

رسالة محمد

بسمه تعالی

وزارت علوم، تحقیقات و فناوری

دانشگاه پیام نور

(طرح پژوهشی در قالب اعتبار گرانت)

مروری بر کانی شناسی و ژئوشیمی تعدادی از توده های کراستوسیدی

نوع رسوبی باتالکاید برزون سننج سیرجان

مجری طرح:

فریمه آیتی

استادیار - گروه زمین شناسی - دانشگاه پیام نور

خاتمه طرح: تیر ۹۹

کلیه حقوق و مزایای مادی و معنوی طرح متعلق به دانشگاه پیام نور می باشد

فهرست مطالب

فصل اول

۷.....	مقدمه.....
۸.....	روش تحقیق.....
۸.....	اهداف تحقیق.....
۹.....	طبقه بندی ژنتیکی.....
۱۳.....	طبقه بندی کلی.....
۱۸.....	طبقه بندی بر اساس کانه زایی.....
۲۰.....	پتانسیل کانه زایی گرانیتوئیدها.....

فصل دوم

۲۳.....	زون سنندج سیرجان.....
۲۴.....	زمین شناسی.....
۲۵.....	چینه شناسی.....
۲۸.....	زمین ساخت.....

فصل سوم

۳۶.....	تفکیک گرانیت بارور از عقیم.....
۴۳.....	ژئوشیمی توده های نفوذی مورد مطالعه.....
۵۸.....	الگوی کانه زایی گرانیتوئیدها.....

فصل چهارم

۶۱.....	نتیجه.....
۶۳.....	منابع.....

چکیده:

سیستم‌های گرانیت-پگماتیت منابع اولیه‌ی عناصر کمیاب و نادر خاکی هستند، درصد بالایی از پوسته‌ی قاره‌ای به آن‌ها اختصاص دارد و در ارتباط با فعالیت‌های زمین‌ساختی تشکیل می‌شوند. بنابراین، هم اهمیت اقتصادی دارند و هم زمین-شناسی از اصلی‌ترین چالش‌ها در جستجوی پگماتیت‌های حاوی عناصر کمیاب تشخیص نفوذی‌های بارور از عقیم می‌باشد. نمودارهای متشکل از بیش از یک عنصر می‌تواند باعث تشخیص نمونه‌های بارور از عقیم شوند. این نمودارها نمونه‌ها را با استفاده از همبستگی مثبت و / یا منفی بین متغیرها متمایز می‌کنند. این مطالعه که بر روی برخی توده‌های نفوذی پهنه سنندج سیرجان انجام گرفت با استفاده از دیاگرام سه تایی با عناصر سازنده گالیم- تانتالیم- نئوبوم- زیرکونیوم- هافنیوم توده‌های نفوذی دارای کانه‌زایی را از گرانیتوئیدهای عقیم متمایز نموده است

فصل اول

کلیات

مقدمه

توده‌های گرانیتی بارور، غنی از عناصر ناسازگار هستند. پگماتیت‌های بارور از عناصر کمیاب اقتصادی‌ترین منابع فلزات ناسازگار و استراتژیک هستند. این واحدهای گرانیتی درشت‌دانه با توده‌های گرانیتی بارور ارتباط ژنتیکی دارند و بسته به محتوی عناصر کمیاب و ترکیبات فرار، در فاصله‌ی ۱۵ کیلومتری توده‌ی گرانیتی مادر و یا فواصل دورتر از آن رخ می‌دهند. بنابراین، اولین گام جهت اکتشاف پگماتیت‌های عناصر کمیاب شناسایی و اکتشاف توده‌های گرانیتی بارور مادر می‌باشد (Sinclair, 1996). بسیاری از عناصر ناسازگار، فلز استراتژیک نیز محسوب می‌شوند. فلزات استراتژیک در صنعت و تکنولوژی، کاربردهای مهم و حیاتی دارند و برای برخی از آن‌ها در صنعت، جایگزینی وجود ندارد. این فلزات در تولید مغناطیس‌های دائم، آلیاژهای فلزی و کاتالیست‌ها، صنایع اپتیک و الکترونیک، استخراج و تصفیه نفت، حفاری‌های فشار بالا و دما بالا در اکتشاف نفت، صنعت اتومبیل، نانوتکنولوژی، داروسازی، تلفن‌های همراه، کامپیوترها، میکروویوها، دوربین‌ها، یخچال‌ها، هیبریدهای جدید، وسایل نقلیه مغناطیسی-الکتریکی، راکتورهای هسته‌ای، لیزرها، راکت‌ها، سرامیک-های صنعتی، فوق رساناها، شیشه‌های کیفیت بالا، فیبر نوری، باتری‌های ذخیره‌سازی و قابل شارژ، تولید فولادهای مخصوص، ساخت موتور و توربین‌های جت، تولید وسایل پزشکی و جراحی، پوشش لوله‌ها، تانکرها و کشتی‌ها، ابزار برش، ساخت هواپیما و موشک، به عنوان دیرگداز و عایق حرارتی، تولید نیروهای هسته‌ای و برق و غیره استفاده می‌شوند (Gunn, 2014). لیست این فلزات برای هر کشور متفاوت است اما عموماً شامل اورانیوم، تانتالیم، نیوبیم، زیرکونیم، بریلیم، آنتیموان، تنگستن، کبالت، طلا و عناصر نادر خاکی می‌باشند (Linnen et al., 2012).

علاوه بر غنی‌شدگی عناصر کمیاب، کانی‌سازی‌های مختلفی در ارتباط با توده‌های گرانیتی اتفاق می‌افتد که از جمله آن‌ها می‌توان به اسکارن، سیستم طلای مرتبط با توده‌های نفوذی، سیستم طلای اپی‌ترمال و سیستم اکسید آهن - مس - مولیبدن اشاره کرد (Sial et al., 2011). اگرچه در حال حاضر سهم گرانیتوئیدهای رخنمون‌دار و سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با آن‌ها در روی زمین ۱/۱۰۰۰ کل زمین است اما به طور تقریبی ۸۶٪ پوسته‌ی قاره‌ای بالایی زمین، ترکیب گرانیتی دارد. گرانیت‌ها، هر چند به مقدار کمتر، در پوسته‌ی قاره‌ای زیرین، پوسته‌ی اقیانوسی، گوشته‌ی بالایی و شهاب‌سنگ‌ها نیز رخ می‌دهند. این واحدهای سنگی همانند سایر سنگ‌های آذرین، اطلاعاتی درباره‌ی بخش‌های درونی و عمیق سیاره‌ی زمین بدست می‌دهند. بنابراین دارای اهمیت زمین‌شناسی هستند (Bonin, 2007). از آنجایی که گرانیتوئیدها مولفه‌ی اصلی پوسته‌ی قاره‌ای هستند و، همچنین، به علت ارتباط قوی بین ترکیب کانی‌شناسی، پتروژنز، منشأ ماگما و وضعیت زمین-ساختی آن‌ها گرانیتوئیدهایی که به درستی نوع‌شناسی و بدقت سن‌سنجی شده‌اند ممکن است تحول و پیشرفت پوسته‌ی قاره‌ای در گذر زمان را به تصویر بکشند و ردیاب‌ها یا شاخص‌های خوبی از تحولات زمین‌ساختی و ژئودینامیکی باشند (Barbarin, 1999).

گرانیت‌های بارور و سیستم‌های کانه‌زایی مرتبط با آن‌ها برای هر کشوری از اهمیت اقتصادی برخوردارند و اهداف اکتشافی بسیار مهمی در صنعت اکتشاف مواد معدنی به شمار می‌آیند. مسئله‌ی اصلی در اکتشاف گرانیت‌ها، تفکیک گرانیت‌های

بارور و عقیم است. محققان معتقدند لازم است ویژگی‌های لیتوژئوشیمیایی محیط‌های زمین‌شناسی میزبان کانه‌زایی، با دیدگاه شناسایی فرآیندهای ژئوشیمیایی حاکم بر کانه‌زایی مطالعه گردند تا نتایج حاصل بتواند در مقیاس ناحیه‌ای (پی-جویی و اکتشاف مقدماتی) جهت تفکیک زون‌های پتانسیل‌دار استفاده گردند. از این‌رو، ژئوشیمی گرانیت‌های بارور و تفکیک سنگ‌های بارور و عقیم را به عنوان یک مسیر پژوهشی مهم در چشم‌انداز آتی علم ژئوشیمی جهت پی‌جویی و اکتشاف مقدماتی معرفی کرده‌اند (Cohen et al, 2010).

زون سنندج-سیرجان یکی از زیرپهنه‌های رسوبی-ساختاری مهم ایران است و میزبان انواع مختلف توده‌های گرانیتوئیدی می‌باشد. علی‌رغم وجود اطلاعات زمین‌شناسی جامع از این زون، مطالعات سنگ‌شناسی زیاد و وجود داده‌های کل سنگ از گرانیتوئیدهای آن، ژئوشیمی گرانیتوئیدها به ویژه با نگرش تفکیک واحدهای بارور و عقیم محجور مانده است. با توجه به مشکل هزینه در مطالعات اکتشافی، استفاده از پتانسیل‌های اطلاعاتی و داده‌های موجود یک تدبیر خردمندانه است و با توجه به اهمیت اقتصادی گرانیت‌های بارور، مطالعه ژئوشیمی گرانیتوئیدها در ایران نیز یک ضرورت است. گرانیت‌های بارور شناسایی شده، اهداف خوبی برای کارهای اکتشافی تفصیلی جهت اکتشاف فلزات استراتژیک خواهند بود.

اهداف و دستاوردهای تحقیق:

گرانیت‌های بارور و عقیم براساس ژئوشیمی، کانی‌شناسی و بافت از هم تفکیک می‌شوند (Selway et al., 2005). در این راستا، یکی از روش‌های ژئوشیمیایی کارآمد، شاخص‌های ژئوشیمیایی استخراج شده از داده‌های کل سنگ است. از جمله این شاخص‌ها می‌توان به مقدار غیرعادی یک عنصر کانساری و نسبت‌های شاخص اشاره کرد. در تحقیق حاضر سعی شده است شاخص‌های ژئوشیمیایی تفکیک‌کننده واحدهای گرانیتی بارور (برای دو گروه شناخته‌شده لیتیم-سزیم-تانتالیم و نیوبیم-ایتریم-فلورین) و عقیم مورد مطالعه قرار گیرند و نمودارهای جدیدی جهت تفکیک صحیح‌تر واحدهای بارور و عقیم ارائه گردد. همچنین، تلاش شده است گرانیتوئیدهای زون سنندج-سیرجان از نظر ژئوشیمیایی و با هدف شناسایی پتانسیل‌های احتمالی عناصر کمیاب به کمک شاخص‌های ژئوشیمیایی بررسی شوند و الگوی احتمالی حاکم بر کانی‌سازی توده‌های نفوذی زون از طریق شناسایی زون‌بندی‌های احتمالی و ارتباطات تکنیکی شناسایی گردد.

روش کار

برای تفکیک واحدهای گرانیتی بارور و عقیم، شاخص‌های ژئوشیمیایی ارائه شده در دنیا جهت تفکیک گرانیت‌های بارور و عقیم مطالعه و عناصر و نسبت‌های شاخص برای هر یک از دو تیپ گرانیت‌های بارور نوع لیتیم-سزیم-تانتالیم و نیوبیم-ایتریم-فلورین شناسایی شد و یک پایگاه داده متشکل از داده‌های کل سنگ گرانیت‌های بارور تپیک دنیا تهیه شد. داده‌های کل سنگ در GCDkite مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و در نتیجه نمودارهای دوتایی و سه‌تایی برای تفکیک واحدهای گرانیتی بارور (نوع لیتیم-سزیم-تانتالیم) و عقیم ارائه گردید. شایان ذکر است انجام این تحقیق بدون همیاری خانم محمدی زاده دانشجوی دکتری معدن و استفاده از یک سری از داده‌های ایشان محقق نمی‌شد.

طبقه‌بندی ژئوتیکی

محققان گرانیتوئیدها را براساس منشأ ماگمای مولد آن‌ها به سه گروه اصلی I, S, و A طبقه‌بندی کرده‌اند.

گرانیت‌های نوع S و I: کاپل و وایت^۱ در سال ۱۹۷۴ میلادی گرانیتوئیدهای کمر بند چین خورده لاکلان^۲ استرالیا را بر مبنای پتروگرافی و ترکیب شیمیایی به دو گروه مجزا S و I تفکیک کردند. در این کلاس‌بندی الفبایی، ویژگی‌های هر گروه از گرانیتوئیدها منعکس‌کننده‌ی خصوصیات منبع ماگمای مادر آن است. برای گروه S، سنگ منشأ رسوبی هوازده شده و برای گروه I، سنگ منشأ آذرین در نظر گرفته شده است. گرانیت‌های نوع S نسبت به نوع I، سطح سدیم پایین‌تر (با دامنه‌ی محدودتر)، سطح پتاسیم بالاتر، دامنه‌ی کلسیم کوچک‌تر (در کران بالا)، استرانسیم پایین‌تر، نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} کوچک‌تری و مقدار کروم و نیکل بالاتری دارند. گرانیت‌های نوع S، پرآلومین هستند و حاوی کانی‌های غنی از آلومینیوم می‌باشند. بالای ۵۰ درصد گرانیت‌های نوع I، مت‌آلومین هستند. این گرانیت‌ها که مافیک‌تر از سایر گرانیت‌های نوع I می‌باشند حاوی هورنبلند هستند. سنگ‌های گرانیتی نوع I فلسیک‌تر، کمی پرآلومین هستند و تفکیک آن‌ها از گرانیت‌های نوع S فلسیک دشوار است. این هم‌پوشانی ناشی از محدودیت ترکیب شیمیایی مذاب‌های فلسیک پایین‌ترین دما می‌باشد. مطالعات ایزوتوپی گواه این است که سنگ‌های منبع ماگمای تشکیل دهنده گرانیت‌های نوع S در اعماق پوسته‌ای نزدیک به سطح^۳ و نوع I در سطوح پوسته‌ای عمیق^۴ قرار داشته است. تبلور فلدسپارها از مذاب گرانیتی فلسیک موجب تغییر مقدار عناصر کمیاب در گرانیت‌های نوع S و I تکامل یافته می‌گردد به طوری که مذاب‌های فلسیک به شدت پرآلومین نوع S غنی از فسفات (P_2O_5) و مذاب‌های فلسیک کمی پرآلومین نوع I فقیر از فسفات هستند (Chappell and White, 1992; Clemens 2003). گرانیت‌های نوع S سطح سیلیس بالاتری (۶۳-۷۷٪) نسبت به گرانیت‌های نوع I (بالای ۵۰٪ برای نوع دما بالا و بالای ۵۴٪ برای نوع دما پایین) دارند (Chappell and White, 2001). همه‌ی گرانیت‌های نوع S کمر بند چین خورده لاکلان و بسیاری از گرانیت‌های نوع I در دمای ماگمایی پایینی تشکیل شده‌اند (Chappell et al, 2000). گرانیت‌های نوع I بر مبنای دمای ماگما منشأ به دو گروه دما بالا و دما پایین تقسیم شده‌اند. منشأ تشکیل دهنده ماگمای مادر گرانیت‌های دما پایین، حاوی زیرکن فراوان و دما بالا، فاقد زیرکن بوده است (Bonin, 2007). دو میکا لوکوگرانیت و گرانیتوئیدهای کردیریت-گارنت دار جزء گرانیت‌های نوع S هستند. خصوصیات گرانیت‌های نوع S و I در جدول خلاصه شده است (Bonin, 2007).

جدول خصوصیات گرانیت‌های نوع S و I

ویژگی	نوع S	نوع I
منبع یا منشأ	سنگ‌های رسوبی موجود از قبل	سنگ‌های آذرین موجود از قبل

¹ Chappell and White

² Lachlan Fold Belt

³ Supracrustal

⁴ Infracrustal

ویژگی	نوع S	نوع I
وجه تسمیه نامگذاری	Sedimentary or Supracrustal	Igneous or Intracrustal
ترکیب کانی‌شناسی	موسکویت (در فلسیک‌ترها متداول)، بیوتیت (در مافیک‌ترها متداول)، مونازیت (کانی فرعی)، سیلیکات‌های آلومین، گارنت، کردیریت	هورنبلند (در مافیک‌ترها متداول)، اسفن (کانی فرعی)، مونازیت (کانی فرعی در نوع پرآلومین فلسیک)، بیوتیت
محتوی آلکالی‌ها	سطح پتاسیم بالاتر، سطح سدیم پایین‌تر و دامنه‌ی مقداری آن کوچک‌تر	برعکس
محتوی کلسیم و استرانسیم	نسبت به نوع I، تهی از کلسیم و استرانسیم	-
محتوی آلومینیوم	مقدار آلومینیوم بیشتر از آلکالی‌ها و کلسیم است	برعکس
اندیس اشباع آلومین	پرآلومین	متآلومین اما نوع فلسیک و دما پایین، کمی پرآلومین هستند.
محتوی روبیدیم و سرب	نسبت به نوع I، غنی از روبیدیم و سرب غنی هستند.	-
فוגاسیته اکسیژن	احیایی	اکسیدی
درصد سیلیس	بالای ۶۳٪	بالای ۵۴٪ (نوع دما پایین) بالای ۵۰٪ (نوع دما بالا)
محتوی آهن و منیزیم	در محدوده‌ی سیلیس کمتر از ۷۲٪، آهن و منیزیم بیشتری نسبت به نوع I دارند.	-
محتوی فسفات	فراوانی بالا در سنگ‌های تفریق یافته	فراوانی پایین در سنگ‌های تفریق یافته
مشاهدات صحرایی	فلدسپار آن سفید رنگ است و در یک باتولیت یکسان، قدیم‌تر از نوع I هستند.	فلدسپار آن صورتی رنگ است
جایگاه در کلاس‌بندی ایشیهارا	سری ایلمنیت	سری مگنتیت
دمای ماگمای مادر	دما پایین	دما بالا (مافیک‌ترها) و دما پایین

گرانیت‌های نوع A: گرانیت‌های نوع A^۶ اولین بار توسط لویزل و وونیز^۶ در سال ۱۹۷۹ میلادی معرفی شدند. سپس در سال ۱۹۸۲ مورد توجه کولینز^۷ قرار گرفتند و پژوهشگران مختلفی این گرانیت‌ها را مورد مطالعه بیشتر قرار دادند (Grebennikov, 2014; Verma et al., 2013; Velikoslavinskii, 2003; Frost et al., 2001; Barbarin, 1999; Eby, 1992; Maeda, 1990; Sylvester, 1989; Whalen et al., 1987; Harris et al., 1986; Pearce et al., 1984; Collins et al., 1982; Chappell and White, 1974). در سال‌های ۲۰۰۵ و ۲۰۰۶ میلادی به منظور درک منشأ و اهمیت گرانیت‌های نوع A، چند همایش، کارگاه و بازدید صحرایی تحت عنوان پروژه‌ی IGCP510 در آمریکای شمالی، آمریکای جنوبی و اروپا برگزار گردید و یافته‌های علمی مهمی در این زمینه ارائه شد (Lithos 97, 2007):

گرانیت‌ها و سایر سنگ‌های آذرین فلسیک متعلق به کلاس نوع A، هم در محیط پوسته‌ی قاره‌ای و هم پوسته‌ی اقیانوسی یافت شده‌اند. این واحدهای سنگی به صورت توده و با شیب تند در پوسته نفوذ کرده‌اند و عموماً در یک رژیم ساختمانی

^۶ با وجه تسمیه Alkaline, Anorogenic و یا Anhydrous

⁶ Loiselle and Wones

⁷ Collins

کششی^۸ که به طور مستقیم با همگرایی لیتوسفر مرتبط نیست جایگزین می‌شوند. این رژیم‌ها شامل جزایر اقیانوسی نزدیک نقاط گسترشی^۹، صفحات پایدار^{۱۰} و ریف‌های قاره‌ای کششی درون‌صفحه‌ای^{۱۱} می‌باشند، اگرچه وضعیت‌های بعد از برخورد^{۱۲} یا بعد از کوهزایی^{۱۳} نیز بیان می‌شوند و برخی گرانیت‌های نوع A غیرکوهزایی با فرآیندهای نشست در فاصله‌ای از مرز صفحات در ارتباط هستند. این نوع گرانیت‌ها به علت ترکیب کل سنگ خاصی که دارند (حاوی عناصر ناسازگار با شعاع یونی بزرگ و عناصر با بار یونی بزرگ می‌باشند) عمدتاً در کلاس گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای^{۱۴} قرار می‌گیرند (Bonin, 2007).

گرانیت‌های نوع A دارای بازه‌ی سنی از سه بیلیون سال قبل (به طور دقیق ۲/۷۵ و ۲/۷۳ بیلیون سال قبل) تا اکنون می‌باشند. گرانیت‌های نوع A یافت شده در دنیا به سن‌های ۲/۷۵ و ۲/۷۳ بیلیون سال قبل، پایان پالئوپروتروزوئیک و مزوپروتروزوئیک (۱-۱/۹ بیلیون سال قبل)، پایان پروتروزوئیک- کامبرین، پرمین، دونین، پرموژوراسیک و ترشیری بوده‌اند. مدل‌های پتروژنتیکی قابل کاربرد برای گرانیت‌های نوع A مشاهده شده زیاد است از قبیل (Bonin, 2007):

- ❖ تفریق شدید مذاب مافیک نشأت گرفته از گوشته برای گرانیت‌های رخ داده در پوسته‌ی اقیانوسی
- ❖ ذوب بخشی یک زیرصفحه‌ی مافیک جوان برای شرایط شدیداً احیایی تعداد زیادی از گرانیت‌های نوع A
- ❖ آناتکسی یک منبع در پوسته‌ی قاره‌ای موجود از قبل

این نوع گرانیت‌ها به گرانیت‌های غیرکوهزایی^{۱۵} معروف‌اند. اگرچه، گرانیت‌های نوع A از نظر مکانی با فعالیت‌های کوهزایی بی ارتباط هستند اما از نظر زمانی با این فعالیت‌ها در ارتباط‌اند. سن قرارگیری این گرانیت‌ها از بلافاصله بعد از مرحله‌ی برخورد تا ۵۰۰ میلیون سال بعد می‌باشد. محل قرارگیری این گرانیت‌ها درون صفحات قاره‌ای و اقیانوسی است. درون صفحات به مناطقی اشاره دارد که در زمان وقوع گرانیت‌های نوع A، در مرزهای صفحات نبودند. هر چند برخی ایالت‌ها در نزدیکی مرز صفحات جای گرفته‌اند (Bonin, 2007).

گرانیت‌های نوع A به گرانیت‌های آلکالن نیز معروف‌اند یعنی محتوای آلکالی (پتاسیم یا سدیم، نسبتاً پتاسیک) به نسبت بالایی دارند. این نوع گرانیت‌ها شامل سری سنگ‌های آذرین مونزوگرانیت، سینوگرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت می‌باشند و آنورتوزیت، گابرو و دیوریت سنگ‌های مرتبط با این نوع گرانیت‌ها هستند (Bonin, 2007).

⁸ Extensional tectonic regime

⁹ Spreading ridge

¹⁰ Stable cratons

¹¹ Interplate extensional continental rifts

¹² Post-collision

¹³ Post-orogenic

¹⁴ Within-Plate Granites

¹⁵ Anorogenic

گرانیت‌های نوع A، اساساً به عنوان گرانیت‌های بی‌آب^{۱۶} یا خشک تعریف می‌شوند. در کره‌ی زمین، این گرانیت‌ها همیشه حاوی حجم کوچکی کانی‌های آبدار حاوی فلورین از قبیل آمفیبول و میکا می‌باشند. در واقع ماگمای مولد این گرانیت‌ها فاقد آب بوده است. محققان برآورد کرده‌اند ماگمای احیایی حاوی ۵-۲ درصد آب و ماگمای اکسیدی حاوی ۶/۵-۴/۵ درصد آب می‌باشد (Bonin, 2007).

گرانیت‌های نوع A آلومین، آلکالن نیستند اما بخش مهمی از سنگ‌های نوع A را تشکیل می‌دهند. نوع مت‌آلومین این گرانیت‌ها، حاوی بیوتیت و آمفیبول و نوع پرآلومین آن حاوی انواع میکاها مثل زینوالدیت می‌باشند. گرانیت‌های نوع A پرآلومین به شدت تکامل یافته غنی از فلورین، عناصر نادر خاکی، ایتریم، توریم و روبیدیم و فقیر از فسفر هستند. فراوانی فسفات و کانی‌های فسفات‌دار یک معیار قابل‌اعتماد جهت تفکیک لوکوگرانیت‌های نوع A و S است (Bonin, 2007).

