

Mineral chemistry and petrogenesis of the Gurgur Mount volcanic rocks (Northeast Takab)

Dariush Esmaili ^{1*}, Niloofar Nayebi ¹, Mansoor Ghorbani ² and Davoud Raeisi ¹

¹ School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

² Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Abstract

Andesitic and andesitic-basaltic lavas are widespread over most of the ground surface of the Gurgur area altered mostly by the hydrothermal solutions. The main rock forming minerals in these rocks are plagioclase, pyroxene and olivine affected by the hydrothermal solutions. The altered rocks do contain minerals including calcite, sericite and chlorite. Given the results obtained and the mineral chemistry studies, the clinopyroxenes formed in the area are, chemically, calcalkaline and of diopside-augite type formed in subvolcanic to near surface levels contemporaneous with magma ascending. Plagioclase minerals show zoning textures and lie within the two andesine and albite-oligoclase fields. These units, in terms of total rock chemistry, are classified as the calc-alkaline volcanic rocks formed in the continental arcs. On the other hand, on the trace elements chondrite-normalized diagrams and enriched mantle-normalized multi-element diagrams, the LREE enrichment relative to the HREE is observed. The LILE (i.e. Rb, K and Th) and the LREE (e.g. La, Ce and Nd) show an enrichment in comparison to the HFSE (Zr, Hf, Nb, Yb, Y and Sm). Given the Nd/Th (1.42-1.15), Zr/Nb (12.27-21.22), Ba/La (18.64-29.77) as well as LILE enrichment associated with depletion in Nb, Ta and Ti, an environment related to the subduction zones can be proposed for the area under study. Moreover, the similarity between the REE distribution pattern and the incompatible elements point to the genetic relationship between these rocks. Finally, on the base of the obtained data, it can be concluded that the volcanic rocks in the Gurgur Mountain were likely formed during the extended magmatism of the Urumieh-Dokhtar in the Cenozoic.

Keywords: Gurgur, Calcalkaline, Continental arc, Urumieh-Dokhtar, Cenozoic, Neo-Tethys

* esmaili@khayam.ut.ac.ir

شیمی کانی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور (شمال خاوری تکاب)

داریوش اسماعیلی^{۱*}، نیلوفر ناییبی^۱، منصور قربانی^۲ و داود رئیسی^۱

^۱ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

چکیده

گدازه‌های آندزیتی - بازالت آندزیتی بخش بزرگی از محدوده گورگور را در بر گرفته‌اند. محلول‌های گرمایی بیشتر آنها را دگرسان کرده‌اند. بیشتر کانی‌های سازنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین هستند که با محلول‌های گرمایی دگرسان شده‌اند. سنگ‌های دگرسان شده در بردارنده کانی‌های کلسیت، سربیسیت و کلریت هستند. با توجه به داده‌های به‌دست آمده و بررسی شیمی کانی‌ها، کلینوپیکروکسن‌ها دیوپسید - اوزیت هستند و ماگمای میزبان آنها کالک‌آلکان بوده و در ژرفای متوسط تا کم و در هنگام بالا آمدن ماگما پدید آمده است. همچنین، پلاژیوکلازها آندزین و آلبیت - الیگوکلاز هستند و منطقه‌بندی دارند. با توجه به تجزیه شیمی کل سنگ، این سنگ‌ها در گروه سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان کمان قاره‌ای رده‌بندی می‌شوند. از سوی دیگر، در نمودارهای عناصر کمیاب به‌نجار شده در برابر ترکیب کندریت و چند عنصری به‌نجار شده در برابر ترکیب گوشته، غنی‌شدگی عناصر LREE در برابر HREE دیده می‌شود. عناصر LILE (مانند Th, K, Rb) و عناصر LREE (مانند La, Ce, Nd) در برابر HFSE (Yb, Y, Sm, Zr, Hf, Nb) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. با توجه به مقدار نسبت‌های Nb/Th (۱/۱۵ تا ۱/۴۲)، Zr/Nb (۱۲/۲۷ تا ۲۱/۲۲)، Ba/La (۱۸/۶۴ تا ۲۹/۷۷) و همچنین، غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی Ta, Nb, Ti، در مجموع می‌توان پهنه پیدایش وابسته به پهنه‌های فرورانش را برای این ناحیه پیشنهاد داد. همچنین، هماهنگی پراکندگی REE و عناصر ناسازگار در نمونه‌ها گویای وابستگی زایشی این سنگ‌ها به یکدیگر است. برپایه داده‌های به‌دست آمده، سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت - بازالت آندزیتی) کوه گورگور در پی فعالیت ماگمایی گسترده مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر در بازه زمانی سنوزویک باید پدید آمده باشند.

واژه‌های کلیدی: گورگور، کالک‌آلکان، کمان قاره‌ای، ارومیه-دختر، نئوتیس، سنوزویک

مقدمه

پوسته اقیانوسی فرورو، رسوب‌های فرورانش شده، پوسته قاره‌ای و ... در کنار فرایندهای آب‌زدایی صفحه فرورو، جریان گوشته سست‌کره‌ای،

فهم زایش ماگما در کمان‌های قاره‌ای دشوار است و چندین سازنده شامل گوه گوشته‌ای،

* esmaili@khayam.ut.ac.ir

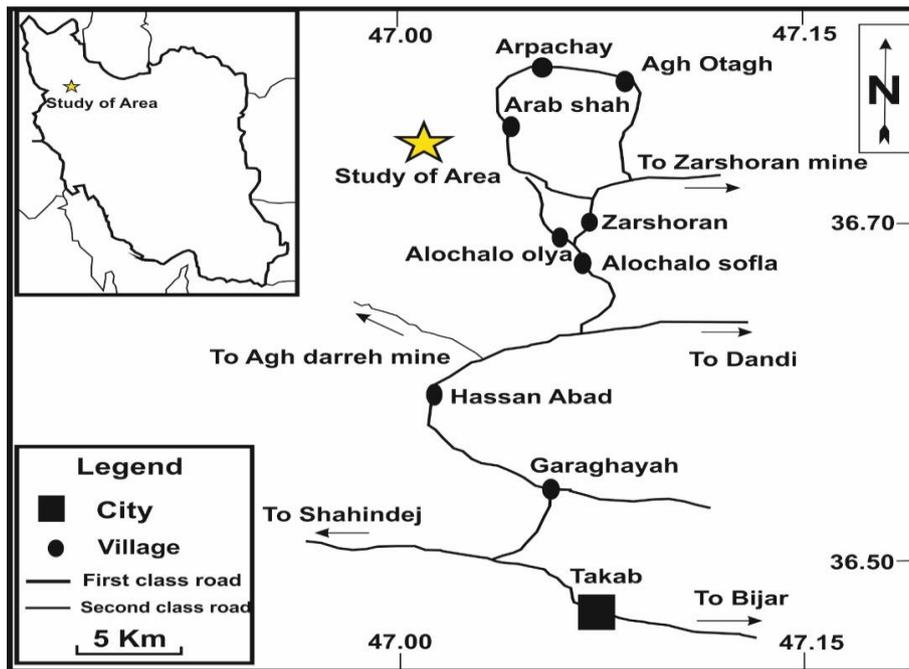
فعالیت ماگمایی منطقه است. در اینبار سنگ‌های آذرین نیمه‌آتشفشانی و نیمه‌درونی (از جنس دیوریت تا مونزودیوریت) در کوه‌های گورگور (در شمال باختری کانسار زرشوران) به درون سنگ‌های آتشفشانی تزریق شده و گسترش پهنه‌های دگرسانی آرژلیک، آلونیتی و کائولینیتی همراه با کانی‌زایی را در پی داشته‌اند. تا امروزه، بررسی‌های فراوانی در این ناحیه از دید اکتشافی (به‌ویژه طلا) انجام شده است؛ اما بررسی‌های سنگ‌شناسی چندانی انجام نشده است. از کارهای انجام‌شده در این منطقه و پیرامون آن می‌توان بررسی‌های Ghorbani (۲۰۱۳)، Daliran (۲۰۰۷) و Mehrabi و همکاران (۱۹۹۹) را نام برد. هدف این پژوهش، شناخت کافی و دقیق کانی‌شناسی، زمین‌شیمیایی، جایگاه زمین‌ساختی ماگما (تکتونوماگمایی) و خاستگاه توده‌های آتشفشانی آندزیت-بازالت آندزیتی منطقه است. برای رسیدن به این اهداف، از برداشت‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و داده‌های زمین‌شیمیایی بهره گرفته شده است.

جایگاه جغرافیایی و ریخت‌شناسی

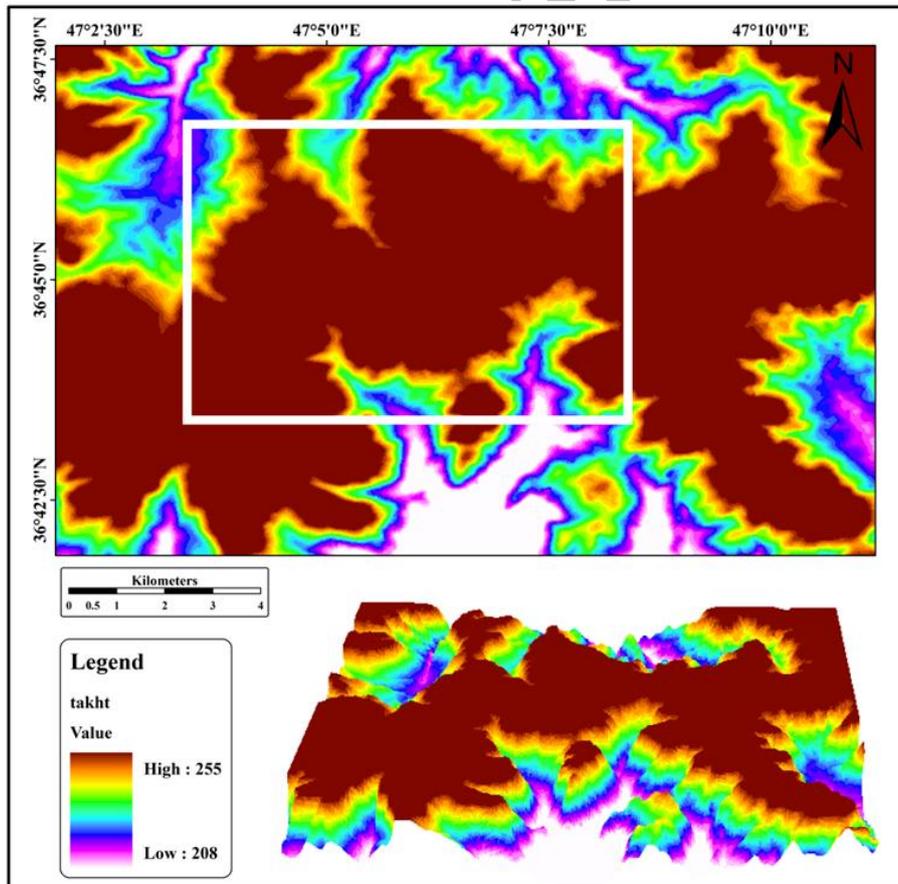
کوه گورگور و سنگ‌های آتشفشانی آن در ۴۵ کیلومتری شمال باختری شهرستان تکاب، در برهه ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان و در ۴ کیلومتری معدن طلای زرشوران و ۵ کیلومتری کانسار آق‌دره جای دارد (شکل ۱). برپایه بخش‌بندی‌های کشوری، این محدوده در جنوب‌خاوری آذربایجان غربی، میان تخت سلیمان و زرشوران، است. بهترین راه دسترسی به این منطقه، پس از پیمودن راه تهران تا زنجان، جاده آسفالته درجه دو تکاب-دندی-تخت سلیمان است. از دیدگاه ریخت‌شناسی، منطقه در بلندی‌های بلند شمال‌باختری شهرستان تکاب جای دارد که بیشتر از جنس سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی هستند (شکل ۲).

