Petrology and the effects of dynamic processes on the felsic rocks in the Darvazeh plutonic body (South Qorveh- Kurdistan)

Ashraf Torkian*, Tahereh Molaei Yeganeh and Ali Asghar Sepahi Garow
Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Abstract

The Darvazeh pluton is located in the south of Qorveh. Olivine gabbro, diorite, quartz monzonite and granite rocks are rock forming of this body, but this paper is focused on the leucocratic to mesocratic rocks (quartz monzonitic and granitic rocks). These rocks were effected by dynamic tectonic activity during the intrusion and according to the distance of shear zone; deformation can be classified to cataclastic, protomylonite and mylonite. Microstructure evidences including the presence of porphyroclasts, bending of crystals and their twining, myrmekitic and pertite textures which caused by stress. Based on the microstructure features, deformations occurred at temperature of about 500-600 ° C. The geochemical data suggested that the felsic rocks belong to calc-alkaline, ferroan, I-type and metaluminous to slightly peraluminous series. Enrichment in LREE/HREE; negative anomalies of Ba, Ti, P, Sr, Nb and U, Th, Pb positive anomalies and Th/Ta ratios indicate continental arc setting. The presence of mafic enclaves, high volume of granite and negative trend of Zr versus SiO_2, all suggest that the felsic rocks were generated via partial melting process. According to geochemical characteristics, the studied granitoid was originated by partial melting of meta basaltic rocks in the lower crust.

Key words: felsic rocks, deformation, I-type granite, lower crust, continental arc margin, Qorveh, Sanandaj-Sirjan

* a-torkian@basu.ac.ir

Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

پتـــــرولوژی، سال هشتم، شماره سی و دوم، زمستان ۱۳۹۶، صفحه ۱۰۵-۱۲۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۲/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۶/۰۸

سنگ‌شناسی و تاثیر فرایندهای دینامیک روی سنگ‌های فلسیک در توده آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان)

اشرف ترکیان *، طاهره مولایی‌یگانه و علی‌اصغر سپاهی‌گرو
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

چکیده

تـوده آذریـن درونـی کـوه دروازه در جنـوب قـروه رخنمـون دارد. الیـوین گـابرو، دیوریت‌هـای گـابرویی، کـوارتز مونزونیـت و گرانیـت از سـنگ‌های سـازندهٔ ایـن تـوده هسـتند؛ امـا در اینجـا، تنهـا بـه بررسـی سـنگ‌های لوکوکراتیـک تـا مزوکراتیـک جـوان‌تـر (کـوارتز مونزونیـت و گرانیـت) پرداختـه می‌شـود. ایـن سـنگ‌ها دچـار دگرگـونی دینـامیکی شـده و در برابـر فاصلـه از پهنـه برشـی دسـتخوش دگرریختـی متغیـری شـده‌انـد؛ بـه‌گونه‌ای‌کـه بـه کاتاکلاسـتیک، پروتومیلونیـت و میلونیـت رده‌بنـدی می‌شـوند. دارابـودن پورفیروکلاسـت‌ها، خمـش در بلورهـا و ماکـل آنهـا، بافت‌هـای میرمکیـت و پرتیـتِ پدیدآمـده از تـنش از ویژگـی‌هـای سـاختاری هسـتند کـه در آنهـا یافـت مـی‌شـوند. برپایـه ریزسـاختارها، دمـای دگرریختـی سـنگ‌ها نزدیـک بـه ۵۰۰-۶۰۰ درجـه سـانتیگراد بـوده اسـت. داده‌هـای زمـین‌شـیمیایی نشـان‌دهنـده سرشـت کالـک‌آلکـالن، آهـن‌دار، نـوع I و متـاآلومین تـا کمـی پرآلـومین‌بـودن سـنگ‌های فلسـیک هسـتند. غنی‌شـدگی LREEهـا در برابـر HREE، ناهنجـاری منفـی از عنصـرهای Ti، P، Sr، Nb و Ba، آنومـالی مثبـت Pb، Th و U و محتـوای Th/Ta نشـان‌دهندهٔ پهنـه کمـان قـاره‌ای هسـتند. دارابـودن انکلاوهـای مافیـک، حجـم بـزرگ گرانیت‌هـا و رونـد منفـی محتـوای Zr در برابـر سـیلیس، همگـی نشـان‌دهنـدهٔ پیـدایش سـنگ‌های فلسـیک هنگـام فراینـد ذوب‌بخشـی هسـتند. برپایـه ویژگـی‌هـای زمـین‌شـیمیایی، خاسـتگاه گرانیتوییـدهای بررسی‌شده از ذوب‌بخشی سنگ‌های متابازیتی پوسته زیرین است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های فلسیک، دگرریختی، گرانیت نوع I، پوسته زیرین، کمان حاشیه قاره، قروه، سنندج- سیرجان

مقدمه

فـــرورانش پوســـته اقیانوســـی نئـــوتتیس و نزدیـک‌شـدن صـفحه آفـرو- عربـی بـه خردقـاره ایـران مرکـــزی از زمـــان ژوراســـیک، بـــا ماگماتســـیم کالـک‌آلکـالن در زمـان ژوراسـیک بـالایی تـا ائوسـن همـــراه بـــوده (Berberian and King, 1981; Mohajjel *et al*., 2003; Agard *et al*., 2005; Ghasemi and Talbot, 2006; Mohajjel and Fergusson, 2014) و همـراه آن سـنگ‌های مافیـک

* a-torkian@basu.ac.ir

Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

تـا فلسـیک فراوانـی پدیـد آمـده‌انـد. از میـان آنهـا، بخـش بزرگـی از سـنگ‌های آذریـن درونـی از گرانیـت و گرانودیوریت‌هـایی (گرانیتوییـدهای نـوع I، S و A) بـه سـن ۱۴۰ تـا ۱۷۰ میلیـون سـال پـیش هسـتند (Valizade and Sadeghian, 1996; Ahmadi Khalaji, 2006; Masoudi *et al*., 2002; Sepahi and Athari 2006; Tahmasebi *et al*., 2010; Torkian *et al*., 2008; Yajam *et al*., 2015).

تـوده دروازه در شـمال پهنـه سـنندج- سـیرجان بـوده و بخـش بزرگـی از آن از دیوریـت و الیوین‌گـابرو است. افزون‌بـر آن، مـذاب‌هـای فلسـیک نیـز بـه‌صـورت دایـــک، اســـتوک و شـــکل‌های نـــامنظم درون سـنگ‌های مافیـک- حدواسـط تزریـق شـده‌انـد. میزبـان سـنگ‌های پلوتونیـک منطقـه سـنگ‌های دگرگـونی ژوراسـیک (ماننـد: آمفیبولیت‌هـا، اکتینولیـت شیسـت‌ها و مرمرهـا) هسـتند. ترکیـب پوسـته و گوشـته در پیـدایش دیوریـت تـوده دروازه نقـش دارد (Molaei Yeganeh *et al*., 2017). ایـن پدیـده چه‌بسـا پیامـد تزریـق ترکیب‌هـای مافیـک- حدواسـط و ذوب سـنگ‌های پوسـته زیـرین اسـت. افزون‌بـر آن، انکلاوهـای مافیـک گـردی (ریزدانـه) در سـنگ‌های فلسـیک به‌چشـم مـی‌خورنـد کـه نشـان‌دهندۀ آمیختگـی و هم‌زمـانی نفـوذ دو فـاز ماگمـایی اسـت. در جنـوب تـوده دروازه حجـم بزرگـی از گرانیتوییـدها بـا ترکیـب آلکالی‌گرانیـت، گرانودیوریـت، گرانیـت و کـوارتز مونزونیـت بـا سرشـت کالـک‌آلکـالن و I هسـتند کـه خاسـتگاه آنهـا متاتونالیت‌هـای پوسـته زیـرین گفتـه شـده اسـت (Torkian, 2008; Torkian *et al*., 2008). افزون‌بـر ایـن، در بخـش‌هـایی از ایـن باتولیـت، آلکالی‌گرانیت‌هـای پتاسـیم بـالا، آهـن‌دار و بـا سرشـت A گـزارش و خاسـتگاه آنهـا ذوب‌بخشـی پوسـتۀ از پـیش بارورشـده پیشـنهاد شـده اسـت (Yajam, Mahmoudi و همکـاران (۲۰۱۱) سـن مونزونیت‌هـای تـوده دروازه را ۱۵۱±۰/۲ میلیـون سـال پـیش و Yajam و همکـاران (۲۰۱۵) سـن نفـوذی‌هـای گرانیتـی در جنـوب دروازه را ۱۴۷±۳ میلیـون سـال پـیش به‌دسـت آورده‌انـد. گویـا سـنگ‌های گرانیتوییـدی جنـوب قـروه کـه ویژگـی‌هـای شـیمیایی و زمـانی مشـابه نشـان مـی‌دهنـد بـا یکـدیگر ارتبـاط دارنـد. کـوارتز مونزونیـت و گرانیـت از سـنگ‌های فلسـیک دروازه هسـتند. ترکیـب گرانیتـی بیشـتر پیامـد جـدایش ماگمـا از مـذاب‌هـای مافیـک حدواسـط و یـا پیامـد ذوب‌بخشـی بخـش‌هـای گونـاگون پوسـته هسـتند (Bacon and Druitt, 1988; Guffani *et al*., 1996; Johnson *et al*., 1997). از آنجایی‌کـه سـنگ‌زایی (پتروژنـز) سـنگ‌های فلسـیک تـوده دروازه تـا کنـون بـه‌صـورت منسـجم بررسـی نشـده، برپایـه گرانیتوییـدهای گونـاگون شناخته‌شـده در پهنـه سـنندج- سـیرجان و حضـور سـنگ‌های مافیـک- حدواسـط، در ایـن پـژوهش تـلاش شـده افزون‌بـر ارزیـابی جایگـاه زمـین‌سـاختی، سرشـت و نـوع سـنگ‌های فلسـیک تـوده دروازه، خاسـتگاه و همچنـین، وابسـتگی آنهـا بـا نفـوذی‌هـای مافیـک- حدواسـط منطقـه بررسـی شـود. گفتنـی اسـت کـه توده یادشده پـس از نفـوذ، در پهنـه‌ای برشـی جـای گرفتـه و در پـی فراینـدهای زمـین‌سـاختی دچـار دگرریختـی و دگرگـونی دینـامیکی شـده اسـت. پویـایی مـداوم گسـل‌هـا در ایـن منطقـه‌ها، سـاختارهای نـاهمگن گونـاگونی (ماننـد: برگـوارگی و گـاه خطـوارگـی) را گسـترش داده‌انـد. پـس بـا بررسـی ریزسـاختارهای دیـده شـده در سـنگ‌ها، دمـایی کـه هنگـام آن دگرریختـی‌هـا روی داده‌انـد نیز بررسی خواهد شد.

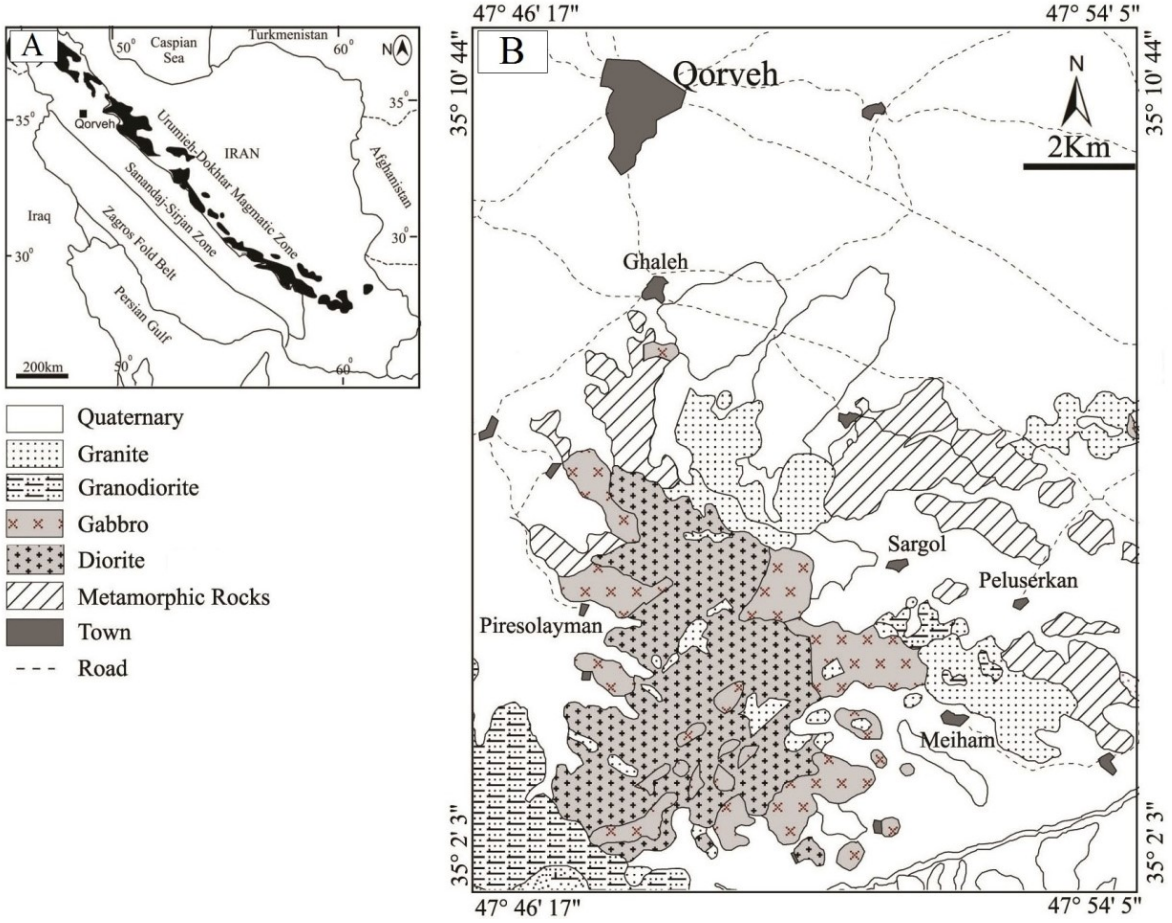
زمین‌شناسی عمومی منطقه

رشته کوه زاگرس پیامد نزدیک‌شدن صفحه عربستان به صفحه ایران‌مرکزی و بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس است. این رشته کوه دو بخش شمالی و جنوبی دارد و بخش شمالی آن سه پهنه دارد (شکل ۱- A؛ Mohajjel and Fergusson, 2014):