گرانیت‌های نوع A میزان بسیاری از عناصر ناسازگار با بار یونی بزرگ (HFSE) هستند و با طیف وسیعی از کانی‌سازی‌های مختلف از قبیل قلع، نیوبیم، تانتالیم، اورانیوم، عناصر نادر خاکی، طلا، آهن و فلورین در ارتباط‌اند. گرانیت‌های نوع A پروتروزوئیک با بافت راپاکیوی^{۱۷} میزان کانسارهای مهم قلع-چند فلز دیگر به ویژه در برزیل هستند این تیپ کانسارها در میسوری (واقع در ایالت متحده)، فنلاند، اوکراین و هند یافت شده است. گرانیت‌های نوع A همچنین با کانسارهای مس-آهن جنوب غرب میسوری در ارتباط‌اند و میزان کانسارهای مس-اورانیوم-طلا-نقره می‌باشند. کانسار عناصر نادر خاکی موتین پاس^{۱۸} جنوب کالیفرنیا احتمالاً با گرانیت‌های نوع A جنوب غرب ایالت متحده در ارتباط است (Bonin, 2007).

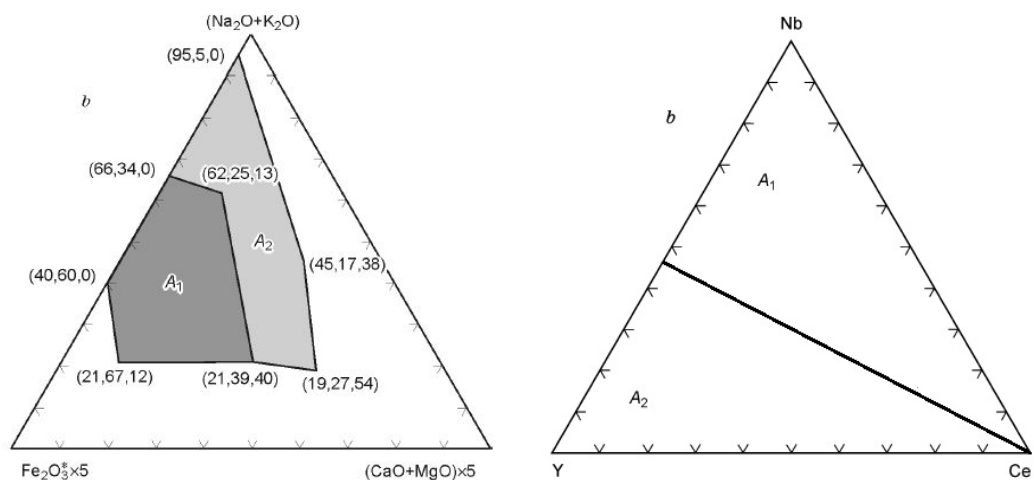
گرانیت‌های نوع A، حاوی مقدار بالایی سیلیس، آلکالی‌ها (سدیم+پتاسیم)، Fe/Mg، فلورین، زیرکونیم، نیوبیم، ایتریم، عناصر نادر خاکی، گالیم و قلع و مقدار پایینی از کلسیم، باریم و استرانسیم هستند (Whalen et al, 1987).

این نوع گرانیت‌های در نمودار سه‌تایی $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-5\times \text{Fe}_2\text{O}_3-5\times (\text{CaO}+\text{MgO})$ به خوبی از سایر واحدهای فلسیک تفکیک می‌گردند (Grebennikov (2014)). همچنین، نمودار سه‌گوش Nb-Y-Ce قادر است گرانیت‌های نوع A را به دو زیر گروه‌شان (A₁, A₂) تفکیک کند (Eby, 1992). زیرگروه A₁ از حاصل تفریق یک ماگمای بازالتی-آلکالی با آلودگی پوسته‌ای جزئی است که در محیط زمین‌ساختی درون‌صفحه‌ای رخ می‌دهد. در حالی که، زیرگروه A₂ حاصل واکنش مذاب گوشته‌ای با مواد پوسته‌ای (آلودگی پوسته‌ای جدی) است که در محیط‌های زمین‌ساختی بعد از برخورد و ریفت‌ها اتفاق می‌افتد (Grebennikov (2014)).

¹⁶ Anhydrous

¹⁷ Rapakivi

¹⁸ Mountain Pass



نمودارهای سه گوش ارائه شده جهت تفکیک گرانیت های نوع A.

طبقه بندی کلی

باربرین^{۱۹} در سال ۱۹۹۹ میلادی با مرور کلاس بندی های ارائه شده برای گرانیتوئیدها، ارتباط بین انواع گرانیتوئیدها، منشأ و محیط های ژئودینامیکی آنها را به صورت جامع تری مطالعه کرد و این واحدهای آذرین را به هفت کلاس تقسیم کرد. این کلاس بندی مختص منطقه خاصی نیست بنابراین برای همه ی مناطق قابل کاربرد است، همه ی گرانیتوئیدها از اواخر پرکامبرین تا عهد حاضر را دربرمی گیرد، در آن مجموعه ای از معیارها از قبیل ترکیب کانی شناسی، شواهد صحرایی و ویژگی های شیمیایی، ایزوتوپی و ساختاری در نظر گرفته شده است و اطلاعات مفیدی درباره ی منشأ، محیط های زمین-ساختی ای که ماگما در آنها تشکیل و جایگیر شده و تحولات آن بدست می دهد. در واقع، طبقه بندی باربرین یک جمع بندی از انواع کلاس بندی های ارائه شده برای گرانیتوئیدها است. انواع گرانیتوئیدها، علائم اختصاری و ویژگی های هر یک در جدول خلاصه شده است. (Barbarin, 1999). انواع گرانیتوئیدها و ویژگی های هر یک براساس کلاس بندی کلی باربرین (Barbarin, 1999).

انواع گرانیتوئیدها	پرآلومین موسکوویت-دار ^{۲۰}	پرآلومین کردیریت دار غنی از بیوتیت ^{۲۱}	کالک آلکالن پرفیری غنی از پتاسیم فلدسپار و پتاسیم ^{۲۲}	کالک آلکالن غنی از آمفیبول ^{۲۳}	تولیتی (قوسی ^{۲۴} و پشته ای ^{۲۵})	آلکالن و پرآلکالن ^{۲۶}	علائم اختصاری
	MPG	CPG	KCG	ACG	ATG and RTG	PAG	

¹⁹ Bernard Barbarin

²⁰ Muscovite-bearing Peraluminous Granitoids (MPG)

²¹ Cordierite-bearing and biotite-rich Peraluminous Granitoids (CPG)

²² K-rich and K-feldspar porphyritic Calc-alkaline Granitoids (KCG)

²³ Amphibole-rich Calc-alkaline Granitoids (ACG)

²⁴ Arc «Tholeitic» Granitoids (ATG)

²⁵ Ridge «Tholeitic» Granitoids (RTG)

²⁶ Peralkaline and Alkaline Granitoids (PAG)

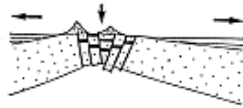
انواع گرانیوئیدها	پرآلومین موسکوویت- دار ^{۲۰}	پرآلومین کردیریت دار غنی از بیوتیت ^{۲۱}	کالک آلکانن پرفیری غنی از پتاسیم فلدسپار و پتاسیم ^{۲۲}	کالک آلکانن غنی از آمفیبول ^{۲۳}	تولیتی (قوسی ^{۲۴} و پشته‌ای ^{۲۵})	آلکانن و پرآلکانن ^{۲۶}
ASI	پرآلومین	پرآلومین	متآلومین (پتاسیم بالا)	متآلومین (کلسیم بالا)	متآلومین	پرآلکانن
Fe*	<۰/۸	<۰/۸	۰/۸ - ۱	<۰/۸	>۰/۸	>۰/۸
کانی‌های فراوان	موسکوویت، آپاتیت، تورمالین	بیوتیت، آپاتیت	بیوتیت، زیرکن	آمفیبول، زیرکن، تیتانیت	آمفیبول، زیرکن	زیرکن
کانی‌های متداول	گارنت	کردیریت، زیرکن، تورمالین	آپاتیت، آلانیت، تیتانیت	بیوتیت، پروکسن، آپاتیت، آلانیت، مگنتیت	پروکسن، آپاتیت، مگنتیت	بیوتیت، آپاتیت، آلانیت، ایلمنیت، مگنتیت
کانی‌های نادر	بیوتیت، زیرکن، موناژیت، ایلمنیت	موسکوویت، سیلیمانیت، موناژیت، گارنت، آلانیت، ایلمنیت	موسکوویت، آمفیبول، ایلمنیت، مگنتیت	ایلمنیت	بیوتیت، آلانیت، تیتانیت، ایلمنیت	موسکوویت، گارنت، تیتانیت
سنگ‌شناسی	لوکوگرانیت	گرانیت، گرانودیوریت	گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزدیوریت	گرانودیوریت، تونالیت، گابرو	پلاژیوگرانیت، ترونجمیت، تونالیت، گابرو	آلکالی گرانیت، آلکالی سینیت، سینیت، گرانیت
سنگ‌های مرتبط	-	میگماتیت، آناتکسیت، کوارتزدیوریت	لاوای اسیدی، کوارتزدیوریت، گابرو	حجم زیادی آندزیت، داسیت و گابرو	حجم زیادی تولیت، گابرو	حجم زیادی لاوای آلکالی و گابرو
منشأ	پوسته	گرانیتوئیدهای پرآلومین	اختلاط پوسته و گوشته	گرانیتوئیدهای کالک آلکانن و متآلومین	گوشته	گرانیتوئیدهای آلکانن، پرآلکانن و تولیتی
محیط زمین‌ساختی	زون برخورد قاره‌ها	زون برخورد قاره‌ها	در رژیم‌های کششی	زون فرورانش	زون گسترش کف اقیانوس	ریف‌ت درون‌قاره‌ای

در طی گذر زمان، پوسته‌ی قاره‌ای فرسایش می‌یابد، نازک می‌شود و می‌شکند. در نتیجه، ماگمای آلکانن نشأت گرفته از گوشته از طریق شکستگی‌ها و گسل‌های ایجاد شده بالا می‌آید و در سطوح بالایی پوسته‌ی زمین نفوذ می‌کند و گرانیوئیدهای آلکانن و پرآلکانن (PAG) را تشکیل می‌دهد (شکل). بنابراین این گرانیوئیدها با مناطق کششی درون قاره‌ای و ریف‌ت‌ها در ارتباط هستند (Barbarin, 1999). گاه ماگمای گوشته‌ای تولیتی، درون پوسته‌ی اقیانوسی راهی برای صعود می‌یابد و پلاژیوگرانیت‌ها یا گرانیوئیدهای تولیتی پشته‌های میان اقیانوسی (RTG) را تشکیل می‌دهد (شکل). معمولاً این نوع گرانیوئیدها همراه افیولیت‌ها (به صورت قطع کننده) دیده می‌شوند (Barbarin, 1999).

هنگام برخورد دو پوسته‌ی اقیانوسی، پوسته‌ی قدیم‌تر و ضخیم‌تر به زیر دیگری رانش می‌کند و در بالای منطقه‌ی فرورانش چند نوع گرانیتوئید تشکیل می‌گردد. تفریق ماگمای نشأت گرفته از گوشته‌ی بالایی و ذوب بخشی پوسته‌ی اقیانوسی با هم، گرانیتوئیدهای متاآلمین کالک آلکالن آمفیبول‌دار (ACG شامل دیوریت تا تونالیت و گرانودیوریت) و گرانیتوئیدهای تولیتی کمان‌های جزایر آتشفشانی^{۲۷} (ATG شامل گابرو تا کوارتزموئودیوریت) و ماگمای حاصل از ذوب پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده، گرانیتوئیدهای نوع TTG غنی از سدیم (ترونجمیت-تونالیت-گرانودیوریت) را تشکیل می‌دهد. گرانیتوئیدهای نوع TTG ممکن است در حاشیه فعال قاره‌ها، در نتیجه‌ی ذوب پوسته‌ی قاره‌ای، نیز تشکیل گردند. گرانیتوئیدهای نوع ACG و ATG معمولاً در اعماق کم تشکیل می‌شوند و ارتباط نزدیکی با سنگ‌های آتشفشانی دارند (Barbarin, 1999).

²⁷ Volcanic island arcs

**THINNING AND FRACTURING
OF A
CONTINENTAL
LITHOSPHERE**



MAJOR RIFTING
(REGIONAL TENSION)

INTRACONTINENTAL RIFT ZONES

Alkaline and peralkaline granitoids
(syenites, granites and alkali feldspar granites)

Corsica alkaline province, France
(Bonin, 1986; 1988; Egeberg et al., 1993)
Eastern Red Sea margin, Yemen
(Capaldi et al., 1987; Manetti et al., 1991)
Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco, Brazil
(Sial et al., 1987)

**DIVERGENCE
OF TWO
OCEANIC
LITHOSPHERES**



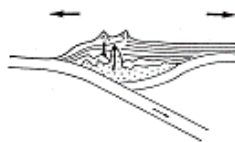
CRUSTAL ACCRETION
(REGIONAL TENSION)

MID-OCEAN RIDGES (OPHIOLITES)

Mid-ocean ridge tholeiitic granitoids
(plagiogranites)

Western ophiolite belt, Albania
(Bébian et al., 1997)
Karmøy ophiolite, western Norway
(Pedersen and Matpas, 1984)

**CONVERGENCE
OF TWO
OCEANIC
LITHOSPHERES**



SUBDUCTION
(REGIONAL TENSION)

VOLCANIC ISLAND ARCS

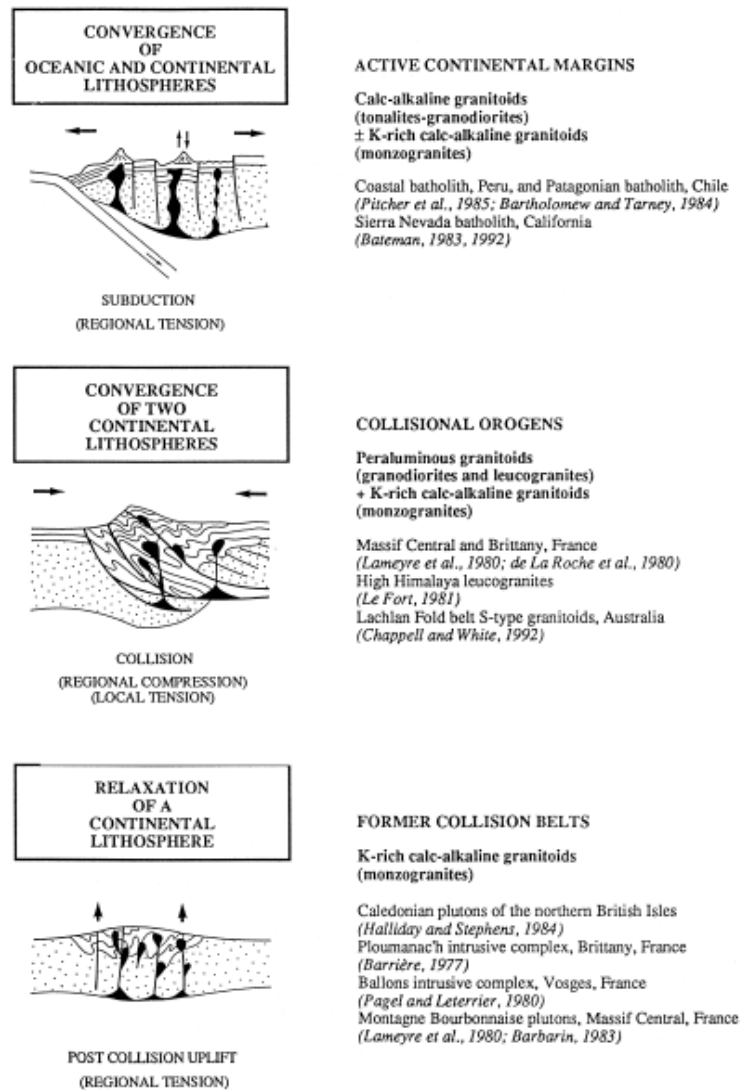
Calc-alkaline granitoids
(diorites-tonalites-granodiorites)
+ Arc tholeiitic granitoids
(gabbros-quartz monzodiorites)

New Britain arc, Papua New Guinea
(Whalen, 1985)
Aleutian arc, Alaska
(Perfit et al., 1980; Kay et al., 1983)

ارتباط انواع گرانیتوئیدها و تحولات ژئودینامیکی آنها (Barbarin, 1999).

گرانیتوئیدهای نوع ACG همچنین در زون فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی به زیر پوسته‌ی قاره‌ای و حاشیه‌ی فعال قاره‌ها تشکیل می‌گردند. در حاشیه‌ی فعال قاره‌ها، گرانیتوئیدهای نوع ACG فراوان‌ترین گرانیتوئیدها هستند. در این نواحی گرانیتوئیدهای نوع ATG، KCG و PAG نیز رخ می‌دهند. گرانیتوئیدهای حاشیه‌ی فعال قاره‌ها دارای توزیع فضایی مشخصی هستند به طوری که از مرز به سمت داخل قاره به ترتیب گرانیتوئیدهای ATG با فراوانی متوسط، ACG با فراوانی بالا، KCG به صورت نادر و PAG با فراوانی متوسط رویت می‌شوند. در بالای زون فرورانش، ماگمای نشأت گرفته از گوه‌ای گشته‌ای با ماگمای حاصل از ذوب مواد پوسته‌ای برخورد می‌کند (Barbarin, 1999).

در زون برخورد دو پوسته‌ی قاره‌ای، بر اثر ذوب پوسته‌ی قاره‌ای، گرانیتوئیدهای پرآلومین (MPG و CPG) و گرانیتوئیدهای کالک آلکالن پتاسیم بالا (KCG) تشکیل می‌گردند. فراوانی گرانیتوئیدهای KCG در طول بالآمدگی بعد از برخورد قاره‌ها (Post collision uplift) بیشتر می‌گردد (Barbarin, 1999).



ارتباط انواع گرانیتوئیدها و تحولات ژئودینامیکی آنها (Barbarin, 1999).

طبقه‌بندی براساس نوع کانی‌سازی

علی‌رغم تعدد کلاس‌بندی‌های انجام شده برای گرانیتوئیدها، تنها طبقه‌بندی که براساس معیار کانی‌سازی رخداده در سنگ صورت گرفته است تفکیک انجام شده توسط سرنی^{۲۸} در سال ۱۹۸۹ میلادی است. در این کلاس‌بندی، سرنی گرانیت‌های بارور را به دو نوع لیتیم-سزیم-تانتالیم^{۲۹} و نیوبیم-ایتریم-فلوئورین^{۳۰} تفکیک کرده است (Cerny, 1989a).

سیستم گرانیت-پگماتیت بارور نوع لیتیم-سزیم-تانتالیم: این سیستم میزبان کانی‌سازی‌های اقتصادی لیتیم، سزیم و تانتالیم می‌باشد و مقدار بالایی روییدیم، قلع، بریلیم، فلوئورین، فسفر و بور دارد. گرانیت مادر از نوع S (در مواردی I) و پرآلومین می‌باشد. پگماتیت بارور طی آخرین مراحل تفریق ماگمای گرانیتی مادر تشکیل می‌شود و تغلیظ عناصر کمیاب در آن بیشتر است.

سیستم پگماتیت-گرانیت بارور نوع نیوبیم-ایتریم-فلوئورین: این سیستم میزبان کانی‌سازی‌های اقتصادی نیوبیم، ایتریم و فلوئورین می‌باشد و مقدار بالایی زیرکن، اورانیم، توریم، بریلیم، عناصر نادر خاکی، تیتانیم و اسکاندیم دارد. گرانیت مادر از نوع A (در مواردی I) و پرآلکالن یا متآلومین می‌باشد و واحد پگماتیته میزبان کانی‌سازی‌های اقتصادی عناصر کمیاب است.

وایز (۱۹۹۹) پگماتیت‌های نوع NYF را برحسب ماهیت به سه گروه پرآلکالن، متآلومین و پرآلومین تفکیک کرد (جدول).

○ تقسیم‌بندی پگماتیت‌های نوع NYF براساس ماهیت آن‌ها و کانی‌های فرعی و ردیاب-های هریک (وایز ۱۹۹۹).

²⁸ Cerny

²⁹ Lithium-Cesium-Tantalum pegmatite (LCT pegmatite)

³⁰ Niobium-Yttrium-Fluorine pegmatite (NYF pegmatite)

ماهیت	نوع پگماتیت	زیرگروه پگماتیت	کانی‌های فرعی	ردیاب ژئوشیمیایی
پراکالان	فایالیت	-	مگنتیت، هماتیت، ایلمنیت، اپیدوت، تیتانیت، آلانیت	Fe, (Ti, Ca)
	آمفیبول	ایگریین ^{۳۱} -آرفدسونیت	فلوریت، آلانیت، زیرکن، (کلمبیت، فرگوسینیت، مونازیت، پیروکلر)	Na, Fe, Zr, F, (\pm Ti, REE, Nb)
		ریبکیت	زیرکن، فلوریت، (مگنتیت، روتیل، مونازیت، ایلمنیت، کلمبیت، پیروکلر)	-
		آلانیت	زیرکن، بریل، آپاتیت	-
متآلومین	آلانیت	(زیرکن، فلوریت، مگنتیت، روتیل، مونازیت، ایلمنیت)	REE, (\pm Ti, Zr, F)	
	یوکسینیت ^{۳۲}	مونازیت، زیرکن، ایلمنیت، زینوتایم، (فرگوسینیت، اسچینیت ^{۳۳} ، روتیل، تورمالین)	LREE \rightarrow HREE Nb>Ta, Ti, Zr, Y, P	
	گادولینیت	فرگوسینیت، زینوتایم، سامارسکیت، زیرکن، (ایلمنیت، یوکسینیت، روتیل، مگنتیت، فلوریت)	Y+HREE, Nb>Ta, Be, Ti, Zr, P, (F)	
پراآلومین	بریل	زینوالدیت، اسپسارتین، فلوریت، هماتیت، موسکوویت	Be, (Li, F)	
	توپاز	توپاز، لپیدولیت، فلوریت، دنبریت ^{۳۴} ، همبرژیت ^{۳۵}	Be, B, Li, F	
		موسکوویت، مونازیت، یوکسینیت، فلوریت، کلمبیت	Be, F, (\pm B, Li)	
		-	زینوالدیت، (فناکیت، لپیدولیت، اسکورل، زیرکن، کاسیتريت)	-
	فناکیت	موسکوویت، فلوریت، (توپاز، بریل، برتراندیت، ایلمنیت، زیرکن)	F, Be	
	توپاز	زینوالدیت، موسکوویت، فلوریت، هماتیت، اسپسارتین، کاسیتريت	F, (Be, Li, Sn)	
	فلوریت	-	کلسیت، هماتیت	F

بعلاوه، سرنی (۱۹۹۱) پگماتیت‌های نوع NYF را براساس ترکیب ژئوشیمیایی-کانی‌شناسی و عمق جایگیری به پنج کلاس طبقه‌بندی کرد. طبقه‌بندی پگماتیت‌های نوع NYF براساس ترکیب و شرایط تشکیل و جایگیری (عمق تشکیل برحسب کیلومتر، فشار برحسب کیلو بار و دما برحسب درجه‌ی سانتیگراد می‌باشد)

³¹ Aegirine

³² Euxenite

³³ Aeschynite

³⁴ Danburite

³⁵ Hembergite

گروه	زیرگروه	عناصر فرعی متداول	محیط دگرگونی
خیلی عمیق ^{۳۶}	-	U, Th, Zr, Nb, Ti, Y, REE, Mo	فشار بالا، دمای بالا (۷۰۰-۸۰۰)، عمق (۶-۱۰)، رخساره‌ی آمفیبولیت بالایی تا گرانولیت
موسکویت	موسکویت‌های غول-پیکر	-	فشار بالا (۵-۸)، دمای بالا (۵۸۰-۶۵۰)، رخساره‌ی آمفیبولیت
موسکویت-عناصر کمیاب	-	Y, REE, Nb, Ta, Ti, U, Th, Be, Li	فشار بالا (۳-۷)، دمای بالا (۴۰-۶۵۰)، رخساره‌ی آمفیبولیت
عناصر کمیاب	نادر خاکی	REE, U, Th, Be, Nb>Ta, F	فشار پایین (۲-۴)، دمای متوسط (۵۰۰-۶۵۰)، رخساره‌ی شیست سبز تا آمفیبولیت
	بریل	Be, Nb	
	پیچیده	Li, Rb, Cs, Ta, Be	
	آلیت-اسپودومن	Li, Sn, (Be, Ta)	
	آلیت	Ta, Sn	
مبارولیتیکی	مرتبط با نوع LCT	Li, Be, B, F	فشار پایین (۵-۱/۳)
	مرتبط با نوع NYF	Y, REE, Ti, U, Th, Zr, Nb, F	فشار خیلی پایین (۱-۱/۵)

