Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

مشابه گرانیت دوران معرفی شدند و زمان تشکیل آنها به

یر کامبرین نسبت داده شده است [۲]. بر پایه سنگواره کنودونت

موجود در مجموعه دگرگونی موته که میزبان گرانیتهاست و با

در نظر گرفتن شباهتهای زمین شیمیایی این تودهها با توده-

های گرانیتوییدی الیگودرز، شازند، حسن رباط، بویین میاندشت، بروجرد و همدان، جایگیری این تودهها را به کرتاسه

یسین-یالیوسن پیشین (یس از رخداد کوهزایی لارامید) نسبت

دادهاند [۳]. همچنین براساس سنسنجی K/Ar بر روی

گرانیت موته [۴]، این سنگها بسیار جوان تر معرفی شدهاند و

جایگیری آنها به کرتاسه پیشین-کرتاسه پسین نسبت داده

شده است. سن دو نمونه لوکوگرانیتی در شمال غرب معدن

روباز چاه خاتون در گستره معدن طلای موته با سنسنجی

مقاله يژوهشي

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران سال سی و دوم، شمارهٔ سوم، پاییز ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۴۴۱ تا ۴۵۸

جایگاه زمینساختی تودههای نفوذی گرانیتی شمال و شمال غرب موته، بخش میانی پهنه سنندج-سیرجان؛ رویکردهای سنگنگاری، سنسنجی U-Pb زیرکن و زمین شیمی

شیما شمالی^{*۱}، منصور قربانی^۱، محمدرضا قاسمی^۲

۱ – گروه زمینشناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران ۲ – پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران (دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۹/۳۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۱۱/۲۱)

چکیده: تودههای نفوذی مورد بررسی، در شرق و مرکز همتافت دگرگونی موته-گلپایگان، در بخش مرکزی پهنه سنندج-سیرجان و کنار کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، درون آمفیبولیتها، میکاشیستها و گنیسهای نئوپروتروزوییک نفوذ کردهاند. تودهها در اثر زمین-ساخت کششی-برشی اعمال شده که منجر به تشکیل گسلهای عادی عمقی فراوان گردیدهاند، کاتاکلازیتی هستند و کنار پهنه گسلی، میلونیتی شدهاند. ترکیب این تودهها لوکوگرانیتی است و شواهد مربوط به دگرریختی در صحرا و مقاطع میکروسکوپی دیده میشود. سن سنجی U-Pb زیرکن سه نمونه از رخنمونهای تعیین سن نشده، سن تبلور آنها را نئوپروتروزوییک مشخص کرد. از دیدگاه ویژگیهای زمین شیمیایی، این سنگها از سری ماگمایی آهکی قلیایی پتاسیم بالا و پرآلومین هستند و در گستره گرانیتوییدهای آهندار نوع S جای دارند. همتافت دگرگونی موته-گلپایگان با تشکیل تودههای موته در نئوپروتروزوییک، بخشی از کمان ماگمایی کادومین است که در آن لوکوگرانیتها از فوب بخشی سنگهای رسوبی پلیتی و پسامیتی دگرگونه در نتیجه تزریق

واژەھای کلیدی: همتافت موته-گلپایگان؛ پهنه سنندج-سیرجان؛ آهکی قلیایی؛ نوع[®]؛ کمان ماگمایی کادومین

مقدمه

تودههای نفوذی گرانیتوییدی شمال و شمال غرب موته، در شرق و بخش مرکزی همتافت دگرگونی موته-گلپایگان در بخش مرکزی پهنه سنندج-سیرجان و کنار کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، درون سنگهای دگرگونی درجه متوسط تا پایین نئوپروتروزوییک نفوذ کردهاند. همتافت دگرگونی موته-گلپایگان با روند شمال شرق-جنوب غرب در مرزهای شمالی و جنوبی به گسلهای عادی پر شیب محدود می شود. سنگهای دگرگونی این همتافت شامل انواع فیلیت، شیست، کوارتزیت، مرمر، گنیس و آمفیبولیت هستند که در بخش زیرین بیشتر از ارتوگنیس، در بخش میانی از مرمر و در بخش بالایی از شیست و آمفیبولیت تشکیل شدهاند [1]. گرانیتهای موته نخستین بار

نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۱۳۴۲۲۵۸، پست الکترونیکی: sh.shomali.55@gmail.com

Copyright © 2024 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 $\textcircledlicense (\underline{https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/})$ Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited

U-Pb زیـر کن 22±578 و 596 میلی ون سـال (نئوپروتروزوییک) تعیین شده است [۵]. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دلیجان [۶]، این گرانیتها با احتمال به پالئوژن نسبت داده شدهاند. با توجه به نظرهای مختلف در مورد سن رخنمونهای گرانیتی موته، تعیین سن مطلق آنها به منظور مشخص شدن جایگاه زمینساختی این تودهها، سودمند است.

زمینشناسی عمومی و صحرایی

مقطع انتخابی در بخش مرکزی پهنه سنندج-سیرجان، در

شمال و شمال غرب روستای موته، شمال شرق گلپایگان در استان اصفهان بین عرضهای جغرافیایی "7'37°33 تا "0'44 33 شمالی و طولهای جغرافیایی "26'23'50 تا 50 "46'4 شرقی (شکل ۱)، بهصورت تودههایی پیرامون معدن طلای موته و یک توده نیز در شمال-شمال شرق ورزنه قرار دارد. این تودهها در نقشه زمینشناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گلپایگان [۱] و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دلیجان [۶] واقع هستند.



شکل ۱ الف) موقعیت گستره مورد بررسی در نقشه پهنههای ساختاری-رسوبی عمده ایران [۷] که با دادههای ارتفاعی ۳۰ SRTM متری پوشش داده شده است. گسلهای روی نقشه برگرفته از نقشه گسلهای ایران [۸] هستند، ب) نقشه زمینشناسی نشاندهنده موقعیت تودههای نفوذی موته در بخش شرقی همتافت دگرگونی موته-گلپایگان، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ دلیجان [۶].

تودههای نفوذی لوکوگرانیتی موته که درون واحدهای دگرگونه وابسته به نئوپروتروزوییک جایگیری کردهاند (شکل ۲)، رنگ هوازده کرم-قهوهای و گاهی سطوح سوخته دارند و رنگ تازه آنها شیری-خاکستری روشن است. رخنمون این سنگها اغلب به شدت زمین ساخته است و بهصورت خرد و شکسته شده و تنش آواری دیده میشوند (شکل ۳). بافت دانهای دارند و بهصورت متوسط تا درشت بلور در نمونه دستی دیده می-شوند. رگههای کوارتزی این گرانیتها را قطع کردهاند و اغلب راستای شمال شرقی-جنوب غربی دارند (شکل ۴). ضخامت این رگهها متفاوت است و از دسیمتر تا متر تغییر میکند. مرز بالایی این تودهها با واسطه گسل عادی پر شیب، کنگلومراها و سنگ آهکهای وابسته به الیگومیوسن را بهصورت ارتفاعساز در کنار این تودهها قرار داده است. درست کنار تودههای نفوذی

موته، پهنههای دگرسانی گوناگونی چون پهنههای سیلیسی و سولفیدی ناشی از محلولهای گرمابی تشکیل شدهاند. بهطور کلی، واحدهای زمینشناسی موجود در گستره مورد بررسی بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰ دلیجان بهترتیب سنی عبارتند از نئوپروتروزوییک، تودههای نفوذی گرانیتوییدی نفوذ کرده به درون سنگهای دگرگونی وابسته به نئوپروتروزوییک درون سنگهای دگرگونی وابسته به پرمین، سنگهای رسوبی وابسته به الیگومیوسن و واحدهای کواترنری. این گرانیتها اغلب به شدت خردشده هستند و چنانکه اشاره شد، حالت تنش آواری دارند. آنها در کنار پهنه گسلی نیز حالت میلونیتی به خود گرفتهاند (شکلهای ۵، ۶).



شکل ۲ تصویری از رخنمون لوکوگرانیتهای خرد و شکسته موته. در بالای تصویر رخنمون سنگهای دگرگونی نئوپروتروزوییک که لوکوگرانیت-های موته آنها را قطع کردهاند دیده میشود (دید بهسمت شمال تا شمال شرق).



شکل۳ تصویری از لوکوگرانیت تنش آواری در جنوب شرق جمل آباد (دید بهسمت غرب).



شکل۴ تصویری از رگه کوارتزی با راستای شمال شرقی-جنوب غربی درون لوکوگرانیتهای موته.



