

پتروژن سنگ‌های آداکیتی پس از تصادم پلیوکواترنری در جنوب تبریز

فرهاد پیرمحمدی علیشاه *

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر، شبستر، ایران

چکیده

در جنوب تبریز در بخش شمالی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت برنزد دارند که در گستره زمانی میوسن بالایی تا کواترنری به سطح زمین راه یافته است. این پژوهش به بخش ترکیب‌های داسیتی، ریوداسیتی و ریولیتی این سنگ‌ها می‌پردازد که به طور پراکنده از داخل مجموعه آذرآواری بیرون ریخته‌اند. اصلی‌ترین کانی‌های سازنده این سنگ‌ها شامل: پلاژیوکلاز و آمفیبول است که بافت‌های متنوع فلسیتی پورفیری، میکروولیتی پورفیری، غربالی، جریان و گلوپورفیری را به نمایش می‌گذارد. ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای سرشت آهکی-قلیایی پرآلومین، شاخص کمان‌های آتشفشانی است. در نمودارهای تقسیم‌بندی سنگ‌های آداکیتی نیز این سنگ‌ها در گروه آداکیت‌های پرسیلیس (HAS) جای می‌گیرد. نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به مورب، گوشته اولیه و کندریت، بیانگر غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عناصر نادر خاکی سبک و لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تهی‌شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است. تهی‌شدگی شدید از عناصر با شدت میدان بالا (HFS) مانند: P، Nb و Ti که از ویژگی‌های برجسته محیط‌های کمانی است، در این سنگ‌ها دیده می‌شود. الگوی شدید جدایش در REE و نیز مقادیر پایین HREEs و Y ممکن است به دلیل وجود گارنت یا آمفیبول در پسمانده جامد ماگمای این سنگ‌ها باشد. همچنین، مقادیر بالای استرانسیوم و بی‌هنجاری منفی تانتالیوم، نیوبیوم و تیتانیوم می‌تواند نشانگر عدم حضور پلاژیوکلاز و حضور اکسیدهای آهن و تیتان در تفاله باقیمانده ذوب باشد. بر اساس نمودارهای سنگ‌زادی، ماگمای آداکیتی سازنده این سنگ‌ها، از ذوب بخشی یک سنگ منبع اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورونده شده نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، به وجود آمده است. این ماگما در جریان صعود به ترازهای بالاتر و جایگزینی، متحمل فرآیندهای تبلور تفریقی همراه با هضم و آرایش پوسته‌ای (AFC) شده است. واژه‌های کلیدی: آداکیت، نئوتتیس، فرورانش، جنوب تبریز، پهنه ماگمایی ارومیه-دختر

مقدمه

توجه بوده و از لحاظ ماگماتیسیم نیز نمونه‌ای کم نظیر به شمار می‌آید. در این منطقه یک فرورانش بین پوسته اقیانوسی دریای نئوتتیس و بلوک ایران، از مزوزوئیک تا اواخر ائوسن، انجام شده

در ایران، تراست اصلی زاگرس مرز برخورد صفحه عربستان با صفحه ایران است. این منطقه از نظر تکتونیک ورقه‌ای دارای ساختمانی در خور

خارج نموده‌اند. در حالی که مدت ۱۵ میلیون سال است که در ساحل غربی ایالات متحده فرورانش پایان یافته است (Smith, 1979). Di Girolamo و همکارانش (۱۹۷۶) در منطقه‌ای نزدیک ناپل (ایتالیا) گدازه‌های آهکی-قلیایی متعلق به زمان حال کشف کرده‌اند در حالی که در آنجا در زمان حال، هیچگونه فرورانشی وجود ندارد. بنابراین، می‌توان گفت یا ماگماهای آندزیتی و داسیتی در مناطقی که در حال فرورانش نیستند، به ندرت دیده می‌شوند یا این که بین خاتمه عمل فرورانش و فعالیت‌های ماگمایی حاصل از فرورانش، می‌تواند یک فاصله زمانی طولانی وجود داشته باشد. این فاصله زمانی (یا اختلاف فاز زمانی) مطابق آنچه که در مورد ایالت واشنگتن دیده شد، می‌تواند از ۱۵ تا ۲۰ میلیون سال تجاوز کند. به نظر می‌رسد که نظریه دوم صحیح‌تر باشد. زیرا گدازه‌های آهکی-قلیایی زمان حال در مناطقی یافت می‌شوند که آن مناطق چندین میلیون سال پیش در حال فرورانش بوده‌اند.

در ایران با توجه به وفور سنگ‌های مرتبط با قوس ولکانیکی بدیهی است که آداکیت‌ها وجود داشته باشند. چنین حجم بالایی از سنگ‌های آذرین با ماهیت بیشتر آهکی-قلیایی و متالومین همواره مورد توجه زمین‌شناسان مختلف بوده است. اما در سال‌های اخیر، بررسی‌های ژئوشیمیایی دقیق سنگ‌های آذرین بعد از ائوسن در شمال شرق ایران منجر به شناسایی و گزارش برخی از آنها به عنوان سنگ‌های آداکیتی مرتبط با فرورانش نئوتتیس در کمان ماگمایی سبزوار و جنوب قوچان شده است (Salehinejad, 2008; Ghasemi et al., 2010; Tanha, 2009; Dehnavi, 2010). برای نخستین بار آداکیت‌ها در شمال غرب ایران، در شرق اهر معرفی شد

است (Moinevaziri, 1985). پس از خاتمه این فرورانش، صفحه عربستان نیز به تبعیت از حرکت پوسته اقیانوسی نئوتتیس تا حدودی به زیر ایران فرو رفته است و مطالعات ژئوفیزیکی آن را به اثبات رسانده است (Chayes, 1984). این فرورانش ناشی از سنگینی رسوبات زاگرس بوده و باعث شده که صفحه عربستان به طرف شمال شرقی، شیب ملایمی داشته باشد. تداوم فرورانش پوسته عربستان به زیر لیتوسفر ایران در طول پالئوژن و شاید نئوژن، سبب شده که باقی‌مانده پوسته اقیانوسی همچنان به فروروی در گوشته ادامه دهد (شکل ۱). ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی و اصطکاک دو پوسته قاره‌ای باعث ولکانیسم ضعیف و پلوتونیسم نئوژن در محور ارومیه-دختر و ایران مرکزی شده است (Moinevaziri, 1985).

دلایلی در دست است که ارتباط بین گدازه‌های آهکی-قلیایی و مناطق فرورانش را در زمان‌های قدیم به اثبات می‌رساند. در پرکامبرین کمربند سنگ‌های سبز زمین‌های آرکئن که از سنگ‌های آندزیتی و داسیتی تشکیل شده، نشانه‌ای از جزایر قوسی آن زمان است (Condie, 1981). بنابراین، سنگ‌های آهکی-قلیایی می‌توانند برای فرورانش یک شاخص باشند. اما نباید نادیده گرفت که در بعضی مناطق در حال فرورانش ممکن است سنگ‌های آهکی-قلیایی وجود نداشته باشند و این مناطقی است که سطح کانون‌های زلزله دارای شیب کم است. مانند سی‌مونت‌ها که در آنجا صفحه بنیوف، به علت داشتن برجستگی، شیب طبیعی خود را ندارد. اکنون این سؤال پیش می‌آید که آیا در مناطق در حال فرورانش، حرکت صفحات و فعالیت‌های ماگمایی، هم‌زمان است؟ چندین آتشفشان آندزیتی و داسیتی در ایالت واشنگتن در طول قرن اخیر گدازه‌های آندزیتی

زمین‌شناسی در سطح گسترده از آذرشهر تا بستان‌آباد و همچنین، پردازش داده‌های حاصل از تحلیل شیمی سنگ‌های مورد بررسی، سرگذشت زمین‌شناسی سنگ‌های مذکور در جنوب تبریز تا حد زیادی روشن شود.

زمین‌شناسی منطقه

آذرشهر در شمال‌غرب ایران، ۴۰ کیلومتری جنوب شهر تبریز و شرق دریاچه ارومیه بین طول جغرافیایی شرقی $46^{\circ}30'$ تا $46^{\circ}40'$ و عرض جغرافیایی شمالی $37^{\circ}30'$ تا $37^{\circ}40'$ قرار دارد. (شکل ۲). آتشفشان سهند از آتشفشان‌های جوان در قسمت شمالی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر است که از اواخر میوسن تا پلیستوسن به صورت متناوب دارای فعالیت‌های انفجاری و خروج گدازه بوده است (Pirmohammadi, 2011).

در مراحل اولیه فعالیت آتشفشانی در سهند، گدازه‌های حد واسط با ترکیبات مختلف فوران کرده (Moinevaziri and Aminsobhani, 1978) و در انتهای میوسن، انتشار وسیع پامیس و خاکستر آتشفشانی اتفاق افتاده است و در جدیدترین فعالیت آتشفشانی در پلیوسن و کواترنری، بعد از مراحل آرامش و خاموشی گدازه‌های اسیدی مانند: داسیت و ریوداسیت فوران کرده‌اند که هم‌سن با سایر گنبد‌های نیمه آتشفشانی در منطقه آذربایجان بوده و مربوط به مرحله آخر فعالیت آتشفشانی است (Amel, 2008). شکل‌های گنبدی در منطقه جنوب تبریز به دو صورت دیده می‌شوند: الف) گنبد‌های آتشفشانی منفرد و بزرگ و ب) توده‌های گنبدی‌شکل با اندازه‌های کوچک‌تر و متعدد. گنبد‌های آتشفشانی موجود در جنوب تبریز، همگی واحدهای رسوبی سازند سرخ بالایی را قطع

(Arjomandzadeh, 2006). این استوک در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و به ویژه در شهرستان اهر در آذربایجان شرقی قرار دارد. شواهد سنی، تکتونوماگمایی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که مواد مذاب حاصل از فرورانش به طور نسبی در تشکیل پورفیری‌های ایران در کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر نقش داشته است. در پژوهشی فراتر، Jahangiri (۲۰۰۷) حدود ۳۰ گنبد آتشفشانی با قطر یک تا پنج کیلومتر مربع را در شمال‌غرب ایران (شمال تبریز) با سن ائوسن میانی تا میوسن-پلیوسن معرفی کرد که ماهیت آداکیتی دارند. این توده‌ها در قسمت شمالی کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده‌اند. ویژگی‌های این دمه‌ها به این شرح است: الف) نسبت $Na_2O/K_2O > 1$ دارند؛ ب) بسیار غنی از استرانسیم هستند ($ppm \text{ Sr}(346-737)$)؛ ج) مقادیر پایین عنصر ایتريوم ($Y(10-20ppm)$) و مقادیر بالای HREE دارند؛ د) دارای نسبت $(Ce/Yb)N=9-27$ هستند؛ و) آنومالی منفی عنصر ایورپیوم دارند؛ ه) دارای مقادیر پایینی از عناصر Y, Nb و Ti هستند و ی) مقادیر بالای از نسبت‌های $Str/Y(20-58)$ و Ce/Yb دارند.

