

متاپلیت‌های گرمی‌چای، شمال غرب ایران: شیمی سنگ کل، زادگاه رسوبی و شرایط دگرگونی

امیر محامدا، محسن مؤید^۱ و منیر مجرد^۲

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۹/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۰۱

چکیده

به‌منظور بررسی زادگاه رسوبی و شرایط دگرگونی متاپلیت‌های گرمی‌چای واقع در شمال شهرستان میانه (شمال غرب ایران) شیمی سنگ کل این مجموعه مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی‌های پتروفابریک حاکی از شکل‌گیری هم‌زمان با تکتونیک پورفیروبل‌های کربیریت (دگرگونی ناحیه‌ای) در این سنگ‌ها است. همچنین ساختارهای برشی C^۱ ویژگی بارز بافتی می‌باشد. دو فاز دگرگونی ناحیه‌ای (RMP_۱ و RMP_۲)، یک فاز دگرگونی مجاورتی (CM) و دو فاز دگرشکلی (D_۱ و D_۲) شناسایی شده‌اند. ژئوشیمی عناصر اصلی حاکی از سنگ مادر شیلی و گریوکی برای متاپلیت‌ها است. بر اساس عناصر اصلی، واسطه و کمیاب (Ti و Ni، Zr، TiO_۲، K_۲O) سنگ آذرین مولد این رسوبات دارای سرشت آندزیتی و داسیتی/ریوداسیتی بوده است. درجه دگرسانی شیمیایی (CIA و CIW) سنگ آذرین اولیه متوسط بوده است. همچنین برمبنای اکسید عناصر اصلی محیط تکتونیک تشکیل رسوب، حاشیه فعال قاره‌ای شناسایی شده است. متاپلیت‌های گرمی‌چای در مقایسه با PAAS و UCC غنی از Cs، La و Ce و تهی از Sr، Nb و Ta می‌باشند. نمونه‌های معرف در نمودارهای سازگاری در داخل مثلث‌های پاراژنتیک قرار می‌گیرند که حاکی از تعادلی بودن آنها است. بر اساس مقاطع ترکیبی استاندارد برای متاپلیت‌ها بازه دمایی و فشاری تشکیل درجه بالاترین پاراژنز به ترتیب ۵۳۵ تا ۶۳۵ درجه سانتی‌گراد و یک تا سه کیلو بار بوده است.

واژه‌های کلیدی: پتروفابریک، زادگاه رسوبی، ژئوشیمی، گرمی‌چای، متاپلیت.

مقدمه

درک جامع متاپلیت‌ها نیازمند بررسی کامل سنگ از منظر پتروگرافی، پتروفابریک، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، سنگ منشاء، هوازگی و همچنین متغیرهای ترمودینامیکی نظیر دما و فشار می‌باشد (Spear, 1994; Bucher and Frey, 1995). زادگاه رسوبی و فرآیندهای هوازگی نقش بسیار مهمی در محصول نهایی که متاپلیت امروز است. یکی

پوسته قاره‌ای در طول تکامل خود متحمل فرآیندهای متعددی شده که منجر به شکل‌گیری سرزمین‌های دگرگونی می‌شوند (Condie, 1997; Hawkesworth et al., 2019). متاپلیت‌ها جزء فراوان‌ترین و مهم‌ترین سنگ‌های سرزمین‌های دگرگونی ناحیه‌ای هستند (Bucher and Frey, 1994).

* نویسنده مرتبط: moayyed@tabrizu.ac.ir

روش مطالعه

برای بررسی‌های پتروگرافی و پتروفابریک تعداد ۴۵ مقطع نازک از سنگ‌های شیستی منطقه تهیه شدند. از این بین ۱۴ نمونه معرف برای بررسی‌های ژئوشیمیایی انتخاب شدند. شیمی سنگ کل عناصر اصلی و جزئی سنگ‌های شیستی به ترتیب با روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه MSALABS در کانادا انجام شد. به منظور انحلال برای عناصر مختلف از روش‌های متفاوت استفاده شده است: در روش اول از مخلوطی از اسیدهای هیدروکلریک و نیتریک (روش هضم) بعنوان عامل اکسید کننده برای انحلال بیشتر اکسیدها استفاده شده است. در روش چهار اسید، ترکیبی از اسیدهای هیدروکلریک، نیتریک، پرکلریک و هیدروفلوریک مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش فقط کانی‌هایی که در برابر انحلال بسیار مقاوم هستند حل نخواهند شد. در روش گداختگی لیتیوم متابورات^۲ نمونه‌های پودر شده در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد با استفاده از لیتیوم متابورات گداخته شده و سپس مذاب حاصله در یک نیتریک اسید ضعیف حل می‌شود. این روش قادر به تعیین حدود سیزده اکسید اصلی می‌باشد. در روش چهارم گداختگی سدیم پراکسید با دمای کمتر از گداختگی لیتیوم متابورات استفاده می‌شود. چهار روش مختلف در این آزمایشگاه با کد تعریف شده مورد استفاده قرار گرفته است که در جدول ۱ قابل مشاهده می‌باشند. دقت آزمایش ۰/۰۱ درصد برای عناصر اصلی است. دقت برای عناصر جزئی متغیر می‌باشد. در آخر بررسی و تحلیل داده‌ها به منظور ارزیابی زادگاه رسوبی و شرایط دگرگونی انجام شده است.

از رویکردهای مطالعات زادگاه رسوبی بررسی ترکیب رسوبات در چهارچوب تکتونیک صفحه‌ای می‌باشد. مطالعات زادگاه رسوبی مسیری را از سنگ امروزی تا قدیمی‌ترین منشاء رسم می‌کند. این مسیر رخدادها را شامل می‌شود که از آن جمله: ماگماتیسم، رسوب‌گذاری در حوضه‌های رسوبی، هوازدگی، فرسایش و دگرگونی است. تمامی این رخدادها با هم یا به‌طور مجزا می‌توانند واحد سنگی نهایی را تحت تأثیر قرار دهند. سنگ‌های رسوبی تخریبی اطلاعاتی از منشاءهای اقیانوسی یا قاره‌ای که تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیک بعدی، فرسایش و دگرگون شده‌اند در اختیار قرار می‌دهند (Nesbitt and Young, 1982). ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها برای بررسی زادگاه رسوبی و شرایط رسوب‌گذاری مورد استفاده قرار می‌گیرد (Nesbitt et al., 2009; Elias and Al-Jubory, 2013). در طول یک چرخه رسوبی بسیاری از عناصر جزئی (مانند REEs, Sc, Hf, Th, Co و Cr) در سیالات آبدار بشدت نامتحرک می‌باشند، بنابراین بدون کاهش قابل توجه از سنگ منشاء به رسوبات منتقل می‌شوند (Young and Nesbitt, 1998; Bierlein, 1995). در نتیجه این عناصر به دلیل تحرک به نسبت پایین خود در طول هوازدگی، انتقال، سنگ‌شدگی و دگرگونی برای مطالعات زادگاه رسوبی بسیار مناسب هستند (Girty et al., 1996; McLennan and Taylor, 1991). در مطالعه حاضر نظر بر این است که ویژگی‌های پتروگرافی و پتروفابریکی، ژئوشیمیایی، محیط تکتونیک، شیمی بلور و زادگاه رسوبی متابلیت‌های گرمی چای مورد بررسی قرار گیرند.

جدول ۱. روش‌های مورد استفاده در آنالیز شیمی سنگ کل متابلیت‌های منطقه گرمی چای (روش ICP-MS)

ANALYTICAL METHODS	
METHOD CODE	DESCRIPTION
IMF-5Ni	Ni, 0.2g, 4-Acid, ICP-AES/MS, Ultra Trace Level
IMF-5Co	Co, 0.2g, 4-Acid, ICP-AES/MS, Ultra Trace Level
IMF-5Sc	Sc, 0.2g, 4-Acid, ICP-AES/MS, Ultra Trace Level
WRA-330	Whole Rock, C & S, Refractories and Rare Earth Elements

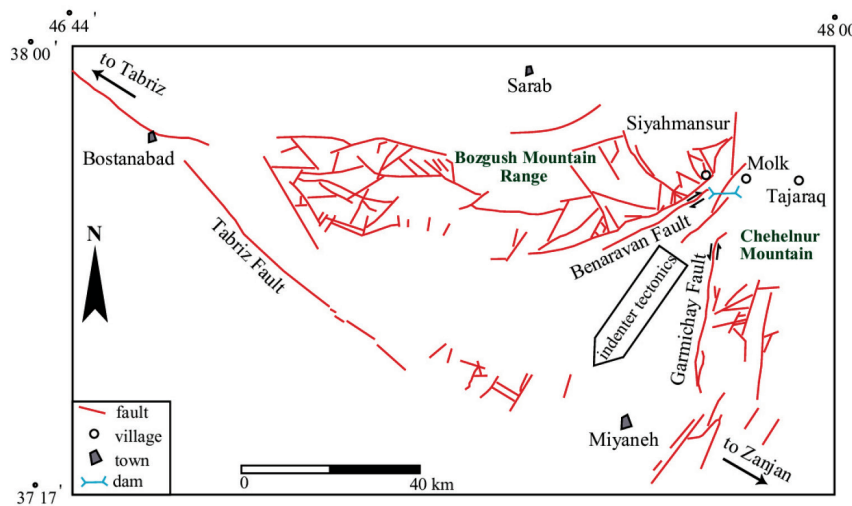
1. Aqua Regia

2. Lithium Metaborate Fusion

زمین‌شناسی

محصول برخورد ایران مرکزی با توران می‌باشند (Stocklin, 1968a). حاشیه شرقی منطقه مورد مطالعه در بستر رودخانه گرمی‌چای قرار دارد. از جمله عناصر تکتونیکی مهم در منطقه آذربایجان می‌توان به گسل تبریز اشاره کرد که از زنجان به سمت شمال‌غرب گسترش پیدا کرده و شمال‌غرب آذربایجان را تحت تأثیر قرار داده است (علوی و همکاران، ۱۳۵۷). گسل راستگرد بناروان (گسل جنوب بزقوش) عنصر تکتونیکی دیگری در منطقه مورد مطالعه می‌باشد که در حاشیه جنوبی ارتفاعات بزقوش واقع شده است. عملکرد گسل‌های بناروان و گرمی‌چای منجر به شکل‌گیری تکتونیک فرار در منطقه مورد مطالعه شده است (شکل ۱).

منطقه مورد مطالعه در شمال شهرستان میانه (استان آذربایجان شرقی)، شمال‌غرب ایران واقع شده است. این منطقه کم و بیش در محل تلاقی زون‌های زمین-ساختاری البرز، ایران مرکزی و البرز-آذربایجان واقع می‌شود (Stocklin, 1968a؛ علوی و همکاران، ۱۳۵۷؛ Eftekharijad, 1975). زون البرز ارتفاعات شمالی ایران را شامل می‌شود که از آذربایجان در غرب تا خراسان در شرق گسترش می‌یابد. به دلیل تشابهات سنگ-ساختاری موجود در بین واحدهای البرز و ایران مرکزی ارتفاعات البرز به عنوان چین‌های حاشیه شمالی زون ایران مرکزی در نظر گرفته شده‌اند که



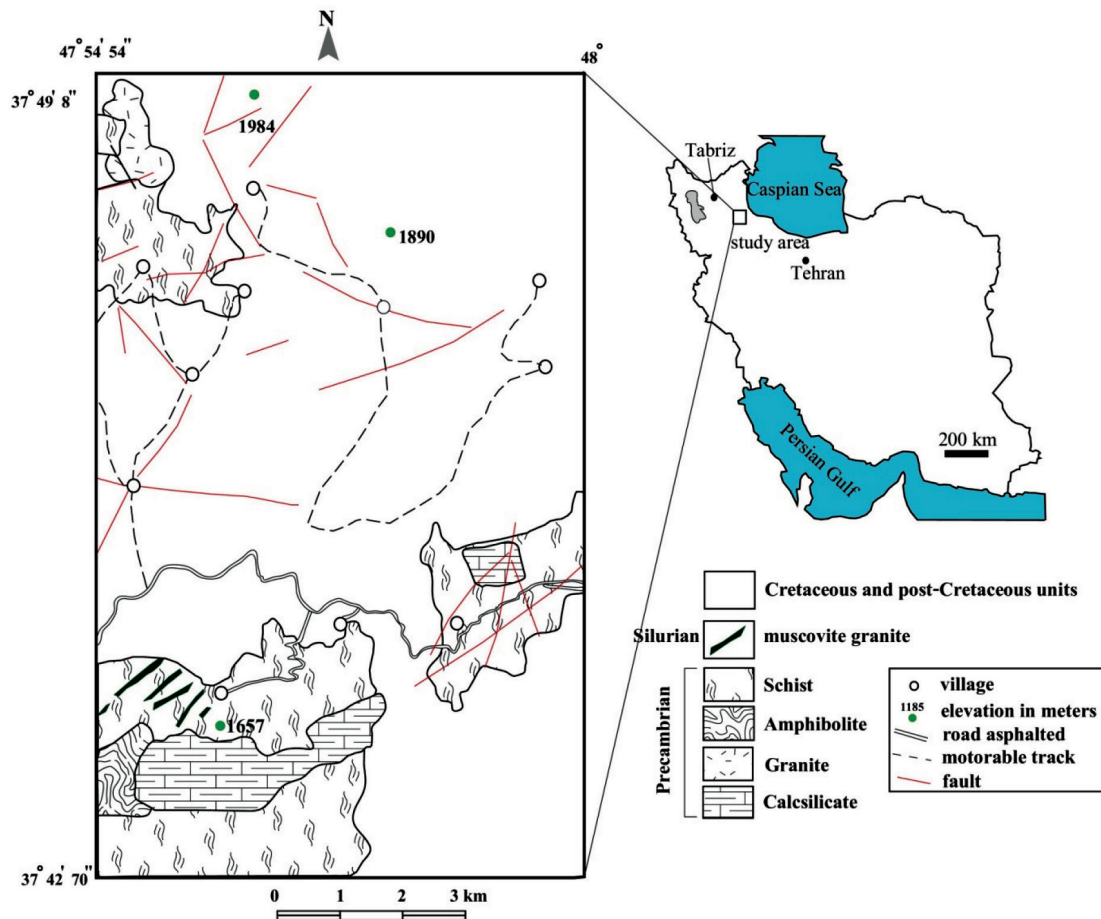
شکل ۱. تصویر موقعیت گسل‌های اصلی و فرعی منطقه گرمی‌چای، شمال میانه (با اقتباس از بهروزی و همکاران، ۱۳۷۱). گسله گرمی‌چای با روند شمالی-جنوبی و بناروان با روند شمال شرقی-جنوب غربی در منطقه مورد مطالعه واقع شده‌اند. عملکرد این دو گسل باعث ایجاد تکتونیک فرار به سمت جنوب‌غرب شده است

و جایگیری توده‌های نفوذی و گسلش قرار گرفته است (Ramezani and Tucker, 2003). کمپلکس دگرگونی تکاب دارای تشابهات سنگ‌شناسی و زمین‌شناختی با ایران مرکزی می‌باشد (Saki, 2010). کمپلکس تکاب همانند ایران مرکزی با سن مشابه (Ramezani and Tucker, 2003) شاید محصول همگرایی صفحات عربی (گندوانا) و توران (اورازیا) در طول کوهزاد پان‌آفریکن می‌باشد (Nadimi, 2007). این کمپلکس نیز همانند شیبست‌های منطقه گرمی‌چای دارای سنگ‌های متاپلیتی به سن پرکامبرین می‌باشند که توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در داخل آنها جایگیری کرده‌اند

واحدهای سنگی مختلفی در منطقه شناسایی شده‌اند که شیبست، آمفیبولیت، کالک‌سیلیکات، مرمر و گرانیت از آن جمله‌اند (علوی و همکاران، ۱۳۵۷؛ بهروزی و همکاران، ۱۳۷۱؛ محامد و همکاران، ۱۳۹۹) (شکل ۲). از نظر سنگ‌شناسی و سنی شیبست‌های منطقه گرمی‌چای دارای تشابهاتی با سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی هستند. به عنوان مثال می‌توان به سنگ‌های دگرگونی آنابولاجی در جنوب میانه و سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین تکاب اشاره کرد (علوی و همکاران، ۱۳۵۷؛ Saki, 2010). زون ایران مرکزی در طول کوهزاد پان‌آفریکن در پرکامبرین بالایی تحت تأثیر دگرگونی

(بهروزی و همکاران، ۱۳۷۱). گروه دوم گرانیتوئیدهای تیپ A با سن نا مشخص می‌باشد که در قالب استوکی کوچک در منطقه مورد مطالعه جایگیری کرده‌اند (محامد و همکاران، ۱۳۹۹). دایکه‌هایی از این گرانیت به داخل شیست‌ها نفوذ کرده‌اند. گروه سوم گرانیت تیپ S می‌باشد. این گرانیت به صورت دایک که به داخل شیست‌ها نفوذ کرده در منطقه قابل مشاهده می‌باشد و توده نفوذی بزرگی از آن شناسایی نشده است (محامد و همکاران، ۱۳۹۹). داده سنی مطلق از این گرانیت نیز در دست نیست.

