

Garmichay S-type granites (northwestern Iran): Whole rock geochemistry, tectonic setting and generation mechanism

Amir Mahamed¹, Mohsen Moayyed^{*1} and Monir Modjarrad²

¹Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

²Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Urmia, Urmia, Iran

Abstract

The Garmichay area in the north of Mianeh, NW Iran, features schists, amphibolites, calc-silicates, marbles and granitoids. Granitoids are of S- and A-type nature. Partial melting is the main generation mechanism, the progenitor is a pelite enriched in muscovite and the major melting reaction is muscovite dehydration. The ASI for the S-type granite varies between 1.12-1.5 indicating peraluminous character and crustal origin. Both granitic types are enriched in LREE in relation to HREE with negative Eu anomalies. La_n/Yb_n ranges are 1.49-3.09 and 1.34-1.99 for the S-type and the A-type granites, respectively. Moreover, La_n/Gd_n varies between 2.45 and 5 for the S-type granite and 1.53 and 1.75 for the A-type granite. The S-type granite has been generated in a collisional zone during Assyntic Orogeny. The A-type granite, however, is formed in a within-plate environment. The A-type granite belongs to A1 subtype formed in a continental rifting setting. The crystallization temperatures for the S-type and the A-type granites vary from 650 to 750 °C and 800 to 850 °C, respectively.

Key Words: granite, S-type, A-type, collision zone, continental rift, Garmichay, Mianeh

* moayyed@tabrizu.ac.ir

گرانیت‌های تیپ S منطقه گرمی چای (شمال باختری ایران): شیمی سنگ کل، جایگاه زمین‌ساختی و سازوکار پیدایش

امیر محامد^۱، محسن مؤید^{۱*} و منیر مجرد^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

چکیده

منطقه گرمی چای در شمال شهرستان میانه (شمال باختری ایران) دربرگیرنده مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی شیبستی، آمفیبولیت، کالک سیلیکات و مرمر و گرانیتوئید است. گرانیتوئیدها از دو تیپ S و A هستند. سازوکار پیدایش این گرانیت برپایه ذوب بخشی یک سنگ خاستگاه پلیتی سرشار از مسکوویت و واکنش ذوب، بیشتر آزدایی مسکوویت بوده است. اندیس ASI برای گرانیت‌های تیپ S برابر با ۱/۱۲ تا ۱/۵ است و نشان‌دهنده سرشت پرآلومینوس و خاستگاه پوسته‌ای آنهاست. هر دو تیپ گرانیتی از LREE نسبت به HREE سرشارتر هستند و بیشتر آنها آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند. مقدار La_n/Yb_n و La_n/Gd_n برای تیپ S در بازه ۳/۰۹-۱/۴۹ و ۵-۲/۴۵ و برای تیپ A در بازه ۱/۳۴-۱/۹۹ و ۱/۷۵-۱/۵۳ هستند. گرانیت‌های تیپ S در محیط زمین‌ساختی همزمان با برخورد و هنگام رویداد فاز آسنیتیک پدید آمده‌اند. گرانیت تیپ A نیز درون صفحه‌ای است. این گرانیت در زیرگروه A1 است و در محیط کافت قاره‌ای پدید آمده است. دمای پیدایش گرانیت‌های S و A به ترتیب نزدیک به ۶۵۰-۷۵۰ و ۸۰۰-۸۵۰ درجه سانتیگراد است.

واژه‌های کلیدی: گرانیت، تیپ S، تیپ A، پهنه برخوردی، ریف قاره‌ای، گرمی چای، میانه

مقدمه

(type) رده‌بندی می‌کند (Chappell and White, 1974). این رده‌بندی در منابع، رده‌بندی الفبایی نیز شناخته می‌شود و شامل گرانیت‌های S، I، A و M می‌شود. یکی از رده‌بندی‌های جدیدتر، رده‌بندی زمین‌شیمیایی پیشنهادی Frost و

به‌طور معمول گرانیت‌ها به دو دسته کوهزاد و غیرکوهزاد رده‌بندی می‌شوند (Whalen et al., 1987). یک رویکرد زایشی گرانیت‌ها را به دو دسته با خاستگاه رسوبی (S-type) و آذرین (I-

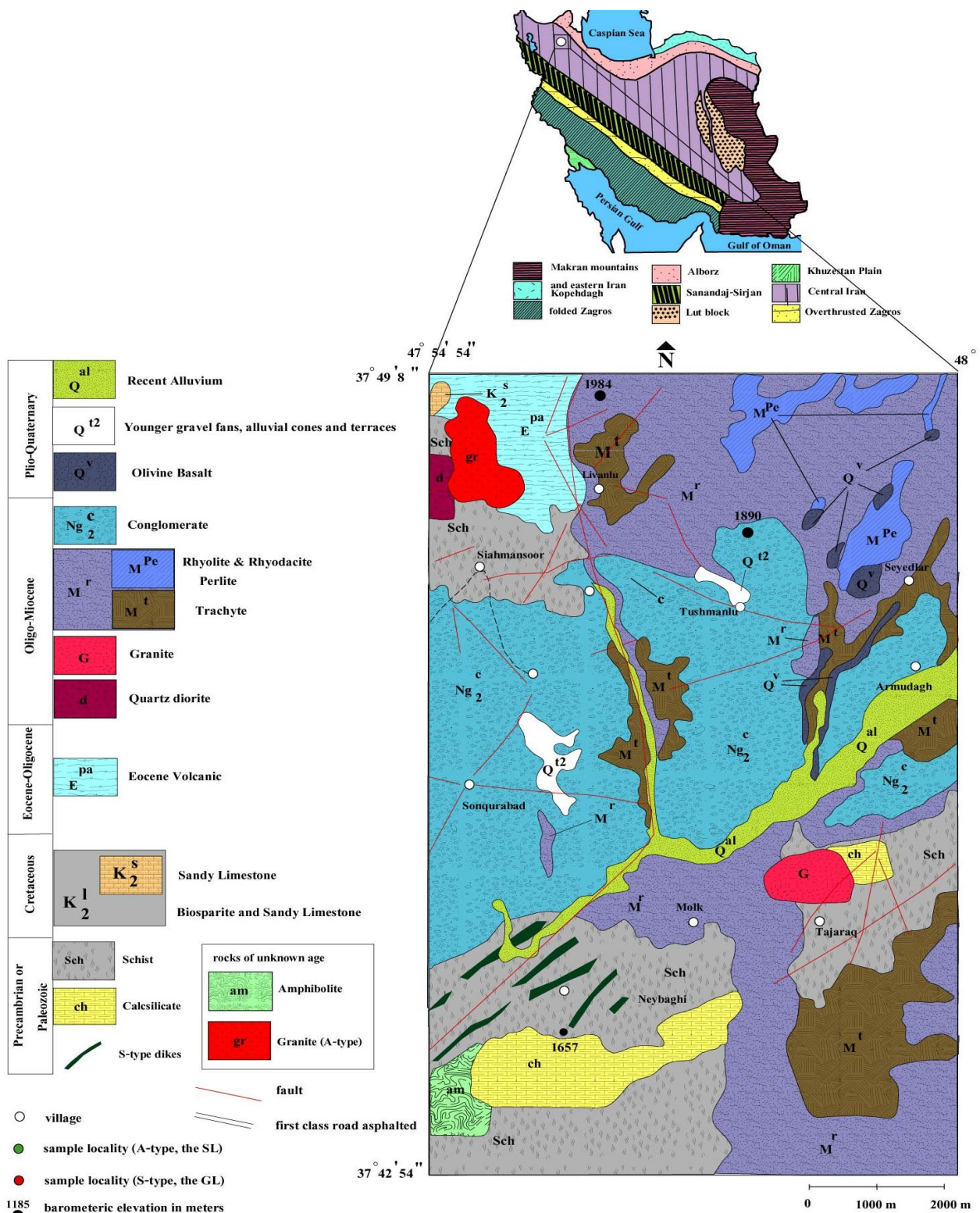
* moayyed@tabrizu.ac.ir

می‌آورند (Barbarin, 1999; Nabelek and Liu, 2004). در این پژوهش، برای نخستین بار به بررسی دقیق تکامل زمین‌شیمیایی مسکوویت‌گرانیت‌ها و دمای پیدایش این سنگ‌ها پرداخته می‌شود. همچنین، برپایه داده‌های موجود الگویی برای چگونگی پیدایش این‌گرانیت‌ها پیشنهاد می‌شود.

زمین‌شناسی

منطقه بررسی شده در شمال شهرستان میانه و در محدوده طول‌های جغرافیایی $54^{\circ}47'54''$ تا 48° و عرض‌های جغرافیایی $37^{\circ}49'8''$ تا $42^{\circ}37'54''$ استان آذربایجان شرقی جای دارد. همچنین، در پهنه‌بندی زمین‌ساختاری پیشنهادی برای ایران (Stöcklin, 1968)، این منطقه بخشی از پهنه زمین‌ساختاری ایران مرکزی به‌شمار می‌رود (شکل ۱). سنگ‌های دگرگونی شیستی، آمفیبولیت، مرمر، کالک‌سیلیکات و سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی از رخنمون‌های سنگی گوناگون این منطقه‌اند. گرانیت‌های جوان و قدیمی از سنگ‌های آذرین درونی به‌شمار می‌روند. مسکوویت‌گرانیت از سنگ‌های گرانیتی قدیمی است. این گروه سنگی تنها به‌صورت دایک‌هایی دیده می‌شود که درون شیست‌های منطقه تزریق شده‌اند. آلکالی‌فلدسپارگرانیت دیگر گروه سنگی این منطقه است که به‌صورت استوکی کوچک رخنمون دارد و دایک‌هایی از آن درون شیست‌ها دیده می‌شوند. بررسی‌هایی که روی گرانیت‌های جدید و قدیمی این منطقه انجام شده‌اند بیشتر ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها را دربر می‌گیرند (Riazi Khiabani, 2005; Moayyed and Shekari Esfahlan, 2013; Hajialioghli and Shekary Esfahlan, 2016; Moazzen *et al.*, 2016).

