

# منشاء و جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های ولکانیکی ترشیری طالقان

احمدرضا احمدی<sup>۱</sup> و محمدرضا قربانی<sup>(۲)\*</sup>

۱. گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس  
۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس

تاریخ دریافت: ۸۸/۸/۱۱

تاریخ پذیرش: ۸۹/۲/۸

## چکیده

فعالیت‌های ماگمایی ترشیری البرز را عمدتاً به فرورانش و بسته شدن نئوتتیس نسبت می‌دهند، جزئیات این پدیده از جمله ناحیه منشاء این ماگماها کمتر مورد بررسی قرار گرفته است. در این مطالعه، بر اساس ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب، ویژگی‌های منشاء ماگماهای این سنگ‌ها مورد بررسی قرار گرفته و بر این اساس الگویی جهت جایگاه تکتونوماگمایی آن‌ها ارائه شده است. ولکانیسم ترشیری منطقه طالقان به عنوان بخشی از فعالیت‌های ماگمایی در البرز مرکزی - غربی، سکانشی از سنگ‌های ولکانیکی عمدتاً بازیک را تشکیل می‌دهد که مستقیماً بر روی واحدهای متعلق به سازند کرج (با سن ائوسن میانی) قرار گرفته‌اند. سکانش ولکانیکی ترشیری در منطقه طالقان از قدیم به جدید شامل: واحد بازالت - بازالت آنالسیم‌دار، واحد تفریت و واحد الیوین بازالت - تراکی بازالت می‌باشد. واحد بازالت - بازالت آنالسیم‌دار و واحد تفریت دارای خصوصیات ژئوشیمیایی ولکانیک‌های مناطق حاشیه فعال قاره‌ای نشأت گرفته از گوشته لیتوسفری غنی شده هستند. سنگ‌های واحد الیوین بازالت - تراکی بازالت خصوصیات ژئوشیمیایی ولکانیک‌های درون صفحه‌ای نشأت گرفته از پلوم‌های آستنسفری را نشان می‌دهند. مشارکت دو نوع گوشته لیتوسفری و آستنسفری در تولید (پتروژنز) سنگ‌های آتشفشانی طالقان را می‌توان ناشی از یک مدل ژئودینامیکی کششی پس از کوهزایی دانست.

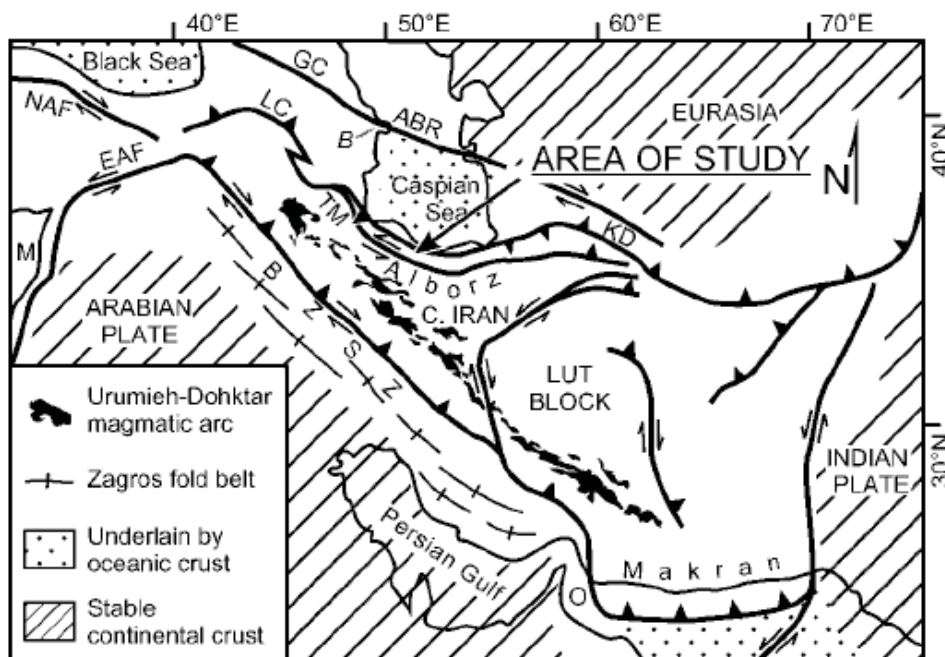
**واژه‌های کلیدی:** ژئوشیمی، لیتوسفر، آستنسفر، نازک شدگی لیتوسفری، ماگماتیسیم پس از کوهزایی.

## مقدمه

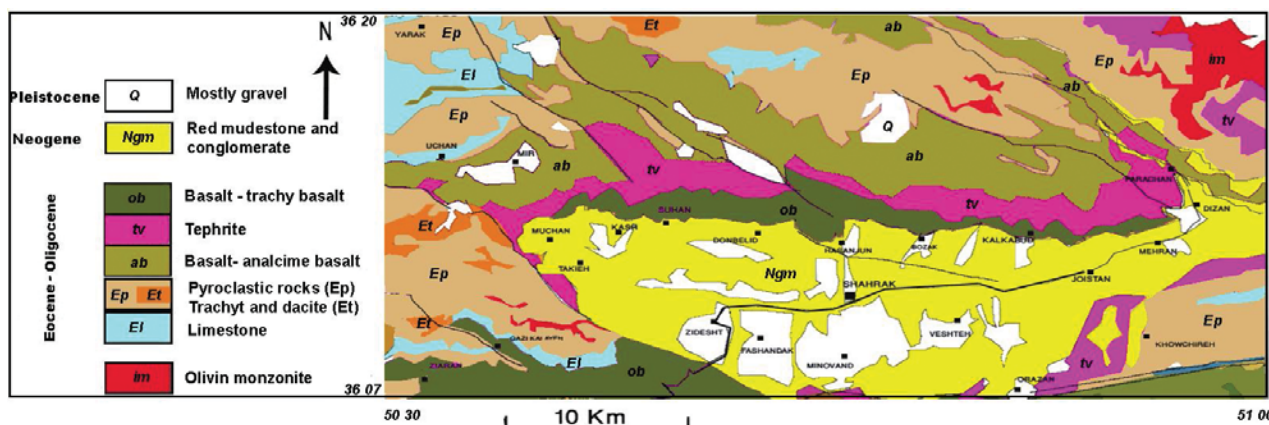
ویژگی شاخص ولکانیک‌های آلکالن در مناطق قاره‌ای از جمله ولکانیک‌های وابسته به مراحل پایانی زون‌های فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای، غنی بودن آن‌ها از عناصر ناسازگار است. این خصوصیات در ماگماهای مافیکی که از یک پوسته قاره‌ای غنی از عناصر ناسازگار عبور و با مواد این پوسته آلودگی پیدا کرده‌اند مشاهده می‌شود. این خصوصیات همیشه وابسته به آلودگی پوسته‌ای نیست و گاهی بیانگر منشاء گوشته‌ای متاسوماتیسیم شده این ماگماها می‌باشد (Wilson, 1989). در خصوص منشاء گوشته‌ای ولکانیک‌های مناطق پس از کوهزایی در مناطق مختلف دنیا، نظرات متفاوتی ارائه شده است که شامل لیتوسفر قاره‌ای غنی شده توسط مواد آزاد شده از صفحه اقیانوسی فرورونده

(Lima and Nardi, 1998)، پولوم‌های آستنسفری بالا آمده از مناطق عمیق‌تر گوشته‌ای (Lei and Zhao, 2007) و یا مشارکت هر دوی آن‌ها است (Pearce et al., 1990; Turner et al., 1992). این مسئله زمانی پیچیده‌تر می‌شود که در این مناطق ولکانیک‌هایی با خصوصیات ژئوشیمیایی متفاوت مشاهده گردد. ولکانیک‌های ترشیری البرز در شمال ایران نتیجه‌ای از فرورانش نئوتتیس دانسته شده‌اند (Stalder, 1971; Alavi, 1996; Hasanzadeh et al., 2004)، با این حال از منشأ این فعالیت‌های ولکانیکی اطلاعات کافی در دسترس نیست. در این مطالعه با بررسی ژئوشیمیایی ولکانیک‌ها در منطقه طالقان، ویژگی‌های منشاء این ماگماها را مورد توجه قرار داده و در نهایت مدلی جهت جایگاه تکتونوماگمایی این فعالیت‌های ماگمایی ارائه گردیده است.

\* نویسنده مرتبط ghorbani@modares.ac.ir



شکل ۱- جایگاه منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران.



شکل ۲- نقشه واحدهای اصلی منطقه، برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شکران (Annells et al., 1977).

## زمین‌شناسی

### جایگاه زمین‌شناسی و مطالعات قبلی

منطقه طالقان در ۸۰ کیلومتری شمال غرب تهران و در دامنه جنوبی زون ساختاری البرز مرکزی - غربی واقع شده است (شکل ۱). ولکانیک‌های این منطقه بخشی از فعالیت‌های ماگمایی ترشیری البرز که همزمان با فعالیت‌های گسترده ماگمایی در زون ارومیه - دختر (در جنوب البرز) رخ داده‌اند را شامل می‌شوند. ارتباط ماگماتیسیم ترشیری زون ارومیه - دختر با فرورانش اقیانوس ثوتتیس توسط زمین‌شناسان مختلفی (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Ghasemi and Talbot, 2006) بیان شده است ولی در خصوص فعالیت‌های ماگمایی ترشیری در البرز ابهاماتی وجود دارد. در یک مدل، با توجه به اتصال بخش غربی زون البرز از طرف دامنه جنوبی آن به مجموعه ماگمایی

ارومیه - دختر و بر اساس وجود برخی شباهت‌ها، زون‌های البرز و ارومیه - دختر وابسته به یک کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای<sup>۱</sup> واحد در نظر گرفته شده‌اند که در زمان‌های بعد و طی فازهای کششی از هم جدا شده‌اند (Hassanzadeh et al., 2004). در مدلی دیگر، یک مدل فرورانش دوگانه<sup>۲</sup> برای ماگماتیسیم ارومیه - دختر و البرز معرفی شده است (Alavi, 1996). در این مدل مجموعه ماگمایی البرز حاصل فرورانش دریای حاشیه‌ای ثوتتیس (پشت کمان ماگمایی ارومیه - دختر) به زیر البرز می‌باشد و همبری البرز و ارومیه - دختر در بخش غربی آن، نتیجه برخورد این دو مجموعه ماگمایی در طی نیروهای تکتونیک فشاری بعدی است (Alavi, 1996). از طرفی دیگر، وقوع فعالیت ولکانیکی آلکانل ترشیری در منطقه طالقان به نتیجه ای از افزایش شیب زون بنیوف در نظر گرفته شده است (Stalder, 1971). این مدل برای اولین

1. continental margin magmatic arc  
2. double subduction- zone model

### بازالت و بازالت آنالسیم دار

این واحد با مورفولوژی خشن و رنگ سبز تیره تا خاکستری متمایل به سبز و سیاه، بخش اعظم گدازه‌های بازیک منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد. این واحد به صورت مستقیم بر روی توفیت‌های سبز کرج قرار گرفته است، بنابراین می‌توان آنرا به عنوان اولین مرحله فوران گدازه‌های بازیک ترشیری در منطقه طالقان دانست. ضخامت متوسط این واحد را می‌توان بین ۵۰۰ تا ۱۵۰۰ متر تخمین زد که از شرق به غرب منطقه افزایش می‌یابد. بر اساس مطالعات پتروگرافی، بافت این سنگ‌ها پورفیریک (به خصوص در قسمت‌های پائینی واحد) تا گلوپورپورفیریک با خمیره اینترگرانولار است. فنوکریست‌های این سنگ‌ها شامل بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز، بلورهای درشت و عموماً شکل‌دار کلینوپیروکسن، الیون‌های نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و اکسیدهای آهن-تیتان می‌باشد (شکل ۳-الف). اعضاء تحول یافته‌تر این سنگ‌ها از الیون فقیر هستند و آنالسیم و آلکالی فلدسپات ظاهر شده‌اند (شکل ۳-ب). در این واحد بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز زونینگ کاملاً مشخصی را نشان می‌دهند. بلورهای الیون غالباً به صورت کامل و یا بخشی به‌وسیله ایدنگسیت جایگزین شده‌اند و خمیره سنگ غالباً از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های اپیک تشکیل شده است. در اعضاء تحول یافته‌تر (بخش‌های بالایی واحد که به سمت بازالت‌های آنالسیم‌دار میل می‌کنند)، کانی‌های آلکالی فلدسپات و آنالسیم نیز همراه این کانی‌ها در خمیره حضور دارند. آپاتیت به عنوان کانی فرعی در این سنگ‌ها قابل مشاهده می‌باشد.

