

توده نفوذی شوشونیتی نسای پایین، شاهی بر ماگماتیسیم بعد از ائوسن در البرز مرکزی

پریسکه حسینی، علی کنعانیان*، فاطمه سرجوقیان

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

* مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: Kananian@Khayam.ut.ac.ir

(دریافت: ۸۷/۹/۵؛ پذیرش: ۸۸/۸/۲۳)

چکیده

توده نفوذی مورد مطالعه در زون ساختاری البرز مرکزی، در جنوب دره طالقان و نزدیک روستای نسای پایین قرار گرفته است. این توده نفوذی با ترکیب عمدتاً مونزونیتی به همراه مقادیر کمتری گابرو و دایک‌های سینییتی بعد از زمان ائوسن در بین توفیت‌های سبز رنگ سازند کرج نفوذ کرده است و در محل تماس با سنگ‌های میزبان حاشیه انجماد سریع نشان می‌دهد. این سنگ‌ها با بافت دانه‌ای از لحاظ کانی‌شناسی اساساً از پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و فلدسپار قلیایی تشکیل شده‌اند و از لحاظ ژئوشیمیایی نیز مشخصات سنگ‌های متآلومین و شوشونیتی را ارائه می‌کنند. نسبت بالای Nb/Ta، Zr/Nb و Rb/Zr و پراکندگی نمونه‌ها بر روی نمودارهای Sm/Yb در برابر Sm و La/Sm، منشاء گوشته غنی‌شده (لرزلولیت اسپینل - گارنت‌دار) را برای توده تداعی می‌کند. نتایج حاصل از بررسی نمودارهای تفکیک‌کننده محیط‌های تکتونیکی در کنار شواهدی چون غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر LILE و تهی‌شدگی آن‌ها از HFSE، میزان پایین TiO₂ و نسبت بالای Ba/Nb و Ba/Ta نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه در یک محیط تکتونیکی مرتبط با فرورانش به وجود آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: مونزونیت، شوشونیت، گوشته متاسوماتیسیم شده، فرورانش، البرز، طالقان.

۱- مقدمه

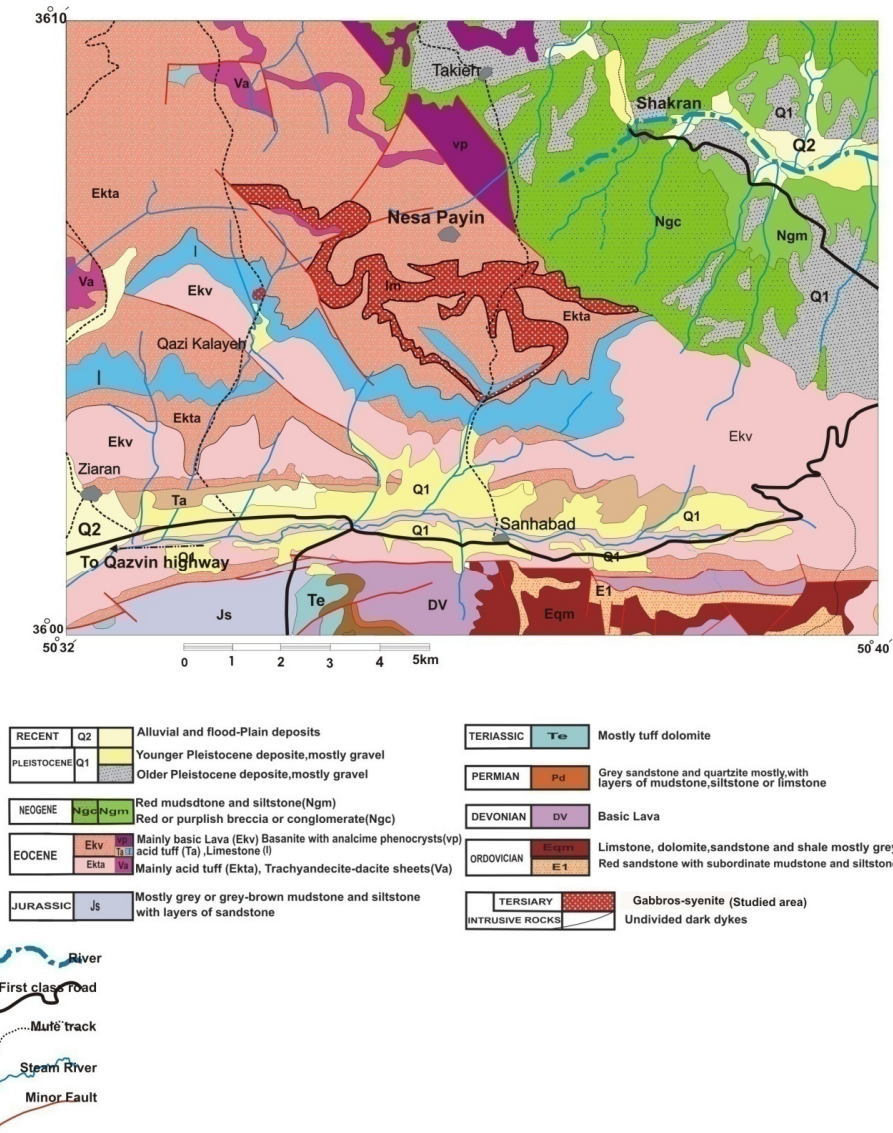
آذرآوری، کنگلومرا، آگلومرا، ماسه‌سنگ، مادستون و ژئوپس تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها با یک ناپیوستگی بر روی سازندهای قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند و بیشترین ضخامت آن‌ها در شمال غرب ورقه قزوین رشت، حدود ۶۰۰۰ متر گزارش شده است (Annells et al. 1975). آنلز و همکاران (Annells et al. 1975) سنگ‌های آتشفشانی این منطقه را از قدیم به جدید به سه فاز به شرح زیر تقسیم نموده‌اند. (۱) فاز ۱ مربوط به ائوسن است و حاوی توفیت‌های زیردریایی (اسیدی تا حدواسط) به همراه رسوبات دریایی تقریباً کم عمق هستند. (۲) فاز ۲ مربوط به الیگوسن است و شامل فوران‌های تراکی بازالتی است. (۳) فاز ۳ بیشتر در قسمت‌های غربی چهارگوش قزوین - رشت گسترش دارد. در این فاز، آتشفشان‌های انفجاری رونق داشته و طی آن ریولیت، داسیت و آندزیت همراه با توفیت‌های وابسته و ایگنمبریت به سطح زمین رسیده‌اند. فاز ۱ و ۲ در بیشتر قسمت‌های منطقه وجود دارد اما سنگ‌های فاز ۳ فقط در غرب قزوین دیده می‌شوند. این سه فاز اختلاف ضخامت زیادی با هم دارند.

در منطقه مورد مطالعه یک توده نفوذی با ترکیب عمدتاً مونزونیتی در جنوب دهکده نسای پایین به داخل سازند کرج نفوذ نموده است. این توده در بین توفیت‌های اسیدی منطقه جایگزین شده است و از لحاظ سنی متعلق به فعالیت‌های ماگمایی بعد از ائوسن می‌باشد. در

منطقه مورد مطالعه در رشته کوه‌های طالقان، در میان ارتفاعات رشته کوه‌های البرز مرکزی، بین طول‌های جغرافیایی ۳۲° ۵۰' تا ۴۰° ۵۰' شمالی و عرض‌های جغرافیایی ۳۶° ۰۰' تا ۳۶° ۰۶' خاوری قرار دارد (شکل ۱). مهم‌ترین راه دسترسی به منطقه، جاده آسفالت‌ه طالقان است که بعد از شهر آبیک از اتوبان کرج - قزوین منشعب شده و پس از گذر از شهرک تا سد طالقان ادامه می‌یابد.

رشته کوه‌های طالقان بر اساس تقسیم‌بندی دلنباخ (Dellenbach 1964) در زون ترشیری مرکزی واقع شده و بر اساس تقسیم‌بندی اشتوکلین و افتخارنژاد (Stockline & Eftekhar-nezhad 1968) بخشی از زون ساختاری البرز مرکزی محسوب می‌شود که دارای روند تقریباً شرقی غربی است و توسط دره‌های عمیق گسلی با راستای غرب-شمال غرب قطع می‌گردد (Stalder 1971). در طی پالئوژن زون البرز به شدت تحت تاثیر فازهای کوهزایی آلپی قرار داشته و فعالیت‌های آتشفشانی در تمام طول آن دیده می‌شود. سنگ‌های آتشفشانی این زون بیشتر از نوع آندزیت، داسیت و ریولیت بوده و با توده‌های ایگنمبریتی و توفیت‌های فراوان همراه است (Annells et al. 1975).

