

## Geochemistry and tectonomagmatic setting of the Gharuchah-Sofla intrusions (South Mahabad)

Abdolnaser Fazlnia <sup>1\*</sup> and Amir Pahlavani <sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Geology, Urmia University, 57153-165 Urmia, I. R. Iran

<sup>2</sup>Mahabad School of Education, I. R. Iran

### Abstract

The Gharuchah-Sofla intrusion from south Mahabad (southeast of West Azerbaijan) consist mostly of granodiorite and tonalite, interspersed with small bodies of quartz diorite, monzogranite, syenogranite, and alkali feldspar granite. Microgranular mafic enclaves, which are mainly gabbroic diorite, diorite, and quartz diorite in composition, occur as elliptical or circular throughout the intrusion. Samples with gabbroic diorite, diorite, and quartz diorite, in composition consist primarily of plagioclase, clinopyroxene, hornblende, biotite, opaque minerals, and small amount of quartz. Similar mineralogy with the occurrence of K-feldspar and only small amount of clinopyroxene, are found in tonalites, granodiorites and monzogranites. The enclaves are also characterized by the presence of clinopyroxene, biotite, opaque minerals, and small amount of quartz and alkali-feldspar. There are minor minerals such as prismatic apatite and titanite in several samples. The samples show I-type, metaluminous and calc-alkaline characteristics. The Gharuchah-Sofla dioritic gabbro-granitic intrusions are poor in high field strength elements (HFSE) such as Nb, Ta, Hf, and Zr along with P and rich in Sr, K, Rb, and somewhat Ba. Based on the element ratios of  $(La/Yb)_n$  and  $(La/Sm)_n$ , levels of light rare Earth elements in the samples from the main mass are more than those of the enclaves; a demonstration of the enrichment of these elements in the main mass. The intrusions resulted from the partial melting of a metasomatized mantle wedge of supra subduction zone typical of subduction-related magmas. These rocks were evolved in an active continental volcanic arc with respect to the Laramide orogeny and the Neotethys subduction under the Sanandaj-Sirjan zone at the post Cretaceous. Magmatic ages of the intrusions are post Cretaceous during the Laramide orogeny. Deep subduction-related faults and fractional crystallization in the crustal chambers helped to petrologically evolve the intrusions.

**Key words:** geochemistry, Gharuchah-Sofla intrusion, tectonomagmatic setting, oblique subduction of Neotethys, Sanandaj-Sirjan Zone

\* a.fazlnia@urmia.ac.ir

## زمین‌شیمی و محیط تکتونوماگمایی نفوذی‌های قروچاه سفلی (جنوب مهاباد)

عبدالناصر فضل‌نیا<sup>۱\*</sup> و امیر پهنایی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه، ۱۶۵-۵۷۱۵۳ ارومیه، ایران

<sup>۲</sup> اداره آموزش و پرورش شهرستان مهاباد، ایران

### چکیده

توده نفوذی قروچاه سفلی در جنوب مهاباد (جنوب‌خاوری استان آذربایجان غربی)، رخنمون دارد. توده اصلی بیشتر دربردارنده تونالیت و گرانودیوریت، همراه با مقدار کمتری کوارتز دیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت و آلکالی‌فلدسپار گرانیت است. ترکیب انکلاوهای تیره دانه‌ریز بیشتر گابرو، دیوریت و کوارتز دیوریت است. انکلاوها به‌صورت بیضوی و یا گردشده در همه بخش‌های توده نفوذی دیده می‌شوند. نمونه‌هایی که ترکیب دیوریت گابرویی، دیوریت و کوارتز دیوریت دارند بیشتر از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، هورنبلند، بیوتیت، کانی‌های کدر و مقدار کمی کوارتز ساخته شده‌اند. نمونه‌های تونالیتی، گرانودیوریتی و مونزوگرانیتی بیشتر از پلاژیوکلاز، کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، هورنبلند، بیوتیت، کانی‌های کدر، همراه با مقدار کمی کلینوپیروکسن ساخته شده‌اند. انکلاوها نیز بیشتر دربردارنده پلاژیوکلاز، هورنبلند، کلینوپیروکسن، بیوتیت، کانی‌های کدر، همراه با مقدار کمی کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار هستند. بلورهای آپاتیت، تیتانیت و کانی‌های کدر در زمینه سنگ دیده می‌شوند. این سنگ‌ها، گرانیتوئیدهای نوع-I با سرشت متالومینوس و کالک‌آلکان هستند. آنها از عنصرهای با قدرت یونی بالا یا HFSE (مانند: Nb, Ta, Hf و Zr همراه با P) فقیر و از Sr, K, Rb و تا اندازه‌ای Ba غنی هستند. برپایه نسبت‌های عنصری  $La_n/Sm_n$  و  $La_n/Yb_n$ ، مقدار عنصرهای خاکی سبک در برخی نمونه‌های توده اصلی بیشتر از انکلاوهای گوناگون است. پس توده اصلی از این عنصرها غنی است. توده نفوذی قروچاه سفلی در پهنه کمان آتشفشانی فعال قاره‌ای و در پی ذوب‌بخشی گوئه گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده در بالای پهنه فرورانشی وابسته به فرورانش به‌زیر پهنه سنج-سیرجان، در زمانی پس از کرتاسه پدید آمده است. تزریق و تکامل سنگ‌شناسی این نفوذی‌ها در پی رفتار گسل‌های ژرف و همچنین، جدایش بلورین در آشیانه‌های پوسته‌ای رخ داده است.

**واژه‌های کلیدی:** زمین‌شیمی، توده نفوذی قروچاه سفلی، پهنه تکتونوماگمایی، فرورانش مایل نئوتتیس، پهنه

سنجد-سیرجان

\* a.fazlnia@urmia.ac.ir

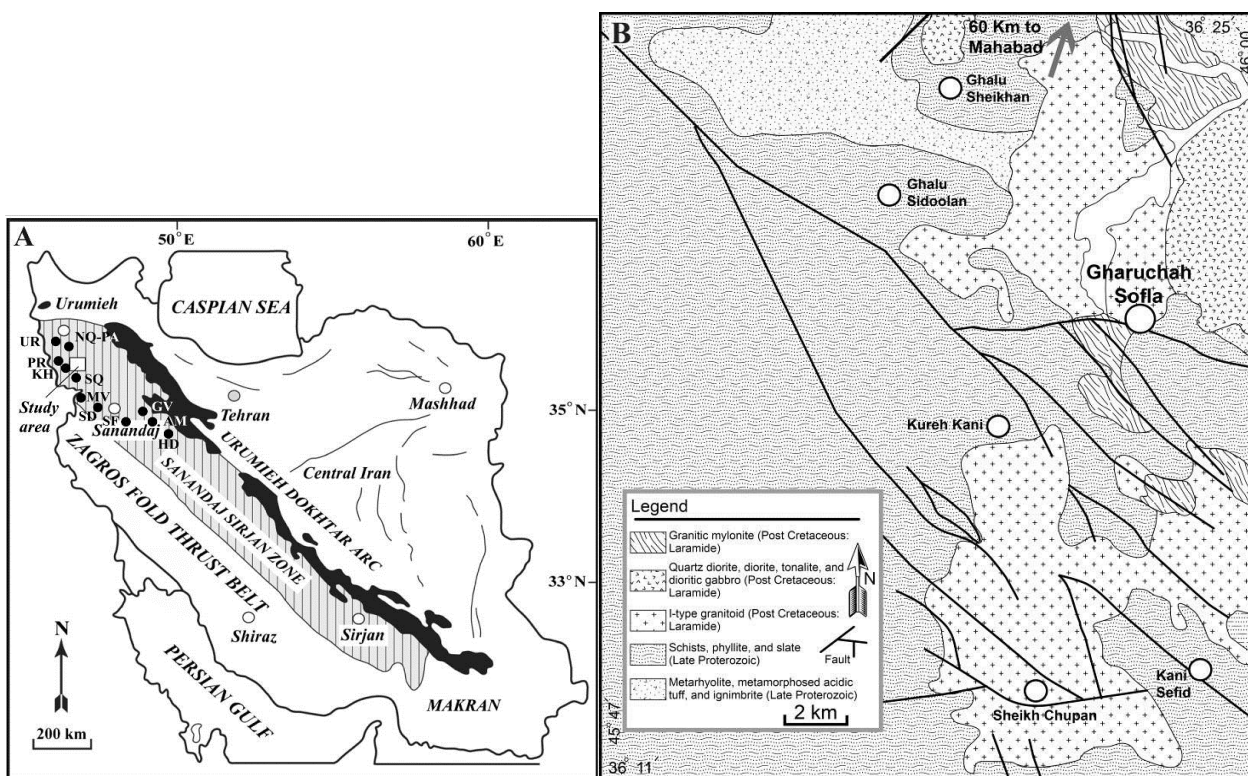
## مقدمه

(۱۹۷۷) گرانیتوئیدها را به دو گروه مگنیتیت-ایلمنیت‌دار و ایلمنیت‌دار رده‌بندی کرده‌اند. بیشتر گرانیتوئیدهای ایران در صفحه ایران مرکزی و پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان نفوذ کرده‌اند. در ایران جایگزینی سنگ‌های گرانیتوئیدی بیشتر در مزوزوییک (ژوراسیک و کرتاسه) و ترشیری (الیگومیوسن و میوسن) روی داده است؛ اما در پالئوزوییک و پرکامبرین نیز به اندازه بسیار کمتر در این پهنه‌ها نیز تزریق شده‌اند (Berberian and King, ۱۹۸۱).

کمربند کوهزایی زاگرس که بخشی از سیستم کوهزایی آلپی به‌شمار می‌آید، در بردارنده سه پهنه زمین‌ساختی موازی با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است: الف) پهنه کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA؛ ب) پهنه سنندج-سیرجان (SSZ؛ پ) پهنه چین‌خورده و تراستی زاگرس (ZFTB) (Alavi, ۱۹۹۴). نفوذی‌های قروچاه سفلی در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان نفوذ کرده‌اند (شکل ۱). بیشتر گرانیتوئیدهای این پهنه نوع-I فرورانشی هستند (Berberian and King, ۱۹۸۱; Ghazi and Moazzen, ۲۰۱۵; Hassanzadeh and Wernicke, ۲۰۱۶).

در پهنه‌های فرورانشی، بیشتر گرانیتوئیدها از نوع-I هستند و ترکیب کالک‌آلکان نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی هستند. بسیاری از این گرانیتوئیدها قطعه‌هایی گردشده و یا بیضوی‌شکل از سنگ‌هایی دارند که از خود توده اصلی مافیک تر و دانه ریزتر هستند. این بخش‌ها انکلاوهای مافیک دانه ریز نامیده شده‌اند (Didier and Barbarin, ۱۹۹۱).

سنگ‌های گرانیتی در هر محیط زمین‌ساختی یافت می‌شوند. محیط‌های زمین‌ساختی پیدایش گرانیت‌های وابسته به پشته‌های اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای (WPG)، گرانیت‌های کمان‌های آتشفشانی (VAG)، گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد (Syn-collision) و گرانیت‌های پس‌برخوردی (Post-collision) از محیط‌های زمین‌ساختی پیدایش گرانیتوئیدها هستند (Pearce *et al.*, ۱۹۸۴; Pearce, ۱۹۹۶). فرایندهای گوناگونی (مانند: تبلوربخشی، آرایش ماگمایی، آمیختگی ماگمایی، هضم، جدایش و هم‌گن‌شدن و همچنین، سیال‌های ماگمایی) تغییرات گسترده‌ای در ترکیب گرانیتوئیدها پدید می‌آورند (Pearce, ۱۹۹۶; Pitcher, ۱۹۹۷; Best, ۲۰۰۳; Patinō Douce, ۱۹۹۹). از این‌رو، گرانیتوئیدها به گروه‌های I (نوع آذرین)، S (نوع رسوبی)، M (نوع گوشته‌ای) و A (نوع بی‌آب یا غیرکوهزایی) رده‌بندی شده‌اند (Chappell and White, ۱۹۷۴; White, ۱۹۷۹; Loiselle and Wones, ۱۹۷۹). افزون‌براین، گرانیتوئیدهای نوع H (دورگه‌ای، Hybrid) و C (شمارنوکیتی، Charnockitic) نیز شناسایی شده‌اند (Castro *et al.*, ۱۹۹۲; Kilpatrick and Ellis, ۱۹۹۲). برپایه محیط زمین‌ساختی، رخداد و تغییر ترکیبی، گرانیتوئیدها سرشت کالک‌آلکان، آلکان، پرآلکان، پرآلومینوس و مت‌آلومینوس دارند (Maniar and Piccoli, ۱۹۸۹; Frost *et al.*, ۲۰۰۱; Didier and Barbarin, ۱۹۹۹). برپایه اینکه مقدار آهن در شیمی سنگ‌های گرانیتی چه تغییری نشان می‌دهد، این سنگ‌ها به دو گروه فرو و فربک رده‌بندی شده‌اند (Frost *et al.*, ۲۰۰۱). برخی پژوهشگران (Ishihara,



شکل ۱- (A) نقشه ساده‌شده زمین‌شناسی باختر ایران از Stöcklin (۱۹۶۸) و Alavi (۱۹۹۴) (مخفف نام توده‌های نفوذی: UR: ارومیه؛ NQ-PA: نقره-پسوه؛ PR: پیرانشهر؛ KH: خلیفان؛ SQ: سقز؛ MV: مریوان؛ SD: سنندج؛ SF: صوفی‌آباد؛ GV: قروه؛ AM: آلموقلاغ؛ HD: همدان)؛ (B) نقشه ساده‌شده زمین‌شناسی منطقه قروچاه سفلی در جنوب مهاباد (با تغییر پس از Omrani و Khabbaznia, ۲۰۰۳)

۲۰۱۶ (Hassanzadeh and Wernicke). بیشتر سنگ‌های ماگمایی این پهنه در پی فرورانش نئوتتیس به‌زیر ایران مرکزی پدید آمده‌اند (مانند: Berberian and King, ۱۹۸۱; Ghazi and Moazzen, ۲۰۱۵; Hassanzadeh and Wernicke, ۲۰۱۶).

