مگنتیت به رنگ خاکستری روشن در گابرو (نور انعکاسی).

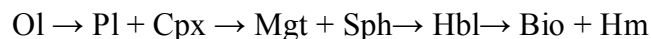


شکل ۳-۲-ی- پلاژیوکلاز سریسیتی شده و حضور کانی‌های ثانویه اپیدوت و کلریت در گابرو (XPL).



شکل ۳-۲-و- تصویری از اسفن اولیه و لوزی شکل و مگنتیت اسکلتی به صورت ادخال در هورنبلند (XPL).

با توجه به فراوانی و روابط فازی مشاهده شده، ترتیب تبلور کانی‌ها در ترکیبات گابرو / دیوریتی به صورت زیر می‌باشد:



دیوریت:

سنگ‌های دیوریتی به صورت مزوکرات تا لوکوکرات در منطقه‌ی قشلاق و تالو برونزد دارند (شکل ۳-۳-الف). این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی، بافت گرانولار، میکروگرانولار و گاهی بافت پگماتیستی نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز، کانی‌های اصلی سنگ‌های دیوریتی را می‌سازند و در بیشتر نمونه‌ها متحمل دگرسانی شده، ظاهر سبز متمایل به خاکستری به این سنگ‌ها داده‌اند (شکل ۳-۳-ب). در بعضی نمونه‌ها، کانی‌های بیوتیت و اوژیت به مقدار کم حضور دارند.

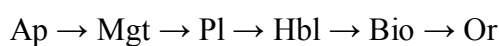
پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار، به عنوان فراوان‌ترین کانی موجود در سنگ‌های دیوریتی، ماکل پلی سنتتیک و منطقه بندی بارزی نشان می‌دهد و غالباً تحت تأثیر سریسیتی شدن قرار گرفته است. در اثر فرآیند متاسوماتیسم پتاسیک، افزایش پتاسیم و جانشینی آن بر روی پلاژیوکلازهای قبلی، پوششی از فلدسپار پتاسیم (ارتوز) در اطراف پلاژیوکلازها رشد کرده است، به طوری که بخش‌های حاشیه‌ای این کانی‌ها دچار خوردگی شده است (شکل ۳-۳-ج). آپاتیت، مگنتیت اسکلتی (شکل ۳-۳-د)، هماتیت، اسفن اولیه و ثانویه به عنوان کانی‌های فرعی در سنگ‌های دیوریتی مشاهده می‌شوند. سوزن‌های آپاتیت غالباً به صورت اذخال در پلاژیوکلازها حضور دارند. در ضمن این کانی را می‌توان به صورت اذخال در کانی‌های بیوتیت و هورنبلند سبز نیز مشاهده کرد. حضور گسترده آپاتیت، ماهیت آکالن ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها را محرز می‌کند (شکل ۳-۳-ه). در بیشتر مقاطع، کانی هماتیت به صورت هاله‌ای قهوه‌ای رنگ، مگنتیت را در بر می‌گیرد و نشان‌دهنده‌ی تبدیل مگنتیت به هماتیت است. اسفن ثانویه در اثر تخریب اکسیدهای آهن ایجاد شده و معمولاً به صورت بی‌شکل اطراف کانی مگنتیت دیده می‌شود.

کلسیت، کلریت، اپیدوت و پره‌نیت، به عنوان کانی‌های ثانویه قابل مشاهده در نمونه‌های دیوریتی، معرف دگرسانی پروپلیتی یا سوسوریتی هستند. کلریت با بافت اسفرولیتی در اثر دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مانند هورنبلند سبز و بیوتیت حاصل شده و نشان‌دهنده‌ی حضور فاز سیال در طی دگرسانی، خروج پتاسیم از بیوتیت و خروج Na و Ca از هورنبلند است (شکل ۳-۳-و). یون پتاسیم آزاد شده از این بیوتیت‌ها باعث سربسیتی شدن پلاژیوکلازها شده است. دگرسانی پلاژیوکلازها و آزاد شدن یون کلسیم از آن‌ها به تولید اپیدوت منجر گردیده است.

پره‌نیت با فرمول شیمیایی $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ به رنگ‌های زرد و رنگین‌کمانی در مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های دیوریتی قابل مشاهده است و بر طبق واکنش زیر از دگرسانی پلاژیوکلازها به وجود آمده است (شکل ۳-۳-ی).

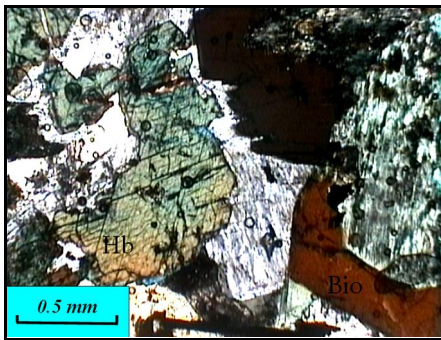


کلسیت ثانویه نیز در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز یا کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار نظیر هورنبلند و اوژیت ایجاد شده است. در بعضی از نمونه‌های دیوریتی منطقه‌ی قشلاق، کانی سازی اولیژیست صورت گرفته است که در مقطع میکروسکوپی به صورت تیغه‌ای قابل مشاهده است. ترتیب تبلور کانی‌های موجود در ترکیبات دیوریتی به صورت زیر می‌باشد:

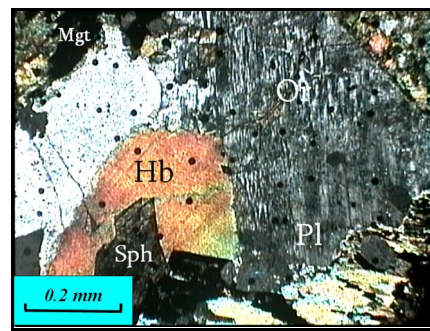
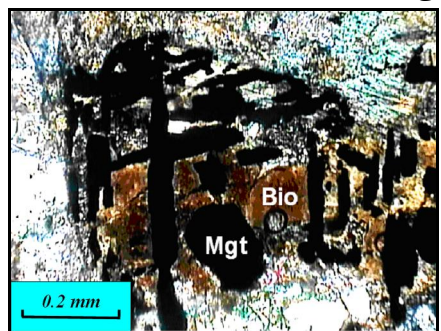


مونزونیت:

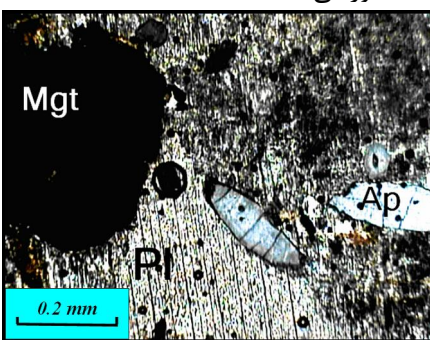
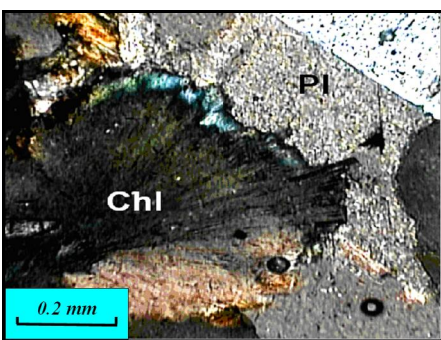
سنگ‌های مونزونیتی از لحاظ ضریب رنگی در گروه لوکوکرات‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳-الف) و دارای بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار و پوئی‌کیلیتیک هستند. مقدار آکالی‌فلدسپارها و پلاژیوکلازهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار در این سنگ‌ها تقریباً مساوی و حدود ۴۰-۵۰ درصد است. بعضی از پلاژیوکلازها، منطقه بندی ترکیبی نشان می‌دهند. کانی مافیک در این نمونه‌های سنگی، هورنبلند شکل‌دار است که حدود ۴۰ درصد است. بخشی از این هورنبلند به صورت ثانویه و در اثر دگرسانی پیروکسن‌ها به وجود آمده‌اند.



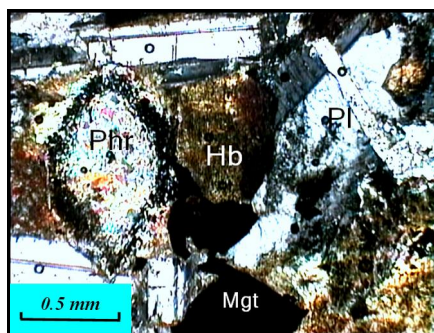
شکل ۳-۳-الف- تصویری از یک سنگ دیوریتی با شکل ۳-۳-ب- تصویری از کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز با رخ لوزی شکل و بیوتیت در نمونه‌ی ساخت گرانولار در مقیاس نمونه‌ی دستی.



شکل ۳-۳-ج- تصویری از متاسوماتیسم پتاسیک و شکل ۳-۳-د- تصویری از مگنتیت اسکلتی و بیوتیت در یک نمونه‌ی دیوریتی (XPL).



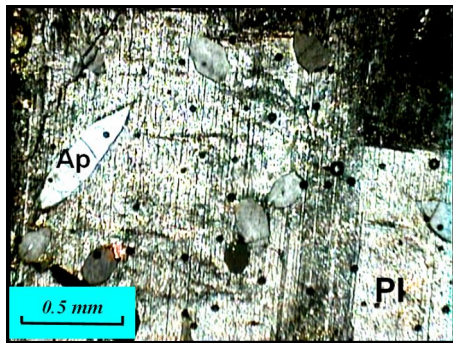
شکل ۳-۳-ه- تصویری از بلورهای خودشکل آپاتیت و شکل ۳-۳-و- کلریت با بافت اسفرولیتی در یک نمونه‌ی مگنتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلاز در یک سنگ دیوریتی (XPL).



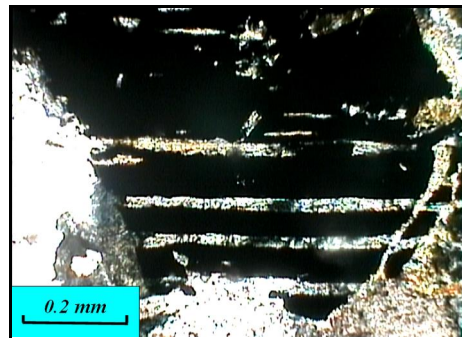
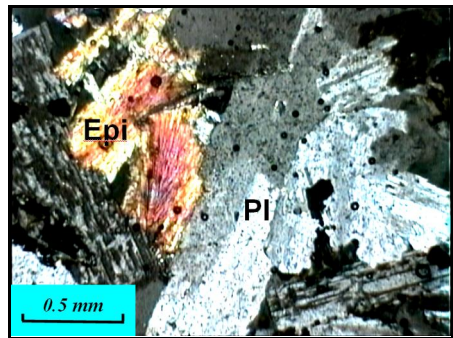
شکل ۳-۳-ی- تصویر میکروسکوپی از کانی ثانویه پرهنیت در نمونه‌ی دیوریت (XPL).

کانی کوارتز تا ۵ درصد در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بلورهای خودشکل آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلازها دیده می‌شوند که معرف بالا بودن میزان P_2O_5 در ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست (شکل ۳-۴-ب). مگنتیت با بافت اسکلتی مهمترین کانی اپک در این سنگ‌ها محسوب می‌شود (شکل ۳-۴-ج). کانی اپیدوت به عنوان کانی ثانویه‌ی ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند، در مقاطع مونزونیتی حضور دارد (شکل ۳-۴-د). با توجه به فراوانی و روابط بافتی مشاهده شده، ترتیب تبلور کانی‌های نمونه‌های مونزونیتی به صورت زیر می‌باشد:

Ap → Mgt → Pl → Hbl → Or → Q



شکل ۳-۴-الف- تصویری از یک سنگ مونزونیتی با شکل ۳-۴-ب- تصویری از بلورهای خودشکل آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلاز (XPL).

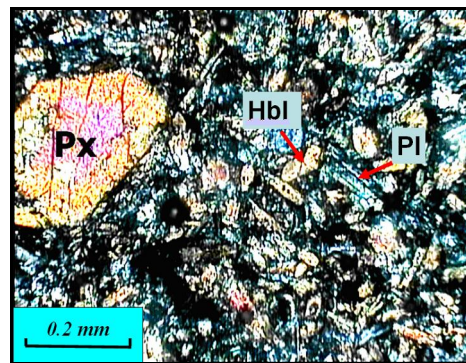
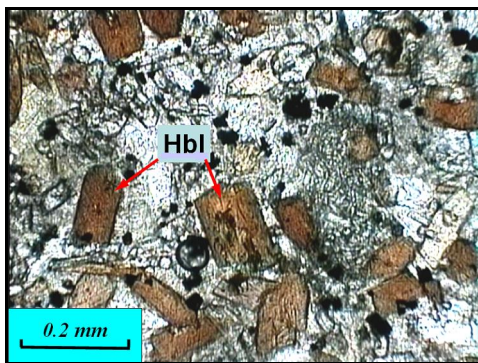
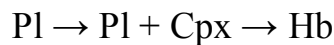


شکل ۳-۴-ج- تصویری از مگنتیت نردبانی در سنگ مونزونیتی (XPL). شکل ۳-۴-د- کانی ثانویه اپیدوت در نمونه‌ی مونزونیتی (XPL).

۳-۳- مشخصات پتروگرافی دایک منطقه‌ی پل غزنوی

دایک میکروگابرویی منطقه‌ی پل غزنوی به درون توالی‌های تخریبی سازند شمشک نفوذ کرده است. مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از نمونه‌های این منطقه نشان دهنده‌ی بافت میکروپورفیری با حضور گسترده‌ی بلورهای خودشکل و نیمه خودشکل هورنبلند قهوه‌ای به همراه بلورهای درشت پلاژیوکلاز و

پیروکسن در زمینه‌ای ریز بلور از همین کانی‌هاست (شکل ۳-۵-الف و ب). حضور مقدار قابل توجه آب (۳ - ۱/۵ درصد وزنی) در یک مایع بازالتی، ویژگی‌های فیزیکی مانند گرانروی، وزن مخصوص و نسبت مایع به جامد و روابط فازی آن را تغییر می‌دهد. سرد شدن چنین مایعی، امکان تبلور آمفیبول اولیه‌ی پایدار را به وجود می‌آورد (کلیسون و میروور، ۲۰۰۴). فراوانی و روابط کانی‌های تشکیل دهنده-ی سنگ‌های آذرین منطقه‌ی پل غزنوی بیانگر تبلور این کانی‌ها به ترتیب زیر می‌باشد:

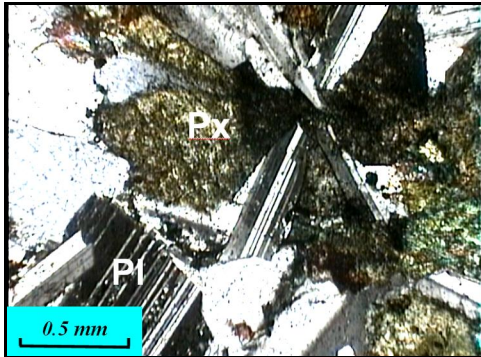
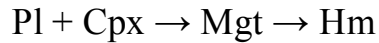


شکل ۳-۵-الف- تصویر میکروسکوپی از بلور درشت پیروکسن به همراه بلورهای هورنبلند قهوه‌ای و پلاژیوکلاز در زمینه‌ی دایک (XPL).
شکل ۳-۵-ب- تصویری از بلورهای خودشکل و نیمه خودشکل هورنبلند قهوه‌ای در دایک میکروگابروبی منطقه‌ی پل غزنوی (PPL).

۳-۴- مشخصات پتروگرافی واحد آذرین منطقه‌ی طزره

سنگ‌های آذرین موجود در منطقه‌ی طزره، به شکل سیل و دایک برونزد دارند، بنابراین می‌توان این سنگ‌ها را دیاباز نامید (شکل ۳-۶-الف). سنگ‌های این منطقه به شدت متحمل دگرسانی شده‌اند. در مقاطع میکروسکوپی، درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از کانی‌های نیمه خودشکل اوژیت قرار دارند و بافت افیتیک را به نمایش می‌گذارند (شکل ۳-۶-ب). پلاژیوکلازها با ماکل پلی‌سنتیتیک، قسمت عمده‌ی سنگ را تشکیل می‌دهند و سرسیتی شده‌اند. مهم‌ترین کانی اپک موجود در این سنگ‌ها، مگنتیت اسکلتی است که از حاشیه به هماتیت تبدیل شده است (شکل ۳-۶-ج). در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و پیروکسن، کانی‌های ثانویه‌ی کلریت، اپیدوت، کلسیت (شکل ۳-۶-د) و اکسید

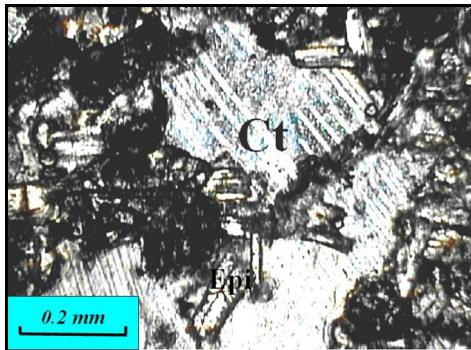
آهن به وجود آمده‌اند. ترتیب تبلور کانی‌های مشاهده شده در مقاطع دیابازهای منطقه طزره به صورت زیر می‌باشد:



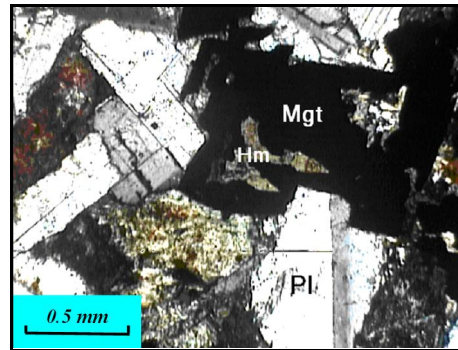
شکل ۳-۶-ب- تصویر میکروسکوپی از بافت افیتیک، پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنیتیک و پیروکسن در زمینه (XPL).



شکل ۳-۶-الف- تصویری از دیاباز منطقه‌ی طزره در مقیاس نمونه دستی.



شکل ۳-۶-د- تصویری از کانی‌های ثانویه‌ی کلسیت به همراه اپیدوت در مقاطع طزره (XPL).



شکل ۳-۶-ج- تصویر میکروسکوپی از مگنتیت با بافت اسکلتی که از حاشیه به هماتیت تبدیل شده است (XPL).

۳-۵- مشخصات پتروگرافی سنگ‌های آذرین منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار

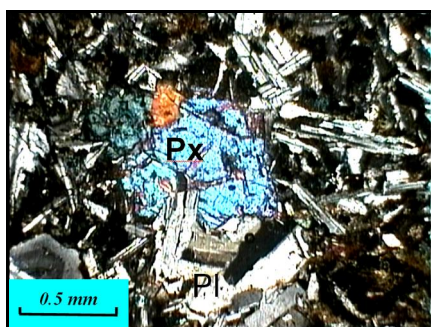
سنگ‌های آذرین منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار به صورت پراکنده در واحدهای شیل و ماسه‌سنگی بخش قاعده‌ای سازند شمشک مشاهده شده و به شدت تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند. مطالعات صحرایی و پتروگرافی ماهیت گابرویی سنگ‌های کلاته‌ی رودبار را تأیید می‌کنند (شکل ۳-۷-الف).

از خصوصیات میکروسکوپی این سنگ‌ها، می‌توان به بافت اینترگرانولار و حضور درشت بلورهای نیمه خودشکل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن اشاره کرد (شکل ۳-۷-ب). کلینوپیروکسن‌های موجود در

این سنگ‌ها غالباً از نوع اوژیت می‌باشد. چند رنگی مشخص بلورهای اوژیت نشانگر وجود تیتان در آن و طبیعت آلکالن سنگ‌های منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار است. الیوین به مقدار خیلی کم در بعضی مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است که اکثراً کلریتی شده و تنها قالبی از آن‌ها باقی مانده است (شکل ۳-۷-ج). سوزن‌های بسیار ریز آپاتیت در بیشتر مقاطع گابرویی کلاته‌ی رودبار بیانگر بالا بودن مقدار P_2O_5 و ماهیت آلکالن ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست. کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن و الیوین، به صورت گسترده در مقاطع حضور دارند (شکل ۳-۷-د). آثار کانه‌زایی الیژیست به صورت بلورهای تیغه‌ای شکل در نمونه‌های میکروسکوپی سنگ‌های این منطقه دیده می‌شود (شکل ۳-۶-ه).

ترتیب تبلور کانی‌های مشاهده شده در نمونه‌های گابرویی به صورت زیر می‌باشد:

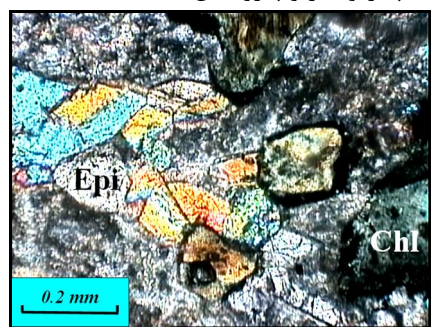
$Ol \rightarrow Pl \rightarrow Cpx \rightarrow Ap$



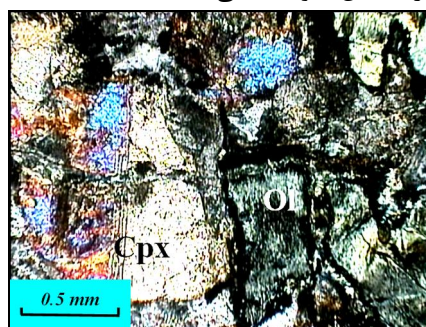
شکل ۳-۷-ب- تصویر میکروسکوپی از بافت اینترگرانولار و کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن (XPL).



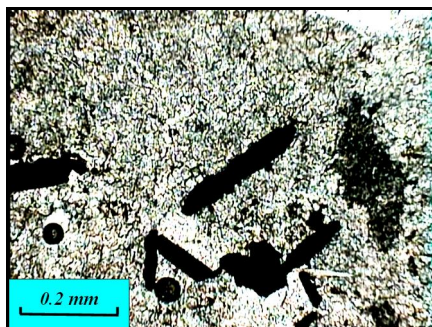
شکل ۳-۷-الف- تصویری از گابروی منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار در مقیاس نمونه دستی.



شکل ۳-۷-د- کانی‌های ثانویه‌ی اپیدوت و کلریت در یک مقطع گابرویی (XPL).



شکل ۳-۷-ج- تصویری از الیوین کلریتی شده‌ی سبز رنگ و اوژیت در مقطع گابرویی (XPL).



شکل ۳-۷-۵- تصویر میکروسکوپی بیانگر حضور الیزبیت تیغه‌ای به همراه کلریت ناشی از دگرسانی گابرو (PPL).

۳-۵- مشخصات پتروگرافی سنگ‌های آذرین منطقه‌ی چشمه‌علی

سنگ‌های بازالتی منطقه‌ی چشمه‌علی دارای رنگ سبز تیره‌ی مایل به سیاه بوده و شدت دگرسانی در آن‌ها بالاست. حفرات موجود در این سنگ‌ها توسط کانی‌های ثانویه‌ی کلسیت، کوارتز و کلریت پر شده و ساخت بادامکی را ایجاد کرده است (شکل ۳-۸-الف). مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این واحدهای سنگی نشانگر حضور فنوکریست‌های الیوین، فنوکریست‌ها و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در زمینه‌ای ریز بلور از همین کانی‌هاست (شکل ۳-۸-ب). کلینوپیروکسن‌ها اغلب نیمه خودشکل بوده و به مقدار کم در مقاطع بازالتی مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلازهای موجود در سنگ تا حدی سوسوریتی شده و به اپیدوت، کلریت و کلسیت تجزیه شده‌اند. جانشینی الیوین توسط کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن اغلب به طور کامل صورت گرفته، به طوری که اشکال کاذبی از این کانی‌های ثانویه در قالب بلورهای الیوین ایجاد شده است (شکل ۳-۸-ج). بافت‌های غالب مشاهده شده در مقاطع چشمه‌علی، از نوع پورفیری، گلومروپورفیری و اینترسرتال هستند (شکل ۳-۸-د). بافت گلومرو-پورفیری حاصل تجمع پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین می‌باشد. به نظر کرکپاتریک^{۲۴} (۱۹۷۷)، تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می‌تواند ناشی از نطفه‌بندی ناهمگن این کانی‌ها باشد. در هنگام صعود ماگما، بلورهایی که دارای شبکه بلوری موازی هم باشند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت ماکلی و یا روابط اپی تاکسیالی مناسب هم قرار گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرول‌ها را ایجاد می-

کنند (آسیابان‌ها، ۱۳۷۴ برگرفته از شلی، ۱۹۹۳). به اعتقاد زو^{۲۵} و همکاران (۲۰۰۹)، بافت گلومروپورفیری شامل فنوکریست‌های تجمع یافته^{۲۶} است که در ۳ مرحله تشکیل می‌شود. در مرحله‌ی اول و طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی، فنوکریست‌ها از مذاب متبلور می‌شوند. در مرحله‌ی دوم، با تزریق تصادفی مذاب درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی، مذاب‌های مختلط تولید می‌شوند. کاهش چگالی و گرانروی مذاب احاطه کننده‌ی این فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به صورت انباشتی در کف آشیانه‌ی ماگمایی می‌شود (زو و همکاران، ۲۰۰۹ برگرفته از هوفس^{۲۷}، ۱۹۸۲). اتاق ماگمایی مذکور ممکن است از طریق سیستم دایک با آشیانه‌های ماگمایی عمیق‌تر در ارتباط باشد. لذا در مرحله‌ی سوم، تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکات سریع رو به بالا، سبب آشفته‌گی مخزن، انتقال و در نتیجه، اختلاط مذاب می‌شود. همچنین، این دایک‌ها می‌توانند فشار زیادی را از آشیانه‌ی ماگمایی عمیق‌تر به طرف اتاق ماگمایی در حال جایگزینی انتقال دهند. اگر فشار ماگما در اتاق ماگمایی اخیر، بیشتر از مقاومت سنگ میزبان باشد، سنگ می‌شکند و مذاب به وسیله‌ی گرادیان فشار به درون شکستگی‌ها نفوذ کرده و آن‌ها را پر می‌کند. سپس، این مذاب به سمت بالا حرکت کرده و در آشیانه‌های ماگمایی کم عمق‌تر جایگزین می‌شود. در این زمان، کاهش فشار، یک نیروی انبساطی قوی برای فنوکریست‌های انباشتی ایجاد می‌کند و سبب جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور می‌شود. حال آن که، تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی را بین فنوکریست‌ها و مذاب تحریک می‌کند. نیروی انبساطی و تنش برشی، باعث شکسته شدن و تولید تجمعات گلومروپورفیری برشی و قطعه قطعه می‌شوند که با صعود مذاب، به طرف بالا آورده می‌شوند. اتصال گلومروپورفیری‌ها در مذاب‌های درونی، احتمالاً به کاهش دما و افزایش گرانروی ناشی از آن مرتبط است (باکر^{۲۸}، ۱۹۹۸). در شکل (۳-۸-۵)، مدل ژنتیکی معرفی شده توسط زو و همکاران (۲۰۰۹) برای تشکیل تجمعات گلومروپورفیری ارائه شده است.

25- Xu

26- Accumulated phenocrysts

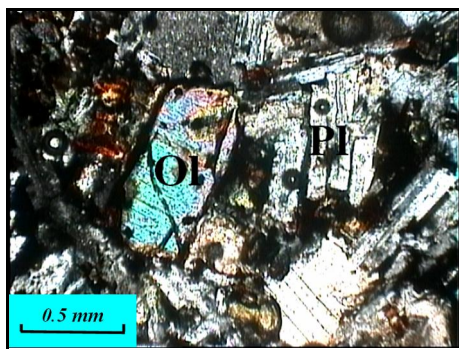
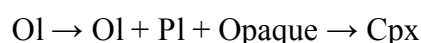
27- Hughes

28- Baker

پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتیتیک، فراوان‌ترین کانی موجود در زمینه‌ی این سنگ‌هاست که غالباً به شکل میکروولیت و تیغه‌ای حضور دارد. بلورهای مدور و نیمه خودشکل الیوین حدود ۱۵ درصد این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند، به طوری که می‌توان نام سنگ را الیوین‌بازالت نامید. این بلورها به شدت متحمل دگرسانی شده‌اند. دگرسانی از محل شکستگی‌ها و حاشیه بلور آغاز شده و به سمت مرکز ادامه یافته است. رنگ زرد مایل به نارنجی تا قرمز در امتداد شکستگی‌ها نشان دهنده‌ی ایدنگسیتی شدن بلورهای الیوین است. فرآیند ایدنگسیتی شدن در اثر تغییر و تحول پیوسته در شبکه الیوین و پیروکسن در حالت جامد روی می‌دهد و در اثر ورود اتم‌های هیدروژن به شبکه الیوین و اتصال آن‌ها به اتم‌های اکسیژن، کاتیون‌های Mg ، Fe^{+2} و Si آزاد شده و به جای آن‌ها کاتیون‌های Fe^{+3} ، Al و Ca وارد ساختمان الیوین می‌شوند (تاکی و همکاران، ۱۳۸۸ برگرفته از دیر^{۲۹} و همکاران، ۱۹۹۱).

کانی‌های اپک، مهمترین کانی فرعی موجود در این سنگ‌ها محسوب می‌شوند که به صورت ادخال در پلاژیوکلاز حضور دارند. این امر حاکی از تقدم تبلور آن‌ها نسبت به پلاژیوکلازهاست. آثار تجزیه‌ی پلاژیوکلاز به سریسیت، کلریت و کلسیت، در تمامی نمونه‌های میکروسکوپی قابل مشاهده است.

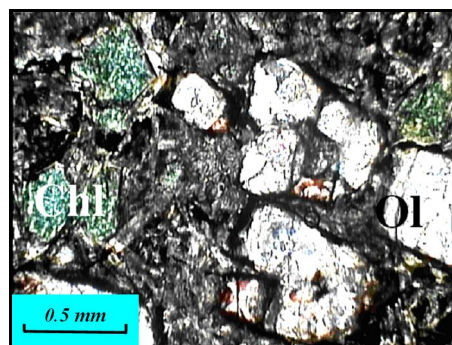
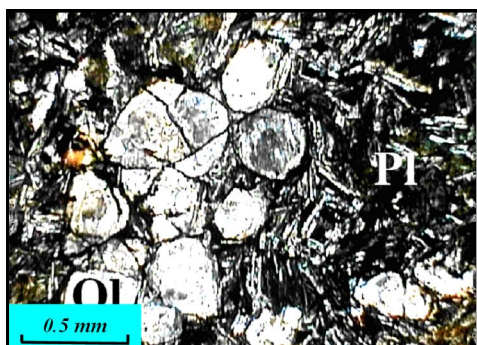
با توجه به فراوانی و روابط فازی مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی الیوین‌بازالت‌های منطقه چشمه‌علی، ترتیب تبلور کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها به صورت زیر می‌باشد:



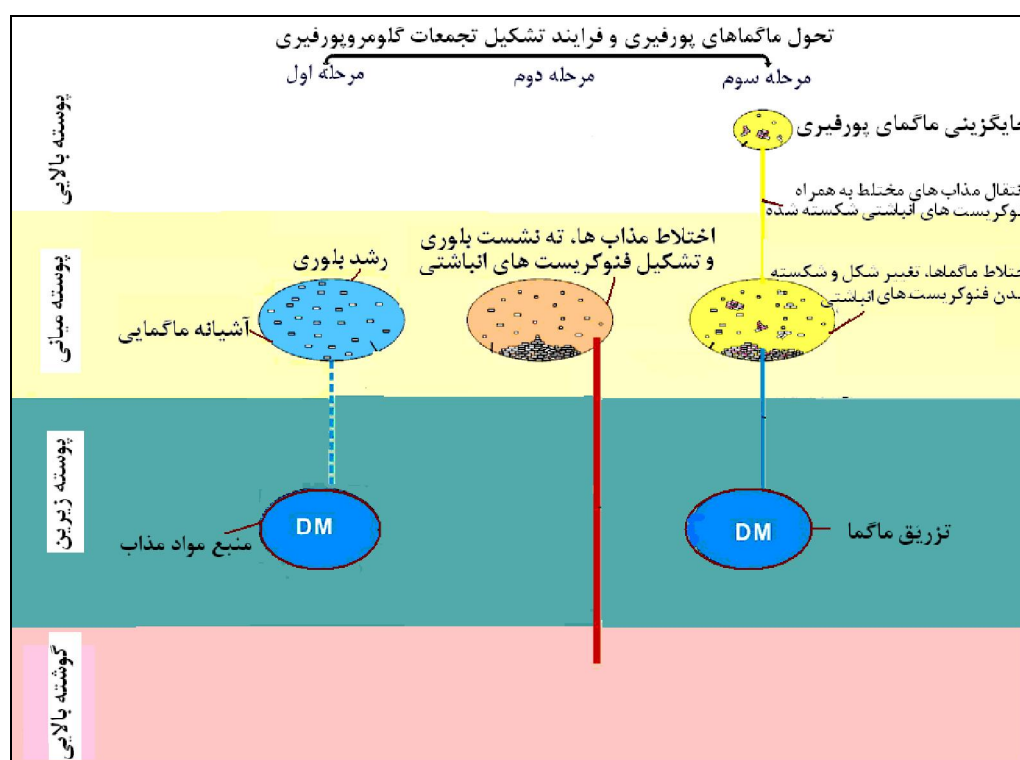
شکل ۳-۸-ب- تصویری از تجمع فنوکریست‌های الیوین و پلاژیوکلاز در الیوین‌بازالت (XPL).



شکل ۳-۸-الف- تصویری از ساخت بادامکی در الیوین-بازالت چشمه‌علی دامغان.



شکل ۳-۸-ج- تصویری از الیوین‌های ایدنگسیتی شده و شکل ۳-۸-د- میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و تجمع اشکال کاذب کلریت و کلسیت در قالب الیوین (XPL). موضعی الیوین‌های کلسیتی شده در الیوین‌بازالت با بافت گلومروپورفیری (XPL).



شکل ۳-۸-ه- مدل ژنتیکی برای تشکیل تجمعات گلومروپورفیری از زو و همکاران (۲۰۰۹).

فصل چہارم

ژئوشیمی و پٹرولوژی

۴-۱- مقدمه

مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل بدون انجام تجزیه‌های شیمیایی بر روی نمونه‌ها و تحلیل این داده‌های ژئوشیمیایی، امکان‌پذیر نیست. تفسیر منشأ و پتروژنز سنگ‌ها نیازمند انجام مطالعات دقیق ژئوشیمیایی، پردازش داده‌ها و تحلیل درست نتایج حاصل است. لذا پس از بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه‌ی خصوصیات ژئوشیمیایی آن‌ها از اهمیت زیادی برخوردار است.

به منظور تکمیل مطالعات و بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مناطق مورد نظر، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۱۹ نمونه از سنگ‌ها، براساس تنوع سنگ‌شناختی و موقعیت جغرافیایی، به منظور انجام آنالیز شیمیایی انتخاب گردید (به جدول شماره ۴-۱ رجوع کنید) و جهت تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا به روش ICP-MS تجزیه شد. ICP-MS، روشی است که از توسعه‌ی روش طیف‌سنجی نشر پلاسمای جفت شده‌ی القایی ایجاد شده است (رولینسون^{۳۰}، ۱۹۹۳). از ویژگی‌های مهم این روش، حد آشکار سازی بسیار پائین، صحت و دقت بالای آن می‌باشد. برای تجزیه‌ی گستره وسیعی از عناصر جزئی در یک محلول و با مقدار اندکی نمونه، می‌توان از این روش استفاده کرد. سعی شده است که سنگ‌های انتخاب شده برای تجزیه، دارای بیشترین تنوع ترکیبی و حداقل دگرسانی باشند. سپس، نتایج حاصل

از تجزیه‌ی شیمیایی با استفاده از نرم افزارهای مختلف پترولوژیکی نظیر GCDKIT و IGPET مورد پردازش قرار گرفته‌اند.