۱- زاگرس چین‌خورده و تراستی، که دربردارندهٔ زاگرس چین‌خورده (بخش بیرونی) و زاگرس مرتفع است (بخش درونی)؛

۲- زاگرس جوش‌خورده که دربردارندهٔ رادیولاریت، افیولیت و آهک بیستون است؛

۳- پهنه سنندج- سیرجان که با فراوانی سنگ‌های دگرگونی (مانند: شیست، فیلیت و آمفیبولیت) و پشت‌سرگذاشتن مراحل فراوان دگریختی از بخش‌های دیگر شناخته می‌شود.



شکل ۱: A) جایگاه شهر قروه در پهنه سنندج- سیرجان؛ B) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده توده آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان) در شمال پهنه سنندج- سیرجان (با تغییر پس از Hosseini، ۱۹۹۹)

همچنین، در این پهنه سنگ‌های فلسیک بیشترین رخنمون را دارند. برخی از این سنگ‌ها در پهنه‌های برشی جای گرفته و فابریک‌های همزمان با حرکات زمین‌ساختی را به نمایش می‌گذارند (Mohajjel and Fergusson, 2014). توده دروازه با مختصات عرض جغرافیایی شمالی

۳۵۰°۳′۲″ تـــا ۳۵°۱۰′۴۴″ و طـــول جغرافیـــایی خـــاوری ۴۷°۴۶′۱۷″ تـــا ۴۷°۵۴′۵″، در شـــمال پهنـه سـنندج- سـیرجان و جنـوب شهرسـتان قـروه جـای دارد (شـکل ۱- B). بـه‌دنبال فـاز کـوهزایی پیـرنین، بخـش چشـمگیری از سـنگ‌های جنـوب قـروه پدیدآمـده از دگرگـونی دینـامیکی، دچـار تحول و دگرریختی شده‌اند (Hosseini, 1999).

روش انجام پژوهش

بـرای بررسـی ترکیـب اسـیدی تـوده دروازه، پـس از نمونـه‌برداری و بررسـی روابـط و سـاختارهای دیده‌شـده در صـحرا، ۴۰ مقطـع نـازک بـرای بررسـی‌های کـانی‌شناسـی، سـنگ‌شناسـی و پتروفابریـک سـاخته شـد. در پایـان از میـان سـنگ‌ها ۹ نمونـه برگزیـده و بـرای ارزیـابی فراوانـی عنصـرهای اصـلی بـه روش XRF (طیف‌سـنج فلوئورسـانس اشـعه ایکـس) بـه دانشـگاه بریگهـام (کشـور آمریکـا) و بـرای بررسـی فراوانـی عنصـرهای کمیـاب و خـاکی نـادر بـه روش ICP-MS (طیف‌سـنجی جرمـی گسـیل پلاسـمای جفتیـده القـایی) بـه آزمایشـگاه ALS در کانـادا فرستاده شدند.

خردایش نمونه‌ها با دستگاه خردکن از جنس کاربیـد- تنگسـتن انجـام شـد. نمونـه‌هـا در دمـای ۱۰۵ درجـه سانتی‌گـراد خشـک و سـپس بـرای انـدازه‌گیـری LOI، ۴ ساعت در کوره تـا ۱۰۰۰ درجـه سـانتی‌گـراد، گرمـا داده شدند. خطای تجزیـه XRF نزدیـک بـه ۰/۱ تـا ۱ درصـد وزنی است. برای ارزیابی عنصرهای کمیاب و خـاکی نـادر، نمونـه‌هـا نخسـت پـودر و سـپس بـا بـه‌کـارگیری لیتـیم متابورات ذوب شدند تا کانی‌های مقاومی مانند زیرکن نیـز انحلال‌پذیری پیـدا کـرده و در اسـید حـل شـوند. سـپس محلول‌های به‌دست‌آمده به روش ICP-MS تجزیه شـدند. داده‌های به‌دست‌آمده در جدول ۱ آورده شده‌اند.

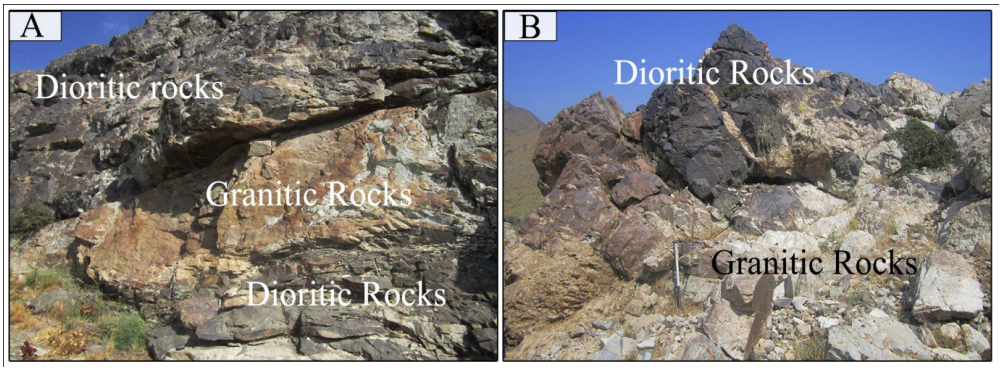
بررسی صحرایی و سنگ‌نگاری

گرانیـت و کـوارتز مونزونیـت از سـنگ‌های اسـیدی توده دروازه هستند کـه بـا مـرز روشـن و بـه ابعـاد گونـاگون در پیرامـون و درون تـوده مافیـک- حدواسـط تزریـق شده‌اند (شـکل ۲). در نمونـه دسـتی، ایـن سـنگ‌ها ریـز تـا متوسـط بلـور و لوکـوکرات هسـتند و کانی‌هـایِ کـوارتز، ارتـوکلاز، میکـروکلین، پلاژیـوکلاز، هورنبلنـد و بیوتیـت ترکیـب کـانی‌شناسـی اصـلی آنهـا را می‌سـازند. اسـفن، آپاتیـت، زیـرکن و آلانیـت از کـانی‌هـای فرعـی و کلریـت و اپیـدوت از کـانی‌هـای ثانویـه هسـتند. برخـی دانـه‌هـای پلاژیـوکلاز بـا ارتـوکلاز جـایگزین شـده‌اند. گمـان مـی‌رود ایـن پدیـده پیامـد فراینـد متاسوماتیسـم و جابـه‌جـایی عنصـرها باشـد (Putnis *et al.*, 2007). بافـت پوششـیِ پتاسـیم‌فلدسـپار در گرداگـرد برخـی بلورهـای ارتـوکلاز نیـز نشـان‌دهنـده تحـرک و حضـور عنصـرهای قلیـایی (ماننـد: K) در محـیط اسـت. ویژگی‌هـای تـأثیر فراینـدهای زمـین‌سـاختی در سـنگ‌های فلسـیک بـه‌خوبی دیـده می‌شـوند (ماننـد: سـاختارهای جهـت‌یافتـه، خطـواره و برگـواره، بـه‌هم‌ریختگـی سـاخت سـنگ و پیـدایش پورفیروکلاسـت‌های چشـمی در نمونـه دسـتی). در بررسـی‌هـای میکروسـکوپی نیـز ریزسـاختارهای پدیدآمـده در پی فرایندهای زمین‌ساختی به‌خوبی دیده می‌شوند.

دگرریختـی در پهنـه برشـی منطقـه یکنواخـت نیسـت و بـا دورتر شـدن از پهنـه‌هـای برشـی، برخـی سـنگ‌ها تغییـرات دینـامیکی بیشـتر و برخـی کمتـری را نشـان می‌دهنـد. در بخش‌هـای کمتـر دگرریخت‌شـده، بافـت گرانـولار تـا پروتوکاتاکلازیـت اسـت و در بخش‌هـای بـا دگرریختـی بیشـتر، سـنگ‌ها ویژگـی سـاخت و بافـت میلـونیتی نشـان مـی‌دهنـد. ویژگی‌هـایی ماننـد خمـش و خردشـدگی مـرز دانـه‌هـا، پیـدایش پورفیروکلاسـت و خم‌شـدگی ماکـل بلورهـای پلاژیـوکلاز بـه‌خـوبی در ایـن سنگ‌ها دیده می‌شود.

جدول ۱- داده‌های تجزیه به روش XRF و ICP-MS برای سنگ‌های فلسیک توده آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان) (فراوانی اکسید عنصرهای اصلی برپایه درصد وزنی و عنصرهای فرعی برپایه ppm است)

Lithology	Qtz-Monzonite	Qtz-Monzonite	Qtz-Monzonite	Qtz-Monzonite	Qtz-Monzonite	Granite	Granite	Granite	Granite
E-Longtitude	47º 48′ 12″	47º 47 ′10″	47º47 ′52″	47º 47′ 13″	47º50′ 54″	47º 47′ 49″	47º 47 ′18″	47º 49′ 13″	47 º51 ′33″
N-Latitude	35º 04′ 06″	35º 06′ 30″	35º 04′ 23″	35º 06′ 30″	35º 04′ 22″	35º 04′ 59″	35º 05′ 13″	35º 04′ 10″	35º 04′ 11″
Sample No.	P.3.14	S.1	P.1.34	S.4	M.1.22	P.2.23	P.2.6	M.4.16	M.1.2
SiO_2	65.23	66.26	66.78	67.22	67.92	69.65	70.96	73.69	76.93
TiO_2	0.51	0.41	0.54	0.39	0.45	0.46	0.24	0.21	0.09
Al_2O_3	15.5	15.02	14.79	14.68	15.12	14.85	14.44	13.18	12.18
Fe_2O_3	4.01	5.23	5.04	4.71	4.06	3.28	2.6	1.71	0.88
MnO	0.07	0.1	0.08	0.1	0.06	0.04	0.02	0.02	0.01
MgO	0.64	0.25	0.62	0.32	0.54	0.62	0.31	0.24	0.05
CaO	2.7	2.06	2.21	2.19	2.18	1.77	1.36	1.23	0.6
Na_2O	4.02	3.93	3.98	4.32	4.44	4.55	3.24	3.36	3.12
K_2O	4.8	5.05	4.32	4.36	3.52	3.17	5.47	4.56	5.04
P_2O_5	0.1	0.09	0.12	0.08	0.1	0.09	0.05	0.05	0.01
LOI	0.46	0.71	0.31	0.44	0.55	0.37	0.2	0.53	0.37
Total	98.05	99.11	99.73	98.8	98.95	98.85	98.88	98.76	99.26
F	474	394	346	403	431	418	323	401	365
Cl	133	274	186	282	155	158	166	45	61
Sc	12.6	11.2	9.6	9.6	8.7	3.7	4.5	1.7	1.8
V	39	13	27	15	24	29	15	11	5
Cr	3.7	1.7	3.4	3	3.9	5	4.5	1.5	0
Ni	8.8	2	2.7	3.1	3.2	4.5	3.3	2.2	2.3
Cu	2.1	1.1	2.8	2.1	2.6	3.6	2.4	4	1.2
Zn	17.6	78	57.4	66.2	39.8	39.6	28.2	13.3	9.5
Ga	25.1	27.8	23.7	27.5	23.9	24	20.2	17.2	18.5
Cs	0.35	1.61	2.57	3.88	0.56	2.51	3.54	0.81	1.02
Rb	102	117	123	136	85	103	138	104	116
Sr	130	124	132	106	163	161	80	102	21
Y	64.1	73.5	52.7	72.7	41.1	23.2	33.8	30.4	19.4
Zr	586	674	591	628	514	380	302	240	168
Hf	13.7	14.4	13.2	13.9	11.6	9.2	8.2	6.3	6.2
Nb	41.2	40.2	37.3	39.7	28.7	24.8	20.6	29.3	49.1
Ta	2.4	1.6	2.2	1.8	1.7	1.5	1.9	2.7	1.6
Ba	675	799	566	604	548	594	480	373	48
La	62	85	37	71	39	37	67	54	42
Ce	122	172	79	149	79	67	125	97	96
Pr	13.2	19.15	9.39	17.2	8.85	6.74	12.45	9.2	11.15
Nd	48.9	75.3	39.4	67.4	34.3	23.9	43	31.3	43.6
Sm	9.95	15.15	8.72	14.6	6.98	4.26	7.18	5.22	6.89
Eu	2.09	2.53	1.41	2.08	1.31	1.3	0.84	0.66	0.27
Gd	10.2	14.45	8.99	13.9	6.97	3.82	6.23	5.02	5.27
Tb	1.8	2.4	1.5	2.26	1.16	0.63	0.96	0.85	0.81
Dy	11.8	14.9	9.43	13.65	7.43	4.03	6.03	4.95	4.83
Ho	2.19	2.65	1.84	2.47	1.41	0.78	1.13	0.98	0.82
Er	6.94	8.23	5.45	7.84	4.53	2.55	3.7	3.48	2.6
Tm	1.01	1.06	0.88	1.11	0.63	0.34	0.55	0.5	0.37
Yb	6.24	6.78	5.6	7.03	4.09	2.29	3.42	3.67	2.1
Lu	0.93	1.02	0.78	1.01	0.67	0.36	0.55	0.56	0.32
Sn	3	4	4	4	3	2	2	2	1
Pb	7.4	18.2	15	17.3	12.4	11.5	18.9	6.9	24.1
Th	25.5	12.1	14.8	12.6	17.4	9.5	25.5	32.5	32.1
U	3.12	1.78	3.11	2.62	3.48	1.92	5.24	7.05	5.51
Total REE	299.15	420.42	208.59	369.55	196.93	155.6	278.44	217.29	217.13
Mg#	24.0	8.7	19.5	11.9	20.8	27.35	19.5	22.0	9.9