### تفریت

این سنگ‌ها با رنگ خاکستری روشن و قهوه‌ای بر روی سنگ‌های واحد ۱ قرار گرفته‌اند، در بعضی نقاط انتقال بین واحد ۱ و ۲ به صورت تدریجی می‌باشد. بخش سطحی این واحد شامل سنگ‌هایی است که در نمونه دستی دارای مقادیر زیادی بلورهای درشت آنالسیم (تا بیش از ۳ سانتی‌متر) با اشکال هندسی منظم می‌باشند که تحت تأثیر فرایندهای هوازدگی قرار گرفته و با رنگ خاکستری روشن متمایل به شیری به عنوان یک لایه راهنما در تمام طول نوار آتشفشانی ترشیری در منطقه طالقان مشخص می‌باشند. این سنگ‌ها در مقیاس میکروسکوپی، شدیداً بافت پورفیریک نشان می‌دهند. مجموع کانی‌های فنوکریست و مگاکریست در این سنگ‌ها حدود ۱۰ تا ۵۰ درصد متغیر است و غالباً از درشت بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و آنالسیم تشکیل شده است (شکل ۳-ج). کانی‌های الیون بی‌شکل در بعضی نمونه‌ها به میزان کم قابل مشاهده‌اند که غالباً به مجموعه ایدنگسیت و یا سرپانتین تبدیل شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز غالباً دارای حواشی خورده شده و تا حدودی گرد شده هستند که بیانگر عدم تعادل این بلورها با مذاب همراه می‌باشد (شکل ۳-د). درشت بلورهای پیروکسن

بار توسط Jung et al. (1976) ارائه شد و آن‌ها اظهار داشتند که ماگماتیسیم زون ارومیه - دختر نتیجه ذوب شدگی در عمق کم لیتوسفر می‌باشد درحالی‌که ولکانیک‌های آلکالن البرز به دلیل دور بودن از زون فرورانش و عمق زیاد ناحیه ذوب شدگی حاصل شده‌اند.

### مشاهدات صحرائی

سکناس ترشیری در منطقه طالقان، با نبودی از سازندهای مربوط به پالئوسن و ائوسن زیرین و با یک ناپیوستگی تکتونیکی بر روی سازندهای قدیمی‌تر که خود توسط سکناسی با بیش از ۲۰۰۰ متر از طبقات قرمز رنگ نئوژن متشکل از کنگلومرا، برش، ماسه سنگ و رسوبات ریز دانه پوشیده شده، قرار گرفته است. توالی ترشیری در این منطقه مشتمل بر دو بخش اصلی است. بخش زیرین شامل بیش از ۳۰۰۰ متر توفیت‌های سبز تا خاکستری رنگ با ترکیب حدواسط تا اسیدی، رسوبات توف‌دار و آهک نومولیتی می‌باشد که در مجموع با عنوان سازند کرج معرفی می‌گردد. همچنین ورقه‌هایی از گدازه‌های تراکیتی و داسیتی با ضخامتی در حدود ۱۵۰ متر نیز درون این واحدها مشاهده می‌شود. به طور کلی این بخش از نوار ترشیری طی فوران‌های زیر دریایی گدازه‌های حدواسط تا اسیدی و حمل و رسوبگذاری ذرات حاصل از این فوران‌ها در یک محیط دریایی عمیق تا نیمه عمیق شکل گرفته است. بر اساس فسیل‌های شاخص در بخش‌های کربناته، سن رسوبگذاری ائوسن میانی<sup>۱</sup> تا ائوسن بالایی می‌باشد. ضخامت این سازند بسیار متغیر می‌باشد که به نظر (Stalder 1971) علت این موضوع توپوگرافی ناهموار پیش از پالئوسن و همچنین تداوم حرکات پوسته‌ای در طی کرتاسه پایانی تا ائوسن میانی است.

بخش فوقانی توالی ترشیری در منطقه طالقان مشتمل بر بیش از ۲۵۰۰ متر گدازه بازیک با سن احتمالی ائوسن فوقانی تا الیگوسن می‌باشد که در محیط خشکی فوران نموده‌اند (شکل ۲). انتقال بین بخش زیرین و بخش فوقانی غالباً به صورت ناگهانی و با مرز مشخص است، اما در مناطقی (مانند شرق روستای اورازان) مرز این دو تدریجی همراه با لایه‌های متناوب از توفیت‌های سازند کرج و گدازه بازیک می‌باشد (Stalder, 1971). وجود زون‌هایی از گدازه‌های قرمز رنگ با حفرات خروج گاز فراوان در قسمت‌های پائینی و بالایی گدازه‌های بازیک، بیان‌گر فوران آن‌ها در محیط خشکی می‌باشد. در این مطالعه به بررسی این سنگ‌های ولکانیکی بازیک پرداخته شده است.

### پتروگرافی

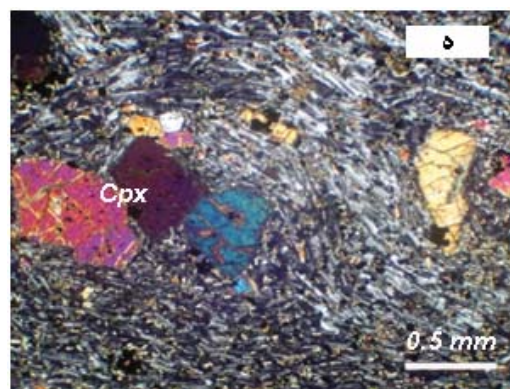
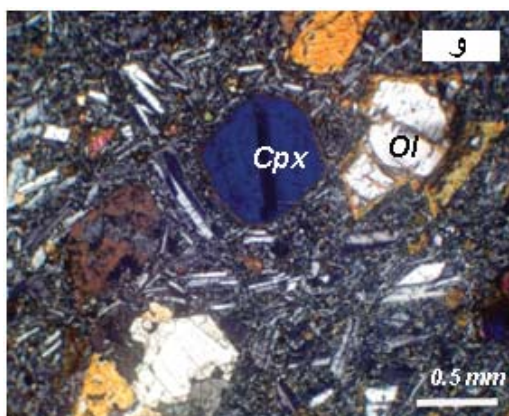
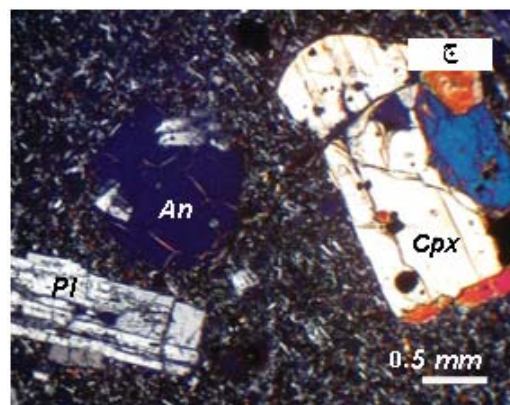
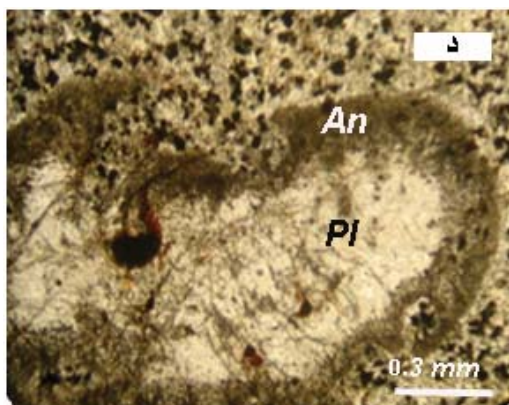
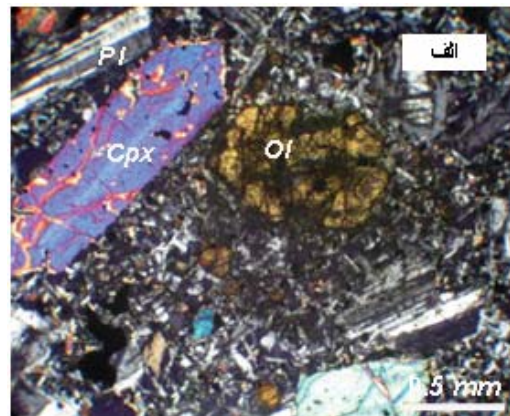
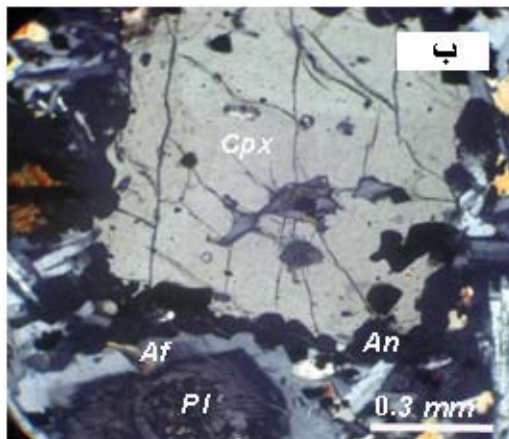
بر اساس مطالعات صحرائی و پتروگرافی، گدازه‌های بازیک منطقه را می‌توان به ۳ واحد سنگی مجزا تقسیم‌بندی نمود که از پائین سکناس به طرف بالا شامل: بازالت و بازالت آنالسیم‌دار، تفریت و الیون بازالت- تراکی بازالت می‌باشد.

