

## **Petrography, geochemistry and mineral chemistry of the Almogholagh intrusive rocks (Hamedan, Iran): Evidences for their shallow-level emplacement**

**Hossein Shahbazi \*, Amin Bahmanpour, Mohammad Nour Mohammadi  
Ali Dehdar, Farhad Aliani, Ashraf Tourkian and Leyli Izadi Kilan**  
Department of Geology, Faculty of sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

### **Abstract**

The Almogholagh plutonic body with about 10 km<sup>2</sup> is located 15 km of West of Hamedan city and on the Sanandaj-Sirjan zone. The Almogholagh pluton consists of diorite and gabbroic diorite, monzodiorite, quartz monzodiorite, monzonite, quartz monzonite, syenite, quartz syenite and alkali granite. Intergranular and granular are common textures of these rocks. The igneous rocks of the Almogholagh pluton were injected in two periods in the Cretaceous (from 138 to 95 Ma). Syenites, Quartz syenites and alkali granites were infused in the second phase and the remaining rocks have developed in the first stage. The igneous rocks of the Almogholagh pluton have the A-type granitoids criteria. The magma generating the Almogholagh igneous rocks is formed by low degree partial melting (~7%) from depleted mantle with a garnet-spinel lherzolite composition. Results of the amphibole and plagioclase in the quartz syenite and quartz monzonite thermobarometry show that the mean temperature of the Almogholagh pluton formation is ~715 oC and the mean of its pressure is 2.18 Kb. Textural and thermobarometry evidences suggest a shallow-level (~5 km) emplacement for the Almogholagh pluton.

**Key words:** thermobarometry, monzonite, Almogholagh, Hamedan, Sanandaj – Sirjan Zone

\* shahbazi@basu.ac.ir

## سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و شیمی کانی سنگ‌های نفوذی آلموقولاق (همدان، ایران): شواهدی بر جایگزینی ژرفای کم آنها

حسین شهبازی\*، امین بهمن‌پور، محمد نورمحمدی، علی دهداری  
فرهاد آلیانی، اشرف ترکیان و لیلی ایزدی کیان  
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

### چکیده

توده پلوتونیک آلموقولاق با وسعت نزدیک به ۱۰ کیلومتر مربع در ۱۵ کیلومتری باختر شهرستان همدان و در پهنه سنندج- سیرجان جای دارد. توده پلوتونیک آلموقولاق از دیوریت و گابرودیوریت، مونزودیوریت، کوارتزمونزودیوریت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، سینییت، کوارتزسینییت و آلکالی‌گرانیت تشکیل شده است. اینترگرانولار و گرانولار از بافت‌های متداول این سنگ‌ها هستند. سنگ‌های آذرین توده پلوتونیک آلموقولاق در دو مرحله در کرتاسه (در فاصله زمانی ۱۳۸ تا ۹۵ میلیون سال پیش) تزریق شده‌اند. سینییت‌ها، کوارتزسینییت‌ها و آلکالی‌گرانیت‌ها در فاز دوم تزریق شده‌اند و سنگ‌های دیگر در مرحله نخست پدید آمده‌اند. سنگ‌های آذرین توده پلوتونیک آلموقولاق ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع A را دارند. ماگمای سازنده این توده از ذوب‌بخشی درجه کم (۷٪) گوشته تهی شده با ترکیب گارنت-اسپینل لرزولیت پدید آمده است. داده‌های به‌دست‌آمده از دما فشارسنجی آمفیبول و پلاژیوکلاز در کوارتزسینییت و کوارتزمونزونیت نشان می‌دهند میانگین دمای پیدایش توده پلوتونیک آلموقولاق ۲۱۵~ درجه سانتیگراد و میانگین فشار پیدایش آن ۲/۱۸~ کیلوبار است. ویژگی‌های بافتی و دما فشارسنجی نشان‌دهنده جایگیری ژرفای کم (۵~ کیلومتر) توده پلوتونیک آلموقولاق است.

واژه‌های کلیدی: دما فشارسنجی، مونزونیت، آلموقولاق، همدان، پهنه سنندج- سیرجان

### مقدمه

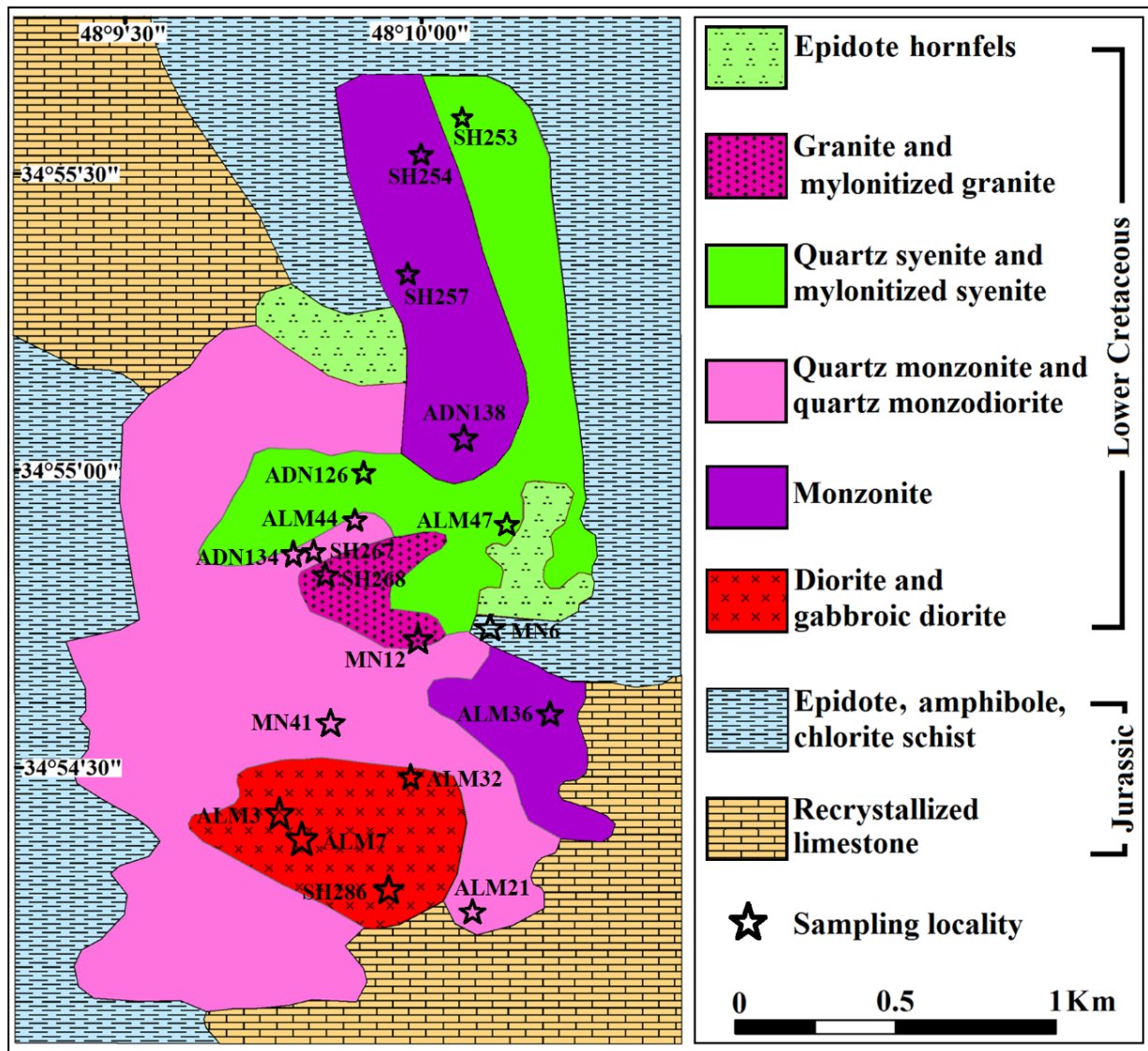
جغرافیایی خاوری "۲۰' ۴۸° تا "۲۵' ۴۸°۰۹'  
و عرض‌های جغرافیایی شمالی "۲۵' ۳۴°۵۵'  
تا "۰۵' ۳۴°۵۴' جای دارد (شکل ۱). واحدهای

توده پلوتونیک آلموقولاق در ۱۵ کیلومتری  
باختر شهرستان همدان و در میان طول‌های

\* shahbazi@basu.ac.ir

آلموقولاق در بخش شمالی پهنه سنندج-  
سیرجان جای گرفته است.

سنگ‌شناسی سازنده این توده ترکیب حد  
واسط تا فلسیک دارند. توده پلوتونیک



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی توده پلوتونیک (استوک) آلموقولاق و نمایش جایگاه نمونه‌های تجزیه‌شده روی آن

نوع استوک یا لاکولیت است و سن جایگزینی  
بخش دیوریتی از بخش سینیتی بیشتر است.  
همچنین، بخش دیوریتی توده پیامد جدایش  
بلوری ماگمایی با خاستگاه گوشته بالایی است.  
بر پایه سن‌سنجی به روش Rb- Sr سنگ کل،  
پژوهشگران یادشده سن این بخش را  $144 \pm 17$   
میلیون سال پیش برآورد کرده‌اند.

به باور برخی پژوهشگران این پهنه بخشی از  
کمر بند کوهزایی زاگرس است (مانند: Ricou *et al.*, 1977; Berberian and King, 1981).  
تا کنون بسیاری از پژوهشگران سنگ‌های توده  
پلوتونیک آلموقولاق را از دیدگاه‌های گوناگون  
بررسی کرده‌اند. به گفته Valizadeh و Zarian  
(۱۹۷۶)، توده پلوتونیک آلموقولاق احتمالاً از

پیدایش آنها را ۲۸-۲۴ کیلومتر به‌دست آورده‌اند. Amiri و همکاران (۲۰۱۷) توده پلوتونیک آلموقلوق را توده‌ای باتولیتی بزرگی (مساحت بیشتر از  $100 \text{ Km}^2$ ) دانسته‌اند که از گرانیتوئیدهای نوع A ساخته شده است و در پی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه ایران پدید آمده است. در این پژوهش، برپایه بررسی‌های صحرایی، میکروسکوپی، زمین‌شیمیایی و شیمی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز، نقشه زمین‌شناسی جدیدی از چگونگی گسترش واحدهای سنگی توده پلوتونیک آلموقلوق رسم شده است. همچنین، مقدرهای جدیدی برای دما، فشار و ژرفای پیدایش این توده پلوتونیک به‌دست آورده شده‌اند. افزون بر این، در این پژوهش، بزرگی و گسترش این توده و ژرفای جایگیری آن بررسی می‌شود.

### زمین‌شناسی منطقه

توده پلوتونیک آلموقلوق به‌صورت استوکی به‌گسترده‌گی  $10 \sim$  کیلومترمربع، در ۱۵ کیلومتری باختر شهرستان همدان جای دارد (شکل ۱). این توده از دیدگاه رده‌بندی زمین‌شناسی ساختاری ایران پیشنهادی Stöcklin (۱۹۶۸)، در بخش شمالی پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان جای گرفته است. پهنه سنندج-سیرجان بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس به‌شمار می‌رود. کمربند کوهزایی زاگرس با درازای بیشتر از ۲۰۰۰ کیلومتر و روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری، از کشور ترکیه تا دریای عمان در جنوب‌باختری ایران امتداد دارد. این پهنه بخشی از کمربند

برپایه بررسی‌های Izadi Kian و Mohajjel (۲۰۰۷)، چهار مرحله دگرریختی در منطقه آلموقلوق رخ داده است که در سه مرحله نخست، دگرریختی همراه با چین‌خوردگی بوده است و در مرحله چهارم همراه دگرریختی گسل‌ها پدید آمده‌اند. در گزارش نقشه زمین‌شناسی  $1/100000$  منطقه (Eshraghi and Mohammadi Gharai, 2003)، سنگ‌های منطقه آلموقلوق دست‌کم دچار دو مرحله دگرگونی شده‌اند و در سنگ‌های میزبان توده پلوتونیک آلموقلوق واحدهایی از سنگ‌های نفوذی کم‌ژرفا دیده می‌شوند که ارتباط ژنتیکی با این توده دارند. Shahbazi و همکاران (۲۰۱۵) با بررسی زمین‌شیمی و ایزوتوپ‌های Sr-Nd روی سنگ‌های مونزونیت و مونزودیوریت و ایزوتوپ‌های U-(Th)-Pb روی کانی‌های تیتانیت دریافته‌اند که سنگ‌های سازنده توده پلوتونیک آلموقلوق از گرانیتوئیدهای نوع A بوده‌اند و خاستگاه آنها گوشته بالایی تهی‌شده بوده است. تیتانیت درون آنها دو خاستگاه اولیه (آذرین) و ثانویه (دگرگونی) دارد و در فاصله زمانی ۱۳۸ تا ۹۵ میلیون سال پیش پدید آمده‌اند. برپایه دماسنجی پیروکسن-آمفیبول و فشارسنجی آمفیبول، Jamshidibadr (۲۰۱۵) دمای پیدایش سنگ‌های سازنده توده پلوتونیک آلموقلوق را  $750 \sim 900$  درجه سانتیگراد و فشار پیدایش آنها را  $6 \sim 7$  کیلوبار (ژرفای  $22 \sim 19$  کیلومتر) برآورده کرده است. برپایه دمافشارسنجی آمفیبول و پلاژیوکلاز، Amiri و همکاران (۲۰۱۶) دمای پیدایش سنگ‌های توده پلوتونیک آلموقلوق را  $719 \sim 714$  درجه سانتیگراد، فشار پیدایش آنها را  $7/5 \sim 6/5$  کیلوبار و ژرفای

توده دست کم دچار دو رویداد دگرگونی ناحیه‌ای از رخساره شیست سبز تا مرز رخساره آمفیبولیت شده‌اند. برپایه یافته‌های چینه‌شناسی، زمان پیدایش سنگ‌های میزبان و دگرگونی ناحیه‌ای آنها پیش از ژوراسیک بوده است (Eshraghi and Mohammadi Gharai, 2003). تکتونیت‌های منطقه آلموقولاق چهار مرحله دگرریختی از خود نشان می‌دهند. سه مرحله نخست با چین‌خوردگی و مرحله چهارم با پیدایش شکستگی و گسل‌ها همراه بوده‌اند (Mohajjel and Izadi Kian, 2007). دگرریختی نسل نخست همراه با دگرگونی تا رخساره شیست سبز، دگرریختی نسل دوم همراه با میلیونیتی شدن و در محیطی شکل‌پذیر رخ داده‌اند. دگرریختی نسل سوم نیز در دمای کمتر از دگرریختی نسل دوم و در محیطی شکل‌پذیر- شکننده و همراه با پدیده خمش و لغزش روی داده است. در پایان، دگرریختی نسل چهارم نیز با پیدایش درزه‌ها و گسل‌ها و در محیطی شکننده رخ داده است (Mohajjel and Izadi Kian, 2007).

