

پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین موجود در سازند قرمز زیرین، منطقه گرمسار

حبیب‌الله قاسمی^(۱*) و محمد برهمند^۲

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود
۲. کارشناس ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

تاریخ دریافت: ۹۰/۱۲/۲۷

تاریخ پذیرش: ۹۱/۷/۲۶

چکیده

در داخل سازند قرمز زیرین در منطقه گرمسار، توده‌های بازیک نیمه عمیق متعددی برونزد دارند. این توده‌ها دارای ترکیبات گابرویی تا دیوریتی بوده و بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار، افیتیک و ساب افیتیک دارند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن اورژی، آمفیبول و بیوتیت و کانی‌های فرعی و عارضه‌ای آن‌ها را الیون، فلوگوپیت، آکالی‌فلدسپار، آپاتیت، مگنتیت و اسفن تشکیل می‌دهند. از کانی‌های ثانویه آن‌ها نیز می‌توان به سرپانتین، زئولیت، کلریت، سریسیت، پرهنیت، اسفن، اورالیت، کوارتز و کلسیت اشاره کرد.

این سنگ‌ها در نمودارهای رده‌بندی شیمیایی در قلمرو گابرو - دیوریت و سری آلکان قرار می‌گیرند. روندهای ژئوشیمیایی نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل ضریب تفریق و نمودارهای عناصر ناسازگار - ناسازگار و سازگار - بیان‌گر ارتباط تفریقی بین نمونه‌هاست. در نمودارهای بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، غنی‌شدگی از LREEs و LILEs، تهی‌شدگی از HREEs، نبود نابه‌هنجاری Eu، وجود نابه‌هنجاری مثبت در عناصر K, Sr, Rb, Ba، در همه نمونه‌ها و تهی‌شدگی شدید برخی نمونه‌ها از Nb و Ta و فقدان تهی‌شدگی آن‌ها از Ti و P از ویژگی‌های بارز این سنگ‌هاست. این امر بیان‌گر آرایش پوسته‌ای ماگمای مافیک گوشته‌ای سازنده این سنگ‌هاست. این سنگ‌ها فاقد ویژگی‌های شاخص سنگ‌های وابسته به فرورانش بوده و بیشتر خصوصیات ماگماهای بازالتی آلکان محیط‌های پشت کمائی (BAB) اولیه را نشان می‌دهند. نمودارهای مختلف تعیین محیط تکتونوماگمایی نیز وابستگی آن‌ها به بازالت‌های پشت کمائی را تأیید می‌کنند. به نظر می‌رسد که ماگمای بازیک اصلی و اولیه این سنگ‌ها، در یک محیط کششی پشت کمائی اولیه و از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده، در زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی در زمان الیگوسن پسین به وجود آمده و در بخش پایین سازند قرمز زیرین نفوذ کرده باشد.

واژه‌های کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، حوضه کششی پشت کمان اولیه، سازند قرمز زیرین، گرمسار.

مقدمه

و در حدفاصل بین دو زون زمین‌ساختی ایران مرکزی و البرز قرار دارد (شکل ۱). محققین مختلفی از جمله بربریان و یاسینی (۱۹۸۳)، Jackson et al. (1990)، شهریاری و همکاران (۱۳۷۸)، اسدیان و همکاران (۱۳۸۶)، Kazmin and Tikhonova (2008)، Reuter et al. (2007)، Verdle (2009)، Bin and Meiyin

منطقه مورد مطالعه، بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار (امینی و رشید، ۱۳۸۳) است که در مختصات جغرافیایی ۵۲° ۰۰' تا ۵۲° ۲۰' طول شرقی و ۱۰' ۳۵° تا ۲۰' ۳۵° عرض شمالی، در ۱۵ کیلومتری غرب و شمال غرب شهرستان گرمسار

* نویسنده مرتبط h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

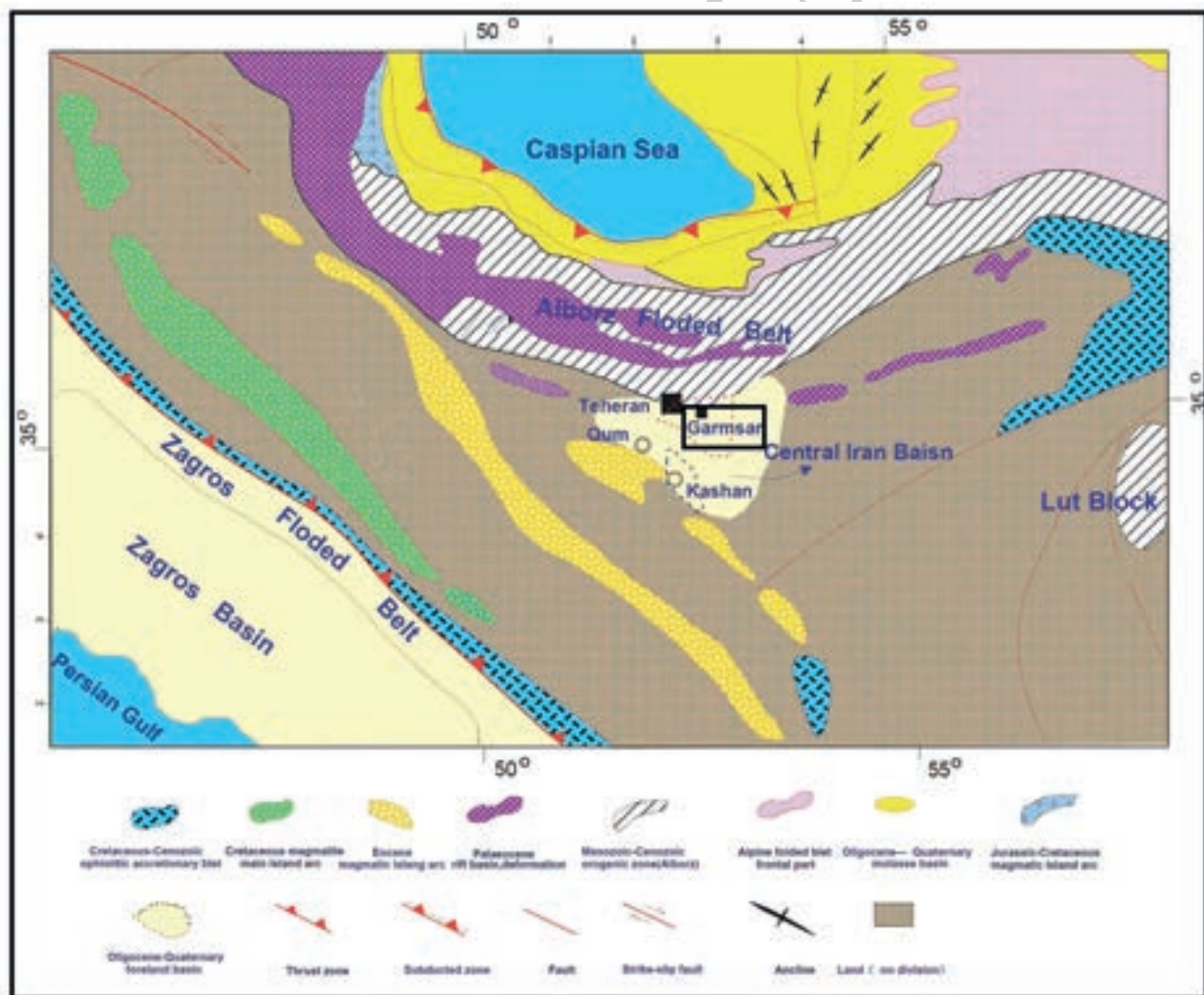
قرمز فوقانی رسوب‌گذاری کرده است. به نظر علیجانی (۱۳۷۸)، سازند قرمز زیرین در یک کرانه دریایی حاشیه‌ای کم‌عمق (با عمق حدود ۲۰ متر) و با ابعاد حوضه‌ای وسیع تشکیل شده و فرونشست حوضه، هم‌زمان با نهشته شدن تبخیری‌ها، منجر به انباشته شدن حجم عظیمی از رسوبات بر روی یکدیگر شده است.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

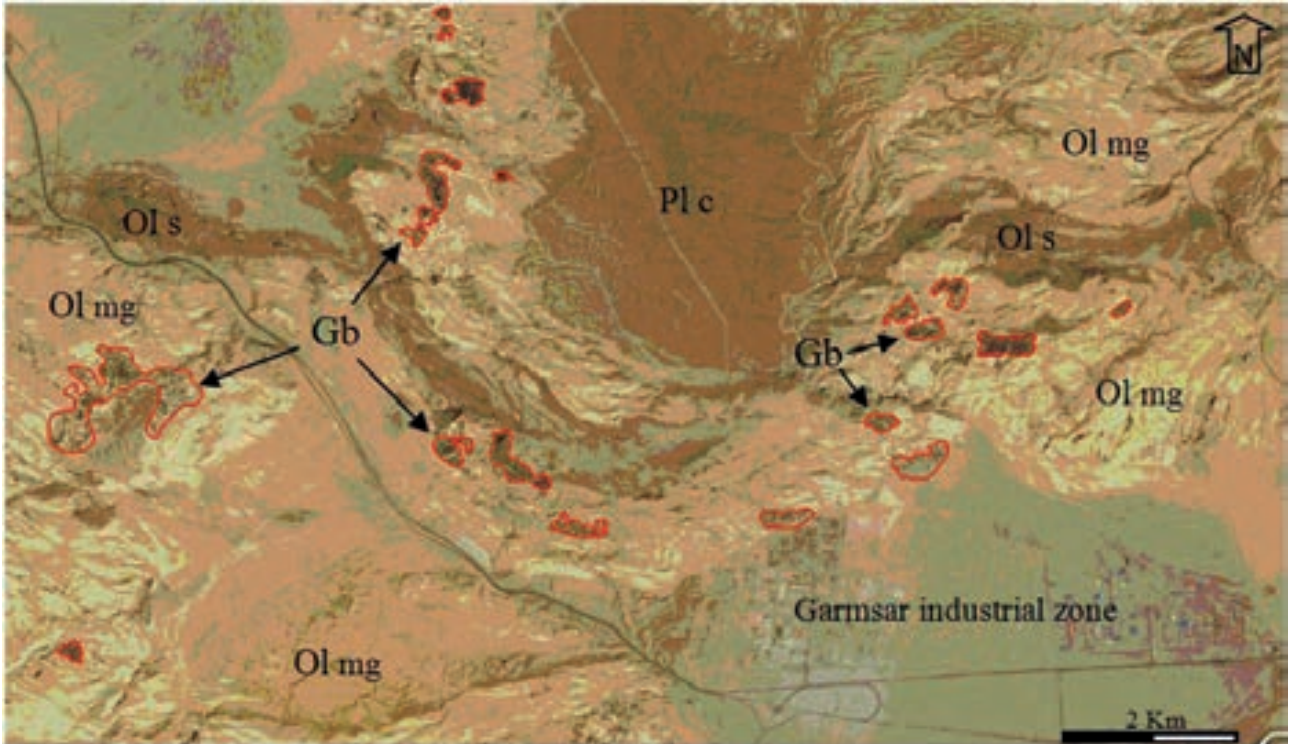
مجموعه‌های آذرین نیمه‌عمیق این منطقه شامل توده‌های متعدد گابرویی و دیوریتی هستند که به صورت سیل، دایک و استوک‌های کوچک (شکل‌های ۱ و ۳- الف و ب)، به درون واحد مارنی - ژیبسی (Olmg) سازند قرمز زیرین در عمق کم نفوذ کرده و به دلیل ماهیت خشک، عمق کم تزریق، حجم کوچک توده‌ها و سرد شدن سریع آن‌ها، صرفاً سبب پختگی در سنگ‌های میزبان شده‌اند، اما در واحدهای بالاتر از جمله سازند قم دیده نمی‌شوند. بنابراین، سن تزریق این توده‌ها را می‌توان به الیگوسن میانی - پسین نسبت داد (برهمند، ۱۳۸۹). در تحقیقات پیشین، این

(2010) و برهمند (۱۳۸۹) جایگاه زمین‌ساختی حوضه گرمسار را یک محیط کششی پشت کمانی اولیه نابالغ در زمان الیگوسن - میوسن، در پشت کمان ماگمایی اصلی ارومیه - دختر در نظر گرفته‌اند.

