

توده نفوذی شکرنا ب، بخشی از ماگماتیس م ترشیری در البرز مرکزی، ایران

علی کنعانیان، سید محسن حیدری: دانشگاه تهران
عباس آسیابانها: دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین

چکیده

توده نفوذی شکرنا ب بخشی از ماگماتیس گسترده ترشیری در زون البرز مرکزی است. این توده که در داخل توف‌های سبز سازند کرج تزریق شده است، از لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی متنوع بوده و از بخش‌های مختلف گابرویی، مونزونیتی و سینییتی تشکیل شده است. سنگ‌های توده نفوذی شکرنا ب از لحاظ اختصاصات ژئوشیمیایی ترکیب آکالن پتاسیک دارند و از لحاظ فراوانی آلومینیم از نوع مت‌آلومین هستند. در ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها آنومالی منفی Nb، غنی‌شدگی از عناصر LIL، و تهی‌شدگی از عناصر HFS به چشم می‌خورد. بررسی الگوی پراکنده‌گی عناصر کمیاب در سنگ‌های توده نفوذی شکرنا ب نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین بررسی شده به یک محیط فرورانش مرتبط بوده و احتمالاً در حاشیه فعال قاره‌ای جایگزین شده‌اند. بر اساس روابط صحرایی، بررسی‌های پتروگرافی و مطالعات ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب معلوم می‌شود که تقریباً بلوری نقش مؤثری در ایجاد تنوع سنگ‌شناسی توده نفوذی شکرنا ب داشته است.

مقدمه

توده نفوذی شکرنا ب در فاصله ۳۵ کیلومتری شمال شرق شهر قزوین واقع شده است و دارای موقعیت جغرافیایی ۲۲° ۵۰' تا ۲۷° ۵۰' طول شرقی و ۱۵° ۳۶' تا ۱۹° ۳۶' عرض شمالی است. بهترین راه دسترسی به منطقه، جاده آسفالت‌ته منتهی به روستای شکرنا ب است که از اتوبان تهران - قزوین در نزدیکی روستای کوندج منشعب می‌شود و پس از گذشتن از روستای انجیلاق، تا شکرنا ب، ادامه می‌یابد.

توده نفوذی شکرنا ب که از بخش‌های مونزونیتی، گابرویی و سینییتی تشکیل شده است [۱]، نظیر گابروهای مبارک آباد [۲]، دیوریت‌های سد کرج [۳] و دیگر توده‌های نفوذی کوچک و پراکنده ترشیری البرز مرکزی [۴] و [۵] در داخل توف‌های سبز سازند کرج نفوذ کرده است. توف‌های میزبان توده مذکور آثار چندانی از دگرگونی حرارتی نشان نمی‌دهند [۶]، اما بر اثر چرخش سیالات

واژه‌های کلیدی: مت‌آلومین، فرورانش، مونزونیت، تقریب، البرز

هیدروترمال در اطراف توده، سنگ‌های میزبان در امتداد شکستگی‌ها و در معابر عبور سیالات تا حدی متحمل دگرسانی شده‌اند [۷] و آثار کائولینیت، کلسیت و زئولیت ثانویه در آن‌ها دیده می‌شود.

هدف اصلی این مقاله، معرفی جایگاه تکنونیک و خاستگاه ماگمایی توده نفوذی شکرنا ب و همچنین بررسی عوامل موثر در ایجاد تنوع سنگ‌شناسی توده نفوذی مورد پژوهش است. در این راستا علاوه بر پژوهش‌های صحرایی و پتروگرافی تعداد ۱۱ نمونه از سالم‌ترین سنگ‌های توده نفوذی انتخاب و پس از آماده‌سازی در آزمایشگاه تهیه نمونه دانشگاه تهران، به منظور سنجش عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP به آزمایشگاه ALS chemex کشور کانادا ارسال شد و نتایج آنالیزهای شیمیایی (جدول ۱) مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

موقعیت زمین‌شناسی

توده نفوذی شکرنا ب با ترکیب عمدتاً مونزونیت در داخل سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن البرز تزریق شده است. مقادیر کمتری گابرو و سینیت به صورت توده‌های کوچک و دایک، مونزونیت‌ها را همراهی می‌کنند. اولین بررسی‌های چینه‌شناسی و تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی پالئوژن در البرز غربی مربوط به تحقیقات آنلز و همکاران [۵] است که در منطقه طالقان و قزوین انجام شد. ایشان ضمن تقسیم‌بندی محصولات آتشفشانی پالئوژن به سه فاز آتشفشانی ۱ تا ۳ برای هر یک لیتولوژی خاصی را معرفی کرده‌اند؛ به طوری که فاز ۱ (اوسن؟) غالباً از توف‌های اسیدی و آندزیتی و مادستون‌های توفی، فاز دوم و سوم (الیگوسن؟) به ترتیب از گدازه‌های بازیک و گدازه‌های آندزیتی-اسیدی تشکیل شده است. بر اساس این بررسی‌ها، بعد از پالئوژن پسین توده‌های نفوذی متعددی در داخل سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن تزریق شده‌اند که توده نفوذی شکرنا ب یکی از آن‌ها است. به هر حال به نظر می‌رسد که با بررسی مشخصات پترولوژیکی این توده و شناسایی محیط تکنونیک تشکیل آن بتوان گامی به سمت تشخیص نحوه تکوین نوار ماگمایی ترشیری البرز برداشت.

پتروگرافی و رده‌بندی سنگ‌های نفوذی شکرنا ب

توده نفوذی شکرنا ب از لحاظ سنگ‌شناسی شامل بخش‌های مختلف گابرویی، مونزونیتی و سینیتی است.

۱- گابروها

بخش گابرویی با گسترش محدود در قسمت‌های شرقی و جنوبی توده نفوذی شکرنا ب رخمون دارد (شکل ۱). گابروها در محل همبری با توف‌های میزبان توده نفوذی، حاشیه انجماد سریع همراه با بافت پورفیری نشان می‌دهند.

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های نفوذی منطقه شکر ناب

| Rock Sample | Monzonite | | | | Syenite | | Gabbro | | | | |
|--------------------------------------|-----------|-------|-------|-------|---------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|
| | M14 | M57 | S12 | S2 | S4 | S13 | M11 | S3 | G2 | G3 | G4 |
| SiO ₂ (%wt) | 49.21 | 48.22 | 51.96 | 50.67 | 62.35 | 60.96 | 45.42 | 45.86 | 46.10 | 44.03 | 44.82 |
| Al ₂ O ₃ (%wt) | 18.76 | 17.18 | 19.13 | 20.52 | 16.74 | 16.47 | 11.81 | 11.77 | 13.44 | 11.11 | 12.14 |
| K ₂ O (%wt) | 2.69 | 2.85 | 3.52 | 2.86 | 7.83 | 0.38 | 1.44 | 1.33 | 1.63 | 2.49 | 2.48 |
| MgO (%wt) | 3.38 | 4.42 | 2.10 | 1.75 | 0.81 | 0.16 | 10.10 | 9.94 | 9.26 | 9.97 | 9.44 |
| Na ₂ O (%wt) | 3.46 | 3.13 | 4.52 | 4.05 | 3.97 | 9.23 | 1.94 | 1.69 | 2.09 | 1.32 | 1.52 |
| P ₂ O ₅ (%wt) | 0.38 | 0.37 | 0.39 | 0.34 | 0.06 | 0.08 | 0.21 | 0.26 | 0.37 | 0.49 | 0.51 |
| TiO ₂ (%wt) | 1.11 | 1.27 | 1.24 | 1.06 | 0.53 | 0.51 | 1.79 | 1.64 | 1.62 | 1.72 | 1.62 |
| MnO (%wt) | 0.16 | 0.21 | 0.12 | 0.11 | 0.08 | 0.06 | 0.24 | 0.23 | 0.20 | 0.25 | 0.24 |
| CaO (%wt) | 8.43 | 8.29 | 6.24 | 7.99 | 1.33 | 5.93 | 10.47 | 10.36 | 10.45 | 8.69 | 8.49 |
| Fe ₂ O ₃ (%wt) | 3.21 | 3.65 | 3.09 | 2.61 | 2.22 | 0.56 | 4.62 | 4.15 | 2.37 | 2.64 | 2.52 |
| FeO (%wt) | 5.59 | 6.52 | 4.26 | 4.12 | 1.91 | 0.62 | 11.64 | 11.60 | 10.64 | 11.93 | 11.38 |
| LOI (%wt) | 2.89 | 2.93 | 3.21 | 3.41 | 2.11 | 4.31 | 0.20 | 0.54 | 0.89 | 3.93 | 4.02 |
| Total | 99.27 | 99.04 | 99.78 | 99.49 | 99.94 | 99.27 | 99.88 | 99.37 | 99.06 | 98.56 | 99.18 |
| Zr (ppm) | 119.5 | 106.5 | 154 | 123 | 480 | 397 | 78 | 71.4 | 89.01 | 93.76 | 97.71 |
| Rb (ppm) | 69.6 | 64.2 | 84.2 | 62.8 | 172 | 6.2 | 34.6 | 29.6 | 30.77 | 49.9 | 50.58 |
| Sm (ppm) | 5.8 | 6.2 | 6.9 | 5.9 | 8.5 | 5.5 | 4.7 | 4.5 | 17.23 | 20.27 | 20.85 |
| Sr (ppm) | 741 | 722 | 715 | 829 | 188 | 87.8 | 418 | 435 | 437.7 | 413.12 | 479.46 |
| Ta (ppm) | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 2 | 1.5 | <0.5 | 0.4 | | | |
| Tb (ppm) | 0.8 | 0.9 | 1.1 | 0.8 | 1.2 | 1 | 0.7 | 0.78 | | | |
| Th (ppm) | 5 | 5 | 6 | 5 | 17 | 19 | 3 | 2.2 | 2.45 | 3.2 | 2.99 |
| Ba (ppm) | 543 | 696 | 909 | 821 | 641 | 59 | 354 | 340 | 555.27 | 636.13 | 681.17 |
| Ce (ppm) | 55.5 | 55.5 | 69.5 | 57.5 | 108 | 43.5 | 35 | 32.8 | 55.17 | 65.95 | 68.96 |
| Co (ppm) | 24.5 | 29 | 14 | 15 | 4 | 2 | 59.5 | 59.5 | 61.32 | 69.75 | 65.98 |
| Dy (ppm) | 4.6 | 5 | 6 | 4.7 | 7.2 | 6.5 | 4.4 | 3.75 | | | |
| Er (ppm) | 2.6 | 2.9 | 3.5 | 2.7 | 4.7 | 4.8 | 2.4 | 2.19 | | | |
| Eu (ppm) | 1.8 | 2 | 2.4 | 2 | 1.7 | 1.5 | 1.5 | 1.62 | 9.49 | 18.29 | 17.81 |
| Ga (ppm) | 20 | 20 | 22 | 21 | 22 | 19 | 17 | 15 | 17.06 | 17.2 | 17.31 |
| V (ppm) | 215 | 260 | 140 | 135 | 10 | 20 | 535 | 391 | 279.77 | 291.37 | 281.02 |
| W (ppm) | 4 | 3 | 3 | 3 | 4 | 3 | 3 | 6 | | | |
| Y (ppm) | 25 | 27 | 31.5 | 26 | 41 | 44.5 | 22.5 | 19.8 | 25.16 | 30.1 | 29.32 |
| Tm (ppm) | 0.4 | 0.4 | 0.5 | 0.4 | 0.8 | 0.8 | 0.3 | 0.29 | | | |
| U (ppm) | 1.5 | 1 | 1.5 | 1.5 | 4 | 7.5 | 0.5 | 0.63 | | | |
| Gd (ppm) | 5.5 | 6.5 | 7.8 | 5.9 | 8.7 | 6.3 | 5.1 | 4.86 | | | |
| Hf (ppm) | 3 | 3 | 4 | 4 | 13 | 12 | 3 | 2 | | | |
| Ho (ppm) | 0.9 | 1 | 1.2 | 0.9 | 1.5 | 1.5 | 0.8 | 0.81 | | | |
| La (ppm) | 29 | 29 | 38 | 30.5 | 59.5 | 27.5 | 18.5 | 15.4 | 47.76 | 53 | 48.8 |
| Lu (ppm) | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.8 | 0.9 | 0.3 | 0.28 | | | |
| Ni (ppm) | 35 | 35 | 10 | 15 | 5 | 10 | 100 | 117 | 111.76 | 118.8 | 110.02 |
| Pr (ppm) | 6.9 | 7.1 | 8.7 | 7.3 | 12.4 | 5.4 | 4.5 | 4.23 | | | |
| Cs (ppm) | 1.1 | 1.8 | 14.1 | 0.7 | 1 | <0.1 | 1.5 | 1.4 | 3.09 | 3.84 | 3.73 |
| Cr (ppm) | 50 | 60 | 30 | 20 | 20 | 30 | 190 | 204 | 195.75 | 178.06 | 162.76 |
| Yb (ppm) | 2.3 | 2.5 | 3 | 2.3 | 5 | 6 | 2 | 2 | 3.7 | 4.26 | 4.17 |
| Nb (ppm) | 11 | 11 | 17 | 13 | 33 | 32 | 7 | 7 | 5.36 | 8.14 | 7.96 |
| Nd (ppm) | 27.5 | 29 | 33.5 | 28.5 | 43.5 | 22 | 19.5 | 18.8 | 23.95 | 28.01 | 26.83 |

شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی با اصلاحات جزئی از آنلز و همکاران [۵]

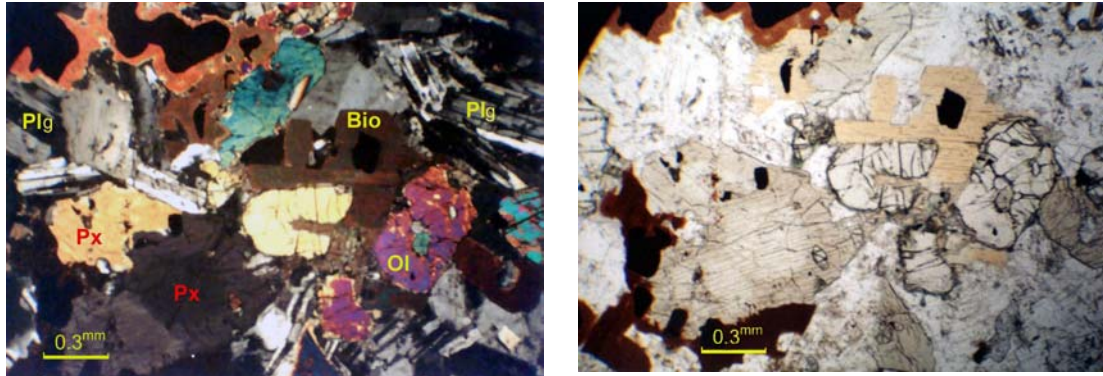
از حاشیه توده به سمت مرکز، بلورها درشت‌تر شده است و سنگ‌ها بافت‌های افیتیک، ساب افیتیک و گرانولار (شکل ۲) به خود می‌گیرند. کانی‌های اصلی در بخش گابرویی، شامل بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز کم و بیش سوسوریتی‌شده و بلورهای کاملاً بی‌شکل کلینوپیروکسن (اوژیت) هستند که تیغه‌های پلاژیوکلاز را به صورت بافت افیتیک تا ساب‌افیتیک در برگرفته‌اند. کانی‌های فرعی شامل اولیوین، بیوتیت، آپاتیت و کانی‌های آپک هستند. کانی‌های ثانویه کلسیت، سوسوریت، کلریت و سرپانتین حاصل دگرسانی کانی‌های اصلی و فرعی‌اند.

۲- مونزونیت‌ها

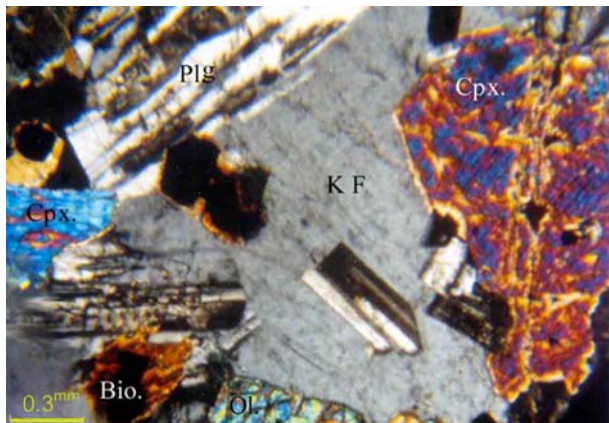
بخش مونزونیتی قسمت عمده توده نفوذی شکر ناب را تشکیل می‌دهد. این بخش همانند بخش گابرویی در محل همبری با توف‌ها، حاشیه انجماد سریع نشان می‌دهد. این در حالی است که در محل همبری گابروها با مونزونیت‌ها هیچ‌گونه حاشیه انجماد سریع نه در داخل گابروها و نه در داخل مونزونیت‌ها دیده نمی‌شود، که این امر می‌تواند حاکی از همزمانی شکل‌گیری این سنگ‌ها باشد.

کانی‌های اصلی بخش مونزونیتی شامل پلاژیوکلازها و آلكالی‌فلدسپارها هستند. در این بخش پلاژیوکلازهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بیش‌تر از بخش گابرویی حضور دارند. آلكالی‌فلدسپارهای رسی شده و کاملاً بی‌شکل،

بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز را با بافت پوئی‌کلیتیک در بر گرفته‌اند (شکل ۳).



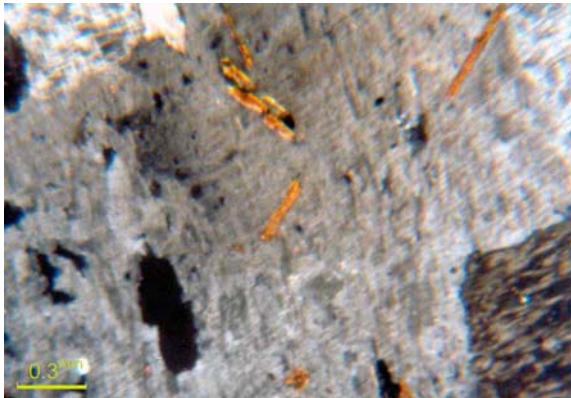
شکل ۲- تصویر میکروسکوپی گابروهای شکرناپ با آنالیزور (XPL) در سمت چپ و بدون آنالیزور (PPL) در سمت راست. کانی‌های این سنگ‌ها شامل اولیوین (Ol)، پیروکسن (Px)، پلاژیوکلاز (Plg) و بیوتیت (Bio) است. کانی‌های فرعی شامل کلینوپیروکسن، الیوین، بیوتیت، آپاتیت و کانی‌های آپیک هستند. مقدار الیوین خیلی کمتر از بخش گابرویی است و در بعضی از نمونه‌ها اصلاً مشاهده نمی‌شود. مقدار کانی‌های آپیک در این بخش نسبت به بخش گابرویی به مراتب کمتر است. سوزن‌های آپاتیت نیز نسبت به بخش گابرویی کمترند.



شکل ۳- تصویر میکروسکوپی مونوزونیت‌های شکرناپ در نیکل‌های متقاطع (XPL). کانی‌های سازنده این سنگ‌ها شامل اولیوین (Ol)، کلینوپیروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز (Plg)، آلکالی‌فلدسپار (KF) و بیوتیت (Bio) است.

۳- سببیت‌ها

سببیت‌ها از دیگر بخش‌های توده نفوذی شکرناپ هستند که عموماً به صورت دایک و رگه‌های نازک و ضخیم دیده می‌شوند. رگه‌های نازک و ریز بلور سببیتی، فاقد کانی‌های مافیک هستند، در حالی که بخش عمده دایک‌های حجیم‌تر از بلورهای آلکالی‌فلدسپار میکروپریتی (در حدود ۸۵ تا ۹۰ درصد)، بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار تشکیل شده‌اند (شکل ۴). کانی‌های فرعی عبارتند از: بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز سوسوریتی شده، گاهی بیوتیت و همچنین کوارتزهای بی‌شکل که در فضای بین آلکالی‌فلدسپارهای میکروپریتی حضور دارند. کانی‌های آپیک ریز، بی‌شکل و پراکنده، بسیار کمتر از بخش‌های قبلی مخصوصاً بخش گابرویی‌اند. آپاتیت‌های سوزنی نیز بسیار ناچیزند.

