



زمین‌شیمی و تعیین محیط تکتونوماگمایی بخشی از توده‌های گرانیتی ایران

ساعد صباغی

دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز sabaghi474@gmail.com

چکیده

در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی تعدادی از توده‌های گرانیتی ایران و تلفیق این داده‌ها در قالب نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی به بحث و بررسی توده‌های یاد شده پرداخته و محیط تکتونیکی همخوان با داده‌ها ارائه گردد. براساس نتایج حاصل از تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی، توده‌های گرانیتی مورد بررسی طیفی از خصوصیات ماگماهای تولییتی، کالک‌آلکان و شوشونیتی را نشان می‌دهند. با توجه به نتایج بدست آمده، اکثر توده‌های گرانیتی ایران خصوصیات تیپ S و I را نشان می‌دهند. در نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت، غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE مشاهده می‌شود که بیانگر ماگماتیسم مرتبط با فرورانش است. همچنین بر اساس دیاگرام‌های تعیین پهنه زمین‌ساختی نیز، اکثر توده‌های گرانیتی در گستره کمان آتش‌فشانی تا درون صفحه‌ای جای می‌گیرند.

واژه‌های کلیدی: گرانیت، تولییتی، کالک‌آلکان، شوشونیتی، فرورانش.



۱. مقدمه

سنگ‌های گرانیتی سرخ‌های مهمی از رشد و بازسازی پوسته قاره‌ای، زمین‌ساخت منطقه‌ای و فرایندهای زمین‌دینامیکی سراسر محیط زمین‌ساختی از کافت قاره‌ای و اقیانوسی، کرانه‌های قاره‌ای فعال، پهنه‌های برخورد قاره‌ای و موقعیت پس از برخورد تا موقعیت درون صفحه‌ای ارائه می‌دهند [24] و [38]. این سنگ‌ها بخش بزرگی از سنگ‌های پوسته قاره‌ای را در بر می‌گیرند [30] ناهمگنی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی در گرانیت‌ها ناشی از خاستگاه‌های متفاوت آن است. گرانیتوئیدها می‌توانند نتیجه ذوب رسوبات (برای مثال: ماسه سنگ‌ها)، سنگ‌های دگرگونی (برای مثال: میکاشیست‌ها و گنایس‌ها) و سنگ‌های آذرین (برای مثال: آندزیت‌ها، داسیت‌ها و تونالیت‌ها باشند [38]. سنگ‌زایی گرانیت نیز به خاستگاه بارور (خاستگاهی که قابلیت ایجاد گدازه گرانیتوئیدی را داشته باشد)، گرما و در دسترس بودن آب (به صورت بخار، محلول‌های آبیکی قابل دسترس و یا آب آزاد شده از طریق ذوب پسابش کانی‌های آبدار مثل آمفیبول و میکاها بستگی دارد. برپایه پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما، گرانیت‌ها در دو گروه I و S جای می‌گیرند [15]. سنگ‌های گرانیتی نوع S پرآلومین و سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع I بیشتر متآلومین‌اند [36]. در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی تعدادی از توده‌های گرانیتی ایران و تلفیق این داده‌ها در قالب نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی، به بحث و بررسی توده‌های یاد شده پرداخته و محیط تکتونیکي همخوان با داده‌ها ارائه گردد.

۲. زمین‌شناسی منطقه

۱.۲. کوه گبری

منطقه مورد مطالعه در شرق رفسنجان، بر روی لبه شمالی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر و بین زون‌های سنندج - سیرجان و ایران مرکزی واقع شده است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه سنگ‌های آهکی ضخیم لایه کرتاسه فوقانی بوده که بخش اعظم منطقه را تشکیل می‌دهند. کنگلومرای چندزادی پالئوسن زیرین و آبرفت‌های عهد حاضر، واحدهای سنگی دیگری هستند که در منطقه وجود دارند. مهم‌ترین رخداد زمین‌شناسی منطقه، نفوذ دو استوک گرانیتوئیدی به درون سنگ‌های میزبان بوده که موجب دگرگونی مجاورتی و به وجود آمدن سنگ‌های دگرگونی اسکارن، مرمر و متاکنگلومرا از بخش داخلی هاله دگرگونی به سمت خارج گردیده است. سنگ‌های میزبان در اثر پدیده دگرگونی مجاورتی تا حد رخساره هورنبلند هورنفلس و پیروکسن هورنفلس دگرگون شده‌اند [4].

۲.۲. نصرند اردستان

توده نفوذی نصرند در جنوب غربی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ شهراب [13] واقع شده است. توده نفوذی نصرند با روند شرقی-غربی با ترکیب گرانیت و گرانودیوریت درشت دانه با رنگ سفید مایل به صورتی و دگرسانی در حد اپیدوتی شدن و کلریتی شدن به درون واحدهای آتش‌فشانی منطقه با ترکیب آندزیت، ریولیت و داسیت نفوذ کرده است و خود میزبان دایک‌های دلریتی تقریباً شمال غربی-جنوب شرقی، به نسبت دانه ریز و به رنگ خاکستری تا سیاه است. از آنجا که توده نفوذی نصرند به درون واحدهای آتش‌فشانی ائوسن نفوذ کرده است در روی نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ شهراب سن آن را بعد از ائوسن در نظر گرفته‌اند [5].