(Saki, 2010). بزرگترین تیپ سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه شیست‌ها می‌باشند. این سنگ‌ها متعلق به پرکامبرین بوده (علوی و همکاران، ۱۳۵۷) و به‌طور ناهم‌ساز توسط واحدهای کلاستیک و کربناته کرتاسه پوشیده شده‌اند. به علاوه واحدهای آتشفشانی الیگومیوسن به داخل سنگ‌های دگرگونی نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه به‌طور کلی به سه گروه تقسیم می‌شوند. گروه اول گرانیتوئیدهای جوان منطقه (الیگومیوسن) با آثار دگرگونی مجاورتی بر روی شیست‌ها هستند که از تیپ I و A می‌باشند



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سراب (بهروزی و همکاران، ۱۳۷۱) و داده‌های مطالعه حاضر

پetroگرافی

تابش نور آفتاب برق می‌زنند که ناشی از انعکاس نور خورشید توسط کانی‌های مسکویت می‌باشد. پورفیوبلاستهای آندالوزیت و کوردیریت نیز به رنگ سفید در نمونه‌های دستی قابل مشاهده‌اند. شیست‌ها بیشتر از مسکویت، بیوتیت،

این سنگ‌ها در نمونه‌های دستی بصورت ورقه‌ای هستند که ناشی از شیستوزیته‌ای است که به وضوح در نمونه‌های دستی قابل مشاهده می‌باشد. به علاوه در اثر

این دسته از سنگ‌ها است.

گروه دوم: این گروه دارای مقادیر بسیار پایین‌تری از میکاها است و عمدتاً از کوارتز تشکیل شده است. علت تفاوت در این دو گروه سنگی ناشی از میزان متفاوت کانی‌های رسی در سنگ مادر آنها می‌باشد. گروه دوم دارای ساخت متراکم‌تری است و شیستوزیته نمود کمتری دارد. کوارتز (۵۰-۷۰ درصد)، بیوتیت (۱۵-۴۰ درصد) و مسکویت (۱۵ درصد) کانی‌های اصلی و پلاژیوکلاز، تورمالین، زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های ایک متشکله‌های فرعی این دسته را تشکیل می‌دهند. کانی‌های کوارتز دارای خاموشی موجی و کشیده می‌باشد (شکل ۳-f، e). برخی از بیوتیت‌ها نیز کلریتی شده‌اند. بافت‌های شیستوز و لپیدوبلاستیک در این دسته نیز قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۳-f، e).

فاز دوم دگرگونی ناحیه‌ای^۲

تفاوت این فاز دگرگونی با فاز (RMP1) در پاراژنهای کانیایی، ویژگی‌های بافتی و پتروفابریک می‌باشد. در این بخش به دو ویژگی اول و در بخش پتروفابریک به ویژگی سوم پرداخته خواهد شد. این فاز منجر به شکل‌گیری دومین گروه از پاراژنهایی شده که حاوی کانی‌های آندالوزیت و کردیریت به‌مراه بیوتیت و مسکویت می‌باشند. این پاراژن‌ها بالاترین درجه دگرگونی را مشخص کرده و به سه گروه آندالوزیت‌دار، کردیریت‌دار و آندالوزیت-کردیریت‌دار تقسیم می‌شوند. کانی‌های اصلی شامل بیوتیت و مسکویت (۳۰-۶۵ درصد)، کوارتز (۳۰-۶۵ درصد)، کردیریت (حدود ۱۰-۲۰ درصد) و آندالوزیت (کمتر از ۱۵ درصد) می‌باشد. کانی‌های فرعی نیز شامل استارولیت، پلاژیوکلاز، زیرکن، اسفن، آپاتیت، تورمالین و اپک می‌باشد. کلریت، پینیت و سرپسیت بعنوان محصولات دگرسانی مشاهده می‌شوند. کانی استارولیت در برخی از نمونه‌ها و البته به مقدار خیلی کم (کمتر از دو درصد) مشاهده شده است. بسیاری از کانی‌های کردیریت پینتی شده‌اند که البته نمونه‌های سالم و غیر دگرسان نیز وجود دارند (شکل ۳-g، h). کانی‌های میکایی شیستوزیته بارزی نشان می‌دهند. در نمونه‌های حاوی پورفیروبلاست،

آندالوزیت و کردیریت تشکیل شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل تورمالین، زیرکن، پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، آپاتیت، استارولیت و کانی‌های اپک می‌باشد. در برخی از نمونه‌ها شیستوزیته غالب سنگ دچار چین خوردگی شده و منجر به شکل‌گیری کلیواژ کرینولیشن شده است. برخی از کانی‌های کردیریت تحت تأثیر فرآیندهای آلتراسیون، پینیتی شده‌اند. تعداد چهار پاراژن غالب در شیست‌ها قابل شناسایی‌اند: ۱- Qtz+Bt+Ms±Tur، ۲- Qtz+Bt+Ms+And+Crd، ۳- Qtz+Bt+Ms+And±St و ۴- Qtz+Bt+Ms+Crd±St. (حروف اختصاری کانی‌ها از Whitney and Ivans, 2010). کانی استارولیت در این سنگ‌ها یا غائب است و یا به عنوان کانی فرعی در اندازه‌های کمتر از پنج درصد مودال مشاهده می‌شود. به علاوه، کلریت، سرپسیت و پینیت به عنوان محصول آلتراسیون کانی‌های بیوتیت و کردیریت تشکیل شده‌اند.

پلی‌متامورفیزم در شیست‌ها

شیست‌های منطقه گرمی‌چای حداقل دو فاز دگرگونی ناحیه‌ای و یک فاز دگرگونی مجاورتی متحمل شده‌اند. همچنین دو فاز دگرشکلی در این سنگ‌ها ثبت شده است.

فاز اول دگرگونی ناحیه‌ای^۱

فاز اول دگرگونی ناحیه‌ای که اولین فاز قابل تشخیص در شیست‌ها می‌باشد منجر به شکل‌گیری کانی‌های بیوتیت، مسکویت و آندالوزیت شده است. پاراژن‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها پاراژن شماره ۱ می‌باشد. بر اساس فراوانی میکا و کوارتز دو گروه قابل تشخیص هستند:

گروه اول: این گروه غنی از میکا است و بیشتر از کانی‌های مسکویت (۶۰-۷۰ درصد)، بیوتیت (۲۰-۳۰ درصد) و کوارتز (۱۰-۲۰ درصد) تشکیل شده است. جهت یافتگی ترجیحی کانی‌های میکایی در قالب شیستوزیته به وضوح مشاهده می‌شود (شکل ۳-a). به علاوه کانی‌های کوارتز با خاموشی موجی شواهدی از رخداد تنش‌های جهت‌دار در قالب بلورهای کشیده و صفحه‌ای نشان می‌دهند. شیستوزیته سنگ در برخی از نمونه‌ها دچار چین خوردگی شده است (شکل ۳-b، c، d). بافت لپیدوبلاستی و شیستوز، ویژگی

1. RMP1: regional metamorphic phase 1

2. RMP2: regional metamorphic phase 2

دارای اهمیت ویژه‌ای هستند چرا که همواره به کوچکترین تغییرات در متغیرهای ترمودینامیکی واکنش نشان می‌دهند (Spear, 1995; Bucher and Frey, 1995). ریزساختارها همواره توسط جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌ها در قالب فولیاسیون‌ها، لینه‌آسیون‌ها و جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه تعریف می‌شوند (Piazolo, S., 2002; Passchier and Trouw, 2005).

حرکات برشی و توسعه بافتی شیست‌ها

مکانیزم‌های متعددی در شکل‌گیری ریزساختارهای زون‌های برشی دخیل می‌باشند. از آنجایی که دگرشکلی در زون‌های برشی دارای ماهیت شکل‌پذیر می‌باشد (Passchier and Trouw, 2005) تبلور دوباره رشد بلورها را کنترل می‌کند. با اینحال پورفیروکلاست‌ها که در برابر دگرشکلی مقاومت نشان می‌دهند نقش مهمی در تقسیم‌بندی میلونیت‌ها ایفاء می‌کنند (Passchier and Trouw, 2005). برخی از شیست‌های منطقه گرمی‌چای میلونیتی شده‌اند و دارای ۸۰ تا ۹۰ درصد زمینه می‌باشند. بنابراین از نوع مزومیلونیت تا الترامیلونیت می‌باشند (شکل ۵). برخی از پورفیروکلاست‌ها دارای یک کریستال مرکزی منفرد با یک پوشش دانه ریز از همان جنس می‌باشند که پورفیروکلاست پوششی^۲ نامیده می‌شوند. پوشش دانه ریز می‌تواند متحمل کشیدگی شده و بال‌هایی را به موازات جهت‌یافتگی ترجیحی شکل دانه تشکیل دهند. از روی شکل این بال‌ها می‌توان جهت برش را مورد بررسی قرار داد (Passchier and Trouw, 2005). بر اساس شکل بال چهار نوع پورفیروکلاست پوششی در منابع شناسایی شده‌اند: نوع f، نوع s، نوع d و نوع پیچیده (شکل ۶-ا). پورفیروکلاست‌های پوششی از نوع Q فاقد بال بوده و دارای یک پوشش با تقارن ارتورمبیک می‌باشند (Passchier, 1994) (شکل ۶-ا). برخی از میلونیت‌های منطقه گرمی‌چای دارای پورفیروکلاست‌های پوششی از نوع f و d می‌باشند (شکل ۶-ب). از دیگر ویژگی‌های شیست‌های منطقه گرمی‌چای که متحمل دگرشکلی در زون‌های برشی شده‌اند،

میکاها در اطراف آنها دچار انحراف شده‌اند. همچنین سایه‌های فشاری کوارتز به صورت نامتقارن در طرفین بلورهای کردیریت مشاهده می‌شود (شکل ۴-ا). بررسی برخی از بلورهای کردیریت حاکی از روند S شکل اینکلوزن‌ها در داخل آنهاست (شکل ۴-ا). مجموعه این شواهد حاکی از تشکیل هم‌زمان با تکتونیک پورفیروبلاست‌هاست. روابط بافتی روشنی بین کانی‌های کردیریت و آندالوزیت در نمونه‌های حاوی این دو کانی مشاهده می‌شود (شکل ۴-ب).

فاز تأخیری دگرگونی مجاورتی^۱

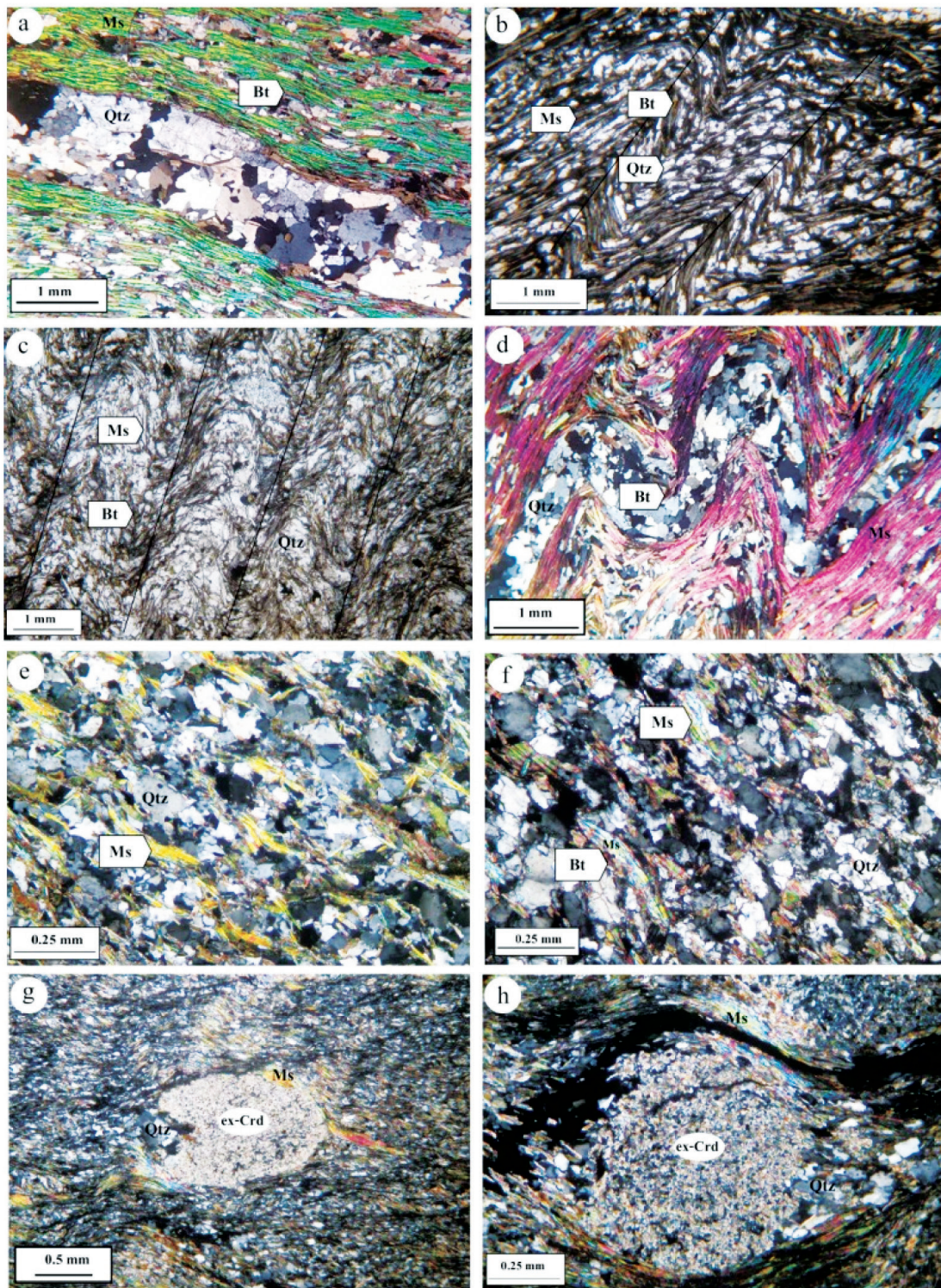
شواهد پتروگرافی و صحرایی حاکی از رخداد دگرگونی مجاورتی تأخیری بر روی شیست‌های منطقه می‌باشد. از جمله شواهد صحرایی می‌توان به نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی جوان به داخل شیست‌ها و همین‌طور رخداد پدیده اسکارنی شدن در منطقه اشاره کرد. برخی از کردیریت‌ها پینیتی و بیوتیت‌ها فیبرولیتی شده‌اند (شکل ۴-ج). علی‌رغم اینکه حرارت آزاد شده از توده‌های نفوذی منجر به تراکم بافتی در این سنگ‌ها شده است ماهیت دگرگونی ناحیه‌ای و جهت‌یافتگی ترجیحی میکاها محفوظ مانده است. برخی از میکاها که درشت‌تر نیز می‌باشند از شیستوزیته غالب سنگ تبعیت نکرده و دارای توزیع تصادفی می‌باشند (شکل ۴-د). این میکاها دارای منشاء دگرگونی ناحیه‌ای نبوده و در طول دگرگونی مجاورتی تشکیل شده‌اند. در برخی از نمونه‌ها، کانی‌های گارنت به میزان کمتر از پنج درصد قابل مشاهده‌اند که هیچ ارتباط بافتی با شیستوزیته سنگ نداشته و میکاها در اطراف آنها همانند پورفیروبلاست‌های کردیریت انحراف نشان نمی‌دهند (شکل ۴-ه). بنابراین این گارنت‌ها نیز محصول دگرگونی حرارتی می‌باشند.

