

بررسی‌های سنگ‌نگاری و پتروژنز ماگماتیسیم آداکیتی گاودل (شیورداغ) در پهنه قره‌داغ (ارسباران) - ارمنستان جنوبی (شمال‌باختری ایران)

حسین محمودی‌نیا و احمد جهانگیری *

گروه علوم‌زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

چکیده

توده نفوذی گاودل در شمال‌باختری ایران و شمال‌خاوری پهنه ارومیه-دختر، در بخشی از پهنه قره‌داغ (ارسباران) - ارمنستان جنوبی جای دارد. ترکیب توده نفوذی این منطقه بیشتر گرانودیوریت، مونزونیت و مونزودیوریت، همراه با دایک گرانودیوریتی است. نمونه‌های بررسی‌شده بیشتر دارای بافت گرانولار با کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول \pm کوارتز \pm کلینوپیروکسن هستند. از دیدگاه زمین‌شیمیایی، این توده دارای SiO_2 در گستره ۵۹/۱-۶۷/۸ درصد وزنی، Al_2O_3 برابر با ۱۴/۰۹-۱۸/۳ درصد وزنی، Sr بالا (۱۱۵-۵۰۷/۱۸ ppm)، نسبت‌های بالای Sr/Y (۳۲/۹۲ - ۸۳/۴۸) و La/Yb (۱۴/۶۴ - ۸۷/۴۷) و مقادیر کمی Y (۱۲/۰۵ - ۱۶/۳ ppm) است که نشان‌دهنده ویژگی‌های آداکیتی این توده‌های نفوذی هستند. الگوی جدایش یافته REE، فراوانی کم HREE و Y چه‌بسا در پی دارا بودن گارنت یا آمفیبول در پسمانده جامد این ماگمای آداکیتی روی داده است. مقادیر بالای Sr، بهنجاری منفی عناصری مانند Ta، Ti و Nb می‌تواند نشان‌دهنده نبود پلاژیوکلاز و بودن اکسیدهای آهن و تیتانیوم در تفاله بجامانده ذوب و یا پیامد جدایش فازهای بلورین مانند تیتانومگنتیت و آمفیبول (برپایه شواهد کانی‌شناسی) باشد. ماگماتیسیم آداکیتی در این منطقه و شمال‌باختری ایران در پی فرایندهای گسیختگی صفحه اقیانوسی فرورو و ذوب بخشی این صفحه همراه با رسوب‌های روی آن و آغستگی ماگما با مواد پوسته‌ای هنگام بالا آمدن ماگما روی داده است. واژه‌های کلیدی: گرانودیوریت، مونزونیت، آداکیت، آداکیت‌های HSA، گسیختگی صفحه فرورو، گاودل، ایران

مقدمه

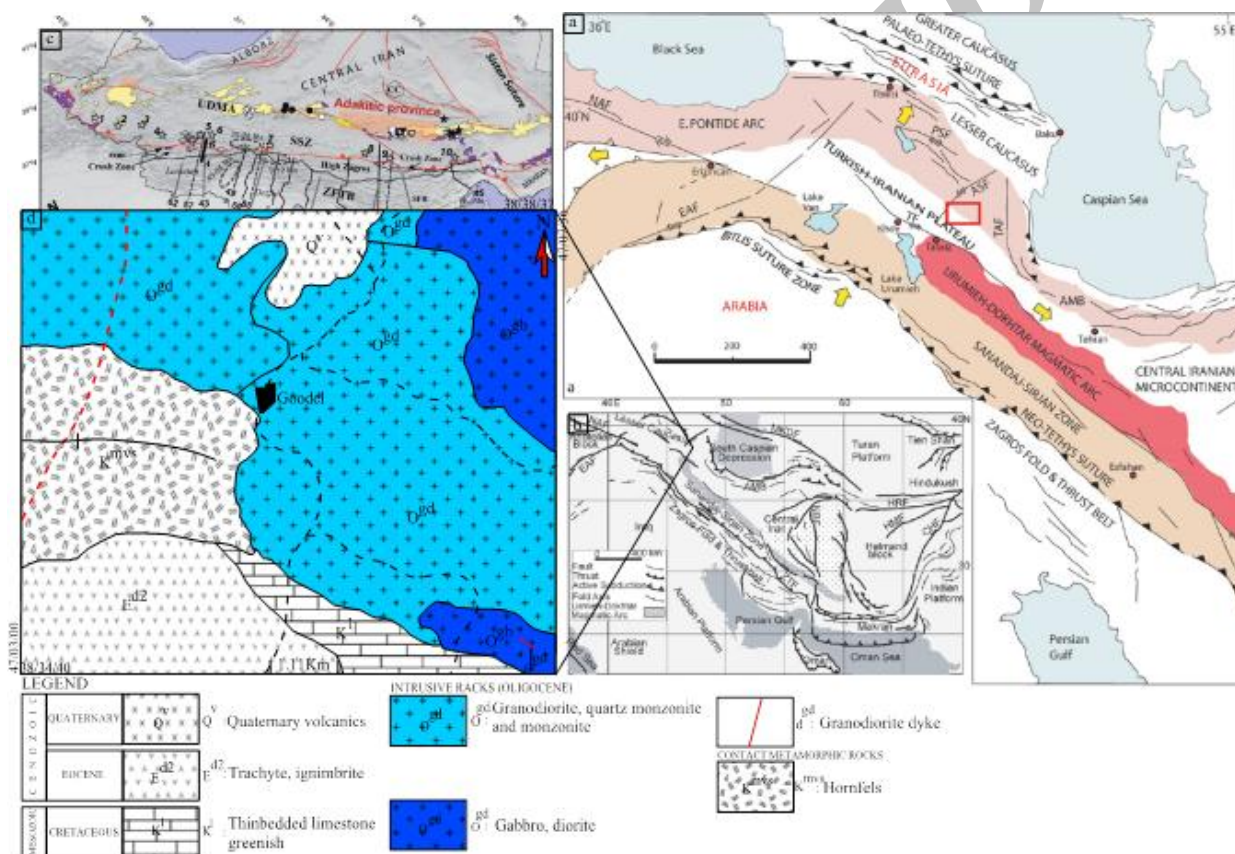
شمال باختر ایران، جای دارد. این منطقه بخشی از رشته کوه قره‌داغ و پهنه آلیپی است. به باور Khain (۱۹۷۷)، کوه‌های قره‌داغ (ارسباران)

منطقه گاودل در بخشی از کوه‌های شیور، در نزدیکی ۱۵۰ کیلومتری شمال‌خاوری تبریز و در

* a_jahangiri@tabrizu.ac.ir

و بررسی‌های نوین نشان‌دهنده ماهیت آداکیتی آنهاست. بررسی‌های نخستین نشان‌دهنده پیدایش ماگماهای آداکیتی از ذوب‌بخشی صفحه اقیانوسی گرم و جوان فرورو است (Green and Harry, 1999)؛ اما امروزه پیدایش سنگ‌های آداکیتی افزون‌بر جزایر کمانی جوان در پهنه‌های کمان قاره‌ای، کمان‌های آتشفشانی بالغ و پهنه‌های پس از برخورد نیز گزارش شده است (Defant and Drummond, 1990).

ادامه جنوب‌خاوری توده‌های نفوذی قفقاز کوچک است که با نام‌های گوناگونی، مانند ارمنستان جنوبی (Kazmin *et al.*, 1986)، ایران- اردوباد (Gamkrelidze, 1986) و قفقاز کوچک (Brunet *et al.*, 2003)، نامیده می‌شود. به باور Dercourt و همکاران (۱۹۸۶)، این منطقه بخشی از پهنه البرز در شمال‌خاوری ایران است (شکل ۱). توده‌های نفوذی کوه‌های قره‌داغ با سن الیگوسن گستردگی فراوانی دارند



شکل ۱- A) جایگاه گستره در پهنه‌بندی زمین‌ساختی شمال باختر ایران و قفقاز (Dercourt *et al.*, 1986) (برگرفته از Aghazadeh و همکاران، ۲۰۱۱). در این پهنه‌بندی، منطقه گاودل در پهنه البرز جای دارد؛ B) نقشه زمین‌ساختی ساده‌شده از شمال‌باختری ایران، خاور ترکیه و قفقاز در پهنه برخوردی عربستان- اوراسیا (برگرفته از Aghazadeh و همکاران، ۲۰۱۱)؛ C) جایگاه ماگماتیسم آداکیتی در پهنه ارومیه- دختر (برگرفته از Agard و همکاران، ۲۰۱۱)؛ D) نقشه زمین‌شناسی منطقه گاودل

دارند. ماگماتیسم آداکیتی در پهنه ارومیه- دختر در ناحیه بافت، انار و قم گزارش شده‌اند (Omrani

بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که این توده‌های آداکیتی ترکیب حد واسط تا اسیدی

مونزونیت، مونزودیوریت تا گرانودیوریت دارند و با راستای شمال‌باختری جنوب‌خاوری در منطقه دیده می‌شوند. برپایه فراوانی کانی‌های مافیک (مانند: پیروکسن و آمفیبول)، این سنگ‌ها رنگ بسیار تیره‌ای دارند. در این توده‌ها، دایک گرانودیوریتی با شیب نزدیک به ۸۰ درجه به‌سوی جنوب‌باختری و به درازای بیش از ۱۵۰ متر و ستبرای نزدیک به ۳ متر جایگیری کرده است. نفوذ این توده‌ها به درون رسوب‌های کربناتی کرتاسه پسین پیدایش اسکارن‌های مس و آهن در منطقه را در پی داشته است.

