

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 perthite 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 SiO₂, 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

پتروولوژی، 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 علی اصغر سپاهی‌گرو
 گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

چکیده

توده آذرین درونی کوه دروازه در جنوب قروه رخنمون دارد. الیوین گابرو، دیوریت‌های گابرویی، کوارتز مونزونیت و گرانیت از سنگ‌های سازنده این توده هستند؛ اما در اینجا، تنها به بررسی سنگ‌های لوکوکراتیک تا مزوکراتیک جوان‌تر (کوارتز مونزونیت و گرانیت) پرداخته می‌شود. این سنگ‌ها دچار دگرگونی دینامیکی شده و در برابر فاصله از پهنه برشی دستخوش دگرریختی متغیری شده‌اند؛ به گونه‌ای که به کاتاکلاستیک، پروتومیلونیت و میلونیت رده‌بندی می‌شوند. دارابودن پورفیروکلاست‌ها، خمش در بلورها و ماکل آنها، بافت‌های میرمیکیت و پرتیت پدیدآمده از تنش از ویژگی‌های ساختاری هستند که در آنها یافت می‌شوند. برپایه ریزساختارها، دمای دگرریختی سنگ‌ها نزدیک به ۵۰۰-۶۰۰ درجه سانتیگراد بوده است. داده‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده سرشت کالک‌آلکان، آهن‌دار، نوع I و مت‌آلومین تا کمی پرآلومین‌بودن سنگ‌های فلسیک هستند. غنی‌شدگی LREEها در برابر HREE، ناهنجاری منفی از عنصرهای Sr، P، Ti، Nb و Ba، آنومالی مثبت Pb، Th و U و محتوای Th/Ta نشان‌دهنده پهنه کمان قاره‌ای هستند. دارابودن انکلاوهای مافیک، حجم بزرگ گرانیت‌ها و روند منفی محتوای Zr در برابر سیلیس، همگی نشان‌دهنده پیدایش سنگ‌های فلسیک هنگام فرایند ذوب‌بخشی هستند. برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، خاستگاه گرانیتوبیادهای بررسی شده از ذوب‌بخشی سنگ‌های متابازیتی پوسته زیرین است.

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

مقدمه

کالک‌آلکان در زمان ژوراسیک بالایی تا ائوسن همراه بوده (Berberian and King, 1981; Mohajjel *et al.*, 2003; Agard *et al.*, 2005; Ghasemi and Talbot, 2006; Mohajjel and Fergusson, 2014) و همراه آن سنگ‌های مافیک

فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس و نزدیک‌شدن صفحه آفرو-عربی به خردقاره ایران مرکزی از زمان ژوراسیک، با ماگماتسیم

* 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.

Mahmoudi و همکاران (۲۰۱۱) سن موزونیت‌های توده دروازه را 151 ± 0.2 میلیون سال پیش و Yajam و همکاران (۲۰۱۵) سن نفوذی‌های گرانیتی در جنوب دروازه را 147 ± 3 میلیون سال پیش به دست آورده‌اند. گویا سنگ‌های گرانیتوییدی جنوب قروه که ویژگی‌های شیمیایی و زمانی مشابه نشان می‌دهند با یکدیگر ارتباط دارند. کوارتز موزونیت و گرانیت از سنگ‌های فلسیک دروازه هستند. ترکیب گرانیتی بیشتر پیامد جدایش ماگما از مذاب‌های مافیک حدواسط و یا پیامد ذوب بخشی بخش‌های گوناگون پوسته هستند (Bacon and Druitt, 1988; Guffani *et al.*, 1997; Johnson *et al.*, 1996). از آنجایی که سنگ‌زایی (پتروژنز) سنگ‌های فلسیک توده دروازه تا کنون به صورت منسجم بررسی نشده، برپایه گرانیتوییدهای گوناگون شناخته شده در پهنه سنندج- سیرجان و حضور سنگ‌های مافیک- حدواسط، در این پژوهش تلاش شده افزون بر ارزیابی جایگاه زمین‌ساختی، سرشت و نوع سنگ‌های فلسیک توده دروازه، خاستگاه و همچنین، وابستگی آنها با نفوذی‌های مافیک- حدواسط منطقه بررسی شود. گفتنی است که توده یادشده پس از نفوذ، در پهنه‌ای برشی جای گرفته و در پی فرایندهای زمین‌ساختی دچار دگرریختی و دگرگونی دینامیکی شده است. پویایی مداوم گسل‌ها در این منطقه‌ها، ساختارهای ناهمگن گوناگونی (مانند: برگوارگی و گاه خطوارگی) را گسترش داده‌اند. پس با بررسی ریزساختارهای دیده شده در سنگ‌ها، دمایی که هنگام آن دگرریختی‌ها روی داده‌اند نیز بررسی خواهد شد.

تا فلسیک فراوانی پدید آمده‌اند. از میان آنها، بخش بزرگی از سنگ‌های آذرین درونی از گرانیت و گرانودیوریت‌هایی (گرانیتوییدهای نوع S, I و A) به سن ۱۴۰ تا ۱۷۰ میلیون سال پیش هستند (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).

توده دروازه در شمال پهنه سنندج- سیرجان بوده و بخش بزرگی از آن از دیوریت و الیون‌گابرو است. افزون بر آن، مذاب‌های فلسیک نیز به صورت دایک، استوک و شکل‌های نامنظم درون سنگ‌های مافیک- حدواسط تزریق شده‌اند. میزبان سنگ‌های پلوتونیک منطقه سنگ‌های دگرگونی ژوراسیک (مانند: آمفیبولیت‌ها، اکتینولیت شیسست‌ها و مرمها) هستند. ترکیب پوسته و گوشته در پیدایش دیوریت توده دروازه نقش دارد (Molaei Yeganeh *et al.*, 2017). این پدیده چه‌بسا پیامد تزریق ترکیب‌های مافیک- حدواسط و ذوب سنگ‌های پوسته زیرین است. افزون بر آن، انکلاوهای مافیک گردی (ریزدانه) در سنگ‌های فلسیک به چشم می‌خورند که نشان‌دهنده آمیختگی و هم‌زمانی نفوذ دو فاز ماگمایی است. در جنوب توده دروازه حجم بزرگی از گرانیتوییدها با ترکیب آلکالی‌گرانیت، گرانودیوریت، گرانیت و کوارتز موزونیت با سرشت کالک‌آلکان و I هستند که خاستگاه آنها متاتولیت‌های پوسته زیرین گفته شده است (Torkian, 2008; Torkian *et al.*, 2008). افزون بر این، در بخش‌هایی از این باتولیت، آلکالی‌گرانیت‌های پتاسیم بالا، آهن‌دار و با سرشت A گزارش و خاستگاه آنها ذوب‌بخشی پوسته از پیش بارور شده پیشنهاد شده است (Yajam,

