

بررسی سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی کمتال (شمال خاروانا، آذربایجان شرقی)

نوشته: میر علی اصغر مختاری*، حسین معین‌وزیری*، محمد رضا قربانی* و محمود مهرپرتو**

*گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس، تهران ایران

**پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۰۷/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۲/۲۴

چکیده

توده نفوذی کمتال در شمال باختری ایران، استان آذربایجان شرقی و در مجاورت مرز ایران و جمهوری ارمنستان واقع شده است. این توده دربرگیرنده یک بخش اسیدی با ترکیب مونوزوگرنایت و یک بخش حدواسط-بازی متشکل از سنگ‌های مونوزونیت، مونوزودیوریت، کوارتز مونوزونیت، کوارتز مونوزودیوریت و گابرو است. عدسی‌های کوچک با ترکیب گابرو، در حاشیه جنوب خاوری توده نفوذی کمتال، در داخل بخش کوارتز مونوزونیتی وجود دارند. بخش اسیدی در بخش حدواسط-بازی نفوذ کرده است. بخش اسیدی و بخش حدواسط دارای ماهیت کلسیمی-قلیایی با پتاسیم بالا بوده، در حالی که عدسی‌های گابروی ماهیت تولییتی دارند. سنگ‌های اسیدی و حدواسط، متالومین بوده و در زمره گرانیتویدهای نوع I قرار می‌گیرند. تغییرات عناصر کمیاب حاکی نمونه‌های اسیدی و حدواسط، یک الگوی غنی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE را نشان می‌دهند. تفاوت این دو بخش در مقدار غنی‌شدگی از MREE است. شباهت تغییرات عناصر کمیاب در این دو بخش، می‌تواند بیانگر ارتباط زایشی آنها باشد. در نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب همه فازهای توده نفوذی کمتال، بی‌هنجاری منفی Nb و Ti مشاهده می‌شود که نشانگر محیط‌های فرورانشی است. مقایسه فراوانی عناصر ناسازگار سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با تغییرات این عناصر در گرانیتویدهای محیط‌های مختلف زمین‌ساختی، بیانگر تشابه آنها با گرانیتویدهای کمان آتشفشانی آنداست. همچنین، نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی گرانیتویدها، بیانگر ارتباط گرانیتویدهای کمتال با کمان آتشفشانی (VAG) بوده که در نتیجه فرورانش صفحه اقیانوسی نوتیس به زیر سکوی قاره‌ای قفقاز به وجود آمده‌اند.

کلید واژه‌ها: سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، باتولیت، گرانیتوید، قره‌داغ، کمتال، خاروانا، آذربایجان شرقی

مقدمه

توده نفوذی کمتال بخشی از باتولیت مرکب قره‌داغ به شمار می‌رود و در شمال باختری ایران، در استان آذربایجان خاوری و در مجاورت مرز ایران و جمهوری ارمنستان واقع است (شکل ۱). باتولیت قره‌داغ با وسعتی حدود ۱۵۰۰ کیلومتر مربع در خاک کشورهای ایران و جمهوری‌های آذربایجان و ارمنستان قرار گرفته است. در حدود ۵۰۰ کیلومتر مربع از باتولیت یاد شده در خاک ایران واقع شده که به باتولیت قولان معروف است (مختاری و همکاران، ۱۳۸۴). توده نفوذی کمتال با وسعتی حدود ۲۵ کیلومتر مربع، بخش کوچکی از این باتولیت را تشکیل داده است. در تقسیم‌بندی زون‌های زمین‌ساختی-روسوی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، این منطقه در زون البرز-آذربایجان واقع می‌شود (شکل ۲). زون البرز-آذربایجان از نظر ماگماتیسم، یک زون پویا، بویژه در طی دوران سنوزویک بوده است. در این دوران، ماگماتیسم شدت داشته و اوج آن در ائوسن و اولیگوسن بوده است و باتولیت قره‌داغ یکی از مهم‌ترین توده‌های نفوذی مربوط به اولیگوسن-میوسن در این منطقه است (مهرپرتو و همکاران، ۱۳۷۶). تاکنون مطالعات دقیقی بر روی باتولیت قره‌داغ از دیدگاه سنگ‌شناسی و ژئوشیمی صورت نگرفته و تنها بخش‌های بسیار کوچکی از باتولیت و هاله اسکارنی پیرامون آن در قالب پایان‌نامه‌های کارشناسی ارشد بررسی شده است (میرمحمدی، ۱۳۷۴؛ یزدانیان، ۱۳۸۲؛ سیاه چشم، ۱۳۸۱). امینی فضل (۱۳۷۳)، در قالب رساله دوره دکتری خویش در آکادمی علوم جمهوری آذربایجان، این باتولیت را مورد مطالعه قرار داده که به زبان روسی نوشته شده و تنها چکیده کوچکی به زبان فارسی دارد. با توجه به چکیده رساله نامبرده، بررسی دقیقی بر روی سنگ‌شناسی و ژئوشیمی باتولیت قره‌داغ صورت نگرفته است. علاوه بر این، باتولیت قره‌داغ میزبان کانی‌سازی‌های متعدد مس، مولیبدن، طلا و نقره در جمهوری‌های آذربایجان و ارمنستان بوده (امینی فضل، ۱۳۷۳) و در نتیجه دنباله آن در ایران نیز می‌تواند منشأ کانی‌سازی‌های متعدد فلزی و غیر فلزی باشد. از این‌رو بررسی دقیق این باتولیت از دیدگاه زمین‌شناختی، زمین‌ساختی، سنگ‌شناختی و کانه‌زایی ضروری به نظر می‌رسد.

روش مطالعه

تحقیقات به عمل آمده در این پژوهش، دربرگیرنده دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل بازدید از منطقه، شناسایی فازهای مختلف نفوذی و ارتباط آنها با یکدیگر و با سنگ‌های دربرگیرنده و در نهایت نمونه‌گیری از رخساره‌های مختلف توده نفوذی بوده است. مطالعات آزمایشگاهی شامل تهیه مقاطع نازک از نمونه‌ها و مطالعه میکروسکوپی آنها، تجزیه شیمیایی ۱۶ نمونه به روش XRF برای عناصر اصلی در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور با دستگاه Magix Pro (جدول ۱) و بالاخره تجزیه شیمیایی ۸ نمونه از ۱۶ نمونه یاد شده به روش ICP-MS برای عناصر جزئی و خاکی کمیاب در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا (جدول ۱) بوده است. در مرحله آخر، با استفاده از نرم‌افزارهای ICP-MS، NEWPET و MINPET، نتایج آزمایشگاهی پردازش گردید. لازم به ذکر است که در طی مطالعات صحرایی، نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ تهیه شد (شکل ۳).

