



دانشگاه شاهرود

دانشکده: علوم زمین

گروه: پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی در منطقه غرب بند هزارچاه

مرسده ابتهاج

استاد راهنما:

دکتر حبیب‌الله قاسمی

استاد مشاور:

دکتر مهدی رضایی کهخائی

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

تابستان ۹۳


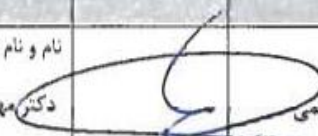
دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده : علوم زمین

گروه : زمین شناسی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم مرسده ابتهاج  
تحت عنوان: پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی در منطقه غرب بند هزار چاه

در تاریخ ۹۳/۴/۱۶ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد **پترولوژی** مورد ارزیابی و با درجه **بسیار خوب** مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی : دکتر مهدی رضایی		نام و نام خانوادگی : دکتر حبیب‌اله قاسمی

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی : دکتر هرج اله فردوست		نام و نام خانوادگی : دکتر محمود صادقیان
			نام و نام خانوادگی : دکتر مریم شیخی



دانشگاه شاهرود

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

شماره: ۱۱۹۶۳

تاریخ:

و برایش:

بسمه تعالی

### 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 مرصده ابتهاج رشته زمین شناسی گرایش پترولوژی تحت عنوان پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی در منطقه غرب بند هزار چاه که در تاریخ ۹۳/۴/۱۶ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

<input type="checkbox"/> قبول (با درجه: بسیار خوب امتیاز ۱۸-۲۷)	<input type="checkbox"/> دفاع مجدد	<input type="checkbox"/> مردود
---	------------------------------------	--------------------------------

۲- بسیار خوب (۱۸ - ۱۸/۹۹)

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۴- قابل قبول (۱۴ - ۱۵/۹۹)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

امضاء	مرتبه علمی	نام و نام خانوادگی	عضو هیأت داوران
	رئیس	دکتر قاسمی	۱- استادارهنما
	استاد	دکتر رضایی	۲- استاد مشاور
	استاد	دکتر فردوست	۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی
	استاد	دکتر صادقیان	۴- استاد ممتحن
	استاد	دکتر شیبی	۵- استاد ممتحن

رئیس دانشکده: دکتر امید

تقدیم به

مقدس‌ترین و اثره‌ مادر لغت نامه دلم،

پدر و مادر عزیز و مهربانم،

که هر چه بگویم قطره‌ ای از دریای بی‌ کران مهربانیشان را پاس

نشانم گویم.

و خواهر و برادرم

همراهان، همسگی و پشتوانه‌ های زندگیم

## شکر و قدردانی

پس از سپاس و شنای بی حد بر آستان صفات بی‌همتای احدیت که در کمال رافت و در نهایت عطف و رحمت اتمام این پایان نامه راه بنده عطا فرموده است انجام موفقیت آمیز مراحل مختلف این تحقیق و نگارش آن نیز شمره همراهی و یاورای اساتید بزرگوار و دوستانی که اقتدری است که یقیناً می‌بودن این مسیر را برایم تسهیل کرده‌اند. از این رو بر خود واجب می‌دانم از اساتذ فرزانه و دلوز جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی که در کمال سعادت و با فروتنی، از هیچ کجی در این عرصه بر من دریغ ننمودند و زحمت راه‌نمایی این رساله را بر عهده گرفتند و از اساتذ عزیزم جناب آقای دکتر مهدی رضایی، که زحمت مشاوره این رساله را در حالی متقبل شدند که بدون مساعدت ایشان، این پروژه به نتیجه مطلوب نمی‌رسید و همچنین از اساتذ بزرگوارم جناب آقای دکتر محمود صادقیان که با بزرگ‌منشی در انجام این تحقیق روشنی بخش مسیرم بودند کمال شکر و امتنان را دارم. از همراهی و همکاری جناب آقای مهندس حسینی که مراد به انجام رساندن این مهم یاری نموده‌اند، خالصانه شکر می‌کنم و از درگاه خداوند توفیقات روز افزون را برای این عزیزان مسکت می‌نمایم. در پایان از همراهی دوستان گرانمایه ام خانم باغلامی، بهنودی، خراسانی، حسینی، فتح آبادی و سایر کسانی که در تدوین این تحقیق مریاری نموده‌اند شکر و از خداوند منان سلامت و سعادت ایشان را خواستارم. باشد که این خردترین، بخشی از زحمات آنان را پاس گوید.

استیلا

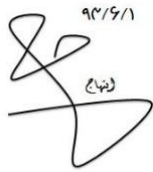
تابستان ۹۳

## تعهد نامه

اینجانب مرسته ابتهاج دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی در منطقه غرب بند هزارچاه تحت راهنمایی دکتر حبیب الله قاسمی متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده 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.

۹۳/۶/۱  
(نم)



تاریخ

امضای دانشجو

## مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزارها 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 بند هزارچاه در ۲۵ کیلومتری جنوب غربی بیارجمند (جنوب شرق شاهرود در استان سمنان)، در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این مجموعه توسط یک سری دایک‌های کوارتز دیوریتی به سن نئوپروتروزوئیک و اجتماعات وسیعی از دایک‌های گابرویی با روند کلی شرقی- غربی به سن ژوراسیک میانی قطع شده است. دایک‌های گابرویی مورد مطالعه، توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه به سن اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین و توالی تخریبی- رسوبی (کنگلومر، ماسه‌سنگ، شیل و سیلتستون، معادل سازند شمشک در البرز) به سن تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین را قطع کرده‌اند ولی در توالی آهکی - آهک ماسه‌ای ژوراسیک بالایی (معادل سازند دلیچای در البرز) دیده نمی‌شوند. دایک‌های گابرویی مورد مطالعه اساساً از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن اوژیته تشکیل شده‌اند. کانی‌های فرعی آن‌ها نیز شامل آپاتیت و منیتیت و کانی‌های ثانویه نیز عمدتاً شامل سریسیت، کلسیت، کلریت و آمفیبول (ناشی از اورالیتی شدن کلینوپیروکسن) می‌باشند و بافت‌های اینترگرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک دارند. در نمودارهای تعیین سری ماگمایی و محیط زمین ساختی، ماهیت ساب آلکالن و پشت کمانی نشان می‌دهند. نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از LREEs نسبت به HREEs را نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از تأثیر سازندگان زون فرورانش و همچنین آرایش پوسته‌ای باشد. آنومالی مثبت K، Rb و آنومالی منفی Nb و Ta در نمونه‌های گابرویی می‌تواند ناشی از ارتباط تشکیل آن‌ها با محیط فرورانشی و یا آرایش پوسته‌ای ماگما در حین صعود و جایگزینی باشند. ماگمای تشکیل دهنده دایک‌های گابرویی از ذوب بخشی ۶ تا ۱۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی غنی‌شده واقع در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتر حاصل شده و از طریق فضاها و شکستگی‌های ایجاد شده در امتداد گسل‌های نرمال خود را به افق‌های بالاتر رسانده است. این ماگما در حین صعود به ترازهای بالاتر متحمل فرایندهای پترولوژیکی مختلف نظیر هضم و آرایش پوسته‌ای شده و در نهایت به صورت دایک یا توده‌های نفودی کوچک و بزرگ و حتی در برخی مناطق به شکل گدازه در داخل توالی رسوبی معادل سازند شمشک در حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در زمان ژوراسیک میانی رخنمون یافته است.

کلمات کلیدی: بند هزارچاه، دایک گابرویی، حوضه پشت کمان، نئوتتیس.



لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه عبارتند از:

ژئوشیمی و پتروژنز دایک‌های گابرویی منطقه بندهزارچاه، هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی

ایران، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، آبان ۹۲.

ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی تشکیل دایک‌های میکروگابرویی قطع کننده مجموعه دگرگونی بندهزار-

چاه، جنوب شرق شاهرود، بیست و یکمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه سیستان

و بلوچستان، زاهدان، بهمن ۹۲.

ژئوشیمی و پتروولوژی دایک‌های گابرویی در منطقه غرب بندهزارچاه، سی و دومین گردهمایی و

نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، مرکز زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال

شرق، مشهد، بهمن ۹۲.

بررسی تبلور تفریقی و آرایش پوسته‌ای دایک‌های گابرویی بندهزارچاه، سی و دومین گردهمایی و

نخستین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، مرکز زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال

شرق، مشهد، بهمن ۹۲.

## فهرست مطالب

### فصل اول: کلیات

- ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ..... ۲
- ۲-۱- راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه ..... ۳
- ۳-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی ..... ۳
- ۴-۱- زمین ریخت شناسی ..... ۴
- ۵-۱- تاریخچه مطالعات قبلی ..... ۵
- ۶-۱- هدف از مطالعه ..... ۹
- ۷-۱- روش انجام تحقیق ..... ۱۰

### فصل دوم زمین شناسی عمومی منطقه

- ۱-۲- مقدمه ..... ۱۴
- ۲-۲- واحدهای سنگی موجود در منطقه ..... ۱۸
- ۱-۲-۲- سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین ..... ۱۹
- ۲-۲-۲- سنگ‌های آذرین اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین ..... ۲۵
- ۳-۲-۲- سنگ‌های ژوراسیک ..... ۳۰
- ۴-۲-۲- رسوبات کرتاسه زیرین ..... ۳۵
- ۵-۲-۲- کنگلومرای نئوژن ..... ۳۷
- ۶-۲-۲- رسوبات کواترنر ..... ۳۷
- ۳-۲- تکتونیک کلی منطقه ..... ۳۸
- ۴-۲- پتانسیل اقتصادی ..... ۳۹

## فصل سوم پتروگرافی

۴۲	..... ۱-۳-۱ مقدمه
۴۳	..... ۲-۳-۱ پتروگرافی گنیس‌ها
۴۴	..... ۱-۲-۳-۱ کانی‌های اصلی
۴۷	..... ۲-۲-۳-۲ کانی‌های فرعی
۴۷	..... ۳-۲-۳-۳ کانی‌های ثانویه
۴۸	..... ۳-۳-۳ کوارتز دیوریت‌ها
۴۹	..... ۱-۳-۳-۱ کانی‌های اصلی
۵۱	..... ۲-۳-۳-۲ کانی‌های فرعی
۵۲	..... ۳-۳-۳-۳ کانی‌های ثانویه
۵۴	..... ۴-۳-۴ دایک‌های گابرویی ژوراسیک
۵۴	..... ۱-۴-۳-۱ کانی‌های اصلی
۵۶	..... ۲-۴-۳-۲ کانی‌های فرعی
۵۷	..... ۳-۴-۳-۳ کانی‌های ثانویه
۶۰	..... ۴-۴-۳-۴ بافت

## فصل چهارم ژئوشیمی

۶۴	..... ۱-۴-۱ مقدمه
۶۵	..... ۲-۴-۲ منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها
۶۶	..... ۳-۴-۳ تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی
۶۷	..... ۱-۳-۴-۱ تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I.)
۶۷	..... ۲-۳-۴-۲ تصحیح نسبت $Fe_2O_3/FeO$

- ۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی در رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه ..... ۷۱
- ۴-۴-۱- رده‌بندی نورماتیو ..... ۷۱
- ۴-۴-۲- رده‌بندی شیمیایی ..... ۷۲
- ۴-۵- تعیین سری ماگمایی ..... ۷۶
- ۴-۶- بررسی تغییر و تحولات سنگهای مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات ..... ۸۰
- ۴-۷- نمودارهای بهنجار شده و چندعنصری (عنکبوتی) ..... ۸۲
- ۴-۷-۱- نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی نسبت به کندریت ..... ۸۲
- ۴-۷-۲- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه ..... ۸۴

### فصل پنجم پتروژنز

- ۵-۱- مقدمه ..... ۸۸
- ۵-۲- تعیین محیط تکتونیکی ..... ۸۸
- ۵-۲-۱- نمودار Nb- Y- Zr/4 (مشد، ۱۹۸۶) ..... ۸۹
- ۵-۲-۲- نمودار تغییرات Y در مقابل Zr (مولر و گروس، ۱۹۹۷) ..... ۸۹
- ۵-۲-۳- نمودار تغییرات V در برابر Ti/1000 (شروه، ۱۹۸۲) ..... ۹۱
- ۵-۲-۴- نمودار Ti/Zr در مقابل Zr (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳) ..... ۹۱
- ۵-۳- تعیین ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق محل منشأ ماگما ..... ۹۲
- ۵-۳-۱- تعیین ترکیب محل منشأ ماگما ..... ۹۲
- ۵-۳-۱-۱- نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) ..... ۹۲
- ۵-۳-۱-۲- نمودار نسبت‌های عناصر ناسازگار Y-Zr (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) ..... ۹۳
- ۵-۳-۱-۳- نمودار Yb در مقابل La/Yb (پیترز و همکاران، ۲۰۰۸) ..... ۹۴
- ۵-۳-۲- تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ ماگما ..... ۹۴
- ۵-۳-۲-۱- نمودار Sm/Yb در مقابل Sm (ژائو و ژو، ۲۰۰۷) ..... ۹۴

- ۹۵-۳-۲-۲-۲-۵- نمودار  $(Ce/Yb)_N$  در مقابل  $(Sm/Yb)_N$  (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶).....
- ۹۵-۳-۲-۳-۳-۵- نمودار لگاریتمی Sm/Yb در مقابل La/Sm (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲).....
- ۹۶-۳-۳-۳-۵- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ.....
- ۹۶-۳-۳-۳-۵- نمودار لگاریتمی Ce/Yb در مقابل Sm/Yb.....
- ۹۸-۴-۵- عوامل مؤثر در تحول ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه.....
- ۹۸-۴-۵-۱- ارزیابی نقش آرایش پوسته‌ای در تحول ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه..
- ۹۹-۴-۵-۱-۱- نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Y (پیرس، ۱۹۸۳).....
- ۱۰۰-۴-۵-۱-۲- نمودار Rb/Th در مقابل Rb (کسکین و همکاران، ۱۹۹۸).....
- ۱۰۱-۴-۵-۱-۳- نمودار تغییرات نسبت Nb/U در مقابل Nb (یان و ژائو، ۲۰۰۸).....
- ۱۰۱-۴-۵-۴- نمودار تغییرات Nb/U در مقابل La/Sm و Nb/U در مقابل  $SiO_2$  (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶).....
- ۱۰۲-۴-۵-۲- ارزیابی نقش سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده در تحول ماگماهای مولد نمونه‌های مورد مطالعه.....
- ۱۰۴-۵-۵- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه.....

### فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

- ۱۱۲-۶-۱- نتیجه‌گیری.....
- ۱۱۳-۶-۲- پیشنهادها.....
- ۱۱۵ منابع.....

## فهرست اشکال

### فصل اول: کلیات

- شکل ۱-۱- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه ..... ۲
- شکل ۲-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و نقشه راه‌های ارتباطی به آن. .... ۴
- شکل ۳-۱- مورفولوژی منطقه مورد مطالعه ..... ۵
- شکل ۴-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی ..... ۱۱

### فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه

- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران ..... ۱۷
- شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ..... ۱۸
- شکل ۳-۲- تصویری از قطع شدگی فیلیت‌ها توسط دایک‌های گابرویی ..... ۲۰
- شکل ۴-۲- میکاشیست موجود در منطقه ..... ۲۱
- شکل ۵-۲- کنتاکت متاگرینوک و گرانیت ..... ۲۲
- شکل ۶-۲- بافت نماتوبلاستی در آمفیبولیت ..... ۲۳
- شکل ۷-۲- نمونه‌ای از گنیس چشمی در منطقه ..... ۲۴
- شکل ۸-۲- تصویری از قطعه گنیسی به دام افتاده در داخل دایک ..... ۲۴
- شکل ۹-۲- تصویر میکروسکوپی از بلورهای روبانی شده کوارتز در گنیس ..... ۲۵
- شکل ۱۰-۲- تصویری از قطع شدگی گنیس توسط دایک‌های کوارتز دیوریتی ..... ۲۶
- شکل ۱۱-۲- وجود رگه صورتی رنگ فلدسپار آلکالن در گنیس ..... ۲۷
- شکل ۱۲-۲- تصویری از گسیخته شدن دایک‌های کوارتز دیوریتی توسط گرانیت‌ها ..... ۲۷
- شکل ۱۳-۲- روند دایک‌ها در توده‌های گرانیتوئیدی ..... ۳۰
- شکل ۱۴-۲- کنگلومرای حاوی قطعات گرانیت ..... ۳۲
- شکل ۱۵-۲- تصویری از دایک فرسایش یافته در منطقه ..... ۳۲
- شکل ۱۶-۲- آثار فسیل گیاهی در بین لایه‌های شیلی ..... ۳۳

- شکل ۲-۱۷- دور نمایی از روند دایک‌ها در منطقه. ----- ۳۶
- شکل ۲-۱۸- تصویری از تشکیل حاشیه انجماد سریع در مرز دایک و گنیس ----- ۳۶
- شکل ۲-۱۹- تصویری از پورفیرهای درشت پلاژیوکلاز در قسمت مرکزی دایک ----- ۳۶
- شکل ۲-۲۰- تصویری از تشکیل رگه اپیدوتی در شکستگی‌ها ----- ۳۶
- شکل ۲-۲۱- دور از کنتاکت دایک‌های گابرویی و گرانیت و شیل در منطقه ----- ۳۷
- شکل ۲-۲۲- نقشه پراکندگی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه ----- ۴۰

### فصل سوم: پتروگرافی

- شکل ۳-۱- تصویری از ساب‌گرین شدن کوارتز در گنیس ----- ۴۶
- شکل ۳-۲- تصویری از کانی ارتوز در گنیس. ----- ۴۶
- شکل ۳-۳- ماکل دگرشکلی موجود در بلور پلاژیوکلاز ----- ۴۶
- شکل ۳-۴- حضور بیوتیت به صورت میکا ماهی در گنیس ----- ۴۶
- شکل ۳-۵- تصویری از اسفن و کانی‌های اپک موجود در گنیس ----- ۴۶
- شکل ۳-۶- تصویری از زیرکن موجود در گنیس. ----- ۴۶
- شکل ۳-۷- تصویری از کلریت که روی سطح فلدسپار پتاسیم حضور دارد ----- ۴۸
- شکل ۳-۸- تصویری از بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز در کوارتز دیوریت ----- ۵۰
- شکل ۳-۹- تصویری از کانی هورنبلند در کوارتز دیوریت ----- ۵۰
- شکل ۳-۱۰- تصویری از ظهور کینک‌باند در بیوتیت ----- ۵۱
- شکل ۳-۱۱- تصویری از بلورهای سوزنی شکل آپاتیت در کوارتز دیوریت ----- ۵۲
- شکل ۳-۱۲- تصویری از اسفن‌های موجود در کوارتز دیوریت ----- ۵۲
- شکل ۳-۱۳- تصویری از دگرسانی هورنبلند به پیستاسیت در کوارتز دیوریت. ----- ۵۳
- شکل ۳-۱۴- تصویری از سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز و تشکیل زوئیزیت و کلینوزوئیزیت ----- ۵۳
- شکل ۳-۱۵- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به کلریت و اپیدوت در کوارتز دیوریت ----- ۵۳
- شکل ۳-۱۶- ایجاد حاشیه رورشدی در دایک‌های گابرویی مورد مطالعه ----- ۵۵
- شکل ۳-۱۷- تصاویری از ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد در بلور پلاژیوکلاز ----- ۵۶
- شکل ۳-۱۸- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت در دایک‌های گابرویی ----- ۵۶

- شکل ۳-۱۹- تصویری از پلاژیوکلاز با ادخال‌هایی از کانی‌های اوپک و آپاتیت ----- ۵۶
- شکل ۳-۲۰- تصویری از بافت اسکلتی منیتیت در دایک گابرویی منطقه.. ----- ۵۹
- شکل ۳-۲۱- تصویری از دگرسانی اوژیت به کلریت در دایک‌های گابرویی ----- ۵۹
- شکل ۳-۲۱- تصویری از فرآیند اورالیتی شدن در سنگ‌های میکروگابرویی ----- ۵۹
- شکل ۳-۲۲- تصویری از بافت اینترگرانولار، در دایک‌های گابرویی ----- ۶۱
- شکل ۳-۲۳- تصویری از بافت افیتیک، در دایک‌های گابرویی ----- ۶۱
- شکل ۳-۲۴- تصویری از بافت ساب افیتیک، در دایک‌های گابرویی ----- ۶۱

### فصل چهارم: ژئوشیمی

- شکل ۴-۱- تصویر ماهواره‌ای منطقه که در آن محل برداشت نمونه‌های آنالیز شده مشخص گردیده است ----- ۶۵
- شکل ۴-۲- نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $Na_2O+K_2O$  لومتر، (۱۹۷۶) ----- ۶۸
- شکل ۴-۳- موقعیت نمونه‌ها بر اساس ترکیبات نورماتیو اشترکایزن و لومتر (۱۹۷۹) ----- ۷۲
- شکل ۴-۴- موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودار (کاکس و همکاران (۱۹۷۹) ----- ۷۳
- شکل ۴-۵- موقعیت دایک‌های گابرویی بر روی نمودار میدلموست (۱۹۸۵). ----- ۷۴
- شکل ۴-۶- موقعیت دایک‌ها بر روی نمودار دولاروش و همکاران (۱۹۸۰). ----- ۷۵
- شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار دوبون و لوفور (۱۹۸۳). ----- ۷۶
- شکل ۴-۸- موقعیت دایک‌های گابرویی بر روی نمودار تعیین سری ماگمایی وینچستر و فلویید (۱۹۷۶). ----- ۷۷
- شکل ۴-۹- موقعیت دایک‌های گابرویی مورد مطالعه بر روی نمودار وینچستر و فلویید (۱۹۷۷) ----- ۷۸
- شکل ۴-۱۰- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی وود و همکاران (۱۹۷۹) ----- ۷۹
- شکل ۴-۱۱- موقعیت نمونه‌ها در نمودار سری ماگمایی هستی و همکاران (۲۰۰۷) ----- ۷۹
- شکل ۴-۱۲- موقعیت نمونه‌ها در نمودار تعیین سری ماگمایی (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶) ----- ۷۹
- شکل ۴-۱۳- نمودارهای تغییرات درصد اکسید- درصد  $MgO$  (فئر، ۱۹۴۸) برای نمونه‌ها ----- ۸۱
- شکل ۴-۱۴- نمودار تغییرات عناصر کمیاب‌خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، (ب) نمودار چندعنصری (عنکبوتی) بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) برای دایک‌های گابرویی. ----- ۸۴
- شکل ۴-۱۵- نمودارهای عنکبوتی (چند عنصری) بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف ۱۹۸۹) برای نمونه‌ها ----- ۸۶



## فصل پنجم: پتروژنز

- شکل ۵-۱- موقعیت دایک‌های گابرویی مورد مطالعه در نمودار Nb-Zr/4-Y (مشد، ۱۹۸۶) ----- ۹۰
- شکل ۵-۲- نمودار تغییرات Y در مقابل Zr (مولر و گروس، ۱۹۹۷)، جهت تعیین محیط تکتونوماگمایی دایک‌های گابرویی ----- ۹۰
- شکل ۵-۳- نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000 شروه (۱۹۸۲)، جهت تعیین محیط تکتونوماگمایی دایک‌ها ----- ۹۱
- شکل ۵-۴- نمودار Ti/Zr در مقابل Zr، وودهد و همکاران (۱۹۹۳)، جهت تعیین محیط تکتونوماگمایی دایک‌های گابرویی ----- ۹۲
- شکل ۵-۵- نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb، کوبان (۲۰۰۷) جهت تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی. ----- ۹۳
- شکل ۵-۶- نمودار Y در مقابل Zr، سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) به منظور تشخیص غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی ناحیه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه ----- ۹۴
- شکل ۵-۷- نمودار Yb در مقابل La/Yb، پیترز و همکاران (۲۰۰۸)، به منظور تعیین ترکیب ناحیه منشأ ----- ۹۴
- شکل ۵-۸- نمودار Sm/Yb در مقابل Sm، ژائو و ژو (۲۰۰۷)، به منظور تعیین درجه ذوب بخشی ویژگی ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی. ----- ۹۵
- شکل ۵-۹- نمودار (Ce/Yb)N در مقابل (Sm/Yb)N، کرینیتز و همکاران (۲۰۰۶)، جهت تعیین درجه ذوب بخشی ویژگی ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی. ----- ۹۶
- شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه‌ها در نمودار لگاریتمی Sm/Yb در مقابل La/Sm (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲) ----- ۹۶
- شکل ۵-۱۱- نمودار جهت تعیین عمق منشأگیری ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی ----- ۹۸
- شکل ۵-۱۲- نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Y (پیرس، ۱۹۸۳) بررسی نقش آلیش پوسته‌ای در نمونه‌ها ----- ۱۰۰
- شکل ۵-۱۳- نمودار Rb/Th در مقابل Rb (کسکین، ۱۹۹۸)، بررسی نقش آلیش پوسته‌ای در نمونه‌ها ----- ۱۰۱
- شکل ۵-۱۴- نمودار تغییرات نسبت Nb/U در مقابل Nb (یان و ژائو، ۲۰۰۸) ----- ۱۰۱
- شکل ۵-۱۵- نمودارهای Nb/U-La/Sm و Nb/U-SiO<sub>2</sub> (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)، جهت بررسی نقش آلیش در تحول ماگمای سازنده نمونه‌های مورد مطالعه ----- ۱۰۲
- شکل ۵-۱۶- نمودارهایی از نسبت بین عناصر که در آنها نحوه غنی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه توسط سیالات

- صفحه فرورونده نشان داده می‌شود (ژنگ و همکاران، ۲۰۱۱). ۱۰۴
- شکل ۵-۱۷- طرح شماتیک نشان دهنده موقعیت قرارگیری بلوک ایران مرکزی (شنگور و همکاران، ۲۰۰۸) ..... ۱۰۷
- شکل ۵-۱۸- تصویر شماتیک از تحولات زمین ساختی ..... ۱۰۸
- شکل ۵-۱۹- مدل نمادین به منظور نشان دادن مراحل تشکیل حوضه پشت کمان ( تایلور و مارتینز، ۲۰۰۳) ---- ۱۰۹

## فهرست جداول

### فصل سوم: پتروگرافی

جدول ۳-۱- علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی (برگرفته از کرتز، ۱۹۸۳) ----- ۴۲

### فصل چهارم: ژئوشیمی

جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز شیمیایی ----- ۶۵

جدول ۴-۲- نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و

مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به قسمت در میلیون نشان می‌دهد.----- ۶۹

جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های سنگی مناطق مورد مطالعه پس از حذف مواد

فرآر و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ . ----- ۷۰

جدول ۴-۴- اسامی به دست آمده براساس طبقه بندی‌های ژئوشیمیایی صورت گرفته ----- ۷۶



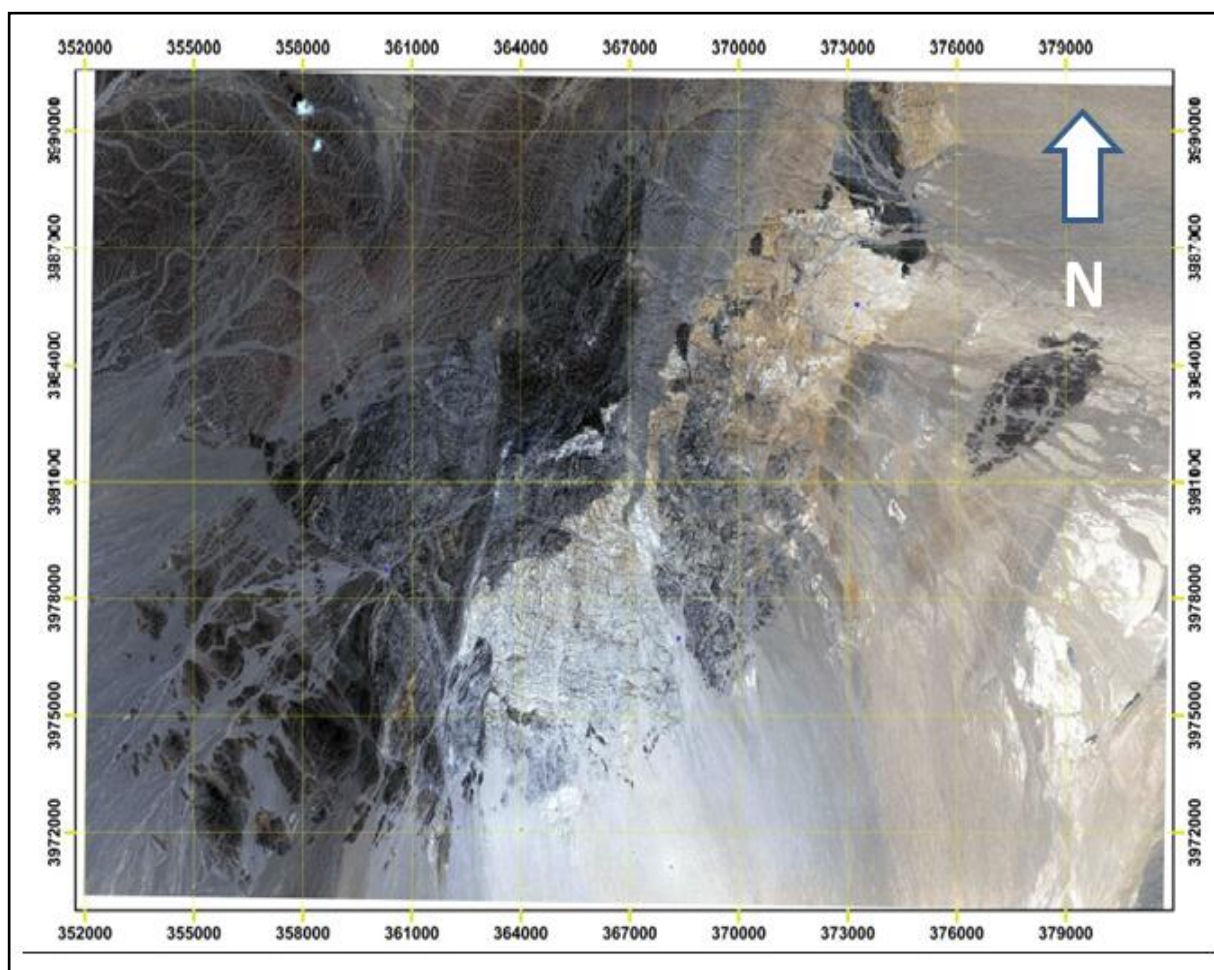
فصل اول

کلیات

### ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

منطقه بند هزار چاه با وسعت تقریبی ۱۲۰ کیلومتر مربع در ۲۵ کیلومتری جنوب غربی بیارجمند (جنوب شرق شاهرود) در استان سمنان و در حد فاصل طول‌های  $55^{\circ}22'$  تا  $55^{\circ}39'$  شرقی و عرض‌های  $35^{\circ}50'$  تا  $36^{\circ}03'$  شمالی واقع شده است.

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه به گونه‌ای است که در حد فاصل نقشه‌های زمین-شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰، خارتوران و جاجرم و ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، دره‌دایی و میامی واقع شده است. (شکل ۱-۴). تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه در شکل (۱-۱) نشان داده شده است.



شکل ۱-۱- تصویر ماهواره‌ای منطقه بند هزار چاه. دایک‌ها با رنگ کاملاً تیره خود در میان دگرگونه‌ها و توده‌های روشن گرانیتی مشخص می‌باشند.

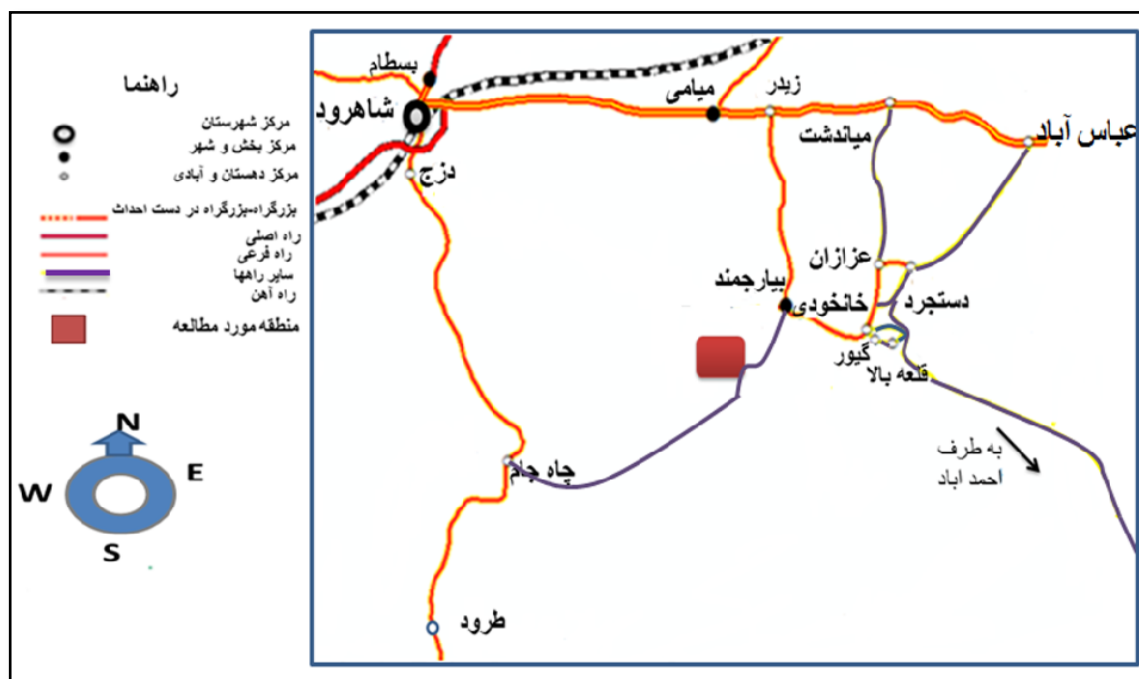
## ۲-۱- راه های ارتباطی منطقه مورد مطالعه

از طریق جاده در دست احداث بیارجمند- چاه جم دسترسی به منطقه موردنظر امکان پذیر می باشد. راه های ارتباطی منطقه در شکل (۲-۱) نشان داده شده است.

## ۳-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی

منطقه مورد مطالعه از لحاظ آب و هوایی جزء مناطق گرم و خشک کویری محسوب می شود. همین جریانات گرم و خشک کویری در بیشتر اوقات سال سبب افزایش درجه حرارت در این منطقه گردیده است. میزان رطوبت در این ناحیه بسیار پایین است. بنابراین تابستان های بسیار گرم و خشک و زمستان های بسیار سرد و خشک دارد. بیشترین درجه حرارت در تابستان به ۴۵ تا ۵۰ درجه سانتیگراد بالای صفر و کمترین آن در زمستان به ۱۲ درجه سانتیگراد زیر صفر می رسد. میانگین بارش سالانه تقریباً حدود ۹۵ میلیمتر گزارش شده است. پوشش گیاهی در منطقه بسیار اندک بوده است و به صورت بوته، درختچه های کوتاه قد می باشد. منابع آبی در این منطقه صرفاً به داشتن چند چاه آب محدود می شود (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲).

پایین بودن میزان بارندگی، گرمی هوا و طوفان های ماسه ای و پوشش گیاهی اندک سبب شده است که زمین های قابل کشت و زرع اندک بوده و شرایط برای زندگی مهیا نباشد. خانوارهای روستایی در آبادی های اطراف به کشاورزی و پرورش گاو و گوسفند می پردازند و از محصولات کشاورزی آنها نیز می توان گندم و جو را نام برد.



شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و نقشه راه‌های ارتباطی به آن.

#### ۱-۴- زمین ریخت شناسی

منطقه مورد مطالعه از توپوگرافی نسبتاً همواری برخوردار است. از دیدگاه ژئومورفولوژی، روند کوه‌ها، ویژگی‌های لیتولوژیکی و چگونگی فرسایش این منطقه به دو بخش کوهستانی متوسط تا کم ارتفاع و زمین‌های پست تقسیم می‌شود. بلندترین قله حدوداً ۱۷۹۳ متر از سطح دریاهای آزاد ارتفاع داشته است و ارتفاع پست‌ترین نقطه به حدود ۱۱۲۰ متر می‌رسد.



قسمت اعظم منطقه مورد مطالعه حالت تپه ماهوری دارد و توسط بوته‌ها و درختچه‌های کم ارتفاع پوشیده شده است (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۳- مورفولوژی منطقه مورد مطالعه.

## ۱-۵- تاریخچه مطالعات قبلی

تحولات صورت گرفته در منطقه مورد مطالعه تاکنون با یک دیدگاه علمی دقیق و همه جانبه مورد بررسی قرار نگرفته و تنها مطالعات اندکی در منطقه صورت گرفته است که به شرح زیر می‌باشند:

هوشمندزاده و علوی (۱۳۵۷) در تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود این منطقه را مورد مطالعه قرار داده‌اند.

قسمتی از منطقه مورد مطالعه در منتهی‌الیه شمال شرق چهار گوش ترود واقع شده است.

نوایی و همکاران (۱۳۶۵) در قالب تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خار توران، این منطقه را مورد مطالعه قرار

داده‌اند. در این نقشه سن گرانیته‌ها را به بعد از ژوراسیک و قبل از کرتاسه نسبت داده‌اند، که با توجه

به مطالعات جدید صورت گرفته نادرست می‌باشد.

افتخارنژاد، خان‌ناظر و آقابات‌ی (۱۳۷۱) در تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم این منطقه را مورد مطالعه

قرار داده‌اند. در شرح این نقشه، سن گرانیته‌ها را به ژوراسیک پسین نسبت داده‌اند، که با توجه به

یافته‌های جدید نادرست است.

حسینی (۱۳۷۴) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه" این منطقه را مورد مطالعه قرار داده است. وی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه را از تفریق یک ماگمای مادر و از نوع متآلومین معرفی نموده است. براساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای این توده دارای ماهیت کالک‌آلکالن هستند. عمق جایگزینی این توده گرانیتوئیدی را کم دانسته و آن‌ها را از نوع گرانیتوئیدهای کمان قاره با سن ژوراسیک پسین در نظر گرفته است. همچنین مطالعات تکمیلی جدیدی در راستای پایان نامه دکتری توسط ایشان در حال انجام است. مطالعات جدید انجام شده، برخی از نتیجه گیری‌های قبلی را نقض نموده است از جمله سن این توده گرانیتوئیدی را که قبلاً ژوراسیک پسین در نظر گرفته بودند به اواخر پرکامبرین - نئوپروتروزوئیک نسبت داده‌اند.

امینی‌چراغ (۱۳۷۷) در قالب تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی، این منطقه را مورد مطالعه قرار داده است. بخشی از منطقه در منتهی الیه جنوب غربی این نقشه واقع شده است و سن توده‌های گرانیتوئیدی را به اشتباه به ژوراسیک پسین نسبت داده است.

رحمتی ایلخچی (۱۳۸۱) در مقاله ای با عنوان "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگ‌های دگرگونه شمال - خاوری ترود" این منطقه را مورد مطالعه قرار داده است. به گفته وی با وجود یافت شدن ساقه‌های کرینوئید و تکستولاریا در این مجموعه سن پرکامبرین که قبلاً برای آن در نظر گرفته بودند را رد نمود و سن این مجموعه را به پس از پرکامبرین نسبت داده است.

رحمتی ایلخچی (۱۳۸۲) در قالب تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، این منطقه را مورد مطالعه قرار داده است. در این نقشه نیز سن توده‌های گرانیتوئیدی را به ژوراسیک نسبت داده است که با توجه به مطالعات جدید صورت گرفته، اشتباه می‌باشد.

قاسمی و حاجی‌حسینی (۱۳۸۳) در قالب تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی این منطقه را مورد مطالعه قرار داده‌اند. در شرح این نقشه گنیس‌های منطقه را با عنوان متاگرانیت‌ها نامبرده‌اند و سن آنها را به اشتباه تریاس در نظر گرفته‌اند. همچنین سن دایک‌ها را به بعد از ژوراسیک میانی و سن

توده‌های گرانیتوئیدی را به ژوراسیک پیشین - میانی نسبت داده‌اند که در مطالعات جدید (حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۸) آنها را رد نموده‌اند.