مطالعات ژئوشیمیایی نشان داده است که یکی از نمونه‌های انتخاب شده، الیوین‌گابرو، ۱۰ نمونه گابرو، ۳ نمونه مونزوگابرو، ۲ نمونه دیوریت، یک نمونه مونزونیت و ۲ نمونه بازالت می‌باشند. شماره‌ی نمونه‌ها و مختصات جغرافیایی محل برداشت آن‌ها به همراه نام و علامت اختصاری آن‌ها در جدول (۱-۴) آمده است.

جدول ۱-۴- مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه‌ی شیمیایی.

شماره‌ی نمونه	نام سنگ	موقعیت جغرافیایی به UTM		محل نمونه‌برداری
		عرض جغرافیایی شمالی	طول جغرافیایی شرقی	
TA - 9	الیوین‌گابرو	0270292	4026826	تالو
GHJ - 12	گابرو	0351213	4092934	قشلاق
GHJ - 16	"	0351213	4092934	قشلاق
GHJ - 18	"	0351213	4092934	قشلاق
TA - 2	"	0351213	4092934	تالو
TA - 6	"	0270520	4026697	تالو
TA - 12	"	0270520	4026697	تالو
TJ - 1	"	0270292	4026826	طرز
QJ - 6	"	0320227	4038931	پل غزنوی
K - 1/1	"	0362470	4089343	کلاته‌ی رودبار
K - 1/2	"	0242785	4027500	کلاته‌ی رودبار
GHJ - 17	مونزوگابرو	0242785	4027500	قشلاق
KRJ - 2/1	"	0242785	4027500	کلاته‌ی رودبار
GHJ - 10	"	0351213	4092934	قشلاق
GHJ - 20	دیوریت	0351213	4092934	قشلاق
TA - 4	"	0270546	4026701	تالو
GHJ - 1	مونزونیت	0351441	4093025	قشلاق
CH - 1/4	بازالت	02419443	4016443	چشمه‌علی
CH - 1/5	"	0241824	4016219	چشمه‌علی

علائم معرف نمونه‌های سنگی انتخاب شده از مناطق مورد مطالعه عبارتند از:

GH: منطقه‌ی قشلاق، TA: منطقه‌ی تالو، TJ: منطقه‌ی طرز، KJ: منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار، QJ: منطقه‌ی پل غزنوی، CHJ: منطقه‌ی چشمه‌علی.

نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌ها در جدول (۲-۴) ارائه شده است. اکسید عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانی‌های مجازی به صورت درصد وزنی (Wt%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) در این جدول گزارش شده است. البته تصحیحات لازم از جمله حذف مواد فرآر (L.O.I) و تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ برای تمامی نمونه‌های سنگی اعمال شده است.

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

نتایج تجزیه‌ای به دلایل مختلف، از جمله آلودگی در هنگام خرد کردن و آسیاب نمودن نمونه، آلودگی در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از همپوشانی پیک‌ها و آلودگی حاصل از واکنشگرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه، دچار خطا می‌شوند (رولینسون، ۱۹۹۳).

آلودگی در خلال آماده‌سازی نمونه‌ها (خرد و آسیاب کردن) می‌تواند مهم‌ترین منبع جدی خطا در تجزیه‌های ژئوشیمیایی باشد. این آلودگی از راه تمیز کردن دقیق و آغشته کردن دستگاه‌های خردکن و آسیاب با نمونه‌ای که باید خرد یا آسیاب شود، تا حد زیادی برطرف می‌شود. به دلیل ترکیب آهنی دستگاه آسیاب مورد استفاده در آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود مشهد، اضافه شدن مقدار جزئی آهن در مرحله آماده‌سازی نمونه‌ها، امری اجتناب ناپذیر است. عنصر آهن از عناصر اصلی تشکیل دهنده‌ی نمونه‌های مورد نظر می‌باشد و آلودگی مقدار ناچیزی از این عنصر نمی‌تواند نقش مهمی در ایجاد خطا داشته باشد.

نمونه‌های مورد مطالعه در آزمایشگاه ACME کانادا و به روش ICP - MS تجزیه شده‌اند. حد آشکارسازی بسیار پائین، سرعت بالا، درستی و دقت بالای این روش باعث می‌شود تا با اطمینان بیشتری، نتایج حاصل از تجزیه‌ی نمونه‌ها مورد بحث و تحلیل قرار گیرد.

۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌ی ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از نتایج به دست آمده از تجزیه‌ی ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه و پردازش آن‌ها، لازم است تغییرات و تصحیحات مربوط به مواد فرّار (L.O.I) و نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ بر روی آن‌ها صورت گیرد.

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

داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی بیانگر میزان مواد فرّار (L.O.I) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی ۰/۷ تا ۹/۵ درصد است. بالا بودن میزان L.O.I به همراه مشاهدات پتروگرافی و حضور کانی‌های ثانویه (مانند کلریت و اپیدوت) در سنگ‌های مورد بحث، نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در طول فرآیندهای بعد از جایگزینی متحمل دگرسانی هیدروترمالی شده‌اند (میدلموست^{۳۱}، ۱۹۸۵؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۷).

برای حذف مواد فرّار، درصد L.O.I هر نمونه‌ی سنگی را از مقدار حاصل جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده، مقدار جدید اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرّار آن حذف شده است. پس از آن، نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، درصد اکسیدها بدون مواد فرّار محاسبه می‌شود. به عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرّار (Z) برای نمونه‌ی GHJ-18، به صورت زیر قابل محاسبه است:

$$\text{GHJ-18: Sum} = 99.64, \text{ L.O.I} = 2.2$$

$$\text{Sum} - \text{L.O.I} = 99.64 - 2.2 = 97.44$$

$$Z = 100 / 97.44 = 1.026$$

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی مناطق مورد مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$.

Samples	TA-9	GHJ-12	GHJ-16	GHJ-17	GHJ-18	TA-2	TA-6	TA-12	TJ-1
<i>Major Oxides (Wt%)</i>									
SiO ₂	40.68	46.66	44.94	45.89	43.54	46.73	46.17	49.75	47.24
Al ₂ O ₃	11.14	12.51	10.78	15.88	15.83	17.2	18.16	14.75	13.93
FeOtotal	14.30	13.18	14.20	13.23	12.69	16.23	11.47	11.24	15.65
FeO	8.94	8.24	8.88	8.82	7.93	10.82	7.17	7.03	9.78
Fe ₂ O ₃	5.36	4.94	5.33	4.41	4.76	5.41	4.30	4.22	5.87
MgO	17.01	11.36	14.29	4.72	9.44	2.15	6.35	6.59	6.20
CaO	9.83	8.29	8.21	8.40	9.82	6.67	6.53	10.66	9.79
Na ₂ O	1.67	2.25	2.12	4.18	2.57	2.83	3.07	2.87	2.93
K ₂ O	0.88	1.06	1.00	1.14	1.06	0.41	0.91	0.70	0.77
TiO ₂	2.15	2.08	2.28	2.66	2.21	1.95	1.53	1.99	2.44
P ₂ O ₅	0.31	0.31	0.30	0.39	0.29	0.79	0.25	0.23	0.23
MnO	0.18	0.19	0.19	0.13	0.15	0.08	0.09	0.13	0.13
Cr ₂ O ₃	0.008	0.096	0.111	0.006	0.052	0.031	0.029	0.025	0.012
Sum	97.91	97.7	98.05	96.47	97.44	98.82	97.43	98.7	98.96
L.O.I	1.6	1.9	1.5	3.2	2.2	0.9	2.3	1	0.7
<i>NORM (CIPW)</i>									
Q	-	-	-	-	-	1.11	0	0.94	0
Or	5.29	6.41	6.00	6.94	6.41	2.43	5.51	4.15	4.57
Ab	6.76	19.37	18.19	29.72	17.21	24.18	26.56	24.53	24.96
An	23.61	20.66	16.76	23.28	29.70	25.03	30.75	25.17	22.48
Ne	0.58	-	-	0.84	1.17	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	0.72	-	-
Di	18.35	14.73	17.49	12.95	13.67	23.34	-	21.09	20.03
Hy	-	14.15	5.62	-	-	12.36	16.94	12.66	9.911
Ol	30.27	10.80	21.55	10.09	17.40	-	4.42	-	3.72
Mt	7.78	7.17	7.72	6.40	6.90	6.21	6.24	6.11	8.51
Il	4.09	3.95	4.33	5.05	4.20	3.91	2.92	3.77	4.63
Ap	0.74	0.74	0.71	0.93	0.69	0.52	0.59	0.55	0.55
Sum	97.45	97.97	98.38	96.20	97.35	99.08	94.64	98.96	99.35

-: برابر صفر (در مورد کانی‌های نورماتیو).

علائم معرف کانی‌های نورماتیو عبارتند از:

Q: کوارتز، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، C: کروندوم، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، Ol: الیوین، Mt: منیتیت، Il: ایلمنیت، Ap: آپاتیت.

ادامه جدول ۲-۴

Samples	K-1/1	K-1/2	K-2/1	QJ-6	GHJ-10	GHJ-20	TA-4	GHJ-1	CH-1/4	CH-1/5
<i>Major Oxides (Wt%)</i>										
SiO ₂	46.21	45.40	50.66	44.67	49.90	43.44	46.73	56.25	44.99	43.49
Al ₂ O ₃	15.99	16.25	14.18	14.21	14.83	17.02	17.20	19.62	14.33	14.66
FeO total	11.80	12.22	11.48	10.63	13.02	12.49	16.23	8.92	14.57	15.79
FeO	7.37	7.64	7.65	7.08	8.68	8.33	10.82	6.37	12.14	13.16
Fe ₂ O ₃	4.42	4.58	3.83	3.54	4.34	4.16	5.41	2.55	2.43	2.63
MgO	7.41	7.25	6.23	9.16	3.78	5.12	2.15	1.31	1.99	2.34
CaO	10.21	10.07	6.40	9.11	5.47	8.61	6.67	1.95	8.07	7.92
Na ₂ O	2.82	2.98	4.22	2.81	5.54	3.64	5.83	8.59	4.40	4.11
K ₂ O	0.61	0.80	1.11	2.08	1.27	2.59	0.39	0.71	0.14	0.11
TiO ₂	1.33	1.39	1.91	1.87	3.32	2.53	1.95	0.87	1.15	1.16
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.28	0.54	0.62	1.87	0.79	0.29	0.12	0.12
MnO	0.17	0.20	0.17	0.16	0.08	0.16	0.08	0.05	0.19	0.19
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.03	0.08	-	-	-	-	0.06	0.06
Sum	96.59	96.62	96.62	95.07	97.71	97.1	97.98	98.49	90.34	90.35
L.O.I	3.1	3.1	3.1	4.4	2	2.4	1.8	1.3	9.5	9.5
<i>NORM (CIPW)</i>										
Q	-	-	1.89	-	-	-	-	0.33	0	0
Or	3.74	4.86	6.76	12.83	7.65	15.68	2.96	4.96	0.89	0.71
Ab	24.62	26.05	36.84	17.07	45.57	20.39	40.80	63.46	33.23	30.03
An	28.70	28.08	15.76	23.29	11.26	27.78	21.52	7.80	18.47	20.80
Ne	0	0	0	0	1.24	-	2.34	0	2.99	0
C	-	-	-	-	-	-	-	3.52	-	-
Di	16.76	16.12	11.48	14.69	9.66	2.23	5.47	0	15.25	12.59
Wo	0	0	0	0	0	0	0	0	-	1.29
Hy	1.43	0.22	11.24	0.45	0	2.78	0	11.52	0	0
Ol	12.24	7.39	4.91	16.25	8.55	12.26	11.18	0	10.94	13.92
Mt	6.41	11.08	5.55	6.52	5.14	6.04	7.84	3.70	3.82	5.74
Il	2.54	2.65	3.62	3.55	3.55	4.81	3.71	1.66	2.21	2.21
Ap	0.43	0.43	0.67	1.29	1.29	4.43	1.88	0.69	0.29	0.29
Sum	96.86	96.88	96.82	95.48	94.56	96.40	97.69	97.62	90.09	90.01

ادامه جدول ۴-۲

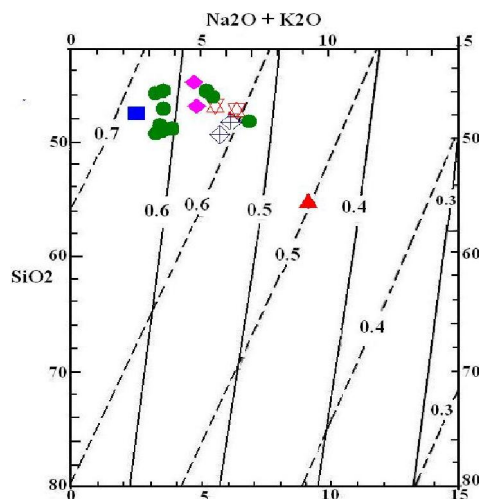
samples	TA-9	GHJ-12	GHJ-16	GHJ-17	GHJ-18	TA-2	TA-6	TA-12	TJ-1
<i>Trace elements (ppm)</i>									
Sc	31	24	26	21	31	30	28	30	36
Ba	267	278	245	3.2	224	121	223	238	287
Be	-	1	2	2	1	-	-	-	-
Co	84.9	59.3	71.3	34.4	53.9	41.4	36.6	41.5	45.3
Cs	0.6	0.4	0.3	0.3	0.5	0.3	0.8	0.4	0.5
Ga	12.8	16.1	14.6	21	18.3	18.2	16.9	18.9	19.4
Hf	4	4.7	4.4	5.4	4.6	3.6	2.1	3.9	2.3
Nb	27.9	21.1	20.9	25.1	19.1	11.9	13.7	11.3	13
Rb	21.5	20.1	18.4	27.3	20.1	7.6	18.5	12.4	13.6
Sn	1	2	1	1	2	1	-	1	-
Sr	406.6	468.9	405.6	679.9	372.8	461.3	450.3	485.5	399.3
Ta	1.7	1.3	1.4	1.5	1.2	8	0.8	7	0.8
Th	2.6	2.6	2.3	2.7	1.8	1.1	0.8	1.4	0.9
U	0.6	0.7	0.6	0.8	0.5	0.3	0.2	0.3	0.2
V	221	200	231	277	236	233	194	225	447
Zr	134	177.7	165.1	185.5	149.6	128.7	72.8	130.5	83.1
Y	15.8	20.5	20.6	25.1	22.7	22.9	18.8	22.7	19.3
Mo	1.3	1.4	0.9	0.9	0.3	0.5	0.2	0.9	0.4
Cu	69.5	73	69.7	37.4	121.4	56.3	26.6	72.2	114.3
Pb	1.6	3.2	3.1	4.5	4.3	1.4	1.2	2.4	42.7
Zn	53	75	51	38	42	18	14	13	10
Ni	355.7	283.1	380.6	61.8	102.2	45.7	42.1	26	20.9
As	-	0.7	-	-	0.8	0.8	1.7	1	1.5
Cd	-	0.1	-	-	-	-	-	-	-
Au(ppb)	-	1	-	-	4.1	-	0.8	-	1.1
Hg	-	-	-	0.01	0.02	-	-	-	-
Se	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>Rare earth elements (ppm)</i>									
La	21.8	21.1	19.2	22.4	18.2	11.8	9.9	11.7	10.3
Ce	46	47.7	45	52.1	40.2	28.6	21.3	29	23.4
Pr	5.97	6.27	5.85	6.85	5.46	4.02	3.01	4.05	3.08
Nd	25.2	27.6	25.9	30.8	24.1	19.3	13.9	20.5	19
Sm	4.85	5.73	5.29	6.56	5.26	4.49	3.25	4.61	3.71
Eu	1.54	1.83	1.72	2.2	1.73	1.52	1.16	1.61	1.45
Gd	4.45	5.34	4.96	6.42	5.46	4.94	3.75	4.87	4.2
Tb	0.57	0.7	0.68	0.88	0.73	0.7	0.53	0.69	0.59
Dy	3.41	4.27	4.23	5.27	4.57	4.45	3.32	4.59	4.05
Ho	0.59	0.74	0.76	0.94	0.82	0.83	0.7	0.84	0.73
Er	1.55	1.96	2.11	2.43	2.18	2.33	1.84	2.38	2.24
Tm	0.16	0.23	0.23	0.27	0.23	0.26	0.23	0.26	0.24
Yb	1.1	1.7	1.68	1.91	1.59	1.82	1.64	1.83	1.85
Lu	0.14	0.24	0.24	0.26	0.23	0.26	0.22	0.25	0.26

ادامه جدول ۲-۴

Samples	K-1/1	K-1/2	K-2/1	QJ-6	GHJ-10	GHJ-20	TA-4	GHJ-1	CH-1/4	CH-1/5
<i>Trace elements (ppm)</i>										
Sc	29	30	20	25	18	10	9	2	26	28
Ba	212	183	406	1022	186	729	144	266	108	73
Be	1	1	2	2	2	2	2	2	1	-
Co	44.1	41.2	41.4	43	33	33.5	50.8	7.6	64.4	70.1
Cs	0.3	0.5	0.4	2.5	0.8	0.8	0.2	0.5	0.5	0.5
Ga	16.2	16.5	19.6	16.7	24.3	20.9	18.8	22.2	16.9	16.9
Hf	2	2.1	4.2	5.3	8.4	5.8	5.6	9.1	2.2	2
Nb	20.2	20.8	18.7	109.9	46.7	121	50.2	52.5	10.5	9.6
Rb	11.7	16.3	35.9	67.5	40.4	40.8	6.6	12.9	3.7	2.8
Sn	-	-	1	2	2	2	3	2	-	-
Sr	360	347.6	598	702.8	451.3	1289	514.4	183.1	146	134.2
Ta	1.1	1.1	1.2	6.8	2.9	6.1	2.5	3.1	0.6	0.6
Th	1.8	1.9	2.6	10.5	7	6.9	5.8	5.9	1.7	1.5
U	0.5	0.4	0.7	2.4	1.3	1.8	1.5	2	0.1	0.1
V	232	232	173	222	161	234	42	-	234	221
W	-	-	-	1.4	0.6	0.5	-	-	-	-
Zr	73.1	70.7	147	244.1	305.5	267	214.1	377.6	74.4	70.4
Y	17.7	16.8	21.9	23.9	35.1	32.7	44	32.8	14.9	14.5
Mo	0.8	0.7	0.8	2.2	0.4	2.2	0.9	1.1	0.2	0.2
Cu	81.9	109.6	24.2	75.8	24.1	42.6	13.6	1.5	24.4	21.2
Pb	1.6	13.4	2.5	6.3	1.1	2.8	1.6	2.3	1.1	1.3
Zn	37	51	90	55	63	37	19	39	60	60
Ni	81.7	66.6	156.2	130.9	30.4	13.7	11.9	1.5	272.9	278.3
As	0.9	-	0.6	2.2	-	0.9	1.4	-	-	1.6
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	0.7	0.6
Au _(ppb)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Hg	0.03	-	-	0.02	-	-	-	-	0.01	-
Ti	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-
Se	0.6	0.6	-	-	-	-	1.1	0.5	-	-
<i>Rare earth elements (ppm)</i>										
La	12.2	11.9	17.4	56	49.6	83.9	35.1	43.5	8.5	8.2
Ce	24.9	23.2	38.4	104.2	106	166.4	76.7	95	18.5	17.4
Pr	2.91	2.71	4.91	11.47	12.95	18.12	9.92	11.58	2.41	2.23
Nd	12.3	12.4	21.5	44.8	54.1	69.2	41.8	44.5	11.7	10.2
Sm	2.83	2.84	5.03	7.3	11.06	10.45	8.41	7.63	2.6	2.53
Eu	1.07	1.1	1.6	2.28	3.12	3.22	2.36	2.26	0.95	0.89
Gd	3.36	3.15	5.01	5.97	9.97	8.79	8.56	6.73	3.01	2.89
Tb	0.49	0.49	0.72	0.78	1.27	1.1	1.21	0.95	0.42	0.42
Dy	3.37	3.34	4.52	4.8	7.38	6.74	7.95	6.01	2.98	2.8
Ho	0.66	0.65	0.78	0.9	1.27	1.2	1.56	1.11	0.59	0.58
Er	1.9	1.82	2.14	2.57	3.32	2.5	4.52	3.1	1.7	1.83
Tm	0.23	0.21	0.24	0.3	0.38	0.38	0.54	0.38	0.2	0.2
Yb	1.69	1.63	1.73	2.25	2.69	2.69	4.18	2.85	1.48	1.6
Lu	0.24	0.23	0.23	0.32	0.37	0.37	0.6	0.41	0.21	0.21

۴-۳-۲- تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$

در تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌ها، مقدار اکسید آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه می‌شود. در ساختمان سیلیکات‌ها و Fe_2O_3 در فازهای اکسیدی به صورت کانی‌های ایک وارد می‌شود. نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ در سنگ‌های آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش می‌یابد. بنابراین مقادیر محاسبه شده‌ی آهن فرو (FeO) و آهن فریک (Fe_2O_3)، مقادیر واقعی نخواهد بود. این مسأله تأثیر قابل توجهی بر ترکیب کانی شناسی نورماتیو سنگ خواهد داشت، به طوری که در محاسبه‌ی نورم سنگ اکسید شده، به دلیل افزایش نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ، میزان مگنتیت نورماتیو، بیشتر از مقدار واقعی و مقادیر سیلیکات‌های آهن‌دار کمتر از مقدار حقیقی خواهد بود (میدلموست، ۱۹۹۸). برای تصحیح این خطا، از نمودار مجموع $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لومتر، ۱۹۷۶) استفاده شده است (شکل ۴-۱). نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ براساس این نمودار به دست آمده و مقادیر Fe_2O_3 و FeO جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر است، محاسبه شده است. مقادیر تصحیح شده‌ی Fe_2O_3 و FeO برای هر نمونه‌ی سنگی، در جدول (۴-۲) ارائه شده است.



شکل ۴-۱- نمودار $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (لومتر، ۱۹۷۶) که در آن خطوط نسبت‌های اکسیداسیون‌های مساوی درصد $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ برای سنگ‌های آذرین درونی (با خطوط ممتد) و برای سنگ‌های آتشفشانی (با خط‌چین) نشان داده شده است. موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این شکل نشان داده شده است و نتایج به دست آمده از آن مبنای محاسبات و تصحیح مقادیر Fe_2O_3 و FeO مد نظر قرار گرفته است. علائم به کار رفته در این نمودار عبارتند از: الیون‌گابرو، گابرو، مونزوگابرو، دیوریت، مونزونیت، بازالت. این علائم در شکل‌های بعدی نیز به همین مضمون مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی در رده‌بندی سنگ‌های مورد

مطالعه

در تجزیه‌ی شیمیایی سنگ‌ها، غلظت عناصر اصلی (K, Na, Ca, Mn, Mg, Fe, Al, Ti, Si) بر حسب درصد وزنی اکسید آن‌ها بیان می‌شود. از داده‌های عناصر اصلی برای رده‌بندی سنگ‌ها، تهیه‌ی نمودارهای تغییرات، تعیین محیط تکتونیکی تشکیل مجموعه‌های آذرین استفاده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). یکی از کاربردهای مهم شیمی عناصر اصلی، در رده بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین است. جهت نامگذاری سنگ‌های آذرین مورد مطالعه براساس مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی آن‌ها، از رده-بندی‌های نورماتیو و شیمیایی استفاده شده است.

۴-۴-۱- رده بندی نورماتیو

محاسبه‌ی نورم، روشی برای تعیین کانی شناسی سنگ‌ها براساس نتایج تجزیه شیمیایی آن‌هاست، به طوری که یک رده بندی شبه کانی شناسی را ارائه می‌دهد. مقادیر کانی‌های مجازی ساخته شده به روش نورم، به شیوه‌های مختلف در نامگذاری سنگ‌ها استفاده می‌شوند. نورم CIPW پرکاربردترین روش محاسبه‌ی نورم است که در آن، شیمی سنگ به نسبت مولکولی تبدیل می‌شود و در نهایت، نسبت کانی‌های نورماتیو دوباره با ضرب کردن در وزن مولکولی به درصد وزنی تبدیل می‌گردد که به نام نورم درصد وزنی شناخته می‌شود. برای تعیین مقدار کانی‌های نورماتیو نمونه‌های مورد مطالعه، دو روش نورم CIPW و نورم آبدار (به کمک نرم افزار GCDKIT) محاسبه و تجزیه و تحلیل شده است. اثر متاسوماتیسم پتاسیک، دگرسانی گسترده و بالا بودن میزان مواد فرّار در سنگ‌های مورد مطالعه، سبب تفاوت آشکار در مقادیر محاسبه شده‌ی کانی‌های نورماتیو در روش خشک و آبدار شده است.

از آنجا که تمام L.O.I سنگ برابر با H_2O نیست، برای محاسبه‌ی نورم آبدار باید مقادیر کربن (C) و گوگرد (S) موجود در نتایج تجزیه‌ی شیمیایی را از مقدار کل L.O.I هر نمونه کم کرد. اگر چه مقدار

H₂O به دست آمده نیز برابر با H₂O مثبت موجود در سنگ نمی‌باشد، با این حال مقدار به دست آمده با اندکی تقریب و رعایت جانب احتیاط، بهتر از مقدار L.O.I اولیه سنگ می‌باشد. بنابراین، مقدار L.O.I جدید، $[L.O.I - (C + S)]$ ، در محاسبه‌ی نورم آبدار استفاده شده است. مقادیر L.O.I جدید محاسبه شده برای نمونه‌های مورد مطالعه در جدول (۳-۴) ارائه شده است.

در مقادیر نورم خشک، مشاهده می‌شود که نمونه‌ی الیوین‌گابرویی و تعدادی از نمونه‌های گابرویی، دارای نفلین نورماتیو هستند که مقدار آن بین ۱/۳۶ تا ۵/۲۸ درصد متغیر است. این در حالیست که در هیچ یک از مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های مورد مطالعه، این کانی مشاهده نشده است. در مقادیر نورم آبدار نیز یک نمونه‌ی دیوریتی و یک نمونه‌ی مونزونیتی دارای نفلین نورماتیو بوده که مقدار آن از مقدار نفلین نورم بی آب کمتر است. با توجه به نبود نفلین در مقاطع نازک، Na₂O مورد نیاز برای تشکیل نفلین نورماتیو از آلبيت تأمین شده است. جهت تصحیح مقدار نفلین نورماتیو، از تصحیح آلبيت استفاده شده است. بدین ترتیب که براساس اختلاف مقادیر نفلین نورم خشک و آبدار در نمونه‌های حاوی نفلین، می‌توان مقدار Na₂O مصرف شده جهت تشکیل آلبيت را به دست آورد. مقدار Na₂O مصرفی برای آلبيت به صورت زیر محاسبه می‌شود:

اختلاف مقدار نفلین نورم خشک و آبدار = مقدار نفلین در نورم آبدار - مقدار نفلین در نورم خشک
از آنجا که در هر مولکول نفلین (Na₂O, Al₂O₃, 2 SiO₂) به ازای هر ۲ مول SiO₂، ۱ مول Na₂O مصرف می‌شود، لذا مقدار Na₂O مصرفی برای ساخت آلبيت برابر مابه‌التفاوت نفلین در نورم خشک و نورم آبدار است. سپس مقدار Na₂O مصرفی برای ایجاد نفلین را از مقدار Na₂O کل سنگ کم کرده، مقدار به دست آمده، Na₂O متعارف و متداول سنگ خواهد بود. مقادیر بدست آمده برای نمونه‌های مورد مطالعه در جدول (۳-۴) ارائه شده است. پس از تصحیح نفلین نورماتیو، بار دیگر نورم خشک برای تمامی نمونه‌ها محاسبه شده و نامگذاری سنگ‌ها بر مبنای نورم اصلاح شده و Na₂O متعارف سنگ صورت گرفته است. مقادیر نورم خشک اصلاح شده و نورم آبدار اصلاح شده جهت مقایسه، در جدول (۴-۴) آورده شده است.

جدول ۳-۴ - مقادیر L.O.I, C, S, Na₂O اولیه و مقادیر Na₂O و L.O.I جدید نمونه‌های مورد مطالعه.

Sample No.	Na ₂ O	Na ₂ O(N)	C	S	L.O.I	L.O.I(N)
TA - 9	1.67	0.93	0.31	0.10	1.6	1.19
GHJ - 12	2.25	2.29	0.08	0.08	1.9	1.74
GHJ - 16	2.12	2.15	0.06	0.11	1.5	1.33
GHJ - 17	4.18	3.70	0.30	<0.02	3.2	2.88
GHJ - 18	2.57	2.29	0.21	<0.02	2.9	1.97
TA - 2	2.83	2.86	0.05	0.10	0.9	0.75
TA - 6	3.07	3.14	0.20	0.08	2.3	2.02
TA - 12	2.87	2.90	0.08	<0.02	1	0.9
TJ - 1	2.93	2.95	0.07	0.04	0.7	0.59
K - 1/1	2.82	2.91	0.15	0.16	3.1	2.79
K - 1/2	2.98	3.08	0.17	0.13	3.1	2.8
KJ - 2/1	4.22	4.35	0.06	0.11	3.1	2.93
QJ - 6	2.81	2.02	0.10	0.05	4.4	4.25
GHJ - 10	5.54	5.66	0.02	0.05	2	1.93
GHJ - 20	3.64	2.41	0.19	0.03	2.4	2.08
TA - 4	5.83	5.33	0.29	0.27	1.8	1.24
GHJ - 1	8.59	8.26	0.11	<0.02	1.3	1.17
CH - 1/4	4.40	4.86	1.90	<0.02	9.5	7.58
CH - 1/5	4.11	4.55	1.80	<0.02	9.5	7.68

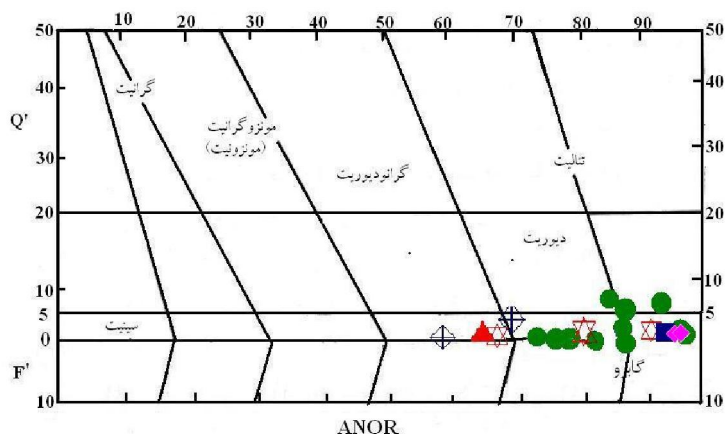
علایم مورد استفاده در جدول عبارتند از: C: مقدار کربن موجود در نمونه‌ی آنالیز شده، S: مقدار گوگرد موجود در نمونه‌ی آنالیز شده، L.O.I: مقدار مواد فرار اولیه‌ی سنگ، L.O.I (N): مقدار L.O.I جدید سنگ، Na₂O(N): مقدار Na₂O جدید سنگ که پس از تصحیح نفیلین نورماتیو محاسبه شده است.

اشترکایزن^{۳۲} و لومتر (۱۹۷۹)، با هدف نمایاندن رده بندی QAPF اشترکایزن، یک نمودار رده بندی برای سنگ‌های آتشفشانی و درونی براساس ترکیب نورماتیو آن‌ها ارائه کردند. در این نمودار، پارامتر $Q \square$ بر روی محور X، نمایانگر ترکیب در حال تغییر فلدسپار و پارامتر ANOR بر روی محور Y، بیانگر درجه‌ی اشباع شدگی از سیلیس می‌باشد. پارامترهای $Q \square$ و ANOR عبارتند از:

$$Q \square = (Q/(Q+Or+Ab+An)) * 100$$

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

سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه در این نمودار (شکل ۴-۲)، در محدوده‌ی گابرو و گابرویدیوریت واقع می‌شوند. نمونه‌های آتشفشانی چشمه‌علی نیز بر روی این نمودار، ویژگی‌های سنگ‌های بازالتی را نشان می‌دهند.



شکل ۴-۲- رده بندی سنگ های مورد مطالعه براساس ترکیبات نورماتیو و پارامترهای Q و ANOR (اشترکایزن و لومتر، ۱۹۷۹).

جدول ۴-۴- درصد کانی های نورماتیو محاسبه شده از طریق نورم خشک اصلاح شده (CIPW) و نورم آبدار (Hb) برای نمونه های مورد مطالعه.

Samples	TA-9	GHJ-12	GHJ-16	GHJ-17	GHJ-18	TA-2	TA-6	TA-12	TJ-1
NORM (CIPW)									
Q	-	-	-	-	-	1.11	0	0.94	0
Or	5.29	6.41	6.00	6.94	6.41	2.43	5.51	4.15	4.57
Ab	6.76	19.37	18.19	29.72	17.21	24.18	26.56	24.53	24.96
An	23.61	20.66	16.76	23.28	29.70	25.03	30.75	25.17	22.48
Ne	0.58	-	-	0.84	1.17	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	0.72	-	-
Di	18.35	14.73	17.49	12.95	13.67	23.34	-	21.09	20.03
Hy	-	14.15	5.62	-	-	12.36	16.94	12.66	9.911
Ol	30.27	10.80	21.55	10.09	17.40	-	4.42	-	3.72
Mt	7.78	7.17	7.72	6.40	6.90	6.21	6.24	6.11	8.51
Il	4.09	3.95	4.33	5.05	4.20	3.91	2.92	3.77	4.63
Ap	0.74	0.74	0.71	0.93	0.69	0.52	0.59	0.55	0.55
Sum	97.45	97.97	98.38	96.20	97.35	99.08	94.64	98.96	99.35
NORM CIPW (with Hb)									
Q	-	-	-	3.38	-	0.36	1.88	1.61	-
Ab	-	17.06	10.44	29.95	13.34	24.18	26.56	24.53	24.37
An	23.61	20.66	16.76	23.28	29.70	25.03	30.75	25.17	22.48
C	-	-	-	-	-	-	0.72	-	-
Wo	-	-	-	1.69	-	3.15	-	3.18	2.12
Mt	7.78	7.17	7.72	6.40	6.90	6.21	6.24	6.11	8.51
Il	4.09	3.95	4.33	5.05	4.20	3.91	2.92	3.77	4.63
Ap	0.74	0.74	0.71	0.93	0.69	0.52	0.59	0.55	0.55
Bi	7.83	9.58	8.91	10.78	9.60	3.67	8.39	6.27	7.04
Ho	34.54	27.46	32.99	18.12	25.82	32.06	0	27.76	29.65
Sum	78.58	86.61	81.88	96.19	90.25	99.08	78.03	98.96	99.35

علائم معرف کانی های نورماتیو عبارتند از:

Q: کوارتز، Or: ارتوز، Ab: آل بیت، An: آنورتیت، C: کروندوم، Di: دیوپسید، Wo: ولاستونیت، Hy: هیپرستن، Ol: الیون، Mt: مگنتیت، Il: ایلمینیت، Ap: آپاتیت، Bi: بیوتیت، Ho: هورنبلند.

