

پتروژنر توده‌های نفوذی آداکیتی نوار افیولیتی شمال خاوری سبزوار

محسن نصرآبادی^۱، فدریکو روزتی^۲، حسین معین‌وزیری^۳، سید محمد حسین رضوی^۴ و محمد محجل^۵

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین، قزوین، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه سوم رم، رم، ایتالیا

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۴ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۵ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۵/۰۶

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۱/۰۳

چکیده

تعدادی توده نفوذی با ترکیب ترونجمیت و تونالیت به صورت سین‌تکتونیک به داخل مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد (شمال‌خاوری سبزوار) تزریق شده‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی این توده‌های نفوذی نشان‌دهنده ویژگی‌های آداکیتی بسیار بارز (نسبت بسیار بالای استرانسیم به ایتیم و ایتیم به ایتیم) در آنهاست. با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل توده‌های نفوذی منطقه، ایجاد این چنین ویژگی‌های آداکیتی مستلزم تأثیر توأم فرایندهای ذوب‌بخشی و تفریق ماگمایی است. سناریوی احتمالی در این رابطه شامل ذوب‌بخشی صفحه اقیانوسی فرورو در یک زون فرورانش داغ و تشکیل یک مذاب آداکیتی حدواسط و سپس تفریق آمفیبول و تشدید شاخص‌های آداکیتی مذاب تفریق یافته اسیدی نهایی است. تفاله حاصل از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورو به صورت بلوک‌های گارنت-هورنبلندیت در مجاور بعضی از توده‌های نفوذی دیده می‌شوند. مذاب حدواسط آداکیتی اولیه به صورت دیوریت‌های غنی از آمفیبول در منطقه حضور دارند. فاز کومولای ناشی از تفریق و مذاب تفریق یافته نهایی نیز به ترتیب سازنده دایک‌های هورنبلندیتی و توده‌های تونالیت-ترونجمیتی هولولوکوکرات منطقه هستند. ایجاد رژیم حرارتی داغ و ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو تحت تأثیر عواملی مانند تغییر سرعت فرورانش، فرورانش پشته میان اقیانوسی یا گسیختگی صفحه اقیانوسی فرورو و بالا آمدگی استنوسفر داغ بوده است.

کلیدواژه‌ها: آداکیت، تونالیت-ترونجمیت، ذوب‌بخشی، تفریق آمفیبول، سلطان‌آباد، سبزوار.

*نویسنده مسئول: محسن نصرآبادی

E-mail: nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir

۱- پیش‌گفتار

با توجه به شرایط حرارتی منطقه فرورانش، ژنر ماگمای این منطقه تحت تأثیر فرایند آب‌زدایی یا ذوب‌بخشی صفحه اقیانوسی فرورو است (Kay, 1978; Tatsumi, 1986; Martin, 1987; Defant & Drummond, 1990; Martin et al., 2005). با فرورانش صفحه اقیانوسی ضخیم و سرد و پیدایش رژیم حرارتی سرد در منطقه فرورانش، شاهد فرایند آب‌زدایی پوسته اقیانوسی آب‌دار (تشکیل سنگ‌های رخساره شیست آبی و اکلوزیت)، دگرسانی و ذوب‌بخشی گوه گشته‌ای و به دنبال آن تشکیل ماگماهای کالک‌آلکان معمول جزایر قوسی خواهیم بود در حالی که تحت شرایط فرورانش صفحه اقیانوسی جوان (حوضه پشت قوس) و شکل‌گیری رژیم حرارتی داغ، با ذوب‌بخشی صفحه اقیانوسی فرورو و تولید مذاب آداکیتی (Kay, 1978; Martin, 1987; Defant & Drummond, 1990; Martin et al., 2005) تفاله‌ای غنی از گارنت و آمفیبول (پیروکسن) و فقیر از پلاژیوکلاز نیز حاصل می‌شود. تمرکز کم عناصر نادر خاکی سنگین و مقادیر بالای استرانسیم ماگمای آداکیتی بیان‌گر انجام فرایند ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو، تحت شرایط رخساره گارنت-آمفیبولیت یا اکلوزیت است.

در مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد (نوار افیولیتی شمال‌خاوری سبزوار) توده‌های تونالیت-ترونجمیت آداکیتی برونزرد دارند. از نکات حائز اهمیت در این مجموعه دگرگونی، وجود سنگ‌های دگرگونی رخساره حرارت پایین (شیست آبی) و بالاست (متابازیت میگماتیتی). در این تحقیق به کمک شواهد صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی به تشریح ژنر توده‌های تونالیت و ترونجمیت آداکیتی منطقه سلطان‌آباد و محیط تکتونیک تشکیل آنها پرداخته شده و با توجه به هم‌زیستی سنگ‌های دگرگونی با شرایط حرارتی متفاوت در این مجموعه دگرگونی مرتبط با افیولیت‌ها، سناریوهای ژئودینامیکی مختلف در رابطه با فرورانش حوضه اقیانوسی سبزوار بیان شده است.

۲- روش مطالعه

بعد از انجام مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری متعدد از نقاط مختلف توده‌های نفوذی و تهیه مقاطع نازک، بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری صورت گرفت. به منظور اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی، ۱۸ نمونه از تونالیت-ترونجمیت‌های منطقه به آزمایشگاه فعال‌سازی (Activation lab) انتاریوی کانادا ارسال گردید و به روش ICP-MS تجزیه شدند. ترسیم نمودارها با استفاده از نرم افزارهای Ig Pet, 2001 و Excel صورت گرفته است.

۳- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در استان خراسان رضوی و در شمال‌خاوری سبزوار واقع است. این منطقه از نظر جایگاه زمین‌شناسی متعلق به زون ایران مرکزی است (Stocklin, 1968). اما (Alavi (1991) منطقه سبزوار را در نقشه زمین‌ساخت خاورمیانه از این زون متمایز کرده است. در تقسیم‌بندی (Pilger (1971) منطقه مورد مطالعه که به زون سبزوار معروف است در محدوده ایران مرکزی قرار گرفته و از شمال توسط کوه‌های البرز و بینالود و از جنوب توسط بلوک لوت محدود می‌شود. در شمال و جنوب این منطقه به ترتیب گسل‌های میامی و درونه (گسل بزرگ کویر) قرار دارند (شکل ۱- الف).

مجموعه افیولیتی سبزوار شاخه‌ای از حوضه اقیانوسی تبتیس است که در طی فرایند ریفتینگ داخل یک اقیانوس عمیق که جداکننده خرده قاره ایران مرکزی از صفحه اوراسیا است به وجود آمده و فرایند جای‌گیری افیولیت‌ها در طی یک سیستم فرورانشی با شییبی به طرف شمال صورت گرفته است (Stockline, 1974; Alavi Tehrani, 1977; Lensch et al., 1975; Delaloye & Desmons, 1980; Baroze et al., 1983; Shojaat et al., 2003). مطالعات سال‌های اخیر بیان‌گر آن است که افیولیت‌های اطراف خرده قاره ایران مرکزی (سبزوار، ناین و بافت) حوضه‌های اقیانوسی پشت‌قوس حاصل از فرورانش ورقه اقیانوسی توتبتیس به زیر

و فاقد هر گونه برگوارگی هستند. بررسی‌های میکروسکوپی حاکی از آن است که بلورهای پلاژیوکلاز ماگمایی به مجموعه‌ای از آلپیت، میکای سفید و اپیدوت دانه‌ریز تبدیل گشته‌اند. ورقه‌های میکای سفید و منشورهای طویل اپیدوت با منشأ ماگمایی نیز در متن سنگ موجود بوده و پرکننده فضاهای بین بلورهای کوارتز و آلپیت هستند. علاوه بر این، بلورهای سوزنی اپیدوت و ورقه‌های ریز میکای سفید ثانوی به صورت پوی کیلیتیک توسط آلپیت دربر گرفته شده‌اند (شکل ۳-الف). در نمونه‌های ترونجمیتی تنها کانی مافییک اپیدوت و به ندرت گارنت و آمفیبول هستند. اما در بیشتر نمونه‌های تونالیتی علاوه بر اپیدوت، آمفیبول با فراوانی مودال متغیر دیده می‌شود (شکل ۳-ب). با توجه به شواهد سنگ‌نگاری و ترکیب شیمیایی کانی‌ها، در توده‌های منطقه کانی‌های میکای سفید، اپیدوت و آمفیبول با دو نسل ماگمایی و دگرسانی شناسایی شده است (نصرآبادی، ۱۳۹۰).

۶- ترکیب شیمیایی توده‌های نفوذی

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل ۱۸ نمونه از توده‌های نفوذی منطقه (جدول ۱) نشان‌دهنده مقدار بالای سیلیس در اکثر نمونه‌ها ($\text{SiO}_2 > 65\%$) و فراوانی آلومینیم (۱۵/۵ تا ۲۰ درصد) و سدیم (۳ تا ۱۰ درصد) در آنهاست. مقدار پتاسیم از ۰/۶۶ تا ۲/۴ درصد، نسبت سدیم به پتاسیم از ۱/۷ تا ۱۵، میزان منیزیم از ۰/۱۴ تا ۲ درصد متغیر است. عدد منیزیم آنها نیز پایین می‌باشد (۸ تا ۳۵ درصد).

مطابق نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین توده‌های نفوذی منطقه، غالباً گرانیت و کوارتزیدوریت (شکل ۴-الف) یا ترونجمیت و تونالیت (شکل ۴-ب) بوده و کالک آلکالن هستند (شکل ۵). از نظر میزان آلومین و عناصر آلکالن، ماهیت پرآلومین دارند (شکل ۶).

از نظر جایگاه زمین‌ساختی نیز محل تشکیل آنها قوس ماگمایی و یا محیط زمین‌ساختی همزمان با برخورد است (شکل ۷). در نمودارهای عنبکوتی مقدار عناصر خاکی سبک نسبت به سنگین غنی‌شدگی نسبتاً بالایی نشان می‌دهند (شکل ۸-الف). نمونه دارای کمترین سیلیس (نمونه I-011) از بیشترین مقدار عناصر نادر خاکی برخوردار می‌باشد. بیشتر نمونه‌ها دارای آنومالی منفی نیوبوم بوده و تمامی آنها از عناصر بزرگ یون لیتوفیل (LILE) غنی هستند (شکل‌های ۸-ب، پ و ت).

از نکات قابل توجه در مورد عناصر کمیاب، فراوانی Sr (۵۷۶-۱۵۹ ppm) و تمرکز پایین عناصر نادر خاکی سنگین می‌باشد. عناصر نادر خاکی تفریق‌یافتگی نسبتاً بالایی نشان می‌دهند ($\text{La/Yb} = 3-56$). این گونه ویژگی‌های ژئوشیمیایی شبیه شاخص‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها (شکل ۹-الف) به خصوص آداکیت‌های غنی از سیلیس هستند (شکل‌های ۹-ب و پ).

۷- بحث

سنگ‌های گرانیتوئیدی در مناطق افیولیتی بر خلاف گسترش محدود، از تنوع ترکیبی قابل توجهی برخوردارند (ترونجمیت، تونالیت تا گرانودیوریت) و بررسی‌های سنگ‌شناسی آنها نقش مهمی در شناخت جایگاه زمین‌ساخت-ماگمایی افیولیت‌ها ایفا می‌نماید.