روش انجام پژوهش

پس از بازدید صحرائی از توده نفوذی گاودل ۳۵ مقطع میکروسکوپی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها برگزیده شد. برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی ۱۱ نمونه از توده‌های این منطقه، به روش اسپکتروسکوپی جرمی - پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) و XRF در سازمان زمین‌شناسی کشور تجزیه شدند (جدول ۱). سپس با نرم‌افزارهای GCDKit، Minpet، PetroGraph و Excel نمودارهای لازم رسم شدند.

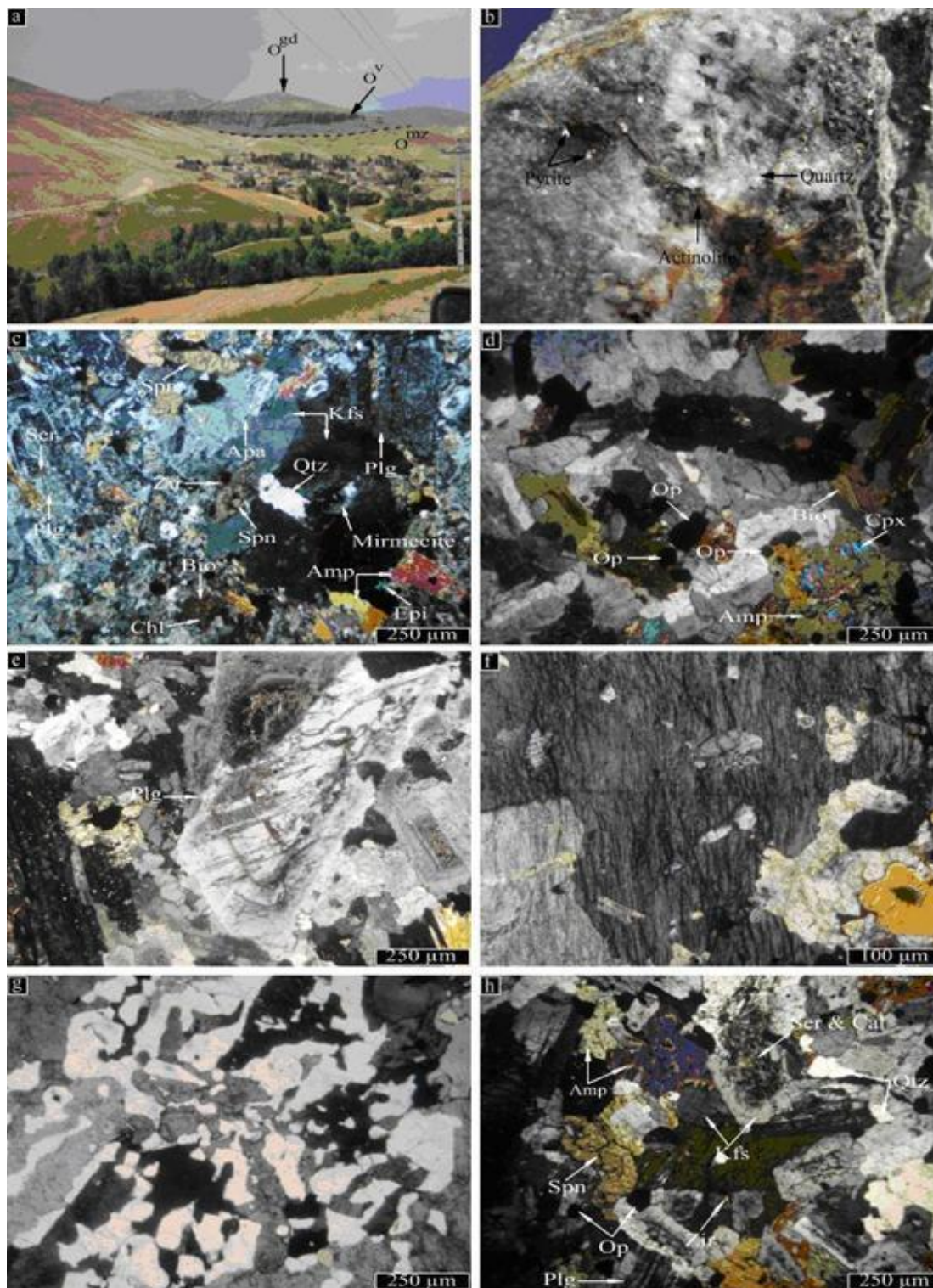
سنگ‌نگاری

گرانودیوریت: پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، آمفیبول و کوارتز با بافت گرانولار از کانی‌های اصلی سازنده توده گرانودیوریت هستند. پلاژیوکلازهای این توده ماکل پلی‌سنتتیک دارند و به دو صورت دیده می‌شوند: پلاژیوکلازهای شکل‌دار، کشیده و بدون زونینگ و پلاژیوکلازهای درشت‌بلور، نیمه‌شکل‌دار و همراه با زونینگ نوسانی (شکل‌های ۲-C و ۲-D).

(*et al.*, 2009). همچنین، ماگماتیسیم آداکیتی در شمال‌باختری ایران، از منطقه تبریز، مرند و جلفا (Jahangiri, 2007) و نیز جنوب گناباد (توده‌های مونزونیتی با ماهیت آداکیتی پرسیلیس؛ Moradi و همکاران، ۲۰۱۲) گزارش شده است. با توجه به گزارش چندین برونزد سنگ‌های آداکیتی از پهنه ارومیه-دختر، بررسی آداکیت‌های سنوزویک ایران در روشن‌شدن فرورانش صفحه نئوتتیس به زیر خردقاره ایران، سرنوشت صفحه فرورو و زمان فرورانش می‌تواند کمک بسزایی کند. همچنین، برپایه پتانسیل کانی‌زایی توده‌های نفوذی قره‌داغ، بررسی این توده‌ها از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی و وابستگی ماگماهای آداکیتی با کانی‌سازی نیز دارای اهمیت است. از این‌رو، در این مقاله به بررسی کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه توده‌های آداکیتی در منطقه گاودل در شیورداغ اهر پرداخته شده است.

زمین‌شناسی توده‌های نفوذی منطقه گاودل

واحد O^{gd} شامل توده‌های نفوذی با ترکیب گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت تا مونزونیت و مونزودیوریت است و گرانودیوریت و مونزونیت بخش بزرگی از آن را ساخته‌اند. این توده‌های نفوذی درون سنگ‌های کربناتی کرتاسه پسین و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده (شکل ۲-۲) و در همجواری کربنات‌ها، پیدایش اسکارن‌های مس و گسترش رگچه‌های سولفیدی، همراه با کانی‌های کوارتز و اکتینولیت (شکل ۲-۲ B) را در پی داشته‌اند (Mahmoudiniya, 2013). رنگ این توده‌ها خاکستری بوده و دارای کانی‌هایی مانند فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت هستند. توده‌های نفوذی واحد O^{gd} ، ترکیبی از



شکل ۲- A) نمای از توده‌های نفوذی گاودل (شمال‌باختری ایران) (دید به سوی شمال‌باختری)؛ B) تصویر ماکروسکوپی از رگچه‌های سولفیدی و کوارتز- اکتینولیت در توده مونزونیت- مونزودیوریت؛ C) بافت پویی کیلیتیک و میرمکیتی و بلورهای پلاژیوکلاز در توده گرانودیوریتی (تصویر XPL)؛ D) تبدیل کلینوپیروکسن به آمفیبول در توده گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ E) تبدیل پلاژیوکلاز به کلسیت و سریسیت در راستای پهنه‌بندی در توده گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ F) بافت پرتیت در گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ G) بافت گرانوفیری در گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ H) تبدیل آلکالی‌فلدسپار به سریسیت در گرانودیوریت (تصویر XPL)