سازند قرمز زیرین در منطقه گرمسار شامل توالی ضخیمی از کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون و مارن‌های ژیبس‌دار قرمز رنگ، به همراه لایه‌های نمکی می‌باشد که در آن یک سری توده‌های آذرین بازیک - حدواسط نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). بربریان و یاسینی (۱۹۸۳)، جایگاه زمین‌ساختی گستره تبخیری شمال و غرب گرمسار را یک فروزمین واقع در حاشیه شمالی حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در نظر گرفته‌اند. به اعتقاد اسدیان و همکاران (۱۳۸۶)، این فروزمین شرقی - غربی، در امتداد بخشی از مرز البرز جنوبی با ایران مرکزی (ایوانکی تا سرخه)، قابلیت فرونشست تدریجی و فعالیت‌های آذرین آکالان داشته است. این وضعیت تا رسوب‌گذاری سازند قم ادامه یافته، اما به دنبال پسروی دریای قم و برقراری رژیم فشارشی در حوضه پشت کمانی ایران مرکزی، به تدریج شرایط قاره‌ای حاکم گشته و سازند



شکل ۱. موقعیت منطقه گرمسار در بخشی از نقشه زمین‌ساختی ایران (Bin and Meiyin, 2010).



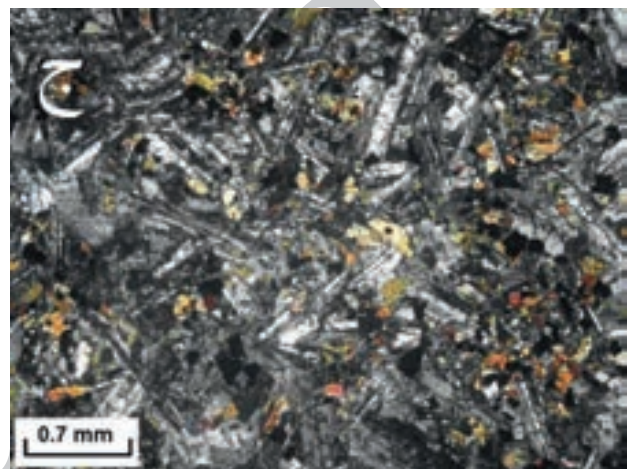
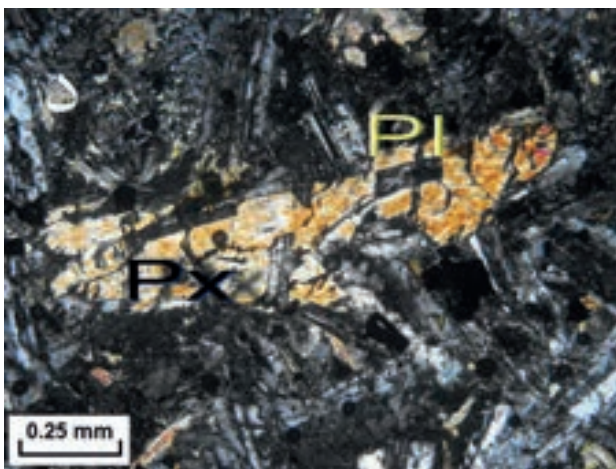
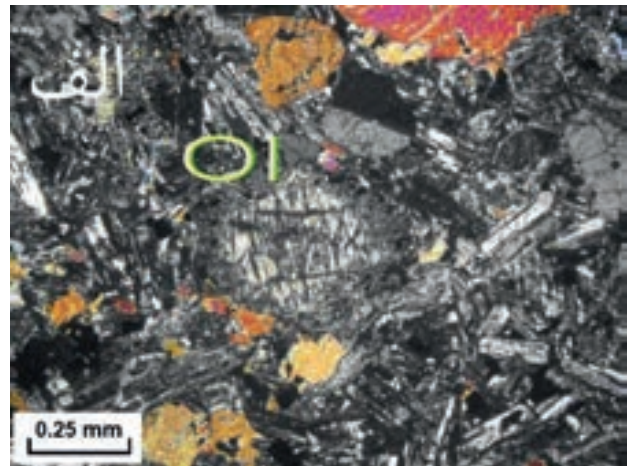
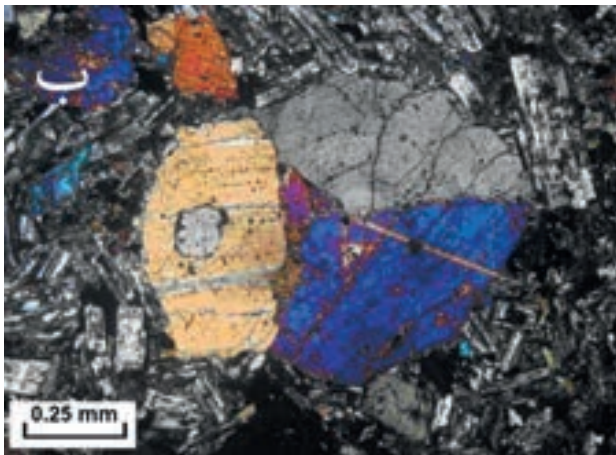
شکل ۲. تصویر ماهواره‌ای بخشی از منطقه مورد مطالعه در شمال و غرب شهرک صنعتی گرمسار. Olmg = مارن‌های گچ‌دار الیگوسن، Gb = گابرو/دیوریت‌های الیگوسن که با رنگ تیره در داخل مارن‌ها مشخص هستند، Ols = ماسه‌سنگ‌های الیگوسن و Plc = کنگلومرای پلیوسن.

و کانی‌های فرعی و عارضه‌ای آن‌ها نیز شامل، الیوین، فلوگوپیت، آپاتیت و مگنتیت می‌باشند. از کانی‌های ثانویه آن‌ها می‌توان به سرپانتین، زئولیت، کلریت و سربیسیت اشاره کرد. دیوریت‌ها از نظر بافتی متنوع‌ترند و در آن‌ها بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار، ساب‌افیتیک و افیتیک مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی و فرعی دیوریت‌ها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن اوزیتی، بیوتیت، آمفیبول، فلدسپارپتاسیم، آپاتیت، مگنتیت و اسفن می‌باشند. همچنین، کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را کلریت، پرنیت، اسفن، اورالیت، کوارتز و کلسیت تشکیل می‌دهند (شکل ۴).

سنگ‌های نیمه‌نفوذی را شهریاری و همکاران (۱۳۷۸)، صفایی (۱۳۷۹) و امینی و رشید (۱۳۸۳) تحت عناوین آلکالی بازالت، میکروآلکالی بازالت و دیاباز، به صورت آتشفشانی‌های زیردریایی و دایک معرفی کرده‌اند، اما مشاهدات صحرایی و بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهند که توده‌های مذکور عمدتاً از نوع نفوذی‌های گابرویی - دیوریتی بوده و آتشفشانی نیستند. از لحاظ پتروگرافی، گابروها دارای بافت‌های میکروگرانولار-گرانولار، پورفیروئیدی و اینترگرانولار هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز و پیروکسن اوزیتی



شکل ۳. الف) نمای از یک استوک کوچک گابرودیوریتی در داخل سازند قرمز زیرین در شمال شهرک صنعتی فجر گرمسار. ب) نمای نزدیک از مرز نفوذی یک توده گابرودیوریتی با سازند قرمز زیرین و پختگی گچ‌ها در محل تماس.



شکل ۴. بافت‌ها و کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های گابرو/دیوریتی منطقه گرمسار، الف) بافت اینترگرانولار به همراه بلور البوین دگرسان شده به سرپانتین در گابروها (نور XPL). ب) بافت پورفیروئید - اینترگرانولار متشکل از بلورهای درشت و ریز پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن اوزیتی در سنگ‌های گابرویی منطقه، (نور XPL). ج) بافت اینترگرانولار ناشی از قرارگیری بلورهای ریز کلینوپیروکسن در بین بلورهای پلاژیوکلاز در دیوریت‌ها (نور XPL). د) بافت ساب افیتیک متشکل از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن اوزیتی در سنگ‌های دیوریتی منطقه (نور XPL).

است (Thornton and Tattle, 1960). در تمامی این نمودارها، بین نمونه‌های گابرو/دیوریتی یک روند خطی منطبق بر خط نزول مایع وجود دارد که بیانگر انجام تبلور تفریقی در یک ماگمای والد گابرویی است. بر این اساس، با افزایش ضریب تفریق، مقادیر Fe_2O_3 , SiO_2 (آهن کل) و Na_2O+K_2O , Ba, Sr, Ce افزایش می‌یابند. و مقادیر CaO , Cr, V, Ni, MgO, Al_2O_3 کاهش می‌یابند. نظر به این‌که در جریان فرایند تبلور تفریقی، مقادیر عناصر ناسازگار و نسبت آن‌ها به انواع سازگار، در مذاب باقیمانده افزایش و برعکس مقادیر عناصر سازگار کاهش می‌یابند، لذا از این نوع نمودارها نیز برای تأیید منشأ تفریقی نمونه‌ها استفاده شده است. به اعتقاد Rogers et al. (1984)، روندهای خطی افزایش در نمودارهای عناصر ناسازگار - ناسازگار که از مبدأ نمودار می‌گذرند و روندهای خطی کاهشی در انواع ناسازگار - سازگار، از مشخصات بارز دخالت فرایند تبلور تفریقی در تحول سنگ‌های ماگمایی است (شکل ۸).