هدف از انجام این پژوهش، بررسی ارتباط زایشی میان لیتولوژی‌های گوناگون توده‌های آذرین درونی رخنمون‌یافته و انکلاوهای درون آنها در این منطقه، برپایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی است. برای دستیابی به این هدف، افزون‌بر بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری (کانی‌شناسی)، از داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی و فرعی و نیز نمودارهای گوناگونی زمین‌شیمیایی بهره گرفته شد. همچنین، در بررسی سنگ‌شناسی و محیط

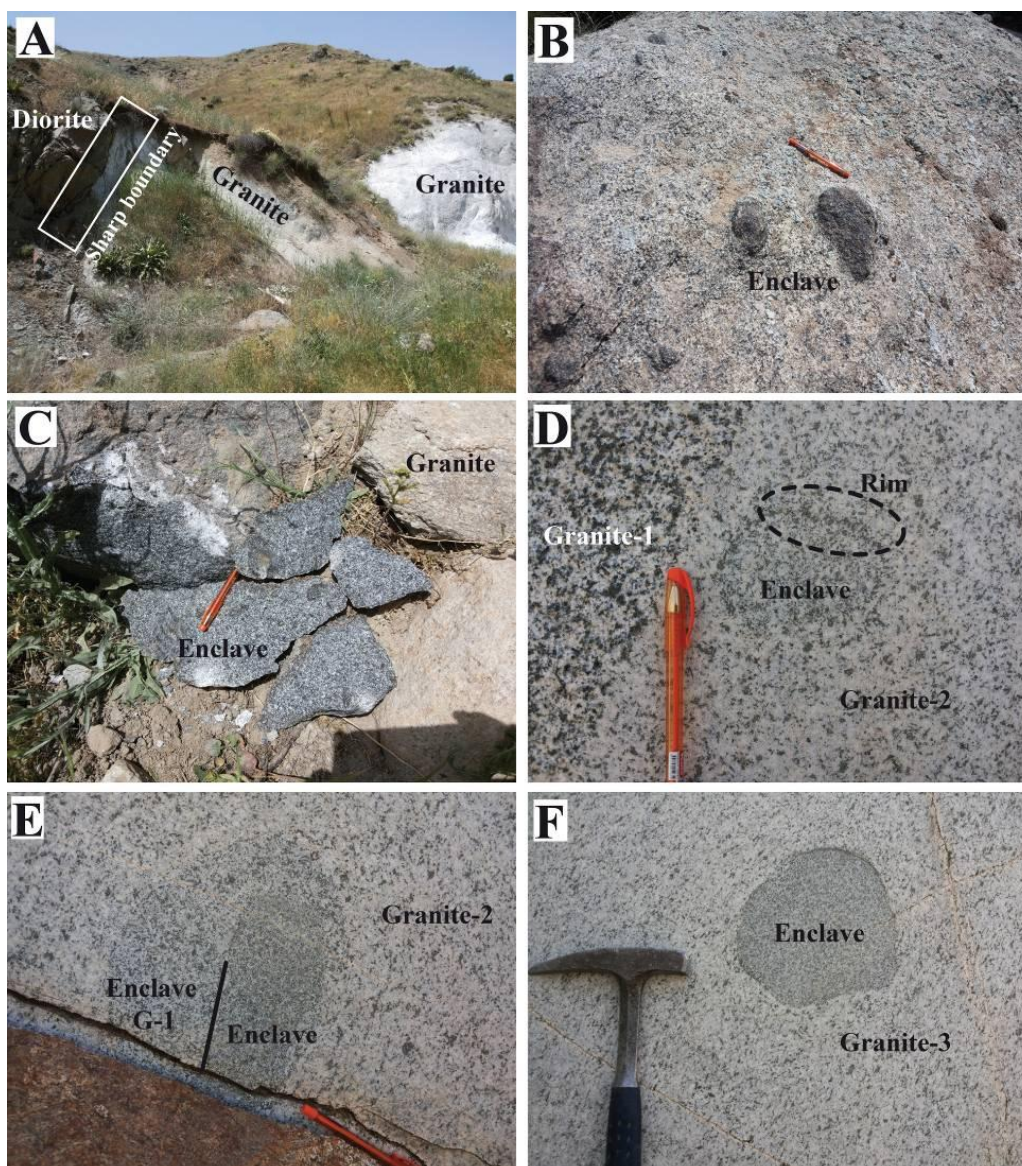
نفوذی‌های قروچاه سفلی بخشی از پهنه سنندج-سیرجان شمالی هستند و در ۴۰ تا ۶۰ کیلومتری جنوب مهاباد جای گرفته‌اند (شکل ۱). پهنه ماگمایی-دگرگونی سنندج-سیرجان در راستای مرز فعال کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در فاصله میان این کمان با کمربند چین‌خورده و تراستی زاگرس است. این پهنه، مجموعه‌ای از فرایندهای ماگمایی و دگرگونی از نوع آندی است و بیشتر دربردارنده سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی با ترکیب توله‌ایتی، کالک‌آلکان، آلکان سرشار از پتاسیم و دگرگونی‌های نوع باروین است (مانند: Stöcklin, ۱۹۶۸; Berberian and King, ۱۹۸۱; Alavi, ۱۹۹۴; Mohajjel *et al.*, ۲۰۰۳; Azizi *et al.*, ۲۰۱۳; Izadyar *et al.*, ۲۰۱۴; Sepahi *et al.*, ۲۰۱۴; Ghazi and Moazzen, ۲۰۱۵;

آلکالی فلدسپار گرانیت هستند (شکل ۲). به هر روی، در این محدوده، سنگ‌های آذرین و دگرگونی دیگری با سن‌های گوناگون نیز رخنمون دارند. رخنمون‌های صحرایی بسیار محدود بوده و با پوشش گیاهی فراگرفته شده‌اند (شکل ۲- A). در بسیاری رخنمون‌ها، سنگ‌های نفوذی بررسی شده، دچار هوازدگی و دگرسانی گسترده‌ای شده‌اند (شکل ۲- A).

زمین‌ساختی محل پیدایش نفوذی‌های قروچاه سفلی، داده‌های زمین‌شیمیایی بحث شده‌اند.

### زمین‌شناسی منطقه

نفوذی‌های قروچاه سفلی جنوب مهاباد (شکل ۱)، بیشتر دربردارنده سنگ‌های حد واسط و فلسیک تونالیت و گرانودیوریت و به میزان کمتر، کوارتزدیوریت، مونزوگرانیت، سینیوگرانیت و



شکل ۲- تصویرهای صحرایی از نفوذی‌های قروچاه سفلی (جنوب مهاباد): (A) رخنمون‌های دیوریتی و گرانیتی با مرز واضح؛ (B) رخداد انکلاوهای تیره دانه ریز با ترکیب دیوریتی درون گرانیت در نزدیکی محل تصویر (A)؛ (C) انکلاوهای تیره دانه ریز با ترکیب دیوریتی؛ (D) انکلاو نفوذی مرحله نخست در گرانیت نفوذی مرحله دوم؛ (E) رخداد انکلاو دیوریتی در انکلاو گرانیتی مرحله تزریقی نخست که هر دو درون گرانیت تزریقی مرحله دوم هستند؛ (F) انکلاو هم‌خاستگاه دانه‌ریز درون گرانیت (که در مرحله سوم تزریق شده است)

بافت کومولایی و سرشت کالک‌آلکان دارند. این پژوهشگران دریافتند که این سنگ‌ها در پی فرورانش نئوتتیس به‌زیر صفحه ایران پدید آمده‌اند. افزون‌براین، در همین منطقه، آنها توده‌های نفوذی از گرانیت‌های کالک‌آلکان تا برخی پلوتون‌هایی با ترکیب آلکان را شناسایی کرده‌اند که مستقیماً در ارتباط با فرورانش نئوتتیس به‌زیر صفحه ایران پدید آمده‌اند. افزون‌بر آنچه گفته شد، (۲۰۰۹) Ghalamghash *et al.* در نزدیکی نقده (۱۰۰ کیلومتری شمال‌باختری منطقه بررسی‌شده)، پلوتون‌های گرانیتی با سرشت کالک‌آلکان را شناسایی‌اند که وابسته به فرورانش نئوتتیس بوده‌اند. همچنین، Bea و همکاران (۲۰۱۱)، پلوتون خلیفان در ۴۰ کیلومتری جنوب‌باختری محدوده بررسی‌شده، با سنی نزدیک به ۳۱۵ Ma (به سن واریسکن) را شناسایی کرده‌اند که از گرانیت‌های پرآلومینوس نوع-A هستند. به باور آنها، پیدایش این گرانیتوئیدها پیامد تکامل ابرسرزمین کیمرین بوده است. در برابر آنها، Mazhari و همکاران (۲۰۰۹)، توده‌های نفوذی با توزیع دوگانه در منطقه پیرانشهر (مافیک با ترکیب گابرویی-گرانیتی با ترکیب نوع-A) و سرشت کالک‌آلکان-آلکان را به سن ائوسن (نزدیک به ۴۱ Ma) دانسته‌اند و آنها را نشانه‌ای از پایان برخورد هنگام رویداد کوهزایی زاگرس و به‌صورت توده‌های آذرین پس‌برخوردی دانسته‌اند (شکل ۱).

برپایه درصد فراوانی کانی‌های روشن یا تیره در نمونه دستی، ۳ مرحله نفوذ (شکل‌های ۲-D تا ۲-F) و ۳ نوع انکلاو (شکل‌های ۲-B تا ۲-F) شناسایی شدند (شکل ۲). رخنمون‌های نفوذی اصلی با درصد

بیشتر نفوذی‌های یادشده، سنگ‌های بیشتر آهکی، شیلی و دگرگونی ناحیه‌ای به سن کرتاسه پسین را قطع کرده‌اند و ریداد دگرگونی همبری تا رخساره هورنبلند-هورنفلس را به‌دنبال داشته‌اند؛ پس سنی پس از کرتاسه دارند (Omrani and Khabbaznia, ۲۰۰۳). به باور Omrani و Khabbaznia (۲۰۰۳)، رخداد کوهزایی در آغاز سنوزویک، عامل اصلی پیدایش توده‌های آذرین درونی گرانیتی-گابرو دیوریتی قروچاه سفلی بوده است (شکل ۱). بخش بزرگی از توده‌های آذرین درونی بررسی‌شده در واحدهای شیست-فیلیت-اسلیت پروتروزویک (هم‌ارز سازند کهر؛ Omrani and Khabbaznia, ۲۰۰۳) تزریق شده‌اند و آنها را دچار دگرگونی همبری کرده‌اند. از آنجایی که رخنمون‌های سنگی در مرز مشترک میان این واحدها و نفوذی‌های بررسی‌شده با پوشش گیاهی و خاک‌های حاصل از فرسایش پوشیده شده‌اند، امکان نمونه‌برداری برای بررسی این دگرگونی همبری کمابیش ناشدنی است. به هر روی، بررسی چند نمونه از مقطع‌های نازک سنگ‌های دگرگونی این منطقه، نشان می‌دهد گردهمایی کانیایی از کانی‌های بیوتیت+مسکوویت+کوارتز+پلاژیوکلاز+کلریت+کانی‌های کدر و فابریک لپیدوبلاستیک دارند. برخی بیگانه‌سنگ‌های فروافتاده در توده بررسی‌شده از این سنگ‌های دگرگونی بوده‌اند و هنگام تزریق درون توده ماگمایی جای گرفته‌اند (به بخش سنگ‌نگاری مراجعه شود).