شکل ۵ تصویری از گرانیتهای میلونیتی در کنار پهنه گسلی (که بهصورت کنگلومرایی برشی شده دیده میشود)، رخنمونهای ارتفاعساز آهکهای الیگومیوسن در بالای تصویر دیده میشوند (دید بهسمت غرب).



شکل ۶ نمای نزدیک از گرانیتهای میلونیتیشده، فلدسپارهای چشمی در تصویر مشخص هستند، خمیره ریزبلور نیز دیده میشود. در لوکوگرانیت-های موته، تورمالینزایی صورت نگرفته است و همچنین برونبومی در آنها دیده نمیشود. شواهد صحرایی آشکاری برای تعیین خاستگاه این گرانیتها دیده نشد و باید به نتایج زمین شیمی بسنده کرد. تنها نبود کانیهای مافیکی چون آمفیبول و پیروکسن در این سنگها تا حدی به نوع S بودن آنها اشاره دارد.

روش بررسی

بر پایه بازدید صحرایی، تعداد ۲۸ نمونه سنگی از رخنمونهای متفاوت موته برای بررسیهای دقیق سنگنگاری با میکروسکوپ قطبشی برداشت گردید. از بین آنها، تعداد ۱۲ نمونه با دگرسانی و هوازدگی کمتر برای تجزیههای زمین شیمی انتخاب شدند. اکسیدهای اصلی به روش طیفسنجی فلورسانس پرتوی ایکس (XRF) در آزمایشگاه سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور مرکز تهران و عناصر جزئی و کمیاب به روش های طیفسنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) و طیفسنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) در آزمایشگاه زمین شیمی مرکز پژوهشهای کاربردی سازمان زمینشناسی در بررسی، ۳ نمونه سنگی انتخاب و برای سنسنجی مورد بررسی، ۳ نمونه سنگی انتخاب و برای سنسنجی مورد زیرکن به روش ICP-MS سایش لیزری به موسسه زمین

بحث و بررسی سنگنگاری

حجم عمده این تودهها را لوکوگرانیتهایی تشکیل میدهند که اغلب به شدت زمین ساخته و خرد شده هستند و بسیاری از این نمونهها میلونیتی (ناشی از دگرگونی پویا) و تنش آواری شدهاند. برخی از ساختارهای میکروسکوپی دیده شده در این نمونهها نشان دهنده چند مرحلهای بودن حرکتهای زمین-ساختی (فازهای مختلف کوهزایی) در منطقه هستند. بافت میکروسکوپی اولیه و اصلی این سنگها دانه ای بوده (اغلب به-دلیل اندازههای گوناگون بلورها، بهصورت ناهمسان بلور است) و بافت ثانویه یا فرعی دیده شده در آنها [۹]: نخست بافت میرمکیتی بوده که در زمان سرد شدن مذاب تشکیل شده است و تغییر ویژهای در ترکیب کانی شناسی سنگ به وجود نمی آورد (شکل ۷ الف). بافت میرمکیتی و پرتیتی شدن بر اثر نیروهای زمینساختی جهتدار و اعمال تنش بر سنگ های منطقه نیز ایجاد می شود [۱۱، ۱۰]. تشکیل میرمکیت از دلایل حضور مــذاب طـی دگرشـکلی اسـت و شـکل گیـری آن را ناشـی از همیافتی با ماگمای در حال تبلور نهایی یا ماگمای آبدار می-دانند [۱۰]. بافت فرعی دیگر بافتهای برآمده از عملکرد زمینساخت (بهدلیل تنش و فشار) مانند میلونیتی شده بوده که در این سنگها رایج هستند. کانیهای اصلی این

لوکوگرانیتها کوارتز و فلدسپارها (بهطور عمده فلدسپارهای قلیایی و به مقدار کمتر پلاژیوکلازها) هستند و از کانیهای فرومنیزین تنها در برخی از نمونهها، میکاها با فراوانی کم از نوع بیوتیت و مسکویت (اغلب به صورت ثانویه) حضور دارند. کانی-های فرعی موجود در مقاطع این سنگها را زیرکن، تیتانیت و کانیهای کدر تشکیل میدهند و کانیهای ثانویه کلسیت، کلریت و اکسیدهای آهن هستند. ویژگیهای میکروسکوپی این کانیها در نمونههای مورد بررسی در ادامه بیان میشود:

کانیهای اصلی

فلدسپارهای قلیایی: بلورهای فلدسپار پتاسیمی از نوع ارتـوکلاز و میکروکلین اغلب به صورت بی شکل در این نمونه ها وجود دارند که ارتوزها گاهی دوقلو بوده و میکروکلینها ماکل مشبک نشان میدهند. در برخی از نمونهها بهدلیل قرار داشتن در پهنه برشی و در معرض نیروهای فشاری، میکروکلینها ماکل مشبک خود را از دست داده و گاهی نیز مانند کوارتزها، بلورهای درشت تر میکروکلین با کاهش اندازه مواجه شده و به بلورهای ریزتر خرد شدهاند. ارتوزها اغلب پرتیتی هستند. بسیاری از ارتوکلازها در این سنگها در مرکز بلور ماکل آلبیتی و در لبه، ماکل مشبک دارند که میتواند نشاندهنده بافت آنتی راپاکیوی باشد (مرکز بلـور از پلاژیـوکلاز سـدیمی و لبـه آن از فلدسـپار پتاسیم یا میکروکلین دارای ماکل مشبک تشکیل شده است). وجود ماکل میکروکلین (مشبک) در بسیاری از بلورهای ار توکلاز می تواند نشانگر دگرشکلی آن ها در حالت جامد باشد [۱۴-۱۲] (شکل ۷ ب). بلورهای ارتوکلاز در سامانه تک میل متبلور میشوند، اما وقتی در معرض تنش قرار می گیرند، سامانه بلوری آنها به سه میل تغییر مییابد. تغییر سامانه بلوری از تک میل به سه میل سبب ایجاد ماکلهای آلبیت و پریکلین در ارتوكلاز میشود [16]. حضور همزمان دو ماكل آلبيت و یریکلین در ارتوکلاز اغلب بهصورت عمود بر هم و همراه با تشکیل منظره شطرنجی است (شکل۷ پ). فلدسپارهای قلیایی در برخی نمونهها تا حدی دگرسان شده و به کانیهای رسی تبدیل شدهاند. کانیهای فرعی چون زیرکن و تیتانیت به صورت میانبار در آنها دیده میشوند. آنها همچنین شکستگیهایی دارند که با کوارتزهای ثانویه، کلسیت، اکسیدهای آهن و گاهی فلدسپارهای نسل دوم پر شدهاند. رشد کوارتز درون بلورهای فلدسپار بافت فرعی میرمکیتی را در بسیاری از نمونهها ایجاد کرده است (شکل ۷ ت).



شکل ۷ تصاویر میکروسکوپی از لوکوگرانیتهای شمال و شمال غرب موته: الف) بافت ناهمسان بلور بهعنوان بافت اصلی و بافت فرعی میرمکیتی، ب) بلور درشت ارتوکلاز پرتیتیشده که ماکل آلبیتی و پریکلین را همزمان نشان میدهد، بیانگر دگرشکلی آن در حالت جامد است، پ) لبه ارتوز با ماکل مشبک و کوارتزهای باز تبلور یافته کوچک در فواصل بین کانیها، ت) بافت میرمکیتی در لوکوگرانیت، ث) کوارتزهای با خاموشی موجی در یک پروتومیلونیت گرانیتی، ج) کوارتزهای باز تبلور یافته در مرز بین دانهها و میکروکلینهای کوچک ناشی از خردشدن بلورهای درشت آن در اثر تنش اعمال شده بر سنگ، چ) ماکل دگرشکلی همراه با آثار شکستگی ناشی از تنش وارد شده به بلور پلاژیوکلاز، ح) ماکل دگرشکلی همراه با جابهجایی بهدلیل وجود میکروگسلها در یک بلور پلاژیوکلاز، خ) خردشدن و شکستهشدن بلورها همراه با کاهش اندازه و رگچههای پر شده با کوارتز و فلدسپارهای نسل دوم در پروتوکاتاکلازیت گرانیتی همه تصاویر در نور قطبیده گرفته شده اند.