در نمودار به‌هنجار شده به کندریت عناصر نادر خاکی (Boyn-ton, 1984) می‌توان مشاهده کرد: الف) کلیه نمونه‌های مورد

ژئوشیمی

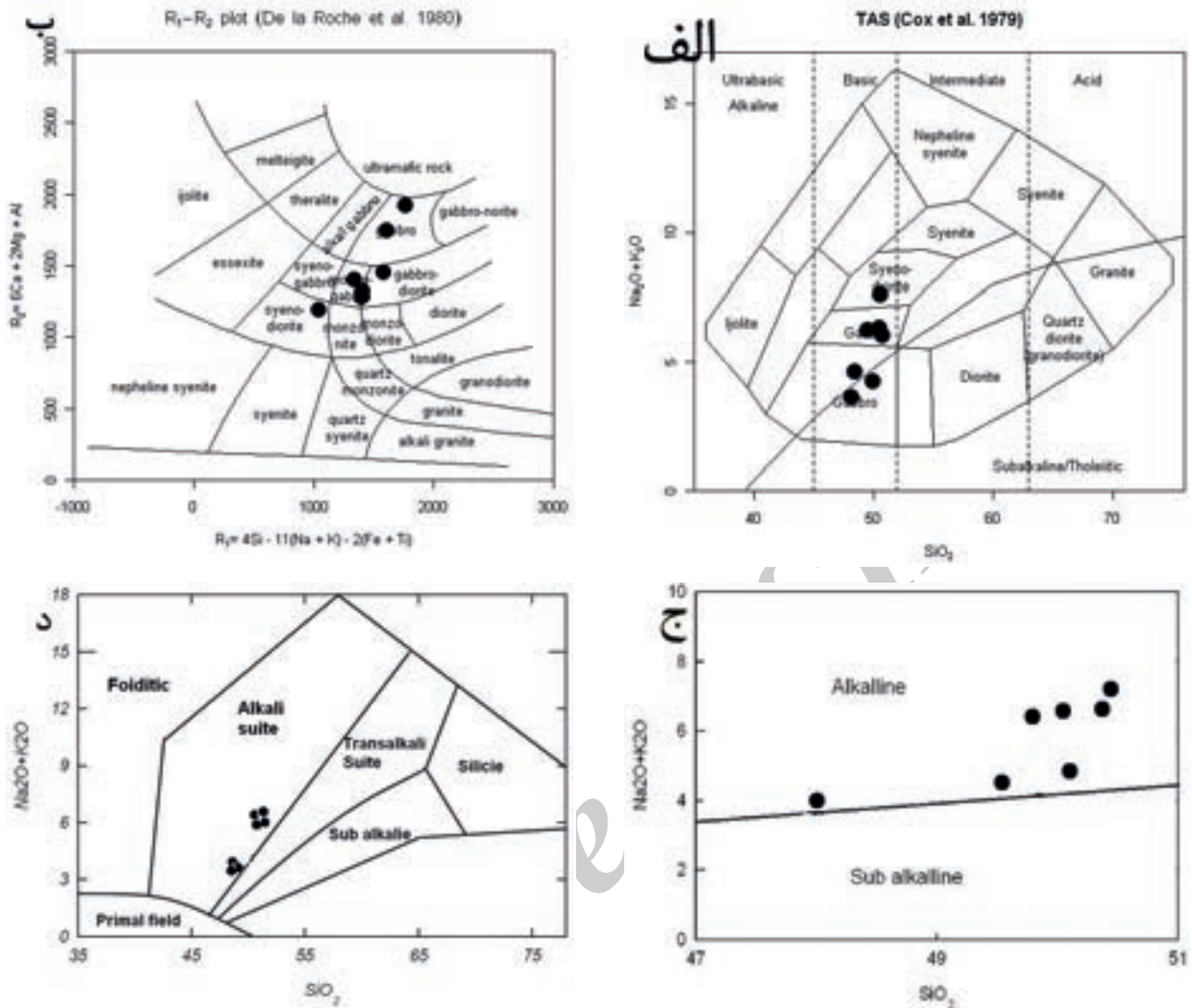
در این پژوهش به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، تعداد ۷ نمونه از این سنگ‌ها، در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا، به روش بسته ترکیبی با کد CCP-PKG01 متشکل از روش ICP-AES برای عناصر اصلی و فلزات پایه و روش ICP-MS برای عناصر نادر خاکی و ناسازگار آنالیز شدند (جدول ۱).

سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه گرمسار در نمودار رده‌بندی شیمیایی (Cox et al. 1979) در محدوده گابرو تا سینودیوریت (شکل ۵-الف) و در نمودار رده‌بندی کاتیونی De la Roche (1980) در قلمرو گابرو، گابرو/دیوریت تا سینودیوریت (شکل ۵-ب) و در نمودارهای تعیین سری ماگمایی Irvine and Baragar (1971) (شکل ۵-ج) و Middlemost (1994) (شکل ۵-د) در محدوده سری آلکالن قرار می‌گیرند.

به منظور بررسی روند تغییرات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه، از نمودارهای فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی (شکل ۶) و مقادیر عناصر نادر (شکل ۷) در برابر ضریب تفریق استفاده شده

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی
 نمونه‌های سنگی منطقه گرمسار پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO

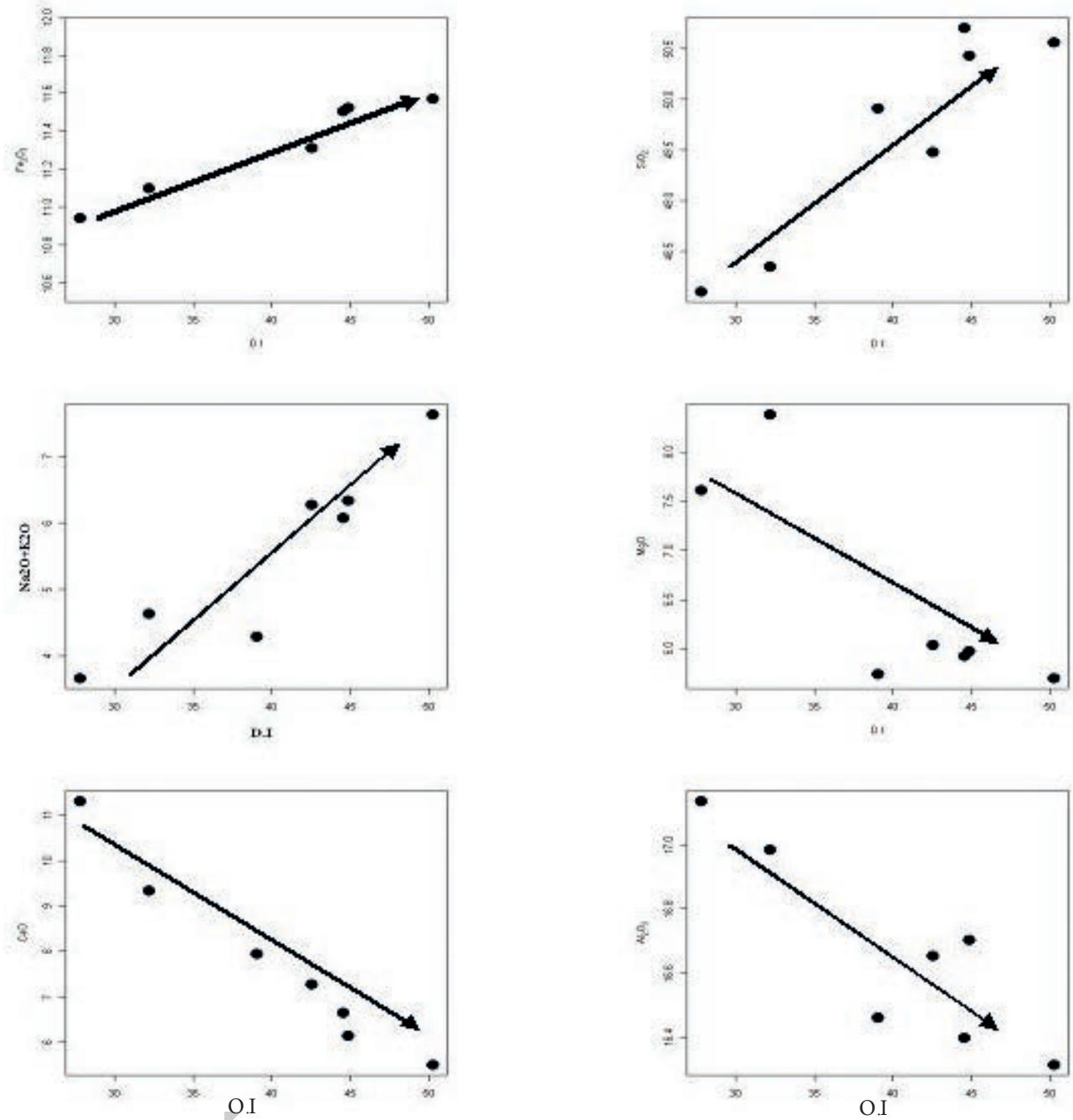
sample	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7
Major oxides(Wt%)							
SiO ₂	48.11	48.35	49.48	49.91	50.43	50.56	50.70
TiO ₂	0.87	0.84	1.64	1.72	1.66	1.53	1.58
Al ₂ O ₃	17.14	16.99	16.65	16.46	16.70	16.31	16.40
FeOt	10.94	11.10	11.31	12.71	11.52	11.57	11.50
FeO	9.23	9.09	9.58	8.675	8.85	8.79	8.53
Fe ₂ O ₃	1.85	1.82	2.12	2.60	2.65	2.64	2.99
MnO	0.19	0.21	0.38	0.22	0.33	0.24	0.24
MgO	7.61	8.38	6.04	5.74	5.97	5.70	5.92
CaO	11.30	9.34	7.27	7.95	6.14	5.50	6.65
Na ₂ O	2.41	1.90	1.42	3.17	1.25	1.77	1.83
K ₂ O	1.26	2.73	4.85	1.12	5.09	5.85	4.24
P ₂ O ₅	0.19	0.17	0.95	1.00	0.91	0.96	0.93
Trace elements (ppm)							
Ba	123.5	160.5	723	449	528	817	887
Cs	0.44	0.49	0.12	0.28	0.17	0.35	0.28
Ga	14.2	14.1	16.1	16.5	16.5	17.1	15.7
Hf	1.3	1.3	3.7	3.8	3.9	4.3	3.9
Nb	2.5	2.7	22.6	22.8	24.3	24	24.5
Rb	23.2	39.3	37.3	9.3	33.5	51.7	24.3
Sr	555	728	974	701	1085	2100	1250
Ta	0.20	0.20	1.10	1.2	1.2	1.2	1.2
Th	1.5	1.46	1.5	1.6	1.78	1.77	1.74
U	0.51	0.44	0.48	0.57	0.59	0.61	0.56
V	259	253	182	189	173	171	166
Zr	44	44	165	166	176	193	179
Y	26.6	28.2	26.4	25.7	24.8	14.3	14.8
Co	36.9	38.2	22.1	26.2	25.2	26.4	25.2
Cr	130	140	70	100	80	90	90
Ni	42	42	28	37	31	28	31
Rare earth elements (ppm)							
La	8.6	8.9	37.6	39.3	39.1	42.2	39.7
Ce	19	19.6	81.8	82	83	86.9	85.8
Pr	2.83	2.74	10.55	10.45	10.8	11.05	11.2
Nd	12.1	12.1	40.4	41.3	42	42.7	42.8
Sm	3.08	2.92	7.21	7.87	8.08	8.13	8.12
Eu	0.98	0.97	2.4	2.2	2.35	2.29	2.33
Gd	3.09	3.01	6.65	7.22	7.48	7.19	7.57
Tb	0.52	0.51	0.99	1.08	1.1	1.14	1.08
Dy	2.97	2.82	4.96	5.26	5.53	5.64	5.37
Ho	0.62	0.61	1.01	1.04	1.06	1.12	1.06
Er	1.75	1.75	2.85	3.03	3.08	3.26	3.14
Tm	0.26	0.23	0.38	0.42	0.43	0.46	0.41
Yb	1.52	1.49	2.39	2.51	2.63	2.9	2.57
Lu	0.24	0.23	0.4	0.38	0.42	0.45	0.42
Sm/Yb	2.03	1.96	3.02	3.14	3.07	2.80	3.16



شکل ۵ موقعیت نمونه‌های گابرو دیوریتی گرمسار در (الف) نمودار رده‌بندی شیمیایی (Cox et al, 1979)، (ب) نمودار رده‌بندی شیمیایی (De la Roche, 1980)، (ج) نمودار تعیین سری ماگمایی (Irvine and Baragar, 1971)، (د) نمودار تعیین سری ماگمایی (Middlemost 1994).