بررسی سنگ‌های گابرویی-دیوریتی در نزدیکی شمال‌باختری منطقه بررسی‌شده (۹۰ کیلومتر) با نام پلوتون پسته نقده (Mazhari *et al.*, ۲۰۱۱) نشان داده‌اند (شکل ۱) این سنگ‌ها

به‌شمار می‌روند (Didier and Barbarin, ۱۹۹۱). نفوذی‌های رخنمون‌یافته بعدی (نفوذی‌های مرحله ۲ و ۳) که سن آنها کمی جوان‌تر از مرحله تزریقی پیشین (نفوذی ۱) است، درصدمودال کانی‌های تیره کمتری دارند و روشن‌تر هستند (شکل‌های ۲-D تا ۲-F). این رخنمون‌ها ترکیب گرانودیوریتی، موزوگرانیتی و سینوگرانیتی دارند. در این نوع از گرانیته‌ها گاه ۳ دسته انکلاو دیده می‌شود:

الف) انکلاوهای تیره دانه‌ریز (شکل ۲-D)،

ب) انکلاوهای مافیک هم‌خاستگاه (Mafic cognate) درون گرانیته‌های تزریقی مرحله دوم که خود گاه انکلاوهای تیره دانه‌ریز را درون خود دارند (شکل ۲-E)؛

پ) انکلاوهای هم‌خاستگاه گرانیته‌های تزریقی مرحله سوم (شکل ۲-F).

انکلاوهای مافیک هم‌خاستگاه بخش‌هایی از توده‌های نفوذی هستند که در ضربان‌های تزریقی نخستین به‌صورت مذاب وارد آشیانه ماگمایی شده‌اند و پس از تبلور و وقتی که هنوز به‌صورت خمیر بلورین (Crystal mush) بوده‌اند، در تزریق‌های بعدی درون توده ماگمای جای گرفته‌اند (برای بررسی بیشتر: Barbarin, ۱۹۹۹; Chappell and White, ۲۰۰۱; Jafari *et al.*, ۲۰۱۴). همه انواع انکلاوها و بخش‌هایی از نفوذی‌های مرحله تزریقی نخست و دوم درون گرانیته مرحله تزریقی سوم یافت می‌شوند. پس آخرین ضربان تزریق ماگما به درون آشیانه ماگمایی، بخش‌های روشن هستند و یا بخش‌هایی که بالاترین تفریق ماگمایی را نشان می‌دهند. تقدم و تاخر رخداد این نفوذی‌ها به‌خوبی نشان‌دهنده جدایش بلورین در

مودال بالایی از کانی‌های تیره، به رنگ تیره‌تر و دانه درشت‌تر دیده می‌شوند (شکل ۲-D). بیشتر این سنگ‌ها ترکیب دیوریتی (شکل ۲-A؛ سمت چپ)، کوارتز دیوریتی و تونالیتی دارند. برپایه روابط صحرایی (رخداد انکلاوها)، این نوع از توده‌های نفوذی کمی زودتر (مرحله نخست تزریق) از دیگر توده‌ها تزریق شده‌اند و گاه به‌صورت انکلاو درون توده‌های نفوذی تزریق شده جوان‌تر دیده می‌شوند (شکل‌های ۲-C و ۲-D). مرزهای این نوع انکلاوها در توده‌های نفوذی جوان‌تر (شکل‌های ۲ و ۳) به‌صورت تجمع کانی‌های تیره شناخته می‌شود (شکل ۲-D). این حاشیه یا به‌دنبال تبادل سیال‌ها و برخی عناصر در مرز توده و انکلاو و در پی رشد کانی‌های آبدار آمفیبول و بیوتیت پدید آمده است (Didier *et al.*, ۲۰۰۱) و یا به‌دنبال جایگیری در محیط سردتر، اطرافشان سریع‌تر سرد شده است و از این‌رو، درصد بیشتری از کانی‌های تیره در قیاس با مرکز تبلور شده‌اند. بیشتر انکلاوها کروی و یا بیضوی شکل هستند و حاشیه واکنشی تدریجی ندارند و این نکته گویا دلیل دوم و عامل اصلی تبلور بلورهای مافیک در مرزهای انکلاوهاست. از آنجایی که شکل انکلاوهای یادشده کروی و یا بیضوی است، گویا ماگمای نفوذی مرحله نخست با مرحله دوم و سوم از دیدگاه زمانی کمابیش هم‌زمان بوده‌اند (شکل ۲-B؛ Didier and Barbarin, ۱۹۹۱; Didier *et al.*, ۲۰۰۱). مرز میان دیوریت‌ها و برخی گرانیته‌ها در منطقه واضح است (شکل ۲-A)؛ اما دیدن انکلاوهای کروی و بیضوی شکلی از این دیوریت‌ها در بخش‌های گرانیته (شکل ۲-B)، در نزدیکی محل هم‌بری این دو رخنمون سنگی، نشان‌دهنده هم‌زمانی تقریبی فعالیت این دو نوع ماگما در آشیانه ماگمایی مشترک بوده است. برپایه رنگ و شکل، این انکلاوها از انکلاوهای تیره دانه‌ریز (mafic microgranular enclaves)

### سنگ‌نگاری

نفوذی‌های گابرویی-دیوریتی-گرانیتی قروچاه سفلی، اساساً دانه درشت تا دانه متوسط هستند و از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، بیوتیت، هورنبلند و در برخی نمونه‌ها کلینوپیروکسن ساخته شده‌اند. اندازه متوسط دانه‌ها ۴-۲ میلی‌متر است (شکل ۳). همه نمونه‌های بررسی شده، بافت گرانولار دارند (شکل ۳).

نمونه‌های گابرویی-دیوریتی-کوارتز-دیوریتی بیشتر از پلاژیوکلاز (۶۰-۴۰ درصد مودال)، کلینوپیروکسن (۲۰-۲ درصد مودال)، هورنبلند (۲۰-۵ درصد مودال)، بیوتیت (۱۵-۵ درصد مودال)، کانی‌های کدر (۳-۱ درصد مودال) و مقدار کمی کوارتز (۵-۰ درصد مودال) تشکیل شده‌اند. اندازه بیشتر دانه‌های آنها ۱ تا ۲ میلی‌متر است. بلورهای نیمه‌شکل‌دار هورنبلند در زمینه سنگ دیده می‌شوند. در برخی نمونه‌ها، هسته پلاژیوکلازها، سوسوریتی شده‌اند (شکل‌های ۳-A و ۳-B).

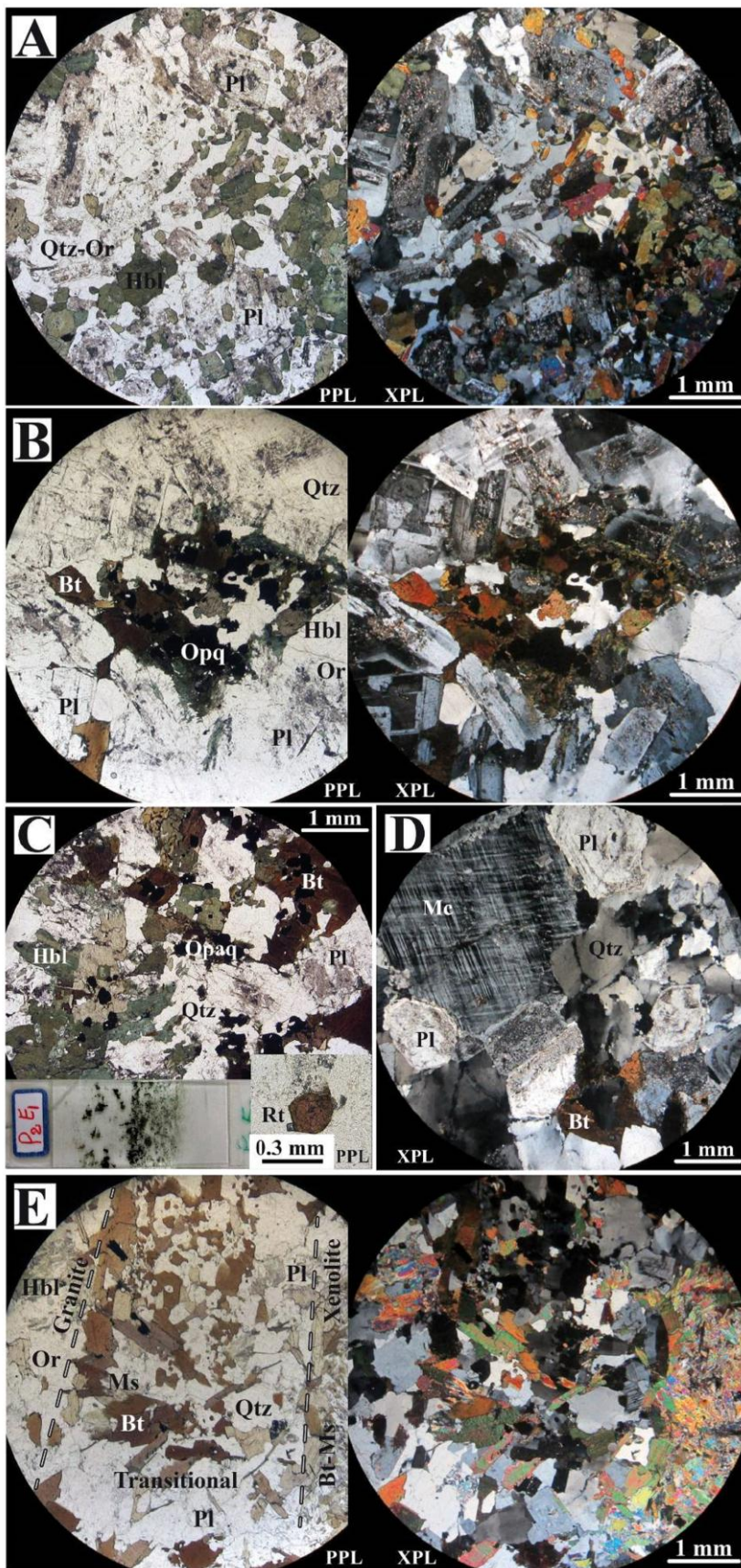
نمونه‌های تونالیتی-گرانودیوریتی-مونزوگرانیتی بیشتر دربردارنده پلاژیوکلاز (۶۰-۴۰ درصد مودال)، کوارتز (۲۰-۱۰ درصد مودال)، پتاسیم‌فلدسپار (۲۵-۲ درصد مودال)، هورنبلند (۱۵-۲ درصد مودال)، بیوتیت (۱۰-۲ درصد مودال)، کانی‌های کدر و مقدار کمی کلینوپیروکسن (۵-۲) هستند. اندازه بیشتر دانه‌ها ۲ تا ۵ میلی‌متر است. بلورهای نیمه‌شکل‌دار هورنبلند و بیوتیت تنها در زمینه و همراه با کانی‌های اصلی دیگر سنگ‌ساز رخ می‌دهند. در برخی نمونه‌ها، به اندازه اندکی بیوتیت به کلریت، آمفیبول به اپیدوت و کلریت و هسته پلاژیوکلازها، دگرسان شده‌اند (شکل‌های ۳-C و ۳-D). فراوان‌ترین بافت در این سنگ‌ها گرانولار است.

آشپانه‌های ماگمایی ژرف است که در هنگام تزریق به آشپانه‌های ماگمایی سطحی‌تر به صورت تفریق یافته و دربرگیرنده انکلاوهای مافیک‌تر پیشین نمود یافته است. پس گویا همه سنگ‌های بررسی شده، از دیدگاه ویژگی‌های صحرایی، مربوط به یک نسل ماگمایی هستند و تنها مراحل تزریقی گوناگون آنها را از یکدیگر جدا کرده است.