۳.۲. آبادچی

منطقه مورد مطالعه در شمال سد زاینده رود قرار دارد و بخشی از پهنه زمین‌ساختی سنندج-سیرجان است. منطقه مورد بررسی در زیر پهنه دگرشکلی پیچیده واقع شده است. تعداد زیادی توده‌ی گرانیتوئیدی درون پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان رخمون دارند. بیشتر توده‌ها در جهت NW-SE امتداد دارند و به موازات روند ساختاری البرز و روند کلی برگوارگی هستند. این گرانیتوئیدها در مقیاس‌های مختلف خرد شده و میلوئیتی‌اند [6].

۴.۲. کوه گپدان

توده گرانیتوئیدی گپدان بخشی از شمال باختری گرانیتوئید زاهدان را در بر می‌گیرد. واحدهای منطقه در بردارنده سنگ‌های گوناگون رسوبی با رخساره فلیشی (ائوسن) هستند که با توده گرانیتوئیدی گپدان (الیگو-میوسن) قطع شده‌اند. فلیت، اسلیت، متاسندستون، میکاشیست و آهک‌های متبلور از سنگ‌های دگرگونی‌ای هستند که در منطقه رخمون دارند. در این مجموعه‌ها دایک‌های با طیف آندزیتی تا داسیتی جایگزین شده‌اند. گرانیت، گرانودیوریت، گرانیت میلوئیتی، دایک‌های آندزیتی و داسیتی از واحدهای گرانیتوئیدی کوه گپدان محسوب می‌شوند. توده‌های گرانیتی بیشترین گسترش را دارند و درون مجموعه فلیشی بروزند یافته‌اند [3].



۵.۲. گرمی چای

منطقه مورد مطالعه در شمال شهرستان میانه و در پهنه زمین ساختاری پیشنهادی [37]، بخشی از پهنه ایران مرکزی به شمار می‌رود. سنگ‌های دگرگونی شیستی، آمفیبولیت، مرمر و کالک سیلیکات و سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی رخنمون‌های سنگی گوناگون این منطقه‌اند. گرانیت‌های جوان و قدیمی از سنگ‌های آذرین درونی به شمار می‌روند. مسکوویت گرانیت از سنگ‌های گرانیتی قدیمی است. این گروه سنگی تنها به صورت دایک‌هایی دیده می‌شود که درون شیست‌های منطقه تزیق شده‌اند. آلکالی فلدسپار گرانیت دیگر گروه سنگی منطقه است که به صورت استوکی کوچک رخنمون دارد و دایک‌هایی از آن‌ها درون شیست‌ها دیده می‌شوند [1].

۶.۲. میشو

منطقه مورد بررسی در رشته کوه‌های میشو در شمال غرب ایران و شمال غربی تبریز واقع شده‌اند. این رشته کوه‌ها شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی پرکامبرین، نهشته‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک تا کواترنری هستند. این منطقه را از نظر زمین شناسی ساختاری، بخشی از البرز غربی-آذربایجان [8] و سلطانیه-میشو [2] رده بندی می‌کنند. عملکرد گسل‌های شمالی و جنوبی تبریز در دامنه شمالی و جنوبی میشو باعث بالادگی ارتفاعات میشو شده و دو دشت فشارشی در شمال و جنوب منطقه به وجود آورده است [7]. این توده در طی پرمین به درون رسوبات دگرگون نشده پرکامبرین (سازند کهر) نفوذ کرده است [11]. مرز این توده در غرب با گابروها تا دیوریت، و در جنوب و شرق با سازندهای رسوبی پرکامبرین (سازند کهر) دارای برخوردگاه چشمگیر و مستقیم است و هیچ گونه حالت تدریجی بین آن‌ها دیده نمی‌شود [10].

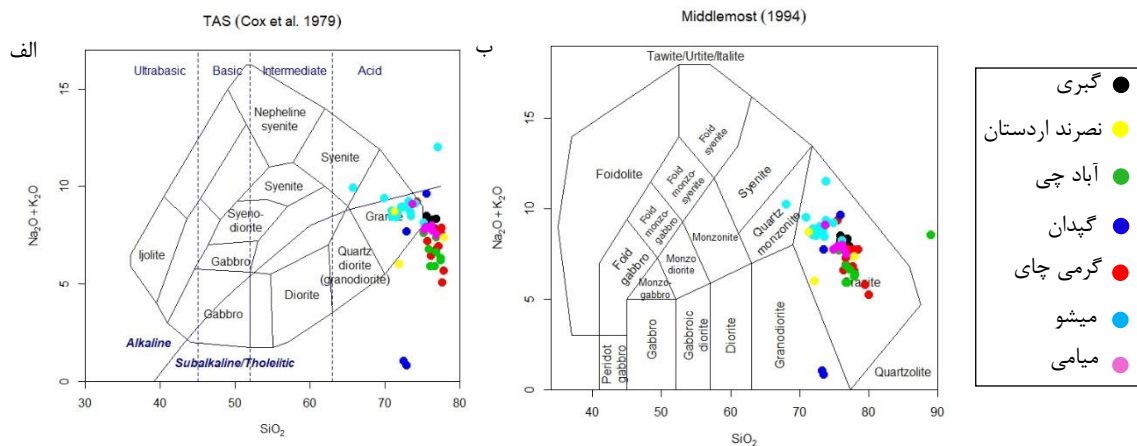
۷.۲. میامی

از دید تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران، توده گرانیتوئیدی جنوب و جنوب باختر میامی در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی قرار دارد. توده‌های گرانیتوئیدی به صورت ۴ توده گرانیتی کم و بیش مجزا رخنمون دارند و با حجم بسیار کمی از سنگ‌های دگرگونی مانند گنایس‌های دارای پورفیرو-بلاست‌ها و پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز ارتباط و متاپلیت‌ها همراه هستند. سنگ‌های پوشاننده این توده گرانیتوئیدی شامل کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل و به مقدار کمتر آهک‌های ماسه‌ای می‌باشند. بخش کنگلومرای و ماسه سنگی سرشار از قطعات گرانیتی هستند که از توده‌های گرانیتوئیدی جنوب باختر میامی سرچشمه گرفته‌اند. این توالی رسوبی به نوبه خود توسط توالی رسوبی-تخریبی شامل آهک‌های ماسه‌ای و آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه زیرین با ناپوستگی یا با مرز گسلی پوشیده شده است [9].