پتانسیل‌های معدنی گرانیتوئیدها

پتانسیل‌های معدنی گرانیتوئیدها به دو صورت قابل بررسی است:

- ✓ کانی‌سازی‌های رخ داده در خود سیستم گرانیت-پگماتیت
- ✓ کانی‌سازی‌های مرتبط با توده‌ی گرانیتی

کانی‌سازی‌های رخ داده در خود سیستم گرانیت-پگماتیت

این کانی‌سازی‌ها طی فعالیت‌های ماگمایی و ماگمایی-هیدروترمالی اتفاق می‌افتند. در این گروه، ذوب بخشی و تفریق ماگما با جدایش بلور از آن منجر به تبلور کانی‌ها طی صعود ماگما و تغییر پی‌درپی ترکیب ماگمای باقیمانده می‌شوند. گرانیت‌های غنی از فلزات کمیاب در مراحل آخر تفریق ماگما تشکیل می‌گردند. خروج سیالات ماگمایی از حجره‌ی ماگمایی و نفوذ به سنگ‌های میزبان در مراحل انتهایی تفریق ماگما، نیز از جمله‌ی فرآیندهای عامل کانی‌سازی و تغلیظ فلزات در گرانیت‌ها می‌باشد (Ballouard et al., 2016 & Irber, 1999). این قبیل فرآیندها منجر به تشکیل گرازن یا سایر دگرسانی‌ها می‌شوند. گرانیت‌های بارور میزبان کانی‌سازی‌های عناصر نادر خاکی، اورانیوم-توریم، نیوبیم-تانتالیم، لیتیم-بریلیم، زیرکونیم-هافنیم، قلع-تنگستن، روبیدیم-سزیم، فلورین و بور می‌باشند (Gunn, 2014). این کانی‌سازی‌ها که معمولاً در ارتباط با دو نوع گرانیت پرآلومین و پرآلکالن رخ می‌دهند و هدف تحقیق حاضر هستند شامل دو تیپ زیر می‌باشند (Gunn, 2014):

➤ سیستم گرانیت-پگماتیت پرآلومین نوع لیتیم-سزیم-تانتالیم

➤ سیستم گرانیت-پگماتیت پرآلکالن نوع نیوبیم-ایتیریم-فلوئورین

کانی‌سازی‌های مرتبط با توده‌ی گرانیتی

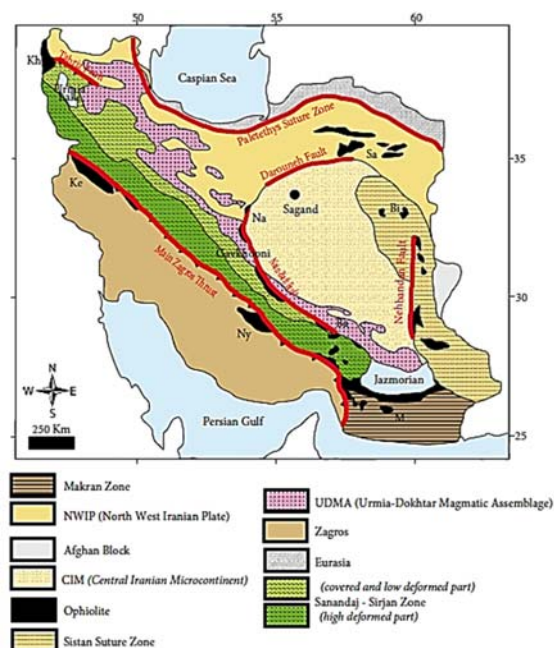
این کانی‌سازی‌ها در اطراف یا فاصله‌ی دورتری از توده رخ داده‌اند و حضور توده‌ی گرانیتی در تشکیل آن‌ها مؤثر بوده است. این کانی‌سازی‌ها شامل انواع اسکارن‌ها، کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال (مثل طلای اپی‌ترمال)، کانه‌زایی‌های رگه‌ای مرتبط با توده‌های نفوذی و سیستم‌های اکسید آهن-مس-مولیبدن می‌باشند. در این نوع کانه‌زایی‌ها، خروج سیال از توده‌ی گرانیتی، واکنش آن با سنگ‌های میزبان توده یا سنگ‌های اطراف آن و حضور سایر سیالات منجر به وقوع دگرسانی‌های مختلف (از قبیل سیلیسی، فیلیکی، پروپلیتیکی و آرژیلیکی) و تغلیظ عناصر کانساری می‌گردد. اسکارن‌ها میزبان عناصر مختلفی از قبیل طلا، نقره، سرب، روی، مس، آهن، مولیبدن، قلع و تنگستن هستند و در همبندی کربنات‌ها با توده‌ی گرانیتی بر اثر نفوذ سیال ماگمایی از توده به کربنات تشکیل می‌شوند. کانه‌زایی تیپ اپی‌ترمال در واحدهای آتشفشانی‌ای که مورد نفوذ توده‌ی گرانیتی قرار گرفته‌اند به صورت رگه‌ای-رگچه‌ای و در بالاتر از توده رخ می‌دهد. دگرسانی آرژیلیک حدواسط و پیشرفته عامل مؤثری در این تیپ کانی‌سازی است. کانه‌زایی طلای مته به عنوان یکی از سیستم‌های کانی‌سازی مرتبط با توده‌های نفوذی احیایی معرفی شده است. سیستم کانی‌سازی اکسید آهن-مس-مولیبدن به صورت رگه‌هایی است که توده‌ی گرانیتی را قطع کرده‌اند. در واقع یک ماگمای بازیک غنی از آهن-مس به درون توده گرانیتی نفوذ می‌کند و در اثر فرآیند اختلاف بخشی، ماگمای غنی از اکسید آهن تشکیل می‌شود (Sial, et.al, 2011).

فصل دوم

زمین شناسی

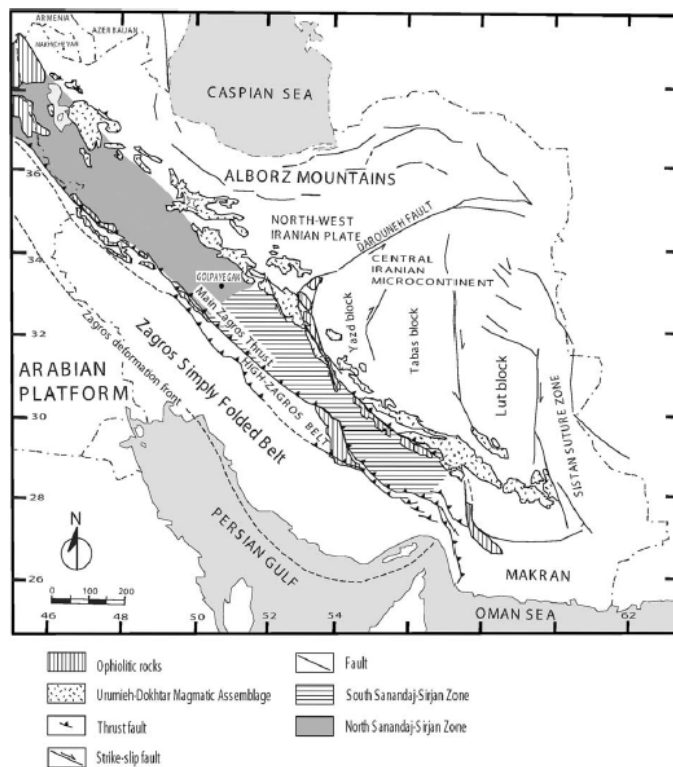
پهنه‌ی سنندج-سیرجان

یکی از بخش‌های زمین‌ساختی اصلی ایران است که از شمال‌غرب ایران، جنوب گسل تبریز و کمپلکس افیولیتی خوی، آغاز می‌شود، در یک راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرق تا گسل میناب (در شمال بندرعباس) و تالاب جازموریان ادامه می‌یابد، مرز شمال‌شرقی آن توسط کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر و گسل‌های تبریز و نائین-بافت مشخص می‌شود و مرز جنوب‌غربی آن توسط راندگی اصلی زاگرس معلوم می‌گردد (شکل). این واحد ساختاری ۱۵۰۰ کیلومتر درازا و ۲۵۰-۱۵۰ کیلومتر پهنا دارد، از دو طرف توسط افیولیت‌ها محدود شده است و بخش‌هایی از استان‌های آذربایجان غربی، زنجان، کردستان، همدان، کرمانشاه، مرکزی، لرستان، اصفهان، چهارمحال و بختیاری، فارس و کرمان را دربرگرفته است. مهدی‌پور قاضی و موذن (۲۰۱۵) براساس شدت دگرگونی واحدهای سنگی، پهنه را به دو بخش موازی و هم‌امتداد با راستای اصلی تقسیم کرده‌اند (شکل): ۱- بخش شمال‌شرقی که سنگ‌های آن شدت دگرگونی نسبتاً کمتری دارند؛ ۲- بخش جنوب‌غربی پهنه که میزبان سنگ‌های با شدت دگرگونی بیشتر است.



موقعیت پهنه‌ی سنندج-سیرجان بین واحدهای زمین‌ساختی اصلی ایران (Mehdipour Ghazi and Moazzen, 2015).

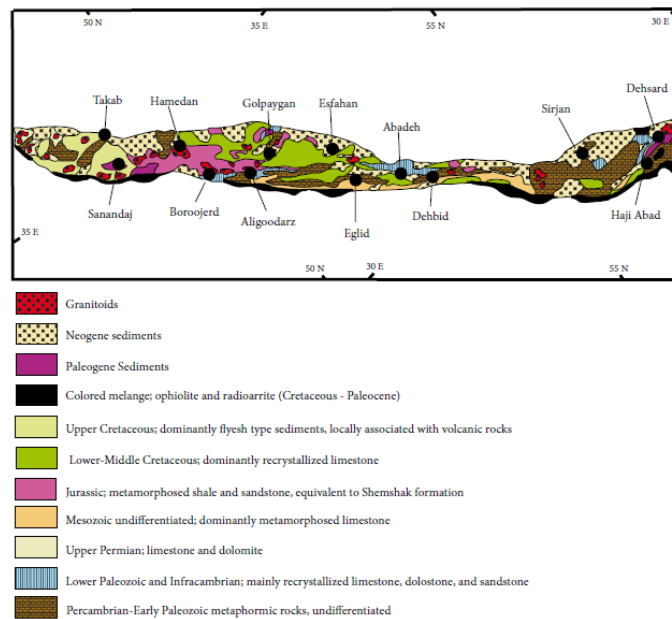
افتخارنژاد (۱۹۸۱) براساس زمان وقوع دگرگونی، پهنه‌ی سنندج-سیرجان را در منطقه‌ی گلیپایگان به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرده است. نواحی شمالی پهنه در اواخر کرتاسه و نواحی جنوبی آن در اواسط-اواخر تریاس دچار دگرگونی شده‌اند (شکل).



پهنه‌ی سنندج-سیرجان (شمالی و جنوبی) و سایر واحدهای زمین‌ساختی اصلی ایران (Gasemi and Talbot, 2006).

زمین‌شناسی

کمیاب بودن سنگ‌های آتشفشانی ترشیری، تعداد زیاد توده‌های نفوذی با سن مزوزوئیک، فراوانی نسبتاً بالا سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک (سیلورین، دونین، پرمین) و دگرگون شدن ناشی از حرکات سیمین ویژگی‌های زمین‌شناسی اصلی پهنه‌ی سنندج-سیرجان هستند. این پهنه عمدتاً میزبان سنگ‌های دگرگونی پروتروزوئیک-مزوزوئیک از قبیل کربنات دگرگون شده، شیست، گنایس و آمفیبولیت است. این سنگ‌ها با رسوبات دریایی کم عمق پوشیده شده‌اند و توسط توده‌های گابرویی تا گرانیتوئیدی مورد نفوذ قرار گرفته‌اند (شکل). پی‌سنگ پهنه سن پرکامبرین دارد (Mehdipour, 2015).



نقشه‌ی زمین‌شناسی بخش با دگرگونی بیشتر زون سنندج-سیرجان (Mehdipour Ghazi and Moazzen, 2015).

چینه‌شناسی

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی زون سنندج-سیرجان آمفیبولیت، گنایس و آمفیبول شیست هستند که دارای سن پرکامبرین می‌باشند. رسوبات دریایی کم‌عمق و رخساره‌های کربناتی با سن پرکامبرین-اوایل پالئوزوئیک در بسیاری از مناطق شمال-شرقی زون سنندج-سیرجان رخنمون دارند. این توالی از رسوبات، معادل رسوبات دریایی کم‌عمق ایران مرکزی هستند. یک لایه کوارتزیت سفید رنگ که قابل مقایسه با لایه‌ی کوارتزیت کامبرین^{۳۷} ایران مرکزی است واحدهای دگرگونی‌ی پرکامبرین را پوشانده است. رسوبات اردوویسین-کربونیفر اغلب در زون سنندج-سیرجان ثبت نشده‌اند. گرچه، مجموعه‌ی پراکنده‌ای از انواع سنگ‌های پالئوزوئیک در بخش‌های جنوبی زون رخ داده‌اند. مرمر دولومیتی، میکاشیست، کوارتزیت و اسلیت سیاه واحدهای سنگی با سن کامبرین میانی-سیلورین پایینی هستند. واحدهای اواخر دونین حاوی قطعات بازالتی با طبیعت آکالی می‌باشند. واحدهای سنگی اواخر کربونیفر-اوایل پرمین شامل ماسه‌سنگ، شیل، گدازه‌ی بالشی، سنگ آهک، چرت، سنگ‌های اسیدی زیردریایی و سنگ‌های دگرگونی هستند. سنگ‌های اواخر پرمین و میانه تریاس، دولومیت و سنگ آهک هستند. زون سنندج-سیرجان در بازه‌ی زمانی اواخر تریاس-اوایل ژوراسیک شرایط سکویی داشته است و گاه و بیگاه با ماگماتیسم همراه بوده است. سنگ‌های کرتاسه به عنوان سنگ‌هایی که در حوضه‌ی رسوبی مرز جنوب‌غربی

³⁷ Cambrian Top Quartzite

زون سنندج-سیرجان تشکیل شده‌اند مورد توجه قرار گرفته‌اند. این واحدها با رسوبات پالئوسن، ائوسن و رسوبات جوان پر شده‌اند (Mehdipour Ghazi and Moazzen, 2015).

همه‌ی سنگ‌های زیرپهنه‌ی سنندج-سیرجان را می‌توان در سه واحد زمین‌ساختی - چینه‌نگاشتی جای داد (آقناباتی، ۱۳۸۳):

الف) مجموعه‌ی دگرگونی پرکامبرین پسین - تریاس میانی

- سنگ‌های اولترامافیک - گابرویی دگرگون شده به سن پرکامبرین
- کمپلکس گنایس چشمی (حاصل دگرگونی ماسه‌سنگ‌های آرکوزی سازند لالون می‌باشد)، کوارتزیت ± میکاشیست به سن تا کامبرین میانی: این واحدها در برخی نواحی تا رخساره‌ی آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت دگرگون شده‌اند.
- تناوبی از مرم‌های دولومیتی - کلسیتی، میکاشیست، کوارتزیت، اسلیت‌های سیاه به سن کامبرین میانی - سیلورین در حدفاصل اقلید - باجگان و هم‌ارز با سازندهای میلا، نیور و پادها
- مرم‌های دونین
- مجموعه‌ی شیست، فیلیت، کوارتزیت، شیست سبز همراه با گدازه‌های بالشی به سن تا کربونيفر
- تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل، گدازه‌های بالشی، رسوب‌های آشفته‌ی آهکی، چرت‌های نازک لایه و گدازه‌های اسیدی زیردریایی به سن کربونيفر - پرمین
- سنگ‌های آهکی - دولومیتی با ضخامت زیاد به سن پرمین تا تریاس
ب) مجموعه‌ی تریاس بالایی - کرتاسه (مزوزوئیک)
ردیف‌های زمین‌ساختی - چینه‌نگاشتی تریاس بالا - کرتاسه در اثر فاز کوهزایی لارامید دگرگون شده و توده‌های نفوذی (گرانیت الوند همدان، گرانودیوریت سامن و یونس، گرانیت آلکالی بروجرد) درون آن‌ها جای گرفته‌اند.
سنگ‌های آتشفشانی به سن ژوراسیک کرتاسه در طول زون سنندج - سیرجان رخمون دارند.

پ) مجموعه‌ی ترشیری

- فرورفتگی‌های حاوی رسوبات فلیش گونه ائوسن - الیگوسن

• آندزیت و آذرآواری‌های وابسته به سن ائوسن که به ویژه در شمال کرمانشاه، حاجی آباد و حوالی سنندج رخنمون دارند.

• توده‌های نفوذی بازیک از نوع گابرو- دیاباز ائوسن- الیگوسن شامل کامیاران، کلاه‌سر، پنجوین و خارسره برخی محققان زون سنندج-سیرجان را براساس چینه‌شناسی به چند زیرزون تقسیم کرده‌اند (Mohajjel. et al, 2003):

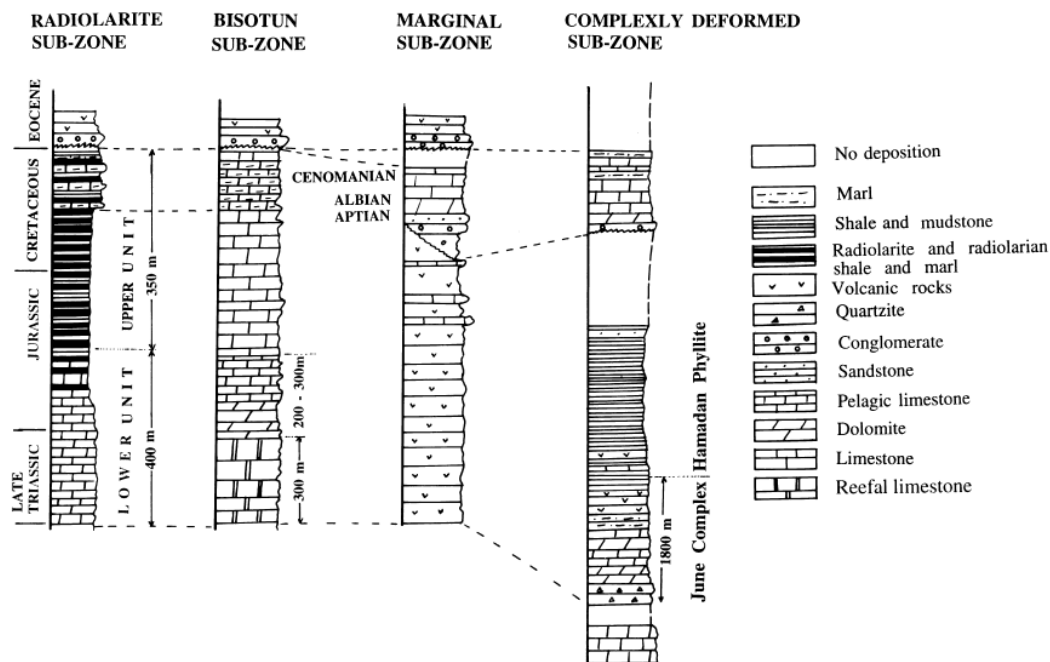
۱- زیرزون رادیولاریتی که یکی از واحدهای چینه‌ای اصلی و ضخیم آن دیولاریت و شیل و مرمر رادیولاریتی به سن ژوراسیک-کرتاسه است. این واحد چینه‌ای در سایر زیرزون‌های زون سنندج-سیرجان دیده نشده است. دولومیت و آهک‌های پلاژیک به سن تریاس در زیر رادیولاریت‌ها قرار گرفته‌اند. رادیولاریت‌ها توسط کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن پوشیده شده‌اند (شکل).

۲- زیرزون بیستون که به طور عمده از واحدهای رسوبی شامل سنگ آهک، دولومیت، آهک پلاژیک، مرمر به سن تریاس-کرتاسه تشکیل شده است. این واحدها توسط کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن پوشیده شده‌اند (شکل).

۳- زیرزون افیولیتی که عمدتاً شامل سنگ‌های اولترامافیک است

۴- زیرزون مرزی که حاوی حجم زیادی سنگ‌های آتشفشانی به سن تریاس-کرتاسه است. سنگ‌ها با واحدهای رسوبی شامل آهک و کنگلومرا و سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن پوشیده شده‌اند.

۵- زیرزون به شدت دگرگون شده که میزبان حجم زیادی سنگ‌های دگرگونی شامل کوارتزیت، دولومیت، مرمر، شیل و گل سنگ است.



ستون چینه‌شناسی زیرزون‌های زون سنندج-سیرجان (Mohajjel. et al, 2003).

زمین ساخت

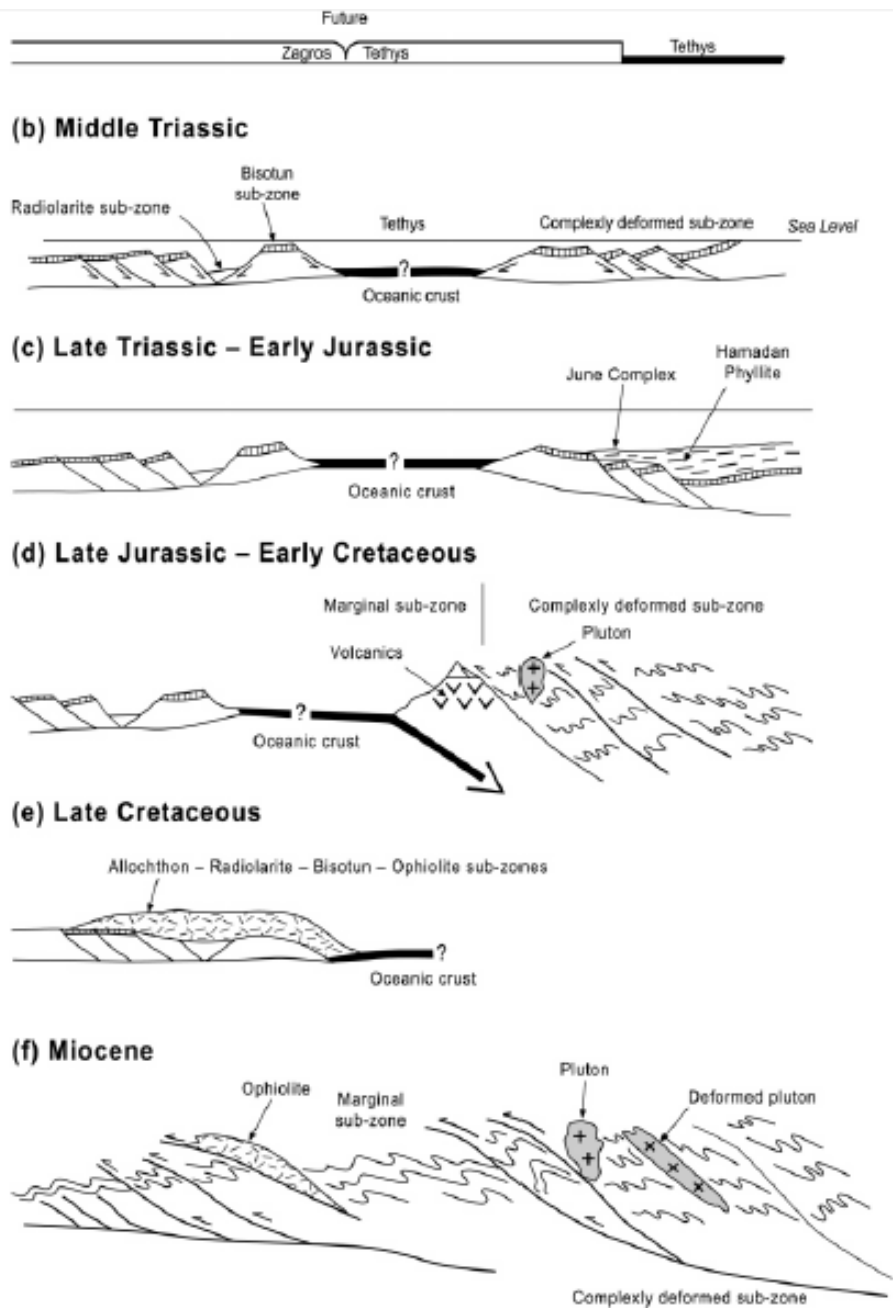
محققان معتقدند پهنه‌ی سنندج-سیرجان طی وقایع زمین‌ساختی مرتبط با باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و در بازه‌ی زمانی اواخر پالئوزوئیک (دوره‌ی پرمین) تا اوایل سنوزوئیک (تا اواخر ائوسن و یا میوسن)) اتفاق افتاده است (Mohajjel et al., 2003; Ghasemi and Talbot, 2006; Mahmoudi et al., 2011; Hajjalioghli and Moazzen, 2015; Chiu et al., 2013; Mehdipour Ghazi and Moazzen, 2015). این وقایع زمین‌ساختی شامل باز شدن اقیانوس نئوتتیس (ناشی از رژیم‌های کششی شامل ریف‌ درون قاره‌ای و گسترش کف اقیانوس)، بسته شدن آن (فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی به زیر صفحه‌ی ایران)، بالآمدگی و جایگیری افیولیت‌ها و برخورد دو پوسته‌ی قاره‌ای می‌باشند (Mohajjel et al, 2003; Ghasemi and Talbot, 2006; Mahmoudi et al, 2011; Hajjalioghli and Moazzen, 2012; Chiu et al, 2013; Mehdipour Ghazi and Moazzen, 2015).

