

# ژئوشیمی، خاستگاه ژئودینامیکی و منشأ احتمالی ارتوگنیس های کوهستان بلقیس، شمال باختری ایران

هاشم رهبری<sup>۱</sup>، نعمت‌الله رشیدنژاد عمران<sup>۱\*</sup> و مرتضی خلعت‌بری جعفری<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

<sup>۲</sup>دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۲/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۲/۱۰

## چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال خاوری تکاب به عنوان بخشی از مجموعه دگرگونی تکاب شامل سنگ‌های دگرگونی مختلف همانند شپست‌های رسی، ارتوگنیس، متابازیت‌ها و متاولترامافیک‌ها و مرمر است. این سنگ‌ها بخشی از پوسته قاره‌ای ایران زمین هستند که بر اثر عملکرد فاز کوهزایی پان‌آفریکن در پروتروزویک پایانی - کامبرین آغازین دگرگون و دگرریخت شده‌اند و بر اثر عملکرد فاز کوهزایی آلپ پایانی در ترشیری، توسط توده‌های نفوذی بسیاری با ترکیب حدواسط تا اسیدی مورد هجوم قرار گرفته‌اند. بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی، سنگ مادر ارتوگنیس‌های کوهستان بلقیس پتاسیم‌بالاست و به سری ماگمایی کالک‌آلکان تعلق دارد و فرایندهای تفریق بلوری و آمیختگی ماگمایی نقش بسزایی در تحول آن داشته است. الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده با کندریت و گوشه اولیه نشان‌دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LREE و LILE، تهنی‌شدگی آنها از HFSE و HREE و وجود بی‌هنجاری‌های منفی Eu, Nb, Ti, Ba, Sr, P در بیشتر نمونه‌هاست که این در کنار موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی و نیز میزان پایین TiO<sub>2</sub> و P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> همراه با نسبت پایین Nb/Zr نشان از شکل‌گیری سنگ‌های مورد مطالعه در محیطی مرتبط با فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای تا محیطی برخوردی دارد. همچنین شواهدی همچون نسبت La/Nb بزرگ‌تر از ۱ نمونه‌های مورد مطالعه، مقدار به نسبت بالای نسبت‌های (La/Nb) (3), (Ba/Nb) (58), (Th/Nb) (1.5), (Zr/Nb) (14.7) و (Ti/Zr) (14.9)، نسبت‌های (La/Sm)<sub>n</sub> Nb/Ce که به مقادیر ارائه شده برای پوسته (به ترتیب برابر با ۰/۲۳ و ۴/۵۲) بسیار نزدیک است (به‌طور میانگین برابر با ۰/۲۴ و ۳/۷۶)؛ همگی منشأ گوشه‌ای محض را برای نمونه‌های مورد مطالعه رد می‌کنند و به نظر می‌رسد تلفیقی از ماگماهای پوسته‌ای و گوشه‌ای در تشکیل این نمونه‌ها دخیل بوده است. همه این ویژگی‌های ژئوشیمیایی در کنار رخنمون سنگ‌های افیولیتی و زمین‌درزهای کهن (سرپانتینیت‌ها، متامافیک و متاولترامافیک‌ها) در پیرامون این سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا بالا نشان می‌دهد که پس از پایان فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی، رژیم برخوردی در منطقه حاکم شده است.

**کلیدواژه‌ها:** کوهستان بلقیس، مجموعه دگرگونی تکاب، ارتوگنیس، شمال باختری ایران.

**\*نویسنده مسئول:** نعمت‌الله رشیدنژاد عمران

E-mail: rashid@modares.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

کهن و در نتیجه زمین‌درز کهن بوده باشند؛ شاید بتوان با تشکیل مجموعه دگرگونی تکاب در یک کمان ماگمایی حاشیه‌ی قاره‌ای توجیه کرد که پس از پایان فرورانش دچار رژیم برخوردی شده است. (Hajialioghli et al. (2011) با بررسی توده‌های نفوذی کمپلکس دگرگونی تکاب، این توده‌ها را از نوع I و کالک آلکان دانسته و بر این باور است که شواهد ژئوشیمیایی همچون مقادیر کم SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O و مقادیر بالای CaO و FeO نشان‌دهنده آن است که ذوب بخشی یک متابازیت می‌تواند مناسب‌ترین منشأ این توده‌های نفوذی باشد. همچنین بی‌هنجاری‌های منفی Nb و Ti تأیید‌کننده یک منبع پوسته‌ای متاآلومین برای این گرانتیویدهاست. (Saki et al. (2011) به مطالعه شرایط دگرگونی در سنگ‌های متاپلیتی کمپلکس دگرگونی تکاب در منطقه ماه‌نشان، در خاور منطقه این پژوهش، پرداخته است و با استفاده از روابط زمین‌دما فشارسنجی و همچنین اصول پتروفابریک به وجود چهار فاز دگرگونی M<sub>1</sub> تا M<sub>4</sub> و دست کم دو فاز دگرریختی D<sub>1</sub> و D<sub>2</sub> در کمپلکس دگرگونی تکاب اشاره دارد. از میان این چهار فاز، M<sub>1</sub> و M<sub>2</sub> دگرگونی‌های ناحیه‌ای، M<sub>3</sub> دگرگونی مجاورتی و M<sub>4</sub> دگرگونی پس‌رونده است. همچنین دگرگونی M<sub>2</sub> با فاز دگرریختی D<sub>2</sub> همزمان بوده و سبب ایجاد جهت‌گیری‌های ترجیحی کانی‌های ورقه‌ای و ایجاد برگوارگی S<sub>2</sub> شده است. شرایط فشار و دمایی که اوج دگرگونی این کمپلکس در آن رخ داده؛ حدود ۶ کیلو بار و ۶۲۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده است که این میزان فشار و دما با ژرفای حدود ۲۱ کیلومتر منطبق است. شیب زمین‌گرمایی برای شرایط اوج دگرگونی حدود ۳۳ درجه سانتی‌گراد در هر کیلومتر به دست آمده است که با دگرگونی نوع باروین همخوانی دارد (دگرگونی فشار متوسط، رخساره آمفیبولیت). همچنین ساعت‌گرد بودن مسیر فشار-دمای رسم شده در این کمپلکس شاخص دگرگونی در بیشتر سامانه‌های کوهزایی است. (Moazzen et al. (2013) با مطالعه بخش‌های تیره رنگ میگماتیت‌های کمپلکس

کمپلکس دگرگونی تکاب در شمال باختری ایران در میانه کمربند کوهزایی آلپ-هیمالایا جای گرفته است. منطقه مورد مطالعه در منتهی‌الیه باختری کمپلکس دگرگونی تکاب، در باختر استان زنجان و جنوب استان آذربایجان غربی جای دارد. این محدوده بخش میانی برکه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب (علوی نائینی و همکاران، ۱۳۶۱) و بخش جنوب خاوری برکه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱) را دربر می‌گیرد (شکل ۱). (Hajialioghli et al. (2007) با بررسی متاپریدوتیت‌ها، سرپانتینیت‌ها و چندشکلی‌های سرپانتین در مجموعه دگرگونی تکاب منشأ افیولیتی را برای این سنگ‌ها پیشنهاد کرده و آنها را باقیمانده سنگ‌کره اقیانوسی پروتو تیس دانسته که بر اثر کوهزایی پان‌آفریکن بسته شده است. (Hassanzadeh et al. (2008) با تعیین سن به روش U-Pb روی این گنیس‌ها در حاشیه خاوری کمپلکس دگرگونی تکاب سن جایگزینی ۵۵۷ میلیون سال را برای آنها پیشنهاد کرده است. (Moazzen et al. (2009) مطالعه مرمرها و کالک‌سیلیکات‌های ناحیه تکاب و تشخیص کانی‌های کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، گارنت، پلاژیو کلاز و اسکاپولیت در آنها، دگرگونی در حد رخساره گرانولیت را برای این سنگ‌ها در نظر گرفته است و دگرگونی مجموعه تکاب را از نوع مرتبط با فرورانش و درجه متوسط تا بالا می‌داند. (Saki (2010) با بررسی ژئوشیمیایی ارتوگنیس‌ها و متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی تکاب بر این باور است که سنگ مادر ارتوگنیس‌ها روند کالک‌آلکان دارد و تا حدی پرآلومین و پتاسیم متوسط تا بالاست که در کمان آتشفشانی قاره‌ای شکل گرفته‌اند. همچنین این مطالعه سنگ مادر متاپلیت‌ها را شیل پیشنهاد کرده است که در حاشیه فعال قاره‌ای نهشته شده‌اند. او همچنین دگرگونی مجموعه تکاب را در حد فشار متوسط (رخساره باروین) دانسته است. برونزد این سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا بالا را در کنار متابازیت‌ها-متاولترامافیک‌ها و سرپانتینیت‌ها که به نظر می‌رسد بقایای افیولیت

یکی از این گسل‌های راندگی، قینرجه- چهارطاق است که بر اثر عملکرد آن این سنگ‌ها روی سنگ‌های آذرین- رسوبی الیگومیوسن رانده شده‌اند. همچنین این سنگ‌ها به‌طور ناهمساز توسط این سنگ‌های آذرین- رسوبی با همین سن پوشیده شده‌اند (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱). با فرض سن نئوپروتروزوییک- پالئوزوییک زیرین تا بالایی برای این سنگ‌های دگرگونی در کوهستان بلقیس (این سن بر پایه جایگاه چینه‌شناختی این سنگ‌ها به آنها داده شده است)، نبود سنگ‌چینه‌ای در این فاصله زمانی را می‌توان با بالآمدگی سریع منطقه در خلال فاز فشارشی نئوزن پایانی توضیح داد که پس از فاز کششی الیگو میوسن در منطقه حاکم شده است (Stockli et al., 2004; Hajialioghli et al. 2007; Daliran, 2008). تعیین سن K/Ar روی شیب‌های کربناتی در منطقه زرشوران توسط (Mehrabi et al. (1999)، تعیین سن‌های (U-Th)/He در منطقه ماه‌نشان توسط (Stockli et al. (2004) و تعیین سن‌های  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  روی مسکوویت‌شیت‌ها توسط (Gilg et al. (2006)، زمان این بالآمدگی سریع را حدود ۲۰ میلیون سال (میوسن آغازین) تعیین کرده‌اند.