۳. بحث

۱.۳. ژئوشیمی و تعیین محیط زمین ساختی

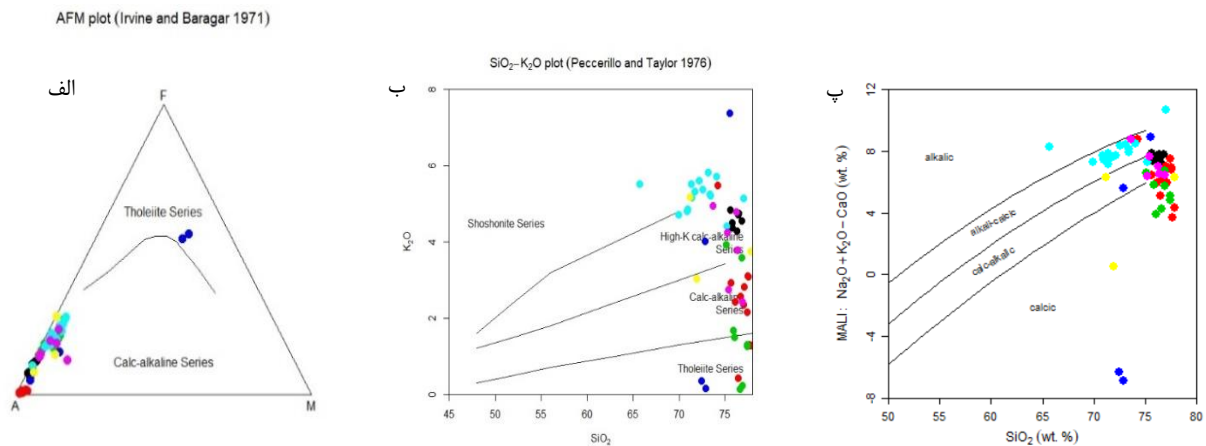
جهت تعیین نوع سنگ‌های توده‌های نفوذی مورد بررسی از نمودارهای [17] و [32] استفاده شده است (شکل ۱). بر اساس این دو نمودار، اکثر توده‌های نفوذی مورد بررسی عمدتاً در محدوده گرانیت جای می‌گیرند. ضمن اینکه گرانیتوئیدهای گپدان در گستره گرانیت تا گرانودیوریت قرار می‌گیرد (شکل ۱).



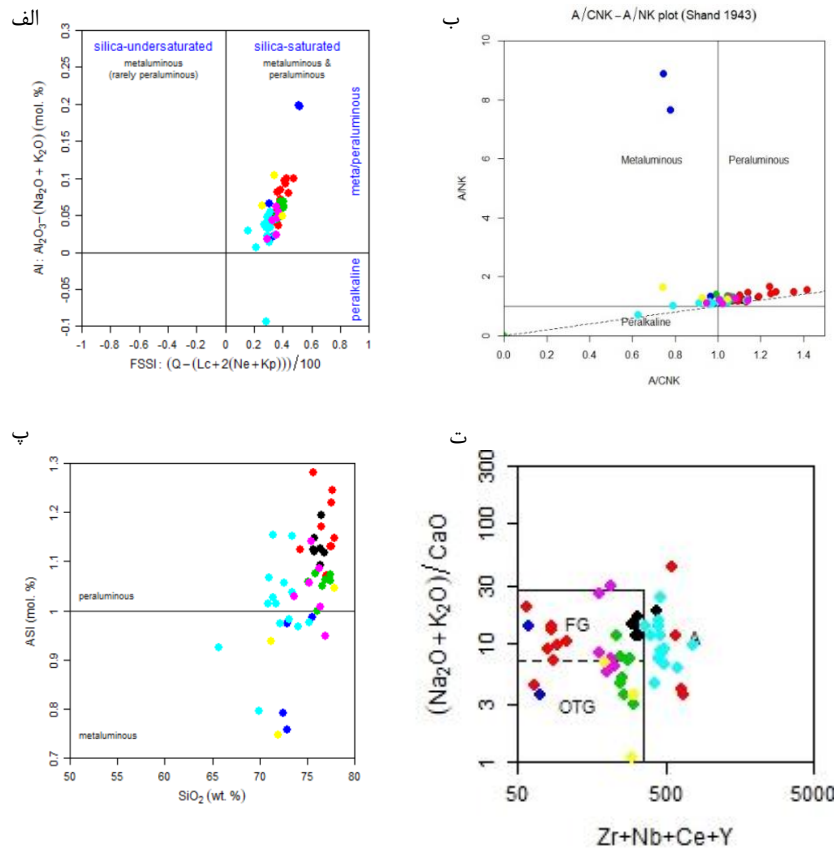
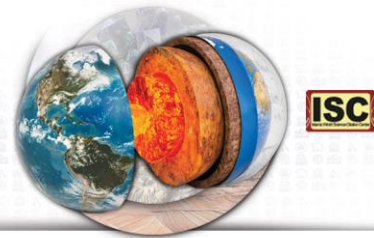
شکل ۱. تقسیم بندی شیمیایی توده‌های نفوذی مورد بررسی بر پایه نمودار مجموع آلکالی‌ها نسبت به سیلیس، الف) [17]؛ ب) [32].



