

ژئوشیمی، جایگاه زمین‌ساختی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی جیرنده، شمال غرب قزوین

حبیب‌ا... قاسمی^{(۱)*}، سیده سمیه تیموری^۲ و عباس آسیابانها^۳

۱. دانشیار پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲. کارشناس ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۳. استادیار پترولوژی گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه امام خمینی (ره) قزوین

تاریخ دریافت: ۹۰/۴/۲۷

تاریخ پذیرش: ۹۱/۷/۲۶

چکیده

منطقه جیرنده در شمال‌غربی قزوین، بخشی از زون ساختاری البرز غربی است که حاوی رخنمون‌های وسیعی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن میانی- فوقانی (شامل لیوین‌بازالت، تراکی‌آندزیت، آندزیت و تراکیت) و توده‌های نفوذی بعد از ائوسن می‌باشد. روابط صحرائی به همراه ویژگی‌های پتروگرافی و روندهای ژئوشیمیایی نمونه‌های آتشفشانی در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی، فرعی و کمیاب، بیانگر تشکیل این سری سنگی از طریق تبلور تفریقی یک ماگمای بازیک می‌باشد. این ماگما دارای طبیعت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و خصوصیات بارز ماگماتیسیم کمان‌های قاره‌ای مناطق فرورانش بوده است. ماگمای مزبور از ذوب‌بخشی حدوداً ۱۲ تا ۱۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده‌ی گارنت- اسپینل لرزولیتی در اعماق ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری حاصل شده و از طریق شکستگی‌ها و گسل‌های عمیق، در حوضه‌ی کششی درون کمائی ائوسن میانی- فوقانی البرز غربی فوران کرده است.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، جایگاه زمین‌ساختی، پتروژنز، سنگ‌های آتشفشانی، قزوین

مقدمه

تا گرانیت)، به سن بعد از ائوسن فوقانی، تمامی مجموعه‌های مزبور را قطع کرده‌اند. مطالعات محققین مختلف در نواحی مجاور (آسیابان‌ها، ۱۳۷۱؛ پناهی، ۱۳۷۵؛ آسیابان‌ها، ۱۳۸۰؛ کلاتری، ۱۳۸۳؛ مشکین، ۱۳۸۶ و Asiabanha et al., 2009, 2012) نشان می‌دهد که فازهای آتشفشانی (۱) و (۲) مستقیماً و در برخی نقاط با ناپیوستگی بر روی نهشته‌های آذرآواری فاز (۱) قرار می‌گیرند. به طور کلی، رخداد آتشفشانی ائوسن در البرز به عنوان بخشی از ماگماتیسیم گسترده سنوزوئیک در ایران، دارای پیچیدگی‌های زیادی به ویژه در ارتباط با نوع فوران‌ها، محصولات آتشفشانی، جایگاه تکتونیکی، فرآیندهای صعود و جایگزینی ماگما و بالاخره دگرسانی و دگرشکلی است. در این پژوهش سعی شده است با استفاده از نتایج حاصل از آنالیزهای شیمیایی و تلفیق آن‌ها با بررسی‌های سنگ‌شناختی، به شناسایی و مطالعه برخی از این ویژگی‌ها در بخش کوچکی از البرز غربی (منطقه جیرنده) پرداخته شود.

سنگ‌های آتشفشانی منطقه جیرنده در شمال غرب قزوین، بخشی از نوار آتشفشانی ائوسن البرز غربی را تشکیل می‌دهند. Annells et al. (1975) نهشته‌های آتشفشانی ائوسن البرز غربی را با استفاده از معیارهای سنگ‌چینه‌ای و پتروگرافی، در سه فاز مجزا تقسیم‌بندی نموده‌اند. نامبردگان، سنگ‌های آتشفشانی فاز (۱) را عمدتاً محصول آتشفشانی انفجاری زیرآبی متشکل از توف دانسته و به دو رخساره زیر آبی شامل توف‌های سبز اسیدی و گلسنگ‌های تیره تقسیم بندی کرده‌اند (معادل با توف‌های سبز سازند کرج). گدازه‌های حدواسط تا بازیک آلکالن، طیف سنگی غالب فاز آتشفشانی هوایی شکافی کمتر انفجاری (۲) محسوب شده‌اند و فاز (۳) نیز عمدتاً متشکل از گدازه‌های آندزیتی- آندزیت‌بازالتی و گنبد‌های داسیتی، ریولیتی و نهشته‌های آذرآواری حاصل از فوران‌های هوایی بیان شده‌اند. توده‌های نفوذی متعدد بازیک - حدواسط - اسیدی (گابرو

روش مطالعه

به منظور بررسی و تعیین میزان عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در نمونه‌های آتشفشانی منطقه، پس از مطالعات و برداشت‌های صحرائی از واحدهای مختلف سنگی و انتخاب نمونه‌های با حداقل دگرسانی، تعداد ۱۵ نمونه سنگ‌کل انتخاب و در آزمایشگاه ALS-Chemex واقع در ونکوور کانادا به روش ICP-MS آنالیز شد (جدول ۱). همچنین به منظور بررسی دقیق رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی در ساختار کانی‌ها و تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی، بیش از ۱۰ عدد مقطع نازک - صیقلی تهیه و حدود ۳۲ نقطه از کانی‌های پیروکسن، آمفیبول و فلدسپات توسط مایکروپروپ در آزمایشگاه دانشگاه آدلاید استرالیا، آنالیز گردید (جدول ۲ تا ۴). نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی و مایکروپروپ، پس از انجام تصحیحات لازم، در نمودارهای ژئوشیمیایی مختلف مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

بحث

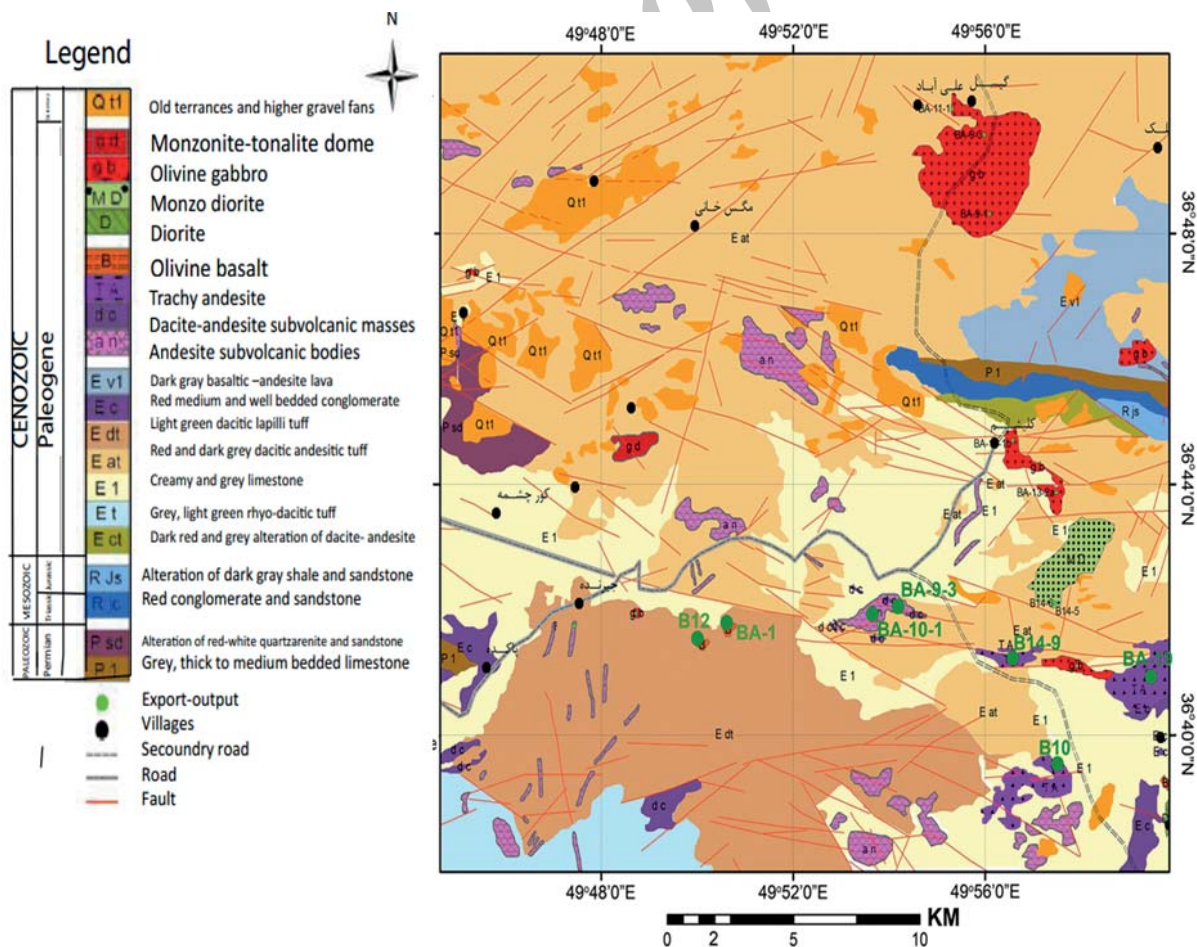
زمین‌شناسی منطقه

فراوان‌ترین سنگ‌های موجود در منطقه، نهشته‌های آذرآواری (توف‌های زیرآبی)، سبز تا خاکستری رنگ فاز (۱) به همراه گل‌سنگ‌های تیره و میان‌لایه‌های آهک توفی خاکستری رنگ

