

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



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

پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسیم بازیگ دونین در سازندهای پادها و خوش‌بیلاق  
در شمال شاهرود

دانشجو:

مریم دیهیمی

استاد راهنما:

دکتر حبیب‌اله قاسمی

استاد مشاور:

دکتر عزیزاله طاهری

پایان‌نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ۱۳۹۱

تقدیم به:

پیشگاه مادر و پدر، همیشه مهربانم، آنان که در سخت‌سخت و طاقت‌فرسای

زندگی نور امید می‌در دلم بوده و هستند.

## تشکر و قدردانی

اکنون که این تحقیق ثمره ماه‌ها تلاش و کوشش بی‌وقفه اینجانب در عرصه علم و فن‌آوری در جهت رشد و بالندگی کشور عزیزم ایران است، مرهون زحمات خستگی‌ناپذیر اساتید محترم و همفکری و شراکت معنوی این عزیزان با این حقیر است.

لذا بر خود لازم می‌دانم از جناب آقای دکتر حبیب‌الله قاسمی که همواره با بینش دقیق علمی خود و با روی گشاده بنده را یاری داده‌اند قدردانی نمایم. بحق که بسیاری از دانسته‌های علمی خود را مدیون لطف و عنایت ایشان می‌باشم.

همچنین از رشادت و همفکری عالمانه و فقیهانه جناب آقای دکتر عزیزالله طاهری سپاسگزارم و زحمات خالصانه آقای دکتر صادقیان و آقای دکتر درخشی را در انجام این پروژه به دیده منت دارم. به همان اندازه از همراهی همیشگی دوستان عزیزم، خانم‌ها کاظمی، غلامی، طاهری و آقای پرنو، کمال تشکر را دارم.

الهی بر تمامی عزیزانی که از آثارشان استفاده نمودم و دوستانی که در تهیه این مختصر حقیر را یاری نمودند نظری خاص فرما که همگی سخت محتاج آن اکسیر نگاه و کیمیای عشق تو هستیم.

باشد که این تحقیق هر چند ناچیز، مورد استفاده دیگران که در این زمینه فعالیت خواهند کرد قرار گیرد.



## تعهدنامه

اینجانب مریم دیهیمی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی - گرایش پترولوژی دانشکده علوم پایه دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه " پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسم بازیک دونین در سازندهای پادها و خوش‌یلاق در شمال شاهرود" تحت راهنمایی آقای دکتر حبیب الله قاسمی به عنوان استاد راهنما متعهد می‌شوم:

- 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 می‌باشد 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 تاثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آن) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

## مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار و تجهیزات ساخته شده) 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.

## چکیده

در این مطالعه برای اولین بار ماگماتیسیم بازالتی موجود در سازندهای پادها و خوش‌بیلاق (دونین) در شمال شاهرود (نکارمن و میغان) مورد بررسی قرار گرفته است. لیتولوژی عمده‌ی سازند پادها شامل ماسه‌سنگ کوارتزآرنایتی سفید رنگ، شیل قرمز و سنگ‌های تخریبی سیلیسی با میان لایه‌های کربناتی می‌باشد. بر این اساس، سازند پادها در یک محیط قاره‌ای در بادزن آبرفتی، نواحی دور از بادزن آبرفتی و حاشیه دریاچه تا داخل دریاچه رسوب‌گذاری کرده است. اما لیتولوژی عمده سازند خوش‌بیلاق کربناته (دریایی) است. بر اساس این لیتولوژی، ساختمان‌های رسوبی، ویژگی‌های میکروسکوپی و بافتی و نیز محتوای فسیلی در برش‌های مورد مطالعه، پنج توالی رخساره‌ای در این سازند، شناسایی شده است. این توالی‌های رخساره‌ای در محیط‌های خشکی (رودخانه‌ای) تا دریایی (پلاتفرم کربناته رمپ) نهشته شده‌اند. بر خلاف گزارش‌های قبلی، ماگماتیسیم دونین در این سازندها گسترده بوده، به طوری که سنگ‌های ماگمایی با ترکیب بازالتی و به شکل گدازه‌های بازالتی، دایک‌ها و سیل‌های میکروگابرویی در سازندهای پادها و خوش‌بیلاق رخمون دارند. سنگ‌های آذرین مورد بررسی از نوع بازالت، الیوین‌بازالت و میکروگابرو می‌باشند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (از نوع اوژیت) از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی نمونه‌های بازالتی مناطق مورد مطالعه هستند. از مهمترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به الیوین و کانی‌های اپک (مگنتیت و پیریت) اشاره کرد. شدت تجزیه الیوین به حدی است که کانی اولیه، به طور کلی اختصاصات کانی‌شناسی خود را از دست داده و کاملاً توسط کلسیت و اکسید آهن جانشین شده است. پلاژیوکلازها در نتیجه سوسوریتی شدن به مجموعه کانی‌های اپیدوت، کلسیت و کلریت تبدیل شده‌اند. مهمترین بافت‌های موجود در سنگ‌های بازالتی و الیوین‌بازالتی شامل بافت‌های میکروولیتی میکروولیتی پورفیری، گلمروپورفیری، اینترسرتال، افیتیک، ساب‌افیتیک، اینترگرانولار و بادامکی می‌باشند. در سنگ‌های میکروگابرویی، کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوژیت) می‌باشند. آپاتیت، اسفن و کانی‌های اپک (مگنتیت و پیریت) از مهمترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، کلسیت و اپیدوت در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. بافت‌های غالب موجود در این سنگ‌ها شامل بافت‌های اینترگرانولار و افیتیک هستند. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه دارای ماهیت آلکالن هستند. در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، این سنگ‌ها در محدوده بازالت‌های قلیایی مرتبط با کافت درون‌قاره‌ای قرار می‌گیرند. این الگو با ماهیت آلکالن ماگمای مزبور و طبیعت آلکالن کافتی درون‌ورقه قاره‌ای بازالت‌های سیلورین سازند سلطان میدان منطقه کاملاً سازگار است. نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت حاکی از غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE، بدون هیچ گونه تهی‌شدگی از HFSE هستند. روندهای موازی موجود در نمودارهای عنکبوتی، نشان‌دهنده‌ی ماگمای والد مشترک سنگ‌های مورد مطالعه و نقش تبلور تفریقی به عنوان فرآیند اصلی در تحول ماگمایی سنگ‌های منطقه می‌باشد. مقادیر بالای P و Ti بیانگر منشأ گرفتن ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک ستون گوشته‌ای عمیق و یا گوشته‌ی آستونسفری غنی شده (مشابه منابع OIB) است. این

ماگما در اثر ذوب بخشی ۵ تا ۱۰ درصدی یک گوشته گارنت‌پریدوتیتی در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری حاصل شده و در خلال صعود از میان پوسته قاره‌ای متحمل آرایش نشده است.

کلمات کلیدی: ماگماتیسیم، پالتوتیس، دونین، پادها، خوش‌ییلاق، شاهرود.

لیست مقالات استخراج شده از این پایان نامه عبارتند از:

۱- ماگماتیسیم بازالتی دونین البرز شرقی در منطقه‌ی شمال شاهرود (سی‌امین گردهمایی علوم زمین).

۲- پترولوژی و ژئوشیمی بازالت‌های آکالن موجود در سازندهای پادها و خوش‌ییلاق در شمال شاهرود، البرز شرقی (سی و یکمین گردهمایی علوم زمین).

## فهرست مطالب

### فصل اول: کلیات

۲	۱-۱- مقدمه
۲	۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به مناطق مورد مطالعه
۲	۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی
۴	۱-۴- زمین ریخت شناسی
۴	۱-۵- تاریخچه‌ی مطالعات قبلی
۷	۱-۶- اهداف مطالعه
۷	۱-۷- روش های انجام مطالعه

### فصل دوم: زمین شناسی عمومی منطقه

۹	۲-۱- مقدمه
۱۰	۲-۲- پیکره‌های سنگی موجود در مناطق مورد مطالعه
۱۱	۲-۲-۱- نهشته‌های اردوویسین
۱۷	۲-۲-۲- سیلورین
۲۰	۲-۲-۳- دونین
۳۷	۲-۲-۴- کربونifer
۳۸	۲-۳- تکتونیک مناطق مورد مطالعه

### فصل سوم: پتروگرافی

۴۲	۳-۱- مقدمه
۴۳	۳-۲- پتروگرافی بازالت‌ها
۴۵	۳-۲-۱- کانی‌های اصلی
۴۹	۳-۲-۲- کانی‌های فرعی
۵۱	۳-۲-۳- کانی‌های ثانویه
۵۴	۳-۳- اولیوین بازالت
۵۹	۳-۴- میکروگابروها
۶۰	۳-۴-۱- کانی‌های اصلی
۶۲	۳-۴-۲- کانی‌های فرعی
۶۴	۳-۴-۳- کانی‌های ثانویه

### فصل چهارم: ژئوشیمی

۶۶	۴-۱- مقدمه
۶۸	۴-۲- منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌ها
۶۹	۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌ی ژئوشیمیایی

ادامه فهرست مطالب

- ۶۹ ۴-۳-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرآر (L.O.I)
- ۷۰ ۴-۳-۲- تصحیح نسبت  $Fe_2O_3/FeO$
- ۷۳ ۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی در رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه
- ۷۶ ۴-۵- کاربرد نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر کمیاب در رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه
- ۸۰ ۴-۶- تعیین سری ماگمایی
- ۸۱ ۴-۶-۱- نمودارهای  $Na_2O + K_2O$  در برابر  $SiO_2$
- ۸۲ ۴-۶-۲- نمودار Nb/Y در مقابل  $SiO_2$  (وود و همکاران، ۱۹۷۹)
- ۸۲ ۴-۶-۳- نمودار  $P_2O_5$  در مقابل Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)
- ۸۳ ۴-۶-۴- نمودار (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵)
- ۱۰۹ ۴-۶-۵- نمودار شاخص Peacock در برابر  $SiO_2$  (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶)
- ۸۴ ۴-۷-۷- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات
- ۸۶ ۴-۷-۱- نمودارهای تغییرات درصد اکسید- درصد  $MgO$  (فنز، ۱۹۴۸)
- ۸۸ ۴-۷-۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب- درصد  $MgO$
- ۸۹ ۴-۷-۳- نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی - ضریب تفریق (D.I)
- ۹۲ ۴-۷-۴- نمودارهای تغییرات مقادیر عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I)
- ۹۴ ۴-۷-۵- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل Zr
- ۹۷ ۴-۸- مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب‌بخشی، با استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب
- ۱۰۰ ۴-۹- مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب‌بخشی، با استفاده از نمودارهای تغییرات نسبت عناصر کمیاب و درصد عناصر اصلی
- ۱۰۳ ۴-۱۰- نمودارهای بهنجار شده و چندعنصری (عنکبوتی)

فصل پنجم: پتروژنز

- ۱۱۲ ۵-۱- مقدمه
- ۱۱۳ ۵-۲- تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل نمونه‌های مورد مطالعه
- ۱۱۵ ۵-۲-۱- نمودارهای Th/Ta در مقابل Ta/Yb و Th/Hf در مقابل Ta/Hf (گورتون و شاندر، ۲۰۰۲)
- ۱۱۶ ۵-۲-۲- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی  $Zr/Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2/Al_2O_3$  و  $TiO_2$  در مقابل  $Al_2O_3$  (مولر و همکاران، ۱۹۹۲)
- ۱۱۷ ۵-۲-۳- نمودار Nb/۸- La/۱۰- Y/۱۵ (کابانیس و لوکول، ۱۹۸۹)
- ۱۱۷ ۵-۲-۴- نمودار تغییرات V در مقابل Ti (شروه، ۱۹۸۲) و (ورمیش، ۲۰۰۶)
- ۱۱۸ ۵-۲-۵- نمودار  $Ti/۱۰۰- Zr- Y^*۳$  (پیرس و کان، ۱۹۷۳)
- ۱۱۹ ۵-۲-۶- نمودار  $MgO- Al_2O_3-FeO$  (پیرس و همکاران، ۱۹۷۷)
- ۱۱۹ ۵-۲-۷- نمودارهای سه گانه (وود، ۱۹۸۰)
- ۱۲۰ ۵-۲-۸- نمودار  $Ti/Y- Zr/Y$ ، پیرس و گیل (۱۹۷۷)

- ۱۲۱ ۹-۲-۵- نمودار Zr - Ti (پیرس، ۱۹۸۲)
- ۱۲۱ ۱۰-۲-۵- نمودار Ti - Zr، پیرس (۱۹۹۶)
- ۱۲۲ ۱۱-۲-۵- نمودار تمایز محیط زمین ساختی Nb\*۲- Zr- Y/۴ (مشد، ۱۹۸۶)
- ۱۲۳ ۱۲-۲-۵- نمودار Zr/Y- Zr، پیرس و نوری (۱۹۷۹)  
ادامه فهرست مطالب
- ۱۲۴ ۳-۳-۵- تعیین ترکیب و درجه‌ی ذوب‌بخشی محل منشأ
- ۱۲۵ ۱-۳-۵- نمودار Nb/Yb در مقابل Nb (جانسون، ۱۹۹۸ و بدارد، ۱۹۹۴)
- ۱۲۶ ۲-۳-۵- نمودار Lu/Hf در مقابل La/Sm (رگه‌لوس و همکاران، ۲۰۰۳)
- ۱۲۷ ۳-۳-۵- نمودار Zr/Y در مقابل (La/Sm)<sub>N</sub> (گورنکو و همکاران، ۲۰۰۶ و ژو و همکاران، ۲۰۰۹)
- ۱۲۸ ۴-۳-۵- نمودار La/Yb در مقابل Sm/Yb (جانسون و همکاران، ۱۹۹۰)
- ۱۲۹ ۵-۳-۵- نمودار Ce/Y در مقابل Zr/Nb (هاردارسون و فیتون، ۱۹۹۱)
- ۱۳۰ ۶-۳-۵- نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb (مکنزی و انیون، ۱۹۹۱)، (ژائو و ژو، ۲۰۰۷) و (پانگ و همکاران، ۲۰۱۲)
- ۱۳۲ ۷-۳-۵- نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (تروال و همکاران (۱۹۹۴)، بوگارد و همکاران (۲۰۰۳))
- ۱۳۳ ۸-۳-۵- نمودار (Tb/Yb)<sub>N</sub> در مقابل (La/Sm)<sub>N</sub> (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)
- ۱۳۴ ۹-۳-۵- نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبیان، ۲۰۰۷)
- ۱۳۴ ۴-۵- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه‌ی منشأ
- ۱۳۸ ۱-۴-۵- نمودار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در مقابل Gd/Yb<sub>N</sub> (سافونوا و همکاران، ۲۰۱۱)
- ۱۳۹ ۲-۴-۵- نمودارهای Nb/Yb در مقابل Th/Yb و TiO<sub>2</sub>/Yb (پیرس، ۲۰۰۸)
- ۱۳۹ ۳-۴-۵- نمودار La/Nb در مقابل La (هیکی- وارگاس و همکاران، ۱۹۸۶)
- ۱۴۰ ۴-۴-۵- نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Y (سیماننکو و همکاران، ۲۰۰۸)
- ۱۴۱ ۵-۵- تعیین غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی ناحیه‌ی منشأ سنگ‌های مورد مطالعه
- ۱۴۲ ۱-۵-۵- نمودار Nb در مقابل Zr (گنگ و همکاران، ۲۰۱۱)
- ۱۴۳ ۲-۵-۵- نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰)
- ۱۴۳ ۳-۵-۵- نمودارهای Nb در برابر Zr و Y در برابر Zr ابوهامته (۲۰۰۵)
- ۱۴۴ ۴-۵-۵- نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Y (فیتون و همکاران، ۱۹۹۷)
- ۱۴۵ ۶-۵- ارزیابی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه
- ۱۴۷ ۱-۶-۵- نمودار (Th/Nb)<sub>N</sub> در مقابل (La/Nb)<sub>N</sub> (رودنیک و جاثو، ۲۰۰۳).
- ۱۴۷ ۲-۶-۵- نمودار تغییرات Nb/U در مقابل Nb (هافمن و همکاران، ۱۹۸۶)
- ۱۴۸ ۳-۶-۵- نمودارهای تغییرات MgO در مقابل Rb/Zr و Ba/Nb
- ۱۴۹ ۷-۵- مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین مرتبط با کافت پالئوتتیس در شمال شرق درود- نیشابور
- ۱۵۳ ۸-۵- سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک در مناطق پل خاوند، زفره- باقرآباد، و ایبانه (سُه)، دالمه و جهق (ایران مرکزی)

۱۵۸ ۹-۵- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه

## فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

۱۶۸ ۶-۱- نتیجه‌گیری

۱۷۰ ۶-۲- پیشنهادها

۱۷۱ منابع

## فهرست شکل‌ها

### فصل اول

۲ شکل ۱-۱- نقشه‌ی راه‌های ارتباطی مناطق مورد مطالعه

### فصل دوم

۹ شکل ۲-۱- نقشه‌ی زون‌های زمین‌شناسی - ساختاری ایران (اشتوکلین، ۱۹۶۸)

۱۰ شکل ۲-۲- نقشه‌های زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه

۱۵ شکل ۲-۳- الف- تناوب شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج در منطقه نکارمن

۱۵ شکل ۲-۳- ب- توالی سازند ابرسج، بازالت‌های سلطان‌میدان و سازند پادها در منطقه نکارمن.

۱۶ شکل ۲-۴- الف- ریپل‌مارک جریانی

۱۶ شکل ۲-۴- ب- ایکنوفسیل، در ماسه سنگ‌های سازند ابرسج

۱۹ شکل ۲-۵- الف- گدازه بازالتی سازند سلطان‌میدان در منطقه‌ی نکارمن

۱۹ شکل ۲-۵- ب- حفرات موجود در بازالت‌های سلطان‌میدان که با کلسیت و کلریت پر شده اند

۲۰ شکل ۲-۶- الف- حضور زینولیت‌هایی از جنس ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج در روانه‌ی قاعده‌ای بازالت‌های سلطان‌میدان در دره تنگه در نکارمن

۲۰ شکل ۲-۶- ب- کانی‌زایی مالاکیت در بازالت‌های سلطان‌میدان

۲۱ شکل ۲-۷- تطابق و هم‌ارزی رسوبات دونین در البرز و ایران مرکزی

۲۳ شکل ۲-۸- الف- عضوهای ۱، ۲ و ۳ سازند پادها در دره تنگه

۲۳ شکل ۲-۸- ب- قرارگیری سازند پادها با کنگلومرای قاعده‌ای بر روی بازالت‌های سلطان‌میدان در منطقه نکارمن (دره تنگه)

۲۳ شکل ۲-۸- ج- نمای نزدیک از کنگلومرای چندزادی قاعده‌ی سازند پادها در منطقه‌ی نکارمن (دره تنگه)

۲۴ شکل ۲-۹- الف- عضو ۲ سازند پادها

۲۴ شکل ۲-۹- ب- سازندهای سلطان‌میدان و عضو ۲ و ۳ سازند پادها در منطقه‌ی میغان

۲۵ شکل ۲-۱۰- الف- یک روانه‌ی بازالتی و دایک تغذیه‌کننده‌ی آن در سازند پادها در منطقه‌ی نکارمن

۲۵ شکل ۲-۱۰- ب- روانه‌ی بازالتی در سازند پادها در منطقه‌ی نکارمن (دره تنگه)

۲۵ شکل ۲-۱۰- ج و د- رخنمون سنگ‌های آذرین به صورت دایک در سازند پادها در منطقه‌ی نکارمن (دره تنگه).



- شکل ۲-۱۱- الف- نمایی کلی از سازندهای سلطان میدان، پادها و خوشییلاق در منطقه‌ی میغان و گدازه‌های مربوط به سازند پادها ۲۶
- شکل ۲-۱۱- ب- لایه ضخیم روانه‌ی بازالتی در داخل رسوبات سازند پادها در منطقه‌ی میغان ۲۶
- شکل ۲-۱۱- ج- بافت حفره‌ای ۲۶
- شکل ۲-۱۱- د- بازالت‌های دگرسان شده در منطقه‌ی میغان ۲۶
- شکل ۲-۱۲- الف- یک سیل در سازند پادها (عضو ۳) در منطقه‌ی میغان ۲۷
- شکل ۲-۱۲- ب- نمای نزدیک از بخش میانی روانه بازالتی در عضو ۳ سازند پادها با پورفیرهای پلاژیوکلاز ۲۷
- شکل ۲-۱۳- الف- توالی ماسه‌سنگ، سیلتستون قرمز و توفیت‌های سبزرنگ در بخشی از سازند پادها در منطقه. نکارمن (دره تنگه) ۲۷
- ادامه فهرست شکل‌ها
- شکل ۲-۱۳- ب- حضور ژاسپر در دولومیت‌های سازند پادها در منطقه نکارمن (دره تنگه) ۲۷
- شکل ۲-۱۴- الف- چینه‌بندی متقاطع ۲۸
- شکل ۲-۱۴- ب- ترک گلی، در سازند پادها ۲۸
- شکل ۲-۱۵- الف- بازسازی محیط دیرینه‌ی تشکیل سازند پادها و محیط‌های نهشته شدن سه عضو این سازند ۲۹
- شکل ۲-۱۵- ب- بلوک دیاگرام مربوط به توالی سازندهای ابرسج، سلطان میدان، پادها و خوشییلاق ۳۰
- شکل ۲-۱۶- الف- دو روانه‌ی بازالتی در سازند خوشییلاق در منطقه‌ی نکارمن (دره تنگه) ۳۳
- شکل ۲-۱۶- ب- روانه‌ی بازالتی با ضخامت تقریبی ۱۵ متر مربوط به سازند خوشییلاق در منطقه‌ی نکارمن (دره تنگه) ۳۳
- شکل ۲-۱۶- ج- گدازه‌های منشوری در سازند خوشییلاق در دره تنگه ۳۳
- شکل ۲-۱۶- د- تصویری از یک سیل در سازند خوشییلاق در منطقه خوشییلاق ۳۳
- شکل ۲-۱۶- ه- روانه‌ی بازالتی با ضخامت تقریبی ۵ متر با پورفیرهای پلاژیوکلاز مربوط به سازند خوشییلاق در منطقه‌ی نکارمن (دره تنگه) ۳۳
- شکل ۲-۱۶- خ- بقایای گیاهی موجود در شیل‌های سازند خوشییلاق در منطقه‌ی میغان ۳۳
- شکل ۲-۱۷- ستون‌های چینه‌شناسی سازندهای مربوط به مناطق نکارمن و میغان ۳۵
- شکل ۲-۱۸- قرارگیری سازند پادها در زیر سازند ابرسج بر اثر گسلس و چین خوردگی در منطقه نکارمن ۴۱
- شکل ۲-۱۹- نقشه‌ی تکتونیکی منطقه بر اساس نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد ۴۱
- شکل ۳-۱- الف- بافت هیالو میکروولیتی پورفیری جریانی ۴۴
- شکل ۳-۱- ب- بافت افیتیک ۴۴
- شکل ۳-۱- ج- بافت اینترگرانولار ۴۵
- شکل ۳-۱- د- بافت بادامکی ۴۵
- شکل ۳-۲- الف- بافت میکروولیتی پورفیری و ماکل‌های کارلسباد و پلی سنتتیک در پلاژیوکلاز ۴۷
- شکل ۳-۲- ب- دومرحله سرد شدگی در پلاژیوکلاز ۴۷
- شکل ۳-۲- ج- برهم‌رشدی پلاژیوکلاز ۴۷
- شکل ۳-۲- د- انحلال و خوردگی درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکروولیت‌های تیغه‌ای ۴۷
- شکل ۳-۲- ه- دگرسانی پلاژیوکلاز به کلریت ۴۷
- شکل ۳-۲- ی- دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت، اپیدوت و کلسیت ۴۷

- شکل ۳-۳-الف- درشت بلور کلینوپیروکسن با حاشیه تحلیل رفته در بازالت‌های منطقه ۴۸
- شکل ۳-۳-ب- درشت بلور کلینوپیروکسن با حاشیه واکنشی در بازالت‌های منطقه ۴۸
- شکل ۳-۴-الف- درشت بلور الیوین ایدنگسیتی شده در بازالت‌های منطقه ۵۰
- شکل ۳-۴-ب- تغییرات ترکیب الیوین به ایدنگسیت در بازالت بلیکس در ماسیو سانتال فرانسه (ولچ و بنفیلد، ۲۰۰۲). ۵۰
- شکل ۳-۵-الف- کانی مگنتیت در بازالت‌های مورد ۵۰
- شکل ۳-۵-ب- ادخال‌های مگنتیت در کانی پلاژیوکلاز ۵۰
- شکل ۳-۵-ج- کانی پیریت در بازالت‌های مورد مطالعه ۵۱
- شکل ۳-۶-دگرسانی پلاژیوکلاز و اوژیت به اپیدوت ۵۱
- شکل ۳-۷-الف- دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت ۵۲
- شکل ۳-۷-ب- حفرات موجود در بازالت‌ها که با کانی‌های کلسیت پر شده‌اند ۵۲
- شکل ۳-۸- فرآیند کلریتی شدن در مرکز پلاژیوکلاز و زمینه ۵۳
- شکل ۳-۹- حفرات موجود در بازالت‌ها که با کانی‌های کلسیت، کوارتز و کلریت پر شده‌اند ۵۳
- ادامه فهرست شکل‌ها
- شکل ۳-۱۰- دگرسانی درشت بلور پلاژیوکلاز به سریسیت ۵۴
- شکل ۳-۱۱- بافت هیالو پورفیری با پورفیرهایی از الیوین و پلاژیوکلاز ۵۴
- شکل ۳-۱۲- بافت گلمرو پورفیری در سنگ‌های مورد مطالعه ۵۵
- شکل ۳-۱۳- مدل ژنتیکی برای تشکیل بافت گلمروپورفیری ۵۷
- شکل ۳-۱۴- اشکال کاذب کلسیت در قالب الیوین ۵۸
- شکل ۳-۱۵- الیوین‌های ایدنگسیتی شده و اشکال کاذب کلریت و کلسیت در قالب الیوین ۵۸
- شکل ۳-۱۶- دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت ۵۸
- شکل ۳-۱۷- بافت اینترگرانولار در سنگ‌های میکروگابرویی ۶۰
- شکل ۳-۱۸- فرآیند اورالیتی شدن در سنگ‌های میکروگابرویی ۶۰
- شکل ۳-۱۹-الف- ماکل پلی سنتتیک در پلاژیوکلاز ۶۰
- شکل ۳-۱۹-ب- پلاژیوکلاز با ادخال‌هایی از کانی‌های اوپک و آپاتیت ۶۰
- شکل ۳-۲۰- درشت بلور کلینوپیروکسن ۶۱
- شکل ۳-۲۱- بلورهای آپاتیت و اسفن ثانویه در سنگ‌های مورد مطالعه. ۶۲
- شکل ۳-۲۲-الف- کانی مگنتیت با ظاهر اسکلتی ۶۳
- شکل ۳-۲۲-ب- کانی مگنتیت در دایک‌های مورد مطالعه ۶۳
- شکل ۳-۲۳- کانی پیریت در دایک‌های مورد مطالعه ۶۳
- شکل ۳-۲۴- بیوتیت‌های ثانویه که در اثر دگرسانی متاسوماتیکی اوژیت به وجود آمده‌اند و کلریت ناشی از دگرسانی ۶۴

## فصل چهارم

- شکل ۴-۱- نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (لومتر، ۱۹۷۶) ۷۱
- شکل ۴-۲- نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ ، کاکس و همکاران (۱۹۷۹) ۷۵
- شکل ۴-۳-الف- نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ ، میدلموست، (۱۹۹۴) ۷۵

- شکل ۳-۴-ب- نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  لوباس و همکاران (۱۹۸۶) ۷۵
- شکل ۴-۴-الف- نمودار  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{Nb}/\text{Y}$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) ۷۷
- شکل ۴-۴-ب- نمودار  $\text{Nb}/\text{Y}$  در مقابل  $\text{Zr}/\text{Ti}$  (پیرس، ۱۹۹۶) ۷۷
- شکل ۴-۵-الف- نمودار  $\text{Ti}/\text{Y}$  در مقابل  $\text{Sm}/\text{Yb}$  ۷۹
- شکل ۴-۵-ب- نمودار  $\text{Ti}/\text{Y}$  در مقابل  $\# \text{Mg}$  (لای، ۲۰۱۲) ۷۹
- شکل ۴-۵-ج- نمودار  $\text{Ti}/\text{Y}$  در مقابل  $\text{TiO}_2$  (ژو و همکاران، ۲۰۰۸) ۷۹
- شکل ۴-۶- نمودار (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) ۸۰
- شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سری ماگمایی ۸۱
- شکل ۴-۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی (وود و همکاران، ۱۹۷۹). ۸۲
- شکل ۴-۹- نمودار تعیین سری ماگمایی  $\text{P}_2\text{O}_5$  در برابر  $\text{Zr}$  (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۶). ۸۳
- شکل ۴-۱۰- نمودار تعیین سری ماگمایی  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{Y}/\text{Nb}$  (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵). ۸۳
- شکل ۴-۱۱- نمودار شاخص Peacock در برابر  $\text{SiO}_2$ ، (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) ۸۴
- شکل ۴-۱۲- نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد  $\text{MgO}$  (فنز، ۱۹۴۸) ۸۸

#### ادامه فهرست شکل‌ها

- شکل ۴-۱۳- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب - درصد  $\text{MgO}$  ۸۹
- شکل ۴-۱۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰). ۹۲
- شکل ۴-۱۵- نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I) برای نمونه‌های مورد مطالعه. ۹۴
- شکل ۴-۱۶- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل  $\text{Zr}$  ۹۶
- شکل ۴-۱۷- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب ۹۹
- شکل ۴-۱۸-الف- نمودار  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  ۱۰۰
- شکل ۴-۱۸-ب- نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{Ce}/\text{Yb}$  (ژو و همکاران، ۲۰۰۳) ۱۰۰
- شکل ۴-۱۹-الف- نمودار تغییرات  $\text{Ba}/\text{Y}$  در برابر  $\text{Ba}$  ۱۰۱
- شکل ۴-۱۹-ب- نمودار تغییرات نسبت  $\text{Rb}/\text{Th}$  در مقابل  $\text{Rb}$  (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶) ۱۰۱
- شکل ۴-۲۰- نمودارهای تغییرات جهت تشخیص روند تحولی غالب نمونه‌های مورد مطالعه ۱۰۲
- شکل ۴-۲۱- نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت ۱۰۶
- شکل ۴-۲۲- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت ۱۰۸
- شکل ۴-۲۳- نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه ۱۰۹
- شکل ۴-۲۴- نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، جهت مقایسه نمونه‌های MORB، OIB و نمونه‌های مورد مطالعه ۱۱۱

#### فصل پنجم

- شکل ۵-۱-الف- نمودار  $\text{Th}/\text{Ta}$  در مقابل  $\text{Ta}/\text{Yb}$  ۱۱۶
- شکل ۵-۱-ب- نمودار  $\text{Th}/\text{Hf}$  در مقابل  $\text{Ta}/\text{Hf}$  ۱۱۶

- شکل ۵-۲-الف- نمودار  $TiO_2$  در مقابل  $Al_2O_3$  ۱۱۶
- شکل ۵-۲-ب- نمودار  $Zr/Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2/Al_2O_3$  (مولر و براون، ۱۹۷۶). ۱۱۶
- شکل ۵-۳- نمودار  $Nb/8-La/10-Y/15$  (کابانیس و لوکول، ۱۹۸۹). ۱۱۷
- شکل ۵-۴-الف- نمودار تکتونیکی تغییرات  $V$  در مقابل  $Ti$  (شروه، ۱۹۸۲) ۱۱۸
- شکل ۵-۴-ب- نمودار تکتونیکی تغییرات  $V$  در مقابل  $Ti$  (ورمیش، ۲۰۰۶) ۱۱۸
- شکل ۵-۵-الف- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی (پیرس و کان، ۱۹۷۳) ۱۱۹
- شکل ۵-۵-ب- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی (پیرس و همکاران، ۱۹۷۷) ۱۱۹
- شکل ۵-۶- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی (وود، ۱۹۸۰) ۱۲۰
- شکل ۵-۷- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی پیرس و گیل (۱۹۷۷) و پیرس (۱۹۸۲). ۱۲۱
- شکل ۵-۸- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی پیرس (۱۹۹۶) ۱۲۲
- شکل ۵-۹- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی (مشد، ۱۹۸۶) ۱۲۳
- شکل ۵-۱۰- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی پیرس و نوری (۱۹۷۹). ۱۲۳
- شکل ۵-۱۱- نمودار (جانسون، ۱۹۹۸ و بیدارد، ۱۹۹۴) برای تعیین ترکیب، محل و درجه ذوب‌بخشی ۱۲۶
- شکل ۵-۱۲- نمودار  $Lu/Hf$  در مقابل  $La/Sm$  (رگه‌لوس و همکاران، ۲۰۰۳) ۱۲۷
- شکل ۵-۱۳- نمودار  $Zr/Y$  در مقابل  $(La/Sm)N$  (گورنکو و همکاران، ۲۰۰۶ و ژو و همکاران، ۲۰۰۹) ۱۲۸
- شکل ۵-۱۴- نمودار  $La/Yb$  در مقابل  $Sm/Yb$  (جانسون و همکاران، ۱۹۹۰) ۱۲۹
- شکل ۵-۱۵- نمودار  $Ce/Y$  در مقابل  $Zr/Nb$  (هاردارسون و فیتون، ۱۹۹۱) ۱۳۰
- ادامه فهرست شکل‌ها
- شکل ۵-۱۶- نمودار  $La/Sm$  در مقابل  $Sm/Yb$  (مکنزی و انیون (۱۹۹۱)، ژائو و ژو (۲۰۰۷) و پانگ و همکاران (۲۰۱۲)) ۱۳۲
- شکل ۵-۱۷- نمودار  $Dy/Yb$  در مقابل  $La/Yb$  تروال و همکاران (۱۹۹۴) و بوگارد و همکاران (۲۰۰۳). ۱۳۳
- شکل ۵-۱۸- نمودار  $(Tb/Yb)N$  در مقابل  $(La/Sm)N$  (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲) ۱۳۳
- شکل ۵-۱۹- نمودار نسبت  $Ce/Sm$  در مقابل  $Sm/Yb$  (کوبان، ۲۰۰۷) ۱۳۴
- شکل ۵-۲۰-الف- نمودار  $Ce/Yb$  در مقابل  $Ce$  (الام و کاکس، ۱۹۹۱) ۱۳۵
- شکل ۵-۲۰-ب- نمودار تمرکز میانگین عناصر  $Sm$ ،  $Yb$  و  $Ce$  در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۲) ۱۳۵
- شکل ۵-۲۱- نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به  $MORB$  (پیرس، ۱۹۸۳) ۱۳۶
- شکل ۵-۲۲- نمودار  $Al_2O_3$  در مقابل  $Gd/YbN$  (سافونوا و همکاران، ۲۰۱۱) ۱۳۸
- شکل ۵-۲۳- نمودارهای  $Nb/Yb$  در مقابل  $Th/Yb$  و  $TiO_2/Yb$  (پیرس، ۲۰۰۸) ۱۳۹
- شکل ۵-۲۴- نمودار  $La/Nb$  در مقابل  $La$  (هیکی- وارگاس و همکاران، ۱۹۸۶) ۱۴۰
- شکل ۵-۲۵- نمودار  $Nb/Y$  در مقابل  $Zr/Y$  (سیمانکو و همکاران، ۲۰۰۸) ۱۴۱
- شکل ۵-۲۶- نمودار  $Zr$  در برابر  $Nb$  (گنگ و همکاران، ۲۰۱۱) ۱۴۲
- شکل ۵-۲۷- نمودار  $Th/Yb$  در مقابل  $Ta/Yb$  (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰) ۱۴۳
- شکل ۵-۲۸- نمودارهای تعیین غنی‌شدگی و تهی‌شدگی در محل منشأ نمونه‌های مورد مطالعه ۱۴۴

(ابوهماه، ۲۰۰۵).

- ۱۴۵ شکل ۵-۲۹- نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Y
- ۱۴۸ شکل ۵-۳۰- الف- نمودار (Th/Nb)N در مقابل (La/Nb)N فری و همکاران (۲۰۰۲)
- ۱۴۸ شکل ۵-۳۰- ب- نمودار تغییرات Nb/U در مقابل Nb (هافمن و همکاران، ۱۹۸۶).
- ۱۴۸ شکل ۵-۳۱- نمودارهای تغییرات MgO در مقابل Ba/Nb و Rb/Zr
- ۱۵۰ شکل ۵-۳۲- نمودار مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین شمال شرق درود - نیشابور در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۶)
- ۱۵۱ شکل ۵-۳۳- نمودارهای مقایسه جایگاه تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین شمال شرق درود - نیشابور
- ۱۵۶ شکل ۵-۳۴- نمودار مقایسه نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین پل‌خاوند، جهق، باقرآباد، زفره، دالمه و ایبانه
- ۱۵۷ شکل ۵-۳۵- نمودار مقایسه جایگاه تکتونیکی نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین پل‌خاوند، جهق، باقرآباد، زفره، دالمه و ایبانه
- ۱۵۹ شکل ۵-۳۶- کافت درون‌قاره‌ای و تکامل حاشیه‌ی جنوبی پالئوتتیس تا زمان دونین
- ۱۶۲ شکل ۵-۳۷- بازسازی نمادین تکتونیک دیرینه و تکامل حوزه‌ی پالئوتتیس در ایران
- ۱۶۴ شکل ۵-۳۸- شکل نمادین از بازسازی مراحل تکامل پلاتفرم سازند خوش‌بیلاق در دونین میانی تا بالایی
- ۱۶۵ شکل ۵-۳۹- تشکیل رمپ‌های هموکلینال و با انتهای شیب‌دار در زمان‌های آرامش و فعالیت حوضه کششی ریفتی (اقتباس از بورچته و رایت، ۱۹۹۲)
- ۱۶۷ شکل ۵-۴۰- مدل تکتونیکی برای تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه

## فهرست جدول‌ها

### فصل سوم

- ۴۳ جدول ۳-۱- علائم اختصاری به کاربرده شده در فصل ۳

### فصل چهارم

- ۶۷ جدول ۴-۱- شماره‌ی نمونه‌ها، نام سنگ، محل نمونه‌برداری به همراه مختصات جغرافیایی محل برداشت
- ۷۲ جدول ۴-۲- نتایج خام تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه
- ۷۳ جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های سنگی مناطق مورد مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$
- ۸۵ جدول ۴-۴- نسبت  $TiO_2$  و  $FeO^*/MgO$
- ۹۵ جدول ۴-۵- نسبت‌های  $Rb/Zr$  و  $Ce/Zr$ ،  $Zr/Nb$
- ۱۱۱ جدول ۴-۶- نسبت‌های  $La/Nb$  و  $Nb/Ta$

### فصل پنجم

- ۱۱۵ جدول ۵-۱- نسبت‌های  $Zr/Sm$  و  $Ba/La$

۱۲۵	جدول ۵-۲- نسبت $(Dy/Yb)_N$
۱۳۷	جدول ۵-۳- نسبت‌های $Zr/Hf$ و $Nb/Ta$ ، $Nb/La$ ، $Zr/Ba$
۱۴۰	جدول ۵-۴- نسبت $Zr/Y$
۱۴۴	جدول ۵-۵- نسبت $Th/Ta$
۱۴۷	جدول ۵-۶- نسبت $Lu/Yb$
۱۵۱	جدول ۵-۷- الف- نتایج آنالیز عناصر اصلی سنگ‌های آذرین شمال شرق درود - نیشابور
۱۵۲	جدول ۵-۷- ب- نتایج آنالیز عناصر کمیاب سنگ‌های آذرین شمال شرق درود - نیشابور
۱۵۷	جدول ۵-۸- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی سنگ‌های آذرین پل خاوند، جهق، باقرآباد، زفره، دالمه، ابیانه پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت $Fe_2O_3/FeO$

# فصل اول

## کلیات تحقیق

۱-۱- مقدمه

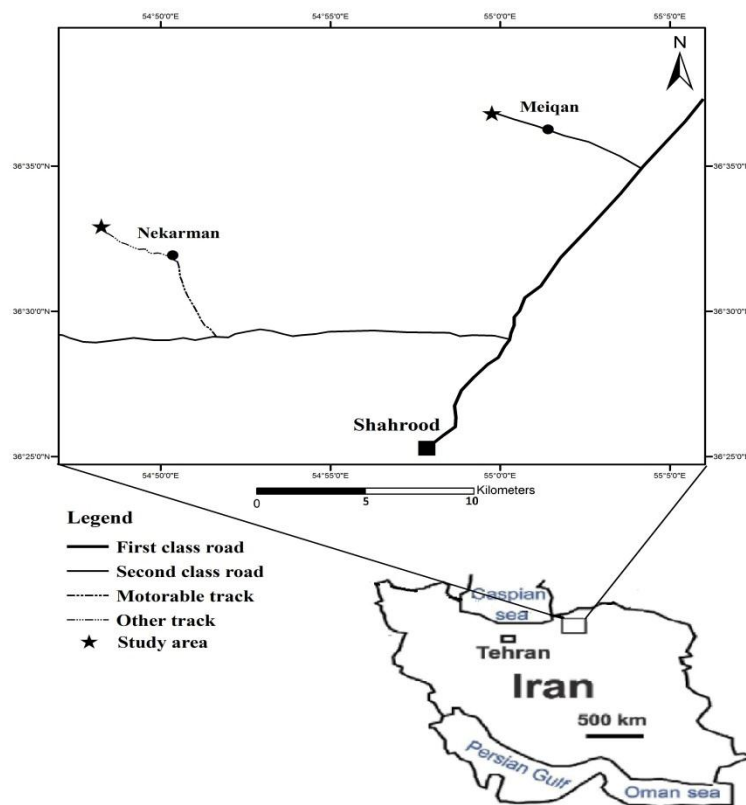
پالئوزوئیک با طول زمانی ۳۴۰ میلیون سال، طولانی‌ترین دوران فانروزوئیک به شمار می‌رود و طول مدت آن از مجموع دوران‌های مزوزوئیک (۱۸۵ میلیون سال) و سنوزوئیک (۶۵ میلیون سال) بیشتر است. وسعت بیرون‌زدگی سنگ‌های مربوط به این زمان در گستره‌ی ایران، اندک و غالباً محدود به پنجره‌های زمین‌ساختی می‌باشد (جولاپور، ۱۳۷۵). در ایران توالی‌های دونین در محل‌های محدودی رخنمون دارند اما رخنمون‌های کامل و گسترده‌ای از آن‌ها در البرز شرقی، مرکزی و ایران مرکزی دیده می‌شود (ونت و همکاران، ۲۰۰۵). بر اساس برخی از فسیل‌ها، سن دونین میانی تا فوقانی برای سازند خوش‌یلاق پیشنهاد شده و از این رو سن سازند پادها در زیر آن دونین زیرین تا میانی تعیین گردیده است (بزرگ‌نیا، ۱۹۷۳، ژنی، ۱۹۷۷، ونت و همکاران، ۲۰۰۵، در اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰). اما قویدل سیوکی (۱۹۹۴) هر دو سازند پادها و خوش‌یلاق را بر اساس مطالعات پالئونتولوژیکی متعلق به دونین فوقانی دانسته است.

سازند پادها از نظر کلی دارای رخساره‌های محیط رسوبی قاره‌ای می‌باشد و به تدریج به رخساره‌های ساحلی و دریایی سازند خوش‌یلاق تبدیل می‌شود. ماگماتیسم اردووسین میانی - دونین در البرز و بسیاری از نقاط ایران مرکزی به عنوان محصول مراحل کافت‌زایی اقیانوس پالئوتتیس تفسیر شده است (اشتامفلی، ۱۹۷۸، بربریان و کینگ، ۱۹۸۱، بولین، ۱۹۹۱، علوی، ۱۹۹۶، لاسمی، ۱۳۷۹، اشتامفلی و همکاران، ۲۰۰۲، باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸، بلاغی و همکاران، ۱۳۹۰، قاسمی و خانعلی‌زاده، ۱۳۹۱). از آنجایی که ماگماتیسم دونین در شمال شاهرود تاکنون مورد مطالعه قرار نگرفته است، بنابراین بر پایه‌ی شواهد صحرایی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی به مطالعه‌ی ارتباط این ماگماتیسم با کافت‌زایی پالئوتتیس پرداخته‌ایم.



## ۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به مناطق مورد مطالعه

مناطق مورد بررسی در این تحقیق در بخش شمالی شهرستان شاهرود در مناطق نکارمن (شمال غرب)، میغان (شمال) قرار دارند (شکل ۱-۱). از نظر جغرافیایی محدوده‌ی مورد مطالعه بین ۵۰" ۵۴°۴۶' تا ۵۵°۰۲' ۲۱" طول شرقی و ۳۶° ۳۱' ۴۷" تا ۳۶° ۳۸' ۲۷" عرض شمالی در دامنه جنوبی زون البرز شرقی قرار دارد. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به مناطق مورد مطالعه در شکل (۱-۱) آمده است.



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

## ۳-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی

شاهرود دارای آب و هوای نیمه بیابانی با زمستان‌های سرد و خشک و تابستان‌های معتدل می‌باشد. در این ناحیه رطوبت نسبی پایین است و تبخیر بالقوه از سطح خاک و پوشش گیاهی بالغ صورت

می‌گیرد. ریزش باران کم و ناچیز بوده و از سالی به سال دیگر متغیر است. این شهر بر طبق طبقه‌بندی کوپن<sup>۱</sup> (۱۹۱۸)، جزء اقلیم‌های بیابانی و خشک طبقه‌بندی می‌شود. اما اقلیم آن با اقلیم‌های بیابانی عاری از پوشش گیاهی که بارندگی در آن به ندرت صورت می‌گیرد، متفاوت بوده و دارای پوشش گیاهی و زمستان سرد است (حیدری، ۱۳۸۸). بخش اعظم بارندگی آن به صورت رگبارهای تند و موضعی در فصول زمستان و بهار است که باعث طغیان خشک رودها شده و آب را به سرعت از دسترس خارج می‌کند و به سوی کویر مرکزی روانه می‌سازد (مساواتی، ۱۳۷۰).

میانگین بارش سالیانه‌ی شاهرود، ۱۶۶/۶ میلی‌متر و متوسط دمای سالیانه ۱۴/۸ درجه‌ی سانتی‌گراد می‌باشد. باد غالب شاهرود، شمال شرقی است که از اسفندماه شروع شده و سرعت و شدت آن کم کم رو به افزایش گذاشته و در تابستان به حداکثر می‌رسد (حیدری، ۱۳۸۸).

مناطق مورد مطالعه در دامنه‌ی جنوبی کوه‌های البرز قرار دارند و به همین دلیل رطوبت کمتری دارند و پوشش گیاهی آن بسیار نامتراکم می‌باشند و از بوته‌ها و درختان اورس تشکیل شده‌اند. یک چشمه‌ی آب دائمی در پای کوه جریان دارد. این منطقه از آب و هوای گرم‌تری نسبت به منطقه‌ی خوش‌بیلاق برخوردار است. برش نمونه سازند خوش‌بیلاق در ارتفاع حدود ۲۸۰۰ متری و با بارندگی متوسط سالیانه ۴۰۰-۱۰۰ میلی‌متر در مسیر گردنه‌ی خوش‌بیلاق قرار دارد (جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳). این منطقه کوهستانی بوده و اغلب اوقات توسط ابر و مه پوشیده می‌شود. پوشش گیاهی در این منطقه انبوه نیست و شامل بوته‌های گیاهی و درختان کوتاه‌قد اورس است. منطقه دارای چند چشمه است که آب مورد نیاز روستای خوش‌بیلاق را تأمین می‌کنند.

### ۴-۱- زمین‌ریخت شناسی

۱- سیستم طبقه‌بندی کوپن (دانشمند اقلیم شناس اتریشی)، اصولاً بر اساس رابطه بین بارندگی، مقدار و توزیع آن در طول سال و درجه حرارت استوار است.

روند عمومی ارتفاعات و عناصر ساختمانی در کوه‌های البرز تقریباً شرقی- غربی است. ارتفاعات اغلب در بخش‌های شمالی و دشت‌ها و نقاط پست در بخش جنوبی قرار گرفته‌اند. زمین‌ریخت اصلی هر منطقه متأثر از دو عامل مهم زمین‌ساخت و آب و هوا می‌باشد که در اینجا عوامل زمین‌ساختی تأثیر بیشتری داشته‌اند. عوامل زمین‌ساختی باعث تشکیل سیستم راندگی‌ها از سمت شمال به جنوب شده است و این امر سبب مرتفع شدن کوه‌ها گردیده است. جنس سنگ‌ها نیز در تشکیل جزئیات زمین‌ریخت در مناطق مذکور اهمیت زیادی دارد. برای مثال سنگ‌های آتشفشانی سیلورین (مجموعه‌ی بازالتی سلطان‌میدان) و کنگلومراها یا ماسه‌سنگ‌های سازنده‌های پادها و خوش‌بیلاق اغلب دیواره‌ساز و صخره‌ای هستند. در محل‌هایی که سنگ‌های آهکی نازک شده‌اند و یا شیل‌های آهکی فراوان‌تر شده‌اند، ارتفاعات ملایم‌تر و پست می‌شوند که به طور نمونه در بخش‌های مرکزی سازند خوش‌بیلاق چنین حالتی دیده می‌شود. آبراهه‌ها در دره‌های نسبتاً جوان با مقطع V شکل جریان دارند و اغلب دره‌ها و فرورفتگی‌ها از راستای گسل‌ها تبعیت می‌کنند (اهری‌پور، ۱۳۸۹).

### ۱-۵- تاریخچه‌ی مطالعات قبلی

تاکنون مطالعات متعدد چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی بر روی سازنده‌های پادها و خوش‌بیلاق (دونین) انجام شده، به خصوص سازند خوش‌بیلاق که به دلیل داشتن لیتولوژی کربناتی و فسیل، بیشتر مورد توجه‌ی زمین‌شناسان قرار گرفته است. اما هیچ مطالعه‌ی پترولوژیکی در مورد سنگ‌های آذرین موجود در آن‌ها صورت نگرفته است.

بزرگ‌نیا (۱۹۷۳) و ژنی (۱۹۷۷)، بر اساس برخی از فسیل‌ها، سن دونین میانی تا فوقانی برای سازند خوش‌بیلاق پیشنهاد کردند و از این رو سن سازند پادها در زیر آن دونین زیرین تا میانی تعیین نمودند.

اشتامفلی<sup>۱</sup> (۱۹۷۸) در قسمتی از رساله‌ی دکتری خود به بررسی زمین‌شناسی عمومی ناحیه شاهرود تا علی‌آباد گرگان پرداخته و تا حدی سنگ‌های آتشفشانی مافیک ناحیه را از نظر میکروسکوپی و ژئوشیمی عناصر اصلی بررسی کرده است.

فتحی (۱۳۷۷)، به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین شمال‌شرق ایران (مقاطع شاهرود-رباط قره‌بیل و جنوب بجنورد) پرداخته است. بر اساس این مطالعه، این سنگ‌ها در سه مرحله‌ی اصلی تشکیل شده‌اند که اغلب در اثر فرآیندهای ثانویه مؤثر بر آن‌ها به اسپیلیت تبدیل شده‌اند. مرحله‌ی اول آتشفشانی که در کامبرین پایانی - اردوویسین زیرین اتفاق افتاده است، بیشتر به صورت فوران‌ها و انفجارهای هوایی و یا در نزدیکی آب بوده و از خاکسترهای آتشفشانی، لاپیلی و آگلومراها تشکیل شده است. در این مرحله گاهی آگلومراها به صورت هیدروولکانیکی نیز دیده می‌شوند. مرحله‌ی دوم همانند مرحله‌ی اول علاوه بر سنگ‌های آذرآواری دارای بازالت نیز می‌باشد. زمان تشکیل این سنگ‌ها اردوویسین میانی بوده است و شامل بازالت‌هایی حاوی الیوین، کلینوپیروکسن (اوژیت تیتان‌دار) و پلاژیوکلاز است که ماهیت آکالن را در بررسی عناصر اصلی و کمیاب از خود نشان می‌دهد. مرحله‌ی اول و دوم، هم از نظر ماهیت و شرایط تشکیل مشابه همدیگر بوده و در محیط‌های خشکی و کم عمق به همراه ماسه‌سنگ تشکیل شده‌اند. مرحله‌ی سوم آتشفشانی که در اردوویسین بالایی - سیلورین اتفاق افتاده است شامل بازالت‌هایی است که به صورت گدازه‌های روان بوده و اغلب ساخت بالشی از خود نشان می‌دهند. محیط تشکیل این سنگ‌ها نسبت به دو مرحله‌ی قبلی عمیق‌تر بوده و به همراه شیل و ماسه‌سنگ هستند. به عقیده‌ی ایشان، بررسی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که در محیط قاره‌ای و احتمالاً در ارتباط با کافت حاشیه‌ای به وجود آمده‌اند و در مراحل اولیه دارای ماهیت آکالن و سپس حدواسط هستند.

قویدل سیوکی (۱۹۹۴)، هر دو سازند پادها و خوش‌بیلاق را بر اساس مطالعات پالئونولوژیکی متعلق به دونین فوقانی دانسته است.

<sup>۱</sup>-Stampfli

ونت و همکاران (۲۰۰۵)، سن دونین میانی تا فوقانی برای سازند خوش‌ییلاق و سن سازند پادها در زیر آن دونین زیرین تا میانی پیشنهاد کردند.

اهری‌پور (۱۳۸۹)، در رساله دکترای خود محیط رسوبی و چینه‌شناسی سکاسی سنگ‌های رسوبی دونین (سازندهای پادها و خوش‌ییلاق) در شرق البرز پرداخته است. بر اساس مطالعات وی سازند پادها بخش زیرین تا میانی توالی دونین را تشکیل می‌دهد. تحلیل رخساره‌ای سازند پادها در نواحی مورد مطالعه منجر به شناسایی سه توالی رخساره‌ای قاره‌ای در این سازند شد که شامل بادزن‌های آبرفتی، نواحی دور از بادزن‌های آبرفتی و حاشیه دریاچه تا دریاچه می‌گردد. از نظر موقعیت تکتونیکی سازند پادها در حوضه کششی کافی پالئوتتیس و در مرحله همزمان با تشکیل کافت تشکیل شده است. همچنین سازند خوش‌ییلاق بخش میانی تا بالایی توالی دونین را تشکیل می‌دهد و از ۵ توالی رخساره‌ای (رودخانه‌ای، رمپ داخلی، رمپ میانی، رمپ خارجی و کف حوضه) تشکیل شده است. از نظر موقعیت تکتونیکی، این سازند در مرحله بعد از تشکیل کافت و در حاشیه غیر فعال حوضه پالئوتتیس نهشته شده است.

سهامی (۱۳۹۰)، در پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد خود به بررسی زمین‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های سلطان میدان در مناطق نکارمن و ابرسج در شمال شاهرود پرداخته است. به اعتقاد ایشان، بازالت‌های سلطان میدان با مرز کاملاً واضح بر روی شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج به سن اردوویسین پایانی فوران کرده‌اند و در مرز فوقانی خود با کنگلومرای ضخیم چندزادی سازند پادها به سن دونین متشکل از قطعات سازند ابرسج و بازالت‌های مزبور پوشیده می‌شوند. بررسی‌های ژئوشیمیایی ایشان بیانگر ماهیت آکالن این بازالت‌ها بوده که از ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک ستون گوشته‌ای غنی شده‌ی گارنت پریدوتیتی در حال صعود در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری تشکیل شده و در یک محیط قاره‌ای - دریایی کم‌عمق فوران نموده‌اند. این محیط با کافت‌زایی شمال ابرقاره‌ی گندوانا در اردوویسین - سیلورین که منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس در محل کنونی کوه‌های البرز شده است، مطابقت دارد.

## ۱-۶- اهداف مطالعه

نظر به اهمیت چینه‌شناسی سنگ‌های بازیک موجود در سازندهای پادها و خوش‌بیلاق و با توجه به اینکه بررسی پترولوژی و ژئوشیمی این سنگ‌ها می‌تواند بیانگر ویژگی‌های محل منبع و جایگاه تشکیل آن‌ها باشد، لذا این مطالعه در روشن ساختن بخش مهمی از تاریخچه‌ی تکتونوماگمایی این بخش از ایران بخصوص در ارتباط با پیدایش و توسعه پالئوتتیس مفید است. به طور کلی اهداف مهم انجام این مطالعه عبارتند از:

- تعیین موقعیت چینه‌شناسی دقیق این بازالت‌ها و ارتباط آن‌ها با واحدهای بالا و پایین خود در توالی چینه‌شناسی منطقه.
- تعیین ترکیب سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و شیمیایی دقیق این سنگ‌ها.
- تعیین جایگاه تکتونوماگمایی تشکیل این سنگ‌ها.
- تعیین ویژگی‌های محل منبع و درصد ذوب بخشی آن.
- بررسی و مقایسه‌ی این سنگ‌ها با دیگر سنگ‌های آذرین مافیک منتسب به اقیانوس پالئوتتیس در ایران.

## ۱-۷- روش‌های انجام مطالعه

این تحقیق در مراحل مختلف و به روش‌های ذیل صورت گرفته است:

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

- بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد و ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان
- انجام عملیات صحرایی و میدانی به منظور بررسی روابط صحرایی دقیق واحدهای سنگی و برداشت نمونه از سنگ‌های آذرین و رسوبی توالی مورد مطالعه در مناطق مختلف بیرون‌زدگی این مجموعه.

- تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی و انجام مطالعات پتروگرافی بر روی آن‌ها.
- انتخاب ۱۳ عدد از نمونه‌ها که متحمل حداقل دگرسانی شده‌اند و خردایش، آماده‌سازی، پودر کردن و ارسال آن‌ها به آزمایشگاه SGS کانادا به منظور انجام آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی آن‌ها به روش‌های ICP-MS و ICP-AES.
- پردازش داده‌های ژئوشیمیایی به کمک نرم‌افزارهای مربوطه و تهیه نمودارهای مناسب پترولوژیکی و ژئوشیمیایی.
- مقایسه نتایج حاصل از این مطالعه با نتایج مطالعات دیگر محققین.
- نگارش پایان‌نامه.

# فصل دوم

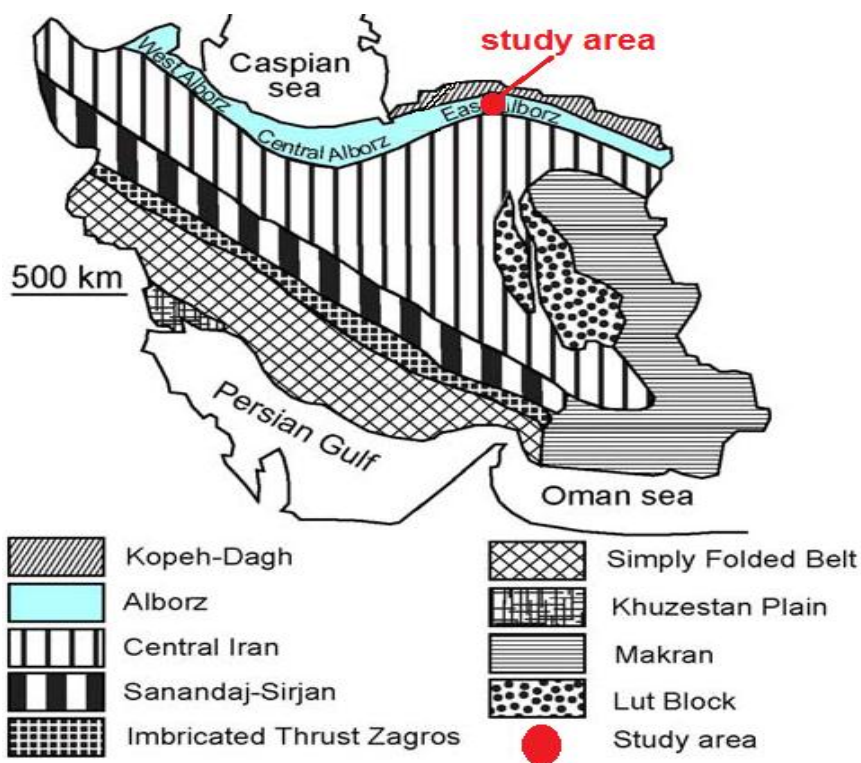
## زمین شناسی عمومی

### منطقه



۲-۱- مقدمه

اشتوکلین<sup>۱</sup> در سال ۱۹۶۸ ایران را به چند منطقه یا زون ساختمانی با وضعیت تکتونیکی و تاریخچه‌ی رسوبی متفاوت تقسیم کرد. مناطق مورد مطالعه در این تحقیق شامل مناطق نکارمن و میغان در شمال و شمال غرب شاهرود می‌باشند که در تقسیم‌بندی اشتوکلین، در زون البرز شرقی قرار دارند (شکل ۲-۱).



شکل ۲-۱ - موقعیت مناطق مورد مطالعه در نقشه زون‌های زمین‌شناسی - ساختاری ایران (اشتوکلین، ۱۹۶۸).

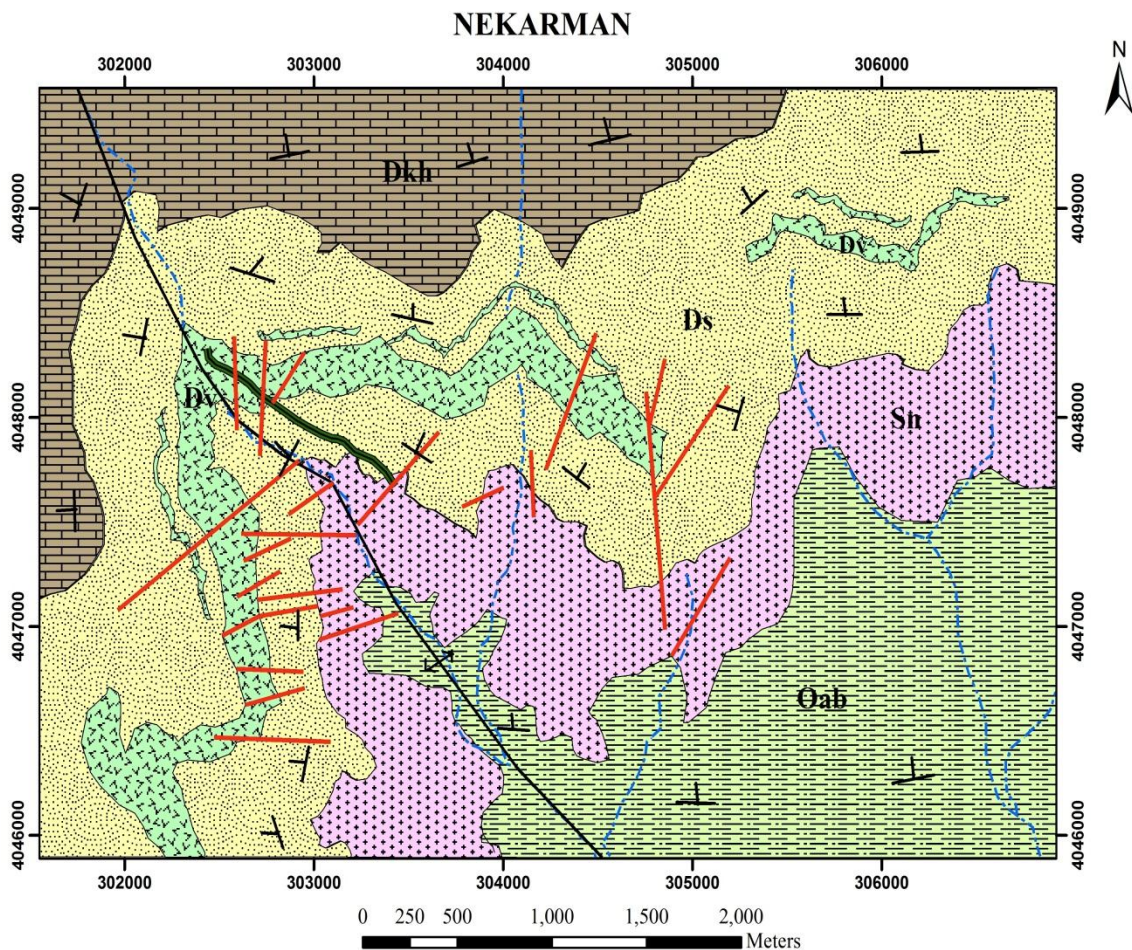
به طور کلی برونزدگی سنگ‌های پالئوزوئیک در سمت غرب البرز شرقی خوب می‌باشد و به طرف البرز مرکزی بهتر و کامل‌تر می‌شود در صورتی که به سمت شرق و زون کپه‌داغ رخنمون این سنگ‌ها ضعیف‌تر می‌شود (اهری‌پور، ۱۳۸۹). ناحیه مورد مطالعه که در بخش غربی زون البرز شرقی واقع شده

۱- Stocklin

است، دارای رخنمون‌هایی از سازندهای آبستو، ابرسج، سلطان‌میدان، پادها، خوش‌یلاق و مبارک است.

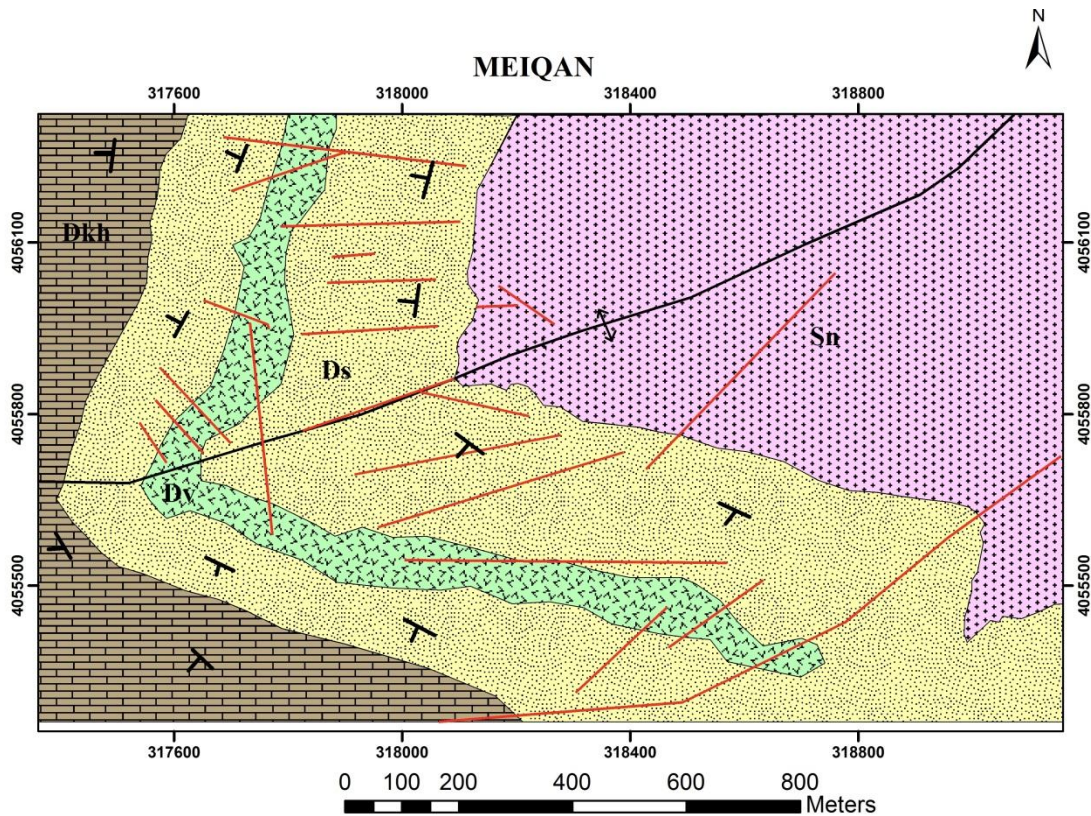
## ۲-۲- پیکره‌های سنگی موجود در مناطق مورد مطالعه

طبق نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد و ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان و مطالعات صحرایی صورت گرفته، در مناطق نکارمن و میغان در شمال و شمال غرب شاهرود، واحدهای سنگی مربوط به پالئوزوئیک به شرح ذیل رخنمون دارند (شکل ۲-۲):








الف










**Legend**

-  Dkh: KHOSH - YEILAGH F. : Association of limestone, dolomitic limestone, marl, dolomite and tuff.
-  Dv: Basalt
-  Ds: PADHA F. : White, red to brown sandstone shale, calcareous sand stone and cherty dolomite.
-  Sn: SOLTAN - MEIDAN F. : Spilite, basalt, andesite porphiric.
-  Oab: ABARSAJ F. : Micaceous shale, quartzitic sandstone.

**Symbols**

-  Dike
-  Fault
-  Stream channel
-  Anticline axis showing plunge
-  Dip

ب

شکل ۲-۲- نقشه‌های زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه، الف- نکارمن و ب- میغان (برگرفته از گوگل‌ارث).

## ۲-۲-۱- نهشته‌های اردوویسین

سنگ‌های اردوویسین 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 اردوویسین پیشین- پسین بوده باشد (طاهری و همکاران، ۱۳۸۳). شواهد گوناگون حاکی از آن است که در زمان اردوویسین- دونین، پلاتفرم پایدار ایران دچار بالا آمدگی، گسترش پوسته‌ی قاره‌ای و پیدایش کافت گردیده است. این گسترش در زمان اردوویسین پیشین با سازوکار گسل‌های نرمال و پیدایش رخساره‌های توربیدایتی ناحیه‌ی ژرف دریا آغاز گردیده است (لاسمی، ۱۳۷۹). اما قویدل سیوکی (۲۰۰۹) به حضور آکریتارشاها، کیتینوزواها و اسکلوکودونت در رسوبات اردوسین پسین ناحیه خولین‌دره اشاره می‌کند و آن‌ها را به محیط دریایی کم عمق ته‌نشست این رسوبات نسبت می‌دهد که با سایر نقاط البرز، زاگرس و حوزه‌ی ایران مرکزی سازگار است. در منطقه‌ی مورد مطالعه نهشته‌های اردوویسین با نام سازنده‌های غیر رسمی آبستو و ابرسج مشاهده می‌شوند. سازند آبستو را معادل بخشی از سازند لشکرک و سازند ابرسج را معادل بخشی از سازند قلی می‌دانند (قویدل سیوکی و حسین زاده مقدم، ۱۳۸۹). در ادامه به زمین‌شناسی عمومی سازنده‌های آبستو و ابرسج در منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم.

### الف: سازند آبستو

قدیمی‌ترین سازند که در منطقه‌ی ابرسج رخنمون دارد، سازند آبستو می‌باشد. این سازند معادل بخشی از سازند لشکرک در البرز است (قویدل سیوکی و حسین‌زاده مقدم، ۱۳۸۹). نام این سازند از دره‌ی آبستو در غرب روستای ابرسج گرفته شده است (حسینا، ۱۳۸۹). لیتولوژی این سازند از پایین به بالا به ترتیب عبارتست از (نصرتی، ۱۳۸۵):

۱. حدود ۲۳ متر ماسه‌سنگ کوارتزیتی درشت‌دانه و سفیدرنگ به شدت خرد شده و ماسه‌سنگ قرمز رنگ.

۲. حدود ۱۴ متر شیل و آهک آنکوئیددار و در بالای آن آهک نارنجی دارای ارتوسراس.

۳. حدود ۱۵ متر لایه‌های نازک شیل خاکستری تیره و ماسه‌سنگ.

۴. حدود ۱۳ متر دولومیت و آهک.

۵. حدود ۷۸ متر لایه‌های ماسه‌سنگی که از پایین به بالا بدین صورت می‌باشد:

- ماسه‌سنگ دانه ریز که سطح غیر هوازده، سبز و سطح هوازده، قهوه‌ای دارد.

- ماسه‌سنگ متورق براق با مورفولوژی فرسوده و نازک‌لایه همراه با ریپل‌مارک در سطح لایه‌بندی آن.

رسوبات دریایی کم‌عمق، همراه با بازالت‌های طغیانی موجود در شیست‌های گرگان، نشانه رویدادی مرتبط با کافت در حاشیه‌ی شمالی گندوانا و شاهدهی بر باز شدن اقیانوس پالئوتتیس در اردوویسین پسین هستند (قویدل سیوکی، ۲۰۰۸؛ صالحیان، ۱۳۹۰). طبق مطالعات صورت گرفته توسط قویدل سیوکی و حسین‌زاده مقدم (۱۳۸۹)، وجود آکریتارش‌ها در سازند آبستو و نیز حضور اجتماع کیتینوزوآ، آکریتارش، اسکلوکودونت و کریپتوسپور در سازند ابرسج بیانگر ته نشین شدن این دو سازند در محیط دریایی کم‌عمق می‌باشد. آکریتارش‌های سازند آبستو کاملاً شبیه اجتماعات آکریتارشی است که تاکنون از افق‌های رسوبی همزمان در زاگرس، ایران مرکزی و سایر نقاط البرز و نیز کشورهای الجزایر، لیبی، عربستان سعودی، مراکش، تونس و انگلیس گزارش شده‌اند و بیانگر ارتباط قطعی ناحیه مورد مطالعه با ابرقاره‌ی گندوانا در زمان اردوویسین است. بر مبنای ارزش چینه شناسی آکریتارش‌ها، زمان اردوویسین پیشین (ترمادوسین) برای این سازند پیشنهاد شده است. آکریتارش‌های اردوویسین پسین، انتشاری مشابه در دو ابر قاره گندوانا و لورازیا دارند اما وجود بیوزون‌های کیتینوزوآی مربوط به گندوانا همراه با گونه‌های آکریتارش سازند ابرسج، بار دیگر ارتباط ناحیه مورد مطالعه را به ابر قاره‌ی گندوانا در زمان اردوویسین پسین نشان می‌دهد (قویدل سیوکی و حسین‌زاده مقدم، ۱۳۸۹). مرز پایینی سازند آبستو، راندگی نکارمن است که با آبرفت‌ها و واریزه‌ها

پوشیده شده و مشخص نیست و حد بالایی آن با مرز تدریجی و با تناوبی از آهک و شیل به سازند ابرسج می‌رسد ( نصرتی، ۱۳۸۵).