ملک‌پور (۱۳۸۴) در قالب رساله کارشناسی ارشد خود، پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه-ای در کوه‌های علاءالدین و ملحدو، جنوب شرق شاهرود را مورد مطالعه قرار داده است. سن سنجی ایزوتوپی U-Pb زیرکن گرانیتها و گرانیت‌های میلونیتی سنی برابر ۵۳۰ تا ۵۵۰ میلیون سال را نشان داده است. این مطالعه به بررسی پتروفابریک سنگ‌های دگرگونی بیارجمند، نشانه‌هایی از پهنه برشی از تکتونیک کششی در پوسته قاره‌ای ایران مرکزی پرداخته، در این رساله به مسائل پترولوژی-ژئوشیمی توجه خاصی نشده است.

قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵) در مقاله‌ای با عنوان "رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی" این منطقه را مورد مطالعه قرار داده‌اند. در این مقاله دگرگونی منطقه دلبر را به دو بخش قدیمی پرکامبرین یا قبل از ژوراسیک و بخش جدید یا ژوراسیک تقسیم می‌کنند.

حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) نیز در مقاله‌ای گرانیتوئیدهای اواخر نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین در ایران را به روش U-Pb تعیین سن نمودند. همچنین در این مقاله پالئوژئوگرافی، ماگماتیسیم و تاریخچه پی‌سنگ ایران را مورد مطالعه قرار دادند. قلوه‌های گرانیتوئیدی واحدهای کنگلومرایی موجود در منطقه بند هزارچاه را به روش U-Pb و بر روی زیرکن‌های موجود تعیین سن نمودند و سنی برابر ۵۷۲±۳۵ میلیون سال را ارائه نمودند و براین اساس سنی برابر گرانیت‌های پی‌سنگ منطقه را نشان می‌دهند. سن گرانیت‌های بند هزارچاه مربوط به اواخر نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین می‌باشد.

رحمتی‌ایلخچی (۲۰۰۹ و ۲۰۱۰) تکامل ماگمایی و دگرگونی مجموعه دگرگونی شترکوه را مورد بررسی قرار داده است وی این مجموعه را که قبلاً متعلق به پرکامبرین می‌دانستند را غالباً اورتوگنیس‌های رخساره آمفیبولیت (تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت) همراه با آمفیبولیت و مقادیر کمی متاسدیمنت و میکاشیست معرفی کرده است. تعیین سنی که توسط روش U-Pb و بر روی زیرکن‌های موجود صورت گرفت سن پروتولیت‌ها را اواخر نئوپروتروزوئیک نشان داده است.

مردانی (۱۳۹۰) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن منطقه پهناور (جنوب بیارجمند-شاهرود)" پرداخته است. به گفته وی سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب تراکی بازالتی هستند و ماهیت آلکالن را نشان می‌دهند. ویژگی‌های شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه بیشترین شباهت را به کمان ماگمایی حاشیه قاره ای نشان می‌دهند. به گفته ایشان ماگمای سازنده آنها از منشأ گارنت لرزولیتی و از ذوب به طور میانگین ۱۵ درصدی حاصل شده‌اند.

کاظمی (۱۳۹۰) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کی کی جنوب غرب بیارجمند" منطقه را مورد مطالعه قرار داده است. به گفته وی، این توده نفوذی از دو واحد اسیدی و حدواسط- مافیک تشکیل شده که واحدهای پرکامبرین را قطع نموده است. واحد اسیدی دارای ترکیب سنگ‌شناسی آلکالی‌گرانیت، گرانیت و گرانودیوریت است در حالی که واحد حدواسط- مافیک از مجموعه سنگ‌شناسی گابرو، دیوریت تشکیل شده که به صورت دایک-های مافیک در منطقه مشاهده شده است که تعدادی از آنها توده گرانیتوئیدی را قطع نموده‌اند. همچنین ذکر نموده است سنگ‌های این توده در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار دارند و دارای ماهیت کالک آلکالن و از نوع متآلومین تا پرآلومین می‌باشند و در محیط تکتونیکی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

چکنی‌مقدم (۱۳۹۱)، در قالب رساله کارشناسی ارشد خود به "بررسی ساز و کار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (شرق بیارجمند) به روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها" پرداخته است.

عزیزی (۱۳۹۱) در رساله کارشناسی ارشد خود با عنوان "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)" منطقه را مورد مطالعه قرار داده است این توده گرانیتوئیدی توسط دسته‌های وسیعی از دایک‌های میکروگابرویی قطع شده است. به گفته وی گرانیت‌ها در محدوده کالک آلکالن و پرآلومین ضعیف نوع S و دایک‌های میکروگابرویی در مرز بین

آلکالن و کالکوالکالن و متآلومین قرار می‌گیرند. همچنین ماگمای سازنده دایک‌های میکروگابرویی از ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۲۵ درصدی یک منبع غنی شده اسپینل‌رزولیتی در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتری حاصل شده است. با استفاده از شواهد زمین‌شناسی منطقه به این نتیجه رسیده است که دایک‌های میکروگابرویی مورد مطالعه به سن ژوراسیک، در یک محیط کششی Pull apart ناشی از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی تشکیل شده‌اند.

کاظمی (۱۳۹۲) در مقاله‌ای به بررسی "پتروزن‌گرانیته‌های نوع-I باتولیت کیکی، شمال ایران مرکزی" پرداخته است. به گفته وی مطالعات کانی‌شناسی، پتروگرافی و داده‌های عناصر اصلی و کمیاب نشان می‌دهند که همه سنگ‌های گرانیته ماهیت I داشته و احتمالاً مواد پوسته‌ای به همراه مواد مشتق شده از گوشته در تشکیل آن‌ها نقش داشته‌اند.

اصغرزاده (۱۳۹۲) زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلب‌که شباهت زیادی به دایک‌های موردنظر دارد را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است.

### ۱-۶- هدف از مطالعه

هدف از این مطالعه، بررسی پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های گابرویی منطقه بند هزارچاه می‌باشد. دایک‌های این منطقه تاکنون مورد بررسی و مطالعه پترولوژیکی قرار نگرفته‌اند، لذا مطالعه این دایک‌ها از لحاظ ویژگی‌های صحرایی، ترکیب سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه تکتونیکی رخداد آن‌ها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. بنابراین در این پایان‌نامه توجه خاص به بررسی دایک‌ها شده است و نتایج، شواهد و مستندات جدید حاصل از مطالعات صحرایی و ژئوشیمیایی ارائه خواهد شد.

در مجموع اهداف اصلی عبارتند از:

شناخت موقعیت چینه‌شناسی و توالی تزریق دایک‌ها.

بررسی ترکیب دقیق سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی دایک‌ها.

بررسی ماهیت ژئوشیمیایی دایک‌ها به ویژه از لحاظ عناصر کمیاب و کمیاب خاکی.  
بررسی محیط زمین‌ساختی - ماگمایی تشکیل و تزریق آن‌ها.

## ۷-۱- روش انجام تحقیق

مراحل انجام تحقیق به منظور نگارش این رساله به شرح ذیل می‌باشد:

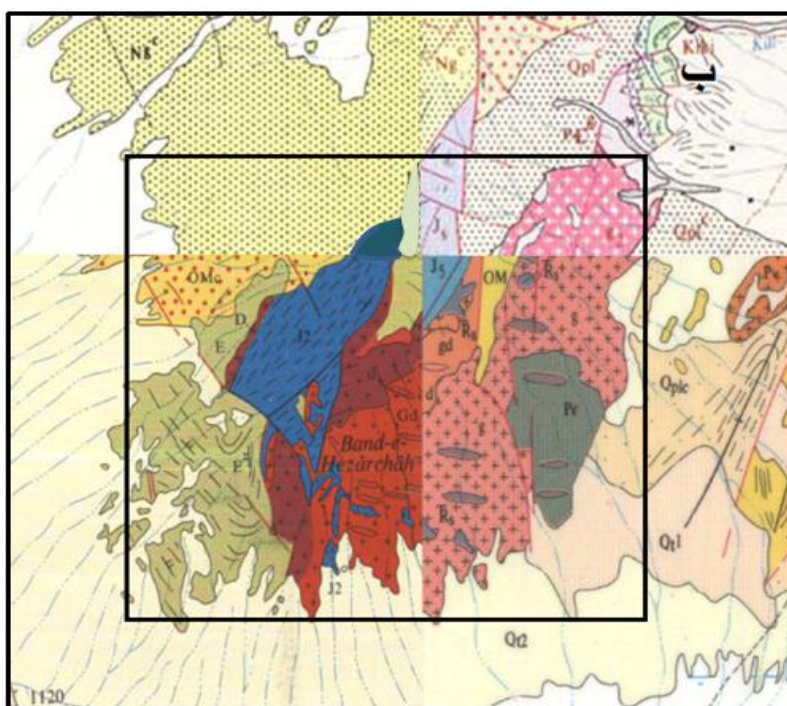
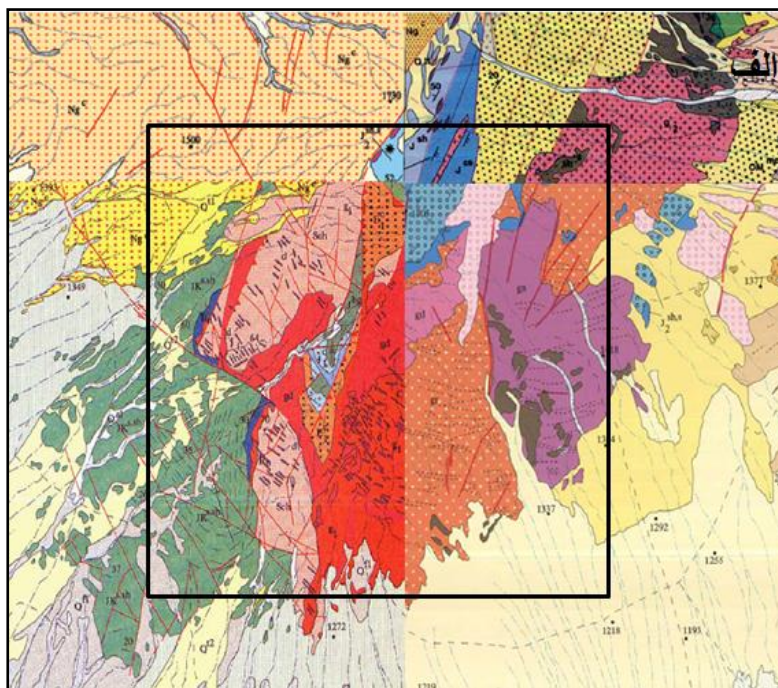
در ابتدا نقشه‌های زمین‌شناسی و راه‌های ارتباطی منطقه به دقت مورد مطالعه قرار گرفت. سپس تصویر ماهواره‌ای منطقه از نرم افزار Google Earth با کیفیت بالا تهیه شد.

مرحله کتابخانه‌ای که شامل استفاده از بانک‌های اطلاعاتی و اینترنت به منظور بررسی مقالات گزارش‌ها و مطالعات قبلی انجام شده در منطقه بوده است.

برداشت صحرائی به منظور نمونه برداری از دایک‌های منطقه مورد مطالعه در چندین نوبت انجام شد. از نمونه‌های برداشت شده ۴۰ مقطع نازک میکروسکوپی (۳ نمونه گنیسی، ۴ نمونه کوارتز دیوریتی و ۳۳ نمونه گابرویی) تهیه گردید و مطالعات پتروگرافی نیز بر روی آن‌ها صورت گرفت.

پس از انجام مطالعات پتروگرافی، ۱۰ نمونه گابرویی که دارای حداقل میزان هوازدگی بودند انتخاب گردیدند و بعد از انجام خردایش، آماده‌سازی و پودر کردن برای انجام آنالیز شیمیایی به روش‌های ICP-MS و ICP-AES، توسط شرکت زرآما به آزمایشگاه Lab West استرالیا ارسال شدند.

داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم‌افزارهای پترولوژیکی از قبیل GCDKIT و IGPET مورد پردازش قرار گرفتند. در نهایت با جمع بندی نتایج حاصل از مطالعات صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی خاستگاه ماگمایی و جایگاه تکتونیکی دایک‌های منطقه مورد مطالعه مشخص گردیده است.



شکل ۱-۴- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه‌های الف) ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، دره‌دایی، میامی و بسطام.  
ب) ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود، خارتوران، جاجرم و گرگان





# فصل دوم

## زمین شناسی عمومی منطقه

## ۲-۱- مقدمه

اشتوکلین<sup>۱</sup> در سال ۱۹۶۸ ایران را به چند منطقه یا زون ساختمانی با وضعیت تکتونیکی و تاریخچه رسوبی متفاوت تقسیم کرد. منطقه مورد نظر در تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۹۶۸) و نبوی (۱۳۵۵) در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۲-۱). حوضه فرو افتاده ایران مرکزی در بین سه زون ساختاری البرز در شمال، لوت در شرق و زاگرس در جنوب و جنوب غربی قرار دارد. ایران مرکزی جزء بزرگترین و پیچیده‌ترین واحدهای زمین‌شناسی ایران به شمار می‌آید. در این واحد قدیمیترین سنگ‌های دگرگون شده تا آتشفشان‌های فعال و نیمه فعال امروزی وجود دارد. در واقع این منطقه را می‌توان محل قدیمی‌ترین قاره در ایران محسوب نمود که حوادث زمین‌شناسی فراوانی به خود دیده است (درویش‌زاده، ۱۳۸۵).

بربریان و کینگ (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 چاپدونی و پشت‌بادام 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. در گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی، سنگ‌های کامبرین همان ویژگی‌های کامبرین البرز-آذربایجان را دارند. به گونه‌ای که در این نواحی نیز استفاده از نام‌های سلطانیه، باروت، زاگون، لالون و میلا امکان‌پذیر است. سنگ‌های اردوئیسین در ایران گسترش چندانی نداشته و سنگ‌های کامبرین بالایی در بیشتر نواحی کشور مستقیماً و به‌طور هم‌شیب توسط سنگ‌های دونین میانی-بالایی، پرمین و یا حتی جوان‌تر پوشیده می‌شوند. این امر می‌تواند ناشی از پایین بودن سطح آب دریاها در اردوئیسین پیشین-پسین بوده باشد (طاهری و همکاران، ۱۳۸۳). در دوره سیلورین در ناحیه تروند سنگ‌های

1- Stocklin

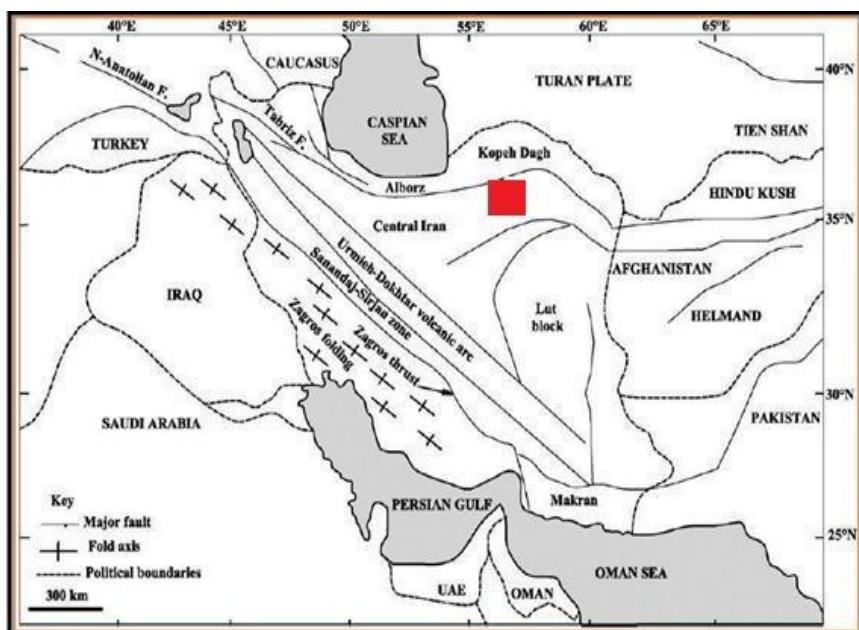
آتشفشانی با ساخت بالشی داخل رخساره‌های سازند نیور دیده شده‌اند. در ایران، در آغاز دونین، همانند سیلورین، بخش مهمی از شمال ایران از آب خارج بوده و در شرق ایران مرکزی و البرز شرقی نیز دریای کم‌عمقی وجود داشته است. ایران نیز در همین زمان تحت تأثیر حرکات خشکی‌زایی کالدونین و فرسایش ناشی از آن قرار داشت. به همین دلیل، در اکثر نقاط ایران رسوبات دونین زیرین یا ماسه‌سنگی و قرمز رنگ است و یا آنکه دیده نمی‌شود به نظر می‌رسد در دونین میانی و فوقانی دریا در حال پیشروی در ایران بوده است. زیرا اولاً بر روی رسوبات ماسه‌سنگی، رسوبات آهکی و مارنی ته‌نشین شده و ثانیاً گسترش رسوبات بتدریج زیادتر شده است. این وضعیت تا اواسط کربونیفر در ایران ادامه داشته است. رسوبات کربونیفر زیرین در ایران مرکزی تنوع چشمگیری داشته است. با توجه به نبود رسوب‌گذاری در کربونیفر پسین در ایران در اوایل پرمین دریا شروع به گسترش می‌کند. رسوبات پرمین در کوه‌های شتری و ناحیه شیرگشت با رسوبات شیلی - ماسه‌ای آغاز می‌شود (درویش‌زاده، ۱۳۸۵). 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 دلومیتی ته‌نشین می‌شود. در حد بین تریاس میانی - فوقانی فاز فشارشی سیمیرین 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، ۱۳۸۲). هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، در ناحیه ترود، آثار دگرگونی سیمیرین پیشین را گزارش کرده‌اند. ولی دگرگون بودن ردیف‌های تریاس فوقانی - ژوراسیک زیرین (گروه شمشک) سبب شده افتخارنژاد بیشتر فاز دگرگونی ژوراسیک میانی را باور داشته باشد، هرچند عملکرد دو فاز جداگانه سیمیرین پیشین و میانی بیشتر محتمل است (آقابات، ۱۳۸۳). در ابتدای ژوراسیک رسوبات مردابی و قاره‌ای (دلتایی و رودخانه‌ای) در قسمتی از البرز و ایران مرکزی گسترش داشته و این همان رسوباتی است که بقایای گیاهی را دربر گرفته و در شرایط مناسب موجب

تشکیل لایه‌های زغالی شده است. با پیشروی دریا در ژوراسیک میانی، رسوبات دریایی و آهک‌های آمونیت‌دار بر روی رسوبات زغال‌دار (مردابی و رودخانه‌ای) لیاس قرار می‌گیرند. در اواخر ژوراسیک با پیشروی دریا، بخشهایی از ایران مرکزی و البرز از آب خارج می‌شوند با توجه به اینکه رسوبات کرتاسه با دگرشیبی بر روی طبقات ژوراسیک قرار می‌گیرند. لذا این پیشروی و دگرشیبی را به فاز کوهزایی سیمرین پسین نسبت می‌دهیم. لازم به ذکر است در بعضی از نقاط ایران مرکزی و البرز و در بعضی از حوضه‌های رسوبی محلی توالی رسوبات ژوراسیک و کرتاسه بدون قطع رسوب‌گذاری ادامه دارد (درویش زاده، ۱۳۸۵). اگرچه در کرتاسه آغازین (نئوکومین) نیز دریا پیشروی چشمگیری نداشته است ولی در برخی نقاط از جمله جنوب سبزوار، شرق کرمان و نواحی آذربایجان، رخساره‌های آهکی مربوط به نواحی عمیق به سن نئوکومین تشکیل شده است. پس از نئوکومین دریای کرتاسه زیرین با پیشروی وسیع خود اکثر نواحی ایران مرکزی را فرا می‌گیرد و رسوبات کنگلومرا، ماسه‌سنگ، آهک و شیل‌های اوربیتولین‌دار را در اطراف اصفهان، نائین، یزد (شیرکوه)، بافق، کرمان و سایر نواحی بر جای می‌گذارد. در ایران مرکزی، همانند دیگر نقاط ایران (به جز زاگرس)، مرز کرتاسه پایین و کرتاسه بالا ناپیوسته همراه با فازهای فرسایشی، هم‌ارز با رخداد زمین‌ساختی اتریشین است. چنین به نظر می‌رسد که از اوایل کرتاسه پسین، تحولات زمین‌ساختی موجب تغییرات زیادی در وسعت، ژرفا و شرایط زیستی حوضه‌های رسوبی شده، به گونه‌ای که در اثر این رویداد حوضه‌های مستقلی به وجود آمده که از نظر شرایط رسوب‌گذاری و محیطی با هم اختلاف عمده داشته و آغاز و پایان آنها در همه جا همزمان نیست. از همین‌رو، در بیشتر نقاط ایران مرکزی ردیف‌های کرتاسه بالا با رسوب‌های کم ژرفای سنومانین آغاز می‌شود ولی در مجموع ماسه‌سنگ گلوکونیت‌دار، سنگ‌آهک‌های هیپوریت و اینوسراموس‌دار و نهشته‌های شیلی - مارنی عمومیت دارد (درویش زاده، ۱۳۸۵).

دوران سنوزوئیک با توجه به فازهای کوهزایی لارامید در پالتوسن، با کنگلومرا، ماسه‌سنگ و رسوبات مردابی شروع می‌شود که نظایر آن در کرمان، یزد و غیره مشاهده می‌شود. فاز کوهزایی اخیر (لارامید) در بسیاری از مناطق ایران مرکزی با نبود رسوبگذاری پالتوسن و کنگلومرای قاعده ائوسن‌میانی

مشخص است. طی ائوسن و الیگوسن، رخساره آهک و مارنهای نومولیت‌دار در نواحی مختلف ایران مرکزی وجود داشته ولی فعالیت شدید آتشفشانی در این دوره‌ها پدیده‌های رسوبی را تحت‌الشعاع قرار داده‌اند. سنگهای نئوژن بیشتر از نوع رخساره‌های خشکی بوده که عبارتند از ماسه‌سنگ، مارن و کنگلومرا که مربوط به حوضه رسوبی کم‌عمق است و از قم تا آذربایجان وجود داشته است (درویش زاده، ۱۳۸۵).

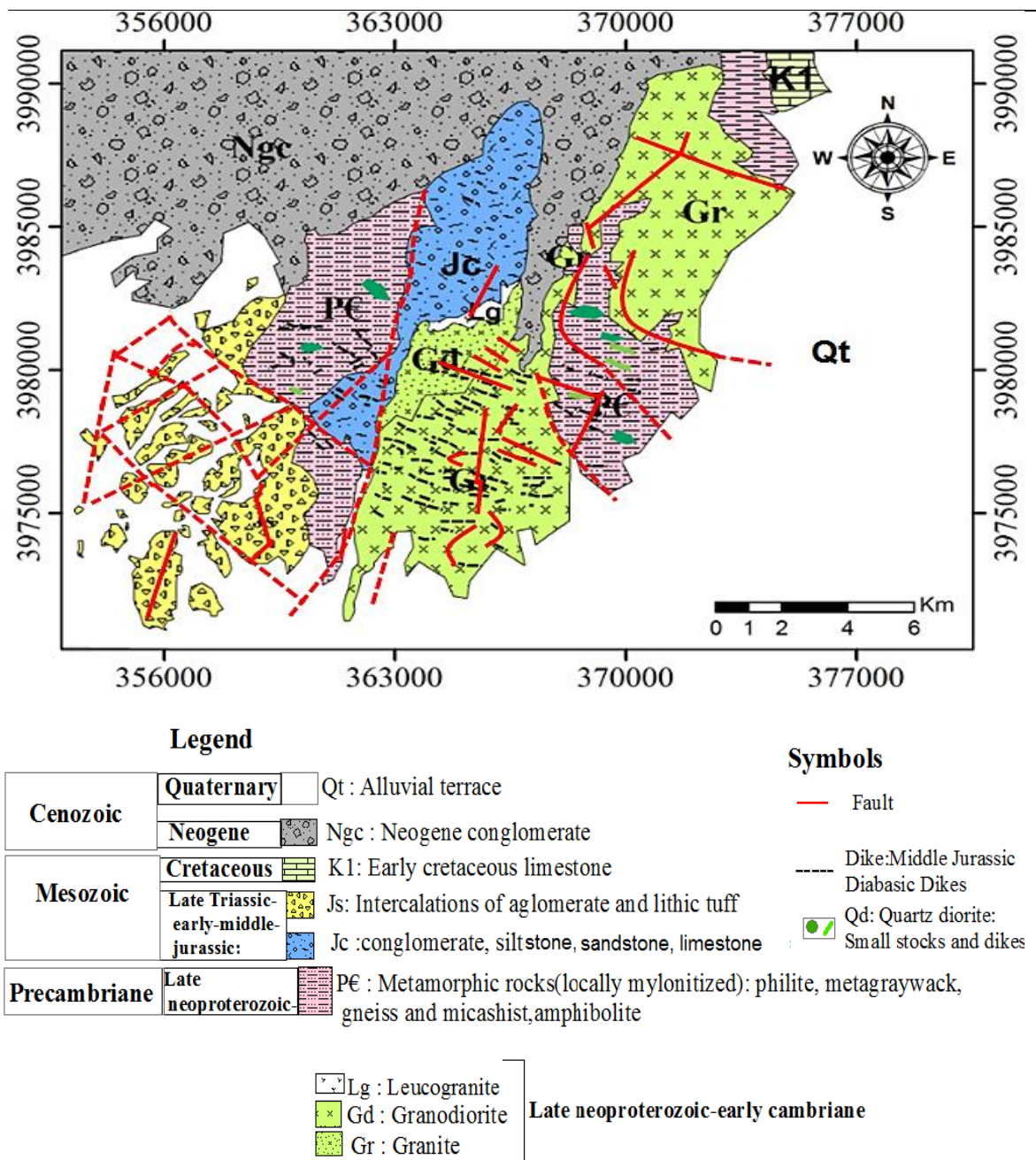
منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق شاهرود، جنوب غرب بیارجمند و در بخش کوچکی از زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این منطقه از فیلیت، شیست، گنیس، گرانیت و دیگر مجموعه‌های دگرگونی پرکامبرین تشکیل شده است. در رابطه با سن این مجموعه اختلاف نظر زیادی وجود دارد ولی اخیراً تعیین سنی که توسط حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) در دگرگونه‌های منطقه مورد مطالعه و همچنین بلاغی و همکاران (در دست چاپ) در منطقه مجاور (دلبر) صورت گرفته است، سن این مجموعه را اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین در نظر گرفته‌اند. منطقه مورد مطالعه توسط دو سری دایک شامل دایک‌های قدیمی کوارتز دیوریتی به سن پرکامبرین و دایک‌های گابرویی جوان به سن ژوراسیک میانی قطع شده‌اند.



شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران توسط اشتوکلین (۱۹۶۸) و نبوی (۱۳۵۵). منطقه مورد مطالعه با نشان داده شده است.

## ۲-۲- واحدهای سنگی موجود در منطقه

منطقه مورد مطالعه در چهارگوش نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، دره‌دایی، میامی و نقشه-های ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود، جاجرم، خارتوران واقع شده است (شکل ۴-۱).  
براساس شرح نقشه‌های ذکر شده و همچنین مطالعات صحرایی صورت گرفته واحدهای موجود در محدوده مطالعاتی مربوط به پرکامبرین، ژوراسیک، کرتاسه و نئوژن می‌باشند (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و در نرم‌افزار Arc Gis 9/3 براساس مطالعات صحرایی این تحقیق ترسیم شده است

## ۲-۲-۱- سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین

اصولاً سنگ‌های قدیمیتر از کرتاسه به ویژه سنگ‌های پرکامبرین در منطقه مورد مطالعه متحمل دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند که اثرات این دگرگونی به تناسب ترکیب اولیه سنگ و فشار و حرارت تحمیل شده بر سنگ و همچنین ماهیت سیال متفاوت است. سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین منطقه از تنوع ترکیبی زیادی برخوردارند و شامل فیلیت، متاگرینولیت، میکاشیست، آمفیبولیت و گنیس هستند که سنگ والد بیشتر آنها پلیتی و برخی نیز کوارتز و فلدسپاتی و آذرین بازیک می‌باشند.

### الف) فیلیت

در اثر افزایش دما و تداوم شرایط دگرگونی، سنگهای اسلیتی به نوعی از سنگ‌های دگرگون شده به نام فیلیت تبدیل می‌شوند. این سنگ مشابه اسلیت است ولی دانه‌های فیلوسیلیکاته آن کمی درشت‌تر بوده و گاهی اوقات در نمونه‌های دستی قابل مشاهده‌اند (یاردلی، ۱۹۸۹). فیلیت‌های منطقه مطالعاتی در بخشی از قسمت مرکزی نقشه واقع شده‌اند و در مشاهدات صحرایی به رنگ سبز تیره رویت می‌شوند. دگرگونی این سنگ‌ها در حد رخساره شیست سبز و برگوارگی این فیلیت‌ها شمال شرق-جنوب غرب می‌باشند. آن‌ها توسط دایک‌های گابرویی با روند کلی شرقی-غربی قطع شده‌اند (شکل ۲-۳). بررسی صحرایی انجام شده نشان می‌دهند که در این سنگ‌ها رگه‌های سیلیسی تزریق شده‌اند بدین صورت که کوارتزهای حاصل از فرآیندهای آبدایی کانی‌های آبدار از جمله کلریت و مسکویت طبق واکنش‌های زیر به صورت رگه و رگچه درون فیلیت‌ها یافت می‌شوند

آب + بیوتیت + کوارتز → مسکویت+کلریت

آب + کوارتز+ گارنت + بیوتیت → مسکویت+کلریت

رگه‌ها حاصل تبلور و نهشته‌شدن کوارتز از سیالات واجد سیلیسیم دارای منشأ دگرگونی در فضاهای باز می‌باشند.

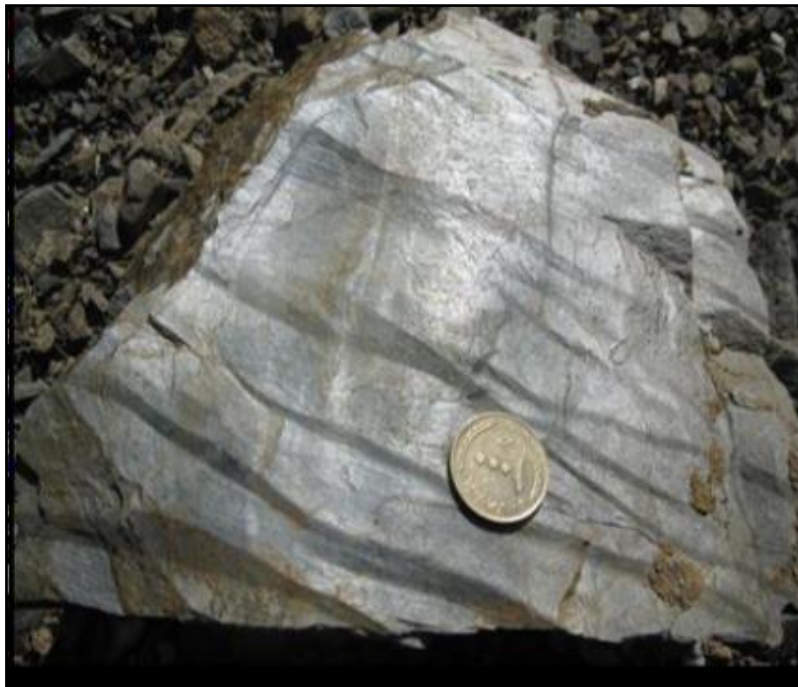
### ب) میکاشیست‌ها

شیست‌ها در منطقه مورد مطالعه از گستردگی نسبتاً کمی برخوردار می‌باشند. در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره و متورق هستند و گاهی آثار کینک باند واضحی در آنها مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۴). از کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌توان به کلریت، مسکویت، بیوتیت، کوارتز، گارنت، اکسید آهن و اپیدوت اشاره نمود. وجود کلریت و بیوتیت باعث تشکیل شیستوزیته مشخص در آنها شده است. با توجه به حضور کانی‌های مختلف، می‌توان شیست‌هایی با نام بیوتیت شیست و گارنت شیست در منطقه تشخیص داد که در شرایط دما و فشار رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند.



شکل ۲-۳- تصویری از قطع شدگی فیلیت‌ها توسط دایک‌های گابرویی.





شکل ۲-۴- میکاشیست موجود در منطقه

### ج) متاگریوک

متاگریوک‌ها سنگ‌های تیره رنگی هستند که بخشی از سنگ‌های دگرگونی منطقه را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۲-۵). گریوک‌ها سنگ‌های رسوبی تخریبی هستند که کوارتز و فلدسپات دارند و حاوی مقدار زیادی خرده‌سنگ و رس هستند. جورشدگی ضعیف و دانه‌های زاویه‌دار از خصوصیات آن‌ها می‌باشد. فرم و ظاهر متراکم خیلی از گریوک‌ها تا مراحل درجات مختلف دگرگونی باقی می‌ماند و ساخت شیستی به صورت بسیار نامحسوس و نامنظم در سنگ ظاهر می‌شود. گریوک‌هایی که درصدهای بالایی از کانی‌های سنگ‌های آذرین (پلاژیوکلاز غنی از کلسیم، کانیهای مافیک)، کلریت، شیشه و اجزا رسی دارند آماده انجام واکنش و تشکیل کانیهای دگرگونی برحسب درجات مختلف دگرگونی هستند (پورمعافی، ۱۳۸۳). از آنجایی که درصد حجمی گریوک‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی رسوبی و آتشفشانی که در نوارهای دگرگونی و کوهزایی مشارکت می‌کنند، بسیار فراوان می‌باشند. به همین جهت محصول دگرگونی آنها، یعنی متاگریوک در نوارهای دگرگونی غالب هستند (قاسمی، ۱۳۸۹).



شکل ۲-۵- کنتاكت متاگزیوک و گرانیت.

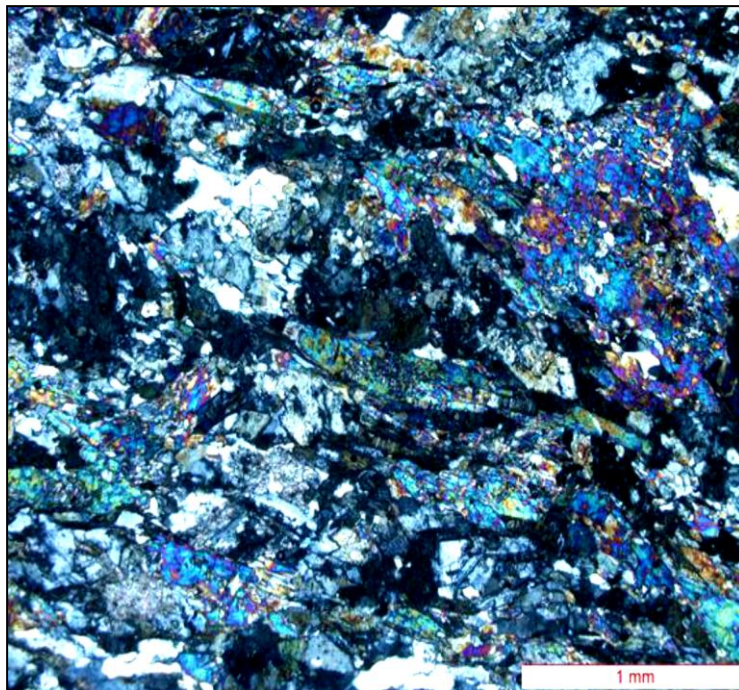
#### (د) آمفیبولیت

رخمون این سنگ‌ها در منطقه مورد مطالعه محدود می‌باشد. بخشی از آمفیبولیت‌ها در این منطقه کوارتز دیوریت‌هایی می‌باشند که تحت تأثیر زون‌های برشی دچار دگرگونی شده‌اند و در نتیجه آمفیبولیت‌هایی با بافت جهت‌دار را تشکیل داده‌اند. این سنگ‌ها غالباً دارای بافت نماتوبلاستیک متشکل از پلاژیوکلاز و آمفیبول (عمدتاً از نوع هورنبلندسبز) و کانیهای اپک می‌باشند (شکل ۲-۶). در ضمن بعضی از کانیها (پلاژیوکلاز-هورنبلند) دچار تبلور مجدد نیز شده‌اند. با توجه به محرز بودن منشأ آذرین این سنگ‌ها، بهتر است آنها را اورتو-آمفیبولیت بنامیم.

#### (د) گنیس

گنیس، یکی از فراوانترین نوع سنگ‌های دگرگونی در منطقه بندهزارچاه می‌باشد. گنیس‌ها در منطقه مورد مطالعه ساخت چشمی شاخص از خود نشان می‌دهند (شکل ۲-۷). همگام با تبدیل شیست به گنیس، حالت توده‌ای سنگ بیشتر می‌شود و از طریق فرایندهای کم شناخته شده تفکیک در حالت

جامد، لایه‌بندی یا نواربندی گنیسی ایجاد می‌شود. این تفکیک، باعث ایجاد لایه‌های روشن‌تر غنی از کوارتز و فلدسپات و لایه‌های تیره‌تر غنی از کانیه‌های آهن و منیزیم‌دار و غنی از آلومینیم به صورت متناوب می‌شود (قاسمی، ۱۳۸۹). گنیس‌های این منطقه سنگ‌هایی جهت یافته و اکثراً دارای خطواره‌های کششی هستند که گویای شواهدی از دگر شکلی شکل‌پذیر می‌باشند. این سنگ‌ها در مناطقی با کرنش بالا تشکیل می‌شوند. همانطور که در مطالعات صحرایی منطقه نیز رویت شد دایک‌های گابرویی به درون گنیس‌ها نفوذ نموده‌اند و از آنجایی که قطعاتی از گنیس‌ها را به صورت آنکلاو در بر گرفته‌اند در نتیجه نفوذ آنها پس از رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و تشکیل گنیس‌ها بوده است (شکل ۲-۸). دگرشکلی شدید نظیر خاموشی موجی و بلورهای روبانی شده کوارتز در گنیس‌ها ناشی از میلونیتی شدن آنها در زون‌های برشی می‌باشند (شکل ۲-۹). هر چه به سمت شمال توده گرانیتوئیدی حرکت نماییم از حالت میلونیتی کاسته شده و در نهایت نیز به سنگ‌های فاقد آثار خردشدگی می‌رسیم. همچنین برگوارگی این گنیس‌ها دارای روند شمال شرق - جنوب غرب می‌باشند که با روند گسل‌های شمال تروود (روند شمال شرق - جنوب غرب) مطابقت دارند.



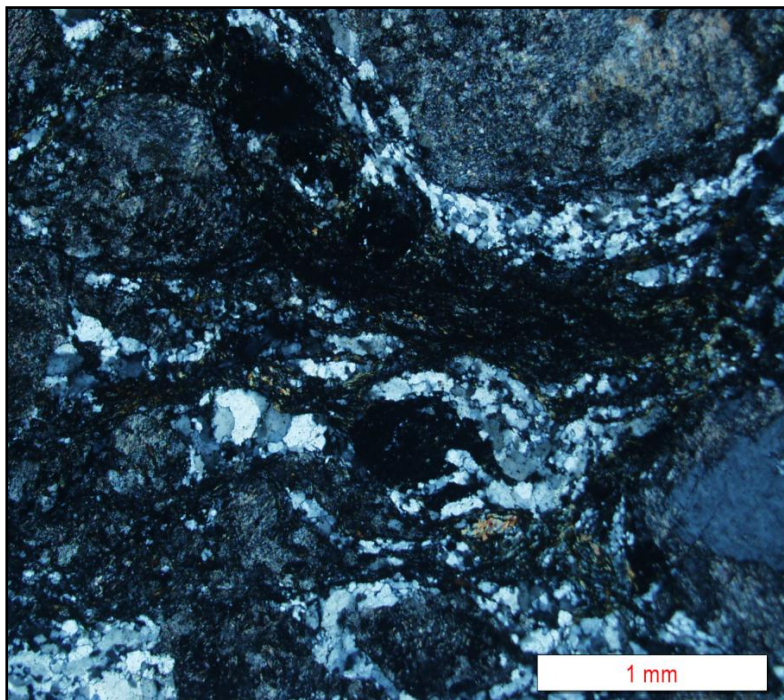
شکل ۲-۶- بافت نماتوبلاستی در آمفیبولیت.



شکل ۲-۷- نمونه‌ای از گنیس چشمی در منطقه.



شکل ۲-۸- تصویری از قطعه گنیسی به دام افتاده در داخل دایک



شکل ۲-۹- تصویر میکروسکوپی از بلورهای روبانی شده کوارتز در گنیس ناشی از میلیونیتی شدن آنها در زون‌های برشی.

