علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

نقش اثر تتراد در الگوی عناصر نادر خاکی توده گرانیتوئیدی ابراهیم عطار، جنوبغرب قروه، با تأکید بر دوقلوهای ژئوشیمیایی

کیوان محمدی؛ دانشگاه کردستان، دانشکده علوم پایه، گروه علوم زمین حسین عزیزی؛ دانشگاه کردستان، دانشکده مهندسی، گروه مهندسی معدن دریافت ۹۵/۰۹/۲۹ پذیرش ۹۵/۱۱/۳

چکیدہ

تودهٔ گرانیتوئیدی ابراهیم عطار در شمال غربی ایران و جنوبغربی شهرستان قروه واقع شده است. سنگهای این توده عمدتاً دارای بافت گرانولار، پگماتیتی، گرافیک و پرتیتی هستند. کانیهای اصلی این سنگها شامل: کوارتز، آلکالیفلدسپار، پلاژیوکلاز ، مسکوویت و بیوتیت است و از کانیهای فرعی نیز میتوان به بریل و گارنت اشاره کرد. این سنگها در گروه گرانیتهای دو میکا طبقهبندی میشوند که دارای ترکیب پرآلومین تا شدیداً پرآلومین هستند. الگوی نرمالیز شده به گرانیتهای دو میکا طبقهبندی میشوند که دارای ترکیب پرآلومین تا شدیداً پرآلومین هستند. الگوی نرمالیز شده به کندریت گرانیتهای دو میکا طبقهبندی میشوند که دارای ترکیب پرآلومین تا شدیداً پرآلومین هستند. الگوی نرمالیز شده به ویژگی ژئوشیمیایی که میتواند نشاندهندهٔ مراحل پایانی تکامل ماگمای گرانیتی همراه با اثر متواد یک میتواند نشاندهندهٔ مراحل پایانی تکامل ماگمای گرانیتی همراه با اثر متقابل سیالات همزیست می دود اثر متقابل سیالات مهرزیست اشد، در سنگهای بررسی شده به وضوح قابل مشاهده است. ارتباط اثر تتراد با نسبتهای عناصر کمیاب ثابت می کند که اثر تتراد به موازات تکامل ماگمای گرانیتی همراه با اثر تراد با نسبتهای عناصر کمیاب ثابت می کند که ویژگی ژئوشیمیایی که میتواند نشاندهندهٔ مراحل پایانی تکامل ماگمای گرانیتی همراه با اثر متقابل سیالات می کند که اثر تتراد به موازات تکامل ماگمای گرانیتی می ماه می عناصر کمیاب ثابت می کند که اثر تتراد به موازات تکامل ماگمای گرانیتهای مناده است. ارتباط اثر تتراد با نسبتهای عناصر کمیاب ثابت می کند که اثر تتراد به موازات تکامل ماگمای گرانیتی توسعه مییابد. به طورکلی رفتار عناصر کمیاب و دوقلوهای ژئوشیمیایی در سنگهای برسی شده، نشاندهندهٔ تفاوت این سنگها با گرانیتهای متداول است. بررسی نسبتهای عناصر کمیاب ژنوشیمایی در مستگهای بردی شده، نشاندهندهٔ تفاوت این سنگها با گرانیتهای متداول است. بررسی نسبتهای عناصر کمیاب به ممکن است مربوط به خصوص دوقلوهای ژئوشیمایی نشاندهندهٔ رفتار Ron-CHARAC از این عناصر است که ممکن است مربوط به برهم کنش مذاب با سیالات همزیست غنی از عناصری مانند F در مراحل پایانی تبلور ماگمایی باشد.

واژههای کلیدی: عناصر نادر خاکی، اثر تتراد، دوقلوهای ژئوشیمایی، لوکوگرانیت پرآلومین، ابراهیم عطار، زون سنندج سیرجان.

مقدمه

عناصر نادر خاکی یا REEs همان گروه لانتانیدها هستند که در بررسیهای ژئوشیمیایی و پترولوژیکی سنگها و کانسارها اهمیت زیادی دارند. این دسته از عناصر بهطورکلی از روند بقیه عناصر جدول تناوبی تبعیت نمیکنند، زیرا در آنها با افزایش عدد اتمی، شعاع یونی کاهش مییابد [۱]. الگوهای عناصر نادر خاکی بهطور گستردهای برای بررسی فرآیندهای ژئوشیمیایی مختلف استفاده میشود. اثرات تتراد REE، یکی از ویژگیهایی است که بعضاً در الگوهای REE نرمالیز شده به کندریت مشاهده میشود، که میتواند ابزار مفیدی برای تفسیر اطلاعات ژئوشیمیایی سنگها باشد. اثر تتراد REE برای اولین بار طی آزمایشهایی روی لانتانیدها در سیستمی شیمیایی مایع-مایع مشاهده شد [۲]، [۳]. در این آزمایشها ضرایب توزیع لانتانیدها در سیستمهای شیمیایی بررسی شد و مشاهده شد که ضرایب توزیع لانتانیدها با توجه به تغییرات عدد اتمی، الگویی را بهصورت چهار بخش مجزا از یکدیگر ایجاد میکند

^{*}نوىسندە مسئول azizi1345@gmail.com

(تتراد اول La-Ce-Pr-Nd، تتراد دوم= Pm-Sm-Eu-Gd، تتراد سوم=Gd-Tb-Dy-Ho، تتراد چهارم=-Pm در Er-Ho و همچنین بین Er-Ho از هم جدا Tm-Yb-Lu این چهار بخش در سه ناپیوستگی، بین Nd–M در Gd و همچنین بین Er-Ho از هم جدا می شوند، با این توضیح که Gd عنصر مشترک بین تتراد دوم و سوم است. الگوی اثر تتراد در ارتباط با الکترونهای لایه 4f از لانتانیدها به وجود می آید [۴]، [۵]. بنابراین الگوی اثر تتراد سری لانتانیدها توسط سه ناپیوستگی به چهار معنی محنی مجزا معنور می آو . بنابراین الگوی اثر تتراد مری لانتانیدها توسط سه ناپیوستگی به چهار معنور می آو . بنابراین الگوی اثر تراد به ترتوب منطبق با یک چهارم، دو چهارم و سه منحنی مجزا تقسیم می شود، که اولین، دومین و سومین مرز تتراد به ترتیب منطبق با یک چهارم، دو چهارم و سه چهار می پرشدگی لایه الکترونی 4f است (شکل ۴ الف) چنین الگویی به وسیلهٔ تئوری RSPET تفسیر می شود [۶]، [۷].

اگر اثر تتراد لانتانیدها به آرایش الکترونی لایه 4f مربوط باشد، رابطه بین Ho و Y بسیار حائز اهمیت است. بهدلیل این که هر دو عنصر دارای بار و شعاع مشابه هستند و در نتیجه انتظار میرود که دارای رفتار ژئوشیمیایی مشابه باشند، با این تفاوت که Y الکترون لایه 4f ندارد. آزمایشهای روی رفتار لانتاتیدها نشاندهندهٔ این است که Y همیشه مانند Ho و یا Ho رفتار نمی کند، و اثر تتراد منحصراً مربوط به دافعهٔ الکترونی لایه 4f است [۳]. دافعه بین الکترونی را میتوان بهوسیلهٔ پارامترهای راکاه بیان کرد که به بار مؤثر هسته بستگی دارد [۸]، و بهنوبهٔ خود ارتباط نزدیکی با تعداد الکترونهای لایه 4f دارد [۷]. علاوه بر این پارامترهای راکاه با افزایش ویژگیهای کووالانسی بین کاتیون و لیگاند کمپلکس دهنده کاهش مییابد [۹]. بنابراین، نوع لیگاند درگیر در کمپلکس دهنده لانتانیدها، ممکن است دافعهٔ بین الکترونی را افزایش یا کاهش دهد و در نتیجه رفتار لانتانیدها در سیستمهای ژئوشیمیایی را تحت تأثیر است دافعهٔ بین الکترونی را افزایش یا کاهش دهد و در نتیجه رفتار لانتانیدها در سیستمهای ژئوشیمیایی را تحت تأثیر

اثر تتراد بهصورت طبیعی نخستین بار در نمونههای مربوط به محیطهای دریایی مشاهده شد [۱۱]، چندی بعد برخی از محققان به حضور این اثر در آب دریا اشاره کردند [۱۲]. اثر تتراد بهصورت قابل قبول در نمونههای سنگی، بهوسیلهٔ تجزیههای دو لوکوگرانیت از ایالتهای Linwu و Hunan در چین گزارش شد [۱۳] و سپس بهتدریج به رسمیت شناخته شد، بهخصوص برای سنگهای گرانیتی که تحت درجهٔ زیادیی از تفریق، آلتراسیون هیدروترمال و کانیزایی قرار گرفتهاند. در سالهای اخیر، تعداد زیادی از محققان به بررسی اثر تتراد در علوم زمین پرداختهاند. در رشتههایی غیر از زمینشناسی از این اثر با عناوین دیگر از جمله: Double-double effect [۱۹] و

نخستین بار ماسودا و همکاران [۱۶] به دو نوع متفاوت از اثر تتراد، یعنی نوع M و نوع W اشاره کردند. اثر تتراد بدین معنی است که الگوهای REE نرمالیز شده به کندریت چهار بخش محدب یا مقعر را به نمایش بگذارند، که بر اساس ویژگیهای فیزیکی و شیمیایی REEs متناسب با تغییرات آرایش الکترونی اتم، نوع W (مقعر) و نوع M (محدب) نامیده میشوند.

اثر تتراد نوع W نخستین بار در مواد مختلف دریایی، از جمله آب دریا، جلبکها، اسفنجها، صدفها و سنگهای آهکی یافت شد [۱۱]. بهصورت آزمایشگاهی میتوان اثر تتراد نوع W را با برهمکنش آبهای طبیعی با اکسی-هیدروکسیدهای آهن و منگنز در۵ <pH تولید کرد [۱۷]، [۱۸]. در الگوی اثر تتراد نوع W، نقاط yD و Yb به صورت نزولی و Er به صورت نزولی و Er به میشوند [۱۶]. اثر تتراد نوع M نخستین بار درگرانیتهای جنوب چین مشاهده شد [۱۹]، این اثر عموماً در سنگهای گرانیتی دیده میشود، در حالی که اثر تتراد نوع W غالباً در آبهای زیرزمینی و سنگهای رسوبی یافت میشود. روند الگوهای اثر تتراد M و W کاملاً متفاوت است. اثرات تتراد نوع M و یا W معمولاً بهطور جداگانه در سیستمهای طبیعی ظاهر میشوند، با این حال، ترکیبی از اثر تتراد نوع W و M نیز گزارش شده است که نوع جدیدی از همزیستی اثر تتراد نوع M و W است [۱۹].