### ب: سازند ابرسج

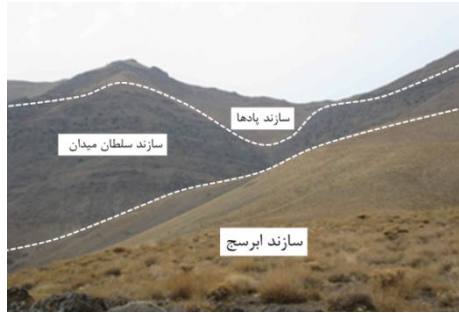
شهرابی و همکاران (۱۳۶۹) سازند ابرسج را به عنوان یک سازند غیر رسمی با سن اردوویسین در البرز شرقی برای اولین بار در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان معرفی کردند (اشرفی، ۱۳۸۷). ضخامت این سازند در منطقه نکارمن حدود ۱۱۳۰ متر است و شامل ماسه‌سنگ و سیلتستون میکادار و شیل‌های زیتونی و سبز تا خاکستری می‌باشد (شکل ۲-۳-الف). ستون‌سنگی منطقه را بر اساس مطالعات اشرفی (۱۳۸۷) می‌توان به ۴ بخش عمده تقسیم کرد:

۱) بخش ماسه‌سنگی زیرین شامل تناوبی از ماسه‌سنگ‌های قهوه‌ای، سبز و قرمز به ضخامت ۱۷۸/۶۲ متر.

۲) بخش شیلی که همراه با بین لایه‌هایی از سیلتستون و بازالت است. ضخامت اندازه‌گیری شده در این بخش ۲۲۴/۴ متر است.

۳) تناوبی از شیل‌هایی زیتونی، ماسه‌سنگ سبز و سیلتستون به ضخامت ۱۶۶/۳۲ متر.

۴) بخش ماسه‌سنگ بالایی شامل تناوبی از ماسه‌سنگ‌های سبز تا خاکستری با بین لایه‌هایی از ماسه‌های قرمز و بازالت به ضخامت ۴۸۵/۶۵ متر.



ب



الف

شکل ۲-۳- الف- تناوب شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج در منطقه نکارمن؛ ب- تصویری از توالی سازند ابرسج، بازالت‌های سلطان‌میدان و سازند پادها در منطقه نکارمن.

سازند ابرسج دارای آکریتارش، کیتونوزوآ، اسکلوکودونت و کریپتواسپور فروان است که برمبنای آنها سن اردووسین پسین (آشگیلین) را برای این سازند پیشنهاد می‌کنند و آن را معادل با بخشی از سازند قلی در نظر می‌گیرند (قویدل سیوکی و حسین زاده مقدم، ۱۳۸۹).

کیتینوزوآهای سازند ابرسج با کیتینوزوآهای گندوانای شمالی مشابه است. این امر نشانه‌ای از این است که کوه‌های البرز در زمان اردووسین پسین بخشی از شمال گندوانا بوده‌اند (قویدل سیوکی، ۲۰۰۹). وجود آکریتارش‌ها در سازند آبستو و نیز حضور اجتماع کیتینوزوآ، آکریتارش، اسکلوکودونت و کریپتواسپور در سازند ابرسج معرف ته نشین شدن این دو سازند در محیط دریایی کم عمق می‌باشد (قویدل سیوکی و حسین زاده مقدم، ۱۳۸۹). اما لاسمی (۱۳۷۹) این سازند را متعلق به محیط عمیق می‌داند. این سازند به طور هم‌شیب توسط بازالت‌های سلطان‌میدان پوشیده می‌شود (شکل ۲-۳- ب).

ساختمان‌های رسوبی مشاهده شده در این سازند شامل:

- لامیناسیون مسطح: محیط تشکیل این نوع ساختمان‌ها را می‌توان مربوط به جریان‌هایی با انرژی بالا دانست.

- دانه‌بندی تدریجی: اغلب این طبقات تحت تأثیر جریان‌های توربیدیتی تشکیل می‌شوند و نشانگر رسوب‌گذاری در محیط رسوبی با کاهش انرژی می‌باشند.



- ریپل مارک جریان

- چینه‌بندی مورب

۳) ساختمان‌های رسوبی سطح زیرین لایه شامل:

- فلوت مارک، تول مارک، آثار موانع، آثار تول‌های ثابت، آثار تول‌های متحرک (گروو مارک)

۴) ساختمان‌های تغییرشکل یافته شامل:

- ساختمان‌های وزنی (موسوی و اشرفی، ۱۳۸۶)، (شکل ۲-۴).



ب



الف

شکل ۲-۴- تصویری از الف: ریپل مارک جریان، ب) ایکنوفسیل، در ماسه سنگ‌های سازند ابرسج.

کلیه شواهد ذکر شده نشان می‌دهند که در منطقه جریان‌های توربیدایتی حاکم بوده است. بنابراین،

بر خلاف نظر قویدل سیوکی (۲۰۰۹)، سازند ابرسج در منطقه‌ی عمیق شیب قاره نهشته شده و از نوع

توربیدایتی است (لاسمی، ۱۳۷۹).

## ۲-۲-۲- سیلورین



سنگ‌های آذرین سیلورین در مناطق مورد مطالعه از ضخامت و گسترش زیادی برخوردارند. در سمت غرب البرز شرقی سنگ‌های متعلق به دوره‌ی سیلورین فقط شامل سنگ‌های آتشفشانی بازیک مجموعه‌ی سلطان میدان می‌باشد (اهری پور، ۱۳۸۹).

### سازند سلطان میدان

ژنی<sup>۱</sup> (۱۹۷۷) برای اولین بار رخنمون این واحد را در غرب روستای ابر، سازند سلطان میدان نامید و سپس شهرابی (۱۳۶۹)، در نقشه‌ی زمین‌شناسی گرگان، آن را سازند نکارمن نامگذاری کرد که در کمیته ملی چینه‌شناسی، آن را به عنوان یک واحد غیر رسمی پذیرفته‌اند (اشرفی، ۱۳۸۷). سازند سلطان میدان از جنوب گرگان (دشت سلطان میدان در جنوب غربی گرگان و مینودشت) تا شمال شاهرود (گردنه‌ی خوش‌یلاق، تیل آباد و میغان) به صورت گدازه‌های با حدود ۲۵۰ تا ۷۰۰ متر ضخامت وجود دارد (آقانباتی، ۱۳۸۵). این گدازه‌های بازالتی تنها از نوع بازالت نیستند، بلکه انواع سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی نیز در آن وجود دارند. معمولاً تیره رنگ هستند و گاهی ساخت بالشی دارند که نشانگر فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی است (آقانباتی، ۱۳۸۵). بسیاری از محققین معتقدند که این سنگ‌های آتشفشانی بازیک در یک محیط کافتی متعلق به دریای پالئوتتیس تشکیل شده‌اند (اشتامفلی، ۱۹۷۸، بربریان و کینگ، ۱۹۸۱، اشتامفلی و همکاران، ۱۹۹۱، بولن، ۱۹۹۱، سهامی و همکاران، ۱۳۸۹ و سهامی، ۱۳۹۰).

بازالت‌های سازند سلطان میدان به‌طور هم‌شیب بر روی سازند ابرسج (به سن اردوویسین پایانی) قرار گرفته و با یک ناپیوستگی فرسایشی توسط سازند پادها به سن دونین آغازین- میانی (اهری پور، ۲۰۱۰) یا اوایل دونین پایانی (قویدل سیوکی، ۲۰۱۱) پوشیده می‌شود و سن آن را سیلورین (حدود ۴۳۰ میلیون سال پیش) می‌دانند، (شکل ۲-۵-الف).

۱- Jenny

بر اساس مطالعات جعفریان (۱۳۸۸)، یکی از ویژگی‌های مهم چینه‌شناسی مجموعه بازالتی سلطان میدان وجود یک لایه‌ی آگلومرایبی به ضخامت حدود ۱۰۰ متر در افق‌های میانی تا فوقانی آن است. به عقیده ایشان از ویژگی‌های این افق آگلومرایبی که بصورت یک طبقه کلیدی در تمام گستره مجموعه دیده می‌شود، علاوه بر وجود قطعات مدور ولکانیکی، حضور زینولیت‌های مدور صورتی رنگ گرانیتی است که گاهی تا بیش از ۵۰ سانتی‌متر قطر دارند. اما مطالعات صحرایی دقیق این افق توسط درخشی و همکاران (۱۳۹۰) نشان داد که:

(۱) این واحد به هیچ عنوان آگلومرا نبوده، و یک کنگلومرای چندزادی متشکل از قطعات گرد ماسه‌سنگی سازند ابرسج (قلی)، قطعات بازالت‌های سلطان میدان و قطعات گرد صورتی‌رنگ گرانیتی است. بیشتر قطعات این کنگلومرا گرانیتی بوده و ابعاد آن‌ها تا بیش از ۵۰ سانتیمتر می‌رسد.

(۲) ضخامت این واحد بسیار کمتر از حدی است که توسط جعفریان (۱۳۸۸) گزارش شده است. به‌طوریکه این واحد کنگلومرایبی را می‌توان در گردنه خوش‌یلاق و نیز در جنوب و جنوب شرق روستای خوش‌یلاق با ضخامت حدود ۷ متر پیگیری نمود. این واحد در محل دره چشمه سید نیز به‌صورت عدسی شکل و به ضخامت حداکثر ۱۰ متر دیده می‌شود.

(۳) با وجود اینکه این واحد کنگلومرایبی از میغان تا شرقی‌ترین محل رخنمون مجموعه بازالتی سلطان میدان واقع در نزدیکی تیل‌آباد، با موقعیت چینه‌شناسی مشخص قابل پیگیری است، اما گسترش این افق در کل این مجموعه فراگیر نمی‌باشد. به‌طوری‌که در بخش‌های غربی این مجموعه، یعنی در محدوده شمال غرب تا شمال شرق روستای نکارمن (دره تنگه و نیز دره کلودر)، افق کنگلومرایبی مذکور دیده نمی‌شود.

مطالعات صورت گرفته توسط سهامی (۱۳۹۰) نشان می‌دهد که بازالت‌های سلطان میدان حاصل جریان‌های متعدد گدازه هستند که در طول دوره‌ی تداوم فعالیت ماگمایی بر روی هم انباشته شده‌اند.

هر یک از این جریان‌های گدازه‌ای با حضور حفرات موجود در سطح هر روانه قابل تشخیص است. این حفرات ناشی از خروج گاز از سطح گدازه بوده و سپس توسط فرآیندهای ثانویه از جمله دگرسانی گرمایی با کانی‌هایی چون کلسیت، کلریت و اپیدوت پر شده‌اند و ساخت بادامکی را در این بازالت‌ها ایجاد کرده‌اند (شکل ۲-۵-ب).

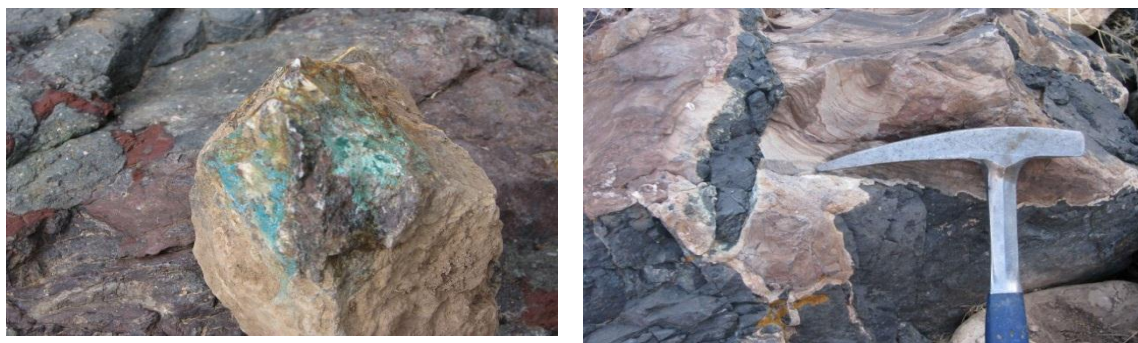


ب

الف

شکل ۲-۵- تصویر از الف-گدازه بازالتی سازند سلطان‌میدان در منطقه‌ی نکارمن، ب - حفرات موجود در بازالت‌های سلطان‌میدان که با کلسیت و کلریت پر شده‌اند.

طبق نظر سهامی و همکاران (۱۳۸۹) اولین روانه از این بازالت‌ها با مرز کاملاً شیشه‌ای بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج فوران کرده و دارای زینولیت‌های فراوانی از این ماسه‌سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۲-۶-الف). تصویری از کانه‌زایی مالاکیت در بازالت‌های سلطان‌میدان در شکل (شکل ۲-۶-ب) نشان داده شده است.



ب

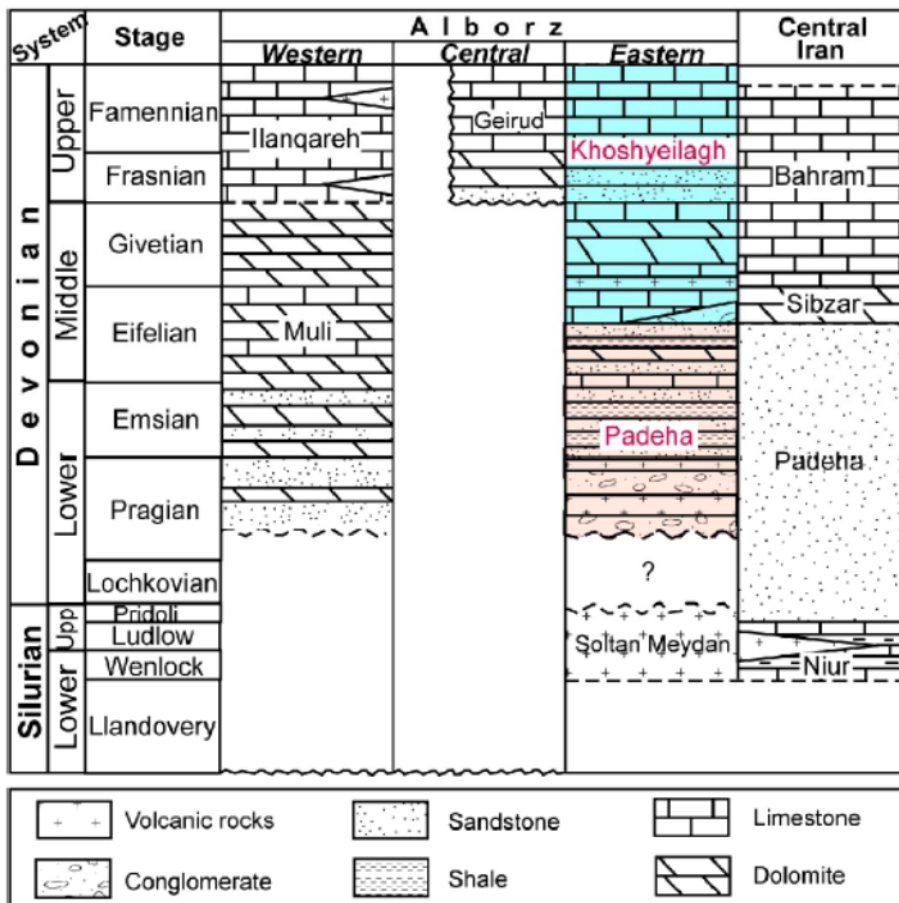
الف

شکل ۲-۶-الف- تصویری از حضور زینولیت‌هایی از جنس ماسه‌سنگ‌های سازند ابرسج در روانه‌ی قاعده‌ای بازالت‌های

سلطان میدان در دره تنگه در نکارمن، ب- تصویری از کانی‌زایی ملاکیت در بازالت‌های سلطان میدان.

### ۲-۲-۳- دونین

در ایران، توالی‌های دونین در محل‌های محدودی رخنمون دارند اما رخنمون‌های کامل و گسترده‌ای از آن‌ها در البرز شرقی، مرکزی و ایران مرکزی دیده می‌شود (ونت و همکاران، ۲۰۰۵). نهشته‌های دونین زیرین در شرق ایران یافت شده‌اند و در نواحی شمالی و غربی گسترش چندانی ندارند (علوی نائینی، ۱۳۷۲). به دلیل کامل بودن داده‌ها و پرفسیل بودن، رخنمون‌های متعددی در البرز شرقی بارها در گذشته مورد مطالعه قرار گرفته و کمک قابل ملاحظه‌ای به درک رسوب‌گذاری دونین/کربونیفر زیرین در شمال ایران کرده است. در مقایسه با البرز مرکزی، در البرز شرقی در این فاصله‌ی زمانی، نهشته‌ای بسیار ضخیم‌تر و پرفسیل‌تر تشکیل شده است و در نتیجه کلیدی برای مطالعه‌ی دونین و کربونیفر زیرین در ایران می‌باشند (ونت و همکاران، ۲۰۰۵). تطابق و هم‌ارزی رسوبات دونین در زون‌های مختلف البرز و ایران مرکزی در شکل (۲-۷) نشان داده شده است.



شکل ۲-۷- تطابق و هم‌ارزی رسوبات دونین در البرز و ایران مرکزی (برگرفته از اهری‌پور، ۲۰۱۰).

توالی دونین در نواحی مور مطالعه شامل سازندهای پادها و خوش‌بیلاق است که بر روی سنگ‌های آتشفشانی سازند سلطان‌میدان قرار گرفته‌اند و توسط سازند مبارک به سن کربونیفر پوشیده می‌شوند. ضخامت سازند پادها در البرز شرقی نسبت به شرق ایران و ایران مرکزی کمتر است (خسروتهرانی، ۱۳۸۴).

بر اساس برخی از فسیل‌ها، سن دونین میانی تا فوقانی برای سازند خوش‌بیلاق پیشنهاد شده و از این رو سن سازند پادها در زیر آن دونین زیرین تا میانی تعیین گردیده است (بزرگ‌نیا، ۱۹۷۳، ژنی، ۱۹۷۷، ونت و همکاران، ۲۰۰۵، در اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰). اما قوبدل سیوکی (۱۹۹۴) هر دو سازند پادها و خوش‌بیلاق را بر اساس مطالعات پالئونتولوژیکی متعلق به دونین فوقانی دانسته است.

## الف: پادها

این سازند توسط روتنر و همکاران (۱۹۶۸)، در ازبک‌کوه طبس معرفی و مورد بررسی قرار گرفته است. سازند پادها در مقطع نمونه ۴۹۲ متر ضخامت دارد و از تناوب ماسه‌سنگ و دولومیت در بخش پایینی و گچ، شیل قرمز و دولومیت در بخش بالایی تشکیل شده است (علوی نائینی، ۱۳۷۲). سازند پادها علاوه بر نواحی ازبک‌کوه و درنجال واقع در شرق ایران مرکزی، در سایر نقاط ایران از جمله نواحی کاشان، انارک، اصفهان، کرمان، ناحیه‌ی جام سمنان، دامغان و نواحی شمال شرقی ایران در کوه‌های بینالود نیز گسترش دارد (علوی نائینی، ۱۳۷۲). این سازند در ناحیه کوه ازوم ۶۵۰ متر ضخامت دارد و از چهار بخش آواری، تبخیری زیرین، کربناتی و تبخیری بالایی تشکیل شده است که در بخش کربناتی آن فسیل‌های بازوپایان به سن اواخر دونین پیشین دیده می‌شود (افشارحرب، ۱۳۷۳). مطالعات ونت و همکاران (۲۰۰۵) در ناحیه کوه ازوم نشان می‌دهد که ضخامت سازند پادها در حدود ۴۰۰ متر می‌باشد و از ژپس و شیل به طور متناوب با میان‌لایه‌های دولومیت تشکیل شده است. بخش کربناتی و تبخیری بالایی دارای براکیوپود به سن ژپوسین می‌باشد که مربوط به بخش زیرین سازند خوش‌بیلاق بوده و به سازند پادها مربوط نمی‌گردد، همینطور این سازند به دلیل وجود گسل رورانده در کف آن ناقص می‌باشد. شهرابی (۱۳۶۷) (در علوی نائینی، ۱۳۷۲) در تهیه‌ی بخشی از نقشه زمین‌شناسی چهارگوش گرگان به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ در منطقه‌ی ابرسج شاهرود، به روی اسپیلیت بازالت‌های سازند سلطان میدان حدود ۵۰ الی ۶۰ متر کنگلومرا گزارش کرده است که در منطقه نکارمن (دره تنگه) نیز این افق مشاهده می‌شود. جنس عناصر تشکیل دهنده‌ی آن بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی سیلورین است و بزرگی برخی از آن‌ها به ۶۰ سانتی‌متر می‌رسد. گسترش این کنگلومرا در طول چندان ادامه نداشته و با گسستگی‌های چندی در چندجا برونزد دارد. در فاصله‌ی بین این کنگلومرا و کنگلومرای قاعده‌ی خوش‌بیلاق، لایه‌های ماسه‌سنگ، شیل، آهک و دولومیت دیده می‌شود.



اهری‌پور (۱۳۸۹)، بر اساس مطالعات چینه‌شناسی، سازند پادها را به سه عضو تقسیم کرده است:

عضو ۱- این عضو با یک ناپیوستگی فرسایشی، بر روی بازالت‌ها و سایر سنگ‌های آتشفشانی سازند سلطان‌میدان قرار می‌گیرد. در ردیف‌های آغازین این سازند، طبقات آواری کنگلومرای چندزادی حاوی قطعات بازالت سلطان‌میدان مشاهده می‌شود که حاصل فرسایش این بازالت‌هاست. با توجه به مطالعات صورت گرفته واحد کنگلومرای چندزادی در منطقه نکارمن دارای ضخامت زیادی است و جنس قطعات آن غالباً بازالتی می‌باشد. این واحد معمولاً بصورت تناوبی از کنگلومرای درشت‌دانه و میکروکنگلومرا یا ماسه‌سنگ تکرار می‌شود و قطعات بازالت بادامکی، بازالت‌های حفره‌دار و بازالت‌های پورفیری فوق‌العاده دانه ریز در این کنگلومرا یافت می‌شوند (شکل ۲-۸).



الف



ج

ب

شکل ۲-۸- الف- عضوهای ۱، ۲ و ۳ سازند پادها در دره تنگه، ب- قرارگیری سازند پادها با کنگلومرای قاعده‌ای بر روی بازالت‌های سلطان‌میدان در منطقه نکارمن (دره تنگه)؛ ج- نمای نزدیک از کنگلومرای چندزادی قاعده‌ای سازند پادها در منطقه نکارمن (دره تنگه).

عضو ۲- این عضو در برش‌های خوش‌بیلاق، تیل‌آباد و میغان به ترتیب ۱۴۰ متر، ۱۱۰ متر و ۱۰۰ متر ضخامت دارد. این عضو با ماسه‌سنگ کوارتزآرنایتی سفیدرنگ آغاز می‌شود (شکل ۲-۹- الف). در برش‌های خوش‌بیلاق، تیل‌آباد و میغان ماسه‌سنگ‌های سفید کوارتزآرنایتی و قرمز آرکوزی و گریوکی متناوب با شیل‌های قرمز هستند. لایه‌های ماسه‌سنگی به ضخامت ۵ سانتی‌متر تا ۱/۵ متر دارای آثار ریپل، لایه‌بندی مورب عدسی‌شکل و ساخت پرشدگی کانال هستند. کوارتزآرنایت سفید، آرکوزگزیوک‌های هوازده، به همراه شیل سرخ‌رنگ، در هر سه عضو قابل مشاهده است. ضخامت شیل‌های سرخ رنگ ۱/۵- ۱۲ متر است و خاک قدیمه‌ی سرخ‌رنگ روی آن را می‌پوشاند. ضخامت این عضو در میغان به حداقل می‌رسد.

عضو ۳- این عضو در برش‌های خوش‌بیلاق تیل‌آباد و میغان به ترتیب ۱۰۰ متر، ۱۱۰ متر و ۱۳۵ متر ضخامت دارد و برخلاف بخش‌های قبلی علاوه بر سنگ‌های تخریبی سیلیسی دارای میان‌لایه‌های کربناتی می‌باشد. منطقه‌ی میغان دارای میان‌لایه‌های کربناتی کمتری نسبت به خوش‌بیلاق و تیل‌آباد می‌باشد. در مناطق خوش‌بیلاق، تیل‌آباد و میغان سازند پادها با ناپیوستگی فرسایشی و کنگلومرای قاعده‌ی سازند خوش‌بیلاق پوشیده می‌شود (شکل ۲-۹- ب).



ب

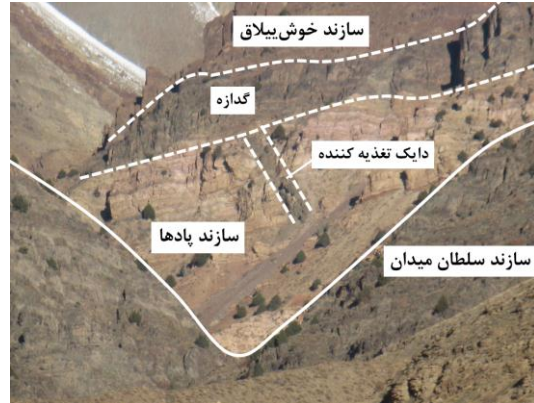


الف

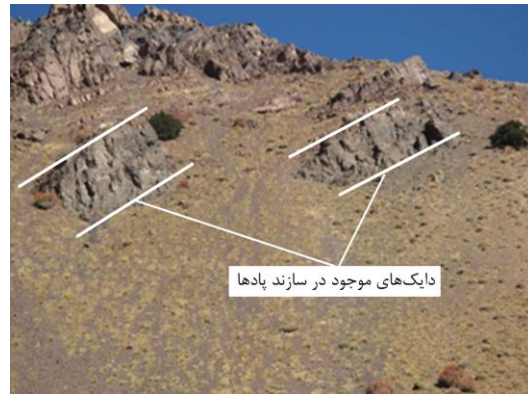
شکل ۲-۹- الف- عضو ۲ سازند پادها که با کوارتزآرنایت سفیدرنگ در منطقه‌ی نکارمن (دره تنگه) شروع می‌شود، ب- نمایی از سازندهای سلطان‌میدان و عضو ۲ و ۳ سازند پادها در منطقه‌ی میغان.



سنگ‌های آذرین دونین متعلق به سازند پادها که از اهداف اصلی این مطالعه می‌باشند، در این عضو رخنمون دارند. بر اساس مشاهدات صحرایی انجام شده در منطقه‌ی نکارمن در داخل این عضو دایک‌های میکروگابرویی، سیل‌ها و گدازه‌ی بازالتی گاهی با ساخت منشوری نیز در آن دیده می‌شوند. این گدازه‌ی بازالتی در این منطقه به ضخامت ۵۰ متر می‌باشد (شکل ۲-۱۰).



الف



ج

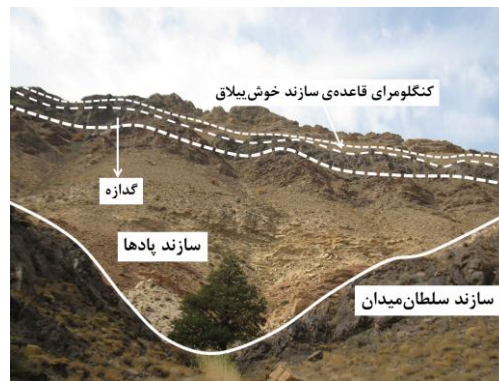
شکل ۲-۱۰-الف- یک روانه‌ی بازالتی و دایک تغذیه کننده‌ی آن در سازند پادها در منطقه‌ی نکارمن، ب- تصویری از روانه‌ی بازالتی در سازند پادها در منطقه‌ی نکارمن (دره تنگه) و ج و د- تصویری از رخنمون سنگ‌های آذرین به صورت دایک در سازند پادها در منطقه‌ی نکارمن (دره تنگه).

طبق مطالعات اهری‌پور (۱۳۸۹)، در منطقه‌ی میغان، یک سیل دیابازی در داخل رسوبات سازند خوش‌بیلان نفوذ کرده است، اما براساس مشاهدات صحرایی صورت گرفته، این لایه ضخیم یک روانه‌ی بازالتی بوده و بر خلاف سیل‌ها دارای بافت حفره‌ای فراوان در سطح می‌باشد که به ضخامت حدود ۴۰

متر بصورت هم شیب در زیر کنگلومرای قاعده‌ی سازند خوش‌بیلاق قرار گرفته است. بنابراین متعلق به سازند پادها است. هر یک از این جریان‌های گدازه‌ای را می‌توان از روی شواهد صحرایی از جمله حضور حفرات موجود در سطح هر روانه تشخیص داد. این حفرات ناشی از خروج گاز از سطح گدازه بوده و سپس توسط فرآیندهای ثانویه از جمله دگرسانی گرمایی با کانی‌هایی چون کلسیت، کلریت و اپیدوت پر شده‌اند و ساخت بادامکی را در این بازالت‌ها ایجاد کرده‌اند (شکل ۲-۱۱).



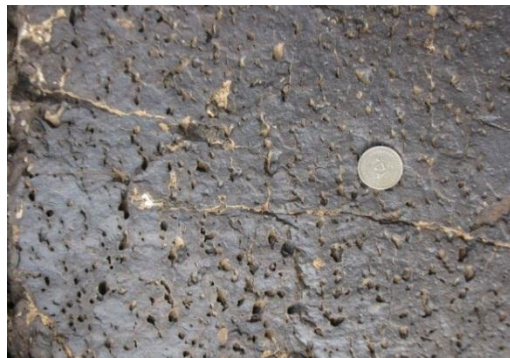
ب



الف



د



ج

شکل ۲-۱۱-الف-نمایی کلی از سازندهای سلطان‌میدان، پادها و خوش‌بیلاق در منطقه‌ی میغان و گدازه‌های مربوط به سازند پادها، ب- لایه ضخیم روانه‌ی بازالتی در داخل رسوبات سازند پادها در منطقه‌ی میغان، ج- بافت حفره‌ای فراوان در سطح روانه‌ی مذکور، د- تصویری از بازالت‌های دگرسان شده در منطقه‌ی میغان.

در قسمت‌های میانی این روانه، بازالت‌ها بافت پورفیری داشته و دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در حد یک سانتی متر می‌باشند. همچنین تعدادی سیل، هر چند متر در بین واحدهای عضو ۳ تکرار می‌شوند (شکل ۲-۱۲).





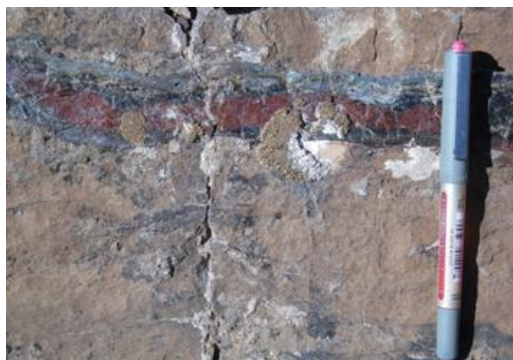
ب



الف

شکل ۲-۱۲- الف- نمایی از یک سیل در سازند پادها (عضو ۳) در منطقه میغان، ب- نمای نزدیک از بخش میانی روانه بازالتی در عضو ۳ سازند پادها با پورفیرهای پلاژیوکلاز.

بر روی گدازه‌های ذکر شده کنگلومرای قاعده‌ی سازند خوش‌بیلاق قرار گرفته است که بر این اساس گدازه‌ها و دایک‌های منطقه نکارمن و گدازه‌ی موجود در منطقه میغان مربوط به سازند پادها است. علاوه بر این سنگ‌ها در سازند پادها مقداری لایه‌های توفی سبزرنگ با هوازدگی شدید در بین لایه‌های کربناتی و تخریبی وجود دارد (شکل ۲-۱۳- الف)، همچنین در اثر فعالیت‌های آتشفشانی و در اثر ورود سیلیس محلول به داخل آب، سیلیس به صورت ژله‌ای رسوب کرده و چرت تشکیل داده است که به دلیل وجود ناخالصی‌های موجود، رنگ‌های متفاوتی به خود گرفته است. ژاسپر که نوعی چرت دارای هماتیت و به رنگ قرمز است، در منطقه‌ی مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۳- ب).



ب



الف

شکل ۲-۱۳- الف- توالی ماسه‌سنگ، سیلتستون قرمز و توفیت‌های سبزرنگ در بخشی از سازند پادها در منطقه نکارمن (دره تنگه)، ب- تصویری از حضور ژاسپر در دولومیت‌های سازند پادها در منطقه نکارمن (دره تنگه).

از ساخت‌های رسوبی در این سازند می‌توان به چینه‌بندی متقاطع و ترک‌های گلی اشاره کرد که نشانگر تشکیل سازند پادها در محیط‌های قاره‌ای می‌باشد (شکل ۲-۱۴).



ب

الف

شکل ۲-۱۴- تصویری از الف- چینه‌بندی متقاطع، ب- ترک گلی، در سازند پادها.

مطالعه دقیق سازند پادها بر اساس لیتولوژی، ویژگی‌های رسوبی، بافت و محتوای فسیلی در برش‌های مورد مطالعه توسط اهری‌پور (۱۳۸۹)، منجر به شناسایی سه توالی رخساره‌ای عمده گردید که بترتیب منطبق با سه عضو پادها می‌باشند. این توالی‌های رخساره‌ای به ترتیب عبارتند از:

(۱) توالی رخساره‌ای بادزن‌های آبرفتی همراه با سنگ‌های آتشفشانی در عضو یک سازند پادها

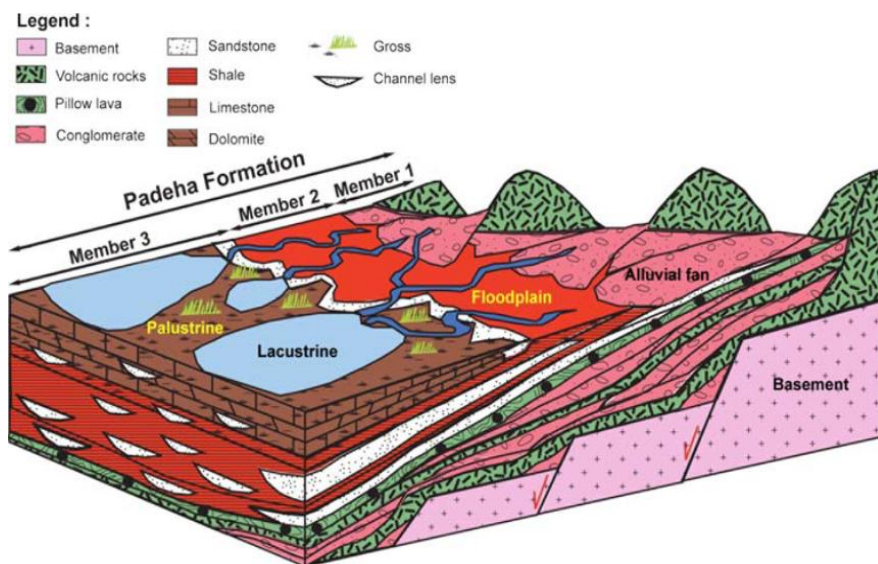
این توالی رخساره‌ای در عضو تحتانی سازند پادها و در برش‌های خوش‌ییلاق و تیل‌آباد به رنگ قرمز و با ضخامت زیاد دیده می‌شود ولی در برش بادله، رنگ توالی روشن و سفید شده و ضخامت آن بسیار کاهش می‌یابد. این توالی رخساره‌ای در میغان دیده نمی‌شود. سه رخساره رسوبی کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون همراه با رخساره آتشفشانی در این محیط تشکیل شده است و غلبه با رخساره کنگلومرا می‌باشد. این رخساره در بادزن‌های آبرفتی در کنار بلندی‌های آتشفشانی تشکیل شده است و فرآیندهای رسوبی با فعالیت ولکانیکی همزمان بوده‌اند.

(۲) توالی رخساره‌ای دور از بادزن‌های آبرفتی (کانال‌های رودخانه‌ای و دشت‌های سیلابی) که در عضو ۲ سازند پادها دیده می‌شود. سه رخساره سنگی در این محیط تشکیل شده است که بصورت عمده

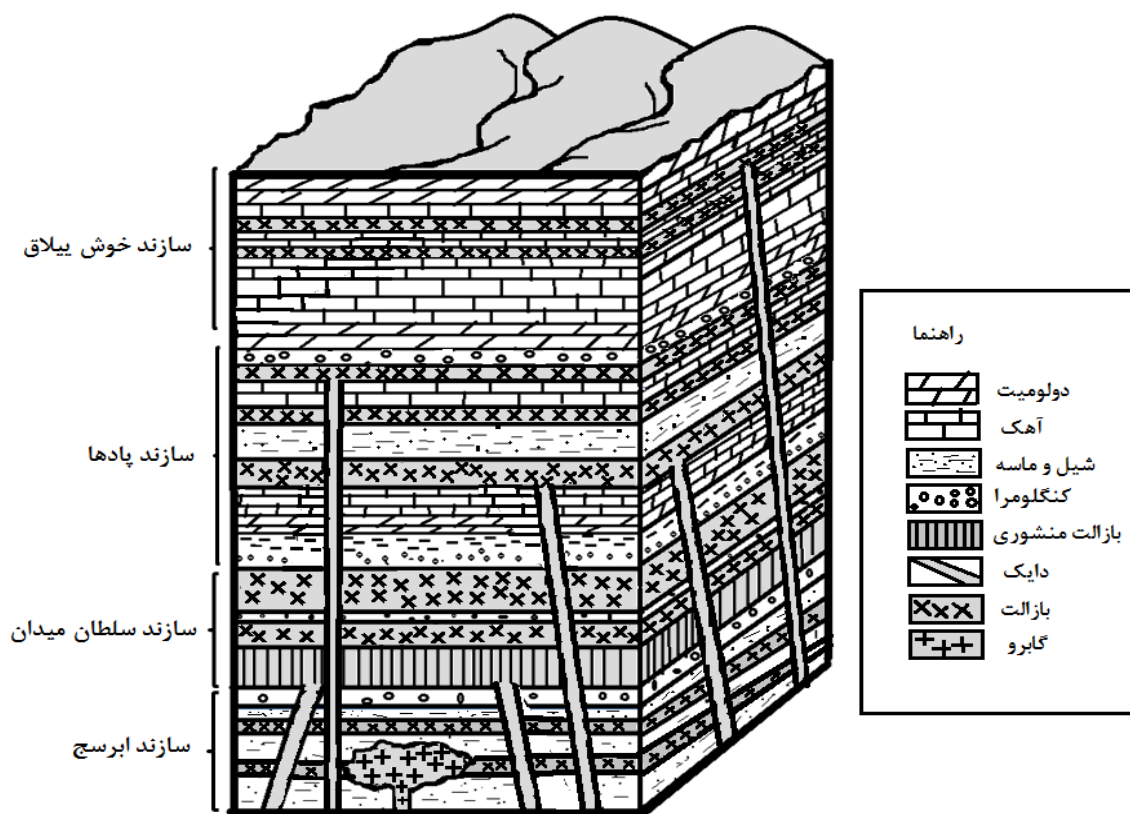
عبارتند از: رخساره سنگی ماسه‌سنگ، رخساره سنگی شیل قرمز و رخساره‌ی خاک قدیمی. رخساره اول توسط کانال‌های رودخانه‌ای و دو رخساره‌ی بعدی در دشت‌های سیلابی تشکیل شده‌اند.

۳) توالی رخساره‌ای دریاچه‌ای و حاشیه دریاچه‌ای که در عضو ۳ سازند پادها دیده می‌شود که متشکل از سنگ‌های آتشفشانی یا آذرآواری، سنگ‌های تخریبی و کربنات‌ها می‌باشند. گروه رخساره‌ای آتشفشانی یا آذرآواری بصورت توف‌های جریان‌ی در ادامه فعالیت آتشفشانی قبلی تشکیل شده است و با رسوبات دریاچه‌ای و حاشیه دریاچه بصورت میان‌لایه‌ای قرار گرفته است.

در مجموع می‌توان گفت که سازند پادها در محیط قاره‌ای رسوب‌گذاری کرده است و سه عضو آن به ترتیب در محیط‌های بادزن آبرفتی، نواحی دور از بادزن آبرفتی و حاشیه دریاچه تا داخل دریاچه تشکیل شده‌اند (اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰)، (شکل ۲-۱۵-الف). توالی چینه‌شناسی سازندهای ابرسج، سلطان‌میدان، پادها و خوش‌بیلاق در شکل (۲-۱۵-ب) نشان داده شده است.



الف



ب

شکل ۲-۱۵-الف- بازسازی محیط دیرینه‌ی تشکیل سازند پادها و محیط‌های نهشته‌ی شدن سه عضو این سازند، [برگرفته شده از اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰]. ب- بلوک دیاگرام مربوط به توالی سازندهای ابرسج، سلطان‌میدان، پادها و خوش‌بیلاق.

### ب: سازند خوش بیلاق

سازند خوش بیلاق برای اولین بار توسط بزرگ‌نیا (۱۹۷۳) در گردنه‌ی خوش بیلاق در نزدیکی روستای خوش بیلاق معرفی شد. ضخامت کل این سازند توسط ایشان ۱۳۰۰ متر اندازه‌گیری گردید. مرزهای زیرین و فوقانی این سازند با سازندهای پادها و مبارک مشخص شده‌اند. این سازند توسط ایشان به ۱۷ واحد تقسیم شده است.



آقانباتی (۱۳۸۵) در یک دید کلی سازند خوش‌ییلاق را در مقطع تیپ به چهار عضو به شرح ذیل تقسیم‌بندی کرده است:

- ۱- عضو آواری پایینی، ۲- عضو کربناتی پایینی، ۳- عضو آواری بالایی، ۴- عضو کربناتی بالایی.
- ونت و همکاران (۲۰۰۵)، توالی دونین (پادها و خوش‌ییلاق) در برش الگو را به ۴۴ واحد تقسیم کرده‌اند که ۱۵ واحد آن متعلق به سازند پادها و بقیه متعلق به سازند خوش‌ییلاق می‌باشند. در صورتی که بزرگ‌نیا (۱۹۷۳) واحد تخریبی قرمز را به عنوان شروع سازند خوش‌ییلاق در نظر گرفته است. ونت و همکاران (۲۰۰۵) سازند خوش‌ییلاق را به ۳ عضو تقسیم‌بندی کردند: عضو کربناتی تحتانی، عضو سیلیسی تخریبی و عضو کربناتی فوقانی.
- عضو کربناتی تحتانی ۵۴۰ متر ضخامت دارد و از تناوب آهک‌های وکستون و پکستون اسکلتی و پلوئیدی، شیل‌ها و دولومیت‌ها ساخته شده است و سن ژئوسین و فراسنین زیرین را دارد ولی مرز دقیق بین آن دو کاملاً مشخص نمی‌باشد.
- عضو سیلیسی تخریبی معادل واحد ۱۳ بزرگ‌نیا (۱۹۷۳) است و از ماسه‌سنگ‌ها، سیلتستون‌ها و شیل‌های قرمز و بندرت سبز تشکیل شده است. در این عضو اجزا اسکلتی گزارش نشده است و سن آن بر اساس آهک‌های فسیل‌دار زیرین و بالایی، فراسنین میانی تعیین گردیده است.
- عضو کربناتی فوقانی از تناوب آهک‌های اسکلتی و شیل‌ها و بصورت استثنائی غنی از براکیوپود تشکیل شده است. مرز بین فراسنین - فامنین در بالای واحد ۳۳ یعنی روی آخرین آثار تتناکولیت‌ها در نظر گرفته شده است. آهک‌های نودولی این عضو سن فامنین فوقانی یعنی استرونین دارند.
- توالی دونین در ناحیه میغان نیز برونزدگی خوبی دارد. ونت و همکاران (۲۰۰۵) این توالی را در ناحیه‌ی میغان به ۴۱ واحد تقسیم کردند، که ۱۸ واحد زیرین آن متعلق به سازند پادها و ۲۳ واحد دیگر آن متعلق به سازند خوش‌ییلاق است و ضخامت کل آن را ۹۲۵ متر گزارش کردند. توالی فوق متشکل از آهک‌های اسکلتی تیره، شیل، ماسه‌سنگ و میان‌لایه‌های دولومیتی می‌باشد.

قویدل سیوکی (۱۳۷۰) سازندهای پادها و خوش‌ییلاق را در ناحیه‌ی خوش‌ییلاق (برش الگو) از نظر پالینواستراتیگرافی و پالئوژئوگرافی مورد بررسی قرار داده است. ایشان ضخامت سازند پادها را ۲۷۵ متر و سازند خوش‌ییلاق را حدود ۱۸۰۰ متر اندازه‌گیری کرده است. وی بر اساس بایوزون‌ها، برای سازند پادها، سن فرازین زیرین و برای سازند خوش‌ییلاق فرازین میانی تا فامنین پیشنهاد کرده است. همچنین، بر اساس شباهت پالینومورف‌های این ناحیه با نواحی دیگر ایران و حتی غرب استرالیا پیشنهاد نمود که دریای نسبتاً کم‌عمق در طی دونین بالایی نواحی شمال و جنوب ایران را می‌پوشانده است و ایران همراه با استرالیا در عرض‌های جغرافیایی مشابهی قرار داشته و احتمالاً ساحل جنوبی اقیانوس پالئوتتیس را تشکیل می‌دادند. بطور کلی بحث درباره سن قاعده سازند خوش‌ییلاق ادامه دارد و هنوز فسیل‌شناسان برای تعیین سن این سازند کاملاً به توافق نرسیده‌اند (علوی نائینی، ۱۳۷۲). اهری‌پور (۱۳۸۹)، ضخامت این سازند را حدود ۱۲۰۰ متر اندازه‌گیری نمود و بر اساس تغییرات در لیتولوژی، رنگ سنگ‌ها و ویژگی‌های محیط رسوبی، این سازند را مشابه تقسیم‌بندی بزرگ‌نیا (۱۹۷۳) به ۱۷ واحد تقسیم کرد. ضخامت سازند خوش‌ییلاق در منطقه‌ی میغان حدود ۱۰۵۰ متر اندازه‌گیری شد و به ۱۸ واحد تقسیم شده است. این سازند در مجموع از طبقات نازک تا متوسط لایه آهکی با میان لایه‌های مارنی و آهک، دولومیت ضخیم لایه، ماسه‌سنگ قرمز، شیل به رنگ‌های سبز و قرمز، کنگلومرا، توف و افق‌ها یا عدسی‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت تا آندزیت تشکیل شده است (اهری‌پور، ۲۰۱۰). بر اساس مشاهدات صحرایی انجام شده در منطقه‌ی نکارمن چندین روانه‌ی بازالتی، سیل‌ها و گدازه‌های منشوری در این سازند مشاهده شده است که همگی به صورت هم‌شیب در میان لایه‌های این سازند رخنمون دارند. این جریان‌های گدازه‌ای را می‌توان از روی شواهد صحرایی از جمله حضور حفرات موجود در سطح هر روانه تشخیص داد. همچنین بازالت‌ها، بافت پورفیری داشته و دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز می‌باشند. بر روی سنگ‌های آتشفشانی، در منطقه‌ی میغان واحد شیلی با بقایای گیاهی، سازند خوش‌ییلاق قرار گرفته است (شکل ۲-۱۶).





ب



الف



د



ج



خ



ه

شکل ۲-۱۶- الف- تصویری از دو روانه‌ی بازالتی در سازند خوش بیلاق در منطقه‌ی نکارمن (دره تنگه)، ب- تصویری از روانه‌ی بازالتی با ضخامت تقریبی ۱۵ متر مربوط به سازند خوش بیلاق در منطقه‌ی نکارمن (دره تنگه)، ج- گدازه‌های منشوری در سازند خوش بیلاق در دره تنگه، د- تصویری از یک سیل در سازند خوش بیلاق در منطقه خوش بیلاق، ه- تصویری از روانه‌ی بازالتی با ضخامت تقریبی ۵ متر با پورفیرهای پلاژیوکلاز مربوط به سازند خوش بیلاق در منطقه‌ی نکارمن (دره تنگه)، خ- بقایای گیاهی موجود در شیل‌های سازند خوش بیلاق در منطقه‌ی میغان.

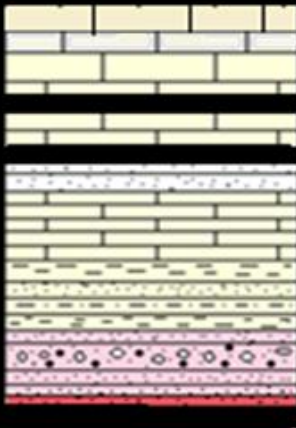
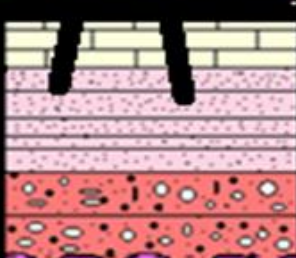

بر اساس توالی‌های رسوبی، محیط تشکیل سازند پادها از نوع کافت درون‌قاره‌ای و محیط تشکیل سازند

خوش بیلاق، دریای کم عمق بوده است (اهری‌پور، ۲۰۱۰).

اهری‌پور (۱۳۸۹)، بر اساس لیتولوژی، ساختمان‌های رسوبی، ویژگی‌های میکروسکوپی و بافتی و نیز محتوای فسیلی، در سازند خوش‌بیلاق ۵ توالی رخساره‌ای شناسایی کرده است. این توالی‌های رخساره‌ای که در محیط‌های خشکی (رودخانه‌ای) تا دریایی (پلاتفرم کربناته رمپ) نهشته شده‌اند، به ترتیب عبارتند از:

۱) رسوبات و توالی رخساره‌ای رودخانه (کانال‌ها و دشت‌های سیلابی)، ۲) رسوبات و توالی رخساره‌ای رمپ داخلی (شامل گروه‌های رخساره‌ای ساحل، پهنه‌ی جزرومدی، لاگون، Shoal) و ریف‌های کومه‌ای بیوسترومی دولومیتی شده، ۳) رسوبات و توالی رخساره‌ای رمپ میانی (شامل گروه‌های رخساره‌ای مربوط به شرایط طوفانی و بعد طوفانی دریای آزاد کم عمق)، ۴) رسوبات و توالی رخساره‌ای رمپ بیرونی (شامل گروه‌های رخساره‌ای دریای باز عمیق و سرایشی حاصل از شکستگی پلاتفرم)، و ۵) رسوبات و توالی رخساره‌ای کف حوزه.

ستون چینه‌شناسی سازندهای رخنمون یافته‌ی مناطق نکارمن و میغان، در شکل (۲-۱۷) آورده شده است.

Erathem	System	Seri	Formation	member	Lithology	
Paleozoic	Devonian	Upper	Khoshyeilagh			
		Middle ?				
		Lower ?				
	Silurian	Padeha		Soltan Meidan	3	
					2	
					1	
						

الف

شکل ۲-۱۷- الف- ستون چین‌شناسی سازندهای مربوط به منطقه نکارمن (بدون مقیاس)

Erathem	System	Seri		Formation	member	Lithology
Paleozoic	Devonian	Upper	Middle ?	Khoshyeilagh		
		Lower ?				
					2	
	Silurian			Soltan Meidan	1	

ج.

### Legend

	Shale
	Basalt
	Limestone
	Sandstone
	Conglomerate
	Soltan meidan Basalts
	Dike

شکل ۲-۱۷-ب- ستون چین‌شناسی سازندهای مربوط به منطقه میغان (بدون مقیاس)

۴-۲-۲- کربونیفر



در کوه‌های البرز، سنگ‌های کربنیفر به طور عمده شامل ردیف‌هایی کربناتی با تغییرات سنی از آشکوب تورنزین تا نامورین هستند. یک رویداد فرسایشی، به سن ویزئن میانی (فاز البرزین)، سبب شده است تا توالی‌های کربنیفر البرز ناپیوسته باشد. به ردیف‌های کربناتی زیر سطح ناپیوستگی ویزئن میانی «سازند مبارک» نام داده شده، و ردیف‌های ویزئن میانی - نامورین در دره‌ی چالوس به نام «سازند دزدبند» و در ناحیه‌ی گرگان «سازند باقرآباد» و «سازند قزل قلعه» نام گرفته‌اند (آقنابتی، ۱۳۸۳).

### سازند مبارک

سازند مبارک (کربنیفر زیرین) توسط آسرتو<sup>۱</sup> (۱۹۶۳) در ۴۵ کیلومتری شمال شرقی تهران در ناحیه‌ی امامزاده هاشم (شمال شرقی دهکده‌ی مبارک‌آباد) نام‌گذاری شد. بزرگ نیا (۱۹۷۳) و مصدق (۱۳۷۹)، بر پایه فرامینفرهای تشخیص داده شده، سن سازند مبارک را تورنزین پیشین تا نامورین پیشین تعیین کرده‌اند. به گزارش آسرتو (۱۹۶۳) در محل برش الگو، سازند مبارک بر روی سازند میلا و در زیر سازند نسن (پرمین بالایی) قرار دارد. ولی در دیگر نواحی، سازند مبارک بیشتر با سازند جیروود همبر است و ردیف‌های روی آن ممکن است به سن‌های گوناگون (پرمین، تریاس، ژوراسیک) باشند. در دو ناحیه‌ی گدوک و تاق‌دیس آینه‌ورزان، کربنات‌های مبارک با ناپیوستگی هم‌شیب، روی سازند لالون و در شمال شاهرود بر روی سازند خوش بیلاق دیده می‌شوند. با وجود همگنی نسبی، آسرتو (۱۹۶۳)، سازند مبارک را به چهار زون سنگی زیر تقسیم کرده است:

- زون سنگی ۱ به ضخامت ۹۰ - ۸۰ متر شامل مارن‌های آهکی تیره و مارن‌های سیاه رنگ،
- زون سنگی ۲ به ضخامت ۱۵۰ متر، شامل سنگ آهک‌های نازک لایه به رنگ خاکستری تیره،
- زون سنگی ۳ به ضخامت ۸۰ متر، شامل سنگ آهک‌های متراکم و سخت به رنگ سیاه،
- ون سنگی ۴ به ضخامت ۱۳۰ متر، شامل سنگ آهک‌های خاکستری تیره با رنگ هوازده‌ی زرد،

۱-Assereto

هم در برش الگو و هم در دیگر برش‌ها، زون‌های سنگی چهارگانه وضوح چندانی ندارند و در یک نگاه کلی، این سازند، ردیف همگنی از سنگ آهک لایه‌ای است که میان لایه‌های شیلی-مارنی تیره رنگ دارد و به جز در برش دره‌ها، واریزه‌های سطحی تناوب‌های شیلی را پوشانده‌اند. درویش‌زاده (۱۳۷۰)، محیط رسوبی سازند مبارک را آب‌های ساکن، فقیر از اکسیژن و غنی از گوگرد توصیف کرده که به نسبت عمیق بوده و از برجستگی‌ها فاصله‌ی قابل توجه داشته است. مهاری (۱۳۷۰) و لاسمی و مهاری (۱۳۷۲)، با توجه به زیررخساره‌های گوناگون، سنگ‌آهک‌های سازند مبارک را نهشته‌های محیط‌های سد زیست‌آواری، تالاب، پهنه‌ی کشندی و همچنین دریای باز می‌دانند که بر روی یک سطح شیب‌دار ملایم کربناتی نهشته شده است. سازند مبارک (کربونیفر زیرین) بطور عمده از سنگ‌های کربناته ساخته شده است که در پلاتفرم‌های حاشیه‌ای و اگرایی پالئوتتیس، در شمال گندوانا، پدید آمده است (لاسمی، ۱۳۷۹). بررسی رخساره‌ها و محیط رسوبی سازند مبارک (لاسمی و مهاری، ۱۳۷۲، زاده‌محمدی، ۱۳۷۰، لاسمی و مصدق، ۱۳۷۸، مصدق، ۱۳۷۹، لاسمی و همکاران، ۱۳۸۱) نشان داده است که این سازند در پلاتفرم کربناته رمپ و در محیط‌های پهنه‌ی کشندی تا دریای ژرف نهشته شده است. این سازند در بخش پایینی به طور عمده از شیل‌های خاکستری تیره و در بخش‌های میانی و بالایی از سنگ آهک‌های خاکستری تیره با فسیل فراوان ساخته شده است.

### ۲-۳- تکتونیک مناطق مورد مطالعه

رشته کوه البرز در شمال ایران، مجموعه ارتفاعاتی را به شکل خمیده با طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر شامل می‌شود که از باختر به قفقاز کوچک و از خاور به کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان متصل است (علوی<sup>۱</sup>، ۱۹۹۶). براساس مطالعات نورافکن (۱۳۹۱)، ساختارهای منطقه‌ی مورد مطالعه، اعم از چین‌ها و گسل‌ها، همانند اکثر بخش‌های البرز شرقی، از روند شمال شرقی- جنوب غربی پیروی می‌کنند. واحدهای سنگی- رسوبی که در معرض چین‌خوردگی و گسلش قرار گرفته‌اند، متعلق

۱-Alavi

به پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌باشند. عناصر زمین‌ساختی (گسل‌ها و چین‌ها) تا حد زیادی سیمای زمین‌ریختی منطقه‌ی مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده‌اند. زمین‌ریخت منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر عملکرد گسل‌های معکوس با مؤلفه‌ی چیره‌ی امتدادلغز است. در این میان شکل‌گیری پرتگاه‌های گسلی در امتداد اکثر گسل‌های منطقه از مهمترین مناظر ریخت‌زمین‌ساختی می‌باشد. ریخت‌شناسی آبراهه‌ها نیز متأثر از عملکرد گسل‌ها و فعالیت زمین‌ساختی منطقه بوده است. گسل‌های ابر و کلاته بن نیز در شکل‌گیری سیمای زمین‌ریختی نقش بسزایی دارند. در برخی موارد گسل‌ها با قطع کردن واحدهای رسوبی سخت و با توجه به خردشدگی و هوازدهی عمیقی که ایجاد می‌کنند، مجاری عبور آب را فراهم کرده که به تدریج به دره‌هایی در مسیر رودخانه‌ها تبدیل می‌شوند. گسل ابر با راستای شمال شرقی - جنوب غربی مرز مشخصی را بین نواحی مرتفع کوهستانی در شمال و حوضه‌های کواترنری در جنوب ایجاد کرده است. این گسل به سمت شمال شرق احتمالاً به گسل‌های گردنه‌ی خوش‌بیلاق متصل می‌گردد و به دلیل بهم‌ریختگی ناحیه اهمیت ویژه دارد (جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳). جاویدفخر<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۱)، معتقدند گسل ابر با طولی در حدود ۹۵ کیلومتر، بین روستای نکارمن و تیل‌آباد قرار دارد. به اعتقاد ایشان، این گسل با روند شمال شرقی - جنوب غربی، یک گسل امتدادلغز چپ‌بر با مؤلفه‌ی شیب لغز معکوس می‌باشد که مرز توپوگرافی مشخص و متمایزی بین نواحی کوهستانی و حوضه‌های کواترنری ایجاد کرده است (نور افکن، ۱۳۹۱). انحراف رودخانه‌ها در سراسر گسل ابر نشان می‌دهد که این بخش در دوره‌ی کواترنری فعال بوده است. سیمای زمین‌ریختی در طول گسل ابر به وسیله‌ی جابجایی چپ‌بر عوارضی مانند مخروط‌افکنه‌ها و مسیر رودخانه‌ها مشخص می‌باشد. عملکرد معکوس این گسل سبب رانده شدن واحدهای رسوبی قدیمی در فرادیواره (واحدهای پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک) بر روی رسوبات کواترنری در بخش‌های پست جنوبی شده است. گسل میغان با راستای شمال شرقی - جنوب غربی سبب رانده شدن بلوک شمال غربی بر روی بلوک جنوب شرقی گشته و در سراسر طول گسل ایجاد

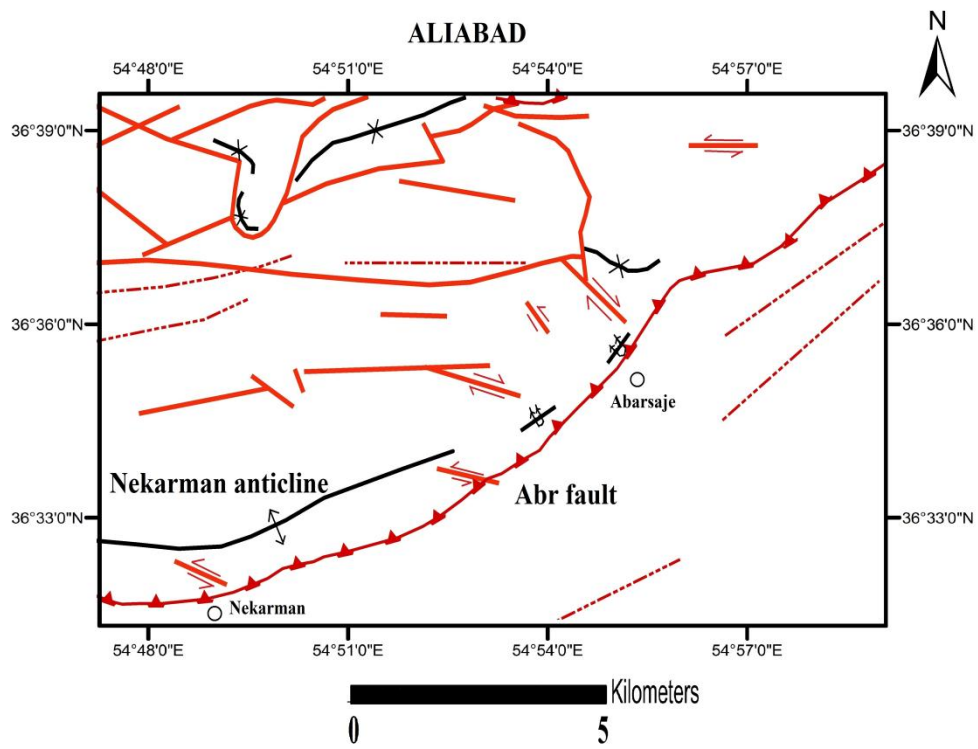
<sup>۱</sup>-Javidfakhr

پرتگاه کرده است که ارتفاع آن بخصوص در مناطق قلعه نوخرقان و میقان به حدود ۱۰ متر می‌رسد. بر اثر این جابجایی رخ داده، مارن‌های میوسن در طول این گسل رخنمون یافته و تپه‌های مارنی سفید رنگ و نه چندان مرتفعی را به صورت ممتد ایجاد کرده که رخنمون و حضور رسوبات سست مارنی و فرسایش آن‌ها باعث کاهش شیب پرتگاه‌ها بر روی این گسل گشته است. در منطقه مورد مطالعه، چین‌خوردگی‌هایی با مقیاس‌های کوچک و بزرگ وجود دارد. آثار این چین‌خوردگی‌ها را می‌توان با وجود چین‌هایی به صورت تاقدیس، ناودیس و یا رخنمون‌هایی از لایه‌های تک شیب، در واحدهای سنگی با سن‌های مختلف مشاهده کرد (نورافکن، ۱۳۹۱). علی‌رغم حالت طبیعی، بر اثر گسلش یال جنوبی تاقدیس نکارمن و عملکرد گسل ابر سازند ابرسج بر روی رسوبات سازند پادها قرار گرفته است شکل (۲-۱۸). در شکل (۲-۱۹)، نیز نقشه تکتونیکی منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است.



شکل ۲-۱۸- قرارگیری سازند پادها در زیر سازند ابرسج بر اثر گسلش و چین‌خوردگی در منطقه نکارمن.





**Legend**

- ▲—▲ Thrust or reverse fault
- ≡≡≡ Strike-slip fault
- Major fault
- ↕ Anticline axis showing plunge
- × Axial trace of syncline
- ⊥ Overturned anticline axis
- Village

شکل ۲-۱۹- نقشه‌ی تکتونیکی منطقه بر اساس نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد.

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

در حال حاضر مطالعات پترولوژی برای شناخت شرایط تشکیل، منشأ و موقعیت ساختمانی سنگ‌ها، در درجه اول به مطالعات پتروگرافی و بررسی‌های صحرایی وابسته است. بطوریکه بررسی‌های دقیق و جامع ژئوشیمیایی بدون در نظر گرفتن مطالعات پتروگرافی نمی‌تواند جواب‌گوی پتروژنز دقیق سنگ‌ها باشد. بررسی میکروسکوپی سنگ‌ها و ژئوشیمی آن‌ها مکمل یکدیگرند و امروزه پترولوژی بیشتر از پتروگرافی محض به بررسی میکروسکوپی سنگ‌ها نیاز دارد (شلی<sup>۱</sup>، ۱۹۹۳). زیرا تغییرات ژئوشیمیایی سنگ‌ها باید با زمین‌شناسی صحرایی و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها تعبیر و تفسیر شود. به‌منظور بررسی میکروسکوپی سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، از آن‌ها مقطع نازک تهیه شد. در مطالعات پتروگرافی به بررسی نوع کانی‌ها، بافت‌ها، اندازه‌ی دانه‌ها، فابریک یا رابطه‌ی هندسی اجزای تشکیل دهنده‌ی سنگ، تحولات قابل مشاهده‌ی سنگ در مقیاس میکروسکوپی و در انتها تعیین نامی مناسب برای سنگ مورد نظر پرداخته می‌شود. خصوصیات بافتی هر سنگ به شرایطی که در آن تشکیل می‌شود، بستگی دارد. اندازه‌ی دانه‌ها نیز در انواع سنگ‌های آذرین در مقیاس سانتی‌متری و 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. همین‌طور می‌توان فرآیندهایی نظیر روند و ترتیب تبلور ماگما، هضم و آلایش، متاسوماتیسم، دگرسانی و غیره را ضمن مطالعات پتروگرافی مورد بررسی قرار داد.

براساس شواهد زمین‌شناسی مطرح شده در فصل قبل و مشاهدات میکروسکوپی، سنگ‌های آذرین منطقه شامل بازالت، الیوین‌بازالت و دایک‌های میکروگابرویی هستند. حال به بررسی ویژگی‌های پتروگرافی این سنگ‌ها می‌پردازیم:

علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی این فصل در جدول (۳-۱) ارائه شده‌اند.

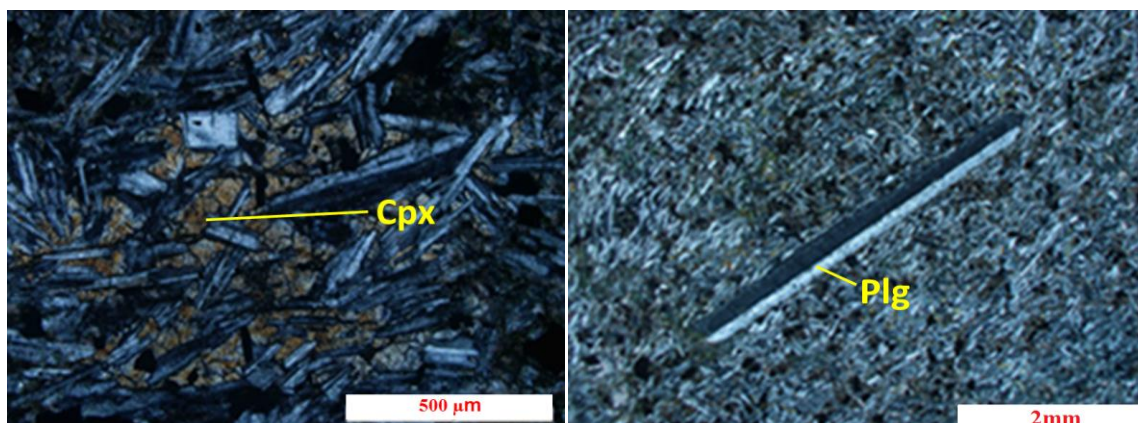
جدول ۳-۱- علائم اختصاری بکار رفته در تصاویر میکروسکوپی سنگ‌ها در این فصل.

Mt	مگنتیت	Oli	اولیوین
Hm	هماتیت	Cpx	کلینوپیروکسن
Opc	کانی‌های اپک	Plg	پلاژیوکلاز
Chl	کلریت	Apa	آپاتیت
Ca	کلسیت	Bio	بیوتیت
Q	کوارتز	Epi	اپیدوت
Py	پیریت	Sph	اسفن

### ۳-۲- پتروگرافی بازالت‌ها

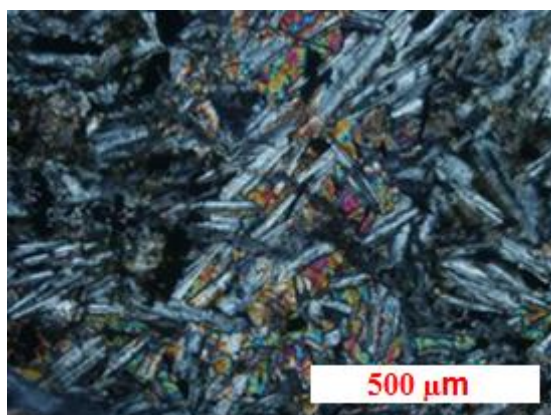
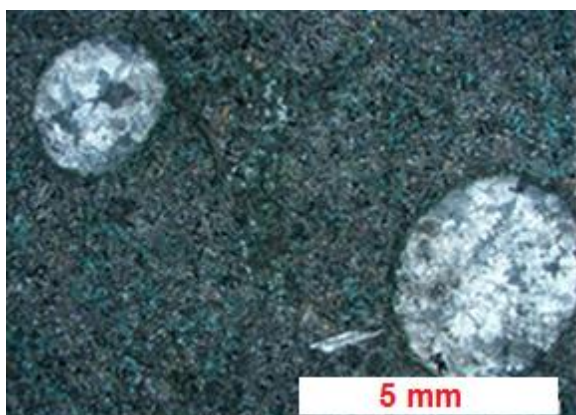
سنگ‌های بازالتی اغلب به آسانی دگرسان می‌شوند. یکی از عوامل ناپایداری این سنگ‌ها در سطح زمین، وجود مقدار زیادی کانی‌های آهن‌دار می‌باشد که در آن‌ها آهن به صورت دو ظرفیتی می‌باشد. همراه با تبدیل آهن دوظرفیتی به آهن سه ظرفیتی در سطح زمین، در سنگ‌های بازالتی، نوعی دگرسانی رخ می‌دهد که با تغییر رنگ همراه است. رنگ سیاه بازالت نشانه‌ی حالت اولیه و دگرسان نشده آن‌هاست. سنگ‌های بازالتی منطقه دارای رنگ سبز تیره‌ی مایل به سیاه بوده و به دلیل نفوذ سیالات، تا حدودی دچار دگرسانی شده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها را درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (فنوکرست و میکرولیت) و پیروکسن تشکیل می‌دهند. بافت غالب آن‌ها هیالومیکرولیتی پورفیری جریانی، میکرولیتی، اینترسرتال، افتیک و ساب‌افتیک می‌باشد. در بعضی مقاطع میکروسکوپی بافت اینترگرانولار نیز مشاهده می‌شود. از دیگر بافت‌های آن‌ها، بافت بادامکی است، که حفرات معمولاً با کلسیت یا کلریت پر شده‌اند. به طور کلی، بافت پورفیری سنگ‌های منطقه نشان‌دهنده‌ی دو مرحله سردشدگی است: (۱) تبلور درشت‌بلورها که در فشار بالاتر و با سرعت سرد شدن آرام‌تر ماگما در اتاق ماگمایی صورت پذیرفته است (مرحله تبلور در داخل زمین). در این مرحله میزان هسته‌زایی کم و نرخ رشد بلور زیاد بوده است. (۲) تبلور در حین صعود و خروج ماگما در سطح زمین که در فشار کم و با تبلور میکرولیت‌ها همراه بوده است (یاری و

همکاران، ۱۳۹۰). بافت اینترگرانولار نشان می‌دهد که پیروکسن‌ها پس از پلاژیوکلاز متبلور شده و فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده‌اند. بافت افیتیک حاکی از تبلور همزمان پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشد (سهامی، ۱۳۹۰). در این بافت تیغه‌های پلاژیوکلاز در زمینه‌ی پیروکسن قرار گرفته و معمولاً طول تیغه‌ها از قطر پیروکسن بیشتر نیست. به عقیده‌ی ورنان<sup>۱</sup> (۲۰۰۴)، این بافت حاصل هسته‌بندی بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز، در مقابل هسته‌بندی کم‌تر و نرخ رشد بیشتر بلورهای پیروکسن است. چون ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه، از گرانیروی کمی برخوردار بوده است، بلورهای پلاژیوکلاز شناور در ماگما در خلال حرکت گدازه در سطح زمین، حالت جهت‌یافتگی پیدا کرده و بافت جریان‌ی (تراکیتی) را به وجود آورده‌اند که از بافت‌های عمده‌ی بازالت‌های مورد مطالعه است (شکل ۳-۱).



شکل ۳-۱-ب - تصویری از بافت افیتیک ناشی از قرارگیری کامل بلور پلاژیوکلاز در داخل کلینوپیروکسن در بازالت‌ها (نور XPL).

شکل ۳-۱-الف - تصویری از بافت هیالو میکرولیتی پورفیری جریان‌ی ناشی از قرارگیری میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در جهت جریان گدازه در بازالت‌ها (نور XPL).



۱-Vernon

شکل ۳-۱-ج- تصویری از بافت اینترگرانولار ناشی از قرارگیری پیروکسن در میان تیغه‌های پلاژیوکلاز در بازالت‌ها (نور XPL).

