

Whole-rock chemistry of isotropic gabbros from the Kermanshah ophiolite: Evidence for petrological and source region characteristics of ophiolitic and its tectonic setting

Farhad Aliani * and Zeinab Daraeezadeh

Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Abstract

The isotropic gabbros of the Kermanshah ophiolite are mainly represented by, gabbro, leucogabbro, olivine gabbro, gabbro-norite, olivine gabbro-norite and Troctolite. The gabbros are medium grained with euhedral to subhedral plagioclase, subhedral orthopyroxenes and clinopyroxenes, olivine together with rare amphiboles. The gabbros are characterized by high contents of MgO and CaO and low TiO₂, K₂O, P₂O₅, Zr, and Y. The geochemical signatures of the gabbros indicates high Mg tholeiitic affinity for the protolith, with magma generation in island arc-setting. N-MORB and primitive mantle normalized multielement patterns of the gabbros show flat patterns for HFS-elements and depletion in (P, Zr, Sm, Ti, and Y) and enrichment of LIL-elements (Ba, Rb, K, Th, and Sr) with negative Nb anomalies suggesting involvement of subduction component in the depleted mantle source and formation in a supra-subduction zone tectonic setting. REEs exhibiting flat to slightly depleted LREE patterns, geochemically similar to island arc tholeiites. In general, isotropic gabbros have transitional characteristics between mid-ocean ridge basalt and island-arc tholeiite on discrimination tectonomagmatic diagrams. It is therefore proposed that these gabbros may have originated in a back-arc basin tectonic setting.

Key words: isotropic gabbro, back arc basin, suprasubduction zone, Kermanshah Ophiolite, Main Zagros Thrust Zone

* * f-aliani@basu.ac.ir

بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، خاستگاه و خاستگاه زمین‌ساختی گابروهای ایزوتروپ در مجموعه افیولیتی کرمانشاه بر پایه شیمی سنگ کل

فرهاد آلیانی * و زینب دارایی‌زاده
گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

چکیده

گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه طیف گسترده‌ای از گابرو، لوکوگابرو، الیوین گابرو، گابرو نوریت، الیوین گابرو نوریت و تروکتولیت دارند و بیشتر ریز بلور تا متوسط بلور هستند. این سنگ‌ها از پلاژیوکلازهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن‌های نیمه‌شکل‌دار، الیوین و مقدار کمی آمفیبول ساخته شده‌اند. گابروهای یادشده با مقادارهای بالای CaO و MgO و مقادارهای اندک TiO_2 ، K_2O ، P_2O_5 و Zr و Y شناخته می‌شوند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گابروها، سرشت تولدایتی سرشار از منیزیم سنگ‌مادر آنها و پیدایش ماگما در پهنه جزایر کمانی را نشان می‌دهند. الگوی پراکندگی چند عنصری بهنجار شده در برابر ترکیب N-MORB و گوشته اولیه، الگوهای کمابیش یکنواختی برای عنصرهای با قدرت میدان بالا، تهی‌شدگی نمونه‌ها از عنصرهایی مانند P ، Zr ، Sm ، Ti و Y و غنی‌شدگی آنها از عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (مانند: Ba ، Rb ، K ، Th و Sr) و نیز آنومالی منفی Nb را نشان می‌دهد. الگوهای عنصرهای خاکی نادر نشان می‌دهد گابروها نیز همانند تولدایت‌های جزایر کمانی از LREE تهی شده‌اند. گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه ویژگی‌های انتقالی میان بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و تولدایت‌های جزایر کمانی داشته، پس چه‌بسا در پهنه پشت‌کمان یا پهنه فرافورانش (سوپراسابداکشن) پدید آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: گابروهای ایزوتروپ، پهنه پشت‌کمان، پهنه فرافورانش (سوپراسابداکشن)، افیولیت کرمانشاه. تراست اصلی زاگرس

مقدمه

افیولیت‌های کمربند خارجی زاگرس به‌شمار می‌رود. رویداد این افیولیت نشان‌دهندهٔ بسته‌شدن نئوتتیس و به‌دنبال آن، برخورد قاره‌ای میان صفحه آفرو-عربی و ایران مرکزی در راستای زمین‌درز زاگرس است.

افیولیت کرمانشاه در پهنه ساختمانی-زمین‌ساختی باختر ایران، در بخش شمالی تراست اصلی زاگرس جای دارد و به باور Shafaii Moghadam و همکاران (۲۰۱۱) از

* f-aliani@basu.ac.ir

کانی‌شناسی، فراوانی عنصرهای کمیاب ناسازگار آنها با یکدیگر تفاوت دارند (Yellappa *et al.*, 2016).

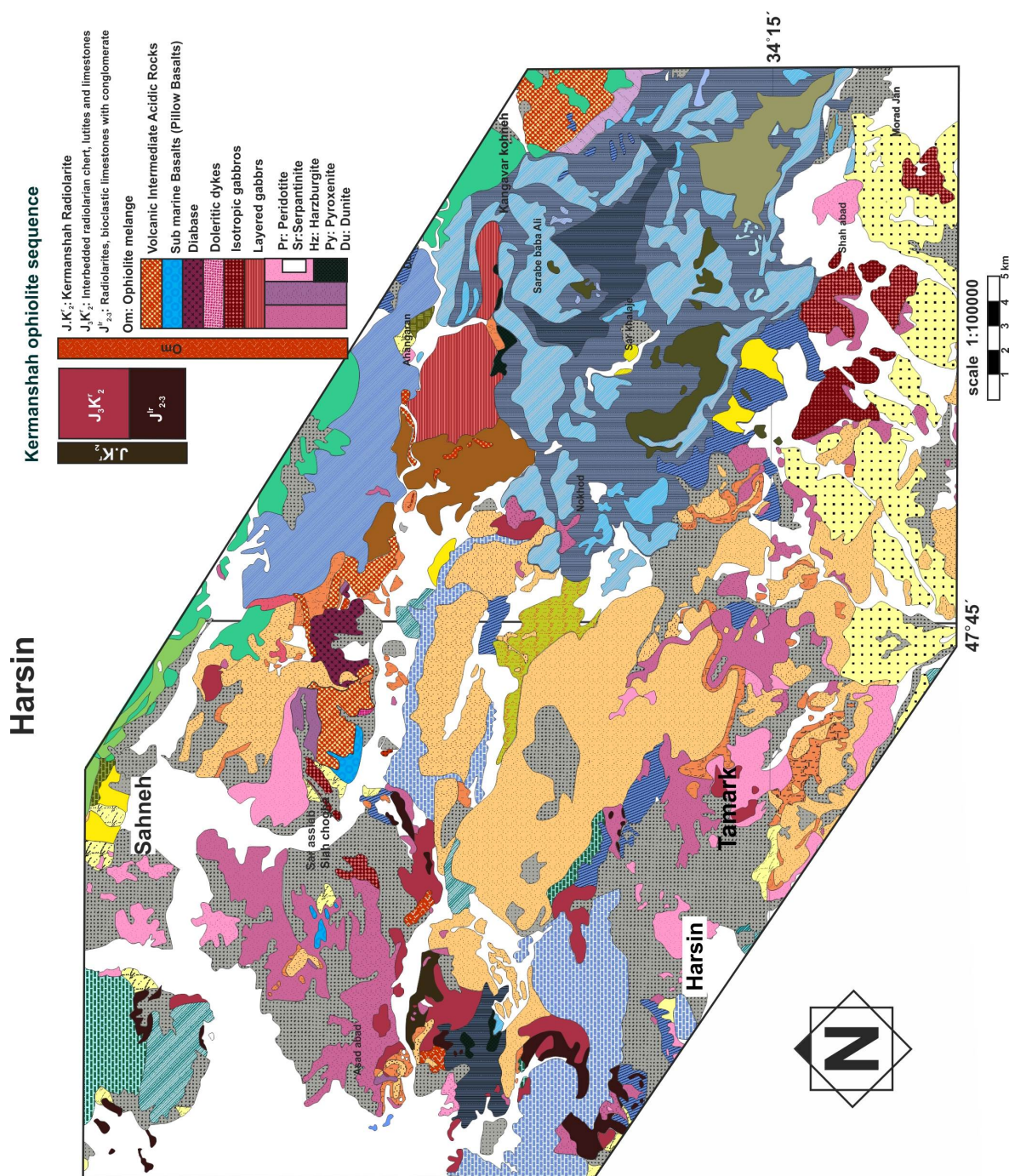
گابروهای لایه‌ای دارای مقادیر پایین‌تر K_2O ، P_2O_5 و TiO_2 و عنصرهای کمیاب ناسازگار هستند. گابروهای کومولایی در مقایسه با انواع مشابه گابروهای ایزوتروپ (از دیدگاه کانی‌شناسی و ترکیب عنصرهای کمیاب)، از بیشتر عنصرهای ناسازگار تهی شده‌اند و فراوانی عنصرهای کمیاب در آنها تنها ۵-۱ برابر کندریت است. این گابروها از کانی‌های جدایش‌یافته از ماگما ساخته شده‌اند؛ درحالی‌که عنصرهای ناسازگار در ماگمای بجامانده انباشته می‌شوند.

در مقایسه با گابروهای لایه‌ای، گابروهای ایزوتروپ دارای مقدار اندکی بالاتر K_2O ، P_2O_5 ، TiO_2 و عنصرهای کمیاب ناسازگار (۱۰ برابر کندریت) هستند و ترکیب‌شان هم‌ارز بازالت‌های پدیدآمده از انجماد ماگماهای بجامانده به‌شمار می‌رود و فراوانی عنصرهای کمیاب آنها همانند بازالت‌هاست (Leterrier, 1985). هر دو گروه از گابروها، در بسیاری از سکانس‌های افیولیتی دیده می‌شوند (Tekeli and Erendil, 1986; Parlak *et al.*, 1996, 2000; Boudier *et al.*, 2000; Arvin *et al.*, 2005; Bagci, 2013). گابروهای ایزوتروپ در بالای سکانس کومولایی جای داشته و معمولاً به‌صورت توده‌ای غیرکومولایی و بی‌برگوارگی هستند (Pallister and Hopson, 1981). چنین گابروهایی در بسیاری از افیولیت‌ها (مانند: سمایل، عمان و قزل‌داغ) توصیف شده‌اند (Pearce *et al.*, 1981; Tekeli and Erendil, 1986; Boudier *et al.*, 2000). این سنگ‌های نفوذی/گابروهای ایزوتروپ در سکانس افیولیتی نشانه آشیانه ماگمایی جدایش‌یافته به‌شمار می‌روند (Hopson *et al.*, 1981; Nicolas, 1989).

مجموعه افیولیتی کرمانشاه دربردارنده سنگ‌های گوناگون سازنده توالی افیولیتی کامل است که عبارتند از: الترامافیک‌های تکتونایت (هارزبورگیت، دونیت و لرزولیت)، سنگ‌های الترامافیک کومولایی، گابروهای پگماتوئیدی، تروکتولیت‌ها، متاگابروهای لایه‌ای و گابروهای میلونیتی، گابروهای ایزوتروپ، لوکوگابروها، گابروهای آمفیبول‌دار، ورلیت‌ها، پلاژیوگرانیت‌ها، دایک‌های صفحه‌ای، پیلولواواها، بازالت‌های اسپیلیتی، سنگ‌های آذرین حدواسط که به‌گونه دگرشیب با نهشته‌های رسوبی-آواری (با سن الیگومیوسن) و نیز کربنات‌های بیستون (با سن کرتاسه پسین) پوشانده شده‌اند (Elyaszadeh *et al.*, 2010). کربنات‌های مجموعه بیستون روی افیولیت رانده شده‌اند. این افیولیت در زمان ماستریشتین (Lippard *et al.*, 1986) روی سنگ‌های آهکی به سن تریاس پیشین-کرتاسه پسین رانده شده است. نقشه زمین‌شناسی ساده‌ای از این منطقه در شکل ۱ آمده است.