پتروفابریک

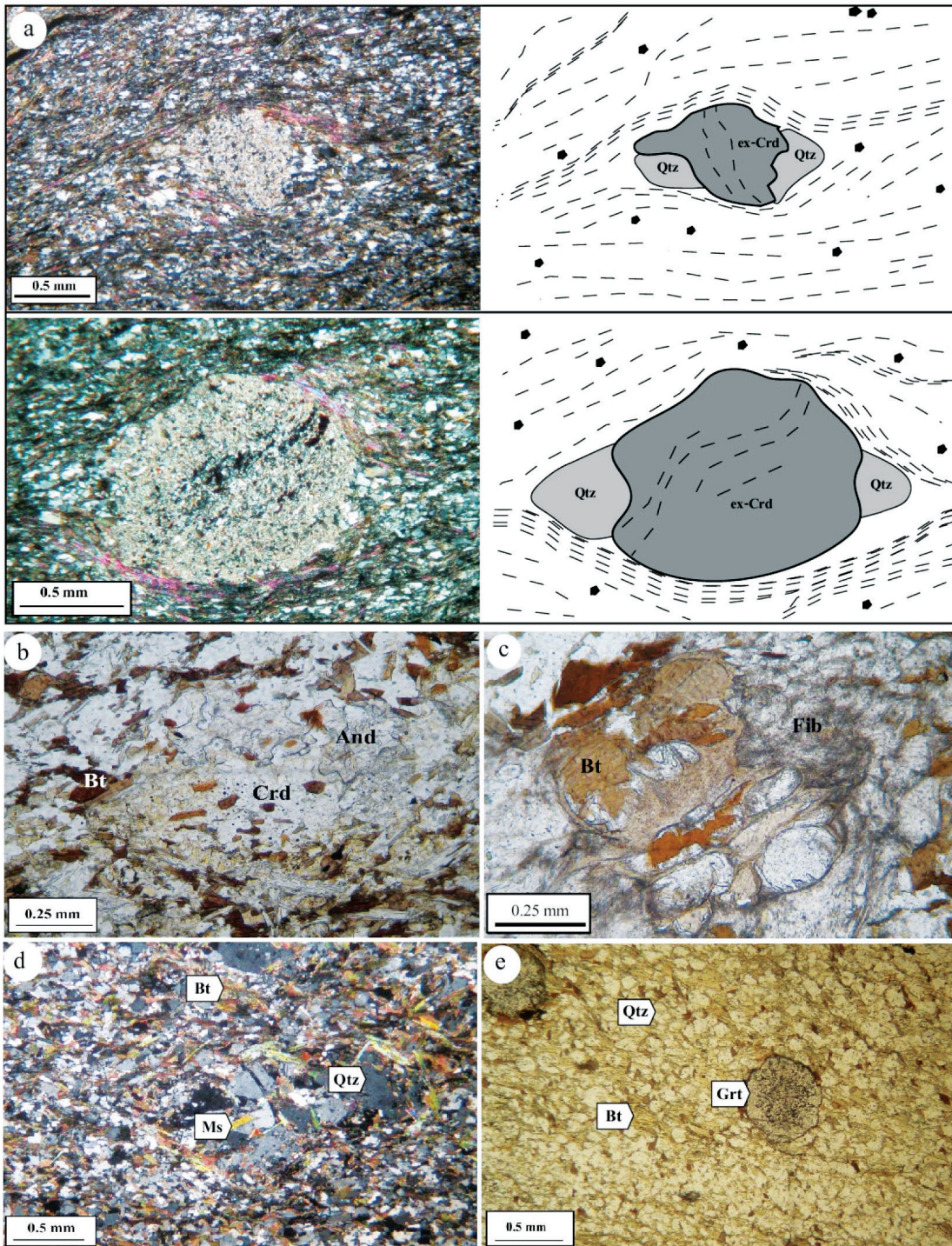
تکامل بافتی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در پاسخ به تنش‌های انحرافی در طول دگرگونی پیش‌رونده و پس‌رونده منجر به شکل‌گیری ریزساختارهای دگرگونی می‌شود (Ji et al., 2003; Passchier and Trouw, 2005). بازسازی تاریخچه دگرگونی مستلزم ارزیابی دقیق ریزساختارهاست. از این منظر سنگ‌های پلیتی

1. CMP: contact metamorphic phase

2. Mantled porphyroclast

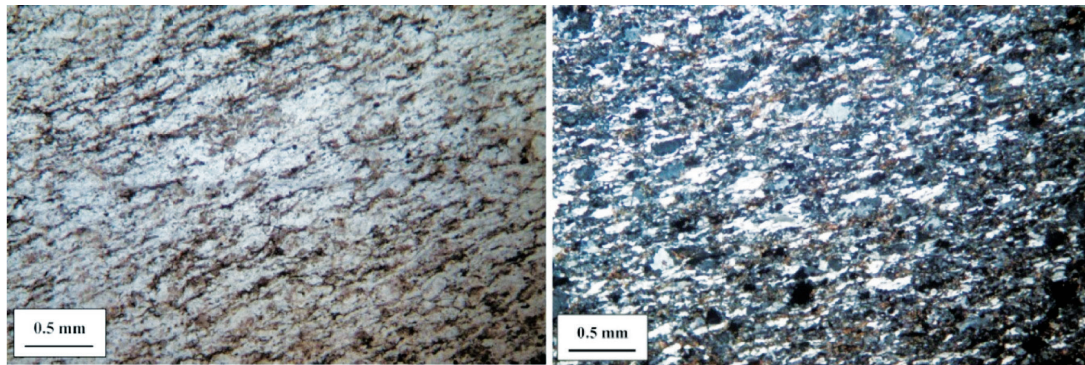


شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی شیبست‌های مورد مطالعه، (a) جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌های میکایی در نمونه‌های RMP1، (b و c) کلیواژ کرینولیشن در نتیجه چین خوردگی شیستوزیته در نمونه‌های RMP1، (d و e) خاموشی موجی در کوارتزهای کشیده و طولی، (f) نمونه شیستی فاقد کلیواژ کرینولیشن با شیستوزیته بارز (RMP1)، (g و h) نمونه‌های شیستی متعلق به RMP2، کربدیریت‌های پینیتی شده با سایه‌ها فشاری نامتقارن. شیستوزیته میکاها کربدیریت‌ها را دور زده‌اند (علائم اختصاری از Kretz, 1983)

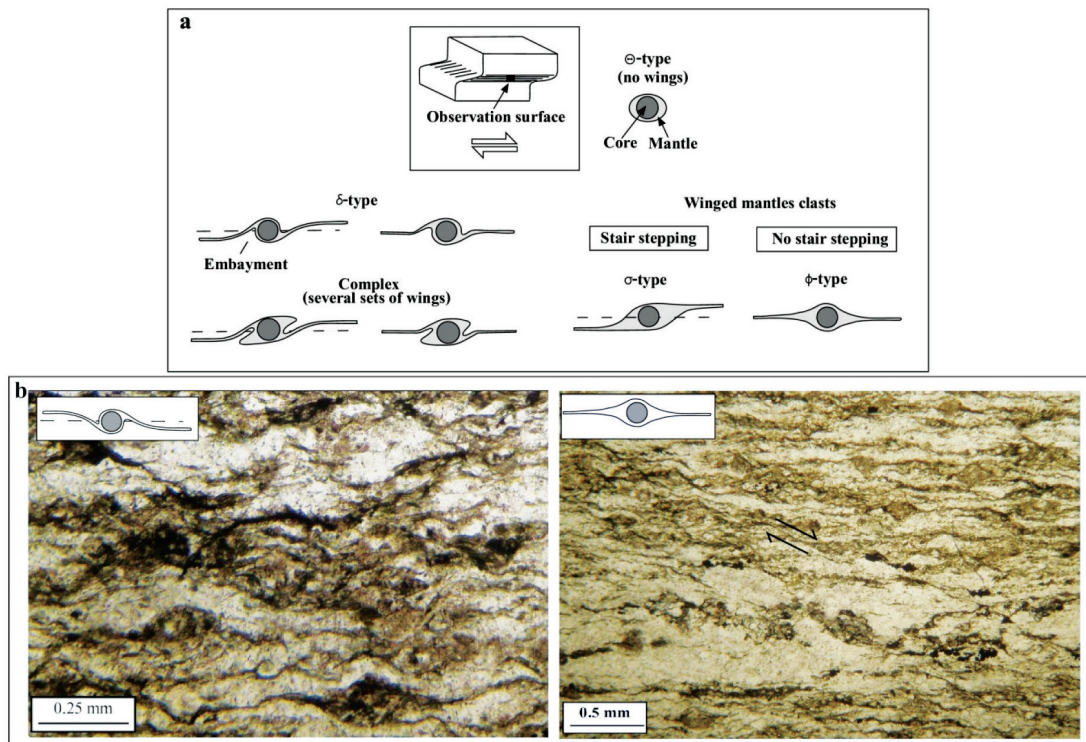


شکل ۴. (a) تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های RMP2؛ کردیریت‌های پینیتی و سایه‌های فشاری نامتقارن قابل مشاهده می‌باشند. روندهای اینکلوزن S شکل به‌همراه سایه‌های فشاری نامتقارن حاکی از تشکیل هم‌زمان با تکتونیک پوفیروپلاست‌هاست، (b) نمونه یک شیست RMP2 نشان‌دهنده کانی‌های آندالوزیت و کردیریت و روابط پاراژنتیک بین آنهاست، (c) بیوتیت در نتیجه دگرگونی مجاورتی به فیبرولیت دگرسان شده است، (d) نمونه شیستی که دچار دگرگونی مجاورتی شده و کانی‌های مسکوویت جدید با جهت یافتگی تصادفی در آن تشکیل شده‌اند، (e) در طول دگرگونی مجاورتی کانی‌های گارنت تشکیل شده‌اند؛ کانی‌های میکابی در اطراف این کانی‌ها انحراف نشان نمی‌دهند (علائم اختصاری از Kretz, 1983)

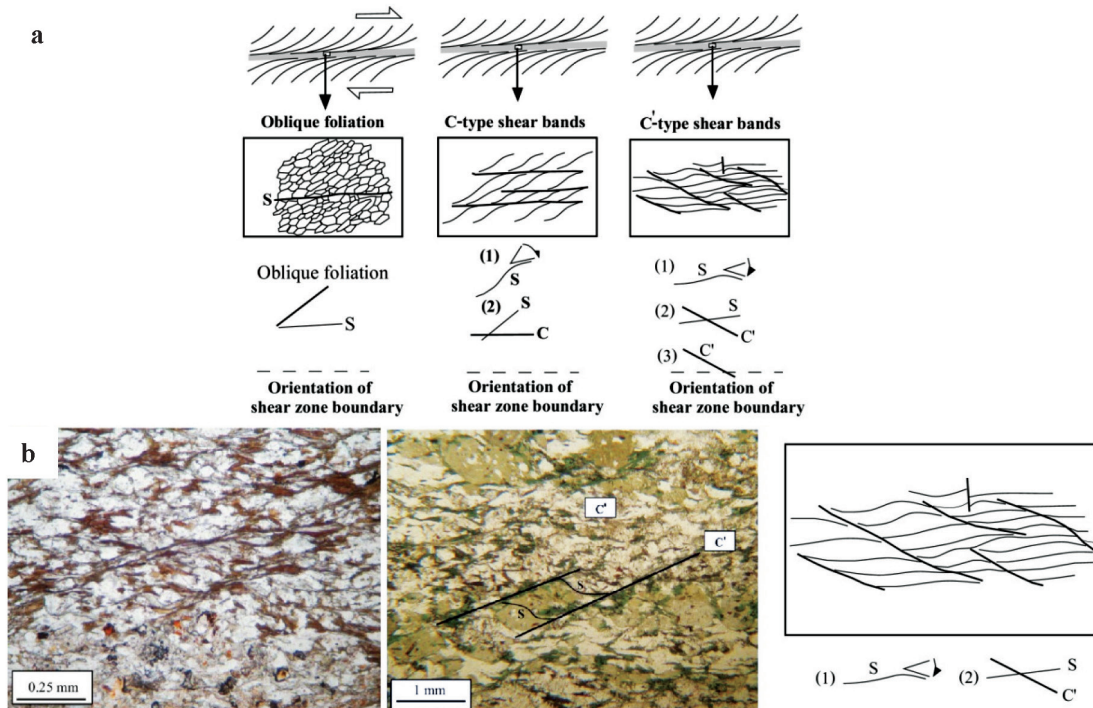
انقطاع شیسستوزیته غالب سنگ توسط یکسری زون برشی فرعی می‌باشد (شکل a-7). به این ساختارها نوارهای برشی اطلاق می‌شود که مکانیزم تشکیل آنها نیروهای کششی و نه فشاری می‌باشد (Passchier and Trouw, 2005). دو نوع نوار برشی شناسایی شده‌اند: نوع C و نوع C' (شکل a-7). با توجه به جهت یافتگی شیسستوزیته سنگ نسبت به نوارهای برشی این نوارها در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نوع C' می‌باشند (شکل b-7).



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی میلونیت‌های منطقه گرمی‌چای. با توجه به درصد زمینه سنگ نسبت به پورفیروکلاست‌ها (۸۰-۹۰٪) میلونیت‌ها از نوع مزومیلونیت تا الترامیلونیت می‌باشند



شکل ۶. a) تقسیم‌بندی پورفیروکلاست‌های پوششی (با اقتباس از Passchier and Trouw, 2005)، b) پورفیروکلاست‌های پوششی میلونیت‌های منطقه گرمی‌چای از نوع f و d می‌باشند



شکل ۷. انواع نوارهای برشی موجود در زون‌های برشی، (a) ساختارهای نوارهای برشی که با نیروهای کششی و نه فشاری تشکیل می‌شوند، (b) با توجه به جهت یافتگی فولیاسیون غالب نسبت به زون‌های برشی فرعی، نوارهای برشی شیب‌دار منطقه از نوع C' می‌باشند

منجر به چرخش برخی از پورفایروبلاست‌ها شده که روندهای S شکل اینکلوزن و سایه‌های فشاری نامتقارن مؤید آن هستند (شکل ۴-ا).

فاز دوم دگرشکلی (D₂)

در برخی از نمونه‌ها فولیاسیون دچار چین خوردگی شده و کلیواژ کرینولیشن شکل گرفته است. این دگرشکلی دومین فاز دگرشکلی بوده (S₂) و بیشتر در نمونه‌های فاقد پورفایروبلاست (شکل ۳-ب و c) و غنی از میکا (RMP1) مشاهده شده است. بنابراین فاز دوم دگرشکلی فقط منجر به چین خوردن فولیاسیون S₁ و توسعه فولیاسیون S₂ در جهت صفحه محوری چین‌ها شده است. فولیاسیون S₁ در شیب‌های RMP2 پورفایروبلاست‌ها را دور زده‌اند. به علاوه روندهای اینکلوزن S شکل در داخل این پورفایروبلاست‌ها به همراه سایه‌های فشاری نامتقارن (APS) حاکی از چرخش آنها در طول دگرشکلی می‌باشد (شکل ۴-ا). مجموعه این شواهد نشان دهنده رشد هم‌زمان با تکتونیک پورفایروبلاست‌های کردیریت در شیب‌های منطقه

دگرشکلی و دگرگونی

بر اساس شواهد پتروگرافی دو فاز اصلی دگرشکلی شناسایی شده‌اند. از آنجایی که فرآیندهای دگرشکلی بعدی فولیاسیون‌های قبلی را از بین می‌برند شناسایی اولین فولیاسیون در عمل غیر ممکن می‌باشد. بنابراین اولین فولیاسیون قابل تشخیص نامیده شده و باقی فولیاسیون‌ها به ترتیب بر این عدد افزوده می‌شوند (S_{n+1}, S_{n+2}, ...). همچنین S₀ فولیاسیون اولیه یا رسوبی را تعریف می‌کند.

فاز اول دگرشکلی (D₁)

شیب‌های منطقه گرمی چای از نظر فازهای دگرشکلی به دو دسته تقسیم می‌شوند. دسته اول فقط یک فاز دگرشکلی نشان می‌دهند. در این دسته فولیاسیون توسط جهت یافتگی ترجیحی کانی‌های بیوتیت و مسکویت مشخص می‌شود (S₁). این فولیاسیون اولین فاز دگرشکلی را تعریف می‌کند (D₁) و به دلیل نبود ساختارهای رسوبی قابل تشخیص، عدم تقارن در فولیاسیون و تنوع در اندازه دانه‌ها دارای ماهیت ثانویه می‌باشد. به علاوه این فولیاسیون

هستند. اکسیدهای CaO، MnO و P₂O₅ دارای مقادیر به نسبت پایینی هستند (جدول ۱). این مقادیر مشابه مقادیر PAAS می‌باشند (جدول ۱). نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO₂ به منظور بررسی تغییرات اکسیدهای اصلی در شیست‌های منطقه گرمی‌چای مورد استفاده قرار گرفته است. روند تغییرات در این دیاگرام‌ها حاکی از همبستگی منفی اکسیدهای Al₂O₃، MgO، Fe₂O₃ و بمقدار کمتر K₂O با SiO₂ می‌باشد (شکل ۸). این روند در شیست‌ها می‌تواند ناشی از فراوانی متفاوت کانی‌های کردیریت و میکاها باشد. به طوریکه فراوانی بالای این کانی‌ها منجر به فراوانی زیاد اکسیدهای Al₂O₃، MgO، Fe₂O₃ در سنگ شده و در مقابل میزان SiO₂ کمتر خواهد بود. در مقابل، همبستگی معناداری بین TiO₂ و Na₂O با SiO₂ مشاهده نمی‌شود (شکل ۸) که می‌تواند ناشی فرآیندهای هوازدگی و دگرسانی کانی‌های فلدسپار باشد.^۱

گرمی‌چای می‌باشد. برخی از شیست‌ها متحمل فرآیندهای بعدی دگرگونی حرارتی شده‌اند که در نتیجه آن کانی‌های نئوفورم مسکویت با جهت یافتگی تصادفی تشکیل شده‌اند (شکل ۴-d).