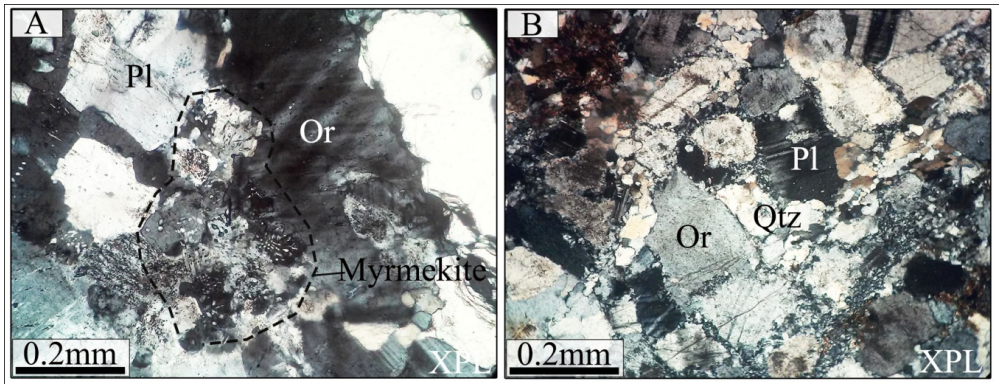
شکل ۲- A، B) تصویرهای صحرایی از نفوذ ترکیب‌های فلسیک درون دیوریت‌ها در توده آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان)

از دیدگاه دینامیکی، سنگ‌های فلسیک توده دروازه به پروتوکاتاکلازیتی، پروتومیلونیت و میلونیت رده‌بندی می‌شوند:

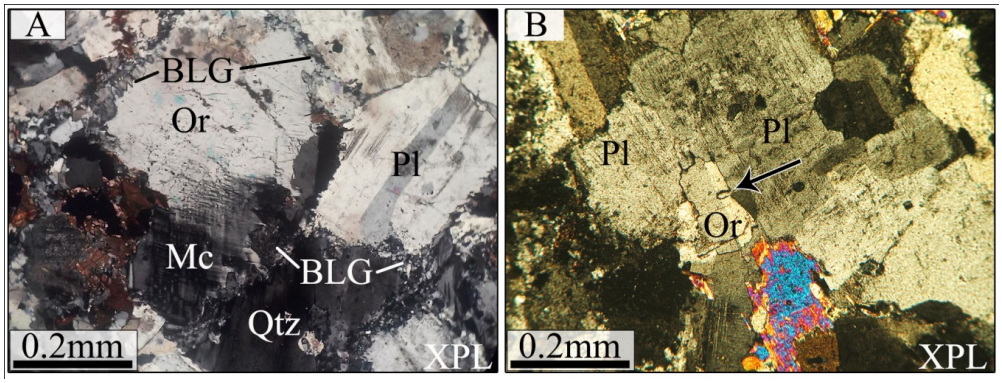
۱- پروتوکاتاکلازیت‌ها

بافت اصلی پروتوکاتاکلازیت‌ها (یا سنگ‌های کمتر دگریخت‌شده و بی‌جهت‌یافتگی) گرانولار و بافت فرعی آنها میرمکیت است (شکل ۳- A). در پی فرایندهای زمین‌ساختی، در کوارتزها خاموشی موجی و تبلور دوباره دیده می‌شود. برخی بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها خمیده شده‌اند. حاشیه بلورهای کوارتز و فلدسپار نیز مضرسی شده است (شکل ۳- B). همچنین، ماکل فلدسپارها به حالت تیغه‌ای، جابه‌جاشده و خمیده درآمده است. برآمدگی BLG (Bulging recrystallization) در حاشیه برخی بلورها دیده می‌شود (شکل ۴). این برآمدگی پیامد بازتبلور دینامیکیِ کم‌دماست و در دیواره دو بلور مجاور با شدت جابه‌جایی متفاوت روی می‌دهد (Stipp *et al.*, 2002).

پلاژیوکلازها اندکی بازتبلور یافته‌اند و لبهٔ آنها در پی مهاجرت مرز دانه در مقیاس خیلی کوچک، دندانه‌ای و کنگره‌ای شده است. کنگره‌ای‌شدن لبهٔ پلاژیوکلازها پیامد تفاوت انرژی آزاد درونی دانه‌های پلاژیوکلاز در برابر دانه‌های کناری، به‌ویژه کوارتز، و اختلاف میان میزان دگریختی این کانی‌ها در برابر فرایندهای دگریختی است. این فرایند، بازتبلور کانی‌ها و جابه‌جایی مرز بلورهای پلاژیوکلاز به‌سوی دانه‌های کوارتز را به‌دنبال دارد (Passchier and Trouw, 1996).



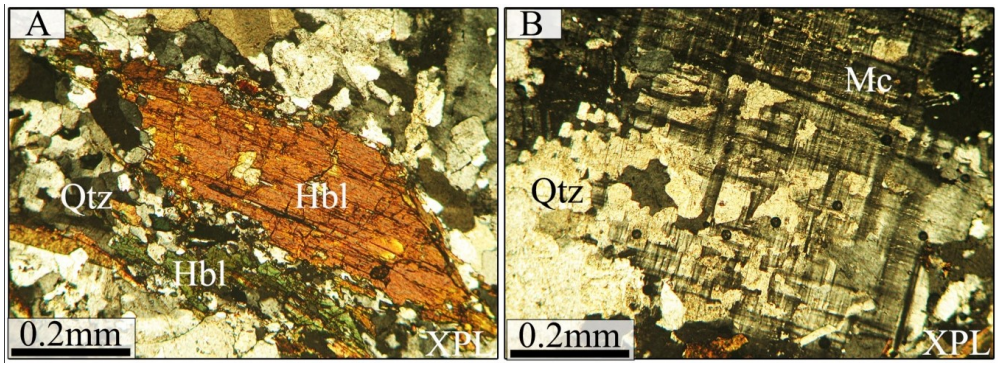
شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) پروتوکاتاکلازیت‌های توده آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان). A) بافت گرانولار و پیدایش بافت میرمکیت؛ B) خردشدگی مرز بلورها (Pl: پلاژیوکلاز؛ Or: ارتوکلاز؛ Qtz: کوارتز) (نام اختصاری کانی‌ها در همه مقاله برپایه Kretz (۱۹۸۳) است)



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) پروتوکاتاکلازیت‌های توده آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان). A) بازتبلور دینامیکی بلورها در مرز دانه‌ها؛ B) نوک پیکان جابه‌جایی مرز بلور پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد (Or: ارتوکلاز؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Mc: میکروکلین)

۲- پروتومیلونیت‌ها

شدت خردشدگی در پروتومیلونیت‌های توده دروازه افزایش یافته است و بلورهای خردشده و بازتبلوریافتهٔ کوارتز در میان دانه‌ها دیده می‌شوند. مرز مضرسی دانه‌ها به‌خوبی دیده می‌شود و بلورهای کوارتز، آمفیبول و بیوتیت تاانداز‌ه‌ای جهت‌یافتگی ترجیحی دارند (شکل ۵- A). در مقطع‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها، بافت‌هایی مانند میرمکیت (هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز)، پرتیت‌های شعله‌ای (هم‌رشدی آلبیت و پتاسیم‌فلدسپار)، گرانوفیری و میکروگرافیک (هم‌رشدی کوارتز و ارتوکلاز) دیده می‌شوند. هم‌رشدی کوارتز و ارتوکلاز (شکل ۵- B) در لبه و درون بلورهای دگریخت‌شده نشان‌دهنده بالابودن دما هنگام دگریختی است (Passchier and Trouw, 1996). کوارتزها به‌صورت دانه‌های بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار ریز تا درشت‌دانه و با خاموشی موجی هستند. کوارتزها در برخی بخش‌ها مرز مضرسی و گاه بازتبلور نشان می‌دهند و در بخش‌های دیگر، حالت نواری و جهت‌دار پیدا کرده‌اند. میان پورفیروکلاست‌های کوارتز، کوارتزهای ریزدانه رشد کرده و یا بلور کوارتز قدیمی با کوارتزهای ریزدانه جدید جایگزین شده‌اند. این پدیده نشان‌دهندهٔ بازتبلور آنها هنگام فرایندهای دینامیکی است (Passchier and Trouw, 1996).

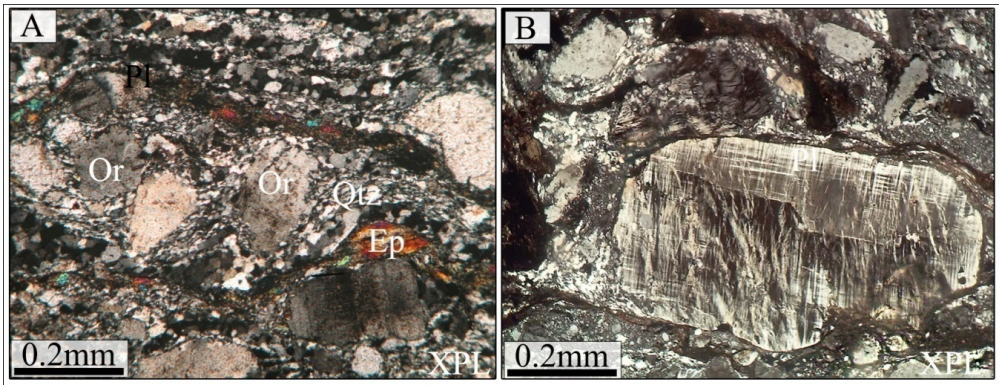


شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) پروتومیلونیت‌های توده آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان). A) جهت‌یافتگی بلورهای هورنبلند؛ B) رشد کوارتز در حاشیه و درون بلور میکروکلین (Hbl: هورنبلند؛ Qtz: کوارتز؛ Mc: میکروکلین)

۳- میلونیت‌ها

در میلونیت‌های توده دروازه، درصد خردشگی دانه‌ها ۳۰ تا ۶۰ درصد است. در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و ارتوکلاز بخش اصلی فنوکریست‌ها هستند. در پی فرایندهای زمین‌ساختی، بافت سنگ جهت‌یافتگی خوبی نشان می‌دهد (شکل ۶- A). در برخی سنگ‌ها، به‌علت بالابودن دگریختی بلورهای کوارتز و فلدسپار گرد شده‌اند. ارتوکلازِ سنگ‌هایی با دگریختیِ بیشتر در برابر ارتوکلازِ سنگ‌هایی کمتر دگریخت شده است و بافت پرتیتی بیشتری نشان می‌دهد و رگه‌های پرتیت در آنها معمولاً جهت‌یافته هستند (شکل ۶- B). در این میلونیت‌ها میکاماهی گهگاه دیده می‌شود و ترکیب بیشترِ سنگ را کانی‌های تکتوسیلیکات (مانند: فلدسپارها و کوارتز) می‌سازند.