مجموعه‌های سنگی گوناگون کمپلکس‌های افیولیتی، نقش مهمی در شناسایی خاستگاه زمین‌ساختی ماگمای آنها و نیز شناسایی رویدادهای شناخته‌شده پهنه اقیانوسی دارند (Tanirli and Rizaoglu, 2016). از سنگ‌های سازنده توالی مافیک افیولیتی، گابروها هستند که در پی تبلوربخشی در آشیانه ماگمایی پدید آمده و برپایه جایگاه آنها در آشیانه ماگمایی، به دو گروه رده‌بندی می‌شوند:

- (۱) گابروهایی که در بخش پایین آشیانه ماگمایی پدید می‌آیند؛
 - (۲) گابروهایی که در بخش بالایی آشیانه ماگمایی پدید آمده و با دایک‌های صفحه‌ای مرتبط هستند.
- هرچند گابروهای کومولایی (لایه‌ای) و گابروهای ایزوتروپ با هم همانندی‌های فراوانی دارند، اما از دیدگاه زمین‌شیمی عنصرهای اصلی و نیز ترکیب



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هرسین در مجموعه افیولیتی کرمانشاه (با تغییراتی پس از: Shahidi و Nazari, ۱۹۷۷)

Allahyari et. al., 2010; Sacconi *et al.*, 2013; Whitechurch *et al.*, 2013; Ao *et al.* 2016 این پژوهش نیز بر آن است که برپایه داده‌های

تا کنون بررسی‌های بسیاری و از دیدگاه‌های گوناگون روی افیولیت کرمانشاه انجام شده است (مانند: Ghazi and Hassanipak, 1999;

پیروکسن گابروها و گابروهای الیوین دار از سنگ‌های همراه این آنها هستند که در پی رفتار گسل‌های تراستی خرد شده و با یکدیگر در آمیخته‌اند. افزون‌بر گابروهای یادشده، گابروهای پگماتوئیدی با گستردگی اندک در صحنه، همچنین، در شمال‌خاوری هرسین (در نزدیکی توده‌های سرپانتینی) و نیز در پیرامون نورآباد (شهرستان دلفان، استان لرستان) دیده می‌شوند. گابروهای پگماتوئیدی بخش زیرین توالی مافیک را می‌سازند. به‌سوی بالای توالی، کم‌کم اندازه و بزرگی بلورها کمتر (ریزتر) شده و گابروهای ایزوتروپ جای گابروهای پگماتوئیدی را گرفته‌اند. توده‌های فراوانی از گابروهای ایزوتروپ در نزدیکی نورآباد و نیز در جاده نورآباد-هرسین به‌صورت تپه‌های منفرد رخنمون یافته‌اند. گابروهای ایزوتروپ در این منطقه آشکار گستره بسیار بزرگ‌تری را در بر دارند. مختصات جایگاه گابروهای ایزوتروپ در جدول ۱ آورده شده است.

روش انجام پژوهش

برای بررسی، نخست نمونه‌های فراوانی از گابروهای گوناگون این توالی افیولیتی گردآوری شده و مقطع‌های نازک از آنها ساخته شد. بررسی‌های میکروسکوپی برای بررسی سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری آنها انجام شد. برپایه پراکندگی صحرایی و سنگ‌شناختی، شمار ۱۵ نمونه از گابروهای ایزوتروپ در آزمایشگاه زمین‌شیمی تجزیه‌ای مؤسسه زمین‌شناسی و کانی‌شناسی نووسبیرسک (شاخه سیبری، آکادمی علوم زمین روسیه) تجزیه شدند. داده‌های تجزیه‌ای سنگ کل گابروهای بررسی‌شده در جدول ۲ آورده شده‌اند. بررسی و پردازش داده‌ها با نرم‌افزارهای GCDKit، Iqpet و Minpet انجام شد.

زمین‌شیمیایی گابروهای ایزوتروپ در افیولیت کرمانشاه، ویژگی‌های سنگ‌شناسی، خاستگاه و نیز خاستگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها را شناسایی کند.

روابط صحرایی سنگ‌های مافیک

سنگ‌های مافیک در جنوب شهر صحنه، بخش مهمی از سکانس افیولیتی را در بر گرفته‌اند. در کنار الترامافیک‌ها، مجموعه متنوعی از گابروها دیده می‌شوند. گابروها فراوان‌ترین توده‌های مافیک در این ناحیه هستند. توده‌های گابرویی گاه به‌صورت توالی‌های کم ارتفاع، کشیده و گاه به‌صورت ارتفاعات بلند نزدیک در ناحیه‌ای به بزرگی به ۵۰۰ تا ۷۰۰ مترمربع رخنمون دارند. کشیدگی کلی این توالی در ناحیه صحنه به‌صورت خاوری-باختری با تمایل به شمال‌باختری- جنوب‌خاوری است و در کل، از روند بلندی‌های زاگرس (کوه بیستون) پیروی کرده است. در ناحیه صحنه، توالی گابرویی از گابروهای کومولایی است. رخنمون این سنگ‌ها از پس روستای سرآسیاب آغاز شده و تا پس از روستای سیاه‌چقا و نزدیکی روستای علی‌آباد گروس ادامه دارد. پس از روستای گروس، به‌سوی خاور ناحیه، گابروها کم‌کم جهت‌یافته شده و سرانجام پس از روستای شوه در پی اثر رورانده‌گی، گابروهای میلونیتی جای گابروهای ایزوتروپ را گرفته‌اند. گذر از سنگ‌های الترامافیک گوشته‌ای به سنگ‌های بازیک پوسته‌ای با الیوین گابرو و تروکتولیت دنبال شده است. تروکتولیت‌ها در شمال‌خاوری روستای سیاه‌چقا و نیز در روستای ارگنه بالا گسترش کمابیش خوبی دارند. تروکتولیت‌ها با لایه کم‌ستبرایی (نزدیک به ۴۰ متر) از دونیت، هارزبورگیت و پیروکسنیت تالکی‌شده از هارزبورگیت تکتونایت‌ها جدا شده‌اند. در برخی بخش‌ها نیز به‌طور مستقیم و با کنتاکت گسله، روی هارزبورگیت‌ها جای گرفته‌اند.

جدول ۱- جایگاه نمونه‌برداری از گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه

Sample No.	Rock type	GPS locations	Sample No.	Rock type	GPS locations
N2	Troctolites	N 47° 56' 32.9" E 34° 10' 51"	N5	Olivine gabbros	N 47° 56' 48.9" E 34° 11' 03.9"
N7	Gabbros	N 47° 56' 54.5" E 34° 11' 04.8"	N8	Olivine gabbros	N 47° 56' 49.1" E 34° 11' 10.2"
N24	Troctolites	N 47° 54' 21.9" E 34° 13' 09.3"	N31	Olivine gabbros	N 47° 54' 36.5" E 34° 12' 40.4"
N35	Troctolites	N 47° 52' 43.8" E 34° 13' 01.1"	N40	Gabbros	N 47° 52' 49.0" E 34° 13' 06.4"
N42	Gabbro norites	N 47° 54' 15.1" E 34° 11' 40.2"	N44	Olivine gabbro norites	N 47° 54' 25.7" E 34° 11' 46.4"
N65	Olivine gabbro norites	N 47° 51' 32.9" E 34° 13' 30.5"	S10	Gabbros	N 47° 40' 47.3" E 34° 24' 36.1"
S16	Gabbros	N 47° 38' 27.3" E 34° 23' 44.9"	S20, S21	Gabbros	N 47° 40' 1.8" E 34° 24' 30.8"

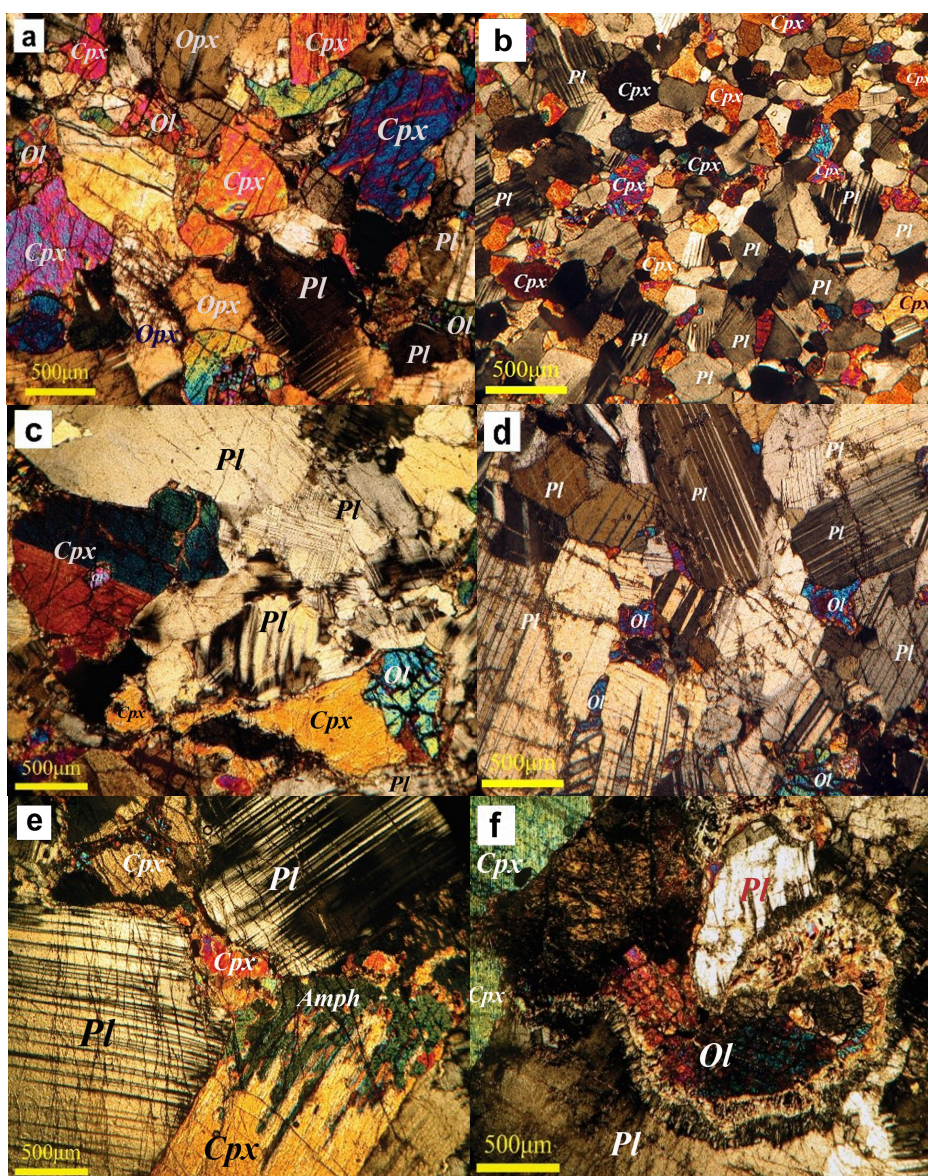
جدول ۲- داده‌های تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS برای نمونه‌های برگزیده گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه (فراوانی اکسید عنصرهای اصلی برپایه درصد وزنی و فراوانی عنصرهای فرعی و کمیاب برپایه ppm است)