زمین‌شناسی

کهن‌ترین رخنمون‌های سنگی منطقه، واحدهای فلیش گونه کرتاسه بالایی است. واحد فلیش گونه (سانتوین - ماستریشین؛ مهرپرتو و همکاران، ۱۳۷۶) که بخش گسترده‌ای را در باختر و جنوب باختری منطقه به خود اختصاص می‌دهد، شامل تناوبی از سنگ آهک میکرایتی، سیلستون، شیل و گل‌سنگ است. واحد فلیش گونه یاد شده، به صورت جانبی به سنگ‌های آهکی - مارنی خاکستری لایه لایه همراه با میان‌لایه‌هایی از واحدهای آتشفشانی به صورت توف و گدازه حدواسط تبدیل می‌شود. تزریق توده نفوذی کمتال به داخل مجموعه یاد شده، سبب دگرگونی همبری و تشکیل اسکارن و کانی‌سازی Cu و Fe در حاشیه باختری تا جنوبی توده نفوذی شده

تیتان، آپاتیت و زیرکن. بیشتر پلاژیوکلازها به درجات متفاوتی سوسوریتی شده‌اند. اپیدوت و کلینوزویت فراوان‌ترین کانی‌های حاصل از سوسوریتی شدن هستند. در تعدادی از پلاژیوکلازها، میانبراهای شکل‌دار پیروکسن مشاهده می‌شود. این موضوع بیانگر تبلور پیروکسن قبل از پلاژیوکلاز است. بخش عمده آمفیبول‌ها اولیه نبوده بلکه حاصل دگرسانی پسرونده پیروکسن هستند. اورالیتی شدن در پیروکسن‌ها شایع است. بیوتیت دارای فراوانی قابل توجهی بوده (گاه تا ۱۵٪) و بیشتر نیمه خودریخت هستند. تعدادی از بیوتیت‌ها در نتیجه دگرسانی پسرونده کانی‌هایی همچون پیروکسن و آمفیبول تشکیل شده‌اند. بخش عمده بیوتیت‌ها متحمل دگرسانی به کلریت و اپیدوت شده‌اند. بلورهای شکل‌دار اسفن و اکسیدهای آهن-تیتان از فراوانی درخور توجهی برخوردارند. **بخش بازی:** در حاشیه جنوب خاوری بخش حدواسط-بازی، سنگ‌هایی تیره و با درجه استحکام بالا وجود دارند که دارای ترکیب گابرو و گابرو-دیوریت هستند. این سنگ‌ها با بخش حدواسط مرز تدریجی داشته و به صورت عدسی‌های کوچک و بزرگ در آن مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها متشکل از پلاژیوکلاز، کلینوپيروکسن (اوژیت-دیوپسید)، آمفیبول و اندکی اولیوین هستند. بافت آنها ناهمسان دانه، افیتیک و ساب‌افیتیک است. مقدار کانی‌های کدر (عموماً مگنتیت) در این سنگ‌ها زیاد است. در برخی نقاط، لایه‌بندی ظریفی در حاشیه گابروها مشاهده می‌شود که عبارت از لایه‌های روشن با ترکیب فلدسپاتی (پلاژیوکلاز) و لایه‌های تیره متشکل از کانی‌های مافیک (عموماً کلینوپيروکسن) هستند. این لایه‌بندی عبارت از یک ساختار جریان‌ی است که در اثر تزریق فازهای اسیدی تأخیری و آشفته شدن مخزن گابرو-دیوریتی و ایجاد شوک گرمایی ایجاد شده است.

رگه‌ها: از ویژگی‌های بارز صحرایی بخش حدواسط، وجود رگه‌هایی به رنگ سبز تا سبز روشن است که کانی اصلی آنها اپیدوت بوده و محتوی مقادیری اکتینولیت، کوارتز، گارنت و کلسیت هستند (شکل ۵). فراوانی این رگه‌ها در بخش باختری توده مونزونیتی و در مجاورت با هاله اسکارنی بیشتر است. ادامه این رگه‌ها، به صورت رگه‌های گارنتیت متشکل از بلورهای درشت گارنت، در هاله اسکارنی اطراف توده نفوذی قابل پیگیری است، در حالی که امتداد آنها در داخل بخش اسیدی مشاهده نمی‌شود. رگه‌های یاد شده، بر روی زمین دارای مرز تدریجی با سنگ میزبان کوارتز مونزونیتی هستند. با توجه به شواهد میکروسکوپی و صحرایی، به نظر می‌رسد که این رگه‌ها نتیجه تأثیر سیال‌های گرمایی غنی از CO_2 و Ca بر سنگ میزبان کوارتز مونزونیتی هستند.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناختی

بر اساس تجزیه‌های شیمیایی و محاسبات نورم، نمونه‌های مربوط به بخش اسیدی در نمودار (LeMaitre, 1989)، تماماً در قلمرو مونزوگرنائیت واقع شده و نمونه‌های بخش حدواسط-بازی در محدوده‌های کوارتز مونزو دیوریت، کوارتز مونزونیت، گابرو و مونزوگابرو قرار می‌گیرند (شکل ۶).

