

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی

زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر

دانشجو: زهرا اصغرزاده

استاد راهنما:

دکتر حبیب‌الله قاسمی

استاد مشاور:

دکتر محمود صادقیان

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

اسفند ماه ۱۳۹۲

دانشگاه صنعتی شاهرود

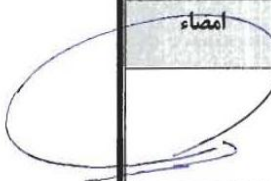
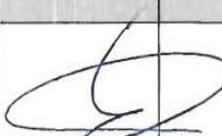
دانشکده : علوم زمین

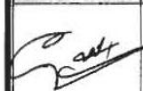
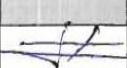
گروه : پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم زهرا اصغرزاده

تحت عنوان: زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر

در تاریخ ۹۲/۱۱/۳۰ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد ارزیابی و با درجه عالی مورد پذیرش قرار گرفت.

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

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی : دکتر <u>علیرضا کمالی</u>		نام و نام خانوادگی : دکتر مریم شبیبی
			نام و نام خانوادگی : دکتر مهدی رضایی



دانشگاه آزاد اسلامی
شعبه قزوین

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

بسمه تعالی

شماره :

تاریخ : ۹۲-۱۲-۳۰

ویرایش :

فرم صورتجلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم زهرا اصغرزاده رشته زمین شناسی گرایش پتروولوژی تحت عنوان زمین شناسی، ژئوشیمی و پتروولوژی دایک های دیابازی موجود در منطقه دلبر که در تاریخ ۱۳۹۲/۱۱/۳۰ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه : عالی) امتیاز ۱۹	☐ دفاع مجدد	☐ مردود
-----------------------------------	------------------------------------	--------------------------------

۳- خوب (۱۷/۹۹ - ۱۶)

۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹ - ۱۸)

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۴- قابل قبول (۱۵/۹۹ - ۱۴)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنما	دکتر حبیب الله قاسمی	دانشیار	
۲- استاد مشاور	دکتر محمود صادقیان	استادیار	
۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر غلامحسین کرمی	استادیار	
۴- استاد ممتحن	دکتر مریم شیمی	استادیار	
۵- استاد ممتحن	دکتر مهدی رضایی	استادیار	

رئیس دانشکده: دکتر غلامحسین کرمی

تقدیم به

پدر و مادر عزیز و مهربانم

که در سختی ها و دشواری های زندگی، همواره یاری دلسوز و فداکار

و پشتیبانی محکم و مطمئن برایم بوده اند.

و همسرم

که در سایه همیاری و همدلی او به این منظور نائل شدم

تشکر و قدردانی

برخود لازم می‌دانم از کلیه کسانی که بنده را در نگارش و تدوین این پایان‌نامه یاری نموده‌اند صمیمانه تشکر و قدردانی نمایم، به خصوص از راهنمایی‌ها و زحمات استاد فرزانه و گرانقدر جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی استاد محترم راهنما، که از ابتدای راه و در پی انجام این تحقیق با راهنمایی‌های مؤثر خود مرا در نگارش این اثر یاری نموده‌اند و همچنین از استاد محترم جناب آقای دکتر محمود صادقیان استاد مشاور، که وقت خود را بی‌شائبه در اختیار من گذاشته و مشاوره لازم در این خصوص را ارائه نموده‌اند صمیمانه تشکر و قدردانی می‌نمایم. همچنین از همراهی و همفکری جناب آقای مهندس حسینی که مرا در به انجام رساندن این مهم یاری نموده‌اند، خالصانه تشکر می‌کنم.

در پایان از همراهی دوستان گرانمایه ام خانم‌ها غلامی، فتح‌آبادی، خواهر عزیزم وسایر کسانی که در تدوین این تحقیق مرا یاری نموده‌اند متشکرم و از خداوند منان سلامت و سعادت ایشان را خواستارم.

تعهد نامه

اینجانب زهرا اصغرزاده دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه زمین شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک های دیابازی موجود در منطقه دلبر تحت راهنمایی دکتر حبیب الله قاسمی متعهد

می شوم:

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

تاریخ ۹۳/۲/۱۸
امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

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

چکیده

مجموعه دگرگونی- آذرین دلب در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود و ۴۰ کیلومتری جنوب شرق بیارجمند، در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این مجموعه با سن حدود ۵۵۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش (اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین)، توسط سه سری دایک بازیک- حدواسط شامل دایک‌های گابرویدیوریتی پرکامبرین، دایک‌های گابرویی ژوراسیک میانی و دایک‌های بازالتی الیگو- میوسن قطع شده است. در این مطالعه ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پترولوژیکی دایک‌های گابرویی ژوراسیک و بازالتی الیگومیوسن مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس مطالعات صحرایی، دایک‌های گابرویی ژوراسیک علاوه بر مجموعه دگرگونی- آذرین دلب، دگرگونه‌های درجه پایین (رخساره شایست سبز) ژوراسیک زیرین را نیز قطع کرده‌اند، اما در نهشته‌های ژوراسیک میانی- فوقانی و کرتاسه زیرین نفوذ نکرده‌اند. بنابراین، طبق مطالعات صحرایی سن ژوراسیک میانی برای آنها در نظر گرفته شده که با سن حاصل از پرتوسنجی آنها 152 ± 35 میلیون سال پیش)، کاملاً سازگار است. دایک‌های بازالتی نیز، واحدهای دگرگونه پرکامبرین، آهک‌های کرتاسه زیرین و مارن‌های قرمز رنگ الیگوسن زیرین (سازند قرمز زیرین)، را قطع کرده‌اند و بنابراین سن الیگو- میوسن برای آنها در نظر گرفته شده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوژیت) از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده دایک‌های گابرویی هستند. کانی‌های فرعی آن‌ها شامل آپاتیت و منیتیت و کانی‌های ثانویه نیز عمدتاً شامل سیرسیت، آمفیبول (ناشی از اورالیتی‌شدن کلینوپیروکسن)، کلریت و پرهینت می‌باشند. مهم‌ترین بافت‌های موجود در دایک‌های گابرویی شامل اینترگرانولار، افتیک، سابفتیک و غربالی هستند. در دایک‌های بازالتی، کلینوپیروکسن (اوژیت تا تیتان اوژیت)، پلاژیوکلاز و الیوین از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده هستند. کانی‌های فرعی نیز شامل منیتیت و کانی‌های ثانویه شامل زئولیت، آنالسیم، ایدینگزیت، بولانژیت و کلسیت می‌باشند. بافت‌های میکرولیتی پورفیری جریان، هیالومیکرولیتی پورفیری جریان، گلومروپورفیری و بادامکی، از مهم‌ترین بافت‌های موجود در این دایک‌ها هستند. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، دایک‌های گابرویی ژوراسیک دارای ماهیت ساب‌آلکالن و دایک‌های بازالتی الیگومیوسن دارای ماهیت آلکالن هستند. نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت برای دایک‌های گابرویی و بازالتی، غنی‌شدگی آن‌ها از عناصر LREE نسبت به HREE را نشان می‌دهد. این غنی‌شدگی می‌تواند توسط درجه ذوب بخشی پائین منبع گوشته‌ای و یا آرایش پوسته‌ای توجیه شود. بر اساس مطالعات پترولوژیکی، ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی از ذوب بخشی ۷ تا ۲۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی غنی شده در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتر و ماگمای سازنده دایک‌های بازالتی از ذوب

بخشی حدوداً ۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی‌شده در اعماق ۱۰۵ تا ۱۱۰ کیلومتری تشکیل شده است. موقعیت زمانی، مکانی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی دایک‌های گابرویی و بازالتی حاکی از تشکیل آنها در حوضه‌های کششی-کافتی پشت کمانی اولیه ناشی از فرورانش مایل لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی، به ترتیب در زمان‌های ژوراسیک میانی و الیگو-میوسن است.

کلمات کلیدی: شاهرود، بیارجمند، دایک بازیگ، ژوراسیک، حوضه پشت کمان، نئوتتیس.

لیست مقالات استخراج شده از این پایان نامه عبارتند از:

۱- پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های گابرویی قطع‌کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب‌شرق بیارجمند- شاهرود)، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی- تهران، آبان ماه ۱۳۹۲.

۲- ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل دایک‌های گابرویی و بازالتی قطع‌کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب‌شرق بیارجمند)، هفتمین همایش ملی تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور، دانشگاه پیام‌نور لرستان، آبان ماه ۱۳۹۲.

فهرست مطالب

۱	فصل اول: کلیات
۲	۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه
۲	۲-۱- زمین‌ریخت‌شناسی
۴	۳-۱- آب و هوا، جغرافیای انسانی و حیات وحش
۵	۴-۱- تاریخچه مطالعات پیشین
۱۲	۵-۱- اهداف مطالعه
۱۳	۶-۱- روش انجام مطالعه
۱۵	فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه
۱۶	۲-۱- مقدمه
۱۸	۲-۲- واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه
۱۸	۲-۲-۱- واحدهای دگرگونه پرکامبرین
۲۳	۲-۲-۲- واحدهای سنگی ژوراسیک
۲۵	۲-۲-۳- واحدهای سنگی کرتاسه
۲۵	۲-۲-۴- واحدهای سنگی آئوسن
۲۶	۲-۲-۵- واحدهای سنگی کواترنری
۲۶	۲-۲-۶- دایک‌های موجود در منطقه مورد مطالعه
۳۰	۲-۳- تکتونیک و زمین‌شناسی ساختمانی منطقه مورد مطالعه
۳۰	۲-۳-۱- گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه
۳۱	۲-۳-۲- چین‌های موجود در منطقه مورد مطالعه
۳۲	۲-۳-۳- اثرات رخدادهای کوهزایی در منطقه مورد مطالعه
۴۰	۲-۴- زمین‌شناسی اقتصادی منطقه مورد مطالعه
۴۳	فصل سوم: پتروگرافی
۴۴	۳-۱- مقدمه
۴۴	۳-۲- مشخصات پتروگرافی دایک‌های گابرویی
۴۵	۳-۲-۱- کانی‌های اصلی
۵۲	۳-۲-۲- کانی‌های فرعی
۵۲	۳-۲-۳- کانی‌های ثانویه
۵۳	۳-۳- مشخصات پتروگرافی دایک‌های بازالتی
۵۴	۳-۴-۱- کانی‌های اصلی
۶۰	۳-۴-۲- کانی فرعی
۶۱	۳-۴-۳- کانی‌های ثانویه
۶۴	۳-۴- مشخصات پتروگرافی دایک‌های گابرویی آمفیبولیتی شده
۶۴	۳-۵- مشخصات پتروگرافی گنیس‌ها

۷۵	فصل چهارم: ژئوشیمی
۷۶	۱-۴- مقدمه
۷۸	۲-۴- منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌ها
۷۹	۳-۴- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی
۷۹	۱-۳-۴- تصحیح مربوط به حذف مواد فرآر (L.O.I)
۷۹	۲-۳-۴- تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO
۸۲	۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه
۸۳	۱-۴-۴- رده‌بندی نورماتیو
۸۴	۲-۴-۴- رده‌بندی شیمیایی
۸۶	۵-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب در رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه
۸۶	۱-۵-۴- نمودارهای تغییرات Zr/Ti در مقابل Nb/Y (پیرس و کان، ۱۹۷۳) و Zr/TiO ₂ در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)
۸۷	۶-۴- تعیین سری ماگمایی
۸۸	۱-۶-۴- نمودارهای تغییرات (Zr/TiO ₂)*0/00001 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) و SiO ₂ در مقابل Nb/Y (وود و همکاران، ۱۹۷۹)
۸۸	۲-۶-۴- نمودارهای تغییرات K ₂ O در مقابل SiO ₂ ، (پیکسریلو و تیلور، ۱۹۷۹) و Th در مقابل Co (هستی و همکاران، ۲۰۰۷)
۸۹	۳-۶-۴- نمودار Ce/Yb در مقابل Ta/Yb، (مولر و گروس، ۱۹۹۷)
۹۰	۷-۴- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات
۹۰	۱-۷-۴- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل MgO (نمودارهای فنر)
۹۱	۸-۴- نمودارهای بهنجار شده و چندعنصری (عنکبوتی)
۹۱	۱-۸-۴- نمودار بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)
۹۳	۲-۸-۴- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) و گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های گابرویی
۹۵	۳-۸-۴- نمودار بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) و نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه بازالتی مورد مطالعه
۹۷	فصل پنجم: پتروژنز
۹۸	۱-۵- مقدمه
۹۸	۱-۱-۵- ماگماتیسم و ارتباط آن با زمین‌ساخت ورقه‌ای
۹۹	۲-۵- تعیین محیط زمین‌ساختی در ارتباط با نفوذ دایک‌های گابرویی
۹۹	۱-۲-۵- نمودار تغییرات (Nb/Zr) _N در مقابل Zr، (تیه بلمون و تگی، ۱۹۹۴)
۱۰۰	۲-۲-۵- نمودارهای Y در مقابل Zr و Zr/Al ₂ O ₃ در مقابل TiO ₂ /Al ₂ O ₃ (مولر و گروس، ۱۹۹۷)
۱۰۱	۳-۲-۵- نمودار Zr/Y در مقابل Zr، (پیرس، ۱۹۸۳)
۱۰۱	۴-۲-۵- نمودار V در مقابل Ti/1000، (شروه، ۱۹۸۲)

ادامه فهرست مطالب

- ۱۰۲ ۵-۲-۵- نمودار Ti/Zr در مقابل Zr، (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳)
- ۱۰۲ ۵-۳-۳- تعیین ویژگی‌های ناحیه منشأ ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی
- ۱۰۳ ۵-۳-۱- نمودارهای تغییرات Yb در مقابل La/Yb، (پیترز و همکاران، ۲۰۰۸) و $(Tb/Yb)_N$ در مقابل $(La/Sm)_N$ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)
- ۱۰۴ ۵-۳-۲- نمودار Y در مقابل Zr (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)
- ۱۰۵ ۵-۳-۳- نمودار Sm/Yb در مقابل Sm، (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰)
- ۱۰۵ ۵-۳-۴- نمودار Rb/Yb در مقابل Rb، (ازدمیر، ۲۰۰۶)
- ۱۰۵ ۵-۳-۵- نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm، (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)
- ۱۰۶ ۵-۳-۶- نمودار $(Ce/Yb)_N$ در مقابل $(Sm/Yb)_N$ ، (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)
- ۱۰۷ ۵-۳-۷- نمودار Ce/Yb در مقابل Sm/Yb، (فلش و همکاران، ۱۹۹۸)
- ۱۰۸ ۴-۴- بررسی نقش عوامل مؤثر در تحول ترکیب شیمیایی ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی
- ۱۰۹ ۵-۴-۱- بررسی نقش آلاینش پوسته‌ای
- ۱۱۲ ۵-۴-۲- بررسی نقش سیالات آزادشده از ورقه اقیانوسی فرورونده در غنی‌شدگی منشأ گوشته‌ای ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی
- ۱۱۴ ۵-۵- الگوی زمین‌ساختی-ماگمایی در ارتباط با تشکیل دایک‌های گابرویی مورد مطالعه
- ۱۲۷ ۵-۶- مقایسه ویژگی‌های پترولوژیکی دایک‌های بازالتی مورد مطالعه با گدازه‌های بازالتی در مناطق کلاته سادات و احمد آباد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰)

فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

- ۱۳۱ ۶-۱- نتیجه‌گیری
- ۱۳۲ ۶-۲- پیشنهادها
- ۱۳۴ منابع
- ۱۳۵

فهرست شکل‌ها

فصل اول

- ۳ شکل ۱-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و نقشه بهترین راه دسترسی به آن

فصل دوم

- ۱۷ شکل ۲-۱- نقشه نمادین تقسیم بندی پهنه‌های ساختاری ایران الف- اشتوکلین (۱۹۶۸)، ب- آقانباتی (۱۳۸۳) و موقعیت منطقه مورد مطالعه در آن‌ها
- ۱۸ شکل ۲-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه در محدوده بین نقشه‌های الف- ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد و ابریشم رود و ب- ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم و خارتوران
- ۲۰ شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

ادامه فهرست شکل‌ها

- شکل ۲-۴- الف و ب- تصاویری از طولیل شدگی و ردیف شدگی بلورهای کوارتز و بیوتیت در نمونه‌های گنیسی ۲۰
- شکل ۲-۵- ردیف های کوارتز و فلدسپات و بیوتیت چین‌خورده در یک نمونه گنیسی در اثر قرارگیری در زون برشی ۲۱
- شکل ۲-۶- نمونه ای از گنیس نواری که در زون برشی و در اثر میلونیتی شدن ایجاد شده ۲۱
- شکل ۲-۷- الف و ب- تصاویری از رگه‌های کوارتزی ایجاد شده در داخل واحد گنیسی ۲۲
- شکل ۲-۸- نمایی از روند موازی دایک‌های گابرویی در داخل واحد گنیسی ۲۳
- شکل ۲-۹- تصویری از قطعه گنیسی به دام افتاده در داخل دایک گابرویی و تبدیل آن به گرانیت ۲۳
- شکل ۲-۱۰- تصویری از بخشی از واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه مورد مطالعه ۲۶
- شکل ۲-۱۱- تصویری از واحد کرتاسه زیرین رانده شده بر روی واحد پرکامبرین ۲۶
- شکل ۲-۱۲- الف و ب- تصاویری از نفوذ دایک‌های گابرویی در داخل واحد گنیسی و تشکیل حاشیه انجماد سریع ۲۸
- شکل ۲-۱۳- تصویری از پورفیرهای درشت پلاژیوکلاز در داخل دایک‌های گابرویی ۲۸
- شکل ۲-۱۴- تصویری از فرسایش پوست پیازی ایجاد شده در دایک‌های گابرویی ۲۸
- شکل ۲-۱۵- تصویری از نفوذ دایک بازالتی در داخل واحد گنیسی ۲۹
- شکل ۲-۱۶- نمایی از نفوذ دایک بازالتی در داخل واحد مارنی ۲۹
- شکل ۲-۱۷- تصویری از دبی دیاکلازی و فرسایش پوست پیازی وسیع ایجاد شده در دایک بازالتی ۳۰
- شکل ۲-۱۸- نقشه پراکندگی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه ۳۱
- شکل ۲-۱۹- تصویری از چین‌خوردگی در کالک‌شست‌های ژوراسیک ۳۲

فصل سوم

- شکل ۳-۱- تصویری از وجود دو نسل پلاژیوکلاز در نمونه‌های گابرویی (XPL) ۴۶
- شکل ۳-۲- تصویری از بافت اینترگرانولار و ساب‌افتیک در نمونه‌های گابرویی (XPL) ۴۶
- شکل ۳-۳- الف و ب- تصاویری از فرآیند سرسیتی‌شدن در بلورهای پلاژیوکلاز نسل اول (XPL) ۴۷
- شکل ۳-۴- تصویری از منطقه‌بندی و حاشیه انحلال یافته در بلور پلاژیوکلاز نسل اول در نمونه‌های گابرویی XPL ۴۸
- شکل ۳-۵- تصویری از تشکیل بافت غربالی در بلور پلاژیوکلاز نسل اول در نمونه‌های گابرویی (XPL) ۴۸
- شکل ۳-۶- تصویری از حاشیه برهم‌رشدی در پلاژیوکلاز نسل اول در نمونه‌های گابرویی (XPL) ۴۹
- شکل ۳-۷- الف و ب- تصاویری از فرآیند اورالیتی‌شدن در کینوپیروکسن‌های موجود در نمونه‌های گابرویی به ترتیب در نورهای XPL و PPL ۵۰
- شکل ۳-۸- (الف-ج)- تصویری نمادین از نحوه تبلور بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در بافت افتیک ۵۱
- شکل ۳-۹- تصویری از بافت افتیک در نمونه‌های گابرویی (XPL) ۵۲
- شکل ۳-۱۰- تصویری از بافت ساب افتیک در نمونه‌های گابرویی (XPL) ۵۲
- شکل ۳-۱۱- تصویری از بلورهای سوزنی آپاتیت در داخل بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های گابرویی (XPL) ۵۴
- شکل ۳-۱۲- تصویری از تشکیل پرهنیت در نمونه‌های گابرویی ۵۴

ادامه فهرست شکل‌ها

- شکل ۳-۱۳- تصویری از جهت‌یافتگی میکرولیت‌های پلازیوکلاز در زمینه سنگ بازالتی و ماکل ساعت شنی در بلور تیتان اوژیت شکل (XPL) ۵۶
- شکل ۳-۱۴- تصویری از تجمع بلورهای کلینوپیروکسن و تشکیل بافت گلومروپورفیری در نمونه‌های بازالتی و منطقه بندی در حاشیه بلور کلینوپیروکسن (XPL) ۵۶
- شکل ۳-۱۵- مدل ژنتیکی نمادین برای نمایش چگونگی شکل‌گیری تجمعات گلومروپورفیری در نمونه های سنگی (ژو و همکاران، ۲۰۰۹) ۵۷
- شکل ۳-۱۶- تصویری از بلورهای اسکلتی کلینوپیروکسن در داخل نمونه‌های بازالتی (XPL) ۵۹
- شکل ۳-۱۷- تصویری از نطفه بندی و رشد بلورهای کلینوپیروکسن در سطح داخلی حفرات موجود در سنگ‌های بازالتی (XPL) ۵۹
- شکل ۳-۱۸- الف و ب- تصاویری از بافت میکرولیتی جریان‌ی و بلورهای الیوین ایدینگزیتی شده در نمونه‌های بازالتی به ترتیب در نورهای XPL و PPL ۶۰
- شکل ۳-۱۹- تصویری از بلورهای الیوین بولانژیتی شده در نمونه‌های بازالتی (XPL) ۶۱
- شکل ۳-۲۰- تصاویری از زئولیت‌های پرکننده الف- حفرات و ب- شکستگی‌های موجود در سنگ‌های بازالتی (XPL) ۶۲
- شکل ۳-۲۱- تصویری از حفره پرشده توسط آنالسیم و کلینوپیروکسن در نمونه‌های بازالتی (XPL) ۶۳
- شکل ۳-۲۲- تصویری از حفره پرشده توسط کلسیت و آنالسیم در نمونه‌های بازالتی (XPL) ۶۳
- شکل ۳-۲۳- الف و ب- تصاویری از جهت‌یافتگی بلورهای پلازیوکلاز در دایک‌های گابرویی آمفیبولیتی شده در اثر قرارگیری در زون‌های برشی (XPL) ۶۵
- شکل ۳-۲۴- الف و ب- تصاویری از قرارگیری بلور گارنت در بین بلورهای خردشده و جریان‌یافته کوارتز و آمفیبول و تشکیل بافت چشمی به ترتیب در نورهای XPL و PPL ۶۷
- شکل ۳-۲۵- تصویری از تجدید تبلور به صورت مهاجرت مرزخانه‌ای در بلورهای کوارتز در نمونه‌های گنیسی ۶۷
- شکل ۳-۲۶- تصویری از ماکل مشبک میکروکلین در نمونه‌های گنیسی (XPL) ۶۷
- شکل ۳-۲۷- تصویری از پلازیوکلازهای سرسیتی‌شده و سایه فشاری ایجاد شده در اطراف آن‌ها در نمونه‌های گنیسی (XPL) ۶۸
- شکل ۳-۲۸- تصویری از سوسوریتی‌شدن پلازیوکلاز و تشکیل زوئیزیت و کلینوزوئیزیت در نمونه‌های گنیسی (XPL) ۶۸
- شکل ۳-۲۹- الف و ب- تصاویری از تشکیل زوئیزیت و کلینوزوئیزیت در نتیجه تجزیه پلازیوکلازها و تشکیل اسفن در نتیجه کلریتی‌شدن بیوتیت در نمونه‌های گنیسی به ترتیب در نورهای XPL و PPL ۶۹
- شکل ۳-۳۰- تصویری از تشکیل بافت میرمکیتی در حاشیه بلور پلازیوکلاز در نمونه‌های گنیسی (XPL) ۷۱
- شکل ۳-۳۱- تصویری از بلور شکل‌دار آلانیت موجود در نمونه‌های گنیسی (XPL) ۷۱
- شکل ۳-۳۲- تصویری از بلور شکل‌دار زیرکن در نمونه‌های گنیسی (XPL) ۷۱
- شکل ۳-۳۳- تصویری نمادین از توزیع انواع اصلی سنگ‌های مرتبط با زون گسلی به همراه عمق تشکیل آن‌ها ۷۳

فصل چهارم

- شکل ۴-۱- نمودار مجموع آلکالی در مقابل SiO_2 ، (لومتر و همکاران، ۱۹۸۹) ۸۰
- شکل ۴-۲- رده بندی سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه براساس ترکیبات نورماتیو و پارامترهای Q' ۸۴ و ANOR (اشترکایزن و لومتر، ۱۹۷۹)
- شکل ۴-۳- نمودار تغییرات $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ، (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) برای نامگذاری ۸۵ الف- سنگ‌های آذرین درونی و ب- سنگ آتش‌فشانی مورد مطالعه
- شکل ۴-۴- نمودار تغییرات $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ، (میدلموست، ۱۹۸۵) جهت نامگذاری الف- ۸۵ سنگ‌های آذرین درونی و ب- سنگ آتش‌فشانی مورد مطالعه
- شکل ۴-۵- نمودار طبقه بندی (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰)، جهت نامگذاری الف- سنگ‌های آذرین ۸۶ درونی و ب- سنگ آتش‌فشانی مورد مطالعه با استفاده از پارامترهای R_1-R_2
- شکل ۴-۶- الف- نمودار تغییرات Zr/Ti در مقابل Nb/Y ، (پیرس و کان، ۱۹۷۳) جهت نامگذاری سنگ ۸۷ آتش‌فشانی
- شکل ۴-۶- ب- نمودار تغییرات Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y ، (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، جهت نامگذاری ۸۷ سنگ آتش‌فشانی
- شکل ۴-۷- الف- نمودار تغییرات $(\text{Zr/TiO}_2)*0/00001$ در مقابل Nb/Y ، (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) ۸۸ جهت تعیین سری ماگمایی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه
- شکل ۴-۷- ب- نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل Nb/Y ، (وود و همکاران، ۱۹۷۹)، جهت تعیین سری ۸۸ ماگمایی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه
- شکل ۴-۸- الف- نمودار تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 ، (پیکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)، جهت تعیین سری ۸۹ ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه
- شکل ۴-۸- ب- نمودار تغییرات Th در مقابل Co ، (هاستی و همکاران، ۲۰۰۷)، جهت تعیین سری ۸۹ ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه
- شکل ۴-۸- ج- نمودار تغییرات Ce/Yb در مقابل Ta/Yb (مولر و گروس، ۱۹۹۷)، جهت تعیین سری ۸۹ ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه
- شکل ۴-۹- (الف- د)- موقعیت نمونه‌های گابرویی در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در ۹۱ مقابل درصد MgO
- شکل ۴-۱۰- الف- نمودار تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) ۹۳ برای نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه
- شکل ۴-۱۰- ب و ج - نمودارهای چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۶۲) و ۹۳ گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)، برای نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه
- شکل ۴-۱۱- الف- نمودار تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) ۹۶ برای نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه
- شکل ۴-۱۱- ب - نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) ۹۶ برای نمونه بازالتی مورد مطالعه

فصل پنجم

ادامه فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۵-الف - نمودارهای تغییرات $(Nb/Zr)_N$ در مقابل Zr (تیه بلمونت و تگی، ۱۹۹۴)، جهت تعیین ۱۰۰ محیط زمین‌ساختی در ارتباط با نفوذ دایک‌های گابرویی
- شکل ۱-۵-ب و ج - نمودارهای تغییرات Y در مقابل Zr و Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 (مولر و ۱۰۰ گروس، ۱۹۹۷) جهت تعیین محیط زمین‌ساختی در ارتباط با نفوذ دایک‌های گابرویی
- شکل ۲-۵ - نمودار Zr/Y در مقابل Zr (پیرس، ۱۹۸۳)، جهت تعیین محیط زمین‌ساختی در ارتباط با ۱۰۱ نفوذ دایک‌های گابرویی
- شکل ۳-۵-الف - نمودار تغییرات V در مقابل $Ti/1000$ (شروه، ۱۹۸۲)، جهت تعیین محیط زمین ۱۰۲ ساختی در ارتباط با نفوذ دایک‌های گابرویی
- شکل ۳-۵-ب - نمودار تغییرات Ti/Zr در مقابل Zr (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳)، جهت تعیین محیط ۱۰۲ زمین‌ساختی در ارتباط با نفوذ دایک‌های گابرویی
- شکل ۴-۵-الف - نمودارهای Yb در مقابل La/Yb (پیترز و همکاران، ۲۰۰۸)، جهت تعیین حضور یا ۱۰۴ عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی
- شکل ۴-۵-ب - نمودار تغییرات $(Tb/Yb)_N$ در مقابل $(La/Sm)_N$ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)، جهت تعیین ۱۰۴ حضور یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی
- شکل ۵-۵ - نمودار تغییرات Y در مقابل Zr (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)، به منظور تشخیص ۱۰۴ غنی‌شدگی یا عدم غنی‌شدگی در ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی
- شکل ۶-۵-الف - نمودار تغییرات Sm/Yb در مقابل Sm (الدنماز و همکاران، ۲۰۰۰)، جهت تعیین ۱۰۶ ترکیب و درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی
- شکل ۶-۵-ب - نمودار تغییرات Rb/Yb در مقابل Rb (ازدمیر، ۲۰۰۶)، جهت تعیین ترکیب و درجه ۱۰۶ ذوب بخشی ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی
- شکل ۶-۵-ج - نمودار تغییرات Sm/Yb در مقابل La/Sm (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)، جهت تعیین ۱۰۶ ترکیب و درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی
- شکل ۶-۵-د - نمودار تغییرات $(Ce/Yb)_N$ در مقابل $(Sm/Yb)_N$ (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)، جهت ۱۰۶ تعیین ترکیب و درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی
- شکل ۷-۵ - نمودار تغییرات نسبت Ce/Yb در مقابل Sm/Yb (فلش و همکاران، ۱۹۹۸)، جهت تعیین ۱۰۸ عمق منشأگیری ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی
- شکل ۸-۵-الف و ب - نمودارهای تغییرات نسبت‌های Nb/U در مقابل Nb و La/Nb در مقابل La/Sm ۱۱۱ (یان و ژائو، ۲۰۰۷)، جهت تعیین نقش آرایش پوسته‌ای در تحول ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی
- شکل ۸-۵-ج - نمودار تغییرات Nb/U در مقابل La/Sm (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)، جهت تعیین نقش ۱۱۱ آرایش پوسته‌ای در تحول ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی
- شکل ۸-۵-د - نمودار تغییرات Rb/Nb در مقابل Rb (پیرس و همکاران، ۱۹۹۰)، جهت تعیین نقش ۱۱۱ آرایش پوسته‌ای در تحول ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی
- شکل ۸-۵-ه و و - نمودارهای تغییرات Th در مقابل $K/100$ و K/Ce در مقابل Th (ودپل، ۱۹۹۵)، ۱۱۱ جهت تعیین نقش آرایش پوسته‌ای در تحول ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی

ادامه فهرست شکل‌ها

- شکل ۵-۹-الف- نمودار تغییرات نسبت‌های Ba/Th در مقابل Th/Nb (تیان و همکاران، ۲۰۰۸)، جهت تعیین نقش سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده در غنی‌شدگی منشأ گوشته‌ای ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی
- شکل ۵-۹-ب- نمودار تغییرات نسبت‌های (Hf/Sm)_N در مقابل (Ta/La)_N (هافمن و جاجوم، ۱۹۹۶)، جهت تعیین نقش سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده در غنی‌شدگی منشأ گوشته‌ای ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی
- شکل ۵-۱۰- مدل نمادین بازشدگی حوضه پشت کمان (مارتینز و همکاران، ۲۰۰۷)
- شکل ۵-۱۱- نمودار تغییرات Ba در مقابل Nb (دورازیو و همکاران، ۲۰۰۴)، جهت تعیین محیط زمین‌ساختی در ارتباط با نفوذ دایک‌های گابرویی
- شکل ۵-۱۲- مدل نمادین از چهار متغیر اصلی در پتروژنز حوضه پشت کمان (پیرس و استرن، ۲۰۰۶)
- شکل ۵-۱۳- a- تشکیل حوضه فورلند پس از کوهزایی در طول لیاس زیرین و b- تشکیل یک حوضه پشت کمانی در ارتباط با فروانش نئوتتیس در البرز جنوبی- شمال ایران مرکزی در طول توآرسین- باژوسین با الهام از طرح فورسیچ و همکاران (۲۰۰۹)
- شکل ۵-۱۴- تصویر نمادین از تحولات زمین‌ساختی زون‌های ساختاری البرز- ایران مرکزی از کربونیفر تا ژوراسیک میانی (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰)
- شکل ۵-۱۵- الگوی زمین‌ساختی در ارتباط با نفوذ دایک‌های گابرویی و نقش ماگمای تعدیل‌شده در تشکیل آن‌ها در یک حوضه پشت کمانی در شمال ایران مرکزی- البرز جنوبی در زمان ژوراسیک میانی با الهام از طرح ویروت و همکاران (۲۰۰۸)
- شکل ۵-۱۶- تصاویر نمادین از تحولات زمین‌ساختی- ماگمایی حوضه نئوتتیس مشتمل بر ایران مرکزی و البرز از تریاس فوقانی تا پالئوسن با الهام از طرح شفائی‌مقدم و همکاران (۲۰۰۹)
- شکل ۵-۱۷- نمودارهای تغییرات الف- V در مقابل Ti/1000 (شروه، ۱۹۸۲) و ب- TiO₂ در مقابل Fe₂O₃*/MgO (شاتوآ و همکاران، ۲۰۰۴)، جهت مقایسه محیط زمین‌ساختی تشکیل دایک‌های بازالتی مورد مطالعه با گدازه‌های بازالتی مناطق کلاته‌سادات و احمدآباد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰)
- شکل ۵-۱۸- نمودارهای تغییرات الف- Sm/Yb در مقابل Sm (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰) و ب- Ce/Yb در مقابل Ce (الام و کاکس، ۱۹۹۱)، جهت مقایسه ویژگی‌های دایک‌های بازالتی مورد مطالعه با گدازه‌های بازالتی مناطق کلاته‌سادات و احمدآباد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰)
- شکل ۵-۱۹- مدل ارائه شده برای تحولات زمین‌ساختی در حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در طی الیگو- میوسن (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰)

فهرست جدول‌ها

فصل اول

- جدول ۱-۱- نتایج حاصل از سن‌سنجی نمونه‌های گرانیتی و گرانیتوئیدی مناطق تروود، خارتوران و بند هزارچاه (حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۸)

فصل سوم

جدول ۱-۳- علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی ۴۴

فصل چهارم

جدول ۱-۴- مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی (شماره‌ی نمونه‌ها، نام سنگ، محل نمونه‌برداری به همراه مختصات جغرافیایی محل برداشت) ۷۸

جدول ۲-۴- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به صورت خام و مقادیر آن‌ها پس از انجام تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار و نسبت Fe_2O_3/FeO ، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه ۸۱

فصل اول

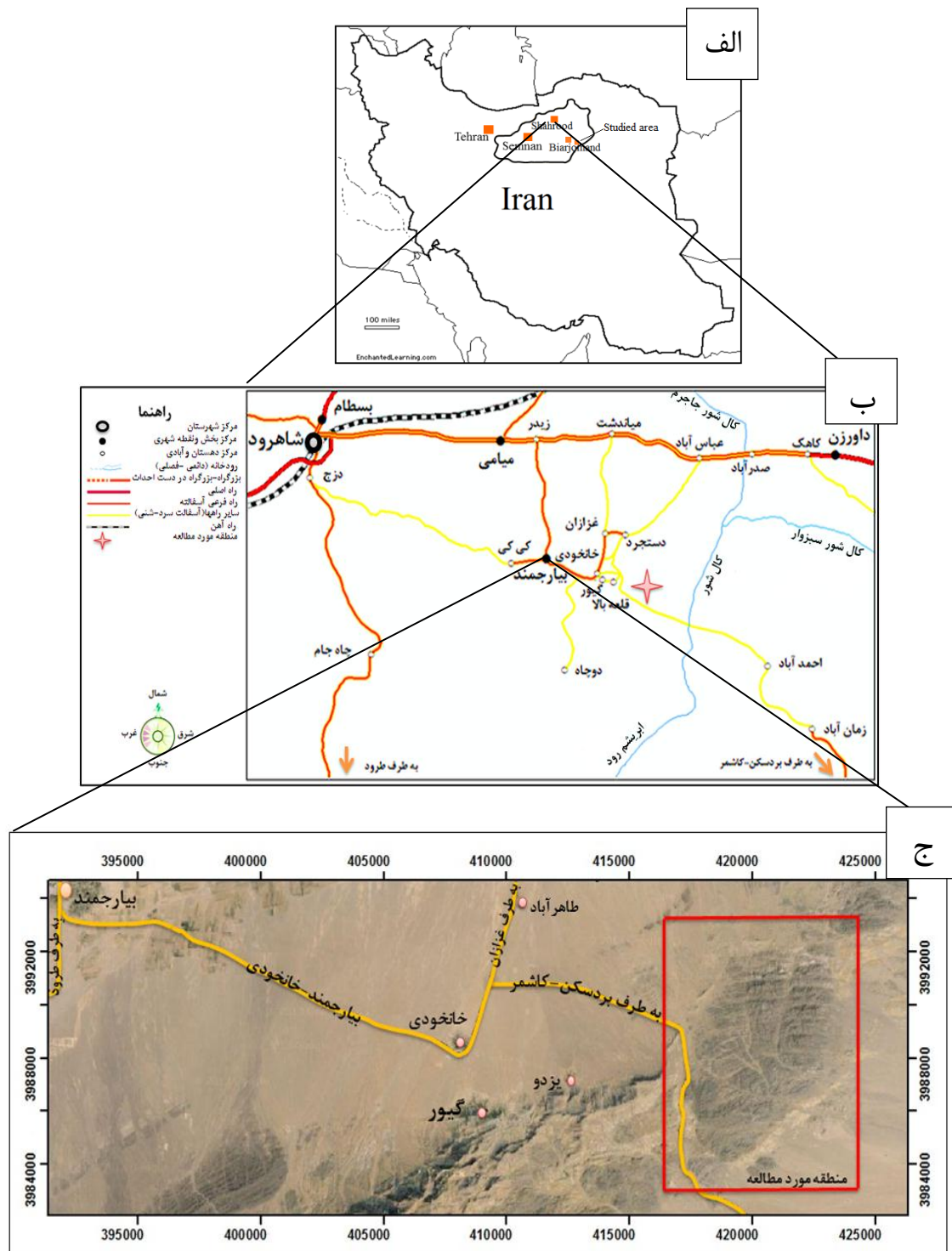
کلیات

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

منطقه مورد مطالعه در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود و ۴۰ کیلومتری جنوب شرق بیارجمند با مختصات جغرافیایی $41^{\circ}50'$ تا $42^{\circ}65'$ طول شرقی و $39^{\circ}80'$ تا $39^{\circ}93'$ عرض شمالی، در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع است. این منطقه در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد و ابریشم رود و ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران و جاجرم قرار گرفته است. بهترین راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه از طریق جاده آسفالتی شاهرود- بیارجمند- کاشمر است (شکل ۱-۱- ب و ج).

۱-۲- زمین‌ریخت‌شناسی

زمین‌ریخت‌شناسی هر منطقه معمولاً به واحدهای زمین‌شناسی پدیدآورنده و حرکتهای زمین‌ساختی حاکم بر آن بستگی دارد. در منطقه مورد مطالعه نیز اغلب ارتفاعات از آهک‌های ستبرلایه (توده‌ای) کرتاسه زیرین تشکیل شده‌اند که بر روی شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک قرار دارند. بلندترین نقطه منطقه مورد مطالعه در کوه قلعه بالا با ارتفاع ۱۶۸۵ متر قرار دارد که از سنگ‌های آهکی کرتاسه زیرین تشکیل شده است. در بخش‌های شرقی و شمالی منطقه مورد مطالعه که نهشته‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن رخنمون دارند، زمین دارای ریخت خشن و در عین حال تپه ماهورهای کم ارتفاع است. واحدهای سنگی دگرگونه پرکامبرین که غالباً پیرامون کوه کلاته علاءالدین با ارتفاع ۱۲۶۲ متر رخنمون دارند نیز به دلیل خردشدگی شدید، مناطق کم ارتفاع را تشکیل می‌دهند. از کوه‌های مهم دیگر در نزدیکی منطقه مورد مطالعه می‌توان تنگه و دو شاخ را نام برد.



شکل ۱-۱- الف- موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران. ب- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه راه‌های ایران و اطلس آنلاین راه‌های ایران. ج- تصویر ماهواره‌ای از موقعیت منطقه مورد مطالعه و راه دسترسی به آن که با استفاده از نرم افزار Google earth تهیه شده است.

۱-۳- آب و هوا، جغرافیای انسانی و حیات وحش

بیارجمند در منطقه دشت کویر واقع شده و دارای آب و هوای گرم و خشک و نزدیک به آب و هوای کویری است. بیشترین دمای هوا در آن در تابستان‌ها به ۴۴ درجه سانتیگراد و کمترین دما در زمستان‌ها به ۱۵- درجه سانتیگراد می‌رسد. میزان بارندگی سالیانه در این منطقه در حدود ۱۱۰ میلیمتر در سال است. به جز مسیل‌هایی که گاه در بهار پر آب می‌شوند، رودخانه قابل توجهی در این منطقه وجود ندارد. اقتصاد این شهر بیشتر بر پایه کشاورزی و دامداری استوار است که به علت خشکی هوا بازدهی متوسطی دارد. آب کشاورزی بیارجمند از کاریز و چاه‌های ژرف و نیمه‌ژرف تأمین می‌گردد و از مهم‌ترین محصولات کشاورزی این منطقه می‌توان به گندم، جو، تریه‌بار، زیره و از محصولات باغی به انگور، انار، هلو، زردآلو، خرما و از محصولات دامی به بز، گوسفند و شتر اشاره کرد. به علاوه منطقه مورد مطالعه جزئی از منطقه حفاظت‌شده خارتوران محسوب می‌شود. منطقه خارتوران با مساحت ۱۴۶۴۹۹۲۰ هکتار را سه رشته کوه شترکوه در غرب، تیرکوه در شمال غرب و کوه پیغمبر در جنوب شرق احاطه کرده‌اند. منطقه توران به عنوان اقلیم نیمه بیابانی خفیف شناخته می‌شود. این منطقه به علت وجود ویژگی‌های منحصر به فرد، پوشش گیاهی خاص و شرایط ویژه توپوگرافی (مناطق کوهستانی با شیب زیاد، تپه ماهورها، تپه‌های ماسه‌ای و پهنه‌های رسی) باعث به وجود آمدن یک اکوسیستم متنوع و سرشار از گیاهان و جانوران شده است. پوشش گیاهی این منطقه بیشتر شامل قیچ، درمنه، کاروان کش، خارشتر، گون، گز و تاغ است. از عمده‌ترین جانوران در این منطقه حفاظت شده می‌توان آهو، جبیر، یوزپلنگ، گورخر آسیایی، کل، بز، قوچ، میش، کفتار، پلنگ، هوبره، عقاب شاهی، تیهو، کبک، زاغ بور، مارجعفری، افعی شاخدار، بزمرجه و ... را نام برد. در محدوده زیستگاه توران منطقه مسکونی وجود ندارد اما در مناطق اطراف و روستاهای مجاور ۸۰۱ خانوار اسکان دائمی و ۲۰۳ خانوار عشایر سنگسری دام‌های خود را برای دوره قشلاق به مراتع اطراف منطقه می‌آورند. خانوارهای ساکن در این منطقه به دو گروه شغلی مشغول هستند گروهی از آن‌ها از طریق دامداری

امرار معاش می‌کنند و مابقی که شامل ۲۳۳ خانوارند کشاورزی و کارگری برای دیگران را به عنوان پیشه خود برگزیده‌اند (اتوکش و عباس‌زاده، ۱۳۹۱).

۴-۱- تاریخچه مطالعات پیشین

منطقه مورد مطالعه در راستای تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران (نوایی و همکاران، ۱۳۶۵) و جاجرم (افتخارنژاد و همکاران، ۱۳۷۱) و ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد (خلعتبری، ۱۳۷۷) و ابریشم رود (نواب مطلق، ۱۳۸۳) مورد مطالعه قرار گرفته است.

- هوشمند زاده (۱۳۵۷)، سنگ‌های دگرگونی گنیسی، آمفیبولیت و شیست‌های گارنت و هورنبلنددار در ناحیه تروود را به پرکامبرین نسبت داده و معتقد است این مجموعه به طور دگرشیب توسط رسوبات دگرگونی تریاس- ژوراسیک پوشیده شده است.

- حسینی (۱۳۷۴)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (واقع در غرب منطقه مورد مطالعه) را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. بر اساس این مطالعات، توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه احتمالاً از نوع I، با ماهیت کالک‌آلکالن، در حاشیه فعال قاره‌ای و در یک محیط تکتونیکی فرورانشی تشکیل شده است. وی در راستای گردآوری رساله دکترای خود تحت عنوان پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی بند هزارچاه (بیارجمند جنوب شرق شاهرود) در حال انجام مطالعات تکمیلی بر روی این منطقه است. بر اساس مطالعات جدید بسیاری از نتیجه‌گیری‌های قبلی نادرست بوده و حقایق جدیدی به دست آمده است.

- رحمتی ایلخچی (۱۳۸۱)، در شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه (واقع در جنوب غرب منطقه مورد مطالعه)، مجموعه دگرگونی‌ای را که در شمال و شرق دهکده سهل در ناحیه شترکوه رخنمون دارد و از لحاظ ویژگی‌های کلی مشابه با مجموعه دلبر است را با سن پالئوزوئیک- پرکامبرین؟ معرفی کرده است. بر اساس مطالعات وی، این مجموعه دگرگونی توسط تناوبی از شیل و ماسه سنگ‌ها با دگرگونی ضعیف همراه با میان‌لایه‌های سنگ آهک (معادل سازند شمشک) پوشیده شده است.

داده‌های سن‌سنجی U-Pb، سن‌های 554 ± 40 ، 556 ± 30 و 551 ± 20 را برای این مجموعه نشان داده است که بیانگر شکل‌گیری پروتولیت آن در خلال ماگماتیسم قوس قاره‌ای اواخر نئوپروتروزوئیک است.

- عروج‌نیا (۱۳۸۲)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی سنگ‌شناختی و خاستگاه سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم‌رود پرداخته است.

- بادامه (۱۳۸۲)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود پتروژنز سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه میان‌دشت، شرق شاهرود (واقع در شمال منطقه مورد مطالعه) را مورد مطالعه قرار داده است. طبق این مطالعه، واحدهای سنگی تشکیل‌دهنده این منطقه از قدیم به جدید شامل شیل‌های ژوراسیک، آهک‌های کرتاسه، آهک‌های ائوسن، واحدهای پیروکلاستیک و گدازه‌های بازالتی آندریتی ائوسن میانی- فوقانی است. ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های آتش‌فشانی و آذرآواری ائوسن در این منطقه عمدتاً شامل الیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزیت و واحدهای اپی‌کلاستیک می‌باشد. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی این سنگ‌ها دارای ماهیت آلکالن بوده و به نظر می‌رسد تحت تأثیر فاز کوهزایی لارامید در یک محیط کششی- کافتی درون قاره‌ای (پشت کمان) تشکیل شده‌اند.

- ملک پور (۱۳۸۴)، در قالب رساله کارشناسی ارشد خود به مطالعه پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در کوه‌های کلاته علاءالدین و ملحدو، جنوب شرق شاهرود، پرداخته است. وی در این مطالعه پتروفابریک و انواع ریزساخت‌ها و دگرشکلی‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه را مورد بررسی قرار داده و با روش سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن موجود در گرانیت‌ها و گرانیت‌های میلونیتی این منطقه سن‌های ۵۳۰ تا ۵۵۰ میلیون سال را به دست آورده است. در این مطالعه به مسائل پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه توجه خاصی نشده است.

- قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵)، در مقاله‌ای تحت عنوان معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی، تحولات دگرگونی منطقه دلبر را مورد بررسی قرار داده‌اند. به عقیده ایشان با تلفیق روابط صحرایی، اطلاعات فابریکی، پاراژنتیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌ها، می‌توان

در ارتباط با تحولات دگرگونی منطقه دلبز چنین اظهار داشت که این پیکره دگرگونی شامل دو بخش مجزای قبل از ژوراسیک (پرکامبرین) (OMT)^۱ و ژوراسیک (JMT)^۲ با ویژگی‌های کاملاً متفاوت است. پیکره (OMT) شامل مجموعه‌ای متنوع از انواع شیست، گنیس و آمفیبولیت می‌باشد و پیکره (JMT) را تناوبی از متاکنگلومرا، کالکشیت و میکاشیت تشکیل داده است. پروتولیت (OMT) گریوکی تا نیمه‌پلیتی و پروتولیت (JMT) از نوع رسوبات آواری (کنگلومرا، ماسه‌سنگ) همراه با تناوبی از آهک‌های مارنی بوده است. با توجه به شواهد صحرایی از قبیل برگوارگی‌ها، خطوارگی‌ها و شواهد میکروسکوپی نظیر انواع شیستوزیته و خطواره‌ها و نیز روابط پاراژنتیکی چنین بر می‌آید که پیکره (OMT) متحمل دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای از نوع باروین معمولی و دمای بالا شده است. این دگرگونی در محیط‌هایی با شیب زمین‌گرمایی معمول و بالا که ناشی از حضور توده‌های آذرین در اعماق است (ورای ایزوگراد سیلیمانیت فوقانی) صورت می‌گیرد. دگرگونی پیکره (JMT) از نوع باروین دمای پایین بوده است. این دگرگونی در محیط‌هایی با شیب زمین‌گرمایی پایین‌تر و دگرشکلی بالا صورت می‌گیرد. از شواهد چنین بر می‌آید که بعد از وقوع این رخداد، شرایط تکتونیکی بسیار فعالی نظیر زون‌های برشی در منطقه حاکم بوده و باعث دگرشکلی بالا و دگرگونی ضعیف در زون‌های میلونیتی شده است. پیکره دگرگونی (OMT) در قلمرو رخساره آمفیبولیت میانی-فوقانی (یاردلی، ۱۹۸۹) و منطبق با ذوب بخشی سنگ‌های پلیتی است و در تقسیم‌بندی زون‌های دگرگونی در زون سیلیمانیت فوقانی قرار دارد. پیکره دگرگونی (JMT) در قلمرو رخساره شیست‌سبز و در زون گارنت قرار می‌گیرد.

- حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸)، با مطالعات سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن در گرانیتوئیدهای اواخر نئوپروتروزوئیک-کامبرین آغازین در ایران، شواهدی برای پالئوژئوگرافی، ماگماتیسیم و تاریخچه گسترش پی‌سنگ ایران ارائه کرده‌اند. در راستای این مطالعات، نمونه‌های گرانیت میلونیتی و گرانیتوئیدی نواحی مختلف ایران مرکزی، کوه سلطانیه (شرق و جنوب زنجان)،

1- Old metamorphics terrain

2- Jurassic metamorphic trrain

تکاب (غرب زنجان)، معدن طلای موته، منطقه ورزنه (شمال گلپایگان) و ترود- خارتوران- بند هزارچاه (شمال شرق ایران مرکزی) را به روش U-Pb بر روی زیرکن مورد سن‌سنجی قرار گرفته‌اند. نتایج حاصل از سن‌سنجی نمونه‌های گرانیتی و گرانیتوئیدی مناطق ترود، خارتوران و بند هزار چاه در جدول زیر ارائه شده است:

جدول ۱-۱- نتایج حاصل از سن‌سنجی نمونه‌های گرانیتی و گرانیتوئیدی مناطق ترود، خارتوران و بند هزارچاه (حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۸).