## ۲-۲-۲- سنگ‌های آذرین اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین

### الف) کوارتز دیوریت

میزبان‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه (از جمله گنیس‌ها) توسط دو سری دایک قطع شده‌اند. یکسری از آن‌ها، توده‌ها و دایک‌های بازیک - حدواسط (کوارتز دیوریت‌های منطقه) به سن اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین می‌باشند. کوارتز دیوریت‌های منطقه علاوه بر دایک به اشکال آپوفیز و استوک نیز مشاهده شده‌اند. در مشاهدات صحرایی به صورت سنگ‌های دانه متوسط به رنگ سبز تیره تا خاکستری دیده می‌شوند. در برخی نقاط، سطح تماس این سنگ‌ها با واحدهای مجاورشان گسلی است که حاکی از جایگزین شدن آنها در زون‌های گسلی می‌باشند. پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، بیوتیت و کوارتز سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند و کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی آنها شامل کلریت، کلسیت، اسفن، سرسیت و اپیدوت می‌باشند. برخی از این سنگ‌ها متحمل دگرسانی شدیدی شده به طوری که حاصل آن حضور اپیدوت و کلریت فراوان به رنگ سبز است. ابعاد این کوارتز دیوریت‌ها که

عمدتاً به شکل دایک رخنمون دارند به وسعت چندین متر مربع تا چندین کیلومتر مربع در داخل گنیس‌ها و در قسمت‌های جنوبی توده‌های گرانیتوئیدی به صورت پراکنده مشاهده می‌شوند (شکل ۱۰-۲). در برخی نقاط در داخل کوارتزادیوریت‌ها، رگه‌ها و بخشهای صورتی رنگی دیده می‌شوند که حاصل تجمع بلورهای فلدسپار آلکالن بوده است. بدین صورت که کوارتزادیوریت‌های موردنظر به صورت دایک در داخل گنیس‌ها تزریق شده‌اند و به دلیل دمای بالای آنها، گنیس‌ها متحمل ذوب بخشی شده‌اند و تبلور بعدی مذاب فلسیک حاصل، فلدسپات‌ها را به صورت رگه متبلور کرده است (شکل ۱۱-۲). در مرحله بعد هم گنیس‌ها و هم کوارتزادیوریت‌ها توسط دایک‌های گابرویی جوان (ژوراسیک) قطع شده‌اند.



شکل ۱۰-۲- تصویری از قطع‌شدگی گنیس توسط دایک‌های کوارتزادیوریتی



شکل ۲-۱۱- وجود رگه صورتی رنگ فلدسپار آلکالن در گنیس.



شکل ۲-۱۲- تصویری از گسیخته شدن دایک‌های کوارتز دیوریتی توسط گرانیت‌ها.

### ب) توده‌های گرانیتوئیدی

در مناطق بند هزارچاه و مجاور (جنوب غرب میامی) یکسری توده‌های گرانیتوئیدی مشاهده شده که

قبلاً سن آن‌ها را بعد از ژوراسیک در نظر گرفته بودند (نوبی و همکاران، ۱۳۶۵، خان‌ناظر و آقاباتی، ۱۳۷۱، حسینی، ۱۳۷۴). ولی اخیراً تعیین سنی که توسط حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) صورت گرفته است، سن این توده‌ها را اواخر نئوپروتروزوئیک (۲۱+۵۸۱ میلیون سال) ذکر نمودند.

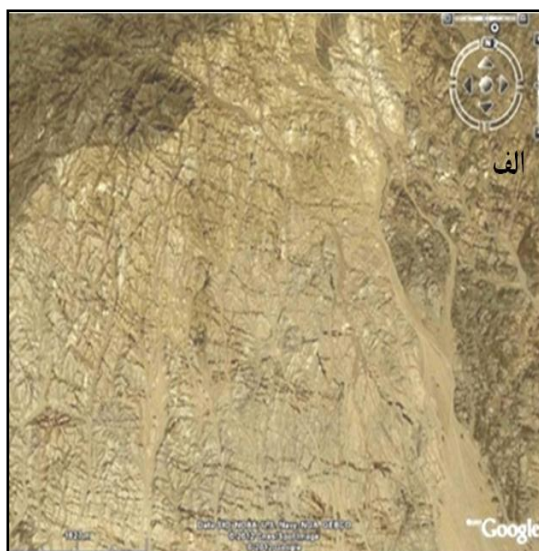
از ویژگی‌های قابل مشاهده در رخنمون صحرایی این توده‌ها این است که سنگ‌های این توده شدیداً خرد و میلونیتی شده‌اند به طوری که در قسمت‌های جنوبی آن، گرانیتهای گنیسی و گنیس‌های چشمی میلونیتی تشکیل شده‌اند. برخی از گرانیتهای در اثر اعمال تنش درزه دار شده‌اند و در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها، دگرسانی از شدت بیشتری برخوردار است. توده‌های گرانیتهای منطقه مورد مطالعه از دو طیف گرانیتهای و گرانودیوریتی تشکیل شده است. طیف گرانیتهای از فراوانی قابل ملاحظه - ای برخوردار است به طوری که بیش از ۹۰ درصد از توده‌های گرانیتهای منطقه را به خود اختصاص می‌دهد و دارای رنگ خاکستری روشن، سفید متمایل به صورتی، صورتی تا کاملاً سفید می‌باشد. بیوتیت تنها کانی مافیک این دسته از سنگ‌هاست. ارتوزها دارای رنگ صورتی به صورت دانه‌های درشت یا مگاکریست‌های درشت در نمونه دستی دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز و کوارتز نیز دیگر کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها می‌باشند.

دگرشکلی به صورت خرد شدگی از نوع شکننده تا دگرشکلی پلاستیک به صورت میلونیتی شدن در بیشتر نقاط این توده گرانیتهای قابل مشاهده است به طوری که دسترسی به نمونه‌های سالم و دگرسان نشده بسیار دشوار می‌باشد. بافت غالب اکثر گرانیتهای گرانولار می‌باشند. در این گرانیتهای در مواردی بلورهای فلدسپات به کانی‌های رسی، سربیسیت، مسکویت تجزیه شده‌اند.

در این سنگ‌ها کانی‌های کوارتز و فلدسپات دارای خاموشی موجی هستند. قاعدتاً گرانودیوریت‌ها دارای رخنمون بسیار محدودی می‌باشند. آنها نسبت به گرانیتهای تیره‌تر و به رنگ خاکستری تیره هستند و حاوی مقادیر قابل ملاحظه‌ای از کانی‌های تیره (بیوتیت و هورنبلند) می‌باشند. مشتقات تفریق یافته این گرانودیوریت‌ها به صورت رگه‌های آپلیتی و پگماتیتهای همراه آن‌ها یافت می‌شوند. گرانودیوریت‌ها در شمال غرب توده‌های گرانیتهای بند هزارچاه رخنمون دارند و در قسمت



بالایی گرانیت‌ها قرار گرفته‌اند و توسط زبانه‌هایی از توده‌های گرانیتی به صورت رگه‌های آپلیتی صورتی رنگ آلکالی فلدسپار گرانیتی قطع شده‌اند. با حرکت از توده گرانیتی به سمت گرانودیوریتی شمار فلدسپات‌های آلکالن روند کاهنده و پلاژیوکلازها روند افزایشی دارند. در ادامه نیز به لوکو-گرانیت‌ها می‌رسیم. بدین صورت که هرچه تفریق یافتگی با شدت بیشتری انجام گیرد رنگ گرانیت‌ها به سفید متمایل گشته و کانی‌های مافیک آن‌ها (بیوتیت-هورنبلند) به حداقل می‌رسند. لوکوگرانیت‌ها با رنگ سفید در منطقه مطالعاتی مشاهده می‌شوند این لوکوگرانیت‌ها در نمونه دستی دانه متوسط تا دانه ریز و دارای بافت تمام بلورین هستند و همانطور که در شکل نیز دیده می‌شود به طور بلافاصل توسط کنگلومرای پلی‌ژنیک که مملو از قطعات گرانیتی است پوشیده شده است. مجموع این توده‌های گرانیتوئیدی توسط دایک‌های گابرویی قطع شده‌اند (شکل ۲-۱۳). این گرانیتوئیدها در اثر حرکات تکتونیک و گسل خوردگی به شدت خرد شده‌اند و در بعضی جاها حرکات تکتونیک که گرانیت‌های مورد بحث را خرد کرده‌اند دایک‌های قطع کننده این گرانیتوئیدها رانیز خرد نموده است. در بعضی موارد توده‌های گرانیتی دگرسان شده‌اند و آثار دگرسانی نیز به صورت اپیدوت‌زایی، کلریت‌زایی، مشاهده می‌شوند.





شکل ۲-۱۳- روند دایک‌ها در توده‌های گرانیتوئیدی الف) دستجات دایک‌های گابرویی در گرانیت‌ها برگرفته از (Google earth). ب) روند دایک‌های گابرویی در گرانیت‌ها (دید به سمت شمال)، ج) قطع شدگی گرانیت‌ها توسط دایک‌های گابرویی.

## ۲-۲-۳- سنگ‌های ژوراسیک

### الف) کنگلومرای چندزادی

توده‌های گرانیتوئیدی بند هزارچاه توسط توالی رسوبی- تخریبی ناپیوسته‌ای متشکل از متاکنگلومرا، شیل، ماسه‌سنگ، و به ندرت آهک ماسه‌ای پوشیده شده است. کنگلومراها دارای وضعیت مترکم ضخیم لایه تا نازک لایه می‌باشند. در برخی از ایستگاه‌های مطالعاتی قطعات کنگلومرا خیلی فشرده نسبت به هم قرار گرفته‌اند به طوریکه تشخیص آن از گرانیت‌ها دشوار است. نکته جالب توجه این است که بخش کنگلومرای و ماسه سنگی عمدتاً از قطعاتی تشکیل شده‌اند که دارای ماهیت گرانیتی می‌باشند و از توده‌های گرانیتوئیدی سرچشمه گرفته‌اند. در قاعده توالی رسوبی- تخریبی در منطقه مورد مطالعه کنگلومرای چندزادی حاوی قلوه‌هایی از توده گرانیتوئیدی و قطعاتی از سنگهای اسلیتی فیلیتی میکاشیستی و متاچرتی وجود دارند که بیشترین سهم آن مربوط به گرانیت و گرانودیوریت منطقه می‌باشند (شکل ۲-۱۴). تعیین سنی که از این قلوه‌های گرانیتی توسط حسن‌زاده (۲۰۰۸) صورت گرفت سن  $527 \pm 35$  میلیون سال را نشان می‌دهند در نتیجه سنی برابر با توده‌های

گرانیتوئیدی پی‌سنگی ارائه داده اند. اندازه‌ی قلوه‌های گرانیتی این توالی از چند میلیمتر تا بیش از یک متر متغیر است و همینطور گردشگی و جورشدگی آن‌ها از بسیار ضعیف تا بسیار خوب در تغییر است که به انرژی مکانیکی موجود در محیط رسوبگذاری بستگی دارد.

با توجه به مطالعات صحرایی در منطقه مشخص شد گاهاً ضخامت بخش کنگلومرایی تا حدود بیش از ۱۰۰۰ متر نیز می‌رسد و از میکرو کنگلومرا تا قطعات درشت کنگلومرا را شامل می‌شوند. این بخش کنگلومرایی به خاطر اینکه حجم زیادی از این توالی پوشاننده را در بر می‌گیرند دارای اهمیت زیادی می‌باشند. همچنین مطالعات صورت گرفته توسط دکتر فخر (۲۰۰۶) نشان می‌دهند در بخش شیلی آن فسیل‌های گیاهی از نوع :

Genus *Cladophlebis* (Genus *Klukia* Raciborsky, Genus *Coniopteris* Brongniart, Brongniart, cf. Genus *Labifolia* Rasskazova et Lebedev)

وجود دارند که حائز اهمیت می‌باشند (حسن زاده، ۲۰۰۸). همچنین با مشاهده آثار گیاهی نظیر برگ و ساقه در شیل‌های قاعده این توالی و بلمنیت و آمونیت همراه با واحدهای آهکی - ماسه ای سن اواخر تریاس - ژوراسیک زیرین برای این توالی رسوبی در نظر گرفته شده است (حسینی، ۱۳۹۲؛ شکل ۲-۱۶).

در مناطق مجاور نظیر جنوب شرق بیارجمند (دلبر) و جنوب غرب میامی، این توالی رسوبی با مشخصات سنگی بسیار مشابه رخنمون دارند، ولی از ضخامت و گسترش کمتری برخوردار هستند. در مقیاس کلی، با توجه به مجموعه فسیلی یافت شده همراه واحدهای کنگلومرایی، این توالی با بخش های قاعده ای سازند شمشک در البرز مطابقت می‌نمایند. تعدادی دایک دیابازی نیز این کنگلومراها را قطع کرده‌اند. در اثر اختلاف مقاومتی که بین دایک و کنگلومرا وجود دارد، دایک فرسایش یافته و کنگلومرا باقی مانده است (شکل ۲-۱۵). ادامه این دایک‌ها، در سنگ‌های گرانیتوئیدی بندهازراچاه قابل تعقیب است و معرف جوانتر بودن آن‌ها نسبت به هردو واحد سنگی است.

این مجموعه توسط سنگ‌های آهکی، آهکی ماسه‌ای، آهک ماسه‌ای فسیل‌دار با سن ژوراسیک میانی پوشیده شده‌اند که این واحدهای فسیل‌دار را می‌توان معادل سازند دلیچای در البرز در نظر گرفت که

در ادامه به توضیح آنها می‌پردازیم.



شکل ۲-۱۴- کنگلومرای حاوی قطعات گرانیت



شکل ۲-۱۵- تصویری از دایک فرسایش یافته در منطقه



شکل ۲-۱۶- آثار فسیل گیاهی در بین لایه های شیلی

### ب) دایک‌های گابرویی

از ویژگی‌های بارزی که در منطقه جنوب غرب بیارجمند (منطقه بند هزارچاه) می‌توان ذکر نمود حضور اجتماعات زیادی از دایک‌هاست. این دایک‌ها در عکس هوایی منطقه و در مطالعات صحرایی دارای روند کلی شرقی- غربی هستند (شکل ۲-۱۷). در مطالعات صحرایی صورت گرفته رنگ آن‌ها خاکستری تا سیاه می‌باشند. دایک‌ها در منطقه با ضخامت‌های متغیر از چند ده سانتیمتر تا چند متر دیده شده‌اند. کانی‌های عمده آن پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشند در بعضی نقاط اختلاف اندازه بلورها از حاشیه‌ها به سمت مرکز دایک به وضوح دیده می‌شود. بخشهای حاشیه‌ای ریز دانه‌تر شده، فاقد فنوکریست می‌باشند و حاشیه انجماد سریع در آن دیده می‌شود (شکل ۲-۱۸)، اختلاف دمایی زیاد بین ماگما و سنگ میزبان، معمولاً منجر به کاهش قابل ملاحظه اندازه دانه‌های سنگ آذرین در نزدیکی سطح تماس می‌شود. این ناحیه کاهش اندازه دانه را حاشیه انجماد سریع می‌نامند که معمولاً بیانگر جایگزینی ماگما در اعماق کم می‌باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). در حالیکه در بخش‌های

داخلی‌تر به سمت مرکز دایک، بافت پورفیری با پورفیری‌های درشت پلاژیوکلاز در قسمت مرکزی به وضوح قابل رویت است. (شکل ۲-۱۹). مطالعات صحرایی نشان می‌دهند که دایک‌های دیابازی نهشته‌های ژوراسیک میانی- فوقانی را قطع نموده‌اند. همچنین آهک‌های ماسه‌ای خاکستری تیره حاوی اوربیتولین، اینوسراموس و دوکف‌ایه‌های بزرگ به سن کرتاسه زیرین به طور ناپیوسته بر روی توالی تخریبی ژوراسیک قرار گرفته‌اند این آهک‌ها توسط دایک‌ها قطع نشده‌اند. لذا با توجه مشاهدات صحرایی سن ژوراسیک میانی برای این دایک‌ها در نظر گرفته شده است به علاوه مطالعات سن سنجی به روش U/Pb بر روی آپاتیت موجود در دایک‌های گابرویی دلبر که شباهت زیادی به دایک-های منطقه مورد مطالعه دارد، سن  $152 \pm 35$  میلیون سال را نشان می‌دهد (بلاغی و همکاران، در دست چاپ) که سن در نظر گرفته شده براساس مطالعات صحرایی و موقعیت چینه شناسی منطقه مورد مطالعه را تأیید می‌نماید. رخنمون این دایک‌ها در هسته میانی مجموعه دگرگونی (در داخل توده گرانیتوئیدی مرکزی) از فراوانی بیشتری برخوردار می‌باشد. به نظر می‌رسد که این منطقه، هسته دگرگونی و محور یک تاقدیس بزرگ و محل اصلی تمرکز تنش کششی باشند که ماگمای تولیدی و تزریق شده از اعماق، از خلال این شکستگی‌های کششی توانسته به بالا صعود کند. در بعضی نقاط، سطح تماس بین دایک و گرانیت به عنوان یک سطح ضعف عمل نموده و سیالات گرمایی از طریق پر کردن درزه‌ها به سطوح بالاتر راه یافته و به تشکیل رگه‌هایی از اپیدوت بین سطوح از هم جدا شده منجر شده‌اند. در برخی نقاط نیز اپیدوت‌زایی از شدت بیشتری برخوردار می‌باشند (شکل ۲-۲۰).

### ج) سنگ‌های ژوراسیک بالایی

این واحد در جنوب غربی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد. دربرگیرنده تناوب ماسه سنگ (ماسه سنگ توفی)، توف (توف ماسه‌ای)، کنگلومرا و میکروکنگلومرا با میان لایه‌های از جنس سنگ آهک و شیل است. ماسه سنگ‌ها، به رنگ خاکستری متمایل به سبز و قهوه‌ای، متوسط تا ضخیم لایه و دارای بافت ریز تا درشت دانه و سیمان سست هستند. توف‌ها، به رنگ خاکستری متمایل به سبز تیره

و قهوه‌ای با سطحی ورنی متوسط تا ضخیم لایه (تا یک متر)، و با بافت ریز تا درشت دانه و سیمان سست مشاهده می‌شوند. بیشتر قطعات آن ولکانیکی است، بلورهای فراوان کوارتز نیز در آن دیده می‌شود. کنگلومرا و میکروکنگلومرا، به رنگ خاکستری، سبز با سطحی ورنی و دارای جورشدگی و گردشدگی متوسط و دارای قلوه‌های ریز تا درشت (تا یک متر) هستند. قلوه‌های آن جهت‌دار و در بین آنها قلوه‌های شیست و سنگ آهک نیز دیده می‌شوند. شیل‌ها به رنگ خاکستری متمایل به سبز، نازک لایه‌اند. سنگ آهک به رنگ خاکستری متمایل به سبز روشن و قهوه‌ای با سطحی ورنی است. سیمان آن‌ها سیلیسی و دارای شکستگی نیز هست. در سنگ آهک‌های یاد شده فسیل‌های زیر نیز دیده می‌شوند.

*Calpionellites aff. uncinata*

*Calpionellites aff. daderi*, Radiolaria, Ostracods, spicules

ستبرای این واحد ۶۰۰ متر برآورد شده است.

واحدهای آهکی در منطقه بند هزارچاه را می‌توان معادل سازند دلیچای در البرز و یا آهک‌های قلعه دختر و اسفندیار در ایران مرکزی در نظر گرفت. با توجه به اینکه سازند قلعه دختر در بعضی نواحی دارای تغییرات جانبی با سازند اسفندیار است و سازند آهکی اسفندیار در ایران مرکزی هم ارز واحد سنگی لار و مزدوران در البرز و کپه داغ به سن ژوراسیک بالا - نئوکومین می‌باشد، می‌توان سن این واحد آهکی را ژوراسیک میانی - بالایی تا کرتاسه زیرین در نظر گرفت (رحمتی‌ایلخچی، ۱۳۸۱).

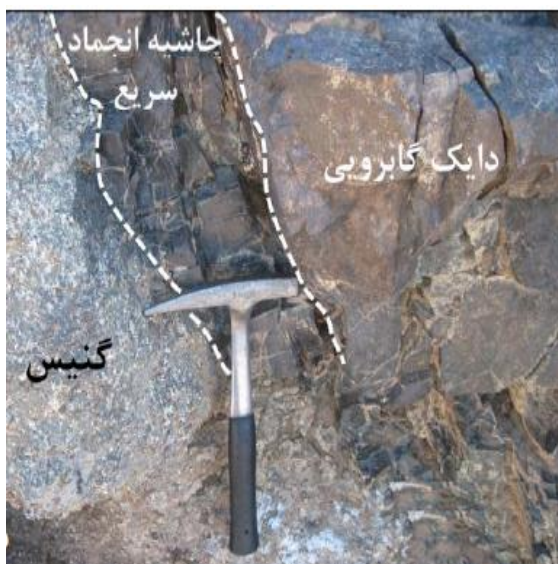
## ۲-۲-۴- رسوبات کرتاسه زیرین

این واحد شامل پهنه گسترده‌ای از سنگ آهک‌های خاکستری رنگ اربیتولین‌دار است. طبقات سنگ-های آهکی سازنده این واحد از ضخیم لایه تا توده‌ای تغییر می‌کنند و شیبی از ۱۰ تا ۳۰ درجه دارند. در مقاطع نازک بررسی شده از این واحد فسیل‌های زیر مشاهده شده است که نشانگر رسوبات کرتاسه زیرین این واحد آهکی می‌باشند (قاسمی و حاج‌حسینی، ۱۳۸۳):

*Lituonela sp*, *Nautiloculina oolithica*, *Pseudochofatella sp*, *Chofatella sp*, *Orbitolina sp*,

Pseudocyclammina sp., Textularia sp, Cuneolina sp., Valvulammina sp., Lenticulina sp, Ammobaculites sp, Endothyra sp, Miliola sp, Ostracoda, Echinoid spine, Echinoid fragment, Bryozoa, Shell fragment.

این آهکها توسط دایک‌های گابرویی منطقه قطع نشده‌اند.



شکل ۲-۱۸- تصویری از تشکیل حاشیه انجماد سریع در مرز دایک و گنیس.



شکل ۲-۱۷- دور نمایی از روند دایک‌ها در منطقه.

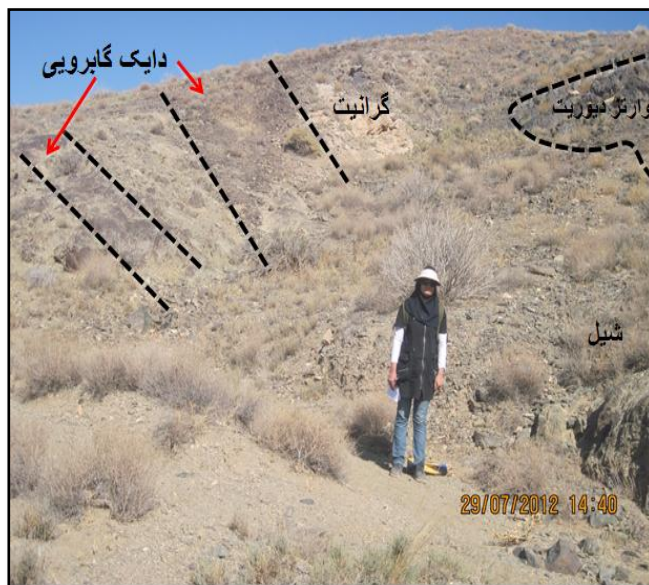


شکل ۲-۲۰- تصویری از تشکیل رگه اپیدوتی در شکستگی‌ها.



شکل ۲-۱۹- تصویری از پورفیرهای درشت پلاژیوکلاز در قسمت مرکزی دایک.





شکل ۲-۲۱- نمای دور از کنتاكت دایك‌های گابرویی و گرانیت و شیل و کوارتز دیوریت در منطقه (دید به سمت شمال)

## ۲-۲-۵- کنگلومرای نئوژن

این واحد رسوبی بر روی واحدهای قبلی قرار دارد. اجزای تشکیل‌دهنده آن از تمام واحدهای سنگی اعم از دوران اول تا نئوژن نشأت گرفته است. یک کنگلومرای خاکستری تیره و قهوه‌ای و گاهی قرمز رنگ می‌باشد. اندازه ابعاد آن از قطعاتی به حجم چند متر مکعب تا رس و سیلت تغییر می‌کند. عمدتاً در قسمت‌های شمالی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. ستبرای این واحد کنگلومرایی بیش از ۱۰۰۰ متر برآورد شده و به نئوژن نسبت داده می‌شود. احتمالاً فعالیت‌های خشکی‌زایی در این زمان که در تمام ایران نیز گسترش زیادی داشته، در تشکیل کنگلومرای مذکور مؤثر بوده است و مسلماً محیط پیدایش آن از نوع قاره‌ای بوده است (رحمتی‌ایلخچی، ۱۳۸۲).

## ۲-۲-۶- رسوبات کواترنر

نهشته‌های نئوژن را تراس‌های آبرفتی یا آبرفت‌های قدیمی می‌پوشانند. این آبرفت‌ها معمولاً از کنگلومرایی تشکیل شده‌اند که درجه چسبندگی قطعات آن متفاوت است. رسوبات کواترنر از فرسایش

سنگ‌های قدیمی‌تر به ویژه آبرفت‌های قدیمی پدید آمده‌اند. مخروط‌افکنه‌های کم ارتفاع در بر گیرنده انباشته‌های ریز دانه شن و ماسه و قلوه‌سنگ‌ها نیز جزء این قسمت می‌باشند.

## ۲-۳- تکتونیک کلی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی می‌باشد. ایران مرکزی از شرق به غرب شامل چهار بلوک اصلی از لوت، طبس، یزد و بلوک کویر بزرگ است (بربریان و کینگ<sup>۱</sup>، ۱۹۸۱). منطقه مورد مطالعه در بلوک کویر بزرگ واقع شده است.

همانطور که می‌دانیم گسل‌ها و شکستگی‌ها از مهمترین عناصر ساختاری در زمین‌شناسی می‌باشند نزدیک‌ترین گسل‌های مهم به منطقه، که در خارج محدوده مورد مطالعه واقع شده‌اند انجیلو (در شمال)، ترود (در جنوب) و سفیدسنگ می‌باشند. گسل سفیدسنگ را می‌توان دنباله گسل ترود در نظر گرفت (قاسمی و حاجی‌حسینی، ۱۳۸۳). با نگرش به رخساره‌های سنگ شناختی واحدهای سنگی، سن و تاریخچه تکوین زمین ساختی، آشکارا همه تحولات و رخداد‌های زمین شناختی ناحیه تحت تأثیر مستقیم گسله‌های موجود در میان آنها و دیگر تکاپوهای تکتونیکی حاکم بر حوضه‌های رسوبی منطقه تا عهد حاضر است (شکل ۲-۲۲). این تکاپوهای پرشمار و گهگاه با مکانیزم‌های گوناگون در چهره سنگ‌های دگرگونه، سنگ‌های با دگرگونی دینامیک (سنگ‌های میلونیتی و کاتاکلاستیکی با گسترش و تنوع قابل توجه) و ماگماتیسم منطقه بی‌تأثیر نبوده‌اند و شکل دهنده چهره کنونی‌اند (رحمتی‌ایلخچی، ۱۳۸۱).

### الف) گسل ترود و انجیلو

در شمال ترود یک دسته گسل‌هایی با روند شمال‌شرقی- جنوب غربی یافت می‌شوند که با گسل درونه (نیمه غربی آن) موازی‌اند. در بین آنها دو گسل انجیلو (در شمال) و گسل ترود (در جنوب) با امتداد N60-70E دارای اهمیت بیشتری می‌باشند. به عقیده هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، کلیه

1- Berberian & King

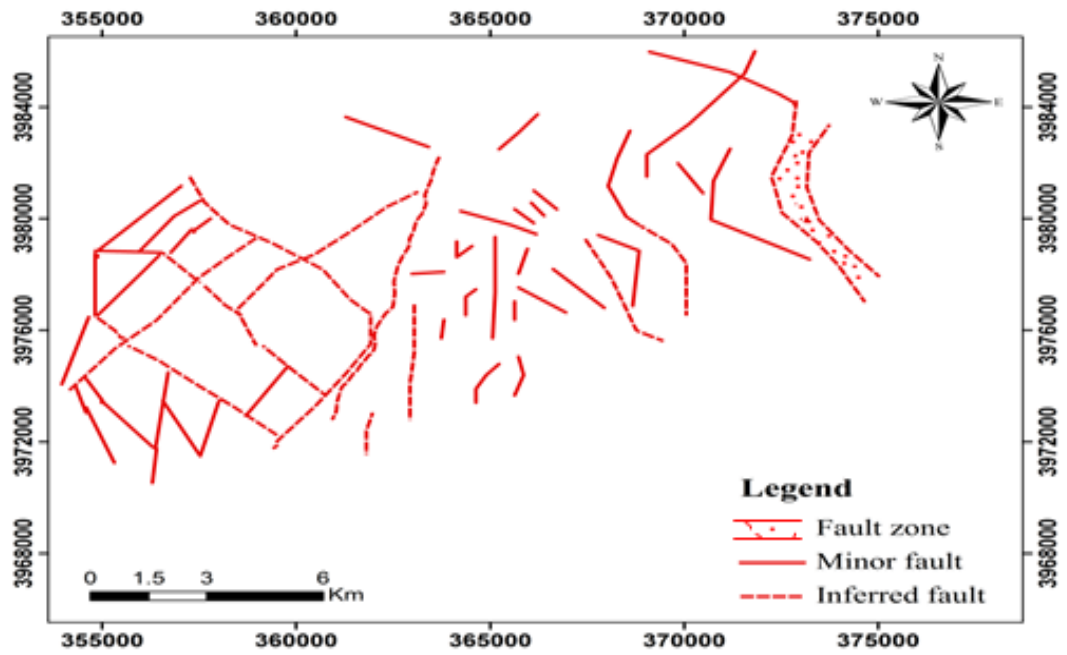
تحولات زمین‌شناسی این ناحیه، نتیجه حرکت و جابه‌جایی این دو گسل می‌باشند. این گسل‌ها در زمان‌های طولانی و بارها فعال بوده‌اند. همچنین به اعتقاد آنان، حرکات و جابه‌جایی زیاد این دوگسل، موجب اختلاف ضخامت رسوبات پالئوزوئیک و مزوزوئیک در طرفین آن شده است و توپوگرافی فعلی دشت کویر در جنوب نیز معلول حرکت آن‌هاست.

گسل ترود جزء گسل‌های قدیمی ایران با روند شمال شرق- جنوب غرب می‌باشد این گسل موجب تغییر رخساره‌های رسوبی زیادی در حد فاصل کویر تا سبزواری شده است. با توجه به خراش‌هایی که بر روی صفحات گسلی دیده می‌شوند گسل‌های مذکور دو جهت حرکت دارند، یکی افقی و چپ‌بر که قسمت جنوبی گسل را به طرف شرق حرکت داده و دیگری قائم که قسمت جنوبی را به طرف پایین برده است. واضح است که حرکات قائم مدیون فشارهای عمود بر امتداد گسل و حرکات چپ‌بر افقی مدیون نیروهای مماسی می‌باشند (درویش‌زاده، ۱۳۸۳).

بین دو گسل انجیلو و ترود، در اثر حرکت افقی و چپ‌بر آنها، چین‌هایی ایجاد شده که با تداوم حرکات حالت مارپیچی به خود گرفته‌اند و در شمال گسل انجیلو، به همین علت، چین‌ها به سمت شمال شرقی تمایل دارند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷ در آقناباتی، ۱۳۸۳).

## ۲-۴- پتانسیل اقتصادی

پتانسیل معدنی منطقه چندان بالا نیست. از موارد جالب توجه در این توده، رنگ صورتی تا گلی گرانیت‌های آن است که به دلیل خرد شدگی شدید، برای مصارف ساختمانی مناسب نمی‌باشد. در مسیل‌ها و آبراهه‌های منطقه، مقادیر قابل توجهی شن و ماسه وجود دارد که از آنها می‌توان جهت مصارف ساختمانی، جاده‌سازی و تهیه آسفالت استفاده نمود.



شکل ۲-۲- نقشه پراکندگی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه، برگرفته از Google earth، که با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS تهیه شده است.

فصل سوم

پروگرامی

### ۳-۱- مقدمه

به دنبال بررسی روابط صحرایی و براساس شواهد زمین‌شناسی مطرح شده در فصل قبل، در این فصل به بررسی پتروگرافی از قبیل تعیین نوع کانی‌ها، روابط بافتی بین آن‌ها و ترتیب تبلور کانی‌ها در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم. پتروگرافی، خصوصیات کانی‌شناسی و بافتی سنگ است که در قالب مشاهدات انجام شده در مقاطع نازک توسط میکروسکوپ پلاریزان صورت می‌گیرد. با توجه به اینکه هدف اصلی این پایان‌نامه مطالعه دایک‌های گابرویی بندهزارچاه با میزبان دگرگونی است به بررسی میکروسکوپی سنگ‌های گابرویی در قالب دایک و بررسی اجمالی سنگ میزبان دگرگونه (گنیس‌ها) می‌پردازیم. عوامل مختلفی در به وجود آوردن سنگ‌های آذرین مؤثر هستند و بر حسب شدت تأثیر این عوامل، سنگ‌ها دارای بافت، ساخت و ترکیب شیمیایی متفاوت می‌شوند. همچنین محل انجماد ماگما بسته به اینکه در اعماق پوسته یا در سطح زمین و یا در عمق کم باشد، در تنوع سنگ‌ها مؤثر است (بست، ۲۰۰۳). اندازه دانه‌ها در انواع سنگ‌های آذرین در مقیاس سانتی‌متری تا بسیار دانه‌ریز تغییر می‌کند و به طور عمده به آهنگ سرد شدن آن‌ها در طول مراحل انجماد و همچنین به ترکیب شیمیایی ماگما و غلظت آن بستگی دارد. علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی این فصل در جدول (۳-۱) ارائه شده‌اند.

جدول ۳-۱- علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی (برگرفته از کرتز، ۱۹۸۳).

نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
کلریت	Chl	پلاژیوکلاز	Pl
اپیدوت	Ep	کلینوپیروکسن	Cpx
آپاتیت	Ap	هورنبلند سبز	Hbl
زیرکن	Zrn	بیوتیت	Bt
اپک	Op	کوارتز	Qtz
اسفن	Spn	ارتوز	Or

## ۳-۲- پتروگرافی گنیس‌ها

گنیس‌ها سنگ‌های دگرگونی فلدسپارداری هستند که در آن‌ها لایه‌بندی گنیسی نمایان است. کانی‌های سازنده آن‌ها ممکن است میلیمتری تا سانتیمتری باشد. با این توضیحات، هر نوع سنگ ماگمایی یا رسوبی که در آن فلدسپار و کوارتز وجود داشته باشد و یا در شرایطی قرار گیرد که در آن فلدسپار به مقدار قابل توجهی بوجود آید و رشد و نمو کند به شرط آنکه عوامل دینامیکی بتواند در آن برگواگی ایجاد نمایند گنیس تشکیل می‌دهد (درویش‌زاده، ۱۳۸۲). گنیس‌ها واجد دانه‌هایی به اندازه چند میلیمتر بوده، درشت و متورق می‌باشند. واژه لایه‌بندی ترکیبی در انگلستان و آمریکای شمالی دلالت بر کانی‌های مختلف در امتداد لایه‌های موازی به صورت شیبستوزیته دارد که به لایه‌بندی گنیسی معروف است و در آن، لایه‌های سرشار از کوارتز و فلدسپار، مشخصاً از لایه‌های سرشار از میکا یا لایه‌های مافیک تفکیک شده‌اند. در اروپا به سنگ‌های دانه درشت درجه بالا که فقیر از میکا باشند، بدون توجه به فابریک‌شان گنیس اطلاق می‌گردد (یاردلی<sup>۱</sup>، ۱۹۸۹).

گنیس‌های منطقه مورد مطالعه، سنگ‌هایی با دانه‌بندی متوسط تا درشت هستند که بخش‌های شرقی منطقه را شامل می‌شود. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها کوارتز و فلدسپار هستند ولی کانی‌های دیگر نظیر بیوتیت، پلاژیوکلاز، کلریت، زیرکن، اپیدوت و اکسید آهن نیز در آن‌ها مشاهده می‌شود. مهمترین کانی مافیک موجود در این سنگ‌ها بیوتیت می‌باشد که در برخی جاها کلریتی شده است. اپیدوت‌ها حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها می‌باشند. شواهد صحرایی و مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که تنش‌های تکتونیکی، سنگ‌های منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند. آثار این فرایند بصورت ساب‌گرین شدن، خاموشی موجی، ماکل‌های ثانویه و تشکیل میکا ماهی و جا به جایی ماکل ظاهر شده است. براساس این مطالعات، از جمله بافت‌هایی که در مقاطع نازک مشاهده شده‌اند می‌توان به پورفیروکلاستی و پوررفیروکلاستی اشاره نمود.

1- Yardley

### ۳-۲-۱- کانی‌های اصلی

#### کوارتز

کوارتز یکی از فراوانترین کانی‌های موجود در گنیس‌ها می‌باشد. در مقاطع میکروسکوپی به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار به رنگ خاکستری و دارای خاموشی موجی مشاهده می‌شود و به صورت مجموعه‌های چند بلوری جهت یافته است. این کانی دارای حاشیهٔ مژرس می‌باشد و حالت ساب‌گرین شدن (ریز دانه شدن) را نشان می‌دهد. این دانه‌های ریز نشان‌دهنده مناطقی هستند که نسبت به دانهٔ والد خود تقریباً بدون جهت‌یابی اند و توسط دیوارهای جابجایی از آنها جدا شده‌اند. کل دانه‌ها می‌توانند به موزاییکی از دانه‌های ریز تبدیل شوند اما معمولاً دانه‌های ریز در حاشیهٔ دانه‌های والد خود متمرکز می‌شوند. دانه‌های ریز در خلال خزش اولیه‌ای که بعد از تغییر شکلی نسبتاً کوچک ایجاد می‌شود، بوجود می‌آیند و نشانهٔ بارزی از وقوع فرایندهای بازیابی هستند. دانه‌های ریز نشان‌دهنده حداکثر تنش هستند که کانی تحمل کرده است (قاسمی، ۱۳۷۸). خاموشی موجی و ساب‌گرین شدن در بلورهای کوارتز معرف دگرشکلی دمای بالای آنهاست (پاترسون<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۸۹؛ شکل ۳-۱).

#### پتاسیم فلدسپار

به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در مقاطع نازک مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲). فلدسپار پتاسیم اصولاً از نوع اورتوز می‌باشد و در برخی مقاطع اورتوز به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده است. همچنین اورتوکلازها دارای ادخال‌هایی از آپاتیت و پلاژیوکلاز می‌باشند.

#### پلاژیوکلاز

بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در مقاطع دیده می‌شوند. در برخی از این پلاژیوکلازها ماکل اولیه و در برخی دیگر ماکل ثانویه دگرشکلی مشاهده می‌شود.

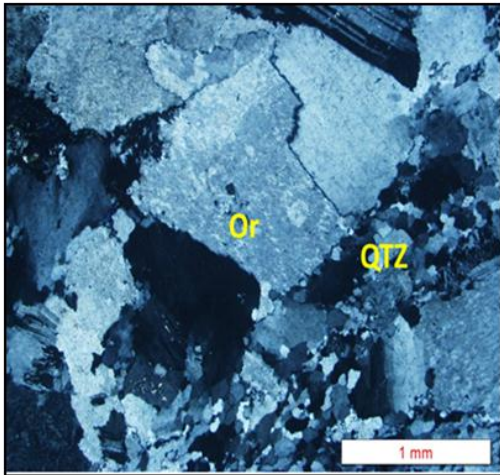
1- Paterson



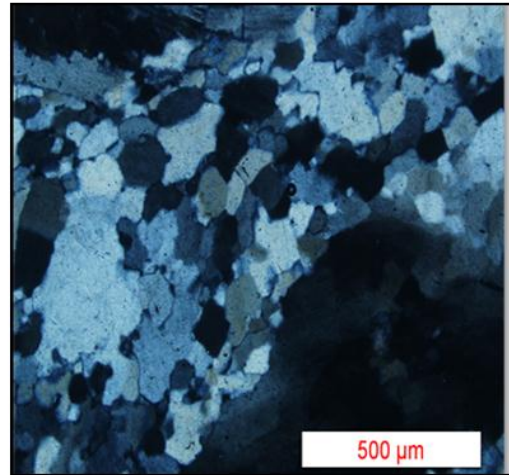
از جمله ماکل‌های اولیه، ماکل‌های پلی‌سنتتیک و کارلسباد می‌باشند که این ماکل‌ها دارای انتهای مشخص هستند. ماکل‌های ثانویه پس از رشد بلور گسترش می‌یابند. عامل تشکیل اینگونه ماکل‌ها، لغزش ماکلی در خلال کرنش یا در خلال تغییر و تبدیل کانی‌ها از یک سیستم بلوری به سیستم بلوری دیگر است. در لغزش ماکلی تأثیر کرنش باعث چرخش شبکه بلوری در جهت ماکل می‌شود. بنا به نظر ونس (۱۹۶۱) فاصله بین تیغه‌ها در ماکل‌های تغییر شکلی پلاژیوکلاز کاملاً منظم است که تا حدودی دچار خمیدگی و گوه‌شدگی نیز شده‌اند (شهسواری، ۱۳۹۰؛ شکل ۳-۳). بلورهای پلاژیوکلاز ممکن است ادخال‌هایی از آپاتیت، بیوتیت، و حتی پلاژیوکلازهای دیگر را در برگیرند. اکثر این کانی‌ها سوسوریتی شده‌اند و به اپیدوت و سریسیت و کلسیت تبدیل شده‌اند. همچنین ممکن است دانه‌های ریزتری از پلاژیوکلاز در لابه لای سایر کانیها دیده شود.