ترکیب تونالیتی و ترونجمیتی توده‌های نفوذی منطقه و تشکیل آنها در یک منطقه افیولیتی، در ابتدا ذهن را به سمت پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی سوق می‌دهد. اما نمونه‌های مورد مطالعه بر خلاف پلاژیوگرانیت‌ها که متآلومین هستند دارای ماهیت پرآلومین بوده (Al_2O_3 بیشتر از ۱۵ درصد) و علاوه بر این، غنی‌شدگی از استرانسیم و تپی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین بیان‌گر وجود گارنت در رستیت یا تفریق آن از ماگما در فشار بیشتر از ۱۵ کیلوبار است. در حالی که پلاژیوگرانیت از طریق ذوب‌بخشی، تبلور تفریقی یا ناآمیختگی مایعات در فشارهای پایین حاصل شده و این گونه شاخص‌های ژئوشیمیایی نشان نمی‌دهد.

صفحه ایران در طی ژوراسیک بالایی-کرتاسه بوده‌اند (Stampfli & Borel, 2002; Golonka, 2004; Bagheri & Stampfli, 2008; Shafaii Moghadam et al., 2009; Rossetti et al., 2010; Nasrabad et al., 2011). بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی یادشده و تشکیل ملاتژ افیولیتی، ناشی از برخورد صفحه عربی با خرده قاره ایران مرکزی در کرتاسه بالایی یا پالتوسن-اوسن بوده است (Baroze et al., 1983; Sengor et al., 1988, McCall, 1997; Stampfli & Borel, 2002; Hasanipak et al., 2003; Agard et al., 2006; Rossetti et al., 2010).

مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد در مجاورت نوار افیولیتی شمال‌خاوری سبزوار برونزد دارند (شکل ۱-الف) و به داخل آن، توده‌های نفوذی با ترکیب تونالیت و ترونجمیت تزریق شده‌اند (شکل‌های ۱-ب و پ) که مطالعه ژنز توده‌های مذکور هدف اصلی این تحقیق است.

(Baroze et al., 1983) با تعیین سن توده‌های نفوذی و سنگ‌های دگرگونی اطراف، به همزمانی ماگماتیسیم و دگرگونی در منطقه سلطان‌آباد پی برده و تشکیل این توده‌ها را مرتبط با فرایند دگرگونی منطقه دانسته‌اند. جعفری (۱۳۸۰) و نصرآبادی (۱۳۸۲) معتقدند که توده‌های نفوذی منطقه از نوع ماگمای کالک آلکالن جزایر قوسی هستند و از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای در بالای زون فروانش به وجود آمده‌اند.

قرارگیری آهک‌های نومولیت‌دار حاوی خرده‌های سرپانتینیتی و گرانیتوئیدی بر روی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، از نکات اساسی وقایع زمین‌شناسی منطقه بوده و گویای خاتمه فرایند دگرگونی و ماگماتیسیم اسیدی قبل از اوسن میانی است. در انتهای بخش باختری این نوار دگرگونی بلوک‌های گارنت-هورنبلندی روتیل‌دار فقیر یا عاری از پلاژیوکلاز وجود دارند که شواهد گوناگون صحرایی، میکروسکوپی، سن‌سنجی، شیمی سنگ کل و محاسبات دما-فشارسنجی بیان‌گر آن است که این سنگ‌ها فاز دیرگداز حاصل از ذوب بخشی بوده که در طی خروج مذاب تونالیت-ترونجمیتی به صورت تفاله درآمده‌اند (نصرآبادی، ۱۳۸۸).

۴- روابط صحرایی و خصوصیات ماکروسکوپی سنگ‌های نفوذی

تزریق توده‌های تونالیت-ترونجمیتی به صورت همزمان با زمین‌ساخت و ورقه‌ای در راستای عمومی مجموعه دگرگونی منطقه صورت گرفته است (شکل ۲-الف). مرز بین توده‌ها و سنگ‌های دگرگونی در بعضی مناطق عادی بوده و منجر به تشکیل هاله دگرگونی با ضخامت حداکثر ۵۰ متر شده و در بعضی موارد زمین‌ساختی است به طوری که حاشیه خارجی توده‌های نفوذی فولیاسیون‌دار و میلونیتی شده‌اند. یکی از توده‌های نفوذی، تونالیت-ترونجمیت چلیلی است که در باختر سلطان‌آباد واقع است و توسط دایک‌های بازیک متعدد با امتداد تقریباً خاوری-باختری قطع شده به طوری که نگاه هر بیننده‌ای را به خود جلب می‌نماید (شکل ۲-ب).

در نمونه دستی ترونجمیت و تونالیت‌های منطقه لوکوکرت، گرانولار، متوسط تا درشت بلور بوده و از کوارتز، پلاژیوکلاز، میکای سفید و منشورهای خودشکل اپیدوت تشکیل شده‌اند. در بعضی از نمونه‌های جنوب‌باختری سلطان‌آباد آمفیبول و گارنت نیز دیده می‌شوند. تزریق توده‌های نفوذی به داخل متابازیت‌ها باعث اپیدوت‌زایی و تشکیل ساختارهای پگماتوئیدی متشکل از بلورهای درشت آمفیبول، کوارتز و اپیدوت در بعضی از هاله‌های دگرگونی اطراف توده شده است (نصرآبادی، ۱۳۹۱).

۵- سنگ‌نگاری ترونجمیت-تونالیت

کانی‌های سنگ‌ساز توده‌های نفوذی منطقه در زیر میکروسکوپ عبارتند از آلپیت+کوارتز+میکای سفید+اپیدوت±آمفیبول±گارنت. از کانی‌های فرعی می‌توان به کلریت، اسفن، اکسید آهن و آپاتیت اشاره کرد. بافت آنها کاملاً گرانولار بوده

۲ - شواهد کانی‌شناسی و دما-فشارسنجی: کانی‌های اصلی نمونه‌های گارنت-هورنبلندی، آمفیبول (پارگازیت و منیزوهایستینگسیت)، گارنت (آلماندن-گروسولار)، اپیدوت و روتیل می‌باشند. بعضی از محققین (Storkey et al., 2005; Garcia-Casco et al., 2008) اینگونه لیتولوژی‌های غنی از آمفیبول (یا پیروکسن) و گارنت و فقیر یا عاری از پلاژیوکلاز را رستیت‌های حاصل از ذوب‌بخشی متابازیت در نظر گرفته‌اند.

محاسبات دما-فشارسنجی گارنت-هورنبلندی‌ها نشان‌دهنده آن است که شرایط فشار و حرارت مرحله اوج دگرگونی آنها (حرارت ۶۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۴ تا ۱۸ کیلوپار) فراتر از محدوده فشار و حرارت منحنی سالدوس بازالت آب‌دار است. در نتیجه این سنگ‌ها در طی مرحله اوج دگرگونی متحمل ذوب‌بخشی شده‌اند.

به‌طور کلی نوع فازهای دیرگداز حاصل از ذوب‌بخشی متابازیت‌ها به شرایط حاکم بر فرایند ذوب از قبیل فشار، حرارت، میزان و ترکیب سیالات بستگی دارد (Helz, 1976; Rushmer, 1991; Winter & Newton, 1991; Rapp et al., 1991; Peacock et al., 1994; Sen & Dun, 1994; Wolf & Wyllie, 1994; Rapp & Watson, 1995; Winter, 1996). در فشار کمتر از ۸ کیلوپار تفاله دیرگداز (رستیت) شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، ارتوپروکسن و ایلمنیت است. در فشارهای بین ۱۶ تا ۲۰ کیلوپار رستیت شامل کلینوپروکسن، گارنت، آمفیبول، پلاژیوکلاز و روتیل خواهد بود (Rapp et al., 1991). مذاب حاصل از ذوب‌بخشی در فشارهای ۲۰ تا ۳۰ کیلوپار با رستیت عاری و یا فقیر از پلاژیوکلاز از نوع گارنت-آمفیبولیت و یا اکلوژیت، در تعادل است (Sen & Dunn, 1994; Rapp & Watson, 1995; Wolf & Wyllie, 1995; Rapp et al., 1999).

(Sen & Dunn (1994) و Rapp & Watson (1995) در مطالعات تجربی خود نشان داده‌اند که روتیل تنها در فشارهای بیشتر از ۱۶ کیلوپار در رستیت حاصل از ذوب‌بخشی آمفیبولیت حضور دارد. تحقیقات سال‌های اخیر نیز بیان‌گر آن است که چنان‌چه فرایند ذوب‌بخشی متابازیت‌ها (مورب نرمال) در فشار بیشتر از ۱۵ کیلوپار صورت گیرد فاز تیتانیم‌دار موجود در رستیت، روتیل خواهد بود (Xiong et al., 2005). فراوانی آمفیبول و نبود کلینوپروکسن در فاز رستیت، بیان‌گر فراوانی سیالات آبدار (Yoder & Tilley, 1962; Heltz, 1973 & 1976; Beard & Lofgren, 1991; Winter & Newton, 1991; Thompson & Ellis, 1994; Selbekk & Skjerlie, 2002) یا پایین بودن درجه حرارت (کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) در حین ذوب‌بخشی بوده است (Liu et al., 1996).

از مطالعات تجربی یادشده چنین استنباط می‌شود که انجام ذوب‌بخشی صفحه اقیانوسی فرورو در اعماق نسبتاً زیاد، منجر به تشکیل مذاب آداکتیتی و تفاله گارنت-هورنبلندی در منطقه سلطان‌آباد شده است. احتمالاً به‌واسطه حرارت کم شرایط دگرگونی صفحه اقیانوسی فرورو (نزدیک به سالدوس بازالت آب‌دار در دمای ۷۰۰°C) و مقدار زیاد آب (شرایط حاکم در منطقه فرورانش) در طی فرایند ذوب‌بخشی، به‌جای پیروکسن، آمفیبول سازنده اصلی رستیت در بلوک‌های گارنت-هورنبلندی شده است.

۳- شواهد ژئوشیمیایی سنگ کل گارنت-هورنبلندی‌ها: مقادیر کم Na_2O ، SiO_2 و نسبت بالای $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ و مقادیر بالاتر آهن نسبت به مورب‌ها گویای منشأ تفاله‌ای گارنت-هورنبلندی‌ها است (نصرآبادی، ۱۳۸۸).

۴- شاخص‌های ژئوشیمیایی سنگ کل لوکوسوم: از لوکوسوم‌های ترونجمیتی محصور در ملانوسوم گارنت-هورنبلندی تجزیه شیمی سنگ کل به‌عمل آمده است. ترکیب شیمیایی آنها بسیار شبیه توده‌های نفوذی منطقه بوده و مانند آنها ویژگی‌های آداکتیتی نشان می‌دهند.

۵- داده‌های سن‌سنجی: سن زیرکن موجود در لوکوسوم گارنت-هورنبلندی‌ها

وجود زونلیت‌های شیبست آبی در داخل توده‌های نفوذی منطقه بیان‌گر آن است که تشکیل آنها مرتبط با فرایندهای قبل از فرورانش (ذوب‌بخشی آمفیبولیت در زون‌های برشی مجاور پشته یا تفریق بازالت در نزدیک پشته) نیست.