در مذاب‌ها، به احتمال زیاد می‌تواند ناشی از وجود گارنت در ناحیه منشأ مذاب باشد. همچنین، الگوی نسبتاً مسطح HREEs که در تمامی نمونه‌ها دیده می‌شود، می‌تواند نقش گارنت را در طول ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای گارنت‌دار نشان دهد (Morata et al., 2005). نکته مهم دیگر در الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌ها، نبود ناهنجاری Eu می‌باشد که اساساً توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیته اکسیژن وابسته است. خروج فلدسپار در اثر تفریق بلوری در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن، باعث ایجاد ناهنجاری منفی Eu در مذاب باقیمانده می‌شود. پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی و فراوان موجود در سنگ‌های گابرو دیوریتی منطقه است و نبود ناهنجاری Eu، نشان می‌دهد که تفریق آن نقش چندانی در تحول ماگمای سنگ‌های منطقه نداشته و یا این‌که تبلور و تفریق این کانی در شرایط فشار پایین رخ داده است. در نمودار چندعنصری (عنکبوتی) به‌هنجار شده به کندریت (Thompson, 1982) نیز: (الف) تمامی نمونه‌های نفوذی

بررسی به طور نسبی از عناصر نادر خاکی سبک (LREEs)، غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREEs)، تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹). (ب) میزان نسبت تمامی این عناصر در نمونه‌های تفریقی تا ده برابر بیشتر از مقادیر آن‌ها در نمونه‌های تفریق نیافته‌تر است. (پ) طرح کلی نمودار هردو گروه سنگی تفریق یافته و تفریق نیافته به موازات همدیگر است. (ت) شیب نمودارهای نمونه‌های تفریق یافته (یعنی نسبت LREEs/HREEs) بیشتر از شیب نمودارهای ترکیبات اولیه است. تمامی این ویژگی‌ها حاکی از منشأ تفریقی نمونه‌ها و اشتقاق آن‌ها از یک منبع ماگمایی بازیک‌تر سازنده گابروها می‌باشد. زیرا عناصر نادر خاکی سبک نسبت به فازهای تبلور یافته اولیه (نظیر الیون، منیتیت، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و ...) ناسازگارند و در خلال تفریق، به‌طور فزاینده‌ای در مایعات باقیمانده تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند. به‌علاوه، تهی‌شدگی نسبی عناصر نادر خاکی سنگین (HREEs) نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREEs)

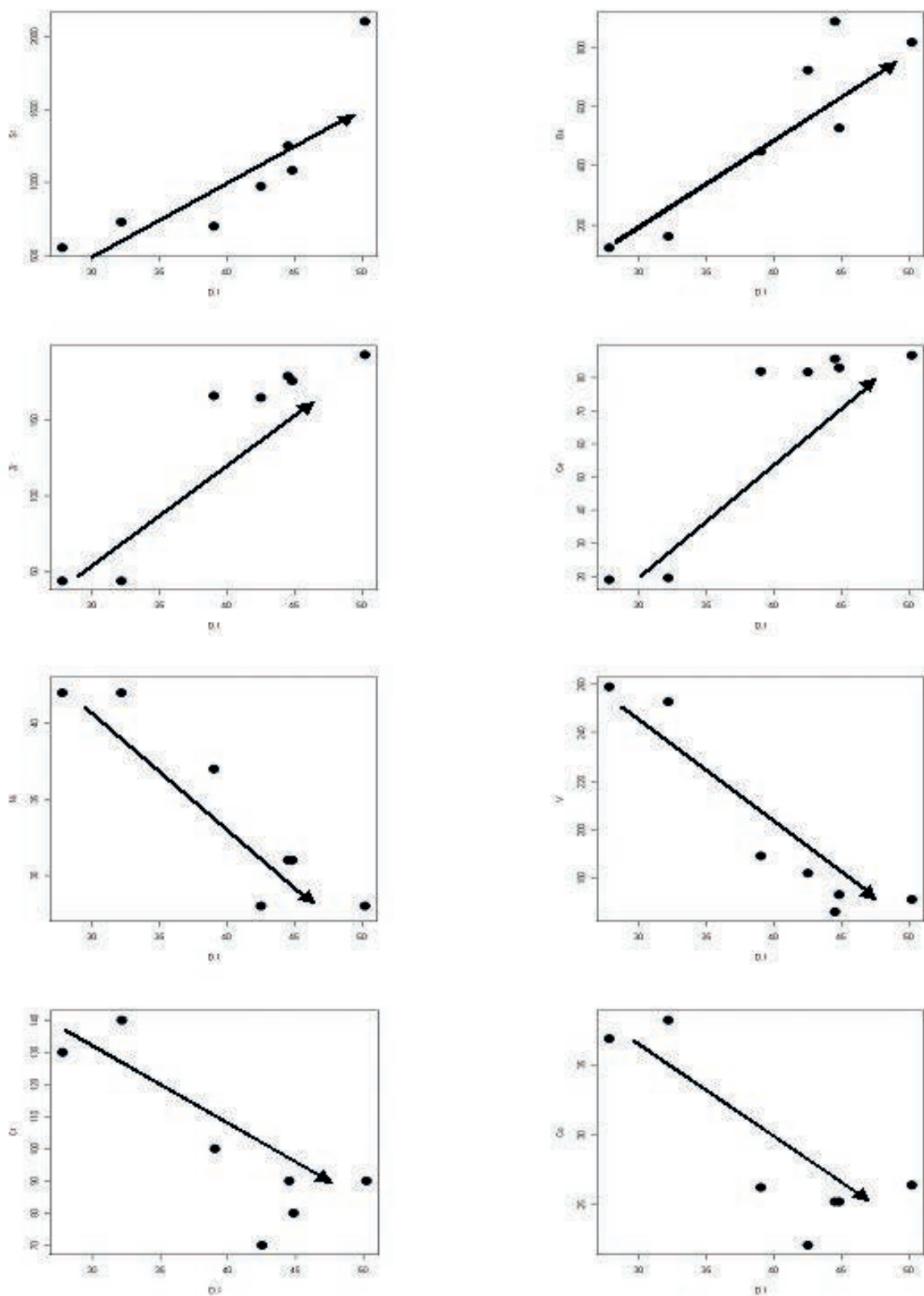


شکل ۶ موقعیت نمونه‌های گابرو دیوریتی منطقه گرمسار در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (Thornton and Tattle, 1960).

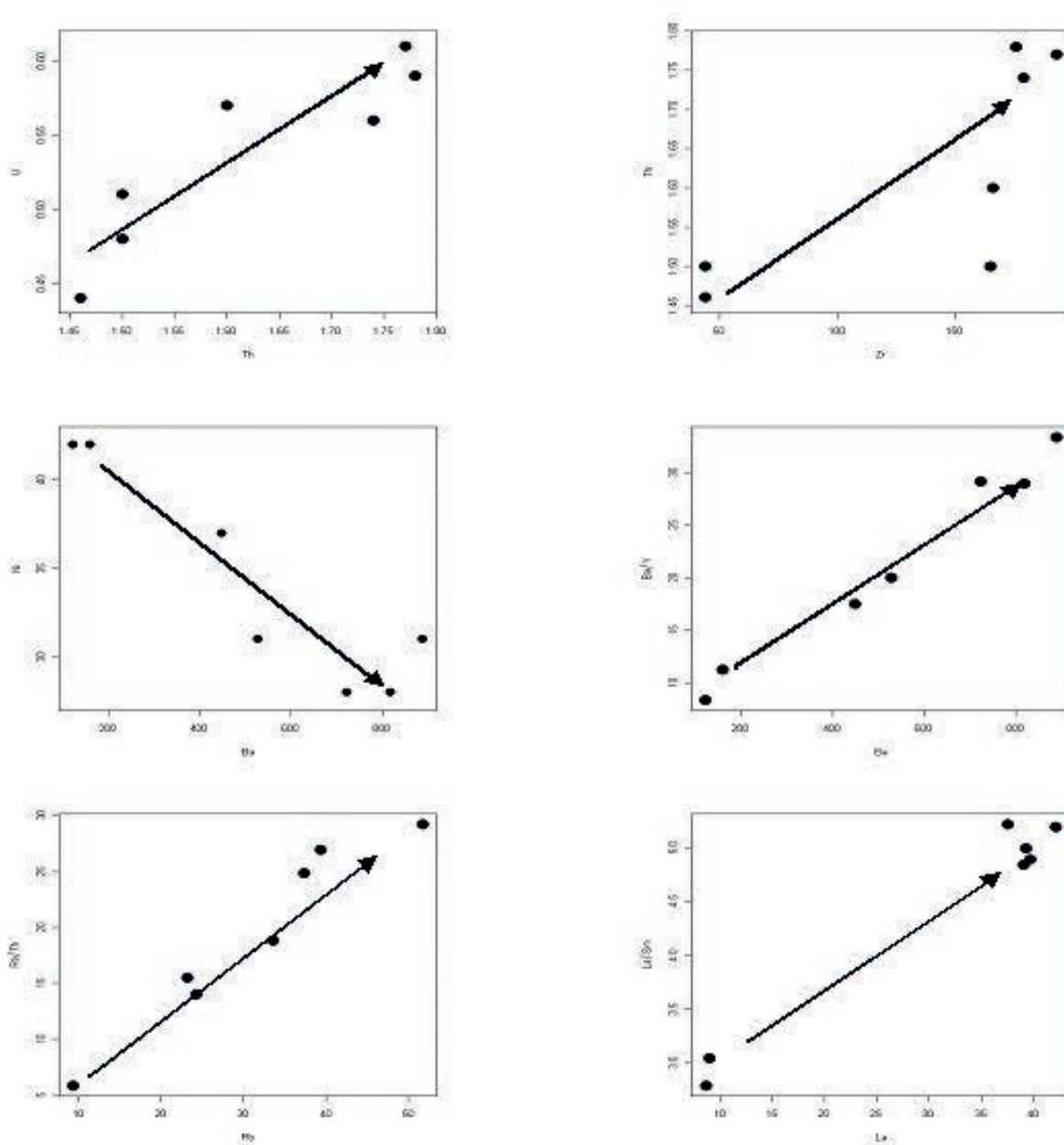
موقعیت نمونه‌ها در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) نیز ضمن تأیید تمامی ویژگی‌های ذکر شده در نمودار شکل ۱۰، نابهنجاری مثبت از عناصر لیتوفیل بزرگ یون و نابهنجاری منفی Nb را که می‌تواند ناشی از آلیش پوسته‌ای ماگما باشند، در تمام نمونه‌ها نشان می‌دهد (شکل ۱۱).