A در ایران بررسیهای چندانی روی اثر تتراد صورت نگرفته و تنها میتوان به بررسی اثر تتراد گرانیتوئیدهای تیپ A میشو اشاره کرد [۲۰]. در این پژوهش، هدف بر این است که اثر تتراد بر تودهٔ گرانیتوئیدی ابراهیم عطار به تفصیل بررسی شود و همچنین به بررسی رفتار عناصر کمیاب به خصوص دو قلوهای ژئوشیمیایی در سیستمهای واجد اثر تتراد پرداخته شود.

مواد و روشها

در این پژوهش، برای بررسی پتروگرافی سنگهای توده گرانیتوئیدی ابراهیم عطار و همچنین واحدهای دگرگونی اطراف، ۵۲ عدد مقطع نازک تهیه و بررسی شد. از بین سنگهای بررسی شده، ۱۲ نمونه از توده گرانیتوئیدی، یک نمونه از دایک فلسیک و همچنین یک نمونه دایک مافیک منطقه در دانشگاه ناگویا ژاپن مورد آنالیز قرار گرفت. برای اندازه گیری اکسیدهای اصلی از XRF مدل Rigaku ZSX Primus II استفاده شد. غلظت عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی نمونههای بررسی شده با طیف سنج جرمی گسیل پلاسمای جفتیده القایی (ICP-MS) مدل X Agilent7700 X در دانشگاه ناگویا ژاپن اندازه گیری شد. این عناصر به دو حالت هلیوم^۱ و بدون گاز^۲ تجزیه شدند، که با در نظر گرفتن پوشش جرمی، پس از کنترل نتایج و بررسی خطاها، از دادههای مربوط به حالت هلیوم بیش *تر* استفاده شد، که نتایج آن در این نوشتار بررسی میشود. برای جداسازی اثرات Ba بهدلیل طیف وسیع ایزوتوپهای آن و هم پوشانی جرمی آن ها با عناصر نادر خاکی، عنصر باریم بهروش تبادل یونی^۲ جدا شد و محلول حاوی عناصر نادر خاکی تجزیه شدد. در این پژوهش، دو عنصر M و Ta بهدوش تبادل یونی^۲ جدا شد و محلول حاوی عاصر نادر تجزیه شدند. نتایج تره گرفتن پژوهش، دو عنصر M و Ta میوش تران از از ها هم محلول حاوی عاصر نادر مایتفاده شد، که نتایج آن در این نوشتار بررسی می شود. برای جداسازی اثرات Ba بهدلیل طیف وسیع ایزوتوپهای آن تعاکی تجزیه شد. در این پژوهش، دو عنصر M و Ta بهدلیل احتمال ته تشست سریع در آن ها، به صورت جداگانه زیری شدی در این پژوهش، دو عنصر M و AT بهدلیل احتمال ته نشست سریع در آن ها، سام در ای تجزیه شدند. نتایج تجزیه عناصر اصلی و کمیاب برای ۱۴ نمونه بررسی شده اخیراً طی پژوهشی منتشر شد [۲۱]. برای تفسیر دادهها و همچنین ترسیم نمودارها از نرافزارهای GCDkit ، Igpet ، Exel می مربو مانی در ایت می در استاه در .

زمينشناسي عمومي

منطقهٔ بررسی شده (کوه ابراهیمعطار) در شمالغربی ایران و در جنوبغربی شهرستان قروه، بین عرضهای جغرافیایی "۳۰ '۰۷ ۵۳ تا "۳۰ '۰۸ ۵۳ شمالی و طولهای "۴۵ '۴۰ '۴۰ ۲۳ "۴۵ '۴۱ ۴۳ شرقی واقع شده است. این منطقه در زون ساختاری سنندج-سیرجان قرار دارد [۲۲]. در زون سنندج-سیرجان، سنگهای دگرگونی ژوراسیک عمدتاً متابازالتها هستند که مرمرها و شیستها به صورت بین لایه ای در آنها واقع شده اند [۲۳]. بخش شمالی زون سنندج-سیرجان، که منطقه قروه در آن واقع شده است، شامل چندین توده گرانیتوئیدی است (شکل ۱ الف) که دارای روند شمال غربی-جنوب شرقی هستند که به داخل کمپلکس دگرگونی ژوراسیک پیشین تا میانی نفوذ کرده اند [۲۲].

^{1.} Helium mode

^{2.} No gas mode

^{3 .}Cation exchange

کوه ابراهیم عطار شامل مجموعه سنگهای دگرگونی و تودههای نفوذی گرانیتوئیدی است (شکل ۱ ب). مجموعه دگرگونی ابراهیم عطار را میتوان سنگهای آهکی دگرگون شدهای (مرمر) دانست که بهصورت متناوب دارای میان لایههایی از شیست، آمفیبولیت، ماسه سنگ دگرگونشده، متابازیت، هورنفلس و چرت دگرگونشده هستند. نفوذ توده گرانیتوئیدی باعث ایجاد دگرگونی مجاورتی و بعضاً هورنفلس در سنگهای دگرگونی اطراف شده است. هالههای دگرگونی بهصورت باریکهای در اطراف تودههای نفوذی منطقه توسعه یافته است و بهصورت زونهای دولومیت شدگی و اسکارن همراه با کانی سازی خفیف قلع و تنگستن یافت میشود. مناطق اسکارنی در مجاورت هر دو توده معدنی ابراهیم عطار گزارش شده است [۲۹]، [۳۰].

نفوذ ماگمای فلسیک به داخل کمپلکس دگرگونی موجب شکل گیری دو رخنمون قابل توجه از سنگهای گرانیتی در منطقه ابراهیم عطار شده است، که به معدن ابراهیم عطار ۱ و ۲ معروف است. با بررسی این دو رخنمون گرانیتی روشن می شود که این دو توده دارای تفاوت اندکی با یک دیگر هستند و در واقع یک توده واحد هستند که در دو نقطه نزدیک به هم رخنمون یافتهاند. تودهٔ معدنی ابراهیم عطار ۱ که در بخش غربی کوه ابراهیم عطار واقع است، منطقه کوچکی از کوه ابراهیم عطار را اشغال کرده است (شکل۲ الف). این توده شامل دو تیپ سنگی است: ۱. گرانیتهای مسکوویت و بیوتیتدار با بافت درشتدانه، که شباهت بسیاری به گرانیتهای معدن ابراهیم عطار کرانیتهای نوذیک، میکاهای پیماتیتی که دارای ذخایر خوبی از فلدسپار هستند و هماکنون در حال بهرهبرداری است. در این توده نوذی، میکاهای درشت بلور (شکل۲ ب) و همرشدیهای کوارتز و فلدسپار بهوفور بهچشم میخورد (شکل۲ پ) و باعث ایجاد رنگی روشن در این سنگها شده است. از ویژگیهای گرانیتهای پگماتیتی این منطقه وجود بلورهای نوذی، میکاهای درشت بلور (شکل۲ ب) و همرشدیهای کوارتز و فلدسپار بهوفور بهچشم میخورد (شکل۲ پ) و بسیار بزرگ بریل است که در این سنگها شده است. از ویژگیهای گرانیتهای پگماتیتی این منطقه وجود بلورهای تقریباً در قله کوه ابراهیم عطار واقع است (شکل۲ ت). از ویژگیهای این توده گرانیتی، میتوان به بافت درشت بلور و رنگ روشن آنها اشاره کرد. این سنگها را میتوان گرانیتهای مسکویت و بیوتیتدار نامید. در این محدوده (ابراهیم عطار۲) نفوذ دایکها و سیلهای مافیک به قسمت فلسیک به صرورت متانوب بهچشم میخورد (شکل۲ ث).

پتروگرافی

گرانیتهای ابراهیم عطار دارای بافتهای گرانولار، پگماتیتی، گرافیکی (کوارتز + آلکالیفلدسپار) و پرتیت هستند. کانیهای اصلی این سنگها شامل: کوارتز، آلکالیفلدسپار (ارتوکلاز، میکروکلین و پرتیت)، پلاژیوکلاز (آلبیت)، مسکوویت و بیوتیت است. از کانیهای فرعی نیز میتوان به بریل و گارنت اشاره کرد. پلاژیوکلازها در این سنگها عمدتاً از نوع سدیک، همراه با ماکلهای آلبیتی هستند (شکل۳ الف)، که از لحاظ ترکیب از آلبیت تا الیگوکلاز متغیر هستند. بافت پرتیت و همچنین حضور میکروکلین نشاندهندهٔ دمای اندک تشکیل این سنگها است (شکل۳ ب). در سنگهای بررسی شده، مسکوویت به دو صورت ماگمایی و هیدروترمال دیده میشود، بهطوریکه مسکویتهای اولیه در مرز بین دانهها (شکل۳ پ، ت) و مسکوویتهای ثانویه (هیدروترمال) در داخل شکستگیها رشد کردهاند (شکل۳ ث). بهنظر میرسد میکاها محصول فازهای پایانی باشند، زیرا بهصورت باندهای موازی شکستگیهای کوارتز را پر



شکل۱. الف) توزیع تودههای گرانیتوئیدی ژوراسیک در جنوبغرب قروه [۲۷]، ب) نقشهٔ زمینشناسی منطقه بررسی شده با تغییر از نقشه ۱:۵۰۰۰ [۲۹].

ژئوشيمى

در بررسیهای صورت گرفته تمامی نمونههای توده ابراهیم عطار در محدوده گرانیت قرار می گیرند، همچنین نمونه دایک مافیک از نوع مونزودیوریت و نمونه دایک فلسیک از نوع گرانودیوریت است [۲۱]. ترکیب سنگهای گرانیتی منطقه در محدودهای از کالکآلکالن تا شوشونیت قرار می گیرند، اما اکثر نمونهها در محدوده کالکآلکالن با پتاسیم بالا هستند. این سنگها دارای ترکیب پرآلومین تا شدیداً پرآلومین هستند [۲۱]. یافتههای جدید نشان می دهد که تودهٔ علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

گرانیتوئیدی ابراهیم عطار از نوع لوکوگرانیتهای پرآلومین است، که منشأ آن از پوسته فوقانی و موادی مانند رس است [۲۱]. مقدار عناصر کمیاب بهخصوص عناصر نادر خاکی در توده ابراهیم عطار، بسیار کم است.