با توجه به شیمی و الگوی منطقه‌بندی، گارنت‌های موجود در توده‌های نفوذی منطقه مانند بیشتر اپیدوت‌ها، دارای منشأ ماگمایی بوده و حاصل انجماد ماگما در اعماق معادل پوسته زیرین هستند (نصرآبادی، ۱۳۸۸؛ نصرآبادی، ۱۳۹۰). از طرفی با توجه به محاسبات دما-فشارسنجی توده‌های نفوذی و هاله مجاورتی مرتبط با آنها، تشکیل و جایگزینی توده‌های نفوذی منطقه احتمالاً در اعماق ۱۰ کیلوپار صورت گرفته است (نصرآبادی، ۱۳۹۱).

شواهد کانی‌شناسی (وجود آمفیبول و نبود بیوتیت و کانی‌های غنی از آلومینیم مانند کردیریت و آلومینوسیلیکات) و ژئوشیمیایی سنگ کل (ترکیب تونالیتی و ترونجمیتی و مقادیر کم پتاسیم در توده‌های نفوذی منطقه، نسبت‌های بالای Sr/Y و Zr/Sm و نسبت پایین Nb/Ta با مشارکت مواد پوسته قاره‌ای در ژنز توده‌های نفوذی در تضاد می‌باشد. از طرفی نسبت ایزوتوپی هافنیم زیرکن توده‌های نفوذی مورد مطالعه در محدوده نسبت ایزوتوپی مورب بوده (داده‌های منتشر نشده) و خاستگاه قاره‌ای آنها را رد می‌نماید. بنابراین به‌نظر می‌رسد که ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای در جایگاه بر خوردی، نقشی در تشکیل توده‌های نفوذی آداکتیتی منطقه نداشته است.

فرایند ذوب‌بخشی در ایجاد بعضی از شاخص‌های ژئوشیمیایی مذاب مؤثر است (Gill, 1981; Qiang et al., 2004). به‌عنوان مثال روند خطی مثبت لاتانیم به نسبت لاتانیم به ایتربیم (شکل ۱۰-الف) و روند خطی منفی ایتربیم و ایتربیم نسبت به سیلیس (شکل‌های ۱۰-ب، پ) بیانگر آن است که فرایند ذوب‌بخشی عامل اصلی تشکیل ماگمای آداکتیتی منطقه بوده است.

مقادیر کم عناصر نادر خاکی سنگین (ایتربیم و ایتربیم) و غلظت بالای آلومینیم و استرانسیم و نبود بی‌هنجاری منفی Eu در توده‌های نفوذی منطقه نسبت به کندریت‌ها، مستلزم وجود گارنت و نبود پلاژیوکلاز در فاز رستیت حاصل از انجماد فرایند ذوب‌بخشی در عمق بیش از ۱۰ کیلوپار است (Wilson, 1989; Defant & Drummond, 1990; Atherton & Petford, 1993).

با توجه به شرایط ژئودینامیکی و حرارتی زون فرورانش، ذوب‌بخشی متابازیت‌ها در شرایط رخساره آمفیبولیت یا اکلوژیت صورت می‌گیرد. مقادیر بسیار کم پتاسیم، نبود آتومالی اوروپیم، مقادیر بالای نسبت‌های Sr/Y (۲۰۴۰-۳۸) و Zr/Sm (۷۵-۳۲) و نسبت‌های پایین Nb/Ta (۲۵-۱۱) احتمالاً بیان‌گر رد فرایندهای اختلاط و آلاش با مواد پوسته‌ای و گویای نقش فرایند ذوب‌بخشی سنگ‌های رخساره گارنت-آمفیبولیت یا اکلوژیت در یک زون فرورانش اقیانوسی و تشکیل آداکت‌های منطقه است.

علاوه بر شواهد ژئوشیمیایی سنگ کل ذکر شده در مبحث قبل، دو شاهد صحرائی بارز در منطقه سلطان‌آباد شامل بلوک‌های گارنت-هورنبلندی و دایک‌های هورنبلندی مجاور توده‌های نفوذی وجود دارد که نقش توأم فرایندهای ذوب‌بخشی صفحه اقیانوسی فرورو و تفریق آمفیبول را در ایجاد شاخص‌های آداکتیتی تأیید می‌نماید.

۱-۷. بلوک‌های گارنت-هورنبلندی همجوار با توده‌ها

در منطقه جنوب خوشاب (جنوب‌باختری سلطان‌آباد) در مجاورت با توده‌های نفوذی ترونجمیتی، بلوک‌های گارنت-هورنبلندی روتیل‌دار فقیر یا عاری از پلاژیوکلاز وجود دارند (شکل ۱-ب). ویژگی‌های زیر بیانگر آن است که این بلوک‌ها احتمالاً تفاله دیرگداز حاصل از ذوب‌بخشی هستند (نصرآبادی، ۱۳۸۸).

۱- شواهد صحرائی: در بسیاری از نمونه‌ها شواهد میگماتیته شدن به‌صورت ایجاد لوکوسوم‌هایی متشکل از آلپیت و کوارتز وجود دارد که موفق به جدایش از ملانوسوم گارنت-هورنبلندی نشده‌اند.

نمونه مشابه انواع موجود در دایک‌های هورنبلندی و معدود آمفیبول‌های موجود در بعضی از توده‌های تونالیتی و ترونجمیتی می‌باشند (نصرآبادی، ۱۳۹۱). نمونه حدواسط یادشده مانند دیگر نمونه‌های اسیدی تر ویژگی‌های آداکیتی (اما با نسبت استرانسیم به ایتیریم کمتر) نشان می‌دهد (جدول ۱). اما شاخص ژئوشیمیایی بارز آن، دارا بودن مقادیر بیشتر عناصر نادر خاکی نسبت به نمونه‌های اسیدی فقیر یا عاری از آمفیبول است (شکل ۸-الف). این امر احتمالاً ناشی از جدایش آمفیبول از ماگمای اولیه حدواسط و تشکیل ماگمای تفریق یافته فقیر از آمفیبول و تهی شده تر از عناصر نادر خاکی است.

نمودار دوتایی Dy/Yb-SiO₂ از جمله نمودارهایی است که به کمک آن می‌توان به بررسی نوع فازهای ماگمایی تفریق یافته در طی تبلور ماگمایی پرداخت (Davidson et al., 2007). با توجه به روند تقریباً منفی داده‌های مورد مطالعه در این نمودار، نقش تفریق آمفیبول در طی تبلور ماگمایی روشن می‌شود (شکل ۱۱).

۸- تفسیر محیط زمین‌ساختی

مطابق مدل‌های جدید حرارتی (Van Keken et al., 2002; Gerya & Yuen, 2002) ذوب‌بخشی صفحه اقیانوسی و تشکیل مذاب آداکیتی در اعماق کم تحت تأثیر دامنه نسبتاً وسیعی از متغیرها مانند زاویه فرورانش، سرعت فرورانش و سن پوسته اقیانوسی فرورو صورت می‌گیرد. بنابراین فرایند ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو، منحصر به سبک خاصی از فرورانش نیست. با وجود این بعضی از محققین برای انجام فرایند ذوب‌بخشی در اعماق نسبتاً کم، رژیم‌های فرورانش خاصی را در نظر گرفته‌اند که می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

الف- ذوب‌بخشی لبه ورقه فرورانده (Kincaid & Griffiths, 2004).

ب- رژیم فرورانش سریع و مورب (Yogodzinski et al., 2001) یا تقریباً افقی (Manea et al., 2005).

ج- ذوب‌بخشی در مرحله شروع فرورانش (Gerya et al., 2002).

د- فرورانش پوسته اقیانوسی خیلی جوان یا پشته میان اقیانوسی (Okudaira & Yoshitake, 2004; Uehara & Aoya, 2005).

ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورو در منطقه فرورانش مستلزم گرادیان حرارتی

بالا و وجود حوضه اقیانوسی جوان و محدود است. در این رابطه وجود حوضه‌های اقیانوسی باریک و در نتیجه داغ و جوان در شمال خرده قاره ایران مرکزی (زون سبزوار) توسط بسیاری از محققین خاطر نشان شده است (Takin, 1972; Stöcklin, 1974; Lensch et al., 1975; Stampfli, 1978; Wensink & Varecamp, 1980; Berberian & King, 1981; Lensch & Davoudzadeh, 1981; Baroz et al., 1983; Bagheri & Stampfli, 2008; Rossetti et al., 2010; Nasrabady et al., 2011).

احتمالاً، این چنین حوضه‌های اقیانوسی، حاصل زمین‌ساخت کشتی واقع در صفحه بالایی منطقه فرورانش می‌باشند که در نتیجه فرورانش حوضه اقیانوسی نتوتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی به وجود آمده‌اند (Stampfli, 2000; Stampfli & Borel, 2004; Golonka, 2004; Bagheri & Stampfli, 2008; Shafaii Moghadam et al., 2009; Rossetti et al., 2011; Nasrabady et al., 2011). با بسته شدن حوضه اقیانوسی نتوتیس و برخورد صفحه عربی به خرده قاره ایران مرکزی و به دنبال آن فرورانش حوضه‌های باریک اقیانوسی اطراف این خرده قاره، شرایط تشکیل رژیم فرورانشی داغ و در مراحل نهایی جایگزینی مجموعه‌های افیولیتی فراهم شده است.

از نکات مهم مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد هم‌زیستی رخساره دگرگونی حرارت نسبتاً پایین-فشار بالا (سنگ‌های رخساره شیت آب‌پیدودار) و حرارت زیاد-فشار بالا (متابازیت‌های میگماتییتی) است (نصرآبادی و همکاران، ۱۳۹۱)

و زیرکن توده‌های تونالیتی- ترونجمیتی منطقه که به روش اورانیم-سرب تعیین سن شده‌اند مشابه یکدیگر بوده و هر دو نشان‌دهنده پالتوسن بالایی هستند (نصرآبادی، ۱۳۸۸).

۶- نسبت ایزوتوپی هافنیم زیرکن موجود در لوکوسوم گارنت-هورنبلندیت‌ها همانند زیرکن موجود در توده‌های نفوذی، مشابه نسبت ایزوتوپی هافنیم مورب است (داده‌های منتشر نشده).

۷-۲. دایک‌های هورنبلندی و نقش تفریق آمفیبول در تشدید شاخص‌های آداکیتی توده‌های نفوذی منطقه

وجود شاخص‌های آداکیتی بسیار بارز (نسبت استرانسیم به ایتیریم بسیار بالا) در توده‌های نفوذی منطقه سبب شد که در روند تحولی ماگما، نقش فرایند تفریق آمفیبول را نیز بررسی نماییم.