Sample No.	S21	N65	N42	S16	S20	N44	N2	S10	N40	N35	N24	N31	N8	N7	N5
SiO ₂	40.87	40.97	41.65	44.63	44.78	45.50	45.97	46.61	47.19	47.46	47.54	48.51	48.81	49.88	50.01
Al ₂ O ₃	24.14	12.49	12.29	31.54	31.0	20.05	27.08	20.95	15.95	22.69	22.21	19.48	18.78	8.08	18.31
Fe ₂ O ₃	0.58	7.85	8.10	1.19	1.13	5.12	2.63	2.64	9.70	4.13	5.42	4.22	4.25	4.86	4.05
MnO	0.02	0.12	0.12	0.01	0.01	0.08	0.04	0.05	0.11	0.06	0.08	0.07	0.07	0.10	0.07
MgO	4.86	22.25	22.56	2.22	2.53	12.02	6.21	8.24	10.08	8.09	10.45	9.29	10.93	14.15	9.09
CaO	22.63	8.17	7.37	14.38	15.91	11.81	14.62	15.82	13.57	11.43	10.01	14.61	14.48	18.33	14.46
Na ₂ O	0.06	0.8	1.26	2.25	1.63	1.86	1.75	1.83	2.08	3.02	2.90	2.03	1.76	1.49	2.37
K ₂ O	0.01	0.03	0.03	0.06	0.03	0.04	0.04	0.08	0.08	0.09	0.04	0.11	0.07	0.1	0.07
P ₂ O ₅	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.04	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.07	0.22	0.01	0.03	0.08	0.08	0.06	0.06	0.03	0.01	0.13	0.21	0.41	0.08
TiO ₂	0.03	0.19	0.26	0.04	0.04	0.34	0.12	0.11	1.02	0.21	0.08	0.28	0.18	0.5	0.17
LOI	6.02	7.16	6.11	3.08	2.48	2.19	0.92	3.08	0.24	2.11	1.34	0.76	0.47	1.41	0.72
Sum	99.2	100.3	100.12	99.44	99.6	99.21	99.5	99.54	99.69	99.43	100.16	99.58	100.08	99.46	99.48
Nb	0.05	0.07	0.25	0.05	0.05	0.18	0.14	0.05	0.05	0.07	0.05	0.07	0.05	0.36	0.05
Zr	3.12	7.31	23.03	3.15	3.31	22.43	8.96	4.23	20.60	9.67	4.11	12.91	7.48	22.50	5.53
Y	1.18	2.06	5.92	1.19	1.34	10.13	2.72	2.63	14.43	3.10	1.84	6.25	4.49	14.33	4.43
Sr	111.9	142.5	87.95	243.1	193.3	125.5	199.1	227.1	277.7	279.3	207.8	318.6	142.2	92.81	164.3
Ta	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	0.02	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.04	<0.01
U	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	<0.01
V	110.0	110.0	110.0	110.0	110.0	110.0	110.0	110.0	439.8	110.0	110.0	110.0	110.0	330.0	220.0
Rb	<0.5	<0.5	0.62	0.51	<0.5	0.55	1.06	1.47	<0.5	1.30	<0.5	0.86	0.59	1.54	1.65
Th	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.33	0.03
Ba	<1	10.35	3.98	4.90	5.62	4.11	3.60	4.70	32.09	8.48	5.05	31.53	8.61	24.49	7.40
Cs	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.14	<0.1	0.14	<0.1	<0.1	<0.1	1.47	<0.1
La	0.04	0.51	0.43	0.07	0.06	0.70	0.24	0.23	0.83	0.81	0.35	1.12	0.38	1.10	0.38
Ce	0.08	1.10	1.34	0.14	0.16	2.41	0.70	0.86	3.19	2.01	0.70	0.60	0.94	3.03	0.81
Pr	0.01	0.16	0.25	0.02	0.02	0.45	0.13	0.04	0.76	0.33	0.11	0.47	0.19	0.64	0.14
Nd	0.05	0.84	1.45	0.10	0.11	2.76	0.73	0.32	4.70	1.50	0.46	2.37	1.05	3.60	0.78
Sm	0.02	0.26	0.51	0.04	0.04	1.00	0.28	0.20	1.81	0.43	0.11	0.82	0.38	1.42	0.37
Eu	0.07	0.18	0.27	0.09	0.10	0.48	0.27	0.15	0.89	0.42	0.33	0.42	0.3	0.57	0.30
Gd	0.03	0.36	0.84	0.04	0.07	1.38	0.38	0.33	2.52	0.48	0.12	1.12	0.67	1.98	0.65
Tb	0.06	0.05	0.15	0.01	0.09	0.26	0.07	0.08	0.46	0.08	0.02	0.19	0.12	0.39	0.11
Dy	0.03	0.38	0.97	0.03	0.06	1.69	0.46	0.50	3.05	0.56	0.13	1.10	0.81	2.63	0.76
Ho	0.01	0.08	0.20	0.01	0.01	0.38	0.09	0.11	0.62	0.11	0.03	0.24	0.16	0.54	0.16
Er	0.02	0.23	0.60	0.02	0.03	1.01	0.25	0.25	1.52	0.30	0.08	0.63	0.41	1.37	0.41
Tm	0.06	0.04	0.09	<0.06	0.06	0.15	0.04	0.03	0.20	0.05	0.01	0.08	0.06	0.19	0.06
Yb	0.02	0.20	0.56	0.02	0.03	0.94	0.21	0.23	1.21	0.28	0.08	0.51	0.38	1.22	0.38
Lu	<0.005	0.03	0.08	<0.005	<0.005	0.14	0.03	0.03	0.18	0.04	0.01	0.08	0.06	0.17	0.06
Hf	<0.01	0.14	0.53	<0.01	0.02	0.65	0.17	0.06	1.06	0.22	0.04	0.38	0.18	0.72	0.14

سنگ‌نگاری

مافیک گفته می‌شود. گابروهای ایزوتروپ بررسی شده در افیولیت کرمانشاه دربردارندهٔ گابرو، الیوین گابرو، گابرو نوریت، الیوین گابرو نوریت و تروکتولیت هستند (جدول ۱). توصیف سنگ‌نگاری گابروها در جدول ۳ آمده است.

گابروهای ایزوتروپ معمولاً به گابروهای غیرکومولایی، دانه‌ریز (شکل‌های ۲-a و ۲-b)، بی‌لایه‌بندی در بخش‌های بالای بخش نفوذی توالی



شکل ۲- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه. a، b) گابرو؛ c) الیوین گابرو، دوقلویی پیروکسن به‌خوبی دیده می‌شود؛ d) تروکتولیت بی کلینوپیروکسن (آلی‌والیت)، بلورهای پلاژیوکلاز در مقاطع تروکتولیت‌ها به‌صورت شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک هستند و در میان بلورهای دیگر به‌خوبی دیده می‌شوند؛ e) پیدایش بافت کرونا (حاشیه کلیفیتی) در گرداگرد الیوین؛ f) دگرسانی و جایگزینی کلینوپیروکسن با آمفیبول (نام‌های اختصاری برگرفته از Kretz (۱۹۸۳) هستند؛ Ol: الیوین؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Opx: ارتوپیروکسن؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Amph: آمفیبول)

جدول ۳- ویژگی‌های سنگ‌نگاری گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه (Pl: plagioclase; Cpx: clinopyroxene; Opx: orthopyroxene; Ol: olivine; Amph: amphibole; Cr-sp: Cr-spinel; Op: opaque minerals; Serp: serpentine; Chl: chlorite; Fe-Ti ox: Fe-Ti oxides; Sau: saussurite; act: actinolite; tre: Tremolite;): rare occurrence.

Rock type	Rock texture	Modal composition (%)	Alteration degree	Alteration minerals
Gabbros	Granular	Pl. 65–70; Cpx 20–25; Low-moderate		Chl; and Fe-Ti Oxides; (Serp); Amph. (act.
	Poiklitic	Opx 4–5; Ol. 1–2 and Amph. 1–2		tre.) and clay minerals.
Olivine gabbros	Granular	Pl. 60–65; Cpx 15–20; moderate		(Serp); act; and clay min.
	Poiklitic	Ol 5–10; Opx 0–5; and Amph. <5		
Gabbro norites	Granular	Pl. 50–55; Cpx 25–30; moderate		Chl; and Fe-Ti Oxides; (Serp); Amph. (act.
	Poiklitic	Opx 10–15; and Amph. <5		tre.) and clay minerals.
Olivine gabbro norites	Granular	Pl. 45–50; Cpx 30–35; moderate		(Serp); act; and clay min.
	Poiklitic	Ol. 10–15 and Opx 7–8		
Troctolites	Granular	Pl. 70–75; Ol. 20–25 moderate		Chl; Sau; act; tre; (Serp)
	Poiklitic	and Cpx 5		and Fe-ox

افتاده‌اند. همچنین، کلینوپیروکسن‌ها تیغه‌های جدایشی ارتوپیروکسن دارند و در حاشیه‌ها با آمفیبول جانشین شده‌اند.

ارتوپیروکسن‌های گابروهای بررسی شده نیز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و بیشتر انستاتی‌تی هستند.

آمفیبول‌های هورنبلند و اکتینولیت (ثانویه) به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکلی هستند که گاه با کلریت جایگزین شده‌اند.

کانی‌های تیره (مانند: تیتانومگنتیت، پنتلاندیت، پیروتیت) از کانی‌های فرعی هستند که در میان کلینوپیروکسن‌ها و پلاژیوکلاز جای گرفته‌اند. ترمولیت، اکتینولیت، سرپانتین و کانی‌های تیره (مانند: هماتیت) از کانی‌های ثانویه تروکتولیت‌ها هستند.

پیدایش آمفیبول (اورالیت) از پیروکسن،

پلاژیوکلازهای گابروها به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، با دوقلویی‌های آلبیتی و کارلسباد هستند. این کانی‌ها تا اندازه‌ای به سریسیت (کانی رسی) دگرسان شده‌اند. گاه پلاژیوکلاز درون کلینوپیروکسن به‌صورت میانبار دیده می‌شود. خمیدگی سطوح ماکل و پیدایش کینک‌باند از ویژگی‌های پلاژیوکلازها هستند (شکل ۲- c).

الیوین‌های الیوین گابروها بیشتر بی‌شکل هستند که بیشترشان سرپانتینی شده‌اند.

کلینوپیروکسن‌ها به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و برپایه ویژگی‌های نوری، از نوع اوژیت هستند. این کانی معمولاً به ترمولیت، اکتینولیت و مگنتیت دگرسان شده است. پیروکسن‌ها ماکل دوقلویی دارند (شکل ۲- c). گاه برخی بلورهای الیوین درون پیروکسن‌ها به‌دام

است و در نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)، بیشترشان در محدوده بازالت ساب آلوکالن و در نمودار مجموع آلوکالن در برابر سیلیس (Middlemost, 1994; Cox et al., 1979) نیز در محدوده ساب آلوکالن جای می گیرند (شکل های ۳-a و ۳-b). گابروهای یادشده از سری توله ایستی هستند (Peccerillo and Taylor, 1976; Ross and Bédard, 2009؛ شکل های ۳-c تا ۳-f).

گابروها دچار دگرسانی کف دریا و نیز دگرگونی گرمابی درجه پایین شده اند؛ از این رو، برخی عنصرهای اصلی (مانند: عنصرهای قلیایی و قلیایی خاکی) در آنها تغییر کرده اند. پس باید نمودارهای رده بندی و شناسایی را به کار برد که برپایه عنصرهای نامتحرک باشند. همچنین، چه بسا دگرسانی تحرک برخی عنصرهای کمیاب نیز شده باشد؛ به ویژه عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون یا LILE (مانند: Sr, Ba, Rb). عنصرهای با شدت میدان بالا یا HFSE (مانند: Th, Zr, Ti و Nb) در شرایط دگرگونی درجه ضعیف، به نسبت نامتحرک هستند و از این رو، این عناصر در بررسی سنگ های گابرویی و نیز شناسایی خاستگاه زمین ساختی آنها به کار برده می شوند (Pearce and Cann, 1973; Winchester and Floyd, 1977; Pearce, 1996; Jenner, 1996).