شکل ۳-۱-د- تصویری از بافت بادامکی در بازالت‌ها که در آن حفرات با کلسیت و کوارتز پر شده‌اند (نور XPL).

### ۳-۲-۱- کانی‌های اصلی

#### پلاژیوکلاز

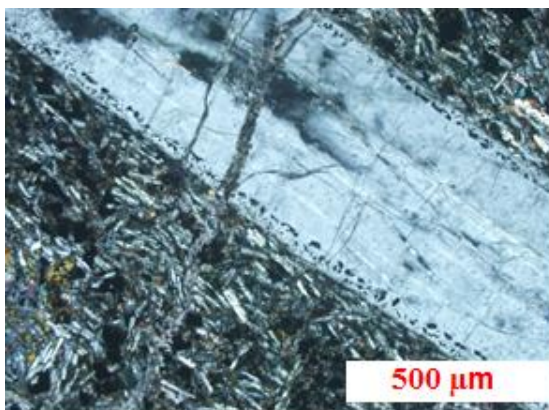
پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیتیک و کارلسباد به صورت درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در زمینه‌ای شیشه‌ای و دانه‌ریز از میکروولیت‌های همین کانی، به عنوان فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگ‌ها است (شکل ۳-۲-الف). میکروولیت‌های پلاژیوکلاز نشان‌دهنده‌ی تبلور آن‌ها در نزدیکی سطح زمین و فشار پایین می‌باشند. بیشتر بلورها در جهت جریان قرار گرفته و بافت تراکیتی نشان می‌دهند. همچنین درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در حاشیه ادخال‌هایی از کانی‌های اوپک را در بر می‌گیرند که این آرایش نشان‌دهنده‌ی دو مرحله‌ی رشد می‌باشد: ۱- رشد آرام در آشیانه ماگمایی زیر زمین در قسمت مرکزی که فاقد ادخال است، ۲- رشد سریع در سطح زمین در قسمت حاشیه که دارای ادخال می‌باشد و کانی‌های اوپک را در بر گرفته است (شکل ۳-۲-ب). در بعضی از نمونه‌ها پلاژیوکلازها برهم‌رشدی از خود نشان می‌دهند (شکل ۳-۲-ج). بافت‌های برهم‌رشدی احتمالاً به وسیله تغییرات در فشار یا فوگاسیته در سیستم ماگمایی ایجاد می‌شوند (بست<sup>۱</sup>، ۲۰۰۳). به عقیده گیل<sup>۲</sup> (۲۰۱۰)، قسمت‌های خارجی پلاژیوکلاز احتمالاً نتیجه اختلاط مذاب داغ با مذاب داغ‌تر نسبت به مذاب اولیه است، که منجر به جذب بخشی دوباره بلور می‌شود. همچنین برهم‌رشدی اشاره به تغییر ناگهانی در ترکیب ماگما یا شرایط فیزیکی در طی تبلور است. براساس مطالعات میکروسکوپی ۳ نسل پلاژیوکلاز در بازالت‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود: ۱) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز نسل اول که دو مرحله‌ی رشد را طی کرده‌اند، ۲) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز نسل دوم که به صورت شفاف و بدون دگرسانی در مقاطع حضور دارند، ۳) بلورهای نسل سوم که شامل میکروولیت‌هایی هستند که در زمینه‌ی سنگ قرار

<sup>۱</sup>-Best

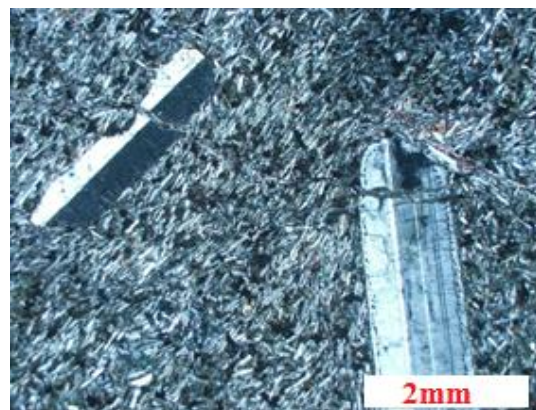
<sup>۲</sup>- Gill



دارند. فراوانی پلاژیوکلاز در این بازالت‌ها نشان‌دهنده‌ی این است که در هنگام فوران ماگمای بازالتی، پلاژیوکلاز، فاز لیکیدوس اصلی ماگما بوده است (میدل‌موست<sup>۱</sup>، ۱۹۹۷). به اعتقاد رایتر<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۱)، وجود آب مانع پایداری کانی پلاژیوکلاز می‌شود. بنابراین، فراوانی قابل توجه بلورهای پلاژیوکلاز در نمونه‌های منطقه و عدم حضور درشت بلورهای آمفیبول، می‌تواند نشانه‌ی تبلور این سنگ‌ها از یک ماگمای کم آب باشد که این امر خود تأییدی بر منشأ گوشته‌ای بدون آب ماگمای اولیه است. انحلال و خوردگی درشت بلورهای پلاژیوکلاز نیز به علت کاهش فشار وارد بر ماگما در طی صعود آن به سطح زمین صورت گرفته است. در واقع کاهش فشار باعث می‌شود بلوری که در اعماق در دمای معینی متبلور شده است، در عمق کمتر تحلیل رود (شکل ۳-۲-۵). در پلاژیوکلازها آثار تجزیه به سریسیت، کلریت و کلسیت مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲-۵-ی). فرآیند کلریتی شدن عبارت از رشد یک کانی بر روی یک کانی دیگر یا جانشینی یک ذره به جای ذره‌ی دیگر است و هنگامی که رابطه‌ی بین ذرات یکنواخت باشد، کلریتی شدن رخ می‌دهد (آسیابانها، ۱۳۷۴). به نظر می‌رسد که محلول‌های گرمابی از طریق درزه‌ها و شکاف‌های موجود وارد سنگ شده و آن را تحت تأثیر قرار داده‌اند و کلریت در اثر فعالیت این سیال‌ها تشکیل شده است (رضوی و همکاران، ۱۳۸۹). در بعضی موارد، شدت دگرسانی به حدی زیاد است که ماکل پلاژیوکلازها مشاهده نمی‌شوند.

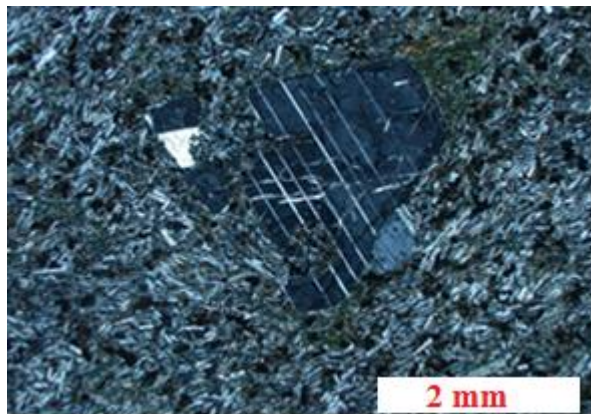


شکل ۳-۲-ب- تصویری از دومرحله سرد شدگی در پلاژیوکلاز (نور XPL). مرکز بلور بدون ادخال و حاشیه آن سرشار از ادخال است.

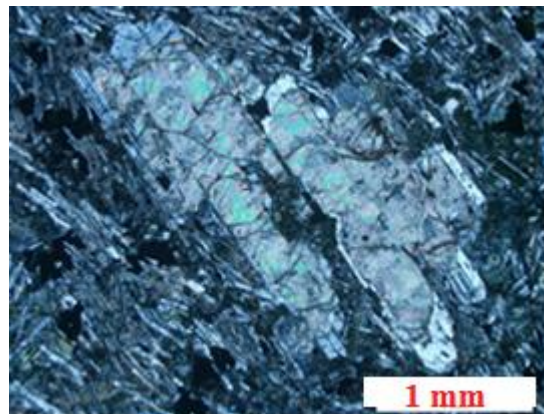


شکل ۳-۲-الف- تصویری از بافت میکروولیتی پورفیری و ماکل‌های کارلسباد و پلی سنتتیک در پلاژیوکلاز (نور XPL).

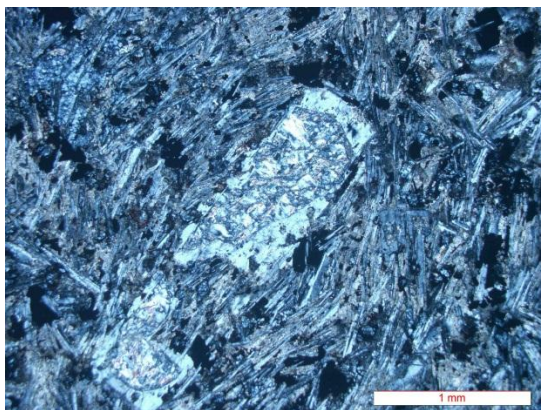
<sup>۱</sup> - Middlemost  
<sup>۲</sup> - Righter



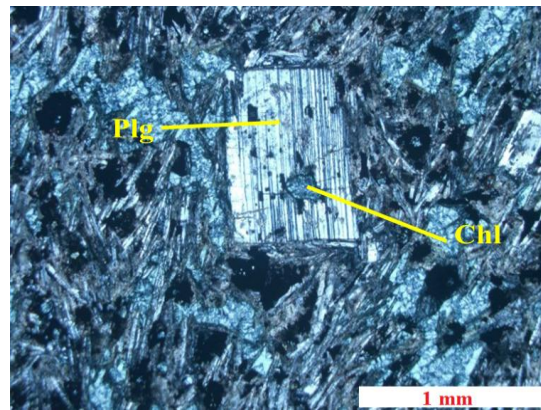
شکل ۳-۲-۵ - تصویری از انحلال و خوردگی درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکروولیت‌های تیغه‌ای (نور XPL).



شکل ۳-۲-۶ - تصویری از برهم‌رشدی پلاژیوکلاز (نور XPL)



شکل ۳-۲-۷ - تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت، اپیدوت و کلسیت (نور XPL).



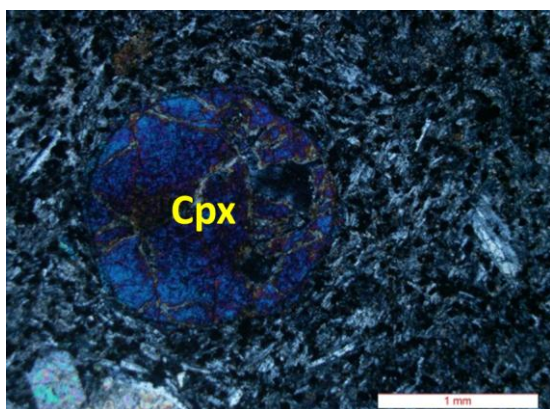
شکل ۳-۲-۸ - تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به کلریت (نور XPL).

## پیروکسن

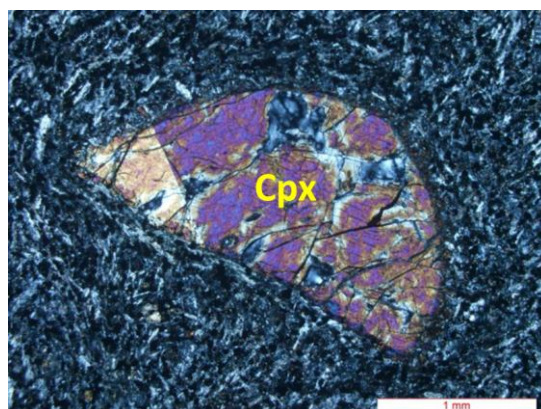
در بازالت‌های مورد مطالعه پیروکسن به صورت بلورهای نسبتاً درشت و شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. بلورهای شکل‌دار بیانگر این موضوع هستند که در زمان‌های بعد از تشکیل خود نیز در حال تعادل با مذاب در حال تبلور بوده‌اند. فنوکریست‌های بی‌شکل، حالت عدم تعادل با مذاب در حال تبلور را در زمان‌های بعد از تشکیل خود، نشان می‌دهند، در حالی که بلورهای ریز بی‌شکل موجود در زمینه، حالت عدم تعادل و نیز رشد همزمان با تبلور را به نمایش می‌گذارند. با توجه به مطالعات میکروسکوپی (برجستگی زیاد، بیرفرژانس متوسط، مقاطع هشت ضلعی با رخ‌های منشوری و زاویه



خاموشی مایل)، کلینوپیروکسن‌های موجود، احتمالاً از نوع اوژیت هستند (شکل ۳-۳-الف). چندرنگی مشخص بلورهای اوژیت نشانگر وجود تیتان در آن و طبیعت آلکالن سنگ‌های منطقه است. علی‌رغم این‌که بلورهای این کانی اکثراً خودشکل هستند ولی حاشیه‌های واکنشی دارند، که نشان‌دهنده‌ی عدم تعادل کانی با مذاب اطراف آن است (شکل ۳-۳-ب). کانی کلینوپیروکسن یک کانی بسیار با ارزش در پترولوژی است. این کانی می‌تواند بسیاری از عناصر موجود در ماگما را در شبکه خود جای دهد. بنابراین، ترکیب شیمیایی آن می‌تواند نماینده نوع ماگمایی باشد که از آن متبلور شده است (ترابی، ۱۳۸۶).



شکل ۳-۳-ب- تصویری از درشت بلور کلینوپیروکسن با حاشیه واکنشی در بازالت‌های منطقه (نور XPL).



شکل ۳-۳-الف- تصویری از درشت بلور کلینوپیروکسن با حاشیه تحلیل رفته در بازالت‌های منطقه (نور XPL).

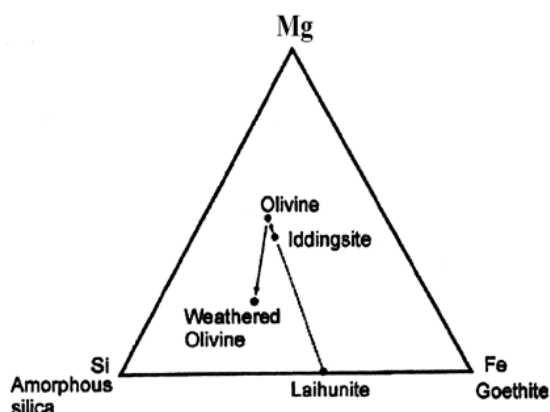
### ۳-۲-۲- کانی‌های فرعی

#### الیوین

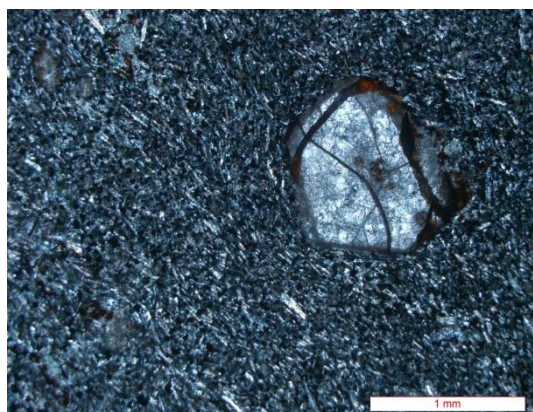
الیوین به عنوان مهم‌ترین کانی فرعی به مقدار خیلی کم در نمونه‌های بازالتی منطقه مشاهده می‌شود. این کانی به شدت متحمل دگرسانی شده است. در نمونه‌های طبیعی، الیوین و شیشه، اولین فازهای دگرسان شده در دگرسانی بازالت‌های روی زمین و کف اقیانوس هستند (چسورث<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۴). از این رو الیوین به عنوان مستعدترین کانی برای دگرسانی شیمیایی است و غالباً دگرسانی آن

<sup>۱</sup>-Chesworth

به صورت کامل است. رنگ زرد مایل به نارنجی تا قرمز در امتداد شکستگی‌ها نشان دهنده‌ی ایدنگسیتی شدن بلورهای الیوین است (شکل ۳-۴). فرآیند ایدنگسیتی شدن در اثر تغییر و تحول پیوسته در شبکه الیوین و پیروکسن در حالت جامد روی می‌دهد و در اثر ورود اتم‌های هیدروژن به شبکه الیوین و اتصال آن‌ها به اتم‌های اکسیژن، کاتیون‌های Mg،  $Fe^{+2}$  و Si آزاد شده و به جای آن‌ها کاتیون‌های  $Fe^{+3}$ ، Al و Ca وارد ساختمان الیوین می‌شوند (تاکا و همکاران، ۱۳۸۸ برگرفته از دیر<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۱). شکل نمادین تغییرات ترکیبی الیوین به ایدنگسیت در شکل (۳-۴ ب) نشان داده شده است. ترکیب میانگین ایدنگسیت در بین ترکیب الیوین دگرسان نشده و ترکیب ایده‌آل لاهونیت (یک اورتوسیلیکات با ترکیب  $(Fe^{II}Fe^{III})_2(SiO_4)_2$ ) قرار می‌گیرد (چسورث و همکاران، ۲۰۰۴).



شکل ۳-۴ ب- تغییرات ترکیب الیوین به ایدنگسیت در بازالت بلیکس در ماسیو سانترال فرانسه (ولچ و بنفیلد، ۲۰۰۲).

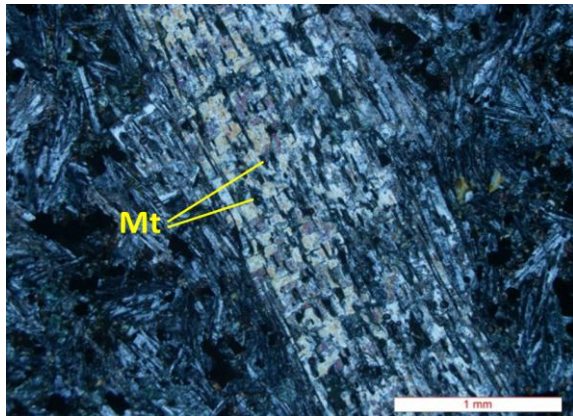


شکل ۳-۴ الف- تصویری از درشت بلور الیوین ایدنگسیتی شده در بازالت‌های منطقه (نور XPL).

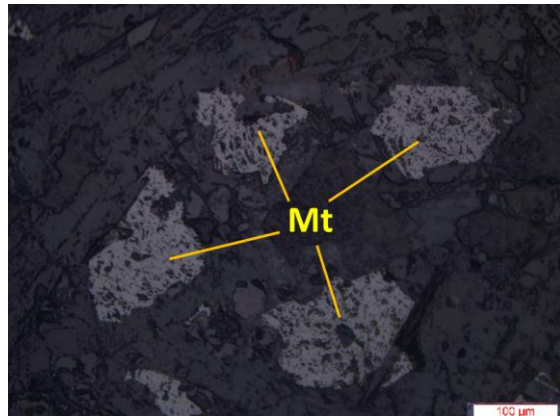
## کانی‌های اپک

مگنتیت و پیریت کانی‌های اپک موجود در این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. مگنتیت فراوان‌ترین کانی مافیک موجود در این سنگ‌ها است که به صورت دانه‌درشت و ریزدانه به وفور در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۳-۵ الف). بعلاوه، به صورت ادخال سایرکانی‌ها از جمله پلاژیوکلاز حضور دارد (شکل

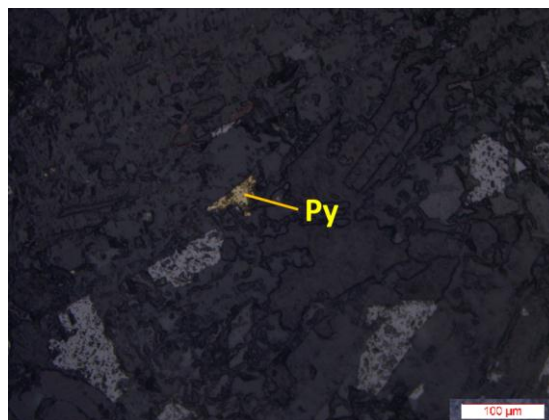
۳-۵-ب). این امر حاکی از تقدم تبلور آن نسبت به پلاژیوکلاز است. پیریت به صورت اولیه و همچنین به صورت پرکننده حفرات موجود در بازالت‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۵-ج).



شکل ۳-۵-ب- تصویری از ادخال‌های مگنتیت در کانی پلاژیوکلاز (نور XPL).



شکل ۳-۵-الف- تصویری از کانی مگنتیت در بازالت‌های مورد مطالعه (نور انعکاسی).



شکل ۳-۵-ج- تصویری از کانی پیریت در بازالت‌های مورد مطالعه (نور انعکاسی).

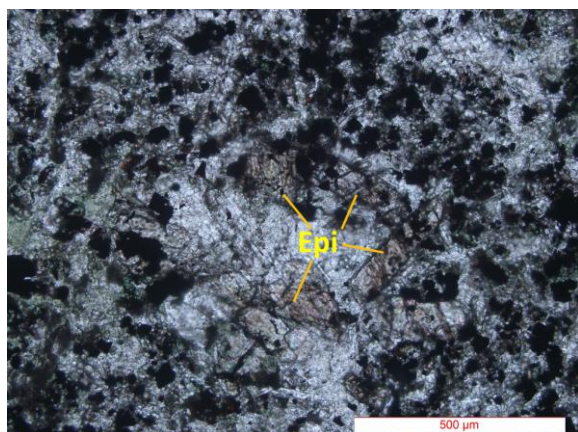
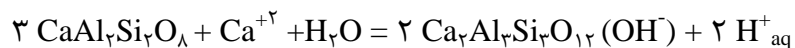
### ۳-۲-۳- کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها شامل کلسیت، کلریت، اپیدوت و سریسیت می‌باشند.

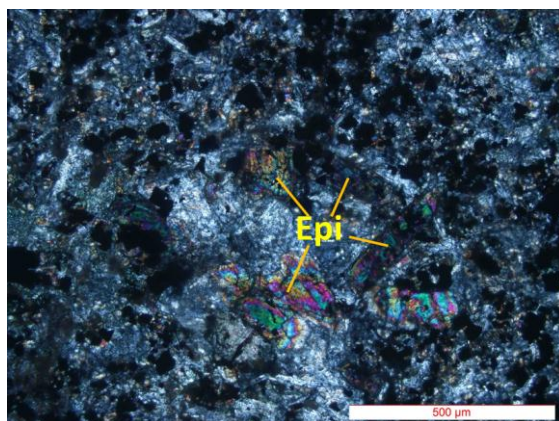
#### اپیدوت



اپیدوت، بلورهایی با رنگ اینترفرانس بالا تشکیل می‌دهد که احتمالاً محصول دگرسانی درشت‌بلوره‌های اوژیت و پلاژیوکلاز است (شکل ۳-۶). حضور آن بیان‌گر وجود آب در طی دگرسانی می‌باشد. واکنش تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت به قرار زیر است:



ب

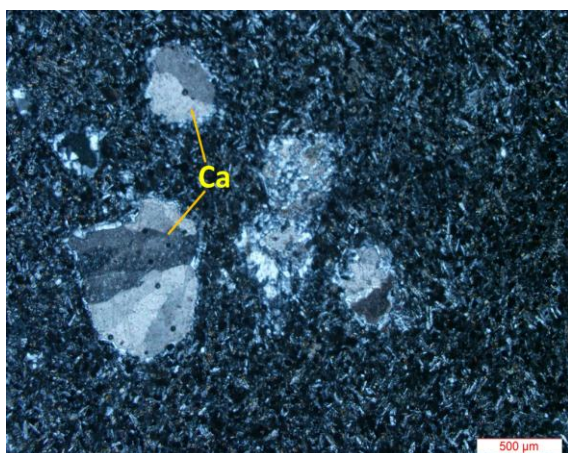


الف

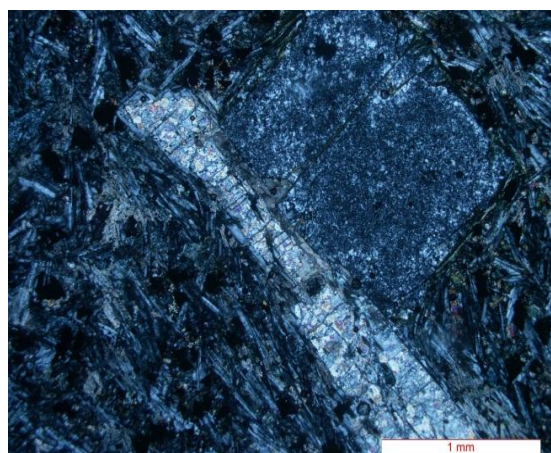
شکل ۳-۶-الف - تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز و اوژیت به اپیدوت (نور XPL) و ب- (نور PPL).

### کلسیت

این کانی در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار مانند اوژیت تشکیل می‌شود و به صورت رگه‌ای یا در داخل حفرات به شکل پرکننده فضای بین کانی‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۷-الف و ب).



شکل ۳-۷-ب - تصویری از حفرات موجود در بازالت‌ها که با کانی‌های کلسیت پر شده‌اند (نور XPL).



شکل ۳-۷-الف - تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت (نور XPL).

## کلریت

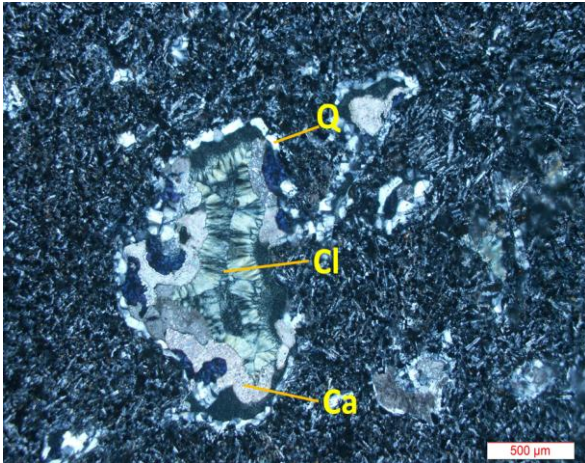
کلریت نیز که در اثر دگرسانی کانی‌های فرومنیزین تشکیل می‌شود در این گروه از سنگ‌ها به خوبی دیده می‌شود. کلریتی‌شدن حالت خاصی از دگرسانی پروپلیتیک است که به علت درصد بالای کلریت آن را دگرسانی کلریتی نیز می‌نامند. معمولاً سیالات ماگمایی و یا محلول‌های غنی از Mg، Fe و Al، در سنگ‌های آذرین باعث تبدیل کانی‌های فرومنیزین به کلریت می‌شوند. بنابراین، کلریتی‌شدن نشان‌دهنده حضور سیالات آبدار و دماهای پایین تا متوسط در طی دگرسانی سنگ می‌باشد. همچنین کلریت در اثر دگرسانی در مراکز بلورهای پلاژیوکلازها به وجود می‌آید (شکل ۳-۸). ترکیب کلریت‌های سنگ‌های بازیک نشان می‌دهد که دگرسانی هیدروترمال تحت شرایط رخساره‌ی شیبست سبز در دمای ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد رخ داده است (رمضان<sup>۱</sup>، ۲۰۰۴).

## کوارتز

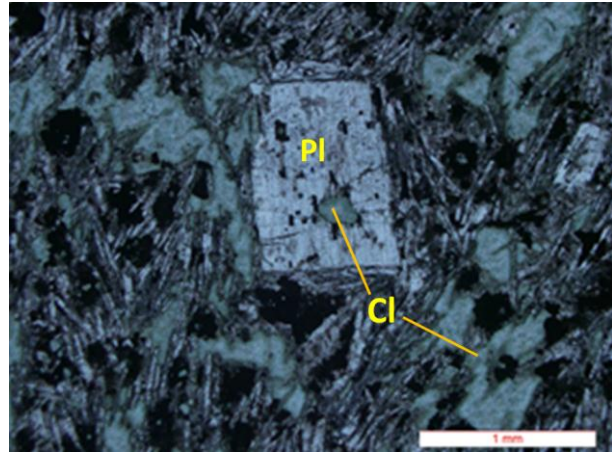
این کانی به همراه کلسیت و کلریت حفرات موجود در بازالت‌ها را پر کرده است. این کانی در اثر رسوب کردن سیلیس حاصل از دگرسانی سایر کانی‌ها و یا رسوب‌گذاری مستقیم از سیالات سیلیس‌دار ناشی می‌شود. کانی‌های ثانویه کلسیت، کلریت و کوارتز باهم و به صورت حلقه‌های متحدالمرکز، حجم حفره‌ها را پر کرده‌اند. هرکدام از این نوارهای محیطی داخل حفره، معرف ترکیب فاز سیال در زمان تشکیل آن نوار می‌باشد (شکل ۳-۹).

---

<sup>۱</sup>-Ramadan



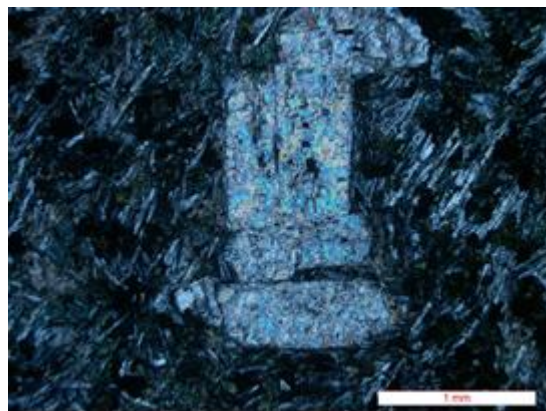
شکل ۳-۹- تصویری از حفرات موجود در بازالت‌ها که با کانی‌های کلسیت، کوارتز و کلریت پر شده‌اند (نور XPL).



شکل ۳-۸- تصویری از فرآیند کلریتی شدن در مرکز پلاژیوکلاز و زمینه (نور XPL).

### سریسیت

یکی از محصولات دگرسانی پلاژیوکلازها سریسیت می‌باشد. رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و یون پتاسیم است. فرآیند کلریتی شدن یکی از منابع مهم تأمین یون پتاسیم است. یون پتاسیم با سازندهی آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و یون کلسیم آزاد می‌کند. بنابراین، قسمت‌های غنی از آنورتیت پلاژیوکلاز در خلال فرآیند دگرسانی سوسوریتی به راحتی سریسیتی می‌شوند (کریم‌زاده، ۲۰۰۶). این کانی به همراه کلسیت، کلریت و اپیدوت مجموعه سوسوریت را می‌سازد (شکل ۳-۱۰).



شکل ۳-۱۰- تصویری از دگرسانی درشت بلور پلاژیوکلاز به سریسیت (نور XPL).

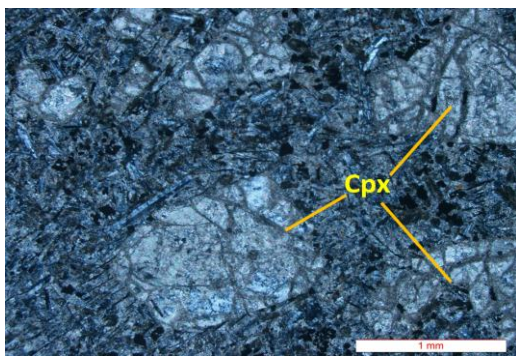


براساس فراوانی کانی‌ها، روابط و نحوه‌ی در بر گرفته شدن آن‌ها توسط یکدیگر، ترتیب تبلور کانی‌های سازنده‌ی سنگ‌های بازالتی به صورت زیر است:

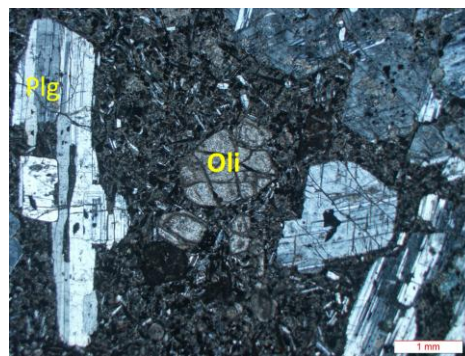
Ol → Opc → Plg → Px

### ۳-۳- اولیوین بازالت

سنگ‌های الیوین بازالتی منطقه دارای رنگ سبز تیره‌ی مایل به سیاه بوده و شدت دگرسانی در آن‌ها بالاست. مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این واحدهای سنگی نشان‌دهنده‌ی حضور فنوکریست‌های الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه‌ای ریز بلور از همین کانی‌ها می‌باشد (شکل ۳-۱۱). کلینوپیروکسن‌ها اغلب نیمه خودشکل بوده و در اثر دگرسانی توسط کلسیت جانشین شده‌اند. بافت‌های غالب مشاهده شده در این سنگ‌ها از نوع پورفیری و گلومروپورفیری هستند (شکل ۳-۱۲).



ب



الف

شکل ۳-۱۱- تصویری از بافت هیالو پورفیری با پورفیرهایی از الیوین و پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد مطالعه (نور XPL).



شکل ۳-۱۲- تصویری از بافت گلومرو پورفیری در سنگ‌های مورد مطالعه (نور XPL).



بافت پورفیری به صورت چندزادی (پلی ژنتیک<sup>۱</sup>) تشکیل می‌شود. احتمالاً سازوکار اصلی ایجاد این بافت شامل دو مرحله سرد شدن مذاب است. ابتدا، تعداد کمی هسته در زیر دمای لیکیدوس و در زیر سطح زمین تشکیل می‌شود. سپس، رشد این هسته‌ها، فنوکریست‌های نسبتاً بزرگی تولید می‌کند (اللهیاری، ۱۳۸۹). کاهش دما منجر به تشکیل زمینه شیشه‌ای یا دانه ریز در اطراف فنوکریست‌ها می‌گردد. پترولوژیست‌های مختلف (کاکس<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۷۹؛ بست، ۱۹۸۲؛ هیندمن<sup>۳</sup>، ۱۹۸۵؛ لومتر<sup>۴</sup>، ۱۹۸۹؛ بست و کریستین سن<sup>۵</sup>، ۲۰۰۲؛ لومتر، ۲۰۰۴ در اللهیاری، ۱۳۸۹)، مسیرهای کینتیک دیگری را نیز برای تشکیل بافت پورفیری ذکر کرده‌اند اما این بافت عموماً در سنگ‌های آتشفشانی به طریق فوق تشکیل می‌شود (وینتر<sup>۶</sup>، ۲۰۰۱؛ بست، ۲۰۰۳).

بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین می‌باشد. به نظر کرکپاتریک<sup>۷</sup> (۱۹۷۷)، تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می‌تواند ناشی از نطفه‌بندی ناهمگن این کانی‌ها باشد. در هنگام صعود ماگما، بلورهایی که دارای شبکه بلوری موازی هم باشند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت ماکلی و یا روابط اپی‌تاکسیالی مناسب هم قرار گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرول‌ها را ایجاد می‌کنند (آسیابان‌ها، ۱۳۷۴). به اعتقاد ژو<sup>۸</sup> و همکاران (۲۰۰۹)، بافت گلومروپورفیری شامل فنوکریست‌های تجمع یافته<sup>۹</sup> است که در ۳ مرحله تشکیل می‌شود. در مرحله‌ی اول و طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی، فنوکریست‌ها از مذاب متبلور می‌شوند. در مرحله‌ی دوم، با تزریق تصادفی مذاب درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی، مذاب‌های مختلط تولید می‌شوند. کاهش چگالی و گرانیوی مذاب احاطه‌کننده‌ی این فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به

<sup>۱</sup>- Polygenetic

<sup>۲</sup>- Cox

<sup>۳</sup>- Hyndman

<sup>۴</sup>- Le Maiter

<sup>۵</sup>- Christian sen

<sup>۶</sup>- Winter

<sup>۷</sup>- Kirkpatrick

<sup>۸</sup>- Xu

<sup>۹</sup>- Accumulated phenocrysts

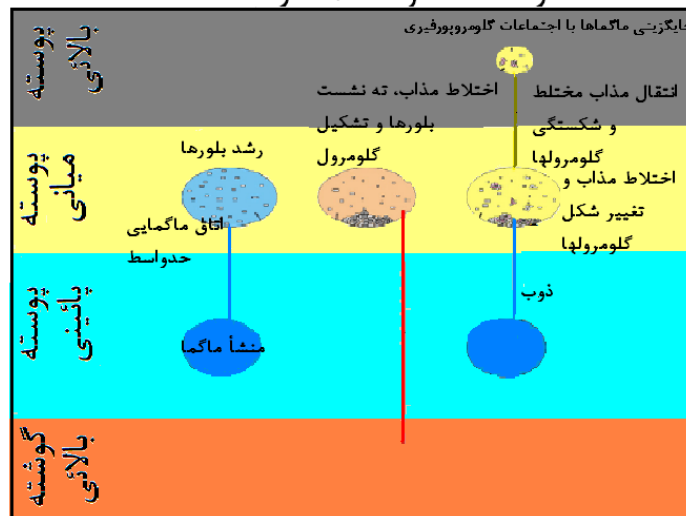
صورت انباشتی در کف آشیانه‌ی ماگمایی می‌شود (ژو و همکاران، ۲۰۰۹ برگرفته از هوفس<sup>۱</sup>، ۱۹۸۲). اتاق ماگمایی مذکور ممکن است از طریق سیستم دایک با آشیانه‌های ماگمایی عمیق‌تر در ارتباط باشد. لذا در مرحله‌ی سوم، تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکات سریع رو به بالا، سبب آشفتنگی مخزن، انتقال و در نتیجه، اختلاط مذاب می‌شود. همچنین، این دایک‌ها می‌توانند فشار زیادی را از آشیانه‌ی ماگمایی عمیق‌تر به طرف اتاق ماگمایی در حال جایگزینی انتقال دهند. اگر فشار ماگما در اتاق ماگمایی اخیر، بیشتر از مقاومت سنگ میزبان باشد، سنگ می‌شکند و مذاب به وسیله‌ی گرادیان فشار به درون شکستگی‌ها نفوذ کرده و آن‌ها را پر می‌کند. سپس، این مذاب به سمت بالا حرکت کرده و در آشیانه‌های ماگمایی کم عمق‌تر جایگزین می‌شود. در این زمان، کاهش فشار، یک نیروی انبساطی قوی برای فنوکریست‌های انباشتی ایجاد می‌کند و سبب جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور می‌شود. حال آن‌که، تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی را بین فنوکریست‌ها و مذاب تحریک می‌کند. نیروی انبساطی و تنش برشی، باعث شکسته شدن و تولید تجمعات گلومروپورفیری برشی و قطعه قطعه می‌شوند که با صعود مذاب، به طرف بالا آورده می‌شوند. اتصال گلومروپورفیری‌ها در مذاب‌های درونی، احتمالاً به کاهش دما و افزایش گرانیروی ناشی از آن مرتبط است (بیکر<sup>۲</sup>، ۱۹۹۸). در شکل (۳-۱۳)، مدل ژنتیکی معرفی شده توسط ژو و همکاران (۲۰۰۹) برای تشکیل تجمعات گلومروپورفیری ارائه شده است (در جمشیدی، ۱۳۸۹).

---

۱- Hughes

۲- Baker

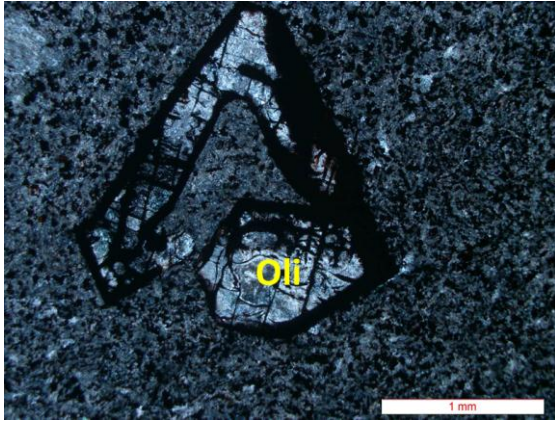
تکامل اجتماعات گلومروپورفیری  
مرحله ۱    مرحله ۲    مرحله ۳



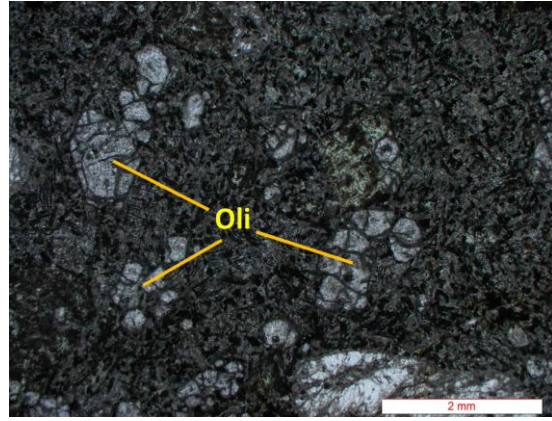
شکل ۳-۱۳- مدل ژنتیکی برای تشکیل بافت گلومروپورفیری (برگرفته از ژو و همکاران، ۲۰۰۹؛ در جمشیدی ۱۳۸۹).

پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتیتیک، فراوان‌ترین کانی موجود در این نمونه‌هاست که به شکل فنوکریست ظاهر می‌شوند و همین‌طور به شکل میکرولیت و تیغه‌ای در زمینه حضور دارند. بلورهای گرد شده و نیمه خودشکل الیوین حدود ۱۵ درصد این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند، به طوری که می‌توان نام سنگ را الیوین‌بازالت نامید. این بلورها به شدت متحمل دگرسانی شده‌اند. دگرسانی از محل شکستگی‌ها و حاشیه بلور آغاز شده و به سمت مرکز ادامه یافته است. جانشینی الیوین توسط کلسیت و اکسیدهای آهن اغلب به طور کامل صورت گرفته، به طوری که اشکال کاذبی از این کانی‌های ثانویه در قالب بلورهای الیوین ایجاد شده است (شکل ۳-۱۴). کلسیت فراوان‌ترین کانی جانشین شده است که از دگرسانی پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها تأمین شده است. ایدینگزیت نیز یکی از محصولات دگرسانی الیوین‌هاست که به مقدار کم در این سنگ‌ها قابل تشخیص است (شکل ۳-۱۵). کانی‌های اپک، مهم‌ترین کانی فرعی موجود در این سنگ‌ها محسوب می‌شوند که به صورت ادخال در پلاژیوکلاز حضور دارند. این امر حاکی از تقدم تبلور آن‌ها نسبت به پلاژیوکلازهاست. آثار تجزیه‌ی پلاژیوکلاز به سربسیت در نمونه‌ها قابل مشاهده است. قسمت مرکزی بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر از قسمت‌های حاشیه‌ای آن‌ها دگرسانی حاصل کرده‌اند که نشان‌دهنده‌ی تغییر ترکیب آن‌ها از مرکز به

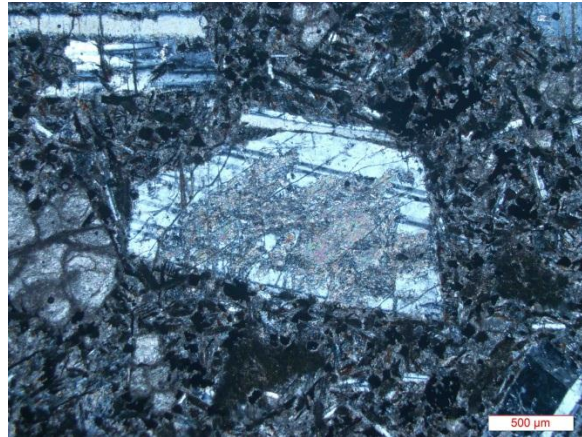
سمت حاشیه است (قسمت مرکزی پلاژیوکلازها کلسیم دارتر از قسمت‌های حاشیه‌ای می‌باشد)، (ژوتو<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۰) (شکل ۳-۱۶).



شکل ۳-۱۵- تصویری از الیوین‌های ایدنگسیتی شده و اشکال کاذب کلریت و کلسیت در قالب الیوین (XPL).

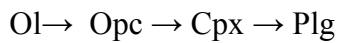


شکل ۳-۱۴- تصویری از اشکال کاذب کلسیت در قالب الیوین (XPL).



شکل ۳-۱۶- تصویری از دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت (نور XPL).

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



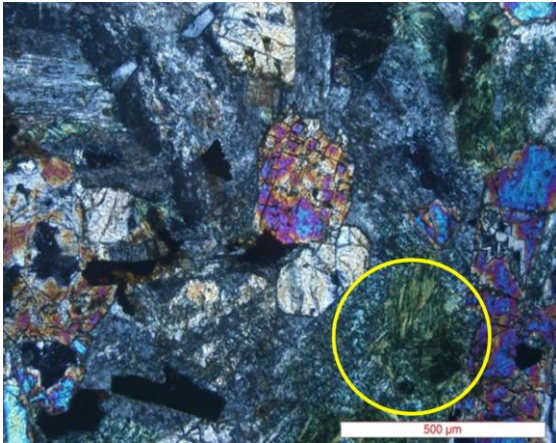
### ۳-۴- میکروگابروها

<sup>۱</sup> Juteau

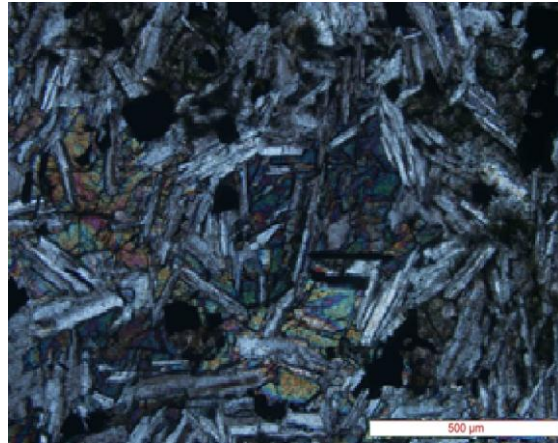
واژه‌ی گابرو، به سنگ دانه‌درشت تا دانه متوسط و تیره‌رنگ تا نیمه‌روشنی اطلاق می‌شود که پلاژیوکلاز و اوژیت از کانی‌های اصلی آن به حساب می‌آیند. سنگ‌های میکروگابرویی در منطقه به صورت دایک و سیل و در نمونه‌ی دستی به رنگ‌های سبز تیره تا خاکستری تیره دیده می‌شوند. نحوه قرارگیری کانی‌های تشکیل‌دهنده به‌گونه‌ای است که در سنگ بافت‌های میکروگرانولار و اینترگرانولار، به وجود آمده است (شکل ۳-۱۷). این امر نشان می‌دهد که بعضی از پیروکسن‌های موجود در سنگ، پس از تبلور پلاژیوکلازها متبلور شده و فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده‌اند. این بافت، از ویژگی‌های سنگ‌های آذرین نفوذی است و شامل بافت‌های تمام بلورینی است که در آن بلورها به آرامی در عمق زمین تبلور یافته‌اند.

از دیگر بافت‌های قابل مشاهده در سنگ‌های میکروگابرویی می‌توان به بافت افیتیک اشاره کرد که حاکی از تبلور همزمان پلاژیوکلازها و پیروکسن‌های سنگ می‌باشد (شکل ۳-۱-ب). این بافت، غالباً در سنگ‌های گابرویی و دیابازی دیده می‌شود و در آن تیغه‌های پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از اوژیت درشت بلور و نیمه شکل‌دار محصور می‌شوند، که غالباً طول متوسط فلدسپات‌ها از قطر پیروکسن بیشتر نیست. در بخش‌هایی از این سنگ‌ها بافت ساب‌افیتیک نیز قابل مشاهده است که درازای پلاژیوکلاز بیشتر از پیروکسن است. در برخی مقاطع، تبدیل کلینوپيروکسن به اورالیت قابل مشاهده است (شکل ۳-۱۸). به عقیده شلی (در آسیابانها، ۱۳۷۴) فرآیند کلریتی شدن و اورالیتی شدن عبارت از رشد یک کانی بر روی یک کانی دیگر یا جانشینی یک ذره به جای ذره‌ی دیگر است، هنگامی که رابطه‌ی بین ذرات یکنواخت باشد، کلریتی شدن رخ داده و به هنگام کاهش درجه‌ی یکنواختی بین ذرات مجاور، اورالیتی شدن اتفاق می‌افتد. به طور کل می‌توان گفت اورالیتی شدن عبارت از جایگزینی تقریباً یکنواخت اوژیت و یا هورنبلند سبز با آمفیبول نوع ترمولیت-اکتینوت می‌باشد. این دو فرآیند در مقاطع میکروسکوپی دایک‌های گابرویی منطقه دیده می‌شود.





شکل ۳-۱۸- تصویری از فرآیند اورالیتی شدن در سنگ‌های میکروگابرویی مورد مطالعه (نور XPL).

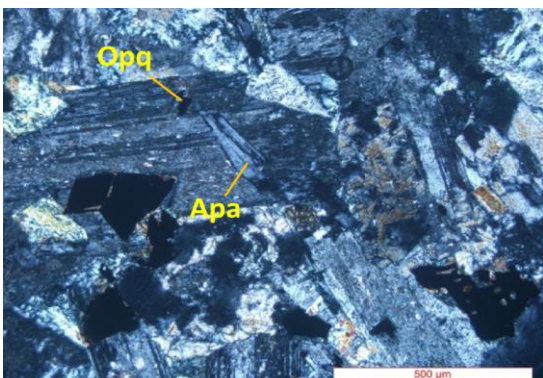


شکل ۳-۱۷- تصویری از بافت اینترگرانولار در سنگ‌های میکروگابرویی مورد مطالعه (نور XPL).

### ۳-۴-۱- کانی‌های اصلی

#### پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها جزء فراوان‌ترین کانی‌های اصلی موجود در سنگ‌های میکروگابرویی می‌باشند. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت تیغه‌ای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز جهت‌گیری خاصی ندارند و غالباً به صورت متقاطع در سنگ قرار دارند. از ویژگی‌های بارز بلورهای پلاژیوکلاز، می‌توان به ماکل پلی‌سنتتیک در آن‌ها اشاره نمود (شکل ۳-۱۹-الف). برخی از بلورهای پلاژیوکلاز اذخالی‌هایی از کانی‌های اوپک و آپاتیت دارند (شکل ۳-۱۹-ب).



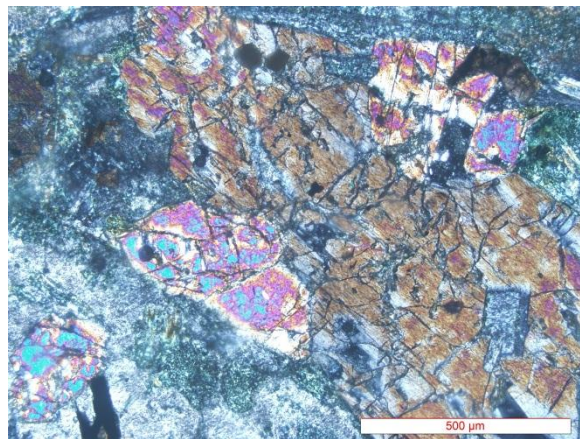
شکل ۳-۱۹-ب- تصویری از پلاژیوکلاز با اذخالی‌هایی از کانی‌های اوپک و آپاتیت (نور XPL).



شکل ۳-۱۹-الف- تصویری از ماکل پلی‌سنتتیک در پلاژیوکلاز (نور XPL).

## اوژیت

اوژیت در سنگ‌های میکروگابرویی منطقه به مقدار فراوان به صورت بلورهای ریز تا درشت، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. چندرنگی مشخص بلورهای اوژیت نشانگر وجود تیتان در آن و طبیعت آلکالن سنگ‌های منطقه است (شکل ۳-۲۰). علاوه بر این پدیده اورالیتی شدن را هم می‌توان در این کانی مشاهده کرد (شکل ۳-۱۸).



شکل ۳-۲۰- تصویری از درشت بلور کلینوپیروکسن در نمونه‌های مورد مطالعه (نور XPI).

## ۳-۴-۲- کانی‌های فرعی

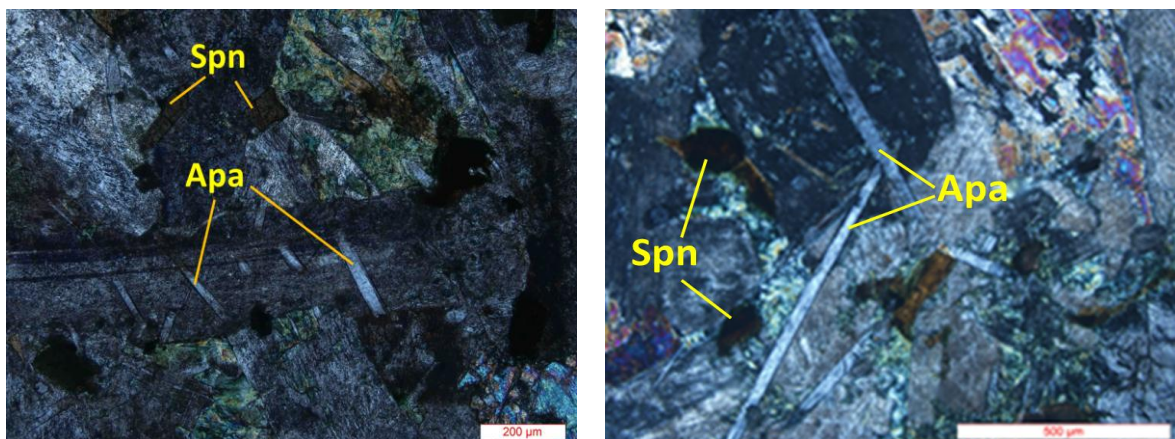
کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل بلورهای سوزنی شکل آپاتیت و کانی‌های اوپک (مگنتیت و پیریت) می‌باشند.

### آپاتیت

این کانی یکی از بارزترین و فراوانترین کانی‌های فرعی موجود در این نوع سنگ‌هاست. آپاتیت‌ها به صورت بلورهای کشیده، سوزنی و در مقاطع عرضی به صورت بلورهای شش‌گوش با برجستگی بالا دیده می‌شوند، در ضمن بلورهای بزرگی از آپاتیت وجود دارد که خود دو یا چند کانی دیگر از جمله، بیوتیت و پلاژیوکلاز را قطع کرده‌اند (شکل ۳-۲۱- الف). بعلاوه، فراوانی این کانی در این نوع سنگ‌ها نسبت به انواع دیگر منطقه بسیار بیشتر است. این کانی یک فاز فرعی معمول در بسیاری از سنگ‌های ماگمایی است و فراوانی آن به مقدار P سنگ بستگی دارد. فراوانی این کانی در ماگماهای



تولئیتی فقیر از P ناچیز بوده و در ماگماهای آلکالن غنی از P به چند درصد می‌رسد (پروویک و کلمه، ۲۰۰۶)<sup>۱</sup>. بلورهای سوزنی، طویل و کشیده‌ی آپاتیت نشان دهنده‌ی سرعت بالای سرد شدن ماگما (شلی، ۱۹۹۳ در آسیابانها، ۱۳۷۴)، بالا بودن میزان  $P_2O_5$  و طبیعت آلکالن ماگمای سازنده این سنگ‌ها است (شکل ۳-۲۱-ب).



ب

الف

شکل ۳-۲۱-الف و ب- تصاویری از بلورهای آپاتیت و اسفن ثانویه در سنگ‌های مورد مطالعه.

### کانی‌های اپک

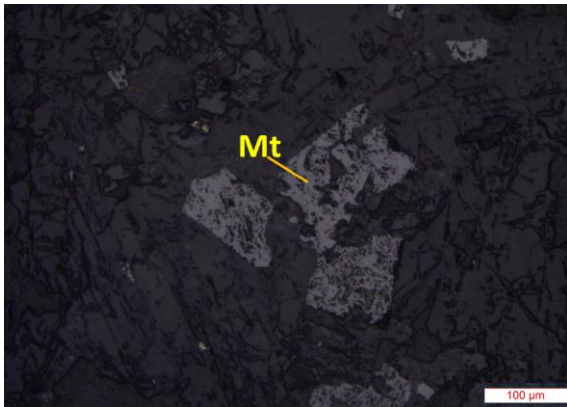
مگنتیت به عنوان فراوان‌ترین کانی اپک موجود در سنگ‌های گابرویی منطقه، محسوب می‌شود. این کانی با ظاهری اسکلتی و به طور گسترده در مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۲). بعلاوه، به صورت ادخال درون سایر کانی‌ها حضور دارد. رشد اسکلتی بلورها، در نتیجه‌ی تغییرات فیزیکی و شیمیایی، تحت شرایط سردشدگی 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<sup>۳</sup> (۲۰۰۳)، افزایش سردشدگی در نتیجه‌ی کاهش دما، منجر به خارج شدن بلورها از حالت تعادل و تغییر شکل آن‌ها می‌شود. همچنین افزایش درجه‌ی سردشدگی، همراه با کاهش سرعت انتشار، موجب تغییر شکل بلورها از حالت چند وجهی به اشکال

۱- Prowatke & Klemme

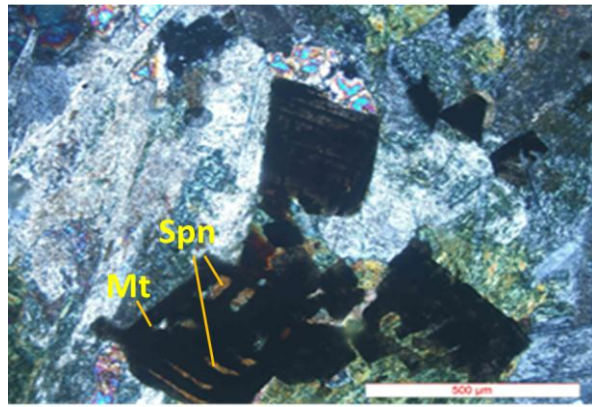
۲-Lyons

۳-Best

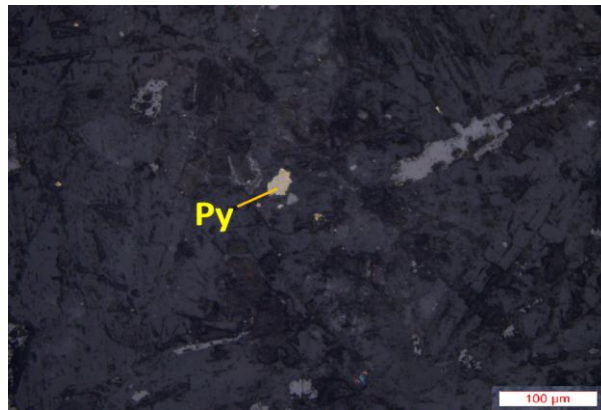
اسکلتی و دندریتی خواهد شد. از دیگر کانی‌های این سنگ‌ها پیریت است که نسبت به مگنتیت فروانی کمتری دارد (شکل ۳-۲۳).



شکل ۳-۲۲-ب - تصویری از کانی مگنتیت در دایک‌های مورد مطالعه (نور انعکاسی).



شکل ۳-۲۲-الف - تصویری از کانی مگنتیت با ظاهر اسکلتی (نور XPL).



شکل ۳-۲۳ - تصویری از کانی پیریت در دایک‌های مورد مطالعه (نور انعکاسی).

### ۳-۴-۳ - کانی‌های ثانویه

#### اسفن

اسفن به صورت ثانویه، تقریباً در تمامی نمونه‌های میکروگابرویی قابل مشاهده است و نشان‌دهنده‌ی بالا بودن میزان Ti در ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست. اسفن‌های ثانویه به صورت بی‌شکل و ریزدانه در اثر خروج Ti موجود در کانی‌های مافیک مانند پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت و واکنش آن با Ca و Si آزاد شده در خلال فرآیند متاسوماتیسم به وجود می‌آیند (شکل ۳-۱). بخشی دیگر از

اسفن ثانویه در اثر دگرسانی کانی‌های اپک موجود در سنگ، مانند مگنتیت و تیتانومگنتیت، رهاسازی Ti و براساس واکنش زیر حاصل می‌شود (شکل ۳-۲۳-الف).

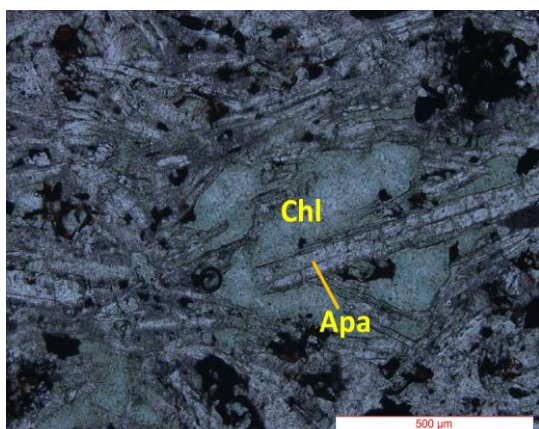


### بیوتیت

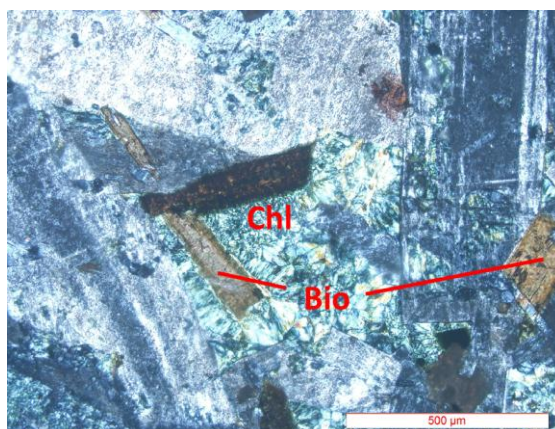
بیوتیت‌های ثانویه متاسوماتیکی معمولاً بر روی کانی‌های مافیک قبلی نظیر اوژیت مشاهده می‌شوند. نفوذ سیالات داغ حاوی پتاسیم، آب و سایر مواد مورد نیاز برای تشکیل بیوتیت، به درون شبکه ساختاری اوژیت و خروج عناصری نظیر کلسیم، سدیم و پتاسیم به تشکیل بیوتیت منجر می‌شود (شکل ۳-۲۴).

### کلریت

کلریت می‌تواند از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین نظیر بیوتیت، پیروکسن و یا هورنبلند حاصل شود. معمولاً سیالات ماگمایی و یا محلول‌های غنی از Fe, Mg, Al، در سنگ‌های آذرین موجب تبدیل کانی‌های فرومنیزین به کلریت می‌شوند. بنابراین، کلریتی شدن نشان‌دهنده حضور سیالات آبدار و دماهای پایین تا متوسط در طی دگرسانی سنگ می‌باشد (شکل ۳-۲۴).



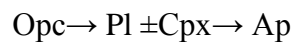
ب



الف

شکل ۳-۲۴- تصویری از بیوتیت‌های ثانویه که در اثر دگرسانی متاسوماتیکی اوژیت به وجود آمده‌اند و کلریت ناشی از دگرسانی در گابروهای مورد مطالعه (نور XPL).

ترتیب تبلور کانی‌ها در نمونه‌های میکروگابرویی به صورت زیر بوده است:



# فصل چہارم

## ژئوشیمی

## ۴-۱- مقدمه

ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی ناحیه منشأ، کنترل اساسی بر ترکیب شیمیایی سنگ‌های ماگمایی اعمال می‌کند. ترکیب عناصر اصلی و کمیاب ماگما به وسیله‌ی نوع فرایند ذوب و نرخ ذوب‌بخشی کنترل می‌شوند. در طی حرکت ماگما به طرف سطح زمین و جای‌گیری و تبلور آن، ترکیب شیمیایی ماگما می‌تواند توسط فرایندهای مختلفی مانند تبلور جزء به جزء، اختلاط ماگمایی، آلیش و هضم و یا مخلوطی از همه‌ی این فرایندها تغییر کند و بعد از جایگزینی یا فوران ماگما پدیده‌های دیگری مانند گاززدایی و یا واکنش با سیالات نیز می‌تواند موجب تغییرات ژئوشیمیایی در سنگ‌های مربوطه گردد (قربانی، ۱۳۸۴). برای شناخت این فرایندها، تنها با اطلاعات پتروگرافی سنگ‌ها، نمی‌توان به این تحولات ماگمایی پی برد و جهت تفکیک تأثیرات شیمیایی این فرایندها و برای درک فرایندهای موثر در تغییر و تحول ماگما و شناخت اختصاصات ماگمای مولد آنها لازم است تا مطالعات ژئوشیمیایی گسترده‌ای (مطالعات عناصر اصلی، کمیاب، نادر خاکی) بر روی آنها انجام شود. در این فصل با استفاده از ترکیب شیمیایی سنگ‌ها، ابتدا رده‌بندی و سری ماگمایی سنگ‌ها به طریق شیمیایی و سپس رفتار ژئوشیمیایی عناصر مختلف موجود در سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه، مورد بررسی قرار می‌گیرند، تا بتوانیم با تلفیق آنها با شواهد صحرایی و پتروگرافی به پتروژنز و خاستگاه ماگمای مولد آنها پی ببریم. در فصل‌های گذشته سعی گردید تا بر اساس مطالعات صحرایی و شواهد میکروسکوپی در مقاطع نازک، نوع سنگ‌ها و تحولات ماگمایی حاکم بر نحوه تبلور آنها مشخص گردد، اما در این راستا پاره‌ای از موارد نظیر بافت دانه‌ریز نمونه‌های سنگی چه در نمونه دستی و چه در مقاطع نازک، وجود زمینه‌ای نامشخص و شیشه‌ای و نیز شدت بالای دگرسانی مشکلاتی را ایجاد نمود. بنابراین با توجه به این نکته مهم که ژئوشیمی یکی از ابزارهای مهم موجود در جهت روشن ساختن منشأ و تکامل سنگ‌هاست، سعی گردید تا با استفاده از نتایج بدست آمده از تجزیه نمونه‌های سنگی برداشت شده از منطقه مورد مطالعه، تفسیر کامل‌تری از نوع سنگ‌ها و ترکیب شیمیایی آنها



صورت پذیرد تا در نهایت بتوان با تکیه بر این تفاسیر محیط تکتونیکی و ماهیت سنگ منشأ را تا حد امکان تعیین نمود. به منظور بررسی ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه، پس از انجام مطالعات صحرایی و پتروگرافی دقیق، تعداد ۱۳ نمونه (۱۱ بازالت و ۲ میکروگابرو) با کمترین میزان دگرسانی انتخاب و در آزمایشگاه SGS کانادا به روش بسته ترکیبی با کد ICP۹۵A (به روش ICP-AES) برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر نادر (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr, Ba, ) و بسته ترکیبی با کد IMS۹۵A (به روش ICP-MS) برای بقیه عناصر نادر مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند. با توجه به سن زیاد سنگ‌های منطقه و تأثیر دگرسانی بر روی آنها، سعی شده است در تحلیل ژئوشیمیایی داده‌ها و رسم نمودارها، بیشتر از عناصر کمیاب با شدت میدان بالا (HFSE) استفاده گردد. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌ها با استفاده از نرم افزارهای مختلف پترولوژیکی نظیر GCDKIT و IGPET مورد پردازش قرار گرفته‌اند. شماره‌ی نمونه‌ها، نام سنگ، محل نمونه‌برداری به همراه مختصات جغرافیایی محل برداشت، در جدول (۴-۱) آمده است.

جدول ۴-۱

شماره‌ی نمونه	نام سنگ بر اساس رده‌بندی ژئوشیمیایی	موقعیت جغرافیایی به UTM		محل نمونه‌برداری
		طول جغرافیایی شرقی	عرض جغرافیایی شمالی	
E-۱	بازالت	۴۰۴۸۵۸۷	۰۳۰۲۲۶۸	نکارمن
E-۲	بازالت	۴۰۴۸۵۸۷	۰۳۰۲۲۶۸	نکارمن
E-۳	بازالت	۴۰۴۹۲۳۰	۰۳۰۱۹۸۷	نکارمن
E-۴	بازالت	۴۰۴۸۲۴۱	۰۳۰۲۳۷۴	نکارمن
E-۵	میکروگابرو	۴۰۴۸۳۴۹	۰۳۰۲۳۷۶	نکارمن
E-۶	بازالت	۴۰۵۶۱۰۵	۰۳۱۷۸۰۳	میغان
E-۷	میکروگابرو	۴۰۴۷۰۱۷	۰۳۰۲۷۱۶	نکارمن
E-۸	بازالت	۴۰۴۸۴۸۶	۰۳۰۲۲۱۹	نکارمن
E-۹	بازالت	۴۰۴۸۱۹۳	۰۳۰۲۴۰۱	نکارمن
E-۱۰	بازالت	۴۰۵۶۱۰۵	۰۳۱۷۸۰۳	میغان
E-۱۱	بازالت	۴۰۵۶۱۲۲	۰۳۱۷۵۲۲	میغان
E-۱۲	بازالت	۴۰۵۶۲۴۳	۰۳۱۶۸۰۴	میغان
E-۱۳	بازالت	۴۰۵۶۱۰۳	۰۳۱۶۸۲۲	میغان



نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌ها در جدول (۴-۲) ارائه شده است. 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) در این جدول گزارش شده‌اند. البته تصحیحات لازم از جمله حذف مواد فرآر (L.O.I) و تصحیح نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  برای تمامی نمونه‌های سنگی اعمال شده است.

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

نتایج تجزیه‌ای به دلایل مختلف، از جمله آلودگی در هنگام خرد کردن و آسیاب نمودن نمونه، آلاینش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از همپوشانی پیک‌ها و آلاینش حاصل از واکنش‌گرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه، دچار خطا می‌شوند (رولینسون<sup>۱</sup>، ۱۹۹۳). آلودگی در خلال آماده‌سازی نمونه‌ها (خرد و آسیاب کردن) می‌تواند مهم‌ترین منبع جدی خطا در تجزیه‌های ژئوشیمیایی باشد. این آلودگی از راه تمیز کردن دقیق و آغشته کردن دستگاه‌های خردکن و آسیاب با نمونه‌ای که باید خرد یا آسیاب شود، تا حد زیادی برطرف می‌شود. همان‌طور که عنوان شد، از عوامل دیگر بروز خطا می‌توان به خطاهای ناشی از کالیبراسیون و خطاهای ناشی از همپوشانی پیک‌ها اشاره کرد. از آنجا که نمونه‌های مورد مطالعه در آزمایشگاه SGS کانادا به روش‌های ICP-MS<sup>۲</sup> و ICP-AES<sup>۳</sup> تجزیه شده‌اند، احتمال بروز خطاهای مذکور بسیار اندک است. روش ICP-MS روشی به نسبت تازه است که از توسعه طیف‌سنجی نشری پلاسمای جفت‌شده‌ی القایی حاصل شده است. این روش به دلیل حد آشکارسازی پایین و درستی و دقت خوبش، در حکم ابزاری برای تجزیه ایزوتوپی و عناصر جزئی مورد پذیرش گسترده قرار گرفته است. از این روش می‌توان برای تجزیه گسترده وسیعی از عناصر جزئی، در یک محلول و با استفاده از مقدار اندکی نمونه استفاده کرد. یون‌ها از میان منفذی به اندازه سوراخ سوزن، به درون یک سیستم خلأ رانده و به کمک یک عدسی یونی به درون یک طیف‌سنج جرمی متمرکز می‌شوند (رولینسون، ۱۹۹۳). روش پلاسمای کوپل

<sup>۱</sup> - Rollinson

<sup>۲</sup> - Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

<sup>۳</sup> - Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry

(ICP-AES) یکی از مهمترین روش‌های طیف‌سنجی نشری محسوب می‌شود که جهت تجزیه عنصری نمونه‌ها به صورت محلول به کار می‌رود. برخی از دستگاه‌های ICP موجود ترکیبی بوده و دارای مونوکروماتور و پلی‌کروماتور می‌باشند و توانایی آنالیز بیشتر عناصر موجود در خاک را به صورت متوالی و آنالیز ۲۴ عنصر مشخص را به طور همزمان دارد. این دستگاه عموماً به عنوان مکمل روش AAS<sup>۱</sup> بکار رفته و قابلیت آن تا حد ppb و برای برخی از عناصر در حد ppm می‌باشد.

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

قبل از استفاده از داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی و پردازش آن‌ها، تغییرات و تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  بر روی آن‌ها صورت می‌گیرد.

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

داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی بیانگر میزان مواد فرار (L.O.I) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی ۱/۷۶ تا ۵/۴۱ درصد است (جدول ۲-۴). نمونه‌های با میزان LOI برابر ۱ درصد و یا کمتر را باید جزو نمونه‌های غیر دگرسان به حساب آورد (لچلر و دسیلتز، ۱۹۸۷)<sup>۲</sup>. LOI مابین ۱ تا ۳ درصد را به عنوان میزان دگرسانی متوسط و بیشتر از ۳ درصد را بیانگر تأثیر دگرسانی شدید عنوان می‌کنند (دالی<sup>۳</sup>، ۲۰۰۳). همانطور که در جدول (۲-۴) قابل مشاهده است، اکثر نمونه‌های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه دارای دگرسانی شدید و تعدادی از آن‌ها نیز متحمل دگرسانی در حد متوسط گشته‌اند که شواهد موجود در نمونه دستی و در زیر میکروسکوپ مانند کلریتی شدن تأییدکننده این مطلب است. بنابراین در تفاسیر این نمونه‌ها باید از عناصر غیر متحرک در طی فرآیند دگرسانی و دگرگونی، عناصر خاکی نادر و عناصر با شدت میدان بالا استفاده کرد (کرافورد و کیز<sup>۴</sup>، ۱۹۸۷ و

<sup>۱</sup>- Atomic Absorption Spectroscopy

<sup>۲</sup>- Lechler & Desilets

<sup>۳</sup>-Daly

<sup>۴</sup>- Crawford & Keays

پنجاساواتونگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۶). بالا بودن میزان L.O.I به همراه مشاهدات پتروگرافی و حضور کانی‌های ثانویه (مانند کلریت و اپیدوت) در سنگ‌های مورد بحث، نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در طول فرآیندهای بعد از جایگزینی متحمل هوازدگی و دگرسانی شده‌اند (وانگ<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۷). این امر ناشی از سن بالای نمونه‌هاست به طوری که اغلب نمونه‌های پالئوزوئیک دگرسان شده‌اند. برای حذف مواد فرآر، درصد L.O.I هر نمونه‌ی سنگی را از جمع کل اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده، مقدار جدید اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرآر آن حذف شده است. پس از آن، نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، درصد اکسیدها بدون مواد فرآر محاسبه می‌شود. به عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرآر (Z) برای نمونه‌ی E-۱، به صورت زیر قابل محاسبه است:

$$\begin{aligned} E-1: \text{Sum} &= 97/1, \text{ L.O.I} = 5/27 \\ \text{Sum} - \text{L.O.I} &= 97/1 - 5/27 = 91/83 \\ Z &= 100 / 91/83 = 1/0.8 \end{aligned}$$

اکنون ضریب ۱/۰۸ را در مقدار کدام از اکسیدها ضرب کرده، مقدار جدید آن‌ها بدست می‌آید.