در منطقه مورد مطالعه شیب‌های رسی، مرمرهای دولومیتی و ارتوگنیس‌ها فراوان‌ترین رخنمون‌های سنگی هستند که در برخی مناطق میان‌لایه‌هایی از سرپانتین‌شیت، سرپانتینیت و متاگابرو در میان شیب‌های رسی و مرمرهای دولومیتی دیده می‌شود. شیب‌های رسی کهن‌ترین سنگ‌های منطقه مورد مطالعه به شمار می‌آیند که در هسته تاقدیس‌ها رخنمون دارند (شکل ۱). باور بر این است که سنگ مادر این شیب‌های رسی سازند کهر است که در حد رخساره شیب سبز دگرگون شده است (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱؛ Gilg et al., 2006; Saki, 2010). در بیشتر نقاط منطقه مورد مطالعه این واحد (شیب‌های رسی) توسط واحد ستبری از دولومیت و مرمرهای دولومیتی (دولومیت جان‌گوتاران) به‌طور ناهمساز پوشیده شده است؛ در حالی که این واحد دولومیتی خود به‌طور همساز توسط ارتوگنیس‌های مطالعه شده در این پژوهش پوشیده شده است. باور بر این است که این واحد مرمر دولومیتی معادل عضو دولومیت زیرین سازند سلطانیه به سن پرکامبرین بالایی است (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱). ارتوگنیس‌های مورد مطالعه همان‌طور که پیش‌تر گفته شد؛ به‌طور همساز روی دولومیت‌های جان‌گوتاران جای گرفته‌اند. به دلیل دگرگونی و تغییر شکل شدید در این ارتوگنیس‌ها نمی‌توان آنها را با اطمینان به سازند ویژه‌ای نسبت داد. سن نسبت داده شده به این سنگ‌ها (پالئوزوییک زیرین تا بالایی) تنها بر پایه جایگاه چینه‌شناختی آنهاست (روی دولومیت جان‌گوتاران و زیر سنگ‌های آتشفشانی الیگومیوسن) و هیچ‌گونه تعیین سن ایزوتوپی روی آنها صورت نگرفته است (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱؛ Moazzen et al., 2009; Hajialioghli et al., 2007; Saki et al., 2011; Saki et al. 2012; Moazzen et al., 2013) (شکل ۳).

#### ۴ - سنگ‌نگاری

ارتوگنیس‌های کوهستان بلقیس (در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب با عنوان گنیس داوه یاتاقی معرفی شداند) به‌طور چیره خاکستری روشن و دانه‌متوسط تا دانه‌ریز و به شدت دگرگون و دگرریخت هستند. در مقایسه با دیگر بخش‌های مجموعه دگرگونی تکاب، این گنیس‌ها به‌طور فزاینده‌ای از مسکوویت و بیوتیت غنی هستند که در امتداد شیب‌سوزینه رشد کرده‌اند. شواهد منشأ ماگمایی این گنیس‌ها، وجود انواع بافت‌های آذرین در مقاطع میکروسکوپی است (Vernon, 1999) که برخی از آنها به شرح زیر هستند (شکل ۲):

- وجود ماکل‌های پلی‌سنتیک و کارلسباد در پلاژیو کلازها و فلدسپارهای پتاسیم.
- رخداد بافت پرتیتی که در حقیقت تیغه‌های برون‌رستی پلاژیو کلاز سدیک درون فلدسپارهای پتاسیم هستند که بر اثر فرایند جدایش در طی سرد شدن ماگما شکل گرفته‌اند.

نمونه‌های مورد مطالعه همان‌طور که گفته شد غنی از مسکوویت و بیوتیت هستند که در حقیقت این دو کانی، کانی‌های دگرگونی اصلی سنگ و دارای بافت

دگرگونی تکاب دو گروه متفاوت زیرکن را در این سنگ‌ها شناسایی کرده است که زیرکن‌های باقیمانده به سن آرکنز و زیرکن‌های جدا شده از مذاب به سن ترشیاری هستند. این مطالعات، سن حدود ۲۹ میلیون سال (الیگوسن) را برای شروع ذوب بخشی در کمپلکس دگرگونی تکاب و شکل‌گیری ماگمای به وجود آورنده گرانیتوئیدهای این مجموعه پیشنهاد کرده است.

در پژوهش حاضر سعی شده است با اتکا به نتایج حاصل از مشاهدات روابط صحرایی حاکم میان واحدهای مختلف، مطالعات سنگ‌نگاری و تجزیه ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب ۱۵ عنصر به بررسی منشأ احتمالی و محیط تکنونوماگمایی این گنیس‌ها پرداخته شود.

#### ۲- تاریخچه زمین‌شناسی

پژوهشگران مختلف، محدوده مورد مطالعه را به پهنه‌های ساختاری گوناگون در ایران زمین نسبت داده‌اند. (Berberian and King (1981 این منطقه را جزو بلوک قاره‌ای ایران مرکزی، باباخانی و قلمقاش (۱۳۷۱) ناحیه تکاب را محل برخورد سه پهنه ساختاری ایران مرکزی، البرز- آذربایجان و سندج- سیرجان و (Gilg et al. (2006) این ناحیه را بخشی از پهنه ساختاری سندج- سیرجان در نظر گرفته‌اند. با باور (Nadimi (2007) و (Moazzen et al. (2009) ویژگی‌های زمین‌شناختی و سنگ‌شناختی این منطقه شباهت زیادی با ایران مرکزی دارد. از سوی دیگر، تعیین سن‌های انجام شده روی زیرکن‌های جداشده از گنیس‌های گرانیتی منطقه به روش اورانیم سرب (Stockli et al., 2004; Hassanzadeh et al., 2008)، سنی در حدود ۵۶۰ میلیون سال به دست داده است که مشابه تعیین سن‌های ایزوتوپی منتشر شده با همین روش از پی‌سنگ پرکامبرین در ایران مرکزی (منطقه ساغند) و نیز توده Menderes در ترکیه در باختر منطقه مورد مطالعه (۵۲۰ تا ۵۷۰ میلیون سال) است (Ramezani and Tucker, 2003; Loos and Reischmann, 1999). در مرمرهای رخنمون یافته در مجموعه دگرگونی تکاب نیز فسیل‌های کامبرین آغازین (*Bemella* sp. و *Ltouchella* sp.) شناسایی شده‌اند که مشابه فسیل‌های یافت شده در مرمرهای سرخک در مجموعه سرکوه (Ramezani and Tucker, 2003) در ایران مرکزی است. شواهد مهم دیگر نشان‌دهنده تعلق این منطقه به خرده‌قاره ایران مرکزی عبارتند از:

رخنمون مجموعه‌های دگرگونی در تکاب و ایران مرکزی به وسیله گسل‌های راندگی کنترل شده است.

درجه دگرگونی و چگونگی دگرریختی سنگ‌های دگرگونی در دو مجموعه تکاب و ایران مرکزی بسیار مشابه است. همچنین میگماتیسی شدن که پس از اوج دگرگونی رخ داده و از ویژگی‌های سنگ‌های دگرگونی پروتروزوییک دنیاست (Condie, 1976)؛ در هر دو منطقه دیده می‌شود.

مجموعه‌ای نوار مانند از سنگ‌های اولترامافیکی که در امتداد گسل‌های راندگی رخنمون دارند؛ در هر دو منطقه دیده می‌شود.

#### ۳- خاستگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی

منطقه مورد مطالعه در مختصات جغرافیایی  $۱۵^{\circ} ۴۷'$  تا  $۲۱' ۴۷^{\circ}$  طول‌خاوری و  $۳۶^{\circ} ۴۱'$  تا  $۳۶^{\circ} ۳۷'$  عرض شمالی در منتهی‌الیه باختری مجموعه دگرگونی تکاب جای دارد. در این محدوده، سنگ‌های دگرگونی گوناگونی شامل شیب‌های رسی، ارتوگنیس، سرپانتین‌شیت، سرپانتینیت و مرمرهای دولومیتی بروزند دارد. باور بر این است که این سنگ‌ها نشان‌دهنده کمان ماگمایی نئوپروتروزوییک پایانی- کامبرین آغازین هستند که این کمان ماگمایی خود به سامانه کوهزایی سترگ نئوپروتروزوییک پایانی- پالئوزوییک آغازین (کوهزایی پان‌آفریکن) تعلق دارد که در امتداد حاشیه اقیانوس پروتوتتیس ابرقاره گندوانا فعال بوده است (Saki, 2010). این سنگ‌ها دارای روند عمومی شمال باختری- جنوب خاوری هستند که در امتداد گسل‌های راندگی روی واحدهای جوان‌تر رانده شده‌اند.