کوارتز: بلورهای کوارتز در این سنگها بهصورت بیشکل و اغلب با خاموشی موجی دیده میشوند (شکل ۷ ث) و بهدلیل قرار داشتن این سنگها در پهنههای برشی، کوارتزها دچار کاهش اندازه اولیه و باز تبلور شدهاند (شکل ۷ ج). بلورهای کوارتز اغلب بهصورت بسبلور هستند و در نمونههای زمین ساخته، کوارتزهای باز تبلور یافته کوچک در مرزهای بین بلورهای درشتت در خمیره سنگ، رشد کردهاند. در لوکوگرانیتهای میلونیتی، کوارتزهای بسبلور، مرزهای دندانه دار پیدا کردهاند (مهاجرت مرزدانهها) و بهصورت کوارتزهای برشی دیده میشوند.

پلاژيوكلاز: پلاژيوكلازهاى سديمى بيشتر بهصورت نيمهشكلدار و کمتر بیشکل در این سنگها با فراوانی کمتری نسبت به فلدسپارهای پتاسیمی و کوارتز حضور دارند و اغلب از نوع الیگوکلاز هستند و ماکل چندریختی نشان میدهند. در نمونه-های به شدت زمین ساخته، ماکلهای پلاژیوکلازها دگرشکل (شکل ۷ چ) و گاهی خمیده شدهاند. همچنین گاهی بلورهای پلاژیوکلاز بهصورت خرد و شکسته شده دیده می شوند. در برخی از نمونهها پلاژیوکلازهای سدیمی درون بلورهای فلدسپار پتاسیمی قرار دارند که تقدم تشکیل پلاژیوکلازها را بر پایه سری باون نشان میدهد. بر اثر تنش و مهاجرت مرزدانهها، لبه پلاژیوکلازها اغلب بهصورت دندانهای و کنگرهای در نمونههای زمین ساخته دیده می شود. همچنین گاهی شکستگی های بلورهای پلاژیوکلاز با جابهجایی همراه است که این امر نشان-دهنده رخداد حرکتهای تنش آواری در چند مرحله بر سنگ-های گرانیتوییدی است (شکل ۲ ح). در مرحله نخست این حرکتها، درشتبلورهایی چون کوارتز و میکروکلینها دچار کاهش اندازه و بازتبلور شدهاند (شکل ۷ خ). پلاژیوکلازها در برخی نمونهها به سریسیتهای ریـز و کمـی کـانیهـای رسـی دگرسان شدهاند. پلاژیوکلازها نیز چون فلدسپارهای قلیایی آثار شکستگی نشان میدهند که بعضی از آنها با اکسیدهای آهن و گاهی کوارتز پر شدهاند.

میکاها: این کانیهای صفحهای با فراوانی بسیار کم از نوع بیوتیت و مسکویت (اغلب بهصورت ثانویه) در برخی از نمونهها حضور دارند. بیوتیتها دگرسانی به کلریت نشان میدهند و اغلب در اثر تنش اعمال شده بر سنگ، دگرریخت هستند.

کانیهای فرعی

کانیهای فرعی موجود در این نمونهها زیرکنهایی اغلب شکل-دار هستند و درون کانیهای اصلی سنگ بهصورت میانبار حضور دارند. تیتانیت نیز بهصورت شکلدار تا نیمهشکلدار در مقاطع این سنگها دیده میشود. کانیهای کدر، اغلب بیشکل در این سنگها حضور دارند.

کانیهای ثانویه

کلریت اغلب برآمده از دگرسانی بیوتیتها، با فراوانی کم در سنگهای مورد بررسی دیده میشود. کانیهای رسی و کمی سریسیت نیز از دگرسانی فلدسپارها تشکیل شدهاند. اکسیدهای آهن اغلب رگهها و شکستگیهای موجود در سنگها ورد کردهاند. کمی کلسیت نیز به صورت پرکننده رگهها وجود دارد.

سنسنجی نمونههای تودههای گرانیتی شمال و شمال غرب موته

از آنجا که در مورد سن این رخنمون های پراکنده و ماهیت آنها اختلاف نظر بسیاری وجود دارد، سه نمونه از رخنمونهای متفاوت گرانیتهای موته برای سنسنجی U-Pb زیرکن انتخاب شدند که محل آنها در شکل ۱ ب با ستاره مشخص شده است. از این سه نمونه با شمارههای Mu-7D، Mu-13D، Mu-14D تعداد ۸۷ زیرکن جدا گردید. تصاویر تابناکی دانه-های زیرکن جدا شده در شکل ۸ آورده شدهاند. دیده می شود که دانههای زیرکن منشوری شکل هستند و در آنها منطقه-بندی نوسانی کاملاً آشکار و گسترش یافتهای وجود دارد. در این دانهها هیچگونه میانباری از زیرکنهای موروثی (زیرکنهای قدیمی تر از این زیرکنها) وجود ندارد. به ندرت میانبارهایی از آیاتیت درون برخی از این بلورها دیده می شود. نسبت Th/U در بلورهای زیرکن جدا شده از هر ۳ نمونه بیش از ۰٫۱ بوده که نشاندهنده یک خاستگاه ماگمایی برای رشد این بلورهاست [۱۶] (جدول ۱). با در نظر گرفتن این ویژگیها، نتایج سن-سنجى U-Pb زيركنها نشاندهنده زمان تبلور لوكوگرانيتهاي موته است. سن سازگار بهدست آمده از دانههای زیرکن از نمونههای Mu-13D ،Mu-7D و Mu-14D بهترتیب Ma 575.6±4.0Ma (MSWD=0.014) 572.6 ± 3.4 (MSWD=0.040) 574.6 ± 3.3 Ma (MSWD=0.81) است (شکل ۹). نزدیکی سنهای بهدستآمده نشان میدهد که این تودههای نفوذی همه در نئوپروتروزوییک شکل گرفتهاند.



شکل ۸ تصاویر کاتدولومینسانس از زیرکنهای سننسنجی شده از نمونههای لوکوگرانیتی موته، الف) زیرکنهای نمونه Mu-7D، ب) زیرکنهای جدا شده از نمونه Mu-13D و پ) بلورهای زیرکن جدا شده از نمونه Mu-14D.



شکل ۹ نمودارهای سازوکار از دادههای بهدست آمده از سن سنجی با روش U-Pb زیر کنهای سنگهای لوکو گرانیتی موته از الف) نمونه Mu-7D، ب) نمونه Mu-14D، ب) نمونه Mu-14D.

$(Mu-14D_{4}Mu-13D_{4}Mu-7D)$	ای شمال و شمال غرب موته (براي نمونههاي تودوهاي نفوذ	به سن سن ج U-Ph در ک	حدما (نتابع تحز
(Inta Tibuna Tobuna /D)	ی سمال و سمال غرب موت (برای صوفهای توققهای تقود	یه سن سنجی ۲۰ ۵ ریز ک	جماول الملايين فاجز