تعادل فازی در بازالت‌های آب‌دار بیانگر آن است که با افزایش فشار و فوگاسیته آب، محدوده پایداری آمفیبول افزایش و پلاژیوکلاز کاهش می‌یابد (Grove et al., 2003; Barclay & Carmichael, 2004). بنابراین بر اثر فرایند تفریق در فشار زیاد مایعات با ترکیب آندزیتی تا داسیتی با کومولای هورنبلندی در تعادل هستند (Pichavant & Macdonald, 2007). تبلور و تفریق آمفیبول در ماگماهای آب‌دار مناطق فرورانش که تحت فشارهای معادل پوسته قاره‌ای میانی منجمد می‌شوند امری رایج است و وجود کومولای‌های هورنبلندی در بسیاری از مناطق قوس گویای این موضوع است (Davidson et al., 2007; Larocque & Canil, 2010; Ducea & Saleeby, 1996; DeBarri & Coleman, 1989).

همزیستی مکانی نزدیک بین دایک‌های هورنبلندی و توده تونالیتی میزبان و نبود این گونه دایک‌ها در سنگ‌های دگرگونی منطقه، بیانگر وجود ارتباط سنگ‌شناسی بین دایک‌ها و توده تونالیتی است. مقادیر بسیار کم آمفیبول در توده‌های ترونجمیتی و بیشتر توده‌های تونالیتی منطقه سلطان‌آباد نیز احتمالاً مؤید جدایش آمفیبول در طی تفریق ماگمایی است (نصرآبادی، ۱۳۹۲). ترکیب شیمیایی معدود آمفیبول‌های ماگمایی موجود در بعضی از توده‌های نفوذی منطقه نیز مشابه ترکیب شیمیایی آمفیبول ماگمایی دایک‌های هورنبلندی (پارگازیت، منزیوهایستینگسیت، چرماکیت) است (نصرآبادی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۱).

شاخص‌های ژئوشیمیایی آمفیبول دایک‌ها و محاسبات دما-فشارسنجی بیانگر منشأ ماگمایی و تبلور آنها تحت شرایط فشار زیاد (۱۰ کیلوپار) حاکم در بخش‌های عمقی پوسته است. از طرفی مقادیر کم سیلیس در ترکیب شیمیایی سنگ کل دایک‌ها و تحذب رو به بالای الگوی عناصر نادر خاکی آنها نیز مؤید تمرکز آمفیبول و منشأ کومولای دایک‌های مافیک است (نصرآبادی، ۱۳۹۲). احتمالاً عملکرد زمین‌ساخت موجب تحرک مجدد مجموعه کومولایی و تزریق آنها به صورت دایک در شکستگی‌های توده تونالیتی شده است. با توجه به شرایط گرادیان زمین‌گرایی حاکم در شیت‌های آبی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد (نصرآبادی و همکاران، ۱۳۹۱) که در جایگاه مشهورهای به هم افزوده میزبان توده‌های نفوذی هستند امکان منجمد شدن سریع آنها در اعماق زیاد نیز فراهم شده است.

جدایش آمفیبول از ماگما باعث اعطای ماهیت آداکیتی به مذاب‌های فلسیک حاصل از تفریق یا تشدید شاخص‌های آداکیتی مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی صفحه اقیانوسی فرورو می‌شود (Drummond & Defant, 1990; Christopher et al., 1997) که در این رابطه وجود شاخص‌های آداکیتی بسیار بارز (ppm Sr/Y: ۱۴۸-۸۴۲, Yb: ۰/۰۳-۰/۵۸, Yb: ۰/۵-۳/۳) میزبان کم منیزیم و آهن مذاب و مقادیر زیاد سیلیس (SiO₂=۶۳-۷۳٪) توده‌های ترونجمیتی و تونالیتی عاری یا فقیر از آمفیبول منطقه را می‌توان به تأثیر توأم انجام فرایند ذوب‌بخشی صفحه اقیانوسی فرورو در اعماق و تفریق آمفیبول از مذاب آداکیتی اولیه نسبت داد. I-011 نمونه حدواسط با آمفیبول ماگمایی فراوان است. ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های این

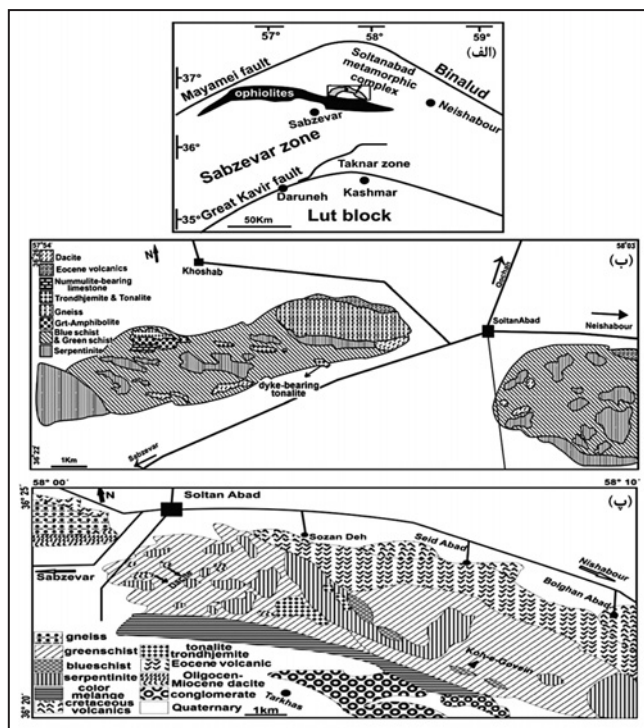
۹- نتیجه گیری

ایجاد ویژگی های آداکیتی بسیار بارز در توده های نفوذی فلسیک منطقه سلطان آباد مستلزم ذوب بخشی حوضه اقیانوسی فرورو جوان و داغ و تفریق آمفیبول از مذاب آداکیتی اولیه است. شواهد صحرایی و میکروسکوپی، شاخص های ژئوشیمیایی کانی ها و سنگ کل توده های نفوذی منطقه بیان گر آن است که به واسطه ذوب بخشی صفحه اقیانوسی با نرخ ذوب بالا، مذاب آداکیتی آمفیبول دار با ترکیب حدواسط مشابه نمونه I-011 حاصل شده است. در نتیجه تبلور و جدایش آمفیبول از این مذاب، از یک طرف توده های اسیدی فلسیک منطقه (تونالیت و ترونجمیت های فقیر یا عاری از آمفیبول) به وجود آمده و از طرف دیگر کومولای هورنبلندی شکل گرفته است. تفاله حاصل از ذوب بخشی نیز به صورت بلوک های گارنت- هورنبلندیت در مجاورت بعضی از توده های نفوذی دیده می شود. بنابراین می توان گفت که منطقه سلطان آباد از مناطق افیولیتی استثنائی دنیاست که در آن فاز دیرگداز حاصل از ذوب بخشی صفحه اقیانوسی فرورو، مذاب بخشی و کومولای حاصل از تفریق به صورت همزیست با یکدیگر یافت می شوند. در ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو و تغییر رژیم حرارتی منطقه فرورانش و تشکیل رژیم حرارتی داغ، احتمالاً عواملی مانند تغییر سرعت فرورانش، فرورانش پشته میان اقیانوسی یا گسیختگی صفحه اقیانوسی فرورو و بالا آمدگی استنوسفر داغ دخالت داشته اند.

که تداعی کننده نوار دگرگونی مزدوج (Miyashiro, 1961, 1972) در ذهن می باشد. با وجود آن که هر یک از این رخساره های دگرگونی به ترتیب معرف جایگاه زمین ساختی درازگودال فرورانش و قوس ماگمایی هستند اما مطالعات اخیر نشان داده است که فرورانش پشته میان اقیانوسی (Iwamori, 2000) یا تغییر رژیم حرارتی منطقه فرورانش (Aoya et al., 2009) و عملکرد زمین ساخت بزرگ مقیاس (Brown, 1998 & 2009) نیز در پیدایش نوار دگرگونی مزدوج مؤثر می باشند. در مورد مجموعه دگرگونی سلطان آباد با توجه به داده های سنگ شناسی موجود، در حال حاضر فهم دقیق سازوکار هم زیستی رخساره های دگرگونی حرارت پایین و بالا و عوامل فیزیکی شیمیایی مؤثر در ذوب بخشی اسلب اقیانوسی فرورو مشکل است. با توجه به حضور ماگماتیسیم آداکیتی مرتبط با فرورانش و جایگزینی توده های نفوذی در جایگاه منشورهای به هم افزوده (سنگ های رخساره شیت آب و شیت سبز)، فرضیه فرورانش پشته میان اقیانوسی و تغییر رژیم حرارتی منطقه فرورانش از سازوکارهای محتمل است (Miyazaki & Okumura, 2002). از طرفی فرایند گسیختگی صفحه اقیانوسی فرورو (slab break-off) و بالا آمدگی استنوسفر داغ و ذوب لبه های صفحه گسیخته شده و تغییرات سرعت فرورانش از سناریوهای احتمالی دیگر در رابطه با تغییر رژیم فرورانش سرد به رژیم فرورانشی داغ و ذوب بخشی صفحه اقیانوسی فرورو و تشکیل مذاب آداکیتی در منطقه سلطان آباد است.

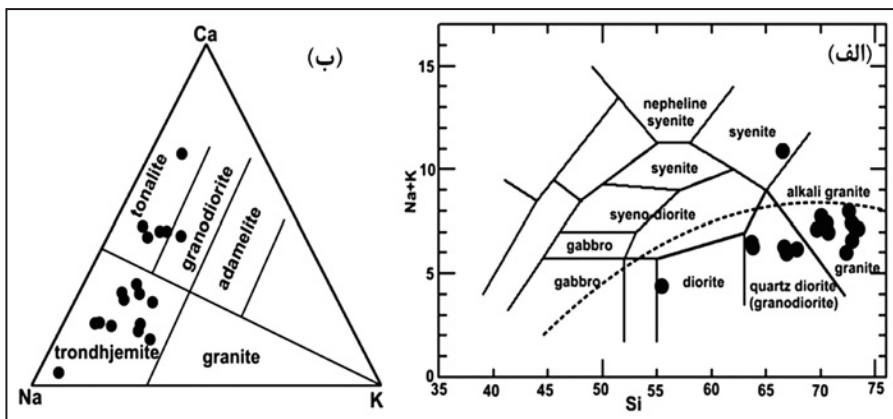
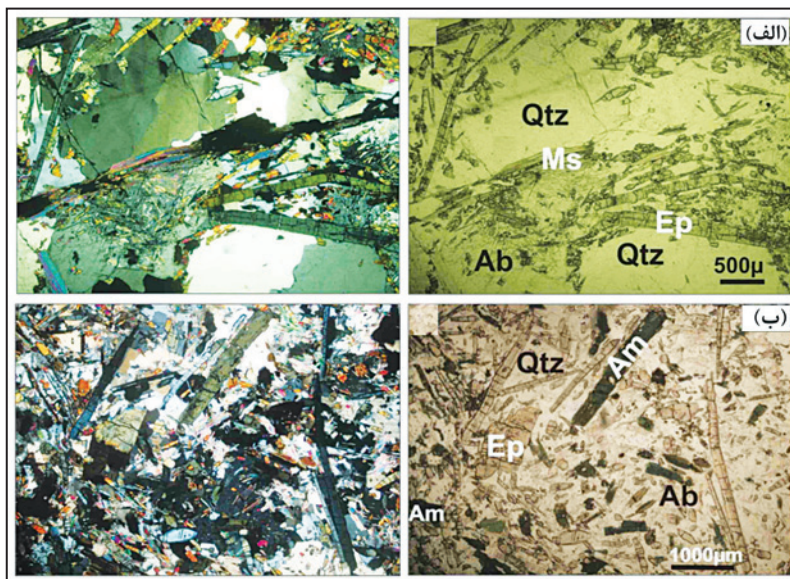


شکل ۲- الف) نمایی از توده های ترونجمیتی جنوب باختری سلطان آباد که بیان گر تزریق ورقه ای و سیل مانند آنها به داخل مجموعه دگرگونی است (ترونجمیت: T، متابازیت: M)؛ ب) تزریق دایک های هورنبلندی متعدد با امتداد خاوری-باختری به داخل توده تونالیت-ترونجمیتی جنوب باختری سلطان آباد.