بر اساس نمودار تغییرات $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971)، همه نمونه‌های توده نفوذی کمتال در قلمرو نیمه قلیایی واقع شده (شکل ۷a) و در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)، سنگ‌های مونزوگرنائیتی و کوارتز مونزونیتی در قلمرو کلسیمی-قلیایی و نمونه‌های گابروی در قلمرو تولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۷b). در نمودار تغییرات SiO_2 در برابر K_2O (Rickwood, 1989)، نمونه‌های مونزوگرنائیتی و مونزونیتی در قلمرو پتاسیم متوسط تا بالا قرار گرفته (شکل ۸a) و در نمودار (Maniar and Piccoli, 1984)، این نمونه‌ها ویژگی متآلومین نشان می‌دهند (شکل ۸b). سنگ‌های گرانیتویدی توسط محققان متعددی نظیر: Pitcher (2001)، Chappell & White (1980)؛ Wahlen et al. (1983)؛ Collins et al. (1987) مختلف M_0 ، I_0 ، S_0 ، A و H تقسیم شده است. توده نفوذی کمتال از گرانیتویدهای نوع

است. از کانی‌های شاخص اسکارن‌ها می‌توان گارنت، پیروکسن و اپیدوت را نام برد. در بخش خاوری توده نفوذی کمتال، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بالایی گسترش یافته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی مذکور از نوع زیردریایی بوده و دارای ترکیب حدواسط هستند. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری و حفره‌دار بوده و درشت‌بلور غالب آنها پلاژیوکلاز است. واحد آتشفشانی مزبور، به شدت متحمل دگرسانی آرژیلی، آلونیتی، سیلیسی و پروپیلیتی شده و کانی‌سازی سولفیدی (Cu و Fe) در آنها صورت گرفته است. همبری خاوری توده نفوذی کمتال با سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه و واحدهای رسوبی میوسن، گسلی است.

فعالیت‌های ماگمایی پس از انوسن، نقش عمده‌ای را در منطقه آذربایجان و قفقاز داشته است (مهرپر تو و همکاران، ۱۳۷۳). بازتاب این فعالیت ماگمایی به شکل سنگ‌های نفوذی و گاه آتشفشانی است. توده نفوذی کمتال به سن اولیگوسن، بخشی از سنگ‌های نفوذی یاد شده بوده که هدف اصلی تحقیق و بررسی حاضر است.

سنگ‌شناسی

توده نفوذی کمتال با یک روند شمالی-جنوبی، کوه‌های مرتفع با توپوگرافی بسیار خشن را تشکیل داده است (شکل ۴). این توده متشکل از یک بخش حدواسط-بازی و یک بخش اسیدی است که بخش اسیدی در بخش حدواسط-بازی نفوذ کرده است (مختاری و همکاران، ۱۳۸۴). مطالعات مقاطع نازک سنگ‌های این دو بخش بیانگر این است که بخش اسیدی منحصراً دارای ترکیب مونزوگرنائیتی بوده و بخش حدواسط-بازی دربرگیرنده طیفی از سنگ‌های مونزونیت، مونزو دیوریت، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزو دیوریت، گابرو و گابرو-دیوریت است. در حاشیه جنوب باختری این توده، عدسی‌های کوچکی از گابرو در داخل بخش حدواسط با ترکیب کلی کوارتز مونزونیت دیده می‌شود.

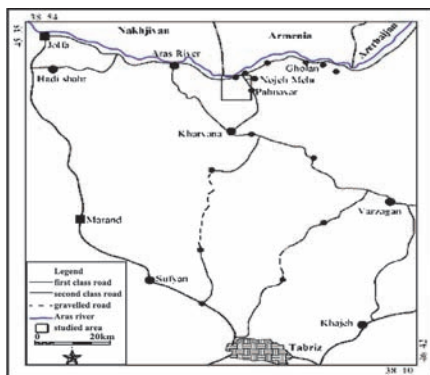
بخش اسیدی: این بخش متشکل از سنگ‌های دانه ریز تا متوسط دانه و به رنگ خاکستری روشن بوده و در نمونه دستی، بلورهای بیوتیت و آمفیبول به همراه کوارتز و فلدسپار قابل تشخیص هستند. در مقاطع میکروسکوپی، این سنگ‌ها دارای بافت نیمه خودریخت دانه‌ای بوده، کانی‌های اصلی آنها فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند هستند. مقدار بیوتیت و هورنبلند حداکثر به ۵ درصد می‌رسد. اکسیدهای آهن-تیتان، اسفن، آپاتیت و زیرکن، کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. تعدادی از بلورهای پلاژیوکلاز دارای هسته‌های خرد شده و یاد در حال فروپاشی هستند. کوارتزها به صورت بلورهای درشت بی‌شکل فضای بین دیگر کانی‌ها را پر کرده و گاهی حاوی میانبراهای کوچکی از دیگر کانی‌ها، بویژه پلاژیوکلاز هستند. یکی از ویژگی‌های بخش مونزوگرنائیتی، حضور بیگانه‌سنگ‌های متعدد در اندازه و شکل‌های مختلف در این بخش است. نتایج مطالعات صحرایی و مقاطع نازک بیانگر این است که این بیگانه‌سنگ‌ها به طور عمده از نوع سنگ‌های آتشفشانی قدیمی (توف با ترکیب آندزیتی) هستند. در این بیگانه‌سنگ‌ها، گرهک‌های کوارتز-فلسپار وجود دارد. از دیگر ویژگی‌های این بخش، وجود بافت گرانوفیری در نمونه‌های مربوط به قسمت بالای توده و نزدیک به توده مونزونیتی است. وجود پلاژیوکلازهایی با هسته‌های خرد شده، کوارتزهای درشت حاوی میانبراهایی از دیگر کانی‌ها و بیگانه‌سنگ‌های فراوان از سنگ‌های دربرگیرنده، همگی شواهدی از گرانیتویدهای دما پایین است (White and Chappell, 2004) که در بخش مونزوگرنائیتی قابل مشاهده هستند.