1. Lutetian



در نقاط مختلفی از دنیا و از جمله در منطقه آذربایجان ایران در حال بخشی از آنالسیم‌های موجود در این سنگ‌ها مشخصاً از نوع هیدروترمالی بوده که به همراه کلسیت و کوارتز به صورت پرکننده حفرات و رگچه‌ها دیده می‌شوند. خمیره در این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز، آنالسیم، کلینوپیروکسن، کانی‌های اپک و آلکالی فلدسپات تشکیل شده است. آپاتیت در این سنگ‌ها به صورت کانی فرعی در خمیره و یا به صورت

اغلب دارای مجموعه‌ای از ادخال‌های ریز بلور مانند پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن - تیتان می‌باشند. گاهی این سنگ‌ها بلورهای تمام شکل‌دار و بسیار بزرگی از آنالسیم (تا بیشتر از ۳ سانتی‌متر) داشته که در بعضی موارد بلورهای پلاژیوکلاز را با نظم و ترتیب خاصی به موازات صفحات بلوری در داخل خود جای داده‌اند. احتمال دارد که بلورهای شکل‌دار آنالسیم طی واکنش‌های ثانویه و از تبدیل‌شدگی کامل کانی‌های لوسیت اولیه حاصل شده باشند. این‌گونه جایگزینی کانی‌های لوسیت توسط آنالسیم،

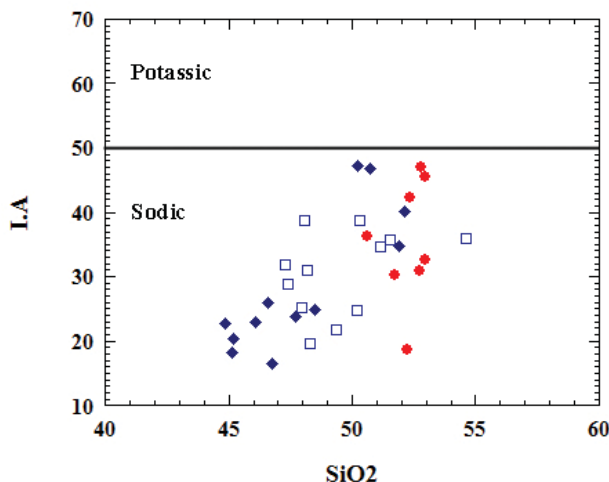


شکل ۳- الف) نمایی کلی از سنگ‌های بازالتی واحد ۱، نور با استفاده از آنالیزور، ب) تشکیل آنالسیم به دور پیروکسن و بر هم‌رشدی آلکالی فلدسپات به دور پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی آنالسیم‌دار، نور با استفاده از آنالیزور، ج) نمای کلی از سنگ‌های تفریتی، نور با استفاده از آنالیزور، د) خوردگی بلورها پلاژیوکلاز در تفریت‌ها بیانگر عدم تعادل با مذاب همراه است. نور بدون استفاده از آنالیزور، و) نمای کلی از لیوین بازالت واحد ۳، نور با استفاده از آنالیزور و ه) بافت جریان‌ی در تراکی بازالت واحد ۳، نور با استفاده از آنالیزور. Cpx: کلینوپیروکسن، Ol: لیوین، Pl: پلاژیوکلاز، Af: آلکالی فلدسپات، An: آنالسیم.

خردایش نمونه‌های سنگی در دانشگاه تربیت مدرس، تعداد ۳۲ نمونه جهت آنالیز عناصر اصلی به روش XRF به آزمایشگاه GE-NALYSIS استرالیا ارسال گردید. در نهایت پس از بررسی داده‌های بدست آمده، ۱۵ نمونه از آن‌ها برای آنالیز عناصر کمیاب به روش ICP-MS به آزمایشگاه نام‌برده ارسال گردیدند. در این مطالعه، برای رسم دیاگرام‌ها از نرم افزار Minpet استفاده شده است.

### ژئوشیمی نامگذاری شیمیایی

با توجه به مطالب فوق، بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های منطقه شامل سنگ‌های مافیکی می‌باشند که در سه واحد اصلی مجزا قرار گرفته‌اند و از قدیم به جدید عبارتند از: (۱) بازالت و بازالت‌های آنالسیم دار، (۲) تفریت و (۳) الیوین بازالت - تراکی بازالت. در این جا به طبقه‌بندی این سنگ‌ها بر اساس ویژگی‌های شیمیایی آن‌ها پرداخته می‌شود. به‌طور کلی بر اساس نمودار  $SiO_2$  در برابر مجموع آلکالی (Le Maitre, 1989) کلیه سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌های بازالت، تراکی بازالت و بازالتیک تراکی آندزیت قرار می‌گیرند. بر اساس این دیاگرام و بر اساس معیار تعریف شده توسط Irvine and Baragar (1971) کلیه این سنگ‌ها در محدوده سنگ‌های آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴). سری آلکالن خود به دو گروه سدیک و پتاسیک تقسیم می‌شود، برای بررسی این موضوع از دیاگرام ضریب آلکالی در برابر  $SiO_2$  استفاده شده است. این دیاگرام نشان می‌دهد ماگماهای اولیه منطقه طالقان از نوع سدیک بوده‌اند که طی تحولات ماگمایی در یک روند به سوی پتاسیک میل می‌کنند (شکل ۵). قابل ذکر است که کلیه نمونه‌های مورد مطالعه در نورم خود دارای نفلین و یا الیوین هستند (جدول ۱).



شکل ۵- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $SiO_2$  در برابر ضریب آلکالی  $K_2O * 100 / (K_2O + Na_2O)$ .

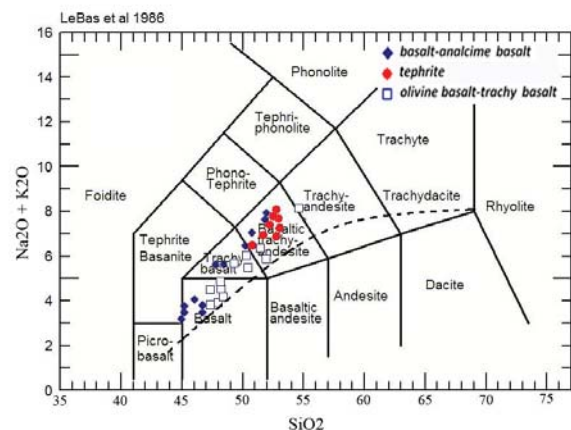
ادخال درون کانی‌های دیگر مانند آنالسیم و کلینوپیروکسن حضور دارد.

### الیوین بازالت - تراکی بازالت

این سنگ‌ها آخرین مرحله فوران ماگمایی بازیگ ترشیری در منطقه طالقان را تشکیل می‌دهند که با مرز مشخص بر روی سنگ‌های تفریتی قرار گرفته‌اند. این واحد در قسمت‌های زیرین، از الیوین بازالت‌های خاکستری تا سیاه رنگ و در قسمت‌های فوقانی از تراکی بازالت‌های با رنگ قرمز آجری تشکیل شده است. سنگ‌های این واحد به ویژه در قسمت‌های فوقانی (تراکی بازالت‌ها) حفرات بیضوی شکل فراوانی دارند که حاصل خروج گاز از ماگمای در حال جریان است. این سنگ‌ها در نمونه دستی کاملاً ریز بلور بوده و هیچ کانی مشخصی را در آن‌ها نمی‌توان تشخیص داد. در مقیاس میکروسکوپی، الیوین بازالت‌ها دارای بافت پورفیریک با خمیره ایتراگرنولار (شکل ۳- و) و تراکی بازالت‌ها دارای بافت پورفیریک با خمیره میکروولیتی جریانی هستند. این سنگ‌ها در فنوکریست خود دارای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین، مگنتیت و آلکالی فلدسپات (در تراکی بازالت‌ها) هستند که در خمیره‌ای با همین ترکیب قرار گرفته‌اند. بافت جریانی در سنگ‌های تراکی بازالتی، حاصل جهت‌گیری کانی‌های پلاژیوکلاز و در مواردی به همراه آلکالی فلدسپات می‌باشد (شکل ۳- ه). همچنین کانی‌های آپاتیت و زیرکن به عنوان کانی فرعی در این سنگ‌ها حضور دارند.

### روش مطالعه

پس از پیمایش‌های صحرائی، ۲۰۰ مقطع نازک از نمونه‌های سنگی واحدهای مختلف منطقه تهیه و مطالعه گردید. پس از



شکل ۴- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $SiO_2$  در برابر مجموع آلکالی (Le Maitre, 1989).

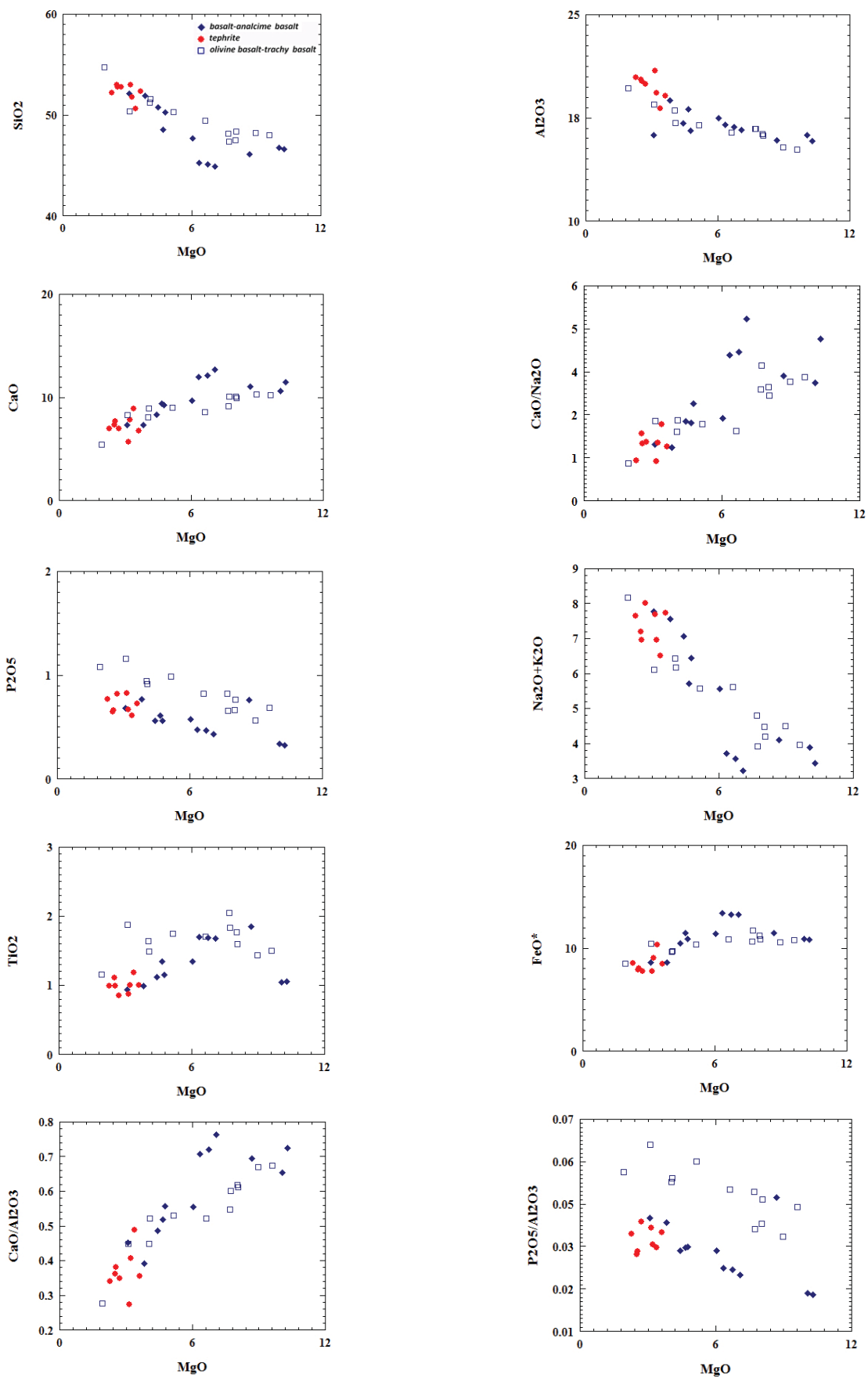


جدول ۱- نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی به روش XRF و عناصر کمیاب به روش ICP-MS