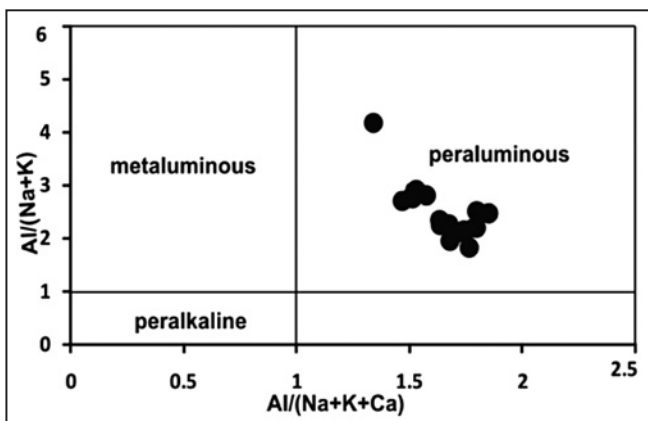


شکل ۱- الف) موقعیت افیولیت های شمال سبزوار (رنگ تیره) و مجموعه دگرگونی سلطان آباد (رنگ خاکستری) در شکل نشان داده شده است. در شمال زون سبزوار کوه های البرز و بینالود و در جنوب آن بلوک لوت واقع است (Pilger, 1971)؛ ب) نقشه زمین شناسی ساده از مجموعه دگرگونی باختری سلطان آباد؛ پ) نقشه زمین شناسی ساده از مجموعه دگرگونی جنوب خاوری سلطان آباد (با تغییرات از کره ای و سعیدی، ۱۳۷۹).

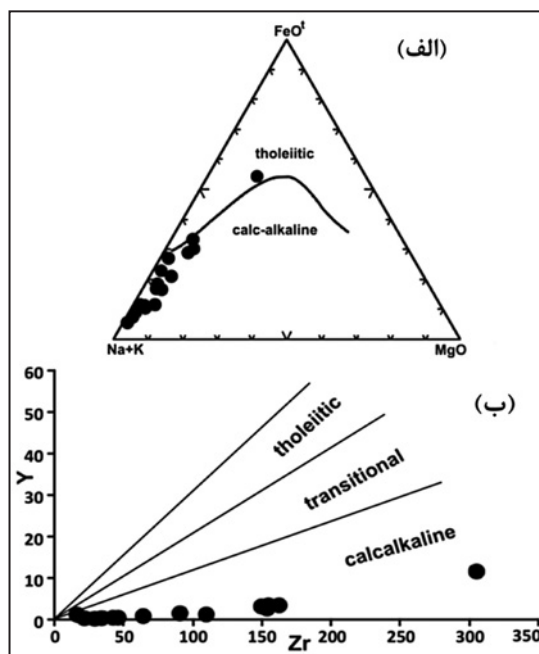
شکل ۳- مقاطع میکروسکوپی توده‌های نفوذی منطقه: الف) مقطع میکروسکوپی ترونجمیت با منشورهای طویل اپیدوت ماگمایی که در زمینه‌ای متشکل از کوارتز و پلاژیوکلاز سوسوریتی و سریستی شده قرار دارند؛ ب) تونالیت آمفیبول‌دار (I-011)، با پلاژیوکلازهای سوسوریتی که علاوه بر منشورهای طویل و بلورهای هم‌بعد درشت از اپیدوت ماگمایی، بلورهای ریز اپیدوت با منشأ دگرسانی نیز توسط آلپیت دربر گرفته شده‌اند.



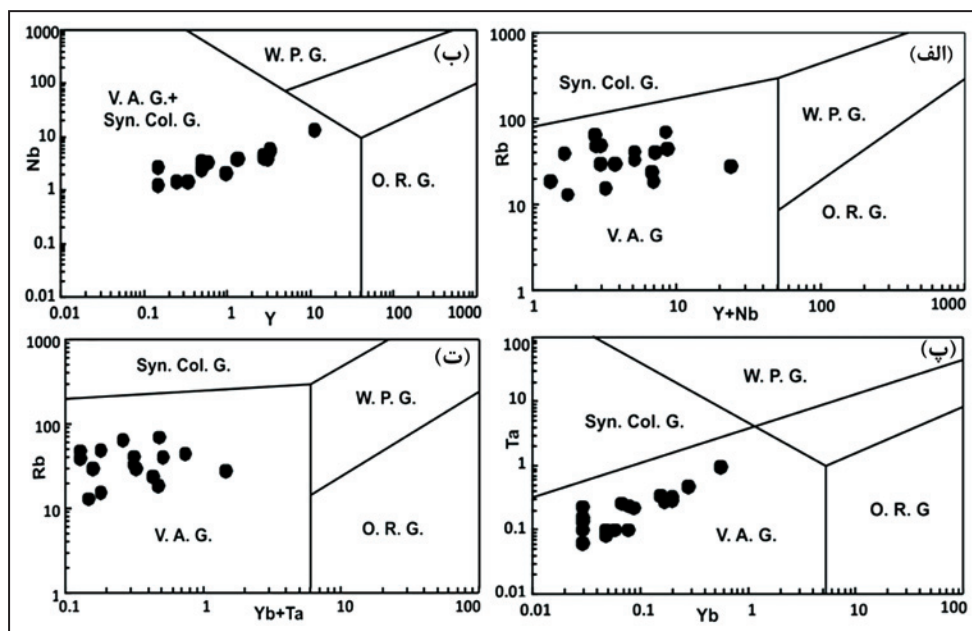
شکل ۴- مطابق نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین، الف) نمودار (الف، نمودار Cox et al. (1979)؛ ب) نمودار (ب، نمودار Glikson (1979) توده‌های نفوذی منطقه در محدوده ترونجمیت، تونالیت، گرانیت و کوارتز دیوریت قرار می‌گیرند.



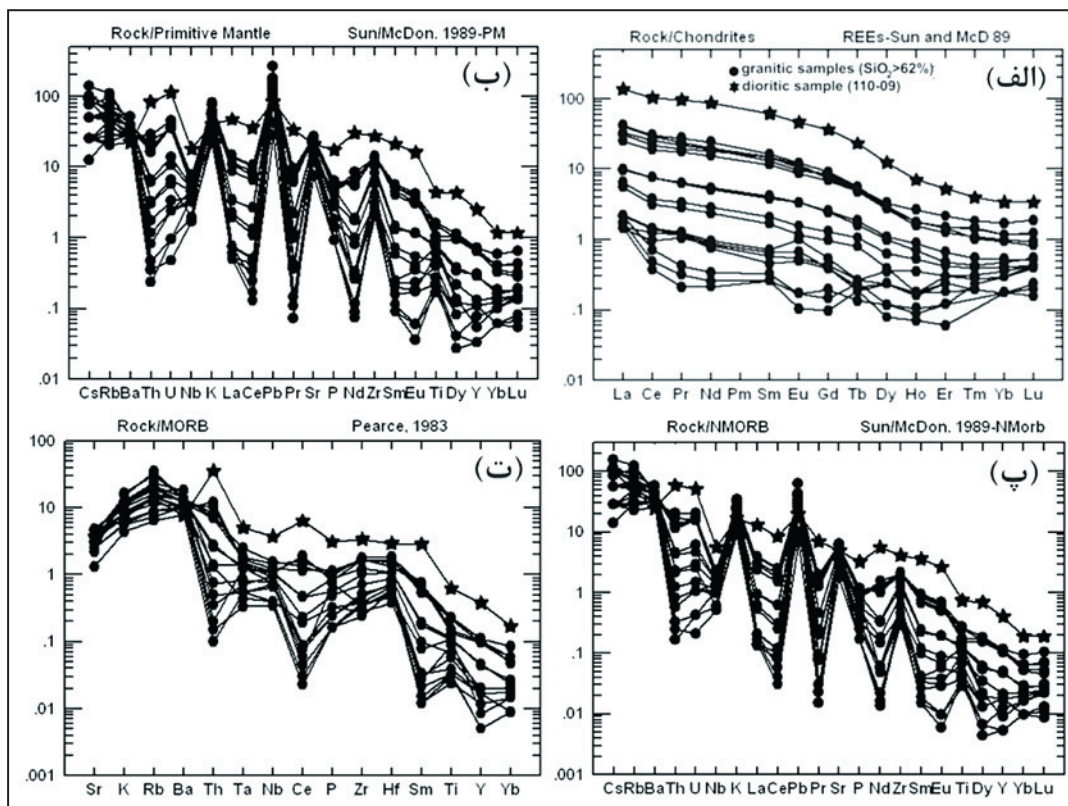
شکل ۵- در نمودارهای الف) Irvine & Baragar (1971)؛ ب) MacLean & Barrett (1993) بیشتر نمونه‌ها متعلق به سری ماگمایی کالک‌آلکالن هستند.



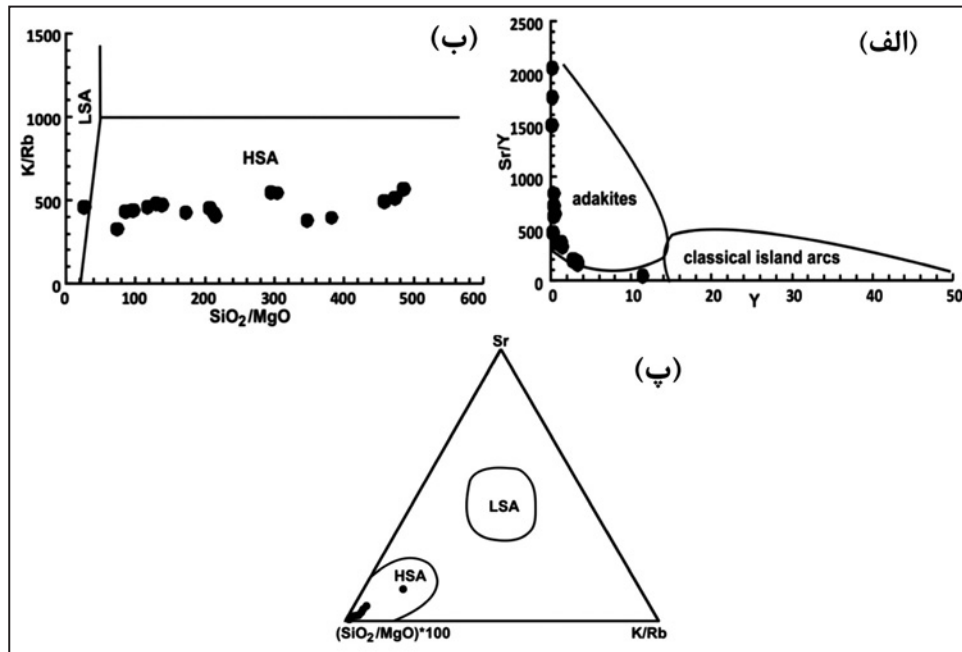
شکل ۶- مطابق نمودار (Maniar & Piccoli (1989) تونالیت- ترونجمیت‌های منطقه دارای ماهیت پرآلومین هستند.