جدول ۱: نتایج آنالیز XRF و ICP-MS توده‌های نفوذی و دایک گرانودیوریتی گاودل (شمال‌باختری ایران) (اکسید عناصر اصلی برپایه درصد وزنی و عناصر فرعی برپایه ppm هستند)

| Rock Type | Monzonite | | | | Granodiorite | | | | Granodiorite Dyke | | | |
|----------------------------------|-----------|--------|-------|--------|--------------|--------|--------|--------|-------------------|-------|--------|--|
| Sample No. | M1 | M2 | M3 | M4 | G1 | G2 | G3 | G4 | dg1 | dg2 | dg3 | |
| SiO ₂ | 66.37 | 65.37 | 60.30 | 62.80 | 61.30 | 65.30 | 67.25 | 67.80 | 60.25 | 59.10 | 60.08 | |
| TiO ₂ | 0.45 | 52.00 | 0.40 | 0.62 | 0.70 | 0.72 | 0.68 | 0.81 | 0.69 | 0.72 | 0.79 | |
| Al ₂ O ₃ | 15.47 | 16.21 | 14.80 | 16.54 | 14.09 | 15.80 | 16.50 | 16.30 | 17.85 | 17.06 | 18.30 | |
| Fe ₂ O ₃ | 3.39 | 3.27 | 3.50 | 3.90 | 2.86 | 5.10 | 4.83 | 5.35 | 5.30 | 3.90 | 4.07 | |
| MnO | 0.10 | 0.10 | 0.06 | 0.12 | 0.10 | 0.06 | 0.05 | 0.09 | 0.06 | 0.05 | 0.09 | |
| MgO | 1.71 | 1.42 | 1.40 | 2.05 | 3.99 | 1.30 | 1.25 | 1.60 | 2.82 | 3.07 | 2.90 | |
| CaO | 3.26 | 3.26 | 3.22 | 4.63 | 6.55 | 3.85 | 3.72 | 4.05 | 5.65 | 5.90 | 4.51 | |
| Na ₂ O | 4.29 | 4.52 | 5.25 | 4.43 | 5.27 | 4.30 | 4.65 | 4.80 | 4.80 | 4.09 | 4.60 | |
| K ₂ O | 3.96 | 3.74 | 3.05 | 3.93 | 2.17 | 3.25 | 3.54 | 3.18 | 2.40 | 2.10 | 2.14 | |
| P ₂ O ₅ | 0.35 | 0.35 | 0.18 | 0.40 | 0.42 | 0.50 | 0.90 | 0.80 | 0.50 | 0.90 | 0.80 | |
| LOI | 1.80 | 1.98 | 2.54 | 1.80 | 2.50 | 2.42 | 1.70 | 1.60 | 2.10 | 2.65 | 1.75 | |
| Total | 104.10 | 103.50 | 97.84 | 104.70 | 102.50 | 102.60 | 105.00 | 106.30 | 102.20 | 99.44 | 100.27 | |
| Sc | 5.4 | 22.67 | 5.04 | 4.12 | 10.09 | 10.07 | 8.59 | 10.07 | 10.07 | 8.59 | 10.07 | |
| V | 38.9 | 57 | 31 | 42 | 39 | 106 | 180 | 168 | 106.6 | 180 | 168 | |
| Co | 11.09 | 16.64 | 30 | 13.75 | 14.14 | 13.91 | 8.05 | 12.8 | 13.91 | 8.05 | 12.8 | |
| Ni | 84.98 | 20.32 | 96 | 48.92 | 44.95 | 28.9 | 37.93 | 66.94 | 24.89 | 37.93 | 66.94 | |
| Cr | 63.35 | 11.89 | 64.2 | 85.65 | 64.31 | 135 | 128 | 189 | 135 | 128 | 189 | |
| Zn | 26.48 | 80.25 | 40.5 | 41.15 | 12.85 | 115.5 | 41.66 | 94.51 | 115.5 | 41.66 | 94.51 | |
| Ga | 16.24 | 18.64 | 16.05 | 15.9 | 19.16 | 27.78 | 19.01 | 23.88 | 27.78 | 19.01 | 23.88 | |
| Cs | 1.52 | 1.93 | 1.40 | 2.08 | 2.4 | 2.3 | 2.4 | 2.8 | 1.3 | 1.4 | 1.8 | |
| Rb | 37 | 88 | 57 | 38 | 88 | 68 | 20 | 83 | 20 | 30 | 44 | |
| Ba | 975 | 1657 | 1315 | 866 | 992 | 1815 | 1393 | 1020 | 970 | 887 | 1211 | |
| Sr | 561 | 1006 | 640.4 | 635 | 507.1 | 980 | 1020 | 1150 | 715 | 625 | 862 | |
| Y | 12.55 | 12.05 | 14.59 | 16.13 | 15.4 | 15.46 | 15.96 | 14.82 | 15.46 | 15.96 | 14.82 | |
| Zr | 97.19 | 180.1 | 158.9 | 27.96 | 127 | 126 | 105 | 97.3 | 126.3 | 105.6 | 97.3 | |
| Nb | 7.15 | 12.27 | 7.3 | 9.85 | 14.08 | 20.55 | 13.81 | 17.48 | 20.55 | 13.81 | 17.48 | |
| Hf | 5.28 | 4.53 | 2.64 | 3.48 | 4.01 | 6.5 | 10.36 | 4.95 | 6.5 | 10.36 | 4.95 | |
| Ta | 2.07 | 1.29 | 1.41 | 1.2 | 2.09 | 1.84 | 2.77 | 3 | 1.85 | 2.77 | 3 | |
| Th | 8.29 | 13.72 | 10.25 | 11 | 7.17 | 28.36 | 17.37 | 24.05 | 28.37 | 17.38 | 24.06 | |
| U | 9.93 | 14.37 | 10.12 | 10.52 | 9 | 0.8 | 1.1 | 1.26 | 0.8 | 1.1 | 1.26 | |
| La | 45.6 | 61.5 | 68.5 | 41.99 | 55.4 | 68.54 | 66.42 | 42.31 | 80.54 | 54.42 | 60.31 | |
| Ce | 85.29 | 177.7 | 82.15 | 118 | 142 | 364 | 229 | 258 | 364 | 229 | 258 | |
| Pr | 13.5 | 17.4 | 9.7 | 10.5 | 22.7 | 9.4 | 8.8 | 10.4 | 9.4 | 8.8 | 10.4 | |
| Nd | 31.3 | 43.47 | 31.3 | 41.67 | 54.79 | 62.56 | 61.05 | 63.25 | 62.56 | 61.05 | 63.25 | |
| Sm | 5.44 | 4.95 | 6.68 | 4.95 | 7.94 | 10.2 | 13 | 11 | 10.2 | 13 | 11 | |
| Eu | 0.75 | 1.97 | 0.8 | 0.72 | 1.53 | 1.16 | 1.55 | 1.81 | 1.16 | 1.55 | 1.81 | |
| Gd | 4.55 | 6.26 | 2 | 6.74 | 4.8 | 7.1 | 8.13 | 9.98 | 7.1 | 8.13 | 9.98 | |
| Tb | 0.7 | 0.5 | 0.7 | 0.9 | 0.4 | 0.6 | 0.9 | 0.7 | 0.6 | 0.9 | 0.7 | |
| Dy | 3.72 | 3.23 | 3.72 | 3.61 | 3.95 | 5.11 | 3.84 | 4.03 | 5.11 | 3.84 | 4.03 | |
| Ho | 0.7 | 0.8 | 0.5 | 0.9 | 0.4 | 0.6 | 0.5 | 0.9 | 0.6 | 0.5 | 0.9 | |
| Er | 1.2 | 1.1 | 2 | 2.01 | 1.6 | 2 | 1.7 | 1.2 | 2 | 1.7 | 1.2 | |
| Yb | 1.3 | 1.4 | 1.4 | 1.5 | 1.2 | 1.8 | 1.5 | 1.9 | 1.7 | 1.6 | 1.1 | |
| Lu | 0.2 | 0.21 | 0.23 | 0.22 | 0.2 | 0.28 | 0.26 | 0.29 | 0.3 | 0.3 | 0.21 | |
| Sr/Y | 44.7 | 83.54 | 43.89 | 39.38 | 32.93 | 63.38 | 63.9 | 77.59 | 63.38 | 63.9 | 77.59 | |
| La _n /Yb _n | 87.47 | 50.62 | 46.9 | 17.77 | 53 | 16.31 | 23.04 | 14.84 | 16.13 | 22.62 | 14.46 | |

گاه این کانی‌ها در راستای شکستگی‌ها و در راستای زونینگ به سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۲- E). گاه هم‌رشدی آلیت و پتاسیم‌فلدسپارها پیدایش بافت پرتیتی در توده گرانودیوریتی را در پی داشته است (شکل ۲- F). همچنین، در برخی نمونه‌ها آلکالی‌فلدسپار با کوارتز هم‌رشدی داشته است و به‌صورت بافت گرانوفیری نمایان شده‌اند (شکل ۲- G).