	B1	B2	A2	A3	BE7	BA1	BB8	AB2	BC3-2	BC10	AB5	BC8	BC13	BE3	AC1	BD3
SiO2	46.6	46.74	45.11	45.21	44.85	46.08	47.69	48.51	50.72	50.22	52.15	51.91	52.79	52.95	50.62	52.73
TiO2	1.052	1.04	1.69	1.7	1.68	1.85	1.349	1.34	1.11	1.15	0.94	0.99	0.85	1.1	1.19	0.99
Al2O3	15.82	16.26	16.83	16.97	16.59	15.86	17.47	18.11	17.11	16.56	19.26	18.77	19.95	20.28	18.17	20.14
Fe2O3	10.83	10.89	13.28	13.42	13.26	11.47	11.41	11.48	10.51	10.89	8.61	8.67	7.78	7.89	10.36	8.06
MnO	0.16	0.164	0.21	0.2	0.24	0.18	0.19	0.19	0.2	0.2	0.15	0.15	0.15	0.09	0.26	0.21
MgO	10.28	10.04	6.72	6.32	7.07	8.68	6.04	4.65	4.4	4.75	3.08	3.83	2.71	2.51	3.38	2.55
CaO	11.48	10.64	12.12	11.99	12.66	11.02	9.71	9.38	8.31	9.22	7.35	7.34	6.94	7.33	8.89	7.69
Na2O	2.54	3.24	2.92	2.96	2.49	3.16	4.23	4.3	3.76	3.4	4.65	4.92	4.24	3.93	4.16	4.8
K2O	0.89	0.64	0.64	0.75	0.73	0.94	1.32	1.42	3.31	3.04	3.12	2.63	3.77	3.27	2.35	2.15
P2O5	0.32	0.34	0.46	0.47	0.43	0.76	0.57	0.61	0.56	0.56	0.68	0.77	0.82	0.64	0.61	0.66
Ag	0.2				0.2		0.2			0.3		0.3	0.2			0.2
Ba	462.1				614.3		1031.1			1125.9		1614.8	1692.5			1542.2
Ce	27.41				48.07		66.33			87.06		83.28	96.85			80.59
Co	42.9				46		36.8			31.8		24.3	19.5			20.9
Dy	3.46				4.98		4.93			5.5		4.09	4.46			5.08
Er	1.92				2.61		2.54			2.91		2.31	2.34			2.72
Eu	1.25				1.89		1.91			2.14		1.74	1.92			2.16
Gd	3.84				5.72		5.9			6.56		4.98	5.44			6.31
Hf	1.41				2.67		2.98			4.51		4.07	3.99			4.23
Ho	0.71				0.98		0.97			1.1		0.84	0.87			1.04
La	12.16				21.29		32.71			42.6		44.27	51.52			43.41
Lu	0.252				0.318		0.354			0.415		0.341	0.347			0.41
Nb	6.67				12.88		12.12			14.78		18.02	17.98			14.89
Nd	16.75				28.42		33.49			42.07		36.9	42.09			41.55
Pb	7				8		17			21		25	28			29
Pr	3.725				6.344		8.121			10.279		9.649	11.112			10.225
Rb	79.74				11.65		22.31			119.56		52.27	88.85			57.26
Sm	3.97				6.34		6.92			8.43		6.69	7.63			8.12
Sr	761.6				860.05		789.16			886.85		1052.2	1123.64			974.57
Ta	1.27				1		0.94			1.23		1.41	1.29			1.05
Tb	0.578				0.861		0.822			0.969		0.701	0.783			0.899
Th	2.27				4.03		9.41			13.73		16.43	15.96			14.26
Tm	0.27				0.35		0.36			0.43		0.33	0.34			0.41
U	0.83				1.2		2.91			4.03		5.44	2.85			3.4
Y	17.74				25.65		26.26			29.04		23.05	24.37			28.19
Yb	1.62				2.19		2.24			2.61		2.07	2.15			2.6
Zr	47.3				97.7		117.2			168.5		171.4	161.7			168.4
(La/Sm) <sub>Cn</sub>	1.98					2.17	3.05			3.26		4.27	4.36			3.45
(Gd/Yb) <sub>Cn</sub>	2.03					2.23	2.25			2.15		2.06	2.16			2.07
Ab	14.64	17.74	14.5	14.7	12.15	17.47	21.3	25.3	22.35	20.85	32.78	31.8	30.25	32.2	27.5	37.5
An	29.1	27.9	30.9	30.7	31.9	26.3	24.7	25.9	19.98	20.9	14.65	21.3	24.2	28	24	27
Or	5.26	3.78	3.8	4.46	4.33	5.54	7.8	8.38	19.59	18	19	15.5	22.3	19	14	12.7
Di	21	18.53	21.7	21.5	18.1	19.4	16.5	14.2	14.9	17.88	15.7	8.8	4.53	3.9	13.8	6.1
Ol	20.4	21	15.4	15	15.46	17.75	14.6	13	11.6	11.54	7.66	11.1	10	9	10	9.33
Ne	3.72	5.24	5.5	5.57	4.83	5	7.86	6	5.12	4.27	4.22	5.32	3	1.5	4.2	1.7

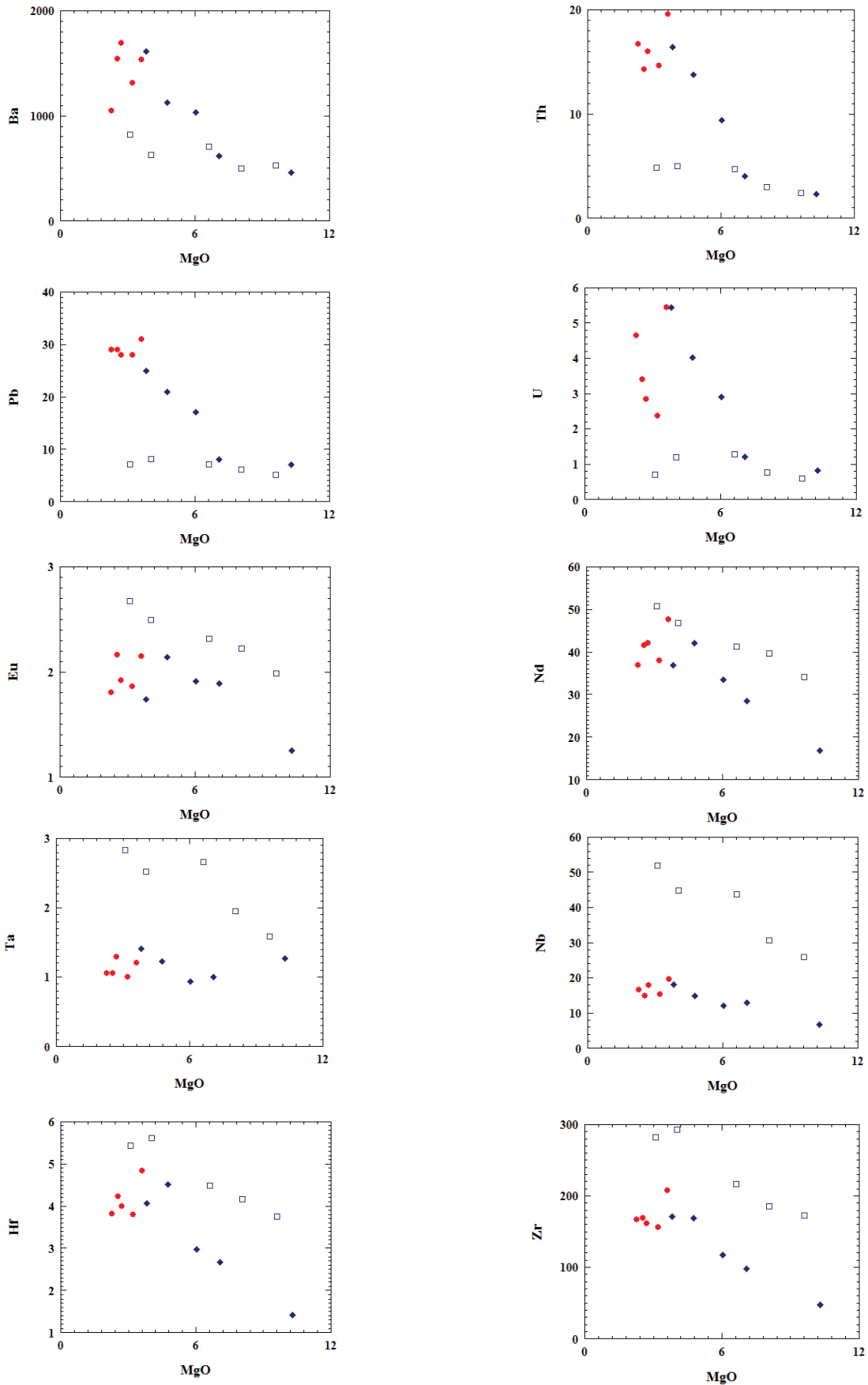
ادامه جدول ۱- نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی به روش XRF و عناصر کمیاب به روش ICP-MS

	AC3	CF12	AB4	AB7	CG2	CG4	CB4	CB12	AB8	AB11	AB9	CA6	CA11	CA9	CB7	CB3
SiO2	51.73	52.94	52.22	52.36	48.31	48.19	48.12	49.36	47.43	47.96	47.32	51.16	50.23	54.66	50.33	51.56
TiO2	0.1	0.87	0.1	0.1	1.59	1.43	2.04	1.7	1.76	1.5	1.83	1.63	1.74	1.15	1.87	1.49
Al2O3	19.31	20.91	20.45	19.07	16.2	15.35	16.67	16.38	16.27	15.16	16.7	18.01	16.92	19.06	18.45	17.07
Fe2O3	9.08	7.74	8.57	8.45	10.82	10.56	10.58	10.8	11.15	10.74	11.72	9.61	10.32	8.45	10.43	9.699
MnO	0.19	0.18	0.11	0.16	0.16	0.17	0.16	0.17	0.16	0.17	0.11	0.14	0.14	0.1	0.31	0.15
MgO	3.21	3.14	2.28	3.62	8.06	8.97	7.69	6.64	8.04	9.63	7.74	4.04	5.15	1.94	3.1	4.08
CaO	7.84	5.7	6.97	6.77	9.89	10.28	9.11	8.52	10.05	10.2	10.02	8.04	8.95	5.41	8.26	8.89
Na2O	4.86	5.17	6.21	4.47	3.37	3.1	2.94	4.38	3.19	2.96	2.66	4.2	4.19	5.23	3.73	3.97
K2O	2.1	2.51	1.42	3.27	0.82	1.38	1.85	1.22	1.28	0.99	1.24	2.21	1.37	2.91	2.36	2.19
P2O5	0.67	0.82	0.77	0.82	0.76	0.56	0.82	0.82	0.66	0.68	0.65	0.94	0.98	1.08	1.16	0.91
Ag	0.3		0.1	0.1	0.4			0.1				0.2				
Ba	1309.1		1048.1	1535.3	493.6			700.7		526.7		622.7			814.2	
Ce	74.75		86.62	105.45	84.82			93.39		70.42		103.77			113.02	
Co	24.6		24.8	22.6	40.2			37.2		45.4		26.4			28.5	
Dy	4.51		4.02	5.17	4.38			5.01		4.72		5.17			5.46	
Er	2.46		2.15	2.78	2.28			2.5		2.4		2.69			2.79	
Eu	1.86		1.8	2.15	2.22			2.31		1.98		2.49			2.67	
Gd	5.54		4.77	6.29	5.65			6.07		5.43		6.13			6.74	
Hf	3.79		3.82	4.84	4.16			4.47		3.75		5.61			5.42	
Ho	0.88		0.81	1.01	0.91			1		0.91		1.03			1.08	
La	41.95		45.99	55.39	40.79			46.63		33.68		54.75			58.61	
Lu	0.359		0.32	0.407	0.285			0.331		0.308		0.374			0.38	
Nb	15.36		16.55	19.51	30.47			43.6		25.82		44.7			51.8	
Nd	38.04		36.85	47.58	39.57			41.21		34.08		46.8			50.67	
Pb	28		29	31	6			7		5		8			7	
Pr	9.566		9.667	12.163	10.002			10.626		8.485		12.221			13.113	
Rb	82.4		39.2	51.91	11.93			26.65		10.79		35.75			36.31	
Sm	7.3		6.7	8.83	7.43			7.67		6.64		8.23			8.97	
Sr	907.24		1137.56	1085.61	889.22			1015.7		910.8		838.73			1151.42	
Ta	1		1.06	1.21	1.95			2.65		1.58		2.52			2.83	
Tb	0.804		0.68	0.886	0.825			0.856		0.791		0.884			0.974	
Th	14.59		16.7	19.56	2.95			4.69		2.4		4.95			4.84	
Tm	0.37		0.32	0.4	0.32			0.36		0.33		0.38			0.4	
U	2.36		4.65	5.43	0.76			1.27		0.59		1.19			0.69	
Y	25.66		22.96	28.52	23.94			26.57		25.43		28.6			30.56	
Yb	2.29		2.06	2.61	1.92			2.21		2.04		2.38			2.49	
Zr	155.6		167	207.5	184.9			216		171.9		292.4			281.7	
(La/Sm) <sub>Cn</sub>	3.71		4.43	4.05	3.54			3.92		3.27		4.29			4.22	
(Gd/Yb) <sub>Cn</sub>	2.07		1.98	2.06	2.52			2.35		2.28		2.2			2.31	
Ab	33.8	40	40.5	31.4	27.5	20.7	24.3	31	21.5	23.4	22.5	33.9	33.9	41	31.5	33
An	24.6	22.5	23.7	22.3	26.6	23.8	26.8	21.4	26.3	25.1	29.9	23.7	23.3	19.4	26.6	22.25
Or	12.4	13.9	8.4	19.4	4.85	8.2	11	7.2	7.6	5.85	7.33	13	8.12	16.1	13.9	13
Di	8.67	3.5	5.4	5.88	14.6	19.4	11	13.1	16	17.4	13	8.87	12.6	5	6.43	13.7
Ol	10.5	12.5	9.46	11.65	18	18	18	16	17.6	19.9	17.4	11.6	12.8	5.5	9.1	10.2
Ne	4	1.5	6.53	3.48	0.6	3	0.28	3.3	2.9	0.85	0.8	0.88	0.82	0.5	0.3	0.33



