

ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی مافیک در منطقه کهک (قوس ماگمایی ارومیه-دختر)

سکینه مرادی^۱، محمدرضا قربانی^۲، شائو یانگ جیانگ^۳

^۱ دانشجوی دکترا، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳ استاد، دانشگاه زمین‌شناسی چین، دانشکده تحقیقات علوم زمین، ووهان، چین

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۱/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۲۴

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی مافیک کهک در قسمت مرکزی کمان ماگمایی ارومیه-دختر شامل بازالت تا آندزیت بازالت هستند و ویژگی ماگماهای ساب‌آلکان تا تحولی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها بر اساس شاخص تولیتی (THL) به سری کالک آلکان تعلق دارند. سن سنجی U-Pb زیرکن، برای سنگ‌های آندزیت-بازالتی و بازالتی منطقه به ترتیب سن‌های تقریبی ۶۰ (پالئوسن میانی) و ۲۴ تا ۱۹ میلیون سال (الیگوسن-پسین-میوسن آغازی) را تعیین می‌کند. این سنگ‌ها در نمودارهای عنکبوتی چندعنصری با غنی‌شدگی LREE و LILE و تهی‌شدگی از HFSE با بی‌هنجاری نسبتاً منفی یا نبود بی‌هنجاری Eu و الگوی شبیه E-MORB مشخص می‌شوند که بیانگر ماگماتیسم مرتبط با فرورانش صفحه اقیانوسی-توتیتس به زیر ایران مرکزی است. بر اساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی، تبلور تفریقی نقش قابل توجهی در تحول ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها ایفا کرده است. مدل‌سازی عناصر کمیاب نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک گوشته اسپینل لرزولیتی حاصل شده‌اند. نسبت‌های ایزوتوپی نیز نشان می‌دهند که ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری حاصل شده‌اند که توسط سیالات مشتق شده از اسلب فروورنده از قبل متاسوماتیسم شده‌اند. این سنگ‌ها در محیطی کششی و تحت شرایط انتقال از قوس به حوضه پشت قوس طی پالئوسن به میوسن تشکیل شده‌اند.

کلید واژه‌ها: سنگ‌های آتشفشانی مافیک، عقب‌گرد صفحه اقیانوسی، رژیم کششی، حوضه پشت قوسی، گوشته لیتوسفری

*نویسنده مسئول: محمدرضا قربانی

E-mail: ghorbani@modares.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

زمین‌شناسی ایران، یکی از بهترین مثال‌ها پیرامون کمربندهای کوهزایی جوان را در جهان ارائه می‌دهد (Morley et al., 2009). کمربند کوهزایی زاگرس حاصل از برخورد بین صفحات عربستان و اوراسیا (Falcon, 1974) بوده که با طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر از شمال‌باختر تا جنوب‌خاور ایران امتداد دارد (شکل ۱-الف). این کمربند، قسمت مهمی از کمربند آلپ-همالیا را تشکیل می‌دهد و همراه با صفحه ایران مرکزی، تاریخی طولانی از وقایع مرتبط با همگرایی بین صفحات اوراسیا و عربستان در طول حوضه اقیانوسی-توتیتس، شامل باز شدن، فرورانش تا آبداکشن (از ۱۵۰ میلیون سال پیش تا حال حاضر) را در خود حفظ کرده است (Ahmad and Poshtkuhi, 1993). زاگرس از سه زون زمین‌ساختی و موازی از جنوب-باختر ایران به سمت شمال‌خاور شامل کمربند رورانده (تراستی) زاگرس، زون سندج-سیرجان (SSZ) با واحدهای دگرگونی پرمین تا کرتاسه بالایی و فعالیت ماگمایی مرتبط با فرورانش از موزوویک تا تشریری (Hassanzadeh and Wernicke, 2016) و کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) که با ماگماتیسم سنوزویک مشخص می‌شود؛ تشکیل شده است.

کمان ماگمایی ارومیه-دختر به عنوان ماگماتیسم نوع قوسی، از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی اغلب با سن تشریری تشکیل شده است که به صورت کمپلکسی خطی و جدا (Ghasemi and Talbot, 2006; Omrani et al., 2008) بین زون سندج-سیرجان و ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱-الف). به نظر می‌رسد که اغلب فعالیت‌های آتشفشانی این کمان طی یک دوره مهم از کشش و اشتعال ماگمایی تشکیل شده باشد که ایران را تقریباً از ۵۵ میلیون سال پیش (پالئوسن-پسین-ائوسن پیشین) تا تقریباً ۳۵ میلیون سال پیش (ائوسن-پسین)، (Verdel et al., 2011) تحت تأثیر قرار داده است. (Verdel et al., 2011) رژیم کششی و ماگماتیسم پالئوژن کمان ماگمایی ارومیه-دختر را نتیجه فرایند عقب‌گرد صفحه اقیانوسی-توتیتس می‌دانند که به دنبال مرحله فرورانش کم شیب صفحه فروورنده اقیانوسی در زمان کرتاسه رخ داده است. زمان برخورد بین صفحات عربستان و اوراسیا همچنان مبهم و بحث‌برانگیز باقی مانده است و برای آن سنین مختلفی چون کرتاسه پسین

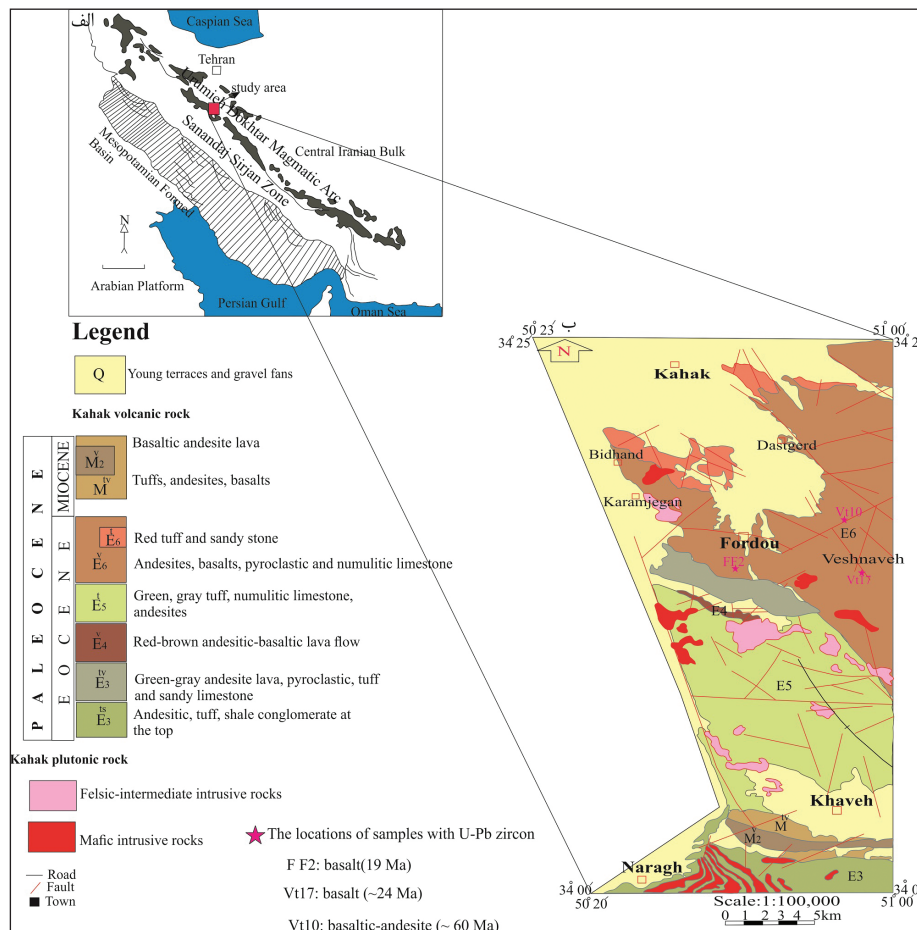
(Alavi 1994, 2004; Mohajjel and Fergusson, 2000)، میوسن (Berberian and Berberian 1981; Verdel et al. 2011) و حتی اواخر پلیوسن (Stöcklin, 1968) در نظر گرفته شده است. چند مدل زمین‌ساختی برای توضیح تحول و تکامل کمان ماگمایی ارومیه-دختر پیشنهاد شده است. (Amidi et al. 1984)، یک مدل رفتی را پیشنهاد نموده است. در حالی که دیگران مدل‌های مرتبط با فرورانش چون حاشیه قاره‌ای فعال (Berberian and Berberian, 1981) و یا جزایر قوسی (Shahabpour, 2007) را برای تشکیل این زون ترجیح می‌دهند. به این منظور، سنگ‌های آتشفشانی تشریری ناحیه کهک در بخش مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر انتخاب و سعی بر آن شده است تا تصویری واضح از تحولات ماگمایی مرتبط با کمان ماگمایی ارومیه-دختر ارائه شود. در این مقاله برای اولین بار مطالعات جامع سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، سن‌سنجی و ایزوتوپ‌های Nd-Sr بر روی سنگ‌های آذرین محدوده کهک ارائه می‌شود که می‌تواند گام مهمی در فهم و درک تشخیص ویژگی‌های ماگمایی، منشأ ماگما، شرایط و موقعیت زمین‌ساختی زمان تشکیل سنگ‌های آتشفشانی مافیک در این قسمت از کمان ارومیه-دختر در دوران تشریری باشد.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه کهک در قسمت مرکزی کمان ماگمایی ارومیه-دختر و در ۲۵ کیلومتری جنوب‌خاوری شهرستان قم واقع شده و جزئی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کهک (قلمقاش و همکاران، ۱۳۷۴) است (شکل ۱-الف). مطالعات پیشین بر روی کمان ماگمایی ارومیه-دختر بیانگر آن است که حجم اعظم ماگماتیسم در این کمان به فعالیت‌های آتشفشانی در زمان ائوسن تا الیگوسن (Chiu et al., 2013) مربوط و شامل بازالت، آندزیت-بازالت، ایگنمبریت و پیروکلاستیک هستند. سنگ‌های نفوذی با ترکیب گابرو تا گرانیت (الیگوسن-میوسن) نیز در سرتاسر این کمان اما کمتر از سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شوند (Berberian and Berberian, 1981). منطقه کهک از نظر ریخت‌شناسی و سنگ‌شناسی از سه قسمت شمالی، مرکزی و جنوبی تشکیل شده

هجوم توده‌های نفوذی متعدد و با ترکیبات مختلف قرار گرفته‌اند. قسمت جنوبی (در جنوب جاده کاشان به نراق)، از سنگ‌های آندزیت بازالتی و کنگلومراهای رسوبی- آتشفشانی تشکیل شده که میزبانی از نوع سنگ‌های رسوبی و پیروکلاستیک‌ها دارند. در جنوبی‌ترین قسمت این بخش، سیل‌های متعدد گابرو- دیوریتی از خاور نراق تا باختر نیاسر تشکیل شده‌اند.