### **بیوتیت**

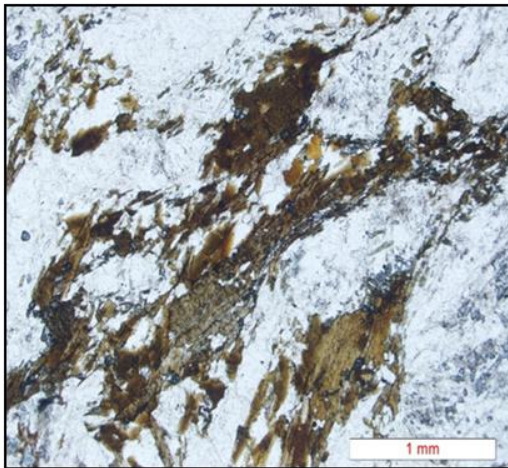
یکی از مهم‌ترین کانی‌های مافیک موجود در این سنگ‌ها محسوب می‌شود. در گنیس‌های مورد مطالعه این کانی در دو اندازه مشاهده می‌گردد. بیوتیت‌های درشت که دچار کج‌شدگی و خمیدگی شده‌اند و آثار دگرشکلی در آنها به صورت میکا ماهی مشاهده می‌شود و دیگری بلورهای ریز بیوتیت است (شکل ۳-۴). این کانی دارای ادخال‌هایی از آپاتیت، اسفن و کانیهای اپک می‌باشد (شکل ۳-۵). بیوتیت‌ها در برخی مقاطع به کلریت و اسفن تبدیل شده‌اند.



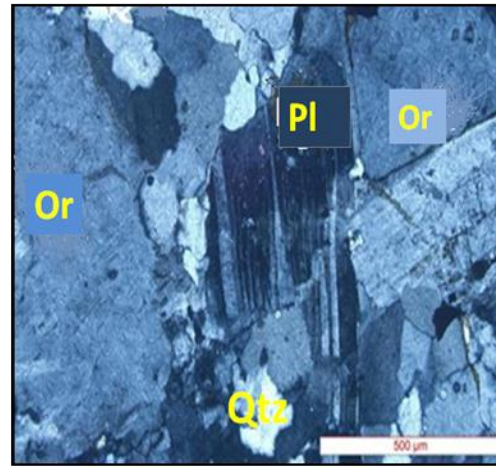
شکل ۳-۲- تصویری از کانی ارتوز در گنیس.



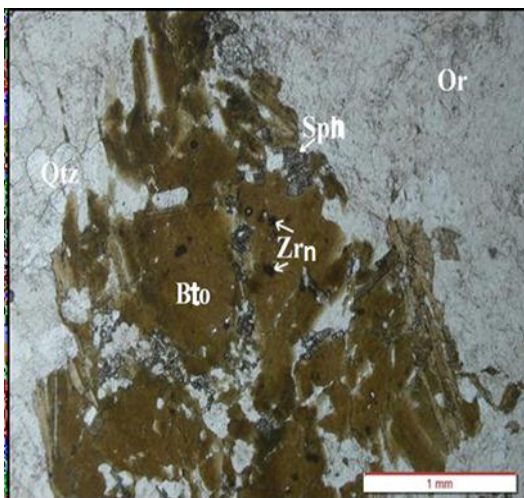
شکل ۳-۱- تصویری از ساب گرین شدن کوارتز در گنیس



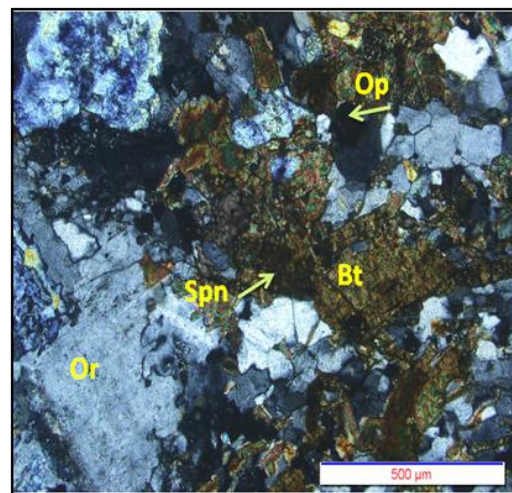
شکل ۳-۴- حضور بیوتیت به صورت میکا ماهی در گنیس (PPL).



شکل ۳-۳- ماکل دگرشکلی موجود در بلور پلاژیوکلاز که دارای انتهای خمیده و گوه‌ای شکل می‌باشد (XPL).



شکل ۳-۶- تصویری از زیرکن موجود در گنیس (PPL).



شکل ۳-۵- تصویری از اسفن و کانی‌های اپک موجود در گنیس (XPL).

### ۳-۲-۲- کانی‌های فرعی

#### زیرکن

این کانی، جزء کانی‌های فرعی با مقاومت زیاد محسوب می‌شود و مشخصه بارز آن برجستگی بالای آن است. این کانی به مقدار بسیار کم در نمونه‌ها مشاهده می‌شود. به صورت بلورهای بی‌شکل تا کاملاً شکل‌دار در مقاطع نازک مشاهده می‌گردد و همچنین ممکن است به صورت ادخال در بلورهای بیوتیت و پلاژیوکلاز نیز دیده شود (شکل ۳-۶).

#### کانیهای اپک

این کانی‌ها عمدتاً از نوع مگنتیت می‌باشند. این کانی‌ها به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار هم در زمینه و هم به صورت ادخال در کانی‌های اصلی یافت می‌شوند. (شکل ۳-۵).

### ۳-۲-۳- کانی‌های ثانویه

#### اسفن

این کانی به دو صورت اولیه و ثانویه یافت می‌شود. اسفن اولیه معمولاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است و مستقیماً از تبلور ماگما حاصل شده‌اند. در صورتی که اسفن‌های ثانویه ریز دانه و بی‌شکل می‌باشند و از دگرسانی بیوتیت و کانیهای اپک حاصل شده‌اند. در این سنگ‌ها بیشتر اسفن ثانویه رویت شده است که در مرز بین بیوتیت‌ها یافت می‌شوند (شکل ۳-۵).

#### اپیدوت

این کانی اکثراً به صورت زوئیزیت و کلینوزوئیزیت در مقاطع نازک مشاهده می‌شود و حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز می‌باشد.

#### سرسیت

به صورت بلورهای ریز و بی‌شکل اکثراً به صورت کامل و یا لکه‌لکه در سطح کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز دیده می‌شود. عمدتاً ناشی از دگرسانی پلاژیوکلازها می‌باشد. رشد سرسیت نیازمند افزایش

آب و  $K^+$  است. کلریتی شدن بیوتیت باعث خارج شدن پتاسیم به صورت  $K^+$  از بیوتیت می‌شود. بنابراین پتاسیم آزاد شده باعث ایجاد سریسیتی شدن پلاژیوکلازها در سنگ می‌شود.

### کلریت

یکی دیگر از کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها می‌باشد و عمدتاً از دگرسانی بیوتیت حاصل شده است. کلریتی شدن نشان دهنده حضور سیالات آبدار و دماهای پایین تا متوسط در طی دگرسانی سنگ می‌باشند. این کانی به صورت پراکنده در بین سایر کانی‌ها و روی سطح فلدسپار پتاسیم مشاهده می‌شود (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۷- تصویری از کلریت که روی سطح فلدسپار پتاسیم حضور دارد (PPL).

### ۳-۳- کوارتز دیوریت‌ها

این سنگ‌ها اکثراً در بخش‌های شرقی منطقه مورد مطالعه و به صورت توده‌ها و دایک‌هایی به وسعت چندین مترمربع تا چندین کیلومتر مربع بیشتر در داخل گنیس‌های منطقه مشاهده شده‌اند. این سنگ‌ها به صورت سنگ‌های سخت در بیشتر اوقات سبز تیره تا خاکستری و دانه متوسط در این منطقه قابل رؤیت می‌باشند. قسمت اعظم کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و آمفیبول (از نوع هورنبلند سبز) می‌باشند و کانی‌های فرعی آن شامل اسفن و آپاتیت و اپیدوت می‌باشند.

کلریت‌زایی و اپیدوت‌زایی گسترده‌ای در این سنگ‌ها دیده می‌شوند بافت غالب کوارتز دیوریت‌ها در مقاطع میکروسکوپی بافت دانه‌ای نیمه خودشکل<sup>۱</sup> می‌باشد. بافتی که در آن تعداد کمی از کانی‌های تشکیل دهنده سنگ به صورت خودشکل، برخی نیمه شکل‌دار و بقیه غیر خودشکل هستند دانه‌ای نیمه خودشکل می‌نامند و منعکس کننده مشکل‌تر شدن تبلور بلورهای خودشکل همگام با کمتر شدن حالت مایع ماگماست (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

### ۳-۳-۱- کانی‌های اصلی

#### پلاژیوکلاز

این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و به صورت بلورهای تیغه‌ای شکل دیده می‌شود. از نظر فراوانی یکی از کانی‌های عمده تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشد شدت دگرسانی در این بلورها به حدی است که تقریباً اکثر آنها به سریسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند.

#### آمفیبول

یکی دیگر از کانی‌های عمده سنگ محسوب می‌شوند. آمفیبول‌ها در این سنگ از نوع هورنبلند سبز می‌باشند که به صورت ساب اتومورف و نسبتاً سالم می‌باشند. بیرفرنزانس آنها زرد نارنجی تا سبز سری دوم است.

#### بیوتیت

بیوتیت به صورت نیمه شکل‌دار در مقاطع مشاهده می‌شود. این کانی اکثراً در اثر دگرسانی کلریتی شده‌اند و در بعضی جاها به اسفن تبدیل شده‌اند. بیوتیت‌ها به صورت دگرشکل شده در بین سایر کانی‌ها قرار گرفته‌اند. مطالعات میکروسکوپی در برخی مقاطع نشانگر این می‌باشد که بلورهای بیوتیت در این سنگ‌ها تاب‌دار و خمیده بوده و کج شدگی نشان می‌دهند و یا کینک‌باند در آنها بوجود آمده است (شکل ۳-۱۰). به اعتقاد (جانسون<sup>۲</sup>، ۲۰۰۶) حضور مقدار کمی مذاب در بین ورقه‌های بیوتیت،

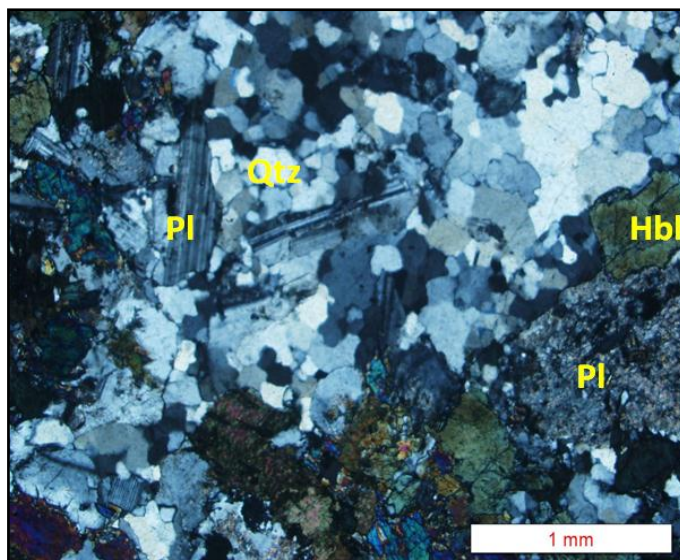
---

1- Hypidiomorphic Granular  
2- Johnson

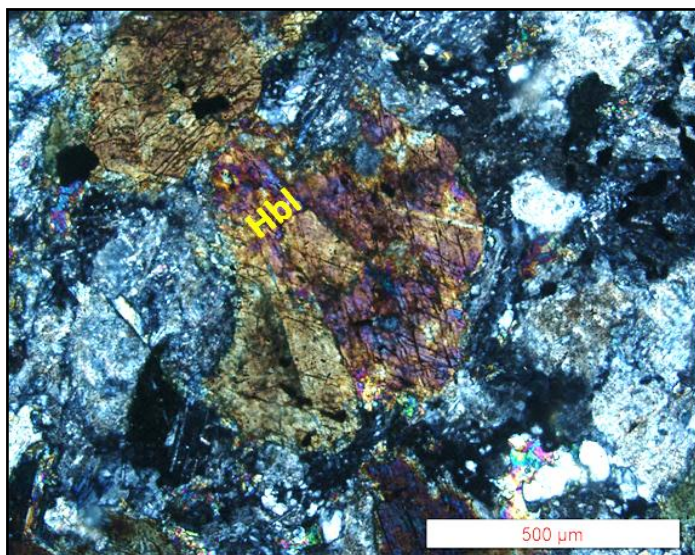
سبب سهولت لغزش ورقه‌ها بر روی یکدیگر می‌گردد (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۸۹).

## کوارتز

این کانی به صورت زینومورف، دارای خاموشی موجی، حاشیه مژرس و گاهی به صورت موزاییکی و مجموعه چند بلوری دیده می‌شود (شکل ۳-۸).



شکل ۳-۸- تصویری از بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز سالم و دگرسان شده در کوارتز دیوریت (XPL)



شکل ۳-۹- تصویری از کانی هورنبلند در کوارتز دیوریت (XPL).



شکل ۳-۱۰- تصویر از ظهور کینک‌باند در بیوتیت (PPL).

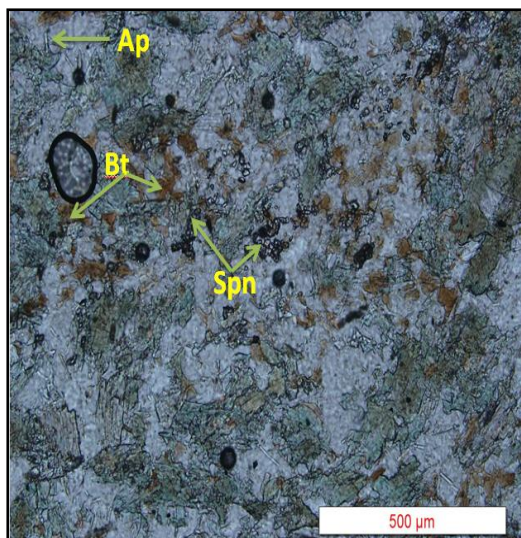
### ۳-۳-۲- کانی‌های فرعی

#### آپاتیت

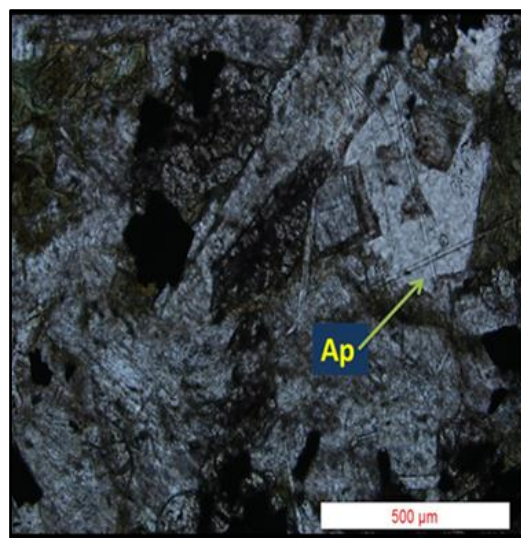
این کانی به صورت اتومورف مشاهده می‌شود. آپاتیت به صورت بلورهای ریز و کشیده و سوزنی شکل درون کانی پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل ۳-۱۱).

#### اسفن

از دیگر کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها می‌توان به اسفن اشاره نمود. اتومورف تا ساب اتومورف بوده و اکثراً به صورت ثانویه مشاهده می‌شوند. اسفن‌های ثانویه غالباً ریز دانه و بی‌شکل هستند و در مرز بین بیوتیت و سایر کانیه‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۲).



شکل ۳-۱۲- تصویری از اسفن‌های موجود در اطراف بیوتیت در کوارتز دیوریت (PPL).



شکل ۳-۱۱- تصویری از بلورهای سوزنی شکل آپاتیت درون کوارتز دیوریت (PPL).

### ۳-۳-۳- کانی‌های ثانویه

#### اپیدوت

این کانی به صورت ثانویه از دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند حاصل شده است. عمدتاً اپیدوت موجود در این سنگ‌ها از نوع پیستاسیت و زوئیزیت و کلینوزوئیزیت می‌باشند (شکل ۳-۱۳ و ۳-۱۴).

#### کلسیت

این کانی به صورت پرکننده درزه‌ها و شکستگی‌ها دیده می‌شود.

#### سریسیت

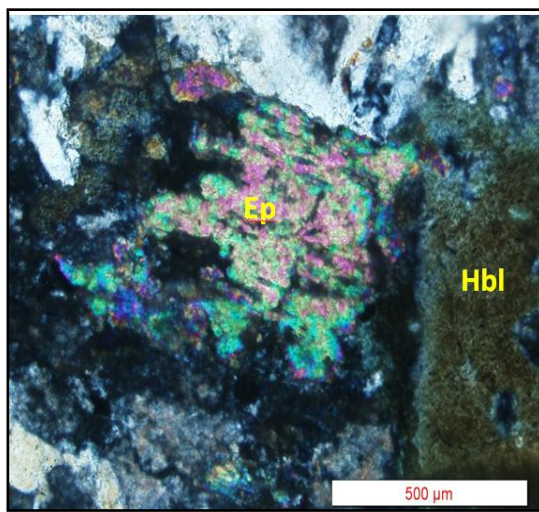
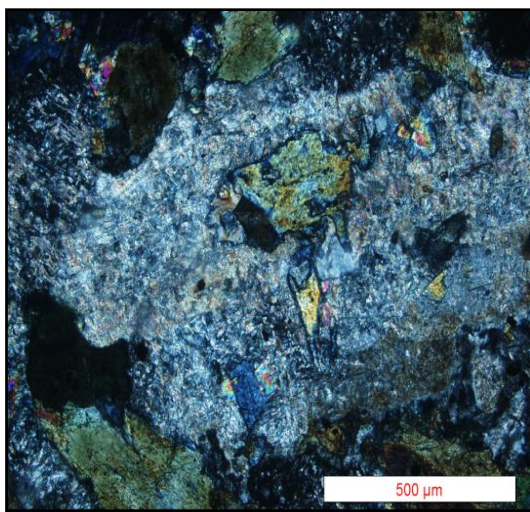
عمدتاً از دگرسانی پلاژیوکلازها حاصل می‌شود و به صورت ریزدانه و بی‌شکل در سطح پلاژیوکلازها دیده می‌شود.

#### کلریت

در نور عادی به رنگ سبز متمایل به آبی دیده می‌شود. عمدتاً از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مانند هورنبلند و بیوتیت حاصل شده و نشان دهنده حضور فاز سیال در طی دگرسانی و خروج پتاسیم از

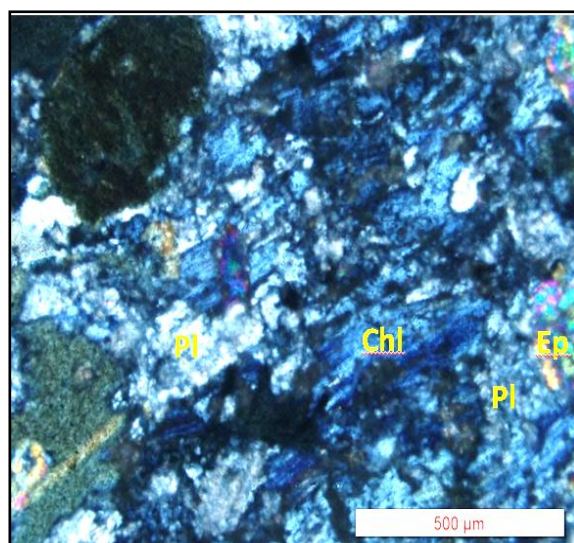


بیوتیت و خروج کلسیم و منیزیم از هورنبلند است کلریت سبز جایگزین این کانی‌های مافیک شده است (شکل ۳-۱۵). در برخی موارد ممکن است دگرسانی به کلریت به حدی پیش رود که شناسایی کانی اولیه به سختی صورت گیرد و حتی افزایش مقادیر کلریت و بیوتیت سبب شود که رنگ آن‌ها حتی در نمونه‌های ماکروسکوپی نیز به سبز گرایش یابد. یون پتاسیم آزاد شده از این بیوتیت‌ها باعث سریسیتی شدن پلاژیوکلازها شده است. دگرسانی پلاژیوکلازها و آزاد شدن یون کلسیم از آن منجر به ایجاد اپیدوت نیز می‌شود.



شکل ۳-۱۴- تصویری از سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز و تشکیل زونیزیت و کلینوزونیزیت (نور XPL).

شکل ۳-۱۳- تصویری از دگرسانی هورنبلند به پیستاسیت در کوارتز دیوریت. (نور XPL)



شکل ۳-۱۵- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به کلریت و اپیدوت در کوارتز دیوریت (نور XPL).

### ۳-۴- دایک‌های گابرویی ژوراسیک

این دایک‌ها از سنگ‌های سخت، تیره رنگ و دانه ریزی تشکیل شده‌اند که به رنگ خاکستری تیره تا سیاه رویت می‌شوند. دایک‌های گابرویی به صورت انبوه دایک، از تمرکز زیادی برخوردارند و تعداد آن‌ها به صدها دایک می‌رسد و روند کلی دایک‌ها شرقی- غربی می‌باشد. دایک‌های موجود در منطقه دارای ترکیب گابرویی‌اند. بافت غالب در این سنگ‌ها اینترگرانولار، افیتیک، ساب افیتیک می‌باشد.

#### ۳-۴-۱- کانی‌های اصلی

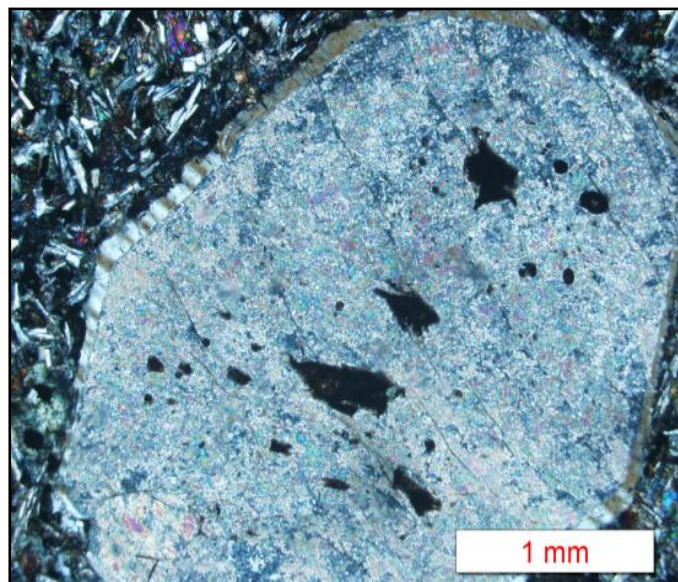
##### پلاژیوکلاز

این کانی جزء فراوان‌ترین کانی‌های موجود در سنگ محسوب می‌شود. این کانی به صورت تیغه‌ای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و هم به صورت میکروولیت در زمینه سنگ دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها دو نسل پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود که می‌تواند با دوره‌های متفاوت سرد شدن ماگما مرتبط باشد. درشت بودن بلورهای پلاژیوکلاز نسل اول می‌تواند به علت وجود یک مرحله سرد شدن طولانی، پس از تشکیل در آشیانه ماگمایی باشد. پلاژیوکلازهای نسل دوم، نیز در حین صعود نهایی و جایگیری ماگما در سطح با توجه به سرعت بالای سرد شدن ماگما متبلور شده‌اند (شکل ۳-۱۷ ب). در اطراف برخی از بلورهای پلاژیوکلاز نیز حاشیه‌هایی به ضخامت چند میکرون دیده می‌شوند که آن‌ها را حاشیه رورشدی می‌نامند. بافت‌های برهم‌رشدی احتمالاً به وسیله تغییرات در فشار یا فوگاسیته در سیستم ماگمایی ایجاد می‌شوند (بست، ۲۰۰۳). حضور این حاشیه در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز نشان دهنده دو مرحله رشد می‌باشد. در مرحله اول بلورهای رشد کرده‌اند که دارای منطقه‌بندی شیمیایی و اذخال‌هایی از کانی‌های اپک هستند. مرحله دوم شامل تبلور پلاژیوکلازهای جدید، بر روی بخش‌های تبلور یافته اولیه می‌باشد. این بخش به صورت یک حاشیه نازک، اطراف پلاژیوکلاز اولیه را می‌پوشانند و فاقد منطقه‌بندی ترکیبی و یا اذخال می‌باشند، به طوری که رشد این حاشیه در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز اولیه، باعث خودشکل‌تر شدن بلورهای پلاژیوکلاز شده است و نشان دهنده

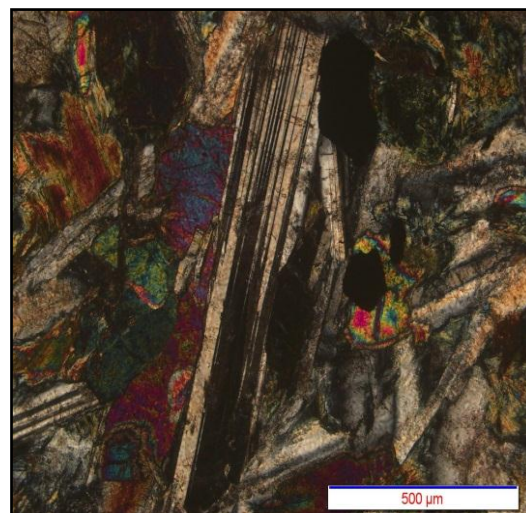
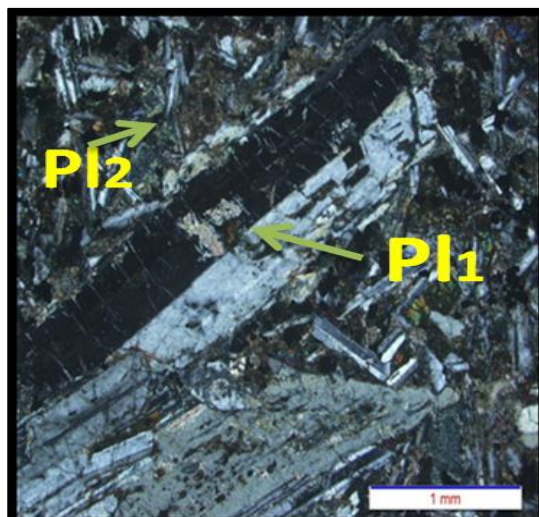
بازگشت تعادل بین بلور و ماگمای میزبان و رشد بلور در شرایط تعادلی می‌باشد (شکل ۳-۱۶). از ویژگی‌های بارز بلورهای پلاژیوکلاز، می‌توان به ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد اشاره نمود (شکل ۳-۱۷). برخی از پلاژیوکلازها به سریسیت، کلریت و کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۱۸). در اثر قرارگیری بلورهای اوژیت در بین آن‌ها، بافت اینترگرانولار در سنگ پدید آمده است. پلاژیوکلازها می‌توانند به صورت ادخال نیز در بلورهای اوژیت حضور داشته باشند. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز ادخال‌هایی از کانی‌های اپک و آپاتیت دارند (شکل ۳-۱۹).

### اوژیت

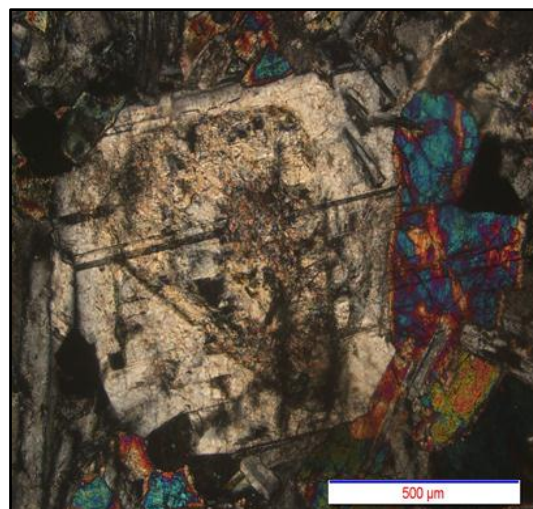
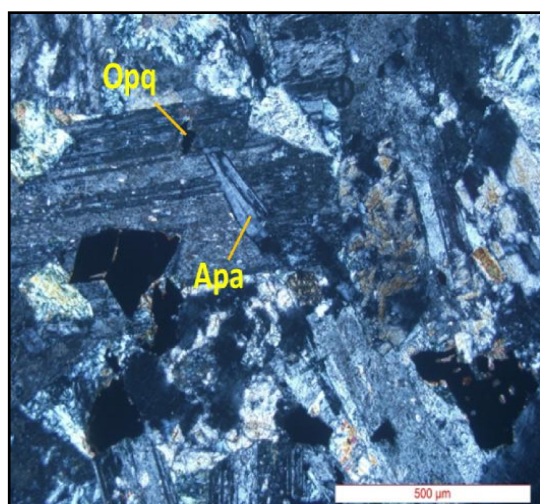
نوع پیروکسن در این سنگ‌ها اوژیت است و معمولاً به صورت بلورهای ریز و درشت غیر خودشکل تا نیمه شکل‌دار با رنگ‌های تداخلی شاد سری دوم و سوم دیده می‌شود. این کانی عمدتاً به صورت پرکننده فضای بین پلاژیوکلازها می‌باشد و منجر به ایجاد بافت اینترگرانولار می‌شود. در برخی از مقاطع اوژیت به کانی‌هایی نظیر اپیدوت، کلریت، کلسیت دگرسان شده است (شکل ۳-۲۰).



شکل ۳-۱۶- ایجاد حاشیه رورشدی در دایک‌های گابرویی مورد مطالعه (XPL).



شکل ۳-۱۷- تصاویری از ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد در بلور پلاژیوکلاز موجود در دایک گابرویی (XPL). به وجود دو نسل پلاژیوکلاز در دایکها توجه شود.



شکل ۳-۱۹- تصویری از پلاژیوکلاز با ادخالهایی از کانیهای اوپک و آپاتیت (XPL).

شکل ۳-۱۸- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت در دایکهای گابرویی (XPL).

### ۳-۴-۲- کانیهای فرعی

از جمله کانیهای فرعی می توان به آپاتیت و کانیهای اپک اشاره نمود.

### آپاتیت

یکی دیگر از کانیهای فرعی موجود در این سنگها می باشد. به صورت بلورهای سوزنی شکل و کشیده با برجستگی متوسط، بیرفرنزانس خاکستری و فراوانی کم در داخل برخی از پلاژیوکلازهای

موجود در سنگ پراکنده‌اند. حضور گسترده این کانی معرف بالا بودن میزان  $P_2O_5$  در ماگمای سازنده این سنگ است. وایلی<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۶۲) به طور تجربی ثابت کرده اند رشد سریع آپاتیت در یک ماگمای سریع سرد شده، سبب می‌شود تا آپاتیت پیش از آن که به صورت بلورهای منشوری قطور در آید به صورت سوزنی تشکیل گردد.

### کانیهای اپک

منیتیت به عنوان فراوان‌ترین کانی اپک موجود در سنگ‌های گابرویی منطقه مشاهده می‌شود. به صورت کانی فرعی و بیشتر به شکل دانه‌هایی با محدوده و مرزهای نامنظم (منیتیت اولیه) و نیز به صورت اشکال اسکلتی (منیتیت ثانویه) مشاهده می‌شود.

منیتیت اولیه: جز کانی‌های فرعی است و در اثر تبلور اولیه ماگما ایجاد شده است.

منیتیت ثانویه: از تجزیه کانی‌های آهن‌دار نظیر کلینوپیروکسن و آمفیبول ایجاد شده است. به طوری که در جریان اورالیتی شدن کلینوپیروکسن مقدار آهن اضافه به صورت منیتیت و هماتیت در می‌آید. رشد اسکلتی بلورها، در نتیجه‌ی تغییرات فیزیکی و شیمیایی، تحت شرایط سردشدگی سریع و فوق اشباع بودن مذاب، نرخ آرام انتشار، گرادیان گرمایی و ضریب هدایت گرمایی در هنگام رشد بلور می‌باشد (لیونز<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۷۱ در تیموری، ۱۳۸۹). به اعتقاد بست (۲۰۰۳)، سردشدگی، همراه با کاهش سرعت انتشار، موجب تغییر شکل بلورها از حالت چند وجهی به اشکال اسکلتی و دندریتی خواهد شد (شکل ۳-۲۰).

### ۳-۴-۳- کانی‌های ثانویه

#### کلریت

کلریت یکی از شاخص‌ترین کانی‌های ثانویه موجود در این دایک‌ها می‌باشد. کلریت می‌تواند از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین نظیر بیوتیت، پیروکسن و یا هورنبلند حاصل شود. معمولاً سیالات

---

1 -Wyllie

2 - Lyons

ماگمایی و یا محلول‌های غنی از Mg، Fe و Al، در سنگ‌های آذرین در دمای مناسب موجب تشکیل کلریت می‌شوند. بنابراین کلریتی شدن نشان‌دهنده حضور سیالات آبدار و دماهای پایین تا متوسط در طی دگرسانی سنگ می‌باشد (شکل ۳-۲۱).

### سریسیت

در طی فرایند سریسیتی‌شدن، کانی‌های آلومینیم‌دار مانند پلاژیوکلازها معمولاً توسط میکای سفید ریزدانه به نام سریسیت جانشین می‌شوند. با توجه به مطالعات وال و همکاران (۱۹۸۷) سریسیتی شدن در پلاژیوکلاز با تبلور اولیه یک هسته آنورتیتی سازگار است که در هنگام سرد شدن ناپایدار شده و نهایتاً به طور هیدروترمالی به سریسیت و کلسیت دگرسان می‌شود.

### کلسیت

در بعضی نمونه‌های گابرویی رگه‌های کلسیتی به مقدار جزئی در زمینه سنگ مشاهده شده است. کلسیت در این سنگ‌ها به عنوان پرکننده درزه‌ها و شکستگی‌ها و به صورت ثانویه در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و یا کانی‌های نظیر کلینوپیروکسن ایجاد شده است.

### اورالیت

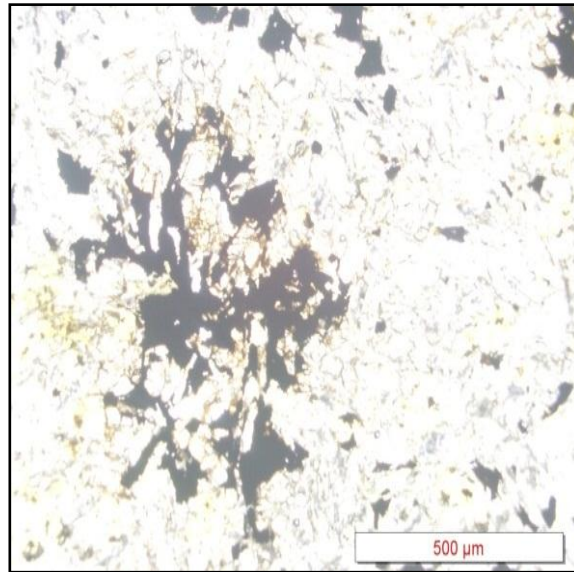
بلورهای کلینوپیروکسن از حاشیه در حال تبدیل به آمفیبول هستند (اورالیتی شدن). واژه اورالیت اولین بار برای شرح پاره‌ای از آمفیبول‌های آبی روشن تا سبز رنگی به کار رفت که ترکیبی نامشخص و غالباً پیروکسنی داشتند. دگرسانی پیروکسن و تبدیل شدن آن به آمفیبول‌های رشته‌ای شکل را اورالیتی شدن می‌نامند. تشکیل اورالیت در ارتباط با فعالیت محلول‌های هیدروترمالی هستند که ممکن است در طی مراحل نهایی تبلور ماگما تشکیل شده باشند و یا در ارتباط با محلول‌هایی باشند که بعد از انجماد کامل سنگ، وارد سنگ می‌شوند. همچنین فرایند اورالیتی شدن پیروکسن می‌تواند در ارتباط با دگرگونی‌های حرارتی و ناحیه‌ای و یا فرایندهای متاسوماتیسمی رخ دهد (دیر<sup>۱</sup> و

---

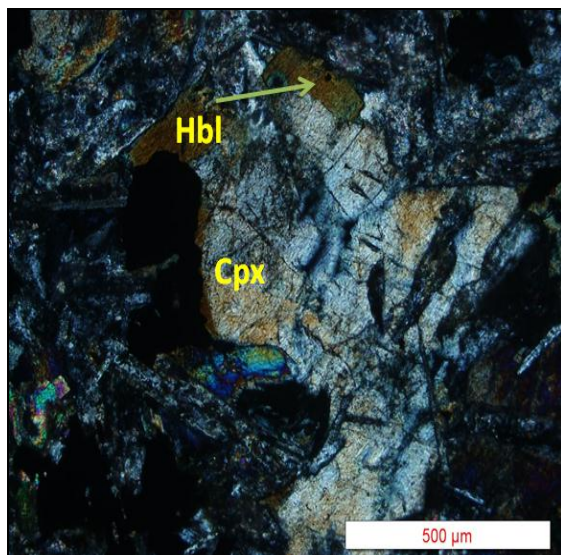
1- Deer

همکاران، ۱۹۹۱).

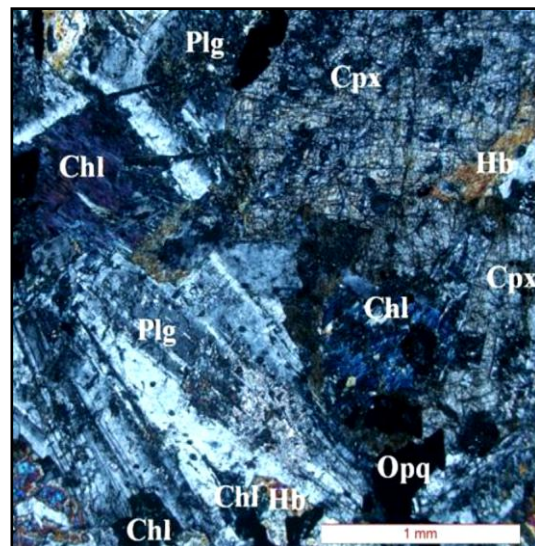
کانی‌های خانواده هورنبلند در برخی از سنگ‌های آذرین می‌توانند به صورت ثانویه و در طی دگرسانی پیروکسن‌ها به وجود آیند. هورنبلندهای ثانویه معمولاً در ارتباط با شکستگی‌های ریز سنگ و یا فضاهای بین کانی‌ها هستند که باعث تسهیل حرکت محلول‌ها و یا سیالات می‌شوند (شکل ۳-۲۲).



شکل ۳-۲۰- تصویری از بافت اسکلتی منیتیت در دایک گابرویی منطقه.



شکل ۳-۲۲- تصویری از فرآیند اورالیتی شدن در سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه (نور XPL).



شکل ۳-۲۱- تصویری از دگرسانی اوزیت به کلریت در دایک‌های گابرویی (نور XPL)

### ۳-۴-۴- بافت

#### اینترگرانولار

بافت اینترگرانولار نشان می‌دهد بعضی از پیروکسن‌های موجود در سنگ، پس از تبلور پلاژیوکلازها متبلور شده و فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده‌اند (شکل ۳-۲۳).