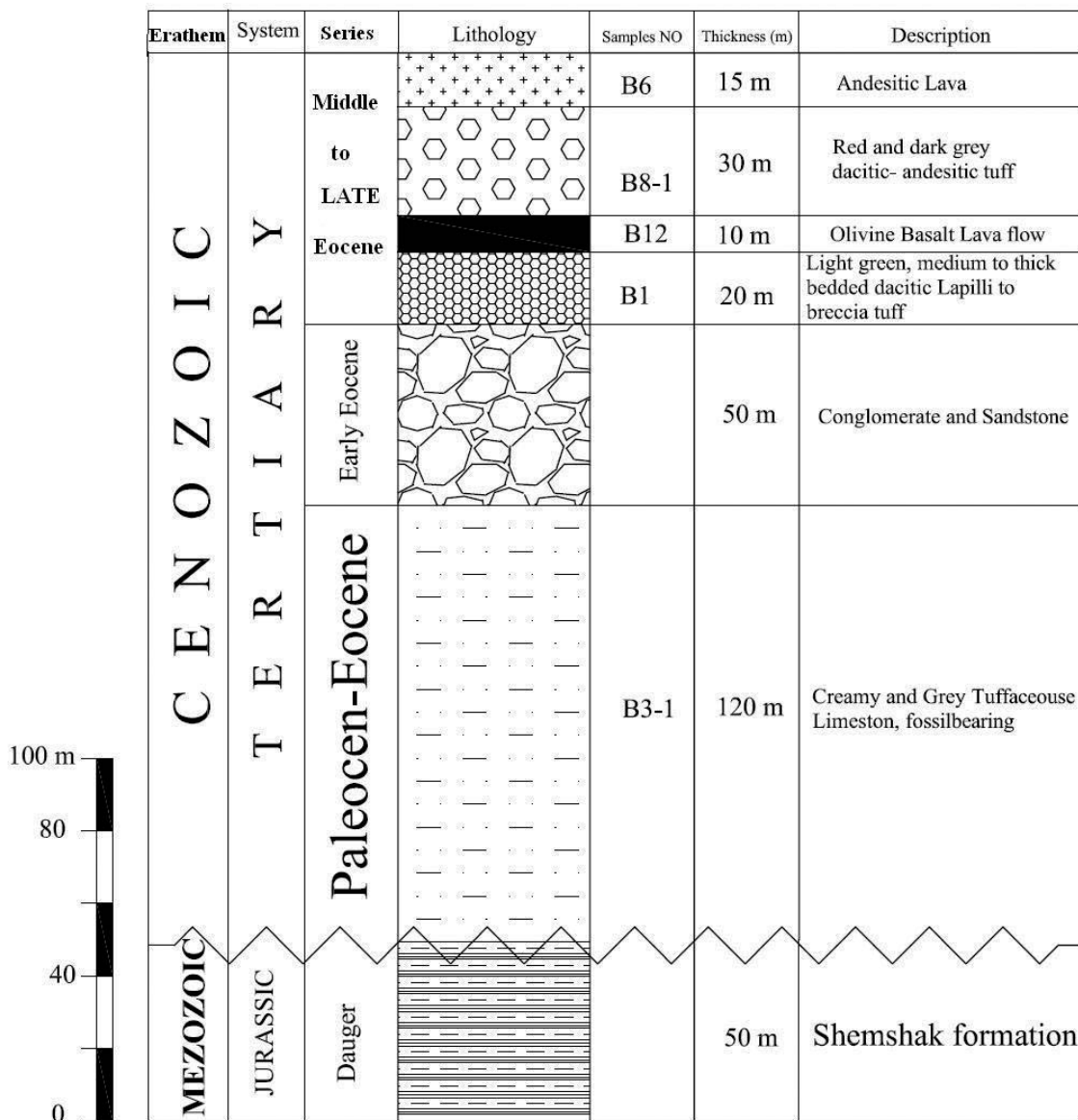
هستند. آذرآواری‌ها از تنوع زیادی برخوردار بوده و انواع توف، آگلومرا و لاپیلی توف را دربر می‌گیرند (شکل‌های ۱ و ۲). آن‌ها دارای لایه‌بندی نازک تا متوسط و چین‌خورده هستند. به علت سیمان ضعیف و متأثر شدن از حوادث تکتونیکی بعدی، اغلب آن‌ها بی‌شکل و دگرسان شده می‌باشند (تیموری، ۱۳۸۹؛ Asia-banha et al., 2009, 2012).

آذرآواری‌ها عمدتاً دارای ترکیبات ریولیتی - داسیتی و آندزیتی هستند و بطور محلی دارای میان‌لایه‌های گدازه‌ای با همین ترکیبات هستند. در بیشتر نقاط البرز، توالی‌های فوق دارای ساختمان‌های رسوبی مختلف نظیر دانه‌بندی تدریجی، چین‌بندی متقاطع، فلوت‌کست و چین‌های جریان‌ی بی‌شماری می‌باشند (Lasemi, 1992). در برخی مناطق در واحدهای توفیتی و گل‌سنگی این افق آثار فسیل‌های گیاهی و به‌طور ناپیوسته، کنگلومرای درون‌سازندی نیز دیده می‌شود. حضور ساختمان‌های رسوبی فوق، حاکی از وجود محیط دریایی کم‌عمق در منطقه می‌باشد.

در بیشتر نواحی منطقه مورد مطالعه، با تغییر شرایط محیط رسوبی از زیرآبی (فاز ۱) به نواحی کم‌عمق تا قاره‌ای (فازهای ۲ و ۳)، کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌های قرمز قاره‌ای، نهشته‌های آذرآواری و گدازه‌های آلکالن با ترکیب بازیک تا حد واسط که حاصل



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (با اصلاح و ترسیم مجدد از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جبرنده).



شکل ۲. ستون چینه شناسی توالی سنگی ائوسن در منطقه جیرنده در شمال غرب قزوین (تیموری، ۱۳۸۹).

زمان رسوب‌گذاری می‌باشد. آن‌ها در پلاتفرم‌های کربناته پائوسن تا ائوسن زیرین شروع به فراوانی و افزایش کرده و در زمان ائوسن میانی به حداکثر گسترش خود رسیده‌اند (تیموری، ۱۳۸۹). همان‌گونه که بیان شد در این افق، روانه‌هایی از گدازه‌های تراکیتی، تراکی‌اندزیتی، آندزیتی و بازالتی به همراه گنبد‌های داسیتی و ریولیتی نیز دیده می‌شود که بیشتر در بخش شرقی منطقه از گسترش قابل توجهی برخوردارند. آن‌ها معمولاً به صورت توده‌ای و گاهی با ستون‌های بلند منشوری دیده می‌شوند (شکل ۳). این سنگ‌ها دارای بلورهای درشت و خودشکل آمفیبول با دگرسانی و سوختگی بسیار شدید هستند، به طوری که در حاشیه بلور می‌توان تمرکز نسبتاً بالایی از اکسیدهای آهن را مشاهده کرد. همانند دیگر نقاط البرز، تمامی واحدهای مزبور توسط دایک‌ها (ریولیتی و داسیتی) و توده‌های نفوذی (الیون گابرو، گابرو، دیوریت و مونزودیوریت) بعد از ائوسن قطع شده‌اند.

فوران‌های آتشفشانی - انفجاری شکافی در یک محیط هوایی می‌باشند (Annells et al., 1975). بر روی نهشته‌های رسوبی-آذرآواری قبلی فوران کرده‌اند (شکل‌های ۱ و ۲). این گدازه‌ها که عمدتاً شامل الیون بازالت، بازالت، تراکیت، تراکی‌اندزیت و آندزیت می‌باشند، هم‌ارز فاز (۲ و ۳) تقسیم‌بندی Annells et al. (1975) هستند و توسط یک مرز ناهموار بین سطح زمین و سطح تحتانی روانه مشخص می‌شوند. در این افق، تناوبی از توف همراه با آهک میکرایتی فسیل‌دار، ماسه‌سنگ و کنگلومرای دارای قطعات آهکی فسیل‌دار نیز دیده می‌شود که در بیشتر نقاط حاوی آثار فسیلی بویژه نومولیت، دیسکوسیکلینا، آکتینوسیکلینا و اسپیکول اسفنج هستند. با توجه به این امر و همانند دیگر نقاط البرز، می‌توان زمان تشکیل آن را به ائوسن میانی- فوقانی نسبت داد. وجود این روزن‌داران بنتیک در توالی فوق، نشانگر محیط دریایی باز و کم‌عمق با شوری عادی در

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به قسمت در میلیون، سنگ های آتشفشانی منطقه جیرنده. T. A = تراکی آندزیت، O. B = الیون بازالت، A = آندزیت

Sample	BA-19	B14-9	B10	DS.01	SD.01	B12	BA-1	S.01.2
	T. A	T. A	T. A	T. A	T. A	O. B	O. B	O. B
SiO ₂	55.3	52.5	56.7	62.24	60.93	53.4	47.1	51.28
TiO ₂	0.89	1.23	0.75	0.545	0.581	0.97	1.84	1.027
Al ₂ O ₃	14.75	16.85	17.25	17.39	17.1	15.15	16.3	17.04
FeO _t	6.9	9.34	7.08	4.55	4.86	7.59	11.25	8.47
MnO	0.13	0.13	0.09	0.083	0.081	0.08	0.11	0.131
MgO	4.34	4.66	2.51	1.79	2.01	4.75	4.84	4.88
CaO	6.43	6.23	4.88	3.55	3.3	8.49	9.35	7.07
Na ₂ O	2.93	4.19	3.4	4.11	4.36	2.58	3.43	3.91
K ₂ O	3.45	2.47	2.55	3.13	2.75	2.33	1.56	2.95
P ₂ O ₅	0.31	0.52	0.27	0.28	0.29	0.2	0.28	0.41
L.O.I	5.01	2.44	4.00	3.31	3.62	4.15	4.42	3.23
Cr	170	50	30	20	20	130	200	70
Ni	34	19	5	20	20	33	19	30
Co	22	26.4	14.9	5	7	28.6	45.8	20
V	154	191	132	50	54	202	279	216
Cu	62	30	12	10	10	113	22	70
Pb	13	23	17	136	127	19	5	43
Zn	102	87	95	50	60	103	105	60
Ga	18.7	21.4	19.9	13	15	18.8	17	13
Cs	3.16	2.23	0.26	1	0.8	0.93	0.8	2
Rb	103.5	94.2	51.5	79	77	62	28.5	75
Ba	692	586	1440	789	729	356	590	591
Sr	516	694	180	279	284	417	571	791
Ta	1.3	1.5	1	1.19	1.14	1.1	2.5	0.79
Nb	15.6	21.3	12.8	13.6	14	12.5	36.3	12.1
Zr	191	180	168	167	166	155	148	142
Hf	5.2	4.5	4.5	4.4	4.4	4.2	3.8	3.6
Th	15.05	9.06	10.1	12.6	11.7	6.53	3.6	5.62
U	4.25	2.32	2.68	3.51	3.81	1.92	0.6	1.66
La	36.4	41.3	32.7	36.6	33.8	23.5	28.9	27.7
Ce	71.1	78.3	62.6	68.3	64.2	46	54.8	55.1
Pr	8.39	9.38	7.33	7.29	7.1	5.47	6.37	6.51
Nd	30.3	35.3	26.8	26.7	26.1	20.2	24.2	26.2
Sm	6.22	7.12	5.07	5.23	5.12	4.44	4.87	5.64
Eu	1.49	2.11	1.46	1.33	1.33	1.3	1.89	1.65
Gd	5.76	6.56	4.93	4.44	4.56	4.59	5.5	5.25
Tb	0.83	0.92	0.71	0.7	0.71	0.76	0.78	0.81
Ho	0.94	0.96	0.81	0.75	0.78	0.9	0.91	0.85
Er	2.63	2.56	2.27	2.27	2.35	2.5	2.48	2.46
Tm	0.4	0.37	0.35	0.363	0.372	0.41	0.31	0.365
Y	23.2	23	19.7	20.8	24.4	21.7	22	22.7
Yb	2.39	2.18	2.08	2.33	2.43	2.29	2.14	2.29
Lu	0.38	0.33	0.34	0.349	0.367	0.37	0.34	0.346