ازآنجایی‌که بافت پرتیت در میلونیت‌ها در برابر پروتوکاتاکلازیت‌ها افزایش یافته است، پس این بافت بیشتر پیامد تنش در این سنگ‌هاست. به گفته دیگر، فراوانی پرتیت در سنگ‌های میلونیتی‌شده و جهت‌یابی ترجیحی آنها (که به‌صورت کمابیش موازی و یا با زاویه کم در برابر صفحه‌های برشی S و یا C هستند) نشان‌دهندهٔ تأثیر پارامترهای جنبشی به‌جای پارامترهای بلورشناسی بر پیدایش پرتیت‌هاست (Vernon, 1977; Hippertt, 1988). ازاین‌رو، گمان می‌رود فرایند پیدایش پرتیت در این میلونیت‌ها بیشتر پیامد تبادل‌های کاتیونی (کاتیون‌های جانشینی) هنگام دگریختی بوده و فرایند اکسلوشن ماگمایی در آن دخالت نداشته است (Pryer and Robin, 1995).

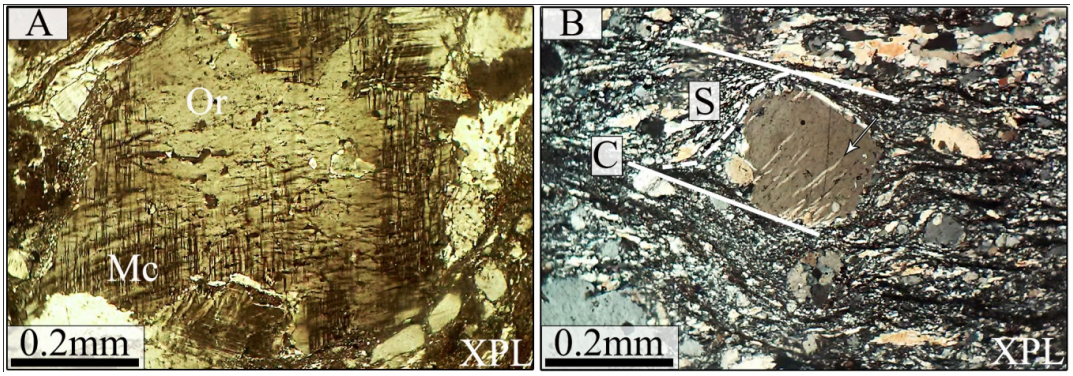


شکل ۶- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) میلونیت‌های توده آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان). A) خردشدگی و جهت‌یابی بلورهای کوارتز و فلدسپار؛ B) گسترش بافت پرتیت درون بلور ارتوکلاز (Hb: هورنبلند؛ Or: ارتوکلاز)

ارتباط میان پیدایش پرتیت‌ها و تنش در پهنه پیدایش آنها و نیز علت جانشینی در راستای صفحه‌های برشی، پیامد کاهش حجم نسبی (۷ درصد حجمی) سلول واحد بلور ارتوکلاز است (شکل ۷- A). از آنجایی‌که این جانشینی، واکنش بلور در برابر تنش است رشته‌های پرتیتی در راستای عمود بر بیشترین تنش محیط جای می‌گیرند (Vernon, 1977؛ شکل ۷- B).

در میلونیت‌ها، بلورهای ارتوکلاز با میکروکلین جایگزین شده‌اند. این پدیده نشان‌دهندهٔ دگریختی این سنگ‌ها در حالت جامد است (Eggleton and buseck, 1980; Bouchez *et al.*, 1992)؛ زیرا بلورهای این کانی در سیستم مونوکلینیک متبلور می‌شوند؛ اما اگر دچار تنش شوند، سیستم تبلور آنها تغییر می‌کند. این تغییر سیستم، ماکل‌های آلبیتی و پریکلین را در

ارتوکلاز پدید می‌آورد. حضور هم‌زمان دو ماکل آلبیت و پریکلین درون ارتوکلاز در بیشتر موارد به‌صورت عمود برهم و همراه با پیدایش منظره شطرنجی، در پی تنش واردشده بر سنگ است (Fitzgerald and McLaren, 1982; Bouchez *et al*., 1992).



شکل ۷- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) میلونیت‌های در توده آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان). A) جایگزینی بلور ارتوکلاز با میکروکلین؛ B) پیدایش صفحه‌های برشی S-C و پرتیت‌های پدیدآمده عمود بر راستای بیشترین تنش واردشده در ارتوکلاز (Or: ارتوکلاز؛ Mc: میکروکلین)

برآورد دما و فشار میلونیتی‌شدن برپایه دگریختی‌ها

جای‌گرفتن در پهنه برشی، دگریختی‌های کاملا آشکاری را در سنگ‌های فلسیک توده دروازه پدید آورده است. بررسی‌ها نشان داده‌اند شرایط حاکم بر دگریخت‌هایی با بررسی تغییرات فیزیکی و ویژگی‌های ساختاری برآورد می‌شود (Passchier and Trouw, 1996; Fitzgerald and Stunitz, 1993; Srivastava and Mitra, 1996; Frisicale *et al*., 2005). با افزایش دما در شرایط متوسط به بالا (۴۰۰-۷۰۰ درجه سانتیگراد)، کوارتز به‌صورت بلورهای جدید، زیردانه و زیردانهٔ چرخشی بازتبلور می‌یابد و با پیشرفت دگریختی، مهاجرت مرز دانه روی می‌دهد و بلورها تغییر می‌کنند. در این شرایط، دانه‌های کوارتز کشیده و به‌صورت نوارهای چندبلوری دیده می‌شوند (Passchier and Trouw, 1996). این نوارهای کوارتز در میلونیت‌ها در شرایطی همانند رخساره متوسط تا بالای شیست سبز پدید می‌آیند (Simpson, 1985).

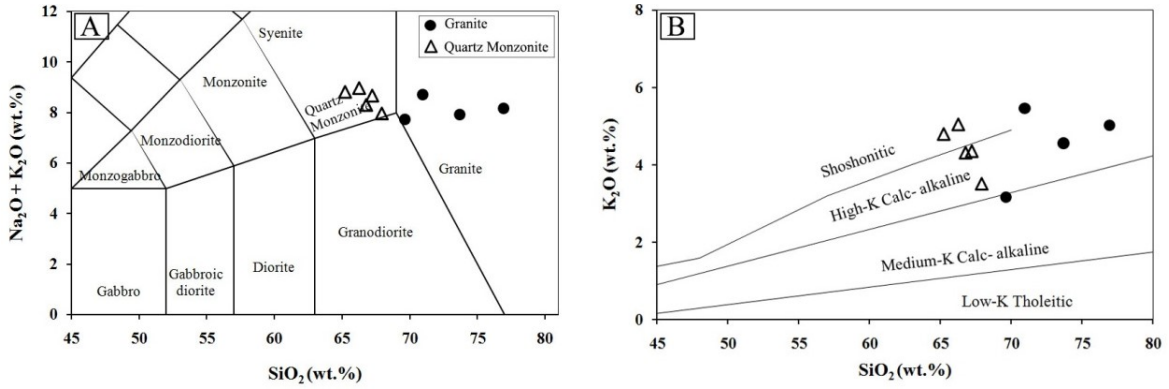
بررسی ریزساختارها در سنگ‌های بررسی‌شده نشان می‌دهد رفتار دینامیکی، بازتبلور و پیدایش نوارهای کوارتزی (که نشان‌دهنده مهاجرت مرز دانه و فرایند چرخش زیر دانه هستند) را در پی داشته است. در سنگ‌های میلونیتی، بیشتر پتاسیم‌فلدسپارها پرتیتی شده و با افزایش دگریختی هم‌راستا با دگریختی جای‌گرفته و گاه دچار بازتبلور شده‌اند. این پدیده دمای نزدیک به ۵۰۰-۶۰۰ درجه سانتیگراد هنگام رخداد دگریختی‌ها را پیشنهاد می‌کند (Srivastava and Fitzgerald and Stunitz, 1993; Mitra, 1996). برخی دانه‌های پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد دچار خمش شده‌اند. به باور Pryer (۱۹۹۳)، این پدیده در دمایی نزدیک به ۵۰۰ درجه سانتیگراد روی می‌دهد و دگریختی همانندِ رخساره شیست سبز را پیشنهاد می‌کند.

پرشدن شکستگی بلورهای فلدسپار نخستین با مجموعه‌های دانه ریز پتاسیم‌فلدسپار و کوارتز،

پیـــدایش بافـــت گرانـــوفیری دگرریخـــت نشـــده در پیرامـــون و درونِ بلورهـــای دگرریخت‌شـــده ارتـــوکلاز و میکـــروکلین، پیـــدایش بافـــت میرمکیتـــی در پیرامـــون پورفیروکلاســـت‌های پتاسیم‌فلدســـپار و پلاژیـــوکلاز از ویژگـــی‌هـــایی دگرریختـــی ایـــن ســـنگ‌ها در حضـــور مقـــدار کمـــی ســـیال اســـت (Philpotts, 1990). گمـــان مـــی‌رود تـــنش در جانشـــینی میرمکیـــت بـــه‌جای پتاسیم‌فلدســـپار نقـــش مهمـــی داشـــته اســـت. ویژگـــی‌هـــای ریزســـاختاری گفته‌شـــده، بـــه‌همراه پیـــدایش میرمکیـــت در ســـنگ‌ها، در دمـــای بـــیش از ۵۵۰ درجـــه ســـانتیگراد روی می‌دهنـــد (Simpson and Wintsch, 1989; Bodorkos *et al.*, 2000). رفتـــار خمیـــری و شـــکل‌پـــذیر بلورهـــا کـــه فابریـــک چشـــمی و یـــا عدسی‌شـــکل را در ایـــن ســـنگ‌ها پدیـــد آورده اســـت، نشـــان‌دهنـــدۀ بـــالابـــودن دمـــا در پهنـــه برشـــی اســـت (Passchier and Trouw, 1996). ایـــن نکتـــه دمـــای دســـت‌کم ۴۰۰ درجـــه ســـانتیگراد را بـــرای دگرریختـــی حـــاکم بـــر منطقـــه پیشـــنهاد مـــی‌کنـــد. از ســـوی دیگـــر، لبـــۀ کنگـــره‌ای و دندانـــه‌دارشـــدۀ پلاژیوکلازهـــا بـــه درون بلورهـــای کنـــاری (ماننـــد: کـــوارتز) نیـــز رفتـــار دگرریختـــی در دمـــای نزدیـــک بـــه ۵۰۰ درجـــه ســـانتیگراد را نشـــان می‌دهنـــد (Passchier and Trouw, 1996; Tullis *et al.*, 2000). پـــس ویژگـــی‌هـــای ســـاختاری، دمـــای نزدیـــک بـــه ۵۰۰ تـــا ۶۰۰ درجـــه ســـانتیگراد را بـــرای دگرریختـــی ســـنگ‌های بررســـی‌شـــده پیشـــنهاد مـــی‌کننـــد. Torkian (۲۰۱۳) نیـــز بـــا بـــه‌کـــارگیری بررســـی ریزســـاختارها و ترکیـــب کـــانی بیوتیـــت، دمـــای نزدیـــک بـــه ۵۵۰ تـــا ۷۵۰ درجـــه ســـانتیگراد را بـــرای دگرریختـــی گرانیتوییـــدهای نزدیـــک بـــه تـــوده دروازه (پلوســـرکان، گزگـــز و ســـنگین‌آبـــاد) پشـــنهاد کـــرده است.