بر اساس نمودار [28] ماهیت ماگمای مادر اکثر توده‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی کالک‌آلکان می‌باشد در حالی که نمونه‌های گپدان در محدوده تولییتی متمایل به کالک‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۲-الف). همچنین بر اساس دیاگرام [34] توده‌های گرانیتوئیدی گبری ترکیب کالک‌آلکان پتاسیم بالا، توده‌های اردستان و میامی ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا و گرانیتوئیدهای منطقه میشو کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی از خود نشان می‌دهند، در حالی که توده‌های گرانیتوئیدی آبادچی در گستره سری تولییتی و توده‌های گرمی چای در گستره تولییتی تا کالک‌آلکان قرار می‌گیرند. ضمن اینکه گرانیتوئیدهای گپدان طیفی از خصوصیات تولییتی، کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی را از خود نشان می‌دهند (شکل ۲-ب). بر پایه دیاگرام SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ [21] گرانیت‌های گبری و میامی کالک‌آلکانیک و میشو ترکیب آکالی‌کلسیک تا آکالییک از خود نشان می‌دهند. در حالی که گرانیت‌های آبادچی، گرمی چای و نصرند اردستان در محدوده کلسیک تا کالک‌آلکانیک قرار می‌گیرند. در ضمن، گرانیت‌های گپدان طیفی از خصوصیات کلسیک، کالک‌آلکانیک و آکالی‌کلسیک از خود نشان می‌دهند (شکل ۲-پ). برای سنجش درجه اشباع شدگی توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه از آلومینیوم، از نمودارهای اندیس FSSI در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ [21]، A/NK در برابر A/CNK [36] و SiO_2 در برابر اندیس ASI [21] استفاده شده است (شکل ۳-الف، ب، پ). مطابق با این دیاگرام‌ها، اکثر توده‌های گرانیتی در محدوده پراآلومینه جای می‌گیرند. در این بین، گرانیت‌های گپدان در گستره متاآلومینه و نمونه‌های نصرند اردستان و میشو خصوصیات متاآلومینه تا پراآلومینه از خود نشان می‌دهند. همچنین از نمودار SiO_2 در برابر اندیس ASI [21] در تقسیم‌بندی گرانیت‌ها به انواع I و S نیز استفاده می‌شود. گرانیت‌های نوع I متاآلومین ضعیف و نسبتاً سدیمی هستند در حالی که گرانیت‌های نوع S بشدت پراآلومین و غنی از پتاسیم می‌باشند. بر پایه این نمودار نمونه های گرمی چای، گبری و میامی و آبادچی خصوصیات گرانیت‌های سری S را نشان می‌دهند در حالی که نمونه‌های گپدان در محدوده گرانیت‌های سری I جای می‌گیرند. نمونه‌های میشو و اردستان نیز طیفی از خصوصیات گرانیت‌های سری I و S را از خود نشان می‌دهند. این در حالیست که تمام نمونه های میشو و تعدادی از نمونه‌های گرمی چای در دیاگرام $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ در برابر $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Ca}$ [43] در محدوده گرانیت‌های سری A جای می‌گیرند (شکل ۳-ت).



شکل ۲. بررسی سری ماگمایی سنگ‌های گرانیتی مورد بررسی. الف) نمودار مثلثی AFM [28]؛ ب) نمودار K_2O در برابر SiO_2 [34]؛ پ) SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ [21].

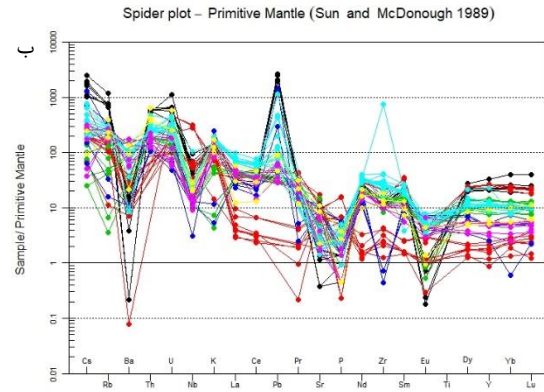
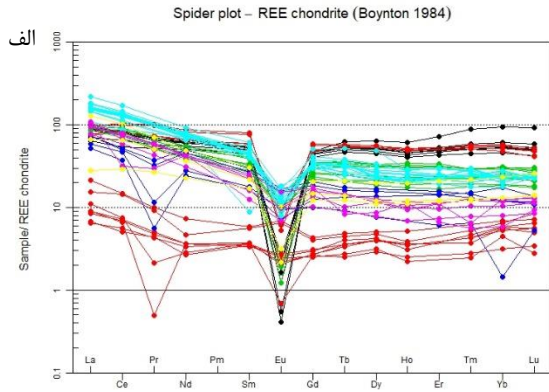


شکل ۳. بررسی درجه اشباع شدگی توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه از آلومینیوم و تعیین تیپ گرانیت‌های مورد بررسی (الف) دیاگرام اندیس اشباع از شبه فلدسپار سیلیکا FSSI در برابر $Al_2O_3 - Na_2O + K_2O$ [21]؛ ب) دیاگرام A/CNK در برابر A/NK [36]؛ پ) دیاگرام SiO_2 در برابر اندیس اشباع از آلومینیوم ASI [21]؛ ت) دیاگرام $Zr + Nb + Ce + Y$ در برابر $(Na_2O + K_2O) / CaO$ [43]. OGT: گرانیت‌های نوع I و S عادی، FG: گرانیت‌های فلسیک جدایش یافته.