### روش انجام پژوهش

با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و تصویرهای ماهواره‌ای، چندین مسیر در رخنمون‌های سنگی برای نمونه‌برداری برگزیده شد و سپس شمار ۷۰ نمونه سنگی در مسیرهای موازی برداشت شد. نمونه‌برداری‌ها به صورت روند خاوری-باختری انجام شدند؛ زیرا مجموعه‌های سنگی گوناگون کمابیش رخنمون‌های شمال‌باختری-جنوب‌خاوری دارند (شکل ۱). همچنین، ۱۵ نمونه سنگی هم به صورت اتفاقی برداشت شد. از میان این نمونه‌ها، ۲۰ نمونه از انکلاوها برداشت شده‌اند. پس از بررسی سنگ‌نگاری ۶۰ مقطع نازک، ۱۰ نمونه از متنوع‌ترین نمونه‌های گرانیتی-گابرویی-دیوریتی و انکلاو که از دیدگاه کانی‌شناسی و بافتی توزیع جغرافیایی مناسبی در منطقه داشتند، برای انجام تجزیه شیمیایی سنگ کل برگزیده شدند. تجزیه‌های شیمیایی عنصرهای اصلی و فرعی در شرکت GeoLab کشور کانادا به ترتیب با دستگاه XRF و ICP-MS مدل ۱۷۰۲۵ ISO/IEC انجام شدند (جدول‌های ۱ و ۲). بررسی‌های سنگ‌شناسی، روی سنگ‌های نفوذی اصلی و انکلاوهای همراه انجام شدند و روش‌های گوناگونی (مودال کانی‌شناسی اشتریکایزن و شیمیایی TAS) برای نامگذاری سنگ‌ها به کار برده شدند.





شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از نفوذی‌های فروچاه سفلی (جنوب مهاباد): (A) مجموعه بلورین در کوارتزیدیوریت؛ (B) انکلاو مافیک دانه ریز با ترکیب کوارتزیدیوریتی؛ (C) نمایش مرز انکلاو مافیک دانه ریز با توده گرانیتی. همچنین، در این تصویر، رخداد روتیل در این سنگ نمایش داده شده است؛ (D) مونوزوگرانیت؛ (E) بیگانه‌سنگ رسی دگرگون شده در حال پخش شدن در توده نفوذی اصلی (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Kretz (۱۹۸۳) است)

(۱۵-۵)، کانی‌های کدر (۱۵-۵) و مقدار چشمگیری کلینوپروکسن (۱۵-۵) ساخته شده‌اند. اندازه بیشتر دانه‌ها ۱ تا ۲ میلی‌متر است. در برخی انکلاوها، بیوتیت اندکی با کلریت، آمفیبول و کلینوپروکسن با اپیدوت و کلریت جایگزین شده‌اند و هسته پلاژیوکلازها نیز سوسوریتی شده است.

بررسی مرز این انکلاوها با توده ماگمایی اصلی (شکل ۳- C) نشان می‌دهد در مرز آنها تجمع بلورهای آبداری مانند هورنبلند و به‌ویژه بیوتیت بسیار بالاست (شکل ۳- C). در این مرز به‌دنبال تبادل در سیال‌ها و برخی عنصرها (مانند: Si, K, Na و Al) میان توده و انکلاو (Didier et al., ۱۹۹۱; Didier and Barbarin, ۲۰۰۱) شرایط برای رشد بلورهای آبدار فراهم شده است (همچنین، به شکل‌های ۲- D و ۳- F مراجعه شود). دیدن انکلاوهای مافیک با اندازه‌های کوچک (شکل‌های ۲- B, ۲- D و ۲- F)، همچنین، ویژگی‌های کانی‌شناسی آنها (شکل‌های ۳- B و ۲- C) نشان می‌دهند در سنگ‌های گرانیتی بررسی شده، شاید خاستگاه برخی کانی‌های مافیک، کدر و آپاتیت، انکلاوهای مافیک دانه‌ریز باشد. افزون‌بر این انکلاوها، گروه دیگری از انکلاوها هستند که چه‌بسا بیگانه‌سنگ‌هایی (Xenolith) رسی یا رسی دگرگون‌شده‌ای باشند که درون توده نفوذی فروافتاده‌اند (شکل ۳- E). کوارتز، بیوتیت، مسکوویت و کانی‌های کدر مجموعه کانیایی سازنده این بیگانه‌سنگ‌ها هستند. در بخش‌هایی که این بیگانه‌سنگ‌ها حضور دارند، بیوتیت و مسکوویت در زمینه توده نفوذی پراکنده شده‌اند؛ به‌گونه‌ای که در بخش عبوری، این دو بلور با بلورهای هورنبلند، پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، کدر و کوارتز همراه شده‌اند و در بخش‌های کمی دورتر به‌صورت تدریجی مقدارهای مودال بیوتیت و مسکوویت جدا شده از این بیگانه‌سنگ‌ها کاهش یافته است (شکل ۳- E).

رخمون‌های با ترکیب آلکالی‌فلدسپار گرانیت که همراه با این بخش از نفوذی‌های بررسی شده دیده می‌شوند، بیشتر دربرگیرنده پتاسیم‌فلدسپار (۶۵-۴۰ درصد مودال)، کوارتز (۴۰-۲۵ درصد مودال)، پلاژیوکلاز (۵-۲ درصد مودال)، بیوتیت (۵-۲ درصد مودال)، هورنبلند (۲-۱ درصد مودال) و مقدار کمی (کمتر از ۱ درصد مودال) کانی‌های کدر هستند. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانوفیری و گرانولار است. در برخی نمونه‌های سالم‌تر پرتیت دیده می‌شود. به‌دنبال دگرسانی شدید، بیشتر بلورهای پتاسیم‌فلدسپار و پلاژیوکلاز با سوسوریت و کانی‌های رسی جایگزین شده‌اند.

در بسیاری از نمونه‌ها، کانی فرعی آپاتیت به‌صورت منشوری (۱/۰ تا ۳/۰ درصد مودال) است و فراوانی چشمگیری دارد. این کانی فرعی بیشتر در بخش‌هایی دیده می‌شود که درصد مودال بیوتیت و هورنبلند بالاست. در بیشتر نمونه‌ها، فراوانی کانی‌های آبدار (گاه تا ۴۰ درصد حجمی مودال سنگ) نشان‌دهنده فراوانی سیال‌ها در ماگمای این نفوذی‌هاست. در نمونه‌های فلسیک (مونوزوگرانیت و سینوگرانیت)، بلورهای پتاسیم‌فلدسپار به‌صورت میکروکلین و ارتوکلاز پرتیتی حضور دارند (شکل ۳- D). در برخی انکلاوهای درون این نفوذی‌ها، روتیل نیز یافت می‌شود (شکل ۳- C).

وجود لخته‌های مافیک سرشار از پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، کانی‌های کدر و آپاتیت (شکل‌های ۳- B و ۳- C) که ترکیب سنگ‌شناسی همانند دیوریت دارند، نشان می‌دهد این لخته‌ها به‌دنبال آمیختگی در هنگام تزریق و یا هنگام تبلور، با مذاب‌های تزریقی مافیک‌تر به‌صورت انکلاو مافیک دانه‌ریز پدید آمده‌اند (Didier and Barbarin, ۱۹۹۱; Didier et al., ۲۰۰۱). به بخش بحث مراجعه شود). انکلاوها، ترکیب گابرویی، دیوریتی، کوارتز دیوریتی دارند و بیشتر از پلاژیوکلاز (۶۰-۴۰ درصد مودال)، کوارتز (۵-۰ درصد مودال)، پتاسیم‌فلدسپار (۲-۱)، هورنبلند (۲۵-۱۰)، بیوتیت

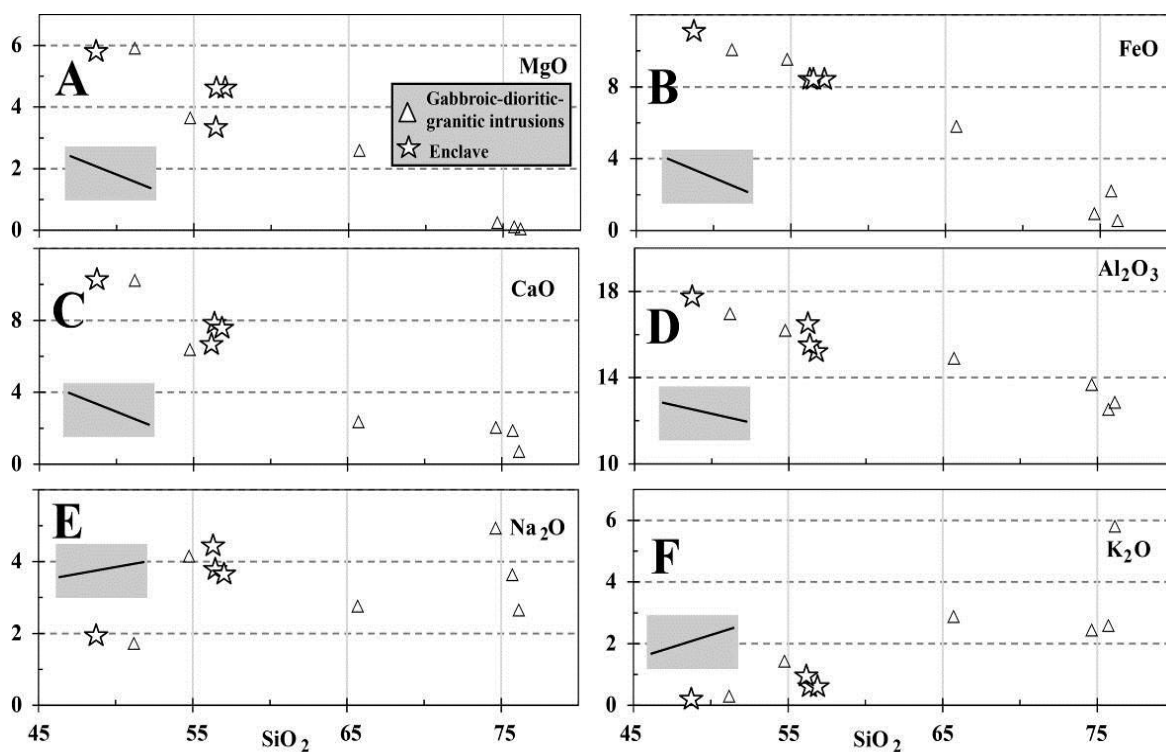
## زمین‌شیمی

مقدار اکسید سیلیسیم و دیگر اکسیدهای اصلی در سنگ‌های گوناگون نفوذی‌های قروچاه سفلی

جنوب مهاباد تغییر گسترده‌ای دارد و مقدار سیلیس آنها از ۴۸ تا ۷۶ درصدوزنی متغیر است (جدول ۱؛ شکل ۴).

جدول ۱- تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایه درصدوزنی) نفوذی‌های قروچاه سفلی (جنوب مهاباد) برپایه روش ICP-OES (نمونه نخست ترکیب توده‌های ماگمایی و ۴ نمونه دیگر، ترکیب انکلاوها را نمایش می‌دهند) (G. D. :Gabbroic Diorite ؛D. ؛diorite ؛Q. D. ؛Quartz diorite ؛Gd. ؛Granodiorite ؛S. G. ؛Syenogranite ؛A. F. G. ؛Alkali feldspar granite)

Sample ID	P-۱-G-۲	P-۲-G-۱	P-۳-G-۳	P-۳-G-۱	P-۳-G-۴	P-۳-A-۱	P-۱-E-۱	P-۱-E-۳	P-۲-E-۱	P-۲-E-۳
Rock Type	G	G. D.	A. F. G.	S. G.	Gd.	A. F. G.	G. D.	Q. D.	Q. D.	D
SiO <sub>2</sub>	۵۱,۱۸	۵۴,۷۶	۷۴,۶۳	۷۵,۷۱	۶۵,۷۰	۷۶,۱۳	۴۸,۷۴	۵۶,۳۷	۵۶,۳۴	۵۶,۹
TiO <sub>2</sub>	۰,۶۹	۰,۶۳	۰,۲۱	۰,۱۸	۰,۷۷	۰,۰	۰,۹۴	۰,۵۴	۰,۶۵	۰,۵۷
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۶,۹۶	۱۶,۱۹۰	۱۳,۶۸	۱۲,۵۳	۱۴,۹۰	۱۲,۸۶	۱۷,۶۹	۱۵,۵	۱۶,۴۹	۱۵,۲۶
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	۱۱,۱۹	۱۰,۵۹۰	۱,۰۵	۲,۴۴	۶,۴۴	۰,۶۲	۱۲,۳۹	۹,۳۱	۹,۳۶	۹,۴۳
MnO	۰,۲۱	۰,۳۶	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۹	<۰,۰۱	۰,۲۱	۰,۳۲	۰,۳	۰,۲۷
MgO	۵,۹۱	۳,۶۵۰	۰,۲۵	۰,۱۱	۲,۵۹	۰,۰۵	۵,۸	۴,۵۷	۳,۲۸	۴,۵۳
CaO	۱۰,۲۳	۶,۳۸۰	۲,۰۵	۱,۸۷	۲,۳۶	۰,۷۰	۱۰,۳۳	۷,۷۸	۶,۵۸	۷,۶۲
Na <sub>2</sub> O	۱,۷۲	۴,۱۵	۴,۹۳	۳,۶۳	۲,۷۶	۲,۶۵	۱,۹۳	۳,۷۴	۴,۴۷	۳,۶۷
K <sub>2</sub> O	۰,۲۹	۱,۴۳۰	۲,۴۴	۲,۵۸	۲,۸۸	۵,۸	۰,۲۱	۰,۵۶	۰,۹۴	۰,۶
LOI	۱,۴	۱,۶	۰,۶	۰,۴	۱,۱	۱	۱,۵	۱,۱	۱,۵	۰,۹
Total	۹۹,۷۸	۹۹,۷۴	۹۹,۸۵	۹۹,۴۸	۹۹,۵۹	۹۹,۸۴	۹۹,۷۴	۹۹,۷۹	۹۹,۸۱	۹۹,۷۵