ژئوشیمی

عناصر اصلی: ترکیب شیمی عناصر اصلی، جزئی و نادر خاکی برای متاپلیت‌های منطقه گرمی‌چای در جدول ۲ نشان داده شده است. نتایج حاصله حاکی از تنوع هرچند محدود در فراوانی عناصر می‌باشد که می‌تواند ناشی از ترکیب ناهمگن سنگ منشاء باشد (جدول ۲). متاپلیت‌های گرمی‌چای از منظر عناصر SiO₂ (۵۹/۷۱-۷۳/۵۷ درصد)، Al₂O₃ (۱۱/۷۱-۱۹/۷۵ درصد)، FeO^T (۲/۸۷-۸/۰۱ درصد)، TiO₂ (۰/۳۱-۰/۸۹) و MgO (۱/۱۳-۳/۰۷) ترکیب رایج سنگ‌های پلیتی را نشان می‌دهند. K₂O و Na₂O به ترتیب از ۱/۹۱ تا ۵/۶۶ درصد و ۰/۶۲ تا ۴/۳۵ درصد در تغییر

جدول ۲. نتایج آنالیز شیمی سنگ کل عناصر اصلی و جزئی متاپلیت‌ها مقادیر UCC و PAAS به منظور مقایسه آورده شده‌اند

Garmichay schists									
واحد درصد	۱۶ GS ۰۱	۱۶ GS ۰۲	۱۶ GS ۰۳	۱۶ GS ۰۴	۱۶ GS ۰۵	۱۶ GS ۰۶	۱۶ GS ۰۷	۱۶ GS ۰۸	۱۶ GS ۰۹
SiO ₂	۶۰/۰۶	۶۱/۳۷	۷۰/۳۸	۷۱/۱۹	۶۰/۸۸	۶۲/۵۰	۶۱/۳۷	۷۳/۵۷	۶۲/۹۲
TiO ₂	۰/۷۸	۰/۸۸	۰/۶۴	۰/۶۷	۰/۸۵	۰/۸۸	۰/۸۰	۰/۳۱	۰/۸۹
Al ₂ O ₃	۱۸/۸۵	۱۷/۹۴	۱۲/۱۷	۱۳/۱۶	۱۸/۱۳	۱۹/۴۷	۱۹/۷۵	۱۱/۷۱	۱۸/۱۱
Fe ₂ O ₃	۰/۸۱	۰/۶۵	۰/۵۳	۰/۳۹	۰/۶۴	۰/۷۲	۰/۷	۰/۲۷	۰/۶۴
FeO	۷/۲	۵/۹۰	۴/۹۰	۳/۹۰	۵/۸	۶/۵	۶/۷	۲/۶۰	۵/۷
MnO	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۰۶
MgO	۲/۶۵	۲/۶۹	۱/۸۶	۲/۰۹	۲/۷۵	۲/۹۲	۳/۰۷	۱/۱۳	۲/۸۰
CaO	۰/۵۲	۰/۴۵	۰/۶۲	۱/۰۸	۰/۹۸	۰/۶۷	۰/۷۴	۰/۲۵	۰/۶۳
Na ₂ O	۲/۳۰	۰/۶۲	۳/۱۷	۳/۲۳	۲/۵۹	۲/۰۵	۲/۰۳	۲/۶۲	۲/۷۷
K ₂ O	۵/۶۶	۴/۹۴	۱/۹۱	۲/۳۱	۳/۴۲	۴/۰۴	۴/۰۷	۳/۳۲	۳/۷۶
P ₂ O ₅	۰/۱۲	۰/۲۰	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۰۸	۰/۱۶
BaO	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۵
SrO	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
LOI	۲/۷۳	۳/۶۶	۱/۶۸	۱/۳۴	۲/۳۴	۱/۷۸	۲/۱۱	۱/۲۵	۲/۳۹
Total	۱۰۱/۸۴	۹۹/۴۵	۹۸/۱۶	۹۹/۷۱	۹۸/۷۶	۱۰۱/۹۴	۱۰۱/۷۳	۹۷/۲۲	۱۰۰/۹۱
Trace elements (in ppm)									
Co	۱۴/۱	۱۳/۷	۸/۶	۹/۶	۱۶/۷	۱۴/۵	۱۴/۳	۵/۴	۱۴/۷
Ni	۳۴/۲	۳۸/۸	۳۲/۷	۲۴/۳	۴۴/۹	۴۶/۳	۴۹/۶	۱۵/۳	۴۱/۳
Sc	۱۶/۳	۱۷/۰	۸/۳	۹/۷	۱۷/۲	۱۷/۶	۱۸/۵	۵/۰	۱۵/۹
V	۱۳۶	۱۳۸	۷۴	۷۷	۱۲۹	۱۳۲	۱۳۲	۴۰	۱۱۸
Ba	۶۴۳/۵	۸۳۸/۸	۵۱۲/۰	۱۰۶۸	۷۲۶/۸	۸۴۸/۴	۷۹۱/۵	۶۷۳/۹	۴۶۲/۲
Rb	۱۷۸/۲	۱۸۰/۳	۸۸/۰	۸۷/۶	۱۳۵/۲	۱۵۴/۹	۱۴۹/۳	۸۲/۸	۱۴۱/۲
Sr	۱۵۰/۲	۶۴/۵	۱۸۸/۵	۳۲۶/۳	۱۴۴/۲	۱۳۴/۴	۱۳۵/۹	۱۲۱/۵	۱۳۷/۱
Zr	۲۱۹	۱۶۵	۳۵۴	۲۷۴	۱۸۰	۱۷۶	۱۶۶	۱۲۵	۲۱۹

ادامه جدول ۲.

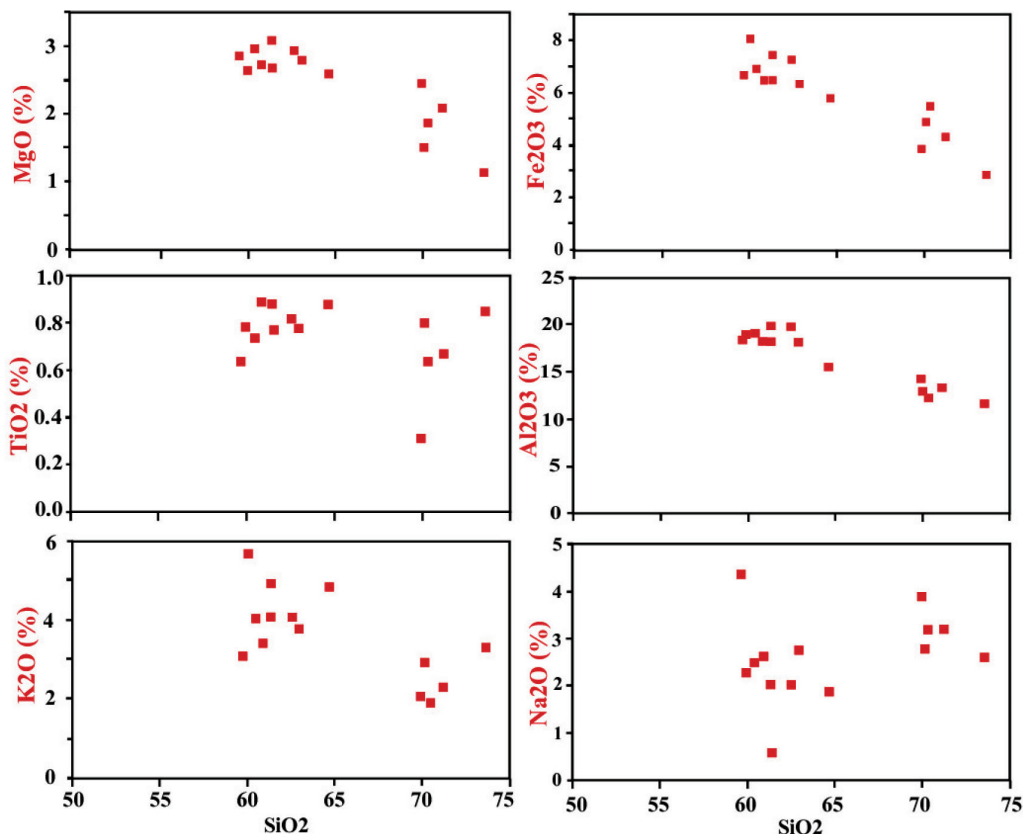
Trace elements (in ppm)									
Hf	۵/۷	۴/۵	۸/۸	۷/۶۰	۵/۵	۵/۳	۴/۷	۳/۶	۶/۳
Nb	۱۳/۸	۱۴/۶	۱۰/۵	۱۰/۰	۱۴/۰	۱۳/۹	۱۲/۶	۵/۵	۱۳/۹
Ga	۲۵/۹	۲۴/۸	۱۵/۷	۱۶/۱	۲۶/۱	۲۷/۳	۲۷/۱	۱۳/۹	۲۳/۹
Th	۱۵/۲۶	۱۳/۷۴	۱۶/۱۹	۱۱/۲۵	۱۱/۲۲	۱۱/۹۰	۱۲/۳۷	۶/۱۰	۱۲/۶۴
Sn	۹	۹	۷	۶	۸	۷	۷	۵>	۶
Cs	۶/۷۹	۴۶/۷۸	۱۲/۹۵	۵/۶۷	۸/۸۶	۹/۱۶	۷/۹۸	۲/۷۲	۸/۰۱
W	۴	۵	۳	۴	۱>	۱	۲	۱	۱>
Ta	۱/۱	۱/۱	۰/۹	۰/۸	۱/۱	۱/۱	۱/۰	۰/۶	۱/۱
U	۳/۹۸	۳/۵۳	۳/۱۳	۳/۱۳	۳/۷۹	۳/۷۸	۳/۴۲	۱/۶۴	۳/۷۲
Y	۳۲/۳	۲۸/۹	۳۰/۰	۲۶/۲	۳۳/۳	۳۶/۰	۳۰/۸	۱۷	۳۱/۳
Cr	۱۰/۹	۱۰/۸	۷/۴	۷/۶	۱۰/۶	۱۱/۲	۱۰/۴	۳/۸	۱۰/۳
Tc	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۲	<۰/۰۱	۰/۰۴
Ts	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱
REE (in ppm)									
La	۳۶/۲	۳۹/۱	۳۵/۰	۳۳/۷	۴۴/۳	۴۳/۲	۳۸/۲	۲۲/۰	۴۰/۴
Ce	۷۲/۰	۷۹/۲	۷۷/۲	۷۲/۶	۹۱/۰	۸۹/۱	۷۸/۲	۴۸/۵	۸۵/۶
Pr	۸۵/۳	۹۲/۱	۸۷/۱	۷۹/۳	۱۰۴/۱	۱۰۳/۶	۹۱/۴	۴۸/۷	۹۷/۸
Nd	۳۳/۶	۳۶/۳	۳۳/۵	۲۹/۵	۴۰/۵	۴۰/۳	۳۴/۴	۱۸/۴	۳۷/۴
Sm	۶/۶۶	۷/۴۶	۶/۶۸	۵/۵۹	۷/۶۲	۷/۸۰	۶/۸۶	۳/۵۹	۷/۵۱
Eu	۱/۳۷	۱/۵۲	۱/۲۹	۲/۱۵	۱/۷۹	۱/۷۰	۱/۲۶	۰/۹۸	۱/۶۶
Gd	۶/۲۰	۶/۶۴	۶/۲۲	۵/۲۱	۷/۴۵	۶/۹۶	۶/۱۷	۳/۲۹	۶/۷۹
Tb	۰/۸۹	۰/۹۴	۰/۹۰	۰/۷۶	۰/۹۶	۱/۰۷	۰/۹۲	۰/۴۸	۰/۹۷
Dy	۵/۶۵	۵/۳۹	۵/۴۱	۴/۷۰	۵/۸۴	۶/۴۸	۵/۴۶	۳/۰۳	۵/۷۳
Ho	۱/۱۶	۱/۱۰	۱/۰۸	۰/۹۵	۱/۱۵	۱/۳۰	۱/۱۰	۰/۶۱	۱/۱۵
Er	۳/۴۶	۳/۱۵	۲/۹۵	۲/۶۷	۳/۳۵	۳/۶۳	۳/۰۴	۱/۷۳	۳/۲۴
Tm	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۴۴	۰/۴۴	۰/۵۱	۰/۵۵	۰/۴۶	۰/۲۵	۰/۴۹
Yb	۳/۲۷	۳/۰۳	۲/۸۵	۲/۵۵	۳/۳۳	۳/۴۵	۳/۰۶	۱/۵۸	۳/۲۱
Lu	۰/۵۱	۰/۴۴	۰/۴۵	۰/۳۹	۰/۵۱	۰/۵۳	۰/۴۷	۰/۲۶	۰/۴۸
Eu/Eu*	۰/۶۵	۰/۶۶	۰/۶۱	۱/۲۲	۰/۷۳	۰/۷۱	۰/۵۹	۰/۸۷	۰/۷۱
Gd _N /Yb _N	۱/۵	۱/۸	۱/۸	۱/۶	۱/۸	۱/۶	۱/۶	۱/۷	۱/۷
La _N /Sm _N	۳/۴	۳/۳	۳/۳	۳/۸	۳/۷	۳/۵	۳/۵	۳/۹	۳/۴
Th/U	۳/۸۳	۳/۸۹	۵/۱۷	۳/۵۹	۲/۹۶	۳/۱۵	۳/۶۲	۳/۷۲	۳/۴۰
ΣREE	۱۷۹/۹۶	۱۹۳/۹	۱۸۲/۶۸	۱۶۹/۱۴	۲۱۸/۷۲	۲۱۶/۴۳	۱۸۸/۷۴	۱۰۹/۵۷	۲۰۴/۴۱
Garmichay schists									
واحد درصد	۱۶ GS ۱۰	۱۶ GS ۱۱	۱۶ GS ۱۲	۱۶ GS ۱۳	۱۶ GS ۱۴	PAAS	UCC		
SiO ₂	۶۰/۴۷	۵۹/۷۱	۶۴/۶۴	۷۰/۱۲	۶۹/۹۲	۶۲/۸۰	۶۶/۰۰		
TiO ₂	۰/۸۲	۰/۷۷	۰/۷۸	۰/۷۴	۰/۶۴	۱/۰۰	۰/۵۰		
Al ₂ O ₃	۱۸/۹۸	۱۸/۳۳	۱۵/۶۰	۱۲/۸۱	۱۴/۰۶	۱۸/۹۰	۱۵/۲۰		
Fe ₂ O ₃	۰/۷	۰/۶۷	۰/۵۶	۰/۴۹	۰/۳۸	۷/۲۳	۵/۰۰		
FeO	۶/۲	۵/۹۹	۵/۲	۴/۳۹	۳/۴۴	—	—		
MnO	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۸		
MgO	۲/۹۵	۲/۸۷	۲/۵۹	۱/۴۹	۲/۴۵	۲/۲۰	۲/۲۰		
CaO	۱/۱۳	۲/۴۶	۰/۵۶	۰/۵۷	۰/۹۸	۱/۳۰	۴/۲۰		
Na ₂ O	۲/۴۸	۴/۳۵	۱/۸۸	۲/۷۹	۳/۹۰	۱/۲۰	۳/۹۰		
K ₂ O	۴/۰۳	۳/۰۹	۴/۸۳	۲/۹۳	۲/۰۴	۳/۷۰	۳/۴۰		
P ₂ O ₅	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۱۶	—		
BaO	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۴	—	—		
SrO	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	—	—		
LOI	۲/۹۰	۱/۱۰	۱/۸۸	۱/۴۹	۱/۶۵	۶/۰۰	—		
Total	۱۰۱/۰۴	۹۹/۷۳	۹۸/۸۳	۹۸/۱۴	۹۹/۷۶	۱۰۴/۶	۹۹/۷۸		

ادامه جدول ۲.

