

زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز آتشفشان تفتان: رهیافتی برای ژئودینامیک کمان ماگمایی مکران - چگای

جلیل قلمقاش^۱، میثم اکبری^۲ و رضا جمال^۱

^۱گروه پتروژنی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲گروه پتروژنی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

چکیده

آتشفشان تفتان طی میوسن تا کواترنری فعالیت ماگمایی گسترده‌ای در بالای منطقه فرورانش مکران داشته است. ترکیب گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری تفتان آندزیت‌بازالتی، آندزیت، تراکی‌آندزیت و داسیت هستند. قطعات سنگی بازیک - حدواسط در خمیره فلسیک و فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی، منطقه‌بندی و حاشیه انحلالی از شواهد اختلاط ماگمایی در سنگ‌های تفتان هستند. سنگ‌های آتشفشانی تفتان با ماهیت کالک‌آلکانل پناسیم بالا تا کالک‌آلکانل، دارای غنی‌شدگی از LREE و LILE به ترتیب در برابر HREE و HFSE هستند. افزون بر این وجود تهی‌شدگی آشکار از عناصر HFSE (مانند Ta، Nb و Ti) تشکیل آنها در کمان آتشفشانی مرتبط با فرورانش را تأیید می‌کند. سنگ‌های بازالتی تفتان از ذوب‌بخشی حدود ۱۵ درصدی گوشته اسپینل لرزولیتی پدید آمده‌اند. انطباق الگوهای توزیع عناصر کمیاب سنگ‌های آتشفشانی تفتان با ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی و غنی‌شدگی از U، Th، Pb و Rb، هضم مواد پوسته‌ای و فرایندهای AFC در ماگمای اولیه تفتان را نشان می‌دهند. بر اساس نتایج سن‌سنجی ایزوتوپی موجود، به‌نظر می‌رسد که بزمان و کوه‌سلطان، جوان‌ترین آتشفشان‌های کمان ماگمایی مکران - چگای هستند. مقایسه ویژگی‌های سنگی و ژئوشیمیایی سه آتشفشان بزمان، تفتان و کوه سلطان، نشانگر افزایش ستبرای پوسته در زیر آتشفشان تفتان و آرایش پوسته‌ای بیشتر طی مسیر به سطح در سنگ‌های تفتان است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۰/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۲/۱۱

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

آتشفشان تفتان

آرایش پوسته‌ای

کمان ماگمایی مکران

ژئوشیمی

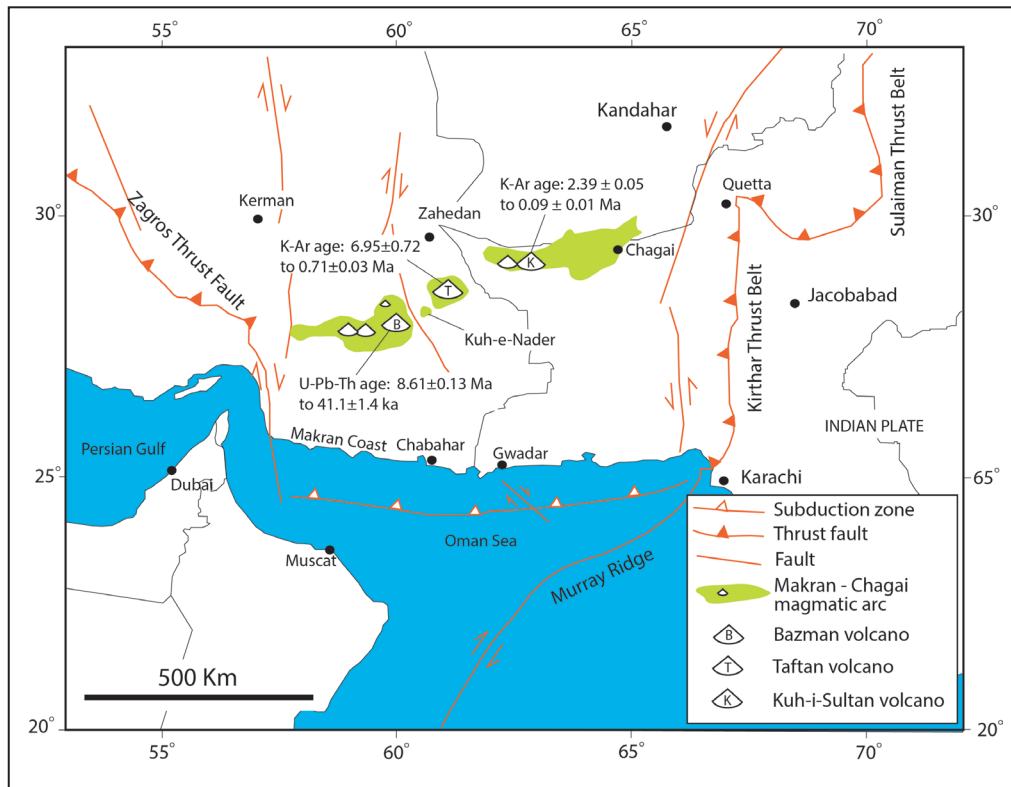
پتروژنز

۱- پیش‌نوشتار

کمان آتشفشانی بزمان - تفتان به عنوان آتشفشان حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی دریای عمان به زیرصفحه قاره‌ای اوراسیا تفسیر می‌شود (Brouss and Moinvaziri, 1980; McCall, 1997; Biabangard and Moradian, 2008; Chiu et al., 2013; Razavi Khosroshah, 2015). این فرورانش سبب ستبرشدگی پوسته‌ای (حدود ۵۰ کیلومتر) در زیر کمان آتشفشانی تفتان شده است (Abdetedal et al., 2014; 2015). ژئوشیمی چشمه‌های آب گرم در نواحی پیرامون کوه تفتان نیز مورد توجه پژوهشگران بسیاری بوده است و منشأ آنها را اسیدی و مرتبط با آتشفشان تفتان دانسته‌اند که معرف سیستم آب گرمایی نابالغ هستند (مر و همکاران، ۱۳۸۳؛ بومری، ۱۳۸۴؛ مختاری، ۱۳۸۸؛ شاکری و همکاران، ۱۳۹۴).

در این نوشتار تلاش شده تا ضمن ارائه نتایج جدید در مورد ویژگی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی آتشفشان تفتان، آن را با دو آتشفشان بزمان و کوه سلطان در کمربند ماگمایی مکران - چگای مقایسه و از آنها در تبیین ژئودینامیک منطقه استفاده شود.

آتشفشان تفتان به عنوان بخشی از کمان ماگمایی مکران - چگای در جنوب خاوری ایران قرار دارد (شکل ۱). مطالعات اولیه آن بر پایه تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ خاش طی سال‌های ۱۳۵۷-۱۳۵۴ صورت گرفته است (Aghanabati, 1994). محدوده مورد مطالعه با نهشته‌های ستبر آندزیتی پلیستوسن و مخروط‌های اسکوری معرفی شده است که بر روی سازندهای کهن‌تر (مجموعه افیولیتی کرتاسه - پالئوسن و رخساره فلیش ائوسن) قرار گرفته‌اند. مهرپرتو و پادیار (۱۳۸۲) ضمن تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ تفتان، سنگ‌های آتشفشانی منطقه را در چهار نسل با سن کواترنری طبقه‌بندی کردند. از سال ۱۲۸۱ الی ۱۳۷۲ چندین فوران از آتشفشان تفتان گزارش شده است (Siebert and Simkin, 2002)، اما شاکری و همکاران (Shakeri et al., 2008) نشان دادند که این رویدادهای گزارش شده مربوط به خروج گوگرد گدازه‌ای مرتبط با فعالیت دودخان‌ها بوده است. آتشفشان تفتان با پنج دهانه آتشفشانی گزارش شده است که در زمان‌های مختلف، از آنها روانه‌های گدازه‌ای و نهشته‌های پیرو کلاستیک خارج شده‌اند (Gansser, 1971).



شکل ۱- موقعیت کمان ماگمایی مکران-چگای (محدوده‌های سبز رنگ)، آتشفشان‌های تفتان و بزمان (جنوب خاوری ایران) و کوه سلطان (جنوب باختری پاکستان) را نشان می‌دهد (بر گرفته از Ghalamghash et al., 2019).

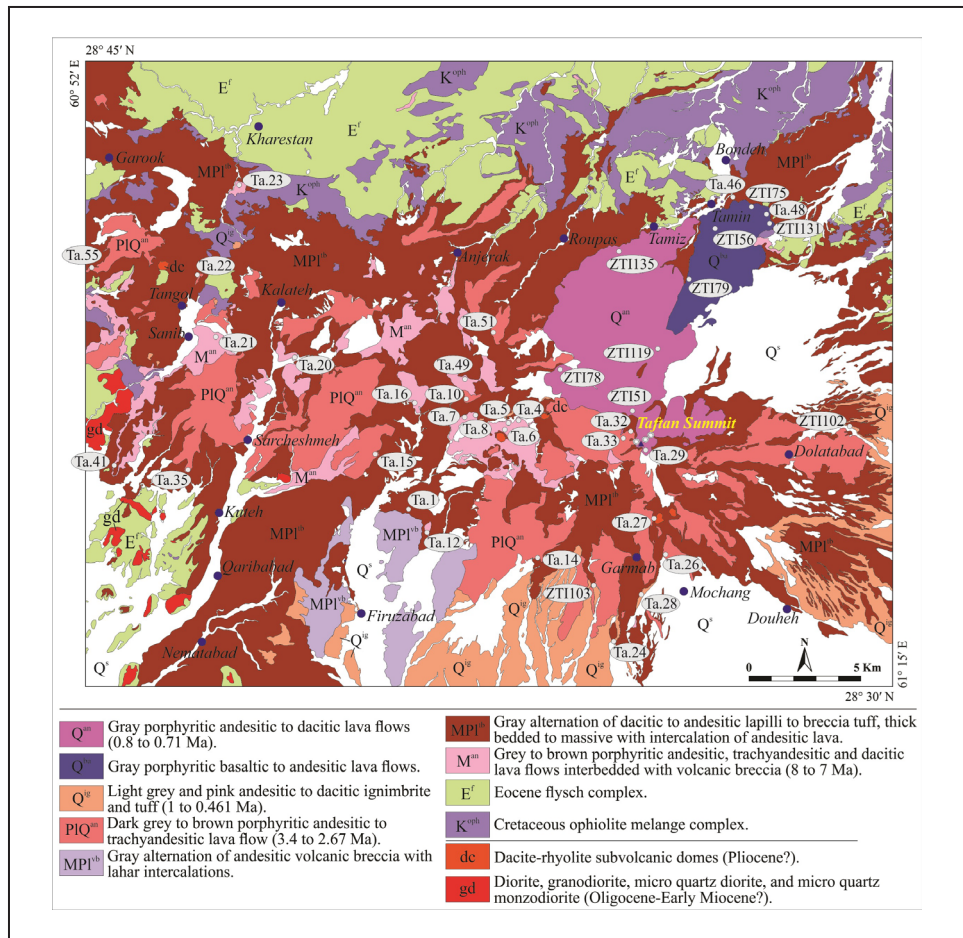
۲- چینه‌شناسی و سنگ‌نگاری

واحدهای سنگی منطقه تفتان را می‌توان به دو گروه اصلی تقسیم کرد. گروه نخست، سنگ بستر تفتان است که شامل واحدهای فلیشی ائوسن (ماسه‌سنگ، شیل، سنگ‌آهک و مارن) و مجموعه افیولیتی کرتاسه (پریدوتیت‌ها، گابروها، بازالت‌ها، آهک پلاژیک، رادیولاریت و سنگ‌های دگرگونی درجه ضعیف) است (Biabangard and Moradian, 2009). گروه دوم، بدنه اصلی آتشفشان تفتان را تشکیل می‌دهد که مراحل فورانی متفاوتی از نظر زمان و ترکیب سنگی داشته است. آتشفشان نیمه خاموش تفتان از میوسن تا کواترنری فوران‌های آتشفشانی داشته است (Biabangard and Moradian, 2008; Chiu et al., 2013; Pang et al., 2014; Razavi Khosroshahi, 2015). این آتشفشان در زمان حاضر به صورت خروج گازهای فورولی فعالیت دارد. تفتان دارای گدازه‌های آتشفشانی و نهشته‌های پیروکلاستیک با طیف ترکیبی آندزیت بازالتی تا داسیت است. افزون بر این، دگرسانی قابل توجهی در این گدازه‌ها (به‌ویژه در زمان‌های میوسن و پلیوسن) مشاهده می‌شود. از ویژگی‌های دیگر منطقه مورد مطالعه، حضور توده‌های نفوذی با ترکیب دیوریت، گرانودیوریت، میکروکوارتز دیوریت و میکروکوارتز مونزونیت (gd) با سن تقریبی الیگوسن-میوسن (۴) است که رخساره فلیش ائوسن را در خاور و جنوب‌خاوری آتشفشان تفتان قطع کرده‌اند (شکل ۲). در مطالعه حاضر مشخص شد که مواد آتشفشانی تفتان در سه نسل اصلی میوسن (M^{an} , MPI^{vb}), پلیوسن (PIQ^{an}) و کواترنری (Q^{ig} , Q^{ba} , Q^{an}) قابل تفکیک و معرفی هستند که بر پایه مشاهدات صحرایی و ویژگی‌های چینه‌ای آنها و استفاده از داده‌های سن‌سنجی منتشر یافته (مانند بیابانگرد و مرادیان (Biabangard and Moradian, 2008)، پانگ و

همکاران (Pang et al., 2014) و رضوی خسروشاهی (Razavi Khosroshahi, 2015) سن فوران آنها تعیین شده است. گنبد‌های اسیدی نیمه‌ژرف (dc) پلیوسن (۴) نیز در منطقه رخنمون دارند. در شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از آتشفشان تفتان نمایش داده شده است. ویژگی‌های زمین‌شناسی صحرایی و میکروسکوپی هر یک از آنها به شرح زیر است:

۲-۱- روانه‌های آندزیتی میوسن (M^{an})

در جنوب باختری آتشفشان تفتان در شمال خاوری روستای کندزرد، رخنمون کم وسعتی از توالی نسبتاً ستبری از گدازه‌های بیشتر آندزیتی (شکل ۳) و به مقدار کمتر تراکی آندزیتی و داسیتی با رنگ هوازده سیاه تا ارغوانی نمایان است که توسط سنگ‌های آذرآواری جوان‌تر پوشیده شده است. سن‌سنجی‌های انجام شده به روش $^{40}K/^{40}Ar$ سن $6/95 \pm 0/72$ (Biabangard and Moradian, 2008) و به روش $^{40}Ar/^{39}Ar$ سن $7/87 \pm 0/07$ میلیون سال (Razavi Khosroshahi, 2015) را برای این روانه‌های آندزیتی تعیین می‌کند که می‌توان آنها را به سن اواخر میوسن نسبت داد. بافت گدازه‌های این واحد پورفیریتیک با خمیره میکروولیتی، شیشه‌ای و جریان‌ی است. پلاژیوکلاز، هورنبلند، کلینوپیروکسن، بیوتیت و کوارتز به صورت درشت‌بلور در متن گدازه‌ها با طول بیشینه ۵ میلی‌متر حضور دارند. ترکیب پلاژیوکلازها با اندازه‌گیری زاویه خاموشی برآورد شد. بر این حساب پلاژیوکلازها ترکیب الیگوکلاز تا آندزین دارند و با ماکل، منطقه‌بندی، بافت غربالی و حاشیه انحلالی شناخته می‌شوند (شکل ۴).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی تهیه شده در این مطالعه از آتشفشان تفتان. در این نقشه موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه نیز نشان داده شده است.