برای تعیین و تشخیص محیط زمین‌ساختی ماگمای سازنده توده‌های نفوذی مورد بررسی، فراوانی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده با گوشته اولیه [39] و کندریت [14] بررسی می‌شود (شکل ۴). بر همین اساس نمونه‌های کوه گیری رفسنجان غنی‌شدگی یکسانی را در عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE= Cs, Rb, Ba, Pb) عناصر نادر خاکی سبک (LREE= La, Ce, Nd) عناصر نادر خاکی متوسط (MREE= Sm, Dy) و عناصر نادر خاکی سنگین (HREE= Yb, Lu) نشان می‌دهند. در حالیکه عناصر با شدت میدان بالا (HFSE= Nb, Zr, Hf, Ti) آنومالی منفی نشان می‌دهند. الگوهای REE‌های به‌هنگار شده نسبت به کندریت، نشان می‌دهد که گرانیت‌ها و آکالی گرانیت‌ها منطقه کوه گیری، غنی‌شدگی نسبتاً یکسانی از LREE و HREE‌ها دارند و کمتر تفریق یافته می‌باشند. آنومالی منفی شدید Eu احتمالاً ناشی تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در طی تبلور ماگماست و حاکی از وجود پلاژیوکلاز در منشأ باقی مانده می‌باشد [42]. علت تهی‌شدگی عنصر Sr به دلیل جانشینی آن با Ca و K در فلدسپارها، Ba به دلیل جانشینی با K در بیوتیت و آکالی فلدسپارها، P به علت فراوانی فاز فرعی آپاتیت و Ti به علت وجود کانی‌های تیتان دار نظیر اسفن و اپلمنیت و Zr به دلیل وجود کانی زیرکن است [44]. الگوی به‌هنگار شده نمونه‌های نصرت اردستان نسبت به کندریت حاکی از تمرکز پایین HREE نسبت به LREE می‌باشد و الگوی مسطح HREE نیز می‌تواند نشان دهنده فقدان گارنت در سنگ منشأ [29] و یا بیانگر فاز بجا مانده طی ذوب بخشی پوسته زیرین باشد [47]. بر اساس نمودار به‌هنگار شده به گوشته اولیه مشاهده می‌شود که نمونه‌های گرانیتی نصرت نظیر بسیاری از توده‌های نفوذی نوار ماگمایی ارومیه-دختر [27] از LILE و LREE غنی‌شدگی و از HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