Sample	B.01	N.10.1	NS.01	BA-9-3	BA-10-1	Z.05.1	Z.05.3
	O. B	O. B	O. B	A	A	A	A
SiO ₂	48.73	52.13	53.28	57.1	62.5	55.09	55.03
TiO ₂	0.938	1.085	1.091	0.71	0.7	1.026	1.037
Al ₂ O ₃	16.62	17.22	18.05	16.4	15.9	19.97	20.07
FeOt	9.96	9.05	8.03	6.62	5.45	6.53	6.77
MnO	0.161	0.139	0.118	0.1	0.11	0.068	0.076
MgO	7.42	4.96	3.12	3.74	1.84	1.88	1.54
CaO	10.83	8.24	7.49	7.44	4.5	6.77	7.06
Na ₂ O	2.2	2.92	3.24	3.01	3.63	3.34	3.39
K ₂ O	1.95	3.11	3.56	1.76	2.89	2.58	2.61
P ₂ O ₅	0.32	0.43	0.46	0.2	0.27	0.54	0.54
L.O.I	1.62	1.54	2.06	3.33	1.27	2.4	2.5
Cr	80	80	20	70	70	20	20
Ni	50	40	20	10	5	20	20
Co	30	22	16	18.7	10.7	8	8
V	247	233	199	116	81	118	116
Cu	50	80	80	18	88	60	40
Pb	30	66	82	16	12	83	71
Zn	70	70	70	86	99	60	60
Ga	12	14	14	18.4	20.9	14	15
Cs	1.1	1.4	1.1	1.21	1.72	0.9	0.9
Rb	43	73	90	51.8	87.4	57	57
Ba	451	598	657	517	688	661	680
Sr	460	526	545	420	412	509	519
Ta	0.4	0.86	1.01	0.9	2	0.93	0.89
Nb	6.7	13.5	14.6	11	23.6	12.8	12.9
Zr	89	156	179	169	285	201	199
Hf	2.2	4	4.4	4.4	6.9	5.1	5.2
Th	2.44	6.35	7.59	7.87	14.7	7.23	7.28
U	0.71	1.87	2.27	2.08	3.91	1.84	1.87
La	18	30	32.8	29.8	46	30.9	30.3
Ce	36.8	60.6	64.3	56.5	85.3	60.9	60.1
Pr	4.52	7.09	7.5	6.43	9.44	7.49	7.37
Nd	18.9	27.7	29.5	23.5	33.4	29.8	28.6
Sm	4.37	5.97	6.15	4.52	6.29	6.41	6.34
Eu	1.42	1.71	1.72	1.37	1.59	1.79	1.76
Gd	4.53	5.69	5.81	4.47	6.04	6.34	6.22
Tb	0.71	0.89	0.88	0.65	0.9	1.05	1.03
Ho	0.75	0.92	0.91	0.78	1.06	1.09	1.07
Er	2.17	2.71	2.71	2.2	3.02	3.25	3.19
Tm	0.312	0.403	0.399	0.33	0.47	0.486	0.479
Y	19.7	24.9	24.4	18.9	26	29.7	28.8
Yb	1.87	2.56	2.57	2.06	2.85	3.08	3.01
Lu	0.272	0.368	0.376	0.32	0.47	0.45	0.456

جدول ۲. نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه جیرنده.

Sample	B14-9	B14-9	B14-9	B14-9	B14-9	B14-9	B14-9	B14-9	B14-9	B14-9	B14-9	B14-9
SiO ₂	40.70	41.12	41.19	41.02	41.28	52.53	41.06	41.01	40.89	40.05	51.94	37.59
TiO ₂	20.91	20.86	20.60	20.95	30.01	00.50	30.02	20.99	20.96	20.98	00.35	00.06
Al ₂ O ₃	12.71	12.30	12.17	12.44	12.58	2.93	12.49	12.74	12.45	12.40	3.58	22.65
FeO	10.68	10.90	11.80	90.43	90.52	13.73	11.17	11.08	11.25	11.56	12.14	11.46
MnO	00.11	00.17	00.13	00.07	00.11	00.53	00.13	00.13	00.23	00.13	00.43	00.18
MgO	14.29	14.07	14.22	15.31	14.97	14.71	13.91	14.38	13.68	14.07	15.92	00.03
CaO	12.08	12.37	11.76	12.02	12.00	11.93	11.91	11.95	11.96	12.16	12.90	23.40
Na ₂ O	20.08	20.24	20.13	20.36	20.24	00.41	20.35	20.26	20.35	20.22	00.32	00.03
K ₂ O	10.20	10.10	10.22	10.18	10.19	00.13	10.13	10.12	10.21	10.21	00.07	00.00
Cr ₂ O ₃	00.08	00.00	00.00	00.08	00.09	00.12	00.01	00.02	00.04	00.01	00.00	00.01
Si	50.99	50.94	50.94	50.93	50.95	70.37	50.93	50.89	50.92	50.83	70.27	50.58
Al iv	20.01	20.06	20.06	20.07	20.05	00.48	20.07	20.11	20.08	20.13	00.59	20.42
Al vi	00.20	00.04	00.01	00.05	00.09	00.00	00.05	00.04	00.04	00.00	00.00	10.54
Ti	00.32	00.31	00.28	00.32	00.33	00.05	00.33	00.32	00.32	00.33	00.04	00.01
Cr	00.01	00.00	00.00	00.01	00.01	00.01	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00
Fe ³⁺	00.52	10.32	10.42	10.14	10.15	10.61	10.35	10.33	10.36	10.41	10.42	10.42
Fe ²⁺	00.80	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00
Mn	00.01	00.02	00.02	00.01	00.01	00.06	00.02	00.02	00.03	00.02	00.05	00.02
Mg	30.14	30.03	30.06	30.30	30.22	30.07	20.99	30.08	20.95	30.05	30.32	00.01
Ca	10.91	10.92	10.82	10.86	10.85	10.79	10.84	10.84	10.86	10.90	10.94	30.72
Na	00.59	00.63	00.60	00.66	00.63	00.11	00.66	00.63	00.66	00.63	00.09	00.01
K	00.23	00.20	00.22	00.22	00.22	00.02	00.21	00.21	00.22	00.23	00.01	00.00

جدول ۳. نتایج آنالیز میکروپروب فلدسپات‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه جیرنده.

Sample	B14-7	B14-7	B14-7	B9	B14-7	B14-7	B14-7	B14-7	B14-7	B9
SiO ₂	39.32	46.26	46.12	48.93	47.42	48.81	47.25	47.82	47.71	58.92
TiO ₂	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.06	0.00
Al ₂ O ₃	31.46	32.39	30.92	20.39	31.59	30.00	31.18	31.47	30.90	24.40
FeO	2.21	0.61	0.59	11.52	0.68	0.48	0.56	0.65	0.61	0.22
MnO	0.12	0.09	0.01	0.18	0.02	0.04	0.03	0.01	0.00	0.03
MgO	0.02	0.00	0.02	5.03	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00
CaO	24.15	17.40	17.12	5.63	16.50	15.31	16.62	16.35	16.50	7.87
Na ₂ O	0.14	1.75	1.71	3.51	2.38	2.84	2.01	2.40	2.20	5.75
K ₂ O	0.00	0.02	0.07	0.38	0.05	0.10	0.05	0.09	0.07	0.73
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
Si	1.93	2.15	2.19	2.42	2.20	2.28	2.21	2.21	2.23	2.67
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

ادامه جدول ۳

Al	1.84	1.80	1.75	1.20	1.75	1.67	1.74	1.74	1.72	1.32
Fe	0.09	0.02	0.02	0.48	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.28	0.88	0.88	0.30	0.83	0.78	0.84	0.82	0.84	0.39
Na	0.01	0.16	0.16	0.34	0.22	0.26	0.18	0.22	0.20	0.51
K	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Kf%	0.00	0.14	0.43	3.62	0.30	0.55	0.30	0.51	0.42	4.55
Ab%	1.01	15.39	15.21	51.12	20.65	25.01	17.89	20.85	19.37	54.36
An%	98.99	84.47	84.36	45.26	79.04	74.43	81.80	78.64	80.20	41.09

جدول ۴. نتایج آنالیز میکروپروپ کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه چیرنده.

Sample	B14-7	B14-7	B9	B14-7	B9	B14-7	B14-7	B14-7	B14-7	B14-7
SiO₂	52.76	45.96	45.53	50.82	50.91	49.25	49.57	49.76	49.20	51.29
TiO₂	0.51	0.05	0.01	0.45	0.73	0.70	0.69	0.61	0.64	0.71
Al₂O₃	1.71	32.27	32.15	2.82	2.25	4.28	5.15	4.69	5.08	1.90
FeO	9.95	0.66	0.71	8.47	10.60	8.53	8.71	8.03	8.39	9.74
MnO	0.31	0.00	0.01	0.21	0.33	0.20	0.13	0.20	0.24	0.25
MgO	13.56	0.05	0.03	15.58	14.20	14.91	14.90	15.27	14.97	15.19
CaO	21.51	17.74	17.76	20.77	20.20	20.73	20.14	21.03	20.40	20.79
Na₂O	0.22	1.58	1.61	0.29	0.31	0.31	0.36	0.34	0.36	0.26
K₂O	0.01	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr₂O₃	0.00	0.07	0.06	0.11	0.00	0.21	0.13	0.46	0.15	0.03
Si	1.96	1.62	1.61	1.90	1.92	1.85	1.85	1.85	1.84	1.92
Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al	0.08	1.34	1.34	0.12	0.10	0.19	0.23	0.21	0.22	0.08
Fe	0.31	0.02	0.02	0.26	0.33	0.27	0.27	0.25	0.26	0.30
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	0.75	0.00	0.00	0.87	0.80	0.84	0.83	0.84	0.84	0.85
Ca	0.86	0.67	0.67	0.83	0.82	0.84	0.80	0.84	0.82	0.83
Na	0.02	0.11	0.11	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Wo%	44.68	96.82	96.78	42.34	41.88	43.07	42.25	43.32	42.71	41.97
En%	39.19	0.36	0.19	44.19	40.96	43.10	43.49	43.77	43.59	42.67
Fs%	16.13	2.83	3.03	13.48	17.16	13.83	14.26	12.91	13.70	15.36



ب



الف

شکل ۳. تصاویری از رخنمون صحرایی گدازه‌های حدواسط در منطقه جیرنده. الف- ستون‌های منشوری در تراکی‌آندزیت‌ها. ب- گدازه توده‌ای در آندزیت‌ها که به‌طور دگرشیب بر روی توف‌های فاز (۱) قرار گرفته است (دید به سمت شمال).

