

شیمی کانی‌های مافیک و دما- فشارسنجی سنگ‌های کواترنری آتشفشان بزمان

کیوان شیعیان*؛ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد طبس، طبس، ایران

رحیم دبیری؛ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد مشهد، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۲/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۶/۲۱

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی بزمان با سن کواترنری ترکیب آندزیت، بازالت آندزیت، بازالت، تراکی بازالت، داسیت، و ریوداسیت دارند. آنالیز شیمی کانی‌های مافیک در مورد سه نمونه از بازالت آندزیت و الیوین بازالت واحدهای کواترنری انجام شد. درشت‌بلورهای الیوین در نمونه الیوین بازالت از نوع کریزولیت هستند. کلینوپیروکسن‌ها در محدوده آوژیت و ارتوپیروکسن‌ها در محدوده کلینوانستاتیت قرار می‌گیرند. آمفیبول این سنگ‌ها از نوع هورنبلند، هورنبلند چرماکیت، هورنبلند منیزیم‌دار، و هورنبلند هیستینگزایت و چرماکیت است. ماگمای تشکیل‌دهنده کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن این بازالت‌ها در محدوده تولیت و کالک‌آلکان قرار دارد. دما و فشار تعیین شده بر اساس کانی الیوین حدود ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵/۵ کیلوبار است. همچنین شرایط دمای تشکیل ماگما 1160 ± 15 درجه سانتی‌گراد و فشار $5/75 \pm 1$ کیلوبار بر اساس کانی پیروکسن است.

کلیدواژگان: آتشفشان بزمان، دما و فشارسنجی، کواترنری، مافیک، مکران.

مقدمه

آتشفشان بزمان در بخش مرکزی کمان مکران- چگای قرار دارد. این کمان ماگمایی با روند شرقی- غربی ۵۰۰ کیلومتر طول و ۱۵۰ کیلومتر عرض دارد و از قسمت جنوب شرقی ایران تا جنوب غربی پاکستان کشیده شده است. تحول اولیه زون مکران از اولیگوسن پایانی تا میوسن پایانی با رسوبات توریدیت مشخص می‌شوند که روی پوسته اقیانوسی نهشته شده‌اند (Kopp et al 2000). این رسوبات طی میوسن پایانی تا پلیستوسن میانی به دنبال فرورانش به زیر زون فرورونده کشیده و به وسیله ضخامت زیادی از رسوبات کم‌عمق پوشیده می‌شوند (کوواسکی^۱ و همکاران ۲۰۰۱). مکران ساحلی از پلیستوسن متحمل گسل خوردگی عادی و بالآمدگی می‌شود. در حال حاضر در طول کمپلکس افزایشی مکران آتشفشان‌های کالک‌آلکان شهسواران، بزمان، تفتان، و سلطان قرار می‌گیرد (شکل ۲الف). این نوار به وسیله دو سیستم گسله از نواحی تصادم قاره- قاره (زاگرس و هیمالیا) جدا می‌شود. جهت فرورانش تقریباً جنوبی- شمالی است (دیمتس^۲ و همکاران ۱۹۹۰) و سرعت فرورانش به طور متوسط ۴ سانتی‌متر در سال (در بخش ایران حدود ۳/۶۵ سانتی‌متر و در بخش پاکستان ۴/۲ سانتی‌متر در سال) تخمین زده می‌شود (دیکسترا^۳ و بیرین ۱۹۷۹).

k.shiaian@gmail.com

1. Kukowski
2. DeMets
3. Dykstra

* رایانامه نویسنده مسئول:

سعادت^۱ و استرن (۲۰۱۱) با بررسی سنگ‌های آتشفشانی الیوین‌بازالتی پیرامون بزمان آن‌ها را محصول ذوب گوشته زیرقاره‌ای، که توسط محلول‌های برخاسته از پوسته اقیانوسی دریای عمان آلوده شده‌اند، می‌دانند. شیعیان و همکارانش (۱۳۹۳ و ۱۳۹۴) نیز به مطالعه آتشفشان بزمان و تهیه نقشه زمین‌شناسی آن پرداختند. قلمقاش^۲ و همکارانش (۲۰۱۹) منشأهای ماگمایی و پیامدهای ژئودینامیکی کمان مکران- چگای را با داده‌های ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی آتشفشان بزمان بررسی کردند. در این مقاله شیمی کانی‌های مافیک و شرایط ترمودینامیکی آن‌ها در ماگمای کواترنری بزمان بررسی و نقش فرایندهای مؤثر ماگمایی و شرایط دما و فشار حاکم بر توده‌های بازیک منطقه ارزیابی می‌شود.