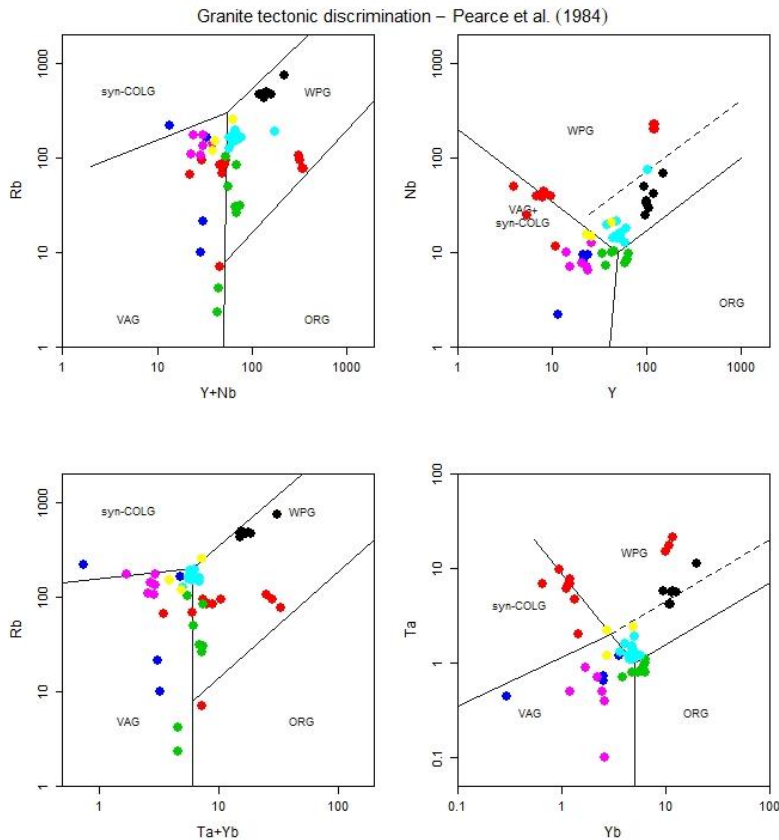


دهند. غنی شدگی از LILE در کنار آنومالی منفی Pb, Nb, P و Ti می‌تواند ناشی از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای در کمان ماگمایی مرتبط با فرورانش [25] یا ذوب گوه گوشته‌ای غنی شده توسط سیالات متاسوماتیسم کننده باشد [23]. همچنین بالا بودن میزان Ba در نمونه‌ها، انعکاسی از فراوانی زیاد Ba در پوسته قاره‌ای است [35]. ناهنجاری مثبت Pb در نمونه‌ها نشان دهنده آلودگی پوسته‌ای با متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو است [12]. نمونه‌های منطقه آبادچی در نمودار به‌هنجار شده به کندریت غنی شدگی LREEها را نسبت به HREEها همراه با ناهنجاری منفی Eu نشان می‌دهند که این ناهنجاری منفی احتمالاً ناشی از تبلور جدایشی پلاژیوکلاز طی تبلور ماگما و یا به دلیل وجود پلاژیوکلاز به طور اساسی در مجموعه باقی مانده [42] و یا شرایط اکسیدان محیط تبلور است. در نمودار به‌هنجار شده به گوشته اولیه غنی شدگی نسبی در LILE و LREE نسبت به HFSE دیده می‌شود که این امر نشان دهنده سنگ‌های ماگمایی وابسته به کمان و محیط‌های برخوردی است [16]. غنی شدگی LILE (عناصری مثل Rb, Th) و تهی‌شدگی Nb و Ti از ویژگی‌های ماگمای دگرگون شده بر اساس سازوکار تبلور جدایشی در محیط‌های زمین‌ساختی وابسته به فرورانش است [44]. همچنین ناهنجاری منفی Ba و Nb و ناهنجاری مثبت Rb و Th دیده می‌شود که مشابه الگوی گرانیتهای پس از برخورد [20] است. غنی شدگی در عناصر LILE نسبت به HFSE همراه با ناهنجاری منفی در $Nb-Ti-Ta$ از ویژگی‌های ماگمای وابسته فرورانش است که چنین ویژگی‌هایی می‌تواند در نتیجه غنی سازی گوه گوشته‌ای توسط سیالات آبدار از صفحه فرورانش از عناصر LILE و HFSE غنی شده باشد [20]. الگوی عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده در برابر کندریت مربوط به نمونه‌های کوه گیدان حاکی از غنی شدگی بیشتر در عناصر نادر خاکی سبک ($LREE=La, Pr, Nd, Pm$) و غنی شدگی کمتر در عناصر نادر سنگین ($HREE=Ho, Er, Tm, Yb, Lu$) می‌باشد که از ویژگی‌های بارز ماگماهای کالک‌آلکانل است [22]. مقدار Eu توسط حضور یا عدم حضور پلاژیوکلاز کنترل می‌شود [41]. پس از خارج شدن فلدسپار از مذاب فلیسیک از راه تبلور بخشی یا ذوب بخشی سنگی که فلدسپار در خاستگاه آن به جا مانده است، بی‌هنجاری منفی Eu در مذاب را به دنبال دارد [35]. به دلیل ضریب توزیع بالای HREEها در گارنت، در بیشتر موارد الگوی شیب‌دار عنصرهای خاکی نادر را پیامد گارنت به جا مانده در خاستگاه می‌دانند [19]. نمودار عنکبوتی عناصر فرعی به‌هنجار شده با گوشته اولیه در شکل ارائه شده است. غنی شدگی عناصر با شدت میدان الکتریکی کم ($LILE=Rb, La, K, Cs, Ta$) و تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا ($HFSE=Nb, Ti, Hf, Zr$) از ویژگی‌های بارز کمان‌های مرتبط با فرورانش مرز قاره‌ای فعال هستند [26]. مقدار کم Ti و Nb نشانه به جا ماندن این عناصر در خاستگاه، هنگام ذوب و نشان دهنده حضور فازهای دیگر دارای این عنصرها (مانند روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پاراگزیتی تیتان‌دار، اسفن و آپاتیت) در پوسته اقیانوسی فرورونده و با گوه گوشته‌ای ذوب نشده است [40]. غنی شدگی اندک Sr پیامد وجود مقداری پتاسیم فلدسپار در این نمونه‌هاست [31]. بر پایه الگوی عنصرهای خاکی کمیاب به‌هنجار شده با کندریت، توده‌های گرانیتهی گرمی چای از LREE در برابر HREE کمابیش غنی هستند و بیشتر آن‌ها آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند. شیب منحنی REE در این سنگ‌ها کم است که می‌تواند نشان دهنده نرخ بالای ذوب بخشی در خاستگاه سنگ باشد [35]. غلظت کم عناصر HREE و در کل الگوی کاهش HREE چه بسا پیامد گارنت بجامانده در محل خاستگاه باشد [35]. غنی شدگی نمونه‌های میشو در عناصر LILE و HFSE همراه با بی‌هنجاری منفی Nb, Ti و Ta از ویژگی‌های ماگماهای گرانیتهای وابسته به فرورانش است که معمولاً یا به خاستگاه گوشته‌ای نسبت داده می‌شود که قبلاً با فعالیت دگرنهادی شاره‌های حاصل از رسوب‌های ورقه‌ای فرورونده از عناصر LILE و HFSE غنی شده‌اند [33] و یا می‌تواند مربوط به ماگماهای نشأت گرفته از یک گوشته سنگ کوه‌ای زیر قاره‌ای باشند که طی فرورانش اولیه ایجاد شده‌اند. علاوه بر این غنی شدگی در Rb و Th و تهی‌شدگی از Sr, Eu, Ba, Nb, Ti نشانه ریشه گرفتن گرانیتهای از گدازه‌های پوسته‌ای است [46]. بی‌هنجاری منفی Eu و نسبت بالای Ga/Al در نمونه‌های مورد بررسی نشانگر حضور پلاژیوکلاز در خاستگاه و یا جدایش پلاژیوکلاز در طول تبلور ماگمای تشکیل دهنده است [18]. همچنین محتوای REE نمونه‌ها در نمودار به‌هنجار شده به کندریت بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهد. ناهنجاری منفی Nb, P, Ti و غنی بودن نمونه‌های میامی از عناصر نادر خاکی کمیاب سبک و عناصر ناسازگاری مانند Pb, Th, Rb, U و همچنین فراوانی بیوتیت، بیانگر این است که ماگمای سازنده گرانیتهای جنوب باختر میامی از ذوب بخشی متاپلیت‌ها حاصل شده است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتهی مورد مطالعه مانند ماهیت پرآلومین، تعلق داشتن به گرانیتهای نوع S، فراوانی عناصر کمیاب Pb, K, Th, Rb, Ce, La و همچنین تهی‌شدگی از Ti, Ta, Nb, Sr, P در نمودارهای عنکبوتی که از ویژگی‌های مذاب‌های پوسته‌ای است، بیانگر ارتباط فعالیت ماگمایی منطقه مورد مطالعه با حاشیه فعال قاره‌ای است. [45] بر این باورند که سنگ‌های آذرین مربوط به کمان قاره‌ای از $U, K, Pb, LREE, Sr$ غنی شدگی و از P, Pr, Nb, Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند.