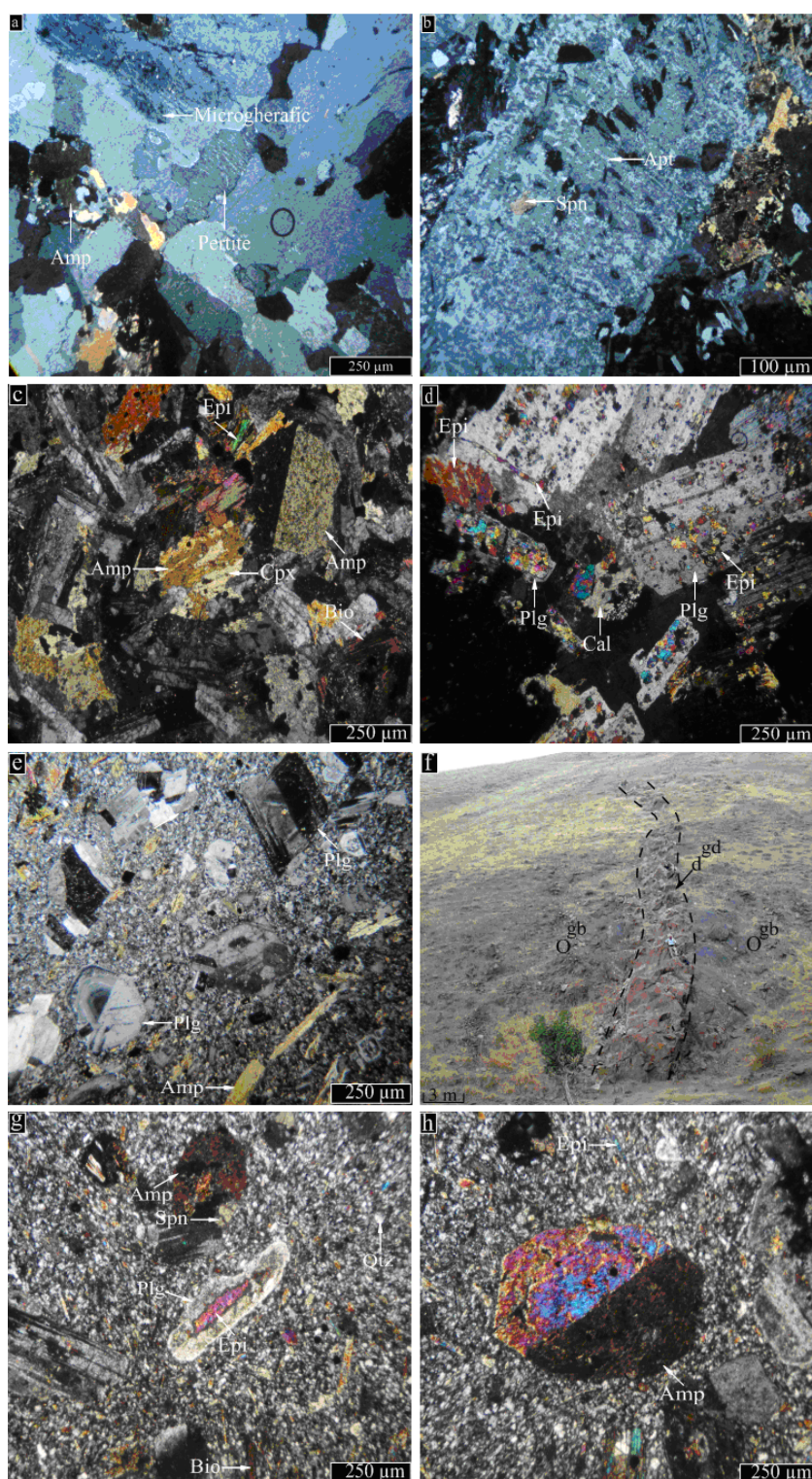
گاه این کانی‌ها در راستای شکستگی‌ها و در راستای زونینگ به سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۲- E). گاه هم‌رشدی آلیت و پتاسیم‌فلدسپارها پیدایش بافت پرتیتی در توده

شده‌اند (شکل ۳- C). پیدایش کانی‌های ثانویه‌ای مانند اپیدوت و کلریت در این توده نشان‌دهنده رخداد دگرسانی پروپلیتیک است.

دایک گرانودیوریتی: بافت این نمونه‌ها میکرولیتیک پورفیری است و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و آمفیبول دارند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز کاملاً شکل‌دار هستند و ماکل پلی‌سنتتیک و زونینگ نوسانی دارند (شکل ۳- E). پلاژیوکلازهای زمینه به‌صورت میکرولیت بوده و بیشتر آنها نیمه‌شکل‌دار و بی‌زونینگ هستند و ماکل پلی‌سنتتیک دارند. برخی پلاژیوکلاز از مرکز به اپیدوت دگرسان شده است (شکل ۳- C). آلکالی‌فلدسپارها نیز همانند پلاژیوکلازها هم به‌صورت میکرولیت و هم به‌صورت فنوکریست پدیدار شده‌اند. آلکالی‌فلدسپارها، چه به‌صورت فنوکریست و چه به‌صورت میکرولیت، بیشتر به سریسیت و گاه به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. آمفیبول‌هایی که به‌صورت فنوکریست هستند دارای شکل منظم تری هستند و در زمینه‌ای از کانی‌های ریزدانه بی‌شکل و گاه نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. فنوکریست‌های آمفیبول گاه دارای ماکل کارلسباد بوده و کاملاً شکل‌دار هستند (شکل ۳- H). برپایه ویژگی‌های سنگ شناختی (تغییر مقدارهای کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار)، ترکیب توده‌های نفوذی از مونزونیت تا گرانودیوریت است. در این نمونه‌ها، دگرسانی‌هایی مانند اکتینولیتی شدن آمفیبول‌ها و پیدایش اپیدوت و کلریت نشان می‌دهند که سیال‌های ماگمایی رخداد دگرسانی پروپلیتیک را در پی داشته‌اند.

آمفیبول‌ها چندرنگی دارند و به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های درشت تا متوسط و ریز هستند؛ به‌گونه‌ای که اندازه آنها به ۰/۸ میلی‌متر نیز می‌رسد. گاه نشانه‌هایی از تبدیل کلینوپیروکسن به آمفیبول نیز دیده می‌شوند. برپایه بررسی‌های میکروپروب انجام‌شده بر روی آمفیبول‌ها، این کانی دارای ترکیب اکتینولیتی است (شکل ۲- D) (Mahmoudiniya, 2013). کوارتز در اندازه‌های گوناگون با لبه‌های نامنظم و گاه نیمه‌شکل‌دار و حتی شکل‌دار دیده می‌شود و فضای میان کانی‌ها را پر کرده است. بیوتیت از دیگر کانی‌های فرعی در گرانودیوریت‌های این منطقه است که گاه به کلریت تبدیل شده است (شکل ۲- C). آپاتیت و زیرکن به‌صورت میانبار در آلکالی‌فلدسپار دیده می‌شود و بافت پویی کیلیتیک را پدید آورده‌اند (شکل ۲- C). در نمونه‌ها اسفن‌های شکل‌دار از کانی فرعی نخستین هستند.

مونزونیت-مونزودیوریت: این توده گستره ترکیبی از مونزونیت تا مونزودیوریت نشان می‌دهد؛ اما بیشتر آن از مونزونیت است. در برخی مقطع‌ها، این توده مونزونیتی بافت پرتیت و میکروگرافیک دارد (شکل ۳- A). توده مونزونیتی دارای آلکالی‌فلدسپار درشت دانه با بافت پرتیتی همراه با ادخال‌هایی از آپاتیت و اسفن است که سبب ایجاد بافت پویی کیلیتیک شده‌اند (شکل ۳- B). بیشتر کلینوپیروکسن‌ها با آمفیبول جایگزین شده‌اند (شکل ۳- C). همچنین، برخی آمفیبول‌ها به کانی‌های کدر و کلریت تجزیه شده‌اند. پلاژیوکلازها کمابیش درشت‌بلور هستند و ماکل پلی‌سنتتیک دارند. پلاژیوکلازها به‌گونه گسترده‌ای با اپیدوت و به اندازه کمتری بل کلسیت جایگزین