۲-۲- سنگ‌های آذر آواری میوسن- پلیوسن (MPI^{lb})

واحد متشکل از نهشته‌های آذر آواری MPI^{lb} بخش گسترده‌ای از مخروط آتشفشان تفتان (به ویژه بخش‌های مرکزی) را پوشانده است که در حوالی روستاهای ترش‌تاب، کندزرد، گرماب، مرادزهی، دوهه، می‌توان رخنمون‌های نسبتاً ستبری از آنها را یافت (شکل ۳). این واحد شامل توف برش و نهشته‌های ریزشی به صورت اسکوری و خاکستر است. سنگ‌های آذر آواری نشانگر فوران‌های انفجاری طولانی مدت آتشفشان تفتان هستند. سنگ‌های آذر آواری میوسن- پلیوسن از ۵۰ تا ۳۰۰ متر توف برشی، کریستال ویتریک توف، کریستال توف و به طور محلی میان‌لایه‌هایی از گدازه آندزیتی تشکیل شده‌اند. در این مجموعه، قطعات سنگی با طول چند سانتی‌متر تا یک متر در زمینه خاکستر آتشفشانی دیده می‌شود. افزون‌بر این، نهشته‌های آذر آواری جریانی جورنشده همراه با خاکستر، قطعات و بلوک که در حوالی ده‌رضا رخنمون‌های ستبر آن وجود دارد از دیگر ویژگی‌های این واحد است. از آنجایی که در مجموعه سنگ‌های این واحد قطعات سنگی گدازه‌های آندزیتی واحد M^{an} حضور دارد و همچنین رخنمون‌های آن در افق بالاتری دیده می‌شوند می‌توان بیان داشت که سنی جوان‌تر از واحد M^{an} را دارند.

۲-۳- روانه‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی پلیوسن- کوآترنری (PIQ^{an})

این واحد از روانه‌های با حجم کوچک و بزرگ آندزیتی به رنگ هوازده قهوه‌ای تا خاکستری تیره همراه با میان‌لایه‌های توف برشی MPI^{lb} (با ستبرای چند دسی‌متر تا چند متر) تشکیل شده است که طول برخی از آنها به چند کیلومتر می‌رسد (شکل ۳). اغلب این روانه‌ها از منطقه مرکزی آتشفشان سرچشمه گرفته

بافت‌های عدم تعادلی در این سنگ‌ها با فرایندهای تغییرات فشار و اختلاط ماگمایی معرفی شده‌اند (بومری و همکاران، ۱۳۸۴). هورنبلندها معمولاً اکسیده شده‌اند و یا با حاشیه‌های اکسیده دیده می‌شوند. این هورنبلندها به صورت بلورهای کشیده شده و مقاطع شش‌گوش وجود دارند. بلورهای سالم آن در نور PPL با رنگ سبز قابل تمایز هستند. رضوی‌خسروشاهی (Razavi Khosroshahi, 2015) بر اساس مطالعه ترکیب هورنبلند نشان داده است که ماگماهای آندزیتی تفتان آبدار بوده (حدود ۵ درصد H₂O) و در ژرفای ۱۷-۲۲ کیلومتری در پوسته میانی تجمع داشته و از دمای حدود ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد شروع به تبلور کرده‌اند. افزون بر این، حاشیه‌های نسبتاً ستبر و اکسیده هورنبلندها را به از دست دادن آب طی صعود ماگما با نرخ نسبتاً آرام تفسیر می‌کند (شکل ۴). نرخ‌های پایین صعود می‌تواند شرایط را برای همضم مواد پوسته‌ای طی تحولات ماگمایی ایجاد کنند.

کلینوپیروکسن‌ها و بیوتیت‌ها (همانند هورنبلندها) اکسیده هستند و غالباً به صورت قالب‌های اپاک ثانویه دیده می‌شوند. درشت‌بلورهای کوارتز بی‌شکل با حاشیه خلیجی و گاهی انحلال‌یافته، نیز در گدازه‌های داسیتی حضور دارند. به ندرت کوارتز به شکل زون‌کریست با حاشیه واکنشی شامل بلورهای ریز پیروکسن وجود دارد. فنوکریست‌های کوارتز با حاشیه انحلالی احتمالاً به دلیل صعود نیمه آدیاباتیک ماگما رشد کرده و یا بقایایی از Crystal mush فلسیک هستند که همراه با زون‌کریست‌های کوارتز توسط تغذیه ماگمای مافیک تشکیل شده‌اند. اندازه بلورهای کوارتز به ۲ میلی‌متر می‌رسد و حدود ۲۵-۵ درصد سنگ را شامل می‌شوند. خمیره گدازه‌ها از بلورهای ریز پلاژیو کلاز، هورنبلند، بیوتیت و شیشه تشکیل شده‌اند. کانی‌های اپاک و به‌ندرت آپاتیت، زیرکن و اپیدوت به مقدار کم در خمیره حضور دارند.

و حوالی دولت‌آباد، بر روی واحد توف برشی MPI^{th} دید. بر اساس مشاهدات صحرایی و سن‌های گزارش شده ۳/۲-۳/۴ میلیون سال به روش $^{238}U/^{236}Pb$ پانگ و همکاران (Pang et al., 2014) و $^{40}Ar/^{39}Ar$ (۳/۱۰±۰/۰۳) رضوی خسروشاهی (Razavi Khosroshahi, 2015) زمان تشکیل سنگ‌های آتشفشانی این واحد، پلیوسن-کواترنری تعیین شده است.

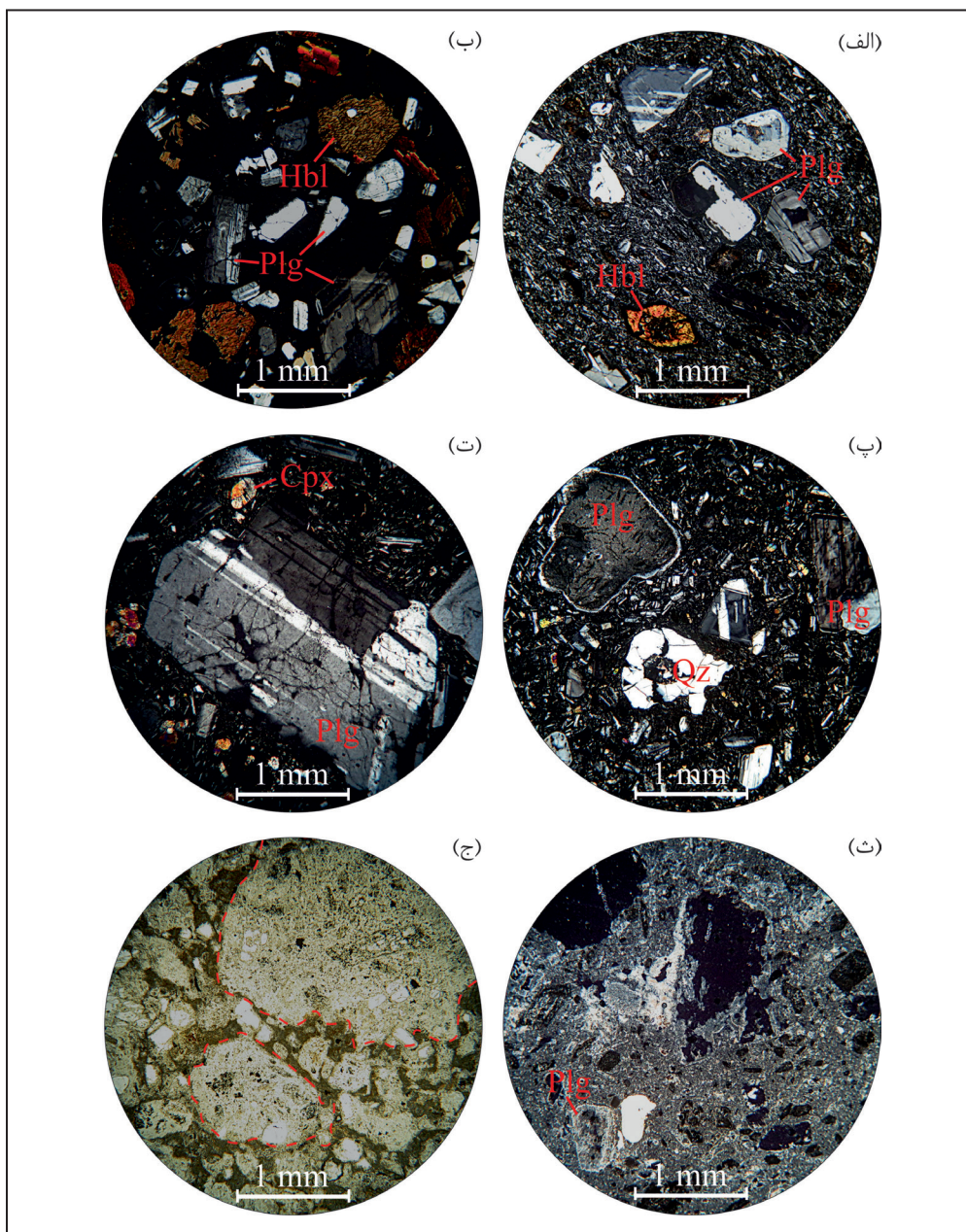
و به سمت جنوب خاوری، جنوب و جنوب باختری جریان یافته‌اند. میان‌لایه‌های توف برشی این واحد بیشتر متحمل تأثیرات سیالات گرمایی قرار گرفته‌اند و دگرسانی آرژیلیک ضعیف تا متوسط در آنها ایجاد شده است. روانه‌های آندزیتی پلیوسن-کواترنری را می‌توان در ارتفاعات کوه پونگک، کوه خاجاب، کوه کورسیاه و همچنین در خاور و شمال روستای گرماب، شمال باختری روستای مرادزهی



شکل ۳- تصاویر صحرایی از مجموعه آتشفشانی تفتان. الف) فرسایش پوست پیازی در گدازه‌های آندزیتی واحد M^{an} ؛ ب) نهشته‌های ایگنیمبریتی واحد Q^{th} ؛ پ) گدازه‌های آندزیتی واحد PIQ^{an} ؛ ت) قرارگیری نهشته‌های پیروکلاستیک واحد MPI^{th} بر روی بازالت‌ها از مجموعه افیولیت ملائز کرتاسه؛ ث) گدازه‌های آندزیتی واحد Q^{an} در مجاورت دهانه آتشفشانی تفتان و ج) رخنمون گدازه‌های آندزیتی واحد PIQ^{an} بر روی توف برش واحد MPI^{th} .

انحلال یافته دارند. به باور رضوی خسروشاهی (Razavi Khosroshahi, 2015) هورنبلندها در آندزیت‌های اواخر پلیوسن ماهیت دوگانه (آلومینیم بالا و آلومینیم پایین) دارند و ترکیب آنها نشان می‌دهد که از یک ماگمای داغ و آبدار در دمای حدود ۹۱۰ درجه سانتی‌گراد و در ژرفاهای ۲۳-۵ کیلومتری تشکیل شده‌اند. بیوتیت‌ها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. کلینوپیروکسن‌ها نیمه‌شکل‌دار و غیردگرسان هستند. کوارتزهای بی‌شکل و خلیجی، در برخی مقاطع نازک آندزیت‌ها حضور دارند (شکل ۴). خمیره سنگ‌های این واحد از میکروولیت‌های فلدسپار، کانی‌های فرومنیزین و در برخی موارد کوارتز تشکیل شده است. اپاک، آپاتیت و زیرکن کانی‌های فرعی هستند. ترکیب گدازه‌های این واحد آندزیت تا تراکی آندزیت و تا کمی داسیت است.

بافت و ساخت جریانی ماگما، ناهموار بودن سطح بالایی گدازه‌ها، تشکیل هر روانه از چندین افق روانه‌ای کوچک‌تر، اختلاط ماگمایی و وجود انکلاوهای از مجموعه افیولیتی و سنگ‌های آتشفشانی کهن‌تر از دیگر ویژگی‌های هستند که بر روی زمین در روانه‌های آندزیتی پلیوسن-کواترنری دیده می‌شوند. بافت سنگ‌های آندزیتی پورفیریتیک تا هیالوپورفیریتیک با خمیره میکروولیتی، شیشه‌ای و جریانی و به‌ندرت میکروگرانولار است. پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، کلینوپیروکسن و به‌ندرت کوارتز (در برخی مقاطع نازک) فنوکریست‌های سنگ با طول بیشینه ۵ میلی‌متر هستند (شکل ۴). به‌ندرت میکروانکلاوهای آندزیتی با حاشیه بین‌انگشتی در آنها دیده می‌شوند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی و حاشیه انحلالی و در برخی موارد همراه با بافت غربالی هستند. بیشتر هورنبلندها اکسید شده یا حاشیه



شکل ۴- الف) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با ساخت منطقه‌ای، بافت غربالی و حواشی انحلالی، همراه با درشت‌بلورهای هورنبلند با حاشیه اکسید شده در خمیره میکروولیتی و جریانی مربوط به گدازه‌های آندزیتی میوسن؛ ب) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با ساخت منطقه‌ای و بافت غربالی و حواشی انحلالی در خمیره شیشه‌ای مربوط به گدازه‌های آندزیتی میوسن؛ پ) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با حواشی انحلالی، فنوکریست کوارتز با حاشیه خلیجی در روانه‌های پلیوسن-کواترنری (PIQ^{mi})؛ ت) درشت‌بلور پلاژیوکلاز و پیروکسن در آندزیت کواترنری (Q^{mi})؛ ث) لیتیک کریستال توف و ج) قطعات پومیزی در سنگ‌های ایگنیمیریتی کواترنری. تصاویر الف تا ث در نور پولاریزه (XPL: Cross Plate Light) و ج) در نور طبیعی (PPL: Parallel Plate Light) در بزرگنمایی 10X عکس‌برداری شده‌اند.