### روش انجام پژوهش

در این پژوهش، شمار ۲۰۰ نمونه از واحدهای سنگی گوناگون از توده پلوتونیک آلموقولاق نمونه‌برداری شده است. از میان آنها، شمار ۱۲۵ مقطع نازک میکروسکوپی در کارگاه مقطع‌گیری گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعلی‌سینا ساخته و با میکروسکوپ Zeiss در این دانشگاه بررسی کانی‌شناسی و بافتی شدند.

پس از بررسی میکروسکوپی، شمار ۴ نمونه در دانشگاه توپینگن آلمان و شمار ۶ نمونه در آزمایشگاه موسسه تحقیقاتی کانساران بینالود

کوهزایی آلپ- هیمالیا و پیامد بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در میان ورقه‌های زمین‌ساختی ایران مرکزی و عربستان است (مانند: Ricou *et al.*, 1977; Berberian and King, 1981; Mohajjel *et al.*, 2003). در پالئوزویک بالایی بسیاری از بخش‌های ایران (مانند: پهنه سنندج- سیرجان، ارومیه- دختر، زاگرس و صفحه عربستان) بخشی از سپر خشکی گندوانا بوده‌اند. از پرمین زیرین تا تریاس زیرین، پهنه‌های ارومیه- دختر و سنندج- سیرجان به صورت بخشی از خشکی اوراسیا از صفحه عربستان با اقیانوس نئوتتیس جدا شده‌اند (e. g., Fazlnia, *et al.*, 2009; Mohajjel *et al.*, 2003). در تریاس تا ژوراسیک، فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته اوراسیا آغاز شده است (مانند: Shahabpour, 2005; Mohajjel *et al.*, 2003). در طول ترشیری مراحل پایانی بسته شدن نئوتتیس سپری می‌شود و در پی برخورد صفحه عربی و صفحه اوراسیا کمربند کوهزایی زاگرس پدید می‌آید (Berberian, *et al.*, 1982). پهنه سنندج سیرجان در منطقه گلپایگان دربردارنده دو بخش شمالی و جنوبی است: بخش شمالی آن دربردارنده توده‌های نفوذی فراوانی (مانند: آلموقولاق، الوند، بروجرد، اراک و سامن ملایر) است (Eftekharnjad, 1981). توده پلوتونیک آلموقولاق درون مجموعه‌ای از سنگ‌های متاپلیتیک و متاکرینات‌های دارای متاولکانیک‌های بازیک تا حد واسط با سن قدیمی (ژوراسیک- تریاس) نفوذ کرده است. در حاشیه شمالی توده پلوتونیک آلموقولاق، کانسار اسکارنی آهن باباعلی پدید آمده است. سنگ‌های میزبان این

متاپلیتیک و متاکربنات‌ها نفوذ کرده‌اند.

**دیوریت و گابرویدیوریت:** دیوریت‌ها و گابرویدیوریت‌های توده پلوتونیک آلموقلوق سازنده نزدیک به یک پنجم حجم توده و مرتفع‌ترین بخش توده هستند. این سنگ‌ها در بخش جنوب و جنوب‌خاوری توده رخنمون دارند (شکل ۲-ا). این بخش از توده، ساخت توده‌ای دارد و از دیدگاه ضریب رنگینی ملانوکراتیک تا مزوکراتیک است. این گروه سنگی درون مجموعه از سنگ‌های متاپلیتیک و متاکربنات‌هایی نفوذ کرده‌اند که دربرگیرنده متاولکانیک‌های بازیک تا حد واسط به سن ژوراسیک (مانند اپیدوت-آمفیبول-کلریت‌شیست) هستند (شکل ۲-ب). دیوریت‌ها و گابرویدیوریت‌ها دانه متوسط (فانریتیک با قطر میانگین ۰/۸ میلیمتر) هستند و از کانی‌های اصلی (پلاژیوکلاز با ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی، آمفیبول با ۱۵ تا ۳۵ درصد حجمی و کلینوپیروکسن احتمالاً از نوع اوژیت با ۵ تا ۱۰ درصد حجمی)، کانی‌های فرعی (مانند: تورمالین، آپاتیت، تیتانیت و کانی‌های کدر) و کانی‌های ثانویه (مانند: کلسیت، اپیدوت) ساخته شده‌اند. کوارتز به مقدار بسیار کم در برخی از این سنگ‌ها دیده می‌شود و در بیشتر موارد بی‌شکل است و فضای میان کانی‌های دیگر را پر می‌کند. در برخی از این سنگ‌ها کانی‌های پیروکسن و هورنبلند با کانی‌های اکتینولیت و کلریت، و کانی پلاژیوکلاز با سریسیت، کلسیت و کانی‌های گروه اپیدوت جانشین شده‌اند و گاه جانشینی آنها به دو یا چند کانی ثانویه یادشده با هم روی داده است (سوسوریتی شده‌اند). بافت‌های درون این سنگ‌ها اینترگرانولار و نیمه‌شکل دار گرانولار

عنصرهای اصلی به روش ذوب قلیایی و عنصرهای فرعی به روش‌های طیف‌سنجی جرمی (ICP-MS و XRF) تجزیه شدند. برای بررسی دما فشارسنجی توده پلوتونیک آلموقلوق، شمار ۲۰ نقطه از کانی‌های آمفیبول و ۲۰ نقطه از کانی‌های پلاژیوکلاز از شمار چهار نمونه سنگی گوناگون با دستگاه ریزکاو الکترونی (EPMA) در آزمایشگاه موسسه تحقیقاتی کانساران بینالود برای عنصرهای اصلی تجزیه شدند. دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی به کارگرفته شده از نوع HORIBA XGT-7200 است و تجزیه در شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۵۰ kv، جریان ریزکاو ۱/۰۰۰ mA و زمان ۸۰ ثانیه انجام شد.

داده‌های به دست آمده از تجزیه‌ها با نرم‌افزارهای GCDkit، Excel و APG2 (Sayari, 2016) تجزیه و بررسی شدند. نقشه زمین‌شناسی توده با نرم‌افزار ArcGIS 9.3 رسم شد. نام‌های اختصاری به کاررفته برپایه پیشنهاد Whitney و Evans (۲۰۱۰) هستند.

## سنگ‌نگاری

برپایه بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری، سنگ‌های آذرین سازنده توده پلوتونیک آلموقلوق در دو گروه اصلی هستند:

- (۱) دیوریت و گابرویدیوریت، مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت؛
- (۲) سینیت، کوارتز سینیت و آلکالی‌گرانیت.

گروه نخست معمولاً درون سنگ‌های کهن‌تر با ترکیب متاپلیتیک و متاکربنات‌های دارای متاولکانیک‌های بازیک تا حد واسط با سن ژوراسیک نفوذ کرده‌اند. گروه دوم درون سنگ‌های گروه نخست و سنگ‌های کهن‌تر

هستند (شکل ۲- c).

سنگ را می‌سازند.

- پلاژیوکلاز، ۴۰-۲۵ درصد حجمی مونزونیت‌ها را دربرمی‌گیرد و در بیشتر موارد سریسیتی و گاه سوسوریتی (جایگزینی پلاژیوکلاز با مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه مانند اپیدوت، کلسیت، سریسیت و ...) شده است.

- آمفیبول، بیشتر از نوع اکتینولیت است و ۱۰ تا ۳۰ درصد از حجم این سنگ‌ها را دربرمی‌گیرد.

- کانی‌های فرعی و ثانویه (مانند: کوارتز، تیتانیت (اسفن)، اپیدوت، تورمالین و کلریت) از دیگر کانی‌های سازنده مونزونیت‌ها منطقه هستند.

بافت‌های درون مونزونیت‌های توده پلوتونیک آلموقولاق نیمه‌شکل‌دار گرانولار، اینترگرانولار و پورفیریوید هستند (شکل ۲- e).

**گروه سینیت - کوارتزسینیت - آلکالی‌گرانیت:**

سینیت‌ها، کوارتزسینیت‌ها و آلکالی‌گرانیت‌ها بیشتر در بخش مرکزی و شمال‌خاوری توده پلوتونیک آلموقولاق رخنمون دارند (شکل ۱). این گروه از سنگ‌ها در برخی بخش‌ها در محیطی شکل‌پذیر و برشی، بسیار دگرریختی خمیری پیدا کرده‌اند و کانی‌های آنها، به‌ویژه کوارتز، با زمینه زیردانه (ساب‌گرین) جایگزین شده‌اند و میلونیت‌ها و الترامیلونیت‌های منطقه را پدید آورده‌اند (شکل‌های ۳- a و ۳- b).

**مونزودیوریت - کوارتز مونزودیوریت:** این

گروه از سنگ‌ها مزوکراتیک هستند و درون سنگ‌های کهن‌تر متاپلیتیک و متاکربنات ژوراسیک نفوذ کرده‌اند. دانه متوسط و فانریتیک هستند و میانگین اندازه آنها ۰/۹ میلی‌متر است. ترکیب کانی‌شناسی آنها شامل زیر است:

- پلاژیوکلاز: نزدیک به ۵۰ تا ۶۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را می‌سازد و بیشتر نیمه‌شکل‌دار است. پتاسیم‌فلدسپار، به میزان ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی مونزودیوریت‌ها را در برگرفته است.

- آمفیبول، ۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی سنگ را دربر می‌گیرد و از نوع هورنبلند و اکتینولیت است.

- کانی‌های فرعی و ثانویه (مانند: کوارتز، تیتانیت (اسفن)، اپیدوت، تورمالین و کلریت).

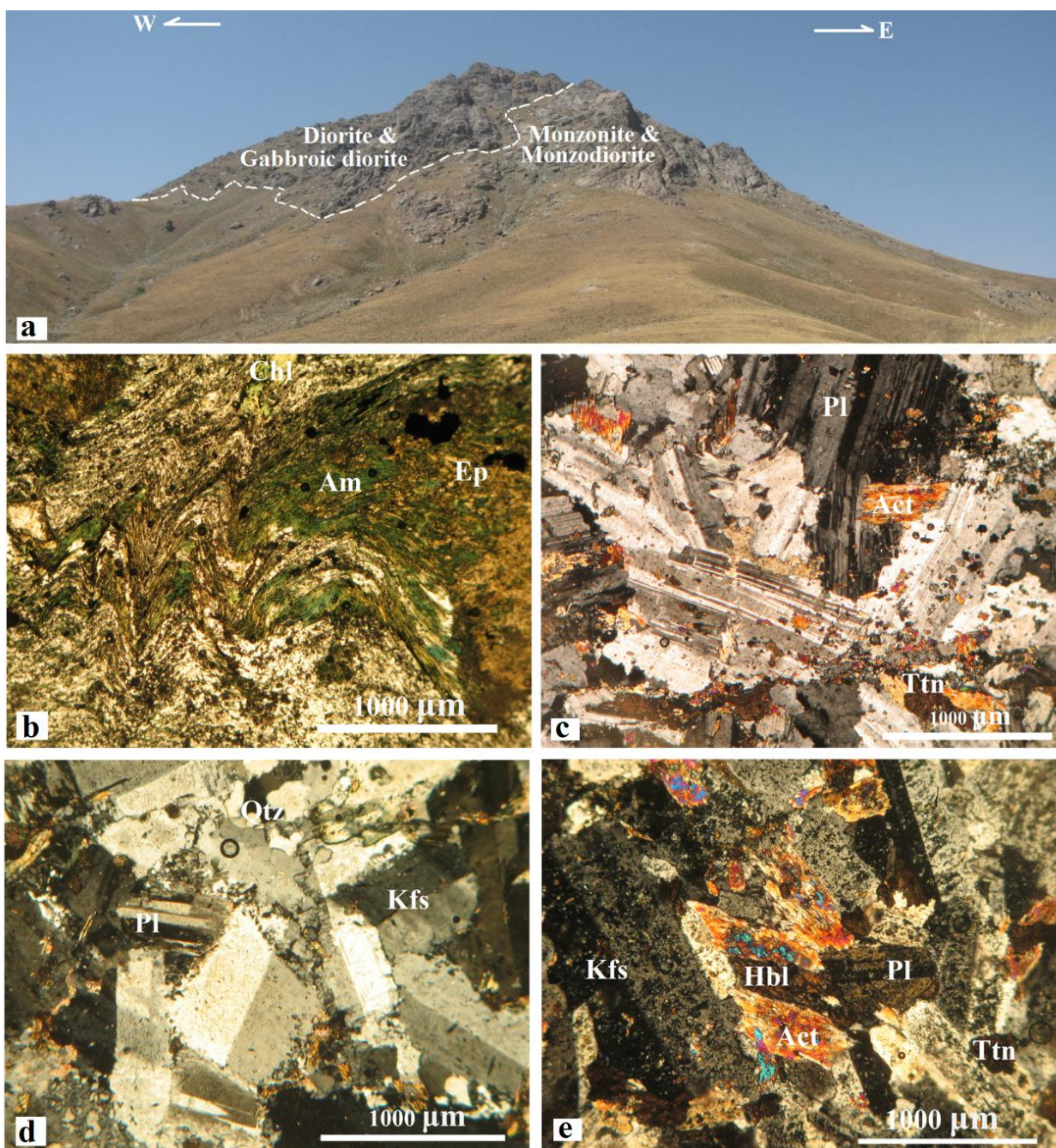
بافت‌های مونزودیوریت‌های توده پلوتونیک آلموقولاق اینترگرانولار و نیمه‌شکل‌دار گرانولار هستند (شکل ۲- d).