بخش حدواسط: این بخش متشکل از سنگ‌هایی به رنگ خاکستری تیره تا مایل به سبز بوده و درشت دانه هستند. در مقاطع نازک، این سنگ‌ها دارای بافت‌های نیمه خودریخت دانه‌ای، مونزونیتی و پویکلیتیک هستند، اما بافت نیمه خودریخت دانه‌ای عمومی‌تر دارد. کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، آمفیبول، کوارتز، کلینوپيروکسن و بیوتیت است. کانی‌های فرعی نیز عبارتند از اسفن، اکسیدهای آهن-

یا گروه I واقع می‌شود. همچنین، مقایسه الگوی عناصر ناسازگار سنگ‌های منطقه با الگوی این عناصر در گرانیتوئیدهای مربوط به مناطق مختلف زمین‌ساختی، بیانگر تشابه آنها با گرانیتوئیدهای کمان‌های ماگمایی مشابه آند است (شکل d ۱۱).
 به اعتقاد (Barbarin 1999)، گرانیتوئیدهای ACG و KCG، از نوع هیبرید (منشأ گویشته + پوسته) هستند. به اعتقاد نامبرده، گرانیتوئیدهای ACG در ارتباط با محیط‌های فرورانشی هستند در حالی که، گرانیتوئیدهای KCG در زمان تغییر رژیم فشارشی به رژیم کششی در محیط‌های برخورد قاره‌ای تشکیل می‌شوند. بر این اساس، احتمال دارد که بخش حد واسط-بازی توده نفوذی کمتال در یک محیط فرورانشی (VAG) و بخش مونزو گرانیتی آن، پس از برخورد (PCG) به وجود آمده باشد.

بحث و نتیجه‌گیری

تاریخچه زمین‌شناسی قفقاز به تفصیل توسط محققان مختلف (Dercourt et al., 1986; Philip et al., 1989; Zonenshain & Le Pichon, 1986) توصیف شده است. این پژوهشگران بر این باورند که فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر قفقاز در کرتاسه پسین-پالئوسن خاتمه نیافته، بلکه فرورانش تا حدود ۲۰ میلیون سال پیش (اولیگوسن پسین-میوسن زبرین) ادامه داشته است. به نظر Philip et al. (1989)، در ژوراسیک، کرتاسه و پالئوژن، فرورانش اقیانوس نوتتیس به زیر جنوب ترکیه، قفقاز کوچک و بلوک‌های قاره‌ای ایران صورت می‌گرفته است. یک کمان آتشفشانی با ماهیت کلسیمی-قلیایی در نتیجه این فرورانش در محل قفقاز کوچک امروزی به وجود آمده و یک حوضه پشت کمان نیز در حد فاصل کمان یادشده و سکوی روسیه تشکیل شده است. دریای سرخ در میوسن میانی تا پایانی باز شده و صفحه عربی شروع به حرکت و جا به جایی به سمت شمال کرده و در نتیجه، عرض نوتتیس کمتر شده است (شکل ۱۲). با بسته شدن نوتتیس در حدود ۲۰ میلیون سال پیش و برخورد صفحه عربی با کمان آتشفشانی قفقاز کوچک، فرورانش دیگری در حوضه پشت کمان شروع شده و در نتیجه آتشفشانی کلسیمی-قلیایی در شمال زون فرورانش جدید (قفقاز بزرگ) رخ داده است. با پیشرفت فرورانش و حرکت صفحه عربی به سمت شمال، حوضه پشت کمان به سرعت باریک‌تر شده تا این که در پلیوسن میانی (حدود ۳/۵ میلیون سال پیش) بسته شده است. پس از بسته شدن این حوضه، برخورد دو صفحه عربی و روسیه اتفاق افتاده است. پوسته اقیانوسی دریای سیاه و خزر جنوبی در دو سمت منطقه برخورد، از بقایای حوضه پشت کمانی مورد بحث هستند. چون توده نفوذی کمتال بخشی از قفقاز کوچک است، لذا تاریخچه زمین‌شناسی مشترک با قفقاز کوچک دارد. با توجه به نتایج گرفته شده از این تحقیق و تحقیقات پیشین اشاره شده در این نوشتار، می‌توان نظر داد که توده نفوذی کمتال نیز در نتیجه فرورانش صفحه اقیانوسی نوتتیس به زیر قفقاز کوچک و سپس برخورد صفحه عربی با این کمان تشکیل شده باشد.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی توده نفوذی کمتال و راه‌های دسترسی به آن.

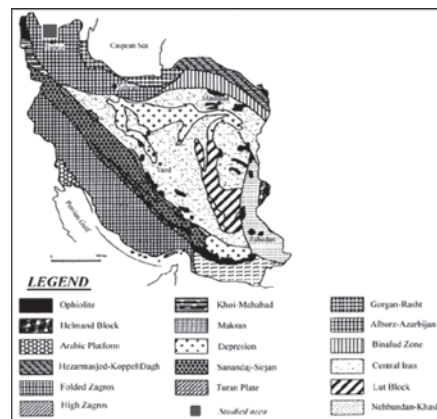
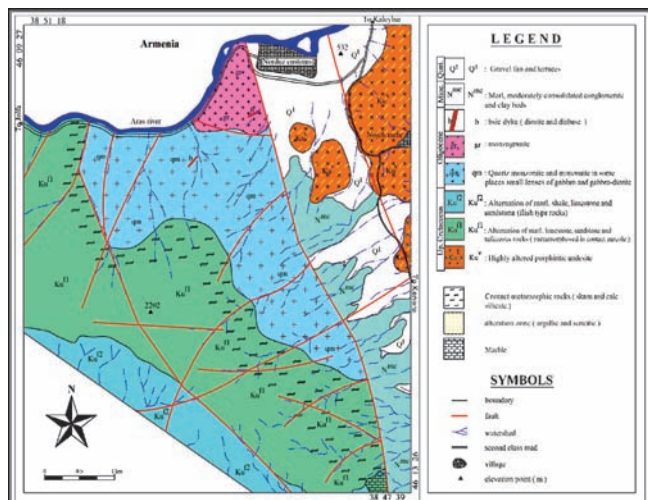
I و به احتمال زیاد از نوع آندی است. شواهد و ویژگی‌های زیر بیانگر این مطلب است: (۱) فراونی قابل توجه هورنبلند، مگنتیت، بیوتیت و اسفن و عدم وجود مسکویت، گارنت، کردیریت، آندالوزیت و سیلیمانیت. (۲) مجموعه سنگ شناختی متفاوت و متنوع شامل مونزو گرانیت، کوآرتز مونزونیت، کوآرتز مونزو دیوریت و گابرو. (۳) طیف وسیع ترکیب شیمیایی از نظر مقدار SiO_2 (۷۳-۴۸ درصد). (۴) حضور بیگانه سنگ‌های ریزدانه مافییک و فلسیک در بخش حدواسط (Didier et al., 1982) و عدم حضور بیگانه سنگ‌های سورمیکاسه (رستیت‌ها). (۵) نبود کزدوم در نورم نمونه‌های مورد مطالعه و داشتن ویژگی متآلومین. (۶) نبود پگماتیت. (۷) در نمودار K_2O در برابر Na_2O (Chappell & White, 2001) (شکل ۹a) و نمودار SiO_2 در برابر Zr (Collins et al., 1980)، تمامی نمونه‌های توده نفوذی کمتال در قلمرو اقرامی گیرند (شکل ۹b). بر اساس تقسیم‌بندی (Barbarin 1999)، بخش کوآرتز مونزونیتی توده نفوذی کمتال از گرانیتوئیدهای نوع ACG (گرانیتوئیدهای کلسیمی-قلیایی آمفیبول‌دار) بوده در حالی که بخش مونزو گرانیتی رامی توان جزو گرانیتوئیدهای نوع KCG (گرانیتوئیدهای کلسیمی-قلیایی غنی از پتاسیم و فلدسپار قلیایی پورفیری) در نظر گرفت.