۲-۴- واحد آذر آواری و ایگنیمبریتی کوآترنری (Q^{ba})

این واحد به صورت تناوبی از ایگنیمبریت، توف برشی، لیتیک کریستال توف و لیتیک کریستال ویتریک توف نمایان است. در بین آنها نهشته‌های آذر آواری-رسوبی شامل سیلتستون و ماسه‌سنگ توفی و نهشته‌های گراولی نیز یافت می‌شود. برونزدهای اصلی آن در نیمه خاوری آتشفشان، در حوالی روستای شون‌ده، دوهه، گلوتنگ، خاور و شمال خاوری رودخانه تختی به رنگ هوازده کرم- صورتی تا خاکستری روشن دیده می‌شوند (شکل ۳). این واحد معمولاً در دیواره آبراه‌ها و دره‌ها رخنمون واضحی دارد که با شیب بسیار کم، بر روی واحدهای کهن تر نمایان است. قطعات سنگی آن معمولاً از جنس آندزیت و پومیس هستند که توسط مجموعه‌ای از مواد آذر آواری ریز ترا حاطه شده‌اند. اندازه قطعات در حد چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر است. قطعات پومیزی آن غالباً دارای شکل‌های تقریباً مدور هستند اما شکل‌های نامنظمی از آنها نیز وجود دارد (شکل ۴). گاهی سطح بالایی این افق ایگنیمبریتی به علت قرار گرفتن در معرض فرسایش، اکسیده شده و رنگ صورتی، ارغوانی و حتی قرمز به خود گرفته است که می‌تواند نشان‌دهنده وقفه زمانی در طی تشکیل نهشته‌های ایگنیمبریتی باشد. بدین جهت به نظر می‌رسد که این واحد در چند مرحله فورانی تشکیل شده است. مشاهدات صحرایی این ایگنیمبریت‌ها که بیش از ۲۰ کیلومتر از محل دهانه آتشفشان دور شده‌اند، نشان می‌دهند که فعالیت انفجاری بزرگی در این دوره از آتشفشان تفتان رخ داده است و آن را می‌توان به عنوان یک حادثه مهم در طول حیات آتشفشان تفتان به حساب آورد. بر اساس سن‌سنجی‌های انجام شده به روش ⁴⁰Ar/³⁹Ar سن‌های ۱ میلیون سال و ۴۶۱/۲±۱۲۷/۴ هزار سال برای چند نمونه ایگنیمبریت از دامنه خاوری آتشفشان تفتان گزارش شده است (Razavi Khosroshahi, 2015) که سن کوآترنری (پلیستون) را برای آنها تأیید می‌کند.

۲-۷- توده‌های نیمه‌ژرف داسیتی- ریولیتی (dc)

این واحد شامل توده‌های نیمه‌ژرف با ترکیب داسیت- ریولیت است که در چندین محل اطراف آتشفشان تفتان، گدازه‌ها و سنگ‌های آذر آواری میوسن را قطع نموده‌اند. با توجه به قطع کردن واحدهای اواخر میوسن، زمان احتمالی تشکیل آنها بعد از میوسن (پلیوسن ؟) است. در زیر میکروسکوپ سنگ‌های این واحد، بافت پورفیریتیک با خمیره میکروگرانولار و شیشه‌ای دارند. پلاژیوکلاز، هورنبلند، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار (در برخی نمونه‌ها) به عنوان فنوکریست در متن سنگ حضور دارند. در برخی موارد پلاژیوکلازها دارای بافت غربالی، منطقه‌بندی و به ندرت حاشیه انحلالی هستند. برخی از بلورهای کوارتز بی‌شکل و خلیجی هستند. کانی‌های اپاک، آپاتیت و به ندرت زیرکن در خمیره رایج هستند.

۳- نمونه‌برداری و روش‌های پژوهش

به منظور مطالعه دقیق آتشفشان تفتان، عملیات صحرایی گسترده‌ای در تمام واحدهای آتشفشانی تفتان صورت گرفت و بر این مبنا نقشه زمین‌شناسی منطقه تهیه شد (شکل ۲). در این مطالعه سعی شده است تا فازهای فورانی متفاوت به تفکیک معرفی شوند و ویژگی‌های روی زمین، سنگ‌نگاری و ژئوشیمی آنها گزارش شوند. به همین جهت ۷۷ نمونه سنگی از بخش‌های مختلف آن به صورت سیستماتیک برداشت شدند که کل توالی آتشفشانی تفتان را پوشش می‌دهند. پراکندگی نمونه‌های برداشت شده در شکل ۲ نشان داده شده است. پس از مطالعه سنگ‌شناسی، تعداد ۴۱ نمونه سالم از واحدهای سنگی مختلف برای مطالعه اکسیدهای اصلی به روش ذوب قلیایی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۱). از این تعداد ۲۹ نمونه به روش ICP-MS جهت تعیین عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی (REE) تجزیه شیمیایی شده‌اند. خردایش و پودر کردن نمونه‌ها با بهره‌گیری از آسیاب‌های تنگستن کاربرد تا حد ۲۰۰ مش انجام شد. روش ذوب قلیایی و ICP-MS با بهره‌گیری از استانداردهای بین‌المللی و LOI در آزمایشگاه زرآزما واحد تهران صورت گرفته است. افزون بر این، در مطالعه حاضر از ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بزمن از داده‌های قلمقاش و همکاران (Ghalamghash et al., 2019) جهت مقایسه استفاده شده است.

۲-۶- روانه آندزیتی کوآترنری (Q^{an})

روانه آندزیتی از قله تفتان تا جنوب روستای تمیز بر روی نهشته‌های پیروکلاستیک

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به ترتیب به روش‌های ذوب قلیایی (بر حسب درصد) و ICP-MS (بر حسب ppm) برای سنگ‌های آتشفشانی نفتان، جنوب‌خاوری ایران.

Age	Miocene															Pliocene										
	M ^u															MP ^{le}					PIQ ^m					
Unit	Ta.7	Ta.8	Ta.21	Ta.49	Ta.12	Ta.41	Ta.16	Ta.20	Ta.5	Ta.4	Ta.6	Ta.23	Ta.46	Ta.27	Ta.1	Ta.26	Ta.33	Ta.10	Ta.51	Ta.14	Ta.22	Ta.55	Ta.35	Ta.32	Ta.15	
Sample																										
SiO ₂	55.51	57.85	59.23	59.85	59.87	60.24	61.1	61.41	61.79	63.22	64.53	66.13	60.07	60.45	60.97	59.08	59.1	59.24	59.72	59.82	60.55	60.79	61.81	63.15	63.9	
TiO ₂	0.7	0.73	0.69	0.62	0.8	0.76	0.59	0.68	0.64	0.62	0.61	0.32	0.61	0.68	0.7	0.74	0.69	0.67	0.89	0.7	0.76	0.63	0.7	0.62	0.54	
Al ₂ O ₃	16.17	16.51	15.88	15.94	17.14	16.52	15.74	16.23	15.56	16.5	15.78	14.02	16.81	20.62	16.41	17.26	16.36	16.32	16.59	16.32	17.38	16.45	16.17	17.04	16.06	
Fe ₂ O ₃	5.12	5.17	4.84	4.75	5.53	5.35	4.03	5.16	4.54	3.23	4.21	2.36	4.74	4.86	5.19	5.6	5.48	5.09	5.3	5.16	5.1	5.14	4.66	3.98	3.88	
MnO	0.2	0.21	0.07	0.1	0.08	0.09	0.12	0.12	0.12	0.07	0.07	0.06	0.1	0	0.13	0.11	0.12	0.1	0.1	0.13	0	0.1	0.1	0.08	0.09	
MgO	1.65	1.65	2.26	1.93	1.95	2.98	1.21	1.74	1.93	1.82	2.08	0.42	2.76	0.53	2.63	3.43	3.5	3.23	2.94	3.19	1.2	2.66	1.59	1.98	1.95	
CaO	7.54	7.12	6.14	5.66	5.46	6.36	5.49	5.76	5.06	5.26	4.72	4.27	7.3	2.19	6.37	7.57	7.44	5.08	6.59	6.24	4.97	5.99	6.31	4.59	5.1	
Na ₂ O	3.05	3.4	3.44	3.18	3.52	3.28	3.01	3.48	3.71	4.17	3.73	2.16	4.09	2.49	3.59	3.88	3.76	3.55	3.95	3.22	3.28	3.31	3.91	3.69	3.84	
K ₂ O	2.21	2.11	3	2.64	2.63	2.67	2.63	2.83	2.97	2.28	2.95	4.77	1.77	1.98	2.18	1.48	1.99	2.16	2.34	2.32	2.4	2.65	2.84	2.22	2.91	
P ₂ O ₅	0.25	0.3	0.31	0.21	0.26	0.27	0.21	0.23	0.27	0.24	0.27	0.1	0.28	0.12	0.27	0.22	0.23	0.24	0.4	0.23	0.25	0.24	0.29	0.22	0.19	
BaO	0.11	0.08	0.11	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.05	0.05	0.05	-	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.08	0.06	0.07	
SO ₃	0.05	-	-	0.2	-	0.69	-	-	-	0.16	0.07	-	-	-	0.06	0.05	0.05	-	-	0.07	0.1	-	-	0.06	-	
LOI	7.47	4.77	3.87	4.86	2.6	1.21	5.78	2.2	3.29	2.3	2.85	5.32	1.31	5.96	1.37	0.53	1.17	4.17	0.99	2.48	3.84	1.83	1.46	2.26	1.39	
Total	100	99.9	99.84	100	99.91	99.89	99.97	99.91	99.95	99.94	102	100	99.89	99.93	99.92	99.95	99.94	99.91	99.87	99.94	99.89	99.86	99.92	99.95	99.92	
Sc	11.7	9.6	10.1	10.2	12.7	14.6	8.4	11.6	8.7	6.7	7.3	4.3	9.3	9.9	12.9	14.2	14.4	11.7	12.9	13.5	11.4	10.9	8.4	9.2	7.5	
V	88	78	69	82	111	114	64	89	84	67	75	40	78	59	98	102	101	48	105	95	77	87	79	72	63	
Cr	18	30	25	18	13	24	19	25	20	20	12	11	21	16	31	24	33	18	35	29	47	20	13	16	21	
Co	11.5	10.6	13.5	9.2	12.4	13.1	9.8	12	8.3	8	9.1	3.9	12.5	7.3	20.3	14.8	15.6	11.6	14.1	14.6	10	11.3	10.3	8.9	8.8	
Ni	10	22	28	9	7	10	13	11	13	12	12	6	20	8	24	15	18	10	29	15	20	17	9	15	12	
Cu	19	15	15	6	10	16	8	14	17	9	16	4	22	7	15	16	19	4	26	12	14	12	12	12	10	
Zn	88	112	72	49	67	76	80	72	86	33	67	186	65	64	97	68	66	94	71	82	63	68	70	69	61	
Rb	98	63	109	108	91	88	97	114	117	82	114	273	55	69	84	55	69	58	67	88	96	90	111	82	149	
Sr	467.6	605.6	1216	517.4	641	910.7	414.3	724.5	624.3	564.5	642.2	183.3	729.3	369.5	590.2	506.7	697.4	532.4	959.3	675.2	558.1	788.1	634.1	510.7	559.7	
Y	18.3	16.1	14.9	15.7	17	17.7	14.7	16.2	15.8	13.3	15.5	11.3	14.1	9.8	33.8	18.2	15.8	17.5	16.5	16.9	14.4	17.4	15.4	21.3	15.5	
Zr	82	145	78	67	137	147	75	39	55	17	56	25	68	95	90	132	100	91	82	99	125	126	151	95	50	
Nb	14.7	16.1	17.7	15	13.3	15.1	14.4	19	17.7	16.3	15.8	14.8	13.2	20.8	13.1	12.2	12.9	14.5	17	16	16.4	19.5	21	14.8	16.5	
Cs	40.5	11.2	17.9	34.9	2.5	5.5	8	5.7	5.4	3.9	4.6	76.6	2.9	2.5	3	1.5	3.9	2.2	1.8	4.3	2.6	2.7	8.3	2.6	9.4	