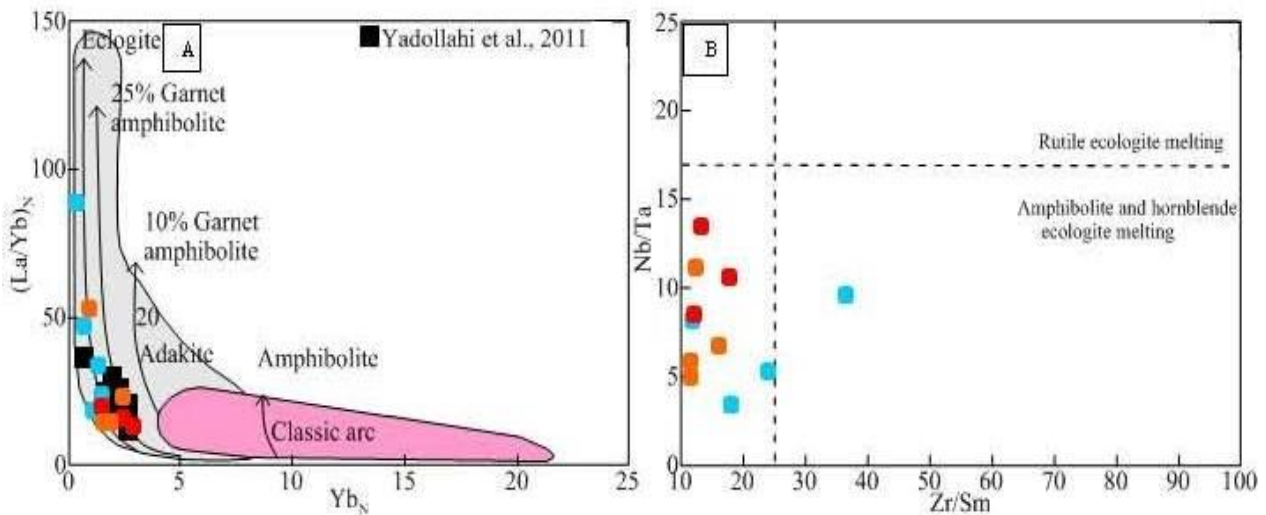


شکل ۳- (A) بافت پرتیت و میکروگرافیک در توده مونزونیت (تصویر XPL)؛ (B) بافت پرتیت و پویی کیلیتیک در توده مونزونیت (تصویر XPL)؛ (C) تبدیل کلینوپیروکسن به آمفیبول و آمفیبول با ماگل دوتایی در مونزونیت (تصویر XPL)؛ (D) تبدیل پلاژیوکلازها به اپیدوت و کلسیت در توده مونزونیت (تصویر XPL)؛ (E) پلاژیوکلازهای زونینگ‌دار با ماگل پلی‌سنتیک و آلبیتی در دایک گرانودیوریتی (تصویر XPL)؛ (F) نمایی از دایک گرانودیوریتی (دید به سوی شمال‌باختری)؛ (G) تبدیل پلاژیوکلاز از مرکز به اپیدوت در دایک گرانودیوریتی (تصویر XPL)؛ (H) آمفیبول شکل‌دار با ماگل دوتایی در دایک گرانودیوریتی (تصویر XPL)

زمین‌شیمی توده‌های آذرین درونی

برای بررسی زمین‌شیمی توده‌های نفوذی گاودل، توده‌های گرانودیوریت، مونزونیت و دایک گرانودیوریتی بررسی شدند. برپایه نمودار Rickwood (۱۹۸۹)، این

نمونه‌ها در گستره کالک‌آلکالن پتاسیم بالا جای گرفته‌اند (شکل ۴- A). برپایه نمودار شکل ۴- B، نمونه‌ها در گستره گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و مونزونیت جای گرفته‌اند (Middlemost, 1994).



شکل ۴- ترکیب توده‌های آذرین درونی گاودل (شمال‌باختری ایران) در: (A) نمودار شناسایی سری ماگمایی (Rickwood, 1989); (B) نمودار رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی (Middlemost, 1994).

(et al., 2001; Qian et al., 2003; Ye et al., 2008) زیرا آداکیت‌های قاره‌ای (C-type) در پهنه‌های فرورانش پدید نمی‌آیند. آداکیت‌های قاره‌ای معمولاً در پهنه‌های برخوردی قاره‌ای و یا پهنه‌های گسلی درون‌قاره‌ای دیده می‌شوند و در پی ذوب پوسته قاره‌ای در ژرفای بیش از ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر پدید می‌آیند (Moyen, 2009). مقدار بالای K_2O در این توده‌ها می‌تواند پیامد دگرسانی‌های کمابیش گسترده در این منطقه باشد و یا در پی آلیش پوسته‌ای و فرایند جدایش روی داده باشد (Zhao and Zhou, 2007).

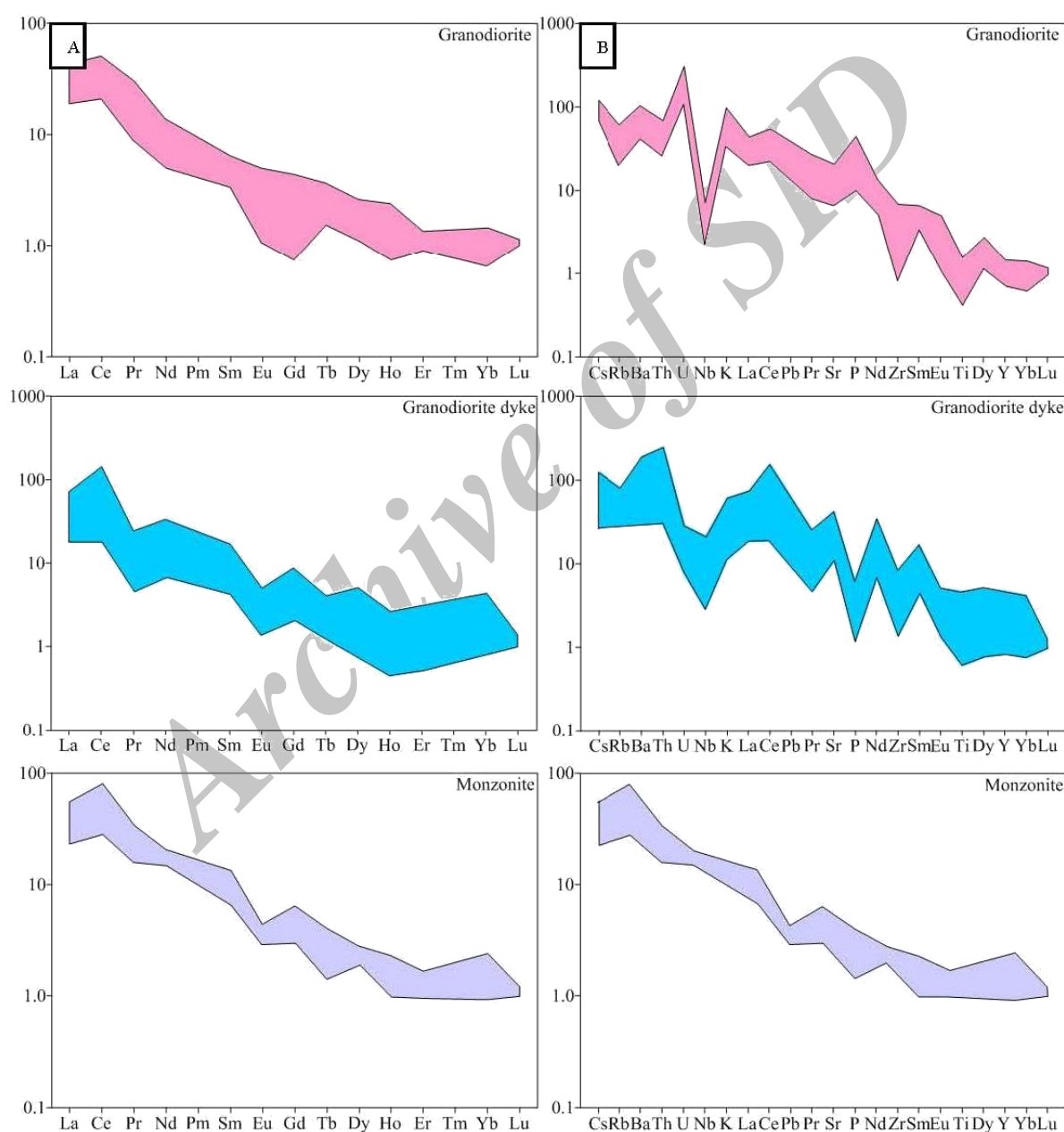
فراوانی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE در برابر HREE (مقدار Ce_n/Yb_n برابر با ۱۸/۵۵ - ۳۶/۱۹) و الگوی جدایشی هستند (شکل ۵- A). نسبت بالای LILE/HFSE از ویژگی‌های مهم

میزان بالای SiO_2 (۵۹/۱ - ۶۷/۸۰ درصد وزنی)، MgO (۱/۲۵ - ۳/۹۹ درصد وزنی)، K_2O/Na_2O (۰/۴۱ - ۰/۹۲)، $Fe_2O_3+MnO+MgO+TiO_2$ (۵/۲۲ - ۹/۰۱) درصد وزنی، میزان پایین Y (۱۲/۰۵ - ۱۶/۳) و عناصر HREE مانند Yb (۱/۱ - ۱/۹) و مقادیر بالای Sr (۱۱۵۰ - ۵۶۱ ppm) و همچنین، نسبت بالای Ba/La (۱۲/۰۴ - ۲۶/۹۴) و La_n/Yb_n (۱۴/۴۶ - ۸۷/۴۷)، همگی نشان‌دهنده ویژگی‌های آداکیتی توده‌های گاودل هستند (جدول ۱).