مقدار TiO_2 در برابر شاخص مافیک $(FeO^*/(FeO^*+MgO))$ (شکل ۴-a) افیولیت های کم تیتانیم را از گروه های تیتانیم بالا جدا می کند (Serri, 1981). برپایه این داده ها، افیولیت کرمناشاه در رده افیولیت های کم تیتانیم است. گابروهای ایزوتروپ مجموعه افیولیتی کرمناشاه روی نمودار $log Cr$ در برابر $log Ti$

سرپانتین و مگنتیت از الیوین و نیز کلریتی شدن از نشانه های دگرسانی اندک در گابروهای ایزوتروپ هستند. جانشینی های کلینوپیروکسن، از حاشیه بلورهای اوژیت آغاز شده و تا مرکز بلور گسترش یافته اند (شکل ۲-e). در بخش هایی که میزان دگرسانی بسیار بالاست، ارتوپیروکسن ها با باستیت جایگزین شده اند. در برخی مقطع ها، الیوین گابروها، بلورهای الیوین از درون با سرپانتین جایگزین شده اند. پیروکسن ها نیز تا اندازه ای دگرسان شده اند. بخش های شناخته شده بجامانده، نشان می دهد این پیروکسن ها، کلینوپیروکسن بوده اند. پلاژیوکلازهای نیز تا اندازه ای سوسوریتی شده اند. در کل، دگرسانی های کلریتی شدن و سرپانتینی شدن در این منطقه آشکارا دیده می شوند.

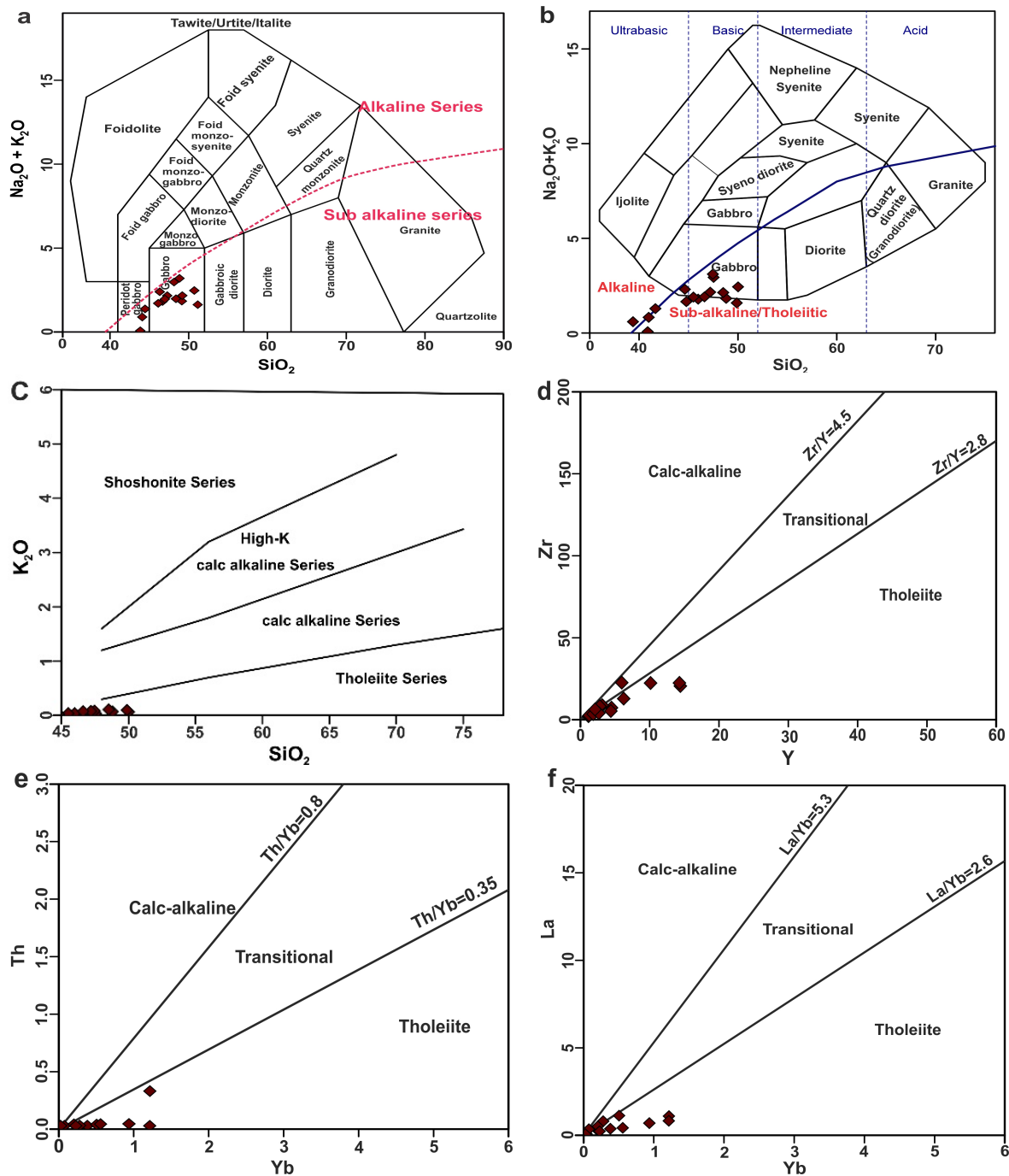
در برخی نمونه های گابروها، در مرز کانی های الیوین و پلاژیوکلاز، حاشیه های کلیفیتی (بافت کرونا) باریکی دیده می شوند که از ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و آمفیبول ساخته شده اند (شکل ۲-f).

زمین شیمی

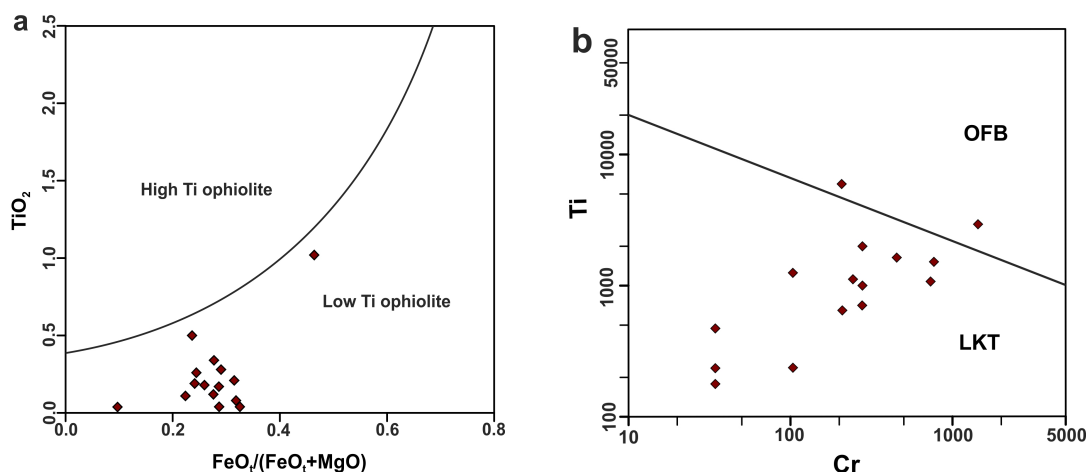
در کل، گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمناشاه با میزان MgO برابر با ۲۲/۲۵ تا ۲/۲۲ درصد وزنی، CaO برابر با ۲۲/۶۳ تا ۶/۰۲ درصد وزنی، Ba/Zr برابر با ۳/۴۰ تا ۰/۱۷، K_2O برابر با ۰/۱۱ تا ۰/۰۱ درصد وزنی، TiO_2 برابر با ۱/۰۲ تا ۰/۰۳ درصد وزنی، P_2O_5 برابر با ۰/۰۴ تا ۰/۰۱ درصد وزنی، Zr برابر با ۲۳/۰۳ تا ۳/۱۲ ppm، Nb برابر با ۰/۳۶ تا ۰/۰۷ ppm و Y برابر با ۱۴/۴۳ تا ۱/۱۸ ppm شناخته می شوند. در گابروهای یادشده میزان SiO_2 کم (۵۰/۱ تا ۴۰/۸۷ درصد وزنی)

یافته‌های به‌دست‌آمده از نمودارهای رسم‌شده برپایه عنصرهای اصلی را نشان می‌دهد.

(Pearce, 1975)، در گستره توله‌ایت کم‌پتاسیم جای می‌گیرد (شکل ۴- b) و این نکته، درستی



شکل ۳- گابروهای ایزوتروپ مجموعه افیولیتی کرمانشاه در: (a) نمودار سیلیس در برابر مجموع آلکالی‌ها (Middlemost, 1994); (b) نمودار سیلیس در برابر مجموع آلکالی‌ها (Cox *et al.*, 1979); (c) نمودار SiO₂ در برابر K₂O (Peccherillo and Taylor, 1976); (d) نمودار Zr در برابر Y (e) نمودار Th در برابر Yb (f) نمودار La در برابر Yb (Ross and Bédard, 2009)



شکل ۴- گابروهای ایزوتروپ مجموعه افیولیتی کرمانشاه در: (a) نمودار TiO_2 در برابر شاخص مافیک $(FeO^*/(FeO^*+MgO))$ (Serri, 1981)؛ (b) نمودار $\log Cr$ در برابر $\log Ti$ (Pearce, 1975)؛ OFB: بازالت کف اقیانوسی؛ LKT: توله‌ایت‌های کم پتاسیم)