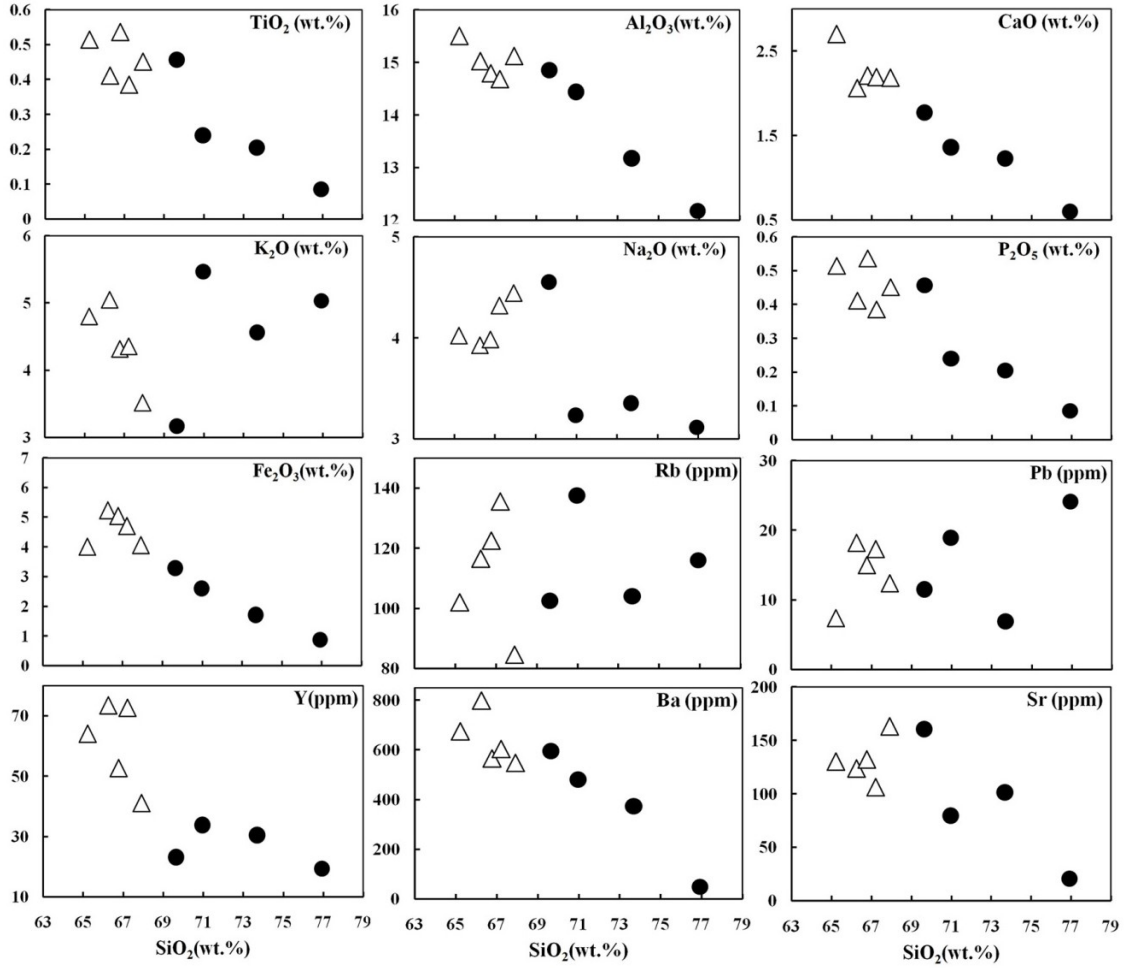
زمین‌شیمی

داده‌هـــای تجزیـــه ســـنگ‌ها در جـــدول ۱ آورده شـــده‌انـــد. درصـــد ســـیلیس (۶۵ تـــا ۷۷ درصـــد وزنـــی) و مقـــدار K_2O+Na_2O بـــرای ســـنگ‌های فلســـیک تـــوده دروازه، هماننـــد ترکیـــب گرانیـــت و کوارتزمونزونیـــت اســـت (شـــکل ۸). ایـــن نام‌هـــا بـــا نامگـــذاری برپایـــه ســـنگ‌نگـــاری نیـــز همخـــوانی دارنـــد. در نمودارهـــای شناســـایی برپایـــه K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976)، ایـــن ســـنگ‌ها در بخـــش کالـــک‌آلکـــالن پتاســـیم بالا تا کمی شوشونیتی جای می‌گیرند (شکل ۸).



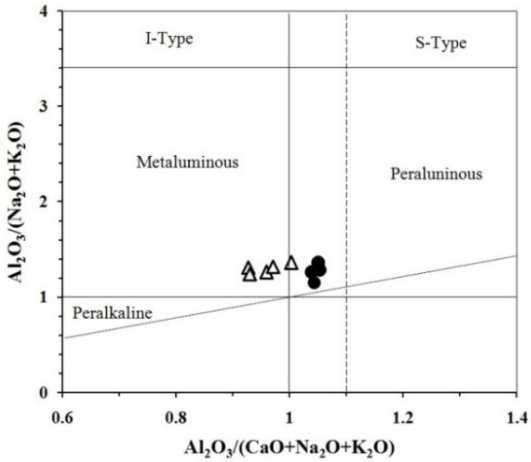
شـــکل ۸- نمونـــه‌های آذریـــن درونـــی دروازه (جنـــوب قـــروه، کردســـتان) در: A) نمـــودار TAS (Middlemost, 1994)؛ B) نمـــودار SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976)

چه‌بسا ورود ترکیبات قلیایی و پتاسیم بالا (متاسوماتیسم)، بر مقدار K_2O این سنگ‌ها کمی تأثیر گذاشته‌اند. برای بررسی تحولات ماگمایی ترکیب‌های فلسیک منطقه، اکسید عنصرهای اصلی و کمیاب در برابر سیلیس رسم شدند (شکل ۹).



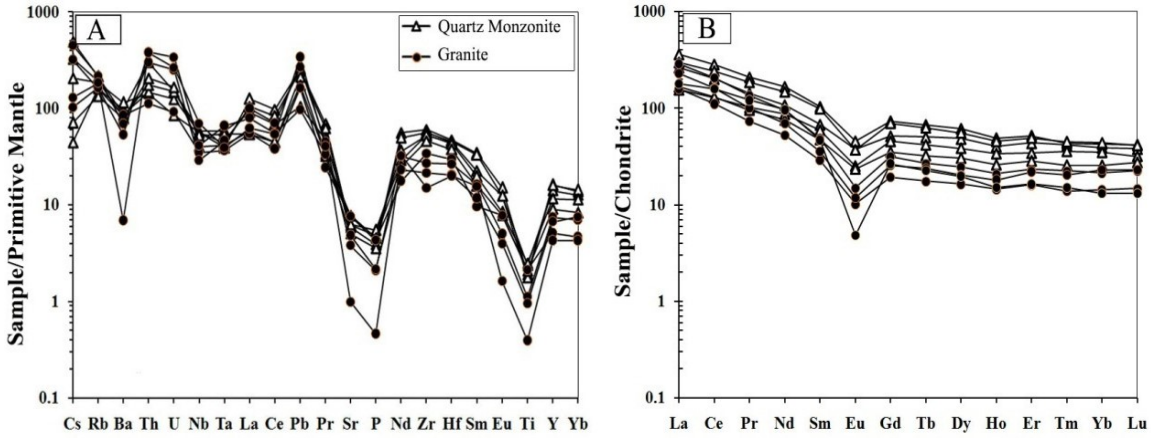
شکل ۹- نمودارهای هارکرِ عنصرهای اصلی و کمیاب برای گرانیت و موارتزمونزونیت‌های دروازه (جنوب قروه، کردستان) (نمادها همانند شکل ۸ هستند)

ازآنجایی‌که P_2O_5، Al_2O_3، Fe_2O_3، CaO، TiO_2، Sr و Ba در نمودارهای هارکر روند کاهشی دارند، گمان می‌رود آپاتیت، فلدسپار و کانی‌های فرومنیزین از ماگمای مادر سنگ‌های فلسیک توده دروازه جدایش پیدا کرده‌اند. پراکندگی عنصرهای اصلی و کمیاب (مانند: Na_2O، K_2O، Rb و Pb) چه‌بسا پیامد فرایند متاسوماتیسم و جابه‌جایی عنصرها باشند. همچنین، پیوستگی روند عنصرها میان گرانیت‌ها و کوارتزمونزونیت‌ها در نمودارها چه‌بسا نشان‌دهنده خویشاوندی و چه‌بسا خاستگاه یکسان برای ترکیب‌های اسیدی توده دروازه است (شکل ۹). در رده‌بندی ماگماها برپایه درجه اشباعی از آلومینیم (Shand, 1947)، سنگ‌های فلسیک توده دروازه در گسترهٔ متآلومین تا کمی پرآلومین (شکل ۱۰) جای می‌گیرند.



شـــکل ۱۰- نمونـــه‌های آذریـــن درونـــی دروازه (جنـــوب قـــروه، کردســـتان) در نمـــودار Shand (۱۹۴۷) (نمادهـــا مانند شکل ۸ هستند)

از آنجـایی‌کـه محتـوای سـیلیس بیشـتر از ۶۵ درصـد وزنـی و FeO/(FeO+MgO) بیشـتر از ۰/۸ اسـت، در رده‌بنـدی Frost و همکـاران (۲۰۰۱)، نمونـه‌ها در گسـترهٔ آهـن جـای می‌گیرنـد. در نمودارهـای بهنجارشـده در برابـر ترکیـب گوشـته (Sun and McDonough, 1989) و کنـدریت (Sun and McDonough, 1989)، همـه نمونـه‌هـا، الگـوی بیشـتر عنصـرها یکسـان اسـت و در کـل، LREE در برابـر HREE غنـی‌شـده دارنـد؛ امـا عنصـرهای Nb Sr, P, Ti و Ba، ناهنجـاری منفـی و عنصـرهای Pb، Th و U، آنومـالی مثبـت نشـان می‌دهند (شکل ۱۱).

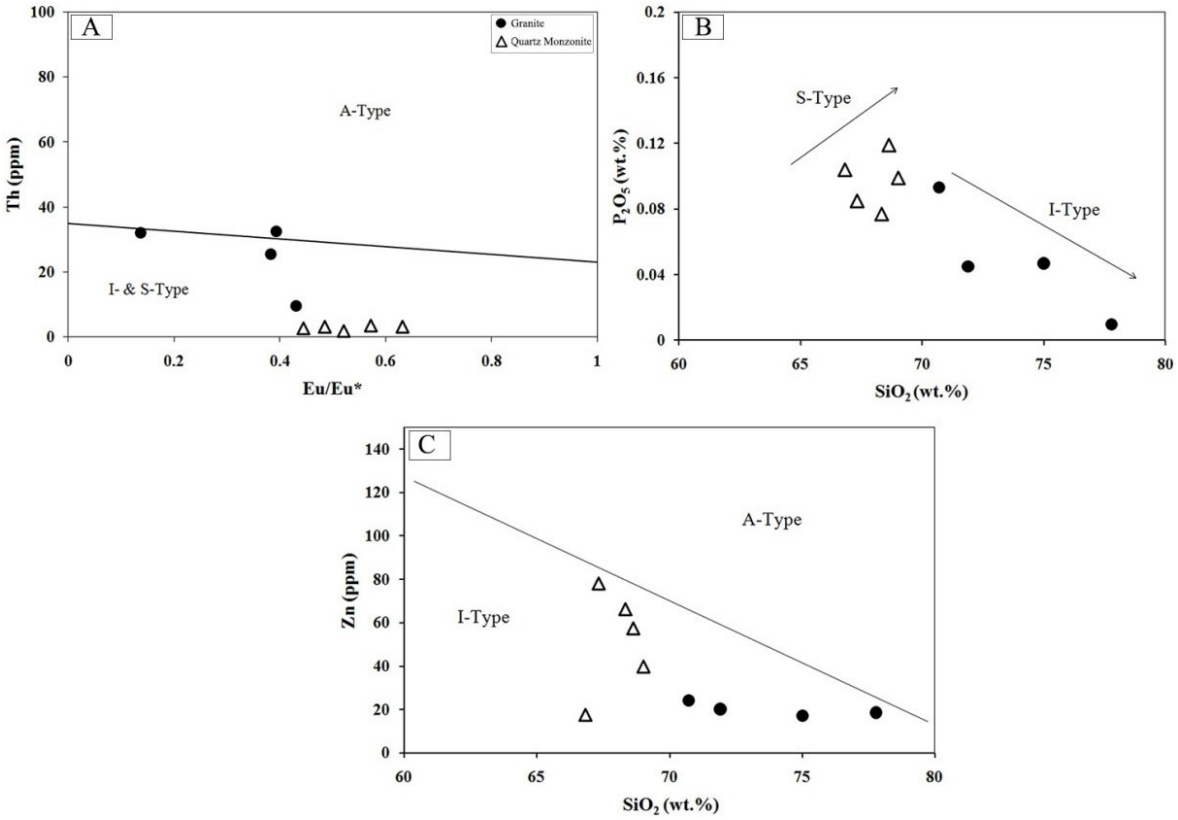


شـکل ۱۱- نمونـه‌های آذریـن درونـی دروازه (جنـوب قـروه، کردسـتان) در نمودارهـای بهنجارشـده در برابـر ترکیـب گوشـته اولیـه و کندریت (Sun and McDonough, 1989)

بررسی تیپولوژی گرانیت و کوارتزمونزونیت‌هـای توده پلوتونیک دروازه

تا کنـون رده‌بنـدی‌هـای گونـاگونی بـرای شناسـایی گرانیتوییـدها برپایـه خاسـتگاه و پهنـه زمـین‌سـاختی پیشنهاد شده‌اند. برپایه آنها سنگ‌های فلسیک عموماً بـه چهار دسته I، S، M و A رده‌بندی می‌شوند (Ishihara, 1977; Collins *et al*., 1982; Pitcher, 1983; White and Chappell 1983; Harris *et al*., 1986; Castro *et al*., 1991). سـنگ‌های فلسـیک دروازه بـا گروه‌هـای گوناگون گرانیت‌هـا کـه پژوهشـگران (Ishihara, 1977; Pitcher, 1983; White and Chappell 1983; Harris *et al*., 1986; Castro *et al*., 1991) از دیـدگاه ویژگـی‌هـای زمـین‌شـیمیایی، کـانی‌شناسـی و پهنـه زمین‌ساختی مقایسه شدند. برپایه ایـن ویژگی‌هـا (نبـود کانی‌های آلومینوسلیکاته (مانند: مسـکوویت، آنـدالوزیت، کردیریت و گارنت)، دارابودن هورنبلند، نبـود انکلاوهـای متامورفیک و سرشار از میکا، دارابودن اسفن‌هـای اولیـه، مقدار سیلیس برابـر بـا ۶۵-۷۷ درصـد وزنـی، A/CNK

کمتر از ۱/۱ و پرآلکالن‌نبودن)، این سنگ‌ها در دسته گرانیت‌های نوع I جای می‌گیرند. نمودارهای گوناگونی برای شناسایی گرانیت‌های گوناگون پیشنهاد شده‌اند (مانند: Collins *et al*., 1982; Chappell and White, 1992; Eby, 1992). برای نمونه، Eby (۱۹۹۲) با به‌کارگیری محتوای Th و Eu/Eu*، گرانیت‌های نوع A را از گروه‌های I و S شناسایی کرده است. در این نمودار سنگ‌های فلسیک توده دروازه در محدودهٔ گرانیت‌های نوع I و S جای می‌گیرند (شکل ۱۲- A).