شکل ۶- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر میزان MgO.





شکل ۷- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر میزان MgO.

### نمودار تغییرات عناصر اصلی و کمیاب

نتایج مربوط به آنالیز شیمیایی ۳۲ نمونه از سنگ‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. با توجه به بازیگ بودن نمونه‌های مورد مطالعه و تغییرات نسبتاً اندک  $\text{SiO}_2$ ، تغییرات عناصر مختلف در برابر MgO مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۶). به طور مشخص در این الگوها نمونه‌های مربوط به واحد ۲ (تفریت) در انتهای روند مربوط به نمونه‌های واحد ۱ (بازالت - بازالت آنالسیم‌دار) قرار می‌گیرند و در مجموع یک روند واحد را تشکیل می‌دهند. بر روی اکثر دیاگرام‌های تغییرات عناصر اصلی، روند مربوط به نمونه‌های واحد ۳ (الیوین بازالت - تراکی بازالت) مشابه با روندهای تغییرات واحدهای ۱ و ۲ به نظر می‌رسد.

این شباهت ظاهری توسط دیاگرام‌های تغییرات عناصر کمیاب تأیید نمی‌گردد. به طور کلی افزایش اکسیدهای  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{FeO}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$ ،  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  در برابر کاهش میزان MgO، بیانگر آن است که تفریق و جدایش کانی‌های فرومیزین الیوین، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن-تیتان، نقش مهمی در تحولات ماگمایی سنگ‌های ولکانیکی منطقه طالقان دارد. نکته قابل توجه در الگوهای مربوط به نمونه‌های متعلق به واحد ۱ (بازالت - بازالت آنالسیم‌دار) وجود یک خمش یا تغییر روند در میزان MgO حدود ۶ تا ۷ است. بر این اساس در نمونه‌های واحد بازالت - بازالت آنالسیم‌دار، اکسیدهای  $\text{CaO}$ ،  $\text{FeO}$  و  $\text{TiO}_2$  در ابتدا ثابت مانده و یا روند افزایشی را نشان می‌دهند اما از نقطه خمش (MgO ۶ تا ۷ درصد) روند کاهشی را با کاهش میزان MgO نشان می‌دهند. افزایش میزان  $\text{CaO}$ ،  $\text{FeO}$  و  $\text{TiO}_2$  همراه با کاهش MgO (از ۱۰/۳ تا حدود ۶ درصد)، نتیجه تفریق و جدایش الیوین غنی از Mg است. در ادامه، با کاهش MgO از ۶ درصد تا ۲/۳ درصد، عناصر  $\text{Ca}$ ،  $\text{Ti}$  و  $\text{Fe}$  به سرعت کاهش می‌یابند که نشان دهنده تفریق الیوین غنی از آهن، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، تیتانومگنتیت و یا اپلمنیت می‌باشد. تفریق و جدایش کلینوپیروکسن در سنگ‌های ولکانیکی منطقه با همبستگی مثبت بین نسبت‌های  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  در برابر محتوای MgO تأیید می‌شود، زیرا نسبت  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  نسبت به تفریق کلینوپیروکسن بسیار حساس است (Herzberg and Zhang, 1996).

در شکل ۷، تغییرات عناصر کمیاب انتخاب شده در برابر MgO مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس این الگوها، سنگ‌های مورد مطالعه را می‌توان به دو گروه تقسیم‌بندی نمود که روندهای کاملاً مجزایی را نشان می‌دهند. گروه I دربردارنده سنگ‌های ولکانیکی واحدهای ۱ و ۲ می‌باشد که در یک میزان مشخص از MgO دارای میزان بالاتری از عناصر  $\text{Ba}$ ،  $\text{Pb}$ ،  $\text{Th}$  و  $\text{U}$  می‌باشد. گروه II دربردارنده سنگ‌های ولکانیکی متعلق به واحد ۳ است که دارای مقادیر بالاتری از عناصر  $\text{Eu}$ ،  $\text{Hf}$ ،  $\text{Zr}$ ،  $\text{Nb}$ ،  $\text{Ta}$  و  $\text{Nd}$  می‌باشد. در مجموع کلیه این عناصر برای هر دو گروه روند

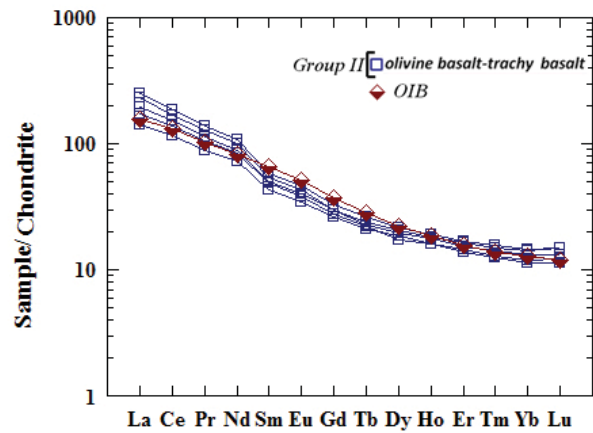
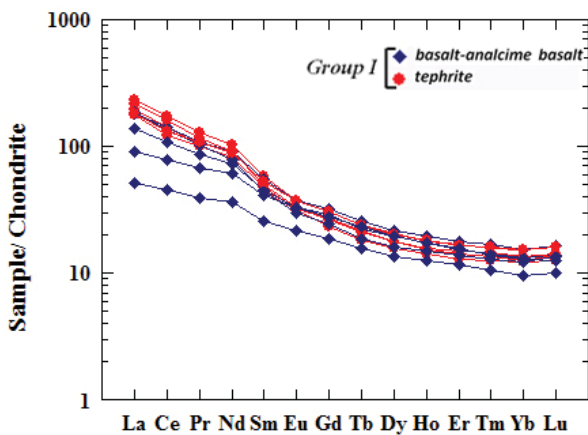
افزایشی را با کاهش MgO نشان می‌دهند. با این حال در گروه I عناصر  $\text{Nb}$  و  $\text{Ta}$  طی کاهش MgO ثابت هستند و یا به صورت جزئی افزایش می‌یابند، این رفتار را در مورد عناصر  $\text{Ba}$ ،  $\text{Th}$  و  $\text{Pb}$  در گروه II نیز می‌توان مشاهده نمود.

### الگوهای REE و دیاگرام‌های عنکبوتی

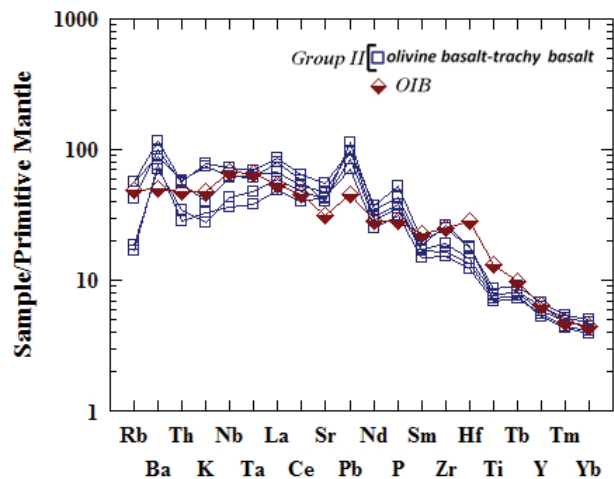
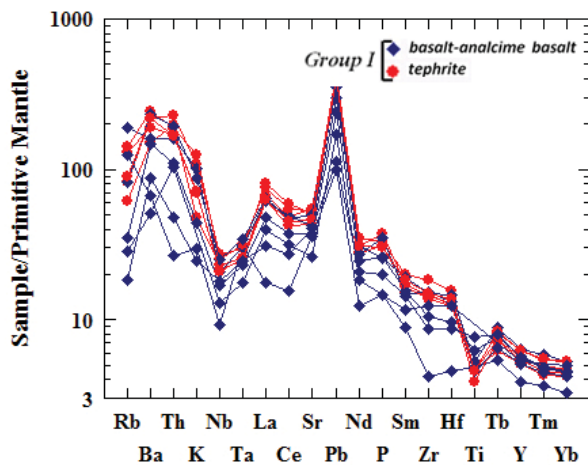
در این مبحث گروه I دربردارنده واحدهای ۱ و ۲ و گروه II دربردارنده واحد ۳ می‌باشد. الگوهای REE که نسبت به کندریت نرمالیز شده‌اند در گروه I و II تقریباً مشابه است و به طور کلی غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک<sup>۱</sup> را نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین<sup>۲</sup> نشان می‌دهند (شکل ۸). در هر دو گروه (به ویژه برای گروه I) میزان عناصر نادر خاکی<sup>۳</sup> غالباً با افزایش میزان سیلیس افزایش می‌یابد. این افزایش برای عناصر LREE مشخص‌تر از عناصر MREE و HREE می‌باشد (جدول ۱). میزان  $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{cn}}$  در گروه I ۱/۹۸ تا ۲/۲۵ و در گروه II ۲/۲۰ تا ۲/۵۲ می‌باشد که این نسبت‌ها نشانگر تفریق اندک بین عناصر MREE و HREE می‌باشند (جدول ۱). آنومالی منفی برای عنصر Eu در سنگ‌های مورد مطالعه مشاهده نمی‌گردد. این درحالی است که فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به میزان قابل توجهی در سنگ‌ها وجود دارند و بیانگر این مسئله است که علی‌رغم تبلور گسترده پلاژیوکلاز، جدایش این کانی‌ها از ماگما به صورت گسترده انجام نپذیرفته است.