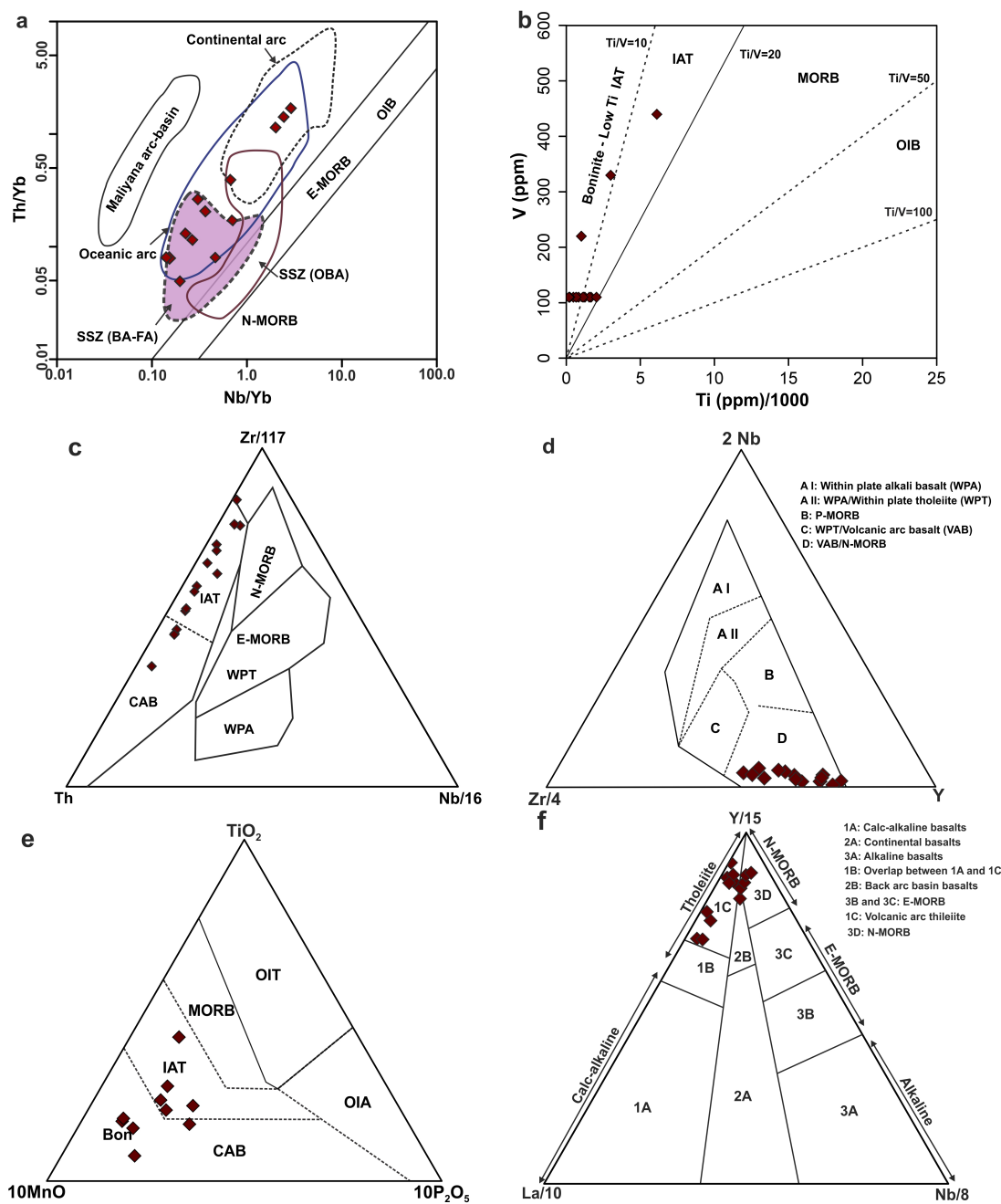
زمین‌ساختی برپایه فاکتورهای لگاریتمی نسبت‌های عنصرهای کمیاب نامتحرک (مانند: Sm/Th , La/Th , Yb/Th و Nb/Th)، بازالت‌های جزایر کمائی، پشته میان‌اقیانوسی، جزایر اقیانوسی و بازالت‌های قاره‌ای به‌خوبی از یکدیگر شناسایی می‌شوند (Agrawal, 2008). گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه روی نمودارهای یادشده روندی از MORB به IAB نشان می‌دهند (شکل ۶).

الگوی عنصرهای کمیاب ناسازگار بهنجار شده در برابر ترکیب N-MORB و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه در شکل ۷ نشان داده شده است. نمودار N-MORB/نمونه (شکل ۷)، گابروهای بررسی‌شده الگوهای کمابیش یکنواخت HFSE، غنی‌شدگی از عنصرهای LIL (مانند: Ba, Rb, K, Th و Sr) و تهی‌شدگی از Nb نشان می‌دهند. الگوهای عنصرهای کمیاب ناسازگار بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای گابروهای یادشده نیز غنی‌شدگی از LILE (مانند: Ba و Rb) در مقایسه با HFSE (مانند: Nb و Ti) نشان می‌دهند.

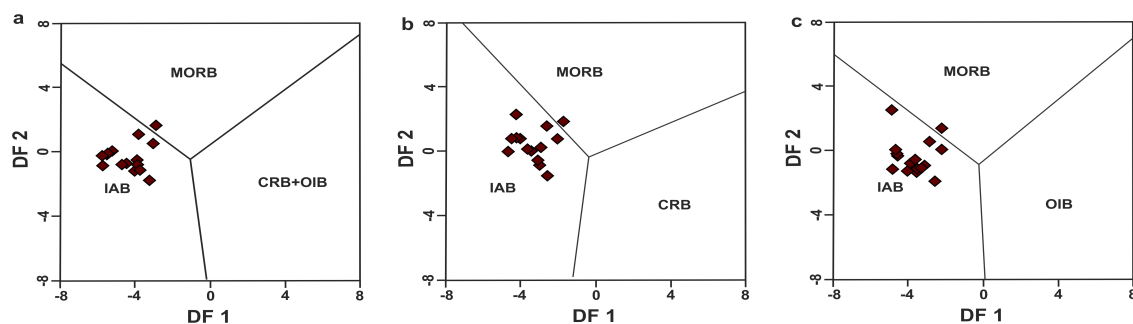
گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه در نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008)، در محدوده سنگ‌های پهنه فرفرورانش هستند (شکل ۵- a). Shervais (۱۹۸۲) فراوانی عنصرهای Ti و V را برای شناسایی بازالت‌های رژیم‌های زمین‌ساختی گوناگون به کار برد. در نمودار Ti در برابر V (شکل ۵- b)، گابروهای ایزوتروپ ویژگی‌های انتقالی میان توله‌ایت جزایر کمائی و بونینیتی را به نمایش می‌گذارند.

در نمودار سه‌تایی $Th-Zr/117-Nb/16$ (Wood, 1980)، گابروهای یادشده در محدوده توله‌ایت جزایر کمائی، در نمودار $Zr/4-Nb*2-Y$ (Meschede, 1986)، در محدوده D (بازالت کمان آتشفشانی و بازالت پشته میان‌اقیانوسی)، در نمودار $La/10-Y/15-Nb/8$ (Cabanis and Lecolle, 1989) در محدوده توله‌ایت کمان آتشفشانی، بازالت پهنه پشت کمان و بازالت پشته میان‌اقیانوسی نرمال و در نمودار $TiO_2-P_2O_5*10$ (Mullen, 1983) در محدوده توله‌ایتی و بونینیتی هستند (شکل‌های c تا f-۵).

با کاربرد نمودارهای شناسایی پهنه‌های

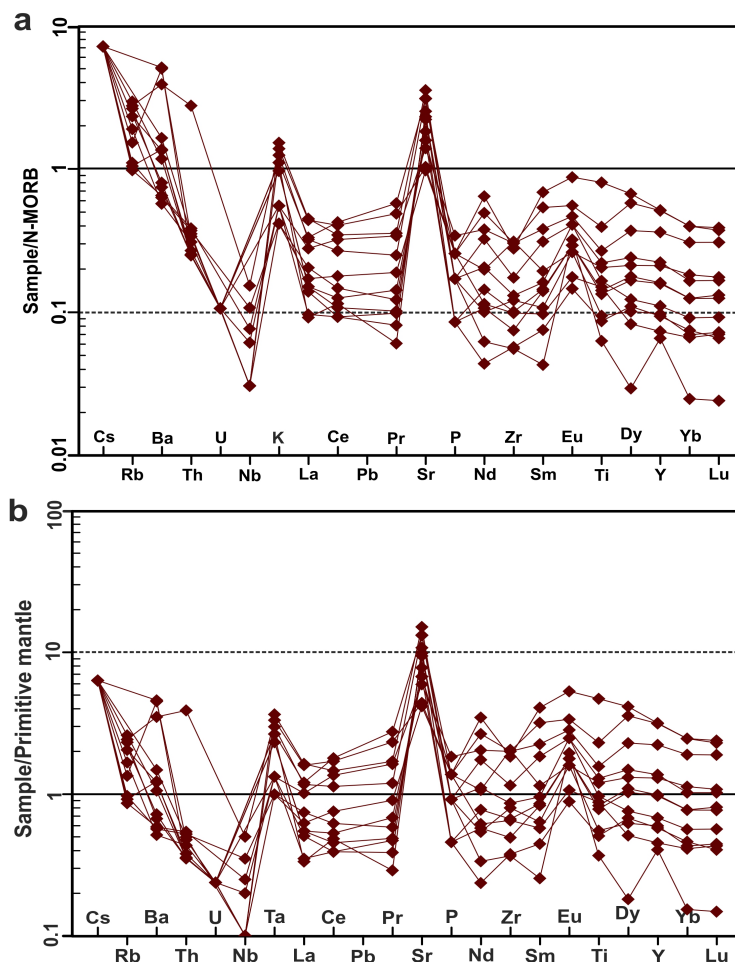


شکل ۵- گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه در: (a) نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008); (b) نمودار Ti در برابر V (Meschede, 1986); (c) نمودار سه‌تایی $Th-Zr/117-Nb/16$ (Wood, 1980); (d) نمودار $Zr/4-Nb*2-Y$ (Shervais, 1982); (e) نمودار $MnO*10-TiO_2-P_2O_5*10$ (Mullen, 1983); (f) نمودار $La/10-Y/15-Nb/8$ (Cabanis and Lecolle, 1989). OIT: توله‌ایت جزایر اقیانوسی؛ MORB: بازالت پشته میان‌اقیانوسی؛ N-MORB: بازالت پشته میان‌اقیانوسی؛ E-MORB: بازالت پشته میان‌اقیانوسی غنی‌شده؛ OIB: بازالت جزایر اقیانوسی؛ IAT: توله‌ایت جزایر کمائی؛ CAB: بازالت کمان قاره‌ای؛ BON: بونینیت؛ WPA: بازالت آکالن درون صفحه‌ای؛ WPT: توله‌ایت درون صفحه‌ای؛ VAB: بازالت کمان آتشفشانی



شکل ۶- گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه در نمودارهای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی ماگما (Agrawal, 2008): بازالت پشته میان‌اقیانوسی؛ OIB. بازالت جزایر اقیانوسی؛ IAB. بازالت جزایر کماتی؛ CRB. بازالت کافت قاره‌ای). مقادیر فاکتورهای DF 1 و DF 2:

- (a) $DF1 = 0.3518 \log(La/Th) + 0.6013 \log(Sm/Th) - 1.3450 \log(Yb/Th) + 2.1056 \log(Nb/Th) - 5.4763$
 $DF2 = -0.3050 \log(La/Th) - 1.1801 \log(Sm/Th) + 1.6189 \log(Yb/Th) + 1.2260 \log(Nb/Th) - 0.9944$
- (b) $DF1 = 0.3305 \log(La/Th) + 0.3484 \log(Sm/Th) - 0.9562 \log(Yb/Th) + 2.0777 \log(Nb/Th) - 4.5628$
 $DF2 = -0.1928 \log(La/Th) - 1.1989 \log(Sm/Th) + 1.7531 \log(Yb/Th) + 0.6607 \log(Nb/Th) - 0.4384$
- (c) $DF1 = 1.7517 \log(Sm/Th) - 1.9508 \log(Yb/Th) + 1.9573 \log(Nb/Th) - 5.0928$
 $DF2 = -2.2412 \log(Sm/Th) + 2.2060 \log(Yb/Th) + 1.2481 \log(Nb/Th) - 0.8243$



شکل ۷- گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه در: (a) الگوهای عنصرهای کمیاب ناسازگار بهنجار شده به ترکیب N-MORB؛ (b) بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

واکنشی (بافت کرونا، حاشیه کلیفیتی) در گرداگرد آنها پدید آمده است. بافت کرونا یادشده میان پلاژیوکلاز و الیوین، از پیروکسن و گاه آمفیبول است. اورالیتی‌شدن پیروکسن‌ها، آنها را با اکتینولیت و ترمولیت جایگزین می‌کند و کانی اسپینل نیز پدید می‌آید. برپایه ویژگی‌های بلورشناسی نوری، اسپینل‌ها چه‌بسا از اسپینل‌های آهن و منیزیم‌دار هستند؛

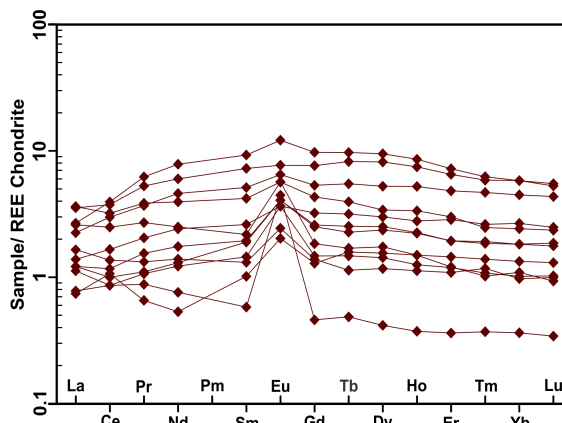
(۲) بیشتر کانی‌های الیوین بی‌شکل بوده؛ اما پلاژیوکلازها نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار (ایدیومورف) هستند. ایدیومورفیسم این بلورها به مقدار نسبی آنها بستگی دارد؛ به‌گونه‌ای که فراوانی پلاژیوکلاز در برابر الیوین به مقدار معین در مایع، تبلور این کانی پیش از الیوین را در پی دارد. از این‌رو، پلاژیوکلاز به‌صورت ایدیومورف در می‌آید و بر عکس؛

(۳) کانی‌های پلاژیوکلاز، کلسیک هستند و هیچ‌گونه نشانه‌ای از زونینگ در آنها دیده نمی‌شود. نبود زونینگ در پلاژیوکلازها رشد تعادلی هنگام تبلور را نشان می‌دهد.