در بازه‌ی زمانی سیلورین تا پرمین (به عبارتی قبل از باز شدن اقیانوس نئوتتیس)، پهنه‌ی سنندج-سیرجان وضعیت قاره‌ای داشته است و در دوره‌ی پرمین بر اثر رژیم‌های کششی مرتبط با باز شدن اقیانوس پالئوتتیس، ریف‌تی شده است (Mohajjel et al, 2003; Ghasemi and Talbot, 2006; Mehdipour Ghazi and Moazzen, 2015). در نتیجه، شرایط برای صعود ماگمای آکالن به سطوح بالاتر و تشکیل نقاط داغ در زیر پوسته‌ی قاره‌ای فراهم گردیده است

(Hasanzadeh and Stockli, 2008). پلوتون‌های این بازه‌ی زمانی، ویژگی‌های توده‌های نفوذی ناشی از فعالیت‌های ماگمایی درون‌صفحه‌ای³⁸ را دارند (Aghanabati, 2006) و به احتمال زیاد با نقاط داغ واقع در زیر پوسته ارتباط داشته‌اند (Mehdipour Ghazi and Moazzen, 2015).

محجّل و همکاران (۲۰۰۳) معتقدند اقیانوس نئوتتیس در دوره‌ی تریاس تشکیل شده و در اواسط ژوراسیک یک اقیانوس بزرگ بوده است (شکل). فرورانش و بسته شدن نئوتتیس در اواخر ژوراسیک شروع و تا اواخر کرتاسه ادامه داشته است. در این بازه‌ی زمانی، توده‌های نفوذی و آتشفشان‌هایی تشکیل شده‌اند (شکل). از اواخر کرتاسه، جایگیری و بالآآمدگی افیولیت‌ها آغاز شده است. این روند منجر به برخورد دو پوسته‌ی قاره‌ای (صفحه‌ی ایران و صفحه‌ی عربی) در دوره‌ی میوسن گردیده است و با تشکیل یک سری توده‌ی نفوذی دیگر همراه بوده است (شکل) (Mohajjel. et al, 2003).

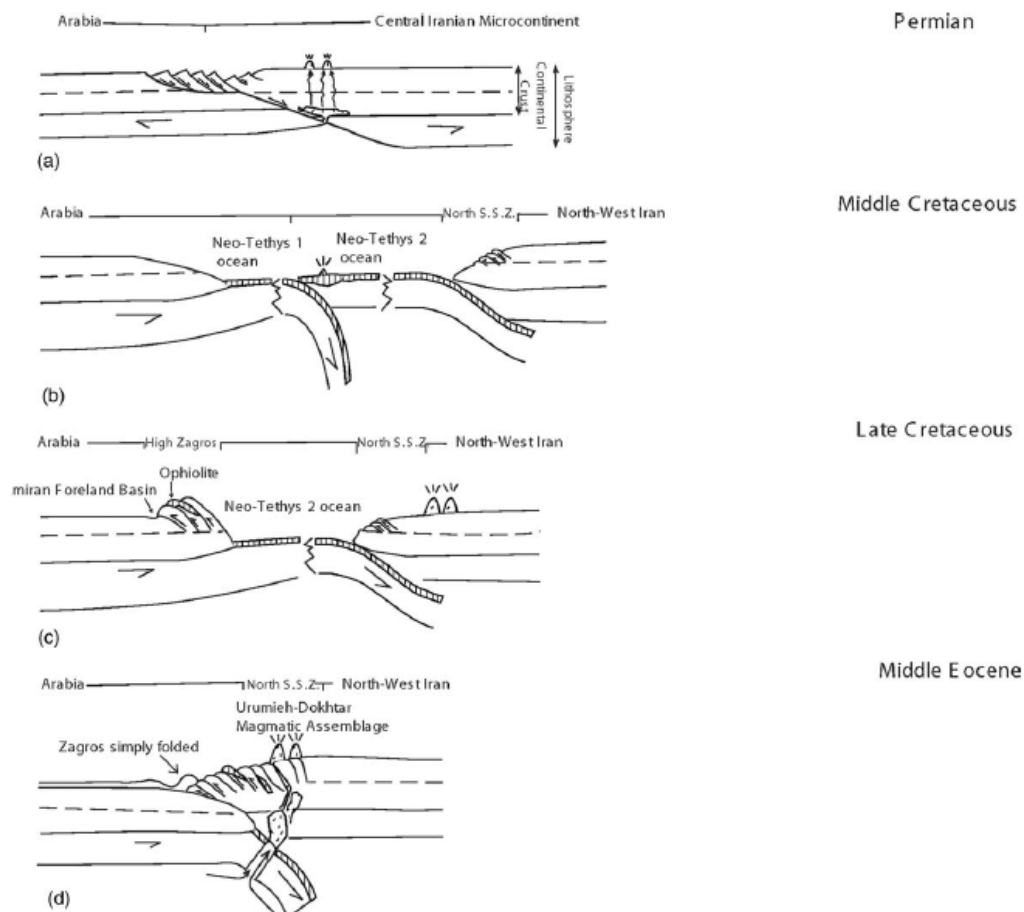
³⁸Within plate magmatism



تحوالات زمین ساختی زون سنندج-سیرجان براساس محجل و همکاران (۲۰۰۳).

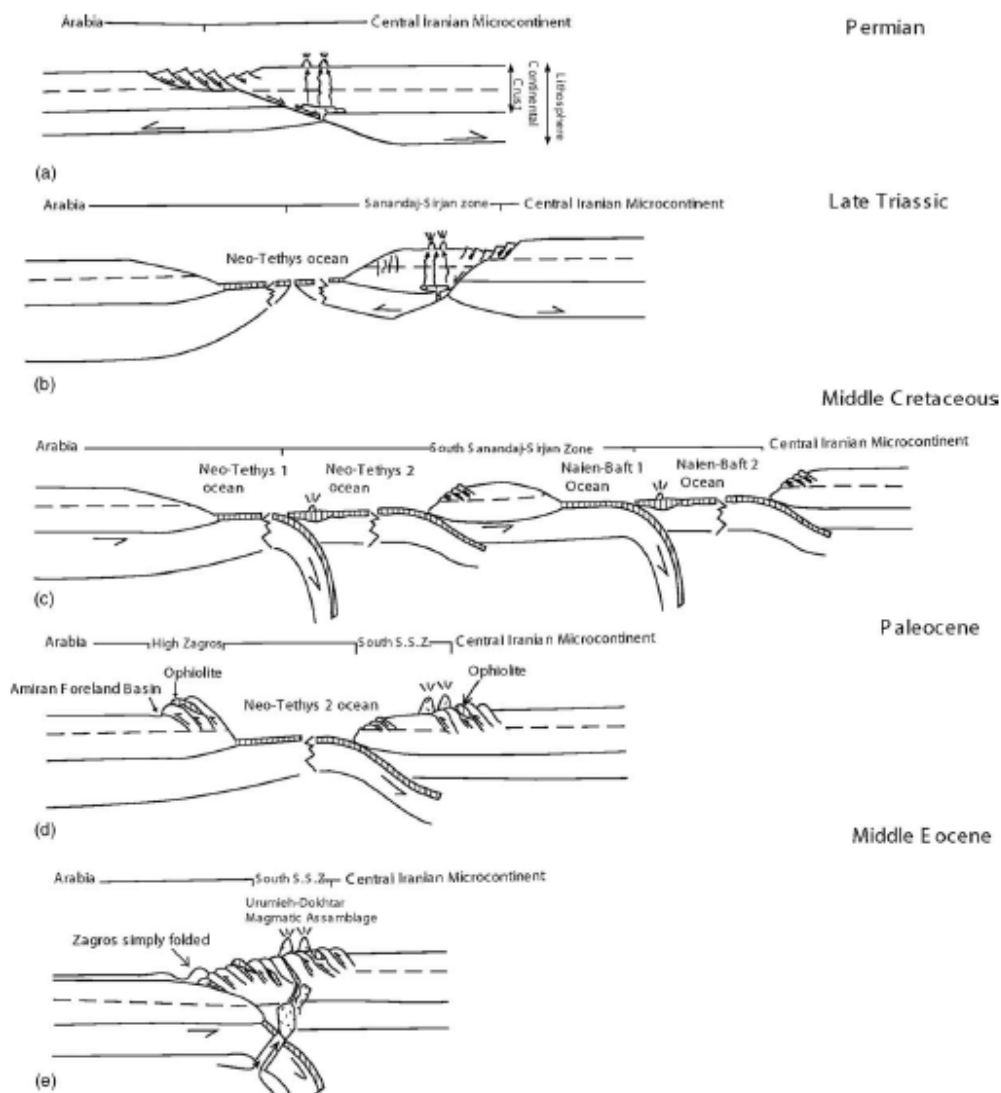
قاسمی و تالبوت (۲۰۰۶) تحولات زمین ساختی رخ داده در بخش های شمالی و جنوبی پهنه را متفاوت دانسته اند (شکل). طی فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحه ی ایران، در بخش شمالی پهنه یک بازشدگی در کف اقیانوس رخ داده که

منجر به فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی به زیر پوسته‌ی اقیانوسی دیگر در اواسط کرتاسه شده است. فرورانش اخیر در اواخر کرتاسه به اتمام رسیده و منجر به جایگیری و بالاآمدگی افیولیت‌های شمال‌غربی پهنه شده است (شکل).



تحوالات زمین‌ساختی بخش شمالی پهنه‌ی سندج-سیرجان (Ghasemi and Talbot, 2006).

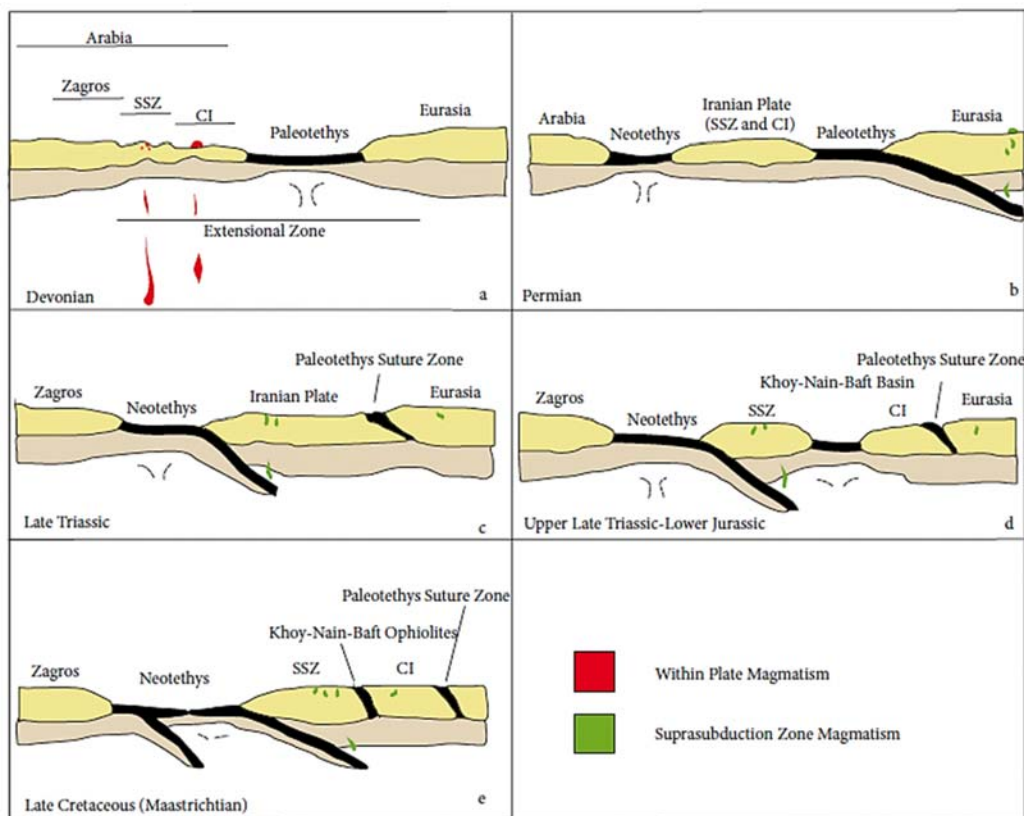
در بخش جنوبی و بعد از تشکیل نئوتتیس، بازشدگی دیگری در پوسته‌ی قاره‌ای رخ داده که منجر به تشکیل اقیانوس نائین-بافت در اواسط کرتاسه گردیده است. اقیانوس نائین-بافت در پالئوسن بسته شده و منجر به جایگیری و بالاآمدگی افیولیت‌های جنوبی ایران شده است. اقیانوس نئوتتیس در اواسط ائوسن بسته شده و با وقوع پلوتون‌های گرانیتوئیدی فلسیک همراه بوده است (شکل) (Ghasemi and Talbot, 2006).



تحوالات زمین‌ساختی زون سنندج-سیرجان جنوبی (Gasemi and Talbot, 2006).

به عقیده‌ی مهدی‌پور قاضی و موذن (۲۰۱۵) بسته شدن کامل پالتوتیس، یک زون کششی بین ایران مرکزی و پهنه‌ی سنندج-سیرجان ایجاد کرده که منجر به تشکیل حوضه‌ی پشت کمانی خوی-نائین-بافت در اواخر تریاس شده است. تشکیل این حوضه، فرروانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس و ماگماتیسم بعد فرورانش تا اوایل ژوراسیک ادامه داشته است (شکل d). در اواخر کرتاسه و در نتیجه‌ی ایجاد یک زون کششی در کف اقیانوس نئوتتیس، حوضه‌ی خوی-نائین-بافت کاملاً بسته شده و با افیولیت‌های خوی، نائین-بافت جایگزین شده است (شکل e). اقیانوس نئوتتیس نیز بعد از مدتی

شروع به بسته شدن کرده است و در نتیجه آن، صفحه‌ی عربی و صفحه‌ی ایران در دوره‌ی میوسن بهم برخورد کرده‌اند. عمده‌ی پدیده‌های دگرگونی در زون سندج-سیرجان نتیجه‌ی این برخورد است (Mehdipour Ghazi and Moazzen, 2015).

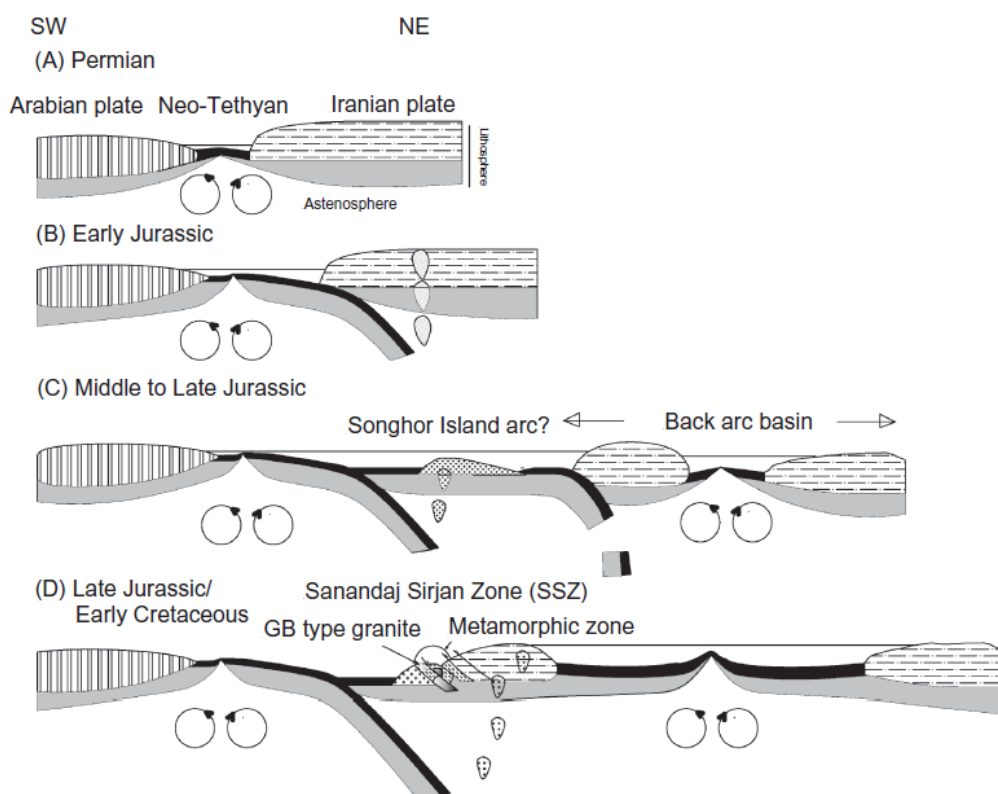


مدل ژئودینامیک ساده برای تحولات زون سندج-سیرجان: SSZ: زون سندج-سیرجان، CI: ایران مرکزی (Mehdipour Ghazi and Moazzen, 2015).

فضل‌نیا و همکاران (۲۰۰۹) معتقدند که آغاز فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحه‌ی ایران در بخش جنوبی پهنه طی بازه‌ی زمانی ۱۴۷ تا ۱۷۳ میلیون سال قبل (اواسط تا اواخر ژوراسیک) رخ داده است.

جعفری و همکاران (۲۰۱۳) ادعا کرده‌اند پدیده‌ی برخورد در بخش شمالی پهنه از اواخر کرتاسه آغاز گردیده و تا اواخر پالئوسن ادامه داشته است، در حالی که بخش جنوبی زون سندج-سیرجان طی این مدت درگیر فرورانش بوده و برخورد در اواسط-اواخر میوسن رخ داده است.

به عقیده‌ی حسینی عزیز و اساهارا (۲۰۱۳) باز شدن اقیانوس نئوتتیس از دوره پرمین آغاز شده است، طی اواسط تا اواخر ژوراسیک فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه‌ی ایران و تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی و آتشفشانی رخ داده است، به طور همزمان در صفحه‌ی ایران مرکزی بازشدگی جدیدی رخ داده و جزایر قوسی (سنقر) در سمت راست اقیانوس نئوتتیس در حال فرورانش تشکیل گردیده است (شکل). در این حین، توده‌های نفوذی و آتشفشانی قروه-سنقر از قبیل مبارک‌آباد تشکیل شده‌اند. در اواخر ژوراسیک و اوایل کرتاسه، جزایر قوسی سنقر به صفحه‌ی ایران برخورد کرده و توده‌های نفوذی جدیدی را به وجود آورده‌اند.



مدل زمین ساختی زون سنندج-سیرجان (Hosseini Azizi and Asahara, 2013)

فصل سوم

مطالعات سنگ شناسی و ژئوسمی

مقدمه:

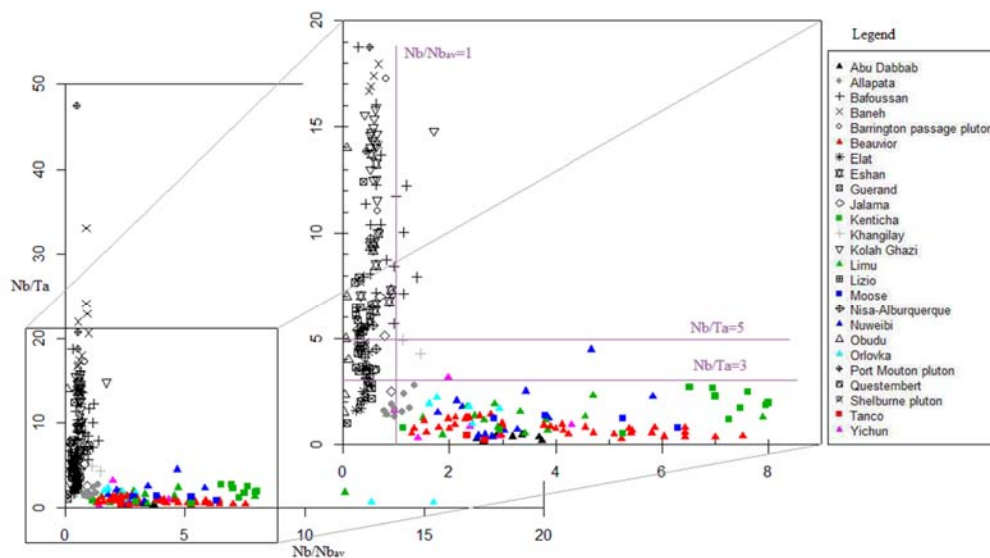
در این فصل، داده‌های کل سنگ گرانیت‌های نوع S تشکیل‌دهنده پایگاه داده تجزیه و تحلیل قرار می‌شوند و نمودارهای کارآمدی جهت تفکیک واحدهای بارور نوع LCT و عقیم ارائه می‌گردد. همچنین، رفتار ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی انتخاب‌شده از پهنه‌ی سندج-سیرجان جهت شناسایی پتانسیل‌های معدنی احتمالی بررسی می‌شود و الگوی کانی‌سازی عناصر کمیاب در پهنه تحلیل می‌گردد.

تفکیک گرانیت‌های بارور از تانتالیم و عقیم

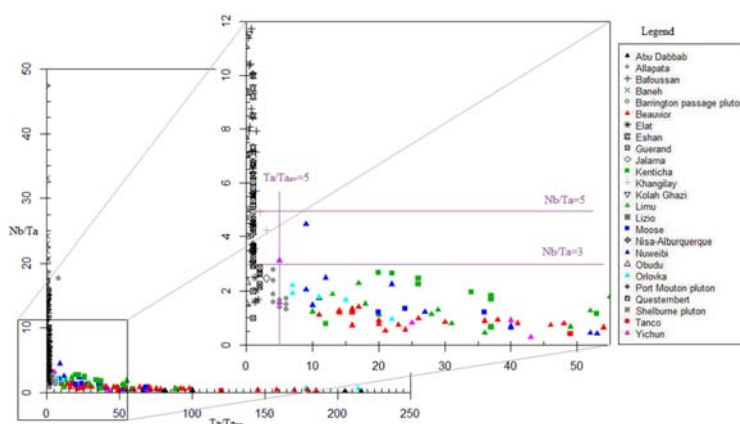
گرانیت‌های بارور از تانتالیم طی فعالیت‌های ماگمایی حین برخورد یا پس از آن ناشی از پدیده‌ی فرورانش تشکیل می‌شوند. این گرانیت‌ها، عمدتاً، از یک منبع رسوبی نشأت می‌گیرند و در دوره‌های زمین‌شناسی مختلفی رخ داده‌اند. ذوب بخشی واحدهای رسوبی موجود از قبل منجر به تشکیل مذاب گرانیتی نوع S می‌گردد که ممکن است غنی از عناصر کمیاب باشد. تفریق مذاب مادر یک فرآیند مهم در تمرکز عناصر ناسازگار است. تبلور کانی‌های اصلی سازنده‌ی گرانیت‌ها شامل فلدسپار پتاسیم، کوارتز، پلاژیوکلاز و میکا باعث تغلیظ عناصر کمیاب ناسازگار در مذاب بازمانده می‌شود. ادامه‌ی فرآیند تفریق، تبلور کانی‌های حاوی عناصر کمیاب را دربردارد.

