

زمین شیمی، پتروژنز و محیط تکتونیکی توده گابرویی ترالیتی و تشنیتی کمربن (البرز مرکزی)

رقیه دوروزی و فریبرز مسعودی *

دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

چکیده

در دامنه شمالی البرز مرکزی، در جنوب روستای کمربن، توده گابرویی آلکان برونزد دارد. این توده در حواشی ترالیت‌های ریزدانه است و به سمت مرکز به تشنیت‌های درشت‌دانه‌تر تبدیل می‌شود. عدد منیزیم از سنگ‌های ترالیتی در حاشیه توده به سمت سنگ‌های تشنیتی در مرکز توده کاهش می‌یابد. وجود گابروهای ترالیتی در حاشیه ریزدانه توده گابرویی می‌تواند نمایان‌گر تبلور زود هنگام حاشیه توده، به علت افت حرارتی سریع‌تر باشد. در نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های مورد مطالعه غنی‌شدگی در عناصر LILE (Ba و Rb)، عناصر HFSE (Nb) و P و تهی‌شدگی در عنصر K و عناصر HREE (Y و Yb) دیده می‌شود. نمودارها، روندهایی مشابه با روند سنگ‌های آلکان مناطق درون صفحه‌ای را نشان می‌دهند. میزان پایین (کمتر از ۱) نسبت‌های عناصر HFSE/LREE، می‌تواند نشان‌دهنده اشتقاق ماگمای منشأ این سنگ‌ها از یک منبع استنوسفری باشد. میزان $Yb_N < 10$ نمونه‌ها، مقادیر بالای $(La/Yb)_N$ (۱۹/۹۸ تا ۲۸/۴۱) و $(Dy/Yb)_N$ (۱/۳۹ تا ۱/۶۸) می‌تواند نشان‌دهنده وجود گارنت به‌عنوان فاز باقی‌مانده در منشأ گوشته به‌وجود آورنده ماگمای سنگ‌های گابرویی آلکان کمربن باشد. در نمودارهای طبقه‌بندی گابروها، این سنگ‌ها در بخش گابروهای محیط‌های ریفتی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. ایجاد این توده گابرویی می‌تواند در ارتباط با فاز پلوتونیسیم ریفت درون صفحه‌ای باشد که در اواخر تریاس در البرز مرکزی فعالیت داشته است.

واژه‌های کلیدی: گابرو، ترالیت، تشنیت، ریفت درون صفحه‌ای، آلکان، البرز مرکزی

مقدمه

Sengor and Sengor, 1990; Sengor *et al.*, 1988
(Natal'in, 1996; Guest *et al.*, 2007). در طی فازهای
کششی ناحیه‌ای در پالئوزوئیک و مزوزوئیک پایینی در
تمام قسمت‌های پی‌سنگ ایران، نازک‌شدگی و کشیدگی
به‌وجود آمده است (Berberian, 1979; Berberian and
King, 1981; Berberian, 1982).

پی‌سنگ ایران از البرز تا خط درز زاگرس در اصل
شامل قطعات پوسته‌ای گندواناست که از حواشی قاره
گندوانا در طی دوران پالئوزوئیک جدا شده است و در
طی دوره مزوزوئیک به قاره اوراسیا اضافه شده است
(Stocklin, 1974; Berberian and Berberian, 1981).

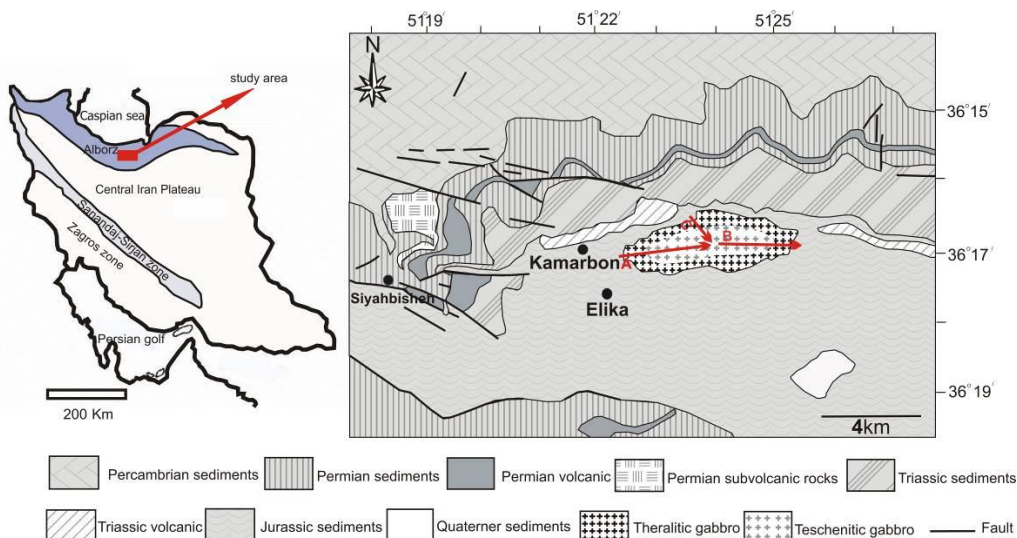
بیشتر پلوتونیسیم البرز مرکزی در پالئوزوئیک و مزوزوئیک منجر شود، در این تحقیق توده گابرویی مطالعه شد.

در این نوشتار، برای بررسی پتروزونز و محیط تکتونیکی توده گابرویی یاد شده از داده‌های صحرایی، پتروگرافی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه

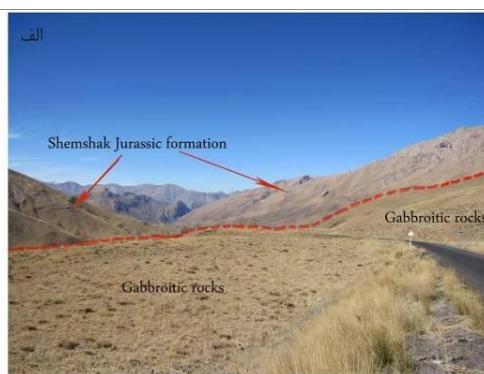
گابروی آلکالن کمربن در دامنه شمالی البرز مرکزی، در محدوده جغرافیایی ۵۱° ۲۱' تا ۵۱° ۲۵' طول‌های شرقی و ۳۶° ۱۶' تا ۳۶° ۱۷' عرض‌های شمالی برونزد دارد (شکل ۱). نفوذ توده‌های کوچک گابرویی متعدد در درون سازند شمشک در مجاورت منطقه مورد مطالعه (در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بلده) گزارش شده است (سعیدی، ۱۳۷۲). طبق این گزارش نفوذ توده‌های گابرویی در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ بلده در واحدهای جوان تر نیز دیده می‌شود، بنابراین، سن این توده‌ها حداکثر می‌تواند به ژوراسیک میانی برسد (سعیدی، ۱۳۷۲).