دوب‌بخشی با گسترش‌های گوناگون، هضم پوسته‌ای و غیره ممکن است در زایش بازه ترکیبی گستره آنها دخالت نمایند (Wilson, 1989). از این‌رو، شناخت فرایندها و سازوکارهای رویداد فعالیت ماگمایی در پهنه‌های فرورانشی پیچیده می‌شود. به‌نظر می‌رسد طغیان ماگمایی در مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر نیز در پی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران روی داده باشد (Berberian et al., 1982; Alavi, 1991)؛ اما خاستگاه آن همچنان بحث‌برانگیز است. سنگ‌های آتشفشانی پدیدآمده در مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر بیشتر جریان‌گدازه، لایه‌های پیروکلاستیک، توف و ایگنمبریت هستند (Berberian and Berberian, 1981; Alavi, 2007). سنگ‌های نفوذی این مجموعه ماگمایی محدوده ترکیبی گسترده‌ای را نشان می‌دهند که ترکیب بیشتر آنها گرانیتی است؛ اما حجم کمتری از سنگ‌های گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و گابرو نیز در میان آنها دیده می‌شود. در میان آنها، سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور تکاب بخشی از فعالیت ماگمایی مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر است.

پهنه آتشفشانی تکاب-قره‌آغاج در خاور منطقه تکاب است؛ این پهنه، به‌درازای ۱۲۰ کیلومتر، بخشی از مجموعه کمان ماگمایی ارومیه-دختر، در میان شهر قره‌آغاج تا تکاب در شمال باختری این کمان است. گستردگی تکاپوهای متناوب ماگمایی از پرکامبرین تا کواترنری در منطقه تکاب (بخشی از پهنه آتشفشانی تکاب-قره‌آغاج) کانه‌زایی گسترده‌ای را در این منطقه در پی داشته است و آن را به یکی از پهنه‌های متالوژونیک با امیدبخشی بالا تبدیل کرده است. بیشتر کانی‌زایی در این منطقه برخاسته از تکاپوهای ماگمایی سنوزویک و فعالیت گرمایی وابسته به آن است. این نکته نشان‌دهنده نیاز به شناخت هرچه بیشتر و بهتر



شکل ۱- راه دسترسی به کوه گورگور (شمال خاوری تکاب).

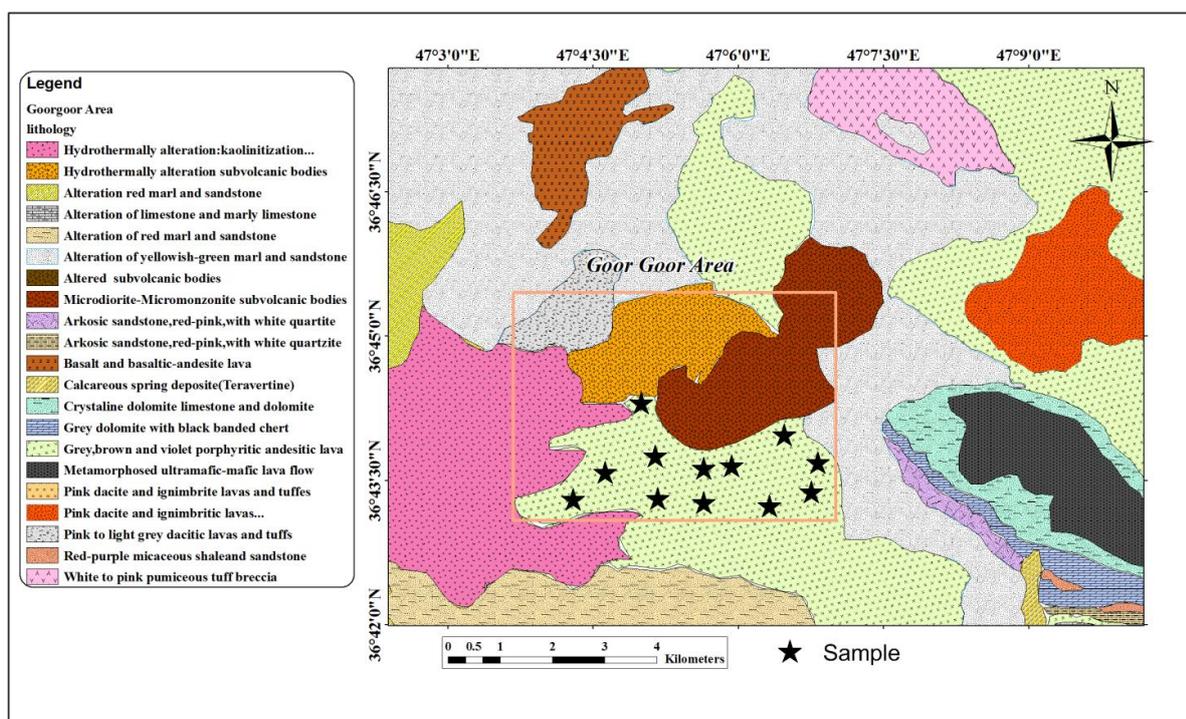


شکل ۲- نقشه ریخت‌شناسی و مدل سه‌بعدی محدوده سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور (شمال خاوری تکاب).

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

کوه گورگور از مهم‌ترین مراکز آتشفشانی- نفوذی در منطقه تکاب در پهنه ارومیه-دختر شمالی است و در محدوده میان کنسارهای طلای مشهور ایران (زرشوران و آق‌دره) جای دارد. این منطقه در جنوب روستای عربشاه تکاب و در بخش میانی پهنه آتشفشانی تکاب- قره‌آغاج (در بخش شمالی مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر) جای گرفته است. منطقه گورگور در بردارنده سنگ‌های چینه‌ای ساخته‌شده از تناوب رسوب‌های نئوژن و کواترنری همراه با سنگ‌های آذرین گوناگون است (شکل ۳). از دیدگاه ایالت‌های زمین‌ساختی ایران

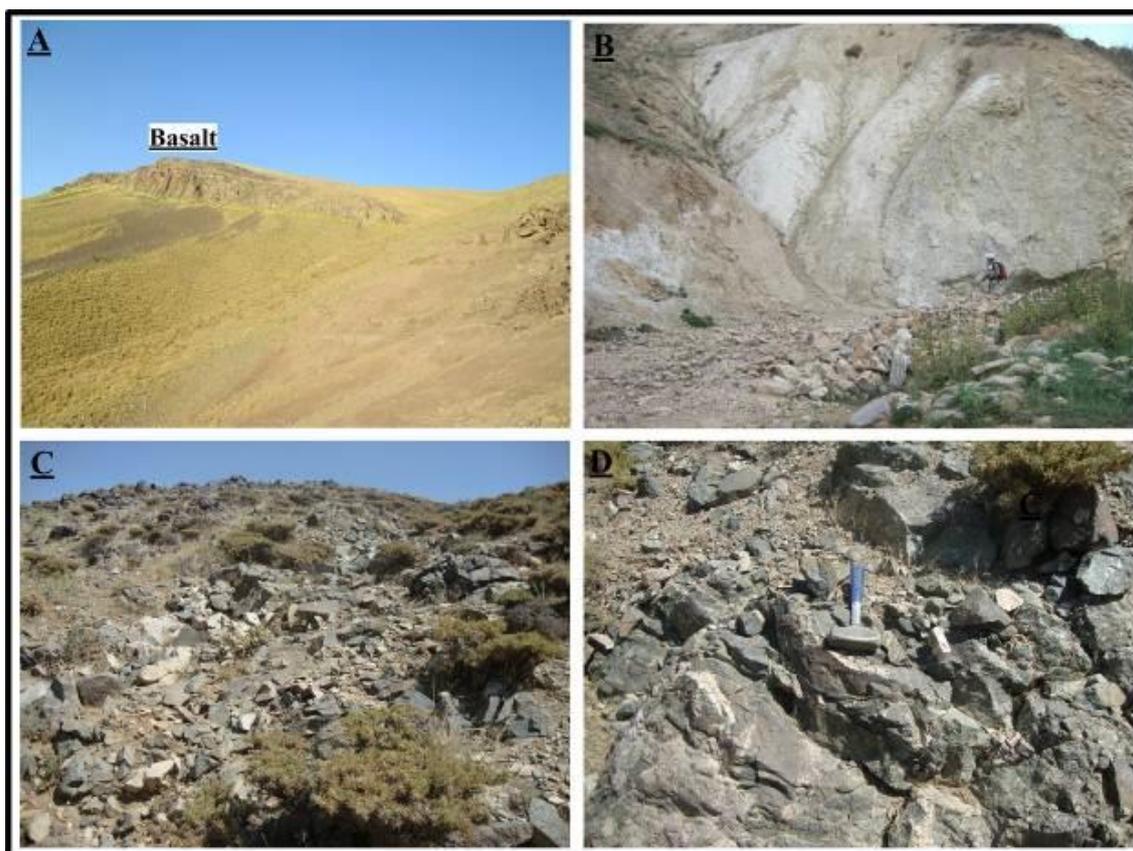
و برپایه دیدگاه Alavi (۱۹۹۱)، این منطقه بخشی از پهنه تبریز-ساوه و یا تبریز-همدان است. برپایه رده‌بندی آفانباتی (۱۳۸۴)، این منطقه در محدوده پهنه ارومیه-دختر جای دارد. برپایه شواهد چینه‌شناسی، تکاپوهای ماگمایی این ناحیه از لیگو-میوسن و با رویداد فعالیت ماگمایی اسیدی به شکل گنبد‌های آندزیتی-داسیتی و همچنین، بازالتی آغاز شده و پس از اندکی بازایستادن در پلیوسن، با جایگیری توده‌های نیمه‌آتشفشانی (ساب‌ولکانیک) تراز بالا با ترکیب میکرودیوریت و میکرومونزونیت، دوباره پی گرفته می‌شوند.



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی کوه گورگور (شمال‌خاوری تکاب) (برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت‌سلیمان در www.gsi.ir، با تغییر).

و بیشتر آنها به‌دست محلول‌های هیدروترمال دگرسان شده‌اند (شکل‌های ۴ و ۵). با توجه به بازدیدهای صحرائی و بررسی عکس‌های هوایی منطقه، دگرسانی سطح گسترده‌ای را در بخش‌های شمال‌خاوری، باختر و جنوب محدوده فراگرفته است.

سنگ‌های آتشفشانی این منطقه، گدازه‌های پورفیری با ترکیب آندزیتی تا بازالت‌آندزیتی به‌رنگ خاکستری، قهوه‌ای و بنفش هستند. دایک‌های اسیدی با ترکیب گرانودیوریتی و دیوریتی درون این سنگ‌ها نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها بخش بزرگی از محدوده را در برگرفته‌اند



شکل ۴- A تا D) سنگ‌های آتشفشانی منطقه گورگور در نماهای دور و نزدیک. در شکل B در پی دگرسانی و دایک‌های اسیدی نفوذ کرده درون سنگ‌های آندزیتی، دگرسانی کائولینیتی روی داده است (دید به‌سوی جنوب‌باختری).