در سیستم‌های گرانیت-پگماتیت نوع LCT، کانی‌های تانتالیم‌دار (شامل تانتالیت و میکروولیت) و کانی‌های نیوبیم‌دار (شامل پیروکلر و کلمیت)، هر دو، طی تفریق مذاب پرآلومین نوع S متبلور می‌شوند. همچنین، پیروکلر و کلمیت در مراحل پایانی تفریق به تانتالیت و میکروولیت تبدیل می‌گردند (Sinclair, 1996; Selway et al., 2005). بنابراین، انتظار می‌رود گرانیت‌های بارور محتوی تانتالیم و نیوبیم نسبتاً بالایی داشته باشند و تمرکز تانتالیم بیشتر از نیوبیم باشد. در پایگاه داده‌ای تشکیل شده، مقادیر تانتالیم و نیوبیم از متوسط آن‌ها در گرانیت‌های پوسته (Ta_{av} و Nb_{av}) که به ترتیب برابر با ۲/۵ پی‌پی‌ام و ۲۱ پی‌پی‌ام می‌باشند (Bues and Grigorian, 1977) بالاتر است و اگرچه مقادیر مطلق نیوبیم بیشتر از تانتالیم هستند، تمرکز تانتالیم شدیدتر از نیوبیم بوده است. این موضوع در نسبت Nb/Nb_{av} (که در نمونه‌های موردبررسی بین ۱ و ۱۶ است) و نسبت Ta/Ta_{av} (که در نمونه‌های موردبررسی بین ۵ و ۲۱۵ است) به وضوح مشهود است (نمودارهای). بعلاوه، تقریباً همه‌ی نمونه‌های بارور، نسبت Nb/Ta کمتر از سه دارند، که بنابر شاخص ارائه شده توسط بالوارد و همکاران (۲۰۱۶) ($Nb/Ta < 5$) گواه دخیل بودن فرآیندهای ماگمایی و همچنین هیدروترمالی در وقوع کانی‌سازی تانتالیم است. این شاخص به تنهایی نمی‌تواند واحدهای بارور و عقیم را تفکیک کند. بدین معنی که همه‌ی نمونه‌های بارور نسبت Nb/Ta کمتر از سه دارند، اما همه‌ی نمونه‌هایی که Nb/Ta کمتر از سه دارند لزوماً بارور نیستند

(نمودارهای). این در حالی است که استفاده همزمان از نسبت Nb/Ta و Nb/Nb_{av} یا Ta/Ta_{av} منجر به تفکیک مطمئن تری می گردد. همان طور که در نمودارهای قابل مشاهده است نمونه های بارور از تانتالیم آنهایی هستند که نه تنها Nb/Ta کمتر از سه بلکه Nb/Nb_{av} بیشتر از یک یا Ta/Ta_{av} بیشتر از پنج دارند.

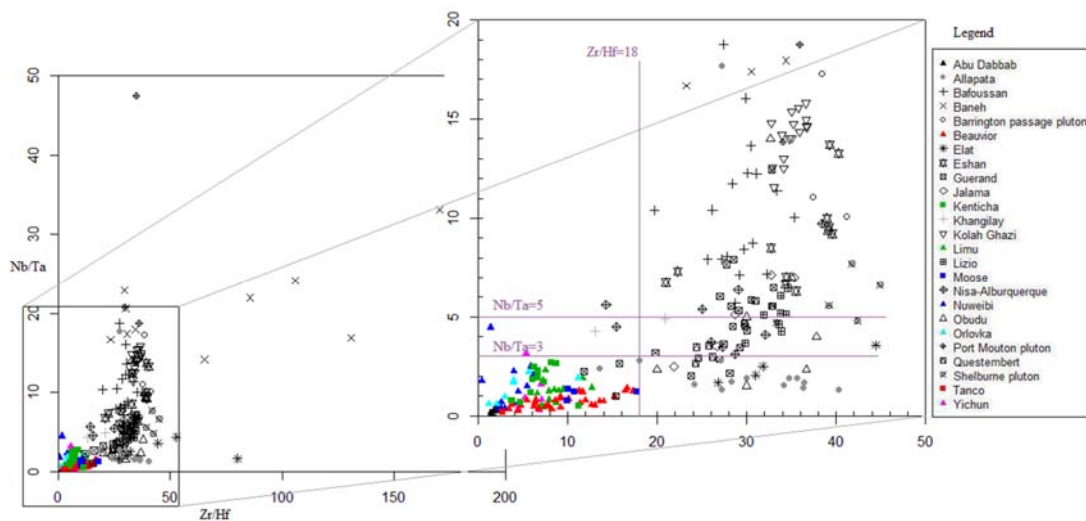


شکل: نمودار $Nb/Ta - Nb/Nb_{av}$ برای گرانیت های نوع S بارور و عقیم. گرانیت های بارور (اشکال رنگی) نسبت Nb/Ta کمتر از سه و نسبت Nb/Nb_{av} بیشتر از یک دارند. برخی از نمونه های گرانیت آلاپاتا (با اینکه عقیم است) در محدوده بارور قرار گرفته اند. این موضوع ممکن است تاییدی بر همجواری این گرانیت با پگماتیت بارور باشد.



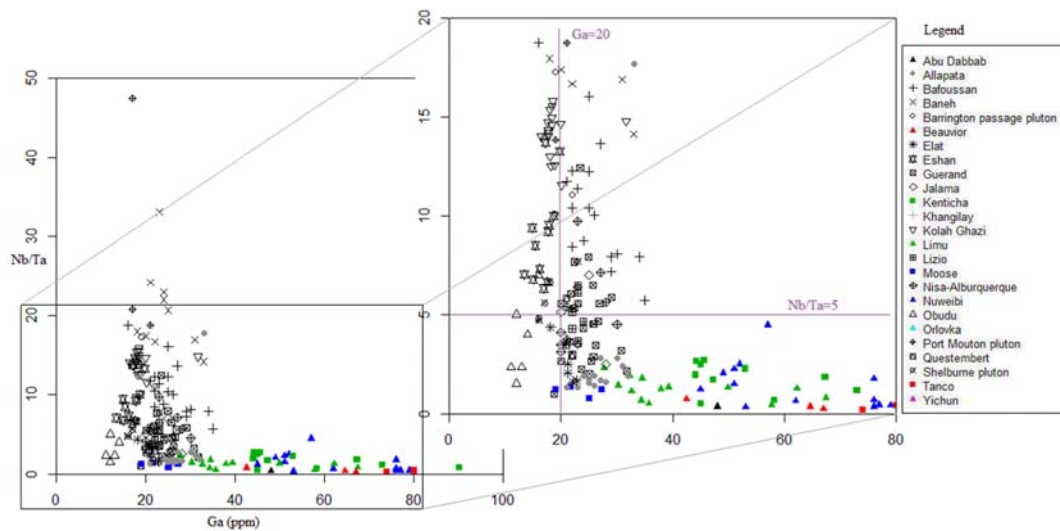
شکل: نمودار $Nb/Ta - Ta/Ta_{av}$ برای گرانیت های نوع S بارور و عقیم. گرانیت های بارور (اشکال رنگی) نسبت Nb/Ta کمتر از سه و نسبت Ta/Ta_{av} بیشتر از پنج دارند. برخی از نمونه های گرانیت آلاپاتا (با اینکه عقیم است) در محدوده بارور قرار گرفته اند. این موضوع ممکن است تاییدی بر همجواری این گرانیت با پگماتیت بارور باشد.

مشابه نسبت Nb/Ta، نسبت Zr/Hf نیز طی پیشرفت تفریق کاهش می‌یابد. بدین دلیل که حضور زیرکن کمتر می‌شود و زیرکونیم با هافنیم (عنصر ایزومورف) جایگزین می‌گردد (Selway et al., 2005). شکل این رابطه مثبت را نشان می‌دهد. همچنین، همان‌طور که مشاهده می‌شود تقریباً همه‌ی نمونه‌های بارور در محدوده‌ی محصور بین $Nb/Ta < 3$ و $Zr/Hf < 18$ قرار گرفته‌اند. اگرچه، برخی نمونه‌های واقع در محدوده‌ی مذکور عقیم هستند.

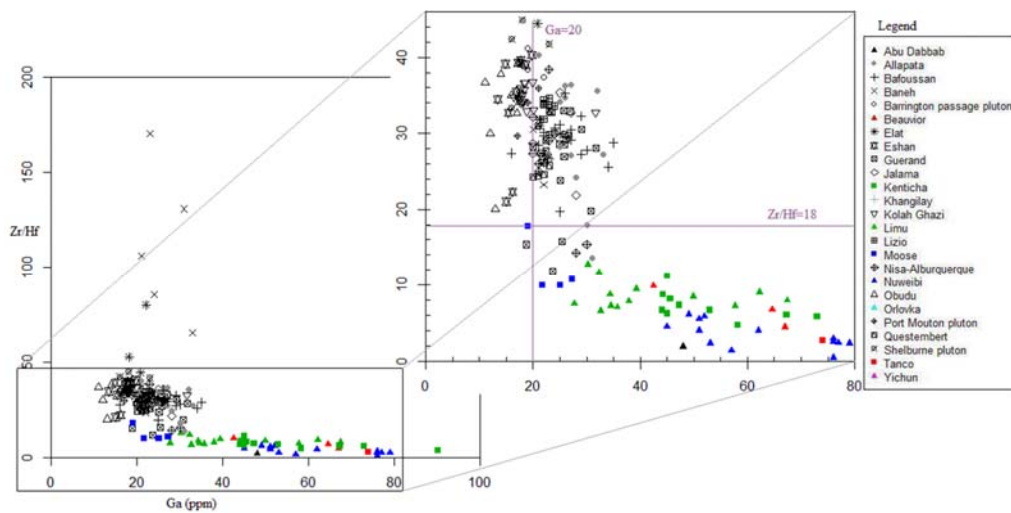


شکل: نمودار Nb/Ta-Zr/Hf برای گرانیت‌های S بارور و عقیم. گرانیت‌های بارور (اشکال رنگی) نسبت Nb/Ta کمتر از سه و نسبت Zr/Hf کوچکتر از ۱۸ دارند. برخی نمونه‌ها نیز در این محدوده قرار گرفته‌اند در حالی که بارور نیستند.

مذاب مادر در طول فرآیند تفریق، غنی از گالیم می‌شود. بنابراین، نسبت Al/Ga کاهش می‌یابد. بیشترین تمرکز گالیم در مراحل آخر تفریق مذاب غنی از آب و فلورین رخ می‌دهد. در حالی که، فرآیندهای هیدروترمالی و گرایزنی شده موجب خروج گالیم از محیط می‌شوند. در نتیجه، محتوی گالیم در یک گرانیت تفریق‌یافته بیشتر از زون گرایزنی تشکیل شده در بالای آن است. عنصر گالیم رابطه‌ای منفی با دو نسبت Nb/Ta و Zr/Hf نشان داده است و محتوی آن در گرانیت‌های بارور بیشتر از ۲۰ پی‌پی‌ام (یعنی متوسط آن در گرانیت‌های پوسته) می‌باشد (شکل‌های). در واقع، این عنصر طی پیشروی تفریق مذاب پرآلومین جایگزین آلومینیوم در ساختار کانی‌های آلومینیوم‌دار می‌شود. بنابراین، می‌تواند نقش مهمی در تمیز گرانیت‌های پرآلومین بارور و عقیم ایفا کند.

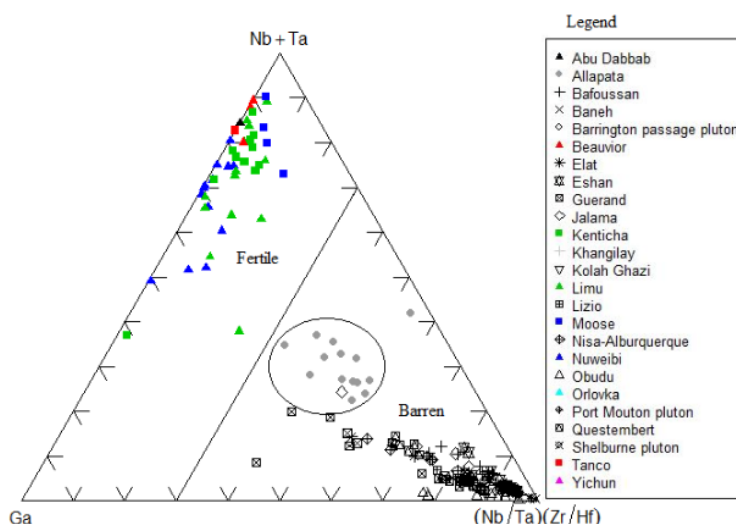


شکل: نمودار Nb-Ta-Ga برای گرانیت‌های S بارور و عقیم. گرانیت‌های بارور (اشکال رنگی) نسبت Nb/Ta کمتر از سه و محتوی Ga بیشتر از ۲۰ پی‌پی‌ام دارند. لازم به توجه است که هیچ نمونه‌ی عقیم محتوی گالیم بالاتر از ۳۵ پی‌پی‌ام ندارد.



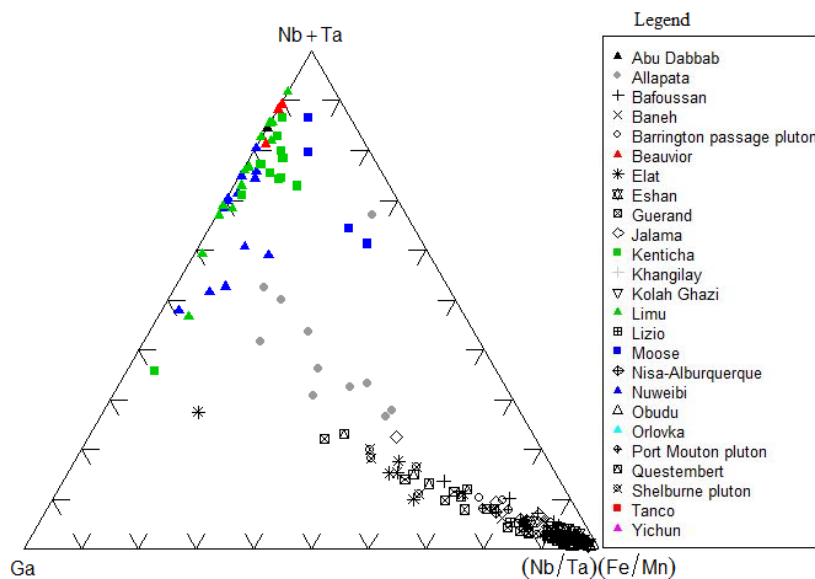
شکل: نمودار Zr/Hf-Ga برای گرانیت‌های نوع S بارور و عقیم. گرانیت‌های بارور (اشکال رنگی) نسبت Zr/Hf کمتر از ۱۸ و محتوی Ga بیشتر از ۲۰ پی‌پی‌ام دارند. لازم به توجه است که هیچ نمونه‌ی عقیم محتوی گالیم بالاتر از ۳۵ پی‌پی‌ام ندارد.

همان‌طور که در نمودارهای دو بعدی مذکور مشاهده شد، ممکن است نمونه‌های عقیم اشتبهاً در محدوده‌ی بارور نمودار قرار گیرند. استفاده از تعداد عناصر شاخص بیشتر می‌تواند تا حدودی این مشکل را رفع کند و تفکیک معتبرتری ارائه کند. بنابراین، ما سعی کردیم نمودارهای سه بعدی را ارائه کنیم. بدین منظور، عناصر یا نسبت‌های شاخصی که همبستگی مثبت با هم داشته‌اند (مثل رابطه‌ی Ta با Nb و یا ارتباط Nb/Ta با Zr/Hf) را در یک رأس و آنهایی که رابطه‌ی منفی با هم نشان داده‌اند (مثل ارتباط Nb و Ta با Nb/Ta و Zr/Hf و یا ارتباط Ga با این دو نسبت) را در گوشه‌های مجزا (مخالف هم یا روبروی هم) قرار دادیم. پس از سعی و خطا و بررسی نمودارهای متعدد، به نمودار سه بعدی Ga-(Nb+Ta)-(Nb+Ta)*(Zr/Hf) دست پیدا کردیم. این نمودار یک ابزار مفید برای تفکیک توده‌های گرانیتی نوع S بارور از تانتالیم و عقیم است. نمونه‌هایی که در نزدیکی ضلع سمت چپ (یعنی Ga-(Nb+Ta)) قرار می‌گیرند و به گوشه‌ی بالا (رأس (Nb+Ta)) متمایل هستند بارور می‌باشند. بدین معنی که نسبت Nb/Ta و Zr/Hf بسیار پایین و در حین حال محتوی Nb و Ta بالا دارند و با تمرکز Ga همراه هستند ولی تمرکز Nb و Ta غالب‌تر است (شکل).



شکل: نمودار سه بعدی Ga-(Nb+Ta)-(Nb+Ta)*(Zr/Hf) برای گرانیت‌های نوع S بارور و عقیم. نمونه‌هایی (اشکال رنگی) که در نزدیکی ضلع سمت چپ (یعنی Ga-(Nb+Ta)) قرار می‌گیرند و به گوشه‌ی بالا (رأس (Nb+Ta)) متمایل هستند بارور از تانتالیم می‌باشند. نمونه‌های توده‌ی آلاپاتا به منطقه بارور (Fertile) متمایل دارند. این امر می‌تواند تأییدی بر همسایگی آن با پگماتیت بارور باشد. همچنین، گواهی این است که توده‌های نزدیک به منطقه بارور در دیاگرام سه بعدی می‌توانند امیدبخش باشند.

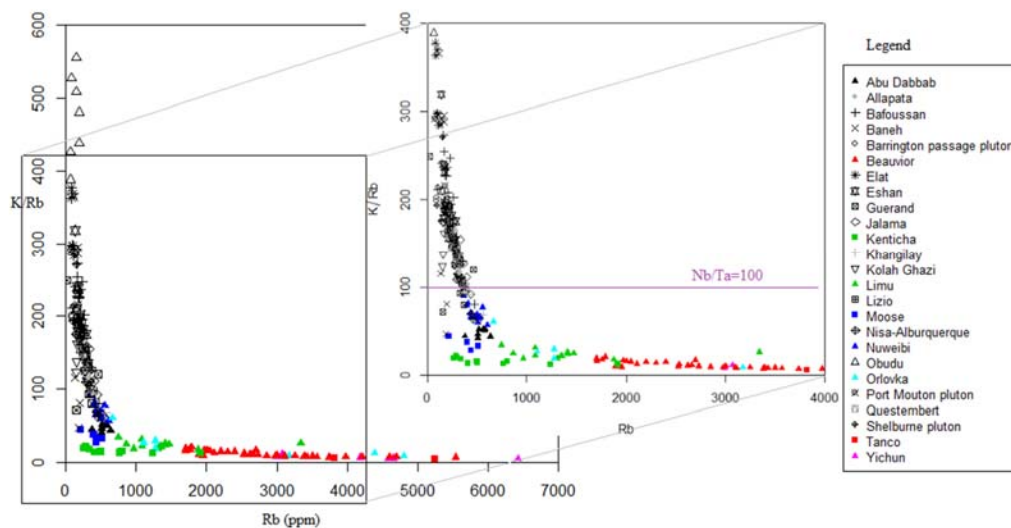
گرانیت‌های بارور نوع LCT، همچنین، نسبت Fe/Mn پایینی (در پایگاه حاضر، کمتر از ۱۵) دارند. به این خاطر که طی روند تفریق ماگما، منگنز جایگزین آهن در ساختار کانی‌های $Nb-Ta$ دار، تورمالین و گارنت می‌شود (Cerny, 1989; Ga-(Nb+Ta)-). جهت بررسی اعمال تأثیر این نسبت در تفکیک، نمودار سه بعدی $(Nb/Ta)*(Fe/Mn)$ را ارائه کردیم. همان‌طور که در شکل مشهود است این نمودار می‌تواند مفید باشد، اما واحدهای بارور و عقیم را به طور واضح تفکیک نمی‌کند. از آنجایی که عناصر اصلی تحت تأثیر دگرسانی‌ها و تغییرات لیتولوژی هستند، استفاده از عناصر کمیاب جهت تفکیک واحدهای بارور و عقیم بهتر است.



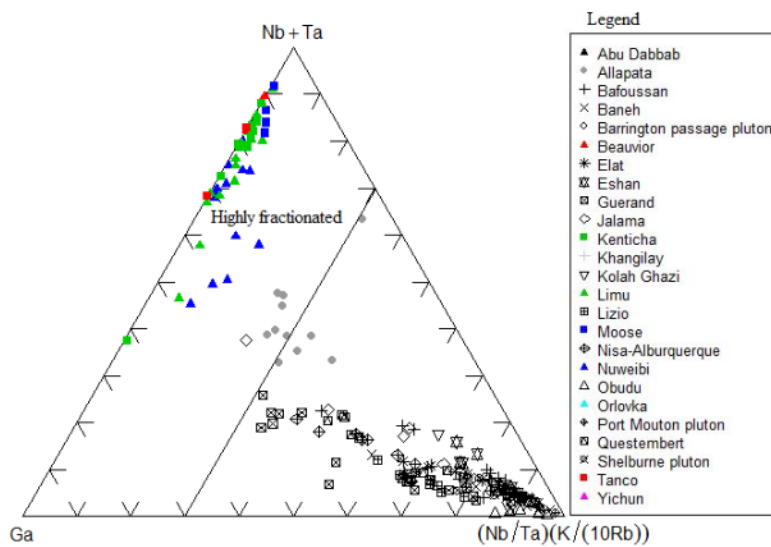
شکل: نمودار سه بعدی $Ga-(Nb+Ta)-(Nb/Ta)*(Fe/Mn)$ برای گرانیت‌های نوع S بارور و عقیم. اشکال رنگی معرف واحدهای بارور هستند. این نمودار قادر نیست مرز واحدهای بارور و عقیم را به وضوح نشان دهد.

نسبت K/Rb شاخص دیگری است که برای تعیین درجه‌ی تفریق سنگ‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. جایگزینی روییدیم با پتاسیم در ساختار فلدسپار پتاسیم و میکاها (بیوتیت و موسکویت) منجر به کاهش این نسبت طی پیشروی تفریق مذاب نوع S می‌شود. بنابراین، نسبت K/Rb پایین بیانگر این است که نمونه‌ی گرانیتی طی مراحل پایانی تفریق ماگما تشکیل شده است. در پایگاه داده مورد بررسی، همه‌ی نمونه‌های بارور نسبت K/Rb کمتر از ۱۰۰ دارند. در حین حال، نمونه‌های عقیم اما حاوی نسبت K/Rb کمتر از ۱۰۰ نیز وجود دارد (شکل). در نتیجه، هر نمونه‌ی حاوی نسبت K/Rb پایین متعلق به توده‌ی بارور نیست. همان‌طور که در شکل هم می‌بینید حضور نسبت مذکور در نمودار سه بعدی، در

تفکیک واحدهای به شدت تفریق یافته موثر است و همه‌ی نمونه‌های قرار گرفته در منطقه به شدت تفریق یافته (Highly fractionated) لزوماً بارور نیستند.



شکل: نمودار K/Rb-Rb برای گرانیت‌های نوع S. بارور و عقیم.



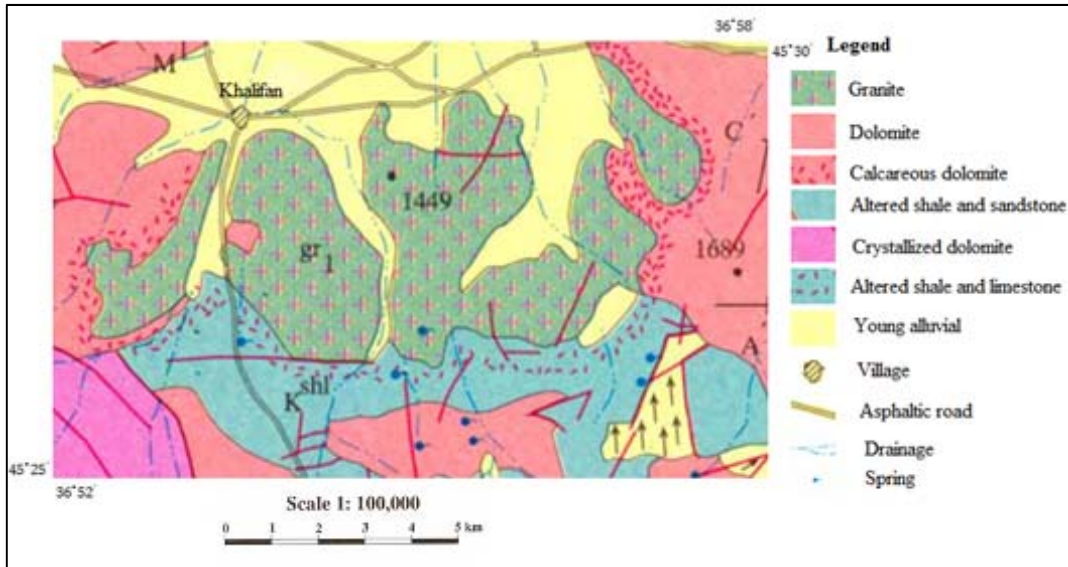
شکل: نمودار سه بعدی $Ga-(Nb+Ta)-(Nb/Ta)*(K/(10*Rb))$ برای گرانیت‌های نوع S بارور و عقیم. اشکال رنگی معرف واحدهای بارور هستند. این نمودار قادر به تفکیک دقیق واحدهای بارور و عقیم نیست. بلکه، واحدها را براساس درجه‌ی تفریق تمیز می‌دهد که هر گرانیت تفریق‌یافته‌ای لزوماً بارور نیست (مانند توده‌ی گرانیتی آلاپاتا).