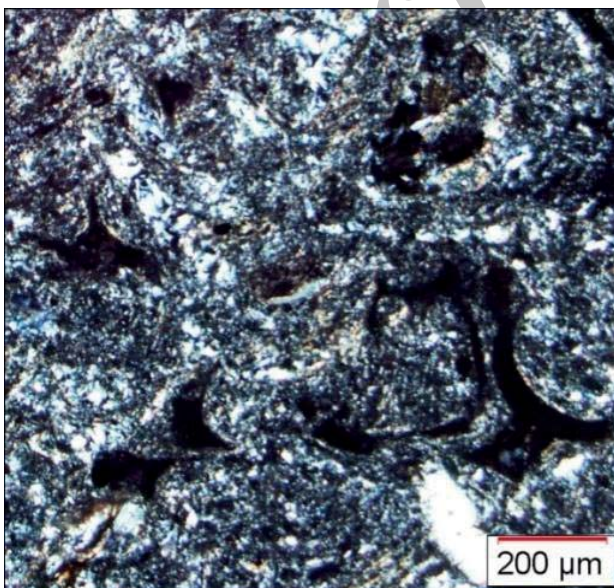
کلینوپیروکسن و گاهی الیون، کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند. کلینوپیروکسن و الیون معمولاً به صورت فنوکریست در یک زمینه دانه‌ریز از میکرولیت‌های درهم پیچیده پلاژیوکلاز قرار دارند (شکل ۶).

تراکیت‌ها دارای بافت پورفیری با یک زمینه بسیار دانه ریز و مخفی بلور از کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم می‌باشند و به رنگ‌های خاکستری روشن تا قرمز - قهوه‌ای (در نواحی هوازده) دیده می‌شوند. فنوکریست‌های آن‌ها عمدتاً شامل هورنبلند و بیوتیت با حاشیه‌های سوخته هستند که در جریان اکسیداسیون و اشتعال ناشی از فوران هوایی، غالباً به اجتماعی از دانه‌های ریز و بی‌آب اکسیدهای آهن و پیروکسن دگرسان شده‌اند (شکل‌های ۷ و ۸).

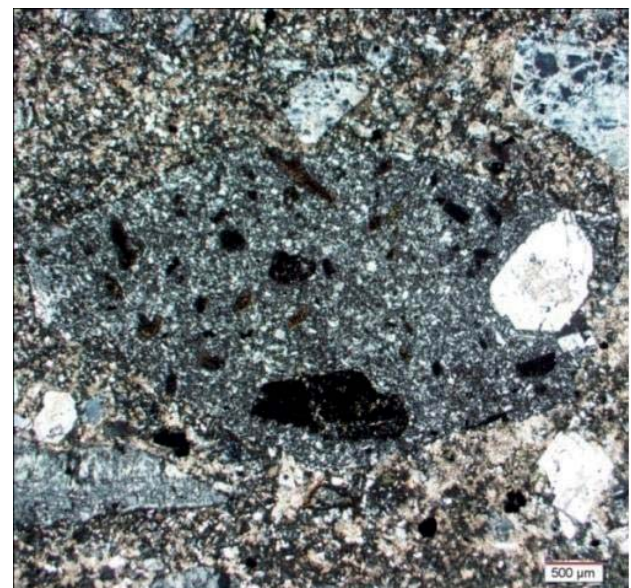
گدازه‌های آندزیتی در نمونه دستی عمدتاً به رنگ قهوه‌ای

پتروگرافی

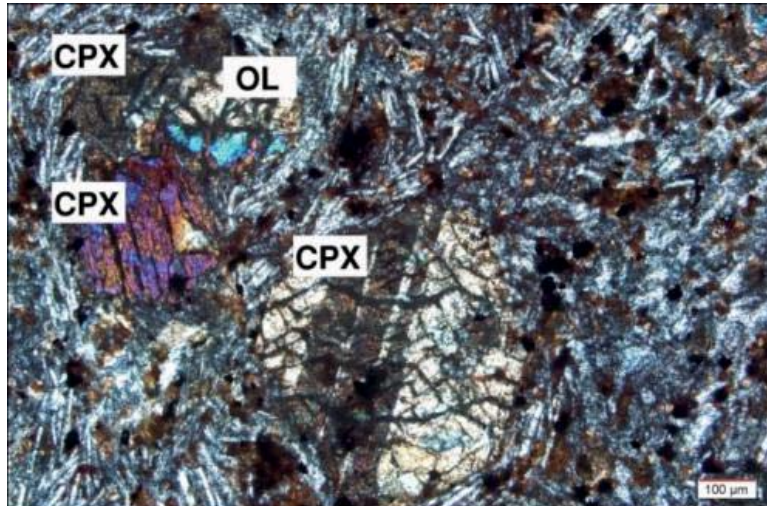
بر اساس مطالعات پتروگرافی، توف‌های موجود در منطقه به دو گروه توف بلور - سنگی و توف بلور - شیشه‌ای تقسیم می‌شوند. توف‌های بلور - سنگی دارای سیمان سلیسی و آهنی بوده و قطعات سنگی به همراه بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کانی‌های اپیک، از اجزای اصلی تشکیل دهنده‌ی آن‌ها به شمار می‌آیند (شکل ۴). توف‌های بلور - شیشه‌ای دارای خنجرک‌ها و قطعاتی از شیشه به صورت میله‌ای، داسی، زاویه‌دار، Y شکل و کمانی می‌باشند (شکل ۵). به اعتقاد (2003) Best حضور چنین خنجرک‌های شیشه‌ای در توف‌ها، وجود یک ماگمای سیلیسی پر حفره‌ی با گرانیوی بالا را تأیید می‌کند. سنگ‌های بازالتی در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند و در بافت میکرولیتی پورفیری آن‌ها، پلاژیوکلاز،



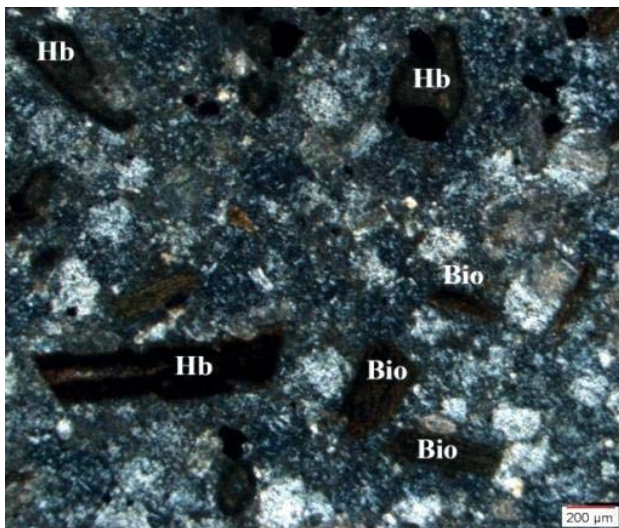
شکل ۵. تصویری از حضور خنجرک‌های شیشه‌ای فراوان در توف‌های بلور- شیشه‌ای (نور XPL).



شکل ۴. تصویری از یک قطعه‌ی سنگی در توف‌های بلور- سنگی منطقه (نور XPL).



شکل ۶. قرارگیری فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و الومین موجود در بازالت‌ها در یک زمینه میکرولیتی و درهم پیچیده از پلاژیوکلاز (نور XPL).



شکل ۸. تصویری از بلورهای سوخته هورنبلند و بیوتیت در تراکت‌ها (نور XPL).



شکل ۷. تصویری از یک فنوکریست سوخته بیوتیت در تراکت‌ها (نور XPL).

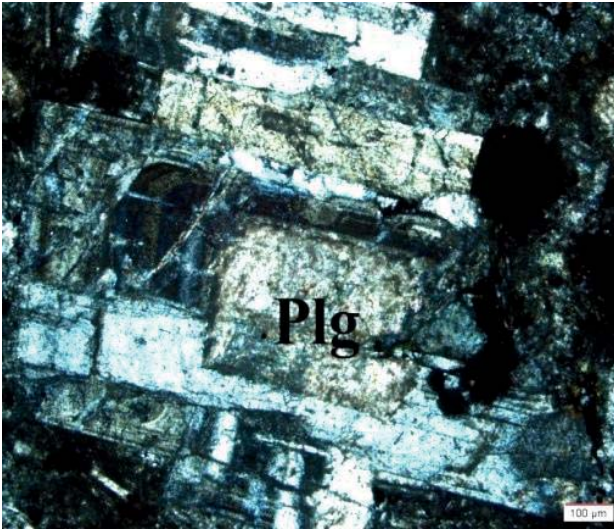
به ترتیب براساس ۸، ۶ و ۲۳ اکسیژن ساخته شده‌اند. در نمودار سه‌تایی Ab-An-Or ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در بازالت‌ها در محدوده بیتونیت (شکل ۱۱) و ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در گدازه‌های آندزیتی در محدوده آندزین (شکل ۱۲) قرار می‌گیرد.

ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌ها نیز در نمودار سه‌تایی ولاستونیت - انستاتیت - فروسیلیت (شکل ۱۳)، در محدوده دیوپسید، با تمایل اندک به سمت اوژیت قرار می‌گیرد. تصویرکردن ترکیب ساختاری آمفیبول‌ها در نمودار Leake (1978) (شکل ۱۴) نشان می‌دهد که آن‌ها گستره ترکیبی نسبتاً مشابهی داشته و در قلمرو آمفیبول‌های کلسیک از نوع چرماکیت و منیزی و هورنبلند قرار می‌گیرند. البته، یکی از آمفیبول‌ها که ناشی از دگرسانی پیروکسن‌ها یا آمفیبول‌های چرماکیتی بوده در قلمرو اکتینولیت قرار گرفته است.