شکل ۵- A) دورنمایی از گسترش دگرسانی در منطقه کوه گورگور (شمال‌خاوری تکاب) (دید به‌سوی باختر)؛ B و C) دگرسانی شدید به‌صورت کائولینیتی شدن همراه با هیدرواکسیدهای آهن و منگنز.

مقطع نازک صیقلی تهیه و برای تجزیه به روش ریزکاو الکترونی به آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی کرج فرستاده شدند. همچنین، ۴ نمونه سنگی برای تجزیه شیمیایی کل سنگ به روش‌های XRF و ICP-MS به آزمایشگاه CRPG دانشگاه نانسو فرانسه فرستاده شدند. در پایان داده‌های گردآوری شده بررسی و تحلیل شدند.

سنگ‌نگاری

برپایه بررسی‌های میکروسکوپی سنگ‌های آذرین این منطقه به دو گروه رده‌بندی می‌شود: (۱) سنگ‌های آذرین بیرونی؛ (۲) سنگ‌های آذرین درونی و نیمه‌درونی. در این پژوهش، موضوع اصلی بررسی سنگ‌های آتشفشانی منطقه است. برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های آتشفشانی برداشت‌شده از این منطقه آندزیت و بازالت آندزیتی هستند. بافت این سنگ‌ها بیشتر پورفیری با زمینه دانه‌ریز تا شیشه‌ای و گاه همراه با بافت گلومروپورفیری است. بیشتر کانی‌های سازنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین هستند.

بازالت آندزیتی

مجموعه کانی‌های سازنده این سنگ‌ها کانی روشن پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره‌ای مانند الیوین و پیروکسن هستند. کلسیت، کلریت، سریسیت و کانی‌های کدر کانی‌های فرعی هستند. از دگرسانی‌های شایع در نمونه‌ها، دگرسانی کلریتی و سریسیتی شدن است. بافت بازالت‌ها، پورفیری و گلومروپورفیری با خمیره‌ی شیشه‌ای تا ریزدانه است که نشان‌دهنده سردشدن پرشتاب این سنگ‌هاست. خمیره این سنگ که نزدیک به ۴۰ درصد حجم سنگ را در برمی‌گیرد، از پلاژیوکلاز و بلورهای کلینوپیکروکسن ساخته شده است (شکل ۶).

دگرسانی در این محدوده به دو صورت گسترش دارد:

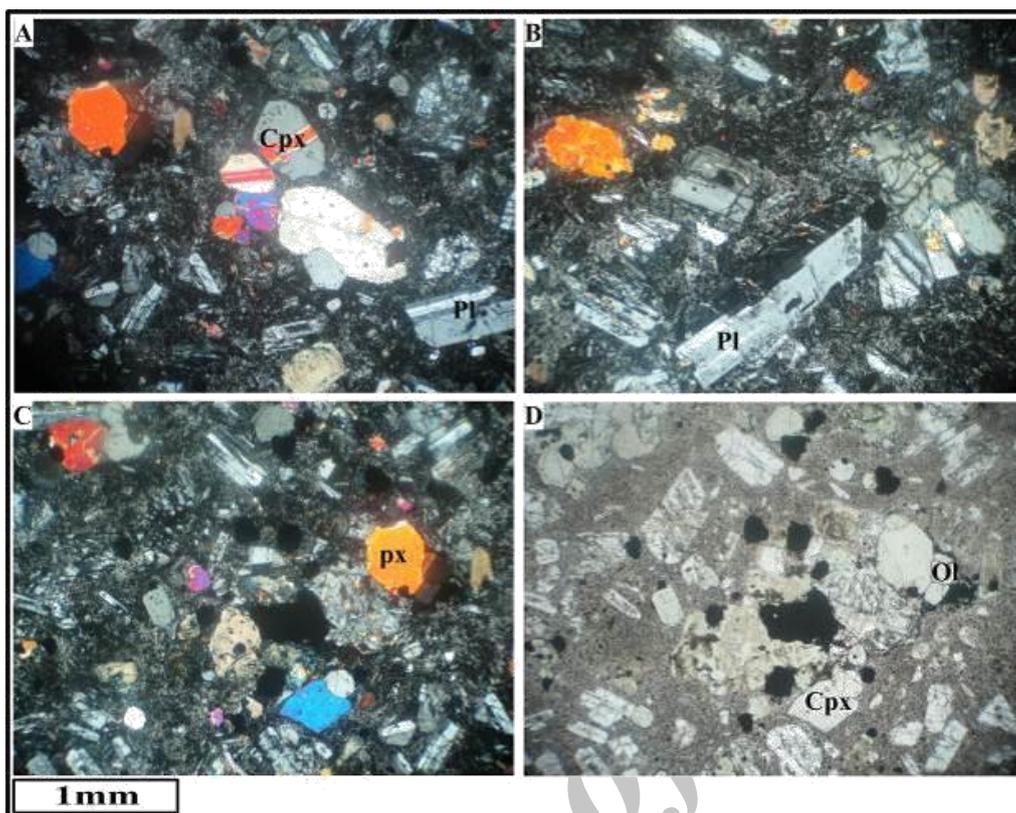
(۱) دگرسانی به صورت عدسی‌های کوچک و بزرگ در امتداد سطوح شکستگی؛

(۲) دگرسانی پیرامون رگه‌های کانه‌دار تزریق‌شده در سنگ‌های آندزیتی. بیشترین شدت دگرسانی در راستای شکستگی‌ها و پهنه‌های گسله دیده می‌شود.

به گفته دیگر، زمین‌ساخت در کنترل دگرسانی و تمرکز کانی‌سازی در منطقه نقش بسزایی داشته است. سنگ میزبان دچار فرآیندهای زمین‌ساختی شده و دارای درز و شکاف‌های فراوانی است که آغشته به کانی‌های اکسید آهن آبدار (لیمونیت و گوتیت) هستند. از مهم‌ترین دگرسانی‌ها در منطقه می‌توان دگرسانی‌های آرژیلیتی، کائولینیتی و سیلیسی همراه با اکسیدهای آهن و منگنز را نام برد.

روش انجام پژوهش

برای رسیدن به اهداف این پژوهش در منطقه گورگور، نخست به گردآوری داده‌های پیشین منطقه از مقاله‌ها، گزارش‌ها، نقشه‌های ریخت‌شناسی، نقشه‌های زمین‌شناسی و تصویرهای ماهواره‌ای پرداخته شد. سپس در تابستان ۱۳۹۳، بررسی‌های میدانی در محدوده کوه گورگور در چند نوبت انجام گرفت. برپایه بررسی‌های اولیه جغرافیای منطقه، پی‌جویی محدوده برای آشنایی با شرایط زمین‌شناسی و کانی‌سازی، ترسیم شبکه نمونه‌برداری سیستماتیک در راستای روند پیمایش صحرائی و برداشت نمونه‌های سنگی مورد نیاز دنبال شد. برای شناسایی مجموعه سنگ‌های آتشفشانی که در منطقه کوه گورگور رخنمون دارند، پس از بررسی‌های میدانی، از میان نمونه‌های برداشت‌شده ۶۰ مقطع نازک تهیه و با توجه به آن، بررسی سنگ‌ها و کانی‌های سازنده انجام شد. سپس نمونه‌های مناسب برپایه شواهد سنگ‌نگاری برگزیده شدند. برای تجزیه‌های شیمیایی و بررسی‌های شیمی کانی‌ها، ۶



شکل ۶- تصویرهای میکروسکوپی از بازالت‌اندزیتی کوه گورگور (شمال‌خاوری تکاب). (A) تجمع بلورهای پیروکسن به صورت خوشه‌ای همراه با کانی پلاژیوکلاز در زمینه پورفیری (در نور XPL یا Cross Polarized Light); (B) بلور پلاژیوکلاز با بافت اینترسرتال در زمینه میکرولیتی تا ریز بلور (در نور XPL); (C و D) بافت گلومروپورفیری ساخته شده از کانی‌های فرومنیزین الیوین و پیروکسن در زمینه ریز بلور تا شیشه‌ای (C در نور XPL؛ D در نور PPL یا Plane Polarized Light).

بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، با اندازه $0/2$ تا $1/5$ میلیمتر و دارای زونینگ هستند. ماکل شاخص پلی‌سینتتیک در مقاطع دیده می‌شود. همچنین، پلاژیوکلاز فراوان‌ترین سازنده خمیره این سنگ‌هاست. گردهم‌آمدن درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با دیگر فنوکریست‌ها گاه بافت گلومروپورفیریتیک را پدید می‌آورد.

الیوین: در بازالت‌های منطقه، الیوین‌ها دانه‌متوسط تا ریز و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و نزدیک به ۵ درصد فنوکریست‌ها را دربر می‌گیرند. اندازه آنها $0/2$ تا $0/7$ میلیمتر است.

کلینوپیروکسن: دومین کانی تیره‌رنگ اصلی در سنگ‌های بازالتی بلورهای نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار کلینوپیروکسن هستند. پیروکسن‌ها

زمینه این سنگ‌ها بیشتر از پلاژیوکلاز، همراه با بلورهای ریز پیروکسن و الیوین، ساخته شده است. کانی‌های کدر نیز در زمینه پراکنده هستند. بافت اینترگرانولار در پی همراهی بلورهای ریز پیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه دیده می‌شود. در این نمونه‌ها کانی‌های کدر نیز به مقدار فراوان در زمینه دیده می‌شوند. همان‌گونه که گفته شد، بافت اصلی این نمونه‌ها پورفیری است؛ اما در پی انباشته شدن فنوکریست‌ها بافت گلومروپورفیری نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود.

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز کانی اصلی است و نزدیک به ۶۵-۷۰ درصد حجمی سنگ را دربر می‌گیرد. برپایه زاویه خاموشی، این پلاژیوکلازها در گستره بیتونیت-لابرادور جای می‌گیرند. بیشتر

کانی فرعی این سنگ‌ها هستند که کمتر از ۵ درصد حجمی سنگ را می‌سازند.

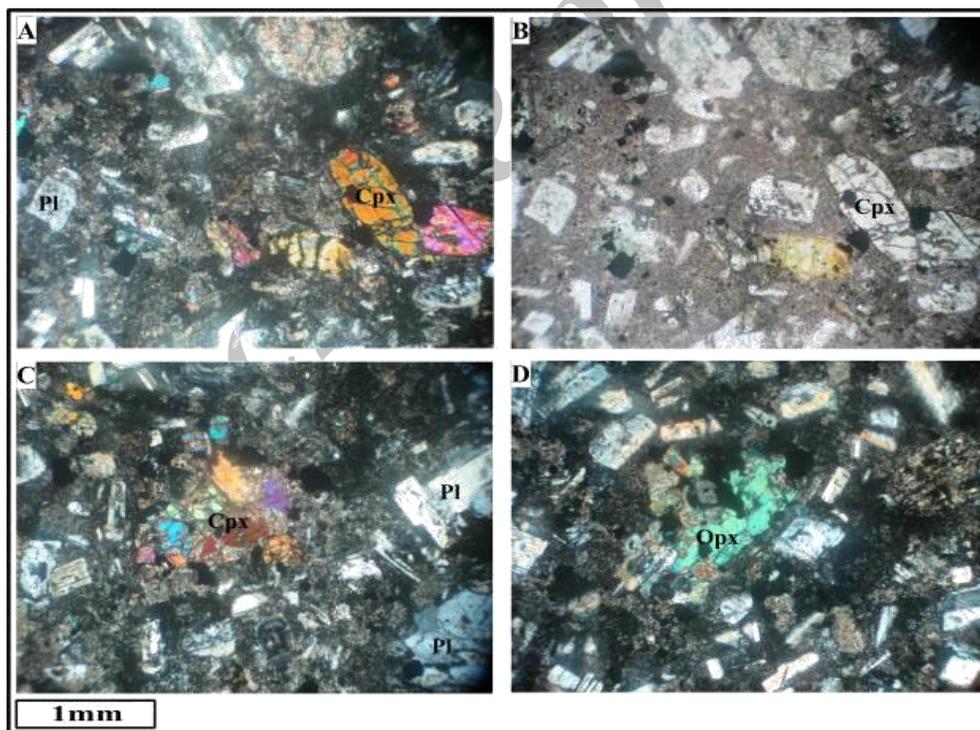
کانی‌های دگرسانی: کلسیت، سربیسیت و کلریت، کانی‌های پدیدآمده از دگرسانی بازالت‌های منطقه هستند.