همکاران (۲۰۰۸) است. در این رده‌بندی، متغیرهای ترکیبی Fe-index، اندیس MALI، اندیس اشباع از آلومینیم (ASI)، اندیس آلکالینیت (AI) و اندیس اشباع شبه‌فلدسپارسیلیکا (FSSI) به‌کار برده می‌شوند. رده‌بندی پیشنهادی Pearce و همکاران (۱۹۸۴) نیز از دیگر رده‌بندی‌های زمین‌شیمیایی است. در این رده‌بندی، گرانیت‌های تیپ S، I، A و M به‌ترتیب در محدوده‌های همزمان با برخورد (Syn-collision)، کمان آتشفشانی (VAG)، درون‌صفحه‌ای (WPG) و پشته میان‌اقیانوسی (ORG) جای می‌گیرند. گرانیت‌های برخوردی به دو دسته MPG و CPG رده‌بندی شده‌اند (Barbarin, 1999). دسته MPG گرانیت‌هایی با خاستگاه تنها پوسته‌ای بدون نقش گوشته هستند؛ اما CPG تحت تأثیر گوشته و منابع گرمایی آن پدید می‌آیند. در رده‌بندی پیشنهادی Crawford و Windley (۱۹۹۰) دو نوع لوکوگرانیت شناسایی شده‌اند: Type-a و Type-b. گرانیت‌های تیپ a همانند گرانیت‌های نوع MPG هستند و گوشته نقشی در پیدایش آنها ندارد. از این دیدگاه، گرانیت‌های تیپ b همانند گرانیت‌های نوع CPG هستند و خاستگاه گوشته‌ای نشان می‌دهند. تورمالین در تیپ a عاملی برای شناسایی این دو تیپ از یکدیگر دانسته می‌شود و نشان‌دهنده خاستگاه پوسته متاپلیتی است (Benard *et al.*, 1985). اگر خاستگاه گوشته‌ای باشد پیدایش حجم بزرگ‌تری از لوکوگرانیت‌ها را به‌دنبال دارد؛ اما اگر خاستگاه تنها پوسته‌ای باشد (MPG)، گرانیت‌هایی با حجم کمتر و به‌صورت دایک‌های گرانیتی یا استوک‌های کوچک پدید می‌آورد. گرمای لازم برای پیدایش این دسته از گرانیت‌ها را پهنه‌های برشی فراهم



شکل ۱- موقعیت منطقه بررسی شده در رده‌بندی پیشنهادی Stöcklin (۱۹۶۸)؛ موقعیت منطقه بررسی شده که در پهنه ایران مرکزی جای دارد با دایره توخالی نشان داده شده است. نقشه زمین‌شناسی منطقه و واحدهای سنگی آن برپایه بررسی‌های Behroozi و همکاران (۱۹۹۳) و با تغییراتی برپایه داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی کنونی رسم شده است. اندازه دایک‌های مسکوویت‌گرانیت (تیپ S) با اغراق ترسیم شده‌اند.

این سنگ است. شیست‌ها کلیواژ کرینولیشن دارند. رخنمون‌های این واحد سنگی در بخش‌های مختلفی از منطقه بررسی شده قابل پی‌جویی هستند. ترکیب کانی‌شناسی آن در بردارنده مسکوویت، بیوتیت، آندالوزیت، کلدیریت، کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار است. بررسی‌های انجام‌شده روی این سنگ‌ها نشان‌دهنده رخداد دگرگونی دما متوسط - کم فشار است (Moazzen *et al.*, 2016).

کالک‌سیلیکات‌ها در بردارنده کانی‌های دولومیت، فورستریت، پیروکسن، آمفیبول و مسکوویت هستند. این کانی‌ها در یک جهت کشیدگی نشان می‌دهند و ردیف شده‌اند و این ویژگی نشان می‌دهد تحت تأثیر فاز دگرگونی ناحیه‌ای بوده‌اند. واحدهای گرانیتویدی جوان منطقه (الیگومیوسن) شیست‌های پرکامبرین را به صورت مجاورتی دگرگون کرده‌اند. واحدهای آتشفشانی از جوان‌ترین سنگ‌های منطقه گرمی‌چای هستند که روی واحدهای کهن جای گرفته‌اند و بلندی‌های بزقوش را پدید آورده‌اند (شکل ۱). چکیده‌ای از ویژگی‌های کانی‌شناسی، تیپ، سن و وضعیت رخنمون واحدهای سنگی مورد بحث در جدول ۱ آورده شده‌اند. نقشه زمین‌شناسی منطقه برپایه چهارچوب ۱:۱۰۰۰۰۰ سراب و داده‌های به‌دست‌آمده از این پژوهش رسم شده است (شکل ۱).

شیست‌های منطقه با واحدهای آواری و کربناته کرتاسه به صورت ناهمساز پوشیده شده‌اند. این شیست‌ها به سن پرکامبرین هستند (Alavi *et al.*, 1978). گرانیتویدهای جوان به سن الیگومیوسن هستند (Behroozi *et al.*, 1993) و سرشست I-type و A-type دارند (Hosseinzadeh, 2013). گرانیتویدهای قدیمی مسکوویت‌گرانیت و چه‌بسا آلکالی‌فلدسپار‌گرانیت هستند. شیست‌های میزبان، سنگ خاستگاه دایک‌های مسکوویت‌گرانیتی هستند (Yang *et al.*, 2016). از این رو، این دایک‌ها پیامد فرایندهای زمین‌ساختی هستند که شیست‌ها را شکل داده‌اند. آلکالی‌فلدسپار‌گرانیت به صورت استوکی کوچک در شمال روستای سیاه‌منصور دیده می‌شود. داده سنی در پیوند با این گرانیت وجود ندارد؛ اما از آنجایی که دایک‌های برخاسته از آن، شیست‌ها را قطع کرده‌اند، جوان‌تر از آنها هستند. آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز ترکیب کانی‌شناسی سازنده این واحد سنگی است. ترکیب شیمیایی این توده گرانیتی در طول توده ثابت است. بافت آن نیز گرانولار است. مسکوویت‌گرانیت‌ها به شکل توده نفوذی نیستند و تنها به صورت دایک رخنمون دارند. مسکوویت، کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار از کانی‌های سازنده این واحد سنگی هستند و بافت آن گرانولار است. کانی مسکوویت اولیه ویژگی بارز

جدول ۱ - خلاصه‌ای از واحدهای سنگی گرمی‌چای به همراه سن، تیپ، ترکیب کانی‌شناسی و روابط صحرایی آنها

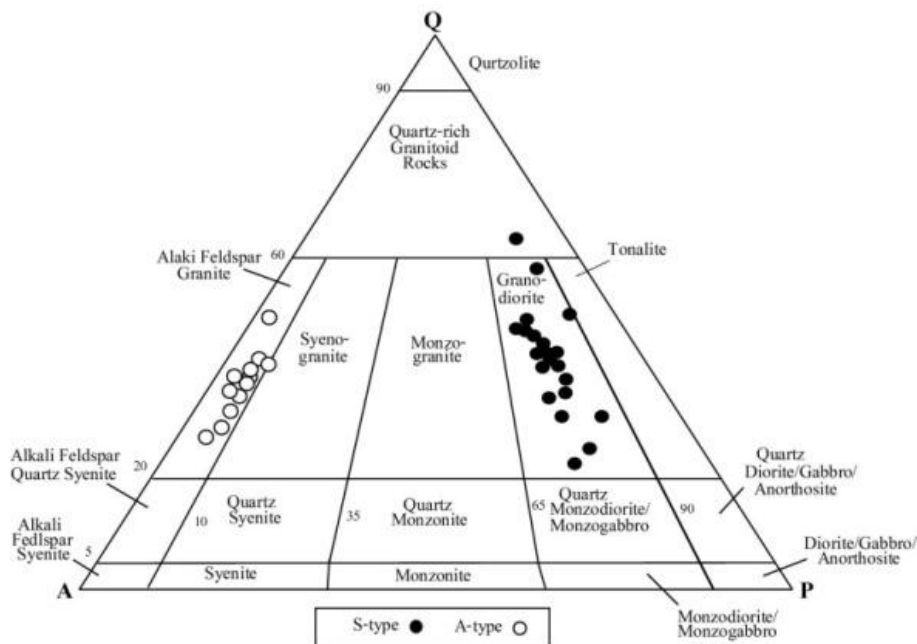
Lithological Units	Age	Type	Major Mineralogy	Minor Mineralogy	Outcrop and Field Relationships
schist	Precambrian	--	Bt, Ms, Qtz, And	Zrn, Ttn, Ap, Tur, opaque	The Schists make up the largest outcrop in the area and are intruded by several granitoids
muscovite granite	probably Precambrian	S	Qtz, Pl, Kfs, Ms	Ap, Tur, Grt, Ttn, Zrn	Only dikes of this granite is observed to have intruded the schists
Alkali-feldspar granite	?	A	Qtz, Pl, Kfs	Bt, Ms, Zrn, Opaque	A small stock dikes of which have intruded the schists
Oligomiocene granites	Oligomiocene	I, A	Bt, Am, Pl, Qtz	Zrn, Ap, Ttn, Ms	These granites are observed in the form of stocks that have resulted in skarn formation

روش انجام پژوهش

شمار ۳۳ مقطع نازک از سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه برای بررسی‌های سنگ‌نگاری تهیه شدند. از میان آنها، شماری نمونه از مسکوویت‌گرانیت و شماری از آلکالی‌فلدسپار‌گرانیت برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی برگزیده شدند. شیمی سنگ کل عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های گرانیتی به ترتیب با روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه MSALABS در کانادا به دست آورده شد. در پایان، بررسی و تحلیل داده‌ها برای پیشنهاد الگوی مناسب برای پیدایش این گرانیت‌ها انجام شد.

سنگ‌نگاری

پلاژیوکلاز (۳۰-۵۰ درصد حجمی)، کوارتز (۳۰-۴۰ درصد حجمی)، مسکوویت (نزدیک به ۲۰ درصد حجمی) و آلکالی‌فلدسپار (۵-۱۵ درصد حجمی) از مهم‌ترین سازنده‌های کانیاپی مسکوویت‌گرانیت، هستند. آپاتیت، کلریت (ثانویه) و زیرکن از کانی‌های کمیاب هستند. در برخی نمونه‌ها گارنت نیز کانی فرعی است. بیوتیت یا دیده نمی‌شود و یا به مقدار بسیار اندک دیده می‌شود (کمتر از ۲ درصد حجمی). این سنگ‌ها گرانودیوریت هستند و نسبت پتاسیم‌فلدسپار به پلاژیوکلاز در آنها کمابیش ثابت است (شکل ۲).



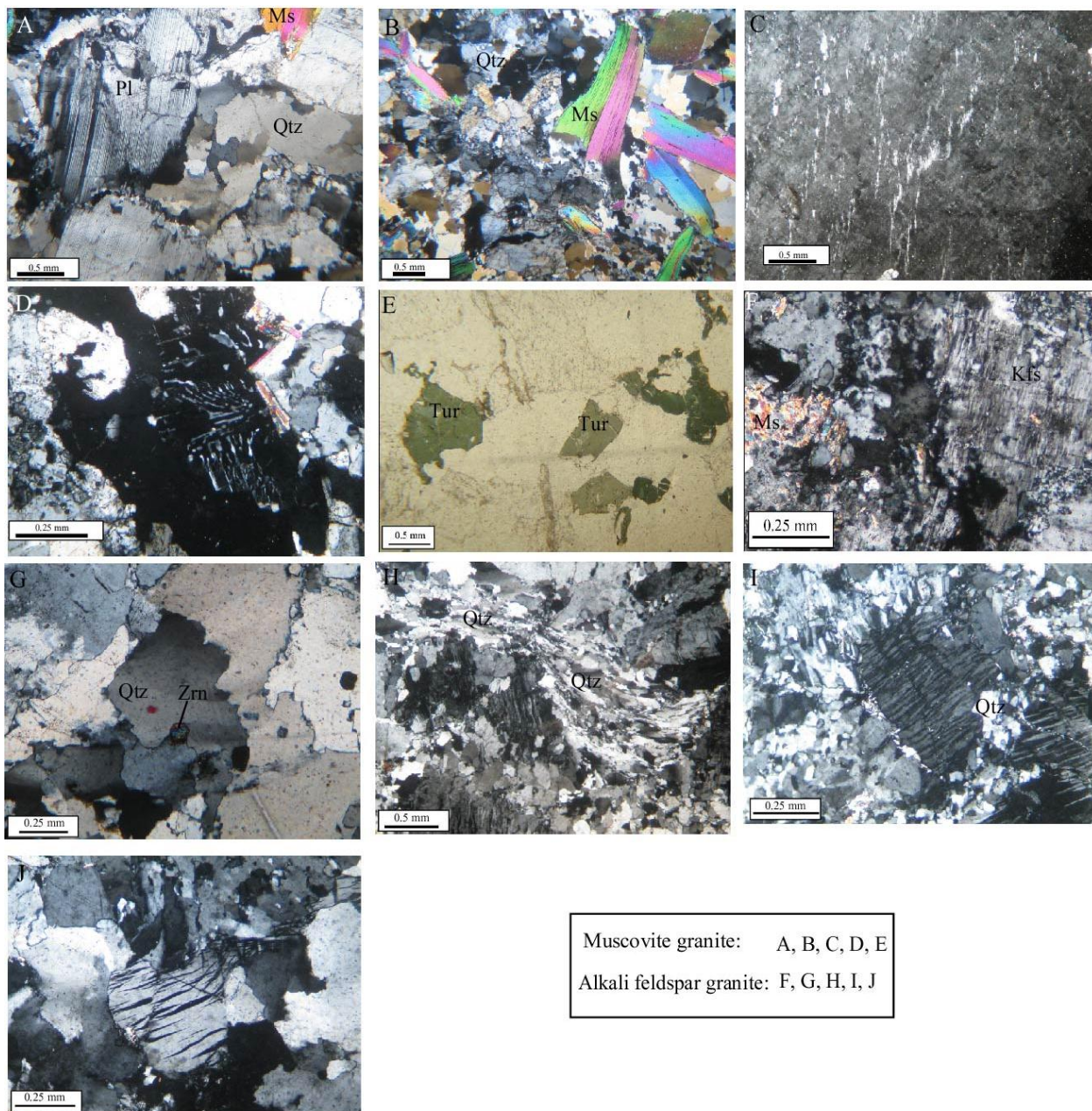
شکل ۲- جایگاه گرانیت‌های منطقه بررسی شده در نمودار سه‌تایی Streckeisen (۱۹۷۹) (دایره توپر: مسکوویت‌گرانیت؛ دایره توخالی: آلکالی‌فلدسپار‌گرانیت)