توزیع عناصر جزئی

در این تحقیق، عناصر جزئی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با کندریت و مورب مقایسه شده‌اند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). هم‌چنان که در شکل ۱۰a دیده می‌شود، کوآرتز مونزونیت‌ها و مونزو گرانیت‌ها از عناصر ناسازگار به شدت غنی هستند و یک الگوی غنی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE را نشان می‌دهند. تفاوت این دو بخش در مقدار غنی‌شدگی از MREE است. بی‌هنجاری منفی مشخصی در عناصر Nb و Ti در این سنگ‌ها وجود دارد (شکل ۱۰c). گابروها در دو گروه قرار گرفته‌اند، گروهی دارای شیب زیاد و گروهی دارای شیب بسیار ضعیف هستند (شکل ۱۰b). گروه دوم به احتمال با آهنگ ذوب بخشی زیاد، از گوشته‌ای تهی شده حاصل شده است. دلیل تهی بودن نسبی گوشته مولد این گابروها، نمودار Sample/MORB است که نشان می‌دهد گابروها نسبت به بازالت‌های کافت‌های اقیانوسی، از عناصر کمیاب سازگار فقیر اما از بعضی عناصر که به طور معمول توسط سیال حمل و جابه‌جا می‌شوند، غنی‌تر از بازالت‌های کافت اقیانوسی هستند. این مشاهده می‌تواند دلیلی بر دخالت سیال‌های آزاد شده از پوسته اقیانوسی در تشکیل ماگماهای بازی منطقه باشد. همچنین، بی‌هنجاری شدید Nb در گابروها (شکل ۱۰d)، گویای این مطلب است. همچنین که (Wilson 1989) و (Sajona et al. 1996) نتیجه گرفته‌اند بی‌هنجاری منفی Nb و Ti در سنگ‌های ماگمایی، بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در محیط‌های فرورانشی است. همچنین، (Sajona et al. 1996) بر این باورند که بی‌هنجاری مثبت Rb و K نیز نشانگر محیط‌های فرورانشی هستند.

جایگاه زمین‌ساختی

علاوه بر نمودارهای عناصر جزئی، سایر مقایسه‌ها نیز رابطه ماگماتیسیم منطقه مورد مطالعه را با زون‌های فرورانش و برخوردی تأیید می‌کنند. از جمله در نمودار تغییرات Rb در برابر Y+Nb (Pearce, 1996)، نمونه‌های منطقه در زمره گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG) (شکل ۱۱a) و در نمودار R1 و R2 (Batchelor and Bowden, 1985)، مونزو گرانیت‌ها در قلمرو گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد و کوآرتز مونزونیت‌ها در ردیف سنگ‌های پیش از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۱۱b). در نمودارهای ارائه شده توسط (Harris et al. 1986)، که بر پایه عناصر فرعی است، همه نمونه‌های کوآرتز مونزونیتی در قلمرو کمان آتشفشانی (VA) یا گروه I قرار می‌گیرند (شکل ۱۱c). یکی از نمونه‌های مونزو گرانیتی در قلمرو گرانیت‌های همزمان با برخورد یا گروه II و نمونه دیگر در قلمرو کمان آتشفشانی



شکل ۲- زون‌های زمین‌ساختاری و رسوبی ایران (نوی، ۱۳۵۵).
موقعیت منطقه مطالعاتی با مربع آبی رنگ مشخص شده است.

شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی که بر پایه تصاویر ماهواره‌ای تهیه شده است.



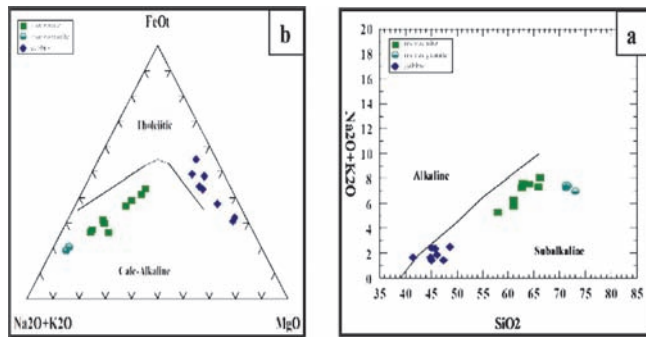
شکل ۴- دورنمایی از توده نفوذی کمتال و هاله اسکارنی اطراف آن (دید به سمت باختر - شمال باختر).



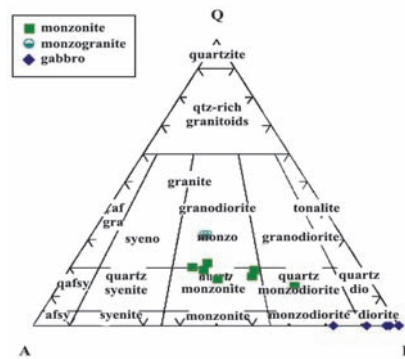
شکل ۵- رگه‌های حاوی اپیدوت، کوارتز، اکتینولیت و گارنت در درون مونزونیت‌ها. بخش‌های روشن، رگه‌ها و بخش‌های تیره، مونزونیت هستند.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی انواع سنگ‌های منطقه مورد مطالعه. همه نمونه‌ها ابتدا به روش XRF برای عناصر اصلی تجزیه شده و سپس نمونه‌هایی که با علامت ستاره مشخص شده‌اند، به روش ICP-MS برای عناصر جزئی و کمیاب خاکی تجزیه شده‌اند (اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب ppm می‌باشند).