سنگ‌های منطقه طالقان به عنوان بخشی از سازند کرج به سن پالئوژن، از لحاظ سنگ‌شناسی عمدتاً از گدازه، توفیت، رسوبات



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که بخشی از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش قزوین-رشت است (Annells et al. 1975).

توفیت‌ها آثار موجودات زنده‌ای مثل کرم و ساخت‌های رسوبی مثل ریپل مارک دیده می‌شود (Annells et al. 1975). توفیت‌های دانه درشت اغلب رنگ سبز داشته و ذرات آن‌ها در حد ماسه است و در بعضی از انواع دانه درشت، بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز با چشم غیر مسلح دیده می‌شوند. توفیت‌ها در محل همبری با توده نفوذی، متحمل دگرگونی مجاورتی ضعیف شده‌اند و به دلیل فعالیت سیالات گرمایی، تجدید تبلور پیدا کرده‌اند.

توده نفوذی در محل تماس با توفیت‌های اسیدی، حاشیه انجماد سریع نشان می‌دهد. سنگ‌های حاشیه انجماد سریع، رنگ خاکستری و بافت پورفیری دارند و حاوی بلورهای درشت پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن می‌باشند. توده اصلی را می‌توان بر اساس مشخصات سنگ‌شناسی به دو قسمت فوقانی و تحتانی تقسیم کرد. بخش تحتانی

مقاله حاضر به منظور بررسی ویژگی‌های پتروژنی توده نفوذی نسای پایین، نتایج مطالعات صحرایی، پتروگرافی و آنالیز ژئوشیمیایی این سنگ‌ها که به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا انجام شده، مورد بحث قرار گرفته است.

۲) زمین‌شناسی منطقه

توده نفوذی نسای پایین به صورت یک سیل نسبتاً بزرگ چین خورده به طول تقریبی ۷-۸ کیلومتر و با ضخامتی حدود ۷۰۰ متر به داخل سنگ‌های آذرآواری و رسوبی فاز یک سازند کرج نفوذ کرده است (شکل ۱). توفیت‌های در برگیرنده این توده لایه لایه و کاملاً چین خورده هستند و به رنگ‌های سبز، خاکستری، و کرم با لایه‌بندی میلی‌متری تا چند متری دیده می‌شوند. در بعضی قسمت‌ها درون

تیره و کلینوپیروکسن‌های دانه ریز هستند. معمولاً کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین به دلیل عملکرد محلول‌های گرمایی دگرسان شده‌اند (شکل a-2). حضور حاشیه انجماد سریع در قشر خارجی توده به دلیل افت سریع دمای ماگما در جوار سنگ‌های میزبان نسبتاً سرد و نشانه جایگزینی توده در اعماق کم پوسته است.

(۲) در بخش گابرویی، پلاژیوکلاز با ترکیب کلسیک به عنوان فراوان‌ترین کانی سازنده سنگ‌ها، اغلب نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار است، ماکل پلی‌سنتتیک و در برخی موارد زونینگ و حاشیه گرد شده دارد. با توجه به عدم اختلاط ماگمایی (شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی) و ساختار سیل مانند این توده (فشار و دمای تقریباً یکسان) و وجود کانی آبدار، احتمالاً زونینگ پلاژیوکلاز مرتبط با تغییر فوگاسیته اکسیژن در این توده است. پلاژیوکلازها در بعضی از موارد به طور بخشی به سوسوریت دگرسان شده‌اند و کانی‌های ثانویه کلسیت، اپیدوت و کلریت در آن‌ها به وجود آمده است. تمرکز محصولات دگرسانی در بخش‌هایی از بلورهای زونه که ترکیب مناسب و حساس در برابر دگرسانی داشته‌اند، بیشتر است. فلدسپارهای پتاسیم‌دار در مقایسه با پلاژیوکلازها فراوانی چندانی ندارند و اغلب به صورت بی‌شکل دیده می‌شوند. پیروکسن‌ها به عنوان فراوانترین کانی مافیک در این سنگ‌ها اغلب سالم و با توجه به مشخصات پتروگرافی از نوع کلینوپیروکسن (اوژیت) هستند. این بلورها اغلب شکل‌دار می‌باشند و به نظر می‌رسد زودتر از فلدسپارها متبلور شده باشند. در درون برخی از کلینوپیروکسن‌ها ادخال‌هایی از الیوین و کانی‌های اپیک دیده می‌شود. بیوتیت‌های بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند و گاهی بر اثر فرایندهای هیدروترمال به طور بخشی به کانی‌های ثانویه کلریت و اکسیدهای آهن تجزیه شده‌اند. بعضی بیوتیت‌ها به مقدار کم حاوی ادخال‌های نیمه‌شکل‌دار زیرکن هستند. الیوین‌ها به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار بوده و به طور بخشی به کلریت و سرپانتین تبدیل شده‌اند به صورتی که گاهی فقط قالبی از الیوین باقی مانده است. آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلازها وجود دارد و کانی‌های کدر بی‌شکل از نوع مگنتیت، اغلب در کنار بیوتیت‌ها ظاهر شده‌اند.

(۳) بخش مونزونیتی، دانه ریزتر از بخش گابرویی بوده و سنگ‌های آن به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها (در حد آندزین-لابرادوریت) حدود ۳۰٪ کانی‌های اصلی مونزونیت‌ها را تشکیل می‌دهند و اغلب حاوی بلورهای آپاتیت می‌باشند. کلینوپیروکسن ۱۳٪ سنگ را شامل می‌شود. اندازه کانی‌ها در حدود ۱ تا ۵ میلی‌متر متغیر است و در آن‌ها ادخال‌هایی از الیوین و اکسیدهای آهن دیده می‌شود. فلدسپار قلیایی در حدود ۱۳ درصد سنگ را شامل می‌شود (شکل b-2).

با ترکیب گابرویی، دارای بلورهای درشت‌تری نسبت به بخش فوقانی با ترکیب مونزونیتی است. رگه‌های متعدد با ترکیب سیینیتی به ضخامت کمتر از 50 cm، بخش‌های فوقانی توده را قطع نموده‌اند. این رگه‌ها در نمونه دستی رنگ خاکستری روشن دارند و عمدتاً از مجموعه بلورهای ریز و یکنواخت فلدسپار قلیایی تشکیل شده‌اند.

(۳) پتروگرافی

توده نفوذی نسای پایین یک سیل بزرگ با تنوع سنگی از گابرو تا سیینیت است که از لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی و بافتی از پایین به بالا منطقه بندی قائم نشان می‌دهد به طوری که در قسمت‌های تحتانی، سنگ‌ها درشت‌تر و بازیک‌تر و به دلیل وفور کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوژیت) و تا حدی الیوین دارای ترکیب گابرو تا مونزوگابرویی هستند، ولی به تدریج به طرف قسمت‌های بالایی توده، سنگ‌ها ترکیب مونزونیتی پیدا کرده و دانه ریزتر می‌شوند.

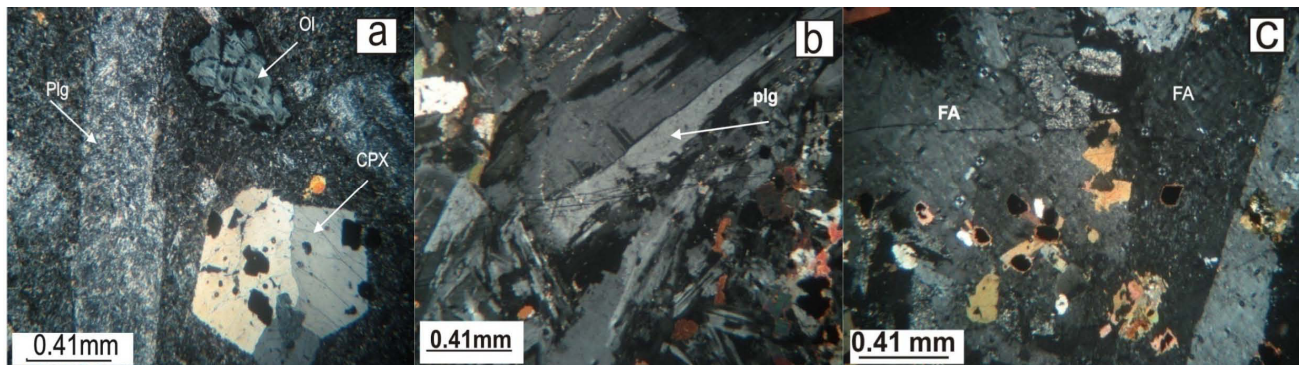
بافت عمومی سنگ‌های نفوذی، دانه‌ای است اما سنگ‌های مربوط به حاشیه انجماد سریع بافت پورفیری نشان می‌دهند. به طور کلی در این سنگ‌ها کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت، فلدسپار قلیایی، زیرکن، آپاتیت، الیوین، کانی‌های کدر و کانی‌های ثانویه دیده می‌شوند (جدول ۱).