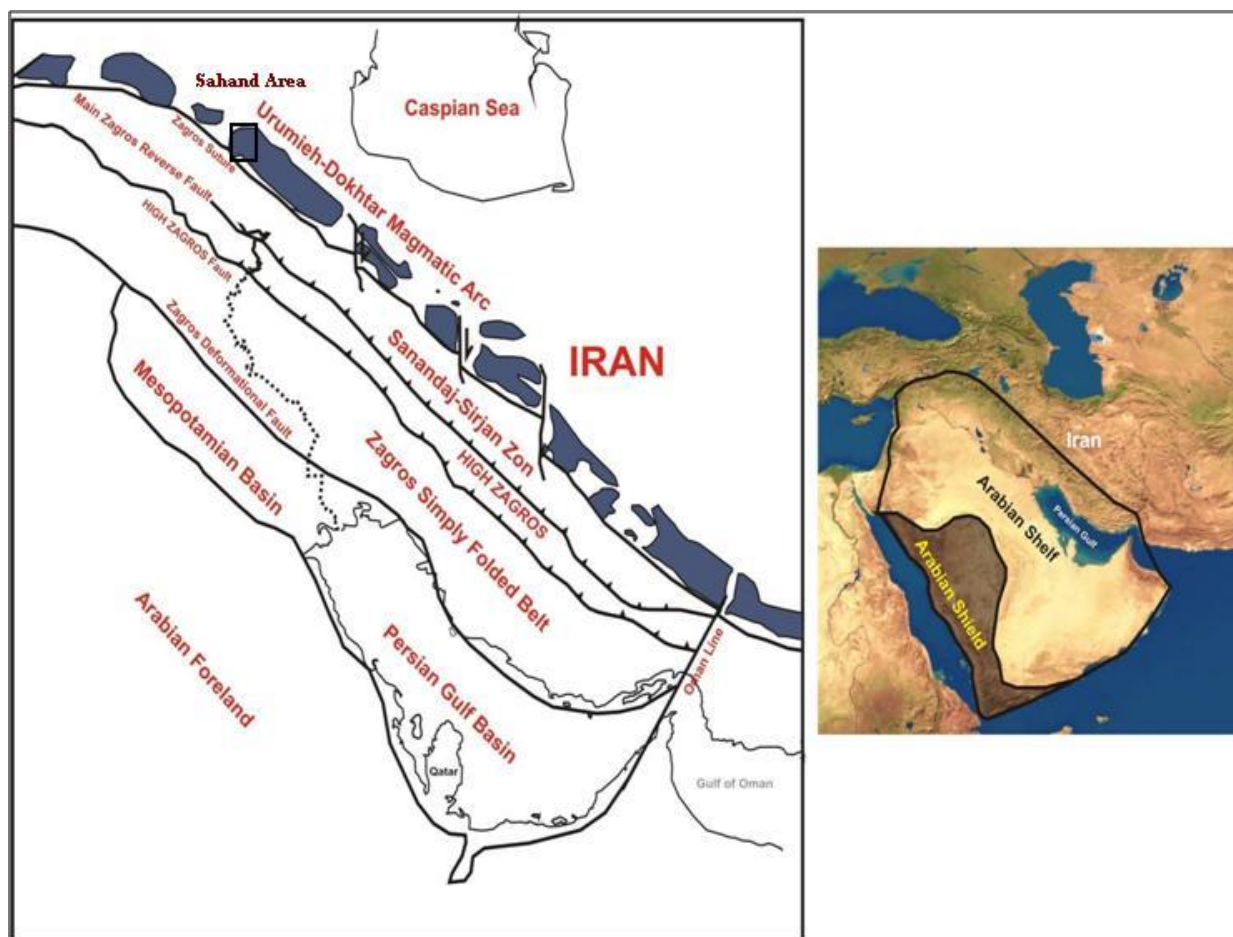
با توجه به این ویژگی‌های شیمیایی، پروتولیت آمفیبولیت-اکلوژیت یا گارنت-اکلوژیت برای منشأ این ماگماها پیشنهاد می‌شود. همچنین، فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی باعث ذوب بخشی و نفوذ این توده‌ها شده است. با توجه به کمبود پژوهش‌های جامع و کامل در ارتباط با زمین‌شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و خاستگاه سنگ‌های آذرین در منطقه جنوب تبریز، انجام مطالعه پترولوژی بر روی این واحدهای سنگی امری ضروری و اجتناب‌ناپذیر می‌نماید. در این پژوهش سعی شده است با توجه به بررسی‌های

مطالعات سنگ‌نگاری آنها انجام شد و سپس ۳۰ نمونه به منظور بررسی خاستگاه و تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی برای تجزیه شیمی سنگ به آزمایشگاه AIS-Chemex کانادا ارسال گردید. عناصر اصلی، عناصر نادر و REE در نمونه‌ها با روش ICP-MS اندازه‌گیری شدند (جدول ۱). نتایج حاصل، پس از انجام تصحیحات لازم مربوط به حذف مواد فرار و تعیین نسبت آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی (Middlemost, 1989) در نمودارهای مختلف استفاده شد.

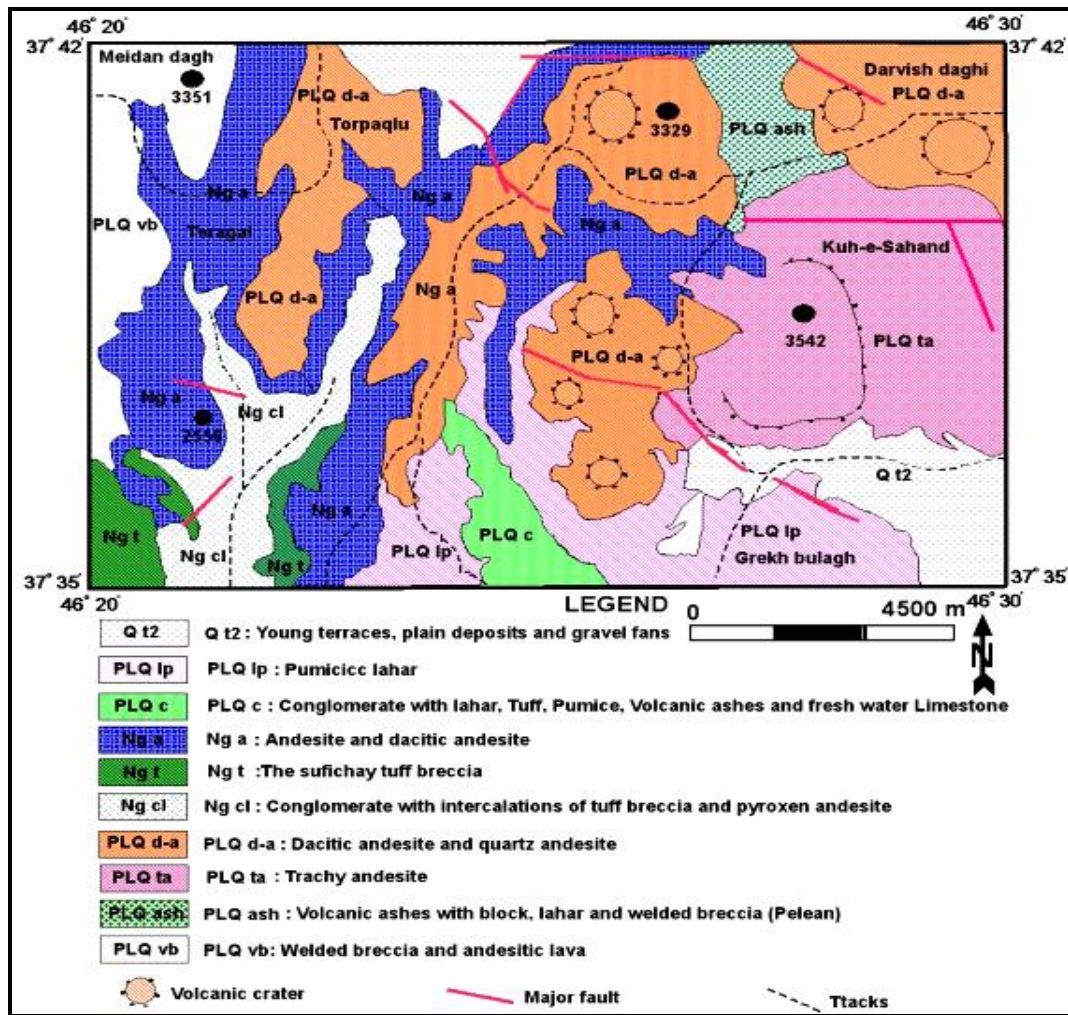
کرده و سبب خردشدگی و شیب‌دار شدن سنگ‌های مجاور شده‌اند (Pirmohammadi, 2011).

روش انجام پژوهش

پس از جمع‌آوری اطلاعات موجود از منطقه جنوب تبریز، بررسی‌های مقدماتی از کل منطقه و تعیین مسیرهای پیمایش و نمونه‌برداری انجام و سپس ۱۵۰ نمونه که معرف کل منطقه باشد انتخاب شد. بیش از ۱۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و



شکل ۱- برخورد صفحات عربی و ایران به عنوان یکی از مناطق برخوردی و همگرا در کره زمین و جایگاه منطقه جنوب تبریز در قسمت شمالی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (Pirmohammadi, 2011).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه جنوب تبریز. تهیه شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسکو (Behrouzi et al., 1997).

جدول ۱- ترکیب شیمیایی عناصر اصلی (wt%) و فرعی (ppm) گدازه‌های منطقه جنوب تبریز که با روش ICP-MS تجزیه شده‌اند.