آندزیت

بافت سنگ‌های آندزیتی بیشتر پورفیری با زمینه شیشه‌ای، گلومروپورفیری و اینترگرانولار است. فنوکریست‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز و کمی کلینوپیروکسن هستند. پلاژیوکلازها آندزین تا لابرادوریت بوده و دارای ماکل‌های آلبیتی و کارلسباد هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی آشکاری هستند (شکل ۷).

به‌صورت کلینوپیروکسن‌های درشت تا دانه‌ریز، در اندازه نزدیک به ۰/۱۵ تا ۱ میلی‌متر دیده می‌شوند و ۵ تا ۱۰ درصد از فراوانی فنوکریست‌های سنگ هستند. این بلورها در برابر بلورهای دیگر دگرسانی و تجزیه کمتری را نشان می‌دهند؛ اما گاه دارای خوردگی هستند. رنگ آنها خاکستری تا خاکستری مایل به زرد است. بیشتر به‌صورت شکل‌دار و کمی از آنها نیز به‌صورت بی‌شکل هستند. کلینوپیروکسن‌ها نیز دگرسان شده و کلریت ساخته‌اند. در برخی بلورهای آنها ماکل نواری دیده می‌شود. انباشته‌شدن بلورهای کلینوپیروکسن بافت گلومروپورفیریتیک را پدید آورده است.

کانی‌های فرعی: کانی‌های کدر آشکارترین



شکل ۷- تصویرهای میکروسکوپی از آندزیت کوه گورگور (شمال‌خاوری تکاب). (A) انباشته‌شدن بلورهای پیروکسن همراه با کانی پلاژیوکلاز در زمینه سربیسیتی شده با بافت پورفیری (در نور XPL)؛ (B) انباشته‌شدن بلورهای پیروکسن همراه با کانی پلاژیوکلاز در زمینه سربیسیتی شده با بافت پورفیری (در نور PPL)؛ (C) بافت گلومروپورفیری ساخته‌شده از کانی کلینوپیروکسن در زمینه ریز بلور تا شیشه‌ای (در نور PPL)؛ (D) بلور ارتوپیروکسن و کانی کدر در زمینه دارای سربیسیت و کلسیت پدیدآمده در پی دگرسانی سنگ (در نور PPL). نام‌های اختصاری از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده است (Pl: Plagioclase; Opx: Orthopyroxene; Amp: Amphibole; Cal: Calcite).

پیروکسن‌های این سنگ‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند. این کانی‌ها از مهم‌ترین کانی‌های سنگ‌های آذرین است و با بررسی ترکیب شیمیایی و محاسبه فرمول ساختاری آنها می‌توان دانسته‌های بسیار مهمی درباره سنگ در برگیرنده آنها به دست آورد (Leterrier *et al.*, 1982).

برپایه رده‌بندی Morimoto و همکاران (۱۹۸۸) و Morimoto (۱۹۸۹)، پیروکسن‌ها در چهار گروه جای می‌گیرند: (۱) پیروکسن‌های Quad (Ca-Mg-Fe)؛ (۲) پیروکسن‌های Na-Ca؛ (۳) پیروکسن‌های Na؛ (۴) پیروکسن‌های دیگر. در نمودار Q-J ($Q=Ca+Mg+Fe^{II}$ و $J=2Na$)، کلینوپيروکسن‌های منطقه در جایگاه کمابیش نزدیک به Quad هستند. برپایه جایگیری پیروکسن‌ها در این محدوده و همچنین، با بهره‌گیری از نمودار Wo-En-Fs، کلینوپيروکسن‌های موجود در منطقه دیوپسید و اوژیت هستند (شکل ۸-A).

از سوی دیگر، مقدار و نوع Al در ساختار کلینوپيروکسن‌ها از فشار پیروی می‌کند. چگونگی جایگیری و پراکندگی نمونه‌ها در نمودار Al^{IV} در برابر Al^{VI} نشانه آن است که این کلینوپيروکسن‌ها در ژرفای متوسط تا کم پدید آمده‌اند و می‌تواند نشان‌دهنده تبلور آنها در هنگام بالآمدن باشد (شکل ۹-A). برای ارزیابی فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده سنگ‌های سازنده، نمودار $Na+Al^{IV}$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ به کار برده می‌شود (Schweitzer *et al.*, 1979). برپایه این نمودار می‌توان گفت شرایط محیطی پیدایش این سنگ‌ها دارای فوگاسیته متغیری از اکسیژن بوده است. در این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در محدوده

پلاژیوکلاز: بیشتر آنها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و دارای اندازه ۰/۲ تا ۲/۵ میلی‌متر هستند و ۷۵ تا ۸۵ درصد حجم فنوکریست‌ها را می‌سازند. دامنه ترکیب آنها با توجه به زاویه خاموشی به دست آمده (۳۰-۵۰) آندزین تا لابرادوریت است. از بافت‌های کانیایی این کانی می‌توان بافت پورفیری با زمینه دانه‌ریز تا شیشه‌ای و بافت گلومروپورفیری را نام برد. دگرسانی دیده‌شده در این کانی‌ها بیشتر به صورت سریسیتی و کربناتی شدن است.

پیروکسن: پیروکسن‌ها نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و بیشتر کلینوپيروکسن هستند. اندازه‌ای نزدیک به ۰/۲ تا بیشینه ۱ میلی‌متر دارند و ۱۵ تا ۲۰ درصد حجم فنوکریست‌ها را می‌سازند. دگرسانی معمول این کانی‌ها دگرسانی کلریتی و اورالیتی شدن است.

کانی‌های فرعی: کانی‌های کدر آشکارترین کانی فرعی دیده‌شده هستند.

کانی‌های دگرسانی: کلسیت، سریسیت و کلریت، کانی‌های پدیدآمده در پی دگرسانی هستند.

شیمی کانی‌ها

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی، از نمونه‌های سنگی مناسب مقطع نازک-صیقلی ساخته شد. سپس ۲۶ نقطه کلینوپيروکسن و ۱۵ نقطه پلاژیوکلاز از نمونه‌های منطقه با دستگاه ریزکاو الکترونی Cameca SX 100 (ساخت فرانسه)، با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵kV و جریان ۲۰nA، در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی کرج بررسی شدند.

پیروکسن: داده‌های تجزیه نقطه‌ای

فوغاسیته بالای اکسیژن جای گرفته‌اند (شکل ۹- B). در ترکیب پیروکسن‌ها عنصر Fe^{3+} در جایگاه اکتاهداری به جای عناصر سه ظرفیتی (مانند Al^{VI} ، Cr و Ti) جانشین می‌شود؛ از این رو، مقدار Al^{VI} می‌تواند مقیاسی برای Fe^{3+} شمرده شود. در نمودار

$Na+Al^{IV}$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ ، منحنی خط $Fe^{3+}=0$ خط موازنه Al^{IV} با $Al^{VI}+2Ti+Cr$ است. جایگیری نمونه در میان مرز و بالای این خط نشان‌دهنده بالابودن فوغاسیته اکسیژن در هنگام پیدایش این پیروکسن‌هاست.

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی ریزکاو الکترونی (بر پایه درصد وزنی)، فرمول ساختاری (بر پایه ۶ اتم اکسیژن) و اعضای پایانی (بر پایه درصد مولی) کانی پیروکسن در سنگ‌های منطقه کوه گورگور (شمال‌خاوری تکاب).

Sample No.	A.1	A.2	A.3	A.4	A.5	A.6	A.7	A.8	A.9	A.10	A.11	A.12	A.13
SiO ₂	53.46	52.54	52.40	52.51	53.03	53.25	52.44	52.51	52.20	53.26	50.15	51.07	50.97
TiO ₂	0.41	0.41	0.33	0.30	0.29	0.33	0.41	0.30	0.34	0.27	1.52	0.33	0.25
Al ₂ O ₃	1.55	1.63	1.33	1.29	1.31	1.28	1.57	1.26	1.47	1.14	1.49	1.08	0.90
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	9.48	8.74	9.05	9.04	9.53	9.28	9.44	9.80	9.23	9.57	10.27	9.48	9.20
MnO	0.32	0.29	0.32	0.30	0.37	0.33	0.31	0.38	0.36	0.40	0.34	0.39	0.36
MgO	15.09	15.23	14.88	14.79	15.07	14.24	14.52	14.80	15.56	15.30	14.41	15.13	14.48
CaO	20.17	20.67	20.37	20.63	21.13	21.00	21.39	20.59	20.98	20.57	21.35	21.59	22.02
Na ₂ O	0.31	0.39	0.36	0.29	0.34	0.31	0.40	0.33	0.34	0.29	0.44	0.46	0.43
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06	0.02	0.02
Total	100.79	99.91	99.05	99.15	101.07	100.04	100.72	99.98	100.50	100.80	100.03	99.55	98.63
Si	1.97	1.95	1.97	1.97	1.96	1.98	1.95	1.96	1.94	1.97	1.89	1.93	1.94
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01
Al	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.05	0.07	0.05	0.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.29	0.27	0.28	0.28	0.29	0.29	0.29	0.31	0.29	0.30	0.32	0.30	0.29
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.83	0.84	0.83	0.83	0.83	0.79	0.80	0.82	0.86	0.84	0.81	0.85	0.82
Ca	0.80	0.82	0.82	0.83	0.84	0.84	0.85	0.82	0.83	0.81	0.86	0.87	0.90
Na	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.01	4.01	4.00	4.02	3.99	4.02	4.02	4.03	4.01	4.05	4.06	4.05
Q	1.92	1.94	1.94	1.94	1.96	1.91	1.95	1.95	1.98	1.95	2.00	2.02	2.01
J	0.04	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06	0.07	0.06
Enstatite	0.43	0.44	0.44	0.43	0.44	0.41	0.43	0.43	0.46	0.44	0.44	0.46	0.44
Ferrosilite	0.16	0.12	0.14	0.14	0.13	0.16	0.12	0.14	0.10	0.14	0.10	0.07	0.08
Wollastonite	0.41	0.43	0.43	0.43	0.44	0.43	0.45	0.43	0.44	0.42	0.47	0.47	0.48
Al ^{iv}	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.01	0.05	0.04	0.07	0.03	0.09	0.09	0.07
Al ^{vi}	0.05	0.03	0.03	0.03	0.01	0.05	0.02	0.02	0.00	0.02	-0.02	-0.04	-0.03
Si+Ti	1.98	1.96	1.97	1.98	1.96	1.99	1.95	1.96	1.93	1.97	1.94	1.91	1.93
Pyroxene Type	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe
Pyroxene Name	augite	augite	augite	augite	augite	augite	diopside	augite	augite	augite	diopside	diopside	diopside

جدول ۱- ادامه.