از لحاظ تنوع سنگ‌شناسی، چهار گروه سنگی شامل حاشیه انجماد سریع، بخش گابرویی (تحتانی)، بخش مونزونیتی (فوقانی) و رگه‌های سیینیتی به شرح زیر در این توده قابل شناسایی است.

(۱) حاشیه انجماد سریع با ضخامتی در حدود یک متر در محل همبری توده با سنگ میزبان (توفیت‌ها) تشکیل شده است. این بخش با ترکیبی گابرویی، بافت پورفیری داشته و به سمت داخل توده تدریجاً بافت اینترگرانولار پیدا می‌کند. بلورهای درشت و اتومورف پلاژیوکلاز (احتمالاً با ترکیب کلسیک) بیشتر حجم سنگ را شامل می‌شوند. این بلورها دارای ماکل پلی‌سنتتیک و گاه زوناسیون هستند. وجود زونینگ نشان دهنده تغییر ناگهانی ترکیب ماگما، دما، فشار و یا فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور بلورها است. در صورت توقف طولانی مدت بلور در داخل مذاب معمولاً بین ترکیب پلاژیوکلازها و ترکیب ماگما تعادل برقرار شده و زونینگ ایجاد نمی‌شود. بالعکس وجود زونینگ نشانگر آهسته بودن سرعت تعادل نسبت به سرعت تبلور است (Shelley 1993). بنا بر این به نظر می‌رسد که وجود زونینگ در پلاژیوکلازها به دلیل سرد شدن سریع حاشیه توده و احتمالاً ناشی از تغییرات سریع دما باشد. کلینوپیروکسن‌ها بسیار دانه درشت و از نوع اوژیت هستند. بیوتیت‌ها در حدود ۵٪ و الیوین‌ها ۳٪ فنوکریست‌ها را شامل می‌شوند. زمینه این سنگ‌ها بسیار دانه‌ریز بوده، در حدود ۷۰٪ حجم سنگ را به خود اختصاص داده‌اند و شامل میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، کانی‌های

جدول ۱- نتایج آنالیز مدال سنگ‌های نفوذی نسای پایین

	gabbro			monzogabbro		monzonite			syenite	
Samples	th52A	th60A	th106	th13	th93	th9	th10	th105	th2	th1
Plagioclase	46.1	47.0	45.3	35.4	35.9	30.3	31.0	31.9	13.1	11.4
Clinopyroxene	16.7	17.3	17.5	16.1	16.1	13.7	13.7	14.1	0	0
Biotite	10.2	8.2	8.4	6.9	7.6	6.3	6.9	5.6	2.3	1.1
Olivine	1.9	1.6	2.0	1.1	1.3	0.2	0	0.2	0	0
Alkali feldspar	1.7	1.9	1.6	9.6	7.6	14.1	13.3	12.1	62.1	66.6
Apatite	0.9	0.6	0.8	0	0.3	0.2	0.3	0	0	0
Sericitic alkali feldspar	3.6	3.5	3.9	9.7	8.8	13.9	12.9	14.4	12.3	12.3
Saussuritic plagioclase	5.9	6.3	5.4	2.4	2.8	1.5	1.6	1.0	0.9	1.1
Sericite	10.2	10.8	12.4	16.6	17.2	18.1	17.5	18.3	9.3	7.6
Chlorite	1.1	1.3	0.6	0.8	0.9	0.2	0.5	1.1	0	0
Opaque minerals	1.7	1.6	2.0	1.6	1.6	1.6	2.4	1.4	0	0



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی بخش‌های مختلف توده نفوذی نسای پایین در نور دوبار پلاریزه. (a) حاشیه انجماد سریع، (b) سنگ‌های مونزونیتی و (c) رگه سینیتی. (FA = فلدسپار آلکالی، Plg = پلاژیوکلاز، Ol = لیوین و CPX = کلینوپیروکسن).

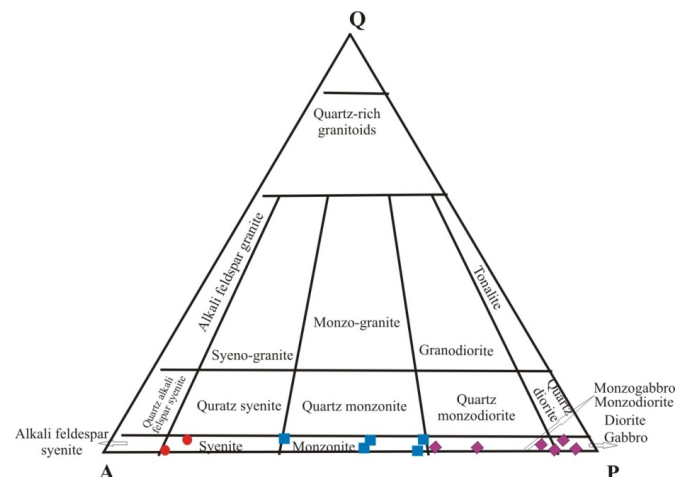
و فرعی در مقابل MgO) استفاده شده است. با افزایش مقدار MgO مقادیر اکسیدهای Cao، MnO، TiO₂، FeOT افزوده و میزان اکسیدهای SiO₂، Al₂O₃، K₂O، Na₂O کاهش می‌یابد. همچنین با افزایش MgO، عناصر Th، Nb و Zr روند کاهشی و عناصر Sr، Ni و V

(۴) رگه‌هایی با ترکیب سینیت بیشتر در قسمت‌های بالایی توده رخمون دارند و ضخامت آن‌ها اکثراً در حد 30cm است. حضور این رگه‌ها در رخساره حاشیه‌ای توده نفوذی حاصل تجمع فلدسپارهای قلیایی در ماگمای باقیمانده حاصل از تبلور توده می‌باشد. تصور می‌شود که بلورهای فلدسپار قلیایی در امتداد شکستگی‌های انقباضی در قسمت حاشیه‌ای و نسبتاً کم عمق مخزن ماگمایی تجمع یافته‌اند. این سنگ‌ها حدود ۷۰ درصد فلدسپار قلیایی، مقادیر کمی بلورهای ریز پلاژیوکلاز و بلورهای سوزنی آمفیبول دارند (شکل ۲- c).

نتایج آنالیز مدال بخش‌های مختلف توده نفوذی نسای پائین در جدول ۱ نمایش داده شده است. نمونه‌های مرتبط با توده نفوذی در نمودار مثلی کوارتز- فلدسپار قلیایی- پلاژیوکلاز (Streckeisen 1976) در محدوده‌های گابرو، مونزوگابرو، مونزونیت و رگه‌ها نیز در قلمرو سینیت قرار می‌گیرند (شکل ۳).

۴ ژئوشیمی

با استناد به نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در ۱۰ نمونه از سنگ‌های نفوذی منطقه که به روش ICP در آزمایشگاه ALS-Chemex در کشور کانادا انجام شده (جدول ۲)، خصوصیات ژئوشیمیایی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. جهت تفسیر تحولات ماگمایی به خاطر تغییرات محدود سیلیس، از نمودارهای Fenner (تغییرات عناصر اصلی



شکل ۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار رده‌بندی مدال سنگ‌های نفوذی بر حسب فراوانی کوارتز (Q) آلکالی فلدسپار (A) و پلاژیوکلاز (P) (Streckeisen 1976). لوزی مربوط به قسمت‌های تحتانی توده (گابرو- مونزوگابرو) و مربع‌ها مربوط به قسمت‌های فوقانی (مونزونیت) و دایره مربوط به رگه‌ها (سینیت) می‌باشد.