کوارتز آشکارا دیده می‌شوند (شکل ۳-A). کانی‌های شکل‌دار، مستطیلی و گاه خمیده (kinkband) مسکوویت با قطر نزدیک به ۲ میلی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۳-B). کانی‌های دیگر بی‌شکل هستند. بافت‌های

میزان کانی‌های مافیک در این سنگ‌ها از ۵ درصد حجمی کمتر است. ویژگی‌های سنگ‌نگاری نشان‌دهنده دگرریخت بودن این سنگ هستند. ماکل تکراری در کانی‌های پلاژیوکلاز و خاموشی موحی در کانی‌های

به یادداشتن توزیع اندازه بلورها، این سنگ بافت دانه‌ای دارد. ویژگی‌های کانی‌شناسی نشان می‌دهند این گرانیت از تیپ S است.

همرشدی میرمکیت و پرتیت نیز دیده شده‌اند (شکل‌های ۳-C و ۳-D). تورمالین و بیوتیت نیز از کانی‌های فرعی هستند (شکل ۳-E).



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از مسکوویت‌گرانیت (شکل‌های A تا E) و آلکالی‌فلدسپارگرانیت (شکل‌های F تا J). A) بلور بی‌شکل پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتتیک؛ B) بلورهای خودشکل و گاه خمیده مسکوویت (Kinkband)؛ C) بافت پرتیتی در زمینه بلور فلدسپار؛ D) هم‌رشدی کرمی‌شکل بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز در قالب بافت میرمکیت؛ E) بلورهای سبز تورمالین در مسکوویت‌گرانیت؛ F) کانی‌های مسکوویت ثانویه در یک نمونه آلکالی‌فلدسپارگرانیت؛ G) کوارتز با خاموشی موجی؛ H) بلورهای کشیده و دگرریخت کوارتز؛ I) آلکالی‌فلدسپار پرتیتی با میانبرهایی از کوارتز؛ J) بلور شکسته آلکالی‌فلدسپار پرتیتی

سدیک هستند. TiO_2 آنها کم است (۰/۰۳ تا ۰/۱۶ درصدوزنی). میزان CaO نیز بسیار کم است و MnO برابریا ۰/۰۱ تا ۰/۱۳ درصدوزنی است. ترکیب عنصرهای اصلی در مسکوویت‌گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپار‌گرانیت‌ها همانند یکدیگر است. آلکالی‌فلدسپار‌گرانیت‌ها نیز از سیلیس سرشار هستند و مقدار متوسطی از عنصرهای آلکالی و مقدار کمی $MgO+Fe_2O_3+TiO_2$ دارند. البته بازه تغییرات TiO_2 در آلکالی‌فلدسپار‌گرانیت‌ها محدودتر از مسکوویت‌گرانیت است (۰/۰۵-۰/۰۹ درصدوزنی). میزان MnO نیز بسیار کم است (۰/۰۴ تا ۰/۰۹ درصدوزنی). در کل، اکسیدهای $SiO_2+Al_2O_3+Na_2O+K_2O$ در این دو تیپ گرانیتی نزدیک به ۹۷ درصدوزنی هستند و این ویژگی نشان‌دهنده ترکیب مودال سرشار از کوارتز و فلدسپار و سرشت لوکوگرانیتی این سنگ‌هاست.

از نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O برای رده‌بندی این سنگ‌ها بهره گرفته شد. در این نمودار، مسکوویت‌گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپار‌گرانیت‌ها در میدان گرانیت جای می‌گیرند (شکل ۴- A). افزون‌براین، در نمودار R1 در برابر R2، این نمونه‌ها در یا نزدیک محدوده گرانیت جای می‌گیرند (شکل ۴- B). گرانیت‌های تیپ S بیشتر پرآلومینوس ($ASI > 1$) و بسیار پرآلومینوس هستند ($ASI > 1.1$) (شکل ۴- C). ضریب اشباع از آلومینیم برای آلکالی‌فلدسپار‌گرانیت‌ها نیز بیشتر از ۱ است (شکل ۴- C). این ویژگی چه‌بسا پیامد مسکوویت‌های ثانویه است. در نمودار رده‌بندی گرانیت‌های پرآلومینوس، هر دوی این سنگ‌ها در میدان fP جای می‌گیرند (شکل ۴- D).

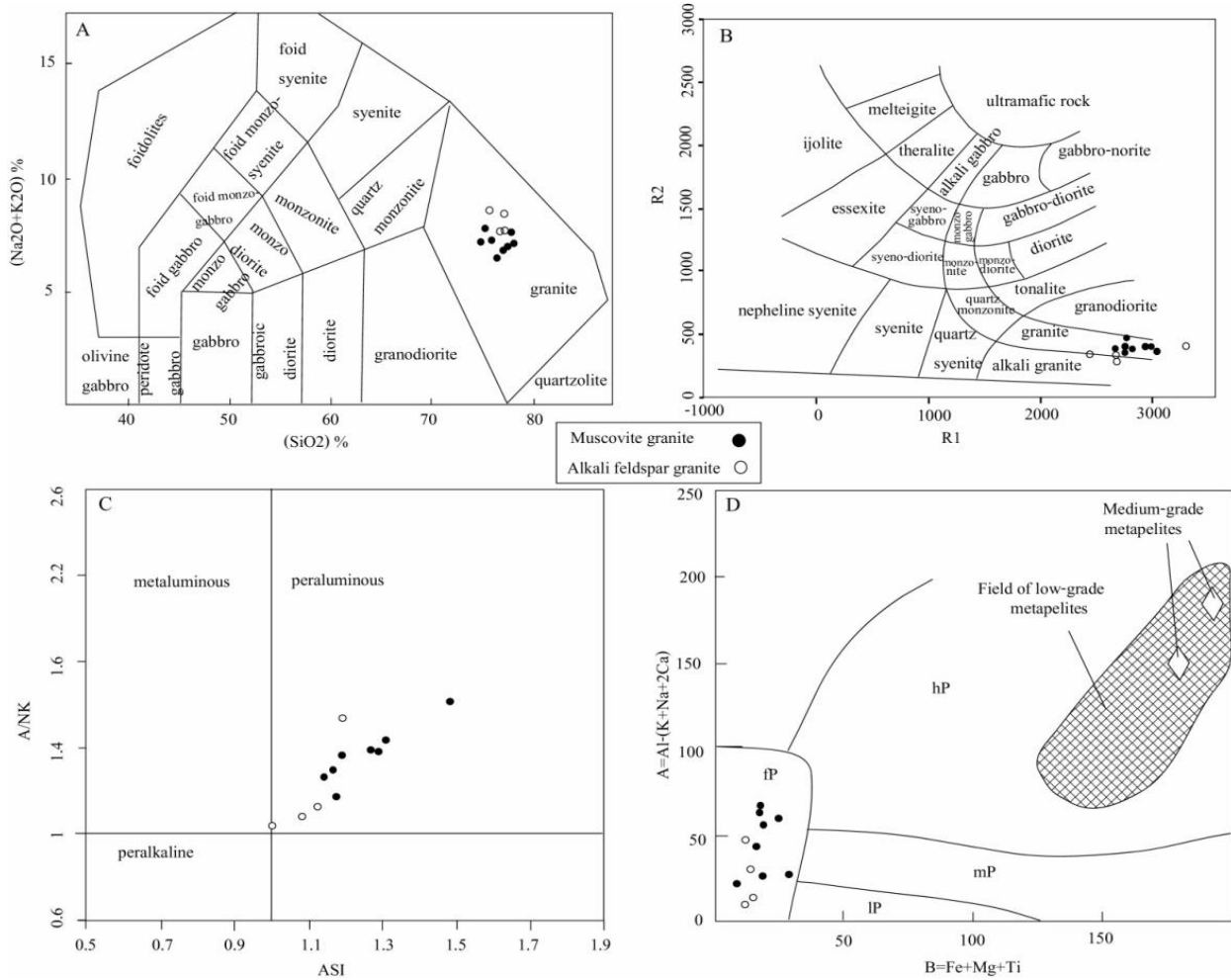
استوک کوچکی از آلکالی‌فلسپار گرانیت در منطقه سیاه‌منصور دیده می‌شود (شکل ۱). ترکیب کانی‌شناسی آن همانند مسکوویت‌گرانیت است؛ هرچند این گرانیت مسکوویت اولیه ندارد و مسکوویت‌های آن به صورت ثانویه دیده می‌شوند (شکل ۳- F). کانی‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار کوارتز (۳۰-۴۰ درصدحجمی)، آلکالی‌فلدسپار (۲۵-۴۰ درصدحجمی) و پلاژیوکلاز (۵-۱۰ درصدحجمی) ترکیب کانی‌شناسی اصلی را می‌سازند. بلورهای کشیده و دگرریخت کوارتز خاموشی موجی دارند (شکل‌های ۳- G و ۳- H). برخی از این کانی‌ها در زمینه درشت‌بلورهایی از آلکالی‌فلدسپارهای پرتیتی دیده می‌شوند (شکل ۳- I). آلکالی‌فلدسپارهای دچار شکستگی شده‌اند (شکل ۳- J). پلاژیوکلازها نیز گاه سرسیتی شده‌اند. این سنگ از کانی‌های مافیک بسیار تهی است و بیوتیت در صورت وجود، تنها یک درصدحجمی ترکیب مودال سنگ را دربر می‌گیرد. زیرکن و کانی کدر از کانی‌های کمیاب هستند.