Sample No.	A.14	A.15	A.16	A.17	A.18	A.19	A.20	A.21	A.22	A.23	A.24	A.25	A.26
SiO ₂	50.75	51.22	50.69	50.72	50.38	49.70	48.56	50.72	50.00	49.90	49.90	49.72	50.62
TiO ₂	0.39	0.38	0.24	0.37	0.61	0.58	0.60	0.48	0.31	0.22	0.41	0.40	0.34
Al ₂ O ₃	1.23	1.41	1.21	1.22	1.26	2.85	4.14	1.71	1.83	1.68	1.64	1.79	1.48
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.16	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO	9.54	9.37	8.98	8.86	8.59	7.90	6.80	8.68	9.72	9.32	9.59	9.73	9.47
MnO	0.37	0.34	0.32	0.34	0.20	0.20	0.15	0.34	0.36	0.36	0.33	0.34	0.32
MgO	14.19	14.60	14.84	15.33	15.61	15.57	15.60	15.34	14.64	14.70	14.79	14.72	14.61
CaO	21.67	21.44	21.74	21.17	21.60	21.48	22.33	20.91	21.80	22.49	22.00	21.96	21.98
Na ₂ O	0.48	0.40	0.27	0.41	0.29	0.31	0.29	0.32	0.42	0.39	0.32	0.34	0.33
K ₂ O	0.02	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.06
Total	98.64	99.20	98.29	98.45	98.57	98.60	98.66	98.54	99.09	99.08	99.00	99.01	99.22
Si	1.93	1.94	1.93	1.93	1.91	1.88	1.83	1.92	1.90	1.90	1.90	1.89	1.92
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.13	0.18	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.30	0.30	0.29	0.28	0.27	0.25	0.21	0.28	0.31	0.30	0.31	0.31	0.30
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.81	0.82	0.84	0.87	0.88	0.88	0.88	0.87	0.83	0.83	0.84	0.84	0.83
Ca	0.89	0.87	0.89	0.86	0.88	0.87	0.90	0.85	0.89	0.92	0.90	0.90	0.89
Na	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.04	4.04	4.04	4.05	4.05	4.05	4.07	4.04	4.06	4.07	4.06	4.07	4.05
Q	2.00	1.99	2.02	2.01	2.04	2.00	2.00	1.99	2.03	2.05	2.04	2.04	2.02
J	0.07	0.06	0.04	0.06	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05
Enstatite	0.43	0.44	0.45	0.47	0.47	0.48	0.49	0.46	0.45	0.45	0.45	0.45	0.44
Ferrosilite	0.09	0.10	0.08	0.07	0.06	0.05	0.01	0.09	0.06	0.05	0.06	0.06	0.08
Wollastonite	0.48	0.46	0.47	0.46	0.47	0.47	0.50	0.45	0.48	0.50	0.48	0.49	0.48
Al ^{iv}	0.08	0.07	0.08	0.09	0.09	0.13	0.18	0.08	0.12	0.13	0.12	0.13	0.10
Al ^{vi}	-0.02	-0.01	-0.03	-0.03	-0.04	0.00	0.00	-0.01	-0.04	-0.05	-0.05	-0.05	-0.03
Si+Ti	1.92	1.93	1.92	1.92	1.91	1.87	1.82	1.92	1.88	1.87	1.88	1.87	1.90
Pyroxene Type	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe	Ca-Mg-Fe
Pyroxene Name	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside	diopside

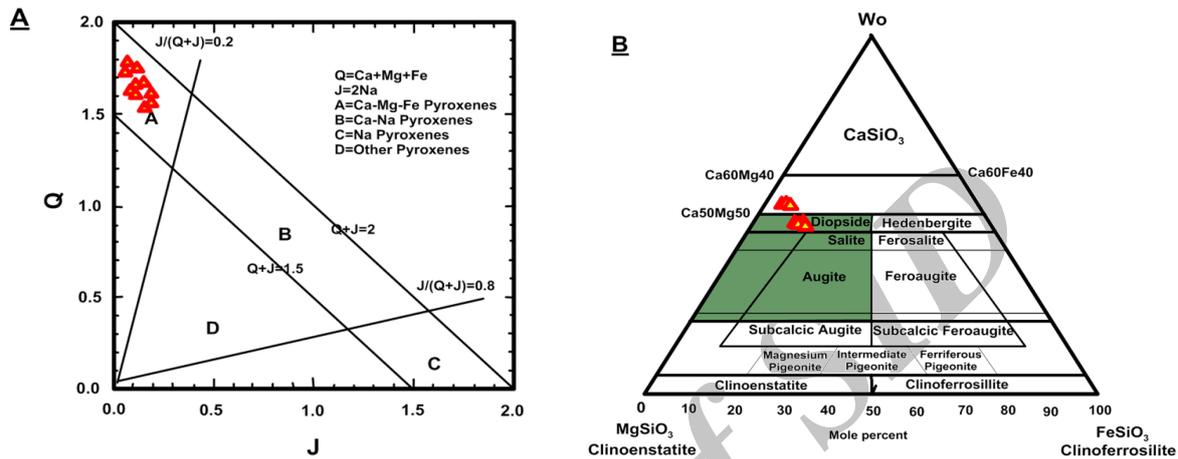
سنگ‌های آتشفشانی منطقه در محدوده ساب‌آلکان هستند (شکل ۱۰- A). در نمودار Al₂O₃ در برابر TiO₂ نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۱۰- B).

از سوی دیگر، کلینوپیروکسن‌ها از کانی‌های شاخص سنگ‌شناسی برای شناسایی پهنه‌های

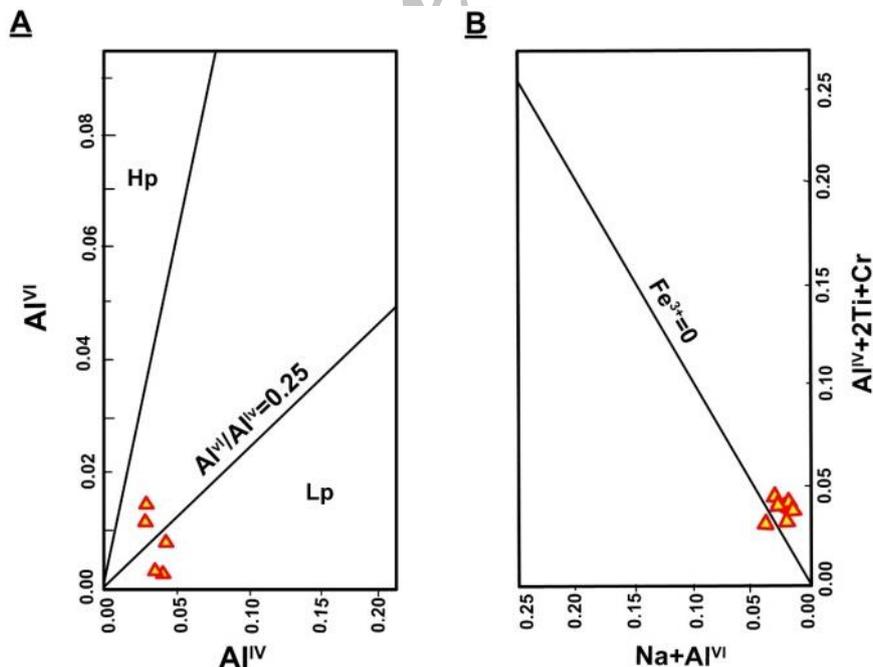
ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها از ترکیب شیمیایی و پهنه پیدایش ماگمای سازنده آنها پیروی می‌کند؛ از این رو، می‌تواند دارای اطلاعاتی درباره سری ماگمایی سازنده سنگ‌هاست. همان‌گونه که در شکل ۱۰- A دیده می‌شود، در نمودار SiO₂ در برابر Al₂O₃، کلینوپیروکسن‌های

زمین‌ساختی هستند. این کانی‌ها در برابر دگرسانی پایدار بوده و با بهره‌گیری از ترکیب آنها می‌توان نوع سری ماگمایی و نوع پهنه زمین‌ساختی ماگمای سازنده آنها را شناسایی کرد (Leterrier *et al.*, 1982). با توجه به نمودارهای F1 و F2 و نمودار TiO₂ در برابر Al₂O₃ نمونه‌های منطقه در محدوده پهنه‌های کششی درون قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۱۱).

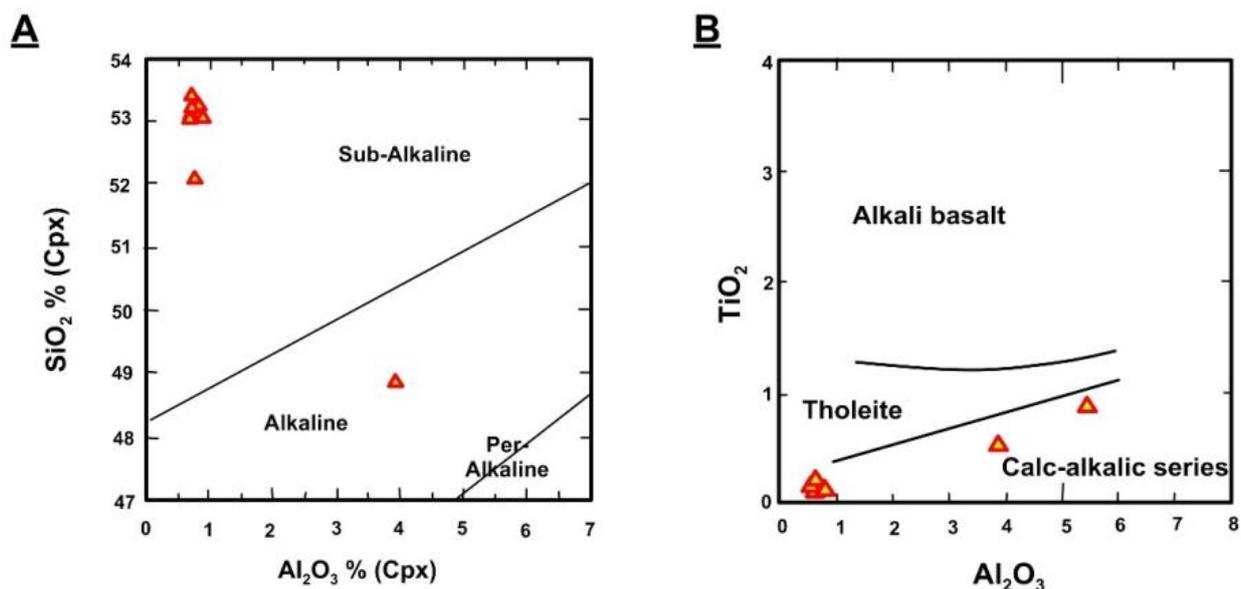
شکل ۸- A) در نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها (Morimoto *et al.*, 1988)، جایگاه پیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور (شمال‌خاوری تکاب) در محدوده Quad و پیروکسن‌های دیگر است؛ B) در نمودار رده‌بندی کلینوپیروکسن‌ها (Morimoto *et al.*, 1988)، کلینوپیروکسن‌ها در محدوده دیوپسید و اوژیت هستند.