در خصوص نابهنجاری مثبت Sr در سنگ‌های آذرین منطقه می‌توان به ذوب پلاژیوکلاز موجود در ناحیه منشأ ماگما (مثلاً پلاژیوکلاز - اسپینل لرزولیت) (Defant and Drummond, 1990) و یا به حضور فراوان پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها اشاره

منطقه گرمسار از LREEs و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILs) غنی‌شدگی و از HREEs تهی‌شدگی نشان می‌دهند و طرح نمودار هردو گروه سنگی نیز به موازات همدیگر است (شکل ۱۰)، (ب) نمونه‌های تفریق‌یافته در مقایسه با نمونه‌های اولیه، در مجموع از تمامی عناصر نادر خاکی غنی‌ترند، (پ) در هردو سری سنگی، غنی‌شدگی از K، Ba، Rb و Sr دیده می‌شود، (ت) نمونه‌های گابرویی از Nb و Ta تهی‌شدگی شدید و از Zr تهی‌شدگی ناچیز دارند ولی از Ti و P هیچ‌گونه تهی‌شدگی نشان نمی‌دهند، (ث) نمونه‌های تفریق‌یافته از هیچکدام از عناصر Nb، Ta، Zr، P و Ti تهی‌شدگی شاخصی ندارند.



شکل ۷- موقعیت نمونه‌های گابرویدیوریتی منطقه گرمسار در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (Thornton and Tattle, 1960).

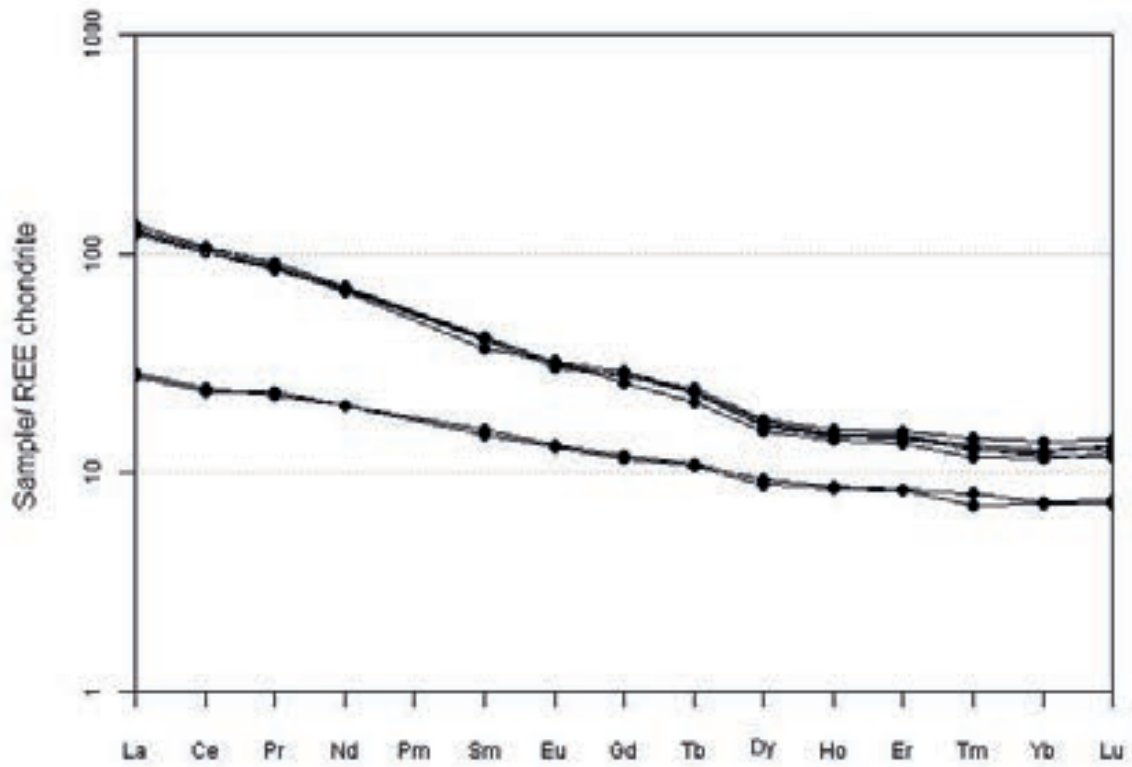


شکل ۸ نمودارهای تغییرات مقادیر و نسبت‌های عناصر ناسازگار و سازگار نمونه‌های گابرو دیوریتی منطقه گرمسار در مقابل یکدیگر که بیانگر ارتباط آن‌ها از طریق تبلور تفریقی است.

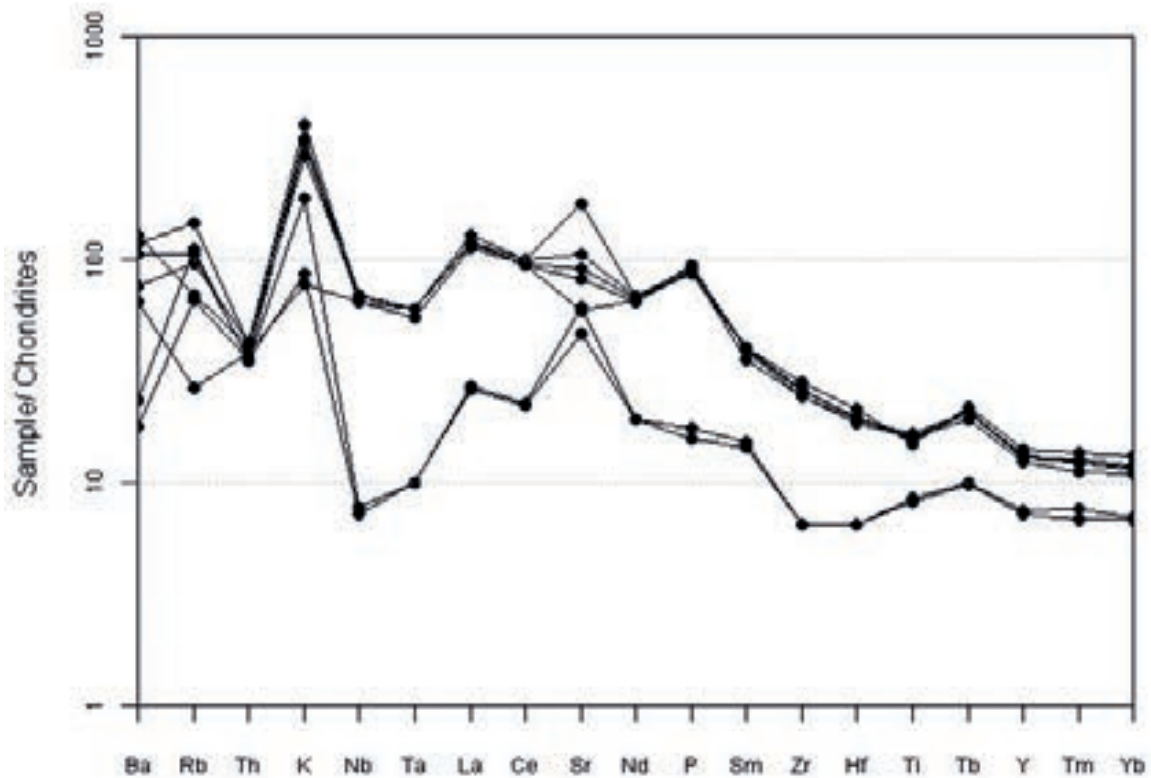
از تمایل این عنصر برای شرکت در فلدسپات‌های آلکالی‌تر این سنگ‌ها است. پراکندگی مشاهده شده در مقادیر عناصر Rb, Rb و Ba در برخی نمونه‌ها را می‌توان به تحرک بسیار بالای این عناصر در خلال دگرسانی تحمیل شده بر این سنگ‌ها و همچنین آرایش پوسته‌ای حتی ناچیز ماگما نسبت داد. زیرا تحرک بالای این عناصر و حساسیت زیاد آن‌ها به فرایند دگرسانی منجر به ایجاد ناهنجاری‌های مثبت و منفی در سنگ‌ها می‌شود.

ناهنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFS) نظیر Ta, Nb, Zr, P و Ti از ویژگی‌های بارز ماگماهای کمانی مناطق فرورانش است. این ناهنجاری را محققین مختلف به عملکرد فرایندهای گوناگون درگیر در ماگماتیسم پیچیده این مناطق نسبت داده‌اند