شکل ۴- ترکیب نفوذی‌های قروچاه سفلی (جنوب مهاباد) در نمودارهای هارکر (Harker, ۱۹۰۹): (A)  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{MgO}$ ; (B)  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{FeO}$ ; (C)  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{CaO}$ ; (D)  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; (E)  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{Na}_2\text{O}$ ; (F)  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{K}_2\text{O}$

نشان می‌دهد در کل، از نمونه‌های بازیگ به‌سوی نمونه‌های اسیدی، مقدار عنصرهای Co و V کاهش می‌یابد (جدول ۲). این پدیده شاید پیامد بیشتربودن درصدمواد کانی‌های تیره (مانند: هورنبلند و کلینوپیروکسن) در نمونه‌های بازیگ باشد (Rollinson, ۱۹۹۳; White, ۲۰۰۵).

بیشتر عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE؛ مانند: K, Rb, Ba, Sr و Cs) مقادارهای گوناگونی دارند. بیشتربودن مقادارهای Ba و Rb با بیشتربودن درصدمواد آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت همخوانی دارد. برای نمونه، نمونه‌های فلسیک مقادارهای بسیار بالایی از این عنصرها را دارند.

مقدار Sr در سنگ‌های حد واسط و تا اندازه‌ای مافیک بیشتر است و این پدیده با درصدمواد بیشتر پلاژیوکلاز همخوانی دارد. بیشتربودن اکسید پتاسیم بازتابی از درصدمواد آلکالی‌فلدسپار است (Rollinson, ۱۹۹۳؛ شکل‌های A-۶ و B-۶؛ جدول ۲). مقادارهای مطلق و نسبی همه عنصرهای خاکی نادر در نمونه‌های گابرویی-دیوریتی-گرانیتی قروچاه سفلی متغیر است (جدول ۲؛ شکل‌های A-۶ و B-۶). در کل، نسبت‌های عنصری  $La_n/Yb_n$ ،  $La_n/Sm_n$  و  $Sm_n/Yb_n$  در نمونه‌های نفوذی اصلی (میانگین نمونه‌های سنگی توده اصلی به‌ترتیب ۹/۹۴، ۳/۸۴ و ۲/۰۳) بیشتر از انواع انکلاوها (میانگین نمونه‌های انکلاوی با ترکیب گابرویی-دیوریتی به‌ترتیب ۱/۰۴، ۱/۰۷ و ۱/۰۲) است (شکل ۶). این نسبت‌ها نشان می‌دهند مقدار عنصرهای خاکی سبک و سنگین در انکلاوها الگوی صافی دارند؛ به‌گونه‌ای که یکنواختی تقریبی در این الگوها در انکلاوها نمایش همانندی خاستگاه آنهاست (شکل‌های B-۶ و B-۷).

تغییر شدید در  $SiO_2$  پیامد درصدمواد متفاوت کانی‌های سنگ‌ساز، کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و همچنین، کانی‌های تیره است. همخوانی منفی میان  $SiO_2$  و اکسیدهای  $CaO$ ،  $FeO$ ،  $MgO$  و  $Al_2O_3$  (شکل‌های A-۴ تا D-۴) و همخوانی مثبت میان  $SiO_2$  و اکسیدهای  $K_2O$  و  $Na_2O$  (شکل‌های E-۴ و F-۴) نشان می‌دهند تغییر در درصدمواد کانی‌های روشن و تیره عامل اصلی این تغییر بوده است. افزون‌براین، شاید فرایند جدایش بلورین عامل اصلی در تغییر فازهای گوناگون تزریقی بوده است (Rollinson, ۱۹۹۳).

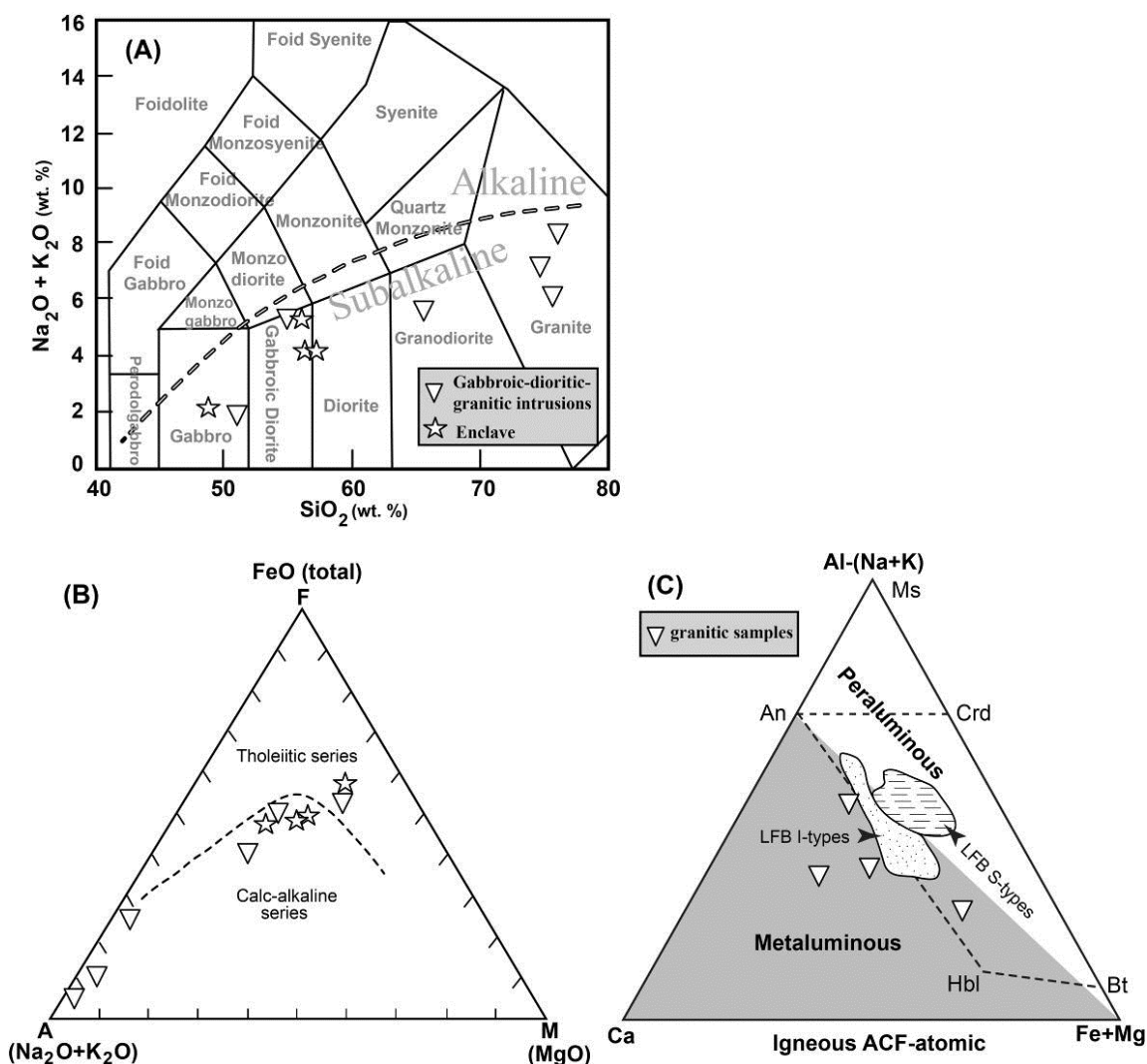
سنگ‌های نفوذی گابرویی-دیوریتی-گرانیتی قروچاه سفلی جنوب مهاباد همگی ویژگی ساب‌آلکالن (شکل A-۵) و سرشت کالک‌آلکالن دارند (شکل B-۵). این سنگ‌ها ترکیب مت‌آلومینوس دارند (شکل C-۵). سنگ‌های بررسی‌شده، با فراوانی بالای هورنبلند، از دیدگاه زمین‌شیمیایی نزدیک به گرانیت‌های نوع-I کمربند چین‌خورده لاکلن (Lachlan) استرالیا رسم می‌شوند (شکل C-۵). برپایه بررسی‌های صحرائی، ویژگی‌های میکروسکوپی، زمین‌شیمیایی، سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی، گرانیت‌های لاکلن به دو گروه I و S رده‌بندی می‌شوند. انواع I و S نیز به‌ترتیب مت‌آلومینوس تا پرآلومینوس ضعیف و پرآلومینوس هستند (مانند: Healy *et al.*, ۲۰۰۴). رسم همه نمونه‌ها در محدوده مت‌آلومینوس و نزدیک به محدوده LFB I- types نشان می‌دهد سنگ‌های بررسی‌شده همگی سرشت مت‌آلومینوس نوع-I دارند.

مقدار عنصرهای فرعی انتقالی جدول تناوبی

جدول ۲- تجزیه شیمیایی عنصرهای خاکی نادر و فرعی (برپایه قسمت در میلیون) نفوذی‌های قروچاه سفلی به روش ICP-MS (نام اختصاری سنگ‌ها در جدول ۱ آورده شده است؛ <۱ کمتر از آستانه آشکارسازی دستگاه؛ مقدار  $Eu/Eu^*$  برابر است با  $(Ce/((La_n+Pr_n)/2))$ ؛ مقدار  $Ce/Ce^*$  برابر است با  $(Ce/((Sm_n+Gd_n)/2))$ )