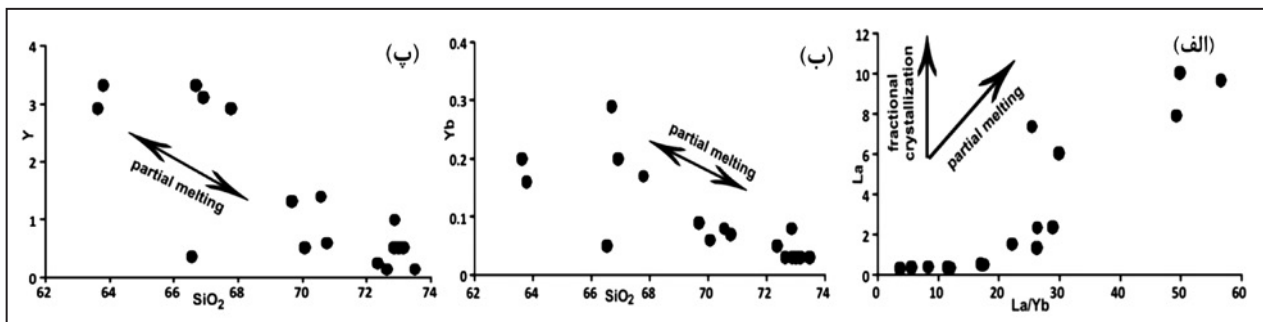
شکل ۷- در نمودارهای متمایزکننده محیط تکتونیکی گرانیت (Pearce et al., 1984)، نمونه‌های مورد مطالعه متعلق به محیط قوس آتشفشانی یا همزمان با برخورد هستند (O. R. G): گرانیت پشته اقیانوسی، W. G: گرانیت درون صفحه‌ای، A. G: گرانیت قوس آتشفشانی، Syn. Col. G: گرانیت همزمان با برخورد).



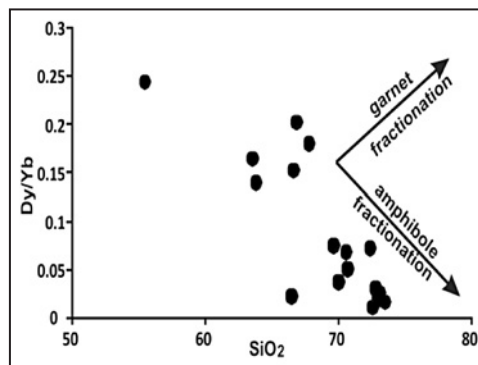
شکل ۸- نمودارهای عنکبوتی توده‌های نفوذی منطقه: الف) نسبت به کندریت؛ ب) گوشته اولیه؛ پ) مورب عادی؛ ت) مورب، بهنجار شده‌اند.



شکل ۹- الف) در نمودارهای متمایز کننده آداکیت از ماگمای جزایر قوسی (Defant & Drummond, 1990)، نمونه‌های منطقه در محدوده آداکیت یا نزدیک به آن قرار می‌گیرند. نسبت بسیار بالای Sr/Y احتمالاً ناشی از تأثیر توأم ذوب بخشی در فشار بالا و تفریق آمفیبول است؛ ب و پ) با توجه به نمودارهای تقسیم کننده آداکیت‌ها (Martin, 2005) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده انواع غنی از سیلیس واقع می‌شوند.



شکل ۱۰- الف) روند خطی مثبت بین لانتانیم و نسبت لانتانیم به ایتربیم و ب و پ) روند منفی ایتربیم و ایتربیم نسبت به سیلیس بیانگر دخالت فرایند ذوب بخشی در تشکیل توده‌های نفوذی منطقه است.



شکل ۱۱- روند تقریباً منفی داده‌های تونالیت-ترونجمیت‌های منطقه در نمودار دوتایی Dy/Yb-SiO₂ بیانگر نقش جدایش آمفیبول در طی تفریق ماگمایی است.

جدول ۱ - نتایج تجزیه شیمیایی ۱۸ نمونه از توده‌های نفوذی منطقه سلطان‌آباد که به روش ICP-MS اندازه‌گیری شده است.

oxids	I-011	Gr2a	Gr1a	I10-05	Gr2b	Gr3a	CHILI	9Y	8Y	Y19	Gr1b	Gr3b
SiO ₂	۵۵/۴۴	۶۳/۶۲	۶۳/۷۹	۶۶/۵۴	۶۶/۷	۶۶/۹۳	۶۷/۷۹	۶۹/۶۸	۷۰/۰۸	۷۰/۵۶	۷۰/۷۷	۷۲/۳۶
TiO ₂	۰/۹۴۶	۰/۳۲۵	۰/۳۳۱	۰/۰۳۶	۰/۳۴۶	۰/۲۲۶	۰/۱۹۹	۰/۱۷	۰/۱۳۲	۰/۱۵۷	۰/۱۰۳	۰/۱۶۵
Al ₂ O ₃	۱۸/۲۶	۱۷/۳	۱۷/۵۵	۲۰/۰۸	۱۷/۰۹	۱۷/۰۴	۱۷/۲	۱۶/۶۳	۱۶/۲۱	۱۶/۵۵	۱۵/۷۱	۱۴/۷۴
FeO*	۷/۶۱	۲/۹۲	۳/۰۸	۰/۶۶	۳/۴	۲/۲۸	۱/۸۷	۱/۵۳	۱/۰۸	۱/۵۶	۱/۶۳	۱/۷۳
MnO	۰/۰۹۵	۰/۰۳۸	۰/۰۴۶	۰/۰۰۷	۰/۰۵	۰/۰۳۱	۰/۰۳۲	۰/۰۲۸	۰/۰۱۴	۰/۰۳۲	۰/۰۳	۰/۰۱۷
MgO	۲/۰۵	۰/۷۳	۰/۸۵	۰/۱۴	۰/۶۸	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۵۴	۰/۶	۰/۴۱	۰/۳۴	۰/۵۲
CaO	۹/۱۵	۵/۲۶	۴/۹۲	۰/۴۸	۵/۱	۵/۲۱	۴/۸	۳	۱/۶۸	۲/۷۶	۲/۳۷	۱/۹۴
Na ₂ O	۳/۱۷	۴/۷۴	۳/۹۵	۱۰/۱۸	۴/۳۲	۴/۹۸	۴/۹	۵/۵۶	۶/۴۱	۵/۶۱	۵/۶۶	۴/۲۲
K ₂ O	۱/۲۲	۱/۶۶	۲/۳۱	۰/۶۶	۱/۸۷	۰/۹۸	۱/۲۴	۱/۵۷	۱/۳۲	۱/۷۳	۱/۳	۱/۷۸
P ₂ O ₅	۰/۳۸	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۰۲	۰/۱۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۴
LOI	۱/۵۳	۱/۵۵	۱/۹	۰/۵۲	۱/۳	۱/۳۱	۱/۳۴	۱	۰/۹	۱/۰۲	۰/۷۷	۱/۰۶
Totale	۹۹/۸۵	۹۸/۲۸	۹۸/۸۵	۹۹/۳۲	۱۰۱	۹۹/۳۱	۹۹/۷۲	۹۹/۸۲	۹۸/۵۱	۱۰۰/۵	۹۸/۷۴	۹۸/۵۷
Sc	۶	۲	۲	<۱	۲	۲	۲	<۱	<۱	۱	<۱	<۱
Be	<۱	<۱	۱	۱	۱	<۱	<۱	۱	۱	۱	۱	<۱
V	۱۰۷	۳۵	۳۷	<۵	۳۴	۳۲	۲۹	۱۷	۱۲	۱۵	۹	۱۲
Cr	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	۵۰	<۲۰	۴۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Co	۹	۴	۲	<۱	۳	۲	۱	۲	۳	۱۰	۱	۲
Ni	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Cu	۶۰	۲۰	۶۰	<۱۰	۲۰	۴۰	۲۰	<۱۰	<۱۰	۱۰	<۱۰	۲۰
Zn	۱۴۰	۸۰	۱۱۰	<۳۰	۹۰	<۳۰	۵۰	۷۰	۳۰	۸۰	۸۰	۶۰
Ga	۲۸	۲۲	۲۳	۱۴	۲۲	۲۰	۲۰	۱۸	۱۵	۱۸	۱۶	۱۵
Rb	۲۷	۳۹	۷۰	۱۳	۴۳	۱۸	۲۳	۳۳	۲۹	۴۱	۲۹	۳۸
Sr	۴۴۴	۵۵۶	۴۹۱	۱۵۹	۵۷۶	۵۵۷	۵۳۵	۴۷۶	۳۵۵	۴۴۷	۳۸۰	۳۷۲
Y	۱۱/۴	۲/۹	۳/۳	۰/۳۵	۳/۳	۳/۱	۲/۹	۱/۳	۰/۵	۱/۴	۰/۶	۰/۲۵
Zr	۳۰۶	۱۵۵	۱۵۴	۳۵	۱۶۲	۱۵۱	۱۵۲	۱۱۱	۳۰	۹۲	۶۵	۳۴
Nb	۱۳	۴/۳	۵/۱	۱/۴	۵/۵	۳/۸	۳/۹	۳/۸	۲/۵	۳/۷	۳/۲	۱/۴
Sb	<۰/۲	<۰/۲	۳/۷	<۰/۲	<۰/۲	<۰/۲	<۰/۲	<۰/۲	<۰/۲	۰/۸	<۰/۲	<۰/۲
Cs	۰/۷	۰/۷	۱/۱	۰/۲	۰/۷	۰/۱	۰/۲	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۲	۰/۴
Ba	۱۵۶	۲۴۲	۲۷۸	۱۵۹	۲۸۳	۱۹۳	۲۰۶	۲۶۳	۲۷۶	۲۴۱	۲۱۰	۳۶۵
La	۳۲/۵	۶	۷/۹۱	۰/۴۲	۷/۳۸	۱۰	۹/۶۳	۲/۳۷	۰/۳۴	۲/۳۲	۱/۵۶	۱/۶۲
Ce	۶۳/۹	۱۱/۵	۱۵/۶	۰/۳	۱۳/۳	۱۸/۹	۱۸/۲	۴/۷	۰/۶	۴/۶۶	۲/۳۳	۱/۹۳
Pr	۹/۲۶	۱/۶۷	۲/۱	۰/۰۳	۱/۸۵	۲/۶۵	۲/۲۹	۰/۶۱	۰/۱	۰/۶	۰/۳۲	۰/۲۷
Nd	۴۰/۹	۷/۳۳	۹/۰۹	۰/۱۲	۸/۵۷	۱۱/۵	۹/۳۱	۲/۵۴	۰/۳۹	۲/۳۸	۱/۳۴	۱/۱
Sm	۹/۵۱	۱/۷۸	۲/۰۱	۰/۰۴	۲/۳۱	۲/۵۲	۲/۲۷	۰/۶۴	۰/۰۹	۰/۵۹	۰/۳۲	۰/۲۶
Eu	۲/۷	۰/۵۰۸	۰/۵۴۴	۰/۰۱	۰/۶۶۷	۰/۷۱۳	۰/۶۰۳	۰/۱۹۸	۰/۰۳۱	۰/۱۹۵	۰/۰۹۱	۰/۰۶۸
Gd	۷/۴۹	۱/۴۳	۱/۷۷	۰/۰۴	۱/۵۳	۱/۸۹	۱/۶۵	۰/۵۳	۰/۰۹	۰/۵	۰/۲۷	۰/۲
Tb	۰/۸۷	۰/۱۸	۰/۲	۰/۰۰۵	۰/۲	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۳
Dy	۳/۱۸	۰/۷۱	۰/۷۱	۰/۰۳	۰/۸۴	۰/۷۷	۰/۷	۰/۲۸	۰/۰۹	۰/۲۵	۰/۱۶	۰/۱
Ho	۰/۴	۰/۱	۰/۱	۰/۰۰۵	۰/۱۵	۰/۱	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱
Er	۰/۸۷	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۰۲	۰/۳۶	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۵
Tm	۰/۱۰۱	۰/۰۳۸	۰/۰۲۶	۰/۰۰۶	۰/۰۴۷	۰/۰۳۶	۰/۰۲۸	۰/۰۱۴	۰/۰۰۸	۰/۰۱۱	۰/۰۱	۰/۰۰۷
Yb	۰/۵۸	۰/۲	۰/۱۶	۰/۰۵	۰/۲۹	۰/۲	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۵
Lu	۰/۰۸۶	۰/۰۳۱	۰/۰۲۱	۰/۰۱۱	۰/۰۴۸	۰/۰۳۲	۰/۰۲۴	۰/۰۱۳	۰/۰۱۱	۰/۰۱۴	۰/۰۱۱	۰/۰۱
Hf	۷/۱	۴	۴	۱/۶	۴/۴	۳/۷	۳/۲	۲/۶	۱/۳	۲/۶	۲/۱	۱/۱
Ta	۰/۹۱	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۱	۰/۴۵	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۲	۰/۱	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۰۸
W	<۰/۵	۴/۲	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Tl	۰/۲۳	۰/۲۸	۰/۴۷	۰/۱۶	۰/۳۳	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۲۲	۰/۰۷	۰/۳	۰/۱۹	۰/۲۵
Pb	۶	۸	۹	۲	۱۱	۵	۱۱	۱۱	۸	۸	۸	۳
Bi	۰/۲	۰/۱	۰/۷	<۰/۱	۰/۳	۰/۲	۰/۱	۰/۳	<۰/۱	۰/۱	<۰/۱	<۰/۱
Th	۷/۱	۱/۳۸	۱/۶۳	۰/۰۲	۱/۴۳	۲/۴۴	۲/۰۶	۰/۵۶	۰/۱	۰/۵۲	۰/۲۸	۰/۲۶
U	۲/۴	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۰۲	۰/۸۴	۰/۹۶	۰/۷۳	۰/۲۹	۰/۰۵	۰/۲۲	۰/۱۴	۰/۱۲