بعد از رخداد کوه‌زایی فشارشی سیمین پیشین در البرز مرکزی، شروع و آغاز فازهای کششی مزوزوئیک توسط ولکانیسیم ریفتی تریاس بالایی (Rhaetic) و ته‌نشست سازند زغال‌دار شمشک مشخص می‌شود (Berberian, 1982)، بنابراین البرز مرکزی قبل از تشکیل سازند شمشک و در طی دوران رسوب‌گذاری آن تحت تأثیر تکتونیک کششی قرار گرفته است، که این خود شاهدهی بر تأثیرگذاری اندک فاز کوه‌زایی سیمین در البرز مرکزی است (Fursich et al., 2005; Zanchi et al., 2005, 2006; Berra et al., 2007) جزئیات ماگماتیسیم البرز مرکزی در دوران پالئوزوئیک و مزوزوئیک در مقایسه با دوران سنوزوئیک به خوبی روشن نشده است. توده گابرویی کمربن در دامنه شمالی البرز مرکزی، در جنوب روستای کمربن، رخنمون دارد و ویژگی‌های سنگ‌شناسی خاص سنگ‌های آلکالن را دارد. برونزد این توده گابرویی آلکالن در درون بخش شیلی و سیلتی سازند شمشک دیده می‌شود (شکل ۱). بر اساس مطالعات سعیدی (۱۳۷۲) سن این توده می‌تواند تا ژوراسیک میانی در نظر گرفته شود. با توجه با اینکه مطالعه سنگ‌های خاص ترالیت و تشنیت آلکالن با موقعیت چینه‌ای نسبتاً مشخص می‌تواند به شناخت



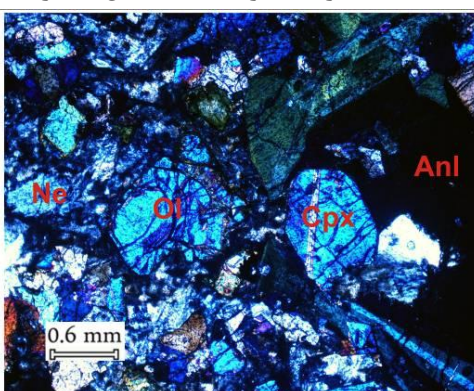
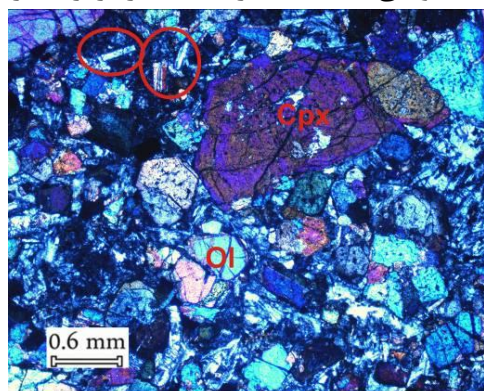
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مطالعه شده با تغییر از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ مرزن آباد (وحدتی دانشمند، ۱۳۸۳). امتداد خط A محل برداشت نمونه‌های RD165 تا RD175، خط B محل برداشت نمونه‌های RD176 تا RD185 و خط C محل برداشت نمونه‌های RD186 تا RD192 را نشان می‌دهد

متغیر است. اندازه دانه‌ها غالباً در حد ۱ میلی‌متر و یا کمتر از آن است، این در حالی است که با پیمایش به سمت مرکز توده، بافت سنگ‌ها درشت‌دانه‌تر می‌شود (۲ تا ۵ میلی‌متر) و در مرکز توده، گابروهای درشت‌دانه تشکیل شده است که اندازه دانه‌ها به ۱ تا ۲ سانتی‌متر نیز می‌رسد. تغییرات بافتی در گابروهای مورد مطالعه در صحرا و نیز در نمونه‌های از مقاطع نازک میکروسکوپی به‌صورت تدریجی است.



شکل ۲- الف) نمایی از تشنیت‌های مرکز توده گابرویی کمرین در درون سازند شمشک، ب) نمایی از سنگ‌های ریزدانه ترالیتی حواشی توده گابرویی کمرین که توپوگرافی مسطحی را در صحرا نشان می‌دهند.

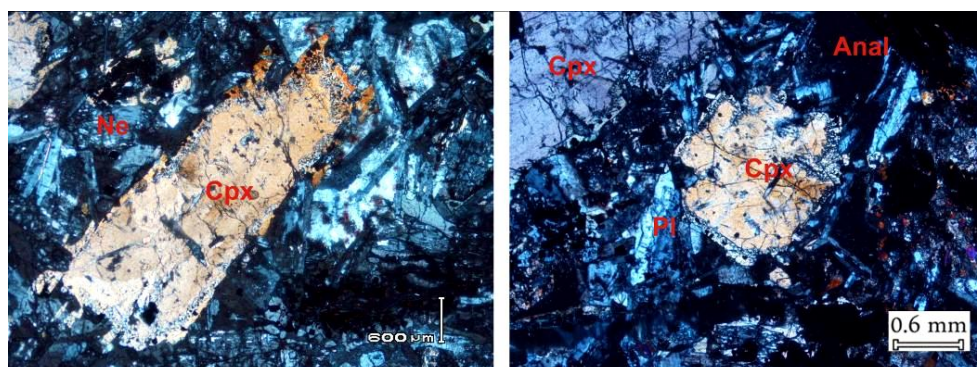
حواشی به سمت مرکز توده، میزان کانی‌های فلسیک (پلاژیوکلازهای سدیک، نفلین و آنالسیم) افزایش می‌یابد و میزان کانی‌های الیوین و پیروکسن کاهش می‌یابد. بنابراین، با توجه به ترکیب کانی‌شناسی می‌توان بیان کرد که ترکیب توده گابرویی از ترالیت ریزدانه در حواشی به تشنیت درشت‌دانه در مرکز تغییر می‌کند.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از ترالیت‌های دانه‌ریز حواشی توده به همراه کانی‌های الیوین (Ol)، کلینوپیروکسن (Cpx)، نفلین (Ne)، آنالسیم (Anl) و کانی پلاژیوکلاز که با دایره‌های قرمز رنگ در شکل متمایز شده است، علایم اختصاری نام کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۶) اقتباس شده است.

گابروی کمرین در درون سازند شمشک و در بخش جنوبی دهکده کمرین دیده می‌شود (شکل ۲-الف). گابروها در حاشیه، توپوگرافی مسطحی را از خود نشان می‌دهند (شکل ۲-ب) و در برخی قسمت‌ها توسط سازند شمشک پوشیده شده‌اند و دگرگونی مشخصی در حواشی آن دیده نمی‌شود. گابرو در بخش‌های حاشیه‌ای دانه‌بندی ریز دارد و بافت ریزدانه گرانولار در آن نمایان است. ضخامت بخش حاشیه‌ای از ۱ تا ۱/۵ کیلومتر

سنگ‌های ریزدانه حواشی توده دارای کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، نفلین و آنالسیم است (شکل ۳). این در حالی است که سنگ‌های درشت‌دانه مرکز توده دارای کانی‌های کلینوپیروکسن، نفلین، پلاژیوکلاز و آنالسیم هستند و میزان کانی فرعی آپاتیت در این سنگ‌ها بسیار بیشتر است (شکل ۴). از



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از تشنیت‌های دانه‌درشت مرکز توده به‌همراه کانی‌های کلینوپیروکسن، نفلین، آنالسیم و پلاژیوکلاز (Pl)

روش انجام پژوهش

در ابتدای مطالعه، سعی شد که نمونه‌برداری کاملی از توده گابرویی انجام شود. با توجه به ارتفاعی که توده، به وجود آورده است، به نظر می‌رسد که وسعت آن بیشتر از آن مقداری است که رخنمون دارد. از میان نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۲۵ مقطع نازک تهیه شد. پس از مطالعات سنگ‌شناسی و پتروگرافی، اکسیدهای عناصر اصلی ۲۲ نمونه به روش XRF و عناصر کمیاب ۱۰ نمونه به روش ICP در آزمایشگاه دانشکده علوم زمین دانشگاه فرارای ایتالیا آنالیز شد. ترکیب شیمیایی کانی‌ها نیز با دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروپ کامپا-کامبکس (مجهز به سه اسپکترومتر پراش دهنده امواج) با ولتاژ ۱۵ کیلوولت، جریان ۱۵ نانو آمپر و استفاده از سیلیکات‌های طبیعی و اکسیدها به‌عنوان استاندارد، در دانشگاه علوم‌زمین شهر پادوای ایتالیا تعیین شد.