**مونزونیت - کوارتز مونزونیت:** این گروه

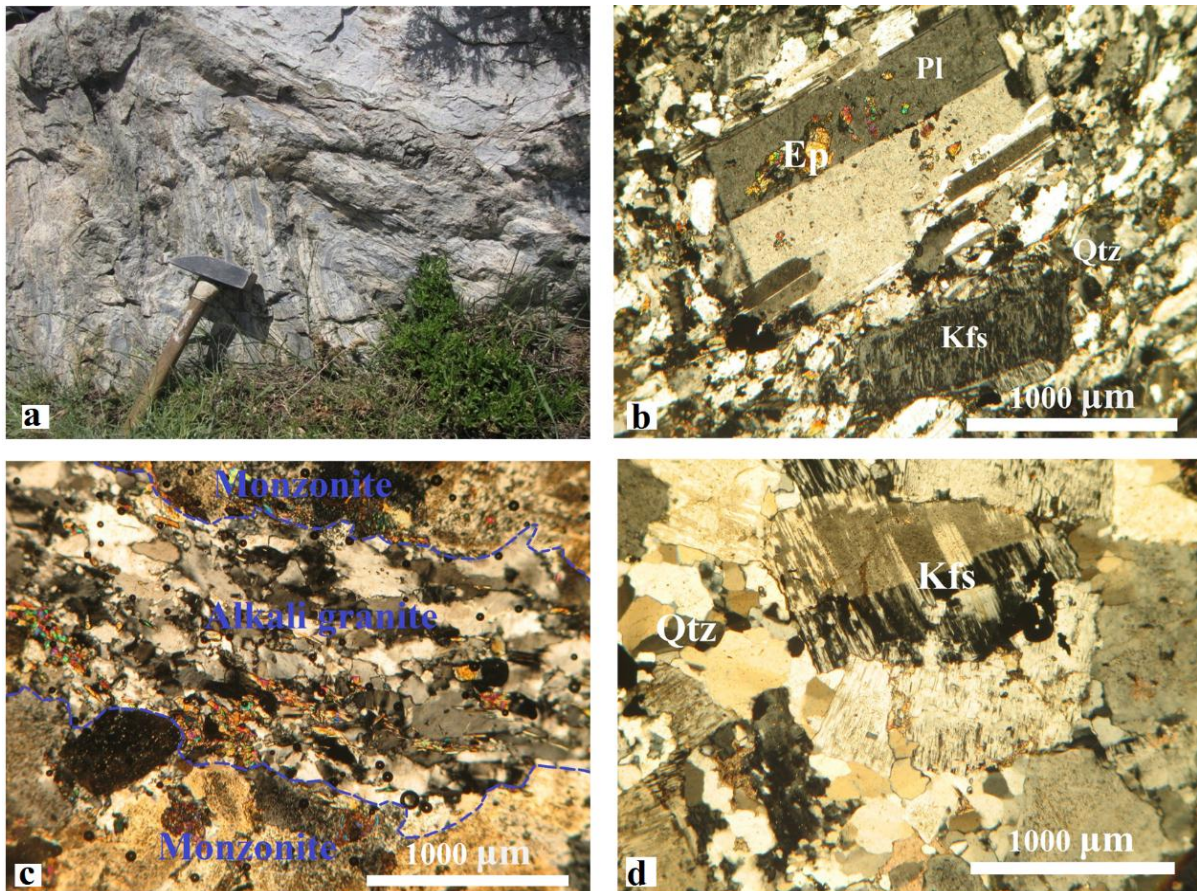
فراوان‌ترین واحدهای سنگی توده پلوتونیک آلموقولاق و همانند مونزودیوریت‌ها توده‌ای و مزوکراتیک هستند. این سنگ‌ها درون سنگ‌های کهن‌تر با ترکیب متاپلیتیک و متاکربنات‌های ژوراسیک نفوذ کرده‌اند. همچنین، دانه متوسط و فانریتیک (با قطر میانگین ۰/۷ mm) هستند.

ترکیب کانی‌شناسی آنها عبارت است از:

- پتاسیم‌فلدسپار، بیشتر به صورت ارتوکلاز با ماکل کارلسباد و به میزان کمتر به صورت میکروکلین هستند و ۴۰ تا ۶۰ درصد حجمی



شکل ۲- تصویرهای صحرایی و میکروسکوپی از سنگ‌های سازنده توده پلوتونیک آلموقولاق (همدان): (a) تصویر صحرایی از توده پلوتونیک آلموقولاق و نمایش مرز میان دیوریت‌ها و سنگ‌های دیگر؛ (b) تصویر میکروسکوپی از سنگ میزبان اپیدوت-آمفیبول-کلریت شیسست (نمونه MN6)؛ (c) تصویر میکروسکوپی از دیوریت توده پلوتونیک آلموقولاق (نمونه ALM32)؛ (d) تصویر میکروسکوپی از کوارتز-مونزودیوریت توده پلوتونیک آلموقولاق (نمونه SH267)؛ (e) تصویر میکروسکوپی از مونزونیت توده پلوتونیک آلموقولاق، جانشینی هورنبلند با اکتینولیت در حاشیه بلور در شکل دیده می‌شود (نمونه SH257) (همه تصویرهای میکروسکوپی (مگر b) در نور XPL گرفته شده‌اند)



شکل ۳- تصویرهای صحرایی و میکروسکوپی از سنگ‌های سازنده توده پلوتونیک آلموقولاق (همدان). (a) تصویر صحرایی از دگرریختی و چین‌خوردگی میلونیت‌های آلموقولاق؛ (b) تصویر میکروسکوپی از آکالی‌گرانیت میلونیتی‌شده توده پلوتونیک آلموقولاق (نمونه MN12)؛ (c) تصویر میکروسکوپی از نفوذ کوارتزسینیت درون مونزونیت در توده پلوتونیک آلموقولاق (نمونه SH254)؛ (d) تصویر میکروسکوپی از کوارتزسینیت پلوتونیک آلموقولاق (نمونه SH253) (همه تصویرها در نور XPL گرفته شده‌اند)

گرانولار از بافت‌های درون این سنگ‌ها هستند (شکل ۳- d). در برخی از این سنگ‌ها، کانی‌های هورنبلند با اکتینولیت، آکالی‌فلدسپار با سریسیت و کانی‌های رسی و پلاژیوکلاز با کلسیت و کانی‌های گروه اپیدوت جایگزین شده‌اند.

#### شیمی سنگ کل

فراوانی عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی نادر به‌دست‌آمده از تجزیه نمونه‌های مورد پژوهش در جدول ۱ آورده شده است.

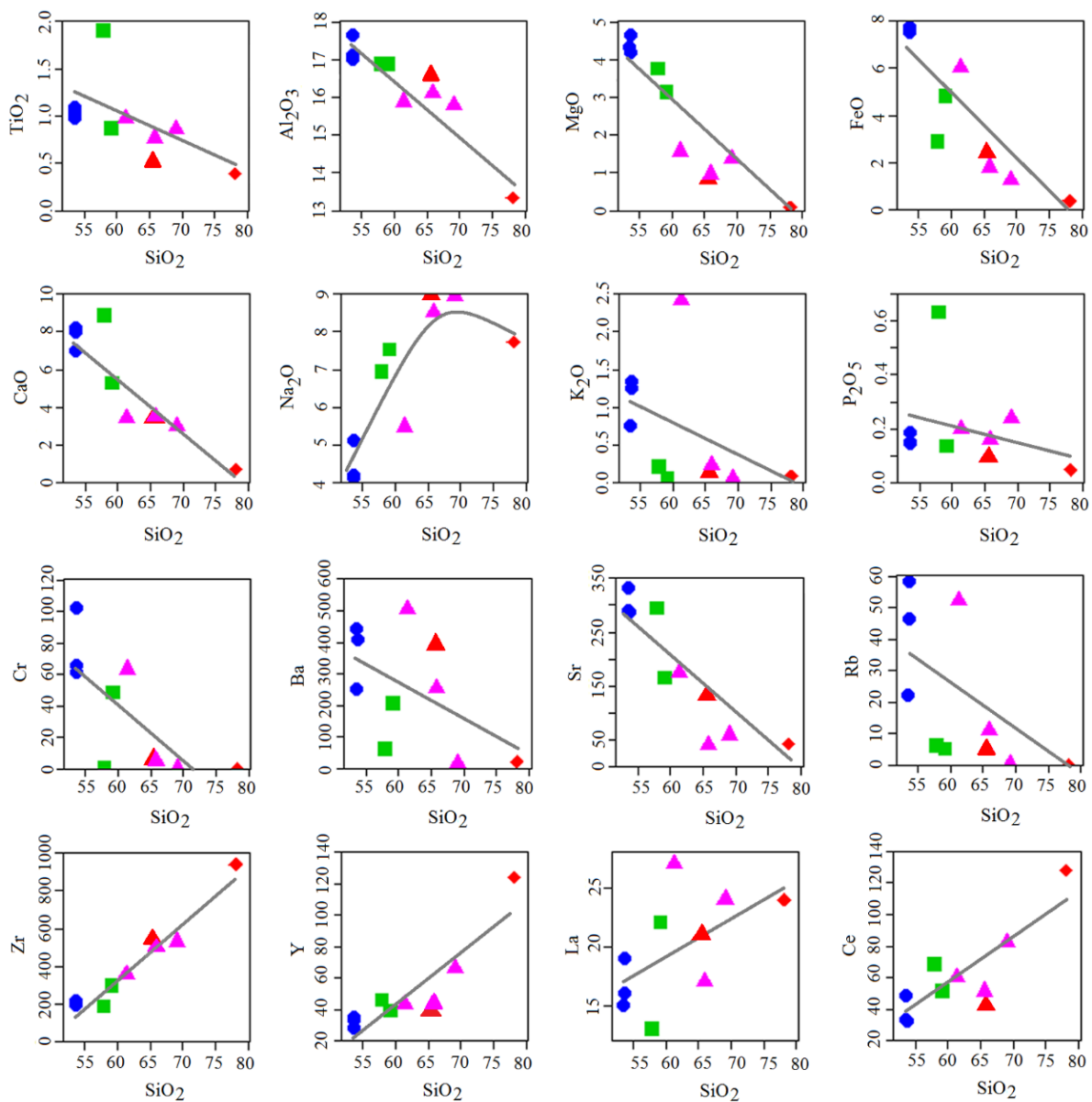
مقدار  $\text{SiO}_2$  نمونه‌ها از  $53/68$  تا  $78/18$  درصدوزنی است و برپایه رده‌بندی Le Maitre (۲۰۰۲) در

سینیت‌ها و آکالی‌گرانیت‌های منطقه درون سنگ‌های گروه ۱ (دیوریت‌ها و مونزونیت‌ها) و سنگ‌های کهن‌تر (متاپلیتیک و متاکربنات‌های ژوراسیک) نفوذ کرده‌اند (شکل ۳- c). سنگ‌های سالم و دگرریخت‌نشده این گروه به‌صورت توده ای، فانریتیک (با قطر میانگین  $1/2$  mm) و مزوکراتیک دیده می‌شوند. آکالی‌فلدسپار (پرتیتی) با فراوانی ۶۰ تا ۸۰ درصدحجمی، پلاژیوکلاز با ۵ تا ۲۵ درصدحجمی و کوارتز با ۵ تا ۳۵ درصدحجمی از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها هستند. کانی‌هایی مانند آمفیبول، تورمالین، آپاتیت، کلسیت، اپیدوت و تیتانیت نیز از کانی‌های فرعی و ثانویه هستند. بافت‌های گرانولار و نیمه‌شکل‌دار

محدوده سنگ‌های حد واسط تا اسیدی جای می‌گیرند. نمودارهای Harker (۱۹۰۹) نشان می‌دهند، در سنگ‌های منطقه، تغییر فراوانی عنصرهای اصلی  $P_2O_5$  و  $K_2O$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  افزایش  $SiO_2$  روند کاهشی داشته‌اند؛ اما  $Na_2O$  نخست روند افزایشی دارد و از غلظت سیلیسیم بیشتر از ۷۲ درصدوزنی (زمان پیدایش سنگ‌های گرانیتی منطقه) روند کاهشی پیدا کرده است (شکل ۴).