زمین‌شناسی عمومی منطقه

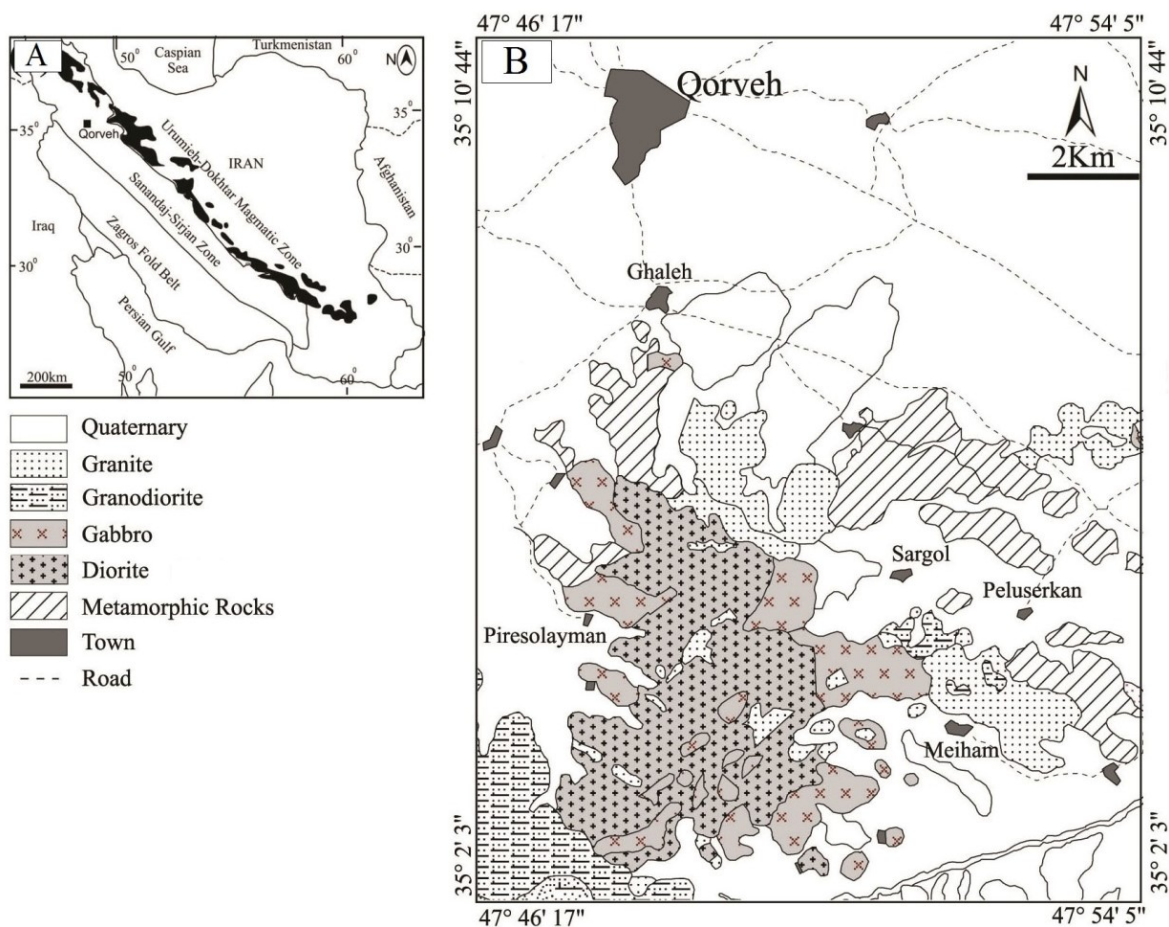
رشته کوه زاگرس پیامد نزدیک شدن صفحه عربستان به صفحه ایران مرکزی و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس است. این رشته کوه دو بخش شمالی و جنوبی دارد و بخش شمالی آن سه پهنه دارد (شکل ۱- A; Mohajjel and Fergusson, 2014):

۱- زاگرس چین‌خورده و تراستی، که دربردارنده زاگرس چین‌خورده (بخش بیرونی) و زاگرس

مرتفع است (بخش درونی)؛

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

۳- پهنه سنندج- سیرجان که با فراوانی سنگ‌های دگرگونی (مانند: شیست، فیلیت و آمفیبولیت) و پشت‌سرگذاشتن مراحل فراوان دگرریختی 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).

همزمان با حرکات زمین‌ساختی را به نمایش می‌گذارند (Mohajjel and Fergusson, 2014). توده دروازه با مختصات عرض جغرافیایی شمالی

همچنین، در این پهنه سنگ‌های فلسیک بیشترین رخمون را دارند. برخی از این سنگ‌ها در پهنه‌های برشی جای گرفته و فابریک‌های

بررسی صحرایی و سنگ‌نگاری

گرانیت و کوارتز مونزونیت از سنگ‌های اسیدی توده دروازه هستند که با مرز روشن و به ابعاد گوناگون در پیرامون و درون توده مافیک-حدواسط تزریق شده‌اند (شکل ۲). در نمونه دستی، این سنگ‌ها ریز تا متوسط بلور و لوکوکرات هستند و کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت ترکیب کانی‌شناسی اصلی آنها را می‌سازند. اسفن، آپاتیت، زیرکن و آلانیت از کانی‌های فرعی و کلریت و اپیدوت از کانی‌های ثانویه هستند. برخی دانه‌های پلاژیوکلاز با ارتوکلاز جایگزین شده‌اند. گمان می‌رود این پدیده پیامد فرایند متاسوماتیسم و جابه‌جایی عنصرها باشد (Putnis *et al.*, 2007). بافت پوششی پتاسیم‌فلدسپار در گرداگرد برخی بلورهای ارتوکلاز نیز نشان‌دهنده تحرک و حضور عنصرهای قلیایی (مانند: K) در محیط است. ویژگی‌های تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی در سنگ‌های فلسیک به‌خوبی دیده می‌شوند (مانند: ساختارهای جهت‌یافته، خطواره و برگواره، به‌هم‌ریختگی ساخت سنگ و پیدایش پورفیروکلاست‌های چشمی در نمونه دستی). در بررسی‌های میکروسکوپی نیز ریزساختارهای پدیدآمده در پی فرایندهای زمین‌ساختی به‌خوبی دیده می‌شوند. دگرریختی در پهنه برشی منطقه یکنواخت نیست و با دورتر شدن از پهنه‌های برشی، برخی سنگ‌ها تغییرات دینامیکی بیشتر و برخی کمتری را نشان می‌دهند. در بخش‌های کمتر دگرریخت‌شده، بافت گرانولار تا پروتوکاتاکلازیت است و در بخش‌های با دگرریختی بیشتر، سنگ‌ها ویژگی ساخت و بافت میلونیتی نشان می‌دهند. ویژگی‌هایی مانند خمش و خردشدگی مرز دانه‌ها، پیدایش پورفیروکلاست و خم‌شدگی ماکل بلورهای پلاژیوکلاز به‌خوبی در این سنگ‌ها دیده می‌شود.

۳۵°۳۲' تا ۳۵°۱۰'۴۴" و طول جغرافیایی خاوری ۴۷°۴۶'۱۷" تا ۴۷°۵۴'۵"، در شمال پهنه سندانج- سیرجان و جنوب شهرستان قروه جای دارد (شکل ۱-B). به‌دنبال فاز کوهزایی پیرنین، بخش چشمگیری از سنگ‌های جنوب قروه پدیدآمده از دگرگونی دینامیکی، دچار تحول و دگرریختی شده‌اند (Hosseini, 1999).

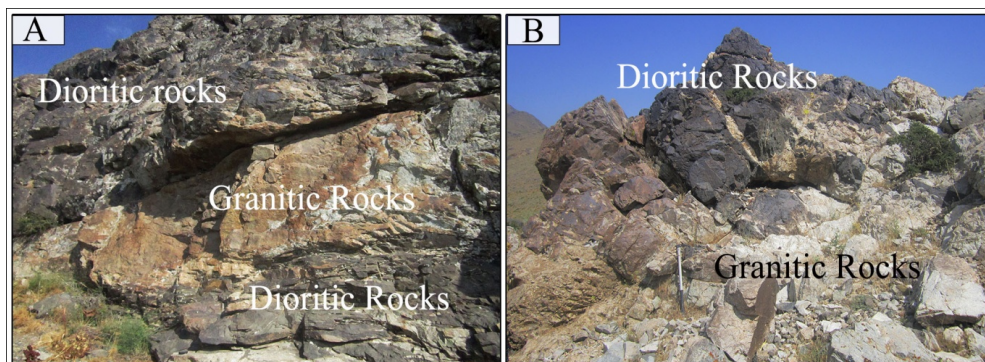
روش انجام پژوهش

برای بررسی ترکیب اسیدی توده دروازه، پس از نمونه‌برداری و بررسی روابط و ساختارهای دیده‌شده در صحرای ۴۰ مقطع نازک برای بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و پتروفابریک ساخته شد. در پایان از میان سنگ‌ها ۹ نمونه برگزیده و برای ارزیابی فراوانی عنصرهای اصلی به روش XRF (طیف‌سنج فلئورسانس اشعه ایکس) به دانشگاه بریگهام (کشور آمریکا) و برای بررسی فراوانی عنصرهای کمیاب و حاکی نادر به روش ICP-MS (طیف‌سنجی جرمی گسیل پلاسمای جفت‌یافته القایی) به آزمایشگاه ALS در کانادا فرستاده شدند.

خردایش نمونه‌ها با دستگاه خردکن از جنس کاربید- تنگستن انجام شد. نمونه‌ها در دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد خشک و سپس برای اندازه‌گیری LOI، ۴ ساعت در کوره تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد، گرما داده شدند. خطای تجزیه XRF نزدیک به ۰/۱ تا ۱ درصد وزنی است. برای ارزیابی عنصرهای کمیاب و حاکی نادر، نمونه‌ها نخست پودر و سپس با به‌کارگیری لیتیم متابورات ذوب شدند تا کانی‌های مقاومی مانند زیرکن نیز انحلال‌پذیری پیدا کرده و در اسید حل شوند. سپس محلول‌های به‌دست‌آمده به روش ICP-MS تجزیه شدند. داده‌های به‌دست‌آمده در جدول ۱ آورده شده‌اند.