شیمی کانی‌ها

الیون

ترکیب شیمیایی این کانی از $Fo_{83.79}$ در مرکز تا $Fo_{68.40}$ در حاشیه متغیر است. آنالیزهای شیمیایی این کانی در جدول ۱ ارائه شده است. میزان CaO از ۰/۲۳ تا ۰/۴۷ در الیون‌ها بدون نظم مشخصی متغیر است، در صورتی که میزان MnO (۰/۲۲-۰/۶۰) همراه با افزایش میزان FeO افزایش می‌یابد و به بیش‌ترین میزان خود در الیون‌هایی که بیشتر فیالیتی هستند،

می‌رسد.

پیروکسن

آنالیزهای کانی پیروکسن در جدول ۲ ارائه شده است. ترکیب شیمیایی این کانی در سنگ‌های ترالیتی و تشنیتی تقریباً مشابه است. در نمودار طبقه‌بندی انواع پیروکسن‌ها (Morimoto *et al.*, 1988) همه پیروکسن‌ها در محدوده دیوپسید قرار می‌گیرند (شکل ۵). پیروکسن موجود در ترالیت‌ها نمایانگر مقادیر بالاتری از عدد منیزیم نسبت به سنگ‌های تشنیتی است. این عدد در ترالیت‌ها از ۷۳/۶۰ تا ۹۲/۹۱ و در تشنیت‌ها از ۶۰/۵۳ تا ۹۰/۱۱ متغیر است. ترکیب پیروکسن‌های ترالیت‌ها از $Wo_{49.82} Fs_{10.35} En_{39.83}$ در مرکز تا $Wo_{52.73} Fs_{13.57} En_{33.71}$ در حاشیه و پیروکسن‌های تشنیت‌ها از $Wo_{51.2} Fs_{12.47} En_{36.51}$ در مرکز تا $Wo_{48.15} Fs_{21.71} En_{30.14}$ در حاشیه متغیر است. این پیروکسن‌ها دارای مقادیر پایین SiO_2 و میزان $Al_{tot}/Ti < 10$ هستند.

فلدسپار

فلدسپارها معمولاً منطقه‌بندی عادی نشان می‌دهند و ترکیب شیمیایی آن‌ها در محدوده لابرادوریت تا آندزین قرار می‌گیرد و بین $Or_{1.51} Ab_{39.34} An_{59.16}$ تا $Or_{0.53} Ab_{61.83} An_{37.64}$ متغیر است (شکل ۶). پلاژیوکلازهای سنگ‌های تشنیتی دانه‌درشت، درصد

هم‌خوانی وجود دارد. پلاژیوکلازها، گاهاً تحت تأثیر هوازدگی قرار گرفته‌اند و به کانی‌های رس، آلیت و زئولیت تبدیل شده‌اند که این تبدیل‌شدگی‌ها از سنگ‌های دانه‌ریز ترالیتی به سمت سنگ‌های دانه‌درشت تشنیتی افزایش می‌یابد.

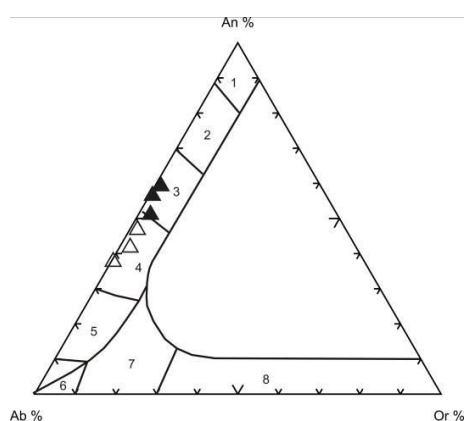
سدیم بالاتری دارند و اکثر آن‌ها دارای ترکیب آندزینی هستند ولی پلاژیوکلازهای سنگ‌های ترالیتی ریزدانه، معمولاً لابرادوریت هستند (جدول ۳). بنابراین در این سنگ‌ها بین میزان کلسیم پلاژیوکلازها و میزان منیزیم سنگ میزبان تطابق و

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی بیون در گابروهای ترالیتی

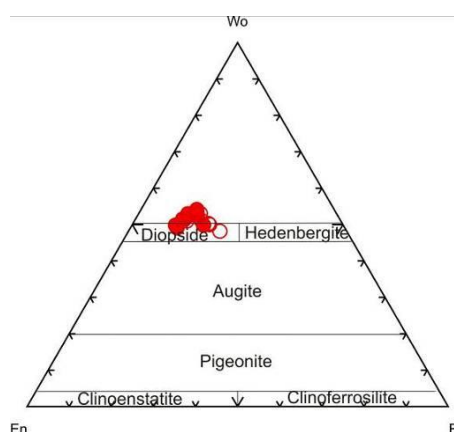
sample	RD181 Rim	RD181 Core	RD181 Middle	RD181 Rim	RD172 Rim	RD172 Middle	RD172 Core	RD172 Middle
SiO ₂	39.37	39.39	39.50	37.49	38.55	38.96	39.95	39.57
TiO ₂	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.04	0.03	0.07	0.04	0.02	0.07	0.05
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03
FeO	17.27	15.52	16.24	27.73	22.98	16.81	15.54	17.21
MnO	0.27	0.26	0.22	0.61	0.46	0.32	0.22	0.31
MgO	43.82	45.76	45.06	34.42	39.03	46.68	45.66	44.35
CaO	0.32	0.26	0.28	0.51	0.40	0.25	0.25	0.23
Na ₂ O	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	101.12	101.30	101.39	100.89	101.52	103.06	101.74	101.77
O=4								
Si	0.99	0.98	0.99	0.99	0.99	0.96	0.99	0.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.36	0.32	0.34	0.62	0.49	0.35	0.32	0.36
Mn	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg	1.64	1.70	1.68	1.36	1.50	1.72	1.68	1.65
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.01	3.02	3.01	3.00	3.01	3.04	3.01	3.01
Fo	81.66	83.79	82.99	68.40	74.79	82.93	83.77	81.86
Fa	18.05	15.94	16.78	30.91	24.71	16.75	16.00	17.82