زمین‌شیمی عنصرهای اصلی

جدول ۲ ترکیب شیمی سنگ کل عنصرهای اصلی و فرعی گرانیت‌ها را نشان می‌دهد. گرانیت S میزان بالایی از سیلیس (۷۴/۲۱-۷۷/۵۲ درصدوزنی)، مقدارهای متوسطی از عنصرهای آلکالی (Na_2O : ۳/۲۳-۶/۲۱ درصدوزنی؛ K_2O : ۰/۴۳-۵/۴۸ درصدوزنی) و مقدار کمی از $MgO+FeO+TiO_2$ دارد. از این‌رو، این سنگ‌ها شاید خاستگاه پوسته‌ای داشته باشند. غلظت سیلیس در این سنگ‌ها تغییرات چندانی نشان نمی‌دهد. بسیاری از نمونه‌های مسکوویت‌گرانیت

جدول ۲. ترکیب عنصرهای اصلی (برپایه درصدوزنی) و کمیاب (درپایه ppm) مسکوویت گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت گرمی چای

Rock Type Sample No.	Muscovite granites								Alkali feldspar granites			
	16MS1	16MS2	16MS3	16MS4	16MS5	16MS6	16MS7	16MS9	16MA1	16MA2	16MA3	16MA4
SiO ₂	76.12	76.68	77.52	77.48	74.21	76.45	75.62	77.08	77.60	77.43	77.82	76.98
TiO ₂	0.03	0.05	0.09	0.08	0.03	0.08	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.08
Al ₂ O ₃	14.27	14.32	14.36	14.14	14.17	14.82	14.45	14.74	12.68	13.24	12.71	13.35
Fe ₂ O ₃	0.07	0.08	0.06	0.08	0.05	0.1	0.09	0.14	0.05	0.06	0.08	0.06
FeO	0.64	0.66	0.62	0.73	0.50	0.91	0.82	0.98	0.48	0.53	0.58	0.63
MnO	0.13	0.08	0.03	0.01	<0.01	0.02	0.06	0.05	0.04	<0.01	0.04	0.06
MgO	0.11	0.14	0.08	0.08	0.11	0.23	0.17	0.19	0.09	0.07	0.09	0.08
CaO	0.47	0.52	0.74	0.89	0.47	1.52	0.77	0.98	1.41	0.18	1.38	0.68
Na ₂ O	4.01	4.17	4.48	4.76	3.75	6.21	4.28	4.12	3.79	5.51	4.41	5.32
K ₂ O	2.42	2.56	3.08	3.11	5.48	0.43	2.92	2.82	1.30	2.15	1.28	2.36
P ₂ O ₅	0.10	0.12	0.11	0.13	0.15	0.33	0.13	0.34	<0.01	<0.01	0.03	0.03
BaO	<0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	<0.01	0.05	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
SrO	<0.01	<0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03
LOI	1.09	1.18	0.64	0.45	0.49	0.44	1.12	0.38	1.38	0.91	1.12	0.88
Total	99.45	100.57	101.86	101.98	99.46	101.81	100.57	101.95	98.92	100.15	99.64	100.54
ASI	1.50	1.30	1.28	1.13	1.12	1.16	1.27	1.32	1.24	1.13	1.20	1.00
Co	0.4	0.5	0.7	0.8	0.7	1.1	0.7	0.9	0.9	0.8	1.1	0.9
Ni	2.0	1.9	2.7	2.9	3.3	7.6	4.1	4.8	4.5	3.8	3.9	4.4
Sc	3.6	3.2	2.4	2.2	0.7	2.4	2.1	2.1	0.3	0.3	0.8	0.6
Tc	<0.01	0.01	0.03	<0.01	<0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.06	0.05	0.06
Ts	<0.01	0.01	0.02	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	<0.01	0.04	0.06
Ba	61.9	162.7	262.7	252.3	202.6	49.5	512.6	182.6	55.0	78.8	62.4	70.2
Ce	5.8	5.6	11.7	11.9	4.5	5.3	4.1	6.1	65.7	85.1	66.4	78.9
Cr	<10	12	14	12	<10	24	15	17	13	13	14	16
Cs	1.58	1.42	1.52	1.43	1.56	0.55	2.01	1.54	5.61	1.84	3.12	1.64
Dy	1.28	1.31	1.52	1.63	0.94	1.29	1.02	1.34	17.71	17.93	16.92	17.04
Er	0.82	0.78	1.08	1.15	0.45	0.79	0.36	0.81	11.61	10.37	11.72	12.37
Eu	0.16	0.15	0.48	0.51	0.05	0.20	0.18	0.19	0.72	0.39	0.68	0.45
Ga	22.4	21.8	15.2	14.6	15.4	15.7	23.4	14.8	34.9	42.2	37.6	44.5
Gd	0.69	0.71	1.04	1.10	0.68	0.80	0.65	0.76	12.76	15.24	12.48	14.48
Hf	1.4	1.8	1.7	1.5	2.3	1.0	2.6	1.3	12.5	7.9	12.5	7.9
Ho	0.25	0.26	0.28	0.37	0.18	0.25	0.16	0.22	3.71	3.47	3.68	3.54
La	2.8	2.6	4.8	6.6	2.0	2.8	2.1	3.4	23.4	29.6	24.2	30.4
Lu	0.18	0.16	0.27	0.23	0.11	0.18	0.09	0.21	1.55	1.34	1.68	1.55
Nb	43.5	42.7	39.4	11.4	24.3	38.2	48.9	39.4	226.4	197.7	222.4	198.6
Nd	2.2	2.2	2.8	4.4	2.0	2.2	1.6	1.7	38.4	52.4	40.2	48.4
Pr	0.62	0.58	1.12	1.23	0.52	0.06	0.53	0.26	8.99	12.14	9.02	11.88
Rb	82.4	85.6	67.4	65.9	93.7	7.1	94.8	82.6	75.8	106.6	77.2	92.4
Sm	0.69	0.72	1.09	1.13	0.71	0.65	0.68	0.71	11.73	15.68	11.54	14.92
Sn	<5	7	5	5	5	5	5	5	5	<5	5	5
Sr	37.2	82.4	142.4	145.0	124.8	201.0	185.6	194.6	367.9	224.8	282.5	244.3
Ta	7.7	6.8	4.7	2.0	6.8	6.1	9.6	6.8	21.0	15.2	21.4	17.2
Tb	0.17	0.16	0.21	0.23	0.12	0.17	0.13	0.19	2.46	2.70	2.54	2.68
Th	3.10	3.25	3.26	3.35	6.20	1.45	1.92	2.74	39.81	22.06	40.08	26.12
Tm	0.14	0.12	0.17	0.20	0.09	0.14	0.08	0.15	1.77	1.63	1.82	1.72
U	2.35	2.35	2.38	2.38	3.33	3.45	2.05	3.45	9.91	4.74	9.91	4.74
V	<10	11	12	<10	<10	<10	13	10	<10	<10	<10	10
W	3	5	4	2	2	13	6	9	5	6	3	4
Y	8.2	8.4	9.6	10.9	5.4	7.9	3.9	6.8	123.3	118.5	118.6	122.4
Yb	1.20	1.18	1.35	1.45	0.66	1.10	0.94	1.21	11.75	10.02	11.88	10.94
Zr	26	28	48	45	23	14	36	36	236	149	242	185
Eu/Eu*	0.71	0.64	1.38	1.39	0.22	0.84	0.83	0.79	0.18	0.08	0.17	0.09
La _n /Yb _n	1.57	1.49	2.40	3.09	2.04	1.72	1.51	1.89	1.34	1.99	1.37	1.87
La _n /Gd _n	3.39	3.06	3.86	5.00	2.45	2.92	2.70	3.74	1.53	1.62	1.62	1.75



شکل ۴- ترکیب مسکوویت‌گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپارگرانیت‌های گرمی‌چای در: (A) نمودار SiO₂ در برابر Na₂O+K₂O برای رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی (B) (Middlemost, 1994)؛ R1 در برابر R2 برای رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی (De Shand, 1979)؛ (C) نمودار A/CNK در برابر A/NK نشان‌دهنده ترکیب شیمیایی برپایه اندیس ASI (La Roche et al., 1979)؛ (D) رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های پرآلومینوس (Villaseca et al., 1998)؛ (hP: highly peraluminous; mP: moderately peraluminous; IP: low peraluminous; fP: highly felsic peraluminous)

می‌دهند؛ به‌گونه‌ای که نسبت‌های La_n/Yb_n و La_n/Gd_n برای مسکوویت‌گرانیت به‌ترتیب برابر با ۳/۰۹-۱/۴۹ و ۵-۲/۴۵ و برای آلکالی‌فلدسپارگرانیت برابر با ۱/۹۹-۱/۳۴ و ۱/۵۳-۱/۷۵ هستند. مسکوویت‌گرانیت بیشتر غلظت‌های کمی از LREE و دیگر عنصرهای HFSE دارند (مانند: Zr, Hf, Ti و ...) (شکل ۵- A). افزون‌براین، این سنگ غنی‌شدگی متوسط تا شدید از LILE دارد که نشان‌دهنده سرشت

زمین‌شیمی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب

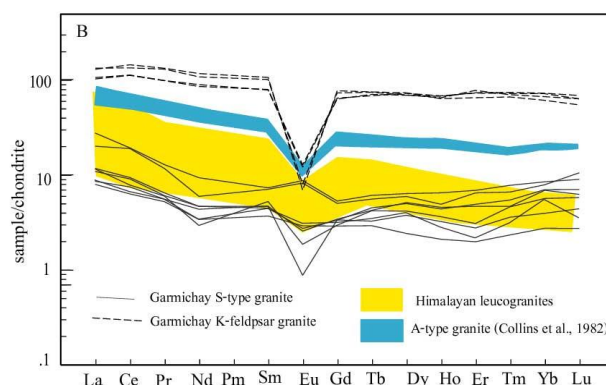
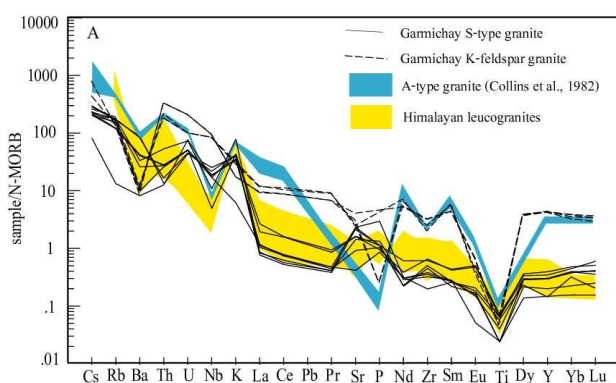
برپایه الگوی عنصرهای خاکی کمیاب به‌نچارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989)، مسکوویت‌گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپارگرانیت‌ها از LREE در برابر HREE کمابیش غنی هستند و بیشتر آنها آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند (شکل ۵- A). مسکوویت‌گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپارگرانیت‌ها الگوهای کمابیش جدایش‌یافته‌ای از REE نشان