ادامه جدول ۴-۴

Samples	K-1/1	K-1/2	K-2/1	QJ-6	GHJ-10	GHJ-20	TA-4	GHJ-1	CH-1/4	CH-1/5
NORM (CIPW)										
Q	-	-	1.89	-	-	-	-	0.33	0	0
Or	3.74	4.86	6.76	12.83	7.65	15.68	2.96	4.96	0.89	0.71
Ab	24.62	26.05	36.84	17.07	45.57	20.39	40.80	63.46	33.23	30.03
An	28.70	28.08	15.76	23.29	11.26	27.78	21.52	7.80	18.47	20.80
Ne	0	0	0	0	1.24	-	2.34	0	2.99	0
C	-	-	-	-	-	-	-	3.52	-	-
Di	16.76	16.12	11.48	14.69	9.66	2.23	5.47	0	15.25	12.59
Wo	0	0	0	0	0	0	0	0	-	1.29
Hy	1.43	0.22	11.24	0.45	0	2.78	0	11.52	0	0
Ol	12.24	7.39	4.91	16.25	8.55	12.26	11.18	0	10.94	13.92
Mt	6.41	11.08	5.55	6.52	5.14	6.04	7.84	3.70	3.82	5.74
Il	2.54	2.65	3.62	3.55	3.55	4.81	3.71	1.66	2.21	2.21
Ap	0.43	0.43	0.67	1.29	1.29	4.43	1.88	0.69	0.29	0.29
Sum	96.86	96.88	96.82	95.48	94.56	96.40	97.69	97.62	90.09	90.01
NORM CIPW (with Hb)										
Q	-	-	0.99	0.2	-	5.36	-	3.54	-	-
Ab	19.67	19.57	36.84	17.07	47.84	20.38	42.09	63.46	30.07	27.19
An	28.70	28.08	15.76	23.29	11.26	27.78	21.51	7.80	18.47	20.80
C	-	-	-	-	-	-	-	3.52	-	-
Wo	-	-	-	0.96	1.92	0.29	-	-	0.23	-
Mt	6.41	6.65	5.55	5.14	6.29	6.04	7.84	3.70	3.53	3.82
Il	2.54	2.65	3.62	3.55	6.31	4.81	3.71	1.66	2.19	2.21
Ap	0.43	0.43	0.67	1.29	1.47	4.43	1.88	0.69	0.29	0.29
Bi	5.67	7.40	10.35	19.26	11.91	24.21	4.88	8.23	1.50	1.19
Ho	31.54	31.60	21.35	23.80	11.00	3.10	10.59	-	33.82	29.64
Sum	94.96	96.37	95.12	94.56	98.01	96.40	92.50	92.59	90.08	85.13

۴-۴-۲- رده بندی شیمیایی

یکی از مهمترین رده بندی های شیمیایی، استفاده از نمودار رده بندی مجموع آلکالی در مقابل SiO_2 است که توسط پژوهشگران متعدد نظیر کاکس^{۳۳} و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۸۵)، لوباس^{۳۴} و همکاران (۱۹۸۶) ارائه شده است. استفاده از سیلیس در طبقه بندی شیمیایی سنگ های آذرین اهمیت خاصی دارد، زیرا سیلیس، جزء اکسید اصلی سنگ های ماگمایی معمول در زمین به شمار می رود و مقدار سیلیس هر مذاب، خواص فیزیکی و ساختمانی آن را کنترل می کند

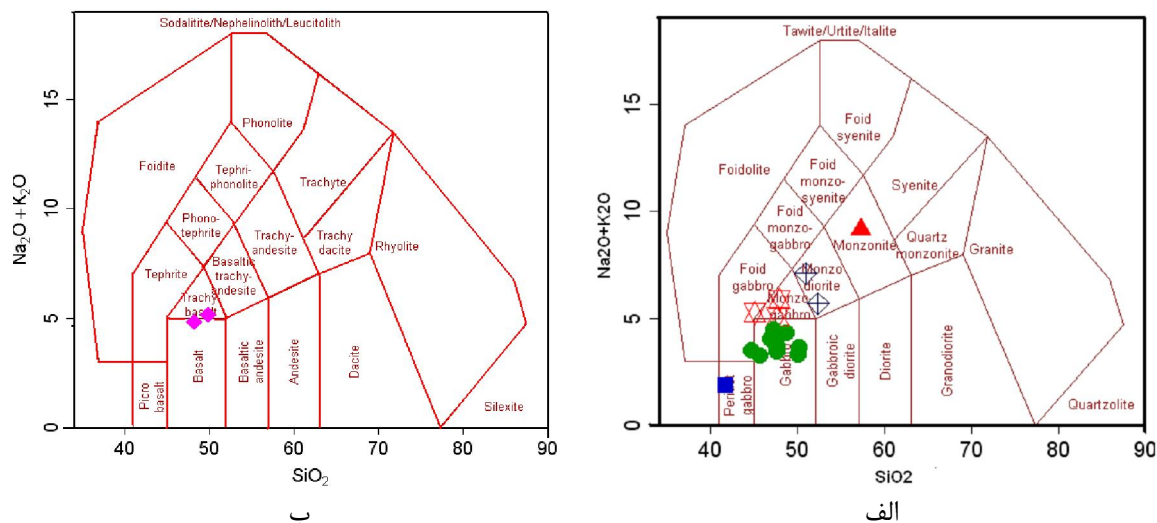
33- Cox

34- Le Bas

(میدلموست، ۱۹۹۸). همچنین استفاده از مقادیر Na_2O و K_2O در محاسبات همراه با سیلیس، اهمیت دارد.

الف - نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵)

در نمودار میدلموست (۱۹۸۵)، مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم می‌شود. براساس این نمودار، سنگ‌های آذرین درونی مناطق مورد مطالعه در محدوده‌ی پریدوت‌گابرو (الیوین‌گابرو)، گابرو، فوئید گابرو، مونزودیوریت و مونزونیت قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۳-الف). برای پرهیز از دوگانگی نام‌ها، کلیه‌ی ترکیبات گابرویی، مونزوگابرویی و مونزودیوریتی مورد مطالعه تحت عنوان گابرو/دیوریت بررسی خواهند شد. سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی چشمه‌علی، براساس نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)، در محدوده‌ی ترکیبات بازالتی و تراکی بازالتی واقع می‌شوند (شکل ۳-۴-ب).

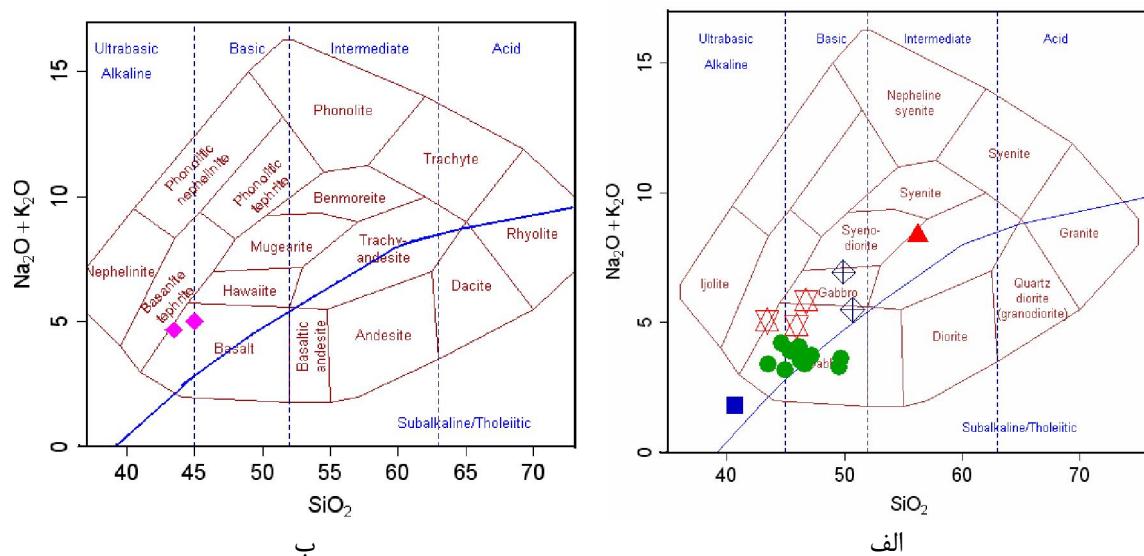


شکل ۳-۴- نمودارهای $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵) جهت نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه. الف- نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی و ب- نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی.

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

نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹) براساس مقادیر درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 جهت نامگذاری سنگ‌های درونی و آتشفشانی ترسیم می‌گردد. نمودار TAS بر پایه‌ی مقدار

SiO₂ به گروه‌های اولترابازیک، بازیک، حدواسط و اسیدی تقسیم شده است و خط ممتد خمیده در این نمودار، سنگ‌های آکالن را از ساب آکالن جدا می‌کند. سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه بر روی این نمودار، در محدوده‌ی ترکیبی الیوین گابرو، گابرو و دیوریتی واقع می‌شوند (شکل ۴-۴-الف). سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی چشمه‌علی در نمودار TAS ترکیب بازالتی نشان می‌دهند (شکل ۴-۴-ب). تمامی نمونه‌های مورد مطالعه براساس این نمودار، در محدوده سری آکالن قرار می‌گیرند.



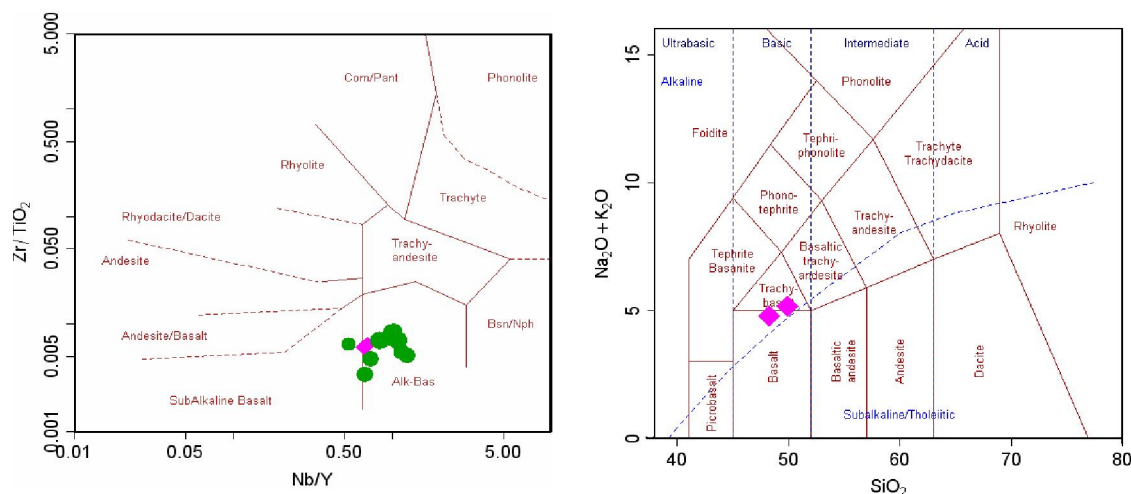
شکل ۴-۴- نمودارهای Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) جهت نامگذاری سنگ‌های مورد مطالعه. الف- نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی و ب- نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی چشمه‌علی.

ج- نمودار Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶)

لوباس و همکاران (۱۹۸۶)، نمودار درصد وزنی Na₂O+K₂O در مقابل درصد وزنی سیلیس را برای رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی ترسیم کردند. وجود خط جدا کننده‌ی محدوده آکالی و ساب آکالی از ویژگی‌های این نمودار است. با توجه به این نمودار (شکل ۴-۵)، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه دارای ترکیب تراکی بازالتی تا بازالتی هستند و در محدوده‌ی سری آکالن قرار می‌گیرند.

د- نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۶) ۳۵

چنانچه ذکر گردید، بازالت‌ها و گابروهای آکالن مورد مطالعه متحمل دگرسانی یا دگرگونی هیدروترمال شده‌اند. از آنجایی که دگرسانی بر روی انتشار و تمرکز عناصر اصلی اثر می‌گذارد، به منظور تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌های آکالن مورد بحث، نمودارهای مربوط به عناصر کمیاب که در درجات کم دگرسانی غیر متحرک باقی می‌مانند (مانند Zr ، Ti ، Nb و Y)، مفیدتر هستند. بنابراین، جهت شناسایی دقیق‌تر ماهیت این سنگ‌ها، از نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷) که سنگ‌ها را براساس درجه‌ی آکالینیتی طبقه‌بندی می‌کند، استفاده شده است. نمونه‌های بازیگ مورد بررسی در این نمودار، در قلمروی بازالت‌های آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶).



شکل ۴-۵: نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶) برای نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی چشمه‌علی. شکل ۴-۶: نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷) برای نامگذاری نمونه‌های آتشفشانی چشمه‌علی. جهت مقایسه، نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه نیز به این نمودار اضافه شده است.

۴-۳- بررسی تغییر و تحولات سنگ‌های مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات

نمودارهای تغییرات، نمودارهای دو متغیره یا سه متغیره‌ای هستند که توسط پترولوژیست‌ها برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب و تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما، ارائه شده‌اند. در نمودارهای دو متغیره، عنصر واقع بر محور X باید به گونه‌ای انتخاب شود که بیشترین

تغییرپذیری را میان نمونه‌ها نشان دهد، برای این منظور غالباً اکسید سیلیس که معمولاً بیشترین گستره را در مجموعه‌ی داده‌ها نشان می‌دهد، برگزیده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

پر استفاده‌ترین نمودار دو متغیره، نمودار درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر^{۳۶}، ۱۹۰۹)، است. به علت اینکه بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه، ماهیت بازیک دارند، گستره‌ی غلظت SiO_2 ممکن است کم باشد، لذا به جای نمودارهای هارکر از نمودارهای درصد اکسید در مقابل درصد MgO (فنر^{۳۷}، ۱۹۴۸) استفاده شده است. در این نمودارها، MgO به عنوان اکسید شاخص برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی در نظر گرفته می‌شود. در این بخش، علاوه بر نمودارهای فنر، از نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل ضریب تفریق (D.I) نیز برای بررسی تحول ماگما از زمان تشکیل تا زمان جایگزینی استفاده شده است.

الف - نمودارهای درصد اکسید - درصد MgO (نمودارهای فنر)

پرکاربردترین جایگزین نمودارهای هارکر برای بررسی روند تغییرات در سنگ‌های بازیک، نمودارهای درصد اکسید - درصد MgO (نمودارهای فنر) می‌باشد. در سنگ‌های بازیک، MgO سازنده‌ی مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذاب‌های بازیک است و تغییرات زیادی را در نتیجه‌ی حضور فازهای منیزیم‌دار در هنگام ذوب بخشی یا جدا شدن آن‌ها در هنگام تبلور جزءبه‌جزء، نشان می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳). روند معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های مختلف یک سری سنگی بر روی این نمودارها، مبین خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای آن سری می‌باشد. با توجه به نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر MgO (شکل ۴-۷)، روند تغییرات و منشأ سنگ‌های مورد مطالعه در این نمودارها مورد بررسی قرار گرفته است. طیف تغییرات MgO این سنگ‌ها، از ۱/۳۱ درصد وزنی در نمونه‌ی مونزونیتی تا ۱۷/۰۱ درصد وزنی در نمونه‌های الیوین-گابرویی متغیر می‌باشد. لازم به ذکر است که سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی چشمه‌علی از نوع بازالت

36- Harker
37- Fenner

بوده و هیچ گونه تنوع سنگی ندارند. بنابراین، نمونه‌های این منطقه بر روی نمودارهای تغییرات روند خاصی را نشان نمی‌دهند. در مقابل، سنگ‌های مناطق قشلاق و تالو از نظر پتروگرافی متنوع بوده و روند خاصی را بر روی نمودارهای تغییرات نشان می‌دهند. در تمامی این نمودارها، مشاهده می‌شود که نمونه‌های الیوین‌گابرویی، گابرو/ دیوریتی و مونزونیتی یک روند خطی را دنبال می‌کنند و با کاهش مقدار MgO یا تفریق یافتگی، مقادیر SiO_2 ، Al_2O_3 ، Na_2O و K_2O افزایش و مقادیر Fe_2O_3 ، CaO ، TiO_2 و P_2O_5 کاهش می‌یابند. این حالت، نشان‌دهنده‌ی تفریق گابرو/ دیوریت‌ها به سمت مونزونیت‌ها و منشأ گرفتن آن‌ها از یک منبع واحد است.

تغییرات SiO_2 در برابر MgO

همانگونه که در نمودار MgO/ SiO_2 (شکل ۴-۷-الف) مشخص است، با افزایش تفریق و کاهش MgO ، میزان SiO_2 از نمونه‌های الیوین‌گابرو و گابرو/ دیوریتی به سمت نمونه‌های مونزونیتی منطقه‌ی قشلاق افزایش می‌یابد. الیوین و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار به عنوان نخستین کانی‌های تشکیل شده طی تبلور تفریقی، از SiO_2 فقیر هستند، بنابراین، مایع باقیمانده از سیلیس غنی می‌شود. از طرف دیگر به دلیل مشارکت MgO در تبلور کانی‌های الیوین، اوژیت، هورنبلند و بیوتیت، مقدار این اکسید در مراحل بعدی تفریق کاهش می‌یابد.

تغییرات Al_2O_3 در برابر MgO

مقدار Al_2O_3 در نمونه‌های مورد مطالعه از ۱۰/۷۸ تا ۱۹/۶۲ درصد وزنی متغیر است. در نمودار Al_2O_3 در برابر MgO (شکل ۴-۷-ب)، با افزایش مقدار MgO ، مقدار Al_2O_3 از نمونه‌های گابرو/ دیوریتی و الیوین‌گابرویی به سمت نمونه‌های مونزونیتی روند افزایشی نشان می‌دهد. در مراحل اولیه با جدایش کانی‌های فرومنیزین مانند الیوین و پیروکسن بر میزان نسبی Al_2O_3 در ماگما افزوده می‌شود. همبستگی منفی بین مقادیر Al_2O_3 و میزان MgO سنگ، یک شاهد شیمیایی برای تفریق

پلاژیوکلاز در طی تحول ماگماست (یانگ و هورنس^{۳۸}، ۲۰۰۰). میزان Al_2O_3 سنگ عمدتاً متأثر از وجود فلدسپارها نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز می‌باشد، حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در نمونه‌های تفریق یافته‌تر که در بررسی‌های سنگ‌شناسی نیز به آن اشاره شد، افزایش Al_2O_3 را با کاهش MgO توجیه می‌کند.

تغییرات Fe_2O_3 کل در برابر MgO

در نمودار تغییرات MgO در برابر Fe_2O_3 کل (شکل ۴-۷-ج)، با کاهش MgO و افزایش تفریق، مقدار Fe_2O_3 روند نزولی نشان می‌دهد. این روند با تبلور تفریقی کانی‌های مافیک آهن‌دار مانند الیوین، اوژیت، هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت در سنگ‌های مافیک و کاهش میزان Fe_2O_3 در مایع باقیمانده مطابقت دارد. لذا نمونه‌های تفریق یافته‌تر مانند مونزونیت منطقه‌ی قشلاق که حاوی کانی‌های مافیک کمتری هستند، کمترین میزان Fe_2O_3 را نشان می‌دهند.

تغییرات CaO در برابر MgO

در نمودار تغییرات CaO در برابر MgO (شکل ۴-۷-د)، CaO در کمتر از ۷ درصد MgO، همبستگی مثبت با MgO دارد و نشان دهنده‌ی خارج شدن این دو اکسید از مذاب و تفریق همزمان پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است (ژائو و ژوو، ۲۰۰۷؛ آلتونکایناک^{۳۹} و گنس^{۴۰}، ۲۰۰۸). در طی تبلور تفریقی، CaO وارد ساختمان کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز، پیروکسن غنی از کلسیم (اوژیت)، هورنبلند و آپاتیت می‌شود (داچنز و چارلیه^{۴۱}، ۲۰۰۵)، لذا مقدار آن در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد. میزان بالای CaO با حضور کانی‌های مزبور در سنگ‌های گابرو/دیوریتی سازگار است. CaO و MgO در بیش از ۷ درصد MgO، تطابق منفی دارند، زیرا این بخش از روند، کاملاً

38- Jung and Hoernes

39- Altunkaynak

40- Genç

41- Duchesne and Charlier

تحت کنترل الیوین است. تبلور تفریقی الیوین باعث کاهش MgO و افزایش CaO در مذاب باقیمانده می‌شود.

تغییرات TiO₂ در مقابل MgO

براساس روند تغییرات مشاهده شده بر روی نمودار TiO₂ در مقابل MgO (شکل ۴-۷-۵)، با افزایش MgO، میزان TiO₂ از سمت مونزونیت به طرف ترکیبات دیوریتی و گابرویی افزایش یافته و سپس به طرف نمونه‌ی الیوین‌گابرویی روند کاهشی نشان می‌دهد. Ti جانشین Al با کوردیناسیون شش گردیده و به همین دلیل در پیروکسن (تیتان اوژیت)، آمفیبول و بیوتیت حضور دارد. آمفیبول در مقایسه با پیروکسن حاوی TiO₂ بسیار بالاتری است (واسکوئز و فرانز^{۴۲}، ۲۰۰۸) و این کانی در ترکیبات گابرو/دیوریتی نسبت به الیوین‌گابرو از فراوانی بیشتری برخوردار است. با پیشرفت تفریق و کاهش فوگاسیته‌ی اکسیژن و دما، محتوی Ti در کانی‌های تیتان‌دار کاهش می‌یابد (اسپیر^{۴۳}، ۱۹۸۱؛ فولی^{۴۴}، ۱۹۹۰). مقدار این اکسید به ترتیب در نمونه‌های مناطق چشمه‌علی، کلاته‌ی رودبار، طزره، تالو و قشلاق اندکی افزایش یافته است. همچنین این اکسید در ساختار مگنتیت، تیتانومگنتیت و اسفن مصرف می‌شود. نمونه‌ی دیوریتی منطقه‌ی قشلاق دارای بیشترین میزان TiO₂ (۳/۳۲ درصد وزنی) می‌باشد که با مطالعات پتروگرافی و حضور فراوان آمفیبول و کانی‌های تیتان‌دار در این نمونه سازگاری کامل دارد.

تغییرات MnO در برابر MgO

روند تغییرات MnO در مقابل MgO همانند روند تغییرات Fe₂O₃ است و با افزایش مقدار MgO از نمونه‌ی مونزونیتی به سمت الیوین‌گابرو، صعودی است (شکل ۴-۷-۶). میزان MnO در منطقه‌ی قشلاق از حداکثر ۰/۱۹ درصد در گابروها تا حداقل ۰/۰۵ درصد در مونزونیت متغیر است. گابروهای

42- Vásquez and Franz

43- Spear

44- Foley

منطقه‌ی کلاته‌ی رودبار و بازالت‌های منطقه‌ی چشمه‌علی نیز دارای میانگین ۰/۱۹ درصد وزنی از این اکسید هستند. منگنز در سنگ‌های آذرین جانشین آهن فرو (Fe^{+2}) شده و به دلیل اندازه‌ی بزرگتر یون منگنز (Mn^{+2}) نسبت به آهن، به صورت پذیرفته شده در کانی‌های فرومنیزین حضور دارد (میسون و مِر^{۴۵}، ۱۹۸۲). در سنگ‌های مافیک، مقدار اکسید منگنز در الیوین نسبت به سایر کانی‌های فرومنیزین (کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت) بیشتر است (واسکوئز و فرانز، ۲۰۰۰).

تغییرات Na_2O در مقابل MgO

میزان Na_2O بین ۷/۵ درصد وزنی در مونزونیت منطقه‌ی قشلاق تا ۰/۹۳ درصد وزنی در الیوین-گابروی منطقه‌ی تالو متغیر است. براساس نمودار تغییرات Na_2O در مقابل MgO (شکل ۴-۷-ز)، با کاهش MgO و افزایش تفریق، مقدار Na_2O روند افزایشی محسوسی نشان می‌دهد که بیانگر افزایش میزان این اکسید در فازهای انتهایی تفریق است. سدیم با شعاع یونی بزرگ خود ($1.02 \text{ \AA}$)، در شبکه‌ی کانی‌های مراحل اولیه تبلور مانند پلاژیوکلاز کلسیم‌دار، الیوین و پیروکسن وارد نمی‌شود. با افزایش تفریق و تشکیل فلدسپارهای آلکالن و پلاژیوکلازهای سدیک در نمونه‌های تفریق یافته‌تر مانند مونزونیت‌های منطقه‌ی قشلاق، مقدار این اکسید افزایش می‌یابد.

تغییرات K_2O در برابر MgO

براساس نمودار تغییرات K_2O در برابر MgO (شکل ۴-۷-ح) با افزایش MgO ، مقدار K_2O روند کاهشی نشان می‌دهد. بخش اعظم پتاسیم با شعاع یونی $1.38 \text{ \AA}$ ، تا مراحل پایانی تفریق در مایع باقی می‌ماند و در نهایت در ساختمان بیوتیت و فلدسپات پتاسیم‌دار شرکت می‌کند. ترکیبات حد-واسط منطقه‌ی قشلاق نسبت به سایر ترکیبات مورد مطالعه، میزان K_2O بیشتری دارند (تقریباً ۳ درصد وزنی)، این امر با حضور فلدسپات پتاسیم‌دار و بیوتیت در مطالعات پتروگرافی این سنگ‌ها قابل توجیه است.

تغییرات P_2O_5 در مقابل MgO

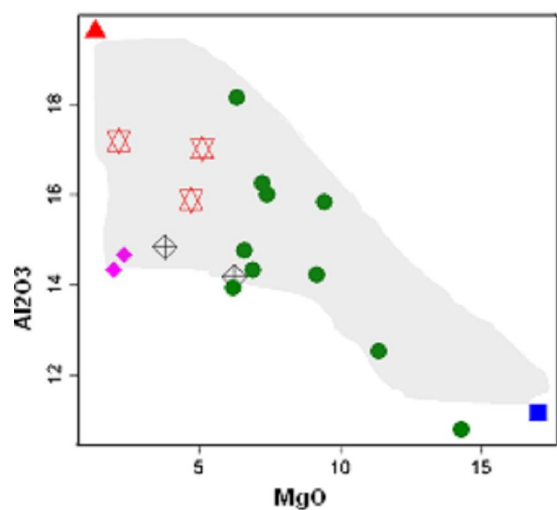
در نمودار تغییرات P_2O_5 در مقابل MgO (شکل ۴-۷-ی) به طور کلی مقدار P_2O_5 با افزایش MgO روند پراکنده نشان می‌دهد. نمونه‌های حدواسط منطقه‌ی قشلاق حاوی بیشترین مقدار P_2O_5 هستند (۱/۸۷ درصد وزنی) که با حضور آپاتیت‌های سوزنی یا کاملاً شکل‌دار و به حالت ادخال در کانی‌های دیگر مطابقت می‌نماید. مقدار این اکسید در نمونه‌های بازیک‌تر کاهش می‌یابد. سوزن‌های آپاتیت به مقدار کم در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از الیوین‌گابروی مناطق تالو و قشلاق نیز مشاهده می‌شوند. با ادامه‌ی روند تفریق، مقدار P_2O_5 کاهش می‌یابد، لذا نمونه‌های تفریق یافته‌تر (مونزونیت منطقه‌ی قشلاق)، حاوی P_2O_5 کمتری هستند.

نمودار تغییرات نسبت CaO/Al_2O_3 در مقابل $Mg^{\#}$

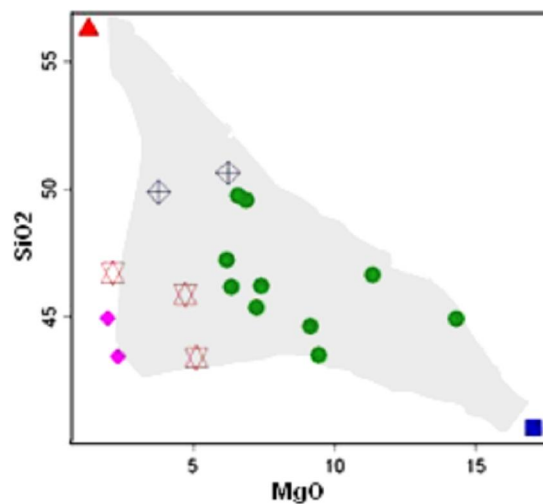
روند تغییرات نسبت CaO/Al_2O_3 در مقابل عدد منیزیم ($Mg^{\#}$) در شکل ۴-۷-ی نشان داده شده است. کاهش نسبت CaO/Al_2O_3 همگام با کاهش $Mg^{\#}$ و افزایش تفریق نیازمند تشکیل یک کانی غنی از CaO و فقیر از Al_2O_3 به همراه یک فاز غنی از MgO (الیوین) است و نقش کلینوپیروکسن غنی از Ca و فقیر از Al را در کنترل روند ترکیبی مذاب نشان می‌دهد (کاکس، ۱۹۸۰). تفریق الیوین، نسبت CaO/Al_2O_3 را تغییر نمی‌دهد و فقط مقدار عدد منیزیم را با مصرف MgO در ساختار خود و جدایش آن از مذاب، کاهش می‌دهد (حق نظر و ملکوتیان، ۱۳۸۸). روند کاهشی این نسبت با کاهش $Mg^{\#}$ در نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر تفریق کلینوپیروکسن غنی از Ca به عنوان یکی از اجزای تفریق ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها در کنار الیوین است.

ب- نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی - ضریب تفریق (D.I.)

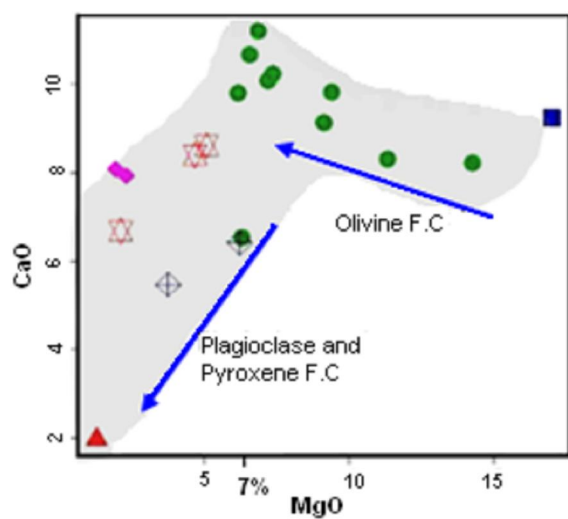
برای بررسی روند تغییر و تحول ماگما در جریان فرآیند تفریق، از نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی - ضریب تفریق (D.I.) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)^{۴۶} استفاده شده است.



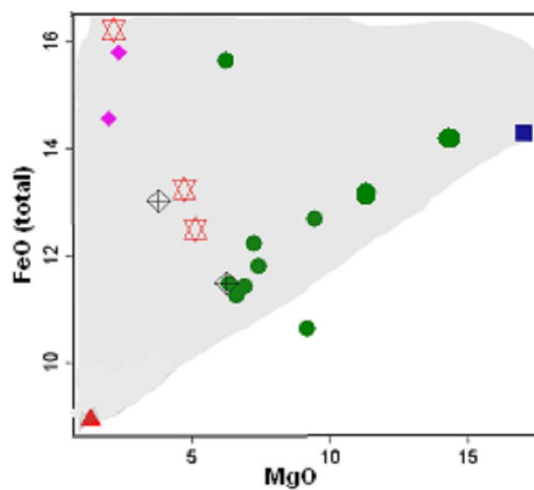
ب



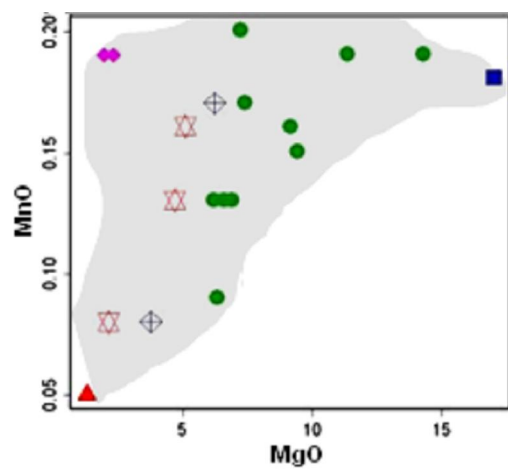
الف



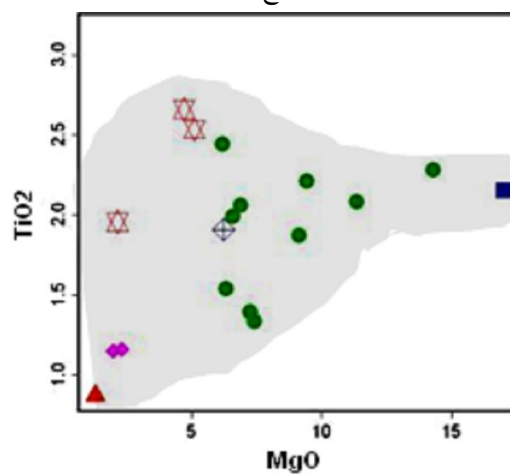
د



ج

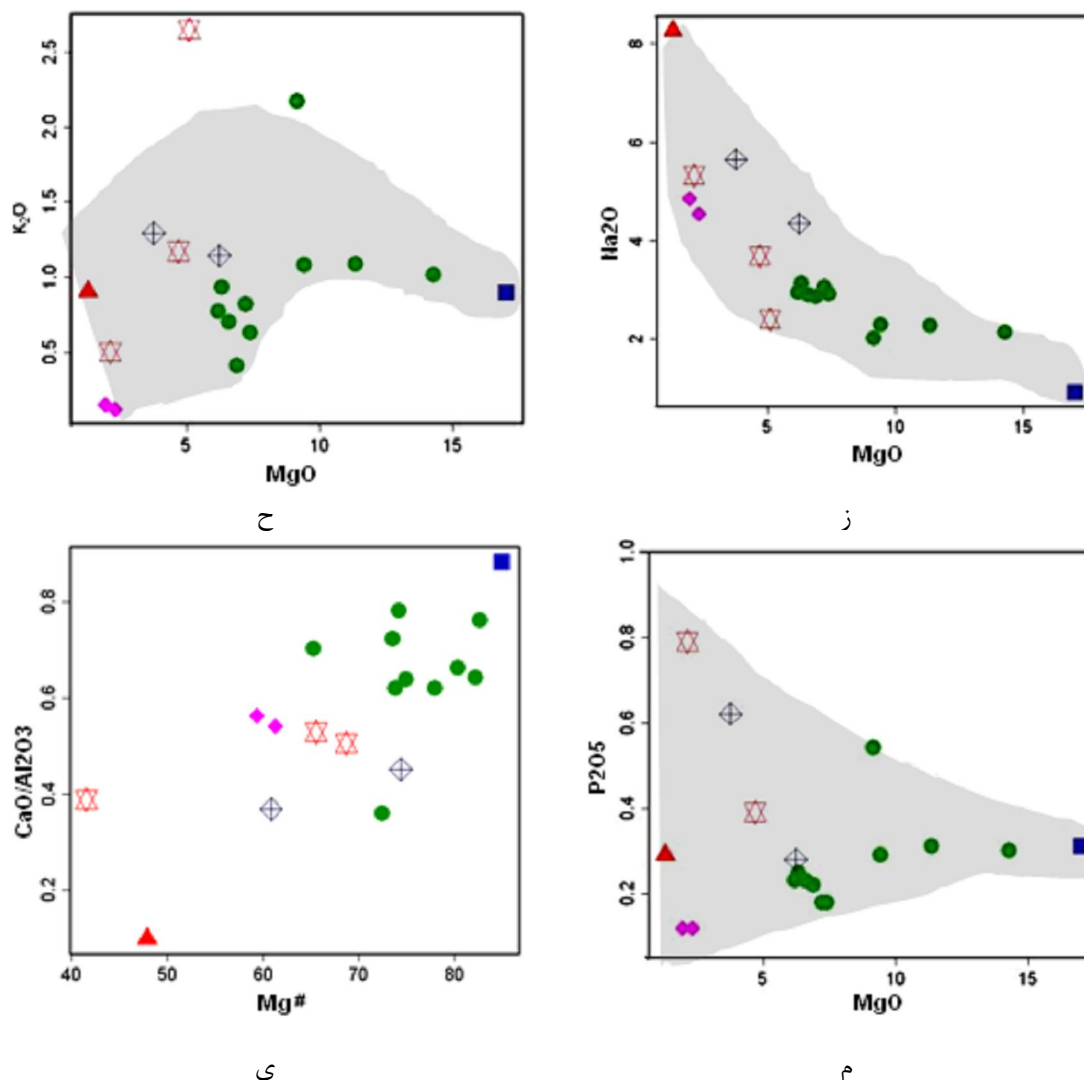


و



ه

شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO (فتر، ۱۹۴۸) برای نمونه‌های مورد مطالعه. ادامه شکل در صفحه‌ی بعد ارائه شده است.