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی برپایه درصدوزنی (برپایه wt.% و عنصرهای کمیاب و خاکی نادر (برپایه ppm) در سنگ‌های سازنده توده آلموقولاق (همدان)

Lithology	Gabbro diorite			Monzonite			Quartz syenite		Quartz monzonite		Mylonitized granite
	Locations	34°54'26.29"N 48°09'47.56"E	34°54'18.80"N 48°09'56.70"E	34°54'24.27"N 48°09'49.72"E	34°54'20.30"N 48°09'58.50"E	34°54'35.35"N 48°10'12.82"E	34°54'55.01"N 48°10'08.48"E	34°54'16.16"N 48°10'05.32"E	34°54'55.08"N 48°09'53.31"E	34°54'52.70"N 48°09'50.70"E	34°54'50.00"N 48°09'51.90"E
Sample No.	ALM3	SH286	ALM7	SH257	ALM36	ALM47	ALM21	ALM44	SH267	SH268	
SiO <sub>2</sub>	53.68	53.73	53.75	57.98	59.24	65.52	61.35	65.87	69.11	78.18	
TiO <sub>2</sub>	0.97	1.08	1.03	1.90	0.87	0.51	0.98	0.77	0.86	0.39	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.11	17.61	16.98	16.86	16.87	16.54	15.87	16.11	15.77	13.35	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	8.35	8.57	8.35	3.19	5.34	2.64	6.67	1.99	1.41	0.43	
MnO	0.11	0.17	0.11	0.09	0.08	0.03	0.12	0.02	0.03	0.01	
MgO	4.32	4.62	4.15	3.73	3.12	0.84	1.56	0.96	1.37	0.09	
CaO	6.98	8.19	7.94	8.84	5.26	3.41	3.45	3.52	3.01	0.75	
Na <sub>2</sub> O	5.12	4.19	4.12	6.93	7.52	8.96	5.48	8.52	8.96	7.73	
K <sub>2</sub> O	0.75	1.34	1.24	0.21	0.05	0.14	2.42	0.24	0.06	0.09	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.18	0.144	0.63	0.134	0.096	0.197	0.158	0.24	0.05	
L.O.I.	2.17	1.06	1.8	0.04	1.18	1.08	1.6	1.5	1.23	0.06	
SUM	99.71	100.74	99.61	100.77	99.67	99.77	99.69	99.66	102.04	101.67	
Mg#	50.62	51.66	49.61	69.87	53.65	38.66	31.66	48.87	65.76	29.77	
V	119	155	112	193	102	46	102	42	59	21	
Cr	61	102	65	0	48	6	63	5	0	0	
Co	17	24	19	5	8	5	11	5	0	0	
Ni	29	97	31	45	16	9	6	8	116	151	
Zn	46	45	37	48	59	31	42	19	1	0	
Rb	22	58	46	6	5	5	52	11	0	0	
Sr	288	331	286	293	165	132	175	41	59	43	
Y	28	35	33	46	39	39	43	43	66	124	
Zr	193	193	212	187	296	543	355	506	530	941	
Nb	8	0	9	17	11	13	9	14	41	76	
Ba	439	250	408	60	204	388	503	254	16	21	
La	15	19	16	13	22	21	27	17	24	24	
Ce	33	48	32	68	51	51	60	42	82	128	
Pr	5.13	-	5.29	-	7.05	5.92	6.99	6.75	-	-	
Nd	21.6	38	22.5	30	28.6	23.8	29	27.4	43	62	
Sm	4.24	4.4	4.48	5.6	5.44	4.55	5.74	5.26	5.6	9.8	
Eu	1.33	1.2	1.27	1.2	1.49	0.83	1.35	0.9	0.6	0.9	
Gd	4.02	-	4.22	-	4.96	4.12	5.05	4.78	-	-	
Tb	0.8	-	0.86	-	0.98	0.89	1.06	0.98	-	-	
Dy	5.15	-	5.52	-	6.15	6.14	7.07	6.82	-	-	
Er	3.57	-	3.79	-	4.35	4.75	5.21	5.12	-	-	
Tm	0.35	-	0.4	-	0.43	0.52	0.55	0.53	-	-	
Yb	2.3	2.9	2.5	4.2	2.7	3.8	3.6	3.7	5.7	10.8	
Lu	0.39	-	0.42	-	0.42	0.56	0.55	0.53	-	-	
Hf	<0.5	20	<0.5	22	0.66	0.93	0.5	0.52	33	47	



● Diorite and gabbroic diorite, ■ Monzonite, ▲ Quartz monzonite, ▲ Quartz syenite, ◆ Granite

شکل ۴- نمودارهای تغییر فراوانی عنصرها در برابر  $\text{SiO}_2$  (برگرفته از Harker, ۱۹۰۹) برای عنصرهای اصلی و کمیاب در سنگ‌های سازنده توده آلموقلاق (همدان)

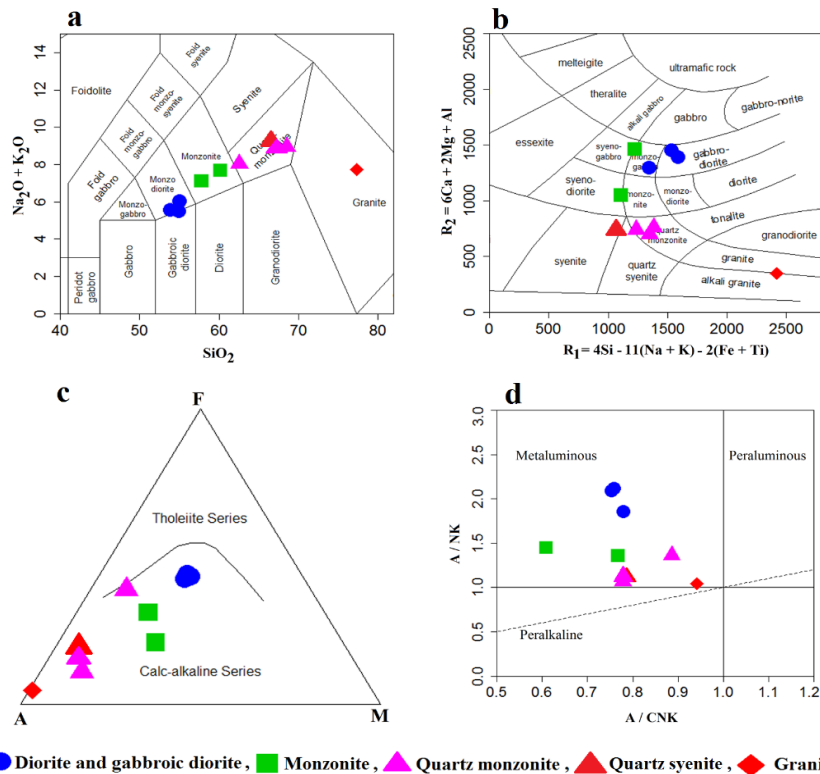
می‌دهند مقدار عنصرهای Cr, Ba, Sr و Rb با افزایش  $\text{SiO}_2$  و پیشرفت فرایند جدایش بلوری و تبلور ماگما، روند کاهشی و عنصرهای La, Y, Zr و Ce روند افزایشی داشته‌اند (شکل ۴). این پدیده پیامد جایگزینی Cr به جای Mg در کانی‌های سرشار از Mg (مانند: پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها)، جایگزینی Sr به جای Ca در کانی‌های سرشار از

این پدیده‌ها پیامد تبلور و جدایش بلوری کانی‌های با عنصرهای یادشده (مانند: پیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز کلسیک، آلکالی‌فلدسپارها، تیتانیت و آپاتیت) در هنگام فرایند تبلور و جدایش بلوری ماگما، همچنین، افزوده شدن Na به شبکه بلوری فلدسپارها در سنگ‌های اسیدی هستند. نمودارهای هارکر عنصرهای کمیاب نشان

جایگزین نشدن آنها در شبکه کانی‌ها در غلظت‌های کم است. پراکندگی بالای Rb و Ba در این نمودارها نیز پیامد آلاینش پسته‌ای است.

**رده‌بندی سنگ‌ها:** سنگ‌های پلوتونیک آلموقولاق در نمودار رده‌بندی سنگ‌ها برپایه فرآوانی وزنی  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  (شکل ۵-ا)، در محدوده گابرویدوریت، مونزودوریت، مونزونیت، کوآرتز مونزونیت و گرانیت جای گرفته‌اند.

Ca (مانند: پلاژیوکلاز)، جایگزینی Rb و Ba به‌جای K در آلکالی‌فلدسپارها و تبلور و جدایش بلوری آنها در هنگام فرایند تبلور ماگماست. روند افزایشی Zr پیامد به اشباع‌نرسیدن این عنصر در ماگما و پدیدنیامدن کانی زیرکن است. به‌همین‌رو، Shahbazi و همکاران (۲۰۱۵)، U(Th)-Pb درون تیتانیت را برای سن‌سنجی به‌کار برده‌اند. چه‌بسا روند افزایشی Y و عنصرهای خاکی نادر سبک La و Ce پیامد شعاع یونی کمابیش بالای آنها و



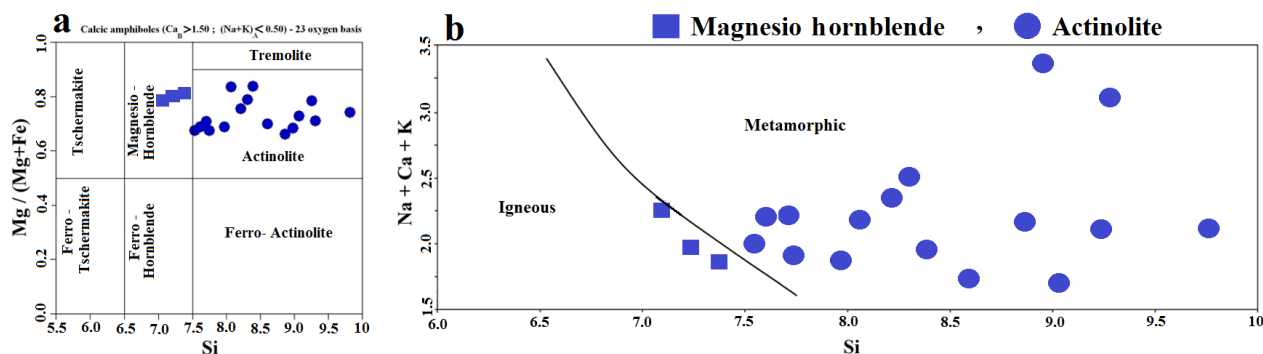
شکل ۵- ترکیب سنگ‌های پلوتونیک آلموقولاق (همدان) در: (a) نمودار رده‌بندی Middlemost و همکاران (۱۹۹۴): (b) نمودار رده‌بندی De la Roche و همکاران (۱۹۸۰): (c) نمودار AFM پیشنهادی Irvine و Baragar (۱۹۷۱): (d) نمودار A/CNK در برابر A/NK (Shand, 1943)

آمفیبول شرکت کنند، فرمول آن به صورت  $24(O,OH,F,Cl)$  به دست آورده می شود؛ و گرنه فرمول آمفیبول به صورت  $(O)_{23}$  و  $2(OH,F,Cl)$  به دست آورده می شود (Mogessie *et al.*, 2001). در سنگ های پلوتونیک آموقولا، آمفیبول هم به صورت نخستین و هم به صورت ثانویه، به رنگ سبز و بیشتر به صورت نیمه شکل دار دیده می شود (شکل های ۲ و ۳). حضور آمفیبول در سنگ های پلوتونیک آموقولا در بررسی دما فشارسنجی این توده اهمیت ویژه ای دارد. ترکیب شیمیایی، و نام هر کدام از آمفیبول های تجزیه شده درون پلوتونیک آموقولا در جدول ۲ آورده شده است. محتوای عنصر Si در واحد فرمولی (  $apfu = \text{atoms per}$  ) نیز  $Mg\#$  ( $Mg/(Mg+Fe)$ ) در این آمفیبول های به ترتیب برابر است با: ۵۰/۱۵ تا ۶۵/۱۵ و ۰/۶۶ تا ۰/۸۳ (جدول ۲).

در نمودار Si در برابر  $(Na+Ca+K)$  (شکل ۶-ا)، شمار سه نمونه در محدوده آمفیبول های آذرین و نمونه های دیگر در محدوده دگرگونی جای گرفته اند. در نمودار Si در برابر  $Mg/(Mg+Fe)$  (شکل ۶-ب)، شمار چهار نمونه از آمفیبول های تجزیه شده در محدوده مگنزیوهورنبلند و نمونه های دیگر در محدوده اکتینولیت جای گرفته اند.