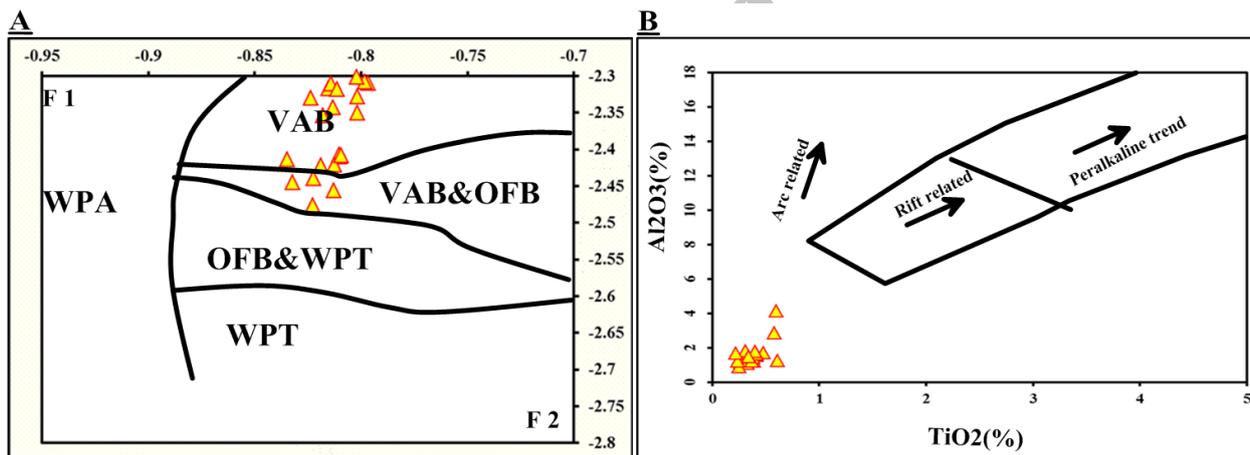
شکل ۹- A) پیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور (شمال‌خاوری تکاب) و ترسیم نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} بر پایه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها (Aoki and Shiba, 1973) نشان‌دهنده پیدایش کلینوپیروکسن‌ها در فشارهای کم تا متوسط است؛ B) نمودار Na+Al^{IV} در برابر Al^{IV}+2Ti+Cr (Schweitzer *et al.*, 1979) برای ارزیابی فوگاسیته اکسیژن در هنگام پیدایش کلینوپیروکسن.



www.SID.ir



شکل ۱۰- جایگاه، ماهیت و پهنه پیدایش کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی کوه گورگور (شمال‌خاوری تکاب) در: (A) نمودار در برابر Al_2O_3 (Nisbet and Pearce, 1977)؛ (B) نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3 (Nisbet and Pearce, 1977).



شکل ۱۱- سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور (شمال‌خاوری تکاب) در: (A) نمودار پارامتر F1 در برابر F2؛ (B) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 (کلینوپیروکسن‌ها در محدوده وابسته به کمان هستند).

$$F1 = -(0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) + (0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeOT) - (0.0026 * MnO) + (0.0087 * MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na_2O)$$

$$F2 = -(0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) + (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeOT) - (0.1435 * MnO) + (0.0029 * MgO) - (0.0085 * CaO) - (0.016 * Na_2O)$$

(جدول ۲). در بلورهای دارای منطقه‌بندی تغییرات شیمی کانی پلاژیوکلاز از آندزین تا آلبیت-الیگوکلاز است (شکل ۱۲). منطقه‌بندی به‌صورت عادی و نیز نوسانی دیده می‌شود.

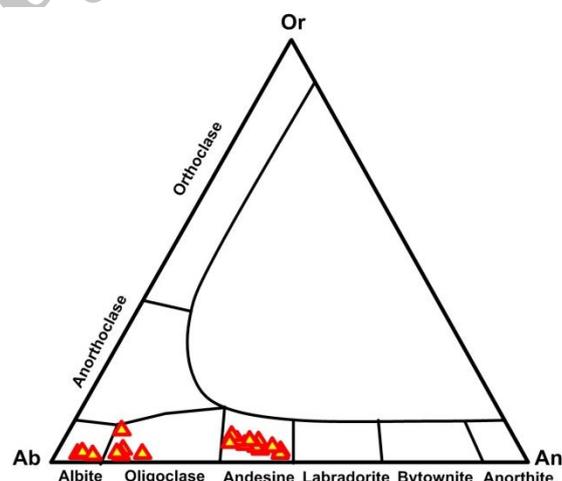
پلاژیوکلاز: در نمودار شیمیایی و رده‌بندی فلدسپارها (Deer *et al.*, 1991) و برپایه داده‌های تجزیه‌ای پلاژیوکلازها، پلاژیوکلازها در سنگ‌های آتشفشانی این منطقه در محدوده آندزین هستند

جدول ۲- فرمول ساختاری (بر پایه ۸ اتم اکسیژن) و اعضای پایانی (بر پایه درصد مولی) برای پلاژیوکلاز در سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور (شمال خاوری تکاب) بر پایه داده‌های تجزیه شیمیایی ریزکاو الکترونی.

Sample No.	Rock Type	Si	Al	Ti	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Orthose	Albite	Anorthite
AB-2-1	Andesite	2.48	1.47	0.00	0.02	0.00	0.00	0.52	0.52	0.05	4.37	47.83	47.80
AB-2-2	Andesite	2.48	1.50	0.00	0.01	0.00	0.00	0.52	0.47	0.03	2.60	46.40	51.00
AB-2-3	Andesite	2.51	1.48	0.00	0.02	0.00	0.00	0.49	0.48	0.03	3.04	48.00	48.96
AB-2-4	Andesite	2.51	1.47	0.00	0.02	0.00	0.00	0.48	0.50	0.04	3.61	49.18	47.21
AB-2-5	Andesite	2.49	1.49	0.00	0.02	0.00	0.00	0.48	0.52	0.03	2.94	50.29	46.78
AB-1-2	Basalt	2.41	1.56	0.00	0.02	0.00	0.00	0.58	0.47	0.03	2.56	43.77	53.68
AB-1-3	Basalt	2.41	1.53	0.00	0.02	0.00	0.00	0.62	0.43	0.02	1.82	40.06	58.11
AB-1-4	Basalt	2.44	1.51	0.00	0.02	0.00	0.00	0.58	0.47	0.03	2.48	43.69	53.83
AB-1-5	Basalt	2.41	1.53	0.00	0.02	0.00	0.00	0.63	0.44	0.03	2.49	40.03	57.48
AB-1-6	Basalt	2.49	1.46	0.00	0.02	0.00	0.00	0.53	0.52	0.03	3.14	48.11	48.75
AB-1-7	Basalt	2.44	1.52	0.00	0.02	0.00	0.00	0.57	0.49	0.03	2.49	45.15	52.36
AB-1-8	Basalt	2.42	1.53	0.00	0.02	0.00	0.00	0.59	0.51	0.02	2.22	45.67	52.11
AB-1-9	Basalt	2.43	1.50	0.00	0.02	0.00	0.00	0.59	0.52	0.02	2.08	45.87	52.05
AB-1-10	Basalt	2.48	1.46	0.00	0.02	0.00	0.00	0.55	0.54	0.03	2.49	48.09	49.42
AB-1-11	Basalt	2.44	1.51	0.00	0.02	0.00	0.00	0.56	0.50	0.03	2.54	46.19	51.27

شواهد سنگ‌نگاری نمی‌توان آنها را شناخت؛ از این رو، به کارگیری ترکیب شیمیایی سنگ‌ها که بیشترین شباهت را به ماگمای والد خود دارند ضروری به نظر می‌رسد (جدول ۳).

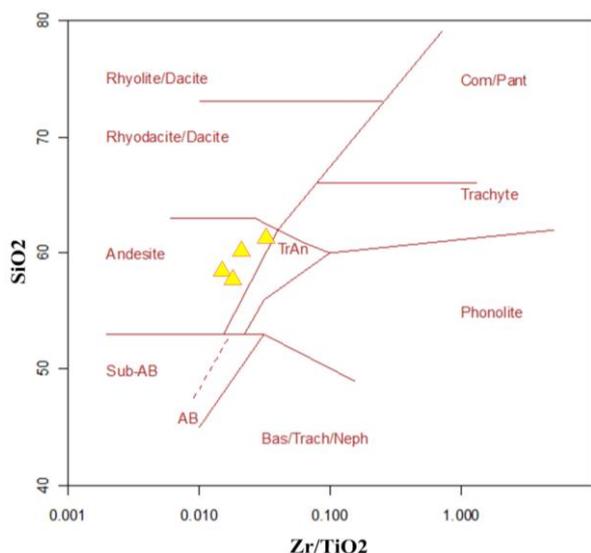
برای نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی نمودار Winchester and Floyd, (Zr/TiO₂-Nb/Y) (1977) به کار برده شد. همان‌گونه که در نمودار Zr/TiO₂ در برابر SiO₂ (شکل ۱۳) دیده می‌شود، نمونه‌های منطقه کوه گورگور (شمال خاوری تکاب) در محدوده آندزیت جای گرفته‌اند. برای شناسایی سری ماگمایی نمودارهایی پیشنهاد شده که بر پایه اکسیدهای اصلی و عناصر نامتحرک پایه‌ریزی شده‌اند. در نمودار عناصر Nb/Y در برابر SiO₂ (Pearce and Cann, 1973) نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالن هستند (شکل ۱۴ - A). بر پایه نمودار Baragar و Irvine (۱۹۷۱)، نمونه‌های ساب‌آلکالن در محدوده کالک‌آلکالن‌ها هستند (شکل ۱۵ - B).



شکل ۱۲- نمودار رده‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1991) برای سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور (شمال خاوری تکاب).

زمین‌شیمی

کاربرد شیمی عناصر اصلی برای رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌ها در سنگ‌شناسی آذرین کاربرد گسترده‌ای دارد. تبلور و انجماد ماگما در پی پدیده‌های فراوانی روی می‌دهد که تنها به کمک



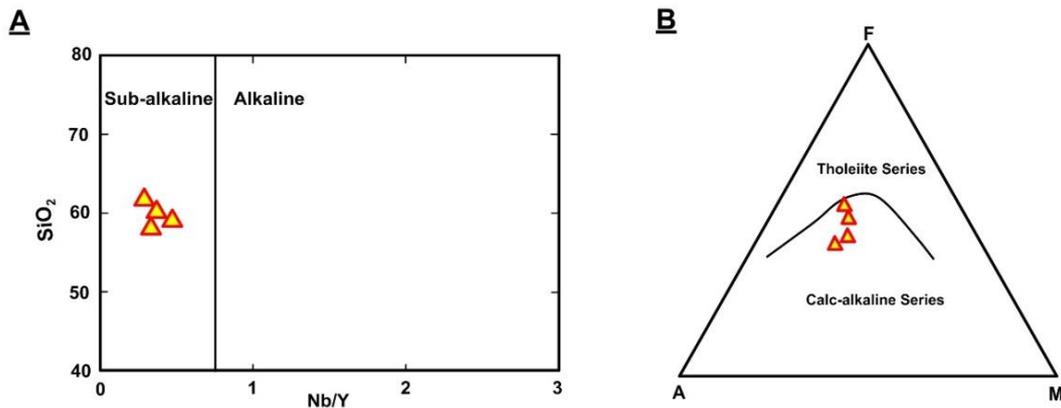
شکل ۱۳- سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور (شمال‌خاوری تکاب) در نمودار Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977).