در ابتدا برای تمایز فرایند تفریق بلوری از ذوب بخشی از نمودار La/Yb در برابر La استفاده می شود (Wang et al., 2007). در این نمودار دیده می شود که نمونه ها روندی مطابق با تفریق بلورین را دنبال می کنند (شکل ۸-الف). برای آگاهی از اینکه تفریق کدام کانی سبب تحول ماگمایی در این نمونه ها شده است؛ می توان از نمودارهای شکل های ۸-ب و پ استفاده کرد (Wu et al., 2003). همان طور که در شکل ۸-ب دیده می شود؛ با افزایش Sr میزان Ba نیز افزایش می یابد که این روند با تبلور فلدسپار پتاسیم توجیه می شود. در نمودار Sr در برابر Ba/Sr نیز روند دیده شده با تفریق پلاژیو کلاز همخوانی بیشتری دارد (شکل ۸-پ). همچنین مقادیر کم نسبت Sr/Y (به طور میانگین ۶/۶) و نیز بی هنجاری های منفی Sr و Eu در نمودارهای عناصر خاکی کمیاب و عنکبوتی نشان دهنده نقش پلاژیو کلاز در فرایند تفریق این نمونه هاست و تأثیر فازهای فشار بالا مانند آمفیبول و گارنت را در فرایند تفریق رد می کند (Drummond and Defant, 1990). همچنین Wu et al. (2003) پیشنهاد کردند که بی هنجاری منفی Eu اگر همراه با بی هنجاری منفی Sr باشد؛ بر اثر تفریق پلاژیو کلاز و در صورتی که همراه با بی هنجاری منفی Ba باشد؛ بر اثر تفریق فلدسپار پتاسیم ایجاد می شود. بر این اساس در نمونه های مورد مطالعه تفریق همزمان پلاژیو کلاز و فلدسپار پتاسیم عامل مهمی در تحول ماگمایی به شمار می رود.

در هنگام تکامل ماگمایی افزون بر تفریق بلوری، عواملی همانند آمیختگی ماگمایی (ماگمای گوشته ای و پوسته ای) نیز می تواند در سرنوشت ماگما تأثیر بسزایی داشته باشد. برای بررسی رخداد این موضوع در نمونه های مورد مطالعه می توان از نمودارهای Nb/Y در برابر Nb (Treuil and Joron, 1975) و Ti/Zr در برابر Sr/Zr (Karsli et al., 2007) استفاده کرد. همان گونه که در شکل های ۹-الف و ب دیده می شود؛ روند افزایشی موجود در نمونه ها با فرایند آمیختگی ماگمایی همخوانی دارد. همچنین با استفاده از نمودار تغییرات Nb/Zr در برابر Nb می توان به روند آمیختگی ماگمایی در این نمونه ها پی برد (شکل ۹-پ). آرایش منحنی در این نمونه ها بیانگر فرایند آمیختگی ماگمایی حاصل از ترکیب مذاب پوسته و گوشته است (Soesoo, 2000) چرا که نسبت های این عناصر بر اثر فرایندهای همچون دگرسانی و تفریق ماگمایی ثابت باقی می ماند و بنابراین آمیختگی ماگمایی موجب می شود نمونه های مورد مطالعه روند منحنی را نشان دهند. بنابراین می توان گفت به نظر می رسد که فرایندهای آمیختگی ماگمایی با تفریق بلوری همراه می شوند و هر دو سازوکار با هم مسئول روند تکاملی نمونه های مورد مطالعه هستند.

مطالعه Saki (2010) روی کمپلکس دگرگونی تکاب به ویژه ارتوگنیس ها و شیسته های رسی نشان می دهد که نمونه های مورد مطالعه مرتبط با حاشیه فعال قاره ای و یک سامانه کمان ماگمایی قاره ای از نوع آند بوده اند که در امتداد اقیانوس پروتوتیس ابرقاره گندوانا فعال بوده است. برای بررسی درستی نتایج پیشین می توان گفت که ارتوگنیس های کوهستان بلقیس نسبت Nb/Zr کمی دارند (به طور میانگین ۰/۰۸) که با سنگ های درون صفحه ای متفاوت است و این نسبت در سنگ های درون صفحه ای بیش از ۱۰۰ گزارش شده است (Rios et al., 2007). همچنین چنانچه در نمودار تغییرات Nb در برابر Zr (Leat et al., 1986) دیده می شود؛ این نمونه ها در محدوده سنگ های پتاسیمی کوهزایی قرار می گیرند (شکل ۱۰-الف).

چنانچه در شکل ۱۰-ب دیده می شود؛ مقادیر  $P_2O_5$  و  $TiO_2$  نمونه ها به ترتیب کمتر از ۰/۵ و ۱/۵ است که این از ویژگی سنگ های مرتبط با فرورانش (Volcanic Arc) به شمار می رود (Defant et al., 1992). بنابراین مقادیر پایین  $P_2O_5$  و  $TiO_2$  در ارتوگنیس های مطالعه شده گویای شکل گیری آنها در محیط زمین ساختی مرتبط با کمان ماگمایی است. ماگمای تولید شده در این نواحی، در نتیجه عواملی همچون (۱) گوشته غنی شده (به احتمال پریدوتیت)، (۲) پوسته اقیانوسی فرورونده و (۳) پوسته قاره ای تشکیل می شوند که گرمای لازم برای ذوب شدن آن توسط ماگمای گوشته ای جایگزین شده زیر پوسته تأمین می شود (De Souza et al., 2007; Pearce, 1996). بررسی نسبت های عناصر کمیاب نشان دهنده ترکیبی از مذاب های پوسته ای و گوشته ای در تکوین نمونه های مورد مطالعه است که در ادامه به بررسی دقیق تر این موضوع خواهیم پرداخت.

گراتوبلاستیک تا پورفیروبلاستیک هستند. فازهای اصلی موجود در این گنیس ها به ترتیب درصد حجمی عبارتند از: فلدسپار پتاسیم، پلاژیو کلاز، کوارتز، مسکوویت و بیوتیت و اپیدوت. کانی های فرعی به طور چیره زیر کن و آپاتیت هستند. اپیدوت های موجود در این سنگ ها بر اثر دگرگونی پسرورونده در سویی متفاوت از سوی فولیاسیون اصلی سنگ به وجود آمده اند.

## ۵- ژئوشیمی

پس از تهیه مقاطع میکروسکوپی و مطالعات سنگ نگاری شمار زیادی نمونه (حدود ۷۰ عدد نمونه مقطع نازک)، نمونه های نماینده انتخاب و برای انجام تجزیه های ژئوشیمیایی به آزمایشگاه شرکت SGS در کانادا فرستاده و به روش های ICP-MS و ICP-AES تجزیه شدند که نتایج آنها در جدول ۱ آورده شده است.

با توجه به اینکه سنگ های مجموعه دگرگونی تکاب در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده اند (Saki, 2010) و به دلیل اینکه دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت توانایی تغییر در مقادیر اولیه عناصر متحرک همانند Sr و K، Na، Rb را دارد (Humphris and Thompson, 1978; Rollinson, 1993; Martins et al., 2009; Kocak and Ceran, 2010)؛ برای بررسی و ارزیابی کیفی میزان تحرک عناصر مختلف در خلال دگرگونی، از عناصر به شدت ناسازگار و غیر متحرک همانند Zr به عنوان محور افقی در نمودار هارکر استفاده می شود. چنانچه در شکل های ۴ و ۵ دیده می شود؛ به طور کلی اکسیدهای عناصر اصلی به جز  $CaO$ ،  $MgO$ ،  $Na_2O$ ،  $K_2O$ ،  $P_2O_5$ ،  $Al_2O_3$ ،  $Fe_2O_3$  در مورد عناصر فرعی و خاکی کمیاب، عناصری همچون Zn، Nb، Th، Sr، Ba، Rb، Y، Yb، La، Nd، Ce، Eu روند مثبت قابل قبولی در برابر Zr نشان می دهند. نمونه های مورد مطالعه در نمودار رده بندی نورماتو Ab-An-Or (Barker, 1979) به سوی رأس Or متمایل شده و تقریباً همه نمونه ها در محدوده گرانیب جای گرفته اند (شکل ۶-الف). همچنین بر پایه تقسیم بندی (Lemaitre et al., 1989) در محدوده کالک آلکان تا تحولی (شکل ۶-ب) و در نمودار رده بندی شیمیایی Th در برابر Co (Hastie et al., 2007) در محدوده سنگ های پتاسیم بالا جانمایی می شوند. البته این نمودار برای رده بندی سنگ های آتشفشانی دگرسان شده به کار می رود؛ اما در مطالعه سنگ دگرگونی با منشأ آذرین (آذرین درونی) با درجات دگرگونی متوسط تا بالا می توان از این نمودار تنها برای شناسایی میزان پتاسیم موجود در نمونه ها استفاده کرد (Andonaegui et al., 2012) (شکل ۶-پ).

الگوهای تغییرات عناصر خاکی کمیاب که با مقادیر استاندارد کندریت (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده اند در شکل ۷-الف نشان داده شده است. نمونه های مورد مطالعه که الگوی تفریق یافته ملایمی نشان می دهند ( $La/Yb_N = 3-27$ ) از LREE غنی هستند ( $La_N = 50-210$ )؛ میزان HREE به طور نسبی بالاست و تقریباً روندی مسطح دارد ( $Yb_N = 7-22$ ) و بی هنجاری منفی و کوچکی از Eu ( $Eu/Eu^* = 0.35-0.64$ ) نشان می دهند. نمودار عنکبوتی این نمونه ها (شکل ۷-ب) که با مقادیر استاندارد گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده است که غنی شدگی در LILE و LREE نسبت به HFSE را نشان می دهد و دارای بی هنجاری های منفی واضحی از عناصر Sr، Nb، Ti، Ba، P است.

## ۶- بحث

همان گونه که در شکل های ۴ و ۵ نشان داده شده است؛ بیشتر اکسیدهای عناصر اصلی و همچنین عناصر کمیاب و خاکی کمیاب در برابر Zr روند مثبت قابل توجهی را از خود نشان می دهند. وجود این روندهای مثبت در نمودارهای هارکر نشان دهنده این موضوع است که این عناصر در خلال دگرگونی به طور قابل توجهی غیر متحرک بوده اند و نبود این روندهای مثبت و یا به عبارت دقیق تر پراکندگی موجود در نمودار گویای تحرک قابل توجه عناصر در خلال دگرگونی است (Martins et al., 2009; Kocak and Ceran, 2010).

مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل می‌شوند (Fitton et al., 1988). این نسبت در سنگ‌های مورد مطالعه بیش از ۲۸ بوده و به‌طور میانگین ۵۸ است. نسبت Nb/U در سنگ‌های پوسته قاره‌ای برابر ۶/۲ (Rudnick and Fountain, 1995) و در بازالت‌های کمان اقیانوسی و پشته‌های میان اقیانوسی برابر با ۴۷ است (Hofmann et al., 1986). نمونه‌های مورد مطالعه با نسبت پایین Nb/U (به‌طور میانگین ۴/۴) با سنگ‌های پوسته قاره‌ای مشابهت دارد و امکان به وجود آمدن آنها در محیطی مرتبط با پوسته اقیانوسی منتفی است.

#### ۷- نتیجه‌گیری

بر پایه جمع‌بندی اطلاعات به دست آمده از مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری و نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی گنیس‌های گرانیتی کوهستان بلیقیس، نتایج زیر به دست آمد: کوهستان بلیقیس به عنوان بخشی از مجموعه دگرگونی تکاب دربرگیرنده سنگ‌های دگرگونی گوناگونی شامل ارتوگنیس، شیست‌های رسی، سرپانتین‌شیست، سرپانتینیت، متاکابرو و مرمرهای دولومیتی است. این سنگ‌ها به عنوان بخشی از پوسته قاره‌ای ایران در نظر گرفته شده‌اند که بر اثر فاز کوهزایی پان‌آفریکن دگرگون و دگرریخت و در تشریاری توسط توده‌های نفوذی بسیار مورد هجوم قرار شده‌اند. از دید ژئوشیمیایی، سنگ مادر این گنیس‌های گرانیتی پتاسیم‌بالا و کالک‌آلکان و دارای غنی‌شدگی از عناصر LILE و LREE و تهی‌شدگی در HFSE به‌ویژه Nb و Ti هستند.

با توجه به شواهد ارائه شده محتمل‌ترین منشأ برای ماگمای به وجود آورنده سنگ مادر این نمونه‌ها پوسته است که بر اثر دو فرایند اصلی تبلور تفریقی و آمیختگی ماگمایی (ماگمای گوشته‌ای و پوسته‌ای) تکامل یافته است. به نظر می‌رسد گرمای لازم برای ذوب پوسته توسط ماگمای گوشته‌ای جایگزین شده در زیر پوسته تأمین شده است.

نمودارهای تفکیک کننده محیط زمین‌ساختی، پایین بودن نسبت‌های Nb/Y و Nb/U و مقادیر بالای نسبت Ba/Nb بیانگر محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای تا محیطی برخوردار است.

حضور سنگ‌های دگرگونی با منشأ فیولیتی در مجاورت نمونه‌های مورد مطالعه همراه با موقعیت آنها در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی که گویای محیط فرورانشی تا برخوردار است؛ گواه این مدعاست که در منطقه مورد مطالعه پس از پایان فرورانش رژیم برخوردار حاکم شده است.

به هر حال پر واضح است که ابراز نظر قطعی در زمینه منشأ و چگونگی تشکیل سنگ مادر نمونه‌های مورد مطالعه مستلزم آن است که داده‌های موجود با اطلاعات بیشتری همچون داده‌های ایزوتوپی تلفیق و تجزیه و تحلیل شوند.

#### سپاسگزاری

مقاله پیش رو حاصل پروژه کارشناسی ارشد نگارنده مقاله با نام «پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی کوهستان بلیقیس، شمال خاوری تکاب» است که در دانشگاه تربیت مدرس به انجام رسیده است. بدین وسیله از زحمات و حمایت‌های مادی و معنوی دانشگاه تربیت مدرس و نیز حمایت‌های بی‌دریغ خانواده محترم خود در خلال انجام این پروژه سپاسگزاری می‌شود.

نسبت La/Nb نمونه‌های مورد مطالعه همگی بزرگ‌تر از ۱ است که در نتیجه منشأ گوشته‌ای محض را برای این نمونه‌ها منتفی ساخته است و نشان می‌دهد که آنها از پوسته قاره‌ای منشأ گرفته‌اند (De Paolo and Daley, 2000). از سوی دیگر به باور Morata et al. (2005) نسبت‌های پایین Th/Nb (0.09-0.15) و Ba/Nb (7.6-17.4) و Zr/Nb (6.3-7.6) و La/Nb (0.76-1.03) نشان‌دهنده فعالیت ماگمایی مرتبط با گوشته غنی شده (گوشته سنگ‌کره‌ای) است. در حالی که این نسبت‌ها برای سنگ‌های مشتق شده از پوسته به‌صورت La/Nb (2.2)، Ba/Nb (54)، Th/Nb (0.44) و Zr/Nb (16.2) است (Weaver and Tarney, 1984). همچنین به باور Woodhead and Johnson (1993) نسبت Ti/Zr برای ماگماهای مشتق شده از گوشته حدود ۱۰۰ است؛ در حالی که در سنگ‌های مشتق شده از پوسته این مقدار کم و در حدود ۱۵ است. مقدار متوسط این نسبت‌ها برای نمونه‌های مورد مطالعه برابر است با: Ti/Zr (14.9) و La/Nb (3)، Ba/Nb (58)، Th/Nb (1.5)، Zr/Nb (14.7) افزون بر نسبت‌های اشاره شده در بالا، برای تمایز منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای می‌توان از نسبت عنصرهای دیگری همانند نسبت‌های Nb/Ce (La/Sm)<sub>n</sub> استفاده کرد. این نسبت‌ها در گوشته به ترتیب برابر با ۰/۳۹ و ۱ (Sun and McDonough, 1989) و در پوسته به ترتیب برابر با ۰/۲۳ و ۴/۵۲ (Weaver and Tarnery, 1984) است. میانگین نسبت‌های (La/Sm)<sub>n</sub> Nb/Ce در ارتوگنیس‌های کوهستان بلیقیس به ترتیب برابر با ۰/۲۴ و ۳/۷۶ به دست آمده است. همه مطالب ارائه شده در بالا همگی با منشأ گوشته‌ای محض برای این سنگ‌ها منافات دارد و به نظر می‌رسد که مجموعه‌ای از ماگماهای پوسته‌ای و گوشته‌ای در تکوین این نمونه‌ها نقش داشته‌اند.

#### ۶-۱. جایگاه زمین‌ساختی

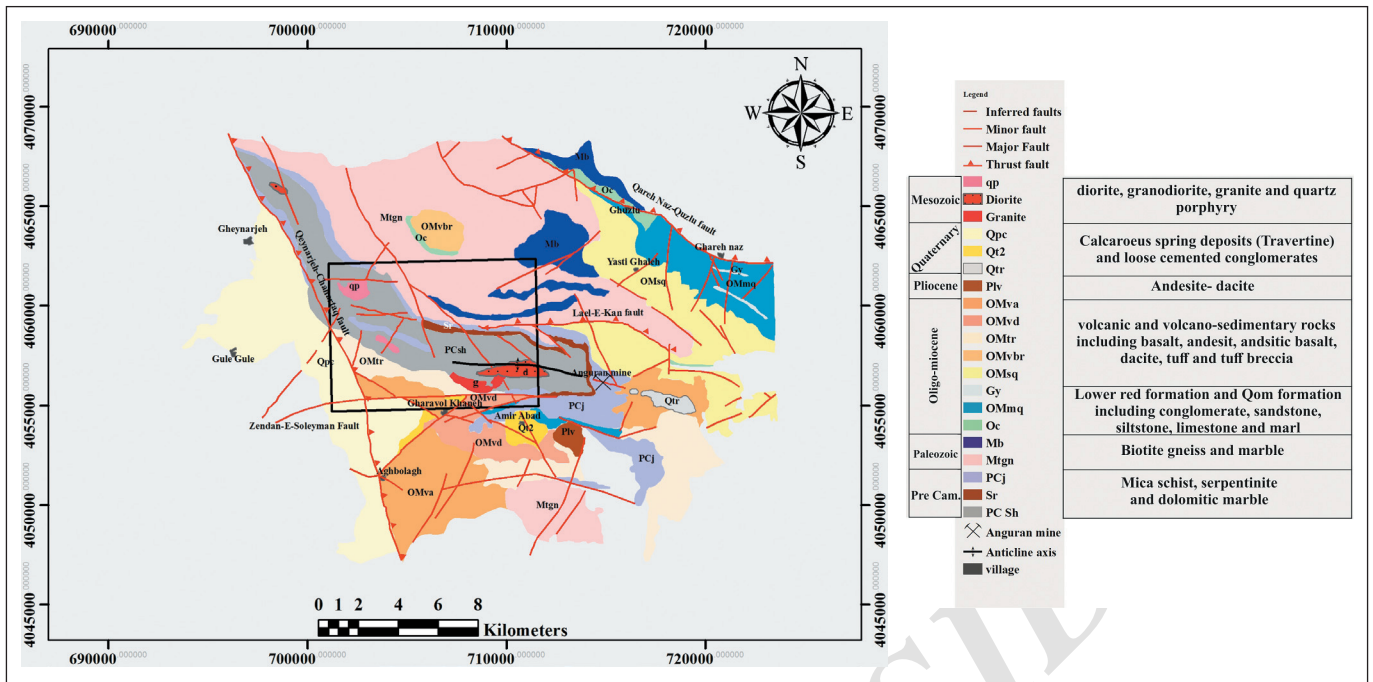
با توجه به مطالب ذکر شده در بخش ژئوشیمی، ارتوگنیس‌های کوهستان بلیقیس پتاسیم‌بالا و کالک‌آلکان و دارای غنی‌شدگی از عناصر LILE و LREE و تهی‌شدگی در HFSE به‌ویژه Nb و Ti هستند. بی‌هنجاری‌های منفی Nb و Ti در کنار غنی‌شدگی از LILE و LREE با محیط زمین‌ساختی سازگار است که در آن ماگما از منشأیی که از عناصر HFSE تهی بوده و بر اثر سیال‌های ناشی از آبگیری لبه فرورونده از LILE و LREE غنی شده ایجاد شده است. این شرایط تنها در محیط حاشیه فعال قاره‌ای دیده می‌شود (Pearce et al., 1984; Pearce, 1982 and 1983; Wilson, 1989; Rogers and Hawkesworth, 1989; Sajona et al., 1996; Asrat et al., 2004; Rızaoğlu et al., 2009; Li et al., 2012).