در کل، نمودارهای سه گوش ابزارهای کارآمدی جهت تفکیک گرانیت‌های مستعد و عقیم هستند. نمودار $\text{Ga}-(\text{Nb}+\text{Ta})-(\text{Nb}/\text{Ta})^*(\text{Zr}/\text{Hf})$ قادر است واحدهای میزبان کانی‌سازی Ta (هم گرانیت و هم پگماتیت) را از واحدهای عقیم تفکیک کند چه کانی‌سازی صرفاً ناشی از فرآیندهایی ماگمایی باشد چه فرآیندهای ماگمایی-هیدروترمالی.

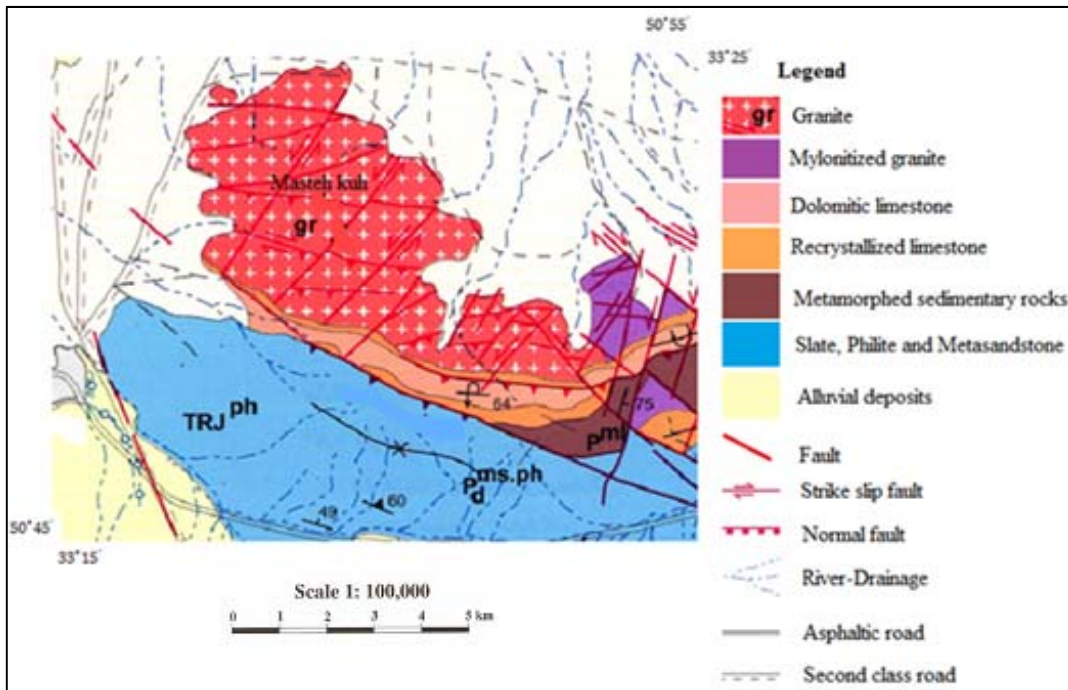
ژئوشیمی توده‌های مورد بررسی

گرانیت‌های خلیفان و حسن‌رباط

توده‌های نفوذی خلیفان (واقع در بخش شمال‌غربی پهنه‌ی سنندج-سیرجان) و حسن‌رباط (واقع در بخش مرکزی پهنه) تنها واحدهای گرانیتی تشکیل شده در دوره‌ی پالئوزوئیک (به ترتیب به سن کربونیفر و پرمین زیرین) در زون سنندج-سیرجان هستند. هر دو گرانیت از نوع A می‌باشند اما، گرانیت خلیفان ترکیب کانی‌شناسی پیچیده‌تری نسبت به حسن‌رباط دارد. گرانیت خلیفان یک پلوتون کوچک با ماهیت پرآلومین است که در سنگ‌های رسوبی از قبیل دولومیت، سنگ آهک، ماسه‌سنگ و رس‌سنگ نفوذ کرده است (شکل). حسن‌رباط هم یک پلوتون کوچک با ماهیت متآلومین تا کمی پرآلومین (و به صورت جزئی پرآلکالن) است که در ماسه‌سنگ، آهک دولومیتی و شیل نفوذ کرده است (شکل). با توجه به این‌که پهنه‌ی سنندج-سیرجان در دوره‌ی پالئوزوئیک وضعیّت قاره‌ای داشته است، انتظار می‌رود این دو واحد نفوذی در محیط تکتونیکی درون‌صفحه‌ای رخ داده باشند. بی و همکاران (۲۰۱۱) پیشنهاد کردند که گرانیت خلیفان احتمالاً از یک ماگمای دما بالا حاصل ذوب بخشی درجه‌ی پایین یک منبع پوسته‌ای فلسیک نشأت گرفته است و گرمای مورد نیاز برای ذوب بخشی توسط یک منبع گوشته‌ای صعودیافته به سطوح بالاتر تأمین شده است. از طرف دیگر، منصوری اصفهانی و همکاران (۲۰۱۰) یک مدل دو مرحله‌ای برای تشکیل گرانیت حسن‌رباط پیشنهاد کرده‌اند. در مرحله‌ی اول، یک ماگمای مافیک نشأت گرفته از گوشته در سطوح بالاتر پوسته‌ای جایگزین شده است. در مرحله‌ی دوم، تفریق ماگمای مافیک در تنوره‌ی ماگمایی همراه با آلودگی جزئی با مواد پوسته‌ای منجر به تشکیل واحدهای فلسیک‌تر توده شده است.



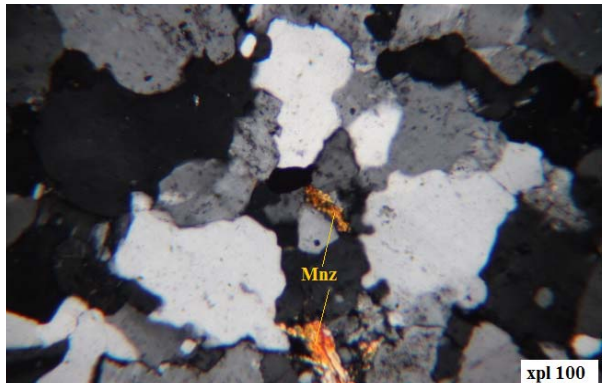
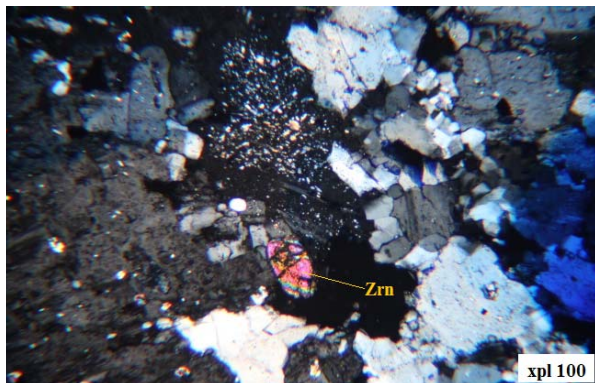
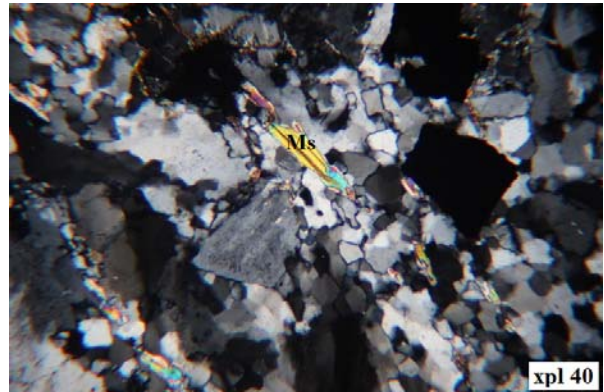
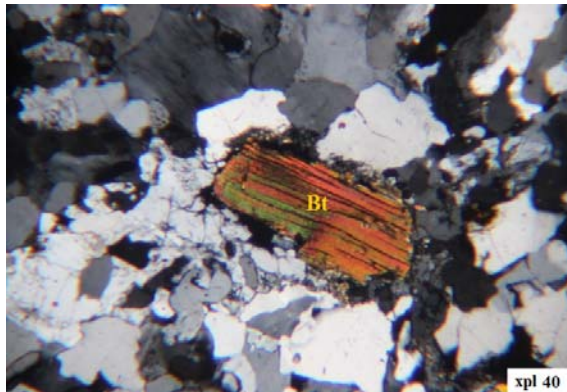
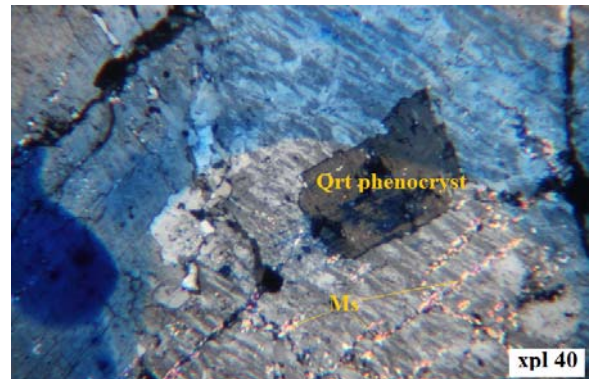
شکل: نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی خلیفان برگرفته از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نقده (تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران).



شکل: نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی حسن‌رباط برگرفته از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه دهق (تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران).

گرانیت خلیفان یک سنگ سفید متوسط دانه است که از پتاسیم فلدسپار (میکروکلین و یا ارتوکلاز)، کوارتز، آلبیت جزئی و بیوتیت نادر تشکیل شده است. پتاسیم فلدسپارها دارای هم‌رشدی با آلبیت است (مزوپرتیت)، توسط رگه‌های کوارتزی ثانویه (ناشی از دگرسانی سیلیسی) قطع شده‌اند و دارای میانبره‌هایی از بلور کوارتز هستند. بی و همکاران (۲۰۱۱) معتقدند این میانبره‌ها منشأ برون‌رستی^{۳۹} دارند. آلبیت یا به صورت بلورهای منفرد و یا به صورت دانه‌های کوچک پراکنده در بافت پرفیری (بلورهای درشت فلدسپار در یک زمینه کوارتزی) رخ داده است. بیوتیت تنها کانی مافیک دیده شده در نمونه‌ها است. اگرچه، کلریت، مگنتیت، هماتیت و سیلیکات‌های آهن-منیزیم‌دار خیلی ریزدانه توسط بی و همکاران (۲۰۱۱) گزارش شده‌اند. موسکوویت به صورت پراکنده و ریزدانه است و فراوانی آن کمتر از بیوتیت می‌باشد. برخی بلورهای فلوریت شکستگی‌ها و ترک‌ها را پر کرده‌اند که نشان از دخالت یک منشأ ماگمایی متفاوت در مراحل پایانی تفریق ماگمای مادر دارد (Bea et al., 2011). ترکیب کانی‌های فرعی شامل فلوریت، مگنتیت، تیتانومگنتیت، زیرکن، آلانیت، آپاتیت، مونازیت و به صورت محلی زینوتايم، کانی‌های Nb-REE دار (فرگوسینیت) و کانی‌های کربناته‌ی REE دار شامل باستانزیت و پاریزیت است (Bea et al., 2011). حضور این کانی‌های اقتصادی می‌تواند گواه کانی‌سازی نوع NYF در گرانیت خلیفان باشد (شکل).

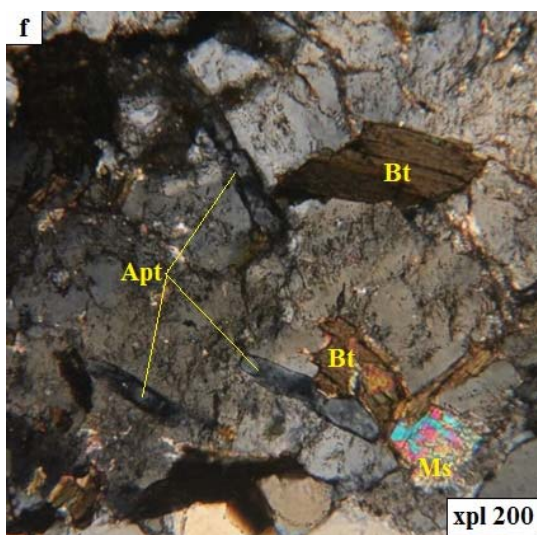
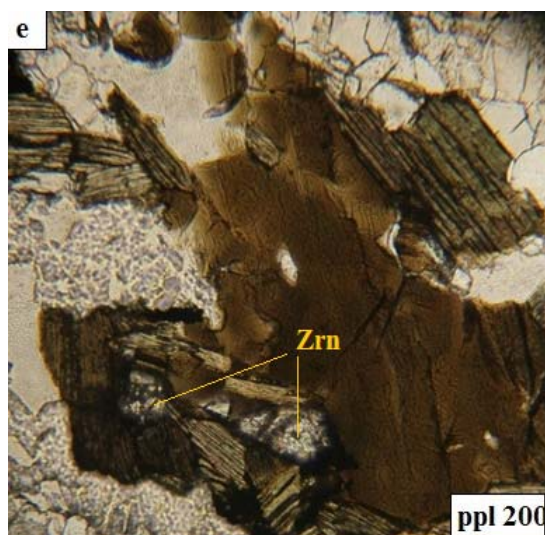
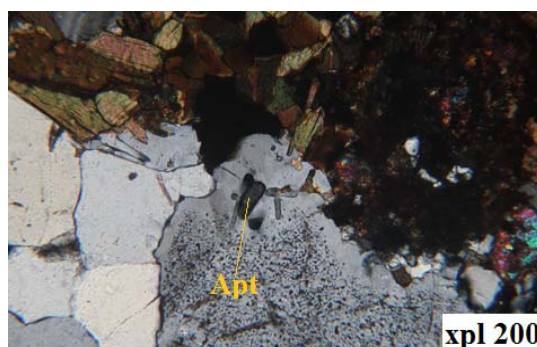
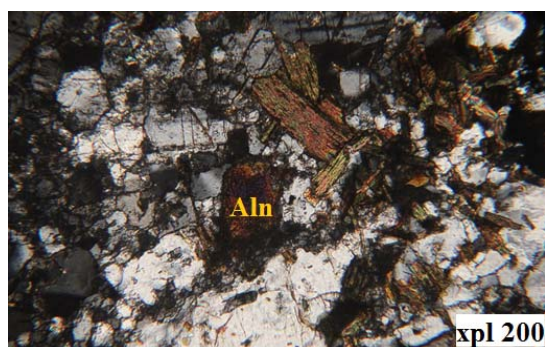
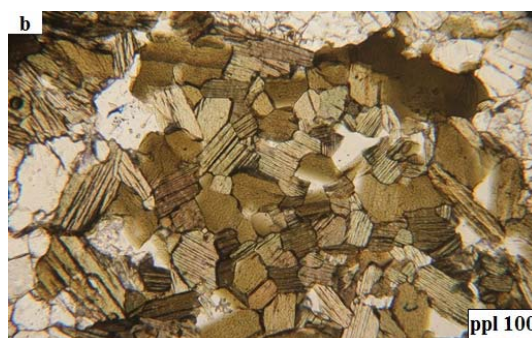
³⁹ Exsolution



تصاویر برخی کانی‌های رؤیت شده در مقاطع نازک صیقلی تهیه شده از گرانیت خلیفان. a: مزوپرتیت، رگه‌ی کوارتزی ثانویه (Qtz) و موسکوویت ریزدانه‌ی پراکنده (Ms); b: فنوکریست کوارتز در زمینه‌ی پرتیتی و موسکوویت‌های رنگی؛ c: بیوتیت (Bt); d: موسکوویت؛ e: زیرکن (Zrn); f: موناژیت (Mnz). سایه‌ی آبی مربوط به ماژیک مورد استفاده برای علامت‌گذاری کانی‌ها است.

حسن‌رباط یک گرانیت متوسط تا درشت‌دانه، خاکستری تا صورتی و با بافت گرانولار تا پرفیری است. کانی‌های اصلی آن شامل پتاسیم-فلدسپار (ارتوکلاز و عمدتاً میکروکلین)، کوارتز، پلاژیوکلاز (آلبیت شطرنجی)، بیوتیت پلی‌گونال و آمفیبول جزئی است. پرتیت متداول است بافت‌های و هم‌رشدی کوارتز-فلدسپار (از قبیل میرمکیت و گرافیک) به صورت

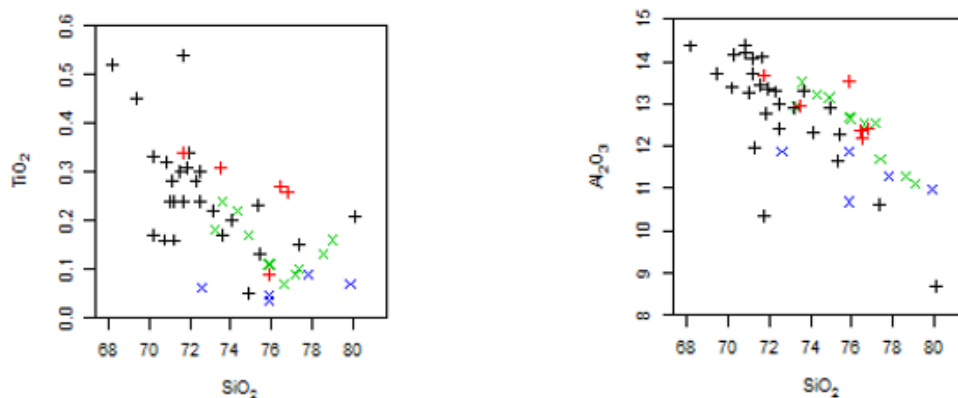
محلی توسعه یافته است. بیوتیت هم به صورت بلورهای جداگانه و هم به صورت دانه‌های پراکنده در مجموعه^{۴۰} کوارتز-فلدسپار دیده شده است. آمفیبول به رنگ سبز مایل به آبی است و تا حدودی با بیوتیت جایگزین شده است. زیرکن، آلانیت، آپاتیت، تیتانیت و مگنتیت کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند. موسکویت جزئی و کلریت (به صورت محلی) کانی‌های ثانویه هستند که جایگزین کانی‌های اولیه به ویژه بیوتیت شده‌اند. موسکویت به صورت اولیه نیز دیده شده است (شکل).



⁴⁰ Aggregate

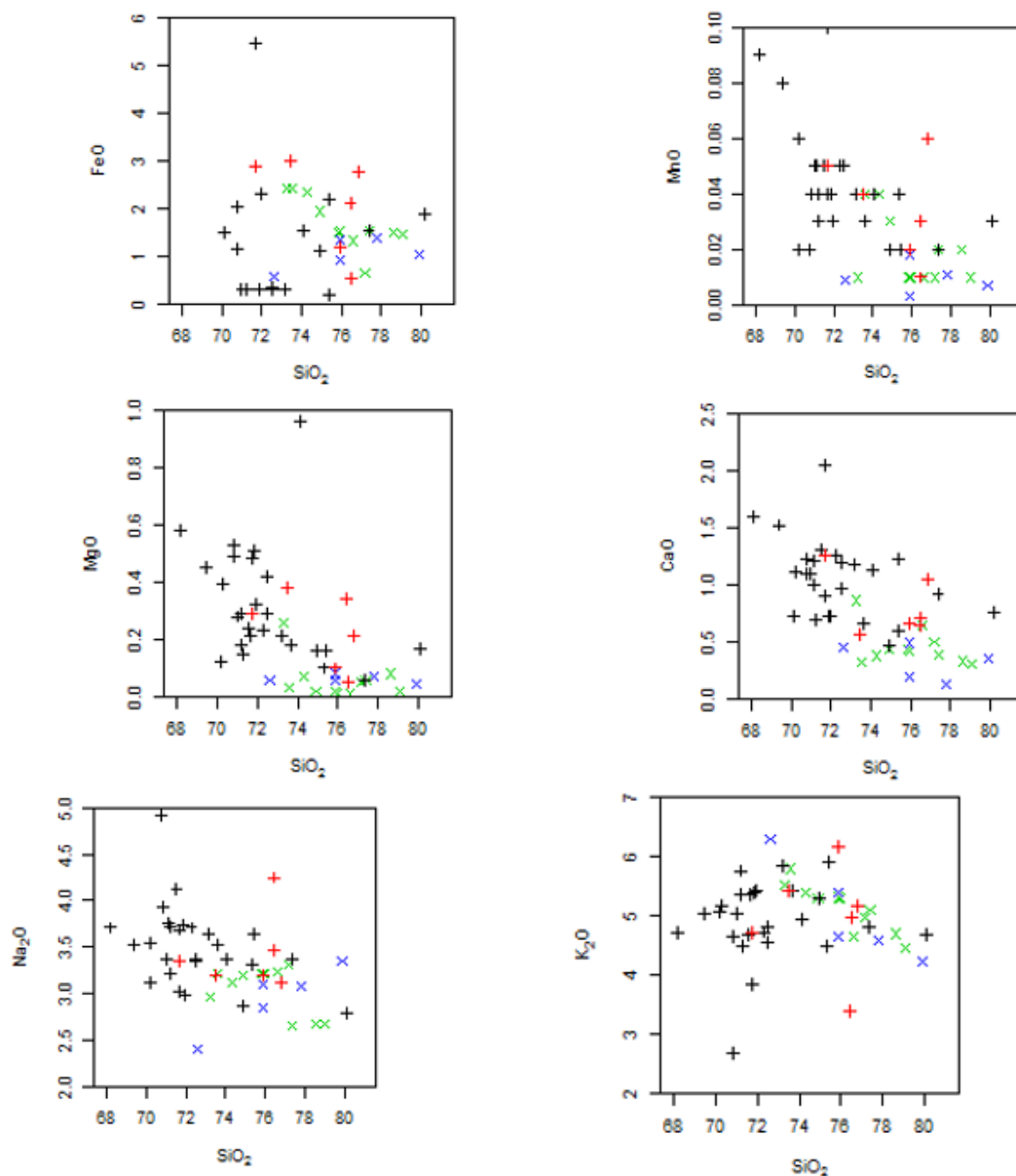
تصاویر برخی کانی‌های رؤیت شده در مقاطع نازک صیقلی تهیه شده از گرانیت حسن‌رباط. a: آلبيت شطرنجی؛ b: بیوتیت (Bt) پلی‌گونال؛ c: آلانیت (قهوه‌ای مایل به قرمز، Aln) قرار گرفته در بین کانی‌های اصلی از قبیل بیوتیت؛ d: بلور آپاتیت (Apt) محصور شده توسط کوارتز، بیوتیت و آلانیت؛ e: میانبار زیرکن (Zrn) در بیوتیت؛ f: سه بلور خطی آپاتیت (Apt) به همراه موسکوویت (Ms) و بیوتیت در کانی ارتوکلاز. سایه‌ی آبی مربوط به ماژیک مورد استفاده برای علامت‌گذاری کانی‌ها است.