شکل ۲. الف) نمایی از معدن ابراهیم عطار۱ و واحدهای مجاور (جهت دید بهصورت تقریبی از شمال به جنوب است)، ب) مسکوویتهای درشت بلور در گرانیتهای پگماتیتی، پ) همرشدی فلدسپار و کوارتز با بلورهای درشت، Qz= کوارتز، Afs= آلکالیفلدسپار، Ms= مسکوویت [۳۲]، ت) نمایی از توده گرانیتی معدن ابراهیم عطار۲، ث) نفوذ دایکهای مافیک به قسمتهای فلسیک گرانیتی



شکل ۳. الف، ب) حضور بافت پرتیت بههمراه کانیهای کوارتز، آلکالیفلدسپار، پلازیوکلاز و میکروکلین، پ، ت) میکاهای درشت بلور که بهصورت نواری بین بلورهای کوارتز رشد کردهاند، ث) مسکوویتهای ثانویه که در داخل شکستگیهای کانیهای دیگر رشد کردهاند، ج) گارنتهای درشتبلوردر گرانیتهای بررسی شده، QZ= کوارتز، Bt= بیوتیت، Ms= مسکوویت، Grt= گارنت، Afs= آلکالیفلدسپار، Mc= میکروکلین، Pl= پلاژیوکلاز [۳۳]

بحث

اثر تتراد در توده گرانیتوئیدی ابراهیم عطار

الگوهای REE نرمالیز شده به کندریت در بعضی موارد دارای خطوط و یا منحنیهای صاف نیستند، در عوض، منحنیهایی مشابه با اثر تتراد سیستم شیمیایی مایع-مایع [۳]، تولید میکنند. الگوی نرمالیز شده به کندریت [۳۳] دادههای توده گرانیتی ابراهیم عطار بهوضوح نشاندهندهٔ اثر تتراد نوع M همراه با آنومالی منفی شدید Eu است (شکل ۴ الف). آنومالیهای Le اغلب بهوسیلهٔ پلاژیوکلازها کنترل میشوند، جدا شدن پلاژیوکلازها از مذاب فلسیک (شکل ۴ الف). آنومالیهای منفی سفی در مای در از ۳]. نمونههای مربوط به دایکهای فلسیک و مافیک الگویی سبب پیدایش آنومالی منفی از مذاب میشود [۳۳]. نمونههای مربوط به دایکهای فلسیک و مافیک الگویی مشابه با نمونهای تودهٔ گرانیتی نشان نمی دهند و اثر تتراد در آن مشاهده نمیشود (شکل ۴ ب). در ژئوشیمی ماگمایی مشابه با نمونههای تودهٔ گرانیتی نشان نمی دهند و اثر تتراد در آن مشاهده نمیشود (شکل ۴ ب). در ژئوشیمی ماگمایی اثرات تتراد تا کنون از سنگهای آذرین بازیک یا حد واسط گزارش نشده است، اما بسیاری از سنگهای تکامل یافته، اثرات تتراد تا کنون از سنگهای آذرین بازیک یا حد واسط گزارش نشده است، اما بسیاری از سنگهای تکامل یافته، اثرات تراد تا در آن مشاهده نمیشود (شکل ۴ ب). در ژئوشیمی ماگمایی اثرات تتراد تا کنون از سنگهای آذرین بازیک یا حد واسط گزارش نشده است، اما بسیاری از سنگهای تکامل یافته، عنی از سیلیس (۷۰٪< SiO2)، از جمله لوکوگرانیتها و پگماتیتها، الگوهای REE همراه با اثرات تتراد را به نمایش



نبود اثر تتراد در دایکهای منطقه است

روابط موجود برای هر تتراد	تتراد نوع M
$La_{CN} > Nd_{CN}$, $La_{CN} << Ce_{CN} > Pr_{CN} >> Nd_{CN}$	تتراد اول
$Nd_{CN} \leq Sm_{CN} > Gd_{CN}$	تتراد دوم
$Gd_{CN} << Ho_{CN} \ , \ Gd_{CN} << Tb_{CN} < Dy_{CN} > Ho_{CN}$	تتراد سوم
$Ho_{CN} < Er_{CN} < Tm_{CN} < Yb_{CN} \ge Lu_{CN}$	تتراد چهارم

[30]	Μ	نوع	تتراد	اثر	برای	شده	پیشنهاد	روابط	ل۱.	عدو
------	---	-----	-------	-----	------	-----	---------	-------	-----	-----

برای اثبات وجود اثر تتراد به صورت کمی، محققان روش های محاسباتی مختلفی ارائه کردند [۳۶]، [۳۳]، [۳۸]. در این پژوهش از روش Irber استفاده شده است [۳۷]، محاسبه اثر تتراد به روش Irber مستلزم تجزیه های کامل و دقیق عناصر نادر خاکی است. طبق این روش از چهار تتراد، تنها اولین و سومین تتراد را می توان برای تعیین مقادیر اثر تتراد استفاده کرد. تتراد دوم به دلیل نبودن عنصر Pm به صورت طبیعی و رفتار متمایز Eu در فوگاسیته کم اکسیژن و حرارت های زیاد، هم چنین تتراد چهارم به دلیل توسعه یافتگی ضعیف، استفاده نمی شود. مقادیر تتراد اول و سوم و هم چنین درجه اثر تتراد از این روابط محاسبه می شود:

$$t_{1} = (Ce/Ce^{t} \times Pr/Pr^{t})^{0.5}$$
(1)

$$Ce/Ce^{t} = Ce_{cn}/(La_{cn}^{2/3} \times Nd_{cn}^{1/3}) , Pr/Pr^{t} = Pr_{cn}/(La_{cn}^{1/3} \times Nd_{cn}^{2/3})$$
(1)

$$t_{3} = (Tb/Tb^{t} \times Dy/Dy^{t})^{0.5}$$
(1)

$$Tb/Tb^{t} = Tb_{cn}/(Gd_{cn}^{2/3} \times Ho_{cn}^{1/3}) , Dy/Dy^{t} = Dy_{cn}/(Gd_{cn}^{1/3} \times Ho_{cn}^{2/3})$$
(1)

$$TE_{1,3} = (t_{1} \times t_{3})^{0.5}$$
(1)

مقادیر اثر تتراد (TE_{1,3}) در محدودهٔ ۱ برای یک الگوی REE بدون اثر تتراد مانند کندریت C1 در نظر گرفته میشود [۳۹]. مقادیر بیش تر از یک (۱ <TE_{1,3})، برای الگوهای REE دارای اثر تتراد عنوان میشود. پس اگر مقدار محاسبه شده درجه اثر تتراد (TE_{1,3}) بزرگ تر از یک باشد اثر تتراد رخ داده است و اگر کوچک تر از یک باشد نمونه فاقد اثر تتراد است، البته در این روش تنها نمونههایی با مقادیر بزرگ تر از ۱/۱ دارای اثر تتراد قابل توجه هستند. این مقدار را حتی می توان به صورت بصری کنترل کرد، به گونهای که اثرات تتراد در الگوهای REE نرمالیز شده به کندریت در نمونههایی با ۱/۱ <TE_{1,3} به خوبی قابل رؤیت هستند [۳۷]. پارامتر TE_{1,3} برای ۲۱ نمونه از توده گرانیتوئیدی ابراهیم عطار و همچنین ۲ نمونه از دایکهای منطقه محاسبه شد. این مقادیر برای تمامی ۱۲ نمونه از تتراد قابل توجه بزرگ تر از ۱/۱ و برای ۲ نمونه دایک کوچک تر از ۱/۱ بوده است (جدول ۲) که این نشان دهندهٔ اثر تتراد قابل توجه

Pr/Pr^t ،Ce/Ce^t) برای تعیین نوع الگوی اثر تتراد از نسبتهای عناصر میانی تتراد اول و سوم استفاده میشود (Dy/Dy^t ،Tb/Tb^t و Dy/Dy^t ،Tb/Tb^t). نمونههایی با نسبتهای کمتر از ۱ دارای تتراد نوع M و نمونههایی با نسبتهای کمتر از ۱ دارای تتراد نوع M و نمونههایی با نسبتهای کمتر از ۱ دارای تتراد نوع M و نمونههایی با نسبتهای کمتر از ۱ دارای تتراد نوع M و نمونههایی با نسبتهای کمتر از ۱ دارای تتراد نوع M و نمونههایی با نسبتهای کمتر از ۱ دارای تتراد نوع M و نمونههایی با نسبتهای کمتر از ۱ دارای تتراد نوع M مستند [۱۹]. با توجه به محاسبات صورت گرفته (جدول۲)، هر چهار نسبت فوق برای تودهٔ گرانیتی ابراهیم عطار، بزرگتر از یک است، که نشاندهندهٔ اثر تتراد نوع M است. استفاده از شاخص گرانیتی (Dy/Dy^t رانیتی ابراهیم عطار، بزرگتر از یک است، که نشاندهندهٔ اثر تتراد نوع M است. استفاده از شاخص (Dy/Dy^t) در این رای و دقت (Dy/Dy^t) نیز برای تعیین نوع اثر تتراد بسیار قابل اعتماد است، بهدلیل این که دادههای yD دارای فراوانی و دقت بیشتر نسبت به Tm رای تعیین نوع اثر تتراد بسیار قابل اعتماد است، بهدلیل این که دادههای YD دارای فراوانی و دقت (Dy/Dy^t) در این تعیین نوع اثر تتراد بسیار قابل اعتماد است، به ایل این که دادههای YD دارای فراوانی و دقت (Dy/Dy^t) در این رای تعیین نوع اثر تتراد بسیار قابل اعتماد است، به دلیل این که دادههای YD دارای فراوانی و دقت (Dy/Dy^t) دارای تعیین نوع اثر تتراد بسیار قابل اعتماد است، به دلیل این که دادههای YD دارای فراوانی و دقت بیش تر نسبت به Tm رای Tm و Th ،Tm دارای قرارا گفت YD شاخص بهتری در قیاس با Th ،Tm دارای است، اگرچه شاخص PT نیز می تواند شاخص داخص (۲۰).