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان از نمودارهای Rb در برابر Y+Yb، Nb در برابر Y و Y در برابر SiO<sub>2</sub> (Pearce et al. 1984) استفاده کرد. این نمودارها نشان‌دهنده محیط زمین‌ساختی کمان آتشفشانی تا محیط برخوردار برای گنیس‌های گرانیتی کوهستان بلیقیس هستند (شکل‌های ۱۱-الف، ب و پ). از مجموع شواهد زیر نیز می‌توان برای تعیین محیط زمین‌ساختی گنیس‌های گرانیتی کوهستان بلیقیس استفاده کرد:

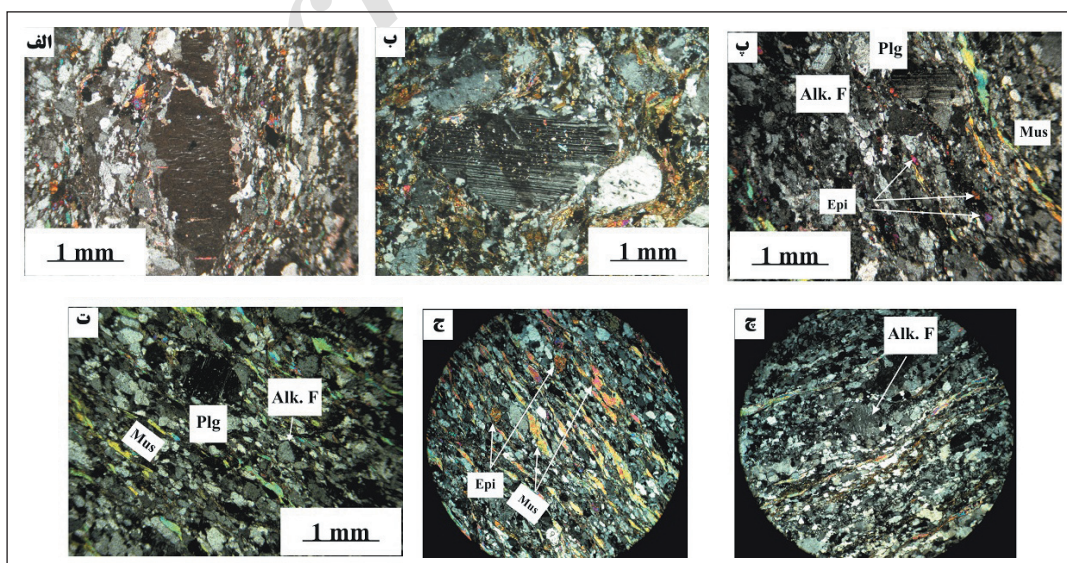
۱) نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر HFSE تهی هستند و نسبت عناصر Nb/Y در آنها پایین است (۰/۲۲ تا ۱/۲۵). نسبت‌های پایین Nb/Y (۰/۳۳ تا ۱/۷۲) از ویژگی سنگ‌هایی است که در کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش تشکیل می‌شوند (Pearce, 1983; Temel et al., 1998).

۲) مقادیر بالای نسبت Ba/Nb (بیشتر از ۲۸) شاخص سنگ‌هایی است که در مناطق





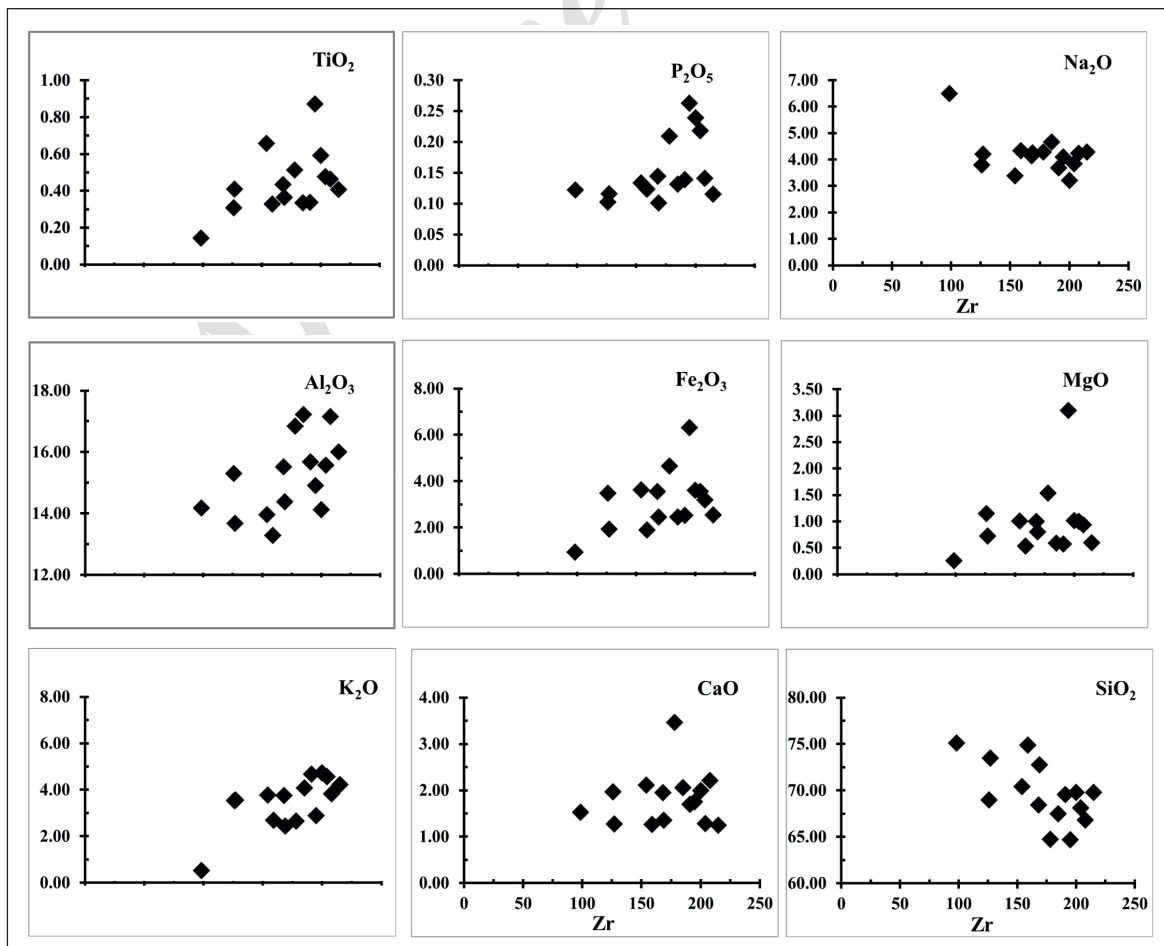
شکل ۱- نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (برگرفته از باباخانی و قلمقاشی، ۱۳۷۱). در این تصویر مستطیل سیاه رنگ منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد.