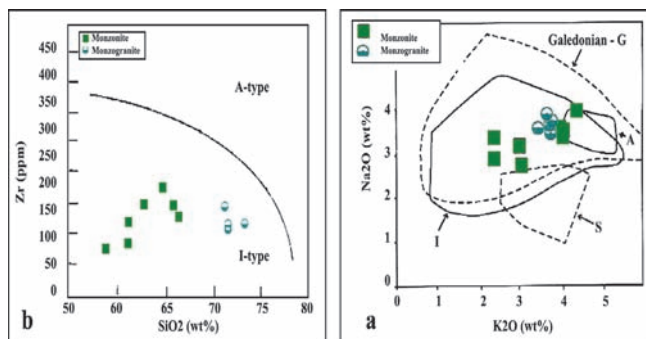
Rock type	Quartz-Monzonite						Monzogranite			Gabbro						
	51	52*	101*	102a	103b	110*	120a	120b	55*	170*	171	114*	115	121*	190*	191
SiO ₂	60.91	57.89	66.14	64.06	62.62	62.7	60.98	61.76	71.13	72.9	71.6	44.85	45	46.1	45.7	48.6
TiO ₂	0.77	0.81	0.47	0.55	0.56	0.51	0.67	0.69	0.25	0.23	0.24	0.93	0.42	0.57	0.8	1.07
Al ₂ O ₃	14.94	15.46	14.96	14.6	14.9	16.65	15.32	14.54	14	14.25	13.69	16.46	16.8	7.38	17.1	8.2
Fe ₂ O ₃	6.07	6.72	3.74	4.45	3.76	4.73	5.75	6.58	2.23	2.17	2.04	12.79	7.49	11.04	10.95	11.24
MnO	0.11	0.12	0.08	0.09	0.14	0.08	0.11	0.12	0.07	0.08	0.05	0.09	0.13	0.2	0.21	0.21
MgO	2.97	3.45	1.46	2.05	3.42	1.87	2.8	2.67	0.62	0.53	0.56	7.83	9.81	20.8	7.77	10.65
CaO	7.36	9.1	4.24	4.76	5.28	4.55	6.84	7.09	2.53	2.33	2.52	15.45	17.21	9.01	13.7	15.01
Na ₂ O	2.72	2.91	3.7	3.5	3.59	3.7	3.2	2.84	3.54	3.59	3.68	0.91	0.8	0.71	1.84	1.44
K ₂ O	3.05	2.3	4.31	4.03	3.68	3.9	3.04	3.13	3.73	3.37	3.74	0.73	0.68	0.72	0.57	1.06
P ₂ O ₅	0.24	0.26	0.17	0.21	0.2	0.16	0.25	0.21	0.08	0.06	0.05	0.02	0.02	0.09	0.05	0.61
Ba	539	508	697	689	770	644	602	662	713	680	609	104	33.9	168	157	227
Rb	55.5	32.5	106.1	91.1	133	97.1	91.1	133	112.7	84.5	105.8	20.2	21.8	21.5	19.4	13
Sr	388.1	435.2	451	453.7	646	417	417	646	239	225	217.9	537	713.8	177	739	175
Cs	0.2	1.1	0.9	0.2	1	1.17	1.17	1	0.2	0.46	14.1	0.7	3	0.83	0.64	2
Ga	12.5	15.1	16.4	15.8	15	15.1	15.1	15	19.1	15.5	14.7	16.9	14.8	8.2	18.8	17
Ta	0.2	0.3	0.6	0.5	---	0.4	---	0.4	2.2	0.7	---	0.1	---	0.2	0.5	---
Nb	1	5.2	5.5	1	14	4.9	14	4.9	8.5	4.9	---	0.6	2.2	2	2.9	9
Hf	4.3	8.9	4.5	4.6	---	3.7	---	3.7	0.7	3.6	605	0.8	---	1.6	1.9	---
Zr	81.1	74	130.4	175.8	---	148	136	148	142.7	115	107.1	22	---	54	39	---
Y	4	19.2	17.2	9.2	44	16.9	44	16.9	10.8	9.7	23.1	8.4	14.1	11.2	17.2	35
Th	1	4	8	1	16	7.92	16	7.92	8	8.3	13.7	0.38	0.5	1.28	1.26	10
U	---	1.3	1.8	---	---	1.99	---	1.99	1.8	1.51	---	0.32	---	0.42	0.42	---
Cr	79.7	53	57	89.8	100	70	100	70	72	100	102.4	20	87.9	1600	340	361
Ni	7.7	21	6	8.3	77	9	77	9	6	10	6.3	71	67.4	680	116	42
Co	12.3	27	11	5.9	3.5	12.1	3.5	12.1	5	5.2	2.7	38.2	27.4	86.8	44.1	42
Sc	15	19.1	8.1	11.5	15	10.4	15	---	3.2	7.7	8.6	47.6	36.3	39.9	38	49
V	145.4	244	99	93.6	142	113	142	113	33	11	26.8	497	144.4	184	257	279
Cu	47.8	67	16	45.5	58	20	58	20	11	8	9.3	6	14.2	62	51	14
Pb	3	6	12	3	28	15	28	15	2	8	68.6	13	16.4	10	38	12
Zn	40.7	67	47	48	82	52	82	52	21	27	21.3	58	49	97	76	59
La	16.8	13.8	16.8	21.9	---	17.7	1.2	10	17.4	16.7	0.5	4.5	---	7.6	6	---
Ce	72.2	27.8	33	89.5	---	32.4	---	---	28.6	27.6	---	9	---	15	13.9	---
Pr	---	3.4	3.6	---	---	3.84	---	---	2.8	2.82	---	1.2	---	1.94	2.2	---
Nd	1	14.8	14.3	1	---	14.2	---	---	9.8	10.1	---	5.3	---	7.9	11	---
Sm	1	3.5	3.1	0.3	11	3.07	---	---	1.7	2.24	---	1.54	---	1.99	3.57	12
Eu	2	1.1	0.8	---	1.7	0.85	---	---	0.6	0.73	2.7	0.59	0.5	0.65	1.18	---
Gd	---	3.4	3	---	---	3.31	---	---	1.7	2.48	---	1.69	---	2.27	3.84	---
Tb	1.9	0.6	0.5	1.2	---	0.49	---	---	0.3	0.38	---	0.3	---	0.37	0.63	---
Dy	---	3.2	2.7	---	---	2.8	---	---	1.5	2.07	---	1.53	---	2.03	3.83	---
Ho	---	0.7	0.6	---	---	0.62	---	---	0.3	0.53	---	0.33	---	0.43	0.84	---
Er	---	2	1.7	---	---	1.85	---	---	1.1	1.63	---	0.91	---	1.18	2.35	---
Tm	---	0.3	0.3	---	---	0.28	---	---	0.2	0.32	---	0.12	---	0.18	0.42	---
Yb	1.4	1.9	1.9	1.4	1.4	1.92	---	---	1.4	2.21	6.2	0.69	3.3	1.05	2.39	1.5
Lu	---	0.3	0.3	---	---	0.33	---	---	0.2	0.38	---	0.11	---	0.16	0.36	---