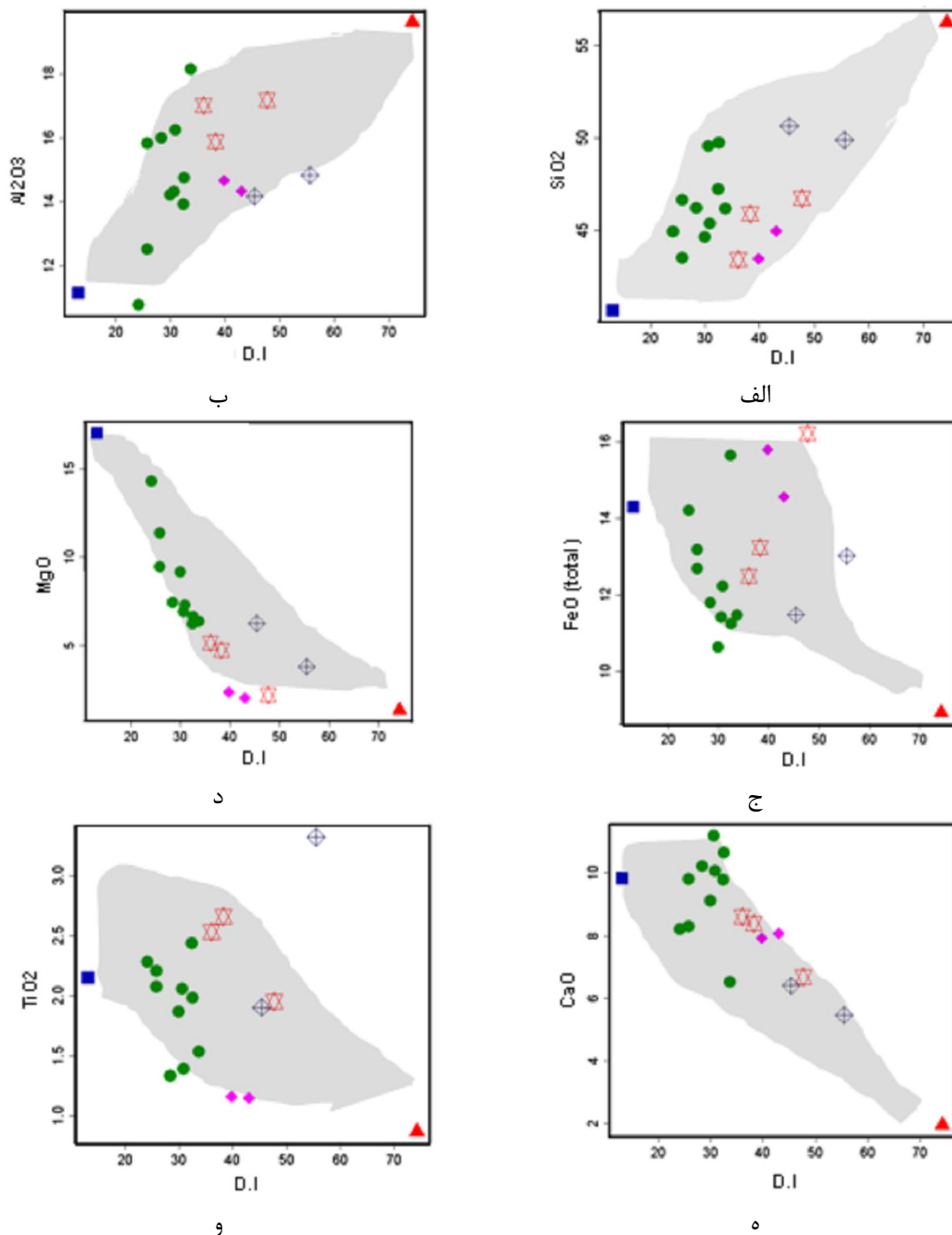


ادامه شکل ۴-۷

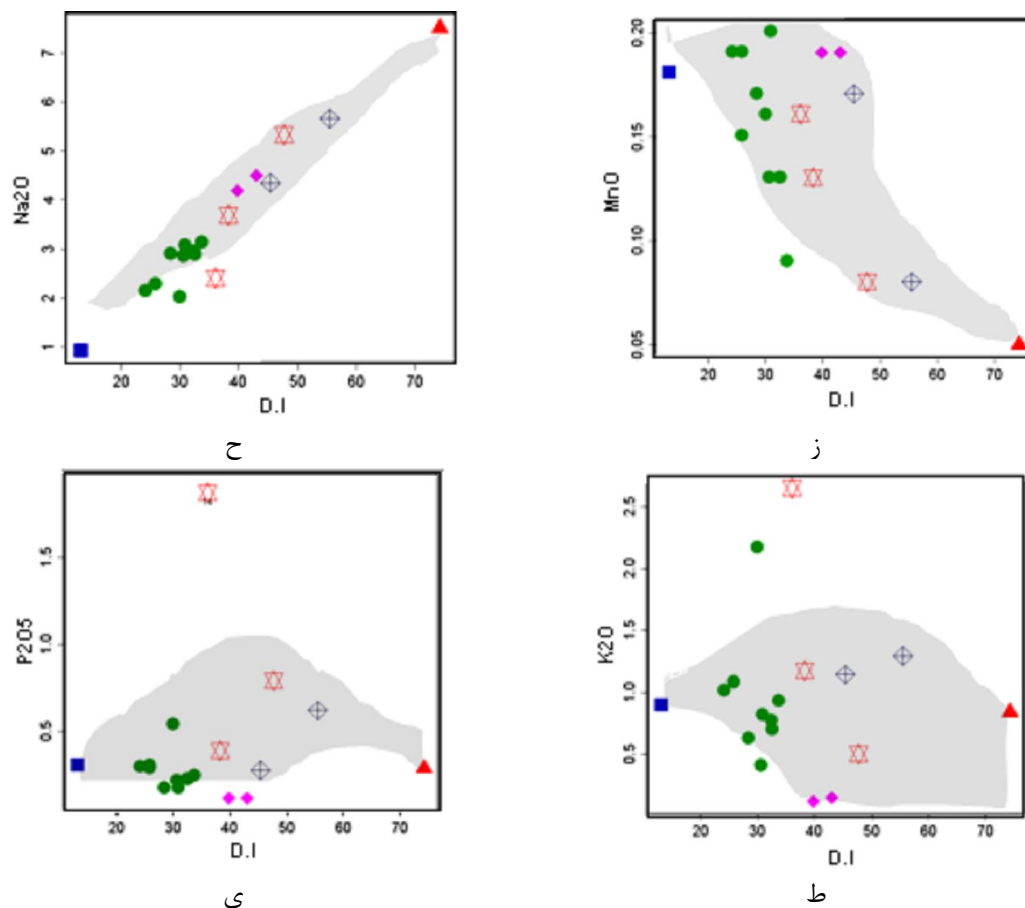
ضریب تفریق براساس مجموع درصد کانی‌های روشن (کوارتز، ارتوکلاز، آلبیت، نفلین، لوسیت و کالسلیت) محاسبه شده از طریق نرم CIPW به دست می‌آید. لازم به ذکر است که کانی‌های نفلین، لوسیت و کالسلیت برای تعیین ضریب تفریق نمونه‌های تحت اشباع قابل استفاده هستند، لذا ضریب تفریق نمونه‌های سنگی مورد مطالعه بر اساس مجموع درصد نورماتیو کانی‌های کوارتز، آلبیت و ارتوکلاز محاسبه شده است. نمودارهای ضریب تفریق برای این نمونه‌ها در شکل (۴-۸) نشان داده شده است. به طور کلی در این نمودارها با افزایش D.I، مقادیر SiO_2 ، Al_2O_3 ، Na_2O و K_2O روند صعودی و مقادیر CaO ، Fe_2O_3 کل، MgO ، TiO_2 و MnO روند نزولی نشان می‌دهند. در نمودار (۴-۸ الف)، با افزایش D.I مقدار SiO_2 از الیوین گابرو به سمت مونزونیت زیاد می‌شود.

ضریب تفریق، بیانگر روند تفریق ماگماست که با پیشرفت تفریق، ترکیب مایع باقیمانده، سیلیسی‌تر و فلسیک‌تر می‌شود. در نمودارهای تغییرات Al_2O_3 (شکل ۴-۸-ب)، تغییر Na_2O (شکل ۴-۸-ج) و تغییر K_2O (شکل ۴-۸-ط) در مقابل D.I. با افزایش تفریق از الیوین‌گابرو به سمت مونزونیت و مصرف این اکسیدها در ترم‌های تفریق یافته‌تر در ساختمان آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز سدیک، روند صعودی دیده می‌شود. از طرف دیگر، روندهای پراکنده در نمودارهای Al_2O_3 /D.I. و K_2O /D.I. ناشی از حساسیت این عناصر نسبت به دگرسانی، به علت تحرک و جابجایی آن‌ها بوده و با دگرسانی درجه‌ی پائین تا بالای سنگ‌های مورد مطالعه سازگار است. علاوه بر این، متاسوماتیسم پتاسیک مشاهده شده در نمونه‌های دیوریتی و مونزونیتی مورد مطالعه می‌تواند روند پراکنده در نمودار K_2O در مقابل D.I. را توجیه کند. در نمودار تغییرات CaO در برابر D.I. (شکل ۴-۸-ه)، مقادیر CaO با افزایش ضریب تفریق از الیوین‌گابرو به سمت مونزونیت کاهش می‌یابد. این روند با روندهای مشاهده شده در نمودارهای MgO /D.I. و Fe_2O_3 /D.I. مشابه است. در مراحل اولیه‌ی تبلور، کلسیم در ساختمان پلاژیوکلاز کلسیم‌دار و پیروکسن مصرف شده و آهن و منیزیم در شبکه‌ی کانی‌های فرومنیزین نظیر الیوین و پیروکسن وارد می‌شوند، لذا با افزایش تفریق، مقادیر این اکسیدها در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد. میزان MnO در نمودار تغییرات این اکسید در برابر ضریب تفریق (شکل ۴-۸-ز) با افزایش D.I. روند نزولی نشان می‌دهد. جانشینی منگنز (Mn^{+2}) به جای آهن دو ظرفیتی در شبکه‌ی کانی‌های آهن‌دار، مانند الیوین، که در مراحل ابتدایی تبلور تشکیل می‌شوند، سبب کاهش میزان MnO در مایع باقیمانده شده و در نتیجه، در واحدهای تفریق یافته‌تر مقدار این اکسید کمتر است. مقدار TiO_2 هر سنگ با مقدار FeO آن رابطه‌ی مستقیم دارد (وان بونینگ و نبلک، ۲۰۰۸)^{۴۷}. پراکندگی تغییرات TiO_2 در نمودار تغییرات این اکسید در مقابل D.I. (شکل ۴-۸-و)، تبلور نسبت‌های متفاوتی از فازهای تیتان اوژیت، آمفیبول و اکسیدهای آهن - تیتان را در مراحل مختلف تفریق، منعکس می‌کند. تغییرات P_2O_5 در مقابل ضریب تفریق

به صورت پراکنده است، به طوری که با افزایش تفریق، میزان این اکسید از نمونه‌ی الیوین‌گابرویی به سمت دیوریت، افزایش و سپس به سمت نمونه‌های تفریق یافته‌تر، کاهش نشان می‌دهد. نمونه‌ی دیوریتی منطقه‌ی قشلاق دارای بیشترین میزان P_2O_5 می‌باشد که این مسأله با مطالعات پتروگرافی و حضور سرشار آپاتیت‌های شکل‌دار و سوزنی در مقاطع نازک این نمونه کاملاً سازگار است.



شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تقریب (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)، ادامه‌ی نمودارها در صفحه‌ی بعد ارائه شده است.



ادامه شکل ۴-۸

ج- نتایج حاصل از بررسی نمودارهای تغییرات درصد اکسیدهای عناصر اصلی در

برابر MgO و D.I.

با توجه به نمودارهای تغییرات درصد اکسیدهای عناصر اصلی در برابر MgO مشاهده می‌شود که نمونه‌های گابرو/دیوریتی و مونزونیتی منطقه‌ی قشلاق در راستای روندی خطی قرار می‌گیرند و از روند تغییرات یکسانی تبعیت می‌کنند.

در این نمودارها، با افزایش MgO، مقادیر CaO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 و MnO در تمامی نمونه‌های این منطقه روند صعودی و مقادیر SiO_2 ، Al_2O_3 و K_2O روند نزولی نشان می‌دهند.

پراکندگی مشاهده شده در روند تغییرات بعضی از اکسیدها ممکن است ناشی از دگرسانی و متاسوماتیسم پتاسیک نمونه‌ها باشد. تمامی این تغییرات با تبلور تفریقی کانی‌های الیوین،

کلینوپیروکسن، فلدسپارها، اکسیدها و آپاتیت سازگار است (گورگاد و ونسنت، ۲۰۰۴)^{۴۸}. در واقع بین نمونه‌های گابرو/ دیوریتی و مونزونیتی منطقه‌ی قشلاق، پیوستگی و ارتباط ژنتیکی نزدیکی وجود دارد، بنابراین مونزونیت، قطب تفریق یافته سنگ‌های گابرویی این منطقه است.

بررسی نمودارهای فنر عناصر اصلی نشان می‌دهد که سنگ‌های الیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی منطقه‌ی تالو نیز دارای پیوستگی و روابط ژنتیکی مشابه با منطقه‌ی قشلاق هستند، به گونه‌ای که دیوریت‌های این منطقه در اثر تفریق واحدهای مافیک‌تر به وجود آمده‌اند. واحدهای آذرین منطقه‌ی طزره، کلاته‌ی رودبار و چشمه‌علی، تنوع سنگ‌شناسی نداشته و نمودارهای اکسید عناصر اصلی در مقابل MgO برای سنگ‌های این مناطق تغییرات زیادی نشان نمی‌دهند.

روندهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق از وضوح بیشتری برخوردار است. در این نمودارها با افزایش D.I. و تفریق یافتگی ماگما، مقادیر SiO_2 ، Al_2O_3 ، Na_2O و K_2O افزایش و مقادیر CaO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 و MnO کاهش نشان می‌یابند. کاهش میزان MgO ، TiO_2 و CaO و افزایش Al_2O_3 با پیشرفت تفریق و افزایش مقدار SiO_2 نشان دهنده‌ی تبلور تفریقی کانی‌های فرومنیزین و پلاژیوکلازهاست (یانگ و هورنس، ۲۰۰۰).

با توجه به نتایج به دست آمده از مجموع نمودارهای فنر و ضریب تفریق، خاستگاه مشترک سنگ‌های مورد مطالعه و نقش تبلور تفریقی در تکوین این سنگ‌ها مورد تأیید قرار می‌گیرد.

۴-۵- بررسی تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به کمک روند

تغییرات عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر

عنصر جزئی یا کمیاب را می‌توان عنصری تعریف کرد که در سنگ با غلظتی کمتر از ۰/۱ درصد وزنی یا به بیان دیگر ۱۰۰۰ قسمت در میلیون (ppm)، حضور داشته باشد و معمولاً جایگزین عناصر

اصلی در کانی‌های سنگ‌ساز می‌شود. در مقایسه با عناصر اصلی، توانایی عناصر جزئی برای تمایز میان فرآیندهای سنگ‌شناسی بیشتر است.

رولینسون (۱۹۹۳)، عناصر جزئی را براساس موقعیت‌شان در جدول تناوبی به عناصر خاکی نادر (REE)، عناصر گروه پلاتین (PEG) و فلزات واسطه طبقه‌بندی کرده است. همچنین وی در یک تقسیم‌بندی دیگر این عناصر را براساس رفتار ژئوشیمیایی آن‌ها در سیستم‌های ماگمایی، به عناصر سازگار و ناسازگار گروه‌بندی کرده است. عناصر جزئی که در هنگام ذوب تمایل به باقی ماندن در فاز جامد (کانی) دارند، عناصر سازگار و عناصری که تمایل به ورود در فاز مذاب دارند را ناسازگار می‌نامند. عناصر موجود در هر یک از این گروه‌ها ویژگی‌های شیمیایی مشابهی دارند و به این دلیل پیش‌بینی می‌شود که رفتار ژئوشیمیایی مشابهی داشته باشند.

عناصر ناسازگار براساس نسبت بار به اندازه‌ی آن‌ها (پتانسیل یونی) به دو گروه کاتیون‌های با قدرت میدان بالا (HFS) و کاتیون‌های با قدرت میدان پائین (LFS) یا عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) تقسیم می‌شوند.

۴-۵-۱- بررسی تغییرات عناصر نادر در مقابل SiO_2 و ضریب تفریق

الف- نمودار تغییرات Sr در مقابل SiO_2

در نمودار تغییرات Sr در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۹-الف) با افزایش SiO_2 ، مقدار Sr به طور کلی روند صعودی نشان می‌دهد. اندازه یون استرانسیوم ($1/13\text{\AA}$) نشان می‌دهد که این عنصر می‌تواند جانشین کلسیم و پتاسیم شود، به این ترتیب که در کانی‌های کلسیم‌دار به صورت پذیرفته شده (به خاطر شعاع بزرگ‌تر) و در کانی‌های پتاسیم‌دار به صورت اسیر شده (به دلیل بار بیشتر) حضور دارد. این عنصر در پلاژیوکلازها از تراکم بالایی برخوردار است و به هنگام ذوب یا تبلور، همانند عناصر سازگار رفتار کرده و جانشین Ca در شبکه‌ی پلاژیوکلاز، اورت و هورنبلند سبز می‌شود. نمونه‌های حدواسط قشلاق به دلیل حضور سرشار پلاژیوکلاز کلسیم‌دار و هورنبلند سبز، در مقایسه با سایر

نمونه‌های این منطقه از میزان Sr بالاتری برخوردار هستند. میزان Sr در مونزونیت قشلاق و بازالت-های چشمه‌علی نسبت به سایر نمونه‌ها کمتر است (به ترتیب ۱۸۳ ppm و ۱۴۰ ppm). میزان پلاژیوکلاز کلسیم‌دار و در نتیجه تمرکز Sr در ترکیبات مونزونیتی نسبت به نمونه‌های حدواسط کاهش محسوسی می‌یابد. علاوه بر این، استرانسیم از عناصر قلیایی خاکی متحرک بوده (رولینسون، ۱۹۹۳) و در اثر دگرسانی شدید نمونه‌ی مونزونیتی و بازالت‌های مورد بحث، می‌تواند تحرک یافته و آزاد شده باشد.

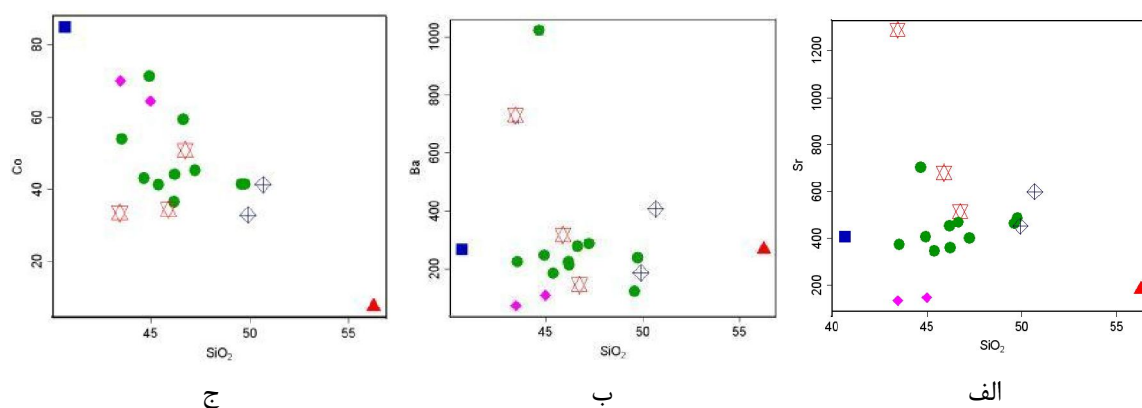
ب- نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO_2

در نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۹ ب) مقدار Ba با افزایش SiO_2 روند پراکنده نشان می‌دهد. باریم از نظر اندازه‌ی یونی قابل مقایسه با پتاسیم است، لذا این عنصر در بیوتیت و فلدسپار پتاسیم‌دار جانشین K می‌شود. Ba به دلیل بار بیشتر نسبت به K، به صورت عنصری اسیر شده عمل کرده و در کانی‌های پتاسیم‌داری که ابتدا تشکیل می‌شوند، تمرکز می‌یابد. لذا مقدار باریم در بیوتیت فراوان‌تر از ارتوز است. مقادیر بالای Ba و Rb در یک نمونه‌ی سنگی، با حضور بیوتیت در آن سازگار بوده و نشان‌دهنده‌ی نقش تبلور تفریقی در ایجاد آن سنگ می‌باشد (وان بونینگ و نبلک، ۲۰۰۸). از طرف دیگر این عنصر می‌تواند در ساختار پلاژیوکلاز و هورنبلند به عنوان جانشین Ca پذیرفته شود (میسون و مُر، ۱۹۸۲؛ معین وزیری، ۱۳۷۱). رفتار باریم برای جانشینی در شبکه‌ی پلاژیوکلاز مشابه استرانسیم است. بالا بودن میزان Ba در نمونه‌ی میکروگابرویی منطقه‌ی پل غزنوی (۱۰۲۲ ppm)، با مشاهدات پتروگرافی و حضور فراوان هورنبلند و پلاژیوکلاز در آن مطابقت دارد. نمونه‌های گابرویی/دیوریتی منطقه‌ی قشلاق نیز دارای مقدار باریم بالایی هستند که با حضور بیوتیت، هورنبلند و پلاژیوکلاز این سنگ‌ها سازگار است. مقدار پائین باریم در بازالت‌های چشمه‌علی را می‌توان به قابلیت تحرک این عنصر در ضمن دگرسانی این سنگ‌ها نسبت داد. در ترکیبات بازالتی، تحرک

عناصر معمولاً با دگرسانی و دگرگونی سنگ‌ها همراه است (سان^{۴۹} و نسبایت^{۵۰}، ۱۹۷۸؛ تامپسون^{۵۱}، ۱۹۹۱؛ کومار^{۵۲} و راتنا^{۵۳}، ۲۰۰۷).

ج- نمودار تغییرات Co در مقابل SiO₂

در نمودار تغییرات کبالت در مقابل SiO₂ (شکل ۴-۹-ج) با افزایش سیلیس و تفریق ماگما در منطقه‌ی قشلاق، مقادیر Co از ترکیبات گابرویی به سمت مونزونیت روند کاهشی محسوسی نشان می‌دهد که با تفریق الیوین، کلینوپیروکسن و اکسیدها مطابقت دارد (گورگاد و ونسنت، ۲۰۰۴). ولی بخش اعظم کبالت ماگما در کانی‌های منیزیم‌دار اولیه به خصوص اولیوین مصرف می‌شود. نمونه‌ی الیوین گابرویی منطقه‌ی تالو از بیشترین مقدار کبالت (۸۴/۹ ppm) برخوردار است که با حضور فراوان الیوین در این سنگ سازگاری کامل دارد.



شکل ۴-۹- نمودارهای عناصر کمیاب Sr، Ba، Co در برابر SiO₂ برای نمونه‌های مناطق مورد مطالعه.

د- نمودار تغییرات Sr در برابر ضریب تفریق

در این نمودار با افزایش ضریب تفریق، میزان Sr روند نزولی نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۰-الف). فرآیند غالب خارج کردن استرانسیوم از ماگما، پذیرفته شدن آن به جای کلسیم در شبکه‌ی کانی‌های کلسیم‌دار است. این فرآیند در مورد تمام کانی‌های کلسیم‌دار عمل نمی‌کند، بدین ترتیب که ساختار

49- Sun
50- Nesbitt
51- Thompson
52- Kumar
53- Rathna

پیروکسن به آسانی نمی‌تواند Sr را در خود جای دهد و میزان این یون در اوزیت بسیار ناچیز است، در حالی که اساساً در پلاژیوکلاز متمرکز می‌شود (میسون و مُر، ۱۹۸۲). لذا میزان استرانسیم در نمونه‌های حدواسط منطقه‌ی قشلاق با مقادیر بالای پلاژیوکلاز حدواسط، نسبت به سایر نمونه‌های این منطقه بیشتر است. با پیشرفت تفریق و کاهش میزان پلاژیوکلازهای کلسیک و تبلور فلدسپارهای آکالن، مقدار Sr کاهش می‌یابد. موزونیت منطقه‌ی قشلاق حاوی کمترین میزان Sr (۱۸۳ ppm) نسبت به نمونه‌های دیگر این منطقه می‌باشد که با ماهیت پلاژیوکلازهای آلبیتی آن سازگار است.

ه- نمودار تغییرات Ba در برابر D.I.

همانگونه که در شکل (۴-۱۰ ب) مشاهده می‌شود، همانند نمودار Ba در مقابل SiO_2 ، مقدار Ba با افزایش ضریب تفریق، روند نزولی نشان می‌دهد. بالا بودن میزان باریم در ترکیبات گابرو/ دیوریتی، با جانشینی این عنصر به جای Ca در ساختار کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت قابل توجیه است.

و- نمودار تغییرات Rb در برابر D.I.

در این نمودار با افزایش ضریب تفریق، مقادیر Rb از ترکیبات گابرویی قشلاق به سمت ترکیبات دیوریتی افزایش می‌یابد (شکل ۴-۱۰ ج). به طور کلی تمرکز عناصر ناسازگار در یک سنگ با میزان K_2O آن همبستگی مثبت نشان می‌دهد (کومار و راتنا، ۲۰۰۷). Rb^+ به عنوان یک عنصر ناسازگار با شعاع یونی بزرگ (LIL)، جانشین K^+ در ساختار کانی‌های پتاسیم‌دار مانند ارتوز، مسکویت و بیوتیت می‌شود، لذا مقدار آن با پیشرفت تفریق افزایش می‌یابد، ولیکن برخلاف روند تفریق، مقدار روبیدیوم در موزونیت قشلاق به دلیل دگرسانی شدید نمونه و تحرک زیاد این عنصر کاهش یافته است.

ز- نمودار تغییرات Zr در مقابل D.I.

در نمودار تغییرات Zr در مقابل D.I. (شکل ۴-۱۰ د) با پیشرفت تفریق، مقادیر Zr از الیوین‌گابرو به سمت موزونیت افزایش می‌یابد.

Zr به دلیل بار الکتریکی بالا و شعاع نسبتاً بزرگ ($0.79 \text{ \AA}$) وارد کانی‌های سنگ‌ساز نشده و در محصولات نهایی تفریق ماگمایی متمرکز می‌شود.

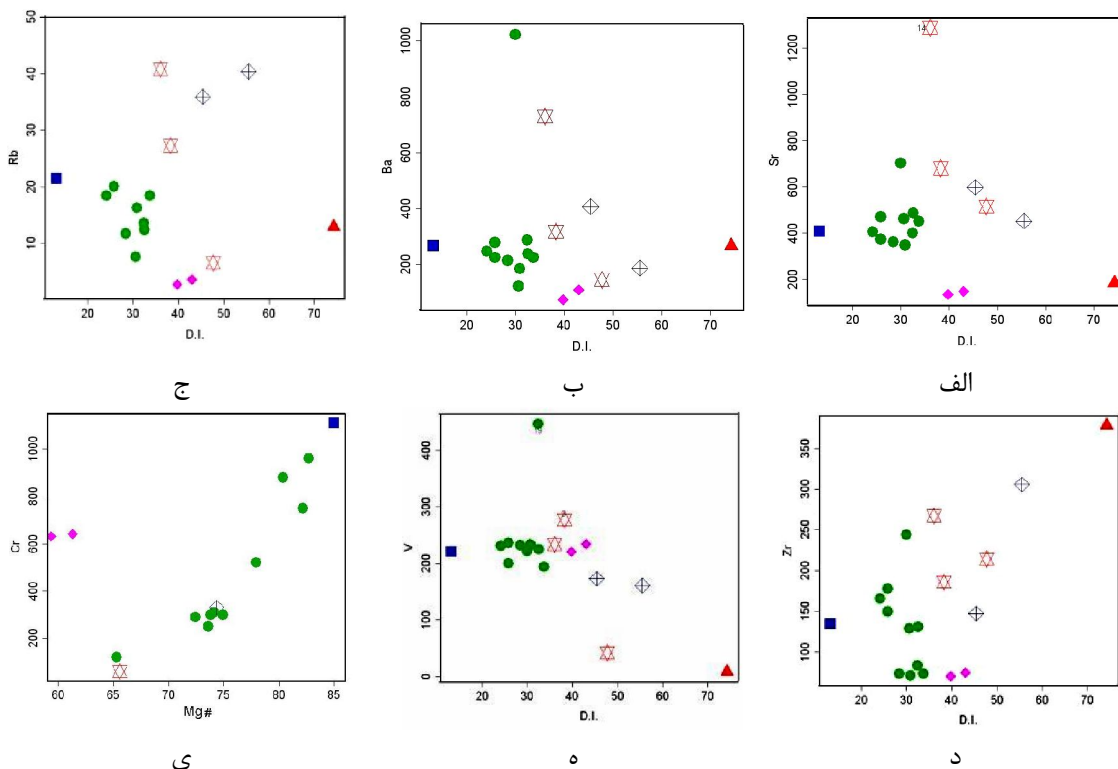
ح- نمودار تغییرات V در برابر D.I.

در این نمودار، میزان وانادیوم با افزایش ضریب تفریق، از گابروی منطقه‌ی قشلاق به سمت مونزونیت کاهش می‌یابد (شکل ۴-۱۰-۵). مقادیر بالایی از وانادیوم (V^{+3}) جانشین Fe^{+3} در مگنتیت-های اولیه می‌شود. از طرف دیگر وانادیم در شبکه‌ی کانی‌های اوژیت، اوژیت اثرین، هورنبلند سبز و بیوتیت نیز وارد می‌شود. بالا بودن مقادیر V در سنگ‌های گابرویی و گابرو/دیوریتی منطقه‌ی قشلاق با مشاهدات پتروگرافی و حضور مگنتیت، اوژیت و هورنبلند سبز در ترکیبات مذکور قابل توجیه است. روند منفی V با پیشرفت تفریق و افزایش SiO_2 ، بیانگر تفریق الیوین و کلینوپیروکسن است (یانگ و هورنس، ۲۰۰۰).

ترکیبات گابرویی منطقه‌ی طزره نسبت به سایر مناطق مورد مطالعه، حاوی بیشترین مقدار V (۴۴۷ ppm) هستند که با حضور مقادیر بالای هورنبلند سبز و مگنتیت در مقاطع نازک این سنگ‌ها مطابقت دارد. تبلور مقادیر قابل توجه آمفیبول باعث تهی‌شدگی مایع باقی‌مانده از V می‌شود (کلیسون و میروور، ۲۰۰۴). پائین بودن مقدار V در ترکیبات تفریق یافته با کمبود کانی‌های فرومنیزین در آن‌ها سازگار است.

ی- نمودار Cr در مقابل $Mg^{\#}$

در نمونه‌های مورد مطالعه، بین تغییرات Cr در مقابل عدد منیزیم انطباق مثبت دیده می‌شود (شکل ۵-۱۰-۵). ترکیبات الیوین گابرویی حاوی بیشترین مقدار Cr هستند (۱۱۱۰ ppm) و با افزایش روند تفریق، مقادیر این عنصر در نمونه‌های تفریق یافته‌تر شدیداً کاهش می‌یابد. کاهش مقدار کروم همگام با کاهش $Mg^{\#}$ به عنوان شاخص تفریق با تفکیک کلینوپیروکسن نوع اوژیت در مراحل اولیه‌ی تبلور تفریقی قابل توضیح است (یانگ، ۲۰۰۳).



شکل ۴-۱۰- (الف تا ه) نمودارهای عناصر کمیاب Sr، Ba، Rb و V در مقابل ضریب تفریق (D.I.)، ی- نمودار تغییرات Cr در برابر $Mg^{\#}$ برای نمونه‌های مورد مطالعه.

۴-۵-۲- نتایج حاصل از بررسی نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 و D.I.

از تغییرات عناصر نادر Sr، Ba و Rb که در ساختار کانی‌های اصلی به ویژه فلدسپارها شرکت دارند، در تعیین نقش فرآیند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی استفاده می‌شود. افزایش مقادیر عناصر سازگار Co و V همراه با افزایش SiO_2 ، با روندهای تبلور تفریقی سازگار است (کورک‌اوغلو^{۵۴} و همکاران، ۲۰۰۸). روند تغییرات در نمودارهای ضریب تفریق، در مقایسه با نمودارهای عناصر کمیاب در برابر SiO_2 ، پیوستگی ترکیبی بیشتری بین سنگ‌های منطقه‌ی قشلاق نشان داده و به واقعیت نزدیک‌تر است. در هر حال روندهای مشاهده شده در هر دو نمودار، مشابه بوده و نشان‌دهنده‌ی تشکیل سنگ‌های این منطقه از یک منبع ماگمایی مشترک و نقش تبلور تفریقی در خلال تحول ماگمایی است. بررسی نمودارهای SiO_2 و ضریب تفریق برای نمونه‌های سنگی منطقه‌ی تالو نیز، وقوع تبلور تفریقی در خلال سرد شدن و تحول یک ماگمای مافیک واحد را به اثبات می‌رساند. نمودارهای

تغییرات Sc نسبت به $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ و تغییرات Cr در برابر عدد منیزیم نیز نشان می‌دهند که تفریق کلینوپیروکسن (به خصوص نوع اوژیت) و نیز الیوین از مذاب، نقش مؤثری در تنوع سنگ‌های مورد بررسی داشته است.

۴-۶- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار و ناسازگار

عناصر ناسازگار و سازگار مفیدترین عناصر برای بررسی مسیر تحول سنگ‌های آذرین از ناحیه‌ی منشأ تا مکان جایگیری هستند. غلظت عناصر ناسازگار موجود در یک ماگما نسبت به فرآیند ذوب بخشی بسیار حساس است در حالیکه غلظت عناصر سازگار هنگام تبلور تفریقی به شدت تغییر می‌کند. زمانی که نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر، دارای روند خطی و صعودی باشد که از مبدأ مختصات نیز بگذرد، همچنین نمودار تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار روند خطی و نزولی نشان دهد، در این صورت تبلور تفریقی، فرآیند غالب تشکیل دهنده‌ی سنگ‌ها خواهد بود. از طرف دیگر، روند منفی در نمودار تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم و روند مثبت در نمودار تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار، بیانگر ذوب بخشی به عنوان فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی می‌باشد. هر تغییری در نسبت، نشان دهنده‌ی ناهمگنی در منشأ بوده که ناشی از فرآیندهایی نظیر آمیختگی محل منشأ یا آلاش است (رولینسون، ۱۹۹۳، برگرفته از بوگو^{۵۵} و همکاران، ۱۹۸۰).

الف- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر

تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به یکدیگر برای نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای Hf/Zr، Ce/Zr، Th/Zr، Rb/Zr، Nb/Zr و U/Th نشان داده شده است (شکل‌های ۴-۱۱-الف تا ه). تغییرات عناصر ناسازگار مانند Hf، Ce و Rb در شرایط تبلور ماگمای بازالتی، با تغییرات Zr همبستگی مثبت نشان می‌دهند (کومار و راتنا، ۲۰۰۷). در تمام این نمودارها، الگوی تغییرات نمونه‌های مناطق قشلاق و تالو از روند خطی و یا تقریباً خطی و صعودی تبعیت می‌کند که از مبدأ

مختصات نیز می‌گذرد. پراکندگی مشاهده شده در نمودار تغییرات Rb با شعاع یونی بزرگ (LIL) در برابر Zr، احتمالاً منعکس کننده‌ی تحرک این عنصر در دگرسانی درجه‌ی پائین بیشتر سنگ‌های مورد مطالعه در این مناطق است (کومار و راتنا، ۲۰۰۷). با توجه به نمودارهای ارائه شده، فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی این مناطق، تبلور تفریقی است. در این نمودارها، همانند نمودارهای فنر و ضریب تفریق، بین گابرو و نمونه‌های تفریق یافته‌تر، روندی پیوسته و خطی برقرار است. این امر، بیانگر نقش تفریق در تحول ماگمایی این مناطق است.