شکل ۴. نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب توده‌های نفوذی مورد بررسی الف) بهنجار شده با کندریت [14]؛ ب) بهنجار شده با گوشته اولیه [39].

جهت تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی مورد مطالعه، از نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی گرانیت‌ها [33] استفاده شده است (شکل ۵). بر اساس این نمودار، توده‌های گرانیتی گرمی‌چای عمدتاً در محدوده کمان آتشفشانی تا درون صفحه‌ای قرار می‌گیرد، در حالی که در دیگرام Yb در برابر Ta از درون صفحه‌ای تا زون همزمان با برخورد پراکندگی نشان می‌دهد. گرانیت‌های گبری و میشو در گستره درون صفحه‌ای و نمونه‌های گپدان و میامی در محدوده کمان آتشفشانی جای می‌گیرند در حالی که گرانیت‌های اردستان خصوصیات درون صفحه‌ای تا کمان آتشفشانی را از خود نشان می‌دهند. در ضمن گرانیت‌های آبادچی از کمان آتشفشانی تا پشته میان اقیانوسی و درون صفحه‌ای پراکندگی نشان می‌دهد.



شکل ۵. موقعیت توده‌های نفوذی مورد بررسی در نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی [33]. ORG: پشته‌میان اقیانوسی، syn-COLG: همزمان با برخورد، VAG: کمان آتشفشانی، WPG: درون صفحه‌ای.



۴. نتیجه گیری

بر پایه نتایج حاصل از دیاگرام‌های تعیین سری ماگمایی، ماهیت ماگمای مادر توده‌های نفوذی مورد بررسی از تولییتی تا کالک‌آلکان و شوشونیتی پراکندگی نشان می‌دهند. توده‌های گرانیتی مورد بررسی از نظر درجه اشباع شدگی از آلومینیوم عمدتاً در محدوده پراآلمینه و متاآلمینه قرار می‌گیرند و در واقع خصوصیات گرانیت‌های نوع S و I را نشان می‌دهند. غنی شدگی اکثر توده‌های گرانیتی مورد بررسی از عناصر LILE و تهی شدگی از عناصر HFSE از ویژگی‌های بارز کمان‌های مرتبط با فرورانش می‌باشد. این محیط‌های تکتونیکی توسط دیاگرام‌های تعیین پهنه زمین‌ساختی تایید می‌شود جایی که اکثر توده‌های گرانیتی در محدوده کمان آتشفشانی تا درون‌صفحه‌ای قرار می‌گیرند.