جدول ۱- داده‌های تجزیه به روش XRF و ICP-MS برای سنگ‌های فلسیک توده آذرین 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-Longitude	47° 48' 12"	47° 47' 10"	47° 47' 52"	47° 47' 13"	47° 50' 54"	47° 47' 49"	47° 47' 18"	47° 49' 13"	47° 51' 33"
N-Latitude	35° 04' 06"	35° 06' 30"	35° 04' 23"	35° 06' 30"	35° 04' 22"	35° 04' 59"	35° 05' 13"	35° 04' 10"	35° 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 ₂ O ₃	15.5	15.02	14.79	14.68	15.12	14.85	14.44	13.18	12.18
Fe ₂ O 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 ₂ O	4.02	3.93	3.98	4.32	4.44	4.55	3.24	3.36	3.12
K ₂ O	4.8	5.05	4.32	4.36	3.52	3.17	5.47	4.56	5.04
P ₂ O 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)

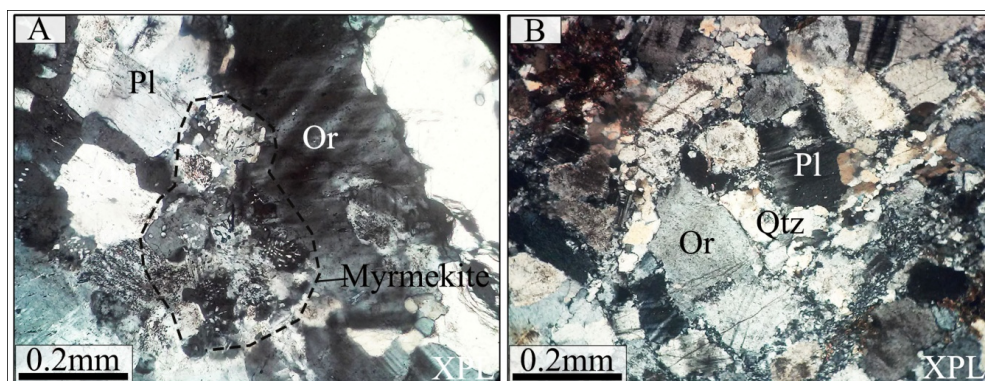
حاشیه برخی بلورها دیده می‌شود (شکل ۴). این برآمدگی پیامد باز تبلور دینامیکی کم‌دماست و در دیواره دو بلور مجاور با شدت جابه‌جایی متفاوت روی می‌دهد (Stipp *et al.*, 2002).

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

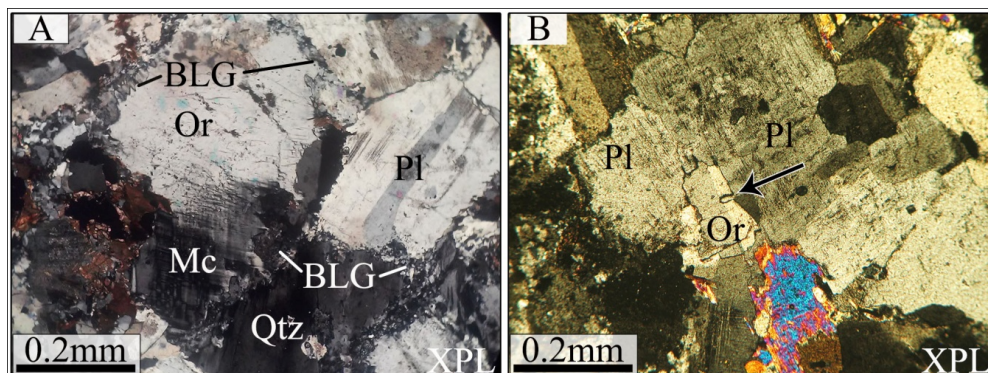
از دیدگاه دینامیکی، سنگ‌های فلسیک توده دروازه به پروتوکاتاکلازیتی، پروتومیلونیت و میلونیت رده‌بندی می‌شوند:

۱- پروتوکاتاکلازیت‌ها

بافت اصلی پروتوکاتاکلازیت‌ها (یا سنگ‌های کمتر دگرریخت‌شده 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



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)

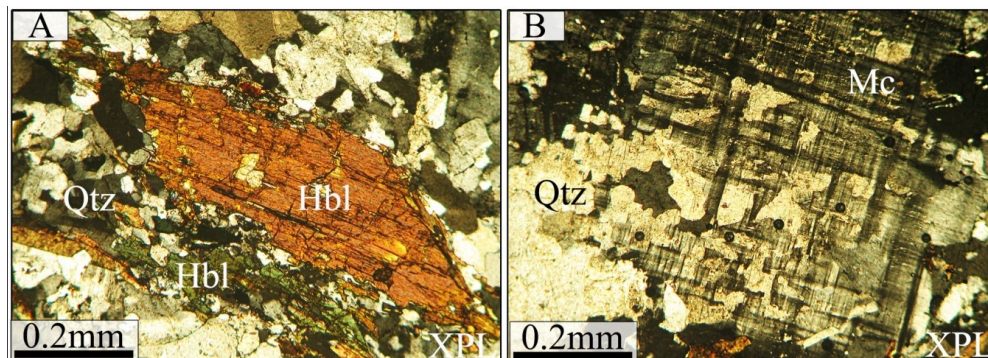


شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) پروتوکاتاکلازیت‌های توده آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان). (A) باز تبلور دینامیکی بلورها در مرز دانه‌ها؛ (B) نوک پیکان جابه‌جایی مرز بلور پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد (Or: ارتوکلاز؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Mc: میکروکلین)

۲- پروتومیلونیت‌ها

شدت خردشدگی در پروتومیلونیت‌های توده دروازه افزایش یافته است و بلورهای خردشده و باز تبلور یافته کوارتز در میان دانه‌ها دیده می‌شوند. مرز مضرسی دانه‌ها به خوبی دیده می‌شود و بلورهای کوارتز، آمفیبول و بیوتیت تا اندازه‌ای 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 دگرریخت شده نشان‌دهنده بالابودن دما هنگام دگرریختی است (Passchier and Trouw, 1996). کوارتزها به صورت دانه‌های بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار ریز تا درشت‌دانه و با خاموشی موحی هستند. کوارتزها در برخی بخش‌ها مرز مضرسی و گاه باز تبلور نشان می‌دهند و در بخش‌های دیگر، حالت نواری و جهت‌دار پیدا کرده‌اند. میان پورفایر و کلاست‌های کوارتز، کوارتزهای ریزدانه رشد کرده و یا بلور کوارتز قدیمی با کوارتزهای ریزدانه جدید جایگزین شده‌اند. این پدیده نشان‌دهنده باز تبلور آنها هنگام فرایندهای دینامیکی است (Passchier and Trouw, 1996).

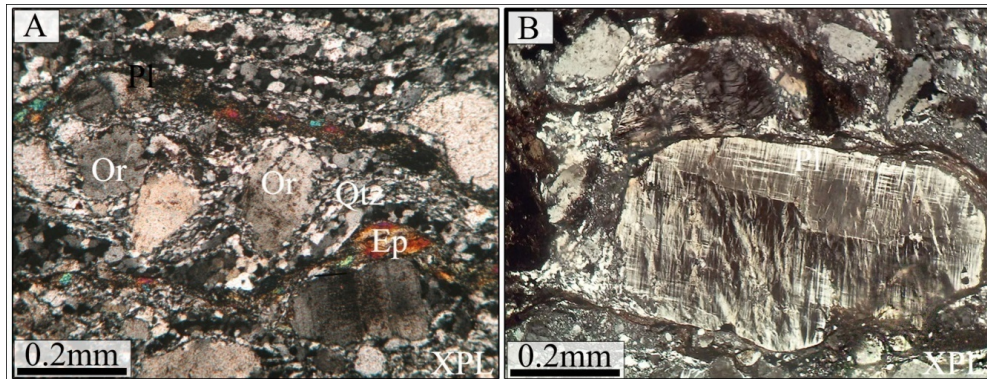


شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) پروتومیلونیت‌های توده آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان). (A) جهت‌یافتگی بلورهای هورنبلند؛ (B) رشد کوارتز در حاشیه و درون بلور میکروکلین (Hbl: هورنبلند؛ Qtz: کوارتز؛ Mc: میکروکلین)

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 دگرریختی بلورهای کوارتز و فلدسپار گرد شده‌اند. ارتوکلاز سنگ‌هایی با دگرریختی بیشتر در برابر ارتوکلاز سنگ‌هایی کمتر دگرریخت 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 بیشتر سنگ را کانی‌های تکتوسیلیکات (مانند: فلدسپارها و کوارتز) می‌سازند.