فراوانی عنصرهای کمیاب است؛ به گونه‌ای که عنصرهای La و Ga، Ce، Nb، Sr، Zr در آلکالی فلدسپارگرانیت‌ها بسیار بیشتر از مسکوویت‌گرانیت‌هاست. همان گونه که پیشتر گفته شد، آلکالی فلدسپارگرانیت‌ها از سیلیس سرشار هستند. همچنین، در این گرانیت‌ها عنصرهای Zr، Nb، Hf و Ta غنی‌شدگی و عنصرهای Ti، Eu، Ba، Sr و P آنومالی منفی نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده سرشت A-type (A1) این گرانیت‌هاست. هر دو تیپ گرانیتی آنومالی منفی Ti دارند. این آنومالی در مسکوویت‌گرانیت‌ها با بجاماندن بیوتیت همراه با آپاتیت، ایلمنیت یا تیتانیت در خاستگاه همخوانی دارد. عنصرهای کمیاب این دو گرانیت نسبت به N-MORB بهنجار شده‌اند (شکل ۵). عنصر K آنومالی مثبت و عنصر Th در سنگ‌های مسکوویت‌گرانیت آنومالی منفی دارند. این ویژگی بازتابی از نقش پوسته قاره‌ای در پیدایش این سنگ‌هاست. برای مقایسه الگوهای عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب، لوکوگرانیت‌های هیمالیا (Guo and Wilson, 2012) در شکل آورده شده‌اند. برپایه این مقایسه، گرانیت‌های هیمالیا و مسکوویت‌گرانیت الگوهای تغییرات مشابهی دارند (شکل‌های A-۵ و C-۵). با وجود این، نمونه‌های بررسی شده از عنصرهای خاکی کمیاب تا اندازه‌ای تهی‌تر هستند. آلکالی فلدسپارگرانیت‌ها نیز با گرانیت‌های تیپ A کمربند چین‌خورده لاکلان (LFB) در استرالیا (Collins et al., 1982) مقایسه شده‌اند (شکل‌های B-۵ و D-۵). بر این پایه، روند عمومی الگوها همانند است و تنها تفاوت در میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی برخی عنصرهاست. در گرانیت‌های گرمی‌چای، Nb آنومالی مثبت و در LFB آنومالی منفی نشان می‌دهد. آنومالی منفی Sr و P در

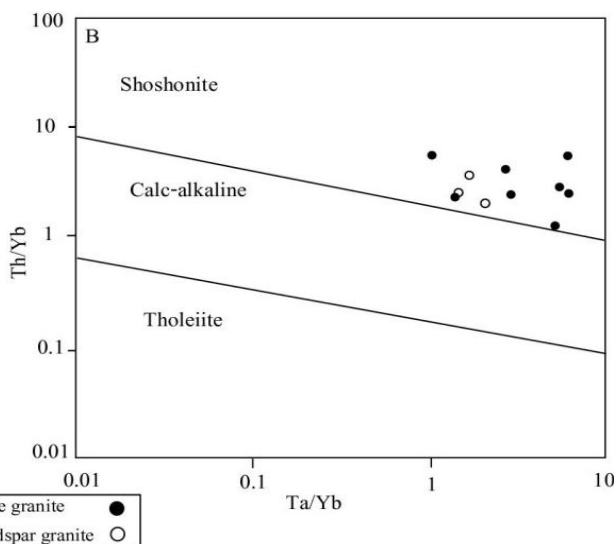
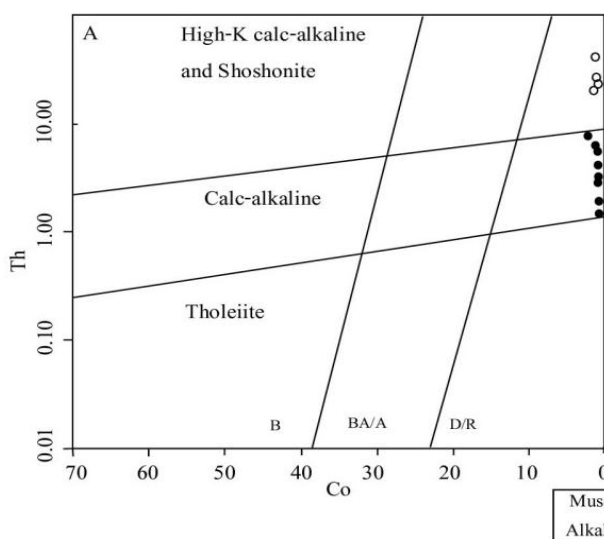
لوکوگرانیتی آن است (Mohamed and Hassanen, 1997). شیب منحنی‌های REE در این سنگ‌ها کمابیش کم است و چه‌بسا نشان‌دهنده نرخ بالای ذوب‌بخشی در خاستگاه سنگ باشد (Rollinson, 1993). غلظت کم عنصرهای HREE و در کل، الگوی کاهش‌ی HREE، چه‌بسا پیامد گارنت بجامانده در محل خاستگاه باشد (Rollinson, 1993). عنصرهای Rb، Sr و Ba تغییرات کمابیش بالایی نشان می‌دهند (جدول ۲). برخلاف عنصرهای کمیاب دیگر، میکاها و فلدسپارها غلظت این عنصرها را کنترل می‌کنند. Sr بیشتر در پلاژیوکلاز تمرکز می‌یابد. Ba در پلاژیوکلاز و بیوتیت سازگار است؛ اما Rb ناسازگار است (Harris and Inger, 1992). مذاب‌های با خاستگاه پسامیتی Rb بیشتر و Sr و Ba کمتری دارند؛ زیرا این عنصرها در فلدسپارهای بجامانده تمرکز می‌یابند. گرانیت تیپ S منطقه بررسی شده از Ba غنی است و Rb کمابیش کمی دارد. اگرچه فراوانی Sr کمتر از Ba است اما غلظت‌های بالایی در این سنگ دارد. از این رو، خاستگاه این سنگ‌ها از میکا سرشار و از فلدسپار تهی بوده است. ذوب سنگ‌های پلیتی، فلدسپار کمتری برجای می‌گذارد و این پدیده غلظت Ba و Sr در مذاب پدیدآمده را افزایش می‌دهد (Patiño Douce and Johnston, 1991). از آنجایی که دو نمونه از مسکوویت‌گرانیت‌ها آنومالی مثبت ضعیفی از Eu نشان می‌دهند و غلظت Sr و Ba در آنها کمابیش بالاست، نقش پلاژیوکلاز در واکنش ذوب برای این سنگ‌ها در نظر گرفته می‌شود. از این رو، غلظت عنصرهای Ba، Sr و Rb از ترکیب خاستگاه، فلدسپار بجامانده در تفاله ذوب و نوع واکنش ذوب پیروی می‌کند. در کل، بیشترین تفاوت این دو تیپ گرانیت در

نمودارهای Co در برابر Th و Ta/Yb در برابر Th/Yb، گرانیت‌های گرمی‌چای در میدان‌های شوشونیتی و کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل‌های ۶- A و ۶- B).

LFB بیشتر از آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌هاست (شکل ۵- B). آنومالی منفی Ba نیز در گرانیت‌های گرمی‌چای شدیدتر است. عنصرهای کمیاب برای شناسایی سری ماگمایی به کار برده شدند.



شکل ۵- ترکیب مسکوویت گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌های گرمی‌چای در نمودار الگوی عنصرهای خاکی کمیاب و کمیاب به ترتیب به‌ترتیب به‌ترتیب به‌ترتیب (A) ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) ترکیب N-MORB (Thompson, 1982) (در نمودار A، الگوی عنصرهای کمیاب مسکوویت گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها به ترتیب با لوکوگرانیت‌های هیمالیا (Gou and Wilson, 2012) و گرانیت تیپ A کمربنده چین‌خورده لاکلان (LFB) استرالیا (Collins *et al.*, 1982) مقایسه شده‌اند. در نمودار B، الگوی عنصرهای خاکی کمیاب مسکوویت گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها به ترتیب با لوکوگرانیت‌های هیمالیا و گرانیت‌های کمربنده چین‌خورده لاکلان (LFB) استرالیا مقایسه شده‌اند)



شکل ۶- مسکوویت گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌های گرمی‌چای در: (A) نمودار Co در برابر Th (Hastie *et al.*, 2007)؛ (B) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1982)

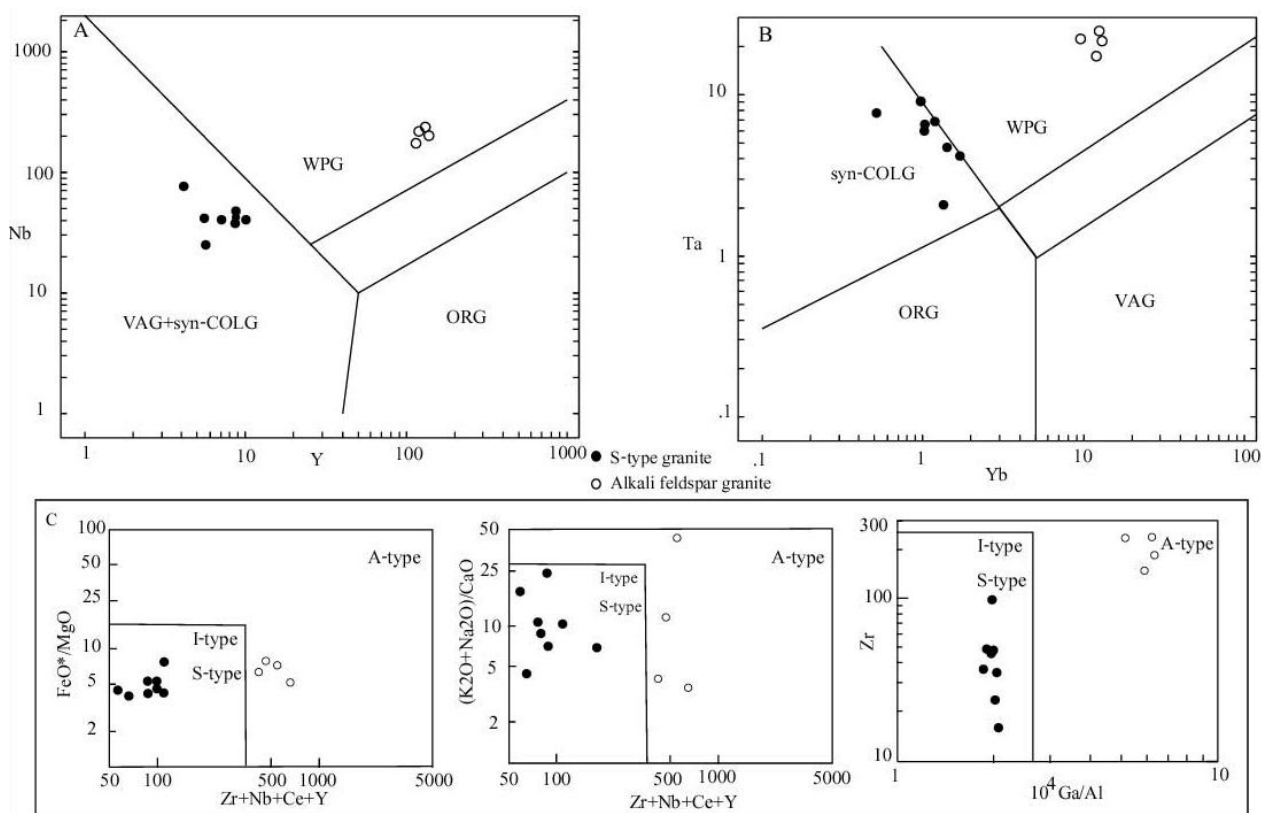
محیط زمین‌ساختی است (Pearce, 1982; Harris *et al.*, 1986; Frost and Frost, 2008; Clemens and

جایگاه زمین‌ساختی

ترکیب شیمیایی سنگ‌های گرانیتی تحت‌تأثیر

پیشنهادی Pearce و همکاران (۱۹۸۴) برای گرانیت‌های گرمی‌چای به کار برده شدند. در این نمودارها، مسکوویت‌گرانیت‌ها و آلکالی‌گرانیت‌ها به ترتیب در میدان‌های همزمان با برخورد و درون صفحه‌ای جای می‌گیرند (شکل‌های A و Y-). Whalen و همکاران (۱۹۸۷) رده‌بندی الفبایی گرانیت‌ها (I-type, S-type و A-type) بر پایه عنصرهای اصلی و فرعی را پیشنهاد کرده‌اند. بر این پایه، مسکوویت‌گرانیت‌ها در میدان‌های S-type و I-type و آلکالی‌گرانیت‌ها در میدان A-type جای می‌گیرند (شکل Y-C).