است (شکل ۱-ب). قسمت شمالی منطقه اغلب شامل پیروکلاستیک‌های ریزشی و جریانی، بازالت، آندزیت بازالت و حجم گسترده‌ای از آندزیت‌های پورفیری در قسمت شمال باختر است که گاهی با سنگ‌های آهکی فسیل‌دار و بی‌فسیل به صورت بین‌لایه‌ای دیده می‌شوند. قسمت مرکزی غالب از گدازه‌های آندزیتی، دایک‌های آندزیتی، سنگ‌های رسوبی و گاهی آگلومرا تشکیل شده است که مورد



شکل ۱- الف) نقشه زمین‌شناسی ساده شده ایران که تقسیم‌بندی کمربند کوهرزایی زاگرس را نشان می‌دهد (Aghanabati, 1998)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی - ساختاری کهک (قلمقاش و همکاران، ۱۳۷۴).

۳- روش آنالیز

پس از بررسی‌های میکروسکوپی، ۲۲ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی مافیک کهک با کمترین تأثیر آلتراسیون جهت انجام آنالیزهای XRF و ۲۰ نمونه جهت انجام آنالیزهای ICP-MS به ترتیب برای تعیین عناصر اصلی و فرعی انتخاب و به آزمایشگاه ALS Mineral/ALS Chemex شهر گوانجو چین ارسال شدند. عناصر اصلی به‌وسیله دستگاه X-ray fluorescence (XRF) spectrometry و آنالیز عناصر فرعی و کمیاب به‌وسیله دستگاه Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) انجام گرفت. در طول انجام آنالیزهای عناصر فرعی از استانداردهای AGV-2, BHVO-2, BCR-2, RGM-2 به عنوان مرجع و از استاندارد GSP-1 جهت کالیبره کردن مقدار عناصر در نمونه‌ها استفاده شده است. جزئیات این روش توسط Liu et al. (2008) توضیح داده شده است. تجزیه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Sr-Rb و Nd-Sm مربوط به ۷ نمونه نیز با استفاده از دستگاه TIMS

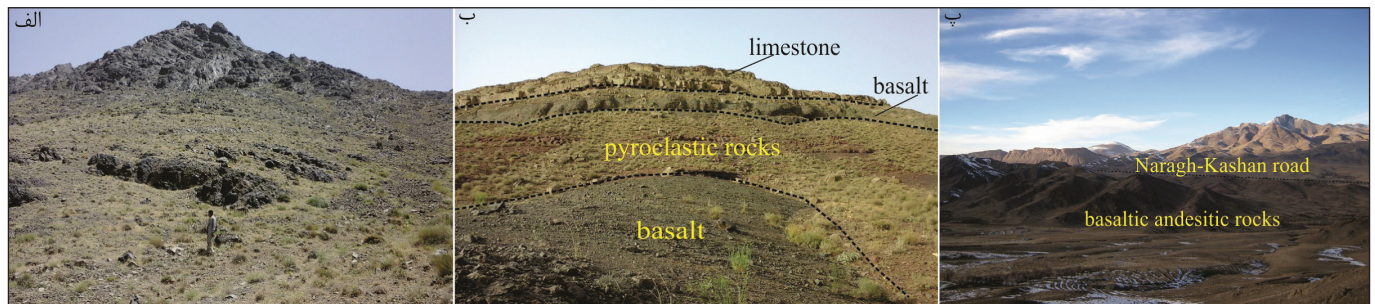
پس از بررسی‌های میکروسکوپی، ۲۲ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی مافیک کهک با کمترین تأثیر آلتراسیون جهت انجام آنالیزهای XRF و ۲۰ نمونه جهت انجام آنالیزهای ICP-MS به ترتیب برای تعیین عناصر اصلی و فرعی انتخاب و به آزمایشگاه ALS Mineral/ALS Chemex شهر گوانجو چین ارسال شدند. عناصر اصلی به‌وسیله دستگاه X-ray fluorescence (XRF) spectrometry و آنالیز عناصر فرعی و کمیاب به‌وسیله دستگاه Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) انجام گرفت. در طول انجام آنالیزهای عناصر فرعی از استانداردهای AGV-2, BHVO-2, BCR-2, RGM-2 به عنوان مرجع و از استاندارد GSP-1 جهت کالیبره کردن مقدار عناصر در نمونه‌ها استفاده شده است. جزئیات این روش توسط Liu et al. (2008) توضیح داده شده است. تجزیه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Sr-Rb و Nd-Sm مربوط به ۷ نمونه نیز با استفاده از دستگاه TIMS

۴- نتایج

۴-۱. مطالعات صحرایی و سنگ‌شناختی

درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها به‌وسیله ماکل پلی‌سنتیک، برخی دارای منطقه‌بندی نوسانی و گاهی دارای بافت غربالی مشخص می‌شوند. در نمونه‌های بازالتی منطقه، گاهی قالب‌های باقیمانده و اکسیدی از الیون و ارتوپیروکسن نیز وجود دارند (شکل ۳-پ، ت). زمینه دانه‌ریز این سنگ‌ها از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیون‌های ایدینگزیتی، کانی‌های فرعی چون اسفن و کدرساخته شده است. نمونه‌های آندزیت بازالتی، رخنمون‌های کم‌ارتفاعی را در قسمت شمالی و جنوبی تشکیل می‌دهند (شکل ۲-پ) و اساساً از کانی‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و به ندرت قالب‌های درشت و خودشکل الیون در زمینه‌ای متشکل از کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و اپاک ساخته شده‌اند (شکل ۳-ج). پلاژیوکلاز به دو صورت دارای منطقه‌بندی و فاقد منطقه‌بندی و کلینوپیروکسن اساساً به صورت شکل دار و نیمه‌شکل دار وجود دارند (شکل ۳-د). در سنگ‌های آندزیت بازالتی شمال‌باختر آثاری از دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز به کلریت و سرسیت دیده می‌شود.

سنگ‌های آتشفشانی مافیک با ترکیب بازالت و آندزیت-بازالت از قسمت‌های مختلف منطقه کهک جمع آوری شده‌اند. سنگ‌های بازالتی با رنگ ظاهری سیاه و قهوه‌ای روشن تا تیره مشخص می‌شوند. در گدازه‌های بازالتی باختر فردو حفرات کوچک سطحی دیده می‌شوند که به‌وسیله کلسیت پر شده‌اند. این سنگ‌ها از نظر ساختاری، توده‌ای، گاهی ارتفاع ساز (شکل ۲-الف)، گاهی به صورت گدازه‌هایی مسطح و کم‌ارتفاع و گاهی به صورت بین لایه‌ای با پیروکلاستیک‌ها و سنگ‌های رسوبی (شکل ۲-ب) در قسمت شمالی منطقه دیده می‌شوند. بافت اصلی سنگ‌های بازالتی پورفیری است و اساساً از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در خمیره‌ای دانه ریز تا شیشه‌ای و همچنین میکرولینی تشکیل شده‌اند (شکل ۳-الف، ب، پ، ت). اگرچه بافت‌هایی چون پوئی‌کلیتیک (پلاژیوکلاز درون درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن و بالعکس) و گلوپورفیری نیز در مطالعات میکروسکوپی دیده می‌شوند (شکل ۳-الف و ب).



شکل ۲- الف) رخنمون‌های بازالتی؛ ب) تناوب سنگ‌های آذرین و رسوبی در قسمت شمالی؛ پ) نمایی دور از رخنمون‌های آندزیت-بازالتی جنوب منطقه.

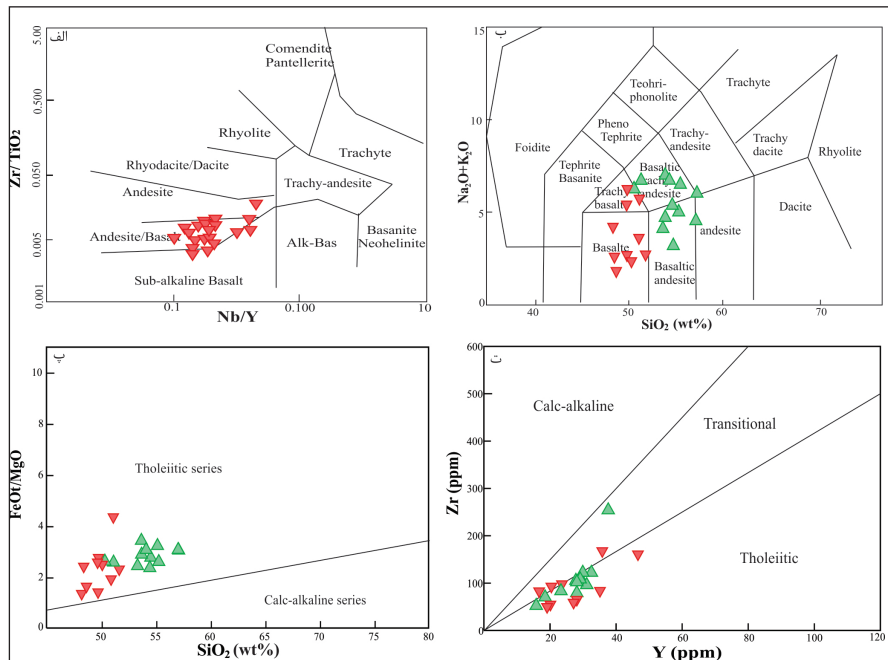


شکل ۳- تصاویر مختلف از مقاطع نازک میکروسکوپی سنگهای آتشفشانی منطقه کهک در شرایط XPL: الف) نمونه بازالتی با درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن‌های دارای بافت پوئی‌کلیتیک؛ ب) بافت پوئی‌کلیتیک حاصل از قرار گرفتن کانی‌های کلینوپیروکسن در درشت‌بلور پلاژیوکلاز؛ پ) قالب‌های به‌جا مانده از الیون در یک نمونه سنگ بازالتی؛ ت) قالب‌های کلریتی ارتوپیروکسن در یک نمونه سنگ بازالتی؛ ج) بافت پورفیری در سنگ‌های آندزیت بازالتی؛ د) بافت‌های مختلف پلاژیوکلاز در سنگ‌های آندزیت بازالتی.

۲-۴. ژئوشیمی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب سنگ گل

اغلب سنگ‌های آتشفشانی منطقه کهک مقادیر (The loss on ignition values) $LOI \leq 3$ نشان می‌دهند (جدول ۱). اگرچه سه نمونه با مقادیر بالاتر LOI بیانگر درجانی از دگرسانی و تاثیر فازهای گرمایی (هیدروترمال) و کربناته دمای پایین هستند. به منظور رده‌بندی این سنگ‌ها از نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) استفاده می‌شود (شکل ۴-الف) چرا که عناصر موجود در این رده‌بندی نسبت به شرایط گرمایی رفتاری مقاوم از خود نشان

می‌دهند. در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت و بازالت آندزیتی قرار می‌گیرند که بعداً در نمودار رده بندی TAS به دو گروه بازالت و آندزیت بازالت تقسیم می‌شوند (شکل ۴-ب). این سنگ‌ها در نمودار SiO_2 در برابر Y در برابر (شکل ۴-پ) و در نمودار Zr در برابر Y (شکل ۴-ت)، ویژگی تحولی را نشان می‌دهند. با این وجود، شاخص تولیتی THI (Zimmer et al. (2010); $THI = Fe_{4.0}/Fe_{8.0}$) برای نمونه‌های مورد مطالعه کمتر از ۱ بوده و بیانگر ویژگی کالک‌آلکالین برای آنهاست.



شکل ۴-الف) نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی بر اساس Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y ؛ ب) نمودار TAS (Middlemost, 1994) جهت رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه؛ پ) نمودار FeO/MgO در برابر SiO_2 (Miyashiro, 1974)؛ ت) نمودار تعیین سری Zr در برابر Y (MacLean and Barrett, 1993).