No.	Locality, Sample ID	GPS coordinates			Rock type	Age (Ma) [†]
		N (deg, min)	E (deg, min)	Elevation (m)		
<i>Torud, Khār Turan & Band-e Hezar Chāh, northeast central Iran</i>						
1	TO40, N. Shotor Kuh, NE of Torud	35° 46.653'	55° 20.940'	1430	Biotite granite mylonite	566
2	EaBi 1a, W. Kuh-e Molhedou***	35° 56.620'	55° 52.708'	1414	Foliated leucogranite	551
3	EaBi22, S. Kuh-e Molhedou	35° 56.600'	56° 02.917'	1230	Biotite-garnet granite mylonite	556
4	EaBi32, Kuh-e Sefid Sang	35° 50.667'	55° 45.383'	1350	Biotite granite	554
5	EaBi 125, Delbar, SE Kuh-e Molhedou	35° 58.833'	56° 04.717'	1177	Foliated leucogranite	534
6	G227, W. Kuh-e Molhedou***	35° 54.100'	55° 54.267'	1316	Biotite-garnet granite	522
7	TO46, Band-e Hezar Chāh	36° 00.517'	55° 34.867'	1491	Pink foliated leucogranite	581
8	TO50, Band-e Hezar Chāh	35° 57.534'	55° 32.757'	1645	Biotite granite mylonite	601
9	TO-He4, Band-e Hezar Chāh	36° 00.900'	55° 31.402'	1780	Leucogranite mylonite	572

همانطور که مشاهده می‌شود نتایج بدست آمده بر اساس داده‌های سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن، سن حدود ۵۲۲ تا ۶۰۱ میلیون سال یعنی اواخر نئوپروتروزوئیک – اوایل کامبرین را برای نمونه‌های گرانیتی و گرانیتوئیدی در مناطق ترود، خارتوران و بند هزارچاه نشان می‌دهد. سن بدست آمده برای نمونه‌های کوه سلطانیه، تکاب، سنندج- سیرجان، منطقه معدنی موته و لاهیجان نیز حدود ۵۴۴ تا ۵۸۰ میلیون سال است. بر اساس این مطالعات، از آنجا که گرانیتوئیدها و گنیس‌های گرانیتی اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین در همه زون‌های ساختاری ایران، شمال زاگرس از زون سنندج- سیرجان تا ایران مرکزی و حاشیه شمالی کوه‌های البرز وجود دارند و نیز گرانیت‌های با این مرتبه سنی در قلمرو گندوانا (از جمله سپر عربستان- حبشه) مشاهده شده‌اند اما در اوراسیا غایبند، می‌توان نتیجه گرفت که پی‌سنگ بلورین ایران (به استثنای زون ساختاری کپه‌داغ) در این زمان قسمتی از گندوانا بوده است.

- رحمتی ایلخچی (۲۰۰۹)، مطالعات خود بر روی سیر تحولی ماگماتیسم و دگرگونی مجموعه دگرگونی شترکوه (واقع در جنوب غرب منطقه مورد مطالعه) را در مقاله‌ای تحت همین عنوان به چاپ رسانده است. در این مطالعه سن‌سنجی انجام شده به روش U-Pb بر روی زیرکن یک نمونه گرانودیوریت مربوط به مجموعه ارتوگنیس- آمفیبولیتی شترکوه، سن تبلور آن را 547 ± 7 میلیون سال نشان می‌دهد. همچنین در این مطالعه ذکر شده که حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸)، برای ارتوگنیس‌های مجموعه شترکوه سن مشابهی در حدود 566 ± 31 میلیون سال را به روش U-Pb بر روی زیرکن موجود در آن‌ها بدست آورده‌اند. هر دو سن بدست آمده با سن‌های U-Pb بر روی زیرکن سنگ‌های گرانیتی گزارش شده از چند ناحیه دیگر در ایران مرکزی از جمله منطقه ساغند (رضائی و تاکر، ۲۰۰۳) و منطقه سندرچ- سیرجان (حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۸) سازگار است. آنالیزهای شیمیایی و داده‌های سن‌سنجی U-Pb زیرکن، نشان می‌دهد که پروتولیت گرانیتوئیدی ارتوگنیس‌های مجموعه دگرگونی شترکوه در طول ماگماتیسم قوس قاره‌ای اواخر نئوپروتروزوئیک شکل گرفته است.

- موسوی شاهرودی (۱۳۸۸)، به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتش‌فشانی منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس‌آباد) (واقع در شمال منطقه مورد مطالعه) و کانه‌زایی وابسته به آن در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود پرداخته است. بر اساس این مطالعه فعالیت‌های آتش‌فشانی ائوسن در منطقه باعث پیدایش سنگ‌های بازیک تا حد واسط با ترکیب تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت شده است. مطالعات ژئوشیمیایی بیانگر نقش تفریق ماگمایی و تبلور تفریقی گسترده و بیانگر تفریق سنگ‌های بازیک به سمت تراکی آندزیت‌ها و منشأ گرفتن آن‌ها از یک منبع ماگمایی واحد است. این سنگ‌های آتش‌فشانی دارای ماهیت آکالن هستند و بر اساس نمودارهای تمایز محیط‌های تکتونیکی در جایگاه درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند. به نظر می‌رسد ماگمای آکالن سازنده سنگ‌های مذکور، در نتیجه عملکرد زون‌های کششی و گسل‌های عمیق به ترازهای بالایی پوسته صعود و همراه با سنگ‌های رسوبی در یک حوضه رسوبی کم عمق تا نیمه عمیق فوران کرده است.

- برهمند (۱۳۸۹)، موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه احمد آباد (خارتوران- جنوب شرق شاهرود) (واقع در شرق منطقه مورد مطالعه) را در رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. طبق این مطالعه، در این منطقه در میان مارن‌های قرمز رنگ ژئوپس‌دار الیگوسن یک سری گدازه‌های بازالتی با ترکیب الیوین بازالت تا بازالت فوران کرده‌اند که برخلاف گزارش‌های قبلی مبنی بر سن کواترنری این بازالت‌ها، آن‌ها قدیمی‌ترند و به الیگوسن میانی- پسین تعلق دارند. روندهای ژئوشیمیایی این بازالت‌ها در نمودارهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب، کمیاب خاکی و تعیین محیط زمین‌ساختی نشان‌دهنده طبیعت آکالین ماگمای سازنده این سنگ‌ها و تشکیل آن‌ها از ذوب بخشی تقریباً ۱۰ درصدی یک منبع گارنت لرزولیتی غنی‌شده تحول یافته، بر اثر کاهش فشار وارد بر آن در یک محیط کششی- کافتی درون قاره‌ای پشت کمانی است. ماگمای حاصل از طریق گسل‌های عمیق موجود در پوسته قاره‌ای الیگوسن، به سطح زمین رسیده و در محیط رسوبگذاری مارن‌های قرمز رنگ الیگوسن فوران کرده است. به نظر می‌رسد که این حوضه کششی در پشت کمان ماگمایی ارومیه- دختر، در بخش‌های وسیعی از ایران مرکزی از قزوین تا کرج، ساوه، قم، جنوب تهران، ورامین، گرمسار، سمنان، دامغان، شاهرود، سبزوار و شاید تا کاشمر و بیرجند ادامه داشته است.

- رحمتی ایلخچی (۲۰۱۰)، مطالعات خود بر روی رویدادهای کوهزایی سیمیرین میانی، آپسین آغازین و سنوزوئیک پایانی در مجموعه دگرگونی شترکوه را در مقاله‌ای تحت همین عنوان ارائه کرده است.

- کاظمی (۱۳۹۰)، در رساله کارشناسی ارشد خود ماهیت و منشأ توده گرانیتوئیدی کیکلی (جنوب غرب بیارجمند) (واقع در غرب منطقه مورد مطالعه) و محیط زمین‌ساختی آن را مورد مطالعه قرار داده است. بر اساس مطالعات وی، این توده نفوذی از دو واحد اسیدی و حد واسط- مافیک تشکیل شده که واحد اسیدی دارای ترکیب سنگ‌شناسی آکالی گرانیت، گرانیت و گرانودیوریت است. در حالی که واحد مافیک- حد واسط از مجموعه سنگی گابرو و دیوریت تشکیل شده است. وجود رابطه خطی بین سنگ‌های سازنده توده نفوذی در نمودارهای هارکر می‌تواند نشان‌دهنده قرابت ماگمایی و اختلاف

زمانی ناچیز بین بخش‌های مختلف این توده نفوذی در منطقه باشد. بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های این توده در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند و دارای ماهیت کالک‌آلکالن هستند و در محیطی مرتبط با فروران‌ش در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

- مردانی بلداجی (۱۳۹۰)، در قالب رساله کارشناسی ارشد خود پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی منطقه پهنواز (جنوب بیارجمند-شاهرود) (واقع در غرب منطقه مورد مطالعه) را مورد بررسی قرار داده است. طبق این مطالعات، در این منطقه توالی ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن وجود دارد که شامل تناوبی از گدازه‌های بازیک و نهشته‌های اپی‌کلاستی وابسته می‌باشد. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی نامبرده، این سنگ‌های آذرین دارای ترکیب تراکی بازالتی و ماهیت آلکالن هستند و بیشترین قرابت را با سنگ‌های آتشفشانی وابسته به کمان‌های ماگمایی نشان می‌دهند. همگام با شروع بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و فروران‌ش به سمت شمال-شمال شرق آن به زیر ورقه‌های توران و هلمند و تداوم فروران‌ش و ایجاد کشش در ورقه قاره‌ای رویی، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای به وجود آمده و ماگماهای بازالتی و تراکی بازالتی در درون این حوضه‌ها فوران کرده‌اند. این مجموعه آتشفشانی-رسوبی در ائوسن میانی-بالایی به صورت هم‌شیب توسط رسوبات آهکی پر فسیل ائوسن بالائی-الیگوسن پوشیده شده است.

- رضوی (۱۳۹۰)، در قالب رساله کارشناسی ارشد خود به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن-سبزوار (واقع در شمال شرق منطقه مورد مطالعه) پرداخته است. بر اساس مطالعات وی، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن میانی-فوقانی منطقه داورزن، از تناوب گدازه‌های بازیک-حد واسط و سنگ‌های آذرآواری وابسته به همراه میان‌لایه‌های رسوبی (توف، سیلتستون، ماسه سنگ، آهک نومولیت‌دار) در یک محیط دریایی بسیار کم عمق تا کم عمق دریای باز تشکیل شده‌اند. طیف ترکیبی این سنگ‌ها شامل: تراکی آندزی بازالت، تراکی آندزیت و آندزیت است که توسط تعدادی دایک با ترکیب تراکی آندزیت قطع شده‌اند. روند تغییرات

اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب، کمیاب خاکی و روند موازی نمونه‌ها در نمودارهای عنکبوتی بیانگر منشأ ماگمایی واحد سازنده این سنگ‌ها و نقش تبلور تفریقی به عنوان عامل اصلی در تحول ماگمای آلکالن سازنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی موجود، سنگ‌های منطقه داورزن جزئی از نوار ماگمایی حاشیه شمالی ایران مرکزی، بخش جنوبی زون البرز شرقی یا بینالود است که در ائوسن میانی- فوقانی در محدوده کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط با فرورانش تشکیل شده است.

- چکنی‌مقدم (۱۳۹۱)، در قالب رساله کارشناسی ارشد خود به بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع‌کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (شرق بیارجمند) به وسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آن‌ها پرداخته است. با بررسی‌های انجام شده در این مطالعه، سن دایک‌های مافیک در محدوده زمانی ژوراسیک زیرین- میانی در نظر گرفته شده است.

- عزیزی (۱۳۹۱)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند) (واقع در جنوب غرب منطقه مورد مطالعه) را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. این توده با سن ۵۵۴ میلیون سال به درون مجموعه دگرگونی نئوپروتروزوئیک نفوذ کرده است. طیف ترکیبی این توده سینوگرانیت، مونزوگرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت می‌باشد. با توجه به نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی این توده از نوع گرانیتوئیدهای حاشیه قاره‌ای است که در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای حاشیه شمالی ابر قاره گندوانا تشکیل شده است.

۱-۵- اهداف مطالعه

مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر به سن اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین (حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۸)، توسط اجتماعاتی از دایک‌ها با روند عمومی تقریباً شرقی- غربی قطع شده است. این دایک‌ها در بعضی قسمت‌ها دگرگونه‌های ژوراسیک زیرین را نیز قطع کرده‌اند و دارای ضخامت متغیر از چند

ده سانتیمتر تا چند متر می‌باشند. یک سری از این دایک‌ها دارای بافت پورفیری هستند و آثاری از دگرگونی نشان نمی‌دهند، اما یک سری دیگر تحت تأثیر فرایندهای دگرگونی حاکم بر منطقه قرار گرفته‌اند (قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵).

این مطالعه به منظور شناخت و تفکیک انواع مختلف این دایک‌ها و جهت دستیابی به اطلاعات ذیل انجام می‌گیرد:

- ۱- شناخت موقعیت دقیق چینه‌شناسی و توالی تزریق دایک‌ها.
- ۲- بررسی ترکیب دقیق سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی آن‌ها.
- ۳- مطالعه ترکیب ژئوشیمیایی آن‌ها به خصوص از دیدگاه عناصر کمیاب و کمیاب خاکی.
- ۴- بررسی محیط زمین‌ساختی- ماگمایی تشکیل و تزریق آن‌ها.

۱-۶- روش انجام مطالعه

مطالعات صورت گرفته به منظور تهیه و تدوین این رساله به شرح ذیل بوده است:

- بررسی تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ مرتبط با منطقه مورد مطالعه به منظور دستیابی به یک دید کلی از موقعیت جغرافیایی منطقه و واحدهای سنگی تشکیل دهنده آن.
- بررسی مطالعات قبلی صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه و مناطق هم‌جوار با استفاده از منابع کتابخانه‌ای، پایان‌نامه‌ها و منابع اینترنتی (مقالات معتبر).
- انجام مطالعات صحرایی دقیق در چندین نوبت شامل مطالعات زمین‌شناسی و چینه‌شناسی در ارتباط با تزریق دایک‌ها، نمونه‌برداری از رخنمون‌های مناسب و ثبت محل برداشت آن‌ها توسط GPS و ترسیم نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه بر اساس مطالعات جدید صورت گرفته، با استفاده از نرم افزار Arc GIS.
- تهیه ۴۰ مقطع نازک از نمونه‌های جمع‌آوری شده و انجام مطالعات دقیق پتروگرافی بر روی آن‌ها.

- پس از انجام مطالعات پتروگرافی، ۸ نمونه گابرویی و ۱ نمونه بازالتی (جهت اطمینان و مقایسه با نمونه‌های مطالعه شده توسط قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰) با کمترین میزان دگرسانی جهت انجام آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی انتخاب و توسط شرکت زرازا به آزمایشگاه LabWest استرالیا ارسال و به روش‌های ICP-MS و ICP-AES مورد آنالیز قرار گرفت.
- تجزیه و تحلیل و پردازش داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم‌افزارهای پترولوژیکی مختلف از جمله IGPET و GCDkit.
- جمع‌بندی نتایج حاصل از مطالعات کتابخانه‌ای، صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، به منظور تعیین خاستگاه ماگمایی و فرایندهای مؤثر در تشکیل دایک‌های مورد مطالعه و تعیین جایگاه زمین‌ساختی-ماگمایی تشکیل و تزریق آن‌ها.

فصل دوم

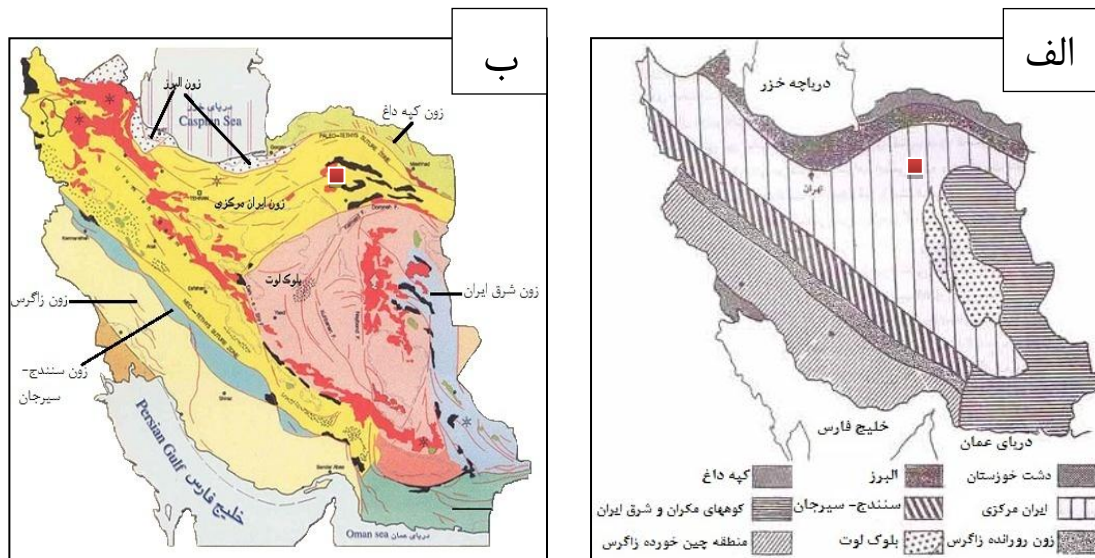
زمین شناسی عمومی منطقه

نخستین بار اشتوکلین^۱ (۱۹۶۸) با توجه به پیچیدگی‌های ساختاری و شرایط متفاوت رسوبی، ایران را به چند حوضه رسوبی- ساختاری جداگانه تقسیم کرد. این تقسیم‌بندی، بنیادی‌ترین تعبیر و تقسیم بوده و مبنایی برای کار پژوهشگران بعدی شده و ارائه تقسیم‌بندی‌های جامع‌تر منطقه‌ای را ممکن ساخته است (آقانباتی، ۱۳۸۳). در تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۹۶۸) و آقانباتی (۱۳۸۳) منطقه مورد مطالعه در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع است (شکل ۲-۱- الف و ب). این منطقه به عنوان یک مجموعه دگرگونی- آذرین معرفی شده است. مطالعات سن‌سنجی انجام شده به روش U-Pb بر روی زیرکن موجود در دگرگونه‌های منطقه مورد مطالعه (بلاغی و همکاران، در دست چاپ) و مناطق اطراف آن که مشابهت سنگی زیادی بین آنها وجود دارد، سن حدود ۵۵۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش یعنی اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین را نشان می‌دهد (حسن‌زاده، ۲۰۰۸ و رحمتی ایلخچی، ۲۰۰۹). این مجموعه دگرگونی توسط رسوبات مزوزوئیک و سنوزوئیک پوشیده شده و به عنوان پی‌سنگ دگرگونی ایران مرکزی تصور شده است. به علاوه تعداد قابل ملاحظه‌ای دایک‌های مافیک نیز آن را قطع کرده‌اند. بربریان و کینگ^۲ (۱۹۸۱) چنین اظهار می‌کنند که پی‌سنگ قدیمی ایران مرکزی متعلق به فاز کوهزایی پان‌آفریکن است. به عقیده ایشان مجموعه‌هایی که در فاز کوهزایی پان‌آفریکن دگرگونی، چین‌خوردگی و گسلش را تحمل کرده‌اند، در بعضی مناطق (مانند مجموعه چاپدون و پشت بادام در خاور ایران مرکزی) احتمالاً به صورت جزیره قوسی بوده‌اند. به باور ایشان در زمان پرکامبرین نواحی البرز، ایران مرکزی، سهندج- سیرجان و زاگرس در حاشیه شمالی گندوانا قرار داشته‌اند و به وسیله اقیانوس پروتوتتیس (اقیانوس پرکامبرین) از پهنه کپه‌داغ و به تبع آن از قاره اوراسیا جدا بوده‌اند. مطالعات (حسن‌زاده، ۲۰۰۸) نیز این موضوع را تأیید می‌کند. براساس این مطالعات همانطور که در فصل اول نیز ذکر شد، حضور گرانیتوئیدها و گنیس‌های گرانیتی به سن اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین در همه زون‌های ساختاری ایران، شمال زاگرس از زون سهندج-

1- Stocklin

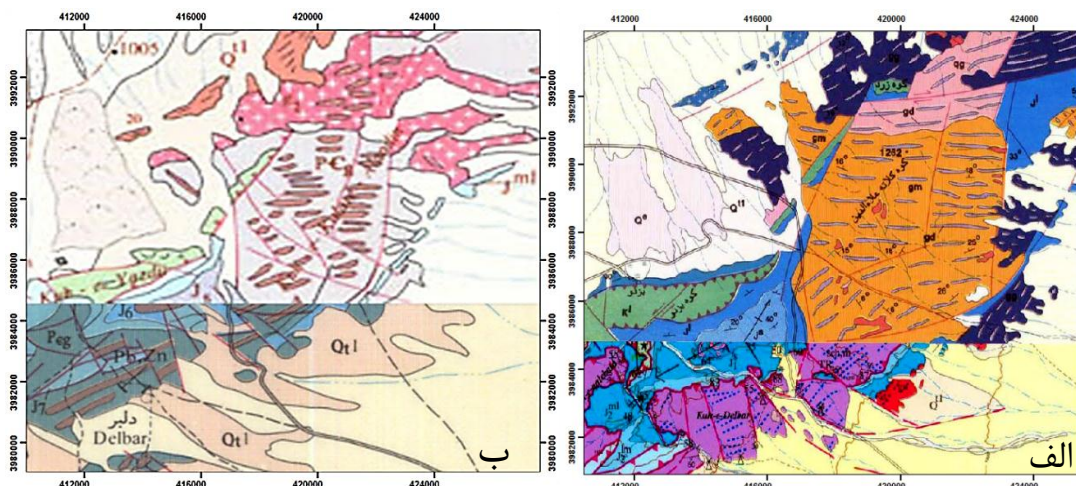
2- Berberian & King

سیرجان تا ایران مرکزی و حاشیه شمالی کوه‌های البرز و قرارگیری آن‌ها در قلمرو گندوانا و عدم حضور آن‌ها در اوراسیا نشان‌دهنده این است که پی‌سنگ ایران (به استثنای زون ساختاری کپه‌داغ) و به تبع آن منطقه مورد مطالعه در این زمان قسمتی از گندوانا بوده است. به عقیده وی، وجود یک حاشیه قاره‌ای فعال پیرامون گندوانا بهتر می‌تواند توزیع این گرانیتوئیدها را در ایران توضیح دهد.



شکل ۱-۲- نقشه نمادین تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران الف- اشتوکلین (۱۹۶۸)، ب- آقانباتی (۱۳۸۳) و موقعیت منطقه مورد مطالعه در آن‌ها که با علامت (■) مشخص شده است.

بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد و ابریشم رود و ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم و خارتوران (شکل ۲-۲- الف و ب) و مطالعات صحرایی صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه، واحدهای سنگی موجود در محدوده مطالعاتی، به زمان‌های پرکامبرین، ژوراسیک، کرتاسه و کواترنری تعلق دارند.



شکل ۲-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه در محدوده بین نقشه‌های الف- ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد و ابریشم رود و ب- ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم و خارتوران که با استفاده از نرم افزارهای Arc GIS و Photoshop تهیه شده است.

۲-۲- واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه

۲-۲-۱- واحدهای دگرگونه پرکامبرین:

این واحدها در منطقه مورد مطالعه مشتمل بر میکاشیت‌ها و به طور غالب گنیس‌ها هستند.

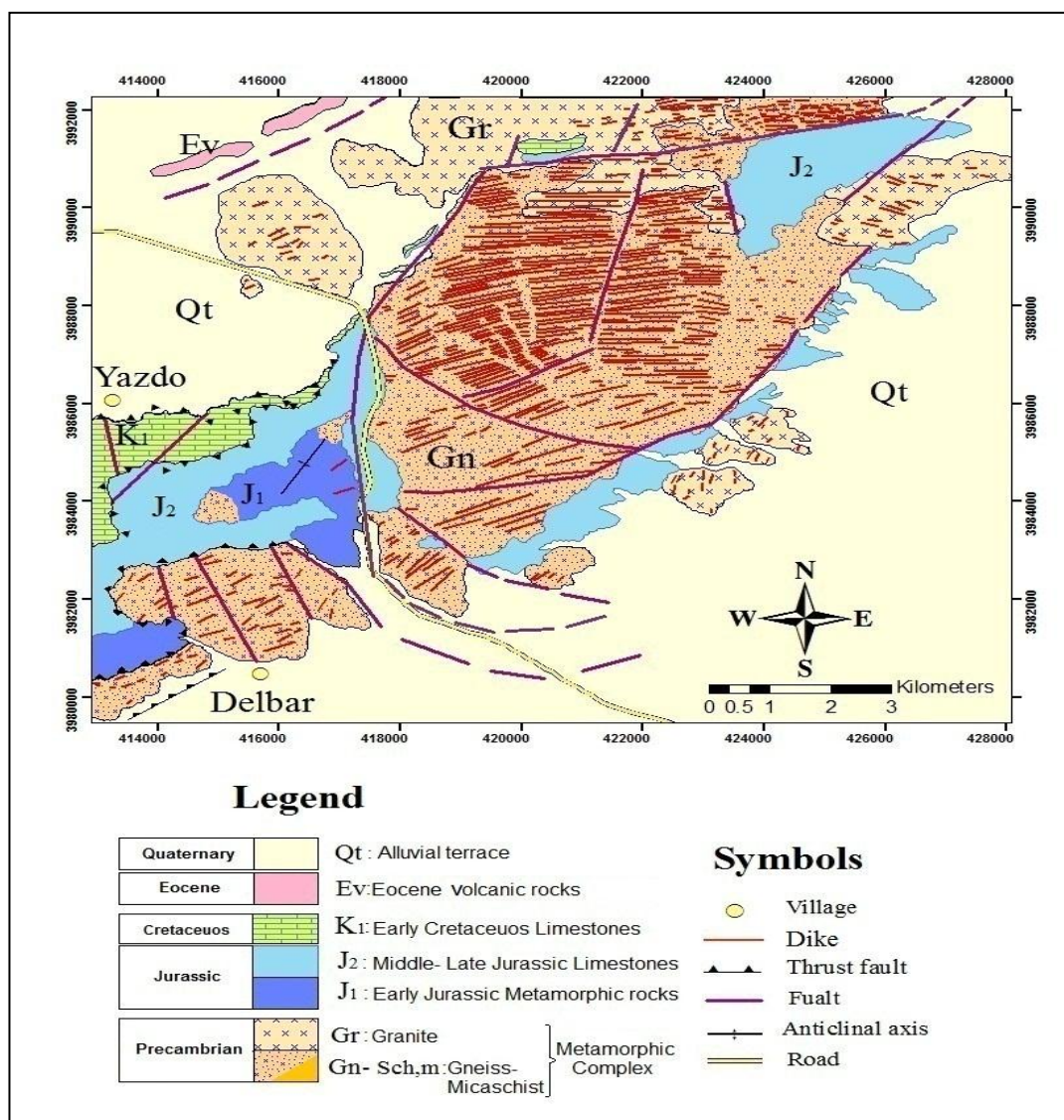
الف- میکاشیست‌ها: احتمالاً قدیمی‌ترین واحدهای سنگی موجود در منطقه هستند. مرز آن‌ها با واحدهای بالا و پایین به درستی مشخص نیست. این سنگ‌ها دارای رنگ تیره و شیستوزیته مشخص، ناشی از جهت‌یابی میکاها هستند. پورفیروبلست‌های گارنت نیز به صورت دانه‌ای در آن‌ها مشاهده می‌شود. در بعضی مناطق این سنگ‌ها دچار ذوب بخشی شده و میگماتیت‌زایی در آن‌ها رخ داده است. این رخداد محصول دگرگونی ناحیه‌ای دمای بالای پرکامبرین، در منطقه مورد مطالعه است (قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵).

- میگماتیت‌ها سنگ‌های مخلوط لایه‌ای هستند که از تناوب لایه‌های روشن گرانیتی و سنگ‌های دگرگونی تیره رنگ کاملاً برگواره (شیست‌ها و گنیس‌ها) تشکیل شده‌اند (همام و همکاران، ۱۳۸۹). میگماتیت‌ها در این منطقه نیز شامل دو بخش تیره یا شیستی (ملانوسم) و روشن یا گرانیتی

(لوکوسم) و بیشتر از نوع میگماتیت‌های استروماتیک، پتیگماتیک و رگه‌ای هستند (قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵). اگر چه میگماتیت‌ها از گذشته محل بحث و جدل‌های پترولوژیکی بوده‌اند اما در حال حاضر، پترولوژیست‌ها بر این موضوع اتفاق نظر دارند که آن‌ها نمایانگر ذوب بخشی موضعی و جدایش تحت فشار مذاب به دورن لایه‌هایی در بین مواد ذوب نشده باقیمانده هستند. به این صورت که پس از ذوب بخشی موضعی سنگ‌های پلیتی درجه بالا، جدایش مذاب گرانیتهی به صورت لایه‌های روشن در میان پسمانده تیره‌رنگ تهی‌شده‌ای که پس از خارج شدن مذاب بر جای مانده است، صورت می‌گیرد (همام و همکاران، ۱۳۸۹).

ب- گنیس‌ها: گسترده‌ترین نوع سنگ‌های دگرگونی در منطقه مورد مطالعه هستند (شکل ۲-۴-الف و ب). سنگ مادر اولیه آن‌ها احتمالاً گریوکی پلیتی بوده که متحمل چندین مرحله دگرگونی شده است. سبک دگرگونی اصلی آن‌ها از نوع ناحیه‌ای دمای بالا و در شرایط رخساره آمفیبولیت میانی- فوقانی بوده و سپس دگرگونی‌های برگشتی و دینامیکی را متحمل شده‌اند (قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵).

- به عقیده ملک‌پور (۱۳۸۴) واحدهای دگرگونه پرکامبرین در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به عنوان یک پهنه برشی در نظر گرفت. یکی از نشانه‌های این برش فراوانی برگوارگی میلونیتی و خطواره‌های کششی است که به صورت گسترده در آن‌ها توسعه یافته است و بر دگرشکلی شکل‌پذیر شدید این سنگ‌ها دلالت دارد (شکل‌های ۲-۵ و ۲-۶). به عقیده وی بر اساس ترکیب کانی‌شناسی و ریزساختارهای مشاهده شده می‌توان گفت که این سنگ‌ها حداکثر در شرایط P-T مربوط به زیر رخساره میانی آمفیبولیت دگرگون شده‌اند.



شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم افزار Arc GIS تهیه شده است.



شکل ۲-۴- تصاویری از طولیل‌شدگی و ردیف‌شدگی بلورهای کوارتز و بیوتیت در نمونه های گنیسی.



شکل ۲-۵- ردیف‌های کوارتز و فلدسپات و بیوتیت چین
شکل ۲-۶- نمونه‌ای از گنیس نواری که در زون برشی
خورده در یک نمونه گنیسی در اثر قرارگیری در
زون برشی.
و در اثر میلونیتی شدن گنیس‌ها ایجاد شده است.

- در منطقه مورد مطالعه رگه‌های عریضی از کوارتز در درون گنیس‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۷-
الف و ب). یکی از گسترده‌ترین ویژگی‌ها در تمام درجات دگرگونی ناحیه‌ای به وجود آمدن رگه‌هایی
از کانی‌ها است که در بین آن‌ها کوارتز فراوان‌تر است. طبق اظهار نظر بعضی از محققین این رگه‌های
هم‌زمان با دگرگونی، در نتیجه گسیختگی ناشی از کشش در سنگ به وجود آمده‌اند. در واقع این
گسیختگی در اثر قرارگیری در زون برشی، فشار سیال منفذی و همگام با پیشرفت واکنش‌های آزاد
شدن مواد فرار به وجود می‌آید. مکانیسم و سرعت جریان سیال تا حد زیادی تابع گرادیان‌های دما،
فشار سیال و نفوذپذیری کلی سنگ است (قاسمی، ۱۳۷۸). فرض بر این است که در دگرگونی
پیشرونده، فشار سیال تقریباً مساوی با فشار لیتواستاتیک است. بنابراین سیال تمایل دارد که دانه‌ها را
کنار زده و تخلخل و تراوایی را حفظ کند. اگر سیال بیشتری از طریق انجام واکنش آزاد شود و سرعت
تولید سیال بیشتر از سرعت خروجی آن باشد، فشار سیال بالاتر از فشار لیتواستاتیک شده تا آنجا که
سنگ در اثر فرایند شکستگی هیدرولیکی شکافته می‌شود. شکستگی‌هایی که در اثر افزایش فشار
سیال تولید می‌شوند، به عنوان مسیری برای مهاجرت سیال از سنگ‌های دگرگونی عمل می‌کنند
(کنعانیان و همکاران، ۱۳۷۲). تا زمانی که فشار سیال از فشار لیتواستاتیک بالاتر است، تشکیل
شکستگی ادامه خواهد داشت. ته‌نشست مواد محلول سیال سبب پر شدن شکستگی شده تا جایی که

سرانجام شکستگی کاملاً پر می‌شود. با پر شدن شکستگی، نفوذپذیری سنگ دوباره بطور ناگهانی کاهش می‌یابد و در صورت تولید دوباره و پیوسته سیال، فشار آن به یکباره افزایش می‌یابد. فشار سیال تا حد بحرانی آن که آستانه تسلیم و ترک‌خوردگی سنگ است، ادامه می‌یابد. شکستگی‌های بعدی معمولاً رگه‌های قبلی را از وسط و یا در امتداد دیواره‌هایشان جدا می‌کنند. کل فرایند پر شدن ترک و عریض شدن رگه توسط چرخه‌هایی نظیر آنچه در بالا ذکر شد دنبال می‌شود (قاسمی، ۱۳۷۸).



شکل ۲-۷- الف و ب- تصاویری از رگه‌های کوارتزی ایجاد شده در داخل واحد گنیسی.

در مورد تشکیل رگه‌های کوارتزی در گنیس‌های منطقه مورد مطالعه می‌توان چنین توضیح داد که سیالات حاصل از واکنش‌های دگرگونی آب‌زدا در داخل گنیس‌ها، سیالات پردما با قابلیت انحلال بالا هستند. این سیالات سیلیس موجود در گنیس‌ها را که می‌تواند حاصل واکنش‌های آب‌زدای کانی‌های آب‌دار نظیر کلریت و مسکویت (همانطور که در ذیل آمده) باشد در خود حل کرده و طبق مکانیسم فوق‌الذکر، سیلیس محلول در خود را در داخل شکستگی‌ها بر جای گذاشته و رگه‌های کوارتزی را تشکیل دهد. به عقیده بارکر (۱۹۹۰) در محلول‌های آب‌گونه حلالیت SiO_2 با کاهش فشار و دما کم می‌شود، لذا با صعود سیالات اشباع از SiO_2 به داخل پوسته، کوارتز ته‌نشست می‌شود (قاسمی، ۱۳۷۸).

آب+ بیوتیت+ کوارتز+ گارنت → مسکویت+ کلریت

آب+ بیوتیت+ کواتز → مسکویت+ کلریت

- اجتماعی از دایک‌های گابرویی به صورت وسیع و موازی با روند تقریباً شرقی- غربی در مجموعه گنیسی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-۸). در محل تماس این دایک‌ها با گنیس‌ها پدیده ذوب بخشی و تشکیل مذاب‌های گرانیته صورت گرفته که این پدیده در مشاهدات صحرایی در حاشیه دایک‌های نفوذی به داخل گنیس‌ها، به خوبی مشهود است (۲-۹).



شکل ۲-۹- تصویری از قطعه گنیسی به دام افتاده در داخل دایک گابرویی و تبدیل آن به گرانیته.



شکل ۲-۸- نمایی از روند موازی دایک‌های گابرویی در داخل واحد گنیسی (دید به سمت شرق).

۲-۲-۲- واحدهای سنگی ژوراسیک:

الف- واحد ژوراسیک زیرین: این واحد در هسته تاقدیس جهت‌دار کوه یزدو رخنمون دارد و با سازند شمشک در البرز قابل مقایسه است (نواب مطلق، ۱۳۸۳). این واحد سنگی متحمل دگرگونی درجه پایین در حد رخساره شیست سبز شده و مشتمل بر کالک‌شیست، میکاشیست، متاکنگلومرا و آهک‌های دولومیتی متبلور است و سنگ مادر آن از نوع رسوبات آواری (کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل و سیلتستون) همراه با تناوبی از آهک‌های مارنی بوده است (قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵). کالک‌شیست‌ها گسترده‌ترین واحد دگرگونی در این مجموعه هستند و در واقع آهک‌های مارنی نازک لایه‌ای بوده‌اند که متحمل دگرگونی درجه پایین و دگرشکلی شدید شده‌اند به طوری که در آن‌ها ریزچین‌های ظریف

و فراوانی به وجود آمده است. میکاشیست‌ها شامل پورفیروبلاست‌های متوسط دانه گارنت و پولک‌های میکا هستند. متاکنگلومراها حاوی قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی و گرانیته قبل از ژوراسیک در یک زمینه شیستی هستند. فخر (۲۰۰۶)، با توجه به وجود فسیل‌های گیاهی مانند *Labifolia* *Rasskazava* و *Coniopteris Brongniart* و ... در داخل یک واحد شیلی در فاصله چند متر بالاتر از متاکنگلومرا، سن ژوراسیک میانی را برای متاکنگلومرا در نظر گرفته است. بر این اساس می‌توان منشأ این متاکنگلومرا را در ارتباط با ریفت‌زایی ژوراسیک میانی دانست که منجر به بازشدگی حوضه پشت کمان، در پشت کمان فرورو به سمت شمال نئوتتیس شده است (اشتامپفلی^۱، ۲۰۰۰ در حسن زاده، ۲۰۰۸). آهک‌های دولومیتی متبلور، جدیدترین واحد دگرگونه ژوراسیک زیرین محسوب می‌شوند و تجدید تبلور خفیف و ماکل‌های ثانویه محدودی را در بلورهای کلسیت (اسپری^۲، ۱۹۶۰) نشان می‌دهند (قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵).

مجموعه ژوراسیک زیرین، دارای رنگ خاکستری تیره و ژئومورفولوژی کم ارتفاع است. قاعده این واحد در جنوب غرب منطقه مشخص است و واحد نادگرگونه ژوراسیک میانی - فوقانی با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی آن جای گرفته است. در مواردی مرز این دو واحد جا به جا شده است که می‌تواند وجود یک پنجره تکتونیکی را تداعی کند (خلعتبری، ۱۳۷۷). همانند واحدهای دگرگونه پرکامبرین، این واحد سنگی نیز توسط دایک‌های گابرویی قطع شده است.

ب- واحد ژوراسیک میانی - فوقانی: این واحد در جنوب و جنوب شرق روستای یزدو رخنمون دارد و در برگیرنده آهک‌های کم و بیش متبلور و نازک لایه، آهک شیلی و آهک مارنی کرم رنگ همراه با میان لایه‌های آهکی نازک لایه خاکستری رنگ است که به سمت بخش فوقانی بر حجم آهک افزوده شده است. این سنگ‌ها فرسایش شدید یافته‌اند و به صورت ورقه‌های نازک دیده می‌شوند، در مواردی دگرشکلی در این سنگ‌ها به صورت شیستوزیته مشاهده می‌شود. بر پایه بررسی‌های

1- Stampfli
2- Spry

دیرینه‌شناسی سن این واحد ژوراسیک تشخیص داده شده و میکروفسیل‌های زیر در آن شناخته شده است:

Textularia sp., *Kurnubio?* Sp., *Trocholina* sp., *Nautilocalian* sp., *Nodosaria* sp., *Epistominella* sp., *Guralina* sp., *Radiolaria*, *Sponge* Spical, *Alge*.

واحد کرتاسه زیرین به گونه‌ای هم شیب بر روی این واحد جای گرفته است (خلعتبری، ۱۳۷۷).

۲-۲-۳- واحد سنگی کرتاسه:

- **واحد سنگی کرتاسه زیرین:** این واحد رسوبی شامل سنگ آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری است که عمدتاً در کوه‌های یزدو و ملحدو رخنمون دارند. بر اساس بررسی‌های دیرینه‌شناسی و وجود میکروفسیل‌های:

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

در این سنگ‌ها، سن آن‌ها کرتاسه زیرین (آپسین-آلبین) در نظر گرفته شده است (خلعتبری، ۱۳۷۷). این واحد سنگی به واسطه یک سیستم گسلی کم‌شیب تقریباً افقی بر روی شیل‌های آهکی متورق و سنگ‌های آذرآوری و گدازه‌های حد واسط کمی دگرشکل شده منسوب به ژوراسیک قرار گرفته‌اند (ملک‌پور و همکاران، ۱۳۸۴) (شکل ۲-۱۱). به عقیده قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵) مشاهدات صحرایی بر ناپیوستگی زاویه‌دار این آهک‌ها با واحدهای ژوراسیک و در بعضی موارد راندگی آن‌ها بر روی دگرگونه‌های پرکامبرین (شکل ۲-۱۰) دلالت دارد.

۲-۲-۴- واحد سنگی ائوسن:

در قسمت‌های شمال و شمال غربی منطقه مورد مطالعه سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری ائوسن شامل انواع تراکی بازالت، تراکی آندزیت، الیوین بازالت و انواع آذرآوری‌ها وجود دارند (قاسمی و

آسیابانه‌ها، ۱۳۸۵). به اعتقاد بادامه (۱۳۸۲)، این سنگ‌ها طبیعت آکالن داشته و دارای ویژگی‌های سنگ‌های آذرین محیط‌های کافتی درون قاره‌ای هستند.

۲-۲-۵- واحد سنگی کواترنری:

تراس‌ها و پادگانه‌های آبرفتی بلند و کم‌ارتفاع و تپه‌های شنی-ماسه‌ای با بلندای ناچیز در شمال کوه یزدو و شرق منطقه مورد مطالعه، از دیگر واحدهای رسوبی منطقه با سن کواترنری هستند که غالباً از رسوبات دانه درشت با جورشدگی ضعیف تشکیل شده‌اند (خلعتبری، ۱۳۸۱).



شکل ۲-۱۲- تصویری از بخشی از واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه مورد مطالعه (دید به سمت غرب).



شکل ۲-۱۱- تصویری از واحد کرتاسه زیرین رانده شده بر روی واحد پرکامبرین (دید به سمت غرب).

۲-۲-۶- دایک‌های موجود در منطقه مورد مطالعه

در منطقه مورد مطالعه سه سری دایک به شرح زیر مشاهده شده است:

الف- دایک‌های گابرویدیوریتی: این دایک‌ها و توده‌های بازیک-حدواسط پرکامبرین، به درون گنیس‌ها و میکاشیست‌ها نفوذ کرده‌اند. تزریق این دایک‌ها و توده‌ها به درون گنیس‌ها و میکاشیست‌ها باعث بالا رفتن دما، ذوب و گرانیتهایی در مقیاس گسترده گردیده است. تشکیل این توده‌های

گرانیتی باعث گسیخته شدن دایک‌ها و توده‌های گابرویدی و انتقال آن‌ها به صورت قطعات سرگردان به ترازهای بالاتر شده است (حسینی، ۱۳۹۲).

ب- دایک‌های گابرویی: این دایک‌ها به صورت موازی و اجتماعات دایکی با روند عمومی تقریباً شرقی- غربی که در عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای منطقه نیز کاملاً مشخص است، به درون دگرگونه‌های پرکامبرین نفوذ کرده‌اند. از آنجا که این دایک‌ها قطعات گنیسی را به صورت زینولیت در برگرفته‌اند، بنابراین زمان نفوذ آنها بعد از رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و تشکیل گنیس‌ها بوده است (شکل ۲-۹). دایک‌های گابرویی دگرگونه‌های ژوراسیک زیرین (معادل دگرگونه سازند شمشک در البرز) را نیز قطع کرده‌اند، اما در نهشته‌های ژوراسیک میانی- فوقانی و کرتاسه زیرین نفوذ نکرده‌اند. بنابراین، طبق مطالعات صحرایی سن ژوراسیک میانی برای آن‌ها در نظر گرفته شده است. مطالعات سن سنجی به روش U/Pb بر روی آپاتیت موجود در این دایک‌ها، سن 152 ± 35 میلیون سال را نشان می‌دهد (بلاغی و همکاران، در دست چاپ) که با روابط چینه‌شناسی آن‌ها کاملاً سازگار است. در مشاهدات صحرایی، دایک‌های گابرویی دارای رنگ خاکستری تیره و ساخت‌های ناپیدا بلور و پورفیری می‌باشند. وجود حاشیه انجماد سریع نیز از دیگر مشخصات آن‌ها است (شکل ۲-۱۲، الف و ب) به طوری که این دایک‌ها در قسمت حاشیه‌ای به شدت دانه ریز، شیشه‌ای و فاقد فنوکریست بوده، در حالی که در بخش‌های داخلی‌تر به سمت مرکز دایک، دارای پورفیرهای درشت پلاژیوکلاز بوده و ویژگی‌های بافت پورفیری را نشان می‌دهند (شکل ۲-۱۳). در بعضی موارد فرسایش پوست پیازی نیز در آن‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۴).

در مورد نحوه تشکیل حاشیه انجماد سریع می‌توان این چنین توضیح داد که زمانی که سطح تماس بین ماگما و سنگ میزبان، یک سطح تماس ناگهانی باشد هیچ گونه واکنش شیمیایی بین ماگما و سنگ میزبان بلافاصله آن صورت نمی‌گیرد. عدم واکنش یا ناشی از حضور یک سنگ میزبان نسبتاً واکنش‌ناپذیر است و یا ناشی از انجماد سریع ماگما در مجاورت یک سنگ میزبان سرد است. اختلاف دمای زیاد بین ماگما و سنگ میزبان معمولاً منجر به کاهش قابل ملاحظه اندازه دانه‌های سنگ‌های

آذرین در نزدیکی سطح تماس می‌شود (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). بیشترین اتلاف دما در یک توده ماگمایی مربوط به قسمت‌های حاشیه‌ای آن است، به طوری که از قسمت داخل روانه به سمت حاشیه آن، اندازه دانه‌ها کاهش می‌یابد (آسیابانها، ۱۳۷۴). این ناحیه کاهش اندازه دانه را حاشیه انجماد سریع می‌نامند و چنین حاشیه‌هایی معمولاً بیانگر جایگزینی ماگما در اعماق کم است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).



شکل ۲-۱۲- الف و ب - تصاویری از نفوذ دایک‌های گابرویی در داخل واحد گنیسی و تشکیل حاشیه انجماد سریع.



شکل ۲-۱۳- تصویری از پورفیرهای درشت پلاژیوکلاز
شکل ۲-۱۴- تصویری از فرسایش پوست پیازی ایجاد شده در دایک‌های گابرویی.

ج- دایک‌های بازالتی: در قسمت شرق منطقه مورد مطالعه، یک سری دایک‌های بازالتی وجود دارند که گنیس‌های پرکامبرین (شکل ۲-۱۵)، آهک‌های کرتاسه و مارن‌های قرمز رنگ ژیبس‌دار

الیگوسن (شکل ۲-۱۶) را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها احتمالاً مجاری تغذیه‌کننده روانه‌های بازالتی‌ای هستند که پس از اشتقاق از یک ماگمای مافیک به صورت دایک در داخل شکستگی‌ها باقی مانده‌اند. قاسمی و همکاران (۱۳۹۰) این دایک‌ها را مجاری تغذیه‌کننده ماگماتیسم الیگومیوسن منطقه دانسته‌اند.

دایک‌های بازالتی در مشاهدات صحرایی به رنگ خاکستری تا تیره، با ساخت متراکم و گاهی صخره‌ای و شکستگی‌های نامنظم دیده می‌شوند و گاهی دبی دیاکلازی و فرسایش پوست پیازی نشان می‌دهند (شکل ۲-۱۷).

منظور از دبی، شکستگی‌های طبیعی سنگ است که در نتیجه عوامل مختلف به خصوص انقباض و انبساط در حین سرد شدن سنگ به وجود می‌آید. عواملی نظیر نیروهای تکتونیکی، تغییرات سریع درجه حرارت و عمل فیزیکوشیمیایی آب‌های نافذ نیز به تشکیل این شکستگی‌ها کمک می‌کنند. در دبی دیاکلازی شکستگی‌های نامنظم در توده آذرین، آن را به قطعه چند وجهی نامنظم تقسیم می‌کند. این شکستگی‌ها در درجه اول به علت سرد شدن توده و در درجه دوم به سبب نیروهای تکتونیکی که پس از انجماد توده بر سنگ اثر کرده‌اند، حاصل می‌شود. آب‌های نافذ به تدریج سبب بازشدن شکاف‌ها می‌شود که فرسایش پوست پیازی یکی از آثار آن است (معین وزیری، ۱۳۸۰).



شکل ۲-۱۶- نمایی از نفوذ دایک بازالتی در داخل واحد مارنی (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۲-۱۵- تصویری از نفوذ دایک بازالتی در داخل واحد گنیسی (دید به سمت جنوب شرق).



شکل ۲-۱۷- تصویری از دبی دیاکلازی و فرسایش پوست پیازی وسیع ایجاد شده در دایک بازالتی.

۲-۳- تکتونیک و زمین‌شناسی ساختمانی منطقه مورد مطالعه:

ساختارهای زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه غالباً از نوع شکستگی‌ها، گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها می‌باشند. شکستگی‌ها و گسل‌ها مهم‌ترین عناصر ساختاری در زمین‌شناسی منطقه هستند که در اثر حرکات زمین‌ساختی، مجرای انتقال و خروج ماگما را به سطح فراهم نموده‌اند.

۲-۳-۱- گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه

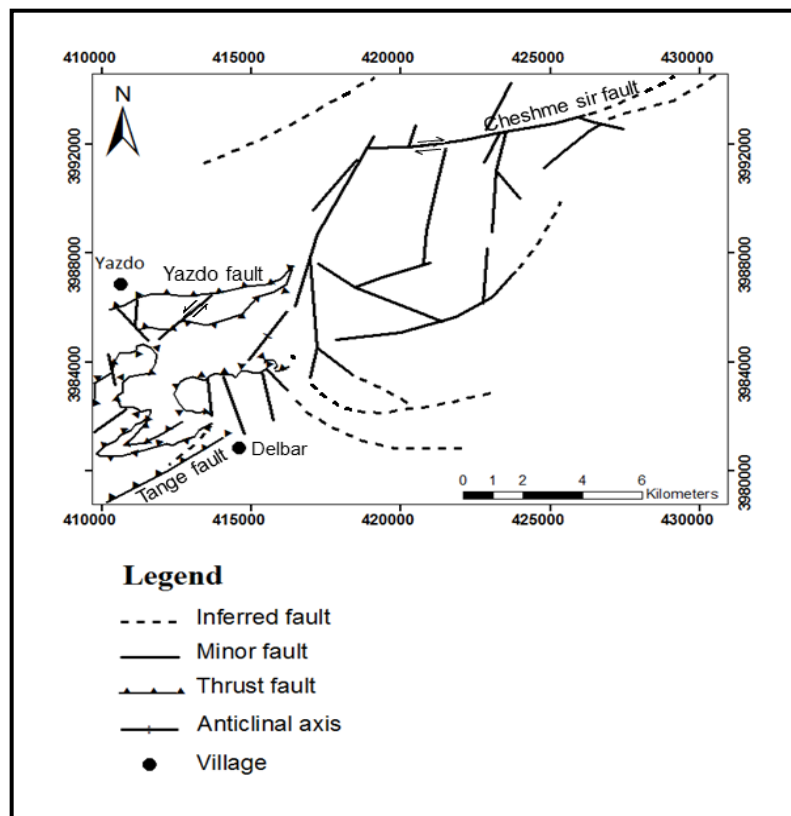
- بر اساس شکل (۲-۱۸) که پراکندگی گسل‌های منطقه را نشان می‌دهد، مهم‌ترین گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه به شرح ذیل می‌باشند:

الف- گسل چشمه سیر: این گسل با روند شمال خاوری- جنوب باختری همگام با جا به جایی واحدهای دگرگونه، همبری تکتونیکی آن‌ها را با واحدهای هم ارز ژوراسیک فراهم کرده است (خلعتبری، ۱۳۷۷).

ب- گسل یزدو: این گسل در جنوب روستای یزدو واقع است. عملکرد این گسل باعث راندگی واحد

کرتاسه زیرین بر روی واحدهای سنگی کهن‌تر (ژوراسیک و پرکامبرین) شده است و چین‌های خوابیده زیبایی را در واحد کرتاسه پدید آورده است (نواب مطلق، ۱۳۸۳).

ج- گسل تنگه: این گسل دارای شیب تند با مؤلفه راستالغز چپ‌بر و امتداد شمال شرقی- جنوب غربی است و می‌توان آن را ادامه گسل ترود در نظر گرفت (نواب مطلق، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۱۸- نقشه پراکندگی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه، برگرفته از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد و ابریشم رود، که با استفاده از نرم افزار Arc GIS تهیه شده است.

۲-۳-۲- چین‌های موجود در منطقه مورد مطالعه:

در محدوده منطقه مورد مطالعه تنها چین خوردگی‌ای که به صورت تاقدیس مشاهده می‌شود تاقدیس کوه یزدو با محور چین دارای روند عمومی شمال شرقی- جنوب غربی است (شکل ۲-۱۸). چین خوردگی‌های محلی نیز در منطقه وجود دارند که محور آنها زاویه کمی با گسل‌های منطقه می‌سازد (وابسته به گسل‌ها هستند و در اثر گسل‌خوردگی ایجاد شده‌اند) (خلعتبری، ۱۳۷۷). البته

ریزچین‌های فراوانی نیز در کالک شیست‌های ژوراسیک شکل (۱۹-۲) و حتی در گنیس‌های موجود در منطقه مورد مطالعه، مشاهده می‌شوند (شکل ۵-۲).



شکل ۱۹-۲- تصویری از چین خوردگی در کالک شیست‌های ژوراسیک زیرین.