(Stevens, 2012). از این رو، برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، محیط زمین‌ساختی سنگ ارزیابی می‌شود. در رده‌بندی پیشنهادی Barbarin (۱۹۹۹) برای لوکوگرانیت‌ها، ترکیب کانی‌شناسی اهمیت دارد و برپایه آن، لوکوگرانیت‌ها به دو دسته MPG و CPG رده‌بندی می‌شوند. از آنجایی که گرانیت S کانی‌های اولیه مسکوویت به همراه تورمالین و گارنت دارد و میگماتیت حضور ندارد، پس این سنگ MPG و از تیپ A (Crawford and Windley, 1990) است. از این رو، گوشته نقشی در توسعه و تکامل این گرانیت‌ها نداشته است. نمودارهای شناسایی زمین‌ساختی



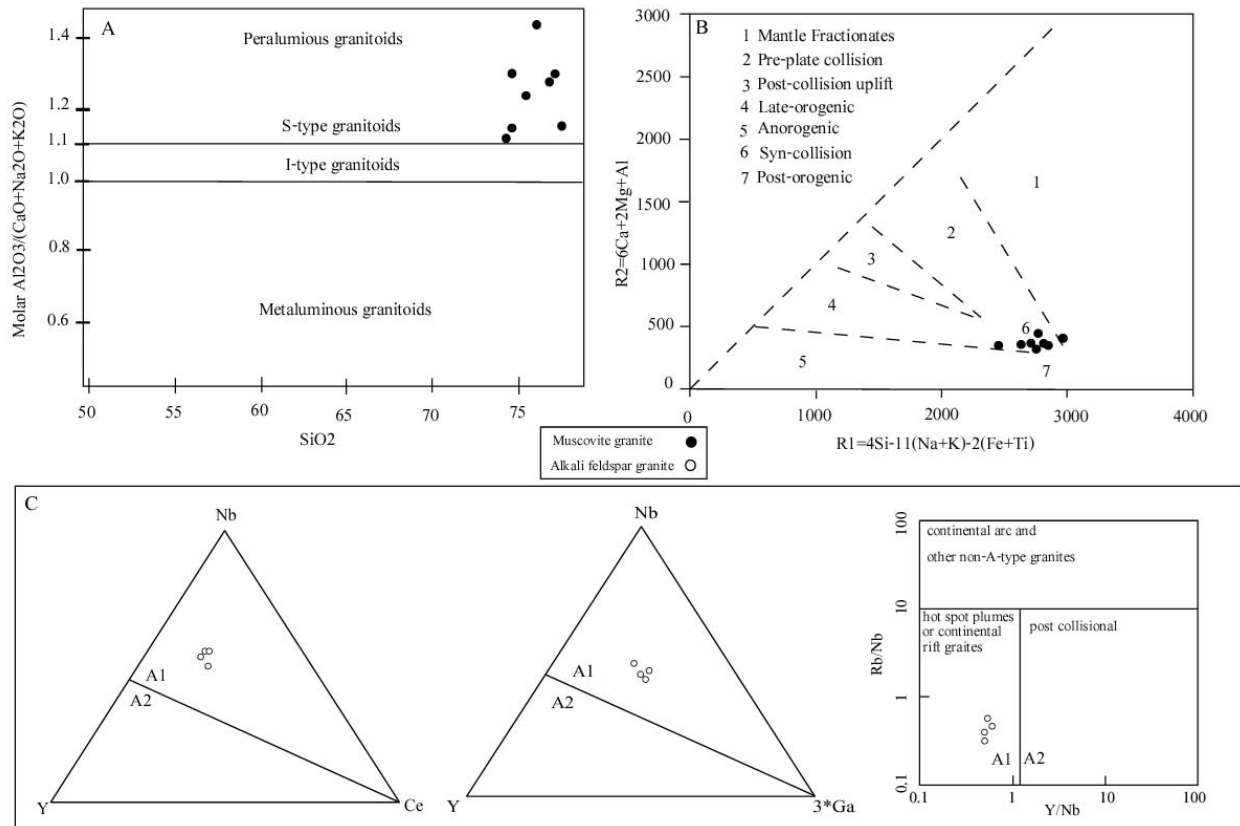
شکل ۷- مسکوویت‌گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپارگرانیت‌های گرمی‌چای در: A, B) نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی (Pearce *et al.*, 1984); C) نمودارهای پیشنهادی Whalen و همکاران (۱۹۸۷) برای شناسایی گرانیت‌های A-type, S-type و I-type

مسکوویت‌گرانیت در میدان S-type و peraluminous جای می‌گیرد. همچنین، در نمودار R1 برابر R2،

برای شناسایی گرانیت‌های تیپ I از S از نمودار شکل ۸- A بهره گرفته شد. در این نمودار،

در آن، نمونه‌های آلکالی‌فلدسپارگرانیت در میدان A1 جای می‌گیرند (شکل ۸- C). این زیرگروه نشان‌دهنده گرانیت‌های پهنه‌های ریفت قاره‌ای است.

نمونه‌های تیپ S در میدان همزمان با برخورد جای می‌گیرند (شکل ۸- B). Eby (۱۹۹۲) برای شناسایی دو زیرگروه تیپ A نموداری پیشنهاد کرده است که



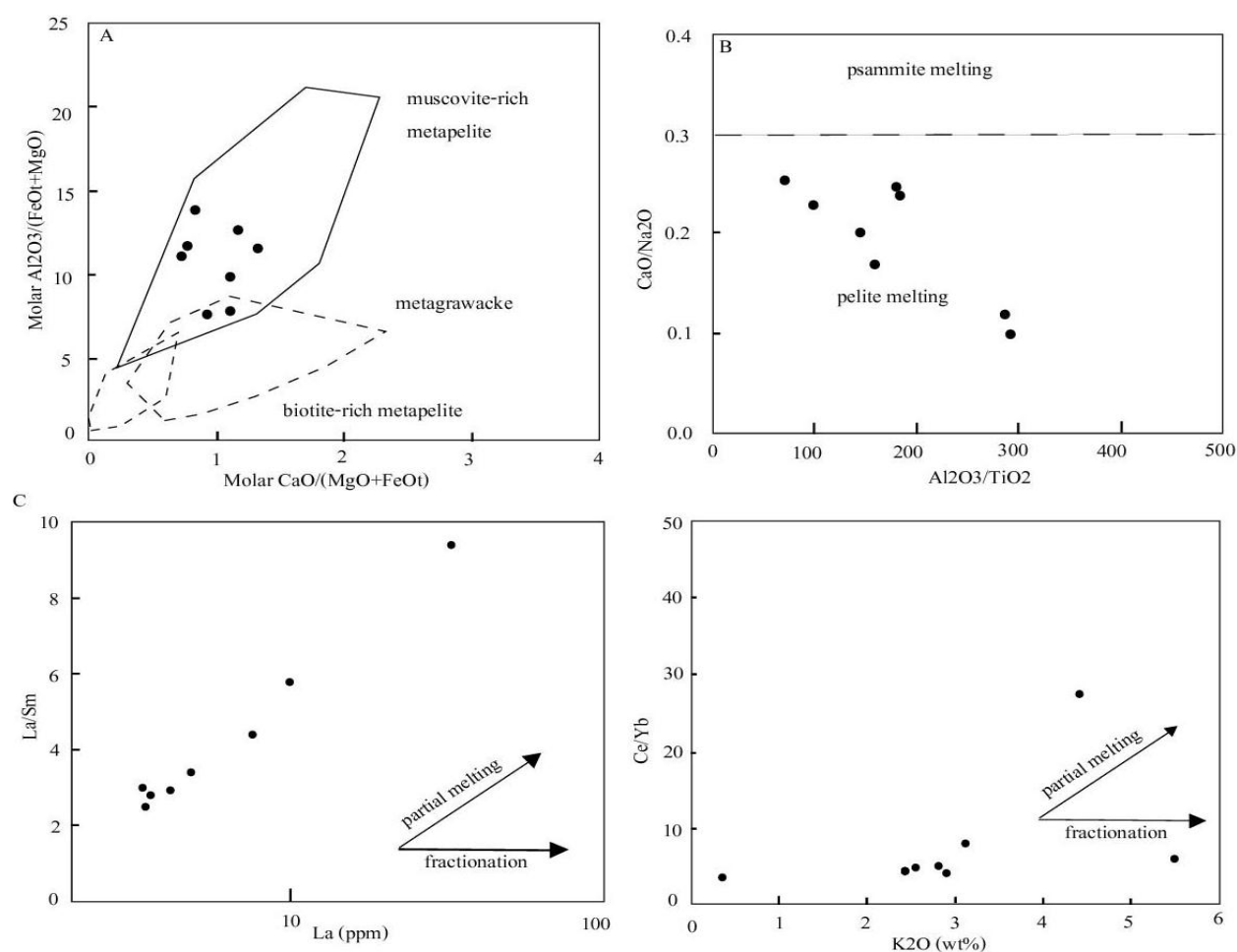
شکل ۸- مسکوویت‌گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپارگرانیت‌های گرمی‌چای در: A) نمودار SiO_2 در برابر $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ برای شناسایی گرانیت‌های پرآلومینوس و مت‌آلومینوس (Chappell and White, 1974) و تیپ I و S (White and Chappell, 1977); B) نمودار R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1985) برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی؛ C) نمودارهای تفکیک زیرتیپ‌های گرانیت A (Eby, 1992)

زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند متاپلیت‌ها و متاگری‌وک‌ها سنگ خاستگاه غالب برای لوکوگرانیت‌ها هستند (Villaros *et al.*, 2009; Gou *et al.*, 2016; Yang *et al.*, 2016). لوکوگرانیت‌های پهنه‌های برخوردی بیشتر از رسوب‌های دگرگون‌شده خاستگاه می‌گیرند. در شکل‌های ۹- A و ۹- B، گرانیت‌های S به ترتیب در میدان‌های خاستگاه پلیتی سرشار از مسکوویت و پلیتی جای گرفته‌اند. ذوب‌بخشی

سنگ‌زایی و سازوکار پیدایش مسکوویت‌گرانیت در زیر هر توده گرانیتی یک خاستگاه ژرف‌تر پوسته‌ای هست (Chen and Grapes, 2007). باور بر اینست که لوکوگرانیت‌ها محصول ذوب‌بخشی پوسته پلیتی هستند. البته خاستگاه‌های دیگ‌ری (مانند: اورتوگنایس گرانیتی، متارنایت، متاسمیت و آمفیبولیت) نیز برای آنها پیشنهاد شده‌اند (Hu *et al.*, 2018; Zhang *et al.*, 2019).