از آنجایی که 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 میلونیتی شده و جهت‌یابی ترجیحی آنها (که به‌صورت کمابیش موازی و یا با زاویه کم در برابر صفحه‌های برشی S و یا C هستند) نشان‌دهنده تأثیر پارامترهای جنبشی به‌جای پارامترهای بلورشناسی بر پیدایش پرتیت‌هاست (Vernon, 1977; Hippertt, 1988). از این‌رو، گمان می‌رود فرایند پیدایش پرتیت در این میلونیت‌ها بیشتر پیامد تبادل‌های کاتیونی (کاتیون‌های جانیشینی) هنگام دگرریختی بوده و فرایند اکسلوشن ماگمایی در آن دخالت نداشته است (Pryer and Robin, 1995).



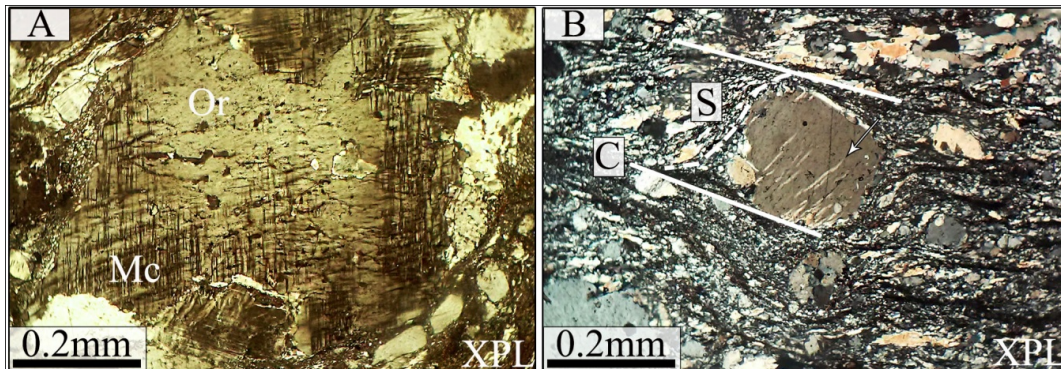
شکل ۶- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) میلونیت‌های توده آدرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان). (A) خردشگی و جهت‌یابی بلورهای کوارتز و فلدسپار؛ (B) گسترش بافت پرتیت درون بلور ارتوکلاز (Hb: هورنبلند؛ Or: ارتوکلاز)

در میلونیت‌ها، بلورهای ارتوکلاز با میکروکلین جایگزین شده‌اند. این پدیده نشان‌دهنده دگرریختی 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

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

شطرنجی، در پی تنش وارد شده بر سنگ است (Fitzgerald and McLaren, 1982; Bouchez)
(*et al.*, 1992).

ارتوکلاز پدید می‌آورد. حضور هم‌زمان دو ماکل آلبيت و پریکلین درون ارتوکلاز در بیشتر موارد به صورت عمود برهم و همراه با پیدایش منظره



شکل ۷- تصویهای میکروسکوپی (XPL) میلوئیت‌های 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 وارد شده در ارتوکلاز (Or: ارتوکلاز؛ Mc: میکروکلین)

بررسی ریزساختارها در سنگ‌های بررسی‌شده نشان می‌دهد رفتار دینامیکی، باز تبلور و پیدایش نوارهای کوارتزی (که نشان‌دهنده مهاجرت مرز دانه و فرایند چرخش زیر دانه هستند) را در پی داشته است. در سنگ‌های میلوئیتی، بیشتر پتاسیم‌فلدسپارها پرتیتی شده و با افزایش دگرریختی هم‌راستا با دگرریختی جای گرفته و گاه دچار باز تبلور شده‌اند. این پدیده دمای نزدیک به ۵۰۰-۶۰۰ درجه سانتیگراد هنگام رخداد دگرریختی‌ها 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 دگرریختی همانند رخساره شیست سبز را پیشنهاد می‌کند. پرخش شدن شکستگی بلورهای فلدسپار نخستین با مجموعه‌های دانه ریز پتاسیم‌فلدسپار و کوارتز،

برآورد دما و فشار میلوئیتی‌شدن بر پایه دگرریختی‌ها

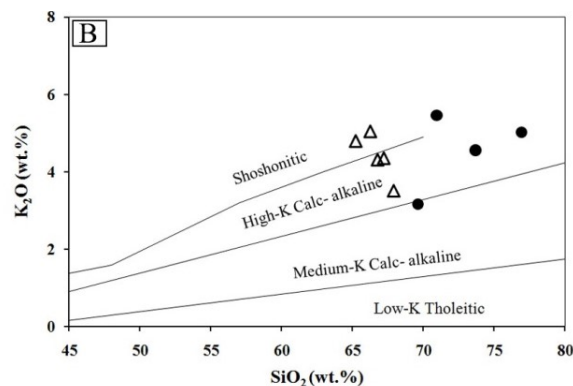
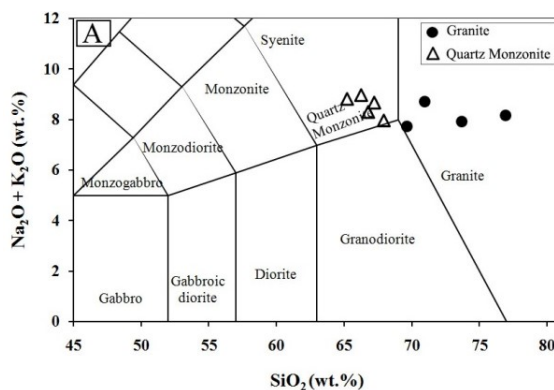
جای گرفتن در پهنه برشی، دگرریختی‌های کاملاً آشکاری را در سنگ‌های فلسیک توده دروازه پدید آورده است. بررسی‌ها نشان داده‌اند شرایط حاکم بر دگرریخت‌هایی با بررسی تغییرات فیزیکی و ویژگی‌های ساختاری برآورد می‌شود (Passchier and Trouw, 1996; Fitzgerald and Stunitz, 1993; Srivastava and Mitra, 1996; Frisicale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

سانتیگراد را نشان می‌دهند (Passchier and Trouw, 1996; Tullis *et al.*, 2000). پس ویژگی‌های ساختاری، دمای نزدیک به ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد را برای دگرریختی سنگ‌های بررسی شده پیشنهاد می‌کنند. Torkian (۲۰۱۳) نیز با به‌کارگیری بررسی ریزساختارها و ترکیب کانی بیوتیت، دمای نزدیک به ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد را برای دگرریختی گرانیتوئیدهای نزدیک به توده دروازه (پلوسرکان، گزگز و سنگین‌آباد) پیشنهاد کرده است.

زمین‌شیمی

داده‌های تجزیه سنگ‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند. درصد سیلیس (۶۵ تا ۷۷ درصد وزنی) و مقدار K_2O+Na_2O برای سنگ‌های فلسیک توده دروازه، همانند ترکیب گرانیت و کوارتز مونزونیت است (شکل ۸). این نام‌ها با نامگذاری بر پایه سنگ‌نگاری نیز همخوانی دارند. در نمودارهای شناسایی بر پایه K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976)، این سنگ‌ها در بخش کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا کمی شوشونیتی جای می‌گیرند (شکل ۸).