ادامه جدول ۱

Age	Miocene															Pliocene									
	M ³										MPI ³					PIQ ³									
Unit																									
Sample	Ta.7	Ta.8	Ta.21	Ta.49	Ta.12	Ta.41	Ta.16	Ta.20	Ta.5	Ta.4	Ta.6	Ta.23	Ta.46	Ta.27	Ta.1	Ta.26	Ta.33	Ta.10	Ta.51	Ta.14	Ta.22	Ta.55	Ta.35	Ta.32	Ta.15
Ba	614	659	862	506	527	569	500	556	638	589	618	530	373	466	431	319	410	515	478	442	513	578	613	431	525
La	29	33	52	32	30	42	30	40	38	34	38	32	26	27	27	22	25	31	45	34	32	39	38	24	36
Ce	55	67	97	57	60	81	55	72	68	61	67	52	49	52	53	49	50	59	89	65	64	75	74	47	64
Pr	7.15	8.31	13.85	6.86	7.57	9.88	7.18	9.45	8.93	8.84	8.73	7.18	6.05	6.26	6.72	6.27	6.61	7.82	11.32	8.81	7.88	8.98	9.03	6.25	8.35
Nd	28.2	32.3	50.7	26.9	29.6	37.4	27.3	35.4	33.4	33.3	32.6	25.7	24	22	27.5	26.2	26.4	30.5	42.7	33.8	30.4	34.2	33.8	26.1	31.2
Sm	5.09	5.62	7.46	4.62	5.38	6.07	4.58	5.83	5.57	5.65	5.42	4.01	4.16	3.16	5.51	4.95	4.59	5.41	6.51	5.68	5.06	5.59	5.58	4.89	5.11
Eu	1.29	1.58	2.1	1.23	1.46	1.65	1.24	1.53	1.44	1.4	1.38	0.9	1.27	0.87	1.52	1.41	1.33	1.46	1.85	1.49	1.41	1.52	1.5	1.43	1.3
Gd	4.47	4.71	5.63	3.9	4.54	5.11	3.85	4.84	4.56	4.55	4.48	3.14	3.55	2.39	5.87	4.68	4.09	4.76	5.16	4.89	4.22	4.69	4.62	4.72	4.25
Tb	0.55	0.56	0.59	0.48	0.57	0.61	0.48	0.58	0.53	0.53	0.53	0.38	0.44	0.31	0.77	0.6	0.52	0.58	0.58	0.59	0.51	0.56	0.54	0.61	0.52
Dy	3.86	3.74	3.89	3.33	3.9	4.22	3.26	3.82	3.59	3.45	3.63	2.52	3.13	2.08	5.74	4.42	3.64	3.97	3.83	4.08	3.44	3.9	3.63	4.41	3.46
Er	2.36	2.14	2	1.83	2.26	2.47	1.85	2.1	1.95	1.84	2.04	1.49	1.77	1.15	4.11	2.72	2.19	2.33	1.97	2.39	1.89	2.32	1.93	2.85	1.95
Tm	0.31	0.28	0.26	0.25	0.31	0.34	0.26	0.29	0.28	0.25	0.27	0.21	0.25	0.18	0.54	0.37	0.29	0.32	0.25	0.32	0.26	0.31	0.26	0.38	0.27
Yb	1.6	1.5	1.3	1.5	1.7	1.8	1.3	1.6	1.4	1	1.4	0.9	1.3	0.8	3	1.9	1.6	1.6	1.5	1.7	1.4	1.8	1.4	1.9	1.3
Lu	0.27	0.24	0.21	0.21	0.27	0.32	0.21	0.23	0.22	0.17	0.24	0.16	0.2	0.12	0.61	0.35	0.26	0.28	0.21	0.28	0.22	0.29	0.23	0.36	0.22
Hf	2.66	3.96	2.64	2.13	3.88	4.38	2.34	1.42	1.96	1.19	2.15	1.39	2.29	3.2	2.73	3.79	3.07	2.87	2.53	3.29	3.44	3.54	4.26	3	1.88
Ta	1	1.12	1.15	1.04	0.95	1.05	1.07	1.31	1.24	1.09	1.01	1.12	0.91	1.73	1.01	0.92	0.94	0.99	1.07	1.24	1.41	1.35	1.27	1.02	1.23
Pb	18	25	17	20	17	19	43	21	35	22	19	33	16	24	15	11	13	251	16	12	20	15	30	13	16
Th	10.6	9.73	12.25	9.76	10.11	14.14	11.3	14.17	13.25	13.69	13.8	22.25	7.18	11.74	10.62	7.34	8.88	11.14	6.92	13.58	12.15	13.05	13.06	11.99	16.81
U	1.9	1.9	2.1	1.7	1.9	2.9	1.88	2.4	2.4	4.5	2.6	4.5	1.55	1.7	2	1.3	1.8	2	1.2	2.7	2.3	2.68	2.86	2.4	2.9
La _N	122.4	139.2	182.9	135	126.6	177.2	126.6	168.8	160.3	143.5	160.3	135	109.7	113.9	113.9	92.8	105.5	130.8	189.9	143.5	135	164.6	160.3	101.3	151.9
Yb _N	9.7	8.8	7.6	8.8	10	10.6	7.6	9.4	8.2	5.9	8.2	5.3	7.6	4.7	17.6	11.2	9.4	9.4	8.8	10	8.2	10.6	8.2	11.2	7.6
(La _N /Yb _N)	13	15.8	28.7	15.3	12.7	16.7	16.6	17.9	19.5	24.4	19.5	25.5	14.3	24.2	7.3	8.3	11.2	13.9	21.5	14.3	16.4	15.5	19.5	9.1	19.9

ادامه جدول ۱-۱

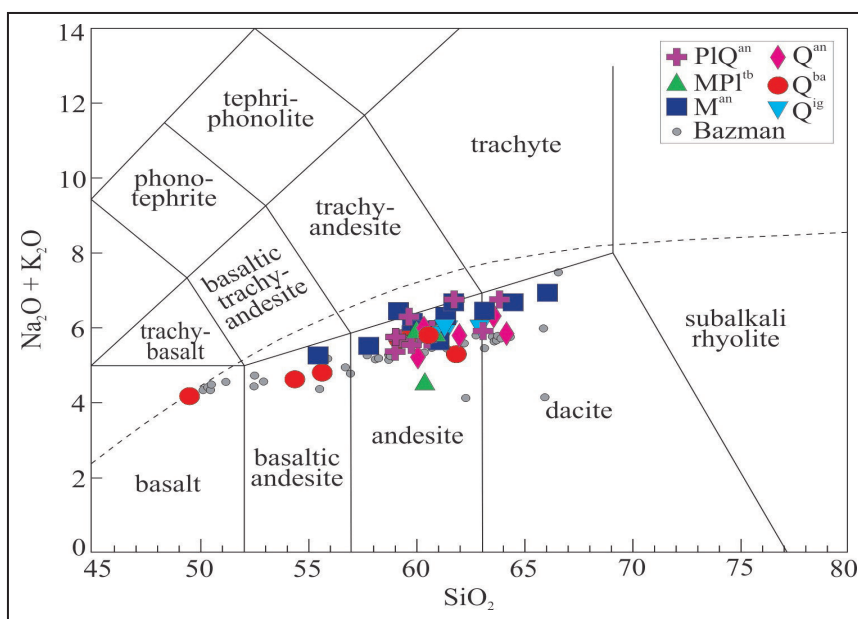
Age	Quaternary															
	Q ^{lc}				Q ^{ba}								Q ^{sa}			
Unit	Ta.24	Ta.28	ZTL.102	ZTL.103	ZTL.131	ZTL.79	ZTL.98	ZTL.75	ZTL.56	Ta.48	ZTL.57	ZTL.51	Ta.29	ZTL.119	ZTL.135	ZTL.78
SiO ₂	60.86	61.36	61.51	63	49.56	54.43	55.7	59.25	59.58	60.63	61.91	60.13	60.41	62.05	63.64	64.23
TiO ₂	0.63	0.63	0.755	0.627	0.996	1.133	0.588	0.653	0.665	0.68	0.65	0.648	0.68	0.611	0.519	0.572
Al ₂ O ₃	17.06	16.43	17.32	17.66	16.75	17.08	14.58	18.28	18.1	16.51	16.74	19.24	16.16	17.74	18.45	17.42
Fe ₂ O ₃	4.8	4.72	4.87	3.98	8.14	7.81	4.86	5.4	5.57	5.48	5.42	5.38	4.84	5.04	3.96	4.2
MnO	0.09	0.09	0.076	0.051	0.131	0.123	0.079	0.085	0.087	0.11	0.085	0.086	0.1	0.085	0.06	0.067
MgO	2.72	2.58	2.46	2.24	4.39	5.38	1.9	2.32	2.49	3.57	2.26	1.52	3	2.07	1.26	1.51
CaO	5.72	6.22	5.62	5.26	10.92	8.33	12.15	6.86	6.69	6.7	6.32	6.35	6.36	5.95	5.2	5.38
Na ₂ O	4.02	3.95	3.79	3.83	3.32	3.14	2.86	3.71	3.83	3.84	3.34	3.4	3.88	3.84	4.1	3.46
K ₂ O	1.86	2.11	2.24	2.22	1.24	1.48	1.94	1.97	1.88	1.96	1.95	1.81	2.11	1.95	2.21	2.38
P ₂ O ₅	0.23	0.24	0.327	0.23	0.346	0.356	0.226	0.227	0.229	0.22	0.205	0.164	0.27	0.253	0.186	0.198
BaO	0.05	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.05	-	-	-
SO ₃	0.13	0.13	0.02	0.03	1.42	0.02	0.06	0.03	0.02		0.03	0.02	0.58	0.02	0.03	0.05
LOI	1.75	1.41	0.57	0.45	2.04	0.42	4.67	0.89	0.55	0.14	0.71	0.87	1.51	0.01	0.09	0.19
Total	99.92	99.92	99.57	99.58	99.26	99.71	99.61	99.67	99.69	99.84	99.63	99.61	99.95	99.62	99.7	99.65
Sc	8.1	9.4	-	-	-	-	-	-	-	12.6	-	-	9.9	-	-	-
V	82	78	-	-	-	-	-	-	-	108	-	-	79	-	-	-
Cr	24	17	21	18	184	135	11	24	28	33	42	6	39	37	1	22
Co	11.5	11.7	-	-	-	-	-	-	-	16	-	-	12.8	-	-	-
Ni	19	16	47	31	79	88	34	37	42	20	41	29	32	51	33	31
Cu	17	15	5	7	9	12	6	2	13	25	8	4	15	2	2	4
Zn	63	61	59	49	61	52	41	48	49	64	51	53	69	54	50	51
Rb	74	83	-	-	-	-	-	-	-	66	-	-	81	-	-	-
Sr	611.8	678.8	715	769	953	652	698	818	714	721.1	686	702	601.5	531	492	592
Y	13.8	15.5	-	-	-	-	-	-	-	15.2	-	-	14.9	-	-	-
Zr	98	85	-	-	-	-	-	-	-	100	-	-	113	-	-	-
Nb	12.8	13.4	-	-	-	-	-	-	-	13.5	-	-	15.1	-	-	-
Cs	4.2	4.8	-	-	-	-	-	-	-	1.5	-	-	4.8	-	-	-
Ba	358	395	519	493	883	479	337	365	381	375	349	416	402	435	566	466
La	24	29	-	-	-	-	-	-	-	24	-	-	31	-	-	-
Ce	48	56	-	-	-	-	-	-	-	50	-	-	59	-	-	-
Pr	6.4	7.44	-	-	-	-	-	-	-	6.45	-	-	7.71	-	-	-
Nd	25.2	29	-	-	-	-	-	-	-	25.8	-	-	30.3	-	-	-
Sm	4.28	4.8	-	-	-	-	-	-	-	4.46	-	-	5.14	-	-	-
Eu	1.22	1.36	-	-	-	-	-	-	-	1.34	-	-	1.47	-	-	-
Gd	3.82	4.18	-	-	-	-	-	-	-	3.93	-	-	4.19	-	-	-
Tb	0.49	0.52	-	-	-	-	-	-	-	0.51	-	-	0.51	-	-	-
Dy	3.36	3.55	-	-	-	-	-	-	-	3.55	-	-	3.43	-	-	-
Er	1.95	2.08	-	-	-	-	-	-	-	2.05	-	-	1.97	-	-	-
Tm	0.28	0.29	-	-	-	-	-	-	-	0.29	-	-	0.27	-	-	-
Yb	1.3	1.5	-	-	-	-	-	-	-	1.6	-	-	1.4	-	-	-
Lu	0.24	0.24	-	-	-	-	-	-	-	0.26	-	-	0.24	-	-	-
Hf	3.13	2.71	-	-	-	-	-	-	-	3.06	-	-	3.29	-	-	-
Ta	0.94	1.05	-	-	-	-	-	-	-	1.01	-	-	1.09	-	-	-
Pb	15	23	16	9	6	5	18	19	8	15	21	6	16	6	19	10
Th	9.67	10.65	-	-	-	-	-	-	-	8.89	-	-	11.41	-	-	-
U	1.9	2.2	-	-	-	-	-	-	-	2.1	-	-	2.3	-	-	-
La _N	101.3	122.4	-	-	-	-	-	-	-	101.3	-	-	130.8	-	-	-
Yb _N	7.6	8.8	-	-	-	-	-	-	-	9.4	-	-	8.2	-	-	-
(La/Yb) _N	13.2	13.9	-	-	-	-	-	-	-	10.8	-	-	15.9	-	-	-

۴- ژئوشیمی عناصر اصلی

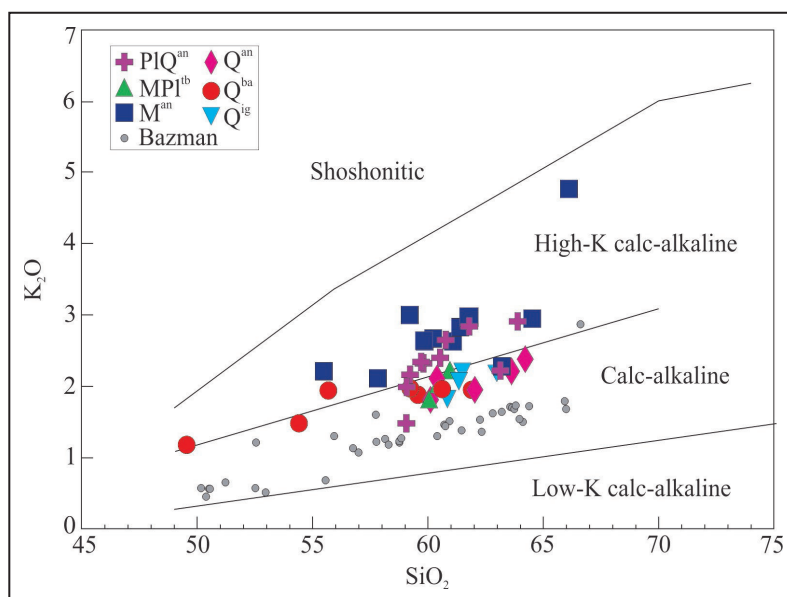
۴-۱- نامگذاری ژئوشیمیایی و بررسی ماهیت ماگمایی

آتشفشان از دو روند ماگمایی کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا پیروی می‌کند (شکل ۶) و به احتمال تفریق ماگمایی در هر دو روند از قطب بازیگ-حدواسط به سمت اسیدی رخ داده باشد. با این حال تفریق ساده ماگمای مادر مافیک کمی دشوار است. زیرا تمایل بیشتر به سری‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا منعکس‌کننده ماگماتیسیم کمان قاره‌ای و تأثیرات بیشتر هضم پوسته کهن همراه با تفریق (AFC) است که در بخش‌های بعدی (بخش ۵-۲) بیشتر بحث خواهد شد. از لحاظ زمانی از میوسن-پلیوسن به کواترنری در نمودار سیلیس به K_2O ، یک کاهش در مقدار K_2O و متعاقباً در روند ماگمایی از سری کالک‌آلکان پتاسیم بالا به سری کالک‌آلکان دیده می‌شود (شکل ۶).

بر اساس نمودار نامگذاری سیلیس به آلکالی کل (TAS) از لوباس و همکاران (Le Bas et al., 1986) ترکیب سنگ‌های آتشفشانی تفتان در قلمروهای بازالت (۴۹/۵۶ درصد وزنی SiO_2)، آندزیت بازالتی (۵۴/۴۳-۵۵/۷۰ درصد وزنی SiO_2)، آندزیت (۵۷/۸۵-۶۲/۰۵ درصد وزنی SiO_2) و داسیت (۶۳-۶۶/۱۳ درصد وزنی SiO_2) است (شکل ۵). این سنگ‌ها دارای ماهیت ماگمایی ساب‌آلکان هستند. سنگ‌های آتشفشانی را می‌توان بر اساس افزایش مقدار K_2O دسته‌بندی کرد. بر این مبنای، سنگ‌های مورد مطالعه دارای مقادیر K_2O از ۱/۲۴ الی ۴/۷۷ درصد وزنی هستند. اگرچه این آتشفشان با ماهیت کالک‌آلکان معرفی شده است (بومری و همکاران، ۱۳۸۴)، اما دیده می‌شود که سنگ‌های این



شکل ۵- نمودار سیلیس به آلکالی کل (TAS) از لوباس و همکاران (Le Bas et al., 1986) ترکیب سنگ‌های آتشفشانی تفتان را نشان می‌دهد. خط‌چین سری آلکان را از ساب‌آلکان متمایز می‌کند. نمونه‌های آتشفشان بزمان (Ghahamghash et al., 2019) برای مقایسه نشان داده شده‌اند.