۲-۳-۳- اثرات رخدادهای کوهزایی در منطقه مورد مطالعه

در زمین‌شناسی ایران این باور وجود دارد که در زمان پرکامبرین پسین پوسته ایران یک حادثه تبلوری قابل قیاس با رویداد پان‌آفریکن (کاتانگایی) را پذیرا شده که با چین‌خوردگی، دگرگونی و ماگمازایی همراه بوده است. در فاصله زمانی پرکامبرین زیرین- تریاس میانی در بیشتر نقاط ایران آرامش زمین‌ساختی نسبی از نوع خشکی‌زا چیره بوده که نبوده‌های رسوبی موازی و گاهی شکستگی پوسته و ماگمازایی از پیامدهای آن است. در تریاس فوقانی با آغاز جنبش‌های زمین‌ساختی آلپ آغازین و قابل قیاس با رخداد سیمرین پیشین شرایط سکویی پالئوزوئیک- تریاس میانی دست‌خوش تغییرات عمده شده که کم و بیش در مراحل گوناگون کوهزایی آلپ، مانند چرخه‌های زمین‌ساختی سیمرین میانی، سیمرین پسین، اتریشین، لارامید و ... تکرار شده که حاصل آن ریخت زمین‌ساخت امروزی ایران است. بدین‌گونه می‌توان گفت که در شکل‌گیری سیمای امروز ایران، چرخه‌های زمین‌ساختی متعددی نقش داشته‌اند که گاهی از نوع کوهزا و زمانی از نوع خشکی‌زا بوده‌اند. گفتنی

است بخشی از سیمای ریخت‌زمین‌ساختی ایران نتیجه حرکت و برخورد بلوک‌ها و ورقه‌ها است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

الف - رخداد پان‌آفریکن (کاتانگایی):

کوهزایی پان‌آفریکن، بر سرنوشت زمین‌شناسی ایران اثرات درخور توجه داشته است به گونه‌ای که بسیاری از زمین‌شناسان، روندهای ساختاری کلی ایران و ایجاد حوضه‌های رسوبی بعدی (مانند زاگرس) را از جمله پیامدهای این کوهزایی می‌دانند و حتی بربریان چارچوب ساختاری آلپی امروز ایران را به ارث رسیده از امتدادهای پی‌سنگ کاتانگایی می‌داند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

فاز کوهزایی پان‌آفریکن، در طول پرکامبرین فوقانی پوسته قاره‌ای ایران را دگرگون، گرانیته، چین‌خورده و گسله نموده است. دگرگونی حاصل از این فاز در نقاطی از ایران، قدیمی‌ترین سنگ‌ها به نام پی‌سنگ را تشکیل داده که توسط بسیاری از زمین‌شناسان به آن‌ها اشاره شده است (نظیر بیارجمند. پس از سخت شدن پوسته ایران، فاز بعد از کوهزایی، به صورت فاز کششی عمل کرده و کافت‌ها و شکاف‌هایی را به وجود آورده که آتش‌فشان‌های کافتی مانند سنگ‌های آذرین منطقه بافق (بلاغی و همکاران، ۱۳۸۹)، ریولیت هرمز، گرانیته دوران، ریولیت‌های مهاباد و ... مؤید این نوع فاز کوهزایی و نمایانگر کشیدگی پوسته قاره‌ای سکوی ایرانی-عربی است (خسروتهرانی، ۱۳۸۴).

در کمربند ایران مرکزی در زمان پرکامبرین در اثر فرآیندهای دگرگونی ناشی از کوهزایی پان‌آفریکن، دمای ناحیه به حدی رسیده که سنگ‌های اولیه مانند پلیت‌ها، گریوک‌ها، آرکوزها و ... ذوب و روان شده که حاصل آن پیدایش میگماتیت، گرانیته آناتکسی و ریولیت‌های گسترده است (حق‌پور، ۱۹۷۴ در آقانباتی، ۱۳۸۳). شناخته شده‌ترین دگرگونی پرکامبرین، شامل دو مرحله متوالی است که فاز نخست دگرگونی از نوع فشار متوسط و دمای پایین (باروین) و فاز دوم آن از نوع دمای بالا است که با دگرگونی نوع آبوکوما قابل قیاس است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

با نگرشی به شواهد زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، مهم‌ترین رخداد ساختاری که باعث تغییر شکل و دگرگونی ناحیه‌ای کهن‌ترین واحدهای سنگی منطقه شده، رخداد کوهزایی پان‌آفریکن است. در این

واحدهای سنگی دو مرحله دگرگونی ناحیه‌ای از نوع بارووین معمولی و دمای بالا (آبوکوما) تشخیص داده شده است. این پیکره دگرگونی در قلمرو رخساره آمفیبولیت میانی- فوقانی (منطبق با شروع ذوب بخشی سنگ‌های پلیتی) قرار دارد و پدیده میگماتیستی شدن و تشکیل گرانیتهای آناتکسی نیز در آن گزارش شده است (قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵). این پدیده‌ها در نقاط دیگر ایران مانند ساغند، پشت بادام، تکاب، ترود، باختر ارومیه، ازبکوه و ... نیز مشاهده شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

پیکره دگرگونی فوق‌الذکر، به عنوان پی‌سنگ دگرگونی ایران مرکزی در منطقه مورد مطالعه در نظر گرفته شده و با ناپیوستگی آذرین پی توسط رسوبات کم‌دگرگونی تریاس- ژوراسیک پوشیده شده است (بلاغی و همکاران، در دست چاپ).

ب- رخداد سیمرین پیشین:

در زمان مزوزوئیک پوسه ایران زمین، بسیار پویا بوده است. ماگمازایی، دگرگونی، کافت‌زایی همراه با جدا شدن ورقه‌ها، تشکیل پوسته‌های اقیانوسی، هم‌گرایی ورقه‌های جداشده و یکی شدن دوباره آن‌ها گواه بر پویایی مزوزوئیک ورقه ایران است (خسروتهرانی، ۱۳۸۴). بررسی جغرافیای دیرینه مزوزوئیک ایران نشان می‌دهد که شرایط سکویی پالئوزوئیک بی‌هیچ‌گونه رخداد زمین‌ساختی مهم تا تریاس میانی ادامه یافته است. در تریاس میانی- فوقانی، پس از رخداد زمین‌ساختی معادل سیمرین پیشین چهره حوضه‌های رسوبی ایران تغییر کرده و از این هنگام، حوضه‌های جداگانه‌ای شکل گرفته‌اند که شرایط جغرافیای دیرینه و رسوبی آن‌ها با حوضه‌های رسوبی مجاور متفاوت بوده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

از آغاز تریاس زیرین قسمت اعظم محدوده ایران توسط دریای کم‌عمق پوشیده شده که این وضعیت کم و بیش تا تریاس میانی برقرار بوده است. در تریاس میانی تقریباً در سراسر ایران رسوبات دولومیتی ته‌نشین می‌شود. سازندهای دولومیتی الیکا، شتری و دولومیت‌های حاوی رسوبات تبخیری خانه‌کت را می‌توان نمونه‌ای از این رسوبگذاری دانست. در حد بین تریاس میانی- فوقانی فاز فشارشی سیمرین پیشین، ایران را تحت تأثیر قرار داده که در نتیجه به طور محلی بالازدگی‌ها، چین‌خوردگی‌ها و

دگرگونی‌هایی رخ داده و حوضه‌های رسوبی جدیدی به وجود آمده و در عین حال اقیانوس پالئوتتیس که در شمال، بین ایران و توران وجود داشته، بسته شده است و این دو منطقه به صورت سرزمین واحدی درآمده‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

فرسایش بالازدگی‌های حاصل از عملکرد فاز فشارشی سیم‌رین پیشین، موجب تشکیل نهشته‌های آواری گروه شمشک گردیده که جایگزین نهشته‌های کربناتی سکوی قاره‌ای (تریاس میانی) شده‌اند (آسرتو^۱، ۱۹۶۶؛ علوی، ۱۹۹۶ و سیدامامی، ۲۰۰۳ در شهیدی و همکاران، ۱۳۸۹).

پدیده دگرگونی از گسترده‌ترین نشانه‌های کوه‌ها بودن فاز سیم‌رین پیشین است. این دگرگونی در حد رخساره شیست سبز بوده و اثر آن در سنگ‌های دگرگونی کهن‌تر (پرکامبرین)، از نوع دگرگونی پس‌رونده است. هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، در ناحیه ترو، آثار دگرگونی سیم‌رین پیشین را گزارش کرده‌اند. ولی دگرگون بودن ردیف‌های تریاس فوقانی- ژوراسیک زیرین (گروه شمشک) سبب شده تا افتخارنژاد (گفتگوی شفاهی) بیشتر فاز دگرگونی ژوراسیک میانی را باور داشته باشد، هر چند عملکرد دو فاز جداگانه سیم‌رین پیشین و میانی بیشتر محتمل است (آقابات، ۱۳۸۳).

در منطقه مورد مطالعه نیز می‌توان رسوبگذاری نهشته‌های ژوراسیک (معادل سازند شمشک) را به پیامد جنبش کوهزائی سیم‌رین پیشین و دگرگونی این سنگ‌ها (در حد رخساره شیست سبز) و مجموعه دگرگونه کهن‌تر را به جنبش‌های کوهزائی سیم‌رین میانی نسبت داد. در این منطقه نهشته‌های ژوراسیک زیرین در تاق‌دیس کوه یزدو به طور جانبی به میکروکنگلومراهای آهکی تبدیل می‌شوند که می‌توان آن را شاهدهی بر تأثیر رخداد زمین‌ساختی سیم‌رین میانی دانست (نواب مطلق، ۱۳۸۳). واحدهای سنگی ژوراسیک زیرین در منطقه مورد مطالعه با ناپیوستگی زاویه‌دار توسط واحد سنگی ژوراسیک میانی- فوقانی پوشیده شده است (خلعتیری، ۱۳۷۷).

ج- رخداد سیم‌رین میانی:

بررسی چینه‌شناسی، ماگماتیسم و دگرگونی ژوراسیک ایران گویای آن است که رخداد سیم‌رین میانی

رخدادی کوهزادی است که با چین‌خوردگی، تکاپوی آتشفشانی، جایگیری توده‌های نفوذی و حتی دگرگونی همراه است (آقابات، ۱۳۸۳). به نظر می‌رسد رخداد سیمین میانی نتیجه‌ای از برخورد میان بلوک‌های افغان و حاشیه جنوبی اوراسیا است. بلوک افغان یکی از بلوک‌های سیمین است که پس از بلوک‌های ایرانی (لوت، طبس، یزد و پشت بادام) با اوراسیا برخورد می‌کند. پس از این برخورد، سلسله جبالی (پس از تریاس فوقانی و پیش از بازوسین فوقانی) در بخش‌های خاوری ایران شکل می‌گیرد. به دنبال این رخداد فشارشی فرونشست زمین‌ساختی در شمال ایران به صورت ضعیفی به وجود می‌آید. این حرکات ژئودینامیکی هم‌زمان با ابتدای شکل‌گیری پوسته اقیانوسی حوضه کاسپین جنوبی است (برونت^۱ و همکاران، ۲۰۰۳؛ فورسیچ^۲ و همکاران، ۲۰۰۹؛ شهیدی و همکاران، ۲۰۰۸ در شهیدی و همکاران، ۱۳۸۹). از توآرسین به بعد افزایش فرونشست در البرز جنوبی، کشش در شمال ایران را موجب می‌شود که این رخداد با بازشدگی تدریجی یک حوضه کافتی پشت کمانی در ارتباط با فروانش نئوتتیس تفسیر می‌شود (فورسیچ و همکاران، ۲۰۰۹).

در منطقه مورد مطالعه علاوه بر دگرگونی واحدهای ژوراسیک زیرین (در حد رخساره شیست سبز) و واحدهای دگرگونی کهن‌تر، ایجاد زون‌های برشی - گسلی همراه با شکل‌گیری میلونیت‌ها، دگرگونی ضعیف و دگرشکلی شدید در کالک‌شیست‌های ژوراسیک زیرین (شکل ۲-۱۹) همراه با حداقل سه سری شیستوزیته (S_0 لایه‌بندی اولیه، S_1 برگوارگی دگرگونی ناشی از ردیف‌شدگی کانی‌های ورقه‌ای (میکاه) و S_2 محور ریزچین‌ها)، بالازدگی پوسته و به دنبال آن بالازدگی گوشته و بالآمدن آستونسفر و ذوب ستون‌های گوشته‌ای، ایجاد ماگمای بازیک و فوران و تزریق آن‌ها به صورت بازالت و گابرو، همه این رخدادها ناشی از ایجاد یک حوضه کششی پشت کمانی در بخش‌های شمالی ایران مرکزی و جنوب البرز در نتیجه فروانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی تحت تأثیر رخداد کوهزایی سیمین میانی می‌باشند (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰؛ اصغرزاده و قاسمی، ۱۳۹۲).

1- Brunet
2- Fürsich

د- رخداد سیمرین پسین:

رخداد سیمرین پسین نه در مرز ژوراسیک- کرتاسه، بلکه در زمان نئوکومین (پیش از بارمین، کرتاسه زیرین) رخ داده است. در اثر این رخداد، پسروری دریا و خروج زمین از آب صورت گرفته و چرخه‌های فرسایشی پیش از بارمین، گاه با حذف سنگ‌های کرتاسه زیرین (نئوکومین- بریازین) و ژوراسیک فوقانی (تیتونین و حتی کیمریجین) همراه بوده است. این رویداد به دور از چین‌خوردگی، دگرگونی و پلوتونیسم است و در نتیجه نه از نوع کوهزادی، که از نوع خشکی‌زا (زمین‌زا) است (آقانباتی، ۱۳۸۴). در نتیجه همین رخداد، عموماً آهک‌های اوربیتولین‌دار مربوط به آشکوب‌های بارمین و آپتین به صورت دگرشیب و با کنگلومرای قاعده‌ای بر روی رسوبات ژوراسیک و یا حتی قدیمی‌تر قرار گرفته است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

در منطقه مورد مطالعه نیز پس از یک گامه فرسایشی (رخداد سیمرین پسین)، در زمان کرتاسه زیرین (آپتین-آلبین) پسروری دریا و رسوبگذاری نهشته‌های کم ژرفای ستر لایه آهکی اربیتولین‌دار واحد K_1 صورت گرفته است. (خلعتبری، ۱۳۷۷؛ نواب مطلق، ۱۳۸۳). این واحد سنگی در منطقه مورد مطالعه با یک سطح تماس گسلی بر روی واحدهای قدیمی‌تر ژوراسیک و پرکامبرین قرار گرفته است.

ه- رخداد لارامید:

از اواخر کرتاسه تا اوایل پالئوژن در بیشتر نواحی ایران شواهد روشنی از چین‌خوردگی، ماگمازایی و دگرگونی وجود دارد که با رخداد کوهزایی لارامید قابل قیاس است. جنبش‌های زمین‌ساختی لارامید از زمان کرتاسه زیرین آغاز شده و در پالئوسن (پس از دانین) بیشترین شدت را داشته است، به همین دلیل دوره ترشیری در همه جای ایران مرکزی و دامنه‌های جنوبی البرز با حضور رسوبات آواری پس از کوهزایی و با دگرشیبی زاویه‌دار آشکار، آغاز می‌شود. تداوم این حرکات را می‌توان به صورت فازهای کششی در ائوسن میانی دید. در یک نگاه کلی رخداد لارامید ویژگی‌های دوگانه فشارشی و کششی داشته که به دنبال هم عمل کرده‌اند. در فاز فشارشی بسته‌شدن کافت‌های نئوتتیس آغاز شده که

حاصل آن شکل‌گیری آمیزه‌های رنگین ایران و رانده شدن آن‌ها بر روی حاشیه قاره‌ای است. همچنین جایگیری توده‌های نفوذی، دگرگونی و چین‌خوردگی از پیامدهای فشارشی این فاز است. فاز کششی رخداد لارامید، نوعی رهایی پس از فشردگی است که در پالئوسن - ائوسن رخ داده و اوج آن در ائوسن میانی است و حاصل آن آتش‌فشانی‌های شدید ائوسن با ترکیب بیشتر آندزیتی است. ماگمازایی وابسته به رخداد لارامید حاصل همین تغییر ماهیت نیروهای فشارشی به کششی است که با ایجاد و یا فعال شدن گسل‌ها همراه بوده است. از این شکاف‌ها مواد آذرین فراوان به صورت خاکستر و گدازه با ترکیب آندزیتی تا تراکیتی به بیرون راه یافته‌اند و اوج آن در ائوسن میانی بوده که روانه‌ها و آذرآواری‌های دامنه جنوبی البرز و ایران مرکزی را به وجود آورده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

در منطقه مورد مطالعه، در گامه‌های پایانی کرتاسه و آغازین سنوزوئیک رخداد کوهزایی لارامید به صورت یک فاز فشارشی سبب چین‌خوردگی آهک‌های کرتاسه و بیرون آمدن منطقه از آب شده است (نواب مطلق، ۱۳۸۳). با انبساط پوسته زمین در آغاز ائوسن، هم‌زمان با تکاپوی حوضه و پیشروی دریا، با ایجاد شکستگی‌های کششی در منطقه، ماگمای بازیک با منشأ گوشته‌ای به سطح زمین صعود کرده است. با افزایش نیروهای کششی در ائوسن میانی - فوقانی و توسعه شکستگی‌ها، خروج ماگمای بازالتی آلکالن، بدون توقف به سطح زمین صورت گرفته که نتیجه این فعالیت‌ها، پیدایش حجم قابل توجهی از گدازه‌های آتش‌فشانی و سنگ‌های آذرآواری بوده است (نواب مطلق، ۱۳۸۳؛ خلعتبری، ۱۳۷۷).

و- رخداد پیرنئن

در بیشتر نواحی ایران شواهدی از جنبش‌های زمین‌ساختی فشارشی بسیار بزرگ وجود دارد که با رخداد زمین‌ساختی پیرنئن در دیگر نقاط جهان قابل قیاس است. در ایران مرکزی، به دنبال فراخاست عمومی زمین و فرسایش شدید، مواد تخریبی در حوضچه‌های بسته داخلی و در محیط‌های قاره‌ای نهشته شده‌اند. از همین رو است که نهشته‌های الیگوسن ایران مرکزی (سازند قرمز زیرین) بیشتر قاره‌ای - آواری و سرخ رنگ است. ماگمازایی به صورت روانه‌های خروجی و یا توده‌های نفوذی همراه با کانه‌زایی، از ویژگی‌های بارز رخداد پیرنئن است به طوری که اکثر کانسارهای فلزی ایران به

فعالیت‌های ماگمایی همین زمان وابسته اند. توده‌های نفوذی فاز پیرنئن، از کل توده‌های نفوذی که تا پیش از این زمان وجود داشته‌اند، بیشتر است. دگرگونی ناحیه‌ای فاز پیرنئن چندان گسترده نیست. در هر حال، سخت شدن و تبلور دوباره گدازه‌ها و آذرآواری‌های ائوسن که همراه با پیدایش کانی‌های ثانویه مانند زئولیت، آنالسیم و آلبیت است، بیشتر حاصل عملکرد رخداد پیرنئن است که در دو رخساره بسیار ضعیف و ضعیف، شکل گرفته‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

پس از حرکات تکتونیکی اوایل الیگوسن، پیشروی دریا در الیگوسن فوقانی سبب تشکیل رسوبات آهکی و مارن‌هایی شد که تا میوسن ادامه داشته است و قسمت مهمی از ایران مرکزی تا همدان و آذربایجان را فرا می‌گیرد. این رسوبات را سازند قم می‌نامند (بزرگ‌نیا، ۱۹۶۶) که به صورت ناپیوسته بر روی رسوبات قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند. در حد بین لایه‌های رسوبی - آتش‌فشانی ائوسن و لایه‌های مارنی - آهکی الیگومیوسن سازند قم، رسوبات قرمز رنگی که در تمام ایران مرکزی یافت می‌شود وجود دارد (سازند قرمز زیرین، گانسر، ۱۹۵۵) که معرف رسوبگذاری در محیط قاره‌ای و کولابی و به عبارت دیگر، معرف خروج از آب بخش مهمی از ایران بر اثر فاز کوهزایی پیرنئن است (درویش زاده، ۱۳۷۰). در منطقه مورد مطالعه نیز، در پایان ائوسن (ائوسن فوقانی - الیگوسن) در اثر رخداد کوهزایی پیرنئن جنبش‌های خشکی‌زایی باعث بالاآمدگی ناحیه و پسروی دریا و تغییر در شرایط محیط رسوبگذاری شده و رسوبگذاری نهشته‌های آواری مولاس و قاره‌ای صورت گرفته است (نواب‌مطلق، ۱۳۸۳؛ خلعتبری، ۱۳۷۷).

پس از این رخداد کوهزایی، پیشروی دریا در اوایل نئوژن (الیگوسن فوقانی - میوسن زیرین) باعث نهشته شدن کنگلومرا، سنگ آهک و مارن شده که به صورت ناپیوسته بر روی نهشته‌های کهن‌تر قرار گرفته است (سازند قرمز فوقانی) (نواب‌مطلق، ۱۳۸۳).

پیامد جنبش‌های پایانی در اواخر پلیوسن و اوایل کواترنری (جنبش کوهزایی پاسادین)، سبب بیرون آمدن کامل منطقه از آب شده و منطقه شکل کنونی خود را بدست آورده است. پس از این فعالیت‌ها،

فازهای بالاآمدگی و فرسایش در پلیستوسن و هولوسن سبب پیدایش پادگانه‌های مرتفع قدیمی و کم‌ارتفاع جوان عهد حاضر گردیده است (نواب‌مطلق، ۱۳۸۳).

۲-۴- زمین‌شناسی اقتصادی منطقه مورد مطالعه

پتانسیل‌های اقتصادی در منطقه مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشند:

- گرانیت و گرانیت گنیسی: بخش‌های سالم این سنگ‌ها به عنوان سنگ نما دارای ارزش اقتصادی هستند و از بخش‌های خرد و شکسته آن‌ها می‌توان به عنوان سنگ لاشه و مصالح زیرسازی جاده استفاده کرد.

- سنگ آهک: بخش سالم سنگ آهک‌های ضخیم تا توده‌ای کوه‌های ملحدو می‌تواند به عنوان سنگ تزئینی مورد بهره‌برداری قرار گیرد و همچنین از بخش‌های خرد و شکسته شده آن‌ها می‌توان به عنوان سنگ لاشه استفاده کرد. از بخش‌های مارنی و آهکی که گسترش قابل توجهی در منطقه دارند می‌توان برای تهیه مواد اولیه در صنعت سیمان بهره‌برداری کرد (نواب‌مطلق، ۱۳۸۳).

- شن و ماسه: از واحدهای آبرفتی در منطقه نیز می‌توان برای تأمین شن و ماسه استفاده کرد.

- کانسار مس: در قسمت شمالی منطقه و خارج از محدوده مورد مطالعه کانسارهای عمده مس در مناطق چغندرسر، قلعه گریک و گورخان رخنمون دارند. بهره‌برداری از آن‌ها به گذشته‌های دور بر می‌گردد و گواه آن تونل‌ها، کنده‌کاری‌ها و حفاری‌های بی‌شمار در مناطق یاد شده است (خلعتبری، ۱۳۷۷). البته فعالیت‌های اکتشافی جدید جهت احیای برخی از این کانسارها نظیر کانسار مس عباس‌آباد در حال انجام است. در این کانسارها، کانسارزایی مس بیشتر به صورت مالاکیت، کالکوسیت و به مقدار کمتر کالکوپیریت و مس خالص می‌باشد. این کانسارها از نوع رگه‌ای و افشان بوده و غالباً با زون‌های گسلی و مناطق خرد شده تکتونیکی و سنگ‌های تراکی بازالتی در ارتباط می‌باشند (مردانی، ۱۳۹۰).

- البته شایان ذکر است، از آنجا که منطقه مورد مطالعه جزء مناطق حفاظت شده و تحت نظارت سازمان حفاظت از محیط زیست کشور است در حال حاضر هرگونه بهره‌برداری معدنی در آن ممنوع می باشد.

فصل سوم

پشروکرافتی

۳-۱- مقدمه

پس از انجام مطالعات صحرایی و بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی و چینه‌شناسی واحدهای سنگی مورد مطالعه، در این فصل به بررسی ویژگی‌های پتروگرافی سنگ‌ها از قبیل تعیین نوع کانی‌های موجود در آنها، نوع روابط بافتی بین کانی‌ها، ترتیب تبلور کانی‌ها، تحولات ماگمای سازنده سنگ‌ها و تأثیر رویدادهای پس از انجماد بر روی آن‌ها می‌پردازیم. مطالعات پتروگرافی در این فصل شامل: بررسی میکروسکوپی سنگ‌های نفوذی گابرویی و آتش‌فشانی بازالتی در قالب دایک و بررسی اجمالی سنگ میزبان دگرگونه گنیسی، دایک‌های گابرویی است.

علائم اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی 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
پلاژیوکلاز	Plg	پرهینت	Prh
کلینوپیروکسن	Cpx	کلسیت	Ct
آمفیبول	Amph	زئولیت	Zeo
الیون	Ol	آنالسیم	Anl
گارت	Gr	اسفن	Sph
کوارتز	Qtz	آلانیت	Aln
اپک (مگنتیت)	Opq	اپیدوت	Epd
آپاتیت	Ap	کلریت	Chl

۳-۲- مشخصات پتروگرافی دایک‌های گابرویی

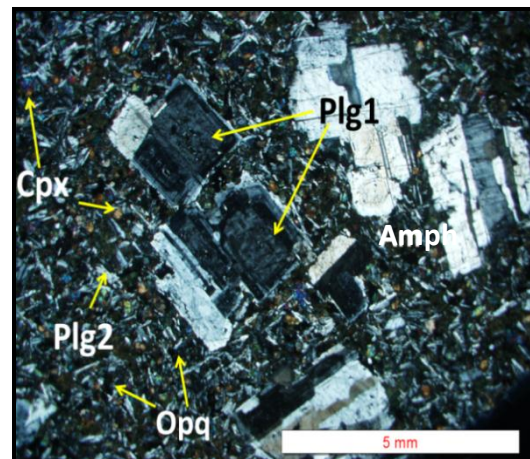
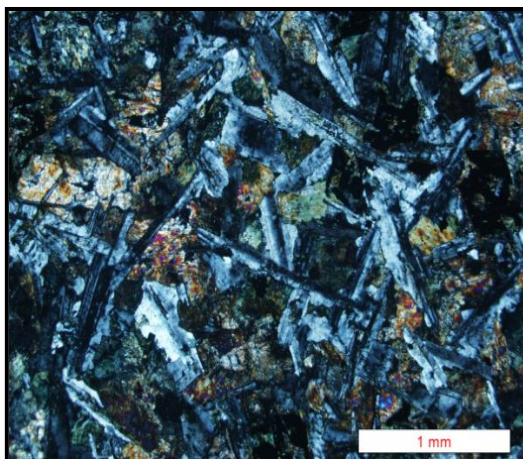
بر اساس مطالعات میکروسکوپی، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (نوع اورژیت) از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده دایک‌های گابرویی هستند. کانی‌های فرعی آن‌ها شامل آپاتیت و منیتیت و کانی‌های ثانویه نیز عمدتاً شامل سیرسیت، آمفیبول (ناشی از اورالیتی‌شدن پیروکسن)، کلریت و پرهینت

می‌باشند. بر اساس این مطالعات، بافت‌های موجود در نمونه‌های گابرویی شامل اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک و غربالی هستند.

۳-۲-۱- کانی‌های اصلی

الف- پلاژیوکلاز: مطالعات میکروسکوپی حاکی از وجود دو نسل پلاژیوکلاز در نمونه‌های گابرویی است (شکل ۳-۱). نسل اول شامل درشت بلورهای پلاژیوکلاز با شواهد غیر تعادلی نظیر منطقه‌بندی، بافت غربالی، حاشیه انحلال‌یافته و حاشیه برهم‌رشدی است. در این نوع پلاژیوکلازها غالباً فرایند سریسیتی‌شدن نیز اتفاق افتاده است. نسل دوم شامل بلورهای نسبتاً طویل پلاژیوکلاز به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار سالم‌تر و کوچک‌تر از پلاژیوکلازهای نسل اول است. این بلورهای طویل طوری در زمینه سنگ قرار گرفته‌اند (به صورت شبکه‌ای) که فضاهای خالی بین آن‌ها توسط بلورهای کلینوپیروکسن و یا منیتیت هم‌بعد پر شده و بافت اینترگرانولار را پدید آورده‌اند (شکل ۳-۲).

تشکیل دو نسل پلاژیوکلاز می‌تواند با دوره‌های متفاوت سرد شدن ماگما مرتبط باشد. درشت بودن بلورهای پلاژیوکلاز نسل اول ممکن است به علت وجود یک مرحله سرد شدن طولانی، پس از تشکیل در اتاقک ماگمایی باشد. در اینجا ممکن است پایین بودن نرخ هسته‌بندی و بالا بودن نرخ رشد این بلورها باعث درشت شدن آن‌ها در مرحله اول رشد شود. یعنی هسته‌بندی به سختی صورت گرفته و تعداد محدودی نطفه تشکیل شده است و لذا به دلیل آسان بودن انتشار در محیط، بلورها رشد فوق العاده‌ای داشته‌اند. پلاژیوکلازهای نسل دوم نیز در حین صعود نهایی و جایگیری ماگما در اعماق کمتر، متبلور شده‌اند.

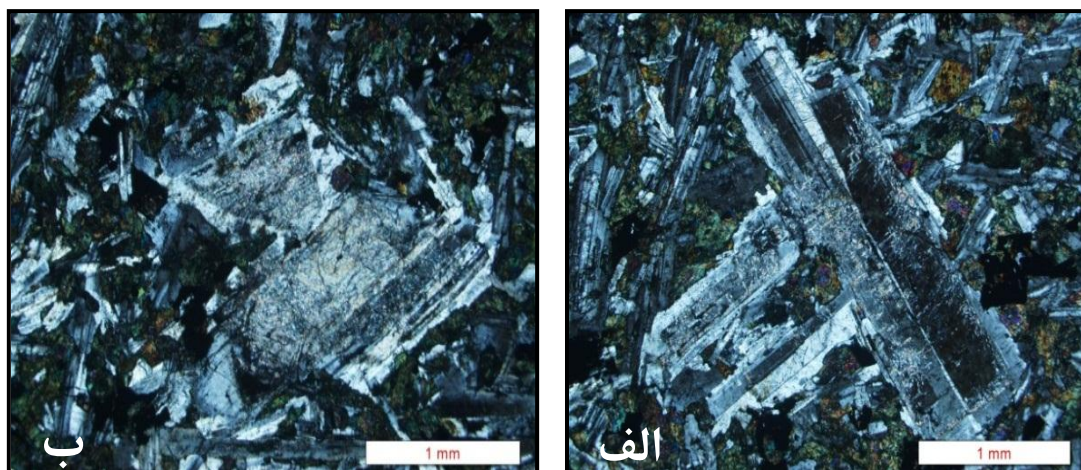


شکل ۳-۱- تصویری از وجود دو نسل پلاژیوکلاز در نمونه‌های گابرویی (XPL).
شکل ۳-۲- تصویری از بافت اینترگرانولار و سابافتیک در نمونه‌های گابرویی (XPL).

- در طی فرآیند سریسیتی‌شدن، کانی‌های آلومینیوم‌دار مانند پلاژیوکلازها (فلدسپارها) معمولاً توسط میکای سفید ریز دانه یا کانی‌های مشابهی به نام سریسیت پوشیده می‌شوند. این نوع پوشش یا به صورت لکه لکه و یا به صورت کامل انجام می‌شود. رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است. یک منبع مهم برای K^+ ، فرایند کلریتی‌شدن کانی‌های مافیک (کلینوپیروکسن و آمفیبول) است. K^+ آزاد شده از این فرآیند با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و Ca^{+2} آزاد می‌کند. از این رو قسمت‌های غنی از آنورتیت یک پلاژیوکلاز منطقه‌ای به راحتی سریسیتی می‌شود. در اینجا محصولات واکنشی فقط در محل‌های انجام واکنش رشد می‌کنند، زیرا تحرک Si و Al نسبتاً پایین است (آسیابانها، ۱۳۷۴).

- پیدایش منطقه‌بندی در کانی‌ها به علت برقرار نبودن تعادل کامل در خلال تبلور است (شکل ۳-۴). منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز به این علت به وجود می‌آید که در حین تعادل این بلورها با ماده مذاب تبادل Si و Al به سختی صورت می‌گیرد. اگر در سیستم پلاژیوکلاز تعادل کامل برقرار باشد، بلورها به طور ممتد با ماده مذاب واکنش می‌دهند و نه تنها در پلاژیوکلازها منطقه‌بندی به وجود نمی‌آید بلکه ترکیب آن‌ها با ترکیب ماده مذاب اولیه یکسان می‌شود. معمولاً بلورهای منطقه‌ای نشانگر آهسته‌تر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور هستند. از آنجا که در پلاژیوکلاز نسبت

Al/Si مرتباً تغییر می‌کند، پلاژیوکلاز به راحتی با ماده مذاب واکنش نمی‌کند. در ساختار منطقه‌ای عادی، از داخل به سمت خارج بلور پلاژیوکلاز، میزان آنورتیت به علت نبودن تعادل شیمیایی در حین تبلور در ماده مذاب، کاهش می‌یابد و چون آلبیت مقاوم‌تر از آنورتیت است، پلاژیوکلاز فقط در هسته غنی از آنورتیت خود به طور کامل یا بخشی از محصولات حاصل از تجزیه اشغال شده و مناطق خارجی غنی از آلبیت تازه باقی می‌مانند. از آنجا که در پلاژیوکلازهای نسل اول در نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه، غالباً از قسمت مرکز بلور تجزیه به سرسیت صورت گرفته است، به نظر می‌رسد منطقه‌بندی در آن‌ها از نوع عادی باشد (آسیابانها، ۱۳۷۴) (شکل ۳-۳- الف و ب).

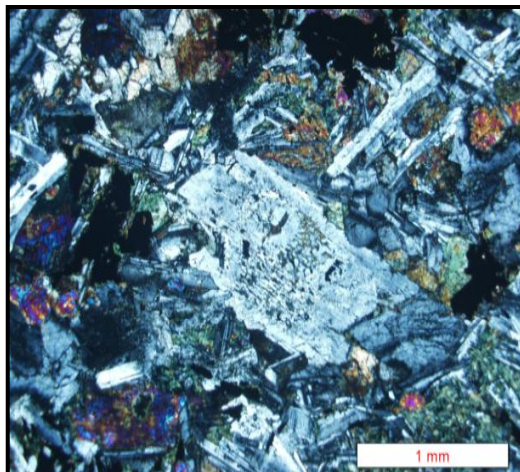


شکل ۳-۳- الف و ب- تصاویری از فرآیند سرسیتی‌شدن در بلورهای پلاژیوکلاز نسل اول (XPL).

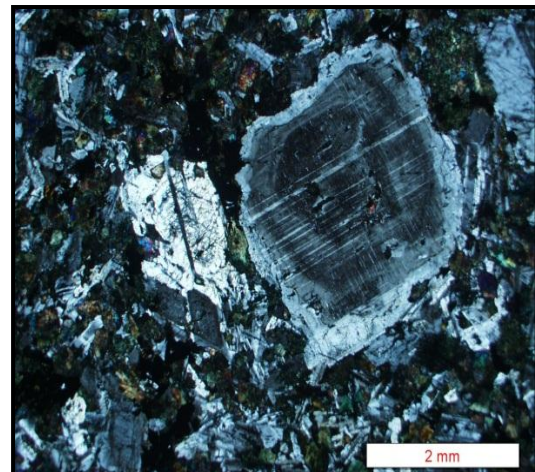
- بافت غربالی یکی از مهم‌ترین بافت‌های غیر تعادلی و ناشی از تغییرات فیزیکوشیمیایی در اتاقک ماگمایی است. این بافت می‌تواند در اثر اختلاط ماگمایی، کاهش فشار و تغییر در میزان مواد فرار حاصل شود. توسعه بافت غربالی در پلاژیوکلازها را می‌توان به تغییرات فشار، دما و ترکیب شیمیایی نسبت داد. این تغییرات حالت تعادلی قبلی توده ماگمایی را به هم می‌زند (ونتورا^۱، ۲۰۰۶). در این نوع بافت در سطح بلور حفره‌هایی پدید می‌آید که این حفره‌ها می‌توانند با شیشه یا دیگر کانی‌های خمیره پر شوند (شکل ۳-۵).

- عمل انحلال حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز نسل اول می‌تواند به علت کاهش فشار وارده بر ماگما در طی صعود آن به سطح زمین صورت گرفته باشد (شکل ۳-۴). همگام با انتقال ماگما به اعماق کم‌تر، تحلیل‌رفتگی زیادی صورت می‌گیرد. با کاهش فشار تمام فازها تحت تأثیر انحلال قرار گرفته و پلاژیوکلاز با مواد ماگمایی موجود در حفرات یک بافت غربالی تشکیل می‌دهد. در فشارهای پایین‌تر پلاژیوکلاز به تبلور خود ادامه می‌دهد و ترکیب قسمتی از پلاژیوکلاز که پلاژیوکلاز خورده شده قبلی را می‌پوشاند (برهم‌رشدی) با ترکیب نسل‌های جدیدتر (دوم) شباهت دارد (آسیابانها، ۱۳۷۴) (شکل ۳-۶). موقعی که دو کانی هم‌جنس بخواهند بر روی یکدیگر رشد کنند باید بین دو کانی مجاور هم سطح مشترک یکنواختی گسترش یابد که به دلیل وجود شباهت ساختمانی بین فاز اصلی و فاز جدید هسته‌بندی معمولاً آسان‌تر صورت می‌گیرد (قاسمی، ۱۳۷۸).

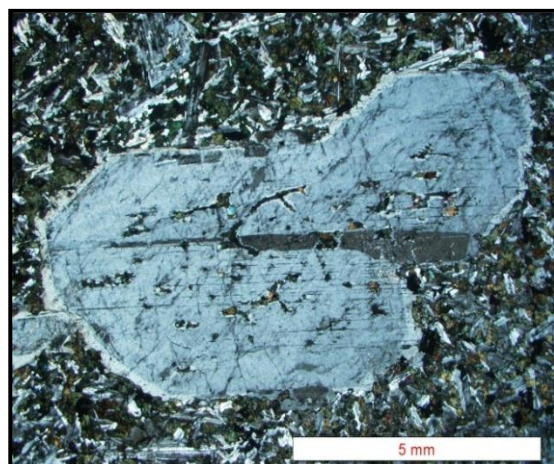
- وجود شواهد غیر تعادلی نظیر منطقه‌بندی، بافت غربالی، حاشیه انحلال یافته و حاشیه برهم‌رشدی در بلورهای پلاژیوکلاز نسل اول می‌تواند نشان‌دهنده عدم تعادل فیزیکوشیمیایی حاکم بر ماگما باشد. این در حالی است که بلورهای پلاژیوکلاز نسل دوم فاقد شواهد عدم تعادل هستند، سالم‌ترند و دگرسانی کمتری نشان می‌دهد



شکل ۳-۵- تصویری از تشکیل بافت غربالی در بلور پلاژیوکلاز نسل اول و پرشدن حفره‌های آن توسط کانی‌های موجود در خمیره (زمینه) سنگ گابرویی (XPL)



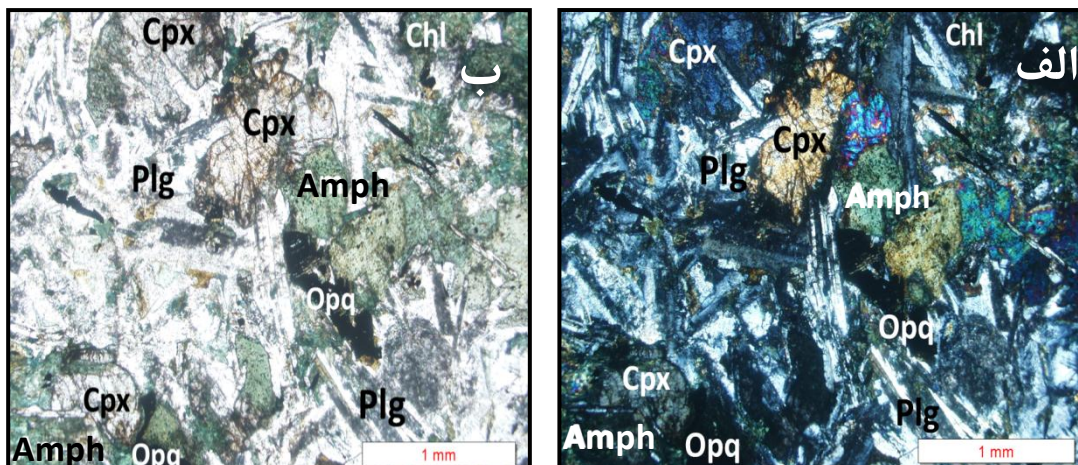
شکل ۳-۴- تصویری از منطقه‌بندی و حاشیه انحلال یافته در بلور پلاژیوکلاز نسل اول در نمونه‌های گابرویی (XPL).



شکل ۳-۶- تصویری از حاشیه برهم‌رشدی در پلاژیوکلاز نسل اول در نمونه‌های گابرویی (XPL).

ب- کلینوپیروکسن (نوع اوژیت): این بلورها به صورت غیر خودشکل تا نیمه شکل‌دار با رنگ‌های شاد تداخلی سری دوم و سوم و معمولاً همراه با ماکل اوژیتی مشاهده می‌شوند. غالباً این بلورها از حاشیه در حال تبدیل به آمفیبول هستند (شکل ۳-۷- الف و ب). جایگزینی تقریباً یکنواخت پیروکسن با آمفیبول که محصول دگرسانی دایک‌های گابرویی است را اورالیتی‌شدن می‌گویند. موقعی که کل پیروکسن با آمفیبول جایگزین می‌شود، مشخصاً فرایندهای ثانویه علت انجام این کار هستند. البته از روی شکل کلی پیروکسن اولیه نیز شواهدی به دست می‌آید (تکه‌های باقیمانده‌ای از پیروکسن که معمولاً حفظ می‌شوند از جمله این دلایل هستند) (آسیابانها، ۱۳۷۴). به عقیده پیشلر و ریگراف^۱ (۱۹۹۵) اوژیت در حین انجماد مواد مذاب ماگمایی، در شرایط محیط آبدار و از اینرو به طور عمده در سنگ‌های آذرین درونی به آمفیبول تبدیل می‌گردد. این فرایند در شرایط دگرگونی ناحیه‌ای و در دگرگونی مجاورتی نیز جریان می‌یابد. در این صورت پزودومورف‌هایی از آمفیبول به جای اوژیت ایجاد می‌شوند (مهرابی، ۱۳۷۴).

1- Pichler & Riegraf



شکل ۳-۷- الف و ب- تصاویری از فرآیند اورالیتی شدن در کینوپیروکسن‌های موجود در نمونه‌های گابرویی به ترتیب در نورهای XPL و PPL.

در بعضی نمونه‌های گابرویی، بلورهای نسبتاً طویل پلاژیوکلاز توسط بلورهای کینوپیروکسن در بر گرفته شده‌اند و بافت افتیک را پدید آورده‌اند. بافت افتیک یک نوع بافت معمولی در سنگ‌های گابرویی است که در آن پلاژیوکلازهای شکل‌دار به صورت پوئی‌کیلتیکی با بلورهای بزرگ پیروکسن محصور می‌شوند (آسیابانها، ۱۳۷۴) (شکل ۳-۹).

به عقیده بست^۱ (۲۰۰۳) سه روش برای تبلور پلاژیوکلاز و پیروکسن در این نوع بافت وجود دارد (شکل ۳-۸- الف-ج)).

۱- الف) ابتدا چند هسته پیروکسن در مذاب شکل می‌گیرند و اجازه می‌یابند رشد اولیه‌ای داشته باشند. به دنبال آن، هسته‌زایی فراوانی از پلاژیوکلاز صورت می‌گیرد و سپس دو فاز کانیاپی با هم رشد می‌کنند و نتیجه نهایی تشکیل بافت افتیک است.

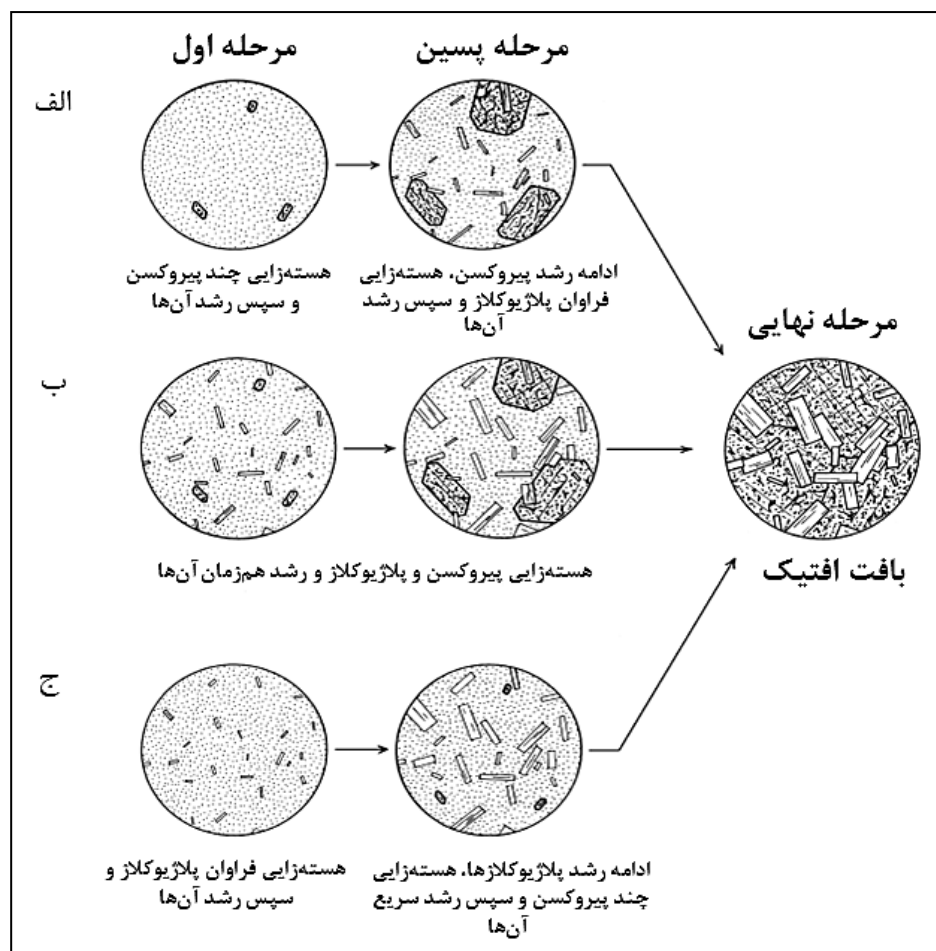
۲- ب) هسته‌زایی پیروکسن و پلاژیوکلاز در مذاب صورت می‌گیرد و رشد هم‌زمان آن‌ها در نهایت باعث تشکیل بافت افتیک می‌شود.

۳- ج) هسته‌زایی و رشد پلاژیوکلاز قبل از پیروکسن صورت می‌گیرد و پس از هسته‌زایی پیروکسن،

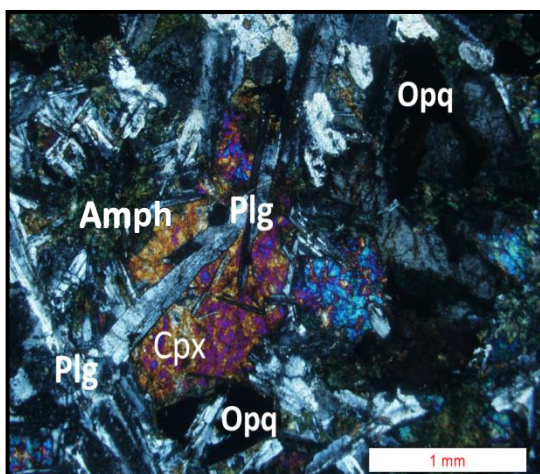
1- Best

رشد سریع و هم‌زمان آن‌ها به تشکیل بافت افتیک می‌انجامد. در هر سه روش فراوانی هسته‌زایی پیروکسن کمتر از پلاژیوکلاز است که این می‌تواند به عنوان نتیجه معتبری در تشکیل بافت افتیک در نظر گرفته شود.

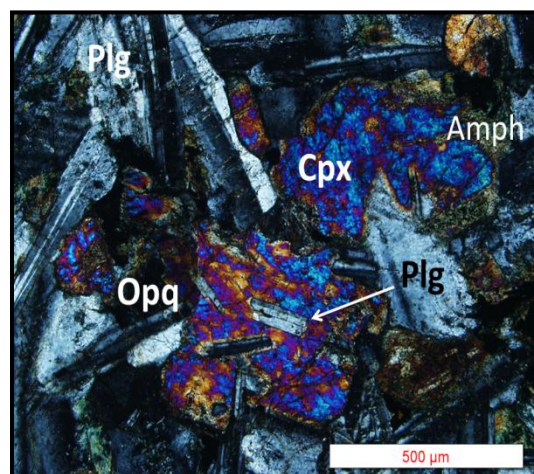
از طرفی در بعضی نمونه‌های گابرویی، بلورهای پلاژیوکلاز کاملاً با کلینوپيروكسن محصور نشده‌اند یعنی در واقع بلورهای کلینوپيروكسن آن‌قدر بزرگ نیستند که بلورهای طویل پلاژیوکلاز را کاملاً در برگیرند. در چنین حالتی بافت حاصل را ساب افتیک گویند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹) (شکل ۳-۱۰).



شکل ۳-۸- (الف-ج)- تصویری نمادین از نحوه تبلور بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در بافت افتیک (بست، ۲۰۰۳).



شکل ۳-۱۰- تصویری از بافت ساب‌افتیک در نمونه‌های گابرویی (XPL).



شکل ۳-۹- تصویری از بافت افتیک در نمونه‌های گابرویی (XPL).

۳-۲-۲- کانی‌های فرعی

الف- منیتیت: متعلق به گروه اسپینل و به رنگ سیاه آهنین است. به صورت کانی فرعی و بیشتر به شکل دانه‌های با محدوده و مرزهای نامنظم (منیتیت اولیه) و نیز به صورت اشکال اسکلتی (منیتیت ثانویه) مشاهده می‌شود. به عقیده ساک^۱ و همکاران (۱۹۸۰) حضور منیتیت‌های اولیه نیمه شکل‌دار نشان‌دهنده فوگاسپتته بالای اکسیژن ماگمای والد سنگ‌های نفوذی است.

منیتیت اولیه: جز کانی‌های فرعی است و در اثر تبلور اولیه ماگما ایجاد شده است. منیتیت ثانویه: این نوع منیتیت به صورت ثانویه و از تجزیه کانی‌های آهن‌دار نظیر کلینوپیروکسن و آمفیبول ایجاد شده است. به طوری که در جریان اورالیتی‌شدن کلینوپیروکسن و کلریتی و اپیدوتی‌شدن آمفیبول مقدار آهن اضافه به صورت منیتیت و هماتیت در می‌آید.

ب- آپاتیت: یک کانی فرعی مهم و به عنوان حامل با اهمیت فسفر در حیطه کانی‌ها به شمار می‌آید. این کانی به صورت بلورهای سوزنی شکل و کشیده به رنگ خاکستری مایل به آبی و با فراوانی کم در داخل پلاژیوکلازها، مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۱). آپاتیت به علت تبلور در مراحل اولیه اکثراً

1- Sack

به مقدار ناچیز در تمام سنگ‌های آذرین یافت می‌شود (مهرابی، ۱۳۷۴). وایلی^۱ و همکاران (۱۹۶۲) به صورت تجربی ثابت کرده‌اند که سرد شدن سریع ماگما موجب سوزنی شکل شدن بلورهای آپاتیت می‌شود. رشد سریع آپاتیت در یک ماگمای سریعاً سریع شده سبب می‌شود این کانی پیش از آن که به صورت بلورهای منشوری قطور در آید، به صورت سوزنی تشکیل شود.

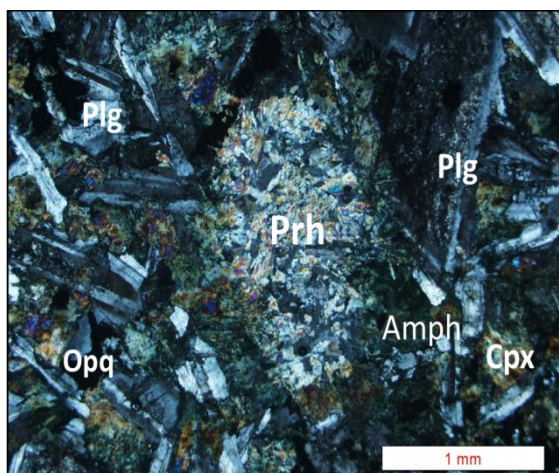
۳-۲-۳- کانی‌های ثانویه

الف - پرهینیت: با فرمول ایده‌آل $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ که در آن می‌تواند جانشینی Fe^{3+} به جای Al صورت گیرد (دیر^۲ و همکاران، ۱۹۷۸)، جزء سیلیکات‌های کلسیم-آلومینیوم‌دار محسوب می‌شود. این کانی در نمونه‌های گابرویی با رنگ‌های تداخلی سری اول و دوم و به صورت مجموعه‌ای شبیه به دسته گندم دیده می‌شود. به نظر پیشلر و ریگراف (۱۹۹۵) پرهینیت محصول تغییر یافته آنورتیت پلاژیوکلازها در سنگ‌های آذرین و دگرگونی، به ویژه گابروها و دیابازها است (مهرابی، ۱۳۷۴) (شکل ۳-۱۲).