داده‌های کل سنگ نشان می‌دهند که نمونه‌های گرانیتی حسن‌رباط (با ۶۸-۷۸ درصد) محتوی سیلیس کمتری نسبت به خلیفان (۷۲-۸۰ درصد) دارند و در دیاگرام‌های هارکر در سطح بالاتری قرار می‌گیرند. همچنین، در آن‌ها یک رابطه‌ی منظم و نزولی بین محتوی سیلیس و اکسیدهای اصلی (به جز Na_2O , K_2O , FeO) دیده می‌شود (شکل). بعلاوه، در نمودار Rb در برابر K/Rb، نمونه‌های حسن‌رباط یک روند پیوسته نزولی را دنبال می‌کنند. در حالی که نمونه‌های خلیفان یک سیر ناپیوسته دارند و می‌توان آن‌ها را براساس درجه‌ی تفریق‌شان به دو گروه (شامل با درجه‌ی تفریق کمتر^{۴۱} و با درجه‌ی تفریق بیشتر^{۴۲}) تقسیم کرد. نمونه‌های با درجه‌ی تفریق بیشتر محتوی Rb بالاتر و نسبت K/Rb کمتر دارند (شکل).



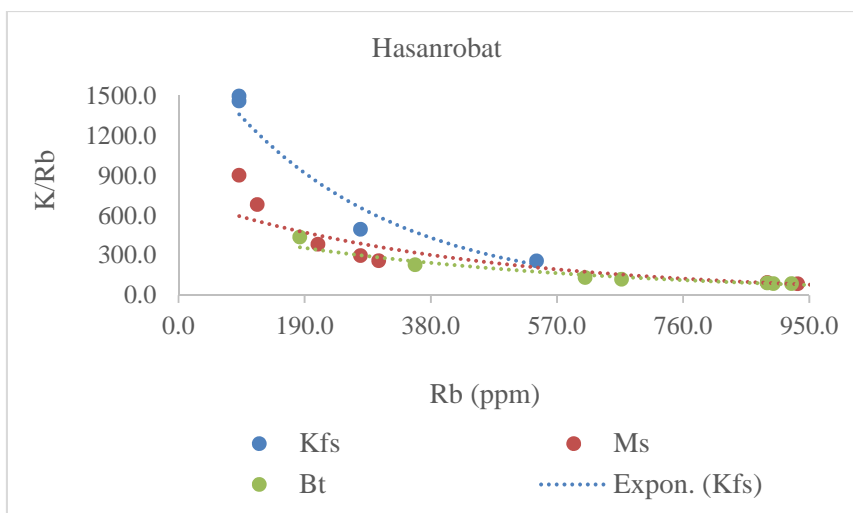
⁴¹ Less-fractionated

⁴² More-fractionated



دیاگرام‌های هارکر (۱۹۰۹) عناصر اصلی گرانیت‌های خلیفان و حسن‌رباط. نمادها (بعلاوه سیاه: نمونه‌های موجود حسن-رباط، بعلاوه قرمز: نمونه‌های جدید حسن‌رباط، ضربدر سبز: نمونه‌های موجود خلیفان، ضربدر آبی: نمونه‌های جدید خلیفان).

روند منظم مشاهده شده در نمودارهای هارکر و Rb در برابر K/Rb گرانیت حسن‌رباط نتیجه‌ی فرآیند تفریق ماگمای مادر نشأت گرفته از گوشته، پیشنهاد شده توسط منصوری اصفهانی و همکاران (۲۰۱۰)، است. واکنش با پوسته را نیز می‌توان مسئول رفتار نامنظم اکسیدهای Na, K و Fe دانست. امتزاج پوسته‌ای در مراحل پایانی تفریق ماگمای مادر، همچنین، به کمک تبلور همزمان پتاسیم فلدسپار و میکاها که در نمودار K/Rb در برابر Rb این کانی‌ها دیده می‌شود قابل تأیید است (شکل).

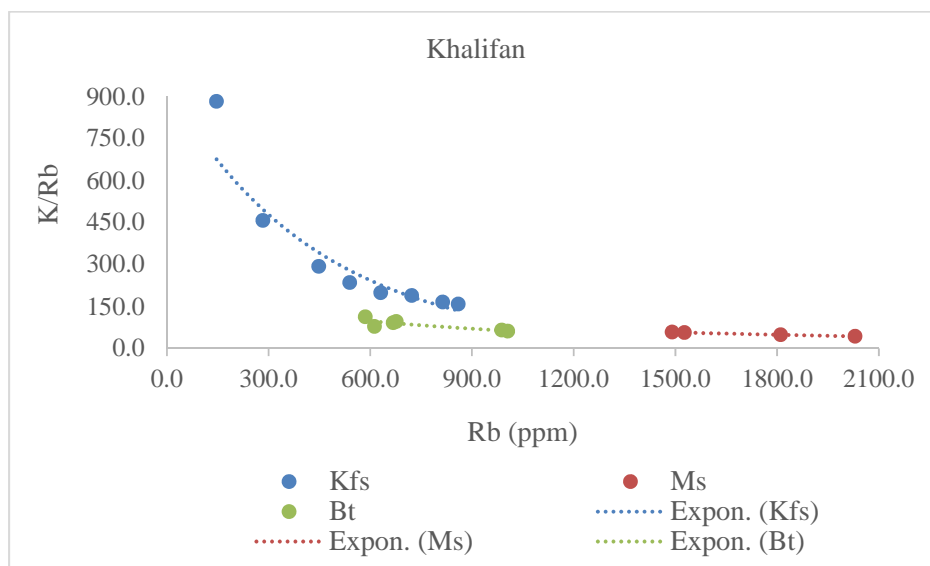


رفتار K/Rb در برابر Rb در کانی‌های فلدسپار پتاسیم، موسکوویت و بیوتیت در گرانیت حسن‌رباط.

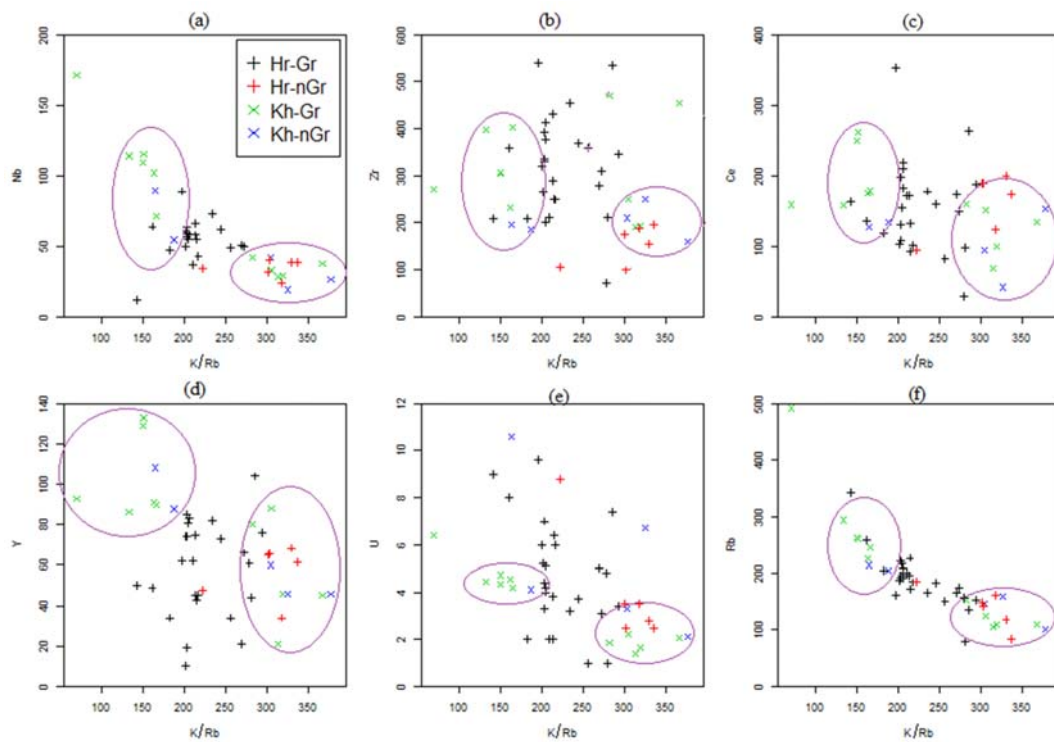
عدم وجود یک رابطه‌ی واضح در نمودارهای هارکر و وجود دو گروه مجزا در نمودار Rb در برابر K/Rb در گرانیت خلیفان می‌تواند نشان دخالت یک منشأ دیگر (در مراحل آخر فعالیت‌های ماگمایی یا پس از آن)، که توسط بی و همکاران (۲۰۱۱) و با استناد به حضور بلورهای فلوریت در بین ترک‌ها و شکستگی‌ها پیشنهاد شده است، باشد. همچنین، نمودار K/Rb در برابر Rb کانی‌های فلدسپار پتاسیم و میکاها گواه آن است که تبلور موسکوویت به وسیله‌ی یک مولفه‌ی اضافه‌شده پس از تفریق ماگمای مادر به تأخیر افتاده است (شکل). این مولفه که مرتبط با فرآیندهای اتفاق افتاده در مراحل پایانی یا پس از فعالیت‌های ماگمایی^{۴۳} است شرایط را برای تشکیل نمونه‌های با درجه‌ی تفریق بیشتر فراهم آورده است. رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب طی پیشرفت روند تفریق ماگمای مادر حاکی از آن است که این فعالیت‌ها منجر به غنی‌شدگی عناصر کمیاب شده‌اند. در نتیجه، نمونه‌های با درجه‌ی تفریق بیشتر حاوی تمرکز بالاتری از عناصر کمیاب از قبیل Nb, Zr, Ce, Y, U, Sn, Ga, Ba و REEs نسبت به نمونه‌های با درجه‌ی تفریق کمتر هستند و Sr در آن‌ها دچار ترقیق شده است (شکل). تغلیظ این قبیل عناصر کمیاب شاخص کانی‌سازی نوع NYF است که حضور (به صورت محلی) کانی‌های اقتصادی از قبیل زینوتایم، فرگوسینیت، باستانزیت و پاریزیت آن را تأیید می‌کند. نتایج آنالیز EMPA کانی‌ها تأیید دیگری بر این موضوع است. به عنوان مثال، محتوی Ba در کانی بیوتیت بیشتر از فلدسپار پتاسیم و موسکوویت است و این خود گواهی است بر تغلیظ این عنصر کمیاب طی فرآیندهای پایانی یا پس از فعالیت‌های ماگمایی. همچنین

⁴³ Late/Post magmatic activities

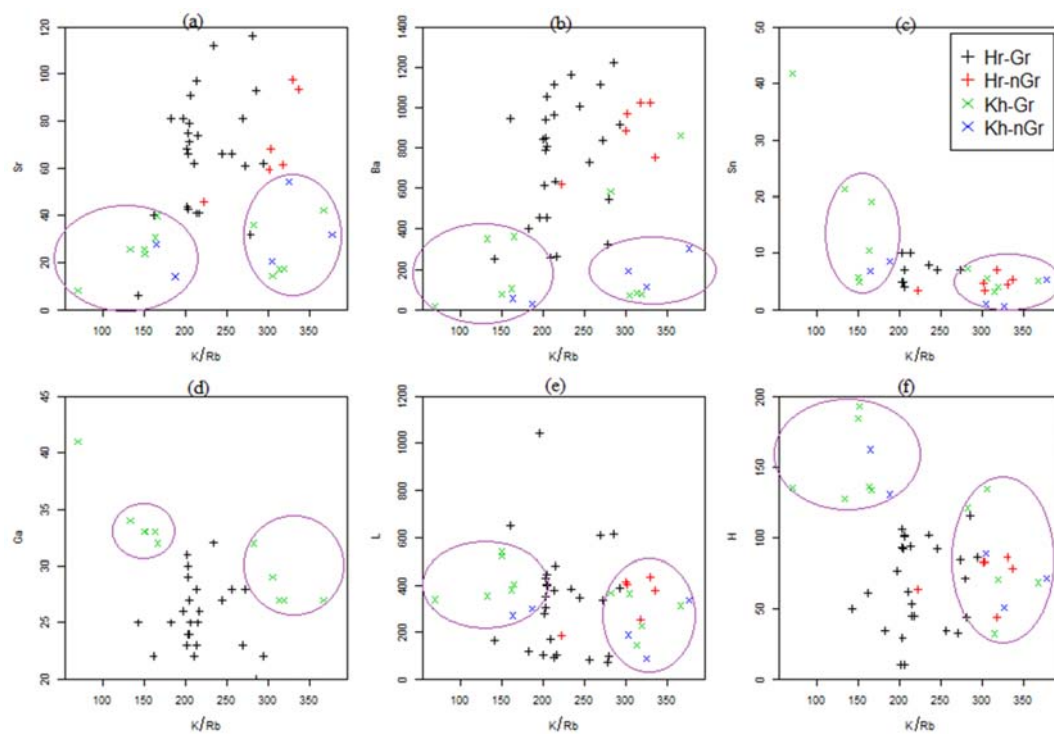
محتوی بسیار پایین Sr (نزدیک به صفر) هم در فلدسپار و هم در میکاها نشان می‌دهد که این فقر هم ناشی از فقیر بودن ماگمای مادر است و هم فرآیندهای مؤثر بر تبلور کانی‌ها در آن (جدول). محتوای به نسبت بالای عناصری از قبیل Zr, U, Sr و Ba در گرانیت حسن‌رباط نتیجه‌ی غنی بودن ماگمای مادر از این فلزات است. نتایج آنالیز EMPA کانی‌ها نیز این موضوع را تأیید می‌کند. برای مثال، محتوی بالاتر Ba در کانی فلدسپار پتاسیم نسبت به میکاها بدین معنی است که ماگمای مادر غنی از Ba بوده است و محتوی Ba طی فرآیند تفریق ماگما و یا آلودگی‌های پوسته‌ای کاهش یافته است (شکل). علی‌رغم داشتن ماگمای مادر غنی، درجه‌ی تفریق ضعیف مانع وقوع کانی‌سازی نوع NYF در گرانیت حسن‌رباط شده است.



رفتار K/Rb در برابر Rb در کانی‌های فلدسپار پتاسیم، موسکوویت و بیوتیت در گرانیت خلیفان.

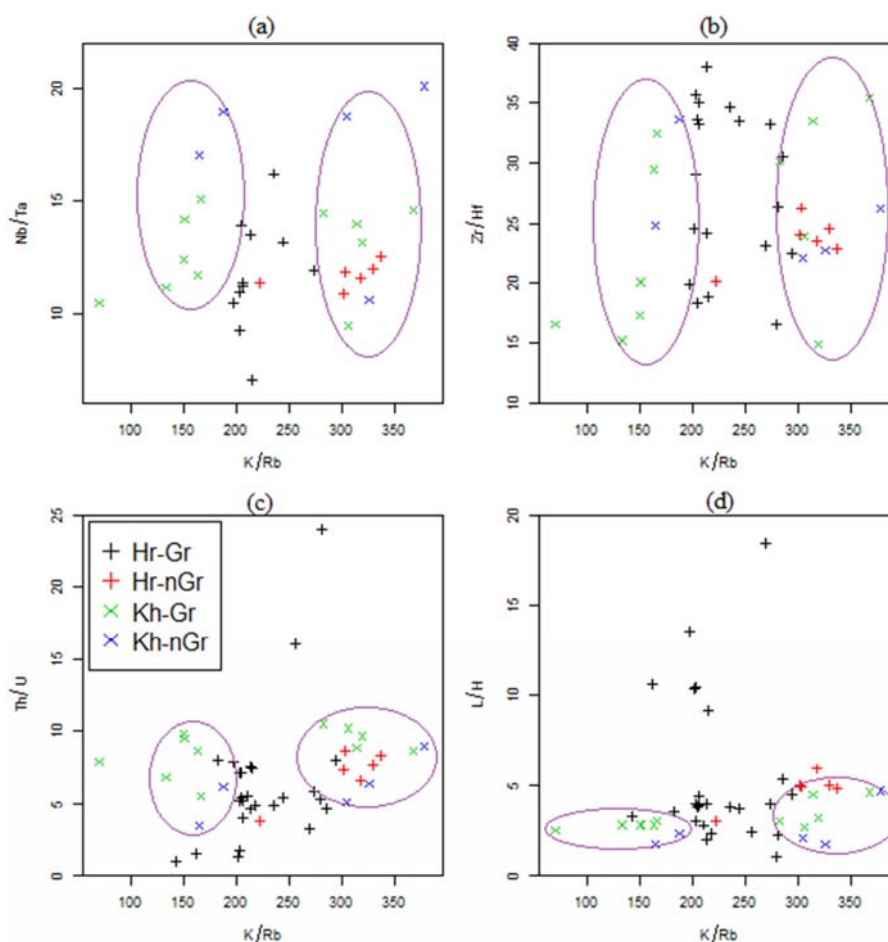


رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب از قبیل Rb و Nb, Zr, Ce, Y, U طی پیشرفت فرآیند تفریق در گرانیت‌های خلیفان و حسن‌رباط.



رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب از قبیل Sr, Ba, Sn, Ga, L (LREE) و H (HREE) طی پیشرفت فرآیند تفریق در گرانیت‌های خلیفان و حسن‌رباط.

نسبت‌های شاخص از قبیل Nb/Ta, Zr/Hf, U/Th و LREE/HREE در نمونه‌های گرانیتی حسن‌رباط دارای دامنه‌ی تغییرات وسیع‌تری نسبت به خلیفان هستند. از طرفی، نمونه‌های تفریق‌یافته‌تر گرانیت خلیفان دامنه‌ی تغییرات محدودتری نسبت به نمونه‌های با درجه‌ی تفریق کمتر دارند و نسبت LREE/HREE آن‌ها، هر چند به صورت جزئی، کمتر از سایر نسبت‌های شاخص است (شکل). این احتمالاً بدین معنی است که تحولات REEs بر سایر عناصر کمیاب از قبیل Nb, Ta, Zr, Hf, U, Th غالب بوده است. در نتیجه، کانی‌های REE‌دار تشکیل شده‌اند.



رفتار ژئوشیمیایی نسبت‌های شاخص طی پیشرفت فرآیند تفریق در گرانیت‌های خلیفان و حسن‌رباط.

به منظور شناسایی پتانسیل احتمالی NYF در گرانیتهای خلیفان، فاکتور آماری میانه برای عناصر کمیاب با چهار گرانیتهای بارور نوع NYF در دنیا شامل پوترریلس^{۴۴}، مادیرا^{۴۵}، وایت مونتین^{۴۶} و خانگیگری^{۴۷} مقایسه شده است. هر چهار گرانیتهای نوع A هستند، ماهیت متآلومین تا پرآلومین دارند و در وضعیت تکتونیکی درونصفحه‌ای تشکیل شده‌اند. محتوای عناصر کمیاب و برخی اطلاعات دیگر از این گرانیتهای در شکل قابل مشاهده است.

داده‌های حاکی از آن است که خلیفان، گرانیتهای بسیار تفریق‌یافته‌ای نیست و تقریباً محتوای Rb کمتر و نسبت K/Rb بیشتری نسبت به چهار گرانیتهای بارور دارد. موضوع عجیب این است که محتوای Sr و Ba گرانیتهای خلیفان به اندازه‌ی گرانیتهای میزبان کانسارهای نوع NYF (وایت مونتین و خانگیگری)، که بسیار تفریق‌یافته هستند، پایین است. این امر نمی‌تواند سندی بر بارور بودن گرانیتهای خلیفان باشد. زیرا این تهی‌شدگی از فقر ماگمای مادر نشأت گرفته است. محتوای عناصر شاخص از قبیل Nb, Ta, Zr, U, Th, Zn, Pb و Ga همانند نسبت‌های شاخص متناظرشان شامل Nb/Ta, Zr/Hf و U/Th در گرانیتهای خلیفان تغلیظ جزئی نشان می‌دهند. در حالی که محتوای REEs در آن بسیار بیشتر از چهار گرانیتهای بارور است و نسبت LREE/HREE پایین‌تری دارد. این امر بر تمرکز عناصر نادر خاکی (به ویژه نوع سنگین) در گرانیتهای خلیفان دلالت دارد.

Case study	Khalifan	Potreriillos	Madeira	White Mountain	Khanigiri
Province	Naqadeh	San Luis	Pitinga	New Hampshire	Andhra Pradesh
Country	Iran	Argentina	Brazil	United State	India
NYF mineralization grade	Potentially enrichment	enrichement	enrichement	Deposit	Deposit
Reference	Same as table 1	Lira et al., 2012	Maximino et al., 2010	Camp, 2011	Thirupati et al., 1996
Number of samples	18	4	25	33	11
Rb	156.0	151	188	329	407
Sr	26.9	269	122	23	47
Ba	107.5	630	1010	94	12
Zr	250.5	238	332	288	341
Hf	11.7	5.7	9.3	16	
Nb	42.1	17.5	19.8	157	210
Ta	2.9	2.5	1.3	13.1	20
Th	22.8	23.6	25.1	53.7	55
U	3.7	4.0	5.6	19.7	17
Pb	28.5	27	23	57.3	42
Zn	32.5	40	57	45.0	
Sn	5.5		4.0		14.5
Ga	32.0	20	19		31
Y	83.0	44	59	48	100
LREE	323.7	351.7	360.8	293.5	
HREE	124.1	62.4	84.4	81.6	
K/Rb	271.5	255.2	200.9	106.9	91.3
Zr/Hf	25.5	36.5	33.6	17.3	
Nb/Ta	14.1	7.5	13.8	11.6	9.8
Th/U	8.2	6.2	4.0	2.8	2.6
LREE/HREE	2.8	6.1	4.5	3.7	

محتوای عناصر کمیاب (بر مبنای فاکتور میانه) گرانیتهای خلیفان و چهار گرانیتهای هم نوع بارور (نوع NYF) شناخته شده در دنیا و برخی اطلاعات دیگر درباره‌ی آنها. تناژ رنگ نشان درجه‌ی تمرکز عنصر است.

⁴⁴ Potrerillos

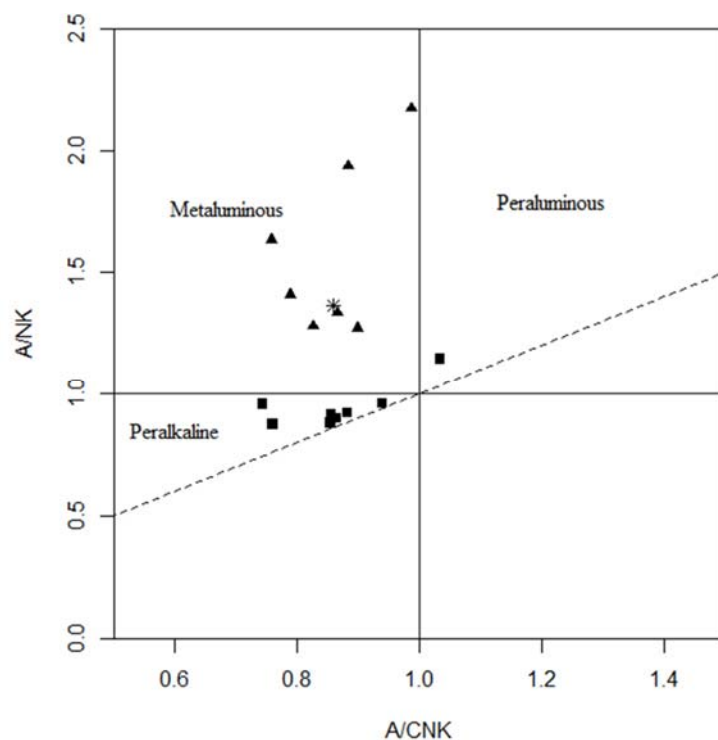
⁴⁵ Madeira

⁴⁶ White Mountain

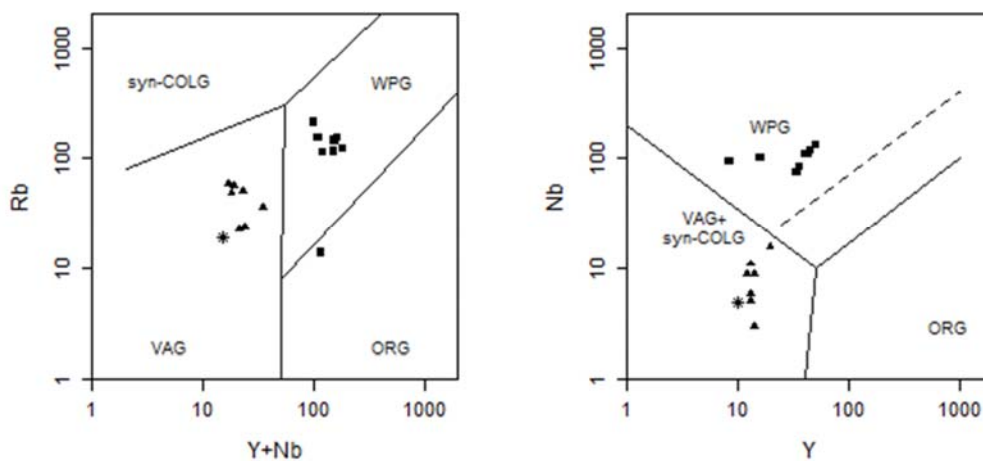
⁴⁷ Khanigiri

توده‌ی نفوذی حسن‌سالاران: این توده‌ی نفوذی در جنوب‌شرق سقز قرار گرفته است و از دو بخش قدیم با سن تقریبی ۱۰۹ میلیون سال قبل و جوان با سن تقریبی ۶۰ میلیون سال قبل تشکیل شده است (Mahmoudi et al., 2011). واحدهای میزبان توده شامل سنگ آهک، لاهای بازالتی-آندزیتی، شیل، ماسه‌سنگ و دولومیت هستند. اغلب مرز توده و واحدهای میزبان گسله شده است. اسکارن و کانی‌سازی‌های آهن در مجاور پلوتون حسن‌سالاران ثبت شده‌اند.