Name	Pb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	207Pb/235U	2σ	206Pb/238U	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U age(Ma)	2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U age(Ma)	2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb age(Ma)	2σ
Mu-7D-	۴۸٫۴	٨٠٨	۱۱۳/۸	•,۴۴	-77	۰,۷۶۸	۰ ٬۰۳۸	۰,۰۹۳۸	•,•• * X	•,•\$•\$	•/•••۲۷	۵۷۲	۲۱	۵۷۷	77	546	٩٢
Mu-7D- 2	۶٩,۴	۲۲/۲	188/9	•/4٣	- 1 1 • • •	٠/٢۴۵	•/• **	•/•976	•/••٢	۰/۰۵۸۴	•/••14	581	۱۳	۵۶۹	17	۵۰۹	۵۳
Mu-7D-	۱۰۴/۷	۱۲۸	۲۲۳/۹	۰٫۵۷	۹۱۰۰۰	۰٫۷۸۳	۰٬۰۳	•,•94٣	۰,۰۰۳۵	•/•۶١۴	•,•••٣	۵۸۳	۱۷	۵۸۰	۲۰	۵۹۲	٨٠
Mu-7D- 4	184/8	۱۴۰/۸	۲۷۶/۶	۰۵۰	84	•774	۰,۰۱۸	•/•٩١٣	٠,٠٠١٩	•/• ۵۸Y	•/••11	۵۵۹/۶	۱۱	۵۶۳	۱۱	۵۳۰	41
Mu-7D-	٨٧/٢	٩۵/٣	۱۸۳/۳	۰۵۱	- 47	۰٫٧۶۱	•/• ٢١	•/• 986	•/••77	•/• ۵۹۲	•/••17	۵۷۱	١٢	۵۷۵	۱۳	54.	49
Mu-7D-	٨٩/١	۹۷٫۵	۲۳۴/۳	۰٫۴۱	۳۳۰۰۰	•/٧٧٢	۰٬۰۱۹	•/• ٩۴٨	•/•• • • • •	۰/۰۵۹۵	•/••1٣	۵۷۸/۹	۱۱	۵۸۳	17	۵۴۷	۴۷
Mu-7D- 7	۱۲۵/۱	191/4	۳۵۷/۵	۰٫۵۳	79	• /۲۶۱	۰,۰۱۸	• /• 988	•/•• • ٢ ١	•/• ۵٩۶	•/••11	۵۷۲/۹	۱۱	۵۷۴	17	۵۵۷	47
Mu-7D-	194	۲۱۲/۸	۳۷۳/۲	۰٫۵۷	71	۰/۲۶۵	•/• ١٧	•/•9٣	•/••٢	۰/۰۶۰۱	•/••17	576/9	١٠	۵۷۳	17	۵۶۷	۴۵
Mu-7D- 9	۲۰۷/۸	774/9	414/1	۰٫۵۳	۶	۰٫۷۵	۰/۰۲۵	•,• ٩٣	•/•••	۰/۰۵۹۱	۰/۰۰۱۵	588	۱۵	۵۷۳	18	۵۵۰	۵۷
Mu-7D-	79 <i>7</i> /f	WY 1/1	۵۱۲	۰/۶۲	٩	۰/۷۵۲	٠/•١٨	•/• 977	•/••٢	•/• ۵۹۶	•/•• ١١	588/2	۱۱	۵۶۸	17	583	41
Mu-7D-	۲۴۵/۵	۲۷۴٫۳	478	۰٫۵۷	-6	۰,۷۴۸	•/• **	٠/٠٩١١	•,••79	•/•۵۹۸	•/••1٣	583	۱۳	583	۱۵	۵۵۹	49
Mu-7D-	۱۸۶/۴	۴/۴	۵۲۲	۰٫۳۸	1	۰/۷۶۵	•/•٣۴	•,• 988	•,••٣۶	•/•۶•۲	•,••٢٣	۵۷۵	۱۸	۵۷۶	۲۱	۵۶۰	٧۴
Mu-13D-	17.	۱۳۷/۷	۲۹۰	•/۴٧	۵۶۰۰۰	•/४۶۲	۰٬۰۱۹	٠/٠٩٢	٠/٠٠١٩	•/•۶•۴	•/•• ١٢	۵۷۴	۱۱	۵۶۷	۱۱	۵۸۸	۴۵
Mu-13D-	۲۱۸/۳	۲۴۷٬۵	474	۰٬۵۲	۳۲۰۰۰	۰/۲۴۵	۰٬۰۱۹	۰/۰۹۳۲	•,•••۲۱	۰/۰۵۸۴	•/••14	094	۱۱	۵۷۴	۱۳	۵۱۷	44
Mu-13D-	111/9	۱۱۹/۵	۱۷۳/۱	۰/۶۹	۷۰۰۰۰	۰/YY۶	•/• ٢۴	•/• 987	•/••٢	•/•۶•۶	•/••18	۵۸۰	14	۵۷۴	١٢	۵۸۴	۵۸
Mu-13D-	۱۸۵/۸	۲ • ۴/۸	417	•/۴٩	۴۰۰۰۰	•/444	۰٬۰۲۱	•/• 978	•/•• ٢۶	۰/۰۵۸۳	•/••1٣	094	١٢	۵۷۰	۱۵	571	49
4 Mu-13D-	۱۴۵/۸	۱۶۰/۸	۲۹۲/۶	۰,۵۴	۴۰۰۰۰	۰٫۷۵۵	۰٬۰۱۸	•/• ٩۴٩	•/••٢١	۰/۰۵۸۳	•/••1٣	۵۶۹/۵	۱۱	۵۸۴	١٢	۵۰۶	۴۷
Mu-13D-	۱۴۵/۵	180/1	۳۰۹	۰/۵۳	۳۷۰۰۰۰	•/४९٣	٠/٠١٩	٠/٠٩١٨	•/••٢١	۰/۰۶۰۵	•/••١٢	۵۷۲/۸	۱۱	۵۶۵	١٢	۵۹۱	۴٣
Mu-13D-	۲۰۷/۵	۲۳۶/۲	438/2	۰٫۵۴	۳۲۰۰۰۰	٠/٧٧۵	۰٬۰۱۹	•,•948	•,•••٢٢	•/•۵۹۸	•/••11	۵۷۹/۹	۱۱	۵۸۳	۱۳	۵۶۵	۴.
Mu-13D-	٨٣/٩	٩٢/۶	۲۰۴/۸	۰٬۴۵	149	۰٫۷۸	•/• ٣١	٠/٠٩١٨	•/••٢	•/•۶١۶	•/••14	۵۸۳	١٢	566	١٢	820	۵۲
Mu-13D-	۲۰۱/۶	۲۱۹/۸	474/7	۰۵۱	49	٠/٧٧۵	•/•٢	• /• 937	•/••**	•/•۶	•/••1٣	۵۷۹	۱۱	۵۷۷	۱۳	۵۷۳	۴۷
Mu-13D-	220/1	۳۰۰/۳	۴۸۹/۳	0/61	٩۶٠٠٠	•/٧٧٢	۰٬۰۱۹	•/•9۴	•,••**	•/•۵۹۵	•/••11	۵۷۸/۱	۱۱	۵۷۸	۱۳	581	47
Mu-13D-	4	419	847	۰٫۶۵	41	۰/۷۵۲	۰/۰۲۵	۰٬۰۹۳۸	۰/۰۰۲۸	٠/٠۵٩١	٠/••١٨	566	14	۵۷۷	۱۷	۵۲۰	۶۴
Mu-13D-	717/4	۲۲۴/۸	490	۰/۴۸	۳۱۰۰۰۰	۰/Y۶Y	٠/٠١٩	•/• 989	•/••**	•/• ۵۹۲	•/••١٢	۵۷۷	۱۱	۵۷۸	۱۳	540	49
Mu-13D-	٣٩/۴	۴۱/۴	۱۰۳	۰٫۴۰	۸۳۰۰۰	۰٫۷۵۳	۰,۰۳	۰/۰۹۳۵	•,••٣٢	•/•۵٨۶	•/••١٩	654	۱۷	۵۷۵	۱٩	۵۰۰	٧٠
Mu-13D-	۲۰۹/۴	22F/S	41.17	۰/۵۴	۵۸۰۰۰۰	۰/YAA	۰/۰۲۵	۰/۰۹۳۵	•/••٣	٠/٠۶١٨	٠/••١٨	۵۸۸	14	۵۷۶	۱۸	۶۵۶	۵۹
Mu-14D-	٩٣⁄١	۴/۶	۲۳۱/۱	۰٬۴۵	-0	۰ _/ ۷۶۷	۰٬۰۱۹	۰٬۰۹۳۱	٠,٠٠١٨	•,•۶	•/••١٢	۵۷۵/۱	۱۱	۵۷۴	۱۱	584	44
Mu-14D-	۱۱۳/۵	۱۲۹/۶	۱۹۳/۱	۶ _/ ۶۷	_9	۰/۷۶۵	۰٬۰۱۹	۰/۰۹۳۶	٠/٠٠١٩	•/•۵٩۴	•/••1٣	۵۷۴	۱۱	۵۷۶	۱۱	540	49
Mu-14D-	۱۳۵/۹	149/8	844/V	•/4٣	_9	٠/٢۵۵	۰٬۰۱۹	•/• ٩٣٧	•/••**	•/•۵٨۶	•/••1٢	۵۷۰	١٢	۵۷۹	۱۳	۵۲۶	44
Mu-14D-	78./7	۲۸۵/۴	۴۷۸	۰٫۵۹	_44	۰/۲۵۶	۰,۰۱۸	•/• 986	•,••**	٠/٠۵٩١	•/••17	۵۶۹٬۵	۱۱	۵۷۵	۱۳	542	۴۵
4 Mu-14D-	748/1	۲۷۳/۱	۵۰۸	۰/۵۳	-۱۸۹۰۰۰	•/441	۰٬۰۱۸	•/•985	•/•••٢٢	•/•۵٨٩	٠/٠٠١	588/5	١٠	۵۷۰	۱۳	۵۳۶	۴.
5 Mu-14D-	۱۵۲/۵	۱۷۶/۳	۳۵۸/۱	۰/۴۹	- ۱۸	٠/ ٧ ۶٩	٠/٠٢١	•/•944	•/•••٢٢	•/•۵٩۴	•/••1٣	۵۷۶	١٢	۵۸۰	۱۳	۵۵۴	۴٨
6 Mu-14D-	78¥/8	۲۹۲/۸	۳۸۹/۹	۰٫۷۵	18	•/४۶۲	۰٬۰۲	•/• ٩٢٨	•/••74	۰ _/ ۰۵۹۸	•/••14	۵۷۳	۱۱	۵۷۱	14	۵۶۵	۵١
/ Mu-14D-	۱۸۵/۵	۲۰۸/۱	361/8	۰/۵۷	۲۸۰۰۰۰	٠/٧٦١	٠/٠١٩	۰/۰۹۳۵	•/•••٢٢	•/• ۵۹۲	•/••11	۵۷۴	١٢	۵۷۵	۱۳	۵۶۰	٣٩
8 Mu-14D-	۲۲۶/۵	۲۵۵/۷	۴۲۸/۹	۰٫۵۹	۹۵۰۰۰	٠/٧٧۵	۰٬۰۱۸	•/• 974	٠/٠٠١٩	•,•۶•٣	•/••11	۵۸۱/۲	١٠	۵۷۵	۱۱	۵۹۳	۴.
9 Mu-14D- 10	۲1۶/۲	۲۳۵/۳	415/1	۰/۵۶	-7	٠/٢٥٢	۰٬۰۱۹	•/•971	•,••٢٣	•,•۶•۲	•/••١٢	889/F	۱۱	۵۶۷	14	۵۸۰	44