دلايل وقوع اثر تتراد

اثرات تتراد REE برای تعداد زیادی از سنگهای گرانیتی بسیار تکامل یافته از جمله لوکوگرانیتها و پگماتیتها گزارش شده است. برخی از نویسندگان این نوع از توزیع عناصر نادر خاکی را "kinked REE patterns" نامیدند، و این الگو را نتیجه تفریق کانیهای خاص مانند آپاتیت میدانند [۴۱]، [۴۲]. برخی محققان عنوان کردند که اثر تتراد REE میتواند در نتیجه خطاهای آنالیزی در نمونههای زمینشناسی بهوجود آمده باشد [۴۳]. [۴۴] یک نمونه را با استفاده از سه روش مختلف (ICP-AES, ICP-MS, ID-TIMS)، تجزیه کردند، که تجزیهٔ آنها در هر سه روش نتیجه یکسانی داشت و بهوضوح نشاندهندهٔ اثر تتراد بود. بنابراین چنین الگوهایی بهدلیل مشکلات تجزیهای بهوجود نمی آید، بلکه نشاندهندهٔ اثر تتراد هستند که ناشی از فرآیندهای طبیعی است. چند مدل ژنتیکی برای تفسیر منشاء اثر تتراد در مواد زمین شناسی ارائه شده که عبارتند از: ۱. هوازدگی سطحی [۱۳]، [۰۴]، (۴۰]، ژنتیکی برای تفسیر منشاء اثر تتراد در مواد زمین شناسی ارائه شده که عبارتند از: ۱. هوازدگی سطحی [۱۳]، [۰۴]، [۰۰]، ۲. تبلور ماگمایی [۱۵]، [۰۸]، [۰۸]، [۰۵]، [۰۵]، [۰۵]، [۰۵]، [۰۵]، [۰۵]، ۱۰۵

در این پژوهش تلاش شد که مکانیسم اثر تتراد برای تودهٔ گرانیتوئیدی ابراهیم عطار بررسی شود، برای این منظور، نسبتهای ژئوشیمیایی عناصر و رفتار دوقلوهای ژئوشیمیایی بررسی میشود. نسبتهای غیرطبیعی عناصر LIL (Eu. نسبتهای ژئوشیمیایی عناصر و رفتار دوقلوهای ژئوشیمیایی بررسی میشود. نسبتهای غیرطبیعی عناصر Eu. (Rb ،K ،Ba ،Sr و Rb ،K ،Ba ،Sr ، Rb ،Ta ،Ce ،Pb) HFS و Rb ،K ،Ba ،Sr تتراد استفاده شود [۴۴]. تفریق و جدایش عناصری با شعاع یونی و بار الکتریکی مشابه، میتواند بهعنوان شاخصی مهم تتراد استفاده شود [۴۴]. تفریق و جدایش عناصری با شعاع یونی و بار الکتریکی مشابه، میتواند بهعنوان شاخصی مهم sr/Eu ،Eu/Eu ، میتواند بهعنوان شاخصی مهم sr/Eu ،Eu/Eu ماگمایی استفاده شود [۹]، [۳۵]، [۴۵]، [۵۵]. بنابراین نسبتهای *sr/Eu ،Eu/Eu ، در بررسی تحولات ماگمایی استفاده شود [۹]، [۳۵]، [۴۵]، [۵۵]. بنابراین نسبتهای *sr/Eu ،Eu/Eu اینترتیب میتوان به درک بهتری از فرآیندهای ماگمایی و همچنین رفتار عناصر کمیاب در طول تکامل سیستم ماگمایی و رابطه آنها با اثر تتراد رسید.

برای درک بیش تر موضوع، دادههای دو تودهٔ پلوتونیک گرانیتوئیدی صوفی آباد [۲۶] و قلای لان [۲۸] در این پژوهش استفاده می شود. این تودهها در نزدیکی تودهٔ ابراهیم عطار واقع شدهاند (شکل ۱ الف)، ولی نمونههای آنها (اکثریت نمونهها) فاقد اثر تتراد هستند (جدول ۳ ۴۰)، این گونه می توان مقایسهای بین رفتار عناصر و هم چنین نسبتهای ژئوشیمیایی برای تودههای دارای اثر تتراد و فاقد آن انجام داد.

Eu/Eu و Sr/Eu

آنومالیهای شدید منفی Eu از ویژگیهای الگوی عناصر نادر خاکی توده گرانیتوئیدی ابراهیم عطار است (شکل^۴ الف)، این ویژگی یکی از خصوصیات سیستمهای واجد اثر تتراد REE است، که در سنگهای بسیار تفریق یافته تحت برهم کنش شدید هیدروترمال (مانند پگماتیت) قابل مشاهده است. آنومالیهای منفی شدید Eu را به تنهایی نمیتوان با جدایش فلدسپار توضیح داد، اگرچه Eu معمولاً به داشتن آنومالی مثبت در ضرایب توزیع REE شناخته میشود [۴۹]. برهم کنش سیال – ماگما ، نه تنها باعث تهیشدگی Eu در سنگ، بلکه منجر به آنومالیهای منفی منفی الا در تمام کانیهای تشکیل دهنده، از جمله فلدسپار پتاسیم میشود [۴۴]، [۵۶]. نمودار عنکبوتی نرمالیز شده به گوشته اولیه (۵۷] نمونههای تودهٔ ابراهیم عطار الگوهایی با تهیشدگی شدید از Ba ، RS، B2 و Ti و غنی شدگی از J، Th، J و مانشان میدهد (شکل ۵ الف). در فرآیندهای تفریق ماگمایی رایچ، تفریق آلکالی فلدسپار ممکن است در امهنشان میدهد (شکل ۵ الف). در فرآیندهای تفریق ماگمایی رایچ، تفریق آلکالی فلدسپار ممکن است در مهیشدگی B3، R2 و Eu نقش داشته باشد، علاوه بر این تهیشدگی از این عناصر به شدت با اثر متقابل سیال – مذاب در مراحل آخر افزایش مییابد [۹۹]. بهطور کلی آنومالی منفی Eu یه RC، J2 و Ti هم چنین آنومالی مثبت U ، K، Rb. و P از ویژگیهای لوکوگرانیتها در الگوی نرمالیز شده به گوشته اولیه است [۵۸].

جاول ۲۰ تایج محسبات الرات علران و پراسترینای مرجعه با ۲۰ تاریخینی و عایت علی مسلف ابراسیم عطار. داده ها برگرفته از [۲۱]														
نمونه	IR-EB2	IR-EB3	IR-EB5	IR-EB6	IR-EB9	IR-EB11	IR-EB13	IR-EB14	EBAT-1	EBAT-2	EBAT-4	EBAT-6	IR-EB16	IR-EB12
نوع سنگ	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانو- ديوريت	مونزو –
∑REE	۱۳/۶	٣/٨٨	۴/۱	۶/۳۲	۱۱/۴	26/1	۱۲/۴	۱۳/۱	/\	۲۲/۷	۲۵/۳	۳٠/٣	۹۴/۹	18
Ce/Ce ^t	١/٣٢	١/٢٩	١/٢٧	١/٢٩	۱/۱۳	۱/۲۸	۱/۵۰	۱/۵۹	/•Y	۱/۰۴	۱/۱۰	٠/٩٧	۱/۰۴	۰/۹۶
Pr/Pr ^t	۱/۳۱	۱/۲۸	۱/۳۲	١/٣١	۱/۲۶	١/٣٢	۱/۱۸	۱/۱۶	/۲۵	۱/۱۹	۱/۲۸	١/٠٩	۱/۱۵	1/11
t ₁	١/٣٢	۱/۲۸	١/٢٩	۱/۳۰	۱/۱۹	۱/۳۰	١/٣٣	۱/۳۶	/18	1/11	۱/۱۹	۱/۰۳	۱/• ۹	۳/۱
Tb/Tb ^t	١/٣٣	۱/۲۶	۱/۴۰	۱/۵۰	1/42	۱/۳۳	١/٣۴	١/٣٧	/۵۲	۱/۴۲	۱/۲۸	۱/۳۸	٠/٩٩	۰/٩۶
Dy/Dy ^t	۱/۱۰	١/•٧	١/٢٩	۱/۲۸	۱/۲۵	۱/۱۳	۱/۲۱	۱/۲۱	/۲۹	۱/۲۸	۱/۱۶	١/٢٩	٠/٩١	• /AY
t ₃	١/٢١	۱/۱۶	۲/۳۴	۱/۳۸	۱/۳۳	۱/۲۳	١/٢٧	١/٢٩	/۴۰	۱/۳۵	۱/۲۱	۱/۳۴	۰/۹۵	٠/٩١
TE ₁₋₃	۱/۲۶	1/22	١/٣٢	۱/۳۴	۱/۲۶	۱/۲۶	۱/۳۰	۱/۳۲	/۲۷	١/٣٣	۱/۲۰	1/17	۱/۰۲	٠/٩٧
Eu/Eu	۰/۰۴	•/11	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۵	٠/١۴	• / • Y	۰۴	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۶۹	٠/٩٠
Sr/Eu	١٠٩٠	/١	4120	747.	/Δ	/٣	۱۴۸۰	/٣	۲۳۳	١٠٩٠	٩٠٠	۹۳۵	۲۳۱/۷	/ Y
Zr/Hf	۱۲/۹	۱۳/۸	۱۲/۶	۱۳/۵	۱۲/۲	18/4	۱۷/۵	۱۹/۱	nd	nd	nd	nd	۲٩/٧	٣٣
Y/Ho	۲۹/۲	۳۲/۳	۳۰/۰	۲۷/۸	۳۱/۱	۲۴/۷	۲۸/۱	۲۸/۵	/٣	۲۲/۵	۲۱/۳	۱۵/۴	۲۵/۸	26/1
K/Rb	184/4	۱۳۵/۷	۱۰۲/۱	۱۵۰/۷	۱۳۳/۶	٨٨/٢	/٩	۱۳۲/۸	18	/٣	122/4	148/4	۳۲۱/۹	۸۱/۱
K/Ba	/٣	/Δ	/٣	18	۷۷۹/۵	/۴	1888	18	nd	nd	/٩	/٣	84/1	/۴
Nb/Ta	۴/۹۷	۶/۹۶	۱۳/۵۲	8/14	۴/۹۷	17/88	/۳۳	۴/۲۸	nd	nd	nd	nd	18/01	/٨٨
La/Nb	•/•۶	•/•1	•/• 1	•/•٢	•/•٣	•/18	•/١٣	۰/۰۳	1.4	•/•٣	nd	•/1•	۲/۷۲	4/98
La/Ta	۰/۳۱	•/•۶	۰/۰۹	•/17	٠/١٣	۲/۰۸	۲/۱۲	۰/۱۶	nd	nd	nd	nd	44/9	۶۸/۸
Rb/Sr	۲۷/۸	۳۶	۴۵/۹	۳۸/۷	۱۰/۲	٨/٢	۴/۵	۱۱/۵	۶.	۲٩/٩	۱۶/۵	٧/۴۶	۰ /۳۰	۰/۲۱

حدول ۲. نتایج محاسبات اثرات تتراد و بارامترهای مرتبط با آن در نمونههای گرانیتی و دایکهای منطقه ایراه

 $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm)_N \times (Gd)_N}$

اندازهگیری نشده =nd

مجموع مقادیر عناصر نادر خاکی =REE∑

مدول۳. نتایج محاسبات اثرات تتراد و پارامترهای مرتبط با آن در نمونههای گرانیتیوئیدی صوفی آباد. دادهها
برگرفته از [۲۶]