Sample	1A ₇	2B ₈	3B ₉	4C ₁₁	5C ₁₆	6C ₁₈	7D ₂₁	8E ₂₂	9F ₂₇	10F ₂₈	11G ₁	12G ₁₀	13G ₁₁	14H ₁
SiO ₂	69	69.4	67.9	66.2	58.2	67.6	67.2	68.2	67.1	67.1	67.6	67	65.8	67.4
Al ₂ O ₃	15.65	15.9	15.75	16.25	17.5	16.25	16.25	16.05	16	15.1	15.65	16.65	15.8	15.95
Fe ₂ O ₃	1.07	0.89	1.04	1.5	2.54	1.5	1.53	0.96	1.46	0.9	0.96	1.53	1.42	1.48
FeO	0.99	0.88	0.99	1.55	3.39	1.5	1.47	0.99	1.46	0.92	1	1.56	1.46	1.48
CaO	2.76	3.09	2.79	3.68	6.17	3.66	3.57	3.27	3.59	4.49	3.38	3.75	4.28	3.81
MgO	0.7	0.69	0.75	1.12	2.63	0.78	1.08	0.81	1.15	0.75	1.06	0.94	1.25	1.46
Na ₂ O	4.83	4.5	4.78	4.43	3.68	4.56	4.7	4.6	4.25	4.37	4.2	4.62	4.42	4.45
K ₂ O	2.27	2.16	2.3	2.06	1.96	2.15	2.34	1.78	2.52	2.32	2.35	2.32	2.26	2.22
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
TiO ₂	0.31	0.25	0.32	0.41	0.66	0.4	0.38	0.27	0.38	0.27	0.37	0.45	0.38	0.38
MnO	0.03	0.03	0.03	0.05	0.13	0.04	0.05	0.03	0.06	0.03	0.05	0.05	0.05	0.06
P ₂ O ₅	0.13	0.09	0.13	0.18	0.23	0.19	0.19	0.1	0.18	0.1	0.14	0.22	0.18	0.13
SrO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.07	0.07

Sample	1A ₇	2B ₈	3B ₉	4C ₁₁	5C ₁₆	6C ₁₈	7D ₂₁	8E ₂₂	9F ₂₇	10F ₂₈	11G ₁	12G ₁₀	13G ₁₁	14H ₁
	ادامه جدول ۱- ...													
BaO	0.07	0.08	0.07	0.08	0.06	0.08	0.09	0.06	0.07	0.08	0.07	0.1	0.09	0.08
LOI	1.7	2.09	2.7	1.89	1.89	0.5	0.8	2.3	1.8	3.3	2.17	0.79	2.5	1.09
Total	99.5	100	99.7	99.6	99.5	99.4	99.9	99.5	100	99.8	100	100	100	100
Ba	607	672	622	619	530	689	762	538	617	654	608	839	713	704
Ce	54.7	38.6	54.4	52.2	50.1	52.3	52.1	32.7	47.7	40.9	45.2	53.3	50.4	47.3
Co	4.1	3.9	4.8	7.5	16.7	6.2	7.8	4.5	6.9	4.1	6.4	6.8	6.9	8.3
Cr	70	90	130	200	90	150	100	90	90	60	90	130	110	110
Cs	1.15	1.64	1.13	1.34	2.42	1.67	1.67	1.28	2.18	1.87	2.41	1.2	2.45	2.81
Cu	11	39	11	20	45	25	22	11	12	17	19	32	29	25
Dy	1.08	0.9	1.04	1.79	3.84	1.57	1.54	0.9	1.55	0.95	1.6	1.59	1.39	1.52
Er	0.5	0.43	0.48	0.92	2.39	0.81	0.85	0.45	0.83	0.48	0.81	0.78	0.7	0.75
Eu	0.67	0.61	0.66	0.93	1.13	0.84	0.88	0.56	0.8	0.65	0.76	0.89	0.8	0.77
Ga	18.4	17.5	18.7	19.1	18.3	19	18.9	17.2	18.4	17.6	18	19.5	18.1	18.9
Gd	2.38	1.93	2.35	3.05	4.53	2.85	2.71	1.63	2.6	1.96	2.54	2.76	2.6	2.89
Hf	4	3.2	4	4.2	4.2	3.6	3.4	3	3.5	3.2	3.5	4	3.5	3.3
Ho	0.18	0.16	0.18	0.32	0.79	0.29	0.29	0.16	0.28	0.17	0.29	0.29	0.24	0.27
La	36	25.4	35.6	30	26.5	31.7	29.7	21.3	27.5	25.3	27.1	31.7	29.2	27.3
Lu	0.05	0.05	0.05	0.12	0.36	0.09	0.11	0.05	0.11	0.06	0.1	0.1	0.08	0.08
Mo	4	4	4	4	5	3	3	2	3	3	3	5	5	3
Nb	12.5	8.1	12.6	10.6	10.4	10.4	12.8	7.5	11.2	9	10	12.7	9.9	10.7
Nd	17	13.2	16.6	20	22.4	19.6	19.2	10.7	17.6	13.3	16.6	19.5	18.2	17.8
Ni	8	17	14	15	9	13	8	11	9	6	7	12	11	20
Pb	14	16	15	14	12	15	17	13	16	15	16	17	15	19
Pr	5.36	3.92	5.23	5.64	5.93	5.74	5.62	3.2	5.09	4.13	4.88	5.6	5.29	5.04
Rb	47.7	51.3	45.9	42.9	83.1	46.9	52.7	43.6	52	54.1	55.2	48	48	54.9
Sm	2.39	2	2.37	3.28	4.23	3.13	3.25	1.67	2.78	2.2	2.77	2.96	2.81	2.85
Sr	444	513	438	433	391	533	652	476	508	463	424	580	561	550
Ta	0.9	0.6	0.9	0.7	0.7	0.7	0.8	0.5	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	0.8
Tb	0.25	0.21	0.25	0.38	0.68	0.33	0.33	0.2	0.31	0.23	0.32	0.34	0.3	0.31
Th	13.5	9.26	13.4	8.35	11.3	7.75	8.2	8.3	7.85	9.16	8.44	8.61	7.22	7.56
Ti	1858	1499	1918	2458	3956	2398	2278	1618	2278	1618	2218	2697	2278	2278
Tm	0.07	0.07	0.08	0.12	0.34	0.1	0.1	0.06	0.12	0.06	0.1	0.11	0.09	0.11
U	3.11	2.51	3.17	2.07	3.32	2.52	2.98	2.31	2.84	3.41	2.93	2.6	2.54	3
V	28	23	27	48	133	51	36	27	52	26	50	61	53	57
W	3	4	10	13	5	14	3	6	7	3	7	5	4	8
Y	4.7	4.2	4.7	8.2	20.8	7.7	7.8	4.5	8	4.5	7.8	7.4	6.3	7.3
Yb	0.39	0.34	0.4	0.74	2.27	0.65	0.72	0.39	0.71	0.43	0.67	0.71	0.61	0.71
Zn	48	38	48	56	75	58	54	41	58	41	51	60	54	53
Zr	161	121	158	160	147	139	137	112	132	121	134	154	127	119

Sample	15H ₃	16L ₄	17I ₅	18J ₁	19K ₂	20L ₃	21L ₆	22M ₁	23M ₃	24N ₁	25N ₂	26N ₃	27N ₄	28N ₆	29N ₀	30S ₁
ادامه جدول ۱-...																
SiO ₂	69.7	69.4	66.1	67.8	65.2	65.5	66.6	62.3	65.4	67.4	67.5	67.7	69.7	69.4	69.3	65.7
Al ₂ O ₃	15.35	15.8	16.15	15.4	16.6	16.75	16.45	18.2	15.8	16.2	15.9	15.85	15.05	15.45	15.7	15.8
Fe ₂ O ₃	1.64	0.92	1.5	0.98	1.71	1.88	1.81	1.12	1.58	1.48	1.47	1.38	0.91	1.68	1.7	1.41
FeO	0	0.87	1.57	1	1.83	2.03	1.75	1.37	1.62	1.48	1.5	1.43	0.88	0	0	1.51
CaO	3.02	3.04	3.75	3.15	4.26	4.05	3.49	1.76	3.7	3.64	3.63	3.58	2.97	2.99	3.43	3.81
MgO	0.79	0.74	1.34	0.81	0.88	0.76	0.52	0.16	1.28	0.84	1.18	1.17	0.73	0.72	0.71	1.39
Na ₂ O	4.29	4.8	4.11	4.63	4.28	4.23	4.66	3.11	4.44	4.58	4.4	4.47	4.62	4.76	4.88	4.33
K ₂ O	2.14	2.06	2.4	1.78	1.99	2.01	2.6	2.49	2.51	2.27	2.25	2.16	1.91	1.88	1.87	2.24
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
TiO ₂	0.21	0.23	0.42	0.26	0.45	0.46	0.42	0.45	0.39	0.4	0.37	0.37	0.22	0.22	0.22	0.37
MnO	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.06	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.18	0.08	0.23	0.23	0.24	0.27	0.27	0.16	0.15	0.16	0.09	0.08	0.07	0.19
SrO	0.05	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.09	0.1	0.09	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06	0.06	0.07
BaO	0.06	0.06	0.08	0.06	0.09	0.1	0.12	0.11	0.11	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08
LOI	2.78	1.38	2.28	2.3	1.39	1.69	1	8.35	2.18	0.5	1.5	1.6	2.49	2	0.99	1.9
Total	100	99.5	100	98.4	99.2	100	100	99.9	99.6	99.3	100	100	99.8	99.4	99	99
Ba	523	521	699	509	776	856	1025	942	890	709	672	673	567	567	568	701
Ce	30.6	31.4	51.7	33.6	54.7	56.3	76.3	67.4	68.9	50.2	49.1	48.9	27.7	28.2	28.5	46.7
Co	3.8	4.1	7.8	4.8	7.3	6.4	6.1	3.6	7	7.1	7.1	6.9	3.8	3.7	3.7	7.9
Cr	70	110	100	130	100	70	110	70	120	70	140	100	110	80	90	120
Cs	2.93	2.1	2.85	1.32	4.17	21.2	3.11	13.55	9.95	1.17	2.35	2.3	1.81	1.75	1.93	2.72
Cu	10	10	20	21	41	43	32	22	29	44	24	25	15	27	15	31
Dy	1	0.97	1.62	0.95	1.91	1.92	2.19	0.86	1.74	1.44	1.53	1.47	0.86	0.94	0.9	1.48
Er	0.59	0.54	0.82	0.45	0.96	0.97	1.08	0.44	0.88	0.76	0.75	0.74	0.44	0.44	0.44	0.73
Eu	0.52	0.53	0.83	0.55	1.05	1.02	1.16	0.61	1	0.75	0.76	0.75	0.45	0.47	0.48	0.77
Ga	15.8	17.3	19.1	17.1	19.4	19	20	26.4	19.5	19	18.6	18.6	16.2	16.6	17	18.3
Gd	1.74	1.74	2.83	1.72	3.58	3.42	3.97	2.18	3.4	2.64	2.51	2.49	1.49	1.55	1.48	2.62
Hf	2.8	2.9	3.7	2.9	3.4	3.4	3.9	3.3	3.6	3.5	3.5	3.4	2.6	2.7	2.7	3.3
Ho	0.19	0.19	0.28	0.17	0.35	0.33	0.37	0.13	0.3	0.25	0.27	0.26	0.14	0.16	0.16	0.26
La	19.2	20.3	29.7	21.3	35.6	33.1	47	37.8	38.5	29.1	28.7	28.5	17.4	17.9	18.2	26.4
Lu	0.08	0.07	0.11	0.05	0.1	0.1	0.13	0.04	0.11	0.09	0.1	0.1	0.05	0.05	0.05	0.09
Mo	3	3	3	5	2	2	2	2	5	2	6	3	4	2	2	5
Nb	8.1	8.7	11.9	7.5	12.5	12	15.5	11.7	16.1	10.8	10.3	10.2	7.3	7.2	7.5	10.7
Nd	10	10.2	18.7	11.3	23.6	22	29.3	21.2	25.6	18	17.2	17.2	9.1	9.2	9.5	17.3
Ni	8	8	13	12	13	11	16	7	12	12	10	9	8	9	8	16
Pb	13	15	16	13	16	16	24	10	19	20	17	16	14	14	13	17
Pr	3.03	3.12	5.44	3.4	6.66	6.23	8.67	7.2	7.5	5.37	5.19	5.16	2.76	2.77	2.79	4.99
Rb	54	55.7	53.9	45.1	49.9	49.4	54.1	50.6	58.7	51.8	54.1	53.1	49.1	48.8	48.5	55.6
Sm	1.65	1.67	2.93	1.77	3.82	3.57	4.34	2.26	3.72	2.79	2.63	2.67	1.46	1.44	1.48	2.83
Sr	429	436	522	454	614	570	768	804	751	569	545	542	435	454	472	554
Ta	0.6	0.7	0.8	0.5	0.8	0.8	1	0.8	0.1	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.8
Tb	0.21	0.2	0.34	0.2	0.41	0.4	0.47	0.18	0.39	0.31	0.3	0.31	0.18	0.18	0.17	0.3
Th	8.92	8.25	7.93	8.24	7.86	4.64	8.72	8.48	8.83	8.45	8.29	8.25	7.12	7.15	7.1	7.46
Ti	1259	1379	2518	1558	2697	2757	2418	2697	2338	2398	2218	2218	1319	1319	1319	2218
Tm	0.08	0.06	0.1	0.06	0.12	0.12	0.14	0.02	0.11	0.09	0.1	0.1	0.05	0.06	0.06	0.09
U	2.82	3.5	2.82	2.48	2.79	2.69	3.53	2.63	4.1	2.85	2.85	2.81	2.64	2.63	2.59	3.16
V	24	22	57	29	73	71	50	59	52	53	57	54	24	22	21	54
W	5	8	7	6	7	3	9	4	6	3	6	14	4	6	7	6
Y	5.2	5.1	7.6	4.4	9.4	8.5	10.4	3.6	8.3	6.8	7.2	6.7	4.3	4.2	4.4	7
Yb	0.53	0.49	0.71	0.38	0.73	0.78	0.88	0.32	0.74	0.67	0.62	0.64	0.37	0.39	0.37	0.66
Zn	36	36	54	39	65	68	65	23	62	52	57	55	36	34	33	51
Zr	100	110	143	110	129	125	154	119	134	130	129	127	98	102	100	124