ادامه جدول ۱

	110-04	E8	HGR3	Y11	EY	110-06
SiO ₂	۷۲/۶۵	۷۲/۸۶	۷۲/۸۸	۷۳/۰۲	۷۳/۱۷	۷۳/۴۹
TiO ₂	۰/۰۴۹	۰/۰۸۳	۰/۰۵۹	۰/۰۴۹	۰/۰۸۶	۰/۰۴۶
Al ₂ O ₃	۱۵/۵۶	۱۵/۷۶	۱۶/۲۸	۱۵/۷۳	۱۵/۵۹	۱۵/۶۲
FeO*	۰/۹	۰/۹۲	۰/۸۷	۰/۵۸	۰/۹۲	۰/۹۵
MnO	۰/۰۳۳	۰/۰۲۵	۰/۰۱۹	۰/۰۴۱	۰/۰۲۴	۰/۰۲۱
MgO	۰/۱۹	۰/۳۴	۰/۲۱	۰/۱۵	۰/۳۴	۰/۱۶
CaO	۱/۲۴	۱/۵۳	۲/۴۷	۱/۶۷	۱/۵۴	۱/۶۲
Na ₂ O	۵/۴۹	۵/۴	۵/۴۶	۶/۵	۵/۱۸	۶/۲۴
K ₂ O	۲/۴۹	۱/۹۹	۱/۰۸	۰/۸۴	۱/۹۲	۰/۸۸
P ₂ O ₃	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲
LOI	۰/۶۵	۱/۱۳	۰/۷۵	۰/۵۲	۱/۱۸	۰/۷۵
Totale	۹۹/۲۶	۱۰۰/۱	۱۰۰/۱	۹۹/۱۲	۹۹/۹۹	۹۹/۷۹
Sc	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Be	۲	۱	۱	۲	۱	۲
V	<۵	<۵	۵	<۵	۱۰	<۵
Cr	<۲۰	۶۰	۴۰	<۲۰	۶۰	<۲۰
Co	<۱	<۱	<۱	<۱	۳	<۱
Ni	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Cu	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Zn	۷۰	۳۰	۷۰	<۳۰	۴۰	<۳۰
Ga	۱۵	۱۳	۱۹	۱۳	۱۵	۱۴
Rb	۶۳	۴۷	۲۹	۱۵	۴۸	۱۸
Sr	۲۶۳	۳۵۶	۴۲۱	۳۰۴	۳۶۴	۳۰۶
Y	۰/۱۵	۱	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۱۵
Zr	۲۲	۱۷	۴۷	۴۳	۲۶	۳۰
Nb	۲/۶	۲	۳/۳	۲/۷	۲/۳	۱/۲
Sb	<۰/۲	۰/۷	<۰/۲	۵/۱	۳/۶	<۰/۲
Cs	۰/۶	۰/۷	۰/۴	۰/۲	۰/۸	۰/۲
Ba	۲۷۷	۳۳۷	۱۹۶	۲۰۷	۳۵۷	۲۱۰
La	۰/۵۱	۰/۳	۰/۵۳	۰/۳۶	۰/۵۲	۰/۳۵
Ce	۰/۴۴	۰/۸	۰/۸۹	۰/۷۶	۰/۸۷	۰/۲۳
Pr	۰/۰۴۰	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۲
Nd	۰/۱۶	۰/۳	۰/۴۵	۰/۳۵	۰/۴۱	۰/۱
Sm	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۱	۰/۰۴
Eu	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۵۹	۰/۰۲۹	۰/۰۳۹	۰/۰۰۶
Gd	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۲
Tb	۰/۰۰۹	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۰۷	۰/۰۰۸	۰/۱
Dy	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۴
Ho	۰/۰۰۶	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۹	۰/۰۰۶
Er	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲
Tm	<<۰/۰۰۵	۰/۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷
Yb	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲
Lu	۰/۰۰۵	۰/۰۲	۰/۰۰۶	۰/۰۱	۰/۰۰۹	۰/۰۰۴
Hf	۱/۴	۰/۹	۱/۷	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۱
Ta	۰/۲۳	۰/۱	۰/۱۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	<۰/۰۰۵
W	<۰/۵	۱	<۰/۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳
Tl	۰/۵۲	۰/۳	۰/۲	۰/۱	۰/۳۸	۰/۱۱
Pb	۱۳	۷	۱۰	۱۹	۱۲	۷
Bi	۰/۱	۰/۴	۰/۳	<۰/۱	۰/۲	<۰/۱
Th	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۱۵	۰/۱	۰/۰۳
U	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۱

*FeO: محاسبه آهن به صورت آهن کل

کتابنگاری

- جعفری، ع. ا.، ۱۳۸۰- سنگ نگاری، سنگ شناسی و ژئوشیمی سنگ های آذرین منطقه سلطان آباد (سبزوار) با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدهای این منطقه، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم.
- کره ای، م. ت. و سعیدی، ع.، ۱۳۷۹- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سلطان آباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نصرآبادی، م.، ۱۳۸۲ - سنگ نگاری و سنگ شناسی سنگ های دگرگونی جنوب سلطان آباد، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم، ۱۴۰.
- نصرآبادی، م.، ۱۳۸۸- سنگ شناسی سنگ های دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار، رساله دکتری دانشگاه تربیت معلم، ۲۴۰.
- نصرآبادی، م.، روزتی، ف.، معین وزیری، ح.، رضوی، م. ح. و محجل، م.، ۱۳۹۱- کانی شناسی و دما-فشارسنجی شیست های آبی مجموعه دگرگونی سلطان آباد (شمال خاوری سبزوار)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی، ۱، ۱۲۳-۱۴۰.
- نصرآبادی، م.، ۱۳۹۰- پیدایش کانی های غیر معمول در ترونجمیت های منطقه سلطان آباد (شمال خاوری سبزوار): شواهدی از شرایط تبلور و جایگزینی ماگما، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، ۱(۵)، ۱۱۳-۱۳۲.
- نصرآبادی، م.، ۱۳۹۱- دما-فشارسنجی توده های نفوذی منطقه سلطان آباد (شمال خاوری سبزوار) با نگرشی ویژه به هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی اطراف توده ها، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، ۱(۹)، ۱۰۴-۸۵.
- نصرآبادی، م.، ۱۳۹۲- پتروژنر دایک های هورنبلندیتی جنوب باختری سلطان آباد (شمال خاوری سبزوار)، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، ۱(۱۳)، ۱۱۷-۹۹.