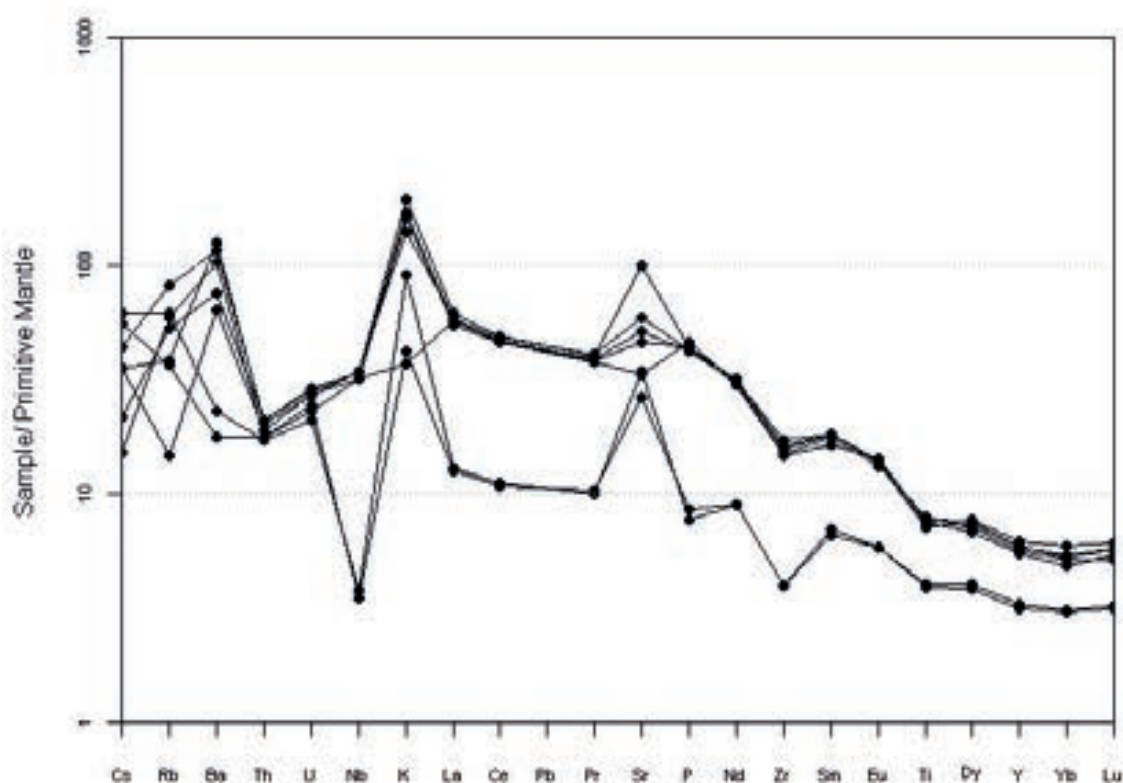
کرد (Moghazi, 2003). نمونه‌های تفریق یافته دارای آپاتیت بیشتری هستند و در نمودار عنکبوتی آن‌ها (شکل‌های ۱۲ و ۱۳) نیز این امر دیده می‌شود. به اعتقاد Provatke and Klemme (2006) حضور آپاتیت در سنگ‌ها، علاوه بر ایجاد ناهنجاری مثبت P، می‌تواند باعث ایجاد غنی‌شدگی آن‌ها از Sr نیز شود، زیرا در تعادل مذاب با آپاتیت، Sr به عنوان یک عنصر شدیداً سازگار، وارد آپاتیت می‌شود. به اعتقاد Pearce (1983)، غنی‌شدگی نمونه‌ها از Sr, Ba, K, Rb, Cs، ناشی از ماهیت لیتوفیل و بزرگ بودن یون این عناصر است. بنابراین انتظار می‌رود که در صورت وقوع تفریق در ماگما، میزان این عناصر در بخش‌های تفریق یافته افزایش یابد. فراوانی بیشتر Ba در سنگ‌های تفریق یافته نیز ناشی



شکل ۹ نمودار به‌هنجار شده به کندریت عناصر نادر خاکی (Boynton, 1984) برای نمونه‌های گابرویدیوریتی منطقه گرمسار.



شکل ۱۰ نمودار چندعنصری (عنکبوتی) به‌هنجار شده به کندریت عناصر نادر خاکی (Thompson, 1982) برای نمونه‌های گابرویدیوریتی منطقه گرمسار.



شکل ۱۱ نمودار چندعنصری به‌هنجار شده به گوشته اولیه عناصر نادر خاکی (Sun and McDonough, 1989) برای نمونه‌های گابرویدوریتی منطقه گرمسار.

اقیانوسی فرورونده، متحمل متاسوماتیسم شده و از عناصر LIL بیشتر از عناصر HFS، غنی شده‌اند. ناهنجاری منفی Nb و Ta و تهی‌شدگی ضعیف Zr و Hf، در دو نمونه گابرویی و نبود این ناهنجاری‌ها در نمونه‌های تفریق‌یافته‌تر و یا وجود تهی‌شدگی بسیار ضعیف از Nb و Ta در این نمونه‌ها، نشان‌دهنده آلیش ماگمای سازنده این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای در جریان صعود، جایگزینی و بروز فرایندهای آشیانه ماگمایی (تبلور تفریقی، تزریق و جایگزینی‌های مکرر، هضم و آلیش سنگ‌دیواره) می‌باشد. این فرایندها می‌توانند غنی‌شدگی ماگما از عناصر LILE و LREE را نیز توجیه نمایند. به اعتقاد Wil-son (1989) گودی‌های مشخصی که در الگوهای نمودارهای عنکبوتی در محل عناصر Nb و Ta وجود دارد، مشخصه‌ای برای تمام ماگماهایی هستند که توسط پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند. به اعتقاد Varekamp et al. (2010) نابه‌هنجاری‌های مثبت و منفی که در نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آذرین بازیک مناطق کمانی و پشت کمانی مشاهده می‌شود، علاوه بر آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای، می‌توانند ناشی از غنی‌شدگی گوشته محل منشأ ماگماهای بازالتی با مواد حاصل از فرورانش ورقه اقیانوسی باشند (آمیختگی محل منبع).

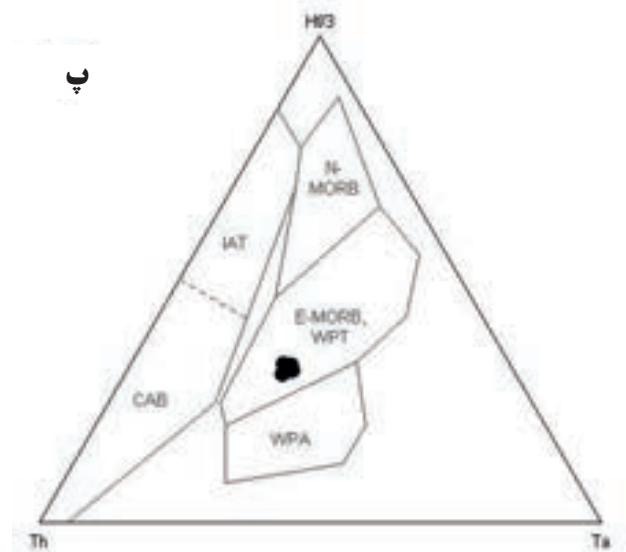
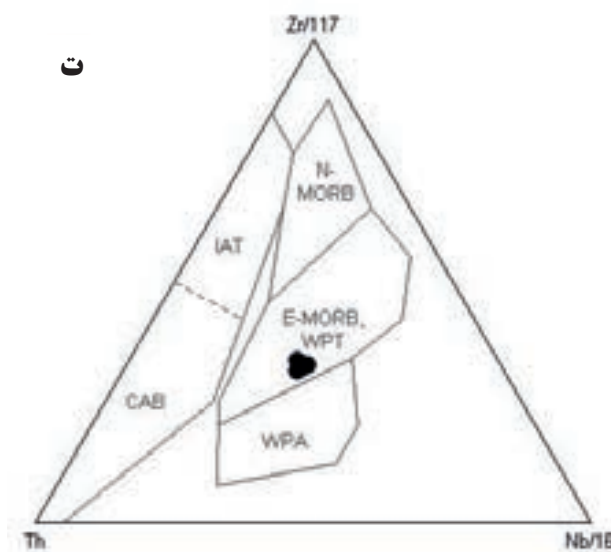
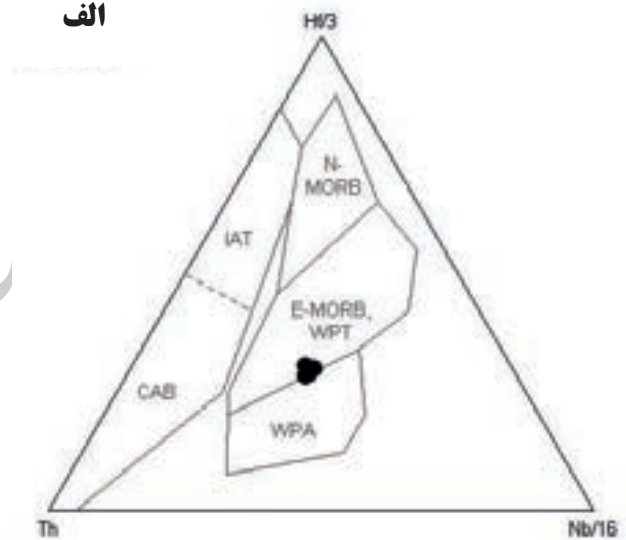
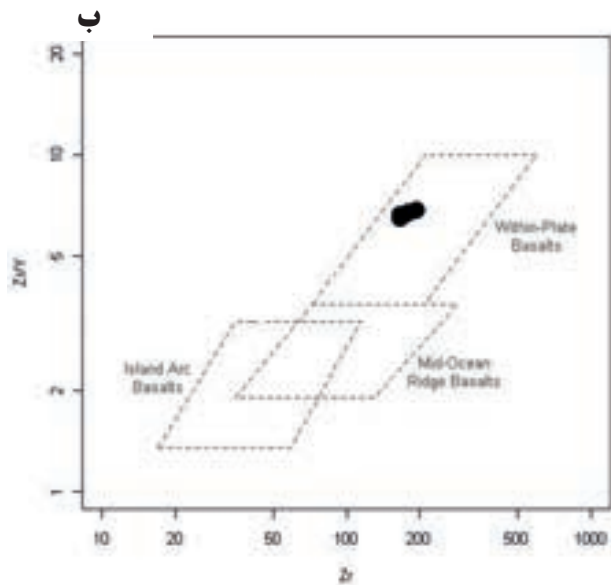
جایگاه زمین‌ساختی دیرینه

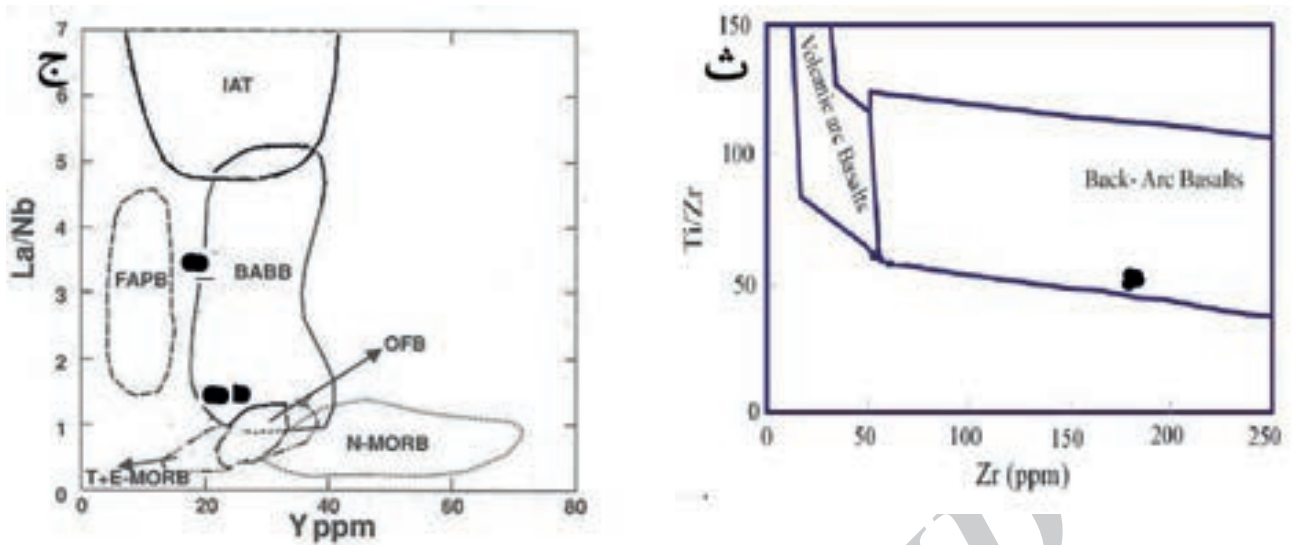
برای تعیین محیط زمین‌ساختی دیرینه در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی ترجیحاً باید از نمونه‌های ماگمایی بازالتی اولیه