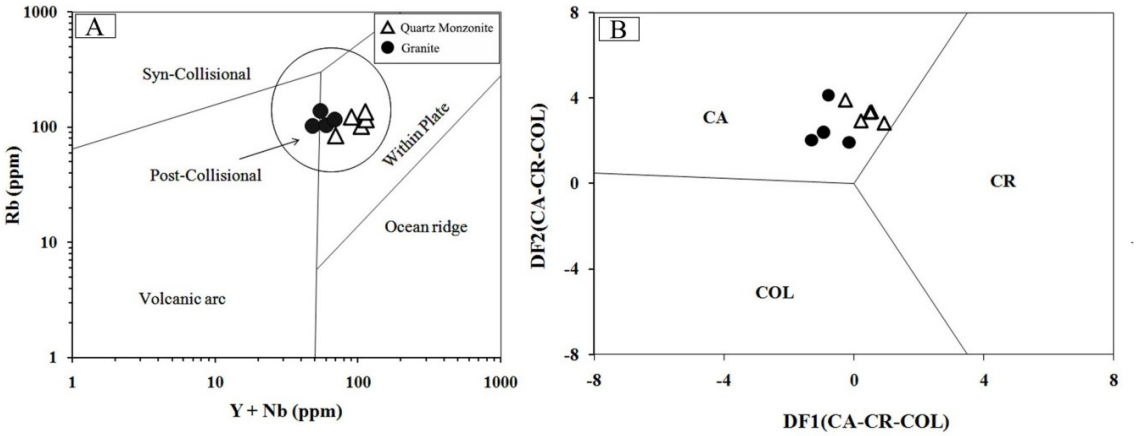
شکل ۱۲- نمونه‌های آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان) در: A) نمودار شناسایی گرانیت‌های نوع A از I و S (Eby, 1992)؛ B) روند کاهشی P_2O_5 در برابر SiO_2 (Chappell and White, 1992)؛ C) نمودار SiO_2 در برابر Zn (Collins *et al*., 1982)

برای شناسایی گرانیت‌های سری I و S، نمودار P_2O_5 در برابر سیلیس به‌کار برده می‌شود (Chappell and White, 1992). بر پایه این نمودار، روند کاهشی مقدار اکسید فسفر در برابر SiO_2 (شکل ۱۲- B) و نیز محتوای A/CNK در شکل ۱۰، همخوانی سنگ‌های فلسیک دروازه با گرانیت‌های نوع I را نشان می‌دهد. همچنین، در نمودارهای Collins و همکاران (۱۹۸۲) (مانند: نمودار Zn-SiO_2 که برای شناسایی گرانیت‌های با سرشت آذرین (I-Type) و غیرکوهزایی (A-Type) پیشنهاد شده است)، سرشت نمونه‌های فلسیک توده دروازه با سنگ‌های با I-Type همخوانی دارد (شکل ۱۲- C).

پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های فلسیک

برای بررسی پهنه زمین‌ساختی گرانیتوییدها، ویژگی‌های شیمیایی و نمودارهای فراوانی به‌کار برده شدند که برپایه عنصرهای اصلی و کمیاب رسم شده‌اند.

در سـنگ‌های منطقـه، غنی‌شـدگی LREE در برابـر HREE، آنومالی منفـی Nb، Ta، P و Ti و نیـز آنومـالی مثبـت Pb هماننـد الگـوی گرانیت‌هـای پدیدآمـده در پهنه‌های فرورانشی حاشیه قاره هسـتند (شـکل ۱۱). بـا رسم داده‌هـای به‌دسـت‌آمده از تجزیـه شـیمیایی سـنگ کل، در نمودار Pearce و همکـاران (۱۹۸۴)، سـنگ‌های فلسـیک منطقـه در گسـتره همپوشـانی WPG، POG و VAG جای می‌گیرند (شکل ۱۳- A).



شکل ۱۳- نمونه‌های آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان) در نمودارهای شناسایی پهنـه زمـین‌سـاختیِ پیـدایش گرانیت‌هـا: A) نمـودار Rb-Y+Nb (Pearce *et al*., 1984)؛ B) نمودار DF1-DF2 (Verma *et al*., 2012)

$DF1=0.0645Ln(TiO_2/SiO_2))+(-1.7943Ln(Al_2O_3/SiO_2))+(0.5264Ln(Fe_2O_3/SiO_2))+(0.6385Ln(FeO/SiO_2))+(0.3407Ln\ (MnO/SiO_2))+(-0.072Ln(MgO/SiO_2))+(-0.3265Ln(CaO/SiO_2)+(0.1063Ln(Na_2O/SiO_2))+(1.8098Ln(K_2O/SiO_2)+\ (-0.0338Ln(P_2O_5/SiO_2)+8.2616$

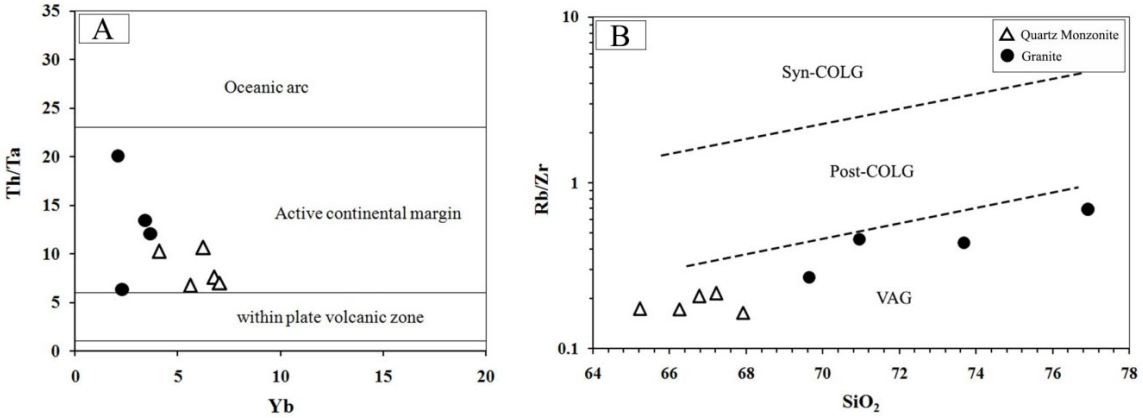
$DF2=(0.8760Ln(TiO_2/SiO_2))+(0.8018Ln(Al_2O_3/SiO_2))+(0.2472Ln(Fe_2O_3/SiO_2))+(-0.8796Ln(FeO/SiO_2))+(0.7540Ln(MnO/SiO_2))+(-0.0006Ln(MgO/SiO_2))+(-0.0624Ln(CaO/SiO_2))+(-0.2052Ln(Na_2O/SiO_2))+(-3.3091\ Ln(K_2O/SiO_2)+(0.3526\ Ln\ (P_2O_5/SiO_2))-3.8959$

گفتنـی اسـت کـه نمودارهـای Pearce و همکـاران (۱۹۸۴) باید با احتیـاط بـه‌کار بـرده شـوند؛ زیـرا چه‌بسـا برخی عوامل (مانند: ترکیب شـیمیایی سـنگ خاسـتگاه و تحولات ماگمایی) بر جایگـاه نمونـه‌هـا در نمودارهـا تـأثیر داشـته باشـند. از سـوی دیگـر، متاسوماتیسـم حاصـل از فازهای تأخیری در تغییـرات شـیمیایی سـنگ‌ها بی‌تـأثیر نیسـت و فراوانـی کـانی‌هـای فرومنیـزین نیـز محـل گرانیتوییدهای وابسته به پهنه کمان آتشفشانی را به‌سـوی گرانیتوییدهای درون صفحه‌ای تغییر می‌دهـد (Pearce *et al*., 1984). همچنین، جـای‌گرفتن نمونـه‌هـا در نزدیکـیِ مرز Syn-CLOG، همراه با مقادیر بالای Rb، نشان‌دهنـده نقـش پوسـته در فراینـد پیـدایش ماگمـای اولیـه اسـت (Forster *et al*., 1997). بـه بـاور Forster و همکـاران (۱۹۹۷)، در مرحله‌های پایـانی ماگماتیسـم مـرتبط بـا کمـان، رژیـم زمـین‌سـاختی کمـی به‌سـوی پهنـه درون‌صفحه‌ای کشیده می‌شود. ازاین‌رو، در ادامه، بـرای بررسی بهتر و شناسایی پهنه زمین‌سـاختی سـنگ‌های فلسـیک تـوده دروازه از رده‌بنـدی‌هـای جدیـدتر بهـره گرفته می‌شود.

Verma و همکـاران (۲۰۱۲) بـا بـه‌کـارگیری مقـدار اکسید عنصرهای اصلی، نمودارهای فراوانی برای شناسـایی پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های اسیدی پیشنهاد کرده‌انـد. از میان آنها، نمـوداری برگزیـده شـد کـه سـه پهنـهٔ ریفـت قاره‌ای (CR)، کمان قاره‌ای (CA) و برخـوردی (COL) را از یکدیگر شناسایی می‌کند. برپایه این نمودار، نمونـه‌هـای توده دروازه در گسترهٔ پهنه کمان قاره‌ای جـای می‌گیرنـد

(شکل ۱۳- B). افزون‌بر این، نمودارهای $Rb/Zr - SiO_2$ (Harris *et al.*, 1986) و Th/Ta در برابر Yb (Gorton and Schandl, 2000) نیز پهنه‌های پس از کوهزایی و کمان را به‌خوبی از هم شناسایی می‌کنند (شکل ۱۴). همان‌گونه‌که در شکل ۱۴ دیده می‌شود، گرانیت‌ها و کوارتزمونزونیت‌های توده دروازه در پهنه وابسته به حاشیه فعال قاره (VAG) جای می‌گیرند.

برپایه مقایسه ویژگی‌های شیمیایی و کانیایی سنگ‌های فلسیک با پهنه‌های زمین‌ساختی پیشنهادیِ پژوهشگران گوناگون، این سنگ‌ها I-Type بوده و متاآلومین تا پرآلومین هستند. همچنین، برپایه فراوانی بیشتر کانی هورنبلند در برابر بیوتیت و نیز نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی، این سنگ‌ها گرانیت‌های کمان قاره دانسته می‌شوند.

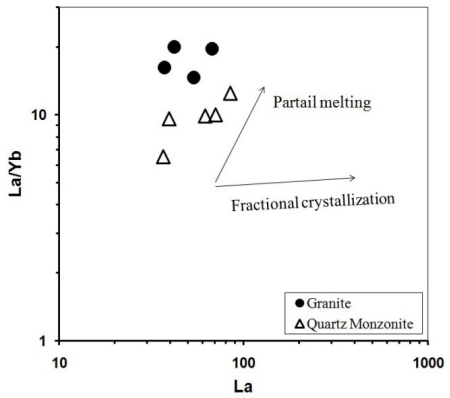


شکل ۱۴- نمونه‌های آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان) در: A) نمودار شناسایی پهنه زمین‌ساختی گرانیت‌ها (Harris *et al.*, 1986)؛ B) نمودار SiO2 در برابر Rb/Zr (Gorton and Schandl, 2000)

خاستگاه

ویژگی سنگ‌های آذرین درونی در پهنه کوهزایی معمولا با سنگ‌مادرهای گوناگون و فرایندهای ماگمایی مرتبط با فرورانش کنترل می‌شوند (Brown *et al.*, 1984). گرانیت‌های نوع I پیامد جدایش بلوری ماگماهای مافیک جداشده از گوشته (Bacon and Druitt, 1988) و یا ذوب‌بخشی پوسته زیرین هستند (Guffani *et al.*, 1996; Johnson *et al.*, 1997).