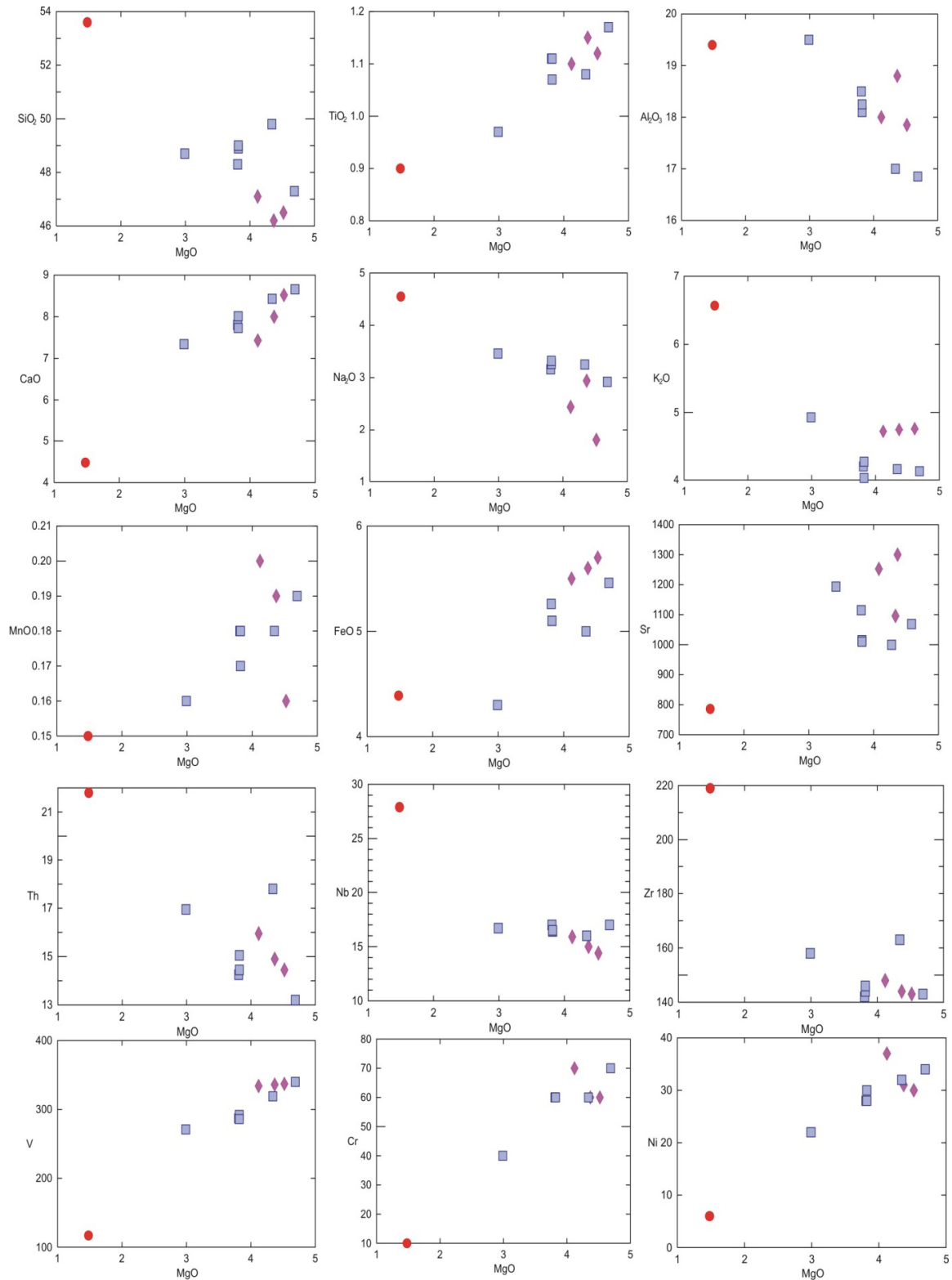
جدول ۲- فراوانی عناصر اصلی و کمیاب در توده نفوذی نساء پایین.

Sample	gabbro			monzogabbro-				monzonite		syenite
	TH52A	TH60A	TH93	TH106	TH13	TH10	TH105	TH9	TH8	TH2
SiO ₂	47.1	46.2	46.5	48.3	48.7	48.9	49	47.3	49.8	53.6
TiO ₂	1.1	1.15	1.12	1.11	0.97	1.11	1.07	1.17	1.08	0.9
Al ₂ O ₃	18	18.8	17.85	18.5	19.5	18.1	18.25	16.85	17	19.4
Fe ₂ O ₃	3.85	4.2	3.9	3.78	3.56	3.66	3.74	3.8	3.65	1.68
FeO	5.5	5.6	5.7	5.26	4.3	5.1	5.1	5.46	5	4.39
MnO	0.2	0.19	0.16	0.18	0.16	0.18	0.17	0.19	0.18	0.15
MgO	4.12	4.37	4.52	3.81	2.99	3.82	3.82	4.69	4.34	1.48
CaO	7.43	8	8.52	7.8	7.34	8.01	7.73	8.66	8.43	4.48
Na ₂ O	2.44	2.94	1.8	3.16	3.46	3.26	3.32	2.92	3.25	4.55
K ₂ O	4.72	4.84	4.9	4.2	4.93	4.03	4.27	4.13	4.16	6.57
P ₂ O ₅	0.76	0.7	0.65	0.69	0.7	0.75	0.67	0.7	0.17	0.51
Ba	1840	1420	2180	1275	1470	1275	1280	1245	136	1925
Rb	243	193	191.5	193	218	180	190.5	204	193	218
Sr	1330	1300	1070	1115	1180	1015	1010	943	984	786
Y	23.9	23.8	23.9	22.6	22.6	22.8	23.2	24.8	25.3	27.3
Zr	148	144	143	142	158	144	146	143	163	219
Nb	15.9	15	14.4	17	16.7	16.4	16.5	17	16	27.9
Th	15.95	14.9	14.45	14.25	16.95	14.45	15.05	13.2	17.8	21.8
Pb	36	25	29	25	30	25	26	27	28	39
Ga	19.9	20	19.5	19.3	19.9	18.9	19.1	19.2	19.7	19.8
Zn	140	110	110	107	99	105	104	116	113	103
Cu	216	195	176	194	208	222	207	194	214	269
Ni	37	31	30	28	22	30	28	34	32	6
V	334	336	337	287	271	292	286	340	319	117
Cr	70	60	60	60	40	60	60	70	60	10
Hf	3.5	3.5	3.5	3.4	3.7	3.4	3.5	3.6	4	5.1
Cs	8.62	20	3.85	6.9	7.5	6.51		6.59	6.66	7.28
Ta	1	0.9	0.8	1	1	1	1	1	1	1.6
Co	68.2	52.4	47.2	50.9	52.1	62.8	53	64	55.6	53.5
U	4.83	4.57	4.47	4.33	5.15	4.41	4.61	4.06	5.53	6.75
W	286	192	135	234	225	309	224	254	227	333
Sn	4	4	3	3	4	5	4	4	6	4
Mo	3	3	2	3	3	3	3	2	3	4
La	40.7	39.1	37.6	38.8	41.7	39.1	39.7	38.7	40.4	51
Ce	78.1	75.2	73	74.4	78.7	74.4	76.4	76	78.2	94.3
Pr	9.06	8.82	8.66	8.55	9.02	8.66	8.8	8.96	9.28	10.6
Nd	34.9	34.2	33.8	33	34.2	32.3	33.2	34.7	35.4	38.5
Sm	6.55	6.41	6.48	6.07	6.11	6.01	6.13	6.6	6.89	6.83
Eu	1.9	1.94	1.97	1.83	1.89	1.85	1.83	1.89	2.02	1.89
Gd	6.53	6.48	6.63	6.08	6.37	6.06	6.15	6.61	6.73	6.83
Tb	0.92	0.93	0.93	0.85	0.83	0.87	0.86	0.94	0.96	0.97
Dy	4.65	4.69	4.84	4.35	4.35	4.49	4.53	4.83	4.95	5.09
Ho	0.9	0.91	0.9	0.86	0.82	0.87	0.86	0.95	0.96	0.98
Er	2.58	2.67	2.67	2.51	2.5	2.56	2.61	2.72	2.79	3.08
Tm	0.33	0.33	0.34	0.34	0.33	0.34	0.34	0.35	0.37	0.42
Yb	2.29	2.16	2.28	2.2	2.21	2.24	2.28	2.34	2.4	2.9
Lu	0.32	0.32	0.34	0.32	0.32	0.33	0.34	0.34	0.36	0.43

نمودار تغییرات $(A/NK)Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ در برابر (A/CNK) اصلی و کمیاب در توده نفوذی تابع کاهش فراوانی کانی‌های فرومنیزین بیوین، پیروکسن و هورنبلند در اثر تفریق بلورین از گابروها به سمت سیینیت‌ها است. سنگ‌های توده نفوذی نسای پایین در نمودار تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 به دلیل داشتن پتاسیم زیاد در محدوده شوشونیتی (Peccerillo & Taylor 1976) قرار گرفته‌اند (شکل ۵) و در

نمودار تغییرات $(A/NK)Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ در برابر (A/CNK) اصلی و کمیاب در توده نفوذی تابع کاهش فراوانی کانی‌های فرومنیزین بیوین، پیروکسن و هورنبلند در اثر تفریق بلورین از گابروها به سمت سیینیت‌ها است. سنگ‌های توده نفوذی نسای پایین در نمودار تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 به دلیل داشتن پتاسیم زیاد در محدوده شوشونیتی (Peccerillo & Taylor 1976) قرار گرفته‌اند (شکل ۵) و در