پتروگرافی

سنگ‌های منطقه جنوب تبریز طیف ترکیبی بازی تا اسیدی (فلسیک) دارد و سنگ‌های فلسیک شامل: ریولیت، داسیت و تراکی داسیت است. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیریتیک و ویتروپورفیریتیک با حضور درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه ریزدانه یا شیشه‌ای هستند (شکل ۳-۳A). این بافت‌ها نشان‌دهنده دو مرحله تبلور است. یعنی تبلور فنوکریست‌ها در عمق و در مرحله بعد شکل‌گیری خمیره ریزدانه یا شیشه‌ای است که در نزدیکی سطح زمین انجام می‌شود.

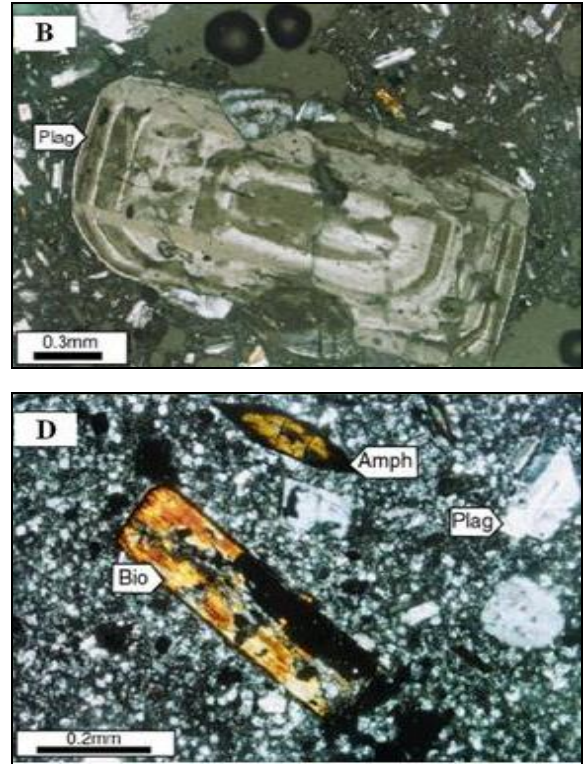
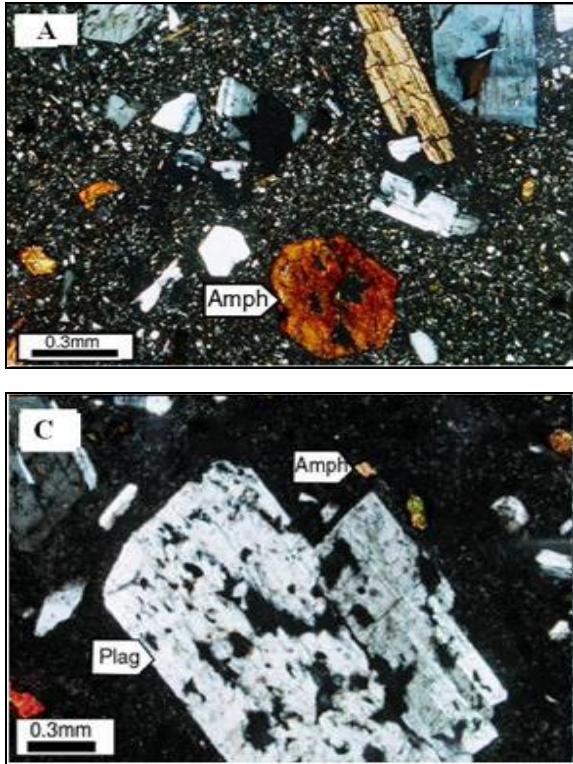
در بیشتر سنگ‌های منطقه، درشت‌بلورها کمتر از ۲۰ درصد حجم سنگ‌های آتشفشانی را تشکیل می‌دهد. داسیت‌ها شامل: درشت‌بلورهای آمفیبول، بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر است. کانی‌های آمفیبول و بیوتیت اغلب شکل دار و نیمه شکل دار بوده و بلورهای کوارتز گرد شده هستند. کانی‌شناسی ریولیت‌ها عبارتند از: کوارتز و فلدسپار. بلورهای کوارتز اغلب گرد شده و به صورت خوردگی خلیجی دیده می‌شود. فلدسپارهای دارای ترکیب حد واسط (پلاژیوکلاز) که گاهی در داسیت‌ها وجود دارد، اغلب ماکل پلی‌سنتتیک داشته یا منطقه‌بندی (زونینگ) نشان می‌دهند (شکل ۳-۳B)، در حالی که فلدسپارهای قلیایی به صورت ماکل دوتایی (سانیدین) خود نمایی می‌کند. بافت غربالی و حاشیه واکنشی در پلاژیوکلازها (شکل ۳-۳C)، آمفیبول در حال کدر شدن (شکل ۳-۳D) و بافت خلیجی کوارتز از جمله شواهد عدم تعادل کانی‌شناسی در سنگ‌های فلسیک مورد بررسی هستند. این پدیده‌ها را می‌توان به ورود دسته‌های جدید ماگما به درون حجره در حال تحول ماگمایی و نیز عوارض ناشی از برداشت فشار نسبت داد (Karsli et al., 2004; Price et al., 2005).

ژئوشیمی

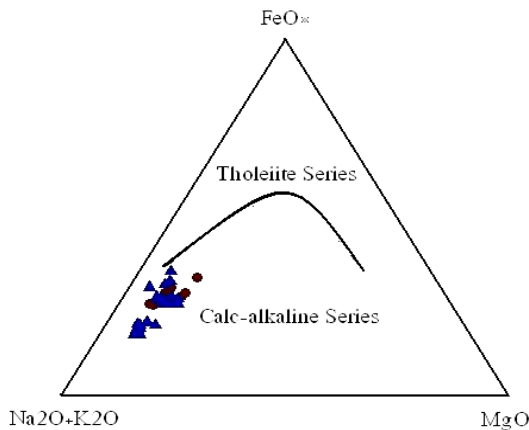
برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و فرآیندهای سنگ‌شناختی مرتبط با سنگ‌های آذرین پس از ائوسن از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شده است (جدول ۱). سنگ‌های آتشفشانی جنوب تبریز در رده‌بندی شیمیایی در نمودار $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (Le Bas et al., 1986) در محدوده‌های داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند که با مشاهدات پتروگرافی این سنگ‌ها کاملاً مطابقت دارد. (شکل ۴). مطالعه سری‌های ماگمایی در شناخت محیط‌های زمین‌ساختی و ژئودینامیکی اهمیت ویژه‌ای دارد. این نمونه‌ها با داشتن K_2O بین ۱/۷۸ تا ۲/۶ درصد وزنی و Na_2O بین ۳/۱۱ تا ۴/۸۳ درصد وزنی، در نمودار مثلثی (Irvin and AFM, 1971) Baragar, بیشتر در قلمرو سنگ‌های کالک‌آلکان (شکل ۵) و در نمودار $\text{Si}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre et al., 2002) در منطقه سنگ‌های پتاسیم متوسط (شکل ۶) قرار می‌گیرند. سنگ‌های آتشفشانی جنوب تبریز توسط محتویات SiO_2 از محدوده ۵۸/۲ تا ۶۹/۷ درصد وزنی و مقادیر MgO از محدوده‌های ۰/۱۶ تا ۲/۶۳ و ۰/۱۳ تا ۰/۳۸ درصد وزنی مشخص می‌شوند. مقادیر $\text{A/CNK}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (molar) ۰/۸۱ تا ۱/۷۱ دلالت بر ترکیبات متا‌آلومینیوم تا اندکی پرآلومینیوم دارد (شکل ۷) (Maniar and Picolli, 1989). برای تعیین و تشخیص جایگاه تکتونیکی توده‌های آذرین از نمودارهای متمایز کننده استفاده می‌شود. نمودار R_1-R_2 پیشنهادی Batchelor و Bowden (۱۹۸۵) (شکل ۸) بر پایه عناصر اصلی است و بر اساس پارامترهای کاتیونی $\text{R}_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na}+\text{K}) - 2(\text{Fe}+\text{Ti})$ و $\text{R}_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ طراحی شده است. در این نمودار سنگ‌های جنوب

به نمودارهای مختلف متمایز کننده محیط تکتونیکی با عناصر اصلی یا با استفاده از عناصر کمیاب، می‌توان گفت نمونه‌های منطقه جنوب تبریز به کمان ماگمایی همزمان و بعد از تصادم تعلق دارند.

تبریز در محدوده همزمان و پس از برخورد قرار می‌گیرند. همچنین، در نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf پیش‌سازهای Schandl و Gorton (۲۰۰۲) (شکل ۹) نمونه‌های جنوب تبریز در محدوده حواشی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرد. بنابراین، با توجه

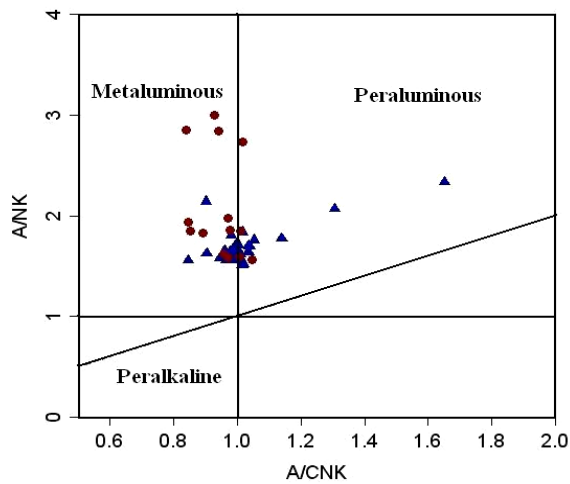


شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از: (A) بافت پورفیری با آمفیبول‌های نیمه شکل‌دار (XPL)؛ (B) درشت‌بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی هم‌مرکز (PPL)؛ (C) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی و آمفیبول‌های نیمه شکل‌دار با حاشیه سوخته (XPL). (D) بیوتیت و آمفیبول‌های نیمه شکل‌دار با حاشیه سوخته (XPL).