References

- Agard, P., Monie, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Labrousse, L., Vrielynck, B., Meyer, B., Jolivet, L. & Yamato, P., 2006- Transient synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from pressure, temperature, deformation, time and kinematic constraints: Implications for Neotethys wedge dynamics. *Journal of Geophysical Researches* 111 (B 11): Art. No. B 11401, No 2.
- Alavi Tehrani, N., 1977- Geology and petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar (Khorasan/Iran with special regards to metamorphism and genetic relations in an ophiolite suite. Geological Survey of Iran, Re No.: 43.
- Alavi, M., 1991- Tectonic of the Middle East. Geological Survey of Iran, Scale 1:15000000.1Sheet.
- Aoya, M., Mizukami, T., Uehara, S. I. & Wallis, S. R., 2009- High-P metamorphism, pattern of induced flow in the mantle wedge, and the link with plutonism in paired metamorphic belts. *Terra Nova* 21: 67-73.
- Atherton, M. & Petford, N., 1993- Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362: 144-146.
- Bagheri, S. & Stampfli, G. M., 2008- The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451: 123-155.
- Barclay, J. & Carmichael, I. S. E., 2004- A hornblende basalt from Western Mexico: water-saturated phase relations constrain a pressure-temperature window of eruptability. *Journal of Petrology* 45: 485-506.
- Baroze, J., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghreyan, M., Ohnenstetter, M. & Rocci, G. A., 1983- Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions. Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran: GSI, Re No.: 51.
- Beard, J. S. & Lofgren, G. E., 1991- Dehydration melting and water saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 Kb. *Journal of Petrology* 32: 365- 401.
- Berberian, M. & King, G. C., 1981- Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210- 265.
- Brown, M., 1998- Unpairing metamorphic belt: P-T paths and a tectonic model for the Ryoke belt, south west Japan. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 3-22.
- Brown, M., 2009- Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record. In: *Accretionary Orogens in Space and Time*. In: Cawood, A. & Kroner, A. (Eds.), Geological Society, London, Special Publications, 318: 37-74.
- Christopher, D., Wareham, L., Lan, L., Millar, A. & Vaughan, P. M., 1997- The generation of sodic granite magmas, Western Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 128: 81-96.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J., 1979- Interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London. 450pp.
- DeBari, S. & Coleman, R., 1989- Examination of the deep levels of an island arc: Evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska, *Journal of Geophysical Research*, 94(4), 4373-4391, DOI: 10.1029/JB094iB04p04373
- Defant, M. J. & Drummond, M. S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662- 665.
- Delaloye, M. & Desmons, J., 1980- Ophiolites and mélange terrenes in Iran. A geochronological study and paleotectonic implications. *Tectonophysics* 68: 83-111.
- Drummond, M. S. & Defant, M. J., 1990- A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Researches*, 95, 21503- 21521.
- Ducea, M. N. & Saleeby, J. B., 1996- Buoyancy sources for a large, unrooted mountain range, the Sierra Nevada, California: Evidence from xenolith thermobarometry. *Journal of Geophysical Research* 101: 8229-8244.

- García-Casco, A., Lázaro, C., Torres-Roldán, R. L., Núñez Cambra, K., Rojas Agramonte, Y., Kröner, A., Neubauer, F., Millán, G. & Blanco Quintero, I., 2008- Partial melting and counterclockwise P–T path of subducted oceanic crust (Sierra del Convento mélange, Cuba). *Journal of Petrology* 49 (1): 129–161.
- Gerya, T. & Yuen, D. A., 2003- Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel ‘cold plumes’ at subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 212: 47–62.
- Gerya, T., Stoeckhert, B. & Perchuk, A. L., 2002- Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation. *Tectonics* 142: 1–19.
- Gill, J. G., 1981- *Orogenic Andesites and plate tectonics*, Berlin: Springer, 390pp.
- Glikson, A. Y., 1979- Early Precambrian tonalite–trondhjemite sialic nuclei. *Earth Science Reviews* 15: 1–73.
- Golonka, A. J., 2004- Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381: 235–273.
- Grove, T. L., Elkins-Tanton, L. T., Parman, S. W., Chatterjee, N., Mütener, O. & Gaetani, G. A., 2003- Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145: 515–533.
- Hassanipak, A., Kariminia, M., Mobasher, K. & Ghazi, M., 2003- New Ar⁴⁰/Ar³⁹ Ages, Biostratigraphic and Geochemical Data from the Sabzevar Ophiolite, North Central Iran: Implications for Tectonic of Iranian Plate. American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract #T51F-0224.
- Heltz, R. T., 1973- Phase relations of basalt in their melting ranges at P_{H₂O}=5 kb as a function of oxygen fugacity. Part I. mafic phases. *Journal of Petrology* 14: 249–302.
- Heltz, R. T., 1976- Phase relations of basalt in their melting ranges at P_{H₂O}=5 kb. Part II. Melt compositions. *Journal of Petrology* 17: 139–193.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523–548.
- Iwamori, H., 2000- Thermal effects of ridge subduction and its implications for the origin of granitic batholith and paired metamorphic belts. *Earth and Planetary Science Letters* 181: 131–144.
- Kay, R. W., 1978- Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Researches* 4: 117–132.
- Kincaid, C. & Griffiths, R. W., 2004- Variability in flow and temperatures within mantle subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5: Q06002, doi:10.1029/2003GC000666.
- Larocqu, J. & Canil, D., 2010- The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159: 475–492.
- Lensch, G. & Davoudzadeh, M., 1981- Ophiolites in Iran. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie - Abhandlungen* 5: 306–320.
- Lensch, G., Sadredini, E. & Vaziritabar, F., 1975- Geology, geochemistry and petrogenesis of the ophiolitic rang north of Sabzevar (Khorasan/ Iran). Results and problems. Report Tehran Symposium Geodynamic. South West Asia.
- Liu, J., Bohlen, S. R. & Ernest, W. G., 1996- Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 143: 161–171.
- MacLean, W. H. & Barrett, T. J., 1993- Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48: 109–133.
- Manea, C., Manea, M., Kostoglodov, V. & Sewell, G., 2005- Thermo-mechanical model of the mantle wedge in Central Mexican subduction zone and a blob tracing approach for the magma transport. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149: 165–186.
- Maniar, D. & Piccoli, M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America, Bulletin* 101: 635–643.
- Martin, H., 1987- Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology* 28: 921–953.
- Martin, H., Smithies, R. H. M., Rapp, R., Moyen, J. F. & Champion, D., 2005- An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1–24.
- McCall, G. J. H., 1997- The geotectonic history of the Makran and adjacent area of Southern Iran. *Journal of Asian Earth Science* 15: 517–531.
- Miyashiro, A., 1961- Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology* 2: 277–311.
- Miyashiro, A., 1972- Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *American journal of Science* 272: 629–656.
- Miyazaki, K. & Okumura, K., 2002- Thermal modeling in shallow subduction: an application to low P/T metamorphism of the Cretaceous Shimanto Accretionary Complex, Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 441–452.
- Nasrabad, M., Rossetti, F., Theye, T. & Vignaroli, G., 2011- Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran). *Solid Earth* 3: 477–526.
- Okudaira, T. & Yoshitake, Y., 2004- Thermal consequences of the formation of a slab window beneath the Mid-Cretaceous southwest Japan arc: A 2-D numerical analysis. *The Island Arc* 13: 520–532.
- Peacock, S. M., Rushmer, T. & Thompson, A. B., 1994- Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 121: 227–244.

- Pearce, J. A., 1996- Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19: 125–120 .
- Pearce, J. A., 1983- Trace elements characteristic of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites*. Wiley, New York 525– 528.
- 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.
- Pichavant, M. & Macdonald, R., 2007- Crystallization of primitive basaltic magmas at crustal pressures and genesis of the calcalkaline igneous suite: experimental evidence from St Vincent, Lesser Antilles arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154: 535–558.
- Pilger, A., 1971- Die zeitlich-tectonische Entwicklung der Iranischen Gebirge, *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie - Abhandlungen* 8: 27.
- Rapp, R. & Watson, E. B., 1995- Dehydration melting of metabasalts at 8- 32 Kb: Implications for continental growth crust- mantle recycling. *Journal of Petrology* 36: 891- 931.
- Rapp, R. , Shimizu, N. & Norman, M. D., 1999- Reaction between slab-driven melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3Gpa. *Chemical Geology* 160: 335-356.
- Rapp, R. , Watson, E. B. & Miller, C. F., 1991- Partial melting of amphibolite/eclogite and the origins of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research* 51: 1 – 25.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, S. M. H. & Moin Vaziri, H., 2010- Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Terra Nova* 22: 26-34.
- Rushmer, T., 1991- Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107: 41–59.
- Schmidt, M. W. & Poli, S., 1998: Experimentally based water budget for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters* 163: 361–379.
- Selbekk, R. S. & Skjerlie, K., 2002- Petrogenesis of the anorthosite dyke swarm of TromsØ, North Norway: Experimental evidence for hydrous anatexis of an alkaline mafic complex. *Journal of Petrology* 43: 943-962.
- Sen, C. & Dunn, T., 1994- Dehydration melting of basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2Gpa: Implications for the origin of adakites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 394-409.
- Sengör, A. M. C., Altmer, D., Cin, A., Ustaömer, T. & Hsü, K. J., 1988- Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. *Geological Society of London Special Publication* 37: 119–181.
- Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. & Monsef, I., 2009- Significance of Nain–Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transitional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geoscience* 341: 1016–1028.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K. & Ghazi, A. M., 2003- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 1053–1067.
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196: 17–33.
- Stampfli, G. M., 1978- Etude geologique generale de l' Elbourz oriental au sud de Gondbad-E-Qabus, Iran NE, These Geneve, 329pp.
- Stöcklin, J., 1968 - Structural history and tectonics of Iran. A review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- Stöcklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke C. A., Darke C. L. (Eds.), *The geology of continent margins*, Springer, New York, 873-887.
- Storkey, A. C., Hermann, J., Hand, M. & Buick, I. S., 2005- Using in situ trace-element determinations to monitor partial-melting processes in metabasites. *Journal of Petrology* 6: 1283-1308.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42: 312– 345.
- Takin, M., 1972- Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature* 235: 147-150.
- Tatsumi, Y. & Kogiso, T., 1997- Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 148: 207–221.
- Tatsumi, Y., 1986- Formation of volcanic front in subduction zones. *Geophysic Research Letters* 13: 717–720.
- Thompson, A. B. & Ellis, D., 1994- CaO+MgO+Al₂O₃+SiO₂+H₂O to 35 kb: Amphibole, talc, and zoisite dehydration and melting reactions in the silica-excess part of the system and their possible significance in subduction zones, amphibole melting, and magma fractionation. *American Journal of Science* 294: 1229-1289.
- Uehara, S. & Aoya, M., 2005- Thermal model for approach of a spreading ridge to subduction zones and its implications for high-P/high-T metamorphism: Importance of subduction versus ridge approach ratio. *Tectonics* 24: TC4007, doi: 10.1029/2004TC001715.

- Van Keken, E., Kiefer, B. & Peacock, S. M., 2002 - High-resolution models of subduction ones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 3: 1-20.
- Wang, Q., Wyman D., A., Xu, J., Jian, P., Zhao, Z., Li, C., Wei Qu, X. M., Hou, Z. Q. & Li, Y. G., 2004- Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau. *Lithos* 74: 131-148.
- Wensink, H. & Varecamp, J. C., 1980- Paleomagnetism of basalts from Alborz (Iran), part of Asia in the Cretaceous. *Tectonophysics* 68: 113-129.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis- a global tectonic approach*. Harper Collins Academic. 466pp.
- Winter, K. T. & Newton, R. C., 1991- Experimental melting of hydrous low-K tholeiite: evidence on the origin of Archaean cratons. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 39: 213-228.
- Winter, K. T., 1996- An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. *Chemical Geology* 127: 43-59.
- Wolf, M. B. & Wyllie, J., 1991- Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kb: Textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas; *Contributions to Mineralogy and Petrology* 44: 151-179.
- Xiong, X. L., Adam, T. J. & Green, T. H., 2005- Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis. *Chemical Geology* 210: 339-359.
- Yoder, H. S. J. & Tilley, C. E., 1962- Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* 3: 342-532.
- Yogodzinski, G. M., Lees, J. M., Churikova, T. G., Dorendorf, F., Woerner, G. & Volynets, O. N., 2001- Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature* 409 (6819): 500-504.