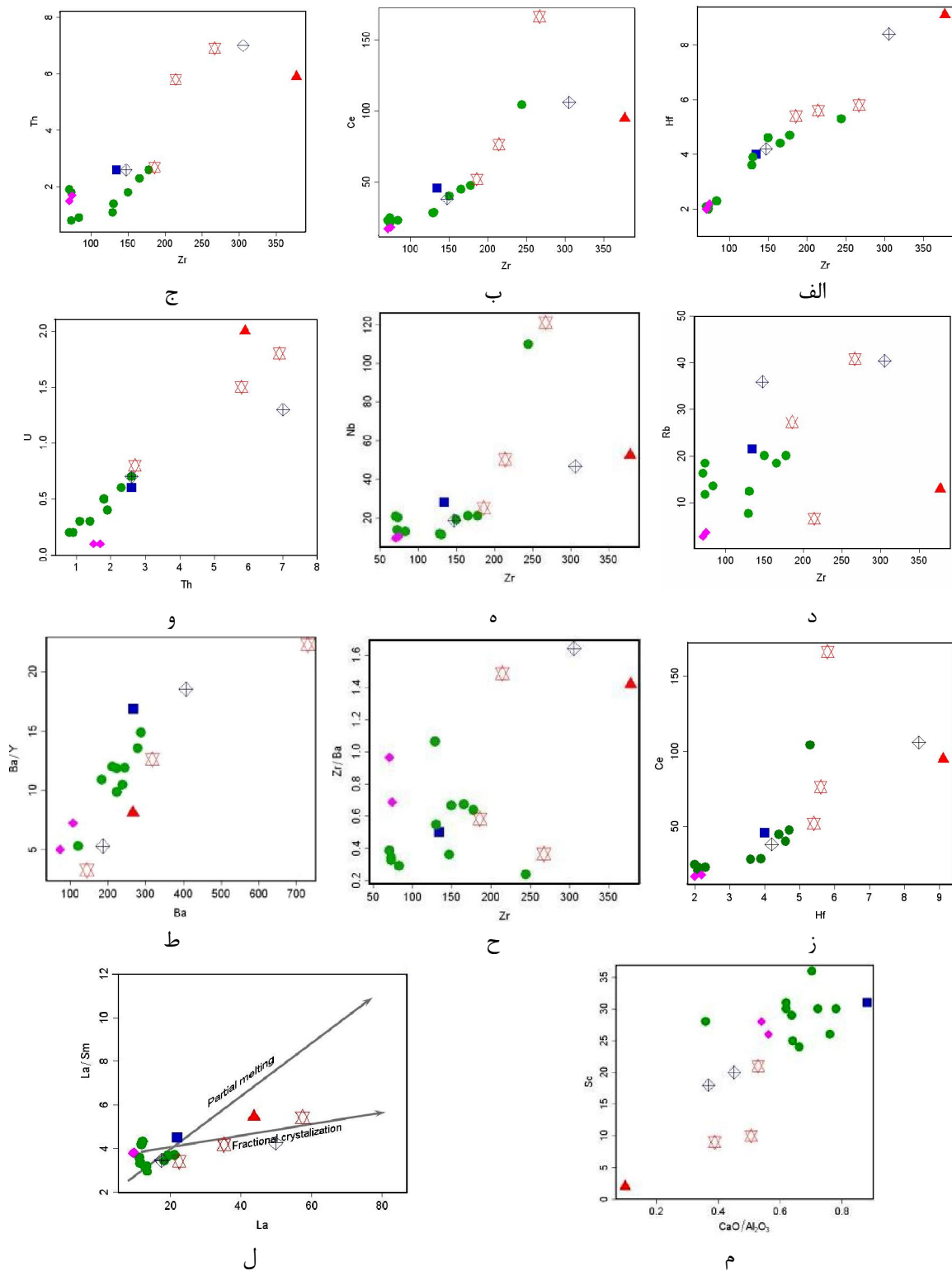
ب- نمودارهای تغییرات Zr/Ba در برابر Zr، Ba/Y، Ba در مقابل $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$ و Sc مقابل La/Sm در برابر La و Rb/Th در مقابل Rb.

به منظور تشخیص فرآیند درگیر در تحول ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای تغییرات نسبت Zr/Ba در برابر Zr، Ba/Y، Ba در مقابل $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$ و Sc برابر استفاده شده است (شکل ۴-۱۱ ح تا م). Sc یک عنصر به شدت ناسازگار با پلاژیوکلاز و الیوین و سازگار با پیروکسن است (حق نظر و ملکوتیان، ۱۳۸۷). کاهش شدید این عنصر همراه با کاهش نسبت $\text{CaO/Al}_2\text{O}_3$ و افزایش تفریق، بیانگر تفکیک کلینوپیروکسن از مذاب در روند تفریق سنگ‌های مورد بررسی است. نمودار La/Sm در برابر La (ژانگ^{۵۶} و همکاران، ۲۰۰۷)، نشان می‌دهد که در فرآیند تبلور تفریقی، افزایش La شدیدتر از افزایش نسبت La/Sm می‌باشد، ولی در پدیده‌ی ذوب بخشی، افزایش La و افزایش نسبت La/Sm تقریباً برابر و یکنواخت است. روند تغییرات نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر با روند تبلور تفریقی هماهنگ است (شکل ۴-۱۱ ل-ج). روندهای تغییرات مشاهده شده بر روی این نمودارها به همراه نمودار تغییرات نسبت دو عنصر ناسازگار Rb و Th (Rb/Th) در مقابل روبیدیوم (چامنی^{۵۷} و همکاران، ۲۰۰۶) در شکل (۴-۱۲)، به صورت خطی با شیب ملایم و مثبت می‌-

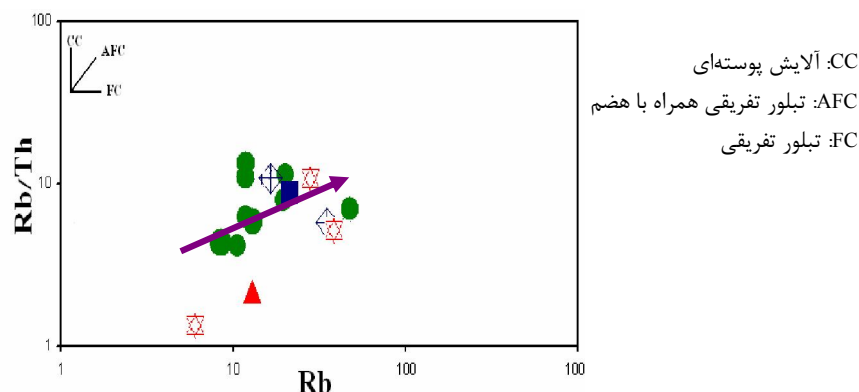
⁵⁶- Zhang

⁵⁷- Tchameni

باشد. این روندها نشان دهنده‌ی فرآیند تبلور تفریقی البته همراه با کمی هضم (AFC) در ضمن تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه است.



شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر (الف تا ز)، نمودار نسبت Zr/Ba در برابر Zr (ح)، نمودار Ba/Y در مقابل Ba (ط)، نمودار تغییرات Sc نسبت به CaO/Al₂O₃ (م) و نمودار تغییرات La/Sm به La (ل).



شکل ۴-۱۲- نمودار تغییرات Rb/Th در برابر Rb (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶).

۴-۷- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی)

نمودارهای چند عنصری بهنجار شده براساس گروه بندی عناصر ناسازگار نسبت به یک کانی- شناسی خاص ترسیم شده و برای نشان دادن شیمی بازالت‌ها بسیار مفید هستند (رولینسون، ۱۹۹۳). برای بهنجارسازی، از مقادیر گوشته‌ای یا شخانه‌های کندریتی استفاده می‌شود و انحراف از ترکیب اولیه اندازه‌گیری می‌شود.

۴-۷-۱- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت

در نمودارهای عنکبوتی براساس الگوی ترکیبی کندریت، تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب می‌شوند. این عناصر (La تا Lu)، به گروه عناصر نادر خاکی (REE) معروف هستند و به دلیل تغییر بسیار ملایم شعاع یونی، نمایشگرهای حساسی برای فرآیندهای مختلف آذرین مانند تفریق ماگمایی هستند.

نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا^{۵۸}، ۱۹۷۴) برای نمونه‌های مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۴-۱۳-الف). براساس این نمودار، همه‌ی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی کمیاب سبک (LREE)، غنی شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، تهی شدگی نشان می‌دهند. در نمونه‌های مورد مطالعه، نسبت LREE/ HREE زیاد است و نمودار آن‌ها از شیب نزولی

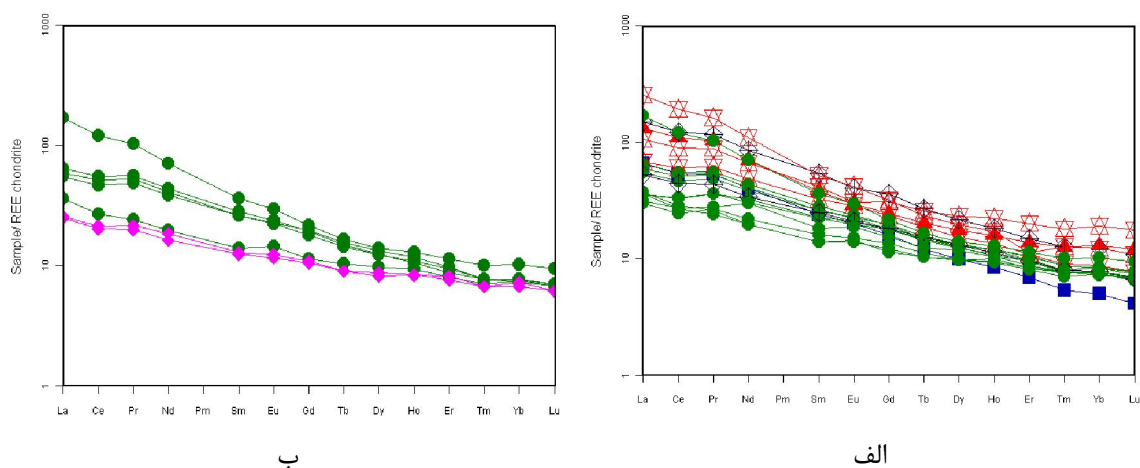
تقریباً زیادی برخوردار است. تمرکز بالای عناصر ناسازگار و غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک به دو عامل درجات پائین ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای غنی شده از LREE (ویلسون^{۵۹}، ۱۹۸۹؛ چن^{۶۰} و همکاران، ۲۰۰۲) و یا اشتقاق از ترکیبات مافیک آلکالن پوسته‌ای در درجات بالای ذوب بخشی نسبت داده می‌شود که در حالت دوم، مذاب حاصله معمولاً عدد منیزیم پائینی (<۴۴) خواهد داشت (آلتونکایناک^{۶۱} و جینک^{۶۲}، ۲۰۰۸). بالا بودن عدد منیزیم در نمونه‌های مورد مطالعه (متوسط ۶۵) و ماهیت آلکالن نمونه‌های مورد مطالعه، درجات ذوب بخشی پائین گوشته‌ای غنی شده در تشکیل ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها را تأیید می‌کند (ودپل^{۶۳}، ۱۹۸۵؛ گورگاد و ونسنت، ۲۰۰۴). علاوه بر این، الگوی موازی تغییرات عناصر کمیاب برای نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر تحول این سنگ‌ها طی فرآیندهای تبلور تفریقی ماگماست.

با توجه به این نمودار، آنومالی منفی یا مثبت یوروپیوم (Eu) در نمونه‌های مورد مطالعه دیده نشده است. آنومالی Eu عمدتاً توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیته اکسیژن وابسته است. بنابراین خارج شدن فلدسپارها از راه تفریق بلوری در شرایط فوگاسیته پائین اکسیژن باعث آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود (ویلسون، ۱۹۸۹؛ کاگلین^{۶۴} و همکاران، ۲۰۰۸). عدم وجود آنومالی منفی این عنصر در نمونه‌های مورد مطالعه به حضور معمول پلاژیوکلاز در آن‌ها مرتبط است و نشان می‌دهد که تفریق پلاژیوکلاز نقش مهمی در تحول ماگما نداشته است.

الگوی تغییرات نسبت LREE/ HREE در نمونه‌های دیوریتی و مونزونیتی منطقه‌ی قشلاق در مقایسه با ترکیبات گابرویی این منطقه از شیب بیشتری برخوردار است و نشان دهنده‌ی تفریق یافتگی بالای این سنگ‌ها و اشتقاق آن‌ها از منبع ماگمایی مافیک سازنده‌ی گابروها می‌باشد. عناصر

59- Wilson
60- Chen
61- Altunkaynak
62-Genç
63- Wedepohl
64- Koglin

LREE نسبت به فازهای بلوری اولیه مانند الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز ناسازگارند و در نتیجه در خلال تفریق، به طور فزاینده‌ای در مایعات تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند (رولینسون، ۱۹۸۹). فراوانی کمتر LREE و نسبت پائین تر LREE/ HREE در نمونه‌های بازالتی چشمه‌علی در مقایسه با ترکیبات گابرویی قشلاق (شکل ۴-۱۳-ب)، نشان‌دهنده‌ی تفریق یافتگی کمتر بازالت‌ها است. البته ممکن است این امر بیانگر درجات بالاتر ذوب منبع گوشته‌ای این بازالت‌ها و یا اشتقاق مذاب سازنده‌ی این سنگ‌ها از یک منبع گوشته‌ای با غنی‌شدگی کمتر از عناصر ناسازگار باشد (تاپ، ۲۰۰۴).



شکل ۴-۱۳- نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) برای نمونه‌های مورد مطالعه، الف- نمونه‌های مناطق قشلاق، طزره، تالو، کلاته‌ی رودبار و ب- گابروهای قشلاق و تالو و بازالت چشمه‌علی.

۴-۷-۲- نمودارهای بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه

برای بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای سان^{۶۵} و مک دونوف^{۶۶} (۱۹۸۹) استفاده شده است. در این نمودارها (شکل-های ۴-۱۴-الف و ب) نیز همانند نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت، همه‌ی نمونه‌ها غنی-شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE نشان می‌دهند.

65- Sun

66- McDonoug

فراوانی پائین Rb و Sr در نمونه‌ی مونزونیتی قشلاق، از تفریق فلدسپارها ناشی می‌شود (ویلسون، ۱۹۸۹؛ مارکس^{۶۷} و همکاران، ۲۰۰۴؛ بوگارتس^{۶۸} و همکاران، ۲۰۰۴). تبلور اولیه‌ی پلاژیوکلاز به شکل انباشتی باعث تهی‌شدگی از Sr می‌شود (بدارد^{۶۹}، ۲۰۰۶؛ دریش^{۷۰} و همکاران، ۲۰۰۹).

علاوه بر آن، تهی‌شدگی از Rb و K در ترکیبات تفریق یافته‌تر، با تحرک این عناصر طی دگرسانی این سنگ‌ها قابل توجیه است. در مقابل، سنگ‌های گابرو/دیوریتی مورد مطالعه در این نمودار غنی‌شدگی از Sr نشان می‌دهند که با حضور فراوان پلاژیوکلاز و آپاتیت در آن‌ها مطابقت دارد. پیک‌های مثبت Sr بیانگر تجمع پلاژیوکلاز به عنوان یک فاز غالب در ترکیبات گابرویی است (بدارد، ۲۰۰۶). علاوه بر این، Sr به عنوان یک عنصر شدیداً سازگار در آپاتیت تمرکز می‌یابد (پروواتک و کلیم، ۲۰۰۶)^{۷۱}. تهی‌شدگی از Ti در مونزونیت قشلاق، حاصل تفریق اکسیدهای Fe - Ti است (کاگلین، ۲۰۰۸) و با عدم حضور کانی‌های حاوی تیتان در این نمونه سازگار است. Nb و Ba در بیشتر نمونه‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند. ترکیبات مشتق شده از گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای (SCLM) در الگوهای به‌هنگار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه به‌طور ویژه غنی‌شدگی از Nb و Ta نشان می‌دهند (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷ برگرفته از مک‌دونوف، ۱۹۹۰).

فراوانی عناصر La و Ce در نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده به گوشته‌ی اولیه، می‌تواند مربوط به فراوانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد مطالعه باشد. ضریب توزیع این دو عنصر در پلاژیوکلاز نسبت به سایر عناصر LREE بیشتر است. نمونه‌های گابرویی منطقه‌ی طزره و کلاته‌ی رودبار و ترکیبات بازالتی چشمه‌علی حاوی مقادیر بالایی هورنبلند هستند و آنومالی مثبت Pb نشان می‌دهند. به احتمال قوی ماگمای سازنده این سنگ‌ها در زمان صعود و جایگزینی، توسط سنگ‌های پوسته‌ای مسیر آرایش پوسته‌ای یافته و Pb در ساختار هورنبلند جایگزین شده است (یانگ و هورنس، ۲۰۰۶). آنومالی مثبت Pb و Ba در بازالت‌های درون صفحه‌ای به دلیل آرایش با پوسته قدیمی و کربنات‌ها و شیل‌های حاوی

67- Marks

68- Bogaerts

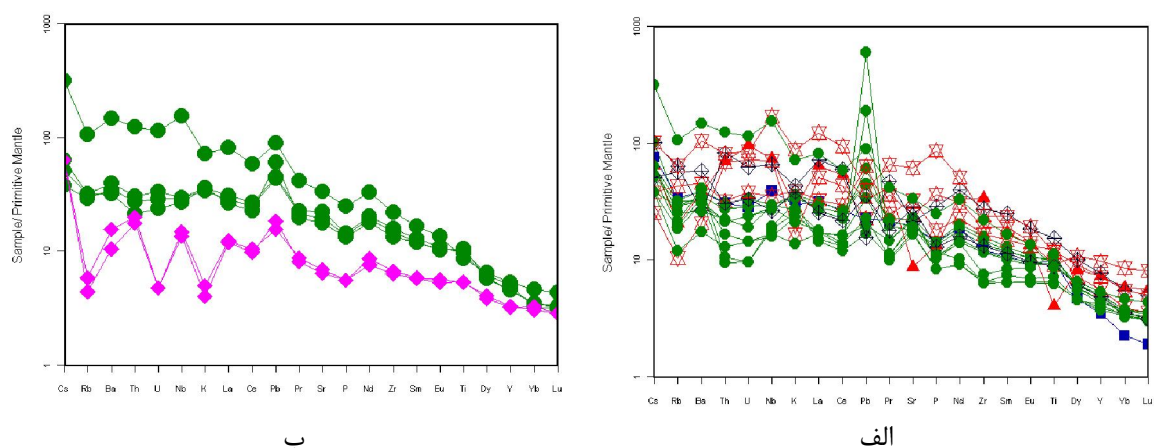
69- Bedard

70- Driouch

71- Prowatke and Klemme

سرب، غالباً مشاهده می‌شود (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷). مقادیر LREE، U و Th در نمونه‌های گابرو/دیوریتی بالاست. آپاتیت حاوی مقادیر شاخصی از عناصر مذکور می‌باشد و در زمان صعود مذاب اولیه و آرایش آن با لیتوسفر پوسته‌ای ممکن است میزان این عناصر را کنترل کند (پروواتک و کلیم، ۲۰۰۶). نسبت LREE/HREE برای بازالت‌های منطقه‌ی چشمه‌علی در مقایسه با ترکیبات گابرویی قشلاق کمتر است. همچنین، مقدار K، Sr، Rb در این بازالت‌ها نسبت به نمونه‌های گابرویی، تهی‌شدگی نشان می‌دهند که با عدم حضور کانی‌های پتاسیک و همچنین تحرک عناصر ذکر شده و خروج آن‌ها در طی دگرسانی شدید این سنگ‌ها مطابقت دارد.

در مجموع، آنومالی مثبت سرب، بالا بودن مقادیر U، Th و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (مانند Ba و Ce) به خصوص در ترکیبات گابرو/دیوریتی نشان‌دهنده‌ی آن است که ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه در طی صعود و جایگزینی متحمل آرایش پوسته‌ای (کورک‌اوغلو و همکاران، ۲۰۰۸) به خصوص با سنگ‌های مسیر و میزبان (نظیر آهک‌های سازند الیکا و شیل‌های سازند شمشک) شده است. لازم به ذکر است که توالی‌های کربناته‌ی سازند الیکا و همچنین شیل سازند شمشک در زون البرز، حاوی کانسارهای سرب و روی می‌باشند.



شکل ۴-۱۴- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه (سان و مک دونوف ۱۹۸۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه. الف- نمونه‌های مناطق قشلاق، طزره، تالو، کلاته‌ی رودبار و گابروهای قشلاق و تالو و بازالت چشمه‌علی.

۴-۸- تعیین سری ماگمایی

جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلف استفاده شده است که در این بخش معرفی و بررسی می‌شوند.

۴-۸-۱- نمودارهای $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2

به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر درصد وزنی SiO_2 از ابروین^{۷۲} و باراگار^{۷۳} (۱۹۷۱)، میدلموست (۱۹۹۴) و پکسریلو^{۷۴} و همکاران (۱۹۷۹) استفاده شده است. در نمودار میدلموست (۱۹۹۴) سنگ‌های آذرین به ۵ دسته‌ی آکالی، آکالی - تحولی، ساب آکالی، سیلیسی و فوئیدیتی تقسیم می‌شوند. براساس این نمودارها (شکل ۴-۱۵- الف تا ج)، سنگ‌های مورد بررسی در محدوده‌ی سری آکالن واقع می‌شوند. حضور فراوان آپاتیت و اسفن در نمونه‌های گابرویی و دیوریتی مناطق مورد مطالعه، از شواهد پتروگرافی تأیید کننده‌ی ماهیت آکالن ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست.

۴-۸-۲- نمودارهای Zr در مقابل P_2O_5 و TiO_2 در مقابل نسبت $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$

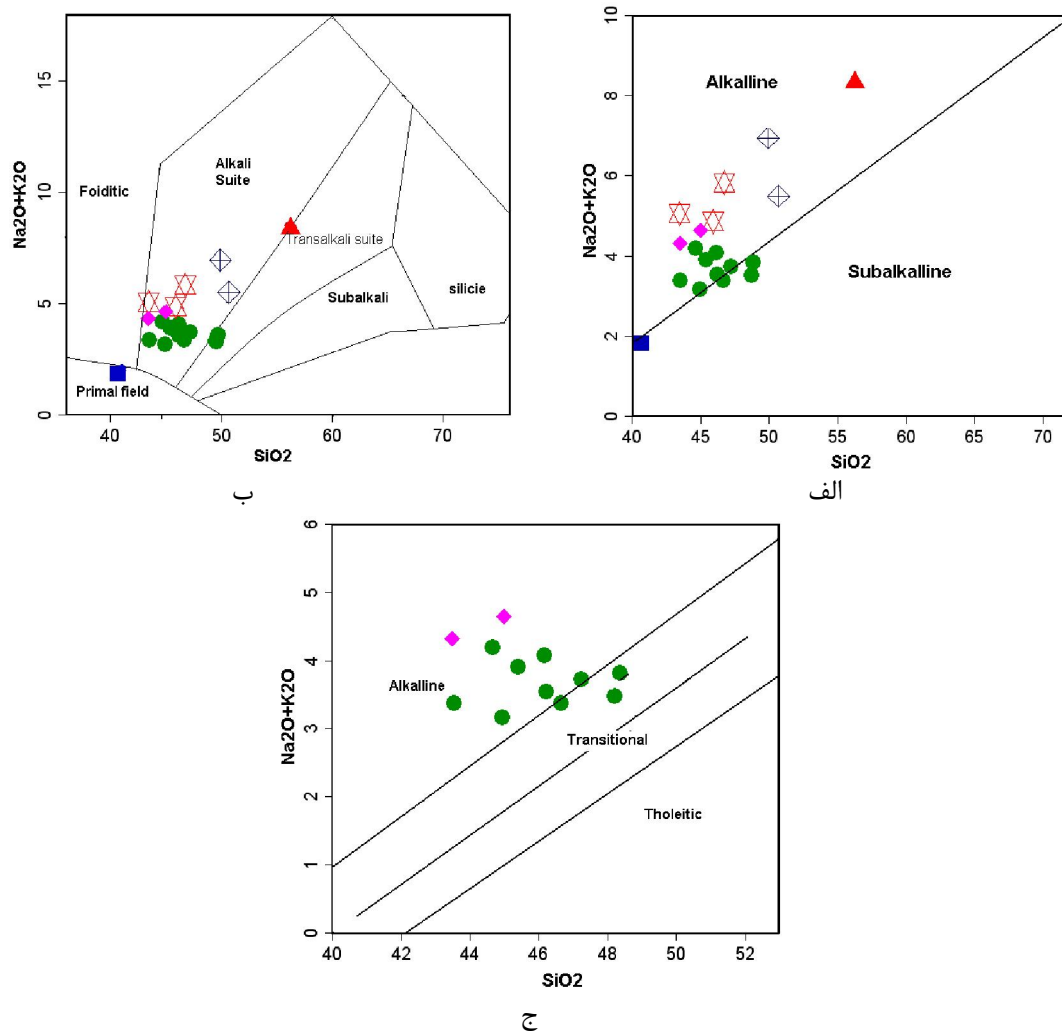
نمودار Zr در مقابل درصد وزنی P_2O_5 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) برای تعیین ماهیت آکالن یا تولئیتی نمونه‌های مناطق مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۴-۱۶- الف). زیرکن یک عنصر ناسازگار در ماگماهای بازالتی بوده و معمولاً در طول فرآیندهای دگرسانی و یا هوازدگی به صورت پایدار باقی می‌ماند (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷). با توجه به دگرسانی نمونه‌های مورد مطالعه و مقاومت بیشتر Zr و P در برابر هوازدگی نسبت به عناصر آکالی (Na و K)، این نمودار از اعتبار بالاتری برای تعیین سری ماگمایی برخوردار است. از طرف دیگر، ترکیبات آکالن در مقایسه با سنگ‌های تولئیتی با مقادیر یکسان Zr، دارای P_2O_5 بالاتری بوده (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) و این دو محدوده با یک خط

72- Irvin

73- Baragar

74- Peccerillo

مستقیم از هم جدا می‌شوند. تمامی نمونه‌های مورد مطالعه به جز مونزونیت، بر روی این نمودار در محدوده‌ی سری آلکالن قرار گرفته‌اند. تفریق آپاتیت در ترم‌های حدواسط و در نتیجه پائین بودن مقدار این کانی در نمونه‌ی مونزونیتی، دلیلی بر مقادیر پائین P_2O_5 در این نمونه است.

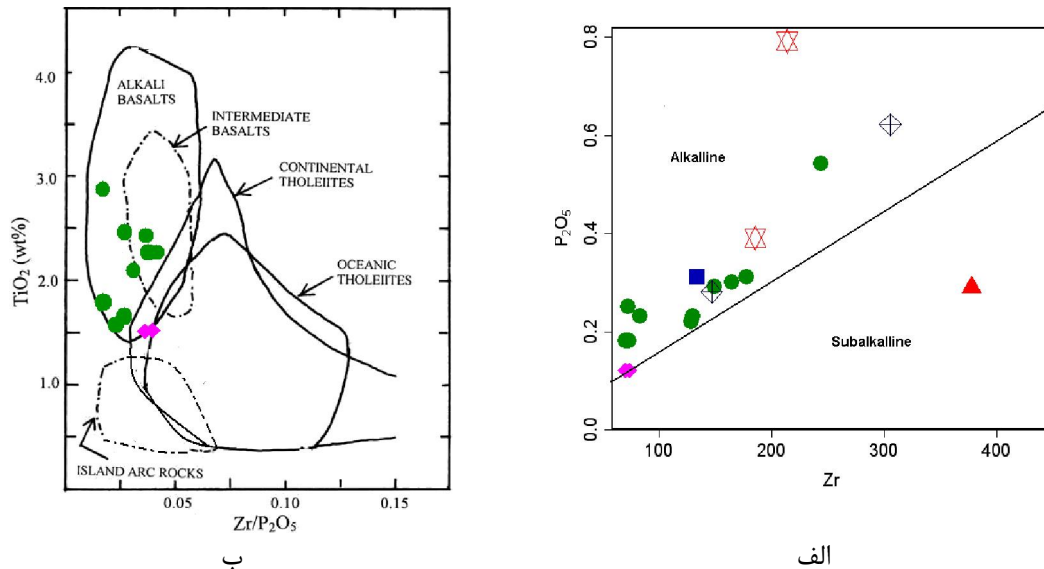


شکل ۴-۱۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی. الف- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، ب- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (میدلموست، ۱۹۹۴)، ج- نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (پکسریلو و همکاران، ۱۹۷۹).

همچنین، دالباکوثرک^{۷۵} (۱۹۷۹)، نمودار درصد وزنی TiO_2 در مقابل نسبت Zr/P_2O_5 را برای تعیین سری ماگمایی و همچنین جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌ها معرفی کرده است. در این نمودار

(شکل ۴-۱۶-ب)، سنگ‌های بازیک مورد مطالعه با مقادیر بالای Ti، در محدوده بازالت‌های آکالن

درون صفحه‌ای و خارج از محدوده‌های تولییتی و سنگ‌های جزایر قوسی واقع می‌شوند.



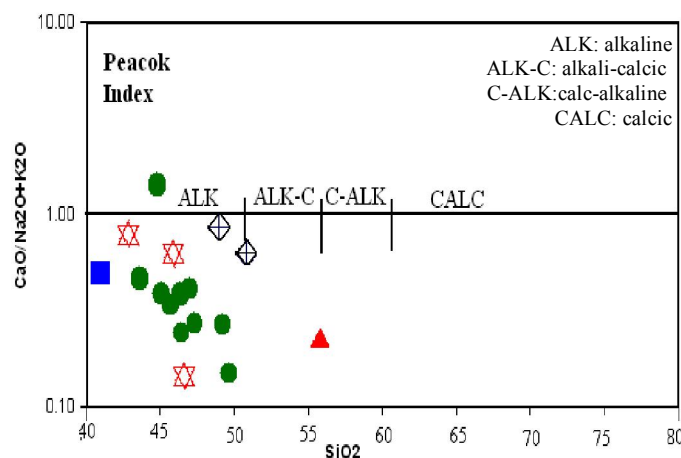
شکل ۴-۱۶-الف - نمودار P_2O_5 در مقابل Zr (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۶) و ب- نمودار درصد وزنی TiO_2 در مقابل نسبت Zr/P_2O_5 .

۴-۸-۳- نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2

شاخص Peacock (پکسریلو و تایلور^{۷۶}، ۱۹۷۶) به صورت درصد وزنی CaO تقسیم بر مجموع

درصد وزنی Na_2O+K_2O تعریف می‌شود (بوگارتس و همکاران، ۲۰۰۳) با توجه به این نمودار، غالب

نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سری آکالن واقع شده‌اند (شکل ۴-۱۷).



شکل ۴-۱۷- نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶).

فصل پنجم

پتروژنز

۵-۱- مقدمه

نتایج حاصل از بررسی ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه در فصل‌های پیشین، نشان‌دهنده‌ی حضور یک سری تفریقی از الیوین‌گابرو تا مونزونیت در منطقه‌ی قشلاق، یک سری تفریقی از الیوین‌گابرو تا دیوریت در منطقه‌ی تالو و سنگ‌هایی با ترکیب گابرویی و گابرویدیوریتی در مناطق طزره و کلاته‌ی رودبار در قاعده‌ی سازند شمشک می‌باشد. واحدهای آذرین در منطقه‌ی چشمه‌علی نیز با ترکیب بازالتی به صورت گدازه در قاعده‌ی سازند شمشک مشاهده می‌شوند. به طور کلی، براساس شواهد چینه‌شناسی، تمامی ترکیبات مورد مطالعه دارای سنی در محدوده تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین هستند. در بررسی‌های صحرایی به عمل آمده، شاهدی مبنی بر نفوذ این سنگ‌ها به واحدهای جوان‌تر از ژوراسیک زیرین دیده نشده است.

براساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های مزبور طیف ترکیبی الیوین‌گابرو، گابرو، مونزوگابرو، مونزودیوریت، دیوریت، مونزونیت و بازالت را نشان داده و همگی دارای ماهیت آکالن هستند. با توجه به نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی، مهمترین عامل در تحولات ماگمایی مناطق قشلاق و تالو از ترکیبات مافیک به سمت ترکیبات فلسیک‌تر، فرایند تبلور تفریقی است. در این فصل ابتدا جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه و سپس خصوصیات محل منشأ، چگونگی تشکیل و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آن‌ها مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۵-۲- تعیین محیط تکتونیکی تشکیل نمونه‌های بازیک آلکالن مورد مطالعه

سنگ‌های آذرین آلکالن می‌توانند در همه‌ی محیط‌های تکتونیکی به جز در پشته‌های میان-اقیانوسی تشکیل شوند (آپادیای^{۷۷} و همکاران، ۲۰۰۶ برگرفته از ژائو و همکاران، ۱۹۹۵). این سنگ‌ها معمولاً در محیط‌های کششی در نقاط داغ درون صفحه‌ای مثل جزایر اقیانوسی و در مراحل اولیه‌ی ریفت زایی درون قاره‌ای یافت می‌شوند (ویلسون، ۱۹۸۹؛ آلدینوسی^{۷۸} و همکاران، ۲۰۰۸). سنگ‌های آلکالن در محیط‌های قاره‌ای عمدتاً دارای غنی‌شدگی از LREE، MREE، LILE و HFSE و تهی-شدگی از HREE نسبت به ترکیبات مورب هستند (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰). با توجه به نمودارهای عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به کندریت و گوشته‌ی اولیه، غنی‌شدگی از عناصر LREE، Ba، Sr، U، Th و تهی‌شدگی از HREE و در نتیجه طبیعت آلکالن قاره‌ای سنگ‌های بازیک مورد بررسی به اثبات می‌رسد.

منشأ فعالیت‌های ماگماتیسم آلکالن در محیط‌های کششی درون صفحه‌ای هم چنان مورد بحث است. این مطلب عموماً پذیرفته شده است که بازالت‌های آلکالن جزایر اقیانوسی (OIB)، تنها از گوشته‌ی استنوسفری مشتق می‌شوند (آلیسی^{۷۹} و همکاران، ۲۰۰۲) و ماگماهای آلکالن درون قاره‌ای می‌توانند به وسیله ذوب بخشی گوشته‌ی متاسوماتیسم شده‌ی غنی از LREE و LILE ایجاد شوند (داسون^{۸۰}، ۱۹۸۷؛ ادگار^{۸۱}، ۱۹۸۷ به نقل از آپادیای و همکاران، ۲۰۰۶). به عقیده‌ی فیتون^{۸۲} (۱۹۸۷)، ذوب بخشی درجه‌ی پائین یک گوشته‌ی استنوسفری منجر به تشکیل مذاب‌های آلکالن قاره‌ای می‌شود. از طرف دیگر، منزیس^{۸۳} (۱۹۸۷) تولید ماگماهای آلکالن را به واکنش یک مذاب استنوسفری با گوشته‌ی لیتوسفری نسبت می‌دهد. آلیسی و همکاران (۲۰۰۲)، گورگاد و وینسنت

77- Upadhyay

78- Aldinucci

79- Alici

80- Dawson

81- Edgar

82- Fitton

83- Menzies

(۲۰۰۴) و آلدینوسی و همکاران (۲۰۰۸)، غنی‌شدگی از Pb, Ba, LREE و تهی‌شدگی از HREE در

ماگماهای آلکالن قاره‌ای را به منشأ گوشته‌ی لیتوسفری نسبت می‌دهند.

در این بخش به منظور تشخیص جایگاه تکتونیکی و منشأ احتمالی تشکیل ماگماهای آلکالن سازنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای تمایز تکتونوماگمایی استفاده شده است. در ترسیم یک نمودار تمایز تکتونیکی خوب باید از عناصری استفاده شود که نسبت به فرایندهای ثانویه حساس نباشند و توسط یک روش تجزیه‌ای ساده، به سرعت و با دقت خوب حتی در غلظت‌های پائین به آسانی قابل اندازه‌گیری باشند (رولینسون، ۱۹۹۳). در بسیاری از این نمودارها از عناصر نسبتاً نامتحرک مانند Ti, Zr, Nb و P استفاده می‌شود. این عناصر در شرایط دگرسانی گرمابی بستر دریا و تا درجات متوسط دگرگونی پایدارند، بنابراین در ترسیم نمودارهای تمایزی سنگ‌های دگرسان و دگرگون شده، کاربرد زیادی دارند. عناصر Ti, Zr, Nb, Y و Sr مؤثرترین متمایز کننده‌ها در بازالت‌های فوران کرده در محیط‌های تکتونیکی مختلف به شمار می‌روند (پیرس^{۸۴} و کان^{۸۵}، ۱۹۷۱ و ۱۹۷۳؛ رولینسون، ۱۹۹۳).