Trace elements (in ppm)							
Co	۱۸	۱۶/۴	۱۱/۵	۸/۴	۶/۹	۲۳/۰	--
Ni	۴۶/۷	۴۰/۶	۳۶/۱	۲۲/۲	۲۳/۴	۵۵/۰	۲۰/۰
Sc	۱۷/۶	۱۶/۶	۱۴/۱	۹/۲	۸/۹	۱۶/۰	۱۰/۰
V	۱۳۴	۱۳۱	۱۰۲	۷۸	۷۷	۱۵۰	۶۰
Ba	۷۴۷/۷	۴۵۸/۵	۵۷۴/۳	۶۳۹/۳	۳۳۰/۳	۶۵۰/۰	۷۰۰
Rb	۱۵۶/۷	۱۴۴/۳	۱۴۳/۲	۷۷/۴	۶۶/۵	۱۶۰/۰	۱۱۰
Sr	۱۸۳/۸	۲۲۰/۳	۷۸/۴	۱۱۴/۷	۱۹۸/۵	۲۰۰/۰	۳۵۰
Zr	۱۷۹	۱۷۴	۲۳۶	۳۸۷	۲۴۵	۲۱۰/۰	۲۴۰/۰
Hf	۵/۲	۴/۹	۶/۶	۱۰/۸	۶/۸	۵/۰	۵/۸
Nb	۱۴/۱	۱۳/۵	۱۶/۶	۱۲/۰	۱۰/۵	۱۹/۰	۲۵/۰
Ga	۲۸/۱	۲۶/۸	۲۲/۷	۱۵/۹	۱۹/۰	--	--
Th	۱۱/۸۲	۱۲/۲۸	۱۶/۸۸	۱۳/۳۶	۱۰/۶۰	۱۴/۶۰	۱۰/۵۰
Sn	۷	۶	۶	۵	۵	--	--
Cs	۷/۷۴	۹/۱۱	۵/۵۶	۲/۶۳	۳/۹۴	۱۵	۴
W	۲	۱>	۴	۱	۲	--	--
Ta	۱/۲	۱/۱	۱/۲	۱/۰	۰/۹	۱۴/۶	--
U	۳/۸۹	۳/۵۲	۴/۱۳	۳/۱۳	۲/۹۰	۳/۱۰	۲/۵۰
Y	۳۴/۱	۳۲/۸	۳۱/۱	۳۲/۹	۲۴/۶	۲۷/۰	۲۲/۰
Cr	۱۰/۴	۱۰/۵	۸/۹	۷/۸	۷/۱	۱۱۰/۰	۳۵
Tc	۰/۱	۰/۰۲	۰/۰۳	<۰/۰۱	<۰/۰۱	--	--
Ts	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	--	--
REE ppm							
La	۵۵/۱	۳۲/۵	۴۱/۱	۳۸/۰	۳۶/۳	۳۸/۰	۳۰/۰
Ce	۱۰۴/۹	۶۷/۷	۸۸/۹	۸۵/۲	۷۹/۵	۸۰/۰	۶۴/۰
Pr	۱۲/۱۳	۸/۰۰	۱۰/۰۵	۹/۵۶	۸/۸۵	۸/۸۳	۷/۱۰
Nd	۴۵/۲	۳۰/۳	۴۰/۳	۳۷/۰	۳۴/۰	۳۲/۰	۲۶/۰
Sm	۹/۳۲	۶/۰۸	۸/۱۸	۷/۶۴	۶/۲۶	۵/۶۰	۴/۵۰
Eu	۲/۳۷	۱/۷۹	۱/۵۷	۱/۵۹	۱/۴۱	۱/۱۰	۰/۸۸
Gd	۸/۴۸	۵/۸	۷/۰۸	۶/۶۱	۵/۸۵	۴/۷۰	۳/۸۰
Tb	۱/۲۱	۰/۸۹	۰/۹۰	۰/۹۱	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۶۴
Dy	۶/۶۰	۵/۹۲	۵/۸۶	۵/۸۳	۴/۵۹	۴/۴۰	۳/۵۰
Ho	۱/۲۳	۱/۲۰	۱/۱۳	۱/۱۷	۰/۸۷	۱/۰۰	۰/۸۰
Er	۳/۴۴	۳/۴۱	۳/۲۴	۳/۴۰	۲/۶۵	۲/۹۰	۲/۳۰
Tm	۰/۵۲	۰/۴۹	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۳۹	۰/۴۱	۰/۳۳
Yb	۳/۱۱	۳/۱۲	۳/۱۴	۳/۲۴	۲/۶۰	۲/۸۰	۲/۲۰
Lu	۰/۵۱	۰/۴۸	۰/۴۵	۰/۵۰	۰/۳۷	۰/۴۰	۰/۳۲
Eu/Eu*	۰/۸۱	۰/۹۲	۰/۶۳	۰/۶۸	۰/۷۱	۰/۶۷	۰/۶۵
Gd _N /Yb _N	۲/۲	۱/۵	۱/۸	۱/۶	۱/۸	۱/۴	۱/۴
La _N /Sm _N	۳/۷	۳/۴	۳/۲	۳/۱	۳/۶	۴/۳	۴/۲
Th/U	۳/۲۹	۳/۴۵	۴/۱۰	۴/۲۷	۳/۶۶	۴/۷۱	۴/۲۰
ΣREE	۲۵۴/۱۲	۱۶۷/۶۸	۲۱۲/۳۶	۲۰۱/۱۳	۱۸۴/۴	۱۸۲/۹۱	۱۴۶/۳۷

می‌شود (Mason and Moore, 1982). به علاوه Cs تمایل به تمرکز در سنگ‌های فلسیک و پگماتیته دارد (Puchet, 1972). بنابراین سنگ منشاء حد واسط برای این سنگ‌ها محتمل بوده است. در پیوند با عناصر HFSE (مانند Y, U, Th, Nb, Zr) مقادیر بسیار مشابه PAAS می‌باشند (جدول ۲). رفتار هوازدگی U و Th متفاوت است. در شرایط اکسیدی، U⁶⁺ که تحرک بیشتری دارد تشکیل شده و نسبت

عناصر جزئی: عناصر جزئی در متاپلیت‌های گرمی چای دارای فراوانی متغیری هستند که شاید ناشی از نرخ‌های متفاوت تحرک آنها در طول دگرسانی سنگ مادر و یا دگرگونی بوده است. میزان Ba در این سنگ‌ها مشابه PAAS می‌باشد در حالی که Sr, Rb و Cs (LILE) و یا LFSE) به نسبت کمتر هستند. Ba در طول تبلور ماگمایی وارد ساختمان کانی‌ها در سنگ‌های آذرین حد واسط

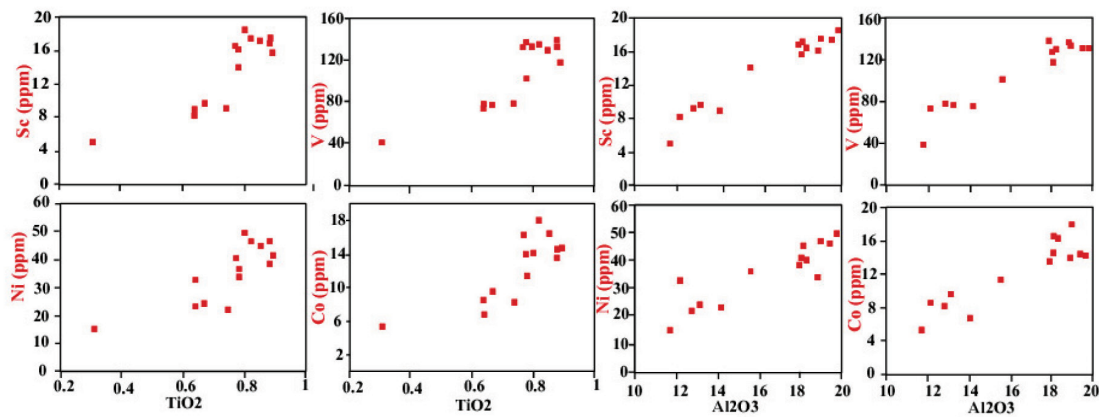


شکل ۸. نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 برای متاپلیت‌های منطقه گرمی چای. MgO ، Al_2O_3 ، Fe_2O_3 و به مقدار کمتر K_2O دارای همبستگی منفی با SiO_2 هستند. Na_2O و TiO_2 دارای تغییرات معناداری نمی‌باشند

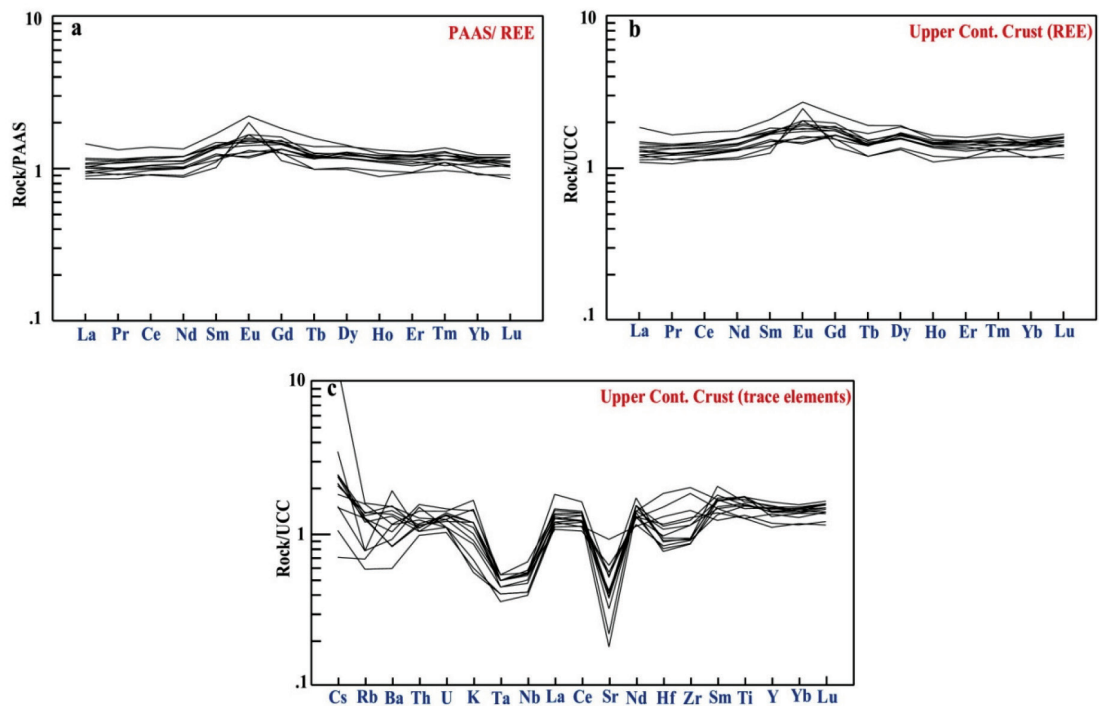
Th/U افزایش می‌یابد. متوسط این نسبت در متاپلیت‌های گرمی چای (۳/۷۲) کمتر از PAAS بوده و مشابه UCC^۱ می‌باشد (McLennan and Taylor, 1991) که نشانگر شرایط اکسیداسیون در طول رسوب‌گذاری سنگ مادر رسوبی می‌باشد. همچنین غلظت‌های عناصر انتقالی نظیر Cr، Ni، Co و V اندکی از مقادیر این عناصر در PAAS کمتر می‌باشد (جدول ۲). این عناصر به همراه عناصر Sc دارای همبستگی مثبت با Al_2O_3 و TiO_2 می‌باشد (شکل ۹). عناصر فرومنیزین در حین تبلور و ذوب بخشی رفتار سازگار نشان می‌دهند (Feng and Kerrich, 1990) و بنابراین در سنگ‌های مافیک تمرکز می‌یابند. مقادیر میانگین این عناصر نظیر Co (۱۲/۵ ppm)، Cr (۹۱/۲ ppm)، V (۱۰۷ ppm) و Ni (۳۵/۵ ppm) اندکی از PAAS کمتر می‌باشند (جدول ۲) که نشان دهنده نقش محدود منشاءهای مافیک می‌باشد. مقادیر به هنجار شده UCC و Taylor PAAS

and McLennan, 1985) به منظور مقایسه ترکیب عناصر نادر خاکی سنگ‌های مورد مطالعه در شکل ۱۰-a و b مشاهده می‌شود. همچنین ترکیب عناصر جزئی به UCC به هنجار شده‌اند (شکل ۱۰-c). نمونه‌های مورد مطالعه دارای ناهنجاری منفی Sr، Nb و Ta، ناهنجاری منفی اندک Zr، Hf و Rb و همچنین ناهنجاری مثبت La و Ce می‌باشند. ناهنجاری منفی Nb حاکی از نقش پوسته قاره‌ای و همین‌طور حوضه‌های پشت قوس در حاشیه فعال قاره می‌باشد (Rollinson, 1993). Sr در طول هوازدگی سیستم را بسرعت ترک و بنابراین ناهنجاری منفی آن توجیه می‌شود (شکل ۱۰). Ba و Rb دارای مقادیر متغیری هستند (جدول ۲ و شکل ۱۰-c) که می‌تواند ناشی از میزان متغیر فلدسپارها و میکاها به عنوان میزبان آنها تلقی شود.

1. Post Archean Australian Shale
2. Upper Continental Crust



شکل ۹. نمودارهای تغییرات Sc، V، Ni و Co در برابر Al_2O_3 و TiO_2 . تمام عناصر جزئی دارای همبستگی مثبت با اکسیدهای Al_2O_3 و TiO_2 هستند که حاکی از تجمع این عناصر در فیلوسیلیکات‌ها، کلدیریت و اکسیدها می‌باشد



شکل ۱۰. (a و b) الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به PAAS و UCC برای متاپلیت‌های منطقه گرمی‌چای، (c) الگوهای عناصر جزئی بهنجار شده به UCC (مقادیر بهنجارشده‌گی از Taylor and McLennan (1985) می‌باشند)

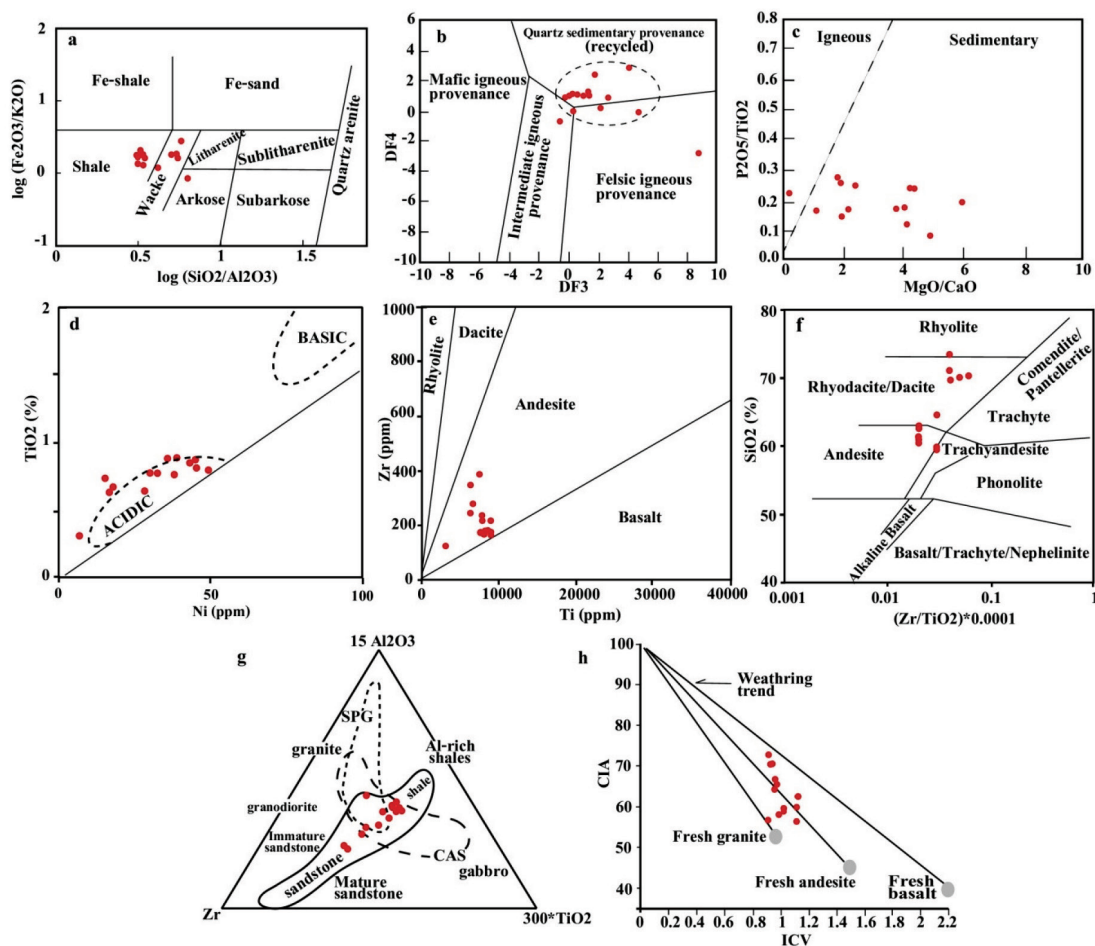
بحث

(1988) and Korsch سنگ منشاء متاپلیت‌های گرمی‌چای

رسوبی تعیین شده است (شکل ۱۱-b و c). با توجه به ماهیت قدیمی متاپلیت‌های گرمی‌چای (پیرکامبرین)، یک چرخه فرسایش و رسوب‌گذاری مجدد دور از انتظار نیست. در نمودار TiO_2 در برابر Ni نمونه‌های مورد مطالعه دارای منشاء اسیدی می‌باشند (شکل ۱۱-d). در نمودارهای Zr و Ti، شیب‌های گرمی‌چای در میدان‌های آندزیتی و

سنگ منشاء: سنگ منشاء رسوبی قدیمی را می‌توان با استفاده از عناصر اصلی مورد ارزیابی قرار داد. در نمودار تفکیک پروتولیت $\log (Fe_2O_3/K_2O)$ در برابر $\log (SiO_2)$ (Herron, 1988) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در میدان‌های شیل و گریوکی واقع می‌شوند (شکل ۱۱-a). همچنین توسط نمودارهای Roser و Werner (1987)

ریوداستی/داسیتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-e و f). در بین عناصر جزئی و اصلی Al، Ti و Zr دارای تحرک کمتری هستند. Zr و Ti به طور عمده در داخل کانی‌های مقاومی نظیر زیرکن، روتیل و اپلمنیت حفظ می‌شوند و بنابراین از آنها برای ارزیابی زادگاه رسوبی اولیه استفاده می‌شود. در نمودار در برابر Ti (Garcia et al., 1994) زادگاه رسوبی شیل-ماسه سنگ برای نمونه‌های مورد مطالعه بدست آمده است (شکل ۱۱-g). همچنین نمودار CIA در مقابل ICV (Potter et al., 2005) نشان دهنده این است که رسوبات کوارتزی دگرگون شده خود از یک منشأ آندزیتی هستند (شکل ۱۱-h).



