

سنگ‌های بازالتی نئوزن کمان ماگمایی قوچان-اسفراین، شمال شرق ایران: نشانه‌ای از بالآمدگی گوشته از طریق پنجره ورقه اقیانوسی

سارا گردیده^{۱*}، حبیب‌الله قاسمی^۲، محمود صادقیان^۳، لایچنگ میائو^۴ و چانگ فوجین^۴

۱. دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود
۲. استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود
۳. دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود
۴. استاد، مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین، پکن

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۲/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۴/۱۶

چکیده

سنگ‌های آذرین نئوزن در نوار ماگمایی قوچان-اسفراین (در شمال سبزوار) نشانگر ماگماتیسم پس از برخورد در زون جوش‌خورده شمال شرق ایران می‌باشند. این مجموعه آذرین به شکل گنبد، استوک، دایک و روانه به طور پراکنده و با روند شمال غرب-جنوب شرق در این نوار گسترش دارند. روانه‌ها و دایک‌های بازیگ (بازالتی) در میان مارن‌های نئوزن و در کنار گنبد‌های آتشفشانی آداکیتی رخنمون یافته‌اند. سنگ‌های مورد بررسی دارای ترکیب الیوین بازالت تا تراکی آندزی بازالت با بافت‌های میکروولیتی پورفیری، هیالومیکروولیتی پورفیری، گلوپورپورفیری و جریان‌های هستند و کانی‌های اصلی آن‌ها را درشت بلورها و ریزبلورهای الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه شیشه‌ای تا میکروولیتی تشکیل می‌دهند. بازالت‌ها دارای ماهیت آلکان سدیک می‌باشند و نسبت به عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) به ویژه نیوبوم (Nb=۳۰-۲۰) غنی‌شدگی و از عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهد. ماگمای والد بازالت‌ها از ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک ستون گوشته‌ای گارن‌ت‌لرولیتی در یک محیط زمین‌ساختی کششی درون کمانی در زمان میوسن تشکیل شده و از طریق سیستم‌های شکستگی و گسلی، به ترازهای بالاتر پوسته قاره‌ای صعود کرده و در حوضه رسوبی نئوزن فوران کرده است. این ستون گوشته‌ای از طریق شکسته شدن پنجره ورقه اقیانوسی و هجوم گوشته آستنوسفری داغ به درون گوه گوشته‌ای روی زون فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: بازالت سرشار از نیوبوم، نوار ماگمایی قوچان-اسفراین، نئوتتیس.

مقدمه

در حاشیه‌های برخورد قاره‌ای بوده است (Allen et al., 2004). گسترش این سنگ‌های ماگمایی در پهنه ایران مرکزی از آذربایجان تا بزمان و تفتان در سیستان و بلوچستان

اغلب نواحی ایران مرکزی و البرز در زمان سنوزوئیک میزبان فعالیت‌های آتشفشانی شدید ناشی از ماگمازایی

* نویسنده مرتبط: Sara.gardideh@gmail.com

ادامه داشته و به نام نوار ماگمایی ارومیه-دختر مشهور است (Alavi, 1994). فعالیت‌های ماگمایی سنوزوئیک در دوره‌های زمانی مختلف به صورت خروج گدازه در محیط‌های خشکی و زیرآبی و همچنین نفوذ و جایگزینی توده‌های آذرین گرانیتوئیدی ظاهر یافته است (Emami, 2001). در شمال شرق ایران نیز کمان ماگمایی قوچان-اسفراین در شمال نوار افیولیتی-دگرگونی سبزواری وجود دارد که از زمان میوسن تا کواترن فعال بوده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). این نوار از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری نوع کمان حاشیه قاره‌ای میوسن پایینی تا پلیوسن بالایی و توده‌های آذرین نیمه ژرف (گنبد‌های آندزیتی، تراکی آندزیتی، داسیتی و ریولیتی آداکیتی و همچنین دایک‌های دیابازی و روانه‌های بازالتی سرشار از نیوبیوم نئوژن تشکیل شده است (Baumann et al., 1983; Spies et al., 1983); صالحی نژاد، ۱۳۸۷؛ تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ Jamshidi; Shabanian et al., 2012; 2014; et al., 2014; Rossetti et al., 2014; et al., 2015a, b; Shafaii Moghadam et al., 2016). این ماگماتیسیم ناشی از فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس حوضه اقیانوسی سبزواری به زیر البرز شرقی (بینالد) در زمان‌های میوسن تا پلیوسن بوده است (گردیده و همکاران، ۱۳۹۷). ویژگی ماگمایی کمان حاشیه قاره در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری ائوسن میانی-بالایی، آداکیتی در گنبد‌های نئوژن و نیوبیوم بالا در سنگ‌های بازالتی قلیایی نئوژن، لزوم توجه هرچه بیشتر به خاستگاه ماگما، علل رخداد ماگماتیسیم جایگاه زمین ساختی بروز آن را ضروری کرده است. محققان سری بازالت‌های قلیایی متفاوتی را شناسایی کردند که با بازالت‌های شاخص کمان مشابه نبودند (Defant et al., 1992). این بازالت‌ها، در مقایسه با بازالت‌های شاخص کمان از عناصر با شدت میدان بالا به‌ویژه Nb (بیشتر از ۲۰ پی‌پی‌ام در مقایسه با کمتر از چهار پی‌پی‌ام) غنی‌شدگی نشان می‌دهند و به همراه آداکیت‌ها در کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش ورقه بازالتی جوان با سن ۲۵ میلیون سال یا کمتر یافت می‌شوند. همراهی این بازالت‌های قلیایی که بازالت‌های سرشار از نیوبیوم نامیده می‌شوند

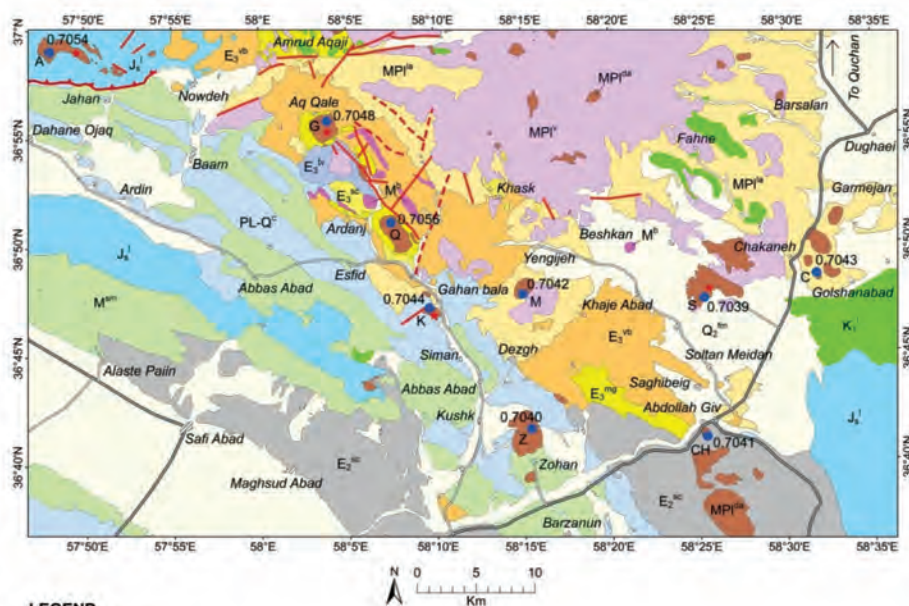
گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه در داخل واحدهای مارنی میوسن در نزدیکی گنبد‌های آداکیتی منطقه و بیشتر در اطراف روستاهای عبدالله گیو، زیگ، شمال گلین و فتح آباد مشاهده می‌شوند. این بازالت‌ها دارای شباهت‌های فراوان با بازالت‌های حوضه‌های کششی پشت کمانی الیگومیوسن شمال شرق ایران مرکزی (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰؛ قاسمی و همکاران ۱۳۹۵؛ قاسمی و برهمند، ۱۳۹۲) می‌باشند. در نقشه زمین‌شناسی منطقه (امینی، ۱۳۷۹) این بازالت‌ها به ائوسن نسبت داده شده‌اند، ولی بررسی‌های صحرائی و تعیین سن‌های صورت گرفته به روش K/Ar (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹) سن آنها را 19.5 ± 0.5 میلیون سال و به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ توسط برابر با 21.7 ± 0.7 میلیون سال نشان داده است (Ahmadi et al., 2017). با توجه به کمبود پژوهش دقیق در ارتباط با زمین‌شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و نحوه تشکیل ماگمای سازنده این بازالت‌های سرشار از نیوبیوم در نوار ماگمایی قوچان-اسفراین، در این مطالعه به بررسی این مسائل با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب و به ویژه داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd پرداخته شده است.

روش مطالعه

از حدود ۲۰ نمونه بازالتی برداشت شده، مقاطع نازک تهیه شد و مورد مطالعه پتروگرافی دقیق قرار گرفت. با در نظر گرفتن کمترین دگرسانی در نمونه‌ها، شش عدد از آنها انتخاب و به روش بسته ترکیبی با کد LF100 به روش‌های ICP-AES و ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME ونکوور کانادا برای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۱). نتایج بدست‌آمده از آنالیز شیمیایی نمونه‌های منتخب، در تفسیرهای پترولوژیکی، سنگ‌زادی و تعیین محیط زمین‌ساختی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. تجزیه‌های ایزوتوپی و تعیین نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ سنگ کل بر روی چهار نمونه از سنگ‌های

ایزوتوپی، به منظور ارزیابی دقت و ثبات دستگاه‌های تجزیه‌ی ایزوتوپی، از نمونه استاندارد (NBS-987) با میانگین نسبت $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025 \pm 0.000021)$ و از نمونه استاندارد دیگری به نام (Jndi-1) که با میانگین نسبت $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.712118 \pm 0.000014)$ به ترتیب برای بهنجار سازی مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ استفاده شده است.