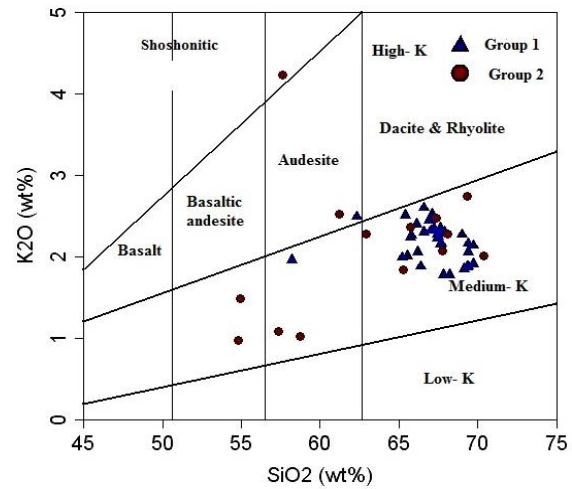


شکل ۴- در نمودار $SiO_2-Na_2O+K_2O$ نمونه‌های جنوب تبریز در محدوده ریولیت و داسیت قرار می‌گیرند (Le Bas et al., 1986).

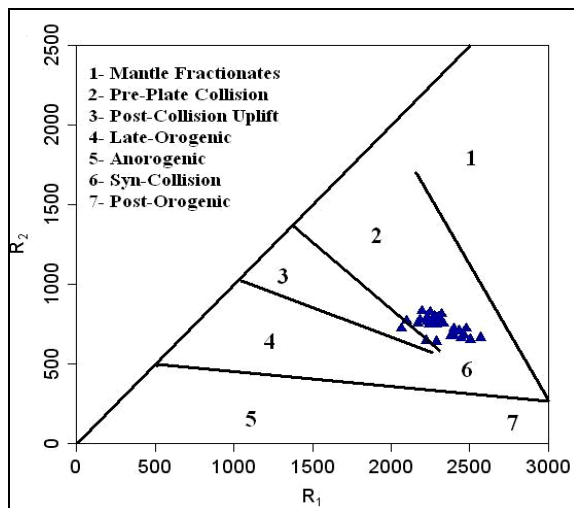
شکل ۵- در نمودار AFM (Irvin and Baragar, 1971) نمونه‌های جنوب تبریز در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرند.



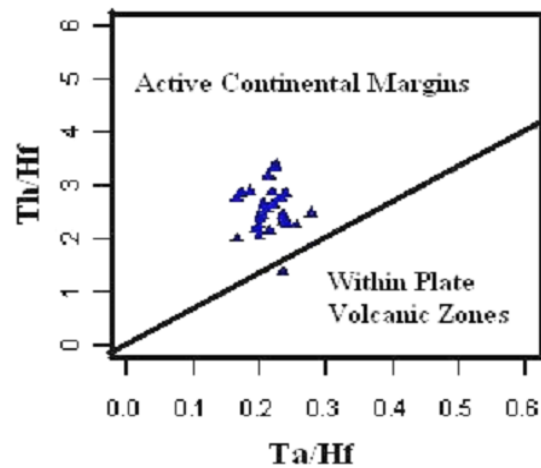
شکل ۷- نمودار A/CNK-ANK (Maniar and Picolli, 1989). در این نمودار نمونه‌ها محدود به مت‌آلومینوس و تعدادی محدود به پرآلومینوس را به خود اختصاص داده‌اند.



شکل ۶- طبقه‌بندی شیمیایی نمونه‌های جنوب تبریز در نمودار (Le Maitre et al., 2002) بر اساس K_2O-SiO_2 .



شکل ۹- نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf (Schandl and Gorton, 2002) برای سنگ‌های جنوب تبریز که بیشتر نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند.



شکل ۸- نمودار R_1-R_2 (Batchelor and Bowden, 1985). نمونه‌های جنوب تبریز در محدوده همزمان و پس از برخورد قرار می‌گیرند.

غنی شده متعلق است (جدول ۱). این غنی‌شدگی را می‌توان به نرخ پایین ذوب بخشی گوشته محل منشأ، دگرنهادی شدید محل منشأ گوشته‌ای یا آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای نسبت داد. با توجه به نتایج تحلیل شیمیایی سنگ‌های جنوب تبریز و بر اساس مجموعه نمودارهای یاد شده می‌توان

به عقیده Juteau و Maury (۱۹۹۷) کمان‌های آتشفشانی را می‌توان بر اساس نسبت Ce/Yb به دو دسته کمان‌های غنی شده ($Ce/Yb > 15$) و کمتر غنی شده ($Ce/Yb < 15$) تقسیم کرد. با توجه به میانگین حدود ۶۰ نسبت Ce/Yb نمونه‌ها، سنگ‌های جنوب تبریز به یک کمان آتشفشانی

بررسی تحول ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین جنوب تبریز در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر بیانگر نقش تبلور تفریقی در تشکیل آنها است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که ترکیبات ریولیتی، بخش‌های بسیار تفریق یافته ماگماهایی با ترکیب آندزیت-تراکی آندزیت است که پس از تفریق یافتگی به ترازهای بالاتر پوسته صعود کرده و به صورت گنبد جایگزین شده‌اند. همچنین، مقادیر بالای عناصر لیتوفیل بزرگ یون (نظیر: Ba, K, Rb و Sr) بیانگر نقش فرآیندهای جدایش بلوری و آلیش پوسته‌ای در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های جنوب تبریز شده است.

نمودارهای چند عنصری بهنجار شده عناصر نادر خاکی این سنگ‌ها نسبت به مقادیر گوشته اولیه از Sun و McDonough (۱۹۸۹) و کندریت از Sun (۱۹۸۰) بیانگر ارتباط زایشی نمونه‌های سنگی جنوب تبریز با یکدیگر، غنی‌شدگی نسبی همه آنها از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون و تهی‌شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر با شدت میدان بالا است (شکل‌های ۱۰ و ۱۱).

ناهنجاری منفی از عناصر HFS مانند: Nb, P و Ti از ویژگی‌های برجسته محیط‌های کم‌انرژی است (Gill, 1981; Esperanca et al., 1992). این امر اگر چه ممکن است تا حدودی ناشی از آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای تهی از این عناصر در خلال صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد، اما بسیاری از پژوهشگران مانند: Hofmann و Ionov (۱۹۹۵)، Ayers (۱۹۹۸) و Stalder و همکاران (۱۹۹۸) نامحلول بودن این عناصر در مرحله سیال

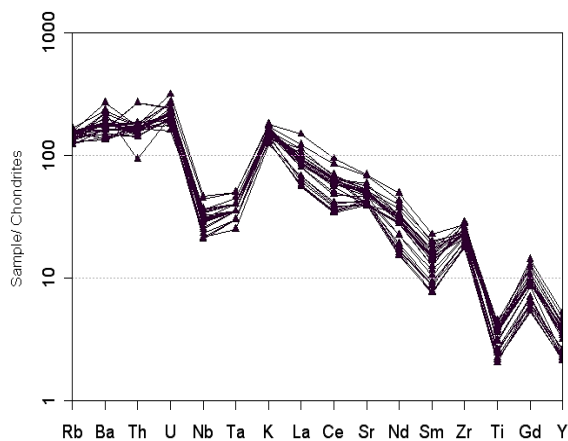
نتیجه گرفت که ماگمای سازنده سنگ‌های جنوب تبریز از نوع آهکی-قلیایی با پتاسیم متوسط بوده و به یک کمان غنی شده حاشیه قاره وابسته است که به دلیل آلودگی با مواد پوسته‌ای، عناصر لیتوفیل بزرگ یون آن افزایش یافته است.

در نمودارهای عنکبوتی که نسبت به گوشته اولیه، مورب و کندریت نرمالیزه شده‌اند؛ عناصر ناسازگار درشت یون LILE مانند: Ba, K, Rb و Sr و عناصر نادر خاکی سبک مانند: Nd غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، Nb و عناصر نادر خاکی سنگین مانند: Y و Yb الگوی تهی شده دارند. در نمودارهای نرمالیزه شده به گوشته اولیه (شکل ۱۰) عناصر ناسازگار با شعاع یونی بزرگ مانند: Ba, K, Rb و Sr غنی‌شدگی نشان می‌دهند (Sun and Mc Donough, 1989). K طی روند تفریق به علت شعاع یونی زیاد قادر به شرکت در ساختمان کانی‌های تشکیل شده در مراحل اولیه تفریق نیست اما در ترم‌های پایانی در ساختمان فلدسپار آلکالن و بیوتیت شرکت می‌کند و مقدار آن در ترم‌های حد واسط و اسید افزایش می‌یابد. تهی‌شدگی برای P می‌تواند در ارتباط با تبلور بخشی آپاتیت باشد. شعاع یونی Sr نزدیک به شعاع یونی K و Ca است و قادر به شرکت در شبکه پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالن است. Ti نیز آنومالی منفی نشان می‌دهد که با توجه به شرکت Ti در ساختمان کانی‌هایی نظیر تیتانومگنتیت در مراحل اولیه تفریق و نیز در ساختمان پیروکسن‌ها منطقی به نظر می‌رسد. در نمودار نرمالیزه شده به کندریت (Sun, 1980) نیز عناصر ناسازگار با شعاع یونی بزرگ مانند: Ba, K, Rb و به مقدار کمتر Sr دارای آنومالی مثبت هستند و عناصر Dy, P, Ti, Y و Yb آنومالی منفی دارند (شکل ۱۱).

را آن طور که Defant و همکاران (۱۹۹۱) تعریف کرده‌اند، دارند و تنها نمونه C_{16} مقادیر پایین‌تر را نشان می‌دهد که در نمودارها از آن استفاده نشده است. همچنین، نمونه‌های جنوب تبریز در دیاگرام Y در مقابل Str/Y در زمینه آداکیت واقع می‌شوند (شکل ۱۳).

از لحاظ عناصر کمیاب نیز آداکیت‌ها با ماگماتیسم تیپ کالک‌آلکان تفاوت نشان می‌دهند. مقدار Cr و Ni در آداکیت‌ها بیشتر از مقدار آنها در داسیت‌های کالک‌آلکان است. الگوی REE آداکیت‌ها بسیار تپیک است (شکل ۱۲) و تفریق‌یافتگی شدید را نشان می‌دهد.