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

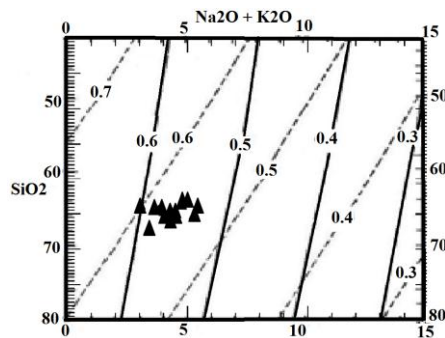
در تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌ها، مقدار اکسید آهن به صورت  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  کل ارائه می‌شود. در  $\text{FeO}$  ساختمان سیلیکات‌ها و  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  در فازهای اکسیدی به صورت کانی‌های اپک وارد می‌شود. نسبت  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  در سنگ‌های آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش می‌یابد. بنابراین مقادیر محاسبه شده‌ی آهن فرو ( $\text{FeO}$ ) و آهن فریک ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )، مقادیر واقعی نخواهد بود. این مسأله تأثیر قابل توجهی بر ترکیب کانی شناسی نورماتیو سنگ خواهد داشت، به طوری که در محاسبه‌ی نورم سنگ اکسید شده، به دلیل افزایش نسبت  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ، میزان مگنتیت نورماتیو، بیشتر از مقدار واقعی و مقادیر سیلیکات‌های آهن‌دار کمتر از مقدار حقیقی خواهد بود (میدلموست<sup>۳</sup>، ۱۹۹۸). برای

<sup>۲</sup> Panjasawatwong

<sup>۳</sup> Wang

<sup>۱</sup> Middlemost

تصحیح این خطا، از نمودار مجموع  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (لومتر، ۱۹۷۶) استفاده شده است (شکل ۴-۱). نسبت  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  براساس این نمودار به دست آمده و مقادیر  $\text{FeO}$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر است، محاسبه شده است. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مناطق مورد مطالعه نیز در جداول ۴-۲ و ۴-۳ آمده است. 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. لازم به ذکر است که تصحیحات لازم، از جمله حذف موارد فرآر (L.O.I) و تصحیح نسبت  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  در مورد آنها اعمال گردیده است.



شکل ۴-۱ - نمودار در مقابل  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (لومتر، ۱۹۷۶) که در آن خطوط نسبت‌های اکسیداسیون‌های مساوی درصد  $(\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3))$  برای سنگ‌های آذرین درونی (با خطوط ممتد) و برای سنگ‌های آتشفشانی (با 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  $\text{FeO}$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  مد نظر قرار گرفته است.

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.

Sample	E-۱	E-۲	E-۳	E-۴	E-۵	E-۶	E-۷	E-۸	E-۹	E-۱۰	E-۱۱	E-۱۲	E-۱۳
<b>Major Oxide (Wt%)</b>													
$\text{SiO}_2$	۴۵/۶	۴۷/۷	۴۴/۳	۴۶/۴	۴۵	۴۷/۸	۴۴/۳	۴۷/۹	۴۶/۳	۴۶/۴	۴۶/۴	۴۵/۳	۵۰/۹
$\text{TiO}_2$	۲/۸۶	۲/۸۴	۲/۹۶	۲/۱	۳/۴۲	۳/۱۳	۳/۶۸	۲/۷۳	۲/۳۲	۳/۱۶	۳/۶۶	۳/۱۴	۲/۵۴
$\text{Al}_2\text{O}_3$	۱۵/۲	۱۵/۱	۱۳/۳	۱۴/۴	۱۳/۲	۱۳/۲	۱۳/۲	۱۳/۷	۱۴/۱	۱۳/۳	۱۴	۱۴/۱۵	۱۳/۲
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	۱۱/۹	۱۲/۲	۱۶/۱	۱۰/۶	۱۳/۴	۱۲/۱	۱۴/۱	۱۳/۷	۱۱/۹	۱۳/۸	۱۱/۱۵	۱۴/۸۵	۱۱/۲
$\text{MnO}$	۰/۱۹	۰/۱۳	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲	۰/۱۴	۰/۲۲	۰/۲	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۵۶	۰/۱	۰/۲۱
$\text{MgO}$	۲/۹۴	۳/۴۲	۵/۱۲	۶/۸۵	۵/۰۳	۵/۳۴	۴/۷۲	۴/۱۸	۶/۱۱	۴/۸۶	۶/۵۷	۷/۲۱	۳/۴۶
$\text{CaO}$	۸/۷۵	۷/۸۴	۷/۲۱	۷/۹	۸/۶۷	۵/۸۷	۷/۷۸	۶/۷۷	۹/۴۶	۶/۷۶	۶/۹۹	۲/۸۱	۸/۰۹

Na <sub>2</sub> O	۳	۳/۲	۲/۳	۳/۲	۳/۵	۳	۴/۱	۳/۵	۲/۸	۳/۱	۲/۹۴	۳/۷	۲/۳۷
K <sub>2</sub> O	۱/۰۹	۱/۰۳	۰/۵۲	۰/۸	۰/۹۸	۱/۰۳	۰/۵۴	۱/۴۶	۰/۷۸	۱/۰۹	۰/۸	۱/۳۷	۰/۷۵
P <sub>2</sub> O <sub>۵</sub>	۰/۴۲	۰/۴۴	۰/۶۶	۰/۲۲	۰/۹۲	۰/۷۵	۱/۰۵	۰/۳۷	۰/۲	۰/۷۶	۰/۴۳	۰/۳۳	۰/۲۹
L.O.I	۵/۲۷	۳/۲۶	۳/۷۵	۴/۵۷	۳/۱۲	۳/۹۳	۲/۵۷	۱/۷۶	۲/۵۲	۲/۹۶	۶/۶۳	۶/۲۵	۶/۵
Total	۹۷/۱	۹۷/۱	۹۶/۴	۹۷/۳	۹۷/۵	۹۶/۲	۹۶/۲	۹۶/۳	۹۶/۸	۹۶/۳	۱۰۰	۹۹/۳	۹۹/۶
<b>Norm (CIPW)</b>													
Q	۳/۵۶	۵/۱۹	۶/۰۴	.	.	۷/۵۷	.	۲/۴۵	۰/۴۴	۴/۳۵	۳/۲۴	.	۱۴/۶۱
Or	۷/۰۱	۶/۴۸	۳/۳۲	۵/۱	۶/۱۴	۶/۵۹	۳/۴۱	۹/۱۳	۴/۹	۶/۹	۵/۰۶	۸/۷۱	۴/۷۸
Ab	۲۷/۶۱	۲۸/۸۴	۲۰/۹۹	۲۹/۲۱	۳۱/۴۰	۲۷/۴۹	۳۷/۰۳	۳۱/۳۴	۲۵/۱۷	۲۸/۱	۲۶/۶۱	۳۳/۶۸	۲۱/۵۷
An	۲۶/۹۶	۲۵/۳۴	۲۶/۳۵	۲۴/۳۴	۱۸/۴۶	۲۱/۱۲	۱۷/۱۰	۱۸/۳۷	۲۵/۰۸	۲۰/۵۲	۲۴/۲۱	۱۲/۶۸	۲۴/۸۸
Di	۱۴/۰۹	۱۰/۵۹	۶/۱۸	۱۳/۱۰	۱۶/۷۲	۴/۰۹	۱۳/۵۴	۱۱/۹	۱۸/۷۶	۸/۱۵	۷/۸۴	.	۱۳/۲۰
Hy	۶/۳۱	۹/۲۰	۱۹/۳۵	۱۴/۴۳	۸/۰۸	۱۷/۲۳	۶/۴۳	۱۲/۰۲	۱۳/۱۶	۱۵/۱۰	۱۷/۶۳	۲۵/۳۳	۸/۰۵
Ol	.	.	.	۲/۳۳	۱/۸۱	.	۳/۷۱	.	.	.	.	۰/۶۷	.
Mt	۷/۵۱	۷/۵۴	۱۰/۰۷	۶/۶۳	۸/۲۴	۷/۶	۸/۷۳	۸/۴۱	۷/۳۳	۸/۵۷	۶/۹۲	۹/۲۷	۶/۹۸
Il	۵/۹	۵/۷	۶/۱	۴/۳	۶/۹	۶/۴	۷/۵	۵/۵	۴/۷	۶/۴	۷/۴	۶/۴	۵/۱
Ap	۱/۰۸	۱/۱۱	۱/۶۹	۰/۵۶	۲/۳۱	۱/۹۲	۲/۶۶	۰/۹۳	۰/۵	۱/۹۳	۱/۰۹	۰/۸۴	۰/۷۳
<b>Trace elements (ppm)</b>													
Ba	۴۳۰	۴۱۰	۲۷۰	۲۰۰	۳۲۰	۳۷۰	۱۸۰	۳۵۰	۱۸۰	۳۸۰	۱۳۵	۲۰۸	۲۰۲
Co	۴۷	۴۳/۴	۴۸	۴۶/۳	۳۶/۷	۳۶/۴	۳۵/۷	۴۳/۹	۴۶/۲	۳۶/۱	۴۹/۶	۴۴/۹	۳۸/۷
Cs	۰/۳	۰/۴	۰/۲	۰/۶	۰/۴	۱/۲	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۰/۹	۱/۴۴	۰/۴۸	۰/۴
Ga	۲۵	۲۵	۲۳	۲۰	۲۱	۲۲	۲۱	۲۲	۲۱	۲۲	۲۶/۵	۲۳/۱	۲۳
Hf	۶	۶	۴	۴	۵	۵	۵	۵	۴	۴	۵/۸	۵/۲	۵/۷
Nb	۳۸	۳۸	۲۵	۱۷	۳۵	۳۴	۳۶	۳۳	۱۸	۳۴	۲۴/۸	۲۱/۵	۱۹/۲
Rb	۲۵/۹	۲۴	۱۰/۷	۱۴/۴	۱۵/۳	۲۰/۷	۱۱/۱	۳۲/۴	۱۵	۲۲/۴	۱۱/۴	۱۱/۲	۱۴/۷
Sr	۷۳۰	۷۴۰	۳۱۰	۲۳۰	۴۶۰	۳۰۰	۴۲۰	۲۱۰	۲۵۰	۳۱۰	۲۷۱	۱۱۶	۲۸۶
Ta	۲/۴	۲/۴	۱/۶	۱/۲	۲/۳	۲/۱	۲/۱	۲/۱	۱/۱	۳/۳	۱/۶	۱/۴	۱/۲
Th	۳/۷	۳/۸	۲/۲	۱/۸	۲/۶	۳/۴	۲/۷	۳/۶	۱/۹	۳/۴	۲/۱۵	۱/۸۴	۲/۹
U	۰/۸۲	۰/۷۹	۰/۴۹	۰/۳۹	۰/۷	۰/۷۵	۰/۷	۰/۸	۰/۴۱	۰/۷۴	۰/۵۶	۰/۵۹	۰/۷۴
V	۱۴۲	۱۴۸	۲۳۱	۲۵۷	۲۹۲	۲۱۶	۲۹۹	۲۹۷	۲۸۷	۲۱۶	۳۴۹	۳۰۷	۲۷۸
Zr	۲۰۸	۲۱۲	۱۷۱	۱۴۱	۲۰۴	۱۷۳	۲۰۵	۲۰۰	۱۳۷	۱۷۳	۲۲۹	۲۰۲	۲۲۶
Cu	۲۶	۳۰	۶۲	۱۳	۳۸	۳۸	۳۹	۸۴	۴۳	۳۴	۱۴۳	۱۲۲	۵۳
Zn	۳۱۶	۲۴۲	۱۷۲	۲۶۳	۲۸۸	۱۲۲	۲۷۲	۲۶۴	۲۵۸	۱۶۳	۵۰۶	۲۱۰	۲۰۶
Ni	۶۶	۶۲	۷۴	۶۹	۲۵	۱۲	۲۱	۲۳	۵۶	۱۰	۳۲	۲۸	۶۱
<b>Rare earth elements (ppm)</b>													
La	۳۳	۳۴	۲۵/۴	۱۵/۸	۳۰/۶	۳۱/۹	۳۴/۶	۲۶/۸	۱۵/۸	۳۲/۴	۲۷/۳	۲۱/۵	۲۱/۳
Ce	۶۹/۴	۷۰/۷	۵۷/۴	۳۴/۹	۶۸/۹	۶۷	۷۵/۴	۵۷/۷	۳۵/۹	۶۷/۶	۶۰/۴	۵۲/۷	۴۷/۶
Pr	۹/۰۶	۹/۱۱	۷/۷۶	۴/۵۸	۹	۸/۸۱	۹/۸۶	۷/۳۸	۴/۷۳	۸/۷۴	۸/۱۲	۶/۸۴	۶/۳۸

ادامه جدول ۲-۴

Nd	۳۸/۱	۳۷/۶	۳۴	۱۹/۷	۳۸/۹	۳۶/۱	۴۱/۹	۳۱/۴	۲۰	۳۶/۳	۳۵	۲۹/۴	۲۷/۴
Sm	۸/۲	۸/۲	۷/۹	۴/۸	۸/۶	۸/۳	۹/۲	۷	۵/۱	۸/۱	۸/۱۷	۷/۲	۶/۸۶
Eu	۲/۷۸	۲/۸۷	۲/۹۱	۱/۷۱	۳/۱۱	۳/۱۲	۳/۲۹	۲/۳۲	۱/۷۴	۳/۰۸	۲/۵۳	۲/۶۶	۲/۳۸
Gd	۷/۴۳	۷/۵۷	۸/۲۷	۵/۰۵	۸/۴۶	۸/۵۱	۹/۲۹	۷/۹۴	۵/۳	۸/۲۷	۸/۴۵	۷/۲۴	۷/۲۵
Tb	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۱۸	۰/۷۸	۱/۲۴	۱/۲۴	۱/۲۹	۱/۲۱	۰/۸۲	۱/۱۸	۱/۳۲	۱/۱	۱/۲۲
Dy	۵/۴۴	۵/۲۶	۶/۸۶	۴/۵۳	۶/۹	۷/۰۷	۷/۳۱	۷/۰۷	۴/۶۹	۶/۹۷	۶/۸۳	۵/۶۷	۶/۶۴
Ho	۰/۸۸	۰/۹۱	۱/۲۲	۰/۸۶	۱/۳۱	۱/۳۶	۱/۴۳	۱/۴	۰/۸۹	۱/۳۵	۱/۳۱	۱/۰۴	۱/۲۷
Er	۲/۲۹	۲/۳	۳/۳۷	۲/۳۱	۳/۴۵	۳/۷۱	۳/۷۲	۳/۸	۲/۶۷	۳/۷۲	۳/۳۹	۲/۷۶	۳/۴۷
Tm	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۴	۰/۲۷	۰/۴۳	۰/۴۹	۰/۴۶	۰/۴۹	۰/۳۲	۰/۴۷	۰/۴۳	۰/۳۲	۰/۴۶
Yb	۱/۷	۱/۷	۲/۷	۲	۲/۹	۳/۲	۳/۱	۳/۴	۲/۲	۳	۲/۵۹	۱/۹	۲/۷۷
Lu	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۳۴	۰/۲۷	۰/۴	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۴۶	۰/۳	۰/۴۱	۰/۳۷	۰/۲۵	۰/۴۱

Y	۲۶	۲۴/۱	۳۱/۹	۲۲/۵	۳۳/۱	۳۴/۸	۳۵/۷	۳۵/۶	۲۴/۴	۳۵/۱	۳۲/۸	۲۶/۸	۳۲/۷
---	----	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

علائم معرف کانی‌های نرماتیو عبارتند از :

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

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

Sample	E-۱	E-۲	E-۳	E-۴	E-۵	E-۶	E-۷	E-۸	E-۹	E-۱۰	E-۱۱	E-۱۲	E-۱۳
SiO <sub>۲</sub>	۴۹/۵۹	۵۰/۸۰	۴۷/۷۸	۵۰/۰۰	۴۷/۷۱	۵۱/۷۵	۴۷/۲۸	۵۰/۶۸	۴۹/۱۹	۴۹/۷۰	۴۹/۶۳	۴۸/۷۳	۵۴/۷۳
TiO <sub>۲</sub>	۳/۱۱	۳/۰۲	۳/۱۹	۲/۲۷	۳/۶۳	۳/۳۹	۳/۹۳	۲/۸۹	۲/۴۶	۳/۳۸	۳/۹۱	۳/۳۸	۲/۷۳
Al <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>	۱۶/۵۳	۱۶/۰۸	۱۴/۳۵	۱۵/۵۳	۱۳/۹۹	۱۴/۲۹	۱۴/۰۹	۱۴/۵	۱۴/۹۸	۱۴/۲۵	۱۴/۹۷	۱۵/۲۲	۱۴/۱۹
Fe <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>	۵/۱۸	۵/۲۰	۶/۹۵	۴/۵۷	۵/۶۸	۵/۲۴	۶/۰۲	۵/۸	۵/۰۶	۵/۹۱	۴/۷۷	۶/۳۹	۴/۸۲
FeO	۷/۷۷	۷/۸	۱۰/۴۲	۶/۸۶	۸/۵۲	۷/۸۶	۹/۰۳	۸/۷	۷/۵۹	۸/۸۷	۷/۱۶	۹/۵۸	۷/۲۳
MnO	۰/۲۱	۰/۱۴	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۱۵	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۶۰	۰/۱۱	۰/۲۳
MgO	۳/۲	۳/۶۴	۵/۵۲	۷/۳۹	۵/۳۳	۵/۷۸	۵/۰۴	۴/۴۲	۶/۴۹	۵/۲۱	۷/۰۳	۷/۷۶	۳/۷۲
CaO	۹/۵۲	۸/۳۵	۷/۷۸	۸/۵۲	۹/۱۹	۶/۳۶	۸/۳	۷/۱۶	۱۰/۰۴	۷/۲۴	۷/۴۸	۳/۰۲	۸/۷
Na <sub>۲</sub> O	۳/۲۶	۳/۴۱	۲/۴۸	۳/۴۵	۳/۷۱	۳/۳۵	۴/۳۸	۳/۷	۲/۹۷	۳/۳۲	۳/۱۴	۳/۹۸	۲/۵۵
K <sub>۲</sub> O	۱/۱۹	۱/۱	۰/۵۶	۰/۸۶	۱/۰۴	۱/۱۲	۰/۵۸	۱/۵۴	۰/۸۳	۱/۱۷	۰/۸۶	۱/۴۷	۰/۸۱
P <sub>۲</sub> O <sub>۵</sub>	۰/۴۶	۰/۴۷	۰/۷۱	۰/۲۴	۰/۹۸	۰/۸۱	۱/۱۲	۰/۳۹	۰/۲۱	۰/۸۱	۰/۴۶	۰/۳۵	۰/۳۱
Total	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰

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

در این بخش با استفاده از نتایج تجزیه‌ی شیمیایی حاصل از آنالیز ۱۳ نمونه از سنگ‌های مورد مطالعه، به رده‌بندی سنگ‌های آذرین و بررسی تحول و تکامل آن‌ها می‌پردازیم. چون سنگ‌ها از نوع خروجی و ۲ نمونه نیمه آتشفشانی هستند پس از نمودارهای مختلف رده‌بندی سنگ‌های آذرین بیرونی استفاده خواهیم کرد. نمودار مجموع آلکالی - سیلیس یکی از مفیدترین روش‌های طبقه‌بندی موجود، برای سنگ‌های آتشفشانی است (رولینسون، ۱۹۹۳) که توسط پژوهشگران متعدد نظیر کاکس<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۹۴)، لوباس<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۸۶) ارائه شده است. استفاده از سیلیس در طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین اهمیت خاصی دارد، زیرا سیلیس، اکسید اصلی سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین به شمار می‌رود و مقدار سیلیس هر مذاب، خواص فیزیکی و ساختمانی آن را کنترل می‌کند (میدلموست، ۱۹۹۸). روش TAS بر گرفته از (TA=Total Alkali , )

<sup>۱</sup>- Cox

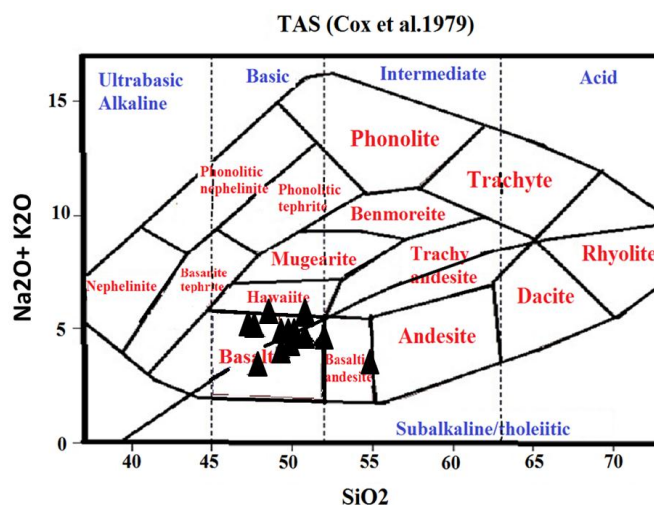
<sup>۲</sup>- LeBas



می‌باشد، یعنی نمودارهای مجموع آلکالن در مقابل سیلیس. این روش برای اولین بار توسط کاکس و دیگران در سال ۱۹۷۹ ارائه گردید. طبقه بندی TAS عموماً برای سنگ‌های آتشفشانی معمول و دگرسان نشده منظور شده است. این روش برای سنگ‌های غنی از پتاسیم و سنگ‌های غنی از منیزیم مناسب نیست و معمولاً برای سنگ‌های آتشفشانی هوازده، دگرسان شده و دگرگون شده نیز به کار نمی‌رود، زیرا احتمال تحرک آلکالی‌ها در طی این فرایندها وجود دارد (رولینسون، ۱۹۹۳). بر اساس این نمودارها بیشتر سنگ‌های آتشفشانی منطقه ترکیب بازالتی دارند. در این قسمت به بررسی نمودارهایی که برخی از محققین بر اساس روش TAS ارائه نموده‌اند می‌پردازیم:

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

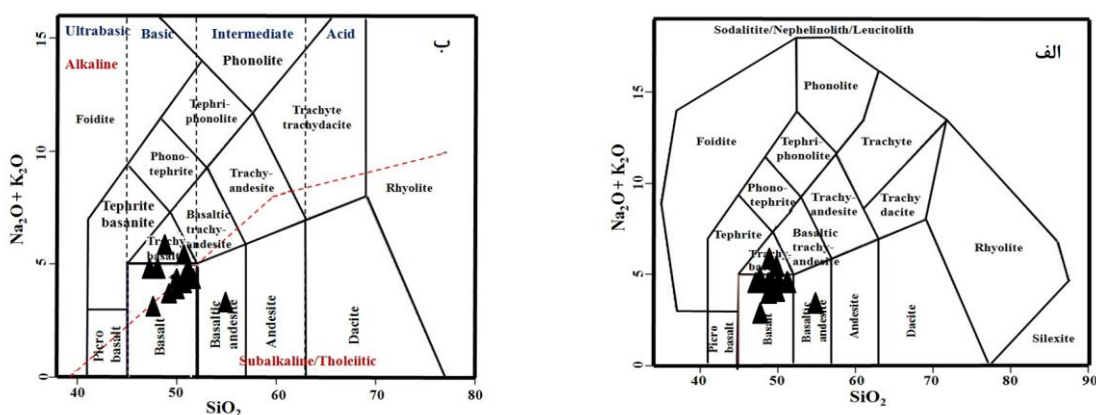
تقسیم‌بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹) بر پایه تغییرات درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  و اکسیدهای آلکالن بنا شده است. در این نمودار اکثر نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت و یک نمونه در محدوده آندزیت بازالتی واقع شده‌اند (شکل ۴-۲). قرارگیری این نمونه‌ها در میدان بازالت‌ها به عنوان شاهده‌ی بر صحت کارهای صحرائی و آزمایشگاهی (پتروگرافی) انجام گرفته بر روی این سنگ‌ها می‌باشد.



شکل ۴-۲- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی 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: نمودارهای  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ ، میدلموست (۱۹۹۴) و لوباس و همکاران (۱۹۸۶)

در نمودارهای میدلموست (۱۹۹۴) و لوباس و همکاران (۱۹۸۶)، مجموع درصد وزنی  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  ترسیم می‌شوند. براساس این نمودارها، سنگ‌های مورد مطالعه اکثراً در محدوده‌ی بازالت و یک نمونه در محدوده آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴- نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ ، الف- میدلموست، (۱۹۹۴) و ب- لوباس و همکاران (۱۹۸۶)؛ جهت نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه.

به دلیل قدیمی بودن، با وجود تلاش‌های صورت گرفته در جهت نمونه‌گیری از سنگ‌های سالم، اما در برخی از نمونه‌ها پدیده دگرسانی دیده می‌شود و همانطور که اشاره شد، نمودارهای TAS در مورد سنگ‌های هوازده، دگرسان و دگرگون شده، بازدهی خوبی ندارند. برای این منظور برای طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از روش‌های دیگری نیز استفاده گردید، تا دقت کار افزایش یافته و بهترین تقسیم‌بندی برای نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه صورت گیرد. تقسیم‌بندی بر اساس عناصر کمیاب یکی از روش‌های مفید می‌باشد. از آنجایی که مطالعات مربوط به عناصر جزئی بخشی از پترولوژی مدرن می‌باشد و نسبت به عناصر اصلی کارایی بهتری در متمایز کردن فرآیندهای پترولوژی دارند (رولینسون، ۱۹۹۳)، لذا در این بخش سعی گردیده تا از نتایج مربوط به این عناصر در نمودارهایی که جواب قانع‌کننده‌ای در اختیار قرار می‌دهند استفاده شود. نظر به این‌که امکان

دگرسانی و تغییرات کانی‌شناسی و شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بیشتر از سنگ‌های آذرین درونی است، لذا با استفاده از عناصری که امکان جابه‌جایی کمتری دارند می‌توان آن‌ها را نام‌گذاری کرد. مهمترین این عناصر عبارتند از:  $Zr$ ،  $TiO_2$ ،  $Y$  و  $Nb$  که در گروه عناصر HFS قرار دارند.

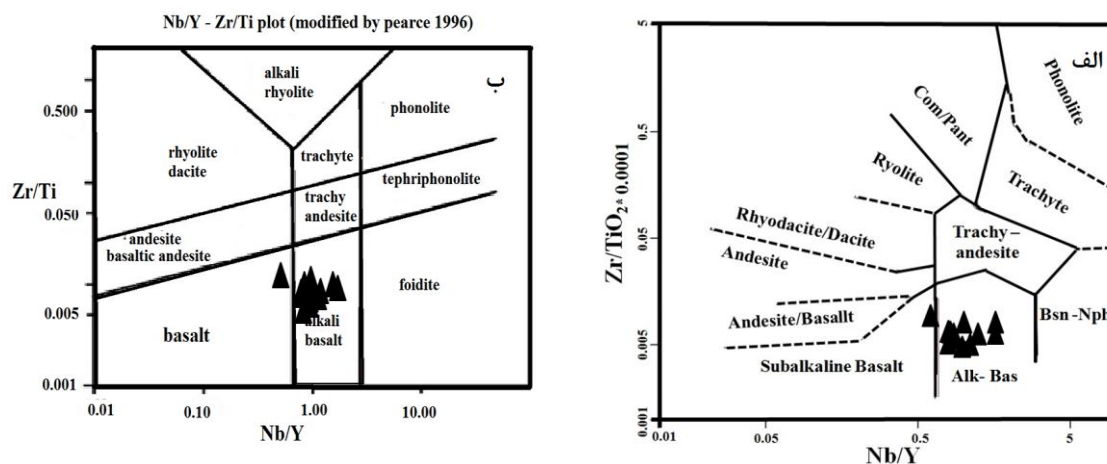
#### ۴-۵- کاربرد نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر کمیاب در رده‌بندی سنگ‌های

##### مورد مطالعه

الف: نمودارهای  $Nb/Y - Zr/TiO_2$  (فلوید و وینچستر<sup>۱</sup>، ۱۹۷۷) و  $Nb/Y - Zr/Ti$

(پیرس<sup>۲</sup>، ۱۹۹۶)

این نمودارها که در آن‌ها از عناصر کم تحرک گروه HFS مانند  $Y$ ،  $Nb$ ،  $Ti$ ،  $Zr$  استفاده شده است؛ می‌توانند در جدایش مرز بین ترکیبات سنگی بسیار مفید باشند (رولینسون، ۱۹۹۳). این طبقه‌بندی‌ها بر اساس نسبت  $Zr/TiO_2$  و  $Zr/Ti$  در برابر  $Nb/Y$  و با مقیاس لگاریتمی طراحی شده‌اند. با توجه به این نمودارها تقریباً تمامی نمونه‌های محدوده مطالعاتی در منطقه آلکالی‌بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴- الف و ب).



شکل ۴-۴- الف- نمودار  $Zr/TiO_2$  در مقابل  $Nb/Y$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، ب- نمودار  $Nb/Y$  در مقابل  $Zr/Ti$  (پیرس، ۱۹۹۶) جهت نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه.

<sup>۱</sup>- Floyd & Winchester

<sup>۲</sup>- Pearce

ب: نمودارهای Ti/Y در مقابل Sm/Yb و Mg# (لای و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۱۲) و نمودار Ti/Y در مقابل TiO<sub>۲</sub> (ژو<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۸).

نسبت‌های Ti/Y در طی فرآیند تبلور تفریقی افزایش می‌یابد (پیت و همکاران<sup>۳</sup>، ۱۹۹۲) و معمولاً برای تفکیک انواع سنگ‌ها استفاده می‌شود (ژو و همکاران، ۲۰۰۱ و ژیاو<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۴). نمونه‌های مورد مطالعه TiO<sub>۲</sub> بالایی دارند، بطوریکه نسبت Ti/Y آن‌ها بالاتر از ۵۰۰ و نسبت Sm/Yb آن‌ها بالاتر از ۲ می‌باشد. در نمودارهای (شکل ۴-۴) همه نمونه‌ها در میدان بازالت‌های تیتانیوم بالا قرار گرفته‌اند. هنوز منشأ بازالت‌های با مقادیر Ti/Y بالا بحث برانگیز است (ژو و همکاران، ۲۰۰۷). شاید که آن‌ها از یک منشأ ستون گوشته‌ای نشأت گرفته باشند. برخی نویسندگان (مانند سونگ<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۰۱، ژو و همکاران، ۲۰۰۴، کی<sup>۶</sup> و همکاران، ۲۰۱۰ و لای و همکاران، ۲۰۱۲) بر این باورند که بازالت‌های تیتانیوم بالا در درجه‌ی ذوب بخشی پایین ستون‌های گوشته‌ای در میدان پایداری گارنت به وجود آمده‌اند. در حالی که بازالت‌های تیتانیوم پایین از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای یا ماگمای پیکریتی به وجود آمده‌اند. شلنوت و جان (۲۰۱۱)<sup>۷</sup> پیشنهاد کردند که سنگ‌های بازالتی تیتانیوم‌بالا و تیتانیوم‌پایین احتمالاً از یک منشأ گارنت‌دار یکسان با درجات متفاوت ذوب بخشی، با یا بدون آرایش پوسته‌ای به وجود آمده‌اند. آن‌ها نتیجه گرفتند که بازالت‌های تیتانیوم‌بالا از درجه پایین ذوب بخشی یک منشأ گارنت‌پریدوتیتی به وجود آمده‌اند. بر اساس نسبت Ti/Y و مقدار TiO<sub>۲</sub> آنها، بازالت‌ها را می‌توان به دو گروه ترکیبی بازالت‌های تیتانیوم بالا (HT) و تیتانیوم پایین (LT) تقسیم کرد. بازالت‌های HT دارای نسبت  $Ti/Y > 500$  و  $TiO_2 > 2/5$  و انواع LT دارای نسبت  $Ti/Y < 500$  و  $TiO_2 < 2/5$  می‌باشند. طبق این طبقه‌بندی‌ها بازالت‌های مورد مطالعه

<sup>۱</sup>-Lai

<sup>۲</sup>- Zhou

<sup>۳</sup>- Peate

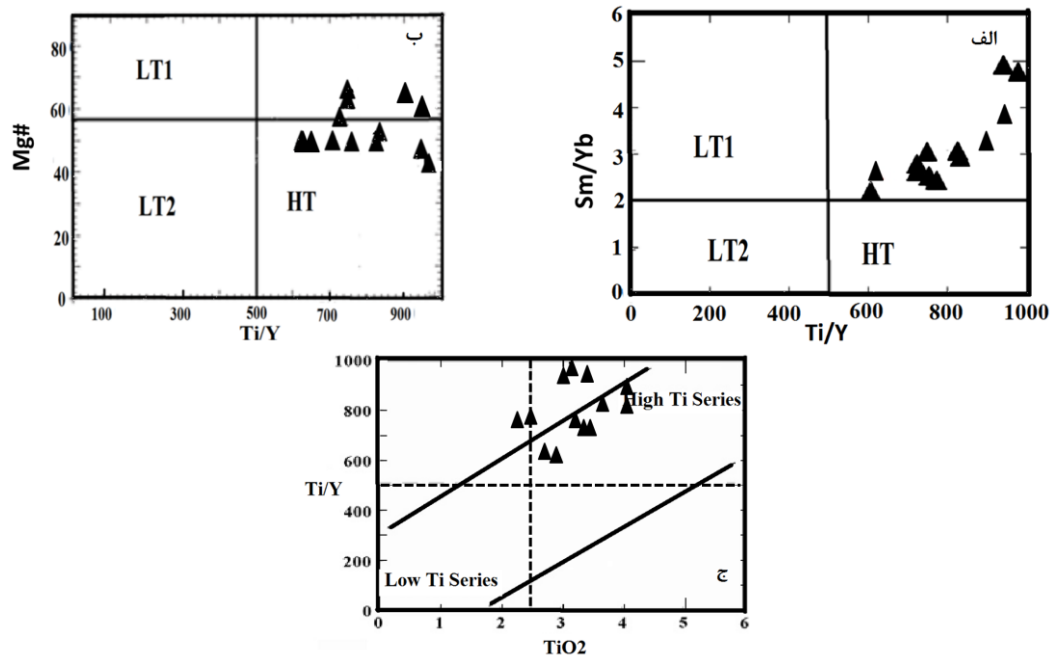
<sup>۴</sup>- Xiao

<sup>۵</sup>- Song

<sup>۶</sup>- Qi

<sup>۷</sup>- Shellenutt & Jahn

همگی در محدوده‌ی بازالت‌های تیتانیوم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۴-۵- الف، ب و ج). این امر، بر ویژگی آلکالن و منبع گوشته‌ای عمیق (مانند منشأ ماگمای نوع OIB)؛ (ژانگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۲)، آن‌ها تأکید دارد.



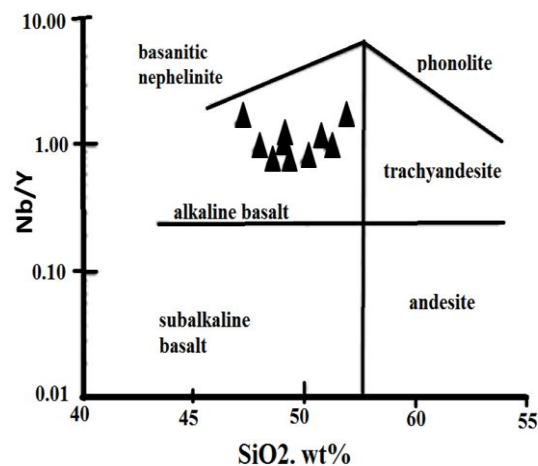
شکل ۴-۵- نمودار الف- Ti/Y در مقابل Sm/Yb، ب- Ti/Y در مقابل Mg#، (لای، ۲۰۱۲) و ج- نمودار Ti/Y در مقابل  $TiO_2$  (ژو و همکاران، ۲۰۰۸) برای بازالت‌های مورد مطالعه.

### ج: نمودار Nb/Y در مقابل $SiO_2$ (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)

نمودار Nb/Y در برابر  $SiO_2$  از نمودارهای قابل اطمینان است زیرا Nb و Y تحرک کمتری در طی دگرسانی‌های ثانویه دارند (سافونوا<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۱). بر اساس این نمودار تمامی نمونه‌ها از نوع آلکالی بازالت می‌باشند (شکل ۴-۶).

<sup>۱</sup>- Zhang

<sup>۲</sup>- Safonova



شکل ۴-۶- نمودار (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) جهت نام‌گذاری سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه.

#### ۴-۶- تعیین سری ماگمایی

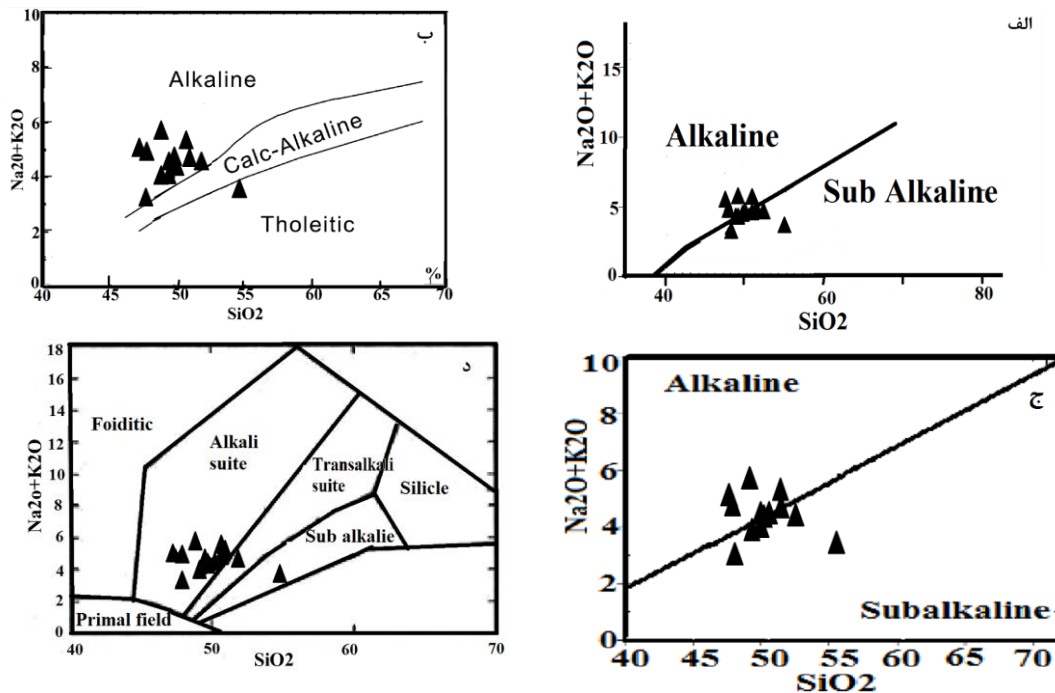
علاوه بر تقسیم‌بندی‌هایی که جهت نام‌گذاری نمونه‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی بکار برده شده‌اند، طبقه‌بندی‌هایی نیز وجود دارند که موقعیت سنگ‌های آذرین را در سری‌های ماگمایی مشخص می‌کنند. کونو<sup>۱</sup> (۱۹۶۸)، سری ماگمایی را مجموعه‌ای از سنگ‌های مختلف آتشفشانی می‌داند که دارای ترکیب شیمیایی مختلف بوده و از یک ماگمای مادر، در نتیجه تفریق حاصل شده‌اند. سیر تدریجی تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی از یک گدازه به گدازه دیگر نشان‌دهنده رابطه خویشاوندی گدازه‌ها با هم و منشأ گرفتن آن‌ها از یک خاستگاه مشترک است (معین‌وزیری، ۱۳۷۵). هرچند این منبع یک ماگمای مادر مشترک و یک مخزن ماگمایی مشترک تفریق‌یافته باشد. سنگ‌های تبلور یافته در سری آلکالن را می‌توان بر اساس میزان سدیم و پتاسیم به انواع سدیک و پتاسیک تقسیم نمود. البته سری‌های دیگری مثل سری شوشونیتی و سری تحولی نیز وجود دارند که تشخیص آن‌ها فقط توسط معدودی از نمودارها انجام می‌شود (معین‌وزیری، ۱۳۷۵). برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه از نمودارهای مختلف زیر استفاده شده است:

<sup>۱</sup> Kuno



۴-۶-۱- نمودارهای  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$

برای تعیین و تشخیص سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار آلکالی - سیلیس مربوط به (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)<sup>۱</sup> و نمودار (میدل‌موست، ۱۹۹۱) استفاده گردیده است. نمودار (میدل‌موست، ۱۹۹۱) شامل سنگ‌های تحت‌اشباع و فوق‌اشباع از سیلیس می‌باشد. علاوه بر اشباع‌شدگی از سیلیس، میزان مجموع آلکالی ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) نیز در نظر گرفته شده است، زیرا تحول این دو اکسید در تعیین سری ماگمایی اهمیت ویژه‌ای دارد. همانگونه که از رسم نتایج در نمودارهای مذکور بر می‌آید ماگمای سازنده بازالت‌های منطقه یک ماگمای آلکالن بوده است (شکل ۴-۷).



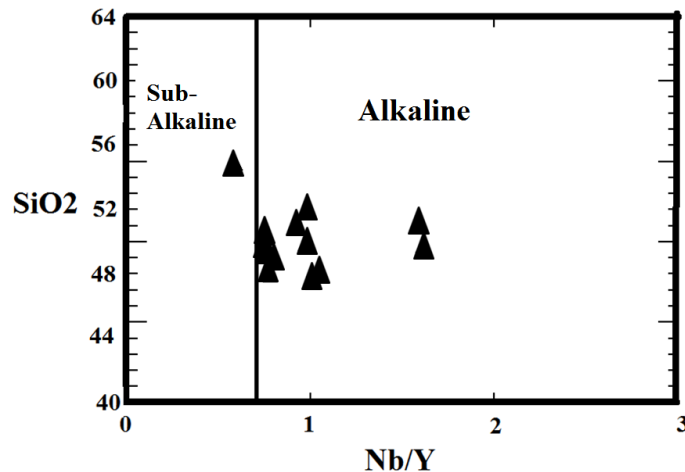
شکل ۴-۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، الف، ب و ج- (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، د- (میدل‌موست، ۱۹۹۱)

۴-۶-۲- نمودار  $\text{Nb}/\text{Y}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (وود<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۷۹)

<sup>۱</sup> Irvin & Baragar

<sup>۲</sup> Wood

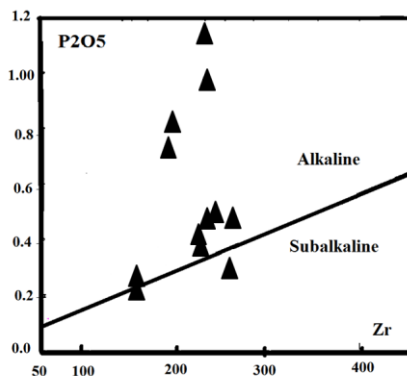
نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در این نمودار که از عناصری با تحرک کمتر مثل Y و Nb در مقابل  $\text{SiO}_2$  استفاده کرده است، در محدوده‌ی آلكالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی (وود و همکاران، ۱۹۷۹).

#### ۴-۶-۳- نمودار $\text{P}_2\text{O}_5$ در مقابل Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)

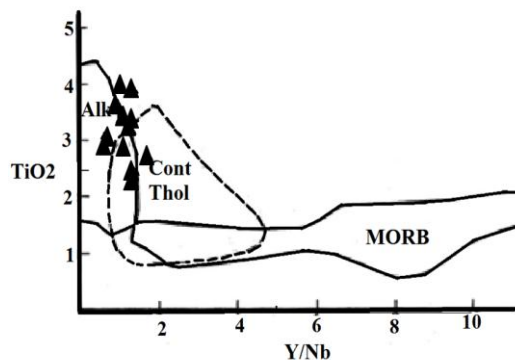
این نمودار بر اساس یک اکسید اصلی و یک عنصر کمیاب است. طبق رابطه‌ی این دو عنصر، این نمودار سری آلكالن را از سری ساب‌آلكالن جدا می‌کند. اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در بخش آلكالی (قلیایی) قرار می‌گیرند (شکل ۴-۹).



شکل ۴-۹- نمودار تعیین سری ماگمایی  $\text{P}_2\text{O}_5$  در برابر Zr (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۶).

۴-۶-۴- نمودار (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵)

این نمودار به طور موثر سری‌های ماگمایی را از هم تفکیک می‌کند، زیرا نسبت  $Y/Nb$  در طی دگرگونی و دگرسانی ثابت است (تالوسانی<sup>۱</sup>، ۲۰۱۰). در این نمودار که در آن  $TiO_2$  در مقابل  $Y/Nb$  رسم شده است، سه بخش MORB، توله‌ایت‌های قاره‌ای و سری آلکالن از یکدیگر تفکیک شده‌اند. همانطور که قبلاً ذکر شد با توجه به این که نمونه‌های بازالتی از نوع بازالت‌های تیتانیوم بالا هستند و غلظت پایین عنصر Y در سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، بیشتر نمونه‌ها در محدوده‌ی آلکالن و میدان مشترک آلکالن و توله‌ایت قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۰).



شکل ۴-۱۰- نمودار تعیین سری ماگمایی  $TiO_2$  در مقابل  $Y/Nb$  (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۵).

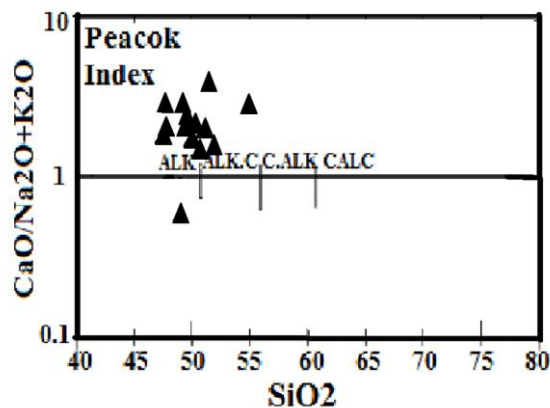
۴-۶-۵- نمودار شاخص Peacock در برابر  $SiO_2$  (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶)<sup>۲</sup>

شاخص Peacock (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) به صورت درصد وزنی  $CaO$  تقسیم بر مجموع درصد وزنی  $Na_2O+K_2O$  تعریف می‌شود (بوگارتس<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۳). بر اساس این نمودار، اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی سری آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۱۱).

<sup>۱</sup>-Talusani

<sup>۱</sup>- Peccerillo & Taylor

<sup>۲</sup>- Bogaerts



شکل ۴-۱۱- نمودار شاخص Peacock در برابر  $SiO_2$ ، (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) برای تعیین سری ماگمایی نمونه‌های بازالتی منطقه.

#### ۴-۷- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای

##### تغییرات

به طور کلی یکی از دلایل پراکندگی که در ترکیب شیمیایی بعضی از نمونه‌ها در نمودارها وجود دارد، می‌تواند به علت ناهمگن بودن سنگ باشد. علت ایجاد این ناهمگنی می‌تواند حضور فنوکریست‌ها باشد که در تمام نمونه‌های مورد مطالعه بدون استثناء با مقادیر مختلف وجود دارند. ترکیب شیمیایی اصلی یک سنگ آتشفشانی را خمیره آن سنگ مشخص می‌نماید و در واقع خمیره یک سنگ پورفیری، درجه‌ی تفریق آن را معین می‌کند و بنابراین اضافه شدن فنوکریست‌ها به خمیره ترکیب شیمیایی آن را تحت تأثیر قرار می‌دهند. البته این مسئله می‌تواند همچنین در نتیجه‌ی دگرسانی موضعی سنگ‌ها نیز ایجاد گردد. ترکیب شیمیایی بازالت‌های قاره‌ای اساساً با فاکتورهای متعددی از جمله ویژگی محل منشأ گوشته‌ای، فرآیندهای ذوب‌بخشی و فرآیندهای سطوح کم‌عمق مانند آرایش پوسته‌ای، تبلور تفریقی و دگرسانی پساماگمایی کنترل می‌شود (وانگ<sup>۱</sup>، ۲۰۱۱). با استفاده از نمودارهای تغییرات می‌توان روابط شیمیایی و پترولوژیکی بین سنگ‌های موجود در یک منطقه را تعیین کرد. در این نمودارها، حجم زیادی از اطلاعات عددی به طور فشرده نمایش داده می-

<sup>۱</sup>Wang

شود و تغییرات مشاهده شده در آن‌ها ناشی از فرایندهای پترولوژیکی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی یا آلیش پوسته‌ای تفسیر می‌شود (ویلسون<sup>۱</sup>، ۲۰۰۷). مقدار  $TiO_2$  بالا (۲/۵۴) و  $FeO^*/MgO$  (بزرگتر از ۱) از عوامل نشان‌دهنده‌ی درجه بالای تبلور تفریقی در نمونه‌ها می‌باشد (سافونوا و همکاران، ۲۰۱۲)، جدول (۴-۴).

جدول ۴-۴

sample	$FeO^*/MgO$	$TiO_2$
E-۱	۴/۰۵	۳/۱۱
E-۲	۳/۰۷	۳/۰۲
E-۳	۳/۱۵	۳/۱۹
E-۴	۱/۰۵	۲/۲۷
E-۵	۲/۶۶	۳/۶۳
E-۶	۲/۲۷	۳/۳۹
E-۷	۲/۹۹	۳/۹۳
E-۸	۳/۲۸	۲/۸۹
E-۹	۱/۹۵	۲/۴۶
E-۱۰	۲/۸۴	۳/۳۸
E-۱۱	۱/۷۰	۳/۹۱
E-۱۲	۲/۰۶	۳/۳۸
E-۱۳	۳/۰۶	۲/۷۳

روندهای ناشی از عملکرد این عوامل ممکن است بصورت منفرد و یا همراه با یکدیگر دیده شود. دلایل زیادی نیز برای عدم حضور روند در نمودارهای تغییرات بیان شده که از آن جمله می‌توان به این دو مورد اشاره کرد: ۱- نمونه‌ها متعلق به یک ماگمای واحد نباشند. این امر حتی در مورد گدازه‌های یک آتشفشان خاص نیز صادق است. ۲- یک مجموعه‌ی تفکیکی در حال تغییر در حین تبلور جزء به جزء. در این حالت ممکن است تعدادی از اکسیدها یک روند خطی خاص داشته باشند ولی بعضی دیگر از اکسیدها روند پراکنده نشان دهند (رولینسون، ۱۹۹۳). برخی روندهای مشابه در اثر فرایندهای متفاوت در این نمودارها ایجاد می‌شود به همین دلیل در تفسیر روندهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات باید کاملاً احتیاط نمود. برای مثال فرایندهای ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی ممکن است روندهای مشابهی را بر روی نمودار تغییرات نشان دهند. پر استفاده‌ترین نمودار دو متغیره، نمودار درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل  $SiO_2$  (هارکر<sup>۲</sup>، ۱۹۰۹)، است. اما به علت اینکه نمونه‌های مورد

<sup>۲</sup> Wilson  
<sup>۱</sup>-Harker

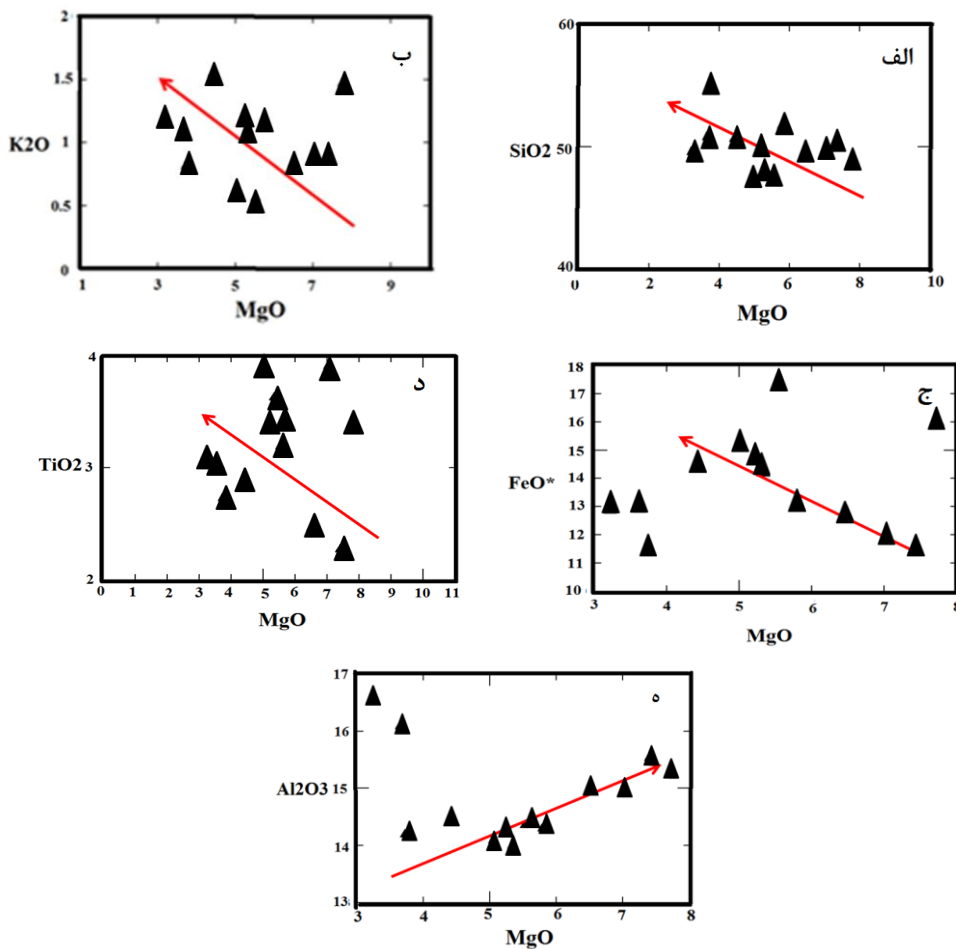
مطالعه، ماهیت بازیک دارند و گستره‌ی غلظت  $\text{SiO}_2$  کم می‌باشد، بنابراین به جای نمودارهای هارکر از نمودارهای درصد اکسید در مقابل درصد  $\text{MgO}$  (فنر<sup>۱</sup>، ۱۹۴۸) استفاده شده است. در این بخش، علاوه بر نمودارهای فنر، از نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I) و Zr نیز برای بررسی تحول ماگما از زمان تشکیل تا زمان جایگزینی استفاده شده است.

#### ۴-۷-۱- نمودارهای تغییرات درصد اکسید- درصد $\text{MgO}$ (فنر، ۱۹۴۸)

از نمودارهایی که برای بررسی روند افزایشی یا کاهش‌ی عناصر مختلف در طول تفریق استفاده می‌شود، نمودار تغییرات عناصر مختلف در مقابل  $\text{MgO}$  (محور افقی) می‌باشد. این نمودار بیشتر به سنگ‌های طیف بازی اختصاص دارد (رولینسون، ۱۹۹۳). در سنگ‌های بازیک،  $\text{MgO}$  سازنده‌ی مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذاب‌های بازیک (الیوین و پیروکسن) است و تغییرات زیادی را در نتیجه‌ی حضور فازهای منیزیم‌دار در هنگام ذوب‌بخشی یا جدا شدن آن‌ها در هنگام تبلور جزءبه‌جزء، نشان می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳). روند معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های مختلف یک سری سنگی بر روی این نمودارها، بیانگر خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای آن سری می‌باشد. با توجه به طیف ترکیبی محدود سنگ‌های منطقه، نمودارهای تغییرات ترکیب شیمیایی آن‌ها تغییرات قابل توجهی نشان نمی‌دهند. نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر درصد  $\text{MgO}$  برای نمونه‌های مناطق مورد مطالعه در شکل (۴-۱۱) نشان داده شده‌اند. همانگونه که در این نمودارها مشخص است، با افزایش تفریق و کاهش  $\text{MgO}$ ، میزان اکسیدهای  $\text{SiO}_2$  و  $\text{K}_2\text{O}$  افزایش می‌یابد (شکل ۴-۱۱- الف و ب). الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز به عنوان نخستین کانی‌های تشکیل شده طی تبلور تفریقی، از این اکسیدها فقیر هستند، بنابراین، مایع باقیمانده از سیلیس غنی می‌شود. افزایش  $\text{FeO}^*$  و  $\text{TiO}_2$  با کاهش  $\text{MgO}$  و کاهش  $\text{Al}_2\text{O}_3$  با کاهش  $\text{MgO}$  دلالت بر سازه مهم جزبه



جزشدهی پلاژیوکلاز همراه با الیون می‌باشد (شروه<sup>۱</sup>، ۲۰۰۹).  $TiO_2$  نیز با پیشرفت تفریق در ساختار مگنتیت، تیتانومگنتیت و اسفن مصرف می‌شود (شکل ۴-۱۲-ج، د و ه).

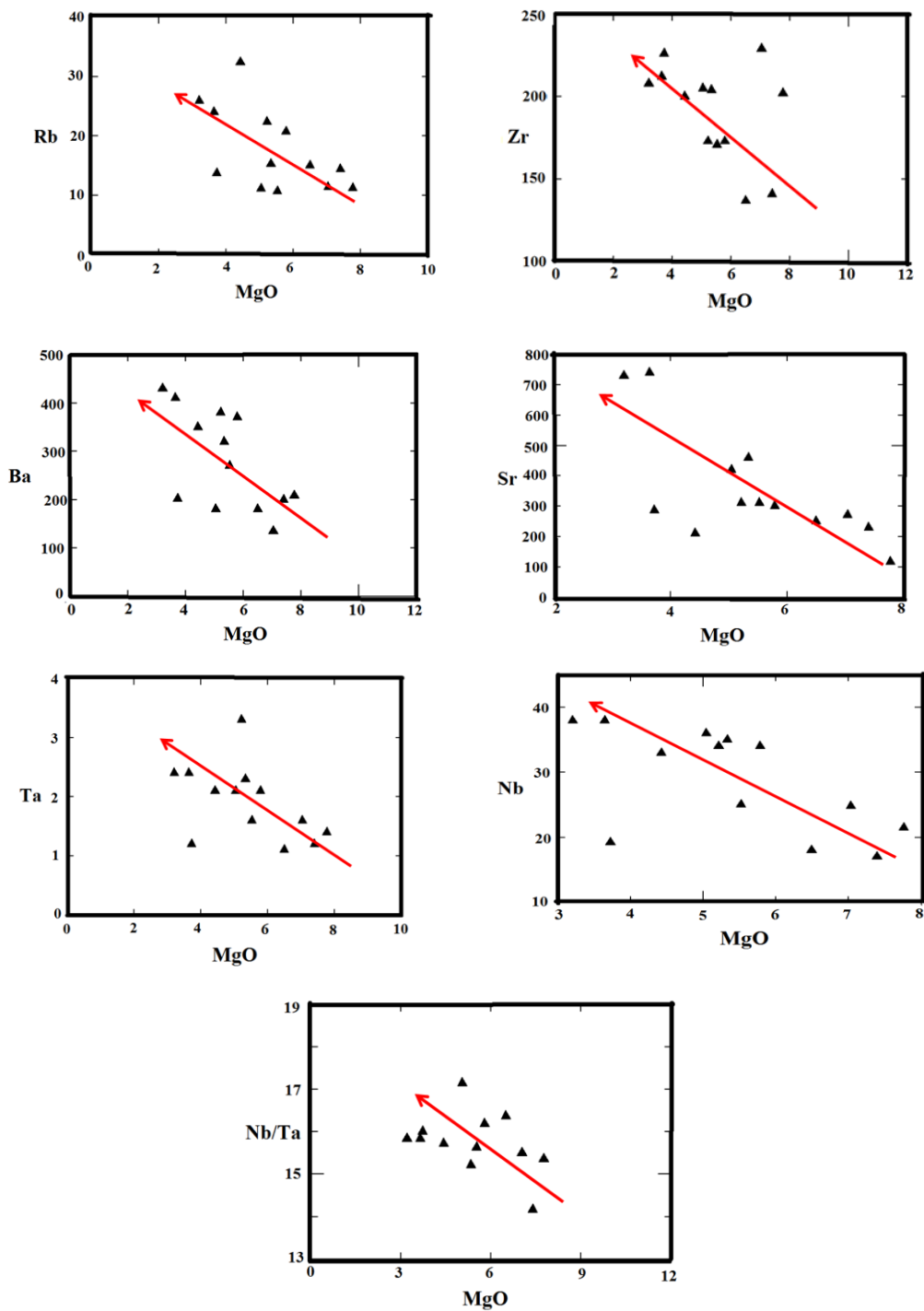


شکل ۴-۱۲- نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO (فتر، ۱۹۴۸) برای نمونه‌های بازالتی منطقه.

#### ۴-۷-۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب - درصد MgO

عناصر ناسازگار مانند Rb، Zr، Ba، Sr و Nb در برابر MgO انطباق منفی نشان می‌دهند که از شواهد تبلور تفریقی محسوب می‌شوند (ماتسون، ۲۰۰۵) و منطبق با شرایط عادی تفریق ماگماهای بازالتی است (شکل ۴-۱۳).

<sup>۱</sup> Shervais



شکل ۴-۱۳- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب - درصد MgO برای نمونه‌های بازالتی منطقه.

### ۴-۷-۳- نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی - ضریب تفریق (D.I)

ضریب تفریق بر این عقیده ساده سنگ‌زادی استوار است که در طول فرایند تبلور ماگما، سیستم مایع باقیمانده از کانی‌هایی غنی خواهد شد که در دماهای پایین‌تر شروع به تبلور خواهند نمود. به عبارت

دیگر، میزان این ضریب، شاخصی از میزان تأثیر فرایند تفریق بلورین بر ماگمای اولیه است که در نهایت موجب تحول ماگمای بازالتی می‌گردد. این ضریب هرچه بیشتر پیش می‌رود، ترکیب مایع باقی مانده پر سیلیس‌تر و فلسیک‌تر می‌شود. این مایع باقی‌مانده به نام مایع باقی‌مانده پتروژنی معروف است. تغییرات  $\text{SiO}_2$  تنها نشان‌دهنده‌ی میزان سیلیس نمونه‌ها است در حالیکه، ضریب تفریق اطلاعات بیشتری در مورد چگونگی تحولات ماگمایی ارائه می‌دهد. این نمودارها توسط تورنتن و تاتل<sup>۱</sup> (۱۹۶۰) ارائه شده‌اند و از مجموع کانی‌های روشن موجود در سنگ و از طریق نرم (CIPW) محاسبه می‌گردد:

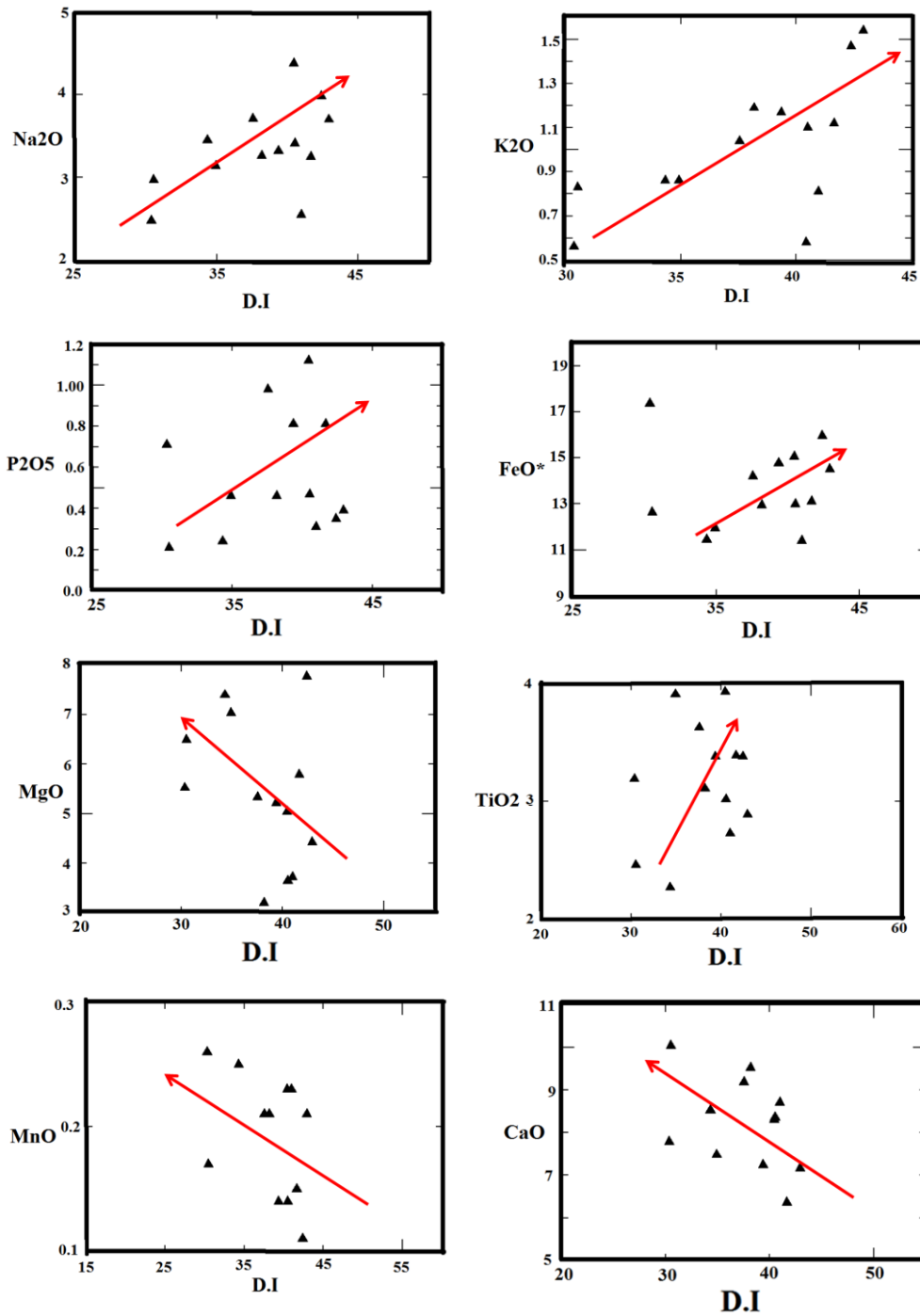
$$\text{ضریب تفریق} = \text{کوارتز} + \text{ارتوکلاز} + \text{آلبیت} + \text{نفلین} + \text{لوسیت} + \text{کالسلیت}$$

از آنجایی که کانی‌های نفلین، لوسیت و کالسلیت برای تعیین ضریب تفریق نمونه‌های تحت اشباع قابل استفاده هستند، بنابراین ضریب تفریق نمونه‌های سنگی مورد مطالعه بر اساس مجموع درصد نورماتیو کانی‌های کوارتز، آلبیت و ارتوکلاز محاسبه شده است. همانطور که در شکل (۴-۱۴) قابل مشاهده است، در این نمودارها مقادیر  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{FeO}^*$ ،  $\text{TiO}_2$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  با افزایش D.I، روند صعودی و مقادیر  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{MnO}$  روند نزولی نشان می‌دهند. نمودار افزایشی تغییرات  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل D.I با افزایش تفریق یافتگی، نشانگر افزایش این دو اکسید در فازهای انتهایی تفریق است. شعاع یونی بزرگ سدیم ( $1/0.2A$ ) و پتاسیم ( $1/3.8A$ ) مانع ورود این عناصر به شبکه کانی‌های تبلور یافته در مراحل اولیه تبلور (الیوین، پلاژیوکلاز کلسیک و پیروکسن) می‌شود. با افزایش تفریق، سدیم وارد شبکه بلوری پلاژیوکلاز سدیک، و پتاسیم وارد کانی‌های فلدسپار آلکالن و بیوتیت می‌شوند. این امر با حضور کانی‌ها سدیک و پتاسیک، در مطالعات پتروگرافی قابل توجیه است. روند مثبت ایجاد شده در نمودار  $\text{FeO}^*$  در مقابل ضریب تفریق، نشان‌دهنده‌ی فراوانی آهن در سنگ‌های تفریق‌یافته می‌باشد. با شروع تبلور ماگماهای سازنده سنگ‌های بازیک، در ابتدا سیلیکات‌های آهن و منیزیم‌دار (الیوین، پیروکسن) متبلور می‌شوند. در برخی موارد به علت افزایش

۱- Tattle & Thoronton

حضور اکسیژن در محیط تبلور ماگما، این امکان پیش می‌آید که یون‌های آهن به جای سیلیس با اکسیژن واکنش دهند و مقداری از آهن در ساخت اکسیدهای آهن و یا آهن-تیتانیوم مصرف شود. نمودار تغییرات  $P_2O_5$  در مقابل D.I، روندی مثبت و صعودی دارد. غلظت فسفر در ماگما توسط تبلور آپاتیت کنترل می‌شود. حضور آپاتیت‌های سوزنی و طویل، در سنگ‌های منطقه باعث ایجاد این روند می‌شود. روند صعودی  $TiO_2$  به دلیل تبلور اولیوین است که در طی آن مقدارش افزایش می‌یابد، زیرا تبلور الیوین و پلاژیوکلاز  $TiO_2$  مصرف نمی‌کند، که این امر باعث این افزایش می‌شود. نمودار MgO در مقابل D.I روند نزولی مشخصی نشان می‌دهد. از آنجایی که منیزیم یکی از عناصر اصلی است که در شبکه بلوری کانی‌های فرومنیزین مانند الیوین و پیروکسن وارد می‌شود. با تبلور این کانی‌ها در مراحل اولیه تفریق میزان زیادی از MgO مصرف می‌شود و در نتیجه با افزایش روند تفریق از میزان آن کاسته می‌شود.

در نمودار تغییرات CaO در مقابل D.I با افزایش تفریق یافتگی ماگما میزان CaO کاهش یافته و روندی نزولی نشان می‌دهد. میزان CaO در ماگما توسط تبلور پیروکسن و پلاژیوکلاز کنترل می‌شود. در نتیجه بالا بودن CaO با حضور گسترده پیروکسن در مراحل اولیه تفریق سازگار است. با ادامه روند تفریق پلاژیوکلازها سدیک‌تر می‌شوند. لازم به ذکر است پلاژیوکلازهایی که زودتر تشکیل شده‌اند کلسیم‌دارتر می‌باشند. نمودار MnO نیز نسبت به ضریب تفریق یک روند کاهشی را نشان می‌دهد. بدلیل اندازه‌ی بزرگتر یون منگنز نسبت به آهن، این عنصر به صورت پذیرفته شده در کانی‌های فرومنیزین حضور می‌یابد. با پیشرفت تفریق ماگمایی و کاهش مقدار کانی‌های فرومنیزین در ماگمای باقیمانده، مقدار MnO نیز کاهش نشان می‌دهد. با توجه به نتایج به دست آمده از مجموع نمودارهای فنر و ضریب تفریق، منشأ مشترک سنگ‌های مورد مطالعه و نقش تبلور تفریقی در تکوین این سنگ‌ها مورد تأیید قرار می‌گیرد.



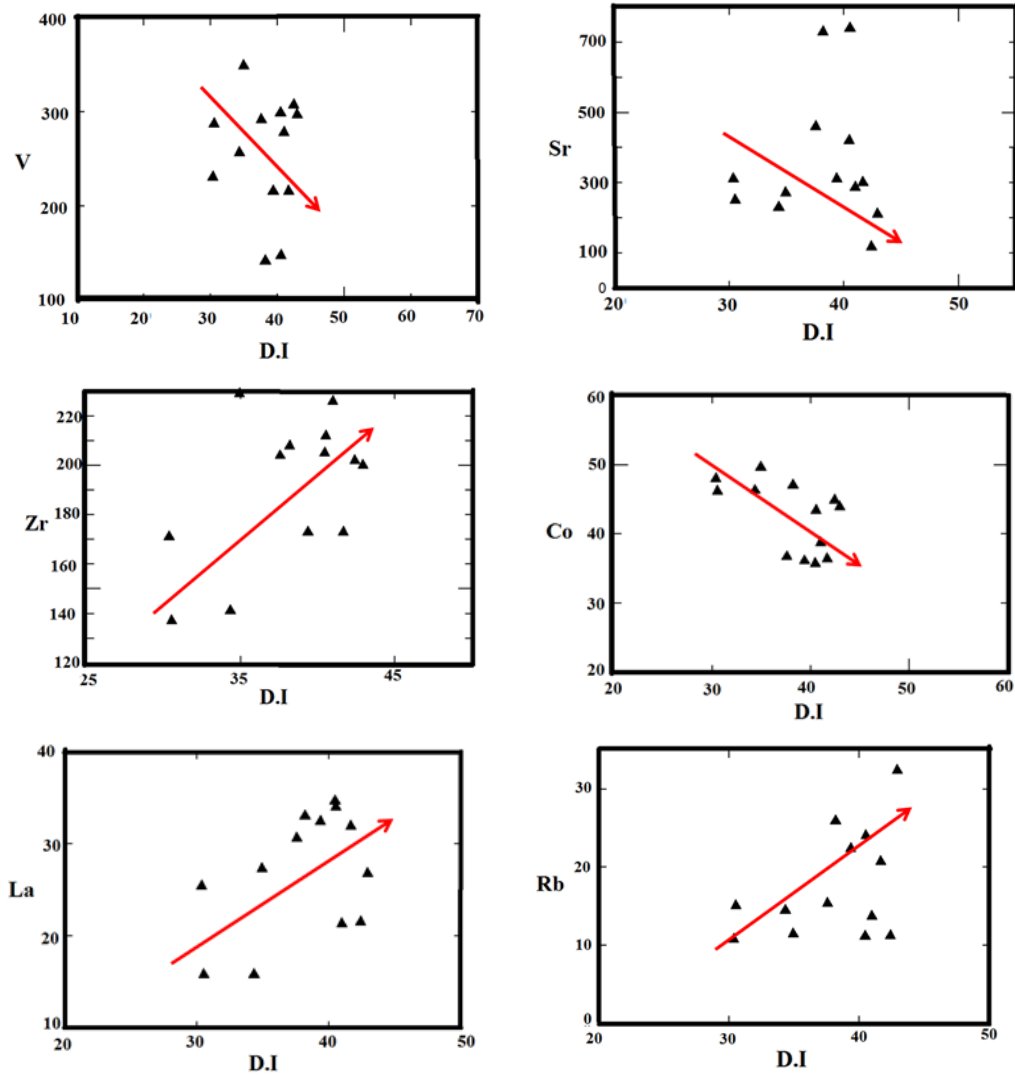
شکل ۴-۱۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰).