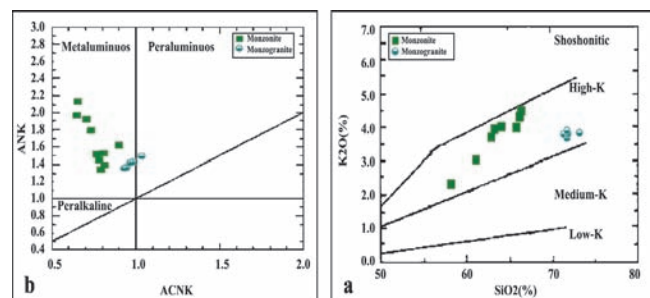
شکل ۵- موقعیت نمونه‌های توده نفوذی کمتال بر روی نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971) (a) و بر روی نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) (b).



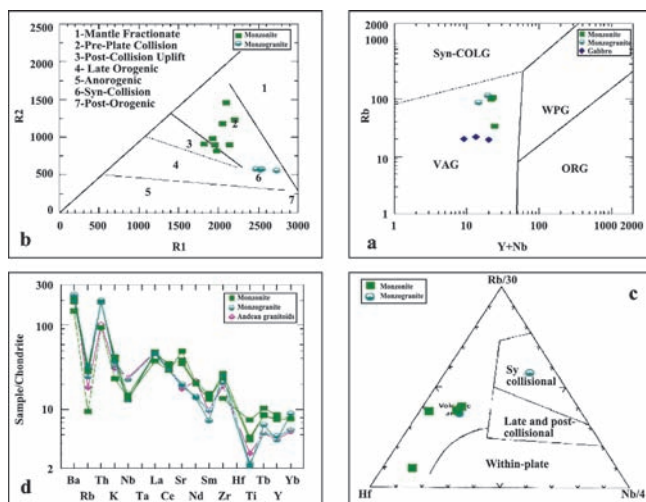
شکل ۶- موقعیت نمونه‌های توده نفوذی کمتال بر روی نمودار LeMaitre (1989) بر اساس کانی‌های نورماتیو QAP.



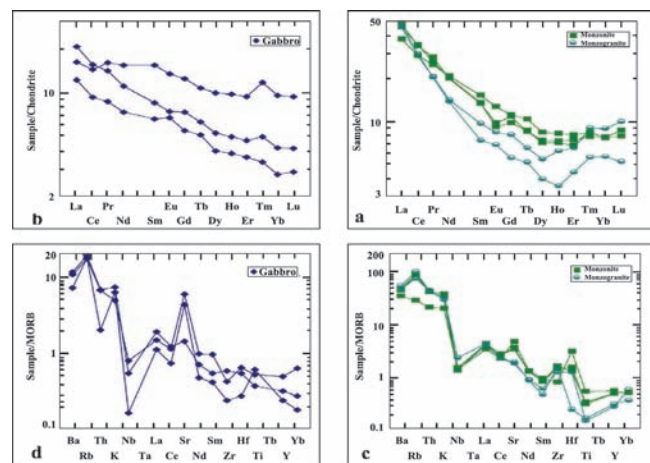
شکل ۷- موقعیت نمونه‌های توده نفوذی کمتال بر روی نمودار Na_2O در برابر K_2O (Chappell and White, 2001) (a) و بر روی نمودار Zr در برابر SiO_2 (Collins et al., 1980) (b).



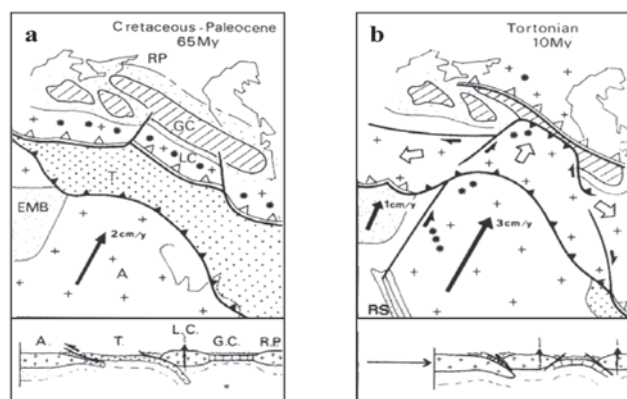
شکل ۸- موقعیت نمونه‌های توده نفوذی کمتال بر روی نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Rickwood, 1989) (a) و بر روی نمودار A/CNK (Maniar and Piccoli, 1984) (b).



شکل ۹- موقعیت نمونه‌های توده نفوذی کمتال در نمودار Rb در برابر $Y+Nb$ (Pearce et al., 1996) (a) و در نمودار R_2 در برابر R_1 (Batchelor and Bowden, 1985) (b) و در نمودار مثلثی $Rb/30-Hf-Nb/4$ (Harris et al., 1986) (c) و مقایسه الگوی عناصر ناسازگار بهنجار شده به کندریت مونزونیته‌ها و مونزوگرانیت‌های منطقه با الگوی گرانیتوئیدهای کمان ماگمایی آند.