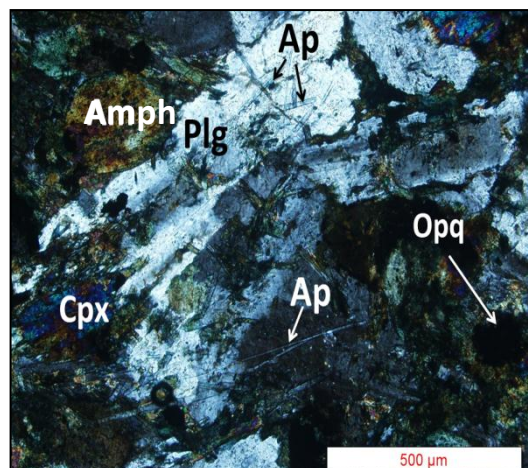
ب - کلسیت: در بعضی نمونه‌های گابرویی، رگه‌های کلسیتی به مقدار جزئی در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند. کلسیت در این سنگ‌ها به عنوان کانی پرکننده درزه‌ها و شکاف‌ها (شکستگی‌ها) و به صورت ثانویه در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و یا کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار نظیر کلینوپیروکسن و آمفیبول ایجاد شده است.

1- Waily

2- Deer



شکل ۳-۱۲- تصویری از تشکیل پرهنیت در نمونه‌های گابرویی (XPL).



شکل ۳-۱۱- تصویری از بلورهای سوزنی آپاتیت در داخل بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های گابرویی (XPL).

۳-۳- مشخصات پتروگرافی دایک‌های بازالتی:

بر اساس مطالعات پتروگرافی از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده دایک‌های بازالتی می‌توان به کلینوپیروکسن (اوژیت تا تیتان اوژیت)، پلاژیوکلاز و الیوین اشاره کرد. کانی فرعی نیز شامل منیتیت و کانی‌های ثانویه شامل زئولیت، آنالسیم، ایدینگزیت، بولانژیت و کلسیت می‌باشند. نمونه‌های بازالتی در بررسی‌های میکروسکوپی دارای بافت‌های میکرولیتی پورفیری جریان، هیالومیکرولیتی پورفیری جریان، گلومروپورفیری و آمیگدالوئید (بادامکی) هستند.

۳-۳-۱- کانی‌های اصلی

الف- کلینوپیروکسن: این کانی از نوع اوژیت تا تیتان اوژیت، هم به صورت درشت بلور و هم به صورت بلورهای ریز دانه به همراه میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز منیتیت در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند.

- کلینوپیروکسن نوع اوژیت: این نوع کلینوپیروکسن غالباً به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با رنگ‌های تداخلی شاد سری دوم و سوم همراه با ماکل اوژیتی و معمولاً در حاشیه آن‌ها منطقه‌بندی

مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۳). مطالعاتی که بر روی منطقه‌بندی کلینوپیروکسن انجام شده نشانگر نقش فرایند اختلاط یا تفریق در یک اتاقک ماگمایی و عدم تعادل ماگما در هنگام تبلور می‌باشد. ترکیب هسته درشت بلور کلینوپیروکسن می‌تواند منعکس‌کننده ترکیب مذاب اصلی و درجه‌حرارت ماگما باشد (ناکاگوا^۱ و همکاران، ۲۰۰۲).

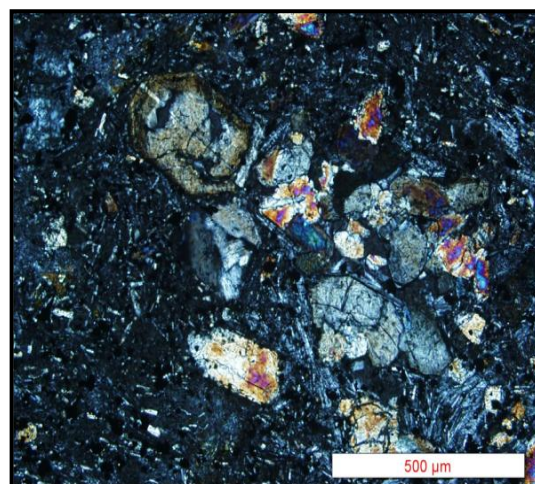
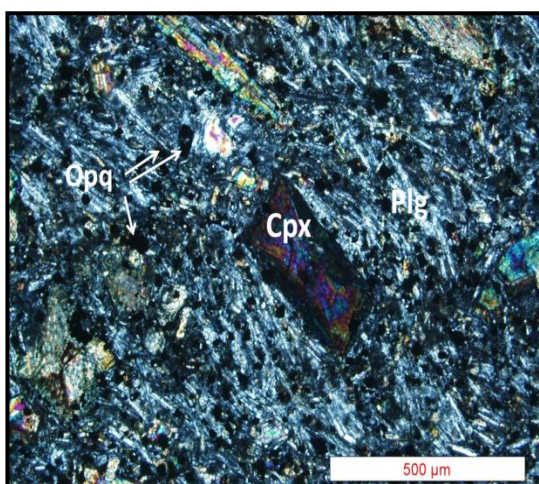
- کلینوپیروکسن نوع تیتان‌اوزیت: این نوع کلینوپیروکسن‌ها غالباً به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با منطقه‌بندی بخشی و با رنگ بنفش متمایل به قهوه‌ای روشن مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۴). منطقه‌بندی بخشی که به علت شباهت ظاهری آن به ساعت‌شنی در مقاطع نازک، به آن منطقه‌بندی ساعت‌شنی نیز گفته می‌شود، موقعی پدید می‌آید که سطوح با ترکیب مختلف در یک بلور، رشد می‌کنند. معمولاً منطقه‌بندی بخشی زمانی گسترش می‌یابد که رشد بلور نسبتاً سریع باشد (آسیابانه‌ها، ۱۳۷۴). به عقیده پیشلر و ریگراف (۱۹۹۵) کلینوپیروکسن‌ها با میزان TiO_2 بیشتر از ۳ درصد وزنی به شکل تیتان‌اوزیت مشخص می‌شوند. به نظر وی این نوع کلینوپیروکسن‌ها فقط در سنگ‌های آذرین غنی از Ti و سنگ‌های آذرین درونی سری آلکالن به ویژه الیوین بازالت‌های آلکالن وجود دارند (مهرابی، ۱۳۷۴).

در بعضی نمونه‌های بازالتی دسته‌هایی از بلورهای کلینوپیروکسن به صورت خوشه‌ای و یا تجمعات شعاعی دور هم جمع شده‌اند و بافت گلومروپورفیری را ایجاد کرده‌اند (شکل ۳-۱۳).

ژو و همکاران ۲۰۰۹، در مورد نحوه تشکیل بافت گلومروپورفیری این چنین توضیح می‌دهند که ابتدا از مذاب بازالتی اولیه طی جایگزینی در اتاقک ماگمایی درشت بلورهای مانند الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز و... متبلور می‌شوند. در مرحله بعد، تزریق تصادفی مقداری مذاب به داخل ماگمای بازالتی در حال تبلور باعث اختلاط ماگمایی می‌شود. این اختلاط ماگمایی باعث کاهش چگالی و گرانروی مذاب شده و درشت بلورهای چگال‌تر به صورت بسته‌هایی ته‌نشین می‌شوند و در قسمت تحتانی

1- Nakagawa

اتاقک ماگمایی اشکال انباشتی را تشکیل می‌دهند (هوفس^۱، ۱۹۸۲). در مرحله سوم، پالس‌های بعدی مذاب بازالتی، توسط دایک‌های تغذیه کننده‌ای که به اتاقک ماگمایی اولیه متصل شده‌اند، تزریق می‌شود. این دایک‌ها نه تنها به عنوان کانالی برای جریان مذاب محسوب می‌شوند بلکه فشار زیادی را از اتاقک ماگمایی عمیق‌تر به اتاقک ماگمایی بالایی منتقل می‌کنند (قانون پاسگال). وقتی فشار راندگی ماگمای جدید بیشتر از مقاومت سنگ دیواره می‌شود، سنگ دیواره می‌شکند (ژو^۲ و همکاران، ۲۰۰۴) و سپس مذاب جریان یافته توسط گرادیان فشار می‌تواند به داخل شکستگی‌ها جریان یابد و آنها را پر کند (فیفه^۳ و همکاران، ۱۹۷۸؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۴). این ماگما متعاقباً صعود می‌کند و در یک اتاقک ماگمایی در عمق کمتر جایگزین می‌شود. کاهش فشار لحظه‌ای (ناگهانی) می‌تواند یک نیروی کششی قوی را در ارتباط با انباشته‌ها ایجاد کند و باعث شود که مذاب به جوش آید و احتمالاً منفجر شود. از طرفی تزریق و همرفت مذاب یک تنش برشی را بین انباشته‌ها و مذاب ایجاد می‌کند. این نیروی کششی و تنش برشی می‌تواند کومولیت‌ها را بشکند و قطعات گلومروپورفیری تکه تکه و برشی شده را ایجاد کند. شناوری قطعات گلومروپورفیری در مذاب تزریقی احتمالاً با افزایش گرانشی ناشی از کاهش دما در ارتباط است (بارکر، ۱۹۹۸؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۹) (شکل ۳-۱۵).



شکل ۳-۱۴- تصویری از جهت‌یافتگی میکروولیت‌های

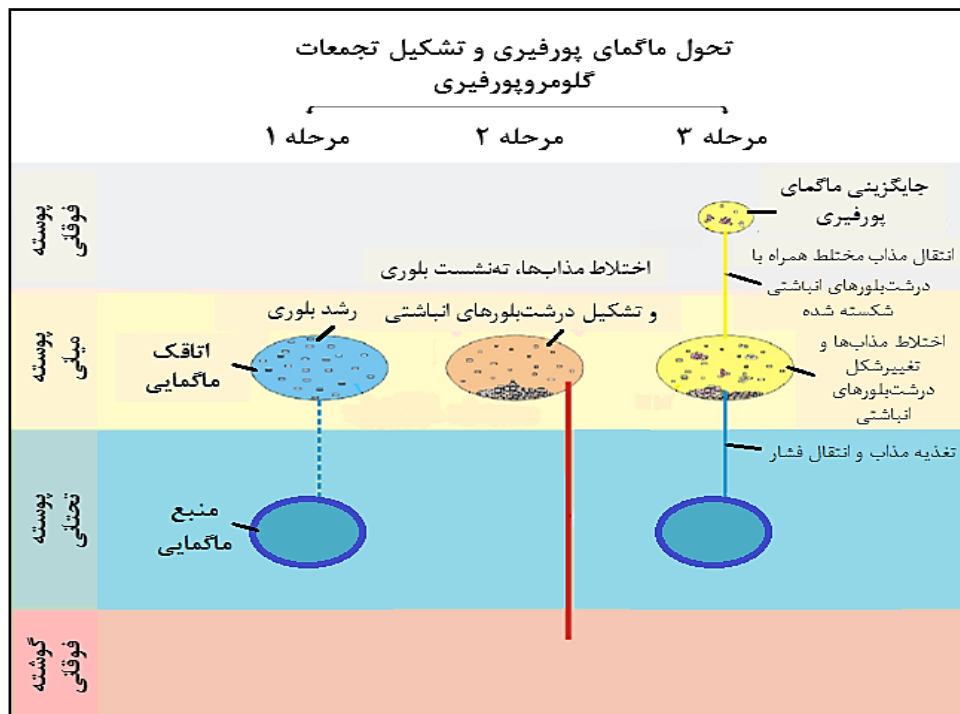
شکل ۳-۱۳- تصویری از تشکیل بافت گلومروپورفیری

1- Hughes

2- Xu

3- Fyfe

در نمونه‌های بازالتی و منطقه‌بندی در حاشیه بلور
 کلینوپیروکسن (XPL).
 پلاژیوکلاز در زمینه سنگ‌های بازالتی و ماکل ساعت-
 شنی در بلور تیتان اوژیت (XPL).



شکل ۳-۱۵- مدل ژنتیکی نمادین برای نمایش چگونگی شکل‌گیری تجمعات گلوپورفیری در نمونه‌های سنگی (ژو و همکاران، ۲۰۰۹).

در بعضی نمونه‌های بازالتی درشت بلورهای کلینوپیروکسن با اشکال اسکلتی مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۶). بست (۲۰۰۳) در مورد چگونگی تشکیل بلورها با اشکال اسکلتی این چنین توضیح می‌دهد که هسته‌زایی و نرخ رشد بلور با درجه فروچایی (سریع سرد شدن) سیستم (ΔT) در ارتباط است. آزمایشات زیادی نشان داده‌اند همچنان که (ΔT) و ($\Delta T/\Delta t$) افزایش می‌یابد، بلورها به طور فزاینده‌ای ظاهر متعادل خود را که مشخصه اشکال بلوری است، از دست می‌دهند. یک الگوی اصلی حاصل از مطالعات آزمایشگاهی نشان می‌دهد:

۱- در صورتی که میزان (ΔT) کمتر از چند درجه بر ساعت (ΔT کمتر از دهها درجه) باشد، بلورها یک ظاهر تخته‌ای خودشکل به خود می‌گیرند. این بلورها را در سنگ‌های آذرین پیدابلور و در سنگ‌های آتش‌فشانی که درشت بلورها به آرامی سرد شده‌اند می‌توان مشاهده کرد.

۲- در صورتی که میزان $(\Delta T/\Delta t)$ دهها درجه بر ساعت باشد، بلورها به صورت اشکال توخالی، اسکلتی و H شکل در می آیند. این بلورها را می توان در سنگ های آتش فشانی شیشه ای و ناپیدابلور (آفانتیک) مشاهده کرد.

۳- در صورتی که میزان $(\Delta T/\Delta t)$ و (ΔT) مقادیری بیشتر از حالت قبل داشته باشند اشکال دندریتی، شاخه ای و پر مانند توسعه می یابد.

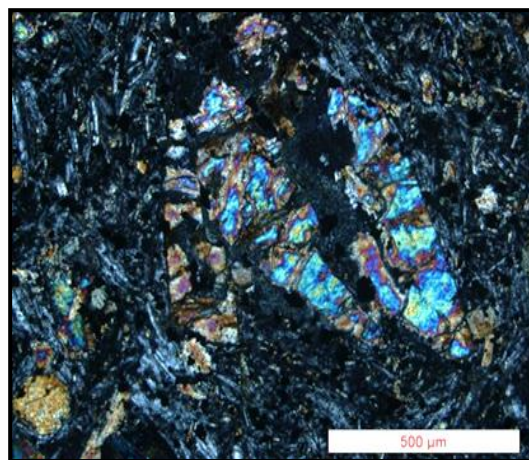
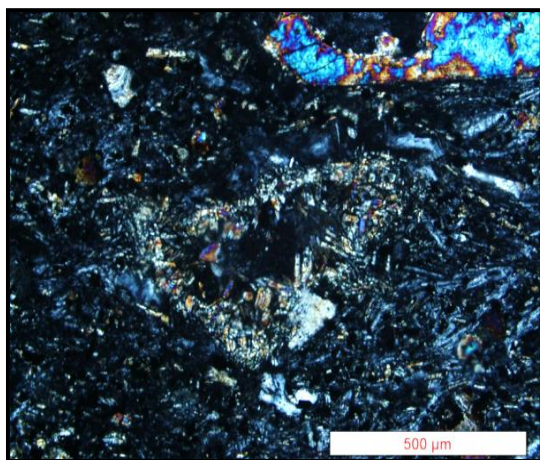
۴- در صورتی که میزان $(\Delta T/\Delta t)$ صدها درجه بر ساعت باشد، بلورها به صورت شعاعی، رشته ای، فیبری و نیز بلورهای سوزنی شکلی که اسفرولیت نامیده می شوند، توسعه می یابند.

اگر بلوری را که در حال شکل گیری از یک ماگمای در حال سرد شدن با سطوح بلورین مشخص است در نظر بگیریم پایین ترین مقدار انرژی در حالت تعادلی موقعی است که بلور دارای سطوح صاف و منظم است که همگام با رشد نسبتاً سریع بلور عمل انتشار بتواند یونها را به محل مناسب حرکت دهد. در ماگمایی که در حال سرد شدن است این حالت اتفاق نمی افتد یعنی سرعت انتشار پایین می آید در حالی که سرعت رشد زیاد می شود. دلیل این عمل که انتشار، پیشرفت عمل تبلور را کنترل می کند را می توان در بافت هایی که سریع سرد شده اند مشاهده کرد که معمولاً در بازالت ها به صورت اشکال اسکلتی، دندریتی و دم پرستویی مشاهده می شود. مواد لازم برای رشد بلورها عمدتاً در کناره ها و گوشه های بلور انباشته می شود، زیرا این محل ها با حجم زیادی از ماگما محصور می شوند. بنابراین در صورتی که عمل انتشار بتواند همگام با گسترش بافت های تعادلی به پیش برود، کناره ها و گوشه های بلور، سریع از بقیه نقاط آن رشد می کنند و اشکال بلوری دراز و اسکلتی پدید می آید، از طرف دیگر کم تر بودن انرژی پیوند یونها در گوشه ها و کناره های بلور باعث رشد ترجیحی بلور در این نقاط می شود. لوفگرن^۱ (۱۹۸۰) معتقد است که با پیشرفت عمل سردشدگی اشکال بافتی از صفحه ای به اسکلتی و سپس دندریتی و نهایتاً اسفرولیتی تغییر می کند (آسیابانها، ۱۳۷۴).

1- Lofgren

به عقیده ورنون^۱ (۲۰۰۴) بلورهای هم‌بعد، خودشکل و یکپارچه نمایانگر شکل‌های متعادل هستند که در نسبت‌های بالای D/G (نسبت آهنگ انتشار به آهنگ رشد) متبلور می‌شوند و شکل‌های نامتعادل بلورها که معمولاً به صورت اسکلتی، سوزنی، اسفرولیتی و شاخه‌ای مشاهده می‌شوند، در شرایطی که نسبت یاد شده پایین باشد، تشکیل می‌شوند. فروچایی ماگما که به ایجاد وضعیت فوق اشباعی ماگما از ترکیب برخی کانی‌ها و در نتیجه رشد سریع بلورهای آنها می‌انجامد از جمله عواملی است که پایین بودن نسبت D/G و گسترش شکل‌های نامتعادل بلوری را سبب می‌گردد.

در بعضی نمونه‌های بازالتی بلورهای کلینوپیروکسن سطح داخلی حفرات (حباب‌های گاز به تله افتاده در ماگمای در خلال انجماد) را به عنوان یک سطح اولیه در تماس با ماگما برای نطفه‌بندی برگزیده‌اند. در اینجا رشد کلینوپیروکسن‌ها به صورت بلورهای غالباً دانه‌ریز، کشیده، به هم فشرده و شعاعی از سطح داخلی به سمت مرکز حفرات صورت گرفته است (شکل ۳-۱۷).



شکل ۳-۱۷- تصویری از نطفه‌بندی و رشد بلورهای کلینوپیروکسن در سطح داخلی حفرات موجود در سنگ‌های بازالتی (XPL).

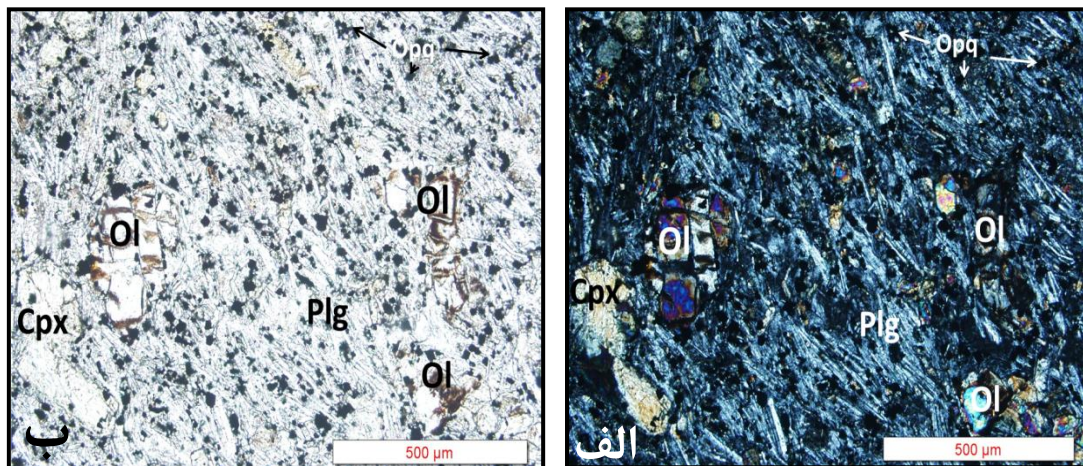
شکل ۳-۱۶- تصویری از بلورهای اسکلتی کلینوپیروکسن در داخل نمونه‌های بازالتی (XPL).

ب- پلاژیوکلاز: این بلورها به مقدار فراوان به صورت ریز بلور (میکرولیت) در زمینه سنگ و به ندرت به صورت درشت بلور مشاهده می‌شوند. جهت یافتگی ریز بلورهای نواری پلاژیوکلاز به صورت پهلوی به پهلوی و موازی هم در زمینه سنگ باعث تشکیل بافت میکرولیتی پورفیری جریان‌ی شده است (شکل ۳-۳).

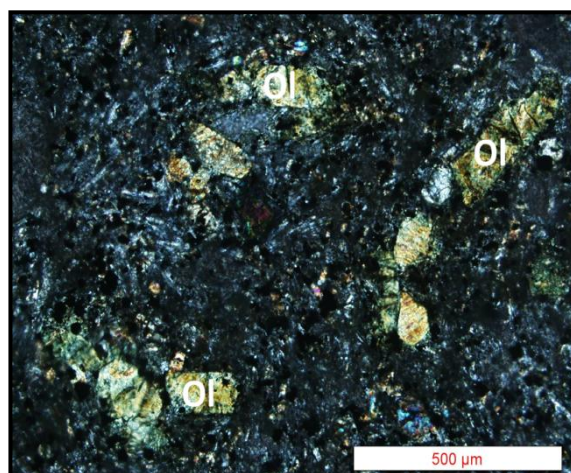
1- Vernon

۱۴). در بعضی موارد نیز شیشه فضای بین آنها را پر کرده و بافت هیالو میکرولیتی پورفیری جریان‌ی شکل گرفته است. بافت جریان‌ی می‌تواند منعکس‌کننده فشردگی یا جریان ماگما در خلال تبلور باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

ج- الیوین: بلورهای الیوین غالباً به صورت غیر خودشکل تا نیمه شکل‌دار بوده و حاشیه مدور آنها نشان‌دهنده عدم وجود تعادل بین الیوین و مذاب باقی‌مانده است. این بلورها در بعضی موارد به ایدینگزیت (شکل ۳-۱۸- الف و ب) و بولانژیت (شکل ۳-۱۹) دگرسان شده‌اند. به عقیده شلی (۱۹۹۳) از لحاظ شیمیایی، ایجاد این دگرسانی به ورود آهن و آب و خروج منیزیم و عدم تحرک سیلیسیم مربوط است (آسیابانها، ۱۳۷۴). اکسیداسیون Fe^{2+} به Fe^{3+} و اضافه شدن آب، باعث ایجاد رنگ قهوه‌ای مایل به زرد تا قرمز مایل به قهوه‌ای شده که بیشتر در حواشی و در امتداد شیارهای رخ نمایان است و ایدینگزیتی‌شدن نامیده می‌شود. شبه کانی کم اکسیده شده تر را بولانژیت می‌گویند (مهرابی، ۱۳۷۴).



شکل ۳-۱۸- الف و ب- تصاویری از بافت میکرولیتی جریان‌ی و بلورهای الیوین ایدینگزیتی‌شده در نمونه‌های بازالتی به ترتیب در نورهای XPL و PPL.



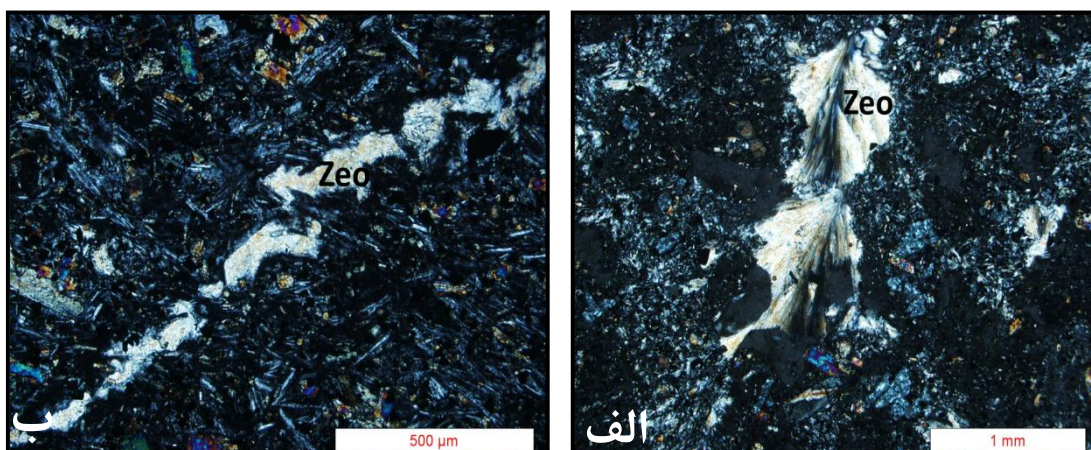
شکل ۳-۱۹- تصویری از بلورهای الیوین بولانژیته شده در نمونه‌های بازالتی (XPL).

۳-۳-۲- کانی فرعی

- **منیتیت:** این کانی به صورت بلورهای ریز با مرزهای نامنظم، به همراه بلورهای ریز کلینوپیروکسن و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و در بعضی موارد شیشه، خمیره سنگ‌های بازالتی را می‌سازند.

۳-۳-۳- کانی‌های ثانویه

الف- زئولیت: معمولاً کانی‌های ثانویه در درون حفرات با ترکیب سنگ میزبان رابطه نزدیکی دارند. به طوری که در سنگ‌های بازالتی، معمول‌ترین پرشدگی‌ها از نوع زئولیتی است (آسیابانها، ۱۳۷۴). زئولیت‌های پرکننده حفرات و شکستگی‌ها در بازالت‌های مورد مطالعه بیشتر به صورت زئولیت‌های رشته‌ای یا سوزنی با آرایش دسته جارویی هستند که با رنگ‌های تداخلی سفید تا زرد کاهی سری اول مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۲۰). شلی (۱۹۹۳) عقیده دارد که زئولیت‌ها سیلیکات‌های آبداری هستند که آلبیتی‌شدن پلاژیوکلاز و کلریتی‌شدن پیروکسن نقش مهمی در تشکیل آن‌ها دارد (آسیابانها، ۱۳۷۴).



شکل ۳-۲۰- تصاویری از زئولیت‌های پرکننده الف- حفرات و ب- شکستگی‌های موجود در سنگ‌های بازالتی (XPL).

ب- آنالسیم: این کانی در بعضی نمونه‌های بازالتی به صورت کانی پرکننده حفرات، غیر خودشکل و ایزوتروپ مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۱). به اعتقاد لار و کیسر^۱ (۱۹۸۹) آنالسیم در نتیجه تبلور مستقیم و بدون واسطه از ماگمای قلیایی تحت اشباع از سیلیس ناشی می‌شود. در مقابل گوپتا^۲ و فیفه (۱۹۷۵) این کانی را حاصل جانشینی کانی‌های از قبل موجود (لوسیت) می‌دانند. به عقیده طوطی و همکاران (۱۳۹۰) آنالسیم می‌تواند مستقیماً از ماگما متبلور شود و یا در محیط‌های دریاچه‌ای شور قلیایی، محیط‌های گرمابی و یا در شرایط دگرگونی دمای پایین و جانشین شدن به جای کانی‌هایی مانند لوسیت تشکیل شود.

براساس مطالعات تجربی، آنالسیم و مذاب فقط در محدوده فشار ۵ تا ۱۳ کیلو بار و تا دمای بین ۶۵۰-۶۰۰ درجه سانتیگراد تحت شرایط آب‌دار می‌توانند با هم وجود داشته باشند (کامین-چیارامونتی^۳ و همکاران، ۱۹۷۹). بر این اساس این کانی تنها در شرایطی می‌تواند به عنوان کانی اولیه در ترکیب سنگ باقی بماند که ماگما به صورت انفجاری و به سرعت به سطح زمین برسد (پیرس، ۱۹۹۳). در این صورت کانی آنالسیم در شرایط ماگمایی محدودی می‌تواند به عنوان کانی اولیه تشکیل شود. از آنجا که در نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه کانی آنالسیم به همراه کانی‌های سنگ‌ساز

1- Luhr & Kyser

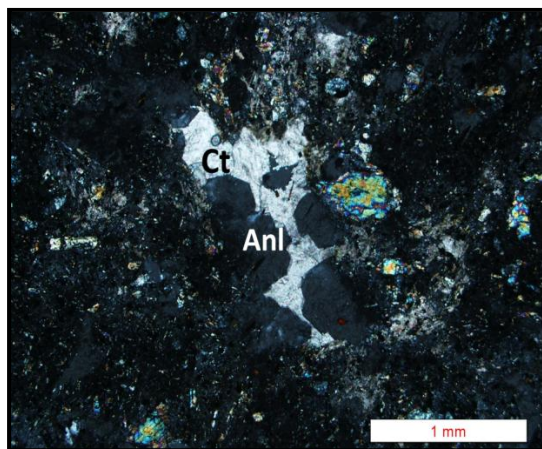
2- Gupta

3- Comin-Chiaramonti

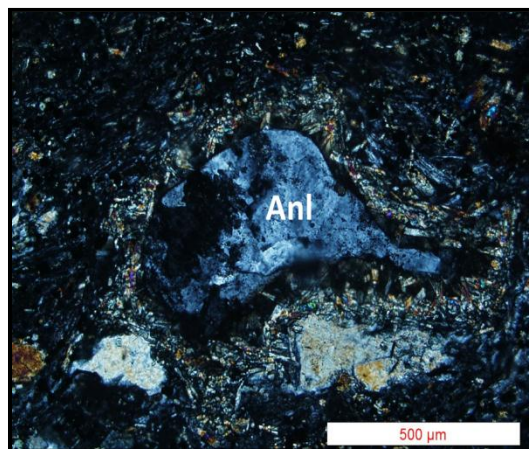
در خمیره سنگ وجود ندارد و فقط به صورت کانی پر کننده حفره‌های موجود در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود، بنابراین به نظر می‌رسد که آنالسیم موجود در این سنگ‌ها در نتیجه تبلور مستقیم از مذاب حاصل نشده بلکه دارای منشأ ثانویه است و احتمالاً در نتیجه فرآیندهای گرمایی به وجود آمده است.

ج- کلسیت: به صورت کانی پرکننده شکستگی‌ها و حفرات و با منشأ ثانویه در بعضی نمونه‌های بازالتی مشاهده می‌شود. در برخی موارد کلسیت همراه با آنالسیم و زئولیت حفرات را پر کرده است (شکل ۳-۲۲).

به نظر بارکر (۱۹۹۰) جانشینی فلدسپارها و پر شدن حفرات سنگ توسط یک یا چند کانی زئولیت، مشخص‌ترین و گویاترین دلیل بر وقوع شرایط رخساره زئولیت است. اما اگر در فاز سیال مقدار CO_2 از H_2O بیشتر باشد به جای زئولیت، کلسیت تشکیل می‌شود (قاسمی، ۱۳۷۸).



شکل ۳-۲۲- تصویری از حفره پر شده توسط کلسیت و آنالسیم در نمونه‌های بازالتی (XPL).



شکل ۳-۲۱- تصویری از حفره پر شده توسط آنالسیم و کلینوپیروکسن در نمونه‌های بازالتی (XPL).

به عقیده شلی (۱۹۹۳) در صورتی که بخشی از حفرات (حباب‌ها) یا تمام آن‌ها با مواد ثانویه پر شوند، اگر پرشدگی آن‌ها به طور نسبتاً کاملی صورت گیرد، توده بیضوی یا کروی حاصل را آمیگدال (بادامک) می‌گویند. وی معتقد است که مواد پرکننده حفرات به چهار گروه اصلی تقسیم می‌شوند:

۱- شیشه آتش فشانی. ۲- بلورهایی با ویژگی کاملاً آذرین (مانند کلینوپیروکسن‌ها). ۳- بلورهایی که منشأ ثانویه دارند و در خلال سردشدگی بعد از فوران، از محلول‌ها رسوب کرده‌اند (زئولیت، آناسیم، کلسیت). ۴- بلورهایی که بعد از فوران و در طی تدفین رشد کرده‌اند (آسیابانه‌ها، ۱۳۷۴).

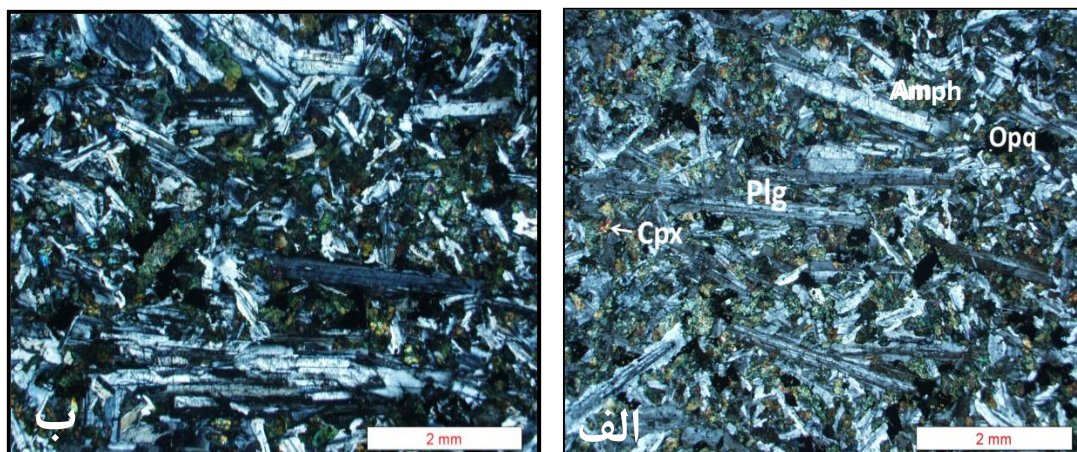
در نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه حفرات موجود در آن‌ها توسط بلورهای ریز کلینوپیروکسن (ماگمایی) و کانی‌های ثانویه (پس‌ماگمایی) نظیر زئولیت، آنالسیم، کلسیت پر شده‌اند و بافت آمیگدالوئید (بادامکی) را پدید آورده‌اند.

۳-۴- مشخصات پتروگرافی دایک‌های گابرویی آمفیبولیتی شده

بر اساس مطالعات پتروگرافی از کانی‌های اصلی این دایک‌ها می‌توان آمفیبول و پلاژیوکلاز را نام برد. آمفیبول‌ها معمولاً به صورت غیر خودشکل تا نیمه شکل‌دار و در نتیجه اورالیتی شدن بلورهای کلینوپیروکسن ایجاد شده‌اند که شاهد انجام این فرایند وجود بقایایی از کلینوپیروکسن‌ها در مجاورت آمفیبول‌ها است.

یکی از شواهد آمفیبولیتی شدن دایک‌های گابرویی، جهت یافتگی بلورهای پلاژیوکلاز است (شکل ۳-۲۳- الف و ب). به طور دقیق‌تر می‌توان گفت که این دایک‌ها در زون‌های برشی دچار دگرگونی برگشتی شده و آمفیبولیت‌ها با بافت جهت‌دار را تشکیل داده‌اند.

از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان منیتیت و از کانی‌های ثانویه اسفن و بیوتیت را نام برد. با توجه به منشأ آذرین آمفیبولیت‌ها (یعنی دایک‌های گابرویی) می‌توان آن‌ها را ارتوآمفیبولیت در نظر گرفت.



شکل ۳-۲۳- الف و ب- تصاویری از جهت یافتگی بلورهای پلاژیوکلاز در دایک‌های گابرویی آمفیبولیتی شده در اثر قرارگیری در زون‌های برشی.

۴-۵- مشخصات پتروگرافی گنیس‌ها

در این سنگ‌ها، کانی‌های اصلی شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، میکروکلین، گارنت، آمفیبول و بیوتیت می باشد. حضور استارولیت و کیانیت نیز در آن‌ها گزارش شده است (بلاغی و همکاران، ۱۳۹۰). آپاتیت، زیرکن و آلانیت از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت)، سرسیت، کلریت، اسفن و کانی‌های اپک (منیتیت) را نام برد.

در بعضی نمونه‌های گنیسی بلورهای خرد شده و جریان یافته کوارتز و آمفیبول خمیره جهت یافته سنگ را می‌سازند که قطعات مقاوم‌تر و درشت‌تر نظیر پورفایروبلست‌های فلدسپار، گارنت و ... را در بر گرفته‌اند و به این ترتیب گنیس چشمی را پدید آورده‌اند (شکل ۳-۲۴- الف و ب).

در بلورهای کوارتز دگرشکلی‌هایی نظیر خاموشی موجی و روبانی شدن مشاهده می شود (شکل ۳-۲۴- الف و ب). خاموشی موجی در این بلورها ناشی از تغییر شکل یا خمیدگی شبکه بلوری است (قاسمی، ۱۳۷۸).

در مورد روبانی شدن کوارتزها می‌توان گفت که دگرگونی دینامیکی در زون‌های راندگی و برشی باعث تغییر شکل پلاستیک در سنگ شده که در اثر آن نسبت ظاهری کانی‌های شکل‌پذیرتر مثل کوارتز

افزایش یافته و روبان‌هایی پدیدار شده‌اند (آسیابانها، ۱۳۷۴). به عقیده بارکر (۱۹۹۰) اگر در خلال تغییر شکل، مقدار استرین و یا دما بالا باشد، کشیدگی دانه‌های کوارتز، سبب تشکیل روبان‌های کوارتز می‌شود (قاسمی، ۱۳۷۸).

در داخل گنیس‌ها، دانه‌های کوارتز با مکانیسم مهاجرت مرز دانه، تجدید تبلور یافته‌اند. مرز کوارتزهای تجدید تبلور یافته با رشد کردن به داخل دانه‌های مجاور به شکل کنگره‌ای (مضرسی) درآمده است (شکل ۳- ۲۵). در مهاجرت مرز دانه‌ای در دو بلور کنار هم که تراکم جا به جایی در یکی کم و در دیگری زیاد است اتم‌های موجود در مرز دانه با تراکم جا به جایی بالا به آرامی می‌توانند طوری جا به جا شوند، که برای شبکه بلوری با تراکم جا به جایی پایین مناسب می‌باشد. این نتایج در جابه جایی محلی مرز دانه و رشد بلور کم دگرریخته شده به خرج همسایه‌ای که بیشتر دگرریخته است، صورت می‌پذیرد. این پدیده باعث افزایش طول همبری بلورها و افزایش انرژی آزاد درون بلورهای می‌شود که در این فرایند شرکت دارند. ولی از طرفی کاهش انرژی آزاد درون بلوری که با برطرف شدن جا به جایی‌ها درگیر است، بیشتر است. در نتیجه ممکن است بلورهای جدید ریز جانشین بلورهای قدیمی شوند. این تجدید سازمان مواد همراه با تغییر اندازه، شکل و جهت یافتگی در درون همان بلورها، باز تبلور (یا تبلور مجدد) نامیده می‌شود (اوری^۱ و همکاران، ۱۹۸۶ در محجل، ۱۳۸۸).

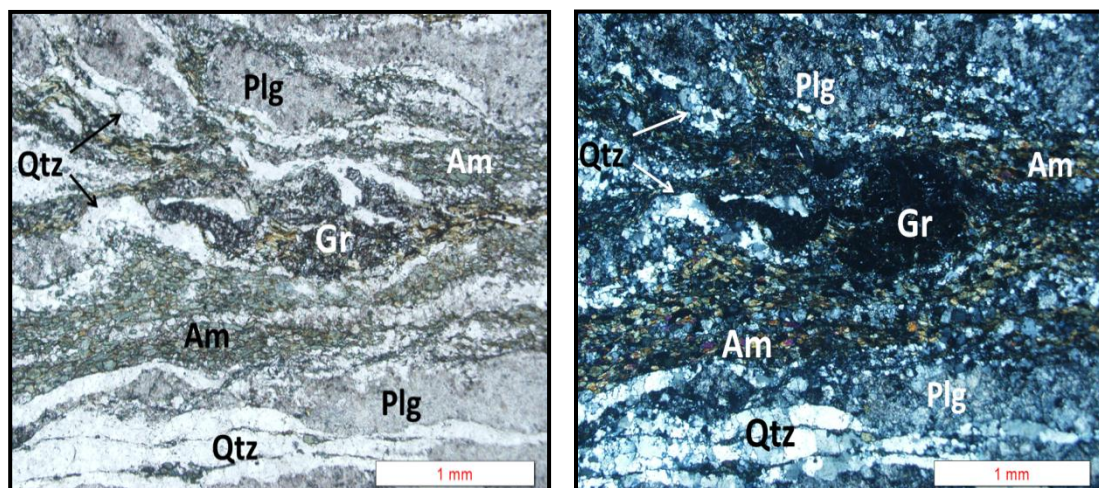
به عقیده استیپ^۲ (۲۰۰۲) مهاجرت مرز دانه‌ای کوارتز نشانه‌ای از دگرشکلی این سنگ‌ها در دمای بیش از ۵۰۰ درجه سانتیگراد است (رحیمی، ۱۳۸۸).

در بعضی مقاطع نمونه‌های گنیسی، ماکل مشبک میکروکلین مشاهده می‌شود (شکل ۳- ۲۶). تغییر شرایط دگرگونی منجر به ناپایداری ساخت اولیه بلوری در برخی از کانی‌ها و تشکیل ماکل‌های تبدیلی می‌شود. این ماکل‌ها جزء ماکل‌های ثانویه هستند یعنی بعد از رشد بلور تشکیل شده‌اند. ماکل مشبک میکروکلین نیز جز ماکل‌های تبدیلی است. ماکل‌های تبدیلی منجر به تغییر خوی بلور می‌شوند. گنیس‌های دارای بیشترین تغییر شکل معمولاً حاوی میکروکلین بیشتر و ارتوکلاز کمتری هستند.

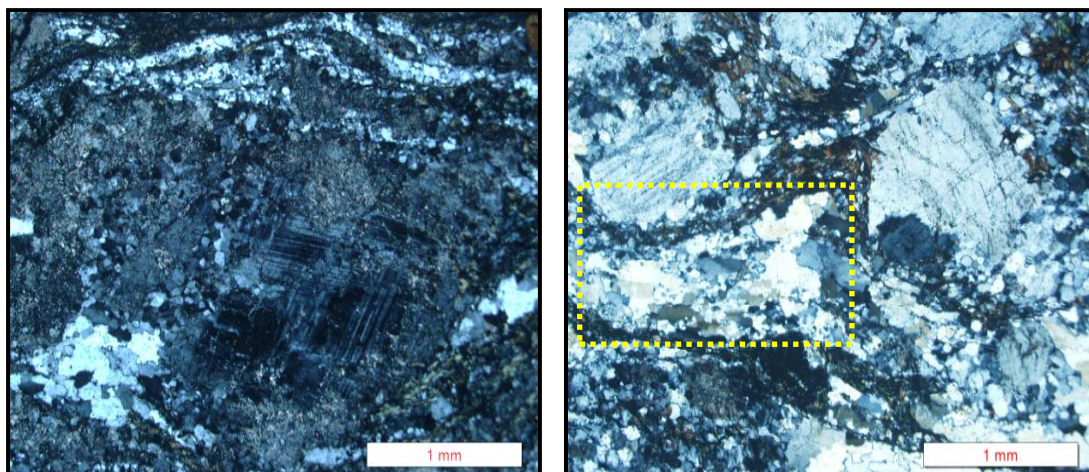
1- Urai

2- Stipp

می‌توان گفت که تنش برشی حاکم بر سنگ یک عامل کنترل‌کننده مهم در تبدیل فلدسپات‌های پتاسیم‌دار به میکروکلین بوده است (قاسمی، ۱۳۷۸).



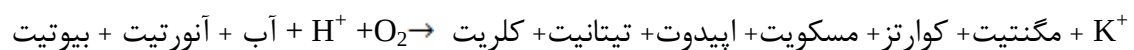
شکل ۳-۲۴- الف و ب- تصاویری از قرارگیری بلور گارنت در بین بلورهای خرد شده و جریان یافته کوارتز و آمفیبول و تشکیل بافت چشمی، به ترتیب در نورهای XPL و PPL. سایه فشاری ایجاد شده در سمت راست بلور گارنت، حاکی از قبل از تکنیک بودن تشکیل گارنت و بروز میلونیتی شدن بعدی گنیس‌ها است و در قسمت پایین سمت چپ تصاویر، بلورهای روبانی شده کوارتز و خاموشی موجی در آن‌ها، مشاهده می‌شود.



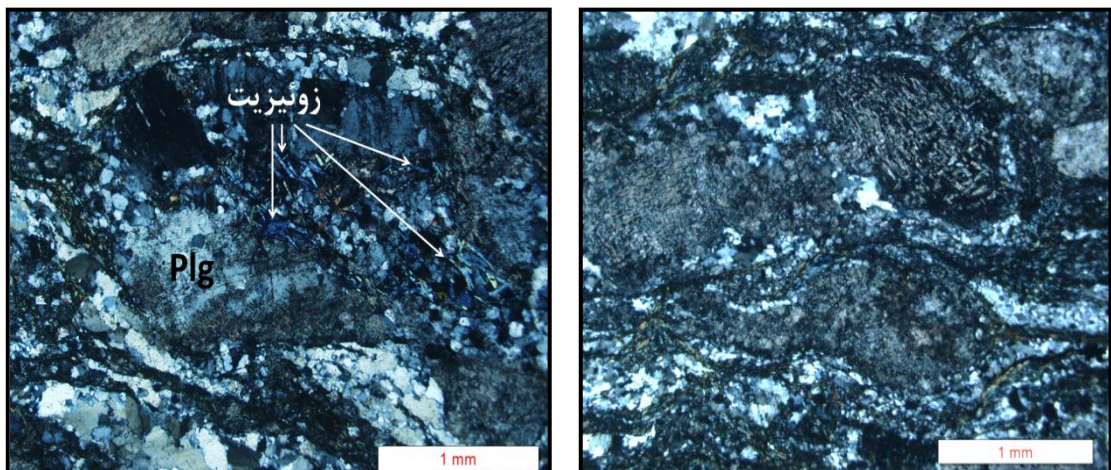
شکل ۳-۲۶- تصویری از ماکل مشبک میکروکلین در نمونه‌های گنیسی (XPL).

شکل ۳-۲۵- تصویری از تجدید تبلور به صورت مهاجرت مرز دانه‌ای در بلورهای کوارتز در نمونه‌های گنیسی. در قسمت بالای تصویر پورفیروبلاست‌های درشت پلاژیوکلاز با خاموشی موجی در بین بلورهای جریان یافته کوارتز و بیوتیت مشاهده می‌شود (XPL).

در نمونه‌های گنیسی پدیده‌های سرسیتی شدن (شکل ۳-۲۷) و سوسوریتی شدن ناشی از دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز و اپیدوتی شدن و کلریتی شدن ناشی از دگرسانی کانی‌های مافیک مشاهده می‌شود. همانطور که در بالا ذکر شد، سوسوریت محصول دگرسانی پلاژیوکلاز است که طی آن با افزایش آب، سازنده آنورتیتی به اپیدوت (یا کلینوزوئیزیت و زوئیزیت) تغییر می‌یابد و پلاژیوکلاز باقی‌مانده نیز به صورت آلبیت در می‌آید (شکل‌های ۳-۲۸ و ۳-۲۹ الف و ب). بعد از سوسوریتی شدن، اپیدوت‌زایی گسترده‌ای صورت می‌گیرد که خود با افزایش کلسیم و خروج سدیم و سیلیسیم همراه است. به عبارت دیگر در مراحل اولیه سوسوریتی شدن، آلبیت تولید شده بعداً با افزایش کلسیم و آب، اپیدوت را پدید می‌آورد (مارزوکی^۱ و همکاران، ۱۹۷۹). در دماهای پایین-متوسط کلریت به صورت یک محصول دگرسانی، نه تنها از بیوتیت، بلکه از آمفیبول و گارنت نیز تشکیل می‌شود. فرایند کلریتی شدن می‌تواند طبق واکنش زیر صورت گرفته باشد:



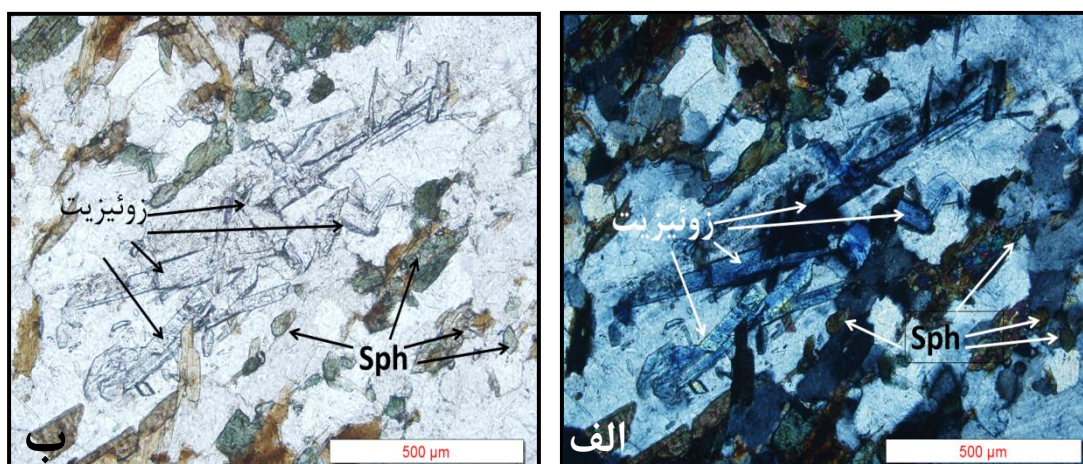
در نمونه‌های گنیسی مورد مطالعه نیز، تبدیل بیوتیت به کلریت همراه با تشکیل اسفن (تیتانیت) و کانی‌های اپیک (منیتیت) صورت گرفته است (شکل ۳-۲۹-الف و ب).



شکل ۳-۲۸- تصویری از سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز و تشکیل زوئیزیت در نمونه‌های گنیسی (XPL).

شکل ۳-۲۷- تصویری از پلاژیوکلازهای سرسیتی شده و سایه فشاری ایجاد شده در اطراف آن‌ها (قسمت پایین سمت راست) در نمونه‌های گنیسی (XPL).

1- Marzouki



شکل ۳-۲۹- الف و ب- تصاویری از تشکیل زوئیزیت در نتیجه سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز و تشکیل اسفن در نتیجه کلریتی شدن بیوتیت در نمونه‌های گنیسی به ترتیب در نورهای XPL و PPL.

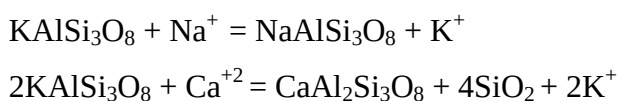
در بعضی نمونه‌های گنیسی در حاشیه درشت بلورهای فلدسپار بافت میرمکیتی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳۰). در مورد نحوه تشکیل میرمکیت تاکنون نظریه‌های زیادی توسط زمین‌شناسان مختلف ارائه شده است. کاکس^۱ و همکاران (۱۹۷۹) میرمکیت را حاصل اکسولوشن می‌دانند و میسون و مور^۲ (۱۹۸۲) میرمکیت را نتیجه تحلیل موضعی پلاژیوکلاز و تبلور مجدد آن با کوارتز می‌دانند. به این صورت که محلول‌های گرمابی پلاژیوکلاز را مورد تهاجم قرار داده و هسته آن را دگرسان کرده و پلاژیوکلاز سدیک‌تر به همراه کوارتز، تشکیل میرمکیت می‌دهد. فیلیپس^۳ (۱۹۸۰) نیز نظریات علمی گوناگونی را درباره منشأ میرمکیت بازنگری کرده است. در حال حاضر نظر کلی درباره نحوه تشکیل میرمکیت در سنگ‌های دگرگونی مبتنی بر شکستن فلدسپات پتاسیم است. اساس این نظریه بر پایه مشاهده هم‌رشدی‌های میرمکیتی پلاژیوکلاز و کوارتز در گنیس‌های درجه بالایی است که محتمل دگرگونی برگشتی شده‌اند (قاسمی، ۱۳۷۸).