نمونه	MBG1	MBG2	MBG3	MBG4	MBG5	MBG6	MBG8	MBG9	MBG10	MBG11
نوع سنگ	گرانیتوئید	گرانیتوئید	گرانيتوئيد	گرانيتوئيد	گرانیتوئید	گرانیتوئید	گرانيتوئيد	گرانیتوئید	گرانیتوئید	گرانیتوئید
∑REE	۱۳۸/۸	۱۵۲/۵	۶۸/۳	14.	114/1	۱۳۸/۴	λ٧/٢	۲۵/۳	۱ ۸۶/۶	۳٠/٩
t ₁	۱/۲۵	۱/۰۵	1/•4	1/11	۱/•۹	۱/۰۸	1/18	١/١٩	۱/۰۵	1/17
t ₃	۱/• ۱	۰/۴۱	۱/•۲	٠/٧٩	۱/•۸	۱/•۵	۱/•۲	• /YY	٠/٩٣	۰/۹۶
TE ₁₋₃	۱/۱۳	• 88	۱/•۶	•/9۴	١/٠٩	١/•٧	١/٠٩	۰/٩۶	٠/٩٩	1/•۶
Eu/Eu*	۰/۷۲	۰/۵	۰/۲۴	۰/۴۸	۰/۳۴	۰/۴۸	۰/۲۹	۰/۱۵	۰/۸۱	•/•Y
Sr/Eu	۶۵/۶	48/3	۹۵	٩٢	۸٢/۵	٨۶	۲۳۰	۶۸۰	227/2	99 .
Zr/Hf	۲۴/۵	٣٠/١	۲۸/۸	۳۱/۱	۳٠/۵	۳٠/۵	۳۴/۸	24/8	24	۳۴/۲
Y/Ho	26/9	χ/χ_{λ}	۲۴/۸	۱۹/۵	۲۵/۷	۲۶/۸	22/4	۱۹/۵	۲۶/۸	۲۳/۳
K/Rb	3/493	۳۷۱/۳	۴۶۸/۸	362.20	۳٨۶/٨	۳۵۱/۲	388/1	۲ • ۲/۲	40.14	8.2
K/Ba	147/2	184/9	١٨٣/٢	148/3	۱۷۶/۹	17£/V	184/2	۵۰۴	ΥΥ/Δ	۳۳۳/۲
Nb/Ta	۱۳/۸۱	۱۵/۸۲	۱۳/۳۶	10/84	۱۳/۱۵	14/88	17/4.	۱۱/۵۵	۲۰/۱۴	۲۶/۷۰
La/Nb	۱/۱۳	۱/۹۸	۰/۹۴	۱/۸۱	۱/۴۰	۱/۲۰	1/49	٠/٢۵	۲/۵۶	•/\•
La/Ta	۱۵/۶	۳١/٣	۱۲/۵	۳۸/۳	۱۸/۵	۲۴/۸	۱۸/۵	٢/٩	۵۱/۶	۲/۸
Rb/Sr	١/٧١	۲/۶۶	۳/۵۸	۲/۴۰	۳/۳۸	٣/٢٠	۲/۸۵	۱/۰۳	٠/١۶	١/١٩

نمونه	GLB-	GLB-	GLB-	GLB-	GLB-	GLB-	GLB-	GLB-	GLB-	GLB-	GLB-	GLB-
نوع	گرانیتو	گرانيتو	گرانیتو	 گرانیتو	گرانیتو	<u>_</u> گرانیتو	گرانيتو	گرانيتو	گرانيتو	گرانيتو	<u>گر</u> انيتو	گرانيتو
REE	۱۴۸/۸	۱۲۱/۵	141	۱۴۵/۳	۱۵۲/۹	۱۵۳/۵	107/4	۱۱۱/۹	۱۰۴/۱	114/9	۳/۳ ۱	۲ • ۶/۵
t ₁	۱/۱۵	1/18	1/11	۱/۰۸	۱/•۶	۱/•۸	۱/۰۸	1/17	١/٢١	1/24	١/١٩	۱/۱۶
t ₃	١	۳ ۱/۰	١	٠/٩٢	٠/٩٣	٠/٩٢	۰/۹۴	۱/۰۴	١/•٧	۱/۰۲	۳ ۱/۰	١
TE ₁₋₃	١/•٧	۱/۱۰	۱/•۶	١	١	١	۱/۰۲	1/11	1/14	1/17	1/11	١/٠٩
Eu/E	٠/٩٩	٠/٩٠	٠/٩٨	۰/٩۶	1/17	۱/۰۵	١	۱/۰۲	٠/٩۶	۳ • / ۱	٠/٩٢	٠/٩٣
Sr/Eu	۱۳۸۱	۱۸۶۷/۳	1848/0	٨۴۵/٧	۲۱۸/۴	۹۰۰/۸	१९८/४	1780/4	1929/1	۱۱۸۸/۹	۲۳۵۵/۸	۴۷۵/۸
Y/Ho	38/V	۲۷/۶	۲۸	۲۷/۲	۲۶/۸	۲۵/۵	78	YA/Y	۲۶/۹	YA/Y	21/4	21/1
K/Rb	۴۰۱/۵	431/8	101/5	۲۶۰/۹	741/4	221/2	۲۱۸/۳	۲۷۵	220/2	3447	۳۲۱/۲	224/6
K/Ba	۱۸/۴	۲۳/۳	۱۷/۵	۲۸	۲۱/۱	26/4	۲۵/۳	22/2	۲۳/۶	۲۳/۶	22/0	۳۰
Nb/T	14/1	۱۶/۳	۱۳/۹	۱۵/۹	۱۵/۵	۱۵/۱	۱۵/۱	۱۶/۸	۱۶/۹	18	۱۲/۲	۱۸/۱
La/N	• / ۶ •	۰/۵۶	۰/۵۹	۰/ <i>۸۶</i>	۰/۸A	•/۵۶	۰/۶۵	۰/۶۱	•/ .	٠/۴٧	•/۴۴	1/10
La/Ta	۸/۴۸	٩/١٣	٨/١٨	13/75	۱۳/۵۹	٨/۵١	٩/٨١	۱۰/۳۲	۸/۴۳	۷/۵۴	۵/۳۰	۲۰/۶۸
Rb/Sr	•/•۴	• / • Y	•/1٢	•/14	•/14	•/11	•/1٢	•/11	•//	•/•٨	•/1•	•/٢٢

جدول۴. نتایج محاسبات اثرات تتراد و پارامترهای مرتبط با آن در نمونههای گرانیتیوئیدی قلایلان. دادهها برگرفته از [۲۸].

در یک سیستم آزمایشی مذاب سیلیکاته فلسیک و سیالات غنی از Cl و F، عنصر Eu همراه با سایر REEs ترجیح ترجیح وارد فاز سیال می شود [۵۹]. تهی شدگی شدید Eu در مراحل آخر تبلور گرانیت، به تفریق Eu که ترجیح می دهد به جای فلدسپار وارد فاز سیال همزیست غنی از کلر شود، نسبت داده شده است [۶۰]، به عبارت دیگر کاهش مدید غلظت Eu در سنگهای گرانیتی بسیار تکامل یافته احتمالاً نشاندهندهٔ تفریق Eu بین مذاب باقی مانده و سیالات همزیست دما بالا است [۳۷].

نسبت *Eu/Eu برای نمونههای گرانیتی تودهٔ ابراهیم عطار در محدودهٔ (۲۰۱۴– ۲۰/۲) قرار دارد. تهیشدگی شدید Eu در نمونههای توده گرانیتوئیدی ابراهیم عطار ممکن است گویای تفریق کانیهایی مانند فلدسپار در مذاب بسیار تکامل یافته و همچنین وجود سیستم سیالات همزیست طی تبلور ماگمایی باشد. با رسم نمودار نسبتهای *Eu/Eu در مقابل اثر تتراد (TE_{1,3}) برای نمونههای بررسی شده مشاهده میشود که با افزایش تهیشدگی Eu (*U* (۲۰۱) در تودهٔ گرانیتی، میزان اثر تتراد نیز افزایش مییابد (شکل ۵ ب). در بعضی از پژوهشها عنوان شد که همراه با پیشرفت تفریق ماگمایی میزان اثر تقراد نیز افزایش مییابد (شکل ۵ ب). در بعضی از پژوهشها عنوان شد که همراه با افزایش پیدا میکند. با رسم نمودار REE∑ کل (REE∑) کاهش مییابد [۲۱] و متعاقب آن میزان آنومالی منفی Eu افزایش پیدا میکند. با رسم نمودار REE∑ در مقابل اثر تتراد این نکته قابل توجه است که با کاهش REE∑ در

نسبت Sr/Eu معمولاً در پژوهشها بهعنوان پارامتری برای توصیف تفریق ماگمایی استفاده نمیشود [۳۷]. شباهت Sr و Eu با رفتاری تقریباً منسجم در سیستمهای گرانیتی تأیید شده است، اگرچه Eu به حساسیت در اندازه یونی، نسبت به فوگاسیته اکسیژن و درجه حرارت شناخته میشود [۶۲]. ضرایب توزیع میان مذاب/کانی برای Sr کمی بیشتر از Eu است [۳۴]، طی تفریق ماگمایی، Eu نسبت به Sr تا حدودی در مذاب باقیمانده افزایش مییابد و غنی تر میشود (Sr/Eu است [۳۹]، طی تفریق ماگمایی، Eu نسبت به Sr تا حدودی در مذاب باقیمانده افزایش مییابد و غنی تر میشود (Sr/Eu در مذاب کاهش مییابد). مقدار نسبتهای Sr/Eu برای کندریت ۱۳۹ است [۳۹]. نسبت Sr/Eu برای نمونههای گرانیتی توده ابراهیم عطار در محدودهٔ بسیار زیادیی (۲۰۳۰–۷۳۳) قرار دارد. میزان اثر تتراد در نمونههای بررسی شده با افزایش نسبتهای Sr/Eu افزایش مییابد (شکل ۵ ت).

Zr/Hf و Y/Ho

Zr و Hf دارای رفتار ژئوشیمیایی مشابهی هستند و نسبتهای آنها (Zr/Hf) در اکثر نمونههای سنگی و کندریتی ثابت است (۲±۳۸). نسبتهای Zr/Hf بهطور میانگین برای پگماتیتها و گرانیتهای معمولی بهترتیب حدود ۲۵ و ۳۹ است [۶۳]، که مقادیر میانگین گرانیتهای معمولی بسیار نزدیک به نسبتهای کندریتی (۳۸) است [۳۹]. مقادیر بسیار زیاد از نسبتهای Zr/Hf، تا حدود ۸۷ برای سیستمهای ماگمایی بازالتهای درون صفحهای گزارش شده است [۶۴]. نسبت Zr/Hf برای نمونههای توده ابراهیم عطار در محدودهٔ (۵/۱۹–۱۲/۲۲) قرار دارد. نسبت Zr/Hf با افزایش تکامل ماگمای سیلیکاته بهسمت مقادیر کوچکتر تغییر میکند. تنها گرانیتهایی با نسبت (شکل ۶ الف).