Sample ID	P- ۱- G- ۲	P- ۲- G- ۱	P- ۳- G- ۳	P- ۳- G- ۱	P- ۳- G- ۴	P- ۳- A- ۱	P- ۱- E- ۱	P- ۱- E- ۳	P- ۲- E- ۱	P- ۲- E- ۳
Rock Type	D	Q. D.	A. F. G.	M. G.	G. D	A. F. G.	D. G.	Q. D	Q. D.	D
Sc	<۱	۲۰	۴۰	۱۰	۳۰	<۱	<۱	۱۰	۲	۱
V	۲۹۳	۱۸۴	۱۲	<۸	۱۰۶	<۸	۴۱۳	۱۸۸	۱۸۶	۱۵۸
Co	۳۰۵	۱۷۲	۰۸	۱۸	۱۴۸	۰۵	۳۳۵	۲۰۷	۱۵۷	۱۹۵
Ni	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	۳۱	<۲۰	<۲۰	۳۰	<۲۰	<۲۰
Ga	۱۴۵	۱۶	۱۵۱	۱۳۶	۱۷۴	۱۳۷	۱۵۹	۱۳۸	۱۶	۱۴۹
Rb	۵۸	۴۵۷	۳۲۵	۶۰۸	۱۱۲۱	۱۴۴۷	۳۲	۱۷۶	۳۱۴	۱۷
Sr	۱۶۸۸	۱۲۱۶	۱۰۸	۱۷۶۸	۱۹۰۶	۶۷۵	۱۶۸۸	۱۳۶۵	۱۳۱۱	۱۳۳۵
Y	۱۶۸	۸۰	۳۷۷	۱۹۱	۲۹۶	۱۴۱	۲۷	۴۶۷	۷۰۲	۶۲۳
Zr	۳۳۵	۶۳۱	۱۴۶۷	۲۶۶۲	۲۱۳۸	۶۴	۵۱۹	۶۱۲	۳۸۷	۴۴
Nb	۱۲	۳۷	۶۱	۴	۱۰۹	۰۶	۱۵	۱۹	۳۱	۲۶
Sn	<۱	۲	۴	۱	۳	<۱	<۱	۱	۲	۱
Cs	۰۳	۱۸	۰۲	۱۱	۴۷	۱۳	۰۱	۰۳	۱۴	۰۷
Ba	۸۹	۲۶۴	۱۴۶	۳۱۵۰	۶۰۰	۱۰۶۸	۷۲	۱۴۴	۲۲۴	۱۵۸
La	۴۰	۲۷۱	۴۱۷	۱۰۴۲	۳۴۵	۱۶۱	۴۱	۸۵	۱۴۶	۹۶
Ce	۹۱	۶۳۴	۸۲۴	۱۹۵۱	۶۸۹	۳۲۸	۱۰۶	۲۳۷	۳۷۲	۲۶۳
Pr	۱۲۵	۸۱۱	۹۱۵	۱۹۶۶	۷۹۳	۳۶۲	۱۷۷	۳۶	۵۲۷	۴۳۲
Nd	۵۲	۳۴۳	۳۱۸	۶۷۵	۲۹	۱۲۹	۹۳	۱۸۱	۲۴۶	۲۱۴
Sm	۱۵۴	۹۲۴	۶۴۱	۸۴۸	۶۳۶	۲۷۳	۲۶۵	۵۲۱	۷۶	۶۲۵
Eu	۰۶۸	۱۲۴	۰۸۱	۱۷۱	۱۳۴	۰۶۵	۰۹۱	۱۲۷	۱۱۹	۱۳۲
Gd	۲۴	۱۱۵۴	۶۴۵	۵۶۶	۵۶۷	۲۶۴	۳۸۱	۶۲۲	۹۴۲	۸۶۴
Tb	۰۴۵	۲۰۶	۱۰۵	۰۶۲	۰۹۲	۰۴۲	۰۶۹	۱۱۶	۱۷۸	۱۵۹
Dy	۲۸۳	۱۳۱	۶۰۹	۳۳۳	۵۳۳	۲۴	۴۵۹	۷۴۴	۱۱۹۱	۱۰۴
Ho	۰۶۱	۲۹۱	۱۲۶	۰۶۳	۱۰۸	۰۵۲	۰۹۵	۱۵۹	۲۵۱	۲۲۹
Er	۲۰۵	۹۱۳	۳۷۴	۱۹۷	۳۱۸	۱۶۴	۲۸۲	۵۳۲	۷۹۷	۶۸۵
Tm	۰۲۹	۱۳۶	۰۵۸	۰۳۲	۰۵	۰۳۳	۰۴۲	۰۸	۱۱۶	۱۰۳
Yb	۲۱۲	۸۹۰	۳۷۸	۲۳۱	۳۰۳	۱۶۶	۲۷۷	۵۶۶	۸۰۹	۷۱۶
Lu	۰۳۱	۱۴۲	۰۵۴	۰۳۴	۰۴۷	۰۲۵	۰۴۵	۰۹	۱۲۷	۱۱۴
Hf	۱۰	۲۸	۴۶	۶۸	۵۵	۲۷	۱۷	۲۰	۲	۲۱
Ta	۰۱	۰۳	۰۵	۰۵	۰۹	۰۳	۰۱	۰۲	۰۳	۰۲
Th	۰۷	۶۵	۱۴۲	۱۷۷	۱۱۷	۸۲	۰۴	۱۲	۳۳	۱۸
U	۰۲	۱۹	۲۹	۱۸	۲۷	۱۷	<۰۱	۰۵	۱۱	۰۵
P	۸۷۰	۸۹۰	۴۱۱	۳۹۴	۴۵۰	۷۰۳	۱۱۳۰	۸۲۸		
K	۳۰۷۹	۷۴۳	۵۳۱	۲۱۲	۲۰۱۷	۱۰۶	۵۳۱	۴۲۵	۶۳۷	۵۳۱
Rb/Sr	۰۰۳	۰۳۸	۰۳۰	۰۳۴	۰۵۹	۲۱۴	۰۰۲	۰۱۳	۰۲۴	۰۱۳
Rb/Ba	۰۰۷	۰۱۷	۰۲۲	۰۰۲	۰۱۹	۰۱۴	۰۰۴	۰۱۲	۰۱۴	۰۱۱

<b>K/Ba</b>	۳۴.۵۹	۲.۸۱	۳.۶۴	۰.۰۷	۳.۳۶	۰.۱۰	۷.۳۷	۲.۹۵	۲.۸۴	۳.۳۶
<b>La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub></b>	۱.۳۹	۲.۰۶	۸.۲۲	۳۳.۰۱	۷.۹۱	۶.۹۴	۰.۹۸	۱.۰۲	۱.۲۴	۰.۹۱
<b>La<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub></b>	۱.۶۸	۱.۹۰	۴.۲۰	۷.۹۴	۳.۵۱	۳.۸۱	۱.۰۰	۱.۰۵	۱.۲۴	۰.۹۹
<b>Sm<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub></b>	۰.۸۱	۱.۱۵	۱.۸۸	۴.۰۸	۲.۳۳	۱.۸۳	۱.۰۶	۱.۰۲	۱.۰۴	۰.۹۷
<b>Eu*</b>	۳.۷۵	۲۰.۰۹	۱۲.۶۳	۱۴.۳۰	۱۱.۹۲	۵.۲۹	۶.۱۸	۱۱.۰۹	۱۶.۴۶	۱۴.۲۹
<b>Eu/Eu*</b>	۱.۰۸	۰.۳۷	۰.۳۸	۰.۷۱	۰.۶۷	۰.۷۳	۰.۸۸	۰.۶۸	۰.۴۳	۰.۵۵
<b>Ce*</b>	۵.۱۸	۳۴.۴۲	۴۶.۹۳	۱۱۱.۴۵	۳۹.۴۸	۱۸.۲۸	۶.۱۹	۱۲.۷۱	۲۰.۱۷	۱۴.۸۱
<b>Ce/Ce*</b>	۰.۹۹	۱.۰۴	۰.۹۹	۰.۹۹	۰.۹۸	۱.۰۱	۰.۹۶	۱.۰۵	۱.۰۴	۱.۰۰

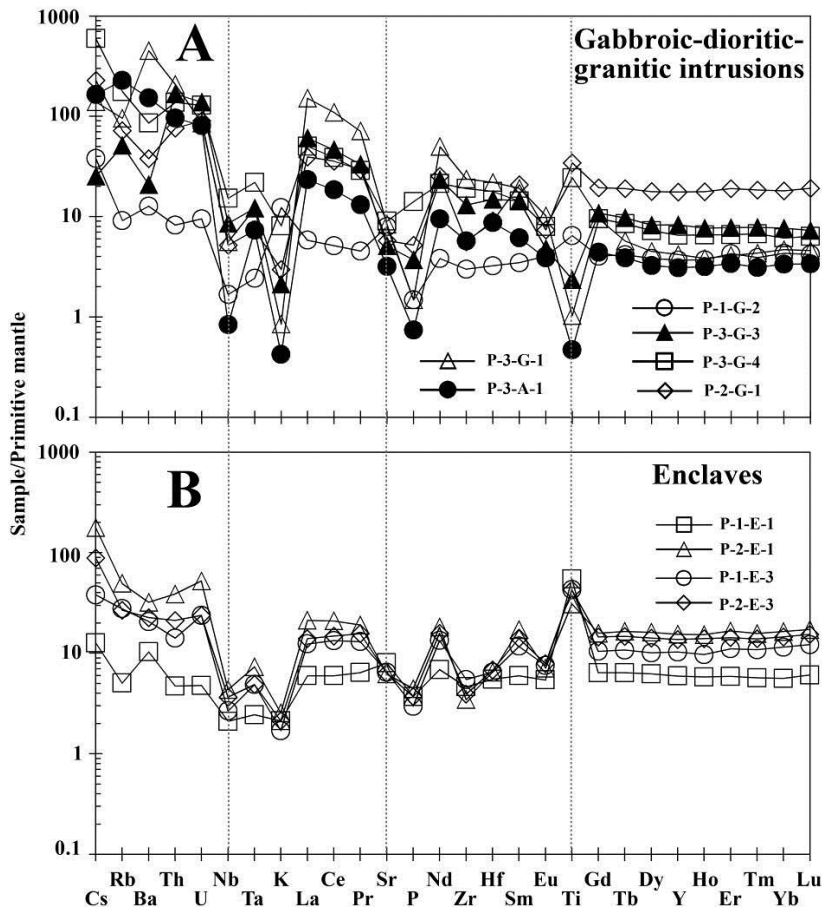


شکل ۵- نفوذی‌های قروچاه سفلی (جنوب مهاباد) در نمودارهای توصیفی زمین‌شیمیایی: (A) نمودار سیلیس در برابر اکسیدهای آلکالین (Middlemost, ۱۹۹۴) برای سنگ‌های آذرین درونی؛ (B) نمودار AFM برپایه درصدوزنی اکسید (Irvine and Baragar, ۱۹۷۱)؛ (C) نمودار ACF برای سنگ‌های آذرین برپایه ترکیب مولار (Healy et al., ۲۰۰۴)

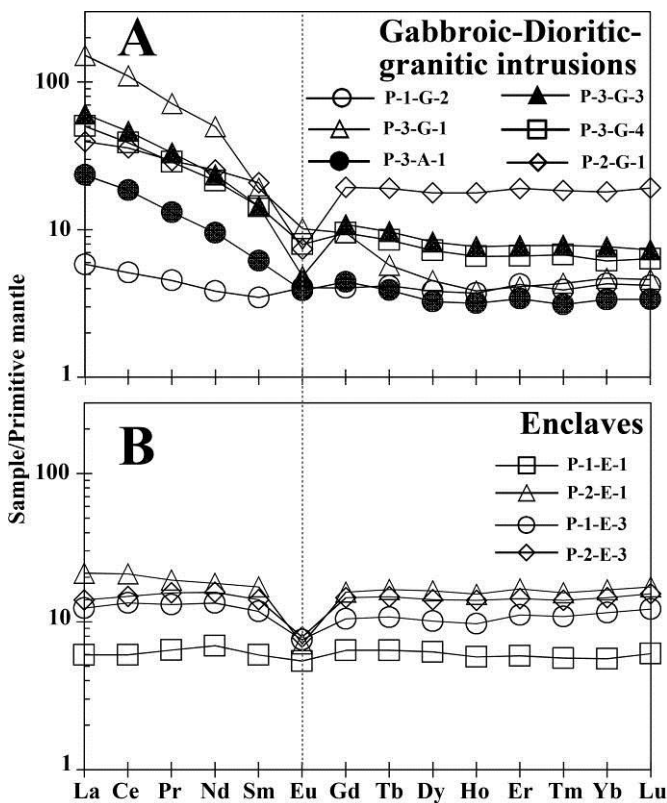
پلاژیوکلاز فاز پایدار در خاستگاه و یا فاز مهم هنگام جدایش بلورین (White, ۲۰۰۵; Rollinson, ۱۹۹۳) و یا هنگام تغییر فوگاسیته اکسیژن (Rollinson, ۱۹۹۳) کم بودن مقدار Sr (شکل ۷) هم نشان‌دهنده درستی این استدلال‌هاست. گویا کاهش ناهنجاری منفی Eu و مثبت شدن این ناهنجاری در برخی نمونه‌های مافیک (شکل ۷)، چه بسا پیامد تبلور پلاژیوکلازها و عامل تغییر ناهنجاری‌های Eu و Sr بوده است (Rollinson, ۱۹۹۳).

همچنین، الگوی‌های هموار همانند در نمودارهای یادشده نشان می‌دهند در ضربان‌های نخستین که ماگماهای مافیک حضور دارند، مقدار عنصرهای ناسازگاز کم است؛ اما در نمونه‌های گرانیتی، نسبت LREE بیشتر از HREE است (شکل‌های ۶- A و ۷- A). رخداد انکلاوها (اختلاط ماگمایی) و تزریق‌های فراوان بعدی چه بسا عاملی در تغییر و تنوع ترکیبی بوده است. ناهنجاری منفی آشکار Eu در بسیاری نمونه‌های نفوذی گابرویی-دیوریتی-گرانیتی و هم انکلاوها (شکل ۷) نیز نشان می‌دهد شاید





شکل ۶- نمودارهای عنکبوتی چندعنصری از نفوذی‌های قروچاه سفلی (جنوب مهاباد): (A) سنگ‌های نفوذی؛ (B) انکلاوها (بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه پیشنهادی Sun و McDonough، ۱۹۸۹)



شکل ۷- نمودارهای عنکبوتی عنصرهای خاکی نادر از نفوذی‌های قروچاه سفلی (جنوب مهاباد): (A) سنگ‌های نفوذی؛ (B) انکلاوها (بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه پیشنهادی Sun و McDonough، ۱۹۸۹)

دانه‌ریز خاستگاه یکسانی نداشته‌اند و تنها تزریق همزمان آنها در آشیانه ماگمایی مشترک و آمیختگی این مذاب‌ها، عنصرهای سازنده آنها را تغییر داده است.