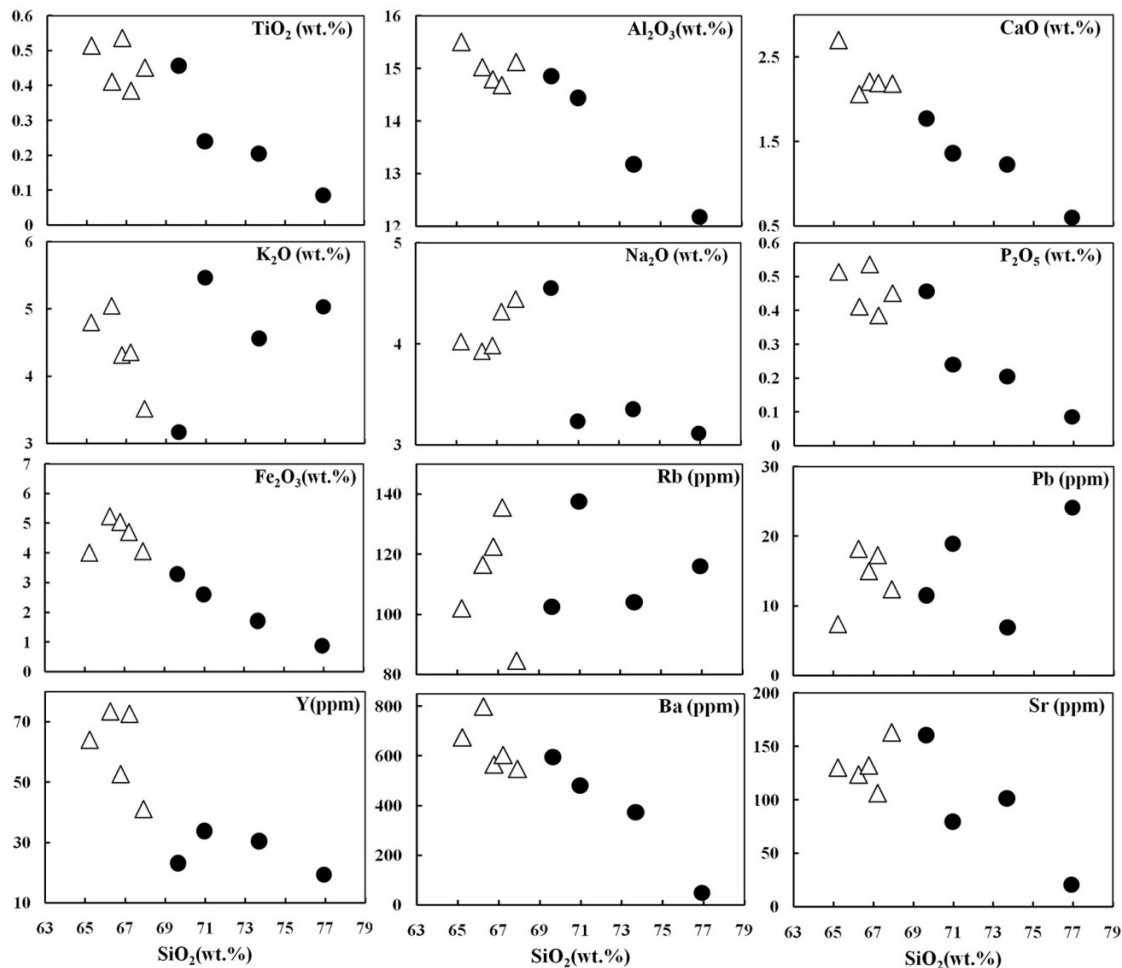
پیدایش بافت گرانوفیری دگرریخت نشده در پیرامون و درون بلورهای دگرریخت شده ارتوکلاز و میکروکلین، پیدایش بافت میرمکیتی در پیرامون پورفیروکلاست‌های پتاسیم‌فلدسپار و پلاژیوکلاز از ویژگی‌هایی دگرریختی این سنگ‌ها در حضور مقدار کمی سیال است (Philpotts, 1990). گمان می‌رود تنش در جانمایی میرمکیت به‌جای پتاسیم‌فلدسپار نقش مهمی داشته است. ویژگی‌های ریزساختاری گفته شده، به‌همراه پیدایش میرمکیت در سنگ‌ها، در دمای بیش از ۵۵۰ درجه سانتیگراد روی می‌دهند (Simpson and Wintsch, 1989; Bodorkos *et al.*, 2000). رفتار خمیری و شکل‌پذیر بلورها که فابریک چشمی و یا عدسی‌شکل را در این سنگ‌ها پدید آورده است، نشان‌دهنده بالابودن دما در پهنه برشی است (Passchier and Trouw, 1996). این نکته دمای دست‌کم ۴۰۰ درجه سانتیگراد را برای دگرریختی حاکم بر منطقه پیشنهاد می‌کند. از سوی دیگر، لبه کنگره‌ای و دنداندار شده پلاژیوکلازها به درون بلورهای کناری (مانند: کوارتز) نیز رفتار دگرریختی در دمای نزدیک به ۵۰۰ درجه



شکل ۸- نمونه‌های آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان) در: (A) نمودار TAS (Middlemost, 1994); (B) نمودار K_2O برابری (Peccerillo and Taylor, 1976)

تحولات ماگمایی ترکیب‌های فلسیک منطقه، اکسید عنصرهای اصلی و کمیاب در برابر سیلیس رسم شدند (شکل ۹).

چه‌بسا ورود ترکیبات قلیایی و پتاسیم بالا (متاسوماتیسم)، بر مقدار K_2O این سنگ‌ها کمی تأثیر گذاشته‌اند. برای بررسی

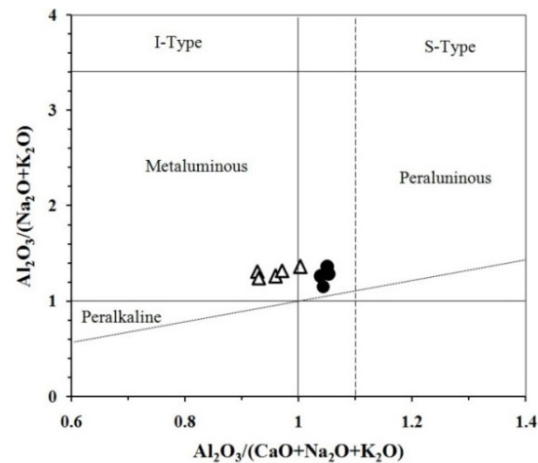


شکل ۹- نمودارهای هارکر عنصرهای اصلی و کمیاب برای گرانیت و موارتزمونزونیت‌های دروازه (جنوب قروه، کردستان) (نمادها همانند شکل ۸ هستند)

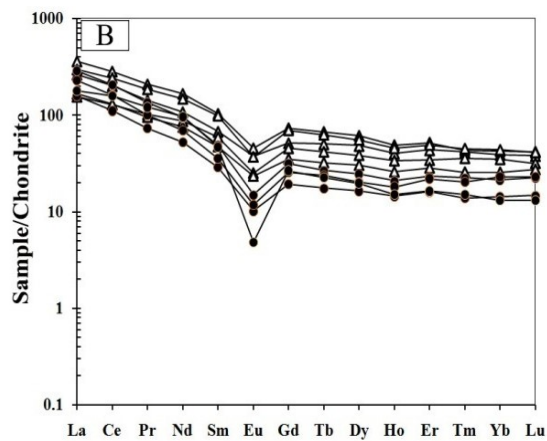
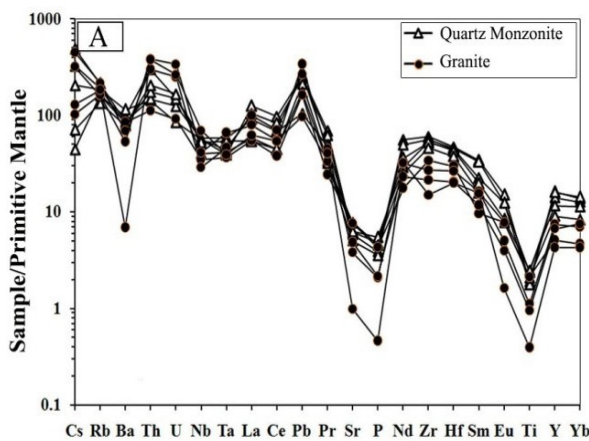
عنصرها میان گرانیت‌ها و کوارتزمونزونیت‌ها در نمودارها چه‌بسا نشان‌دهنده خویشاوندی و چه‌بسا خاستگاه یکسان برای ترکیب‌های اسیدی توده دروازه است (شکل ۹). در رده‌بندی ماگماها برپایه درجه اشباعی از آلومینیم (Shand, 1947)، سنگ‌های فلسیک توده دروازه در گستره مت‌آلومین تا کمی پرآلومین (شکل ۱۰) جای می‌گیرند.

از آنجایی که Sr , TiO_2 , CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , P_2O_5 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 و Pb و Rb) چه‌بسا پیامد فرایند متاسوماتیسم و جابه‌جایی عنصرها باشند. همچنین، پیوستگی روند

از آنجایی که محتوای سیلیس بیشتر از ۶۵ درصد وزنی و $FeO/(FeO+MgO)$ بیشتر از ۰/۸ است، در رده بندی Frost و همکاران (۲۰۰۱)، نمونه‌ها در گستره آهن جای می‌گیرند. در نمودارهای بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته (Sun and McDonough, 1989) و کندریت (Sun and McDonough, 1989)، همه نمونه‌ها، الگوی بیشتر عنصرها یکسان است و در کل، LREE در برابر HREE غنی شده دارند؛ اما عنصرهای Ti, Sr, P, Nb و Ba، ناهنجاری منفی و عنصرهای Pb, Th و U، آنومالی مثبت نشان می‌دهند (شکل ۱۱).