جدول ۲- نتایج آنالیز شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن در گابروهای ترالیتی و تشنیتی

sample	Teschenite RD182 Rim	Teschenite RD182 Core	Teschenite RD172 Core	Teschenite RD182 Middle	Theralite RD181 Rim	Theralite RD181 Core	Theralite RD181 Middle	Theralite RD181 Core
SiO ₂	47.74	46.50	44.28	45.43	46.31	45.89	44.74	46.32
TiO ₂	2.13	3.15	3.49	3.33	2.92	2.34	3.38	2.56
Al ₂ O ₃	7.53	7.43	8.68	7.66	6.48	8.75	8.84	6.36
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.28	0.15	0.15
FeO	11.27	7.14	6.55	8.82	9.57	5.94	6.37	6.62
MnO	0.33	0.15	0.11	0.21	0.21	0.11	0.12	0.09
MgO	9.04	11.97	12.24	10.63	10.72	13.07	12.11	13.54
CaO	20.08	23.28	23.13	22.87	22.42	22.74	23.27	23.23
Na ₂ O	1.36	0.52	0.46	0.56	0.67	0.49	0.41	0.40
K ₂ O	0.03	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02
Total	99.51	100.17	98.96	99.53	99.33	99.61	99.39	99.29
O=6								
Si	1.81	1.73	1.66	1.71	1.75	1.70	1.67	1.73
Ti	0.06	0.09	0.10	0.09	0.08	0.07	0.09	0.07
Al	0.34	0.33	0.38	0.34	0.29	0.38	0.39	0.28
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.35	0.23	0.21	0.28	0.31	0.19	0.20	0.21
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.51	0.66	0.68	0.60	0.61	0.72	0.67	0.75
Ca	0.82	0.93	0.93	0.92	0.91	0.90	0.93	0.93
Na	0.10	0.04	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo	48.15	51.02	50.98	51.15	49.85	49.82	51.49	49.11
En	30.14	36.51	37.56	33.08	33.17	39.83	37.29	39.81
Fs	21.71	12.47	11.46	15.77	16.98	10.35	11.22	11.07
N Mg	60.53	81.95	90.11	75.14	73.60	91.45	87.40	92.91



شکل ۶- قرارگیری پلاژیوکلازهای گابروهای ترالییتی (مثلث توپر) و تشنیتی (مثلث تو خالی) در نمودار تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها در محدوده لابرادوریت تا آندزین (1: آنورتیت، 2: بایتونیت، 3: لابرادوریت، 4: آندزین، 5: الیگوکلاز، 6: آلبیت، 7: آنورتوکلاز و 8: سانیدین



شکل ۵- پیروکسن‌های گابروهای ترالییتی (دایره‌های توپر) و تشنیتی (دایره‌های تو خالی) در نمودار تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها (Morimoto *et al.*, 1988)، این کانی در محدوده دیوپسید قرار گرفته است.

جدول ۳- نتایج آنالیز شیمیایی کانی‌های پلاژیوکلاز در گابروهای ترالییتی و تشنیتی

Sample	Teschenite	Teschenite	The ralite	The ralite	Tscheschite	The ralite
	RD182	RD182	RD181	RD181	RD182	RD181
	Rim	Core	Core	Core	Core	Rim
SiO ₂	51.12	49.65	50.30	49.21	52.02	50.01
Ti ₂ O	0.09	0.05	0.05	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	23.30	30.56	30.01	31.22	25.67	29.97
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00	0.10
FeO	0.31	0.23	0.02	0.06	0.05	0.08
MgO	0.01	0.01	0.01	0.00	0.23	0.01
CaO	8.49	6.87	10.85	11.25	8.47	10.95
Na ₂ O	7.71	4.17	4.55	4.13	6.24	5.45
K ₂ O	0.10	0.24	0.12	0.24	0.46	0.54
Total	91.14	93.97	95.94	96.14	93.15	97.12
O=8						
Si	2.54	2.40	2.37	2.32	2.52	2.34
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.37	1.74	1.67	1.73	1.46	1.66
Fe	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Ca	0.45	0.36	0.55	0.57	0.44	0.55
Na	0.74	0.39	0.41	0.38	0.59	0.50
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03
Total	5.14	4.93	5.01	5.01	5.06	5.09
Ab %	61.83	51.33	42.79	39.34	55.61	45.97
An %	37.64	46.73	56.44	59.16	41.71	51.04
Or %	0.53	1.94	0.77	1.51	2.67	3.00

فلدسپاتوئید

فلدسپاتوئیدهایی که به فراونی در این سنگ‌ها دیده می‌شود، نفلین و آنالسیم است. درصد این دو کانی، از سنگ‌های دانه‌ریز ترالییتی به سمت سنگ‌های دانه‌درشت تشنیتی افزایش می‌یابد. نفلین و آنالسیم، هر دو بین کانی‌های الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز تبلور پیدا کرده‌اند که می‌تواند بیانگر تبلور آن‌ها در انتهای روند تبلور سنگ‌ها باشد. وجود کانی‌هایی مانند نفلین و

آنالسیم، ویژگی همه گابروهای مورد مطالعه است. نفلین‌ها دارای درصدهای وزنی Na_2O : 14.22-15.74; K_2O : 3.74-4.86; Al_2O_3 : 33.06-35.13 درصد وزنی اکسیدهای آنالسیم‌ها Na_2O : 10.17-11.68; K_2O : 0.01-0.10; Al_2O_3 : 24.83-29.63 می‌توانند مانند نفلین، اولیه و حاصل از تبلور ماگما باشند و یا اینکه حاصل آلتراسیون نفلین باشند (Morata and Higuera, 1996). با توجه به نبود

تشنیت‌ها ۴۳/۳۲-۵۷/۲ است. نتایج آنالیز شیمیایی گابروهای ترالیتی و تشنیتی در جدول ۴ آمده است. نمودار تغییر اکسید MgO در مقابل برخی از عناصر اصلی و فرعی نیز در شکل ۷ نمایش داده شده است. با افزایش میزان MgO در سنگ‌های مورد مطالعه، میزان اکسیدهای Na₂O و K₂O کاهش و میزان FeO افزایش می‌یابد. میزان عنصر Ni در سنگ‌های ترالیتی (۹۵ تا ۱۹۴ ppm) بالاتر از سنگ‌های تشنیتی (۷ تا ۶۷ ppm) است.

بالاتر بودن میزان عنصر Co در سنگ‌های ترالیتی نسبت به سنگ‌های تشنیتی نیز در خور توجه است. با افزایش میزان MgO، میزان عناصر Ni، Co و Sc افزایش و Ba، Nb و Cu کاهش می‌یابد (شکل ۷).