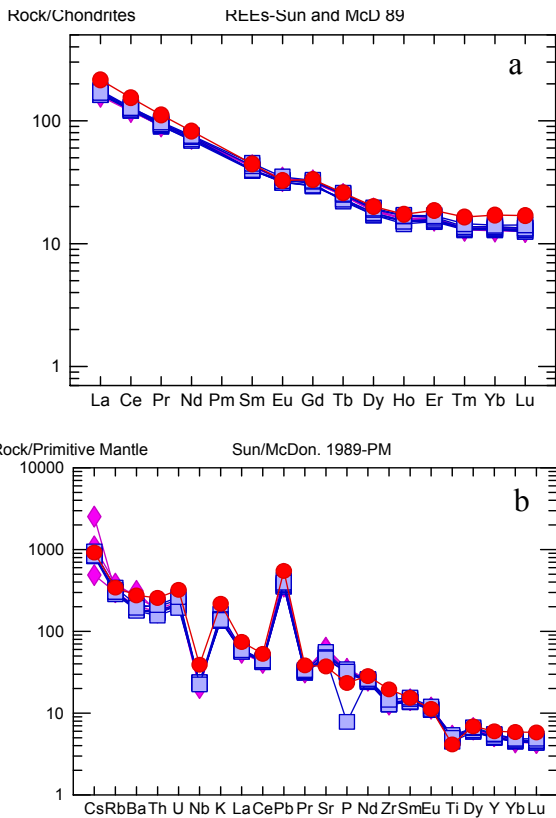
در نمودارهای عنکبوتی شکل γ -a تغییرات عناصر کمیاب و نادر



شکل ۴- نمودارهای تغییرات درصد وزنی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر درصد وزنی MgO. علائم مشابه شکل ۳ است

سینیتی با یکدیگر موازی بوده و همگی از عناصر LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی پیدا کرده‌اند. در نمودارهای عنکبوتی عادی سازی شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989)، سنگ‌های

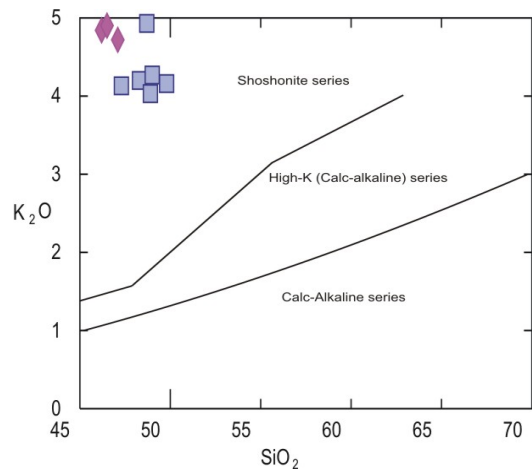
خاکی نسبت به کندریت (Sun & McDonough, 1989) عادی سازی شده است. چنانچه در این شکل ملاحظه می‌شود الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی در تمامی نمونه‌ها اعم از گابرو، مونزونیت و رگه‌های



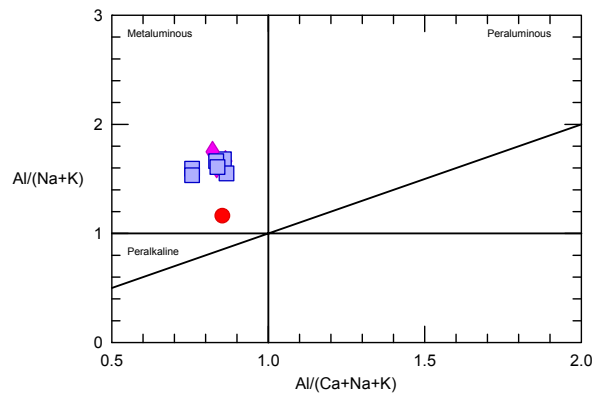
شکل ۷- نمودار تغییرات فراوانی عناصر فرعی و نادر خاکی که نسبت به (a) کندریت و (b) گبوشته اولیه عادی سازی شده‌اند (Sun & Mc Donough 1989). علائم مشابه شکل ۳ است.

اصولاً سنگ‌های شوشونیتی بر حسب محتوی سیلیس به سه گروه سنگ‌های بازیک ($\text{SiO}_2 < 53\%$)، سنگ‌های حدواسط ($53\% < \text{SiO}_2 < 57\%$) و سنگ‌های اسیدی ($\text{SiO}_2 > 57\%$) قابل تقسیم‌اند (Morrison 1980). تغییرات SiO_2 در نمونه‌های مورد مطالعه بین $46/2$ تا $53/6$ متغیر است که بیشترین مقدار SiO_2 مربوط به رگه‌های سیینیتی است. به طور کلی در همه نمونه‌ها، سنگ‌ها تحت اشباع از SiO_2 بوده و همگی نفلین نورماتیو هستند (جدول ۳). روند صعودی اکسیدهای MnO ، FeO و TiO_2 در مقابل افزایش MgO در نمونه‌ها، با جایگزینی این عناصر در شبکه کانی‌های فرومنیزین همچون پیروکسن و الیوین قابل تفسیر است. CaO به علت مشارکت در ساختمان پلاژیوکلاز و تجمع این کانی در گابروها و مونزونیت‌ها، روند صعودی را به نمایش می‌گذارد. در حالی که اکسیدهای Na_2O ، K_2O و Al_2O_3 روند نزولی را نشان می‌دهند زیرا این عناصر در مراحل اولیه تبلور ماگمایی ناسازگار بوده و به درون شبکه بلوری کانی‌های دما بالا وارد نمی‌شوند. Sr به دلیل جانشینی به جای کلسیم در پلاژیوکلاز روندی مشابه CaO را دنبال می‌کند. نیکل، کروم و وانادیم نیز به صورت عناصر سازگار عمل

توده مورد مطالعه همگی دارای آنومالی منفی Nb ، Ti و Ta و آنومالی مثبت Sr ، K و Pb هستند (شکل ۷-b). به عبارت دیگر این سنگ‌ها از LILE نسبت به HFSE غنی‌ترند.



شکل ۵- تعیین سری‌های ماگمایی با استفاده از نمودار تغییرات سیلیس در برابر K_2O (Peccerillo & Taylor, 1976). نمونه‌ها در محدوده شوشونیتی قرار می‌گیرند. علائم مشابه شکل ۳ است.



شکل ۶- نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (A/CNK) همگی در قلمرو متآلومین قرار می‌گیرند. علائم مشابه شکل ۳ است.

۵) بحث

به طور کلی شواهد و ویژگی‌هایی چون (۱) وجود کانی‌های Mg دار مثل الیوین و کلینوپیروکسن (Eklund & Shebanov, 2005; Jiang *et al.*, 2002) (۲) بالا بودن میزان عناصر قلیایی ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > 5\%$) (Turner *et al.*, 1996) (۳) غنی بودن نمونه‌ها از LILE نسبت به HFSE (۴) داشتن TiO_2 کمتر از $1/2$ و Al_2O_3 بین ۱۴ تا ۲۰ (Morrison, 1980) و (۵) نسبت Ce/Yb بالاتر از ۲۰ (Pearce 1982) همگی دلالت بر آن دارند که توده نفوذی نسای پایین یک توده شوشونیتی است.