در نمودار تغییرات  $R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$  در برابر  $R2=6Ca+2Mg+Al$  (شکل ۵-ب)، سنگ های پلوتونیک آموقولا در محدوده گابرودیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، کوارتزسینیت و آلکالی گرانیات جای گرفته اند. در نمودار AFM (شکل ۵-ج)، نمونه های آموقولا در محدوده سری کالک آلکالن جای گرفته اند. در نمودار  $A/NK - A/CNK$  (شکل ۵-د)، نمونه ها در بخش متاآلمین ها جای گرفته اند.

**شیمی آمفیبول ها:** آمفیبول ها در ترکیب شیمیایی و ساختار بلوری تنوع دارند و در شرایط دما و فشار گسترده ای (از کمتر از ۱ کیلو بار تا ۲۳ کیلو بار و ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد) در سنگ های آذرین و دگرگونی پدید می آیند (Blundy and Holland, 1990). کمترین ژرفای پیدایش آمفیبول  $3/6 \pm 0/4$  کیلومتر است که با ژرفای پهنه زمین لرزه ای متداول زمین همخوانی دارد (Ridolfi *et al.*, 2010a). در سنگ های گرانیتویدی، در دمای کمتر از ۸۵۰ درجه سانتیگراد و میزان آب بالاتر از ۳/۵ wt%، آمفیبول به جای ارتوپیروکسن، پدید می آید (Naney and Swanson, 1980; Naney, 1983). فرمول استاندارد آمفیبول به صورت  $[A_{0-1}(OH)_2 O_{22} B_2C_5 T_8 H_2O]$  و هالوژن ها به صورت مشخص و پایدار در ترکیب شبکه بلوری



شکل ۶- ترکیب آمفیبول های درون توده پلوتونیک آموقولا (همدان در: (a) نمودار Si در برابر  $Mg/(Mg+Fe)$  (Leake *et al.*, 1997); (b) نمودار Si در برابر  $Na+Ca+K$  (Sial *et al.*, 1998))

شیمی فلدسپارها: ترکیب شیمیایی و نام هرکدام  
از پلاژیوکلازهای تجزیه شده درون سنگ‌های پلوتونیک  
آلموقلاق در جدول ۳ آورده شده است. دو نمونه از  
پلاژیوکلازهای درون کوارتز دیوریت‌ها و دو نمونه در  
کوارتزسینیت‌ها در محدوده الیگوکلاز، و نمونه‌های دیگر  
در محدوده آلبیت جای گرفته‌اند (جدول ۳).

جدول ۲- داده‌های تجزیه عنصرهای اصلی به‌روش ریزکاو الکترونی برای آمفیبول‌های درون سنگ‌های پلوتونیک آلموقلاق (همدان) به‌همراه فرمول ساختاری به‌دست‌آمده بر پایه ۲۳ اکسیژن

Sample No.	ADN126-1	ADN126-2	ADN126-3	ADN126-4	ADN126-7	ADN126-8	ADN134-11	ADN134-12	ADN134-15	ADN134-16
Rock type	Quartz Syenite						Quartz Monzonite			
Geographic coordinates	N34° 54' 59.49", E48° 09' 54.62"						N34° 54' 52.55", E48° 09' 49.34"			
SiO <sub>2</sub>	53.07	56.84	50.15	54.84	53.70	53.20	51.52	55.28	58.35	60.95
TiO <sub>2</sub>	0.95	0.77	0.37	0.15	0.70	0.52	0.59	0.62	0.43	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.36	6.85	6.76	7.61	8.51	7.23	7.32	6.61	1.70	1.47
FeO	11.23	9.96	11.92	9.79	10.76	9.96	12.52	11.19	6.57	6.11
MnO	0.55	0.51	0.50	0.56	0.71	0.52	0.61	0.50	0.15	0.15
MgO	13.81	12.36	15.34	13.36	12.55	15.26	14.05	13.01	18.56	17.54
CaO	11.59	9.84	12.03	10.45	10.27	11.28	10.34	9.88	12.43	11.91
Na <sub>2</sub> O	0.93	0.87	1.17	1.63	1.20	0.49	1.01	1.19	0.94	0.57
K <sub>2</sub> O	0.43	0.65	0.23	0.50	0.21	0.23	0.39	0.26	0.07	0.09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM	97.92	98.65	98.47	98.89	98.61	98.69	98.35	98.54	99.20	99.20
Si	7.620	7.973	7.114	7.707	7.542	7.387	7.239	7.752	8.073	8.396
Ti	0.103	0.081	0.039	0.016	0.074	0.054	0.062	0.065	0.045	0.042
Al	0.907	1.133	1.130	1.261	1.409	1.183	1.212	1.093	0.277	0.239
Fe	1.348	1.168	1.414	1.151	1.264	1.156	1.471	1.312	0.760	0.704
Mn	0.067	0.061	0.060	0.067	0.084	0.061	0.073	0.059	0.017	0.018
Mg	2.955	2.584	3.243	2.799	2.627	3.158	2.942	2.719	3.827	3.601
Ca	1.783	1.479	1.828	1.573	1.545	1.678	1.557	1.484	1.842	1.758
Na	0.259	0.237	0.322	0.444	0.327	0.132	0.275	0.324	0.252	0.152
K	0.079	0.116	0.042	0.090	0.038	0.041	0.070	0.047	0.012	0.016
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SUM	15.120	14.832	15.191	15.107	14.910	14.851	14.902	14.854	15.107	14.926
T Site										
Si	7.620	7.973	7.114	7.707	7.542	7.387	7.239	7.752	8.073	8.396
Al <sup>IV</sup>	0.380	0.027	0.886	0.293	0.458	0.613	0.761	0.248	0.000	0.000
ΣT (T-Site)	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.073	8.396
C Site										
Al <sup>VI</sup>	0.527	1.106	0.244	0.968	0.951	0.570	0.451	0.844	0.277	0.239
Ti	0.103	0.081	0.039	0.016	0.074	0.054	0.062	0.065	0.045	0.042
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.544	0.000	0.000	0.406	0.727	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.955	2.584	3.243	2.799	2.627	3.158	2.942	2.719	3.827	3.601
Fe <sup>2+</sup>	1.348	1.168	0.870	1.151	1.264	0.750	0.744	1.312	0.760	0.704
Mn	0.067	0.061	0.060	0.067	0.084	0.061	0.073	0.059	0.017	0.018
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.073	0.396
ΣC (C-Site)	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
B Site										
Ca	1.783	1.479	1.828	1.573	1.545	1.678	1.557	1.484	1.769	1.362
Na	0.217	0.237	0.172	0.427	0.327	0.132	0.275	0.324	0.231	0.152
ΣB (B-Site)	2.000	1.715	2.000	2.000	1.872	1.810	1.832	1.808	2.000	1.514
A Site										
Na	0.042	0.000	0.150	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000
K	0.079	0.116	0.042	0.090	0.038	0.041	0.070	0.047	0.012	0.016
ΣA (A-Site)	0.120	0.116	0.191	0.107	0.038	0.041	0.070	0.047	0.034	0.016
Mg#	0.687	0.689	0.789	0.709	0.675	0.808	0.798	0.675	0.834	0.837
Nomenclatures	Actinolite	Actinolite	Magnesian-hornblende	Actinolite	Actinolite	Magnesian-hornblende	Magnesian-hornblende	Actinolite	Actinolite	Actinolite



جدول ۳- داده‌های تجزیه عنصرهای اصلی به‌روش ریزکاو الکترونی برای فلدسپارهای درون سنگ‌های پلوتونیک آلموقلاق (همدان) به‌همراه فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برپایه ۸ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی آنها

Sample No.	ADN126-5	ADN126-6	ADN126-9	ADN126-10	ADN126-23	ADN126-24	ADN134-13	ADN134-14	ADN134-17	ADN134-18
Rock type	Quartz-Syenite						Quartz-Monzonite			
Geographic coordinates	N34° 54' 59.49" E48° 09' 54.62"						N34° 54' 52.55" E48° 09' 49.34"			
SiO <sub>2</sub>	72.11	72.21	72.87	73.38	72.90	72.34	73.80	77.83	74.07	73.43
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.84	16.53	16.90	16.34	16.37	16.52	17.28	12.56	16.30	16.40
FeO	0.17	0.18	0.07	0.07	0.17	0.10	0.06	0.11	0.11	0.07
MgO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.16	0.00	0.00
CaO	0.50	0.58	0.37	0.40	0.67	0.55	0.61	1.16	0.28	0.34
Na <sub>2</sub> O	9.53	8.23	9.62	9.51	9.59	10.36	7.86	6.80	8.65	9.56
K <sub>2</sub> O	0.73	2.19	0.10	0.17	0.25	0.10	0.06	0.05	0.06	0.05
SUM	99.89	99.93	99.94	99.88	99.95	99.97	99.68	98.67	99.76	99.89
Si	3.13	3.14	3.14	3.17	3.15	3.13	3.17	3.35	3.18	3.16
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.86	0.85	0.86	0.83	0.83	0.84	0.87	0.64	0.26	0.83
Fe	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.01	0.02
Na	0.80	0.69	0.80	0.80	0.80	0.87	0.65	0.57	0.72	0.80
K	0.04	0.12	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
SUM	4.86	4.84	4.83	4.82	4.84	4.88	4.73	4.62	4.76	4.82
Albite	0.93	0.85	0.97	0.97	0.95	0.97	0.95	0.91	0.98	0.98
Anorthite	0.03	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.09	0.02	0.02
Orthose	0.04	0.13	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
SUM	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Nomenclatures	Albite	Anorthoclase	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite	Albite

جدول ۳- ادامه

Sample No.	ADN134-21	ADN134-22	MN41-P1-2	MN41-P1-3	MN41-P1-4	ADN138-P3-8	ADN138-P3-9	ADN138-P3-10	ADN138-P4-14	ADN138-P4-15
Rock type	Quartz-Monzonite		Quartz-Monzonite			Monzonite				
Geographic coordinates	N34° 54' 52.55" E48° 09' 49.34"		N34° 54' 36.28" E48° 09' 51.44"			N34° 55' 05.49" E48° 10' 04.18"				
SiO <sub>2</sub>	74.37	89.02	67.13	64.66	67.90	70.38	75.16	77.33	72.93	78.54
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.79	5.84	20.14	19.49	19.96	16.75	17.25	17.26	15.78	15.84
FeO	0.06	0.19	0.21	0.15	0.09	0.09	0.11	0.05	0.08	0.10
MgO	0.02	0.22	0.09	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.01
CaO	4.88	0.77	0.05	0.10	0.05	0.81	2.39	0.39	0.34	0.65
Na <sub>2</sub> O	7.65	3.75	10.86	11.01	10.69	11.72	4.96	4.89	10.51	4.70
K <sub>2</sub> O	0.11	0.10	0.53	0.11	0.09	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03
SUM	99.88	99.89	99.01	95.54	98.73	99.77	99.91	99.95	99.94	99.87
Si	3.23	3.68	2.97	2.96	2.99	3.08	3.19	3.25	3.16	3.30
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.66	0.29	1.05	1.05	1.04	0.87	0.86	0.86	0.81	0.78
Fe	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Ca	0.23	0.03	0.00	0.01	0.00	0.04	0.11	0.02	0.02	0.03
Na	0.64	0.30	0.93	0.98	0.91	1.00	0.41	0.40	0.88	0.38
K	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM	4.77	4.33	4.99	5.01	4.95	4.98	4.58	4.52	4.88	4.50

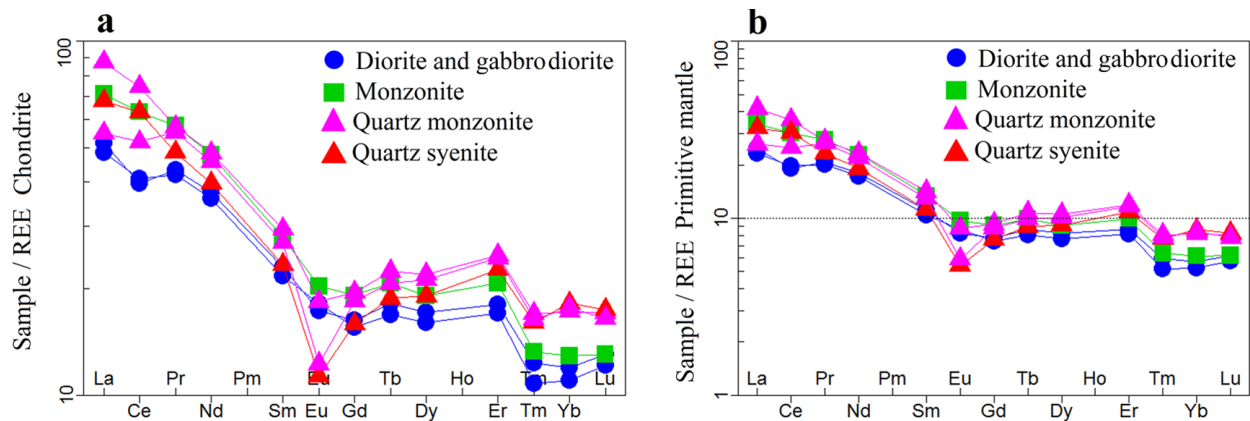
Albite	0.74	0.89	0.93	0.95	0.96	0.96	0.79	0.95	0.98	0.93
Anorthite	0.26	0.10	0.04	0.05	0.03	0.04	0.21	0.04	0.02	0.07
Orthose	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Nomenclatures	Oligoclase	Oligoclase	Albite	Albite	Albite	Albite	Oligoclase	Albite	Albite	Albite

الگوی روند تغییر فراوانی عنصرهای خاکی نادر در نمونه‌های بررسی شده کمابیش موازی هم است. این نکته نشان‌دهنده همانندی فرایندهای ماگمایی و خاستگاه یکسان نمونه‌هاست (Kharbush, 2010). این نمودارها، غنی‌شدگی عمومی از LREE در برابر HREE دیده می‌شود (شکل ۷).