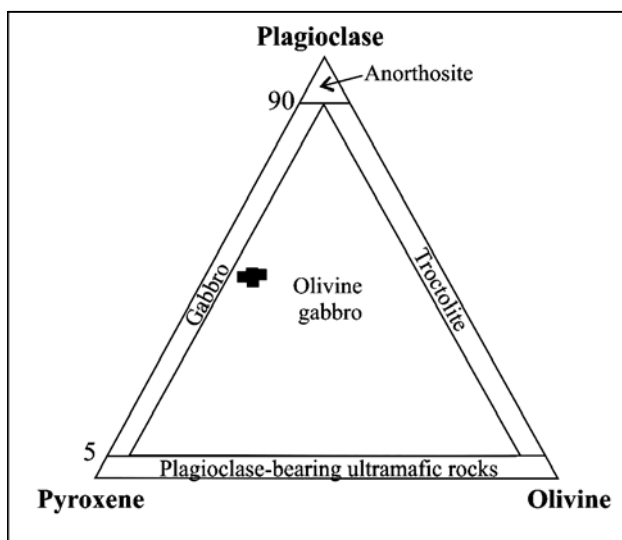


شکل ۴- تصویر میکروسکوپی سینیت‌های شکر ناب در نیکل‌های متقاطع (XPL) این سنگ‌ها عمدتاً از آلکالی فلدسپار و مقدار کمی بیوتیت تشکیل شده‌اند

رده‌بندی سنگ‌های منطقه

برای طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین توده نفوذی شکر ناب، علاوه بر بررسی‌های پتروگرافی و آنالیز مدال، تعدادی از نمونه‌های مربوط به بخش‌های مختلف توده، نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های مختلف بر روی نمودارهای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی منتقل شد و سپس سنگ‌های بررسی شده نام‌گذاری شدند.

بخش‌های بازیک توده نفوذی از لحاظ فراوانی کانی‌های مدال همگی در محدوده گابرو و دیوریت واقع می‌شوند. این نمونه‌ها در نمودار مخصوص گابروها، یعنی نمودار سه تایی پلاژیوکلاز، پیروکسن و اولیوین در محدوده الیوین گابرو و نزدیک به محدوده گابرو قرار گرفته‌اند (شکل ۵). بقیه سنگ‌های توده بررسی شده در نمودار چهار تایی QAPF [۸] در محدوده مونزونیت قرار می‌گیرند. نمونه مربوط به رگه ماگمایی در محدوده آلکالی فلدسپار سینیت و دو نمونه مربوط به دایک نیز در همین محدوده و نزدیک به مرز با محدوده آلکالی فلدسپار کوارتز سینیت واقع می‌شوند.

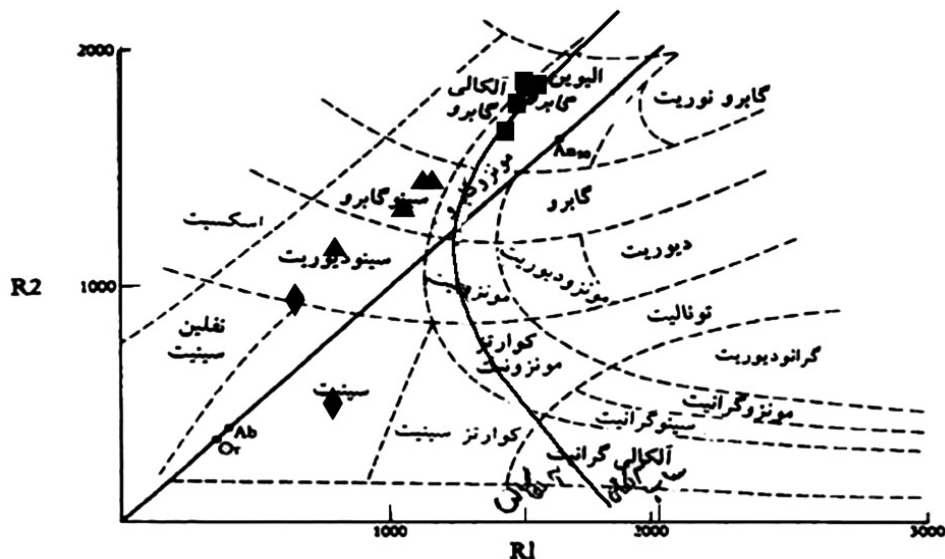


شکل ۵- الف) نمونه‌های بازیک توده نفوذی شکر ناب بر روی نمودار پلاژیوکلاز-کلینوپیروکسن-الیوین در محدوده الیوین گابرو [۸] قرار می‌گیرند

دولاروش و همکاران [۹] نمودار نسبت کاتیونی R_1/R_2 را برای تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی پیشنهاد کرده‌اند، این روش برای نام‌گذاری سنگ‌های مافیک روشی شایسته است، اما برای سنگ‌های گرانیتی به دلیل این‌که پتاسیم فلدسپار و آلبیت دقیقاً در یک نقطه جای می‌گیرند، مناسب نیست [۱۰]. نمونه‌های مافیک توده نفوذی در مرز بین آلکالی‌گابرو و الیون‌گابرو و داخل محدوده الیون‌گابرو قرار دارند (شکل ۶). سه نمونه فلسیک در محدوده سینوگابرو و یک نمونه در محدوده سینودیوریت که هر دو محدوده معادل مونزونیت هستند، قرار می‌گیرند. نمونه مربوط به دایک در محدوده سینییت و نمونه مربوط به رگه آذرین در مرز بین محدوده سینییت و سینودیوریت و نفلین سینییت واقع شده است.

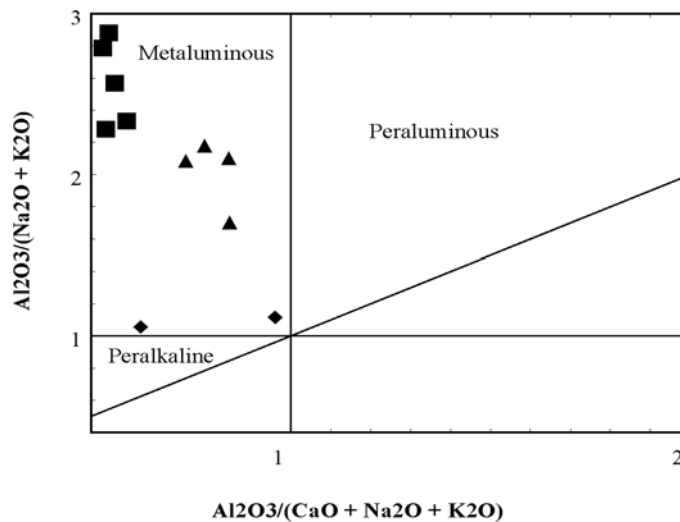
میزان سیلیس در توده نفوذی شکرناپ از ۴۴٪ در یک نمونه گابرویی تا ۶۲/۳۵٪ در یک نمونه سینییتی متغیر بوده و مجموع آلکالی در این توده از ۳٪ تا ۱۱/۸٪ تغییر می‌کند، بنا بر این، تمام نمونه‌های مربوط به توده نفوذی شکرناپ بر اساس طبقه‌بندی ایروین و باراگر [۱۱] در محدوده آلکالن و تا حدودی نزدیک به مرز آلکالن و ساب‌آلکالن واقع می‌شوند.

با توجه به آلکالن بودن سنگ‌های توده نفوذی شکرناپ و با توجه به پایین‌ترین مقدار K_2O و Na_2O در یک نمونه گابرویی، که به ترتیب ۱/۳۳٪ و ۰/۲۶٪ و بالاترین مقدار این دو اکسید در یک نمونه مونزونیتی، که به ترتیب ۳/۵۲٪ و ۰/۳۹٪ است. بخش‌های گابرویی و مونزونیتی توده نفوذی مورد بررسی، طبق ردبندی میدل موس [۱۲] آلکالن پتاسیک هستند. نمونه دایک سینییتی به دلیل داشتن پتاسیم زیاد (۷/۸۳٪)، از نوع پتاسیک و نمونه مربوط به رگه سینییتی به خاطر دارا بودن سدیم زیاد (۹/۲۳٪) از نوع آلکالن سدیک است.



شکل ۶- نمودار نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی بر اساس نسبت کاتیونی R_1/R_2 [۹] و موقعیت نمونه‌های بررسی شده در آن. مربع‌ها نمونه‌های گابرویی، مثلث‌ها نمونه‌های مونزونیتی و لوزی‌ها نمونه‌های سینییتی‌اند.

فراوانی Al_2O_3 در هر یک از نمونه‌های بررسی شده از مجموع آکالی‌ها (Na_2O+K_2O) بیشتر و از مجموع اکسیدهای Na_2O ، K_2O و CaO کمتر است. بنابر این، نمونه‌ها از لحاظ درجه اشباع آلومین [۱۳] همگی در قلمرو سنگ‌های متآلومین واقع می‌شوند (شکل ۷) و از این لحاظ ویژگی سنگ‌های آذرین نوع I مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهند [۱۴].



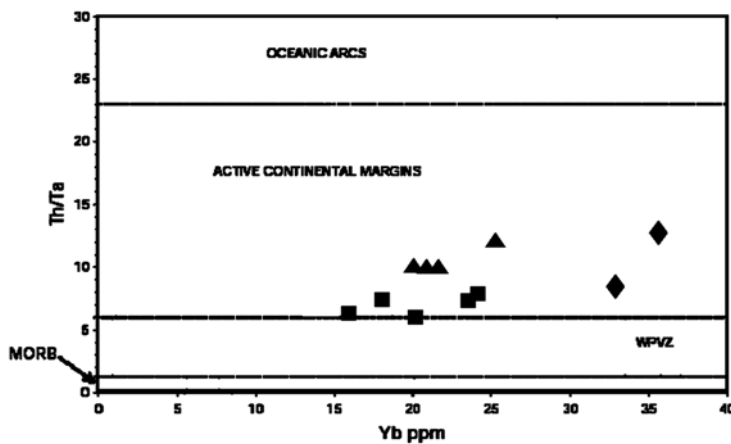
شکل ۷- نمونه‌های بررسی شده از لحاظ درجه اشباع آلومین همگی در قلمرو متآلومین [۱۳] قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۶ است)

محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌های آذرین بررسی شده

عده‌ای از محققان منشأ ماگماتیسزم ترسیر ایران را فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در امتداد زاگرس می‌دانند که نوار آتشفشانی ارومیه- دختر می‌تواند مشخص‌کننده امتداد اصلی آن باشد [۴]، [۱۵]، [۱۶]، [۱۷]. در حالی که عده‌ای دیگر از پژوهندگان معتقدند که ماگماتیسزم ایران در ترسیر (به‌خصوص ائوسن) به علت وجود تیغه‌های گرمایی در زیر بلوک ایران مرکزی انجام شده و پدیده‌ای مشابه با آنچه هم‌اکنون در شرق آفریقا جریان دارد. عامل ماگماتیسزم زون ارومیه- دختر محسوب می‌شود [۱۸]، [۱۹]، [۲۰]. گروه اخیر معتقدند که در ترسیر یک سیستم کششی باعث تشکیل مجموعه‌ای از ریف‌ها شده که بعداً در اثر حرکات فشارشی پیرنه و آسترین، قبل از تشکیل اقیانوس بسته شده است.