(Rollinson, 1993; Wayer et al., 2003; Tchameni et al., 2006). مطالعات این محققین نشان داده است که: (الف) مقادیر این عناصر در سنگ‌های پوسته قاره‌ای به شدت پایین است و در نتیجه، اگر ماگماهای داغ گوشته‌ای در خلال صعود از میان پوسته ضخیم قاره‌ای موجود در مناطق فرورانش، با این سنگ‌ها آلیش یابند، به‌طور نسبی از عناصر مزبور تهی خواهند شد. عبور ماگمای داغ گابرویی از میان پوسته قاره‌ای ایران مرکزی و جایگزینی آن در مارن‌های سازند قرمز زیرین مسلماً با هضم و آلیش همراه بوده است. (ب) این عناصر عمدتاً در فازهای فرعی و دیرگداز (زیرکن، روتیل، ایلمنیت، آپاتیت، مونازیت، آمفیبول پارگازیتی و فلوگوپیت) موجود در پوسته اقیانوسی دگرگونه فرورونده مناطق فرورانش، مشارکت کرده و باقی می‌مانند و برخلاف عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، به راحتی وارد سیالات آزاد شده از آب‌زدایی این سنگ‌ها، نمی‌گردند (Milovanovich et al., 2005). در نتیجه به‌دلیل پایداری این فازها تا اعماق بسیار زیاد، ماگمای مشتق شده از این مناطق، به‌طور نسبی از عناصر مذکور تهی خواهد بود. (پ) حلالیت بسیار پایین این عناصر در سیالات متاسوماتیک ناشی از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده و در نتیجه، عدم انتقال آن‌ها به گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده روی ورقه فرورونده که محل منبع ماگماهای زون‌های فرورانش است، یکی دیگر از علل مهم این نابه‌هنجاری منفی می‌باشد (Kelemen et al., 2004). در همین ارتباط می‌توان گفت که منابع گوشته‌ای ماگماتیسم زون‌های فرورانش، در گذشته بارها توسط سیالات آزاد شده از پوسته

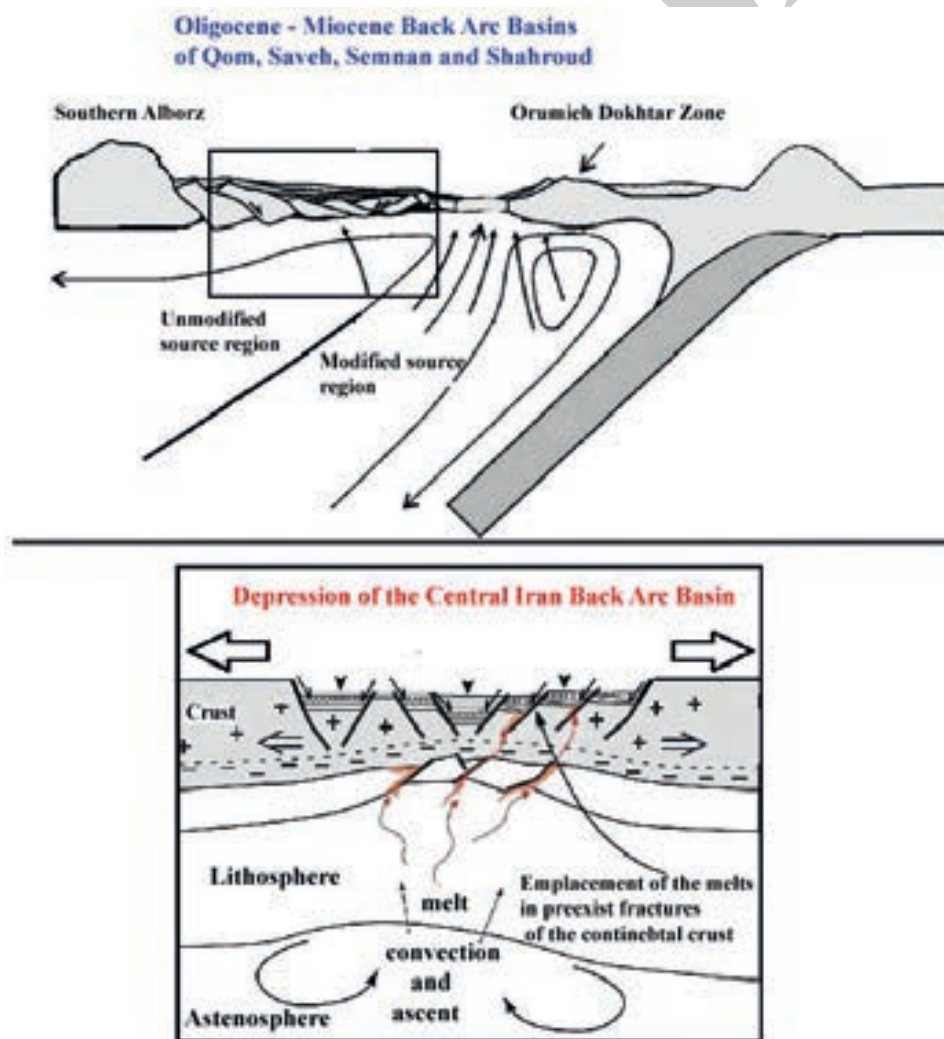
به اعتقاد (Verdle (2009)، فرورانش با شیب زیاد لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی، نقش عمده‌ای در تشکیل حوضه‌های کششی پشت کمانی الیگوسن ایران مرکزی، ایفا کرده است. داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین ایران مرکزی نیز نشان می‌دهند که ماگماتیسم ائوسن از نوع محیط‌های کمان قاره‌ای بوده و به طور محدود با ماگماتیسم بازالتی محیط‌های پشت کمانی در الیگوسن ادامه یافته است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰) (شکل ۱۳). از آنجاکه تشکیل محیط‌های پشت کمانی در ارتباط با کشش ناشی از فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای می‌باشد، بنابراین انتظار می‌رود که سنگ‌های این مناطق، ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های کمان‌های قاره‌ای را کسب کرده باشند. (Verdle (2009) در تفسیر ویژگی‌های ژئوشیمیایی دوگانه (کمان قاره‌ای و پشت کمانی) بازالت‌های الیگوسن ایران مرکزی، این رویداد را تحت عنوان تغییر یافتگی و تعدیل شدگی ناحیه منشأ تعبیر کرده است. در محیط‌های پشت کمانی اصولاً چهار عامل: (الف) ترکیب گوشته لیتوسفری این مناطق، (ب)

که متحمل تفریق و آرایش نشده‌اند، استفاده کرد. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه به دلیل ماهیت نفوذی خود مسلماً متحمل فرایندهای تفریق و آرایش، حداقل در مقیاس اندک شده‌اند. این امر در ترکیب گابرویدیوریتی نمونه‌ها و پراکندگی در برخی از عناصر نادر متحرک مشهود است. در تمامی نمودارها، دو نمونه گابرویی ظاهراً به دلیل آرایش بیشتر با پوسته قاره‌ای میزبان از بقیه جدا هستند و پنج نمونه دیگر کاملاً به هم مرتبط بوده و در یک قلمرو مشترک قرار گرفته‌اند. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی - ماگمایی (Pearce and Norry (1979) و نمودارهای سه گانه Wood (1980) عمدتاً در قلمرو بازالت‌های درون ورقه‌ای و در نمودارهای (Bagas et al., (2008) و (Floyd et al., (1991) در محدوده بازالت‌های پشت کمانی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲). جایگاه پشت کمانی تعیین شده برای سنگ‌های گابرویی مزبور، با جایگاه زمین‌ساختی این بخش از ایران مرکزی در زمان الیگوسن - میوسن (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰)، کاملاً سازگار است.





شکل ۱۲ موقعیت نمونه‌های میکروکابرویی منطقه گرمسار در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی. الف) Wood (1980) ب) Pearce and Norry (1979) ج) Bagas, et al., (2008) د) Wood (1980) ه) Floyd et al., (1991) و) Wood (1980)



شکل ۱۳. تصویر نمادین از نحوه تشکیل حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در طی الیگوسن - میوسن، با الهام از طرح (Grange et al., 2008) با تغییرات (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).

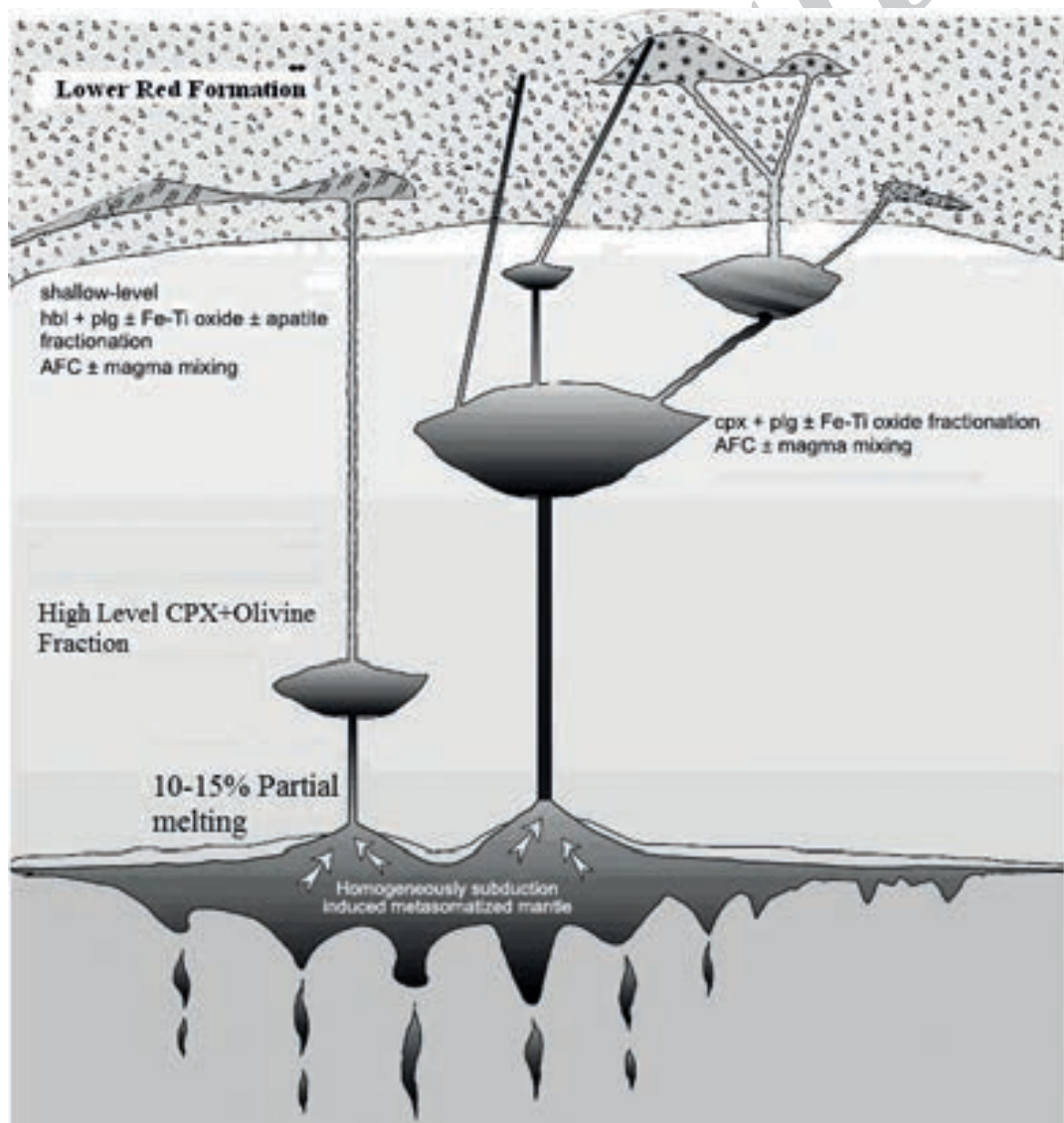
کشش حالت تورم ایجاد شده است. کاهش نقطه ذوب سنگ‌های گوشته فوقانی به همراه کاهش فشار ناشی از تورم پوسته قاره‌ای، سبب صعود گوشته، ذوب بخشی آن و تشکیل ماگمای بازالتی آلکالن گردیده است. ماگمای حاصل در امتداد گسل‌های عمیق موجود در زون کششی صعود کرده و در طی بالا آمدن متحمل فرایندهای پترولوژیکی مختلف نظیر تبلور تفریقی همراه با هضم و آلیش پوسته‌ای شده است (شکل ۱۴). این ماگما سرانجام در برخی مناطق به صورت گدازه در محیط تشکیل بخش فوقانی سازند قرمز زیرین فوران کرده (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰) و یا به صورت توده‌های نفوذی نیمه عمیق متعدد به درون بخش میانی - بالایی این سازند نفوذ کرده است (شکل ۱۴).