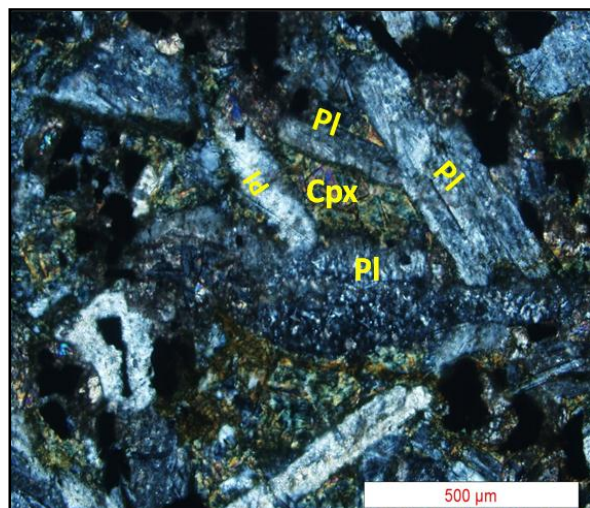
#### بافت‌های افیتیک و ساب افیتیک

از دیگر بافت‌های قابل مشاهده در دایک‌ها می‌توان به بافت افیتیک اشاره کرد که حاکی از تبلور همزمان پلاژیوکلازها و پیروکسن می‌باشد. این بافت، غالباً در سنگ‌های گابرویی دیده می‌شود. غالباً طول متوسط فلدسپات‌ها از قطر پیروکسن بیشتر نیست. این بافت شامل حضور بلورهای کشیده پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از بلورهای بزرگتر پیروکسن (اوژیت) می‌باشد. از آنجایی که بلورهای پلاژیوکلاز در داخل بلورهای پیروکسن قرار دارند، این‌گونه می‌نماید که بلورهای پلاژیوکلاز زودتر از بلورهای میزبان هسته‌بندی کرده‌اند، ولی حقیقت این است که نطفه‌بندی و رشد این دو بلور در یک زمان صورت گرفته است. تنها زمانی می‌توان گفت که بلورهای پلاژیوکلاز زودتر متبلور شده‌اند که این بلورها اولیه بوده و بعداً توسط بلورهای پیروکسن احاطه شده باشند. در مجموع می‌توان گفت که این بافت حاصل هسته‌بندی بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز، در مقابل هسته‌بندی کم‌تر و نرخ رشد بیشتر بلور-های پیروکسن می‌باشد (ورنون<sup>۱</sup>، ۲۰۰۴؛ شکل ۳-۲۴- الف و ب). در بخش‌هایی از این سنگ‌ها بافت ساب‌افیتیک نیز قابل مشاهده است که درازای پلاژیوکلاز بیشتر از پیروکسن است. این بافت نشان دهنده سرد شدن ماگما در اعماق کم می‌باشد (شلی<sup>۲</sup>، ۱۹۹۳؛ شکل ۳-۲۵- الف و ب).

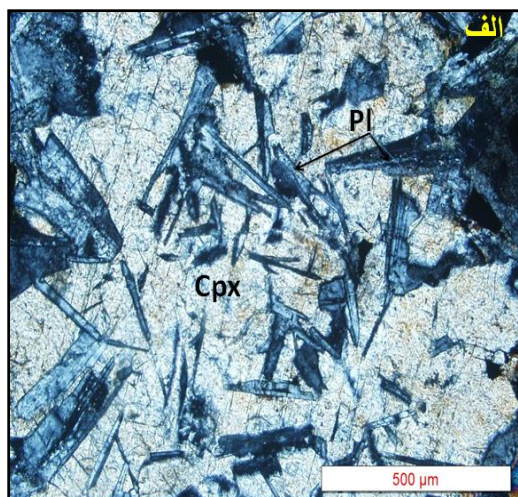
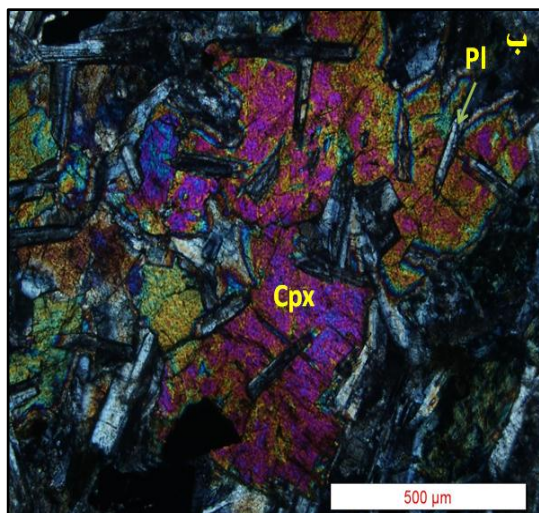
---

1- Vernon  
2- Shelly

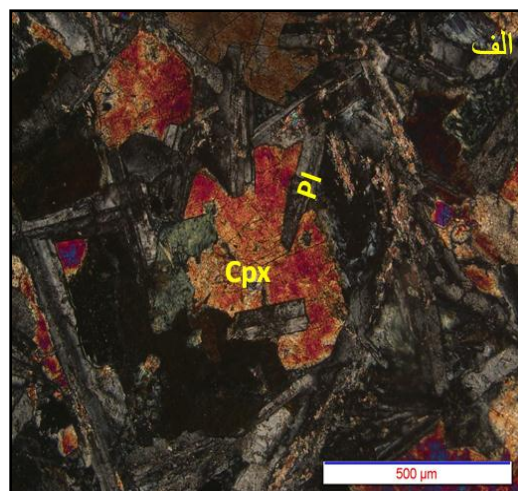
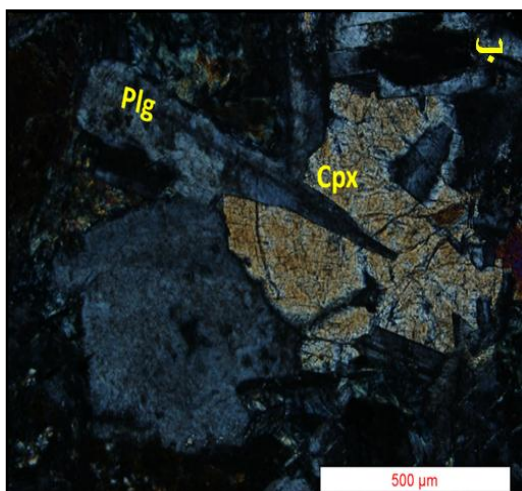




شکل ۳-۲۳- تصویری از بافت اینترگرانولار، در اثر قرار گیری بلورهای پیروکسن در بین بلورهای پلاژیوکلاز در دایک- های گابرویی مورد مطالعه (XPL).



شکل ۳-۲۴- الف و ب تصویری از بافت افیتیک، ناشی از قرارگیری کامل بلور پلاژیوکلاز در داخل کلینوپیروکسن در دایک‌های گابرویی.



شکل ۳-۲۵- الف و ب تصویری از بافت ساب افیتیک، در دایک‌های گابرویی مورد مطالعه (XPL).



فصل چہارم

ژئوسمی

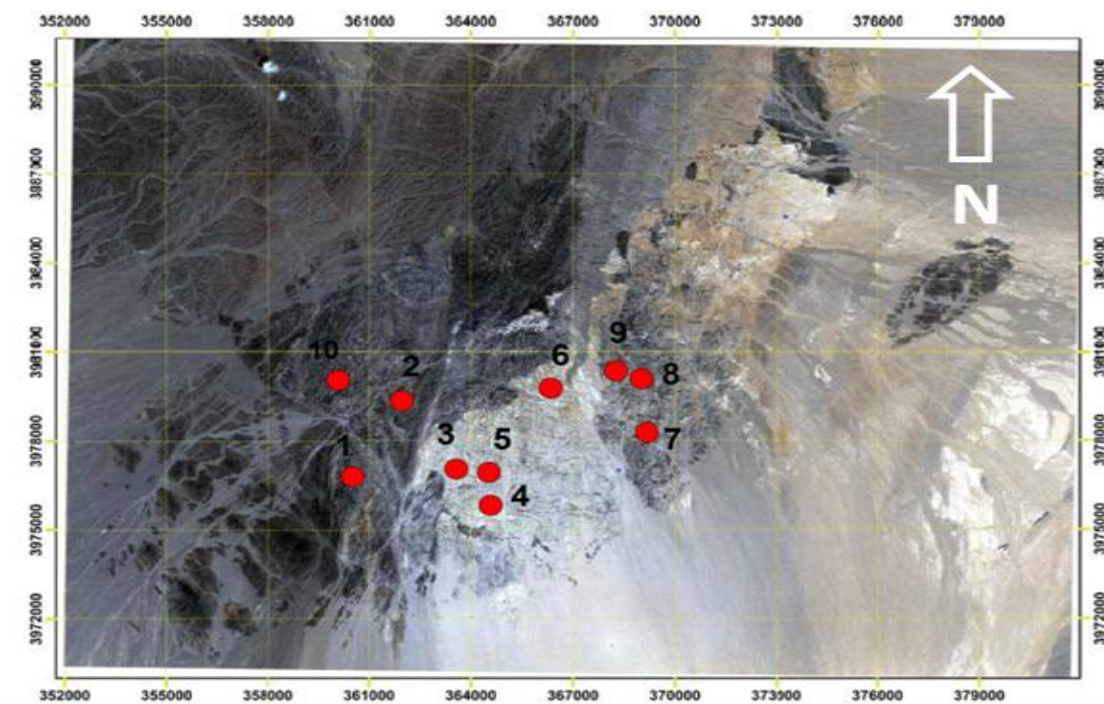
## ۴-۱- مقدمه

در این فصل به منظور تحلیل مشاهدات صحرایی و پتروگرافی دایک‌های منطقه، به بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها پرداخته شده است. مطالعات پتروگرافی اطلاعات کلی در مورد ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌ها و شرایط تشکیل آن‌ها به ما می‌دهند اما این اطلاعات لزوماً به معنای ترکیب واقعی ماگمای مادر یا اولیه نیست چرا که فرایندهای بعدی در جریان تبلوربخشی، آلیش ماگمایی و دگرسانی باعث تغییر و تحول ماگمای اولیه می‌شود. در علم ژئوشیمی اولین گام درک اصول دقیق و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگمای سیلیکاتی و سیالات وابسته به آنهاست (هندرسون<sup>۱</sup>، ۱۹۸۲). بنابراین ژئوشیمی قویترین ابزار قابل دسترس برای تشریح منشأ و تحول سنگ‌ها را در اختیار ما قرار می‌دهد. به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی و دستیابی به اطلاعات دقیق‌تر از دایک‌های منطقه، تعداد ۱۰ نمونه گابروبی با در نظر گرفتن کمترین میزان دگرسانی انتخاب گردیده و توسط شرکت زر آزما به آزمایشگاه Lab West استرالیا فرستاده شد تا به روش ICP-MS و ICP-AES مورد آنالیز شیمیایی قرار گیرند. مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها، ترکیب سنگ‌شناسی و علامت اختصاری آن‌ها در جدول (۴-۱) ارائه شده است. قابل ذکر است روش‌های ICP به علت حد آشکارسازی بسیار پایین و صحت و دقت بالا، به‌طور گسترده جهت تجزیه عناصر اصلی، کمیاب و ایزوتوپ‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند (رولینسون<sup>۲</sup>، ۱۹۹۳). نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی کانی‌ها به صورت درصد وزنی (Wt %) و عناصر کمیاب به صورت قسمت در میلیون (PPM) در جدول (۴-۲) آمده است. پس از انجام تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  برای ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی از نرم‌افزارهای IGPET و GCDKIT استفاده شده است.

1 - Henderson  
2 - Rollinson

جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های گابرویی انتخاب شده جهت آنالیز شیمیایی.

شماره نمونه		موقعیت جغرافیایی (UTM)	
		عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
1	BE 01	360526	3976790
2	BE 02	361972	3979361
3	BE 03	363578	3977058
4	BE 04	364595	3975827
5	BE 05	364542	3976951
6	BE 06	366362	3979789
7	BE 07	369200	3978290
8	BE 08	369039	3980110
9	BE 09	368290	3980378
10	BE 10	360097	3980057



شکل ۴-۱- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه که در آن محل برداشت نمونه‌های آنالیز شده مشخص گردیده است.

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

مهمترین عوامل بروز خطا در نتایج تجزیه شیمیایی عبارتند از: آلودگی در هنگام خرد کردن و آسیاب

کردن نمونه‌ها، که این آلودگی از منابع جدی خطا در تجزیه‌های شیمیایی می‌باشد. این نوع آلودگی را می‌توان از راه تمیز کردن دقیق و آغشته کردن اولیه دستگاه با نمونه‌ای که باید خرد یا آسیاب شود تا اندازه‌ای برطرف نمود. عامل دیگر خطا آرایش در طبیعت می‌باشد. خطاهای ناشی از کالیبراسیون و خطاهای ناشی از همپوشانی پیک‌ها و آرایش حاصل از واکنشگرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه نیز از سایر عوامل خطا می‌باشند (رولینسون، ۱۹۹۳).

به خاطر به حداکثر رساندن دقت آنالیز، نمونه‌هایی با کمترین میزان دگرسانی انتخاب گردیدند همچنین نمونه‌ها به دور از هر گونه آلودگی، خرد و پودر شدند و با توجه به اینکه نمونه‌ها با استفاده از روش‌های ICP-MS و ICP-AES مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفتند لذا احتمال بروز خطاهای ناشی از تداخل و یا همپوشانی پیک‌ها، به دلیل حد آشکار سازی بسیار پایین، درستی، دقت و سرعت بالا تا حد زیادی کاهش می‌یابد بنابراین می‌توان با اطمینان بیشتری، نتایج به دست آمده را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد.

نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه در جدول (۴-۲) ارائه شده است. مقادیر 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) می‌باشند.

#### ۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از نتایج به دست آمده از تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه و پردازش آن‌ها، لازم است تغییرات و تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  بر روی آن‌ها صورت گیرد که در ذیل به توضیح آنها می‌پردازیم. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه پس از تصحیحات در جدول (۴-۳) آمده است.

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

میزان مواد فرار در سنگ‌های ماگمایی معمولاً کمتر از ۱ درصد می‌باشد. بنابراین، افزایش این میزان در این سنگ‌ها، از فرایندهای ثانویه نظیر هوازدگی و دگرسانی ناشی می‌شود (ژائو<sup>۱</sup> ۲۰۰۷). این مقادیر در نمونه‌های مطالعاتی از ۱/۳۵ درصد، تا حداکثر ۵/۱۸ درصد، متغیر می‌باشند. بنابراین، اکثر نمونه‌های مورد مطالعه دچار دگرسانی شده‌اند. شواهد موجود در نمونه دستی و در زیر میکروسکوپ مانند کلریتی شدن تأییدکننده این مطلب است. برای حذف مواد فرار، درصد L.O.I هر نمونه سنگی را از جمع کل اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده مقدار جدید اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرار آن حذف شده است. پس از آن، نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مقادیر جدید اکسیدهای سنگ) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، درصد اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه می‌شود. به عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرار (Z) برای نمونه‌ی BE-1 به صورت زیر قابل محاسبه است:

$$\text{BE-1: Sum} = 100.38, \text{ L.O.I} = 5/18$$

$$\text{Sum} - \text{L.O.I} = 100.8 - 5/18 = 95/62$$

$$Z = 100 / 95/62 = 1.04$$

اکنون ضریب ۱/۰۴ را در مقدار هر یک از اکسیدها ضرب کرده، مقدار جدید آن‌ها بدست می‌آید.

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

در تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌ها، مقدار اکسید آهن به صورت  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  کل ارائه می‌شود. در ساختمان سیلیکات‌ها و  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  در فازهای اکسیدی به صورت کانی‌های اپک وارد می‌شود. نسبت  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  در سنگ‌های آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش می‌یابد. بنابراین مقادیر محاسبه شده‌ی آهن فرو (FeO) و آهن فریک ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )، مقادیر واقعی نخواهند بود. این مسأله تأثیر قابل توجهی بر ترکیب کانی شناسی نورماتیو سنگ خواهد داشت به طوری که در محاسبه‌ی

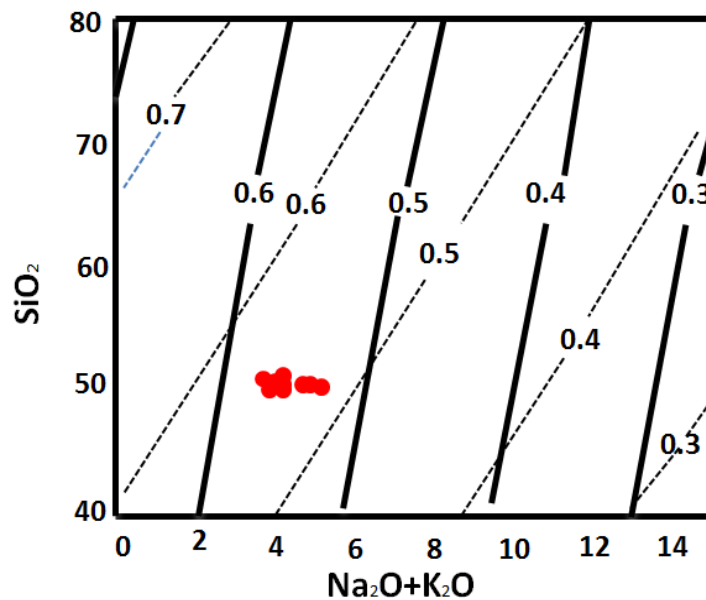
1 - Zhao

نورم سنگ اکسید شده، به دلیل افزایش نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ ، میزان مگنتیت نورماتیو، بیشتر از مقدار واقعی و مقادیر سیلیکات‌های آهن‌دار کمتر از مقدار حقیقی خواهد بود (میدلموست<sup>۱</sup>، ۱۹۸۹). برای تصحیح این خطا، از نمودار مجموع  $Na_2O + K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (لومتر<sup>۲</sup>، ۱۹۷۶) استفاده شده است (شکل ۴-۱).

$X =$  ضریب تصحیح نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  که با توجه به شکل (۴-۲) بدست می‌آید.

$$FeO = Fe_2O_{3T} / (1 + X)$$

$$Fe_2O_3 = Fe_2O_{3T} - FeO$$



شکل ۴-۲- نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $Na_2O+K_2O$  (لومتر، ۱۹۷۶) که در آن خطوط نسبت‌های اکسیداسیون‌های مساوی درصد  $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$  برای سنگ‌های آذرین درونی (با خطوط ممتد) و برای سنگ‌های آتشفشانی (با خط چین) نشان داده شده است. موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این شکل نشان داده شده است و نتایج به دست آمده از آن مبنای محاسبات و تصحیح مقادیر  $FeO$  و  $Fe_2O_3$  مد نظر قرار گرفته است.

1- Middlemost  
2- Le Maiter



جدول ۴-۲- نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه که مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی را به درصد وزنی و مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب را به قسمت در میلیون نشان می‌دهد. علائم معرف کانی‌های نرماتیو عبارتند از: Q: کوارتز، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، Hm: هماتیت، Il: ایلمنیت، Tn: اسفن، Ap: آپاتیت.

Sample	BE 01	BE 02	BE 03	BE 04	BE 05	BE 06	BE 07	BE 08	BE 09	BE 10
Major Oxide (Wt%) (داده‌های خام)										
SiO <sub>2</sub>	47.39	48.73	48.33	47.91	48.37	48.66	48.08	48.46	48.28	47.31
TiO <sub>2</sub>	2.27	1.57	1.58	3.22	1.6	1.65	1.87	2.2	1.81	2.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.26	16.44	16.53	13.88	16.03	15.41	14.98	14.38	15.35	14.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.45	10.53	10.85	15.65	11.47	11.41	12.22	13.36	11.69	14.26
MnO	0.23	0.17	0.17	0.25	0.18	0.18	0.19	0.21	0.19	0.22
MgO	4.87	6.74	6.77	4.28	6.69	6.79	6.52	5.44	6.39	5.96
CaO	9.19	9.39	9.97	7.51	10.46	10.65	9.92	9.38	10.32	9.1
Na <sub>2</sub> O	2.91	3.34	3.21	4.39	3.33	3.33	3.18	3.59	2.94	3.47
K <sub>2</sub> O	0.34	0.81	0.66	0.79	0.41	0.4	0.81	1.14	1.32	0.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.22	0.18	0.6	0.2	0.17	0.24	0.27	0.23	0.27
L.O.I	5.18	2.22	1.91	1.86	1.35	1.51	2.33	1.75	1.49	1.72
Total	100.3	100.2	100.2	100.3	100.1	100.2	100.3	100.2	100.09	100.1
Trace elements (ppm)										
Ba	72.380	105.675	73.346	180.915	64.343	66.436	142.998	296.407	256.182	133.929
Co	55.828	40.117	47.384	35.785	48.485	58.243	38.462	47.904	44.510	62.50
Cs	1.371	4.403	5.528	0.398	12.121	14.808	1.972	1.098	0.791	0.595
Ga	22.527	16.634	17.769	16.899	17.172	20.731	12.821	19.960	17.804	23.810
Hf	3.918	3.914	3.949	6.958	3.030	3.949	3.945	4.990	3.956	2.976
Nb	8.815	5.871	6.910	10.934	6.061	6.910	3.945	8.982	6.924	6.944
Rb	5.093	48.141	41.856	17.8	21.313	24.284	24.753	45.4	48.863	10.2
Sr	230	346	324	167	247	263	252	297	286	425
Ta	0.4	0.3	0.4	0.7	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1
Th	0.78	0.78	0.79	2.783	1.01	0.99	0.49	1.397	0.593	1.687
V	369.6	257.2	257.7	355.6	257.6	267.2	297.8	330.5	295.9	394.4
Zr	215	137	158	249	162	188	108	220	158	198
Cu	160	89	102	29	109	127	78	107	101	123
Zn	150	81	93	101	100	132	54	131	97	140
Ni	26.4	69.5	73.1	10.9	50.5	49.4	60.2	29.9	56.4	45.6
Mo	9.79	5.87	5.92	3.97	4.04	3.94	1.96	2.99	1.96	2.97
Rare earth elements (ppm)										
La	24.4	23	23.5	34.4	22.4	22.7	22.9	27.4	22.1	29.1
Ce	24.4	19.5	20.7	44.7	18.1	19.7	18.7	26.9	19.7	31.7
Pr	3.72	3.03	3.06	6.46	2.83	2.96	2.96	3.99	2.97	4.56
Nd	18.6	14.7	14.8	30.8	14.1	14.8	15.8	20.0	14.8	20.8
Sm	5.3	4.0	4.1	8.0	4.1	4.3	4.2	5.4	4.1	5.5
Eu	2.15	1.47	1.58	2.98	1.62	1.58	1.78	1.90	1.68	2.18
Gd	5.88	4.40	4.64	8.75	4.65	5.03	4.93	5.99	4.85	6.15
Tb	1.18	0.89	0.90	1.69	0.96	0.99	0.94	1.20	0.99	1.19
Dy	6.95	5.19	5.13	9.84	5.45	5.92	5.42	6.99	5.74	6.94

ادامه جدول ۲-۴

Ho	1.47	1.17	1.18	2.09	1.21	1.18	1.18	1.50	1.19	1.49
Er	4.21	3.03	3.26	5.77	3.33	3.55	3.35	4.29	3.46	4.17
Tm	0.78	0.60	0.57	0.99	0.72	0.66	0.61	0.80	0.60	0.72
Yb	3.9	2.9	2.9	5.8	3.3	3.4	3.2	3.9	3.3	4.1
Lu	1.27	0.98	0.91	1.19	0.77	0.71	0.62	0.69	0.57	0.68
Y	55	33	37	52	38	45	27	49	38	54
Norm (CIPW)										
Q	8.03	0.48	0.41	2.38	0.58	0.9	1.2	1.2	0.5	1.9
Or	2.11	4.89	3.97	4.74	2.45	2.39	4.88	6.8	7.9	3.0
Ab	25.86	28.85	27.64	37.70	28.52	28.55	27.44	30.84	25.24	29.85
An	23.23	28.04	29.25	16.07	27.92	26.26	24.69	20.06	25.15	23.7
Di	12.08	10.23	11.65	5.74	14.29	16.4	14.02	14.36	15.28	9.8
Hy	7.14	12.39	11.76	8.16	10.24	9.54	10.06	7.09	9.06	10.55
Il	0.51	0.37	0.37	0.54	0.39	0.39	0.41	0.45	0.41	0.48
Hm	15.17	10.75	11.04	15.88	11.61	11.56	12.46	13.56	11.86	14.5
Tn	5.18	3.45	3.46	7.32	3.47	3.60	4.15	4.89	3.97	5.49
Ap	0.64	0.53	0.42	1.44	0.5	0.40	0.6	0.65	0.55	0.6

جدول ۳-۴- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های سنگی مناطق مورد مطالعه پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ .

Sample	BE 01	BE 02	BE 03	BE 04	BE 05	BE 06	BE 07	BE 08	BE 09	BE 10
SiO <sub>2</sub>	49.78	49.74	49.18	48.63	48.97	49.31	49.04	49.20	48.98	48.09
TiO <sub>2</sub>	2.384	1.603	1.608	3.268	1.620	1.672	1.907	2.234	1.836	2.490
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.93	16.78	16.82	14.09	16.23	15.62	15.28	14.60	15.57	15.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.39	3.82	3.92	5.63	4.13	4.10	4.42	4.81	4.21	5.14
FeO	9.79	6.93	7.12	10.25	7.50	7.46	8.04	8.75	7.65	9.35
MnO	0.242	0.174	0.173	0.254	0.182	0.182	0.194	0.213	0.193	0.224
MgO	5.116	6.880	6.888	4.344	6.773	6.881	6.650	5.523	6.483	6.058
CaO	9.653	9.585	10.144	7.623	10.590	10.792	10.117	9.524	10.470	9.250
Na <sub>2</sub> O	3.057	3.409	3.266	4.456	3.371	3.375	3.243	3.645	2.983	3.527
K <sub>2</sub> O	0.36	0.83	0.67	0.80	0.42	0.41	0.83	1.16	1.34	0.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.273	0.225	0.183	0.609	0.202	0.172	0.245	0.274	0.233	0.274
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
BaO	0.011	0.010	0.010	0.020	0.010	0.010	0.020	0.041	0.030	0.020
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

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

### مطالعه

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

### ۴-۴-۱- رده‌بندی نورماتیو

#### الف) نمودار ANOR - Q' (F') (اشتریکایزن<sup>۱</sup> و لومتر، ۱۹۷۹)

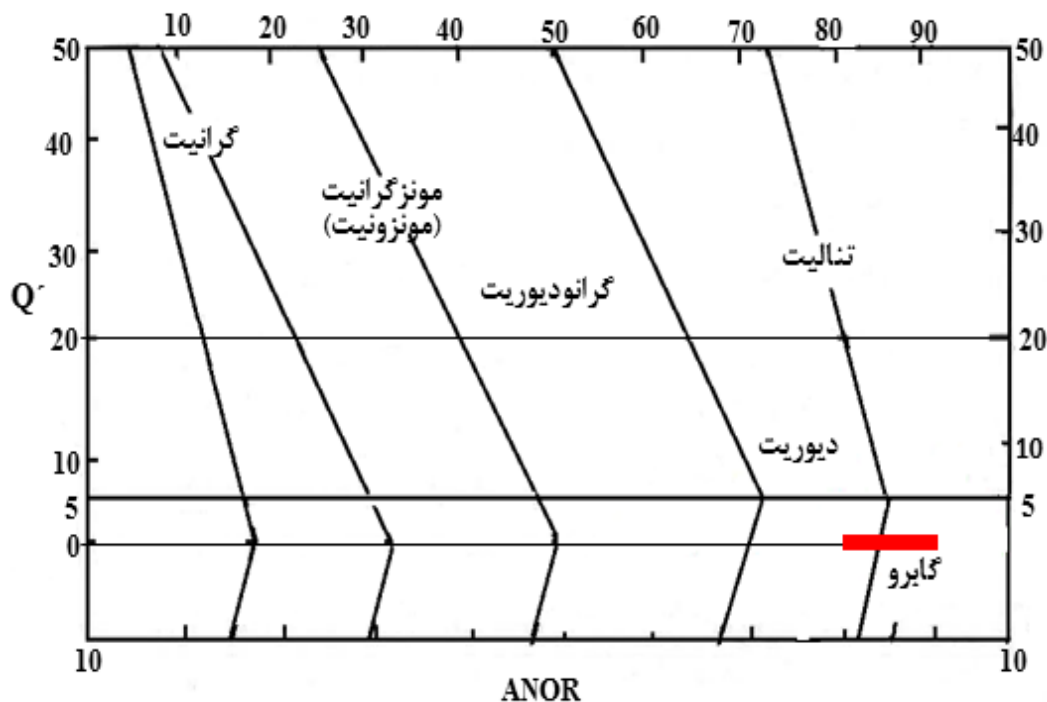
اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۹)، با هدف نمایاندن رده بندی QAPF اشتریکایزن، یک نمودار رده بندی برای سنگ‌های آتشفشانی و درونی براساس ترکیب نورماتیو آن‌ها ارائه کردند. در این نمودار، پارامتر Q' بر روی محور Y، بیانگر درجه اشباع‌شدگی از سیلیس (مقیاسی از مقدار کوارتز) و مقدار فلدسپاتوئید و پارامتر ANOR بر روی محور X، نمایانگر ترکیب در حال تغییر فلدسپار می‌باشد. پارامترهای Q' و ANOR عبارتند از:

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

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

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

نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار (شکل ۴-۳)، در محدوده گابرو واقع می‌شوند.



شکل ۳-۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه براساس ترکیبات نورماتیو و پارامترهای Q' و ANOR (اشترکایزن و لومتر، ۱۹۷۹).

#### ۴-۴-۲- رده‌بندی شیمیایی

در این رده‌بندی از مقادیر اکسیدها و نسبت‌های کاتیونی محاسبه شده از برخی از عناصر اصلی استفاده می‌شود. به منظور نامگذاری نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای طبقه‌بندی کاکس<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۸۵)، دولارش<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۸۰) و دوبون و لوفور<sup>۳</sup> (۱۹۸۳) استفاده شده است که در ذیل به توضیح آنها می‌پردازیم.

#### الف: نمودار TAS (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)

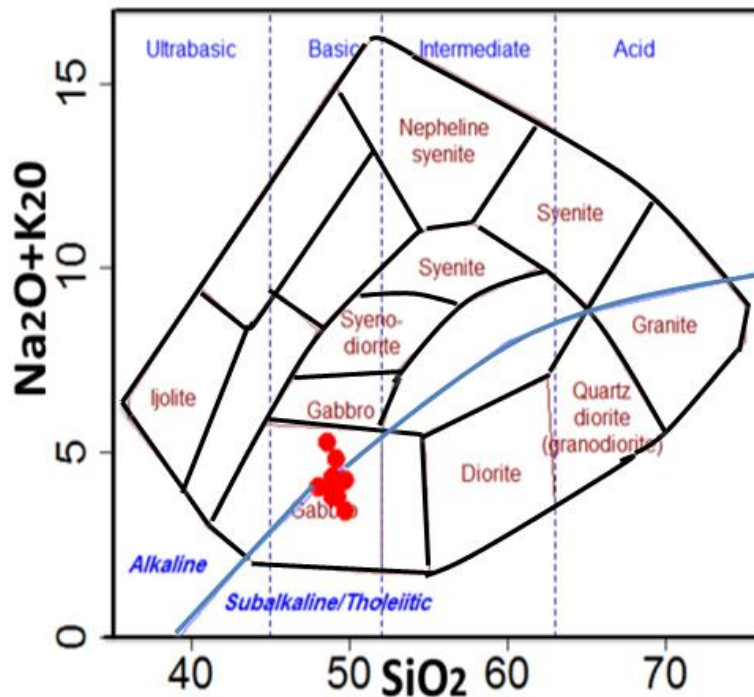
نمودارهای رده‌بندی مجموع آلكالی ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) در مقابل  $\text{SiO}_2$  (TAS)، را می‌توان جزء مهم‌ترین نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین برشمرد. در نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، مجموع درصد وزنی  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  ترسیم می‌گردد. این نمودار براساس میزان  $\text{SiO}_2$ ، به

1- Cox

2- De La Roche

3- Debon & Le Fort

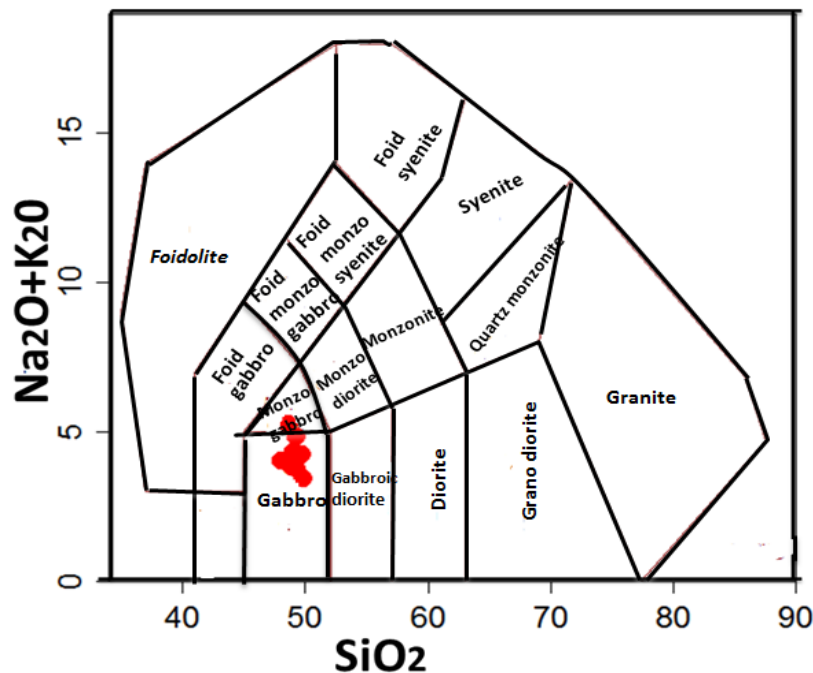
محدوده‌های اولترابازیک، بازیک، حدواسط و اسیدی تقسیم شده است. وجود خط جدا کننده محدوده آلكالی از ساب آلكالی از ویژگیهای این نمودار می‌باشد. همانطور که در شکل (۴-۴) نشان داده شده است نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گابرو قرار می‌گیرند و اکثر آنها دارای ماهیت ساب آلكالن هستند.



شکل ۴-۴- موقعیت دایک‌های گابرویی مورد مطالعه بر روی نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ ، (کاکس و همکاران ۱۹۷۹).

### ب) نمودار طبقه‌بندی مجموع آلكالن در مقابل $\text{SiO}_2$ (میدلموست، ۱۹۸۵)

این نمودار نیز بر اساس مقادیر  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  ترسیم شده است. در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گابرو- مونزوگابرو قرار می‌گیرند (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۵- موقعیت دایک‌های گابرویی مورد مطالعه بر روی نمودار  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$ ، (میدلموست، ۱۹۸۵).

### ج) نمودار طبقه‌بندی $R_1-R_2$ (دولاروش و لوتریه، ۱۹۸۰)

این نوع طبقه‌بندی براساس نسبت‌های کاتیونی طراحی شده است، بدین صورت که درصد وزنی اکسید در یک نمونه بر وزن مولکولی آن تقسیم شده و در تعداد کاتیون‌های موجود در همان اکسید ضرب می‌شود و در آخر نیز در ۱۰۰۰ ضرب شده تا براساس میلی کاتیون بدست آید. این روش توسط دولاروش و لوتریه<sup>۱</sup> در سال ۱۹۸۰ ابداع گردید. نمودار دو متغیره‌ای است که  $R_1$  در محور X و  $R_2$  در محور Y واقع شده است. پارامترهای تشکیل دهنده  $R_1$  و  $R_2$  به صورت زیر تعریف می‌شوند

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

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

مزایای این رده‌بندی به شرح زیر می‌باشد: (رولینسون، ۱۹۹۳).

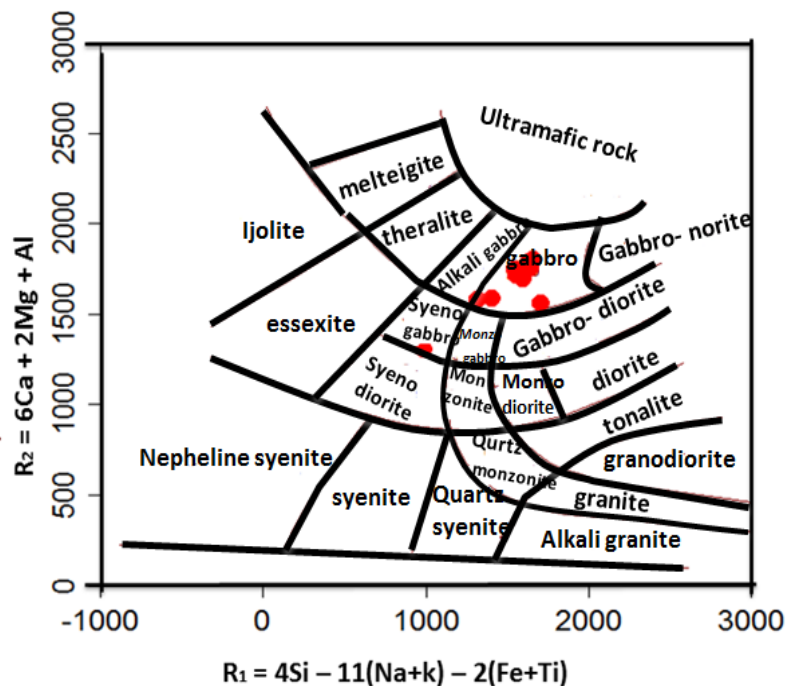
- از شیمی تمام عناصر اصلی سنگ در رده‌بندی استفاده می‌شود.

- برای همه سنگ‌های آذرین کاربرد دارد.

- ترکیب کانیها را می توان روی نمودار پیاده نمود و مقایسه ای وسیع میان داده های مودال و شیمیایی انجام داد.

- میزان سیرشدگی از سیلیس و تغییر ترکیب فلدسپارها را می توان نشان داد.

در این طبقه بندی نمونه های مورد مطالعه در محدوده گابرو و سیننو گابرو قرار می گیرند (شکل ۴-۶).



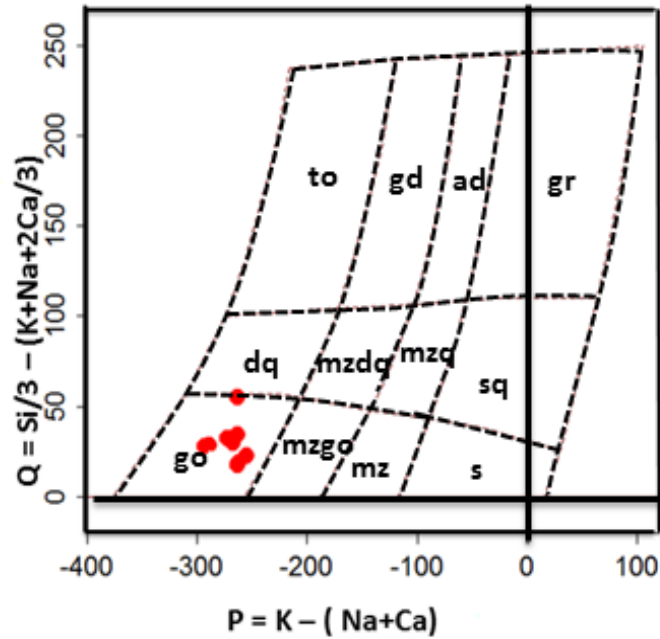
شکل ۴-۶- موقعیت دایک های گابرویی مورد مطالعه بر روی نمودار طبقه بندی  $R_1-R_2$  (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰).

#### د) نمودار طبقه بندی دوبون و لوفور (۱۹۸۳)

در این رده بندی از پارامترهای P و Q استفاده می شود و در آنها مانند رده بندی دولارش از مقادیر میلی کاتیون استفاده می شود. با توجه به شکل (۴-۷) نمونه های مورد مطالعه در محدوده گابرو قرار می گیرند.

$$Q = (Si/3) - (K+Na+2/3Ca)$$

$$P = K - (Na + Ca)$$



شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از پارامترهای کاتیونی P و Q (دوبون و لوفور، ۱۹۸۳).

جدول ۴-۴- اسامی به دست آمده بر اساس طبقه بندی‌های ژئوشیمیایی صورت گرفته.