## بحث

### (الف) عنصرهای خاکی نادر و کمیاب:

نمودارهای فراوانی عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده در برابر ترکیب‌های کندریت (Boyton, 1984) و گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های توده پلوتونیک آلموقلوق در شکل ۷ نشان داده شده‌اند.



شکل ۷- نمودارهای بهنجارشده عنصرهای خاکی نادر سنگ‌های آذرین درونی آلموقلوق در برابر: (a) ترکیب کندریت (Boyton, 1984); (b) ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)

الگویی شیب‌دار REE وابستگی سنگ‌ها را در برابر سری کالک‌آلکان نشان می‌دهد در برابر سری کالک‌آلکان نشان می‌دهد (Machado *et al.*, 2005). آنومالی Eu در سنگ‌های پلوتونیک آلموقلوق منفی است (شکل ۷). فلدسپارها به علت جایگزینی Eu به جای Ca در شبکه بلوری آنها نقش بنیادی در کنترل آنومالی Eu دارند. اگر در هنگام فرایند تبلور ماگما، فلدسپار تبلور و جدایش بلوری پیدا کند و یا در هنگام فرایند ذوب بخشی به علت کم بودن فعالیت  $H_2O$ ، فلدسپار وارد فاز مذاب نشود و در سنگ خاستگاه به جای بماند، آنگاه آنومالی Eu در ماگما و سنگ پدیدآمده از آن منفی

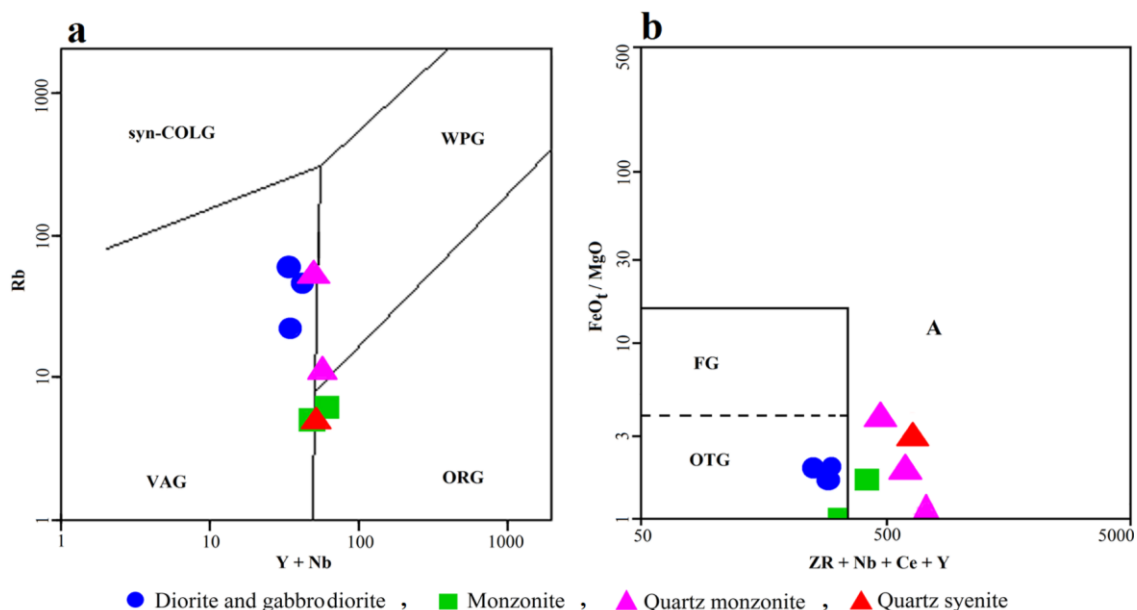
غنی‌شدگی از LREE در برابر HREE ویژگی پهنه‌های فرورانش است (Fitton *et al.*, 1988). حضور کانی گارنت در سنگ خاستگاه (Kampunzo *et al.*, 2003)، درجه کم ذوب بخشی و آرایش ماگما به مواد پوسته‌ای (Almeida *et al.*, 2007)، تبلور و جدایش بلوری آمفیبول و پلاژیوکلاز (Tankut *et al.*, 1998) در فرایندهای ماگمایی عوامل غنی‌شدگی کلی LREE در برابر HREE هستند (شکل ۷). تفریق و تبلور پلاژیوکلاز و آمفیبول نقش اساسی در غنی‌شدگی LREE در برابر MREE و HREE و آنومالی منفی Eu دارد (Tankut *et al.*, 1998).

(شکل ۷). برپایه پیشنهاد Hoskin و همکاران (۲۰۰۰)، تقعر در MREE و آنومالی کم Gd در این گروه از عنصرها، پیامد جدایش بلوری هورنبلند و اسفن است. همچنین، الگوی HREE سنگ‌های منطقه مسطح است (شکل ۷). الگوی مسطح در HREE سنگ‌ها را می‌تواند پیامد وجود آمفیبول در سنگ خاستگاه بجامانده هنگام فرایند ذوب‌بخشی باشد (Zhao *et al.*, 2007).

#### (ب) محیط زمین‌ساختی:

نمودار تغییرات Rb در برابر Y+Nb (شکل ۸-ا) نشان می‌دهد بیشتر سنگ‌های پلوتونیک آلموقولاق در محدوده گرانیتوئیدهای قوس حاشیه فعال قراره‌ای واقع شده‌اند. پراکندگی نسبی نمونه‌ها در این نمودار پیامد آرایش پوسته‌ای است. در نمودار Zr+Nb+Ce+Y در برابر FeO/MgO (شکل ۸-ب)، نمونه‌های پلوتونیک آلموقولاق (مگر دیوریت‌ها) در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A جای گرفته‌اند.

می‌شود (Tepper *et al.*, 1993). آنومالی منفی بالاتر Eu در کوارتزومونزونیت‌ها ( $Eu/Eu^*=0/55$ ) و کوارتزسینیت‌های ( $Eu/Eu^*=0/59$ ) منطقه در برابر دیوریت و گابرودیوریت‌ها (۰/۸۹ تا ۰/۹۸) ( $Eu/Eu^*=0/88$ ) (شکل ۷)، پیامد تبلور و جدایش بلوری فلدسپارهای کلسیک و تمرکز Eu در دیوریت‌ها و مونزونیت‌ها و به دنبال آن، تهی‌شدگی نسبی آن در ماگمای بجامانده کوارتزومونزونیت‌ها و کوارتزسینیت‌هاست. آنومالی Yb در دیوریت‌ها و مونزونیت‌های منطقه در برابر کوارتزومونزونیت‌ها و کوارتزسینیت‌ها کمتر است (شکل ۷). Yb در ترکیب گارنت سازگار است و اگر گارنت در سنگ خاستگاه باشد، Yb جذب آن می‌شود و در مذاب پدیدآمده آنومالی آن کاهش پیدا می‌کند (Kampunzo *et al.*, 2003). آنومالی کم Yb در دیوریت‌ها و مونزونیت‌ها چه‌بسا پیامد گارنت‌داربودن سنگ خاستگاه است. الگوی MREE سنگ‌های منطقه تقعر اندکی دارد



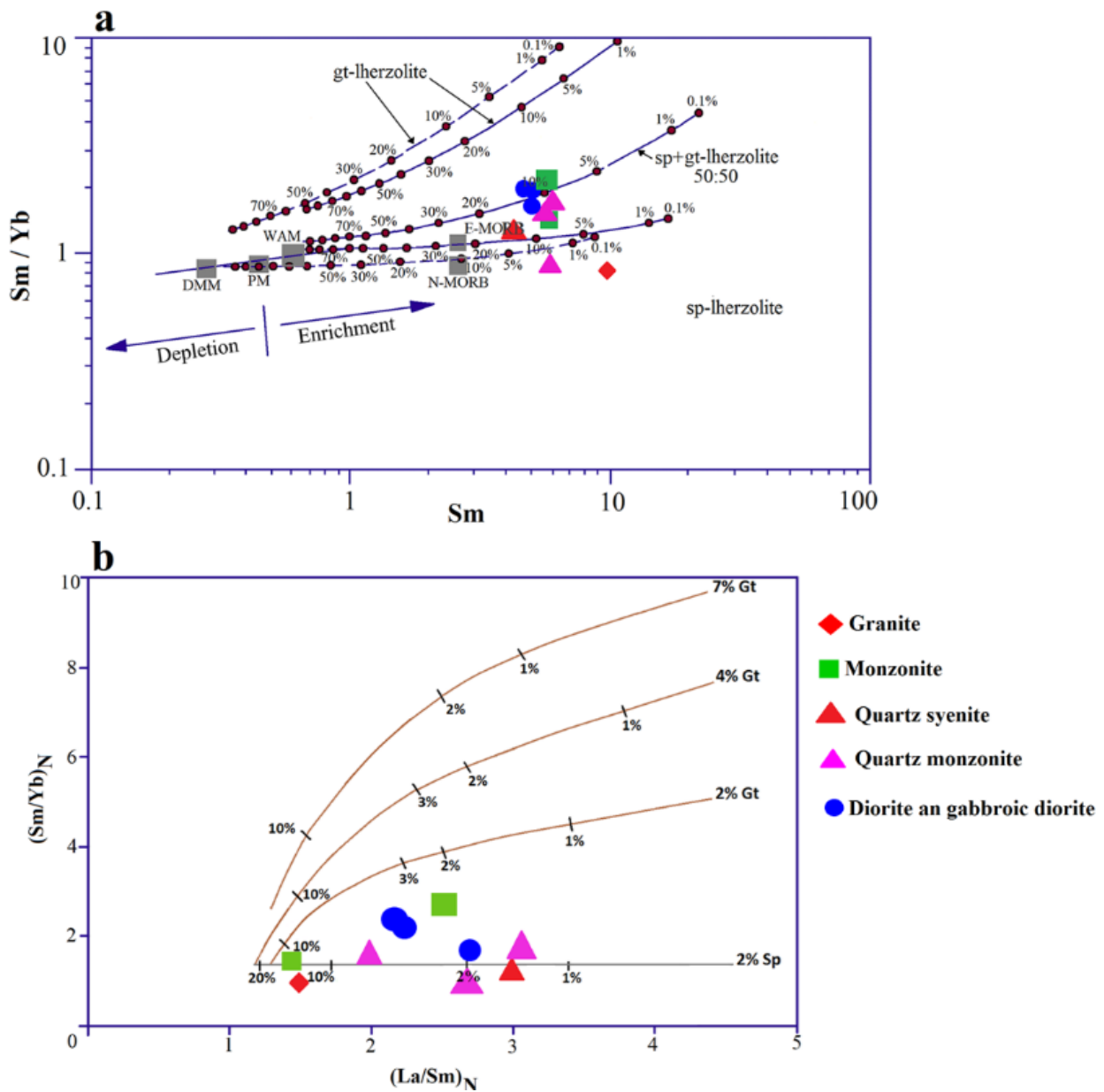
شکل ۸- نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌های پلوتونیک آلموقولاق (همدان): (a) نمودار Y+Nb

در برابر Rb (Pearce et al., 1984)؛ (b) نمودار Zr+Nb+Ce+Y در برابر FeO/MgO (Whalen et al., 1987)

نزدیک به ۱۰ درصد پدید آمده‌اند. نمونه گرانیتی SH267 و نمونه کوارتزماونزولیتی SH268 که درصدوزنی  $\text{SiO}_2$  آنها بیشتر از ۶۹ درصدوزنی است، از ذوب‌بخشی اسپینل‌لرزولیتی بی‌گارت پدید آمده‌اند.

(پ) ذوب‌بخشی و ترکیب سنگ خاستگاه:

نمودار Sm در برابر Sm/Yb (شکل ۹-ا) نشان می‌دهد بیشتر سنگ‌های پلوتونیک آلموقولاق از ذوب‌بخشی گوشه‌ای گارنت اسپینل‌لرزولیتی با درجه ذوب‌بخشی



شکل ۹- عنصرهای خاکی نادر برای شناسایی ترکیب و درجه ذوب‌بخشی ماگمای خاستگاه سنگ‌های توده آلموقولاق (همدان در: a) نمودار Sm در برابر Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000)؛ (b) نمودار  $\text{La}_N/\text{Sm}_N$  در برابر  $\text{Sm}_N/\text{Yb}_N$  (Jourdan)



ترکیب آمفیبول‌ها برای ارزیابی دما و فشار حاکم بر محیط پیدایش سنگ‌های آذرین پیشنهاد کرده‌اند (مانند: Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister *et al.*, 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Blundy and Holland, 1990; Vynhal and McSween, 1991; Schmidt, 1992; Holland and Blundy, 1994; Anderson and Smith, 1995; Ridolfi *et al.* 2010; Putirka, 2016).