در شکل ۹، الگوی عناصر ناسازگار که نسبت به گوشته اولیه نرمالیز شده‌اند نشان داده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود الگوهای سنگ‌های واحد ۲ (تفریتی) و الگوهای سنگ‌های تحول یافته متعلق به واحد ۱ (بازالتی آنالسیم‌دار) مشابه می‌باشند. تشابه الگوهای سنگ‌های ولکانیکی گروه I (شامل واحد ۱ و ۲) می‌تواند بیانگر منشاء واحد برای ماگمای اولیه آن‌ها باشد. بر اساس این الگوها، سنگ‌های ولکانیکی گروه I غنی‌شدگی کاملاً مشخصی از عناصر LILE ( $\text{K}$ ،  $\text{Rb}$ ،  $\text{Ba}$ ) و  $\text{Th}$  را نسبت به عناصر REE نشان می‌دهند. همچنین تهی‌شدگی کاملاً مشخصی از عناصر HFSE ( $\text{Ta}$ ،  $\text{Nb}$ ،  $\text{Ti}$ ) را نسبت به عناصر مجاور خود می‌توان مشاهده نمود. این ویژگی‌ها می‌تواند متعلق به سنگ‌های ولکانیکی وابسته به مناطق فرورانش و یا بازالت‌های درون صفحه‌ای باشند که به‌طور گسترده با مواد پوسته‌ای آلوده شده‌اند. همچنین این الگوها را می‌توان در سنگ‌های ولکانیکی مافیکی که از گوشته‌های لیتوسفری مشتق شده و قبلاً توسط فرایندهای سابدکشن قدیمی غنی‌گشته و تغییر نموده‌اند مشاهده شود. تهی‌شدگی شدید برای عنصر  $\text{Ti}$ ، تنها برای سنگ‌های تفریتی (واحد ۲) و اعضای تحول یافته بازالت‌های آنالسیم‌دار (واحد ۱) قابل مشاهده است که احتمالاً می‌تواند وابسته به تفریق و جدایش کانی‌های اکسید تیتان‌دار باشد. همچنین این تهی‌شدگی می‌تواند توسط آلودگی پوسته‌ای نیز حاصل گردد. همان‌گونه که در شکل

1. LREE  
2. HREE  
3. REE



شکل ۸- الگوهای عناصر نادر خاکی نرمالیز شده نسبت به کندریت.



شکل ۹- الگوهای عناصر نادر ناسازگار نرمالیز شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه.

منشاهای گوشته‌ای متفاوتی هستند و یا یک منشأ گوشته‌ای واحد در درجات متفاوت ذوب بخشی، این دو گروه ولکانیکی را تشکیل داده است. در ادامه به بررسی جایگاه تکتونیکی و ماهیت منشأ گوشته‌ای ماگمای این دو گروه از سنگ‌های ولکانیکی پرداخته شده است. برای بررسی محیط تکتونوماگمایی این سنگ‌ها از دیاگرام Hf-Th-Nb (Wood, 1980) استفاده شده است. بر اساس این دیاگرام، سنگ‌های مرتبط با دو گروه ولکانیکی، در محدوده‌های مجزا از هم واقع می‌گردند. این تمایز به این صورت است که نمونه‌های گروه I در محدوده ولکانیک‌های وابسته به قوس آتشفشانی واقع می‌گردند، درحالی‌که نمونه‌های گروه II در محدوده ولکانیک‌های آکالن درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-الف). این مطالعه، جهت بررسی خصوصیات منشأ سنگ‌های ولکانیک مورد مطالعه، از برخی نسبت‌های عناصر کمیاب (مانند Nb/Th, Ce/Pb, Sm/Yb) استفاده شد که نسبت به درجه ذوب بخشی، تبلور تفریقی و تحرکات ثانویه تقریباً غیرحساس بوده و تغییر نمی‌کنند (Pearce, 1982; Hofmann, 1988; Sun and McDonough, 1989). در دیاگرام Nb/Th در برابر Nb، نمونه‌های

مشاهده می‌شود، سنگ‌های ولکانیکی گروه II الگوهایی را نشان می‌دهند که به صورت قابل توجهی با الگوهای وابسته به سنگ‌های ولکانیکی گروه I متفاوت هستند. برخلاف گروه I، سنگ‌های ولکانیکی گروه II غنی‌شدگی مشخصی از عناصر LILE را نسبت به LREE نشان نمی‌دهند. همچنین تهی‌شدگی از عناصر Nb و Ta، در الگوهای متعلق به این سنگ‌ها قابل مشاهده نیست. الگوی متعلق به بازالت‌های نوع OIB نیز به همراه سنگ‌های ولکانیکی گروه II نشان داده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌گردد، سنگ‌های ولکانیکی گروه II تشابه قابل توجهی را با ماگماهای OIB که از آستوسفر مشتق شده‌اند، نشان می‌دهند.

## بحث

### ویژگی‌های منشأ ماگماها

همان‌طور که بر اساس ژئوشیمی سنگ‌های مورد مطالعه مشخص گردید، سنگ‌های ولکانیکی منطقه طالقان را می‌توان در دو گروه مجزا قرار داد. سؤالی که در اینجا مطرح می‌گردد این است که آیا ماگماهای مادر این دو گروه نشأت گرفته از



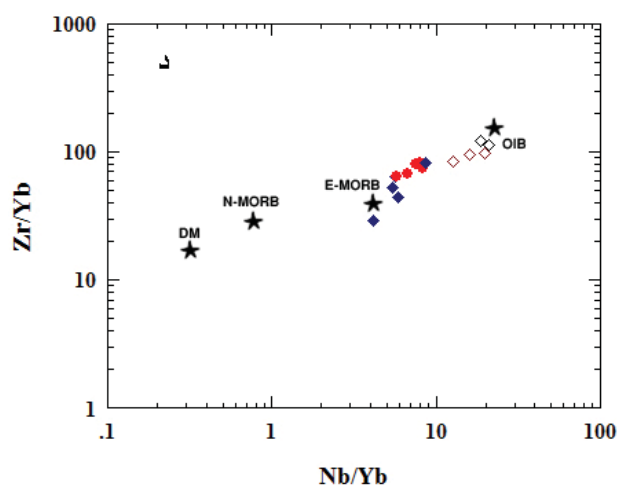
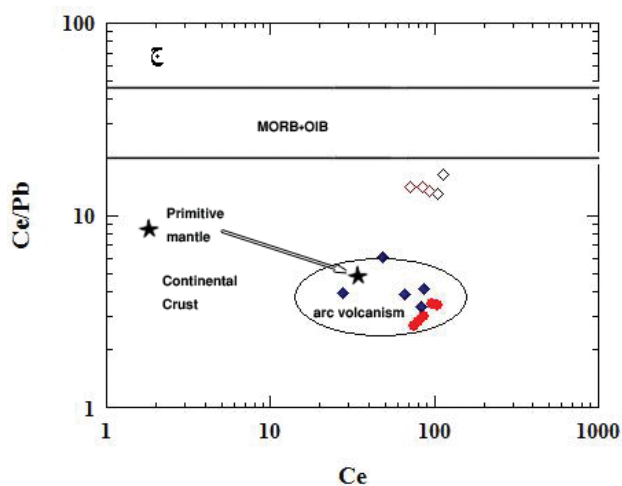
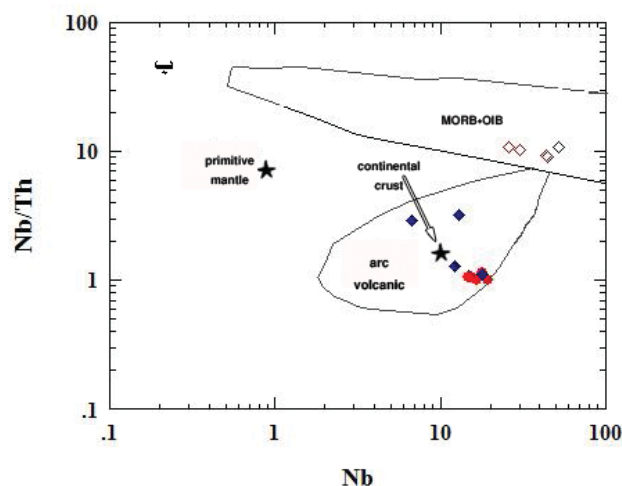
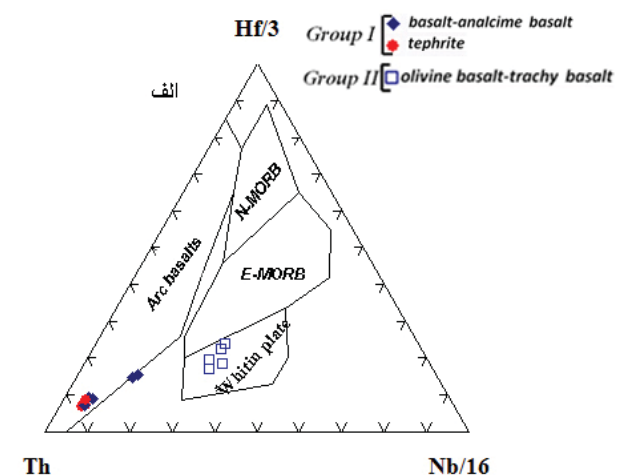
I و یک منشاء آستونوسفری برای ولکانیک‌های گروه II است. الگوهای عناصر ناسازگار گروه II مشخصاً با الگوهای بازالت‌های OIB که از آستونوسفر مشتق شده‌اند شباهت دارند (شکل ۹). بنابراین پیشنهاد می‌شود که بازالت‌های گروه II از گوشته‌ای آستونوسفری غنی یا اندکی تهی شده حاصل شده‌اند که طی صعود تا حدودی با گوشته لیتوسفری آلوده شده‌اند.

### متاسوماتیسم گوشته

با توجه به موارد اشاره شده در بالا دو نوع متفاوت از منشاء گوشته‌ای غنی شده می‌تواند در تولید مذاب‌های اولیه این دو گروه سنگ‌های ولکانیکی نقش داشته باشد. ماهیت مذاب و یا سیالی که عامل ایجاد متاسوماتیسم و غنی‌شدگی در این دو نوع منشاء گوشته‌ای شده است توسط دیاگرام Rb/Y در برابر Nb/Y مورد بررسی قرار گرفت. در این دیاگرام، نمونه‌های متعلق به گروه I نشان دهنده متاسوماتیسم و غنی‌شدگی عامل در زون‌های سابداکشن و یا غنی‌شدگی طی آلودگی پوسته‌ای می‌باشند، درحالی‌که نمونه‌های گروه II در امتداد روند غنی‌شدگی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۱- الف).

گروه I در محدوده منشاء ولکانیک‌های وابسته به قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند، در صورتی‌که نمونه‌های گروه II در محدوده MORB+OIB واقع شده‌اند (شکل ۱۰- ب). وجود این دو منشاء گوشته‌ای متفاوت را در دیاگرام Ce/Pb در برابر Ce نیز می‌توان مشاهده نمود (شکل ۱۰- ج). در دیاگرام Zr/Yb در برابر Nb/Yb، نمونه‌های دو گروه در یک روند بین منشاء گوشته‌ای E-MORB و OIB قرار می‌گیرند. اما نمونه‌های گروه I تمایل بیشتری به سمت E-MORB و نمونه‌های گروه II تمایل بیشتری را به سمت منشاء از نوع OIB را دارند (شکل ۱۰- د).