شکل ۱۱. a) نمودار $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ در برابر $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988)، متاپلیت‌های گرمی‌چای دارای ترکیب شیلی و ماسه‌سنگی نشان می‌دهند، b) در نمودار DF4 در برابر DF3 (Roser and Korsch, 1988) متاپلیت‌های منطقه مورد مطالعه در ناحیه زادگاه رسوبی واقع می‌شوند (مقادیر این دو پارامتر در جدول ۳ آورده شده)، c) نمودار تفکیک زادگاه رسوبی و آذرین (Werner, 1987)؛ متاپلیت‌های گرمی‌چای در ناحیه با منشأ رسوبی قرار می‌گیرند، d) نمودار TiO_2 در مقابل Ni (Floyd et al., 1989) نشان‌دهنده ماهیت اسیدی سنگ منشأ می‌باشد، e) نمودار Zr در مقابل Ti (Hallberg, 1984)؛ نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در میدان آندزیتی قرار می‌گیرند، f) نمودار SiO_2 در برابر $(\text{Zr}/\text{TiO}_2)^*0.0001$ که نشان‌دهنده ماهیت آندزیتی و ریوداستی/داسیتی منشأ می‌باشد. (Winchester and Floyd, 1977) g) نمودار مثلثی (Garcia et al., 1994)؛ متاپلیت‌های گرمی‌چای در میدان شیل و ماسه‌سنگ واقع شده‌اند، h) نمودار CIA در برابر ICV که نشان‌دهنده روند هوازدگی منشأ آندزیتی برای متاپلیت‌های گرمی‌چای می‌باشد

استفاده کرد (جدول ۳). CIW برای شیل‌های پست‌آرکنن و آرکنن بترتیب ۸۰-۹۵ و ۹۰-۹۸ بوده (Condie, 1993) و برای متاپلیت‌های گرمی‌چای ۶۲ تا ۹۰ می‌باشد (شکل ۱۲-b و جدول ۳) که به‌طور بخشی با شیل‌های پست‌آرکنن منطبق هستند. هر دو پارامتر CIA و CIW نسبت‌های فلدسپار به رس را بدون تأثیر سنگ منشاء نشان می‌دهند در حالی‌که اندیس ICV^۴ (index of compositional variability) نشان‌دهنده تأثیر سنگ منشاء از طریق Fe₂O₃ و MgO می‌باشد (جدول ۳). مقادیر بالای این اندیس (۰/۸۵، PAAS) نشان‌دهنده رسوبات نابالغ غنی از کانی‌های غیررسی و رسوب‌گذاری شده در حاشیه فعال قاره می‌باشد (Long et al., 2008). با اینحال مقادیر پایین ICV نشانگر دگرسانی فلدسپار به کانی‌های رسی غنی از آلومینیوم می‌باشد. ICV در متاپلیت‌های گرمی‌چای بالا بوده و بین ۰/۹۰ و ۱/۱۰ در تغییر می‌باشد (جدول ۳).

هوازدگی سنگ منشاء: فراوانی عناصر اصلی؛ از نظر تحرک در طول هوازدگی و دیاژنز پیش از دگرگونی مورد ارزیابی قرار می‌گیرند (Boles and Franks, 1979). اندیس‌های CIA^۱ و CIW^۲ به منظور ارزیابی درجه هوازدگی شیمیایی در ناحیه منشاء مورد استفاده قرار می‌گیرند (Nesbitt and Young, 1984). مقادیر این دو پارامتر در جدول ۲ نشان داده شده‌اند. مقادیر ۹۰-۱۰۰ برای CIA حاکی از دگرسانی بیشتر فلدسپارها به کانی‌های رسی می‌باشد (Nesbitt and Young, 1984) که برای شیل‌های فانروزوئیک بین ۷۰ و ۷۵ (واحد درجه دگرسانی) می‌باشد. مقادیر CIA برای متاپلیت‌های گرمی‌چای (۷۲/۶-۵۶/۳) حاکی از درجه دگرسانی متوسط می‌باشد (شکل ۱۲-a). از آنجایی‌که دیاژنز ممکن است k بیشتری وارد سیستم کند اندیس CIA شاید نتایج نادرستی بدست می‌دهد (Fedot et al., 1995). بنابراین می‌توان از اندیس CIW^۳

جدول ۳. اندیس‌های هوازدگی و دگرسانی و روابط مربوطه برای محاسبه پارامترهای مربوطه به‌مراه پارامترهای DF3 و DF4 (درجه دگرسانی)

Sample ID	۱۶GS۰۱	۱۶GS۰۲	۱۶GS۰۳	۱۶GS۰۴	۱۶GS۰۵	۱۶GS۰۶	۱۶GS۰۷
CIA ^۱	۶۲/۳	۷۲/۶	۶۰/۰	۵۹/۰	۶۴/۳	۷۰/۴	۷۰/۴
CIW ^۲	۷۸/۶	۹۰/۰	۶۶/۷	۶۵/۰	۷۵/۶	۸۲/۶	۸۲/۶
ICV ^۳	۱/۱	۰/۹۰	۱/۱۰	۱/۰۰	۰/۹۴	۰/۹۱	۰/۹۲
DF ^۳	۲/۶۸	۱/۸	-۰/۵۶	۱/۴۲	۰/۲۸	۰/۰۶	-۰/۱۷
DF ^۴	۰/۸۴	۲/۴۱	-۰/۷۲	۰/۹۷	۱/۰۲	۱/۰۰	۰/۸۴
Sample ID	۱۶GS۰۸	۱۶GS۰۹	۱۶GS۱۰	۱۶GS۱۱	۱۶GS۱۲	۱۶GS۱۳	۱۶GS۱۴
CIA ^۱	۵۶/۷	۶۶/۷	۶۵/۵	۵۶/۳	۶۲/۵	۵۹/۱	۵۸/۳
CIW ^۲	۷۱/۴	۷۸/۳	۷۶/۰	۶۲/۰	۷۸/۹	۶۸/۴	۶۳/۶
ICV ^۳	۰/۹۰	۰/۹۵	۰/۹۶	۱/۱	۱/۱۰	۱/۰۰	۰/۹۸
DF ^۳	۴/۷۹	۰/۹۹	۰/۶۱	۰/۳۲	۴/۱۵	۲/۱۸	۱/۳۵
DF ^۴	-۰/۱۴	۱/۰۰	۱/۰۵	-۰/۰۴	۲/۸۳	۰/۱۹	۱/۲۲

$$1. CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

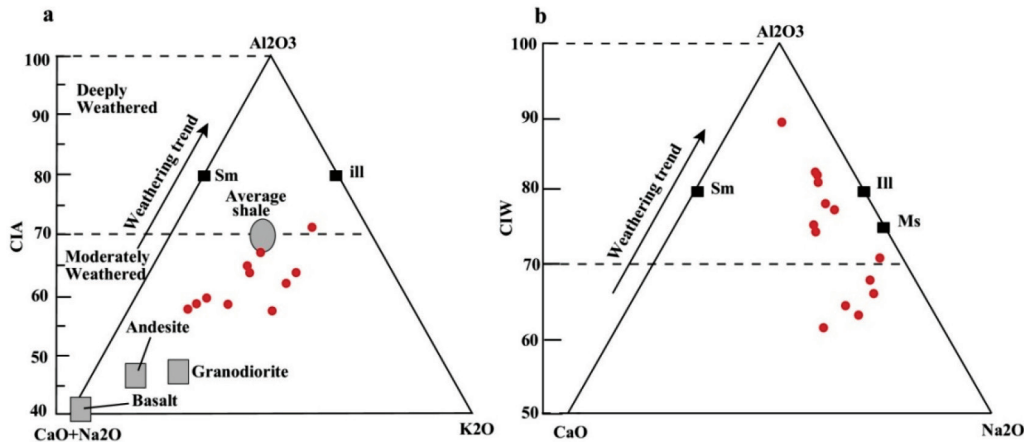
$$2. CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$$

$$3. ICV = (Fe_2O_{3(tot)} + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$$

$$DF3 = [30.638 TiO_2 - 12.541 Fe_2O_{3(tot)} + 7.32 MgO + 12.031 Na_2O + 35.402 K_2O] / Al_2O_3 - 6.382$$

$$DF4 = [56.50 TiO_2 - 10.879 Fe_2O_{3(tot)} + 30.875 MgO - 5.404 Na_2O + 11.112 K_2O] / Al_2O_3 - 3.89$$

1. Chemical Index of Alteration
2. Chemical Index of Weathering
3. Chemical Index of Weathering
4. Index of Compositional Variability



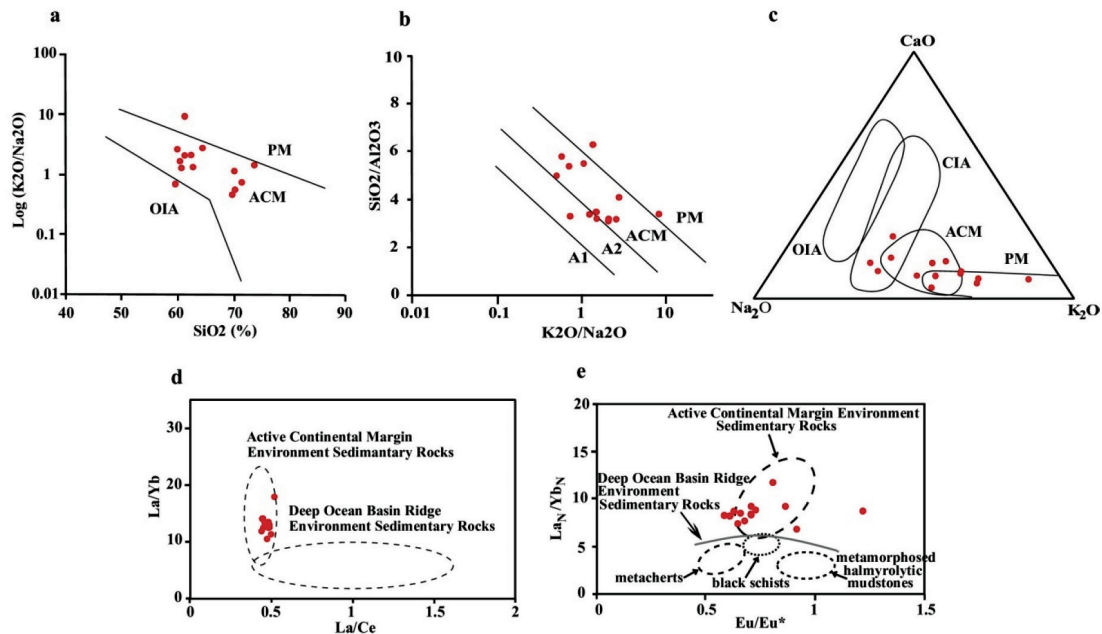
شکل ۱۲. (a) مثلث ACNK از Vergara et al. (1995) و Nesbitt and Young (1984)؛ (b) مثلث ACN. همان‌طور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های گرمی‌چای توزیع پراکنده‌ای داشته و دارای درجه دگرسانی و هوازدگی متوسط می‌باشند. البته لازم به ذکر است که همان‌طور که پیش‌تر گفته شد متاپلیت‌ها دارای دو نوع پروتولیت متفاوت غنی از آلومینیوم (شیلی، نزدیک رأس Al_2O_3) و فقیر از آلومینیوم (پسامیتی، دور از رأس Al_2O_3) هستند

شکل‌گیری حاشیه فعال قاره و ته نشست سنگ‌های پلیتی گرمی‌چای شده است.

زون‌ها و واکنش‌های دگرگونی

واکنش‌های رخ داده در طول دگرگونی توسط نرم‌افزار ترموکالک و روابط پارازنتیک مجموعه‌های مشاهده شده در بررسی‌های پتروگرافی پیشنهاد شده‌اند (شکل ۱۴-ا). اولین مجموعه دگرگونی قابل تشخیص در متاپلیت‌های گرمی‌چای شامل آندالوزیت، بیوتیت و مسکویت می‌باشد که زون‌های بیوتیت-مسکویت و آندالوزیت را تعریف می‌کنند. با این حال آندالوزیت در برخی از نمونه‌ها حضور ندارد و فاز رایجی نیست. واکنش شماره ۳ می‌تواند منجر به شکل‌گیری آندالوزیت شود (شکل ۱۴-ا). پیروفیلیت موجود در این واکنش می‌تواند توسط واکنش شماره ۱ تشکیل شود (شکل ۱۴-ا). البته کلریتوئید موجود در سمت محصولات در این سنگ‌ها مشاهده نشده است که می‌تواند ناشی از مصرف این کانی در دماهای بالاتر باشد. زون بیوتیت-مسکویت در نتیجه واکنش شماره ۲ و در شرایط دگرگونی درجه پایین تشکیل شده است (شکل ۱۴-ا). واکنش‌های این واکنش جزء رایج‌ترین کانی‌های موجود در پلیت‌ها در دماهای پایین می‌باشد (Bucher and Frey, 1994). دو پاراژنز به نسبت درجه بالا در متاپلیت‌های گرمی‌چای

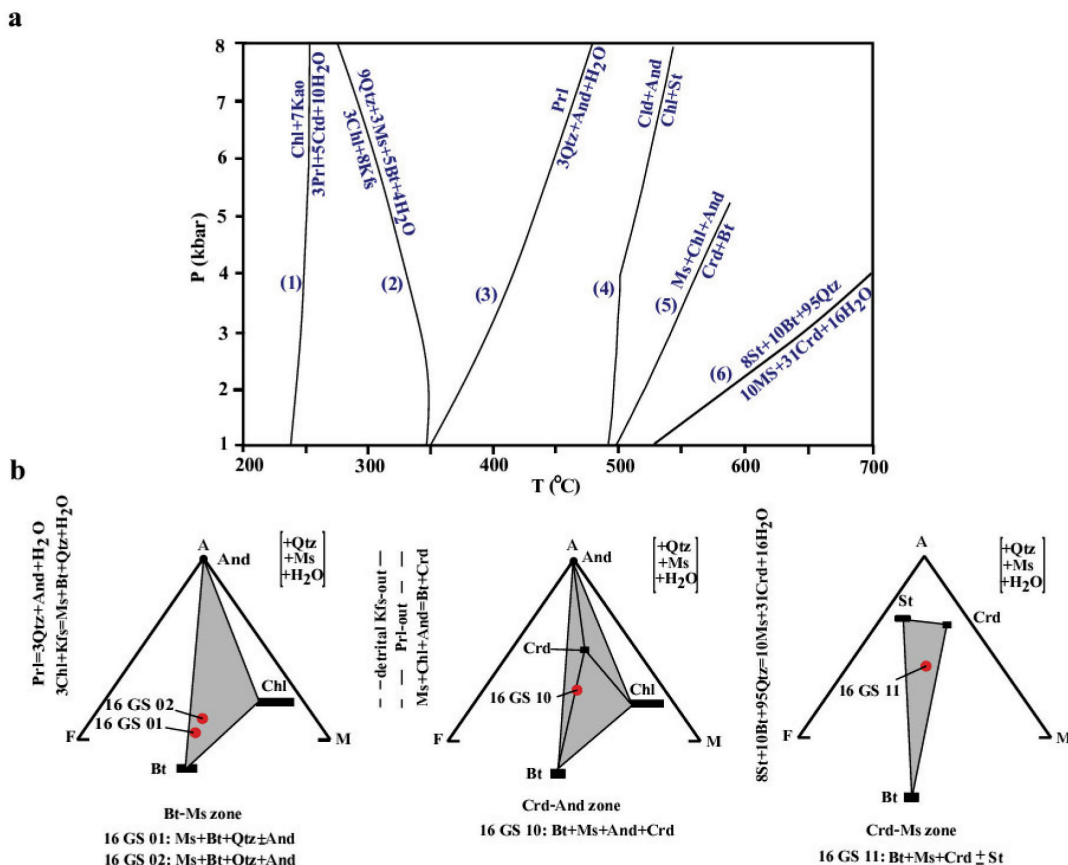
موقعیت تکتونیکی: موقعیت تکتونیکی سنگ منشأ رسوبی با استفاده از عناصر اصلی مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. البته عناصری نظیر Na و Ca سیستم را به سرعت ترک می‌کند و لذا باستی احتیاط کرد (Middleburg et al., 1988). در نمودارهای تفکیک عناصر اصلی نمونه‌های گرمی‌چای بیشتر در میدان حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-ا، b و c). برخی از عناصر جزئی و HFSE نقش مهمی در بررسی محیط تکتونیکی و زادگاه رسوبی ایفاء می‌کند (Cullers et al., 1997). Meres (2005) دو تیپ سنگ رسوبی دگرگون شده که در حاشیه فعال قاره (ACMESR) و پشته عمیق اقیانوسی (DOBRESR) رسوب کرده‌اند معرفی کرده است. این دو تیپ سنگی متفاوت به خوبی توسط نسبت‌های La/Ce و La/Yb تفکیک می‌شوند (شکل ۱۳-د). نمونه‌های گرمی‌چای در این نمودار در میدان حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند (شکل ۱۳-د). به علاوه در نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Eu/Eu^* متاپلیت‌های گرمی‌چای در میدان حاشیه فعال قاره واقع می‌شوند (شکل ۱۳-ه). با توجه به اینکه شیل و گریوک بیشتر در حوضه‌های با فرونشست سریع و حواشی فعال قاره‌ای تشکیل می‌شوند و با در نظر گرفتن سن قدیمی متاپلیت‌های گرمی‌چای (پروکامبرین)، فرورانش یکی از شاخه‌های اقیانوس پروتوتتیس در طول کادومین (۶۰۰ تا ۵۴۰ میلیون سال) (Shahzeidi et al., 2016) منجر به