جدول ۱- آنالیز شیمیایی عناصر اصلی بر اساس درصد وزنی (wt%) و عناصر فرعی بر اساس پی‌پی‌ام (ppm) برای سنگ‌های مافیک آتشفشانی منطقه کهک.

Sample	SH5	FF15	Vt21	Bi16	K-F9	Vt10	FF8	FF2	SHS7	K-F7	FT4
SiO_2	51.12	48.23	54.54	49.77	51.66	57.09	49.73	48.42	53.68	57.04	50.11
TiO_2	0.73	1.1	0.96	1.69	0.79	1.17	0.97	1.44	1.1	0.91	1.2
Al_2O_3	16.15	17.07	18.74	15.96	18.15	16.03	16.65	16.13	15.62	16.82	17.61
Fe_2O_3	14.75	9.45	9.12	12.16	10.66	8.01	9.61	14.27	11.62	9.38	12.53
MnO	0.19	0.22	0.28	0.14	0.19	0.23	0.22	0.34	0.21	0.15	0.27
MgO	3.37	6.82	3.27	4.36	4.56	2.61	6.66	5.83	3.37	3.03	4.96
CaO	3.24	9.62	5.65	4.65	9.82	6.59	7.33	10.15	7.03	6.21	10.45
Na_2O	5.68	2.95	4.67	6.3	2.17	3.6	3.71	2.22	3	3.43	1.99
K_2O	0.2	1.44	0.81	0.11	0.68	2.6	1.82	0.47	1.82	1.2	0.49
P_2O_5	0.09	0.31	0.14	0.29	0.08	0.44	0.32	0.17	0.14	0.18	0.13
LOI	5.31	2.51	2.05	4.93	0.92	1.18	2.89	1.24	1.81	1.84	0.78
Ba	13.9	457	244	23.3	143.5	543	1870	217	440	372	96.7
Ce	10.9	33.3	19.9	35.7	16	72.6	36.7	17	25.3	30.4	19
Cr	20	250	40	40	20	50	200	57.1	10	50	38.7
Cs	0.57	0.42	1.21	0.05	0.64	1.19	2.92	0.68	0.54	0.88	1.17

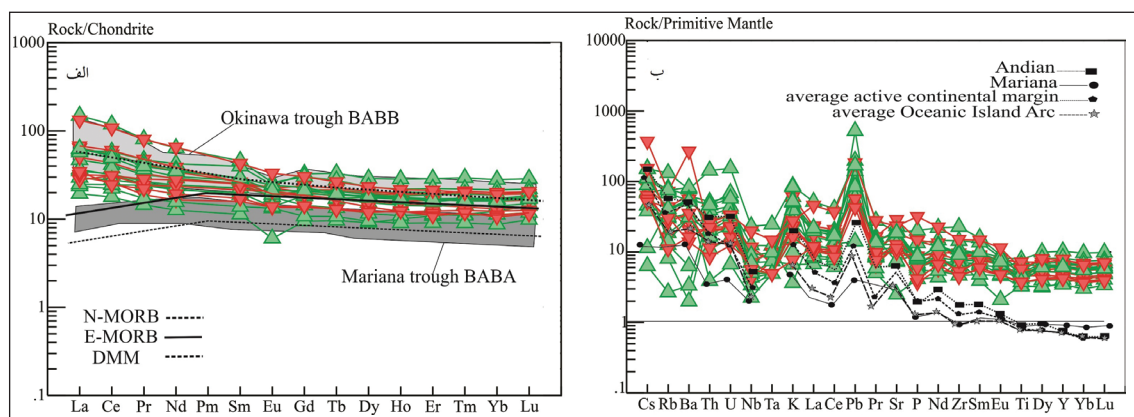
Sample	SH5	FF15	Vt21	Bi16	K-F9	Vt10	FF8	FF2	SHS7	K-F7	FT4
Dy	2.31	3.95	3.91	7.33	3.13	5.88	3.5	4.68	5.08	4.8	4.06
Er	1.8	2.37	2.33	4.76	2.05	3.67	1.92	2.83	3.33	3.12	2.68
Eu	0.35	1.31	1.19	1.41	0.79	1.51	1.12	1.1	1.03	1.1	1.18
Ga	18.7	17.3	18.2	19	17.6	17.2	16.7	19.1	17.7	18.1	19.1
Gd	1.94	4.14	3.75	6.7	2.78	6.21	3.84	4.04	4.42	4.3	3.92
Hf	2.6	2.4	2.4	4.6	1.7	6.2	2.3	1.9	3.7	3.4	2.2
Ho	0.57	0.83	0.81	1.61	0.68	1.24	0.69	0.99	1.14	1.03	0.94
La	4.6	15.2	8.3	14.2	7.1	35.3	16	7	11.1	13.6	6.6
Lu	0.36	0.34	0.38	0.73	0.32	0.56	0.3	0.47	0.52	0.51	0.42
Nb	3.5	7.5	3.1	8.9	3	16.5	8.3	4.4	5.1	6.4	4.6
Nd	5.9	16.1	11.4	19.8	7.7	29.8	18.1	11.2	13.6	14.2	10.8
Pr	1.38	4	2.53	4.47	1.79	7.67	4.52	2.35	3.02	3.46	2.29
Rb	5.1	26.8	19.1	1.7	27.7	83.7	46	8.7	50.5	24.5	20.1
Sm	1.73	4.02	3.45	6.07	2.43	7.02	3.98	3.44	3.88	4.2	3.27
Sn	2	1	1	2	1	2	1	1	1	2	2
Sr	52.6	389	421	152.5	266	402	606	232.4	243	273	268.3
Ta	0.3	0.3	0.2	0.5	0.3	1	0.3	0.2	0.4	0.4	0.2
Tb	0.36	0.68	0.63	1.24	0.49	1.03	0.6	0.7	0.8	0.78	0.63
Th	2.85	1.94	1.47	3.32	1.76	12.15	1.7	0.93	4.37	2.47	0.72
Tm	0.29	0.35	0.37	0.75	0.32	0.56	0.29	0.44	0.49	0.49	0.42
U	0.86	0.67	0.53	0.93	0.46	3.23	0.44	0.33	1.28	0.68	0.26
V	246	239	181	378	279	169	223	317.1	357	209	332.6
W	3	3	3	2	1	2	1	1	2	4	1
Y	16.6	23.5	23.2	46.5	20	37.5	20.3	28.2	32.4	29.8	26.8
Yb	2.08	2.22	2.39	4.76	2.1	3.65	1.89	2.85	3.18	3.26	2.72
Zr	83	98	83	161	55	254	93	64.8	122	122	58.8
pb	—	—	—	—	4	14		37	6	6	4
Ti	4376.35	6594.5	5755.2	10131.55	4736.05	7014.15	5815.15	8632.8	6594.5	5455.45	7194
Ti/1000	4.37635	6.5945	5.7552	10.13155	4.73605	7.01415	5.81515	8.6328	6.5945	5.45545	7.194
*Eu/Eu	0.59	0.99	1.02	0.68	0.93	0.7	0.88	0.91	0.76	0.8	1.03
La _N /Yb _N	1.47	4.56	2.32	1.99	2.25	6.45	5.64	1.61	2.33	2.78	1.63
La _N /Sm _N	1.64	2.33	1.48	1.44	1.8	3.09	2.47	1.25	1.76	1.99	1.24
Sum_REE	34.57	88.81	61.34	109.53	47.68	176.7	93.45	58.93	76.89	85.25	59.1

Sample	KA35	Vt17	FT1	KA32E	KA32	M3	M1	BI6	Bi9	VS10	FF1
SiO ₂	49.69	50.92	48.67	54.12	53.7	55.15	53.33	51.14	50.35	55.27	54.45
TiO ₂	1.56	1.24	0.81	0.81	0.81	1.06	0.81	1.1	1.31	0.7	0.88
Al ₂ O ₃	15.47	16.58	17.28	18.48	18.16	17.57	19.31	17.6	18.04	18.4	16.57
Fe ₂ O ₃	14.43	10.24	11.11	8.88	8.81	10.26	9.51	12.95	12.93	8.39	9.66
MnO	0.26	0.23	0.25	0.18	0.17	0.19	0.18	0.29	0.1	0.12	0.24
MgO	5.53	5.24	6.66	2.87	3.03	3.16	3.86	4.98	4.9	3.2	4.05
CaO	9.79	9.12	11.44	5.36	5.3	6.82	8	2.82	3.41	4.07	8.07
Na ₂ O	2.08	2.88	1.71	5.31	5.55	3.96	3.66	4.34	6.13	5.14	2.87
K ₂ O	0.7	0.83	0.23	1.57	1.51	1.17	0.62	2.51	0.3	1.52	0.43
P ₂ O ₅	0.19	0.69	0.09	0.19	0.18	0.17	0.13	0.15	0.2	0.12	0.15
LOI	0.45	1.87	1.68	3.01	3.19	0.26	0.6	3.37	5.07	3.42	2.14
Ba	246	390	113.5	360.7	388	389.9	212	571.9	43.9	375	197
Ce	19	66	15	30	32.8	32	19.4	15	23	13.6	26.6

Sample	KA35	Vt17	FT1	KA32E	KA32	M3	M1	BI6	Bi9	VS10	FF1
Cr	64	250	86.7	5.6	40	3.7	10	16	5.4	40	60
Cs	0.53	0.44	0.43	—	0.09	0.33	0.36	0.88	—	0.87	0.68
Dy	5.27	5.91	3.01	—	4.46	4.52	2.93	4.5	—	2.4	4.9
Er	3.18	3.51	1.81	—	2.76	2.58	1.87	2.75	—	1.5	3.15
Eu	1.28	1.92	0.84	—	1.22	1.39	1.03	0.8	—	0.77	1.02
Ga	18.7	17.8	18.1	—	17.5	18.4	15.8	18.2	—	13.8	17.5
Gd	4.85	6.23	2.87	—	4.31	4.72	2.95	3.78	—	2.21	4.4
Hf	2.3	4	1.4	—	3	3.2	2	2.3	—	1.6	3.1
Ho	1.14	1.22	0.66	—	0.95	1	0.62	0.99	—	0.51	1.08
La	7.6	31.3	8.2	—	14.9	14.8	8.7	5.9	—	5.6	11.9
Lu	0.52	0.52	0.29	—	0.43	0.45	0.3	0.44	—	0.25	0.49
Nb	5	14.1	4.2	4.6	4.1	3.6	2.4	5.25	6.2	1.6	5.3
Nd	12.5	30.5	8.9	—	16.3	17.2	10.3	10.2	—	7.3	13.3
Pr	2.67	7.61	2.08	—	3.78	4.07	2.38	2.25	—	1.63	3.15
Rb	17	19.2	6.5	25.5	26	20.4	11.8	48.2	8.2	43.1	10.3
Sm	3.81	6.53	2.64	—	4.43	4.46	2.88	3.05	—	2.12	3.84
Sn	1	1	1	—	1	1	1	4	—	1	1
Sr	208	491	237.1	393.6	429	392.6	493	238.9	158.9	349	354
Ta	0.2	0.6	0.2	—	0.2	0.2	0.2	0.3	—	0.2	0.4
Tb	0.84	0.99	0.48	—	0.72	0.73	0.5	0.64	—	0.4	0.8
Th	0.97	2.23	1.89	—	3.91	3.97	1.71	1.4	—	0.33	2.33
Tm	0.53	0.51	0.3	—	0.41	0.43	0.28	0.42	—	0.23	0.5
U	0.34	0.7	0.48	—	1.2	1.44	0.62	0.47	—	0.14	0.68
V	421	214	288.7	149.1	175	126	161	303.8	307.6	96	235
W	1	6	1	—	2	1	1	1	—	2	3
Y	35	35.7	19.3	28.1	27.7	28.5	18.4	28	31	15.7	29.3
Yb	3.39	3.22	1.84	—	2.72	2.78	1.91	2.87	—	1.48	3.23
Zr	84	168	50.1	101.7	105	108.1	70	79	96.2	52	108
Pb	4	13	3	12	12	10	10	5	1	—	5
Ti	9352.2	7433.8	4855.95	4855.95	4855.95	6354.7	4855.95	6594.5	7853.45	4196.5	5275.6
Ti/1000	9.3522	7.4338	4.85595	4.85595	4.85595	6.3547	4.85595	6.5945	7.85345	4.1965	5.2756
Eu/Eu*	0.92	0.93	0.89	—	0.86	0.94	1.09	0.72	—	1.09	0.76
La _N /Yb _N	1.49	6.48	3.04	—	3.65	3.52	3.04	1.36	—	2.52	2.46
La _N /Sm _N	1.23	2.95	1.91	—	2.07	2.04	1.86	1.19	—	1.62	1.91
Sum_REE	67.17	165.97	49.02	30	90.19	90.99	56.05	53.55	23	40	78.36