زمین شیمی عناصر سنگ کل نمونههای تودههای نفوذی شمال و شمال غرب موته

از تعداد ۲۸ نمونه سنگی برداشته شده از تودههای نفوذی گرانیتی در همتافت موته-گلپایگان، ۱۲ نمونه بهنسبت سالم جدا و تجزیه زمین شیمیایی شدند که نتایج آنها در جدول ۲ آورده شده است. مقدار SiO₂ این سنگها از ۴/۶ تا ۲۸/۳ درصد وزنی در تغییر است. مقدار قلیاییهای این نمونهها از ۲/۱ تا ۳/۳ درصد وزنی برای Na₂O و از ۳/۹ تا ۵/۹ درصد وزنی برای K₂O تغییر مینماید. مجموع قلیاییها در این

گرانیتها بالا و از ۶ تا ۹٫۲ بوده، در حالی که CaO این نمونهها پایین (کمتر از ۱٫۸) است. برپایه نتایج زمین شیمیایی و نمودار R1-R2 [۱۷]، سنگهای گرانیتوییدی موته در گستره گرانیت متمایل به گرانیت قلیایی جای دارند که همخوانی خوبی با نتایج سنگنگاری دارند (شکل ۱۰ الف). همچنین بر پایه نمودار مرجع [۱۸]، این سنگها با ترکیب گرانیت در گستره نیمه قلیایی قرار دارند (شکل ۱۰ ب). گرانیتهای مورد بررسی از نوع آهندار بوده [۱۹] و بیشتر آهکی قلیایی هستند [۲۰]



شکل ۱۰ توزیع نمونههای گرانیتی موته بر نمودارهای تفکیک کننده کلاسیک: الف و ب) نمودارهای ردهبندی و نامگذاری سنگها بر پایه پارامترهای R1 و R2 [۱۷] که براساس آن، نمونهها در گستره گرانیت متمایل به گرانیت قلیایی جای دارند و بر پایه Na₂O+K₂O نسبت به SiO₂ [۱۸] که براساس آن، نمونهها با ترکیب گرانیتی در گستره نیمه قلیایی هستند، پ) نمودار FeO_t/(FeO_t+MgO) نسبت به SiO₂ [۱۹] که در آن گرانیتها در گستره آهندار قرار دارند، ت) نمودار Na₂O+K₂O-CaO نسبت به SiO₂ [۱۹]، که براساس آن، نمونههای گرانیتی اغلب در گستره آهکی قلیایی واقع هستند.

حسب درصد وزنی، عناصر جزئی و کمیاب برحسب g/g	نه. اکسیدهای اصلی بر	شیمیایی نمونههای موتا	۲ نتایج تجزیه ۱	جدول
---------------------------------------------	----------------------	-----------------------	-----------------	------