بر پایه مقادیر بالای K_2O و جای‌گرفتن نمونه‌ها در گستره کالک‌آلکالن پتاسیم بالا نمی‌توان چنین برداشت کرد که این توده‌ها آداکیت‌های قاره‌ای (C-type) و یا گرانیتوییدهای سرشار از باریم و استرانسیومی هستند که به‌تازگی از نقاط گوناگون جهان گزارش شده‌اند (Fowler and Henney, 1996; Fowler and

منفی Eu نشان می‌دهد که فلدسپارها یا یک فاز مهم در پسمانده ذوب‌نشده بوده‌اند و یا در فرایند جدایش درگیر نشده‌اند (Arsalan and Aslan, 2006). به باور Jung و همکاران (۲۰۰۷)، آنومالی مثبت Eu هم پیامد انباشت پلاژیوکلاز است.

سنگ‌های کالک‌آلکالن است (Sheth *et al.*, 2002). غنی‌شدگی LREE را پیامد درجه ذوب‌بخشی کم منبع گوشته‌ای و یا آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای دانسته‌اند (Almeida *et al.*, 2007). برپایه نمودارهای بهنجارشده، Eu در این توده‌ها آنومالی منفی نشان نمی‌دهد. بهنجاری



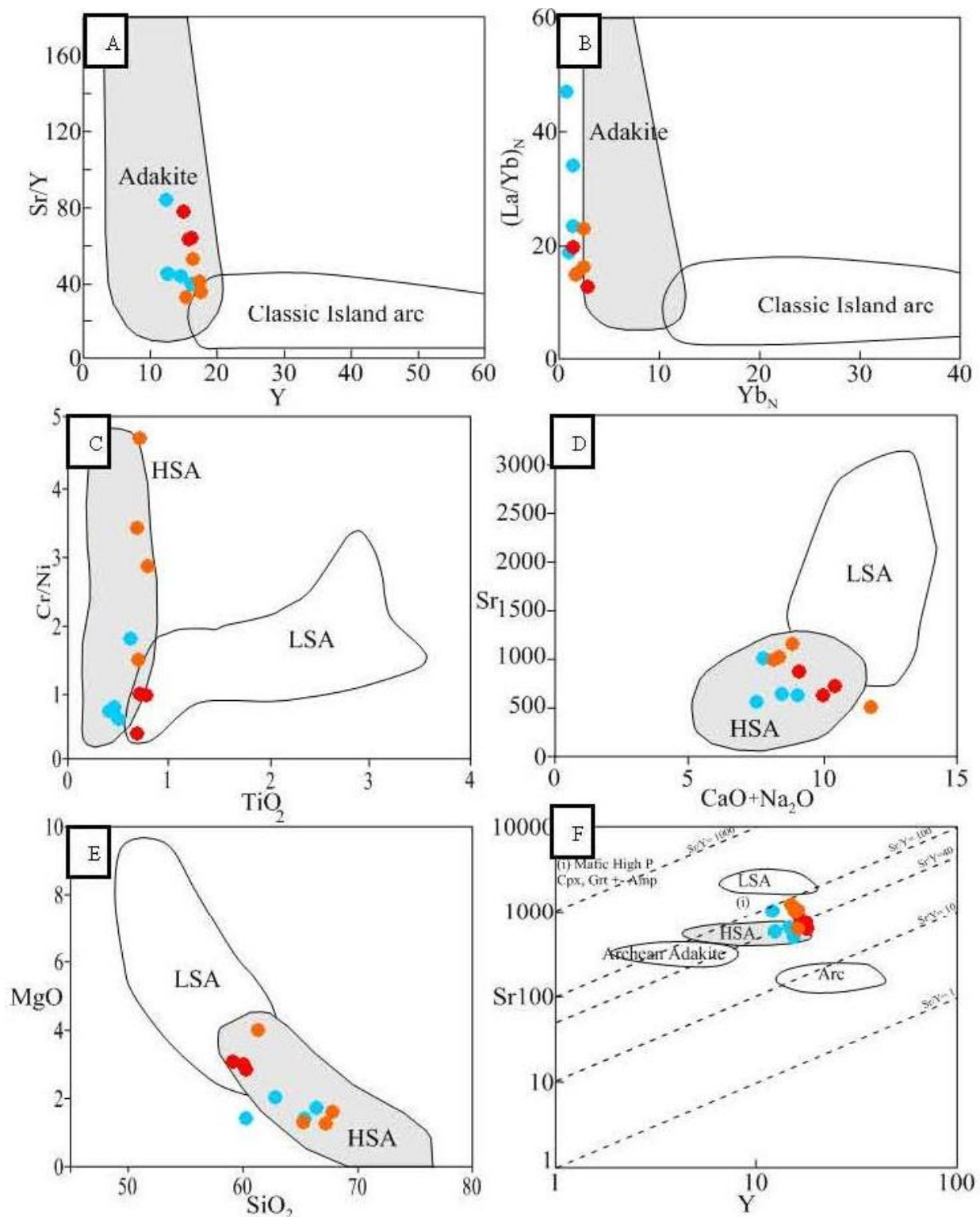
شکل ۵- A) ترکیب توده‌های آذرین درونی گاولد (شمال‌باختری ایران) در: نمودار تغییر فراوانی عناصر خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974); B) نمودار تغییر عناصر کمیاب و خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

کم‌سیلیس (LSA) و آداکیت‌های آرکئن را از هم جدا می‌کند (Moyen, 2009). بر پایه این نمودار، نمونه‌ها در گستره آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) جای دارند و از ذوب‌بخشی یک سنگ خاستگاه مافیک فشاربالا با کلینوپیروکسن و گارنت (\pm آمفیبول) بجامانده در تفاله پدید آمده‌اند. برپایه نمودارهای Martin و همکاران (۲۰۰۵)، جای‌گرفتن نمونه‌ها در پهنه آداکیت‌های سیلیس بالا، نشان می‌دهد که خاستگاه این توده‌ها از ذوب ورقه اقیانوسی فرورو در گستره پایداری گارنت است (شکل‌های ۶-C، ۶-D، ۶-E و ۶-F). Richards و Kerrich (۲۰۰۷) بر این باورند که بخش بزرگی از ماگماهای آهکی-قلیایی جدادشده به گستره آداکیت‌ها وارد می‌شوند؛ زیرا جدایش آمفیبول و گارنت کاهش Y و HREE در ماگما را در پی دارد و نمی‌توان این‌گونه ماگماها را آداکیت‌های واقعی دانست. از مقایسه این آداکیت‌ها با آداکیت‌های واقعی می‌توان دریافت که در این‌گونه آداکیت‌ها نسبت Sr/Y از La/Yb کمتر است؛ اما در آداکیت‌های واقعی و همچنین، در منطقه گاولد، نسبت Sr/Y از La/Yb بیشتر است.

برپایه آنچه گفته شد، این توده‌های آذرین درونی همانند آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) هستند؛ زیرا از یک سو، میزان SiO_2 آنها بیشتر از ۵۶ درصد وزنی است و از سوی دیگر، HREE در نمودار تغییر فراوانی عناصر خاکی نادر (بهنجارشده به ترکیب کندریت) دارای الگوی کاو است (شکل ۵-A). همچنین، نسبت Yb/Lu برابر ۱۰/۵۶ (به‌طور میانگین) به‌دست آمده است که با آداکیت‌های گروه HSA همخوانی بیشتری را نشان می‌دهد. بالابودن عناصر ناسازگار (مانند: K_2O ، Cs، Rb، Ba) می‌تواند پیامد آرایش پوسته‌ای و سرعت کم بالآمدن ماگما در راستای پوسته‌ی قاره‌ای کمابیش سستبر باشد. کم‌بودن مقدار عنصرهای Ti، Nb و Zr (شکل ۵-B) و شواهد کانی‌شناسی می‌توانند نشان‌دهنده‌ی ماگماهای پهنه فرورانش و همچنین، جدایش فازهای بلورین (مانند: تیتانومگنتیت و آمفیبول) باشند.

در نمودار عناصر کمیاب و خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، عنصرهای LILE، LREE و HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵-B). مقدارهای کم HREE و Y چه‌بسا پیامد دارابودن گارنت و یا آمفیبول در تفاله‌ی بجامانده باشد. همچنین، مقدارهای بالای استرانسیوم نشان‌دهنده‌ی نبود پلاژیوکلاز است و بهنجاری منفی Ta، Nb، Ti می‌تواند نشان‌دهنده‌ی دارابودن اکسیدهای آهن و تیتانیم در تفاله و یا جدایش فازهای بلورین (مانند: تیتانومگنتیت و آمفیبول) باشد (Martin, 1999). غنی‌شدگی توده گرانیوتییدی از LREE، LILE و برخی عناصر ناسازگار، از ویژگی‌های برجسته در سنگ‌های کالک‌آلکان کمان‌های آتشفشانی پهنه‌های فرورانش حاشیه قاره‌ای است (Nicholson *et al.*, 2004). نبود بهنجاری منفی P، Sr، Ba و Eu نشان می‌دهد که پوسته‌ی قاره‌ای خاستگاه ماگمای این مجموعه آذرین درونی نیست؛ زیرا نبود بهنجاری منفی در عناصر یادشده نشان‌دهنده نبود جدایش بلورین و یا نبود ذوب‌بخشی پوسته زیرین است (Piper *et al.*, 2002).