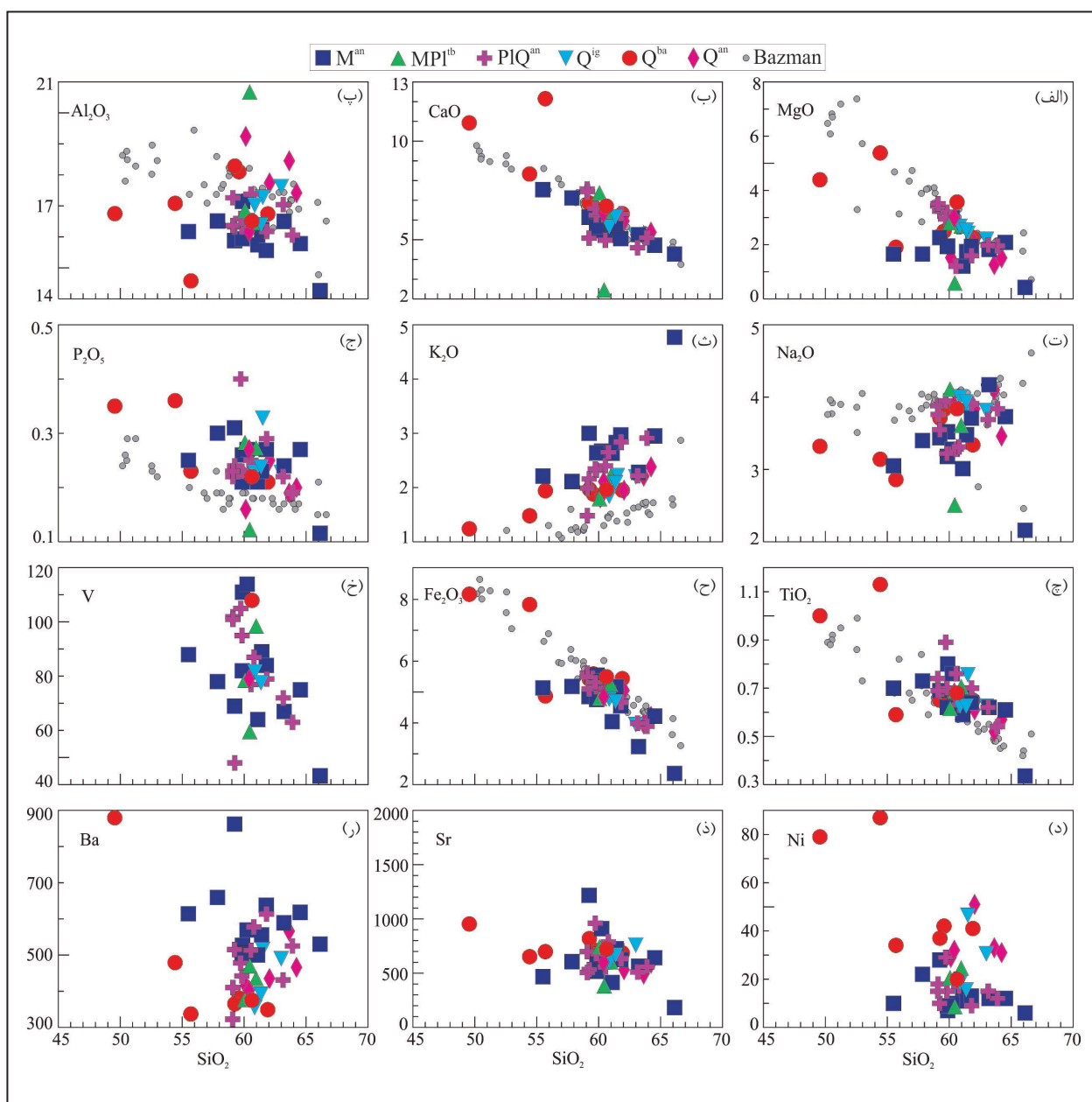


شکل ۶- نمودار بررسی ماهیت و روند ماگمایی بر اساس SiO_2 به K_2O از پکسیریلو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976). در این نمودار سنگ‌های آتشفشانی تفتان دو روند ماگمایی کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا و سنگ‌های آتشفشانی بزمان ماهیت کالک‌آلکان را نشان می‌دهند.

۲-۴- بررسی تغییرات شیمیایی مذاب

یادشده بر مقدار Na_2O و K_2O مذاب افزوده شده است و موجب یک روند افزایشی از قطب بازیگ به اسیدی در این سنگ‌ها شده است که احتمالاً شرایط را برای تبلور فلدسپارها در سنگ‌های تحول یافته تر آسان کرده است. نمونه‌های تفتان در مقایسه با بزمان، مقدار K_2O و P_2O_5 بالاتری را نشان می‌دهند. افزایش در مقدار K_2O به سمت خاور در کوه سلطان (پاکستان) نیز گزارش شده است (Saadat and Stern, 2011). در دیگر نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب روند خاصی دیده نمی‌شود، در عوض، پراکندگی وجود دارد (شکل ۷) که احتمالاً به علت تغییرات ناشی از ناهمگونی سنگ‌ها، درصد متغیر فنوکریست‌های موجود، بافت‌های عدم تعادلی در کانی‌های سازنده این سنگ‌ها، انکولوزیون‌های موجود در کانی‌های سازنده، تغییرات فشار بخار آب، تغییر ترکیب شیمیایی طی فوران، اختلاط ماگمایی و دخالت ذوب بخشی پوسته‌ای در تحولات ماگمایی آنها است.

ارتباط روندهای عناصر اصلی و کمیاب، منشأ هم‌ماگمایی سنگ‌ها را همراه با فرایندهای تبلور تفریقی نشان می‌دهد. از طرفی ممکن است تبلور تفریقی با عوامل ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی، آرایش پوسته‌ای و یا ترکیبی از همه آنها همراه باشد. روندها و روابط ترکیبی مشابه‌ای در همه سنگ‌های اواخر میوسن تا کواترنری تفتان دیده می‌شود. تغییرات در SiO_2 در نمونه‌های مورد مطالعه از قطب سنگ‌های بازیگ- حدواسط به اسیدی بین ۶۶/۱۳-۴۹/۵۶ درصد وزنی متغیر است (شکل ۷). همبستگی منفی CaO ، TiO_2 ، Fe_2O_3 و MgO با P_2O_5 افزایش SiO_2 ، تفریق کلینوپیروکسن، کانی‌های آهن- تیتان دار و آپاتیت را نشان می‌دهد. همراه با کانی‌های یادشده، تفریق اولیون در واحد Q^{an} نیز محتمل است که با سنگ‌شناسی آن سازگاری دارد. با این حال، چنین همبستگی‌هایی از اکسیدهای اصلی در مقابل SiO_2 در گدازه‌های M^{an} دیده نمی‌شود که معرف نقش ناچیز تفریق بلوری در تحولات ماگمایی آن است. با تفریق کانی‌های



شکل ۷- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نسبت به تغییرات درصد SiO_2 را برای سنگ‌های آتشفشانی تفتان نشان می‌دهد. نمونه‌های بزمان برای مقایسه نشان داده شده‌اند.

۳-۴- ژئوشیمی عناصر کمیاب

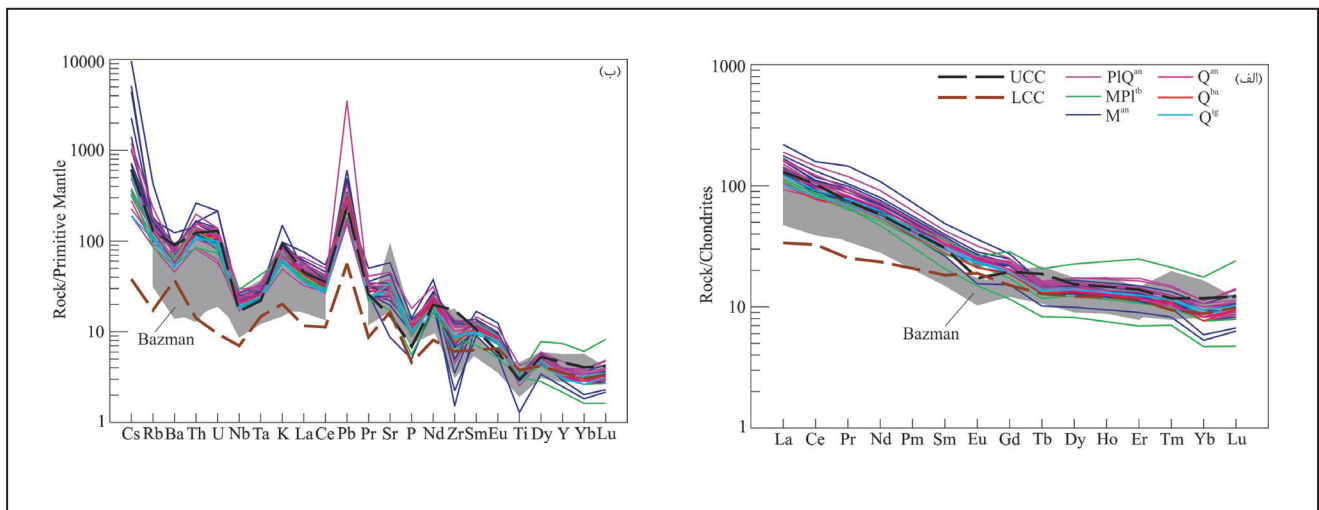
با بهنجار کردن غلظت عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب با مقادیر استانداردهایی از جمله کندریت و گوشته اولیه، می‌توان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی سنگ‌ها را نسبت به سنگ‌های مینا سنجید. این عناصر در محیط‌های تکنونوماگمایی مختلف، عملکردی مشخص از خود نمایش می‌دهند. الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده با مقادیر کندریت (Sun and McDonough, 1989) از سنگ‌های آتشفشانی تفتان (شکل ۸-الف)، دارای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE هستند که احتمالاً معرف یک مؤلفه غنی‌شده در منشأ هستند. این سنگ‌ها عمدتاً فاقد بی‌هنجاری منفی Eu هستند و تنها تعداد محدودی از سنگ‌های اسیدی بی‌هنجاری منفی ضعیف از Eu را نمایش می‌دهند که بیانگر تفریق محدود پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها است.

در نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده با مقادیر گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) سنگ‌های آتشفشانی تفتان (شکل ۸-ب)، دارای غنی‌شدگی از عناصر LIL نسبت به عناصر HFS هستند. این الگوها، تهی‌شدگی واضح از P، Ti، Ta، Nb و Zr را نشان می‌دهند که قابل مقایسه با نشانه‌های ژئوشیمیایی ماگماتیسم کمان آتشفشانی مرتبط با مناطق فرورانش هستند (Gill, 2010).

الگوهای سنگ‌های آتشفشانی تفتان و بزمان در شکل ۸ مقایسه شده‌اند. همان‌طور که دیده می‌شود الگوهای غنی‌شده تری برای سنگ‌های آتشفشانی تفتان نسبت به بزمان وجود دارد. غنی‌شدگی‌های موجود در خاور یعنی در سنگ‌های آتشفشانی تفتان و کوه سلطان نسبت به بزمان را به افزایش امتداد برخورد و ورود سیالات مشتق از صفحه فرورونده نسبت به گوشته زیر کمانی و کاهش درجه ذوب گوشته‌ای در خاور نسبت داده‌اند (Saadat and Stern, 2011; Pang et al., 2014). با این حال دیده می‌شود که سنگ‌های آتشفشانی تفتان انطباق قابل‌توجهی با الگوی پوسته‌قاره‌ای بالایی (UCC) دارند که می‌تواند به عنوان دلیل قانع‌کننده‌ای برای غنی‌شدگی موجود در سنگ‌های آتشفشانی تفتان تلقی شود که تأکید بر دخالت

مؤلفه‌های پوسته‌ای در ژنز آنها دارد. باید به این نکته توجه داشت که پوسته ستر در زیر کمان تفتان حدود ۵۰ کیلومتر ستبراً دارد (Abdetetal et al., 2014; 2015) که در چنین محیطی آرایش با مواد پوسته‌ای دور از انتظار نیست. از طرفی غنی‌شدگی از Pb در الگوهای عناصر کمیاب حاصل تأثیرات متفاوت مواد پوسته‌ای است (Liu et al., 2014) که نقش آن را در ژنز سنگ‌های آتشفشانی تفتان تأیید می‌کند (شکل ۸). غنی‌شدگی از U، Th، Rb، و تهی‌شدگی Y و HREE مشابه الگوی UCC نیز با هضم سنگ‌های پوسته‌ای سازگار است (Çoban et al., 2012).

با این حال، رسوبات بالای صفحه فرورونده نیز می‌توانند این علائم ژئوشیمیایی را مشابه ترکیبات پوسته‌ای سنگ دیواره به ماگمای صعودکننده اعمال کنند. بنابراین به شاخص‌های ژئوشیمیایی برای تفکیک آنها لازم است. رسوبات فرورونده دارای نسبت‌های Sm/Hf و (۳/۵) La/Nb، (۰/۳۷-۰/۳۰) Pb/Rb، (۰/۱۴-۰/۱۲) Pb/K₂O، (۰/۱۵-۰/۲) Pb/Rb بین ۸-۰، (میانگین ۳) بالاتر از پوسته قاره‌ای (Pb/Rb) بین ۰/۲۹-۰/۱۸، (۰/۱۷-۰/۱۶) La/Nb بین ۳-۱ و میانگین Sm/Hf برابر ۱ هستند (Plank, 2005). این نسبت‌ها در سنگ‌های آتشفشانی تفتان (Pb/Rb) بین ۰/۲۹-۰/۱۸، (۰/۱۷-۰/۱۶) La/Nb بین ۲/۹۳-۱/۲۹ و میانگین Sm/Hf برابر ۱/۶۴ قابل مقایسه با سنگ‌های پوسته‌ای هستند و نشان می‌دهد که ماگما طی صعود به سطح دچار آرایش با سنگ دیواره اسیدی شده است. همچنین رودنیک و گائو (Rudnic and Gao, 2004) نسبت Nb/Th را برای پوسته بالایی حدود ۱/۱۴ گزارش کرده‌اند که مشابه مقادیر این نسبت برای سنگ‌های آتشفشانی تفتان است (۱/۸۳-۰/۶۶). تهی‌شدگی Zr به طور معمول به تفریق آمفیبول و یا زیرکن و یا فعل و انفعال بین گوشته و مذاب آزادشده از صفحه فرورونده نسبت داده می‌شود (Roy et al., 2002). تهی‌شدگی از Ti و P نیز در تمامی نمونه‌ها دیده می‌شوند اما در نمونه‌های حدواسط-اسیدی بیشتر شده است (شکل ۸) که با تفریق پیش‌رونده تیتانومگنتیت و آپاتیت سازگار است.