جدول ۳- نتایج آنالیز نورم سنگ‌های شوشونیتی نساء پایین.

sample	Gabbro			monzogabbro			Monzonite			Syenite	
	TH52A	TH60A	TH106	TH93	TH13	TH10	TH105	TH9	TH1	TH2	
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Or	29.43	29.46	25.65	30.53	30.02	24.57	25.95	25.47	25.28	39.22	
Ab	15.48	6.44	18.66	9.11	15.85	21.17	19.54	14.07	17.55	22.82	
An	25.57	24.53	24.70	27.59	23.83	23.59	22.92	21.58	20.07	13.25	
Ne	4.58	12.46	6.40	4.76	9.71	5.42	6.67	7.98	7.48	11.08	
Di	6.48	9.32	8.52	10.01	7.20	9.90	9.62	14.80	17.44	4.68	
Ol	12.30	11.77	10.15	12.03	7.83	9.31	9.56	9.95	7.50	4.84	
Mt	2.87	2.85	2.82	2.89	2.66	2.82	2.76	2.91	2.77	1.77	
il	1.62	1.65	1.60	1.65	1.39	1.60	1.53	1.70	1.55	1.27	
Ap	1.68	1.51	1.49	1.43	1.51	1.62	1.44	1.53	0.37	1.08	

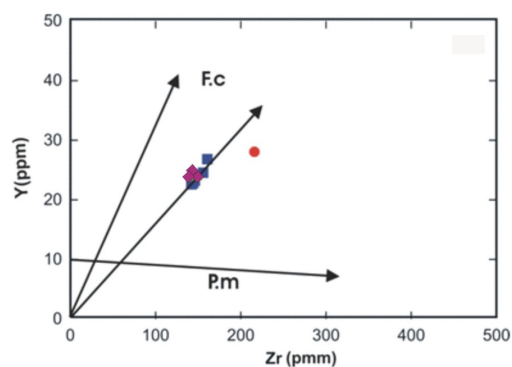
کرده و وارد شبکه بلوری کانی‌های زود تبلور یافته می‌شوند. Nb, Zr و Th نیز به عنوان عناصر ناسازگار عمل می‌کنند و در مراحل پایانی تکامل ماگمایی وارد شبکه بلوری کانی‌ها می‌شوند و به همین خاطر در برابر MgO روند صعودی به نمایش می‌گذارند. برای تمایز عملکرد فرایند تفریق بلوری و ذوب بخشی در توده نفوذی مورد مطالعه از نمودار شکل ۸ استفاده می‌کنیم. همانطور که در این شکل (Treuil & Joron 1975) ملاحظه می‌شود، پراکندگی سنگ‌های توده نفوذی نسای پایین از روند تفریق بلوری تبعیت می‌کند که این موضوع حکایت از اهمیت فرایند تفریق بلوری نسبت به ذوب بخشی در تنوع سنگ شناسی این توده دارد.

LREE نسبت به HREE دیده می‌شود، بعید به نظر می‌رسد که این روند بر اثر تمرکز فاز سیال در ماگمای اسیدی ایجاد شده باشد. میزان بالای Pb و نسبت پایین Nb/U (Rudnick & Fountain, 1995) در این توده حاکی از دخالت پوسته در تشکیل این توده است. از طرف دیگر الگوی سطح HREE با فرض باقی ماندن گارنت در سنگ منشاء منافات دارد (Kampunzu et al. 2003). بنا بر این می‌توان گفت درجات پایین ذوب بخشی به همراه آلودگی پوسته‌ای از مهمترین عوامل برای غنی شدگی LREE نسبت به HREE محسوب می‌شوند. تاکنون نظریات مختلفی در مورد علت غنی‌شدگی ماگماهای شوشونیتی از LILE و LREE ها ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به وجود یک گوشته لیتوسفری دارای کانی‌های آمفیبول یا بیوتیت (Tatsumi & Eggins, 1995)، متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای در منطقه فرورانش (Feldstein & Lange, 1999) و یا مشارکت رسوبات در منطقه فرورانش اشاره نمود (Macdonald & Hawkesworth, 2000). علاوه بر آن به عقیده آرتون و قانی (Atherton & Ghani, 2002) و کمبر (Kamber et al. 2002) آنومالی مثبت Pb به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با لیتوسفر قاره‌ای اشاره دارد. آنومالی منفی عناصر Nb و Ti را می‌توان به عواملی مثل ماگماتیسیم مرتبط به فرورانش (Saunders et al. 1980; Kuster & Harms 1998) متاسوماتیسم گوشته (Kelemen et al. 1996; Turner et al. 1993) و یا فقر این عناصر در سنگ‌های منشاء ماگما نسبت داد (Wu et al. 2003) همچنین این موضوع یکی از مشخصات سنگ‌های پوسته قاره‌ای بوده (Kuster & Hrams 1998) و می‌تواند نشانه شرکت پوسته در تکامل ماگمای تشکیل دهنده توده مورد مطالعه باشد.

سنگ‌های شوشونیتی توده نفوذی نسای پایین شباهت زیادی به سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع SH (Jiang et al. 2002) دارند. بالا بودن محتوی K_2O و نسبت K_2O / Na_2O در این سنگ‌ها، بالا بودن میزان LREE و نسبت LREE/HREE در نمونه‌ها و میزان نسبتاً بالای

کرده و وارد شبکه بلوری کانی‌های زود تبلور یافته می‌شوند. Nb, Zr و Th نیز به عنوان عناصر ناسازگار عمل می‌کنند و در مراحل پایانی تکامل ماگمایی وارد شبکه بلوری کانی‌ها می‌شوند و به همین خاطر در برابر MgO روند صعودی به نمایش می‌گذارند.

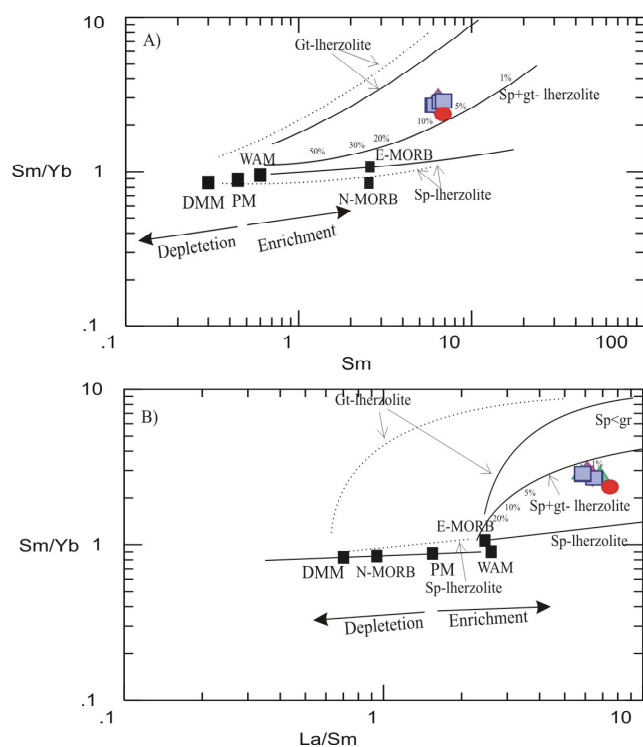
برای تمایز عملکرد فرایند تفریق بلوری و ذوب بخشی در توده نفوذی مورد مطالعه از نمودار شکل ۸ استفاده می‌کنیم. همانطور که در این شکل (Treuil & Joron 1975) ملاحظه می‌شود، پراکندگی سنگ‌های توده نفوذی نسای پایین از روند تفریق بلوری تبعیت می‌کند که این موضوع حکایت از اهمیت فرایند تفریق بلوری نسبت به ذوب بخشی در تنوع سنگ شناسی این توده دارد.



شکل ۸- نمودار تغییرات Y در مقابل Zr (Troyl & Joron, 1975) برای تمایز فرایند ذوب بخشی از تفریق بلوری. علائم مشابه شکل ۳ است.

الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی نمونه‌های مختلف بر روی نمودارهای عنکبوتی، روندهای مشابه و موازی نشان می‌دهد که این امر دلالت بر تشابه فرآیندهای ماگمایی سازنده این سنگ‌ها دارد. میزان پایین HREE نسبت به LREE ها می‌تواند به علت درجه پایین ذوب بخشی و یا باقی ماندن گارنت در سنگ منشاء، آلودگی ماگمایی (Kampunzu et al. 2003) و یا نشانه‌ای از تمرکز فاز سیال در ماگمای اسیدی در هنگام جدایش ماگما (Kogiso et al. 1997; Keppler, 1996) باشد. از آن جا که در سنگ‌های گابرویی غنی شدگی از عناصر

شده است.



شکل ۹- نمودار تغییرات Sm/Yb در برابر Sm (A) و در برابر La/Sm (B) که در آن منحنی‌های ذوب براساس معادله Batch melting غیر مدال از (Shaw, 1970) به دست آمده است. این منحنی‌ها معرف درصد ذوب بخشی گوشته تهی شده DMM (خطوط نقطه چین) و گوشته آناتولی غربی WAM (خطوط ممتد) است. ترکیب نمونه‌های مورد مطالعه با محصولات ذوب بخشی گوشته لروزیلی گارنت- اسپینل دار مطابقت دارد. علائم مشابه شکل ۳ است.