شکل ۱۰- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های مونزونیته و مونزوگرانیتی (b) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های گابروی (c) نمودار عنکبوتی عناصر ناسازگار بهنجار شده به MORB برای نمونه‌های مونزونیته و مونزوگرانیتی (d) نمودار عنکبوتی عناصر ناسازگار بهنجار شده به MORB برای نمونه‌های گابروی.



شکل ۱۲- a) مدل ژئودینامیکی منطقه قفقاز در ۶۵ میلیون سال پیش (Philip et al., 1989). منطقه نشان داده شده با نقطه‌های بزرگ عبارت از اقیانوس نوتیس، منطقه هاشور خورده عبارت از پوسته اقیانوسی حوضه پشت کمانی و نقطه‌های ریزتر بیانگر بخش قاره‌ای حوضه پشت کمانی است. فلش‌های بزرگ جابه‌جایی نسبی را نسبت به اوراسیا نشان می‌دهند. مثلث‌های توخالی نشانگر فروانش بوده در حالی که مثلث‌های توپر نشانگر فرارانش و رانده شدگی هستند. ستاره‌ها نشانگر آتشفشان‌ها هستند. خطوط ساحلی امروزی دریای سیاه و دریای خزر برای توجیه منطقه نشان داده شده‌اند. A: صفحه عربی، LC: قفقاز کوچک، GC: قفقاز بزرگ، T: نوتیس، RP: سکوی روسیه، EMB: حوضه مدیترانه خاوری، RS: دریای سرخ. b) مدل ژئودینامیکی قفقاز برای ۱۰ میلیون سال پیش (Philip et al., 1989). باز شدن دریای سرخ باعث جابه‌جایی صفحه عربی به سمت شمال و بسته شدن نوتیس شده و بلوک‌های ایران و ترکیه به اطراف رانده می‌شوند. فروانش نیز به مرز شمالی حوضه پشت کمانی منتقل شده است.

کتابنگاری

- امینی فضل، ع.، ۱۳۷۳- مطالعه پترولوژی، مینرالوژی و ژئوشیمی (مناطق دارای اندیس‌های فلزی) توده نفوذی قره‌داغ (گرنایت اردوباد)، واقع در شمال غرب ایران (قولان، دوزال، آستمال؛ رساله دکتری آکادمی علوم جمهوری آذربایجان، انستیتوی زمین‌شناسی، ۲۵۸ صفحه.
- سیاه چشم، ک.، ۱۳۸۱- مطالعه کانی‌شناسی، دگرسانی و تحولات متاسوماتیکی ذخیره اسکارن پهناور، شرق سیه رود؛ پایان‌نامه کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه تبریز، ۱۳۹ صفحه.
- مختاری، م. ع.، ا. معین وزیری، ح. قربانی، م. ر. و مهرپرتو، م.، ۱۳۸۴- پتروگرافی و پترولوژی توده نفوذی کمتال (خاور جلفا و سیه‌رود)؛ نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- مختاری، م. ع.، ا. معین وزیری، ح. قربانی، م. ر. و مهرپرتو، م.، ۱۳۸۴- پتروگرافی و پترولوژی باتولیت قولان (شمال آذربایجان)؛ بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مهرپرتو، م.، امامی، م.، میرزائی، م. و علائی، س.، ۱۳۷۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه‌رود؛ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- میر محمدی، م. ص.، ۱۳۷۴- ژئوشیمی و پترولوژی توده نفوذی کمتال و هاله دگرگونی آن (شرق جلفا-شمال غرب ایران)؛ پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه تهران، ۱۹۴ صفحه.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران؛ انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ صفحه.
- یزدانیان، ج.، ۱۳۸۲- بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین منطقه قولان، شرق جلفا؛ پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه تبریز؛ ۱۱۷ صفحه.

References

- Barbarin, B., 1999- A review of the relationship between granitoid types, their origins and their geodynamic environments, *Lithos*, V. 46, P. 605-626.
- Batcelor, R. A. and Bowden, P., 1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters, *Chemical geology*, V. 48, P. 43-55.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types: 25 years later, *Australian Journal of Earth Sciences*, V. 48, P. 489-499.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1980- Nature and origin of A- type granites with particular reference to south eastern Australia, *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. 80, P. 189-200.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. -E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Leprie, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. -C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauerh J. P., and Biju-Duval, B., 1986- Geological Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, V. 123, P. 241-315.
- Didier, J., Duthou, J. L. and Lameyre, J., 1982- Mantle and Crustal granites: Genetic classification of Orogenic granites and nature of their enclaves, *J. Volca. Geoth. Res.*, V. 14, P. 125-132.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward, M. P. and Ries, A. C. (eds.), *Collision Tectonics*, Geological Society London, Special Publication, V.19, P. 67-81.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian journal of earth science*, V. 8, P. 523-276.
- LeMaitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lemeyre, LeBas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisene, A., Wooley, A. R. and Zanettin, B., 1989- A classification igneous rocks and glossary of terms, Blackwell, Oxford, 193p.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1984- Tectonic discrimination of granitoids, *Geological society of America bulletin*, V. 101, P. 635-643.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, V. 25, P. 956-983.
- Pearce, J. A., 1996- Sources and setting of granitic rocks, *Episodes*, V. 19, N. 4, P. 120-125.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani A., and Gorshkov, A., 1989- The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision, *Tectonophysics*, V. 161, P. 1-21.
- Pitcher, W. S., 1983- Granite types and tectonic environment. In: Hsu, K. (ed.), *Mountain Building Processes*, Academic Press, London, P. 19-40.
- Rickwood, P. C., 1989- Boundary lines within petrologic diagrams which use oxide of major and minor elements, *Lithos*, V. 22, P. 247-264.
- 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*, V. 37, P. 693-726.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and Petrogenesis, *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. 95, P. 407-419.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W., 2004- Petrographic discrimination of low and high temperature I-type granites, *Resource geology*, V. 54, N. 3, P. 215-226.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrology*, Unwin Hyman, London, 466 p.
- Zonen Shain, L. P. and Le Pichon, X., 1986- Deep basins of the Black sea and the Caspian Sea as remnants of Mesozoic back- arc basins, *Tectonophysics*, V. 123, P. 181-211.