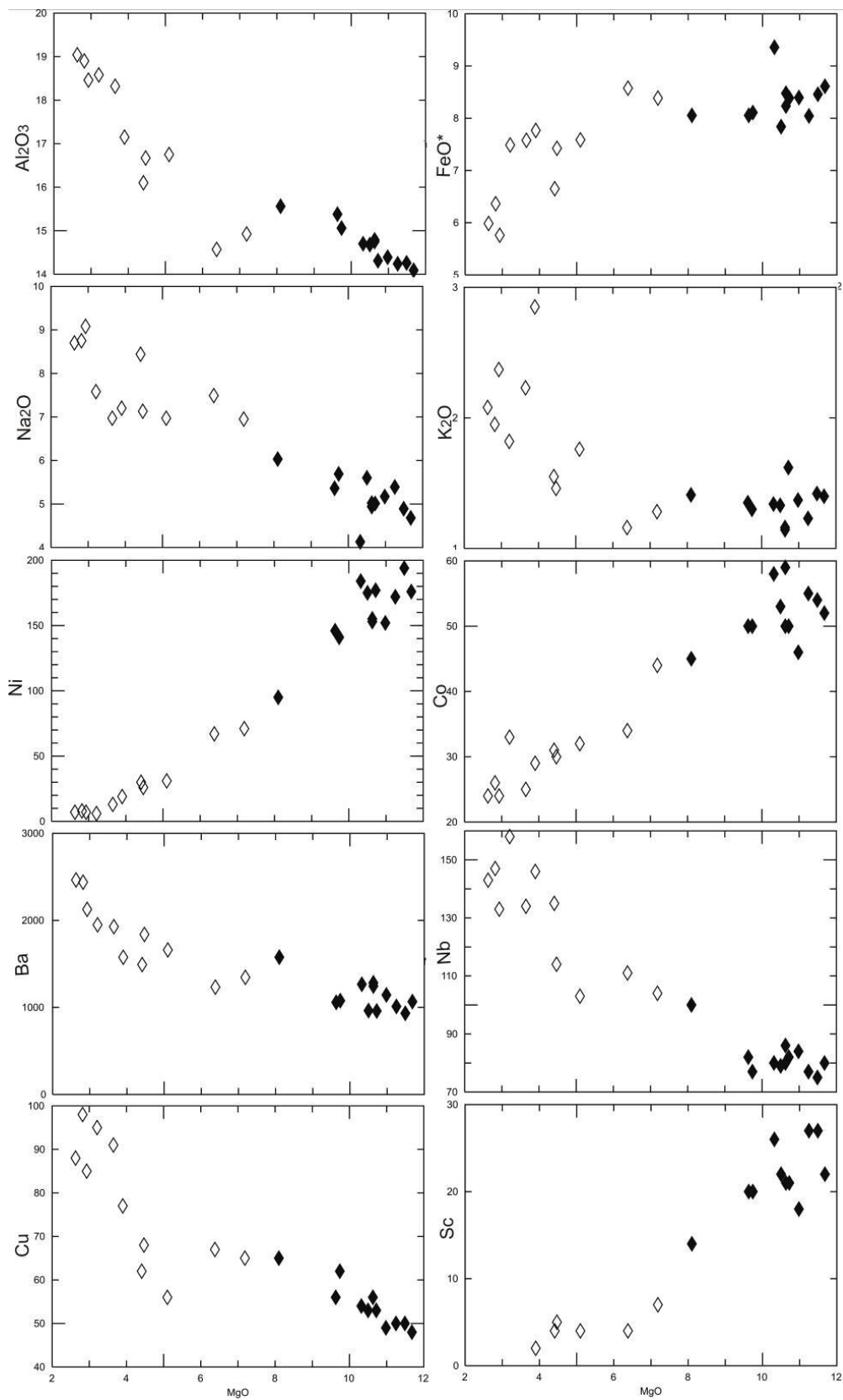
شواهد آلتراسیون در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه، این کانی‌ها می‌توانند به‌عنوان آنالسیم‌های اولیه در این سنگ‌ها در نظر گرفته شوند.

زمین‌شیمی

میزان SiO₂ نمونه‌های مورد مطالعه ۴۵/۲۸-۴۰/۶۸ درصد وزنی و میزان MgO ۲/۸۳ تا ۱۱/۴۴ است. نمونه‌های دانه‌ریز ترالیتی، دارای کم‌ترین مقدار SiO₂ و بیش‌ترین مقدار MgO هستند، در حالی‌که نمونه‌های درشت‌دانه‌تر تشنیتی، مقادیر بالاتر SiO₂ و مقادیر پایین‌تر MgO را نشان می‌دهند. میزان عدد منیزیم در نمونه‌های ترالیتی، بالاتر از نمونه‌های تشنیتی است. میزان این عدد در ترالیت‌ها، ۶۴/۲۱-۷۱/۳۹ و در

جدول ۴- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های گابروهای ترالیتی (The) و تشنیتی (Tes) به‌روش ICP

Sample	RD165	RD167	RD169	RD171	RD172	RD175	RD178	RD178	RD181	RD182
	The	Tes	The	Tes	Tes	The	The	Tes	The	Tes
SiO ₂	43.52	45.28	43.93	40.68	43.06	43.51	43.78	43.04	43.48	43.82
TiO ₂	2.01	2.18	2.07	3.83	3.05	2.03	2.07	2.88	2.02	2.48
Al ₂ O ₃	14	17.81	14.04	14.26	15.62	14.2	15	16.16	13.8	16.39
Fe ₂ O ₃	9.23	6.18	9.15	8.33	7.17	10.05	8.63	8	9.37	8.25
MnO	0.17	0.15	0.17	0.12	0.12	0.17	0.17	0.14	0.17	0.16
MgO	11.28	2.83	10.52	6.25	4.28	9.97	7.81	4.34	11.44	3.73
CaO	10.85	9.24	10.85	13.75	11.83	10.62	10.73	12.12	10.78	9.49
Na ₂ O	4.8	8.76	4.92	7.33	8.19	3.99	5.82	6.91	4.59	6.88
K ₂ O	1.4	2.29	1.59	1.14	1.51	1.3	1.36	1.42	1.38	2.73
P ₂ O ₅	0.85	1.72	0.86	3.14	2.15	0.74	1.01	1.89	0.87	1.62
L.O.I.	1.89	3.55	1.89	1.17	3.02	3.43	3.62	3.11	2.1	4.43
Total	100	99.99	99.99	100	100	100.01	100	100.01	100	100.0
Ba	932	2126	959	1233	1492	1011	1577	1838	1066	1576
Co	54	24	50	34	31	55	45	30	52	29
Cr	505	2	521	27	19	533	318	16	448	5
Cu	50	85	53	67	62	50	65	68	48	77
Ga	12	17	11	28	21	11	12	18	12	17
Ni	194	7	177	67	30	172	95	26	176	19
Sc	27	0	21	4	4	27	14	5	22	2
V	217	190	237	384	328	242	230	316	217	234
Zn	55	56	58	47	49	57	64	55	54	68
Rb	15.92	32.75	28.95	22.21	29.13	15.55	20.34	17.04	14.19	82.26
Sr	735	1314	660	1228	1037	714	1492	993	885	769
Y	17.7	23.7	19.2	25.5	27.1	17.8	27.7	17.3	17.4	22.0
Zr	169	206	173	211	233	172	241	182	174	229
Nb	87.1	151	87.1	113	137	91.1	130	103	88.6	209
La	43.2	77.9	45.6	83.6	77.2	43.3	76.3	51.7	44.8	81.3
Ce	77.3	128	82.9	148	135	78.2	134	91.4	82.0	139
Pr	8.29	12.3	8.70	15.0	13.2	8.23	13.6	9.19	8.55	13.4
Nd	31.7	45.9	33.3	57.4	50.7	31.4	53.3	35.2	32.7	50.4
Sm	5.56	7.19	5.82	9.06	8.26	5.48	8.85	5.93	5.71	7.99
Eu	1.78	2.41	1.86	2.62	2.50	1.77	2.77	1.97	1.85	2.52
Gd	5.14	6.83	5.46	8.32	7.68	5.14	8.22	5.54	5.34	7.40
Tb	0.76	0.96	0.81	1.14	1.08	0.76	1.17	0.79	0.78	1.02
Dy	3.43	4.28	3.65	4.91	4.86	3.42	5.24	3.48	3.50	4.51
Ho	0.65	0.84	0.71	0.93	0.94	0.66	1.01	0.67	0.67	0.86
Er	1.69	2.23	1.83	2.36	2.46	1.71	2.59	1.72	1.71	2.26
Tm	0.25	0.34	0.27	0.34	0.37	0.25	0.38	0.25	0.25	0.33
Yb	1.45	2.01	1.55	1.91	2.16	1.45	2.17	1.46	1.47	1.94
Lu	0.21	0.29	0.23	0.28	0.21	0.21	0.32	0.21	0.21	0.28
Hf	3.25	2.85	3.28	3.40	3.49	3.22	3.98	3.33	3.33	3.51
Ta	4.06	6.88	4.14	5.97	6.56	4.27	6.20	4.70	4.21	8.91
Th	5.83	10.97	6.16	7.44	10.12	5.78	8.96	6.53	5.68	10.71
U	1.53	2.59	1.50	1.99	2.41	1.52	2.14	1.88	1.49	2.73