### بحث

در بیشتر نمونه‌ها، عنصرهای ناسازگار نامتحرک با پتانسیل یونی بالا (HFSE) و P به‌گونه آشکاری ناهنجاری منفی نشان می‌دهند؛ اما در بسیاری از نمونه‌ها، برخی عنصرهای لیتوفیل ناسازگار متحرک با شعاع یونی بزرگ (LILE مانند: Rb, Sr, K و کمتر Ba) ناهنجاری مثبت نشان می‌دهند (شکل ۵). این ناهنجاری‌ها ویژه پهنه‌های فرورانشی هستند (مانند: Pearce *et al.*, ۱۹۸۴; Pearce and Peate, ۲۰۰۵; White, ۱۹۹۵). در این پهنه‌ها، دسته نخست عنصرها به‌علت حلالیت کم، همراه با سیال‌های فرورانشی وارد مذاب نمی‌شوند (Brenan *et al.*, ۲۰۰۵; White, ۱۹۹۴). همچنین، کانی‌های نگهدارنده و پایدار در لیکیدوس محل ذوب در گوشته در پهنه‌های فرورانشی (مانند: روتیل، آپاتیت و تیتانیت) ناهنجاری‌های منفی برخی از این عنصرها را به دنبال دارند (Woodhead *et al.*, ۱۹۹۳; White, ۲۰۰۵). افزون‌براین، تهی‌شدگی از این عنصرها در توده‌های نفوذی فلسیک نشان‌دهنده دخالت پوسته در پیدایش آنهاست (Swain *et al.*, ۲۰۰۸). در هر حال، برپایه اینکه در برخی نمونه‌ها روتیل پدید آمده است (شکل ۲-D)، گمان می‌رود مقدارهای کم این عنصرها در این سنگ‌ها، پیامد پیدایش روتیل در سنگ خاستگاه محل فرورانش باشد. به‌هر روی، سه خاستگاه برای نفوذی‌های گابرویی-دیوریتی-گرانیتی قروچاه سفلی جنوب مهاباد پیشنهاد می‌شود:

الف) ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده‌شده؛

بیشتر عنصرهای با قدرت یونی بالا یا High field strength elements (مانند: Nb, Ta, Zr, Hf و همراه با عنصر P) در همه نمونه‌ها فراوانی کمابیش کمی دارند (جدول ۲؛ شکل ۶-B). همچنین، الگو و روند کاهیدگی و افزودگی این عنصرها در نمونه‌های گابرویی-دیوریتی-گرانیتی و انکلاوها، همانند هم است. پس ناهنجاری‌های منفی دیده‌شده در همه نمونه‌های سنگی عوامل یکسانی دارند (برای تفسیر بیشتر به بخش بحث مراجعه شود).

بررسی نمودارهای عنکبوتی در همه سنگ‌های رخنمون‌یافته در قروچاه سفلی، به‌ویژه توده‌های نفوذی اصلی با ترکیب گابرویی-دیوریتی تا آلکالی‌فلدسپار گرانیتی (شکل‌های ۶-A و ۷-A) نشان می‌دهد برخی عنصرها پراکندگی واضحی نشان می‌دهند. این پراکندگی‌ها دقیقاً همانند فراوانی و مقدار همان عنصرها در انکلاوها هستند. گویا فروافتادن انکلاوهای گوناگون، به‌ویژه انکلاوهای مافیک میکروگرانولار، ترکیب برخی نمونه‌های توده‌های نفوذی اصلی را تغییر داده است. پس الگوی رسم‌شده آنها مشابه یا متمایل به الگوی انکلاوهاست. برای نمونه، در هر دو نمودار عنکبوتی چندعنصری (شکل ۶-A) و عنصرهای خاکی نادر (شکل ۷-A)، مقدار پراکندگی عنصرهایی مانند Nb, Ti, HREE, Nb, Sm, Eu و Ta در نمونه‌های P-۱-G-۱، P-۲-G-۱ و P-۱-G-۲ همانند انکلاوهاست. گویا اختلاط ماگمایی و آمیختگی میان بخش‌های مافیک و فلسیک و سپس پیدایش انکلاوها و در پایان، جایگیری این انکلاوها، مقدار بسیاری از عنصرها در نمودارهای عنکبوتی را تغییر داده است. از این‌رو، گمان می‌رود ماگمای توده اصلی و انکلاوهای مافیک

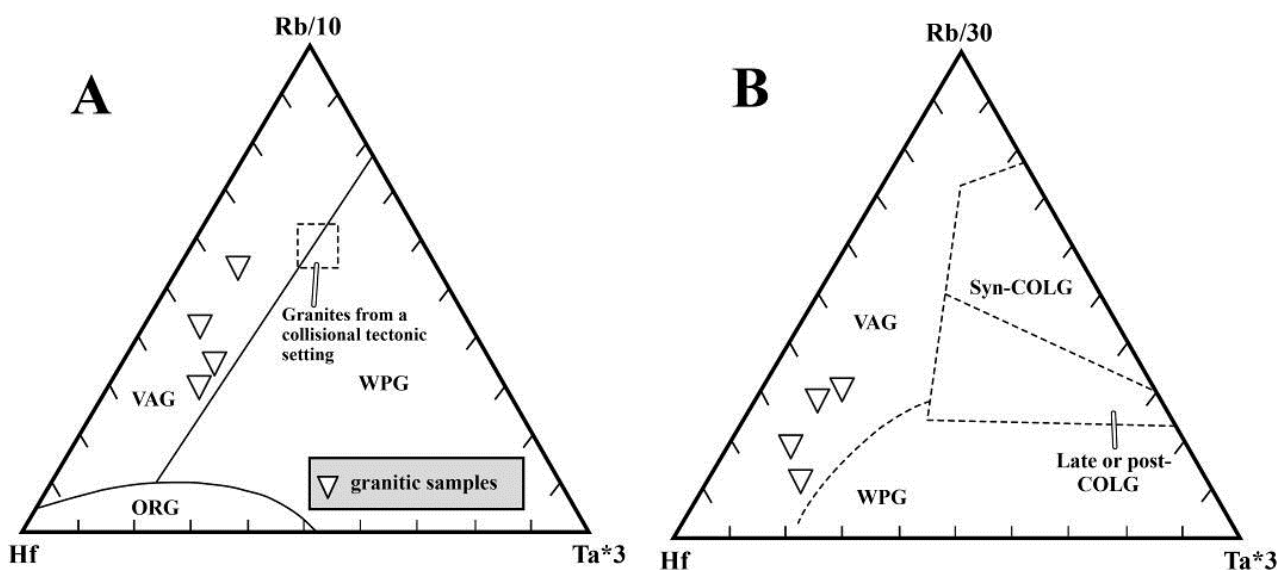
باعث پیدایش سنگ‌های گوناگون به‌دنبال جدایش بلورین، اختلاط و آمیختگی ماگمایی و شاید آلیش پوسته‌ای شده باشد.

رخداد بلورهای آبدار بیوتیت و آمفیبول (شکل ۳) و تنوع سنگی از گابرو تا آلکالی‌فلدسپار گرانیت، همراه با تغییر در مقدار برخی عناصر در مایعات پدیدآمده از سنگ خاستگاهی که این توده‌های نفوذی را پدید آورده‌اند، نشان می‌دهد چه‌بسا آنها مذاب‌هایی هستند که در ارتباط با سیال‌های فرورانشی پدید آمده‌اند (تغییر در عنصرهای HFS و LIL به‌صورت ناهنجاری‌های به‌ترتیب منفی و مثبت در نمودارهای عنکبوتی دیده می‌شود؛ شکل‌های ۵ و ۶). از این‌رو، ممکن است آنها به‌دنبال ذوب‌بخشی گوه‌گوشته‌ای در بالای پهنه فرورانشی و در پی دخالت سیال‌های فرورانشی پدید آمده باشند. در حقیقت، این مذاب‌ها در محیط کمان آتشفشان قاره‌ای فعال پدید آمده‌اند (شکل ۸). دخالت تیغه فرورانده شده با پدیدآوردن سیال‌های فرورانشی و انتقال آنها به گوه‌گوشته‌ای، نقش بسیار مهمی در پیدایش این مذاب‌ها داشته است.

ب) ذوب گوه‌گوشته‌ای متاسوماتیسم شده در بالای پهنه فرورانش؛

پ) ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته زیرین در بالای پهنه فرورانشی در پی نفوذ ماگماهای داغ گوشته‌ای (Pearce *et al.*, ۱۹۸۴; Pearce and Peate, ۱۹۹۵; Swain *et al.*, ۲۰۰۸).

ورقه فرورانشی برای ذوب‌بخشی نیازمند یک لیتوسفر فرورانشی جوان و جریان حرارتی بالاست تا بتواند مذاب‌هایی با سرشت آداکیتی بسازد (Martin *et al.*, ۲۰۰۵; Rollinson and Tarney, ۲۰۰۵). هیچ‌کدام از ویژگی‌های سنگ‌های بررسی شده (مانند: مقدار بالای Sr، Ni و Cr، Mg# بالا، کم‌بودن مقدار Yb و Y و ...) که از ویژگی‌های مذاب‌های آداکیتی هستند دیده نمی‌شوند. ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته زیرین در بالای پهنه فرورانشی به‌دلیل زیر قرارگیری مذاب‌های گوشته‌ای روی داده است. تزریق این مذاب‌های گوناگون از چنین محلی به درون آشیانه‌های ماگمایی مشترک پوسته‌ای، چه‌بسا



شکل ۸- نفوذی‌های قروچاه سفلی (جنوب مهاباد) در نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌های گرانیتوبییدی (Harris *et al.*, ۱۹۸۶): (A) نمودار  $Hf - Rb/30 - Ta^*3$ ؛ (B) نمودار  $Hf - Rb/10 - Ta^*3$

متالومینوس و کالک‌آلکان هستند که در پهنه‌های کوهزایی وابسته به محیط کمان آتشفشانی فعال فرورانشی قاره‌ای تکامل یافته‌اند. این سنگ‌ها بیشتر از پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول، کوارتز و کلینوپیروکسن ساخته شده‌اند. این سنگ‌ها در زمان پس از کرتاسه و در پی فرورانش نئوتتیس به‌زیر پهنه سندنج-سیرجان پدید آمده‌اند. این نفوذی‌ها به‌دنبال ذوب‌بخشی یک گوه‌گوشته‌ای متاسوماتسیم‌شده در بالای پهنه فرورانشی پدید آمده‌اند. سپس به‌دنبال رفتار گسل‌های ژرف وابسته به این فرورانش، به درون پوسته کمان آتشفشانی فعال تزریق شده‌اند. مذاب‌های بخشی تولیدشده از عنصرهای با قدرت یونی بالا (مانند: Nb, Ta, P, Hf و Zr) تهی و از K, Sr و Rb و تا اندازه‌ای Ba سرشار هستند. همچنین، نسبت‌های عنصری  $La_n/Yb_n$ ,  $La_n/Sm_n$  و  $Sm_n/Yb_n$  در آنها به ترتیب ۹/۹۴، ۳/۸۴ و ۲/۰۳ هستند؛ از این رو، بیشتر نمونه‌ها غنی‌شدگی واضحی در عنصرهای خاکی نادر سبک نشان می‌دهند. این مذاب‌ها در هنگام تزریق در پوسته و یا در آشیانه‌های کمان آتشفشانی دچار جدایش بلورین شده‌اند و سنگ‌های گوناگون رخنمون‌یافته را پدید آورند. بخش‌هایی از تزریق‌های کمی کهن‌تر و یا همزمان با تزریق اصلی که ترکیبی مافیکی دیوریت گابرویی-دیوریتی-کوارتزدیوریتی داشته‌اند، به‌صورت آمیختگی، انکلاوهای تیره دانه‌ریز را پدید آورده‌اند.