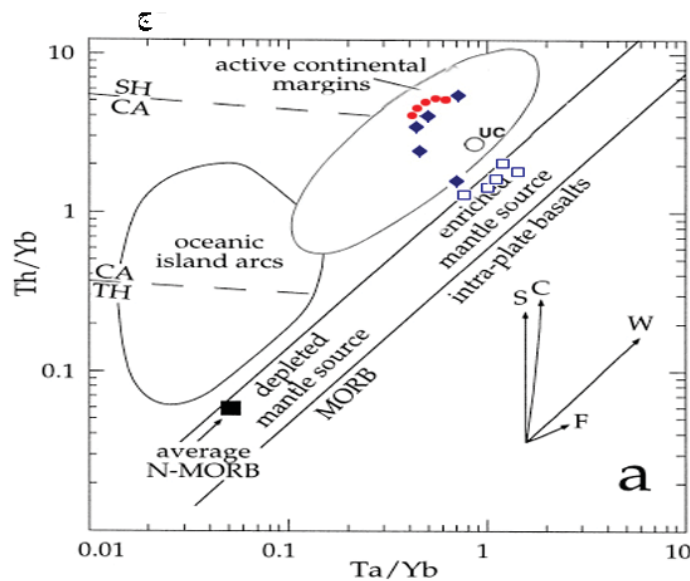
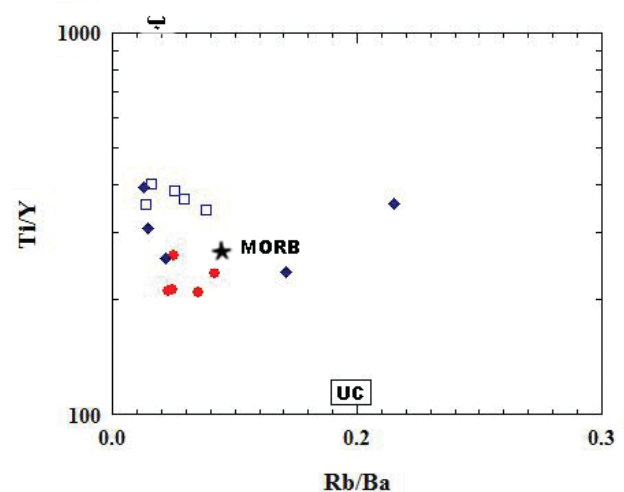
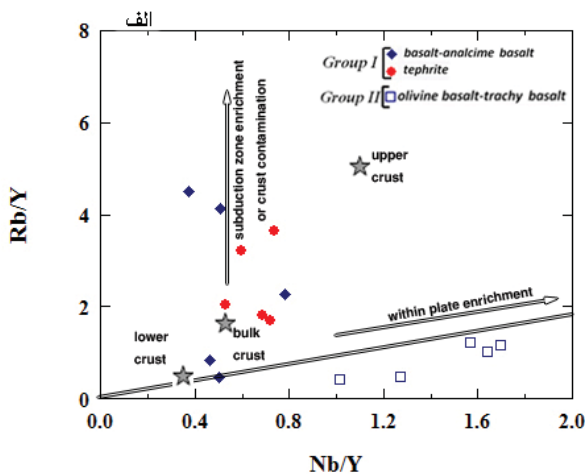
ماگماهای وابسته به گوشته لیتوسفری دارای نسبت La/Nb بیشتر از ۱ می‌باشد، در صورتی‌که این نسبت در ماگماهای مشتق شده از گوشته آستونوسفری غنی حدود ۰/۷ می‌باشد که در صورت آلودگی این ماگماها با گوشته لیتوسفری طی صعود، تا حدودی افزایش می‌یابد (DePaolo and Daley, 2000). این نسبت در سنگ‌های ولکانیکی گروه I در محدوده ۱/۶۵ تا ۲/۹۱ و در گروه II در محدوده ۱/۰۶ تا ۱/۳۳ متغیر می‌باشد. مجموعه این اطلاعات به همراه ویژگی الگوهای عناصر ناسازگار (دیاگرام‌های عنکبوتی)، بیانگر یک منشاء گوشته‌ای لیتوسفری برای ولکانیک‌های گروه



شکل ۱۰- الف) دیاگرام Hf-Th-Nb (Wood, 1980). ب، ج، د) دیاگرام‌های نسبت عناصر کمیاب.

گردد. همچنین نمونه‌های مورد مطالعه در دیاگرام Th/Yb در برابر Ta/Yb مورد بررسی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱-ج)، در این دیاگرام میانگین ترکیب پوسته بالایی نیز نشان داده شده است. با توجه به دیاگرام، نمونه‌های مربوط به گروه I یک جایجایی را از گوشته غنی‌شده مربوط به بازالت‌های آلکالن درون صفحه‌ای (و همچنین نمونه‌های گروه II) به سمت مقادیر بالاتر Th/Yb نشان می‌دهند. این جایجایی موازی با روند ژئوشیمیایی غنی‌شدگی زون سابداکشن یا غنی‌شدگی توسط پوسته قاره‌ای می‌باشد. با این حال نسبت بالاتر Th/Yb در نمونه‌های گروه I، نسبت به میانگین پوسته قاره‌ای، دلالت بر آن دارد که غنی‌شدگی زون سابداکشن نقش مهمی را برای منشاء ماگمای این گروه داشته است. زیرا اگر تنها غنی‌شدگی پوسته قاره‌ای دخیل بود، نمونه‌ها باید در جایگاه بین گوشته غنی‌شده و میانگین پوسته قاره‌ای (میزان کمتر Th/Yb نسبت به میانگین پوسته قاره‌ای) قرار می‌گرفتند. بر این اساس طی فرورانش پوسته اقیانوسی، عناصر نامتحرک (مانند Ta، Nb و Ti) در صفحه فرورونده باقی می‌مانند، در صورتیکه عناصر متحرک

در خصوص نمونه‌های گروه I، اهمیت دارد بدانیم که خصوصیات ژئوشیمیایی آن‌ها (غنی‌شدگی از عناصر LILE و LREE و تهی‌شدگی مشخص از عناصر Ta و Nb) وابسته به نشانه‌های آلودگی ماگمای اولیه با پوسته قاره‌ای است و یا این خصوصیات بیانگر یک منشاء گوشته لیتوسفری برای ماگمای اولیه آن‌ها است که توسط فرایندهای وابسته به فرورانش پوسته اقیانوسی از LREE غنی و از HREE و HFSE تهی شده است. بطور کلی الگوهای عناصر ناسازگار برای پوسته قاره‌ای، به وسیله غنی‌شدگی شدید از LREE، آنومالی مثبت Pb و تهی‌شدگی در Nb و Ta مشخص می‌گردند (Taylor and McLennan, 1985). جهت بررسی این موضوع، از نسبت Ti/Y در برابر Rb/Ba که توسط Turner et al., (1996) معرفی گردیده است استفاده شد (شکل ۱۱-ب). در این دیاگرام، نمونه‌های مورد مطالعه در یک روند مشخص بین ماگمای گوشته‌ای و پوسته بالایی قرار نمی‌گیرند. بر این اساس، نسبت بالا از Ti/Y و نسبت پایین از Rb/Ba، نمی‌تواند توسط آلودگی ماگمای حاصل از گوشته با مواد پوسته‌ای توجیه



شکل ۱۱- نمودارهای بررسی نحوه غنی‌شدگی منشاء ماگماها.

مواردی را از جمله وجود فوران‌های ماگمایی با دو خصوصیت متفاوت مناطق فرورانش و مناطق آلکان درون صفحه‌ای، وقوع ماگماتیسیم پس از پایان فرورانش و برخورد قاره‌ای و همچنین همزمانی با یک بالآمدگی ناحیه‌ای را توضیح دهد. مشارکت دو نوع گوشته لیتوسفری و آستوسفری در تولید ماگماهای منطقه مورد مطالعه را می‌توان با یک مدل ژئودینامیکی کششی پس از کوهزایی توجیه نمود. نکته‌ای که باید به آن اشاره کرد آن است که رشته کوه البرز (شامل منطقه مورد مطالعه) بر خلاف ارتفاع زیاد، به صورت غیر منتظره‌ای دارای پوسته‌ای با ضخامت کم (کمتر از ۳۵ کیلومتر) می‌باشد (Rodgers, 1984; Dehghani and Makris, 1984; et al., 1997; Seber et al., 1997; Guest et al., 2007). این پوسته نازک غیر طبیعی برای رشته کوه البرز، بیانگر آن است که پوسته بر روی یک گوشته لیتوسفری بسیار نازک واقع شده است. این مشخصات با نواحی ریفت قاره‌ای که دارای خصوصیات همچون کشیدگی لیتوسفری و نازک شدن پوسته هستند مطابقت دارند. همچنین ماهیت سدیک سنگ‌های مورد مطالعه نیز می‌تواند یکی از شواهدی باشد که تکتونیک کششی را تأیید می‌کند زیرا سنگ‌های آلکان سدیک عموماً در مناطق ریفتی مشاهده می‌شوند. ریفت‌های درون قاره‌ای را می‌توان در دو گروه مجزا تقسیم بندی نمود. گروه اول ریفت‌های فعال هستند (مانند ریفت Oslo) که عامل اصلی کشش و ایجاد ریفت، مربوط به بالا آمدن پلوم‌های آستوسفری است که با نازک شدن لیتوسفری ادامه پیدا می‌کند. به طور کلی ولکانیسم وابسته به این نوع ریفت‌های قاره‌ای دارای منشأیی با ماهیت آستوسفری هستند. نوع دوم ریفت‌های قاره‌ای، ریفت‌های غیر فعال هستند که عامل اصلی ایجاد آن‌ها مربوط به نازک شدن و حذف<sup>۳</sup> گوشته لیتوسفری است که با بالا آمدگی پلوم‌های آستوسفری ادامه می‌یابند. ولکانیسم‌های مربوط به این نوع ریفت‌ها می‌توانند از هر دو منشأ لیتوسفری و آستوسفری مشتق شوند. با توجه به نقش گوشته لیتوسفری در تولید ماگماهای گروه I، ولکانیسم منطقه طالقان می‌تواند با مدل ریفت‌های غیر فعال پس از کوهزایی مطابقت داشته باشد. بر اساس انواع ماگماتیسیم پس از کوهزایی در نقاط مختلف دنیا، دو نوع مدل ماگماتیسیم پس از کوهزایی معرفی گردیده است. نمونه رایج این نوع ولکانیسم، مانند ولکانیک‌های منطقه تبت است که ولکانیسم با مذاب‌های مشتق شده از لیتوسفر آغاز می‌گردد و با مذاب‌های درون صفحه‌ای مشتق شده از آستوسفر پایان می‌پذیرد (Pearce, 1992; Turner et al., 1990; et al.). مدل دوم مانند ولکانیک‌های پس از کوهزایی در مناطق جنوب شرقی اسپانیا و رشته کوه‌های شمال تایوان است که برخورد قاره-قاره در مقیاس کوچک‌تری از منطقه تبت صورت گرفته است. در این مناطق، ماگماتیسیم با مذاب‌های آستوسفری آغاز می‌شود و با مذاب‌های لیتوسفری ادامه می‌یابد (Turner et al., 1999; Wang et al., 2004). این توصیف، ماگماتیسیم مورد مطالعه با ماگماتیسیم منطقه تبت