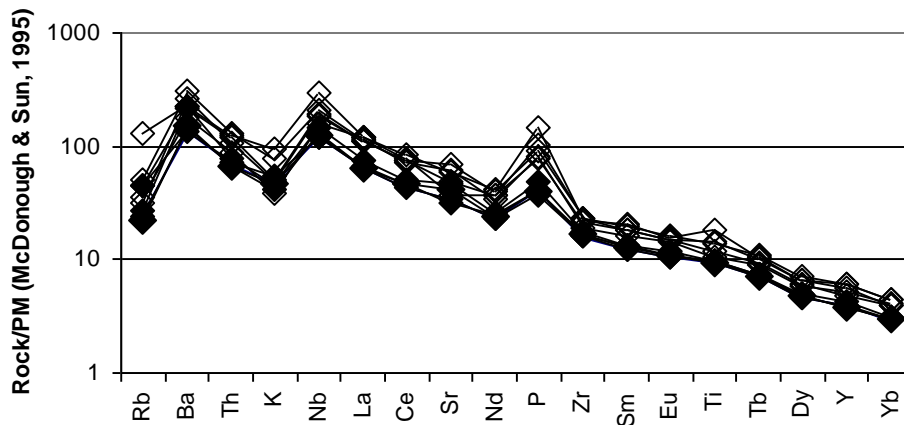
شکل ۷- نمودارهای دومتغیره و نحوه رفتار اکسیدها و عناصر مختلف همراه با کاهش میزان MgO (♦ گابروهای ترالیتی ریزدانه و ◇ گابروهای تشنیتی درشت‌دانه)

بحث

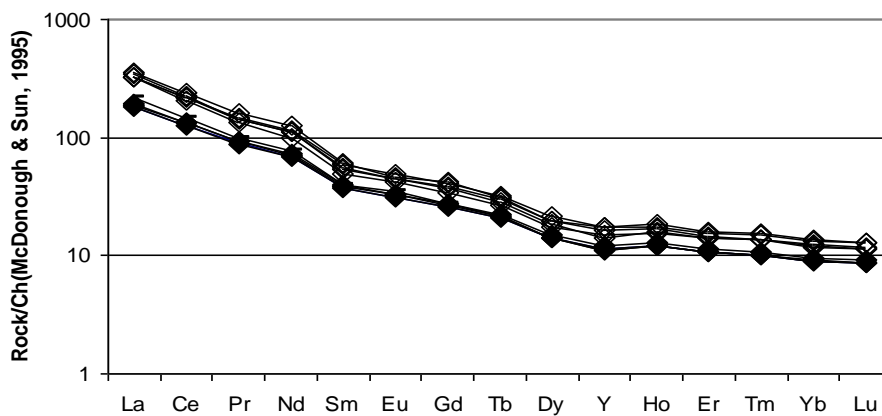
ماهیت ماگمای سازنده گابروها

میزان CaO و MnO در کانی الیوین در سنگ‌های مورد مطالعه با سنگ‌های سری آلکان تطابق دارد (Ngounouno *et al.*, 2001). میزان $Al_{tot}/Ti < 10$ و میزان پایین SiO_2 در پیروکسن‌های سنگ‌های منطقه، از ویژگی‌های برجسته پیروکسن‌های مربوط به سری‌های آلکان است (Le Bas, 1962؛ Azambre *et al.*, 1992؛ Chambers and Brown, 1995 *al.*, 1992؛ Dostal and Owen, 1998). پیروکسن‌های سنگ‌های گابرویی منطقه دارای مقادیر بالای سازنده ولاستونیت نسبت به جزء انستاتیت و فروسیلیت هستند.

الگوی مشاهده شده برای عناصر HFSE و LILE در نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت برای سنگ‌های منطقه در شکل ۸ و ۹ دیده می‌شود. در این نمودارها، غنی‌شدگی در LILE (مانند Ba و Rb)، HFSE (مانند Nb و P)، تهی‌شدگی در عنصر K و HREE (مانند Y و Yb) دیده می‌شود. مقادیر به‌هنگار شده عنصر Yb نسبت به کندریت در این سنگ‌ها کمتر از ۱۰ و به‌طور متوسط ۲/۱۷-۱/۴۵ است. گابروهای کمرین غنی‌شدگی در LREE را نسبت به HREE نشان می‌دهند و میزان $(La/Yb)_N$ به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه در این سنگ‌ها از ۱۹/۹۸ تا ۲۸/۴۱ متغیر است.



شکل ۸- نمودار عنکبوتی سنگ‌های گابرویی آلکان کمرین، به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه، مقادیر برگرفته از McDonough و Sun (۱۹۸۹)، علایم مانند شکل ۷ است.



شکل ۹- نمودار عنکبوتی سنگ‌های گابرویی آلکان کمرین، به‌هنگار شده نسبت به کندریت‌ها، مقادیر برگرفته از McDonough و Sun (۱۹۸۹)، علایم مانند شکل ۷ است.

(2011).

نسبت عناصر HFSE/LREE می‌تواند برای تعیین منشأ ماگمای به وجود آورنده سنگ‌ها استفاده شود. نسبت‌های کوچک‌تر از یک می‌تواند نشان‌دهنده منشأ لیتوسفری باشد، در صورتی که نسبت‌های بزرگ‌تر از یک، مشخصه ماگماهای نشأت گرفته از آستونسفر است (Smith *et al.*, 1999). گابروهای آلکالن کمربند دارای نسبت‌های بالاتر از یک Nb/La (۱/۵۰-۱/۰۱)، Zr/La (۳/۹۷-۲/۵۲) و Zr/Ce (۱/۶۱-۲/۱۸) هستند. این نسبت‌ها می‌تواند بیانگر به وجود آمدن ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌ها از یک منبع آستونسفری باشد.