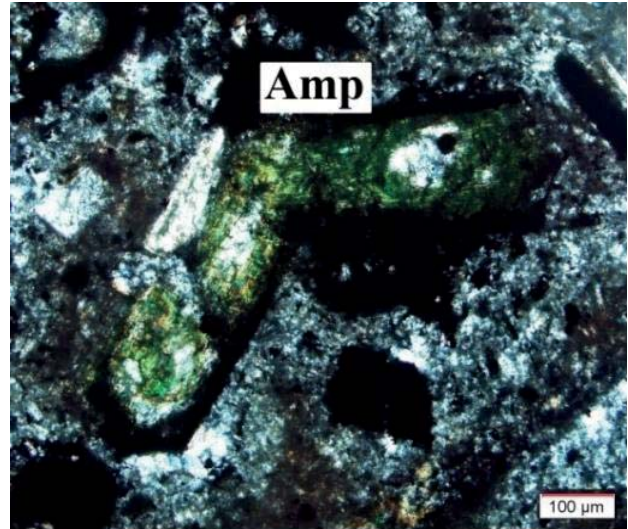
روشن تا خاکستری دیده می‌شوند و حضور بلورهای نسبتاً درشت پلاژیوکلاز و آمفیبول در یک زمینه دانه‌ریز و میکرولیتی از پلاژیوکلاز، بیوتیت، کانی‌های اپک، کوارتز و شیشه، موجب تشکیل بافت پورفیری و میکرولیتی پورفیری در آن‌ها شده است. بلورهای آمفیبول آن‌ها، غالباً دچار اکسیداسیون و سوختگی شده‌اند و در حاشیه خارجی بلور، مجموعه‌ای از اکسیدهای آهن ایجاد شده است (شکل ۹). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در این سنگ‌ها دارای منطقه‌بندی پیچیده‌ای هستند (شکل ۱۰) که می‌تواند ناشی از عدم تعادل در خلال تبلور باشد (Middlemost, 1994).

شیمی کانی‌ها

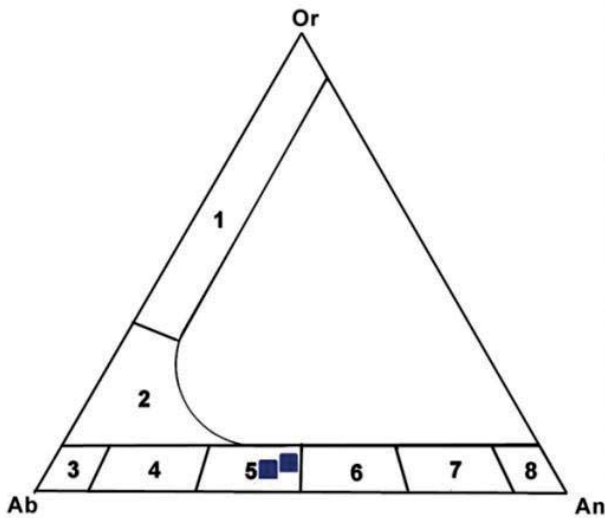
نتایج تجزیه شیمیایی نقطه‌ای کانی‌های اصلی فلدسپات، پیروکسن و آمفیبول سنگ‌های مورد مطالعه در جداول ۲ تا ۴ آمده است. ترکیبات ساختاری فلدسپات‌ها، پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها



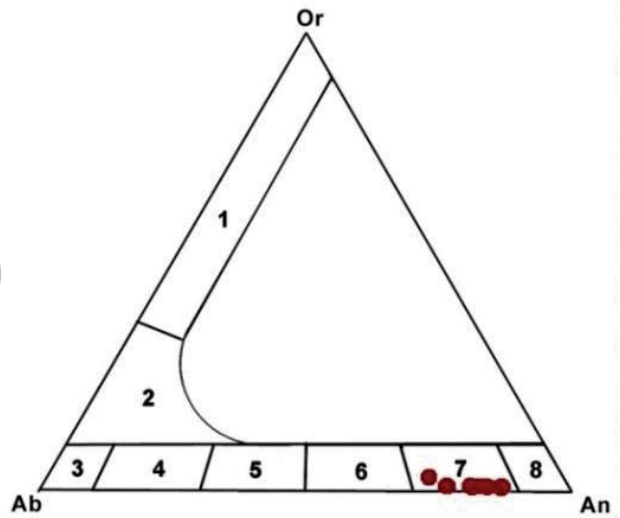
شکل ۱۰. تصویری از منطقه‌بندی ترکیبی پلاژیوکلاز در سنگ‌های آندزیتی (نور XPL).



شکل ۹. تصویری از فنوکریست سوخته آمفیبول در سنگ‌های آندزیتی (نور XPL).



شکل ۱۲. موقعیت فلدسپات‌های موجود در سنگ‌های آندزیتی در محدوده آندزین در نمودار سه‌تایی Ab-An-Or.



شکل ۱۱. موقعیت فلدسپات‌های موجود در سنگ‌های بازالتی در نمودار سه‌تایی Ab-An-Or در محدوده بیتونیت. ۱- ساندین؛ ۲- ارتوکلاز؛ ۳- آلبیت؛ ۴- الیگوکلاز؛ ۵- آندزین؛ ۶- لابرادوریت؛ ۷- بیتونیت؛ ۸- آنورتیت.

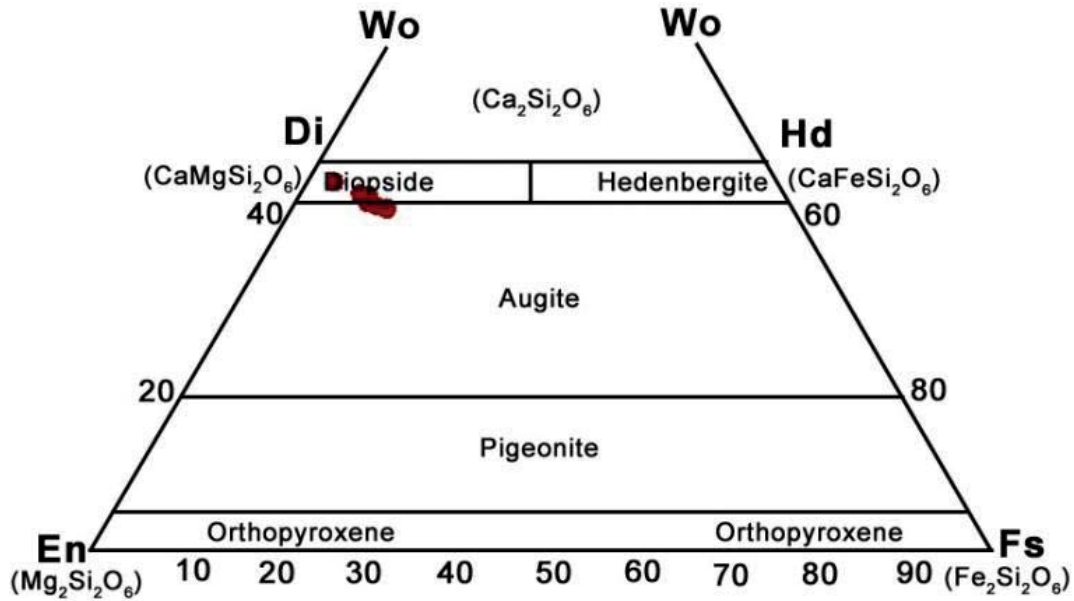
شیمی سنگ کل

سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی شیمیایی (Le Bas et al. 1986) در محدوده‌های تراکی‌بازالت، بازالت، تراکی‌آندزیت بازالتی، آندزیت بازالتی، تراکی‌آندزیت و آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۵).

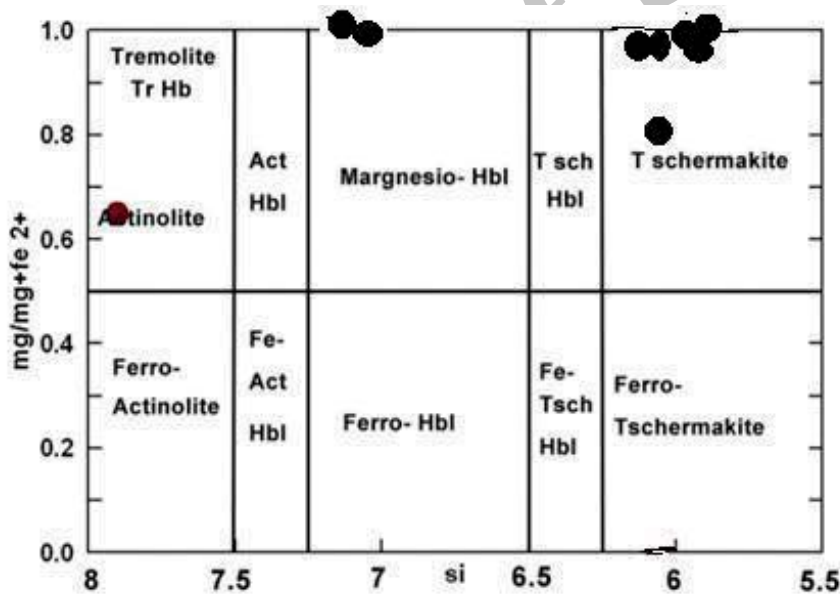
در نمودار تعیین سری ماگمایی (Irvin and Baragar 1971) (شکل ۱۶) تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در امتداد روند تفریق سری کالک‌آلکان و در نمودار SiO_2 در مقابل K_2O (Peccerillo and Teylor, 1976) در سری کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۱۷). به‌طور کلی، در کمان ماگمایی زون ایران مرکزی و البرز، از جنوب به شمال در امتداد عمود بر کمان، میزان پتاسیم در سنگ‌های ماگمایی افزایش می‌یابد؛ به‌طوری‌که در البرز اغلب

نمونه‌ها در قلمرو کالک‌آلکان پتاسیم بالا و یا حتی شوشونیتی قرار می‌گیرند (آسیابان‌ها، ۱۳۸۰). این امر به افزایش عمق زون فرورانش و محل منشأ ماگما، افزایش ضخامت پوسته قاره‌ای مسیر صعود و در نتیجه، افزایش احتمال آلیش و هضم پوسته توسط ماگما مرتبط می‌باشد. با افزایش عمق زون فرورانش، ذوب کانی‌های پتاسیم‌دار نظیر فلوگوپیت و آمفیبول پاراگازیتی، میزان پتاسیم ماگما را افزایش می‌دهد (تیموری، ۱۳۸۹).