مذاب‌های فلسیکی که پیامد تبلوربخشی ماگماهای الیوین گابرویی هستند، در بسیاری از عنصرهای HFS غنی‌شدگی بالایی نشان می‌دهند (Turner *et al.*, 1992). در نمودار بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه، این پدیده برای سنگ‌های فلسیک منطقه (توده دروازه) دیده نمی‌شود (شکل ۱۱). برپایه تمرکز کم عنصرهای واسطه (مانند: نیکل، کروم و وانادیم) (Wilson, 1989)، عدد منیزیمی کم (۹ تا ۲۷)، میزان سیلیس بالا (۶۵ تا ۷۶ درصد وزنی) و انکلاوهای مافیک در سنگ‌های فلسیک، پیدایش این سنگ‌ها در پی فرایند جدایش بلوری پدید نیامده‌اند. نسبت عنصرهای ناسازگار (مانند: La/Sm و La/Yb) هنگام جدایش بلوری تغییرات کمی نشان می‌دهد؛ با اینکه حتی هنگام درجه‌های کم ذوب‌بخشی، تغییرات چشمگیری خواهند داشت (Allegre and Minster, 1978; Schiano *et al.*, 2010). این نکته روش خوبی برای شناسایی فرایندهای ذوب‌بخشی از جدایش بلوری است. برپایه این نکته؛ مقدار La/Yb در برابر La در سنگ‌های فلسیک توده دروازه با روند ذوب‌بخشی همخوانی دارد (شکل ۱۵).



شکل ۱۵- نمونه‌های آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان) در نمودار La در برابر La/Yb

هرچند سنگ‌های فلسیک بخش کوچکی از توده دروازه را در بر گرفته‌اند، اما برپایه حضور گسترده مجموعه گرانیتوییدی، به‌ویژه در جنوب توده دروازه (Torkian *et al*., 2008) و مقایسه آنها با ترکیب‌های اسیدی یادشده در این پژوهش (برپایه ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی)، چه‌بسا سنگ‌های فلسیک توده دروازه و نفوذی‌های فلسیک در جنوب این توده با یکدیگر وابستگی داشته باشند. سن‌سنجی‌ها نیز درستی این نکته را نشان می‌دهند. Mahmoudi و همکاران (۲۰۱۱) سن نمونه‌ای مونزونیتی از توده دروازه را ۱۵۱±۰/۲ میلیون سال پیش به‌دست آورده‌اند. Yajam و همکاران (۲۰۱۵) سن گرانیتوییدهای جنوب دروازه را که Torkian (۲۰۰۸) بررسی کرده است، ۱۴۷±۳ میلیون سال پیش برآورد کرده‌اند. ازاین‌رو، فرضیه ارتباط این سنگ‌ها با یکدیگر قوت می‌گیرد. همچنین، حجم بزرگِ نفوذی‌های فلسیک در برابر مافیک در جنوب قروه نیز عامل دیگری برای نپذیرفتن پیدایش ترکیب‌های فلسیک در پی جدایش بلوری مذاب‌های مافیک است.

بسیاری از پژوهشگران بر این باورند که حجم بزرگی از گرانیتوییدها در پهنه‌های وابسته به فرورانش، پیامد نفوذ و تبلور ماگماهای مافیک در زیر پوسته هستند (Beard and Lofgern, 1991; Tepper *et al*., 1993)؛اما برپایه مجموعه فاکتورهای گفته‌شده، گمان می‌رود سنگ‌های فلسیک توده دروازه پیامد جدایش بلوریِ ماگماهای مافیک و یا حدواسط نبوده و چه‌بسا از ذوب پوسته زیرین پدید آمده‌اند.

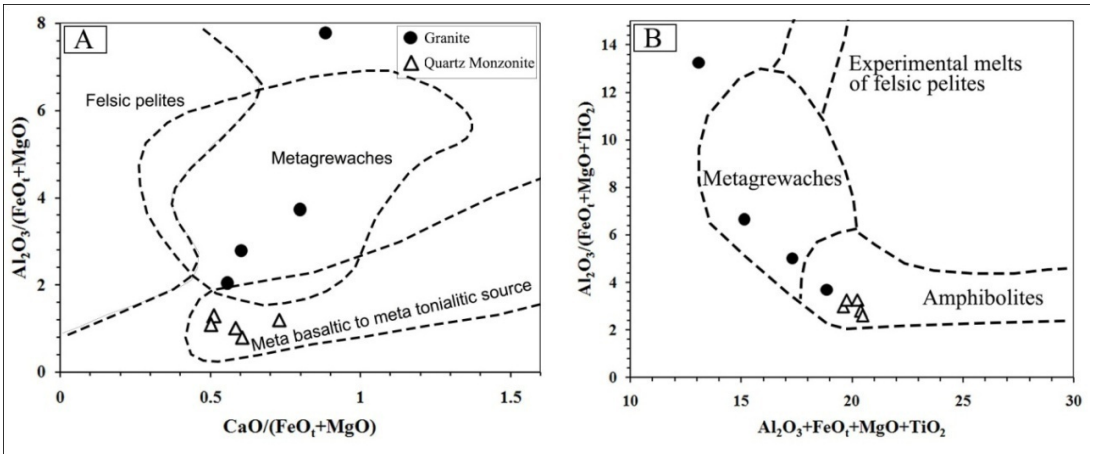
توده‌های بازیک (الیوین گابروها و دیوریت‌های گابرویی؛ Molaei Yeganeh و همکاران، ۲۰۱۷) و انکلاوهای مافیک در جنوب قروه گواهی بر ماگماتیسم مافیک گوشته‌ای و فرایند آمیختگی ماگمایی ناقص (Mingling) هستند و هم‌زمانی مذاب‌های اسیدی و بازیک را نشان می‌دهند (Torkian, 2012). گمان می‌رود که مذاب‌های مافیک هنگام بالاآمدن، ترکیب‌های پوسته را ذوب کرده و ماگماهای فلسیک را پدید آورده‌اند. داده‌های سن‌سنجی (Mahmoudi *et al*., 2011) نیز نشان‌دهندهٔ سن مشابهی برای سنگ‌های مافیک و فلسیک توده دروازه هستند. پس چه‌بسا، مذاب‌های سازندهٔ سنگ‌های مافیک- حدواسط در توده دروازه و یا دیگر نفوذی‌های مافیک در منطقه (مانند: گابروهای شیروانه؛ Torkian و همکاران، ۲۰۱۵) عامل ذوب پوسته زیرین برای پیدایش سنگ‌های فلسیک توده یادشده باشند.

مقدارهای بالای Ba، Sr، Rb، K و Th در گرانیت‌ها و کوارتز مونزونیت‌های بررسی‌شده همانند گرانیتوییدهای پدیدآمده در مرحله بسته‌شدن اقیانوس هستند (Rollinson, 1993; Wilson, 1989). در این مرحله هنوز مواد گوشته‌ای حضور دارند و نزدیک‌شدن صفحه‌ها ستبرشدن پوسته را در پی دارد (Stern, 1994). بیشتر ترکیب پوسته در این مرحله از آتشفشانی‌های کالک‌آلکالن و پلوتونیک‌های با ترکیب میانگین آمفیبولیتی است (Stern, 1994).

بررسی‌های تجربی نشان داده‌اند که ماگماهای گرانیتوییدی کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و نوع I از

ذوب‌بخشی سنگ‌های مافیک- حدواسط پوسته زیرین پدید می‌آیند (Roberts and Clemens, 1993). مذاب‌های جداشده از سنگ‌های مافیک مقدارهای Al_2O_3 و محتوای آلکالی کمتری در برابر مذاب‌های پدیدآمده از ذوب متاپلیت‌ها دارند. برپایه این بررسی‌ها با به‌کارگیری محتوای عنصرهای اصلی، نمودارهایی برای شناسایی خاستگاه گرانیتوییدها پیشنهاد شده‌اند (Patiño Douce and Beard, 1995; Patiño Douce, 1996; Patiño Douce and McCarthy, 1998: Alther *et al*., 2000).

ویژگی‌های شیمیایی سنگ‌های اسیدی توده دروازه (مانند: غنی‌شدگی از K، Rb، Th و U و تهی‌شدگی از Ba، Eu، Nb، Sr و Ti) همانند مذاب‌های پدیدآمده از ذوب پوسته زیرین (Harris *et al*., 1986; Chappell and White, 1992) هستند. برپایه نمودارهای Alther و همکاران (۲۰۰۰) و Patiño Douce (۱۹۹۹)، کواتز مونزونیت‌ها و گرانیت‌های توده دروازه در گسترهٔ متاتونالیتی تا متاگریوکی جای می‌گیرند (شکل ۱۶).



شکل ۱۶- نمونه‌های آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان) در: A) نمودار شناسایی خاستگاه سنگ‌های فلسیک (Patiño Douce, 1999)؛ B) نمودار شناسایی ذوب‌بخشی خاستگاه‌های گوناگونِ پدیدآورندهٔ گرانیت‌ها (Alther *et al*., 2000)

گمان می‌رود از آنجایی‌که این گرانیت‌ها از نوع I هستند، برخی نمونه‌ها به‌سوی متاگری‌وک‌ها تمایل داشته باشند. Rezaei (۲۰۱۲) نیز چنین نکته‌ای را برای نمونه‌های منطقه قروه، در بخش شمال‌خاوری، گزارش کرده است. وی با استناد به Jahn و همکاران (۲۰۰۱)، فرایندهایی مانند متاسوماتیسم و جدایش بلوری کانی‌ها (مانند: هورنبلند و پلاژیوکلاز) را در تغییر و جابجایی قلمرو تصویر نمونه‌ها در متاگری‌وک و متاپلیت موثر دانسته است. از سوی دیگر، آنومالی مثبت Pb و غنی‌شدگی از LREE، از ویژگی‌های آلایش پوسته‌ای به‌شمار می‌روند (Pearce *et al*., 1984; Kameber *et al*., 2002). نسبت عنصرهای Nb/U، Ta/U و Ce/Pb نیز پارامترهای خوب و حساسی برای سنجش آلودگی پوسته‌ای هستند (Hofmann, 1988). مقایسه این نسبت‌ها در گرانیت‌ها (Nb/U=۷/۵، Ta/U =۰/۴ و Ce/Pb=۷) و کوارتز مونزونیت‌های توده دروازه (Nb/U=۱۴، Ta/U =۰/۷ و Ce/Pb=۹) در برابر ترکیب پوسته (Nb/U=۱۲/۱، Ta/U =۱/۱ و Ce/Pb = ۴/۱؛ Taylor و McLennan، ۱۹۸۵) و ترکیب گوشته (Nb/U=۳۴، Ta/U= ۲ و Ce/Pb=۰/۳؛ Sun و McDonough، ۱۹۸۹) نشان‌دهنده نقش آلایش پوسته‌ای در ترکیبات گرانیتی توده دروازه است. افزون‌بر این، میانگین محتوای Zr/Nb در ترکیب‌های پوسته‌ای برابر با ۱۰ (Rudnick and Fountain, 1995)، در گوشته

برابـر بـا ۰/۶ (Sun and McDonough, 1989) و بـرای گرانیت‌هـا و کـوارتز مونزونیت‌هـای تـوده دروازه بـه‌ترتیب برابر بـا ۱۰ و ۱۶ اسـت. ازایـن‌رو، گمـان مـی‌رود آلایـش پوسـته‌ای نیـز در جـایگیری نمونـه‌هـا به‌سـوی خاسـتگاه گری‌وکی نقش داشته است.

پس برپایه ویژگـی‌هـای شـیمیایی، کانیـایی و نـوع I- بودن سنگ‌های اسیدی توده دروازه، خاسـتگاه متابـازیتی برای آنها پیشنهاد می‌شود. گمان مـی‌رود جـایگزین‌شـدن ماگماهـــای مافیـــک در پوســـته زیـــرین، ذوب‌بخشـــی سنگ‌مادرهای متابازیتی و در پایان، پیـدایش ترکیب‌هـای فلسیک در منطقه را در پی داشته است.