میزان Yb_N به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) در همه نمونه‌ها پایین‌تر از ۱۰ است. این مسأله می‌تواند نشان‌دهنده حضور گارنت به‌عنوان فاز باقی‌مانده در گوشته منشأ این سنگ‌ها باشد (Morata *et al.*, 2005).

نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده سنگ‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت‌ها، تقریباً شیب تندی را نشان می‌دهد. الگوی HREE به‌هنگار شده نسبت به کندریت‌ها، در مذاب‌های تولید شده از منشأ لرزولیت-اسپینل، تقریباً مسطح است و شیب بسیار کمی را نشان می‌دهد، برای مثال میزان $(Dy/Yb)_N$ کمتر از ۱/۰۶ است، این در حالی است که ماگماهای نشأت گرفته از لرزولیت-گارنت دارای نسبت‌های $(Dy/Yb)_N$ بالاتر از ۱/۰۶ هستند (Blundy *et al.*, 1998; Ali and Ntaflos, 2011). بنابراین شیب تند الگوی HREE در شکل ۱۲، مقادیر بالای $(La/Yb)_N$ (۱۹/۹۸-۲۸/۴۱) و مقادیر بالای $(Dy/Yb)_N$ در سنگ‌های مورد مطالعه که از ۱/۳۹ تا ۱/۶۸ تغییر می‌کند، می‌تواند نشان‌دهنده وجود گارنت به‌عنوان فاز باقی‌مانده در منشأ گوشته به‌وجود آورنده ماگمای سنگ‌های گابرویی آلکالن کمربند باشد.

این ویژگی در پیروکسن‌های سنگ‌های تشنیتی (Wlodyka, 2002) و سنگ‌های آلکالن فوئیددار (Bardintzeff *et al.*, 2012) گزارش شده است که می‌تواند مربوط به بالا بودن مقادیر Al و Ti این پیروکسن‌ها باشد، زیرا این کاتیون‌ها می‌توانند جانشین یون‌های Mg و Fe (در موضع M2 پیروکسن‌ها) شوند و این مسأله باعث کاهش میزان این دو یون نسبت به یون Ca (در موضع M1 پیروکسن‌ها) و بالا رفتن نسبت ولاستونیت می‌شود (Wlodyka, 2002). حضور کانی‌های نفلین و آنالسیم در سنگ‌ها نیز شاخصه ماگماهای آلکالن است (Dostal and Owen, 1998). بنابراین می‌توان بر اساس مطالعات کانی‌شناسی و شیمی - کانی اظهار داشت که ماگمای سازنده گابروهای مورد مطالعه ماهیت آلکالن دارد.

پتروژئولوژی توده گابرویی

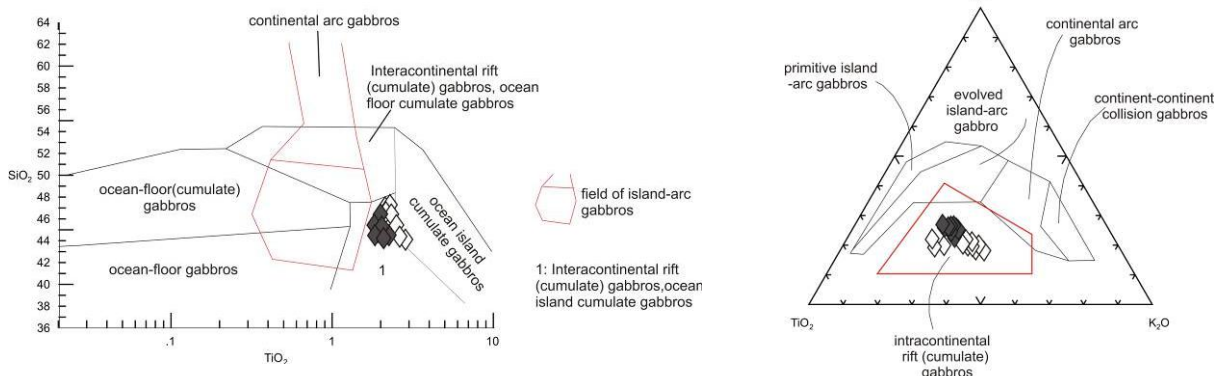
در این توده گابرویی، میزان عدد منیزیم از سنگ‌های ترالیتی در حاشیه توده به سمت سنگ‌های تشنیتی در مرکز توده کاهش می‌یابد، همچنین با کاهش MgO در سنگ‌ها، میزان SiO_2 ، Al_2O_3 ، Na_2O ، K_2O و Ba افزایش و میزان Ni، Co و FeO کاهش می‌یابد. این روندهای مشاهده شده در نمودارهای دو متغیره، می‌تواند به وسیله پدیده تفریق بلورین توجیه شود.

در نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های منطقه، غنی‌شدگی در LILE (مانند Ba و Rb)، HFSE (مانند Nb) و P و تهی‌شدگی در عنصر K و HREE (مانند Y و Yb) مشابه با روندهای سنگ‌های آلکالن مناطق درون صفحه‌ای است (Beccaluva *et al.*, 2009; Weifeng *et al.*, 2005). در نمودارهای عنکبوتی، غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE نیز از ویژگی‌های سازگار با ماگماهای آلکالن تولید شده در موقعیت‌های درون صفحه‌ای است (Fitton *et al.*, 1991; Ali and Ntaflos,

فاز کششی که با ایجاد ریفت‌های ناحیه‌ای در بخش‌های مختلف همراه است، به ایجاد ولکانیسم و پلوتونیسم در منطقه منجر شده است (Berberian, 1982). فرآیندهای کششی و ولکانیسم و پلوتونیسم وابسته به آن در البرز مرکزی از تریاس بالایی (شروع ته‌نشست سازند شمشک) تا ژوراسیک میانی (خاتمه ته‌نشست سازند شمشک) ادامه داشته است (Fursich *et al.*, 2005, 2006; Berra *et al.*, 2007). شمال دهکده کمرین، گدازه‌های آلکالن مربوط به ولکانیسم ریفتی اواخر تریاس دیده می‌شود که از نظر ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی شباهت در خور توجهی را با توده گابرویی آلکالن کمرین نشان می‌دهد (دوروزی، در دست چاپ). بنابراین ایجاد توده گابرویی آلکالن کمرین می‌تواند در ارتباط با فاز پلوتونیسم ریفت درون صفحه‌ای باشد که در اواخر تریاس در البرز مرکزی فعالیت داشته است.

محیط تکتونیکی و جایگاه ماگماتیسم در البرز مرکزی

همان‌طور که یاد شد، روند رفتار عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی، متناسب با روندهای عناصر در محیط‌های درون صفحه‌ای است. در نمودارهای طبقه‌بندی گابروها (شکل ۱۰) نیز این سنگ‌ها در بخش گابروهای محیط‌های ریفتی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (Biermanns, 1996). بروز این توده گابرویی آلکالن در درون بخش شیلی و سیلتی سازند شمشک دیده می‌شود و سن توده‌های مشابه که در ناحیه البرز مرکزی در درون سازند شمشک و یا در واحدهای جوان‌تر دیده می‌شوند، حداکثر ژوراسیک میانی تعیین شده است (سعیدی، ۱۳۷۲). در البرز مرکزی، تکتونیک کششی در دوران مزوزوئیک، در تریاس بالایی هم‌زمان با ولکانیسم ریفتی Rhaetic و شروع رسوب‌گذاری سازند زغال‌دار شمشک آغاز می‌شود (Berberian, 1982). این



شکل ۱۰- نمودارهای طبقه‌بندی گابروهای آلکالن کمرین، این سنگ‌ها در بخش گابروهای محیط‌های ریفتی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (Biermanns, 1996)، علایم مانند شکل ۷ است.