بازالتی در آزمایشگاه ایزوتوپ رادیوژنیک مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین (IGGCAS) در پکن با روش‌های (Yang et al. (2010) و (Li et al. (2012) انجام شده است (جدول ۳). جداسازی عناصر Sr, Sm, Rb, Nd با روش کروماتوگرافی تبادل یونی دو مرحله‌ای انجام گرفته است و مقادیر آنها با روش طیف سنج جرمی یونیزاسیون حرارتی اندازه‌گیری شده است. در طول جمع‌آوری داده‌های



LEGEND

CENOZOIC	NEOGENE	MIOCENE	QUATERNARY	Q ₂ ^{ml}	Q ₂ ^{ml} : Mud, silt and sand deposits
			PLIOCENE	PI-Q ^c	PI-Q ^c : Gray conglomerate: poorly graded and folded
PALEOGENE	Eocene	MPI ^{tr}	MPI ^{tr}	MPI ^{tr} : Trachyandesitic, andesitic and dacitic lavas	
		MPI ^{vc}	MPI ^{vc}	MPI ^{vc} : Volcanic conglomerate with felsic pyroclastic rock fragments	
		MPI ^{ad}	MPI ^{ad}	MPI ^{ad} : Adakitic andesite, trachyandesite, trachydacite, dacite and rhyolite	
		M ^b	M ^b	M ^b : Alkali olivine basalt lavas and dikes	
		M sm	M sm	M sm : Red and green shale and gypsiferous marl with sandstone, conglomerate & gypsum intercalations	
		E ₃ ^{vb}	E ₃ ^{vb}	E ₃ ^{vb} : Basaltic and andesitic lavas, tuffite, tuffaceous sandstone and hyaloclastitic rocks	
		E ₃ ^{tr}	E ₃ ^{tr}	E ₃ ^{tr} : Tuffite, tuffaceous sandstone, shale and basaltic and andesitic lavas	
MESOZOIC	CRETACEOUS	E ₃ ^{mg}	E ₃ ^{mg}	E ₃ ^{mg} : Gypsiferous and silty, marly shale with gypsum, sandstone, limestone and tuffite intercalations	
		E ₂ ^{sc}	E ₂ ^{sc}	E ₂ ^{sc} : Sandstone and shale with conglomerate and volcanic tuff intercalations	
		E ₂ ^{cc}	E ₂ ^{cc}	E ₂ ^{cc} : Conglomerate, sandstone and siltstone	
		K ₁ ^l	K ₁ ^l	K ₁ ^l : Cream orbitoline, reefal limestone, sandstone, marl and shale	
JURASSIC	J ₃ ^l	J ₃ ^l	J ₃ ^l	J ₃ ^l : Gray alteration of shale, siltstone and sandstone	

SYMBOLS

	Village		Normal fault		Isotopic sample location
	Second class road		Thrust fault		Dating sample location
	Third class road				

شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشکان) (امینی، ۱۳۷۹). نشانه‌های اختصاری شامل: C=Chakaneh; S=Sheykhmostafa; Z=Zohan; CH=Chargoushli; M=Markooh; Q=Quchkhar; K=Kahan; G=Ghochghou; A=Arsang and Kheyran

بحث

زمین‌شناسی

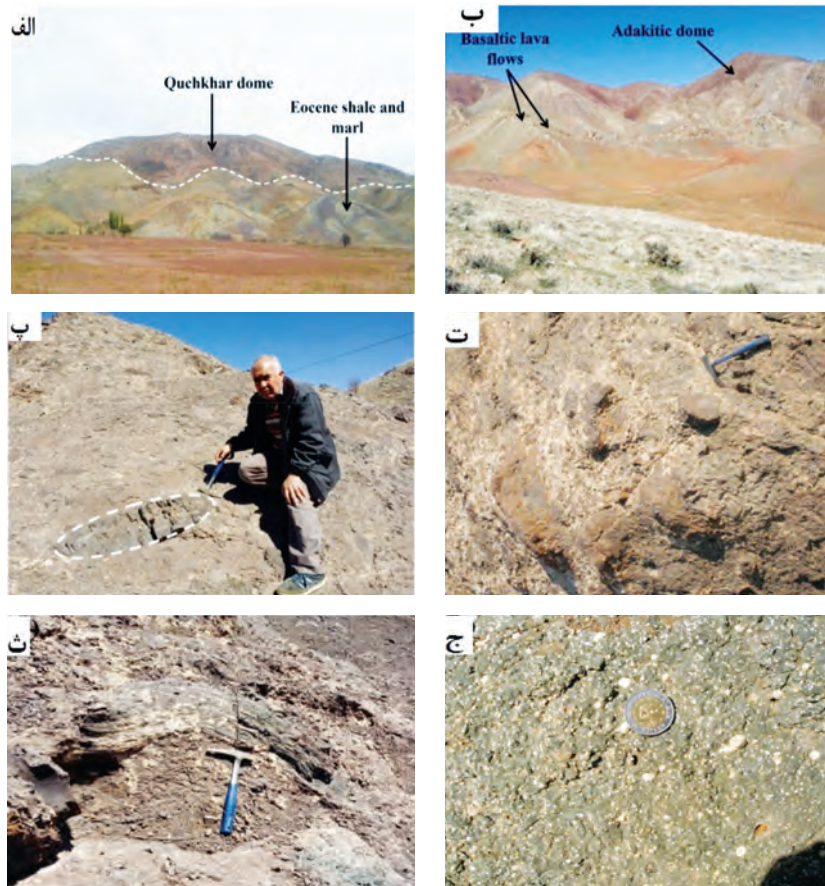
نوار ماگمایی سنوزوئیک قوچان-اسفراین در شمال نوار افیولیتی-دگرگونی سبزوار و در کمر بند بینالود (البرز شرقی) واقع شده است. این منطقه در فاصله ۶۰ کیلومتری جنوب قوچان و ۵۰ کیلومتری شرق اسفراین، در راستای شمال غربی-جنوب شرقی به صورت کشیده بین طول‌های جغرافیایی $37^{\circ} 57'$ تا $38^{\circ} 58'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 37'$ تا $36^{\circ} 58'$ شمالی قرار دارد (شکل ۱). بخش شمالی این کمان ماگمایی اساساً از واحدهای آذرآواری و گنبد‌های آداکیتی نئوژن به همراه روانه‌های بازالتی تشکیل شده است (شکل ۲-الف و ب) (تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ گردیده و همکاران، ۱۳۹۵). واحدهای سنگی موجود در این منطقه از قدیم به جدید شامل آندزیت-بازالت‌های ائوسن، مجموعه‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن، البوین بازالت‌های میوسن، گنبد‌های آداکیتی میوسن-پلیوسن با طیف ترکیبی آندزیت-تراکی آندزیت-تراکی داسیت-داسیت و ریولیت، واحدهای شیلی-مارنی میوسن و کنگلومرای ضخیم پلیوسن و رسوبات عهد حاضر می‌باشند. واحدهای رسوبی ماسه سنگی-شیلی و شیلی-مارنی گچ دار ائوسن از مهم‌ترین واحدهای رسوبی منطقه به شمار می‌روند که به عنوان سنگ میزبان گنبد‌های آداکیتی منطقه نیز به حساب می‌آیند. سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن شامل تناوبی از گدازه‌های بازیک-حدواسط فوران یافته در محیط‌های خشکی و دریا، آذرآواری‌های محیط‌های خشکی و دریایی و نهشته‌های رسوبی محیط خشکی، لاگون محصور و نیمه محصور و دریای کم عمق باز هستند که در حوضه‌های کششی محلی داخل کمان آتشفشانی در ائوسن میانی-بالایی نهشته شده‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). مجموعه‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن، پی سنگ منطقه مورد مطالعه را تشکیل داده و شامل سه بخش می‌باشد که سترای آن حدود ۲۰۰۰ متر است. بخش سوم این واحد، گسترش بیشتری در گستره مورد مطالعه دارد که شامل سنگ‌های آتشفشانی با گسترش وسیع می‌باشند و دارای ترکیب بازیک تا حدواسط و به ندرت اسیدی هستند. قدیمی‌ترین واحد منطقه در

برگیرنده تناوب بازالت، ماسه سنگ توفی، شیل و گدازه‌های آندزیت-بازالتی است. گدازه‌ها، رنگ خاکستری مایل به قرمز داشته و در نزدیکی روستای قوزه زن به رنگ قرمز مایل به سیاه در می‌آیند. کانی‌های مگنتیت موجود در این سنگ‌ها اکثراً هماتیته شده‌اند. ضخامت این واحد متغیر است و در برخی نقاط به حدود ۱۵۰ متر می‌رسد (امینی، ۱۳۷۹). واحد آگلومرای با ضخامت ۱ تا ۳ متر به رنگ کرم تا صورتی در نزدیکی روستاهای گل‌بین و فتح آباد مشاهده می‌شود. در برخی نقاط، این واحد بر روی شیل‌ها و مارن‌های گچ دار ائوسن بالایی قرار می‌گیرد (شکل ۲-پ و ت). در برخی مناطق، قطعاتی همچون بمب آتشفشانی در واحد آگلومرای مشاهده می‌شود (شکل ۲-ث).

بعد از واحد آگلومرای، گدازه‌های اسپیلیتی-اسکوری‌های آندزیتی و سپس البوین بازالت‌های میوسن زیرین در سراسر منطقه گسترش دارند. گدازه اسپیلیتی-اسکوری آندزیتی بخش اول این واحد است که بر روی واحد آگلومرای قرار می‌گیرد. نمای دوگانه‌ی این بخش (واحد اسپیلیتی-اسکوری آندزیتی) نشانگر فوران گدازه با ترکیب بازالتی در زیر آب (فوران زیرآبی) با تشکیل اسپیلیت و فوران در محیط کم عمق آبی که منجر به تشکیل اسکوری آندزیتی شده است (تنها، ۱۳۸۸). بلورهای ژئولیت و کلسیت در حفرات واحد اسپیلیتی به صورت ساخت بادامکی به وفور و به صورت ثانویه تشکیل شده‌اند. بخش دوم این واحد را البوین بازالت‌های میوسن تشکیل داده‌اند. این بازالت‌ها بر روی بخش قبلی قرار گرفته‌اند (شکل ۲-ج). این گدازه‌ها دارای طیفی ترکیبی محدودی از البوین بازالت تا آندزیت بازالتی هستند. در صحرا دارای ظاهری خاکستری تا کاملاً سیاه رنگ هستند. فنوکریست‌های البوین در این سنگ‌ها ایدنگزیتی شده‌اند و به رنگ قرمز در سطح سنگ دیده می‌شوند.

سنگ‌نگاری

این سنگ‌ها بیشتر دارای بافت هیالومیکروولیتی پورفیری، گلمروپورفیری و جریان‌های هستند و کانی‌های اصلی آن‌ها را درشت بلورها و ریزبلورهای البوین، کلینوپیکس و پلاژیوکلاز در زمینه شیشه‌ای تا میکروولیتی تشکیل می‌دهند. آنها شامل البوین، بازالت و به میزان کمتر تراکی آندزیتی بازالت



شکل ۲. الف) تصویر صحرایی از رخنمون گنبد‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در واحدهای رسوبی ائوسن (دید به سمت شمال)، ب) نمایی از گدازه‌های بازالتی منطقه در کنار گنبد‌های آداکیتی که واحدهای رسوبی میوسن را قطع نموده‌اند (دید به سمت شمال غرب)، پ، ت، ث) رخنمون واحد آگلومرای در منطقه همراه با قطعات بازالتی و بمب‌های آتشفشانی در شمال روستای فتح آباد (دید به سمت شمال)، ج) ساخت بادامکی در سنگ‌های بازالتی منطقه

هستند (شکل ۳-الف و ب). کلینوپیروکسن، اصلی‌ترین پیروکسن موجود در بازالت‌هاست. کلینوپیروکسن‌ها اغلب نیمه خودشکل هستند و برخی از آنها حاشیه خلیج مانند نشان می‌دهند. اندازه فنوکریست‌های پیروکسن گاهی تا پنج میلی‌متر نیز می‌رسد. بافت گلومروپورفیری، ناشی از تجمع بلورهای پیروکسن، الیوین و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-پ و ت). بافت گلومروپورفیری بیانگر مراحل مختلف تحول ماگما در مسیر بالآمدگی در آشیانه‌های ماگمایی مختلف است تشکیل در مرحله تبلور زیرزمینی و پیش از فوران (Samuel et al., 2007)، نطفه‌بندی ناهمگن روی سطوح از پیش موجود (kirkpatrick, 1997)، برخورد بلورها در خلال بالا آمدن و موازی همدیگر قرار گرفتن شبکه بلورها و یا قرارگیری آنها در جهت ماکلی و یا