کانی آمفیبول در گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه نشان‌دهندهٔ آبداربودن محیط در هنگام جدایش بلوری ماگمایی آنها بوده و نشان‌دهنده خاستگاه مرتبط با فروانش برای آنهاست.

با افزایش میزان SiO_2 ، میزان Na_2O ، P_2O_5 ، Sr و Zr افزایش می‌یابد؛ اما میزان CaO ، FeO_t و Ni کاهش می‌یابد (جدول ۲). این پدیده نشان می‌دهد جدایش بلوری کانی‌های مافیک، فرایند مهمی در پیدایش این سنگ‌ها بوده است؛ هرچند پدیده آلایش نیز افزایش SiO_2 و عنصرهای ناسازگار و کاهش بیشتر عنصرهای سازگار را در پی دارد (Shinjo *et al.*, 2000). همخوانی منفی Sr و MgO (بجامانده در پلاژیوکلاز) و Al_2O_3

الگوهای REE بهنجارشده به کندریت (Boynnton, 1984) برای گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه، روندهای HREE یکنواخت و اندکی تهی‌شده از عنصرهای LREE در مقایسه با عنصرهای HREE را نشان می‌دهند (شکل ۸).



شکل ۸- الگوهای REE بهنجارشده به ترکیب کندریت (Boynnton, 1984) برای گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه

بحث

دارابودن بلورهای از پلاژیوکلاز درون پیروکسن و یا برعکس، به‌ویژه در گابروها، نشان‌دهنده هم‌زمانی تبلور این دو فاز کانیایی است. خمیدگی سطوح ماکل و پیدایش کینک‌باند از ویژگی‌های پلاژیوکلازهاست و گواهی بر دگرریختی پلاستیک است (Shelley, 1993). کلینوپیروکسن‌ها معمولاً به ترمولیت، اکتینولیت و مگنتیت دگرسان شده‌اند. جانشینی‌های کلینوپیروکسن، از حاشیه بلورهای اوژیت آغاز شده و تا مرکز بلور گسترش یافته است.

تروکتولیت‌ها و الیوین گابروهای منطقه از دیدگاه بافتی اهمیت دارند؛ زیرا:

(۱) الیوین‌های پدیدآمده با مذاب بجامانده در دمای بالا به طور یکنواخت واکنش داده و حاشیه

کرمانشاه ویژگی‌های افیولیت‌های پدیدآمده در پهنه فرافروانش با ماگمای توله‌ایتی را نشان می‌دهند. در نمودار IAB-MORB-CRB-OIB، گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه با کاهش Nb/Th و Yb/Th ، Sm/Th ، La/Th (شکل ۶)، روندی از MORB به IAB را نشان می‌دهند و نشان از غنی‌شدگی گوشته بالایی به‌علت مؤلفه‌های فرورانشی دارند.

در نمودارهای چندعنصری بهنجارشده در برابر ترکیب N-MORB، نزدیک به همه گابروهای بررسی‌شده، از عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (به‌ویژه Ba ، Rb ، K ، Th و Sr) غنی شده‌اند؛ اما برعکس، از عنصرهای با شدت میدان بالا (مانند: P ، Zr ، Sm ، Ti و Y) تهی شده‌اند (شکل ۷). این ویژگی ویژه ماگماهای وابسته به پهنه فرورانش یا دگرسان شده است. غنی‌شدگی بیشتر عنصرهای LIL در برابر عنصرهای HFS این سنگ‌ها به‌روشنی نشان می‌دهد افزون‌بر سازندگان گوشته بالایی، مواد پوسته‌ای نیز دخالت داشته‌اند (آلایش با مواد پوسته‌ای). این مواد چه‌بسا با سیال‌های بالآآمده در پهنه فرورانش به سازندگان درگیر افزوده شده باشند؛ وضعیت یادشده نشانه سنگ‌های وابسته به کمان است (Pearce *et al.*, 1984; Yumul and Balce, 1994; Yumul, 1996).

تهی‌شدگی از HFSE نیز چه‌بسا پیامد آلایش پوسته‌ای بوده باشد یا جدایش از خاستگاهی تأثیرپذیرفته از مواد فرورانش را به‌یاد می‌آورد (Sun and McDonough, 1989). غنی‌شدگی از Th و تهی‌شدگی از Nb ، ویژگی سنگ‌های مافیک پدیدآمده در پهنه‌های وابسته به فرورانش به‌شمار می‌رود (Arculus and Powel, 1986; Pearce,

نشان می‌دهد پلاژیوکلازها هنگام فرایند تبلور بخشی تبلور نشده‌اند. از این‌رو، مقدار مودال آنها در پایان فرایند تبلور بخشی افزایش می‌یابد (Kocak *et al.*, 2005). همخوانی منفی میان Al_2O_3 و MgO نشان می‌دهد پیروکسن و چه‌بسا الیوین در تبلور اولیه جدا شده‌اند. ترکیب سنگ‌کل بیشتر از عنصرهای Ti و P تهی است (همانند ماگماهای مافیک وابسته به پهنه فرورانش). فراوانی TiO_2 با افزایش SiO_2 ، کاهش می‌یابد و این پدیده نشانه تبلور مگنتیت تیتانیم‌دار و فوگاسیته اکسیژن بالای مذاب است (Kocak *et al.*, 2005).

افیولیت‌ها برپایه روندهای جدایش بلوری سنگ‌های گابرویی، گدازه‌ها و دایک‌ها، به دو گروه رده‌بندی می‌شوند (Miyashiro, 1973, 1975; Serri, 1980, 1981):

(۱) سنگ‌های تیتانیم‌دار یادشده؛

(۲) سنگ‌های کم تیتانیم.

گروه نخست از افیولیت‌ها، ویژگی‌های معمول ماگماهای بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی را نشان می‌دهند؛ اما افیولیت‌های کم تیتانیم، گستره بزرگی از بازه ترکیبی بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی، توله‌ایت‌های جزایر کمائی و ماگماهای بونینیتی را نشان می‌دهند (Serri, 1980)؛ در این‌باره کاربرد گابروهای لایه‌ای و نیز ایزوتروپ (به‌علت دگرسانی بسیار کمتر آنها در برابر دایک‌ها و گدازه‌ها) بسیار مؤثرتر است. در نمودار TiO_2 در برابر MI (شاخص مافیک)، سنگ‌های گابرویی افیولیت کرمانشاه در منطقه کم‌تیتانیم هستند (شکل ۴-ا). با توجه به دیگر نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما، روشن است که گابروهای افیولیت

بازالتی فرورونده و یا رسوب‌های پلاژیک پدید آمده باشند. برپایه داده‌های آزمایشگاهی و تفسیر فراوانی عنصرهای کمیاب دربارهٔ ماگماهای کمان، نبود غنی‌شدگی یا غنی‌شدگی اندک از HFSE به فرایندهای فرورانش بستگی دارد؛ زیرا HFSE بیشتر از گوئهٔ گوشته‌ای جدا می‌شوند (Pearce and Tatsumi *et al.*, 1986; Peate, 1995). نسبت‌های بالای Sr/Nd عموماً پیامد مشارکت سیال‌های جداشده از صفحه فرورونده هستند؛ اما نسبت‌های بالای Th/Yb و کم Sr/Nd پیامد افزوده‌شدن رسوب‌های فرورونده به گوئهٔ گوشته‌ای هستند (Davidson, 1987; Elliott *et al.*, 1997).

الگوهای HREE یکنواخت در نمودار عنصرهای کمیاب خاکی بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت، با وجود مقدارهای فراوان کلینوپیروکسن سازگاری دارند (Berger *et al.*, 2001) و بیشترین مقدار REE متوسط و سنگین و به مقدار کمتر LREE در گابروها در ساختار کلینوپیروکسن انباشته شده‌اند. آنومالی مثبت Eu روی الگوهای REE و فراوانی بالای Al_2O_3 نیز انباشتگی پلاژیوکلاز را نشان می‌دهند. نسبت Eu/Yb در گستره ۰/۲ تا ۱/۰ معمولاً بالاتر از MORB (> 0.37) (Thirlwall *et al.*, 1994) است. الگوهای REE کمابیش یکنواخت هستند؛ اما مقدارهای HREE در گابروهای بررسی‌شده اندکی بالاتر بوده و همانند MORB هستند.

برپایه غنی‌شدگی گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه از LILE در برابر HFSE در نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (شکل ۷)، گابروهای یادشده در پهنه وابسته به فرورانش پدید آمده‌اند. در حقیقت، این سنگ‌ها، توله‌ایتهای جزایر کمانی پدیدآمده در پهنه

1983; Wallin and Metcalf, 1998; Wood *et al.*, 1979; Yogodzinski *et al.*, 1993; Tanirli and Rizaoglu, 2016). نبود آنومالی‌های فراوان Ti و P در برخی نمونه‌ها (مانند: نمونه N40)، نشان می‌دهد تبلور آپاتیت و اکسیدهای آهن-تیتانیوم در سنگ‌زایی آنها مؤثر نبوده است. افزایش اندک Zr هنگام جدایش بلوری، چه‌بسا نشان‌دهندهٔ تبلور کلینوپیروکسن باشد (Villemant *et al.*, 1981).

الگوهای فراوانی عنصرهای کمیاب در گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه، پهنه پشته میان‌اقیانوسی و بازالت جزایر کمانی را پیشنهاد می‌کند؛ ازاین‌رو، چه‌بسا خاستگاه این سنگ‌ها بازالت پشت‌کمان بوده باشد. اختلاف‌های کوچک، اما بنیادی میان ترکیب سنگ‌های پشت‌کمان و MORB دیده می‌شود. برای نمونه: بازالت‌های پشت‌کمان در برابر MORB، از آب غنی شده‌اند (Saunders and Tarney, 1979)؛ زیرا خاستگاه آب، صفحه فرورونده است. این پدیده در شیمی بازالت‌های پشت‌کمان نقش مهمی دارد. آب عامل افزایش درجه ذوب‌بخشی در برابر پشته میان‌اقیانوسی به‌شمار می‌رود (Dick and Bullen, 1984). درجه بالای ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه گابروها برپایه ویژگی‌های زیر شناخته می‌شود: مقدار کم K_2O , Na_2O , FeO_t , SiO_2 و HFSE، مقدار بالای CaO و LILE، مقدار متوسط تا بالای Al_2O_3 (Johannes, 1978).