نتیجه‌گیری

گرانیـــت و کـــوارتز مونزونیـــت بخـــش اصـــلی سـنگ‌های اسـیدی تـوده دروازه را در بـر گرفتـه‌انـد. افزون‌بـر آن نفـوذی‌هـای مافیـک- حدواسـط نیـز در منطقـــه رخنمـــون دارنـــد. پلاژیـــوکلاز، کـــوارتز، پتاسـیم‌فلدسـپار، هورنبلنـد، بیوتیـت، اسـفن، آلانیـت، آپاتیـت، زیـرکن و اپیـدوت از مجموعـه کـانی‌هـای سـنگ‌های فلسـیک هسـتند. جـای‌گرفتن در پهنـه برشـی، دگریختـی و دگرگـونی دینـامیکی سـنگ‌های تـوده دروازه را در پـی داشـته اسـت و فراینـدهای دینـامیکی سـاختارهای کاتـاکلازیتی تـا میلـونیتی را در ایـن سـنگ‌ها گسـترش داده‌انـد. خردشـدگی مـرز دانـه‌هـا، پیـدایش نوارهـایی از کـوارتز، گردشـدگی و جهت‌یـابی بلورهـا (ماننـد: فلدسـپار)، پیـدایش بافت‌هـای میرمکیتـی و گرانـوفیری، گسـترش و جهـت‌دارشـدن پرتیـت در پتاسـیم‌فلدسـپارها، همگـی نشـان‌دهنـدۀ دگریختـی دینـامیکی در دمـای نزدیـک بـه ۵۰۰ تـا ۶۰۰ درجـه سـانتیگراد هسـتند. ترکیـب کانیـایی و زمـین‌شـیمیایی گرانیت‌هـا و کـوارتز مونزونیت‌هـا، سرشـت I، کالـک‌آلکـالن و متـآلومین تـا کمـی پرآلومین‌بـودن آنهـا را نشـان می‌دهنـد. داده‌هـای زمـین‌شـیمیایی (ماننـد: غنی‌شـدگی LREE در برابـر HREE، ناهنجـاری مثبـت U، Th، Pb و منفـی Sr، Ti و P) نشـان‌دهندۀ پیـدایش ایـن سـنگ‌ها در پهنـه فرورانشـی حاشـیه قـاره هسـتند. حضـور انکلاوهـای مافیـک، عـدد منیزیمـی کـم در گرانیت‌هـا و رفتـار عنصـر زیـرکنیم در برابـر SiO_2 نشـان می‌دهـد کوارتزمونزونیت‌هـا و گرانیت‌هـا از جـدایش بلـوری مـذاب‌هـای مافیـک و یـا حدواسـط پدیـد نیامده‌انـد. داده‌هـای زمین‌شـیمیایی نشـان می‌دهنـد سـنگ‌های فلسـیک تـوده دروازه پیامـد ذوب‌بخشـی پوسـته زیـرین (متابازیت‌ها) هستند.

سپاس‌گزاری

نگارنـدگان از هیئـت تحریریـه و داوران گرامـی مجلـه پترولوژی دانشگاه اصفهان بسیار سپاس‌گزارند.

منابع

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International Journal Earth Science 94: 401-419.

Ahmadi Khalaji, A. (2006) Petrology of the Broujerd granitoid plutons. Ph.D. thesis, University of Tehran, Iran (in Persian).

Allegre, C. J. and Minster, J. F. (1978) Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes. Earth and Planetary Science Letters 38: 1-25.

Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. and Kreuzer, H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-Type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). Lithos 50: 51-73.

Bacon, C. R. and Druitt, T. H. (1988) Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon. Contributions to Mineralogy and Petrology 98: 224-256.

Beard, J. S. and Lofgren, G. E. (1991) Dehydration melting and water saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1.3 and 6.9 Kbar. Journal of Petrology 32: 365-402.

Berberian, M. and King, G .C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Science 18: 210-265.

Bodorkos, S., Cawood, P. A. and Oliver, N. H. S. (2000) Timing and duration of syn-magmatic deformation in the Mabel Downs Tonalite, northern Australia. Journal of Structural Geology 22: 1181-1198.

Bouchez, J. L., Delas, C., Gleizes, G., Ne'de'lec, A. and Cuney, M. (1992) Submagmatic microfractures in granites. Geology 20(1): 35-38.

Brown, G. C., Thorp, R. S. and Webb, P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Journal of the Geological Society of London 141: 413-426.

Castro, A., Moreno-Ventas, I. and De La Rosa, J. D. (1991) H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. Earth Science Reviews 31(3-4): 237-253.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Geological Society of America Special Papers 272: 1-26.

Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1982) Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology 80(2): 189-200.

Eby, G. N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology 20(7): 641-644.

Eggleton, R. A. and Buseck, P. R. (1980) The orthoclase-microcline inversion: a high-resolution TEM study and strain analysis. Contributions to Mineralogy and Petrology 74: 123-133.

Fitzgerald, J. D. and Stunitz, H. (1993) Deformation of granitoids at low metamorphic grade I: reactions and grain size reduction. Tectonophysics 221: 299-324.

Fitzgerald, J. G. and McLaren, A. C. (1982) The microstructures of microcline from some granitic rocks and pegmatites. Contributions to Mineralogy and Petrology 80: 219-229.

Forster, H. J., Tischendorf, G. and Trumbull, R. B. (1997) An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. Lithos 40: 261-293.

Frisicale, M. C., Martinez, F. J., Dimieri, L. V. and Dristas, J. A. (2005) Microstructural analysis and P–T conditions of the Azul megashear zone, Tandilia, Buenos Aires province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 19(4): 433-444.

Frost, B. R., Barnaes, G. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geological classification for granitic rocks. Journal of Petrology 42: 2033-2048.

Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Science 26: 683-693.

Gorton, M. P. and Schandl, E. S. (2000) From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and with plate felsic to intermediate volcanic rocks. Canadian Mineralogist 38: 1065-1073.

Guffani, M., Clynne, M. A. and Muffler, L. J. P. (1996) Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California and constraints on basal influx to the lower crust. Journal of Geophysical Research 101: 3001-3013.

Harris, N. B., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications 19(1): 67-81.

Hippertt, J. F. (1988) Breakdown of feldspar, volume grain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. Journal of Structural Geology 20: 175- 193.

Hofmann, A. W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 90: 297-314.

Hosseini, M. (1999) Geological map of Qorveh (scale 1:100.000). Geology survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining Geology 27: 293-305.

Jahn, B. M., Wu, F., Capdevila, R., Martineau, F., Zhao, Z. and Wang, Y. (2001) Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China. Lithos 59(4):171-198.

Johnson, K., Barnes, C. G. and Miller, C. A. (1997) Petrology, geochemistry and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia Stock, Blue Maountains, Northeastern Oregon. Journal of Petrology 38: 1585 -1611.

Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. Contribution to Mineralogy and Petrology 144: 38-56.

Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. American mineralogist 68: 277-279.

Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Journal of Asian Earth Science 41: 238-249.

Masoudi, F., Yardley, B. W. D. and Cliff, R. A. (2002) Rb- Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran. Journal of Sciences Islamic Republic of Iran 13(3): 249-254.

Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews 37: 215-224.

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 Science 21: 397-4120.

Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. International Geology Review 56(3): 263-287.

Molaei Yeganeh, T., Torkian, A. and Sepahi, A. A. (2017) Source and geothermobarometry of the gabbrodioritic intrusive body, (S-Qorveh-Kurdistan); with emphasis on minerals chemistry. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25(1): 153-166 (in Persian).

Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (1996) Micro tectonics. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.

Patiño Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Geological Society London Special Publications 168(1): 55-75.

Patiño Douce, A. E. and Beard, J. S. (1995) Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. Journal of Petrology 36(3): 707-738.

Patiño Douce, A. E. and McCarthy, T. C. (1998) Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-pressure Rocks (Eds. Hacker, B. R. and Liou, J. G.) 27-55. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht

Patiño Douce, A. E. P. (1996) Effects of pressure and H_2O content on the compositions of primary crustal melts. Geological Society of America Journal 315: 11-21.

Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25(4): 956-983.

Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58:63-81.

Philpotts, A. R. (1990) Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall, N. J. Cambridge University press. New Jersey, US.

Pitcher, W. S. (1983) Granite: typology, geolo- gical environment and melting relationships. Migmatites, Melting and Metamorphism (Eds. Atherton, M. P. and Gribble, C. D.). Shiva Publishers 277-285. Ltd, Cheshire.

Pryer, L. L. (1993) Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone, the Grenville Front, Ontario, Canada. Journal of Structural Geology 15: 21-36.

Pryer, L. L. and Robin P. Y. F. (1995) Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. Journal of Metamorphic Geology 14: 645-658.

Putnis, A., Hinrichs, R., Putnis, C.V., Golla-Schindler, U. and Collins, L. G. (2007) Hematite in porous red-clouded feldspars: evidence of large-scale crustal fluide rock interaction. Lithos 95: 10-18.

Rezaei, M. (2012) The study of mylonitic and foliated rocks, southeast of Qorveh area (Kurdistan). M.Sc. thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran (in perisan).

Roberts, M. P. and Clemens, J. D. (1993) Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. Geology 21(9): 825-828.

Rollinson, H. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, New York, US.

Rudnick, R. L. and Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. Reviews of Geophysics 33(3): 267-309.

Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J. P., Martin, H. and Koga, K. T. (2010) Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. Contributions to Mineralogy and Petrology 160: 297-312.

Sepahi, A. A. and Athari, S. F. (2006) Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Zagros Orogen, Iran: with emphasis on A-type granitoids from SE Saqqes area. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 183: 93-106.

Shand, S. J. (1947) Eruptive Rocks. T. Murby, London, UK.

Simpson, C. (1985) Deformation of granitic rocks across the brittle -ductile transition. Journal of Structural Geology 7: 502-511.

Simpson, C. and Wintsch, R. P. (1989) Evidence for deformation-indused K-feidspar replacement by myrmekite. Journal of Metamorphic Geology 70: 261-275.

Srivastava, P. and Mitra, G. (1996) Deformation mechanisms and textures in mylonites along the North Almora thrust (Kumaon Himalayas, India): Evidence for heterogeneous deformation and conductive cooling during thrusting. Journal of Structural Geology 18: 27-39.

Stern, R. J. (1994) Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: Implications for the consol-idation of Gondwana land. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 22: 319-351.

Stipp, M., StuÈnitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S. M. (2002) The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory'for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. Journal of Structural Geology 24(12): 1861-1884.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle compositions and processes. Geological Society, London, Special Publications 42: 313-345.

Tahmasbi, Z., Khalili, M., Ahmadi Khalaji, A. and Makkizade, M. (2010) Petrogenesis of the Astaneh granitoid (western Iran). Petorogy 1: 87-102 (in Persian).

Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The Continental Crust: Its Compositions and Evolution. Blackwell Scientific Publication, Carlton.

Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergontz, G. W. and Irving, A. J. (1993) Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascaades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. Contributions to Mineralogy and Petrology 113: 333-351.

Torkian, A. (2008) Magmatic investigation the South-Qorvehgranitoid intrusive body (Kurdistan). Ph.D. thesis, University of Isfahan, Iran (in Persian).

Torkian, A. (2012) Chemical and textural properties of mineral in Qorveh plutonic complex (Kurdisatn): evidences of mingling/mixing process. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 20(2): 331-342 (in Persian).

Torkian, A. (2013) Study of the whole rock geochemical behavior and minerals chemistry of feldspar and biotite in the E-Qorveh shear zone (Kurdistan). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 21(3): 581-594 (in Persian).

Torkian, A., Khalili, M. and Sepahi, A. A. (2008) Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 185: 131-142.

Torkian, A., Mohebbi, Kh. and Sepahi, A. (2015) Petrology of the gabbro-dioriticintrusives in Parishanmountain, S-Qorveh, Kurdistan. Petrology 6(23): 27-44 (in Persian).

Tullis, J., Stünitz, H., Teyssier, C. and Heilbronner, R. (2000) Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks. In: Stress, strain and structure - a tribute to Win Means (Eds. Urai, J. and Jessel, M.) Journal of the Virtual Explorer, Volume 2.

Turner, S. P., Foden, J. D. and Morrison, R. S. (1992) Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An examplefrom the Padthaway Ridge, South Australia. Lithos 28: 151-179.

Valizadeh, M. M. and Sadeghian, M. (1996) Petrogenesis of the Alvand granitoid pluton. Iranian Journal of Geoscience 5(19): 14-31 (in Persian).

Verma, S. K., Pandarinath, K. and Verma, S. P. (2012) Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discriminant-function-based multi-dimensional diagrams for acid rocks. International Geology Review 54(3): 325-347.

Vernon, R. H. (1977) Micro fabric of mica aggregates in partly recrystallized biotite. Contributions to Mineralogy and Petrology 61: 175-185.

White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Geological Society of America Memoirs 159: 21-34.

Wilson M., 1989. Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Harper Collins Academic.

Yajam, S. (2017) The problem of presence Zircon restite crystals in the Qalaylan pluton; evidences of Gondwana crust in rocks which have mantle isotopic nature. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25(1): 67-78 (in Persian).

Yajam, S., Montero, P., Scarrow, J. H., Ghalamghash, J., Razavi, S. M. H. and Bea, F. (2015) The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence. Geochimica et Cosmochimica Acta 13(1): 25-43.