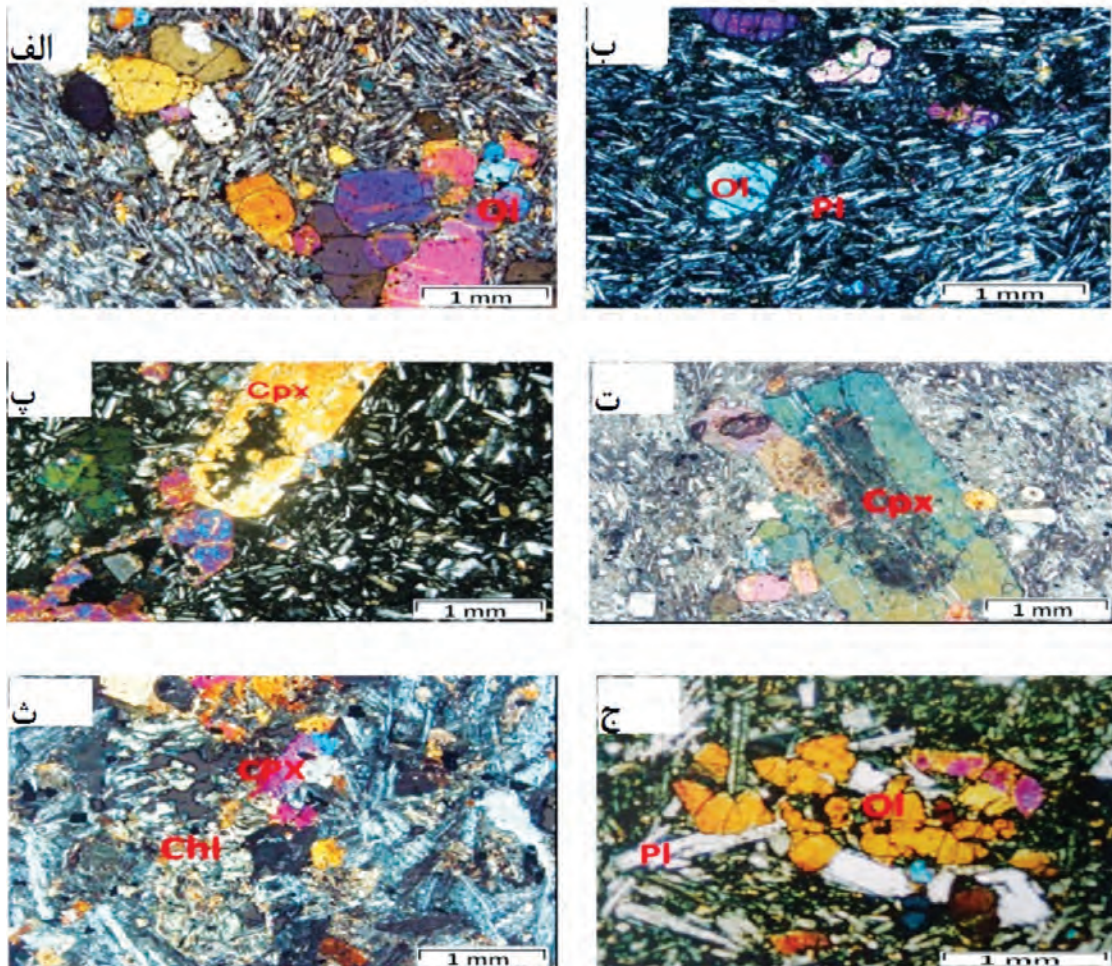
روابط اپی تاکسیالی که به ساز و کار اتصال سینوسی معروف است. بلورهای ریز کلینوپیروکسن نیز در بین پلاژیوکلازها به چشم می‌خورند (Shelly, 1993). میزان دگرسانی فنوکریست‌ها از ریز بلورها بیشتر است (شکل ۳-ث). پلاژیوکلازها نیز اغلب به صورت فنوکریست، تیغه‌ای، میکرولیتی و سوزنی شکل دیده می‌شوند. برخی از آنها ماکل پلی سنتتیک نشان می‌دهند. بیشتر بلورها در جهت جریان قرار گرفته و بافت تراکیتی نشان می‌دهند. اندازه آنها بین ۰/۲ تا چهار میلی‌متر است که بیشتر خودشکل تا نیمه شکل هستند. الیوین در مقاطع میکروسکوپی به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل و بیشتر گرد شده است و دارای بافت غیرتعادلی، اسکلتی (شکل ۳-ج)، حاشیه‌های خورده شده و خلیج مانند می‌باشد. فنوکریست‌های الیوین در این سنگ‌ها

آلکالی ($K_2O + Na_2O$) نمونه‌های برداشت شده از دایک‌ها و روانه‌های بازالتی منطقه در محدوده تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی قرار می‌گیرد (Le Bas et al., 1986) (شکل ۴-الف). برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار $K_2O + Na_2O$ در برابر SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971) (شکل ۴-ب) استفاده شده است که ماهیت قلیایی این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. ماهیت قلیایی ماگماهای بازی می‌تواند توسط دو سازوکار مهم شامل نرخ پایین ذوب بخشی سنگ منبع و یا ذوب بخشی گوشته دگرنهاد ایجاد شود (Gill, 2010; McBirney, 1993; رئیسی و همکاران، ۱۳۹۲).

ایدنگزیتی شده اند و به رنگ قرمز در سطح سنگ دیده می‌شوند. ایدنگزیتی شدن از حاشیه‌ها و شکستگی‌ها شروع شده و تا مرکز بلورها ادامه می‌یابد.

شیمی سنگ‌کل و ایزوتوپی

برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و فرایندهای سنگ شناختی مرتبط با بازالت‌های نئوژن از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شده است (جدول ۱). نتایج آنالیز شیمیایی ۱۰ نمونه از سنگ‌های آداکیتی گنیده‌های نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین (گردیده و همکاران، ۱۳۹۷) نیز جهت مقایسه با نمونه بازالتی در این پژوهش ارائه شده است (جدول ۲). در نمودار SiO_2 در مقابل مجموع



شکل ۳. الف، ب) تصویر میکروسکوپی از الیوین بازالت‌های میوسن زیرین همراه با بافت میکروولیتی پورفیری جریانی (نور XPL)، ث) بافت گلومروفیری در سنگ‌های بازالتی در اثر تجمع کانی‌های پیروکسن (نور XPL)، ت، ث) بلورهای خودشکل و درشت پیروکسن همراه با دگرسانی به کانی‌های کلریت، اپیدوت و سرپسیت در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت‌های بازالتی (نور XPL)، ج) وجود بافت اسکلتی در الیوین بازالت‌های منطقه همراه با بافت ساب افیتیکی (نور XPL)

ژئوشیمیایی گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه استفاده شده است (شکل ۵). روند تغییرات مقادیر Fe_2O_3 ، MgO ، CaO ، TiO_2 ، MnO در برابر مقدار SiO_2 به صورت کاهش می‌باشد که می‌تواند به علت جایگزینی آن‌ها در ساختار کانی‌های فرو منیزین در مراحل اولیه تبلور و تفریق ماگما باشد. مقادیر Na_2O و K_2O بر خلاف اکسیدهای دیگر روند افزایشی و مقدار Al_2O_3 روند افزایشی همراه با پراکندگی را نشان می‌دهد. این نمودارها نشان‌دهنده نقش فرایند تبلور تفریقی، در تحول ژئوشیمیایی ماگمای سازنده بازالت‌ها می‌باشد. نمودارهای La/Yb در مقابل La (Saunders and Norry, 1979) و Th در مقابل SiO_2 (Wilson, 1989) این روند تبلور تفریقی را تایید می‌کند (شکل ۶-الف و ب).

مقدار SiO_2 این سنگ‌ها از ۴۹/۲۲ تا ۵۱/۲۱ درصد، Al_2O_3 از ۱۷/۵۵ تا ۱۹/۲۶ درصد، MgO از ۴/۸۹ تا ۷/۳۵ درصد، Fe_2O_3 از ۲/۴۳ تا ۵/۷۱ درصد، TiO_2 از ۱/۱۷ تا ۱/۶۱ درصد و Mg از ۴۳/۷۸ تا ۶۴/۱۶ درصد می‌باشند. این مقادیر نشان می‌دهند که این سنگ‌ها از ماگماهای اولیه ایجاد نشده‌اند و احتمالاً حاصل ماگماهای تحول یافته‌تر هستند. موقعیت قرارگیری نمونه‌های بازالتی و نمونه‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمودار St/Y در برابر Y (Drummond and Defant, 1990) جهت مقایسه تصویر شده است که نشان‌دهنده تفاوت ماهیت این سنگ‌ها از سنگ‌های آداکیتی منطقه می‌باشد. در نمودارهای فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 برای بررسی تحول

جدول ۱. نتایج تجزیه‌های شیمیایی (درصد وزنی) سنگ‌های بازالتی نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین

Sample	GB1	GB2	GB3	GB4	GB5	GB6
Area	Fathabad and Golbin					
SiO_2	۵۰/۸۳	۴۷/۰۵	۵۰/۴۲	۵۰/۷۰	۵۱/۲۱	۴۹/۲۲
Al_2O_3	۱۹/۲۶	۱۸/۳۷	۱۸/۴۲	۱۸/۰۵	۱۷/۹۰	۱۷/۵۵
Fe_2O_3 total	۸/۰۹	۹/۶۲	۹/۶۹	۸/۹۵	۹/۳۰	۹/۲۴
Fe_2O_3	۲/۴۳	۲/۸۹	۳/۳۹	۵/۷۱	۳/۳۶	۲/۷۷
FeO	۵/۶۷	۶/۷۳	۶/۳۰	۳/۲۴	۵/۹۴	۶/۴۷
MgO	۶/۹۲	۸/۲۲	۴/۸۹	۵/۸۰	۵/۷۲	۷/۳۵
CaO	۷/۸۶	۹/۱۹	۸/۹۸	۷/۵۰	۷/۳۰	۸/۶۴
Na_2O	۳/۷۹	۴/۳۰	۳/۷۰	۵/۰۰	۴/۶۱	۴/۳۳
K_2O	۱/۵۲	۰/۹۵	۱/۷۶	۱/۳۰	۱/۷۰	۱/۴۱
TiO_2	۱/۱۷	۱/۶۱	۱/۴۹	۱/۱۰	۱/۲۰	۱/۵۵
P_2O_5	۰/۴۴	۰/۵۵	۰/۵۰	۰/۶۵	۰/۷۳	۰/۴۶
MnO	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۴
Cr_2O_3	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶
Lol	۱/۰۳	۲/۳۰	۲/۹۰	۱/۱۰	۱/۰۰	۲/۵۰
Ba	۳۰۴/۰۰	۲۱۰/۰۰	۲۷۶/۰۰	۲۷۵/۰۰	۳۲۰/۰۰	۳۱۳/۰۰
Be	۲/۰۰	۱/۰۰	۲/۰۰			۳/۰۰
Co	۲۸/۲۰	۳۶/۳۰	۲۹/۵۰	۳۲/۰۰	۳۱/۰۰	۳۲/۴۰
Cs	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۳۰	۰/۷۳	۰/۷۷	۰/۶۰
Ga	۱۵/۶۰	۱۶/۶۰	۱۷/۷۰			۱۴/۸۰
Hf	۴/۰۰	۴/۱۰	۴/۴۰	۷/۲۰	۶/۳۰	۴/۰۰
Nb	۲۰/۰۰	۲۲/۲۰	۳۰/۵۰	۲۶/۰۰	۲۲/۰۰	۲۳/۸۰
Rb	۲۶/۹۰	۱۳/۵۰	۳۵/۹۰	۴۰/۰۰	۳۷/۰۰	۱۷/۹۰
Sn	۱/۰۰	۲/۰۰	۱/۰۰			۱/۰۰
Sr	۵۷۰/۰۰	۶۶۳/۹۰	۷۵۶/۱۰	۸۲۰/۰۰	۸۵۰/۰۰	۷۶۰/۳۰
Ta	۱/۲۰	۱/۲۰	۱/۷۰	۰/۸۱	۰/۸۷	۱/۴۰

ادامه جدول ۱.