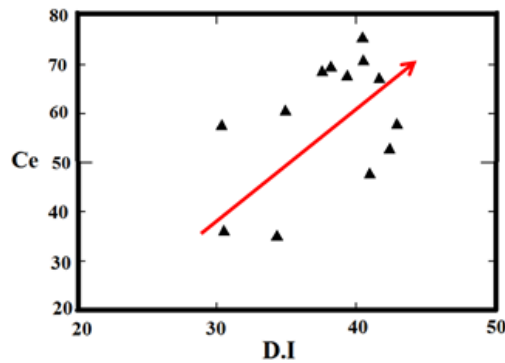
۴-۷-۴- نمودارهای تغییرات مقادیر عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I.)

عناصر کمیاب بسیار پراکنده و متعدد هستند و نسبت به تحولات ماگمایی حساس‌اند. لذا در بررسی ژئوشیمیایی ماگما، ارائه مدل‌ها و تعابیر و تفاسیر پترولوژیکی استفاده می‌شوند. به اعتقاد رولینسون (۱۹۹۳) مطالعه عناصر کمیاب، بخشی از سنگ‌شناسی جدید است و توانایی عناصر کمیاب برای تمایز میان فرآیندهای سنگ‌شناختی از عناصر اصلی بیشتر است. دلیل آن می‌تواند حساسیت برخی عناصر فرعی و کمیاب در مقابل تحولات ماگمایی و تا حدودی تغییر شرایط ژئوشیمیایی در حین تشکیل، صعود، فوران و انجماد ماگما باشد. نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق نیز همانند نمودارهای فوق الذکر، روندهای معناداری را نشان می‌دهد که این امر نشان‌دهنده‌ی ارتباط ژنتیکی این سنگ‌ها با یکدیگر می‌باشد. حال با توجه به موارد ذکر شده به بررسی رفتار و تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق می‌پردازیم. همانطور که در نمودارهای تغییرات مقادیر عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (شکل ۴-۱۵) مشاهده می‌شود، عناصر V، Co و Sr با افزایش ضریب تفریق روند نزولی نشان می‌دهند و نمودار تغییرات Zr، Rb، La و Ce در برابر ضریب تفریق، روند افزایشی نشان می‌دهد. روند تغییرات عنصر سازگار V در مقابل D.I همانطور که در شکل نشان داده شده است، به صورت نزولی است. این عنصر به واسطه ویژگی‌های ژئوشیمیایی خود، معمولاً در ساخت کانی‌های آهن و منگنزدار مانند هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت مشارکت می‌کند. با توجه به نمودار تغییرات Co در مقابل D.I، مقدار Co با پیشرفت تفریق و تبلور کانی‌های اوزیت، بیوتیت، هورنبلند سبز و مگنتیت کاهش می‌یابد. نمودار Zr در مقابل D.I یک روند افزایشی نشان می‌دهند. زیرکن دارای بار الکتریکی بالا و شعاع یونی ( $0.79\text{\AA}$ ) نسبتاً بزرگی است. بر این اساس زیرکونیم وارد کانی‌های سنگ‌ساز رایج نشده و در محصولات نهایی تفریق ماگمایی به فراوانی یافت می‌شود. به همین جهت میزان Zr با افزایش درجه تفریق افزایش می‌یابد. نمودار تغییرات Rb در مقابل D.I، روند صعودی نشان می‌دهد. زیرا روبیدیم ناسازگار است و در مایع باقی‌مانده متمرکز می‌شود، بنابراین با افزایش روند تفریق بر میزان آن افزوده می‌شود. پراکندگی موجود در برخی نمونه‌ها می‌تواند در ارتباط با تحرک بالای این عنصر در طی فرآیندهای دگرسانی باشد. La و Ce جزء عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) محسوب



می‌شوند. این عناصر بدلیل بزرگ بودن شعاع یونی در مذاب باقی می‌مانند و با ادامه‌ی تفکیک بلوری، غلظت آن‌ها به طور مداوم در مذاب باقی‌مانده افزایش می‌یابد. به همین دلیل عناصر کمیاب خاکی سبک در این سیستم‌ها ماهیت ناسازگار دارند، هرچند کانی‌های دارای شبکه بلوری گسترده نظیر زیرکن، آپاتیت و گارنت، به آسانی بسیاری از یون‌های این گونه عناصر را می‌پذیرند.





شکل ۴-۱۵- نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق (D.I) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

#### ۴-۷-۵- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل Zr

زیرکن به عنوان شاخص سیر تحول در سنگ‌ها انتخاب می‌شود زیرا:

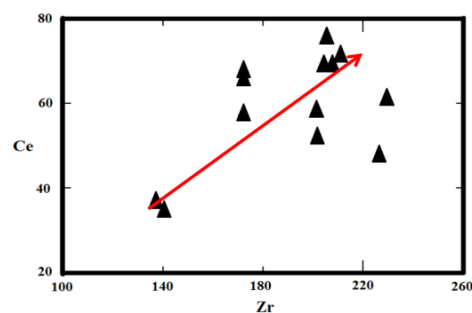
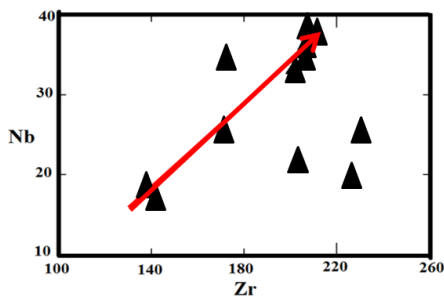
۱- تغییرات زیادی را نشان می‌دهد، ۲- یکی از عناصری است که کمترین احتمال را دارد که تحت تأثیر دگرسانی قرار گیرد، ۳- یکی از ناسازگارترین عناصر در طی ذوب‌بخشی یا فرآیند تبلور تفریقی در بازالت‌ها است (تالوسانی، ۲۰۱۰). معمولاً آلکالی‌بازالت‌ها یک روند کاهشی گسترده در MgO و روند افزایشی در  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$ ، Nb و Y با افزایش Zr دارند (تالوسانی، ۲۰۱۰). این روندها که در نمونه‌های مورد مطالعه نیز دیده می‌شود به طور گسترده با تبلور تفریقی سازگار است. روند معمول افزایش غلظت عناصر ناسازگار مانند (Nb و Y) با افزایش Zr اشاره به تفریق الیومین و یا کلینوپیروکسن دارند. از نسبت‌های عناصر جزئی Ce و Nb در مقابل Zr اغلب می‌توان برای اثبات این که تبلور جزء به جزء رخ داده است، استفاده کرد (ویلسون، ۱۹۸۹). به عقیده ماتسون (۲۰۰۵)، اگر نسبت‌های  $\text{Zr/Nb}$ ،  $\text{Ce/Zr}$  و  $\text{Rb/Zr}$  به ترتیب برابر با ۰/۷، ۰/۲۷ و ۰/۰۸ باشند، نشان‌دهنده‌ی فرآیند تبلور جزء به جزء است. همان‌طور که از محاسبات ژئوشیمی نمونه‌های مورد مطالعه بدست آمده است این نسبت‌ها به طور متوسط برابر با  $\text{Zr/Nb}=۷/۰۷$ ،  $\text{Ce/Zr}=۰/۳۱$  و  $\text{Rb/Zr}=۰/۰۹$  می‌باشند که می‌توان استنباط کرد، تبلور جزء به جزء فرآیند غالب است.

جدول ۴-۵

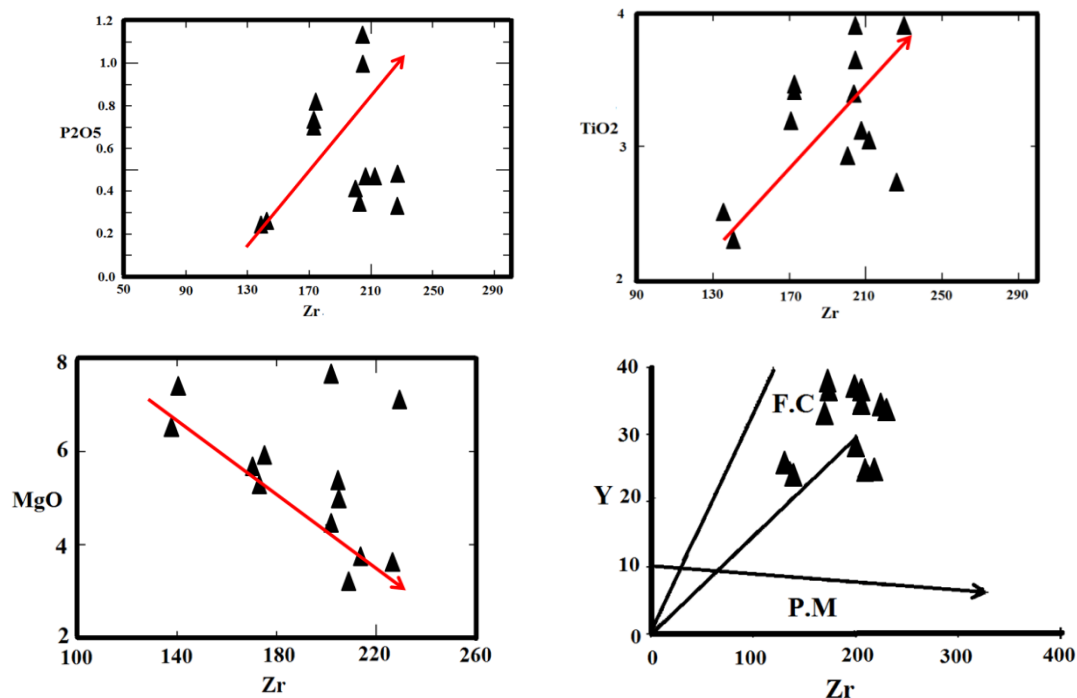
Sample	Zr/Nb	Ce/Zr	Rb/Zr
--------	-------	-------	-------

E-۱	۵/۴۷	۰/۱۳	۰/۱۲
E-۲	۵/۵۸	۰/۱۳	۰/۱۱
E-۳	۶/۸۴	۰/۱۱	۰/۰۶
E-۴	۸/۲۹	۰/۰۹	۰/۱۰
E-۵	۵/۸۳	۰/۱۲	۰/۰۸
E-۶	۵/۰۹	۰/۱۵	۰/۱۲
E-۷	۵/۶۹	۰/۱۲	۰/۰۵
E-۸	۶/۰۶	۰/۱۷	۰/۱۶
E-۹	۷/۶۱	۰/۰۷	۰/۱۱
E-۱۰	۵/۰۹	۰/۲۴	۰/۱۳
E-۱۱	۹/۲۳	۰/۱۴	۰/۰۵
E-۱۲	۹/۴۰	۰/۳۳	۰/۰۶
E-۱۳	۱۱/۷۷	۰/۰۷	۰/۰۶

به عقیده‌ی برخی از پترولوژیست‌ها (نظیر فری<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۲؛ رائو و رای<sup>۲</sup>، ۲۰۰۶) بین تمرکز Nb و Zr در طی درجات مختلف ذوب‌بخشی، انطباق خطی ایجاد نمی‌شود. مشاهده روند تقریباً خطی بین این دو عنصر نشان‌دهنده‌ی اشتقاق ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از یک منشأ گوشته‌ای مشابه و نقش تبلور تفریقی به عنوان فرایند غالب تحول ماگما می‌باشد (آلوارو<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۶). در این نمودارها عناصر P و Ti (عناصر سازگار با اکسیدهای Fe-Ti و آپاتیت) با افزایش Zr افزایش می‌یابد. با استفاده از نمودار تغییرات عنصر Y در مقابل Zr نیز می‌توان جهت تمایز ذوب‌بخشی (P.M) و تفریق بلوری (F.C) که توسط عبدالله<sup>۴</sup> و همکاران (۱۹۹۷) ارائه شده است، استفاده کرد. بر این اساس نمونه‌های سنگی منطقه از روند تبلور تفریقی تبعیت می‌کنند (شکل ۴-۱۶).



<sup>۱</sup> - Frey  
<sup>۲</sup> - Rao & Rai  
<sup>۳</sup> - Alvaro  
<sup>۴</sup> - Abdollah



شکل ۴-۱۶- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل Zr.

#### ۴-۸- مقایسه فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب‌بخشی، با استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب

اختلاف رفتار شیمیایی این عناصر ناشی از کاهش اندک، اما ثابت اندازه شعاع یونی با افزایش عدد اتمی است. در ژئوشیمی جهت پی بردن به چگونگی پیدایش مجموعه‌های سنگی و فرآیندهای سنگ‌شناختی از این عناصر استفاده می‌گردد، به گونه‌ای که این عناصر در مباحث پترولوژیکی، تفاسیر و تحلیل ژنتیکی از اهمیت ویژه و فراوانی برخوردار هستند. نامتحرک بودن نسبی REE و HFSE در طی دگرسانی با انطباق خطی مشاهده شده بین این عناصر تأیید می‌شود (لیاقت و مک‌لیان<sup>۱</sup>، ۱۹۹۵، ژو و همکاران، ۲۰۰۱، وانگ و همکاران، ۲۰۰۷). به عقیده راجرز<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۸۴، ۱۹۸۰)، اگر در یک سری سنگی نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبدأ مختصات نیز بگذرد و نیز در نمودار عناصر ناسازگار - سازگار آن سری نیز روند خطی و

<sup>۱</sup>- Liaghat & MacLean

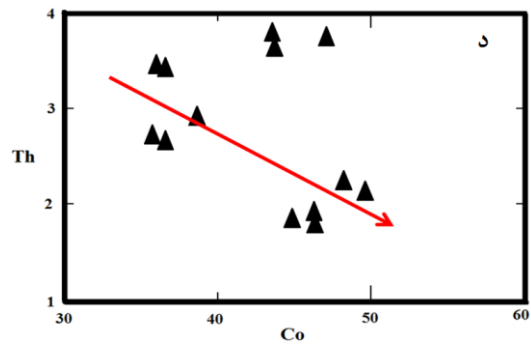
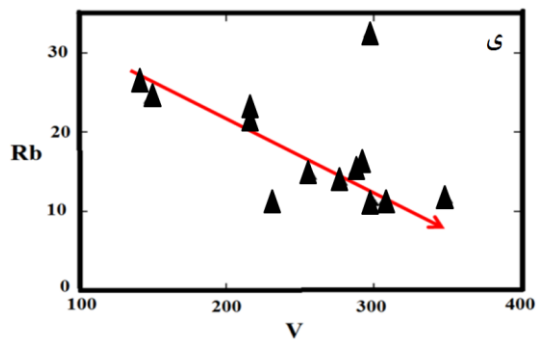
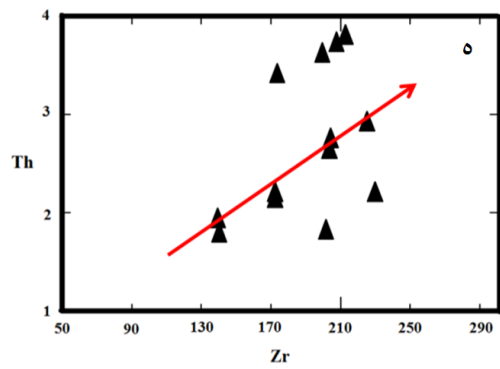
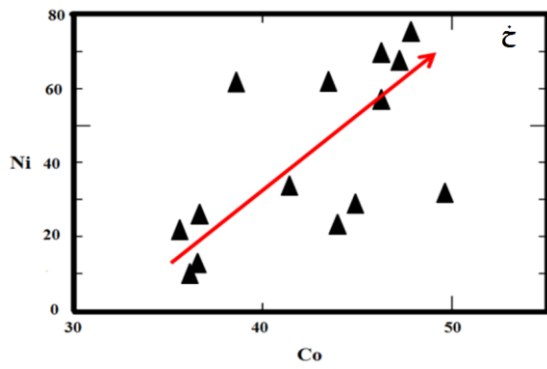
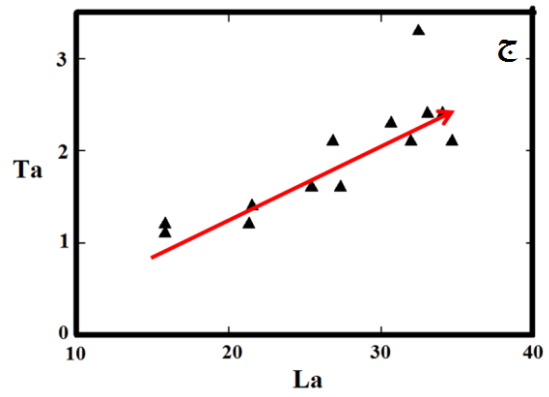
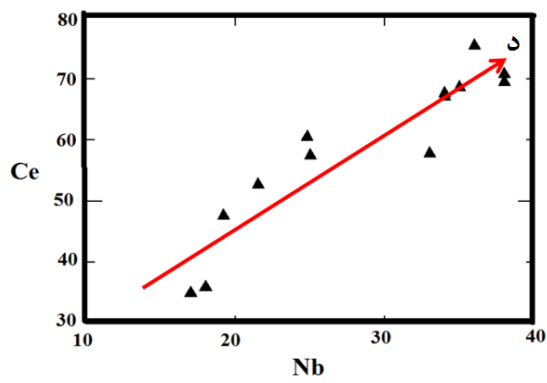
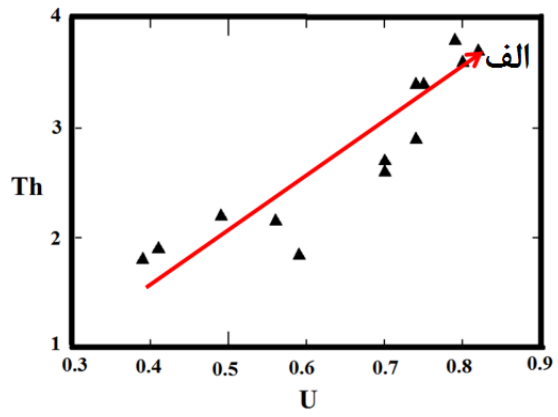
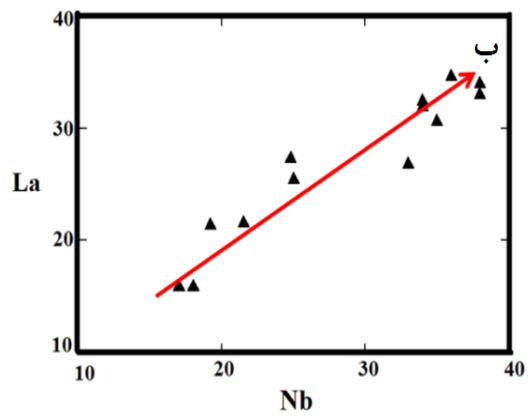
<sup>۲</sup>-Rogers

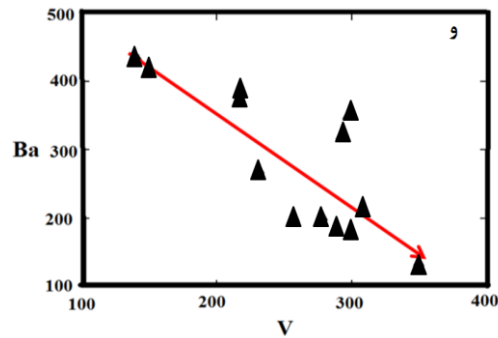
منفی دیده شود، در این صورت می توان فرآیند اصلی مرتبط به تشکیل سنگ‌های سری مزبور را تبلور تفریقی دانست. در غیر این صورت ذوب‌بخشی فرآیند اصلی در تشکیل سنگ است. همچنین استفاده از این نمودارها مفیدترین روش برای بررسی تحول سنگ‌های آذرین از ناحیه‌ی منشأ تا مکان جای‌گیری است. در محیط‌های مختلف تکتونیکی عناصر با سازگاری شدید (نظیر Cr، Ni، Co و Sc) در مراحل اولیه تفریق به صورت کانی مستقل و یا به صورت جانشین شدن به جای Mg و Fe از ماگما جدا می‌شوند، لذا از این عناصر و همچنین عناصر HFS (مانند Zr، Nb، Y، Hf و Th) به عنوان شاخص خوبی جهت تشخیص تفریق می‌توان استفاده کرد (ماگاناس<sup>۱</sup>، ۲۰۰۲).

سنگ‌های منطقه در نمودارهای Th-U، La-Nb، Ta-La، Ce-Nb و Th-Zr که جفت عناصر ناسازگار می‌باشند، روندهایی با شیب مثبت دارند (شکل ۴-۱۷-الف-ه). تنها تبلور تفریقی، احتمالاً نسبت تمرکز دو عنصر ناسازگار را بدون تغییر نگه می‌دارد و هر فرآیند دیگری مانند آلودگی پوسته‌ای منجر به تغییر آن‌ها خواهد شد (ویلسون، ۱۹۸۹). نمودار Co نسبت به Ni که جز عناصر سازگار هستند دارای روند مثبت است که نشان‌دهنده‌ی تبلور تفریقی است (شکل ۴-۱۷-خ). نسبت این عناصر که دارای ضرایب جدایش تقریباً یکسانی هستند، می‌تواند نشان‌دهنده‌ی نسبت این عناصر در محل منشأ نیز باشد (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)<sup>۲</sup>. بنابراین اگر تغییراتی در این نسبت‌ها دیده شود بیانگر فرآیندهایی نظیر تغییرات درجه ذوب‌بخشی، اختلاط و آلیش ماگمایی می‌باشد. همچنین روندهایی با شیب منفی در نمودارهای Th-Co، Rb-V و Ba-V که یک عنصر سازگار در مقابل عنصر ناسازگار رسم شده است، مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۷-د-و). بنابراین با توجه به این نمودارها روند تبلور تفریقی مجدداً تأیید می‌گردد.

<sup>۳</sup> Magganas

<sup>۱</sup> Sun & McDonough





شکل ۴-۱۷- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب؛ الف-ه: نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر؛ خ- نمودار تغییرات عناصر سازگار- سازگار؛ د-و: نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار.

#### ۴-۹- مقایسه فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب‌بخشی، با استفاده از نمودارهای

#### تغییرات نسبت عناصر کمیاب و درصد عناصر اصلی

روندهای مشاهده شده بر روی نمودارهای تغییرات، می‌توانند علاوه بر فرآیندهای تبلور تفریقی، توسط ذوب‌بخشی نیز ایجاد شوند. بنابراین برای تفکیک و تشخیص هر یک از این فرآیندها، استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و اصلی و نسبت‌های آن‌ها در مقابل یکدیگر، کاملاً ضروری می‌باشد.

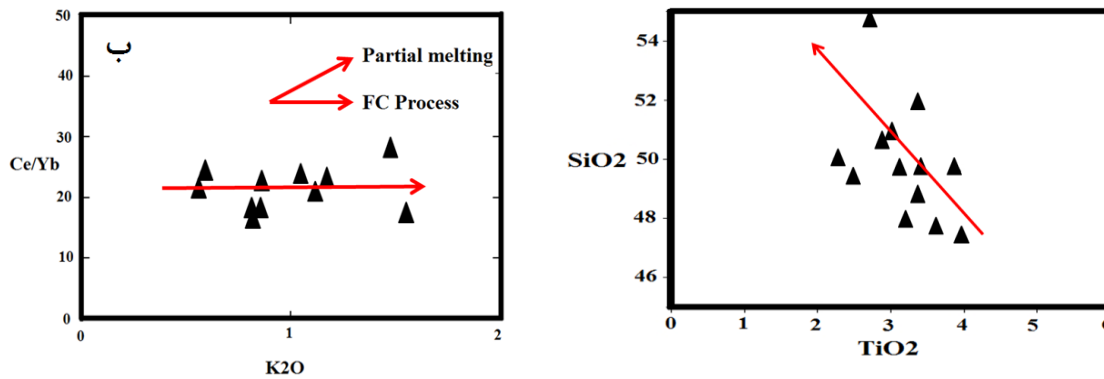
#### - نمودار تغییرات $\text{SiO}_2$ در مقابل $\text{TiO}_2$

از نمودار تغییرات  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{TiO}_2$  می‌توان برای تشخیص روند تفریق در نمونه‌های مورد مطالعه، استفاده کرد. در این نمودار، با افزایش  $\text{SiO}_2$ ، میزان  $\text{TiO}_2$  کاهش یافته و روند نزولی نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۸- الف). تیتانیوم به دلیل ویژگی‌های ژئوشیمیایی خود جانشین آهن سه ظرفیتی ( $\text{Fe}^{+3}$ ) می‌شود و در ساخت کانی‌های آهن‌دار کلینوپیروکسن (اوزیت و اژیرین اوزیت)، هورنبلند سبز و بیوتیت نیز مشارکت می‌کند. بنابراین کاهش میزان Ti با پیشرفت تفریق ماگمایی و همچنین با تشکیل مگنتیت تیتانیوم‌دار و سایر کانی‌های آهن‌دار نامبرده سازگار است (بلاغی، ۱۳۸۷). مشاهدات پتروگرافی نیز حضور فراوان این کانی‌ها را در سنگ‌های مافیک مورد مطالعه، تأیید می‌کند.

#### - نمودار تغییرات $\text{K}_2\text{O}$ در مقابل $\text{Ce/Yb}$ (ژو و همکاران، ۲۰۰۳)



این نمودار نشان دهنده نقش تبلور تفریقی در تکوین سنگ‌های منطقه می‌باشد. همان‌طور که مشاهده می‌شود در فرآیند ذوب بخشی در این نمودار با افزایش درصد وزنی  $K_2O$  نسبت  $Ce/Yb$  افزایش یافته و در فرآیند تبلور جز به جز با افزایش درصد وزنی  $K_2O$  نسبت  $Ce/Yb$  ثابت است (شکل ۴-۱۸-ب).



شکل ۴-۱۸-الف- نمودار  $TiO_2$  در مقابل  $SiO_2$ ؛ ب- نمودار  $K_2O$  در مقابل  $Ce/Yb$  (ژو و همکاران، ۲۰۰۳)؛ جهت تشخیص روند تفریق در نمونه‌های مورد مطالعه.

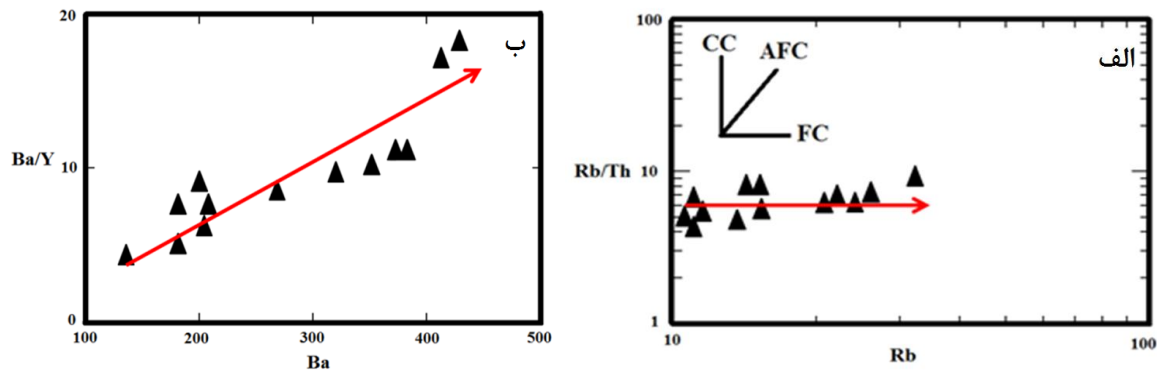
#### - نمودار تغییرات نسبت $Rb/Th$ در مقابل $Rb$ (چامنی<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۶)

روندهای مشخص شده بر روی این نمودار عبارتند از: آلايش پوسته‌ای (CC)، تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) و تبلور تفریقی (FC) می‌باشند. همان‌طور که مشاهده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه از روند FC تبعیت می‌کنند (شکل ۴-۱۹-الف).

#### - نمودار تغییرات $Ba/Y$ در برابر $Ba$

روند مثبت این نمودار، بیانگر نقش فرآیند تبلور تفریقی در تکوین سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۴-۱۹-ب).

<sup>۱</sup> Tchameni



شکل ۴-۱۹- نمودارهای تغییرات: الف-  $Ba/Y$  در برابر  $Ba$ ؛ ب- نمودار تغییرات نسبت  $Rb/Th$  در مقابل  $Rb$  (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶)؛ برای نمونه های مورد مطالعه.

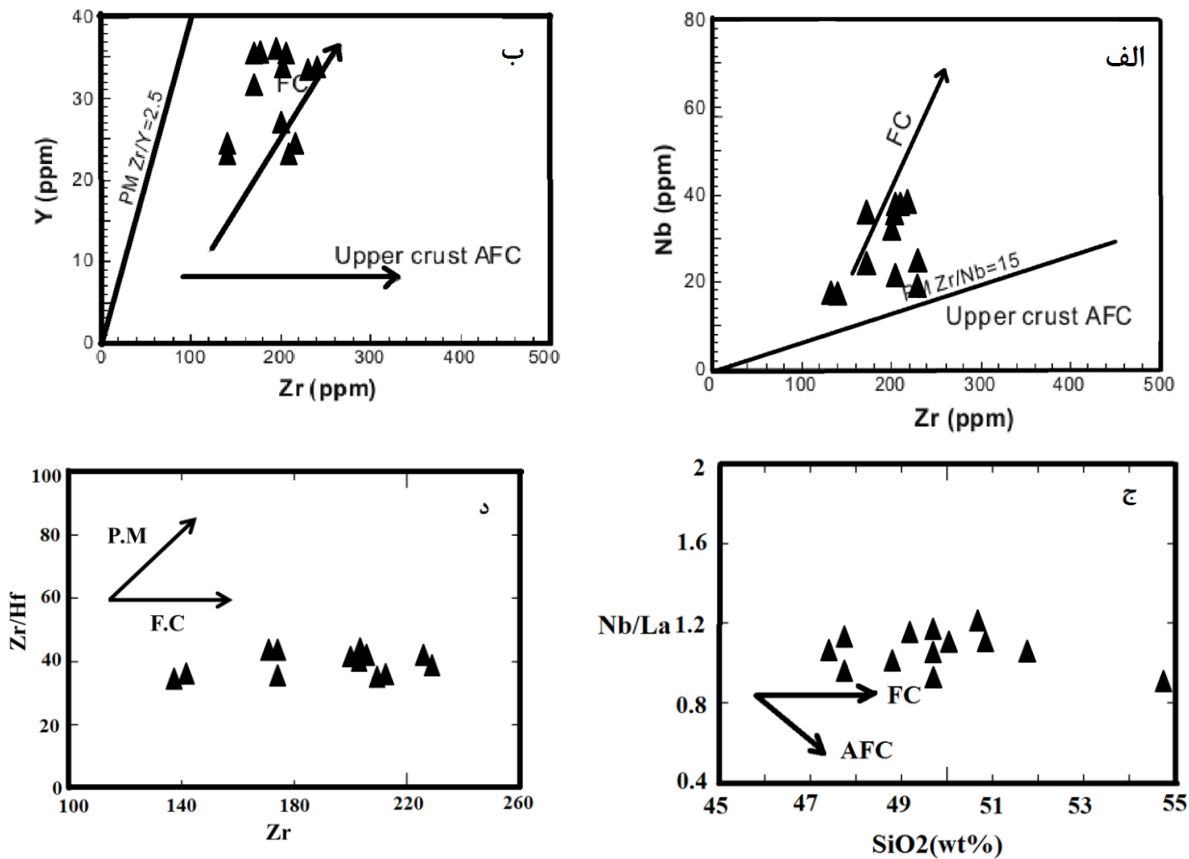
### - نمودارهای دانگ<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۰)

شکل (۴-۱۹) غالباً پارامترهایی برای تشخیص فرآیندهای  $AFC$  و  $FC$  را عرضه می‌کند. تغییرات نامنظم  $Zr$  در برابر  $Nb$  و انطباق خطی بین  $Zr$  و  $Y$  در نمودارهای (شکل ۴-۲۰- الف و ب) نشان‌دهنده‌ی این است که فرآیند  $FC$  از روندهای تحولی است. نمودار تغییرات  $Nb/La$  در برابر  $SiO_2$  (شکل ۴-۲۰- ج) نشان می‌دهد که ماگمای بازالتی یک تبلور تفریقی گسترده را در طی بالا آمدن متحمل شده است (یو<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۱). در این نمودار مقدار  $Nb/La$  در برابر افزایش  $SiO_2$  ثابت است.

### - نمودار تغییرات $Zr$ در مقابل $Zr/Hf$

این نمودار نیز نشان می‌دهد که فرآیند تبلور تفریقی از روندهای تحولی ماگمای بازالتی نمونه‌های مورد بررسی است (شکل ۴-۲۰- د).

<sup>۲</sup> Dong  
<sup>۱</sup> Yu



شکل ۴-۲۰ - نمودارهای تغییرات الف - Zr در مقابل Nb، ب - Zr در مقابل Y، ج - Nb/La در مقابل SiO<sub>2</sub> و د - Zr در مقابل Zr/Hf جهت تشخیص روند تحولی غالب نمونه‌های مورد مطالعه.

#### ۴-۱۰ - نمودارهای بهنجار شده و چندعنصری (عنکبوتی)

امروزه استفاده از نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی به عنوان ابزاری قوی در تعبیر و تفسیرهای ژئوشیمیایی در مطالعات پترولوژیکی محسوب می‌گردد و امکاناتی در اختیار محققین قرار می‌دهد که بتوانند با قاطعیت بیشتری در مورد محیط تکتونو - ماگمایی مورد مطالعه خود بحث و اظهار نظر نمایند. این نمودارها به منظور بررسی میزان تغییر و تحولات ماگماهای مولد نسبت به ماگماهای اولیه، درصد ذوب‌بخشی و همچنین منشأ و قرابت‌های ژنتیکی آنها از اهمیت خاصی برخوردارند. در نمودارهای عنکبوتی به طور عمده از عناصر کمیاب استفاده می‌شود. عناصر کمیاب بسیار پراکنده و متعدد هستند و رفتار بسیار حساسی در تحولات ماگمایی دارند. در نمودارهای بهنجار شده فراوانی گروه‌هایی از عناصر کمیاب و کمیاب خاکی موجود در نمونه‌های سنگی، نسبت به فراوانی این عناصر

در سری نمونه‌های استاندارد خاص بهنجار می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳) و با مقایسه آن‌ها با ترکیب کانی‌شناسی شاخص محل منبع، می‌توان به میزان انحراف آن‌ها از ترکیب منبع اولیه پی برد. این عناصر در بیشتر موارد، نسبت به شکنه‌های کندریتی، بهنجار می‌شوند. شکنه‌های کندریتی به علت این‌که مواد اولیه منظومه شمسی می‌باشند و ممکن است با هسته‌سازی اولیه زمین در ارتباط باشند، به عنوان نمونه‌های استاندارد انتخاب شده‌اند (ویلسون، ۱۹۸۹). نمودارهای عنکبوتی ممکن است تنها بر اساس عناصر کمیاب خاکی (REE) و یا بر اساس عناصر کمیاب خاکی به همراه برخی دیگر از عناصر ناسازگار (نمودارهای چند عنصری) ترسیم شوند. با استفاده از این نمودارها می‌توان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه در طی فرآیندهای ذوب‌بخشی یا تفریق بلوری تعیین کرد. نمودارهای چند عنصری بهنجارشده بر اساس گروه‌بندی عناصری هستند که نسبت به کانی‌شناسی معمول گوشته حالت ناسازگار دارند. این نمودارها برای بازال‌ها طراحی شده‌اند ولی از آن‌ها در مورد تمام سنگ‌های آذرین و بعضی سنگ‌های رسوبی نیز استفاده می‌شود. در این نمودارها رفتار عناصر بیشتر متحرک مثل عناصر LILE با عناصر کم‌تحرک HFSE مقایسه می‌شوند. از نمودارهای بهنجارشده زیر برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی نمونه‌ها استفاده شده است و عبارتند از:

– نمودارهای بهنجارشده عناصر کمیاب خاکی نمونه‌ها نسبت به کندریت (ناکامورا)<sup>۱</sup>،

(۱۹۷۴) و (بوینتون<sup>۲</sup>، ۱۹۸۴):

برای بهنجار کردن عناصر REE نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، از روش بهنجارسازی نسبت به کندریت ناکامورا (۱۹۷۴) و بوینتون (۱۹۸۴) استفاده شده است. به عقیده ویلسون (۱۹۸۹) اگر یک مجموعه از سنگ‌های آذرین در اثر تحمل فرایندهای تبلور تفریقی با یکدیگر مرتبط باشند، در نتیجه باید مقادیر عناصر کمیاب و نسبت‌های آن‌ها در یک سری سنگی، بطور ثابت و پیوسته تغییر کند. موازی بودن الگوی عناصر در سنگ‌های منطقه نیز تأییدکننده این امر و نیز نتایج بدست آمده در

<sup>۱</sup> - Nakamura

<sup>۲</sup> - Boynton

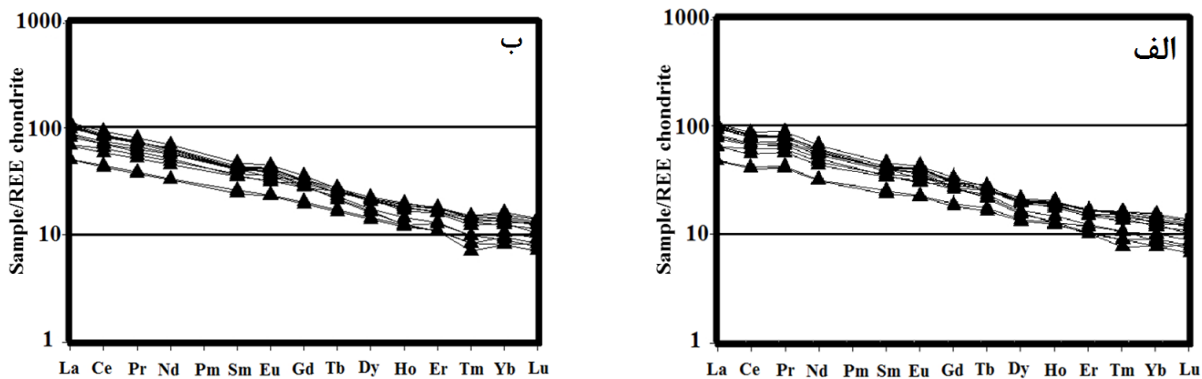
بخش‌های قبلی مبنی بر منشأ واحد این سنگ‌ها و نقش تبلور تفریقی به عنوان سازوکار اصلی تشکیل آن‌ها است. در این نمودارها عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند (شکل‌های ۴-۲۱-الف و ب). یکی از دلایل غنی‌شدگی LREE در نمونه‌های مورد مطالعه این است که LREEها تا حدی از HREEها ناسازگارترند (کراسکوف و برد، ۱۹۷۶) و ممکن است در اثر تحولات ماگمایی در سنگ‌های تحول یافته منطقه متمرکز شده باشند. این روند می‌تواند ناشی از تفریق بلورهای الیوین از مایع سیلیکاته (گیل<sup>۱</sup>، ۱۹۸۱) و یا در ارتباط با درجات پایین ذوب‌بخشی و برجای ماندن گارنت در تفاله جامد در محل منشأ آن‌ها باشد که با حفظ HREE در ساختمان خود باعث تهی‌شدگی این عناصر در ماگمای ایجاد شده می‌گردد (سان و مک‌دونف، ۱۹۸۹). علاوه بر این شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی (REE) می‌تواند نشان‌دهنده‌ی میزان درجه‌ی ذوب‌بخشی و تفریق باشد، که درجات بسیار پایین ذوب‌بخشی و میزان تفریق بالا، باعث غنی‌شدگی بسیار بیشتر عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) شده و شیب منحنی‌ها زیاد می‌گردد و با افزایش درجه‌ی ذوب‌بخشی و کاهش میزان تفریق از اختلاف غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین کاسته و شیب منحنی‌ها کاهش می‌یابد. فقدان آنومالی مشخص Eu، بیانگر تفریق کم‌اهمیت پلاژیوکلاز و یا شرایط اکسیدان ماگمای تشکیل‌دهنده آن می‌باشد، زیرا شرایط اکسیدان از شکل‌گیری  $Eu^{+2}$  جلوگیری می‌کند (گالویان<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۹، ماگاناس، ۲۰۰۲) و در واقع Eu به صورت  $Eu^{+3}$  در آمده و مانند دیگر REEها عمل می‌کند (گیلیس<sup>۳</sup>، ۱۹۹۲). بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده بالا بودن نسبت  $CO_2/H_2O$  است که نشان‌دهنده عمق زیاد تولید ماگما یعنی همان منشأ گارنت لرزولیت است. زیرا عناصر نادر خاکی سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند. بنابراین وقتی که ذوب در اعماق زیاد صورت می‌گیرد و عناصر HREE در

۳- Gill

۱- Galoyan

۲- Gillis

گارنت موجود در محل منشأ متمرکز می‌شوند، از ورود آن‌ها به مذاب حاصل از ذوب بخشی جلوگیری شده و بنابراین نسبت HREE/LREE در فاز مایع کاهش می‌یابد. به اعتقاد اسریواستوا و سینگ<sup>۱</sup> (۲۰۰۴)، غنی‌شدگی بیشتر LREE نسبت به HREE می‌تواند در اثر دو عامل باشد، ۱- درجات کم ذوب بخشی منبع گوشته‌ای. ۲- آلاینش ماگما به وسیله‌ی مواد پوسته‌ای.



شکل ۴-۲۱- نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت الف: ناکامورا (۱۹۷۴) و ب: بوینتون (۱۹۸۴) برای نمونه‌های بازالتی منطقه‌ی مورد مطالعه.

- نمودارهای چند عنصری (عنکبوتی) بهنجار شده نسبت به متئوریت کندریتی سان

و مک‌دونوف (۱۹۸۰) و تامپسون<sup>۲</sup> (۱۹۸۲)

نمونه‌های سنگی منطقه در نمودارهای چند عنصری تامپسون (۱۹۸۲) و سان و مک‌دونوف (۱۹۸۰) نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (شکل ۴-۲۲). در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریت تامپسون، نیز نمونه‌های سنگی منطقه‌ی مورد مطالعه از عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار غنی‌شدگی نشان می‌دهند که به درجات پایین ذوب‌بخشی در منبع اشاره دارد. تفریق نسبی عناصر HFSE، از مشخصات بارز بازالت‌های آلكالن است (اسمدلی<sup>۳</sup>، ۱۹۸۸؛ ویور<sup>۴</sup> و همکاران، ۱۹۸۷؛ لاتین<sup>۵</sup>

<sup>۳</sup> Srivastava & Singh

<sup>۱</sup>-Thompson

<sup>۲</sup> Smedley

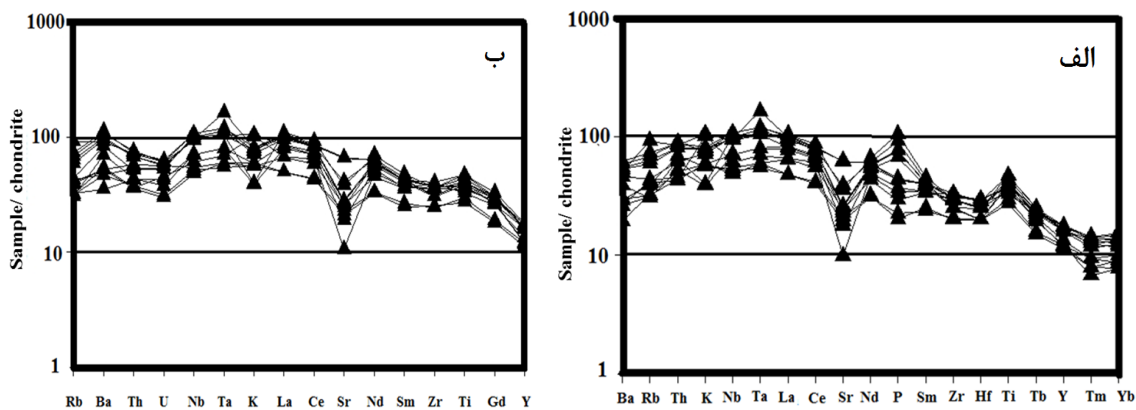
<sup>۳</sup> Weaver

<sup>۴</sup> Latin

و همکاران، ۱۹۹۰؛ مَقاضی<sup>۱</sup>، ۲۰۰۳؛ در اللهیاری، ۱۳۸۹). نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر Ta, K, Nb و Th, Rb, Ba غنی‌شدگی نشان می‌دهند. عدم وجود آنومالی منفی عناصر Ti و P در این سنگ‌ها، نشان‌دهنده‌ی غنی بودن ماگما از این عناصر است و با طبیعت آلکالن ماگماهای مرتبط با کافت قاره‌ای سازگار است. از دیگر شواهد ماهیت آلکالن ماگما تهی‌شدگی از عناصر سنگین مانند Y, Yb در این سنگ‌ها است. آنومالی منفی نیوبیوم شاخص سنگ‌های قاره‌ای و اشاره به آلیش پوسته‌ای در فرآیندهای ماگمایی دارد (ساندرز<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۲؛ کنت<sup>۳</sup>، ۱۹۹۵؛ ناگودی<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۳). همکاران، ۲۰۰۳). به عقیده‌ی این محققین بازالت‌های قاره‌ای که تحت تأثیر آلیش پوسته‌ای قرار نگرفته‌اند و یا به مقدار خیلی کم آلیش یافته‌اند، فاقد آنومالی منفی نیوبیوم می‌باشند. میزان عنصر Ti در پوسته نسبت به گوشته بسیار پایین است به طوری که آنومالی منفی این عنصر را نشانه‌ی آلودگی پوسته‌ای سنگ‌ها می‌دانند (تامپسون، ۱۹۸۲). بنابراین می‌توان آنومالی مثبت Ti در سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه را به منشأ گوشته‌ای عمیق آن‌ها نسبت داد و تأثیر آن در ترکیب کانی-شناسی سنگ‌های منطقه به صورت تشکیل تیتان‌اوزیت و اسفن ثانویه حاصل از تجزیه‌ی آن، انعکاس یافته است. به عقیده‌ی کنلی<sup>۵</sup> و همکاران (۲۰۰۵)، نسبت‌های Ce/Y و Zr/Y در طی تبلور تفریقی نسبتاً ثابت و بدون تغییر باقی می‌ماند، در حالی که تغییرات زیاد در مقادیر این نسبت‌ها بازتاب‌دهنده‌ی درجات بالای آلیش پوسته‌ای می‌باشد. مقادیر Ce/Y و Zr/Y برای سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه به ترتیب شامل ۱/۴۶ تا ۲/۹۴ برای Ce/Y و ۴/۹۳ تا ۸/۸۱ برای Zr/Y می‌باشد. با توجه به مطالب عنوان شده، پایین بودن نسبی تغییرات موجود بین عناصر مذکور در منطقه‌ی مورد مطالعه، دلیل دیگری مبنی بر تأثیر نسبتاً کم و ناچیز آلیش ماگمایی و یا عدم تأثیر آن بر روی نمونه‌های منطقه است (درخشی، ۱۳۸۵).

<sup>۵</sup> - Moghazi  
<sup>۱</sup> - Saunders  
<sup>۲</sup> - Kent  
<sup>۳</sup> - Nagudi  
<sup>۴</sup> - Conly





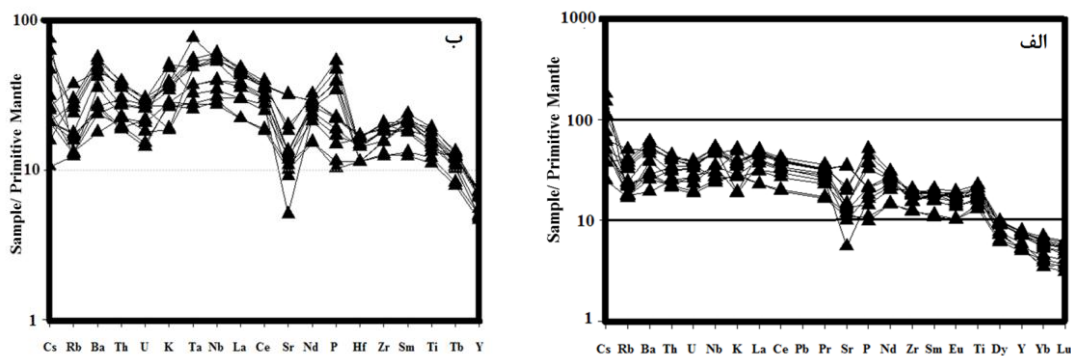
شکل ۴-۲۲- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت، الف: تامپسون (۱۹۸۲)، ب: سان و همکاران (۱۹۸۰)، برای نمونه‌های بازالتی منطقه‌ی مورد مطالعه.

– نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه سان و مک‌دونوف

(۱۹۸۹) و وود و همکاران (۱۹۷۹)

در این بخش، نمونه‌های سنگی منطقه‌ی مورد مطالعه نسبت به گوشته‌ی اولیه وود و همکاران (۱۹۸۰) و سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) بهنجار شده‌اند (شکل ۴-۲۳). همان‌طور که در این نمودارها مشاهده می‌شود، بازالت‌های مورد مطالعه دارای الگوهای نسبتاً همواری هستند که نشان‌دهنده‌ی عدم آرایش ماگما توسط سنگ‌های پوسته‌ای است. در این نمودارها نیز همانند نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE مشاهده می‌شود اما غنی‌شدگی آن‌ها نسبت به کندریت کمتر می‌باشد. حضور کانی‌های الیوین و کلینوپروکسن در مقاطع مورد مطالعه بدلیل توانایی بسیار کم در جذب عناصر کمیاب، بیانگر غنی‌شدگی یکسان برای تمام REEها در مذاب است (ویلسون، ۱۹۸۹). از این‌رو غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان به حضور این کانی‌ها در منبع مذاب نسبت داد. در این نمودارها K و Ba آنومالی مثبت نشان داده و همچنین آنومالی منفی کوچک اورانیوم احتمالاً در ارتباط با خصوصیت رادیواکتیویته این عنصر و در اثر واپاشی آن به عناصر رادیوژن می‌باشد. این امر با توجه به سن زیاد این سنگ‌ها و در اختیار داشتن

مدت زمان طولانی جهت این تغییر و تبدیل منطقی بنظر می‌رسد (درخشی، ۱۳۸۵). آنومالی مثبت Ti نیز به حضور تیتان اوژیت و اسفن ثانویه این سنگ‌ها اشاره دارد. بالا بودن میزان P و Ti در این سنگ‌ها، نشان دهنده‌ی ماهیت آکالن این ماگما است. در این نمودار، عناصر سنگینی مثل Y و Yb تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این امر به حضور گارنت در محل منشأ این سنگ‌ها اشاره دارد (رولینسون، ۱۹۹۳). از آنجا که ضریب توزیع این عناصر سنگین وزن در گارنت بالا است در نتیجه این عناصر در ساختمان بلوری گارنت تجمع پیدا کرده و در ماگمای ایجاد شده، آنومالی منفی ایجاد می‌کنند. آنومالی متفاوت و متغیر عناصری مانند Rb و Ba در این نمودار نشانه‌ی دگرسانی انتخابی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه است.



شکل ۴-۲۳- نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه: الف- سان و مکدونوف (۱۹۸۹)، ب- وود و همکاران (۱۹۷۹)، برای نمونه‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه.

### – مقایسه نمونه‌ها با سنگ‌های OIB و MORB

در این بخش نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه با نمونه‌های شاخص OIB و MORB مقایسه شده‌اند (شکل ۴-۲۴). نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار الگویی مشابه نوع OIB نشان می‌دهند. این امر مشابهت محل منبع آن‌ها را با چنین ماگماهایی که از ذوب گوشته‌ی آستونسفری به وجود می‌آیند، تأیید می‌کند. همچنین غنی‌شدگی از LILE، عدم تهی‌شدگی از HFSE، آنومالی مثبت در Nb (تانگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۶)، تمرکز بالای عنصر Ti (پریتولاک و الیوت، ۲۰۰۷)<sup>۱</sup>، نبود آنومالی Eu

<sup>۱</sup>- Tang

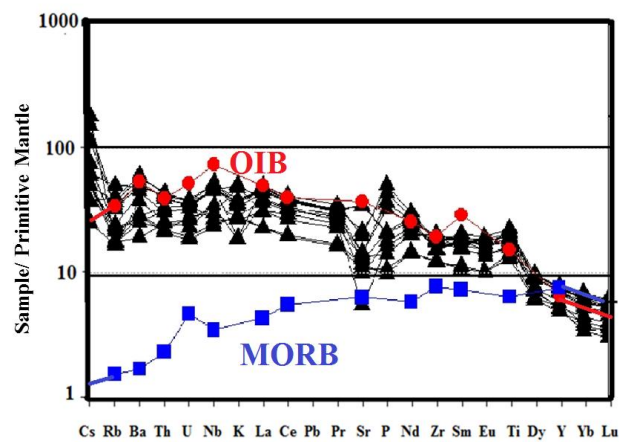
در نمونه‌های مورد مطالعه و OIB؛ نزدیک بودن نسبت‌های La/Nb و Nb/Ta در نمونه‌های مورد مطالعه (۰/۹۴ و ۱۵/۳۲) به سنگ‌هایی با منشأ OIB (۰/۷۷ و ۱۷/۶ - ۱۴/۶) (سان و مک-دونوف، ۱۹۸۵)، تأییدی بر شباهت محل منشأ این سنگ‌ها با محل منشأ OIB است (جدول ۴-۶). الگوی موازی طرح‌های بهنجار شده‌ی عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه در نمودار عنکبوتی نشان‌دهنده‌ی منشأ واحد و رابطه‌ی نزدیک این سنگ‌ها با یکدیگر و نوع OIB است. همین‌طور در این نمودار عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به MORB شدیداً غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بازالت‌های نوع مورب از ذوب‌بخشی ناشی از کاهش فشار بر مواد گوشته‌ی بالایی در پشته میان اقیانوسی تشکیل می‌شوند و در مقایسه با بازالت‌های OIB و نمونه‌های مورد مطالعه، ترکیب همگن‌تری دارند. آن‌ها با Ti متوسط تا پایین؛ LREE، Nb و Th پایین مشخص می‌شوند (سافونوا و همکاران، ۲۰۱۱)، زیرا گوشته محل منبع آن‌ها تهی شده است.

جدول ۴-۶

Sample	Nb/Ta	La/Nb
E-۱	۱۵/۸۳	۰/۸۷
E-۲	۱۵/۸۳	۰/۸۹
E-۳	۱۵/۶	۱/۰۲

<sup>۲</sup> - Prytulak & Elliott

E-۴	۱۴/۱۶	۰/۹۳
E-۵	۱۵/۲۱	۰/۸۷
E-۶	۱۶/۱۹	۰/۹۴
E-۷	۱۷/۱۴	۰/۹۶
E-۸	۱۵/۷۱	۰/۸۱
E-۹	۱۶/۳۶	۰/۸۸
E-۱۰	۱۰/۳۰	۰/۹۵
E-۱۱	۱۵/۵	۱/۱۰
E-۱۲	۱۵/۳۵	۱/۰۰
E-۱۳	۱۶	۱/۱۱



شکل ۴-۲۴- نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته‌ی اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، جهت مقایسه نمونه‌های MORB، OIB و نمونه‌های مورد مطالعه.

فصل پنجم

پتروژنز

## ۵-۱- مقدمه

طی چند دهه‌ی گذشته توجه زیادی به روش‌های ژئوشیمیایی جهت تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین شده است. به‌ویژه در جائیکه از بررسی‌های زمین‌شناسی استنباط واضحی بدست نمی‌آید، بررسی شیمی کانی‌ها و سنگ‌ها کمک قابل توجهی در بیان پتروژنز و محیط زمین‌ساخت-ماگمایی سنگ‌های آذرین خواهند نمود. اندیشه استفاده از ژئوشیمی ماگماها برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین اولین بار توسط پیرس و کان<sup>۱</sup> (۱۹۷۱، ۱۹۷۳) مطرح گردید. به علت عملکرد دگرسانی در منطقه مورد مطالعه، به طور کلی عناصر اصلی کاربرد چندانی در تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌ها ندارند. به همین علت بهترین روش، مقایسه مقدار فراوانی‌های عناصر کمیاب موجود در سنگ‌های منطقه با مقدار این عناصر در سنگ‌های مناطق زمین‌ساختی شناخته شده می‌باشد. سنگ‌های موجود در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشخص هستند و در صورت استفاده‌ی دقیق و صحیح از داده‌های ژئوشیمیایی، می‌توان اطلاعات محیطی مهمی را از آنها بدست آورد. البته استفاده یک جانبه از داده‌های ژئوشیمیایی به منظور تفسیر واقعیات زمین‌شناسی منطقه، بدون در نظر گرفتن اطلاعات زمین‌شناسی صحرایی و پتروگرافی، ممکن است ما را دچار اشتباه و سردرگمی کند و لذا باید تلفیقی از داده‌های ژئوشیمیایی و داده‌های زمین‌شناسی را برای نتیجه‌گیری نهایی به کار برد. در این فصل ما سعی خواهیم کرد با استفاده از شواهد صحرایی موجود و تلفیق آنها با داده‌های ژئوشیمیایی بدست آمده، مدلی مناسب برای پتروژنز و ژئودینامیک سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه ارائه نمائیم. الگوهای متعددی در زمینه تعیین موقعیت تکتونیکی توسط محققین ارائه شده است، که هر کدام دارای ارزش خاصی می‌باشند. اولین مرحله برای مشخص نمودن محیط زمین‌ساختی و بررسی‌های پتروژنتیکی سنگ‌های آذرین تعیین سری ماگمایی آنها بر اساس نمودارهای مربوطه است. همان‌طور که در مبحث ژئوشیمی اشاره گردید، سری ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه از نوع آکالن می‌باشند. این نمودارها

---

<sup>۱</sup> Pearce & Cann

بطور موثری سری‌های ماگمایی را از هم متمایز می‌کنند، اما جایگاه‌های زمین‌ساختی آن‌ها را مشخص نمی‌کنند (رولینسون، ۱۹۹۳). لذا جهت مشخص کردن محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نمودارهای زیر استفاده شده است.

### ۵-۲- تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل نمونه‌های مورد مطالعه

پیرس و کان (۱۹۷۱ و ۱۹۷۳) در دو مقاله مهم نشان دادند که می‌توان از ژئوشیمی برای تشخیص بازالت‌های تشکیل شده در جایگاه‌های زمین‌ساختی شناخته شده استفاده کرد. در مطالعات انجام شده توسط این دو محقق عناصر  $Sr$  و  $Nb, Y, Zr, Ti$  موثرترین متمایزکننده‌ها در بازالت‌های فوران کرده در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی بوده‌اند. به اعتقاد ویلسون (۱۹۸۹)، امروزه معلوم شده است که هر سنگ آذرین را می‌توان به محیط زمین‌ساختی خاصی نسبت داد که شرایط گرمایی و الگوی تکتونوماگمایی خاصی دارد و توزیع سنگ‌ها با جایگاه زمین‌ساختی تغییر می‌کند. این توزیع نشان‌دهنده رابطه علت و معلول بین زمین‌ساخت ورقه‌ای و تشکیل ماگماست. بنابراین، یکی از اهداف اصلی پتروژنز را می‌توان تعیین محیط زمین‌ساختی- ماگمایی سنگ‌ها دانست. ماگماهای بازالتی در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی و از ذوب‌بخشی گوشته با ترکیبات مختلف تحت شرایط متفاوت ترمودینامیکی ایجاد می‌شوند. بر اساس ویژگی‌های عناصر اصلی، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه دارای ماهیت آلكالن می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی آلكالن در جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلف، از مناطق قاره‌ای تا اقیانوسی و داخل ورقه‌ای تا حاشیه قاره، به جز پشته‌های میان اقیانوسی یافت می‌شوند (ژائو<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۵). این سنگ‌ها معمولاً در محیط‌های کششی، در نقاط داغ درون ورقه‌ای مثل جزایر اقیانوسی، در مراحل اولیه‌ی کافت‌زایی درون قاره‌ای و در بخش‌های داخل قاره‌ای زون‌های فرورانش حاشیه قاره یافت می‌شوند (ویلسون، ۱۹۸۹، آلدینوسی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۸). سنگ‌های آتشفشانی آلكالن محیط‌های قاره‌ای از  $LREE$ ،  $MREE$ ،  $LILE$  و  $HFSE$  غنی شده‌اند و از

<sup>۱</sup> - Zhao

<sup>۲</sup> - Aldinucci



HREE نسبت به ترکیبات مورب تهی می‌باشند (آلدنماز<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۰). سنگ‌های مورد مطالعه از LILE, LREE, MREE و HFSE غنی‌شدگی و از HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند که بیانگر طبیعت آلکالن درون‌قاره‌ای این سنگ‌ها می‌باشد.

ماهیت آلکالن ماگمای بازالتی می‌تواند ناشی از دو ساز و کار باشد. ۱- نرخ کم ذوب‌بخشی سنگ منشأ گارنت‌لرزولیتی. ۲- ذوب‌بخشی گوشته متاسوماتیسم شده، (بست، ۲۰۰۳؛ ریمنوند<sup>۲</sup>، ۲۰۰۷؛ گیل، ۲۰۱۰؛ معین وزیری، ۱۳۷۲). در این بخش به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آلکالن منطقه‌ی مورد مطالعه، از نمودارهای مختلفی استفاده شده است. این نمودارها عمدتاً بر پایه‌ی عناصر کمیاب نامتحرک استوار هستند زیرا عناصر مذکور در فازهای سیال و در طول هوازدهی و دگرگونی انتقال نمی‌یابند (ویلسون، ۱۹۸۹). عناصر نامتحرک نسبت به فرایندهای ثانویه حساس نیستند و می‌توان آن‌ها را به آسانی حتی در غلظت‌های پایین و به طور ایده‌آل توسط یک روش ساده و با دقت خوب اندازه‌گیری کرد (رولینسون، ۱۹۹۳). از نسبت‌های عناصر کمیاب که برای تعیین محیط‌های تمایز زمین‌ساختی استفاده می‌شود، نسبت Ba/La است. به طوریکه این نسبت برای NMORB بین ۴ تا ۱۰، برای EMORB و بیشتر بازالت‌های درون‌ورقه‌ای ۱۰ تا ۱۵ و برای سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحات همگرا بیش از ۱۵ می‌باشد (گیل، ۱۹۸۱). در نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت به صورت میانگین برابر با ۱۰/۴۵ است که با نوع بازالت‌های درون‌ورقه‌ای مطابقت دارد (جدول ۱-۵). از نسبت Zr/Sm نیز می‌توان برای تشخیص بازالت‌های درون‌صفحه‌ای استفاده کرد. این نسبت در این نوع محیط زمین‌ساختی بیشتر از ۲۵ است (ژانگ<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۹). در نمونه‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه این نسبت به طور میانگین ۲۵/۷۶ است که با مقدار فوق هم‌خوانی دارد (جدول ۱-۵).

<sup>۱</sup>- Aldanmaz

<sup>۲</sup>- Raymond

<sup>۳</sup>- Zhang

جدول ۵-۱

Sample	Ba/La	Zr/Sm
E-۱	۱۳/۰۳	۲۵/۳۷
E-۲	۱۲/۰۶	۲۵/۸۵
E-۳	۱۰/۶۳	۲۱/۶۵
E-۴	۱۲/۶۶	۲۹/۳۸
E-۵	۱۰/۴۶	۲۳/۷۲
E-۶	۱۱/۶۰	۲۰/۸۴
E-۷	۵/۲۰	۲۲/۲۸
E-۸	۱۳/۰۶	۲۸/۵۷
E-۹	۱۱/۳۹	۲۶/۸۶
E-۱۰	۱۱/۷۳	۲۱/۳۶
E-۱۱	۴/۹۵	۲۸/۰۳
E-۱۲	۹/۶۷	۲۸/۰۶
E-۱۳	۹/۴۸	۳۲/۹۴

آکالی بازالت‌ها فراوانی بیشتری از عناصر LILE مانند (Ba, Rb)، HFSE مانند (Nb, Zr, Y) و REE دارند که یکی از ویژگی‌های بازالت‌های آکالن درون‌ورقه‌ای است (تالوسانی، ۲۰۱۰، گورینگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۳). در نهایت باید به این نکته توجه کرد که نمودارهای تمایزی به ندرت تأییدی قطعی بر یک محیط زمین‌ساختی قدیمی ارائه می‌دهند. در بهترین حالت، از آن‌ها فقط می‌توان برای تعیین وابستگی استفاده کرد و هرگز نباید از آن‌ها به منزله‌ی دلیل اثبات یک محیط زمین‌ساختی قدیمی استفاده شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

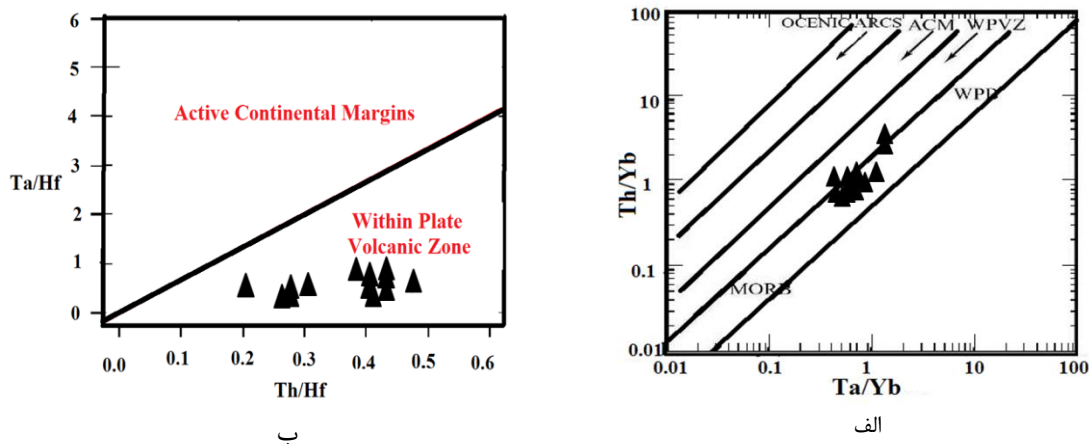
**۵-۲-۱- نمودارهای Th/ Ta در مقابل Ta/Yb و Th/ Hf در مقابل Ta/Hf (گورتون و شاند<sup>۲</sup>، ۲۰۰۲).**

در نمودار (گورتون و شاند، ۲۰۰۲)، که بر اساس نسبت‌های لگاریتمی Th/Hf در مقابل Ta/Hf و نمودار Th/Ta در مقابل Ta/Hf رسم شده‌اند، چهار منطقه از هم جدا می‌شوند. WPB (بازالت‌های درون‌ورقه‌ای قاره‌ای)، MORB، WPVZ (مناطق آتشفشانی درون‌ورقه‌ای) و ACM (حاشیه‌ی فعال قاره‌ای). اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی WPB قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده‌ی بازالت‌های

<sup>۱</sup>- Gorrying

<sup>۲</sup>- Gorton & Schandel

درون ورقه‌ای است (شکل ۵-۱).

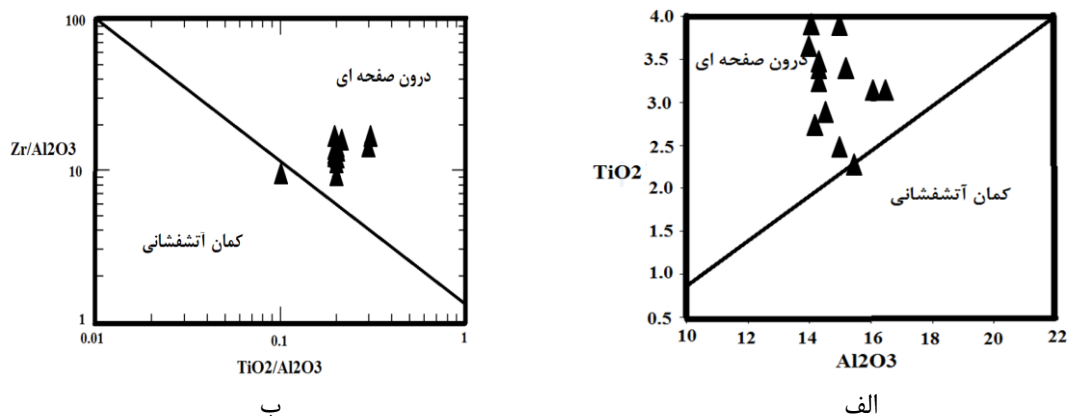


شکل ۵-۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در الف- نمودارهای Th/ Ta/Yb در مقابل Ta/ Hf و ب- Th/ Hf در مقابل Ta/ Hf (گورتون و شاندر، ۲۰۰۲).

### ۵-۲-۲- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی $Zr/Al_2O_3$ در مقابل $TiO_2/Al_2O_3$ و

$TiO_2$  در مقابل  $Al_2O_3$  (مولر<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۲)

مولر و براون (۱۹۹۲) از نمودارهای تمایزی  $Zr/Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2/Al_2O_3$  و  $TiO_2$  در مقابل  $Al_2O_3$  به منظور تفکیک محدوده کمان‌های آتشفشانی از درون ورقه‌ای استفاده کردند. با توجه به این نمودارها (شکل ۵-۲) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند.

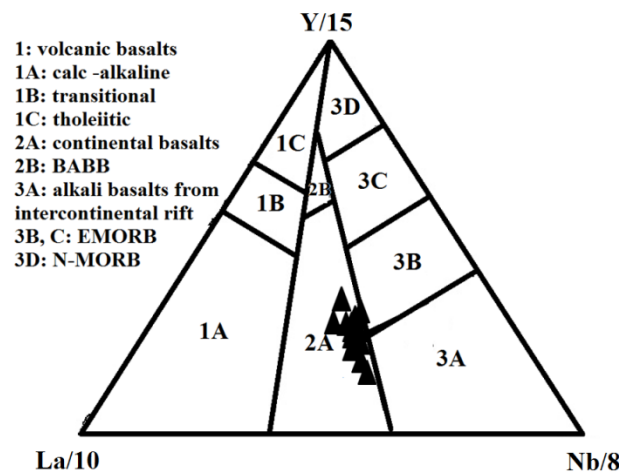


شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی: الف-  $TiO_2$  در مقابل  $Al_2O_3$  و ب-  $Zr/Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2/Al_2O_3$  (مولر و براون، ۱۹۷۶).

<sup>۱</sup>-Muller

۵-۲-۳- نمودار  $Y/15 - La/10 - Nb/8$  (کابانیس و لوکول، ۱۹۸۹)<sup>۱</sup>

این نمودار به ۹ منطقه تقسیم می‌شود که علائم اختصاری آن‌ها در سمت چپ نمودار توضیح داده شده است. همان طور که در شکل مشاهده می‌شود نمونه‌ها در محدوده ۲A یعنی بازالت‌های قاره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۳).



شکل ۵-۳- نمودار  $Y/15 - La/10 - Nb/8$ , (کابانیس و لوکول، ۱۹۸۹).