با الگوی نسبتاً غنی‌شده در LREE و الگوی خطی تا کمی تفریق یافته HREE مشخص می‌شوند. بر روی نمودار عنکبوتی بهنجار شده به‌وسیله گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، نمونه‌ها غنی‌شدگی نسبی عناصر LILE به HFSE نشان می‌دهند و به‌وسیله بی‌هنجاری‌های منفی Ta و Nb (در همه گروه‌ها) و مثبت تا منفی عناصر لیتوفیل بزرگ (LILEs) چون K، Sr و Ba مشخص می‌شوند (شکل ۵-ب). بی‌هنجاری منفی این عناصر می‌تواند به دلیل پتانسیل یونی بالا و در نتیجه نامحلول بودن آنها در سیالات مشتق شده از صفحه اقیانوسی فرورونده نسبت داده شود (Pearce et al., 2005).

در نمونه‌های مورد مطالعه، اکسیدهای Fe_2O_3 ، MgO و TiO_2 روندی نسبتاً نزولی و اکسیدهای Na_2O و K_2O پراکندگی بیشتری با روندی تقریباً صعودی با افزایش SiO_2 نشان می‌دهند (نشان داده نشده است). در نمودارهای بهنجار شده بر اساس کندریت (Sun and McDonough, 1989)، برای عناصر نادر خاکی، اغلب نمونه‌ها، غنی‌شدگی نسبی از LREEs با $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1/5-6/5$ و به‌وسیله بی‌هنجاری نسبتاً منفی و یا فاقد بی‌هنجاری Eu $(\text{Eu}^*/\text{Eu} = 0/6-1/1)$ نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) مشخص می‌شوند. (شکل ۵-الف). این سنگ‌ها الگویی شبیه به الگوی سنگ‌های back-arcOkinawa (Shinjo et al., 1999) تداعی می‌کنند که

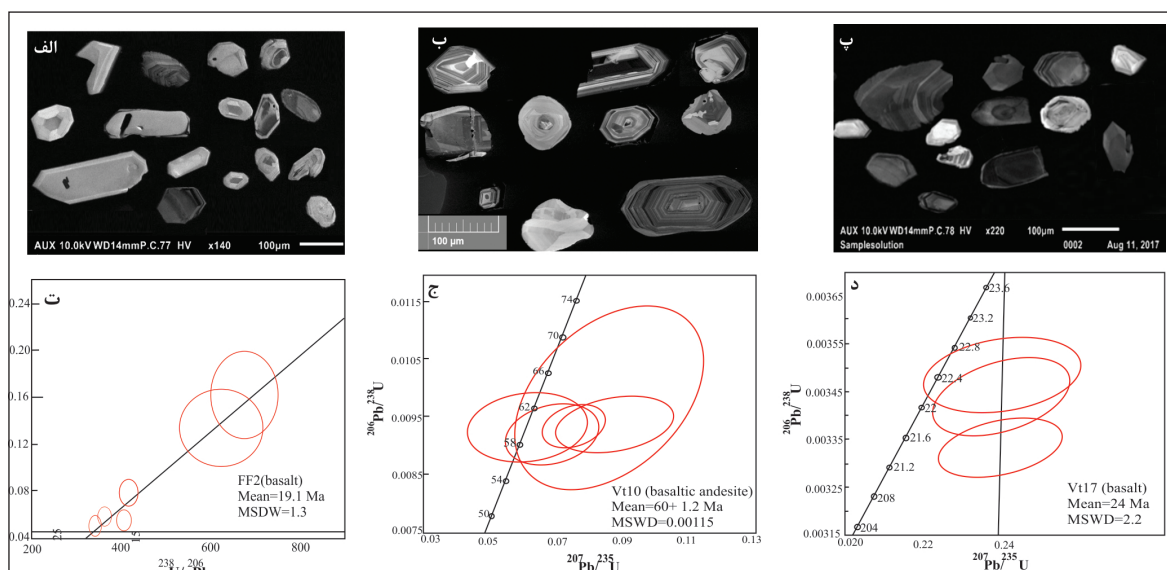


شکل ۵- نمودارهای عناصر نادر و فرعی بهنجار شده به ترتیب بر اساس کندریت و گوشته اولیه برای سنگ‌های مافیک (الف و ب)، داده‌های مربوط به عناصر فرعی آند، ماریانا، متوسط حاشیه قاره‌ای فعال و متوسط جزایر قوسی از (Kelemen et al. (2004). داده‌های مربوط به حوضه back-arc Okinawa و Mariana به ترتیب از Shinjo et al. (1999) و Pearce et al. (2005).

تا نیمه شکل دار، با اندازه ۳۰ تا ۱۵۰ میکرومتر و اغلب همراه با منطقه‌بندی نوسانی خاص سنگ‌های آذرین هستند (شکل ۶-ب، پ). U/Th زیرکن‌های آنالیز شده در این نمونه‌ها برابر با ۱/۲-۱/۳ و ۲/۳-۱/۲ بوده و نشان‌دهنده منشأ ماگمایی آنها است (Koschek, 1993). نمودارهای کنکوردیای برای آنالیزهای U-Pb زیرکن در نمونه‌های بازالتی به ترتیب سن‌های ۲۴ (MSWD=0.001) و ۱۹/۱ (MSWD=1.3) (شکل ۶-ج، د) را به عنوان سن تبلور این کانی‌ها نشان می‌دهند. افزون بر این، وجود آثاری از فسیل روزن‌داران (گونه‌هایی از Lepidocyclinidae, Miogypsina, miliolids) در میان لایه‌های رسوبی و پروکلاستیک‌ها سن روپلین-چاتین (Ruplian-Chatian) را برای نهشته‌های سازند قم در برش کهک نشان می‌دهند که هماهنگ با سن‌های به‌دست آمده از آنالیزهای اورانیم-سرب کانی‌های زیرکن است.

۳-۴. سن سنجی

نتایج آنالیزهای سن سنجی نمونه‌های آندزیت-بازالتی و بازالتی در جدول ۲ ارائه شده است. همه دانه‌های زیرکن به دست آمده از نمونه آندزیت بازالتی (Vt10)، شکل دار (منشوری) و دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند. اندازه این دانه‌ها از ۷۰ تا ۱۷۰ میکرومتر متغیر است (شکل ۶-الف). بر اساس اندازه‌گیری انجام شده بر روی ۱۷ دانه زیرکن و نمودار کنکوردیای تعیین سن دانه‌های زیرکن به روش U-Pb، سنگ‌های آندزیت بازالتی خاور فردو با $60 \pm 1/2$ میلیون سال به پالتوسن میانی تعلق دارند (شکل ۶-ت). نسبت U/Th به عنوان ابزاری مناسب در تعیین پتروژنز سنگ‌ها به شمار می‌رود. این نسبت برای نمونه آندزیت بازالتی برابر ۱۰/۶-۱/۴ است که تاییدی بر ماهیت ماگمایی زیرکن‌هاست. ۲۲ و ۲۵ دانه زیرکن به‌دست آمده به ترتیب از نمونه‌های بازالتی Vt17 و FF2، شکل دار



شکل ۶- تصاویر کاتدولومینسانس و نمودارهای کنکوردیای برای زیرکن‌های مورد بررسی در نمونه‌های آندزیت بازالتی و بازالتی مورد مطالعه.

جدول ۲- آنالیز U-Pb زیرکن برای سنگ‌های مافیک آتشفشانی منطقه کهک.

Point	Th232	U238	U/Th	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1sigma
VT10-1	771.85	805.81	1.04	0.073975	0.003778	0.009267	0.000154	59.46	0.99
VT10-2	691.76	752.89	1.09	0.054039	0.003208	0.009072	0.000168	58.22	1.07
VT10-3	301.53	307.33	1.02	0.059876	0.004748	0.008706	0.000186	55.88	1.19
VT10-4	148.94	214.37	1.44	0.223827	0.022922	0.010276	0.000346	65.91	2.21
VT10-7	984.47	588.75	0.6	0.076829	0.005831	0.009172	0.000180	58.85	1.15
VT10-13	241.92	305.83	1.26	0.110042	0.010647	0.010614	0.000378	68.06	2.41
VT10-16	801.75	1156.94	1.44	0.140032	0.008517	0.010924	0.000178	70.04	1.13
VT17-3	745.18	1379.38	1.85	0.023880	0.001046	0.003331	0.000040	21.43	0.26
VT17-5	531.74	1119.58	2.11	0.023883	0.001124	0.003437	0.000053	22.12	0.34
VT17-9	583.68	1212.32	2.08	0.023956	0.001326	0.003483	0.000051	22.42	0.33
FF1-2	1480.92	1994.55	1.35	0.023712	0.001192	0.003521	0.000048	22.65	0.31
FF1-3	262.1	329.4	1.26	0.123122	0.024591	0.003447	0.000205	22.18	1.31
FF1-9	452.67	1061.32	2.34	0.022372	0.001199	0.003272	0.000049	21.06	0.32
FF1-13	141.41	287.22	2.03	0.019445	0.001996	0.003104	0.000268	20.98	1.72
FF1-17	57.08	67.89	1.19	0.185437	0.038156	0.003257	0.000318	20.96	2.04
FF1-2	109.75	212.04	1.93	0.088604	0.019279	0.003278	0.000161	21.1	1.03
FF1-7	1000.03	1786.43	1.79	0.023471	0.001605	0.003264	0.000052	21.01	0.34
FF1-10	144.59	261.02	1.81	0.038635	0.004432	0.002829	0.000112	20.21	0.72
FF1-12	504.76	1172.12	2.32	0.024009	0.001608	0.003298	0.000064	21.23	0.41
FF1-14	174.34	323.47	1.86	0.099722	0.049008	0.003264	0.000368	21.01	2.37
FF1-18	172.91	296.4	1.71	0.062636	0.014564	0.003336	0.000470	21.47	3.02

۴-۴. ژئوشیمی ایزوتوپی

مقادیر ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ برای سنگ‌های مافیک به ترتیب از ۰/۷۰۴۸ تا ۰/۷۰۵۶ و از ۰/۵۱۳۰۴ تا ۰/۵۱۲۹۷ به دست آمده است (جدول ۳). مقادیر $\text{eNd}(t)$ نمونه‌های مافیک بر اساس سن ۲۰ تا ۶۰ میلیون سال محاسبه و مقادیر مثبتی از ۱/۴ تا ۴/۶ نشان می‌دهند. این مقادیر به همراه الگوی نسبت‌های ایزوتوپی (شکل ۷-الف)، نشان‌دهنده وجود یک منشأ گوشته‌ای و نبود دخالت پوسته‌ای در ژنر این سنگ‌ها است. گوشته‌ای که مراحل تغییر و تحول بیشتری را پیش از تولید ماگمای مافیک طی کرده و بیانگر یک گوشته غنی شده می‌باشد.