Sample	GB1	GB2	GB3	GB4	GB5	GB6
Area	Fathabad and Golbin					
Th	۳/۹۰	۲/۷۰	۳/۸۰	۳/۵۰	۳/۶۰	۲/۸۰
U	۱/۰۰	۰/۶۰	۱/۲۰	۰/۹۰	۰/۶۰	۰/۷۰
V	۱۴۲/۰۰	۱۹۴/۰۰	۱۹۹/۰۰	۱۵۰/۰۰	۱۲۵/۰۰	۱۷۰/۰۰
W	۰/۵	۰/۵	۰/۶۰			۰/۵۰
Zr	۱۷۱/۸۰	۱۸۱/۷۰	۱۶۴/۲۰	۱۳۷/۰۰	۱۲۰/۰۰	۱۹۲/۱۰
Y	۲۱/۲۰	۲۲/۷۰	۲۳/۰۰	۲۲/۰۰	۲۴/۰۰	۲۰/۸۰
La	۲۳/۸۰	۲۴/۹۰	۲۸/۵۰	۳۲/۰۰	۳۲/۰۰	۲۴/۹۰
Ce	۴۹/۹۰	۵۴/۷۰	۵۶/۷۰	۶۱/۰۰	۵۵/۰۰	۴۷/۲۰
Pr	۵/۶۰	۶/۷۸	۶/۷۲	۶/۸۰	۶/۷۳	۵/۴۹
Nd	۲۰/۵۰	۴۰/۲۶	۲۵/۸۰	۲۵/۰۰	۲۷/۰۰	۲۱/۹۰
Sm	۴/۰۸	۵/۶۲	۴/۸۱	۵/۵۰	۵/۰۰	۴/۲۲
Eu	۱/۳۷	۱/۷۱	۱/۶۰	۱/۶۳	۱/۶۲	۱/۴۷
Gd	۳/۹۸	۵/۰۵	۴/۸۳	۴/۵۰	۴/۰۰	۴/۵۵
Tb	۰/۶۶	۰/۷۸	۰/۷۶	۰/۵۶	۰/۴۳	۰/۷۴
Dy	۳/۷۶	۴/۳۲	۴/۲۰	۳/۹۰	۴/۰۰	۴/۰۶
Ho	۰/۷۶	۰/۸۲	۰/۸۳	۰/۰۰		۰/۸۱
Er	۲/۱۰	۲/۱۹	۲/۳۱	۲/۳۰	۲/۳۰	۲/۳۶
Tm	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۴			۰/۳۴
Yb	۲/۰۰	۲/۰۷	۲/۱۵	۲/۲۰	۲/۰۰	۲/۱۲
Lu	۰/۳۲	۰/۳۰	۰/۳۳			۰/۳۳
Sc	۲۱	۲۵/۰۰	۲۶/۰۰			

جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی (درصد وزنی) ۱۰ نمونه از سنگ‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین

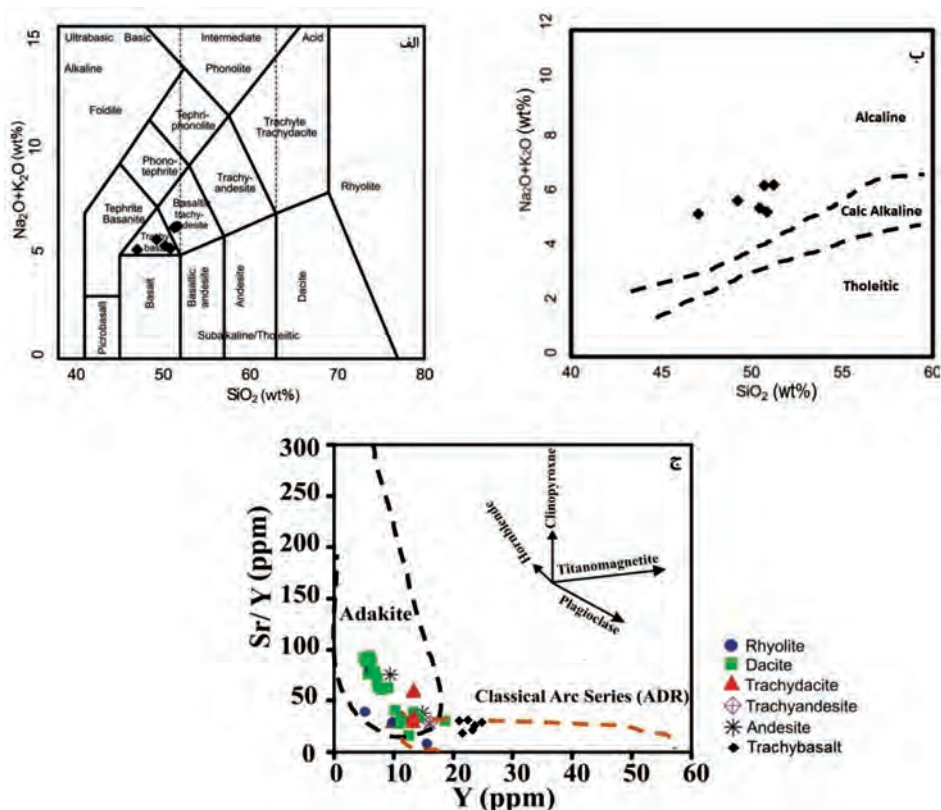
Sample	AR4	AR5	AR8	AR12	GHG1	GHG3	GHG5	GHG13	ZH6	ZH12
Area	Arsang			Ghochghou			Zohan			
SiO ₂	۶۷/۳۶	۶۵/۳۵	۷۰/۴۹	۶۸/۸۳	۶۶/۸۰	۶۶/۶۲	۶۳/۴۰	۶۵/۵۶	۶۹/۵۸	۶۷/۹۴
Al ₂ O ₃	۱۵/۷۴	۱۹/۱۹	۱۹/۲۹	۱۵/۵۰	۱۵/۸۴	۱۵/۹۳	۱۹/۸۱	۱۷/۰۷	۱۶/۴۶	۱۷/۳۱
FeO	۱/۹۲	۱/۶۰	۰/۲۰	۲/۰۴	۱/۴۶	۱/۳۲	۱/۴۸	۲/۳۱	۱/۳۸	۱/۳۸
Fe ₂ O ₃	۱/۹۲	۱/۶۰	۰/۲۰	۱/۳۵	۱/۴۶	۱/۳۲	۱/۴۸	۱/۵۴	۰/۹۲	۰/۹۲
MgO	۱/۸۹	۱/۴۰	۰/۰۸	۱/۴۵	۲/۴۰	۲/۳۴	۲/۳۷	۲/۶۶	۰/۹۲	۰/۹۳
CaO	۲/۴۰	۲/۴۴	۰/۳۴	۲/۲۸	۳/۰۶	۳/۴۹	۳/۶۴	۴/۴۹	۴/۲۶	۴/۷۰
Na ₂ O	۵/۱۹	۵/۲۸	۵/۹۹	۵/۰۲	۷/۶۹	۷/۹۰	۶/۵۴	۴/۶۴	۴/۳۹	۴/۵۰
K ₂ O	۲/۸۱	۲/۴۱	۲/۹۱	۲/۸۸	۰/۶۴	۰/۳۸	۰/۷۰	۱/۰۶	۱/۶۸	۱/۷۵
TiO ₂	۰/۵۳	۰/۴۶	۰/۴۹	۰/۴۶	۰/۴۵	۰/۴۶	۰/۴۳	۰/۴	۰/۲۶	۰/۲۷
P ₂ O ₅	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۰۲	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۲۷
MnO	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Lol	۱/۱۰	۱/۷۰	۱/۰۰	۱/۵۰	۱/۰۰	۱/۶۰	۱/۵۰	۳/۴۰	۰/۹۰	۰/۷۰
Total	۱۰۰/۰۴	۱۰۰/۰۱	۱۰۰/۰۲	۱۰۰/۰۵	۹۹/۹۹	۹۹/۹۶	۱۰۰	۹۹/۹۷	۱۰۰	۱۰۰
Ba	۵۹۵	۴۷۶	۶۸۹	۵۹۲	۳۵۶	۱۲۳	۲۵۸	۳۲۳	۴۲۱	۳۸۹

ادامه جدول ۲.