۵-۲-۴- نمودار تغییرات V در مقابل Ti (شروه،<sup>۲</sup> ۱۹۸۲) و (ورمیش،<sup>۳</sup> ۲۰۰۶)

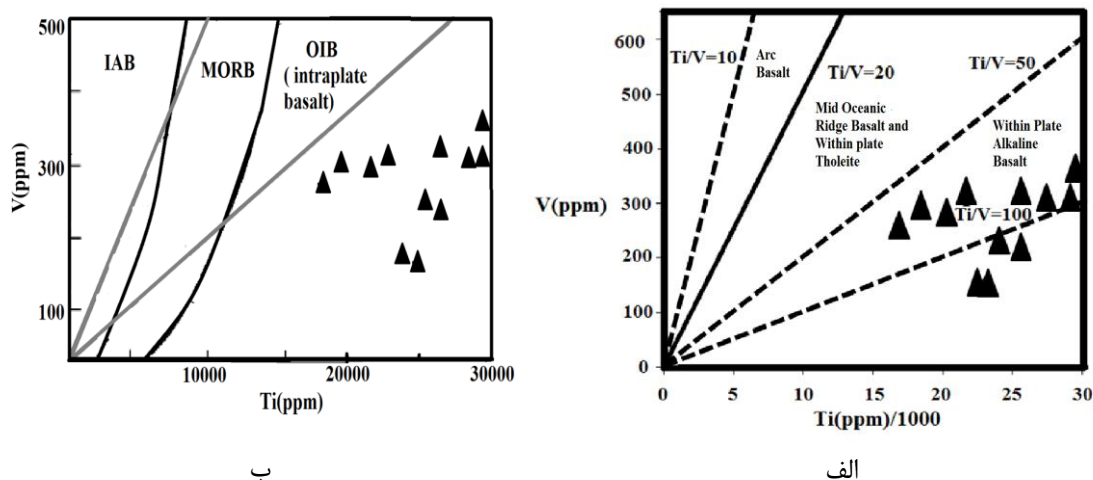
اگرچه V و Ti در سری اول عناصر واسطه جدول تناوبی در مجاورت یکدیگر قرار می‌گیرند، ولی در سیستم‌های سیلیکاته رفتار متفاوتی دارند. این رفتار متفاوت، اساس نمودار (شروه، ۱۹۸۲) است. این عناصر در شرایط دگرسانی گرمایی و درجه متوسط تا بالای دگرگونی نامتحرک هستند. در نمودار شروه با توجه به نسبت  $Ti/V$ ، محدوده‌های بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی و تولیت‌های درون‌ورقه‌ای، بازالت آلکالن درون‌ورقه‌ای و بازالت‌های کمانی از یکدیگر جدا شده‌اند. اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های آلکالن درون‌ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۴-الف). در نمودار ورمیش نیز که بر اساس همین مقادیر می‌باشد محیط‌های زمین‌ساختی از هم تفکیک می‌شوند. به این ترتیب که

<sup>۱</sup>- Cabanis & Lecolle

<sup>۲</sup>- Shervais

<sup>۳</sup>- Vermeesch

نسبت  $Ti/V$  کمتر از ۲۰ برای بازالت‌های جزایر کمانی، در حالی که در بازالت‌های نوع MORB و بازالت‌های درون‌ورقه‌ای این مقدار بین ۲۰ تا بیشتر از ۵۰ می‌باشد. در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های درون‌ورقه‌ای و OIB واقع شده‌اند (شکل ۵-۴-ب). نسبت‌های  $Ti/V$  بالا نشان می‌دهد که آرایش پوسته‌ای نقش چندانی در طی تحول ماگما نداشته است (دای و همکاران، ۲۰۱۱).



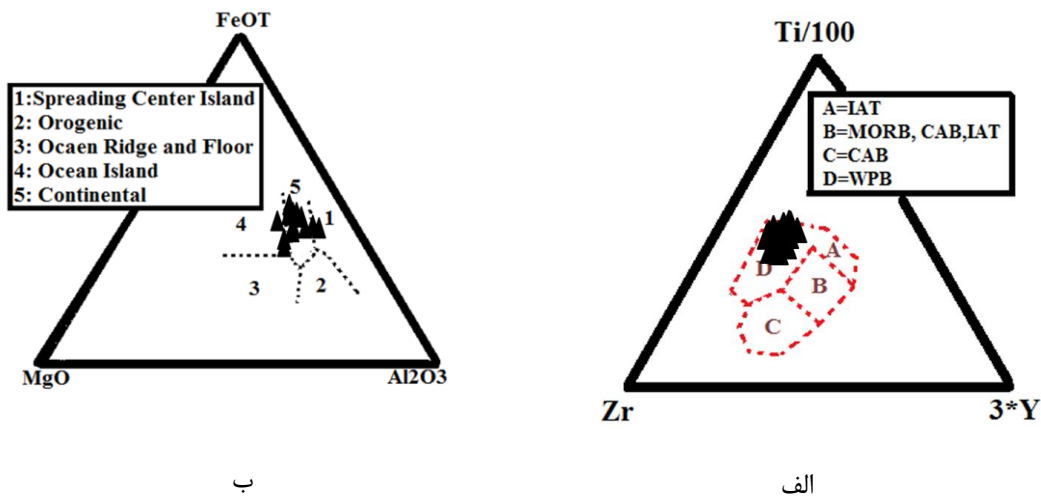
شکل ۵-۴- نمودار تکتونیکی تغییرات  $V$  در مقابل  $Ti$  الف- (شروه، ۱۹۸۲) و ب- (ورمیش، ۲۰۰۶) خطوط خاکستری از شروه (۱۹۸۲).

### ۵-۲-۵- نمودار $Ti/1000-Zr-Y \times 3$ (پیرس و کان، ۱۹۷۳)

پیرس و کان (۱۹۷۳)، با استفاده از این نمودار توانستند انواع مختلف محیط‌های زمین‌ساختی ایجاد بازالت‌ها مانند توله‌ایت‌های جزایر قوسی، بازالت‌های کالک‌آلکان، بازالت‌های درون‌ورقه‌ای و بازالت‌های کف اقیانوسی را از همدیگر متمایز کند. این نمودار به طور خیلی مؤثری بازالت‌های درون‌ورقه‌ای و سایر انواع بازالت‌ها را از هم متمایز کنند. در این نمودار همان‌طور که مشاهده می‌شود، تمامی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه در محدوده  $D$  یعنی بازالت‌های درون‌ورقه‌ای واقع می‌شوند (شکل ۵-۵- الف). بازالت‌های درون‌ورقه‌ای در مقایسه با سایر بازالت‌ها از نسبت  $Ti/Y$  بالاتری برخوردار هستند. این امر بیانگر یک منشأ گوشته‌ای غنی شده همانند محل منبع OIB برای این بازالت‌ها است.

۵-۲-۶- نمودار  $MgO-Al_2O_3-FeO$  (پیرس و همکاران، ۱۹۷۷)

این نمودار که توسط پیرس و کان (۱۹۷۷) ارائه شده است، به ۵ منطقه تکتونیکی تقسیم می‌شود و همان‌طور که در شکل (۵-۵-ب) مشاهده می‌شود تقریباً همه‌ی نمونه‌های مورد مطالعه در منطقه ۵ یعنی محیط قاره‌ای قرار می‌گیرند. این نتیجه با وجود این که دگرسانی در سنگ‌ها وجود دارد بسیار جالب است.



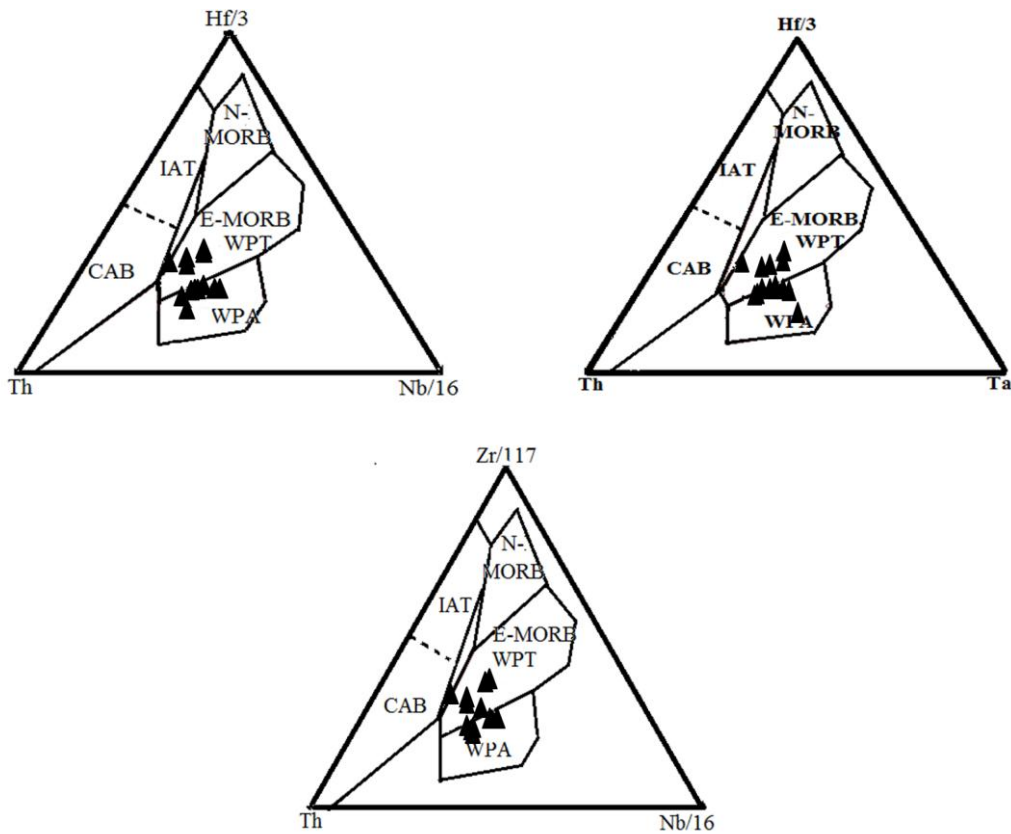
شکل ۵-۵- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی: الف-  $Ti/100-Zr-Y*3$  (پیرس و کان، ۱۹۷۳) و ب-  $FeO_3-MgO-Al_2O_3$  (پیرس و همکاران، ۱۹۷۷): برای نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه.

۵-۲-۷- نمودارهای سه گانه (وود<sup>۱</sup>، ۱۹۸۰)

این نمودارها توسط وود (۱۹۸۰) بر اساس عناصر HFS، ارائه شدند و شامل: (۱) نمودار مثلثی  $Hf/3-Th-Ta$ ، (۲) نمودار مثلثی  $Nb/16-Hf/3-Th$  و (۳) نمودار مثلثی  $Nb/16-Zr/117-Th$  می‌باشند. در این نمودارها بازالت‌های مورب نوع N و E، بازالت‌های درون‌ورقه‌ای و بازالت‌های قوس آتشفشانی از یکدیگر تفکیک می‌شوند. با توجه به (شکل ۵-۶) مشاهده می‌شود که اکثر نمونه‌ها در محدوده

<sup>۱</sup>-Wood

بازالت‌های آلکالن درون‌ورقه‌ای و MORB نوع E قرار می‌گیرند. ترکیبات بازالتی با ویژگی‌های E- MORB نیز اشاره به منشأ گوشته غنی شده دارند (سایت<sup>۱</sup>، ۲۰۰۹).



شکل ۵-۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی (وود، ۱۹۸۰)، محدوده‌های مشخص شده در این نمودارها عبارتند از: IAT: تولئیت‌های جزایر کمانی، CAB: بازالت‌های کالکوآلکالن، WPT: تولئیت‌های داخل صفحه‌ای، WPA: بازالت‌های آلکالن داخل صفحه‌ای، N-MORB: بازالت‌های عادی پشته میان اقیانوسی، E-MORB: بازالت‌های غنی شده پشته میان اقیانوسی.

### ۵-۲-۸- نمودار $Ti/Y - Zr/Y$ ، پیرس و گیل<sup>۲</sup> (۱۹۷۷)

از این نمودار برای تفکیک بازالت‌های درون‌ورقه‌ای از سایر انواع بازالت‌ها که مجموعاً بازالت‌های حاشیه ورقه‌ای نامیده می‌شوند، استفاده می‌شوند. در این نمودار بازالت‌های حاشیه ورقه‌ای در محدوده

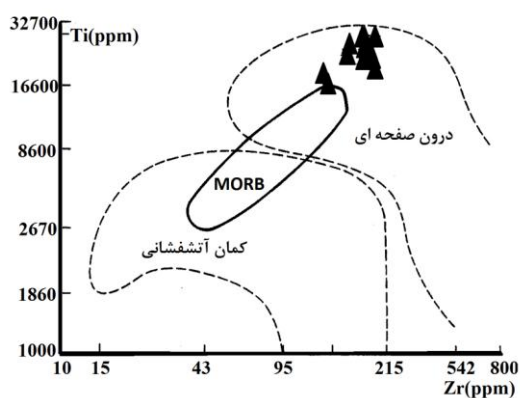
<sup>۱</sup> - Sayit  
<sup>۲</sup> - Gale



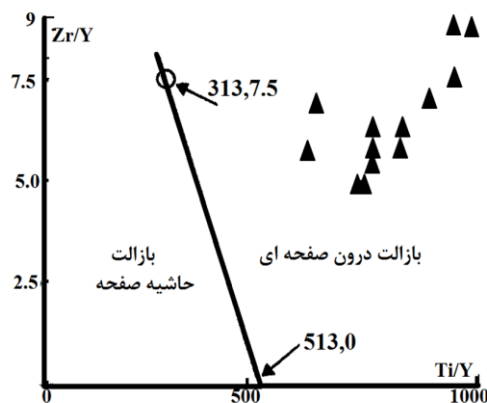
A و بازالت‌های درون‌ورقه‌ای در محدوده B واقع شده‌اند که با توجه به این نمودار تمام نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های درون‌ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷-۵-الف).

### ۵-۲-۹- نمودار Zr - Ti (پیرس، ۱۹۸۲)

نمودار ارائه شده توسط پیرس (۱۹۸۲) نسخه اصلاح شده‌ی نموداری است که در سال ۱۹۷۳ توسط پیرس و کان ارائه شده بود. مزیت این نمودار گسترده‌تر بودن دامنه ترکیبی و در برگرفتن گدازه‌های درون‌ورقه‌ای می‌باشد. نمودار Ti-Zr به صورت لگاریتمی ترسیم شده و سه محدوده برای بازالت‌ها ارائه گردیده است. با توجه به بالا بودن میزان Ti و Zr در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه این نمونه‌ها در محدوده‌ی بازالت‌های درون‌ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷-۵-ب).



ب

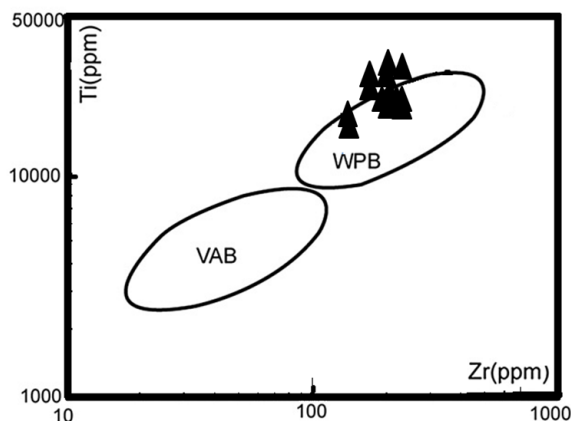


الف

شکل ۷-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی الف- پیرس و گیل (۱۹۷۷) و ب- پیرس (۱۹۸۲).

### ۵-۲-۱۰- نمودار Ti - Zr، پیرس (۱۹۹۶)

این نمودار نیز با مقیاس لگاریتمی توسط پیرس ارائه شد و در آن‌ها بازالت‌های درون‌ورقه‌ای از بازالت‌های کمان آتشفشانی جدا می‌شوند. نمونه‌های مورد مطالعه همگی در محدوده‌ی بازالت‌های درون‌ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷-۸).

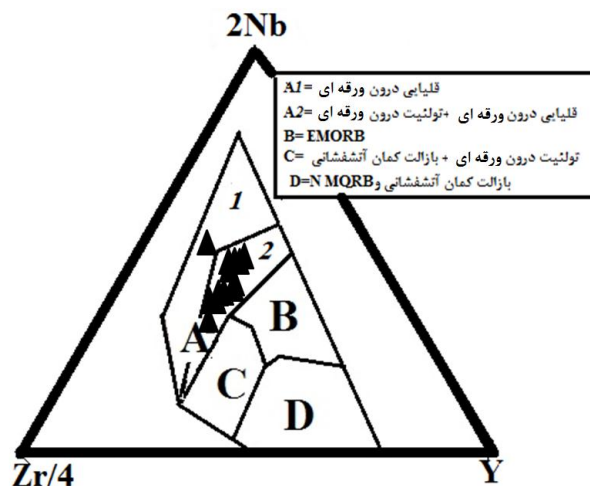


شکل ۵-۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی پیرس (۱۹۹۶).

#### ۵-۲-۱۱- نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی $Y-Zr/4-Nb^*2$ (مشد<sup>۱</sup>، ۱۹۸۶)

مشد (۱۹۸۶)، پیشنهاد کرد که عنصر کمیاب و متغیر Nb می‌تواند برای جدا کردن انواع مختلف بازالت‌ها به کار رفته و دو نوع MORB را که عبارتند از MORB نوع N، یعنی بازالت محیط پشته میان‌اقیانوسی عادی و تهی‌شده از عناصر کمیاب ناسازگار و نیز MORB نوع E یا P، یعنی بازالت‌های کف اقیانوسی، که عموماً غنی از عناصر کمیاب ناسازگارند، را از هم جدا کند. در نمودار مثلثی  $Y, Nb^*2, Zr/4$  چهار محدوده وجود دارد. در این نمودار از عنصر Nb در کنار سایر عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) استفاده شده است. بازالت‌های آلکالن درون‌ورقه‌ای در محدوده A<sub>۱</sub> قرار می‌گیرند. تولیت‌های درون‌ورقه‌ای و بازالت‌های آلکالن درون‌ورقه‌ای در محدوده‌های A<sub>۲</sub> و C، EMORBها در محدوده B و NMORBها در محدوده D قرار می‌گیرند. بازالت‌های قوس آتشفشانی نیز در محدوده‌های D و C رسم می‌شوند. بر اساس این نمودار نمونه‌ها در محدوده A<sub>۲</sub> یعنی بازالت‌های آلکالن درون‌ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۹).

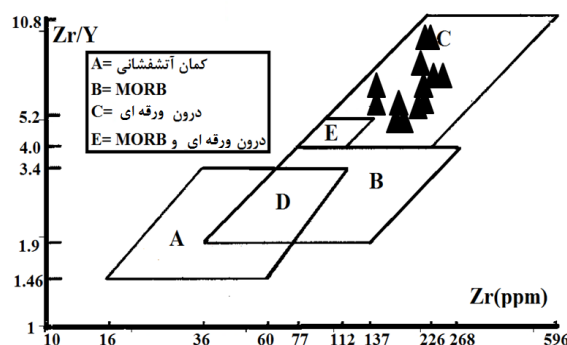
<sup>۱</sup> - Meschede



شکل ۵-۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی ۲Nb-Zr/۴-Y (مشد، ۱۹۸۶).

### ۵-۲-۱۲- نمودار Zr/Y- Zr، پیرس و نوری<sup>۱</sup> (۱۹۷۹)

پیرس و نوری (۱۹۷۹) دریافتند که نسبت Zr/Y که در مقابل اندیس تفریق Zr ترسیم شده، تمایز موثری بین بازالت‌های جزایر قوسی، MORB، و بازالت‌های درون‌صفحه‌ای نشان می‌دهد. بازالت‌های قوسی در محدوده‌های A و D، بازالت‌های MORB در محدوده‌های E و D و B و بازالت‌های درون‌ورقه‌ای در محدوده‌های E و C قرار گرفته‌اند. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود تمام نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های درون‌ورقه‌ای با نسبت‌های بالای Zr/Y، واقع می‌شوند (شکل ۵-۱۰).



شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تمایز محیط زمین‌ساختی پیرس و نوری<sup>۱</sup> (۱۹۷۹).

استفاده از نمودارهای تمایز ژئوشیمیایی به تنهایی برای تفکیک جایگاه‌های زمین‌ساختی توصیه نمی‌شود و این داده‌ها باید با اطلاعات صحرایی نقشه‌برداری زمین‌شناسی، دورسنجی، ژئوفیزیک و غیره تلفیق شوند تا بتوان تفسیر درستی ارائه نمود (ویلسون، ۱۹۸۹؛ مولر و همکاران، ۱۹۹۲).

### ۵-۳- تعیین ترکیب و درجه‌ی ذوب‌بخشی محل منشأ

ترکیب بازالت‌های قاره‌ای به وسیله‌ی دمای گوشته، ضخامت لیتوسفر، ترکیب محل منشأ و فرایندهای سطوح کم عمق مانند آرایش پوسته‌ای، تبلور تفریقی و فرایندهای پسامگمایی کنترل می‌شود (ژو و همکاران، ۲۰۰۵). ترکیب گوشته و درجه ذوب‌بخشی آن، کنترل‌کننده‌های اصلی ژئوشیمی ماگما، به‌خصوص مقدار REE‌های آن هستند (دانگ و همکاران، ۲۰۱۰). درجه ذوب‌بخشی منشأ گوشته‌ای را می‌توان بر اساس نسبت‌های فراوانی عناصر کمیاب گوناگون تشخیص داد (ژو و همکاران، ۲۰۰۱؛ باردین‌زوف<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۰). اگرچه ژئوشیمی عناصر اصلی و بسیاری از عناصر جزئی در طی فرایند تبلور جز به جز تغییر می‌یابد، اما عناصر REE می‌توانند در طی تحول ماگما نامتحرک باقی بمانند. بنابراین، با استفاده از آن‌ها می‌توان ترکیب، درجه ذوب‌بخشی و عمق سنگ منشأ گوشته‌ای سازنده‌ی ماگماهای اولیه را تعیین کرد. تشخیص رفتار بسیاری از عناصر مانند (Zr, Y, Nb, La, Rb Nd, K, P و Ti) که به ترکیب در درجات متفاوت ذوب، غیر یکنواختی در منشأ گوشته و یا اختلاط ماگما اشاره دارند، نیز از اهمیت زیادی برخوردارند (تالوسانی و همکاران، ۲۰۱۰).

همینطور از عناصر HFSE در سنگ‌های بازالتی برای بدست آوردن اطلاعات در مورد ترکیب محل منشأ و محیط زمین‌ساختی می‌توان استفاده کرد (یانگ، ۲۰۱۲). فری<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۷۸)، پیشنهاد کردند که ماگمای آلكالن درصدهای نسبتاً کوچکی از ذوب را نشان می‌دهند و در عناصر ناسازگار غنی‌تر هستند. در بسیاری از ماگماهای معمولی، عمق و درجه‌ی ذوب بخشی براساس حضور فازهای گارنت یا فلوگوپیت تخمین زده می‌شود. بلوندی<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۹۸) (در علی و انتافلوس، ۲۰۱۱)<sup>۱</sup>

۱-Bardintzeff

۲-Frey

۱- Blundy

پیشنهاد کرده‌اند که مذاب بخشی تولید شده از یک منشأ اسپینل لرزولیتی تقریباً الگوهای همواری از HREE در نمودارهای بهنجار شده به کندریت ایجاد می‌کند. مثلاً  $(Dy/Yb)_N$  کوچکتر از ۱/۰۶ دارند. درحالی که برای منشأ گارنت لرزولیت این مقدار بزرگتر از ۱/۰۶ می‌باشد. پس الگوی HREE شیب‌دارتر است. مقدار  $(Dy/Yb)_N$  در نمونه‌های مورد مطالعه در جدول (۵-۲) آمده است. مقدار میانگین نمونه‌ها ۱/۶۶ است که به منشأ گارنت لرزولیت گوشته آن‌ها اشاره دارد.

جدول ۵-۲

Sample	$(Dy/Yb)_N$
E-۱	۲/۱۴
E-۲	۲/۰۷
E-۳	۱/۷۰
E-۴	۱/۲۷
E-۵	۱/۵۹
E-۶	۱/۴۸
E-۷	۱/۵۸
E-۸	۱/۳۹
E-۹	۱/۴۳
E-۱۰	۱/۵۵
E-۱۱	۱/۷۷
E-۱۲	۲/۰۰
E-۱۳	۱/۶۰
Average	۱/۶۶

### ۵-۳-۱- نمودار Nb/Yb در مقابل Nb (جانسون<sup>۲</sup>، ۱۹۹۸ و بدارد<sup>۳</sup>، ۱۹۹۴)

از سیستم‌های Nb-Yb برای تشخیص ترکیب مذاب تولید شده به وسیله درجات متفاوت ذوب‌بخشی و ترکیب‌های متفاوت محل منشأ می‌توان استفاده کرد (فاندر<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۲). غلظت Nb به مقدار خیلی ناچیز به ترکیب محل منشأ وابسته است، اما با تغییر درجه ذوب‌بخشی به شدت تغییر می‌کند. درحالی که نسبت‌های Nb/Yb توسط ترکیب محل منشأ کنترل می‌شوند (سافونوا و همکاران، ۲۰۱۲). این نمودار (شکل ۵-۱۱) نشان می‌دهد که ماگمای آلکالن نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه می‌تواند در اثر ذوب بخشی پایین یک منبع گارنت‌پریدوتیتی حاوی ۱ تا ۵ درصد گارنت تولید شده

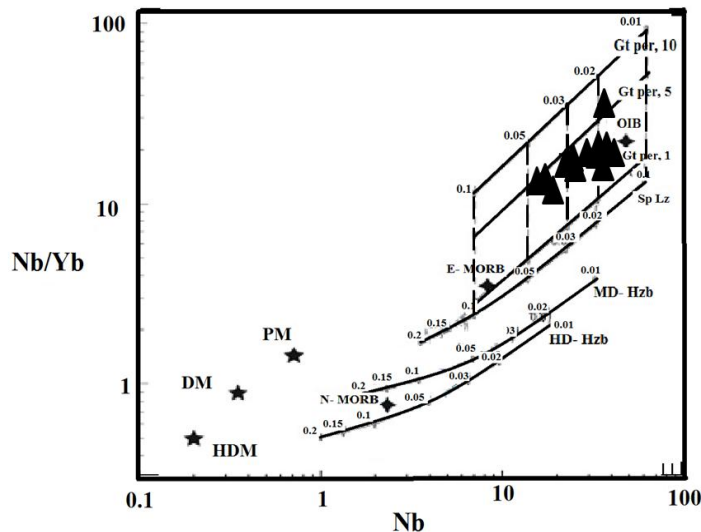
<sup>۱</sup> - Ali & Ntaflos

<sup>۳</sup> - Johnson

<sup>۴</sup> - Bédard

<sup>۵</sup> - Pfander

باشد. محل قرارگیری نمونه‌ها در منطقه‌ی OIB نشان‌دهنده‌ی یک محل منشأ مشابه با محل منشأ OIB برای آن‌ها است.

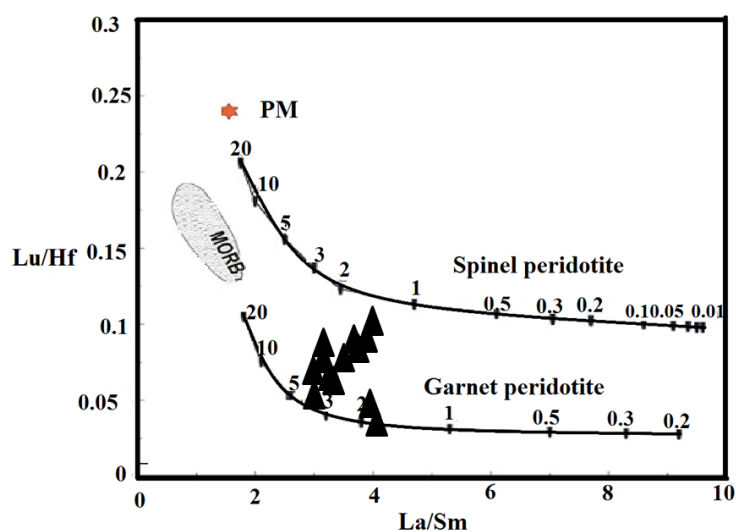


شکل ۵-۱۱- نمودار Nb/Yb در مقابل Nb (جانسون، ۱۹۹۸ و بیدارد، ۱۹۹۴) برای تعیین ترکیب، محل و درجه ذوب بخشی سنگ منشأ اسپینل لرزولیت (Sp Lz)، هارزبورژیت با تهی شدگی متوسط (MD- Hzb)، هارزبورژیت با تهی شدگی بالا (HD- Hzb)، گوشته تهی شده (DM)، گوشته با تهی شدگی بالا (HDM).

### ۵-۳-۲- نمودار Lu/Hf در مقابل La/Sm (رگه‌لوس<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۳)

سیستم Lu/Hf - La/Sm، بخشی از سیستم HREE (Lu) و HFSE (Hf) و همچنین نماینده‌ی از عناصر LREE و MREE می‌باشد. این نمودار بیانگر تغییرات درجه‌ی ذوب بین ۱ تا ۲۰ درصد در دو محل منبع اسپینل پریدوتیتی و گارنت پریدوتیتی است. نمونه‌های مورد مطالعه اکثراً در محدوده‌ی مذاب‌هایی با منشأ گارنت پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۲ تا ۷ درصد قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۱۲).

<sup>۱</sup> Regelous



شکل ۵-۱۲ - نمودار Lu/Hf در مقابل La/Sm (رگه لوس و همکاران، ۲۰۰۳) برای تعیین ترکیب و درجه ذوب بخشی محل منشأ نمونه‌های مورد مطالعه.

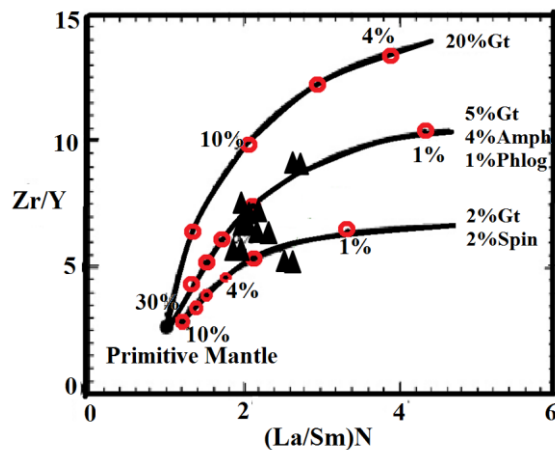
### ۵-۳-۳- نمودار Zr/Y در مقابل $(La/Sm)_N$ (گورنکو<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۶ و ژو<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۹)

این نمودار به طور گسترده برای بررسی محل منشأ گوشته‌ای سنگ‌های بازالتی استفاده می‌شود. عناصر Zr و Y هیچ تفکیکی در طی ذوب بخشی ندارند. براساس این نمودار، اکثر نمونه‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه بین منحنی ۲٪ گارنت + ۲٪ اسپینل و ۵٪ گارنت + ۴٪ آمفیبول + ۱٪ فلوگوپیت با درجه‌ی ذوب بخشی ۵ تا ۱۰ درصدی واقع می‌شوند (شکل ۵-۱۳). ذوب بخشی پایین محل منشأ با منشأ گارنت‌دار سازگار است.

<sup>۱</sup> Gurenko

<sup>۲</sup> Zhu





شکل ۵-۱۳- نمودار Zr/Y در مقابل  $(La/Sm)_N$  (گورنکو و همکاران، ۲۰۰۶ و ژو و همکاران، ۲۰۰۹) برای بررسی ترکیب، درجه ذوب بخشی محل منشأ گوشته‌ای نمونه‌های مورد مطالعه (مقادیر به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۶) بهنجار شده‌اند).

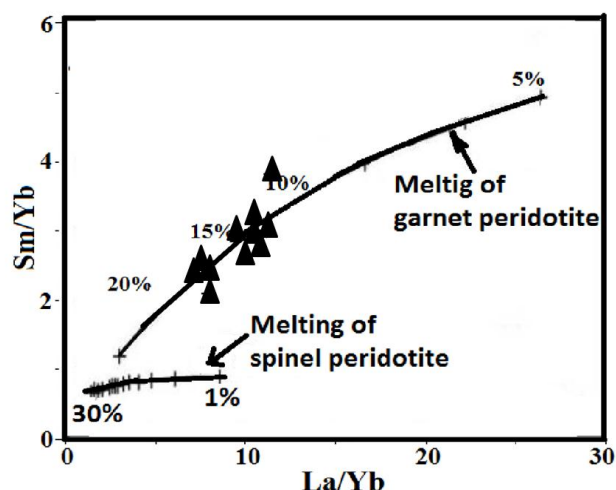
#### ۵-۳-۴- نمودار La/Yb در مقابل Sm/Yb (جانسون و همکاران، ۱۹۹۰)

جانسون و همکاران (۱۹۹۰)، به منظور تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب کانی‌شناسی محل منشأ ماگماهای آلكالین، نمودار تغییرات نسبت‌های عناصر کمیاب Sm/Yb در مقابل La/Yb را ارائه کردند (شکل ۵-۱۴). از این نمودار می‌توان برای تشخیص بین دو نوع ذوب در میدان اسپینل و گارنت پریدوتیت استفاده کرد. از آنجا که در گارنت عنصر Yb سازگار و عناصر La و Sm ناسازگارند، پس نسبت‌های La/Yb و Sm/Yb قطعاً در درجات پایین ذوب تفکیک می‌یابند. برعکس در میدان پایداری اسپینل، نسبت La/Yb به مقدار ناچیز تفکیک می‌شود و نسبت Sm/Yb تقریباً بدون تفکیک باقی می‌ماند (وایت و مکنزی<sup>۱</sup>، ۱۹۹۵، یاخلی<sup>۲</sup>، ۲۰۰۰؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۵ در لای و همکاران، ۲۰۱۲). در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منبع گارنت‌دار (گارنت پریدوتیت)، قرار گرفته‌اند. از آنجا که آلكالی بازالت‌ها دارای درجه ذوب پایین (۱۰-۵ درصد) می‌باشند و درجه ذوب بخشی و عمق ذوب نسبت عکس با

۱- White & McKenzie

۲- Yaxley

هم دارند (لانگمویر<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۲)، پس نتیجه می‌گیریم که بازالت‌ها احتمالاً در عمق کمتری تشکیل شده باشند (از یک ستون گوشته‌ای در حال صعود در یک محیط کششی کافی).



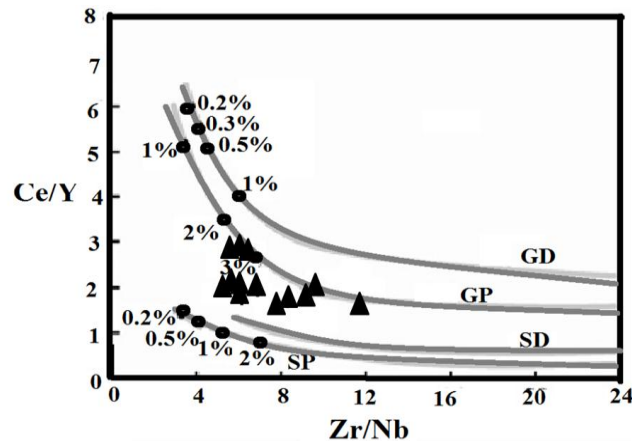
شکل ۵-۱۴- نمودار La/Yb در مقابل Sm/Yb (جانسون و همکاران، ۱۹۹۰) برای تعیین ترکیب و درجه ذوب بخشی محل منشأ نمونه‌های مورد مطالعه.

### ۵-۳-۵- نمودار Ce/Y در مقابل Zr/Nb (هاردارسون و فیتون، ۱۹۹۱)<sup>۲</sup>

در نمودار Ce/Y در مقابل Zr/Nb (هاردارسون و فیتون، ۱۹۹۱) منحنی‌های ذوب برای چهار ترکیب گوشته‌ای متفاوت رسم شده‌اند: ۱- گارنت لرزولیت تهی شده (GD)، ۲- گارنت لرزولیت اولیه (GP)، ۳- اسپینل لرزولیت تهی شده (SD) و ۴- اسپینل لرزولیت اولیه (SP). در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در نزدیکی محدوده‌ی مذاب‌هایی با منشأ گارنت‌پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۲ تا ۶ درصد واقع شده‌اند (شکل ۵-۱۵).

<sup>۱</sup> Langmuir

<sup>۲</sup> Hardarson & Fitton



شکل ۵-۱۵- نمودار Ce/Y در مقابل Zr/Nb (هاردارسون و فیتون، ۱۹۹۱) برای ترکیب و درجه ذوب بخشی محل منشأ نمونه‌های مورد مطالعه.

### ۵-۳-۶- نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb (مکنزی و انیون، ۱۹۹۱)<sup>۱</sup>، (ژائو و ژو، ۲۰۰۷)

و (پانگ<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۲)

اگرچه از ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی به طور گسترده برای بررسی فرایندهای ذوب بخشی نظیر عمق و شرایط فشار در هنگام ذوب استفاده می‌شود، اما با این حال، به دلیل پارامترهای ناشناخته‌ی ذوب (مانند ترکیب محل منشأ، مجموعه فازهای باقیمانده در محل منشأ، ضریب توزیع عناصر، ماهیت تعادل بین مذاب و بلور و ...)، نتایج به دست آمده از این تفسیرها ممکن است از دقت زیادی برخوردار نباشد (هینانن و لوتینن، ۲۰۰۸)<sup>۳</sup>. با توجه به اینکه تغییرات کانی‌شناسی ناحیه‌ی منشأ تأثیر قابل توجه‌ای بر روی غلظت عناصر ناسازگار La و Sm ندارد، لذا با استفاده از این دو عنصر می‌توان اطلاعات زیادی در مورد ترکیب شیمیایی منشأ به دست آورد (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰). نسبت La/Sm به عنوان معیاری برای اندازه‌گیری تهی‌شدگی و یا غنی‌شدگی محل منبع از LREE محسوب می‌شود (کاگلین<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۸). تمرکز La و نسبت La/Sm در سنگ‌های آکالن مورد بررسی از مقادیر گوشته‌ی تهی شده (DM) و گوشته‌ی اولیه (PM) بیشتر بوده و در نمودار Sm/Yb در مقابل

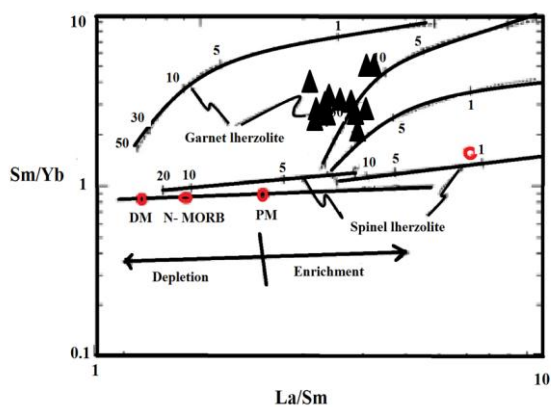
<sup>۱</sup> McKenzie & O’Nions

<sup>۲</sup> Pang

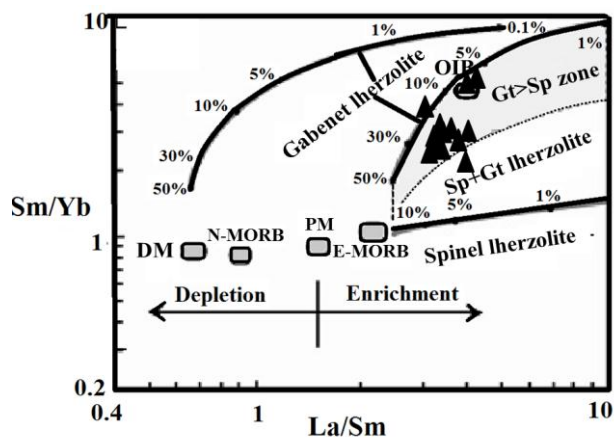
<sup>۳</sup> Heinonen & Luttinen

<sup>۴</sup> Koglin

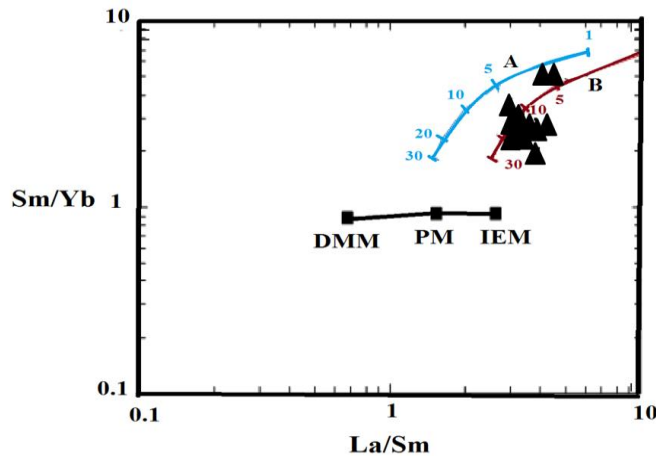
La/Sm در محدوده‌ی گوشته غنی شده واقع می‌شوند (شکل ۵-۱۸-الف و ب). با توجه به نمودار (شکل ۵-۱۶-الف)، نمونه‌های موردنظر در محدوده‌ای قرار گرفته‌اند که براساس آن می‌توان گفت مذاب اولیه به وسیله‌ی ذوب گوشته‌ای با جنس گارنت لرزولیت به‌طور غالب و به مقدار خیلی ناچیز گوشته نوع اسپینل لرزولیت (مشابه با گوشته نوع OIB) منشأ گرفته‌اند. درجه ذوب بخشی گوشته محل منشأ نیز بین ۵ تا ۱۰ درجه تخمین زده می‌شود. در نمودار (شکل ۵-۱۶-ب)، نمونه‌های مورد نظر بر روی منحنی ذوب گارنت لرزولیت قرار گرفته و درجه‌ی ذوب بخشی ۱۶ - ۱۰ درصد را نشان می‌دهند. ذوب بخشی گارنت لرزولیت (با گارنت باقی‌مانده) به عنوان منشأی برای پاسخگویی به مقادیر بالای Sm/Yb است. بنابراین، نمونه‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی گوشته‌ای گارنت لرزولیتی ناشی شده‌اند که در آن گارنت بیشتر از اسپینل بوده است. در نمودار پانگ و همکاران (۲۰۱۱)، منحنی A مربوط به گوشته اولیه و منحنی B مربوط به گوشته غنی شده‌ی می‌باشد. همان‌طور که مشاهده می‌شود نمونه‌ها به روی منحنی B با درجه ذوب بخشی ۵ تا ۲۰ درصد واقع شده‌اند (شکل ۵-۱۶-ج).



ب



الف

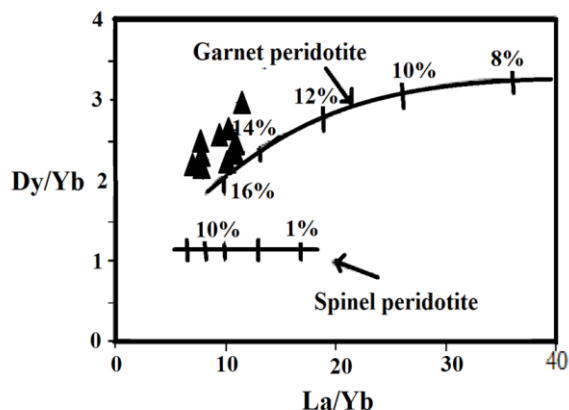


ج

شکل ۵-۱۶- نمودار  $La/Sm$  در مقابل  $Sm/Yb$ : الف- مکنزی و انیون (۱۹۹۱)، ب- (ژائو و ژو، ۲۰۰۷)، ج- پانگ و همکاران (۲۰۱۲)؛ برای تعیین ترکیب و درجه‌ی ذوب‌بخشی سنگ منشأ نمونه‌های مورد مطالعه.

### ۵-۳-۷- نمودار $Dy/Yb$ در مقابل $La/Yb$ (تروال و همکاران (۱۹۹۴)، بوگارد و همکاران (۲۰۰۳))

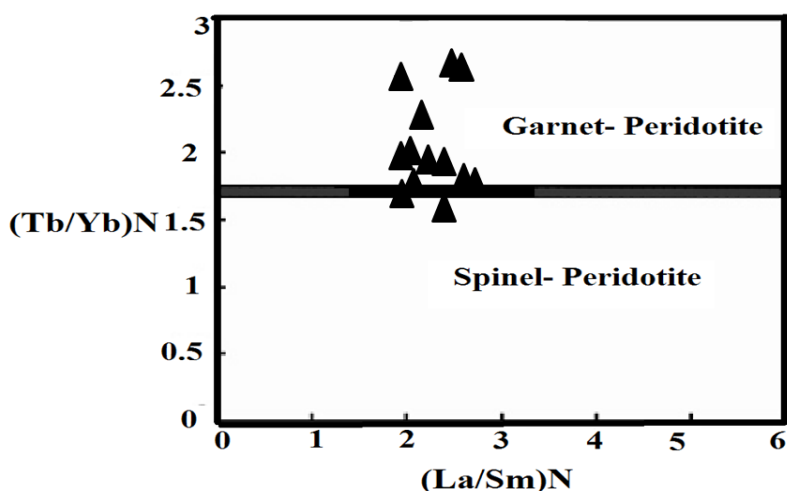
در این نمودار که بر اساس نسبت‌های  $Dy/Yb$  در برابر  $La/Yb$  می‌باشد، منحنی ذوب برای منشأ گارنت‌پریدوتیت و اسپینل‌پریدوتیت نمایش داده شده‌اند. اساس این نمودار این است که منشأ گارنت‌پریدوتیتی حاوی مقادیر  $Dy/Yb$  بیشتری نسبت به منشأ اسپینل‌پریدوتیتی بوده و نیز در هنگام ذوب سنگ منشأ پریدوتیتی در حضور فاز اسپینل تغییر مهمی در این نسبت روی نمی‌دهد، ولی در حضور فاز گارنت تغییراتی در نسبت این عناصر دیده می‌شود. همچنین در این نمودار با افزایش درجه‌ی ذوب از نسبت  $La/Yb$  کاسته می‌شود. در این نمودار، نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب گارنت‌پریدوتیت قرار گرفته و درجات ذوب ۱۴ تا ۱۶ درصد را نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۷).



شکل ۵-۱۷- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb تروال و همکاران (۱۹۹۴) و بوگارد و همکاران (۲۰۰۳).

### ۵-۳-۸- نمودار $(Tb/Yb)_N$ در مقابل $(La/Sm)_N$ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)

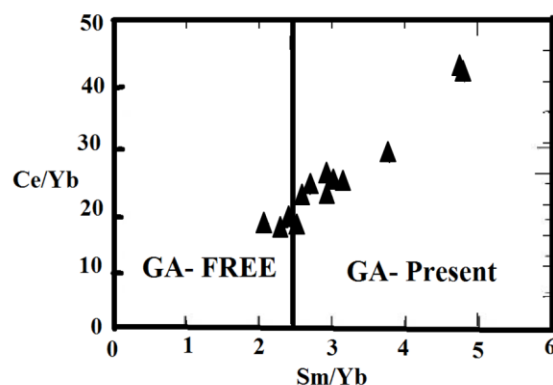
نمودار وانگ (۲۰۰۲)، بر اساس نسبت  $(Tb/Yb)_N$  در مقابل نسبت  $(La/Sm)_N$ ، (بهنجارشده نسبت به کندریت (باینتون، ۱۹۸۴)) است، که در آن زون‌ها برای منشأ گارنت‌پریدوتیت و اسپینل‌پریدوتیت نمایش داده شده‌اند (شکل ۵-۱۸). این نمودار نشان می‌دهد منشأ گارنت‌پریدوتیتی حاوی مقادیر  $(Tb/Yb)_N$  بیشتری نسبت به منشأ اسپینل‌پریدوتیتی است، که اشاره به وجود گارنت باقی‌مانده در محل منشأ در طی ذوب‌بخشی دارد. در این نمودار، نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در منطقه منشأ گوشته گارنت‌پریدوتیتی قرار گرفته است.



شکل ۵-۱۸- نمودار  $(Tb/Yb)_N$  در مقابل  $(La/Sm)_N$  (وانگ و همکاران، ۲۰۰۲)، برای تعیین ترکیب محل منشأ نمونه‌های مورد مطالعه.

۵-۳-۹- نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان<sup>۱</sup>، ۲۰۰۷)

حساسیت توزیع REEها نسبت به حضور گارنت در سنگ منشأ باقی مانده، احتمالاً نقش مهمی در ایجاد روندهای تفریق REE بازی می کنند (کوبان، ۲۰۰۷). بر همین اساس نمودارهایی بر مبنای نسبت عناصر نادر برای بررسی منشأ ارائه شده است. از نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷)، برای تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ سنگ های مورد مطالعه، استفاده شده است. نسبت  $Sm/Yb=2/5$  ملاک تفکیک دو محدوده حضور گارنت و عدم حضور گارنت است. حساسیت توزیع REEها نسبت به گارنت در سنگ منشأ ماگمایی باقی مانده، پاسخی به افزایش نسبت Sm/Yb است. در این نمودار (شکل ۵-۱۹)، نمونه های مورد مطالعه در محدوده ی با مقدار Sm/Yb بیشتر از ۲/۵ قرار می گیرند و حضور گارنت در محل منشأ را تأیید می کنند.



شکل ۵-۱۹- نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ نمونه های بازالتی مورد مطالعه.

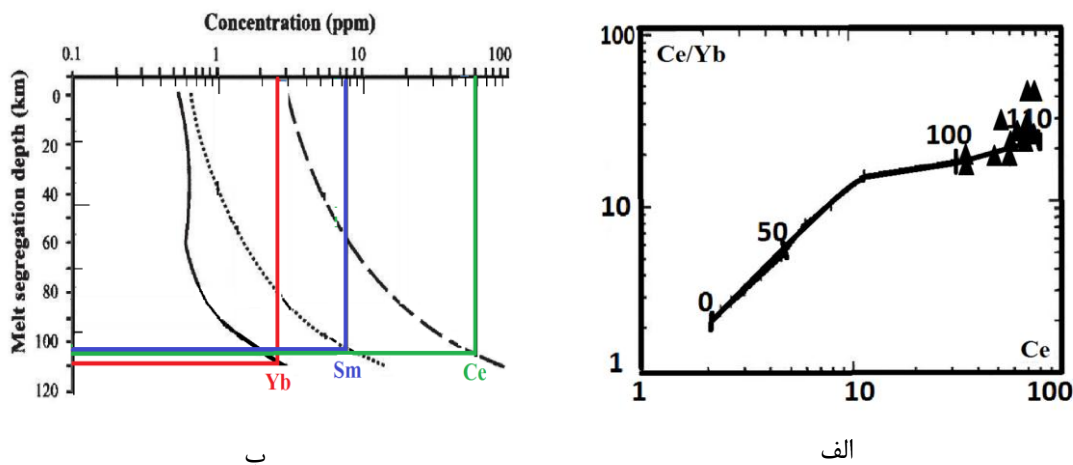
## ۵-۴- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه ی منشأ

برای تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه ی منشأ سنگ های مورد مطالعه، از نمودار Ce در برابر Ce/Yb (الام<sup>۲</sup> و کاکس، ۱۹۹۱) و الام (۱۹۹۲)، استفاده شده است. بر اساس این نمودار، ذوب بخشی منشأ این سنگ ها در عمق ۱۱۰-۱۰۰ کیلومتری رخ داده است (شکل ۵-۲۰-الف). این عمق زیاد منطبق با

<sup>۱</sup>Coban  
<sup>۲</sup>-Ellam



عمق تعیین شده برای بخش آستونوسفری گوشته است. همچنین الام (۱۹۹۲)، مدلی را طراحی کرد که براساس آن می‌توان عمق ذوب‌بخشی را به طور دقیق‌تر از مدل قبلی تعیین کرد (شکل ۵-۲۰-ب). این مدل براساس تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce در مقابل عمق جدایش ماگما، طراحی شده است. در این نمودار میانگین مقادیر عناصر فوق، در محور لگاریتمی X قرار می‌گیرند. سپس با رسم خطوط موازی با محور Y، منحنی‌های معرف عناصر Sm، Yb و Ce را در هر نقطه‌ای که قطع کنند، از آن نقطه خطی به موازات محور X رسم می‌شود تا محور Y را قطع کند. اعداد نشان داده شده، عمق جدایش مذاب می‌باشند (برهمند، ۱۳۸۹). بر این اساس، می‌توان عمق جدایش ماگمای مولد سنگ‌های مورد مطالعه را در حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر تعیین کرد که کاملاً با عمق‌های بدست آمده از روش قبلی مطابقت دارد.



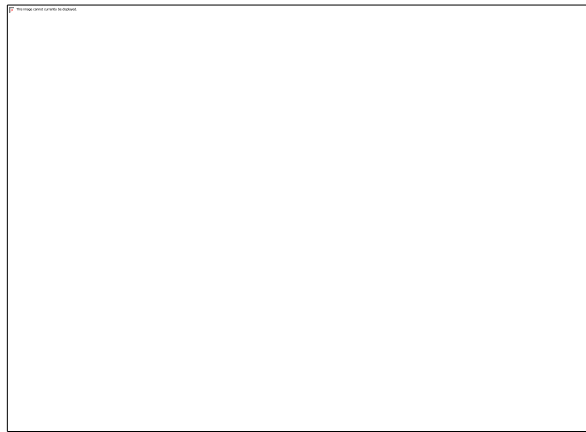
شکل ۵-۲۰-الف- نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (لام و کاکس، ۱۹۹۱) و ب- نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce، در مقابل عمق جدایش (لام، ۱۹۹۲)، برای تعیین عمق ذوب‌بخشی محل منشأ نمونه‌های مورد مطالعه.

وجود مقادیر نسبتاً بالای Nb در این سنگ‌ها نیز نشان‌دهنده منشأ آستونوسفری آن‌هاست (ویلسون، ۱۹۸۹). از سوی دیگر، نسبت Zr/Ba به منظور تشخیص منشأ لیتوسفری (۰/۵ - ۰/۳) از منشأ آستونوسفری (۰/۷ - ۰/۵) مورد استفاده قرار می‌گیرد (منزیس<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۱ در کورک آغلو<sup>۲</sup>، ۲۰۱۰). این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه در جدول (۵-۳) آمده است که به طور میانگین برابر با

<sup>۱</sup> -Menzies

<sup>۲</sup> Kurkcuoglu

۰/۷۸ است که با منشأ آستونوسفری هم‌خوانی دارند. با توجه به نمودار بهنجار شده نسبت به مورب (شکل ۵-۲۳)، آنومالی مثبت HFSE نسبت به MORB می‌تواند نشان‌دهنده غنی‌شدگی منبع گوشته‌ای (آستونوسفر) باشد (پیرس، ۱۹۹۰). همچنین در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) (شکل ۴-۲۴)، الگوی نمونه‌های منطقه منطبق با نوع OIB است که این امر می‌تواند مبین آستونوسفری بودن محل منبع ماگمای اولیه باشد.



شکل ۵-۲۱- نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به MORB (پیرس، ۱۹۸۳).

در فصل ۴ ثابت شد، نمونه‌های مورد مطالعه از نوع بازالت‌های تیتانیوم بالا هستند و مانند نوع OIB مقادیر  $TiO_2$  بالایی نسبت به گوشته اولیه دارند. درجه ذوب‌بخشی و ضخامت لیتوسفر، فراوانی Ti در مذاب اولیه را کنترل می‌کند (علی و انتافلوس، ۲۰۱۱). در نظر گرفتن ماهیت گوشته آستونوسفری برای ماگماهای فواران یافته و این حقیقت که بیشتر بازالت‌ها دارای الیوین و پیروکسن ناشی از تبلور فاز مایع هستند، می‌تواند طبق نظر گرین<sup>۱</sup> (۱۹۷۱) حاکی از آن باشد که محدوده‌ی فشار بین  $3Ga$ - $1/2$  بوده است (عمق ۴۰-۱۰۰ کیلومتری)، یعنی لیتوسفر در زمان فوران کمتر از ۱۰۰ کیلومتر ضخامت داشته است. نسبت‌های HFSE/LREE نیز می‌تواند برای تشخیص منشأ آستونوسفری یا لیتوسفری ماگما استفاده شود (علی و انتافلوس، ۲۰۱۱). نسبت‌های کمتر از یک اشاره به منشأ لیتوسفری دارد، در حالی که نسبت‌های بزرگتر از یک نشانه منشأ آستونوسفری است. مثلاً نسبت

<sup>۱</sup>-Green

Nb/La به طور میانگین در نمونه‌های مورد مطالعه بزرگتر از یک می‌باشد (جدول ۵-۳). بازالت‌های آلکالن درون ورقه‌ای نسبت‌های Nb/Ta و Zr/Hf بیشتری نسبت به گوشته‌ی اولیه دارند (مانی‌کیامبا و کریچ، ۲۰۱۱)<sup>۱</sup>. گدازه‌های نوع OIB دارای نسبت‌های  $Zr/Hf > 34$  و  $Nb/Ta = 15-18$  هستند (فاندر و همکاران، ۲۰۰۷). نمونه‌های مورد مطالعه نیز با مقادیر متوسط  $Zr/Hf = 38/45$  و  $Nb/Ta = 15/33$  دارای نسبت‌های مشابه با OIB می‌باشند (جدول ۵-۳). همین‌طور اگر نمونه‌ها مقادیر  $Nb = 16/3$  ppm،  $Ta = 0/78-1/86$  ppm و  $Zr = 131-190$  ppm داشته باشند، قابل مقایسه با بازالت‌های نوع OIB هستند. این مقادیر در نمونه‌های مورد مطالعه به طور میانگین برابر با  $Nb = 28$  ppm،  $Zr = 190$  ppm و  $Ta = 1/9$  ppm است که قابل مقایسه با نوع OIB است (لای و همکاران، ۲۰۱۲).

جدول ۵-۳

sample	Zr/Ba	Nb/La	Nb/Ta	Zr/Hf
E-۱	۰/۴۸	۱/۱۵	۱۵/۸۳	۳۴/۶۷
E-۲	۰/۵۲	۱/۱۲	۱۵/۸۳	۳۵/۳۳
E-۳	۰/۶۳	۰/۹۸	۱۵/۶۳	۴۲/۷۵
E-۴	۰/۷۱	۱/۰۸	۱۴/۱۷	۳۵/۲۵
E-۵	۰/۶۴	۱/۱۴	۱۵/۲۲	۴۰/۸۰
E-۶	۰/۴۷	۱/۰۷	۱۶/۱۹	۳۴/۶۰
E-۷	۱/۱۴	۱/۰۴	۱۷/۱۴	۴۱/۰۰
E-۸	۰/۵۷	۱/۲۳	۱۵/۷۱	۴۰/۰۰
E-۹	۰/۷۶	۱/۱۴	۱۶/۳۶	۳۴/۲۵
E-۱۰	۰/۴۶	۱/۰۵	۱۰/۳۰	۴۳/۲۵
E-۱۱	۱/۷۰	۰/۹۱	۱۵/۵۰	۳۹/۴۸
E-۱۲	۰/۹۷	۱/۰۰	۱۵/۳۶	۳۸/۸۵
E-۱۳	۱/۱۲	۰/۹۰	۱۶/۰۰	۳۹/۶۵

به عقیده‌ی فیتون<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۷)، شباهت‌های ایزوتوپی و شیمیایی فراوانی میان بازالت‌های کافت قاره‌ای و OIB وجود دارد. ماگما‌های مشابه با OIB در کافت‌های قاره‌ای فراوانند و بنابراین منابع گوشته‌ای مشابهی را برای آن‌ها پیشنهاد می‌کند (شث<sup>۳</sup>، ۲۰۰۸). این مطلب عموماً پذیرفته شده است که بازالت‌های آلکالن جزایر اقیانوسی (OIB)، تنها از گوشته‌ی آستونسفری مشتق می‌شوند (آلیسی<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۲). بنابراین اگر ترکیب ایزوتوپی و شیمیایی بازالت‌های مناطق درون‌ورقه‌ای

<sup>۱</sup> Manikyamba & Kerrich

<sup>۲</sup> Fitton

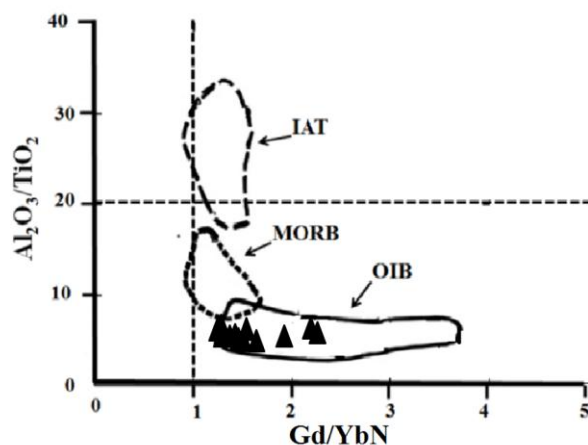
<sup>۳</sup> Sheth

<sup>۴</sup> Alici

مشابه بازالت‌های جزایر اقیانوسی باشد، آن‌ها از گوشته آستنسفری مشابهی منشأ گرفته‌اند (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۰). غنی‌شدگی در LREE، فقدان آنومای Eu، درجه‌ی متوسط تفکیک LREE و HREE و آنومالی مثبت Nb از ویژگی‌های بارز بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) است (سافونوا و همکاران، ۲۰۱۲). همین‌طور میزان  $TiO_2$  در نمونه‌های مورد مطالعه به طور میانگین ۳/۱۷ است که با نوع OIB (بیشتر از ۲) مطابقت دارد، این مطلب زمانی‌که این آلکالی‌بازالت‌ها در میدان‌های درون‌ورقه‌ای قرار می‌گیرند، تأیید می‌شود (سایت، ۲۰۰۹)، که با تشکیل آن‌ها از منشأ ستون گوشته‌ای سازگار است. همان‌طور که در نمودارهای زیر مشاهده می‌شود، ترکیب بازالت‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی OIB قرار دارد.

#### ۵-۴-۱- نمودار $Al_2O_3$ در مقابل $Gd/Yb_N$ (سافونوا و همکاران، ۲۰۱۱)

بر اساس این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی OIB قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۲). مقادیر پایین  $Al_2O_3/TiO_2$  در بازالت‌های تیتانیوم بالا مدرکی برای درجه ذوب‌بخشی پایین و منشأ گوشته‌ای عمیق است (بالیکین<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۰). به عقیده‌ی فیتون (۱۹۸۷)، ذوب بخشی درجه‌ی پائین یک گوشته‌ی آستنسفری منجر به تشکیل مذاب‌های آلکالن قاره‌ای می‌شود.

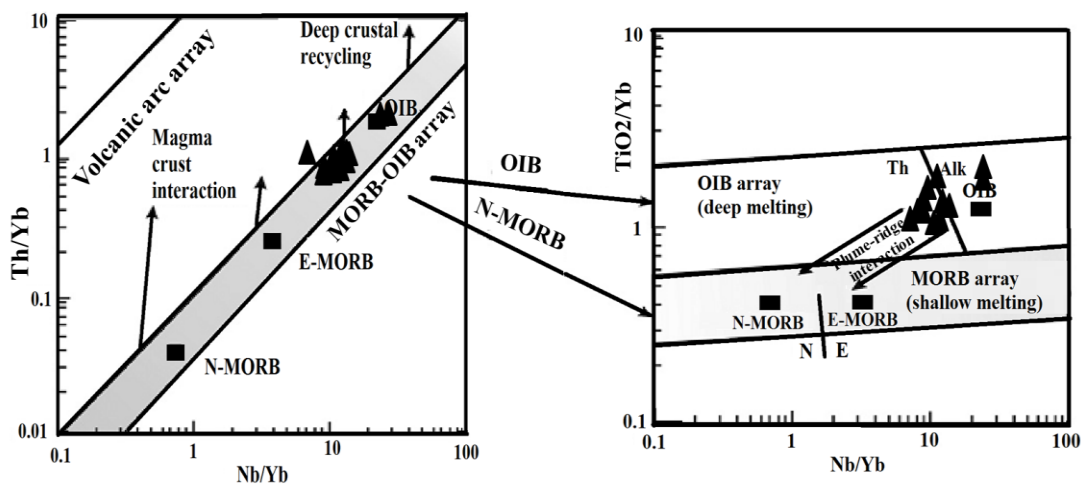


شکل ۵-۲۲- نمودار  $Al_2O_3$  در مقابل  $Gd/Yb_N$  (سافونوا و همکاران، ۲۰۱۱)

<sup>۱</sup> Balykin

۵-۴-۲- نمودارهای Nb/Yb در مقابل Th/Yb و TiO<sub>2</sub>/Yb (پیرس، ۲۰۰۸)

بر اساس نمودار پیرس (۲۰۰۸)، نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه نسبت‌های بالایی از Nb/Yb و Th/Yb نشان می‌دهند و در ناحیه‌ی OIB قرار می‌گیرند. رابطه‌ی Nb/Yb در مقابل TiO<sub>2</sub>/Yb همچنین ویژگی‌های مشابهی را توضیح می‌دهد. این ویژگی‌ها اشاره به منشأ گوشته اولیه و مشابه OIB دارند (شکل ۵-۲۳).

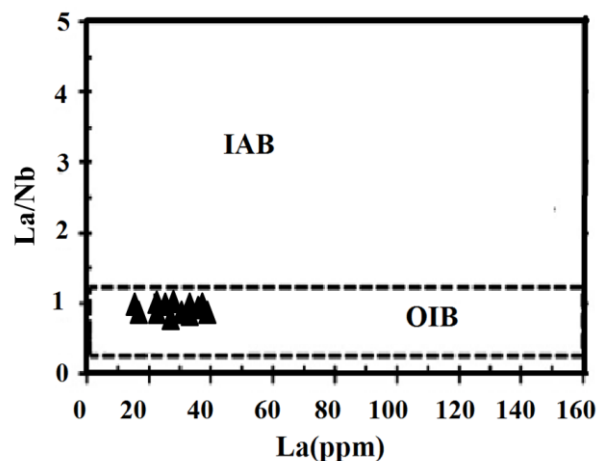


شکل ۵-۲۳- نمودارهای Nb/Yb در مقابل Th/Yb و TiO<sub>2</sub>/Yb (پیرس، ۲۰۰۸) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

۵-۴-۳- نمودار La/Nb در مقابل La (هیکی - وارگاس<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۸۶)

در این نمودار نسبت عناصر جزئی ناسازگار نمونه‌های مورد مطالعه مانند نسبت La/Nb مشابه بسیاری از بازالت‌های نوع OIB است (شکل ۵-۲۴).

<sup>۱</sup> Hickey-Vargas



شکل ۵-۲۴- نمودار La/Nb در مقابل La (هیکی - وارگاس و همکاران، ۱۹۸۶).

#### ۵-۴-۴- نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Y (سیماننکو<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸)

اگر درجه ذوب بخشی پایین باشد، نسبت Zr/Y بالا خواهد بود. این امر به ناسازگاری بیشتر Zr در مقایسه با Y در فازهای گوشته‌ای مرتبط است (پیرس و نوری، ۱۹۷۹، پیرس، ۱۹۸۰، نیکلسون<sup>۲</sup> و لاتین<sup>۳</sup>، ۱۹۹۲). همچنین مقادیر بالای Zr/Y (۲/۸۸ تا ۱۰/۱۳) اشاره به اشتقاق مذاب از یک منشأ گوشته غنی شده یا مشارکت احتمالی ستون گوشته‌ای دارد (سایت، ۲۰۱۰). این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه بطور میانگین برابر با ۶/۴۴ است (جدول ۵-۴).

جدول ۵-۴

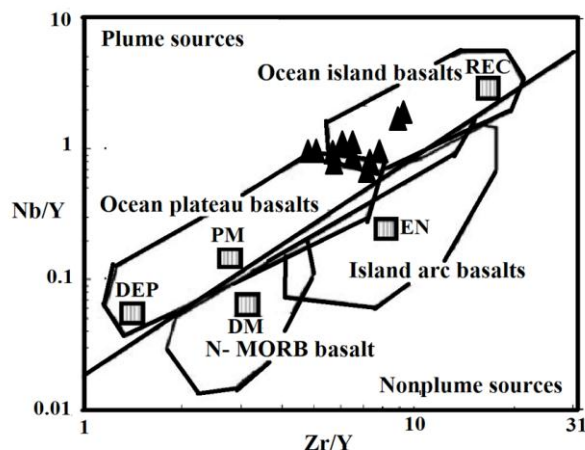
Sample	Zr/Y
E-۱	۸/۸۱
E-۲	۸/۸۰
E-۳	۵/۳۶
E-۴	۶/۲۷
E-۵	۶/۱۶
E-۶	۴/۹۷
E-۷	۵/۷۴
E-۸	۵/۶۲
E-۹	۵/۶۱
E-۱۰	۴/۹۳
E-۱۱	۶/۹۸
E-۱۲	۷/۵۴
E-۱۳	۶/۹۱

<sup>۱</sup> Simanenko

<sup>۲</sup> Nicholson

<sup>۳</sup> Latin

در نمودار شکل ۵-۲۷، نمونه‌های مورد مطالعه در میدان با منشأ ستون گوشته‌ای و غنی شده و در محدوده‌ی OIB واقع می‌شوند (شکل ۵-۲۵). با توجه به نتایج حاصل از نمودارهای تعیین ویژگی‌های محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، در نظر گرفتن ستون‌های گوشته‌ای عمیق و یا گوشته‌ی آستنوسفری غنی شده توسط متاسوماتیسم، برای ماگمای والد این سنگ‌ها، منطقی به نظر می‌رسد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی بازالت‌ها مانند الگوهای عناصر کمیاب مشابه با نوع OIB و غنی‌شدگی از LILE و HFSE منجر به این نظریه مقدماتی می‌شود که آن‌ها از یک منشأ ستون گوشته‌ای مشتق شده‌اند (یو و همکاران، ۲۰۱۱). ستون گوشته‌ای به طور گسترده مسئول تولید بازالت‌های نوع OIB است (دپائولو<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۱؛ هاوکورث<sup>۲</sup> و اسچرستن<sup>۳</sup>، ۲۰۰۷) و بسیاری از بازالت‌های آلکالن قاره‌ای است.



شکل ۵-۲۵- نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Y (سیمانکو و همکاران، ۲۰۰۸) نمونه‌های مورد مطالعه.

## ۵-۵- تعیین غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی ناحیه‌ی منشأ سنگ‌های مورد مطالعه

عناصر ناسازگار مانند (Nd و Zr, Y, Nb, La, Rb) بیشترین احتمال جابجایی توسط مذاب‌ها و سیالات عبوری از میان گوشته را دارند. بنابراین، شانس بیشتری برای حفظ شواهد فرایندهای غنی‌شدگی و تهی‌شدگی و درجه ذوب بخشی در فراوانی‌های نسبی خود را دارند. فرایند تبلور جز به جز می‌تواند

<sup>۱</sup> DePaolo

<sup>۲</sup> Hawkesworth

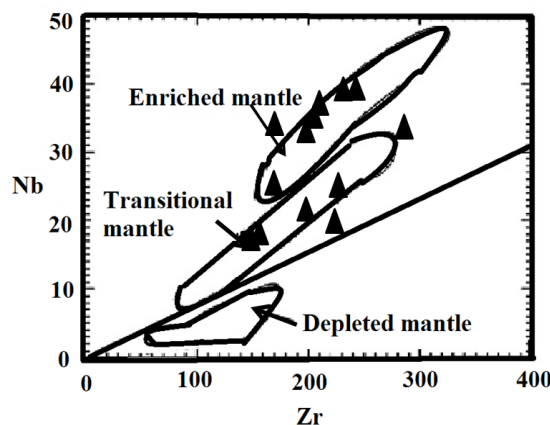
<sup>۳</sup> Schersten



نقشی کنترل کننده در بسیاری از تغییرات این عناصر بازی کند (تالوسانی و همکاران، ۲۰۱۰). نمونه‌های مورد مطالعه به طور میانگین دارای مقادیر Nb و Zr به ترتیب ۲۸/۷ و ۱۹۰ هستند که نسبت به بازالت‌های N-MORB ( $Zr=۲/۲۳$ ،  $Nb=۷۴$ )، مقادیر بالاتری دارند. هرچند این مقادیر کمتر از مقادیر بازالت‌های نوع OIB ( $Zr=۲۸۰$ ،  $Nb=۴۸$ ) هستند که نشان‌دهنده‌ی یک منشأ گوشته‌ی غنی شده‌اند. بازالت‌های با نسبت بالای La/Nb (۱/۲-۱) دلیلی بر منشأ گوشته‌ی غنی شده متاسوماتیسم شده‌اند (لای و همکاران، ۲۰۱۲). این مقدار در نمونه‌های مورد مطالعه بطور میانگین برابر ۰/۹۵ می‌باشد (جدول ۴-۷).

#### ۵-۵-۱- نمودار Nb در مقابل Zr (گنگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۱)

براساس این نمودار نمونه‌ها اکثراً در محدوده‌ی گوشته غنی شده و تعدادی در محدوده‌ی گوشته انتقالی قرار می‌گیرند. نمونه‌های بازالتی که دارای تمرکز بالای Nb و Zr می‌باشند، از ویژگی‌های منشأ گوشته غنی شده هستند (شکل ۵-۲۶).

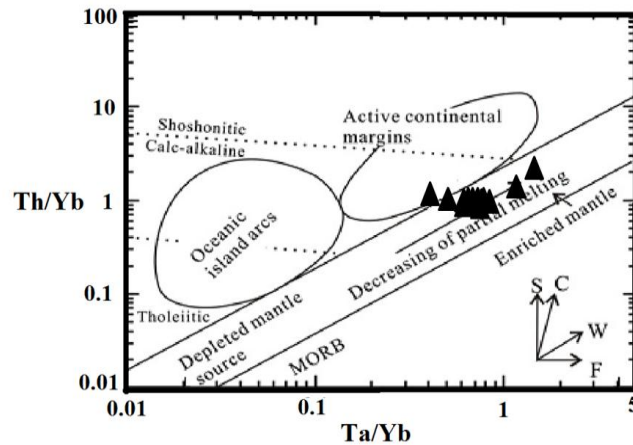


شکل ۵-۲۶- نمودار Zr در برابر Nb (گنگ و همکاران، ۲۰۱۱) جهت تعیین تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه.

#### ۵-۵-۲- نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰)

<sup>۱</sup>Geng

نسبت‌های عناصر Th/Yb و Ta/Yb عمدتاً وابسته به ویژگی‌های محل منشأ ماگما می‌باشند. براساس این نمودار نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در امتداد بردار گوشته غنی شده با درجه ذوب بخشی پایین قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۷).