نمودار Martin و همکاران (۲۰۰۵) که آداکیت‌ها را از ماگماهای کلاسیک پهنه‌های فرورانش (ماگمای حاصل از ذوب گوشته) جدا می‌کند (شکل ۶-A)، برپایه این نمودار، نمونه‌ها در گستره آداکیت جای گرفته‌اند. همچنین، برپایه شکل ۶-B، نمونه‌ها در نزدیکی گستره مربوط به آداکیت‌ها جای گرفته‌اند. بالابودن نسبت Sr/Y نشان‌دهنده ژرفای ذوب است؛ به‌گونه‌ای که با افزایش فشار، پلاژیوکلازها ناپایدار شده و در پایان Sr آزاد شده است. پایداری گارنت در سنگ خاستگاه کاهش Y و افزایش نسبت Sr/Y را در پی داشته است (Moyen, 2009). نمودار تغییر Y در برابر Sr (شکل ۶-F) گستره پهنه‌های فرورانش بهنجار، آداکیت‌های پرسیلیس (HSA)، آداکیت‌های



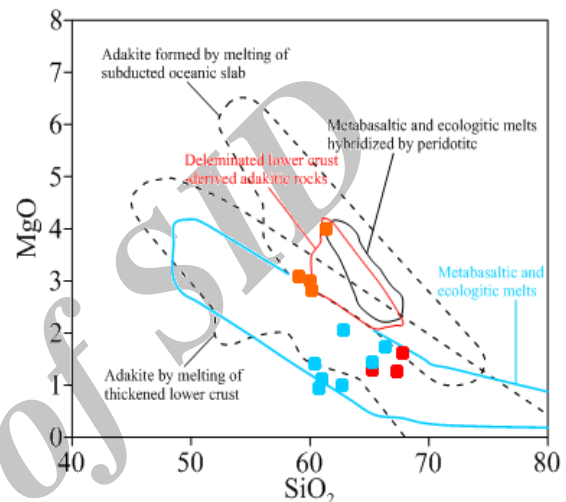
شکل ۶- ترکیب توده‌های آذرین درونی گاودل (شمال‌باختری ایران) در: A و B) نمودار شناسایی ماگماهای آداکیتی از ماگماهای جداشده از گوشته (Defant and Drummond, 1990)؛ C) نمودار Cr/Ni در برابر TiO_2 (Martin *et al.*, 2005)؛ D) نمودار Sr برابر $CaO+Na_2O$ (Martin *et al.*, 2005)؛ E) نمودار MgO برابر SiO_2 (Martin *et al.*, 2005)؛ F) نمودار تغییر Y در برابر Sr و جدایش خاستگاه فروانش بهنجار، آداکیت‌های کم‌سیلیس- پرسیلیس و آداکیت‌های آرکنن (Moyen, 2009)

فروروی جوان و داغ، ماگماتیسم آداکیتی در منطقه گاودل و در بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه-دختر را در پی داشته است. گدازه‌های پدیدآمده از پوسته فرورو و یا رسوب‌های فرورانده دارای نسبت بالای Sr/Ce و همچنین، نسبت $Nb/Zr > 0.4$ هستند (Elburg *et al.*, 2002). برپایه Elburg و همکاران (۲۰۰۲)، میانگین نسبت‌های Nb/Zr و Sr/Ce که در نمونه‌های گاودل به ترتیب برابر 0.13 و $3/63$ به دست آمده است می‌تواند نقش صفحه فرورو و رسوب‌های روی آن در پیدایش این گونه ماگماها را نشان بدهد.

برای شناسایی خاستگاه توده‌های آذرین درونی گاودل نمودار پیشنهادی Drummond و Defant (۱۹۹۳) به کار برده شد (شکل ۸- A). برپایه این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در گستره ذوب‌بخشی اکلوزیت جای دارند و از این رو، ذوب‌بخشی اکلوزیت گویا خاستگاه اصلی ماگماتیسم آداکیتی گاودل بوده است. در آداکیت‌های (HSA)، پسمانده‌ای اکلوزیتی با کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن و روتیل در پی ذوب در فشارهای بالا پدید می‌آید؛ اما در فشارهای کم، آمفیبولیت گارنت‌دار، با کانی‌های آمفیبول و گارنت، برجامانده مذاب است. در پی دارابودن روتیل، پسمانده اکلوزیتی میزان Nb/Ta بالاتری را در برابر پسمانده آمفیبولیتی نشان می‌دهد (Foley *et al.*, 2000; Schmidt *et al.*, 2004). برپایه نسبت Nb/Ta (۳/۴۵ - ۱۱/۱۶) در توده‌های گاودل، پسمانده بیشتر با یک پسمانده اکلوزیتی آمفیبولیتی همخوانی دارد (شکل ۸- B).

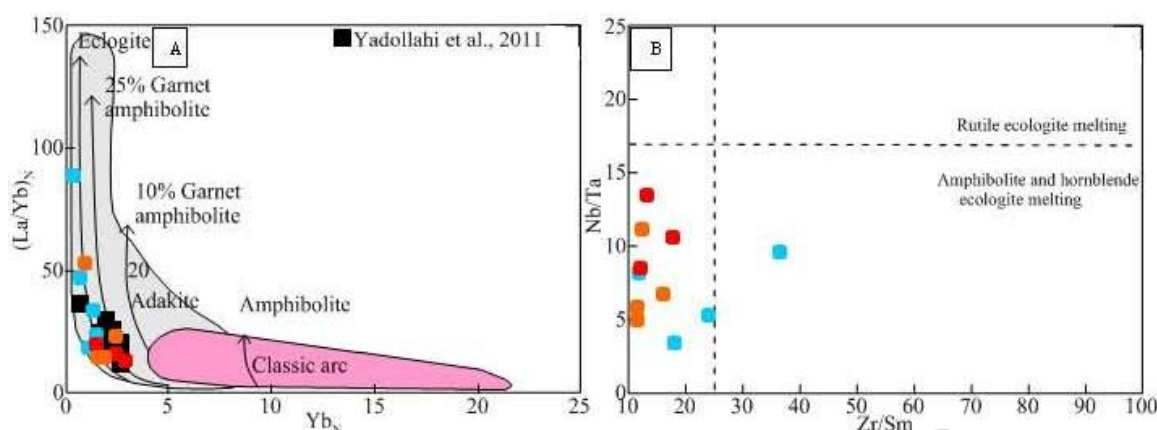
سنگ‌های فلسیک و حد واسطی که با گارنت در حال تعادل هستند، دارای ویژگی‌هایی مانند La کم، میزان بالای Ga، Al_2O_3 و Sr/Y ، الگوی REE پرشیب و نبود بهنجاری منفی Eu هستند. این سنگ‌ها یا در پی ذوب سنگ‌کره فروروی گرم و جوان و یا در پی ذوب‌بخشی گرانولیت پوسته پایینی پدیدار می‌شوند (Xu *et al.*, 2002).

برای شناسایی خاستگاه توده‌های آداکیتی در این منطقه، نمودار MgO در برابر SiO_2 (شکل ۷) به کار برده شد. در این نمودار، جایگاه نمونه‌ها نشان‌دهنده آداکیت‌های جداشده از مذاب متبازالتی و اکلوزیتی و همچنین، آداکیت‌های جداشده از ذوب پوسته زیرین است.