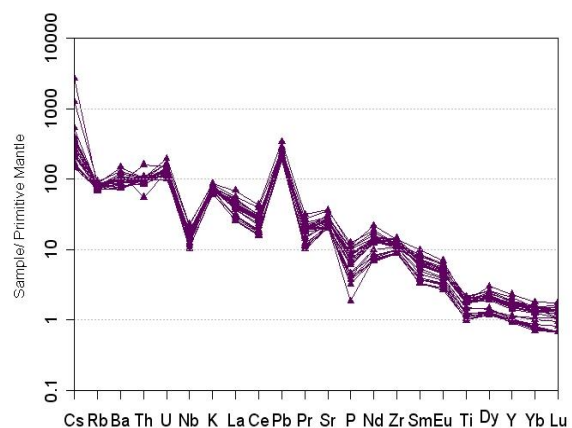
اغلب گدازه‌های تپیک کالک‌آلکان آنومالی منفی Eu را نشان می‌دهند، در حالی که آداکیت‌ها آنومالی منفی برای Eu نشان نمی‌دهند. در نمودارهای چند عنصری نرمالیزه شده به گوشته، همه آداکیت‌ها ویژگی‌های مشابهی داشته و نیز آنومالی مثبت را نشان می‌دهند که نشانگر عدم تفریق پلاژیوکلاز است. در آداکیت‌ها آنومالی منفی Nb مهم است در حالی که آنومالی منفی Ti و Zr مهم نبوده یا وجود ندارد.



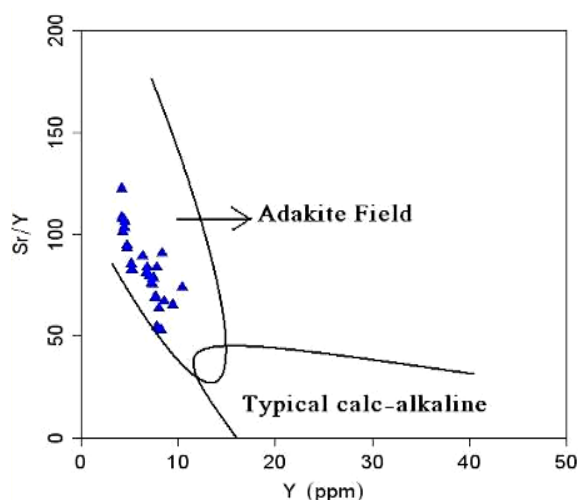
شکل ۱۱- نمودارهای چند عنصری نرمالیزه شده به کندریت (Sun, 1980).

آبگون دگر نهاد کننده گوشته و باقی‌ماندن آنها در فازهای تفاله‌ای دیرگداز موجود در سنگ‌کره فرورونده (روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان‌دار، اسفن، آپاتیت و زیرکن) را عامل اصلی این امر می‌دانند. برخی دیگر از پژوهشگران، سیالات غنی از کلر را عامل تهی‌شدگی ماگماهای کمان‌ها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی‌شدگی آنها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون می‌دانند (Keppler, 1996). حلالیت بالای LILE در این سیالات و شستشو و حمل‌ونقل آنها از سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گوشته‌ای محل منشأ ماگما و همچنین، نامحلول و نامتحرک بودن عناصر HFS در این رخداد، نقش مهمی در توزیع این عناصر در سنگ‌های ماگمایی مناطق کمانی دارد.

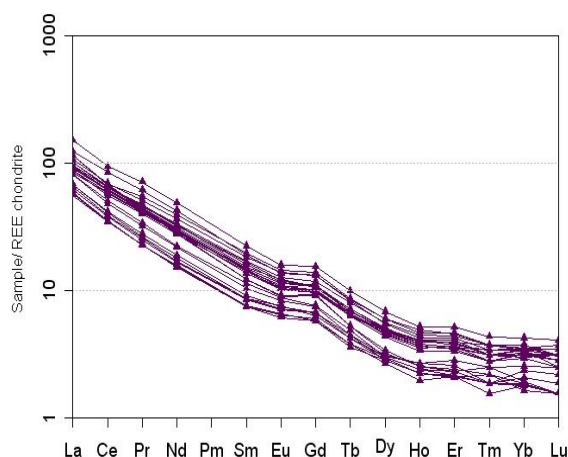
این سنگ‌ها همچنین، نسبت‌های بالای Al_2O_3/TiO_2 (۲۶/۵۱ تا ۷۳/۰۹)، $(La/Yb)_n$ (۱۱/۶۷ تا ۱۱۸/۱۲) و Sr/Y (۱۸/۷۹ تا ۲۲۳/۳۳) را نشان می‌دهند. به گونه‌ای که تمامی نمونه‌ها به غیر از نمونه C_{16} مقادیر مشابه با ترکیبات گرانیتوئیدی در ارتباط با ذوب ورقه ($La/Yb)_n > 12$ و $Sr/Y > 40$)



شکل ۱۰- نمودارهای چند عنصری نرمالیزه شده به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989).



شکل ۱۳- نمودار Y در برابر Sr/Y که محدوده سنگ‌های تیپیک کالک‌آلکان را از سنگ‌های آداکیتی جدا می‌کند (Defant and Drummond, 1990).



شکل ۱۲- نمودارهای چند عنصری نرمالیزه شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989)

بحث

داسیت-آندزیت، تمرکزهای بالای LREE، مقادیر بسیار پایین HREE و Y و نسبت‌های بالای Sr/Y، La/Yb و Dy/Yb اشاره کرد.

با توجه به شباهت سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی (حضور پلاژیوکلاز و هورنبلند با منطقه‌بندی ترکیبی) و ژئوشیمیایی، سنگ‌های آذرین جنوب تبریز با آداکیت‌ها، منشأ و نحوه تشکیل آنها را باید در چگونگی تشکیل ماگماهای آداکیتی جستجو کرد. در سال‌های اخیر پژوهش‌های گسترده‌ای در مورد خاستگاه آداکیت‌ها انجام شده است. اما این بررسی‌ها با مجادلات و سردرگمی‌های بسیاری همراه بوده است (Castillo, 2011). مشاهدات و تجارب آزمایشگاهی فرضیه تولید آداکیت‌ها از طریق ذوب بخشی پوسته بازالتی فرورونده که در حد رخساره گارنت‌آمفیبولیت یا اکلوزیت دگرگون شده باشد را قدرت بخشیده است. تجارب آزمایشگاهی بر روی ذوب متابازالت‌ها و آمفیبولیت‌ها در شرایط فشار بالاتر از ۱۰ کیلوبار (شرایط پایداری گارنت) به تولید مذاب‌های آداکیتی منجر شد (Beard and Lofgren, 1989); (Rushmer, 1991). همچنین، حضور آداکیت‌ها در

تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های جنوب تبریز و مقایسه آنها با معیارهای سنگ‌شناختی آداکیت‌ها (Castillo, 2006) بیانگر شباهت ژئوشیمیایی بسیار زیاد آنها است. نمونه‌های سنگی جنوب تبریز در نمودار Y در مقابل Sr/Y از Defant و Drummond (۱۹۹۰) به طور قابل انتظاری در محدوده ترکیبی آداکیت‌ها و دور از محدوده سنگ‌های آندزیتی-داسیتی-ریولیتی معمول (Andsite, Dacite, Rhyplite قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳). همچنین، با توجه به نمودار تمایز انواع آداکیت‌ها از Martin و همکاران (۲۰۰۵) سنگ‌های مورد بررسی در گروه آداکیت‌های غنی از سیلیس (HSA) طبقه‌بندی می‌شود (شکل ۱۴- A و B). از دیگر ویژگی‌های مشخص ماگماتیسم جوان آداکیتی در جنوب تبریز که در دیگر نقاط کشور نیز گزارش شده است (Dehnavi, 2010; Omrani *et al.*, 2008); (Delavar, 2011; Ghasemi *et al.*, 2010); (Jamshidi *et al.*, 2013) می‌توان به ویژگی‌هایی نظیر: غالب بودن مجموعه سنگی ریولیت-

لایه‌لایه شده و فرو افتاده در گوشته در پهنه‌های کشتی درون قاره‌ها (Wang *et al.*, 2004).

اکنون مشخص شد که سنگ‌های آداکیتی جنوب تبریز در گروه آداکیت‌های پرسیلیس قرار دارد. به عقیده Martin و همکاران (۲۰۰۵) آداکیت‌های پرسیلیس، مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب اکلوزیت یا گارنت‌آمفیبولیت در فشار معادل با فشار محدوده پایداری گارنت است که در خلال صعود از میان گوه گوشته با پریدوتیت آن واکنش داده‌اند. به باور بیشتر سنگ‌شناسان، آداکیت‌های الگو دارای گارنت به عنوان یک فاز اصلی دیرگداز تفاله در محل منبع خود است و بنابراین، ترکیب سنگ‌شناسی محل منبع آنها از نوع اکلوزیت، اکلوزیت آمفیبول دار یا گارنت‌آمفیبولیت واقع در اعماق بیش از ۴۰ کیلومتری (فشار بیش از ۱۲ کیلو بار) است. وقتی که فاز کانی‌شناختی غالب در محل منبع گارنت باشد، نسبت‌های Y/Yb مذاب‌های آداکیتی معمولاً بیش از ۱۰ خواهد بود (Wang *et al.*, 2012). میانگین این نسبت در نمونه‌های جنوب تبریز برابر با ۱۱ است که با این فرض کاملاً سازگار است. بنابراین، مباحث بالا نشان می‌دهد که ماگمای آداکیتی سازنده سنگ‌های منطقه در قلمرو مذاب‌های حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی متبازیتی گارنت‌آمفیبولیتی و اکلوزیتی فرورنده شده قرار می‌گیرد.