1- Cox
2- Mason & Moore
1- Phillips

یوگوچی و نیشیاما^۱ (۲۰۰۸) فرضیه‌های مختلفی را که در ارتباط با پیدایش میرمکیت وجود دارد به شرح ذیل تقسیم‌بندی کرده‌اند:

- ۱- تبلور مستقیم یا هم‌زمان پلاژیوکلاز و کوارتز از مذاب. ۲- جانشینی پتاسیم فلدسپار توسط پلاژیوکلاز. ۳- جانشینی پلاژیوکلاز توسط پتاسیم فلدسپار. ۴- ناآمیختگی (اکسلوشن) حالت جامد. ۵- تلفیق (اختلاط) کوارتز تجدید تبلور یافته در آلبیت در حال رشد جدا شده از پتاسیم فلدسپار. ۶- شکل‌گیری در اثر دگرشکلی. ۷- ترکیبی از فرضیه‌های ذکر شده.

با توجه به شواهد میکروسکوپی به نظر می‌رسد که میرمکیت‌های موجود در نمونه‌های گنیسی مورد مطالعه در جریان دگرگونی و دگرشکلی و در اثر جایگزینی پتاسیم فلدسپار به وسیله کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شده باشند. به نظر بک^۲ (۱۹۸۱)، محلول‌های سدیم و کلسیم‌دار به صورت زیر با پتاسیم فلدسپار واکنش می‌کنند:

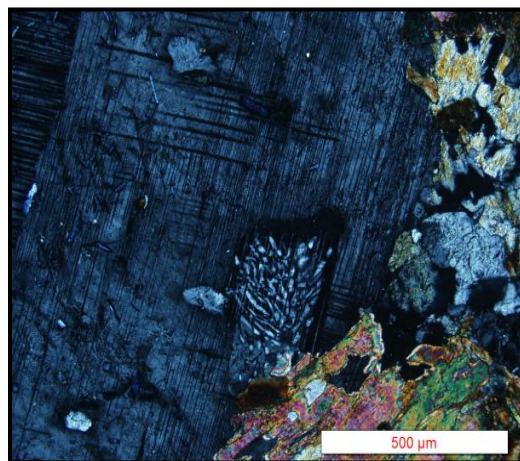
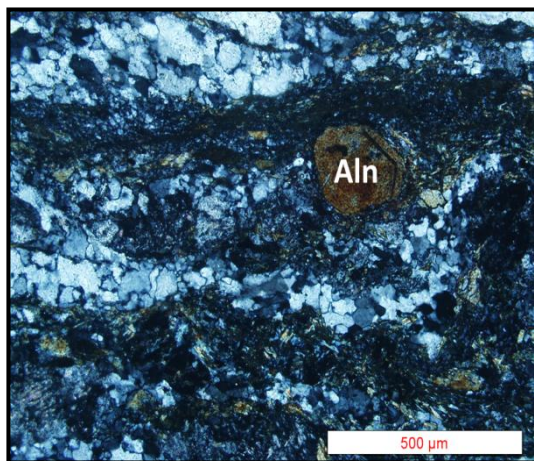


در این فرایند احتمالاً K آزاد شده در تشکیل مسکوویت ثانویه (سریسیت) شرکت می‌کند. متفاوت بودن نسبت Al/Si در پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلازها، باعث آزاد شدن سیلیس می‌شود و به علت تحرک‌ناپذیری نسبی آلومینیم و سیلیسیم، کوارتز با فلدسپار یک هم‌رشدی میکروسکوپی تشکیل می‌دهد که با مقدار آنورتیت رابطه مستقیم دارد (آسیابانها، ۱۳۷۴). به عقیده یوگوچی و نیشیاما (۲۰۰۸) سیکل‌های تبدیلی برای تشکیل میرمکیت نشان می‌دهند که لازمه مکانیسم شکل‌گیری میرمکیت‌ها آلبیتی شدن فلدسپار است.

وجود بافت میرمکیتی در پلاژیوکلازهای موجود در گنیس‌ها که در حقیقت نوعی بافت سیمپلتیک (درهم‌رشدی) ناشی از واکنش‌های ثانویه و جایگزینی کانی‌ها در طی کاهش فشار و یا اعمال تنش است می‌تواند معرف سرد شدن یا اعمال تنش در خلال بالازدگی باشد (قاسمی، ۱۳۷۸).

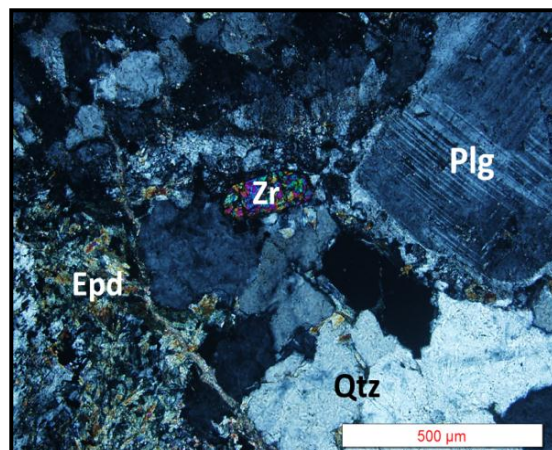
2- Yuguchi & Nishiyama
2- Becke

آلنیت از کانی‌های گروه اپیدوت است که به رنگ قهوه‌ای و به صورت شکل‌دار با فراوانی کم در بعضی نمونه‌های گنیسی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳۱). آپاتیت به رنگ آبی مایل به خاکستری به صورت سوزنی شکل و فراوان در داخل پلاژیوکلازهای موجود در گنیس‌ها یافت می‌شود. زیرکن با رنگ‌های شاد تداخلی سری دوم و سوم و به صورت شکل‌دار با فراوانی کم در داخل گنیس‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳۲).



شکل ۳-۳۱- تصویری از بلور شکل‌دار آلنیت موجود در نمونه‌های گنیسی (XPL).

شکل ۳-۳۰- تصویری از تشکیل بافت میرمکیتی در حاشیه بلور پلاژیوکلاز در نمونه‌های گنیسی (XPL).



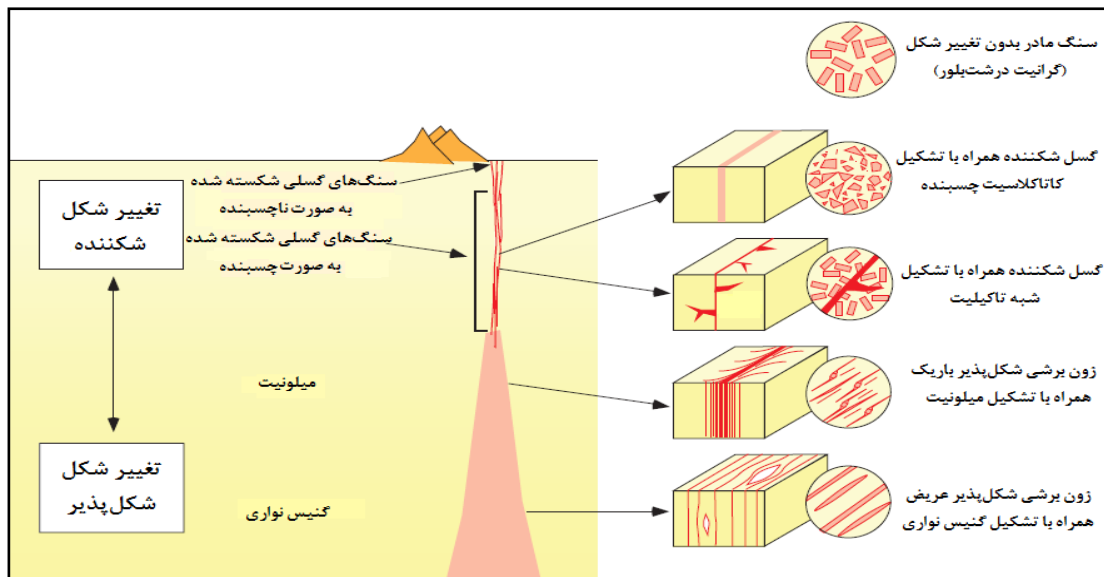
شکل ۳-۳۲- تصویری از بلور شکل‌دار زیرکن موجود در نمونه‌های گنیسی (XPL).

پدیده‌های دگرشکلی در نمونه‌های گنیسی نظیر خاموشی موجی در بلورهای کوارتز، روبانی‌شدن آن‌ها، وجود پورفایروبلست‌های فلدسپار و گارنت و چرخش کانی‌های ورقه‌ای به دور آن‌ها و تشکیل بافت چشمی، میرمکیتی‌شدن فلدسپارها و وجود سایه‌های فشاری (شکل‌های ۳-۲۴ الف و ب و ۳-

۲۷) همه این پدیده‌ها، شاخص‌های حالت برش (بارکر، ۱۹۹۰) و نشان‌دهنده میلونیتی شدن گنیس‌ها در زون‌های برشی هستند.

میلونیت سنگی است که معمولاً برگوارگی و خطوارگی در آن گسترش یافته است و شواهدی قوی برای دگرشکلی در شرایط شکل‌پذیر از خود نشان می‌دهد. میلونیت در پهنه‌های با کرنش بالا که به نام پهنه‌های میلونیتی شناخته شده‌اند، تشکیل می‌شود. حد فاصل پهنه میلونیتی با سنگ دیواره به صورت تدریجی بوده و اندازه دانه‌ها در میلونیت از سنگ دیواره ریزتر است. شدت دگرشکلی در میلونیت‌ها نسبت به هم ممکن است متفاوت باشد، ولی در هر حال کرنش بالا را نشان می‌دهند. نام اصلی میلونیت از کلمه یونانی به معنی "خرده‌های آسیاب شده" گرفته شده است؛ زیرا قبلاً تصور می‌شد میلونیت‌ها در پهنه‌های شکنا (شکننده) در اثر اره شدن حاصل می‌شوند (لاپاروس، ۱۸۸۵ در محجل ۱۳۸۸). ولی امروزه میلونیت به سنگ‌هایی اطلاق می‌شود که غالباً با دگرشکلی شکل‌پذیر حاصل شده‌اند هر چند دگرشکلی شکنا می‌تواند نقش کمی در قسمت‌هایی که به صورت عدسی و یا دانه‌ای در آن‌ها باقی بمانند داشته باشد (بل و اسریچ، ۱۹۷۳؛ تویس و همکاران، ۱۹۸۲ در محجل، ۱۳۸۸). به عبارت دیگر تنش در میلونیت‌ها متأثر از دگرشکلی بلور-پلاستیک است (محجل، ۱۳۸۸). به عقیده بارکر (۱۹۹۰) میلونیت اصطلاحی است برای سنگ‌های ریزدانه‌ای که در زون‌های برشی و گسلی اعماق پوسته با دگرشکلی خمیری شدید ایجاد شده‌اند (شکل ۳-۳۳). در این سنگ‌ها در اثر اعمال تنش غیر هیدرواستاتیک (جهت‌دار) و ایجاد دگرشکلی مخرب به طور پیوسته دانه‌های قبلی سنگ با انرژی استرین بالاتر که ناپایدارترند، می‌شکنند و دانه‌های ریز تجدید تبلور یافته کم انرژی‌تر فاقد استرین را به وجود می‌آورند (قاسمی، ۱۳۷۸؛ کنعانیان و همکاران، ۱۳۷۲). این دگرشکلی‌ها در شرایط دما و فشار بالا ایجاد می‌شوند. در طی فرایند دانه‌ای شدن شکننده (کاتاکلاسیس) یا شکل‌پذیر امکان دارد دانه‌های بزرگتر توسط مواد خردشده فوق‌العاده ریزدانه احاطه شوند. این دانه‌ها را پورفایروکلاست می‌نامند و معمولاً به دلیل انشعاب ریزبرش‌ها در اطراف آن‌ها، به صورت عدسی‌شکل یا

چشمی دیده می‌شوند. مانند گنیس چشمی که دارای پورفیروکلاست‌های فلدسپات، پلاژیوکلاز و یا گارنت است (همام و همکاران، ۱۳۸۹).



شکل ۳-۳۳- تصویری نمادین از توزیع انواع اصلی سنگ‌های مرتبط با زون گسلی به همراه عمق تشکیل آن‌ها (ترو و همکاران، ۲۰۱۰).

فصل چهارم

زنو سیمی

علم ژئوشیمی با توزیع و مهاجرت عناصر شیمیایی در درون زمین در ابعاد زمان و مکان سر و کار دارد. به عبارت دیگر وظیفه اصلی ژئوشیمی از سویی تعیین ترکیب کلی زمین و بخش‌های مختلف آن و از سویی دیگر کشف قوانین کنترل‌کننده توزیع هر یک از عناصر است. ترکیب شیمیایی سنگ‌های ماگمایی زمانی مشخص می‌شود که اطلاعاتی از ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی منشأ (ماگمای مادر) در دست باشد. زمانی که ماگما مسیر صعود به سطح زمین را شروع می‌کند ترکیب آن تحت تأثیر عوامل مختلفی قرار می‌گیرد. تفریق بلوری، تبلور بخشی، هضم یا آلاش و اختلاط ماگمایی عوامل هستند که بر ترکیب ماگمای اولیه تأثیر می‌گذارند و آن را تغییر می‌دهند. جهت شناخت این فرآیندها تنها نمی‌توان به مطالعه پتروگرافی سنگ‌ها تکیه کرد (مر و مدبری، ۱۳۸۴). بنابراین جهت مشخص نمودن تأثیرات شیمیایی این فرآیندها و درک بهتر عوامل مؤثر در تغییر و تحول ماگما و شناخت خصوصیات ماگمای مادر سنگ‌های مورد مطالعه لازم است تا مطالعات ژئوشیمیایی به عمل آید. از طرفی به عقیده رولینسون (۱۹۹۳) مطالعات ژئوشیمیایی همواره باید در پرتو درک روشنی از روابط زمین‌شناختی انجام شود. در واقع هر پژوهش ژئوشیمیایی موفق باید بر پایه شناخت کامل زمین‌شناسی ناحیه باشد (مر و مدبری، ۱۳۸۴). لذا پس از انجام مطالعات زمین‌شناسی و پتروگرافی، در این فصل به بررسی ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته می‌شود.

به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی و دستیابی به اطلاعات بیشتر و دقیق‌تر از سنگ‌های مورد مطالعه، پس از بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۹ نمونه سنگ با کمترین میزان دگرسانی جهت انجام تجزیه شیمیایی انتخاب و توسط شرکت زراژما به آزمایشگاه LabWest استرالیا ارسال شد. از ۹ نمونه تجزیه شده، ۸ نمونه ترکیب گابرویی و ۱ نمونه ترکیب بازالتی دارد. مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها برحسب (UTM)، علامت اختصاری، ترکیب سنگ‌شناسی و شماره آن‌ها در جدول (۴-۱) بیان شده است.

گزینش یک فن تجزیه‌ای مناسب در ژئوشیمی به ماهیت مشکلی که باید حل شود، بستگی دارد. آگاهی از اینکه چه عناصری باید تجزیه شوند، غلظت آن‌ها چه قدر پیش بینی شود و این که نتایج با چه دقتی مورد نیاز هستند، اهمیت دارد (مر و مدبری، ۱۳۸۴). از آنجا که در این مطالعه هدف تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی است لذا نمونه‌ها با استفاده از روش های ICP-MS و ICP-AES تجزیه شده‌اند.

ICP-MS، روشی است که از توسعه‌ی طیف سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی حاصل شده است. از این روش به دلیل حد آشکارسازی بسیار پایین و درستی و دقت بالا برای تجزیه گستره وسیعی از عناصر جزئی در یک محلول و با مقدار اندکی نمونه، می‌توان استفاده کرد (مر و مدبری، ۱۳۸۴).

ICP-AES، یکی از رایج‌ترین روش‌های طیف سنجی نشری است که جهت تجزیه عنصری نمونه‌ها به صورت محلول به کار می‌رود و ابزاری سریع و دقیق را برای آنالیز ۵۰ عنصر جزئی به طور هم‌زمان فراهم می‌کند.

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه برای اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانی‌های مجازی به صورت درصد وزنی (Wt%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm)، و همچنین مقادیر عناصر اصلی پس از انجام تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO در جدول (۴-۲) ارائه شده است.

جهت پردازش داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌ها و ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی، از نرم افزارهای پترولوژیکی GCDKIT و IGPET استفاده شده است.

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

شماره نمونه	نام سنگ	علامت اختصاری	موقعیت جغرافیایی (UTM)	
			عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
۱ BA02	گابرو	Gb	۳۹۸۸۷۵۹	۴۱۹۳۵۵
۲ BA03	"	"	۳۹۸۸۷۵۲	۴۱۹۲۸۰
۳ BA04	"	"	۳۹۸۸۷۱۶	۴۱۹۲۵۰
۴ BA07	"	"	۳۹۸۸۶۷۸	۴۱۹۳۹۴
۵ BA12	"	"	۳۹۸۸۵۹۶	۴۱۹۶۷۲
۶ BA18	"	"	۳۹۸۸۰۸۶	۴۱۹۵۹۴
۷ BA30	"	"	۳۹۸۹۰۶۲	۴۱۸۳۷۹
۸ BA32	"	"	۳۹۹۰۱۲۰	۴۱۹۲۹۵
۹ BA19	بازالت	B	۴۰۷۹۲۳۹	۴۷۴۷۶۶

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

از مهم‌ترین علل بروز خطا در نتایج تجزیه‌ای می‌توان به آلودگی نمونه‌ها در هنگام خرد کردن و آسیاب نمودن آنها، آلودگی در طبیعت، آلودگی حاصل از واکنش‌گرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه‌ها، خطاهای ناشی از کالیبراسیون و خطاهای ناشی از هم‌پوشانی پیک‌ها اشاره کرد (مر و مدبری، ۱۳۸۴).

آلودگی در خلال آماده‌سازی نمونه‌ها (خرد و آسیاب کردن)، می‌تواند منبع جدی خطا در تجزیه ژئوشیمیایی باشد. این آلودگی را می‌توان از راه تمیز کردن دقیق و آغشته کردن اولیه دستگاه‌های خردکن و آسیاب با نمونه‌هایی که باید خرد و آسیاب شوند، تا حد زیادی رفع کرد (مر و مدبری، ۱۳۸۴). استفاده از روش‌های ICP-MS و ICP-AES جهت تجزیه نمونه‌های مورد مطالعه، احتمال بروز خطاهای ناشی از کالیبراسیون و هم‌پوشانی پیک‌ها را به دلیل حد آشکارسازی پایین، درستی، دقت و سرعت بالا تا حد زیادی کاهش می‌دهد.

۳-۴- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی

جهت استفاده از نتایج حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه، پردازش، تجزیه و تحلیل آن‌ها لازم است تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) از مجموع اکسیدهای عناصر اصلی و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO بر روی آن‌ها صورت گیرد که در ادامه به توضیح آن‌ها می‌پردازیم.

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

طبق نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه میزان مواد فرار (L.O.I) در نمونه‌های گابرویی در حدود ۰/۶ تا ۰/۹ درصد و در نمونه بازالتی ۱/۵ درصد است. میزان مواد فرار اولیه در سنگ‌های ماگمایی معمولاً کمتر از یک درصد است ولی در برخی مواقع مقادیر زیادی از این مواد در سنگ‌ها دیده می‌شود که بیشتر آن‌ها در اثر فرآیندهای ثانویه وارد سنگ شده‌اند (میدلموست^۱، ۱۹۸۹). به منظور حذف مواد فرار، درصد L.O.I هر نمونه سنگی را از مجموع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، سپس نسبت ۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید را به صورت ضربی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، بدین ترتیب درصد اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه می‌شود. به عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرار (Z) برای نمونه‌ی BA01، به صورت زیر قابل محاسبه است:

$$BA01: \text{Sum} = 99.28, \text{L.O.I} = 0.72$$

$$\text{Sum} - \text{L.O.I} = 99.28 - 0.72 = 98.56$$

$$Z = 100 / 98.56 = 1.01$$

۳-۴-۲- تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO

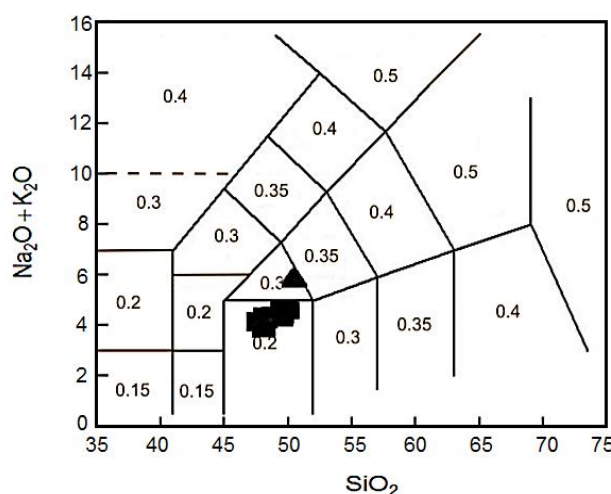
در تجزیه شیمیایی سنگ‌ها، مقدار اکسید آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه می‌شود. FeO در ساختمان سیلیکات‌ها و Fe_2O_3 در فازهای اکسیدی به صورت کانی‌های اپک (منیتیت) وارد می‌شود. به عقیده میدلموست (۱۹۸۹) افزایش نسبت Fe_2O_3/FeO در برخی سنگ‌های آذرین که به دلیل اکسیده شدن

1- Middlemost

آن‌ها طی دگرسانی ثانویه صورت گرفته است، تأثیر قابل توجهی بر ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو سنگ خواهد داشت، به طوری که در محاسبه نورم سنگ اکسید شده، به دلیل افزایش نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ، میزان منیتیت نورماتیو، بیشتر از مقدار واقعی و مقادیر سیلیکات‌های آهن‌دار کمتر از مقدار حقیقی خواهد بود. با کم شدن این سیلیکات‌ها در نورم سنگ اکسید شده، سیلیس اضافی محاسبه می‌شود و در نتیجه کلیه محاسبات غیر واقعی انجام می‌شود. برای تصحیح این خطا، از نمودار مجموع $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لومتر^۱ و همکاران، ۱۹۸۹) استفاده شده است (شکل ۴-۱). نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ براساس این نمودار به دست آمده و مقادیر FeO و Fe_2O_3 جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر است، به صورت زیر محاسبه شده است. مقادیر تصحیح شده FeO و Fe_2O_3 برای هر نمونه‌ی سنگی، در جدول (۴-۲) ارائه شده است. لازم به ذکر است که علائم به کار رفته در نمودارهای این فصل و فصل پنجم، برای نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه به صورت مربع توپر و برای نمونه بازالتی به صورت مثلث توپر می‌باشد.

$$\text{Fe}_2\text{O}_{3T} * X = \text{Fe}_2\text{O}_3$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_{3T} - \text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{FeO} \quad (X = \text{ضریب تصحیح نسبت } \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} \text{ با توجه به (شکل ۴-۱)})$$



شکل ۴-۱- نمودار مجموع آلکالی در مقابل SiO_2 ، (لومتر و همکاران، ۱۹۸۹).

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به صورت خام و مقادیر آن‌ها پس از انجام تصحیحات مربوط به حذف مواد فرّار و نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

Sample	BA02	BA03	BA04	BA07	BA12	BA17	BA30	BA32	BA19
نام سنگ	گابرو								بازالت
Major element (%wt) (داده‌های خام)									
SiO ₂	۴۷/۴۴	۴۸/۱۹	۴۹/۲۶	۴۹/۱۶	۴۸/۰۸	۴۸/۶۶	۴۷/۸۵	۴۹/۷۸	۴۷/۱۵
Al ₂ O ₃	۱۴/۵۷	۱۳/۴۱	۱۴/۴۷	۱۴/۱۸	۱۴/۰۰	۱۵/۵۳	۱۴/۷۹	۱۴/۶۹	۱۵/۵۶
Fe ₂ O _{3t}	۱۴/۰۸	۱۵/۷۶	۱۳/۷۴	۱۴/۸۴	۱۴/۴۹	۱۲/۰۷	۱۴/۱۰	۱۳/۶۱	۹/۲۴
CaO	۱۰/۰۶	۹/۳۸	۹/۴۴	۸/۵۰	۱۰/۴۳	۱۰/۰۴	۹/۸۷	۸/۸۶	۹/۶۳
MgO	۵/۹۸	۵/۳۲	۵/۲۲	۴/۴۷	۶/۰۴	۵/۹۰	۵/۳۶	۴/۸۷	۷/۱۸
Na ₂ O	۳/۵۰	۳/۷۳	۳/۷۷	۳/۹۳	۳/۳۷	۳/۸۱	۳/۷۲	۴/۰۳	۳/۹۷
K ₂ O	۰/۵۲	۰/۴۳	۰/۵۴	۰/۶۱	۰/۴۰	۰/۳۵	۰/۴۸	۰/۴۴	۱/۳۳
Cr ₂ O ₃	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۸
TiO ₂	۲/۴۸	۲/۵۶	۲/۱۴	۲/۶۲	۲/۱۸	۱/۷۷	۲/۳۴	۲/۲۰	۱/۳۵
MnO	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۱۲
P ₂ O ₅	۰/۳۶	۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۳۸	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۸۰
BaO	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴
Sum	۹۹/۲۸	۹۹/۳۶	۹۹/۱۰	۹۹/۰۷	۹۹/۵۲	۹۸/۶۶	۹۹/۱۷	۹۹/۱۵	۹۶/۴۴
L.O.I	۰/۷۲	۰/۶۴	۰/۹۰	۰/۹۳	۰/۶۰	۱/۵۰	۰/۸۵	۰/۸۴	۴/۰۹
SO ₃	.	.	.	.	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۰۱	.	۰/۵۱
Sum2	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰/۱۲	۱۰۰/۱۶	۱۰۰/۰۲	۹۹/۹۹	۱۰۰/۵۳
داده‌های عناصر اصلی پس از انجام تصحیحات مربوط به L.O.I و نسبت Fe ₂ O ₃ /FeO بر حسب درصد وزنی (Wt%)									
SiO ₂	۴۷/۷۸	۴۸/۵۰	۴۹/۷۰	۴۹/۶۲	۴۸/۳۱	۴۹/۳۲	۴۸/۲۵	۵۰/۲۰	۴۸/۸۹
Al ₂ O ₃	۱۴/۶۷	۱۳/۴۹	۱۴/۶۰	۱۴/۳۱	۱۴/۰۶	۱۵/۷۴	۱۴/۹۱	۱۴/۸۱	۱۶/۱۳
Fe ₂ O _{3t}	۱۴/۱۸	۱۵/۸۶	۱۳/۸۶	۱۴/۹۷	۱۴/۵۵	۱۲/۲۳	۱۴/۲۱	۱۳/۷۲	۹/۵۸
FeO	۱۰/۴۹	۱۱/۷۴	۱۰/۲۶	۱۱/۰۸	۱۰/۷۷	۹/۰۵	۱۰/۵۲	۱۰/۱۶	۶/۳۲
Fe ₂ O ₃	۳/۶۹	۴/۱۲	۳/۶۰	۳/۸۹	۳/۷۸	۳/۱۸	۳/۶۹	۳/۵۶	۳/۲۶
CaO	۱۰/۱۳	۹/۴۴	۹/۵۲	۸/۵۸	۱۰/۴۸	۱۰/۱۷	۹/۹۵	۸/۹۳	۹/۹۸
MgO	۶/۰۲	۵/۳۵	۵/۲۷	۴/۵۱	۶/۰۶	۵/۹۸	۵/۴۰	۴/۹۱	۷/۴۴
Na ₂ O	۳/۵۲	۳/۷۵	۳/۸۰	۳/۹۶	۳/۳۸	۳/۸۶	۳/۷۵	۴/۰۶	۴/۱۱
K ₂ O	۰/۵۲	۰/۴۳	۰/۵۴	۰/۶۱	۰/۴۰	۰/۳۵	۰/۴۸	۰/۴۴	۱/۳۸
Cr ₂ O ₃	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۷
TiO ₂	۲/۵۰	۲/۵۷	۲/۱۶	۲/۷۱	۲/۱۹	۱/۷۹	۲/۳۶	۲/۲۲	۱/۴۰
MnO	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۱۲
P ₂ O ₅	۰/۳۶	۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۳۸	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۸۲
BaO	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴
Sum	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
Norm (CIPW)									
Or	۳/۱۱	۲/۵۷	۳/۲۵	۳/۶۷	۲/۳۹	۲/۱۲	۲/۸۸	۲/۶۴	۸/۵۱
Ab	۲۹/۹۹	۳۱/۹۷	۳۲/۴۸	۳۳/۸۸	۲۸/۸۲	۳۳/۱۴	۳۱/۹۵	۳۴/۶۸	۲۶/۸۸
An	۲۲/۸۴	۱۸/۸۲	۲۱/۳۵	۱۹/۶۱	۲۲/۱۳	۲۴/۹۵	۲۲/۶۲	۲۱/۰۵	۲۲/۴۲
Ne	۰/۰۳	.	.	.	.	۰/۰۲	۰/۰۳	.	۵/۱۴
Di	۲۰/۹۲	۲۲/۰۰	۲۰/۳۹	۱۷/۳۲	۲۳/۵۶	۲۰/۲۰	۲۰/۵۳	۱۷/۵۰	۱۹/۰۳
Hy	.	۴/۳۶	۶/۲۰	۱۰/۷۳	۲/۹۶	.	.	۹/۸۳	.
Ol	۱۲/۷۶	۹/۲۷	۷/۱۶	۳/۸۴	۱۰/۳۰	۱۲/۲۶	۱۱/۹۹	۴/۷۱	۱۲/۹۰
Mt	۵/۳۸	۶/۰۲	۵/۲۷	۵/۷۰	۵/۵۲	۴/۷۰	۵/۴۰	۵/۲۲	۴/۶۴

Il	۴/۷۸	۴/۹۲	۴/۱۴	۵/۲۱	۴/۱۸	۳/۴۶	۴/۵۲	۴/۲۵	۲/۷۸
Ap	۰/۸۶	۰/۶۵	۰/۶۰	۰/۹۲	۰/۵۷	۰/۶۱	۰/۸۴	۰/۹۲	۲/۰۵
Trace element (ppm)									
Ba	۱۹۲	۹۹	۲۵۷	۱۳۴	۱۰۱	۱۱۰	۱۱۱	۱۰۰	۳۵۹
Co	۵۸/۹	۴۱/۴	۵۱/۳	۵۱/۶	۶۰/۶	۴۰/۰	۳۸/۶	۴۲/۰	۴۹/۹
Cs	۱/۷	۰/۷	۱/۷	۱/۰	۰/۵	۱/۳	۱/۱	۰/۸	۰/۴
Ga	۲۴/۶	۱۸/۷	۲۲/۷	۲۵/۸	۲۱/۹	۱۶/۰	۱۶/۸	۲۱/۰	۲۴/۰
Hf	۵	۵	۴	۶	۴	۴	۵	۵	۴
Nb	۱۲	۸	۹	۱۲	۸	۵	۱۰	۸	۲۴
Rb	۸/۰	۲/۶	۷/۲	۷/۰	۵/۱	۵/۴	۳/۹	۶/۵	۷/۶
Sr	۲۵۳	۲۱۳	۲۷۸	۲۴۰	۲۲۲	۲۸۲	۲۷۲	۲۲۳	۲۹۸۴
Ta	۰/۶	۰/۴	۰/۳	۰/۶	۰/۴	۰/۲	۰/۶	۰/۹	۰/۱
Th	۱/۰	۱/۱	۰/۹	۱/۱	۰/۸	۱/۰	۱/۱	۰/۹	۳/۸
U	۰/۵۷	۰/۵۶	۰/۴۰	۰/۴۶	۰/۳۷	۰/۳۳	۰/۴۶	۰/۳۲	۰/۹۰
V	۳۴۴/۴	۳۹۶/۸	۳۴۸/۷	۳۸۱/۶	۳۵۳/۴	۲۶۲/۲	۳۴۷/۲	۲۸۳/۳	۲۷۷/۳
Zr	۲۶۵	۱۷۸	۲۰۷	۳۰۸	۱۹۹	۱۳۰	۱۸۸	۲۲۰	۱۹۰
Y	۶۱	۴۳	۵۱	۶۹	۵۱	۳۲	۳۹	۵۴	۱۷
Mo	۳/۹	۱/۸	۳/۰	۳/۰	۳/۰	۱/۷	۱/۵	۱/۰	۱/۲
Cu	۲۷۴	۱۰۱	۱۱۶	۱۸۸	۱۷۶	۱۲۳	۸۷	۹۱	۱۵۳۷
Zn	۱۷۹	۱۱۵	۱۵۹	۱۸۱	۱۶۷	۹۲	۸۸	۱۲۳	۱۴۴
Ni	۴۸/۱	۳۲/۵	۲۲/۷	۲۴/۸	۴۷/۷	۵۲/۹	۴۴/۶	۳۹/۰	۱۳۷/۷
Rare earth element (ppm)									
La	۲۹/۰	۲۶/۵	۲۷/۳	۲۹/۰	۲۴/۵	۲۷/۵	۲۷/۴	۲۸/۱	۵۳/۲
Ce	۳۱/۴	۲۶/۶	۲۳/۷	۳۵/۷	۲۱/۹	۲۳/۰	۲۹/۷	۲۹/۰	۷۰/۹
Pr	۴/۷۲	۴/۱۴	۳/۶۵	۳/۱۶	۳/۳۸	۳/۴۰	۴/۴۶	۴/۵۰	۹/۱۸
Nd	۲۳/۶	۱۹/۷	۱۷/۸	۲۵/۸	۱۶/۹	۱۶/۰	۲۰/۸	۲۲/۰	۳۶/۹
Sm	۶/۴	۵/۷	۴/۹	۶/۷	۴/۸	۴/۹	۵/۷	۶/۳	۵/۹
Eu	۲/۴۶	۲/۱۷	۱/۹۷	۲/۴۸	۱/۹۹	۱/۸۰	۲/۲۸	۲/۴	۲/۰
Gd	۶/۸۸	۶/۶۱	۵/۸۲	۷/۵۵	۵/۸۶	۵/۳۹	۶/۴۴	۶/۹۹	۴/۹۹
Tb	۱/۳۸	۱/۲۸	۱/۱۸	۱/۴۹	۱/۰۹	۱/۱۰	۱/۱۹	۱/۴۰	۰/۶۳
Dy	۷/۹۶	۷/۷۹	۶/۵۱	۸/۶۴	۶/۷۶	۵/۹۹	۷/۰۳	۷/۷۹	۲/۵۹
Ho	۱/۶۷	۱/۶۸	۱/۳۸	۱/۷۹	۱/۳۹	۱/۳۰	۱/۴۹	۱/۶۰	۰/۴۶
Er	۴/۷۲	۴/۷۳	۳/۹۴	۵/۲۶	۳/۷۸	۳/۶۰	۴/۲۶	۴/۹۰	۱/۱۰
Tm	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۷۲	۰/۹۵	۰/۷۱	۰/۶۴	۰/۷۷	۰/۸۴	۰/۲۸
Yb	۴/۴	$\frac{3}{4}$	۴/۰	۴/۹	۳/۷	۳/۵	۴/۲	$\frac{3}{4}$	۰/۹
Lu	۰/۶۸	۰/۶۹	۰/۵۷	۰/۷۸	۰/۵۸	۰/۵۵	۰/۶۲	۰/۶۷	۰/۱۴

علائم معرف کانی‌های نورماتیو عبارتند از: Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، Ol: الیوین، Mt: منیتیت، Il: ایلمنیت، Ap: آپاتیت.

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

مطالعه

عناصر اصلی عناصری هستند که در نتایج تجزیه شیمیایی هر سنگ، غالبند. این عناصر عبارت از

(P, K, Na, Ca, Mn, Mg, Fe, Al, Ti, Si) می‌باشند که غلظت آن‌ها در نتایج تجزیه‌ای برحسب درصد وزنی اکسید بیان می‌شود. مهم‌ترین کاربردهای شیمی عناصر اصلی عبارتند از: ۱- استفاده از آن‌ها به منظور رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌ها، ۲- تهیه نمودارهای تغییرات و نمایش داده‌ها به صورت نمودارهای دو متغیره و سه متغیره، ۳- به عنوان معیاری برای مقایسه با ترکیب سنگ‌های تعیین شده به روش تجربی که شرایط تشکیل آن‌ها مشخص است و پی بردن به شرایط تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه، ۴- استفاده از این عناصر همراه با عناصر جزئی برای تشخیص جایگاه تکتونیکی اولیه سنگ‌های آذرین (مر و مدبری، ۱۳۸۴).

همان طور که در بالا ذکر شد یکی از کاربردهای مهم شیمی عناصر اصلی استفاده از آن‌ها در رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین است. جهت نامگذاری سنگ‌های مورد مطالعه براساس مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی، از رده‌بندی‌های نورماتیو و شیمیایی استفاده می‌شود.

۴-۴-۱- رده‌بندی نورماتیو

الف- نمودار ANOR - Q'(F') (اشترکایزن^۱ و لومتر، ۱۹۷۹)

اشترکایزن و لومتر (۱۹۷۹)، با هدف نمایاندن رده‌بندی QAPF اشترکایزن، یک نمودار رده‌بندی برای سنگ‌های آتشفشانی و درونی براساس ترکیب نورماتیو آن‌ها ارائه کردند. در این نمودار، پارامتر ANOR بر روی محور X، نمایانگر ترکیب در حال تغییر فلدسپار و پارامترهای Q' و F' بر روی محور Y، به ترتیب بیانگر درجه اشباع‌شدگی از سیلیس (مقیاسی از مقدار کوارتز) و مقدار فلدسپاتوئید می‌باشد. مقادیر پارامترهای Q'، F' و ANOR به صورت زیر محاسبه می‌شود:

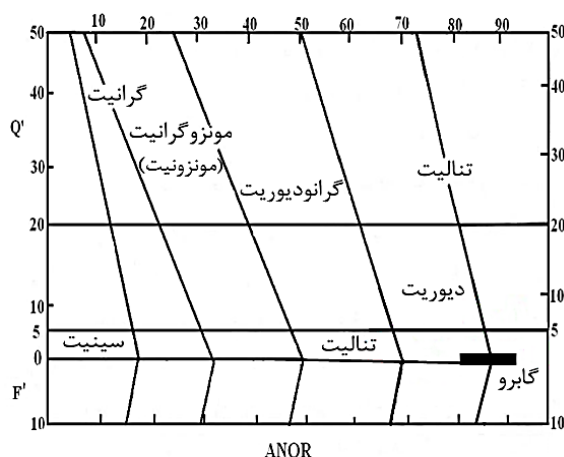
$$Q' = (Q/(Q+Or+Ab+An))*10$$

$$F' = (Ne+Lc+Kp)/(Ne+Lc+Kp+Or+Ab+An)$$

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

1- Stereckeisen

بر اساس این نمودار و با توجه به نمودار مودال QAPF اشتراکیزن (۱۹۷۹) برای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی، سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه در محدوده گابرو و گابرو دیوریت واقع می‌شوند (شکل ۲-۴).



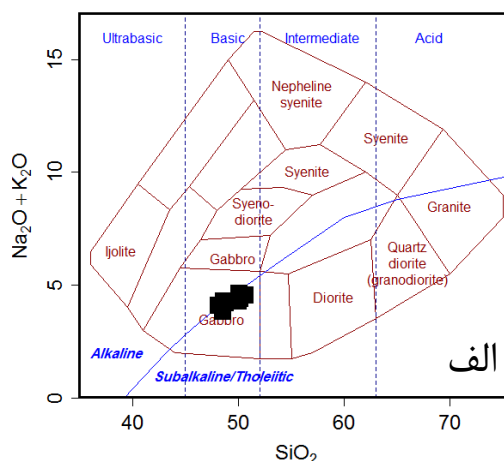
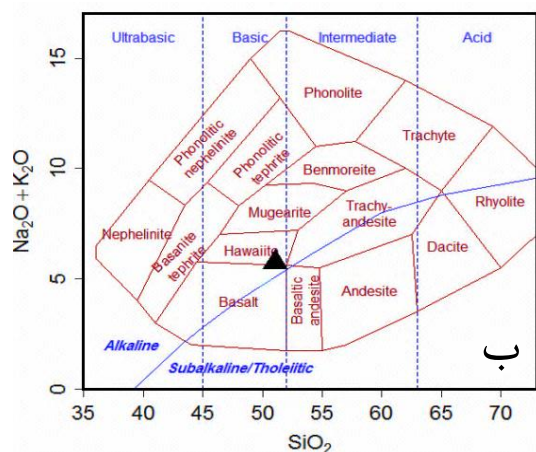
شکل ۲-۴- رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه بر اساس ترکیبات نورماتیو و پارامترهای Q' و ANOR (اشتراکیزن و لومتر، ۱۹۷۹).

۲-۴-۴- رده‌بندی شیمیایی

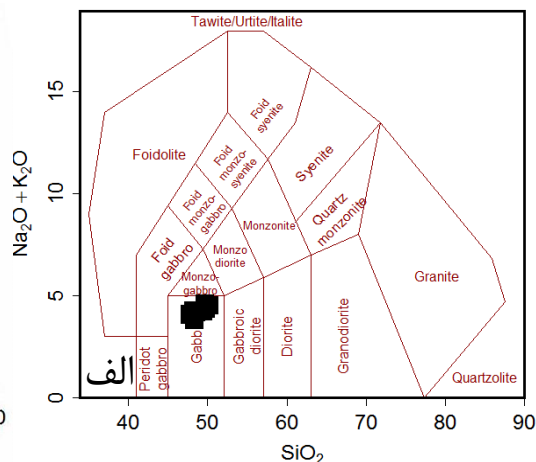
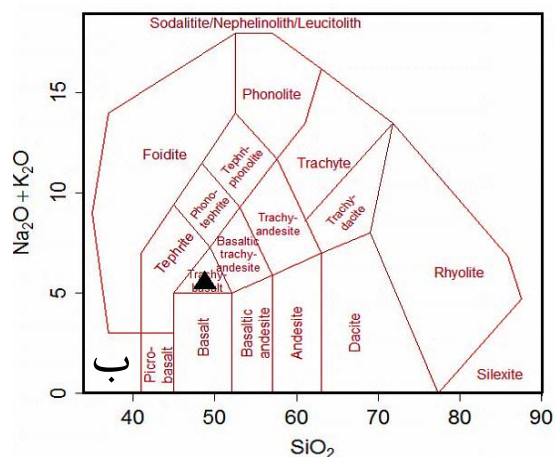
الف- نمودارهای طبقه‌بندی مجموع آلکالن در مقابل SiO_2 (کاکس^۱ و همکاران، ۱۹۷۹) و (میدلموست، ۱۹۸۵)

بر اساس این نمودارها، نمونه‌های سنگی آذرین درونی در هر دو نمودار در محدوده ترکیبی گابرو و نمونه سنگی آتشفشانی در نمودار (کاکس و همکاران، ۱۹۸۵) در محدوده ترکیبی هاوایت و در نمودار (میدلموست، ۱۹۷۹) در محدوده تراکی بازالت قرار می‌گیرند (شکل‌های ۳-۴ و ۴-۴). طبق نمودار (کاکس و همکاران، ۱۹۸۵) که در آن محدوده آلکالن از ساب آلکالن تفکیک شده است، نمونه‌های گابرویی اکثراً دارای ماهیت ساب آلکالن هستند و سه نمونه از آنها در مرز بین ساب آلکالن-آلکالن واقع می‌شوند و نمونه بازالتی نیز دارای ماهیت آلکالن هستند.

1- Cox



شکل ۴-۳- نمودارهای تغییرات $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) جهت نامگذاری سنگ‌های مورد مطالعه، الف- نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی و ب- نامگذاری سنگ آتشفشانی.



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

ب- نمودار طبقه‌بندی R_1-R_2 (دولاروش^۱ و همکاران، ۱۹۸۰)

دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، یک طرح رده‌بندی برای سنگ‌های آذرین آتشفشانی و نفوذی بر پایه نسبت‌های کاتیونی ارائه شده به صورت میلی‌کاتیون تهیه کرده‌اند. نتایج حاصل در یک نمودار دو متغیره X-Y و با استفاده از پارامترهای R_1 و R_2 نمایش داده شده است. R_1 بر روی محور X و R_2 بر روی محور Y پیاده و به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

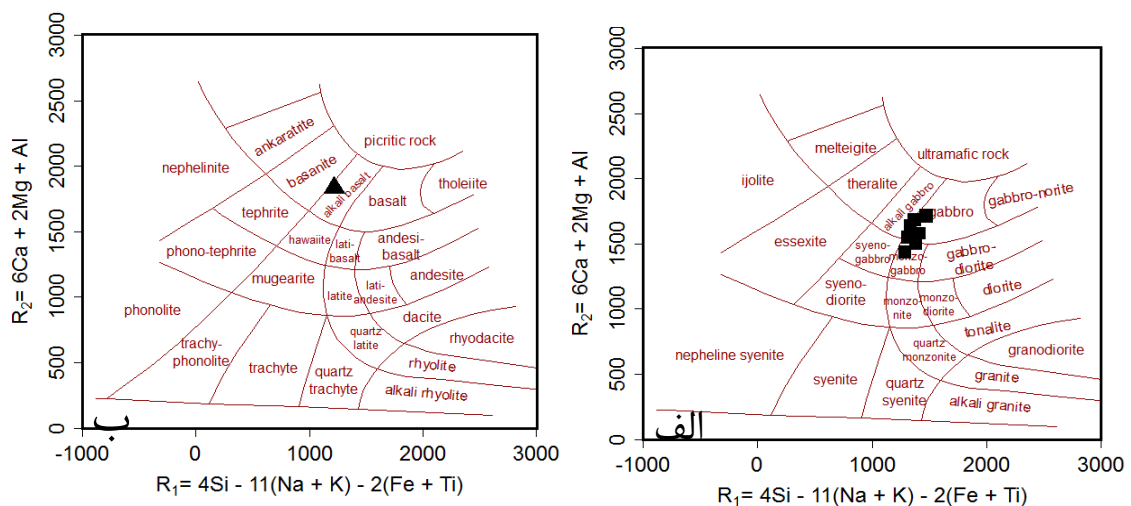
1- De La Roche

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

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

از مزایای این رده‌بندی می‌توان به موارد زیر اشاره کرد (رولینسون، ۱۹۹۳):

- ۱- در این روش، از شیمی تمام عناصر اصلی سنگ استفاده می‌شود. ۲- برای رده‌بندی تمام سنگ‌های آذرین کاربرد دارد. ۳- ترکیب کانی‌ها را می‌توان بر روی نمودار نشان داد و مقایسه‌ای وسیع بین داده‌های مودال و شیمیایی انجام داد. ۴- در این روش، درجه اشباع‌شدگی از سیلیس و تغییر ترکیب فلدسپارها را می‌توان نشان داد. در این نمودار، نمونه‌های سنگی آذرین درونی به جز یک نمونه که در محدوده مونزوگابرو واقع شده بقیه نمونه‌ها ترکیب گابرویی را نشان می‌دهند و نمونه سنگی آتشفشانی نیز در محدوده آلکالی بازالت قرار می‌گیرد (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵- نمودار طبقه‌بندی (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰)، جهت نامگذاری الف- سنگ‌های آذرین درونی و ب- سنگ آتشفشانی با استفاده از پارامترهای R_1 - R_2 .

۴-۵- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب در رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی

مورد مطالعه

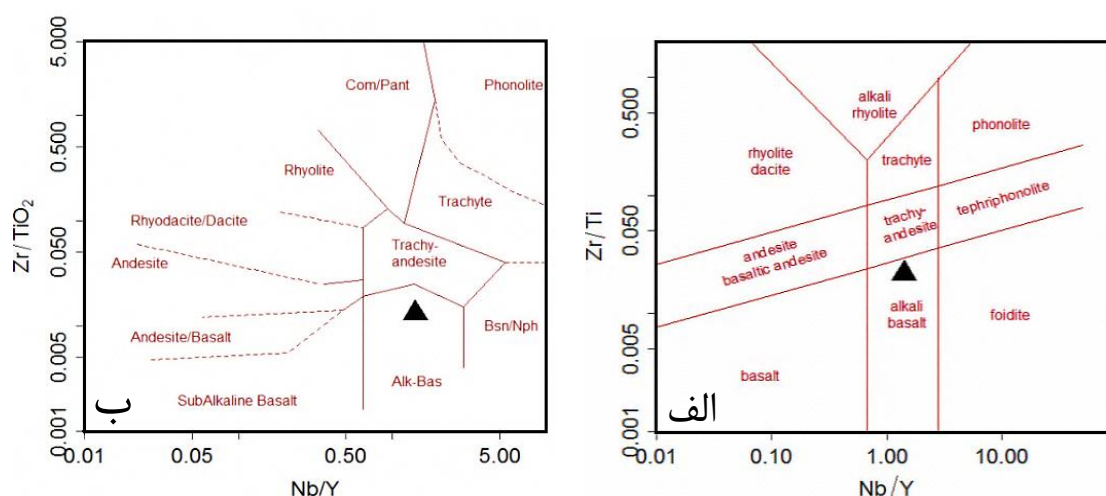
۴-۵-۱- نمودارهای تغییرات Zr/Ti در مقابل Nb/Y (پیرس و کان^۱، ۱۹۷۳) و تغییرات

Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید^۲، ۱۹۷۷)

1- Pearce & Cann

2- Winchester & Floyd

از آنجا که امکان دگرسانی و تغییرات کانی‌شناسی و شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بیشتر از سنگ‌های آذرین درونی است، لذا جهت نامگذاری دقیق‌تر آن‌ها از عناصر کمیاب نام‌تحرک (با قدرت میدان بالا)، از جمله Zr، Nb، Y، P و Ti استفاده می‌شود. این عناصر در شرایط گرمایی، هوازدگی بستر دریا و تا درجه‌های متوسط دگرگونی پایدارند (رولینسون، ۱۹۹۳). در هر دو نمودار، نمونه سنگی آتشفشانی مورد مطالعه در محدوده ترکیبی آلکالی بازالت واقع می‌شود (شکل ۴-۶-الف و ب).



شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات الف- Zr/Ti در مقابل Nb/Y (پیرس و کان، ۱۹۷۳) و ب- Zr/TiO₂ در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، جهت نامگذاری سنگ آتشفشانی.

۴-۶- تعیین سری ماگمایی

به عقیده کونو^۱ (۱۹۶۸) یک سری ماگمایی مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین با ترکیب شیمیایی متفاوت است که از تفریق یک ماگمای مادر بازیک و یا از ذوب یک سنگ منشأ واحد حاصل شده باشد. در نتیجه این انتظار وجود دارد که اعضای آن یکی پس از دیگری ظاهر گردند. اما از آن جا که فرآیندهای دیگری همچون اختلاط و ذوب بخشی نیز در تحول ماگماها دخالت دارند، مسیرهای گوناگونی به تحول سری های ماگمایی می‌دهند. در حال حاضر پنج سری ماگمایی شناسایی شده که عبارت از: سری تولیتی، آلکالن، کالک‌آلکالن، شوشونیتی و تحولی (انتقالی) می‌باشند.

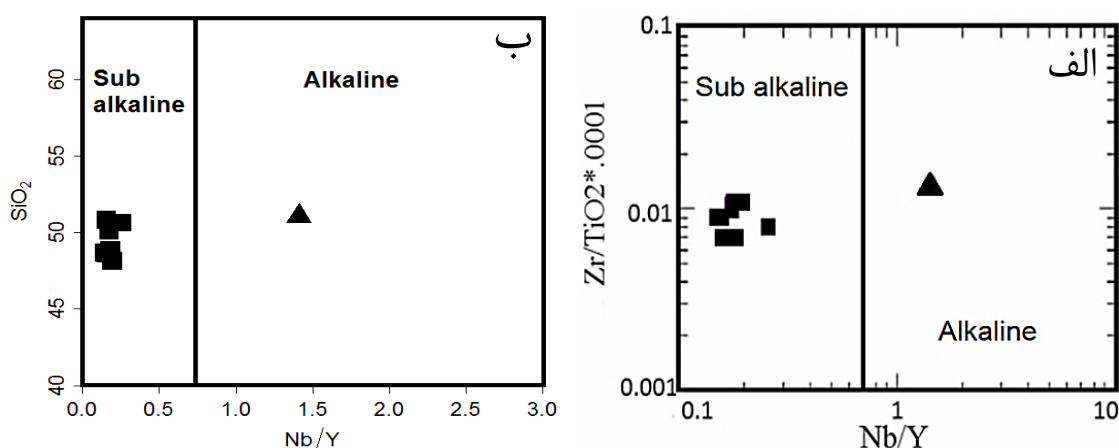
1- Kuno

در ادامه با ارائه نمودارهای ژئوشیمیایی در خصوص تعیین سری ماگمایی و مشخص نمودن موقعیت نمونه‌های منطقه بر روی این نمودارها، به بررسی سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه می‌پردازیم.

۴-۶-۱- نمودارهای تغییرات $(Zr/TiO_2)*0/00001$ در مقابل Nb/Y (وینچستر و

فلوید، ۱۹۷۷) و SiO_2 در مقابل Nb/Y (وود و همکاران^۱، ۱۹۷۹)

بر اساس این نمودارها که محدوده بازالت‌های ساب‌آلکالن از آلکالن در آن‌ها توسط یک خط قائم از یکدیگر جدا شده است، نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های ساب‌آلکالن و نمونه سنگی بازالتی در محدوده بازالت‌های آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۴-۷-الف و ب).



شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات الف- $(Zr/TiO_2)*0/00001$ در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) و ب- SiO_2 در مقابل Nb/Y (وود و همکاران، ۱۹۷۹)، جهت تعیین سری ماگمایی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

۴-۶-۲- نمودارهای تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 (پیکسریلو و تیلور^۲، ۱۹۷۶) و Th

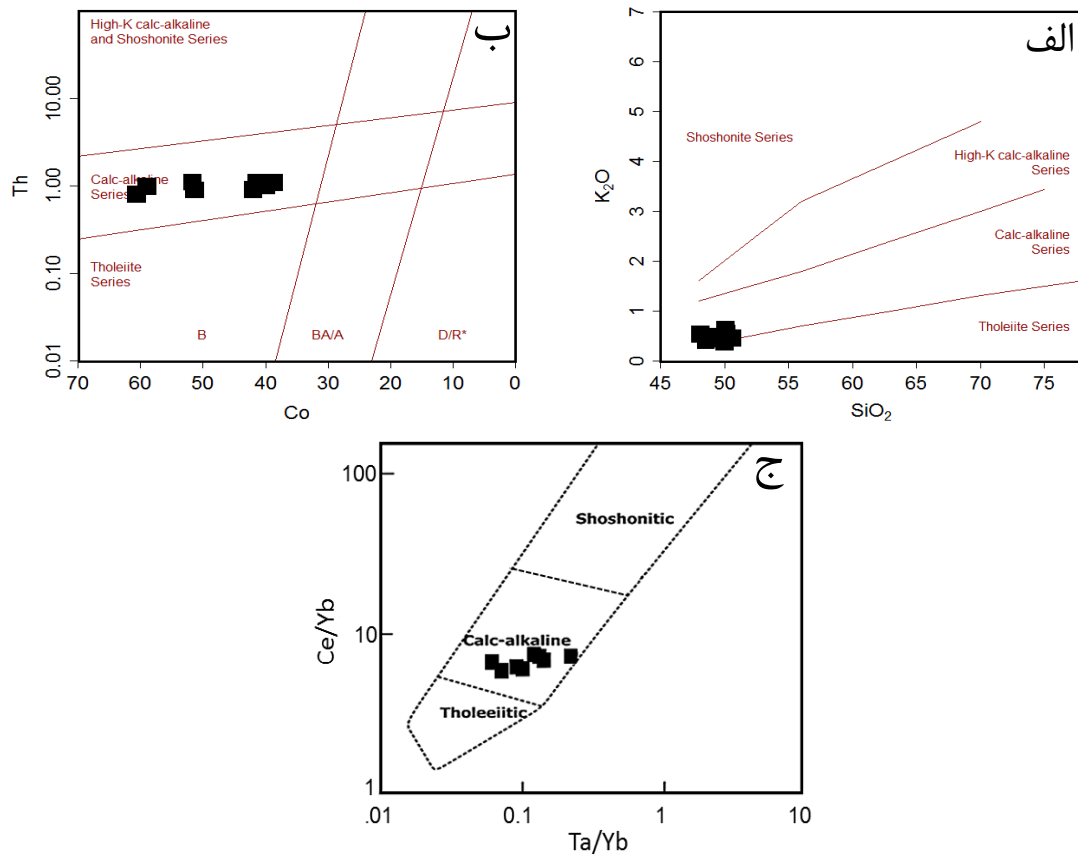
در مقابل Co (هستی^۳ و همکاران، ۲۰۰۷)

در این نمودارها که سری‌های ماگمایی تولئیتی، کالک‌آلکالن، کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا- شوشونیتی از هم تفکیک شده‌اند، نمونه‌های گابرویی در محدوده کالک‌آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۴-۸-الف و ب).

1- Wood
2- Peccerillo & Taylor
3- Hastie

۴-۶-۳- نمودار Ce/Yb در مقابل Ta/Yb (مولر و گروس،^۱ ۱۹۹۷)

طبق این نمودار که سنگ‌های آذرین با ماهیت تولئیتی، کالک‌آلکالن و شوشونیتی در آن از یکدیگر مجزا شده‌اند. نمونه‌های گابرویی ماهیت کالک‌آلکالن را نشان می‌دهند (شکل ۴-۸-ج).



شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات الف- K₂O در مقابل SiO₂ (پیکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)، ب- Th در مقابل Co (هستی و همکاران، ۲۰۰۷) و ج- Ce/Yb در مقابل Ta/Yb (مولر و گروس، ۱۹۹۷)، جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه.

لازم به ذکر است، از آنجا که دایک‌های گابرویی و بازالتی دارای دامنه‌های سنی متفاوتی هستند و سرگذشت یکسانی ندارند و با توجه به تعداد کم نمونه‌های بازالتی (۱ نمونه)، لذا نمودارهای تغییرات برای نمونه بازالتی کاربردی ندارد و در نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی نیز نمونه‌های گابرویی و بازالتی به صورت جداگانه مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

۴-۷- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه به

کمک نمودارهای تغییرات

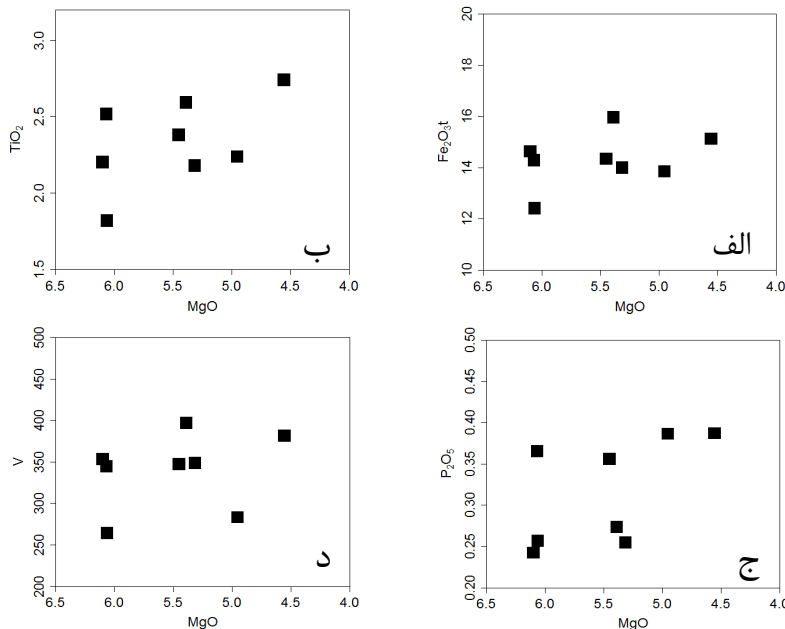
۴-۷-۱- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل MgO (نمودارهای فنر)

نمودارهای تغییرات دو متغیره برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی، 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 بررسی روند تغییرات در سنگ‌های بازیک، نمودار تغییرات اکسیدها در مقابل MgO (نمودارهای فنر) به کار می‌رود. در سنگ‌های بازیک، MgO سازنده مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذاب‌های بازیک است و تغییرات زیادی را در نتیجه حضور فازهای منیزیم‌دار در هنگام ذوب بخشی یا جدا شدن آن‌ها در هنگام تبلور تفریقی، نشان می‌دهد (مر و مدبری، ۱۳۸۴).

البته لازم به ذکر است، از آنجا که دایک‌های مورد مطالعه براساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی تنها دارای ترکیب گابرویی هستند و هیچ گونه تنوع ترکیبی را نشان نمی‌دهند، تغییرات اندک در مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در آن‌ها به تغییرات میزان مودال کانی‌ها مرتبط است، بنابراین استفاده از نمودارهای تغییرات به منظور بررسی نقش تبلور تفریقی در این دایک‌ها، کاربرد چندانی ندارد. به عنوان مثال اگرچه در نمودارهای تغییرات Fe_2O_3 و TiO_2 در مقابل MgO، افزایش مقادیر آن‌ها در مقابل MgO مشاهده می‌شود، طبق مطالعات پتروگرافی افزایش این مقادیر را می‌توان به دلیل بالابودن میزان منیتیت اولیه و ثانویه در نمونه‌های BA02, BA03, BA07, BA12 و BA30 و پائین بودن میزان MgO در آن‌ها را می‌توان به علت پایینتر بودن جزئی کانی کلینوپیروکسن در آنها نسبت به نمونه‌های دیگر دانست. و یا در نمودار P_2O_5 در مقابل MgO، نمونه‌های BA02, BA07, BA30 و BA32 که مقادیر P_2O_5 بیشتری نشان می‌دهند، طبق مطالعات پتروگرافی دارای میزان آپاتیت بیشتری هستند (شکل ۴-۹- الف- ج). در نمودارهای تغییرات عناصر

کمیاب در مقابل MgO نمونه‌های گابرویی پراکندگی نشان می‌دهند (مانند نمودار V در مقابل MgO،

شکل ۴-۹-د). بنابراین استفاده از این نمودارها کاربرد چندانی برای دایک‌های گابرویی ندارد.



شکل ۴-۹-د) موقعیت نمونه‌های گابرویی در نمودارهای تغییرات برخی عناصر اصلی و کمیاب در مقابل MgO.

۴-۸- نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی (چندعنصری)

۴-۸-۱- نمودار بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه

نسبت به کندریت (ناکامورا^۱، ۱۹۷۴)

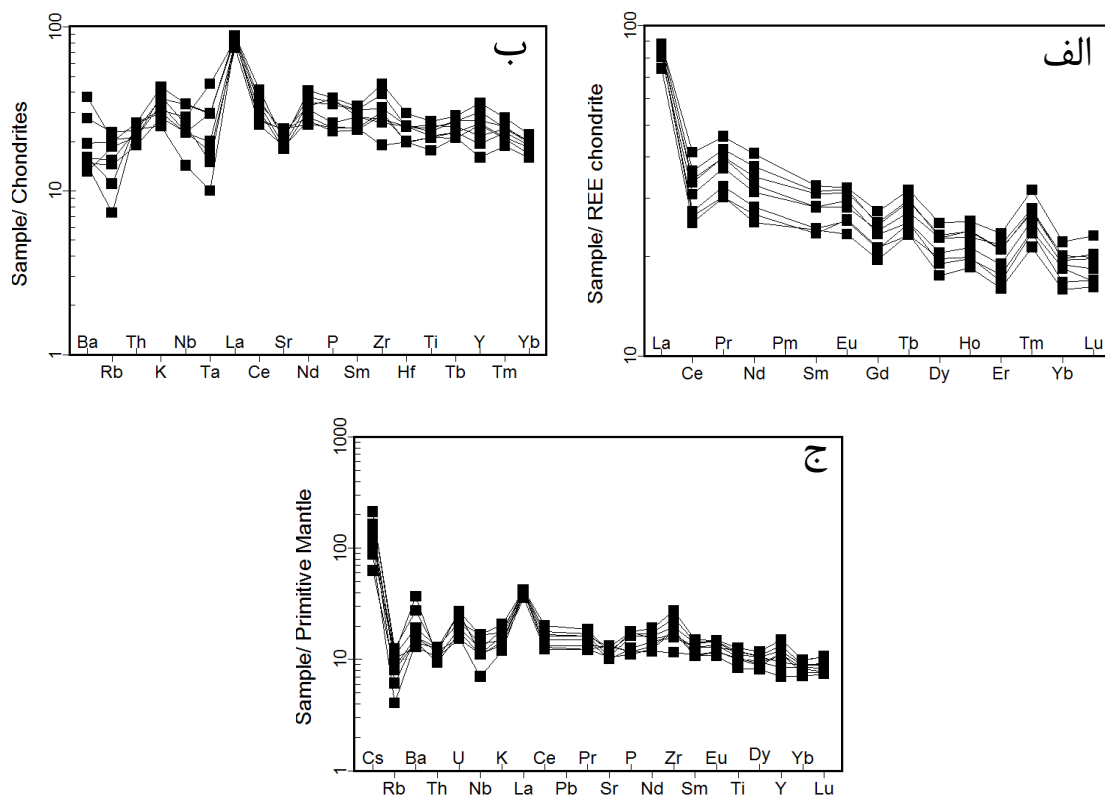
در نمودار بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، الگوی تغییرات این عناصر برای نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه، غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) در مقایسه با عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) را نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۰-الف). غنی‌شدگی مذاب از LREE نسبت به HREE می‌تواند به وسیله فازهای موجود در ناحیه منشأ، درجه ذوب بخشی کم منبع گوشته‌ای (ژانگ^۲، ۲۰۰۳) و یا آلودگی پوسته‌ای به دلیل غنی بودن عناصر LREE در بخش

1- Nakamura
2- Jung

بالایی پوسته قاره‌ای، توجیه شود (ورما^۱، ۲۰۰۹). به عقیده آلدانماز^۲ (۲۰۰۰) غنی‌شدگی در LREE می‌تواند در نتیجه تبدیل شدن یک منبع تهی‌شده به غنی‌شده و ذوب این منبع و تولید ماگمای غنی از LREE صورت گرفته باشد. یکی از دلایل این غنی‌شدگی می‌تواند دخالت سیالات حاصل از فرورائش (ناشی از آب‌زدایی ورقه فرورو) در محل منبع گوشته‌ای باشد (آندرسون^۳، ۱۹۹۴).

درجه تفریق و غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سنگین به صورت نسبت $(Dy/Yb)_N$ بیان می‌شود. غنی‌شدگی در MREE برای مثال Dy در مقابل HREE برای مثال Yb، فقط زمانی که گارنت به عنوان فاز باقی‌مانده در ناحیه منشأ باشد اتفاق می‌افتد؛ چرا که Yb نسبت به Dy به صورت ترجیحی در ساختمان گارنت پذیرفته می‌شود (پیترز^۴ و همکاران، ۲۰۰۸). تفریق بالای عناصر HREE با نسبت $(Dy/Yb)_N > 1/6$ نشانه حضور گارنت در ناحیه منشأ است (هاس^۵ و همکاران، ۲۰۰۴). این نسبت در دایک‌های گابرویی به طور میانگین حدود ۱/۱۶ می‌باشد که نشان‌دهنده عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ این دایک‌ها است. غنی‌شدگی از عناصر LREE در سنگ‌های با ماهیت ساب‌آلکالن می‌تواند ناشی از ذوب بخشی حدود ۲۰-۱۵ درصدی محل منبع باشد (سریواستاوا و سینگ^۶، ۲۰۰۴). با افزایش درجه ذوب بخشی تا حدود ۳۰ درصد از تمرکز عناصر کمیاب خاکی REE به سرعت کاسته شده ولی ذوب بیشتر از این حد نمی‌تواند تغییرات مهمی در تمرکز این عناصر ایجاد کند (سریواستاوا و سینگ^۶، ۲۰۰۴). با توجه به این مطالب می‌توان استنباط کرد که شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی می‌تواند نشان‌دهنده میزان ذوب بخشی باشد، که با افزایش درجه ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE کاسته می‌شود (هندرسون^۷، ۱۹۸۹).

-
- 1- Verma
 - 2- Aldanmaz
 - 3- Anderson
 - 4- Peters
 - 5- Haase
 - 6- Srivastava & Singh
 - 7- Handerson



شکل ۴-۱۰-الف- نمودار تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب و ج - نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) و گوشته‌اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه.

۴-۸-۲- نمودارهای عنکبوتی (چندعنصری) بهنجار شده نسبت به کندریت

(تامپسون^۱، ۱۹۸۲) و گوشته‌اولیه (سان و مک‌دونوف^۲، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های گابرویی

مورد مطالعه

طبق الگوهای چند عنصری به هنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) (شکل ۴-۱۰-ب) و گوشته‌اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) (شکل ۴-۱۰-ج) برای نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه، بی‌هنجاری مثبت Cs در این نمونه‌های سنگی، ممکن است در اثر نفوذ سیالات پوسته‌ای به درون

1- Thompson
2- Sun & McDonough

ماگما و یا هضم سنگ‌های پوسته توسط ماگمای سازنده سنگ‌های بازیک رخ داده باشد (وایر^۱ و همکاران، ۲۰۰۳).

بالا بودن مقادیر U و عناصر لیتوفیل بزرگ یون مانند Ba، Cs و K می‌تواند نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی در طی صعود و جایگزینی آن‌ها باشد. به عقیده واتسون^۲ (۱۹۸۲)، هنگام آغشتگی ماگما با پوسته قاره‌ای، حتی در صورتی که بقیه عناصر بدون تغییر باقی بمانند، مقدار قابل توجهی پتاسیم به داخل ماگمای بازالتی راه می‌یابد.

همچنین بی‌هنجاری مثبت عناصر K، Cs و Ba به عنوان عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، در نمونه‌های گابرویی با ذوب یک منبع گوشته‌ای که تحت تأثیر سیالات جریان یافته از یک ورقه فرورو در زون فرورانشی قرار گرفته، نیز سازگار است؛ چرا که این عناصر به دلیل تحرک زیاد، با سیالات ناشی از ورقه فرورو همراه شده و به داخل گوه گوشته‌ای نفوذ می‌کنند (پرفیت^۳ و همکاران، ۱۹۸۰). بی‌هنجاری منفی Ta و Nb در نمونه‌های گابرویی، می‌تواند حاصل ارتباط محیط تشکیل نمونه‌های گابرویی با محیط فرورانش و یا آرایش پوسته‌ای ماگما باشد (کورت^۴ و همکاران، ۲۰۰۸).

در محیط‌های فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای، فازهای فرعی دیرگداز نظیر ایلمنیت، روتیل، تیتانومگنتیت و اسفن در پوسته اقیانوسی دگرگونی فرورونده پایدار بوده و عناصر HFSE نظیر Nb و Ta را در خود نگه می‌دارند و با جلوگیری از مشارکت آن‌ها در ماگماهای حاصل از این منبع، سبب ایجاد بی‌هنجاری منفی آن‌ها در ماگما می‌شوند (ناگودی^۵ و همکاران، ۲۰۰۳؛ ویلسون، ۱۹۸۹).

در نمونه‌های گابرویی تهی‌شدگی از عناصر Rb و Sr، را می‌توان با تحرک این عناصر طی دگرسانی نمونه‌ها و تجزیه پلاژیوکلاز مرتبط دانست (مر و مدبری، ۱۳۸۴).

1- Wayer
2- Watson
3- Perfit
4- Kurt
5- Nagudi

۴-۸-۳- نمودار بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)

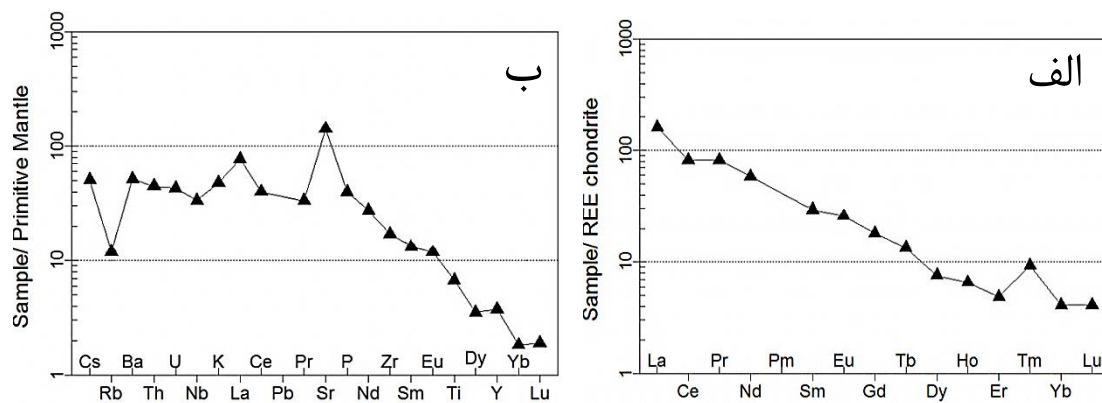
و نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) برای

نمونه بازالتی مورد مطالعه

الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب در نمودار بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی نسبت به کندریت برای نمونه بازالتی، تهی‌شدگی زیاد این نمونه‌ها را از عناصر HREE و غنی‌شدگی آنها را از عناصر LREE نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۱-الف). مهم‌ترین علت تهی‌شدگی شاخص HREE ها احتمالاً حضور گارنت در ناحیه منشأ این دایک‌ها است؛ زیرا گارنت با حفظ عناصر HREE در ساختمان خود، موجب تهی‌شدگی ماگمای سازنده دایک‌های بازالتی از این عناصر می‌گردد. نسبت $(Dy/Yb)_N$ در دایک بازالتی نیز در حدود ۱/۸۵ می‌باشد که حضور گارنت در ناحیه منشأ آن را تأیید می‌کند.

به عقیده کالر و گراف (۱۹۸۰) درجات کم ذوب بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) می‌تواند به تشکیل ماگمای بازالتی آکالنی منجر شود که یک غنی‌شدگی را در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نشان می‌دهد (سریواستاوا و سینگ، ۲۰۰۴). بنابراین نسبت بالای LREE/HREE در دایک بازالتی می‌تواند نشان‌دهنده پایین بودن درجه ذوب بخشی منبع گوشته‌ای تشکیل‌دهنده ماگمای سازنده آن‌ها و همچنین بیانگر ژرفای زیاد تولید ماگمای سازنده آن‌ها یعنی همان منشأ گارنت لرزولیتی باشد.

در الگوی نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه بازالتی (شکل ۴-۱۱-ب)، غنی‌شدگی از عناصر Cs، Ba و K مشاهده می‌شود که با ماهیت آکالن ماگمای سازنده دایک بازالتی سازگار است. بی‌هنجاری منفی Rb در نمونه بازالتی می‌تواند ناشی از دگرسانی آن باشد. همچنین بی‌هنجاری مثبت Sr در نمونه بازالتی احتمالاً ناشی از آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده آن در طی صعود و جایگیری است.



شکل ۴-۱۱- الف- نمودار تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب- نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته‌اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه بازالتی مورد مطالعه.

فصل پنجم

سروزر

۵-۱- مقدمه

یکی از مسائل با اهمیت در پترولوژی، تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه است. بدون شک می‌توان اظهار داشت که یکی از مناسب‌ترین روش‌ها برای تشخیص محیط تکتونیکی تشکیل ماگماها استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی می‌باشد. این اندیشه در ابتدا توسط (پیرس و کان، ۱۹۷۱ و ۱۹۷۳) مطرح شد. نامبردگان نشان دادند که می‌توان بازالت‌های تولید شده در جایگاه‌های زمین‌ساختی متفاوت را به کمک داده‌های ژئوشیمیایی از یکدیگر تفکیک نمود. آن‌ها در این راستا نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی را پیشنهاد کردند. این نمودارها به طور شاخصی در تعیین هویت جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آذرین قدیمی و عهد حاضر به ویژه بازالت‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند (پیرس، ۱۹۸۳؛ وود، ۱۹۸۰).

۵-۱-۱- ماگماتیسم و ارتباط آن با زمین‌ساخت ورقه‌ای

تلفیق مجموعه بررسی‌های صحرایی، مطالعات پتروگرافی و نتایج آنالیزهای شیمیایی این امکان را فراهم می‌آورد که بتوان چشم‌اندازی در مورد ماگماتیسم و تحولات ماگمایی و ارتباط آن با ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه ارائه نمود. امروزه می‌توان بیشتر سنگ‌ها را به محیط‌های خاص زمین‌ساختی، که هر محیط نیز ویژگی‌های خاص خود را دارد، ارتباط داد. نظریه زمین‌ساخت ورقه‌ای چارچوب مناسبی را برای بحث درباره اشکال مختلف ماگماتیسم و خواص ژئوشیمیایی فرآیندهای سنگ‌ساز فراهم آورده است، به طوری که ویلسون (۱۹۸۹) بر اساس آن چهار محیط اصلی برای تشکیل سنگ‌های آذرین مشخص کرده است:

- حاشیه‌های سازنده ورقه‌ها مانند سیستم‌های واگرای پشته‌های میان‌اقیانوسی و مراکز بازشدگی پشت کمان.

- حاشیه‌های مخرب ورقه‌ها مانند حواشی فعال قاره‌ای و جزایر کمانی.

- مکان‌های درون ورقه‌ای اقیانوسی مانند جزایر اقیانوسی.

- مکان‌های درون ورقه‌ای قاره‌ای مانند بازالت‌های طغیانی، کافت قاره‌ای.

هر یک از محیط‌های زمین‌ساختی فوق‌الذکر، مجموعه سنگ‌های خاص خود را دارد. توزیع سنگ‌ها در ارتباط با جایگاه زمین‌ساختی تغییر می‌کند. این توزیع نشان‌دهنده وجود علت و معلول بین زمین‌ساخت ورقه‌ای و تشکیل ماگما است. یکی از اهداف پتروژنز سنگ‌های آذرین استفاده از داده‌های تجزیه عناصر اصلی و فرعی و به ویژه عناصر کمیاب برای تبیین فرایند تکوین ماگماها و چگونگی ارتباط آن با جایگاه‌های مختلف زمین‌ساختی است.

از آنجا که ترکیب شیمیایی کنونی سنگ‌ها معلول تأثیر فرآیندهایی است که ترکیب ماگما را تعیین می‌کند، در بدو امر، ترکیب گوشته ناحیه منشأ و درجه ذوب بخشی آن در ترکیب ماگما نقش مهمی ایفا می‌کند (ایروین و بارگار^۱، ۱۹۷۱).

در این فصل به کمک نمودارهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به بررسی محیط زمین‌ساختی در ارتباط با تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه، تعیین ترکیب گوشته ناحیه منشأ آن‌ها و درجه ذوب بخشی آن و نقش فرآیندهای بعدی در تحول ماگمای مادر می‌پردازیم.

۵-۲- تعیین محیط زمین‌ساختی در ارتباط با نفوذ دایک‌های گابرویی

۵-۲-۱- نمودار تغییرات $(Nb/Zr)_N$ در مقابل Zr (تیه بلمون و تگی^۲، ۱۹۹۴)

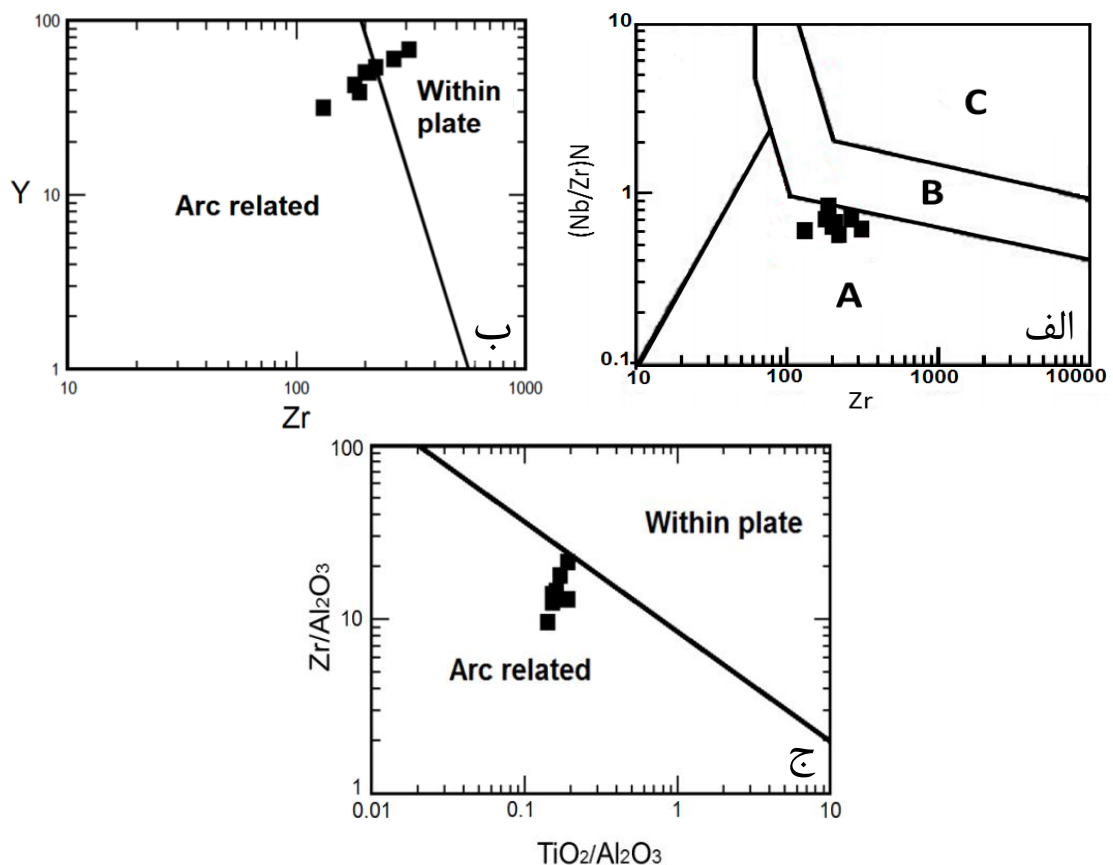
در نمودار تغییرات Nb/Zr به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه در مقابل Zr، که محدوده‌های زون فرورانشی A، زون برخوردی (قاره-قاره) B و سنگ‌های آکالن درون صفحه‌ای C، از هم مجزا شده‌اند، نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه در محدوده مرتبط با زون فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱-الف).

1- Irvin & Bargar
2-Thieblemont & Tegye

۵-۲-۲- نمودارهای تغییرات Y در مقابل Zr و Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3

(مولر و گروس، ۱۹۹۷)

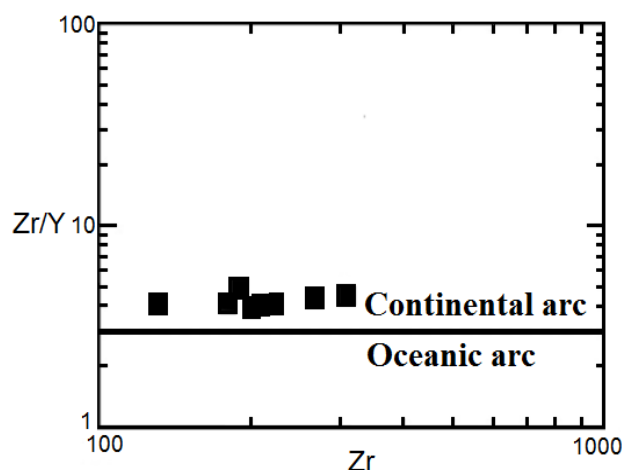
در این نمودارها نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه در محدوده کمان‌های ماگمایی ناشی از فرورانش با تمایل به سمت محدوده درون ورقه‌ای واقع می‌شوند (شکل ۵-۱-ج و د). به عقیده راموس و کای^۱ (۲۰۰۶) گذر از بازالت‌های کمانی به بازالت‌های درون قاره‌ای از ویژگی‌های حوضه‌های پشت کمان است. بازالت‌های پشت کمانی در ورای کمان‌های آتشفشانی اصلی و در بسیاری از نواحی کمان‌های قاره‌ای تشکیل می‌شوند.



شکل ۵-۱-الف- نمودارهای تغییرات $(Nb/Zr)_N$ در مقابل Zr (تیه بلمون و تگی، ۱۹۹۴) که در آن A: محدوده زون فرورانشی، B: زون برخوردی (قاره-قاره) و C: سنگ‌های آکالن درون صفحه‌ای را نشان می‌دهند، ب و ج - Y در مقابل Zr و Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 (مولر و گروس، ۱۹۹۷)، جهت تعیین محیط زمین‌ساختی در ارتباط با نفوذ دایک‌های گابرویی.

۵-۲-۳- نمودار Zr/Y در مقابل Zr (پیرس، ۱۹۸۳)

به منظور تمایز کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای از کمان ماگمایی جزایر اقیانوسی از نمودار Zr/Y در مقابل Zr، (پیرس، ۱۹۸۳) استفاده شده است. بر اساس این نمودار نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه در محدوده کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲). به اعتقاد پیرس و نوری^۱ (۱۹۷۹) اگر در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت $Zr/Y > 3$ باشد متعلق به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای هستند و اگر در آن‌ها نسبت $Zr/Y < 3$ باشد به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند. این نسبت در دایک‌های گابرویی به طور میانگین حدود ۴/۲ می‌باشد. بنابراین طبق این نظریه نیز نمونه‌های گابرویی در گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند. بنابراین محیط زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه را می‌توان جزء محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای به شمار آورد.



شکل ۵-۲- نمودار Zr/Y در مقابل Zr (پیرس، ۱۹۸۳) جهت تعیین محیط زمین‌ساختی در ارتباط با نفوذ دایک‌های گابرویی.

۵-۲-۴- نمودار V در مقابل Ti/1000 (شروه^۲، ۱۹۸۲)

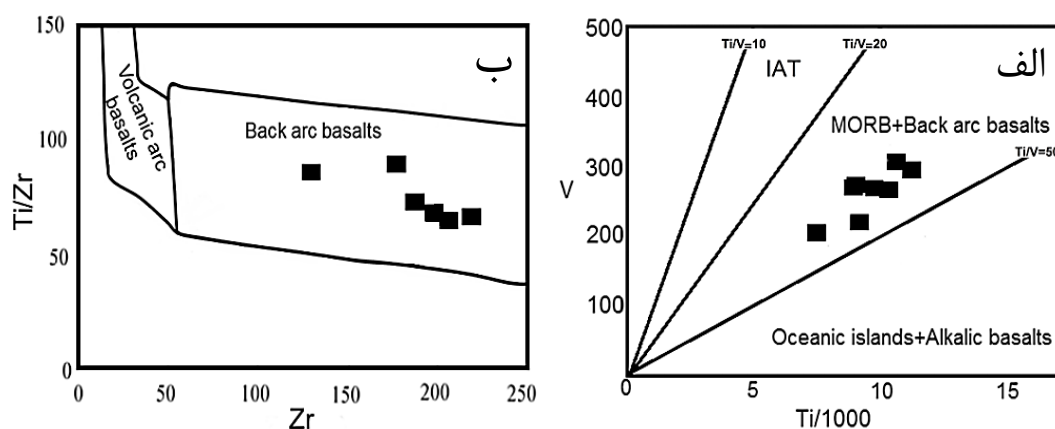
استفاده از این نمودار به تمایز بین تولیت‌های جزایر کمانی، بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی (MORB) / بازالت‌های پشت کمان و بازالت‌های آلكالن / بازالت‌های جزایر اقیانوسی کمک می‌کند.

1- Norry
1- Shervais

دایک‌های گابرویی مورد مطالعه در این نمودار در محدوده مورب/ پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳-الف). محدودیت این طرح این است که تمایزی بین بازالت‌های مورب و پشت کمان ایجاد نکرده است.

۵-۲-۵- نمودار Ti/Zr در مقابل Zr (وودهد^۱ و همکاران، ۱۹۹۳)

در نمودار Ti/Zr در مقابل Zr، محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی و بازالت‌های پشت کمانی از هم مجزا شده است. به اعتقاد وودهد و همکاران (۱۹۹۳) عناصر با قدرت میدان بالا و عناصر نسبتاً بی‌تحرک مانند Ti و Zr برای جدایش بین بازالت‌های کمان آتشفشانی از بازالت‌های پشت کمان می‌توانند مورد استفاده قرار گیرند. در این نمودار، دایک‌های گابرویی مورد مطالعه در قلمرو بازالت‌های پشت کمانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳-ب).



شکل ۵-۳- نمودارهای تغییرات الف- V در مقابل Ti/1000 (شروه، ۱۹۸۲) و ب- Ti/Zr در مقابل Zr (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳)، جهت تعیین محیط زمین‌ساختی در ارتباط با نفوذ دایک‌های گابرویی.

۵-۳- تعیین ویژگی‌های ناحیه منشأ ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی

به منظور تشخیص منشأگیری ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی از منبع پلوم یا غیر پلوم، از پارامتر

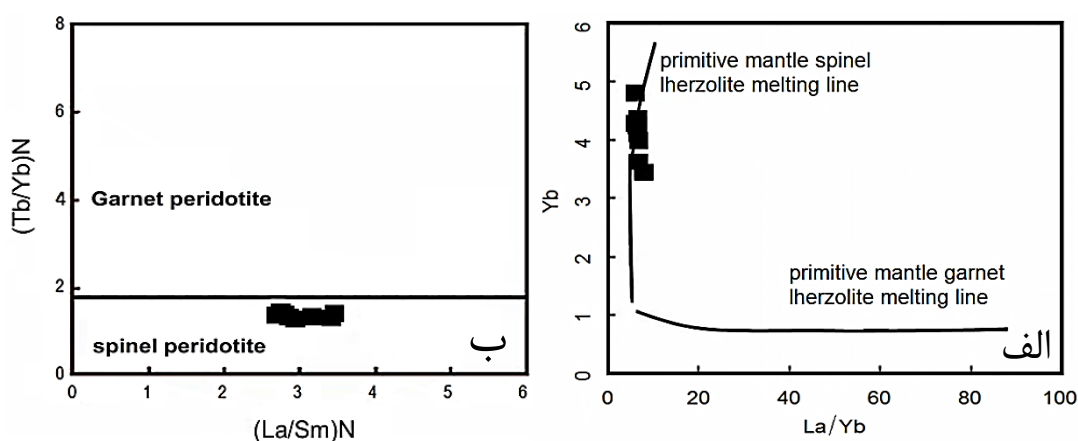
ΔNb که توسط فیتون^۱ و همکاران (۱۹۹۷)، با فرمول $[1.74 + \log (Nb/Y) - 1.92 \log (Zr/Y)]$ مطرح شده، استفاده گردیده است. مقادیر $\Delta Nb > 0$ بیانگر منبع پلوم و $\Delta Nb < 0$ بیانگر منبع غیر پلوم شامل پوسته قاره‌ای، بازالت‌های در ارتباط با زون فرورانش و بازالت‌های NMORB می‌باشد (حق نظر و ملکوتیان، ۱۳۹۰). در دایک‌های گابرویی مورد مطالعه این مقدار برابر با -0.84 می‌باشد که می‌تواند نشان‌دهنده منشأ غیر پلومی ماگمای سازنده آن‌ها باشد.

۵-۳-۱- نمودارهای Yb در مقابل La/Yb (پیترز^۲ و همکاران، ۲۰۰۸) و $(Tb/Yb)_N$ در

مقابل $(La/Sm)_N$ (وانگ^۳ و همکاران، ۲۰۰۲)

از این نمودارها جهت تشخیص ترکیب کانی‌شناسی ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی استفاده شده است. موقعیت نمونه‌های گابرویی در این نمودارها که محدوده گوشته اسپینل لرزولیتی از گارنت لرزولیتی در آن‌ها مجزا شده است، نشان‌دهنده حضور اسپینل در ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی می‌باشد. بنابراین ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی در نتیجه ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی حاصل شده است (شکل ۵-۴- الف و ب). به عقیده اسپات^۴ و همکاران (۲۰۰۱) چنانچه نسبت $(Tb/Yb)_N$ در نمونه‌های بازالتی در حدود میانگین ۲ باشد، این موضوع حضور گارنت در ناحیه منشأ را منتفی می‌کند. این نسبت در نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه به طور میانگین در حدود $1/3$ می‌باشد که نشان‌دهنده عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی است.

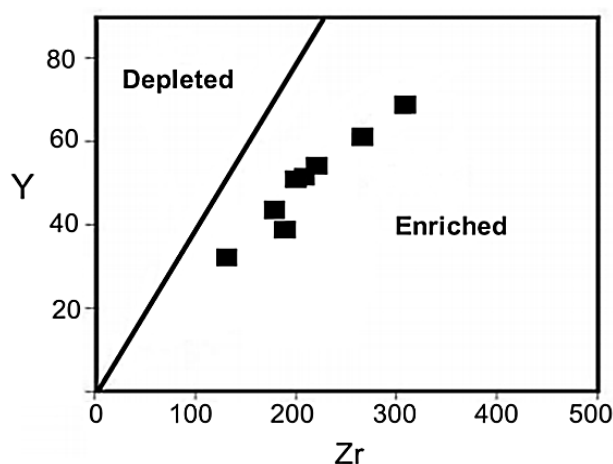
1- Fitton
2- Peters
3- Wang
4- Spath



شکل ۵-۴- الف و ب- نمودارهای Yb در مقابل La/Yb (پیترز و همکاران، ۲۰۰۸) و $(Tb/Yb)_N$ در مقابل $(La/Sm)_N$ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)، جهت تعیین حضور یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی.

۵-۳-۲- نمودار Y در مقابل Zr (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)

از این نمودار جهت تشخیص وجود یا عدم وجود غنی‌شدگی در محل منشأ دایک‌های گابرویی استفاده شده است. نسبت Zr/Y در گوشته اولیه برابر با ۲/۴۶ است. این نسبت در نمونه‌های گابرویی به طور میانگین حدود ۴/۲ است، بنابراین نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گوشته غنی‌شده واقع می‌شوند، یعنی ماگمای سازنده آن‌ها از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده نشأت گرفته است (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵- نمودار تغییرات Y در مقابل Zr (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)، به منظور تشخیص غنی‌شدگی یا عدم غنی‌شدگی در ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی.

۵-۳-۳- نمودار Sm/Yb در مقابل Sm (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰)

براساس این نمودار ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی از ذوب بخشی حدود ۷ تا ۲۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی غنی‌شده، حاصل شده است (شکل ۵-۶-الف). در این نمودار موقعیت گوشته تهی‌شده از (مکنزی و انیونز^۱، ۱۹۹۱) و موقعیت گوشته غنی‌شده از (سان و مک دونوف^۲، ۱۹۸۹) گرفته شده است. ذوب بخشی از یک منبع گارنت‌دار مذابی با مقادیر Sm/Yb بالاتر از ۲/۵ نسبت به منشأ ایجاد می‌کند. این نسبت در نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه به طور میانگین در حدود ۱/۴ است که این موضوع عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ آن‌ها را تأیید می‌کند.

۵-۳-۴- نمودار Rb/Yb در مقابل Rb (ازدمیر^۳، ۲۰۰۶)

موقعیت نمونه‌های گابرویی در این نمودار نشان‌دهنده نقش ذوب حدوداً ۷ تا ۲۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی در تولید ماگمای تشکیل دهنده دایک‌های گابرویی است (شکل ۵-۶-ب). در این نمودار خطوط ممتد نمایانگر روندهای ذوب از گوشته اولیه است. Yb ضریب توزیع بالایی برای کانی گارنت نسبت به اسپینل دارد. بنابراین ذوب بخشی گوشته گارنت‌دار، روند مذابی تولید می‌کند که به طور مشخص از روند مذاب گوشته اسپینل‌دار متمایز است. به هر حال با افزایش درجه ذوب بخشی و کاهش نقش گارنت در ترکیب کانی‌شناسی گوشته‌ای دو روند به هم نزدیک می‌شوند.

۵-۳-۵- نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm (پانگ و همکاران، ۲۰۱۲)

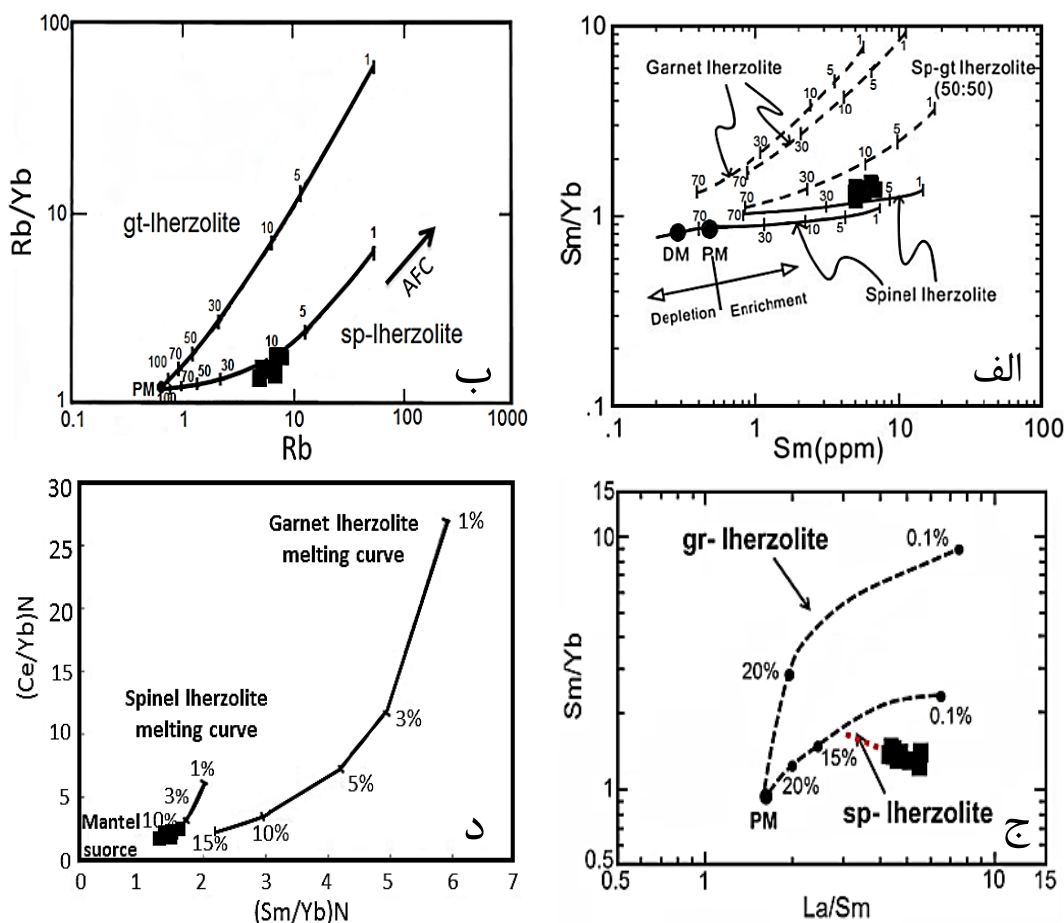
در این نمودار مدل‌سازی ذوب بخشی بر اساس فرمول (شاو^۴، ۱۹۷۰) انجام و منحنی‌های ذوب در دو مرحله، بر اساس گوشته اسپینل لرزولیتی و گوشته گارنت لرزولیتی غنی شده محاسبه شده است. در

1- McKenzie & O'Nions
2- Sun & McDonough
3- Ozdemir
1- Shaw

این نمودار ترکیب گوشته اولیه بر اساس (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) ارائه شده است. طبق این نمودار نیز روند نمونه‌های گابرویی بیانگر نقش ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منبع اسپینل لرزولیتی غنی‌شده در تولید ماگمای مادر آن‌ها است (شکل ۵-۶-ج).

۵-۳-۶- نمودار $(Ce/Yb)_N$ در مقابل $(Sm/Yb)_N$ (کرینیتز^۱ و همکاران، ۲۰۰۶)

طبق این نمودار که تغییرات نسبت‌های Ce/Yb در مقابل Sm/Yb ، بهنجار شده نسبت به کندریت (سان و مک دونوف، ۱۹۸۰) است، ماگمای ساب‌آلکالن سازنده دایک‌های گابرویی، از ذوب بخشی بیش از ۱۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی غنی‌شده به وجود آمده است (شکل ۵-۷-د).



شکل ۵-۶- نمودارهای تغییرات الف- Sm/Yb در مقابل Sm (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰)، ب- Rb/Yb در مقابل Rb (ازدمیر، ۲۰۰۶)، ج- Sm/Yb در مقابل La/Sm (پانگ و همکاران، ۲۰۱۲) و د- $(Ce/Yb)_N$ در مقابل $(Sm/Yb)_N$

(کرینیتز و همکاران ۲۰۰۶)، جهت تعیین ترکیب و درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی.

۵-۳-۷- نمودار Ce/Yb در مقابل Sm/Yb (فلش^۱ و همکاران، ۱۹۹۸)

بر اساس مدل‌سازی ارائه شده توسط فلچه و همکاران (۱۹۹۸) تشکیل و جدایش ماگماها از یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی باید در اعماق کمتر از ۷۰ کیلومتر منطبق با محدوده فشارهای لازم برای پایداری کانی اسپینل صورت گرفته باشد. در این نمودار که بر اساس ذوب بخشی در دو گوشته تهی شده و غنی شده محاسبه شده، ماگمای مادر دایک‌های گابرویی از ذوب بخشی یک گوشته اسپینل لرزولیتی غنی شده در اعماق بین ۵۵ تا ۶۰ کیلومتری حاصل شده است (شکل ۵-۷).

از طرفی، به اعتقاد (الام^۲، ۱۹۹۲) زون انتقال بین اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت، در اعماق بین ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری قرار دارد. برخی زمین‌شناسان دیگر نظیر فرای^۳ (۱۹۹۱) اعتقاد دارند که این عمق در ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری گوشته فوقانی قرار دارد. برخی نیز معتقدند که بسیاری از گارنت لرزولیت‌ها در دماهای ۹۰۰ تا ۱۴۰۰ درجه سانتیگراد و فشار حاکم در اعماق ۱۲۰ تا ۱۷۰ کیلومتری پایدار هستند (گارنی^۴، ۱۹۸۹). آن‌ها همچنین عقیده دارند، نمونه‌هایی که در انتهای بالایی این محدوده حرارتی در تعادل هستند، در هاله‌های پرحرارت دیاپیرهای درحال صعود تشکیل شده‌اند. البته اسپینل حداکثر تا عمق ۸۰ کیلومتری پایدار است ولی گارنت می‌تواند تا بخش‌های عمیق‌تر گوشته نیز حضور داشته باشد (الام، ۱۹۹۲). بنابراین، حداکثر عمق منشأگیری ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتر است.

به اعتقاد فیتون و همکاران (۱۹۸۸) نسبت $La/Nb > 1/5$ و $La/Ta > 3/0$ در ماگماهای بازالتی حاکی از منشأگیری ماگمای سازنده آن‌ها از گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای است. در صورتی که نسبت La/Nb در ماگمای مشتق شده از گوشته استنوسفری حدود ۰/۷ است.

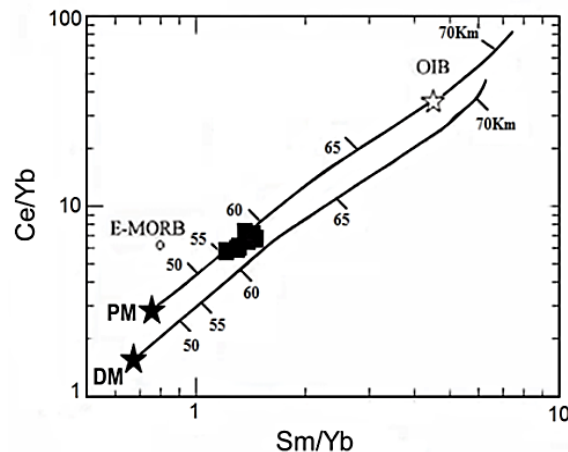
1- Fleche

1- Ellam

2- Fray

3- Gurnay

در دایک‌های گابرویی مورد مطالعه به طور میانگین نسبت‌های $La/Nb=3/2$ و $La/Ta=67$ می‌باشد که نشان‌دهنده منشأگیری ماگمای سازنده آن‌ها از گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای است که این مطلب می‌تواند با منشأگیری ماگمای مادر دایک‌های گابرویی از یک گوشته اسپینل لرزولیتی تأیید شود.



شکل ۵-۷- نمودار تغییرات نسبت Ce/Yb در مقابل Sm/Yb (فلش و همکاران، ۱۹۹۸)، جهت تعیین عمق منشأگیری ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی.

۵-۴- بررسی نقش عوامل مؤثر در تحول ترکیب شیمیایی ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی

به عقیده ویلسون (۱۹۸۹) ممکن است ترکیب شیمیایی مذاب‌های ماگمایی در نتیجه فرآیندهایی چون تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط، آرایش و هضم پوسته‌ای دچار تغییر شود. به عقیده کلمن^۱ و همکاران (۲۰۰۴) چنانچه مقدار عددمنیزیم در سنگ‌های مورد مطالعه کمتر از ۵۰ باشد بیانگر تحول یافتگی ماگمای مادر آن‌ها است. اگر بین ۵۰ تا ۶۰ باشد ماگمای مادر منیزیم بالا و اگر بیش از ۶۰ باشد ماگمای مادر اولیه خوانده می‌شود. مقدار عدد منیزیم ($Mg\#$) در نمونه‌های گابرویی بین مقادیر ۲۰ تا ۳۰ تغییر می‌کند. همچنین به عقیده سبریا^۲ و همکاران (۲۰۰۲) مقادیر پایین $Ni < 1.0$ ، $Cr < 270$ ، $Co < 50$ نشان‌دهنده این است که ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه اولیه نیست.

1- Kelemen
2- Cebriá

این مقادیر در نمونه‌های گابرویی به طور میانگین به ترتیب حدود ۳۹، ۲۲۵ و ۴۸ که نشان‌دهنده اولیه نبودن ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی است. در ادامه به بررسی نقش آلایش پوسته‌ای و سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورو در تحول ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی می‌پردازیم.