در این پژوهش، نمونه‌های مگنزیوهورنبلندهای با خاستگاه آذرین (نمونه‌های: ADN126-3، ADN126-8 و ADN134-11) همزیست با نمونه‌های پلاژیوکلاز (به ترتیب با نمونه‌های: ADN126-5، ADN126-9 و ADN134-14) برای دما فشارسنجی در سنگ‌های توده پلوتونیک آلموقولاق به کار برده شدند (جدول‌های ۲ و ۳؛ شکل ۶). همچنین، برنامه کاربردی APG2 (Sayari, 2016) برای ارزیابی شرایط فشار و دمای پیدایش مگنزیوهورنبلندهای با خاستگاه آذرین در سنگ‌های توده پلوتونیک آلموقولاق به کار برده شد. داده‌های به دست آمده در جدول ۴ و شکل ۱۰ آورده شده‌اند.

#### فشارسنجی آمفیبول: شماری از پژوهشگران

به بررسی شرایط فشار پیدایش آمفیبول پرداخته‌اند. در این پژوهش، معادله‌های ۱ تا ۵ برای سنجش فشار پیدایش آمفیبول‌های درون سنگ‌های پلوتونیک آلموقولاق به کار برده شده و داده‌های به دست آمده در جدول ۴ آورده شده‌اند.

- (1) Hammarstrom and Zen (1986):  $P (\pm 3kb) = -3.92 + 5.03Al_{(tot)}$
- (2) Hollister *et al.* (1987):  $P (\pm 1kb) = -4.76 + 5.64Al_{(tot)}$
- (3) Johnson and Rutherford (1989):  $P (\pm 1kb) = -3.46 + 4.23Al_{(tot)}$
- (4) Anderson and Smith (1995):  $P (\pm 0.6kb) = 4.76Al_{(tot)} - 3.01 - \left[ \frac{T(oC) - 675}{85} \right] \times (0.53Al_{(tot)} + 0.005294 \times (T(oC) - 675))$
- (5) Ridolfi *et al.* (2010):  $P (Mpa) = 19.209e^{(1.438Al_{(tot)})}$ ,  $R^2=0.99$

به باور Morata و همکاران (۲۰۰۵)، مقدار  $Yb/Yb_N$

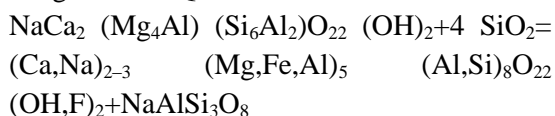
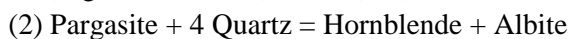
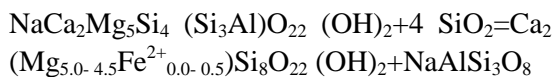
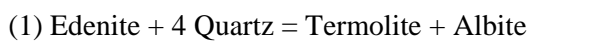
در برابر گوشته‌ی اولیه بهنجار شده است) در شناسایی خاستگاه ماگمای اولیه کارایی است. به باور این پژوهشگران، با حضور گارنت که فاز بجامانده در گوشته اولیه است، مقدار  $Yb_N$  در سنگ‌ها کمتر از ۱۰ می‌شود. مقدار  $Yb_N$  در بیشتر سنگ‌های پلوتونیک آلموقولاق کمتر از ۱۰ است و میانگین آن برابر با ۷/۲۹ است (مگر نمونه گرانیته SH267 و نمونه‌ای از کوارتزومونزونیت SH268 که اسیدی تر هستند و  $SiO_2$  آنها بیشتر از ۶۹ درصدوزنی است). از این رو، می‌توان گفت که گارنت به‌عنوان فاز بجامانده در خاستگاه بیشتر این سنگ‌ها حضور دارد و عنصر Yb را در خود جذب و نگهداری می‌کند. در نمودار شکل ۹- b، سه عنصر La (عنصر خاکی نادر سبک)، Sm (عنصر خاکی نادر متوسط) و Yb (عنصر خاکی نادر سنگین) برای بررسی ترکیب سنگ خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه و درجه ذوب‌بخشی آنها به کار برده شده‌اند. نمودار تغییر  $La_N/Sm_N$  در برابر  $Sm_N/Yb_N$  (شکل ۹- b) نشان می‌دهد بیشتر سنگ‌های پلوتونیک آلموقولاق از ذوب‌بخشی گوشته گارنت‌اسپینل‌لرزولیت با نزدیک به ۲ درصد گارنت و ۲ درصد اسپینل و درجه ذوب‌بخشی نزدیک به ۵ درصد پدید آمده‌اند (شکل ۹- b). همان گونه که در این نمودار نیز دیده می‌شود، نمونه گرانیته SH267 و نمونه‌ای از کوارتزومونزونیت SH268 که  $SiO_2$  آنها بیشتر از ۶۹ درصدوزنی است در محدوده اسپینل‌لرزولیت بی گارنت جای گرفته‌اند (شکل ۹- b).

#### (ت) دما فشارسنجی

دما فشارسنجی آمفیبول: مقدار  $Al^{(total)}$  در ترکیب

آمفیبول‌ها پایه دما فشارسنجی آنهاست. مقدار  $Al^{(total)}$  با افزایش فشار در ترکیب آمفیبول‌ها افزایش می‌یابد (Hammarstrom and Zen., 1986). شماری از پژوهشگران معادله‌های بسیاری را بر پایه مقدار  $Al^{(total)}$

هورنبلند همزیست در سنگ‌های آذرین اشباع از سیلیس، واکنش‌های ۱ و ۲ به کار برده می‌شوند. برپایه این واکنش‌ها و معادله ۹، دماهای ۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد به دست آورده شده و داده‌های آن در جدول ۴ آورده شده‌اند.



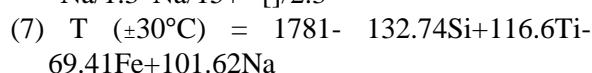
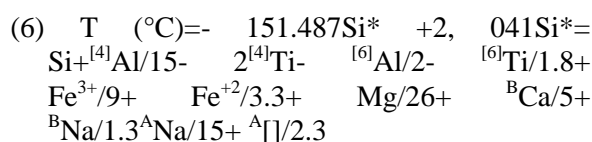
(9)

$$T[\mp 311^\circ\text{K}] = \frac{0.677P(\text{kb}) - 48.98 + Y}{-0.0429 - 0.008314\text{Ln}K}$$

$$K = \left(\frac{S_i - 4}{8 - S_i}\right) X_{Ab}^{Plg}$$

**دماسنجی آمفیبول:** برای سنجش دمای پیدایش

آمفیبول‌های درون سنگ‌های پلوتونیک آلموقلاق، معادله ۶ پیشنهادی Ridolfi و همکاران (۲۰۱۰) و معادله ۷ پیشنهادی Putirka (۲۰۱۶) که در زیر آورده شده‌اند به کار برده شدند. داده‌های آنها در جدول ۴ آورده شده‌اند.

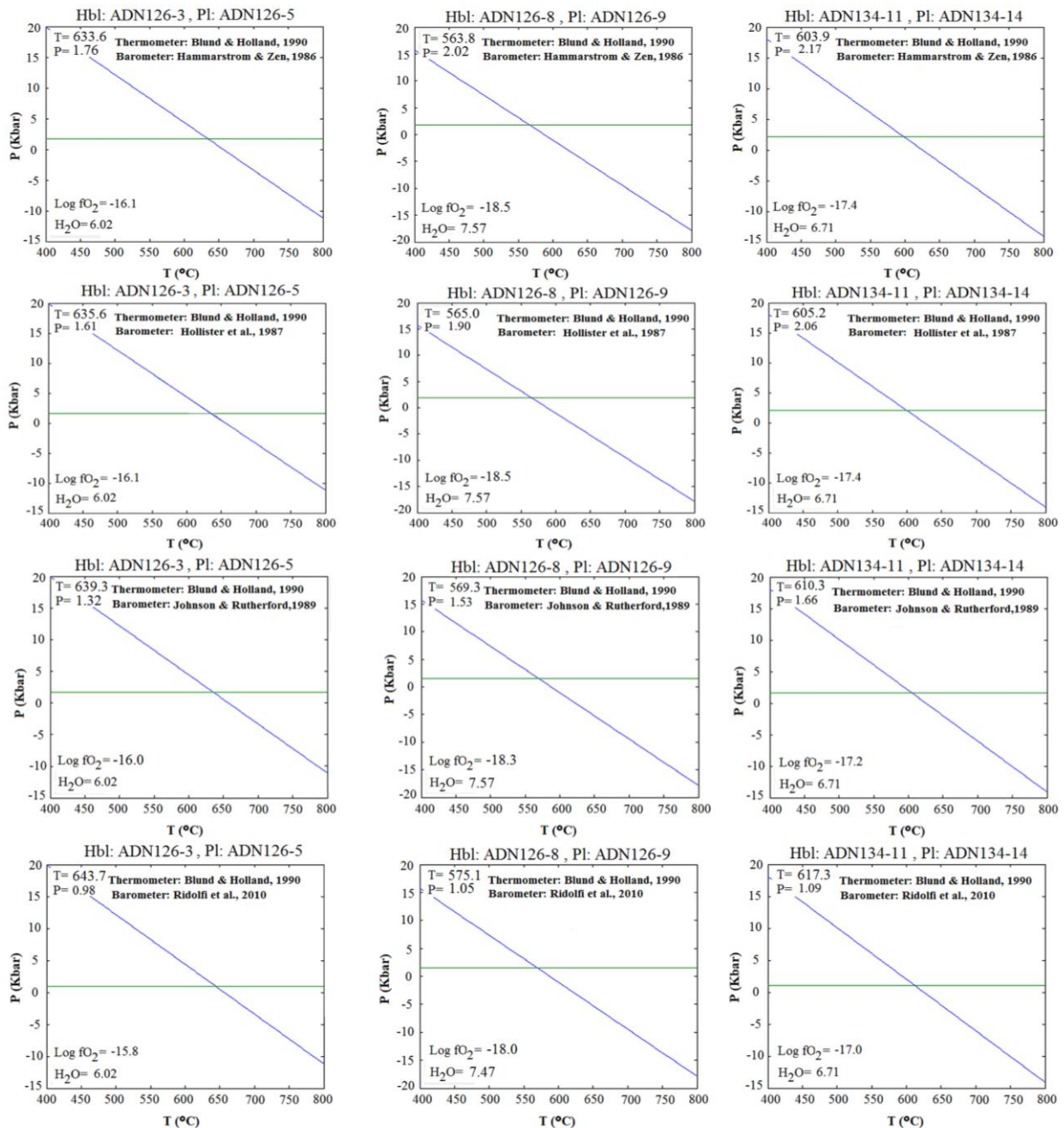


**دماسنجی آمفیبول - پلاژیوکلاز:** (Blundy and Holland, 1990)

and Holland, 1990)، برای دماسنجی پلاژیوکلاز -

جدول ۴- داده‌های دما فشارسنجی آمفیبول‌های درون سنگ‌های پلوتونیک آلموقلاق (همدان)

Samples (Spots)	ADN126-3	ADN126-8	ADN134-11
برآورد فشار برپایه تک‌کانی آمفیبول به روش شماری از کالیبراسیون‌های گوناگون			
P (Kb) (Hammarstrom and Zen, 1986)	1.765	2.032	2.178
P (Kb) (Hollister, 1987)	1.615	1.914	2.078
P (Kb) (Johnson and Rutherford, 1989)	1.321	1.545	1.668
P (Kb) (Ridolfi et al., 2010)	0.976	1.053	1.098
برآورد دما برپایه تک‌کانی آمفیبول به روش شماری از کالیبراسیون‌های گوناگون			
T (°C) (Ridolfi et al., 2010)	778.345	771.817	767.501
T (°C) (Putirka, 2016) A	775.902	739.958	753.202
برآورد دما برپایه تک‌کانی آمفیبول و فشار به دست آمده از کالیبراسیون (Ridolfi et al., 2010)			
T (°C) (Putirka, 2016) B	776.746	748.487	757.032
برآورد فشار برپایه تک‌کانی آمفیبول و دمای به دست آمده از کالیبراسیون (Ridolfi et al., 2010)			
P (Kb) (Anderson and Smith, 1995)	0.977	1.324	1.529
برآورد فشار برپایه تک‌کانی آمفیبول و دمای به دست آمده از کالیبراسیون (Putirka, 2016)			
P (Kb) (Anderson and Smith, 1995)	1.025	1.880	1.789
برآورد دما برپایه زوج کانی آمفیبول - پلاژیوکلاز و فشار به دست آمده از کالیبراسیون (Hammarstrom and Zen, 1986)			
T (°C) (Blundy and Holland, 1990)	633.615	563.576	603.937
برآورد دما برپایه زوج کانی آمفیبول - پلاژیوکلاز و فشار به دست آمده از کالیبراسیون (Hollister, 1987)			
T (°C) (Blundy and Holland, 1990)	635.551	565.006	605.211
برآورد دما برپایه زوج کانی آمفیبول - پلاژیوکلاز و فشار به دست آمده از کالیبراسیون (Johnson and Rutherford, 1989)			
T (°C) (Blundy and Holland, 1990)	639.319	569.334	610.286
برآورد دما برپایه زوج کانی آمفیبول - پلاژیوکلاز و فشار به دست آمده از کالیبراسیون (Ridolfi et al., 2010)			
Total average of presser in the Almogholagh igneous rocks			kb~۱/۲۸
Total average of temperature in the Almogholagh igneous rocks			°C~۷۱۵
Emplacement depth of the Almogholagh igneous rocks			Km~۴/۶