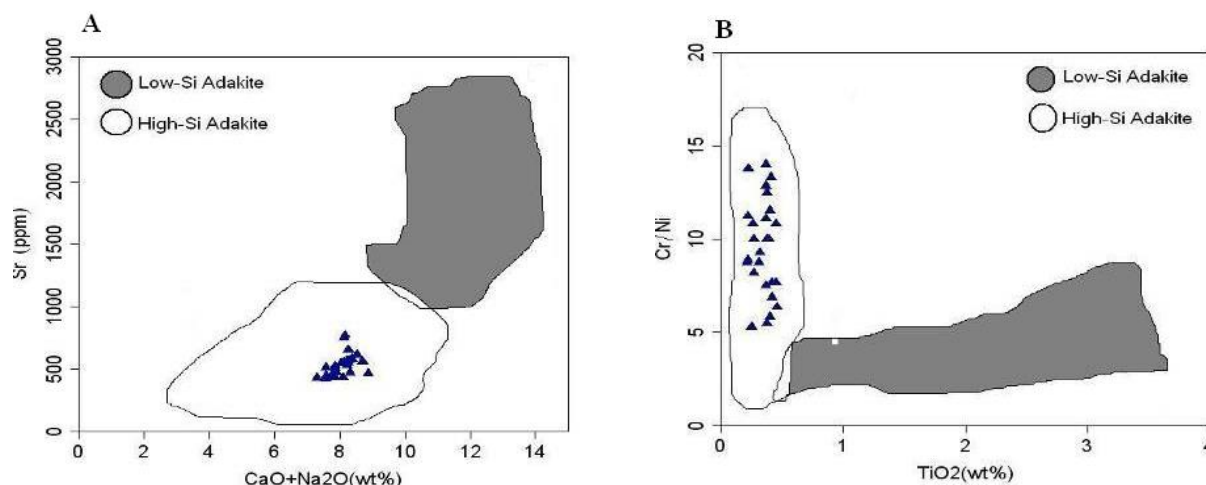
Xiao و همکاران (۲۰۰۶) در چین، آداکیت نوع پتاسیم بالای را به نام C-type معرفی کرده‌اند. این آداکیت دارای پتاسیم بالا با نسبت K_2O/Na_2O نزدیک به ۱ است. ویژگی‌های این آداکیت، بسیار شبیه به آداکیت معمولی است. در آزمایش‌های تجربی دمای ۱۰۵۰ تا ۱۰۷۵ سانتیگراد و فشار ۲ گیگاپاسگال و مقدار آب تقریباً برابر با ۶ درصد را برای تشکیل ماگمای این

پهنه‌های فرورانش بر یک رژیم دمایی غیر معمول دلالت دارد (Macpherson *et al.*, 2006). پوسته اقیانوسی داغ و جوان در مقایسه با پوسته اقیانوسی سرد و قدیمی‌تر بخش بیشتری از گرمای اولیه خود را حفظ کرده و برای ذوب مستعدتر است (Defant and Drummond, 1990). بنابراین، تشکیل ماگما‌های آداکیتی از راه ذوب پوسته اقیانوسی جوان محتمل‌تر به نظر می‌رسد.

به اعتقاد Grove و همکاران (۲۰۰۵) برخی از گدازه‌های آداکیتی از تبلور ماگمای گوشته‌ای آبداری حاصل شده‌اند که گوشته محل منبع آنها از قبل توسط مذاب بخشی حاصل از ذوب ورقه فرورو متحمل دگرنهادی شده است. بنابراین، احتمال دارد بعضی از سنگ‌های آذرینی که ویژگی‌های آداکیتی دارد، در حقیقت مذاب‌های خالص مشتق از ذوب بخشی ورقه فرورونده نباشد بلکه از ذوب بخشی یک منبع گوه گوشته‌ای دگرنهاد و رگه‌ای شده توسط مذاب‌های حاصل از ورقه فرورو حاصل شده باشد. ذوب بخشی پوسته تحتانی ضخیم و دگرگون شده تا حد رخساره گارنت‌آمفیبولیت/اکلوزیت در فشار حداقل ۱۵ کیلو بار و دمای ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد (محدوده پایداری گارنت) می‌تواند به تولید ماگما‌هایی با ماهیت آداکیتی منجر شود (Zhu *et al.*, 2009; Peacock *et al.*, 1994). سایر مدل‌های آرایه شده برای تشکیل ماگما‌های آداکیتی که از مقبولیت کمتری برخوردارند به اختصار شامل موارد زیر است: الف) تبلور تفریقی فشار بالای ماگمای بازالتی معمول کمان‌ها در میدان پایداری گارنت (Zhu *et al.*, 2009)، ب) ذوب مجدد سنگ‌های حاصل از انجماد ماگمای مافیک تزریق شده در زیر پوسته ضخیم قاره‌ای (Macpherson *et al.*, 2006) و ج) تولید سنگ‌های آداکیتی از ذوب پوسته قاره‌ای تحتانی

سنگ‌ها پیشنهاد کرده‌اند. مقدار بالای آلکالی‌ها، با فشار بالای ذوب بخشی در ارتباط است. در آداکیت‌های سه‌ند در بیشتر نمونه‌ها نسبت

سنگ‌ها پیشنهاد کرده‌اند. مقدار بالای آلکالی‌ها، با فشار بالای ذوب بخشی در ارتباط است. در آداکیت‌های سه‌ند در بیشتر نمونه‌ها نسبت



شکل ۱۴- A) نمودار CaO+Na₂O در مقابل Sr و B) TiO₂ در مقابل Cr/Ni سنگ‌های منطقه جنوب تبریز (Martin *et al.*, 2005).

لیتوسفر می‌تواند منجر به تشکیل ماگمای آداکیتی شود. با توجه به موارد بالا و گسترش غالب آداکیت‌ها در محیط‌های فرورانشی می‌توان نتیجه گرفت که شرایط ترمودینامیکی حاکم بر سیستم فرورانش نقش اصلی را در ذوب صفحه فرورونده دارد (Shabanian *et al.*, 2012). به این ترتیب، شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که آداکیت‌ها از ذوب پوسته بازالتی و در شرایط فشار و حرارتی به وجود می‌آیند که در آن گارنت و آمفیبول به حالت پایدار بوده و پلاژیوکلاز ناپدید می‌شود.

آنچه مسلم است در منطقه جنوب تبریز ضخامت پوسته قبل از تصادم قاره‌های عربی و آسیا نازک‌تر از زمان فعلی بوده است (Dehghani and Markis, 1993). حداکثر ضخامت پوسته، ضخامت طی تصادم دو قاره، در ناحیه مورد مطالعه ۵۰ کیلومتر تخمین زده شده است. به طوری که پوسته پایینی در این منطقه ضخامت کافی برای تبدیل ترکیبات اکلوزیت یا گارنت آمفیبولیت را نداشته است. از طرف دیگر، بر اساس پژوهشگرانی

محیط ژئودینامیکی آداکیت‌های جنوب تبریز: بیشتر ماگماهای آداکیتی از حاشیه فعال اقیانوس آرام و در ارتباط با فرورانش گزارش شده‌اند. این ماگماها در محیط‌هایی جایگیری نموده‌اند که لیتوسفر جوان اقیانوسی با سن کمتر از ۲۰ میلیون سال فرورانش می‌کند و صفحه فرورونده در عمق ۷۰ تا ۹۰ کیلومتری در زیر قوس آتشفشانی قرار دارد (Morris, 1995). داده‌های ژئوشیمیایی ماگماهای مرتبط با فرورانش که توسط Defant و Drummond (۱۹۹۰) جمع‌آوری شد، نشان داد که یک تطابق جهانی بین سن لیتوسفر فرورونده و ترکیب ماگماهای کالک‌آلکان وجود دارد. با این وجود، مدل‌های متعدد فرورانش و پیدایش آداکیت‌های دیگر در محیط تکتونیکی متفاوت موجب شد تا Murray (۱۹۹۶) پیشنهاد کند که ذوب صفحه فرورونده در پوسته‌های اقیانوسی قدیمی نیز امکان پذیر است. همچنین، Castillo و همکاران (۱۹۹۹) عنوان کردند که ذوب بخشی پوسته زیرین در نتیجه نفوذ ماگمای بازالتی به زیر

متاسوماتیزه شده با نرخ ذوب بخشی اندک و ماگماهای کالک‌آلکالن حاصل نرخ زیاد ذوب بخشی یا حاصل ذوب بخشی پوسته اقیانوسی نئوتتیس هستند.

و) شکستگی‌ها و گسل خوردگی‌های با روند شرقی-غربی و شمال‌غربی-جنوب‌شرقی نقش زیادی در جایگیری نهایی سنگ‌های جنوب تبریز داشته است.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آذرین نفوذی کم عمق جنوب تبریز با ترکیب حد واسط و اسیدی و ماهیت آهکی-قلیایی از داخل سنگ‌های آذرآواری بیرون ریخته که گسترش وسیعی داشته و در کنار مجموعه جوان تر با ترکیب قلیایی قرار گرفته‌اند. داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها ویژگی‌های سنگ‌های آداکیتی پر سیلیس را دارند که این نوع آداکیت‌ها نشانگر ذوب سنگ‌های مافیک صفحه فرورونده هستند. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که بیشتر نمونه‌های جنوب تبریز در محدوده مت‌آلومین و تعدادی نیز در محدوده پر‌آلومین واقع شده‌اند که این امر می‌تواند در ارتباط با آلایش ماگمایی، هضم و تبلور تفریقی باشد. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE، غنی‌شدگی Sr، تهی‌شدگی Ti، Nb و Y (HFSE)، نبود بی‌هنجاری منفی Eu، الگوی تفریق یافته برای REE‌ها و بالا بودن نسبت Na_2O/K_2O از ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های جنوب تبریز است که نشانگر عدم وجود پلاژیوکلاز در منشأ یا تقاله باقی‌مانده هستند و این موارد از شواهد خاستگاه یک ماگمای آداکیتی در محدوده پس از برخورد است. به عبارت دیگر، نسبت‌های بالای Na_2O/K_2O و $Mg^{\#}$ و Sr/Y نشانگر ویژگی‌های آداکیتی برای ماگماتیسم مرتبط با پهنه فرورانش

مانند: Kay (۱۹۷۸)، Drummond و Defant (۱۹۹۰) و Martin و Rollinson (۲۰۰۵) که برای ترکیبات آداکیتی پژوهش‌هایی را انجام داده‌اند، مهم‌ترین ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های در ارتباط با ذوب ورقه مقادیر $Sr/Y > 40$ و $(La/Yb)_n > 12$ است و همان طور که ملاحظه می‌شود ترکیب شیمیایی سنگ‌های جنوب تبریز در این محدوده قرار می‌گیرد.

با توضیحاتی که عنوان شد تحولات منطقه و چگونگی تشکیل سنگ‌های جنوب تبریز به صورت زیر بیان می‌گردد:

الف) فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و آزاد شدن سیالات آن در گوشته و متاسوماتیزه کردن گوشته فوقانی زیر ایران مرکزی که باعث ایجاد ولکانیسم و پلوتونیسم کالک‌آلکالن، آلکالن و شوشونیتی به سن قبل از کرتاسه فوقانی شده است. این آثار ماگمایی کمتر گزارش شده است که می‌تواند به دلیل پوشیده شدن آنها توسط فعالیت‌های ماگمایی جوان تر باشد.

ب) تصادم پلیت عربی با ایران مرکزی که شاید همزمان با گسیختگی پوسته اقیانوسی نئوتتیس (البته اگر سن بسته شدن نئوتتیس کرتاسه فوقانی باشد، فاصله زمانی پایان فرورانش و شکسته شدن صفحه فرورانش نباید طولانی باشد) بوده و با ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای در محل تصادم دنبال شده است (Dilek and Altunkaynak, 2009).

ج) ذوب بخشی پوسته اقیانوسی گسیخته شده که در اثر رخداد شکستگی‌ها و گسل خوردگی‌های عمیق در پوسته قاره‌ای انجام شده است، شاید ماگماهای کالک‌آلکالن اسیدی منطقه آذربایجان به ویژه آداکیت‌های منطقه جنوب تبریز را به وجود آورده باشد (Shabanian et al., 2012).