مواد و روش‌ها

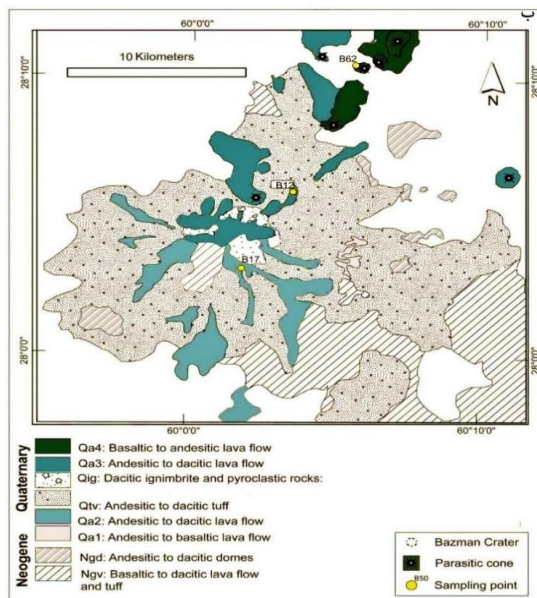
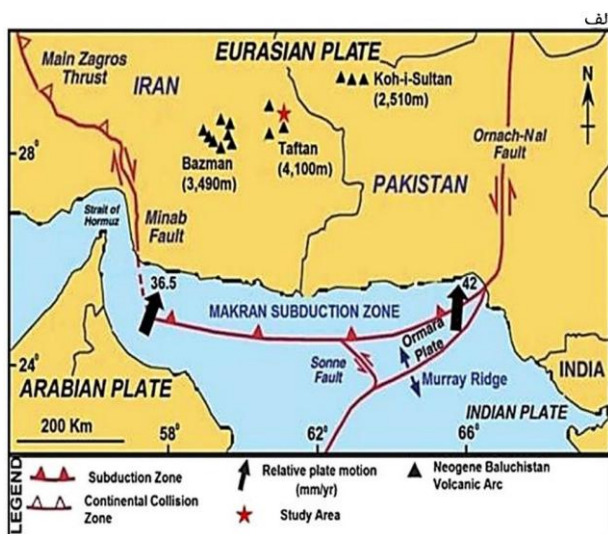
زمین‌شناسی آتشفشان بزمان

آتشفشان بزمان با ارتفاع ۳۴۹۰ متر (از سطح دریا) در بخش مرکزی استان سیستان و بلوچستان قرار دارد. موقعیت جغرافیایی این آتشفشان طول شرقی "۳۸'۰۰" و عرض شمالی "۲۸'۰۴" است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه بزمان واحدهای رسوبی- تخریبی کربونیفر و سازند کربناته جمال با سن پرمین هستند که توسط توده گرانیتی بزمان با سن کرتاسه قطع شده‌اند. واحدهای رسوبی- تخریبی ائوسن و میوسن به گونه کمربند چین‌خورده- گسلیده با روند شمال- شمال باختری، جنوب- جنوب خاوری در بخش خاوری آتشفشان بزمان رخنمون دارند. در بخش جنوبی آتشفشان سنگ‌های آتشفشانی نئوژن و کواترنری گسترش دارند. سنگ‌های آتشفشانی جوان به حالت افقی یا با شیب کم روی واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند (خلقی خسرقی^۳ و محمدی گل ۲۰۰۵). آتشفشان بزمان به گونه یک آتشفشان استراتوولکانو است که در زمان کواترنری فوران‌های انفجاری و غیرانفجاری داشته است. مواد و سنگ‌های آتشفشانی بزمان روی واحدهای آتشفشانی نئوژن تشکیل شده‌اند. بدین ترتیب و بر پایه مطالعات صحرائی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در دو گروه سنگ‌های آتشفشانی نئوژن و سنگ‌های آتشفشانی کواترنری تقسیم می‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی کواترنری از دهانه اصلی آتشفشان یا دهانه‌های جانبی آتشفشان فوران کرده‌اند. بیشتر دهانه‌های جانبی آتشفشان در بخش شمالی و شمال شرقی آتشفشان تشکیل شده‌اند. سنگ‌هایی که از دهانه اصلی آتشفشان فوران کرده‌اند پیرامون آن پراکنده شده و مساحتی بیش از ۳۰۰ کیلومتر مربع را پوشانده‌اند. این واحدهای سنگی (کواترنری)، از قدیم به جدید، شامل: ۱. توف و برش‌های آتشفشانی (واحد Qt)؛ ۲. گدازه آندزیتی پورفیری صورتی - خاکستری (واحد Qa1)؛ ۳. گدازه آندزیتی خاکستری تیره تا سبز تیره (واحد Qa2) هستند و ۴. مجموعه یادشده توسط افقی از پومیس (واحد Qig) پوشیده شده است که به‌ویژه رخنمون مناسبی در دامنه‌های شرقی و جنوبی رأس قله دارد. جوان‌ترین افق‌های آتشفشانی بزمان گدازه‌هایی است که از دهانه‌های جانبی فوران کرده‌اند (واحد Qa3) (شیعیان و همکاران ۱۳۹۴).