شکل ۵. الف) نمودار عنکبوتی نرمالیز شده به گوشته اولیه[۳۹]، نمونههای توده گرانیتی تهیشدگی از Eu ،Sr ،Ba و Ti و Sr ،Ba او یه اولیه[۳۹]، نمونههای توده گرانیتی تهیشدگی از Eu ،Sr ،Ba و Ti و Ti میدهند، ب) با افزایش تهیشدگی Eu در تودهٔ گرانیتی، میزان اثر تتراد افزایش مییابد، پ) با کاهش مقدار کل REE (REE) اثر تتراد افزایش مییابد، ت) نسبت Sr/Eu برای نمونههای توده ابراهیم عطار در محدودهٔ بسیار بالایی قرار دارد، با افزایش نسبتهای Sr/Eu اثر تتراد افزایش مییابد.

نسبتهای Y/Ho برای نمونههای تودهٔ گرانیتی ابراهیم عطار در محدودهٔ (۲۲/۲۵-۱۵/۴۱) قرار دارد. مقادیر نسبت Y/Ho برای کندریت ۲۸ است [۳۹]. اثر تتراد به موازات افزایش نسبتهای Y/Ho بزرگتر از ۲۸ افزایش مییابد [۳۷]، بهعبارت دیگر با افزایش نسبت Y/Ho اثر تتراد نیز افزایش مییابد [۵۱]. در گرانیتهای تودهٔ ابراهیم عطار، اکثر نمونههای واجد اثر تتراد دارای نسبتهای Y/Ho بزرگتر از ۲۸ (مقادیر کندیتی) هستند (شکل ۶ ب).



شکل۶. الف) اثر تتراد در نسبتهای Zr/Hf کم تر از ۲۵ به وقوع پیوسته است. نمونههای گرانیتی ابراهیم عطار رفتار non-CHARAC [۹] را نشان میدهند (عدم وجود دادههای تودهٔ قلایلان، نبود دادههای Hf برای نمونههای اندازهگیری شده است، ب) بیشتر نمونههای دارای اثر تتراد، نسبتهای Y/Ho بزرگتر از مقادیر مقادیر کندیتی (۲۸) دارند

مقایسهٔ نسبتهای Y/Ho و Y/Ho برای سنگهای آذرین فلسیک غنی از سیلیس (۷۰٪< SiO₂) و سایر سنگهای آذرین، به این امر اشاره دارد که رفتار این عناصر (Ho·Y و Ho·Y) در سیستمهای ماگمایی فلسیک تکامل یافته، شباهت زیادی به محلولهای آبی دارد و این رفتار بهطور چشم گیری با مذابهای بازیک تا حد واسط متفاوت است [۳۵]. رفتار عناصر کمیاب در سیستمهای ژئوشیمیایی با بار الکتریکی و شعاع آنها کنترل میشود که به اختصار برای آن اصطلاح "CHARAC" در نظر گرفته شده است. بنابراین انتظار میرود، عناصری مانند دوقلوهای Ho·Y و Ho·Zr که دارای بار و شعاع مشابه هستند، رفتار ژئوشیمیایی مشابهی نیز داشته باشند [۹].

نسبتهای Y/Ho و Y/HG در سنگهای آذرین بازیک تا حد واسط نزدیک به نسبتهای کندریتی است که نشاندهندهٔ رفتار CHARAC این عناصر در چنین مذابهایی است. در مقابل سیستمهای آبی با ویژگی P ،F ،B ،Li ،H₂O مشخص میشوند. سنگهای حاصل از ماگماهای بسیار تکامل یافته غنی از P ،F ،B ،Li ،H₂O و یا ID بر خلاف سایر سنگهای ماگمایی، اغلب دارای نسبتهای Y/Ho و Y/Hf غیرکندرینی و الگوهای اثر تتراد و یا ID بر خلاف سایر سنگهای ماگمایی، اغلب دارای نسبتهای V/Ho و Zr/Hf غیرکندرینی و الگوهای اثر تتراد هستند [۹]. همه نسبتهای Zr/Hf در نمونههای گرانیتی ابراهیم عطار رفتار non-CHARAC را نشان میدهند در صورتی که اکثر نمونههای متعلق به تودهٔ صوفیآباد و همچنین دایکهای منطقه ابراهیم عطار دارای رفتار CHARAC هستند (شکل ۶ الف). نکته قابل توجه در مورد نمونههای گرانیتی توده ابراهیم عطار، مقدار نسبتهای Y/Ho است که عمدتاً نشاندهندهٔ رفتار CHARAC است (شکل۶ ب)، در حالی که بهطورکلی اثر تتراد اغلب با رفتار Y/Ho همراه است.

نسبتهای بسیار تفریق یافته از Y/Ho و Zr/Hf و Zr/Hf میستمهای سیلیکاته، دارای ویژگیهای سیستمهای تسبتهای آبدار مانند آب دریا، پوستههای MT–Fe هیدروژنتیک و فلوئوریتهای هیدروترمال هستند [۹]. در نمودار Zr/Hf در مقابل Y/HO نمونههای گرانیتی تودهٔ ابراهیم عطار، انحراف از محدودهٔ CHARAC و تغییر در جهت محدوده فلوئوریت رگه هیدروترمال و نمونههای تودهٔ ابراهیم عطار، انحراف از محدودهٔ CHARAC و تغییر در جهت محدوده فلوئوریت رگه هیدروترمال و نمونههای تودهٔ ابراهیم عطار، انحراف از محدودهٔ CHARAC و تغییر در جهت محدوده فلوئوریت رگه هیدروترمال و نمونه می گرانیتی تودهٔ ابراهیم عطار، انحراف از محدودهٔ CHARAC و تغییر در جهت محدوده فلوئوریت رگه هیدروترمال را نشان میدهند (شکل ۷). دایکهای منطقه ابراهیم عطار و نمونههای توده می گذارند (شکل ۷).

سیستمهای واجد اثر تتراد، غالباً دارای نسبتهای غیر کندریتی (۲۸<Y/Ho و ۲۵ < Zr/Hf (۲۵) هستند که از

علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

ماگماهای بسیار تکامل یافته و غنی از مواد فرار حاصل میشوند. برخی محققان بر این باورند که کمپلکس شدن با فلوئور بهعنوان عامل اصلی افزایش مقادیر ۲۸-Y/Ho است، در حالی که کمپلکس شدن با بی کربنات موجب تولید مقادیر ۲۸-Y/Ho میشود [۶۵]. گرانیتهای پرآلومین تیپ A، دارای نسبتهای ۲۸-Y/Ho، در حالی که گرانیتهای پرآلومین تیپ S تغییر به نسبتهای ۲۸-Y/Ho را نشان میدهند [۶۶]، که این امر با نتایج حاصل از بررسیهای صورت گرفته بر روی توده ابراهیم عطار سازگار است [۲۱].

K/Ba J K/Rb

نسبتهای K/Rb در تودهٔ گرانیتوئیدی ابراهیم عطار در محدوده (۱۹۳/۹- ۱۹۳/۶) قرار دارد. نسبت K/Rb برای کندریت ۲۴۲ [۳۹] و متوسط این نسبت برای سنگهای ماگمایی ۲۳۰ است و برای بسیاری از سنگهای پوسته بین محدودهٔ ۱۵۰ تا ۳۵۰ قرار دارد [۵۵]. نسبتهای K/Rb بهعنوان یک شاخص پتروژنتیکی، بهمنظور توصیف تکامل مذاب گرانیتی استفاده میشود. با افزایش میزان تفریق، Rb ترجیحاً در مذاب باقیمانده وارد میشود و نسبتهای K/Rb در سیستمهای ماگمایی بسیار تکامل یافته کاهش می بد. کاهش نسبتهای K/Rb به مقادیر کمتر از ۱۵۰ از ویژگیهای سیستمهای ماگمایی بسیار تکامل یافته کاهش می بد. کاهش نسبتهای K/Rb به مقادیر کمتر از ۱۵۰ از سیالات هیدروترمال مرتبط است [۶۷]. نسبتهای کمتر از ۱۰۰ نشاندهندهٔ برهم کنش مذاب با یک فاز سیال آبی سیالات هیدروترمال مرتبط است [۶۷]. نسبتهای کمتر از ۱۰۰ نشاندهندهٔ برهم کنش مذاب با یک فاز سیال آبی است و رشد کانیها را در حضور سیالات آبی را نشان میدهد [۶۸]، [۶۹]. نسبتهای بسیار کم از آبی توضیح داده میشود [۵۵].



non-CHARAC در مقابل Y/Ho [۹]، نمونههای واجد اثر تتراد معمولاً دارای رفتار Zr/Hf مسکل ۷. نمودار ۶ هستند و ویژگیهای سیستمهای آبدار را به نمایش میگذارند. نمونههای گرانیتی ابراهیم عطار نیز دارای رفتار non-CHARAC هستند و به محدودهٔ فلوئوریت رگه هیدروترمال تمایل دارند

همهٔ نمونههای مربوط به تودهٔ گرانیتی ابراهیم عطار نسبتهای K/Rb کمتر از محدودهٔ گرانیتوئیدهای متداول دارند (شکل۸ الف). نکته قابل توجه در شکل۸ الف، نسبتهای زیاد K/Rb برای گرانیتوئیدهای قلایلان و بهویژه صوفیآباد است که میتواند بهدلیل حجم کم میکا و حضور بالای فلدسپارهای پتاسیم باشد [۲۶]، [۲۸]. نسبت K/Ba در تودهٔ گرانیتی ابراهیم عطار در محدودهٔ بسیار زیادی قرار دارد (۱۰۱۰۰- ۱۰۸۳). بر خلاف نسبت K/Rb، اثر تتراد با افزایش نسبت K/Ba افزایش مییابد [۴۹]. در تودهٔ ابراهیم عطار نسبتهای K/Ba بسیار بیشتر از مقادیر سنگهای رایج پوستهای و کندریتی است و تقریباً دارای هم،ستگی مثبت با اثر تتراد است (شکل ۸ ب).



شکل۸. الف) اثر تتراد با کاهش نسبتهای K/Rb، نسبت به میانگین سنگهای گرانیتوئیدی، افزایش می یابد، ب) با افزایش نسبتهای K/Ba اثر تتراد نیز افزایش می یابد

Nb/Ta

Nb و Ta از عناصر ناسازگار لیتوفیل هستند، که معمولاً بهدلیل بار و شعاع یونی یکسان بهعنوان دوقلوهای ژئوشیمیایی در نظر گرفته میشوند [۱]، در نتیجه انتظار میرود این عناصر دارای خواص ژئوشیمیایی مشابه باشند. سنگهای گرانیتی دارای نسبتهای Nb/Ta بسیار متغیری (۲-۲۵>) هستند [۷۰]، این مقادیر میتوانند بسیار کمتر از متوسط نسبتهای یوسته قارهای (۱۲–۱۳) باشد [۷۱].