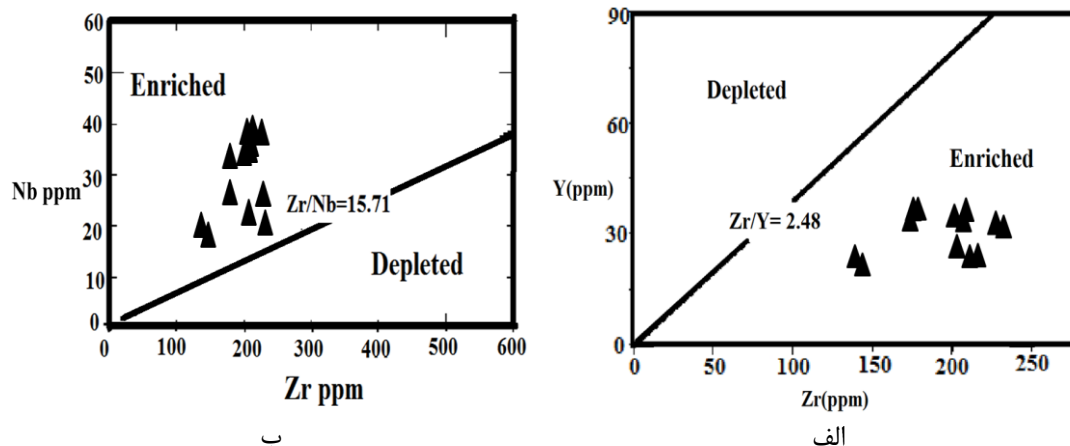


شکل ۵-۲۷- نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰)، بردارها نشان می‌دهند: تأثیر زون فرورانش (S)، آرایش پوسته‌ای (C)، غنی‌شدگی درون‌صفحه‌ای (W)، تبلور جز به جز (F).

### ۵-۵-۳- نمودارهای Nb در برابر Zr و Y در برابر Zr ابوهماتته<sup>۱</sup> (۲۰۰۵)

در این نمودار، از عناصر HFS استفاده شده است که در طول دگرسانی و دگرگونی درجات پایین، ثابت باقی می‌مانند. سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹)، بیان کردند که میزان متوسط Zr/Nb و Zr/Y برای گوشته‌ی اولیه به ترتیب برابر ۱۵/۷۱ و ۲/۴۶ است. در نمونه‌های مورد مطالعه، میزان متوسط Zr/Nb برابر با ۷/۰۷ است. همچنین میزان متوسط Zr/Y برابر ۶/۴۴ است. با قرار دادن نمونه‌ها در این نمودارها که بر اساس داده‌های سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) رسم شده‌اند، نمونه‌ها در محدوده‌ی منبع غنی شده قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۸).

<sup>۱</sup> - Abu- Hamatteh



شکل ۵-۲۸- نمودارهای تعیین غنی‌شدگی و تهی‌شدگی در محل منشأ نمونه‌های مورد مطالعه (ابوهماته، ۲۰۰۵).

#### ۵-۴-۵- نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Y (فیتون و همکاران، ۱۹۹۷)

فیتون و همکاران (۱۹۹۷) و چمبرز<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۰) از ترکیب این عناصر ( $\Delta Nb$ ) برای تعیین منشأهای گوشته‌ای بازالت‌ها استفاده نمودند.  $\Delta Nb$  از فرمول زیر محاسبه می‌شود:

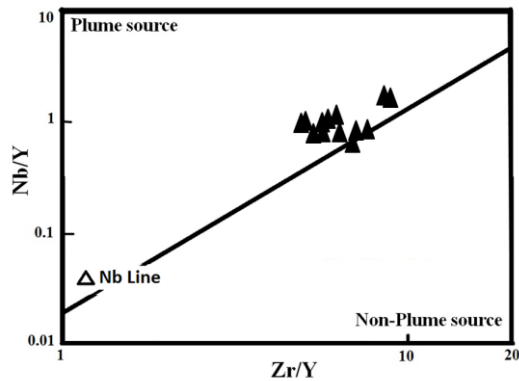
$$\Delta Nb = 1/74 + \log ( Nb / Y ) - 1/92 \log ( Zr / Y )$$

مقادیر  $\Delta Nb > 0$  نشان‌دهنده منشأ گوشته‌ای غنی شده و مقادیر  $\Delta Nb < 0$  نشان‌دهنده یک منشأ گوشته فوقانی تهی‌شده است. اما Zr در فازهای گوشته ناسازگارتر از Y می‌باشد و در نتیجه مقدار بالای نسبت Zr/Y در درجات پایین ذوب (به ویژه اگر گارنت در محل منشأ باشد) حاصل می‌شود (کنت<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۰). نسبت Zr/Y شاخص درجه و عمق ذوب بخشی است (نیکولسون<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۲). نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار در میدان منبع ستون گوشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۹).

<sup>۱</sup>- Chambers

<sup>۲</sup>-Kont

<sup>۳</sup>- Nicholson



شکل ۵-۲۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Y. همه نمونه‌ها در بالای خط  $\Delta Nb$  که توسط فیتون و همکاران (۱۹۹۷) تعریف شده است، قرار می‌گیرند.

### ۵-۶- ارزیابی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه

به دلیل عبور ماگماهای آکالن از لیتوسفر ضخیم قاره‌ای در هنگام صعود، بررسی اثر فرآیندهای ماگمایی همچون آرایش و هضم سنگ‌های پوسته‌ی قاره‌ای بر آن‌ها از اهمیت زیادی برخوردار است. در مکان‌هایی که سرعت تولید ماگما پایین بوده و یا ضخامت پوسته زیاد باشد، احتمال هضم و آرایش پوسته بیشتر است (فورمن<sup>۱</sup>، ۲۰۰۷). بازالت‌های دارای مقادیر پایین و ثابت نسبت  $Th/Ta$  ( $Th/Ta < 2$ )، نشان می‌دهند که آرایش پوسته‌ای نقش موثری در فرایند تشکیل و تحول ماگمای آن‌ها نداشته است (سوبولو<sup>۲</sup>، ۲۰۰۵؛ سوبولو و همکاران، ۲۰۰۷). در نمونه‌های مورد مطالعه این مقدار به طور میانگین برابر ۱/۵۱ است (جدول ۵-۵) و حاکی از نقش بسیار ناچیز آرایش ماگما است.

۱- Furman

۲- Sobolev

جدول ۵-۵

sample	Th/Ta
E-۱	۱/۵۴
E-۲	۱/۵۸
E-۳	۱/۳۸
E-۴	۱/۵۰
E-۵	۱/۱۳
E-۶	۱/۶۲
E-۷	۱/۲۹
E-۸	۱/۷۱
E-۹	۱/۷۳
E-۱۰	۱/۰۳
E-۱۱	۱/۳۴
E-۱۲	۱/۳۱
E-۱۳	۲/۴۲

این مطلب پذیرفته شده است که مواد پوسته‌ای از LREEها و LILEها غنی شده‌اند اما از عناصر Ti، Nb و Ta تهی شده‌اند (رودنیک و جائو، ۲۰۰۳).<sup>۱</sup> بنابراین، آرایش پوسته‌ای سبب افزایش LREEها و LILEها و کاهش Ti، Nb و Ta می‌شود (ژائو و ژو، ۲۰۰۷). براساس نمودارهای عنکبوتی فصل قبل هیچ‌گونه کاهشی در مقادیر Ti، Nb و Ta دیده نمی‌شود. عناصر Lu و Yb رفتار ژئوشیمی مشابهی دارند، بنابراین نسبت Lu/Yb هیچ تغییر موثری با ذوب‌بخشی یا تبلور جزء به جزء ندارد (دای و همکاران، ۲۰۱۱). ماگماهای مشتق شده از گوشته، با نسبت پایین Lu/Yb (میانگین ۰/۱۵ - ۰/۱۴) (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) و پوسته قاره‌ای ۰/۱۶-۰/۱۸ (رودنیک و جائو، ۲۰۰۳) مشخص می‌شوند. در نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت به طور میانگین ۰/۱۳ است و از پوسته قاره‌ای مقدار آن پایین‌تر است (جدول ۵-۶)، که اشاره به اشتقاق آن‌ها از منشأ گوشته‌ای بدون آرایش پوسته‌ای دارند.

<sup>۱</sup> Rudnick & Gao

جدول ۵-۶

Sample	Lu/Yb
E-۱	۰/۱۶
E-۲	۰/۱۴
E-۳	۰/۱۳
E-۴	۰/۱۴
E-۵	۰/۱۴
E-۶	۰/۱۴
E-۷	۰/۱۴
E-۸	۰/۱۴
E-۹	۰/۱۴
E-۱۰	۰/۱۴
E-۱۱	۰/۱۴
E-۱۲	۰/۱۳
E-۱۳	۰/۱۵

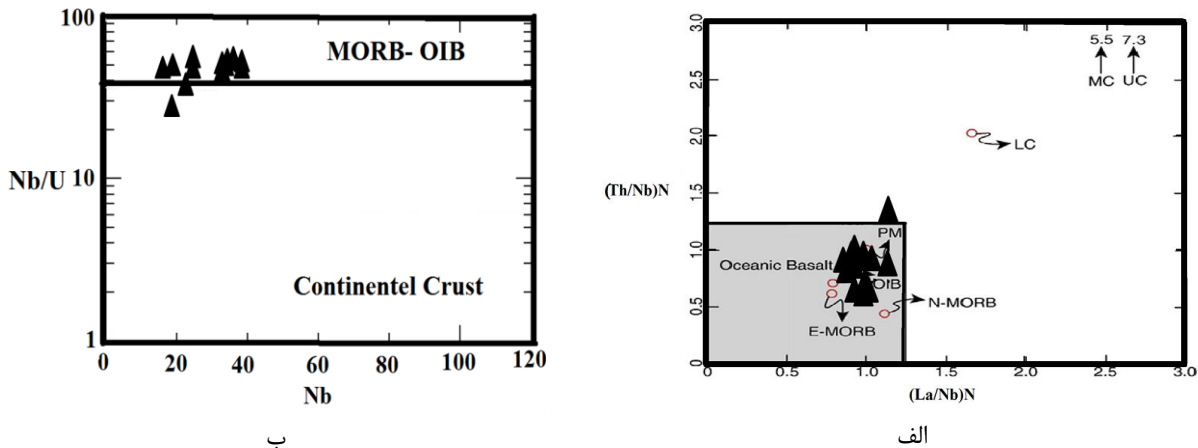
#### ۵-۶-۱- نمودار $(Th/Nb)_N$ در مقابل $(La/Nb)_N$ (رودنیک و جائو، ۲۰۰۳).

این نمودار تأثیر آرایش پوسته‌ای را نشان می‌دهد (فری و همکاران، ۲۰۰۱، ژو و همکاران، ۲۰۰۸). در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه درون میدان بازالت‌های اقیانوسی قرار می‌گیرند، که نشان می‌دهد نمونه‌ها از یک منشأ گوشته‌ی غنی شده بدون هیچ آرایش پوسته‌ای مشتق شده‌اند (شکل ۵-۳۰-الف).

#### ۵-۶-۲- نمودار تغییرات Nb/U در مقابل Nb (هافمن<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۸۶)

آرایش پوسته‌ای ماگماهای مشتق شده از گوشته، سنگ‌هایی را تولید خواهد کرد که انطباق مثبت بین Nb/U و Nb نشان می‌دهند. بر اساس این نمودار نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه دارای نسبت‌های تقریباً ثابتی از Nb/U هستند و هیچ انطباق مثبتی با Nb ندارند (شکل ۵-۳۰-ب). بنابراین ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های بازالتی مستقل از آرایش پوسته‌ای است. نمونه‌ها نسبت‌های Nb/U مشابه مقادیر میانگین OIB و E-MORB دارند و نشان‌دهنده‌ی این است که دارای منشأی مشابه منشأ بازالت‌های اقیانوسی هستند.

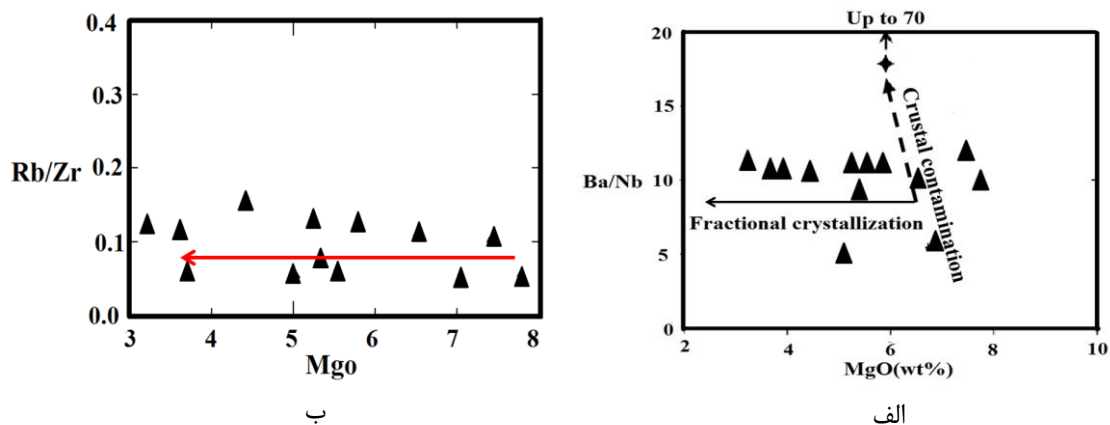
<sup>۱</sup> Hofmann



شکل ۵-۳۰ الف- نمودار  $(Th/Nb)_N$  در مقابل  $(La/Nb)_N$  جهت تشخیص آرایش پوسته‌های نمونه‌های مورد مطالعه. عناصر نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) بهنجار شده‌اند. LC (پوسته قاره‌ای پایینی)، MC (پوسته قاره‌ای بالایی)، UC (پوسته قاره‌ای بالایی) از رودنیک و ژائو (۲۰۰۳). میدان‌های بازالت اقیانوسی از فری و همکاران (۲۰۰۲)؛ ب- نمودار تغییرات  $Nb/U$  در مقابل  $Nb$  (هافمن و همکاران، ۱۹۸۶).

### ۵-۶-۳- نمودارهای تغییرات $MgO$ در مقابل $Ba/Nb$ و $Rb/Zr$

نسبت‌های  $Ba/Nb$  و  $Rb/Zr$  در طی تبلور جزء به جزء در سنگ‌های بازالتی تغییر چشم‌گیری ندارند. در صورتی که تغییری در این نسبت‌ها مشاهده شود، می‌توان آن را به آرایش پوسته‌ای نسبت داد که در پوسته‌ی قاره‌ای افزایش می‌یابد (تالوسانی، ۲۰۱۱). شکل (۵-۳۱) نشان می‌دهد که نمونه‌های بازالتی هیچ تغییر چشم‌گیری در نسبت‌های  $Ba/Nb$  و  $Rb/Zr$  با کاهش  $MgO$  ندارند و روند تبلور تفریقی را نشان می‌دهند.



شکل ۵-۳۱- نمودارهای تغییرات  $MgO$  در مقابل  $Ba/Nb$  و  $Rb/Zr$ .

## ۵-۷- مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل

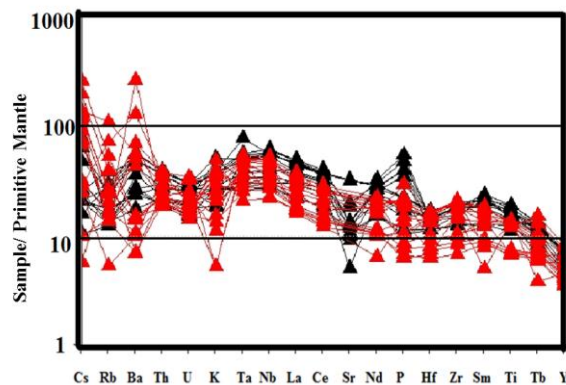
### سنگ‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین مرتبط با کافت پالتوتیس در شمال

#### شرق درود- نیشابور

این منطقه در شمال شرق درود- نیشابور قرار گرفته است. بازالت‌های موجود در این منطقه توسط اربابی طهران (۱۳۸۸) مورد بررسی‌های سنگ‌شناختی قرار گرفته است و در مختصات جغرافیایی  $۵۹^{\circ}۰۸'$  تا  $۵۹^{\circ}۱۶'$  طول شرقی و  $۳۶^{\circ}۰۷'$  تا  $۳۶^{\circ}۱۱'$  عرض شمالی قرار دارند. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی ۱۵ نمونه سنگی منطقه که به روش طیف سنجی گسیل پلاسمای القائی (ICP-MS) در Als- Chemex کانادا مورد آنالیز قرار گرفته‌اند در جدول آمده است (جدول ۵-۷). بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط اربابی طهران (۱۳۸۸)، سن این سنگ‌ها سیلورین بوده و دارای ترکیب سنگ‌شناسی متنوعی می‌باشند که شامل بازالت معمولی، بازالت الیوین‌دار، تراکی‌بازالت، آندزیت بازالتی و تراکی‌آندزیت بوده و بر اساس نمودارهای نام‌گذاری، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه آلکالی‌بازالت و تراکی‌بازالت می‌باشند. در نقشه زمین‌شناسی طبقه این سنگ‌ها به صورت گدازه‌های بالشی گزارش شده‌اند ولی به دلیل تکتونیزه بودن منطقه مورد مطالعه و خردشدگی سنگ‌ها ساخت بالشی در طول و عرض جغرافیایی مورد مطالعه دیده نمی‌شوند. نمودارهای مختلف ماهیت ماگمای مولد را آلکالن سدیک نشان دادند و نمودارهای عنکبوتی عناصر ناسازگار نشان‌دهنده‌ی آنومالی‌های متفاوت و متغیر عناصر ناسازگار نظیر (Th, Ba, R, K) می‌باشند که بیانگر تأثیر شدید فرآیند دگرسانی در این سنگ‌ها بوده و عناصر HFSE (Nb, Ti, Ta) غنی شده‌اند که نشان‌دهنده‌ی منبع گوشته غنی شده (آستنسفر) برای این سنگ‌ها می‌باشد، همچنین آنومالی مثبت سرب در نمودارهای عنکبوتی مشارکت مواد پوسته‌ای در پتروژنز سنگ‌های منطقه را نشان می‌دهد. با تفاسیر نمودارهای هارکر نیز تمامی نتایج فوق تأیید می‌گردد. محیط تکتونیکی این سنگ‌ها نشانگر این امر است که بازالت‌های مورد مطالعه از نوع درون‌صفحه‌ای می‌باشند.

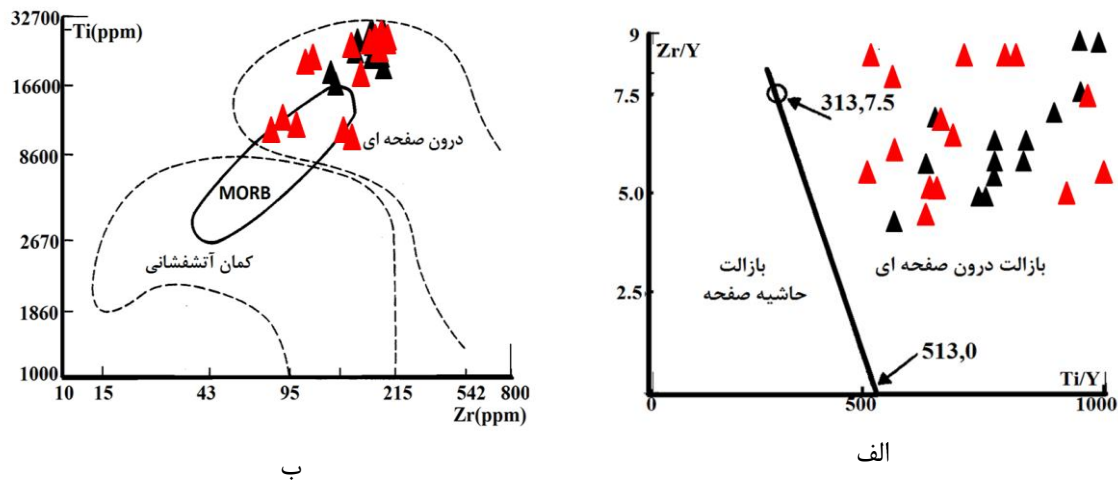


مقایسه‌ی نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه با سنگ‌های آتشفشانی در شمال شرق درود - نیشابور در نمودار بهنجار شده شده به گوشته (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۶) شباهت‌های بارزی را بین این دو مجموعه‌ی سنگی نشان می‌دهد. آنومالی‌های متفاوت و متغیر عناصر ناسازگار نظیر Ba, Rb, K, Th بیانگر تأثیر شدید فرآیند آلتراسیون در این سنگ‌ها بوده است (شکل ۵-۳۲).



شکل ۵-۳۲- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین شمال شرق درود - نیشابور در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۶).

در نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی پیرس و گیل (۱۹۷۷) و پیرس (۱۹۸۲)، سنگ‌های آذرین شمال شرق درود - نیشابور همانند نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های درون‌ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳۳). ماهیت ماگمایی و جایگاه تکتونیکی تشکیل این سنگ‌ها با جایگاه محیط کششی (کافتی) سازگار بوده و حاکی از درجات بالای کشش در طی سیلورین در این منطقه می‌باشند.



شکل ۵-۳۳- مقایسه جایگاه تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین شمال شرق درود - نیشابور در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی الف- پیرس و گیل (۱۹۷۷)، ب- پیرس (۱۹۸۲).

نتایج آنالیز عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آذرین شمال شرق درود- نیشابور در جدول (۵-۷) آمده است.

جدول ۵-۷- الف- نتایج آنالیز عناصر اصلی سنگ‌های آذرین شمال شرق درود - نیشابور.

sample	SiO <sub>۲</sub>	Al <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub>	FeO*	K <sub>۲</sub> O	Na <sub>۲</sub> O	CaO	MgO	MnO	P <sub>۲</sub> O <sub>۵</sub>	TiO <sub>۲</sub>
N۳	۴۷/۵۰	۱۶/۴۵	۱۰/۷۵	۰/۱۶	۵/۰۲	۳/۳۱	۷/۷۱	۰/۱۷	۰/۴۱	۲/۷۹
N۵	۴۵/۷۰	۱۳/۳۵	۱۱/۹۵	۰/۴۷	۳/۷۸	۶/۵۴	۱۰/۸۵	۰/۲۱	۰/۳۸	۲/۴۳
N۲۰	۴۴/۴۰	۱۷/۵۵	۱۹/۹۵	۰/۷۲	۶/۲۰	۰/۸۲	۳/۵۲	۰/۱۵	۰/۳۱	۲/۸۲
N۳۱	۵۱/۸۰	۱۳/۲۰	۱۴/۱۰	۰/۹۲	۳/۰۸	۶/۸۱	۳/۹۳	۰/۲۱	۰/۴۳	۲/۸۰
A۸	۵۲/۳۰	۱۳/۹۰	۱۲/۷۱	۰/۱۶	۵/۷۰	۲/۰۰	۵/۸۵	۰/۱۳	۰/۶۱	۲/۷۵
A۱۳	۴۹/۸۰	۱۴/۸۰	۱۲/۵۴	۰/۳۴	۵/۲۰	۵/۱۴	۶/۵۳	۰/۱۲	۰/۲۲	۲/۵۸
A۱۹	۵۱/۴۰	۱۴/۵۰	۹/۷۸	۰/۸۱	۳/۰۸	۶/۵۴	۶/۵۲	۰/۲۱	۰/۱۸	۲/۵۷
A۱۳	۴۸/۳۰	۱۴/۲۰	۱۰/۵۰	۱/۴۷	۳/۲۰	۷/۵۸	۵/۶۴	۰/۱۰	۰/۱۴	۱/۳۸
MJ۳	۴۶/۶۰	۱۴/۸۵	۱۰/۲۵	۰/۴۱	۴/۰۸	۶/۹۶	۶/۵۲	۰/۰۹	۰/۲۸	۱/۴۵
MJ۴	۴۹/۳۰	۱۴/۲۸	۱۱/۵۷	۱/۱۸	۴/۰۳	۶/۶۳	۵/۹۷	۰/۰۹	۰/۱۸	۱/۴۲
MJ۶	۴۷/۶۰	۱۴/۰۵	۱۱/۶۵	۱/۱۰	۳/۴۰	۵/۹۹	۶/۵۲	۰/۱۱	۰/۱۶	۱/۵۴
MJ۱۲	۴۹/۸۰	۱۴/۰۱	۱۰/۴۵	۱/۰۴	۳/۱۲	۷/۲۴	۵/۸۳	۰/۱۰	۰/۱۳	۱/۳۵
AF۷	۵۲/۶۰	۱۴/۴۵	۸/۲۹	۰/۶۴	۵/۲۳	۷/۵۶	۳/۶۲	۰/۱۸	۰/۴۵	۲/۸۰
AF۱۴	۴۵/۲۰	۱۵/۷۵	۱۳/۵۵	۱/۱۲	۳/۰۸	۷/۷۱	۵/۴۶	۰/۲۳	۰/۴۶	۲/۷۴
AF۲۷	۵۲/۹۰	۱۴/۲۳	۹/۰۵	۰/۷۱	۴/۷۶	۷/۴۳	۳/۴۲	۰/۱۷	۰/۴۵	۲/۸۳

جدول ۵-۷-ب- نتایج آنالیز عناصر کمیاب سنگ‌های آذرین شمال شرق درود - نیشابور.

sample	Ba	Ag	Ce	Co	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Mo	Nb
N۳	۷۵	۱	۴۷/۹	۶۱/۶	۰/۴۷	۵	۵/۴۸	۲/۷۲	۱/۶۱	۲۴/۸	۶/۳۱	۵/۴	۱/۰۴	۲۰/۳	۰/۳	۲	۳۲
N۵	۳۸۵	۱	۵۴/۹	۵۲	۱/۲۹	۵	۴/۸۴	۲/۳۴	۲/۰۶	۱۸/۴	۶/۲۲	۴/۸	۰/۹	۲۴/۴	۰/۲۵	۲	۲۸/۲
N۲۰	۵۲۱	۱	۲۳/۴	۳۲/۱	۰/۱۹	۵	۳/۴۳	۱/۶۷	۱/۳۱	۱۹	۳/۴۷	۴/۷	۰/۶۹	۱۲/۲	۰/۲۱	۲	۲۰/۴
N۳۱	۵۱۹	۱	۵۱/۱	۳۷/۹	۲/۴۵	۱۴	۷/۵۶	۳/۸۲	۲/۲۸	۲۲/۹	۸	۵/۸	۱/۴۷	۲۳/۴	۰/۴۲	۳	۲۶/۵
A۸	۵۳	۱	۵۳/۲	۳۶/۴	۰/۱۱	۵	۴/۲۹	۲/۳۸	۲/۰۹	۲۹/۸	۴/۷	۵/۷	۳/۹۵	۲۱/۲	۰/۲۷	۳	۳۰/۴
A۱۳	۹۶۱	۱	۲۳/۲	۳۲	۰/۵۵	۷	۳/۰۸	۱/۵۱	۱/۲۷	۱۶/۳	۳/۳۶	۵/۳	۰/۶۶	۱۱/۴	۰/۱۹	۲	۲۸/۹
A۱۹	۴۲۲	۱	۴۸/۳	۶۲	۲/۶۱	۶	۷/۵۲	۴/۱	۲/۵۹	۲۹/۱	۸/۳	۵/۸	۱/۴۷	۲۶/۲	۰/۵۶	۳	۳۰/۷
A۱۳	۱۱۰	۱	۲۵/۶	۳۸/۶	۴/۸۳	۶۷	۳/۴۷	۱/۸۱	۱/۳۵	۲۰	۳/۷۸	۲/۲	۰/۶۸	۱۲/۱	۰/۲۲	۲	۱۳/۸
MJ۳	۵۳	۱	۲۷	۳۴/۵	۱/۷۱	۱۷	۳/۵۳	۱/۸۷	۱/۳	۱۹/۲	۳/۷۹	۲/۶	۰/۷۲	۱۲/۶	۰/۲۴	۲	۱۶/۷
MJ۴	۳۲۴	۱	۳۲/۴	۴۰/۲	۲/۳۲	۲۳	۴/۲۵	۲/۵۳	۱/۸۸	۱۸/۷	۵/۳۲	۳/۶	۰/۸	۱۷/۲	۰/۲۵	۲	۲۲/۴
MJ۶	۱۱۷	۱	۲۸/۹	۳۶/۱	۳/۶۶	۲۹	۳/۹۳	۲/۰۱	۱/۳۵	۱۹/۴	۴/۱	۲/۸	۰/۷۷	۱۳/۳	۰/۲۶	۲	۱۷/۲
MJ۱۲	۱۰۵	۱	۲۶/۲	۳۶/۶	۲/۲۲	۳۲/۲	۳/۲۲	۱/۷۲	۱/۲۹	۱۹/۸	۳/۷۵	۲/۴	۰/۷	۱۲/۳	۰/۲۴	۲	۱۴/۳
AF۷	۸۱	۱	۳۶/۷	۲۲/۹	۱/۳۹	۱۶	۴/۲۴	۲/۱۶	۲/۰۶	۱۵/۸	۵/۰۱	۳/۲	۰/۸۶	۱۵/۳	۰/۲۶	۲	۲۰/۲
AF۱۴	۱۹۸۰	۱	۴۰/۲	۵۳/۳	۰/۶	۳۷	۴/۶۱	۲/۳۴	۲/۱۹	۲۰/۱	۵/۶۸	۳/۲	۰/۹۴	۱۷/۷	۰/۲۷	۲	۱۸/۸
AF۲۷	۱۰۸	۱	۴۲/۳	۳۲/۷	۲/۰۴	۱۵/۳	۶/۲۳	۲/۴۵	۲/۱۶	۱۸/۷	۶/۲۳	۴/۶	۱/۱۲	۱۹/۸	۰/۳۲	۲	۲۳/۵

Sample	Nd	Ni	Pr	Rb	Sm	Sn	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zr
N۳	۲۵/۷	۷۹	۶/۲۱	۴/۶	۶/۰۱	۲	۲/۳	۰/۹۶	۳/۳۱	۰/۵	۰/۳۵	۰/۵۴	۲۵۰	۳	۲۶	۲/۱۷	۲۱۷
N۵	۲۹/۳	۱۳۰	۷/۰۴	۱۳/۶	۶/۳۱	۱	۲	۰/۹	۲/۸۷	۰/۵	۰/۳۱	۰/۶۲	۲۵۹	۱	۲۳	۱/۷۶	۱۹۲
N۲۰	۸/۳	۳۷	۱/۹۹	۱۲/۲	۱/۹۴	۱	۱/۵	۰/۳۸	۲/۰۲	۰/۵	۰/۲۳	۰/۵	۲۳۰	۱	۲۲/۳	۱/۵۴	۱۶۵
N۳۱	۲۷/۷	۲۶	۶/۵۴	۲۱/۱	۶/۷	۲	۱/۸	۱/۲۸	۳/۶۳	۰/۵	۰/۴۹	۰/۹۲	۳۲۱	۳	۳۸/۹	۳/۰۱	۲۳۱
A۸	۲۱/۴	۲۶	۵/۵۲	۳۲/۷	۶/۹	۱	۲/۲	۰/۶۵	۲/۴۵	۰/۵	۰/۳۹	۰/۸۸	۲۹۷	۱	۳۲/۵	۱/۸۱	۲۲۱
A۱۳	۱۲/۹	۹	۳/۲۴	۶۱/۲	۳/۰۵	۳	۲/۱	۰/۵۸	۳/۳۴	۰/۵	۰/۲۶	۰/۶۲	۳۵	۷	۲۸/۲	۱/۴۲	۲۳۵
A۱۹	۲۷/۴	۱۲	۷/۲۴	۹۲/۵	۷/۲	۳	۲/۱	۱/۵۱	۳/۶۷	۰/۵	۰/۵۷	۰/۵۳	۴۶	۵	۴۰/۶	۳/۷۳	۲۲۳
A۱۳	۱۳/۵	۷۵	۳/۳۴	۴۵/۲	۳/۳۱	۱	۰/۹	۰/۶۱	۱/۸	۰/۵	۰/۲۵	۰/۴۳	۲۸۹	۳	۱۷/۲	۱/۵	۷۵
MJ۳	۱۴/۲	۱۰۱	۳/۵۲	۱۱/۸	۳/۳۹	۱	۱/۱	۰/۶۲	۱/۹۴	۰/۵	۰/۲۶	۰/۴۲	۲۳۶	۲	۱۷/۸	۱/۵۳	۹۱
MJ۴	۲۳/۶	۱۲۱	۴/۰۶	۲۲/۳	۵/۲۵	۱	۲	۰/۷۲	۲/۲۳	۰/۵	۰/۲۹	۰/۵۳	۲۷۳	۱	۲۰	۱/۷۸	۱۵۷
MJ۶	۱۵/۱	۹۱	۳/۷۶	۳۳/۹	۳/۶۷	۱	۱/۲	۰/۶۹	۲/۱۲	۰/۵	۰/۲۸	۰/۴۴	۲۸۷	۲	۱۹	۱/۷۱	۹۷
MJ۱۲	۱۳/۸	۴۵	۳/۴۱	۲۲/۹	۳/۳۶	۱	۲	۰/۷	۲/۲۱	۰/۵	۰/۳	۰/۵۱	۲۴۶	۲	۲۱	۱/۸۱	۱۷۵
AF۷	۲۰/۳	۲۱	۴/۸۹	۱۴/۹	۴/۶۸	۱	۱/۳	۰/۷	۱/۸۷	۰/۵	۰/۳	۰/۳۸	۲۷۱	۲	۲۱/۱	۱/۷۱	۱۱۶
AF۱۴	۲۲/۸	۳۱	۵/۵۵	۱۳/۸	۵/۴۴	۲	۱/۳	۰/۸۸	۱/۹۲	۰/۵	۰/۳	۰/۴۶	۳۲۴	۳	۲۲/۵	۱/۸۴	۱۱۱
AF۲۷	۲۴/۷	۲۴	۵/۲۵	۱۷/۸	۵/۲۳	۲	۱/۶	۱/۰۴	۲/۲۵	۰/۵	۰/۳۷	۰/۶۸	۳۱۱	۲	۳۲/۴	۲/۲۶	۲۰۵

## ۵-۸- سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک در مناطق پل خاوند، زفره- باقرآباد، و ابیانه

(سُه، دالمه و جهق (ایران مرکزی)

(الف) منطقه‌ی انارک (پل خاوند)

این منطقه در شمال شرقی شهرستان ناین قرار گرفته است. بازالت‌های موجود در منطقه‌ی پل خاوند (کوه عبدالحسین) که توسط هاشمی (۱۳۸۶) مورد بررسی‌های سنگ‌شناختی قرار گرفته است، دارای ضخامت ۱۰۰-۱۲۰ متر است و در تناوب با ماسه سنگ‌های کوارتزی قرار گرفته‌اند. این واحد سنگی همراه با ماسه سنگ‌ها جزء سازند پادها محسوب می‌شوند که بین دو سازند نیور و سیبزار واقع شده‌اند. در کوه عبدالحسین دنباله‌ی نسبتاً کاملی از سنگ‌های پالئوزوئیک از اردوئین تا پرمین مشاهده می‌شود. سن این واحد سنگی با توجه به قرار گرفتن آن بین سازند نیور (سیلورین) در پایین و سازند سیبزار (دونین میانی) در بالا، دونین زیرین است. سازند پادها در مناطق مورد مطالعه (ابرسج و نکارمن) به لحاظ جایگاه چینه‌شناسی (قرارگیری بین سازند سلطان‌میدان به سن سیلورین در زیر و سازند خوش‌بیلاق به سن دونین میانی در بالا) و نیز حضور سنگ‌های آتشفشانی در میان لایه‌های آن، می‌تواند به عنوان هم‌ارز زمانی و چینه‌شناختی واحد سنگی پل خاوند شناخته شود. این شباهت‌ها بیانگر ارتباط نزدیک زمین‌ساختی و ماگمایی این مناطق در زمان پالئوزوئیک می‌باشد.

(ب) زفره و باقرآباد

منطقه‌ی زفره در ۵ کیلومتری جنوب غربی این دهکده و ۶۰ کیلومتری شمال شرقی اصفهان و منطقه باقرآباد در غرب دهکده‌ی باقرآباد، در ۴۰ کیلومتری شمال شرقی اصفهان واقع شده‌اند. بر اساس مطالعات آیتی و همکاران (۱۳۸۹)، در مناطق شمال و شمال شرقی اصفهان رسوب‌های دونین با گسترش زیاد، قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. رگه‌ها و توده‌های نفوذی کوچکی با ترکیب گابرو تا دیوریت در هر دو ناحیه مشاهده می‌شود که در سنگ‌های رسوبی دونین فوقانی نفوذ کرده‌اند. در حالی که در سنگ‌های رسوبی پرمین روی آن‌ها اثری از این توده‌ها دیده نمی‌شود، بلکه با

رسوب‌های پرمین به صورت دگرشیب پوشیده شده‌اند و این حاکی از حضور حرکت‌های هرسی‌نین در این بخش از ایران مرکزی است.

### ج) منطقه‌ی ابیانه (سُه)

منطقه ابیانه- سه در ۱۴۰ کیلومتری شمال اصفهان و در محدوده‌ی ایران مرکزی واقع شده است. بازالت‌های رخنمون یافته در این منطقه از نوع آکالی‌بازالت‌های طغیانی در نظر گرفته شده‌اند (آیتی و همکاران، ۱۳۸۲).

مطالعات انجام شده توسط آیتی و همکاران (۱۳۸۲) نشان می‌دهد که این بازالت‌ها دارای ماهیت ساب‌آکالن تا آکالن بوده و در محیط تکتونیکی درون‌صفحه‌ی قاره‌ای تشکیل شده‌اند. در این منطقه سنگ‌های آتشفشانی در بین رسوبات پالئوزوئیک زیرین رخنمون دارند. این سنگ‌ها یا به صورت لایه در شروع سازند نیور قرار گرفته‌اند و یا در دولومیت‌های سلطانیه نفوذ کرده‌اند. از نظر پتروگرافی، این سنگ‌ها شامل گدازه‌های بازالتی تا آندزیتی با بافت‌های پورفیری، اینترسرتال و بادامکی هستند. هم‌زمانی آتشفشانی‌ها با رسوب‌ها حاکی از وجود حرکت‌های کششی است که نشانه‌ای از عمل‌کرد جنبش‌های کوهزایی و زمین‌ساختی کالدونین در ایران است. هم‌زمان با به وجود آمدن خشکی کالدونین ایران در سیلورین، فاز انبساطی و کششی وابسته به رخداد کالدونی در شرق و شمال شرق و بخشی از مرکز ایران، باعث به وجود آمدن شکاف‌هایی شد که روند آن‌ها شمال غربی- جنوب شرقی است. به این ترتیب سنگ‌های آتشفشانی بازی تا متوسط که در ناحیه‌ی رباط قره بیل، خاور سمنان، جنوب کاشان و نیز ازبک‌کوه و انارک وجود دارند، تشکیل شده‌اند.

### د) منطقه‌ی دالمه

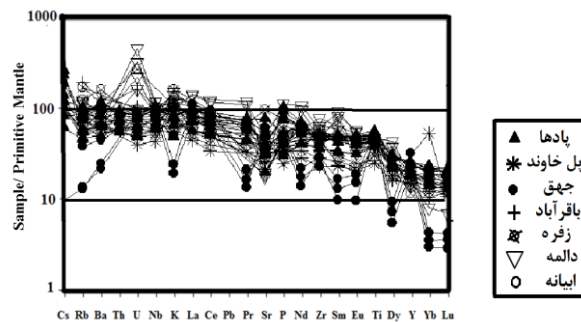
این منطقه در ۶۰ کیلومتری شمال شرقی اردکان یزد واقع است. براساس مطالعات آیتی و همکاران (۱۳۸۹) در این منطقه بر روی سری ریزو پس از یک نبود چینه‌شناسی از اردوویسین تا دونین میانی، یک سری رسوبی متشکل از آهک، دولومیت، شیل و ماسه‌سنگ قرار می‌گیرد که معادل سازند شیشتو در شرق ایران در نظر گرفته می‌شود. ۵ افق بازالتی که به شدت دگرسان شده‌اند به موازات لایه‌بندی

بین رسوب‌های یاد شده قابل تشخیص‌اند. سن این آتشفشان‌ها به کمک کنودونت‌های موجود در سنگ‌های کربناتی همراه، فامنین زیرین تا میانی تشخیص داده شده است. حضور ساخت بالشی و وجود بافت بادامکی دلیلی بر وقوع آتشفشان زیردریایی همزمان با رسوبگذاری است.

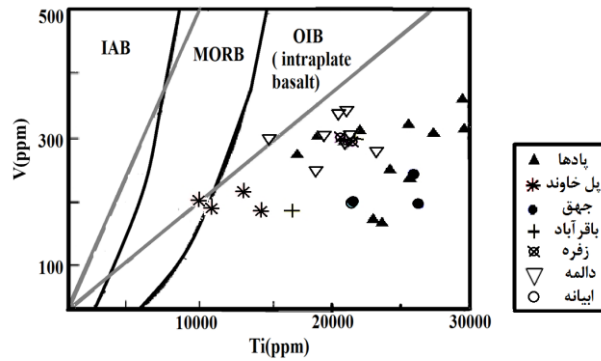
#### (د) جهق

تاقدیس جهق در جنوب کاشان میزبان سنگ‌های آتشفشانی سیلورین در قاعده سازند ماسه‌سنگی نیور است. این منطقه در زون ماگمایی سه‌سهند- بزمان واقع است. سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه شامل بازالت تا تراکی‌بازالت بوده و درای پلاژیوکلاز فراوان می‌باشند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاشتی می‌توان آن‌ها را در سه دسته‌ی تراکی‌بازالت الیوین‌دار، تراکی‌اندزی‌بازالت و آندزی‌بازالت رده‌بندی کرد (میرلوحی، ۱۳۸۷). این واحد به تدریج به سازند پادها تبدیل شده است. آتشفشانی‌های جهق به صورت توده‌ای با ستبرای زیادند و دارای ساخت توده‌ای، ستونی و گاهی بالشی هستند. نمودارهای دومتغیره نیز حاکی از عدم تفریق گسترده در ماگمای تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها است. بررسی عناصر نادر حاکی نشان‌دهنده‌ی درجه ذوب‌بخشی کم و وجود گارنت در فاز باقی‌مانده است. تفریق HREE‌ها و نمودار نسبت عناصر نادر، منشأ گارنت‌لرزولیت را برای این سنگ‌ها نشان می‌دهد. بالا بودن میزان عناصر Ti و Zr ماهیت آکالن تا انتقالی را برای ماگمای تشکیل‌دهنده‌ی سنگ‌های آتشفشانی جهق نشان می‌دهد. محیط تکتونیکی تشکیل این سنگ‌ها کافت درون‌قاره‌ای در نظر گرفته می‌شود که به دنبال شکستگی‌های پوسته کراتونی ایران پس از رخداد فاز کوهزایی کالدونین و فازهای کششی پس از آن ایجاد شده است. به احتمال زیاد عمل‌کرد گسل اصفهان که یکی از گسل‌های پی‌سنگی و قدیمی در منطقه است، عامل برون‌ریزی و ولکانیسم سیلورین در این بخش از ایران است. نتایج آنالیز عناصر اصلی و کمیاب ۵ منطقه نام برده در جدول (۵-۹) آمده است. در بررسی کلی، نتایج آنالیزها نشان‌دهنده غنی بودن بیشتر نمونه‌ها از تیتان است. عموماً بازالت‌های غنی از تیتان ( $\text{TiO}_2 > 2\%$ ) را به سری قلیایی کافت‌های قاره‌ای نسبت می‌دهند. غنی بودن نمونه‌ها از  $\text{TiO}_2$  استفاده از نمودارهای متعدد، پیدایش فازهای خشکی‌زائی همراه با مواد آتشفشانی بازی در پالئوزوئیک و

تشکیل فروافتادگی‌های متعدد در ایران، نشان از تشکیل کافت‌های قاره‌ای در پهنه ایران در این زمان است (آیتی و همکاران، ۱۳۸۹). برای بررسی مسائل تکتونوماگمایی، بازالت‌های گستره‌ی نام برده در ایران مرکزی با نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه مقایسه شده‌اند. در شکل (۵-۳۴) الگوی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه آن‌ها نشان داده شده است. چنانکه ملاحظه می‌شود الگوی REE در بازالت‌های مورد بررسی و بازالت‌های مورد مطالعه، کم و بیش شبیه به الگوی REE بازالت‌های قلیایی وابسته به شکاف‌های قاره‌ای است. البته به دلیل دگرگونی‌ها و دگرسانی‌های رخ داده، یکنواختی چندان زیادی نشان نمی‌دهند، ولی در کل، مقادیر REE بهنجار شده بر حسب گوشته اولیه حاکی از غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE هستند. کاهش HREE در این بازالت‌ها با خاستگاه گارنت‌لرزولیتی سازگار است. ناهنجاری نسبتاً منفی Nb در نمونه‌های مربوط به ایران مرکزی، نشانگر تأثیر کم آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای است. در نمودار تمایز محیط تکتونیکی ورمیش (۲۰۰۶)، محیط تکتونیکی بازالت‌های منطقه مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین نام برده در ایران مرکزی مقایسه شده است که همه نمونه‌ها در محدوده درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳۵).



شکل ۵-۳۴- مقایسه نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین پل‌خاوند، جهق، باقرآباد، زفره، دالمه و ابیانه بر روی نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹).



شکل ۵-۳۵- مقایسه جایگاه تکتونیکی نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین پل خاوند، جهق، باقرآباد، زفره، دالمه و ابیانه بر روی نمودار تمایز محیط تکتونیکی ورمیش (۲۰۰۶).

جدول ۵-۸- نتایج تجزیه‌ی شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی ۴ نمونه از سنگ‌های آذرین پل خاوند (P)، ۳ نمونه جهق (J)، ۱ نمونه باقرآباد (B)، ۲ نمونه زفره (Z)، ۲ نمونه دالمه (D) و ۸ نمونه از سنگ‌های آذرین ابیانه (Ab) پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  (آیتی و همکاران، ۱۳۸۹).

sample	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	Ba	Sr	Zn	Ce	Dy
P <sub>1</sub>	۴۷/۸۳	۱۴/۲۱	۱۱/۵	۰/۶۵	۴/۹۶	۶/۸۰	۸/۴۰	۰/۰۱	-	۱/۷۲	۱۵۰	۲۲۱	۱۰۵	۲۰/۳۲	۳/۵۲
P <sub>۲</sub>	۴۱/۱۵	۱۴/۳۸	۱۲/۴۹	۱/۹۷	۴/۶۵	۶/۸۸	۴/۶۷	۰/۰۹	۰/۲۵	۱/۹۰	۱۸۴	۲۲۶	۵۰	۳۱	۳/۶۶
P <sub>۳</sub>	۴۵/۶۹	۱۳/۳۹	۱۲/۴۱	۱/۲۱	۳/۹۱	۸/۰۰	۶/۸۸	۰/۱۰	۰/۱۶	۱/۲۷	۱۷۰	۳۷۴	۵۸	۲۵	۳/۱
P <sub>۴</sub>	۴۳/۹۵	۱۴/۴۳	۱۰/۷۵	۲/۰۴	۵/۶۱	۹/۳۳	۲/۳۶	۰/۰۸	۰/۲۹	۱/۴۰	۲۴۶	۱۹۳	۵۳	۴۴	۳/۲۷
j <sub>۱</sub>	۴۸/۴۸	۱۹/۲۷	۱۲/۴۲	۰/۶۰	۴/۷۹	۵/۰۹	۴/۸۰	۰/۱۳	۰/۳۶	۳/۴۳	۱۱۶	۵۴۹	۱۴۲	۴۰	۰/۷۲
j <sub>۲</sub>	۴۶/۴۲	۱۸/۳۶	۱۳/۳۸	۰/۲۲	۵/۲۷	۲/۸۶	۵/۴۷	۰/۲۷	۰/۴۴	۳/۴۸	۵۲	۲۳۰	۱۷۳	۸۰	۱/۴۵
j <sub>۳</sub>	۴۹/۶۸	۱۸/۱۲	۱۴/۱۸	۰/۱۶	۴/۷۳	۳/۲۶	۵/۱۵	۰/۱۷	۰/۴۳	۲/۸۳	۴۴	۲۷۰	۲۰۰	۴۸	۱/۰۵
B <sub>۱</sub>	۵۲/۳۲	۱۶/۰۹	۱۳/۰۱	۱/۶۰	۳/۷۵	۳/۹۲	۳/۴۹	۰/۲۱	۰/۴۷	۲/۸۲	۴۰۲	۲۷۳	۱۶۶	-	-
Z <sub>۱</sub>	۵۶/۲۳	۱۶/۴۸	۱۱/۵۸	۲/۶۲	۳/۸۵	۲/۶۴	۳/۶۰	۰/۱۵	-	۲/۸۵	۳۶۱	۱۵۳	۲۳۰	۵۵	-
Z <sub>۲</sub>	۵۳/۷۷	۱۵/۰۱	۱۳/۷۶	۰/۸۹	۲/۸۱	۲/۸۲	۶/۴۳	۰/۲۲	۰/۲۷	۲/۲۲	۴۸۱	۲۵۰	۱۴۶	۵۵	۴/۸۵
D <sub>۱</sub>	۴۲/۵۶	۱۶/۳۷	۱۴/۳۱	۱/۷۷	۱/۹۸	۵/۹۹	۴/۵۶	۰/۱۴	-	۲/۸۲	-	۹۹۵	۱۴۵	۵۰	۵/۱۳
D <sub>۲</sub>	۴۰/۰۳	۱۴/۵۹	۱۳/۹۶	۲/۸۱	۲/۵۶	۴/۸۲	۷/۸۶	۰/۱۵	۰/۳۱	۲/۷۰	۶۵۰	۳۴۵	۱۱۲	-	-
Ab <sub>۸</sub>	۵۲/۹۰	۱۷/۰۱	۱۲/۷۲	۱/۲۰	۳/۴۰	۱/۳۱	۳/۲۱	۰/۰۲	۰/۶۲	۲/۷۶	۱۵۹	۲۸۰	۳۶	۳۶	۴/۴۳
Ab <sub>۷</sub>	۵۲/۳۷	۱۷/۱۱	۱۳/۶۸	۱/۸۶	۳/۵۳	۴/۰۸	۴/۰۳	۰/۰۸	۰/۳۵	۲/۶۸	۲۲۶	۱۱۳	۱۳۲	۷۶	-
Ab <sub>۶</sub>	۵۵/۲۷	۱۴/۸۹	۱۱/۸۹	۱/۴۱	۲/۸۵	۵/۷۲	۱/۷۲	۰/۱۲	۱/۲۵	۳/۰۶	۲۵۴	۱۴۵	۱۱۰	۱۱۶	۱۱/۸
Ab <sub>۵</sub>	۵۹/۴۹	۱۶/۸۱	۱۱/۶۲	۲/۳۳	۳/۰۸	۱/۸۹	۱/۴۳	۰/۰۴	۰/۴۵	۲/۸۰	۲۹۸	۹۸	۷۵	۷۴	-
Ab <sub>۴</sub>	۵۰/۳۹	۱۶/۲۷	۱۲/۰۵	۰/۹۰	۲/۷۴	۵/۴۷	۵/۳۸	۰/۲۰	۰/۳۶	۲/۴۵	۱۳۱	۱۴۸	۲۷۵	۳۴	-
Ab <sub>۳</sub>	۵۱/۲۰	۱۵/۸۲	۱۲/۲۳	۰/۹۴	۳/۷۱	۴/۴۰	۴/۲۷	۰/۱۲	۰/۳۴	۲/۷۶	۱۸۱	۱۷۸	۲۱۴	-	-
Ab <sub>۲</sub>	۵۳/۰۲	۱۷/۳۷	۱۱/۱۹	۲/۶۴	۲/۴۸	۳/۲۲	۴/۶۰	۰/۰۷	۰/۳۴	۲/۵۳	۳۰۶	۱۰۵	۲۰۳	۴۵	-
Ab <sub>۱</sub>	۵۰/۱۶	۱۲/۹۳	۱۲/۶۵	۱/۵۹	۱/۱۳	۱۰/۴۶	۷/۵۰	۰/۱۴	۰/۱۹	۱/۹۹	۲۱۲	۴۱۵	۲۹۲	۱۰۸	۹/۶۹

sample	Eu	Gd	Hf	La	Lu	Nb	Nd	Ni	Pr	Rb	Sm	Tb	U	V	Y	Yb	Zr
P <sub>۱</sub>	۰/۹۹	۳/۸۱	۱۰/۳۸	۱۱/۳	۰/۱۸	-	-	-	-	۲۵	۳/۰۶	۰/۴۷	۰/۵	۱۹۵	-	۱۰/۲۴	۲۰۰
P <sub>۲</sub>	۱/۰۹	۳/۷۱	۲/۶	۱۴/۲	۰/۲۵	۱۱/۳	۱۵/۶	۱۰/۲	۳/۹۴	۲۸/۱	۳/۵	۰/۶۷	۰/۳	۱۶۳	۱۹/۵	۱/۵۹	۱۰۰
P <sub>۳</sub>	۰/۹۸	۳/۲۱	۲	۱۲/۵	۰/۱۹	۱۳/۹	۱۲/۳	۱۴۴	۳/۱۱	۲۷/۸	۳	۰/۵۷	۰/۴	۱۸۱	۱۷/۱	۱/۳۹	۷۶
P <sub>۴</sub>	۱/۲۴	۳/۵۵	۴	۲۱/۴	۰/۲۱	۱۶/۲	۲۰/۳	۱۰/۱	۵/۳۵	۲۱/۵	۴/۲۴	۰/۶۳	۰/۶	۱۶۶	۱۶/۸	۱/۱۴	۱۴۶
j <sub>۱</sub>	۰/۳۵	۱/۰۹	۰/۶	۲۶	۰/۰۳	۲۴/۳	۴/۶۶	۴۹	۰/۹۱	۸/۶	۰/۹۵	۰/۱۶	۰/۷۱	۲۲۵	۲۵/۴	۰/۲۱	۱۰۱
j <sub>۲</sub>	۰/۸۴	۲/۳۳	۰/۶	۳۹	۰/۰۵	۳۴/۹	۸/۵۴	۹	۱/۶۳	۲	۱/۹۲	۰/۳۳	۰/۸۹	۱۷۳	۴۸/۱	۰/۳۴	۱۰۲



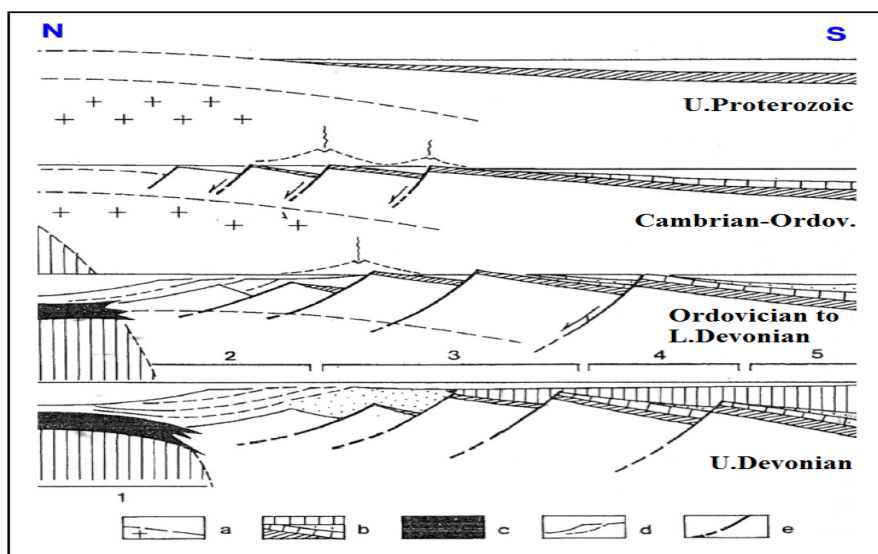
ادامه جدول ۵-۸

j <sup>۳</sup>	۰/۶۵	۱/۵۸	۰/۵	۲۵	۰/۰۴	۲۷/۱	۶/۳	۳۱	۱/۱۸	۲/۱	۱/۴	۰/۲۳	۰/۷۸	۱۷۸	۳۴/۶	۰/۲۶	۷۶
B <sup>۱</sup>	-	-	۶/۹۵	-	-	-	-	۶۵	-	۶۵	-	-	۴	۱۷۵	۲۶	-	۲۳۰
Z <sup>۱</sup>	-	-	-	-	-	۲۸	-	۳۷	-	۱۳	-	-	۲	۲۸۳	۱۶	-	۲۱۴
Z <sup>۲</sup>	۲/۲	۷/۵	۵/۴۷	۲۹	۰/۲۲	-	۳۸	۸۵	۹/۵	۷۵	۱۲	۱/۲	۱/۰۸	۱۶۳	-	۲/۰۹	۱۳۱
D <sup>۱</sup>	۲/۱۲	۸	۴/۸۴	۲۵	۰/۲	-	۳۵	-	۸	۶۴	۱۵	۱/۱۲	۱	۲۷۸	-	۱/۵	۲۰۰
D <sup>۲</sup>	-	-	۵	-	-	۱۵	-	۱۴۴	-	۴۲	-	-	-	۲۸۵	۱۲	-	۲۲۲
Ab <sup>۸</sup>	۱/۷۵	۸/۱۹		۱۵/۷	۰/۱	۴۳	۲۷/۹	۳۵	۵/۹۲	۲۱	۱۰/۶	۳/۹۸	۵	۲۷۸	۱۹	۰/۸	۳۰۳
Ab <sup>۷</sup>	-	-	-	-	-	۲۸	-	۲۹	-	۲۹	-	-	۳	۳۲۸	۱۶	-	۳۹۴
Ab <sup>۶</sup>	۳/۶۳	۱۷/۱	-	۵۴/۲	۰/۳۱	۳۵	۷۲/۸	۲	۱۷/۱	۲۷	۱۹/۶	۲/۲۸	۱	۲۶۵	۲۳	۲/۶۶	۲۷۲
Ab <sup>۵</sup>	-	-	-	-	-	۳۴	-	۱	-	۳۹	-	-	۵	۲۹۲	۱۷	-	۲۳۶
Ab <sup>۴</sup>	-	-	-	-	-	۳۷	-	۲۸	-	۱۷	-	-	۲	۲۳۰	۲۱	-	۲۵۲
Ab <sup>۳</sup>	-	-	-	-	-	۲۵	-	۲۹	-	۲۰	-	-	۱	۳۳۲	۱۶	-	۱۹۴
Ab <sup>۲</sup>	-	-	-	-	-	۲۵	-	۴۱	-	۴۱	-	-	۱	۲۹۱	۱۹	-	۱۹۷
Ab <sup>۱</sup>	۳/۹	۱۴/۴	۸	۵۱/۶	۰/۲۶	۴۴	۶۲/۸	۱۵۳	۱۵/۴	۳۷	۱۶/۸	۱/۹۳	۸	۲۸۴	۲۶	۲	۱۸۷

### ۵-۹- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه

شواهد مختلف نشان می‌دهند که در زمان اردویسین تا دونین پلاتفرم پایدار شمال گندوانا دچار بالآمدگی، کشیدگی پوسته‌ی قاره‌ای و تشکیل کافت گردیده است (لاسمی، ۱۳۷۵). بسیاری از زمین‌شناسان این مراحل کافت‌زایی را در ارتباط با تشکیل پالئوتتیس در شمال ایران می‌دانند. حضور سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب عمدتاً آلکالن یکی از ویژگی‌های پالئوزوئیک‌زیرین و بخصوص سیلورین ایران است، که رخنمون‌های آن‌ها را در شمال شاهرود (بازالت‌های سلطان میدان، ژنی، ۱۹۷۷؛ جعفریان، ۱۳۸۸؛ قربانی، ۲۰۰۹؛ قوبدل سیوکی و همکاران، ۲۰۱۱)، رباط قره‌بیل، جاجرم و اسفراین (افشارحرب، ۱۳۷۳)، کوه‌های شتری (روتنر و همکاران، ۱۹۶۸)، شیرگشت (درخشی، ۱۳۸۵؛ درخشی و همکاران، ۱۳۸۵؛ قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷)، سُه کاشان (زاهدی، ۱۹۷۳؛ آیتی، ۱۳۸۲؛ آیتی و همکاران، ۱۳۸۲، ۱۳۸۹)، ترود (هوشمندزاده و همکاران، ۱۹۷۸)، جام (علوی نائینی، ۱۹۷۲؛ ناجی، ۱۳۸۳؛ قاسمی و ناجی، ۱۳۸۳)، جنوب بجنورد (احمدزاده هروی، ۱۹۷۵؛ جولاپور و گلابتونچی، ۱۳۷۷)، جهق (طباطبایی منش و همکاران، ۱۳۸۷)، جنوب بهاباد (بلاغی، ۱۳۸۷؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۸۷؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۰) و شمال شاهرود (سهامی و همکاران، ۱۳۸۹؛ سهامی، ۱۳۹۰) می‌توان دید.

به اعتقاد بولن (۱۹۸۸) در اهری پور (۱۳۸۹)، بازشدگی حوزه پالئوتتیس احتمالاً بصورت مؤثر از زمان اردوویسین شروع شده است. در مدل تکتونیکی بولن (شکل ۵-۳۶)، این بازشدگی از شمال شروع می‌شود و به سمت جنوب گسترش می‌یابد. رسوباتی که نزدیک به مرکز گسترش در سمت شمال تشکیل شده‌اند از نوع فیلیش و رسوباتی که در حاشیه و دور از مرکز گسترش (به سمت جنوب) تشکیل شده‌اند، به عنوان رسوبات قاره‌ای تا نیمه قاره‌ای همزمان با کافت در نظر گرفته شده‌اند.



شکل ۵-۳۶- کافت درون قاره‌ای و تکامل حاشیه‌ی جنوبی پالئوتتیس تا زمان دونین (بولن، ۱۹۸۸) [برگرفته از اهری پور، ۱۳۸۹]. راهنمای شکل بدین صورت است؛ ۱: قلمرو پوسته‌ی اقیانوسی شمال ایران و هندوکش غربی، ۲: حاشیه‌ی جنوبی قلمرو ترکمنستان و ادامه‌ی آن تا ایران، ۳: قلمرو بند بیان و گسترش آن تا ایران، ۴ و ۵: قلمروهای هلمند و ایران مرکزی (۴: زیر قلمرو بهسود و ۵: زیر قلمرو ترک نوار).  
 a: لیتوسفر قاره‌ای که از گرانیات تا دگرگونی کوردیریت-آندالوزیت (زیر قلمرو بهسود) تغییر می‌کند. b: رسوبات قاره‌ای و نیمه قاره‌ای همزمان با کافت، c: لیتوسفر اقیانوسی از زمان اردوویسین به بعد، d: رسوبات نوع فیلیش و پلاژیک عمیق، e: گسل‌های لیستریک.

بولن (۱۹۸۸)، مراحل تکاملی این رویداد را به صورت زیر خلاصه کرده است:

(۱) نازک‌شدگی و گوه‌ای شدن رسوبات دریایی اینفراکامبرین و پالئوزوئیک زیرین در شرق البرز.

۲) فعالیت آتشفشانی نوع شکافی<sup>۱</sup> در البرز شرقی که در کامبرین زیرین شروع می‌گردد و در طی اردوویسین فوقانی تا سیلورین دوباره فعالیت آن احیا می‌شود و در دونین به پایان می‌رسد.

۳) نفوذ گرانیتوئید آلومینو - سیالیک و از نوع غیر کوهزایی در زیر زون بهسود که در مرز کامبرین - اردوویسین روی داده است. قاسمی و خانعلی‌زاده (۱۳۹۱) توده گرانیتوئیدی تویه‌دروار در جنوب غرب دامغان را متعلق به این زمان می‌دانند.

۴) بالا آمدگی و خروج از آب<sup>۲</sup> (با شدت کم یا زیاد) ناحیه البرز شرقی در طی سیلورین تا دونین تحتانی و به دنبال آن تشکیل شرایط فلات قاره‌ای در دونین فوقانی.

۵) خرد شدن ناحیه توسط گسل‌های کششی احتمالاً از نوع لیستریک<sup>۳</sup> که امروز توسط گسل‌های بلوک یزد - نائین - لوت مشخص می‌شوند (قبل از چرخش بلوک، این گسل‌ها حالت طولی داشتند).

۶) کج شدن<sup>۴</sup> بلوک‌ها (نظیر شرق البرز) در زمان سیلورین تا دونین تحتانی که موجب تشکیل هورست و گرابن‌ها گردید. در هورست‌ها عمل فرسایش انجام شد و در گرابن‌ها، رسوبات دریایی با شرایط محدود شده و محبوس تشکیل شدند.

۷) فرونشینی<sup>۵</sup> و زیر آب رفتن بعدی بلوک‌های کج شده در طی دونین میانی در البرز رخ داده است. فعالیت ماگمایی اردوویسین میانی - بالایی تا دونین میانی به عنوان یک واقعه مرتبط با کافت تعبیر می‌شود و در آن زمان تکامل این کافت منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس در محل کنونی کوه‌های البرز شده است. به اعتقاد اشتامفلی (۱۹۷۸)، فعالیت خروج روانه‌های بازالتی که از اردوویسین بالایی در البرز شروع می‌شود تا زمان دونین میانی ادامه می‌یابد و در البرز شرقی این واقعه آتشفشانی در دوره سیلورین گسترش بیشتری داشته است (اهری‌پور، ۱۳۸۹). به اعتقاد لاسمی (۱۹۹۷) آغاز گسترش پوسته اقیانوسی، همزمان با پیدایش بخش ۵ سازند میلا بوده و به گمان قوی در زمان

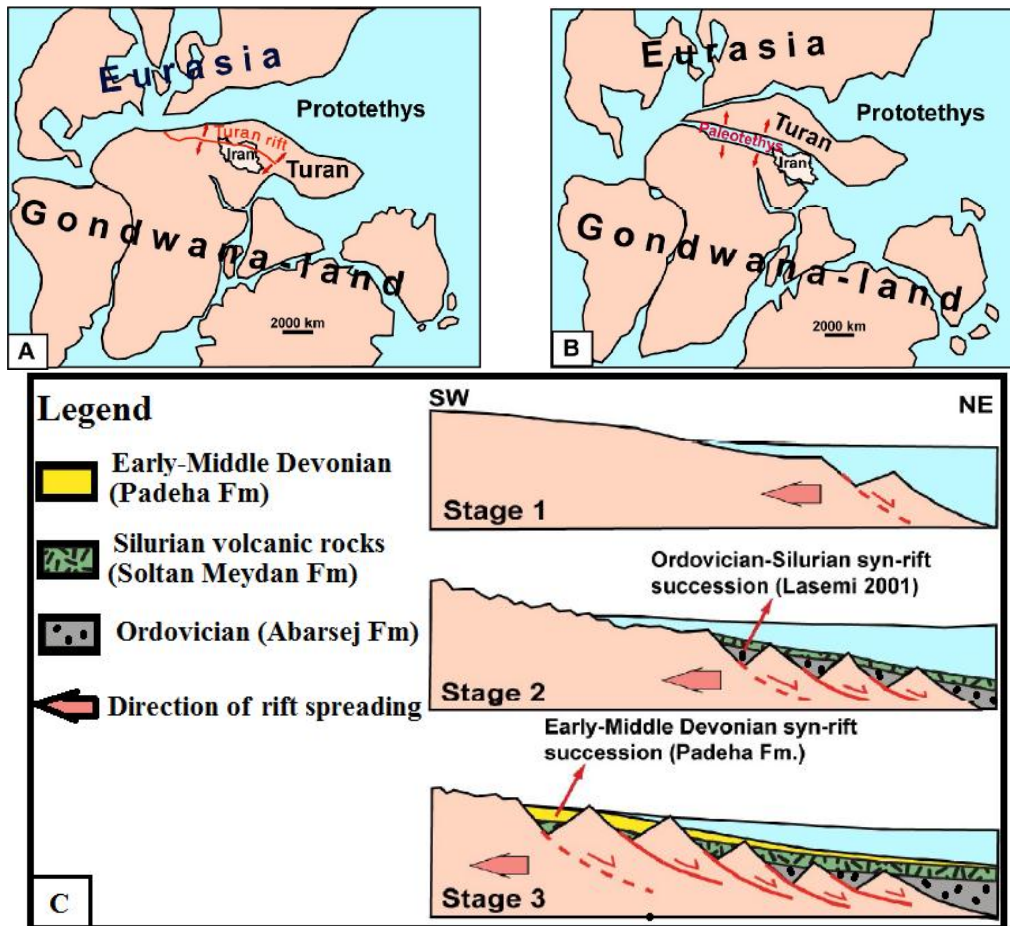
۱-Fissure type  
۲-Emersion  
۳-Listric  
۴-Tilting  
۵-Submersion

اردوویسین پیشین رخ داده است (شکل ۵-۳۷-A). به اعتقاد ایشان سنگ‌های اردوویسین ایران شامل بخش ۵ سازند میلا و هم ارزهای آن (سازند لشکرک و شیرگشت)، سازند قلی و شاید بخش‌های زیرین سازند نیور که مجموعه توالی یا توالی‌های بزرگ پیش‌رونده ساخته‌اند، همزمان با پیدایش کافت پالتوتیس پدیدار شده‌اند. به عقیده‌ی وی آواری‌های عمدتاً قاره‌ای بخش بالایی سازند نیور و ناپیوستگی بالای سنگ‌های سیلورین ایران به احتمال زیاد بیانگر ناپیوستگی ناشی از جدایش و اشتقاق صفحه‌ی توران از قاره‌ی گندواناست (لاسمی، ۱۳۷۹) و حوزه‌ی دریایی پالتوتیس بعد از زمان دونین تشکیل می‌گردد (شکل ۵-۳۷-B).

با جمع‌بندی نظریه‌های فوق و نتایج این مطالعه می‌توان سرگذشت تکتونیکی حوزه پالتوتیس البرز را به صورت زیر خلاصه کرد:

در طی دوره زمانی اردوویسین تا سیلورین با تشکیل کافت در حاشیه شمالی قاره گندوانا، اولین توالی رسوبات همزمان با کافت شامل رسوبات بخش ۵ سازند میلا (و معادل‌های آن در ایران مرکزی) و سازند قلی (معادل سازند ابرسج در مناطق مورد مطالعه) در حوزه کافتی پالتوتیس تشکیل می‌شوند (لاسمی، ۱۳۷۹) (مراحل ۱ و ۲ در شکل ۵-۳۷). به دنبال فعالیت شدید آتشفشانی کافت در زمان سیلورین، سازند سلطان میدان ایجاد شده و سپس کافت پالتوتیس از سمت مرکز حوزه (شمال) به طرف حاشیه‌ی جنوبی حوزه گسترش می‌یابد و باعث فرونشینی این نواحی در طول گسل‌های لیستریک جدیدتر شده و توالی جدید همزمان با کافت به نام سازند پادها بر روی سازند آتشفشانی سلطان میدان تشکیل می‌شود (مرحله ۳ در شکل ۵-۳۷) (اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰). طبق نظر اهری‌پور (۱۳۸۹)، کافت‌های درون‌قاره‌ای مثل شرق آفریقا غالباً توسط رخساره‌های بادبزنی آبرفتی، رودخانه‌ای و دریاچه‌ای پر می‌شوند. بنابراین الگوی پرشدگی رسوبی سازند پادها خیلی شبیه حوضه‌های کافت درون‌قاره‌ای می‌باشد. البته در اکثر حوضه‌های کافتی ایده‌آل، در مرحله همزمان با کافت رسوبات تبخیری نیز تشکیل می‌شود و در سازند پادها این رسوبات (تبخیری) با ضخامت نسبتاً

خوب در نواحی مثل کوه ازوم یا رباط قره بیل و نیز مقطع تیپ (ازبک کوه) تحت آب و هوای گرم و خشک تر تشکیل شده‌اند.



شکل ۵-۳۷- بازسازی نمادین تکتونیک دیرینه و تکامل حوزه‌ی پالئوتتیس در ایران (اقتباس از اهری‌پور و همکاران، ۲۰۱۰ با کمی تغییرات)، A: در زمان اردوویسین زیرین کافت توران با فعالیت شدید آتشفشانی مافیک در شمال ایران تشکیل می‌شود. B: تکامل و تبدیل کافت توران به حوزه‌ی پالئوتتیس در زمان بعد از دونین اتفاق می‌افتد. C: نیم‌رخ مراحل بازشدگی حوزه‌ی پالئوتتیس از سمت شمال به جنوب. در مراحل ۱ و ۲ اولین رسوبات همزمان با کافت شامل سازندهای ابرسج و سلطان میدان تشکیل می‌شوند و گسترش کافت به حاشیه جنوبی حوزه منجر به تشکیل رسوبات همزمان با کافت بعدی (سازند پادها) بر روی سازند سلطان میدان می‌شود.