بررسی فراوانی عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار به‌هنگار شده به‌کندریت (Nakamura 1974) (شکل ۱۸) نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها به‌طور نسبی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. وجود چنین ویژگی‌هایی از

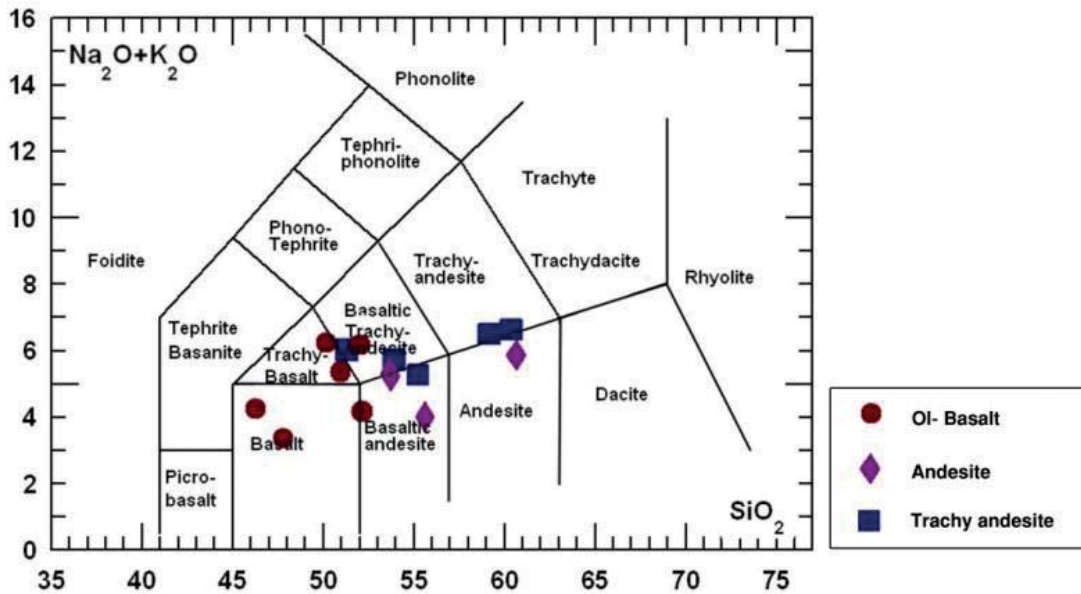


شکل ۱۳. موقعیت کلیوپروکسن‌های موجود در بازالت‌های مورد مطالعه در نمودار سه‌تایی ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت در محدوده دیوپسید، با تمایل به سوی اوژیت.

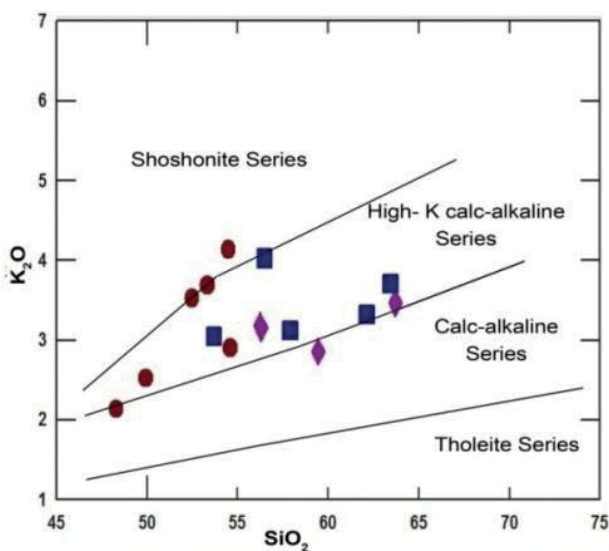


شکل ۱۴. موقعیت ترکیبی آمفیبول‌های نمونه‌های تراکی‌آندزیتی منطقه جیرنده بر روی نمودار (Leake, 1978).

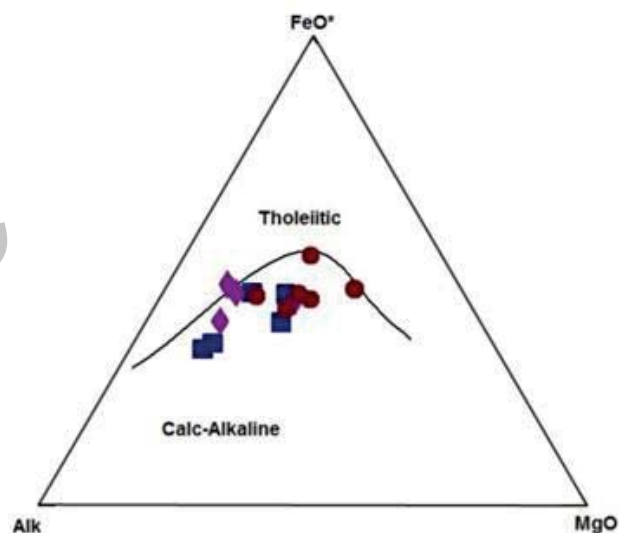
مشخصات بارز ماگماهای وابسته به کمان (Gill, 1981; Pearce, 1983) و خصوصاً ماگماهای کالک‌آلکالن کمان‌های نواحی فرورانش حاشیه قاره می‌باشد. همچنین مشابهت و الگوی موازی طرح REE سنگ‌های مزبور، حاکی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه سنگ منبع و ماگمای آن‌ها و تحول این ماگما از طریق فرآیند تبلور تفریقی است. در نمودار چند عنصری (عنکبوتی) بهنجار شده به کندریت Thompson (1982) (شکل ۱۹)، آنومالی منفی Nb, Ta می‌تواند ناشی از عملکرد فرایندهای مختلف حاکم بر ماگماتیسم کمان‌های آتشفشانی مرتبط با فرورانش باشد (Rollinson, 1993; Weyer et al., 2003; Tchameni et al., 2006). در مجموع، (۱) مقادیر این عناصر در سنگ‌های پوسته‌ی قاره‌ای به شدت پایین است و در نتیجه، به دلیل آرایش ماگماهای گوشته-ای با پوسته‌ی قاره‌ای در مناطق فرورانش، سنگ‌های این محیط‌ها به طور نسبی از عناصر مزبور تهی شدگی نشان می‌دهند. (۲) این عناصر عمدتاً در فازهای فرعی و دیرگداز لیتوسفر اقیانوسی دگرگونه‌ی فرورونده‌ی مناطق فرورانش (زیرکن، روتیل، ایلمنیت، آپاتیت، مونازیت، آمفیبول پارگازیتی)، مشارکت می‌کنند و برخلاف عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، به راحتی وارد سیالات آزاد شده از آب‌زدایی این سنگ‌ها، نمی‌گردند. در نتیجه‌ی پایداری این فازها تا اعماق بسیار زیاد، ماگمای مشتق شده از این مناطق، به طور نسبی



شکل ۱۵. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار طبقه‌بندی (Le Bas et al., 1986)



شکل ۱۷. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Taylor (1979) در قلمرو سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالا. Peccerillo and

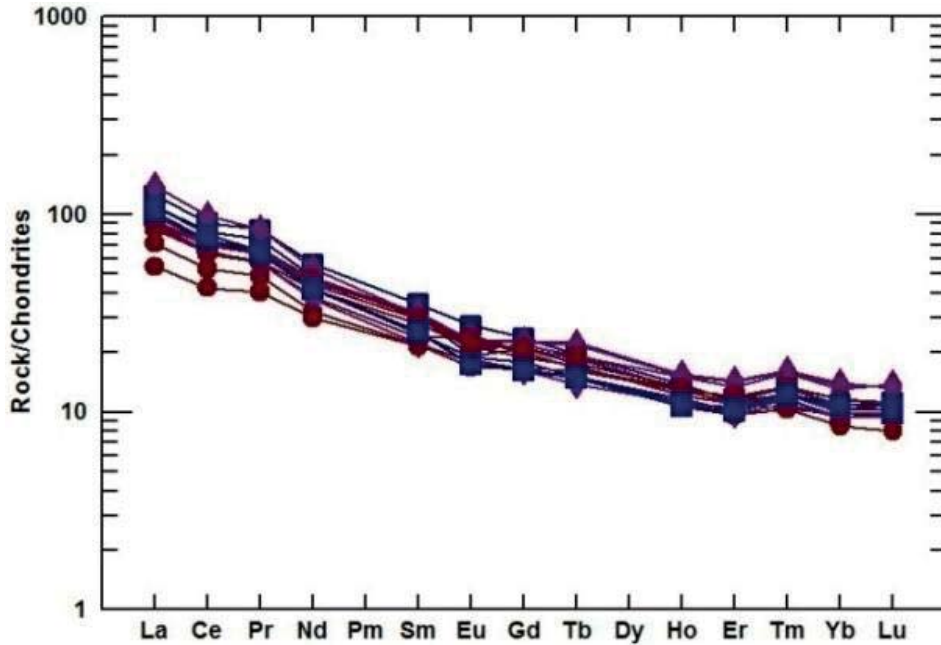


شکل ۱۶. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (Irvin and AFM (Baragar, 1971) در امتداد سری کالک‌آلکالن.

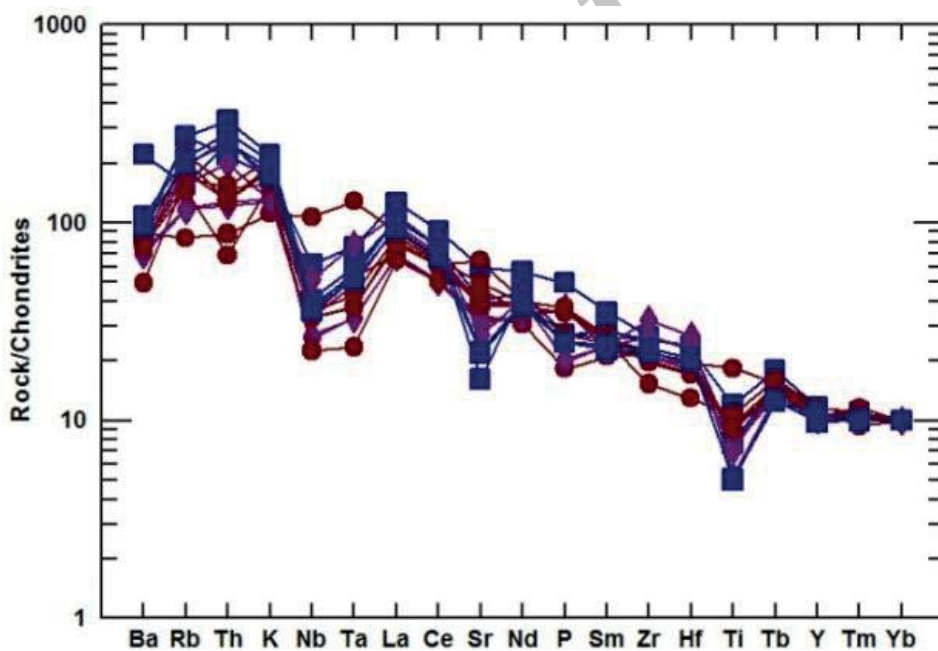
محیط زمین‌ساختی و پتروژنز

داده‌های ژئوشیمیایی، بخصوص داده‌های عناصر کمیاب نامتحرک، اطلاعات مهمی در خصوص محل منبع و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های آذرین و به‌ویژه بازالت‌ها و آندزیت‌ها ارائه می‌دهند. بر همین اساس، برای اثبات جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای مختلف استفاده گردیده است (تیموری، ۱۳۸۹). به عنوان نمونه، در نمودار تمام لگاریتمی Zr-Y (شکل ۲۰-الف) تمامی نمونه‌ها در قلمرو سنگ‌های مرتبط با کمان و خارج از قلمرو ماگماتیسیم محیط زمین‌ساختی داخل صفحه قرار می‌گیرند. به همین ترتیب در نمودار $Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2$ (شکل ۲۰-ب) و نمودار مثلثی Zr^3 -