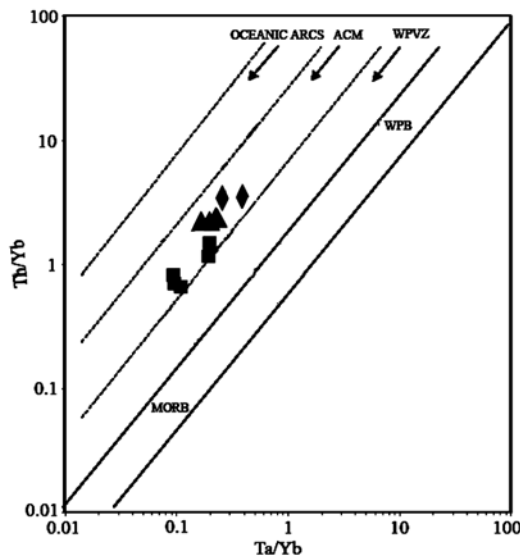
از بین داده‌های ژئوشیمیایی موجود، عناصر کمیاب به خصوص عناصر کمیاب سازگار، خیلی کم تحت تأثیر فرآیندهای ثانویه قرار می‌گیرند و به خوبی می‌توانند نمایانگر شرایط تشکیل و تحولات اولیه ماگمایی باشند [۲۱]. بنا بر این تفکیک محیط‌های تکتونوماگمایی از روی فراوانی و توزیع این عناصر دارای اعتبار بیشتری نسبت به فراوانی عناصر اصلی است [۲۲]، [۲۳].

گرتن و اسکاندل [۲۴] از مقایسه نسبت Th/Ta در مقابل میزان Yb برای تفکیک نمونه‌های مربوط به محدوده‌ها حاشیه فعال قاره‌ای و مناطق درون ورقه‌ای از هم استفاده نموده‌اند. همین محققان با بازنگری نمودار پیشنهادی خود [۲۵]، سنگ‌های آذرین مربوط به محدوده‌های بازالت‌های میان اقیانوسی، مناطق آتشفشانی درون ورقه‌ای، حاشیه فعال قاره‌ای و قوس‌های اقیانوسی را از هم جدا کرده‌اند. همان‌طور که در شکل ۸ ملاحظه می‌شود، تمام نمونه‌های توده نفوذی شکرناپ در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای واقع شده‌اند. به هر حال واضح است که برای حصول اطمینان از تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی به داده‌های تکمیلی ایزوتوپی نیازمندیم؛ چرا که احتمال تغییر فراوانی عناصر Th و Ta از طریق آلودگی پوسته وجود دارد.



شکل ۸- در این نمودار [۲۵] تمام نمونه‌های توده نفوذی شکرناپ در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای واقع شده‌اند. WPVZ مناطق آتشفشانی درون ورقه‌ای‌اند (علائم مشابه شکل ۶ است)

اسکاندل و گرتن [۲۵]، با استفاده از نسبت لگاریتمی Th/Yb در مقابل نسبت لگاریتمی Ta/Yb ، علاوه بر محدوده‌های مشخص شده در نمودار قبلی خود، محدوده بازالت‌های درون ورقه‌ای را نیز نشان داده‌اند (شکل ۹). بر اساس این نمودار نیز نمونه‌های توده نفوذی شکرناپ در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای واقع شده‌اند.



شکل ۹- در این نمودار [۲۵] نیز همانند نمودار قبل نمونه‌های بررسی شده در قلمرو سنگ‌های مرتبط با فرورانش و در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. WPB بازالت‌های درون ورقه‌ای، ACM حاشیه فعال قاره‌ای و WPVZ مناطق آتشفشانی درون ورقه‌ای‌اند (علائم مشابه شکل ۶ است)

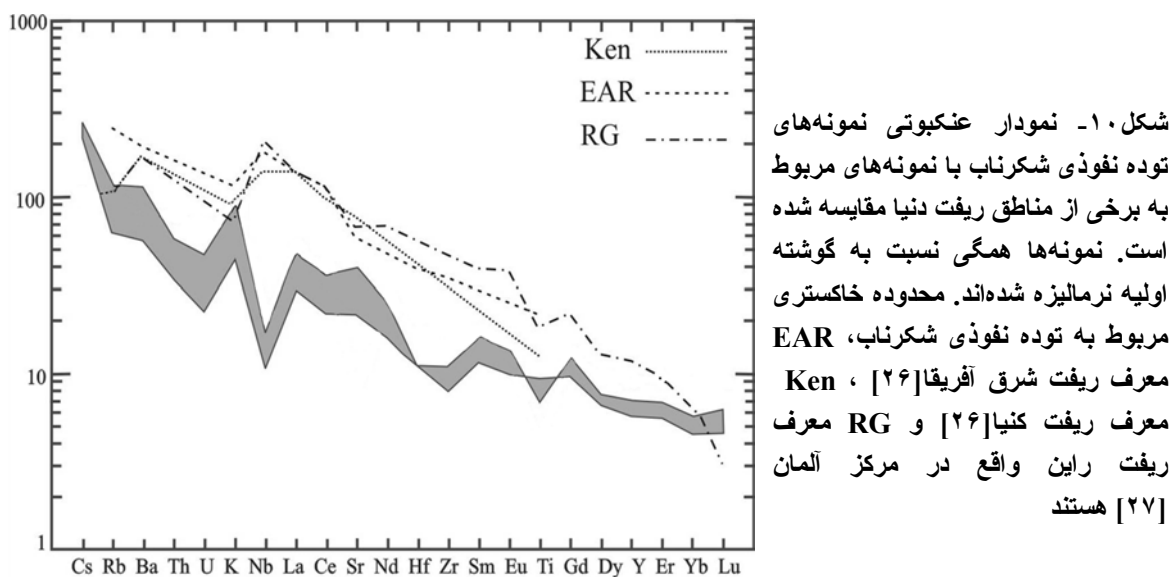
مناطق مختلف تکتونیکی دارای الگوهای تغییرات عناصر کمیاب و نادر حاکی (نمودارهای عنکبوتی) خاصی هستند. بنا بر این، علاوه بر نمودارهای تکتونوماگمایی که در بخش‌های قبلی مورد بررسی واقع شد، با بررسی الگوهای ایجاد شده در نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آذرین بررسی شده و مقایسه آن‌ها با الگوهای مربوط به مناطق شاخص دنیا تا حدود زیادی می‌توان به محیط تشکیل آن‌ها پی برد.

۱- مقایسه اختصاصات ژئوشیمیایی سنگ‌های بررسی شده با مناطق ریفتی دنیا

در نمودار عنکبوتی شکل ۱۰ الگوی عناصر کمیاب مربوط به توده نفوذی شکر ناب با الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های آذرین ریفت شرق آفریقا [۲۶]، ریفت کنیا [۲۶] و ریفت راین واقع در مرکز آلمان [۲۷] که از شاخص‌ترین مناطق بازشدگی در دنیا هستند، مقایسه شده است. نمونه‌های مربوط به منطقه بررسی شده همگی نسبت به Nb و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در صورتی که نمونه‌های مربوط به ریفت شرق آفریقا، ریفت کنیا و ریفت راین نسبت به این عناصر غنی‌شدگی نشان می‌دهند، این امر می‌تواند نشان‌دهنده محیط تکتونیکی کاملاً متفاوت منطقه بررسی شده با مناطق یاد شده باشد.

۲- مقایسه اختصاصات ژئوشیمیایی سنگ‌های بررسی شده با مناطق فرورانش در دنیا

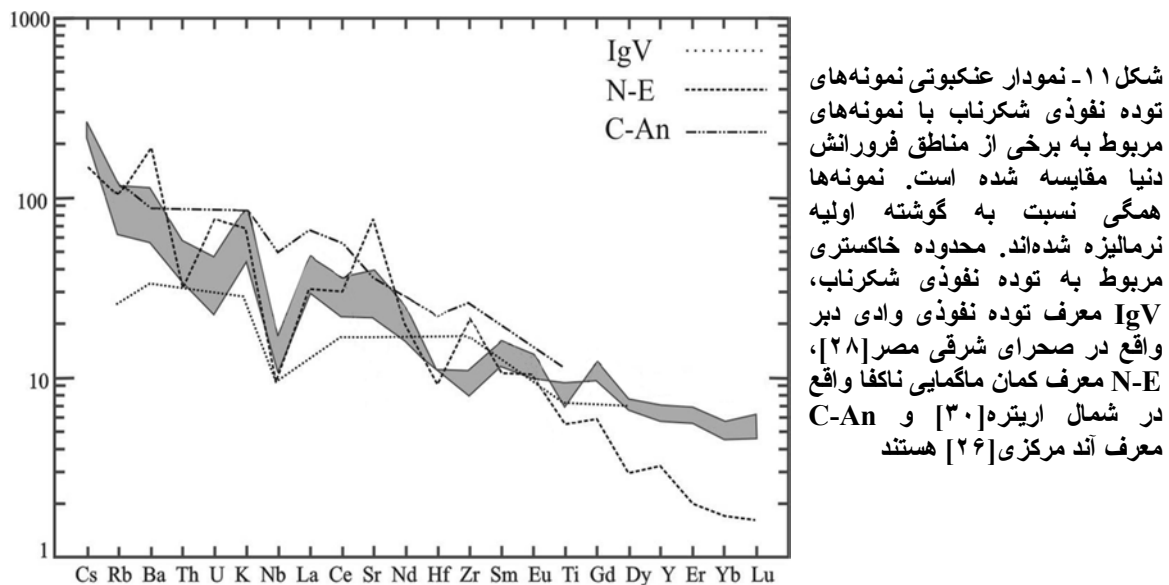
سنگ‌های بررسی شده، غنی‌شدگی نسبی از LILE (Ba و Sr، Rb، K) و تهی‌شدگی از HFSE (Nb، Zr، Ti و Y) را نشان می‌دهند، که حاکی از تشکیل ماگمای مرتبط با فرورانش در این منطقه است [۲۸]. همچنین تهی‌شدگی Ti و Nb نشان‌دهنده تشکیل این ماگما در حاشیه قاره است و آنومالی منفی Ce نیز حاکی از وجود مقدار کمی رسوب در ضمن فرورانش است [۲۹].