رده‌بندی زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور:

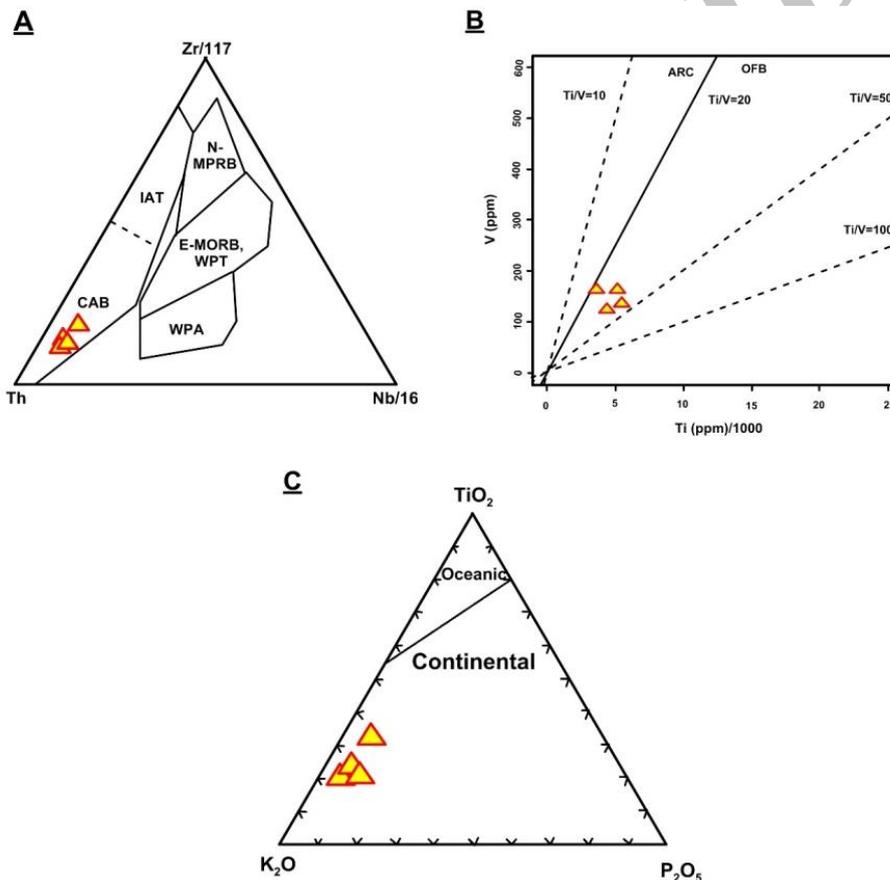
بر پایه عناصر نام‌تحرک Wood, HFS (۱۹۸۰) نمودار Ta-Hf-Th را برای شناسایی میدان‌های بازالتی پیشنهاد کرد. در این نمودار (شکل ۱۵-A)، نمونه‌ها در محدوده ترکیبی بازالت‌های کمان قاره‌ای هستند. از آنجایی که Ti-V در شرایط دگرسانی گرمایی و دگرگونی با درجه‌های متوسط تا بالا نام‌تحرک هستند، می‌توانند در نمودارهای جداکننده و شناسایی سنگ‌ها به کار روند. از این‌رو، Shervais (۱۹۸۲) نمودار دوتایی Ti-V را پیشنهاد کرد و از آن برای شناسایی توله‌ایت‌های کمان آتشفشانی، MORB و آلکالی‌بازالت‌ها بهره گرفت. در این نمودار داده‌های به‌دست‌آمده از نمونه‌های کوه گورگور در محدوده کمان‌های قاره‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۱۵-B). در نمودار (Pearce et al., 1975) که برای شناسایی پهنه قاره‌ای از اقیانوسی است، نمونه‌های کوه گورگور در محدوده کمان‌های قاره‌ای هستند (شکل ۱۵-C).

جدول ۳- داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور (شمال‌خاوری تکاب) به روش XRF و ICP-MS.

Sample No.	AN.1	AN.2	AN.3	AN.4
SiO ₂	57.89	60.33	61.15	58.7
TiO ₂	0.75	0.71	0.55	0.89
Al ₂ O ₃	16	16.23	17.87	18.64
Fe ₂ O ₃ *	7.11	6.42	6.31	6.84
MnO	0.11	0.11	0.05	0.09
MgO	3.56	3.06	2.61	1.79
CaO	6.75	5.86	5.34	4.63
Na ₂ O	3.22	3.27	2.29	1.9
K ₂ O	2.31	2.6	1.65	1.68
P ₂ O ₅	0.13	0.13	0.17	0.19
L.O.I.	1.82	1.85	1.75	4.74
Total	99.63	100.56	99.74	100.09
As	3.017	3.713	9	6
Ba	353.8	410.5	386	661
Be	1.221	1.366	<5	<5
Bi	0.317	0.122	0.1	<0.1
Cd	0.175	0.148	<0.2	<0.2
Ce	37.68	42.23	42.1	44.4
Co	71.11	30.47	31.2	13.9
Cr	52.97	34.24	47	<10
Cs	1.364	1.562	1.7	9
Cu	19.46	18.25	59	41
Dy	4.28	4.408	4.9	5.12
Er	2.583	2.619	3.02	3.13
Eu	0.993	1.004	1.19	1.01
Ga	17.17	17.37	17	18
Gd	3.949	4.04	4.67	5.99
Ge	1.574	1.4		
Hf	2.008	3.053	6	4
Ho	0.935	0.957	1.02	0.98
In	<L.D.	<L.D.	<0.2	<0.2
La	18.9	21.19	20.7	22.2
Lu	0.403	0.421	0.44	0.36
Mo	1.862	1.507	5	6
Nb	8.977	9.938	9	11
Nd	17.63	19.16	18.8	20.6
Ni	12.58	8.903	9	<5
Pb	9.7909	13.5831	22	34
Pr	4.554	5.032	5.24	5.42
Rb	74.34	87.88	78.1	62
Sc	25.35	21.11	1.4	2.7
Sb	0.393	0.402	11	12
Sm	4.029	4.225	4.1	4.7
Sn	2.262	2.454	7	2
Sr	191.2	197.2	207	198
Ta	2.283	2.187	1.3	0.6
Tb	0.645	0.675	0.7	0.87
Th	7.798	9.213	6.9	7.7
Tm	0.385	0.401		
U	2.505	2.918	2.62	2.96
V	160.3	133.2	165	137
W	4259	2903	2223	543
Y	25.51	26.13	27.4	24.7
Yb	2.648	2.714	3.8	2.4
Zn	76.59	93.03	71	118
Zr	135.4	149.3	191	135



شکل ۱۴- شناسایی سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور (شمال خاوری تکاب) در: (A) نمودار (Winchester and Floyd, 1977)؛ (B) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971).



شکل ۱۵- شناسایی پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور (شمال خاوری تکاب) در: (A) نمودار Wood (1980)؛ (B) نمودار رده‌بندی Shervais (1982)؛ (C) نمودار Pearce و همکاران (1975).

ترسیم شوند. با این نمودارها می‌توان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه در پی فرایندهای ذوب‌بخشی یا جدایش بلوری شناسایی کرد. این نمودارها به تعبیری نمودارهای گسترده‌تری از

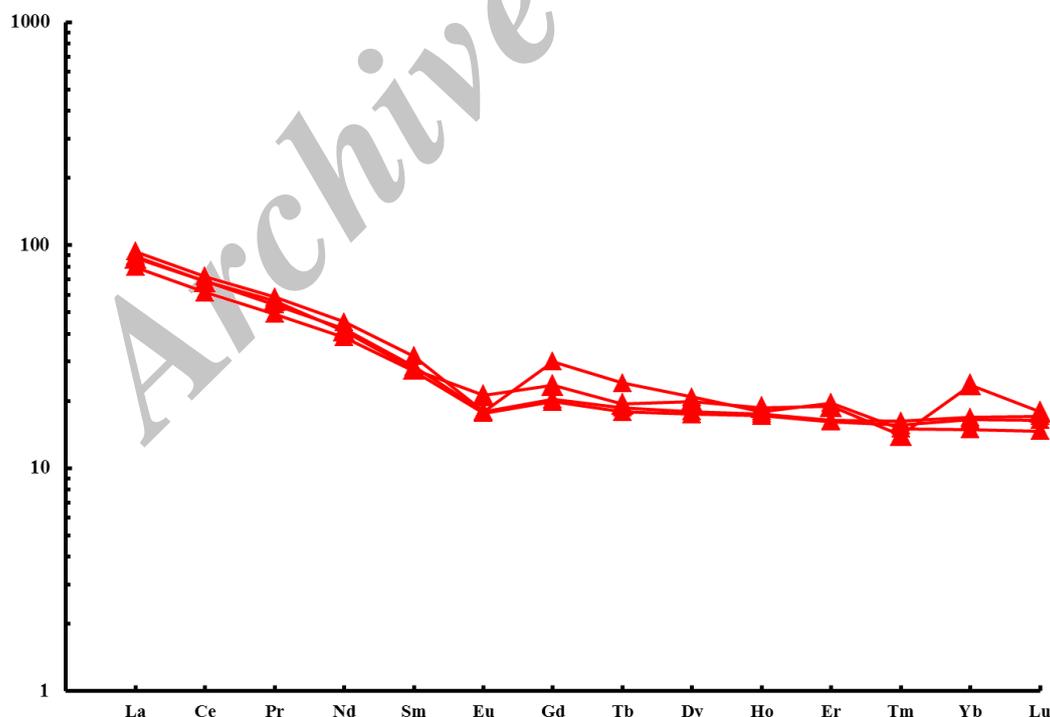
نمودارهای عناصر کمیاب و چند عنصری:

نمودارهای عنکبوتی ممکن است تنها برپایه عناصر خاکی نادر (REE) و یا برپایه عناصر خاکی نادر به‌همراه برخی از عناصر ناسازگار دیگر (نمودارهای چندعنصری)

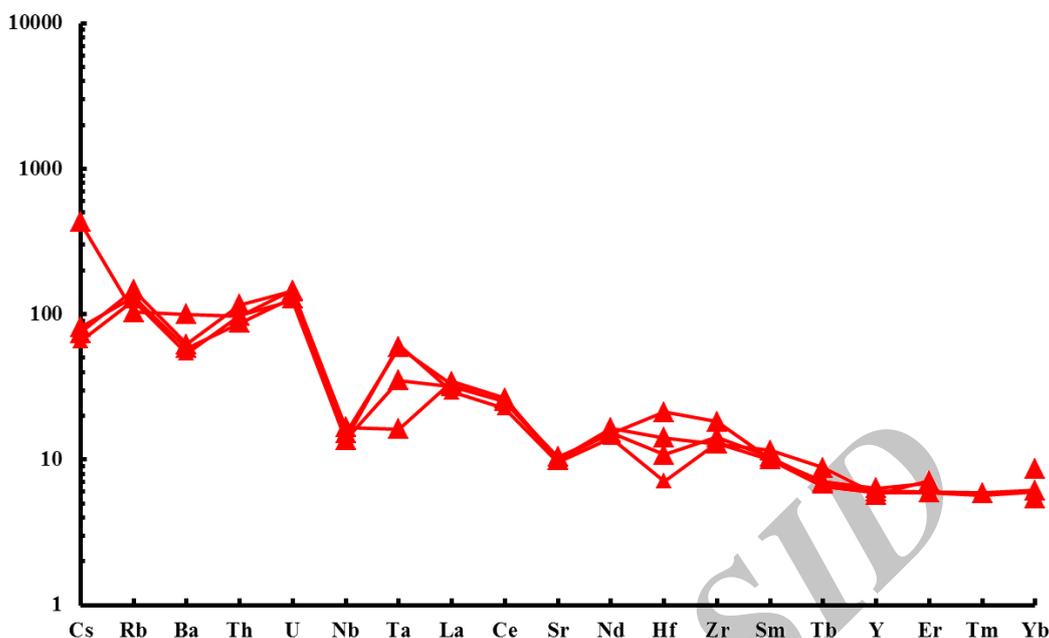
عناصر در این نمودار نشان‌دهنده هم‌خاستگاه بودن سنگ‌های منطقه است.

در بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه، میانگین ترکیب گوشته اولیه پیشنهادی Sun و McDonough (۱۹۸۹) به کار گرفته شد (شکل ۱۷). در این نمودار عناصر Nb، Ba، Ti و تا اندازه‌ای Eu تهی‌شدگی و عناصر Cs، Th، U، K، Zr غنی‌شدگی نشان می‌دهند. از بی‌هنجاری‌های آشکار در نمودار عنکبوتی بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه، تهی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر Nb، Ti و P است. در این نمودار آنومالی منفی عناصر Ba، Nb و Ti به خوبی دیده می‌شود. تهی‌شدگی عنصر Sr در پی جانشینی آن با Ca و K در فلدسپارهاست. غنی‌شدگی عناصر LREE می‌تواند به غنی‌شدگی این عنصرها در رسوب‌های پوسته اقیانوسی و یا مشارکت عناصر پوسته‌ای بستگی داشته باشد.

نمودارهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت هستند که در آنها عناصر کمیاب و نادر دیگر نیز به نمودار معمول REE افزوده می‌شوند. این نمودارها برای داشتن چارچوب مرجعی که بتوان فراوانی عناصر را با آنها مقایسه کرد پدید آمده‌اند. Sun (۱۹۸۰)، Wood (۱۹۸۰) و Thompson (۱۹۸۲) این نمودارها را کامل‌تر کردند. برای بهنجارسازی عناصر REE نمونه‌های سنگی، روش بهنجارسازی در برابر ترکیب کندریت (Sun and Nakamura, 1974; McDonough, 1995) را می‌توان به کار برد. در نمودار بهنجار شده به ترکیب میانگین کندریت پیشنهادی Sun و McDonough (۱۹۹۵)، الگوی نمونه‌ها از LREE به HREE روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۱۶). این پدیده نشان‌دهنده آن است که عناصر خاکی کمیاب سبک در برابر عناصر خاکی کمیاب سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. یکنواخت بودن روند الگوی



شکل ۱۶- الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب در برابر ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1995). تغییر هم‌شیب نمونه‌ها نشان‌دهنده خاستگاهی با ترکیب همسان برای سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور (شمال‌خاوری تکاب) است



شکل ۱۷- نمودار عنکبوتی سنگ‌های منطقه در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور (شمال خاوری تکاب).

بحث

قاره‌ای جای می‌گیرند. با توجه به نمودارهای چند عنصری پیشنهادشده و برپایه هماهنگی پراکندگی عناصر REE و عناصر ناسازگار وابستگی زایشی این سنگ‌ها به یکدیگر آشکار است. افزون بر این، در نمودار چندعنصری به‌هنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه Sun و McDonough (۱۹۸۹)، غنی‌شدگی LILE همراه با تهی‌شدگی Nb، Ta و Ti در نمونه‌های آتشفشانی کوه گورگور نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای وابسته به پهنه‌های فرورانش است (Dostal *et al.*, 2001). تهی‌شدگی عنصر Sr پیامد جان‌نشینی آن با Ca و K در فلدسپارهاست. آنومالی کمابیش منفی P پیامد فاز فرعی آپاتیت است و کانیهای تیتانیم‌دار (مانند اسفن) آنومالی منفی Ti را در پی داشته‌اند (Wilson, 1989). آنومالی منفی تیتانیم بیشتر به پهنه‌های وابسته به فرورانش نسبت داده شده است. با افزوده شدن Ti به ساختمان کانی‌هایی مانند تیتانومگنتیت در مراحل نخستین جدایش بلورین (تفریق)، این آنومالی پدید می‌آید. همان‌گونه که در شکل ۱۵ دیده می‌شود، عناصر

پیچیدگی فعالیت ماگمایی در بخش‌های گوناگون مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر، پیشنهادهای گوناگونی درباره پیدایش این سنگ‌ها را در پی داشته است. از میان آنها، فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران پذیرفتنی‌تر است. بررسی انجام‌شده در کوه گورگور در مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر نیز نشان‌دهنده این مهم است که فعالیت ماگمایی در این منطقه به پیروی از فعالیت ماگمایی گسترده مجموعه ارومیه-دختر در بازه زمانی سنوزویک و در پی فرورانش اقیانوسی روی داده است. سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارای ترکیب آندزیتی تا بازالت‌آندزیتی بوده و کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین سازنده اصلی این سنگ‌ها هستند. ترکیب پیروکسن‌ها دیوپسید و اوژیت بوده و از دیدگاه ژرفای پیدایش، در پهنه‌هایی با ژرفای متوسط تا کم پدید آمده است. سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور از دیدگاه سری ماگمایی کالک‌آلکان بوده و آن‌چنان که گفته شد در پهنه زمین‌ساختی وابسته به کمان‌های

است. سنگ‌های آتشفشانی بازالتی - آندزیتی بخش بزرگی از محدوده را در بر گرفته و بیشتر آنها با محلول‌های هیدروترمال دگرسان شده‌اند. بافت آنها بیشتر پورفیری، با زمینه دانه‌ریز و گاه بافت گلومروپورفیری است. مجموعه کانی‌های سازنده این سنگ‌ها شامل کانی روشن پلاژیوکلاز و کانی‌های تیره‌ای مانند الیون و پیروکسن هستند. کلسیت، کلریت، سریسیت و کانی‌های کدر به‌صورت فرعی شناسایی شدند. برپایه بررسی‌های شیمی کانی‌ها، کلینوپیروکسن‌ها دیوپسید - اوژیت هستند. همچنین، کلینوپیروکسن‌ها سرشت کالک‌آلکان دارند و در ژرفای متوسط تا کم و در هنگام بالآمدن ماگما پدید آمده‌اند. پلاژیوکلازها نیز در دو محدوده ترکیبی آندزین و آلبیت - الیگوکلاز جای گرفته و دارای منطقه‌بندی نوسانی و عادی هستند. سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور دارای سرشت کالک‌آلکان بوده و در نمودارهای شناسایی خاستگاه زمین‌ساختی در پهنه زمین‌ساختی وابسته به کمان قاره‌ای جای گرفته‌اند. غنی‌شدگی LILE همراه با تهی‌شدگی Nb، Ta و Ti در نمونه‌های آتشفشانی کوه گورگور می‌تواند نشانه خاستگاه گوشته‌ای وابسته به پهنه‌های فرورانش باشد. در سنگ‌های این منطقه عناصر Pb، K، Th و U غنی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند پیامد مشارکت بخش‌های گوشته‌ای یا آرایش ماگمایی در هنگام پیدایش آنها باشد. از یک‌سو شواهد ناحیه‌ای و جایگیری این منطقه در مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر و از سوی دیگر، شواهد زمین‌شیمیایی گفته‌شده، همگی نشان‌دهنده محیط پیدایش وابسته به پهنه‌های فرورانش (فرورانش اقیانوس نئوتتیس) برای سنگ‌های آتشفشانی کوه گورگور هستند. از این‌رو، این سنگ‌های آتشفشانی در پی ماگماتیسیم گسترده سنوزویک پدید آمده‌اند.

LILE (مانند: Rb، K و Th) و عناصر LREE (مانند: La، Ce، Nd، Sm، Zr، Hf، Nb) HFSE (مانند: Yb و Y، غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عناصر LREEs و تهی‌شدگی از HFSE می‌تواند نشان‌دهنده فعالیت ماگمایی کمان‌های آتشفشانی باشد. نسبت Nb/Th (۱/۱۵ تا ۱/۴۲) در این نمونه‌ها نزدیک به نسبت‌هایی است که Sun (۱۹۸۰) برای کمان‌های آتشفشانی گزارش کرده است. از سوی دیگر، برپایه نسبت Zr/Nb نیز می‌توان پهنه‌های فرورانش و کوهزایی را از پهنه‌های غیرکوهزایی جدا کرد. بدین‌گونه که اگر نسبت Zr/Nb در سنگ‌ها بزرگ‌تر از ۱۰ باشند نشان‌دهنده ماگماتیسیم وابسته به خاستگاه تغییر یافته در هنگام فرورانش است؛ اما اگر این نسبت کوچک‌تر از ۱۰ باشد نشان‌دهنده خاستگاه غیرکوهزایی است (Sommer *et al.*, 2005). این نسبت در سنگ‌های منطقه دارای محدوده ۱۲ تا ۲۱ است. نسبت Ba/La نیز شاخص شناسایی پهنه پیدایش است. این نسبت برای NMORB برابر ۴-۱۰، برای EMORB و بیشتر بازالت‌های درون‌صفحه‌ای برابر ۱۵-۱۰ و برای سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحه‌های همگرا بیش از ۱۵ است (Gill, 1981). مقدار نسبت گفته‌شده در کمان‌های آتشفشانی بیشتر از پهنه‌های کششی و پهنه‌های پشت‌کمان است (Gill, 1981). در سنگ‌های آتشفشانی این منطقه این نسبت در محدوده ۱۸ تا ۲۹ است و نشانه وابستگی ماگماتیسیم منطقه به پهنه‌های کمانی است.

نتیجه‌گیری

کوه گورگور از مهم‌ترین مراکز آتشفشانی - نفوذی در منطقه تکاب است که در محدوده میان کانسارهای طلای به‌نام ایران (مانند: زرشوران و آق‌دره) جای گرفته

منابع

- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnant in the northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 103(8): 983-992.
- Alavi, M. (2007) Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science* 307: 1064-1095.
- Aoki, K., Shiba, I. (1973) Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos* 6(1): 41-51.
- Berberian, F., Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution* (Eds. Gupta, H. K. and Delany, F. M.) *Geodynamics Series* 3: 5-32. American Geophysical Union.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M. (1982) Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of Geological Society of London* 139: 605-614.
- Daliran, D. (2007) the carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran hydrothermal alteration and mineralization. *Mineralium Deposita* 43(4): 383-404.
- Deer W. A., Howie R. A. and Zussman J. (1991) *An introduction to the Rock forming minerals*. Longman, London, UK.
- Dostal, J., Church, B. N., Reynolds, P. H. and Hopkinson, L. (2001) Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia: transition from arc to extensional volcanism. *Journal of Volcanology and Geothermal research* 107(1):149-170.
- Ghorbani, M. (2013) *The Economic Geology of Iran (Mineral Deposits and Natural Resources)*. Springer, Netherlands.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, Germany.
- 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.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 139-154.
- Mehrabi, B., Yardley, B. W. D. and Cann, J. R. (1999) Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita* 34(7): 673-696.
- Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist* 27: 143-156.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxene. *Mineralogical Magazine* 52: 535-555.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38(5):757-775.
- Nisbet, E. G. and Pearce, J. A. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63(2): 149-160.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks and determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19(2): 290-300.
- Pearce, T. H., Gorman, B. E. and Birkett, T. C. (1975) The $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 24(3): 419-426.

- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist* 64: 501-513.
- Shervais, J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters* 59(1): 101-118.
- Sommer, C. A., de-Lima, E. F., Stoll Nardi, L. V., Graciano Figueiredo, A. M. and Pierosan, F. (2005) Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 18(3): 237-254.
- Sun, S. S. (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A* 297: 409-445.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications 42: 313-345. Geological Society, London.
- Thompson, R. N. (1982) British tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18:49-107.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, UK.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element. *Chemistry Geological* 20(4): 325-343.
- 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* 50(1): 11-30.

Archive of SID

Archive of SID