بخش قدیم‌تر توده (G1) از واحدهای سنگی شامل آلکالی فلدسپار گرانیت، سینوگرانیت، کوارتز آلکالی فلدسپار سینیت تشکیل شده است. ارتوکلاز پرتیتی (۴۰-۷۰٪)، کوارتز (۱۵-۲۵٪) و مقدار جزئی پلاژیوکلاز، آرفدسونیت، بیوتیت و کانی‌های اپاک ترکیب کانی‌شناسی اصلی این بخش است. کانی‌های ثانویه شامل اپیدوت، کلسیت، اسفن، کلریت، سریسیت، کانی‌های رسی و اکسیدهای اپاک می‌باشند. بخش جوان توده (G2) از مونزوگرانیت، گرانودیوریت و تونالیت تشکیل شده است. ترکیب کانی‌های اصلی این واحدهای سنگی شامل پلاژیوکلاز (۳۵-۶۰٪)، ارتوکلاز (۵-۲۰٪)، کوارتز (۲۰-۳۰٪)، بیوتیت (۵-۱۵٪)، آمفیبول (هورنبلند (۵-۱۵٪)) می‌باشد. زیرکن کانی فرعی و کلریت، اپیدوت، سریسیت، اسفن، کلسیت و کانی‌های اپاک ترکیب کانی‌های ثانویه را تشکیل می‌دهند. واحدهای نفوذی در برخی نواحی میلونیتی شده‌اند و توسط دایک‌های آپلیتی قطع گردیده‌اند. همچنین، میانبرهای میکروتونالیتی و میکروکوارتزیدیوریتی در این بخش فراهم است. این میانبرها احتمالاً به علت اختلاط ماگمایی ایجاد شده‌اند (Sepahi and Athari, 2006). واحدهای نفوذی بخش قدیم‌تر توده ماهیت متآلومین دارند و به نظر می‌رسد طی پدیده‌ی فرورانش صفحه‌ی عربی به زیر صفحه‌ی ایران تشکیل شده‌اند. در حالی که بخش جوان توده ماهیت پرآلکان دارد و در محیط تکتونیکی پس از برخورد رخ داده است (شکل).



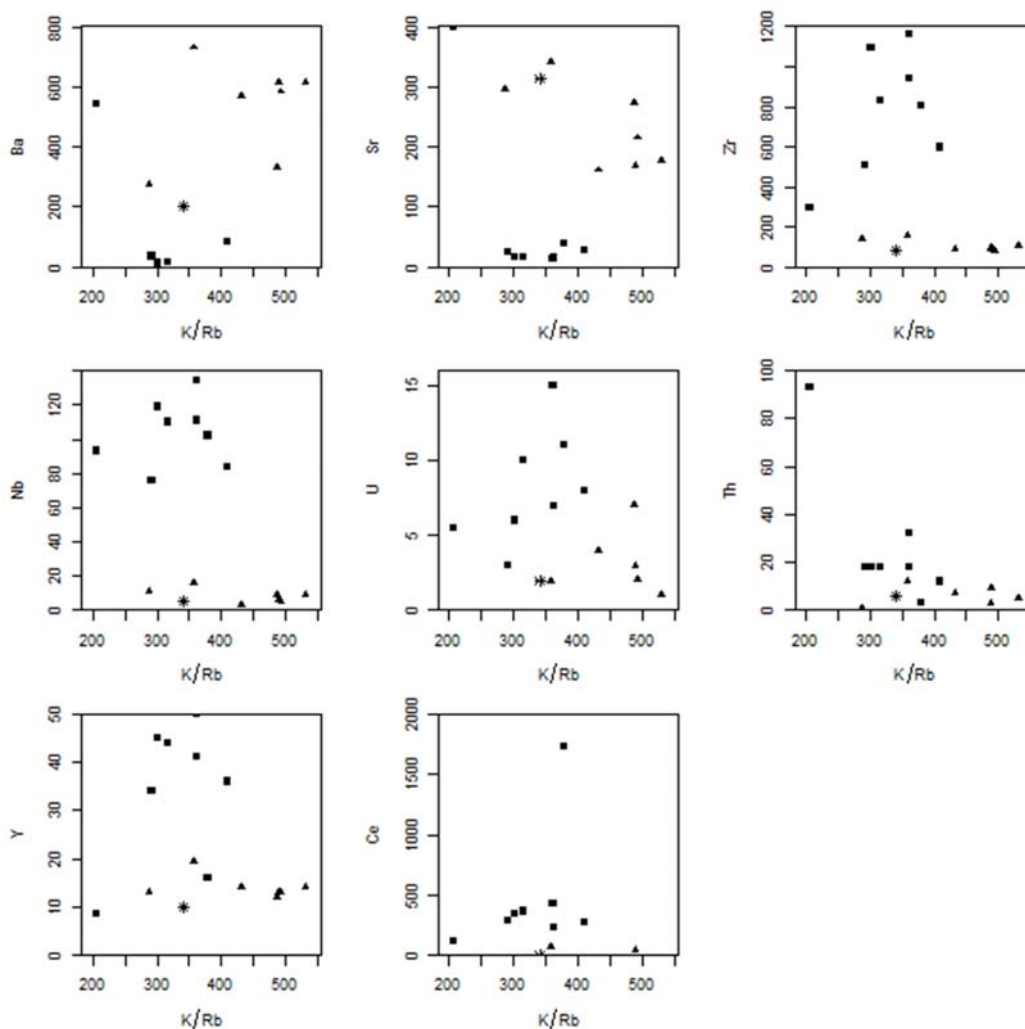
نمودار شاندر (۱۹۴۳) برای واحدهای نفوذی حسن سالاران. نمادها: مثلث سیاه: بخش قدیم توده، مربع سیاه: بخش جوان توده، ستاره: آپلیت.



محیط تکتونیکی تشکیل واحدهای نفوذی حسن سالاران. نمادها: مثلث سیاه: بخش قدیم توده، مربع سیاه: بخش جوان توده، ستاره: آپلیت.

بررسی روند تفریق ماگما نیز گواه از آن دارد واحدهای جوان تر، تفریق یافته تر هستند (هر چند درجهی تفریق شان چندان بالا نیست) و محتوی Nb, Zr, U, Th, Y, Ce بیشتر و Ba, Sr کمتری دارند. در واقع، بخش جوان توده‌ی حسن سالاران رفتار گرانیت‌های نوع NYF را از خود نشان داده است. اگرچه، به نظر می‌رسد درجهی تفریق ضعیف مانع تشکیل کانی‌های

اقتصادی در توده شده است. برای اطمینان از پتانسیل معدنی این توده نیاز است نمونه‌های بیشتری از منطقه برداشت بشود و رفتار عناصر کمیاب مورد تحلیل قرار بگیرد.



رفتار عناصر کمیاب طی پیشرفت فرآیند تفریق در توده‌ی نفوذی حسن سالاران. نمادها: مثلث سیاه: بخش قدیم توده،

مربع سیاه: بخش جوان توده، ستاره: آپلیت.

الگوی کانی‌سازی گرانیتوئیدهای پهنه‌ی سنندج-سیرجان

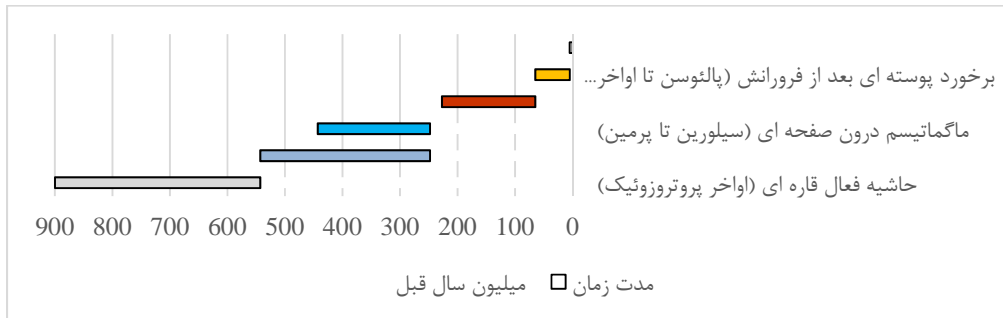
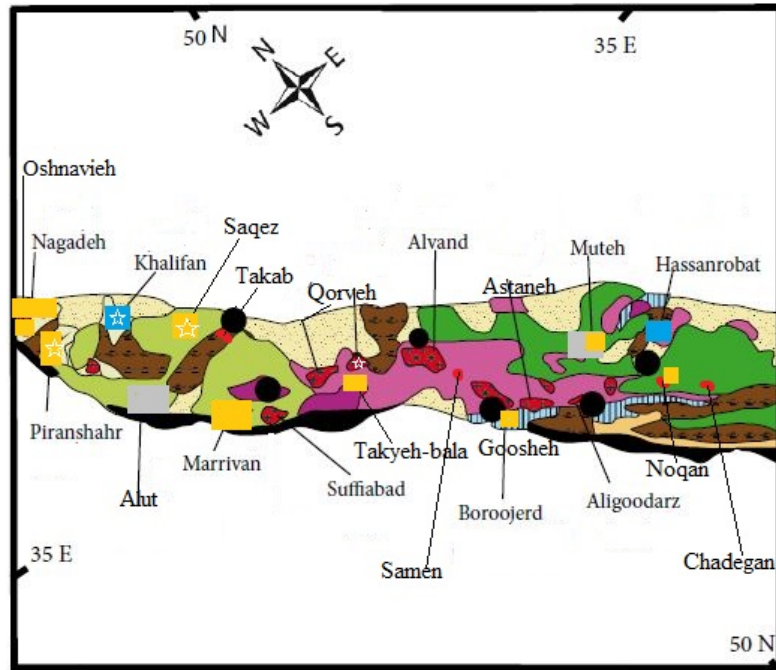
توزیع سن تشکیل (شکل) مؤید این بحث زمین‌ساختی است که پدیده‌ی تکتونیکی اصلی پدیدآورنده‌ی توده‌های گرانیتوئیدی پهنه‌ی سنندج-سیرجان در دوران مزوزوئیک (ژوراسیک و کرتاسه) اتفاق افتاده است و اوج این پدیده در دوره‌ی ژوراسیک بوده است. هم‌اکنون محققان معتقدند در بخش شمالی پهنه، فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته‌ی قاره‌ای ایران مؤکد اصلی فعالیت‌های ماگمایی بوده است (جدول). دو موضوع، فرضیه‌ی وقوع فرورانش در بخشی جنوبی پهنه را با تردید مواجه می‌کند: ۱- وقوع برخی گرانیتوئیدهای به سن ژوراسیک شامل بوانات، چاه خشک و چاه دزدان به یک فاز کششی درون‌قاره‌ای نسبت داده شده است. ۲- حوادث تکتونیکی پس از فرورانش (برخورد پوسته‌ای و تشکیل توده‌های نفوذی) فقط در بخش شمالی پهنه گزارش شده است. در صورت وقوع این حوادث در بخش جنوبی، توده‌های نفوذی رخنمون نیافته‌اند یا دچار فرسایش شده‌اند.

بخش شمالی پهنه‌ی سنندج-سیرجان از دوره‌ی پالئوزوئیک تا سنوزوئیک سه پدیده‌ی زمین‌ساختی شامل ریفت درون-قاره‌ای (ناشی از یک فاز کششی در اواخر دوره‌ی پالئوزوئیک)، فرورانش اقیانوس نئوتیس (در دوره‌ی مزوزوئیک) و برخورد دو صفحه‌ی عربی و ایران (اوایل سنوزوئیک (پالئوژن)) را تجربه کرده است. این رویدادهای زمین‌شناسی هر یک به نوبه‌ی خود منجر به تشکیل یک سری توده‌ی نفوذی در پهنه‌ی سنندج-سیرجان شده‌اند (شکل). در حالت کلی می‌توان گفت واحدهای نفوذی تشکیل شده در اواخر پروتروزوئیک و پالئوزوئیک از نوع A هستند (مربع یا مستطیل‌های خاکستری و آبی) و گوشته نقش مهمی در تشکیل آن‌ها داشته است. این واحدها برحسب اینکه گوشته منشأ اصلی آن‌ها بوده یا منبع تأمین گرما برای ذوب بخشی و میزان آلودگی با مواد پوسته‌ای ماهیت پرآلومین، متآلومین و یا پرآلکالن دارند. در بین آن‌ها، گرانیت خلیفان با کانی‌سازی نوع NYF (به ویژه تمرکز REEها)، به صورت محلی، همراه بوده است. از آنجایی که سن توده بالا است و بخش‌های سقف توده دچار هوازدگی شده است یافتن تمرکزهای اقتصادی REE خود گرانیت شاید ممکن نباشد. فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش در بازه‌ی اواخر تریاس تا اواخر کرتاسه منجر به تشکیل توده‌های نفوذی از نوع S و I شده است (نواحی قرمز رنگ). به نظر می‌رسد در تشکیل این واحدهای نفوذی مواد پوسته‌ای نقش مهم‌تری داشته است چه منشأ ماگمای مادر گوشته‌ای بوده باشد و چه پوسته‌ای. اگرچه تعداد واحدهای نفوذی از این نوع نسبتاً زیاد است آنومالی عنصری یا کانی اقتصادی خاصی در آن دیده نشده است. برخوردهای پوسته‌ای بعد از فرورانش منجر به تشکیل گرانیت‌های جوان‌تر در سراسر پهنه شده است (مربع یا مستطیل‌های زرد رنگ). این واحدهای نفوذی از نوع A، I و S هستند و ماهیت پرآلومین، متآلومین و یا پرآلکالن (بسته به اینکه گوشته منشأ اصلی آن‌ها بوده یا منبع تأمین گرما برای ذوب بخشی و میزان آلودگی با مواد پوسته‌ای) دارند. در بین آن‌ها، واحدهای گرانیتی پرآلکالن (که معمولاً

از نوع A و یا I هستند) مستعد کانی‌سازی نوع NYF بوده‌اند. در محتوی عناصر کمیاب زون گرانیتی حسن‌سالاران (جنوب شرق سقز) آنومالی دیده می‌شود.

چنین به نظر می‌رسد در پهنه‌ی سندج-سیرجان واحدهای گرانیتی نوع A در مراحل آخر تفریق ماگمای مادر تشکیل شده و مستعد کانی‌سازی نوع NYF بوده‌اند. میزان تمرکز کانی‌های اقتصادی و شدت این نوع کانی‌سازی بسته به میزان فراهم آمدن شرایط مناسب از قبیل فرآیندهای ماگمایی-هیدروترمالی مراحل پایانی تفریق ماگما، مولفه‌های محلول شده (مانند مواد پوسته‌ای)، درجه‌ی تفریق و غنی یا فقیر بودن ماگمای مادر صورت گرفته است. از آنجایی که این واحد مستعد کانی‌سازی، معمولاً، حجم کوچکی دارد و در مراحل پایانی تفریق رخ می‌دهد (بنابراین در قله‌ی پلوتون قرار دارد) اکتشاف آن نیازمند پی‌جویی‌های دقیق و صبورانه است و احتمال دارد در سایر توده‌های نفوذی پهنه (به ویژه توده‌های اوایل سنوزوئیک (پالئوژن)) اتفاق افتاده باشد اما اکتشاف نشده باشد.

در توده‌های نوع S و I دوران مزوزوئیک آنومالی خاصی دیده نشده است. پگماتیت‌های شناخته شده‌ی مرتبط با این توده‌ها (از قبیل آرتیمان، منگاو و گنجانمه (مرتبط با پلوتون الوند) نیز کانی‌سازی اقتصادی نداشته‌اند. از آنجایی که گرانیت مادر راهنمای اکتشافی دایک‌های پگماتیتهای نوع LCT محسوب می‌شود احتمال می‌رود چنانچه دایک‌های پگماتیتهای اکتشاف نشده‌ای مرتبط با توده‌های مزوزوئیک پهنه وجود داشته باشد چندان امیدبخش نباشند. مگر اینکه پدیده‌ی جدیدی در وقوع آن‌ها دخیل بوده باشد.



رویدادهای زمین ساختی پهنه‌ی سنندج-سیرجان، سن وقوع و توده‌های نفوذی حاصل از هر یک. رنگ رویدادها و توده‌های متناظر به هر یک یکسان است. ستاره معرف توده‌های آنومال است.

فصل چہارم

نتیجہ گیری

نتایج:

تفکیک توده‌های نفوذی پتانسیل دار و عقیم یکی از چالش‌های مهم در پی‌جویی و اکتشاف مقدماتی پگماتیت‌های عناصر کمیاب است. نمودارهای سه‌گوش، که نسبت به نوع نمودارهای دو بعدی از تعداد بیشتری پارامتر تشکیل می‌شوند، ابزارهای کارآمدی جهت تمیز واحدهای بارور و عقیم هستند. نمودار سه‌گوش $Ga-(Nb+Ta)-(Nb/Ta)*(Zr/Hf)$ قادر است واحدهای سنگی میزبان کانی‌سازی تانتالیم را از واحدهای عقیم تفکیک کند چه کانی‌سازی طی فعالیت‌های صرفاً ماگمایی تشکیل شده باشد و چه ماگمایی-هیدروترمالی. در این نمودار، نمونه‌های بارور در سمت ضلع $Ga-(Nb+Ta)$ قرار می‌گیرند جایی که بالاترین مقدار Nb ، Ta و Ga و در عین حال کمترین نسبت Nb/Ta و Zr/Hf را دارند.

منابع

- Aliani, F., Maaniju, M., Sabori, Z., Miri, M. (2018) Petrology and geochemistry of some granitoid and intermediate rocks in southwest of the Qorveh area (Kurdistan). *Petrology* 33: 21-44 (in Persian).
- Arjmandzadeh, R., Karimpour., M. H., Mazaheri, A., Santoz, F. Z., Medina, J. and Homam, M. (2013) Petrogenesis, tectonomagmatic setting and mineralization potential of Dehsalm granitoids, Lut Block, eastern Iran. *Geoscience* 23 (89): 49-59 (in Persian).
- Ballouard, P., Boulvais, C., Poujol, M., Branquet, Y., Tartese, R. and Vigneresse, J.L. (2016) Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition. *Geological Society of America* 44(3): 231-234.
- Beus, A.A. and Grigorian, S.V. (1977) *Geochemical exploration methods for mineral deposits*. Wilmette, I.L., (Applied Publishing Ltd.) (in Russian) p: 287.
- Breaks, F.W., Selway, J.B. and Tindle, A.G. (2003) Fertile peraluminous granites and related rare element mineralization in pegmatites, Superior province, northwest and northeast Ontario. *Operation Treasure Hunt*. Ontario Geological Survey, Open File Report 6099 p:179.
- Breaks, F.W., Selway, J.B. and Tindle, A.G. (2005) Fertile peraluminous granites and related rare element mineralization in pegmatites, Superior province, northwest and northeast Ontario. *Geological Association of Canada* p:87-125.
- Breaks, F.W. and Tindle, A.G. (1997) Rare-metal exploration potential of the Separation Lake area: an emerging target for Bikita-type mineralization in the Superior Province of Ontario. In *Summary of Field Work and Other Activities 1997*. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper p:168: 72-88.
- Cerny, P. (1989) Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of tantalum. In *Lanthanides, Tantalum, and Niobium*. Edited by Moller, Cerny and Saupe, Springer-Verlag, New York: 274-302.
- Cerny, P. and Meintzer, R.E. (1988) Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatites: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships. *Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits*. Edited by Taylor, R.P. and Strong, D.F., *CIM Special* 39: 170-207.
- Cerny, P. London, D. and Novak, M. (2012) Granitic pegmatites as reflections of their sources. *Elements* 8: 289–294.
- Cohen, D.R., Kelley, D.L., Anand, R. and Coker, W.B. (2010) Major advances in exploration geochemistry, 1998–2007. *Journal of Geochemistry: Exploration, Environment Analysis* 10: 3–16.
- Didar, P., Nezafati, N., Emami, M. H. and Solgi, A. (2014) Geology and mineralogy of South Mashhad pegmatites with especial attitude on Li mineralization. *Geoscience* 94: 209-218 (in Persian).

- Gardideh, S., Sepahi, A.A., and Aliani, F. (2010(a)) Petrology of igneous-metamorphic Moshirababd-Tazehabad area (South of Qorveh-Kordestan). MS.c thesis, Bouali Sina University, Science faculty, Geology Group (in Persian).
- Gardideh, S., Sepahi, A.A., and Aliani, F. (2010 (b)) Petrology and geochemistry of Moshirabad granitoid (South of Qorveh). *Journal of Iranian Crystallography and Mineralogy* 17 (4): 563-580 (in Persian).
- Gunn, G. (2014) *Critical metals handbook*. Published in collaboration with the British Geological Survey, A co-publication between the American Geophysical Union and Wiley p: 451.
- Hassani Pak, A. A. and Sharafaddin, M. (2012) *Exploration data analysis*. Tehran University Press. 3rd edition p: 317-320 (in Persian).
- Linnen, R.L., Lichtervelde M.V. and Cerny, P. (2011) Granitic pegmatite as sources of strategic metals. *Journal of Elements* 8: 275-280.
- Mahmoudi, Sh., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* (41): 238–249.
- Melcher, F., Graupner, T., Gabler, H. E., Sitnikova, M., Henjes-Kunst, F., Oberthur, T., Gerdes, A. and Dewaele, S. (2015) Tantalum–(niobium–tin) mineralisation in African pegmatites and rare metal granites: Constraints from Ta–Nb oxide mineralogy, geochemistry and U–Pb geochronology. *Ore Geology Reviews* 64: 667–719.
- Mohamadizadeh, M. Mojtahedzadeh, S.H, Ayati, 2020, Ga-(Nb+Ta)-(Nb/Ta)(Zr/Hf) Ternary Diagram: An Excellent Tool for Discriminating Barren and Ta-Hosting Granite-Pegmatite Systems, *Journal of earth Science (china)*.
- Mohamadizadeh, M., 2020, *Geochemical investigation of granitoids at Sanandaj-Sirjan zone to discriminate fertile and barren intrusions*, Ph.D thesis, Yazd, Iran
- Salami, S., Sepahi, A.A. and Maanijou, M. (2014) Study of Ebrahim-e-Attar pegmatites and related Skarns (South west of Qorveh). *Journal of Iranian Crystallography and Mineralogy* 22(4): 309-322 (in Persian).
- Saunders, C. M. and Tuach, J. (1989) Zr-Nb-Y-REE mineralization in Cross Hills plutonic suits. Geological Survey of Newfoundland, Report 89 p:181-192.
- Scott Ercit, T. (2005) REE-Enriched Granitic Pegmatites. In Linnen, R.L. and Samson, I.M., eds., *Rare Element Geochemistry and Mineral Deposits: Geological Association of Canada, GAC Short Course Notes* 17: 175-199.
- Selway, J.B., Breaks, F.W. and Tindle, A.G. (2005) A Review of Rare-Element (Li-Cs-Ta) Pegmatite Exploration Techniques for the Superior Province, Canada, and Large Worldwide Tantalum Deposits. *Journal of Exploration and Mining Geology* 14(1-4): 1-30.

Sepahi, A.A., Maanijou, M., Salami, S., Gardideh, S. and Khaksar, T. (2012) Mineral chemistry and geothermobarometry of Moshirabad pluton, Qorveh, Kurdistan, western Iran. *Island Arc* (21): 170–187.

Sinclair, W.D. (1996). Granitic pegmatites. In *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, Geological Survey of Canada (8): 503-512.