در نمودار عنکبوتی شکل ۱۱ الگوی عناصر ردیاب مربوط به توده نفوذی شکر ناب با الگوی عناصر ردیاب مربوط به بخش مرکزی آند [۲۶]، کمان ماگمایی ناکفا در شمال اریتره [۳۰] و توده نفوذی وادی دبر در صحرای شرقی مصر [۲۸] که با زون فرورانش مرتبط هستند، مقایسه شده است. چنانکه مشاهده می‌شود الگوی پراکندگی عناصر ردیاب این مناطق مشابهت زیادی با هم نشان می‌دهند، که می‌تواند دلیلی بر مشابهت محیط تکتونیکی تشکیل آن‌ها و ارتباط آن‌ها با زون فرورانش باشد.

تأثیر پدیده‌های آلیش، تفریق و ذوب بخشی در بروز تنوع سنگ‌شناسی

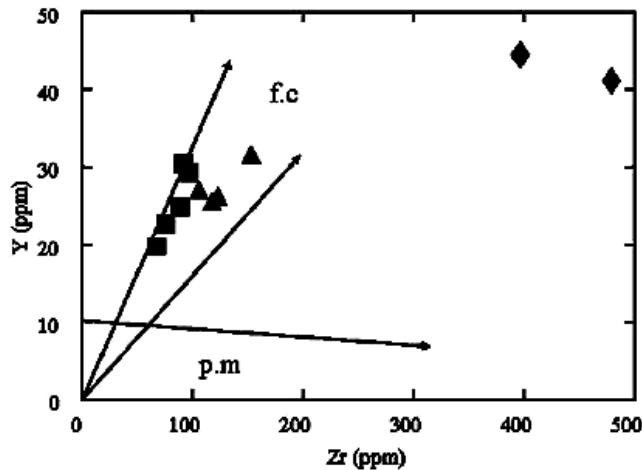
برای ایجاد تنوعی مانند آنچه در توده نفوذی شکر ناب مشاهده می‌شود، عوامل متفاوتی همچون آلیش، ذوب بخشی و تفریق بلوری می‌توانند دخیل باشند. اثبات یا رد پدیده آلیش از طریق بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی در کنار بررسی‌های ژئوشیمیایی بهترین نتیجه را در بر دارد.



توده‌های نفوذی حد واسط و بازیک کم عمق معمولاً حاشیه انجماد سریعی دارند. این حاشیه انجماد سریع در اطراف توده نفوذی بررسی شده نیز وجود دارد که مانع تماس مستقیم ماگما با سنگ‌های میزبان و هضم احتمالی آن‌ها می‌شود. بنا بر این، احتمال انجام واکنش با سنگ دیواره در زمان طولانی جایگزینی ماگمای گابرویی ناچیز است.

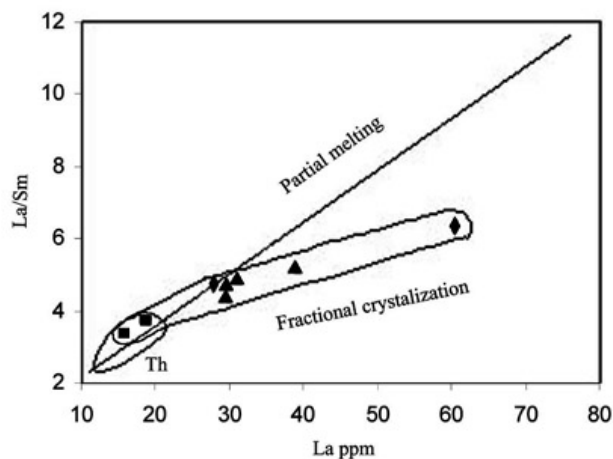
بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی توده نفوذی بررسی شده هیچ یک از نشانه‌های آلیش (وجود آنکلاو با منشأ خارجی، اجتماع بلورهای نامتعادل، وجود بافت‌های نامتعادل در بلورها، بافت غربالی، وجود کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های آذرین، ...) را نشان نمی‌دهد. با این حال این پدیده به‌طور کامل رد نمی‌شود و احتمالاً نقش ناچیزی ایفا می‌کند.

در پدیده تفریق بلوری (f.c) همراه با افزایش مقدار Zr مقدار Y نیز افزایش می‌یابد. در صورتی‌که، در پدیده ذوب‌بخشی (p.m) همراه با افزایش مقدار Zr مقدار Y کاهش می‌یابد [۳۱]. نمونه‌های گابرویی و نمونه‌های مربوط به بخش مونزونیتی توده نفوذی شکر ناب در محدوده تفریق بلوری واقع شده‌اند (شکل ۱۲). به دلیل این‌که Zr یک عنصر ناسازگار است، بنا بر این تا مراحل انتهایی تفریق ماگمایی در بخش مایع باقی می‌ماند و در سینیت‌ها بسیار غنی‌شده‌تر است.



شکل ۱۲- نمودار Y در مقابل Zr [۳۱]. مطابق این نمودار، نمونه‌های مربوط به توده نفوذی شکر ناب در محدوده تفریق بلوری (f.c) واقع شده‌اند. P.m روند مربوط به ذوب‌بخشی را نشان می‌دهد (علامت مشابه شکل ۶ است)

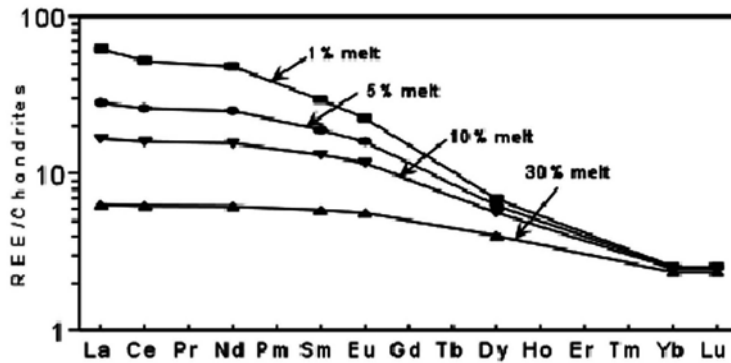
در پدیده ذوب‌بخشی روند تغییرات نسبت La/Sm در مقابل میزان La در مقایسه با پدیده تفریق بلوری روند صعودی‌تری را نشان می‌دهد [۳۲]. روند تغییرات نمونه‌های توده نفوذی شکر ناب از گابرو به سمت مونزونیت و در نهایت سینیت بیش‌تر با امتداد مربوط به تفریق بلوری هم‌آهنگ است (شکل ۱۳).



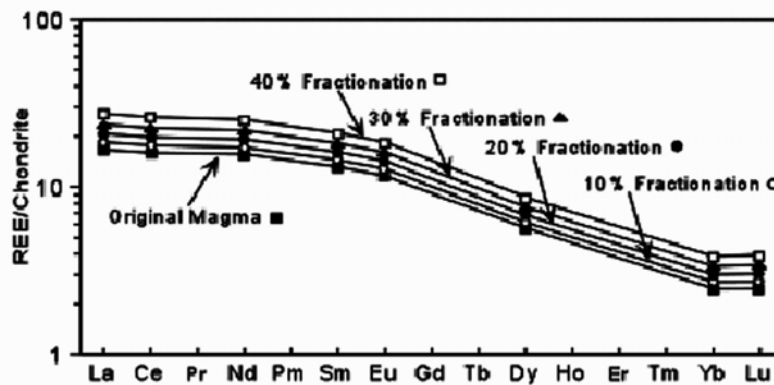
شکل ۱۳- در این نمودار روند مربوط به ذوب‌بخشی و تفریق بلوری نشان داده شده است [۳۲]. روند تغییرات نمونه‌های بررسی شده با تفریق بلوری تطابق بیش‌تری نشان می‌دهد (علامت مشابه شکل ۶ است)

با بررسی الگوی عناصر کمیاب خاکی مربوط به درصد‌های مختلف ذوب‌بخشی و درجات مختلف تفریق بلوری (شکل‌های ۱۴ و ۱۵) که نسبت به کندریت نرمالیزه شده‌اند [۲۱ و ۳۳]، ملاحظه می‌شود که در مراحل ابتدایی ذوب‌بخشی عناصر کمیاب سبک شدیداً وارد مذاب اولیه می‌شوند در صورتی که به سمت عناصر

سنگین‌تر این غنی‌شدگی کاهش می‌یابد تا جایی که میزان عناصر کمیاب Yb و Lu در درصدهای مختلف ذوب‌بخشی تقریباً یک‌سان است، ولی در مورد تفریق بلوری با افزایش روند تفریق، فراوانی تمام عناصر کمیاب به یک میزان افزایش می‌یابد.

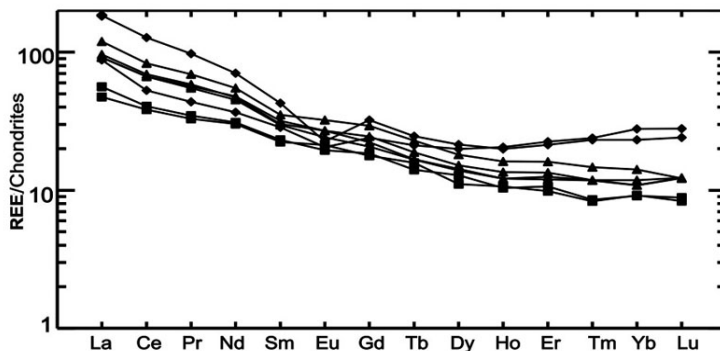


شکل ۱۴- الگوی مربوط به درجات مختلف ذوب‌بخشی [۳۳] که بر اساس عناصر کمیاب خاکی و نسبت به کندریت نرمالیزه شده‌اند



شکل ۱۵- الگوی مربوط به درصدهای مختلف تفریق بلوری [۳۳] که بر اساس عناصر کمیاب خاکی و نسبت به کندریت نرمالیزه شده‌اند

با مقایسه الگوی عناصر کمیاب خاکی حاصل از سنگ‌های توده نفوذی شکرناپ و الگوهای مربوط به ذوب‌بخشی و تفریق بلوری که نسبت به کندریت نرمالیزه شده‌اند (شکل ۱۶)، مشاهده می‌کنیم که الگوی سنگ‌های توده نفوذی شکرناپ کاملاً مشابه الگوی مربوط به تفریق بلوری است.