شکل ۱۰- نمونه‌های آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان) در نمودار Shand (۱۹۴۷) (نمادها مانند شکل ۸ هستند)



شکل ۱۱- نمونه‌های آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان) در نمودارهای بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه و کندریت (Sun and McDonough, 1989)

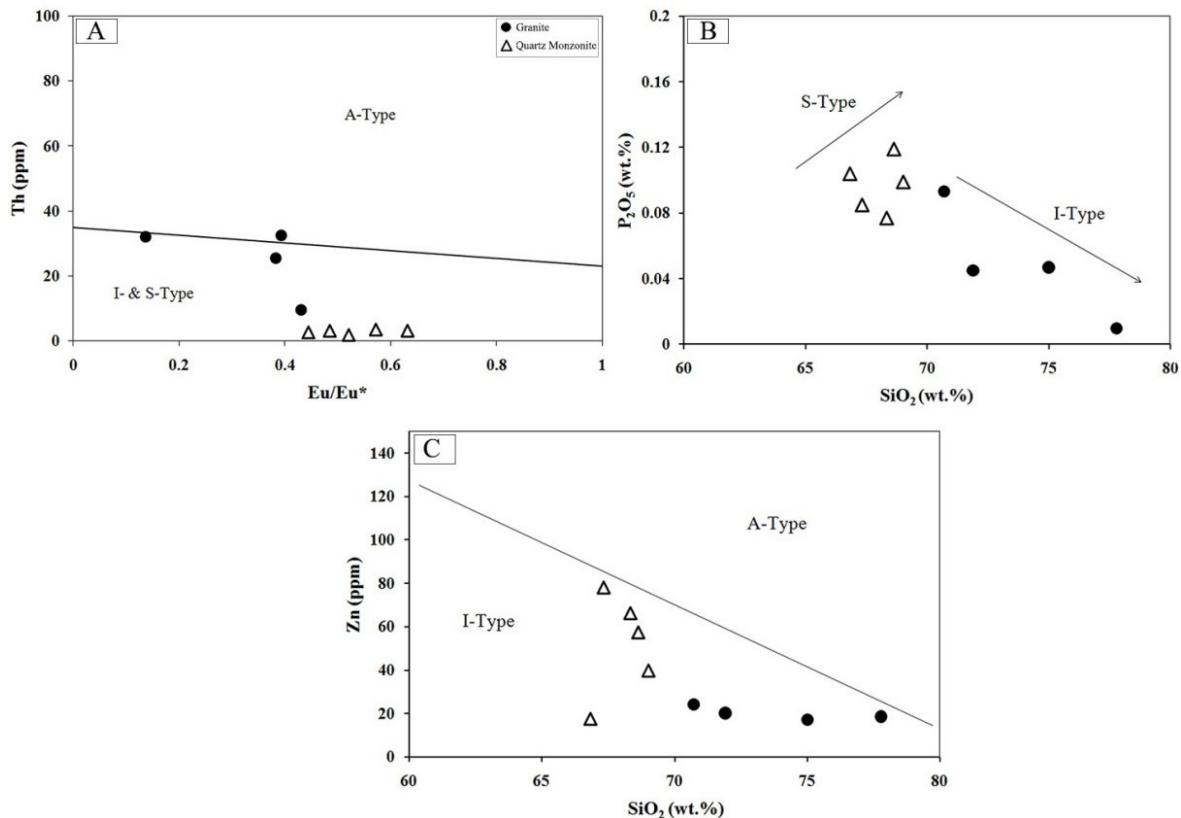
گوناگون گرانیته‌ها که پژوهشگران (Ishihara, 1977; Pitcher, 1983; White and Chappell 1983; Harris et al., 1986; Castro et al., 1991) از دیدگاه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی و پهنه زمین‌ساختی مقایسه شدند. برپایه این ویژگی‌ها (نبود کانی‌های آلومینوسلیکاته (مانند: مسکوویت، آندالوزیت، کردیریت و گارنت)، دارابودن هورنبلند، نبود انکلاوهای متامورفیک و سرشار از میکا، دارابودن اسفن‌های اولیه، مقدار سیلیس برابر با ۶۵-۷۷ درصد وزنی، A/CNK

بررسی تیپولوژی گرانیته و کوارتز مونزونیت‌های توده پلوتونیک دروازه

تا کنون رده‌بندی‌های گوناگونی برای شناسایی گرانیته‌ها برپایه خاستگاه و پهنه زمین‌ساختی پیشنهاد شده‌اند. برپایه آنها سنگ‌های فلسیک عموماً به 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). سنگ‌های فلسیک دروازه با گروه‌های

(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 محدوده گرانیت‌های نوع I و S جای می‌گیرند (شکل ۱۲- A).

کمتر از ۱/۱ و پرآلکال نبودن، این سنگ‌ها در دسته گرانیت‌های نوع I جای می‌گیرند. نمودارهای گوناگونی برای شناسایی گرانیت‌های گوناگون پیشنهاد شده‌اند (مانند: Collins *et al.*, 1982; Chappell and Eby, 1992). برای نمونه،



شکل ۱۲- نمونه‌های آذرین 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 Zn برابر SiO_2 (Collins *et al.*, 1982)

(I-Type) و غیرکوهزایی (A-Type) پیشنهاد شده است، سرشت نمونه‌های فلسیک توده دروازه با سنگ‌های با I-Type همخوانی دارد (شکل ۱۲- C).

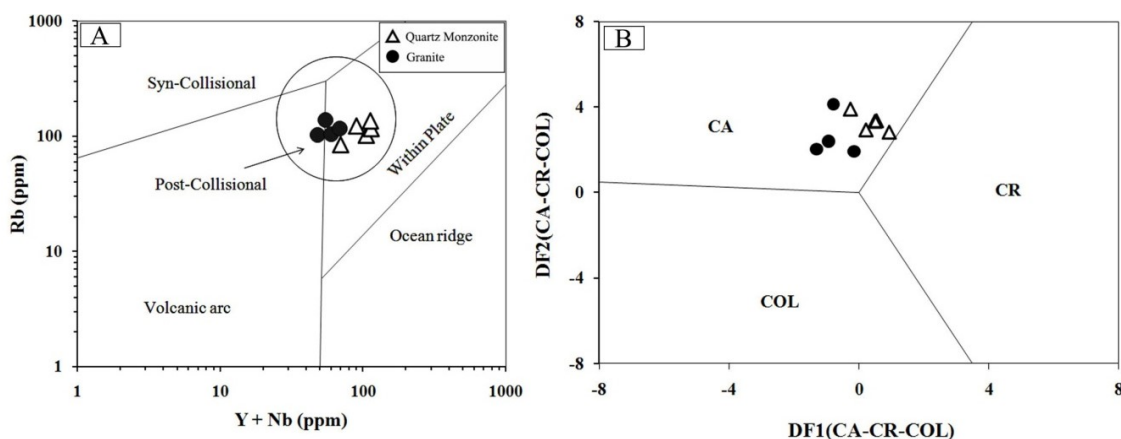
پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های فلسیک

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

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

رسم داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی سنگ کل، در نمودار Pearce و همکاران (۱۹۸۴)، سنگ‌های فلسیک منطقه در گستره همپوشانی WPG، POG و VAG جای می‌گیرند (شکل ۱۳- A).