Sample	AR4	AR5	AR8	AR12	GHG1	GHG3	GHG5	GHG13	ZH6	ZH12	
Area	Arsang				Ghochghou				Zohan		
Cs	۱/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۹۰	
Hf	۳/۶۰	۳/۲۰	۳/۵۰	۳/۱۰	۴/۱۰	۳/۸۰	۳/۶۰	۳/۷۰	۲/۸۰	۲/۶۰	
Nb	۲۲/۱۰	۲۴/۴۰	۲۵/۶۰	۲۴/۳۰	۱۵/۰۰	۱۳/۹۰	۱۴/۶۰	۱۴/۴۰	۶/۸۰	۶/۹۰	
Rb	۸۰/۳۰	۶۶/۴۰	۶۵/۶۰	۷۸/۴۰	۲/۳۰	۹/۷۰	۱۶/۹۰	۳۲/۴۰	۳۶/۵۰	۳۲/۶۰	
Sr	۳۶۰/۳۰	۳۶۴/۱۰	۲۰۵/۳۰	۳۸۲/۲۰	۴۴۰/۸۰	۳۶۵/۶۰	۴۸۹/۸۰	۵۱۲/۲۰	۵۵۳/۲۰	۵۶۳/۸۰	
Ta	۲/۳۰	۲/۵۰	۲/۴۰	۲/۶۰	۱/۱۰	۱/۲۰	۱/۱۰	۱/۱۰	۰/۵۰	۰/۵۰	
Th	۱۱/۹۰	۱۲/۸۰	۷/۱۰	۱۳/۲۰	۱۰/۷۰	۱۰/۱۰	۱۰/۰۰	۱۰/۳۰	۳/۹۰	۴/۷۰	
U	۳/۹۰	۳/۷۰	۳/۸۰	۴/۲۰	۲/۸۰	۲/۰۰	۲/۵۰	۲/۶۰	۱/۲۰	۱/۴۰	
W	۱/۴۰	۱/۲۰	۱/۰۰	۱/۷۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۸۰	۰/۵۰	۰/۵۰	
Zr	۱۳۲/۰۰	۱۱۱/۴۰	۱۲۱/۱۰	۱۱۸/۹۰	۱۴۸/۶۰	۱۴۶/۹۰	۱۳۴/۴۰	۱۳۳/۱۰	۱۰۰/۰۰	۹۳/۵۰	
Y	۱۱/۸۰	۱۱/۸۰	۵/۲۰	۱۱/۴۰	۱۳/۴۰	۱۳/۳۰	۱۳/۴۰	۱۳/۳۰	۵/۹۰	۱۸/۶۰	
La	۲۸/۷۰	۲۸/۹۰	۱۵/۲۰	۲۸/۴۰	۱۷/۸۰	۲۱/۷۰	۲۱/۰۰	۲۶/۰۰	۱۵/۴۰	۳۸/۱۰	
Ce	۴۵/۵۰	۴۸/۳۰	۲۳/۹۰	۴۵/۷۰	۳۴/۰۰	۳۷/۶۰	۴۱/۴۰	۴۴/۱۰	۲۵/۳۰	۷۹/۱۰	
Pr	۴/۵۲	۵/۵۰	۲/۳۵	۴/۶۷	۳/۵۱	۳/۷۴	۴/۵۲	۴/۷۲	۲/۶۱	۹۰/۸	
Nd	۱۶/۲۰	۱۶/۹۰	۷/۶۰	۱۵/۸۰	۱۳/۷۰	۱۴/۰۰	۱۵/۶۰	۱۶/۳۰	۸/۷۰	۳۱/۶۰	
Sm	۲/۸۷	۲/۶۷	۱/۰۸	۲/۶۰	۲/۳۴	۲/۵۴	۲/۵۲	۲/۷۹	۱/۶۰	۴/۷۴	
Eu	۰/۷۶	۰/۷۲	۰/۳۹	۰/۷۳	۰/۷۰	۰/۶۶	۰/۶۸	۰/۷۶	۰/۴۶	۰/۷۹	
Gd	۲/۵۷	۲/۳۸	۰/۸۳	۲/۴۶	۲/۵۷	۲/۵۲	۲/۵۰	۲/۶۲	۱/۳۹	۴/۴۳	
Tb	۱/۳۷	۰/۳۶	۰/۱۴	۰/۳۵	۰/۴۳	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۴۰	۰/۲۱	۰/۶۱	
Dy	۱/۹۵	۲/۰۱	۰/۸۱	۱/۹۰	۲/۳۳	۲/۲۸	۲/۳۰	۲/۲۳	۱/۱۵	۳/۳۸	
Ho	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۱۹	۰/۴۰	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۴۵	۰/۴۷	۰/۱۸	۰/۶۲	
Er	۱/۳۰	۱/۱۳	۰/۶۱	۱/۱۸	۱/۳۷	۱/۴۳	۱/۳۱	۱/۲۸	۰/۶۳	۱/۶۷	
Tm	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۱۰	۰/۲۵	
Yb	۱/۲۸	۱/۳۱	۰/۸۷	۱/۱۵	۱/۵۲	۱/۳۱	۱/۳۵	۱/۳۹	۰/۶۳	۱/۳۹	
Lu	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۱۱	۰/۱۹	

جدول ۳. نتایج تجزیه‌های ایزوتوپی Sr-Nd متعلق به سنگ‌های بازالتی نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین

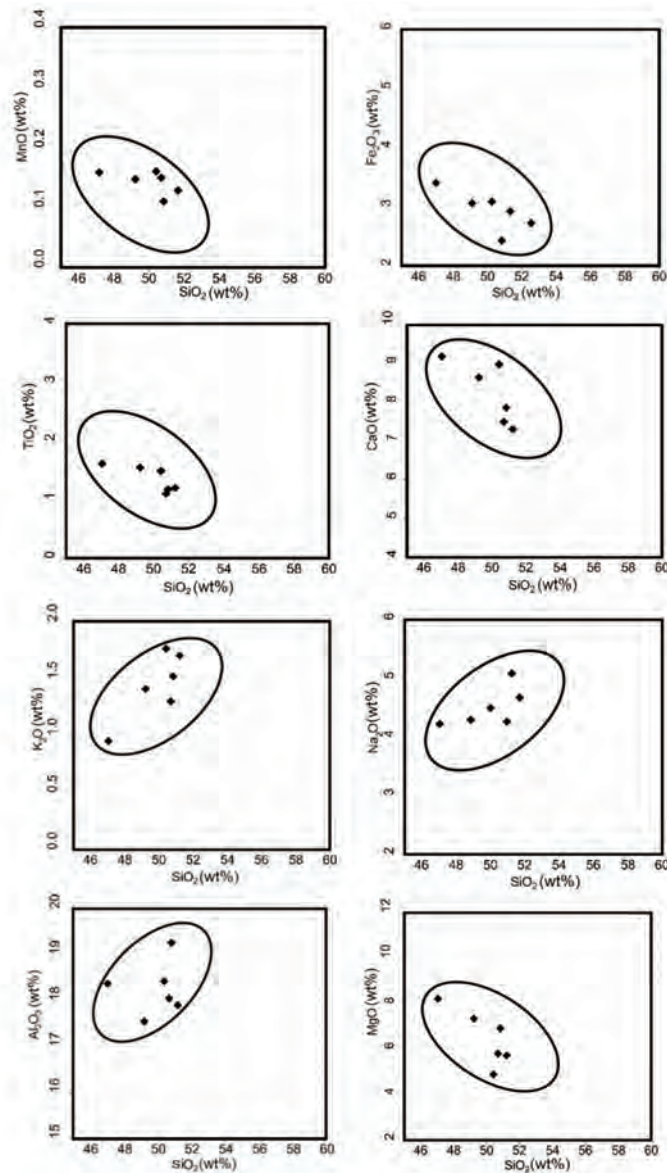
Sample	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵ_{Nd} (10Ma)	Error (2s)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Error (2s)
GB1	۲۱/۹۰	۴/۲۲	۰/۵۱۲۸۶۰	۰/۵۱۲۸۴۵	۴/۵۲	۰/۰۰۰۰۲۳	۷۶۰	۱۷	۰/۷۰۴۸۲۱	۰/۷۰۴۸۰۲	۰/۰۰۰۰۲۰
GB2	۲۲/۸۵	۴/۷۷	۰/۵۱۲۸۶۱	۰/۵۱۲۶۴۱	۴/۵۲	۰/۰۰۰۰۱۹	۶۴۸	۲۵	۰/۷۰۴۳۶۴	۰/۷۰۴۳۳۴	۰/۰۰۰۰۱۸
GB3	۲۳	۴/۸۰	۰/۵۱۲۸۵۴	۰/۵۱۲۸۳۷	۴/۳۹	۰/۰۰۰۰۱۱	۸۰۰	۱۸/۹۵	۰/۷۰۴۱۲۴	۰/۷۰۴۱۰۵	۰/۰۰۰۰۲۱
GB4	۱۹	۳/۵۲	۰/۵۱۲۷۷۳	۰/۵۱۲۷۷۳	۲/۸۶	۰/۰۰۰۰۱۱	۵۴۰	۵۲	۰/۷۰۴۳۸۷	۰/۷۰۴۳۰۷	۰/۰۰۰۰۱۹



شکل ۴. الف) موقعیت قرارگیری نمونه‌های بازالتی بر روی نمودار SiO_2 در مقابل مجموع آلکالی $(K_2O + Na_2O)$ (Le bas et al., 1986)، ب) نمودار SiO_2 در برابر $(Na_2O + K_2O)$ (پ) موقعیت قرارگیری نمونه‌های بازالتی و نمونه‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمودار Sr/Y در برابر Y (Drummond and Defant, 1990)

فرایند تفریق در ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه است. همچنین، اثر آن می‌تواند بیانگر حضور گارنت در محل منشأ باشد (Clague et al., 1982)، زیرا گارنت با حفظ عناصر نادر خاکی سنگین در خود، مقدار آن‌ها را در مذاب کاهش داده و در نتیجه الگوی عناصر نادر خاکی روندی شیب‌دار پیدا می‌کند (Lentz, 1998). بالا بودن نسبت $LREE/HREE$ نشان‌دهنده عمق زیاد تولید ماگما یعنی همان خاستگاه گوشته گارنت لرزولیتی است، زیرا در هنگام ذوب در اعماق زیاد، عناصر نادر خاکی سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند و به درون مذاب بخشی وارد نمی‌شوند. بنابراین، نسبت $HREE/LREE$ در فاز مایع کاهش می‌یابد (Ellam, 1992). همچنین درجه‌های پایین ذوب بخشی گوشته (کمتر از ۱۰ درصد)، می‌تواند به تشکیل ماگماهای بازالتی قلیایی منجر شود که در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک خود غنی شدگی نشان می‌دهند (Wass et al., 1980). الگوی موازی روند تغییرت

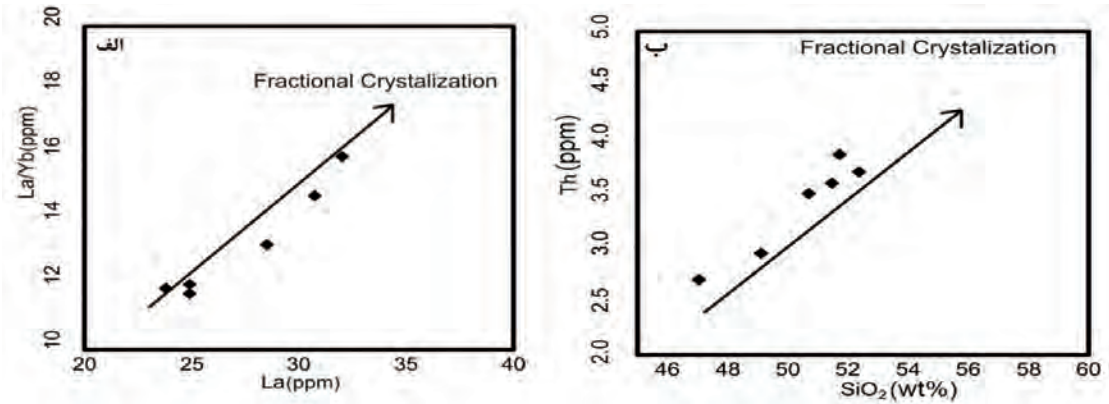
در نمودارهای عنکبوتی به‌نجار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و نمودار به‌نجار شده به کندریت (Nakamura, 1974) می‌توان غنی شدگی از عناصر با شدت میدان بالا را در این بازالت‌ها مشاهده کرد. این غنی شدگی به خصوص در عنصر Nb (۲۰-۳۰ ppm)، از ویژگی‌های شاخص بازالت‌های سرشار از نیوبیوم می‌باشد. سنگ‌های بازالتی سرشار از نیوبیوم نوع نادری از بازالت‌های کم‌نیوبیوم هستند که مشابه بازالت‌های کم‌نیوبیوم نیستند. نمودار عنکبوتی و به‌نجار شده سنگ‌های آداکیتی گنبد‌های نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین نیز جهت مقایسه با نمونه‌های بازالتی در شکل ۷ ارائه شده است. نمونه‌های بازالتی منطقه همچنین دارای غنی شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون و عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین هستند (شکل ۷). شیب کاهشی از La به Y در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه، نشانگر درجه پایین ذوب بخشی محل منبع (Srivastava et al., 2004) و بروز