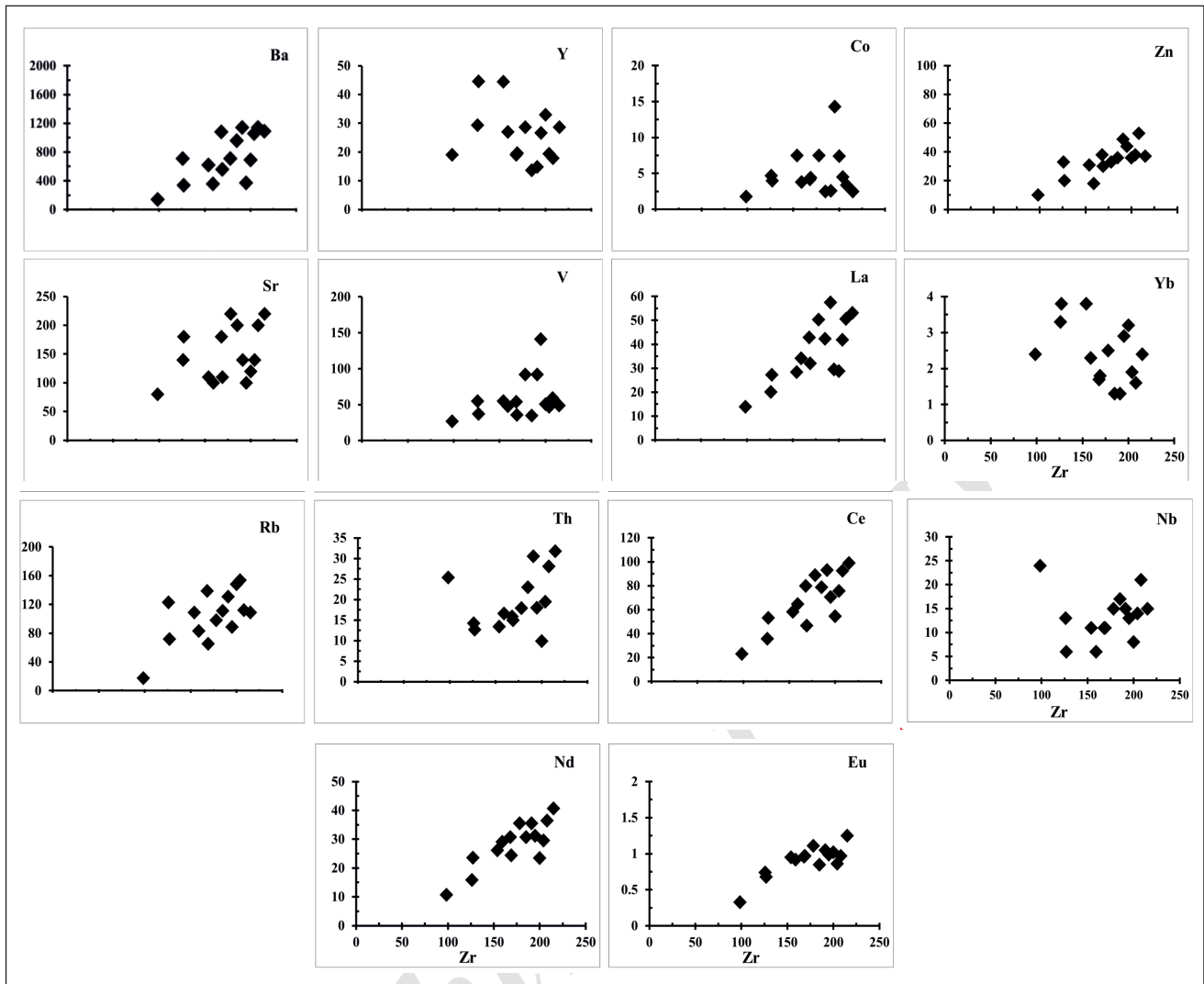
شکل ۲- الف) بافت پرتیتی در فلدسپار پتاسیم؛ ب) پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک که دانه های ریز اپیدوت در سویی متفاوت با شستوزیته متن درون آن رشد کرده اند؛ پ) ورقه های مسکوویت و بیوتیت (در این تصویر دیده نمی شود) به عنوان محصول اصلی دگرگونی و اپیدوت به عنوان محصول دگرگونی پسروند. به ماکل کارلسباد در فلدسپار پتاسیم توجه شود؛ ت) فولیاسیون پیوسته در این ارتوگنیس ها ناشی از جهت یافتگی موازی بیوتیت و مسکوویت است. به ماکل کارلسباد و پلی سنتتیک در فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز دقت شود؛ ج) بلورهای اپیدوت در سویی متفاوت با شستوزیته سنگ رشد کرده اند؛ چ) درشت بلور فلدسپار پتاسیم دارای بافت پرتیتی در میانه تصویر (در شکل های ج و چ عرض تصویر ۳ میلی متر است).



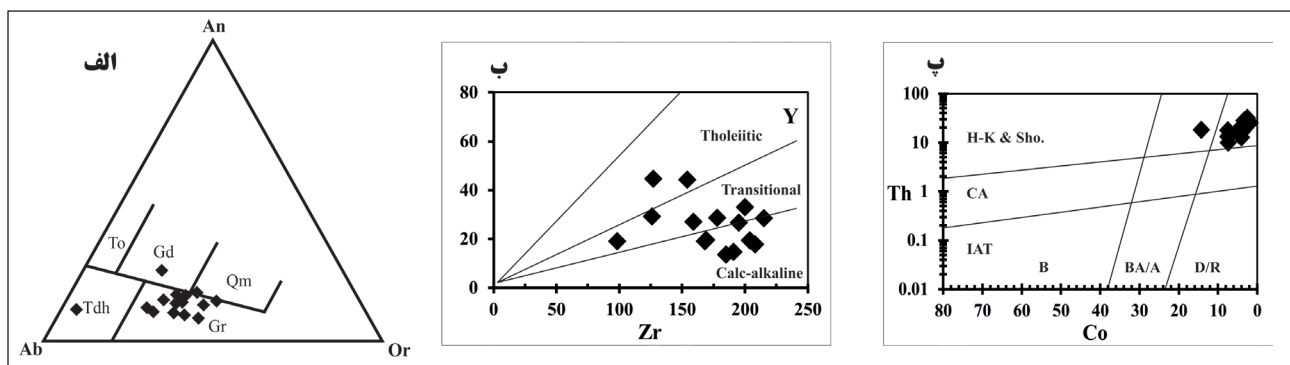
شکل ۳- الف) نمایی از توالی میکاشیست و کوارتزیت باختر معدن انگوران، دید به سوی شمال؛ ب) نمایی از واحد سربانتینیتی و اوالترامافیک‌های دگرگون شده در ناقدیس زرشوران در معدن زرشوران، دید به سوی جنوب جنوب باختر؛ پ) مرز پیوسته و واضح میان دولومیت‌های جان‌گوتاران و ارتوگنیس‌های مورد مطالعه، دید به سوی جنوب.



شکل ۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر Zr، فراوانی اکسیدها بر حسب درصد وزنی گزارش شده است.

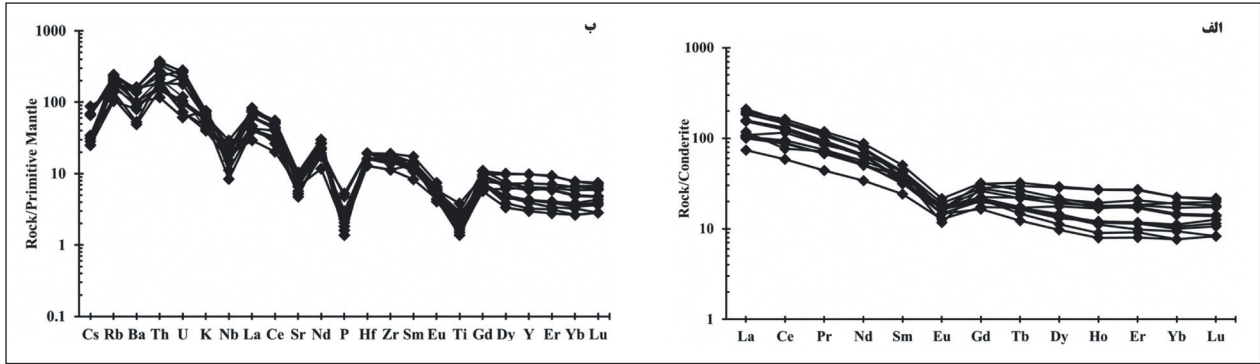


شکل ۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودار تغییرات عناصر فرعی در برابر Zr، فراوانی عناصر کمیاب بر حسب ppm گزارش شده است.

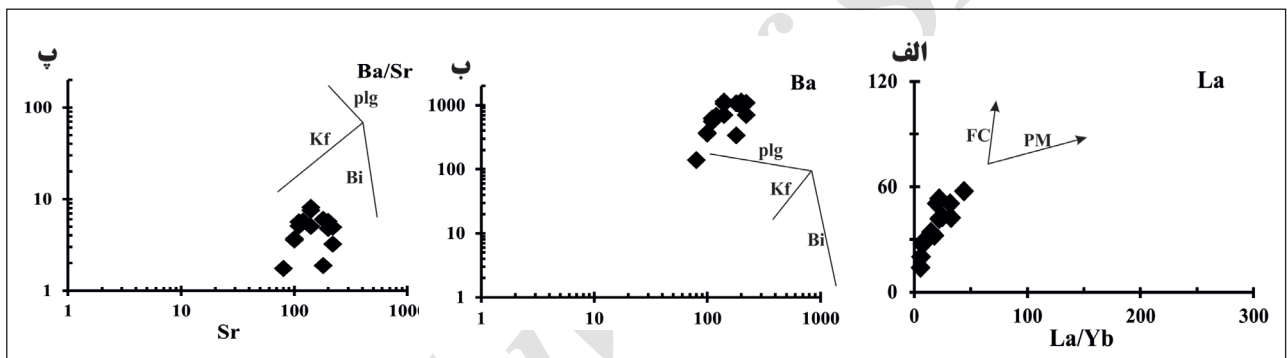


شکل ۶- الف) مثلث مقادیر نورماتیو Ab-An-Or (Barker, 1979) که نشان‌دهنده سنگ مادر گرانیتی برای نمونه‌های مورد مطالعه است؛ ب) نمودار Y در برابر Zr (Lemaitre et al., 1989) که نشان‌دهنده ماهیت کالک آلکان و نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2007) که گویای ماهیت پتاسیم بالای این نمونه‌هاست.

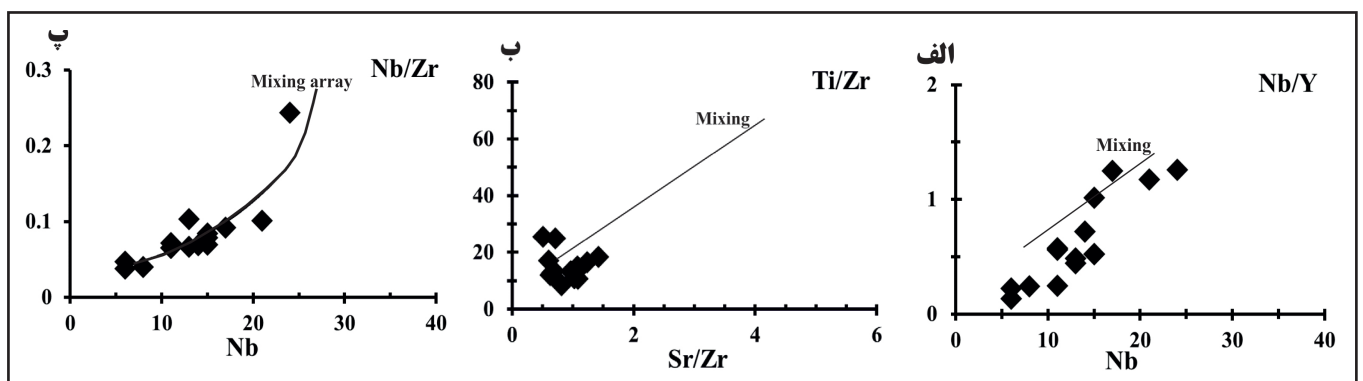




شکل ۷- الف) فراوانی عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های مورد مطالعه که با کندریت (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند؛ ب) فراوانی عناصر فرعی و خاکی کمیاب در ارتوگنیس‌های کوهستان بلقیس که با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند.