شکل ۱۳. (a) نمودار تفکیک نکتونیک سنگ مادر رسوبی (Roser and Korsch, 1986)؛ نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر در میدان حاشیه فعال قاره واقع می‌شوند، (b) نمودار تفکیک نکتونیک بر اساس عناصر اصلی (Maynard et al., 1982). نمونه‌ها بیشتر در میدان حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند، (c) نمودار تفکیک نکتونیک از (Toukeridis 1999) که در آن نمونه‌های مورد مطالعه در میدان حاشیه فعال قاره و حاشیه غیر فعال واقع می‌شوند، (d) نمودار La/Yb در برابر La/Ce (Meres, 2005)؛ نمونه‌های گرمی‌چای در میدان حاشیه فعال قاره واقع می‌شوند، (e) نمودار LaN/YbN در برابر Eu/Eu^* (Meres, 2005)؛ نمونه‌های گرمی‌چای در میدان حاشیه فعال قاره واقع می‌شوند

مصرف کلریتونید شود (شکل ۱۴-ا). نقش شیمی سنگ کل در پارائزهای تعادلی: به‌منظور ارزیابی پارائزهای تعادلی در متابلیت‌های گرمی‌چای از دیگرام‌های سازگاری AFM با مسکویت، آب و کوارتز اضافی استفاده شده است (شکل ۱۴-ب). موقعیت نمونه‌ها در این نمودارها از نظر Fe و Mg مشابه می‌باشد (شکل ۱۴-ب). البته نمونه‌های با پارائزهای متفاوت دارای محتوی Al متفاوتی هستند که می‌تواند ناشی از میزان متفاوت آلومینیوم در سنگ مادر رسوبی باشد. این مسأله به وضوح در ترکیب شیمی سنگ کل متابلیت‌ها و ترکیب کانیایی آنها دیده می‌شود (جدول ۲). تمامی چهار نمونه‌ای که در نمودارهای سازگاری تصویر شده‌اند در داخل مثلث‌های پارائزنتیک واقع می‌شوند که حاکی از شرایط تعادلی پارائزهای مربوطه می‌باشد. بنابراین، پارائزهای مشاهده شده در نتیجه شرایط متفاوت دگرگونی و اندکی ترکیب شیمیایی متفاوت تشکیل شده‌اند. با توجه به ترکیب عناصر اصلی مشابه متابلیت‌های گرمی‌چای با ترکیبات پیشنهادی دانشمندان مختلف

(کردیریت‌دار و کردیریت-آندالوزیت‌دار) مشاهده شده‌اند. موقعیت منحنی‌های واکنشی و میدان‌های موجود در سودوسکشن‌های استاندارد حاکی از درجه بالاتر بودن مجموعه کردیریت‌دار می‌باشد (شکل‌های ۱۴-ا، ۱۵ و ۱۶). زون کردیریت-آندالوزیت در نتیجه واکنش ۵ تشکیل شده است (شکل ۱۴-ا). برخی از بافت‌های واکنشی حاکی از مصرف آندالوزیت برای تشکیل کردیریت و بیوتیت می‌باشد. همان‌طور که در بالا اشاره شد استارولیت در این سنگ‌ها بسیار کم می‌باشد که می‌تواند ناشی از مصرف آن در طول دگرگونی باشد. زون مسکویت-کردیریت اوج دگرگونی را در متابلیت‌های گرمی‌چای مشخص می‌کند. واکنش شماره ۶ منجر به شکل‌گیری پارائز مربوط به این زون شده است (شکل ۱۴-ا). استارولیت در این واکنش به عنوان یک واکنشگر مطرح می‌باشد و با توجه به فراوانی بسیار پایین این کانی در شیست‌های گرمی‌چای می‌توان مصرف این کانی در طول واکنش اخیر را علت فراوانی پایین این کانی دانست. واکنش شماره ۴ نیز می‌تواند منجر به تشکیل استارولیت و



شکل ۱۴. (a) شبکه پتروژنتیک و منحنی‌های واکنشی که بر اساس نرم‌افزار ترموکالک رسم شده است (Holland and Powell, 1998)، (b) نمودارهای سازگاری برای متاپلیت‌های گرمی‌چای به همراه موقعیت ترکیبی نمونه‌ها و پاراژن‌های مربوطه. موقعیت بیوتیت، مسکویت، کزدیریت و استارولیت بر اساس نتایج شیمی بلور رسم شده‌اند

می‌باشد (شکل ۱۵-ا). در سودوسکشن پیشنهادی Johnson et al. (2003) برای متاپلیت‌های با ترکیب میانگین از Pattison (1992) بازه دمایی برای بالاترین درجه پاراژن در متاپلیت‌های گرمی‌چای محدودتر است و حدود ۵۳۵ تا ۶۳۵ درجه سانتیگراد می‌باشد (شکل ۱۶).

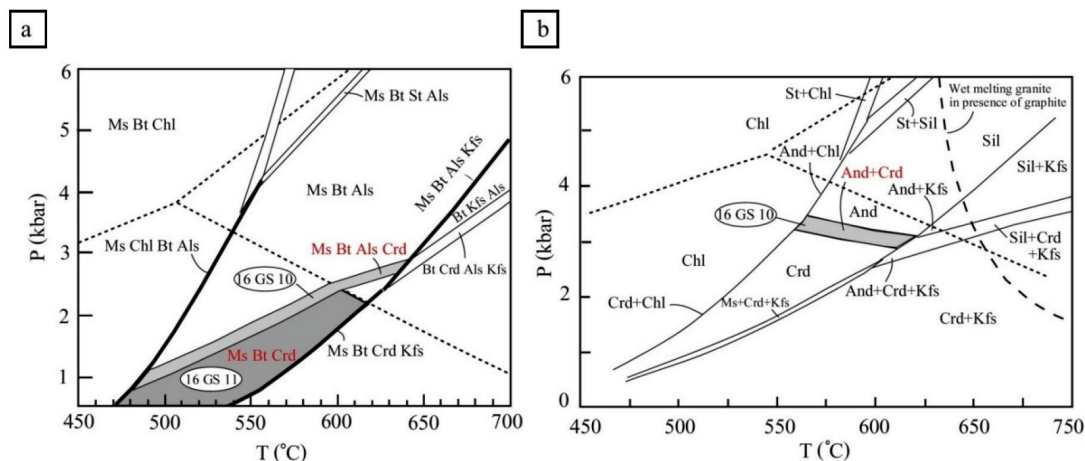
دما و فشار دگرگونی: به منظور ارزیابی دما و فشار متاپلیت‌ها از سودوسکشن‌های استاندارد Wei et al., (2004) و Pattison et al., (2006) استفاده شده است. درجه بالاترین پاراژن‌ها در این سنگ‌ها شامل آندالوزیت-کزدیریت‌دار ($Bt+Ms+Crd+And$) و کزدیریت‌دار ($Bt+Ms+Crd$) می‌باشند. همان‌طور که در بالا اشاره شد پاراژن کزدیریت-آندالوزیت دار بازه دمایی ۴۸۰-۶۴۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد (شکل ۱۵-ا). البته سودوسکشن‌های شکل‌های ۱۵-ب و ۱۶ بازه‌های دمایی

برای متاپلیت‌ها (جدول ۴) می‌توان از سودوسکشن‌های استاندارد برای بررسی شرایط تعادلی و پایداری پاراژن‌های مشاهده شده استفاده کرد. سودوسکشن‌های پیشنهادی Wei et al., (2004) و Pattison (2006) مورد استفاده قرار گرفته‌اند (شکل ۱۵). تفاوت کمی بین میدان پایداری پاراژن‌ها در این دو سودوسکشن وجود دارد. پاراژن حاوی کزدیریت-آندالوزیت دار ($Bt+Ms+Crd+And$) (نمونه 16 GS 10) در بازه دمایی ۴۸۰-۶۴۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است (شکل ۱۵-ا). در مقطع پیشنهادی Pattison (2006) این بازه دمایی که باریک‌تر می‌باشد ۵۶۰-۶۲۰ درجه سانتیگراد بوده است (شکل ۱۵-ب). همچنین پاراژنی که فاقد آندالوزیت و حاوی کزدیریت می‌باشد (نمونه 16GS11) بازه فشار ۱ تا ۲/۵ کیلو بار را نشان می‌دهد. این در حالیست که بازه دمایی این پاراژن ۴۷۰-۶۱۰ درجه سانتی‌گراد

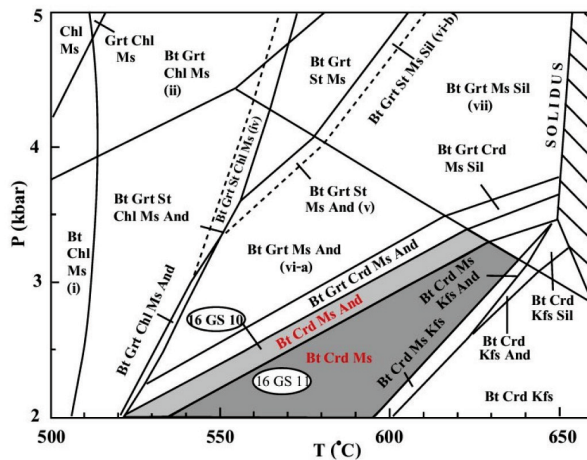
جدول ۴. میانگین‌های Ave-S، Ave-SF، و Ave-A به ترتیب از Ague (1991) و Shaw (1956) و Symmes and Ferry (1992) می‌باشند. ترکیب میانگین متاپلیت‌های گرمی‌چای* مشابه مقادیر میانگین مربوطه می‌باشد

Sample ID	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO
Garmichay	۶۴/۹۴	۱۶/۳۶	۵/۹۰	۰/۸۳	۲/۴۵	۲/۶۳	۳/۶۰	۰/۰۶
Avg-SF	۷۰/۵۹	۱۱/۵۴	۵/۸۱	۲/۷۵	۴/۶۱	۱/۹۸	۲/۶۶	۰/۰۷
Avg-S	۷۰/۶۱	۱۴/۲۶	۶/۷۶	۰/۶۵	۳/۳۷	۱/۵۷	۲/۷۸	۰/۰۷
Avg-A	۶۴/۷۶	۱۳/۷۰	۸/۸۹	۱/۹۰	۵/۵۴	۲/۰۱	۲/۹۵	۰/۱۸

*Garmichay



شکل ۱۵. (a) سودوسکشن دما-فشار (Wei et al., 2004) برای ترکیب میانگین متاپلیت‌های (Mahar et al., 1997). (b) سودوسکشن دما-فشار برای متاپلیت‌ها (Pattison, 2006). میدان پایداری آلومینوسیلیکات‌ها در این نمودار از Pattison (1992) می‌باشد. هر دو سیستم KFMASH می‌باشند. میدان‌های خاکستری مربوط به میدان‌های پایداری پارائزهای متعلق به نمونه‌های موجود در داخل بیضی‌ها می‌باشند (مربوط به دگرگونی ناحیه‌ای)

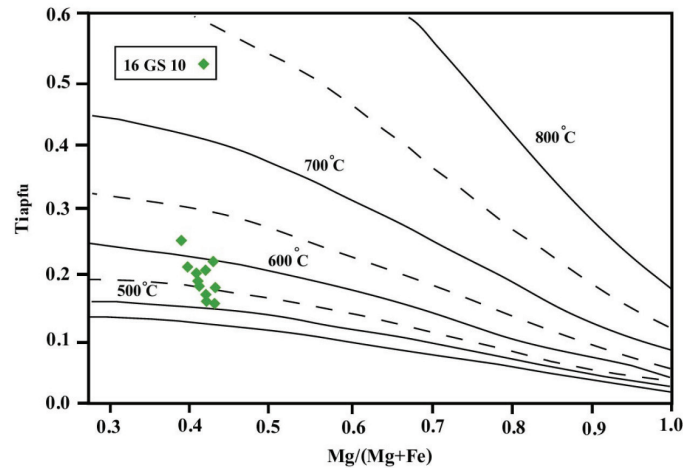


شکل ۱۶. سودوسکشن دما-فشار برای متاپلیت‌ها در سیستم MnNCKFMASH نشان‌دهنده مجموعه‌های پایدار بر اساس ترکیب میانگین ارائه شده توسط Pattison (1992). میدان‌های خاکستری مربوط به میدان‌های پایداری پارائزهای نمونه‌های موجود در داخل بیضی‌ها را نشان می‌دهند (Johnson et al., 2003)

باریکتری بدست می‌دهند که بترتیب ۶۲۰-۵۶۰ و ۶۴۰-۵۲۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده است (شکل ۱۶). بنابراین درجه سانتیگراد می‌باشند. زون کردیریت-مسکویت که درجه بالاترین زون در این سنگ‌هاست در بازه دمایی ۵۳۵ تا ۶۳۵ نظر گرفت حدود ۶۳۵ درجه سانتیگراد می‌باشد. بر اساس

دمای تشکیل بیوتیت در نمونه GS 16 بین ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد بوده است (شکل ۱۷) که مشابه دمای بدست آمده توسط سودوسکشن‌های استاندارد می‌باشد.

همین مقاطع حداکثر فشار برای این سنگ‌ها حدود ۳ کیلو بار بوده است. بر اساس نمودار پیشنهادی Henry et al. (2005) که بر اساس فراوانی Ti در بیوتیت می‌باشد

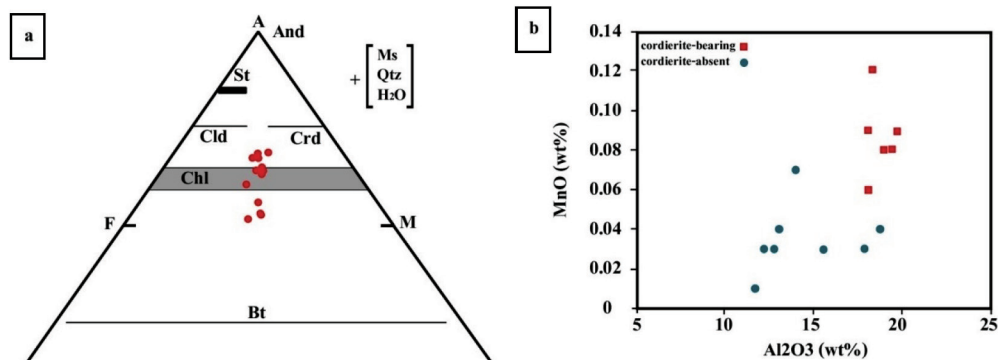


شکل ۱۷. دماسنج Ti (apfu) در مقابل Mg/(Mg+Fe) برای کانی بیوتیت (Henry et al., 2005). بر اساس ترکیب بیوتیت، این کانی در پاراژنز Crd+Bt+And (نمونه 16GS10) در دماهای ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است

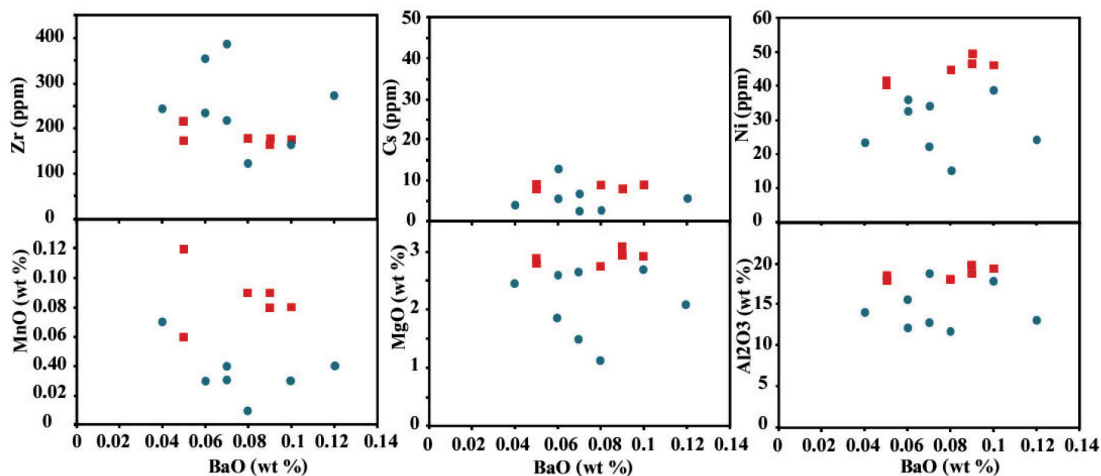
و فاقد کردیریت در منطقه گرمی‌چای در نمودار Al_2O_3 در برابر MnO مقادیر متفاوتی از اکسید MnO نشان می‌دهند (شکل ۱۸-b). به علاوه میزان Al_2O_3 در نمونه‌های حاوی کردیریت به نسبت پایین می‌باشد (شکل ۱۸-b). بنابراین MnO شاید نقش مهمی در شکل‌گیری پاراژن‌های حاوی کردیریت ایفاء کرده است.