1. Saadat.
2. Ghalamghash
3. Kholghi Khosraghi



شکل ۱. دورنمایی از آتشفشان بزمان و روانه‌های گدازه‌های آن (دید به سمت غرب)



شکل ۲. الف) نقشه زمین‌شناسی ساختاری زون فرورانشی مکران و کمان ماگمایی نئوژن بلوچستان (مختاری^۱ و همکاران ۲۰۱۵)؛ ب) نقشه آتشفشان بزمان همراه نقاط برداشت نمونه‌ها (قلمقاش و همکاران ۲۰۱۹).

1. Mokhtari

روش مطالعه

پژوهش حاضر بر مبنای مشاهدات صحرایی، مقاطع نازک، و شیمی کانی‌های مافیک انجام گرفته است. در این زمینه پس از تهیه مقاطع نازک صیقلی ۳۹ نقطه در سه نمونه بازالت آندزیت (Qa1-Qa2) و الیون بازالت (Qa3) واحدهای کواترنری با دستگاه الکترون مایکروپروپ مدل SX100 از شرکت فرانسوی Cameca مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ KV و جریان ۱۵ na مورد بررسی قرار گرفتند (جدول ۱ تا ۳).

جدول ۱. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های الیون (فرمول ساختاری بر پایه ۴ اتم اکسیژن)

Sample	B62.1	B62.2	B62.3	B62.4	B62.5	B62.6	B62.7	B62.8	B62.9	B62.1	B62.11
SiO ₂	40.38	40.13	39.86	39.51	39.58	39.05	38.69	39.24	40.13	39.79	39.7
Al ₂ O ₃	0	0.03	0	0.02	0.01	0	0	0.02	0	0.03	0.01
TiO ₂	0.03	0.05	0	0.02	0.02	0	0.02	0.03	0.03	0	0
Cr ₂ O ₃	0.02	0.04	0.03	0.02	0.04	0	0.01	0.03	0.01	0.03	0.05
FeO	13.78	14.17	14.68	15.66	15.72	15.15	15.86	16.66	13.36	13.71	14.33
MnO	0.23	0.25	0.27	0.21	0.27	0.24	0.23	0.25	0.21	0.16	0.22
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	46.62	45.54	44.8	44.86	44.77	45.64	45.15	44.5	46.53	46.7	46.33
Na ₂ O	0	0.03	0	0.01	0	0	0.03	0	0.02	0	0
K ₂ O	0	0.01	0	0	0	0	0.01	0.02	0.02	0	0
CaO	0.11	0.11	0.14	0.16	0.16	0.15	0.13	0.13	0.11	0.1	0.12
Total	101.17	100.36	99.78	100.47	100.57	100.23	100.13	100.88	100.42	100.52	100.76
Si	0.996	1.001	1.002	0.992	0.993	0.981	0.978	0.986	0.996	0.989	0.988
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
Fe	0.284	0.296	0.309	0.329	0.330	0.318	0.335	0.350	0.277	0.285	0.298
Mn	0.005	0.005	0.006	0.004	0.006	0.005	0.005	0.005	0.004	0.003	0.005
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.714	1.693	1.678	1.678	1.674	1.710	1.701	1.667	1.722	1.730	1.718
Ca	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	3.003	2.999	2.998	3.008	3.007	3.019	3.022	3.013	3.003	3.011	3.012
Mg#	0.86	0.85	0.84	0.84	0.84	0.84	0.84	0.83	0.86	0.86	0.85
Fo	77.185	76.269	75.319	74.124	74.012	75.078	74.004	72.76	77.692	77.305	76.377
Fa	22.815	23.731	24.681	25.876	25.988	24.922	25.996	27.24	22.308	22.695	23.623

جدول ۲. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های پیروکسن واحدهای کواترنر بزمان (فرمول ساختاری بر پایه ۶ اتم اکسیژن)

Sample	B17-1	B17-2	B17-3	B17-4	B17-5	B17-6	B17-7	B17-8	B17-9	B17-10
SiO ₂	49	46.84	52.33	52.73	48.53	52.33	52.79	53.02	48.63	52.98
TiO ₂	1.09	1.4	0.11	0.32	0.76	0.39	0.23	0.29	1.22	1.52
Al ₂ O ₃	5.24	6.9	1.82	1.41	4.91	2.15	1.05	1.01	5.9	2.05
FeO	7.82	8.21	18.65	18.84	5.28	17.58	19.71	18.47	16.83	17.32