درجهٔ تفریق نسبت Nb/Ta معمولاً بـرای درک پتروژنـز سـنگهـای گرانیتـی اسـتفاده مـیشـود [۷۲]. کـاهش نسبتهای Nb/Ta با افزایش میزان پرآلومینه شدن نمونههای گرانیتی همراه است [۷۳]. فرآیندهای مسکویتشـدگی ثانویه در گرانیتها می تواند موجب کاهش نسبتهای Nb/Ta شود، مسکوویت شدگی ثانویه تحت تأثیر برهم کنش سیالات ماگمایی در مراحل پایانی تکامل ماگمای اسیدی رخ میدهد [۷۴]. مقادیر Nb/Ta در حدود ۵، میتواند نشانه انتقال هیدروترمال- ماگمایی باشد [۷۳]. کاهش نسبت Nb/Ta در مذابهای بسیار تحول یافته در نتیجه هـر دو عامل تبلور بخشي و ألتراسيون ماگمايي- هيدروترمال قبل تا بعد از انجماد رخ ميدهـد [٧٣]. نسبت Nb/Ta براي تودهٔ گرانیتی ابراهیم عطار در محدودهٔ (۱۶/۳ – ۱۶/۳) قرار دارد. در سنگهای بررسی شده اثر تتراد در نسبتهای کمی از Nb/Ta رخ میدهد (شکل ۹ الف). این امر میتواند دلیل دیگری برای ارتباط بین اثر تتراد و سیالات ماگمایی غنی از عناصری مانند F باشد.

ساير نسبتها

در گرانیت ابراهیم عطار نسبتهای La/Nb و La/Ta دارای مقادیر کمی هستند. نسبتهای La/Nb (۰/۰۰۶-۰/۱۶۴) و La/Ta (۰/۰۰۹-۱۹۲۰) برای سنگهای گرانیتی تودهٔ بررسی شده در محدودهٔ پایین تر از سنگهای ماگمایی رایج و مقادیر کندریتی قرار دارد. نسبتهای La/Nb و La/Ta رابطهای معکوس با اثر تتراد نشان میدهند و با کاهش نسبتهای La/Nb و La/Ta از مقادیرکندریتی و سنگهای رایج ماگمایی اثر تتراد افزایش مییابد (شکل ۹ ب، پ).

نسبتهای Rb/Sr برای نمونههای تودهٔ گرانیتی ابراهیم عطار در محدودهٔ بالایی قرار دارند (۶۰-۴/۵). در فرآیندهای تفریق، Sr در پلاژیوکلازها متمرکز میشود، در حالی که عنصر Rb وارد فاز مایع میشود. با افزایش تفریق، نسبت Rb/Sr نیز بیشتر میشود، که مقدار این نسبت ممکن است در مراحل نهایی تفریق مانند پگماتیت، به حدود ۱۰ و یا بیشتر برسد. اثر تتراد نمونههای گرانیتی ابراهیم عطار در محدودهٔ بالایی از نسبتهای Rb/Sr رخ داده است (شکل ۹ ت).

نتيجهگيرى

۱. روابط اثر تتراد در مقابل نسبتهای *La/Ta ،La/Nb ،K/Ba ،Zr/Hf ،Y/Ho ،K/Rb ،Sr/Eu ،Eu/Eu و الم تدریجی اثر تتراد را بهموازات تکامل سیستمهای گرانیتی نشان میدهد. با بررسی توده Nb/Ta، سیر تکامل تدریجی اثر تتراد را بهموازات تکامل سیستمهای گرانیتی نشان میدهد. با بررسی توده ابراهیم عطار و همچنین تودههای اطراف مشخص شد که اثرات تتراد قابل توجه تنها در سنگهای گرانیتی بسیار تکامل یافته دیده می شود.



شکل ۹. الف) در سنگهای بررسی شده، اثر تتراد در نسبتهای پایینی از Nb/Ta رخ میدهد، ب، پ) نسبتهای La/Nb و La/Ta عمدتاً رابطهٔ عکس با اثر تتراد دارند و با کاهش نسبتهای La/Nb و La/Ta نمونههای بررسی شده از مقادیرکندریتی و سنگهای رایج ماگمایی اثر تتراد افزایش مییابد، ت) اثر تتراد در سنگهای تکامل یافته با نسبت بالایی از Rb/Sr رخ میدهد

۲. بررسی رفتار عناصر کمیاب در توده گرانیتی ابراهیم عطار و مقایسهٔ آن با تودههای گرانیتوئیدی صوفی آباد و قلای لان و همچنین دایکهای منطقه نشان می دهد که رفتار عناصر کمیاب در نمونههای گرانیتی ابراهیم عطار مشابه با سنگهای آذرین متداول و همچنین کندریتها نیست. اکثر نسبتهای عناصر کمیاب برای نمونههای

787

گرانیتی ابراهیم عطار رفتار non-CHARAC و مقادیر غیرکندریتی را به نمایش می گذارند.

- ۳. حضور چشم گیر میکاها، مسکوویت شدگی ثانویه، آلتراسیون دوتریک و پگماتیتی شدن میتواند نشاندهنده حجم زیاد آب تودهٔ ابراهیم عطار در فازهای پایانی تبلور ماگمایی باشد، که منجر به ایجاد یک سیستم سیال-مذاب همزیست و در نتیجهٔ اثر تتراد شده است.
- ۴. با این که در این پژوهش عنصر F اندازه گیری نشد، ولی با توجه به نسبتهای Zr/Hf ،Y/Ho و Nb/Ta می توان به فعالیت عنصر F به صورت کمپلکس پی برد، که بهنظر می رسد نقش به سزایی در تولید اثر تتراد سنگهای گرانیتی منطقه ایفا کرده است.
- ۵. با توجه به مدلهای ارائه شده محققان برای پیدایش اثر تتراد و همچنین بررسی شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی تودهٔ گرانیتوئیدی بررسی شده، پیشنهاد میشود که برهم کنش سیالات هیدروترمال غنی از عناصری مانند F با مذابهای در حال تبلور در فازهای پایانی تکامل ماگمای گرانیتی مهمترین عامل در توسعهٔ اثرات تتراد نوع M در تودهٔ گرانیتوئیدی ابراهیم عطار بهشمار میآید. همچنین تبلور ماگمایی نیز میتواند در این فرآیند مؤثر باشد ولی به تنهایی نمیتواند عامل اصلی تولید اثر تتراد باشد.

قدردانی

از گروه زمین شناسی و محیط زیست دانشگاه ناگویا ژاپن و جناب آقای دکتر یوشی هیرو آساهارا که در امر تجزیههای انجام شده برای این پژوهش ما را یاری کردند، تشکر و قدردانی میکنیم.

منابع

- Shannon RD.T., "Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides", Acta Crystallographica Section A: Crystal Physics, Diffraction, Theoretical and General Crystallography, 32 (1976) 751-767.
- Fidelis I., Siekierski S., "The regularities in stability constants of some rare earth complexes" Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry, 28 (1966) 185-188.
- Peppard D.F., Mason G.W., Lewey S., "A tetrad effect in the liquid-liquid extraction ordering of lanthanides (III)", Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry, 31 (1969) 2271-2272.
- 4. Nugent L.J., "Theory of the tetrad effect in the lanthanide (III) and actinide (III) series", Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry, 32 (1970) 3485-3491.
- Siekierski S., "The shape of the lanthanide contraction as reflected in the changes of the unit cell volumes, lanthanide radius and the free energy of complex formation." Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry 33, (1971) 377-386.

- 6. Jørgensen C.K., "Theoretical chemistry of rare earths" Handbook on the physics and chemistry of rare earths, 3 (1979) 111-169.
- Kawabe I., "Lanthanide tetrad effect in the Ln 3+ ionic radii and refined spin-pairing energy theory" Geochemical Journal, 26 (1992) 309-335.
- 8. Jørgensen C.K., "The "tetrad effect" of Peppard is a variation of the nephelauxetic ratio in the third decimal" Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry, 32 (1970) 3127-3128.
- Bau M., "Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect", Contributions to Mineralogy and Petrology, 123 (1996) 323-333.
- Kawabe I., "Thermochemical parameters for solution of lanthanide (III) ethylsulphate and trichloride hydrate series: Tetrad effects and hydration change in aqua Ln3+ ion series", Geochemical Journal, 33 (1999) 249-265.
- 11. Masuda A., Ikeuchi Y., "Lanthanide tetrad effect observed in marine environment", Geochemical Journal, 13 (1979) 19-22.
- De Baar H.J., Brewer P.G., Bacon M.P., "Anomalies in rare earth distributions in seawater: Gd and Tb", Geochimica et Cosmochimica Acta, 49 (1985) 1961-1969.
- Masuda A., Akagi T., "Lanthanide tetrad effect observed in leucogranites from China", Geochemical Journal, 23 (1989) 245-253.
- 14. Mioduski T., "The "regular" and "inverse" tetrad effect", Comments on Inorganic Chemistry 19, no. 2 (1997) 93-119.
- Sinha S.P., "Inclined W" and the systematics of the rare earths", Kemia-Kemi, 6 (1978) 238-243.
- Masuda A., Kawakami O., Dohmoto Y., Takenaka T., "Lanthanide tetrad effects in nature: Two mutually opposite types, W and M", Geochemical Journal, 21 (1987) 119-124.
- 17. Kawabe I., Ohta A., Ishii S., Tokumura M., Miyauchi K., "REE partitioning between Fe-Mn oxyhydroxide precipitates and weakly acid NaCl solutions: Convex tetrad effect and fractionation of Y and Sc from heavy lanthanides", Geochemical Journal, 33 (1999) 167-179.
- 18. Bau M., "Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: experimental evidence for Ce oxidation, Y-Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect", Geochimica et Cosmochimica Acta, 63 (1999) 67-77.

 Zhao Z., Bao Z., Qiao Y., "A peculiar composite M-and W-type REE tetrad effect: Evidence from the Shuiquangou alkaline syenite complex, Hebei Province, China", Chinese Science Bulletin 55 (2010) 2684-2696.

A. آهنکوب مریم، جهانگیری احمد، مؤید محسن، "مطالعهٔ اثر تتراد در الگوی عناصر کمیاب خاکی مجموعهٔ گرانیتوئیدی-A Type میشو در شمال غرب ایران"، پترولوژی، شماره دهم، (1391) 78-65.