در سنگ‌های منطقه، غنی‌شدگی LREE در برابر HREE، آنومالی منفی Nb، Ta، P و Ti و نیز آنومالی مثبت Pb همانند الگوی گرانیتهای پدیدآمده در پهنه‌های فرورانشی حاشیه قاره هستند (شکل ۱۱). با



شکل ۱۳- نمونه‌های آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان) در نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش گرانیتهای: (A) نمودار Rb- Y+Nb (Verma *et al.*, 2012) (B) نمودار DF1-DF2 (Pearce *et al.*, 1984)

$$DF1 = 0.0645 \text{Ln}(\text{TiO}_2/\text{SiO}_2) + (-1.7943 \text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)) + (0.5264 \text{Ln}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)) + (0.6385 \text{Ln}(\text{FeO}/\text{SiO}_2)) + (0.3407 \text{Ln}(\text{MnO}/\text{SiO}_2)) + (-0.072 \text{Ln}(\text{MgO}/\text{SiO}_2)) + (-0.3265 \text{Ln}(\text{CaO}/\text{SiO}_2)) + (0.1063 \text{Ln}(\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2)) + (1.8098 \text{Ln}(\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2)) + (-0.0338 \text{Ln}(\text{P}_2\text{O}_5/\text{SiO}_2)) + 8.2616$$

$$DF2 = (0.8760 \text{Ln}(\text{TiO}_2/\text{SiO}_2)) + (0.8018 \text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)) + (0.2472 \text{Ln}(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)) + (-0.8796 \text{Ln}(\text{FeO}/\text{SiO}_2)) + (0.7540 \text{Ln}(\text{MnO}/\text{SiO}_2)) + (-0.0006 \text{Ln}(\text{MgO}/\text{SiO}_2)) + (-0.0624 \text{Ln}(\text{CaO}/\text{SiO}_2)) + (-0.2052 \text{Ln}(\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2)) + (-3.3091 \text{Ln}(\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2)) + (0.3526 \text{Ln}(\text{P}_2\text{O}_5/\text{SiO}_2)) - 3.8959$$

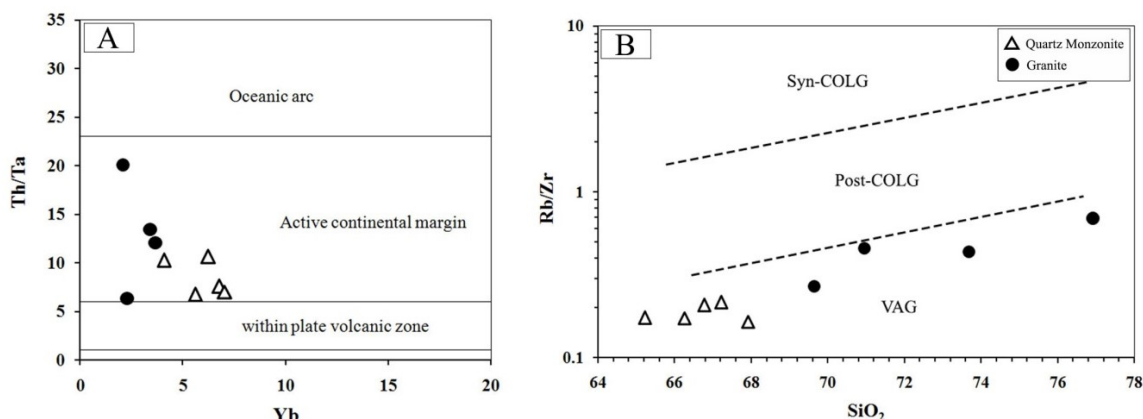
(۱۹۹۷)، در مرحله‌های پایانی ماگماتیسم مرتبط با کمان، رژیم زمین‌ساختی کمی به‌سوی پهنه درون‌صفحه‌ای کشیده می‌شود. از این‌رو، در ادامه، برای بررسی بهتر و شناسایی پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های فلسیک توده دروازه از رده‌بندی‌های جدیدتر بهره گرفته می‌شود.

Verma و همکاران (۲۰۱۲) با به‌کارگیری مقدار اکسید عنصرهای اصلی، نمودارهای فراوانی برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های اسیدی پیشنهاد کرده‌اند. از میان آنها، نموداری برگزیده شد که سه پهنه ریفت قاره‌ای (CR)، کمان قاره‌ای (CA) و برخوردی (COL) را از یکدیگر شناسایی می‌کند. برپایه این نمودار، نمونه‌های توده دروازه در گستره پهنه کمان قاره‌ای جای می‌گیرند

گفتنی است که نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) باید با احتیاط به‌کار برده شوند؛ زیرا چه‌بسا برخی عوامل (مانند: ترکیب شیمیایی سنگ خاستگاه و تحولات ماگمایی) بر جایگاه نمونه‌ها در نمودارها تأثیر داشته باشند. از سوی دیگر، متاسوما تیسم حاصل از فازهای تأخیری در تغییرات شیمیایی سنگ‌ها بی‌تأثیر نیست و فراوانی کانی‌های فرومیزین نیز محل گرانیتهای وابسته به پهنه کمان آتشفشانی را به‌سوی گرانیتهای درون‌صفحه‌ای تغییر می‌دهد (Pearce *et al.*, 1984). همچنین، جای‌گرفتن نمونه‌ها در نزدیکی مرز Syn-CLOG، همراه با مقادیر بالای Rb، نشان‌دهنده نقش پوسته در فرایند پیدایش ماگمای اولیه است (Forster *et al.*, 1997). به باور Forster و همکاران

برپایه مقایسه ویژگی‌های شیمیایی و کانیایی سنگ‌های فلسیک با پهنه‌های زمین‌ساختی پیشنهادی پژوهشگران گوناگون، این سنگ‌ها I-Type بوده و متآلومین 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 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 به خوبی از هم شناسایی می‌کنند (شکل ۱۴). همان‌گونه که در شکل ۱۴ دیده می‌شود، گرانیت‌ها و کوارتز مونزونیت‌های توده دروازه در پهنه وابسته به حاشیه فعال قاره (VAG) جای می‌گیرند.



شکل ۱۴- نمونه‌های آذرین دروازه (جنوب قروه، کردستان) در: (A) نمودار شناسایی پهنه زمین‌ساختی گرانیت‌ها (Harris *et al.*, 1986); (B) نمودار Rb/Zr در برابر SiO_2 (Gorton and Schandl, 2000)

عنصرهای واسطه (مانند: نیکل، کروم و وانادیم) (Wilson, 1989)، عدد منیزی کمی (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).

خاستگاه

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

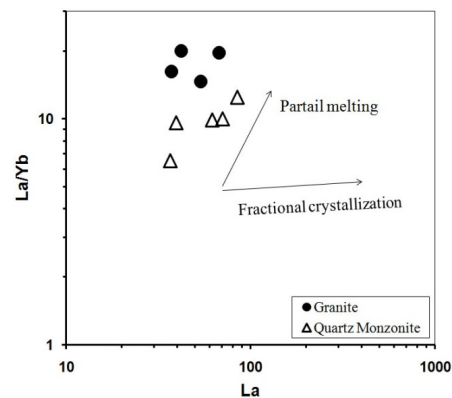
مذاب‌های فلسیکی که پیامد تبلوربخشی ماگما‌های الیوین‌گابروبی هستند، در بسیاری از عنصرهای HFS غنی‌شدگی بالایی نشان می‌دهند (Turner *et al.*, 1992). در نمودار به‌نچار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه، این پدیده برای سنگ‌های فلسیک منطقه (توده دروازه) دیده نمی‌شود (شکل ۱۱). برپایه تمرکز کم

اما (Beard and Lofgren, 1991; Tepper *et al.*, 1993) برپایه مجموعه فاکتورهای گفته شده، گمان می‌رود سنگ‌های فلسیک توده دروازه پیامد جدایش بلوری ماگماهای مافیک و یا حدواسط نبوده و چه بسا از ذوب پوسته زیرین پدید آمده‌اند.

توده‌های بازیک (الیون گابروها و دیوریت‌های گابرویی؛ Molaei Yeganeh و همکاران، ۲۰۱۷) و انکلاوهای مافیک در جنوب قروه گواهی بر ماگماتیسیم 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 بال‌آمدن، ترکیب‌های پوسته را ذوب کرده و ماگماهای فلسیک را پدید آورده‌اند. داده‌های سن سنجی (Mahmoudi *et al.*, 2011) نیز نشان‌دهنده سن مشابهی برای سنگ‌های مافیک و فلسیک توده دروازه هستند. پس چه بسا، مذاب‌های سازنده 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 یاد شده باشند.

مقدارهای بالای Ba, Sr, Rb, K و Th در گرانیت‌ها و کوارتز مونزونیت‌های بررسی شده همانند گرانیتوئیدهای پدیدآمده در مرحله بسته شدن اقیانوس هستند (Rollinson, 1993; Wilson, 1989). در این مرحله هنوز مواد گوشته‌ای حضور دارند و نزدیک شدن صفحه‌ها ستبر شدن پوسته را در پی دارد (Stern, 1994). بیشتر ترکیب پوسته در این مرحله از آتشفشانی‌های کالک‌آلکان و پلوتونیک‌های با ترکیب میانگین آمفیبولیتی است (Stern, 1994).