Samples	Mu-5	Mu-6	Mu-7	Mu-8	Mu-9	Mu-11	Mu-13	Mu-14	Mu-22	Mu-23	Mu-24	Mu-27
SiO_2	۷۶/۵	۲۶/۳	۲۶ /۶	YY/I	YY/A	۲۸/۳	۲٨/۲	۷۴٫۶	Y٨	٧٧/٩	۲۸/۱	۲۷٫۴
Al_2O_3	۱۲/۵	۱۲/۶	۱۲/۳	1 1/Y	١٢	17/1	۱۲/۶	۱۲/۵	۱۲/۳	۱۲/۴	۱٢/۵	۱۲/۲
FeOt	1/44	١/۵٣	۱/۴۴	۱/۳۵	۱٬۰۸	۰٫۸۱	۰٬۹۰	١/٧١	٠/٩٩	۱٬۰۸	۰٬۹۰	١/١٧
Fe_2O_{3t}	۱/۶	١/٧	۱/۶	۱٫۵	١/٢	٠/٩	۱/•	١/٩	١/١	١/٢	۱/۰	١/٣
MnO	•/•	•/•	٠/١	٠/١	٠/١	٠/١	٠/١	•/•	٠/١	٠/١	٠/١	٠/١
MgO	٠/١	٠/٢	٠/١	٠/١	٠/١	•/•	٠/١	۰/٣	٠/١	٠/١	٠/١	٠/١
CaO	۰٫۵۶	• ،۶۰	۰٫۵۱	•_/۴۴	۰٫۳۶	• / ٢ •	٠/٢٣	• /88	٠/٢٨	۰٫۳۱	٠/٢۵	٠/۴٠
Na ₂ O	۲/۴	٣	۲/۴	۲/۵	۲/۷	٣/٣	٣/١	۲/۱	۲/٨	۲/۷	۲/۹	۲/۶
K_2O	۵/۳	۵/۶	۵/ •	۴/۹	۴/۵	٣/٩	۴/۰	۵/۹	۴/۱	۴/۳	۴/۰	۴/۷
TiO ₂	۰/۱۶	٠/١٧	۰/۱۶	۰/۱۵	•/14	•/١•	٠/١١	٠/١٨	•/17	٠/١٣	•/17	٠/١۵
P_2O_5	•/• ١٧	۰/۰۱۶	٠/•١٨	• /• ۲ •	۰/۰۲۵	• /• ۲۷	• /• ٣٧	•/•))	۰/۰۲۶	۰/۰۲۵	۰/۰۲۶	• /• ٣٣
مواد فرار .L.O.I	۰٫٨۶	۰۵۰	۱/۲۰	١/۵	١/•٧	١/• ٢	• /۵	۱/٨	١/• ٢	۰٫۸۳	١	۱/• ۲
V	<۵	۶	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	٧	<۵	<۵	<۵	<۵
Ba	۲۴۹٫۳	184	۲۷۸	۳۰۶	۳۵۷/۱	۲۲۱	۵۹۷	۲۰۲/۷	۳۹۱	4.1	۴۸۵	378
Sr	۴۰/۹۰	۳۸/۴۰	۴١/۶۰	۴۳٫۷۰	۴۸/۰۰	۶۳٬۵۰	۵۸/۴۰	۲۶/۷۰	۵۲/۱۰	۴۸ _/ ۴۰	۵۵/۶۰	۴۵/۲۰
Y	۲۱/۸	۲۹/۱	47/.	۱۹/۳	۳١/٢	٣٩/٨	۲۶/۹	44/2	۲۴/۳	۳۴/۹	۳۷/۶	48/1
Zr	٩٠	٨۵	٩۶	٩٩	11.	۱۳۳	۱۳۰	۷١	۱۲۵	171	١٢٨	۱۰۶
Cr	۴۷	۴۸	۴۵/۴	۴۳/۶	۴۰/۷	۲۷	۳۱	۵۰	۳۵	۳۸/۹	37	47
Co	١	۲	١	<1	<1	<1	<1	۲	<1	<1	<1	<1
Ni	٣/۶	٣/۴	۴	۴/۳	۴/۶	۶	۵/۴	٣	۵	۴/٨	۵/۱	۴/۶
Cu	٣/۴	٣/۶	٣/۴	٣/١	۲/۷	٦/٣	١/٧	۴	۲/۵	۲/۵	۲٫۲	٣
Zn	14	۱۵	۱۳	۱۰	۶	<۲	۲>	١٧	٣	۴	۲	٨
Ga	٩/۵	۷٠/۷	17/8	٩/١	11/1	۱۲/۴	۳۰/۳	۱۳/۱	١٠	۱۱/۵	١٢	۱۳/۹
Rb	۱۸۵/۴	۱۷۳/۳	۱۹۲	۲۱۰	۲۲۹	۱۵۵	181	180/8	749	۲۳۴	۲۶۹/۳	۲۲۱/۳
Nb	۶/۷	۵/۴	$V_{/}\Delta$	٨/١	٩/۶	۱۳/۵	۱۳/۱	٣/١	۱۱/۴	۵. ۱۰	۳۱۲	٨/٩
Cs	١/•٧	۱/۲۶	۱/۶۵	٠/٩١	۱/۳۴	۱/۵۱	1/17	١/٧٨	1/11	1/47	۱/۴۶	۲/۱۳
La	۱۵/۸	۲۷/۴	41/2	۱۳/۶	۳۱/۷	۳۸/۶	۲۳/۶	48/3	۱٩/٩	۳۵/۲	۳۷	۵۱/۵
Ce	٣٩/۵	۵۹/۸	۹١/٣	۳١/٧	۶۵/۲	٨۵/۴	۵١	۹۷/۸	48/0	Y 1/Y	۲۹ /۹	11.1
Pr	۵/۰۲	٨/٢۶	۱۳٬۰۶	4/17	۳۰٬۰۳	۱۲/۹	٧/١٢	14/01	۶/۳۵	۱۱/۰۱	17/78	14/30
Nd	۱۷/۷	24/1	43/1	14/9	۲٧/۶	۳٨/٨	۲1/۹	۴۷/۸	۱۹/۵	۳١/٨	٣٣/٧	۵۱/۹
Sm	۴/۵	٧/٢	٩/٩	٣/٣	٧/۶	۹٫۵	Δ/V	۱۰/۴	۵/۱	٨/٩	٩٫٢	1 1/Y
Eu	٠/٣٩	٠٬۴٧	۰/۶۱	• /٣۴	۰٫۵۰	• ,89	•/۴١	• /YY	•/۴١	۰/۵۶	•/87	۰٫٨۰
Gd	۴۸۱	۶/۵۰	٧/٠٨	۴/۴۵	۶/٨	۷/۰۳	۵٫۲۹	٧/٣	۴/۹۵	۶/۹۰	۶/۹۹	٨/٩٨
Tb	۰٫۶۵	٠/٨۴	1/14	۰٫۵۹	۰٫۹۰	١/١٢	• /YY	١/٢٠	• /Y 1	٠/٩٢	١/٠٩	١/٢۵
Dy	4/48	۵/۸۳	۷/۶۵	۳/۹۱	۶/۱۰	٧/٦١	۵/۵۹	Y/AY	۵/۰۹	8,84	٧/۴٩	۷/۹۵
Ho	٠/٧٩	۰٬۹۸	۲۳۴	۰٫۷۱	۹/۰۶	1/54	۰٬۹۱	1/47	٠٫٨۶	1/17	١/٢١	۱/۵۴
Er	۲/۳۶	۳٫۱۱	۴/۱۸	۲/۱۱	٣/۴٢	۴/۱۳	٣/٠٣	۴/۲۹	۲/۶۷	٣؍٨۴	۴/۰۲	۴/۳۴
Tm	• /۳۸	۰٬۵۷	۰٫۶۱	٠/٣٣	۰٫۵۹	۰٫۵۸	۰/۴۸	۰/۶۵	•/47	۰٬۵۲	۰/۵۶	• /Y •
Yb	۲/۳۴	۳٫۲۰	۴/۳۰	۲٫۲۰	۳/۶۲	۴/۱۵	۲/۹۹	۴/۳۳	۲/۶۶	۳٫۸۱	۴/۰۲	۴/۳۶
Lu	• / ٣ ۴	٠/٣٩	۰٫۵۱	۰٫۳۱	.،۴۰	۰٬۴۸	٠٫٣٧	۰٬۵۳	۰٫۳۶	•_141	۰٬۴۵	٠٫۵٧
Hf	۴/۶۰	۴/۵۰	۴/۲۰	۴٫۸۵	۵٫۲۰	۵/۹۰	۵/۷۰	٣/٩٠	۵/۵۰	۵/۳۰	۵/۶۰	۵/۰۰
Та	۱/۳۰	۱/۲۰	۱/۴۰	۱/۴۰	۱/۵۰	۱٬۸۰	۱٫۷۰	۱/۰۰	۱/۶۰	۱/۶۰	١/٧٠	۱/۵۰
Th	٩/٩۵	۸٫۲۰	۲۷/۲۷	۱١/٢٠	17/80	۱۶/۵۰	۱۵/۶۰	۶/۱۰	۱۳٬۹۰	۱۳/۴۰	١۴٫٨٠	۱۱٫۸۳
U	٣/۶	٣/۵	٣/۶	٣/٧	۳/٨	۴/۱	۴/۱	٣/٣	٣/٩	٣/٩	۴	٣/٨

در شکل ۱۲، نمونههای گرانیتی موته نسبت به کندریت (La, LREE بهنجار شدهاند. عناصر خاکی نادر سبک LREE؛ (Ce, Pr, Nd) تا حدی نسبت به عناصر خاکی نادر متوسط و سنگین، غنیشدگی مختصری نشان میدهند (La_N/Yb_N=4.43-8.47). عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) الگوهای یکنواخت و خطی نشان میدهند. غنی-شدگی مختصر BLREEها نسبت به HREEها و الگوی تخت و از نظر شاخص اشباعشدگی از آلومینیوم [۲۰]، این گرانیت ها در گستره پرآلومین قرار دارند (شکل ۱۱ الف). در نمودار K₂O نسبت به SiO₂ [۲۱]، افزون بر تفکیک سریهای گوناگون ماگمایی (تولئیتی، آهکی قلیایی و شوشونیتی)، نمونه ها از نظر سدیمی و پتاسیمی بودن نیز از هم جدا می گردند. بر این اساس، همه سنگهای گرانیتی موته در گستره آهکی قلیایی پتاسیم بالا قرار دارند (شکل ۱۱ ب).

مسطح HREEها می تواند نشان دهنده نبود گارنت در خاستگاه باشد. در این نمودار بی هنجاری منفی در Eu وجود دارد و چنان که در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۱۳) دیده می شود، Sr نیز در نمونه های موته بی-هنجاری منفی داشته که بی هنجاری های منفی این دو عنصر با جدایش فلدسپارها به ویژه پلاژیوکلازها ارتباط دارد [۲۳]. همچنین ممکن است که خاستگاه و منبع تولید این مذاب های گرانیتی از عنصر Eu تهی بوده باشد [۲۴].

در نمودار چند عنصری نمونههای گرانیتی مورد بررسی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۲] (شکل ۱۳)، عناصری Rb, منفی و عناصر Ba, Nb, Ta, Sr, P, Ti بیهنجاری منفی و عناصر Th, U, K, Pb بیهنجاری مثبت نشان میدهند. بیهنجاری منفی Ti مربوط به جدایش فازهای دربردارنده این عنصر چون

تیتانیت و بیهنجاری منفی Ba نیز میتواند در ارتباط با حضور بیوتیت یا فلدسپار در منبع ذوب باشد. بیهنجاری منفی Sr و Eu با جدایش پلاژیوکلازها در ارتباط است و با جدایش آپاتیت، مقدار P کاهش مییابد. در مقابل، غنیشدگی از عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) همراه با تهیشدگی عناصر Nb و Ti از مشخصههای پوسته قارهای است [۲۵، ۲۶] که میتواند نشانگر آلایش پوستهای و یا ذوب دوباره آن در تولید مذابهای گرانیتوییدی باشد [۲۷].

با در نظر گرفتن دو نمودار ۱۲ و ۱۳، نمونههای گرانیتی موته یک غنی شدگی نسبی از LREEها و عناصر با شدت میدان بالا (LILE)ها نسبت به HREEها و HFSEها نشان میدهند که با ویژگی های ماگماهای تولید شده در محیطهای فرورانش همخوانی دارند.