د) ماگمای آلکالن منطقه (جزیره اسلامی) به احتمال زیاد حاصل ذوب بخشی گوشته به شدت

سیاسگزاری

نگارندگان از جناب آقای دکتر حسین معین‌وزیری و دکتر احمد جهانگیری که با حوصله و دلسوزی و ارایه نظرات، پیشنهادات و راهنمایی‌های ارزنده در انجام این پژوهش، صمیمانه قدردانی می‌نمایند. همچنین، از ریاست و معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر نیز نهایت تشکر و قدردانی به عمل می‌آید.

است. بررسی ژئوشیمیایی همراه با بررسی‌های سنگ‌زادی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک سنگ منشأ اکلوزیتی یا گارنت‌آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس ایجاد شده و در خلال صعود متحمل فرآیندهای تبلور تفریقی، هضم و آرایش ماگمایی شده است.

منابع

- Amel, N. (2008) Petrology and petrogenesis of Plio-Quaternary magmatic rocks of Azerbaijan- NW Iran. PhD thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran.
- Arjomandzadeh, R. (2006) Study of hypogen alteration and gold mineralization in Kharvanag aera, east Azarbijan. MSc thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran.
- Ayers, J. C. (1998) Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite inter action in the wedge of subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132: 390-404.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48:43-55.
- Beard, J. S. and Lofgren, G. E. (1989) Effect of water on the composition of partial melts of greenstones and amphibolites. *Science* 144: 195-197.
- Behrouzi, A., Amini Fazl, A. and Amini Azar, B. (1997) Geological map of Osku 1:100000, No, 5265, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Castillo, P. R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin* 51: 257-268.
- Castillo, P. R. (2011) Adakite petrogenesis. *Lithos* 134: 304-316.
- Castillo, P. R., Janney, P. E. and Solidum, R. U. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 33-51.
- Chayes, F. (1984) Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. *Journal of Geophysical Research* 68: 1519-1543.
- Condie, K. C. (1981) Geochemical and isotopic constraints on the origin and source of Archaean granites. *Geological Society of Australia, Special Publication* 7: 469-479.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 374: 662-665.
- Defant, M. J., Richerson, P. M., De Boer, J. Z., Stewart, R. H., Maury, R. C., Bellon, H., Drummond, M. S., Feigenson, M. D. and Jackson, T. E. (1991) Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama. *Journal of Petrology* 32: 1143-1167.
- Dehghani, G. A. and Markis, J. (1993) The gravity field and crustal structure of Iran. in geodynamic project (geotraverse) in Iran, Report No. 51: 51-68, Geological Survey of Iran.
- Dehnavi, N. (2010) Petrology and geochemistry of igneous rocks of Shahr-e-Firoozeh region (west of

- Nayshaboor) and their mineralization. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Delavar, Z. (2011) Petrology and geochemistry of subvolcanic domes of southwest of Birjand. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Di Girolamo, P., Nardi, G. and Stanzione, D. (1976) Occurrence of calc-alkaline two-pyroxene andesites from deep bore-holes in the Phlegraean fields. I. petrographic and petrochemical data. *Rendiconti dell'Accademia di Scienze Fisiche e Matematiche* 43: 1-29.
- Dilek, Y. and Altunkaynak, S. (2009) Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab breakoff and lithospheric tearing in anorogenic belt. In: *Collision and collapse at the Africa-Arabia-Eurasia subduction zone* (Eds. Van Hinsbergen, D. J. J., Edwards, M. A. and Govers, R.) Special Publication 311: 213-233. Geological Society, London.
- Esperanca, S., Crisci, M., Derosa, R. and Mazuli, R. (1992) The role of the crust in the magmatic evolution of the island lipari (Aeolian island, Italy) contributions to Mineralogy to island arc. *Journal of Geology* 86: 323-334.
- Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A. and Tanha, A. (2010) Petrography, geochemistry and radiometric ages of high-silica adakitic domes of Neogene continental arc, south of Quchan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 3: 347-370.
- Ghasemi, H., Jamshidi, Kh. and Sadeghian, M. (2014) Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks. *Petrology* 17: 51-68 (in Persian).
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Verlag, Berlin.
- Grove, T. L., Baker, M. B., Price, R. C., Parman, S. W., Elkin-Tanton, L. T., Chatterjee, N. and Müntener, O. (2005) Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H₂O-rich mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148: 542-565.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K. and Hergt, J. M. (1993) Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 21: 175-204.
- Ionov, D. A. and Hofmann, A. W. (1995) Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters* 131: 341-356.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433-447.
- Jamshidi, Kh., Ghasemi, H. and Sadeghian, M. (2013) Post Eocene adakite-like magmatism in Sabzevar ophiolitic zone, NE of Iran. The 5th International Scientific Conference of Young Scientists and Students. Baku, Azarbayjan.
- Juteau, T. and Maury, R. (1997) *Geologie de la crouteoceanique, petrologie et dynamique endogenes*. Masson, Paris.
- Karsli, O., Aydin, F. and Sadiklar, M. B. (2004) Magma interaction recorded in plagioclase zoning in granitoid systems, Zigana granitoid, eastern Pontides, Turkey Turkish. *Journal of Earth Sciences* 13: 287-305.
- Kay, R. W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts form subducted Pacific ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4: 497-522.
- Keppeler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. *Nature* 380: 237-240.

- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H. and Woolley, A. R. (2002) *Igneous rocks: a classification and glossary of terms, recommendations of the international union of geological sciences, subcommission of the systematics of igneous rocks*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Macpherson, C. G., Dreher, S. T. and Thirlwall, M. F. (2006) Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters* 243: 581-593.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America bulletin* 101: 635-643.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1-24.
- Middlemost, E. A. K. (1989) Iron oxidation norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology* 77: 19-26.
- Moinevaziri, H. and Aminsobhani, I. (1978) *Volcanological and volcanosedimentological study of Sahand mountain*. University of Tarbiyat Moallem, Tehran (in Persian).
- Moinevaziri, H. (1985) *Volcanisme Tertiary and Quaternaire Iran*. Tarbiat Moallem University Publication, Tehran (in Persian).
- Morris, P. A. (1995) Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in Southwest Japan. *Geology* 23: 395-398.
- Murray, C. G. (1996) Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: Feeder pipes of andesitic volcanoes. *Geological Society of America* 132: 313- 335.
- Omran, J., Agard, P., Witechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380-398.
- Peacock, S. M., Rushmer, T. and Thompson, A. L. (1994) Partial melting of subducted oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 121: 227-244.
- Pirmohammadi, F. (2011) *Petrology, geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks in the east and southeast of Sahand volcano with special reference to the pyroclastic rocks*. PhD thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Price, R. C., Gamble, J. A., Smith, I. E. M., Stewart, R. B., Eggins, S. and Wright, I. C. (2005) An integrated model for the temporal evolution of andesites and rhyolites and crustal development in New Zealand's north Island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 140: 1-24.
- Rollinson, H. and Martin, H. (2005) Geodynamic controls of adakite, TTG and sanukitoid genesis: implications for models of crust formation. *Lithos* 79: 4-7.
- Rushmer, T. (1991) Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107: 41-59.
- Salehinejad, H. (2008) *Petrological and geochemical investigation of subvolcanic domes of Bashtin area (SW of Sabzevar)*. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic

- settings in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629-642.
- Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H. and Bellier, O. (2012) Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and eastern Turkey. *Tectonics* 31: 3013-3042.
- Smith, R. L. (1979) Ash-flow magmatism. Geological Society of America, Special Publication 180: 5-27.
- Stalder, R., Foley, S. F., Brey, G. P. and Horn, I. (1998) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace-elements at 900-1200 °C and 3-5.7 GPA: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 1781-1801.
- Sun, S. S. (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from midocean ridges, ocean islands and island arcs. Geological Society of London Special Publication 297: 409-445.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society, London.
- Tanha, A. (2009) Petrogenesis of Neogene igneous rocks in the north Anbar-Abad (Mashkan). MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Wang, Q., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Bao, Z. W., Xu, W. and Xiong, X. L. (2004) Cretaceous high potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: adakites in extensional tectonic regime within a continent. *Geochemical Journal* 38: 417-434.
- Wang, X. L., Shu, X. J., Xu, X., Tang, M. and Gasching, R. (2012) Petrogenesis of early Cretaceous adakite-like porphyries and associated basaltic andesites in the eastern Jiangnan orogen, southern China. *Journal of Asian Earth Sciences* 61: 243-256.
- Xiao, L., Zhang, H. F., Clemens, J. D. and Wang, Q. W. (2006) Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan plateau: petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos* 96:436-452.
- Zhu, A. C., Zhao, Z. D., Pan, G. T., Lee, H. Y., Kang, Z. Q., Liao, Z. L., Wang, L. Q., Li, G. M., Dong, G. C. and Liu, B. (2009) Early Cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese belt, southern Tibet: products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction?. *Journal of Asian Earth Sciences* 34: 298-309.

Petrogenesis of post-collisional Plio-Quaternary adakitic rocks in south of Tabriz

Farhad Pirmohammadi Alishah *

Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Shabestar Branch, Shabestar, Iran

Abstract

In the south of Tabriz northern part of Uromieh-Dokhtar magmatic zone a set of volcanic rocks crop out with composition of andesite, dacite, rhyodacite and rhyolite with Upper Miocene to Plio-Quaternary in age. This paper reports the dacitic, rhyodacitic and rhyolitic lavas erupted within the pyroclastic rocks. The most abundant minerals in these rocks are plagioclase and amphibole with various textures such as felsitic porphyric, microlitic porphyric, sieve, flow and glomeroporphyric. Based on geochemical study, these rocks are characterized by SiO₂ ranging from 58.2 to 69.7 wt%, high Al₂O₃ (15.1-17.5 wt%) and Sr (391-804 ppm), high Sr/Y (30.7-84.46), La/Yb (13.27-67.36) ratios, and low Y (3.6-20.8ppm) indicating the adakitic characteristic of the parent magmas. The parent magma of these rocks has calc-alkaline and per-aluminous nature which is characteristics of the arc volcanics. These rocks fall into the field of high-silica adakites (HAS) in classification diagrams. Enrichment in light rare earth elements (LREEs) and large ion lithophile elements (LILEs) and depletion in heavy rare earth elements (HREEs) are observed in their MORB, primitive mantle and chondrite normalized spider diagrams. Strong depletion in HFSEs including Nb, Ti and P which is signature of arc volcanic, can be observed in these rocks. Intensive fractionated pattern of REEs and low quantities of HREEs and Y may prove existence of garnet or amphibole in the residua of melt. High Sr and negative anomalies of Ta, Nb, and Ti may be resulted from lack of plagioclase and having iron and titanium oxides in the residua phase. According to the petrogenetic diagrams, the parental magma of the rocks studied generated by partial melting of an eclogitic-garnet amphibolitic source derived from metamorphism of the Neotethyan subducted oceanic slab underneath the Central Iranian zone. Also, the magma has been subjected to assimilation, fractional crystallization (AFC) and crustal contamination during ascend to higher levels and emplacement. The presence of the corrosion and chemical disequilibrium of the phenocrysts and their sieve textures in these rocks support the occurrence of these processes.

Key words: Adakite, Neotethys, Subduction, Uromieh-Dokhtar magmatic zone, South of Tabriz

* petrofarhad@iaushab.ac.ir