نیز، روند تفریق از حاشیه توده به سمت گابروهای درشت‌دانه تشنیتی مرکز دیده می‌شود. بر اساس زمین‌شیمی عناصر کمیاب، ماگمای سازنده این سنگ‌ها در موقعیت درون صفحه‌ای و از یک منبع استنوسفری به وجود آمده است. میزان و نسبت عناصر کمیاب نشان‌دهنده وجود گارنت به عنوان فاز باقی‌مانده در منشأ گوشته به وجود آورنده ماگمای سنگ‌های گابرویی

نتیجه‌گیری

مطالعه گابروهای کمرین، نشان از حضور یک فاز پلوتونیسم آلکالن در شمال البرز مرکزی دارد. این توده در حاشیه ریزدانه‌تر و ترکیب ترالییتی دارد و به سمت مرکز، درشت‌دانه‌تر و ترکیب تشنیتی می‌یابد. این مسأله می‌تواند نمایان‌گر تبلور زود هنگام حاشیه توده، به علت افت حرارتی سریع‌تر باشد. در نمودارهای زمین‌شیمیایی

آلکالن کمربن است. ایجاد توده گابرویی آلکالن کمربن باشد که در اواخر تریاس در البرز مرکزی فعالیت داشته می تواند در ارتباط با فاز پلوتونیسیم ریفت درون صفحهای است.

منابع

- دوروزی، ر. (۱۳۹۲) پتروولوژی و بررسی توالی ماگماتیسم سنگهای آذرین دامنه شمالی البرز مرکزی در منطقه سیاه بیشه. رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی تهران، تهران، ایران.
- سعیدی، ع. (۱۳۷۲) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بلده. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- وحدتی دانشمند، ف. (۱۳۸۳) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرزن آباد. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- Ali, Sh. and Ntaflos, Th. (2011) Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian-Pannonian Region. *Lithos* 121: 76-87.
- Azambre, B. G., Rossy, M. and Albarede, F. (1992) Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean Rift Zone (France and Spain). *European Journal of Mineralogy* 4: 813-834.
- Bardintzeff, J., Deniel, C., Guillou, H., Platevoet, B., Telouk, P. M. and Oun, Kh. (2012) Miocene to recent alkaline volcanism between Al Haruj and Waw an Namous (southern Libya). *International Journal of Earth Science* 101: 1047-1063.
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C. and Siena, F. (2009) Continental flood basalts and mantle Plumes: a Case Study of the Northern Ethiopian Plateau. *Journal of petrology* 50(8): 1377-1403.
- Berberian, F. and Berberian, M., (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Delany, F. M. (Ed.): Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution. Geodynamics Series. American Geophysical Union, Washington, 5-32.
- Berberian, M. (1976) Seismotectonic map of Iran, 1:250000. Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II). *Geological Survey of Iran* 39: 7-141.
- Berberian, M. (1982) The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20:163-183.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Berra, F., Zanchi, A., Mattei, M. and Nawab, A. (2007) Late Cretaceous transgression on a Cimmerian high (Neka Valley, Eastern Alborz, Iran): A geodynamic event recorded by glauconitic sands. *Sedimentary Geology* 199: 189-204.
- Biermanns, L. (1996) Chemical classification of gabbroic-dioritic rocks, based on TiO₂, SiO₂, FeO total, MgO, K₂O, Y and Zr. Symposium International sur la Geodynamique Andine 3. Saint-Malo, France.
- Blundy, J. D., Robinson, J. A. C. and Wood, B. J. (1998) Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth and Planetary Science Letters* 160: 493-504.
- Chambers, A. D. and Brown, P. E. (1995) The Lilloise intrusion East Greenland: fractionation of a hydrous alkali picritic magma. *Journal of Petrology* 36: 933-963.
- Dostal, J. and Owen, J. V. (1998) Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: Geochemistry and petrogenesis. *Geologische Rundschau* 87: 67-77.
- Fitton, J. G., James, D. and Leeman, W. P. (1991) Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research* 96: 13693-13711.

- Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Cecca, F. and Majidifard, R. (2005) The upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) of the Eastern Alborz (Iran): biota and palaeoenvironments during a transgressive-regressive cycle. *Facies* 51: 365-384.
- Guest, B., Guest, A. and Axen, G. (2007) Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: A case for simple crustal folding. *Global and Planetary Change* 58: 435-45.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Le Bas, M. J. (1962) The role of aluminium in igneous clinopyroxene with relation to their parentage. *American Journal of Sciences* 260: 267-268.
- Morata, D. and Higuera, P. (1996) Analcimas en lavas alcalinas del Sinclinal de Almadén, Origen primario o secundario? Implicaciones petrográficas. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* 19: 27-37.
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suarez, M. (2005) The Bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 147-162.
- Morimoto, N., Fabries, J., Fergusson, A. K., Guizbourg, I. D., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73: 1123-1133.
- Ngounouno, I., Moreau, C., De ruelle, B., Demaiffe, D. and Montigny, R. (2001) Petrologie du complexe alcalin sous-sature de Kokoumi (Cameroun). *Bulletin de la Societe géologique de la France* 172: 675-686.
- Sengor, A. M. C. (1990) A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geological Society of London Special Publication* 37: 119-181.
- Sengor, A. M. C. and Natal'in, B. A. (1996) Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Harrison, M. (Ed.): *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge: 486-640.
- Sengor, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T. and Hsu, K. J. (1988) Origin and assembly of the Tethyan orogenic collage at the expense of Gondwana and Thetys. *Geological Society of London, Special Publication* 37: 119-181.
- Smith, E. I., Sánchez, A., Walker, J. D., Wang, K. (1999) Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic Field, Utah: implications for small- and large scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology* 107: 433-448.
- Stocklin, J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C. A. and Drake, C. L. (Eds.): *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, Berlin: 873-887.
- Sun, S. and McDonough, W. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes, *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publications 42: 313-345.
- Weifeng, C., Peirong, C., Xesheng, X. and Min, Z. (2005) Geochemical characteristics of Cretaceous basaltic rocks in south China and constraints on Pacific plate subduction. *Science in China Ser. D Earth Sciences* 48(12): 2104-2117.
- Wlodyka, R. (2002) Clinopyroxene and amphibole zoning patterns in teschenite rocks from the outer western polish carpatians. *Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava*. September 1st-4th.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. and Sabouri, J. (2006) Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology* 28: 2023-2034.

Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Zanchetta, S., Nawab, A. and Sabouri, J. (2005) The early Mesozoic Cimmerian orogeny in the Alborz mountains, Iran. *Geophysical Research* 7: 1607-7962.