۵. منابع

- [1] امیر محامد، محسن مؤید، منیر مجرد، ۱۳۹۹. گرانیت‌های تیپ S منطقه گرمی چای (شمال باختری ایران): شیمی سنگ کل، جایگاه زمین‌ساختی و سازوکار پیدایش، پترولوژی، ۱۱، ۷۲-۵۳.
- [2] جمشید افتخارنژاد، ۱۳۵۹. تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه رسوبی.
- [3] حبیب بیابانگرد، شراره نوری، ۱۳۹۷. سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه سنگ‌های گرانیتی کوه گبدان (شمال باختری زاهدان)، پترولوژی، ۹، ۸۰-۵۹.
- [4] زهرا عابدپور، سیدمحمد میرحسینی، حمید احمدی پور، حبیب الله قاسمی، ۱۳۹۲. پتروگرافی، زمین‌شیمی و خاستگاه گرانیتوئید کوه گبری رفسنجان، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۷، ۸۷-۷۵.
- [5] علی کنگانیان، زهرا حمزه‌ای، فاطمه سرچوقیان، جمشید احمدیان، ۱۳۹۳. منشأ و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های گرانیتی و دایک‌های دلریتی توده نفوذی نصرند جنوب شرق اردستان، پترولوژی، ۵، ۱۱۸-۱۰۳.
- [6] فریبا ریاحی سامانی، ناهید شبانیان بروجنی، علیرضا داودیان دهکردی، ۱۳۹۷. زمین‌شیمی و محیط زمین‌ساختی گرانیت گنایس‌های آبادچی، شمال شهر کرد، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۶، ۲۰۸-۱۹۵.
- [7] محسن مؤید، محمد حسین رضائی مقدم، ۱۳۸۴. اهمیت ژئودینامیکی گسل تبریز و گسل جنوبی میشو در تحول پوسته‌ای ایران، خلاصه مقالات کنفرانس بین‌المللی زمین‌بلایای طبیعی و راه کارهای مقابله با آن‌ها.
- [8] محمد حسن نبوی، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹.
- [9] محمود صادقیان، سید حسین حسینی، علی همتی، سکینه شکاری، ۱۳۹۶. سنگ‌شناسی زمین‌شیمی و زمین‌زمان‌سنجی گرانیتوئیدهای جنوب باختر میامی، علوم زمین، ۲۶، ۶۰-۴۱.
- [10] مریم آهنکوب، احمد جهانگیری، محسن مؤید، ۱۳۹۲. سنگ‌زایی و ژئوشیمی گرانیت‌های تیپ A میشو، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۱، ۴۲-۳۱.
- [11] Ahankoub, M., Jahangiri, A., Asahara, Y., Moayed, M., 2011. Geochemistry and new isotope dating for two gabbroic and granitic bodies in the Misho area, NW-Iran, 54th conference Geochemistry, Hokaido, Japan.
- [12] Atherton, M.P. and Ghani, A.A., 2002. Slab breakoff: a model for Caledonian, late granite syncollisional magmatism in the orthotectonic metamorphic zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, 62, 65-85.
- [13] Bahroodi, A., 1999. Explanatory text of Shahrab. Geological Quadrangle Map 1/100000, No. E15, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- [14] Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (eds.), Rare earth element geochemistry, Elsevier, 63-114.
- [15] Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite type. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- [16] Chen, J.F., Jahn, B.M., 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence", *Tectonophysics*, 284, 101-133.
- [17] Cox, K.J., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin Ltd London, 450p.
- [18] Dahlquist, J., Pablo, H., Alasino, M., Eby, G.N., Galindo, C., Casquet, C., 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the protoAndean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina), *Geochemical constraints and petrogenesis, lithos*, 115, 65-81.
- [19] Dostal, J., Breitsprecher, K., Church, B.N., Thorkelson, D. and Hamilton, T.S. 2003. Eocene melting of Precambrian lithospheric mantle: Alcaline - bearing volcanic rocks from the Challis -Kamloops belt of south central British Columbia. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 126, 303-326.
- [20] Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641-644
- [21] Frost, B.R. and Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49, 1955-1969
- [22] Gill, J.B. 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Berlin, Germany, 392p.
- [23] Girardi, J.D., Patchett, P.J., Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Cecil, M.R., Rusmore, M.E., Woodsworth, G.J., Pearson, D.M., Manthei, C. and Wetmore, P. 2012. Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the Coast mountains batholith, British Columbia. *Journal of Petrology*, 53, 1505-1536.



- [24] Goodge, J.W., Vervoort, J.D., 2006. Origin of Mesoproterozoic A-type granites in Laurentia: Hf isotope evidence, *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 711–731.
- [25] Gou, L., Zhang, L., Tao, R. and Du, J. 2012. A geochemical study of syn-subduction and postcollisional granitoids at Muzhaerte River in the Southwest Tianshan UHP belt, NW China. *Lithos*, 136-139, 201-224.
- [26] Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., Ellam, R.M. and McDermott, F., 1991. Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 335, 393–405.
- [27] Honarmand, M., Moayyed, M., Jahangiri, A., Ahmadian, J. and Bahadoran, N., 2010. The study of geochemical characteristics of Natanz plutonic complex, North of Isfahan. *Petrology*, 1, 65-88 (in Persian).
- [28] Irvine, T.N. And Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- [29] Kampunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. and Modisi, M.P., 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchean continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos*, 71, 431-460.
- [30] Lameyre, J. and Bowden, P., 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of volcanology and geothermal research*, 14, 169.
- [31] Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 411–429.
- [32] Middlemost, E.A.K., 1985. Iron oxidation norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77, 19-26.
- [33] Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956–983.
- [34] Peccerillo, A. And Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- [35] Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman scientific and technical, London, 384.
- [36] Shand, S.J., 1943, *Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. New York John Wiley and Sons, 444pp.
- [37] Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geological Bulletin*, 52, 1229–1258.
- [38] Stremtan, C.C., 2014. *Mantle-crust Interaction in Granite Petrogenesis in Post-Collisional Settings: Insights from the Danubian Variscan Plutons of the Romanian Southern Carpathians*, Graduate Theses and Dissertations.
- [39] Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A.D. and Noore M.J. (eds.). *Magmatism in ocean basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
- [40] Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. and Nesbitt, R.W. 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high - pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29, 293 -310.
- [41] Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publication, Carlton, Vic., Australia, 312p.
- [42] Tepper, Y.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W and Irving, A.J., 1993. Petrology of the Chilliwack batholiths, north Cascades, Washington: generation of calc- alkaline granitoids by melting of mafic lower crust white variable water fugacity. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 113, 333-351.
- [43] Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B.W., 1987. A -type granites, geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Contributions to Mineralogy and Petrology* 95,407-419.
- [44] Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman London, 466p.
- [45] Zhang, J., Zhao, G., Li, S., Sum, M., Shen, W. and Luic, S., 2012. Structural pattern of the Wuati complex and it's constrains on the tectonic framework of the Trans – North China orogeny. *Precambrian research*, 222–223, 212-219.
- [46] Zhao, J.H. and Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan province- related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research*, 152, 27-47.
- [47] Zhao, Z.F., Zheng, Y.F., Wei, C.S., Wu, Y.B., 2007. Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust. *Lithos*, 93, 248-272.