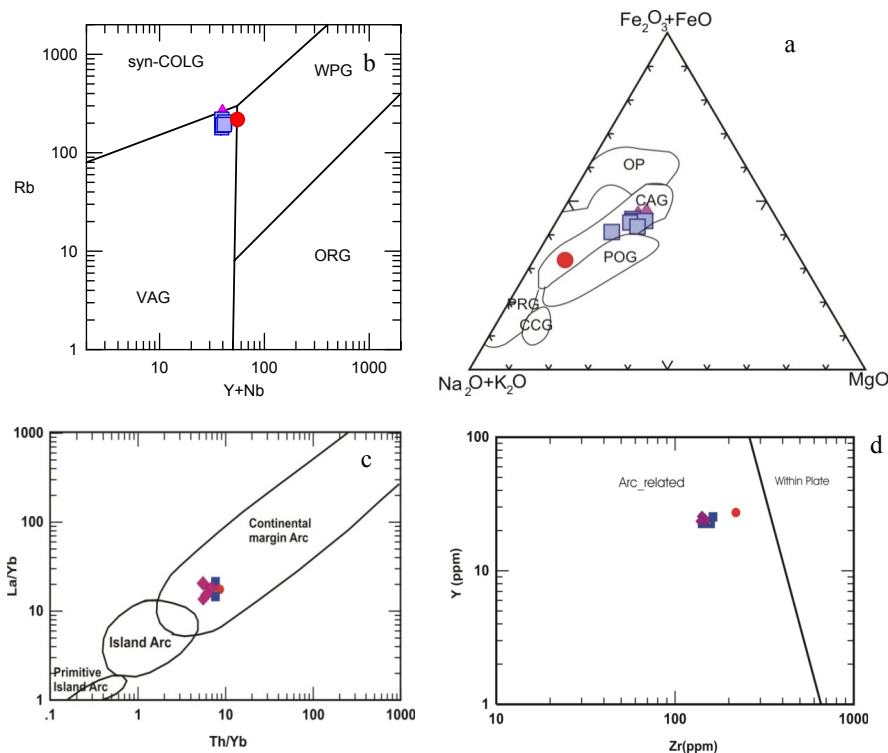
نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار لگاریتمی Rb در برابر Y+Nb (Pearce 1996) در محدوده گرانیتهای قوس آتشفشانی VAG (شکل ۱۰-a) و در نمودار مثلثی AFM (Bowden et al. 1984) در محدوده گرانیتهای قوس قاره‌ای CAG قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-b). همچنین نمونه‌ها در نمودار Zr در برابر Y که برای سنگ‌های پتاسیک کاربرد دارد (Muller & Groves 2000) در قلمرو سنگ‌های نفوذی مرتبط با کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-c). همچنین نسبت‌های بالای Th/Yb و La/Yb در نمونه‌های توده نفوذی نسای پایین (شکل ۱۰-d) نیز با شکل گیری آن‌ها در محیط تکتونیکی حاشیه فعال قاره‌ای (Condie, 1989) انطباق دارد.

برای تأیید ارتباط توده نفوذی نسای پایین با فرآیند فرورانش از شواهد زیر نیز می‌توان یاد نمود:

(۱) چنانچه در نمودار عنکبوتی شکل ۷ ملاحظه می‌شود روند تغییرات عناصر کمیاب در نمونه‌های مورد نظر که نسبت به گوشته عادی سازی شده‌اند، از عناصر کمیاب سبک نسبت به انواع سنگین غنی‌شدگی

عناصری مثل Br و Sr حاکی از آن است که توده مورد مطالعه از لحاظ ژئوشیمیایی به گرانیتهای نوع SH (شوشونیتی) تعلق دارد. گرانیتهای نوع SH نسبت به گرانیتهای نوع I دارای مقادیر بیشتری $K_2O + Na_2O$ هستند. همچنین این نوع از گرانیتهای از لحاظ نسبت‌های K_2O / Na_2O و Fe_2O_3/FeO و همچنین میزان LILE ها نیز غنی‌تر از گرانیتهای نوع I می‌باشند (Jiang et al. 2002). غنی‌شدگی توده‌های شوشونیتی از عناصر REE می‌تواند نشانه غنی‌شدگی منشاء آن‌ها از REEها و یا نقش رسوبات در شکل گیری آن‌ها باشد (Evans & Hanson, 1997) به طور کلی دو مدل اصلی برای نحوه تشکیل گرانیتهای پتاسیم دار شوشونیتی ارائه شده است: (۱) تفریق بلوری ماگمای مافیک گوشته‌ای همراه با آلودگی یا بدون آلودگی با سنگ‌های پوسته (۲) ذوب بخشی سنگ‌های پوسته (Kampunzu et al. 2003).

سنگ‌های با منشاء پوسته‌ای میزان Nb/Ta پایینی (۱۱-۱۲) دارند در حالی که در سنگ‌های گوشته‌ای حدود ۱۵/۵ گزارش شده است (Wada & Wood, 2001). این نسبت در سنگ‌های مورد مطالعه حدود ۱۶/۵ به دست آمده که با منشاء گوشته‌ای هماهنگی بیشتری نشان می‌دهد. به عقیده تی‌بل‌مونت و تگیه (Thie'blemont & Tegye, 1994) نسبت Zr/Nb در سنگ‌های پوسته، بالا و در حدود ۲۲ تا ۲۵ گزارش شده است در حالی که این نسبت در سنگ‌های نفوذی نساء پایین حدود ۷/۸ تا ۱۰ به دست می‌آید. بنا بر این از مجموع شواهد فوق می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های مورد مطالعه از گوشته منشاء گرفته‌اند. در شکل ۹ نسبت‌های Sm/Yb در برابر Sm و La/Sm ترسیم شده است (Aldanmaz et al. 2000). چنانچه در این شکل ملاحظه می‌شود، نمونه‌های مرتبط با توده نفوذی نساء پایین روی منحنی اسپینل-گارنت لروزیلیت قرار گرفته‌اند و به نظر می‌رسد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی درجه کم یک گوشته اسپینل-گارنت لروزیلیت غنی شده منشاء گرفته باشند. البته در این دو نمودار کمی اختلاف در ارزیابی درصد ذوب بخشی دیده می‌شود، به این صورت که در نمودار Sm/Yb در برابر Sm نمونه‌ها در محدوده ۵ تا ۱۰ درصد ذوب بخشی قرار می‌گیرند، در حالی که در نمودار La/Sm در برابر La/Sm حدود ۲-۳ درصد ذوب بخشی را نشان می‌دهد. احتمالاً عواملی چون آلودگی ماگمایی موجب این اختلاف جزئی در ارزیابی میزان درجه ذوب بخشی شده چرا که این فرآیند تاثیر بسزایی بر فراوانی عنصر La داد. به عقیده کانلی (Conly et al. 2005) نسبت $Rb/Zr > 0.12$ نشان‌دهنده یک منبع گوشته‌ای متاسوماتیسیم شده توسط سیالات است که میانگین این نسبت در توده نفوذی مورد مطالعه حدود ۱/۳ به دست می‌آید. بنا بر این نسبت و سایر شواهد ارائه شده مبنی بر منشاء‌گیری سنگ‌های مورد مطالعه از گوشته غنی



شکل ۱- نمودارهای تفکیک کننده محیط‌های تکتونیکی. (a) سنگ‌های توده نفوذی نسای پایین در نمودار Rb در برابر Nb+Y (Pearce, 1996) در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی VAG قرار می‌گیرند. (b) نمونه‌ها در نمودار AFM در محدوده گرانیت‌های قوس قاره‌ای (Bowden et al, 1984) قرار گرفته‌اند. (c) در نمودار Zr در برابر Y (Muller & Groves 2000) نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های مرتبط با کمان قرار می‌گیرند. (d) در نمودار نسبت La/Yb و Th/Yb (Condie 1989) در محیط تکتونیکی حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. علائم مشابه شکل ۳ است

بخشی از پلوتونیزم ترشیری زون البرز مرکزی درون طبقات پیروکلاستیک سازند کرج به سن ائوسن جایگزین شده است و به همین دلیل سن بعد از ائوسن به آن نسبت داده شده است.

(۲) این توده از نظر ترکیب سنگ‌شناسی به دو بخش اصلی تحتانی با ترکیب گابرویی و فوقانی با ترکیب مونزونیتی تقسیم می‌شود. مرز بین این دو بخش تدریجی است و مونزونیت‌ها میزبان رگه‌های متعدد سینینیتی هستند. در محل کنتاکت توده با توفیت‌ها یک حاشیه انجماد سریع با ترکیب گابرویی دیده می‌شود که حاکی از جایگزینی توده در اعماق کم پوسته می‌باشد.

(۳) روند تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های مختلف توده، موازی بودن الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی در کنار تحول تدریجی سنگ‌های گابرویی به مونزونیتی از قاعده به سمت راس توده نشان دهنده نقش تفریق بلورین در تبدیل بخش‌های گابرویی به سینینیتی می‌باشد.

(۴) سنگ‌های توده نفوذی نسای پایین دارای ماهیت متالومین پر پتاسیم و از نوع شوشونیتی (SH) هستند.