نام سنگ	طبقه‌بندی
گابرو	کاکس و همکاران (۱۹۷۹)
گابرو، مونزو گابرو	میدلموست (۱۹۸۵)
گابرو، سینو گابرو	دولارش و همکاران (۱۹۸۰)
گابرو	دوبون و لوفور (۱۹۸۳)

بنابراین براساس مشاهدات صحرائی، مطالعات پتروگرافی و نمودارهای شیمیایی ماهیت گابرویی نمونه‌ها مورد تأیید می‌باشد.

#### ۴-۵- تعیین سری ماگمایی

طبق نظر کونو<sup>۱</sup> (۱۹۶۸) هر سری ماگمایی، یک مجموعه از سنگ‌های آذرین دارای ترکیب شیمیایی مختلف را در بر می‌گیرد که از تفریق یک ماگمای بازیک مادر و یا از ذوب یک سنگ منشاء (سنگ

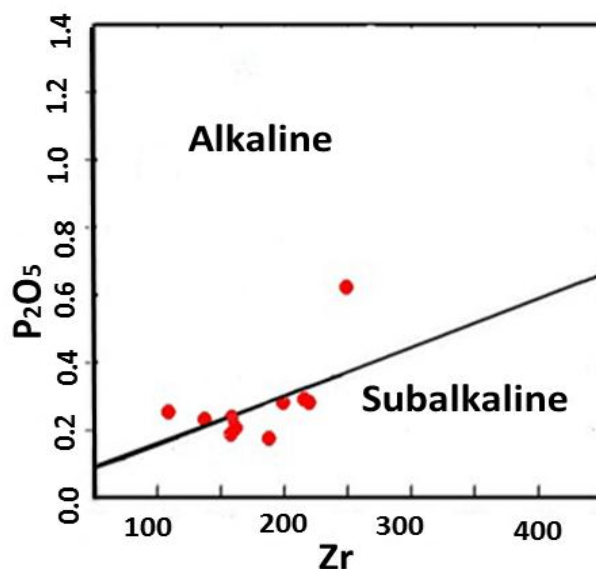
1- Kuno



مادر) حاصل شده‌اند. در نتیجه این انتظار وجود دارد که اعضای آن یکی پس از دیگری ظاهر گردند اما می‌دانیم که فرایندهای دیگری همچون اختلاط و ذوب بخشی نیز در تحول ماگماها دخالت دارند که مسیرهای گوناگونی به تحول سری ماگمایی می‌دهند. در حال حاضر ۵ سری ماگمایی مشخص شده‌اند که عبارتند از: سری تولئیتی، آلكالن، كالك‌آلكالن، شوشونیتی و تحولی (انتقالی). در ادامه با ارائه نمودارهای ژئوشیمیایی مختلف در خصوص تعیین سری ماگمایی و مشخص نمودن موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه، بر روی این نمودارها به بررسی سری ماگمایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم.

#### الف) نمودار $P_2O_5$ در مقابل Zr (فلوید و وینچستر<sup>۱</sup>، ۱۹۷۶)

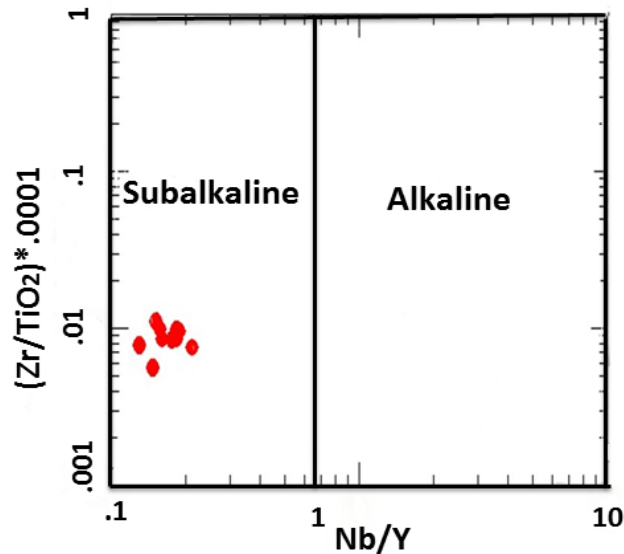
جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار  $P_2O_5$  در مقابل Zr (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۶) استفاده شده است که در این نمودار محدوده آلكالن و ساب‌آلكالن توسط خطی از هم تفکیک شده‌اند. همانطور که در شکل (۴-۸) مشاهده می‌شود اکثر نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلكالن قرار دارند.



شکل ۴-۸- موقعیت دایک‌های گابرویی مورد مطالعه بر روی نمودار تعیین سری ماگمایی  $P_2O_5$  در برابر Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶).

### ب) نمودار وینچستر و فلوید (۱۹۷۷)

این نمودار، بر اساس تغییرات نسبت‌های  $(Zr/TiO_2) \times 0.0001$  در مقابل Nb/Y، برای شناسایی سنگ‌های آکالن از ساب‌آکالن طراحی شده است و این محدوده‌ها توسط یک خط قائم از یکدیگر جدا می‌شوند. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ساب‌آکالن واقع شده‌اند (شکل ۴-۹).



شکل ۴-۹- موقعیت دایک‌های گابرویی مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات نسبت‌های  $(Zr/TiO_2) \times 0.0001$  در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷).

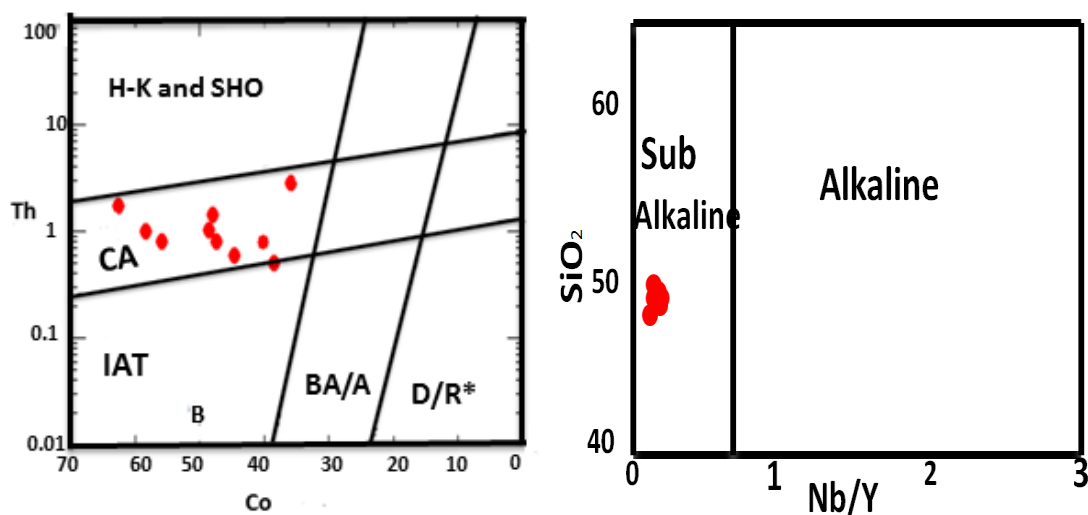
### ج) نمودار Nb/Y در مقابل $SiO_2$ (وود<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۷۹)

نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در این نمودار که از عناصری با تحرک کمتر مثل Y و Nb در مقابل  $SiO_2$  استفاده شده است، در محدوده ساب‌آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۰).

### د) نمودار Th در مقابل Co (هستی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۷)

در این نمودار سری‌های ماگمایی کالک‌آکالن با پتاسیم بالا- شوشونیتی و کالک‌آکالن، تولئیتی از هم تفکیک شده‌اند، نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه در محدوده کالک‌آکالن واقع شده‌اند (شکل ۴-۱۱).

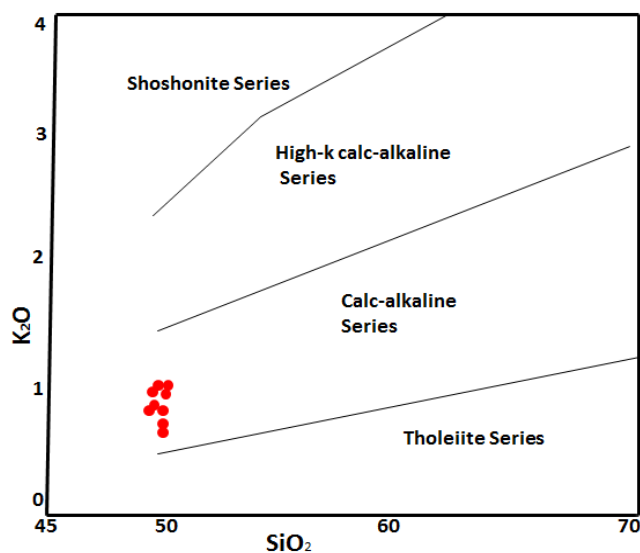
1- Wood  
2- Hastie



شکل ۴-۱۰- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار شکل ۴-۱۱- موقعیت نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه تعیین سری ماگمایی (وود و همکاران، ۱۹۷۹). در نمودار تعیین سری ماگمایی (هستی و همکاران، ۲۰۰۷).

### ه) نمودار K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)

در این نمودار سری‌های ماگمایی شوشونیتی، کالک‌آلکان با پتاسیم بالا، کالک‌آلکان و تولئیتی از هم تفکیک شده‌اند، نمونه‌های گابرویی ماهیت کالک‌آلکان را نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۲- موقعیت نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶).

## ۴-۶- بررسی تغییر و تحولات سنگ‌های مورد مطالعه به کمک نمودارهای

### تغییرات

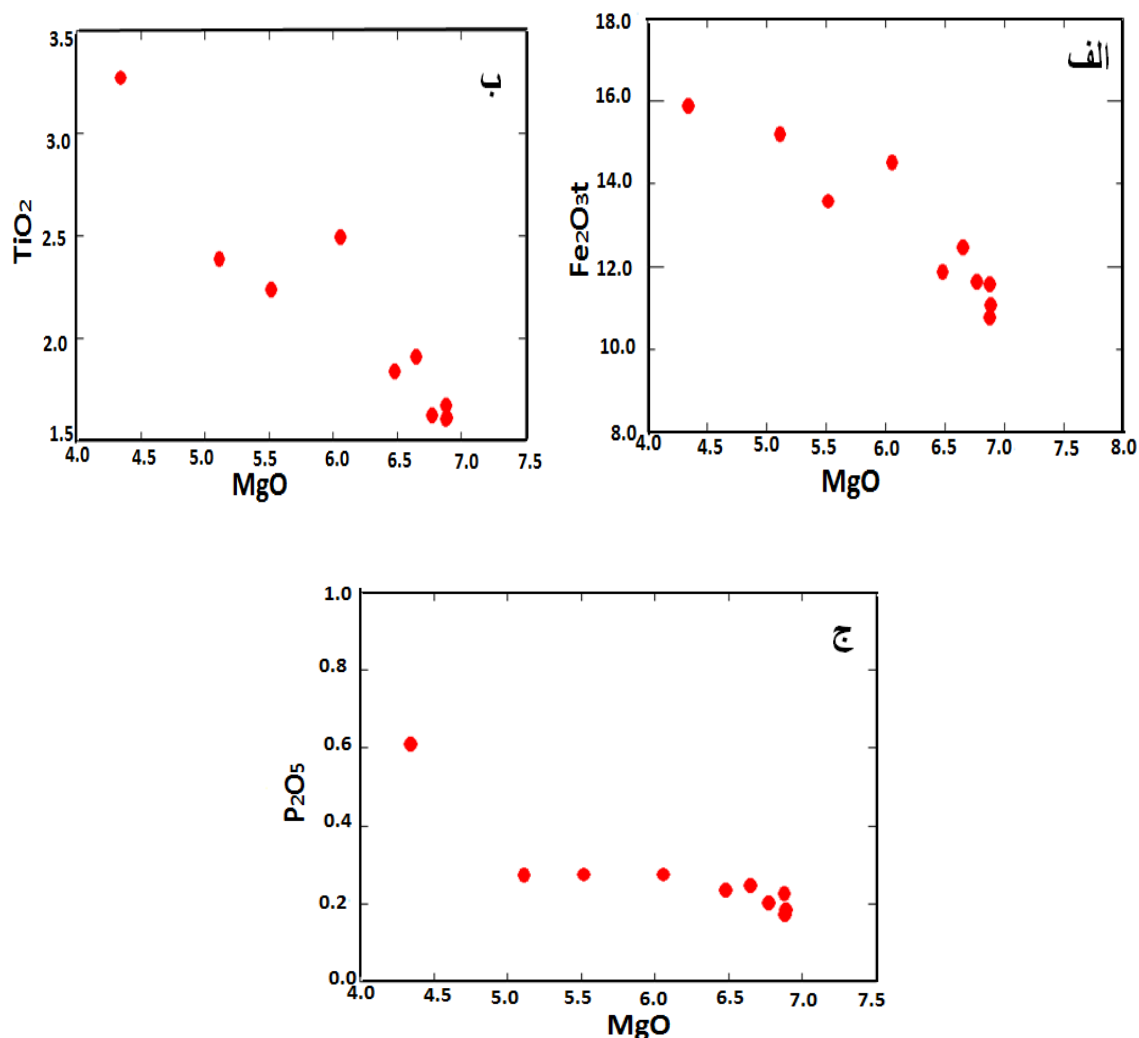
نمودارهای تغییرات دومتغیره برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی، کمیاب و تحولات پتروژئیتیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما، ارائه شده‌اند. در نمودارهای دو متغیره، عنصر واقع بر محور X باید به گونه‌ای انتخاب شود که بیشترین تغییرپذیری را در میان نمونه‌ها نشان دهد. اولین بار هارکر<sup>۱</sup> (۱۹۰۹)،  $\text{SiO}_2$  را به عنوان متغیر اصلی بر روی محور X انتخاب کرد. در واقع این نمودار جزء کاربردی‌ترین نمودارهای تغییرات، برای بررسی تغییر و تحولات ماگما به حساب می‌آیند. ولی کاکس و همکاران (۱۹۷۹) بیان داشتند که،  $\text{SiO}_2$  فقط می‌تواند برای سنگ‌های اسیدی تا حدواسط شاخص خوبی باشد و برای سنگ‌های بازیک مفید نمی‌باشد. از این رو فنر<sup>۲</sup> (۱۹۴۸)،  $\text{MgO}$  را به عنوان اکسید مناسب برای بررسی تغییرات کلی عناصر در سنگ‌های بازیک معرفی نمود. با توجه به گابرویی بودن نمونه‌ها از نمودارهای فنر استفاده شده است.

نمودارهای فنر (۱۹۴۸)، را می‌توان یکی از پرکاربردترین نمودارهای تغییرات و جایگزین مناسبی برای نمودارهای هارکر، در مورد سنگ‌های بازیک دانست. در نمودار فنر،  $\text{MgO}$  را به عنوان اکسید شاخص برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و یا کمیاب در نظر می‌گیرند. 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 اصلی و عناصر کمیاب به تغییرات میزان مودال کانی‌ها مرتبط است. بنابراین استفاده از نمودارهای تغییرات به منظور بررسی نقش تبلور تفریقی در این دایک‌ها، کاربرد چندانی ندارند. به عنوان مثال اگرچه در نمودارهای تغییرات  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{MgO}$ ، افزایش مقادیر آن‌ها در مقابل  $\text{MgO}$  مشاهده می‌شود طبق مطالعات پتروگرافی افزایش این مقادیر را می‌توان به دلیل بالا بودن میزان

1- Harker  
2- Fenner

منیتیت اولیه و ثانویه در نمونه‌های BE01, BE 04, BE 08, BE 10 و پائین بودن میزان MgO در آن‌ها را می‌توان به علت پایینتر بودن جزئی بلورهای کلینوپیروکسن در آن‌ها نسبت به نمونه‌های دیگر دانست (شکل ۴-۱۳ الف-ب) و یا در نمودار  $P_2O_5$  در مقابل MgO، نمونه BE04 که مقدار  $P_2O_5$  بیشتری نشان می‌دهند، طبق مطالعات پتروگرافی دارای میزان آپاتیت بیشتری هستند (شکل ۴-۱۳ ج).

بنابراین این تغییرات را با توجه به ترکیب گابرویی تمامی نمونه‌های مورد مطالعه، نباید ناشی از تبلور تفریقی دانست، لذا استفاده از این نمودارها کاربرد چندانی برای نمونه‌های مورد مطالعه ندارد.



شکل ۴-۱۳- نمودارهای تغییرات درصد اکسید- درصد MgO (فتر، ۱۹۴۸) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

#### ۴-۷- نمودارهای بهنجار شده و چندعنصری (عنکبوتی)

از نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی جهت تعیین کیفی نوع سنگ منشأ، کیفیت ذوب بخشی، تبلور تفریقی ماگما و همچنین تفکیک سری‌های ماگمایی استفاده می‌گردد. البته هر گونه تعبیر و تفسیر این نمودارها باید با شواهد صحرایی و پتروگرافی همخوانی داشته باشد. عناصر کمیاب خاکی (REE)، از مهم‌ترین عناصر کمیاب هستند و کاربردهای فراوانی را در علوم مختلف دارند. این عناصر شامل فلزاتی با عدد اتمی ۵۷ (La) تا ۷۱ (Lu) می‌باشند. علاوه بر این عناصر، Y که دارای شعاع یونی مشابه با Ho است، و به دلیل شباهت‌های زیادی در خواص شیمیایی و ژئوشیمیایی همواره همراه با این گروه نامبرده می‌شود. مقدار این گروه از عناصر در ماگما توسط شیمی عناصر، ویژگی‌های سنگ منشأ و تعادل بلور- مذاب کنترل می‌شوند. بنابراین می‌توان گفت که این عناصر اطلاعات دقیق و جامعی را در مورد تاریخچه تکامل ماگما ارائه می‌دهند (رولینسون، ۱۹۹۳). برای کمک به مطالعه زمین‌شناسی، بهنجار کردن تمرکز هریک از REE های خاص در یک سنگ، کانی، سیال و غیره نسبت به برخی مواد استاندارد مرجع سودمند تشخیص داده شده است. این امر به ویژه هنگامی که از نمودارهای ترسیمی داده‌های REE استفاده می‌شود ضروری است. زیرا مشکلات ممکن در مقایسه عناصر ناشی از نوسان فراوانی با عدد اتمی و نظایر آن را برطرف می‌سازد. به همین منظور برای بهنجار کردن معمولاً از داده‌های گوشته و یا کندریت استفاده می‌شود که در واقع تخمینی برای انحراف از ترکیب اولیه است که در ادامه به توضیح آنها می‌پردازیم.

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

به عقیده تامپسون<sup>۱</sup> (۱۹۸۲)، بهنجار سازی نسبت به مقادیر کندریتی اولیه مناسب‌تر است، زیرا مقادیر کندریتی برخلاف مقادیر گوشته اولیه که تخمینی می‌باشد مستقیماً از نمونه‌های بدست آمده اندازه‌گیری می‌شوند.

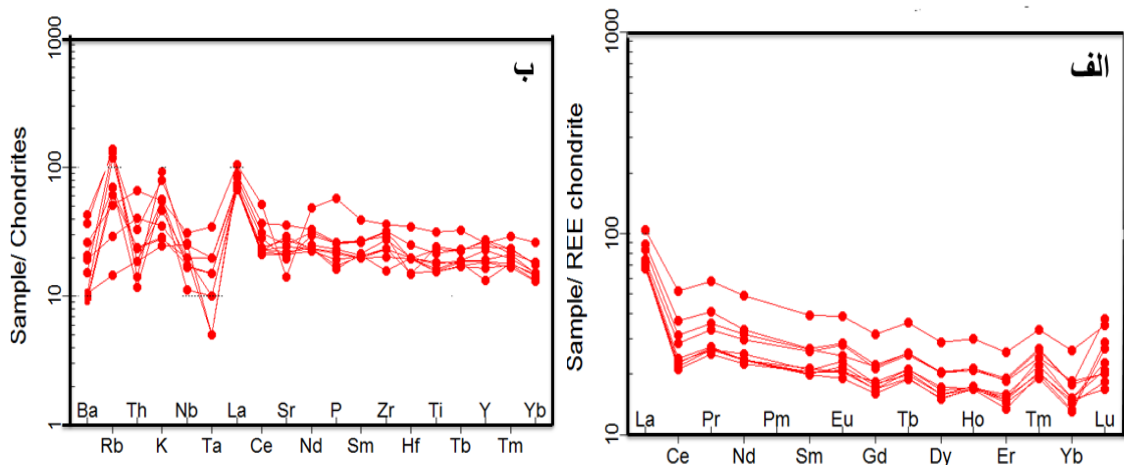
1- Thompson

نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت ناکامورا<sup>۱</sup>، (۱۹۷۴) برای نمونه‌های مورد مطالعه ترسیم شده است براساس این نمودار، نمونه‌ها غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی کمیاب سبک (LREE)، و تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۴-الف). نمودار LREE/HREE آن‌ها از شیب نزولی برخوردار است. غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE در منطقه می‌تواند به سه دلیل رخ دهد: اولاً فرو رفتن ورقه اقیانوسی در گوشته، جریانی از سیالات آبدار تولید می‌نماید که به صورت کاتالیزور عمل نموده و باعث ذوب‌بخشی می‌شود و عامل حمل عناصر LILE و LREE به درون گوه گوشته‌ای می‌گردد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۳). دومین عامل نیز آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای می‌باشد و سومین دلیل درجه ذوب‌بخشی پایین منبع گوشته‌ای می‌باشد که به وسیله تمرکز بالای عناصر فرعی ناسازگار (کوبان<sup>۲</sup>، ۲۰۰۷) و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE تشخیص داده شده است (سان و هانسون<sup>۳</sup>، ۱۹۷۵). بنابر نظر بست (۲۰۰۳)، کونلی و همکاران<sup>۴</sup> (۲۰۰۵)، مورا و همکاران<sup>۵</sup> (۲۰۰۷) و تمیزل و ارسلان<sup>۶</sup> (۲۰۰۸) غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE با مذاب‌هایی انطباق دارد که از یک گوشته متاسوماتیسم شده توسط سیالات ناشی از لیتوسفر اقیانوسی در حال فرورانش حاصل شده‌اند. عناصر LILE به دلیل دارا بودن پتانسیل یونی پایین در فشار و دمای بالا به آسانی در سیال‌های آبدار حل شده و انتقال می‌یابند (گرین و پیرسون<sup>۷</sup>، ۱۹۸۶)، در صورتی که میزان انحلال‌پذیری عناصر HFSE در سیال‌های آبدار پایین است (تاتسومی<sup>۸</sup> و همکاران، ۱۹۸۶). این امر باعث می‌شود که در حین عمل ذوب بخشی یا از دست دادن آب پوسته اقیانوسی فرورونده، گوه گوشته‌ای بر اثر متاسوماتیسم سیال‌های آبدار از عناصر LILE نسبت به عناصر HFSE غنی شود (گرین<sup>۹</sup>، ۲۰۰۶). در نمودار چندعنصری (عنکبوتی) بهنجار شده نسبت به

---

1- Nakamura  
2- Coban  
3- Sun & Hanson  
4- Conly  
5- Mora  
6- Temizel & Arslan  
7- Green & Pearson  
8 Tatsumi  
9- Green

کندریت تامپسون (۱۹۸۲) نمونه‌های مورد مطالعه تا حدودی غنی‌شدگی از K, Rb و La و همچنین تهی‌شدگی از Nb, Th و Ta نشان داده‌اند که می‌تواند نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای نمونه‌های مورد مطالعه باشد. ماگماهایی که از گوشته نشأت می‌گیرند به وسیله پوسته قاره‌ای هنگام بالا آمدن آلوده می‌شوند که از نشانه‌های آن آنومالی منفی Nb و Ta می‌باشد (شکل ۴-۱۴-ب). عدم وجود آنومالی منفی Eu در نمونه‌های مورد مطالعه به حضور معمول پلاژیوکلاز در آن‌ها مرتبط است و همچنین آنومالی منفی Yb نیز توسط حضور در فازهای دیرگداز گوشته‌ای توجیه می‌شود. به عقیده برخی از محققین آنومالی منفی Ce, Ta, Nb از مشخصات ماگماهای وابسته به فرورانش است (کاستیلو<sup>۱</sup>، ۲۰۰۶) که عمدتاً ناشی از مشارکت رسوبات قاره‌ای روی صفحه فرورونده در ذوب و تشکیل ماگماهای محیط‌های کمانی است. در محیط‌های فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای، فازهای فرعی دیرگداز نظیر ایلمنیت و روتیل در پوسته اقیانوسی دگرگون شده فرورونده پایدار می‌باشند و عناصر HFS نظیر Nb و Ta را در خود نگه می‌دارد و با جلوگیری از مشارکت آن‌ها در ماگما سبب ایجاد آنومالی منفی این عناصر می‌شود (ناگودی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۳).



شکل ۴-۱۴-الف) نمودار تغییرات عناصر کمیاب‌خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب) نمودار چندعنصری (عنکبوتی) بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) برای دایک‌های گابرویی مورد مطالعه.

1- Castillo

1- Nagudi

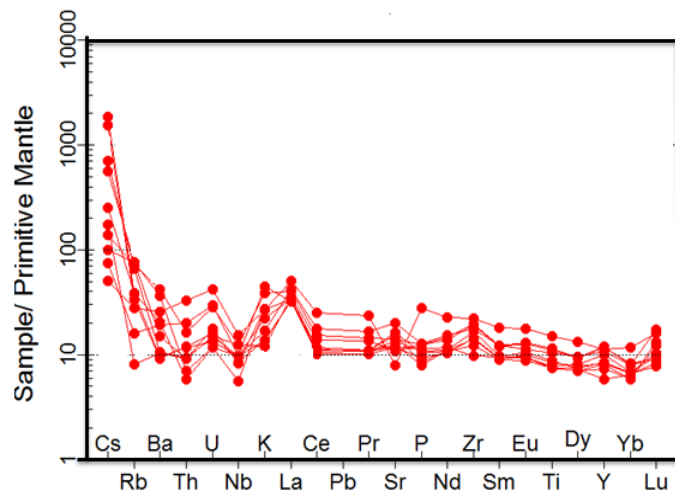


## ۴-۷-۲- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

در بررسی الگوی چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه نمونه‌های مورد مطالعه، از مقادیر سان و مک‌دونوف<sup>۱</sup> (۱۹۸۹) استفاده شده است نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر LILE (سزیم، روبیدیم، اورانیوم، پتاسیم) غنی‌شدگی و از عناصر HFSE (مخصوصاً نیوبیوم) تهی‌شدگی نشان می‌دهند که این غنی‌شدگی و تهی‌شدگی از عناصر بالا می‌تواند نشانه آغشتگی ماگما و آلودگی آن توسط مواد پوسته‌ای باشد (هاریس<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۸۶ و چاپل و وایت<sup>۳</sup>، ۱۹۹۲). آنومالی مثبت Cs، Rb می‌تواند ناشی از آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای اتفاق افتاده باشد بدین صورت که پوسته قاره‌ای از سزیم و روبیدیم غنی است (شکل ۴-۱۵). بنابراین توقف ماگما (هرچند کوتاه مدت)، در پوسته قاره‌ای، به صورت نفوذ سیالات پوسته‌ای به داخل ماگما و یا هضم مواد پوسته‌ای توسط ماگمای سازنده سنگ‌ها، باعث ایجاد این نوع آنومالی در نمونه‌های مورد مطالعه می‌شود (وایر<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۳، وانگ<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۰۳). این نمودار آنومالی منفی Nb را نشان می‌دهد. متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای به شدت از Nb تهی شده است، بنابراین آنومالی منفی Nb و Ta در نمونه‌های گابرویی، می‌تواند نشانگر ارتباط محیط تشکیل نمونه‌های مورد مطالعه با محیط فرورانش و یا آرایش پوسته‌ای ماگما باشد (کورت<sup>۶</sup> و همکاران، ۲۰۰۸). فراوانی عنصر La در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه را می‌توان به فراوانی پلاژیوکلازها به عنوان یک فاز اصلی نسبت داد. اگر نسبت‌های عناصر  $La/Nb > 1.5$  در نمونه‌ها باشد نشان‌دهنده احتمال وجود آلودگی پوسته‌ای است (عبدالفتاح<sup>۷</sup> و همکاران، ۲۰۰۴). همچنین این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه به طور میانگین  $3/45$  می‌باشد که آرایش پوسته‌ای را تأیید می‌نماید. شاهد دیگری برایین مدعا آنومالی مثبت عنصر Cs می‌باشد که نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده نمونه‌های مورد مطالعه است.

---

2- Sun & McDonough  
2- Harris  
3- Chapple and White  
4- Wayer  
5- Wang  
3- Kurt  
7- Abdel-Fattah



شکل ۴-۱۵- نمودارهای عنکبوتی (چند عنصری) بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف ۱۹۸۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

فصل پنجم

سروشنز

## ۱-۵- مقدمه

در فصول گذشته ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، به دقت مورد بررسی قرار گرفتند. تلفیق مجموعه بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و نتایج آنالیزهای شیمیایی، این امکان را فراهم می‌آورد که بتوانیم در مورد ماگماتیسم منطقه و تحولات ماگمایی و ارتباط آن با ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه، بحث نماییم. در این فصل ابتدا جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه و سپس خصوصیات محل منشأ، چگونگی ذوب و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آن‌ها مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

## ۵-۲- تعیین محیط تکتونیکی

به اعتقاد ویلسون (۱۹۸۹)، هر یک از محیط‌های زمین‌شناختی، مجموعه سنگ‌های خاص خود را دارند و توزیع سنگ‌ها با جایگاه زمین‌شناختی تغییر می‌کند. بنابراین یکی از اهداف اصلی پتروژنز را می‌توان تعیین محیط تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌ها دانست. نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونوماگمایی، نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی هستند که در آن ماگمای تولید شده و جایگاه‌های تکتونیکی متفاوت می‌توانند براساس شیمی آن‌ها از یکدیگر متمایز شوند (پیرس و کان<sup>۱</sup>، ۱۹۷۳). نخستین بار پیرس و کان (۱۹۷۳) نظریه استفاده از شیمی سنگ‌کل را برای شناسایی ماگماهای مربوط به محیط‌های زمین‌ساختی مختلف ارائه دادند. البته بنا بر نظر ایشان، نمودارهای جدایشی به ندرت محیط زمین‌ساختی قدیمی را بدون ابهام تعیین می‌کنند. این نمودارها بیانگر یک محیط زمین‌ساختی احتمالی هستند و نمی‌توانند تأیید قاطعی بر یک محیط زمین‌ساختی باشند. غلظت عناصر تشکیل دهنده یک ماگمای بازالتی اولیه تابعی از غلظت عناصر در گوشته محل منبع، میزان ذوب، فرایندهای تبلور تفریقی و آرایش پوسته‌ای هستند. بنابراین در ترسیم یک نمودار تمایز تکتونیکی خوب باید از عناصری استفاده شود که نسبت به فرایندهای ثانویه حساس نباشند و توسط یک روش

---

1- Pearce & Cann

تجزیه‌ای ساده، به سرعت و با دقت خوب حتی در غلظت‌های پائین به آسانی قابل اندازه‌گیری باشند در بسیاری از این نمودارها از عناصر نسبتاً نامتحرک مانند Ti، Zr، Nb و P استفاده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

در مطالعه حاضر به منظور تعیین محیط تکتونوماگمایی تشکیل نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده شده است که در ذیل به توضیح آنها می‌پردازیم.

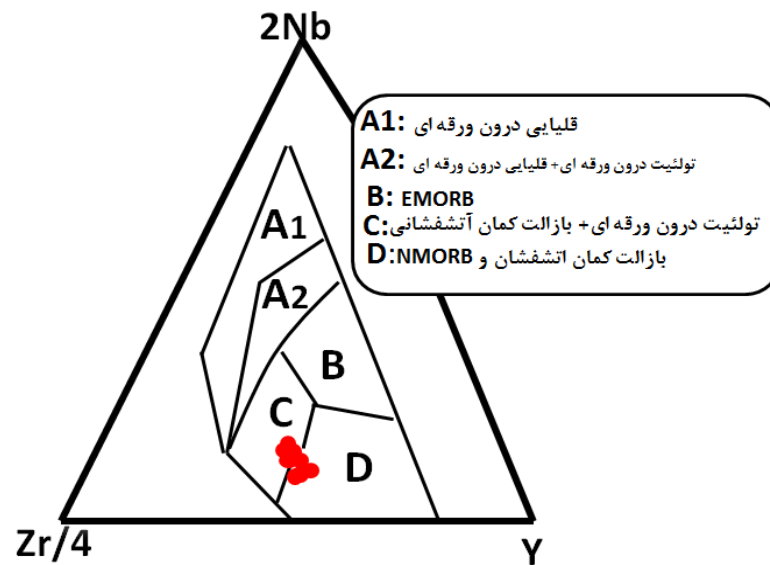
### ۵-۲-۱- نمودار 2Nb-Y-Zr/4 (مشد<sup>۱</sup>، ۱۹۸۶)

مشد (۱۹۸۶)، پیشنهاد کرد که عنصر کمیاب و متغیر Nb می‌تواند برای جداکردن انواع مختلف بازالت‌ها به کار رفته و دو نوع MORB را که عبارتند از NMORB، یعنی بازالت محیط پشته میان‌اقیانوسی عادی و تهی‌شده از عناصر کمیاب ناسازگار و نیز EMORB، یعنی بازالت‌های کف اقیانوسی، که عموماً غنی از عناصر کمیاب ناسازگارند، را از هم جدا کند. در این نمودار از عنصر Nb در کنار سایر عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) استفاده شده است. در نمودار مثلثی 2Nb-Y-Zr/4 چهار محدوده وجود دارد. بازالت‌های آلکالن درون‌ورقه‌ای در محدوده A1 قرار می‌گیرند. تولیت‌های درون‌ورقه‌ای و بازالت‌های آلکالن درون‌ورقه‌ای در محدوده‌های A2 و C، EMORB‌ها در محدوده B و NMORB‌ها در محدوده D قرار می‌گیرند. بازالت‌های کمان آتشفشانی نیز در محدوده‌های D و C رسم می‌شوند. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده تولیت‌های درون‌ورقه و بازالت‌های کمان آتشفشانی (میدان C و D) واقع شده‌اند (شکل ۵-۱).

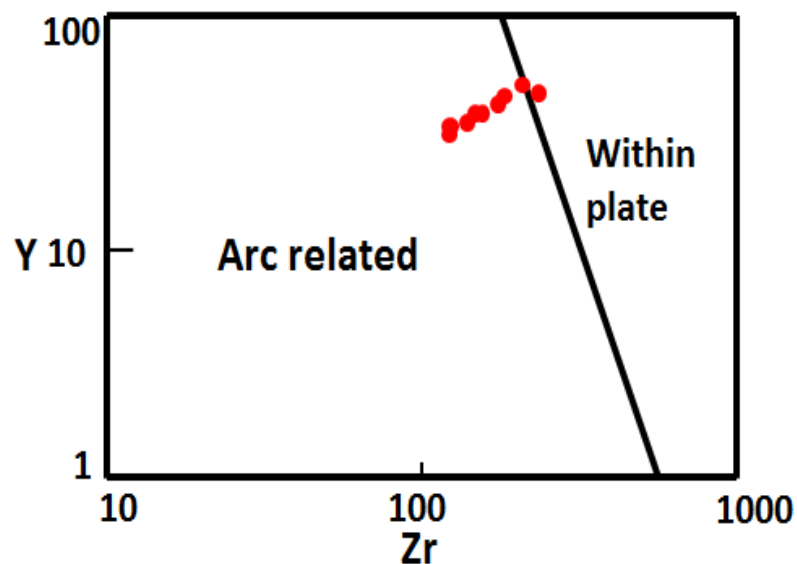
### ۵-۲-۲- نمودار تغییرات Y در مقابل Zr (مولر و گروس، ۱۹۹۷)

در نمودار (مولر و گروس، ۱۹۹۷) نمونه‌های گابروبی مورد مطالعه در حد فاصل بین دو محدوده بازالت‌های کمانی و درون‌قاره‌ای واقع شده‌اند. به اعتقاد راموس و کای (۲۰۰۶) بازالت‌های پشت کمانی در پشت کمان‌های آتشفشانی اصلی و در بسیاری از نواحی کمان قاره‌ای واقع شده‌اند و گذر از

بازالت‌های کمانی به سمت بازالت‌های درون قاره‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۵-۲).



شکل ۵-۱- موقعیت دایک‌های گابرویی مورد مطالعه در نمودار Nb-Zr/4-Y (مشد، ۱۹۸۶).



شکل ۵-۲- نمودار تغییرات Y در مقابل Zr (مولر و گروس، ۱۹۹۷)، جهت تعیین محیط تکتونوماگمایی دایک گابرویی.

به منظور تفکیک قلمرو بازالت‌های کمان آتشفشانی از بازالت‌های پشت کمان از نمودارهای تغییرات

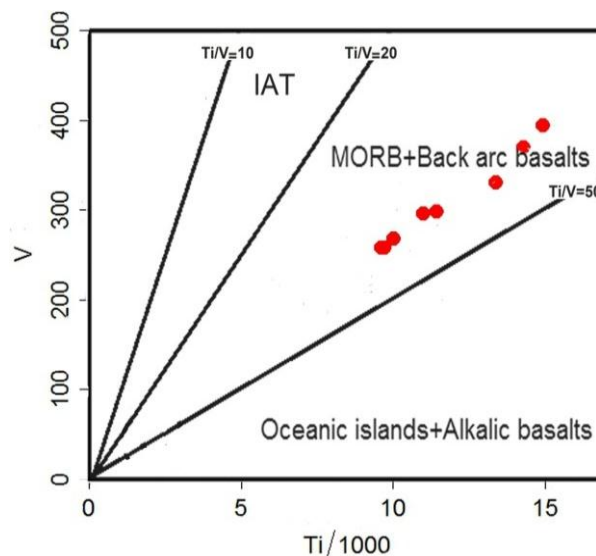
V در برابر  $Ti/1000$  (شروه<sup>۱</sup>، ۱۹۸۲) و  $Ti/Zr$  در مقابل Zr (وودهد<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۳)، استفاده شده

است که در ادامه به شرح آنها می‌پردازیم.

1- Shervais  
2- Woodhead

### ۵-۲-۳- نمودار تغییرات V در برابر Ti/1000 (شروه، ۱۹۸۲)

نمودار شروه (۱۹۸۲)، بازالت‌های آلکالن و بازالت‌های جزایر اقیانوسی، بازالت‌های تولییتی و بازالت‌های کمان اقیانوسی، بازالت‌های مورب و بازالت‌های حوضه‌های پشت کمانی را از یکدیگر تفکیک می‌کند. محدودیت این نمودار آن است که تمایزی بین بازالت‌های مورب و بازالت‌های پشت کمانی در نظر گرفته نشده است (باگاس<sup>۱</sup>، ۲۰۰۸). اگرچه به نظر می‌رسد که فرایندهای تأثیرگذار در ماگماتیسم مناطق پشت کمان مشابه تشکیل بازالت‌ها در حوضه‌های اقیانوسی است، اما فرایندهای مؤثر در ماگماتیسم پشت کمان تحت تأثیر پدیده فرورانش می‌باشد که سبب می‌شود تا ماگماتیسم این مناطق تنوع ژئوشیمیایی بیشتری نسبت به حوضه‌های اقیانوسی داشته باشند (تایلور و مارتینز<sup>۲</sup>، ۲۰۰۳). در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو بازالت‌های حوضه پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۳).



شکل ۵-۳- نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000 شروه (۱۹۸۲)، جهت تعیین محیط تکتونوماگمایی دایک‌های گابرویی.