(مانند K, Sr, Rb و Ba) به راحتی توسط فاز مذاب سیلیکاته یا سیال آبی از صفحه فرورونده آزاد شده و با نفوذ در لایه‌های گوشته لیتوسفری بالا، باعث غنی‌شدگی آن از عناصر متحرک می‌گردد. نسبت‌های پایین Rb/Ba (۰/۰۶ - ۰/۰۲) و Rb/Sr (۰/۱) - (۰/۱) با وجود محتوای بالای Ba و Sr بیانگر آن است که غنی‌شدگی زون فرورانش احتمالاً توسط یک فاز مذاب سیلیکاته صورت گرفته است تا یک فاز سیال آبی (Miller et al., 1999). همچنین غنی‌شدگی واضح Th نسبت به Rb و K (شکل ۹) نیز می‌تواند دلیلی بر این موضوع باشد زیرا بر خلاف عناصر Rb و K که تمایل به حمل توسط فاز سیال آبی دارند، عنصر Th بیشتر توسط مذاب سیلیکاته حمل می‌شود (Tiepolo et al., 2002). همچنین قابل ذکر است که نسبت Ba/Nb در ولکانیک‌های وابسته به مناطق حاشیه فعال قاره‌ای بالاتر از ۲۸ است در حالی که این نسبت در ولکانیک‌های وابسته به فرورانش بین دو پوسته اقیانوسی کمتر از این میزان است (Fitton, 1987). این نسبت در نمونه‌های مربوط به گروه I بین ۴۷/۷ تا ۱۰۳/۵ متغیر می‌باشد که بیانگر وابستگی این ماگماها با محیط حاشیه فعال قاره‌ای است. باید به این نکته اشاره کرد که با توجه به این که بازالت‌های منطقه طالقان درون یک محیط پوسته قاره‌ای فوران نموده‌اند، آلودگی پوسته‌ای می‌تواند یک امر قابل انتظار باشد. بر این اساس برخی خصوصیات ژئوشیمیایی مانند پیک مثبت کاملاً مشخص برای عنصر Pb در الگوهای نمودار عنکبوتی گروه I می‌تواند وابسته به آلودگی ماگما توسط پوسته بالایی در طی صعود ماگما به سطح زمین باشد (شکل ۹). همچنین افزایش نسبت‌های LREE/MREE با افزایش محتوای SiO<sub>2</sub> در گروه I، می‌تواند نتیجه‌ای از آلودگی پوسته‌ای به همراه تفریق بلوری در طی تحول ماگمایی باشد (Keskin et al., 1998).

### جایگاه تکتونوماگمایی

اولین واحدهای سنگی ترشیری در منطقه طالقان مربوط به سکانس ضخیمی (بیش از ۳ کیلومتر) از سازند کرج با سن ائوسن میانی تا ائوسن بالایی می‌باشند. این واحدها عمدتاً از ذرات آتشفشانی، رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی (که در یک حوضه دریایی عمیق حمل و رسوبگذاری شده‌اند) تشکیل شده‌اند. بر روی این واحدها، با یک گذر ناگهانی و مرزی مشخص، سکانسی از سنگ‌های ولکانیکی بازیک (موضوع مورد مطالعه) با سن ائوسن بالایی تا لیگوسن زیرین قرار گرفته که طی فوران‌های آتشفشانی مناطق خشکی<sup>۱</sup> حاصل گردیده است. این وضعیت را در مناطق گسترده‌ای از البرز غربی می‌توان مشاهده نمود. این گذر ناگهانی بیانگر یک بالآمدگی ناحیه‌ای<sup>۲</sup> گسترده و ناگهانی در زمان ائوسن میانی - ائوسن بالایی می‌باشد که موجب خارج شدن ناحیه از آب شده است. مدلی که برای ماگماتیسیم منطقه ارائه می‌گردد باید بتواند

1. Subaerial  
2. Splift  
3. Delamination



طالقان منطبق با مدل ولکانیک‌های پس از کوهزایی منطقه تبت در شرق آسیا است.

### سپاسگزاری

از مساعدت‌های معاونت پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس در انجام این تحقیق قدردانی می‌نماییم. توصیه‌های ارائه شده توسط داوران محترم فصلنامه زمین‌شناسی ایران در رفع نواقص و بهبود این مقاله بسیار مؤثر بوده و از ایشان تشکر می‌نماییم.

### منابع:

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211–238.
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1), 33.
- Annells, R.S., Arthurton, R.S., Bazley, R.A.B., Davies, R.G., Hamed, M.A.R. and Rahimzadeh, F., 1977. Geological map of Iran, Shakran sheet 6162. Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1:100,000.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210–265.
- Comin-Chiaromonti, P., Meriani, S., Mosca, R. and Sinigoi, S., 1979. On the occurrence of analcime in the northeastern Azerbaijan volcanics (northwestern Iran). *Lithos*, 12, 187–198.
- Dehghani, G.A. and Makris, J., 1984. The gravity field and crustal structure of Iran, *Neues Jahrbuch Für Geologie Und paläontologie Abhandlungen*, 168, 215–229.
- DePaolo, D.J. and Daley, E.E., 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, 169, 157–185.
- Fitton, J.G., 1987. The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In: Fitton, J.G. Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society of London Special Publication, 30, 273–291.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj– Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 683–693.
- Guest, B., Guest, A. and Axen, G., 2007. Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: A case for simple crustal folding. *Global and Planetary Change*, 58, 435–453.

شبهات دارد، اما تفاوت منطقه مورد مطالعه با منطقه تبت در ضخامت پوسته این مناطق است. به صورتی که منطقه تبت با یک پوسته ضخیم و در حدود ۲ برابر پوسته طبیعی (در حدود ۷۰ کیلومتر) معرفی می‌گردد، درحالی‌که همان‌طور که اشاره شد پوسته البرز دارای ضخامت عادی و کمتر از ۳۵ کیلومتر است. این مسئله را شاید این‌گونه بتوان تفسیر نمود که پدیده delamination و حذف‌شدگی علاوه بر گوشته لیتوسفری بر روی پوسته نیز تأثیر گذاشته است. به بیان دیگر البرز در حین کوهزایی متحمل ضخیم‌شدگی پوسته‌ای شده است، اما پس از پایان نیروهای تکتونیکی فشاری و آغاز تکتونیک کششی، پوسته دچار نازک‌شدگی شده است.

همان‌طور که بررسی شد سنگ‌های ولکانیکی گروه I ویژگی‌هایی از ولکانیک‌های مناطق حاشیه قاره‌ای را نشان می‌دهند. این تناقض را می‌توان با یک مدل تکتونیکی کششی به این صورت تفسیر نمود که گوشته لیتوسفری منشاء این سنگ‌های ولکانیکی قبلاً تحت تأثیر فرایندهای متاسوماتیسم و غنی‌شدگی زون‌های سابداکشن قرار گرفته‌اند. این گوشته لیتوسفری غنی‌شده در زمان‌های بعد و پس از پایان مرحله فروانش و برخورد قاره-قاره و طی یک تکتونیک کششی پس از کوهزایی متحمل ذوب بخشی گشته است. یک گوشته لیتوسفری که قبلاً به‌وسیله مذاب‌های سیلیکاته در یک سیستم فروانش غنی شده است، می‌تواند ماگماهایی با غنی‌شدگی در LILE و تهی شده در HFSE تولید کند (حتی اگر ذوب بخشی با فاصله زمانی طولانی پس از متاسوماتیسم صورت گیرد) (Lima and Nardi, 1998). این ویژگی را در مناطقی از جمله Rio-grand در جنوب برزیل می‌توان مشاهده نمود. فاصله زمانی بین شروع برخورد قاره‌ای و وقوع ماگماتیسیم پس از کوهزایی به شکل‌پذیری دو صفحه برخورد کننده، گستردگی برخورد و همچنین سرعت همگرایی صفحات وابسته است (Wang et al., 2004).

### نتیجه‌گیری

مطالعه ژئوشیمیایی سنگ‌های ولکانیکی منطقه طالقان بیانگر آن است که عوامل مختلفی در تشکیل و تحول این فعالیت ولکانیکی مؤثر بوده است. هرچند که تمامی سنگ‌های ولکانیکی این منطقه خصوصیات ژئوشیمیایی ولکانیک‌های آکالن را نشان می‌دهند، بررسی ویژگی‌های منشاء این ماگماها بیانگر وجود دو نوع سنگ منشاء متفاوت، یکی گوشته لیتوسفری غنی شده و دیگری گوشته آستوسفری، در تکوین این ماگماها است. همچنین آلودگی پوسته‌ای نیز در تحول این ماگماها نقش داشته است. این ویژگی (منشاء دوگانه) را که در برخی ایالت‌های ولکانیکی دیگر مناطق دنیا نیز می‌توان مشاهده نمود، منطبق بر ماگماتیسیم وابسته به تکتونیک کششی پس از کوهزایی است. وابستگی ولکانیسیم منطقه طالقان به ماگماتیسیم پس از کوهزایی را با دیگر شواهد زمین‌شناسی نیز می‌توان تأیید نمود. تقدم ولکانیک‌های با منشاء لیتوسفری نسبت به ولکانیک‌های با منشاء آستوسفری در منطقه

- Hassanzadeh, J., Axen, G., Guest, B., Stockli, D.F. and Ghazi, A.M., 2004. The Alborz and NW Urumieh-Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted parts of a single ancestral arc. Geological Society of America National Meeting. Geological Society of America, Denver, Colorado, 434.
- Herzberg, C. and Zhang, J., 1996. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: compositions of magmas in the upper mantle and transition zone. *Journal of Geophysical Research*, 101, 8271–8295.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and the oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 297–314.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523–548.
- Jung, D., Kursten, M. and Tarakian, M., 1976. Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate, in Pilger, A. and Rosler, A., eds., *Afar between continental and oceanic rifting (Volume II)*. Stuttgart, Schweizerbatsche Verlagsbuch-handlung, 175–181.
- Keskin, M., Pearce, J.A. and Mitchell, J.G., 1998. Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 355–404.
- Lei, J., Zhao, D., 2007. Teleseismic evidence for a break-off subducting slab under Eastern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 257, 14–28.
- Lima, E.F. and Nardi, L.V.S., 1998. The Lavras do Sul shoshonitic association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in the southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11 (1), 67–77.
- Le Maitre, R.W., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Sub-commission on the Systematics of Igneous Rocks)*. Blackwell, Oxford, 193.
- Miller, C., Schuster, R., Klotzli, U., Frank, W. and Purtscheller, F., 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40, 1399–1424.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. Ed., *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley, 525–548.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Yilmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J.G., 1990. Genesis of collisional volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189–229.
- Rodgers, A.J., Ni, J.F. and Hearn, T.M., 1997. Propagation characteristics of short-period Sn and Lg in the Middle East. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87 (2), 396–413.
- Seber, D., Vallve, M., Sandvol, E., Steer, D. and Barazangi, M., 1997. Middle East tectonics: applications of geographic information systems (GIS). *GSAToday*, 7 (2), 1–5.
- Stalder, P., 1971. Magmatismes tertiaire. Et subrecent entre Taleghan et Alamout, Elbourz central (Iran). *Bulletin Suisse de Mineralogie Petrographie*, vol, 51/1, 139.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, 42, 313–345.
- Taylor, St.R. and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications. Geoscience texts.
- Tiepolo, M., Tribuzio, R. and Vannucci, R., 2002. The composition of mantle-derived melts developed during the Alpine continental collision. *Contributions to Mineralogy Petrology*, 144, 1–15.
- Turner, S., Sandiford, M. and Foden, J., 1992. Some geodynamic and compositional constraints on “postorogenic” magmatism. *Geology*, 20, 931–934.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelly, S., Van Calsteren, P. and Deng, W., 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 27, 45–71.
- Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G. and Nowell, G. M., 1999. Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic Alboran Domain, SE Spain. *Journal of Petrology*, 40, 1011–1036.
- Wang, K.L., Chung, S.L., Sun, S.S., Shinjo, R. and

Chen, C.H., 2004. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and geodynamic evolution of the Northern Taiwan Region. *Journal of Petrology*, 45, 975–1011.

- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman

and Hall, London, 466.

- Wood, D.A. 1980. The application of a 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 and Planetary Science Letters*, 42, 77-97.