۵- بحث

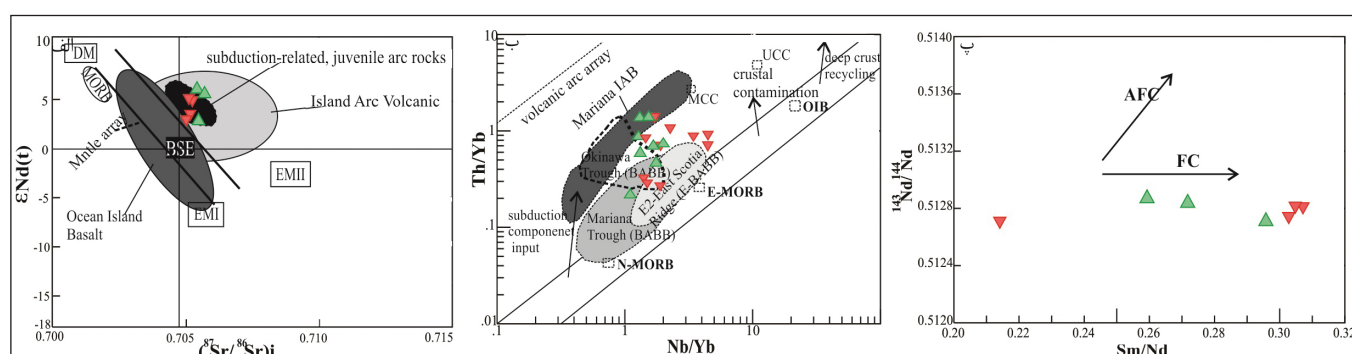
۵-۱. فرایندهای تبلور تفریقی و آرایش

ترکیب ماگمای مشتق شده از گوشته می‌تواند پیش از جایگیری یا در نزدیکی سطح، به‌وسیله تبلور تفریقی تغییر یابد. آشیانه‌های ماگمایی و سیستم‌های مجرای مکان‌های مهمی برای تبلور تفریقی هستند. مکان‌هایی که در آن جداسازی مذاب و کانی می‌تواند رخ دهد. با توجه به وجود درشت بلورها و ریزبلورها در یک خمیره دانه‌ریز در سنگ‌های مافیک مورد مطالعه (شکل ۳)، این احتمال وجود دارد که آنها دو مرحله از تبلور تفریقی را تجربه کرده باشند (Gill, 2010). افزون بر این، نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه مقادیر $\text{Mg\#}$ (۳۱/۲ تا ۵۸/۸ یا میانگین ۴۴) کمتری را نسبت به ماگماهای بازالتی اولیه ($\text{Mg\#} = ۶۸-۷۵$) نشان می‌دهند. غلظت عناصر انتقالی مانند Cr در نمونه‌های بازالتی مورد بحث (۲۵۰-۱۰ پی پی ام) نیز کاملاً متفاوت از ماگماهای بازالتی اولیه (۴۰۰-۳۰۰ ppm) (Frey et al., 1978) است. تمامی این ویژگی‌های ژئوشیمی و بافتی نشان می‌دهند که تبلور تفریقی نقش مهمی در پتروژنز نمونه‌های مورد مطالعه ایفا کرده است. مقادیر به نسبت متغیر MgO و Fe_2O_3 و Cr و نمایش

نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودارهای دوبعدی $\text{Mg\#}$ در برابر SiO_2 و MgO (نشان داده نشده)، نشان‌دهنده آن است که ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه احتمالاً درجاتی از تفریق الومین و کلینوپیروکسن از ماگمای والد هم در آشیانه‌های ماگمایی و هم در طول صعود به سمت سطح را تجربه کرده‌اند. تفریق آمفیبول به دلیل نبود تهی‌شدگی شدید در الگوی MREE، نقش چندانی در تشکیل سنگ‌های مافیک نداشته است. نبود بی‌هنجاری منفی در Sr (به استثنای دو مورد) و نبود و یا بی‌هنجاری نسبتاً منفی Eu^*/Eu در سنگ‌های مافیک کهک (به استثنای دو مورد) تایید کننده نقش ضعیف تفریق پلاژیوکلاز در ماگماهای والد تشکیل دهنده این سنگ‌هاست. همان گونه که در شکل ۵-ب مشاهده می‌شود؛ سنگ‌های مافیک کهک در LILEs غنی و در HFSEs نسبتاً تهی شده‌اند که این الگو هم به‌وسیله فرورانش و هم توسط آرایش پوسته‌ای می‌تواند حاصل شده باشد (Wang et al., 2013). نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb می‌تواند نسبت ورود مواد پوسته نسبت به ورود مواد مرتبط با فرورانش را در سیستم‌های ماگمایی نشان دهد (Pearce, 2008). در این نمودار، همه نمونه‌های مافیک کهک در بالای آرایه گوشته‌ای و در محدوده‌هایی نزدیک به حوضه‌های پشت قوسی Mariana Trough و Okinawa Trough اما دور از متوسط پوسته قاره‌ای بالایی (به جز یک مورد) قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب). افزون بر این، گستره محدود نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd و شباهت نسبت‌های ایزوتوپی بین سنگ‌های آتشفشانی مافیک نشان می‌دهد که آرایش پوسته‌ای نقش چندانی در تشکیل این سنگ‌ها نداشته است. مگر آنکه پوسته از لحاظ ایزوتوپی ویژگی‌هایی مشابه با سنگ‌های آذرین مورد مطالعه داشته که چنین چیزی اثبات نشده است. ترسیم نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار $\text{eNd}(t)$ در برابر SiO_2 نیز بیانگر تأثیر اندک آرایش پوسته‌ای و نقش قوی‌تر فرایند تبلور در تشکیل این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۷-پ).

جدول ۳- آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd برای سنگ های مافیک آتشفشانی منطقه کهک.

Sample	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{85}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon\text{Nd}(t)$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
FF2	0.70532	0.00060	0.51281	0.00015	0.70525	3.89	0.51281
K-F7	0.70565	0.00032	0.51271	0.00009	0.70549	1.88	0.51271
Ft4	0.70532	0.00047	0.51275	0.00005	0.70518	2.59	0.51275
KA35	0.70527	0.00108	0.51282	0.00007	0.70512	4.1	0.51282
M3	0.70553	0.00062	0.51287	0.00058	0.70543	4.94	0.51287
KA32	0.70583	0.00153	0.51284	0.00006	0.70571	4.48	0.51284
Vt17	0.70509	0.00060	0.51271	0.00010	0.70503	2.04	0.51271



شکل ۷- الف) نمودار مقادیر ISr در برابر $\epsilon\text{Nd}(t)$ برای نمونه های مافیک کهک؛ محدوده های island arc volcanic، EMI، EMI، DM از Hart et al. (1986)، محدوده Indian Ocean OIB از White and Hafmann, (1982) و Indian Ocean MORB از Dupre and Allegre (1983)؛ ب) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008)؛ داده های مربوط به Mariana IAB و Mariana Trough BABB از Pearce et al. (2005)، Okinawa Trough BABB از Shinjo et al. (1999)، UCC، MCC، LCC از Rudnick and Gao (2003)؛ پ) نمودار نسبت ایزوتوپی Sm/Nd در برابر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ بیانگر نقش مهم تر تبلور تفریقی نسبت به آرایش در نمونه های مورد مطالعه.

غنی شدگی از LILE در نمونه ها تایید می شود. بنابراین، نسبت های پایین La/Yb (> 0.3) و Nb/Yb (> 0.3) نشان می دهد که غنی شدگی منطقه منشأ به وسیله سیالات مشتق شده از صفحه فرورونده اقیانوسی ایجاد شده است (Hoffer et al., 2008). در نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 2008)، نمونه های مورد مطالعه در بالای آرایه گوشته ای قرار می گیرند که بیانگر منشایی گوشته ای نسبتا غنی شده توسط اجزای فرورانش برای ماگمای والد آنهاست (شکل ۷- ب). نمودار Nb/Yb در مقابل $\epsilon\text{Nd}(t)$ (شکل ۸- ب) نیز تأیید کننده یک منشأ گوشته ای متحول شده توسط اجزای مشتق شده از اسلب (سیالات و یا مذاب) برای همه نمونه های مورد مطالعه است که منجر به تغییراتی در مقدار Nb/Yb این سنگ ها شده است.

۳-۵. منشأ سنگ های آتشفشانی مافیک

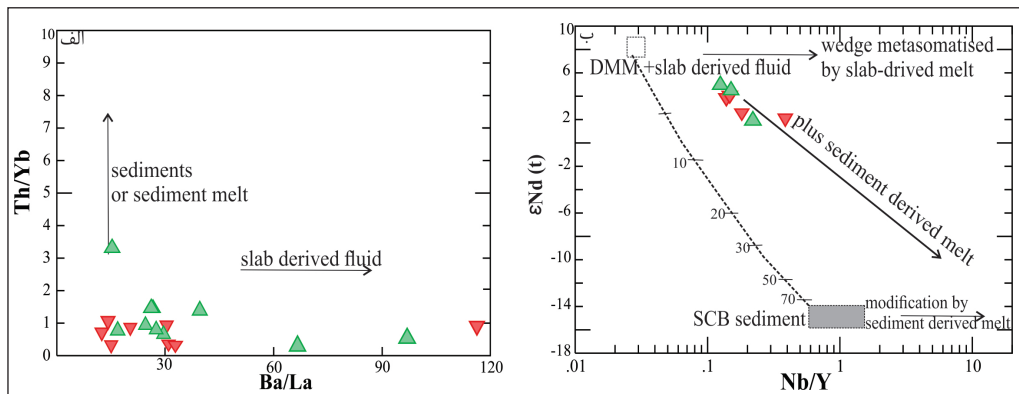
مقادیر نسبتا پایین Zr/Y ($6/7$) و Nb/Y ($0.4/1$) در نمونه های بازالتی کهک نشان دهنده اشتقاق آنها از یک منشأ گوشته ای غنی شده است (N-MORB = Nb/Y = 0.08; Zr/Y = 2.64; Sun and McDonough, 1989). De Paolo and Daley (2000) نشان دادند که سنگ های مشتق شده از منابع گوشته لیتوسفری به طور کلی دارای نسبت های $\text{La}/\text{Nb} > 1$ و سنگ های مشتق شده از منابع گوشته آستوسفری دارای نسبت La/Nb تقریباً 0.7 هستند. بر این اساس، بیشتر نمونه های آتشفشانی مافیک مورد مطالعه، نسبت La/Nb بیشتر از ۱ نشان می دهند که اشتقاق آنها از یک منشأ گوشته لیتوسفری را رد نمی کند. جفت عناصر HFSE (Nb-Ta و Zr-Hf) معمولاً رفتارهای ژئوشیمیایی هماهنگی را طی ذوب بخشی نشان می دهند. نسبت های $(\text{Nb}/\text{Ta})_N$ در اغلب نمونه های مورد مطالعه کمتر از $1/3$