نسبت بالای LILE/HFSE یا همان غنی‌شدگی از LILE (مانند: Rb و Ba) و تهی‌شدگی از HFSE و نیز تهی‌شدگی اندک از Nb، نشان‌دهنده مشارکت مؤلفه‌های فرورانشی است (Malpas *et al.*, 2003; Dai *et al.*, 2013; Zhang *et al.*, 2016) و چه‌بسا پیامد مشارکت مذاب با مؤلفه‌های سیالی جداشده از پوسته

(Allahyari et al., 2010) گزارش شده‌اند. Saccani و همکاران (۲۰۱۳) برپایه شاخص‌های زمین‌شیمیایی و داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd، چهار گروه سنگی را در میان متاگابروها و سکانس آتشفشانی/نیمه‌آتشفشانی افیولیت کرمانشاه شناسایی کرده‌اند:

(۱) متاگابروها و متادایک‌هایی با سرشت N-MORB؛
(۲) بازالت‌های آلکان و تراکی‌بازالت‌های با ویژگی بازالت جزایر کمائی (OIB)؛

(۳) سنگ‌هایی با سرشت مورب پلوم (P-MORB)؛

(۴) سنگ‌هایی با ویژگی مورب غنی‌شده (E-MORB).

برپایه داده‌های زمین‌شیمی دایک‌های دیابازی، Torkian و همکاران (۲۰۱۲)، خاستگاه زمین‌ساختی افیولیت کرمانشاه را پهنه پشت‌کمان یا پهنه فرافروانش دانسته‌اند. در این پژوهش نیز گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه در پهنه پشت‌کمانی یا پهنه فرافروانش پدید آمده‌اند. نشانه‌های زمین‌شیمیایی که نشان‌دهنده چنین خاستگاهی (پهنه فرافروانش) برای گابروهای بررسی‌شده هستند، عبارتند از:

(۱) شیمی انتقالی از MORB تا توله‌ایت جزایر کمائی؛

(۲) وابستگی Ti-V؛

(۳) غنی‌شدگی از HFSE در برابر توله‌ایت جزایر کمائی؛ و تهی‌شدگی از HFSE (مگر Nb) در برابر N-MORB.

کمان می‌رود میان سرعت فروانش در پهنه جزایر کمائی و انرژی گسترش در پهنه پشت‌کمان وابستگی نزدیکی باشد (Rodkin and Rodnikov, 1996). در کمان‌های با فروانش تند (>10 cm/yr)، ماگماها از HFSE بسیار تهی شده هستند؛ اما کمان‌های با فروانش کند ($3-7$ cm/yr)، دارای کمترین فرایندهای

فرافروانش هستند و مقادارهای کلی کم LREE و HREE این سنگ‌ها با خاستگاه تهی‌شده آنها همخوانی دارد. به گفته دیگر، از آنجاییکه سنگ‌های گابرویی از REE تهی‌شدگی نسبی دارند، پس گمان می‌رود خاستگاه این سنگ‌ها، مذاب‌های گوشته‌ای پدیدآمده در درجه‌های بالای ذوب‌بخشی پریدوتیت‌ها بوده است.

جای گرفتن نمونه‌ها در بالای محدوده MORB-OIB در نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb، ویژگی سنگ‌های پهنه فرافروانش است (Wang et al., 2016). افیولیت‌های پدیدآمده در پهنه فرافروانش در سه پهنه گوناگون پدید می‌آیند: جزایر کمائی، پهنه‌های پشت‌کمان و پیش‌کمان. این افیولیت‌ها اغلب ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توله‌ایت جزایر کمائی (IAT) و نیز بونینیتی نشان می‌دهند. به گفته دیگر، در پهنه سوپرسابداکشن، چه‌بسا ماگماهای توله‌ایت جزایر کمائی و نیز بونینیتی دیده شوند (Malpas and Langdon, 1984; Beccaluva and Serri, 1988; Smellie et al., 1995; Bedard et al., 1998; Dilek and Flower, 2003; Yibas et al., 2003; Beccaluva et al., 2004, 2005; Saccani and Photiades, 2004, 2005; Bagci et al., 2005, 2006, 2008; Bagci and Parlak, 2009; Tanirli and Rizaoglu, 2016). ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه نیز ویژگی‌های انتقالی میان توله‌ایت جزایر کمائی و بونینیتی را نشان می‌دهند (شکل‌های ۵-b و ۵-e).

در افیولیت کرمانشاه، دایک‌های منفرد با ویژگی IAT (Desmons and Beccaluva, 1983)، پریدوتیت‌های گوشته‌ای، گابروها و سنگ‌های آتشفشانی با ویژگی‌های IAT و بازالت‌های آلکان درون‌صفحه‌ای، (Ghazi and Hassanipak, 1999) و گابروهای MORB و هارزبورگیت‌های فرافروانش

آتشفشانی پشت‌کمان بوده و ماگماهای آنها از HFSE تهی‌شدگی ندارند یا تهی‌شدگی ناچیزی نشان می‌دهند (Thirlwall *et al.*, 1994). فراوانی‌های HFSE و HREE در گابروهای بررسی‌شده اندکی کمتر از N-MORB و شاید نرخ فرورانش کم و فرایندهای آتشفشانی اندک پشت‌کمان را نشان می‌دهد.

سنگ‌های دگرگونی ترمولیت‌دار بسیار متراکم، نفريت یافت شده در منطقه و نیز سرپانتینیت‌های آنتی‌گوریتی بسیار متراکم (به‌نام باونیت)، گواه روشنی بر رویداد پدیده فرورانش و رخداد دگرگونی فشار بالا در این منطقه هستند است (Aliani and Daraeezadeh, in press).

نتیجه‌گیری

در افیولیت کرمانشاه هر دو نوع گابرو (گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ) یافت می‌شوند. گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه دربردارنده گابرو، الیوین گابرو، گابرو نوریت، الیوین گابرو نوریت و تروکتولیت هستند. گابروهای ایزوتروپ بیشتر بافت گرانولار، پویی‌کیلیتیک نشان می‌دهند ترکیب کانی‌شناسی آنها دربردارنده پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن، ارتوپروکسن، الیوین و آمفیبول. کروم‌اسپینل و گاه آمفیبول، همچنین، کانی‌های فرعی و ثانویه کلریت، کانی‌های رسی، مگنتیت و زویزیت است.

برپایه شاخص مافیک و مقدار TiO_2 ، گابروهای ایزوتروپ افیولیت کرمانشاه از گروه افیولیت‌های کم‌تیتانیم هستند که از خاستگاه ماگمایی تهی‌شده جدا شده است. این افیولیت از گروه افیولیت‌های شناخته‌شده پهنه فرافروانش است. غنی‌شدگی گابروهای ایزوتروپ از LILE پیامد

آلایش با مواد پوسته‌ای است و نشان‌دهنده سنگ‌های وابسته به کمان است. تهی‌شدگی آنها از HFSE نیز چه‌بسا پیامد آلایش پوسته‌ای یا جدایش از خاستگاهی باشد که با مواد فرورانش آلایش یافته است.

برپایه تهی‌شدگی نسبی سنگ‌های گابرویی از REE، گمان می‌رود خاستگاه این سنگ‌ها، مذاب‌های گوشته‌ای پدیده‌آمده در درجه‌های بالای ذوب‌بخشی پریدوتیت‌ها باشد.

ویژگی‌های سنگ کل سنگ‌های گابرویی نشان می‌دهد آنها از ماگمای توله‌ایتی جزایر کمانی کم تیتانیم هنگام بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس در پایان کرتاسه جدا شده‌اند.

وجود کانی آمفیبول در گابروها نشان‌دهنده آبداربودن محیط در هنگام جدایش بلوری ماگمای آنها بوده است و خاستگاه وابسته به پهنه فرورانش آنها را نشان می‌دهد.

داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل دایک‌ها، سنگ‌های آتشفشانی و نیز داده‌های کنونی شیمی سنگ گابروهای ایزوتروپ، نشانه‌های مستدلی هستند که خاستگاه پشت‌کمانی این کمپلکس افیولیتی و وابستگی افیولیت کرمانشاه به پهنه فرافروانش را نشان می‌دهند.

سپاس‌گزاری

نگارندگان این پژوهش از پروفیسور فیلیکس پتروویچ لسنوف (پژوهشگر ارشد آزمایشگاه ژئودینامیک و ماگماتیسیم مؤسسه زمین‌شناسی و کانی‌شناسی سوبولف شاخه سیبری، عضو فرهنگستان علوم طبیعی روسیه، متخصص در زمینه ماگماتیسیم مافیک-الترامافیک پهنه‌های چین‌خورده) برای همکاری در انجام تجزیه‌های این مقاله سپاس‌گزاری می‌کنند.

منابع

- Agrawal, S., Guevara, M. and Verma, S. (2008) Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review* 50: 1057-1079.
- Aliani, F. and Daraezadeh, Z., (in press) The first report of the presence of high pressure metamorphic minerals in Kermanshah Ophiolite Complex. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* (in Persian).
- Allahyari, K., Saccani, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. and Masoudi, F. (2010) Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran. *Ophioliti* 35: 71–90.
- Arculus, R. J. and Powel, R. (1986) Source component mixing in the regions of arc magma generation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 91(B6): 5913–5926.
- Arvin, M., Babaei, A., Ghadmi, G., Dargahi, S. and Ardekani, A. S. (2005) The origin of the Kahnuj ophiolitic complex, SE of Iran: constrains from the whole rock and mineral chemistry of the Bande-Zeyarat gabbroic complex. *Ophioliti* 30(10): 1–14.
- Bagci, U. (2013) The geochemistry and petrology of the ophiolitic rocks from the Kahramanmaraş Region, Southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22: 1–27.
- Bagci, U. and Parlak, O. (2009) Petrology of the Tekirova (Antalya) ophiolite (Southern Turkey): evidence for diverse magma generations and their tectonic implications during Neotethyan subduction. *International Journal of Earth Sciences* 98(2):387–405.
- Bagci, U., Parlak, O. and Hoeck, V. (2005) Whole-rock mineral chemistry of cumulates from the Kizildag (Hatay) Ophiolite (Turkey): Clues for multiple magma generation during crustal accretion in the southern Neotethyan Ocean. *Mineralogical Magazine* 69(1), 53–76.
- Bagci, U., Parlak, O. and Hoeck, V. (2006) Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulates from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). *Geological Journal* 41(2), 193–219.
- Bagci, U., Parlak, O. and Hoeck, V. (2008) Geochemistry and tectonic environment of diverse magma generations forming the crustal units of the Kizildag (Hatay) ophiolite southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 17(1): 43–71.
- Beccaluva, L. and Serri, G. (1988) Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting. *Tectonophysics* 146(1-4): 291-315.
- Beccaluva, L., Coltorti, M., Giunta, G. and Siena, F. (2004) Tethyan vs Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of suprasubduction complexes in relation to the subduction mode. *Tectonophysics* 393: 163–174.
- Beccaluva, L., Coltorti, M., Saccani, E. and Siena, F. (2005) Magma generation and crustal accretion as evidenced by suprasubduction ophiolites of the Albanide–Hellenid Subpelagonian zone. *Island Arc* 14(4): 551–563.
- Bedard, J. H., Lauziere, K., Tremblay, A. and Sangster, A. (1998) Evidence for fore arc sea floor spreading from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: oceanic crust of boninitic affinity. *Tectonophysics* 284(3-4): 233–245.
- Berger, S., Cochrane, D., Simons, K., Savov, I., Ryan, J. G. and Peterson, V. L. (2001) Insights from rare earth elements into the genesis of the Buck Creek Complex, Clay County, NC. *Southeastern Geology* 40 (3): 201–212.