شکل ۱۱ الف) نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۱۸]، برای تعیین اشباعشدگـــی از آلومینیم ماگما، ب) نمودار درصد وزنیK2O نسبت به SiO₂ [۱۹]، نمونهها در گستره آهکی قلیایی پتاسیم بالا جای دارند.



شکل ۱۲ نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۰].



خاستگاه ماگمای تودههای نفوذی شمال و شمال غرب موته بر یایه نمودارهای FeOt/MgO نسبت به FeOt/MgO نسبت به و Na₂O+K₂O در برابر ۲۸]۱۰۰۰۰ [۲۸]، همه نمونههای گرانیتی موته در گستره گرانیتهای نوع S, I, M قرار می گیرند (شکلهای ۱۴ الف و ب). برای جداکردن گرانیتهای نوع I, S, M از هم، از نمودارهای P₂O_{5 نست به} Na₂O و [۲۹] [۳۰] د سبت به Na₂O [۳۰] استفاده شد (شکل ۱۴ پ و ت). که بر این اساس، گرانیتهای موته از نوع گرانیت-های S هستند (شکل ۱۴ پ و ت). پیشتر اشاره شد که این گرانیتها شواهد صحرایی روشنی از نوع ${
m S}$ بودن ندارند (نبود تورمالینزایی و یا حضور برونبومهای رسوبی). همچنین در مقاطع میکروسکوپی نیز، این گرانیتها بدون گارنت و سایر کانی های آلومینیومدار هستند و تنها نبود کانی های مافیک چون آمفیبول، پیروکسن و حضور کم میکاها تا حدی نشانگر S بودن آنهاست، اما با استفاده از دادههای زمین شیمیایی نوع Sبودن این گرانیتها تایید میشود.

لوکوگرانیتهای موته پرآلومین هستند و مقدار Rb بالا و sr پایینی دارند که خاستگاه پوستهای آنها را تایید مینماید. همچنین، سنگی با ترکیب مافیک یا حتی برونبومهای مافیک در همراهی یا درون گرانیتهای موته در رخنمونها دیده نشد و ترکیب این سنگها به مذابهای با سیلیس بالا محدود می-شود. این امر احتمال نقش فرایند جدایش بلوری از یک ماگمای گوشتهای در تولید این سنگها را رد کرده و در مقابل احتمال ذوب بخشی یک خاستگاه پوستهای برای تولید مذاب

سنگهای موته را تقویت مینماید. برای تعیین ترکیب منبع رسوبی خاستگاه لوکوگرانیتهای موته از نمودار Rb/Ba نسبت به Rb/Sr [۳۵، ۳۲] استفاده شد (شکل ۱۵ الف). بر این اساس، منبع تولید ماگماهای گرانیتی موته همگن و یکنواخت نبوده است و بهنظر میرسد که از ذوب بخشی ترکیبی از سنگهای رسوبی پسامیتی و پلیتی دگرگونه تشکیل شدهاند. همچنین بر پایه CaO/MgO+FeOt نسبت به K2O/Na2O [۳۳] نیز، سنگهای گرانیتی موته برآمده از ذوب بخشی دو منبع ماسه سنگ تیره دگرگونه و رسی دگرگونه هستند (شکل منبع ماسه سنگ تیره دگرگونه و رسی دگرگونه هستند (شکل

جایگاه زمینساختی ماگمای تودههای نفوذی شمال و شمال غرب موته

برای تعیین محیط زمین ساختی تودههای نفوذی لوکو گرانیتی موته از نمودارهای Nb نسبت به Y و Rb نسبت به Nb (۲۳ (۳۴] استفاده شد (شکلهای ۱۶ الف و ب). چنان که در شکل الف دیده می شود، نمونههای موته در گستره (گرانیتهای قوس آتشفشانی(VAG) و گرانیتهای همزمان با برخورد) قرار دارند. در شکل ۱۶ برای تفکیک گرانیتهای قوس آتشفشانی از گرانیتهای همزمان با برخورد، نمونهها در گستره گرانیتهای قوس آتشفشانی (در بخشهای بالایی با جدایشیافتگی بیشتر) قرار دارند. در نمودارهای Vb نسبت به Th/Ta و Ta نسبت به قرار دارند. در نمونههای موته در گستره حاشیه فعال قارهای واقع هستند (شکلهای ۱۶ پ و ت). تودههای نفودی موته وابسته به نئوپروتروزوییک از کهن-ترین نفوذیهای ایران هستند که درون سنگهای دگرگونی قدیمی تر جایگیری نمودهاند. در مورد محیط زمین ساختی تودههای این زمان، نظرهای گوناگونی ارائه شده است، از جمله مدل کشش پوستهای در ارتباط با کافت [۳۶-۳۸]، مدل زمین ساختی کافت عقیم [۳۹] و مدل تشکیل کمان ماگمایی در این زمان در مرز همگرای اقیانوس پروتوتتیس و شمال ابرقاره گندوانا [۴۰]. گرانیتهای موته از نوع گرانیتهای S و یرآلومین هستند. غنی شدگی نسبی از LREEها و LILEها نسبت به HREEها و HFSEها در این تودهها که در نمودارهای عنکبوتی با شیب ملایمی بهسمت آنها کشیده می-شوند، بی هنجاری های منفی Nb, Ta همراه با غنی شدگی Th، همه گویای تشکیل این تودههای نفوذی در محیط فرورانش هستند. برپایه نمودارهای زمین شیمیایی، گرانیتهای موته در یک محیط زمین ساختی در ارتباط با کمان ماگمایی در حاشیه فعال قارهای تشکیل شدهاند (شکل ۱۶). ایران، ترکیه و بخش-هایی از مرکز و غرب اروپا، بخشی از کمان ماگمایی کادومین

بودهاند که در شمال ابرقاره گندوانا قرار داشتهاند [۴۱]. فعالیت ماگمایی این کمان در ارتباط با فرورانش سنگ کره اقیانوسی پروتوتتیس به زیر این سرزمینهای وابسته به کادومین بوده است که در حال حاضر قطعههایی از این کمان ماگمایی به-صورت همتافتهای دگرگونی و آذرین نئوپروتروزوییک پایانی-کامبرین در ایران و ترکیه رخنمون دارند. همتافت دگرگونی موته-گلیایگان با سن تبلور تودههای لوکوگرانیتی موته در نئوپروتروزوییک، بخشی از کمان ماگمایی کادومین است که ییسنگ بلورین یوسته قارهای ایران نامیده میشوند. بر یایه نظر بسیاری از پژوهشگران [۲۸، ۴۲-۴۴] در محیطهای فرورانش سنگ کره اقیانوسی به زیر پوسته قارهای، بهدلیل فراهم شدن شرایط مناسب فشار، دما و حضور سیالهای آزاد شده از تختال فرورو، امکان حضور گرانیتهای نوع S, I, A وجود دارد. در این محیطها گرانیتهای نوع ${f S}$ بهطور عمده از ذوب بخشی سنگهای رسوبی در نتیجه تزریق مذابهای گوشتهای تولید می شوند.



شکل ۱۴ نمودارهای تعیین کننده نوع گرانیتوییدها: الف و ب) نمودارهای دوتایی FeOt/MgO نسبت به Zr+Nb+Ce+Y و Na₂O+K₂O و نسبت به Ga/A1 [۲۸] برای تفکیک گرانیتوییدهای نوع A از I و S و M، پ و ت) نمودارهای P₂O₅ نسبت به SiO₂ [۲۹] و Na₂O نسبت به K₂O [۳۰] برای تفکیک گرانیتوییدهای نوع I از S.



شکل ۱۵ نمودارهای تعیینکننده منبع ماگمای تودههای نفوذی گرانیتی موته: الف) نمودار Rb/Ba نسبت به Rb/Sr[۳۲، ۳۲] که نشاندهنده منحنی آمیختگی مذابهای برآمده از سنگهای بازالتی و رسی است، ب) نمودار مولار CaO/(FeOt+MgO) نسبت به مولار K2O/Na2O که این نیز منبع ماسه سنگ تیره دگرگونه و رسی دگرگونه را برای لوکوگرانیتهای موته تایید مینماید.



شکل ۱۶ الف و ب) جایگاه تودههای نفوذی موته در نمودارهای Nb نسبت به Y و Rb نسبت به Y+Nb [۳۴]، پ و ت) جایگاه زمینساختی توده-های مورد بررسی در نمودارهای مقادیر Yb نسبت به Th/Ta و Ta نسبت به T6 [۳۵].