۲-۵. اجزای ورودی از پوسته اقیانوسی به محل منشأ طی فرورانش

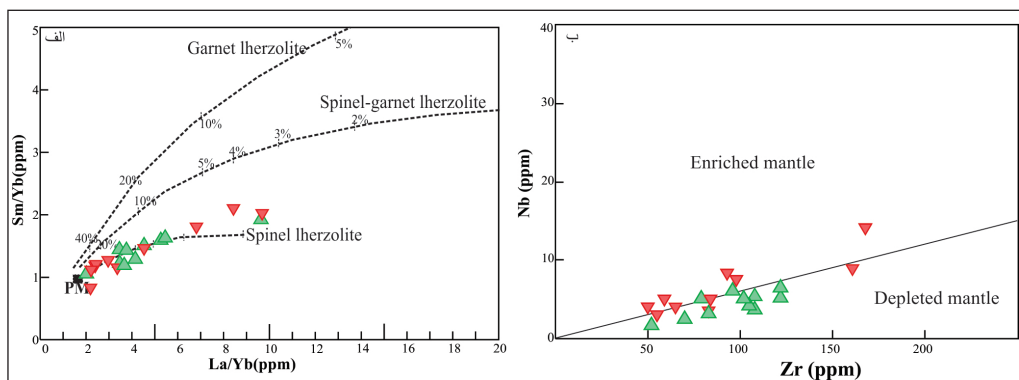
غنی شدگی انتخابی از LILEs، LREEs و بی هنجاری مثبت Pb در نمونه های مورد مطالعه (شکل ۵) می تواند مربوط به دخالت اجزای مشتق شده از صفحه اقیانوسی فرورونده و یا ذوب بخشی پوسته اقیانوسی در محل منشأ باشد (Keskin et al., 1998). سیالات مشتق شده و مذاب های حاصل از ذوب رسوبات صفحه اقیانوسی معمولاً به عنوان دو مولفه متاسوماتیک در زون های فرورانش در نظر گرفته می شوند. بررسی میزان تحرک عناصر در اجزاء مشتق شده از اسلب فرورونده در زون فرورانش به صورت نسبی است. برای مثال Ba به عنوان یک عنصر از گروه LILE، در سیالات قابل حل بوده و تحرک بالاتری نسبت به عناصر گروه REE دارد. در نتیجه، افزوده شدن سیالات مشتق شده از صفحه اقیانوسی به گوه گوشته ای، سبب افزایش نسبت Ba/La می شود. در حالیکه نسبت Th/Yb به دلیل عدم تحرک Th و Yb در سیالات، ثابت می ماند اما در مذاب های مشتق شده از رسوبات صفحه اقیانوسی فرورونده تحرک بالاتری دارند (Woodhead et al., 2001). بنابراین، نسبت های عنصری مانند Ba/La و Th/HREE به عنوان ردیاب هایی مفید از دخالت سیالات یا دخالت رسوب در تشکیل ماگماهای فرورانش در نظر گرفته می شوند. نمونه های مافیک کهک، به واسطه مقادیر متغیر نسبت Ba/La، اما تقریباً یکنواخت نسبت Th/Yb (شکل ۸- الف) مشخص می شوند که نشان دهنده منشایی است که پیش از ذوب، بوسیله سیالات مشتق شده از اسلب اقیانوسی و تا حدودی مذاب های حاصل از رسوبات غنی شده اند. بی هنجاری منفی Nb و Ta (اغلب $\text{Nb}_N/\text{Ta}_N > 1/3$) ممکن است به وسیله دگرسانی (آلتراسیون) منشأ به عنوان نتیجه ای از تأثیر سیالات فرورونده باشد. این نتایج به وسیله

بخشی یک گوشه اسپینل لرزولیتی حاصل شده‌اند. نسبت‌های بالای La/Yb (> 20) نشان‌دهنده حفظ مقادیر بالایی از HREEs (مانند Yb) به‌وسیله گارنت و آمفیبول در باقیمانده می‌باشد. نسبت La/Yb (متوسط $4/7$) در سنگ‌های آتشفشانی مافیک مورد بحث، بیانگر نبود گارنت در فازهای باقیمانده در محل منشأ بوده و برآمده از منشأ گوشه لیتوسفری زیر قاره‌ای (sub continental lithospheric mantle; SCLM) هستند. افزون بر این، ترکیبات ایزوتوپی Sr و Nd برای نمونه‌های مورد مطالعه نسبتاً هموزن و برابر با $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ از $0/7050$ تا $0/5057$ و $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ از $0/5127$ تا $0/5129$ (و $\epsilon\text{Nd}(t)$ از $1/9$ تا 5 هستند (شکل ۷- الف). این ویژگی‌های ایزوتوپی به همراه غنی‌شدگی در LREEs (شکل ۵) بیانگر آن است که ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها از منشأ گوشه‌ای نسبتاً غنی شده حاصل شده‌اند که احتمالاً تحت درجات کم ذوب بخشی و تأثیر اجزای آزاد شده از صفحه فرورونده در طول فرایند فرورانش قرار گرفته‌اند (Faure and Mensing, 2005).

است در حالی که مقادیر $(\text{Zr/Hf})_N$ نزدیک به ۱ هستند. این مقادیر نشان دهنده منشأ گوشه‌ای غنی شده برای این سنگ‌ها هستند. عناصر ناسازگار Zr و Nb نیز می‌توانند در شناخت منشأ سنگ‌های مافیک منطقه مورد مطالعه، نمایندگان مناسبی باشند؛ چرا که این عناصر در زمان تفریق کانی‌های فرومنیزین چون الوین و پیروکسن و همچنین پلاژیوکلاز رفتاری ناسازگار نشان می‌دهند (Reichow et al., 2005). در نمودار دو جزئی Zr در برابر Nb، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بین گوشه غنی‌شده و تهی‌شده قرار می‌گیرند (شکل ۹- الف). برای درک روند ذوب جهت تشکیل ماگماهای بازالتی و آندزیت بازالتی در اینجا، از نمودار La/Yb در برابر Sm/Yb تنها برای نمونه‌های ۳ اولیه تر ($\text{MgO} > 3 \text{ wt\%}$)، استفاده شده‌است (شکل ۹- ب). نمونه‌های یاد شده، تغییرات گسترده‌ای در نسبت Sm/Yb نشان می‌دهند که بیانگر نقش برجسته اسپینل نسبت به گارنت، طی فرایند ذوب بخشی است. این الگو نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه از ۱ تا ۱۰ درصد ذوب



شکل ۸- الف) نمودار Ba/La در برابر Th/Yb (Wang et al., 2010)؛ ب) نمودار Th/Nd در برابر $\epsilon\text{Nd}(t)$ (Wang et al., 2013).



شکل ۹- الف) نمودار نسبت عناصر نادر La/Yb در برابر Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000)؛ ب) Nb در برابر Zr (Sun and McDonough, 1989).

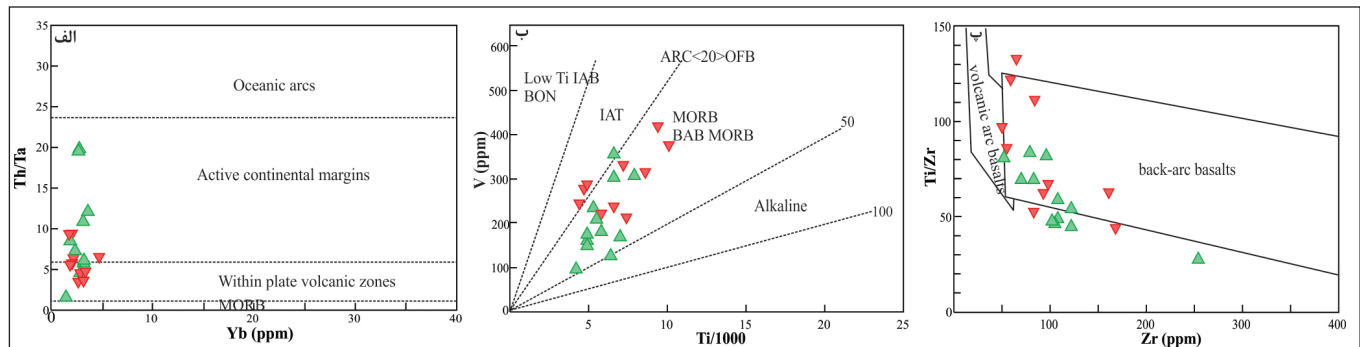
کهک مقادیر بالایی از نسبت‌های Ti/V ($50-18$) نشان می‌دهند. مقادیر بالای Ti/V در برابر مقادیر پایین تری از V سبب می‌شود تا این نمونه‌ها بر روی نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی در محدوده بازالت‌های حوضه‌های پشت قوسی و مورب (MORB) قرار بگیرند (شکل ۱۰- ب). حوضه پشت قوسی (BAB) مکانی است که در آن انواع مختلف بازالت‌ها از جمله BABB، IAB (بازالت‌های جزایر قوسی)، N-MORB، E-MORB و ویژگی‌هایی شبیه OIB (بازالت‌های جزایر اقیانوسی) دیده می‌شود (Sayit et al., 2016). برای تحکیم این ادعا از نمودار Ti/Zr در برابر

۵-۵. توجیه ژئودینامیکی محیط تشکیل سنگ‌های آتشفشانی منطقه کهک

سنگ‌های آتشفشانی مافیک کهک، ژئوشیمی مرتبط با زون‌های فرورانش یعنی غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE را نشان می‌دهند. قرار گرفتن نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ای وسیع شامل مناطق آتشفشانی درون صفحه‌ای (WPVZ) و حاشیه فعال قاره‌ای به احتمال زیاد به ماگماتیسیم قوسی و درون یک زون کششی اشاره می‌کند (شکل ۱۰- الف). بر اساس (Shervais, 1982)، نمونه‌هایی با مقادیر Ti/V کمتر از ۲۰ نشان‌دهنده یک سیستم قوسی هستند که اغلب سنگ‌های آتشفشانی

و مقادیر متغیر آنها در بازالت‌های حوضه پشت قوسی بستگی دارد که بر پتروژنز این مناطق نیز تأثیر می‌گذارد (Sayit et al., 2016). حوضه پشت قوسی با فرایندهای فرورانش صفحه‌ای ارتباط نزدیکی دارد و همین امر سبب می‌شود که ماگماتیسم این مناطق از نظر شیمیایی و فیزیکی متغیرتر از ماگماتیسم مورب باشد (Li et al., 2013).