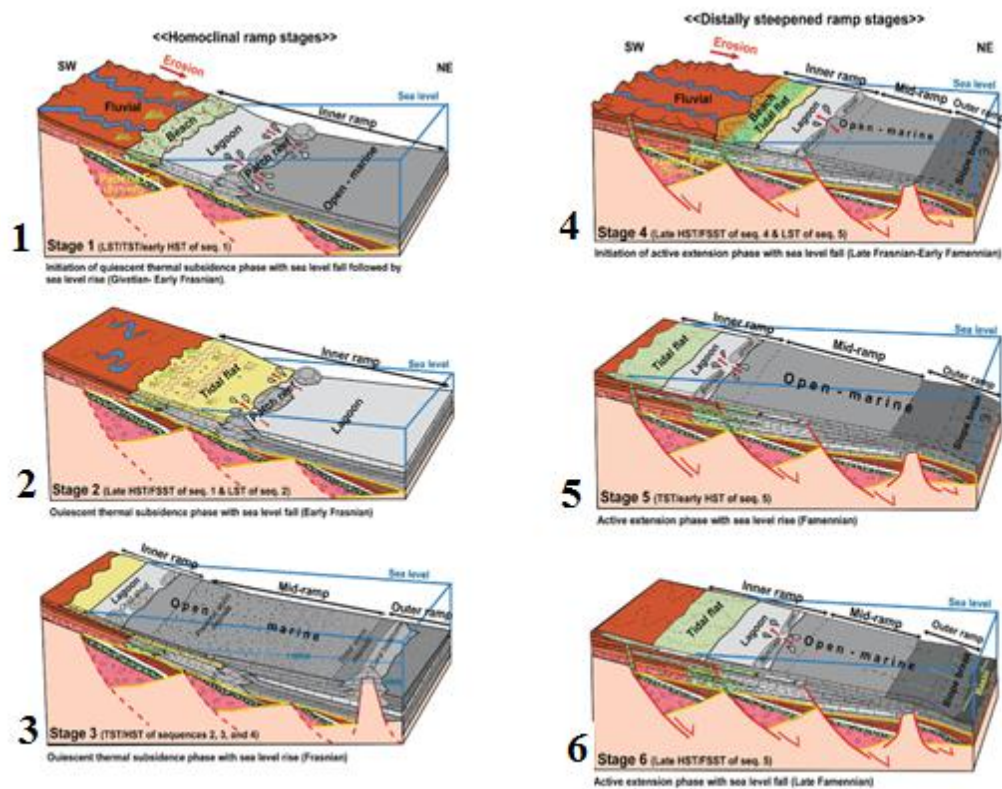
در بخش مربوط به موقعیت تکتونیکی سازند پادها اشاره شد که این سازند در مرحله هم‌زمان با تشکیل کافت در حوزه پالئوتتیس تشکیل شده است و بعد از نشست گرمایی این حوضه، مرحله بعد از کافتی شدن شروع می‌شود. در مرحله بعد از تشکیل کافت، یک حاشیه تکتونیکی غیر فعال در حوزه پالئوتتیس تشکیل می‌شود و شروع گسترش کف اقیانوس پالئوتتیس، باعث تولید نشست

گرمایی در حاشیه غیر فعال (بتازگی تشکیل شده) گردیده و این نشست با پیشروی کلی دریا در زمان ایفلین-ژیوسین همراه بوده است ولی در برخی محلها این پیشروی تا زمان فامنین به تأخیر افتاده است (باقری و اشتامغلی، ۲۰۰۸). توالی حاشیه غیر فعال (یا فاز بعد از تشکیل کافت)، پلاتفرم کربناتی پیوسته‌ای را از دونین میانی تا تریاس میانی تشکیل می‌دهد (باقری و اشتامغلی، ۲۰۰۸). به عقیده اهری‌پور (۱۳۸۹)، این پلاتفرم کربناتی در زمان دونین میانی با سازند خوش‌ییلاق شروع می‌شود. بنابراین سازند خوش‌ییلاق در یک موقعیت تکتونیکی کافتی تشکیل شده است و میزان فرونشینی یا بالا آمدگی این حوضه در رسوبات این سازند منعکس شده است. پلاتفرم سازند خوش‌ییلاق از زمان دونین میانی تا فوقانی دستخوش تغییرات قابل توجه شده است که توسط دو فاکتور مهم شامل تغییرات جهانی سطح آب دریاها و فعالیت تکتونیکی محلی تولید شده است. این عوامل سبب شده‌اند که رمپ کربناتی سازند خوش‌ییلاق از نوع تک‌شیب ملایم<sup>۱</sup> (مراحل ۱ تا ۳ در شکل ۵-۳۸) به نوع انتهایی شیب‌دار<sup>۲</sup> (مراحل ۴-۶ شکل ۵-۳۸) تبدیل شود (اهری‌پور، ۱۳۸۹).

---

<sup>۱</sup>- Homoclinal

<sup>۲</sup>- Distally steepened

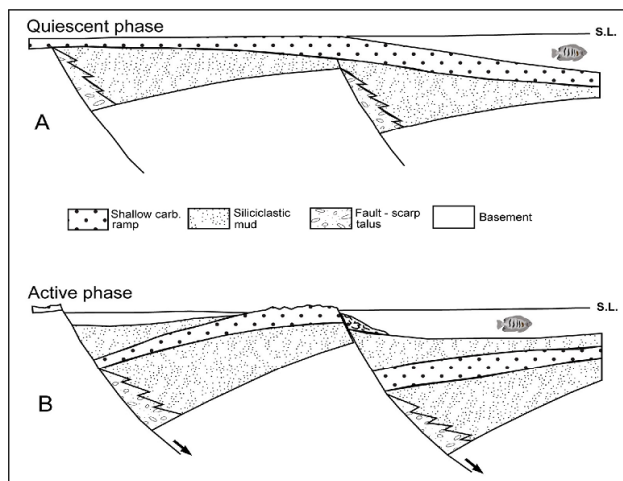


شکل ۵-۳۸- شکل نمادین از بازسازی مراحل تکامل پلاتفرم سازند خوش‌بیلاق در دونین میانی تا بالایی (برگرفته از اهری‌پور، ۱۳۸۹). مراحل ۱ تا ۳ تکامل سازند خوش‌بیلاق را به صورت رمپ هموکلینال از زمان ژوسین تا اوسط فراسنین نشان می‌دهد و شامل عضوهای تخریبی و کرنباتی زیرین می‌شود، مراحل ۴ تا ۶ به صورت رمپ با انتهای شیب‌دار از زمان فراسنین فوقانی تا انتهای فامنین .

اغلب رمپ‌ها در مرحله بعد از کافت حوضه‌های کششی و در طی فاز آرام و فرونشینی گرمایی تشکیل می‌شوند. اما در فاز فعال کششی ناشی از فعالیت گسل‌ها، بخش‌های برآمده یا بالا آمده کمربالای گسل‌های نیمه‌گرانی توسط شلف‌های با دیواره شیب‌دار کوچک یا رمپ‌هایی با انتهای شیب‌دار در بر گرفته می‌شوند (بورچته<sup>۱</sup> و رایت<sup>۲</sup>، ۱۹۹۲، نیوال<sup>۳</sup>، ۲۰۰۰ در اهری‌پور، ۱۳۸۹) (شکل ۵-۳۹).

<sup>۱</sup>- Burchette  
<sup>۲</sup>- Wright  
<sup>۳</sup>- Newell





شکل ۵-۳۹- تشکیل رمپ‌های هموکلینال و با انتهای شیب‌دار در زمان‌های آرامش و فعالیت حوضه کششی ریفتی (اقتباس از بورچته و رایت، ۱۹۹۲). (A) در مرحله گسترش غیر فعال و آرام تکتونیکی رمپ هموکلینال روی گسل‌های نیمه گرابنی را می‌پوشاند، (B) فعالیت مجدد گسل‌های نیمه‌گرابنی باعث شکستگی رمپ و تبدیل آن به رمپ با انتهای شکسته می‌گردد و رسوبات توریدایتی در پای شکستگی تشکیل می‌شوند.

آثار فعالیت تکتونیکی و تأثیر آن در سازند خوش‌ییلاق را اهری‌پور (۱۳۸۹)، به‌صورت زیر خلاصه کرد:

- ۱- فعالیت‌های تکتونیکی با شدت کم یا زیاد (بصورت بالآمدگی‌ها یا فرونشینی‌ها) در سازند خوش‌ییلاق منجر به ورود مقداری ذرات تخریبی کوارتزی شده است و سپس آن‌ها توسط امواج طوفان و یا جریان‌های دریایی با رسوبات کربناتی دریایی مخلوط شده‌اند. این منجر به تشکیل یک سیستم مخلوط تخریبی- کربناتی در این سازند شده است، ۲- فعالیت تکتونیکی به همراه پایین آمدن سطح آب دریا منجر به تشکیل عضوهای تخریبی زیرین و بالایی در سازند خوش‌ییلاق شده است و احتمالاً تأثیر این فعالیت‌ها در عضو تخریبی بالایی شدیدتر بوده است و منجر به خروج و برونزدگی پلاتفرم شده است. ۳- در اثر فعالیت تکتونیکی، شکستگی در انتهای پلاتفرم سازند خوش‌ییلاق ایجاد می‌شود و رمپ نوع هموکلینال در این سازند به رمپ با انتهای شیب‌دار تبدیل می‌گردد. ۴- بیشترین اثر فعالیت تکتونیکی حوضه کافتی پالئوتتیس در تغییر ضخامت جانبی سازند خوش‌ییلاق مشهود است. این تغییرات ضخامت می‌تواند در اثر فرونشینی‌های متفاوت نواحی مورد مطالعه در راستای گسل‌های نیمه‌گرابنی موجود در حاشیه کافت پالئوتتیس ایجاد شده باشند.



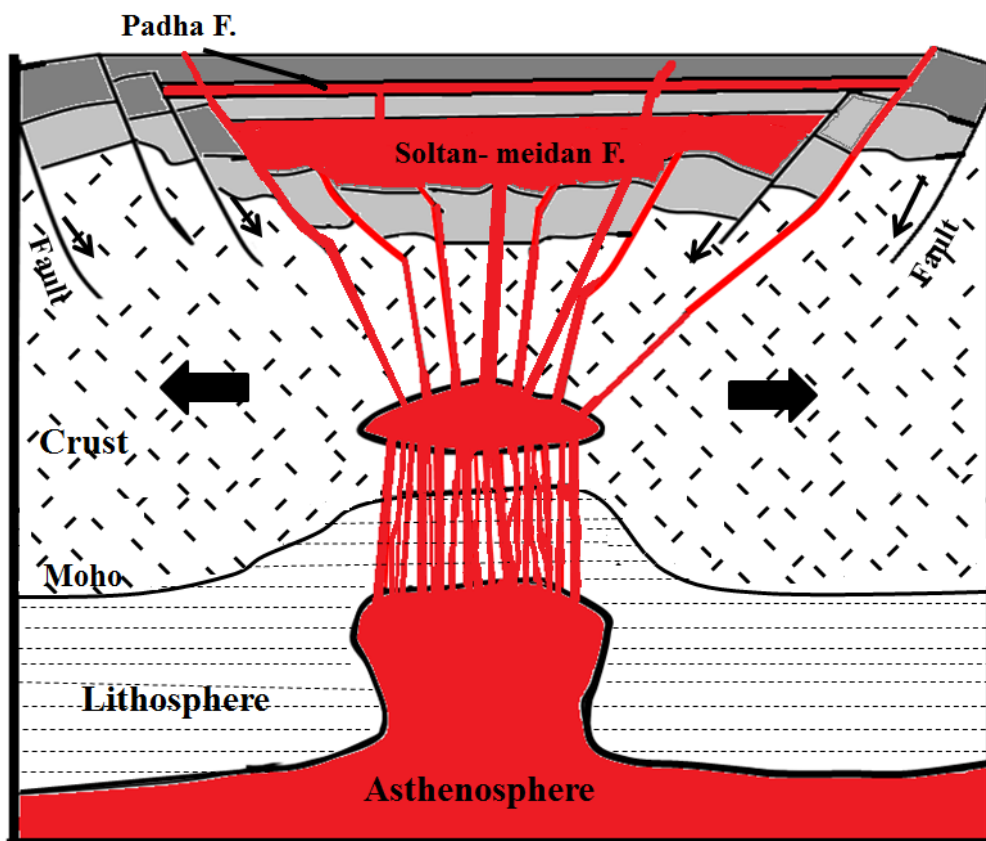
بنابراین با مقایسه دو سازند پادها و خوش‌ییلاق مشخص می‌گردد که فعالیت تکتونیکی و ماگمایی حوضه کافتی پالتوتتیس از سازند پادها به سمت سازند خوش‌ییلاق کاسته شده است، زیرا در سازند پادها فعالیت ماگمایی بصورت تشکیل روانه‌های گدازه (بازالتی تا آندزیتی) و میان‌لایه‌های توف می‌باشد که حاکی از فعالیت شدید ولکانیکی حوضه ریفتی دارد ولی در سازند خوش‌ییلاق کاهش این فعالیت‌ها دیده می‌شود. این امر می‌تواند بیانگر ویژگی پرتکاپوتر حوضه همزمان با کافت پادها نسبت به حوضه پساکافتی کم تکاپوتر و آرام سازند خوش‌ییلاق باشد. ادامه کاهش فعالیت کافتی پالتوتتیس و تشکیل حوضه کاملاً پساکافتی در سازند کربناتی مبارک دیده می‌شود زیرا این سازند نسبت به دو سازند قبلی خود (یعنی پادها و خوش‌ییلاق) از رسوبات تخریبی خیلی کمتر و برعکس از رسوبات کربناتی خیلی بیشتری برخوردار می‌باشد (اهری‌پور، ۱۳۸۹).

به نظر پیرس (۱۹۹۶) دو عامل اصلی برای تولید ماگماهای درون‌صفحه‌ای وجود دارد: فعالیت ستون گوشته‌ای و کافت‌زایی آرام<sup>۱</sup>. کافت‌زایی آرام به طور شاخص به بازشدگی اقیانوسی و یا به تشکیل حوضه‌های کششی داخل قاره‌ای گفته می‌شود که هرگز منجر به گسترش حوضه اقیانوسی نمی‌شوند. در اینجا ماگماتیسیم عمدتاً مربوط به کاهش فشار بر گوشته آستنوسفری غنی‌شده نسبت داده می‌شود. بر اساس مدل تکتونیکی شکل (۵-۴۰)، ابتدا ستون‌های گوشته‌ای به زیر قاعده لیتوسفر اقیانوسی یا قاره‌ای فشار می‌آورند، سپس در مرحله بعد با کشش لیتوسفری، ذوب گوشته توسط کاهش فشار در شرایط آدیاباتیک فراهم می‌شود. درجه ذوب به دما، ترکیب ستون گوشته‌ای، ضخامت و ترکیب لیتوسفر بستگی دارد. بطوریکه ضخامت زیاد لیتوسفر منجر به درجات پایین ذوب و تشکیل یک ماگمای اولیه آلكالن می‌شود و برعکس لیتوسفر نازک منجر به ذوب بیشتر و تشکیل ماگماهای تولئیتی می‌شود (آگوستینی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۱). این ستون‌ها با ترکیب گارنت‌لرزولیت در عمق ۱۱۰-۱۰۰ کیلومتری دچار ذوب‌بخشی شده و ماگمای بازیک با ترکیب آلكالن سدیک تولید کرده‌اند. این ماگماها به وسیله‌ی گسل‌های نرمال ایجاد شده در منطقه‌ی کشش به سطح راه پیدا کرده و

<sup>۱</sup>- Passive rifting

<sup>۲</sup>- Agostini

لایه‌های گدازه‌ای با ترکیب بازالتی را بوجود آورده است. بخشی از ماگما نیز به شکل دایک یا توده‌های نفوذی در داخل پوسته نفوذ کرده و سنگ‌های گابرویی را ایجاد کرده‌اند (گدازه‌ها و بازالت‌های موجود در سازند ابرسج). با ادامه‌ی رژیم کششی، فشار بیشتری از روی گوشته برداشته شده و آستنسفر به سطح نزدیک‌تر شده است. بالا آمدن آستنسفر، در نهایت باعث ایجاد یک شکستگی بزرگ و تشکیل کافت اصلی در پوسته‌ی قاره‌ای شده است. در این مرحله، گدازه‌های بازالتی با سرعت زیادی صعود کرده و به سطح زمین رسیده‌اند (تشکیل مجموعه‌ی سلطان‌میدان). در ادامه با کاهش فعالیت ماگمایی، گدازه‌ها، دایک‌ها و سیل‌های موجود در سازندهای پادها و خوش‌بیلاق تشکیل شده‌اند.



شکل ۵-۴۰- مدل تکتونیکی برای تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه.

## فصل ششم

### نتیجه‌گیری و پیشنهادها

## ۶-۱- نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی بر روی بازالت‌های سازندهای پادها و خوش‌ییلاق در مناطق نکارمن و میغان در شمال شاهرود، به شرح زیر می‌باشند:

❖ سنگ‌های مورد مطالعه، در قسمت شرقی زون ساختاری البرز واقع شده‌اند و بر اساس برخی از فسیل‌ها، سن دونین میانی تا فوقانی برای سازند خوش‌ییلاق پیشنهاد شده و از این رو سن سازند پادها در زیر آن دونین زیرین تا میانی تعیین گردیده است.

❖ سنگ‌های ماگمایی با ترکیب بازالتی و به شکل گدازه‌های بازالتی، دایک‌ها و سیل‌های میکروگابرویی در سازندهای پادها و خوش‌ییلاق رخنمون دارند. حضور گدازه‌های بازالتی به‌صورت میان‌لایه‌ای در لایه‌های سیلیسی آواری، آهکی و دولومیتی سازندهای پادها و خوش‌ییلاق بیانگر ارتباط آن‌ها با رژیم زمین‌ساختی کششی نوع کافت درون‌قاره‌ای در طی دونین است.

❖ با توجه به مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های مورد مطالعه از نوع بازالت، الیوین بازالت و میکروگابرو می‌باشند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و گاهی الیوین هستند که بیشتر بصورت فنوکریست مشاهده می‌شوند. کانی‌های اپک و آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی در این بازالت‌ها دیده می‌شوند. حضور کانی‌های آپاتیت، تیتان اوژیت و اسفن ثانویه نشان دهنده‌ی ماهیت آکالن این سنگ‌هاست. کانی‌های اپک بر اساس مطالعات میکروسکوپی از نوع مگنتیت هستند. کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن و الیوین، به صورت گسترده در مقاطع حضور دارند. بافت‌های جریان‌ی، پورفیری، گلومروپورفیری، افیتیک، ساب‌افیتیک و اینترگرانولار از مهم‌ترین بافت‌های این سنگ‌ها می‌باشند. حفرات موجود در این بازالت‌ها

توسط کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، کلریت و کوارتز پر شده و ساخت بادامکی ایجاد کرده‌اند.

❖ بازالت‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، ماهیت آلکالن سدیک نشان می‌دهند. الگوی موازی نمونه‌ها در نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت، منشأ واحد و تحول ماگمای سازنده‌ی آن‌ها را از طریق فرآیند تبلور تفریقی تأیید می‌کند. همچنین بر اساس نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت، غنی‌شدگی از LREE، تهی‌شدگی نسبی از HREE، مقادیر بالای P و Ti در نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه بیانگر ماهیت آلکالن ماگمای سازنده این سنگ‌هاست که از یک گوشته غنی شده مشتق شده است. نمونه‌های مورد مطالعه الگویی مشابه نوع OIB نشان می‌دهند. این امر مشابهت آن‌ها را با چنین ماگماهایی که از ذوب گوشته‌ی آستنوسفری به وجود می‌آیند، تأیید می‌کند. همچنین غنی‌شدگی LILE، عدم تهی‌شدگی در HFSE، آنومالی مثبت Nb تمرکز بالای عنصر Ti، نبود آنومالی Eu در نمونه‌های مورد مطالعه و OIB تأییدی بر شباهت منشأ این سنگ‌ها با محل منشأ OIB است.

❖ براساس نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی- ماگمایی و نمودارهای تعیین منشأ، ماگمای آلکالن مذکور متعلق به یک محیط کافت درون‌ورقه قاره‌ای می‌باشد. این ماگما از ذوب بخشی ۵ تا ۱۰ درصدی یک ستون گوشته‌ای غنی شده‌ی گارنت‌پریدوتیتی در حال صعود در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری تشکیل شده و در یک محیط قاره‌ای - دریایی کم‌عمق فوران نموده است. این محیط با کافت‌زایی شمال ابرقاره‌ی گندوانا در اردوویسین- دونین که منجر به تشکیل اقیانوس پالتوتتیس در محل کنونی کوه‌های البرز شده است، مطابقت دارد.

❖ بررسی و مقایسه‌ی موقعیت چین‌شناسی، پترولوژی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه با مجموعه‌های آذرین پالئوزوئیک ایبانه (سه)، زفره - باقرآباد، دالمه، جهق و پل-

خوانند در ایران مرکزی و شمال شرق درود- نیشابور در زون بینالود حاکی از شباهت‌های بسیاری در میان آن‌ها می‌باشد. این شباهت‌ها، بیانگر ارتباط نزدیک زمین‌ساختی و ماگمایی این مناطق در این زمان در حین مراحل کافت‌زایی پالئوتتیس در مناطق وسیعی از زون‌های ساختاری البرز، ایران مرکزی و بینالود می‌باشد.

## ۶-۲- پیشنهادها

❖ انجام مطالعات ایزوتوپی به منظور تعیین منشأ و سن سنجی سنگ‌های آتشفشانی منطقه به طور دقیق‌تر و قابل اعتمادتر.

❖ انجام آزمایشات میکروپروپ سنگ‌های آتشفشانی، برای تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها.

## منابع

- آسیابانها ع، (۱۳۷۴)، "بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین ودگرگونی(ترجمه)"، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی، ص ۶۳۰.
- آقائباتی ع، (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۵۸۶.
- آقائباتی ع، (۱۳۸۵)، "زمین شناسی ایران"، چاپ دوم، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۶۱۹.
- آیتی ف، (۱۳۸۲)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسم پالئوزوئیک زیرین در دره ابیانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردکان(ایران مرکزی)"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان.
- آیتی ف، خلیلی م، نقره‌ئیان م. و مکی‌زاده ع، (۱۳۸۲)، "داده‌هایی پیرامون ولکانیسم پالئوزوئیک زیرین در مناطق ابیانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردکان(ایران مرکزی)"، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین.
- آیتی ف، نقره‌ئیان م. و خلیلی م، (۱۳۸۹)، "مروری بر ماگماتیسم پالئوزوئیک در بخشی از ایران مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۴، ص ۶۱۵-۶۳۲.
- اربابی طهران م، (۱۳۸۸)، پایان نامه ارشد: "پترواوژی بازالت‌های شمال شرق درود - نیشابور، شمال شرق ایران"، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد د شاهرود.
- اشرفی ا، (۱۳۸۷)، پایان نامه ارشد: "چینه‌نگاری و محیط رسوبی سکانس پالئوزوئیک زیرین در ناحیه نکارمن"، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد شاهرود.

- افشارحرب ع، (۱۳۷۳)، "زمین‌شناسی کپه‌داغ"، شماره ۱۱، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۲۷۵.
- اللهیاری س، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک عباس آباد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اهری پور ر، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه دکتری: "میکروفاسیس، محیط رسوبی و چینه‌شناسی سکانسی سنگ‌های رسوبی دونین (سازندهای پادها و خوش‌بیلاق)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- برهمند م، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی موقعیت پینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه احمد آباد (خارتوران-جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی ز، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین جنوب بهاباد یزد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی ز، صادقیان م، قاسمی ح. و خانعلی‌زاده ع، (۱۳۸۷)، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین جنوب بهاباد (باقی- یزد)"، شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گیلان، ص ۳۶۷ - ۳۷۲.
- بلاغی ز، صادقیان م. و قاسمی ح، (۱۳۹۰)، "پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین جنوب بهاباد (باقی، ایران مرکزی) (شاهدی بر کافت‌زایی)"، **مجله پترولوژی اصفهان**، سال اول، شماره چهارم، ص ۴۵-۶۴.
- تاکی س، درویش‌زاده ع، قادری م. و خسروتهرانی خ، (۱۳۸۸)، "توالی سنگ‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی فاز دوم پالئوژن در منطقه دیلمان، البرز باختری"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، شماره ۲، ص ۲۳۹-۲۵۲.



- ترابی ق، (۱۳۸۶)، "مطالعه کالینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های شوشونیتی منطقه قلعه خرگوشی (غرب استان یزد) با استفاده از EPMA و LA-ICP-MS"، *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، شماره ۱، ص ۲۳-۴۰.
- تیموری س، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و تحلیل رخساره‌های آتشفشانی جنوب جیرنده، شرق لوشان، شمال غرب قزوین"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- جعفریان ع، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسم مافیک پالئوزوئیک زیرین در البرز شرقی (ناحیه شاهرود-خوش‌بیلاق)"، دانشگاه آزاد اسلامی تهران واحد علوم و تحقیقات.
- جعفریان م.ب. و جلالی ع، (۱۳۸۳)، نقشه زمین‌شناسی خوش‌بیلاق به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- جولاپور ع، (۱۳۷۵)، پایان‌نامه ارشد: "پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز ولکانیسم پالئوزوئیک زیرین در البرز شرقی (گستره‌ی چهارگوش بجنورد و کوه کورخود)"، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم.
- جولاپور ع. و گلابتونچی ا، (۱۳۷۷)، "پژوهشی در سنگ‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین البرز خاوری (ره آوردی تازه از سرگذشت پالئوتتیس در شمال ایران)"، دومین همایش زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- حسینا ل، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "خصوصیات کانی‌سازی مس و عناصر همراه در منطقه نکارمن و ارتباط آن با بازالت‌های سلطان میدان (شمال شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه آزاد تهران شمال.

- حیدری ک، (۱۳۸۸)، پایان نامه ارشد: "پهنه‌بندی خطر ریزش سنگی در شهر شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- درخشی م، قاسمی ح، طاهری ع، صادقیان م. و حیدرنیا ح، (۱۳۸۵)، "موقعیت چینه‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای آذرین بازیک پالئوزوئیک زیرین ناحیه شیرگشت، شمال غرب طبس"، دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- درخشی م، قاسمی ح، سهامی ط، (۱۳۹۰)، "مقایسه ماگماتیسم شدید سیلورین ایران مرکزی و البرز در نواحی شیرگشت و سلطان میدان"، مجموعه مقالات پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- درویش زاده ع. و آسیابانها ع، (۱۳۷۰)، "ماگماها و سنگهای ماگمایی (ترجمه)"، انتشارات دانشگاه تهران.
- رضوی م.ح، مسعودی ف. و فرح‌خواه ن، (۱۳۸۹)، "شواهد کانی‌شناسی، بافتی و ژئوشیمیایی در تشخیص متاسوماتیسم پتاسیک در سیل بنیان سد کرج و تأثیر آن در سنگهای درونگیر"، فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران، سال چهارم، شماره سیزدهم، ص ۱۲-۳.
- زمانی پدram م. و کریمی ه.ر، (۱۳۸۵)، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ علی‌آباد"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سهامی ط، قاسمی ح. و درخشی م، (۱۳۸۹)، "بازالت‌های قاره‌ای سلطان‌میدان در شمال شاهرود: شواهدی بر کافت‌زایی پالئوتیس"، نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گلستان (گرگان).

- سهامی ط، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه ارشد: "زمین‌شناسی و پتروژنز بازالت سلطان میدان در مناطق نگارمن و ابرسج، شمال شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- شهرابی م، (۱۳۶۷)، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ گرگان"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- 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.
- طباطبایی منش م، میرلوحی ا، صفایی ه، و ترابی ق، (۱۳۸۷)، "ژئوشیمی و محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین در دره جهق (جنوب کاشان)"، نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، سال هشتم، شماره سوم، ص ۲۴۱-۲۵۴.
- علوی نائینی م، (۱۳۷۲)، "زمین‌شناسی ایران (چینه‌شناسی پالئوزوئیک ایران)"، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۵، ص ۴۹۲.
- فتحی ت، (۱۳۷۷)، پایان‌نامه ارشد: "بررسی پتروژنی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین شمال شرق ایران (مقاطع شاهرود، رباط قره‌بیل و جنوب بجنورد)"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران،
- قاسمی ح، و ناجی آ، (۱۳۸۳)، "پتروژنز سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین - میانی بخش‌هایی از ایران مرکزی"، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۳۸۸-۳۹۷.
- قاسمی ح، و درخشی م، (۱۳۸۷)، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرآیند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت؛ شمال غرب طبس، ایران مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال شانزدهم، شماره دوم، ص ۲۰۷-۲۲۴.

- قاسمی ح. و خانعلی زاده ع، (۱۳۹۱)، "گرانیتوئید نوع A تویه دروار، جنوب غرب دامغان: نشانه ای از ماگماتیسم محیط کشتی پالئوزوئیک زیرین (پالئوتیس) البرز"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، سال بیستم، شماره یک، بهار ۱۳۹۱، ص ۳۷۰-۳۴۷.
- قربانی ق، (۱۳۸۴)، پایان‌نامه دکترا: "پترولوژی سنگ‌های ماگمایی جنوب دامغان"، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی.
- قوبدل سیوکی م، (۱۳۷۰)، "پالینواستراتیگرافی و پالئوژئوگرافی سازندهای پادها و خوش ییلاق واقع در ناحیه خوش ییلاق"، **دهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور**.
- قوبدل سیوکی م. و حسین‌زاده مقدم م، (۱۳۸۹)، "پالینواستراتیگرافی رسوبات پالئوزوئیک پیشین در جنوب ناحیه فاضل آباد (خولین‌دره)، جنوب شرق گرگان"، **پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب-شناسی**، سال بیست و ششم، شماره اول، ص ۱-۲۴.
- لاسمی ی، (۱۳۷۹)، "رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران"، **انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور**، ص ۱۸۰.
- مساواتی ا، (۱۳۷۰)، "مطالعات اجمالی خاک‌شناسی و طبقه‌بندی اراضی منطقه شاهرود"، **مؤسسه تحقیقات خاک و آب**.
- معین وزیری ح، (۱۳۷۵)، "دیب‌چاه‌ای بر ماگماتیسم ایران"، **انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران**، ص ۴۴۰.
- موسوی م. و اشرفی ا، (۱۳۸۶)، "لیتواستراتیگرافی، ساختمان‌های رسوبی و محیط رسوبی سازند ابرسج در شمال شاهرود"، **سومین همایش زمین‌شناسی کاربردی و محیط زیست**.
- میدل‌موسست ا، (۱۹۹۷)، "ماگماها و سنگ‌های ماگمایی"، **ترجمه درویش‌زاده ع، آسیابانها ع**، چاپ دوم، **انتشارات دانشگاه تهران**، ۵۲۷ص.

- میرلوحی ا، (۱۳۸۷)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و خاستگاه ژئوتکتونیکي بازالت‌های پالئوزوئیک زیرین دره جهق، جنوب کاشان"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان،
- ناجی آ، (۱۳۸۳)، پایان نامه ارشد: "موقعیت چینه‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه قوشه، جنوب غرب دامغان، ناحیه جام"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود،
- نصرتی، (۱۳۸۵)، پایان نامه ارشد: "مطالعه لیتواستراتیگرافی، ایکنوفاسیس و محیط رسوبی سازند ابرسج در شمال شرق شاهرود-آزادشهر"، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد شاهرود،
- نورافکن، (۱۳۹۱)، پایان نامه ارشد: "تحلیل ساختاری چین خوردگی و گسلش در ناحیه چهل دختر (شمال خاوری شاهرود)"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- هاشمی ف، (۱۳۸۶)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی بازالت‌های دونین در منطقه پل خاوند (جنوب شرق انارک)"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان.
- Abdollah S, A.Said A, A.Visona D. (۱۹۹۷) "New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Bberbera Shiikh(north Somalia)" **J.of African Earth sciences, Vol, ۲۳, No.۳, pp ۳۰۳-۳۷۳.**
- Abu-Hamatteh Z.S.H. (۲۰۰۵) "Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication", **Journal of Asian Earth Sciences, ۲۵, pp ۵۵۷-۵۸۱.**
- Agostini A., Bonini M, Corti G, Sani F and Mazzarini F. (۲۰۱۱). Fault architecture in the Main Ethiopian Rift and comparison with experimental models: implications for rift evolution and Nubia-Somalia kinematics. **Earth and Planetary Science Letters ۳۰۱, pp ۴۷۹ – ۴۹۲.**
- Aharipour R, Moussavi M.R, Mosaddegh H, Mistiaen B. (۲۰۱۰) "Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran", **Facies ۵۶, pp ۲۷۹-۲۹۴.**

- Ahmadzadeh Heravi M. (۱۹۷۵) "Stratigraphie und Fauna im Devon des ostlichen Elburs (Iran)", **Clausthaler Geologische Abhandlungen**, ۲۳, ۱- ۱۱۴.
- Alavi M. (۱۹۹۶) "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran" **Journal of Geodynamics**, ۲۱, pp ۱-۳۳.
- Alavi-Naini M. (۱۹۷۲) "Etude geologique de la region de Djam" **Geological Survey of Iran, Reports**, ۲۳, pp ۱-۲۸۸.
- Aldinucci M, Gandin A and Sandrelli F. (۲۰۰۸) "The Mesozoic continental rifting in the Mediterranean area: insights from the Verrucano tectofacies of southern Tuscany (Northern Apennines, Italy)" **J. of. Earth Sci (Geol Rundsch)**. ۹۷, pp ۱۲۴۷-۱۲۶۹.
- Alici P, Temel A and Gourgau A (۲۰۰۲) "Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey)" **J. of. volcan and geothermal res.** ۱۱۵, pp ۴۸۷-۵۱۰.
- Assereto R (۱۹۶۳) "The Paleozoic formations in central Elburz (Iran)" preliminary note: **Rivista Itailana di paleontologia et stratigrafia**, v. ۶۹, pp ۵۰۳-۵۴۳.
- Aldanmaz E, Pearce J.A., Thirlwall M.F. and Mitchell J.G. (۲۰۰۰) "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, **Turkey**" **J. of. Volcan. geotherm. Res.** ۱۰۲, pp ۶۷-۹۵.
- Ali S and Ntaflou T (۲۰۱۱) "Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constrains on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian- Pannonian Region" **Lithos**, ۱۲۱, pp ۱۷۶-۱۸۸.
- Alvaro J.J., Ezzouhairi H, Vennin E, Ribeiro M.L, Clausen S, Charif A, Ait Ayad N and Moreira M.E (۲۰۰۶) "The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Moroco; Petrology, Geodynamic **setting and coeval sedimentation**" **Journal of African Earth Science**. ۴۴,pp ۳۹۶-۴۱۰.
- Bagheri S and Stampfli GM. (۲۰۰۸) "The Anarak, Jandaq and Posht-e- Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications" **Tectonophisics**, ۴۵۱, pp ۱۲۳-۱۵۵.
- Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F. and MacPherson C.G. (۱۹۹۷). "Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: implications for plume-lithosphere interaction and polybaric melt hybridization" **Journal of Petrology** ۳۸ (۱۰), pp ۱۳۵۹-۱۳۹۰.

- Balykin P.A, Polyakov G.V, Izokh A.E, Hoa T.T, Phuong N.T, Hung T.Q and Petrova T.E. (۲۰۱۰) "Geochemistry and petrogenesis of Permian ultramafic-mafic complexes of the Jinping–Song Da rift ( **southeastern Asia Russian Geology and Geophysics**" pp ۶۱۱–۶۲۴.
- Bardintzeff J.M, Liégeois J.P, Bonin B, Bellon B and Rasamimanana G. (۲۰۱۰) "Madagascar volcanic provinces linked to the Gondwana break-up: geochemical and isotopic evidences for contrasting mantle sources" **Gondwana Research**, ۱۸, pp ۲۹۵ - ۳۱۴.
- Bédard J.H. (۱۹۹۴) "A procedure for calculating the equilibrium distribution of trace elements among the minerals of cumulate rocks, and the concentration of trace elements in the coexisting liquids" **Chemical Geology** ۱۱۸, pp ۱۴۳–۱۵۳.
- Berberian F, King G.C.P. (۱۹۸۱) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran" **Canadian Journal of Earth Science**, ۱۹, pp ۱۰۱–۱۱۷.
- Best G. (۲۰۰۳), "**Igneous and metamorphic petrology**", pp.۷۲۹.
- Blundy J.D., Robinson J.A.C. and Wood B.J. (۱۹۹۸) "Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus" **Earth and Planetary Science Letters** ۱۶۰, pp ۴۹۳ – ۵۰۴.
- Bogard p.j.f and Warner G, (۲۰۰۳) "Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg, Central Germany" **Journal of Petrology**, ۴۴, pp ۵۶۹-۶۰۲.
- Boulin J. (۱۹۸۸) "Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions", **Tectonophysics**, ۱۴۸, pp ۲۵۳-۲۷۸.
- Boulin J. (۱۹۹۱) "Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys", **Tectonophysics**, ۱۹۶, ۲۱۱–۲۶۸.
- Boynton W.V. (۱۹۸۴) "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), Rare Earth Element Geochemistry" **Elsevier, Amsterdam**, pp ۶۳–۱۱۴.
- Bozorgnia F. (۱۹۷۳), "Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz Mountains, Iran", **National Iranian Oil Company, Geological Laboratories**, ۴, pp ۱-۱۸۵.
- Burchette T.P. and Wright V.P. (۱۹۹۲) "Carbonate ramp depositional systems Sediment" **Geol.** ۷۹, pp ۳-۵۷ .

- Cabanis B and Lecolle M., (١٩٨٩) “Le diagramme La/Yb- Nb/Ta: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ ou de contamination crustal. C.R” **Acad. Sci. Ser.** ١١, ٣٠٩, pp ٢٠٢٣-٢٠٢٩.
- Chesworth W, Dejou J, Larroque P and Rodeja E.G. (٢٠٠٤) “Alteration of olivine in a basalt from central France”, **Catena**, ٥٦, pp ٢١-٣٠.
- Zhang Ch, Li Zh.X, Li X.H and Ye H.M. (٢٠٠٩) “Neoproterozoic mafic dyke swarms at the northern margin of the Tarim Block NW China: Age, geochemistry, petrogenesis and tectonic implications” **Journal of Asian Earth Sciences** ٣٥, pp ١٦٧-١٧٩.
- Chambers R.L., Yarus J.M. and Hird K.B., (٢٠٠٠) “Petrological Geostatistics for nonpetrologists” Part ٢: **The Leading Edge**, ١٩, pp ٥٩٢-٥٩٩.
- Coban H. (٢٠٠٧) “Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia” **Earth-Science Reviews** ٨٠, pp ٢١٩-٢٣٨.
- Cox K.G, Bell J.D and Pankhurst R.J. (١٩٧٩), “**The interpretation of igneous rocks**”, George allen and uniwinn, London. pp.٤٥٠.
- Crawford A.J. and Keays R. (١٩٨٧) “Petrogenesis of Victorian Cambrian tholeiites and implications for the origin of associated boninites” **J. Petrol.**, ٢٨, pp ١٠٧٥-١١٠٩.
- Conly A.J., Brenan J.M., Bellon H. and Scott S.D. (٢٠٠٥) “Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico” **Journal of Volcanology and Geothermal Research** ١٤٢, pp ٣٠٣- ٣٤١.
- Dai J, Wang Ch, Hebert R, Li Y, Zhong H, Guillaume R, Bezard R and Wei Y. (٢٠١١) “Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Yarlung Zangbo Suture Zone: Remnants of the Paleo-Tethys?” **Gondwana Research** ١٩, pp ٢٣٢-٢٤٣.
- Daly K.B., (٢٠٠٣), M.Sc. thesis, “A study of the mafic plutons along the Bloody Bluff Fault in northeastern Massachusetts: Placing constraints on the tectonic environment using geochemical and petrologic analysis” Boston College, p. ١٥٧.
- Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J. (١٩٩١), “**an introduction to rock forming minerals**” Longman., pp.٥٢٨.



- DePaolo D, Bryce J, Dodson A, Shuster D and Kennedy B. (۲۰۰۱) "Isotopic evolution of Mauna Loa and the chemical structure of the Hawaiian plume" **Geoch emistry Geophysics Geosystems** ۲, pp ۱۰۴۴.
- Dong Y, Xiao L, Zhou H, Du J, Zhang N, Xiang H, Wang Ch, Zhao Zh and Huang H. (۲۰۱۰) "Volcanism of the Nanpu Sag in the Bohai Bay Basin, Eastern China: Geochemistry, petrogenesis, and implications for tectonic setting" **Journal of Asian Earth Sciences** ۳۹, pp ۱۷۳-۱۹۱.
- Ellam R.M. and Cox K.G. (۱۹۹۱) "An interpretation of Karoo picrate basalts in term of interaction between astenospheric magmas and the mantle lithosphere" **Earth and planetary science Letters**, ۱۰۰, pp ۳۳۰-۳۴۲.
- Ellam R.M. (۱۹۹۲) "Lithosperic thickness as a control on basalt geochemistry", **Geology** ,۲۰, pp ۱۰۳- ۱۰۶.
- Fenner C.N. (۱۹۴۸) "Incandescent tuff flows in southern Peru", **Geological society of America. Bulletin**, V. ۰۹, pp ۸۷۹-۸۹۳.
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S. and Taylor R.N. (۱۹۹۷) "Thermal and chemical structure of the Iceland plume" **Earth and Planetary Science Letters** ۱۰۳,pp ۱۹۷-۲۰۸.
- Floyd P.A and Winchester J.A. (۱۹۷۰) "Magma – type and tectonic setting discrimination using immobile elements" **Earth Planet. Sci. Lett**, ۲۷, pp ۲۱۱-۲۱۸.
- Floyd P.A. And Winchester J.A. (۱۹۷۷) "Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile element" **Earth Planet, Scia Letter** ۱۴۶, pp ۶۷۰-۶۸۱.
- Fitton J.G. (۱۹۸۷) "The Cameroon Line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In: Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger, K.,Hammerschmidt, K. (۲۰۰۶) "Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India" **Lithos** ۸۹, pp ۴۴۷-۴۷۷.
- Fitton J.G. (۲۰۰۷) "The OIB paradox, In: Plates, Plumes and Planetary Processes (G.R. Foulger and D.M Jurdy, eds)" **Geol. Soc. Am. Spec. Pap**, ۴۳۰, pp ۳۸۷-۴۱۲.
- Frey F.A., Green D.H. and Roy S.D. (۱۹۷۸) "Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern

- Australia utilizing geochemical and experimental petrological data” **J. Petrol.** ۱۹, pp ۴۶۳-۵۱۳.
- Frey F.A., Weis D. and Borisova A.y (۲۰۰۲) “Involvement of continental crust in the formation of the cretaceous Kerguelen plateau: New perspectives from ODP leg ۱۲۰ sites” **Journal of the petrology.** Vol. ۴۳. num. pp ۷.
- Furman T. (۲۰۰۷) “Geochemistry of East African Rift basalts: An Overview” **Journal of African Earth Sciences**, ۴۸, pp ۱۴۷ - ۱۶۰.
- Galoyan G, Rolland Y, Sosson M, Corsini M and Melkonyan R. (۲۰۰۷) “Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia)” **C. R. Geoscience.**, ۳۳۹, pp ۴۸۲-۴۹۲.
- Geng H.Y., Sun M, Yuan C, Zhao G.C. and Xiao W.J. (۲۰۱۱) “Geochemical and geochrono -logical study of early Carboniferous volcanic rocks from the West Junggar: petro -genesis and tectonic implications” **Journal of Asian Earth Sciences.** doi:۱۰.۱۰۱۶/j.jseaes.۲۰۱۱. pp ۱ -۶.
- Ghavidel-Syooki M. (۱۹۹۴), “**Biostratigraphy and paleo-biogeography of some Paleozoic rocks at Zagros and Alborz Mountains**”, Iran Geol Surv Publ, pp. ۱۶۸.
- Ghavidel-Syooki M. (۲۰۰۸) “Palynostratigraphy and palaeogeography of the Upper Ordovician Gorgan Schists (Southeastern Caspian Sea), Eastern Alborz Mountain Ranges, Northern Iran”, **Comunicações Geológicas**, ۹۵, pp ۱۲۳-۱۵۵.
- Ghavidel-Syooki M. (۲۰۰۹) “Palynostratigraphy and paeogeography of Ordovician strata (Abastu and Abarsaj formations) from the southeastern Caspian Sea, northeastern Iran” **CIMP Faro'۰۹ Abstracts**, pp ۳۱-۳۴.
- Ghavidel Syooki M, Hassanzadeh J, Veloci M. (۲۰۱۱) “Palynology and isotope geochronology of the Upper Ordovician - Silurian successions (Ghelli and Soltan Maidan formations) in the Khoshyeilagh Area, eastern Alborz Range, northern Iran; stratigraphic and palaeogeographic implications” **Review of Palaeobotany and Palynology**, Vol ۱۶۴, pp ۲۵۱-۲۷۱.
- Ghavidel-Syooki M, Vecoli M. (۲۰۰۷) “Latest Ordovician - early Silurian Chitinozoans from the eastern Alborz Mountain Range, Kopet-Dagh region, northeastern Iran: biostratigraphy and palaeobiogeography” **Review of Palaeobotany and Palynology**, ۱۴۵, pp ۱۷۳-۱۹۲.
- Ghorbani G. (۲۰۰۹) “**Geochemistry of Paleozoic basaltic rocks from north of Shahrood, N Iran**” MITT. OSTERR. Miner. Ges, pp. ۱۵۵.

- Gill J. B. (۱۹۸۱), “**Orogenic andesites and plate tectonic. Springer- Verlag, Berlin**”, pp. ۳۹۰.
- Gillis K.M., Ludden J.N. and Smith A.D. (۱۹۹۲) “Mobilization of REE during crystals aging Troodos ophiolite, Cyprus” **Chem. Geol.**, ۹۸, pp ۷۱-۸۶.
- Gill R. (۲۰۱۰), “**Igneous rocks and processes: A practical guide. Wiley-Blackwell**”, pp. ۴۲۸.
- Gorrington M, Singer B, Gowers J and M Kay. (۲۰۰۳) “Plio – Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires Argentina: evidence for asthenosphere – lithosphere interactions during slab window magmatism”, **Chemical Geology** ۱۹۳, pp ۲۱۵ – ۲۳۵.
- Gorton M.P and Schandl E.S. (۲۰۰۰) “From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc - related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks” **Canadian Mineralogist**, Vol. ۳۸, pp ۱۰۶۵- ۱۰۷۳.
- Green D.H. (۱۹۷۱) “Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: application to oceanic volcanism” **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, Series A ۲۶۸, pp ۷۰۷ – ۷۲۵.
- Gurenko A., Hoernle K, Hauff F, Schmincke H, Han D, Miura Y and Kaneoka I. (۲۰۰۶) “Major, trace element and Nd–Sr – Pb–O –He– Ar isotope signatures of shield stage lavas from the central and western Canary Islands: insights into mantle and crustal processes” **Chemical Geology** ۲۳۳, pp ۷۵ – ۱۱۲.
- Hardarson B.S., Fitton J.G. (۱۹۹۱) “Increased mantle melting beneath Snaefellsjokull volcano during late Pleistocene glaciation” **Nature** ۳۵۳, pp ۶۲–۶۴.
- Harker A. (۱۹۰۹) “**The natural history of igneous rocks**”, Methuen, London.
- Hawkesworth C and Schersten A. (۲۰۰۷) “Mantle plumes and geochemistry. Chemical” **Geology** ۳۵, pp ۳۱۹ – ۳۳۱.
- Irvin T and Baragar W.R.A. (۱۹۷۱) “A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks” **Canadian Journal of earth Science Letters**, ۸, pp ۵۲۳-۵۴۸.
- Javidfakhr B, Bellier O, Shabanian E, Siame L, Leanni L, Bourles D. and Ahmadian S. (۲۰۱۱) “Fault kinematics and active tectonics at the southeastern boundary of the eastern Alborz (Abr and Khij fault zones)” Geodynamic implications for NNE Iran, **Journal of Geodynamics**, doi: ۱۰.۱۰۱۱۶.

- Jenny J. (١٩٧٧), “**Géologie et stratigraphie de Elburz oriental entre Aliabad et Shahrud, Iran**”, Thèse Université de Genève , pp.٢٣٨.
- Johnson K.T.M, Dick H.J.B, Shimizu N. (١٩٩٠) “Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites” **J. Geophys. Res.**, ٩٥, pp ٢٦٦١– ٢٦٧٨.
- Johnson K.T.M. (١٩٩٤) “Experimental cpx/and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures; petrogenetic implications” **Mineral. Mag.** ٥٨, pp ٤٥٤-٤٥٥.
- Johnson K.T.M. (١٩٩٨) “Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressure” **Contributions to Mineralogy and Petrology** ١٣٣,pp ٦٠-٦٨.
- Juteau T and Maury R. (٢٠٠٠), “**The oceanic crust, from Accretion to mantel Recycling, proxis publishing chichester**” U. K, pp.٣٩٠.
- Hickey-Vargas R.L., Frey F.A., Gerlach D.C. and López-Escobar L. (١٩٨٦) “Multiple sources for basaltic arc rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes (٣٤°-٤١°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust” **Journal of Geophysical.**
- Karimzadeh Somarin A. (٢٠٠٦) “Geology and geochemistry of the mendejin, plutonic rocks, Mianeh, Iran” **Journal of Asian Earth Science**, ٢٧, pp ٨١٩ – ٨٣٤.
- Kent R. (١٩٩٥) “Continetal and oceanic flood basalt provinces: current and future perspective” **In: Srivastava, R.K., A. A. Balkema, Rotterdam**, PP ١٧-٤٢.
- Koglin N, Kostopoulos D and Reischmann T. (٢٠٠٨) “Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of the Samothraki mafic suite, NE Greece: Trace-element, isotopic and zircon age constraints” **Tectonophysics.**
- Köppen W.P. (١٩١٨) “Klassifikation der Klimate nach Temperature Niederschlag, und Jahreslauf” **Petermann's Mitteilungen** ٦٤, pp ١٩٣-٢٠٣.
- Kuno H. (١٩٦٨) “Origin of andesite and its bearing on the island arc structure” **Bull.** Vol ٣٢, pp ١٤١ – ١٧٦.

- Kurkcuoglu B. (٢٠١٠) "Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidog volcanic complex, Central Anatolia, Turkey" **Journal of Asian Earth Sciences** ٣٧, pp ٤٢- ٥١.
- Langmuir C.H., Klein E.M. and Plank T. (١٩٩٢) "Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan, J.P., Blackman, D.K., Sinton, J.M. (Eds.), *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*, Geophys Monogr Series, vol. ٧١. AGU (American Geophysical Union) Washington DC, pp ٨١ – ١٨٠.
- Lai Sh, Qin J, Li Y, Li S and Santosh M. (٢٠١٢) "Permian high Ti/Y basalts from the eastern part of the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China: Petrogenesis and tectonic implications" **Journal of Asian Earth Sciences** ٤٧, pp ٢١٦–٢٣٠.
- LeBas LeMaitre, Streckeisen Zanettin. (١٩٨٦) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram", **Journal Petrol**, ٢٧, Part ٣, pp ٣٧٥ – ٧٥٠.
- Lechler D.J., Desilets M.O. (١٩٨٧) "A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole-rock analysis" **Chem. Geol**, ٦٣(٣), pp ٣٤١- ٣٤٤.
- LeMaitre R.W. (١٩٧٦) "The chemical variability of some common igneous rocks" **J. Petrol**. ١٧(٤), pp ٥٨٩- ٦٣٧.
- Liaghat S and MacLean H. (١٩٩٥) "Lithochemistry of altered rocks at the New Inco VMS deposit, Noranda, Quebec" **Journal of Geochemical Exploration** ٥٢, pp ٣٣٣–٣٥٠.
- Magganis A.C. (٢٠٠٢) "Constraints on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusives, NE Greece" **Lithos**. ٦٥, pp ١٦٥-١٨٢.
- Manikyamba C and Kerrich R. (٢٠١١) "Geochemistry of alkaline basalts and associated high-Mg basalts from the ٢.٧ Ga Penakacherla Terrane, Dharwar craton, India: An Archean depleted mantle-OIB array" **Precambrian Research** ١٨٨, pp ١٠٤– ١٢٢.

- Manson v. (١٩٦٧) "Geochemistry of basaltic rocks. Major element; PP ٢١٥ – ٦٩ in Hee, H. H. & Poldevaart, A. (eds), Basalts: The poldervaart treatise on rocks of basaltic composition" **Vol. L, Interscience pub., New york, USA.**
- McKenzie D.P and O'Nions R.K. (١٩٩١) "Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations" **J. Petrol**, ٣٢, pp ١٠٢١– ١٠٩١.
- Meschede M. (١٩٨٦) "A method of discriminating between different type of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram" **Chemical Geology** ٥٦, pp ٢٠٧-٢١٨.
- Menzies M. (١٩٨٧) "Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earth's interior. In: Upadhyay, D., Raith, M.M., Mezger, K., Hammerschmidt, K. (٢٠٠٦) Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India" **Lithos** ٨٩, pp ٤٤٧–٤٧٧.
- Middlemost E.A.K. (١٩٨٩) "Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks" **Chem. Geol**, ٧٧, pp ١٩-٢٦.
- Middlemost E.A.K. (١٩٩٤) "Naming materials in the magma / igneous rock system" **Longman Group u. k**, pp ٧٣ – ٨٦.
- Moghazi A. M. (٢٠٠٣) "Geochemistry of a tertiary continental basalt suite, Red sea costal plain, Egypt: Petrogenesis and characteristics of the mantle source region" **Geological Magazine**. ١٤٠(١), pp ١١ – ٢١.
- Muller D, Rock N.M.S and Groves D.I. (١٩٩٢) "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic rocks, from different tectonic setting: a pilot study, Mineral" **Petrol**, ٤٦, pp ٢٥٩ – ٢٨٩.
- Nagudi N.O, Koberl CH. and Kurat G. (٢٠٠٣) "Petrography and geochemistry of The Syenogranite, Uganda and implications for its origine" **Journal of African earth Sciences**. vol ٣٥, pp ٥١-٥٩.
- Nakamura N. (١٩٧٤) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", **Geochim. Cosmochim. Acta**, ٣٨, pp ٧٥٧-٧٧٥.
- Newell A.J. (٢٠٠٠) "Fault activity and sedimentation in a marine rift basin (Upper Jurassic, Wessex Basin, UK)" **J. Geol. Soc. London** ١٥٧, pp ٨٣-٩٢.

- Nicholson H, Latin D. (١٩٩٢) "Olivine tholeiites from Krafla, Iceland: evidence for variation in melt fraction within a plume" **J Petrol** ٣٣, pp ١١٠٥-١١٢٤.
- 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. (٢٠١٢) "Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut – Sistan region, eastern Iran" **American Mineral**, ٧٢, pp ١١٤٤ – ١١٦٢.
- Panjasawatwong Y, Khin Zaw, Chantaramee S, Limtrakuna P and Pirarai K (٢٠٠٦) "Geochemistry and tectonic setting of the Central Loei volcanic rocks, Pak Chom.
- Pearce J.A. (١٩٩٦) "A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (Ed.), Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration" **Geological Association of Canada, Short Course Notes**, vol. ١٢, pp ٧٩-١١٣.
- Pearce J.A and Cann J.R. (١٩٧١) "Ophiolite origin investigated by discriminate analysis using Ti, Zr and Y, Earth and Plan" **Sci. Lett.** ١٢, pp ٣٣٩-٣٤٩.
- Pearce J.A and Cann J.R. (١٩٧٣) "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses" **Earth and Planet.Sci, Lett**, ١٩, ٢٩٠-٣٠٠.
- Pearce J.A, Gale G.H., (١٩٧٧) "Identification of ore- deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks", **Geol. Soc. Spec. Publ**, ٧, pp ١٤-٢٤.
- Pearce J.A. and Norry M.J. (١٩٧٩) "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks" **Contrib. Mineral. Petrol**, ٦٩, pp ٣٣-٤٧.
- Pearce T.H, Gorman B.E and Birkett T.C. (١٩٧٧) "The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks" **Earth Planet. Sci. Lettt**, ٣٦, pp ١٢١-١٣٢.
- Pearce J.A. (١٩٨٢) "Trace element characteristics of lavas form destructive plate boundaries In: Thorpe, R.S. (eds), Andesites" **Wiley, Chichester.**, pp ٥٢٥-٥٤٨.

- Pearce J.A. (١٩٨٣) "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva*" **Cheshire, UK**, pp ٢٣٠-٢٤٩.
- Pearce J.A., Bender S.E., De Long W.S.F., Kidd P.J., Low Y, Guner. F, Saroglu Y, Yilmaz S, Moorbath J.G. and Mitchell J.F. (١٩٩٠) "Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *J. Volcanol*" **Geotherm. Res.**, ٤٤, pp ١٨٩-٢٢٩.
- Pearce JA. (١٩٨٠) "REE values for various OIB etc. From lead isotope study of young volcanic rocks mid-oceanic ridges, oceanic islands and island arcs" **Philos Trans R Soc Lond A** ٢٩٧, pp ٤٠٩-٤٤٥.
- Pearce J. (٢٠٠٨) "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust" **Lithos** ١٠٠, pp ١٤-٤٨.
- Peccerillo R and Taylor S.R. (١٩٧٦) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey" **Contrib. Mineral. Petrol**, ٥٨, pp ٦٣-٨١.
- Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I, Kröner A and Todt W (٢٠٠٢) "Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data" **Contributions to Mineralogy and Petrology** ١٤٣, pp ١٥٤-١٧٤.
- Pfander J.A., Munker C, Stracke A and Mezger, K. (٢٠٠٧) "Nb/Ta and Zr/Hf in ocean island basalts-implications for crust-mantle differentiation and the fate of Niobium" **Earth Planet. Sci. Lett.** ٢٥٤, pp ١٥٨-١٧٢.
- Prytulak J and Elliott T. (٢٠٠٧) "TiO<sub>2</sub> enrichment in ocean island basalts" **Earth and Planetary Science Letters** ٢٦٣, pp ٣٨٨-٤٠٣.
- Prytulak J and Elliott T. (٢٠٠٧), "TiO<sub>2</sub> enrichment in ocean island basalts" **Earth and Planetary science letters**, ٢٦٣, pp ٣٨٨-٤٠٣.
- Prowatke S and Klemme S. (٢٠٠٦) "Trace element partitioning between apatite and silicate melts" **Geochim. Cosmochim. Acta.** ٧٠, pp ٤٥١٣-٤٥٢٧.



- Rao D.R. and Rai H. (۲۰۰۶) "Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India: A geochemical study" **Gondwana Research** ۹, pp ۵۱۲-۵۲۳.
- Ramadan, T.M. and Kontny A. (۲۰۰۴) "Mineralogical and structural characterization of alteration zone detected by orbital remote sensing at Shalation District, SE Dasert, Egypt" **Journal of African Earth Sciences** ۴۰, pp ۸۹-۹۹.
- Raymond L.A. (۲۰۰۷), "**Petrology: the study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks**" McGraw Hill. pp.۷۲۰.
- Regelous M., Hofmann A.W, Abouchami W and Galer S.J.G. (۲۰۰۳) "Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the Geochemical evolution of Hawaiian Magmatism from ۸۰ to ۴۲ Ma" **Journal of Petrology** ۴۴, pp ۱۱۳-۱۴۰.
- Righter k and Rosas – Elguera J. (۲۰۰۱) "Alkaline lava in the volcanic front of western Mexican volcanic belt: Geology and petrology of Ayulta and Tapalpa volcanic fields" **Journal of Petrology**, ۴۲, pp ۲۳۳۳ – ۲۳۶۱.
- Rogers J.J.W. and Rayland P.C. (۱۹۸۰) "Trace elements in continental margin magmatism. Part ۱", **Soc.Am.Bull**, ۹۱, ۱۹۶-۱۹۸.
- Rogers J.J.W, Suayah I.B, Edwards J.M., (۱۹۸۴) "Trace elements in continental margin magmatism Part IV", **Geol. Soc. Am. Bull**, ۹۵, pp ۱۴۳۷-۱۴۴۵.
- Rollinson h.R. (۱۹۹۳), "**Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**", John Wiley and Sons, pp.۳۲۵.
- Rudnick R and Gao S. (۲۰۰۳) "Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), Treatise on Geochemistry, vol. ۳" **Elsevier-Pergamon, Oxford**, pp ۱-۶۴.
- Ruttner A, Nabavi M.H and Hajian J. (۱۹۶۸) "Geology of the Shirgesht area (tabas area, east Iran)" **Geol. Surv. Iran-Tehran**, Report no. ۱۹.
- Safonova I.Yu, Simonov V.A, Kurganaskaya E.V, Obut O.T, Romer R.I and Seltmann R. (۲۰۱۲) "Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting" **Journal of Asian Earth Sciences** ۴۹, pp ۲۰-۳۹.

- Saunders A.D., Storey M, Kent R and Norry M.J. (۱۹۹۲) “Consequences of plum–lithosphere interactions. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), **Magmatism and the Causes of Continental Break-up**” **Geological Society of London Special Publication** ۶۸, pp ۴۱–۶۰.
- Sayit K and Cemal Goncuoglu M. (۲۰۰۹) “Geochemistry of mafic rocks of the Karakaya complex, Turkey: evidence for plume-involvement in the Palaeotethyan extensional regime during the Middle and Late Triassic” **Int J Earth Sci (Geol Rundsch)**, ۹۸, pp ۳۶۷–۳۸۵.
- Shellnutt J.G., Jahn B.M. (۲۰۱۱) “Origin of Late Permian Emeishan basaltic rocks from the Panxi region (SW China): Implications for the Ti-classification and spatial–compositional distribution of the Emeishan flood basalts” **Journal of Volcanology and Geothermal Research** ۱۹۹, pp ۸۵–۹۵.
- Shelly D. (۱۹۹۳), “**Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations**”, Chapman & Hall, London, pp. ۴۰۵.
- Sheth H.C. (۲۰۰۸) “Do major oxide tectonic discrimination diagrams work? Evaluating new log-ratio and discriminant-analysis-based diagrams with Indian Ocean mafic volcanic and Asian ophiolites” **Terra Nova**, ۲۰, pp ۲۲۹–۲۳۶.
- Simanenko V.P, Filippov A.N, Chashchin A.A., (۲۰۰۸) “Basalts of the Pantalassa Ocean in the Samarka Terrane, Central Sikhote Alin “Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub – alkaline mafic dikes from the Central Indian craton: evidence for mantle metasomatism” **ISSN ۱۸۱۹-۷۱۴۰, Russian Journal of Pacific Geology**, ۲۰۰۹, Vol. ۳, No. ۳, pp ۲۲۰–۲۳۳.
- Sobolev A.V. (۲۰۰۷) “The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. Science” **doi:۱۰.۱۱۲۶/science.۱۱۳۸۱۱۳۳۱۶**, pp ۴۱۲–۴۱۷.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V. and Nikogosian I.K. (۲۰۰۵) “An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts” **Nature** ۴۳۴, pp ۵۹۰–۵۹۷.

- Srivastava R.K. and Singh R.K. (۲۰۰۴) "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism" **Journal of Asian Earth Sciences**, ۲۳, pp ۳۷۳-۳۸۹.
- Stampfli G.M. (۱۹۷۸), "Etude géologique générale de l'Elburz oriental au S de **Gonbad-e-Qabus Iran N-E**" Th se présentée] la Faculté des Sciences de l'Université de Geneve, pp.۳۲۹.
- Stampfli G.M, Raumer J.F.V and Borel G.D. (۲۰۰۲) "Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision In: MARTINEZ CATALAN, J. R., HATCHER, R.D., Jr., ARENAS, R. & DIAZ GARCIA, F. (Eds), Variscan- Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement" **Geological Society of America, Special Paper**, ۳۶۴, pp ۲۶۳-۲۸۰.
- Stocklin J. (۱۹۶۸) "Structural history and tectonics of Iran; a review" **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, ۵۲, pp ۱۲۲۹-۱۲۵۸.
- Sun S.S and McDonough W.F. (۱۹۸۹) "A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes". In: Saunders, A. D., Norry M. J. (eds), "Magmatism in oceanic basins" **Geology. Soc. London. Spec. Pub**, ۴۲, pp ۳۱۳ – ۳۴۵.
- Tang Y.J., Zhang F.H., Ying J.F. (۲۰۰۶) "Asthenosphere- lithospheric mantle interaction in an extensional regime: Implication from the geochemistry of Cenozoic basalts from Taihang Mountains, North China craton" **Chemical Geology**, ۲۳۳, pp ۳۰۹- ۳۲۷.
- Taylor S.R. and McLennan S.M. (۱۹۸۵), "**The continental crust: its composition and evolution**", Blackwell Scientific Publications, pp.۳۱۲.
- Talusani R.V.R. (۲۰۱۰) "Bimodal tholeiitic and midly alkali basalts from Bhir area, central Deccan Volcanic Province, India: Geochemistry and Petrogenesis" **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, ۱۸۹, pp ۲۷۸-۲۹۰.
- Tchameni R, Pouclet A, Penary J, Ganwa A and Toteu S.F. (۲۰۰۶) "Petrography and geochemistry of the Ndaoundere Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting" **J.of. African Earth Sci. Lett.** ۴۴, pp ۵۱۱-۵۲۹.

- Thirwall F.M, Upton B.J and Jenkins C. (۱۹۹۴) "Intraccretion between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, Ne Greenland" **Journal of Petrology**, ۳۵, pp ۸۳۹-۸۷۹.
- Thompson R.N. (۱۹۸۲) "British Tertiary volcanic province", **Scott. J. Geol**, ۱۸, pp ۴۹ – ۱۰۷.
- Thoronton C.P. and Tattle O.F. (۱۹۶۰) "Chemistry of igneous rocks: Differentiation index", **Am. Sci**, ۲۵۸, pp ۶۶۴ – ۶۸۴.
- Vermeesch P. (۲۰۰۶) "Tectonic discrimination diagrams revisited" **Geochemistry Geophysics Geosystem** ۷, Q۰۶۰۱۷. doi:۱۰.۱۰۲۹/۲۰۰۵GC۰۰۱۰۹۲.
- Vernon R.H. (۲۰۰۴), "A practical guide to rock microstructure" Cambridge University Press, pp.۵۹۴.
- Wang K, Plank T, Walker J.D. and Smith E.I. (۲۰۰۲) "A mantle melting profile across the basin and range, SW USA" **Journal of Geophysical Research ECV**, pp ۱–۲۱.
- Wang Z, Zhao Y, Zou H, Li W, Liu X, Wu H, Xu G and Zhang S. (۲۰۰۷) "Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning" **Lithos**, ۹۶, pp ۵۴۳-۵۶۶.
- Wang Y, Zhao Z.F, Zheng Y.F. and Zhang J.J. (۲۰۱۱) "Geochemical constraints on the nature of mantle source for Cenozoic continental basalts in east-central China" **Lithos** ۱۲۵, pp ۹۴۰-۹۵۵.
- Wendt J, Kaufmann B, Belka Z, Farsan N and Karimi Bavandpur A. (۲۰۰۵) "Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, part II: northern and central Iran", **Acta Geol Pol** ۵۵, pp ۳۱-۹۷.
- White R.S. and McKenzie D. (۱۹۹۵) "Mantle plumes and flood basalts" **Journal of Geophysical Research** ۱۰۰, pp ۱۷۵۴۳-۱۷۵۸۵.
- Wilson M. (۱۹۸۹), "Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach", Chapman Hall, London, U.K., pp.۴۶۶.
- Wilson M. (۲۰۰۷), "Igneous Petrogenesis", Unwin Hyman, London. pp.۴۶۶.

- Winchester J.A. and Floyd P.A. (۱۹۷۶) "Geochemical magma type discrimination :application to altered and metamorphosed basic igneous rocks" **Earth and Planetary Science Letters** ۲۸ (۳), pp ۴۵۹-۴۶۹.
- Winchester J.A. and Floyd P.A. (۱۹۷۷) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" **Chemical Geology**, ۲۰, pp ۲۴۹-۲۸۷.
- Wood D.A., Joron J.L. and Treuil M, (۱۹۷۹) "Re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings" **Earth Planet. Sci. Lett.**, ۴۵, pp ۳۲۶-۳۳۶.
- Wood D.A. (۱۹۸۰) "The application of Th- Hf- Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", **Earth Planet. Sci. Lett.**, ۵۰, pp ۱۱ - ۳۰.
- Xu Y.G, Chung S.L, Jahn B.M and Wu G.Y. (۲۰۰۱) "Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian – Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China" **Lithos**, ۵۸, pp ۱۴۵- ۱۶۸.
- Xu Y.G., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Huang X.L., Liu Y and Chen X.M. (۲۰۰۳) "Reactive harzburgites from Huinan, NE China: products of the lithosphere–asthenosphere interaction during lithospheric thinning?" **Geochim. Cosmochim. Acta** ۶۷, pp ۴۸۷ – ۵۰۵.
- Xu Y-G, Ma J-L, A.Frey F, D.Feigenson M and Liu J-F. (۲۰۰۵) "Role of lithosphere asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton" **Chemical Geology** ۲۲۴, pp ۲۴۷ – ۲۷۱.
- Yaxley G.M. (۲۰۰۰) "Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt+peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts" **Contributions to Mineralogy and Petrology** ۱۳۹, pp ۳۲۶-۳۳۸.
- Yang G, Li Y, Gu P, Yang B, Tong L and Zhang H. (۲۰۱۲) "Geochronological and geochemical study of the Darbut Ophiolitic Complex in the West Junggar (NW China): Implications for petrogenesis and tectonic evolution" **Gondwana Research** ۲۱, pp ۱۰۳۷ – ۱۰۴۹.

- Yu X, Yang Sh, Chen H, Chen Zh, Li Z, E.Batt G and Li Y. (۲۰۱۱) “ Permian flood basalts from the Tarim Basin, Northwest China: SHRIMP zircon U– Pbdating and geochemical characteristics” **Gondwana Research** ۲۰, pp ۴۸۵–۴۹۷.
- Zahedi M. (۱۹۷۳), “**Etude geologique de la region de soh (W. de I Iran Central)**”, Geol. Survey of Iran, No. ۲۷, pp.۱۹۷.
- Zeng G, Chen L, Xu X, Jiang Sh. and Hofmann A. (۲۰۱۰) "Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China" **Chemical Geology**. ۲۷۳: pp ۳۵–۴۵.
- Zhang D, Zhou T, Yuan F, M.Jowitt S, Fan Y and Liu Sh. (۲۰۱۲) “Source, evolution and emplacement of Permian Tarim Basalts: Evidence from U–Pb dating, Sr–Nd Pb–Hf isotope systematics and whole rock geochemistry of basalts from the Keping area, Xinjiang Uygur Autonomous region, northwest China” **Journal of Asian Earth Sciences** ۴۹, pp ۱۷۵–۱۹۰.
- Zhou M.F., Arndt N.T., Malpas J, Wang C.Y. and Kennedy A.K. (۲۰۰۸) “Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan Large Igneous Province, SW China” **Lithos** ۱۰۳, pp ۳۵۲–۳۶۸.
- Zhao J.X., Shiraishi K, Ellis D.J. and Sheraton J.W. (۱۹۹۵) Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato mountains, east Antarctica: implications for the origin of syenite magmas” **Geochimica et Cosmohimica Acta** ۵۹, pp ۱۳۶۳ – ۱۳۸۲.
- Zhao J.H. and Zhou M.F. (۲۰۰۷) “Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle” **Precambrian Research** pp ۱۵۲, ۲۷-۴۷.
- Zhu D.C., Mo X.X., Niu Y.L ., Zhao Z.D., Wang L.Q., Liu Y.S. and Wu F.Y. (۲۰۰۹) “Is the Lhasa Terrane an integral part of the Australian continental during the Neoproterozoic to early Paleozoic?” **۲۴th Himalaya – Karakoram–Tibet Workshop: Beijing, Workshop abstract**, pp ۲۰.

## Abstract

In this study, basaltic magmatism of the Padeha and Khoshyeilagh Formations (belongs to Devonian) in north of Shahrood (Nekarman and Meyqan) have been studied for the first time. The main lithology of the Padeha Formation consists of white quartz arenaceous sandstone, red shale and siliceous clastic rocks with interbedded carbonates. For this, Padeha Formation has been deposited in a continental environment includes alluvial fan, the areas away from alluvial fan and in the lake and its margin. However, the main lithology of Khoshyeilagh Formation is carbonates (marine). Based on the lithology, sedimentary structures, microscopic features, textural characteristics and fossil contents in the studied sections, five sequences of facies in this Formation have been identified. These sequences of facies have been deposited in dry (river) to marine (carbonate platform ramps) environments. Unlike previous reports, it is believed that Devonian magmatism was widespread in these formations, so that the magmatic rocks with basaltic composition as basaltic lavas, microgabbroic dikes and sills have been outcropped in the Padeha and Khoshyeilagh formations. Studied igneous rocks are basalt, olivine basalt and microgabbro. Plagioclase and clinopyroxene (augite type) are the main minerals of the basaltic samples. The most important accessory minerals of these rocks which can be noted include olivine and opaque minerals (magnetite and pyrite). Extent of olivine alteration is too high that the primary mineral has lost their mineralogical features and is replaced completely by calcite and iron oxide. Due to saussuritization plagioclases have been converted to epidote, calcite and chlorite minerals. The most important textures of basaltic and olivine basaltic rocks include microlitic, microlitic-porphyry, glomero-porphyritic, intersertal, ophitic, subophitic, intergranular and amigdaloidal textures. In the microgabbroic rocks, the main minerals include plagioclase and clinopyroxene (augite). The most important accessory minerals in these rocks are apatite, sphene and opaque minerals (magnetite and pyrite). In these rocks, secondary minerals such as chlorite, calcite and epidote have been formed by alteration of plagioclase and clinopyroxene. The dominant textures of these rocks are intergranular and ophitic textures. Based on the geochemical studies, these igneous rocks are alkaline in nature. Based on the tectonic discrimination diagrams, these rocks are situated in the field of the alkali basalts of the intracontinental rift. This pattern is compatible with alkaline nature of the magma and alkaline intercontinental rifting nature of Soltanmeydan basaltic complex in this region. Primitive mantle and chondrite normalized diagrams show enrichments in LREE, and no depletions in HFSE. Parallel trends in spider diagrams, represents a common parental magma for the studied rocks and the role of fractional crystallization as the main process in the evolution of magma. High amounts of P and Ti represent that magma forming of these rocks originated from partial melting of a deep mantle plume or from an enriched asthenospheric mantle (like source of OIB). This magma has been resulted by 10 to 15% partial melting of a garnet peridotite mantle at depths of 100 to 110 km, and during its ascent through continental crust it has not been contaminated.

**Keywords:** Magmatism, Paleotethys, Devonian, Padeha, Khoshyeilagh, Shahrood.