۵-۲-۱- نمودار $Ti/100-Zr-Y \times 3$

نمودار Ti-Zr-Y که توسط پیرس و کان (۱۹۷۳) ارائه شده است، به شیوه‌ای بسیار کار آمد بازالت‌های درون‌صفحه‌ای را از دیگر انواع بازالت‌ها متمایز می‌سازد. عناصر Ti-Zr-Y در حین فرایندهای ثانویه، تقریباً بدون تغییر باقی می‌مانند، به همین علت برای شناسایی خاستگاه سنگ‌های دگرسان شده نیز مفیدند (پیرس و کان، ۱۹۷۳). نمونه‌های گابرویی و ترکیبات بازالتی دگرسان شده - ی مورد مطالعه در این نمودار (شکل ۵-۱ الف) در محدوده‌ی بازالت‌های درون‌صفحه‌ای (میدان D) قرار می‌گیرند. بازالت‌های درون‌صفحه‌ای در مقایسه با سایر بازالت‌ها از نسبت Ti/Y بالاتری برخوردار هستند. این امر بیانگر یک منشأ گوشته‌ای غنی شده برای این بازالت‌هاست.

۵-۲-۲- نمودار Zr/4-Nb×2-Y

در نمودار Zr-Nb-Y (میشد^{۸۶}، ۱۹۸۶) که از عنصر Nb در کنار سایر عناصر با شدت میدان بالا (HFS) استفاده شده است، بازالت‌های آکالن درون‌صفحه‌ای، تولئیت‌های درون‌صفحه‌ای، MORB و بازالت‌های کمان آتشفشانی از یکدیگر متمایز می‌شوند. بیشتر نمونه‌های گابرویی و بازالتی مورد نظر بر روی این نمودار (شکل ۵-۱-ب) در میدان بازالت‌های درون‌صفحه‌ای (میدان AI و AII) قرار گرفته‌اند.

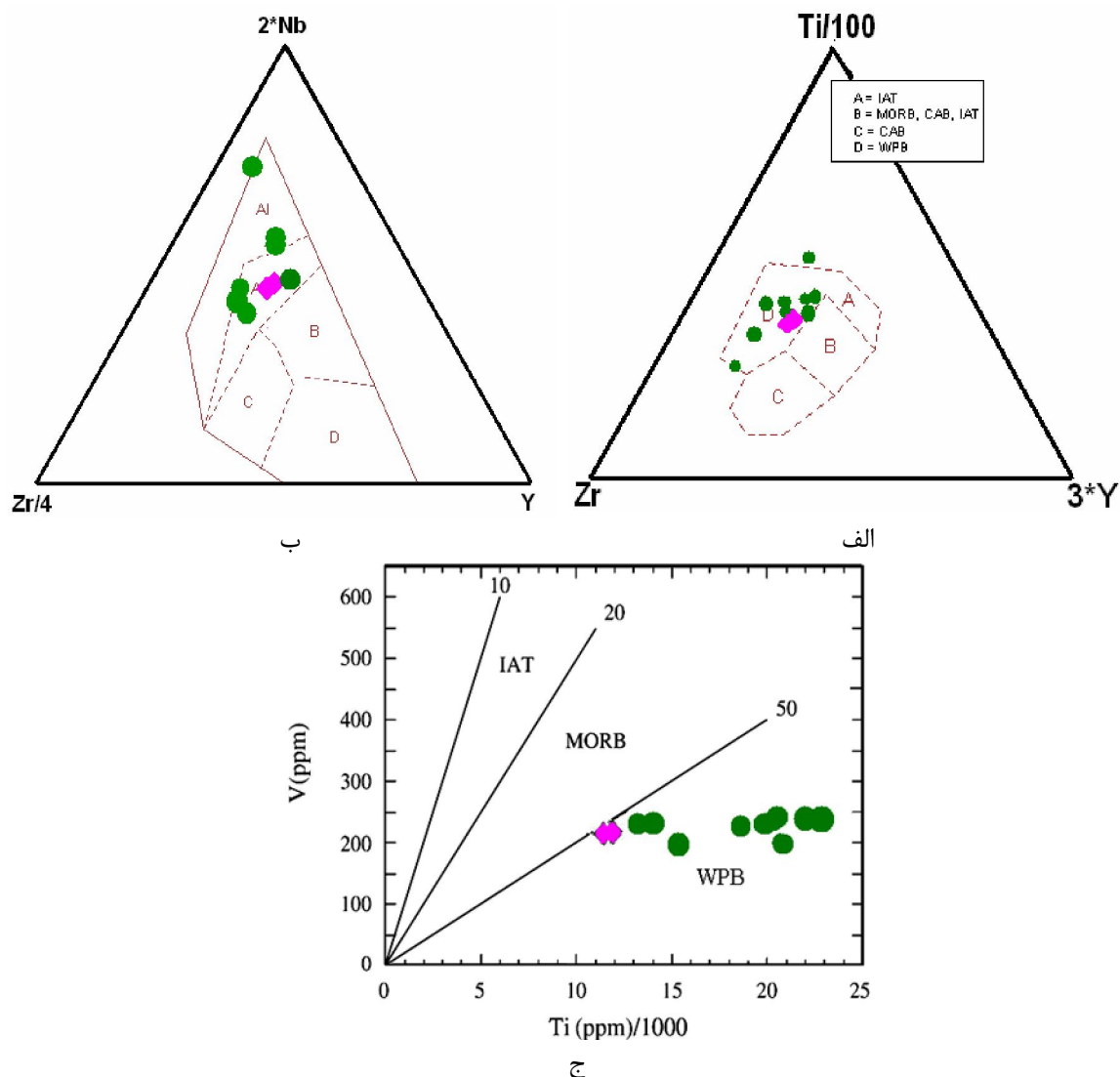
۵-۲-۳- نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000

نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000 (شرویز^{۸۷}، ۱۹۸۲)، بازالت‌های درون‌صفحه‌ای (WPB) را از ترکیبات مورب و تولئیت‌های کمان اقیانوسی (IAT) جدا می‌کند. نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار (شکل ۵-۱-ج) در قلمرو بازالت‌های درون‌صفحه‌ای واقع می‌شوند.

۵-۲-۴- مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های بازیک مورد مطالعه با

گابروهای منطقه‌ی املش در شمال ایران

سنگ‌های آکالن گابرویی و بازالتی جنوب و جنوب غرب شهرستان املش از توابع استان گیلان، به صورت توده‌های کوچک و پراکنده در جنوب دریای خزر قرار دارند و از لحاظ تقسیمات زمین-شناسی ایران در زون ساختاری گرگان - رشت در بخش شمالی البرز مرکزی واقع شده‌اند. صلواتی (۱۳۸۰)، سن کرتاسه پسین را برای سنگ‌های آکالن املش در نظر گرفته است و معتقد است که این سنگ‌ها متعلق به جایگاه تکتونیکی جزایر اقیانوسی هستند. گابروهای این منطقه دارای بافت گرانولار، اینترگرانولار، افیتیک و ساب افیتیک همراه با درشت بلورهای کلینوپیروکسن (از نوع اوژیت و تیتان اوژیت) و پلاژیوکلاز هستند.

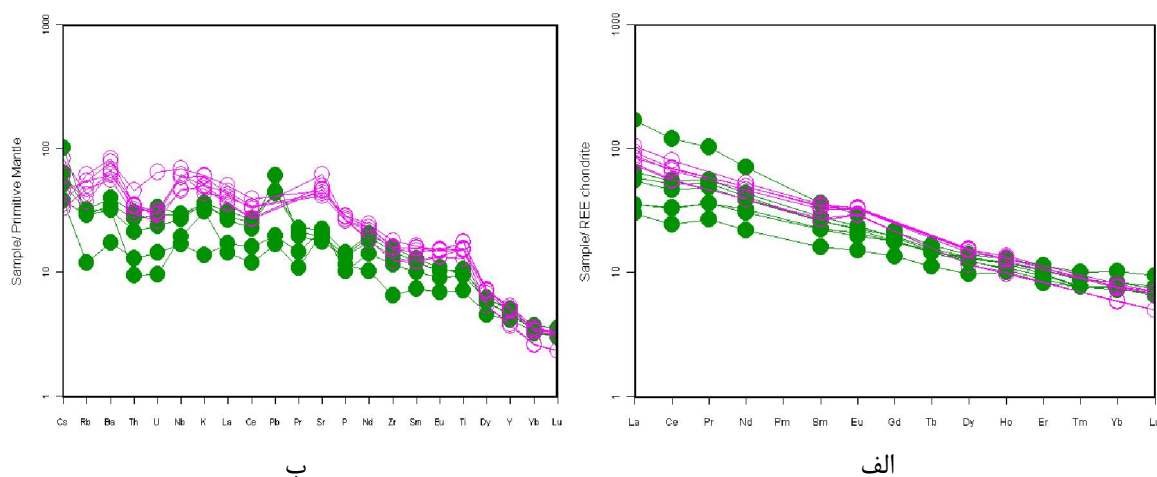


شکل ۵-۱- نمودارهای تمایز تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه: الف- نمودار Ti-Zr-Y (پیرس و کان، ۱۹۷۳)، ب- نمودار Zr-Nb-Y (مشید، ۱۹۸۶)، ج- نمودار V در مقابل Ti/1000 (شرویژ، ۱۹۸۲).

فازهای فرعی در این سنگ‌ها، سوزن‌های آپاتیت، پیریت و تیتانومگنتیت می‌باشد. بازالت‌های این منطقه نیز بافت اینترگرانولار و پورفیری داشته و بلورهای درشت پلاژیوکلاز، اوژیت و گاهی آپاتیت در زمینه‌ای از همین کانی‌ها قرار دارند. براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های آلکالن جنوب املش از P_2O_5 و TiO_2 غنی شدگی نشان می‌دهند که وجود آپاتیت و تیتان اوژیت در این سنگ‌ها مؤید آن است. ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گابروهای مورد مطالعه شباهت زیادی به گابروهای منطقه‌ای املش دارد.

مقایسه‌ی نمودارهای عنکبوتی گابروهای این منطقه با گابروهای مورد بحث نشان می‌دهد که همه‌ی نمونه‌ها از عناصر خاکی سبک نسبت به عناصر خاکی سنگین غنی‌شدگی دارند (شکل ۵-۲-الف و ب). تهی‌شدگی از HREE، حضور گارنت را در محل منشأ سنگ‌های بازیک مورد بحث و گابروهای املش پیشنهاد می‌کند. غنی‌شدگی از Ba، Sr و Ti بیانگر تمرکز پلاژیوکلاز و کانی‌های تیتان‌دار در همه‌ی نمونه‌های گابرویی است. ترکیبات گابرویی املش مقداری آنومالی مثبت Eu نشان می‌دهند که با تمرکز پلاژیوکلازهای کلسیک در آن‌ها سازگار است.

نتایج تجزیه شیمیایی گابروهای آکالن منطقه‌ی املش در جدول (۵-۱) ارائه شده است.



شکل ۵-۲- مقایسه‌ی نمودارهای عنکبوتی گابروهای املش (○) و گابروهای مورد مطالعه (●)، الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) و ب- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹).

۵-۲-۵- مقایسه‌ی جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌های بازیک مورد مطالعه و گابروهای

منطقه‌ی املش

در این بخش جهت بررسی بیشتر جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌های بازیک مناطق مورد مطالعه و مقایسه‌ی آن با نمونه‌های گابرویی املش از نمودارهای تمایز تکتونیکی دیگری به شرح زیر استفاده شده است.

جدول ۵-۱- نتایج تجزیه شیمیایی ۶ نمونه از ترکیبات گابرویی منطقه‌ی املش (صلواتی، ۱۳۸۰).

Samples		A1	A2	A3	A4	A5	A6
SiO ₂	%	47.1	45.5	47.2	48.5	45.2	45.9
Al ₂ O ₃	"	18.45	18.05	16.4	16.15	14.8	15.5
FeO (total)	"	9.68	10.45	11.8	11.7	12.9	13.3
MgO	"	3.2	3.29	3.65	3.65	4.21	4.27
CaO	"	9.41	9.29	8.57	8.71	8.5	8.28
Na ₂ O	"	4.08	4.55	3.99	3.59	4.03	3.88
K ₂ O	"	1.5	1.42	1.8	1.82	1.49	1.32
TiO ₂	"	2.79	3.31	3.29	3.35	3.82	3.75
MnO	"	0.14	0.13	0.16	0.16	0.18	0.16
P ₂ O ₅	"	0.58	0.57	0.57	0.62	0.61	0.57
L.O.I	"	3.07	3.55	2.41	2.07	3.98	3.23
Sum	"	100	100.1	99.8	100.3	99.7	100.2
Ba	ppm	430	392	578	540	471	448
Ce	"	48.7	47.8	57.4	69	60.5	58.9
Co	"	25.3	27.3	32.1	32	36	39.5
Cr	"	60	20	60	30	40	30
Cs	"	0.36	0.26	0.28	0.36	0.65	0.48
Cu	"	18	13	78	41	66	71
Dy	"	3.99	3.98	4.96	5.26	5.15	5.3
Eu	"	2.25	2.27	2.48	2.55	2.48	2.57
Hf	"	3.7	3.7	4.7	5.4	4.9	4.5
Ho	"	0.7	0.68	0.91	0.95	0.9	0.86
La	"	25.1	24.3	29	34.2	30.7	27.8
Lu	"	0.17	0.17	0.23	0.24	0.24	0.24
Nb	"	32.6	33.6	41.8	48.9	43.6	43.5
Nd	"	24.5	24.6	29.1	33.1	31.1	30.9
Ni	"	8	5	24	18	29	40
Rb	"	34.3	29.8	38.7	34.4	26.7	23.5
Sm	"	5.34	5.52	6.59	7.23	6.93	6.97
Sr	"	1035	983	1295	968	917	882
Ta	"	2.1	2.1	2.4	2.9	2.5	2.6
Th	"	2.9	2.52	2.94	3.85	2.99	2.7
U	"	0.61	0.55	0.62	1.36	0.65	0.66
V	"	165	193	203	210	251	270
Y	"	16.8	17.3	22.2	23.9	22.9	23
Yb	"	1.27	1.3	1.64	1.77	1.7	1.66
Zn	"	108	115	128	129	148	131
Zr	"	138	138	168	201	180	176

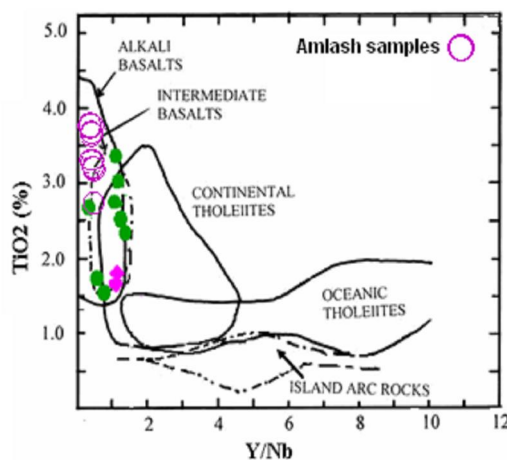
الف- نمودار Ti در برابر Zr

پیرس و گیل^{۸۸} (۱۹۷۷)، نمودار تغییرات Ti در برابر Zr را برای تفکیک بازالت‌های درون صفحه-ای، بازالت‌های جزایر قوسی و بازالت‌های مورب معرفی کردند. این نمودار به صورت لگاریتمی ترسیم شده و در آن سه محدوده برای بازالت‌ها ارائه گردیده است. با توجه به بالا بودن Ti و Zr در نمونه‌های

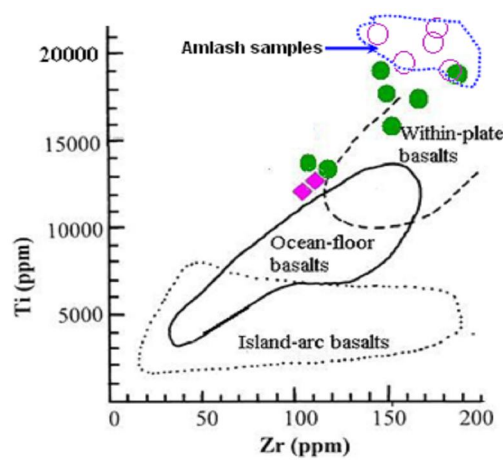
بازیک مورد مطالعه، این سنگ‌ها در محدوده‌ی بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع می‌شوند (شکل ۵-۳-الف). نمونه‌های گابرویی املش نیز حاوی مقادیر بالای Ti و Zr بوده و در این نمودار ویژگی‌های سنگ‌های درون صفحه‌ای را نشان می‌دهند.

ب- نمودار Y/Nb در مقابل TiO_2

نمونه‌های بازیک مورد بررسی در نمودار تغییرات Y/Nb نسبت به TiO_2 (دالباکوئیکو، ۱۹۷۹) در قلمرو بازالت‌های آلوکالن درون صفحه‌ای واقع می‌شوند. بازالت‌های درون صفحه‌ای دارای نسبت Y/Nb پائین‌تر و Ti بالاتری نسبت به سایر انواع بازالت‌ها هستند و این تفاوت‌ها احتمالاً منعکس کننده‌ی یک محل منشأ غنی شده نسبت به محل منشأ موب و بازالت‌های قوس آتشفشانی می‌باشد. تفاوت نسبت Y/Nb، به گروه بازالت‌های درون صفحه‌ای امکان می‌دهد که به انواع تولییتی، آلوکالن و حدواسط تقسیم شوند. براساس نمودار مذکور (شکل ۵-۳-ب)، نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو بازالت‌های آلوکالن درون صفحه‌ای واقع می‌شوند که با جایگزینی این سنگ‌ها در یک محیط کششی درون قاره‌ای (محل تشکیل سازند شمشک) مطابقت دارد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷). ترکیبات گابرویی منطقه‌ی املش نیز بر روی این نمودار، در محدوده‌ی آلوکالی بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای واقع شده‌اند.



ب



الف

شکل ۵-۳- نمودارهای تکتونیکی جهت تعیین محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌های مورد بحث و ترکیبات بازیک املش. الف- نمودار Ti در مقابل Zr (پیرس و گیل، ۱۹۷۷) و ب- نمودار TiO_2 در برابر Y/Nb (دالباکوئیکو، ۱۹۷۹).

ج- نمودار Zr/Y - Zr

نمودار Zr/Y در برابر Zr، تمایز موثری بین بازالت‌های جزایر کمانی اقیانوسی، MORB و بازالت‌های درون صفحه‌ای به دست می‌دهد (پیرس و نوری^{۸۹}، ۱۹۷۹). نسبت Zr/Y در بازالت‌های درون صفحه‌ای به طور نسبی بالاست، اما ممکن است با حضور گارنت به عنوان یک فاز باقی مانده در ناحیه‌ی منشأ در ارتباط باشد (وان‌بوئینگ و نیلک، ۲۰۰۸). بخش زیادی از Y به صورت یک عنصر سازگار در گارنت متمرکز می‌شود. در این بخش، جایگاه تکتونیکی نمونه‌های بازیک مورد مطالعه با نمونه‌های بازالتی مناطق املش و جواهردشت با استفاده از نمودار Zr/Y در مقابل Zr مورد مقایسه قرار گرفته است. بازالت‌های جواهردشت در جنوب خاوری شهرستان رودسر (شرق گیلان) دارای تنوع ترکیبی بین الیوین‌بازالت تا آندری بازالت کوارتزدار هستند. این تنوع ترکیبی در نتیجه‌ی تفریق کانی‌های کلینوپیروکسن و الیوین در ماگمای مادر این سنگ‌ها حاصل شده است. به اعتقاد حق نظر و ملکوتیان (۱۳۸۸)، این بازالت‌ها با توجه به قرارگیری در بعضی از نمودارها در میدان آلکالن و در بعضی دیگر در میدان نیمه آلکالن و تولیتی، در گروه بازالت‌های انتقالی محسوب شده و دارای سن کرتاسه‌ی پسین هستند. نتایج تجزیه‌ی شیمیایی ۵ نمونه از بازالت‌های جواهردشت در جدول (۵-۲) آمده است. براساس نمودار مذکور (شکل ۵-۴-الف)، نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع می‌شوند که با جایگزینی این سنگ‌ها در محیط کششی درون قاره‌ای مطابقت دارد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷) نمونه‌های بازیک املش و جواهر دشت نیز در محدوده‌ی بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای واقع شده‌اند.

همچنین در این نمودار، خاستگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های بازیک مورد بحث با بازالت‌های کمربند یانشان در حاشیه شمالی سپر شمال چین و بازالت‌های آلکالن ناحیه‌ی ران^{۹۰} آلمان مورد مقایسه قرار گرفته است. به عقیده وانگ و همکاران (۲۰۰۷)، ماگماهای اولیه‌ی سازنده‌ی بازالت‌های سپر شمال چین در اثر بالآمدگی استنوسفر، نازک شدگی لیتوسفر و در نتیجه، ذوب بخشی ۲-۵ درصدی یک

منبع گوشته‌ی لیتوسفری مزوزوئیک با ترکیب اسپینل - گارنت، در عمق ۸۰-۷۰ کیلومتری مشتق شده‌اند. مطالعات ژئوشیمیایی بر روی این سنگ‌ها، نشان می‌دهد که تبلور تفریقی به خصوص تفریق کانی‌های الیوین و کلینوپیروکسن به همراه هضم سنگ‌های پوسته‌ای و آرایش ماگمای اولیه در ضمن صعود و جایگزینی، از مهمترین عوامل تحول ماگماهای سازنده‌ی سنگ‌های بازالتی سپر شمال چین به شمار می‌روند. بررسی‌های زمین‌شناسی بیانگر تشکیل این سنگ‌ها، در یک محیط کششی درون صفحه‌ای مرتبط با گسلش بعد از کوهزایی در حاشیه شمالی سپر چین می‌باشد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶). نتایج تجزیه‌ی شیمیایی ۵ نمونه از ترکیبات بازالتی کمر بند یانشان سپر شمال چین، در جدول (۳-۵) ارائه شده است. با توجه به نمودار Zr/Y در مقابل Zr (شکل ۵-۴-الف)، بازالت‌های سپر شمال چین، مانند نمونه‌های بازیک مورد مطالعه، در قلمرو بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع شده‌اند که با تشکیل آن‌ها در یک محیط بازشدگی درون قاره‌ای در طول ژوراسیک زیرین سپر شمال چین، کاملاً مطابقت دارد.

ناحیه‌ی ران به عنوان بخشی از ایالت‌های آتشفشانی اروپای مرکزی با وسعت ۱۵۰۰ کیلومتر مربع در شمال بازشدگی رودخانه‌ی راین قرار داشته و محصول تکتونیک آلی است. ماگماتیسم آلکالن در این ناحیه با نازک شدگی فعال لیتوسفری از الیگوسن بالایی تا میوسن میانی مرتبط بوده و منجر به فوران حجم عظیمی از بازالت‌های آلکالن و به دنبال آن بازانیت و نفلینیت شده است (یانگ و همکاران، ۲۰۰۰). نتایج تجزیه‌ی شیمیایی هورنبلند بازالت‌های ناحیه‌ی ران در جدول (۵-۴) آورده شده است. شواهد ژئوشیمیایی مانند غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HREE در بازالت‌های ران، مانند ترکیبات بازیک مورد مطالعه، نشان دهنده‌ی تشکیل ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های آلکالن این منطقه از ذوب بخشی گوشته‌ی لیتوسفری غنی شده و آرایش پوسته‌ای ماگماست (یانگ و هورنس، ۲۰۰۰). فراوانی عناصر سبک مانند La، Rb و Th در هورنبلند بازالت ران، بیانگر آرایش پوسته‌ای در زمان تفریق و صعود ماگمای گوشته‌ای است. غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و آرایش پوسته‌ای در نمونه‌های بازیک مورد مطالعه نیز قابل مشاهده است. براساس نمودار Zr/Y در

مقابل Zr (شکل ۵-۴-الف)، هورنبلند بازالت‌های ناحیه‌ی ران آلمان همچون ترکیبات گابرویی و بازالتی مورد بررسی در جایگاه تکتونیکی درون صفحه قاره‌ای قرار می‌گیرند.

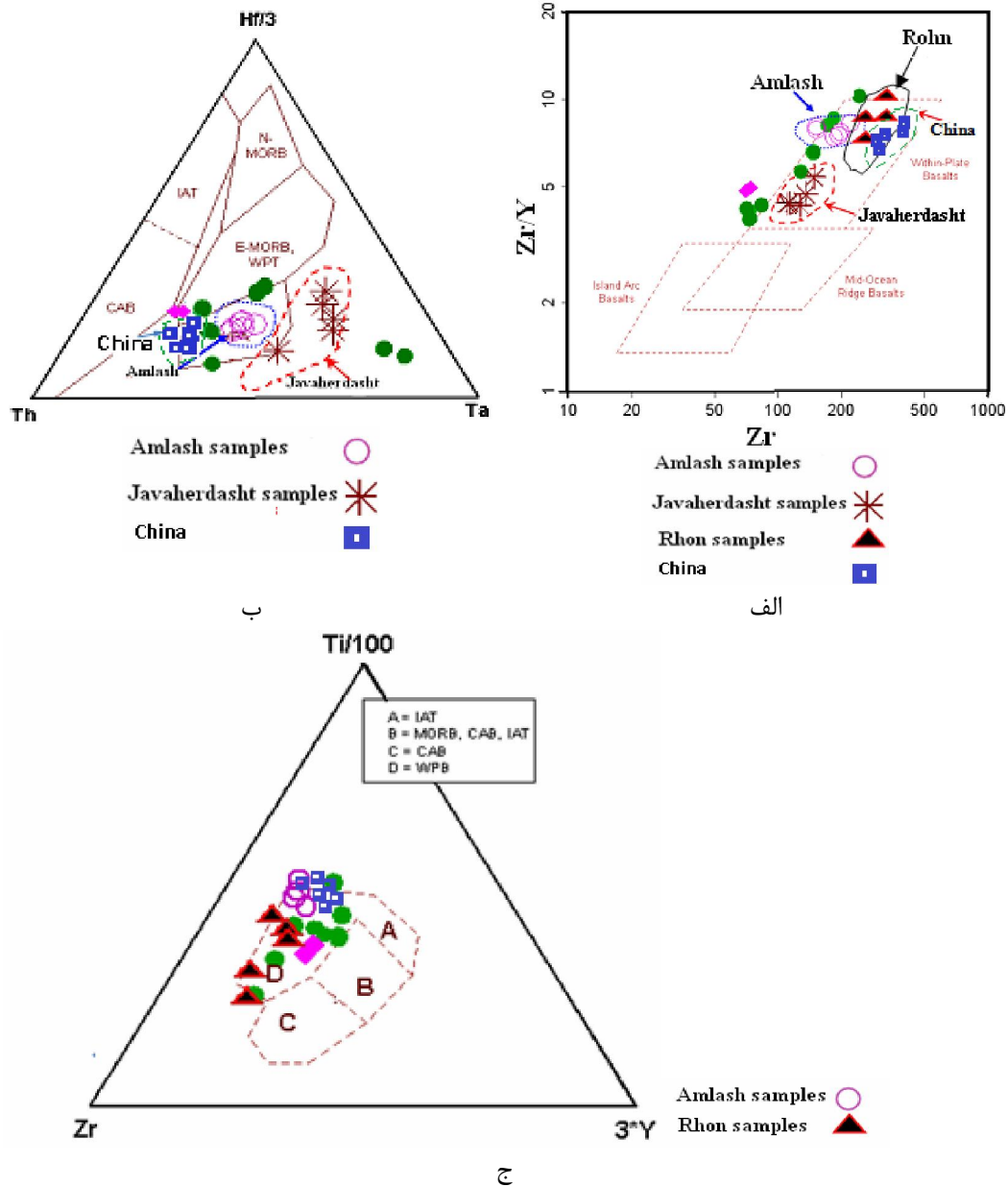
د- نمودار Th-Hf/3-Ta

این نمودار بر پایه‌ی عناصر HFS نامتحرک Th-Hf-Ta ترسیم شده است. وود^{۹۱} (۱۹۸۰) با ارائه‌ی این نمودار، بازالت‌های درون صفحه‌ای را از بازالت‌های مورب نوع E و N، تولیت‌های جزایر اقیانوسی و بازالت‌های کالکوالکالن متمایز کرد. بیشتر ترکیبات گابرویی در این نمودار (شکل ۵-۴-ب) در میدان بازالت‌های درون صفحه‌ای (C) جای گرفته‌اند. به طور کلی، مقدار Th و Ta در ماگماهای درون صفحه‌ای که از گوشته‌ی غنی‌شده و با درجه‌ی ذوب پائین مشتق می‌شوند، بالاست (کاگلین و همکاران، ۲۰۰۸). به دلیل حضور فراوان مگنتیت در بعضی نمونه‌های گابرویی، ترکیب مذاب در این نمودار به سمت گوشه‌ی Ta سوق پیدا می‌کند. Ta در مقایسه با Hf و Th در کانی مگنتیت متمرکز می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). به علت دگرسانی زیاد بازالت‌های چشمه‌علی و تحرک عنصر Th در آن‌ها، این سنگ‌ها در میدان تکتونیکی مناسب خود قرار نگرفته‌اند. برخلاف نظرات محققین پیشین (مانند صلواتی، ۱۳۸۰ و حق نظر و ملکوتیان، ۱۳۸۸)، نتایج به دست آمده از این نمودار و نمودارهای تمایز تکتونیکی قبلی، بیانگر تشکیل ترکیبات گابرویی املش و بازالت‌های منطقه‌ی جواهر دشت گیلان در محیط تکتونیکی درون صفحه‌ای می‌باشد. بازالت‌های سپر شمال چین نیز بر روی این نمودار، در جایگاه تکتونیکی درون صفحه‌ای قرار گرفته‌اند.

ه- نمودار Ti/100-Zr-Y×3

در این بخش، نمودار Ti/100-Zr-Y×3 (پیرس و کان، ۱۹۷۳)، برای مقایسه‌ی وضعیت تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه و نمونه‌های بازیک املش و ناحیه‌ی ران آلمان بار دیگر ترسیم شده است. براساس این نمودار (شکل ۵-۴-ج)، بازالت‌های سپر شمال چین، هورنبلند بازالت‌های ناحیه‌ی ران

آلمان و نمونه‌های گابرویی منطقه‌ی املش از نظر تکتونیکی مشابه با نمونه‌های مورد مطالعه بوده و همگی در جایگاه درون صفحه‌ای واقع شده‌اند.



شکل ۴-۵- نمودارهای تمایز تکتونیکی برای مقایسه‌ی موقعیت تکتونیکی نمونه‌های بازیک مورد مطالعه با ترکیبات بازیک املش، جواهردشت، سپر شمال چین و ناحیه‌ی ران آلمان. الف- نمودار Zr/Y - Zr' (پیرس و نوری، ۱۹۷۹)، ب- نمودار $Th-Hf-Ta$ (وود، ۱۹۸۰) و نمودار $Ti/100-Zr-Y \times 3$ (پیرس و کان، ۱۹۷۳).

جدول ۵-۲- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌های منطقه‌ی جواهردشت (حق نظر و ملکوتیان، ۱۳۸۸).

Samples		JD.1	JD.2	JD.3	JD.4	JD.5
SiO ₂	%	48.29	48.3	48.77	45.98	46.17
Al ₂ O ₃	"	15.42	13.34	17.69	12.54	13.13
total)(FeO	"	11.92	12.21	11.02	12.27	11.78
MgO	"	4.89	7.73	4.61	9.42	8.76
CaO	"	8.91	8.57	9.37	10.27	11.08
Na ₂ O	"	2.25	2.25	2.35	1.7	1.82
K ₂ O	"	2.43	1.87	1.7	1.7	1.59
TiO ₂	"	1.1	1.18	0.97	0.78	0.84
P ₂ O ₅	"	0.35	0.22	0.24	0.28	0.23
MnO	"	0.13	0.13	0.11	0.14	0.13
Ta	"	5	5	5	5	5
Th	"	2.2	2	3.9	2.1	2
Zr	"	140.9	131.8	153.6	114	117.5
Y	"	31	31.7	29.5	27	27.6
Hf	"	7.2	5.5	4.6	4.6	8.5

جدول ۵-۳- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی ۵ نمونه از بازالت‌های ایالت چین شمالی (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷).

Samples		Ch.1	Ch.2	Ch.3	Ch.4	Ch.5
SiO ₂	%	46.56	49	50.23	49.89	47.99
Al ₂ O ₃	"	16.23	15.68	16.48	16.66	16.1
total)(FeO	"	11.22	11.23	10.71	11.4	11.17
MgO	"	4.48	6.4	5.21	4.45	5.31
CaO	"	6.6	5.5	7.77	4.98	10.06
Na ₂ O	"	4.67	2.55	4.02	2.43	3.09
K ₂ O	"	0.2	2.95	3.39	3.02	5.82
TiO ₂	"	1.96	2	2.01	2.24	1.81
P ₂ O ₅	"	0.67	0.7	0.75	1.15	0.79
MnO	"	0.23	0.15	0.16	0.16	0.13
Ta	"	0.86	0.90	0.94	0.76	0.89
Th	"	1.90	2.03	2.42	1.72	2.06
V	"	259.2	232.8	221.9	226.3	248.8
Zr	"	276	184	267	227	245
Y	"	32.8	33.2	34.6	35.7	28.1
Hf	"	4.84	3.80	5.08	4.92	4.90

جدول ۵-۴- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی ۵ نمونه از هورنبلند بازالت‌های ناحیه‌ی ران آلمان (یانگ و همکاران، ۲۰۰۰).

Samples		R1	R2	R3	R4	R5
SiO ₂	%	40.19	40.87	42.16	42.53	45.06
Al ₂ O ₃	"	12.65	12.78	14.19	14.36	15.44
Fe ₂ O ₃	"	5.89	5.23	10.48	10.55	6.14
FeO	"	7.21	7.32	3.13	3.02	4.73
MgO	"	9.10	8.55	6.44	6.62	5.24
CaO	"	12.17	11.97	11.67	11.48	10.03
Na ₂ O	"	2.76	3.15	2.75	2.67	3.37
K ₂ O	"	0.78	0.85	0.41	0.68	1.28
TiO ₂	"	3.50	3.36	3.64	3.64	3.16
P ₂ O ₅	"	0.52	0.69	0.81	0.81	0.69
MnO	"	0.18	0.15	0.21	0.21	0.22
Zr	"	209	228	268	269	358
Y	"	26	22	28	31	34

۵-۳- تعیین ترکیب، درجه‌ی ذوب و عمق محل منشأ

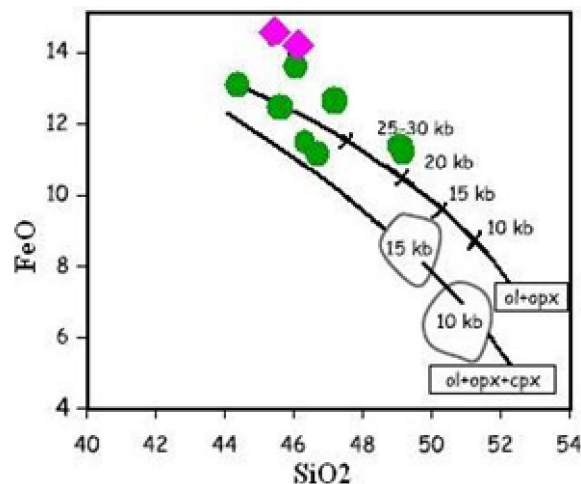
با استفاده از داده‌های عناصر اصلی، کمیاب خاکی (REE) و نسبت‌های آن‌ها با یکدیگر، می‌توان ترکیب، درجه‌ی ذوب بخشی و عمق سنگ منشأ گوشته‌ای سازنده‌ی ماگماهای اولیه را تعیین کرد (فورمن^{۹۲}، ۲۰۰۷؛ ژائو^{۹۳} و ژوو^{۹۴}، ۲۰۰۷). در بسیاری از ماگماهای معمولی، عمق و درجه‌ی ذوب بخشی براساس حضور فازهای گارنت یا فلوگوپیت تخمین زده می‌شود.