- Boudier, F., Godard, M. and Armbruster, C. (2000) Significance of gabbro-norite occurrence in the crustal section of the Semail ophiolite. *Marine Geophysical Research* 21(3): 307–326.
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 2: 63-114. *Developments in Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam.
- Cabanis, B. and Lacolle, M. (1989) Le diagramme La/10- Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 309: 2023-2039.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, London, UK.
- Dai, J. G., Wang, C. S., Polat, A., Santosh, M., Li, Y. L. and Ge, Y. K. (2013) Rapid forearc spreading between 130 and 120 Ma: evidence from geochronology and geochemistry of the Xigaze ophiolite, southern Tibet. *Lithos* 172–173: 1–16.
- Davidson, J. P. (1987) Crustal contamination versus subduction zone enrichment: examples from the Lesser Antilles and implications for mantle source compositions of island arc volcanic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51(8): 2185-2198.
- Desmons, J. and Beccaluva, L. (1983) Mid-ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from Iran: palaeographic implications: complementary reference. *Chemical Geology* 39(1-2):39-63.
- Dick, H. J. and Bullen, T. (1984) Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86(1): 54-76.
- Dilek, Y. and Flower, M. F. (2003) Arc-trench rollback and fore arc accretion: 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. *Geological Society, London, Special Publications* 218(1): 43-68.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. and Bourdon, B. (1997) Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research* 102: 14991–15019.
- Elyaszadeh, R., Mohajjel, M., Biralvand, M., (2010) Structure of the collision zone of Zagros orogen in northwest (NW) Iran. *Quarterly Iranian Journal of Geology*, 4 (16): 25-36.
- Ghazi A. M. and Hassanipak A. A. (1999) Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, Western Iran: Implications for Tethyan plate tectonics. *Asian Journal of Earth Sciences* 17: 319-332.
- Hopson, R. G., Gregory, R. T., Pallister, J. S. and Bailey, E. H. (1981) Geologic section through the Semail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect, South-eastern Oman Mountains. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 84(B4): 2527–2544.
- Jenner, G. A. (1996) Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry. In: *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for mass ive sulphide exploration* (Ed. Wyman, D. A.) 12: 51-77. *Geological Association of Canada Short Course Notes*.
- Johannes, W. (1978) Melting of plagioclase in the system Ab-An and Qz-Ab-An at $P_{H_2O} = 5$ kbars, an equilibrium problem. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66(3): 295-303.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Kocak, K., Isika, F., Arslanb, M. and Zedef, V. (2005) Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbros from the Aksaray and Kayseri regions, central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 25(6): 883-891.
- Leterrier, J. (1985) Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran). *Lithos* 18: 311–329.
- Lippard, S. J., Shelton, A. W. and Gass, I. G. (1986) *The ophiolite of northern Oman*. Geological Society of London. *Memoirs* 11: 178P.

- Malpas, J. and Langdon, G. (1984) Petrology of upper pillow lava suite, Troodos ophiolite, Cyprus. Geological Society, London, Special Publications 13(1): 155–167.
- Malpas, J., Zhou, M. F., Robinson, P. T. and Reynolds, P. H. (2003) Geochemical and geochronological constraints on the origin and emplacement of the Yarlung Zangbo ophiolites, Southern Tibet. In: Ophiolites in Earth History (Eds. Dilek, Y. and Robinson, P. T.) Special Publication 218: 191–206. Geological Society, London, UK.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology 56: 207–218.
- Middlemost, E. A. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews 37(3–4): 215–224.
- Miyashiro, A. (1973) The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. Earth and Planetary Science Letters 19(2): 218–224.
- Miyashiro, A. (1975) Classification characteristics and origin of ophiolites. The Journal of Geology 83(2): 249–281.
- Mullen, E. D. (1983) MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters 62: 53–62.
- Nicolas, A. (1989) Structures of ophiolite and dynamics of oceanic lithosphere. Netherlands, Nederland.
- Pallister, J. S. and Hopson, C. A. (1981) Semail ophiolite plutonic suite: field relations, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 86(B4): 2593–2644.
- Parlak, O., Delaloye, M. and Bingo, L. E. (1996) Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as a indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey). Geologische Rundschau 85: 647–661.
- Parlak, O., Hoeck, V. and Delaloye, M. (2000) Suprasubduction zone origin of the Pozanti-Karsanti ophiolite (southern Turkey) deduced from whole-rock and mineral chemistry of the gabbroic cumulates. In: Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area (Eds. Bozkurt, E., Winchester, J. A. and Piper, J. D.) Special Publications 173: 385–405. Geological Society, London, UK.
- Pearce, J. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics 25(1–2): 41–67.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental basalts and mantle xenoliths (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230–249. Natwich Shiva, Cambridge, UK.
- Pearce, J. A. (1996) A user's guide to basalt discrimination diagrams, In: Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration (Ed. Wyman, D.A.) Short Course Notes 12: 79–113. Geological Association of Canada
- Pearce, J. A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos 100(1): 14–48.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23(1): 251–285.
- Pearce, J. A., Alabaster, T., Shelton, A. W., Searle, M. P., Vine, F. J. and Smith, A. G. (1981) The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex, evidence and implications. Philosophical Transactions of the Royal Society, London (Series A), 300: 299–317.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters 19: 290–300.

- Pearce, J. A., Lippard, S. J. and Roberts, S. (1984) Characteristics and tectonic significance of Supra-Subduction Zone Ophiolites. In: *Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins* (Eds. Kokelaar, B. P. and Howells, M. F.) Special Publication 16: 77–94. Geological Society, London, UK.
- 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.
- Rodkin, M. and Rodnikov, A. (1996) Origin and structure of back-arc basins: new data and model discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 93(1-2): 123-131.
- Ross, P. S. and Bédard, J. H. (2009) Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences* 46(11): 823-839.
- Saccani, E. and Photiades, A. (2004) Mid-ocean ridge and suprasubduction affinities in the Pindos Massif ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a protoforearc setting. *Lithos* 73(3): 229–253.
- Saccani, E. and Photiades, A. (2005) Petrogenesis and tectonomagmatic significance of volcanic and subvolcanic rocks in the Albanide–Hellenide ophiolitic mélanges. *Island Arc* 14(4): 494–516.
- Saccani, E., Allahyari, K., Beccaluva, L. and Bianchini, G. (2013) Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean. *Gondwana Research* 24: 392–411.
- Saunders, A. D. and Tarney, J. (1979) The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43(4): 555-572.
- Serri, G. (1980) Chemistry and petrology of gabbroic complexes from the northern Apennine ophiolites. in *Ophiolites; proceedings, international ophiolite symposium*.
- Serri, G. (1981) The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes. A key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. *Earth and Planetary Science Letters* 52(1): 203-212.
- Shafaii Moghadam H. and Stern, R. J. (2011) Late Cretaceous fore arc ophiolites of Iran. *Island Arc* 20: 1-4.
- Shahidi, A. R. and Nazari, B. (1997) Geological map of the Harsin area 5558, Scale 1:100 000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and Metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, University Press, Cambridge, UK.
- Shervais, J. W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary Science letters* 59(1): 101-118.
- Shinjo, R., Woodhead, J. D. and Hergt, J. M. (2000) Geochemical variation within the northern Ryukyu Arc: magma source compositions and geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140(3): 263-282.
- Smellie, J., Stone, P. and Evans, J. (1995) Petrogenesis of boninites in the Ordovician Ballantrae Complex ophiolite, southwestern Scotland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 69(3-4): 323-342.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in oceanic Basins* (Eds. Sunders, A. D. and Norry, M.) Special publication 42: 313-345. Geological Society of London, UK.
- Tanirli, M. and Rizaoglu T. (2016) Whole-rock and mineral chemistry of mafic cumulates from the Low-Ti ophiolite in the southern part of Kahramanmaraş, Turkey. *Russian Geology and Geophysics* 57: 1398-1418.

- Tatsumi, Y., Hamilton, D. and Nesbitt, R. (1986) Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29(1-4): 293-309.
- Tekeli, O. and Erendil, M. (1986) Geology and petrology of the Kizildag ophiolites (Hatay). *Bulletin of Mineral Research and Exploration, Research Ankara* 107: 21-38.
- Thirlwall, M., Smith, T. E., Graham, N., Theodorou, N., Hollings, J. P. and Arculus, R. J. (1994) High field strength element anomalies in arc lavas: source or process? *Journal of Petrology* 35(3): 819-838.
- Torkian, A., Daraeezadeh, Z. and Aliani, F. (2012) Application of geochemical data for determining tectonic setting of diabasic dykes in the Kermanshah ophiolite; Sahneh-Harsin area. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 21(2): 331-342 (in Persian).
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J. L. and Treuil, M. (1981) Distribution coefficients of major and trace elements; fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45(11): 1997-2016.
- Wallin, E. T. and Metcalf, R. V. (1998) Supra-subduction Zone Ophiolites Formed in an Extensional Forearc: Trinity Terrane, Klamath Mountains, California. *The Journal of Geology* 106(5): 591-608.
- Wang, B. -D., Wang, L. Q., Chung, S. L., Chen, J. L., Yin, F. G., Liu, H., Li, X. B. and Chen, L. K. (2016) Evolution of the Bangong-Nujiang Tethyan ocean: insights from the geochronology and geochemistry of mafic rocks within ophiolites. *Lithos* 245: p. 18-33.
- Whitechurch, H., Omrani, J., Agard, P., Humbert, F., Montigny, R., Jolivet, L. (2013) Evidence for Paleocene-Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back-arc to arc: Implications for regional geodynamics and obduction. *Lithos* 182-183: 11-32.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 50(1): 11-30.
- Wood, D. A., Joron, J. L. and Treuil, M. (1979) A Reappraisal of the Use of Trace Elements to Classify and Discriminate Between Magma Series Erupted in Different Tectonic Settings. *Earth and Planetary Science Letters* 45(2): 326-336.
- Yellappa, T., Tsunogae, T., Chetty, T. R. K. and Santosh, M. (2016) Mineral chemistry of isotropic gabbros from the Manamedu Ophiolite Complex, Cauvery Suture Zone, southern India: Evidence for neoproterozoic suprasubduction zone tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences* 130: 155-165.
- Yibas, B., Reimold, W. U., Anhaeusser, C. R. and Koeberl, C. (2003) Geochemistry of the mafic rocks of the ophiolitic fold and thrust belts of southern Ethiopia: constraints on the tectonic regime during the Neoproterozoic (900-700 Ma). *Precambrian Research* 121(3): 157-183.
- Yogodzinski, G. M., Volynets, O. N., Koloskov, A. V., Seliverstov, N. I. and Matvenkov, V. V. (1993) Magnesian andesites and the subduction component in strongly calc-alkaline series at Piip volcano, far western Aleutians. *Journal of Petrology* 35(1): 163-204.
- Yumul, Jr., G. P. (1996) Review of the Geochemistry of mid-ocean ridge and supra-subduction zone ophiolites: Comparison and discussion. *Journal of Geological Society of Philippines* L1(1/2): 3-36.
- Yumul, Jr., G. P. and Balce, G. R. (1994) Supra-subduction zone ophiolites as favourable hosts for chromite, platinum and massive sulfides. *Journal of Asian Earth Sciences* 10: 65-79.
- Zhang, C., Liu, C. Z., Wu, F. Y., Zhang, L. L. and Ji, W. Q. (2016) Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Luobusa ophiolite, south Tibet. *Lithos* 245: 93-108.