برخوردی رایج است، در منطقه گرمی چای مقدارهای بالایی شیبست سرشار از مسکوویت و بیوتیت دیده می‌شود. همان‌گونه که پیشتر گفته شد، گرانیته S از LILE سرشار و از HFSE تهی است و به شدت خاستگاه پوسته‌ای میکایی را نشان می‌دهد.

نقش مهمی در پیدایش این گرانیته‌ها بازی کرده است. در نمودارهای La در برابر La/Sm و K₂O در برابر Ce/Yb، گرانیته‌های S روند ذوب‌بخشی نشان می‌دهند (شکل ۹- C). البته فرایند جدایش بلورین را نیز تا اندازه‌ای باید به‌یاد داشت. همان‌گونه که در همه پهنه‌های



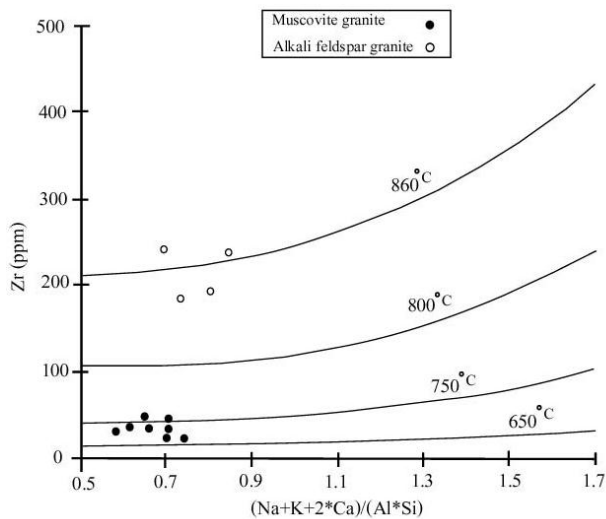
شکل ۹- مسکوویت گرانیته‌ها و آلکالی‌فلدسپارگرانیته‌های گرمی چای در: (A) نمودار $\text{CaO}/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO})$ برای رسوب‌های دگرگون‌شده (Patiño Douce, 1999)؛ (B) نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ در برابر $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ که نشان‌دهنده مذاب‌های تجربی پدیدآمده از رسوب‌های سمیتی و پلیتی است (Jung and Pfänder, 2007)؛ (C) نمودار La/Sm در برابر La (Patiño Douce, 1999)؛ (D) نمودار K_2O در برابر Ce/Yb (Jung and Pfänder, 2007) (دو نمودار C و D نشان‌دهنده نقش فرایند ذوب‌بخشی در پیدایش گرانیته S هستند؛ هرچند نقش تفریق را نمی‌توان نادیده گرفت. گرانیته تیپ A زیرگروه A1 به‌شمار می‌رود)

نمودارهای شکل ۱۰ بهره گرفته شد. دماهای به‌دست‌آمده برای گرانیته‌های S و A به‌ترتیب

دما و واکنش ذوب

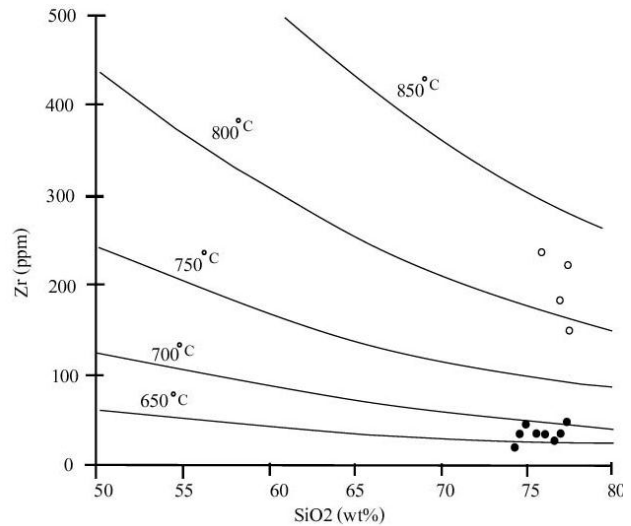
برای ارزیابی دمای پیدایش گرانیته‌ها از

تیپ A (که متعلق به زیرگروه A1 هستند) در محیط ریفت قاره‌ای و تحت تأثیر پلوم‌های گوشته‌ای دچار ذوب بخشی شده است. در کل، گرانیت‌های پدیدآمده در محیط‌های ریفت قاره‌ای نسبت به گرانیت‌های تیپ S در دماهای بیشتری پدید می‌آیند. اصلی‌ترین خاستگاه اکسیدهای H_2O و Al_2O_3 ، K_2O و لوکوگرانیت با خاستگاه متاپلیتی، مسکوویت و بیوتیت است (Harris et al., 1993).



شکل ۱۰- ترکیب سنگ کل مسکوویت گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌های گرمی‌چای در: A) نمودار SiO_2 (بر پایه درصدوزنی) در برابر Zr (بر پایه ppm)؛ B) $(Na+K+2*Ca)/(Al*Si)$ در برابر Zr (بر پایه ppm) (Watson and Harrison, 1983)

در بازه ۶۵۰ تا ۷۵۰ و ۸۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد هستند. همان‌گونه که دیده می‌شود، دمای پیدایش گرانیت‌های تیپ A بیشتر از گرانیت‌های تیپ S است. این نکته با توجه به سرشت پیدایش این دو تیپ متفاوت گرانیتی، منطقی است؛ به‌گونه‌ای که گرانیت‌های تیپ S منطقه گرمی‌چای محصول فرایند ذوب بخشی رسوب‌های قاره‌ای بدون دخالت خاستگاه دمایی گوشته‌ای است؛ اما سنگ خاستگاه گرانیت‌های

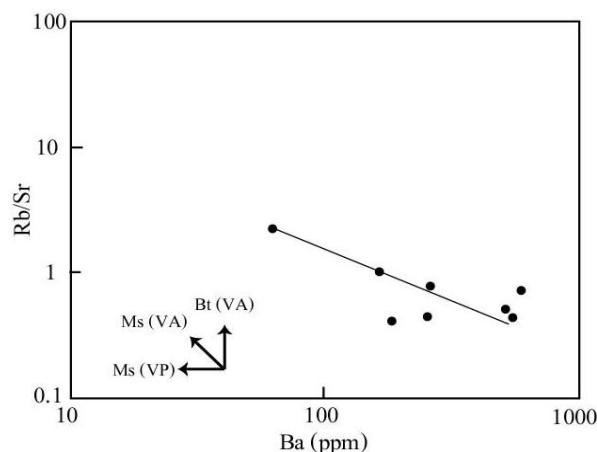


سانتیگراد و سپس بیوتیت در دماهای ۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد (Patiño Douce and Harris, 1998). البته اگر بیوتیت آهن کمتری داشته باشد واکنش ذوب بیوتیت در دماهای کمتری (حدود ۷۱۰ درجه) رخ می‌دهد (Singh and Johannes, 1996). بر پایه داده‌های به‌دست‌آمده از دماسنجی گرانیت‌های تیپ S، واکنش ذوب، بیشتر آزدایی مسکوویت بوده است. همچنین، همبستگی منفی میان نسبت‌های Rb/Sr و Ba نشان‌دهنده رخداد

واکنش‌های با حضور سیال و بی حضور سیال از واکنش‌های ذوب هستند. واکنش سیال حاضر، محدودیت‌هایی مانند شیب منفی سالیدوس گرانیت دارد (Clemens, 1984). از این رو، مذاب پدیدآمده توان بالآمدن تا سطوح بالاتر پوسته را نخواهد داشت (Ayres and Harris, 1997). واکنش‌های سیال غایب شامل ذوب بیوتیت و مسکوویت هستند. هنگام رویداد دگرگونی‌های پیش‌رونده، نخست واکنش ذوب آزدایی مسکوویت در دماهای زیر ۸۰۰ درجه

ژرفای بیشتر از ۵۰ کیلومتر است که ژرفای خوبی برای سنگ خاستگاه لوکوگرانیتها نیست (Nabelek and Liu, 2004). ذوب در پی کاهش فشار نیازمند دفن سنگ‌های پوسته‌ای در ژرفای بیشتر از ۴۵ کیلومتر (Nabelek and Liu, 2004) و یا ۱۰۰ کیلومتر (Vance and Harris, 1999) است. بالا زدگی نیز باید سریع باشد. این ژرفا برای الگوهای ضخیم‌شدگی پوسته‌ای و ذوب در پی کاهش فشار در منطقه گرمی‌چای درست نیست؛ زیرا نشانه‌ای از رخداد دگرگونی فشار بالا دیده نشد. همچنین، نازک‌شدگی سنگ کره نشان‌دهنده نقش گوشته در پیدایش لوکوگرانیت است که همان‌گونه که پیشتر گفته شد نقشی در پیدایش گرانیت‌های تیپ S نداشته است. گفتنی است در رژیم‌های کششی، ماگماتیسم تیپ I پوسته زیرین پدیده‌ای رایج است (Nabelek and Liu, 2004)؛ اما این ماگماتیسم در منطقه گرمی‌چای در پیوند با این سنگ‌ها دیده نشد. گرانیتوئیدهای پرآلومینوس یا در پهنه‌های برشی (MPG) و یا در زیرراندگی محلی ماگماهای با خاستگاه گوشته‌ای (CPG) پدید می‌آیند (Barbarin, 1999). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی، سنگ‌نگاری و صحرایی نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای برای گرانیت‌های S منطقه گرمی‌چای هستند. گرانیت‌های MPG در پهنه‌های برشی پدید می‌آیند (Barbarin, 1999). گرم‌شدگی برشی (shear-heating) سازوکاری است که برای پیدایش گرانیت در پهنه‌های برخوردی پیشنهاد شده است (Zhu and Shi, 1990; England and Molnar, 1993). گرمای لازم برای ذوب گرانیت در پی هر دو فرایند گرم‌شدگی واکنشی و رادیوژنیک پدید می‌آید (Searle et al., 2012). این الگو به این دلیل جذاب است که ارتباط مستقیمی میان پیدایش ماگما،

واکنش آبدایی مسکوویت است که اصلی‌ترین واکنش ذوب‌بخشی به‌شمار می‌رود (شکل ۱۱).



شکل ۱۱- مسکوویت گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌های گرمی‌چای در نمودار Ba در برابر Rb/Sr (Inger and Harris, 1993) (Ms (VP): واکنش ذوب مسکوویت؛ Ms (VA): ذوب آبدایی مسکوویت؛ Bt (VA): ذوب آبدایی بیوتیت)

خاستگاه مسکوویت گرانیت‌های گرمی‌چای

همان‌گونه که پیشتر گفته شد، این گرانیت‌ها از نوع MPG با خاستگاه پوسته‌ای هستند و رستیت ندارند. برپایه Barbarin (۱۹۹۹)، این گرانیت‌ها بدون دخالت گوشته و در پهنه‌های برشی پدید می‌آیند. خاستگاه دما مهم‌ترین نکته در پیدایش گرانیت‌های پوسته‌ای است که برای آن الگوهای گوناگونی پیشنهاد شده‌اند:

- ذوب با کاهش فشار (Auzanneau et al., 2006)؛
- ضخیم‌شدگی پوسته؛
- گرم‌شدگی درونی (internal heating) در پوسته؛
- نازک‌شدگی سنگ کره گوشته‌ای و گرم‌شدگی برشی (shear-heating).