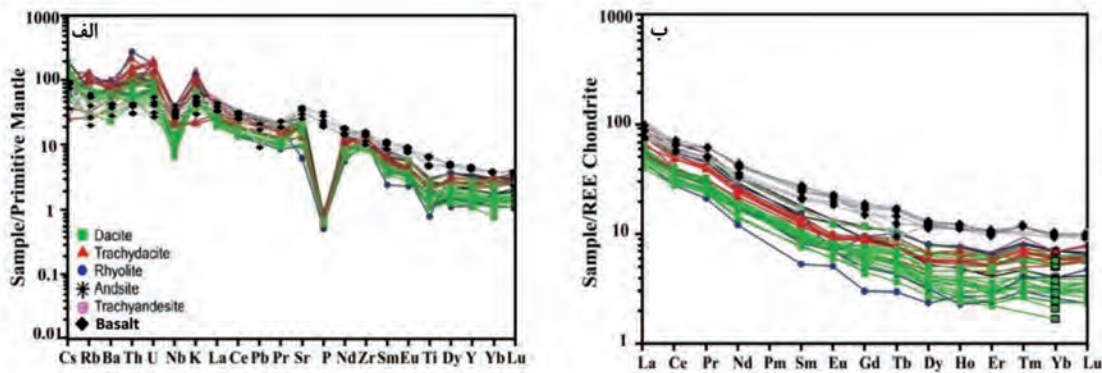
شکل ۵. موقعیت نمونه‌های بازالتی میوسن زیرین نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمودارهای هارکر (Harker, 1909)

آداکیتی به درون گوه گوشته‌ای و دگرنهادی آن می‌شود. در این فرایند دگرنهادی، آمفیبول تشکیل می‌شود که عناصر با شدت میدان بالا را در خود جای می‌دهد. بازشدن پنجره در ورقه اقیانوسی فرورو سبب هجوم گوشته آستنوسفری داغ به درون گوه گوشته‌ای دگرنهاد و ذوب بخشی آن، واپاشی آمفیبول و رهاسازی عناصر با شدت میدان بالا به ویژه نیوبیوم و تشکیل ماگماهای بازالتی آکالن سرشار از Nb می‌شوند (Defant et al., 1992; Hastie, 2011; Castillo, 2012).

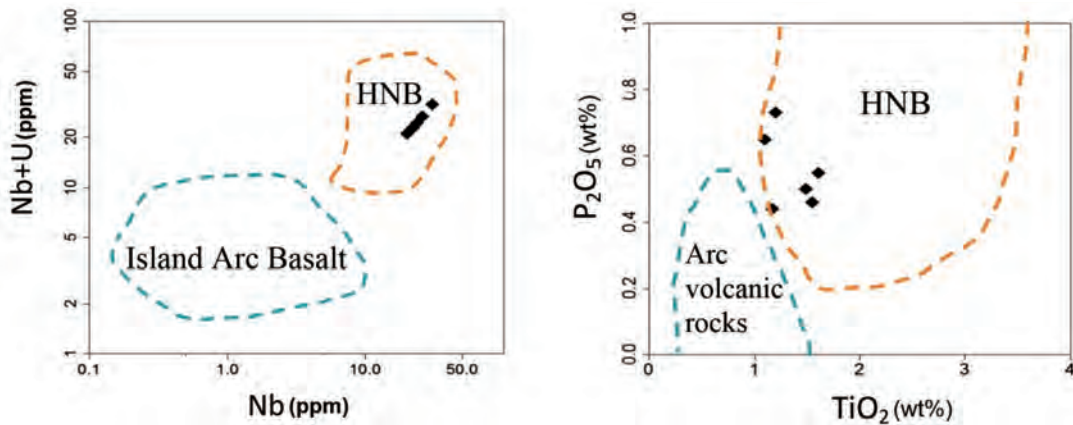
عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌ها نشانگر خاستگاه مشترک نمونه‌ها و نقش برجسته تبلور تفریقی در شکل گیری ماگمای سازنده آن‌ها است (Rollinson, 1993). در نمودارهای Nb+U در مقابل Nb و P_2O_5 در مقابل TiO_2 (Defant et al, 1992) نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های نوع HNB واقع می‌شوند (شکل ۸). مقایسه این بازالت‌ها با رخدادهای مشابه سنگ‌های غنی از Nb، بیانگر این است که ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده گسیخته شده سبب تشکیل و صعود ماگمای با سرشت



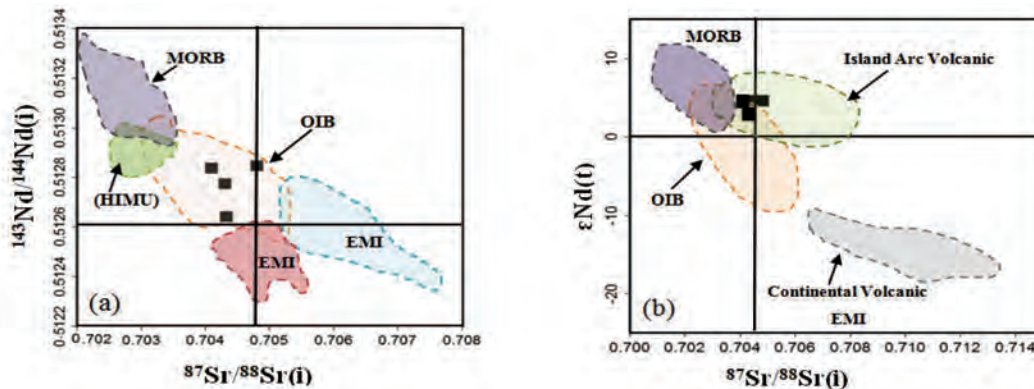
شکل ۶. الف) موقعیت قرارگیری نمونه‌های بازالتی منطقه در نمودار La/Yb در برابر La (Saunders et al., 1979)، ب) نمودار Th در برابر SiO₂ (Wilson, 1989)



شکل ۷. نمودارهای بهنجار شده ی عناصر خاکی نادر سنگ‌های بازالتی میوسن همراه با سنگ‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین نسبت به الف) گوشته‌ی اولیه (Sun and McDonough, 1989). ب) نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)



شکل ۸. نمودارهای Nb+U در مقابل Nb و P₂O₅ در مقابل TiO₂ (Defant et al., 1992) برای سنگ‌های بازالتی منطقه و محدوده‌های متمایز کننده بازالت‌های غنی از نیوبیم (HNB) از بازالت‌های جزایر قوسی (IA)



شکل ۹. الف) نمودار نسبت‌های ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ از Hofmann (1997). ب) $\epsilon\text{Nd}(t)$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ از Hart et al., (1989)؛ Zindler and Hart (1989)؛ island arc volcanic و continental volcanic؛ OIB، MORB، موقعیت محدوده‌های MORB، OIB، HIMU، EMI، EMI (1992)؛ Hart et al., (1986)؛ استفاده شده است

تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با ترکیبات پوسته قاره‌ای بالایی در خلال بالآمدن و یا تأثیر رسوبات بالای ورقه فرورونده اقیانوسی باشد.

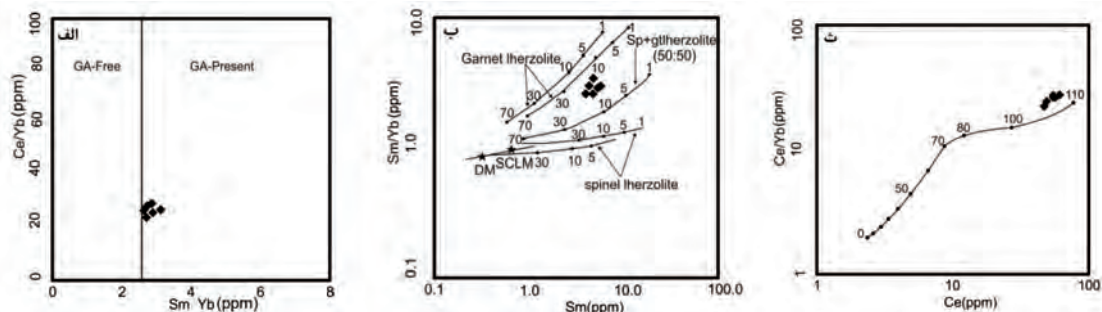
محیط زمین ساختی

همان‌گونه که ذکر شد در برخی از محیط‌های زمین‌ساختی که آداکیت‌ها یافت می‌شوند می‌توان بازالت‌های غنی از HFSE را مشاهده کرد که بازالت‌های سرشار از نیوبیوم (Reagan and Gill 1989; Defant et al., 1991) یا بازالت‌های نیوبیوم دار (Sajona et al., 1993, 1994) خوانده می‌شوند که به عنوان مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده توسط مذاب‌های آداکیتی تفسیر می‌شوند (Defant et al., 1992; Sajona et al., 1996). نسبت مقادیر Nb/Ta در ماگماهای کمانی حاصل از گوشته متاسوماتیسم شده توسط سیالات آبدار نسبت به گوشته‌ای که با مذاب‌های آداکیتی در تماس بوده است، به طور مشخصی قابل تفکیک است (با نسبت‌های بالای Nb/Ta تا حدود ۳۳) (Stolz et al., 1996). به عنوان مثال می‌توان به ماگماهای کمانی و پشت کمانی کامبرین نیوزلند (Munker, 1998)، ماگماهای آداکیتی کمان غرب لوزان شامل جزایر باتان (Maury et al., 1998) و کامچاتکای شمالی (Kepzhinskis et al., 1996) اشاره