(۵) شواهدی چون نسبت بالای Zr/Nb، Nb/Ta، و Rb/Zr و قرار گیری نمونه‌ها بر روی منحنی مربوط به درجات پایینی ذوب بخشی لرزولیت

نشان می‌دهند که این موضوع در کنار وجود آنومالی منفی Nb و Ta از مشخصات بارز سنگ‌های آذرین مرتبط با فرورانش (Esawi 2004) محسوب می‌شود.

(۲) میزان TiO_2 نمونه‌ها بین ۰/۹ تا ۱/۱۷ درصد متغیر است که پایین بودن مقدار TiO_2 (کمتر از ۱/۳ درصد وزنی) در نمونه‌ها نیز یکی از مشخصه‌های ماگماهای مناطق قوسی (Gill, 1981) است.

(۳) نسبت Ba/Ta بالاتر از ۴۵۰ و Ba/Nb بالاتر از ۲۸ یکی از مهمترین خصوصیات ژئوشیمیایی ماگماهای قوسی به شمار می‌رود (Fitton et al. 1988). این نسبت‌ها در نمونه‌های توده نفوذی نسای پایین به ترتیب بین ۱۲۰۳ تا ۲۷۵۰ و ۷۳ تا ۱۱۵ تغییر می‌کند.

(۴) نسبت Th/Ta بین ۶ تا ۲۰ مشخصه سنگ‌های آذرین مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌هاست (Schandl & Gorton, 2002). این نسبت در سنگ‌های توده نفوذی نسای پایین در حدود ۱۳/۲ - ۱۸ است.

۶ نتیجه‌گیری

نتایج اصلی حاصل از این پژوهش را به شرح زیر می‌توان خلاصه نمود: (۱) توده مونزونیتی نسای پایین واقع در رشته کوه‌های طالقان به عنوان

قدردانی

این پژوهش در قالب طرح تحقیقاتی مصوب دانشگاه تهران به شماره ۶۱۰۵۰۲۶/ک/۰۵ تحت عنوان "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی نسای پایین (جنوب دره طالقان)" انجام شده است که بدینوسیله از حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه تهران و حوزه معاونت پژوهشی پردیس علوم تشکر و قدردانی می‌شود.

اسپینل- گارنت‌دار در نمودارهای Sm/Yb در برابر Sm و La/Sm، منشأ گوشته متاسوماتیسیم شده را در توده نفوذی نساء پایین نشان می‌دهد.

۶) نسبت بالای عناصر LREE به HREE و LILها نسبت به HFSEها و آنومالی منفی Nb و Ti، نسبت Th/Ta بین ۶ تا ۲۰، بالا بودن مقدار Ba/Nb و Ba/Ta، میزان پایین TiO₂ و موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودارهای تفکیک‌کننده محیط‌های تکتونیکی همگی نشانه تشکیل این سنگ‌ها در محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره است.

منابع:

- Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. 2000: Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *J. Volcanol. Geoth. Res.* **102**: 67-95.
- Anells R.N., Arthuron R.S., Bazely R.A., Davies R.G., 1975: Explanatory text of Qazvin and Rasht quadrangle map 1:250000, report No. E3-E4, geological survey of Iran.
- Atherton M.P., Ghani, A.A. 2002: Slab breakoff: a model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos.* **62**: 65-85.
- Bowden P., Batchelor R.A., Chappell B.W., Didier J., Lameyre J. 1984: petrological geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Phys. Earth Planet. In.* **35**: 1-11.
- Condie K.C. 1989: Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos.* **23**: 1-18.
- Conly A.G., Bernan J.M., Bellon H., Scott S.D. 2005: Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia Region, Baja California Sur, Mexico. *J. Volcanol. Geoth. Res.* **142**: 303-341.
- Dellenbach J. 1964: Contirbutin a l'etude geologique de la region situee a l'est de Tehran (Iran). Fac. Sci., Univ. Strasbourg (France), 117p.
- Eklund O., Shebanov A. 2005: Prolonged postcollisional shoshonitic magmatism in the southern Svecofennian domain – a case study of the Åva granite-lamprophyre ring complex. *Lithos.* **80**: 229-247.
- Esawi E.K. 2004: Evidence from the Farmington pluton for early Devonian subduction-related magmatism in the Carolina zone of central North Carolina. *J. Geodyn.* **37**: 531-548.
- Evans O.C., Hanson G.N. 1997: Late- to post-kinematic Archean granitoids of the S.W. Superior Province: derivation through direct mantle melting. In: de Wit, M. J. & Ashwal, L. D. (eds) Greenstone Belts. Oxford: Oxford University Press, p. 280-295.
- Feldstein S.N., Lange R.A. 1999: Pliocene potassic magmas from the Kings River region, Sierra Nevada, California: evidence of melting of a subduction-modified mantle, *J. Petrol.* **40**: 1301-1319.
- Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P. 1988. The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic Basic Magmas in the western United States. *Journal of Petrology. Special Lithosphere Issue*, 331-349.
- Gill J.B. 1981: Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin. 390p.
- Jiang Y.H., Jiang S.Y., Ling H.F., Zhou X.R., Rui X.J., Yang W.Z. 2002: Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid geneses. *Lithos.* **63**: 165-187.
- Joplin G. A. 1965: The problem of potash-rich basaltic rocks. *Mineralogical Magazine.* **34**: 266-275.
- Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D. 2002: Fluid-mobile trace element constraints on role of slab melting and implications for Archean crustal growth models. *Contrib. Mineral. Petrol.* **144**: 38-56.
- Kampunzu A.B., Tombale A.R. Zhai M., Bagai Z., Majaule T., Modisi M.P. 2003: Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for Neoarchean continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos.* **71**: 431-460.
- Keleman P.B., Shimizu N., Dunn T. 1993: Relative depletion of niobium in some arc magmas and continental crust: portioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth planet. Sci. Lett.* **120**: 111-134.
- Keppler H. 1996: Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature.* **380**: 237-240.
- Kogiso T., Tatsumi Y., Nakano S. 1997: Trace element transport during dehydration processes in the subduction oceanic crust: 1. Experiments and implication for the origin of ocean island basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **148**: 193-205.
- Kuster D., Harms U. 1998: Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos.* **45**: 177-195.
- Macdonald R., Hawkeswoth C.J. 2000: The Lesser Antiles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth Sci. Re.* **49**: 1-76.

- Maniar P.D., Piccoli P.M. 1989: Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.* **101**: 635-643.
- Morrison G.W., 1980: Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos.* **13**: 97-108.
- Muller D., Groves D.I. 2000: potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. 3rd edn. Springer-Verlag, 252p.
- Pearce J.A. 1996: Sources and settings of granitic rocks. *Episodes.* 19: 120-125.
- Pearce J.A. 1982: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed) *Andesites*. Wiley, New York, p. 525-548
- Peccerillo A., Taylor. S.R. 1976: Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58: 63-81.
- Rudnick R.L., Fountain D.M. 1995: Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev Geophys* **33**:267-309.
- Saunders A.D., Tarney J., Weaver S.D. 1980: Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* **46**: 344-360 .
- Schandl E.S., Gorton M.P., 2002: Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Econ. Geol.* **97**: 629-642 .
- Shelley D. 1993: *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall. London . 445 p.
- Stalder .P. 1971: magmatismes tertiaire et subrecent entre Taleghan et Alamout, Elbourz central (Iran). *Bulletin Suisse de Min. et Petr.*, 51/1, 139 p.
- Stockline J., Eftekhar-nezhad J. 1968: Explanatory text of the Zanjan Quadrangle map (1:250000). G.S.I Rep. No. D4-61.
- Streckeisen A.L. 1976: Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Abhandlungen.* **107**: 144-214 .
- Sun S.S., McDonough W.F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins*. Saunders A.D. and Norry M.J. (Editors). *Geol. Soc. Lon., London.* **42**: 313-345 .
- Tatsumi Y., Eggins S. 1995: *Subduction Zone Magmatism*. BlackWell, Cambridge 211p.
- Thie'blemont D., Tegye M. 1994: Une discrimination ge'ochimique des roches diffe'rencie'es te'moin de la diversited'origine et de situation tectonique des magmas calco-alkalins. *Compte Rendu des Academies des Sciences, Paris, Science, Se'rie II.* **319**: 87-94.
- Treuil N.T.B., Joron J.L. 1975: Utilisation des elements hygromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Example de l' Afar et de la Doesale Medioatlantique. *Rend. Soc Ital. Mineral. Petrol.* **31**: 125-174.
- Turner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Kelley S., Van Calsteren P., Deng W.M. 1996: Post collision shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the Lithosphere and the source of ocean island basalts. *J. Petrol.* **37**: 45-71.
- Wada J., Wood, B.J. 2001: The Earth's 'missing' niobium may be in the core. *Nature.* **409**: 75-78.
- Wu F-Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.Z., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y. 2003: Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos.* **66**: 241-273.