به‌منظور بررسی نقش عناصر جزئی نظیر Zr، Cs و Ni در تشکیل کردیریت نمودارهای دوتایی این عناصر در برابر BaO رسم شده‌اند (شکل ۱۹). BaO به دلیل فراوانی مشابه بین نمونه‌های حاوی و فاقد کردیریت انتخاب شده است. نمونه‌های حاوی کردیریت کمتری از Zr را نشان می‌دهند (شکل ۱۹). در مقابل Ni و Cs هرچند کمتر، اما با این حال مقادیر بالاتری در نمونه‌های حاوی کردیریت نشان می‌دهند. مقادیر پایین Cs در تضاد با یافته‌های Bertoldi et al. (2004) می‌باشد که می‌تواند ناشی از دگرسانی کانی‌های کردیریت باشد. به علاوه MgO، MnO و Al_2O_3 فراوانی به نسبت بالاتری در نمونه‌های حاوی کردیریت دارند که حاکی از نقش آنها در تشکیل کردیریت می‌باشد.

شیمی سنگ کل و پاراژن‌های کانیایی: نسبت Fe^{2+}/Mg سنگ منشاء نقش بسیار مهمی در شکل‌گیری کانیکردیریت به عنوان کانی شاخص ایفاء می‌کند (Bucher and Grapes, 2011) و این کانی در سنگ‌های غنی از منیزیم شکل می‌گیرد. در نمودار مثلثی AFM ترکیبات سنگ کل حاوی کردیریت و فاقد کردیریت تصویر شده‌اند که تغییری در این نسبت نشان نمی‌دهند (شکل ۱۸ a). تفاوت در میزان Al_2O_3 که در پاراژن‌های کانیایی و فراوانی کانی‌های آلومینیوم دار (کردیریت و میکاها) دیده می‌شود ناشی از دو پروتولیت متفاوت (شیلی و پسامیتی) می‌باشد. بنابراین نسبت Fe^{2+}/Mg نقشی در تشکیل کردیریت در این سنگ‌ها نداشته است. مجموعه‌های کانیایی در متاپلیت‌ها تحت تأثیر ترکیب عناصر جزئی قرار می‌گیرند. به عنوان مثال مقادیر پایین MnO می‌تواند منجر به کاهش ایزوگراد گارنت به اندازه ۱۰۰ درجه سانتیگراد شود (Mahar et al., 1997). افزایش MnO باعث کاهش میدان پایداری استارولیت، کردیریت و به مقدار کمتر کلریت می‌شود. اعتقاد بر این است که نقش MnO بایستی به‌مراه Al_2O_3 و K_2O مورد بررسی قرار داد (Wei et al., 2004). نمونه‌های حاوی کردیریت



شکل ۱۸. (a) شیمی سنگ کل نمونه‌های گرمی‌چای تصویر شده بر روی نمودار AFM. روشن است که تنوع چندانی در نسبت Fe^{2+}/Mg برای نمونه‌های مختلف دیده نمی‌شود و فقط میزان Al این نمونه‌ها تغییر هر چند کمی را نشان می‌دهند. (b) نمودار دوتایی MnO (wt%) در برابر Al_2O_3 (wt%). نمونه‌های حاوی کوردیریت (دوائر توپر) مقادیر به نسبت پایین‌تری از MnO و Al_2O_3 نسبت به نمونه‌های فاقد کوردیریت (مربع‌های توپر) نشان می‌دهند.



شکل ۱۹. نمودارهای دوتایی عناصر جزئی در برابر BaO. همان‌طور که ملاحظه می‌شود تفاوت روشنی در میزان عناصر جزئی (Zr, Cs, Ni, MnO, MgO, Al_2O_3) بین نمونه‌های فاقد کوردیریت (دوائر توپر) و حاوی کوردیریت (مربع‌های توپر) وجود دارد.

نتیجه‌گیری

شواهد پتروگرافی دو فاز اصلی دگرشکلی در شیست‌ها شناسایی شده‌اند. فاز دوم دگرشکلی منجر به چین خوردگی شیست‌توزیته غالب سنگ شده و کلیواژ کرینولیشن تشکیل شده است. انحراف فولیاسیون در اطراف پورفایروبلاست‌ها، سایه‌های فشاری نامتقارن و روند S شکل اینکلوزن در داخل برخی از پورفایروبلاست‌های کوردیریت حاکی از تشکیل هم‌زمان با تکتونیک پورفایروبلاست‌ها است.

بر اساس بررسی‌های انجام گرفته پروتولیت شیست‌ها شیل و گریوک بدست آمده است. همبستگی مثبت بین Sc, Ni, V, Co با TiO_2 و Al_2O_3 حاکی از تمرکز این عناصر در فیلسیلیکات‌ها (به عنوان مثال بیوتیت)، کوردیریت

بر اساس مطالعه حاضر متاپلیت‌های گرمی‌چای سه حادثه مجزای دگرگونی را (دو حادثه ناحیه‌ای و یک حادثه مجاورتی) پشت سر گذاشته‌اند. در طول اولین حادثه دگرگونی (RMP1) مسکویت و بیوتیت تشکیل شده‌اند. حادثه دوم (RMP2) منجر به شکل‌گیری کوردیریت و آندالوزیت در قالب سه پارائنز حاوی کوردیریت (فاقد آندالوزیت)، حاوی آندالوزیت (فاقد کوردیریت) و حاوی کوردیریت-آندالوزیت شده است. توده‌های نفوذی جوان متعددی به داخل شیست‌ها نفوذ کرده‌اند که در نتیجه آن شیست‌های قدیمی متحمل دگرگونی مجاورتی (CM) درجه پایین شده‌اند. بر اساس

م.، بهروزی، ا.، حقی پور، ا. و عمیدی، م.، ۱۳۵۷. نقشه زمین‌شناسی میانه (۱:۲۵۰۰۰۰). سازمان زمین‌شناسی ایران. - محامد، ا.، مؤید، م. و مجرد، م.، ۱۳۹۹. گرانیتهای تیپ S منطقه گرمی‌چای (شمال غرب ایران): شیمی سنگ کل، جایگاه زمین‌ساختی و ساز و کار تشکیل. مجله پترولوژی، ۴۱، ۵۳-۷۲.

- Ague, J. J., 1991. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of Pelites. *Geology*, 19, 855-858.

- Bertoldi, C., Proyer, A., Schonberg, D. G., Behrens, H. and Dachs, E., 2004. Comprehensive chemical analyses of natural cordierites: implications for exchange Mechanisms. *Lithos*, 78, 389-409.

- Bierlein, F. P., 1995. Rare-earth element geochemistry of clastic and chemical metasedimentary rocks associated with hydrothermal sulphide mineralisation in the Olary Block, South Australia. *Chemical Geology*, 122, 77-98.

- Boles, J. R. and Franks, S. G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas, implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 55-70.

- Bucher, K. and Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag, 318.

- Bucher, K. and Grapes, R. (2011) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, 428.

- Condie, K. C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.

- Condie, K. C., 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. 4th edition. Butterworth-Heinemann, 282.

- Cullers, R.L., Bock, B. and Guidotti, C., 1997. Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments,

و اکسیدها (مانند ایلمنیت) می‌باشد. نسبت Th/U (۳/۷۲) در متاپلیت‌های گرمی‌چای حاکی از شرایط اکسیدی در طول رسوب‌گذاری می‌باشد. LREE در این سنگ‌ها غنی‌شدگی بیشتری نسبت به HREE نشان می‌دهند. همبستگی مثبت بسیار کمی بین ΣREE و K_2O ، Al_2O_3 ، TiO_2 و P_2O_5 دیده می‌شود. بنابراین کانی‌های رسی همیشه توزیع REE در این رسوبات را کنترل نمی‌کنند. در مقابل سایر فازها نظیر فیلسیلیکات‌ها، کانی‌های عناصر جزئی و فرعی (مانند ایلمنیت، آپاتیت و موناژیت) میزبان‌های محتمل برای REE می‌باشند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی حاکی از سنگ منشأ آذرین حدواسط تا اسیدی برای شیست‌های گرمی‌چای می‌باشد. همچنین محیط تکتونیکی تشکیل رسوب حاشیه فعال قاره‌ای بوده که در طول پیرکامبرین در یکی از شاخه‌های پروتوتئیس تشکیل شده است.

با توجه به نسبت ثابت Fe^{2+}/Mg در نمودار AFM برای تمامی نمونه‌ها می‌توان نتیجه گرفت که این نسبت در تشکیل پاراژنرها نقشی نداشته است. این تفاوت که در ترکیب دوگانه شیلی (غنی از کانی‌های رسی) و گریوکی (ماسه سنگ گریوکی) (غنی از کوارتز و فلدسپار) برای متاپلیت‌های گرمی‌چای نیز مشاهده شده است ناشی از ترکیب متفاوت سنگ مادر رسوبی می‌باشد. همچنین قرارگیری ترکیبات سنگ کل در داخل مثلث‌های پاراژنتیک در نمودارهای سازگاری حاکی از تعادلی بودن پاراژنرهاست. نمونه‌های حاوی کردیریت دارای مقادیر به نسبت بالاتری از MgO ، MnO و Al_2O_3 می‌باشند. به علاوه Zr ، Ni و Cs دارای مقادیر بالاتری در نمونه‌های حاوی کردیریت هستند. این نتایج حاکی از نقش این عناصر در شکل‌گیری پاراژنرهای حاوی کردیریت می‌باشد. در نهایت دما و فشار تشکیل درجه بالاترین پاراژنز بترتیب بین ۵۳۵-۶۳۵ درجه سانتیگراد و ۳-۱ کیلو بار بوده است.

منابع

- بهروزی، ا.، امینی‌آذر، ر.، عزتیان، ف.، امامی، م.، داوری، م.، هادوی، ف. و بغدادی، ا.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی سراب (۱:۱۰۰۰۰). سازمان زمین‌شناسی ایران. - علوی‌تهرانی، ن.، لطفی، م.، بوردت، پ.، سبزه‌ای،

- western Maine, USA: Redistribution of the rare earth elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 1847-1861.
- Eftekharijad, J., 1975. Brief history and structural development of Azarbaijan. Geological Survey of Iran. Internal Report, 8.
 - Elias, E. M. and Al-Jubory, Z. J., 2013. Provenance and tectonic setting of the metapelites deposits in the Bulfat Complex, NE-Iraq. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(9), 3589-3598.
 - Fedo, C. M., Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1995. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921-924.
 - Feng, R. and Kerrich, R., 1990. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1061-1081.
 - Floyd, P. A., Winchester, J. A. and Park, R. G., 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Loch Marie Group of Gairloch, Scotland. *Precambrian Research*, 45, 203-214.
 - Garcia, D., Fontelles, M. and Moutte, J., 1994. Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *Journal of Geology*, 102, 411-422.
 - Girty, G. H., Ridge, D. L., Knaack, C., Johnson, D. and Riyami R. K. A., 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 107-118.
 - Hallberg, J. A., 1984. A geochemical aid to igneous rock identification in deeply weathered terrain. *Journal of Geology Exploration*, 20, 1-8.
 - Hawkesworth, C., Cawood, P. A. and Dhuime, B., 2019. Rates of generation and growth of the continental crust. *Geoscience Frontiers*, 10, 165-173.
 - Henry, D. J. and Guidotti, C. V., 2002. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87, 375-382.
 - Henry, D., Guidotti, C. and Thomson, J., 2005. The Ti-Saturation Surface for Low-to-Medium Pressure Metapelitic Biotites: Implications for Geothermometry and Ti-Substitution Mechanism. *American Mineralogist*, 90, 316-328.
 - Herron, M. M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820-829.
 - Holland, T. J. B. and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phase of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.
 - Ji, S., Saruwatari, K., Mainprice, D., Wirth, R., Xu, Z. and Xia, B., 2003. Microstructures, petrofabrics and seismic properties of ultra high-pressure eclogites from Sulu region, China: implications for rheology of subducted continental crust and origin of mantle reflections. *Tectonophysics*, 370, (1-4), 49-76.
 - Johnson, T. M., Brown, M. and Solar G. A., 2003. Low-pressure subsolidus and supra-solidus phase equilibria in the MnNCKFMASH-system: Constraints on conditions of regional metamorphism in western Maine, Northern Appalachians, 88, 624-638.
 - Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 68, 277-279.
 - Long, X., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W. and Cai, K., 2008. Early Paleozoic sedimentary record of the Chinese Itai; Implications for its tectonic evolution. *Sedimentary Geology*, 208, 88-

- 100.
- Mahar, E. M., Baker, J. M., Powell, R., Holland, T. J. B. and Howell, N., 1997. The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 223-238.
 - Maynard, J. B., Valloni, R. and Yu, H., 1982. Composition of modern deep sea sands from arc-related basin. *Geology Society of London. Special Publication*, 10, 551-561.
 - Mason, B. and Moore, C. B., 1982. *Principle of Geochemistry*. John Willey and Sons. Fourth Ed, 352.
 - McLennan, S. M. and Taylor, S. R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology*, 99, 1-21.
 - Meres, S., 2005. Major, trace element and REE geochemistry of metamorphosed sedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians, Slovak Republic): Implications for sedimentary and metamorphic processes. *Slovak Geological Magazine*, 11, (2-3), 107-122.
 - Middelburg, J. J., Van Der Weijden, C. H. and Woittiez, J. R. W., 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical Geology*, 68, 253-273.
 - Nadimi, A., 2007. Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research*, 12, 324-333.
 - Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 199, 715-717
 - Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8, 1523-1534.
 - Nesbitt, H., Young, G. and Bosman, S., 2009. Major and trace element geochemistry and genesis of supracrustal rocks of the North Spirit Lake Greenstone belt, NW Ontario, Canada. *Pre-cambrian Research*, 174, 16-34.
 - Passchier, C. W., 1994. Mixing in flow perturbations: a model for development of mantled porphyroclasts in mylonites. *Journal of Structural Geology*, 16, 733-736.
 - Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J., 2005. *Microtectonics*. 2nd edition, Springer, 289.
 - Pattison, D. R. M., 1992. Stability of andalusite and sillimanite and the Al₂SiO₅ triple point: Constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Geology*, 100, 423-446.
 - Pattison, D. R. M., 2006. The fate of graphite in prograde metamorphism of pelites: An example from the Ballachulish aureole, Scotland. *Lithos*, 88, 85-99.
 - Piazzolo, S. and Passchier, C. W., 2002. Controls on lineation development in low to medium grade shear zones: a study from the Cap de Creus peninsula, NW Spain. *Journal of Structural Geology*, 24, 25-44.
 - Potter, P. E., Maynard, J. B. and Depetris, P. J., 2005. *Mud and Mudstones: Introduction and Overview*. Heidelberg, Springer-Verlag, 308.
 - Puchelt, H., 1972. Barium. *Handbook of Geochemistry* (Wedepohl, K. H. et al., eds.), 56B1-56O2, Springer, Berlin, 458.
 - Puellas, P., Abalos, B., Gil Iburguchi, J. I. and Fernandez-Armas, S., 2018. Petrofabric of forsterite marbles and related rocks from a low-pressure metamorphic terrain (Almadén de la Plata massif, Ossa-Morena Zone, SW Spain) and its kinematic interpretation. *Journal of Structural Geology*, 117, 58-80.
 - Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003. *The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochro-*

- nology, petrogenesis and implications for Gondwana Tectonics. *American Journal of Science*, 303, 622-665.
- Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67, 119-139.
 - Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London, 384.
 - Saki, A., 2010. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research*, 17, (4), 704-714.
 - Shahzeidi, M., Moayyed, M., Murata, M., Yui, T., Arai, Sh., Chene, F., Pirnia, T. and Ahmadian, J., 2016. Late Ediacaran crustal thickening in Iran: Geochemical and isotopic constraints from the ~550 Ma Mishu granitoids (northwest Iran) *International Geology Review*, 59, 793-811.
 - Shaw, D. M., 1956. Geochemistry of pelitic rocks: Part III. Major elements and general geochemistry. *Geological Society of American Bulletin*, 67, 919-934.
 - Spear, F. S., 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America, Monographs, 799.
 - Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geological Bulletin*, 52, (7), 1229-1258.
 - Symmes G. H. and Ferry, J. M., 1992. The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 221-238.
 - Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312.
 - Toulkeridis, T., Clauer, N., Kroner, A., Reimer, T. and Todt, W., 1999. Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree graywackes from the Archean Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Sedimentary Geology*, 124, 113-129.
 - Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J. O. and Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coat Range of central Chile. *Geological Society of American Bulletin*, 107, 1427-1440.
 - Wei, C. J., Powell, R. and Clarke, G. L., 2004. Calculated phase equilibria for low- and medium-pressure metapelites in the KFMASH and KMnFMASH systems. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 495-508.
 - Werner, C. D., 1987. Saxonian granulites-igneous or lithoigneous: a contribution to the geochemical diagnosis of the original rock in high metamorphic complexes. *ZfM Mitteilungen*, 13, 221-250.
 - Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
 - Young, G. and Nesbitt, H., 1998. Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 448-455.