از عناصر مذکور تهی خواهد بود. (۳) حلالیت بسیار پایین این عناصر در سیالات ناشی از آب‌زدایی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده و عدم انتقال آن‌ها به گوه گوشته‌ای محل منبع ماگماهای زون‌های فرورانش، در جریان متاسوماتیسیم گوشته‌ی این نواحی، یکی دیگر از مهمترین علل این ناهنجاری منفی است. وجود آنومالی منفی Sr در نمونه‌های تفریقی یافته‌تر تراکی - آندزیتی به تفریق پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم و تجمع آن‌ها در بازالت‌ها و فراوانی کمتر آن‌ها در تراکی آندزیت‌ها مربوط است. پراکندگی موجود در عناصر LILs (نظیر K, Rb, Ba) به خصوص در بازالت‌ها، به تحرک بالای این عناصر در جریان دگرسانی و رخداد آلیش پوسته‌ای مرتبط است (Reichew et al., 2004).



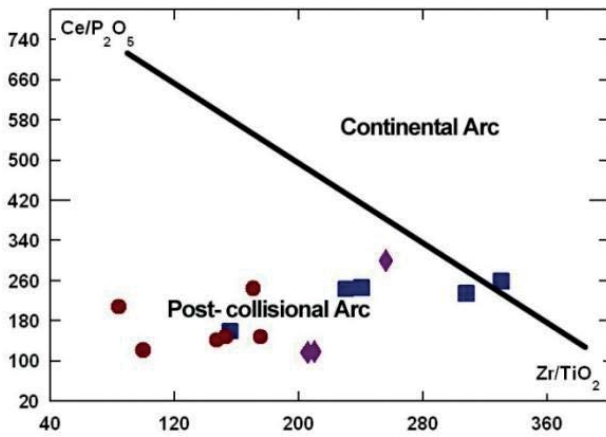
شکل ۱۸. نمودار بهنجار شده به کندریت (Nakamura, 1974). عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد مطالعه.



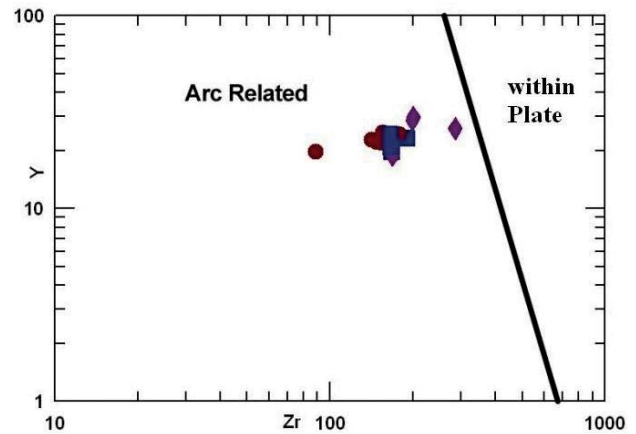
شکل ۱۹. نمودار عنکبوتی (چند عنصری) بهنجار شده به کندریت (Thompson, 1982) نمونه‌های مورد مطالعه.

قاره‌ای قرار می‌گیرند. بنابراین، براساس شواهد ژئوشیمیایی می‌توان گفت که سنگ‌های مورد مطالعه از نوع سنگ‌های ماگمایی کمان‌های آتشفشانی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای هستند. این کمان، ناشی از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی است که از کرتاسه‌ی فوقانی شروع و در ائوسن میانی-فوقانی به اوج فعالیت ماگمایی خروجی و در الیگوسن-میوسن به اوج فعالیت نفوذی خود رسیده است. اگرچه، فعالیت ماگمایی دارای ویژگی‌های شاخص محیط‌های

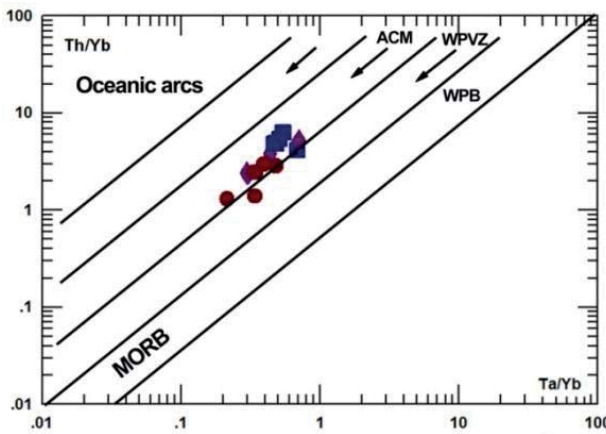
Nb^*50-Ce/P_2O_5 (شکل ۲۰-ج) تمامی نمونه‌ها در قلمرو کمان-های ماگمایی پس از برخورد (Muller and Groves, 1997) و در نمودار لگاریتمی از $Th/Yb-Ta/Yb$ از Gorton and Schandl (2000) (شکل ۲۰-د) نیز در قلمرو سنگ‌های ماگمایی کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) قرار می‌گیرند. در نمودارهای لگاریتمی $Nb/Th-Nb$ و $Ce/Pb-Ce$ از Hofmann (1988) (شکل ۲۱)، نمونه‌های مورد مطالعه همگی در قلمرو کمان آتشفشانی واقع بر روی پوسته



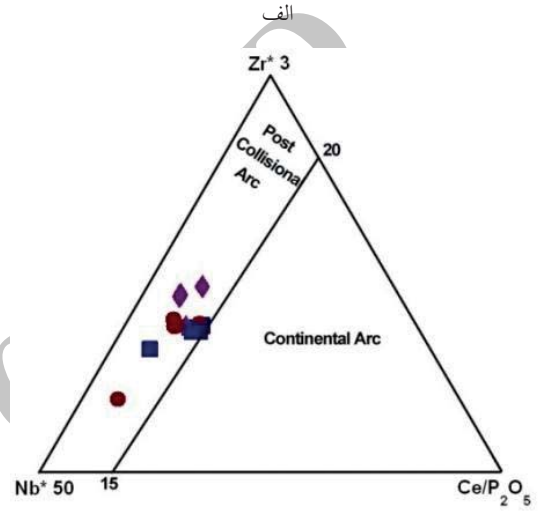
ب



الف

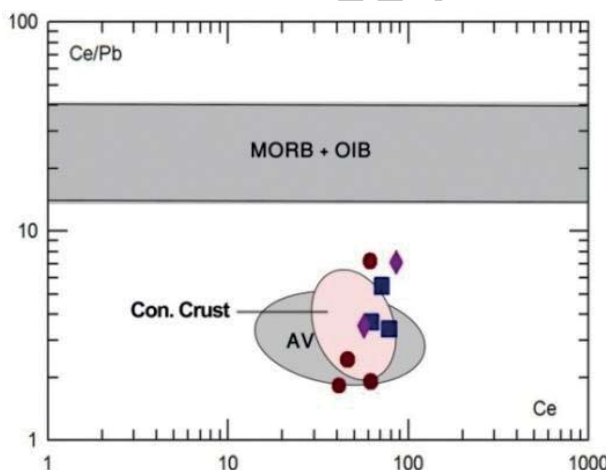


د

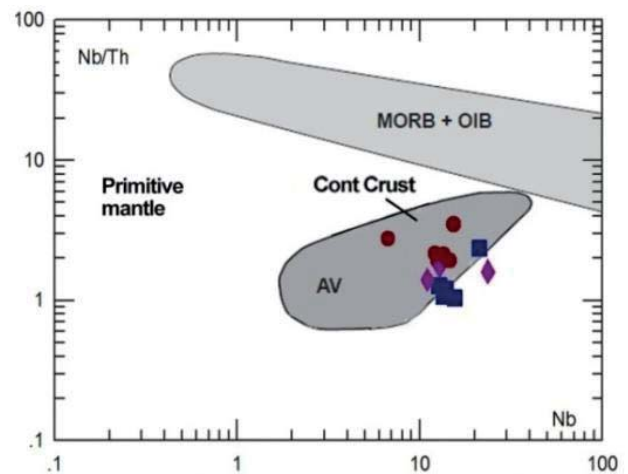


ج

شکل ۲۰. الف، ب و ج: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای محیط زمین‌ساختی (Muller and Groves, 1997). د: موقعیت نمونه‌ها در نمودار Gorton and Schandl, (2000) Th/Yb-Ta/Yb. نمادهای بکار رفته در این نمودار شامل: MORB= بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی؛ WPB= بازالت‌های درون صفحه‌ای؛ WPVZ= مناطق آتشفشانی درون صفحه‌ای و ACM= حاشیه فعال قاره‌ای.