شکل ۱۰- نمودار نمایش ترسیمی دما- فشار پیدایش پلاژیوکلاز- هورنبلند همزیست در سنگ‌های پلوتونیک آلموقولاق با برنامه کاربردی (Sayari, 2016) APG2

و  $X_{Ab}^{Plg}$  میزان درصد مولی آل بیت در پلاژیوکلاز هستند. داده‌های به دست آمده از داماسنجی پلاژیوکلاز- هورنبلند همزیست درون سنگ‌های پلوتونیک آلموقولاق در جدول ۴ و شکل ۱۰ آورده شده‌اند. در مجموع میانگین دمای کل

در معادله ۸، برای مقادیر  $X_{Ab} > 0.5$  مقدار  $Y=0$  و برای مقادیر  $X_{Ab} < 0.5$  مقدار  $Y=-$   $(1 - X_{Ab})^2 \cdot 25.5 + 8.06$  است. دمای (T) تعادل بر پایه کلوین، فشار (P) بر پایه کیلوبار، شمار کاتیون‌های سیلیس در فرمول ساختاری آمفیبول

کیلومتر مربع) است. همچنین، اندازه کمابیش کوچک دانه‌های سازنده سنگ‌های این توده ( $\sim 1$  mm) و بافت‌هایی مانند اینترگرانولار، سرعت سردشدگی بالا، حجم کوچک و ژرفای جایگزینی کم این توده را نشان می‌دهند.

### نتیجه‌گیری

توده پلوتونیک آلموقولاق به مساحت تقریبی ۱۰ کیلومتر مربع و به‌صورت استوک در دو مرحله و در ژرفای کم پوسته جایگزین شده است. دیوریت و گابرو دیوریت، مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت از سنگ‌های مرحله نخست جایگیری هستند. این سنگ‌ها درون سنگ‌های کهن‌تر با ترکیب متاپلیتیک و متاکربنات نفوذ کرده‌اند. سینیت، کوارتز سینیت و آلکالی‌گرانیت از سنگ‌های مرحله دوم جایگیری هستند و درون سنگ‌های گروه نخست و سنگ‌های کهن‌تر نفوذ کرده‌اند. داده‌های به‌دست‌آمده از دما فشارسنجی روی آمفیبول و پلاژیوکلاز نشان می‌دهند میانگین دمای پیدایش توده پلوتونیک آلموقولاق  $\sim 715$  درجه سانتیگراد و میانگین فشار پیدایش آن  $\sim 2/18$  کیلوبار است. ویژگی‌های بافتی و دما فشارسنجی نشان‌دهنده جایگیری این توده در ژرفای کم ( $\sim 5$  کیلومتر) است. ماگمای سازنده سنگ‌های توده پلوتونیک آلموقولاق از ذوب‌بخشی گارنت اسپینل لِرزولیت گوشته تهی شده در درجه کم ذوب‌بخشی ( $\sim 7\%$ ) پدید آمده است.

### سپاس‌گزاری

هزینه‌های انجام این پژوهش از پژوهانه نگارنده نخست پرداخت شده است. از همکاری معاونت گرامی پژوهشی دانشگاه بوعلی‌سینا همدان برای پرداخت هزینه‌ها سپاس‌گزاری می‌شود.

پیدایش آمفیبول‌های درون سنگ‌های پلوتونیک آلموقولاق  $715$  درجه سانتیگراد و فشار پیدایش آنها  $1/28$  کیلوبار است. برپایه اینکه گرادیان فشار در پوسته زمین برابر  $0/28$  بار بر متر ( $\sim 3/6$  کیلومتر بر کیلوبار) و در گوشته بالایی برابر  $0/33$  بار بر متر ( $\sim 3$  کیلومتر بر کیلوبار) است (Ghent *et al.*, 1991). پس ژرفای پیدایش سنگ‌های توده پلوتونیک آلموقولاق (برپایه فشار  $\sim 1/28$  کیلوبار پیدایش آنها)  $\sim 4/6$  کیلومتر است.

دما، فشار و ژرفای پیدایش توده پلوتونیک آلموقولاق به‌دست‌آمده از این پژوهش، اختلاف معنی‌داری با داده‌های به‌دست‌آمده از برخی بررسی‌های پیشین روی توده پلوتونیک آلموقولاق دارد؛ به‌گونه‌ای که Jamshidibadr (۱۳۹۴)، دمای پیدایش سنگ‌های توده پلوتونیک آلموقولاق را  $900-750$  درجه سانتیگراد و فشار پیدایش آنها را  $7-6$  کیلوبار (ژرفای  $22-19$  کیلومتر) برآورد کرده است و Amiri و همکاران (۲۰۱۶)، دمای پیدایش سنگ‌های توده پلوتونیک آلموقولاق را  $719-714$  درجه سانتیگراد، فشار پیدایش آنها را  $7/5-6/5$  کیلوبار و ژرفای پیدایش آنها را  $28-24$  کیلومتر به‌دست آورده‌اند. داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی‌های صحرائی و نمونه‌برداری با شمار کمابیش فراوان ( $\sim 200$  نمونه) از این توده و رسم دقیق چگونگی گسترش واحدهای گوناگون سنگ این توده با نرم‌افزار ArcGIS-9.3 نشان می‌دهند گسترش سطحی توده پلوتونیک آلموقولاق بسیار کمتر از حجم یک توده باتولیتی ( $100 \text{ km}^2$ ) است که در برخی بررسی‌های پیشین (مانند: Amiri *et al.*, 2016) گفته شده است. همان‌گونه که در برخی بررسی‌های پیشین نیز (مانند: Valizadeh and Zarian, 1976) گفته شده است، اندازه این توده به‌اندازه یک استوک ( $\sim 10$ )

## منابع

- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102(1-2): 67-95.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155(1-2): 69-97.
- Amiri, M., Akmadi Khalaji, A., Tahmasbi, Z., Santos, J. F., Zarei Sahamieh, R. and Zamanian, H. (2017) Geochemistry, petrogenesis, and tectonic setting of the Almoghlagh batholith in the Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of African Earth Sciences* 134: 113-133.
- Amiri, M., Akmadi Khalaji, A., Tahmasbi, Z., Zarei Sahamieh, R. and Zamanian, H. (2016) Geothermobarometry of amphiboles in intermediate to basic rocks from the Almoghlagh pluton in Western Iran. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 111(5): 337-350.
- Anderson, J. L. and Smith D. R. (1995) The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in hornblende barometer. *American Mineralogist* 80(5-6): 549-559.
- 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 the Geological Society of London* 139(5): 605-614.
- Berberian, M. and King, G. C. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(11): 210-265.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104(2): 208-224.
- Boyton, W. V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 63-114. Elsevier, New York, US.
- De La Roche, H., Leterrier, P., Grandclaude, P. and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29(1-4): 183-210.
- Eftekharnajad, J. (1981) Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iranian Petroleum Society* 82(1): 19-28 (in Persian).
- Eshraghi, S. A. and Mohammadi Gharai, M. (2003) Geological Map of Tuyserkhan 1/100000, Geological Survey and Mineral exploration of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Fazlnia, A., Schenk, V., Straaten, F. and Mirmohammadi, M. (2009) Petrology, geochemistry and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran. *Lithos* 112(3-4): 413-433.
- 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. *Journal of Petrology* 1(Special Lithosphere Issue): 331-349.
- Ghent, E. D., Nicholls, J., Simony, P. S., Sevigny, J. H. and Stout, M. Z. (1991) Hornblende barometry of the Nelson batholith, southeastern British Columbia: Tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Science* 28(12): 1982-1991.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. A. N. (1986) Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71(11-12): 1297-1313.
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London, UK.

- Holland, T. J. B. and Blundy, J. D. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116(4): 433–447.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72(3-4): 231–239.
- Hoskin, P. W. O., Kinny, P. D., Wyborn, D. and Chappell, B. W. (2000) Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: An integrated approach. *Journal of Petrology* 41(9): 1365-1395.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) Guide to the chemical classification on the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8(5): 484-523.
- Jamshidibadr, M. (2015) Geochemistry and thermobarometry of mafic igneous rocks in the Almabolagh complexes (North West of Iran). *Geology New Finding* 2(1):137-154 (in Persian).
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J. (1989) Experimental calibration of the aluminum-in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17(9): 837-841.
- Jourdan, F., Bertrand, H., Scharer, J., Blichert-Toft, J., Feraud, G. and Kampunzu, A. B. (2007) Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb isotope compositions of the Karoo large igneous province, Botswana-Zimbabwe: Lithosphere vs. mantle plume contribution. *Journal of Petrology* 48(6): 1043-1077.
- Kampunzo, A. B., Tombale, A. R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. and Modisi, M. P. (2003) Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchean continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos* 71(2-4): 431-460.
- Kharbish, S. (2010) Geochemistry and magmatic setting of Wadi El-Markh island-arc gabbro-diorite suite, central Eastern Desert, Egypt. *Chemie der Erde/Geochemistry* 70(3): 257–266.
- Le Maitre, R. W. (2002) *Igneous rocks: a classification and glossary of terms. Recommendations of the IUGS subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.* Cambridge, Cambridge University Press, New York, US.
- Leake, B. E., Woolley, A. R. and Arps, C. E. S. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Mineral Names. *The Canadian Mineralogist* 35(1): 219–46.
- Lei Wang, X., Jiang, S. T., Daia, B. Z., Griffin, W. L., Dai, M. N. and Yang, Y. H. (2011) Age, geochemistry and tectonic setting of the Neoproterozoic (ca. 830 Ma) gabbros on the southern margin of the North China Craton. *Precambrian Research* 190(1-4): 35-47.
- Machado, A., Lima, E. F., Chemale, J. F., Morta, D., Oteiza, O., Almeida, D. P. M., Figueiredo, A. M. G., Alexandre, F. M. and Urrutia, J. L. (2005) Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences* 18(3-4): 407-425.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120(3-4): 223-253.
- Middlemost, E. A. K. T (1994) Naming materials in the magma/igneous rocks system. *Earth-Science Reviews* 37(3-4): 215-224.
- Mogessie, A., Ettinger, K., Leake, B. E. and Tessadri, K. (2001) A hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe and wet chemical analyses. *Computers & Geosciences* 27(10): 1169–1178.

- Mohajjel, M. and Izadi Kian, L. (2007) Poly-deformed tectonites in dome structure of the Almogholagh region, West of Hamedan. *Geosciences Scientific Journal* 66(17): 116-133 (in Persian).
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21(4): 397-412.
- Morata, D., Claudia, O., Cruz, R. and Manuel, S. (2005) The Bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 18(2): 147-162.
- Naney, M. T. (1983) Phase equilibria of rock forming ferromagnesian silicates in granitic system. *American Journal of Science* 283(10): 993-1033.
- Naney, M. T. and Swanson, S. (1980) The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. *American mineralogist* 65(7-8): 639-653.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rock. *Journal of Petrology* 25(4): 956-983.
- Putirka, K. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist* 101(4): 841-858.
- Ricou, L. E., Braud, J. and Brunn, J. A. (1977) Le Zagros. *Memoire Societe Geologique de France. Hors-Serie* 8(2): 33-52.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160(1): 45-66.
- Sayari, M. (2016) A new version of APG, an Application for Amphibole-Plagioclase Geothermobarometry. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 27(2): 161-167.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the AI-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110(2-3): 304-310.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24(4): 405-417.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Ghorbani, M., Pourmoafae, M., Sepahi, A. A., Vousoughi Abedini, M. and Shang, C. K. (2015) The Almogholagh pluton, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: geochemistry, U-(Th)-Pb titanite geochronology and implication for its tectonic evolution. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen (Journal of Mineralogy and Geochemistry)* 192(1): 85-99.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. John Wiley & Sons, New York, US.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Fallick, A. E., Jeronimo, M. and Cruz, M. (1998) Amphibole-rich clots in calc-alkaline granitoids in the Borborema Province, northeastern Brazil. *Journal South American Earth Sciences* 11(5): 457-471.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52(7): 1229-1258.
- Tankut, A., Wilson, M. and Yihunie, T. (1998) Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Guvem area, Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85(1-4): 285-301.

- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and Irving, A. J. (1993) Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113(3): 333-351.
- Valizadeh, M. V. and Zarian, S. (1976) A petrological study of the Almoghlagh (Asadabad, Hamedan). *Journal of Sciences (University of Tehran)* 8(1): 49-59 (in Persian).
- Vynhal, C. R. and McSween, H. Y. Jr. (1991) Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist* 76(1-2): 176-188.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95(4): 407-419.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187.
- Zhao Z. F., Zheng Y. F., Wei C. S. and Wu, Y. B. (2007) Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust. *Lithos* 93(3-4): 248-272.