۵-۳-۱- نمودار FeO کل در برابر SiO₂

باکر^{۹۵} و استالپر^{۹۶} (۱۹۹۴) و کوشیرو^{۹۷} (۱۹۹۶) با مقایسه‌ی اکسید عناصر اصلی نظیر SiO₂ و FeO کل در ترکیبات اولیه، میزان فشار و عمق ذوب بخشی گوشته را تخمین زدند. نمودار FeO کل در برابر SiO₂ براساس مذاب‌های در حال تعادل با گوشته‌ی پریدوتیتی تحت شرایط آزمایشگاهی ترسیم شده است. منحنی پائین این نمودار (شکل ۵-۵) بیانگر مذاب‌های آزمایشگاهی همزیست با Cpx + Oliv + Opx و منحنی بالای آن نشان دهنده‌ی مذاب‌های آزمایشگاهی همزیست با Oliv + Opx می‌باشد. تخمین فشار براساس این نمودار به صورت تقریبی است. اگر چه اینگونه آزمایش‌های هم‌فشار (ایزوباریک) مستقیماً با سیستم‌های طبیعی که به وسیله‌ی ذوب بخشی حاصل از کاهش فشار آدیاباتیک تشکیل می‌شوند، قابل مقایسه نیستند، اما فشارهای نسبی بدست آمده از این روش‌ها، برای اهداف مقایسه‌ای بسیار مفید هستند (فورمن، ۲۰۰۷). براساس این نمودار، مذاب سازنده‌ی نمونه‌های بازیک مورد مطالعه در فشار ذوب بخشی

92- Furman
93- Zhao
94- Zhou
95- Baker
96- Stolper
97- Kushiro

بیشتر از ۲۵-۳۰ کیلو بار (معادل عمق ۹۰-۱۰۰ کیلومتر) ایجاد شده است. این محدوده‌ی فشار نیازمند حضور گارنت و فلوگوپیت در ناحیه‌ی منشأ می‌باشد.



شکل ۵-۵- نمودار FeO در مقابل SiO₂ (باکر و استالپر، ۱۹۹۴؛ کوشیرو، ۱۹۹۶) برای تعیین عمق و درجه‌ی ذوب محل منشأ ماگماهای بازیک گوشته‌ای.

۵-۳-۲- نمودارهای نسبت‌های عناصر کمیاب Sm/Yb در مقابل Sm و Sm/Yb در

برابر La/Sm

از ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی به طور گسترده برای بررسی فرایندهای ذوب بخشی نظیر عمق و شرایط فشار در هنگام ذوب استفاده می‌شود. با این حال، به دلیل پارامترهای ناشناخته‌ی ذوب (مانند ترکیب محل منشأ، مجموعه فازهای باقیمانده در محل منشأ، ضریب توزیع عناصر، ماهیت تعادل بین مذاب و بلور و ...)، نتایج به دست آمده از این تفسیرها ممکن است از دقت زیادی برخوردار نباشد (هینانن^{۹۸} و لوتینن^{۹۹}، ۲۰۰۸).

آلدنماز^{۱۰۰} و همکاران (۲۰۰۰)، ژائو و ژوو (۲۰۰۷) و (هینانن و لوتینن، ۲۰۰۸) به منظور تعیین درجه‌ی ذوب بخشی و ترکیب کانی‌شناسی محل منشأ ماگماهای آکالن، نمودارهای نسبت عناصر کمیاب Sm/Yb (نسبت یک عنصر ناسازگار به یک عنصر سازگار برای گارنت) در مقابل Sm و نسبت Sm/Yb در برابر La/Sm را ارائه کرده‌اند. تغییرات LREE/MREE و MREE/HREE

98- Heinonen
99- Luttinen
100- Aldanmaz

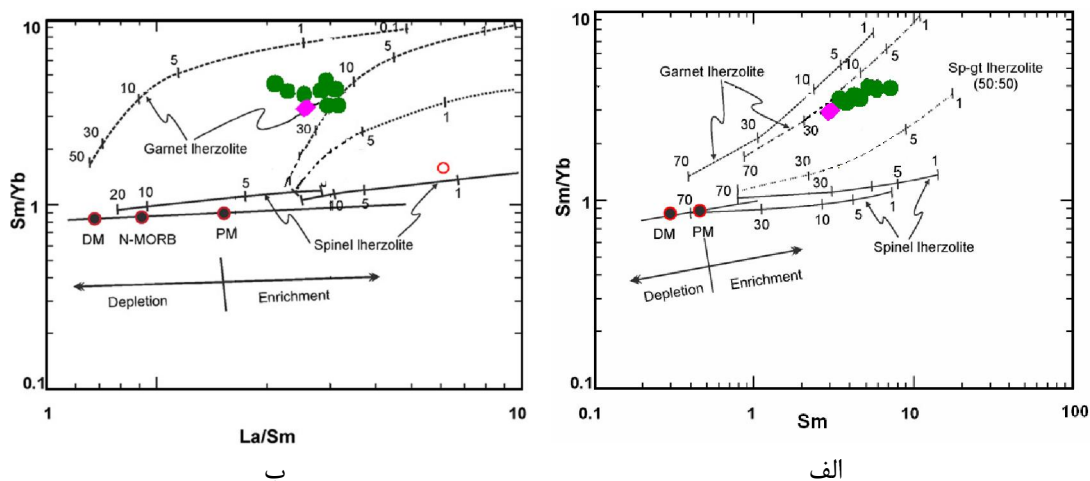
نسبت به درجه و عمق ذوب بخشی حساس هستند (هینان و لوتینن، ۲۰۰۸). این نمودارها تغییرات درجه‌ی ذوب در دو محل منبع گوشته‌ای اسپینل - لرزولیت و گارنت - لرزولیت را نشان می‌دهند. در اثر ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای اسپینل - لرزولیتی، نسبت Sm/Yb تغییر نمی‌کند، زیرا Sm و Yb دارای ضریب توزیع مشابه‌ای در اسپینل هستند، اما ممکن است نسبت La/Sm با افزایش درجه‌ی ذوب بخشی در مذاب کاهش یابد (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰). بنابراین، مذاب حاصل از ذوب یک منبع اسپینل لرزولیتی، یک روند افقی ذوب ایجاد می‌کند که درون و یا نزدیک به ترکیبات گوشته‌ی تهی‌شده قرار می‌گیرد. در مقابل، گارنت دارای ضریب توزیع بسیار بالایی برای Yb ($D_{garnet/melt} = 6.6$) در مقایسه با Sm ($D_{garnet/melt} = 0.25$) می‌باشد (جانسون^{۱۰۱}، ۱۹۹۴). Yb در گارنت به عنوان یک عنصر سازگار عمل کرده ولی در کلینوپیروکسن ناسازگار است، لذا ذوب درجه‌ی پائین تا متوسط یک منبع گارنت لرزولیتی (با گارنت باقیمانده در محل منبع) منجر به تولید مذابی با نسبت Sm/Yb بالاتر در مقایسه با منبع گوشته‌ای می‌شود (آلدنماز، ۲۰۰۰). در نمودار Sm/Yb در برابر Sm ، منحنی ذوب یک منبع گارنت - لرزولیت نسبت به منحنی ذوب یک منشأ اسپینل - لرزولیتی، از روند پر شیب‌تری برخوردار است (ژائو و ژوو، ۲۰۰۷).

نمونه‌های گابرویی و بازالتی مورد مطالعه دارای نسبت Sm/Yb بالایی هستند و در نمودار Sm/Yb در برابر Sm ، نزدیک منبع گوشته‌ای گارنت - لرزولیت و دور از منحنی اسپینل - لرزولیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶-الف). نسبت Sm/Yb و حضور گارنت در محل منشأ، منعکس کننده‌ی تشکیل ماگمای آکالن سازنده‌ی سنگ‌های مورد نظر در فشارهای بالا می‌باشد (هینان و لوتینن، ۲۰۰۸).

نظر به اینکه تغییرات کانی‌شناسی ناحیه‌ی منبع تأثیر قابل توجه‌ای بر روی غلظت عناصر ناسازگار La و Sm ندارد، لذا با استفاده از این دو عنصر می‌توان اطلاعات زیادی در مورد ترکیب

شیمیایی منبع به دست آورد (آلدماز و همکاران، ۲۰۰۰). نسبت La/Sm به عنوان معیاری برای اندازه‌گیری تهی‌شدگی و یا غنی‌شدگی محل منبع از LREE محسوب می‌شود (کاگلین و همکاران، ۲۰۰۸). تمرکز La و نسبت La/Sm در سنگ‌های آکالن مورد بررسی از مقادیر گوشته-ی تهی شده (DDM) و گوشته‌ی اولیه (PM) بیشتر بوده و در نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm در محدوده‌ی گوشته غنی شده واقع می‌شوند. با توجه به این نمودار، نمونه‌های مورد نظر بر روی منحنی گارنت لرزولیت قرار گرفته و درجه‌ی ذوب بخشی ۱۶ - ۱۰ درصد را نشان می‌دهند (شکل ۵-۶-ب).

دو نمودار اخیر بیانگر غنی‌شدگی منبع سنگ‌های آکالن مورد مطالعه از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به گوشته‌ی تهی شده و حتی گوشته‌ی اولیه می‌باشد.

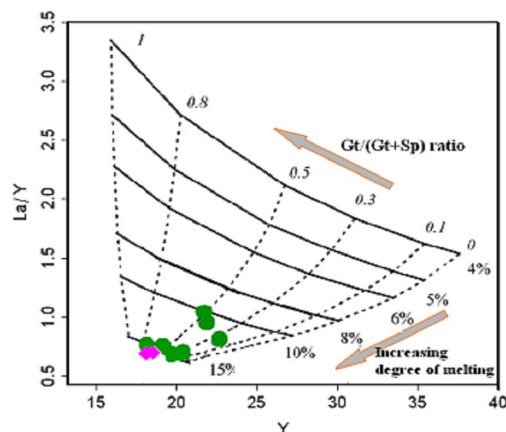


شکل ۵-۶- نمودارهای Sm/Yb در برابر Sm و Sm/Yb در برابر La/Sm برای تعیین ترکیب و درجه‌ی ذوب بخشی سنگ منشأ.

۵-۳-۳- نمودار نسبت La/Y در برابر Y

نمودار نسبت La/Y در برابر Y توسط لوسترینو و شارکوو (۲۰۰۶) برای تشخیص کانی‌شناسی منطقه‌ی منبع ارائه شده است. این نمودار (شکل ۵-۷) نشان می‌دهد که ماگماهای آکالن نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه می‌تواند در اثر ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منبع پریدوتیتی با نسبت گارنت / (گارنت + اسپینل) بین ۰/۳ تا ۰/۸ تولید شوند. بازالت آکالن منطقه‌ی چشمه‌علی،

همانند نمودارهای پیشین، درجه‌ی ذوب بالاتری نشان می‌دهد. نتایج حاصل از نمودار نسبت La/Y در برابر Y ، نشان‌دهنده‌ی یک منبع گوشته‌ی لیتوسفری در زون گذر از لیتوسفر به استنوسفر (تقریباً در عمق ۷۰-۸۰ کیلومتری و معادل زون انتقالی گارنت - اسپینل) می‌باشد (لوسترینو و شارکوو، ۲۰۰۶).



شکل ۵-۷- نمودار نسبت La/Y در برابر Y (لوسترینو و شارکوو، ۲۰۰۶) جهت تعیین کانی‌شناسی و درجه‌ی ذوب بخشی منشأ.

۵-۳-۴- نمودار نسبت Dy/Yb در برابر La/Yb

تروال^{۱۰۲} و همکاران (۱۹۹۴) و بوگارد^{۱۰۳} و همکاران (۲۰۰۳) به منظور تعیین درجه‌ی ذوب بخشی سنگ منشأ، نمودار تغییرات نسبت عناصر کمیاب Dy/Yb در برابر La/Yb را ارائه کرده‌اند. این نمودار بیانگر تغییرات درجه‌ی ذوب در دو محل منبع اسپینل پریدوتیتی و گارنت پریدوتیتی می‌باشد. همانگونه که قبلاً ذکر شد، Yb از ضریب توزیع بالایی در گارنت برخوردار است، لذا پائین بودن نسبی این عنصر در نمونه‌های مافیک مورد مطالعه، شاهی برای حضور گارنت در محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها محسوب می‌شود. نسبت‌های Dy/Yb و La/Yb با افزایش درجه‌ی ذوب کاهش می‌یابند. این امر به معنی کاهش آلکالینیته سنگ‌ها نیز است.

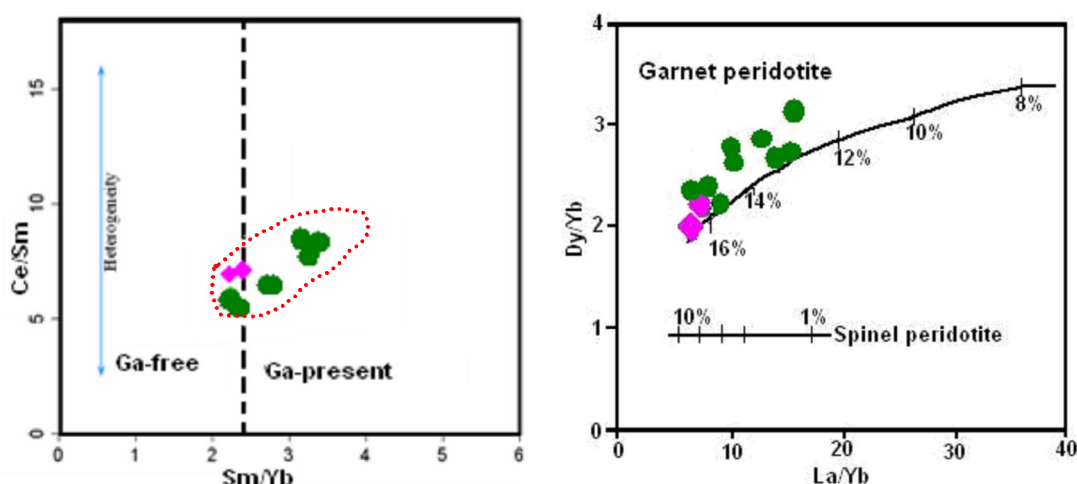
براساس این نمودار، نمونه‌های گابرویی مناطق مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت با درجه‌ی ذوب بخشی ۱۲ تا ۱۵ درصدی واقع می‌شوند (شکل ۵-۸). ترکیبات بازالتی

102- Thriwall
103- Bogard

منطقه‌ی چشمه‌علی نیز با ترکیب منشأ گارنت پریدوتیت، درجه‌ی ذوب بالاتری را نسبت به نمونه‌های گابرویی نشان می‌دهند.

۵-۳-۵- نمودار Ce/Sm در مقابل Sm/Yb

در نمودار تغییرات نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb، تغییرات نسبت Sm/Yb منعکس کننده‌ی مذاب‌های در حال تعادل با یک منبع گارنت‌دار یا بدون گارنت است (کوبان^{۱۰۴}، ۲۰۰۷). ملاک تفکیک دو محدوده، حضور گارنت و عدم حضور آن در این نمودار، نسبت $Sm/Yb = 2/5$ در نظر گرفته شده است. با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌های بازیک مورد مطالعه (شکل ۵-۹) بر روی این نمودار، حضور گارنت در منطقه‌ی منشأ به اثبات می‌رسد.



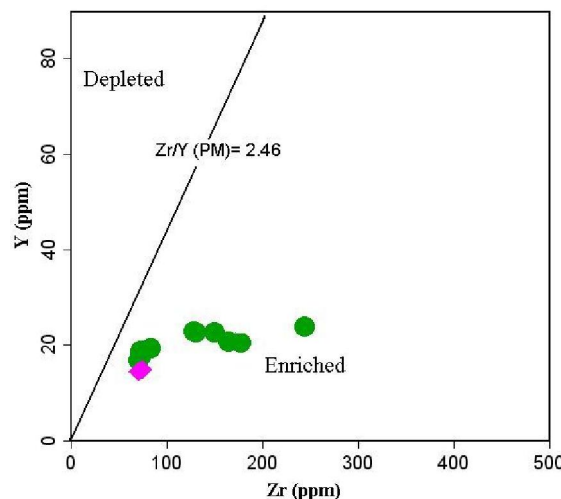
شکل ۵-۸- نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (تروال و شکل ۵-۹- نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb همکاران، ۱۹۹۴؛ بوگارد و همکاران، ۲۰۰۳) برای (کوبان، ۲۰۰۷) جهت بررسی حضور و یا عدم حضور تعیین درجه‌ی ذوب بخشی سنگ منشأ. گارنت در محل منشأ.

۵-۳-۶- نمودار نسبت‌های عناصر ناسازگار Y-Zr

نمودار تغییرات عناصر ناسازگار Y در مقابل Zr برای تشخیص وجود و یا عدم وجود غنی-شدگی در محل منشأ گوشته‌ای سنگ‌های مورد بررسی و براساس داده‌های سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) معرفی شده است. براساس این نمودار (شکل ۵-۱۰)، نسبت Zr/Y در گوشته‌ی اولیه

برابر با ۲/۴۶ است، اما این نسبت در نمونه‌های مورد نظر در حدود ۸/۵ می‌باشد، لذا این نمونه‌ها در محدوده‌ی گوشته غنی‌شده قرار می‌گیرند.

با توجه به موارد مذکور، ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های بازیک مورد مطالعه از ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده‌ی گارنت لرزولیتی با گارنت باقیمانده در محل منشأ، در فشارهای بیشتر از ۲۵-۳۰ کیلو بار معادل اعماق ۹۰ - ۸۰ کیلومتری تشکیل شده است.



شکل ۵-۱۰- نمودار تغییرات Y در مقابل Zr (براساس داده‌های سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) جهت تعیین منشأ گوشته‌ای غنی‌شده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه.

۵-۴- نقش فازهای آبدار در منطقه‌ی محل منشأ

حضور فازهای آبدار مانند فلوگوپیت و آمفیبول در گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای، دارای منشأ متاسوماتیکی است (گو^{۱۰۵} و گرین^{۱۰۶}، ۲۰۰۳). به عقیده ویس^{۱۰۷} و راج^{۱۰۸} (۱۹۸۰) متاسوماتیسم گوشته‌ی بالایی، مقدمه‌ای برای وقوع ولکانیسم آلکالن قاره‌ای است. فورمن و همکاران (۲۰۰۶) به منظور بررسی فرایند متاسوماتیسم گوشته‌ای و نقش فازهای آبدار از جمله آمفیبول و فلوگوپیت در منطقه‌ی منشأ، نمودار نسبت K/Th ($K_2O \times 10,000 / Th$) در مقابل Th

105- Guo
106- Green
107 - Wass
108- Rage

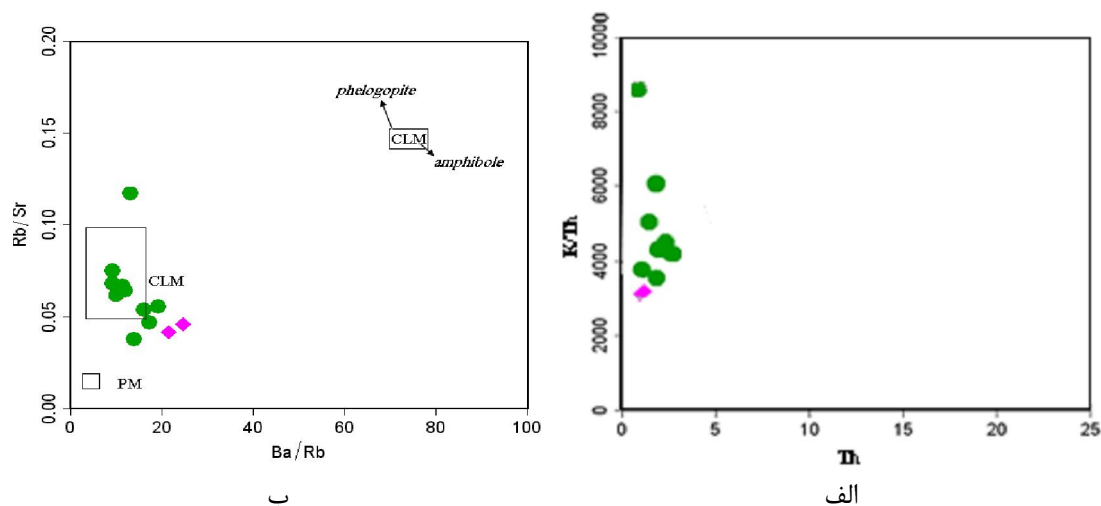
را معرفی کرده‌اند. در این نمودار، اثرات ذوب پیشرونده‌ی یک منبع آمفیبول‌دار یا فلوگوپیت‌دار نشان داده شده است.

تا زمانی که این دو کانی آبدار طی فرایند ذوب‌بخشی مصرف نشوند، عنصر پتاسیم به عنوان یکی از سازندگان اصلی این فازها، در منطقه‌ی منشأ باقی خواهد ماند. در بسیاری از موارد تغییرات K/Th توسط فرایند ذوب در حضور هر دو کانی آمفیبول و فلوگوپیت به سادگی قابل توضیح می‌باشد (فورمن، ۲۰۰۷ برگرفته از اسپاس^{۱۰۹} و همکاران، ۲۰۰۱). پائین‌ترین درجات ذوب بخشی یک منبع آمفیبول‌دار با بالاترین مقدار Th و یا کمترین مقدار K/Th مشخص می‌شود. در مقابل، یک منشأ فلوگوپیت‌دار با مقادیر مشابه Th، اما نسبت بالاتر K/Th، بیانگر درجه‌ی ذوب بیشتر می‌باشد (فورمن، ۲۰۰۷). فلوگوپیت نسبت به آمفیبول از مقادیر پتاسیم بالاتری در ساختار خود برخوردار است.

در نمودار K/Th در برابر Th (شکل ۵-۱۱-الف) به نظر می‌رسد، نمونه‌های مورد مطالعه از نسبت K/Th تقریباً بالایی برخوردار هستند که بیانگر متاسوماتیسم گوشته و ایجاد ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب درجه‌ی پائین یک منبع گوشته‌ای متاسوماتیسم شده‌ی حاوی فلوگوپیت می‌باشد. برآوردهای آزمایشگاهی نشان دهنده‌ی پایداری فلوگوپیت در فشارهای نزدیک به ۳۰-۳۵ کیلوبار و یا عمق حداقل ۹۰-۱۰۰ کیلومتر می‌باشد (الافسون^{۱۱۰} و اگلر^{۱۱۱}، ۱۹۸۳؛ لوید^{۱۱۲} و همکاران، ۱۹۸۵؛ والانس^{۱۱۳} و گرین، ۱۹۸۸؛ ساتو^{۱۱۴} و همکاران، ۱۹۹۷؛ فورمن، ۲۰۰۷). مشاهدات مذکور با طبیعت آکالن سنگ‌های مافیک مورد بررسی و ذوب بخشی یک منبع گارنت - پریدوتیتی در اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری مطابقت دارد.

109- Späth
110- Olafsson
111- Eggler
112- Liody
113- Wallance
114- Sato

نمودار تغییرات نسبت Rb/Sr در مقابل تغییرات نسبت Ba/Rb (شکل ۵-۱۱-ب) نیز برای تعیین حضور فلوگوپیت یا آمفیبول در منشأ ترسیم شده است. براساس این نمودار، محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازیک مورد بررسی، لیتوسفر زیر قاره‌ای بوده و روند تغییرات Rb/Sr و Ba/Rb، حضور فلوگوپیت به عنوان یک فاز آبدار غنی از Ba در ناحیه منبع را مورد تأیید قرار می‌دهد. ضریب توزیع باریم در فلوگوپیت با افزایش فشار از ۱۰ به ۳۰ کیلوبار، کاهش یافته (از ۰/۷۴ به ۰/۲۳) و با افزایش دما از ۱۰۰۰ به ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتیگراد، افزایش می‌یابد (از ۰/۵۱ به ۰/۷۵).



شکل ۵-۱۱-الف- نمودار نسبت K/Th در مقابل Th (فورمن و همکاران، ۲۰۰۶) برای بررسی نقش آمفیبول و فلوگوپیت در منطقه‌ی منشأ نمونه‌های مافیک مورد مطالعه. ب- نمودار نسبت Rb/Sr در برابر Ba/Rb جهت تشخیص وجود گوشته‌ی لیتوسفری زیر قاره‌ای و حضور فلوگوپیت و آمفیبول در منطقه‌ی منشأ سنگ‌های مافیک مورد بررسی.

۵-۵- بررسی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های بازیک مورد

مطالعه

به دلیل عبور ماگماهای آکالان از لیتوسفر ضخیم قاره‌ای در هنگام صعود، بررسی اثر فرایندهای ماگمایی همچون آرایش و هضم سنگ‌های پوسته‌ی قاره‌ای بر آن‌ها از اهمیت زیادی برخوردار است. در مکان‌هایی که سرعت تولید ماگما پائین بوده و یا ضخامت پوسته زیاد باشد، احتمال هضم و

آلایش پوسته بیشتر است (فورمن، ۲۰۰۷). مواد پوسته‌ای از K_2O , Na_2O , LILE, سرب و توریم غنی هستند، لذا آلایش پوسته‌ای باعث افزایش مقدار این عناصر در ماگمای عبوری می‌شود (کورک‌اغلو و همکاران، ۲۰۰۸). در سیستم‌های بازالتی از نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار و نیز نسبت‌های ایزوتوپی به طور گسترده برای تعیین منابع گوشته‌ای و پوسته‌ای استفاده می‌شود.

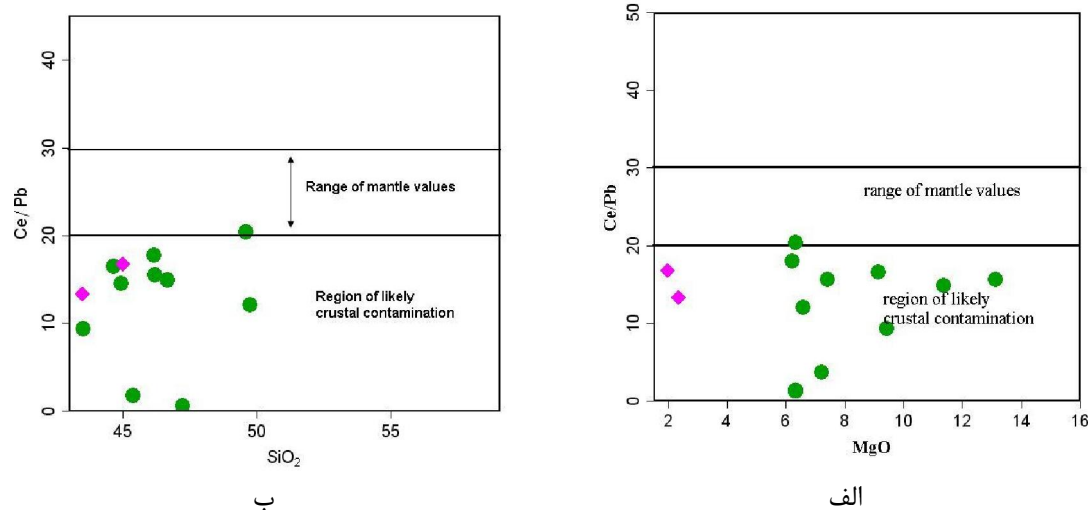
در این بخش، به منظور بررسی نقش آلایش پوسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار نسبت Ce/Pb در مقابل MgO (فورمن، ۲۰۰۷) استفاده شده است. نسبت Ce/Pb به عنوان یک شاخص حساس در تشخیص آلایش پوسته‌ای عمل می‌کند. میانگین نسبت Ce/Pb در مایعات بازالتی مشتق شده از گوشته در محدوده‌ی 5 ± 25 (هافمن^{۱۱۵} و همکاران، ۱۹۸۶) و در پوسته‌ی قاره‌ای، ۳/۳ (رادنیک^{۱۱۶} و فانتین^{۱۱۷}، ۱۹۹۵) می‌باشد. نسبت Ce/Pb در نمونه‌های بازیک مورد نظر در محدوده‌ی ۳ تا ۲۰ بوده و براساس نمودار (۵-۱۲-الف)، در قلمرو مقادیر آلایش یافته با پوسته واقع می‌شود.

کورک‌اغلو و همکاران (۲۰۰۸) نیز نمودار تغییرات Ce/Pb در برابر SiO_2 را برای تشخیص آلایش پوسته‌ای معرفی کرده‌اند. این نمودار (شکل ۵-۱۲-ب)، همانند نمودار فورمن (۲۰۰۷)، آلایش پوسته‌ای نمونه‌های بازیک مورد بحث را مورد تأیید قرار می‌دهد.

یکی از شاخصه‌های مهم هضم و آلایش پوسته‌ای نسبت‌های بالای Ba/Zr است، به نحوی که در بازالت‌های قاره‌ای آلایش یافته با پوسته، این میزان بین ۲ تا ۵ تغییر می‌کند (هوآنگ^{۱۱۸} و فلور^{۱۱۹}، ۱۹۹۸). این نسبت در نمونه‌های مافیک مورد بررسی بالاست، به طوری که در سنگ‌های گابرویی منطقه‌ی تالو به ۴ نیز می‌رسد که به خوبی آغشتگی این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد. از طرف دیگر، هاس^{۱۲۰} و رنو^{۱۲۱} (۲۰۰۸) از تغییرات نسبت K/Nd برای تشخیص ترکیبات پوسته‌ای

115- Hofmann
116- Rudnick
117- Fountain
118- Hoang
119- Flower
120- Haase
121- Renno

درگیر در تحول ماگما استفاده کردند، میزان بالای این نسبت (>300) بیانگر آلودگی پوستانه‌ای سنگ‌هاست. نسبت K/Nd در سنگ‌های بازیک مورد مطالعه به طور میانگین بیشتر از ۴۰۰ می‌باشد که نشان دهنده آلودگی پوستانه‌ای قابل توجه در طول صعود ماگماهای آلوکالین تشکیل دهنده این سنگ‌هاست.



شکل ۵-۱۲- نمودارهای Ce/Pb مقابل MgO (الف) و Ce/Pb مقابل SiO_2 (ب) برای تعیین آلودگی پوستانه‌ای ماگما در نمونه‌های مورد مطالعه.

۵-۶- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در قاعده‌ی

سازند شمشک

سنگ‌های آذرین مورد مطالعه به صورت استوک، سیل، دایک و گدازه در حوضه‌ی رسوبی البرز شرقی، در قاعده‌ی سازند شمشک و یا درون توالی‌های رسوبی بخش زیرین این سازند برونزد دارند. رسوبات گروه شمشک، به عنوان بخش مهمی از خرده قاره‌ی سیمیرین در زمان تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین، از گستردگی زیادی در بیشتر نقاط ایران برخوردار بودند. ایالت سیمیرین، بخشی از حاشیه‌ی شمال شرقی قاره‌ی گندوانا محسوب می‌شد (شنگور^{۱۲۲}، ۱۹۹۰).

همزمان با برخورد صفحه‌ی توران و اوراسیا در کربونیفر - پرمین زیرین، اقیانوس پالئوتتیس بین اوراسیا (شامل آمریکای شمالی، بالتیک و سبیری) و گندوانا (شامل صفحات افریقا، عربستان، لوت و سایر نواحی ایران) گسترش پیدا کرد (گلونکا، ۲۰۰۴). پس از حادثه‌ی تکتونیکی سیمیرین پیشین (تریاس میانی - فوقانی)، ایالت سیمیرین از گندوانا جدا شده و به صفحه‌ی توران در بخش جنوبی اوراسیا برخورد کرد، این امر سبب بسته شدن کامل اقیانوس پالئوتتیس گردید (سعیدی و همکاران، ۱۹۹۷؛ برون و همکاران، ۲۰۰۳؛ سید امامی و همکاران، ۲۰۰۶ برگرفته از شنگور، ۱۹۹۰؛ اشتامفلی و همکاران، ۱۹۹۱ و سید امامی، ۲۰۰۳). حوضه‌ی رسوبی البرز در این زمان در حاشیه‌ی شمالی ایالت سیمیرین و لبه‌ی جنوبی غیر فعال اقیانوس پالئوتتیس قرار داشته است (مقدسی، ۱۳۸۲ برگرفته از اشتامفلی و پیلوت، ۱۹۹۴ و لاسمی، ۱۳۷۹). از طرف دیگر، اقیانوس نئوتتیس که در نتیجه‌ی ریفت-زایی کربونیفر فوقانی - اوایل پرمین در جنوب صفحه‌ی سیمیرین ایجاد شده بود، در اثر این برخورد گسترش پیدا کرد (برون و همکاران، ۲۰۰۳؛ گلونکا، ۲۰۰۴). این حادثه‌ی تصادمی در یک زمان صورت نگرفته است، بلکه به صورت مایل و تدریجی انجام شده به طوری که ابتدا البرز و سپس بلوک لوت به فلات قاره‌ی توران برخورد کرده‌اند (گلونکا، ۲۰۰۴).

رخداد فشارشی سیمیرین پیشین در تریاس میانی-بالایی همراه با تصادم حاشیه‌ی غیر فعال البرز با حاشیه‌ی فعال توران (در جنوبی‌ترین بخش اوراسیا) باعث ضخیم شدگی پوسته، روراندگی، ایجاد گسل‌های تراستی، دگرشکلی‌های بزرگ مقیاس در رسوبات پرمین - تریاس، بالا آمدگی‌های عمومی و تغییرات رخساره‌ای در مناطق مختلف ایران مانند البرز (داود زاده و اشمیت، ۱۹۸۴؛ علوی، ۱۹۹۶؛ گلونکا، ۲۰۰۴) گردید. مرز برخورد دو قطعه‌ی تکتونیکی توران و البرز با حضور افیولیت‌های دگرگون شده‌ی سیمیری و رسوبات مناطق عمیق دریا در ناحیه‌ی آق‌دربند واقع در کوه‌های بینالود (شمال شرق ایران)، اسالم، شاندرمن، تالش و ... مشخص می‌شود که توسط دگرشکلی‌های ساختاری ابتدای ژوراسیک شدیداً چین خورده‌اند (علوی، ۱۹۹۶؛ برون و همکاران، ۲۰۰۳). تغییرات رخساره‌ای حاصل از این برخورد، منجر به تشکیل حوضه‌های رسوبی بین کوهستانی و فورلند و رسوبگذاری سیلیکات-

های آواری ریز تا درشت دانه با ضخامت چند صد متر تا چند هزار متر (سازند شمشک) بر روی پلت-فرم کربناته‌ی تریاس زیرین - میانی (سازند الیکا) شده است (سید امامی و همکاران، ۲۰۰۶). در واقع، مواد رسوبی حاصل از فرسایش بالازدگی‌ها (رسوبات مولاس) و مناطق مرتفع در حوضه‌ی فورلند مذکور ته‌نشین شده و در نتیجه، سازند آواری شمشک در طول نورین - باژوسین به طور ناپیوسته بر روی توالی‌های کربناته‌ی الیکا تشکیل گردیده است (علوی، ۱۹۹۶؛ برون و همکاران، ۲۰۰۳ برگرفته از اشتوکلین، ۱۹۷۴ و اشتامفلی، ۱۹۷۸). الگوی رخساره‌ای سازند شمشک به طور قابل ملاحظه متغیر است و از رسوبات آبرفت رودخانه‌ای، دشت سیلابی، دلتایی و دریاچه‌ای تا سکوی دریایی کم عمق و به ندرت مناطق دریایی عمیق‌تر، تغییر می‌کند (راد، ۱۹۸۶؛ رپین، ۱۹۸۷؛ سید امامی و همکاران، ۲۰۰۶ برگرفته از کورسین^{۱۲۳} و اشتامفلی، ۱۹۷۷؛ اشتامفلی، ۱۹۷۸؛ والمر^{۱۲۴}، ۱۹۸۷؛ فرسیش^{۱۲۵} و همکاران، ۲۰۰۵ و سید امامی و همکاران، ۲۰۰۵). میان لایه‌های دریایی در طبقات بالایی سازند شمشک، حاوی ماکروفسیل‌های آمونیت با سن نورین تا باژوسین زیرین هستند.