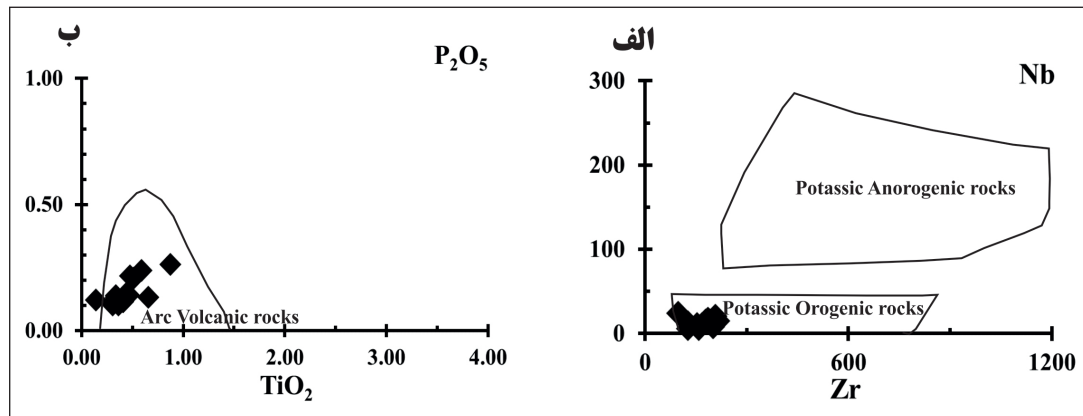


شکل ۸- الف) نمودار La در برابر La/Yb (Wang et al., 2007) که گویای چیرگی فرایند تفریق بلوری در شکل‌گیری این نمونه‌هاست؛ ب و پ) نمودارهای لگاریتمی Ba/Sr و Ba در برابر Sr نشان‌دهنده تفریق فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز است.

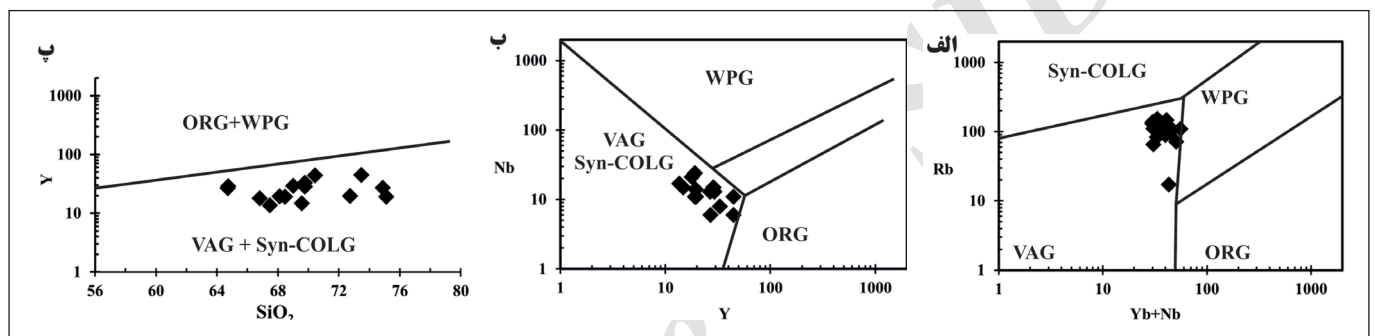


شکل ۹- نمودارهای: الف) Nb/Y در برابر Nb (Treuil and Joron, 1975)؛ ب) Ti/Zr در برابر Sr/Zr (Karsli et al., 2007)؛ پ) Nb/Zr در برابر Nb (Soesoo, 2000) که همگی نشان از تأثیر فرایند آمیختگی ماگمایی در سرشت این نمونه‌ها دارند.





شکل ۱۰- نمودارهای تغییرات: الف) Nb در برابر Zr (Leat et al., 1986)؛ ب-  $P_2O_5$  در برابر  $TiO_2$  (Defant et al., 1992) که همگی نشان‌دهنده محیط زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش برای نمونه‌های مورد مطالعه هستند.



شکل ۱۱- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی: الف) Rb در برابر Yb+Nb؛ ب) Nb در برابر Y؛ ج) Y در برابر سیلیس (Pearce et al., 1984) که همگی نشان‌دهنده محیط کمان آتشفشانی تا برخوردی برای نمونه‌های مورد مطالعه هستند.

جدول ۱- نتایج تجزیه ژئوشیمیایی ارتوگنیس‌های کوهستان بلقیس که برای عناصر اصلی به روش ICP-AES و برای عناصر فرعی و خاکی کمیاب به روش ICP-MS انجام شده است.

Samples No.	N1	N2	N3	N4	N5	N6	N7	N8	N9	N10	N11	N12	N13
SiO <sub>2</sub>	68.46	64.75	75.10	73.47	70.43	69.78	74.87	72.75	66.80	67.48	64.71	68.12	69.57
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.51	0.14	0.41	0.66	0.59	0.33	0.36	0.46	0.33	0.87	0.48	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.51	16.84	14.18	13.68	13.96	14.12	13.29	14.39	17.15	17.22	14.92	15.58	15.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.56	4.65	0.94	1.94	3.63	3.60	1.89	2.46	3.19	2.46	6.31	3.56	2.53
CaO	1.95	3.46	1.53	1.27	2.11	1.99	1.27	1.36	2.21	2.06	1.75	1.29	1.70
K <sub>2</sub> O	3.76	2.66	0.52	3.56	3.77	4.72	2.69	2.44	3.82	4.08	2.90	4.57	4.68
MgO	1.00	1.54	0.26	0.73	1.01	1.02	0.54	0.80	0.94	0.59	3.10	1.00	0.57
MnO	0.05	0.05	0.01	0.02	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.06	0.04	0.03
Na <sub>2</sub> O	4.14	4.29	6.50	4.21	3.39	3.22	4.33	4.26	4.24	4.66	4.10	3.84	3.69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.21	0.12	0.12	0.13	0.24	0.12	0.10	0.14	0.13	0.26	0.22	0.14
LOI	0.95	1.08	0.56	0.55	0.79	0.52	0.72	1.03	1.00	1.05	1.00	1.37	1.20
Total	99.97	100.04	99.87	99.96	99.93	99.86	100.06	99.98	100.00	100.10	99.98	100.06	100.13
Sr	180	220	80	180	110	120	100	110	200	200	100	140	140
Zr	168	178	98.4	127	154	200	159	169	208	185	195	204	191

Samples No.	N1	N2	N3	N4	N5	N6	N7	N8	N9	N10	N11	N12	N13
Nb	11	15	24	6	11	8	6	11	21	17	13	14	15
Co	4.2	7.5	1.8	4	7.5	7.4	3.8	4.4	3.4	2.5	14.3	4.5	2.6
Zn	38	33	10	20	31	36	18	30	53	36	44	38	49
La	42.9	50.4	13.9	27.3	28.4	28.8	34.2	32.1	50.6	42.4	29.5	41.9	57.5
Ce	79.9	88.9	23.1	53.1	58.2	54.5	64.7	46.7	92.5	78.8	70.6	75.6	93.2
Pr	8.93	10.1	2.95	6.4	7.07	6.44	7.89	6.84	10.7	8.78	8	8.42	10.2
Nd	30.7	35.6	10.7	23.6	26.2	23.5	29.1	24.4	36.5	30.8	31.2	29.6	35.6
Sm	5.3	6.6	2.6	5.9	6	5.1	5.3	4.8	6.4	4.9	6.5	5.3	5.7
Eu	0.96	1.11	0.33	0.68	0.95	1.02	0.92	0.97	0.97	0.85	0.99	0.86	1.05
Gd	4.08	5.73	2.57	5.8	6.44	4.59	4.32	4.26	4.46	3.39	5.4	4.15	4.35
Tb	0.64	0.9	0.48	1.11	1.21	0.83	0.78	0.62	0.65	0.46	0.81	0.61	0.55
Dy	3.68	5.15	3.12	7.25	7.44	5.36	4.6	3.55	3.49	2.47	4.85	3.33	2.86
Ho	0.66	0.97	0.62	1.52	1.54	1.1	0.94	0.68	0.63	0.45	1.01	0.68	0.51
Er	1.89	2.88	1.89	4.41	4.49	3.4	2.55	1.94	1.63	1.33	3.01	1.94	1.52
Tm	0.26	0.43	0.29	0.65	0.61	0.49	0.35	0.26	0.22	0.18	0.42	0.27	0.19
Yb	1.7	2.5	2.4	3.8	3.8	3.2	2.3	1.8	1.6	1.3	2.9	1.9	1.3
Lu	0.27	0.36	0.37	0.55	0.53	0.46	0.36	0.29	0.21	0.21	0.44	0.32	0.21
Y	19.1	28.7	19.1	44.6	44.4	33	27	19.6	17.9	13.6	26.7	19.4	14.8
Cs	0.8	0.9	0.1	1	0.8	2.2	0.7	0.8	1.1	0.8	2.8	1	1.1
Ta	0.6	1.1	2.6	0.5	0.8	0.5	0.5	0.5	1.1	0.9	0.7	0.6	0.9
Hf	5	5	4	4	5	6	5	6	6	6	5	6	5
Th	15.9	17.9	25.4	12.7	13.4	9.9	16.6	15	28.1	23	18	19.5	30.5
U	3.74	2.52	6.35	2	2.17	1.29	1.22	1.54	4.89	4.51	1.51	5.9	5.72
V	54	92	27	37	55	51	48	36	59	35	141	47	92
Eu/Eu*	0.61	0.54	0.39	0.35	0.46	0.63	0.57	0.64	0.53	0.60	0.50	0.54	0.62