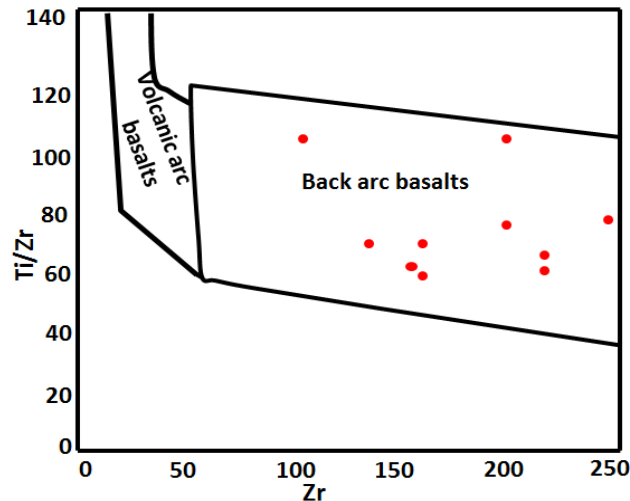
### ۵-۲-۴- نمودار Ti/Zr در مقابل Zr (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳)

در این نمودار از عناصر با قدرت میدان بالا و نسبتاً بی‌تحرك Ti و Zr استفاده شده است. جهت تفکیک بازالت‌های حوضه پشت کمان از پشته‌های میان اقیانوسی (مورب) می‌توان از عناصر HFSE و عناصر

3- Bagas

2- Taylor & Martinez

نامتحرک مانند Ti و Zr استفاده نمود. نمودار Ti/Zr در مقابل Zr (وودهد و همکاران، ۱۹۹۳)، بازالت-های کمان آتشفشانی از بازالت‌های پشت کمانی تفکیک شده‌اند در این نمودار نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های پشت کمان واقع می‌شوند (شکل ۵-۴).



شکل ۵-۴- نمودار Ti/Zr در مقابل Zr، وودهد و همکاران (۱۹۹۳)، جهت تعیین محیط تکتونوماگمایی دایک‌های گابرویی

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

یکی از کاربردهای عناصر کمیاب خاکی و نسبت‌های آن‌ها، تعیین عمق و درجه ذوب بخشی منشأ گوشته‌ای ماگماها می‌باشد. در مطالعه حاضر به منظور تعیین ترکیب درجه ذوب بخشی و عمق محل منشأ ماگما از نمودارهای مختلفی استفاده شده است که در ادامه به معرفی آن‌ها می‌پردازیم.

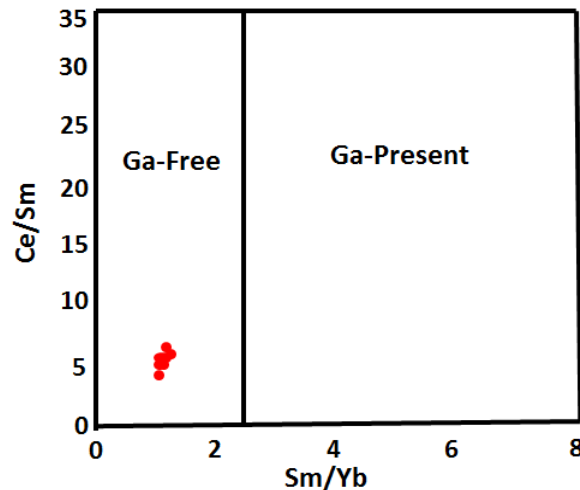
#### ۵-۳-۱- تعیین ترکیب محل منشأ ماگما

##### ۵-۳-۱-۱- نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷)

در بسیاری از ماگماها، با استفاده از حضور و یا عدم حضور گارنت در محل منبع می‌توان عمق و درجه ذوب بخشی را تخمین زد. از نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷)، برای تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، استفاده شده است. نسبت Sm/Yb، به عنوان نسبت یک عنصر سازگار به ناسازگار برای گارنت، جهت شناسایی کانی-



شناسی منشأ مورد استفاده قرار می‌گیرد. ذوب بخشی از یک منبع گارنت‌دار مذابی با مقادیر Sm/Yb بالاتر از ۲/۵ نسبت به منشأ ایجاد می‌کند. با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در نمودار فوق مقادیر Sm/Yb به طور میانگین حدود ۱/۸ می‌باشد در نتیجه نشان دهنده عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ می‌باشد (شکل ۵-۵).



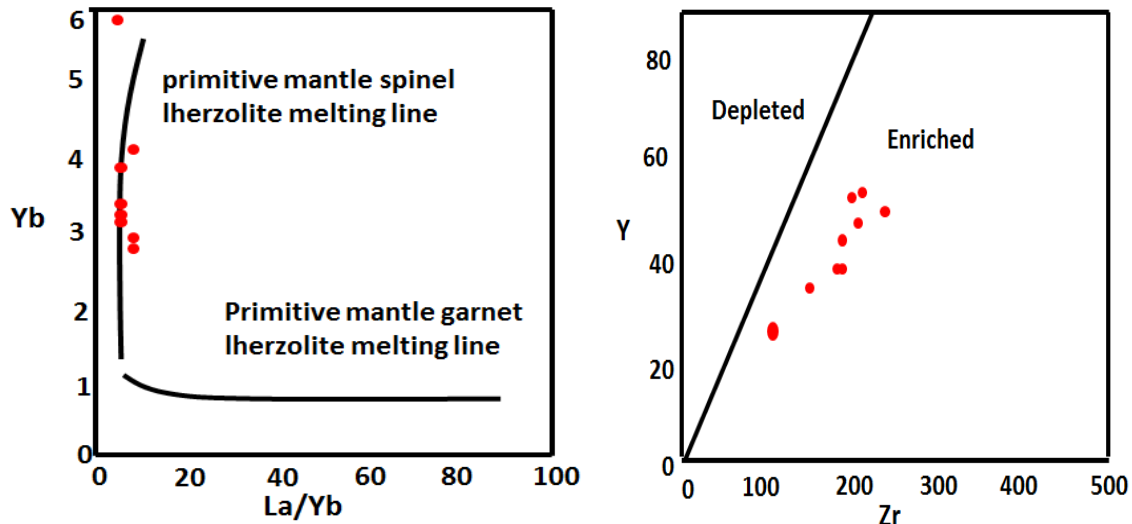
شکل ۵-۵- نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb، کوبان (۲۰۰۷) جهت تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ دایک‌های گابرویی.

#### ۵-۳-۱-۲- نمودار نسبت‌های عناصر ناسازگار Y-Zr (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)

از نمودارهای Y در مقابل Zr (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) به منظور بررسی غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی ناحیه منشأ گوشته‌ای نمونه‌های مورد مطالعه استفاده شده است بر طبق این نمودار (شکل ۵-۶) نمونه‌ها از یک منشأ غنی شده منشأ گرفته‌اند که این غنی‌شدگی را می‌توان ناشی از آزدایی صفحه اقیانوسی فرورانده شده متاسوماتیسم شده دانست که منجر به ایجاد سیالاتی غنی از LILE و تهی از HFSE می‌شود اختلاط سیالات حاصله با گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای منجر به تعدیل ناحیه منشأ سنگ‌های پشت کمانی شده است. ماگماهای پشت کمانی، دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشترک ماگماهای کمان فرورانش و درون صفحه‌ای هستند، زیرا گوشته محل منبع آن‌ها قبلاً توسط سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده تعدیل شده است.

### ۵-۳-۱-۳- نمودار Yb در مقابل La/Yb (پیترز و همکاران، ۲۰۰۸)

در نمودار Yb در مقابل La/Yb (پیترز و همکاران، ۲۰۰۸)، می‌توان ذوب گوشته اسپینل لرزولیتی را مسئول اساسی در تولید ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی به حساب آورد (شکل ۷-۵).



شکل ۷-۵- نمودار Yb در مقابل La/Yb، پیترز و همکاران (۲۰۰۸)، به منظور تعیین ترکیب ناحیه منشأ.

شکل ۵-۶- نمودار Y در مقابل Zr، سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) به منظور تشخیص غنی شدگی و یا تهی شدگی ناحیه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه.

### ۵-۳-۲- تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ ماگما

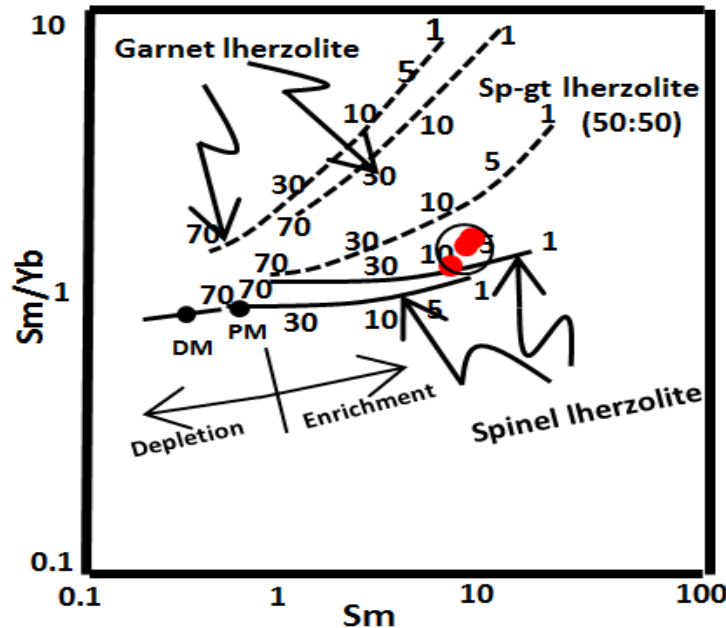
تعیین عمق و درجه ذوب بخشی منشأ گوشته‌ای ماگماها را می‌توان بوسیله REE و نسبت‌های آن محاسبه نمود. در این بخش سعی شده است که با استفاده از این نمودارها، عمق و درجه ذوب بخشی ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه تعیین شوند.

### ۵-۳-۱-۲- نمودار Sm/Yb در مقابل Sm (ژائو و ژو، ۲۰۰۷)

در یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی، Sm و Yb دارای ضریب توزیع مشابه‌ای در اسپینل هستند. بنابراین نسبت Sm/Yb در طول ذوب بخشی تغییر نمی‌کند (کایی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۰). در نتیجه، مذاب حاصل از ذوب یک منبع اسپینل لرزولیتی، یک روند افقی ذوب ایجاد می‌کند. نمودار Sm/Yb

1- Zhao & Zhou  
2- Cai

در مقابل Sm (ژائو و ژو، ۲۰۰۷) نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده دایک های گابرویی از ذوب بخشی حدود ۵ تا ۱۰ درصدی یک منبع گوشته ای اسپینل لرزولیتی غنی شده منشأ گرفته‌اند (شکل ۸-۵).



شکل ۸-۵- نمودار Sm/Yb در مقابل Sm، ژائو و ژو (۲۰۰۷)، به منظور تعیین درجه ذوب بخشی ویژگی ناحیه منشأ دایک های گابرویی

### ۵-۳-۲- نمودار $(Ce/Yb)_N$ در مقابل $(Sm/Yb)_N$ (کرینیتز<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۶)

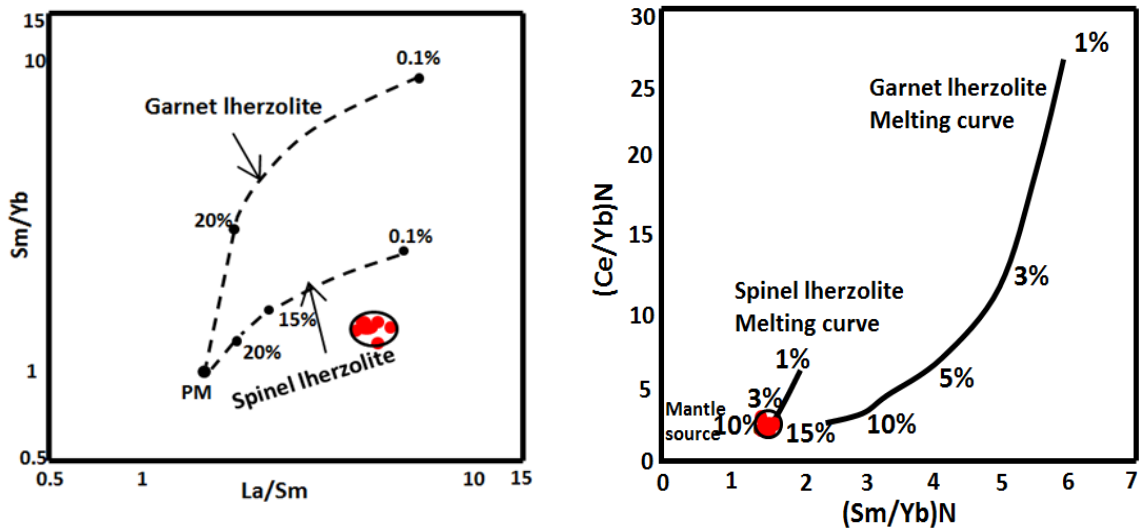
نمودار کرینیتز و همکاران (۲۰۰۶)، بر اساس تغییرات نسبت‌های  $(Ce/Yb)_N$  در مقابل  $(Sm/Yb)_N$ ، بهنجار شده به کندریت سان و مک‌دونوف (۱۹۸۰)، رسم شده است (شکل ۹-۵). این نمودار نشان می‌دهد که ماگماهای سازنده سنگ‌های گابرویی از ذوب بخشی کمتر از ۱۰ درصدی یک گوشته اسپینل لرزولیتی به وجود آمده‌اند.

### ۵-۳-۲- نمودار لگاریتمی Sm/Yb در مقابل La/Sm (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)

در نموداری که نسبت MREE/HREE در برابر LREE/MREE رسم می‌شود می‌توان ماهیت گوشته

1- Krienitz

محل منشأ را بررسی کرد. همانطور که می‌دانیم Yb ضریب توزیع بالایی در 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. در نمودار لگاریتمی Sm/Yb در مقابل La/Sm (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)، دو گوشته اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی با درجات مختلف ذوب بخشی از هم تفکیک شده‌اند. در این نمودار ذوب بخشی براساس فرمول (شاو، ۱۹۷۰) انجام و ترکیب گوشته اولیه بر اساس مقادیر سان و مک دونوف (۱۹۸۹) می‌باشد. همچنین ضرایب توزیع این عناصر نسبت به کانی‌های گوشته، براساس مقادیر ارائه شده توسط رولینسون (۱۹۹۳) است. نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار از ذوب بخشی کمتر از ۱۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی غنی شده حاصل شده است (شکل ۵-۱۰).



شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار- نمودار لگاریتمی Sm/Yb در مقابل La/Sm (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)

شکل ۵-۹- نمودار (Ce/Yb)N در مقابل (Sm/Yb)N، کرینیتز و همکاران (۲۰۰۶) جهت تعیین درجه ذوب بخشی ویژگی ناحیه منشأ دایک های گابرویی.

### ۵-۳-۳- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ

#### ۵-۳-۳-۱- نمودار لگاریتمی Ce/Yb در مقابل Sm/Yb

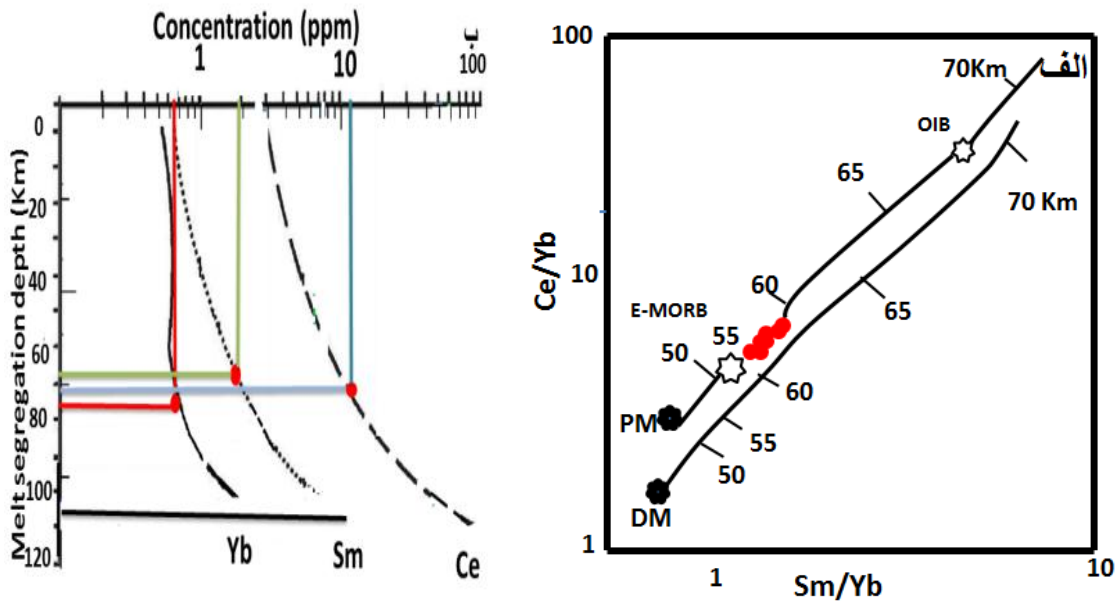
الام<sup>۱</sup> (۱۹۹۲)، زون انتقال بین اسپینل لرزولیت به گارنت لرزولیت را در عمق بین ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری

در نظر گرفته است و برخی دیگر از زمین‌شناسان از جمله (فری<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۱؛ میدلموست، ۱۹۸۵) نیز معتقدند که این زون در عمق ۷۰ تا ۸۰ از سطح زمین قرار دارد (گوشته فوقانی). برخی دیگر نظیر (گارنی<sup>۲</sup>، ۱۹۸۹) اعتقاد دارند که بسیاری از گارنت لرزولیت ها در دماهای ۹۰۰ تا ۱۴۰۰ درجه و فشار حاکم در اعماق ۱۲۰ تا ۱۷۰ کیلومتری واقع هستند. البته اسپینل حداکثر تا عمق ۸۰ کیلومتری پایدار می باشد ولی گارنت می تواند تا بخش های عمیق تر گوشته نیز حضور داشته باشد (الام، ۱۹۹۲). بنابراین با توجه به نمودارهای فوق و در نظر گرفتن منشأ اسپینل لرزولیت، تشکیل و جدایش این ماگما از گوشته باید در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتر که منطبق با محدوده فشار لازم برای پایداری کانی اسپینل است صورت گرفته باشد. در نمودار لگاریتمی  $Ce/Yb$  در مقابل  $Sm/Yb$  (فلچه<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۷)، که براساس ذوب بخشی در دو گوشته تهی شده و غنی شده ترسیم شده است. ذوب بخشی منشأ سنگ های مورد مطالعه در عمق ۵۵ تا ۶۰ کیلومتری رخ داده است (شکل ۵-۱۱-الف). همچنین الام (۱۹۹۲)، مدلی را طراحی کرد که براساس آن می توان عمق ذوب بخشی را به طور دقیق تر از مدل قبلی تعیین کرد. این مدل براساس تمرکز میانگین عناصر  $Yb$ ،  $Sm$  و  $Ce$  در مقابل عمق جدایش ماگما، طراحی شده است. در این نمودار میانگین مقادیر عناصر فوق، در محور لگاریتمی  $X$  قرار می گیرند. سپس با رسم خطوطی موازی با محور  $Y$ ، منحنی های معرف عناصر  $Yb$ ،  $Sm$  و  $Ce$  را در هر نقطه ای که قطع کنند، از آن نقطه خطی به موازات محور  $X$  رسم می شود تا محور  $Y$  را قطع کند. اعداد نشان داده شده، عمق جدایش مذاب می باشند (برهمند، ۱۳۸۹). بر این اساس، می توان عمق جدایش ماگمای مولد سنگ های مورد مطالعه را در حدود کمتر از ۸۰ کیلومتر تعیین کرد که کاملاً با عمق های بدست آمده از روش قبلی مطابقت دارد (شکل ۵-۱۱-ب).

با توجه به کلیه نمودارهای فوق در می یابیم که ماگمای تشکیل دهنده دایک های گابرویی از ذوب بخشی حدوداً کمتر از ۱۰ درصدی یک منبع گوشته ای اسپینل لرزولیتی غنی شده در اعماق ۵۵ تا

1- Fray  
2- Gurney  
3- Fleche

۸۰ کیلومتری حاصل شده است.



شکل ۵-۱۱-الف) نمودار  $Ce/Yb$  در مقابل  $Sm/Yb$  (فلچه و همکاران، ۱۹۹۷)، ب) نمودار تمرکز میانگین عناصر  $Yb$ ،  $Sm$  و  $Ce$ ، در مقابل عمق جدایش سنگ‌های مورد مطالعه، (الام، ۱۹۹۲). جهت تعیین عمق منشأگیری ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی.

## ۵-۴- عوامل مؤثر در تحول ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه

### ۵-۴-۱- ارزیابی نقش آرایش پوسته‌ای در تحول ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه

#### مطالعه

ورود مکانیکی یک لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای در مناطق فرورانش موجب بوجود آمدن تغییرات بسیار مهمی در گوشته و خود ورقه فرورانده می‌گردد. ماگماهایی که از گوشته منشأ می‌گیرند می‌توانند در طول صعود به سطح زمین دستخوش فرایندهایی همچون آرایش پوسته‌ای شوند. در مکان‌هایی که سرعت تولید ماگما پایین بوده و یا ضخامت پوسته زیاد باشد، احتمال هضم و آرایش با پوسته بیشتر می‌شود (فورمن<sup>۱</sup>، ۲۰۰۷).

میسکوویچ و فرانسیس<sup>۲</sup> (۲۰۰۶) معتقدند عناصری مانند  $Ta-Th-Nb$  حساسیت شدیدی در محیط-

1- Furman

2- Miskovic & Francis

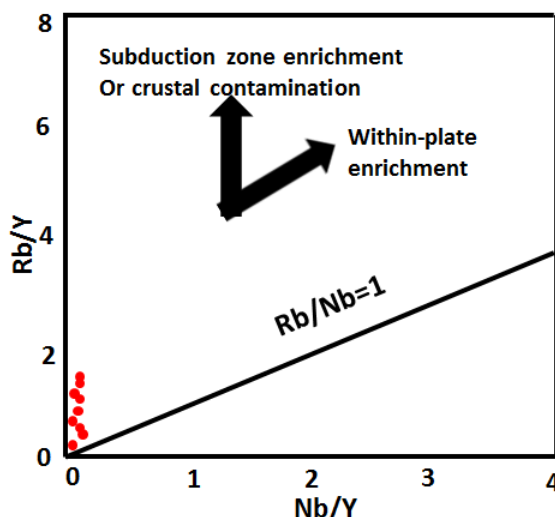
های دارای آلودگی پوسته‌ای دارند و نسبت بالای Ba/Th اشاره به تأثیر رسوبات در ژنز ماگما دارند (موراتا و آگوئر<sup>۱</sup>، ۲۰۰۳). نسبت بین عناصر ناسازگار که عملاً تحت تأثیر فرایند تفریق بلوری قرار نمی‌گیرد می‌توانند نقش آرایش پوسته‌ای را با توجه به تغییرات منبع ماگما روشن کنند. ماگماهایی که تحت تأثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته باشند دارای نسبت‌های  $La/Nb > 1.5$  و  $La/Ta > 22$  می‌باشند (عبدالفتاح<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۴). مقدار این نسبت‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه به طور میانگین به ترتیب ۱۲۲ و ۳/۴۵ است که تأثیر آلودگی پوسته‌ای را نشان می‌دهند. همچنین نسبت بالای La/Nb مشخصه آلودگی پوسته‌ای ماگما می‌باشند (هس<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۰). به منظور بررسی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل دایک‌های گابرویی مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده شده است که در ذیل به توضیح آنها می‌پردازیم.

#### ۵-۴-۱-۱- نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Y (پیرس، ۱۹۸۳)

از این نمودار برای تفکیک تشخیص غنی شدگی به وسیله سیالات در زون فرورانش یا آلودگی پوسته-ای و غنی شدگی در موقعیت درون صفحه‌ای می‌توان استفاده نمود. بدین ترتیب که در ماگماهای محیط‌های مرتبط با فرورانش و یا آلودگی پوسته‌ای شاهد فراوانی بالایی از Rb هستیم، در حالی است که ماگماهای متعلق به محیط‌های درون قاره‌ای از فراوانی بالایی از Nb برخوردار هستند. با پیاده کردن مقادیر مربوط به نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار روند عمودی داده‌ها به وضوح قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۵-۱۲). بنابراین نسبت Rb/Nb نمونه‌های مورد مطالعه نشان دهنده آلودگی پوسته‌ای است (پیرس، ۱۹۸۳).

---

1- Morta and Aguirre  
2- Abdel-Fattah  
3- Hesse



شکل ۵-۱۲- نمودار Rb/Y در مقابل Nb/Y (پیرس، ۱۹۸۳) بررسی نقش آلودگی پوسته‌ای در نمونه‌های مورد مطالعه.

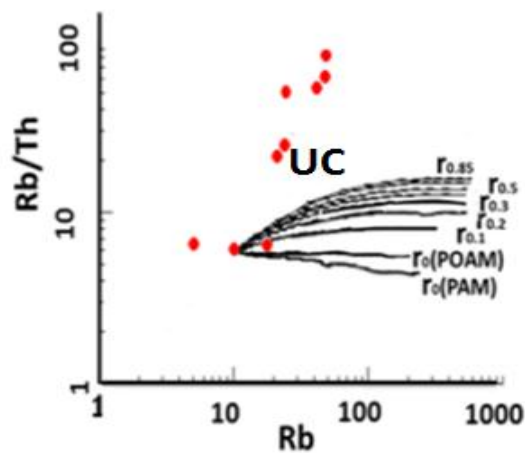
#### ۵-۴-۱-۲- نمودار Rb/Th در مقابل Rb (کسکین<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۸)

در این مدل از نسبت Rb/Th استفاده می‌شود. این دو عنصر تنها عناصری هستند که تحت تاثیر تبلور مجموعه‌های آبدار یا بدون آب قرار نمی‌گیرند. مقدار نسبت Rb/Th در سنگ‌های پوسته‌ای بیشتر از گدازه‌های بازیک است، بنابراین بالا رفتن این نسبت در سنگ‌های مورد مطالعه می‌تواند به علت هضم پوسته‌ای باشد. در این نمودار، Rb در روی محور افقی به عنوان شاخص تفریق قرار می‌گیرد. در این مدل، از معادلات هضم و تبلور بخشی (دوپائولو<sup>۲</sup>، ۱۹۸۱) استفاده می‌شود و ترکیب متوسط سنگ‌های پوسته‌ای از (تایلورو مک‌لنن<sup>۳</sup>، ۱۹۸۵) است. این مدل درجات مختلف تبلور بخشی را در مقابل مقادیر مختلف r نشان می‌دهد. r نشان دهنده نسبت آهنگ هضم به آهنگ تبلور بخشی می‌باشد. هرچه ترکیب سنگ‌ها به ترکیب پوسته نزدیک‌تر باشند، مقادیر بالاتری از r را در بر می‌گیرند (کسکین، ۱۹۹۸).

با توجه به اینکه اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در مقادیر بالای r قرار گرفته‌اند بنابراین ماگمای آن می‌تواند دچار آلودگی و هضم پوسته‌ای شده باشند (شکل ۵-۱۳).

1- keskin  
2- Depaolo  
3- Taylor & McLennan

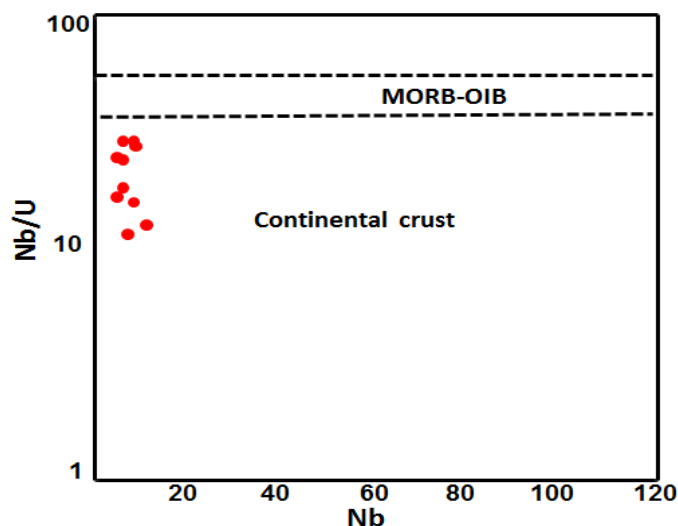




شکل ۵-۱۳- نمودار Rb/Th در مقابل Rb (کسکین، ۱۹۹۸)، بررسی نقش آلیش پوسته‌ای در نمونه‌های مورد مطالعه.

### ۵-۴-۱-۳- نمودار تغییرات نسبت Nb/U در مقابل Nb (یان و ژائو، ۲۰۰۸)

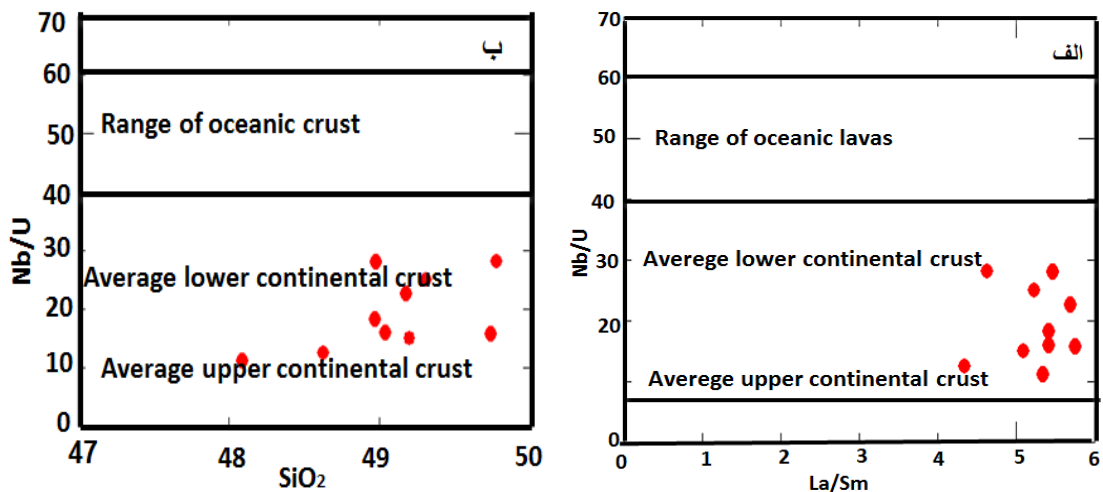
جهت بررسی نقش آلودگی پوسته‌ای از نمودار تغییرات نسبت Nb/U در مقابل Nb (یان و ژائو، ۲۰۰۸) استفاده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرند که این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده مشارکت پوسته قاره‌ای در تحول ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی باشد (شکل ۵-۱۴).



شکل ۵-۱۴- نمودار تغییرات نسبت Nb/U در مقابل Nb (یان و ژائو، ۲۰۰۸)، جهت بررسی نقش آلیش پوسته‌ای در نمونه‌های مورد مطالعه.

۵-۴-۱-۴- نمودار تغییرات Nb/U در مقابل La/Sm و Nb/U در مقابل SiO<sub>2</sub> (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶).

به منظور نشان دادن عمق و جایگاه آرایش ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای کرینیتز و همکاران (۲۰۰۶)، استفاده شده است (شکل ۵-۱۴). یانگ و همکاران (۲۰۰۵)، نشان دادند که نسبت Nb/U در بازالت‌های اقیانوسی در حدود  $47 \pm 7$  می‌باشد همچنین نسبت Nb/U، در میانگین پوسته زیرین و فوقانی به ترتیب در حدود ۲۵ و ۹ می‌باشد. همان‌گونه که در نمودارهای (شکل ۵-۱۵) دیده می‌شود، نسبت Nb/U سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه، به طور میانگین در حدود ۱۹/۲۲ می‌باشد. بنابراین با توجه به موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این دو نمودار، به نظر می‌رسد آلودگی پوسته‌ای مؤثر در تحول ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی از نوع آلودگی با پوسته میانی- فوقانی می‌باشد.



شکل ۵-۱۵- نمودارهای Nb/U-SiO<sub>2</sub> و Nb/U-La/Sm (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)، جهت بررسی نقش آرایش در تحول ماگمای سازنده نمونه‌های مورد مطالعه.

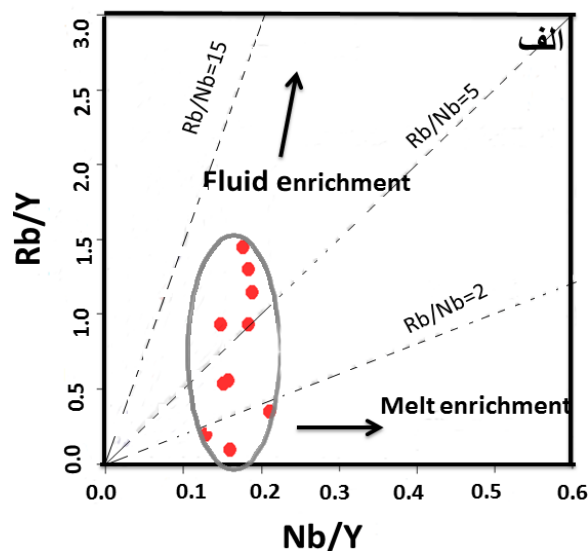
۵-۴-۲- ارزیابی نقش سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده در تحول

ماگماهای مولد نمونه‌های مورد مطالعه

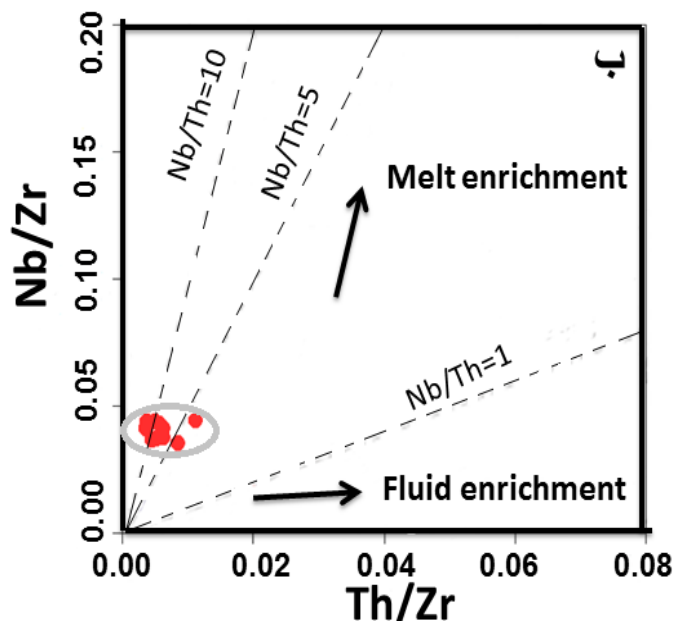
مشخصات ژئوشیمیایی گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای توسط اجزای صفحه فرورونده دستخوش تغییر

می‌گردد این اجزا عبارتند از:

- اضافه شدن سیالاتی از صفحه فرورونده و یا آب‌زدایی رسوبات فرورونده (کلس<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۰).  
 - اضافه شدن مذاب‌هایی از صفحه فرورونده (پیکاک<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۴؛ الیوت<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۷؛  
 مونکر<sup>۴</sup>، ۲۰۰۰) رابطه مثبتی بین مقدار آب موجود در ماگما با عناصر LILE وجود دارد بنابراین  
 فراوانی این عناصر توسط سیالات کنترل می‌شود (استوپلر و نیومن<sup>۵</sup>، ۱۹۹۴). در حالی که عناصر  
 HFSE مانند (Nb,Th) در سیالات آبگون نسبتاً نامتحرک هستند (تاتسومی<sup>۶</sup>، ۱۹۸۹؛ کپلر<sup>۷</sup>، ۱۹۹۶؛  
 تورنر<sup>۸</sup> و همکاران، ۱۹۹۷) از این‌رو غنی‌شدگی این عناصر در گوشته لیتوسفری نشانه آمیختگی  
 مذاب‌های حاصل از صفحه فرورونده با ماگمای اصلی می‌باشد (پلانک ولانگمویر<sup>۹</sup>، ۱۹۹۲). بنابراین  
 فراوانی قابل توجه LILE در نمونه‌های مورد مطالعه نیز بیانگر حضور سیالات از صفحه فرورونده بوده  
 است. در نتیجه مذاب‌های حاصل از صفحه فرورونده نمی‌تواند نقش مهمی در تغییرات ژئوشیمیایی  
 ماگما داشته باشند. نمودارهای (شکل ۵-۱۶) این مطلب را به صورت ترسیمی نشان می‌دهند.



- 1- Class
- 2- Peacock
- 3- Elliott
- 4- Munker
- 5- Stolper & Newman
- 6 - Tatsumi
- 7- Kepler
- 8- Turner
- 9- Plank & Langmuir



شکل ۵-۱۶- نمودارهایی از نسبت بین عناصر که در آنها نحوه غنی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه توسط سیالات صفحه فرورونده نشان داده می‌شود (ژنگ و همکاران، ۲۰۱۱).

## ۵-۵- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه

بر اساس جایگاه تکتونیکی، نمونه‌های مورد مطالعه در یک حوضه کششی پشت کمانی در ایران مرکزی تشکیل شده‌اند. حوضه‌های پشت کمان در سطح گسترده‌ای در طی سالیان اخیر مورد مطالعه قرار گرفته‌اند که علت این مطالعات گسترده اهمیت این حوضه‌ها در فراهم کردن اطلاعات ارزشمند در مورد فرآیندهای زمین‌ساختی و ساختارهای لیتوسفری در یک حوضه روی زون فرورانش می‌باشد (ژو و همکاران، ۲۰۰۳). حوضه‌های پشت کمانی، حوضه‌های کششی کوچک شکل گرفته در حواشی فعال قاره‌ای و در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای می‌باشند که در داخل یا پشت نوار ماگمایی اصلی زون فرورانش تشکیل می‌شوند (هاوکینز، ۱۹۹۴؛ مارتینز<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۷ در برهمند، ۱۳۸۹). خان<sup>۲</sup> (۱۹۹۷)، نیز کشش در جایگاه‌های پشت کمانی، را ناشی از فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای و جریان گرمایی ناشی از بالا آمدن ماگما در محیط تکتونیکی پشت کمان می‌داند. به اعتقاد پیرانجو (۲۰۰۰) نیز حوضه‌های پشت کمان به حوضه‌های قاره‌ای گفته

1- Martinez

2- Khan

می‌شود که در پشت کمان ماگمایی اصلی و در قسمت حاشیه فعال قاره‌ای قرار دارند و گسل‌های محصور کننده این حوضه از نوع عادی می‌باشد (شهسواری، ۱۳۹۰). اگر چه به اعتقاد تایلور و مارتینز (۲۰۰۳)، فرایندهای تأثیرگذار در ماگماتیسم مناطق پشت کمان، مشابه تشکیل بازالت‌ها در حوضه‌های اقیانوسی است اما فرایندهای تأثیرگذار در ماگماتیسم پشت کمان، متأثر از پدیده فرورانش هستند که سبب می‌شود تا ماگماتیسم این مناطق تنوع ژئوشیمیایی بیشتری نسبت به حوضه‌های اقیانوسی داشته باشند. بنابراین شاید بتوان نتیجه گرفت که به موازات نزدیک شدن به مناطق فرورانش بر گوناگونی ترکیبی سنگ‌ها اضافه شود. بازشدگی در مناطق پشت کمان، ارتباط نزدیکی با توسعه کمان‌های آتشفشانی دارد. بنابراین ماگماتیسم در این مناطق به ناچار متأثر از مشتقات برگرفته از صفحه فرورونده نیز هست که با آزاد شدن آب کانی‌های آبدار سازنده این صفحه، بخش اصلی از ترکیبات مرتبط با فرورانش شکل می‌گیرند (شکل ۵-۱۹). بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان داده است که نحوه انتشار آب و دخالت آن در ذوب بخشی گوشته به طور کلی در پشته‌های میان اقیانوسی و حوضه‌های پشت کمان متفاوت است (تیان<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸). به اعتقاد ساندرز و تارنی<sup>۲</sup> (۱۹۸۴) بازالت‌های پشت کمانی از نظر فراوانی عناصر جزئی و حضور عناصر فرار به ویژه آب در محدوده بین بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و کمانی قرار دارند. ماهیت ماگما در محیط‌های پشت-کمانی توسط سیالات مشتق شده از ورقه فرورنده و هم توسط جریان‌ات همرفتی در گوه گوشته‌ای کنترل می‌شود (کی<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۶).