برداشت

در شمال و شمال غرب موته، تودههای نفوذی لوکوگرانیتی به درون آمفیبولیتها، میکاشیستها و گنیسهای نئوپروتروزوئیک در همتافت دگرگونی موته-گلپایگان در مرکز

پهنه سنندج-سیرجان نفوذ کردهاند. این سنگها اغلب به شدت زمین ساخته بوده و بهصورت خرد و شکسته شده و تنش آواری دیده میشوند. کانیهای اصلی این لوکوگرانیتها را کوارتز و فلدسپارها (بیشتر فلدسپارهای قلیایی و کمتر پلاژیوکلازها) [6] Ghassemi M.R, Sahandi M.R, Karimi H.R., "Delijan geological map 1:100000", Geological Survey of Iran, Tehran, (2021).

[7] Aghanabati A., "*Major sedimentary and structural units of Iran*", Geosciences 7, Geological Survey of Iran, (1998).

[8] Hessami K.h., Jamali F., Tabassi H., "*Major active faults of Iran*", International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), (2003).

[9] Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, London, (1993).

[10] Hibbard, M.J., *"Petrography to petrogenesis"*, Prentice Hall, (1995).

[11] Vernon R.H., "A practical guide to rock microstructure", Cambridge University Press, Cambridge (2004),

doi:10.1017/CBO9780511807206.

[12] Eggleton R.A., "The ordering path for igneous K-feldspar megacrysts", American Mineralogist. 64 (1979) 906-911.

[13] Eggleton R.A., Buseck P.R., *"The orthoclase-microcline inversion: A high-resolution TEM study and strain analysis"*, Con. Min. Petrol. 74 (1980) 123-133.

[14] Bouchez J.L., Delas C., Gleizes G., Ne'de'lec A., Cuney M., "Submagmatic microfractures in granites", Geo. 20 (1992) 35-38.

[15] Fitzgerald J.G., McLaren A.C., "*The microstructures of microcline from some granitic rocks and pegmatites*", Con. Min. Petrol. 80 (1982) 219-229.

[16] Pei F., Xu W., Yang D., Zhao Q., Liu X., Hu Z., *"Zircon U-Pb geochronology of basement metamorphic rocks in the Songliao Basin"*, Chinese Sci. Bull. 52 (2007) 942-948.

[17] De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and majorelement analysesd its relationships with current nomenclature", Chemical Geology 29 (1980) 183-210, doi:10.1016/0009-2541(80)90020-0.

[18] Middlemost E.A.K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", Earth Sci Rev 37 (1994) 215-224.

[19] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., "*A geochemical classification for granitic rocks*", Journal of Petrology 42 (11) (2001) 2033-2048.

تشکیل دادهاند و از کانیهای فرومنیزین تنها در برخی نمونهها، میکاها با فراوانی کم از نوع بیوتیت و مسکویت (اغلب به صورت ثانویه) حضور دارند. نتایج سنسنجی U-Pb زیرکنها از سه نمونه گرانیتی موته نشاندهنده زمان تبلور این تودهها در نئوپروتروزوییک است. از نظر ویژگیهای زمین شیمیایی، این سنگها از سری ماگمایی آهکی قلیایی پتاسیم بالا و پرآلومین هستند و در گستره گرانیتوییدهای آهندار نوع S جای دارند. همتافت دگرگونی موته-گلپایگان با تشکیل تودههای موته در نئوپروتروزوییک، بخشی از کمان ماگمایی کادومین است که در آن، لوکوگرانیتها از ذوب بخشی سنگهای رسوبی رسی و پسامیتی دگرگونه، در نتیجه تزریق مذابهای گوشتهای تولید شدهاند.

قدردانی از سرکار خانم دکتر منیره پشتکوهی بهخاطر همراهی در برداشتهای صحرایی صمیمانه تشکر مینماییم.

مراجع

[1] Thiele O., Alavi M., Assefi R., Hushmandzadeh A., Seyed-Emami K., Zahedi M., *"The Golpayegan quadrangle map (scale 1:250,000)"*, Geological survey of Iran, Tehran (1967).

[2] Thiele O., Alavi M., Assefi R., Hushmandzadeh A., Seyed-Emami K., Zahedi M., *"Explanatory text of the Golpayegan Quadrangle Map 1:250,000"*, Geological survey of Iran, Tehran, (1968).

[3] Noorbehesht I., Sharifi M., "*Petrogenesis of Muteh Granitoids*", 1st Symposium of Geological Society of Iran papers, (in Persian) (1997).

[4] Rashidnejad-Omran N., Emami M.H., Sabzehi M., Rastad E., Belon H., Pique A., "Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj Sirjan (Iran méridional)", Comptes Rendus-Géoscience 334 (2002) 1185-1191.

[5] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A.K., Walker J.D., "U–Pb zircon geochronology of Late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement", Tectonophysics 451 (2008) 71-96. [30] White A.J.R., Chappell B.W., "Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia", In: Roddick, J. A. (ed.) Circum-Pacific plutonic terranes. Geological Society of America, Memoir159 (1983) 21-34.

[31] Patiño-Douce A.E., Harris N., "*Experimental constraints on Himalayan anatexis*", Journal of Petrology 39 (1998) 689-710.

[32] Sylvester P.J., "*Post-collisional strongly peraluminous granites*", Lithos 45 (1998) 29-44.

[33] Altherr R., Holl A., Hegner E., "Highpotassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)", Lithos 50 (2000) 51-73.

[34] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "*Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*", Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.

[35] Schandl E.S., Gorton M.P., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments", Economic Geology 97 (2002) 629-642, doi:10.2113/97.3.629.
[36] Emami M.H., "Magmatism in Iran" (in Persian), Geological Survey of Iran, Tehran, (2000).

[37] Berberian M., King G.C.P., "*Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*", Can. J. Earth Sci. 18 (1981) 210-265.

[38] Samani B.A., "*Metallogeny of the Precambrian in Iran*", Precambrian Resource 39 (1988) 85-106.

[39] Talbot C.J., Alavi M., *"The Past of a Future Syntaxis across the Zagros"*, In: Alsop, G.I., Blundell, D.J. and Davison, I., Eds., Salt Tectonics 100, Special Publications, Geological Society, London, (1996) 89-109, doi:10.1144/gsl.sp.1996.100.01.08.

[40] Ramezani J., Tucker R.D., "The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", American Journal of Science 303(7) (2003) 622-665.

[41] Stampfli G., "*Tethyan Oceans*". In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper, J.D.A., Eds., Tectonics and magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society of London, Special Publication, London, (2000) 1-23, doi:10.1144/gsl.sp.2000.173.01.01. [20] Maniar P.D., Piccoli P.M., "*Tectonic discrimination of granitoids*", Geological Society American Bulletin 101 (1989) 635-643.

[21] Peccerillo R., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology, 58 (1976) 63-81, doi:10.1007/BF00384745.

[22] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes", Geol. Soc. Spec. Publ. 42 (1989) 313-345.

[23] Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.Z., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., "*Highly* fractionated I-type granites in NE China (II): Isotopic chemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic", Lithos 67 (2003) 191-204.

[24] Tapper J. H., Nelson B. K., Bergantz G. W., Irving A. J., "Petrology of the Chilliwack Batholith, North Cascades, Washington: Generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity", Contributions to Mineralogy and Petrology 113 (1993) 333-351, doi: 10.1029/95JB03463.

[25] Barth M.G., McDonough W.F., Rudnick R. L., *"Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust"*, Chemical Geology 165 (2000) 197-213.

[26] Patchett P.J., Chase C.G., "Role of transform continental margins in major crustal growth episodes", Geology 30 (2002) 39-42, doi:10.1130/0091-

7613(2002)030<0039:ROTCMI>2.0.CO;2.

[27] Swain G., Barovich K., Hand M., Ferris G., Schwarz M., "Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton", Precambrian Research 166 (2008) 283-296.

[28] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., "*A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis*", Contribution to Mineralogy and Petrology 96 (1987) 407-419.

[29] Chappell B.W., White A.J.R., "*I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt*", Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83(1-2) (1992) 1-26.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.3.441]

Edition. Shopman and Hall, London, (1993), doi:10.1007/978-94-017-3393-9.

[44] King S.D., "Subduction zones: Observations and geodynamic models", Physics of The Earth and Planetary Interiors 127(1-4) (2001) 9-24. [42] Wilson M., *"Igneous Petrogenesis"*, Chapman and Hall, London, (1989).

[43] Pitcher W.S., "The nature and origin of granite", Blackie Academic and Professional