شکل ۱۶- الگوی حاصل از سنگ‌های توده نفوذی شکرناپ که بر اساس عناصر کمیاب خاکی و نسبت به کندریت [۳۳] نرمالیزه شده است (علامت مشابه شکل ۶ است)

بررسی نقش ذوب‌بخشی و تفریق بلوری با استفاده از توزیع عناصر کمیاب

همان‌طور که قبلاً نیز ذکر شد عوامل مختلفی که می‌توانند منجر به بروز تنوع ترکیبی در توده‌های نفوذی شوند شامل فرایندهای ذوب‌بخشی، تفریق بلوری و آلیش هستند. در این بخش بر اساس مدل‌سازی‌های ژئوشیمیایی و به کمک نمودارهای مربوطه [۲۱] به بررسی نقش دو پدیده تفریق بلوری و ذوب‌بخشی در ایجاد تنوع سنگ‌شناسی توده نفوذی بررسی شده می‌پردازیم.

در ابتدا با طرح این سوال که «آیا مونزونیت‌ها می‌توانند محصول ذوب‌بخشی گابروهای منطقه باشند؟» به مدل‌سازی ژئوشیمیایی توزیع عناصر کمیاب در این سنگ‌ها می‌پردازیم. در مدل ذوب‌بخشی ارتباط بین غلظت عناصر در سنگ منشأ و ماگمای حاصله بر اساس فرمول زیر است [۲۱]:

$$C_1/C_0 = (1/D)(1-F)1/D-1 \quad (1)$$

در این معادله C_1 غلظت عنصر مورد نظر در مایع نهایی (در اینجا مونزونیت‌ها در نظر گرفته شده‌اند)، C_0 غلظت عنصر مورد نظر در ماده منشأ (در اینجا گابروها در نظر گرفته شده‌اند)، D ضریب توزیع کلی عنصر مورد نظر در مذاب حاصله و F کسر مایع باقی‌مانده هستند.

در طی ذوب‌بخشی فازهای فلسیک زودتر وارد فاز مایع می‌شوند و ذوب فازهای مافیک و بازیک مربوط به درجات بالاتر ذوب‌بخشی است. سنگ‌های بررسی شده عمدتاً از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اولیوین تشکیل شده‌اند، لذا برای مدل‌سازی ژئوشیمیایی از میانگین ضریب توزیع عناصر کمیاب در ترکیب این کانی‌ها استفاده شده است. مقدار ضریب توزیع کلی هر عنصر از روی جدول ضریب توزیع کانی-مذاب در مذاب‌های بازالتی [۲۱] اقتباس شده است (جدول ۲). ضریب توزیع کلی در ماده منشأ و یا ماده محصول از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$D = \sum X_i \cdot D_i \quad (2)$$

در اینجا D_i یا D_{mean} ضریب توزیع کلی یک عنصر مشخص در کانی مفروض است که از میانگین ضرایب توزیع ارائه شده در رولینسون [۲۱] اقتباس شده است (جدول ۲ و ۳). X_i درصد کانی مورد نظر در ماده منشأ و D ضریب توزیع کلی عنصر در سنگ است.

جدول ۲- ضرایب توزیع کانی- مذاب برای مذاب‌های بازالتی تا آندزیتی- بازالتی [۲۱]

| عنصر کمیاب | پلاژیوکلاز | الیوین | کلینوپیروکسن |
|------------|------------|---------|--------------|
| | D mean | D mean | D mean |
| Zr | ۰/۰۳۰۰۵ | ۰/۰۱۶ | ۰/۱ |
| Nb | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰۵ |
| Lu | ۰/۰۴۳۹ | ۰/۰۳۰۷ | ۰/۵۳۳ |
| Sm | ۰/۰۵۹۴۷ | ۰/۰۰۶۸ | ۰/۴۷۶۵ |
| Yb | ۰/۰۴۸ | ۰/۰۳۱۵۵ | ۰/۵۸۱ |
| Y | ۰/۰۳ | ۰/۰۱ | ۰/۹ |
| Dy | ۰/۰۴۶۹ | ۰/۰۱۱۳ | ۰/۶۳۱ |

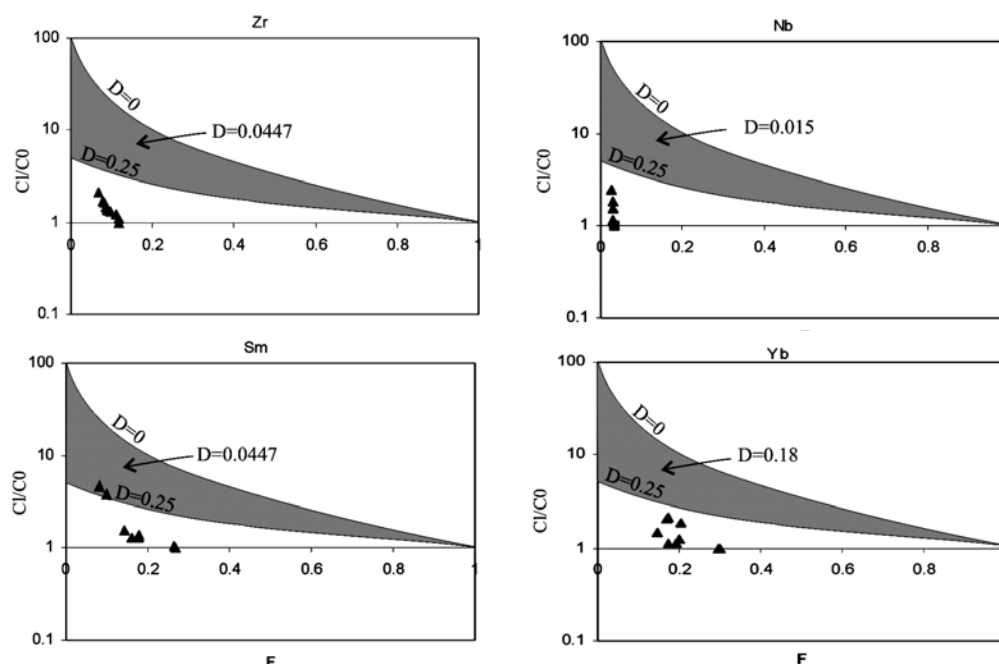
جدول ۳- مقادیر ضریب توزیع کلی و درصد نسبی متشکلین اصلی یکی از نمونه‌های گابرویی بررسی شده

| عنصر کمیاب | پلاژیوکلاز | | الیوین | | کلینوپیروکسن | | D |
|---------------|------------|------|---------|-------|--------------|-------|-------|
| | D mean | XI | D mean | XI | D mean | XI | |
| Zr | ۰/۰۳۰۰۵ | ۳۴/۹ | ۰/۰۱۶ | ۱۶/۵۶ | ۰/۱ | ۶۹/۸۶ | ۰/۰۴۶ |
| Nb | ۰/۰۱ | ۳۴/۹ | ۰/۰۱ | ۱۶/۵۶ | ۰/۰۰۵ | ۶۹/۸۶ | ۰/۰۰۷ |
| Lu | ۰/۰۴۳۹ | ۳۴/۹ | ۰/۰۳۰۷ | ۱۶/۵۶ | ۰/۵۳۳ | ۶۹/۸۶ | ۰/۱۷۹ |
| Sm | ۰/۰۵۹۴۷ | ۳۴/۹ | ۰/۰۰۶۸ | ۱۶/۵۶ | ۰/۴۷۶۵ | ۶۹/۸۶ | ۰/۱۶۶ |
| Yb | ۰/۰۴۸ | ۳۴/۹ | ۰/۰۳۱۵۵ | ۱۶/۵۶ | ۰/۵۸۱ | ۶۹/۸۶ | ۰/۱۹۵ |
| Y | ۰/۰۳ | ۳۴/۹ | ۰/۰۱ | ۱۶/۵۶ | ۰/۹ | ۶۹/۸۶ | ۰/۶۸۱ |
| Dy | ۰/۰۴۶۹ | ۳۴/۹ | ۰/۰۱۱۳ | ۱۶/۵۶ | ۰/۶۳۱ | ۶۹/۸۶ | ۰/۶۰۶ |

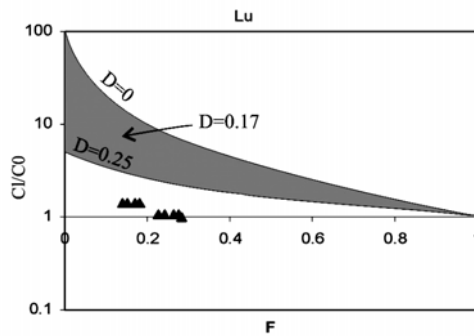
از آنجا که گابروها به عنوان ماده منبع (C₀) و مونزونیت‌ها به عنوان محصول ابتدایی ذوب‌بخشی (C₁) در نظر گرفته شده‌اند، بنا بر این، مقدار کسر مایع باقی‌مانده برای هر سنگ طبق فرمول (۳) محاسبه می‌شود [۲].

$$F=1-(DC_1/C_0)D/1-D \quad (۳)$$

نتایج محاسبه F در برابر روند تغییر تمرکز پنج عنصر Zr، Nb، Lu، Sm و Yb طبق مدل ذوب‌بخشی در شکل ۱۷ ترسیم شده است. همان‌طور که در این شکل ملاحظه می‌شود، روند تغییرات پنج عنصر ذکر شده از گابرو به مونزونیت با مدل ذوب‌بخشی از یک ترکیب بازالتی (گابرویی) سازگار نیست و موقعیت نمونه‌ها خارج از محدوده فرمول ذوب‌بخشی واقع شده و هم‌آهنگی با مدل ذوب‌بخشی و فرمول مربوط به آن ندارد. بنا بر این، در پاسخ به سوال طرح شده می‌توان ابراز داشت که رابطه بین گابروها و مونزونیت‌ها، رابطه مربوط به فرآیند ذوب‌بخشی نیست؛ به همین جهت دومین احتمال مورد بحث یعنی تفریق بلوری را بررسی می‌کنیم.