شکل ۸-الف) الگوهای عناصر نادر خاکی و (ب) نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده با مقادیر کندریت و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) را برای سنگ‌های آتشفشانی تفتان نشان می‌دهند.

۵- بحث

۵-۱- تکامل زمانی فوران‌های آتشفشانی در کمان ماگمایی مکران-چگای

آغاز فوران‌های آتشفشانی کمان ماگمایی مکران-چگای در منطقه بزمان را به فاصله زمانی ۸/۶۱ تا ۴/۱ میلیون سال قبل نسبت داده‌اند. طبق این پژوهش، آتشفشان استراتوولکان بزمان شامل سه مرحله زمانی است: ۱) فوران‌های گسترده از دهانه اصلی در فاصله زمانی ۱/۴ تا ۰/۶۳ میلیون سال پیش که موجب تشکیل مخروط بزمان

آتشفشان‌های بزمان و تفتان در ایران و کوه سلطان در پاکستان به عنوان بخشی از کمان ماگمایی مکران-چگای در نظر گرفته می‌شوند که از لحاظ زمانی تشابه‌هایی در میان آنها دیده می‌شود. قلمقاش و همکاران (Ghalamghash et al., 2019) بر اساس سن‌سنجی اورانیم-سرب و کروئواستراتیگرافی بر روی دانه‌های زیرکن،

مکران - چگای داشته‌اند، هر چند تعیین روند زمانی فوران در کمان نیاز به داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپی بیشتری دارد.

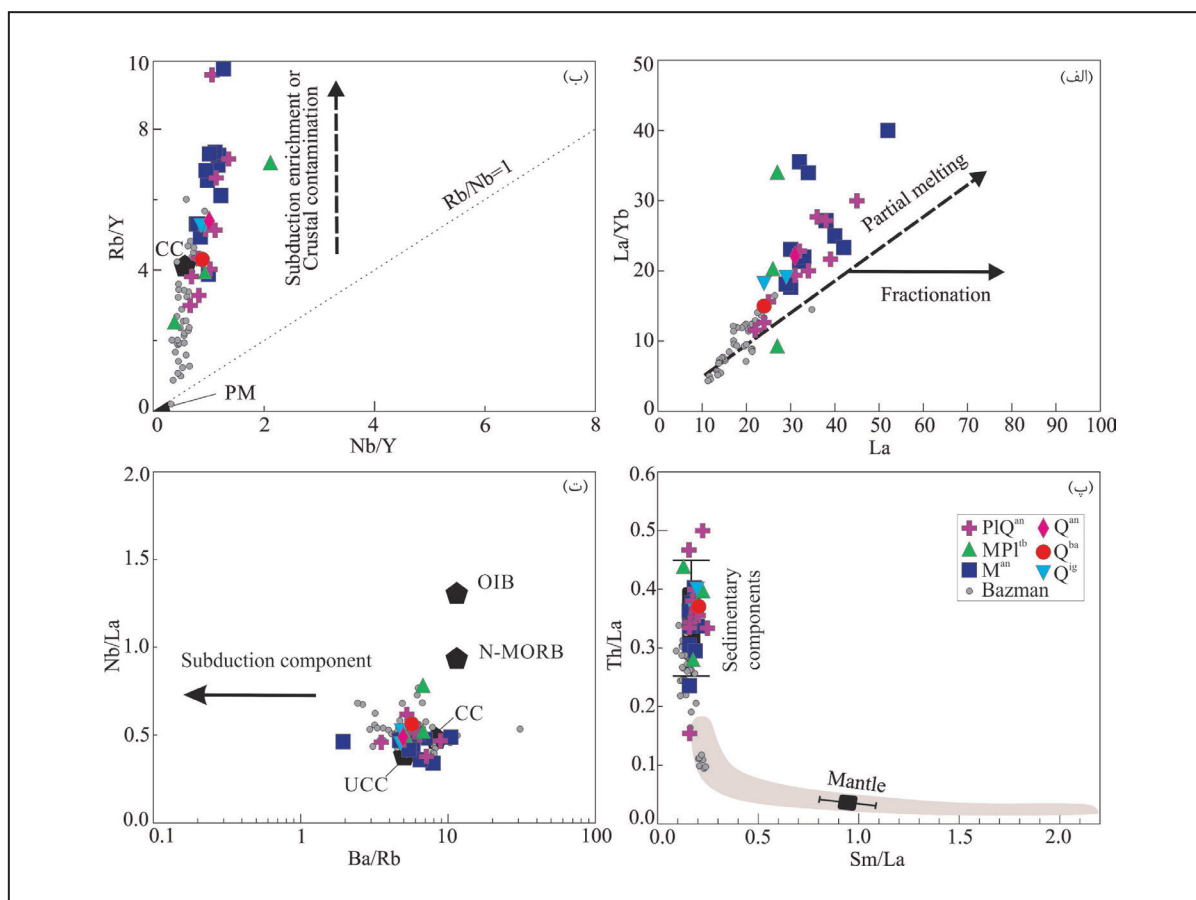
۵-۲- بررسی تحولات ماگمایی (ذوب بخشی و آلیش پوسته‌ای)

ویژگی‌های ژئوشیمیایی ذوب بخشی ممکن است، به علت اختلاط و یا تفریق طی تحولات ماگمایی پنهان بماند (Sun et al., 2012). در برخی از نمونه‌های حدواسط - اسیدی و بازیگ مقادیر عنصری مشابه و پراکندگی داده‌ها دیده می‌شود (شکل ۷) و نشان می‌دهد که تبلور تفریقی، تنها فرایند تأثیرگذار در تحولات ماگمایی منطقه نبوده است. همچنین حجم سنگ‌های حدواسط در منطقه به مراتب بسیار بیشتر از انواع بازیگ است و نشان می‌دهد که تفریق ماگمایی مذاب اولیه به تنهایی قادر به ایجاد چنین حجمی از ماگماهای حدواسط نیست. بنابراین این موضوع اشاره دارد که پوسته قاره‌ای اسیدی ممکن است فراوانی نسبی ماگماهای تحول یافته‌تر را تحت تأثیر قرار داده باشد. این سنگ‌ها از الگوهای پوسته قاره‌ای بالایی پیروی می‌کنند که همراه با وجود پوسته ستر در زیر کمان آتشفشانی تفتان، نقش مؤلفه‌های پوسته‌ای در تکوین ماگما را تأیید می‌کنند. در صورت تأثیر مؤلفه‌های پوسته‌ای، چه از نوع ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده و یا ذوب بخشی پوسته، با افزایش La، نسبت La/Yb افزایش می‌یابد. همانطور که شکل ۹- الف نشان می‌دهد، تمامی نمونه‌ها در امتداد بردار ذوب بخشی چیدمان شده‌اند و تأیید می‌کند که تبلور تفریقی به تنهایی پاسخگوی تحولات ماگمایی منطقه نیست. در عوض این نمودار فرض ذوب بخشی مواد پوسته‌ای را محکم می‌کند.

مركب از تناوب روانه‌های گدازه‌ای و مواد آذرآواری شده است؛ (۲) فوران‌های انفجاری و حجیم حدواسط تا اسیدی ایگنیمبریتی در فاصله زمانی ۰/۵۹ تا ۰/۴۷ میلیون سال پیش و در نهایت؛ (۳) جایگیری گدازه‌های داسیت-آندزیتی در اطراف دهانه اصلی و فوران از دهانه‌های جانبی در زمانی حدود ۴۱ هزار سال پیش. بر اساس داده‌های سن‌سنجی قلمقاش و همکاران (Ghalamghash et al., 2019) فوران‌های بزمان با فواصل زمانی حدود ۵۰ تا ۳۰۰ هزار سال رخ داده است.

بر اساس تعیین سن به روش پتاسیم- آرگن، بیابانگرد و مرادیان (Biabangard and Moradian, 2008)، آتشفشان تفتان در خاور بزمان (شکل ۱) در فاصله زمانی ۶/۹۵ تا ۰/۷۱ میلیون سال قبل فعال بوده است. پانگ و همکاران (Pang et al., 2014) با روش اورانیم- سرب بر روی بلورهای زیرکن، فوران‌های آتشفشانی تفتان را به محدوده زمانی بین ۳/۴ و ۰/۸۴ میلیون سال پیش نسبت داده‌اند. به سمت خاورتر، آتشفشان کوه سلطان سن پلیوسن- پلیستوسن دارد که بر روی کمان آتشفشانی کرتاسه پایانی در هنگام همگرایی داخل اقیانوسی سنوتیس (در بخش جنوبی تیس) تشکیل شده است (Nicholson et al., 2010). جوان‌ترین مرحله آتشفشانی در کوه سلطان در زمانی بین ۲/۳۹ (روش پتاسیم- آرگن سنگ کل گدازه آندزیتی) و ۰/۰۹ (روش پتاسیم- آرگن سنگ کل پومیس) رخ داده است (Siddiqui et al., 2009). ریچاردز و همکاران (Richards et al., 2012) برای یک نمونه از آندزیت‌های کوه سلطان سن ۵/۶ میلیون سال را به روش آرگن- آرگن تعیین و گزارش کرده‌اند.

به این ترتیب بر اساس نتایج سن‌سنجی ایزوتوپی حاضر به نظر می‌رسد که بزمان و کوه سلطان، جوان‌ترین فعالیت‌های آتشفشانی را بر روی کمان ماگمایی



شکل ۹- الف) تمایز روندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی را در نمودار La به La/Yb از کوبان و همکاران (Çoban et al., 2012)؛ ب) نمودار Nb/Y از تمل و همکاران (Temel et al., 1998)؛ پ) نمودار Sm/La به Th/La از پلانک (Plank, 2005) و ت) نمودار Ba/Rb به Nb/La از مارچیو و همکاران (Marchev et al., 2004) برای سنگ‌های آتشفشانی تفتان نشان می‌دهد. CC: پوسته قاره‌ای، UCC: پوسته قاره‌ای بالایی، PM: گوشه اولیه، OIB: بازالت جزایر اقیانوسی، N-MORB: بازالت پشته میان‌اقیانوسی نرمال.

برای تفتان تأیید می‌نماید. در این نمودار، این سنگ‌ها در بین پوسته بالایی و منطقه فرورانش قرار گرفته‌اند. در نمودار Nb به Nb/U نیز نمونه‌های آتشفشانی تفتان و بزمان بین محدوده کمان آتشفشانی و ترکیب پوسته بالایی قرار دارند (شکل ۱۰- پ). در نهایت از نمودار Ta/Yb به Th/Yb از پیرس و همکاران (Pearce et al., 1990) استفاده شده است که در تعیین جایگاه زمین‌ساخت- ماگمایی در مناطق فرورانش، کاربرد وسیعی دارد (شکل ۱۰- ت). در این نمودار سنگ‌های آتشفشانی منطقه در بالای آرایه گوشته‌ای و در قلمروی فرورانش رسم شده‌اند. افزون بر این، نمونه‌ها از بردار تبلور تفریقی (FC) فاصله گرفته و به تبعیت از فرایند AFC، نزدیک پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) چیدمان شده‌اند که گویای فرایند هضم همراه با تفریق ماگمایی است. همان‌طوری که پیشتر اشاره شد، شواهد صحرایی (همچون وجود لیتوکلاست‌های بازیگ- حدواسط در خمیره فلسیک سنگ‌های آتشفشانی) و شواهد سنگ‌نگاری (همچون وجود پلاژیو کلاز با بافت غربالی، منطقه بندی و حاشیه انحلالی و همچنین وجود زئوکریست‌های کوارتز با حاشیه واکنشی از بلورهای ریز پروکسن) نشان از آن دارد که اختلاط ماگمایی با فرایندهای تحولات ماگمایی AFC، هنگام صعود و جایگیری مذاب تفتان همراه بوده است.

۵-۴- منشأ ماگمای مادر در آتشفشان‌های جوان مکران و کاربرد ژئودینامیکی آن

از باختر به خاور، آتشفشان‌های جوان بزمان، تفتان و کوه سلطان (Siddiqui et al., 2009) بر روی کمربند مکران- چگای قرار دارند. ویژگی‌های عمومی سه آتشفشان شامل ترکیب سنگی از بازالت، آندزیت تا داسیت با ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا است. ماگمای اولیه این سنگ‌ها به دلیل حضور درشت‌بلورهای هورنبلند آبدار بوده است. مهم‌ترین ویژگی‌های ژئوشیمیایی سه آتشفشان بزمان، تفتان و کوه سلطان شامل غنی‌شدگی از عناصر LIL نسبت به HFS و غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE است که با نقش یک مؤلفه غنی در بالای منطقه فرورانش قاره‌ای هماهنگی کامل دارد. سنگ‌های آتشفشانی آنها به دلیل محتوای بالای نسبت Th/Yb و متوسط نسبت Ta/Yb (برای بزمان و تفتان به شکل ۱۰- ت و برای کوه سلطان به مقاله سیدی‌کویی و همکاران (Siddiqui et al., 2009) نگاه کنید)، ویژگی‌های شاخص کمان ماگمایی قاره‌ای را دارند که نشانگر تأثیر محلول‌ها با منشأ فرورانشی در اثر نفوذ مذاب سیلیکاته غنی از Th و یا سیال‌های آب‌دار محیط فرورانش است (Pearce, 1983; Pearce and Peate, 1995; Wang et al., 2007). در این نمودار (شکل ۱۰- ت) روند نمونه‌های بزمان، تفتان و کوه سلطان به سمت ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (Rudnick and Gao, 2003) متمایل است که به خوبی تأثیر فرایندهای AFC بر ترکیب ماگمایی در مخازن احتمالاً کم ژرفا را نشان می‌دهد.