- 21. Azizi H., Mohammadi K., Asahara Y., Tsuboi M., Daneshvar N., Mehrabi B., "Strongly peraluminous leucogranite (Ebrahim-Attar granite) as evidence for extensional tectonic regime in the Cretaceous, Sanandaj Sirjan zone, northwest Iran", Chemie der Erde-Geochemistry, 76 (2016) 529-541.
- 22. Stocklin J., Nabavi M.H., "Tectonic map of Iran", Geological Survey of Iran (1973).
- Moinevaziri H., Akbarpour A., Azizi H., "Mesozoic magmatism in the northwestern Sanandaj–Sirjan zone as an evidence for active continental margin", Arabian Journal of Geosciences, 8 (2015) 3077-3088.
- 24. Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A.A., Shang C.K., Abedini M.V., "Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism", Journal of Asian Earth Sciences, 39 (2010) 668-683.
- 25. Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., "U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 41 (2011) 238-249.
- 26. Azizi H., Asahara Y., Mehrabi B., Chung, S.L., "Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from the Suffi abad area, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran", Chemie der Erde-Geochemistry, 71 (2011) 363-376.
- 27. Azizi H., Asahara Y., "Juvenile granite in the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: late Jurassic–early Cretaceous arc–continent collision", International Geology Review, 55 (2013) 1523-1540.
- Azizi H., Zanjefili-Beiranvand M., Asahara Y., "Zircon U–Pb ages and petrogenesis of a tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) complex in the northern Sanandaj–Sirjan zone, northwest Iran: Evidence for Late Jurassic arc–continent collision", Lithos, 216 (2015) 178-195.

۲۹. حسامي عبدالفتاح، "پروژهٔ اکتشاف نيمه تفضيلي تنگستن قروه"، سازمان صنايع و معادن استان کردستان (۱۳۸۲).

- ۳۰. دانشور نرگس، "بررسی لیتوژئوشیمیایی کانیسازی تنگستن ابراهیم عطار"، جنوب غرب قروه، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، دانشکدهٔ علوم پایه دانشگاه تربیت معلم (۱۳۹۰).
- ۳۱. سلامی صدیقه، سپاهی علیاصغر، معانیجو محمد، "بررسی پگماتیتهای ابراهیم عطار و اسکارنهای وابسته به آن (جنوب غربی قروه)، بلورشناشی و کانیشناسی ایران" ، سال بیست و دوم ، شماره دوم (۱۳۹۳) ۳۰۹–۳۲۲.
- Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American mineralogist, 95 (2010) 185.
- 33. Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica et Cosmochimica Acta, 38 (1974) 757-775.
- 34. Rollinson H.R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Interpretation, Presentation", (1993).
- 35. Bau M., "The lanthanide tetrad effect in highly evolved felsic igneous rocks–a reply to the comment by Y. Pan", Contributions to Mineralogy and Petrology, 128 (1997) 409-412.
- 36. Masuda A., MATSUDA N., MINAMI M., Yamamoto H., "Approximate Estimation of the Degree of Lanthanide Tetrad Effect from Precise but Partially Void Data Measured by Isotope Dilution and an Electron Configuration Model to Explain the Tetrad Phenomenon", Proceedings of the Japan Academy, Series B 70 (1994) 169-174.
- 37. Irber W., "The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites", Geochimica et Cosmochimica Acta, 63 (1999) 489-508.
- 38. Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sala M., Wolf D., "Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: a method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits", Geochimica et Cosmochimica Acta, 66 (2002) 1185-1196.
- 39.Anders E., Grevesse N., "Abundances of the elements: Meteoritic and solar", Geochimica et Cosmochimica acta, 53 (1989) 197-214.
- 40. Takahashi Y., Yoshida H., Sato N., Hama K., Yusa Y., Shimizu H., "W-and M-type tetrad effects in REE patterns for water–rock systems in the Tono uranium deposit, central Japan", Chemical geology, 184 (2002) 311-335.
- Walker R.J., Hanson G.N., Papike J.J., O'neil J.R., Laul J.C., "Internal evolution of the Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota", Am. Mineral, 71 (1986) 3-4.

- نقش اثر تتراد در الگوی عناصر نادر خاکی توده گرانیتوئیدی ابراهیم عطار، جنوب غرب قروه، با تأکید بر دوقلوهای ژئوشیمیایی ۲۶۷
- 42. Jolliff B.L., Papike J.J., Shearer C.K., Shimizu N., "Inter-and intra-crystal REE variations in apatite from the Bob Ingersoll pegmatite, Black Hills, South Dakota." Geochimica et Cosmochimica Acta 53, no. 2 (1989) 429-441.
- McLennan S.M., "Rare earth element geochemistry and the "tetrad" effect", Geochimica et Cosmochimica Acta, 58 (1994) 2025-2033.
- 44. Zhenhua Z., Xiaolin X., Xiaodong H., Yixian W., Qiang W., Zhiwei B., Jahn B., "Controls on the REE tetrad effect in granites: Evidence from the Qianlishan and Baerzhe Granites, China", Geochemical Journal 36 (2002) 527-543.
- 45. Yurimoto H., Duke E.F., Papike J.J., Shearer C.K., "Are discontinuous chondritenormalized REE patterns in pegmatitic granite systems the results of monazite fractionation?", Geochimica et Cosmochimica Acta, 54 (1990) 2141-2145.
- 46. Pan Y., "Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect–a discussion of the article by M. Bau (1996)", Contributions to Mineralogy and Petrology, 128 (1997) 405-408.
- 47. Pan Y., Breaks F.W., "Rare-earth elements in fluorapatite, Separation Lake area, Ontario; evidence for S-type granite-rare-element pegmatite linkage", The Canadian Mineralogist, 35 (1997) 659-671.
- 48.Kawabe I., "Tetrad effects and fine structures of REE abundance patterns of granitic and rhyolitic rocks: ICP-AES determinations of REE and Y in eight GSJ reference rocks", Geochemical Journal 29 (1995) 213-230.
- 49. Jahn B.M., Wu F., Capdevila R., Martineau F., Zhao Z., and Wang Y., "Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: The Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China", Lithos, 59 (2001) 171-198.
- 50. Jahn B.M., Capdevila R., Liu D., Vernon A., Badarch G., "Sources of Phanerozoic granitoids in the transect Bayanhongor–Ulaan Baatar, Mongolia: geochemical and Nd isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth", Journal of Asian Earth Sciences, 23 (2004) 629-653.
- 51. Wu F.Y., Sun D.Y., Jahn B.M., Wilde S., "A Jurassic garnet-bearing granitic pluton from NE China showing tetrad REE patterns", Journal of Asian Earth Sciences, 23 (2004) 731-744.

- 52. Badanina E.V., Trumbull R.B., Dulski P., Wiedenbeck M., Veksler I.V., Syritso L.F., "The behavior of rare-earth and lithophile trace elements in rare-metal granites: a study of fluorite, melt inclusions and host rocks from the Khangilay complex, Transbaikalia, Russia", The Canadian Mineralogist, 44 (2006) 667-692.
- 53. Veksler I.V., Dorfman A.M., Kamenetsky, M., Dulski, P., Dingwell D.B., "Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks", Geochimica et Cosmochimica Acta 69 (2005) 2847-2860.
- 54. Irber W., Förster H.J., Hecht L., Möller P., Morteani G., "Experimental, geochemical, mineralogical and O-isotope constraints on the late-magmatic history of the Fichtelgebirge granites (Germany)", Geologische Rundschau, 86 (1997) S110-S124.
- 55. Taylor S.R., "The application of trace element data to problems in petrology", Physics and Chemistry of the Earth, 6 (1965) 133-213.
- 56. Chen B., Ma, X., Wang Z., "Origin of the fluorine-rich highly differentiated granites from the Qianlishan composite plutons (South China) and implications for polymetallic mineralization", Journal of Asian Earth Sciences, 93 (2014) 301-314.
- 57. Sun S.S., McDonough W.S., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", Geological Society, London 42 (1989) 313-345.
- 58. Wang Y., Xing X., Cawood P.A., Lai S., Xia X., Fan W., Liu H., Zhang, F., "Petrogenesis of early Paleozoic peraluminous granite in the Sibumasu Block of SW Yunnan and diachronous accretionary orogenesis along the northern margin of Gondwana" Lithos, 182 (2013) 67-85.
- 59. Flynn R.T., Burnham C.W., "An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts", Geochimica et Cosmochimica Acta, 42 (1978) 685-701.
- 60. Candela P.A., "Theoretical constraints on the chemistry of the magmatic aqueous phase", Geological Society of America, 246 (1990) 11-20.
- 61. Wu C.Z., Liu S.H., Gu L.X., Zhang Z.Z. and Lei R.X., "Formation mechanism of the lanthanide tetrad effect for a topaz-and amazonite-bearing leucogranite pluton in eastern Xinjiang, NW China", Journal of Asian Earth Sciences, 42 (2011) 903-916.

- 62. Bau M., "Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium", Chemical Geology, 93 (1991) 219-230.
- Erlank A.J., Smith H.S., Marchant J.W., Cardoso M.P., Ahrens L.H., "Zirconium", Handbook of geochemistry, 4 (1978) 40.
- 64. Dupuy C., Liotard J.M., Dostal, J., "Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source", Geochimica et Cosmochimica Acta, 56 (1992) 2417-2423.
- 65. Bau M., Dulski P., "Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids", Contributions to Mineralogy and Petrology 119 (1995) 213-223.
- 66. Irber W., "Laugungsexperimente an peraluminischen Graniten als Sonde für Alterationsprozesse im finalen Stadium der Granitkristallisation mit Anwendung auf das Rb-Sr-Isotopensystem", PhD diss., (1996).
- 67. Shaw D.M., "A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis", Geochimica et Cosmochimica Acta, 32 (1968) 573-601.
- Clarke G.M.E.D., "geochemical evolution of tie south mountain batholith, nova sgotia: rare. Earth. Element evidence", canadian mineralogist, 19 (1981) 133-145.
- 69. Shearer C.K., Papike J.J., Laul J.C., "Chemistry of potassium feldspars from three zoned pegmatites, Black Hills, South Dakota: implications concerning pegmatite evolution." Geochimica et Cosmochimica Acta, 49 (1985) 663-673.
- 70. Green T.H., "Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crustmantle system", Chemical Geology, 120 (1995) 347-359.
- 71.Rudnick R.L., Holland H.D., Turekian K.K., "Treatise on Geochemistry, Volume 3", Treatise on Geochemistry, 3 (2003) 659.
- Stepanov A., Mavrogenes J.A., Meffre S., Davidson P., "The key role of mica during igneous concentration of tantalum", Contributions to Mineralogy and Petrology, 167 (2014) 1-8.
- 73. Ballouard C., Poujol M., Boulvais P., Branquet Y., Tartèse R., Vigneresse, J.L., "Is the Nb-Ta Fractionation a Marker of an Interaction with Fluids in Peraluminous Granites?", In SGA2015, 13th Biennial meeting (2015).

۲۷۰

74. Pirajno, F., "Effects of metasomatism on mineral systems and their host rocks: alkali metasomatism, skarns, greisens, tourmalinites, rodingites, black-wall alteration and listvenites", In Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock, Springer Berlin Heidelberg (2013) 203-251.