رخساره‌های سنگ‌چینه‌ای شمشک در حوضه‌های بازشدگی پشت کمان^{۱۲۶} ایجاد شده توسط فاز کوهزایی سیمیرین پیشین، گسترش پیدا کردند (برون و همکاران، ۲۰۰۳ برگرفته از اتو^{۱۲۷}، ۱۹۷۷). حادثه‌ی کوهزایی مذکور و در نتیجه، فرورائش اقیانوس پالتوتیس با شیب رو به شمال، سبب بازشدگی پشت کمان در زمان تریاس بالایی شده است (گلونکا، ۲۰۰۴). به عقیده برون و همکاران (۲۰۰۳)، با آغاز رسوبگذاری سازند شمشک در حوضه‌ی فورلند تریاس بالایی، ظاهراً یک فاز ریفت-زایی به همراه گسل‌های کششی و فعالیت‌های ماگماتیسم از غرب تا شرق البرز به سمت کپه داغ تشکیل شده است. این تغییر شکل‌های کششی - انبساطی ناشی از بالآمدگی گوشته، همزمان با رویدادهای فشارشی در سایر نقاط قاره‌ی سیمیرین اتفاق افتاده است (مقدسی، ۱۳۸۲ برگرفته از شنگور، ۱۹۹۱؛ بربریان، ۱۹۸۳؛ شهرابی، ۱۳۷۸). با توجه به نمودارهای تعیین ترکیب و درجه‌ی ذوب

¹²³- Corsin

¹²⁴- Vollmer

¹²⁵- Fürsich

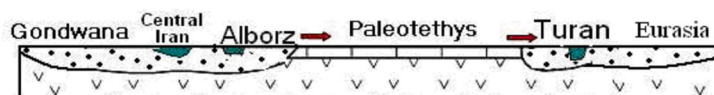
126- Retroarc basin

127- Otto

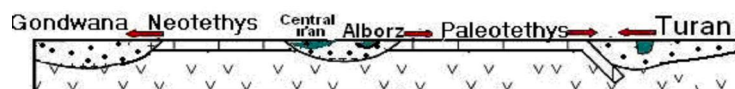
بخشی محل منشأ، ماگمای آلکالن سازنده‌ی سنگ‌های بازیک مورد مطالعه از ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منشأ گوشته‌ای غنی شده با ترکیب گارنت - لروزلیت در اعماق ۸۰-۹۰ کیلومتری تشکیل شده است. این ماگماهای آلکالن در یک محیط کشش درون صفحه‌ای بعد از فاز کوهزایی سیمیرین پیشین جایگزین شده‌اند. فرایندهای کششی پس از بسته شدن پالئوتتیس و تصادم تریاس همزمان با فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران، با نازک شدگی گوشته‌ی لیتوسفری و توسعه‌ی فعالیت‌های ماگماتیسم درون صفحه‌ای حاصل از ذوب گوشته در طول حاشیه‌ی غیر فعال گندوانا همراه بوده است (وانگ و همکاران، ۲۰۰۷). کاهش فشار حاصل از کشش و بازشدگی قاره‌ای به همراه گرمای ناشی از بالا آمدگی آرام گوشته‌ی استنوسفری سبب ذوب بخشی لیتوسفر زیر قاره‌ای (SCLM) و تشکیل مواد مذاب شده است که از طریق گسل‌های کششی محلی به طرف سطح صعود کرده‌اند. ماگمای آلکالن مزبور در طول صعود متحمل هضم و آلیش سنگ‌های پوسته‌ای به ویژه ترکیبات آهکی سازند الیکا شده است. آنومالی مثبت سرب مشاهده شده در نمودارهای عنکبوتی به همراه مقادیر بالای عناصر لیتوفیل بزرگ یون مانند Ba، Ce و K (به خصوص در ترکیبات گابرویی مورد مطالعه)، این مطلب را مورد تأیید قرار می‌دهند.

در شکل (۵-۱۳)، تحولات تکتونیکی زون البرز، از دوره‌ی کربونیفر تا تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین با الهام از طرح پیشنهادی گلونکا (۲۰۰۴) برای تحولات تکتونیکی جنوب اوراسیا، به تصویر کشیده شده است. همچنین، الگوی تکتونوماگمایی و نحوه‌ی تشکیل و تحول ماگمای آلکالن سازنده‌ی سنگ‌های آذرین قاعده‌ی سازند شمشک در این زون به صورت شماتیک ترسیم شده است. با توجه به مطالب فوق، حضور سنگ‌های آذرین نفوذی و آتشفشانی آلکالن در قاعده و یا درون بخش‌های زیرین سازند شمشک، با تشکیل ماگماهای آلکالن قاره‌ای در محیط‌های کششی محلی، پس از فاز کوهزایی تریاس میانی - بالایی قابل توجیه است. این محیط‌های کششی محلی در فاصله‌ی کوتاهی پس از تصادم ایجاد شده‌اند.

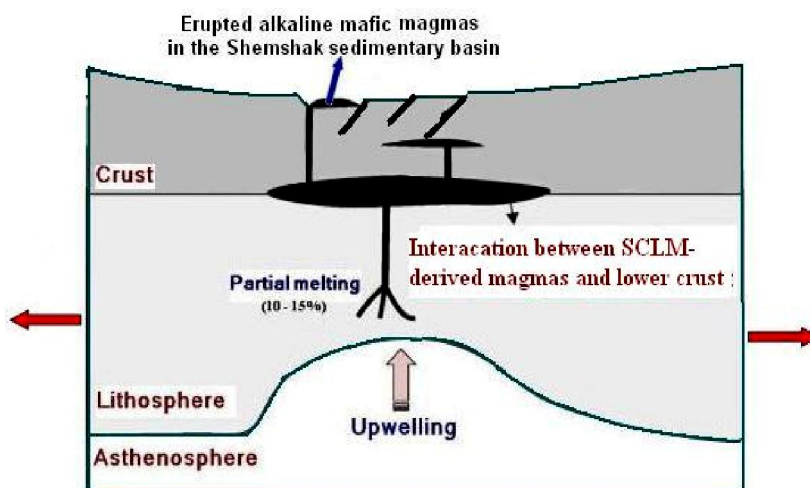
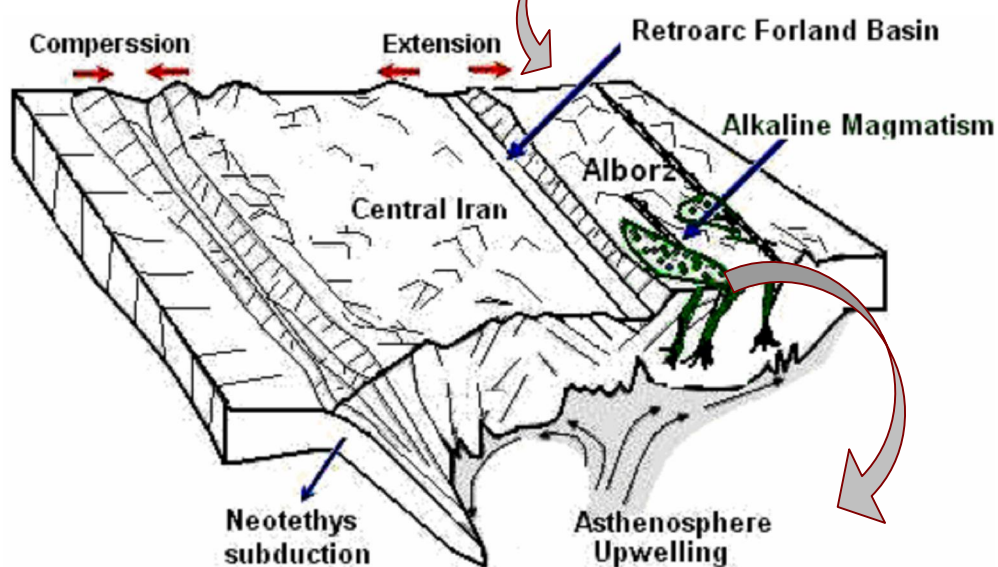
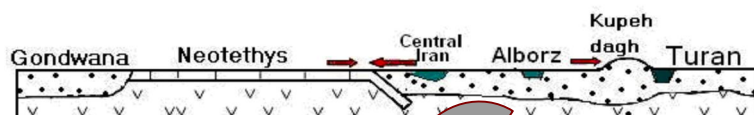
CARBONIFEROUS



PERMIAN – TRIASSIC



LATE TRIASSIC – EARLY JURASSIC



شکل ۵-۱۳- تصویر شماتیک از تحولات تکتونیکی زون البرز از کربونیفر تا ژوراسیک زیرین با الهام از طرح گلونکا (۲۰۰۴) و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل ماگمای آکالن سازندهی سنگهای آذرین قاعدهی شمشک در منطقه البرز.

فصل ششم

نتایج و پیشنهادات

۶-۱- نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پیروژنتیکی بر روی سنگ‌های آذرین قاعده‌ای سازند شمشک در زون البرز شرقی، به شرح زیر می‌باشند:

۱- سازند شمشک در بخش‌های مختلف البرز از جمله منطقه‌ی قشلاق در ناحیه‌ی خوش‌یلاق و مناطق طزره، تالو، کلاته‌ی رودبار و چشمه‌علی در شمال و شمال غرب دامغان از گسترش زیادی برخوردار است.

۲- اگر چه در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوش‌یلاق (علوی و صالحی‌راد، ۱۳۶۹)، توده‌های آذرین قاعده‌ی شمشک در منطقه‌ی قشلاق مشخص نشده است، اما مطالعات صحرایی و پتروگرافی در این تحقیق نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین در این منطقه به صورت یک سیل تفریق‌یافته از الیوین‌گابرو، گابرو، دیوریت تا مونزونیت درون بخش قاعده‌ای سازند شمشک حضور دارند.

۳- در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی‌راد، ۱۹۷۵)، سنگ‌های آذرین قاعده‌ی شمشک تنها در بعضی مناطق مانند طزره و کلاته‌ی رودبار به صورت گدازه معرفی شده‌اند. در حالیکه، براساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی انجام شده در این تحقیق، سنگ‌های مذبور در منطقه‌ی تالو (شمال دامغان) از نوع نفوذی بوده و به صورت یک سری تفریقی از الیوین‌گابرو تا

دیوریت و به اشکال استوک، سیل و دایک در قاعده‌ی شمشک برونزد دارند. سنگ‌های آذرین مافیک با ترکیب گابرویی در مناطق طزره و کلاته‌ی رودبار به صورت توده‌های نفوذی پراکنده، سیل و دایک در قاعده‌ی این سازند دیده می‌شوند. سنگ‌های بازیک قاعده‌ی شمشک در مناطق چشمه‌علی (شمال غرب دامغان) و تویه - دروار از نوع گدازه بوده و ترکیب الیوین‌بازالتی دارند.

۴- حضور فراوان آپاتیت و اسفن در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه، نشان دهنده‌ی بالا بودن مقادیر P و Ti در این سنگ‌ها و طبیعت آکالن ماگمای سازنده‌ی آن‌هاست.

۵- روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر منشأی واحد و نقش تبلور تفریقی همراه با اندکی هضم سنگ‌های پوسته‌ای در تحول ماگمای آکالن سازنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه است.

۶- نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به کندریت و گوشته‌ی اولیه، از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر شدیداً ناسازگار، غنی شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند که با تشکیل ماگمای آکالن سازنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی درجه‌ی پائین یک منبع گوشته‌ای غنی شده‌ی زیر لیتوسفر قاره‌ای در یک محیط کششی درون قاره‌ای مطابقت دارد.

۷- آنومالی مثبت سرب و بالا بودن مقادیر LILE مانند Ba، Ce و K به خصوص در ترکیبات گابرویی، نشان‌دهنده‌ی آلاینش پوسته‌ای ماگمای بازیک سازنده‌ی سنگ‌های مورد بحث در خلال صعود و جایگزینی نهایی آن‌هاست.

۸- حادثه‌ی تکتونیکی سیمیرین پیشین و تصادم حاشیه‌ی غیر فعال البرز (در حاشیه شمالی گندوانا) با حاشیه‌ی فعال توران (در بخش جنوبی اوراسیا) در تریاس میانی - بالایی، باعث ضخیم شدگی پوسته، بالآمدگی‌های عمومی، تغییرات رخساره‌ای و ایجاد حوضه‌های رسوبی فورلند (محل تشکیل سازند شمشک) در البرز شده است. وقایع اخیر به همراه فروانش همزمان نئوتتیس به زیر صفحه‌ی ایران، محیط‌های فورلند پشت کمان را در زمان تریاس بالایی در البرز ایجاد کرده‌اند. با آغاز

رسوبگذاری سازند شمشک در حوضه‌ی فورلند مذکور، ظاهراً یک فاز انبساطی به همراه گسل‌های کششی و فعالیت‌های ماگماتیسم آکالن درون قاره‌ای در قاعده‌ی سازند شمشک ایجاد شده است.

۹- براساس نمودارهای تمایز محیط تکتونوماگمایی و نمودارهای تعیین منشأ، ماگمای آکالن مذکور، از ذوب بخشی درجه‌ی پائین (۱۰-۱۵ درصدی) یک منبع گوشته‌ای گارنت - لرزولیتی غنی شده‌ی زیر لیتوسفر قاره‌ای در این محیط کششی به وجود آمده است.

۱۰- فعالیت‌های ماگماتیسم آکالن قاعده‌ی سازند شمشک در یک محیط کششی درون قاره‌ای، با جایگاه تکتونیکی حوضه‌های کششی رودخانه‌ای - دریاچه‌ای - دلتایی حاشیه‌ی قاره‌ای غیرفعال تریاس فوقانی - ژوراسیک زیرین البرز مطابقت دارد.

۲-۶- پیشنهادات

به منظور شناخت کامل‌تر ماگماتیسم مافیک قاعده‌ی سازند شمشک در البرز شرقی، مطالعات تکمیلی زیر پیشنهاد می‌گردد:

- انجام آنالیز شیمی نقطه‌ای توسط میکروپروپ بر روی فازهای مختلف کانی‌ها.

- انجام تجزیه‌های ایزوتوپی به روش‌های Rb-Sr و Sm-Nd جهت تعیین سن و منشأی دقیق تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه.

- بررسی‌های صحرایی وسیع بر روی سازند شمشک در سراسر زون البرز (از کپه داغ تا آستارا) و تهیه‌ی نقشه‌ها و ستون‌های چینه‌شناسی دقیق به منظور درک روابط صحرایی واحدهای سنگی.

- انجام مطالعات اقتصادی بر روی اسکارنزایی محلی (مگنتیت - گارنت - ولاستونیت) در مناطق مختلف از جمله قشلاق و همچنین بررسی ارتباط افق‌های بوکسیتی و لاتریتی مناطق مختلف با سنگ‌های آذرین درون سازند شمشک.

منابع

- آقاباتی ع. (۱۳۷۷) "چینه شناسی ژوراسیک / ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- آقاباتی ع. (۱۳۸۳) "زمین شناسی / ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، چاپ اول، ۵۸۶ ص.
- امیدی پ. (۱۳۸۰) "تحلیل ساختاری و دینامیکی تفصیلی زون های گسلی در حاشیه جنوبی البرز خاوری (گستره سمنان - دامغان)" پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- تاکی س؛ درویش زاده، ع؛ قادری، م؛ خسروتهرانی، خ. (۱۳۸۸) "توالی سنگ شناسی و ویژگی های ژئوشیمیایی سنگ های آتشفشانی فاز دوی پالئوژن در منطقه دیلمان، البرز باختری، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران" شماره ۲، ص ۲۳۹-۲۵۲.
- جعفریان م.ب. (۱۳۸۳) "شرح حاشیه نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوش ییلاق" انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- حسینی الف. (۱۳۸۰) "مطالعه فسیل های گیاهی سازند شمشک در منطقه طزره" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- حق نظر ش؛ ملکوتیان، س. (۱۳۸۸) "سنگ شناسی و ژئوشیمی بازالت های جواهر دشت (شرق گیلان). بررسی نقش فرایندهای تفریق بلاوری و آلاینش پوسته ای در سیر تکامل ماگمایی" مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲، ص ۲۶۶-۲۵۳.
- حیدری م. (۱۳۷۱) "سیمای صنایع و معادن استان سمنان" استانداری سمنان.
- خانعلی زاده ع. (۱۳۸۴) "پترولوژی و ژئوشیمی توده کوارتزموئزونیته توبه - دروار، جنوب غرب دامغان" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود. ۱۴۳ ص.
- خسروتهرانی خ. (۱۳۸۴) "زمین شناسی / ایران، مزوزوئیک و سنوزوئیک" جلد دوم، انتشارات کلیدر، ۴۵۶ ص.
- درویش زاده ع. (۱۳۸۲) "زمین شناسی / ایران" انتشارات امیر کبیر، ۹۰۱ صفحه.

- رپین ی. (۱۹۸۷) "چینه شناسی و جغرافیایی دیرین رسوبات زغالدار ایران" گزارش شرکت ملی فولاد ایران، صفحات ۳۲۶-۱.
- رحیم پور بناب ح. اسماعیلی د. (۱۳۸۶) "پتروگرافی و ژنز کانسار بوکسیت جاجرم" سی و سومین مجله علوم دانشگاه تهران، صفحات ۱۰۷-۱۲۳.
- رضوی ارمغانی م. معین السادات ح. (۱۳۷۲) "زغالسنگ، طرح تدوین کتاب زمین شناسی، شماره ۷.
- سبزهئی م. (۱۳۷۳) "برداشت‌هایی از گدازه‌های لایه‌های الترامافیک - مافیک اولاکوژن‌های پالئوزویک ایران زمین" سیزدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور.
- سجادی ف. حکیمی تهرانی ز. (۱۳۸۷) "پالئواکولوژی سازند شمشک در برش چینه‌شناسی خوش ییلاق، شمال شرق ایران، براساس پالینومورف‌ها" مجموعه‌ی مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، جلد اول، صفحات ۱۴۸-۱۵۵.
- شلی (۱۳۷۴) "بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی" مترجم، آسیابانها ع. انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، ۶۳۰ صفحه.
- صلواتی م. (۱۳۸۰) "بررسی زمین‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های ماگمایی منطقه‌ی جنوب املش" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۵۹ صفحه.
- عباسی م. (۱۳۸۶) "لرزه زمین‌ساخت و هندسه دگرریختی البرز مرکزی - خاوری با نگرشی بر گستره‌های دارای پیشینه لرزه خیزی" ناشر بنیاد مسکن انقلاب اسلامی (پژوهشکده سوانح طبیعی). ۱۹۰ ص.
- علوی، صالحی‌راد. (۱۹۷۵) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان" سازمان زمین‌شناسی کشور.
- علوی، صالحی‌راد. (۱۳۶۹) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان" سازمان زمین‌شناسی کشور.
- علوی، صالحی‌راد. (۱۳۶۹) "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوش‌ییلاق" سازمان زمین‌شناسی کشور.

- کریمپور م.ح، سعادت س. (۱۳۸۱) "زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی" چاپ اول، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۵۲۲ صفحه.
- لاسمی ی. (۱۳۷۹) "رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران" ناشر سازمان زمین‌شناسی کشور.
- لاسمی ی. جهانی د. کهنسال قدیم وند ن. (۱۳۷۹) "بررسی سازند الیکا در غرب البرز شرقی (ناحیه غزنوی): رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران" صفحات ۱۹۸-۲۰۲.
- مقدسی ص. (۱۳۸۲) "پترولوژی، پتروژنز و جایگاه چینه‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک در زون البرز شرقی" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۱۴ ص.
- مقدسی ص. قاسمی ح. (۱۳۸۲) "زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین قاعده سازند شمشک در البرز شرقی" چکیده مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، صفحات ۲۷۲-۲۷۱.
- میسون ب. م. ب. ک. (۱۳۷۱) "اصول ژئوشیمی" مترجم: م. ف و شرفی ع.ا، انتشارات دانشگاه شیراز.
- میر باقری ر. (۱۳۸۶) "سکانس استراتیگرافی سازند شمشک در ناحیه خوش‌یلاق" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۹۹ ص.
- نبوی م.ح. (۱۳۶۱) "شرح نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه‌ی سمنان" سازمان زمین‌شناسی کشور.
- واعظ جوادی ف. قویدل م. (۱۳۸۴) "مطالعه سیستماتیک گرده و هاگ (Spore & Pollen) سازند شمشک در منطقه جاجرم" فصل‌نامه علوم پژوهشی علوم زمین، سال دوازدهم، شماره ۵۶. صفحات ۹۴-۱۲۳.

- Alavi, M. (1996) "Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran" *J. of. Jeodyn.* 21, 125-134.
- 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. of. Volcan. geotherm. Res.* 102, 67-95.
- Aldinucci, M., Gandin, A., Sandrelli, F. (2008) "The Mesozoic continental rifting in the Mediterranean area: insights from the Verrucano tectofacies of southern Tuscany (Northern Apennines, Italy)" *J. of. Earth Sci (Geol Rundsch).* 97, 1247-1269.
- Alici, P., Temel, A., Gourgaud, A. (2002) "Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey)" *J. of. volcan and geothermal res.* 115, 487-510.
- Altunkaynak, S., Genç, S.C. (2008) "Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey)" *Lithos* 102, 316-340.
- Assereto, R. (1966) "The Jurassic Shemshak Formation in central Elborz (Iran)" *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 72, 1133-1182
- Baker, M.B., Stolper, E.M., (1994) "Determining the composition of highpressure mantle melts using diamond aggregates" *Geochim. Cosmochim. Acta.* 58, 2811-2827.
- Be'dard, J.H. (2005) "Partitioning coefficients between olivine and silicate melts" *Lithos* 83, 394-419.
- Be'dard, J.H. (2006) "Trace element partitioning in plagioclase feldspar" *Geochim. Cosmochim. Acta.* 70, 3717-3742.
- Bogaerts, M., Scaillet, B., Liégeois, J.P., Auwera, J.V. (2003) "Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallization in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites" *Elsevier Science* 124, 149-184.
- Borisova, A.YU., Belyatsky, B.V., Portnyagin, M.V., Sushchevskaya, N.M. (2001) "Petrogenesis of olivine - phyric basalts from the Aphanasey Nikinitin rise: Evidence for contamination by cratonic lower continental crust" *J. of. Petrology* 42, 277-316.
- Brunet. M.F., V. Korotaev, M., V. Ershov, A., M. Nikishin, A. (2003) "The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling" *Sedimentary Geology* 156, 119-148.

- Bylund, G., Halvorsen, E. (1993) "Palaeomagnetic study of Mesozoic basalts from Scania, southernmost Sweden" *Geophys. J. Int.* 114, 138-144.
- Claeson, D.T., Meurer, W.P. (2004) "Fractional crystallization of hydrous basaltic arc-type magmas and the formation of amphibole gabbroic cumulates" *Contrib. Mineral. Petrol.* 147, 288-304.
- Coban, H. (2007) "Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia" *Earth-Science Reviews* 80, 219-238.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. (1979) "The interpretation of igneous rocks" *George Allen and Unwin, London*. 450p.
- De Albuquerque, C.A.R. (1979) "Origin of plutonic rocks of southern Nova Scotia. *Geological Society of America Bulletin, Part I* 90, 719-731.
- Driouch, Y., Béziat, D., Grégoire, M., Laguenin, F., Abbou, M.B., Ntarmouchant, A., Roddaz, M., Dahire, M., Bennouna, A., Belkasm, M., Brusset, S., Debat, P. (2009) "Clinopyroxene trace element compositions of cumulate mafic rocks and basalts from the Hercynian Moroccan Central Meseta: Petrogenetic implications" *J. of African Earth Sciences*.
- Duchesne, J.C., Charlier, B. (2005) "Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (S. Norway). Part I: Constraints from major elements on the mechanism of cumulate formation and on the jotunite liquid line of descent" *Lithos* 83, 229-254.
- Fenner, C.N. (1948) "Incandescent tuff flows in southern Peru" *Geological Society of America. Bulletin, V.* 59, p. 879-893.
- Fitton, J.G. (1987). The Cameroon Line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In: Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger, K., Hammerschmidt, K. (2006) "Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India" *Lithos* 89, 447-477.
- Frey, F.A., Garcia, M.O., Weis, D., Borisova, A.Y., Kennedy, A. (1991) "The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts" *J. of Geophysical Research* 96, 14347-14375.
- Furman, T. (2007) "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview" *J. of African Earth Sciences* 48, 147-160.
- Furon, R. (1941) "Geologie du plateau Iranien (Perse-Afghanistan-Belouchistan), *Mem. Mus. Nat. Hist. Nature. N.s.v.* 7, Fasc.2, pp.177-414. 58 figs. 8 Pls. 1 map.

- Glaus, M., (1965) "Die Geologie des Gebiets noerdi ch des Kandevan-passes (Zentral Elburz), Iran, Mitt, Geol. Inst. Eidgen, Tech. Hochschule Univ. Zuerich, N.F.48, 165p.
- Golonka, J. (2004) "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic" *Tectonophysics* 381, 235- 273.
- Gourgaud, A., Vincent, P.M. (2004) "Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad" *J.of. Volcan and Geothermal Res.* 129, 261-290.
- Guo, J., Green, T.H. (2003) "Experimental study of barium partitioning between hlogopite and silicate liquid at upper-mantle pressure and temperature" *lithos* 24, 83-95.
- Haase, K.M., Renno, A.D. (2008) "Variation of magma generation and mantle sources during continental rifting observed in Cenozoic lavas from the Eger Rift, Central Europe" *Chemical Geology* 257, 192-202.
- Hoang, N., Flower, M. (1998) "Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a 'diffuse igneous province'" *Journal of Petrology* 39, 369–395.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W.M. (1986) " Nd and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution" *Earth and Planetary Science Letters* 79, 33–45.
- Irvin, T., Baragar, W.R.A. (1971) "A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks" *Canadian Journal of earth Science Letters-* V.8, pp. 523-548.
- Johnson, K.T.M. (1994) "Experimental cpx/and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures; petrogenetic implications" *Mineral. Mag.* 58, 454-455.
- Jung, S., Hoerness, S. (2000) "The major and trace- element and isotope (Sr-Nd-O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the rhon area (central Germany): petrology, mantle source characteristics and implication for asthenosphere-lithosphere interaction" *J.of. volcan and geothermal res.* 99, 27-53.
- Kirkpatrick, R.G. (1977) "Nucleation and growth of plagioclase, Makaopu and Alane lava lakes Kilauea volcano, hawaii", *Geol, Soc. Am. Bull.* 88, 78-84.
- Kimyai, A. (1975) "Jurassic palynology assemblages from the Shahrud region, Iran" *Geoscience and Man.* 11, 117-121.

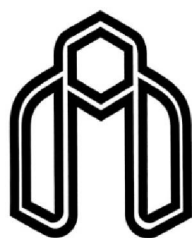
- Koglin, N., Kostopoulos, D., Reischmann, T. (2008) "Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of the Samothraki mafic suite, NE Greece: Trace-element, isotopic and zircon age constraints" *Tectonophysics*.
- Kumar, K.V., Rathna, K. (2008) "Geochemistry of the mafic dykes in the Prakasam Alkaline Province of Eastern Ghats Belt, India: Implications for the genesis of continental rift-zone magmatism" *Lithos* 104, 306-326
- Kürkcüoğlu, K., Furman, T., Hanan, B. (2008) "Geochemistry of post-collisional mafic lavas from the North Anatolian Fault zone, Northwestern Turkey" *Lithos* 101, 416-434.
- Kushiro, I., (1996) "Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: an experimental study using aggregates of diamond. In: Basu, A., Hart, S. (Eds.), *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*" American Geophysical Union, pp. 109–122.
- Lloyd, F.E., Arima, M., Edgar, A.D. (1985) "Partial melting of a phlogopite-clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift volcanics" *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91, 321-329.
- Lustrino, M., Sharkov, E. (2006) "Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics" *J.of. Geodynamics* 42, 115-139.
- Marks, M., Halama, R., Wenzel, T., Markl, G. (2004) "Trace element variations in clinopyroxene and amphibole from alkaline to peralkaline syenites and granites: implications for mineral-melt trace-element partitioning" *Chemical Geology* 211, 185-215.
- Menzies, M. (1987) "Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earth's interior. In: Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger, K., Hammerschmidt, K. (2006) *Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India*" *Lithos* 89, 447–477.
- Meschede, M. (1986) "A method of discriminating between different type of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram" *Chemical Geology* 56, 207-218.
- Middlemost E.A.K. (1985) "*Magma and magmatic rocks*" Longman Group, London.
- Nakamura, N. (1974) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 38, 757-775.

- Olafsson, M., Eggler, D.H. (1983) "Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate and phlogopite-carbonate peridotite: petrologic constraints on the asthenosphere" *Earth and Planet. Sci. Lett.* 64, 305-315.
- Pearce, J.A., Cann, J.R. (1973) "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses" *Earth and Planet.Sci. Lett.* 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.
- Peccerillo, R., Taylor, S.R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey" *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63-81.
- Prowatke, S., Klemme, S. (2006) "Trace element partitioning between apatite and silicate melts" *Geochim. Cosmochim. Acta.* 70, 4513-4527.
- Rad, F.K. (1986) "A Jurassic delta in the eastern Alborz, NE Iran. *J.of. Petroleum* 9, 281-294.
- Rollinson, H.R. (1993) "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation" Longman.
- Rudnick, R.L., Fountain, D.M. (1995) "Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective" *Rev. Geophys.* 33, 267-309.
- Saidi, A., Brunet, M.F., Ricou, L.E. (1997) "Continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from Late Paleozoic to Early Cretaceous subsidence curves. *Geodinamica Acta* 10, 189-208.
- Schmit, K., Soffel, H. (1983) "Mesozoic-Cenozoic geological events in central-East Iran and their relation to paleomagnetic results in Geodynamic project (Geotraverse) in Iran" Report No. 51, pp. 27-35.
- Sengor, A.M.C. (1990) "A new model for the Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implication for Oman. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds.). *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, vol.37. Geological Society, London, pp. 119-181.
- Salters, V.J.M., Longhi, J.E., Bizimis, M. (2003) "Near mantle solidus trace element partitioning at pressures up to 3-4 GPa" *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 3 (7), doi: 10.1029/2001GC000148.
- Sato, K., Katsura, T., Ito, E. (1997) "Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 GPa: implications for mantle metasomatism" *Earth Planet. Sci. Lett.* 146, 511-526.

- Seyed-Emami, K., Fursich, F.T., Wilmsen, M., Cecca, F., Majidifard, M.R., Schairer, G., Shekarifard, A. (2006) "Stratigraphy and ammonite of the upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) at Tazareh, eastern Alborz, Iran" *J.Of. Asian Earth Science* 28, 259-275.
- Shervais, J.W. (1982) "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas" *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 101-118.
- Shu, L.S., Zhou, X.M., Deng, P., Wang, B., Jiang, S.Y., Yu, J.H., Zhao, X.X. (2009) "Mesozoic tectonic evolution of southeast China Block: New insights from basin analysis" *J.of. Asian Earth Sci. Lett.* 34, 376-391.
- Stocklin, J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran; a review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52 (7), pp. 1229-1258.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry M.J. (eds), *Magmatism in oceanic basins*" *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, 313-345.
- Tappe, S. (2004) "Mesozoic mafic alkaline magmatism of southern Scandinavia" *Cantrib. Mineral Petrol.* 148, 312-334.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penary, J., Ganwa, A., Toteu, S.F., (2006) "Petrology and geochemistry of the Ndaoundere Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting" *J.of. African Earth Sci. Lett.* 44, 511-529.
- Thriwall, F.M., Upton, B.J., Jenkins, C. (1994) "Interaction between continental lithosphere and Iceland plume- Sm- Nd- Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland" *Journal of Petrology* 35, 839-879.
- Tsikouras, B., Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., Hatzipanagiotou, K. (2008) "Triassic rift-related komatiite, picrite and basalt, Pelagonian continental margin, Greece" *Lithos* 104, 199-215.
- Van Boening, A.M., Nabelek, P.I. (2008) "Petrogenesis and tectonic implications of paleoproterozoic mafic rocks in the Black Hills, South Dakota" *Precambrian Research Lett.* 167, 363-376.
- Vásquez, P., Franz, Z. (2008) "The Triassic Cobquecura Pluton (Central Chile): An example of a fayalite-bearing A-type intrusive massif at a continental margin" *Tectonophysics* 459, 66-84.

- Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger, K., Hammerschmidt, K. (2006) "Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India" *Lithos* 89, 447-477.
- Wallace, M.E., Green, D.H. (1988) "An experimental determination of primary carbonatite composition" *Nature* 335, 343-345.
- Wang, Zh. Zhao, Y., Zou, H., Li, W., Liu, X., Wu, H., Xu, G., Zhang, S. (2006) "Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning" *Lithos* 96, 543-566.
- Wang, Z., Zhao, Y., Zou, H., Li, W., Liu, X., Wu, H., Xu, G., Zhang, S. (2007) "Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning" *Lithos* 96, 543-566.
- Wass, S.Y., Rogge, N.W. (1980) "Mantle metasomatism- precursor to continental alkaline volcanism" *Geochim. Cosmochim. Acta*. 44, 1811-1823.
- Wilson, M. (1989) "*Igneous Petrogenesis*" Unwin Hyman, London. 466pp.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. (1976) "Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks" *Earth and Plan. Sci.* 28, 459-469.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" *Geology* 20, 249-287.
- Wood, D.A. (1980) "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonic magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province" *Earth and Plan. Sci. Lett.* 50, 11-30.
- Xu, X-W., Jiang, N., Yang, K., Zhang, B.L., Liang, G.H., Mao, Q., Li, J.X., Du, S.J., Ma, Y.G., Zhang, Y., Qin, K.Z. (2009) "Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanhong area, western Yunnan, China" *Lithos* 113, 595-611.
- Zhang, H.F., Sun, M., Lu, F.X., Zhou, X.H., Zhou, M.F., Liu, Y.S., Zhang, G.H. (2007) "Moderately depleted lithospheric mantle underneath the Yangtze Block: evidence from a garnet lherzolite xenolith in the Dahongshan kimberlite" *Geochemical Journal* 35, 315-331.

- 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, 27-47.



Shahrood University of Tecnology

Faculty of Earth Sciences

Department of Petrology and Economic Geology

MSc thesis

**The study of mafic magmatism in the base of Shemshak
Formation in the eastern Alborz zone**

Khadije Jamshidi

**Supervisor:
Dr. H.Ghasemi**

**Advisor:
Dr. M. Sadeghian
Dr. A. Taheri**

March 2010

Abstract

In the base of Shemshak Formation in Alborz zone, basic igneous rocks have been reported as lavas. However, precise investigations of geological outcrops in different parts of eastern Alborz show that these rocks in Gheshlagh (Khosh Yeilagh area), Tazare, Talo and Kalate Rodbar (in north of Damghan) regions are intrusive bodies as same as sill, dike and small stocks and in Cheshmeh Ali region are lavas. Based on, field and petrography observation, Gheshlagh basic intrusion as a fractionated sill (with about 100 meters thickness) intruded into the base of Shemshak Formation and has a complete fractional sequence of olivine gabbro, gabbro, diorite to monzonite from up to the bottom. Talo basic pluton, intruded in the lower part of the Shemshak Formation as same as small bodies and continued as sill or dikes parallel or cutting the shale and sandstone layers respectively. The existence of a fractional sequence of olivine gabbro to diorite has been proved in field and petrography observation on the igneous rocks. Petrography characteristics of Gheshlagh and Talo region are same. Plagioclase, clinopyroxene and hornblende are the most abundant minerals in these rocks and typical textures are accumulated, granular, microgranular and ophitic. The presence of phlogopite, apatite and primary and secondary sphene in these rocks suggest high contents of TiO_2 and P_2O_5 and alkaline nature of parental magma. Igneous rocks in Tazare and Kalate Rodbar region, has been observed in the form of sill and diabasic dike, or gabbroic intrusion in shale and sandstone layers of Shemshak Formation. These rocks have intergranular and ophitic texture and contain plagioclase and clinopyroxene phenocrysts and apatite microcryst. Basic rocks in Cheshmeh Ali region are alkali olivine basalts and have been strongly altered. These rocks are composed of plagioclase, pyroxene and olivine in microcrystal matrix and show porphyry, intersertal and glomeroporphyry texture. The samples of Cheshmeh Ali, Tazare and Kalate Rodbar regions have no petrographic variations, therefore, variations diagrams of these regions do not show special trends in constant to Gheshlagh and Talo regions, where petrographic varieties are abundant and differential trends can be seen. Identification diagrams of magmatic series and tectonic setting discrimination diagrams have been proved an alkaline nature and intracontinental setting for these rocks. Enrichment in LREE and high incompatible and depletion in HREE are obvious in chondrite and primitive mantle normalized spider diagrams. Parallel trends of REE variations and Pb-positive anomaly associated with patterns of compatible and incompatible variation diagrams, indicating an unique source for these igneous rocks and the main role of fractional crystallization in the evolution of magma, although, minor amounts of assimilation and contamination of magma by crustal rocks occurred also. These signatures indicate that this alkaline magma has been formed by low degree partial melting (10-15 %) of an enriched sub-continental lithospheric garnet-hercynite mantle in an extensional intracontinental environment. This tectonic setting corresponds with the extensional regimes governed on fluvial-deltaic basins of upper Triassic-lower Jurassic passive continental margins in Alborz.

Key words: Mafic magmatism, Shemshak Formation, eastern Alborz.