همان‌طور که گفته شد منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۹۶۸) و نبوی (۱۳۵۵) در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. همچنین می‌دانیم در اواخر دوره پرمین، به دنبال حرکت رو به شمال بلوک ایران مرکزی و برخورد آن با صفحه اوراسیا، اقیانوس پالئوتتیس در شمال شروع به بسته شدن کرد (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). تقریباً در همان زمان در پی بسته شدن

---

3- Tian

4- Saunders and Tarney

5- Kelley

اقیانوس پالئوتتیس در شمال، اقیانوس نوینی با عنوان نئوتتیس در جنوب، در میان دو بلوک عربی و ایران مرکزی، شروع به باز شدن نمود. در نتیجه صفحه ایران از گندوانا جدا شده و به سمت شمال حرکت نموده و در تریاس فوقانی در اثر پیوستن به اوراسیا پالئوتتیس به طور کامل بسته شد (اشتامفلی<sup>۱</sup>، ۲۰۰۰؛ شکل ۵-۱۷). در نتیجه بسته شدن کامل پالئوتتیس رخداد کوهزایی سیمیرین در طول تریاس میانی- فوقانی آغاز گردیده است. در تریاس میانی- فوقانی رخداد کوهزایی سیمیرین پیشین موجب شکل‌گیری ارتفاعات مهمی در شمال ایران شده است که فرسایش این ارتفاعات منجر به تشکیل نهشته‌های سیلیکاته- آواری (گروه شمشک) گردیده است که جایگزین نهشته‌های کربناتی سکوی قاره‌ای تریاس میانی (سازندهای شتری و الیکا) شده است (جمشیدی، ۱۳۸۹) و بخش‌های گسترده‌ای از مرکز و شمال ایران توسط نهشته‌های حاصل از این فرسایش پوشیده شده است. در زمان تریاس فوقانی- ژوراسیک زیرین فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر بلوک ایران مرکزی شروع شده است (داوودزاده و اشمیت، ۱۹۸۴). گلونکا<sup>۲</sup> (۲۰۰۴) معتقد است حادثه تکتونیکی پس از فاز فشارشی سیمیرین پیشین (تریاس میانی- فوقانی) باعث باز شدن حوضه‌های کششی - کافتی پشت کمانی گردیده است. 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. (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰؛ شکل ۵-۱۸ الف). با توجه به جایگاه این سنگ-ها در تاریخچه زمین‌شناسی ایران، این دایک‌ها در ارتباط با فاز کوهزایی سیمیرین میانی تشکیل شده‌اند.

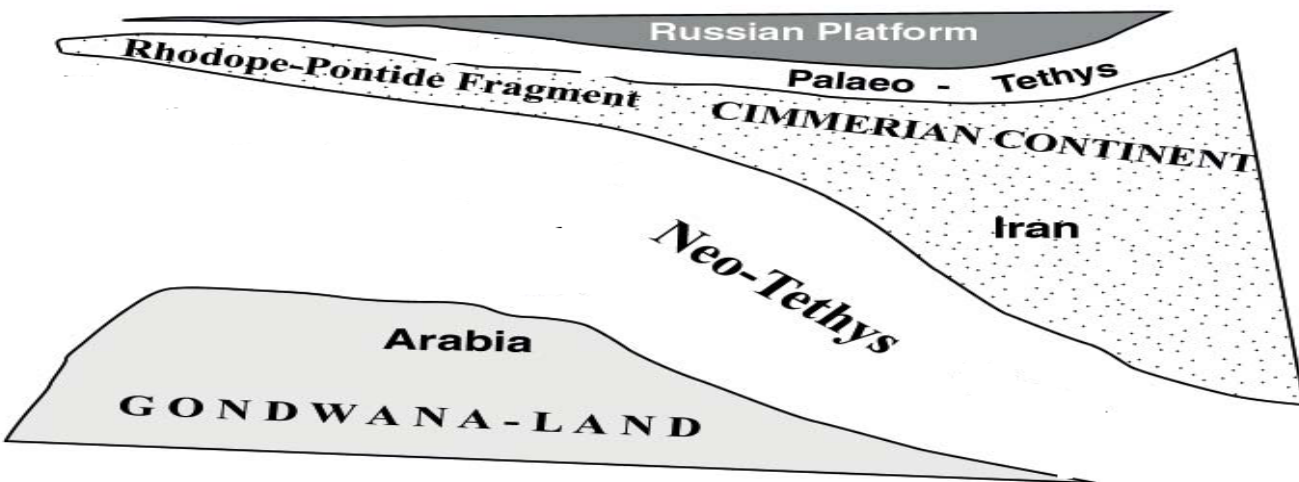
با توجه به شواهد زمین‌شناسی منطقه و در نظر گرفتن سن  $152 \pm 35$  میلیون سال برای دایک‌های مشابه در منطقه دلبر (بلاغی و همکاران، در دست چاپ) به نظر می‌رسد تشکیل این دایک‌ها احتمالاً مرتبط با تشکیل و گسترش یک حوضه کششی پشت کمان ماگمایی حاشیه فعال ایران مرکزی باشد، که در نتیجه فرورانش مایل اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در داخل سازند شمشک در زمان

---

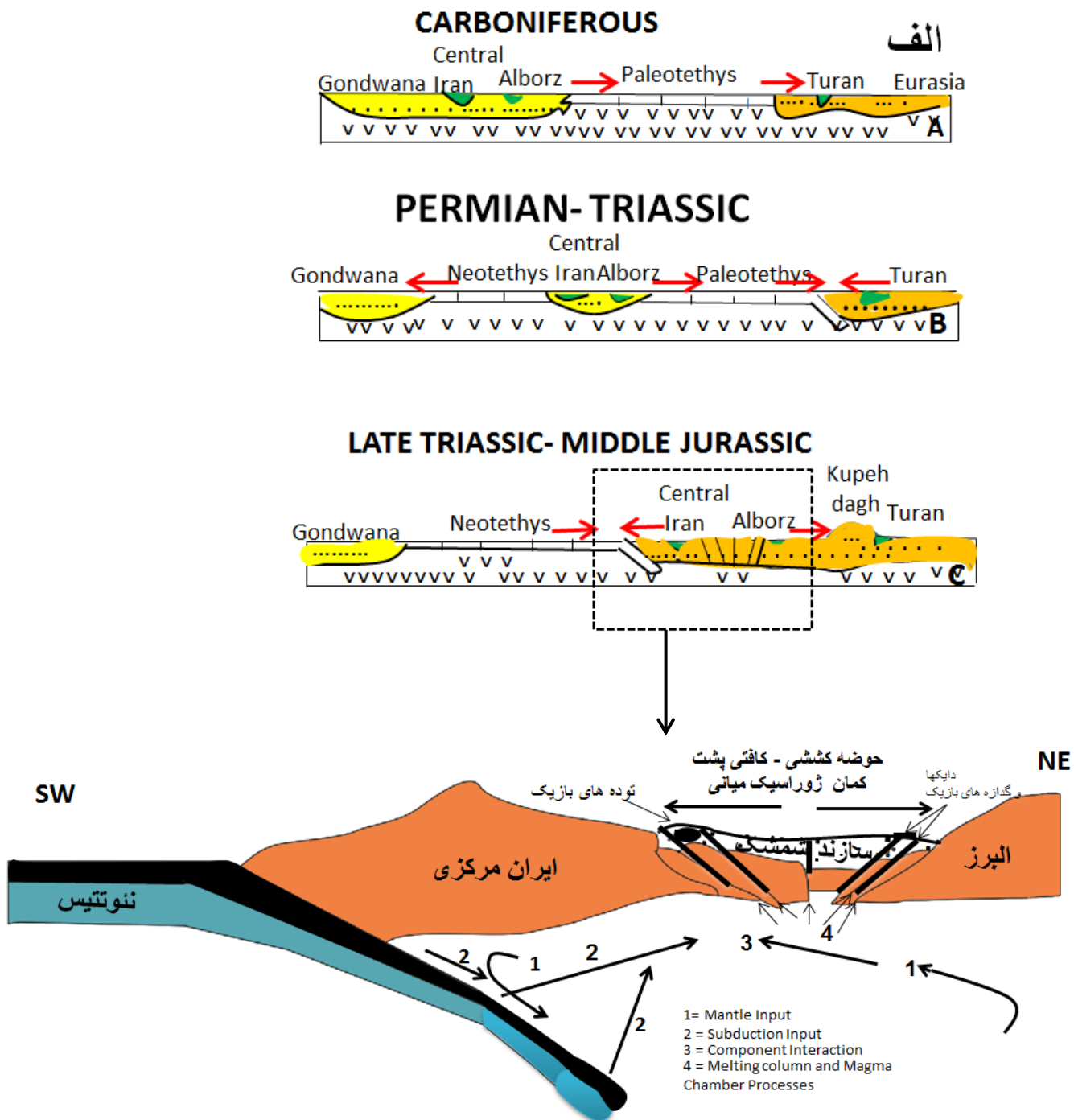
1- Stampfli  
2- Golonka

ژوراسیک میانی تزریق شده‌اند. تکتونیک فشارشی و کششی در حوضه‌های پشت کمان تابع سرعت و زاویه فرورانش می‌باشد. فرورانش با شیب کم تحت تأثیر نرخ همگرایی زیاد صفحات و حرکت سریع ورقه اقیانوسی به سمت گودال می‌باشد و تکتونیک فشارشی را در محدوده پشت کمان ایجاد می‌نماید. تکتونیک کششی در منطقه نیز به عواملی چون فرورانش با شیب زیاد، نرخ کم همگرایی صفحات و حرکت کند ورقه اقیانوسی به سمت گودال بستگی دارد. بنابراین ماگمای ساب‌آلکان (کالک‌آلکان) سازنده دایک‌های گابرویی در حوضه کششی - کافتی پشت کمانی در نتیجه ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی غنی شده حاصل شده و از طریق فضاها و شکستگی‌های ایجاد شده در امتداد گسل‌های نرمال خود را به سطح رسانده و در حین صعود به ترازهای بالاتر متحمل فرایندهای پترولوژیکی مختلف نظیر هضم و آرایش پوسته‌ای گردیده و به صورت دایک یا توده‌های نفودی کوچک و بزرگ در داخل توالی رسوبی سازند شمشک در زمان ژوراسیک میانی تزریق شده‌اند (شکل ۵-۱۸ ب).

## LAURASIA

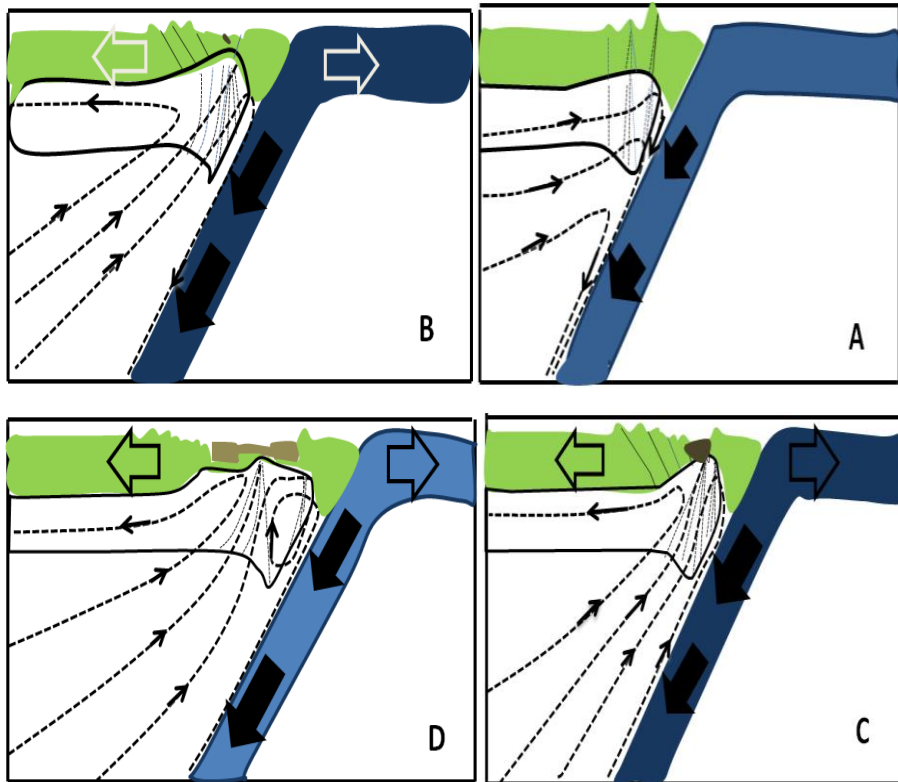


شکل ۵-۱۷- طرح شماتیک نشان دهنده موقعیت قرارگیری بلوک ایران مرکزی (توجه شود که در این طرح ترتیب زمانی وقوع حوادث لحاظ نشده است؛ شنگور و همکاران، ۲۰۰۸)



شکل ۵-۱۸-الف) تصویر شماتیک از تحولات زمین ساختی زون‌های ساختاری البرز-ایران مرکزی از کربونیفر تا ژوراسیک میانی (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰). ب) مدل نمادین ارائه شده در ارتباط با نقش محل منبع تعدیل شده در تشکیل ماگمای دایک‌های گابرویی و چگونگی فرورانش پوسته‌اقیانوسی و تشکیل حوضه پشت کمان در شمال ایران مرکزی - البرز جنوبی، با الهام از طرح ژانگ و همکاران (۲۰۱۳)، روند فلش‌ها از (پیرس و استرن، ۲۰۰۶).





شکل ۵-۱۹- مدل نمادین به منظور نشان دادن مراحل تشکیل حوضه پشت کمان ( تایلور و مارتینز، ۲۰۰۳).



# فصل ششم: نتیجہ گیری و پیشہاوا

## ۶-۱- نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی صورت گرفته بر روی دایک‌های گابرویی مورد مطالعه نتایج زیر بدست آمد که عبارتند از:

✓ مجموعه دگرگونی - آذرین بند هزارچاه در ۲۵ کیلومتری جنوب غرب بیارجمند در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی توسط دو سری دایک شامل: دایک‌های کوارتزدیوریتی پرکامبرین و دایک‌های گابرویی ژوراسیک میانی با روند شرقی- غربی قطع شده است. با توجه به نفوذ دایک‌های گابرویی به داخل واحدهای پرکامبرین و ژوراسیک‌زیرین و عدم نفوذ آن‌ها به داخل واحدهای ژوراسیک میانی- فوقانی، سن ژوراسیک میانی برای آن‌ها در نظر گرفته شده است.

✓ قسمت اعظم پیکره‌های آذرین منطقه مورد مطالعه را دایک‌ها شامل می‌شوند. پیکره دگرگونی منطقه مورد مطالعه بیشتر شامل فیلیت، میکاشیست، متاگربوک، آمفیبولیت و گنیس است.

✓ در مطالعات پتروگرافی سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه کانی‌های پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند، مگنتیت و آپاتیت به همراه بافت‌های اینتر گرانولار، افیتیک و ساب افیتیک قابل مشاهده می‌باشند. از مهم‌ترین ویژگی‌های میکروسکوپی دایک‌ها، وجود حاشیه رورشدی در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز، وجود دونسل پلاژیوکلاز، فرایند اورالیتی‌شدن کلینوپیروکسن‌ها و سریسیتی‌شدن پلاژیوکلازها را می‌توان نام برد.

✓ براساس نمودارهای چندعنصری و بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، آنومالی مثبت K، Rb و آنومالی منفی Nb و Ta در نمونه‌های گابرویی می‌تواند ناشی از ارتباط تشکیل آنها با محیط فرورانشی و یا آرایش پوسته‌ای ماگما در حین صعود و جایگزینی باشد.

✓ بر اساس نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونوماگمایی، نمونه‌های مورد مطالعه ویژگی-

- های بازالت‌های حوضه پشت‌کمانی را نشان می‌دهند. احتمالاً این دایک‌ها در ارتباط با تشکیل و گسترش یک حوضه کششی - کافتی پشت‌کمانی در پشت کمان ماگمایی حاشیه فعال ایران مرکزی در نتیجه فرورانش اقیانوس نئوتتیس در زمان ژوراسیک میانی تشکیل شده‌اند.
- ✓ نمودارهای تعیین‌کننده ویژگی‌های محل منشأ نمونه‌های مورد مطالعه نشان دهنده ذوب بخشی ۵ تا ۱۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی غنی‌شده، در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتری می‌باشند.
- ✓ نمودارهای ژئوشیمیایی نشانگر نقش آلودگی پوسته‌ای در تحول ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی هستند.
- ✓ مطالعات پتروژنیکی نشان دهنده غنی‌شدگی و تعدیل محل منشأ گوشته‌ای ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی به وسیله سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده می‌باشد.
- ✓ با توجه به شواهد زمین‌شناسی و داده‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی درمی‌یابیم ماگمای ساب‌آلکالن سازنده دایک‌های گابرویی در حوضه کششی - کافتی پشت‌کمانی در نتیجه ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی غنی شده حاصل شده و از طریق فضاها و شکستگی‌های ایجاد شده در امتداد گسل‌های نرمال خود را به سطح رسانده و در حین صعود به ترازهای بالاتر متحمل فرایندهای پترولوژیکی نظیر هضم و آلیش پوسته‌ای گردیده است. این ماگما به صورت دایک، توده‌های نفودی کوچک و بزرگ و همچنین روانه‌های گدازه در داخل توالی رسوبی سازند شمشک در زمان ژوراسیک میانی رخنمون یافته است.

## ۲-۶- پیشنهادات

- انجام آنالیز میکروپروپ بر روی برخی کانیها به منظور شناخت دقیق کانی‌شناسی آنها.
- بررسی دقیق ساختارهای تکتونیکی به منظور فهم ارتباط بین ساختار منطقه و نحوه تزریق دایک‌ها.
- انجام آنالیزهای ایزوتوپی به روش Rb-Sr و Sm-Nd بر روی نمونه‌ها جهت تعیین سن و محل منشأ.



## منابع

### منابع فارسی

- ❖ آقابات‌ی ع، (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۵۸۶.
- ❖ اسماعیلی د، رسولی ج و محجل م، (۱۳۸۹)، "مطالعه ریزساختارها در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد (غرب ایران)"، فصلنامه زمین شناسی ایران، سال چهارم، شماره چهاردهم، صفحات ۴۹ تا ۶۱.
- ❖ افتخارنژاد ج، آقابات‌ی ع و خان ناظر، ن، (۱۳۷۱)، "نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ❖ امین چراغ م، (۱۳۷۷)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی"، سازمان زمین شناسی کشور.
- ❖ برهمند م، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "موقعیت چینه شناسی و پتروژنز بازالت های نئوژن منطقه احمد آباد (خارتوران، جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود،
- ❖ بلاغی ز، صادقیان م، قاسمی ح و محجل م، (پذیرش چاپ برای زمستان ۱۳۹۳)، "کانی-شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایکهای مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرقی شاهرود)" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران.
- ❖ تیموری س، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و تحلیل رخساره‌های آتشفشانی جنوب جیرنده، شرق لوشان، شمال غرب قزوین"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود،

- ❖ جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ❖ چکنی مقدم م، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی ساز و کار توزیع مذاب در دایکهای مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی آذرین دلبر (شرق بیارجمند)"، بوسیله روش ASM و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ❖ حسینی ح، (۱۳۷۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.
- ❖ حسینی ح، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینه شناسی توده های گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند جنوب غرب میامی"، هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- ❖ خسرو تهرانی خ، (۱۳۸۲)، "چینه شناسی و رخدادهای دوران های زمین شناسی"، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۴۵۵.
- ❖ درویش زاده ع، (۱۳۸۲)، "سنگ شناسی دگرگونی"، چاپ ششم، انتشارات دانشگاه پیام نور، ص ۲۷۴.
- ❖ درویش زاده ع، (۱۳۸۲)، "زمین شناسی ایران"، انتشارات امیرکبیر، ص ۹۰۱.
- ❖ درویش زاده ع، (۱۳۸۵)، "زمین شناسی ایران چینه شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم"، انتشارات امیرکبیر تهران، ص ۴۳۴.
- ❖ رحمتی ایلخچی م، (۱۳۸۱)، "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگهای دگرگونه شمال خاوری تروند"، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران، صفحات ۴۵۰ تا ۴۵۲.



- ❖ رحمتی ایلخچی م، (۱۳۸۲)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه"، سازمان زمین شناسی کشور.
- ❖ شهسواری د، (۱۳۹۰)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های ولکانیک پالتوسن-ائوسن فریمان"، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد.
- ❖ طاهری ع، وزیری مقدم ح. و حیدرنیا ح، (۱۳۸۳)، "چینه‌نگاری و محیط رسوبی سازند قلی در ناحیه دهملا"، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص ۶۹۳-۷۰۲.
- ❖ عزیزی، م، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ❖ قاسمی ا و حاجی حسینی ا، (۱۳۸۴)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره‌دایی"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ❖ قاسمی ح و آسیابانها ع، (۱۳۸۵)، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبزر، جنوب‌شرق بیارجمند، ایران مرکزی"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره ۱، دوره ۲۳، صفحات ۲۳۱ تا ۲۴۸.
- ❖ قاسمی ح و جمشیدی خ، (۱۳۹۰)، "زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های بازیک آلکالن در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی" مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۴، دوره ۱۹، ص ۶۹۹ تا ۷۱۴.
- ❖ قاسمی ح، (۱۳۷۸)، "مبانی بافتها و ریزساختهای سنگ‌های دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه شاهرود، ص ۲۶۰.

- ❖ قاسمی ح، لنکرانی م و همام م، (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ‌های آذرین"، مترجم، چاپ اول، مشهد، ص ۵۵۶.
- ❖ کاظمی ک، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کیک، جنوب غرب بیارجمند"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.
- ❖ مردانی بلداجی م، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منطقه پهناوز، جنوب بیارجمند - شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ❖ ملک‌پور علمداری ا، (۱۳۸۴)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه پتروفابریک و سن سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در کوههای علاءالدین و ملحدو، جنوب شرق شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.
- ❖ موسوی حرمی ر، (۱۳۸۱)، "رسوب‌شناسی"، چاپ هشتم، موسسه چاپ و انتشارات آستان قدس رضوی، ص ۴۷۵.
- ❖ نبوی م، (۱۳۵۵)، "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ❖ نوایی ا، صالحی راد م و مجیدی ب، (۱۳۶۵)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ❖ هوشمندزاده ع، علوی نائینی م و حقی پور ع، (۱۳۵۷)، "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروند (از پرکامبرین تا عهد حاضر)، سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۱۲۴.
- ❖ هوشمندزاده ع، علوی نائینی م، (۱۳۵۷)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تروند، سازمان زمین‌شناسی کشور.

- ❖ Abdel-Fattah M., Abdel-Rahman A.M., Nassar P.E. (2004). "Cenozoic Volcanism in the Middle East: Petrogenesis of alkali basalts from Northern Lebanon". **Geological Magazine.**, 141, pp 545-563
- ❖ Bagas L., Bierlein F.P., English L., Anderson J.A.C., Maidment D., Huston D.L. (2008). "An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites–Tanami rogen,Western Australia". **Precambrian Research**, Vol. 166, pp 168-184
- ❖ Berberian M., King G.C.P. (1981) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran" **Canadian Journal of Earth Science**, 18, pp 210-265.
- ❖ Best M.G. (2003), "**Igneous and metamorphic petrology**", BlackWell Publishing,USA, PP.729.
- ❖ Cai K., Sun M., Yuan Ch., Zhao G., Xiao W., Long X., Wu F. (2010). "Geochronological and geochemical study of mafic dykes from the northwest Chinese Altai: Implications for petrogenesis and tectonic evolution". **Gondwana Research** 18, pp 638–652.
- ❖ Castillo P.R., Rigby S.J., Solidum R.U. (2006) "Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines" **Journal of Lithos.**, 97, pp 271–288
- ❖ Chappell B.W., White A.J.R., (1992) "I-type and S-type granites in the Lachlan Fold Belt" **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences** 83, pp 1–26.
- ❖ Class C., Miller D., M. Goldstein S. L., Langmuir C. H., (2000) "Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc" **Journal of Geochemistry Geophysics Geosystems**, 1, pp 1999-2010.
- ❖ Coban H. (2007) "Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia" **Journal of Earth-Science Reviews** 80, pp 219-238.

- ❖ Conly A.J., Brenan J.M., Bellon H., Scott S.D. (2005) "Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico" **Journal of Volcanology and Geothermal Research** 142, pp 303– 341
- ❖ Cox K.G., (1980). "A model for flood basalt volcanism", **Journal of Petrol** 21, pp 629-650.
- ❖ Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. (1979), "The interpretation of igneous rocks", Geoge allen and uniwin, London. Pp.450.
- ❖ Davoudzadeh M., Schmidt K. (1984) "A Review of the Mesozoic Paleogeography and Paleotectonic Evolution of Iran" **Journal of Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie.**, 168, pp 182-207.
- ❖ De La Roche H., Leterrier J., Grandle Claude P., Marchel M., (1980). "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1- R2 diagrams and major element analyses-its relationships and current nomenclature". **Journal of Chemical Geology**, 29, pp 183-210.
- ❖ Debon F., Le Fort P. (1983) "A chemical - mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". **Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences.**, 73, pp 135-149.
- ❖ Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1991), "An Introduction to the Rock Forming Minerals" Longman Scientific & Technical, pp.528.
- ❖ DePaolo D. J. (1981). "Trace elements and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization" **Journal of Earth and Planetary Science Letters** ,53,pp 189-202.
- ❖ Ellam R.M. (1992). "Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry". **Journal of Geology.**, 20, pp 153- 156.
- ❖ Elliott T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B. (1997). "Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc" **Journal of Geophysical Research**, 102, pp 14991-15019
- ❖ 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, **Journal of Chemie der Erde.**, 66, pp 129–141.

- ❖ Fenner C.N. (1948) "Incandescent tuff flows in southern Peru", **Journal of Geological society of America Bulletin**, V. 59, pp 879-893
- ❖ Fleche M. R., Camire G., Jenner G.A. (1998) "Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Quebec, Canada", **Journal of Chemical Geology**., 148, pp 115-136.
- ❖ Floyd P.A., Winchester J.A. (1977) "Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile element", **Journal of Earth and Planetary Science Letters** 146, pp 675-681.
- ❖ Fray F.A., Garcian M.O., wise W.S., Kennedy A., Gurriet P.a., Albarede F. (1991). "The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts", **Journal of geophysical research**. 96. pp 14347- 14375.
- ❖ Furman T. (2007). "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview", **Journal of African Earth Sciences** 48, pp 147-160.
- ❖ Geng H., Sun M., Yuan C., Zhao G., Xiao W. (2011) "Geochemical and geochronological study of early Carboniferous volcanic rocks from the West Junggar: Petrogenesis and tectonic implications", **Journal of Asian Earth Sciences** 42 pp 854–866.
- ❖ Golonka J. (2004). "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic", **Journal of Tectonophysics** 381, pp 235- 273.
- ❖ Green N.L. (2006) "Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system", **Journal of**, 87, pp 23-49.
- ❖ Green T.H., Pearson N.J. (1986) "Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic felsic compositions at high P, T", **Journal of Chemical Geology**, 54, pp 185-201.
- ❖ Gurnay J. J., 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., Muhe R., Stoffers. P. (2000) "Magmatism during extension of the lithosphere: geochemical constraints from lavas of the Shaban Deep, northern Red Sea", **Journal of Chemical Geology** 166, pp 225-239.
- ❖ Harker A. (1909). "**The natural history of igneous rocks**". Methuen. London.
- ❖ Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986). "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*", **Journal of Geological Society of London**, 19, pp 67– 81.
- ❖ Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove M., Shmitt A., Walker D. (2008). "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic –Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography magmatism, and exhumation history of Iranian basement", **Journal of Thectonophysics** 451, pp 71- 96.
- ❖ Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A., Mitchell S.F. (2007) "Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram" , **Journal of Petrology.**, 48, pp 2341-2357.
- ❖ Hawkins J. W. (1994). "Petrologic synthesis: Lau Basin transect", **Proc. ODP, Sci. Res.**, 135, pp 879-905.
- ❖ Henderson P., (1982), "**Inorganic geochemistry**". Pergamon, Oxford.
- ❖ Johnson S.E., Vernon R. H. and Upton P. (2004). "Foliation development and progressive strain-rate partitioning in the crystallizing carapace of a tonalite pluton: microstructural evidence and numerical modeling", **Journal of Structural Geology** 26, pp 1845–1865
- ❖ Kelley K. A., Plank T., Grove T. L., Stople E. M., Newman S., Hauri E. (2006) "Mntle melting as a function of water content beneath back-arc basins", **Journal of Geophysical Research.**, 111
- ❖ Kepler H., (1996). "Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids", **Journal of Nature**, 380, pp 237-240.
- ❖ Keskin M., Pearce J.A., Mitchell J.G. (1998). "Volcanostratigraphy and geochemistry of collisionrelated volcanism on the Erzurum-Kars Plateau,

- northeastern Turkey", **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, 85, pp 355-404
- ❖ Khan M.A., Stern R.J., Gribble R.F., Windley B.F. (1997). "Geochemical and isotopic constraints on subduction polarity, magma sources, and palaeogeography of the Kohistan intra-oceanic arc, northern Pakistan Himalaya", **Journal of Geological Society London** 154, pp 935-946.
  - ❖ Kretz R. (1983) "Symbols for rock-forming minerals", **Journal of American Mineralogist**, 68, pp 277-279
  - ❖ 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", **Journal of Contrib Mineral Petrol.** 151, pp 698–716
  - ❖ Kuno H. (1968). "Differentiation of basaltic 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., Ruffet G. (2008) "The relationship between collision-related calcalkaline and within-plate alkaline volcanism in the Karacadağ Area (Konya-Turkiye, Central Anatolia)", **Journal of Chemie der Erde.**, 68, pp 155-176.
  - ❖ Le Maitre R.W. (1976). "The chemical variability of some common igneous rocks", **Journal of Petrol.** 17, pp 589 – 637.
  - ❖ -Martinez F.; Okino K., Ohara Y., Goffredi S. H. (2007) "Back-Arc Basins", **Journal of Oceanography**, 20, pp 1-12
  - ❖ Meschede M. (1986) "A method of discriminating between different type of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram", **Journal of Chemical Geology** 56, pp 207-218.
  - ❖ Middlemost E.A.K. (1985). "Magma and magmatic rocks, 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.

- ❖ Miskovic A., Francis D. (2006). "Interaction between mantle-derived and crustal calc-alkaline magmas in the petrogenesis of the Paleocene Sifton Range volcanic complex, Yukon, Canada", **Journal of Lithos**, 87, pp 104–134.
- ❖ Mora a.j.c., Jaimes – Viera M.c., Garduno-Monroy V.h., Layer P.W.; Pompa-Mera V., GodinezM.L. (2007). "Geology and geochemistry characteristics of the Chiapanecan volcanic Arc Central area, Chiapas Mexico", **Journal of Volcano.Geotherm.**, 162, pp 43-72
- ❖ Morata D., Aguirre L., (2003). "Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29 20 -30 S), Chile: geochemistry and petrogenesis. J. South Amer", **Journal of Earth Sciences.**, 16,pp 459-476
- ❖ Muller D., Groves D. I. (1997), "**Potassic Igneous Rocks and Associate Gold-Copper Mineralization**"., Springer, Berlin, pp. 241.
- ❖ Munker C., (2000)." The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River System, New Zealand: identification of four source components", **Journal of Petrology**, 41, pp 759-788.
- ❖ Nagudi N. O., K oberl C. H., Kurat G. (2003). "Petrography and geochemistry of TheSyenogranite, Uganda and implications for its origine", **Journal of African Earth Sciences.** 35,pp 51-59
- ❖ Nakamura N. (1974). "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", **Journal of Geochemica et Cosmochim Acta.**, 38, pp 757– 775.
- ❖ OrozacoEsquivel T., Pwtrone C.M., Ferrari L., Tagami T., Manetti P. (2007). "Geochemical variabilityin lavas from the eastern Trans-Mexican volcanic belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip", **Journal of Littos**, 93, pp 149-174.
- ❖ 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 Latzoic intraplate alkali basalts in the Lut- Sistan region, eastern Iran" **American Mineralogist**, 72, pp 1144-1162.



- ❖ Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T. (1989). "A review criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids", **Journal of Geology** 11, pp 349-363.
- ❖ Peacock S. M., Rushmer T., Thompson A. B., (1994). "Partial melting of subducting oceanic crust", **Journal of Earth and Planetary Sciences Letter.**, 121, pp 227-244
- ❖ Pearce J. A., Stern R. J. (2006) "Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives". Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions Geophysical Monograph Series" AGU Monograph., USA.
- ❖ Pearce J.A. (1983) "The Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active plate margins", **Journal of Shiva, Nantwich.** pp 230-249.
- ❖ Pearce J.A., Cann J.R. (1973) "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", **Journal of Earth and Planetary Sciences Letter**, 19, pp 290-300
- ❖ Peccerillo A., Taylor S. R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the kastamonu area, North Turkey", **Journal of Contribution to Mineralogy and Petrology**, 58, pp 63-81.
- ❖ Peters T.J., Menzies M., Thirwall M., 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.
- ❖ Plank T., Langmuir C. H. (1992). "**Sediments melt and basaltic crust dehydrates at subduction zones**". Eos, Trans, AGU, 73, pp.637.
- ❖ Rahmati Ilkhchi M., Faryad S., V Holub F., Frank W. (2009). "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur kuh metamorphic complex (Central Iran)", **Journal of Earth science**, 33, pp 26-225.
- ❖ Rahmati Ilkhchi M., Jerebek P., Faryad Sh., Koyi Hemin 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., Kay S.M (2006). Overview of the tectonic evolution of the southern central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39°S latitude). In: **"Evolution of an Andean Margin: a Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S Lat)"**, Kay S.M. and Ramos V.A. Geological Society of America.
- ❖ Rollinson h. R. (1993). **"Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation"** John Wiley and Sons, pp.325.
- ❖ Saunders A. D., Tarney J. (1984) "Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin, in Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentry and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basin, edited by B. P. Kokelaar and M. F. Howells" **Geological Society Special Publication.**, 16, pp 59-76.
- ❖ Şengör A.M.C., Özeren M.S., Keskin M., Sak nç M., Özbak r. A. D., Kayan, I. (2008). "Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens", **Journal of Earth-Science Reviews**, 90, pp 1-48.
- ❖ Shaw D. M. (1970) "Trace element fractionation during anatexis. Geochim. Cosmochim", **Journal of Acta**, 34, pp 237-243.
- ❖ Shelly D. (1993). **"Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations"**, Chapman & Hall, London, pp.405
- ❖ Shervais J.W. (1982). "Ti–V plots and the petrogenesis of modernophiolitic lavas", **Journal of Earth Planetary Science Letters.**, 59, pp 101–118
- ❖ Stampfli G. M. (2000) "Tethyan oceans" **Geological society, special publications.** 173, pp 1-23.
- ❖ Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran; a review" **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 52, pp 1229–1258.

- ❖ Stolper E., Newman S. (1994). "The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas", **Journal of Earth and Planetary Sciences Letters**, 121, pp 293-325.
- ❖ Streckeisen A., Le Maitre R.W. (1979) "Achemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks", **Journal of Neues Jahrb. Mineral. Abh.**, 136, pp 169-206.
- ❖ Sun S. S., Hanson G. N. (1975) "Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites", **Journal of Contributions to Mineralogy and Petrology** 52, pp 77–106.
- ❖ Sun S. S., McDonough W.F. (1989). "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes" **Geological Society of London, Special Publications.**, 42, pp 313–345.
- ❖ Tatsumi Y. (1989)."Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones", **Journal of Geophysics Research**, 94, pp 4697-4707.
- ❖ Tatsumi Y., Hamilton D. L., Nesbitt R. W. (1986)." Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc lavas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks", **Journal of Volcanology and Geothermal Research** 29, pp 293–309 .
- ❖ Taylor B., Martinez F. (2003) "Back-arc basin systematics", **Journal of Earth and Planetary Science Letters**, 210, pp 481-497.
- ❖ Taylor S. R., McLennan S. A. (1985). "**The continental crust its composition and Evolution Blackwell scientific Publications**" Oxford, London, pp.312.
- ❖ Temizel I.; Arslan M. (2008), "Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the-Ikizce (Ordu) area, NE Turkey: Implications for the evolution of the eastern Pontide paleo-magmatic arc", **Journal of Asian Earth Science**, 31, pp 439-463.
- ❖ Thompson R.N. (1982) "British Tertiary volcanic province Scottish", **Journal of Geology**, 18, pp 49 – 107.

- ❖ Tian L., Castillo P. L., Hawkins J. W., Hilton D. L., Hanan, B. B., 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., Smith I. (1997) "U-Th disequilibrium, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc", **Journal of Geochimica ET Cosmochimica Acta.** 61, pp 4855-4884.
- ❖ Vernon R.H. (2004). "A practical guide to rock microstructure". Cambridge University Press, pp. 594.
- ❖ Wall V. J, Clemens J. D., Clarke D. B. (1987)"Models for granitoid evolution and source compositions", **Journal of Geology**, 95, pp 731-749.
- ❖ Wang K, Plank T, Walker J. D., Smith E. I. (2002) "A mantle melting profile across the basin and range, SW USA", **Journal of Geophysical Research**, 107, pp 78-116.
- ❖ Wang, Y. J., Fan, W. M., Guo, F., Peng, T. P., Li, C. W. (2003) "Geochemistry of Mesozoic mafic rocks adjacent to the Chenzhou-Linwu fault, South China: implications for the lithospheric boundary between the Yangtze and Cathaysia blocks", **J. of International Geology Review.**, 45, pp: 263–286.
- ❖ Weyer S.; Munker C.; 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.
- ❖ Wilson M. (1989). "Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Department of earth science", University of Leeds. pp 466.
- ❖ Wilson M. (2007). "Igneous Petrogenesis", Unwin Hyman, London. pp.466.
- ❖ Winchester J.A., Floyd P.A. (1976) "Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks", **Journal of Earth and Planetary Science Letters** 28, pp 459–469

- ❖ Wood D. A., Joron J. L., 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., 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.
- ❖ Wyllie P.J.; Cox K.G., Biggar G.M., 1962, "The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks", **Journal of Petrology** 3 (2), pp 238-243.
- ❖ Yan J., Zhao J. X. (2008) "Cenozoic alkal 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., 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.
- ❖ Yardley B. W. D. (1989). "**An Introduction to Metamorphic Petrology**", Longman, Harlow, England, pp. 248.
- ❖ Zhang X., Zhang H. (2013) " Geochronological, geochemical, and Sr–Nd–Hf isotopic studies of the Baiyanghe A-type granite porphyry in the Western Junggar: Implications for its petrogenesis and tectonic setting" **J. of Gondwana Research** pp 1-16.
- Zhao J. H.; Zhou M. F. (2007) "Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle". **Precambrian Research** 152, pp 27–47

## **Abstract**

Bande Hezar Chah metamorphic – igneous complex is located in 25Km from Southwest of Biarjomand (southeast Shahrood - in Semnan province) and in the northern margin of Central Iran structural zone. The complex crossed cut by Late Neoproterozoic quartz dioritic dykes and Middle Jurassic gabbroic dyke swarms with east – west strike. The gabbroic dykes intruded in the granitoid pluton of Bande-Hezar chah with Late Neoproterozoic- Early Cambrian age and the detrital sedimentary sequence (conglomerate, sandstone, shale and siltstone, equivalent to Shemshak Formation in Alborz) with Late Triassic – Early Jurassic age; but they have not been observed in the limestone- sandy limestone sequence of upper Jurassic (equivalent to Delichay Formation). The study gabbroic dykes generally consist of plagioclase and augitic clinopyroxene as main minerals. The minor minerals include apatite and magnetite and the secondary minerals mainly consist of sericite, chlorite, calcite and amphibole (due to alteration of clinopyroxene), and represent intergranular, ophitic and subophitic textures. The rocks have sub-alkaline affinity and plot in Back-arc field in discrimination tectonic diagrams. The samples display LREEs enrichment in compare with HREEs on chondrite-normalized spider diagram. This enrichment can be due to the effects of forming materials of subduction zone and/ or contamination by crustal materials. Positive anomalies of K, Rb and negative anomalies of Nb and Ta in gabbroic samples can be related to subduction environment or magma contamination with crustal material during ascending and emplacement. The parent magma(s) of gabbroic dikes was/were generated via 6-10% partial melting of an enriched spinel lherzolitic mantle source in depths less than 80 Km and consequently arose through spaces and fractures of normal faults to shallow depths. It was undergone contamination and assimilation during ascending and finally emplaced in a sedimentary sequence equivalent to Shemshak Formation as dyke small intrusive plutons and even lava flows in Neotethyan middle Jurassic back-arc basin of central Iran.

**Keywords:** Band-e-Hezar Chah, Gabbroic dikes, Back arc basin, Neotethys.



**Shahrood University of Technology**  
**Faculty of Earth Sciences**  
**Petrology Department**

**MSC thesis**

**Title:**

**Petrology and geochemistry of the diabasic dykes in west  
of the Band-e-HezarChah area**

**Author:**

**Mersede Ebtehaj**

**Supervisor:**

**Dr. Habibollah Ghasemi**

**Advisor:**

**Dr. Mehdi Rezaei Kahkhaei**

**Summer 2014**