۵-۴-۱- بررسی نقش آلایش پوسته‌ای در تحول ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی

آلودگی پوسته‌ای فرآیند ثانویه‌ای است که می‌تواند بر ترکیب شیمیایی سنگ‌ها تأثیرگذار باشد. پارامترهای شیمیایی مختلفی برای دستیابی به درجات مختلف آلودگی مورد استفاده قرار می‌گیرند. به عنوان مثال، به اعتقاد هارت^۱ و همکاران (۱۹۸۹) و عبدالفتاح^۲ (۲۰۰۴) ماگماهای بازالتی که تحت تأثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته باشند، دارای نسبت‌های $La/Nb > 1/5$ و $La/Ta > 22$ می‌باشند. در دایک‌های گابرویی مورد مطالعه این نسبت‌ها به ترتیب ۳۰-۹۱ و $2/4-5/5$ است. همچنین به عقیده تیلور و مک‌لنن^۳ (۱۹۸۵) در پوسته قاره‌ای نسبت Ta/U برابر با ۱/۱ و $(La/Sm)_N$ برابر با ۴/۲۵ می‌باشد، که این نسبت‌ها در نمونه‌های گابرویی به ترتیب حدود ۱/۱۴ و ۳/۱۵ است. بنابراین مقادیر نسبت‌های La/Ta ، La/Nb و Ta/U و $(La/Sm)_N$ در نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه می‌تواند نشان‌دهنده نقش آلایش پوسته‌ای در طی تحول ماگمای سازنده آن‌ها باشد.

الف- نمودارهای تغییرات نسبت‌های Nb/U در مقابل Nb و La/Nb در مقابل La/Sm)

یان و ژائو^۴، ۲۰۰۷) Nb/U در مقابل La/Sm (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)

مقادیر نسبت‌های La/Sm و La/Nb معیار حساس به آلودگی هستند. به عقیده هافمن^۵ (۱۹۸۸) در مواد پوسته‌ای مقادیر این نسبت‌ها بیشتر از گوشته است. پس می‌توان گفت آلودگی پوسته‌ای باعث

1- Hart

2- Abdel-Fattah

3- Taylor & McLennan

4- Yan & Zhao

5- Hofmann

تشکیل سنگ‌هایی می‌شود که تطابق مثبت بین La/Nb و La/Sm نشان می‌دهند (یان و ژائو، 2008). به اعتقاد هافمن و همکاران (۱۹۸۶) و یانگ و همکاران (۲۰۰۵) میانگین نسبت Nb/U در بازالت‌های اقیانوسی (OIB, MORB) برابر با 47 ± 7 است، که این مقدار میانگین، از میانگین این نسبت در پوسته قاره‌ای و سنگ‌های کمان آتشفشانی کمتر است (تیلور و مک لنان، ۱۹۸۵). نسبت Nb/U در پوسته زیرین در حدود ۲۵ و در پوسته فوقانی در حدود ۹ می‌باشد. این نسبت در نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه به طور میانگین در حدود $20/7$ است. طبق نمودارهای La/Nb در مقابل La/Sm و Nb/U در مقابل Nb ، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرند که این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای در تحول ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی باشد (شکل ۵-۹-الف و ب). همچنین بر اساس مقدار میانگین نسبت Nb/U در نمونه‌های گابرویی و قرابت بیشتر آن به این مقدار در پوسته زیرین و با توجه به نمودار تغییرات La/Sm در مقابل Nb/U و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مربوط به مقادیر میانگین این نسبت‌ها در پوسته زیرین (شکل ۵-۹-ج)، به نظر می‌رسد آلودگی پوسته‌ای مؤثر در تحول ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی از نوع آلودگی با پوسته زیرین باشد.

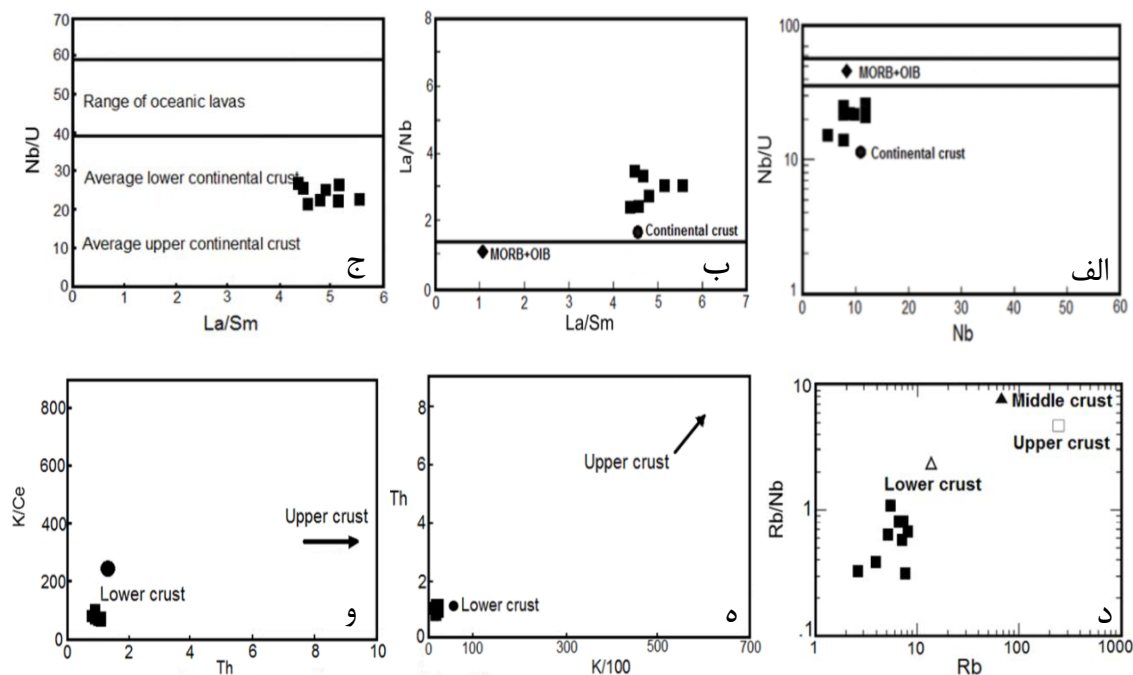
ب- نمودار تغییرات نسبت Rb/Nb در مقابل Rb (پیرس و همکاران، ۱۹۹۰)

بر اساس این نمودار که در آن مقادیر میانگین پوسته زیرین و میانی از (رودنیک و فونتاین^۱، ۱۹۹۵) و پوسته فوقانی از (تیلور و مک لنان، ۱۹۸۵) اقتباس شده است و تمایل نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه به محدوده مربوط به پوسته زیرین در آن، می‌توان اظهار داشت که احتمالاً ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی در مسیر صعود خود با پوسته زیرین آلاشی یافته است (شکل ۵-۹-د).

1- Rudnick & Fountain

ج- نمودارهای تغییرات Th در مقابل K/Ce و K/100 (ودپل،^۱ ۱۹۹۵)

در این دو نمودار، از تغییرات عناصر اصلی و جزئی جهت تفکیک محدوده مربوط به پوسته زیرین و روند مربوط به پوسته فوقانی استفاده شده است. موقعیت قرارگیری نمونه‌های گابرویی در این دو نمودار نیز، نشان‌دهنده احتمال آرایش ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی با پوسته زیرین است (شکل ۵-۸-ه و و).



شکل ۵-۸- نمودارهای تغییرات نسبت‌های الف و ب- Nb/U در مقابل Nb و La/Nb در مقابل La/Sm (یان و ژائو، ۲۰۰۷)، ج- Nb/U در مقابل La/Sm (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)، د- Rb/Nb در مقابل Rb (پیرس و همکاران، ۱۹۹۰)، ه و و- Th در مقابل K/100 و K/Ce در مقابل Th (ودپل، ۱۹۹۵)، جهت تعیین نقش آرایش پوسته‌ای در تحول ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی.

موهر^۲ (۱۹۸۷) اعتقاد دارد که ماگمای مشتق شده از گوشته در معرض درجات مختلفی از آلودگی در طی صعود و یا جایگیری موقت در اتاقک ماگمایی قرار می‌گیرد. به اعتقاد تارنی و ویور^۳ (۱۹۸۷) احتمال آلودگی پوسته‌ای در دایک‌ها کمتر است و یا حتی وجود ندارد. اما به نظر برخی محققین دیگر

2- Wedepohl
2- Mohr
3- Tarney & Weaver

در صورت وجود آلودگی در دایک‌ها، این آلودگی تنها در امتداد حاشیه آن‌ها وجود دارد و در قسمت‌های مرکزی دایک، آلودگی مشاهده نمی‌شود.

با توجه به مطالب ذکر شده، اگرچه در مطالعات صحرایی، نمونه‌برداری از دایک‌های گابرویی مورد مطالعه اکثراً از قسمت مرکزی دایک‌ها صورت گرفته ولی در بررسی نقش آلودگی پوسته‌ای در این دایک‌ها، بر اساس ویژگی ژئوشیمیایی آن‌ها، نمودارهای استفاده شده برای این منظور نشان‌دهنده نقش آلودگی پوسته‌ای در تحول ماگمای سازنده این دایک‌ها از نوع آلائش با پوسته زیرین است. به نظر می‌رسد این آلودگی می‌تواند زمانی رخ داده باشد که ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی پس از تشکیل از یک منبع گوشته‌ای و در طی صعود، در یک اتاقک ماگمایی واقع در پوسته زیرین توقف کرده و دچار آلائش با آن شده است.

۵-۴-۲- بررسی نقش سیالات آزادشده از ورقه اقیانوسی فرورونده در غنی‌شدگی

منشأ گوشته‌ای ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی

از آنجا که در نمودارهای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی نمونه‌های گابرویی در محدوده مرتبط با کمان و پشت کمان واقع شدند و با توجه به ارتباط این محیط‌ها با زون فرورانش، می‌توان نقش ترکیبات فرورانشی را در تحول منبع گوشته‌ای ماگمای سازنده این دایک‌ها با استفاده از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها بررسی کرد. در زون فرورانش، ویژگی‌های ژئوشیمیایی گوه گوشته‌ای بالای صفحه فرورونده می‌تواند تحت تأثیر ترکیبات فرورانشی قرار گیرد. این ترکیبات ممکن است به طور عمده از دو راه به گوه گوشته‌ای و مذاب‌های حاصل از ذوب آن انتقال یابند: ۱- نفوذ سیالات ناشی از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی (تورنر^۱ و همکاران، ۱۹۹۷) و یا آب‌زدایی رسوبات فرورونده (کلاس^۲ و همکاران،

1- Turner
2- Class

۲۰۰۰). ۲- اضافه شدن مذاب‌های حاصل از ذوب رسوبات فرورونده و یا مذاب‌های حاصل از قطعات ذوب شده ورقه اقیانوسی فرورو (استرن و کیلیان^۱، ۱۹۹۶).

الف- نمودار Ba/Th در مقابل Th/Nb (تیان^۲ و همکاران، ۲۰۰۸)

جهت پی بردن به تأثیر سیالات آبدار یا مواد مذاب بر روی مذاب گوه گشته‌ای می‌توان از نمودارهایی استفاده کرد که در آن‌ها نسبت‌های عناصر ناسازگاری چون Ba، Th و Nb به کار رفته است (هرمان^۳، ۲۰۰۲). بر پایه داده‌های انتشار یافته از زون‌های فرورانش، عنصر Ba در قلمروهای حرارتی بسیاری در زون‌های فرورانش متحرک است و همراه با سیالات آبدار انتشار می‌یابد. Th در سیالات حرارت پائین، کم تحرک و یا نامتحرک است، اما در حرارت بالا که رسوبات بالای صفحه فرورونده و یا گوه گشته‌ای دچار ذوب بخشی می‌شوند میل ترکیبی دارد. افزون بر این، یک عنصر کلیدی برای تشخیص زون‌های فرورانش است، زیرا تمامی گدازه‌های کمانی از این عنصر غنی‌شدگی نشان می‌دهند (ژوتو و موری^۴، ۲۰۰۹). اما Nb در بین این عناصر، بیشتر نامتحرک است. بنابراین از نسبت عناصری چون Ba/Th و Th/Nb می‌توان برای تشخیص نحوه تأثیر ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده از جمله مذاب ناشی از ذوب بخشی رسوبات و یا سیالات، در تکوین ماگما در این زون‌ها استفاده کرد. بر اساس نمودار Ba/Th در مقابل Th/Nb، موقعیت قرارگیری نمونه‌های گابرویی بر روی این نمودار، تأثیر بیشتر سیالات و نقش کمتر مذاب ناشی از ذوب بخشی رسوبات را در ژن آن‌ها نشان می‌دهد (شکل ۵-۹- الف). همان‌گونه که مشاهده می‌شود فراوانی نسبت‌های عناصر بیان شده از مقادیر میانگین مناطقی چون اقیانوس هند و مورب عادی بیشتر است و نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه در محدوده بین اقیانوس هند/مورب و کمان آتش‌فشانی تونگا واقع شده‌اند.

3- Stern & Kilian

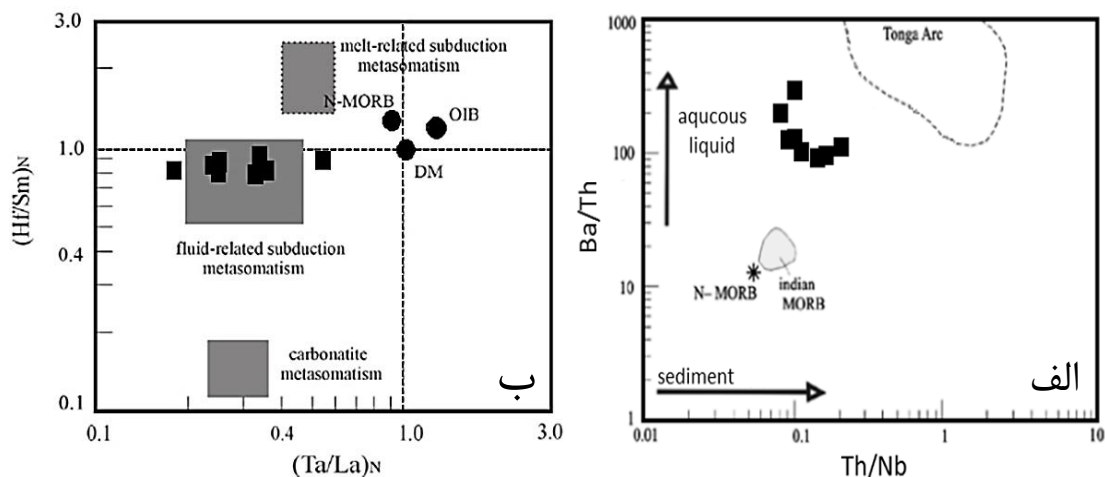
2- Tian

3- Hermann

4- Juteau & Maury

ب- نمودار $(Hf/Sm)_N$ در مقابل $(Ta/La)_N$ (هافمن و جاجوم، ۱۹۹۶)

در این نمودار، موقعیت قرارگیری نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه، نشان‌دهنده نقش سیالات فرورانشی، در تعدیل ترکیب منبع گوشته‌ای تشکیل‌دهنده ماگمای مادر دایک‌های گابرویی است. تهی‌شدگی از Nb و Ta و نسبت‌های بالای LREE/HREE و $(Hf/Sm)_N$ و پایین‌تر $(Ta/La)_N$ در نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه، می‌تواند بیانگر متاسوماتیسم منبع گوشته‌ای ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی، در اثر دخالت سیالات ناشی از واکنش‌های سیال‌زدایی در طی فرورانش و یا سیالات همراه با ورقه فرورونده باشد (شکل ۵-۹-ب).



شکل ۵-۹- نمودارهای تغییرات نسبت‌های الف- Ba/Th در مقابل Th/Nb، (تیان و همکاران، ۲۰۰۸) و ب- $(Hf/Sm)_N$ در مقابل $(Ta/La)_N$ ، (هافمن و جاجوم، ۱۹۹۶)، جهت تعیین نقش سیالات آزادشده از ورقه اقیانوسی فرورونده در غنی‌شدگی منشأ گوشته‌ای ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی.

۵-۵- الگوی زمین‌ساختی- ماگمایی در ارتباط با تشکیل دایک‌های گابرویی مورد

مطالعه

همانطور که مشاهده شد، بر اساس نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی- ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی ویژگی‌های بازالت‌های حوضه پشت کمان را نشان می‌دهند. حوضه‌های پشت کمانی

حوضه‌های کششی در پشت زون فرورانش هستند که در اثر ایجاد کافت در کمان‌های آتشفشانی شکل گرفته‌اند و در ادامه به آتشفشانی‌های جدید بستر دریا می‌پیوندند (کاریگ^۱، ۱۹۷۰). حوضه پشت کمانی فعال در حال گسترش، دیدگاه‌های ارزشمندی را در مورد ارتباط منظم بین بستر دریای در حال گسترش، ژنز ماگمای کمانی و تکتونیک حاشیه‌های همگرا ارائه می‌دهد. این حوضه‌ها از جنبه‌هایی نظیر گسترش بستر دریا، فعالیت‌های گرمایی و جایگاه اجتماعات جانوری با پشته‌های میان اقیانوسی شباهت دارند. ولی از چند منظر با آن متفاوتند و مهم‌ترین تفاوت آن‌ها نزدیکی حوضه‌های پشت کمان به مرز صفحات همگرا است. اگرچه وسعت حوضه‌های پشت کمان به مراتب کمتر از حوضه‌های باز اقیانوسی است اما این حوضه‌ها تنوع گسترده‌ای در سبک‌های گسترش و ترکیبات لیتوسفری نشان می‌دهند. حوضه‌های پشت کمان با اولین کشش‌ها در جبهه کمان آتشفشانی توسعه می‌یابند و بعداً با افزایش توسعه، مراکز گسترش بستر دریا را تشکیل می‌دهند. در طی توسعه حوضه پشت کمان تغییراتی در پتروژنز ماگما و ماهیت منبع گوشته‌ای از ویژگی‌های کمان تا خصوصیات بستر دریای در حال گسترش در این حوضه رخ می‌دهد (مارتینز و تیلور^۲، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳). ترکیب بازالت‌های حوضه پشت کمان به قرارگیری زون در حال گسترش پشت کمان نسبت به کمان آتشفشانی، شدت گسترش و سن آن بستگی دارد (ساندرز و تارنی^۳، ۱۹۸۴). بنابراین بازالت‌ها در این حوضه می‌توانند تفاوت قابل توجهی در ترکیب از ARC به N-MORB و نزدیک به OIB نشان دهند (شکولنیک^۴ و همکاران، ۲۰۰۹). این تحولات نشان می‌دهد که ترکیب پوسته داخل حوضه پشت کمان، طی شکل‌گیری و توسعه این حوضه، حداقل توسط دو فرآیند مجزای تولید مذاب تحت تأثیر قرار می‌گیرد: ۱- منابع آتشفشانی کمان، ۲- منابع آتشفشانی در مراکز در حال گسترش بستر دریا. فعالیت آتشفشانی کمان تا حد زیادی مذاب آبدار تولید می‌کند (کوشیرو^۵ و همکاران، ۱۹۸۶). این مذاب هنگامی ایجاد می‌شود که ورقه لیتوسفری در یک زون فرورانشی برخوردی دما و فشار بالا،

1- Karig

2- Martinez & Taylor

3- Saunders & Tarney

4-Shkol'nik

5- Kushiro

فرو می‌رود که منجر به تجزیه کانی‌های آبدار و آزاد شدن آب و انتشار آن به داخل گوه گوشته‌ای در خلال دگرگونی می‌شود (اشمیت و پلی^۱، ۱۹۹۸). همانطور که آب به داخل گوه گوشته‌ای داغ بالای ورقه فرو رونده وارد می‌شود، دمای سالیدوس گوشته کاهش می‌یابد و نهایتاً ذوب صورت می‌گیرد (گراو^۲ و همکاران، ۲۰۰۶). به نظر می‌رسد این مذاب تولید شده به موازات ورقه فرو رونده از میان گوه گوشته‌ای، در جبهه کمان آتش‌فشانی صعود می‌کند (تامورا^۳ و همکاران، ۲۰۰۲). در مقابل در مراکز گسترش بستر دریا، همانطور که صفحات لیتوسفری که به گوشته استنوسفری خمیری شکل در اعماق بیشتر متصل است، از هم جدا می‌شوند، گوشته به صورت فعال به سمت بالا رانده می‌شود. در محور در حال گسترش که نرخ بالا آمدن گوشته متناسب با نرخ گسترش آن است، کاهش فشار در نتیجه جدا شدن صفحات منجر به ذوب بخشی در گوشته بالارونده طی یک فرایند، تحت عنوان فشار-انتشار- ذوب می‌شود (لانگمویر^۴ و همکاران، ۱۹۹۲). بنابراین زمانی که حوضه پشت کمان شکل می‌گیرد و گسترش می‌یابد مراکز ماگمایی در این حوضه ممکن است در ابتدا در ارتباط با جبهه کمان آتش‌فشانی و به شدت تحت تأثیر مذاب آبدار قرار گیرند. اما همانطور که این حوضه با گذشت زمان از کمان فاصله می‌گیرد مذاب عمدتاً از ذوب حاصل از کاهش فشار وارد بر ستون گوشته‌ای در حال صعود ناشی می‌شود (شکل ۵-۱۰- (A-D)).

به اعتقاد ساندرز و تارنی (۱۹۸۴) ترکیب بازالت‌های فوران کرده در حوضه‌های پشت کمان می‌تواند طیفی از ترکیبات را از بازالت‌های ایجاد شده توسط ذوب گوشته فوقانی تهی شده در پشته میان اقیانوسی (شبيه به مورب) و بازالت‌های ایجاد شده توسط فعل و انفعالات لیتوسفر فرو رونده با گوه گوشته‌ای در زون فرو رانش (شبيه به کمان) نشان دهند. در جایگاه زمین‌ساختی حوضه پشت کمان، گوشته فوقانی می‌تواند به طور متغیر تحت تأثیر آب‌زدایی/ ذوب در یک زون فرو رانشی قرار گیرد.

1- Schmidt & Poli

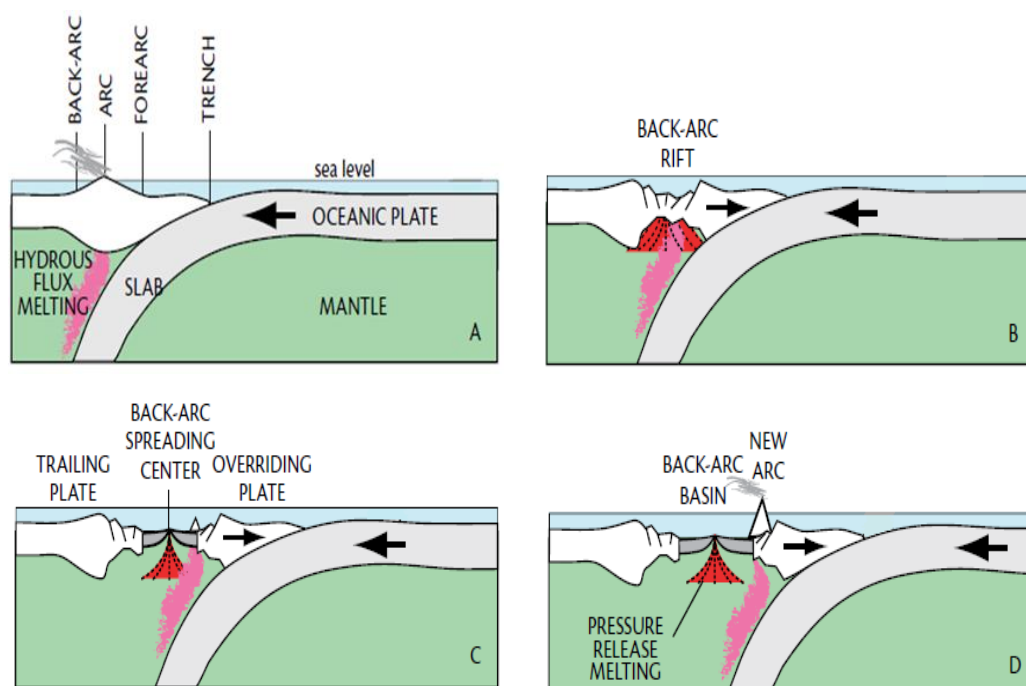
2- Grove

3- Tamura

4- Langmuir

بنابراین بازالت‌های پشت کمان می‌توانند ترکیبی بین گوشته فوقانی تهی شده و ویژگی‌های زون فرورانشی را نشان دهند (منشأ تعدیل شده).

کرافورد^۱ و همکاران (۱۹۸۱) عقیده دارند که فعالیت‌های کمان و پشت کمان هم‌زمان نیستند. از دیرباز این موضوع مشخص بوده که فعالیت‌های آتشفشانی کمان، برای همه یا بخشی از زمانی که حوضه پشت کمان فعال است، متوقف می‌شود. فعالیت‌های کمان می‌تواند در صورتی از سر گرفته شود که حوضه پشت کمان به اندازه کافی گسترش یافته و سیستم ماگمایی جداگانه‌ای ایجاد شده باشد (شکل ۵-۱۰-D).



شکل ۵-۱۰-مدل نمادین بازشدگی حوضه پشت کمان (مارتینز و همکاران، ۲۰۰۷). طرح‌ها از (A-D) یک توالی زمانی نمادین را از بازشدگی حوضه پشت کمان نشان می‌دهند. در پنل‌های (B-D) که صفحه فرورو شروع به حرکت به سمت چپ کرده یک بازشدگی نسبی در صفحه غالب ایجاد شده است. ذوب گوشته در ابتدا در نتیجه دخالت سیالات آبدار ناشی از آب‌زدایی ورقه فرورو صورت گرفته است (الگوی صورتی در پنل‌ها). در پنل B، کشش آغاز شده، صفحه کمان، کافتی و نازک شده و به دنبال آن ذوب ناشی از کاهش فشار صورت گرفته است (الگوی قرمز و خط چین‌ها گوشته در حال بالآمدگی را نشان می‌دهند). هنگامی که تفکیک رخ می‌دهد جدایش صفحات با بالآمدگی گوشته و ذوب ناشی از کاهش فشار ادامه می‌یابد. نکته این که ذوب ناشی از سیالات آبدار می‌تواند در این میان ادامه یابد و این که کمان و مراکز در حال گسترش بستر دریا می‌توانند از نظر مکانی کاملاً نزدیک به هم ولی از نظر زمانی مجزا باشند

1- Crawford

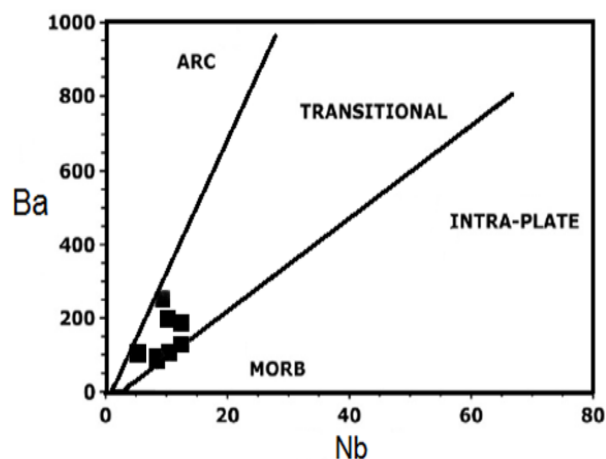
(B-D). (طرح B را می‌توان به عنوان یک مدل زمین‌ساختی نمادین برای محل احتمالی تشکیل دایک های گابرویی مورد مطالعه، در نظر گرفت.)

به عقیده پیرس و استرن (۲۰۰۶) حوضه‌های پشت کمان به طور قابل توجهی تحت تأثیر اجزای فرورانشی قرار می‌گیرند. البته این تأثیر به بزرگی آن در کمان‌های آتشفشانی نیست. بنابراین بازالت‌های حوضه پشت کمان مقادیر پایین‌تری از عناصر فرار به ویژه آب و LILE را نسبت به کمان و مقادیر بالاتری را نسبت به مورب نشان می‌دهند. در حقیقت می‌توان گفت، تهی‌شدگی بازالت‌های پشت کمان از LILE نسبت به NMORB تابع تقریبی از گسترش بلوغ حوضه‌های پشت کمان است (کلر^۱ و همکاران، ۲۰۰۲). از تفاوت‌های مهم دیگر بین بازالت‌های پشت کمان و پشته میان اقیانوسی این است که اولی آب‌دارتر است. ($0/64 \pm 1/14\%$ در حوضه پشت کمان در مقابل کمتر از $0/5\%$ در مورب) (استرن، ۲۰۰۲).

در حوضه کمان آتشفشانی، سیالات ناشی از آب‌زدایی لیتوسفر اقیانوسی فرورو، از عناصر LREE و LILE (K, CS, Ba, Rb, Sr) غنی‌شدگی و از عناصر HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) و HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکولنیک و همکاران، ۲۰۰۹). در دایک های گابرویی مورد مطالعه تهی‌شدگی نسبی از عناصر HREE و به صورت جزئی از Nb و Ta به عنوان عناصر HFSE و غنی‌شدگی نسبی از عناصر LREE و Ba, Cs و K به عنوان عناصر LILE، مشاهده می‌شود (با توجه به شکل ۴-۱۰ الف، ب و ج). به اعتقاد ساندرز و تارنی (۱۹۸۴) بازالت‌های حوضه پشت کمان از نظر فراوانی عناصر جزئی دارای میانگین مقادیر آن‌ها در بین بازالت‌های کمانی و پشته‌های میان‌اقیانوسی هستند. در دایک‌های گابرویی مورد مطالعه، تهی‌شدگی و یا غنی‌شدگی شاخص از عناصر HFSE که به ترتیب از ویژگی‌های ماگماهای کمان و پشته‌های میان‌اقیانوسی است، مشاهده نمی‌شود. این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده تعدیل شدن ترکیب شیمیایی منبع گوشته‌ای ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی در ناحیه لیتوسفر زیر قاره‌ای ایران مرکزی باشد. قرارگیری نمونه‌های گابرویی در نمودار مقادیر Ba

1- Keller

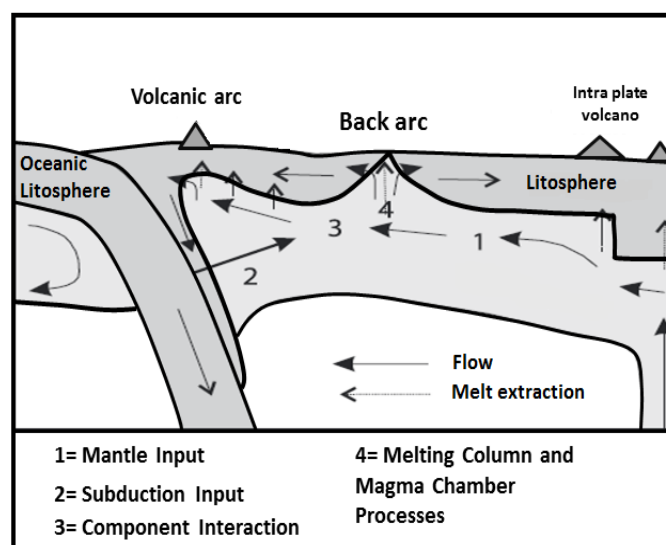
(LILE) در مقابل Nb (HFSE) (دورازیو^۱ و همکاران، ۲۰۰۴) در محدوده انتقالی مابین کمان و پشته میان اقیانوسی می‌تواند مؤید این مطلب باشد (شکل ۵-۱۱).



شکل ۵-۱۱- نمودار تغییرات Ba در مقابل Nb (دورازیو و همکاران، ۲۰۰۴)، جهت تعیین محیط زمین‌ساختی در ارتباط با نفوذ دایک‌های گابرویی.

به اعتقاد پیرس و استرن (۲۰۰۶)، پترولوژی و ژئوشیمی حوضه‌های پشت کمان می‌تواند نقش مفیدی در درک چهار فرایند به شرح زیر داشته باشد (شکل ۵-۱۲):

- ۱- گوشته ورودی به داخل حوضه پشت کمان. ۲- اجزای فرورانشی ورودی به داخل حوضه پشت کمان ۳- تعامل گوشته و اجزای فرورانشی. ۴- ذوب گوشته و تاریخچه هضم/ تبلور ماگمای ایجاد شده.



شکل ۵-۱۲- مدل نمادین از چهار متغیر اصلی در پتروژنز حوضه پشت کمان (پیرس و استرن، ۲۰۰۶).

بزوس^۱ و همکاران (۲۰۰۹) عقیده دارند که بررسی ژنز ماگما در حوضه‌های پشت کمان این امکان را برای پترولوژیست‌ها فراهم می‌کند تا بتوانند به مسائل پترولوژیکی و ژئوفیزیکی این حوضه به شرح ذیل پی ببرند:

۱- تأثیر آب بر روی رژیم‌های ذوب گوشته‌ای. ۲- انتقال سازندگان رژیم فروانش به رژیم ذوب پشت کمان. ۳- هندسه (ژئومتری) جریان گوشته در حوضه پشت کمان. ۴- طیف دمای گوشته در میان حوضه پشت کمان.

آثار حوضه کمان در حوضه پشت کمان در صورتی مشاهده می‌شود که منبع ماگمایی حوضه پشت کمان شامل یک ترکیب غنی از آب و عناصر LILE باشد که از یک ورقه در حال فروانش مشتق شده است (بزوس و همکاران، ۲۰۰۹).

اکثر محققین معتقدند که میزان ذوب با مقدار آب منبع افزایش می‌یابد. برخی نیز معتقدند درجه حرارت‌های بالاتر، تأثیر آب را در میزان ذوب تقویت می‌کند (کلی^۲ و همکاران، ۲۰۰۶). در حالی که به

1- Bézous

2- Kelley

اعتقاد بعضی دیگر از محققین، دماهای مناسب با حوضه‌های پشت کمان تأثیر کمی بر رابطه بین آب و میزان ذوب دارد (لانگمویر و همکاران، ۲۰۰۶).

به عقیده نیشیمورا^۱ (۲۰۰۲) ماهیت و رفتار آتش فشانی‌های حاشیه قاره‌ای نه تنها به وسیله مایعات مشتق شده از ورقه فرورونده که مورد نیاز برای بالآمدگی دیاپیرهای ماگمایی است، بلکه به وسیله جریان‌ات همرفتی در گوه گوشته‌ای در اثر باقی ماندن لایه‌های گوشته‌ای داغ در گوه، کنترل می‌شود. مدل زمین‌ساختی پیشنهاد شده برای تکامل حوضه پشت کمان، این مفهوم را می‌رساند که چرخش رژیم‌های همرفتی گوشته‌ای در زیر حوضه پشت کمان در حال تکامل، از فروچاهندگی (جریان افقی) در زیر کافت اولیه تا فراچاهندگی (بالآمدگی) در زیر زون در حال گسترش بستر دریا صورت می‌گیرد (گریبل^۲ و همکاران، ۱۹۹۸؛ تیلور و مارتینز، ۲۰۰۳).

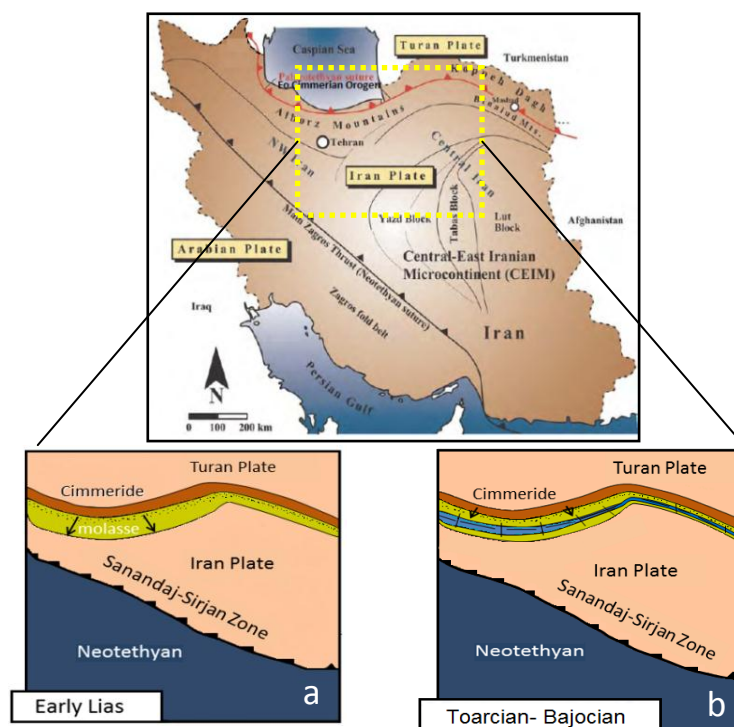
همانطور که در فصل دو ذکر شد، منطقه مورد مطالعه طبق تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۹۶۸)، در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع است. بلوک ایران که قطعات مرکزی ایران (لوت، طبس، یزد و پشت بادام) را در برگرفته، در اوایل پالئوزوئیک (اردوویسین) با گسترش و تکوین حوضه‌های کششی در همبری اوراسیا (توران) و گندوانا (ایران-عربی)، از صفحه اوراسیا جدا شده و سبب شکل‌گیری و زایش پالئوتتیس با راستای تقریبی خاوری-باختری شده است. در زمان پالئوزوئیک فوقانی، از کربونیفر تا تریاس میانی، صفحه ایران شروع به فاصله گرفتن از صفحه گندوانا کرده و ضمن ادامه فرورانش و کاهش گستره پالئوتتیس، در محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس، اشتقاق دیگری به نام نئوتتیس در راستای گسل‌های اصلی و قدیمی شکل گرفته است (اشتوکلین، ۱۹۹۷). در نتیجه این اشتقاق، صفحه ایران از صفحه گندوانا جدا شده و هم‌زمان با گسترش بستر نئوتتیس، به سمت شمال حرکت کرده و در تریاس فوقانی، در اثر پیوستن به صفحه اوراسیا، پالئوتتیس به طور کامل بسته شده است (داوودزاده و اشمیت، ۱۹۸۴؛ اشتامپفلی، ۲۰۰۰) و صفحه ایران که تا این زمان ویژگی‌های گندوانایی داشته از این زمان سرشت اوراسیایی پیدا می‌کند. با

1- Nishimura
2- Gribble

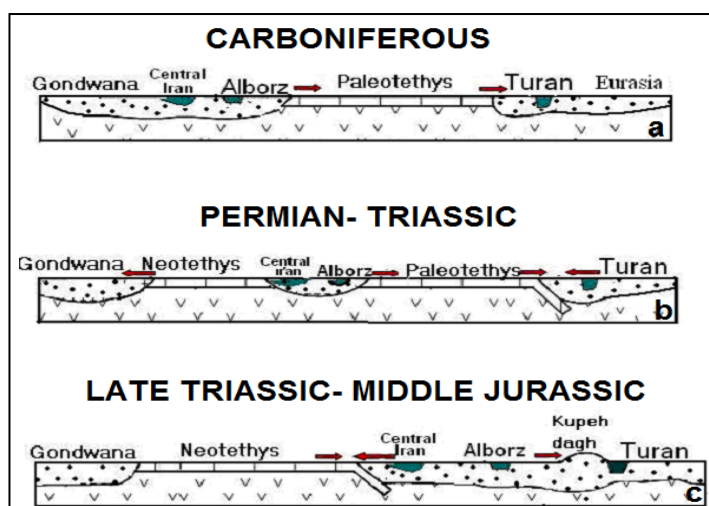
برخورد صفحه ایران به حاشیه جنوبی اوراسیا در نتیجه بسته شدن پالتوتیس، رخداد کوهزایی سیمین در طول تریاس میانی- فوقانی آغاز گردیده است. به دنبال این رخداد کوهزایی، نهشته‌های سیلیکاته- آواری گروه شمشک با سن تریاس میانی- فوقانی تا بازوسین زیرین در یک حوضه قاره‌ای- دریایی تشکیل شده است (آسرتو، ۱۹۶۶؛ سیدامامی، ۲۰۰۳؛ فورسیچ و همکاران، ۲۰۰۹). به عبارت دیگر، از اواخر تریاس میانی و یا شاید اوایل تریاس فوقانی، حرکات زمین‌ساختی رخداد کوهزایی سیمین پیشین موجب شکل‌گیری ارتفاعات مهمی در شمال ایران شده است. فرسایش این ارتفاعات موجب تشکیل نهشته‌های سیلیکاته- آواری (گروه شمشک) گردیده که جایگزین نهشته‌های کربناتی سکوی قاره‌ای تریاس میانی (سازندهای شتری و الیکا) شده است (داوودزاده و اشمیت، ۱۹۸۴؛ علوی نائینی، ۱۹۹۲؛ سیدامامی، ۲۰۰۳؛ فورسیچ و همکاران، ۲۰۰۹؛ جمشیدی، ۱۳۸۹) و بخش‌های گسترده‌ای از مرکز و شمال ایران توسط نهشته‌های حاصل از این فرسایش پوشیده شده است. به اعتقاد فورسیچ و همکاران (۲۰۰۹) تشکیل گروه شمشک نه تنها یک رخداد هم‌زمان با کوهزایی، بلکه در ارتباط با فعالیت‌های پس از کوهزایی نیز می‌باشد. به طوری که توالی تریاس فوقانی آن نشان‌دهنده رسوبگذاری هم‌زمان با کوهزایی در یک حوضه فورلند، پس از اتصال اولیه ایران و توران است (شروع کوهزایی سیمین). در مرز تریاس- ژوراسیک زیرین، بالآمدگی اصلی سیمین همراه با انتقال رسوبگذاری هم‌زمان با کوهزایی به بعد از کوهزایی (مولاس) رخ داده است (شکل ۵-۱۳- a). از توآرسین به بعد نیز افزایش فرونشست در البرز جنوبی، کشش در شمال ایران را موجب شده است که این رخداد با بازشدگی تدریجی به سمت شرق یک حوضه کششی- کافتی پشت کمانی در ارتباط با فروانش نئوتتیس تفسیر می‌شود (رخداد سیمین میانی) (شکل ۵-۱۳- b). یعنی بخش پایینی گروه شمشک شامل رسوبات مولاس سیمین است و بخش بالایی آن توسط رسوبات ناشی از یک حوضه کششی پر شده است (فورسیچ و همکاران، ۲۰۰۹). به عبارت دیگر، در نتیجه فروانش اقیانوس نئوتتیس به زیر بلوک ایران مرکزی در امتداد حاشیه فعال آن، که از زمان تریاس فوقانی- ژوراسیک زیرین آغاز شده (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ داوود زاده و اشمیت، ۱۹۸۱)، یک حوضه کششی- کافتی

پشت کمانی در داخل رسوبات مولاس شمشک، در شمال ایران (البرز جنوبی - شمال ایران مرکزی)، در زمان ژوراسیک میانی (از توآرسین به بعد)، تشکیل شده و گسترش یافته است (فورسیچ و همکاران، ۲۰۰۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰) (شکل ۵-۱۴).

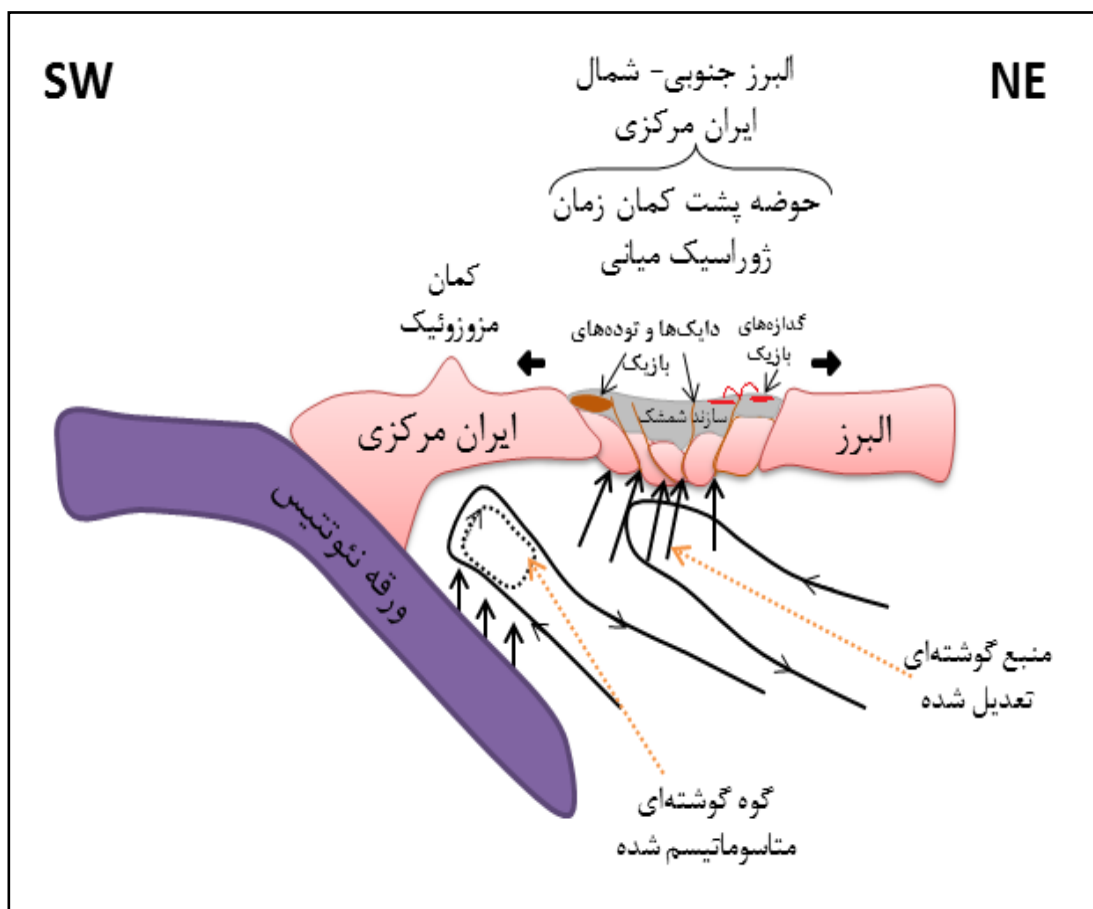
با توجه به مطالب ذکر شده و موقعیت مکانی و زمانی و داده‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی در خصوص دایک‌های گابرویی مورد مطالعه، به نظر می‌رسد این دایک‌ها احتمالاً در ارتباط با تشکیل و گسترش حوضه کششی - کافتی پشت کمانی فوق‌الذکر در پشت کمان ماگمایی حاشیه فعال ایران مرکزی در داخل رسوبات سیلیکاته - آواری گروه شمشک، در نتیجه فرورانش مایل اقیانوس نئوتتیس تشکیل شده باشند. ماگمای ساب‌آلکالن (کالک‌آلکالن) سازنده دایک‌های گابرویی در این حوضه کششی - کافتی، در نتیجه ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی غنی‌شده (احتمالاً تعدیل‌شده توسط سیالات ناشی از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی نئوتتیس) در لیتوسفر زیر قاره‌ای ایران مرکزی و از طریق فضاها و شکستگی‌های ایجاد شده در امتداد گسل‌های نرمال خود را به سطح رسانده و به صورت دایک یا توده‌های نفودی کوچک و بزرگ در داخل توالی رسوبی سازند شمشک در زمان ژوراسیک میانی تزریق شده است (شکل‌های ۵-۱۵ و ۵-۱۶).

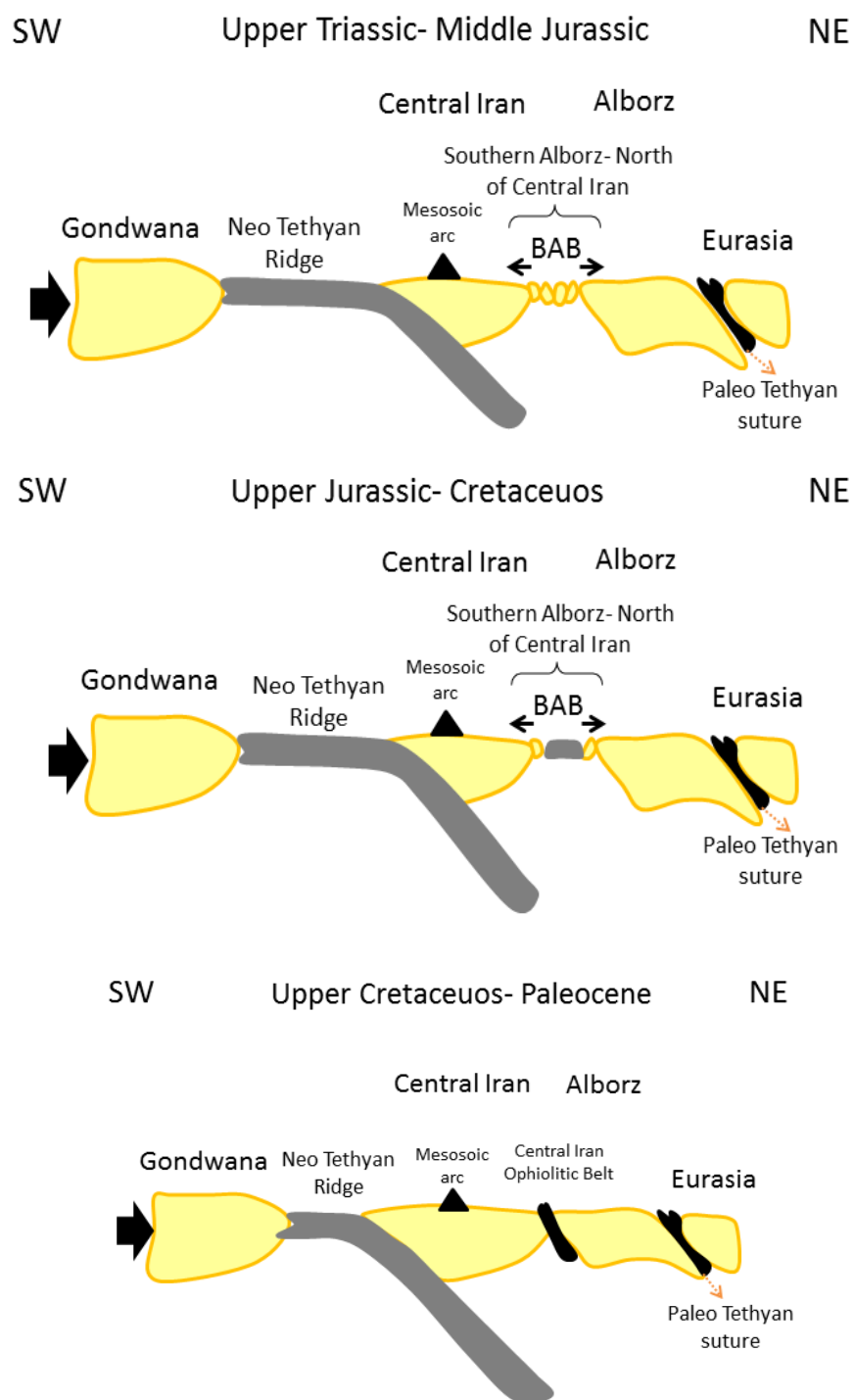


شکل ۵-۱۳- a- تشکیل حوضه فورلند پس از کوهزایی در طول لیاس زیرین (هتانژین تا پلینسباخین). b- فرآیندهای بازشدگی شرقی- غربی و تشکیل یک حوضه پشت کمانی در ارتباط با فروانش نئوتتیس در البرز جنوبی- شمال ایران مرکزی در طول توآرسین- باژوسین (اواخر ژوراسیک زیرین- ژوراسیک میانی) با الهام از طرح فورسیچ و همکاران، (۲۰۰۹).



شکل ۵-۱۴- تصویر نمادین از تحولات زمین‌ساختی زون‌های ساختاری البرز- ایران مرکزی از کربونیفر تا ژوراسیک میانی (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰)، با انجام تغییراتی در مرحله c.



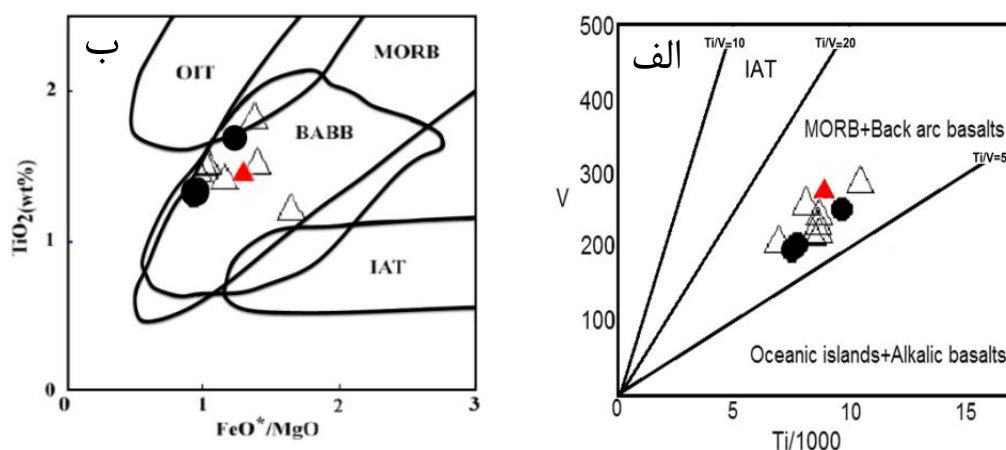


شکل ۵-۱۶- تصاویر نمادین از تحولات زمین‌ساختی- ماگمایی حوضه نئوتتیس مشتمل بر ایران مرکزی و البرز از تریاس فوقانی تا پالئوسن با الهام از طرح شفائی‌مقدم و همکاران (۲۰۰۹).