گرم‌شدگی درونی به مواد رادیواکتیو وابسته است. این گرما در پوسته که Spear (۱۹۹۳) آن را $3\mu\text{Wm}^{-3}$ پیشنهاد کرده است، توان آغاز ذوب را ندارد. ضخیم‌شدگی پوسته‌ای نیازمند بالا آمدگی سریع از

زمین‌ساختی نشان‌دهنده پیدایش این گرانیت‌های تیپ S در پهنه برخورد قاره‌ای هنگام رویداد فاز کاتانگایی یا آسینتیک است. سری ماگمایی این گرانیت‌ها کالک‌آلکان و شوشونیتی است. همچنین، این سنگ‌ها سرشت پرآلومینوس دارند و بسیار فلسیک و پرآلومینوس هستند. برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، صحرایی و دمای پیدایش و کانی‌شناسی، ذوب‌بخشی فرایند غالب در پیدایش این گرانیت است. واکنش ذوب‌بخشی بیشتر آزدایی مسکوویت بوده است. داده‌های زمین‌شیمیایی و ویژگی‌های صحرایی نشان‌دهنده یک خاستگاه پوسته قاره‌ای سرشار از میکا برای تیپ S هستند. دمای پیدایش این سنگ‌ها نزدیک به ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد است و سازوکار پیدایش آنها گرم‌شدگی برشی (shear-heating) بوده است. گرانیت‌های تیپ A در زیرگروه A1 هستند و در رژیم کششی کافت قاره‌ای پدید آمده‌اند. سری ماگمایی این سنگ‌ها شوشونیتی است و دمای پیدایش آنها نزدیک به ۸۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد بوده است. از آنجایی که این گرانیت‌ها ضریب اشباع از آلومینیم بالایی دارند، آرایش کمابیش شدید پوسته قاره‌ای، فرایند جدایش بلورین و یا وجود مسکوویت‌های ثانویه علت بالابودن این ضریب دانسته می‌شود.

دگرگونی و دگرریختی در پهنه‌های برخوردی برقرار می‌کند. برپایه بررسی‌های تجربی (Nabelek and Liu, 2004; Searle *et al.*, 2012)، فرایند گرم‌شدگی برشی پیدایش ماگما در ژرفای گوناگون (۱۵ و ۲۵ کیلومتر) و با نرخ‌های گوناگون تراستی‌شدن را به دنبال داشته است (Nabelek and Liu, 2004). این ژرفا با ژرفای پیشنهادی (Barbarin, 1999) برای MPG همخوانی خوبی نشان می‌دهد. الگوی گرم‌شدگی برشی به خوبی دگرگونی، دگرریختی و پیدایش ماگما در پهنه‌های برخوردی را به هم پیوند می‌دهد. از این‌رو، در پرکامبرین و در پی رویداد برخوردی (که پیدایش شیست‌های منطقه را به دنبال داشته است)، ذوب‌بخشی در پهنه‌های برشی روی داده است و دایک‌های مسکوویت‌گرانیته در این منطقه پدید آمده‌اند. این رویداد برخورد چه‌بسا به فاز آسینتیک یا کاتانگایی مربوط بوده است.

برداشت

گرانیت‌های منطقه گرمی‌چای از تیپ S و A و لوکوگرانیته هستند. مسکوویت میکای اصلی این گرانیت تیپ S به‌شمار می‌رود. این گروه سنگی بیوتیت ندارد و یا مقدار آن بسیار کم است. بررسی جایگاه

منابع

- Alavi, T. N., Lotfi, M., Burdette, P., Sabzei, M., Behroozi, A., Haghpoor, A. and Amidi, M. (1978) Explanatory text of Mianeh. Geological Quadrangle Map 1:250000, No. C3, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Auzanneau, E., Vielzeuf, D. and Schmidt, M. W. (2006) Experimental evidence of decompression melting during exhumation of subducted continental crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152(2): 125–148.
- Ayres, M. and Harris, N. (1997) REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites. *Chemical Geology* 139(1-4): 249–269.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46(3): 605–626.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48(1-4): 43–55.
- Behroozi, A., Amini Azar, R., Ezatian, F., Emami, M., Davari, H. F. and Baghdadi, A. (1993) Explanatory

- text of Sarab. Geological Quadrangle Map 1:100000.No. 5565, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Benard, F., Moutou, P. and Pichavant, M. (1985) Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas. *Journal of Geology* 93 (3): 271–291.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Chen, G. and Grapes, R. (2007) *Granite Genesis: In Situ Melting and Crustal Evolution*, Springer, Dordrecht, The Netherlands.
- Clemens, J. D. (1984) Water contents of silicic to intermediate magmas. *Lithos* 17: 273–287.
- Clemens, J. D. and Stevens, G. (2012) What controls chemical variation in granitic magmas?. *Lithos* 134-135: 317-329.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1982) Nature and Origin of A-type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80(2): 189-200.
- Crawford, M. B., Windley, B. F., (1990) Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis. *Journal Volcanology and Geothermal Research* 44(1-2): 1–19.
- De La Roche, Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen and Unwin, London, UK.
- Eby, G. N. (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20(7): 641–644.
- England, P. C. and Molnar, P. (1993) The interpretation of inverted metamorphic isograds using simple physical calculations. *Tectonics* 12(1): 145–157.
- Frost, B. R. and Frost, C. D., (2008) A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology* 49(11): 1955-1969.
- Gou, Z., Zhang, Z., Dong, X., Xiang, H., Ding, H., Tian, Z. and Lei, H. (2016) Petrogenesis and tectonic implications of the Yadong leucogranites, Southern Himalaya. *Lithos* 256-257: 300-310.
- Guo, Z. F. and Wilson, M. (2012) The Himalayan leucogranites: constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting. *Gondwana Research* 22(2): 360–376.
- Hajjialioghli, R. and Shekary Esfahlan, R. (2016) Petrography and microtextural investigations of the deformed Siyahmansurgranitoids from NE Miyaneh, East Azerbaijan province. *New Findings in Applied Geology* 10(20): 23-34.
- Harris, N. B. W. and Inger, S. (1992) Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110(1): 46–56.
- Harris, N. W. B., Pearce J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Collision Tectonics* (Eds. Coward, M. P., Ries A. C.) Special Publication, 19: 67-81. Geological Society of London, UK.
- Harris, N., Inger, S. and Massey, J. (1993) The role of fluids in the formation of High Himalayan leucogranites. In: *Himalayan Tectonics* (Eds. Treloar, P. J. and Searle, M. P.) Special Publication 74:391–400. Geological Society of London, UK.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48(12): 2341-2357.
- Hosseinzadeh, I. (2013) Petrography and petrological studies of the Tejarag intrusive body (Garmichay, northeast Mianeh). M.Sc. thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Hu, G., Zeng, L., Gao, L., Liu, Q., Chen, H. and Guo, Y. (2018) Diverse magma sources for the Himalayan leucogranites: Evidence from B-Sr-Nd isotopes. *Lithos* 314-315: 88-99.

- Inger, S. and Harris, N. (1993) Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *Journal of Petrology* 34(2): 345–368.
- Jung, S. and Pfänder, J. A. (2007) Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: constraints from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry. *European Journal of Mineralogy* 19(6): 859-870.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science reviews* 37(3-4): 215-224.
- Moayyed, M. and Shekary Esfahlan, R. (2013) Petrology and geochemistry of Siyahmansoor granitoids northeastern Mianeh (Northwestern Iran). *Iranian Journal of Mineralogy and Crystallography* 4: 715-728 (in Persian).
- Moazzen, M., Ghaderi, M., Downey, W. S. and Omrani, H. (2016) Geochemistry of metapelitic rocks from the Garmichay Area, East Azerbaijan, NW Iran; protolith nature and whole rock control on metamorphic mineral assemblages. *Geopersia* 6(1): 1-18.
- Mohamed, F. H. and Hassanen, M. A. (1997) Geochemistry and petrogenesis of Sikait leucogranite, Egypt: an example of S-type granite in a metapelitic sequence. *Geologische Rundschau* 86(1): 81-92.
- Nabelek, P.I. and Liu, M. (2004) Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 95(1-2): 73-85.
- Patiño Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: *Understanding Granites: New and Classical Techniques* (Eds. Castro, A., Fernandez, C. and Vigneresse, J. E.) Special Publications 168: 55-75. Geological Society of London, UK.
- Patiño Douce, A. E. and Johnston, A. D. (1991) Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107(2): 202–218.
- Patiño Douce, A. E. and Harris, N. (1998) Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology* 39 (4): 689–710.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites* (Ed. Thorpe, R. S.) 525-548. New York: John Wiley & Sons.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25(4): 956-983.
- Riazi Khabani, F. (2005) Petrography and petrology of the igneous and metamorphic rocks of Neybaghi area (Northeastern Mianeh). MSc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London, UK.
- Searle, M. P., Whitehouse, M. J., Robb, L. J., Ghani, A. A., Hutchison, C. S., Sone, M., Ng, S. W. P., Roselee, M. H., Chung, S. L. and Oliver, G. J. H. (2012) Tectonic evolution of the Sibumasu-Indochina terrane collision zone in Thailand and Malaysia: constraints from new U-Pb zircon chronology of SE Asian tin granitoids. *Journal of the Geological Society of London* 169 (4): 489-500.
- Shand, S. J. (1943) *The Eruptive Rocks*. 2nd edition. New York, John Wiley.
- Singh, J. and Johannes, W. (1996) Dehydration melting of tonalites. Part I. Beginning of melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125(1): 16–25.
- Spear, F. S. (1993) *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Monographs.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geological Bulletin* 52(7): 1229–1258.
- Streckeisen, A. (1979) Classification of volcanic-rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks-

- recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *reply. Geology* 7(7): 562–562.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society of London, UK.
- Thompson, A. B. (1982) Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science* 282(10): 1567–1595.
- Vance, D. and Harris, N. (1999) Timing of prograde metamorphism in the Zaskar Himalaya. *Geology* 27(5): 395-398.
- Villaras, A., Stevens, G. and Buick, I. S. (2009) Tracking S-type granite from source to emplacement: clues from garnet in the Cape Granite Suite. *Lithos* 112(3-4): 217–235.
- Villaseca, C., Barbero, L. and Herreros, V. (1998) A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 89(2): 113-119.
- Watson, E. B. and Harrison, T. M. (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64(2): 295–304.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95(4): 407–419.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1977) Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43(1-2): 7-22.
- Yang, H., Zhang, H., Luo, B., Gao, Z., Gou, L. and Xu, W. (2016) Generation of peraluminous granitic magma in a post-collisional setting: A case study from the eastern Qilian orogen, NE Tibetan Plateau. *Gondwana Research* 36: 15-32.
- Zhang, L., Wang, Q., Zhu, D., Li, S., Zhao, Z., Zhang, L., Chen, Y., Liu, S., Zheng, Y., Wang, R. and Liao, Z. (2019) Generation of leucogranites via fractional crystallization: A case from the late Triassic Luoza batholith in the Lhasa Terrane, southern Tibet. *Gondwana Research* 66: 63-76.
- Zhu, Y. and Shi, Y. (1990) Shear heating and partial melting of granite: thermal structure of overthrust terrains in the Greater Himalaya. *Chinese Journal of Geophysics* 33: 341–351.