Zr استفاده شد. در این نمودار، تقریباً همه سنگ‌های آتشفشانی مافیک مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های پشت قوسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-پ). بر اساس Beccaluva et al. (2004)، بازالت‌های حوضه پشت قوسی ویژگی‌هایی حدواسط بین IAT و MORB نشان می‌دهند و بدون تردید، تفاوت مهم بین بازالت‌های حوضه پشت قوسی و مورب به مشارکت اجزای مشتق‌شده از اسلب



شکل ۱۰- نمودارهای تشخیص موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی کهک. الف) بر اساس نمودار لگاریتمی Yb در برابر Th/Ta (Brown et al., 1984)، ب) نمودار تشخیصی Ti/1000 در برابر V که نشان می‌دهد که همه نمونه‌های مافیک در موقعیت MORB و BAB قرار گرفته‌اند؛ پ) نمودار Zr در برابر Ti/Zr (Bagas et al., 2008).

در نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر یک منشأ مشترک با ویژگی‌های مشابه برای این نمونه‌ها است که این فاصله صرف تغییر در رژیم زمین‌ساختی از پالئوسن تا میوسن و سپس ماگماتیسم مرتبط با تغییر در منطقه با آن زمان‌ها با استناد به پژوهش‌های پیشین شده است. (Verdel et al., 2011)، پالئوسن را گذر از رژیم فشارشی حاصل از فرورانش با شیب کم صفحه اقیانوسی در زمان کرتاسه در نظر گرفته و یک دوره از اشتعال ماگمایی را طی پالئوسن تا ائوسن پیشنهاد می‌کنند. (Moreley et al., 2009) و (Verdel et al., 2011)، ماگماتیسم پالئوسن کمان ارومیه-دختر و منطقه قم-ساوه را به یک مرحله کششی در پی عقب‌گرد صفحه اقیانوسی فرورونده نسبت داده‌اند. احتمالاً عقب‌گرد پوسته اقیانوسی در طی ترشیری، مسئول اصلی بالا آمدن گوشته استئوسفری گرم است که متعاقباً سبب افزایش گرادیان زمین گرمایی در عمق گوشته بالایی شده و در نهایت به ذوب گوشته لیتوسفری کمک کرده است. این مدل ژئودینامیکی برای مناطق همجوار با کهک در کمان ماگمایی ارومیه-دختر نیز مورد بحث قرار گرفته است (Yeganehfar et al., 2013; Ghorbani et al., 2014; Babazadeh et al., 2017). همزمان با آغاز فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به سمت شمال‌خاور و به زیر حاشیه جنوبی میکروقاره ایران مرکزی، یک حوضه قوسی جدید در شمال شکل گرفته و توسعه یافته است. حوضه کششی تحت تأثیر مذاب‌های مشتق‌شده از گوشته و با ویژگی‌های تحولی با حجم بالا قرار گرفته است. این رژیم کششی در مدت زمان عقب‌گرد صفحه اقیانوسی با شیب و سرعت متفاوت برقرار بوده و تا زمان بسته شدن اقیانوس نئوتتیس (احتمالاً در میوسن میانی) ادامه داشته است. در نتیجه حجم قابل ملاحظه‌ای از محصولات آتشفشانی و رسوبی در منطقه کهک تحت شرایط کششی درون قوسی یا حوضه پشت قوسی و یا در مرحله انتقال از سیستم قوسی به پشت قوسی تشکیل شده‌اند. حوادث آتشفشانی مرتبط با کشش در محیط‌های فرورانش برای مناطق دیگری از ایران (Shabpour, 2007; Brunet et al., 2009; Moreley et al., 2009; Shafaii Moghadam et al., 2019) و در بعدی کوچک‌تر در کمان ماگمایی ارومیه-دختر طی پالئوسن (Caillat et al., 1978; Verdel et al., 2011)؛ نیز مورد مطالعه قرار گرفته است.

بازالت‌های حوضه پشت قوسی از نظر ژئوشیمیایی، می‌توانند ویژگی‌های حدواسط بین محیط قوس (کالک آلکالن) تا ریف‌های میان اقیانوسی (N-MORB) نشان دهند و تغییر در ویژگی‌های ژئوشیمیایی این ماگماها به مرحله پیشرفت و تکامل فرایندهای آتشفشانی در حوضه پشت قوسی بستگی دارد (Saunders and Tarney, 1984). بدین ترتیب که بازالت‌های مرحله ابتدایی گسترش حوضه پشت قوسی، الگوی قوسی نشان می‌دهند. در حالیکه بازالت‌های مرحله بعدی الگوهایی شبیه به N-MORB نشان می‌دهند (Chen et al., 2015). از طرفی، بازالت‌های حوضه پشت قوسی درون‌قاره‌ای معمولاً دارای عناصر کمیاب شبیه به الگوی E-MORB هستند (Hickey-Vargas et al., 1995; Shinjo et al., 1999). قوسی درون‌اقیانوسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی شبیه N-MORB را تداعی می‌کنند (Hickey-Vargas et al., 1995). بر این اساس، اغلب نمونه‌های مافیک آتشفشانی منطقه کهک با ویژگی‌هایی شبیه E-MORB (شکل ۵) و تحولی تا کالک آلکالن در یک حوضه پشت قوسی درون‌قاره‌ای تشکیل شده‌اند. افزون بر این، بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمی عناصر کمیاب، ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه در مرحله اولیه یک حوضه پشت قوسی در حاشیه قاره‌ها تشکیل شده‌اند که قابل مقایسه با حوضه پشت قوسی Okinawa در زمان حال حاضر است (Shinjo and Kato, 2000; Chen et al., 2015). هرچند که برخی از نمونه‌ها، شباهت‌هایی همسو را با الگوهای REE مشابه با حوضه پشت قوسی ماریانا (Rolland et al., 2009) نیز نشان می‌دهند که نماد یک حوضه پشت قوسی درون‌اقیانوسی است (شکل ۵). بازالت‌های حوضه پشت قوسی درون قاره‌ای معمولاً دارای نسبت‌های $(La/Yb)_N > 3$ ، $Ba/La > 10$ و $Sm/Nd < 0.3$ (Hickey-Vargas et al., 1995; Shinjo et al., 1999) هستند. این نسبت‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه به ترتیب برابر با ۱۲-۹۷، ۶-۱۴، ۰/۳-۰/۲ هستند که با ویژگی حوضه پشت قوسی درون قاره‌ای مطابقت بیشتری نشان می‌دهند. بنابراین، به نظر می‌رسد که تشکیلات آتشفشانی-رسوبی کهک در محیط کششی درون قوسی و یا در حوضه پشت قوسی در محیطی قاره‌ای در طی ترشیری تشکیل شده باشند. شباهت‌های سنگ‌شناختی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی همراه با در نظر گرفتن یک فاصله زمانی تقریباً ۳۵ میلیون ساله بین پالئوسن پسین تا میوسن آغازی

۶- نتیجه گیری

عقب‌گرد صفحه فرورونده و متعاقباً بالا آمدگی استونوسفر طی دوره ترشیری تشکیل شده‌اند.

سپاسگزاری

نویسندگان این مقاله از مسئولان آزمایشگاه عناصر کمیاب دانشگاه ژئوساینس ووهان که امکان انجام آنالیزهای سن سنجی را فراهم کردند و دانشجویان آن مرکز تشکر می‌کنند. نویسندگان همچنین از دقت نظر و راهنمایی‌های ارزنده داوران و سردبیر محترم فصلنامه علوم زمین که باعث ارتقای بهتر این مقاله شدند، سپاسگزاری می‌کنند.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی کهک در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه-دختر، نشان‌دهنده ارتباط این سنگ‌ها با فرورانش صفحه اقیانوسی نتوتیس در زیر خرد قاره ایران مرکزی است. سن سنجی U-Pb زیرکن نشان می‌دهد که سنگ‌های کالک آلکالن تا تحولی مورد مطالعه طی پالئوسن، الیگوسن پایانی تا میوسن آغازی در محیطی پیش از برخورد تشکیل شده‌اند. بر اساس ویژگی‌های ایزوتوپی، عناصر فرعی و کمیاب، سنگ‌های آتشفشانی مافیک کهک، احتمالاً از ذوب بخشی یک گوشته لیتوسفری با ترکیب اسپینل لرزولیت غنی شده به‌وسیله سیالات آزاد شده از رسوبات صفحه اقیانوسی فرورونده تشکیل شده‌اند. این ماگماها، احتمالاً تحت تأثیر رژیم کششی در حوضه پشت قوسی در ارتباط با

کتابنگاری

قلمقاش، ج.، بحرودی، ع.، فنودی، م.، باباخانی، ع.ر. و امامی، م.، ۱۳۷۴- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کهک، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، تهران.

References

- Aghanabati, A., 1998- Major sedimentary and structural units of Iran (map). Geosciences 7, Geological Survey of Iran.
- Ahmad, T., and Poshtkuhi, M., 1993- Geochemistry and petrogenesis of Urumiah-Dokhtar volcanic belt around Nain and Rafsanjan areas: a preliminary study. Treatise on the geology of Iran. Iranian Ministry of Mines and Metals 90.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation, Tectonophysics 229, 3, 211–238. Doi: 10.1016/0040-1951(94)90030-2.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Science 304, 1–20.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, postcollisional volcanism in western Anatolia, Turkey. Volcanology and Geothermal Research 102, 67–95. Doi: 10.1016/S0377-0273(00)00182-7.
- Amidi, S.M., Emami, M.H., and Michel, R., 1984- Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. Geologische Rundschau 73, 917-932.
- Babazadeh, Sh., Ghorbani, M.R., Bröcker, M.D., Antonio, M., Cottle, J., Gebbing, T., Carmine, Mazzeo, F., and Ahmadi, P., 2017- Late Oligocene-Miocene mantle upwelling and interaction inferred from mantle signatures in gabbroic to granitic rocks from the Urumieh-Dokhtar arc, south Ardestan, Iran. International Geology Review 59 (12), 1590-1608.
- Bagas, L., Bierlein, F. P., English, L., Anderson, J.A., Maidment, D., and Huston, D. L., 2008- An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864 Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites Tanami orogen, Western Australia, Precambrian Research 166, 168-184.
- Beccaluva, L., Coltorti, M., Giunta, G., and Siena, F., 2004- Tethyan vs Cordilleran ophiolites: A reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode. Tectonophysics 393, 163–74.
- Berberian, F., and Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran, in Gupta, H.K., and Delany, F.M., eds., Zagros, Hindukosh, Himalaya geodynamic evolution: Washington, DC, AGU, 5–32. Doi: 10.1029/GD003p0005.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., and Webb, P.C., 1984- The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Geological Society of London 141, 413-26.
- Brunet, M.F., Wilmsen, M., and Granath, J.W., 2009- South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society of London 312. Doi: https://doi.org/10.1144/SP312.
- Caillat, C., Dehlavi, P., Martel Jantin, B., 1978- Geologie de la region de Saveh (Iran). Contribution a l'etude du volcanism et du plutonism tertiaires de la zone de l'Iran central. Ph.D. thesis, Grenoble, France.
- Chen, S.S., Shi, R.D., Zou, H.B., Huang, Q.S., Liu, D.L., Gong, X.H., Yi, G.D., and Wu, K., 2015- Late Triassic island-arc-back-arc basin development along the Bangong-Nujiang suture zone (central Tibet): Geological, geochemical and chronological evidence from volcanic rocks. Lithos 230, 30–45. Doi: 10.1016/j.lithos.2015.05.009.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y., 2013- Zircon U Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos 162–163, 70-87.
- De Paolo, D.J., and Daley, E.E., 2000- Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. Chemical Geology 169, 157–185.