کمربند ماگمایی مکران- چگای بر روی پوسته قاره‌ای با سبترای ۴۰ تا ۶۰ کیلومتر در بالای منطقه فرورانش به سمت شمال لیتوسفر اقیانوسی دریایی عمان تشکیل شده است (Farhoudi and Karig, 1977). پژوهشگران مختلف (برای نمونه به قلمقاش و همکاران (Ghalamghash et al., 2019) و سعادت و استرن (Saadat and Stern, 2011) نگاه کنید) در طول کمان مکران- چگای تغییرات ژئوشیمیایی شامل افزایش K₂O، مقدار LILE و LREE و نسبت LREE/HREE و افزایش ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr از بزمان و کوه سلطان به سمت تفتان را گزارش کرده‌اند که هماهنگی با افزایش سبترای پوسته در محل آتشفشان تفتان و افزایش آلاش پوسته‌ای است. به باور پژوهشگران یادشده، از بزمان به سمت کوه سلطان، همزمان با کاهش زوایه فرورانش و افزایش سبترای پوسته، از حجم گوه گوشته‌ای زیر کمان کاسته شده که موجب کاهش درجه ذوب‌بخشی در گوه گوشته‌ای و تداخل بیشتر ماگماهای مشتق از گوشته با پوسته همزمان با صعود به سطح می‌شود.

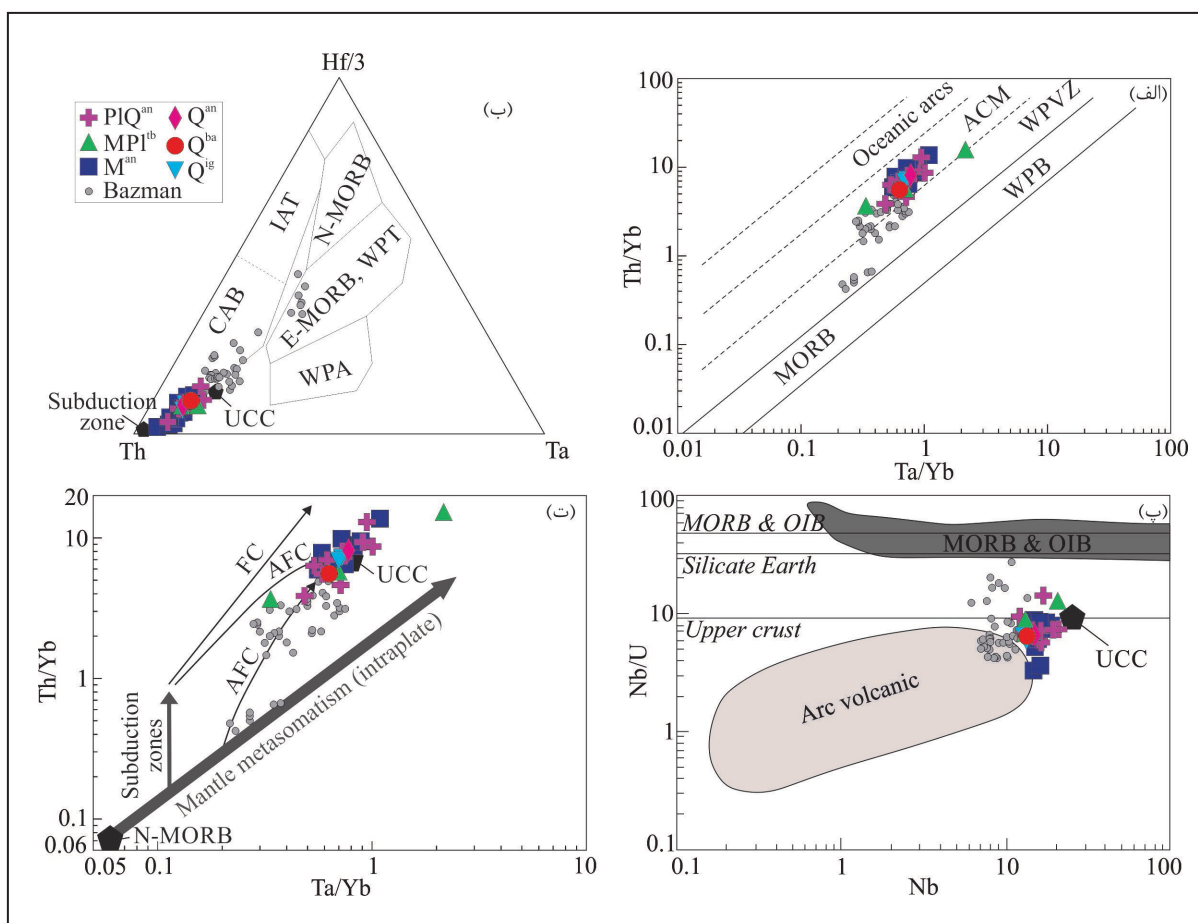
آتشفشان‌های مناطق حاشیه قاره‌ای فعال، دارای نسبت Nb/Y < 1.72 هستند (Koralay et al., 2011) که این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه دارای تغییرات ۱/۳۶-۰/۰۸ است و در نمودار نسبت Nb/Y به Rb/Y (Temel et al., 1998)، سنگ‌های مورد مطالعه به صورت تقریباً عمودی چیدمان شده‌اند (شکل ۹- ب) که غنی‌شدگی ناشی از مؤلفه‌های فرورانش و یا آلاش پوسته‌ای را در تحولات ماگمایی تفتان (و بزمان) نشان می‌دهد. در شکل‌های ۹- پ و ت نیز دیده می‌شود که نمونه‌های تفتان با ویژگی‌های مؤلفه‌های پوسته‌ای و پوسته قاره‌ای مطابقت دارند. افزون بر این نسبت‌های ایزوتوپی ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (۰/۵۱۲۵-۰/۵۱۲۴) و ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (۰/۷۰۶۸-۰/۷۰۶۳) در سنگ‌های آتشفشانی تفتان نشان می‌دهد که آنها مرتبط با ماگماتیسیم کمانی و احتمالاً متحمل مقداری هضم مواد پوسته‌ای شده‌اند (Pang et al., 2014).

به باور پانگ و همکاران (Pang et al., 2014) نسبت‌های ایزوتوپی Nd و Sr به طور هماهنگ با شاخص‌های تفریق همچون MgO و SiO₂، رخداد فرایند AFC را تأیید و با شواهد سنگ‌نگاری هضم پوسته‌ای و آلاش ماگمایی (مثل وجود زئوکریست‌های کوارتز با حواشی خلیجی، بلورهای هضم شده، بلورهای گردشده، و حواشی اکسیده کانی‌های مافیک در شکل ۴) هماهنگی کامل دارد. اگرچه آلاش ماگمای مادر تفتان با پوسته زیرین قبلاً توسط بیابانگرد و مرادیان (Biabangard and Moradian, 2008) گزارش شده است اما الگوهای عناصر کمیاب پوسته بالایی و نسبت‌های عنصری Sm/Hf، Nb/Th و La/Nb، Pb/Rb، Pb/K₂O، و نسبت‌های عنصری Sm/Hf، Nb/Th و La/Nb، Pb/Rb، Pb/K₂O، Sm/Hf سازگاری بیشتر با شیمی پوسته بالایی را نشان می‌دهند. البته با دسترس بودن داده‌های ایزوتوپی جدید در آینده برای سنگ‌های آتشفشانی تفتان می‌توان دلایل محکم‌تری بر نقش پوسته بالایی در تکوین و تحولات ماگمای مادر مافیک به‌دست آورد.

این موضوع، همچنین با مدل‌سازی ایزوتوپ‌های سرب که نشانگر حدود ۱۵ درصد هضم پوسته‌ای شامل مخلوطی از حدود ۴۰ درصد سنگ‌های پوسته پایینی و حدود ۶۰ درصد سنگ‌های پوسته بالایی برای تولید ماگمای آندزیتی و داسیتی بزمان هماهنگی دارد (Firouzkoouhi et al., 2018). هر چند، به گزارش قلمقاش و همکاران (Ghalamghash et al., 2019) در تضاد با فرایندهای AFC، زئوکریست‌های زیرکن در سنگ‌های بزمان وجود ندارد. به باور ایشان، به نظر می‌رسد AFC در شرایط دمایی بالا (بیش از ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد: Boehnke et al., 2013) در سنگ‌های آتشفشانی بزمان رخ داده و ماگمای مادر مافیک به سرعت زیرکن‌های زئوکریست را (به دلیل درجه بالای تحت اشباع بودن زیرکن) هضم کرده است. غنی‌شدگی‌های متأثر از پوسته سبتر، سبب شده که دلاوری و شاکری (۱۳۹۵)، سنگ‌های آتشفشانی تفتان را به علت مقادیر بالا Sr، Sr/Y و La/Yb شبه آداکیتی بخوانند.

۵-۳- جایگاه زمین‌ساختی

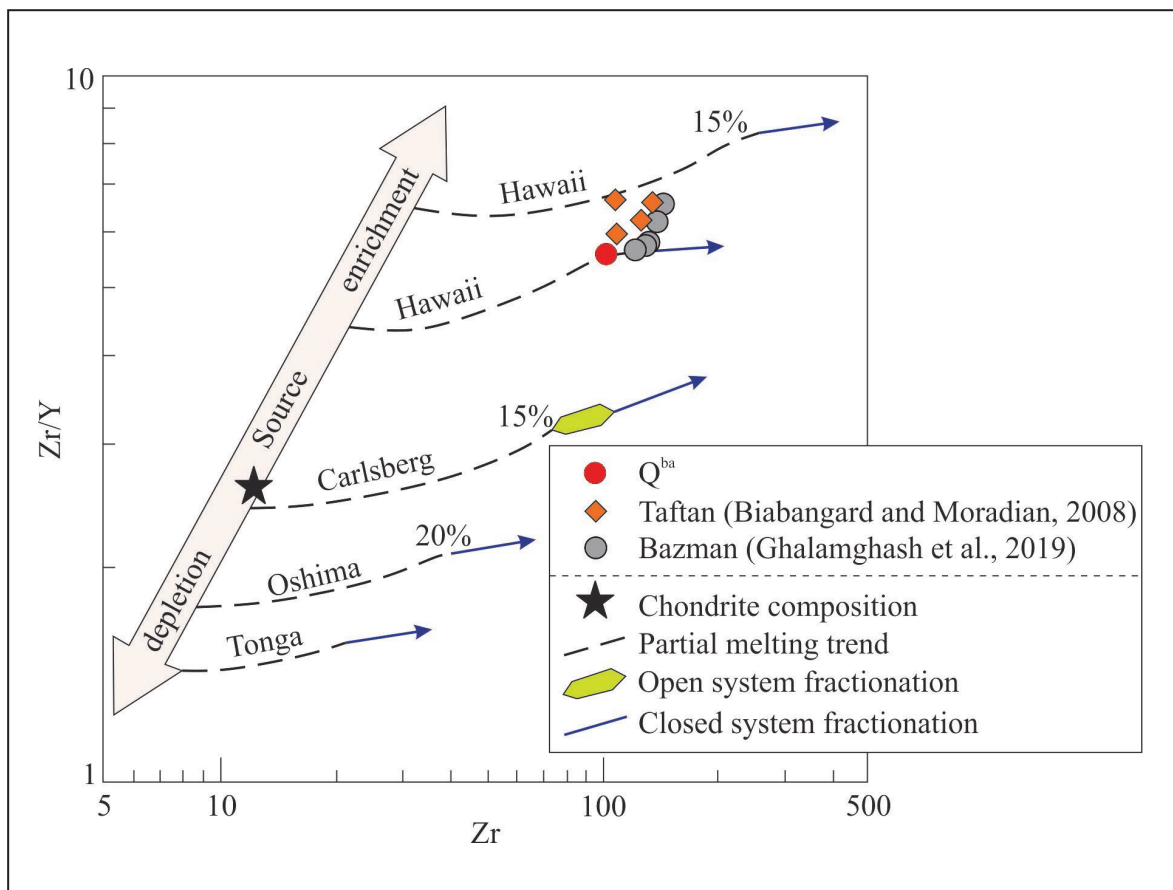
افزون بر رفتار ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی تفتان (ماهیت کالک‌آلکان و غنی‌شدگی از LREE و LILE به‌ترتیب در برابر HREE و HFSE)، نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb از گورتن و اسکندل (Gorton and Schandl, 2000) نیز تأیید می‌کند که سنگ‌های آتشفشانی تفتان با نسبت Th/Yb بالاتر (۱۴/۶۷-۳/۵۴)، در محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰- الف). در بیشتر آتشفشان‌های فوران یافته در جایگاه‌های قاره‌ای، آلاش پوسته‌ای نقش مهمی در تحولات ماگمایی نشان داده است (Chen et al., 2013). در نمودار سه‌تایی Th-Hf-Ta (Wood, 1980)، شکل ۱۰- ب، سنگ‌های آتشفشانی تفتان در قلمروی بازالت کالک‌آلکان (CAB) رسم شده‌اند. قلمروی بازالت‌های کالک‌آلکان شامل بازالت جزایر کمانی و بازالت کمان آتشفشانی است که با استفاده از نسبت Hf/Th می‌توان آنها را تفکیک کرد. مقدار نسبت Hf/Th برای بازالت‌های جزایر کمانی بیش از ۳ و برای بازالت‌های کمان آتشفشانی کمتر از ۳ است (Koralay et al., 2011). این نسبت در نمونه‌های آتشفشانی تفتان بین ۰/۵۱-۰/۰۶ است که جایگاه کمان آتشفشانی را



شکل ۱۰- الف) نمودار Ta/Yb به Th/Yb از گورتن و اسکندل (Gorton and Schandl, 2000)؛ ب) نمودار سه‌تایی Th-Hf-Ta از وود (Wood, 1980)؛ پ) نمودار Nb به Ta/Yb از چانگ و همکاران (Chung et al., 2001) و ت) نمودار Ta/Yb به Th/Yb از پیرس و همکاران (Pearce et al., 1990) که جایگاه تکنونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی تفتان را نشان می‌دهند. ACM: حاشیه قاره‌ای فعال، WPVZ: مناطق آتشفشانی درون صفحه‌ای، WPB: بازالت‌های درون صفحه‌ای، WPA: بازالت‌های آلکان درون صفحه‌ای، E-MORB و N-MORB: بازالت‌های پشته میان اقیانوسی غنی شده و نرمال، IAT: تولیت‌های جزایر کماتی، CAB: بازالت‌های کالک آلکان، UCC: پوسته قاره‌ای بالایی، OIB: بازالت‌های جزایر اقیانوسی، FC: تبلور تفریقی، AFC: هم-تبلور تفریقی.