شکل ۱۷



شکل ۱۷- غنی‌شدگی عناصر کمیاب در مدل ذوب‌بخشی نسبت به ماده منشأ (گابروها) در درجات مختلف کسر مذاب حاصله (مونزونیت‌ها). C_1 غلظت عنصر مورد نظر در مایع نهایی، C_0 غلظت عنصر مورد نظر در ماده منشأ، D ضریب توزیع کلی عنصر مورد نظر در مذاب حاصله و F کسر مایع باقی‌مانده هستند (مثلت‌های توپر نمونه‌های بررسی شده‌اند)

در مدل تفریق بلوری احتمال شکل‌گیری مونزونیت‌ها را از تفریق ماگمای گابرویی مورد کنکاش قرار می‌دهیم. در این مدل فرض می‌شود که از یک ماده مذاب منشأ (در اینجا گابروها) در اثر تفریق کانی‌های مختلف و جدایش آن‌ها، یک مذاب باقی‌مانده (مونزونیت‌ها) ایجاد می‌شود. این نوع تفریق دارای دو حالت تبلور تعادلی و تبلور بخشی است. در تبلور تعادلی، کانی‌های متبلور شده با مذاب در تماس باقی می‌مانند و در حالت تبلور بخشی یا تفریق هر کانی به محض تبلور از سیستم مذاب جدا می‌شود. مدل تبلور بخشی با شرایط تفریق در طبیعت سازگاری بیشتری نشان می‌دهد [۳۴]، ولی مدل تفریق تعادلی یک فرایند معمول نیست و به طور موردی در ماگماهای مافیک دیده می‌شود [۲۱]. در مدل تبلور تفریقی تمرکز عناصر کمیاب در مذاب باقی‌مانده پس از تفریق از مذاب اولیه از فرمول‌های زیر [۳۵] تبعیت می‌کند:

$$C_1/C_0 = F (D - 1)(۴)$$

یا به عبارتی:

$$C_1 = (1/C_0) F (D-1)(۵)$$

برای بررسی مدل تفریق در سنگ‌های بررسی شده، با تکیه بر شواهد پتروگرافی و مطالب ژئوشیمیایی ذکر شده در بخش‌های قبلی، چهار روند مختلف را به ترتیب به صورت تفریق صد در صد پلاژیوکلاز، تفریق ۷۰ درصد پلاژیوکلاز و ۳۰ درصد الیوین، تفریق ۴۰ درصد پلاژیوکلاز و ۶۰ درصد کلینوپیروکسن و در نهایت تفریق صد در صد کلینوپیروکسن را مد نظر قرار می‌دهیم.

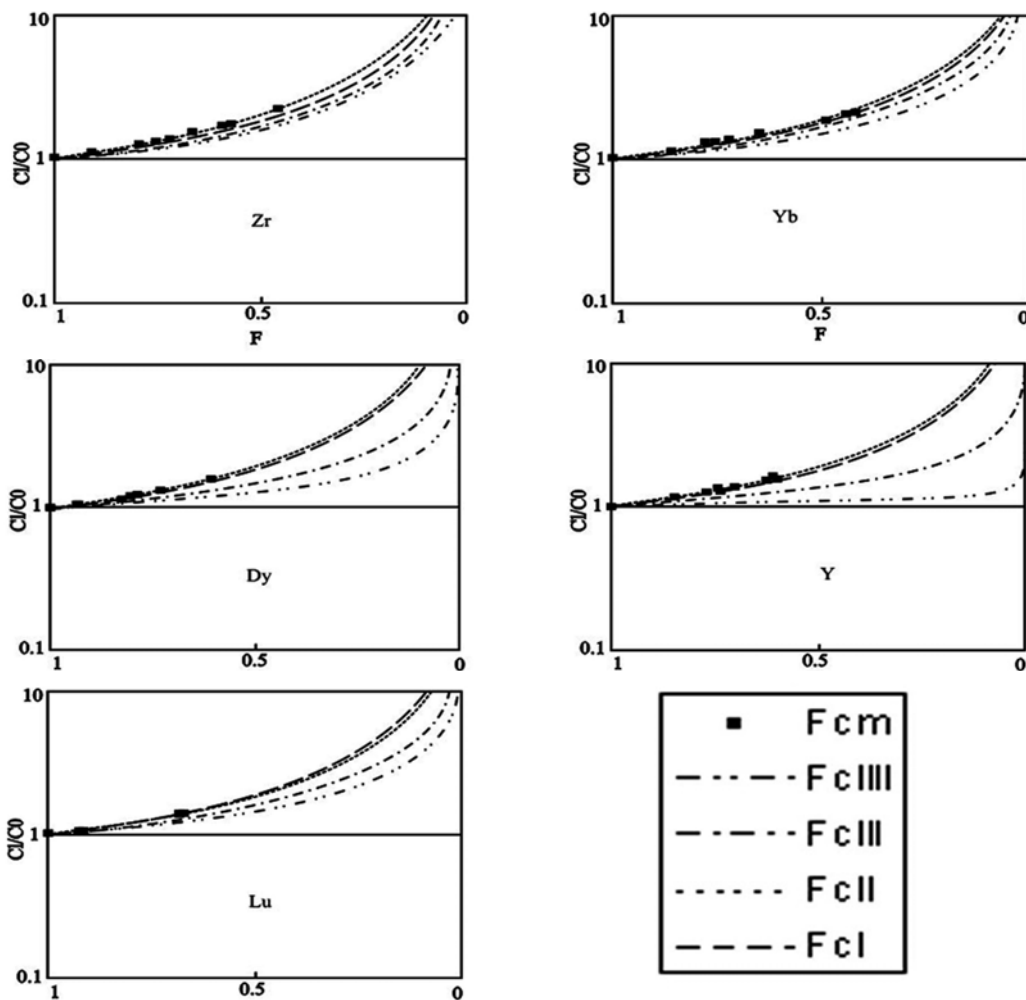
در این مدل ترکیب گابروها به عنوان ماده اولیه و مونزونیت‌ها به عنوان محصول تفریق فرض شده‌اند. بر این اساس، برای هر نمونه می‌توان کسر ماده مذاب را از رابطه زیر به دست آورد:

$$F = (C_1/C_0) 1/D - 1(۶)$$

مقدار ضریب توزیع کلی هر عنصر برای چهار حالت یاد شده مانند روش قبلی محاسبه می‌شود (جدول ۴). در شکل ۱۸ تغییرات غلظت پنج عنصر کمیاب Zr ، Yb ، Dy ، Y و Lu در طی تفریق بلوری برای روندهای در نظر گرفته شده محاسبه و رسم شده‌اند. چنان‌که در این شکل مشاهده می‌شود، روند تغییرات پنج عنصر در سنگ‌های گابرویی و مونزونیتی مورد نظر با روند تفریق بلوری گابرو به مونزونیت همخوانی خوبی دارد و بیش‌ترین تطابق را با روند تفریق ۷۰٪ پلاژیوکلاز و ۳۰٪ الیوین نشان می‌دهد.

جدول ۴- مقادیر ضریب توزیع کلی و درصد اختیاری هر یک از عناصر تشکیل دهنده سنگ‌های گابرویی در طی هر یک از چهار روند تفریق مدل‌سازی شده ریلی، $X_i\text{Plg}$ ، $X_i\text{Ol}$ ، $X_i\text{Cpx}$ و D به ترتیب کسر فراوانی پلاژیوکلاز، الیوین، کلینوپیروکسن و ضریب توزیع کلی را برای هر یک از چهار روند I، II، III و III نشان می‌دهند

| I | | II | | | III | | | III | | عصر کمیاب |
|-----------------|--------|-----------------|----------------|----------|-----------------|-----------------|-----------|-----------------|-----------|--------------|
| $X_i\text{Plg}$ | D_I | $X_i\text{Plg}$ | $X_i\text{Ol}$ | D_{II} | $X_i\text{Plg}$ | $X_i\text{Cpx}$ | D_{III} | $X_i\text{Cpx}$ | D_{III} | |
| ٪۱۰۰ | ۰/۳۰۰۵ | ٪۷۰ | ٪۳۰ | ۰/۲۴۶ | ٪۶۰ | ٪۶۰ | ۰/۱۲ | ٪۱۰۰ | ۰/۱۸ | Zr |
| ٪۱۰۰ | ۰/۰۴۸۷ | ٪۷۰ | ٪۳۰ | ۰/۰۴۳۵ | ٪۶۰ | ٪۶۰ | ۰/۲۲ | ٪۱۰۰ | ۰/۳۴ | Yb |
| ٪۱۰۰ | ۰/۰۴۶۹ | ٪۷۰ | ٪۳۰ | ۰/۰۱۱۳ | ٪۶۰ | ٪۶۰ | ۰/۴ | ٪۱۰۰ | ۰/۶۳۱ | Dy |
| ٪۱۰۰ | ۰/۰۳ | ٪۷۰ | ٪۳۰ | ۰/۰۲۴ | ٪۶۰ | ٪۶۰ | ۰/۵۵ | ٪۱۰۰ | ۰/۹ | Y |
| ٪۱۰۰ | ۰/۰۴۳۹ | ٪۷۰ | ٪۳۰ | ۰/۰۴ | ٪۶۰ | ٪۶۰ | ۰/۲۷ | ٪۱۰۰ | ۰/۴۲ | Lu |



شکل ۱۸- غنی‌شدگی عناصر کمیاب در طی تفریق بلوری مدل‌سازی شده از گابروها به مؤزنونیت‌ها. در این‌جا گابروها به عنوان منشأ و مؤزنونیت‌ها به عنوان ماده نهایی حاصل تبلور در نظر گرفته شده‌اند. روند تفریق سنگ‌های بررسی شده با روند تفریق ۷۰٪ پلاژیوکلاز و ۳۰٪ الیوین بیش‌ترین هم‌آهنگی را دارد

$$\text{Cpx } \% ۶۰ \text{ Plg } + \% ۴۰$$

$$\text{Ol} = \text{FcII} \% ۳۰ \text{ Plg } + \% ۷۰$$

$$\text{Plg} = \text{FcI} \% ۱۰۰$$

$$\text{سنگ‌های بررسی شده} = \text{Fcm}$$

$$\text{Cpx} = \text{FcIII} \% ۱۰۰$$

$$= \text{FcIII}$$

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آذرین، بخش اعظم محدوده بررسی شده را تشکیل داده‌اند. مجموعه آتشفشانی رسوبی ائوسن که عمدتاً با نام توف‌های سبز سازند کرج شناخته می‌شوند عمدتاً سنگ‌های منطقه است و توده نفوذی عمدتاً مونزونیتی شکرناپ درون این توف‌ها جایگزین شده است. این توده نفوذی در بخش شمالی و شرقی منطقه بررسی شده، توف‌ها را تحت تأثیر قرار داده و تا حدی دگرسانی نموده است. شواهدی نظیر وجود آثار دگرسانی ضعیف به صورت تشکیل زئولیت و کلسیت ثانویه در توف‌های محل تماس، حضور حاشیه انجماد سریع در اطراف توده و همچنین وجود زائده‌هایی از توده در بین لایه‌های توف حاکی از نفوذ توده بررسی شده در زمان پس از ائوسن است.