مقادیر نسبت آغازین $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در محدوده ۰/۵۱۲۷۷۴ تا ۰/۵۱۲۸۴۵، مقادیر نسبت آغازین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ این نمونه‌ها بین ۰/۷۰۴۴۶ تا ۰/۷۰۴۸۰۳ و مقادیر $\epsilon\text{Nd}(t)$ آنها بین ۲/۷۰+ تا ۴/۵۲+ متغیر است. نتایج تجزیه ایزوتوپی نمونه‌ها در جدول ۳ آمده است. نمودار نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها در محدوده آرایه گوشته ای و محدوده همپوشان بازالت‌های نوع OIB و IAB قرار گرفته‌اند (شکل ۹-الف و ب). همان‌گونه که در نمودارهای ایزوتوپی مشاهده می‌شود، گدازه‌های بازالتی منطقه در مقایسه با منابع فرضی مانند DMM (گوشته تهی شده MORB) که منشایی برای بازالت‌های پشته میان اقیانوسی است و PM (گوشته اولیه) به عنوان منشأ بازالت‌های درون ورقه‌ای نوع OIB، از یک منشأ غنی شده‌تر سرچشمه گرفته‌اند. در نمونه‌های تراکی آندزی بازالتی نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ پایین‌تر و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بالاتر از نمونه‌های بیوین بازالتی می‌باشد که می‌تواند به دلیل آلیش با سنگ‌های پوسته ای ایجاد شده باشد. میانگین نسبت‌های Th/Nb، Nb/U و Nb/La برای سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه، به ترتیب ۷/۲۴، ۳۰/۳۳ و ۰/۸ است، که نسبت به مقادیر گوشته اولیه (Nb/Th=۸/۴، Nb/U=۳۴ Sun and McDonough)، (Nb/La=۱/۰۴، Nb/U=۳۴) (1989) کمتر می‌باشند و می‌تواند نشانگر آلیش ماگمای

آنها می‌باشد (Rollinson, 1993). همان‌گونه که ذکر شد از ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی برای تعیین درجه ذوب بخشی و ژرفای خاستگاه گوشته ای ماگماهای اولیه استفاده می‌شود. در نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Yb که برای تشخیص حضور یا نبود گارنت در محل منبع تولید مذاب استفاده می‌شود، حضور گارنت را در محل منشأ این سنگ‌ها به اثبات می‌رساند (شکل ۱۰-الف). در نمودار Sm/Yb نسبت ذوب بخشی یک گوشته گارنت پریدوتیتی نسبت به گوشته اسپینل پریدوتیتی روندهایی با شیب تندتر را نشان می‌دهند (Zhao and Zhou, 2007). در این نمودار سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دارای نسبت‌های بالاتری از Sm/Yb نسبت به منحنی ذوب اسپینل پریدوتیت و اسپینل گارنت پریدوتیت است که نشان‌دهنده ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی گارنت پریدوتیت است (شکل ۱۰-ب). با توجه به حساسیت نسبت عناصر نادر خاکی مانند Ce/Yb به تغییرات ضخامت لیتوسفر و مقدار این نسبت در بازالت‌های های منطقه (<۲۶) (شکل ۱۰-ث)، می‌توان گفت که ماگمای والد آنها در منطقه پایداری گارنت و عمق حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری به وجود آمده است (Ellam, 1992).

کرد. برای تشکیل بازالت‌های سرشار از نیوبیوم دو مدل توسط پژوهشگران پیشنهاد شده است. در مدل اول، این سنگ‌ها از یک منشأ گوشته‌ای نوع OIB (بازالت‌های جزایر اقیانوسی) به وجود آمده‌اند (Castillo, 2008; Gazel et al., 2011)، ولی در مدل دوم، گوشته متاسوماتیسم شده توسط مذاب‌های آداکیتی را سبب به وجود آمدن این بازالت‌های سرشار از نیوبیوم می‌دانند (Defant et al., 2014; Imaoka et al., 2014; Straub, 2013). با در نظر گرفتن محتوای عناصر کمیاب، تمایز بین این دو منشأ قابل تشخیص می‌باشد. بازالت‌های منطقه مورد مطالعه بوسیله نسبت‌های پایین Nb/U (۲۰-۳۵)، که به طور مشخصی کمتر از بازالت‌های نوع MORB و OIB (حدود ۴۷) می‌باشد، متمایز می‌شوند (Hofann et al., 1986). این مقادیر با تولید ماگما در محیط‌های مرتبط با فرورانش مطابقت دارد (Pearce and Peate, 1995). تمرکز عناصر با شدت میدان بالا در بازالت‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند که این سنگ‌ها نمی‌توانند بوسیله ذوب منشأ اسپینل پریدوتیت (منشأ متداول برای بازالت‌های نوع OIB) تشکیل شوند. این سنگ‌ها دارای تمرکز پایین REE و Y هستند که نشان‌دهنده وجود گارنت در ناحیه منشأ



شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های بازالتی میوسن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمودارهای الف) Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Coban, 2007)، ب) Sm/Yb در برابر Sm جهت تعیین درجه ذوب بخشی (Li and Chen, 2014) بیانگر این است که ماگماهای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی ستون‌های گوشته‌ای گارنت لرزولیتی (در زیر البرز شرقی) حاصل شده است، پ) نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam, 1992) بیانگر عمق منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری می‌باشد

مطالعات ساختاری و ژئوشیمیایی بر روی سنگ‌های

آتشفشانی و سنگ‌های آذرین درونی

et al., 2015b; Jamshidi et al., 2015a; Maghfouri et al., 2016; Ghasemi et al., 2016) در توالی افیولیتی سبزواری نشان‌دهنده‌ی تغییر ترکیب سنگ‌های ماگمایی از تولیتی به کالک آلکن و آلکان می‌باشد. به نظر می‌رسد

(Rossetti et al., 2010; Alaminia et al., 2013; Khalatbari Jafari et al., 2013; Jamshidi et al., 2014; Shafaii Moghadam et al., 2016; Jamshidi

ورقه‌ای و فرورانشی حاشیه قاره ای و با ترکیب بازالت‌های قلیایی سرشار از نیوبیوم ایجاد کرده است (Castillo, 2008). این مذاب‌ها از طریق سیستم‌های شکستگی و گسلی، به ترازهای بالاتر پوسته قاره‌ای صعود کرده‌اند و در داخل حوضه‌های رسوبی این پهنه‌ها جایگزین شده‌اند.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب الیوین بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی با سن میوسن در نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در شمال اقیولیت‌های سبزوار قرار دارند. با توجه به شواهد ژئوشیمیایی و ایزوتوپی، ماگمای والد این بازالت‌ها دارای ماهیت آکالن سدیک بوده و از نوع بازالت‌های کمیاب سرشار از نیوبیوم بوده است که همراه با آداکیت‌های سلیس بالا در مناطق کششی داخل کمان و در مرحله پس از برخورد ایجاد می‌شوند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک ستون گوشته‌ای گارنت لرزولیتی در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری، حاصل شده و در جریان صعود به سطح متحمل فرایندهای تبلور تفریقی و آرایش پوسته ای شده است.

سیاسگزاری

این پژوهش در راستای انجام رساله دکتری نگارنده اول مقاله و با حمایت‌های مالی و معنوی معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است، بنابراین از آنان تقدیر می‌شود.

منابع

- امینی، ب.، ۱۳۷۹. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش مشکان، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- تنها، ع.، ۱۳۸۸. پتروژنز سنگ‌های آذرین نئوژن، شمال عنبرآباد (مشکان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۲.
- رئیسی، د.، درگاهی، س.، معین‌زاده، س. ح.، آروین، م. و بهرام بیگی، ب.، ۱۳۹۲. ژئوشیمی و پتروژنز آلکالی بازالت‌های کواترنزی گندم بریان، شمال شهداد، استان کرمان. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۲۳ (۸۹)، ۲۱-۳۲.

فرایند عقب نشینی ورقه نئوتتیس که معمولاً به وسیله افزایش سرعت همگرایی در کمربند فرورانش اتفاق می‌افتد سبب تحریک تشکیل قلمروهای کششی پشت کمان در صفحه بالایی قاره‌ای شده است. همانطور که پیش تر ذکر شد، مجموعه اقیولیتی سبزوار در طول رخداد حرکت رو به شمال و پر شیب اقیانوس سبزوار و در نهایت بسته شدن این حوضه آبی در کرتاسه بالایی-پالئوسن زیرین حاصل شده است (Shojaat et al., 2003). جایگزینی نوار اقیولیتی سبزوار به وسیله فعالیت‌های آتشفشانی از ائوسن (۴۰ میلیون سال) در کمربند سبزوار و تا انتهای پلیوسن (۲/۳ میلیون سال) در کمان آتشفشانی قوچان-اسفراین ادامه یافته است

(Spies et al., 1983; Baumann et al., 1983); قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). با توجه به این بازه زمانی از فعالیت‌های آتشفشانی و جوان تر شدن ماگماتیسم از کمربند اقیولیتی سبزوار به سمت قوچان در کمان ماگمایی قوچان-اسفراین به نظر نمی‌رسد که ورقه اقیانوسی سبزوار به سرعت مصرف شده باشد و فرایندهای دیگری باید در تولید جریان‌های بالای گرمایی و ایجاد مذاب‌هایی مشتق شده از ورقه اقیانوسی و تولید ماگمای آداکیتی سلیس بالا در این نواحی درگیر بوده باشند. گسیختگی ورقه فرورونده (بازشدن پنجره) و بالا آمدن آستنسفر داغ از طریق این دریچه، فرایند قابل توجیهی برای توضیح تولید و تداوم جریان‌های گرمایی داغ در کمان‌های بالغ می‌باشد (Von Blanckenburg and Davis, 1995). برخی از بخش‌های ماگماهای آداکیتی با پریدوتیت‌های گوه گوشته‌ای واکنش می‌دهند و باعث دگرنهاد شدن آن می‌شوند. این مذاب‌های آداکیتی حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورو به سوی سطح زمین حرکت می‌کنند و سنگ‌هایی با ماهیت آداکیتی سلیس بالا را تولید می‌کنند. گسیختگی ورقه فرورونده سبزوار و بالا آمدگی گوشته در این ناحیه باعث ایجاد محیط کششی در زیر سنگ کره‌ی قاره ای شده است (Mazaheri et al., 2015). بالا آمدگی بخش‌هایی از آستنسفر داغ از میان دریچه ورقه گسیخته شده به سمت گوه گوشته‌ای دگرنهاد شده باعث ذوب بخشی درجه پایین در این ناحیه شده و مذاب‌های بازالتی نادری با ویژگی دوگانه محیط‌های کششی درون

- بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۳۲۹-۳۳۵.
- گردیده، س.، قاسمی، ح.، صادقیان، م.، ۱۳۹۷. سن سنجی U-Pb بر روی بلورهای زیرکن، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd و زمین شیمی گندهای آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان-اسفراین، شمال شرق ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۶، ۲، ۴۵۳-۴۷۶.
- Ahmadi, P., Ghorbani, M.R., Coltori, M., Kuritani, T., Cai, Y., Fioretti, A.M., Braschi, E., Giacomoni, P.P., Babazadeh, Sh. and Conticelli, S., 2017. Slab-derived melt involvement in petrogenesis of the high-Nb basalts and magnesian andesites-dacites from NE Iran. *Journal of Geophysical Research Abstracts*, 19, 11578-1.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Alamnia, Z., Karimpour, M.H., Homam, S.M. and Finger, F., 2013. The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications. *International Journal of Earth Sciences*, 102, 1603-1625.
- Allen, M. B., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, 1-16.
- Bauman A., Spies O. and Lensch G., 1983. Strontium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report. Geological Survey of Iran. 51.
- Castillo, P.R., 2008. Origin of the adakite-high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. 120, 451-462.
- Castillo, R.C., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134, 135, 304-316.
- Clague, D. A. and Frey, F.A., 1982. Pe-
 - صالحی نژاد، ح.، ۱۳۸۷. بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گندهای ساب ولکانیک منطقه باشتین (جنوب غربی سبزوار). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۰۴.
- فتاحی، ا.، ۱۳۸۲. رخساره‌ها و مکانیسم فوران آتشفشان مارکوه جنوب غرب قوچان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۵.
- قاسمی، ح.، صادقیان، م.، خانعلی‌زاده، ع. و تنها، ع.، ۱۳۸۹. سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و سن تابش سنجی گندهای آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوژن، جنوب قوچان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۱۸، ۳، ۳۴۷-۳۷۰.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی قلیایی در قاعده‌ی سازند شمشک، زون البرز خاوری. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۹، ۴، ۶۹۹-۷۱۴.
- قاسمی، ح.، الهیاری، س.، طاهری، ع. و صادقیان، م.، ۱۳۹۲. موقعیت چینه شناختی و تحلیل بافتی سنگهای آتشفشانی نوار آتشفشانی رسوبی عبای آباد، شمال شرق شاهرود. پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۱، ۲۵-۴۲.
- قاسمی، ح. و برهمند، م.، ۱۳۹۲. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین موجود در سازند قرمز زیرین منطقه گرمسار. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۷ (۲۶)، ۱۷-۳۳.
- قاسمی، ح.، رستمی، ح. م.، صادقیان، م. و کدخدای عرب، ف.، ۱۳۹۵. (الف) ماگماتیسم کششی پشت کمانی در حوضه الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۲۵، ۹۹، ۲۳۹-۲۵۲.
- قاسمی، ح.، سری‌زن، ر. و طاهری، ع.، ۱۳۹۵. (ب) ویژگی‌های خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی ماگماتیسم بازیک در سازند قرمز زیرین، شمال گرمسار (سمنان، ایران مرکزی). مجله پترولوژی، ۷، ۲۷، ۱۰۵-۱۲۴.
- گردیده، س.، قاسمی، ح.، صادقیان، م.، ۱۳۹۵. ژئوشیمی و ترکیب محل منشأ گندهای آداکیتی نئوژن (کمان ماگمایی قوچان-اسفراین)، شمال شرق ایران.

- trology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii, I. *Journal of Petrology*, 23, 447-504.
- Coban, H., 2007. Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews*, 80, 219-238.
 - Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., De Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C. and Stewart, R.H., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview *Journal Geological Society London*, 149, 569-579.
 - Drummond, M.S. and Defant M. J., 1990. A model for trondhjemite tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 21503-21521.
 - Ellam, R. M., 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20, 153-156.
 - Emami, M. H., 2001. Magmatism in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian). 440.
 - Gazel, E., Hoernle, K., Carr, M.J., Herzberg, C., Saginor, I., Van den Bogaard, P., Hauff, F., Feigenson, M. and Swisher III, C., 2011. Plume-subduction interaction in southern Central America: mantle upwelling and slab melting. *Lithos*, 121, 117-134.
 - Ghasemi, H., Rostami, M., Sadeghian, M. and Kadkhodaye, F., 2016. Back-arc extensional magmatism in the Oligo-Miocene basin of the Central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geological Survey of Iran*. In Persian with English abstract. *Geosciences*, 25, 99, 239-253.
 - Gill, R., 2010. Igneous rocks and processes: a practical guide. Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, 472.
 - Hart, S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A. and Whitehead J. A., 1992. Mantle plumes and entrainment; isotopic evidence. *Science*, 256, 5056, 517-520
 - Hart, W.K., Woldegabriel, G., Walter, R.C. and Mertzman, S.A., 1989. Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94, B6, 7731-7748.
 - Hastie, A.R., Mitchell, S.F., Kerr, A.C., Minifie, M.J. and Millar, I.L., 2011. Geochemistry of rare high-Nb basalt lavas: are they derived from a mantle wedge metasomatised by slab melts? *Geochem. Cosmochem. Acta*, 75, 5049-5072.
 - Harker, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Methuen, London, 255.
 - Hofmann, A.W., Jochum, K., Seufert, M. and White, M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth Planetary Science Letters*, 79, 33-45.
 - Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic magmatism. *Nature* 385, 219-229.
 - Irvine T.N. and Baragar W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
 - Imaoka, T., Nakashima, K., Kamei, A., Itaya, T., Ohira, T., Nagashima, M., Kono, N. and Kiji, M., 2014. Episodic magmatism at 105 Ma in the Kinki district, SW Japan: petrogenesis of Nb-rich lamprophyres and adakites, and geodynamic implications. *Lithos*, 184-187, 105-131
 - Jamshidi, Kh., Ghasemi, H. and Sadeghian, M., 2014. Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks. *Scientific Quarterly Journal of University of Isfahan, Iran*. In Persian with English abstract. *Petrology*, 5, 17, 51-68.

- Jamshidi, Kh., Ghasemi, H., Troll, V.R., Sadeghian, M. and Dahren, B., 2015a. Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, NE Iran. *Journal of Solid Earth*, 6, 49-72.
- Jamshidi, Kh., Ghasemi, H. and Miao, L., 2015b. U-Pb age dating and determination of source region composition of post-ophiolite adakitic domes of Sabzevar. *Scientific Quarterly Journal of University of Isfahan, Iran*. In Persian with English abstract. *Petrology*, 6, 23, 121-138.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melteperidotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochem. Cosmochem. Acta* 60, 1217-1229.
- Kirkpatrick, R.G., 1977. Nucleation and growth of plagioclase, Makaopu and Alane lava lakes Kilauea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 78-84.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen A. and Zanettin B.A., 1986. chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H.A. and Gani, M., 2013a. Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 70-71, 209-230.
- Lentz, D.R., 1998. Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulfide systems: The role of extensional geodynamics. *Ore Geology Reviews*. 289-327.
- Li, C.F., Li, X.H., Li, Q.L., Guo, J.H., Li, X.H. and Yang, Y.H., 2012. Rapid and precise determination of Sr and Nd isotopic ratios in geological samples from the same filament loading by thermal ionization mass spectrometry employing a single-step separation scheme, *Analytica Chimica Acta*, 727 54-60.
- Li, Z. and Chen, B., 2014. Geochronology and geochemistry of the Paleoproterozoic metabasalts from the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton: Implications for petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Research*, 255, 653-667.
- Maury, R.C., Defant, M. J., Bellon, H., Jacques, D., Joron, J.-L., McDermott, F. and Vidal, P., 1998. Temporal geochemical trends in northern Luzon arc lavas (Philippines): implications on metasomatic processes in the island arc mantle. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 69, 1, 69-80.
- Maghfouri, S., Rastad, E., Mousivand, F., Lin, Y. and Zaw, Kh., 2016. Geology, ore facies and sulfur isotopes geochemistry of the Nudesh Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, southwest Sabzevar basin, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 125, 1-25.
- Mazaheri, S.A., 2015. Petrogenesis of adakite and high-Nb basalt association in the SW of Sabzevar Zone, NE of Iran: Evidence for slab meltmantle interaction. *Journal of African Earth Sciences*, 116, 170-181.
- McBirney, A. R., 1993. *Igneous Petrology*, Second edition, John and Bartlett. Publication, 507.
- Münker, C., 1998. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: Source constraints and application of refined ICPMS techniques. *Chemical Geology*, 144, 23-45.
- Nakamura, M. and Shimakita S., 1974. Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase, *Earth and Planetary Science Letters*, 161, 119-133.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 23, 251-285.
- Reagan, M.K. and Gill, J.B., 1989. Coex-

- isting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanites in arc magma sources. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4619-4633.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, 325.
 - Rossetti, F., Nasrabady, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. and Moin Vazir, H., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova*, 22, 26-34.
 - Rossetti, F., Nasrabady, M., Theye, T., Gerdes, A., Monié, P., Lucci, F. and Vignaroli G., 2014. Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran). *Geological Society of America Bulletin*, 126, 317-343.
 - Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, J., Defant, M. J., Pubellier., M. and Rangin, C., 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 21, 1007-1010.
 - Sajona, F.G., Bellon, H., Maury, R.C., Pubellier, M., Cotton, J. and Rangin, C., 1994. Magmatic response to abrupt changes in geodynamic settings: Pliocene-Quaternary calc-alkaline lavas and Nb-enriched basalts of Leyte and Mindanao (Philippines). *Tectono-Physics*, 237, 47-72
 - Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, J. and Defant, M.J., 1996. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines). *Jurnal Petrol*, 37, 693-726.
 - Samuel, M.D., Moussa, H.E. and Azer, M.K., 2007. A-type volcanics in Central Eastern Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 47, 203-226.
 - Shafaii Moghadam, H., Rossetti, F., Lucci, F., Chiadra, M., Gerdes, A., Martinez, M.L., Ghorbani, Gh. and Nasrabady, M., 2016. The calc-alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): Implications for the Eocene magmatic flare-up in Central Iran. *Lithos*, 248-251, 517-535.
 - Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H. and Bellier, O., 2012. Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. *Tectonics*, 31, 3013-3042.
 - Shelly, D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under microscope: classification features, microstructures and mineral preferred orientations*, Chapman and Hall, London, 405.
 - Shojaat, B., Haanipak, A., Mobasher, K. and Ghazi, A., 2003. Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 1053-1067.
 - Spies O., Lensch G. and Mihem A., 1983. Geochemistry of the post-ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NE Iran). *GSI*, 51, 247-266.
 - Srivastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of cambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth sciences*, 23, 373-389.
 - Stolz, A.J., Jochum, K.P., Spettler, B. and Hofmann, A.W., 1996. Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: Evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts. *Geology*, 24(7), 587-590.
 - Straub, S.M., Gómez-Tuena, A., Zellmer, G.F., Espinasa-Perena, R., Stuart, F.M., Cai, Y., Langmuir, C.H., Martin del Pozzo, A.L. and Mesko, G.T., 2013. The processes of melt differentiation in arc volcanic rocks: insight from OIB-

- type arc magmas in the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 54, 665-701.
- Sun, S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. in: Saunders, A.D., Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society London, 42, 313-345.
 - Saunders, A.D. and Norry, M.J., 1979. *Magmatism in oceanic basins*. Geology Society of London, 42, 313-345.
 - Von Blanckenburg, F. and Davies, J.H., 1995. Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14, 120-131.
 - Wass, S.Y. and Roger, N.W., 1980. Mantle metamorphism-Precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1811-1823.
 - Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 466.
 - Yang, Y., Heng, Zhang, H.F., Chu, Z.Y., Xie, L.W. and Wu, F.Y., 2010. Combined chemical separation of Lu, Hf, Rb, Sr, Sm and Nd from a single rock digest and precise and accurate isotope determinations of Lu-Hf, Rb-Sr and Sm-Nd isotope systems using multi-collector ICP-MS and TIMS. *International Journal of Mass Spectrometry*, 290, 120-126.
 - Zhao, J.H. and Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the PanzihuaNdistrict (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Journal of Precambrian Research*, 152, 27-47.
 - Zindler, A. and Hart, S., 1986. *Chemical Geodynamics*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14, 493-571.