### کتابنگاری

باباخانی، ع. و قلمقاش، ج.، ۱۳۷۱- نقشه زمین شناسی چهارگوش تخت سلیمان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.  
 علوی نائینی، م.، عمیدی، م.، طااطوسیان، ش.، حاجیان، ج.، بلورچی، م.، آفانباتی، ع. و پلی سیر، ج.، ۱۳۶۱- نقشه زمین شناسی چهارگوش تکاب صائین قلعه، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

### References

- Andonaegui, P., Castiñeiras, P., González Cuadra, P., Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Abati, J., Díaz García, F. and Martínez Catalán, J. R., 2012- The Corredoiras orthogneiss (NW Iberian Massif): Geochemistry and geochronology of the Paleozoic magmatic suite developed in a peri-Gondwanan arc. *Lithos*.128-131:84-99.
- Asrat, A., Barbey, P., Ludden, J. N., Reisberg, L., Gleizes, G. and Ayalew, D., 2004- Petrology and Isotope Geochemistry of the Pan-African Negash Pluton, Northern Ethiopia: Mafic-Felsic Magma Interactions during the Construction of Shallow-level Calc-alkaline Plutons. *Journal of Petrology* 45, 1145-1179.
- Barker, F., 1979- Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, dacites and Related Rocks*. Amsterdam, Elsevier, pp1-12.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Condie, K. C., 1976- Trace-element geochemistry of Archean greenstone belts. *Earth Science Reviews*, 12, 393-417.

- Daliran, F., 2008- The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran—hydrothermal alteration and mineralization. *Mineral Deposita*, 43, pp. 383–404.
- De Paolo, 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.
- De Souza, Z. S., Martin, H., Peucat, J. J., Jardim De Ss, E. F. and De Freitas Macedo, A. H., 2007- Calc-Alkaline Magmatism at the Archean-Proterozoic Transition: the Caico Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48, pp. 2149–2185.
- Defant, M. J., Jackson, T. E., Drummond, M. S., De Boer, J. Z., Bellon, H., Feigenson, M. D., Maury, R. C. and Stewart, R. H., 1992- The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview, *Journal of the Geological Society, London*, 149: 569–579.
- Drummond, M. S. and Defant, M. J., 1990- A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons, *Journal of Geophysical Research*, 95: 21503–21521.
- Fitton, J. G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S. and Leeman, W. P., 1988- The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States. *J. Petrol. Special Lithosphere Issue*, 331–349.
- Gilg, H. A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C. R., Banks, D. and Moore, F., 2006- Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineral Deposita*, 41: 1–16.
- Hajialioghli, R., Moazzen, M., Droop, G. T. R., Oberhänsli, R., Bousquet, R., Jahangiri, A. and Ziemann, M., 2007- Serpentine polymorphs and P-T evolution of metaperidotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. *Mineralogical Magazine*, 71 (2), pp. 203–222
- Hajialioghli, R., Moazzen, M., Jahangiri, A., Ziemann, M., Oberhänsli, R., Mocek, B. and Altenberger, U., 2011- Petrogenesis and tectonic evolution of metaluminous sub-alkaline granitoids from the Takab Complex, NW Iran. *Geological Magazine*, 148, p. 250–268.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics*, 451, pp. 71–96.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007- Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48, 2341–2357.
- Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M. and White, M., 1986- Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 79:33–45.
- Humphris, S. E. and Thompson, G., 1978- Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 42: 127–136.
- Karsli, O., Chen, B., Aydin, F. and Şen, C., 2007- Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting, *Lithos*, 98: 67–96.
- Kocak, K. and Ceran, M., 2010- Mineralogical and petrological characteristics of Neoproterozoic orthoamphibolite and orthogneisses in the Mutki Area, The Bitlis Massif, Sotheast Turkey. *Acta Geologica Sinica*, 84, pp. 563–580.
- Leat, P. T., Jackson, S. E., Thorpe, R. S. and Stillman, C. J., 1986- Geochemistry of bimodal basalt-sub alkaline/ peralkaline-rhyolite provinces within the southern British Caledonides. *Journal of Geology Society London*, 143: 259–276.
- Lemaitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensesen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanettin, B., 1989- A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 193pp.
- Li, Z. X., Li, X. H., Chung, S. L., Lo, Ch. H., Xu, X. and Li, W. X., 2012- Magmatic switch-on and switch-off along the South China continental margin since the Permian: Transition from an Andean-type to a Western Pacific-type plate boundary. *Tectonophysics* 532, 271–290.
- Loos, S. and Reischmann, T., 1999- The evolution of the southern Menderes Massif in SW Turkey as revealed by zircon dating. *Journal of Geological Society, London* 156, 1021–30.
- Martins, G., Oliviera, E. P. and Lafon, J. M., 2009- The Algodões amphibolite–tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research*, 15: 71–85.
- Mehrabi, B., Yardley, B. W. D. and Cann, J. R., 1999- Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 34, 673–696.
- Moazzen, M., Hajialioghli, R., Möller, A., Droop, G. T. R., Oberhänsli, R., Altenberger, U. and Jahangiri, A., 2013- Oligocene partial melting in the Takab metamorphic complex, NW Iran: Evidence from in situ U-Pb geochronology. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 24, p. 217–228.
- Moazzen, M., Oberhänsli, R., Hajialioghli, R., Möller, A., Bousquet, R., Droop, G. T. R. and Jahangiri, A., 2009- Peak and post-peak P–T conditions and fluid composition for scapolite clinopyroxene–garnet calc-silicate rocks from the Takab area, NW Iran. *European Journal of Mineralogy*, 21: 149–162.

- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. D. L. and Suarez, M., 2005- The Bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera, *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 147–162.
- Nadimi, A., 2007- Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research* 12: 324–333.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R S. *Andesites*. Wiley, New York, 525–548.
- Pearce, J. A., 1983- Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active Continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Nurry, M.L. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp 230- 249.
- Pearce, J. A., 1996- Source and setting of granitic rocks. *Episode*. 19, pp. 120–125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003- The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622–665.
- Rios, D. C., Conceicao, H., Davis, D. W., PlaCid, J., Rosa, M. L. S., Macambira, M. J. B., McReath, I., Marinho, M. M. and Davis, W. J., 2007- Paleoproterozoic potassic–ultra potassic magmatism: Morro do Afonso Syenite Pluton, Bahia, Brazil *Precambrian Research*, 154- 1-30.
- Rızaoğlu, T., Parlak, O., Höck, V., Koller, F., Hames, W. E. and Billor, Z., 2009- Andean-type active margin formation in the eastern Taurides: Geochemical and geochronological evidence from the Baskil granitoid (Elazığ, SE Turkey). *Tectonophysics* 473, 188-207.
- Rogers, G. and Hawkesworth, C. J., 1989- A geochemical traverse across the North Chilean Andes-evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 91, 271–285.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman 352pp.
- Rudnick, R.,L. and Fountain, D. M., 1995- Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys* 33:267–309.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Bellon, H., Cotton, J. and Defant, M., 1996- High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37, 693–726.
- Saki, A., 2010- Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research*, 17: 704-714.
- Saki, A., Moazzen, M. and Oberhänsli, R., 2011- P–T evolution of the Precambrian Metamorphic Complex, NW Iran: a study of metapelitic rocks. *Geological Journal*, 46, pp. 10-25.
- Saki, A., Moazzen, M. and Oberhänsli, R., 2012- Mineral chemistry and thermobarometry of the staurolite-chloritoid schists from Poshtuk, NW Iran. *Geological Magazine*, 149, pp. 1077-1088
- Soesoo, A., 2000- Fractional crystallization of mantle-derived melts as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: an example from Lachlan Fold Belt, Australia. *Journal Geology Society*. 157: 135–149.
- Stockli, D. F., Hassanzadeh, J., Stockli, L. D., Axen, G., Walker, J. D. and Dewane, T. J., 2004- Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle 654 detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran. *Abstracts with programs. Geological Society of America*, 36: 319.
- 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., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the ocean basins: Geological Society [London] Special Publication*, 42: 313–345.
- Temel, A., Gundogdu, M. N. and Gourgaud, A., 1998- Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 85:327–354.
- Treuil, M. and Joron, J. L., 1975- Utilisation des elements hygromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l’Afar et de la Dorsale Medioatlantique. *Rend. Soc. Italy Mineralogy and Petrology*. 31: 125–174.
- Vernon, R. H., 1999- Quartz and Feldspar Microstructure in metamorphic rocks. *The Canadian Mineralogist*. 37, 513-524.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J., Jian, P., Zhao, Z., Li, C., Xu, W., Ma, J. and He, B., 2007- Early Cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: Implications for partial melting and delamination of thickened lower crust *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 2609–2636.
- Weaver, B. L. and Tarney, J., 1984- Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*. 310:575-577.
- Wilson, M., 1989- Igneous Petrogenesis. A global Tectonic Approach, Unwin Hyman, pp. 466.
- Woodhead, J. D. and Johnson, R. W., 1993- Isotop and trace element profile across the New Britain island arc Papua new guines. *Contrib. Mineral. Petrol.* 113:479-491.
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo C. H., Yui, T. F., Lin, Q., GeW, C. and Sun, D. Y., 2003- Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*. 66:241-27.