شکل ۷- ترکیب توده‌های آذرین درونی گاودل (شمال‌باختری ایران) در نمودار MgO در برابر SiO_2 برپایه درصد وزنی (Stern and Kilian, 1996)

افزون بر این، مقدارهای $SiO_2 < 59/1$ درصد وزنی، $Cr/Ni < 0.58 - 0.42$ و $TiO_2 < 0.81$ درصد وزنی خاستگاه متبازالتی و اکلوزیتی را نشان می‌دهند (Wang *et al.*, 2007). از سوی دیگر، اگر آداکیت‌ها از پوسته زیرین جداشده (delaminated) پدید آمده باشند، باید محتوای Th آنها بالا باشد؛ زیرا به باور Plank (۲۰۰۵)، پوسته زیرین جداشده، مذاب‌هایی با Th/La و Th بالا پدید می‌آورد. از این رو، مقدارهای Th/La برای بازالت‌های پوسته اقیانوسی کوچک‌تر از 0.2 و برای سنگ‌های پوسته قاره ای بزرگ‌تر از 0.25 است (Plank, 2005). پس برپایه میزان Th ($7/17$ ppm) و Th/La ($28/37$ - $0.2 > Th/La$) کم این سنگ‌ها (HSA)، می‌توان گفت که ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی



شکل ۸- ترکیب توده‌های آذرین درونی گاودل (شمال‌باختری ایران) در: (A) نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Yb_N (Defant and Drummond, 1993)؛ (B) نمودار Nb/Ta در برابر Zr/Sm (Wang *et al.*, 2008; Eyuboglu *et al.*, 2012)

ستبر و بالا بودن مقدار عنصرهای ناسازگار (مانند: K_2O ، Rb، Cs و Ba) می‌تواند پیامد فرایند آلیش باشد. بررسی نمودارهای گوناگون شناسایی پهنه زمین‌ساختی و پتروژنتیک نشان‌دهندهٔ پیدایش آداکیت گاودل در پی گسیختگی صفحه اقیانوسی فرورو با ترکیب اکلوزیتی و آمفیبولیت گارنت‌دار پس از پایان فرورانش نئوتتیس و نیز ذوب صفحه گسیخته شده همراه با رسوب‌های روی آن و متاسوماتیسیم گوشته است.

سپاس‌گزاری

این مقاله برگرفته از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نخستین نویسنده مقاله است و با پشتیبانی معنوی و مالی معاونت محترم پژوهشی و فناوری دانشگاه تبریز انجام شده است. نویسندگان برای این پشتیبانی‌ها بسیار سپاس‌گزارند. از داوران محترم مقاله و هیات تحریریه و اجرایی مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان که با پیشنهادهای سازنده بر بهبود علمی مقاله افزودند صمیمانه سپاس‌گزاری می‌شود.

نتیجه‌گیری

توده آداکیتی گاودل دارای ترکیب شیمیایی بیشتر گرانودیوریتی و مونزونیتی است. این توده نفوذی دارای مقدارهای K_2O متوسط تا بالا است. داده‌های زمین‌شیمیایی گرانودیوریت و مونزونیت گاودل نشان‌دهنده ویژگی‌های آداکیتی (HSA) پدیدآمده در پی ذوب سنگ‌های صفحه فرورو است. الگوی تغییرات عناصر نادر و خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه نشان‌دهندهٔ غنی‌شدگی ماگماتیسیم آداکیتی گاودل از عناصر LREE و LILE، تهی‌شدگی از HREE و HFSE و بهنجاری منفی Nb، Ti و Ta در این نمونه‌هاست. مقدارهای کم در HREE و Y پیامد دارابودن گارنت یا آمفیبول در بجاماندهٔ ماگماتیسیم آداکیتی گاودل است. نسبت‌های عناصر کمیاب (مانند: Th/La) نشان‌دهندهٔ ذوب پوسته اقیانوسی هستند و بالا بودن نسبت‌های Sr/Ce و Nb/Zr در برابر بازالت‌های میان‌اقیانوسی نشان‌دهندهٔ مشارکت رسوب‌های روی صفحه فرورو در فرایند پیدایش مذاب است. همچنین، بالا آمدن ماگما روی صفحه لیوسفر قاره‌ای کمایش

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Mineralogical Magazine* 148: 1-34.

- Aghazadeh, M., Emami, M. H., Moin Vaziri, H., Rashidnezhad Omran, N. and Castro, A. (2011) Post-Collisional Shoshonitic, C-type Adakitic and Lamprophyric Plutonism in the Khankandi Pluton, Arasbaran (NW Iran). *Geosciences* 78: 167-172.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155: 69-97.
- Arsalan, M. and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27 (2): 177-193.
- Brunet M. F., Korotaev M. V., Ershov A. V. and Nikishin A. M. (2003) The South Caspian Basin: reviews of its evolution from subsidence modeling. *Structural geology* 156: 119-148.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662- 665.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1993) Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Journal of Geology* 21: 547-550.
- Dercourt, J., Zonenshain, L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. and Biju-Duval, B. (1986) Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. *Tectonophysics* 123: 241-315.
- Elburg, M. A., Bergen, M., Hoogewerff, J., Vroon, P., Zulkarnain, I. and Nasution, A. (2002) Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the pantar Strait volcanoes, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66: 2771-2789.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O. and Kwon, S. (2012) Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt and revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of eastern Mediterranean region. *Lithos* 146-147: 218-232.
- Foley, S. F., Barth, M. G. and Jenner, G. A. (2000) Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64: 933-938.
- Fowler, M. B. and Henney, P. J. (1996) Mixed Caledonian appenite magmas: implication for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr Granite genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126: 199-215.
- Fowler, M. B., Henney, P. J., Darbyshire, D. P. F. and Greenwood, P. B. (2001) petrogenesis of high Ba-Sr granites: The Rpgart pluton Sutherland. *Journal of Geological Society of London* 158: 521-534.
- Gamkrelidze, I. P. (1986) Geodynamic of the Caucasus and adjacent areas in Alpine time. *Tectonophysics* 127: 261-277.
- Green, N. L. and Harry, D. L. (1999) On the relationship between subducted slab age and arc basalt petrogenesis, Cascadia subduction system, North America. *Earth and Planetary Science Letters* 171: 367-381.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433-447.
- Jung, S., Hffer, E. and Hoernes, S. (2007) Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-PB-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis. *Lithos* 96: 415-435.

- Kazmin, V. G., Sborstshikov, I. M., Ricou, L.E., Zonenshin, L. P., Boulin, J. and Knipper, A. L. (1986) Volcanic belts as remarks of the Mesozoic- Cenozoic active margin of Eurasia. *Tectonophysics* 123: 123-152.
- Khain, V. E. (1977) Critical composition of mobilistic models of tectonic development of the Caucasus. *Proceeding of International Symposium of the Mediterranean Basins, Yugoslavia*.
- Mahmoudiniya, H. (2013) Study of petrology and petrography of Gavdel intrusive rocks with special emphasize to skarnization in the region, Ahar, East Azarbayjan. MSc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-tronjomite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1-24.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37: 215-224.
- Moradi, M., Karimpour, M. H., Malekzadeh, A., Lang Farmer, G. and Stern, Ch. (2012) Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Rb-Sr & Sm-Nd isotopes of Najmabad mozonitic rocks south of Ghonabad. *Petrology* 3(11): 77-96 (in Persian).
- Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature. *Lithos* 112: 556-574.
- Nakamura N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M. (2004) Silicic volcanism and back arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian-Pacific plate boundary. *Journal of Geothermal and Volcanological Research* 131: 295-306.
- Omran, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Proutea, G. and Jolivet, L. (2009) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380-398.
- Pe-Piper, G., Piper, D. J. W. and Matarangas, D. (2002) Regional implications of geochemistry and style of emplacement of Miocene I-type diorite and granite, Delos, Cyclades, Greece. *Lithos* 60: 47-66.
- Plank, T. (2005) Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology* 46: 921-944.
- Qian, Q., Chung, S. L., Lee, T. Y. and Wen, D. J. (2003) Mesozoic high Ba-Sr granitoids from north China: geochemical characteristics and geological implications. *Terra Nova* 15: 272-278.
- Richards, J. R. and Kerrich, R. (2007) Special paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology* 102(4): 537-576.
- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-263.
- Schmidt, M. W., Dardon, A., Chazot, G. and Vannucci, R. (2004) The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters* 226: 415-432.
- Sheth, S. P., Mtorres, I. S. and Verma, S. P. (2002) What is the calcalkalin rocks series. *International Geology Review* 44: 686-701.

- Stern, C. R. and Kilian, R. (1996) Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakite from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123: 263-281.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications of mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D., Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society, London.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Zhu, T., Feng, X., Zhang, Q., Zi, F. and Chu, Z. (2008) Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central Tibet: Evidence from central-western Qiangtang high-K calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites. *Earth and Planetary Science Letters* 272: 158-171.
- Wang, Q., Wyman, D.A., Zhao, Z. H., Xu, J. F., Bai, Z. H., Wiong, X. L., Dai, T. M., Li, C. F. and Chu, Z. Y. (2007) Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (Western China): Implication for Phanerozoic crustal growth of the Central Asia Orogenic Belt. *Chemical Geology* 236: 42-64.
- Xu, J. F., Shinjio, R., Defant, M. J., Wang, Q. and Rapp, R. P. (2002) Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ninzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust. *Geology* 12: 1111-1114.
- Ye, H. M., Li, X. H., Li, Z. X. and Zhang, C. L. (2008) Age and origin of high Ba-Sr appinite-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. *Gondwana Research* 13: 126-138.
- Zhao, J. H. and Zhou, M. F. (2007) Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusion in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research* 152: 27-47.

Archive of SID