### سپاس‌گزاری

از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه ارومیه، برای حمایت‌های مالی از این پژوهش، سپاس‌گزاری می‌شود. از سردبیر گرامی مجله سنگ‌شناسی جناب آقای دکتر ترابی و داوران ارجمند این مقاله برای کمک‌های بی‌دریغ‌شان سپاس‌گزاری می‌شود.

در پهنه‌هایی که در حال حاضر، فرایند فرورانش در آنها روی می‌دهد (نوع کردیلریا)، گرانیتویدهایی که وابسته و یا در ارتباط با گوشته هستند فراوان‌تر هستند؛ اما در انواع مرزهای برخوردی (نوع هرسی‌نین)، گرانیتویدهایی با خاستگاه پوسته‌ای فراوان‌تر هستند (Chappell and White, ۱۹۷۴; Castro *et al.*, ۱۹۹۱; Harris *et al.*, ۱۹۹۵; Pitcher, ۱۹۹۷; Best, ۲۰۰۳; Raymond, ۲۰۰۷). گرانیتویدها در مرزهای فعال قاره‌ای در هر ژرفایی نفوذ می‌کنند و بیشتر به زمین‌ساخت منطقه وابسته هستند. در پهنه‌هایی که فرورانش مایل روی می‌دهد، تنش‌ها و واتنش‌های شدیدی در پوسته بالایی رخ می‌دهد و شکستگی‌های ژرفی در محیط زمین‌ساختی فرورانشی فراپوسته‌ای روی می‌دهند. این فرایند باعث می‌شود تا کاهش فشاری در این بخش‌ها پدید آید و مذاب‌های ژرف‌تر بتوانند در این بخش‌ها و فضاها تزریق شوند (McClay *et al.*, ۲۰۰۴; Molinaro *et al.*, ۲۰۰۵). فرورانش نئوتتیس به‌زیر ایران مرکزی، پهنه‌های برشی بزرگ مقیاسی در لبه جنوبی ایران مرکزی پدید آورده است (Omrani *et al.*, ۲۰۰۸; Agard *et al.*, ۲۰۱۱; Alaminia *et al.*, ۲۰۱۳). این فرایند محل‌های مناسبی برای نفوذ توده‌های ماگمایی پدید آورده است. پس سازوکار زمین‌ساخت جهانی و در پی آن، رفتار گسل‌های بزرگ مقیاس باعث نفوذ ماگماهای ژرف گوشته‌ای به این بخش از پوسته قاره‌ای ایران شده است و در آشیانه‌های پوسته‌ای، فرایند جدایش بلورین سنگ‌های نفوذی گوناگون گابرویی-دیوریتی-گرانیتی قروچاه سفلی جنوب مهاباد را پدید آورده است.

### نتیجه‌گیری

نفوذی گابرویی-دیوریتی-گرانیتی قروچاه سفلی جنوب مهاباد، توده‌های ماگمایی نوع-I با سرشت

## منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R. (۲۰۱۱) Zagros orogeny: a subduction- dominated process. *Mineralogical Magazine* ۷۵(۵-۶): ۶۹۲-۷۲۵.
- Alaminia, Z., Karimpour, M. H., Homan, S. M. and Finger, F. (۲۰۱۳) Geochemistry and geochronology of Upper Cretaceous, magnetite series granitoids, Arghash- GhasemAbad, NE Iran. *Iranian Journal of Petrology* ۳(۱۲): ۱۰۳- ۱۱۸ (in Persian).
- Alavi, M. (۱۹۹۴) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* ۲۲۹(۳- ۴): ۲۱۱-۲۳۸.
- Azizi, H. and Asahara, Y. (۲۰۱۳) Juvenile granite in the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: Late Jurassic-Early Cretaceous arc-continent collision. *International Geology Review* ۵۵(۱۲): ۱۵۲۳-۱۵۴۰.
- Barbarin, B. (۱۹۹۹) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* ۴۶(۳): ۶۰۵-۶۲۶.
- Bea, F., Mazhari, A., Montero, P., Amini, S. and Ghalamghash, J. (۲۰۱۱) Zircon dating, Sr and Nd isotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: Evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrane. *Journal of Asian Earth Sciences* ۴۰(۱): ۱۷۲-۱۷۹.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (۱۹۸۱) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* ۱۸(۲): ۲۱۰-۲۶۵.
- Best, G. (۲۰۰۳) *Igneous and metamorphic petrology*. ۲<sup>nd</sup> edition, Wiley- Blackwell, London, UK.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Phinney, D. L. and Ryerson, F. J. (۱۹۹۴) Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island- arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* ۱۲۸(۳- ۴): ۳۲۷-۳۳۹.
- Castro, A., Moreno- Ventas I. and de la Rosa, J. D. (۱۹۹۱) H- type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite- type classification and nomenclature. *Earth Science Reviews* ۳۱(۳- ۴): ۲۳۷-۲۵۳.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (۱۹۷۴) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* ۸(۲): ۱۷۳-۱۷۴.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (۲۰۰۱) Two contrasting granite types: ۲۵ years later. *Australian Journal of Earth Sciences* ۴۸(۴): ۴۸۹-۴۹۹.
- Didier, J. and Barbarin, B. (۱۹۹۱) The different types of enclaves in granites: Nomenclature. In: *Enclaves and Granite Petrology* (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) ۲: ۱۹-۲۳. Development on Petrology, Elsevier, Amsterdam.
- Didier, J. and Barbarin, B. (translated by Valizade, M. V., Sadeghian, M. and Akrami, M. A.) (۲۰۰۱) *Enclaves and Granite Petrology*. First edition, Tehran University Press, Tehran, Iran.
- Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C. G., Collins, W. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (۲۰۰۱) A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology* ۴۲(۱۱): ۲۰۳۳-۲۰۴۸.
- Frost, C. D., Frost, B. R., Chamberlain, K. R. and Edwards, B. R. (۱۹۹۹) Petrogenesis of the ۱.۴۳ Ga Sherman batholith, SE Wyoming: a reduced rapakivi- type anorogenic granite. *Journal of Petrology* ۴۰(۱۲): ۱۷۷۱-۱۸۰۲.
- Ghalamghash, J., Bouchez, J. L., Vosoughi- Abedini, M. and Nédélec, A. (۲۰۰۹) The Urumieh Plutonic Complex (NW Iran): Record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times – Part II: Magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction. *Journal of Asian Earth Sciences* ۳۶(۴- ۵): ۳۰۳-۳۱۷.

- Ghazi, J. and Moazzen, M. (۲۰۱۵) Geodynamic evolution of the Sanandaj- Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences* ۲۴: ۵۱۳-۵۲۸.
- Harker, A. (۱۹۰۹) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London, UK.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (۱۹۸۶) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications ۱۹(۱): ۶۷-۸۱.
- Hassanzadeh, J. and Wernicke, B. P. (۲۰۱۶) The Neotethyan Sanandaj- Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin- arc transitions. *Tectonics* ۳۵: ۵۸۶-۶۲۱.
- Healy, B., Collins, W. J. and Richards, S. W. (۲۰۰۴) A hybrid origin for Lachlan S- type granites: the Murrumbidgee Batholith example. *Lithos* ۷۸(۱- ۲): ۱۹۷-۲۱۶.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (۱۹۷۱) A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* ۸(۵): ۵۲۳-۵۴۸.
- Ishihara, S. (۱۹۷۷) The Magnetite- series and Ilmenite- series granitic rocks. *Mining Geology* ۲۷(۱۴۵): ۲۹۳-۳۰۵.
- Izadyar, J., Mojab, S., Kuroshi, O. and Zare, M. (۲۰۱۴) An unusual assemblage of talc- phengite- chlorite- K- feldspar in quartz schists from the Nahavand area, Sanandaj- Sirjan zone, Iran. *Iranian Journal of Science and Technology* ۳۸(A۳): ۲۴۳-۲۵۲.
- Jafari, A., Fazlnia, A. and Jamei, S. (۲۰۱۵) Mafic enclaves in north of Urumieh plutonic complex: evidence of magma mixing and mingling, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences* ۸(۹): ۷۱۹۱-۷۲۰۶.
- Kilpatrick, J. A. and Ellis, D. J. (۱۹۹۲) C- type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents. *Proc. Transactions of the Royal Society of Edinburgh* ۸۳(۱): ۱۵۵- ۱۶۴.
- Kretz, R. (۱۹۸۳) Symbols for rock- forming minerals. *American Mineralogist* ۶۸(۱- ۲): ۲۷۷- ۲۷۹.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. S. (۱۹۷۹) Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America, Abstracts with Programs ۱۱(۷): ۴۶۸.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (۱۹۸۹) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* ۱۰۱(۵): ۶۳۵-۶۴۳.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. - F. and Champion, D. (۲۰۰۵) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* ۷۹(۱- ۲): ۱-۲۴.
- Mazhari, S. A., Amini, S., Ghalamghash, J. and Bea, F. (۲۰۱۱) The origin of mafic rocks in the Naqadeh intrusive complex, Sanandaj- Sirjan Zone, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences* ۴(۷): ۱۲۰۷-۱۲۱۴.
- Mazhari, S. A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J. F., Pillar, M., Scarrow, J. H. and Williams, S. (۲۰۰۹) The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj- Sirjan Zone, NW Iran: A marker of the end of the collision in the Zagros Orogen. *Journal of the Geological Society* ۱۶۶(۱): ۵۳-۶۹.
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T. and Richards, M. (۲۰۰۴) 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology* ۲۱(۷): ۸۵۷-۸۷۷.
- Middlemost, E. A. K. (۱۹۹۴) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth- Science Reviews* ۳۷: ۲۱۵-۲۲۴.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (۲۰۰۳) Cretaceous- Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj- sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* ۲۱(۴): ۳۹۷- ۴۱۲.

- Molinaro, M., Zeyen, H. and Laurencin, X. (۲۰۰۵) Lithospheric structure beneath the south- eastern Zagros Mountains, Iran recent slab break- off. *Terra Nova* ۱۷(۱): ۱-۶.
- Omrani, J. and Khabbaznia, A. R. (۲۰۰۳) Geological map of Alut. Geological Quadrangle Map ۱:۱۰۰۰۰۰, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (۲۰۰۸) Arc- magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* ۱۰۶(۳- ۴): ۳۸۰-۳۹۸.
- Patinõ Douce, A. E. (۱۹۹۹) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Geological Society, London, Special Publication ۱۵۸(۱): ۵۵- ۷۵.
- Pearce, J. A. (۱۹۹۶) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* ۱۹(۴): ۱۲۰-۱۲۵.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W. (۱۹۹۵) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas: Annual Review of Earth and Planetary Science ۲۳(۳): ۲۵۱-۲۸۵.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (۱۹۸۴) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* ۲۵ (۴): ۹۵۶-۹۸۳.
- Pitcher, W. S. (۱۹۹۷) Granite. ۲<sup>nd</sup> edition, Academic press, London, UK.
- Raymond, L. A. (۲۰۰۷) Petrology: the study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks. ۲<sup>nd</sup> edition, McGraw Hill, Boston, US.
- Rollinson, H. (۱۹۹۳) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. ۱<sup>st</sup> Edition, Edinburgh Gate, Edinburgh, Scotland.
- Rollinson, H. R. and Tarney, J. (۲۰۰۵) Adakites—the key to understanding LILE depletion in granulites. *Lithos* ۷۹(۱- ۲): ۶۱-۸۱.
- Sepahi, A. A., Shahbazi, H., Siebel, W. and Ranin, A. (۲۰۱۴) Geochronology of plutonic rocks from the Sanandaj- Sirjan zone, Iran and new zircon and titanite U- Th- Pb ages for granitoids from the Marivan pluton. *Geochronometria* ۴۱ (۳): ۲۰۷-۲۱۵.
- Stöcklin, J. (۱۹۶۸) Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* ۵۲(۷): ۱۲۲۹-۱۲۵۸.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (۱۹۸۹) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society of London, Special Publication ۴۲(۳): ۳۱۳-۳۴۵.
- Swain, G., Barovich, K., Hand, M., Ferris, G. and Schwarz, M. (۲۰۰۸) Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton. *Precambrian Research* ۱۶۶(۱- ۴): ۲۸۳-۲۹۶.
- White, A. J. R. (۱۹۷۹) Sources of granite magmas. Geological Society of America Abstracts with Programs ۱۱(۷): ۵۳۹.
- White, W. M. (۲۰۰۵) Geochemistry. First edition, Wiley- Blackwell, London.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J. (۱۹۹۳) High field strength and transition element systematics in island and back- arc basin basalts: evidence for multi- phase extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* ۱۱۴(۴): ۴۹۱-۵۰۴.