۵-۶- مقایسه ویژگی‌های پترولوژیکی دایک‌های بازالتی مورد مطالعه با گدازه‌های

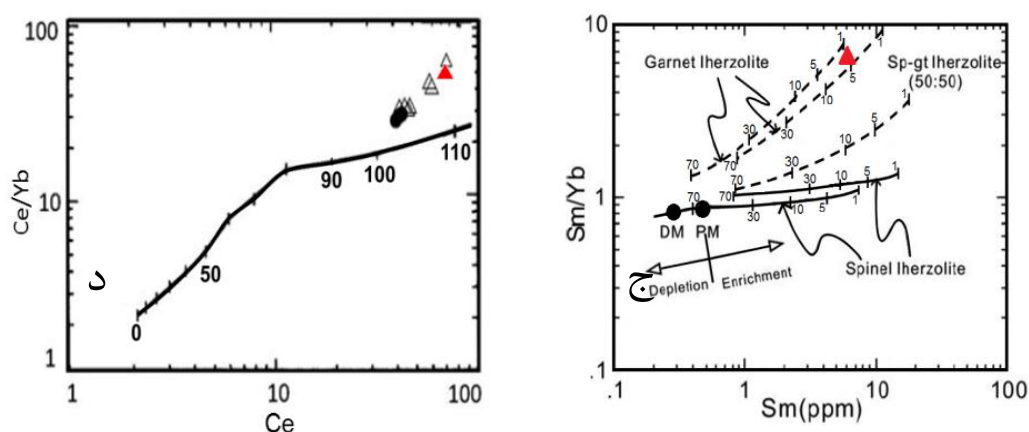
بازالتی در مناطق کلاته سادات و احمد آباد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰)

دایک‌های بازالتی در منطقه مورد مطالعه از نظر ویژگی‌های زمین‌شناسی، چینه‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی دارای تشابهات زیادی با گدازه‌های بازالتی مناطق کلاته سادات و احمد آباد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰) هستند، لذا از لحاظ ویژگی‌های پترولوژیکی نیز با آن‌ها مورد مقایسه قرار گرفتند. با توجه به نمودارهای V در مقابل $Ti/1000$ ، (شروه، ۱۹۸۲) (شکل ۵-۱۷-الف)، TiO_2 در مقابل $Fe_2O_3^*/MgO$ ، (شاتوا^۱ و همکاران، ۲۰۰۴) (شکل ۵-۱۷-ب)، Sm/Yb در مقابل Sm ، (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰) (شکل ۵-۱۸-الف) و Ce/Yb در مقابل Ce ، (الام و کاکس، ۱۹۹۱) (شکل ۵-۱۸-ب) این مقایسه نشان می‌دهد که ماگمای سازنده دایک‌های بازالتی مورد مطالعه همانند گدازه‌های بازالتی مذکور از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی‌شده در اعماق حدود ۱۰۵ تا ۱۱۰ کیلومتری (آستنسفر)، در یک محیط کششی-کافتی پشت کمانی ایجاد شده است.



شکل ۵-۱۷- نمودارهای تغییرات الف- V در مقابل $Ti/1000$ ، (شروه، ۱۹۸۲)، ب- TiO_2 در مقابل $Fe_2O_3^*/MgO$ ، (شاتوا^۱ و همکاران، ۲۰۰۴)، به منظور مقایسه محیط زمین‌ساختی دایک‌های بازالتی مورد مطالعه با گدازه‌های بازالتی مناطق کلاته سادات و احمدآباد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰). (علائم استفاده شده برای نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه به صورت مثلث توپر (●)، برای نمونه‌های کلاته سادات به صورت مثلث توخالی (△) و برای نمونه‌های احمدآباد به صورت دایره توپر می‌باشد (●)).

1- Shutoa



شکل ۵-۱۸- نمودارهای تغییرات الف - Sm/Yb در مقابل Sm، (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰) و ب - Ce/Yb در مقابل Ce، (الام و کاکس، ۱۹۹۱) جهت مقایسه ویژگی‌های ناحیه منشأ دایک‌های بازالتی مورد مطالعه با گدازه‌های بازالتی مناطق کلاته سادات و احمدآباد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰). (علائم مورد استفاده در این نمودارها شبیه به شکل ۵-۱۷ می‌باشد).

بر اساس ویژگی‌های ذکر شده، و با در نظر گرفتن سن تقریبی دایک‌های بازالتی (الیگو- میوسن، با توجه به ویژگی‌های چینه‌شناسی آن‌ها) و تشابه آن با سن گدازه‌های بازالتی مناطق کلاته سادات و احمد آباد، این دایک‌ها را می‌توان به عنوان مجاری تغذیه‌کننده گدازه‌های مذکور در زمان الیگو- میوسن در منطقه دانست.

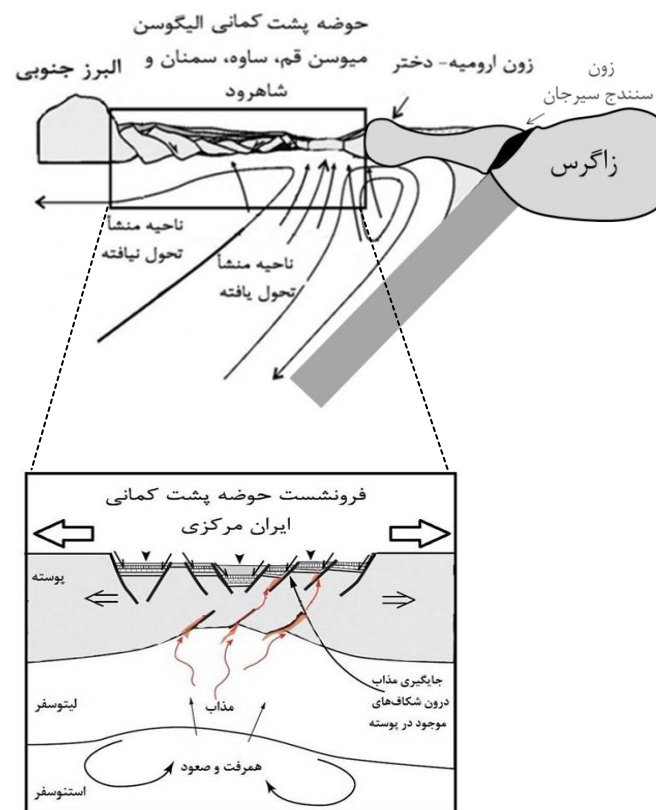
جایگاه پشت کمانی تعیین شده برای دایک‌های بازالتی مورد مطالعه، با جایگاه زمین‌ساختی این بخش از ایران مرکزی در زمان الیگو- میوسن سازگار است. احتمالاً ماگمای بازیک اصلی و اولیه این دایک‌ها، در یک محیط کششی پشت کمانی اولیه و از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای گارنت لِرزولیتی غنی‌شده در زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی در زمان الیگوسن پسین به وجود آمده و در بخش پایین سازند قرمز زیرین نفوذ کرده است. به عقیده وردل^۱ (۲۰۰۹) فرورانش با شیب زیاد لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی در تشکیل حوضه‌های کششی پشت کمانی الیگوسن ایران مرکزی نقش عمده‌ای را ایفا کرده است. به اعتقاد وی کشش‌های حاکم بر این حوضه سبب نازک‌شدگی پوسته، بالاآمدگی آستنسفر، وقوع ذوب بخشی ناشی از کاهش فشار در گوشته در حال

1- Verdle

صعود و ایجاد بازالت‌های حوضه‌های پشت کمانی با اندکی آلايش پوسته‌ای شده است. ماگمای آلكالن حاصل، در اين محيط كششی درون قاره‌ای پشت کمانی در امتداد گسل‌های عمیق صعود کرده و در محيط دریاچه‌ای کم عمق تشكيل رسوبات مارنی قرمز رنگ اليگو- میوسن فوران کرده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰) (شکل ۵-۱۹).

NE

SW



شکل ۵-۱۹- مدل ارائه شده برای تحولات تکتونیکی در حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در طی اليگو- میوسن (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).

فصل ششم

نتیجہ گیری و پیشہادہ

۶-۱- نتیجه گیری

مهم‌ترین نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و سنگ‌زادی بر روی دایک‌های گابرویی و بازالتی مورد مطالعه به شرح ذیل می‌باشند:

* منطقه مورد مطالعه در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق بیارجمند و در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع است. این منطقه به عنوان یک مجموعه دگرگونی- آذرین معرفی شده و توسط اجتماعات وسیعی از دایک‌های گابرویی با روند تقریبی شرقی- غربی قطع شده است. همچنین، یک سری دایک‌های بازالتی نیز به داخل این مجموعه نفوذ کرده‌اند. بر اساس مطالعات صحرایی و با توجه به نفوذ دایک‌های گابرویی به داخل واحدهای پرکامبرین و ژوراسیک زیرین و عدم نفوذ آن‌ها به داخل واحدهای ژوراسیک میانی- فوقانی و کرتاسه زیرین، سن ژوراسیک میانی برای آنها در نظر گرفته شده است. برای دایک‌های بازالتی نیز که واحدهای پرکامبرین، کرتاسه زیرین و الیگوسن زیرین را قطع کرده‌اند، سن الیگو- میوسن در نظر گرفته شده است.

* مطالعات پتروگرافی حاکی از وجود دو نسل پلاژیوکلاز در نمونه‌های گابرویی است. تشکیل دو نسل پلاژیوکلاز می‌تواند با دوره‌های متفاوت سردشدن ماگما مرتبط باشد. در پلاژیوکلازهای نسل اول شواهد غیرتعادلی نظیر منطقه‌بندی، بافت غربالی، حاشیه انحلال یافته و حاشیه برهم‌رشدی مشاهده می‌شود. پلاژیوکلازهای نسل دوم کوچک‌تر و سالم‌تر از انواع نسل اول هستند و در زمینه سنگ همراه با کلینوپیروکسن‌ها بافت اینترگرانولار را پدید آورده‌اند. در این سنگ‌ها فرآیندهای اورالیتی‌شدن و سریسیتی‌شدن نیز به ترتیب در کلینوپیروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای نسل اول رخ داده است. از مهم‌ترین پدیده‌های موجود در نمونه‌های بازالتی می‌توان به وجود بلورهای اسکلتی کلینوپیروکسن، ایدینگزیتی شدن الیوین‌ها، جهت‌یابی ریزبلورهای نواری پلاژیوکلاز به صورت پهلوی به پهلوی و موازی هم در زمینه سنگ و تشکیل بافت میکرولیتی پورفیری جریان، پر شدن حفرات موجود در این سنگ‌ها توسط

بلورهای ریز کلینوپیروکسن (ماگمایی) و کانی های ثانویه (پس ماگمایی) نظیر زئولیت، آناسیم، کلسیت و تشکیل بافت آمیگدالوئید (بادامکی) و ... اشاره کرد.

* بر اساس نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، بی‌هنجاری منفی Nb و Ta در نمونه‌های گابرویی، می‌تواند ناشی از ارتباط محیط تشکیل آن‌ها با محیط فرورانسی و یا آلاینش پوسته‌ای ماگماهای سازنده آن‌ها باشد. بی‌هنجاری مثبت عناصر Cs و Ba به عنوان عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، در نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه، با ذوب یک منبع گوشته‌ای که تحت تأثیر سیالات جریان یافته از یک ورقه فرورو در زون فرورانسی قرار گرفته، سازگار است. این بی‌هنجاری‌ها همچنین می‌تواند نشان‌دهنده آلاینش پوسته‌ای ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی در طی صعود و جایگزینی آن‌ها باشد.

* بر اساس نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، نمونه‌های گابرویی ویژگی‌های بازالت‌های حوضه پشت کمان را نشان می‌دهند.

* نمودارهای ژئوشیمیایی استفاده شده به منظور تشخیص نقش آلودگی پوسته‌ای در تحول ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی، نشان‌دهنده آلاینش احتمالی این ماگما با پوسته زیرین است. به نظر می‌رسد این آلودگی می‌تواند زمانی رخ داده باشد که ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی پس از تشکیل از یک منبع گوشته‌ای و در طی صعود، در یک اتاقک ماگمایی واقع در پوسته زیرین توقف کرده و دچار آلاینش با آن شده باشد.

* سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده در غنی‌شدگی و تعدیل منشأ گوشته‌ای ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی نقش مهمی داشته‌اند.

* با توجه به موقعیت مکانی و زمانی و داده‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی در خصوص دایک‌های گابرویی مورد مطالعه، به نظر می‌رسد این دایک‌ها احتمالاً در ارتباط با تشکیل و گسترش یک حوضه کششی- کافتی پشت کمانی در پشت کمان ماگمایی حاشیه فعال ایران مرکزی در نتیجه فرورانش اقیانوس نئوتتیس در زمان ژوراسیک میانی تشکیل شده باشند. ماگمای ساب‌آلکالن (کالک‌آلکالن)

سازنده دایک‌های گابرویی در این حوضه کشتی- کافتی، در نتیجه ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی غنی‌شده (احتمالاً تعدیل‌شده توسط سیالات ناشی از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی نئوتتیس) در لیتوسفر زیر قاره‌ای ایران مرکزی، از طریق فضاها و شکستگی‌های ایجاد شده در امتداد گسل‌های نرمال خود را به سطح رسانده و به صورت دایک یا توده‌های نفودی کوچک و بزرگ در داخل توالی رسوبی سازند شمشک در زمان ژوراسیک میانی تزریق شده است.

* مقایسه ویژگی‌های پترولوژیکی دایک‌های بازالتی مورد مطالعه با گدازه‌های بازالتی در مناطق کلاته‌سادات و احمدآباد، نشان می‌دهد که ماگمای سازنده دایک‌های بازالتی مورد مطالعه، همانند گدازه‌های بازالتی مذکور از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی‌شده در عمق حدود ۱۰۵ تا ۱۱۰ کیلومتری (آستنسفر)، در یک محیط کشتی- کافتی پشت کمانی ایجاد شده است. جایگاه پشت کمانی تعیین شده در ارتباط با تشکیل دایک‌های بازالتی، با جایگاه زمین- ساختی این بخش از ایران مرکزی در زمان الیگو- میوسن سازگار است.

۶-۲- پیشنهادها

- انجام مطالعات تجزیه نقطه‌ای بر روی برخی کانی‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه به منظور شناخت دقیق ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها.
- بررسی دقیق ساختارهای تکتونیکی موجود در منطقه به منظور پی بردن به سازوکار تزریق دایک‌های مورد مطالعه.
- تعیین نسبت‌های ایزوتوپی $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ و $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ در سنگ‌های مورد مطالعه به منظور تعیین دقیق ویژگی‌های محل منشأ و همچنین سن دقیق تشکیل آن‌ها.

منابع

- آسیابانها ع، (۱۳۷۴)، "بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی، ص ۶۳۰.
- آقائاتی ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، چاپ اول، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۶۰۶.
- اصغرزاده ز و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل دایک‌های گابرویی و بازالتی قطع‌کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب شرق بیارجمند)"، هفتمین همایش ملی تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور، دانشگاه پیام‌نور لرستان.
- افتخارنژاد ج، آقائاتی ع و خان‌ناظر ن، (۱۳۷۱)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- اتوکش م و عباس‌زاده ع، (۱۳۹۱)، "سیمای فرهنگ و طبیعت استان سمنان"، چاپ اول، انتشارات کریمخان زند، تهران، ص ۴۲۴.
- بادامه ع، (۱۳۸۲)، پایان نامه ارشد: "پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه میاندشت، شرق شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- برهمند م، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه احمدآباد (خارتوران، جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی ز، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۸۹)، "پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین جنوب بهاباد (بافق، ایران مرکزی) (شاهدی بر کافت‌زایی)"، **مجله پتروژئولوژی**، شماره ۴، دوره ۱، ص ۴۵-۶۴.
- بلاغی ز، صادقیان م و شجاعت ص، (۱۳۹۰)، "شواهد میگماتیت‌زایی در مجموعه آذرین- دگرگونی

دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)، "پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت‌معلم، تهران.

- بلاغی ز، صادقیان م، قاسمی ح و محجل م، (پذیرش چاپ برای زمستان ۱۳۹۳)، "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایکهای مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرقی شاهرود)" **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**.

- جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "مطالعه ماگماتیسزم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- چکنی مقدم م، (۱۳۹۱)، پایان نامه ارشد: "بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایکهای مافیک قطع‌کننده مجموعه دگرگونی آذرین دلبر (شرق بیارجمند)"، بوسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

- حسینی ح، (۱۳۷۴)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیته بند هزارچاه بیارجمند"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.

- حسینی ح، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیته به سن اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چین‌شناسی توده‌های گرانیته‌ی بند هزارچاه بیارجمند و جنوب‌غرب میامی"، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی تهران.

- حق‌نظر ش و ملکوتیان س، (۱۳۹۰)، "خصوصیات منشأ گوشته‌ای آلکالی الیوین بازالت‌های کواترنری منطقه قروه- تکاب" **مجله پترولوژی**، شماره ۶، دوره ۲، ص ۳۰-۱۷.

- خسروتهرانی خ، (۱۳۸۴)، "زمین‌شناسی ایران، پرکامبرین و پالئوزوئیک" جلد اول، انتشارات

کلیدر، ص ۴۹۰.

- خسروتهرانی خ، (۱۳۸۴)، "زمین‌شناسی ایران، مزوزوئیک و سنوزوئیک" جلد دوم، انتشارات کلیدر، ص ۴۵۶.

- خلعتبری م، (۱۳۷۷)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- درویش‌زاده ع، (۱۳۸۲)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات امیر کبیر، ص ۹۰۱.

- رحمتی ایلخچی م، (۱۳۸۱)، "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگ‌های دگرگونه شمال خاوری تروند"، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران، ص ۴۵۲-۴۵۰.

- رحیمی ب و علی‌زاده ح، (۱۳۸۹)، "تحلیل ساختاری، خاستگاه و شرایط دگرشکلی زون‌های برشی شکل‌پذیر در توده گرانیتوئیدی ده نو- غرب مشهد"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، شماره ۳، دوره ۱۸، ص ۴۱۰-۳۹۹.

- رضوی ر، (۱۳۹۰)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن- سبزوار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

- شهیدی ع، باریر ا، برون ت.م.ف و سعیدی ع، (۱۳۹۰)، "فرگشت ساختاری البرز در میان‌زیستی و نوزیستی"، **مجله علوم زمین**، شماره ۸۱، دوره ۲۱، ص ۲۱۶-۲۱۰.

- طوطی ف، یزدانی س و بازرگانی گیلانی ک، (۱۳۹۰)، "ویژگی‌های کانی‌شناختی آنالسیم‌های گرمابی در سنگ‌های آتشفشانی جنوب کهریزک"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، شماره ۱، دوره ۱۹، ص ۱۲۰-۱۱۳.

- عروج‌نیا پ، (۱۳۸۲)، پایان نامه ارشد: "بررسی سنگ‌شناختی و خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود"، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات

معدنی.

- عزیزی م، (۱۳۹۰)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- قاسمی ح، (۱۳۷۸)، "مبانی بافتها و ریزساختهای سنگ‌های دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه شاهرود، ص ۲۶۰.

- قاسمی ح و آسیابانها ع، (۱۳۸۵)، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق شاهرود، ایران مرکزی" **مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان**، شماره ۱، دوره ۲۳، ص ۲۴۸-۲۳۱.

- قاسمی ح، برهمند م و صادقیان م، (۱۳۹۰)، "گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهدی بر حوضه پشت کمانی الیگو- میوسن ایران مرکزی"، **مجله پترولوژی**، شماره ۷، دوره ۲، ص ۷۷.

- قاسمی ح و جمشیدی خ، (۱۳۹۰)، "زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های بازیک آلکالن در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی" **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، شماره ۴، دوره ۱۹، ص ۷۱۴-۶۹۹.

- قاسمی ح، لنکرانی م و همام م، (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ‌های آذرین"، مترجم، چاپ اول، مشهد، ص ۵۵۶.

- کاظمی ک، (۱۳۹۰)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کیک، جنوب غرب بیارجمند"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.

- کریم‌پور م. ح، (۱۳۸۸)، "ژئوشیمی پترولوژی سنگهای آذرین و کانسارهای ماگمایی"، چاپ اول، دانشگاه فردوسی مشهد، ص ۵۴۵.

- کنعانیان ع، قاسمی ح، آسیابانها ع، (۱۳۷۲)، "مبانی پترولوژی دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ص ۴۱۰.
- محجل م، (۱۳۸۸)، "میکروتکتونیک"، مترجم، چاپ اول، مرکز نشر آثار علمی دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ص ۷۴۲.
- معین وزیری ح و احمدی ع، (۱۳۸۰)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین"، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ص ۵۴۴.
- مر ف و مدبری س، (۱۳۸۴)، "کاربرد داده‌های زمین‌شیمیایی"، مترجم، چاپ اول، مرکز نشر دانشگاهی، تهران، ص ۴۵۲.
- مردانی بلداجی م، (۱۳۹۰)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگهای آتش‌فشانی و آتش‌فشانی رسوبی منطقه پهنواز، جنوب بیارجمند- شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- ملک‌پور علمداری ا، (۱۳۸۴)، پایان نامه ارشد: "مطالعه پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در کوه‌های علاءالدین و ملحدو، جنوب شرق شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.
- موسوی شاهرودی ا، (۱۳۸۸)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آتش‌فشانی منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) و کانه‌زایی وابسته به آن"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- مهرابی ف، (۱۳۷۴)، "کانی‌های سنگ‌ساز در مقاطع نازک"، مترجم، چاپ اول، مرکز نشر دانشگاه شیراز، ص ۴۶۳.
- نواب مطلق ا، (۱۳۸۴)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- نوایی ا، صالحی‌راد م و مجیدی ب، (۱۳۶۶)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- همام م، قاسمی ح و لنکرانی م، (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، مشهد، ص ۳۸۲.

- هوشمندزاده ع، علوی نائینی م و حق‌پور ع، (۱۳۵۷)، "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)"، سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۱۲۴.

- Abdel-Fattah M., Abdel-Rahman A. M. and Nassar P. E. (2004) "Cenozoic Volcanism in the Middle East: Petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon" **Geological Magazine.**, 141, pp 545-563.

- Abdel-Karim A. M. (2013) "Petrology, geochemistry and petrogenetic aspects of Younger gabbros from south Sinai: A transition from arc to active continental margin" **J. of. Chemie der Erde.**, 73, pp 89-104.

- Agard P., Omrani J., Jolivet L. and Mouthereau F. (2005) "Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation" **Journal of Earth Sciences**, 94, pp 401-419.

Alavi-Naini M. (1992) "Kimmerian event in Iran" **Journal of Scientific Quarterly (GSI).**, 2, pp 38-47.

- Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M. F and Mitchell J. G. (2000) "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey" **J. of. Volcan. Geotherm.**, 102, pp 67-95.

- Allegre C. and Minster J. F. (1978) "Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes" **Journal of Earth and Planetary Science Letters.**, 38, pp 1-25.

- Anderson D. L. (1994) “The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts: the case against continental lithosphere and plume head reservoirs” **Journal of Earth and Planetary Science Letters.**, 123, pp 269–280.
- Assereto R., (1966) “The Jurassic Shemshak Formation in central Elburz (Iran)” **Rivista Italiana di Paleontologia e stratigraphia**, 72, pp1133-1182.
- Berberian M. and King G. C. P. (1981) “Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran” **Journal of Earth Science.**, 18, pp 210-265.
- Best M.G. (2003), **“Igneous and metamorphic petrology”**, Blackwell Publishing, USA, pp.729.
- Bézou A., Stéphane E., Langmuir C.H., Michael P.J. and Asimow P.D. (2009) “Origins of chemical diversity of back-arc basin basalts: A segment-scale study of the Eastern Lau Spreading Center” **Journal of Geophysical Research Solid Earth.**, 114, PP 1-25.
- Class C., Altherr R., Volker F., Eberz G and McCulloch M. T. (1994) “Geochemistry of Pliocene to Quaternary alkali basalts from the Huri Hills, Northern Kenya” **Journal of Chemical Geology.**, 113, pp1-22.
- Class C., Miller D. M., Goldstein S. L and Langmuir C. H. (2000) “Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc” **Journal of Geochemistry Geophysics Geosystems**, 1, pp 1999-2010.
- Comin- Chiaramonti P., Meriani S., Mosca R. and Sinigoi S., (1979) “On the occurrence of analcime in the northeastern Azerbaijan volcanics northwestern Iran” **Journal of Lithos.**, 12, pp187-198.
- Collins L. G. (1988), **“Hydrothermal Differentiation and Myrmekite – A Clue to Many Geologic Puzzles”**, Theophrastus Publications.S. A., Athens, pp. 382.
- Cox K.G., Bell J.D and Pankhurst R.J. (1979), **“The interpretation of igneous rocks”**, George Allen and Unwin, London. pp.450.
- Cullers R. L. and Graf J. L. (1984), Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks, pp 237–274, In: **“Rare Earth Element Geochemistry”** Henderson P., Elsevier, Amsterdam.

- Crawford A. J., Beccaluva L. and Serri G. (1981) "Tectonomagmatic evolution of the West Philippine–Mariana region and the origin of boninites" **Journal of Earth and Planetary Science Letters**, 54, pp 346–356.
- Davoudzadeh M and Schmidt K. (1984) "A Review of the Mesozoic Paleogeography and Paleotectonic Evolution of Iran" **Journal of Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie.**, 168, pp 182-207.
- Deer W. A., Howie R. A and Zussman J. (1978), "**An Introduction to the Rock - Forming Minerals**", Longman Scientific & Technical, pp. 528.
- De La Roche H. (1980) "A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 diagrams and major element analyses-its relationships and current nomenclature" **Journal of Chemical Geology.**, 29, pp 183-210.
- D'Orazio M., Innocenti F., Manetti P. and Haller M.J. (2004) "Cenozoic back arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44° 30'–52° S): a review of geochemical data and geodynamic interpretations" **Revista Asociacion Geologica Argentina.**, 59, pp 525–538.
- Ellam R. M. (1992) "Lithospheric as a control on basalt geochemistry" **Journal of Geology.**, 20, pp 153- 156.
- Ellam R. M. and Cox K. G. (1991) "An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere" **Journal of Earth and Planetary Science Letters.**, 105, pp 330-342.
- El-Sayed M. M. (2006) "Geochemistry and petrogenesis of the post-orogenic bimodal dyke swarms in NW Sinai, Egypt: constraints on the magmatic–tectonic processes during the late Precambrian" **J. of. Chemie der Erde.**, 66, pp: 129–141.
- Fitton J. G., James D., Kempton P. D., Ormerod D. S. and Leeman W. P. (1988) "The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States, In: K. G. Cox and M. A. Menzies (Eds.): Oceanic continental lithosphere: Similarities and differences" **Journal of Petrology Special Lithosphere Issue.**, pp 223-352.

- Fitton J. G., Saunders A. D., Norry M. J., Hardarson B. S. and Taylor R. N. (1997) "Thermal and chemical structure of the Iceland Plume" **Journal of Earth and Planetary Sciences Letters.**, 153, pp197-208.
- Fleche M. R., Camire G. and Jenner G. A. (1998) "Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Que'bec, Canada" **Journal of Chemical Geology.**, 148, pp 115-136.
- Fray F. A., Garcian M.O., Wise W. S., Kennedy A., Gurriet P.A and Albarede F. (1991) "The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts" **Journal of geophysical research.**, 96, pp14347- 14375.
- Fürsich F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami K. and Majidifard M. R. (2009), Lithostratigraphy of the Upper Triassic- Middle Jurassic Shemshak Group of northern Iran, pp 120- 160 , In:"**South Caspian, North to Central Iran Basins**", Brunet M.F., Wilmsen M. and Granath J. W., Geological Society, London, Special Publication.
- Green D. H. (1973) "Experimental mantle studies on a model upper mantle composition under water-saturated and water-unsaturated conditions" **Journal of Earth and Planetary Science Letters.**, 19, pp 37–53.
- Gribble R. F., Stern R. J., Newman S., Bloomer S. H. and O'Hearn T. (1998) "Chemical and isotopic composition of lavas from the northern Mariana Trough: implications for magmatogenesis in back-arc basins" **Journal of Petrology.**, 39, pp 125-154.
- Grove T. L., Chatterjee N., Parman S.W. and Medard E. (2006) "The influence of H₂O on mantle wedge melting" **Journal of Earth and Planetary Science Letters.**, 249, pp 74–89.
- Guo F., Fan W., Wang Y. and Gelin D., (2003) "Geochemistry of late Mesozoic mafic magmatism in west Shandong Province, Eastern China: Characterizing the lost Lithospheric mantle beneath the north China Block" **Journal of Geochemical.**, 37, PP 63 – 77.
- Guo Z., Wilson M., Jiaqi L and Qian M. (2006) "Post- collisional, Potassic and Ultrapotassic Magmatism of the Northern Tibetan Plateau: Constraints on

Characteristics of the Mantle Source, Geodynamic Setting and Uplift Mechanisms” **Journal of Petrology.**, 47, 6, pp1177–1220.

- Gupta A. K. and Fyfe W. S. (1975) “Leucite survival: the alternation to analcime” **Canadian Mineralogist.**, 13, PP 361-363.

- Gurnay J. J. and Hart B. (1989) “Chemical variations in upper mantles modules from Santhern African Kimberlites” **Journal of Philosophical Transactions R. Soc. Lond.**, 297, pp 273- 93.

- Haase K. M., Goldschmidt B. and Garbe - Schonberg C. D. (2004) “Petrogenesis of tertiary continental intraplate lavas from the Westerwald region, Germany” **Journal of Petrology.**, 45, pp 883-905.

- Handerson P. (1989), “**Rare erath element geochemistry**”, Third edition, Elsevier, pp 510.

- Hart W. K., WoldeGabrie G., Walter R. C. and Mertzman S. A. (1989) “Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions” **Journal of Geophysical Research.**, 94, pp 7731 – 48.

- Hassanzadeh J., Stocklin D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove M., Shmitt A. and Walker D. (2008) “U-Pb zircon geochronology of late Neoprotozoic –Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeographym magmatism, and exhumation history of Iranian basement” **Journal of Thectonophysics.**, 451, pp 71- 96.

- Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A and Mitchell S. F. (2007) “Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram” **Journal of Petrology.**, 48, pp 2341-2357.

- Hermann J. (2002) “Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust” **Journal of Chemical Geology.**, 192, pp 289–306.

- Herzberg C. and Zhang J. (1996) “Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: compositions of magmas in the upper mantle and transition zone” **Journal of Geophysical Research.**, 101, pp 8271-8295.

- Hirschmann M. M., Ghiorso M. S., Wasylenki L. E., Asimow P. D and Stolper E. M.

(1998) "Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts. I. Method and composition to experiments" **Journal of Petrology**., 39, pp 1091–1115.

- Hofmann A. W. and Jochum K. P. (1996) "Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaii Scientific Drilling Project" **Journal of Geophysical Research**., 101, pp 11831–11839

- Hofmann A.W., Jochum K. P., Seufert M. and White W. M. (1986) "Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution" **Journal of Earth and Planetary Science Letters**., 79, pp 33–45.

- Hofmann A. W. (1988) "Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust Earth and Planetary" **Journal of Science Letters**., 90, pp 297-314.

- Irvine T. N. and Baragar W. R. A. (1971) "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks" **Journal of Earth Sciences**., 8, pp 523–548.

- Jung C. (2003) "Geochemische und isotoopen-geochemische untersuchungen an tertiareren vulkaniten der Hocheifelein beitrage zur identifizierung der mantelquellen von Rift-bezogenen vulkaniten, Dissertation zur erlangung des doktorgrades Naturwissenschaften fachbereich geowissenschaften der Philipps", **Universitaet Marburg**, Deutschland.

- Juteau T. and Maury R. (1999), "**The oceanic crust, from accretion to mantle recycling**", Springer-Paris, Chichester, UK, pp 390.

- Karig D.E. (1970) "Ridges and basins of the Tonga- Kermadec island arc system" **Journal of Geophysical Research**., 75, pp 239–254.

- Kelemen P. B., Hanghoj K and Greene A. R. (2004) "One view of the geochemistry of subduction related magmatic arcs. With an emphasis on primitive Andesite and lower crust" **Journal of Treatise on Geochemistry**., 3, pp 593-659.

- Keller R. A., Fisk M. R., Smellie J. L., Strelin J.A., Lawver L. A. and White W. M. (2002) "Geochemistry of back arc basin volcanism in Bransfield Strait, Antarctica:

Subducted contributions and along-axis variations” **Journal of Geophysical Research**, 107, pp 287- 303.

- Kelley K. A., Plank T., Grove T. L., Stolper E. M., Newman S. and Hauri E. (2006) “Mantle melting as a function of water content beneath back-arc Basins” **Journal of Geophysical Research**, 111

- Krienitz M. S., Hasse K., Mezger K., Eckardt V., Shaikh-Mashail M. A. (2006) “Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria” **J. of. Contrib Mineral Petrol.**, 151, pp 698–716.

- Kuno H. (1968), Differentiation of basalt magmas, pp 623-688 In:”**Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition**”, Hess H. H. and Poldervaart A. Interscience, New York.

- Kurt H., Asan K. and Ruffet G. (2008) “The relationship between collision-related calcalkaline and within-plate alkaline volcanism in the Karacadag Area (Konya-Turkiye, Central Anatolia)” **J. of. Chemie der Erde**, 68, pp 155-176.

- Kushiro I., Syono Y., and Akimoto S. (1968) “Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures” **Journal of Geophysical Research**, 73, pp6023–6029.

- Langmuir C.H., Klein E.M. and Plank T. (1992) “Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: Constraints on melt generation beneath ocean ridges” **AGU Monograph**, 71, pp. 183-280.

- Langmuir, C. H., Be’zos A., Escrig S., and Parman S. W. (2006) Chemical systematics and hydrous melting of the mantle in back-arc basins, PP 127- 141, In:”**Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions**” , David C. M. and Charles F. R. Geophysical Monograph Ser, USA.

- Lightfoot P.C. and Keays R. R. (2005) “Siderophile and chalcophile metal variation in flood basalts from the Siberian Trap Noril'sk region: implications for the origin of the Ni- Cu PGE sulfide ores” **Journal of Economic Geology**, 100, pp 439-462.

- Lofgren G. (1980) "Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In Physics of Magmatic processes" **Princeton University press, New Jersey**, pp 487- 551.
- Luhr J. F. and Kyser T. K. (1989) "Primary igneous analcime: The Colima minettes" **Journal of American Mineralogist**, 74, pp 216-223.
- Martinez F. and Taylor B. (2002) "Mantle wedge control on back-arc crustal accretion" **Journal of Nature.**, 416, pp417–420.
- Martinez F. and Taylor B. (2003). Controls on back-arc crustal accretion: Insights from the Lau, Manus and Mariana basins, pp 19–54, in:"**Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes**" Larter R.D. and Leat P.T. Geological Society of London Special Publications, London.
- Martinez F., Okino K., Ohara Y., Reysenbach A. L. and Goffredi S. K. (2007) "Back-arc basins" **Journal of Oceanography.**, 20, pp 116–127.
- Mason B. and Moore C. B. (1982), "**Principles of Geochemistry**". John Wiley & Sons, New York, pp. 344.
- McKenzie D. P. and O'Nions R. K. (1991) "Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations" **Journal of Petroleum.**,32, pp 1021-1991.
- Middlemost E. A. K. (1985) "Magma and magmatic rock, An Introduction to Igneous Petrology" **Journal of Longman.**, PP 73 – 86.
- Middlemost E. A. K. (1989) "Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks" **Journal of Chemical Geology.**, 77, pp 19-26.
- Mohr P. A. (1987). Crustal contamination in mafic sheets: a summary, pp 75–80, In:"**Mafic Dyke Swarms**", Halls H.C. and Fahrig W.F. Geological Association of Canada Special Paper.
- Morata D. and Aguirre L. (2003) "Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (2920-30 S), Chile: geochemistry and petrogenesis" **Journal of South America Earth Sciences.**, 16, pp 459-476.

- Muller D. and Groves D. I. (1997), "**Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization**", Springer, Berlin, pp. 241.
- Nagudi N. O., Koberl C. H. and Kurat G. (2003) "Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda and implications for its origin" **Journal of African earth sciences.**, 35, pp 51-59.
- Nakagawa M., Ishizuka Y., Yoshimoto M., Kudo T., Aizawa K., Kitagawa J., Hiraga N., Matsumoto A., Togari H., Takahashi R., Ishii E., Egusa M., Seino T., Amma-Miyasaka M., Wada K. and Niida K. (2002) "Eruptive materials of the 2000 eruption of Usu volcano, northern Japan: Component materials and their temporal change" **Journal of Volcanology.**, 47, pp 279-288.
- Nakamura N. (1974) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary Chondrite" **Journal of Geochemica et Cosmochimica Acta.**, 38, pp 757-775.
- Nishimura S. (2002) "Why are there no back-arc basins around the eastern Pacific margin?" **Revista Mexicana de Ciencias Geologicas.**, 19, pp. 170-174.
- Ozdemir Y., Karaoglu O., Tolluoglu A. U. and Gulec N. (2006) "Volcanostratigraphy and Petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau): The most recent post collisional volcanism in Turkey" **Journal of Chemical Geology.**, 226, pp 189-221.
- Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S, Yang H. M., Chu C.H., Lee H. Y. and Lo C. H. (2012) "Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut– Sistan region, eastern Iran" **American Mineralogist**, 72, pp 1144 – 1162.
- Pearce T. H. (1993) "Analcime phenocrysts in igneous rocks: Primary or secondary? Discussion" **American Mineralogist**, 78, PP 225-229.
- Pearce J. A. (1983) "The role of sub- continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins" **J. of. Shiva, Nantwich.**, pp 230-249.

- Pearce J. A. and Cann J. R. (1973) "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses" **Journal of Earth and Planet. Sci. Lett.**, 19, pp 290-300.
- Pearce J. A and Norry M. J. (1979) "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks" **Journal of Contribution to Mineralogy and Petrology.**, 69, pp 33-47.
- Pearce J. A., Bender J. F., Delong S.E., Kidd W.S.F., Low P. J., Guner Y., Saroglee F. and Yilmaz Y. (1990) "Genesis of collisional volcanism in eastern Anatolia, Turkey" **Journal of Volcanology Geothermal Research.**, 44, pp 189-229.
- Pearce J. A. and Stern R. J. (2006) "Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives", pp63- 86, In: "Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions" AGU Monograph., USA.
- Peccerillo A. and Taylor S. R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey" **Journal of Contributions to Mineralogy and Petrology.**, 58, pp 63- 81.
- Perfit M. R., Gust D. A., Bence A. E., Arculus R. J. and Taylor S. (1980) "Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources" **Journal of Chemical Geology.**, 30, pp 227-256.
- Peters T. J., Menzies M., Thirlwall M. and Kyle P. K. (2008) "Zuni- Bandera volcanism, Rio Grande, USA Melt formation in garnet-and spinel-facies mantle straddling the asthenosphere –lithosphere Boundary" **Journal of Lithos.**, 102, pp 295-315.
- Price R. C., Stewart R. B., Woodhead J. D and Smith, I. E. M. (1999) "Petrogenesis of High-K Arc Magmas: Evidence from Egmont Volcano, North Island, New Zealand" **Journal of Petrology.**, 40, pp 167-197.
- Rajamani V., Shivkumar K., Hanson G. N and Shirey S. B. (1985) "Geochemistry and petrogenesis of amphibolites, Kolar schist belt, south India: evidence for komatiitic magma derived by low percentages of melting of the mantle" **Journal of Petrology.**, 26, pp 92–123.

- Rahmati Ilkhchi M., Faryad S. W., Holub F. V. and Frank W. (2009) “Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur kuh metamorphic complex (Central Iran)” **Journal of Earth science.**, 33, pp 206- 225.
- Rahmati Ilkhchi M., Jerebek P., Faryad S. W and Koyi H. A. (2010) “Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotur Kuh metamorphic complex, Great Kavir block, NE Iran” **Journal of Tectonophysics.**, 494, pp 101-117.
- Ramos V. A and Kay S. M. (2006). Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39°S latitude), pp 1-17, In:”**Evolution of an Andean Margin: a Tectonic and Magmatic View from theAndes to the Neuquén Basin (35°–39°S Lat)**”, Kay S. M. and Ramos V.A. Geological Society of America.
- Rogers G., Saunders A .D., Terrell D. J., Verma S. P and Marriner G. F. (1985) “Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated, with ridge subduction in Baja California, Mexico” **Journal of Nature.**, 315, pp 389– 392.
- Rudnick R. L. and Fountain D. M. (1995) “Nature and composition of the continental crust : a lower crustal perspective” **Journal of Reviews of Geophysics.**, 33, pp 267-309.
- Sack R. O., Carmichael I. S. E., Rivers M. and Chiroso M. S. (1980) “Ferric-Ferrous equilibria in natural silicates liquids at 1 bar” **Journal of Contribution to Mineralogy and Petrology.**, 75, pp 369-376.
- Saunders A. D. and Tarney J. (1984) “Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins, in Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins, edited by B. P. Kokelaar and M. F. Howells” **Geological Society Special Publications.**, London 16, pp 59– 76.
- Seyed-Emami K. (2003) “Triassic in Iran” **Journal of Facies.**, 48, pp 91–106.
- Schmidt M. W. and Poli S. (1998) “Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation” **Journal of Earth and Planetary Science Letters.**,163, pp 361–379.

- Şengor A. M. C. and Hsu K. J. (1984) "The Cimmerides of Eastern Asia: history of the eastern and of Paleo- Tethys" **J. of. Mem. Soc. Geol.**, 147, pp139-167.
- Shafaii Moghadam H., Whitechurch H., Rahgoshay M and Monsef I (2009) "Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone" **Journal of Geoscience.**, 341, pp 1016–1028.
- Shaw D. M., (1970) "Trace element fractionation during anatexis. Geochim. Cosmochim" **J. of. Acta**, 34, pp 237-243.
- Shervais J. W. (1982) "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas Earth Planet" **Journal of Earth and Planetary Science Letters.**, 59, pp101-118.
- Shkol'nik S. I., Reznitskii L. Z., Belichenko V. G. and Barash I. G. (2009) "Geochemistry, petrogenesis, and geodynamic typification of metavolcanics of the Tunka terrane (Baikal–Hövsgöl region)" **Journal of Russian Geology and Geophysics.**, 50 , pp 779-788.
- Shutoa K., Hiraharab Y., Ishimotob H., Aokic A., Jinbod A. and Gotoe Y. (2004) "Sr and Nd isotopic compositions of the magma source beneath north Hokkaido, Japan: comparison with the back-arc side in the NE Japan arc" **Journal of Volcanology and Geothermal Research** 134, pp 57-75.
- Spry A. (1960), "**metamorphic Textures**", Pergamon Press,Oxford, pp. 350.
- Spath A., Le Roex A. P. and Opiyo Akech N. (2001) "Plume –lithosphere intraction and the origin of continental rift-related alkali volcanism-the Chyulu Hills volcanic province, southern Kenya" **Journal of Petrology**, 42, pp 765-787.
- Srivastava R. K., Singh R. K and Verma S. P. (2004) "Neoarchaeon mafic volcanic rocks from the southern Bastar greenstone belt, Central India: petrological and tectonic significance". **Journal of Precambrian Research.**, 131, pp 305–322.
- Stampfli G. M. (2000) "Tethyan oceans" **Geological society, special publications.**, 173, pp1-23.

- Stern C. R. and Kilian R. (1996) "Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone" **Journal of Contributions to Mineralogy and Petrology.**, 123, pp 263-281
- Stern R. J. (2002) "Subduction zones" **Journal of Reviews of Geophysics.**, 40, pp 1012- 1029.
- Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R and Schmid S. M. (2002) "The eastern Tonale fault zone: a natural laboratory for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250° to 700C" **Journal of Structural Geology.**, 24, pp1861–1884.
- Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran; a review" **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 52, pp1229–1258.
- Stolper E. and Newman S. (1994) "The role of water in the petrogenesis of Mariana Trough magmas" **Journal of Reviews of Geophysics Earth Planet. Sci. Lett.**, 121, pp 293- 325.
- Sun S. S. and McDonough W. F. (1989), "A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes" **Geological Society of London, Special Publications.**, 42, pp 313 – 345.
- Tamura Y., Tatsumi Y., Zhao D., Kido Y. and Shukuno H. (2002) "Hot fingers in the mantle wedge: New insights into magma genesis in subduction zones" **Journal of Earth and Planetary Science Letters.**, 197, pp105–116.
- Tarney J., Weaver B. L. (1987) Geochemistry and petrogenesis of early Proterozoic dyke swarms, pp 81–94, In:” **Mafic Dyke Swarms**”, Halls H. and Fahrig W.F. Geological Association of Canada Special Paper.
- Taylor S. R., McLennan S. M. (1985), "**The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications**", Oxford, pp. 312.
- Taylor B. and Martinez F. (2003) "Back-arc basin systematics" **Journal of Earth and Planetary Science Letters.**, 210, pp 481–497.

- Tchameni R., Pouclet A., Penay J., Ganwa A. A and Toteu S. F. (2006) “Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan– African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources and geological setting” **Journal of African Earth Sciences.**, 44, pp 511 – 529.
- Trouw R. A. J., Passchier C. W. and Wiersma D. J. (2010) “**Atlas of Mylonites and related microstructures**”, Springer, pp. 322.
- Thieblemont D. and Tegye M. (1994) “Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d’origine et de situation tectonique des magmas calcoalcalins” **Journal of Comptes Rendus de l’Académie des Sciences.**, 319, pp 87-94.
- Thompson R. N. (1982) “Magmatism of the British Tertiary province Scottish” **Journal of Geology**, 18, pp 49-107.
- Tian L., Castillo P. L., Hawkins J. W., Hilton D. L., Hanan, B. B. and Pietruszka A. J. (2008) “Major and trace element and Sr–Nd isotope signatures of lavas from the Central Lau Basin: Implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle” **Journal of Volcanology and Geothermal Research.**, 178, pp 657–670.
- Turner S., Hawkesworth C., Rogers N., Bartlett J., Worthington T., Hergt J., Pearce J and Smith I. (1997) “ ^{238}U - ^{230}Th disequilibrium, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc” **Journal of Geochimica et Cosmochimica Acta.**, 61, pp 4855-4884.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J. & Smith, I. (1997). ^{238}U - ^{230}Th disequilibria, magma petrogenesis and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **61**, 4855-4884.
- Ventura G., Del Gaudio P. and Iezzi G. (2006) “Enclaves provide new insights on the dynamics of magma mingling: A case study from Salina Island (southern Tyrrhenian Sea, Italy)” **Journal of Earth Planet.**, 243, pp 128- 140.

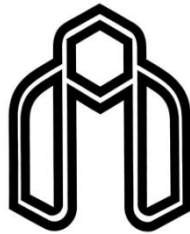
- Verdie C., (2009), Ph.D. Thesis, "Cenozoic geology of Iran: An integrated study of extensional tectonics and related volcanism", California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Verma S. P. (2009) "Continental rift setting for the central part of Mexican volcanic belt: A statistical approach" **The open Geology journal.**, 3, pp 8-29.
- Vernon R. H. (2004), "**A practical guide to rock microstructure**", Cambridge University Press PP. 594.
- Viruet J. E., Joubert M., Urien P., Friedman R., Wies D., Ullrich T. and Perez-Estaun A. (2008) "Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: Geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola" **Journal of Lithos.**, 104, pp 378-404.
- Wang K., Plank T., Walker J. D. and Smith E. I. (2002) "A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA" **Journal of Geophysical Research.**, 107, pp 78-116.
- Watson E. B. (1982), "Basalt contamination by continental crust. Some experiments and models" **Journal of Contributions to Mineralogy and Petrology.**, 80, pp 73-87.
- Weyer S., Munker C and Mezger, K. (2003) "Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system" **Journal of Earth and Planetary Science Letters.**, 205, pp 309-324.
- Wedepohl K. H. (1995) "The composition of the continental Crust" **Journal of Geochemistry Cosmochemistry Acta.**, 59, pp1217-1232.
- Wilson M. (1989), "**Igneous petrogenesis a global tectonic approach**", Department of earth science, University of Leeds, pp. 466.
- Winchester J. A and Floyd P. A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" **Journal of Chemical Geology.**, 20, pp 325 - 342.

- Wood D. A. (1980) “The application of the Th- Hf- Ta diagram the magmatic classification and the eastablishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british tertiary volcanic province” **Journal of Earth Planet. Sci. Lett.**, 50, 11-30.
- Wood D. A., Joron J. L. and Treuil M. (1979) “Are-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings” **Journal of Earth Planet. Sci. Lett.**, 45, pp 326- 336.
- Woodhead J., Eggins S. and Gamble J. (1993) “High-field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge” **Journal of Earth Planet. Sci. Lett.**, 114, pp 491–504.
- Yan J., Zhao J. X. (2008) “Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere asthenosphere interaction” **Journal of Asian Earth Sciences.**,33, pp106-121.
- Yang J. H., Chung S. L., Wilde S. A., Wu F., Chu M. F., Lo C. H. and Fan H. R. (2005) “Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological., geochemical and Nd–Sr isotopic evidence” **Journal of Chemical Geology.**, 214, pp 99– 125.
- Yuguchi T. and Nishiyama T. (2008) “The mechanism of myrmekite formation deduced from steady- diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan” **Journal of Lithos.**, 106, pp 237–260.
- Zhu D., Pan G., Mo X., Liao Z., Jiang X., Wang L and Zhao Z., (2007) “Petrogenesis of volcanic rocks in the Sangxiu Formation, central segment of Tethyan Himalaya: A probable example of plume–lithosphere interaction” **Journal of Asian Earth Sciences.**, 29, pp 320–335.

Abstract:

Delbar metamorphic-igneous complex is located in 150 Km away of Southeast Shahrood, 40 Km away of Southeast Biarjomand in the northern margin of Central Iran structural zone. The complex with age of about 550 to 600 million years old (late Neoproterozoic- Early Cambrian) has been cut by three series of basic- intermediate dikes including Precambrian gabbrodioritic dikes, Middle Jurassic gabbroic dikes and Oligomiocene basaltic dikes. In this study, the features of the field, petrography, geochemistry and petrography of gabbroic and basaltic dikes have been investigated. Gabbroic dikes in addition to the Delbar metamorphic-igneous complex, have cut the low- grade metamorphics (greenschist facies) of the Lower Jurassic, but they have not intruded in the middle- Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments. Therefore, based on the field studies, the Middle Jurassic age has been considered for them, which is consistent with the their radiometric age (152 ± 35 million years ago). Basaltic dikes also have been cut the Precambrian metamorphic units, Lower Cretaceous limestones and Lower Oligocene red marls (Lower Red Formation) and then, the age of Oligomiocene have been considered for them. Based on the petrographical studies, plagioclase and clinopyroxene (augite) are the main minerals forming the gabbroic dikes. The minor minerals include apatite and magnetite and the secondary minerals mainly consist of sericite, amphibole (due to uraltization of clinopyroxene), chlorite and prehnite. The most important textures of the gabbroic dikes include intergranular, ophitic, subophitic and sieve. Clinopyroxene (augite to titanaugite), plagioclase and olivine are the main minerals forming the basaltic dikes. Minor minerals include magnetite, and the secondary minerals include zeolite, analcime, Iddingsite, bulangite and calcite. Fluidal microlitic porphyry and hyalomicroclitic porphyry, glomeroporphyritic and amygdaloidal textures are the most important textures in these rocks. Based on the geochemical studies, Jurassic gabbroic dikes have subalkaline and Oligomiocene basaltic dikes have alkaline nature. In the chondrite normalized diagrams the gabbroic and basaltic dikes show enrichments in LREEs relative to HREEs. This enrichment can be justified by low degrees of partial melting of the mantle source or crustal contamination. Based on the petrological studies, the magma forming of the gabbroic dikes have been generated by 7- 20% partial melting of an enriched spinel lherzolitic mantle source in depths less than 80 Km and magma forming of the basaltic dikes have been generated by 5% partial melting of an enriched garnet lherzolitic mantle source in depths of 105 to 110 Km. Temporal and spatial position and geochemical and petrological characteristics of the gabbroic and basaltic dikes suggests that they have been formed in the back-arc extensional basins caused by oblique subduction of the Neotethys oceanic lithosphere beneath central Iran continental lithosphere in Middle Jurassic and Oligomiocene times respectively.

Keywords: Shahrood, Biarjomand, Basic dike, Jurassic, Back arc basin, Neotethys.



Shahrood University of Tecnology

Faculty of Earth Sciences

Department of Petrology and Economic Geology

MSc thesis

Geology, geochemistry and petrology of diabasic dikes of Delbar area

Zahra Asgharzade

Supervisor:
Dr. H. Ghasemi

Advisor:
Dr. M. Sadeghian