بررسی‌های تجربی نشان داده‌اند که ماگماهای گرانیتوئیدی کالک‌آلکان پتاسیم بالا و نوع I از



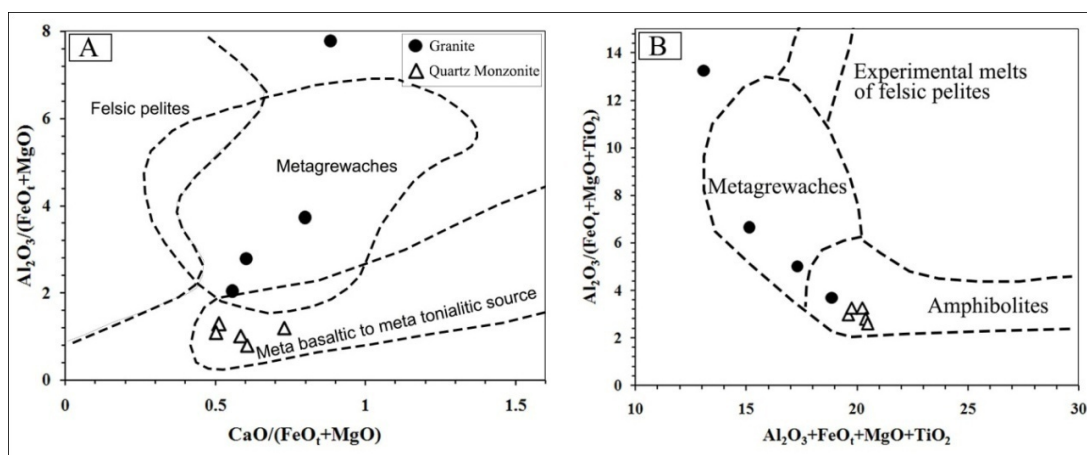
شکل ۱۵- نمونه‌های آذرین درونی دروازه (جنوب قروه، کردستان) در نمودار La در برابر La/Yb

هرچند سنگ‌های فلسیک بخش کوچکی از توده دروازه را در بر گرفته‌اند، اما برپایه حضور گسترده مجموعه گرانیتوئیدی، به‌ویژه در جنوب توده دروازه (Torkian *et al.*, 2008) و مقایسه آنها با ترکیب‌های اسیدی یاد شده در این پژوهش (برپایه ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی)، چه بسا سنگ‌های فلسیک توده دروازه و نفوذی‌های فلسیک در جنوب این توده با یکدیگر وابستگی داشته باشند. سن سنجی‌ها نیز درستی این نکته را نشان می‌دهند. Mahmoudi و همکاران (۲۰۱۱) سن نمونه‌ای مونزونیتی از توده دروازه را 151 ± 0.2 میلیون سال پیش به دست آورده‌اند. Yajam و همکاران (۲۰۱۵) سن گرانیتوئیدهای جنوب دروازه را که Torkian (۲۰۰۸) بررسی کرده است، 147 ± 3 میلیون سال پیش برآورد کرده‌اند. از این رو، فرضیه ارتباط این سنگ‌ها با یکدیگر قوت می‌گیرد. همچنین، حجم بزرگ 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 گرانیتوئیدها در پهنه‌های وابسته به فرورانش، پیامد نفوذ و تبلور ماگماهای مافیک در زیر پوسته هستند

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 (White, 1992) هستند. برپایه نمودارهای Alther and همکاران (۲۰۰۰) و Patíño Douce (۱۹۹۹)، کواتر مونزونیت‌ها و گرانیت‌های توده دروازه در گستره متاتونالیتی تا متاگرویکی جای می‌گیرند (شکل ۱۶).

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 گرانیت‌یویدها پیشنهاد شده‌اند (Patíño Douce and Beard, 1995; Patíño Douce, 1996; Patíño Douce and McCarthy, 1998; Alther *et al.*, 2000).



شکل ۱۶- نمونه‌های آذرین دروازه (جنوب قروه، کردستان) در: (A) نمودار شناسایی خاستگاه سنگ‌های فلسیک (Patíño Douce, 1999); (B) نمودار شناسایی ذوب‌بخشی خاستگاه‌های گوناگون پدیدآورنده گرانیت‌ها (Alther *et al.*, 2000)

پارامترهای خوب و حساسی برای سنجش آلودگی پوسته‌ای هستند (Hofmann, 1988). مقایسه این نسبت‌ها در گرانیت‌ها ($Nb/U=7/5$, $Ta/U=0/4$) و کوارتز مونزونیت‌های توده دروازه ($Ce/Pb=7$ و $Ta/U=0/7$, $Nb/U=14$) در برابر ترکیب پوسته ($Nb/U=12/1$, $Ta/U=1/1$ و $Ce/Pb=4/1$)؛ Taylor و McLennan (۱۹۸۵) و ترکیب گوشته Sun ($Nb/U=34$, $Ta/U=2$ و $Ce/Pb=0/3$)؛ McDonough (۱۹۸۹) نشان‌دهنده نقش آلیش 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

گمان می‌رود از آنجایی که 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 جایجایی قلمرو تصویر نمونه‌ها در متاگریوک و متاپلیت موثر دانسته است. از سوی دیگر، آنومالی مثبت Pb و غنی‌شدگی از LREE، از ویژگی‌های آلیش پوسته‌ای به‌شمار می‌روند (Pearce *et al.*, 1984; Kameber *et al.*, 2002). نسبت عنصرهای Nb/U , Ta/U و Ce/Pb نیز

دانه‌ها، پیدایش نوارهایی از کوارتز، گردش‌دگی و جهت‌یابی بلورها (مانند: فلدسپار)، پیدایش بافت‌های میرمیکیتی و گرانوفیری، گسترش و جهت‌دارشدن پرتیت در پتاسیم‌فلدسپارها، همگی نشان‌دهندهٔ دگرریختی دینامیکی در دمای نزدیک به ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد هستند. ترکیب کانیاپی و زمین‌شیمیایی گرانیت‌ها و کوارتز مونزونیت‌ها، سرشت I، کالک‌آلکان و مت‌آلومین تا کمی پرآلومین‌بودن آنها را نشان می‌دهند. داده‌های زمین‌شیمیایی (مانند: غنی‌شدگی LREE در برابر HREE، ناهنجاری مثبت U، Th، Pb و منفی Sr، P و Ti) نشان‌دهندهٔ پیدایش این سنگ‌ها در پهنه فرورانشی حاشیه قاره هستند. حضور انکلاوهای مافیک، عدد منیزی کمی کم در گرانیت‌ها و رفتار عنصر زیرکنیم در برابر SiO_2 نشان می‌دهد کوارتز مونزونیت‌ها و گرانیت‌ها از جدایش بلوری مذاب‌های مافیک و یا حدواسط پدید نیامده‌اند. داده‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند سنگ‌های فلسیک توده دروازه پیامد ذوب‌بخشی پوسته زیرین (متابازیت‌ها) هستند.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از هیئت تحریریه و داوران گرامی مجله پتروولوژی دانشگاه اصفهان بسیار سپاس‌گزارند.

برابر با ۰/۶ (Sun and McDonough, 1989) و برای گرانیت‌ها و کوارتز مونزونیت‌های توده دروازه به ترتیب برابر با ۱۰ و ۱۶ است. از این‌رو، گمان می‌رود آرایش پوسته‌ای نیز در جایگیری نمونه‌ها به‌سوی خاستگاه گری‌وکی نقش داشته است.

پس برپایه ویژگی‌های شیمیایی، کانیاپی و نوع I- بودن سنگ‌های اسیدی توده دروازه، خاستگاه متابازیتی برای آنها پیشنهاد می‌شود. گمان می‌رود جایگزین‌شدن ماگما‌های مافیک در پوسته زیرین، ذوب‌بخشی سنگ‌مادرهای متابازیتی و در پایان، پیدایش ترکیب‌های فلسیک در منطقه را در پی داشته است.

نتیجه‌گیری

گرانیت و کوارتز مونزونیت بخش اصلی سنگ‌های اسیدی توده دروازه را در بر گرفته‌اند. افزون‌بر آن نفوذی‌های مافیک- حدواسط نیز در منطقه رخ‌نمون دارند. پلاژیوکلاز، کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، هورنبلند، بیوتیت، اسفن، آلانیت، آپاتیت، زیرکن و اپیدوت از مجموعه کانی‌های سنگ‌های فلسیک هستند. جای‌گرفتن در پهنه برشی، دگرریختی و دگرگونی دینامیکی سنگ‌های توده دروازه را در پی داشته است و فرایندهای دینامیکی ساختارهای کاتاکلازیتی تا میلیونیتی را در این سنگ‌ها گسترش داده‌اند. خردشدگی مرز

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'delec, 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 Mountains, 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 H₂O 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, geological 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 fluid-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 Persian).
- 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-induced K-feldspar 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 consolidation of Gondwana land. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22: 319-351.
- Stipp, M., Stübenitz, 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). *Petrology* 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 Cascades, 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 (Kurdistan): 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 quartzofeldspathic 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 example from 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.