نتیجه‌گیری

مطالعات صحرائی در این تحقیق نشان می‌دهند که بر خلاف

نقش فرورانش در تحول ناحیه منشأ، (ج) واکنش بین گوشته لیتوسفری با اجزای فرورانش، (د) درجات مختلف ذوب بخشی و فرایندهای بعد ماگماتیسیم نظیر تبلور تفریقی و آلیش در تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین دخیل می‌باشند (Pearce and Stern, 2006).

بر اساس مدل شکل ۱۳، فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی در طی اثوسن، باعث آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده و تراوش سیالات مزبور به داخل گوه گوشته‌ای روی آن در زیر ورقه ایران مرکزی شده است. این امر، باعث متاسوماتیسیم، تغییر و تحول شیمیایی گوشته محل منشأ ماگمای سنگ‌های بازالتی الیگوسن و کاهش نقطه ذوب آن گردیده است. ذوب این گوشته تحول یافته، در الیگوسن میانی و در یک محیط کششی پشت کمانی صورت گرفته است. در این زمان، در پوسته قاره‌ای پشت کمانی ایران مرکزی، در اثر



شکل ۱۴. طرحی نمادین از نحوه تشکیل سنگ‌های بازالتی و توده‌های نفوذی گابرویدوریتی موجود در سازند قرمز زیرین در حوضه الیگوسن ایران مرکزی با الهام از طرح (Temizel and Arslan, 2008).

- قاسمی، ح.، برہمند، م. و صادقیان، م.، ۱۳۹۰. گدازہ‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شہرود: شہادی بر جایگاہ پشت کمانی حوضہ الیگو - میوسن ایران مرکزی. مجلہ پترولوژی. انتشارات، ۷، ۹۴-۷۷.

- Bagas, L., Bierlein, F.P., English, L., Anderson, J.A.C., Maidment, D. and Huston, D.L., 2008. An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites-Tanami rogen, Western Australia. *Precambrian Research* 166, 168-184.

- Bin, Z. and Meiyin, D., 2010. Geological setting of Garmsar block, Iran. *International Conference on Challenges in Environmental Science and Computer Engineering*, IEEE Computer Society. doi 10.1109/CESCE, 2010, 172, 433-437.

- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 63-114.

- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhursts, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen and Unwin, 450.

- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.

- De La Roche, H., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses-its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.

- Floyd, P.A., Kelling, G., Gokcen, S.L. and Gokcen, N., 1991. Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic Melange, South Turkey. *Chemical Geology* 89, 263-280.

- Grange, M., Scharer, U., Cornen, G. and Girardeau, J., 2008. First alkaline magmatism during Iberia-Newfoundland rifting. *Terra Nova*, 20, 494-503.

- Irvine T.N. and Baragar W.R.A., 1971. A guide to the classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 235-458.

- Jackson, M.P.A., Cornelius, R.R., Craig, C.H., Gansser, A., Stocklin, J. and Talbot, J.C., 1990. Salt Diapirs of the Great Kavir, Central Iran. *Mem. Geological Society of America*. 177, 139.

گزارشات قبلی، سنگ‌های آذرین موجود در سازند قرمز زیرین منطقہ گرمسار از نوع بازالت زیردریایی نبوده، بلکه نفوذی‌های گابرویدیوریتی هستند و ماهیت الکلان دارند. بررسی‌های صحرایی و چینہ‌شناسی نشان‌دهندہ ماهیت نفوذی تودہ‌های آذرین و تزریق آن‌ها بہ درون واحد مارنی گچ‌دار سازند قرمز زیرین و عدم حضور آن‌ها در افق‌های بالاتر است. بنابراین، سن تزریق تودہ‌ها را می‌توان بہ الیگوسن پسین نسبت داد. روندهای ژئوشیمیایی نمونہ‌های مورد مطالعہ نشان دہندہ یک سری تفریقی گابرویدیوریتی است. مطالعات سنگ‌زادی نشان می‌دهند کہ ماگمای سازندہ سنگ‌های آذرین منطقہ، از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای تغییر یافته و تعدیل شدہ (آمیختگی گوہ گوشته‌ای متاسوماتیزہ فرورانشی و گوشته آستنسفری زیرلیتوسفر قارہ‌ای) بہ وجود آمدہ است. ماگمای حاصل، از طریق شکاف‌های عمیق موجود در پوستہ قارہ‌ای آن زمان (الیگوسن)، در یک محیط کشتی پشت کمانی اولیہ بالا آمدہ و در بخش فوقانی سازند قرمز زیرین فوران کردہ و یا بہ شکل تودہ‌های نفوذی نیمہ عمیق در بخش میانی - بالایی این سازند تزریق شدہ است.

سپاسگزاری

نویسندگان مقالہ از حوزہ معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شہرود بہ خاطر حمایت از انجام این تحقیق تشکر می‌نمایند.

منابع

- اسدیان، ف.، پورکرمانی، م. و آریں، م.، ۱۳۸۶. ژئومورفولوژی ساختمانی ساختارهای نمکی در گستره گرمسار - لاسجرد. پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۰، ۷۵-۸۴.

- امینی، ب و رشید، ح.، ۱۳۸۳. گزارش ورقہ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمسار.

- بربریان، م. و یاسینی، ۱۹۸۳. گوناگونی و گسترش رخسارہ‌ای و خط‌های کلی پارینہ جغرافی نئوژن در ایران زمین. بخش چهارم، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش ۵۲.

- برہمند، م.، ۱۳۸۹. بررسی موقعیت چینہ‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقہ احمدآباد (خارتوران، جنوب شرق شہرود). پایان‌نامہ کارشناسی ارشد، دانشکدہ علوم زمین دانشگاه صنعتی شہرود، ۱۴۵.

- شہریاری، س.، صفایی، ہ. و شریفی، م.، ۱۳۷۸. تعیین محیط تکتونوماگمایی بازالت‌های ہمراہ با گنبدہای نمکی البرز مرکزی (منطقہ گرمسار). فشرده مقالات سومین ہمایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز، ۳۶۸-۳۹۰.

- صفایی، ہ.، ۱۳۷۹. تحلیل ساختاری و ژئودینامیکی تغییر روند البرز مرکزی. پایان‌نامہ دورہ دکترای زمین‌شناسی شاخہ تکتونیک، دانشکدہ علوم، دانشگاه شہید بہشتی.

- علیجانی، ن.، ۱۳۷۸. پتروگرافی و ژئوشیمی کانسارہای تیخیری (معدن راہراہک) گرمسار. پایان‌نامہ کارشناسی ارشد، دانشکدہ علوم زمین، دانشگاه تہران.

- Kazmin, V.G. and Tikhonova, N.F., (2008). Cretaceous–Paleogene Back-Arc Basins in the Iran-Afghanistan–Pamirs Segment of the Eurasian Active Margin. *Doklady Earth Sciences*, 422, 7, 1018-1020.
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K. and Greene, A.R., 2004. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*, 3, 593-659.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Longman Group U.K.*, 73-86.
- Milovanovich, D., Karamata, S. and Banjesevic, M., 2005. Petrology of alkali basalts of Zlot, Timok Magmatic Complex (Eastern Serbia). *Tectonophysics*, 410, 501–509.
- Moghazi, A.M., 2003. Geochemistry of a tertiary continental basalt suite, Red sea costal plain, Egypt: Petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *Geological Magazine*, 140,1, 11-21.
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suar, M., 2005. The Bandurrias Gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 18, 147-162.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva. Cheshire, UK, 230-249.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.
- Pearce, J.A. and Stern, R.J., 2006. Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives. *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions Geophysical Monograph Series 166* Published in 2006 by the American Geophysical Union 10.1029/166GM06.
- Provatke, S. and Klemme, S., 2006. Trace element partitioning between apatite and silicate melts". *Geochemical. Cosmochimical. Acta.* 70, 4513-4527.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Mandic, O. and Berning, B. 2007. The Oligo-Miocene Qom Formation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the Tethyan Seaway and closure of its Iranian gateways. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 98, 627-650.
- Rogers, J.J.W., Suayah, I.B. and Edwards, J.M., 1984. Trace elements in continental margin magmatism, Part IV. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1437-1445.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.* John Wiley and Sons, 325.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.
- Temizel, I. and Arslan, M., 2008. Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the-Ikizce (Ordu) area, NE Turkey: Implications for the evolution of the eastern Pontide paleo-magmatic arc. *Journal of Asian Earth Science*, 31, 439-463.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penay, J., Ganwa, A.A. and Toteu, S.F., 2006. Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan–African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 511-529.
- Thompson, R.N., 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Thoronton, C.P. and Tattle, O.F., 1960. Chemistry of igneous rocks: Differentiation index. *American Sciences*, 258, 664-684.
- Varekamp, J.C., Hesse, A. and Mandeville, C.W., 2010. Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, VOLGEO-04527; No of Pages 16.
- Verdle, C., 2009. Cenozoic geology of Iran: An integrated study of extensional tectonics and related volcanism. In partial fulfillment of the requirement for the degree of doctor of philosophy. California institute of technology Pasadena, California, 287.
- Weyer, S., Munker, C. and Mezger, K. 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 309-324.
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Department of earth Science, University of Leeds. 466.
- 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, 11-30.