پژوهش‌های صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهد که قسمت اعظم توده نفوذی ترکیب مونزونیتی دارد و گابروها تنها بخش کوچکی از توده را شامل می‌شوند. سینیته‌ها نیز به طور عمده به صورت دایک‌ها و رگه‌های کوچک و بزرگ در توده نفوذی مشاهده می‌شوند و به نظر می‌رسد که مربوط به آخرین مرحله تبلور مایعات باقی‌مانده ماگمایی باشند.

با توجه به بررسی‌های پتروگرافی و نمودارهای ژئوشیمیایی مورد استفاده، ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی شکرناپ از گابرونوریت، الیون‌گابرو، گابرو، سینیوگابرو، سینیودیوریت، مونزونیت، آلکالی‌فلدسپار سینیته، سینیته تا کوارتز سینیته تغییر می‌کند. با توجه به درصد‌های سیلیس و میزان آلکالی‌ها، توده نفوذی شکرناپ آلکالن پتاسیک است. از نظر میزان اشباع بودن از آلومین، نمونه‌های مربوط به توده نفوذی شکرناپ همگی مت‌آلومین هستند.

نمودارهای تفکیک کننده محیط‌های تکتونیکی، ارتباط محیط تشکیل سنگ‌های آذرین بررسی شده را با فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای نشان می‌دهند و از طرفی غنی‌شدگی نسبی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE در سنگ‌های بررسی شده حاکی از تشکیل ماگمای مرتبط با فرورانش در این منطقه است. همچنین تهی‌شدگی Ti و Nb نشان‌دهنده تشکیل این ماگما در حاشیه قاره است. مقایسه نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های بررسی شده با مناطق مشخصی از ریفت و فرورانش در دنیا نیز ارتباط این منطقه را با فرورانش تأیید می‌کند.

برای ایجاد تنوعی مانند آنچه در توده نفوذی شکرناپ مشاهده می‌شود، عوامل متفاوتی همچون آلایش، ذوب‌بخشی و تفریق بلوری می‌توانند دخیل باشند.

بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی توده نفوذی بررسی شده هیچ‌یک از نشانه‌های آلایش را نشان نمی‌دهند؛ با این حال این پدیده به طور کامل رد نمی‌شود و احتمالاً نقش ناچیزی ایفا کرده است.

در نمودارهای تفکیک کننده روندهای ذوب‌بخشی و تفریق بلوری، روند تغییرات نمونه‌های توده نفوذی از گابرو به سمت مونزونیت و در نهایت سینیته بیش‌تر با امتداد مربوط به تفریق بلوری هم‌آهنگ است.

مقایسه الگوی عناصر کمیاب خاکی حاصل از سنگ‌های توده نفوذی بررسی شده با الگوهای عناصر کمیاب خاکی ذوب‌بخشی و تفریق بلوری، نشان می‌دهد که الگوی سنگ‌های توده نفوذی شکر ناب کاملاً مشابه الگوی مربوط به تفریق بلوری است.

در مقایسه ذوب‌بخشی و تفریق بلوری با استفاده از توزیع عناصر کمیاب، ملاحظه شد که روند تغییرات عناصر کمیاب استفاده شده از گابرو به مونزونیت با مدل ذوب‌بخشی از یک ترکیب بازالتی (گابرویی) سازگار نیست و موقعیت نمونه‌ها خارج از محدوده فرمول ذوب‌بخشی واقع شده و هم‌آهنگی با مدل ذوب‌بخشی و فرمول مربوط به آن ندارد. در صورتی که روند تغییرات عناصر کمیاب استفاده شده با روند تفریق بلوری گابرو به مونزونیت همخوانی خوبی دارد و بیش‌ترین تطابق را با روند تفریق ۷۰٪ پلاژیوکلاز و ۳۰٪ الیومین نشان می‌دهد.

منابع

1. A. Kananian, S.M. Heidary and A. Asiabanha, Geochemistry and tectonic setting of Shekarnab plutonic rocks, NE Qazvin, Iran. 32nd International Geological Congress. Florence Italy (2004).
2. R. Assereto, The Jurassic Shemshak formation in central Elburz (Iran). Revisit a Italianadi paleontologia e stratigraphia, 74 (1966) 3-21.
- ۳- درویش‌زاده، علی: زمین‌شناسی ایران. نشر دانش امروز (وابسته به انتشارات امیر کبیر)، (۱۳۷۰) ۹۰۱ صفحه.
4. P. Stalder, Magmatismes tertiary et subrecent entre Taleghan et Alamout, Elbourz central (Iran). Bull. Suiss. Min. Petr. 51/1(1971) 138p.
5. R.N. Annells, R.S. Arthurton, R.A. Bazely and R.G. Davies, Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map, 1:250000. Geological survey of Iran, report No.E3, E4 (1975).
- ۶- حسینی طالقانی، جمال؛ بررسی پترولوژیکی توده‌های نفوذی شمال و شرق قزوین و پتانسیل‌های اقتصادی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۵).
- ۷- حیدری، سیدمحسن، کنعانیان، علی و آسیابان‌ها، عباس: «بررسی برخی از اختصاصات پترولوژیکی توده نفوذی شکر ناب، شمال شرق قزوین»، چکیده مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۲) صفحه ۶۴۸.
8. A.L. Streckisen and R.W. Le Maitre, A chemical and approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. Neues Jahrbuch fur Mineralgie Ab-handlungen, 136 (1979) 169-206.

9. H. De La Roche, J. Leterrier, P. Grandclaude and M. Marchal, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses its relationship with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29 (1980) 183-210.
10. B.R. Frost, C.G. Barnes, W.J. Collins, R.J. Arculus, D.J. Ellis and C.D. Frost, A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*. 42 (2001) 2033-2048.
11. T.N. Irvine and W.R.A. Baragar, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.* 8 (1971) 523-548.
12. E.A.K. Middlemost, The basalt. *Can. Earth. Sci. Rev.* 11(1975) 337-364.
13. P.D Maniar and M. Piccoli, Tectonic discrimination of granitoids. *Geol.Soc. Am.Bull.* 101 (1989) 635-642.
14. R. Macdonald, J. Hawkesworth, and E. Heath, The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews*. 49 (2000) 1-76.
15. M. Takin, Iranian geology and Zeih continental drift in middle East. *Geol. Survey of Iran*, (1971) note n 81.
16. D. Jung, M. Kursten and M. Tarkian, Post Meozoic Volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In Pilger, A. and Rosler, A., (eds)"Afar between continental and oceanic Rifting "I.G.C.Scient.Report, 116-2 (1975) 175-181.
17. H. Moine-Vaziri, Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran. These d'Etat. Univer. Paris-Sud, ORSAY (1985).
18. M. Sabzehei, Les mélanges ophiolitiques de la region d'Esfandagheh (Iran meridional). Etude petrographique et structurale. These Doct. Etat, Univ. Grenoble, (1974) 306.
19. S.M. Amidi, Contribution a l'etude stratigraphique petrologique, et petrochimique de roches magmatiques de la region de Natanz-Nain –Surk (Iran central). These.Doct.Etat, Grenoble (1975).
20. M.H. Emami, Geologie de la region de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'etude dynamique et geochimique du Volcanisme tertiaire de l'Iran central. These d'Etat. Univer. Grenoble. France (1981).
21. H.R. Rollinsone, Using geochemical data. Longman. (1993) 325.

22. A.H.F. Robertson, Role of the tectonic facies concept in orogenic analysis and its application to Tethys in the Eastern Mediterranean region. *Earth-Science Reviews* 37 (1994) 139-213.
23. T. Ustaomer and A.H.F. Robertson, Geochemical evidence used to test alternative plate tectonic models for pre-Upper Jurassic (Palaeotethyan) units in the Central Pontides, N Turkey. *Geol. J.* 34 (1999) 25-53.
24. M.P. Gorton and E.S. Schandl, From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*, 38 (2000) 1065-1073.
25. E.S. Schandl and M.P. Gorton, Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology*, 97 (2002) 629–642
26. M. Wilson, *Igneous petrogenesis*. Chapman & Hall. (1989) 466.
27. S. Jung and S. Hoernes, The major and trace element and isotope (Sr, Nd, O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift-Type volcanic rocks from the Rohn area (Central Germany): Petrology, mantle source Characteristics and implication for asthenosphere-lithosphere interactions. *Journal of Volcanology and Geochemical Research*. 99 (2000) 27-53.
28. F. Fawzy Abu El-Ela, Geochemistry of an island arc plutonic suite: Wadi Dabar intrusive complex, Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth sciences*. 24 (1997) 473-495.
29. P. Hollings, K. Ansdell, Paleoproterozoic arc magmatism imposed on an older backarc basin: implications for the tectonic evolution of the Trans-Hudson orogen, Canada. *GSA Bulletin*, 114 (2002) 153-168.
30. M. Teklay, A. Kroner and K. Mezger, Geochemistry, geochronology and Isotope geology of Nakfa intrusive rocks, Northern Eritrea. *Journal of African Earth Sciences*. 33 (2001) 283-301.
31. J.A. Abdallah, A.A. Said and D. Visona, New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Berbera-Shiikh (Northern Somalia). *Journal of African Earth Sciences*, 23 (1997) 363-373.

32. H.O. Hen, H.S. Hung, U.W. Wang and U.I. Hung, Petrology and geochemistry of neogene continental basalt and related rocks in Northern Taiwan (III): Alkali basalts and tholeiites from Shiting-Yinko area. *Western Pacific Earth Sciences*, 1 (2001) 19-46.
33. S.A. Nelson, *Magmatic Differentiation. Chemical Variation in Rock Suites*. EENS212. Tulane University. 15p www.tulane.edu/~sanelson/eens212 (2004).
34. K.G. Cox, J.D. Bell and R.j. Pankhurest, *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin. (1979) 450.
35. H. Neuman, J. Mead and C.J. Vitaliano, Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law. *Geochim. Cosmochim. Acta*, (1954) 690.