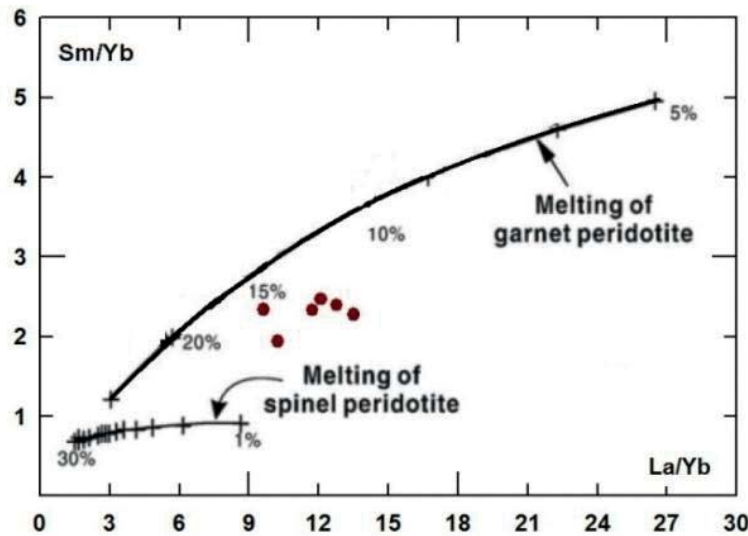


ب

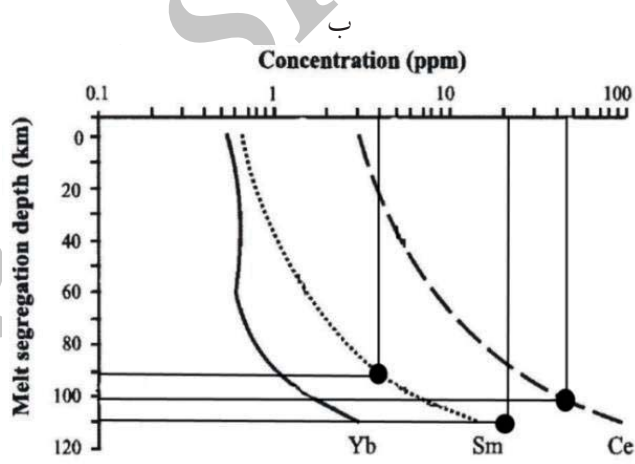
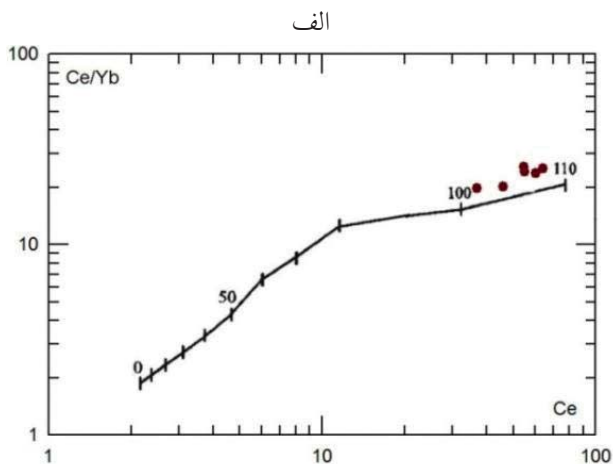


الف

شکل ۲۱. نمودارهای لگاریتمی Nb/Th-Nb و Ce/Pb-Ce (Hofmann, 1988; Hofmann et al., 1986). محدوده‌های موجود در نمودار شامل: AV= سنگ‌های مربوط به آتشفشان‌های کم‌انرژی، Primitive mantle= سنگ‌های وابسته به گوشته‌ی اولیه، cont. crust= سنگ‌های وابسته به پوسته‌ی قاره‌ای و MORB+ OIB= سنگ‌های مربوط به بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی و بازالت‌های جزایر اقیانوسی.



شکل ۲۲- نمودار Sm/Yb در مقابل La/Yb (Jahnson et al., 1990).



شکل ۲۳- الف: نمودار Ce/Yb در مقابل Ce. و ب: نمودار تمرکز میانگین عناصر Yb+Sm و Ce در مقابل عمق جدایش (Ellam and Cox, 1991). بر اساس این نمودارها، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه از اعماق ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری گوشته منشأ گرفته‌اند.

کمان حاشیه قاره است، ولی حوضه‌ی رسوبی خروج ماگما از نوع محیط‌های کشتی درون کمان ماگمایی بوده و ماگما به صورت شکافی و از خلال گسل‌ها و شکستگی‌های عمیق بالا آمده است. (Jahnson et al., 1990) به منظور تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب کانی‌شناسی محل منشأ ماگما، از نمودار تغییرات نسبت‌های عناصر کمیاب Sm/Yb در مقابل La/Yb استفاده کردند. در این نمودار، عنصر Yb نسبت به گارنت سازگار و عناصر La و Sm، نسبت به آن ناسازگارند. در طی ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گارنت پریدوتیتی، نسبت‌های La/Yb و Sm/Yb به شدت تغییر می‌یابند. زیرا ضریب توزیع Yb در گارنت در مقایسه با ضرایب توزیع Sm و La بسیار بالاتر است و در نتیجه، در جریان ذوب بخشی، این عنصر در جامد پسمانده متمرکز می‌شود و مذاب حاصل، از آن تهی خواهد بود. اما چون Yb و Sm، دارای ضرایب توزیع مشابهی در اسپینل هستند، بنابراین، ذوب بخشی یک منبع اسپینل‌دار، تغییر چندانی در نسبت‌های La/Yb و

انتقالی اسپینل - گارنت‌دار می‌باشد. به نظر Ellam and Cox (1991) نسبت‌های REE نظیر نسبت Ce/Yb می‌تواند شاخص خوبی برای نشان دادن عمق ذوب بخشی باشند. زیرا این نسبت‌ها در خلال فرآیندهای تبلور تفریقی نسبتاً ثابت مانده و تغییر چندانی نمی‌کنند. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (شکل ۲۳- الف) نشانگر عمق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری ذوب بخشی محل منبع این سنگ‌هاست که منطبق بر یک گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای می‌باشد. همچنین Ellam and Cox

پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۶.

- کلانتری، ک.، ۱۳۸۳. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه زرجه بستان- کجیران (قزوین)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۲۰۹.

- مشکین، م.، ۱۳۸۶. مطالعه رخساره‌ها و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه زرشک- سلطان قیس؛ شمال قزوین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۱.

- Annells, R.N., Arthurton, R.S., Bazely, R.A. and Davies, R.G., 1975. Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map 1:250000. Geological Survey of Iran, Reports E₃, E₄, 94.

- Asiabanha, A., Ghasemi, H. and Meshkin, M., 2009. Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry. Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen, 186, 201-214.

- Asiabanha, A., Bardintzeff, J.M., Kananian, A. and Rahimi, G., 2012. Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. Journal of Asian Earth Sciences, 45, 79-94.

- Best, M.G., 2003. Igneous Petrology. Blackwell Publishing, 729.

- Ellam, R.M. and Cox, K.G., 1991. An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. Earth and Planetary Science Letter, 105, 330-342.

- Gill, J.B., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag Publications, Berlin, 152.

- Gorton, M.P. and Schandl, E.S., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. The Canadian Mineralogist, 38, 1065-1073.

- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 90, 297-314.

- Hofmann, A.W., Seufert, M., Jochum, K.P. and White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters, 79, 33-45.

- Irvin, T. 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.

(1991) مدلی را طراحی کردند که براساس تمرکز میانگین عناصر Yb، Sm و Ce می‌توان عمق ذوب بخشی را به طور نسبتاً دقیقی تعیین کرد. در این نمودار (شکل ۲۳-ب) میانگین مقادیر عناصر فوق، در محور لگاریتمی X قرار می‌گیرند و اعداد نشان داده شده در محور Y، عمق جدایش ماگما می‌باشند. بر این اساس، می‌توان عمق جدایش ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه را در حدود ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتر تعیین کرد که با عمق‌های بدست آمده از روش قبلی سازگار است.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه‌ی جیرنده به سن ائوسن میانی- فوقانی، بخشی از کمان ماگمایی البرز غربی هستند که عمدتاً از ترکیبات بازیک- حدواسط (بازالت- آندزیت) کالک آلکالن پتاسیم بالا تشکیل شده‌اند. روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی این سنگ‌ها در نمودارهای پترولوژیکی مختلف، منشأ واحد آن‌ها را از طریق تبلور تفریقی یک ماگمای والد بازالتی نشان می‌دهند. تمرکز بالای عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، تمرکز پایین عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و ناهنجاری‌های منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نظیر Ta، Nb و Ti که از خصوصیات بارز ماگماهای مرتبط با فرورانش می‌باشد، در این سنگ‌ها دیده می‌شود.

سنگ‌های مزبور در نمودارهای مختلف تمایز محیط زمین‌ساختی، در قلمرو ماگماهای کمان‌های آتشفشانی زون‌های فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. ماگمای والد آن‌ها، شباهت ترکیبی زیادی با مذاب‌های مشتق شده از یک گوشته غنی شده دارد و براساس نمودارهای مختلف، از ذوب‌بخشی حدوداً ۱۲ تا ۱۵ درصدی یک منبع گارنت- اسپینل لرزولیتی غنی شده در اعماق ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری حاصل شده است. ماگمای مزبور در محیط کششی درون کمان ماگمایی ائوسن میانی- فوقانی البرز غربی، از طریق گسل‌ها و شکستگی‌های عمیق بالا آمده و در حوضه‌ی دریایی کم‌عمق آن فوران کرده است.

منابع

- آسیابان‌ها، ع.، ۱۳۷۱. مطالعه پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه ملاعلی (شمال‌غرب قزوین)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۱۷۸.

- آسیابان‌ها، ع.، ۱۳۸۰. زمین‌شناسی و پتروژنز رخساره‌های آتشفشانی منطقه یوزباشی چای (غرب قزوین)، رساله دکتری، دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس، ۳۲۱.

- پناهی، ب.، ۱۳۷۵. بررسی پترولوژی سنگ‌های ولکانیکی شرق و شمال‌شرق قزوین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵۲.

- تیموری، س.، ۱۳۸۹. پترولوژی و تحلیل رخساره‌های آتشفشانی جنوب جیرنده، شرق لوشان، شمال غرب قزوین،

- Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B. and Shimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Researches*, 95, 2661–2678.
- Lasemi, Y., 1992. Submarine fans and turbidite deposits in the Karaj Formation. *Proceedings of the 10th Symposium on Geoscience*, Geological Survey of Iran, 8-15.
- 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 diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphibols. *American Mineralogist*, 63, 1023-1052.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Longman Group Publications*, U.K., 73-86.
- Muller, D. and Groves, D.I., 1997. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. *Second Updated*, Springer Verlag, 242.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Peccerillo, R. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Reichew, M.K., Saunders, A.D., White, R.V. and Al Mukhamedov, A.I. 2004. Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Siberian Basin: An extension of the Permo-Triassic Siberian Traps. *Lithos*, 79, 425-452.
- Rollinson, H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley and Sons Publications, New York, 352.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penay, J., Ganwa, A.A. and Toteu, S.F., 2006. Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 511-529.
- Thompson, R.N., 1982. British Tertiary volcanic province. *Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Weyer, S., Munker, C. and Mezger, K., 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: Implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 309-324.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Leshner, C.M., Keays, R.R., Zhang, C.J. and Malpas, J., 2005. Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan Province, SW China. *Journal of Petrology*, 46, 2253-2280.