- Dupré, B., and Allègre, C.J., 1983- Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature* 303, 42–146.
- Falcon, N., 1974- Zagros Mountains, Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts, Geological Society, London, Special publications 4, 199–211.
- Faure, G., and Mensing, T.M., 2005- Isotope Principle and Applications. 3rd Edition, John Wiley & Sons, Hoboken.
- Frey, F.A., Green, D.H., and Roy, S.D., 1978- Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Petrology* 19, 463–513.
- Ghasemi, A., and Talbot, C.J., 2006- A new scenario for the Sanandaj–Sirjan zone (Iran). *Asian Earth Sciences* 26, 683–693. Doi:10.1016/j.jseas.2005.01.003.
- Ghorbani, M.R., Graham, I.T., and Ghaderi, M., 2014- Oligocene–Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh-Dokhtar Arc of Iran. *International Geology Review* 56, 1039–1050. doi:10.1080/00206814.2014.919615.
- Gill, R., 2010- Igneous Rocks and Processes, a practical guide. Wiley-Blackwell, UK 428.
- Hart, S.R., Gerlach, D. C., and White, W. M., 1986- A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing, *Geochim. Geochimica et Cosmochimica Acta* 50(7), 1551–1557.
- Hassanzadeh, J., and Wernicke, B.P., 2016- The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Journal of Tectonics*, 35, 586–621. Doi: 10.1002/2015TC003926.
- Hickey-Vargas, R., Hergt, J.M., and Spadea, P., 1995- The Indian Ocean-type isotopic signature in western Pacific marginal basins: origin and significance. *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*, 175–197.
- Hoffer, G., Eissen, J.P., Beat, B., Bourdon, E., Fornari, M., and Cotton, J., 2008- Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador: the puyo cones and Mero lavas volcanic formations. *Volcanology geothermal research* 176, 107–118. Doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.05.023.
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K., Greene, A.R., 2004- One View of the Geochemistry of Subduction related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. *Treatise on Geochemistry* 3, 593–659. Doi: 10.1016/B0-08-043751-6/03035-8.
- Keskin, M., Pearce, J. A., and Mitchell, J. G., 1998- Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum–Kars Plateau, North Eastern Turkey. *Volcanology and Geothermal Research* 85, 355–404. Doi: 10.1016/S0377-0273(98)00063-8.
- Koschek, G., 1993- Origin and significance of the SEM cathodoluminescence from zircon. *Microscopy* 171, 223–232. Doi:10.2113/0530427.
- Li, Y. B., Kimura, J. I., Machida, S., Ishii, T., Ishiwatari, A., Maruyama, S., and Miyazaki, T., 2013- High-Mg adakite and low-Ca boninite from a Bonin Fore-arc seamount: Implications for the reaction between slab melts and depleted mantle. *Petrology* 54, 1149–1175.
- Liu, Y.S., Hu, Z.C., Gao, S., Gunter, D., Xu, J., Gao, C.G., Chen, H.H., 2008- In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology* 257, 34–43. Doi:10.1016/j.chemgeo.2008.08.004.
- Maclean, W.H., and Barrett, T.J., 1993- Lithogeochemical techniques using immobile elements, *Geochemical Exploration* 48, 109–13.
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming material in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Review* 37, 215–224. Doi:10.1016/0012-8252(94)90029-9.
- Miyashiro, A., 1974- Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Science* 274, 321–355.
- Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2000- Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, Western Iran. *Structural Geology* 22, 1125–1139.
- Morley, C.K., Kongwung, B., ulapour, A.A.J., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K., and Kazeni, H., 2009- Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in Central Iran: the Central basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere*, 5, 325–362. Doi: 10.1130/GES00223.1.
- Nouri, F., Asahara, Y., Azizi, H., Yamamoto, K., B, and Tsuboi, M., 2017- Geochemistry and petrogenesis of the Eocene back arc mafic rocks in the Zagros suture zone, northern Noorabad, western Iran. *Geochemistry* 77, 3, 517–533. Doi:10.1016/j.chemer.2017.06.002.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., and Jolivet, L., 2008- Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences: *Lithos*, 106, 380–398. Doi:10.1080/00206814.2019.1644677.
- Pearce, J.A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with application to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14–48. Doi:10.1016/j.lithos.2007.06.016.
- Pearce, J.A., Stern, R.J., Bloomer, S.H., and Fryer, P., 2005- Geochemical mapping of the Mariana arc basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry Geophysics Geosystem* 6, 7.
- Pearce, J.A., Stern, R.J., Bloomer, S.H., and Fryer, P., 2005- Geochemical mapping of the Mariana arc basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry Geophysics Geosystem* 6, 7. Doi: 10.1029/2004GC000895.
- Reichow, M.K., Saunders, A., White, R., Al-Mukhamedov, A., and Medvedev, A. Y., 2005- Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos* 79(3), 425–452.
- Rolland, Y., Galoyan, G., Bosch, D., Sosson, M., Corsini, M., Fornari, M., and Verati, C., 2009- Jurassic back-arc and Cretaceous hot-spot series in the Armenian ophiolites: implications for the obduction process. *Lithos* 112, 163–187. Doi:10.1016/j.lithos.2009.02.006.

- Rudnick, R. L., and Gao, S., 2003- Composition of the continental crust, in *The Crust, Treatise on Geochemistry*, edited by R. L. Rudnick Elsevier, Amsterdam, 1–64.
- Saunders, A.D., and Tarney, J., 1984- Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. Geological Society, London, Special Publications 16, 59–76.
- Sayit, K., Marroni, M., Goncuoglu, M.C., Pandolfi, L., Ellero, A., Ottria, G., and Frassi, C., 2016- Erratum to: Geological setting and geochemical signatures of the mafic volcanic rocks from the Intra-Pontide Suture Zone: implications for the geodynamic reconstruction of the Mesozoic Neotethys. *Asian Earth Sciences* 105, 39–64. Doi: 10.1007/s00531-015-1202-2.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R.J., Griffin, W.L., Khedr, M.Z., Kirchenbaur, M., Ottley, C.J., Whattam, S.A., Kimura, J., Ghorbani, G., Gain, S., O'Reilly, S.Y., and Tamura, A., 2019- Subduction initiation and back-arc opening north of Neo-Tethys: Evidence from the Late Cretaceous Torbat-e-Heydarieh ophiolite of NE Iran. *Geological Society of America Bulletin* 132(5-6). Doi: 10.1130/B35065.1.
- Shahabpour, J., 2007- Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt: *Asian Earth Sciences* 30, 652–665. Doi: 10.1016/j.jseas.2007.02.004.
- Shahsavari Alavijeh, B., Rashidnejad-Omran, N., and Toksoy-Köksal, F., 2019- Oligocene subduction-related plutonism in the Nodoushan area, Urumieh-Dokhtar magmatic belt: Petrogenetic constraints from U–Pb zircon geochronology and isotope geochemistry, *Geoscience Frontiers* 10, 725–751. Doi: 10.1016/j.gsf.2018.03.017.
- Shervais, J.W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101–118. Doi: 10.1016/0012-821X(82)90120-0.
- Shinjo, R., and Kato, Y., 2000- Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin. *Lithos* 54, 117–137. Doi: 10.1016/S0024-4937(00)00034-7.
- Shinjo, R., Chung, S.L., Kato, Y., and Kimura, M., 1999- Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu arc: implications for the evolution of a young, intracontinental back. *Geophysical research*, Doi: 10.1029/1999JB900040.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 1229–1258.
- Sun, S., and McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications* 42, 313–345.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B., 2011- A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30, 3008–3302. Doi: 10.1029/2010TC002809.
- Wang, H., Wu, Y.B., Qin, Z.W., Zhu, L.Q., Liu, Q., Liu, X.C., Gao, S., Wijbrans, J.R., Zhou, L., Gong, H.J., 2013- Age and geochemistry of Silurian gabbroic rocks in the Tongbai orogeny, central China: implications for the geodynamic evolution of the North Qinling arc-back-arc system. *Lithos* 179, 1–15. Doi: 10.1016/j.lithos.2013.07.021.
- Wang, Y.J., Zhang, F.F., Fan, W.M., Zhang, G.W., Chen, S.Y., Cawood, P.A., and Zhang, A.M., 2010- Tectonic setting of the South China Block in the early Paleozoic: resolving intracontinental and ocean closure models from detrital zircon U–Pb geochronology. *Tectonics* 29.
- White, W.M., Hofmann, A.W., 1982. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature* 296, 821–825.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343. Doi: 10.1016/j.lithos.2016.01.012.
- Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Davidson, J.P., and Eggins, S.M., 2001- Hafnium isotope evidence for conservative element mobility during subduction zone processes: *Earth and Planetary Science Letters* 192, 331–346.
- Yeganehfar, H., Ghorbani, M.R., Shinjo, R., and Ghaderi, M., 2013- Magmatic and geodynamic evolution of Urumieh–Dokhtar basic volcanism, Central Iran: Major, trace element, isotopic, and geochronologic implications. *International Geology Review* 55, 767–786.
- Zheng, Y.F., 2012- Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. *Chemical Geology* 328, 5–4. Doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.02.005.
- Zimmer, M. M., Plank, T., Hauri, E. H., Yogodzinski, G. M., Stelling, P., Larsen, J., Singer, B., Jicha, B., Mandeville, C., and Nye, C. J., 2010- The Role of Water in Generating the Calc-alkaline Trend: New Volatile Data for Aleutian Magmas and a New Tholeiitic Index. *Petrology* 51, 2411–2444.

Geochemistry and petrogenesis of mafic volcanic rocks from Kahak area (Urumieh-Dokhtar magmatic arc)

S. Moradi¹, M. R. Ghorbani^{2*} and S. Y. Jing³

¹ Ph.D. Student, Faculty of Basic Sciences, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Faculty of Basic Sciences, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

³ Professor, School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Wuhan, China

Received: 2020 February 07

Accepted: 2020 September 14

Abstract

The Kahak mafic volcanic rocks in the central part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc are composed of basalts and basaltic-andesite and show sub alkaline to transitional affinity. They are calc-alkaline based on the tholeiitic index (THI). U-Pb zircon dating yields almost 60 (Middle Paleocene) and 24 to 19 Ma (Late Oligocene–Early Miocene) for andesitic basalt and basaltic rocks respectively. These rocks are identified by LREE and LILE enrichment and HFSE depletion with relatively negative or without Eu anomalies and E-MORB like pattern in multiple spider diagrams that attributed to the subduction of the Neotethyan oceanic slab beneath the central Iranian micro-continent. Based on petrography, trace and rare earth elements, and isotopic features, fractional crystallization played a significant role during magma evolution of these rocks. Trace element modeling suggests that the studied mafic rocks were derived by partial melting within the spinel lherzolite mantle. Isotopic ratios also show that they resulted from lithospheric mantle metasomatized by released fluids from subducted slab sediments. The Kahak mafic volcanic rocks might have formed in the extensional regime followed by slab rollback and undergone a continental arc to back-arc basin transition during the Paleocene to Miocene. This basin might have been closed in the middle Miocene.

Keywords: Maficvolcanic rocks, slab rollback, extensional regime, back-arc basin, lithospheric mantle.

For Persian Version see pages 97 to 110

*Corresponding author: M. R. Ghorbani; E-mail: ghorbani@modares.ac.ir