غنی حاصل شده‌اند. این مقدار بیش از ۱۰ درصد ذوب بخشی است که سعادت و استرن (Saadat and Stern, 2011) برای بازالت‌های کواترنری مراکز آتشفشانی کوچک اطراف آتشفشان بزمان پیشنهاد کرده‌اند، اما بسیار شبیه ۱۵ درصد ذوب بخشی گوشته غنی است که برای ماگمای اولیه کوه سلطان در خاور کمان مکران-چگای پیشنهاد شده است (Siddiqui et al., 2009). درجات نسبتاً بالای ذوب بخشی در ژرفای کم گوشته‌ای (احتمالاً "پریدوتیت اسپینل‌دار) برای سنگ‌های آتشفشانی تفتان، با مقادیر نسبت $(La/Yb)_N$ (از ۷ تا ۲۸)، La_N (از ۹۳ تا ۱۹۰) و Yb_N (از ۵ تا ۱۸) سازگار است. در مجموع، برای درجات بالای ذوب بخشی، جابه‌جایی این معرف‌ها و تحول گوشته، نیازمند مقداری زیادی سیال در محیط فرورانش هستند. چنین درجه بالایی از ذوب بخشی پریدوتیت اسپینل‌دار با مطالعات ژئوفیزیکی تأیید می‌شود که وجود گوشته کم سرعت در ژرفای تقریبی ۴۰ کیلومتری در زیر کمان مکران-چگای را گزارش کرده‌اند (e.g. Dehghani and Makris, 1983; Zarifi, 2006; Azizi et al., 2017).

در محیط فرورانش، مذاب سیلیسی آزاد شده از صفحه فرورونده به طور مؤثر توانایی حمل عناصر ناسازگار شامل LIL و HFS به گوه گوشته‌ای را دارد، در صورتی که محلول‌های آبکی که در طول آبگیری صفحه فرورونده آزاد می‌شوند، فقط موجب تحریک عناصر LIL شده و عناصر HFS در نفاه جامد باقی می‌ماند (e.g. Tatsumi et al., 1986). با توجه به این که سنگ‌های آتشفشانی تفتان و بزمان نه آداکیتی هستند و نه آندزیت‌های منیزیم بالا، شاهدهی بر دخالت مذاب سیلیسی مشتق از صفحه فرورونده در تولید آنها وجود ندارد (Hastie et al., 2010). الگوی فراوانی عناصر HFS سنگ‌های بازالتی تفتان و بزمان به طور مشخصی نشانگر ویژگی‌های منشأ گوشته‌ای به علاوه مواد اضافه شده به آن است که توسط نسبت‌های به‌هنجار شده با کندریت Zr/Hf نیز تأیید می‌شود. همچنین، بازالت‌های تفتان و بزمان دارای فراوانی عناصر HFS و HREE مشابه مورب هستند که نشانگر ذوب در محدوده پایداری اسپینل لرزولیت است. بر اساس نمودار Zr/Y در برابر Zr (شکل ۱۱) سنگ‌های بازالتی تفتان و بزمان از ذوب بخشی حدود ۱۵ درصدی گوشته



شکل ۱۱- مدل ذوب بخشی در نمودار Zr در برابر Zr/Y (Pearce, 1983) برای گوشته غنی شده و نهی شده (نسبت به کندریت) را در مقایسه با روندهای ذوب بخشی سیستم‌های باز و بسته برای جزایر کماتی Tonga, Oshima, Carlsberg و جزایر Hawaii نشان می‌دهد. سنگ‌های آتشفشانی بازیک تفتان و بزمان معرف ذوب بخشی منشأ غنی شده با حدود ۱۵ درصد درجه ذوب بخشی هستند. همان طور که در متن اشاره شد، فراوانی سنگ‌های آتشفشانی بازیک در تفتان محدود است که برای بررسی دقیق‌تر ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها از ترکیب انواع بازیک گزارش شده در بیابانگرد و مرادیان (Biabangad and Moradian, 2008) نیز استفاده شد.

۶- نتیجه‌گیری

سنگ‌های بازالتی تفتان از ذوب بخشی حدود ۱۵ درصدی گوشته اسپینل لرزولیتی حاصل شده‌اند. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، آتشفشان تفتان در محیط تکنونیکی حاشیه قاره‌ای فعال تشکیل شده است که مذاب اولیه آن تحت تأثیر مواد پوسته‌ای قرار داشته است.

بر اساس نتایج سن سنجی ایزوتوپی موجود به نظر می‌رسد که بزمان و کوه سلطان، جوان‌ترین فعالیت‌های آتشفشانی را بر روی کمان ماگمایی مکران-چگای داشته‌اند. ویژگی‌های سنگی و ژئوشیمیایی سه آتشفشان بزمان، تفتان و کوه سلطان، با افزایش ستبرای پوسته در زیر آتشفشان تفتان و افزایش آلاش پوسته‌ای هماهنگی دارد. در همین روند، همزمان با کاهش زوایه فرورانش و افزایش ستبرای پوسته، از حجم گوه گوشته‌ای زیر کمان کاسته شده که موجب کاهش درجه ذوب بخشی در گوه و تداخل بیشتر ماگماهای مشتق از گوشته با پوسته در هنگام صعود شده است.

سپاسگزاری

طرح حاضر با عنوان "پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز آتشفشان تفتان" با شماره ۱۱۰-پ-ط-۹۹ در پژوهشکده علوم زمین- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شده است. از داوران که با دقت مقاله را مورد مطالعه قرار داده و نظرات سازنده خود را در اختیار نویسندگان قرار داده‌اند، صمیمانه سپاسگزاریم.

مخروط تفتان از گدازه‌های آتشفشانی و نهشته‌های پیروکلاستیک با ترکیب آندزیت‌بازالتی تا داسیت از میوسن تا کواترنری پدید آمده است که در مطالعه حاضر در سه نسل میوسن، پلیوسن و کواترنری تفکیک و مطالعه شده‌اند. بافت گدازه‌های تفتان بیشتر پورفیریتیک با خمیره میکروولیتی، شیشه‌ای و جریان‌ی است. پلاژیوکلاز، هورنبلند، کلینوپیروکسن و بیوتیت فنوکریست‌های اصلی گدازه‌ها هستند که با بیشینه طول ۵ میلی‌متر حضور دارند. در بیشتر گدازه‌ها، پلاژیوکلازها با ماگل و یا منطقه‌بندی، بافت غربالی و حاشیه انحلالی و همچنین وجود زون کریست‌های کوارتز، به ترتیب شواهدی از اختلاط ماگمایی و آلاش پوسته‌ای را نشان می‌دهند.

بیشتر سنگ‌های میوسن-پلیوسن تفتان ماهیت کالک‌آلکانل پتاسیم بالا و سنگ‌های کواترنری ماهیت کالک‌آلکانل نشان می‌دهند. الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده با مقادیر کندریت و نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده با مقادیر گوشته اولیه در سنگ‌های آتشفشانی تفتان دارای غنی‌شدگی از LILE و LREE به ترتیب نسبت به HFSE و HREE هستند. همچنین تهی‌شدگی آشکار از Nb، Ta، Zr و Ti، P را نشان می‌دهند که قابل مقایسه با علائم ژئوشیمیایی ماگماتیسیم کمان آتشفشانی مرتبط با مناطق فرورانش هستند. انطباق خوب الگوهای توزیع عناصر کمیاب سنگ‌های تفتان با میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی نشانگر هضم مواد پوسته‌ای در مذاب اولیه تفتان است.

- Ghalamghash, J., Schmitt, A.K., Shiaian, K., Jamal, R., and Chung, S.L., 2019. Magma origins and geodynamic implications for the Makran-Chagai arc from geochronology and geochemistry of Bazman volcano, southeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 171, 289-304. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.12.006>.
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes, a practical guide*. A John Wiley & Sons, Ltd., Publication, 428p.
- Gorton, M. P., and Schandl, E. S., 2000. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>.
- Hastie, A.R., Ramsook, R., Mitchell, S.F., Kerr, A.C., Millar, I.L., and Mark, D.F., 2010. Geochemistry of compositionally distinct Late Cretaceous back-arc basin lavas: implications for the tectonomagmatic evolution of the Caribbean plate. *Journal of Geology*, 118, 655-676. <https://doi.org/10.1086/656353>.
- Koralay, T., Kadioglu, Y.K., and Davis, P., 2011. Weak compositional zonation in a silicic magmatic system: Incesu ignimbrite, Central Anatolian Volcanic Province (Kayseri-Turkey). *Journal of Asian Earth Sciences*, 40, 371-393. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.05.018>.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. A chemical of volcanic rocks classification based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*. 27 (3), 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>.
- Liu, H.Q., Xu, Y.G., Tian, W., Zhong, Y.T., Mundil, R., Li, X.H., Yang, Y.H., Luo, Z.Y., and Shang-Guan, S.M., 2014. Origin of two types of rhyolites in the Tarim Large Igneous Province: Consequences of incubation and melting of a mantle plume. *Lithos*, 204, 59-72. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.007>.
- McCall, G.J.H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15 (6), 517-531. [https://doi.org/10.1016/S0743-9547\(97\)00032-9](https://doi.org/10.1016/S0743-9547(97)00032-9).
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M., and Moritz, R., 2004. Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics*, 393, 301-328. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.045>.
- Nicholson, K.N., Khan, M., and Mahmood, K., 2010. Geochemistry of the Chagai-Raskoh arc, Pakistan: Complex arc dynamics spanning the Cretaceous to the Quaternary. *Lithos*, 118, 338-348. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.05.008>.
- Pang, K., Chung, S., Zarrinkoub, M., Chiu, H., and Li, X., 2014. On the magmatic record of the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U-Pb geochronology and bulk-rock geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, (15), 1-19. <https://doi.org/10.1002/2014GC005262>.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Natwich, 230-249.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., and Mitchell, J.G., 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189-229. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90018-B](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90018-B).
- Pearce, J.A., and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343>.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Plank, T., 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents. *Journal of Petrology*, 46 (5), 921-944. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi005>.
- Razavi Khosroshahi, S.A.M., 2015. *Geology, geochemistry, geochronology, and economic potential of the Taftan volcanic complex, southeastern Iran*. Master Thesis, Department of Earth and Atmospheric Sciences University of Alberta, 85p.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziqie, A., and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu ± Mo ± Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107 (2), 295-332. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>.
- Roy, A., Sarkar, A., Jeyakumar, S., Aggrawal, S.K., and Ebihara, M., 2002. Sm-Nd age and mantle source characteristics of the Dhanjori volcanic rocks, Eastern India. *Geochemical Journal*, 36, 503-518. <https://doi.org/10.2343/geochemj.36.503>.
- Rudnick, R.L., and Gao, S., 2003. *Composition of the continental crust*. Treatise on Geochemistry, 1-64.

- Saadat, S., Stern, C.R., 2011. Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran. *Lithos*, 125, 607-619. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.03.014>.
- Shakeri, A., Moore, F., and Kompani-Zare, M., 2008. Geochemistry of the thermal springs of Mount Taftan, southeastern Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 829-836. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.05.001>.
- Siddiqui, R.H., Khan, M.A., Qasim Jan, M., and Ogasawara, M., 2009. Petrogenesis of Plio-Pleistocene volcanic rocks from the Chagai arc, Balochistan, Pakistan. *Journal of Himalayan Earth Sciences*, 42, 1-24.
- Siebert, L., and Simkin, T., 2002. *Volcanoes of the World: An illustrated catalog of Holocene volcanoes and their eruptions*. Smithsonian Institution, global volcanism program digital information series, Gvp-3. (<http://www.volcano.si.edu/world>).
- Sun, S.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 of London, Special Publication, 42, 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Sun, W.D., Ling, M.X., Chung, S.L., Ding, X., Yang, X.Y., Liang, H.Y., Fan, W.M., Goldfarb, R., and Yin, Q.Z., 2012. Geochemical constraints on adakites of different origins and copper mineralization. *Journal of Geology*, 120, 105-120. <https://doi.org/10.1086/662736>.
- Temel, A., Gündoğdu, M.N., and Gourgaud, A. 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 327-354. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00062-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00062-6).
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L., and Nesbitt, R.W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from highpressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 293-309. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90049-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90049-1).
- Wang, B., Shu, L.S., Cluzel, D., Faure, M., and Charvet, J., 2007. Geochemical constraints on Carboniferous volcanic rocks of the Yili Block (Xinjiang, NW China): Implication for the tectonic evolution of Western Tianshan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 148-159. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.02.008>.
- Wood, D.A., 1980. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8).
- Zarifi, Z., 2006. Unusual subduction zones: case studies in Colombia and Iran. Ph.D. Thesis, University of Bergen, Norway.

Original Research Paper

Geology, geochemistry and petrogenesis of Taftan volcano: An approach to geodynamic of Makran-Chagai magmatic arc

Jalil Ghalamghash¹, Meysam Akbari² and Reza Jamal¹¹Department of Petrology, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran²Department of Petrology, Tarbiat Modares University (TMU), Tehran, Iran**ARTICLE INFO***Article history:*

Received: 2022 January 10

Accepted: 2022 May 01

Available online: 2022 December 22

Keywords:

Taftan volcano

Crustal contamination

Makran magmatic arc

Geochemistry

Petrogenesis

ABSTRACT

The Taftan volcano hosts an extensive volcanic activity during Late Miocene to Quaternary where took place over Makran-Chagai subduction zone. Taftan rocks are mainly basaltic andesite, andesite, trachyandesite, and dacite that occur as lavas and pyroclastic rocks. They are characterized by basic-intermediate inclusions enclosed by acidic groundmass, and disequilibrium textures in plagioclase phenocrysts including sieve texture, zoning, and dissolution margin, which may reflect magma mixing. These rocks record high-K calc-alkaline to calc-alkaline affinity with enrichment in LREE and LILE relative to HREE and HFSE, respectively. These features, coupled with the clear depletion in HFSE (such as Nb, Ta, and Ti) are consistent with typical subduction-related volcanic arcs. Taftan primary melts might have been produced by ~15% partial melting of spinel lherzolite mantle. The normalized multi-element patterns which mimic the upper continental crust values, and enrichment in Pb, Th, U, and Rb agree well with magma evolution by assimilation and fractional crystallization (AFC). The available isotopic geochronology dataset reveal that the youngest volcanoes of the Makran-Chagai magmatic arc are Bazman and Kuh-e-Sultan volcanoes. A geochemical comparison of these volcanoes highlights that magmatism in the Taftan where the crust is thick, underwent a higher degree of crustal assimilation en route to the surface.

* Corresponding author: Jalil Ghalamghash; E-mail: ghalamghash@yahoo.com

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/GSJ.2022.323660.1969

dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.4.17.3