MnO	0.21	0.22	0.86	0.54	0.18	0.53	0.71	0.79	0.21	0.52
MgO	17.83	17.29	25.73	25.14	21.1	25.51	23.72	24.4	24	25.22
CaO	19.21	19.25	0.71	1.79	19.43	1.68	1.76	2	1.74	2.06
Na ₂ O	0.33	0.36	0.02	0.11	0.29	0.02	0.03	0.07	0.44	0.02
K ₂ O	0	0	0.03	0.07	0	0	0.02	0.03	0	0
Cr ₂ O ₃	0.11	0.09	0.02	0.01	0.27	0.04	0.02	0.04	0.33	0.01
TOTAL	100.84	100.56	100.28	100.96	100.75	100.23	100.04	100.12	99.30	100.70
TSi	1.801	1.736	1.920	1.927	1.774	1.903	1.953	1.952	1.799	1.908
TAI	0.199	0.264	0.079	0.061	0.212	0.097	0.046	0.044	0.201	0.087
Al ⁶	0.028	0.037	0	0	0	0.011	0	0	0.056	0
M ₁ Fe ³	0.003	0.003	0.001	0	0.002	0.001	0.001	0.001	0.009	0
M ₁ Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M ₁ Ti	0.030	0.039	0.003	0.009	0.021	0.011	0.006	0.008	0.034	0.041
M ₁ Fe ²	0.198	0.212	0.273	0.308	0.135	0.285	0.322	0.303	0.268	0.270
M ₁ Mg	0.806	0.769	0.736	0.736	0.961	0.725	0.690	0.713	0.641	0.702
M ₂ Mg	0.171	0.160	0.671	0.637	0.187	0.658	0.618	0.626	0.698	0.652
M ₂ Fe ²	0.042	0.043	0.273	0.268	0.026	0.258	0.288	0.266	0.252	0.251
M ₂ Mn	0.007	0.007	0.027	0.017	0.006	0.016	0.022	0.025	0.007	0.016
M ₂ Ca	0.757	0.764	0.028	0.070	0.760	0.065	0.070	0.079	0.069	0.079
M ₂ Na	0.024	0.026	0.001	0.008	0.021	0.001	0.002	0.005	0.032	0.001
M ₂ K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ادامهٔ جدول ۲. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های پیروکسن واحدهای کواترنر بزمان (فرمول ساختاری بر پایهٔ ۶ اتم اکسیژن)

Sample	B12-1	B12-2	B12-3	B12-4	B12-5	B12-6	B12-7	B12-8	B12-9	B12-10	B12-11
SiO ₂	52.66	52.75	53.12	53.05	53.23	52.71	47.4	48.27	49.44	49.43	52
TiO ₂	0.17	0.15	0.15	0.11	0.13	0.13	1.09	0.93	1.06	1.12	0.18
Al ₂ O ₃	0.57	1.08	1.42	1.29	1.14	0.86	5.98	5.65	5.85	6.1	1.28
FeO	20.25	21.96	20.1	18.34	19.53	20.57	7.41	7.95	8.02	7.13	20.29
MnO	0.89	0.79	0.8	0.81	0.85	0.74	0.2	0.2	0.17	0.23	0.54
MgO	25.33	23.54	23.63	24.84	25.19	24.59	18.12	17.63	17.14	16.83	25.26
CaO	0.8	0.59	0.69	0.78	0.74	0.91	19.06	19.11	18.22	18.49	0.99
Na ₂ O	0.05	0.05	0.01	0.02	0.06	0.02	0.25	0.05	0.25	0.12	0.02
K ₂ O	0	0	0	0	0.01	0	0.02	0.02	0.08	0.04	0
Cr ₂ O ₃	0.01	0	0.01	0.01	0	0	0.02	0.03	0.04	0	0.04
TOTAL	100.73	100.91	99.93	99.25	100.88	100.53	99.55	99.84	100.27	99.49	100.60
TSi	1.939	1.936	1.962	1.959	1.932	1.929	1.766	1.792	1.820	1.818	1.917
TAI	0.025	0.047	0.038	0.041	0.049	0.037	0.257	0.208	0.180	0.182	0.056
Al ⁶	0	0	0.024	0.015	0	0	0.028	0.040	0.073	0.031	0
M ₁ Fe ³	0	0.077	0	0	0.084	0.1	0.001	0.001	0.001	0.046	0.001
M ₁ Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M ₁ Ti	0.005	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.031	0.026	0.029	0.031	0.005
M ₁ Fe ²	0.333	0.297	0.306	0.290	0.253	0.263	0.191	0.200	0.193	0.133	0.333
M ₁ Mg	0.743	0.640	0.660	0.701	0.678	0.667	0.831	0.792	0.736	0.708	0.739
M ₂ Mg	0.647	0.648	0.641	0.666	0.685	0.674	0.175	0.183	0.205	0.215	0.650
M ₂ Fe ²	0.290	0.301	0.306	0.276	0.258	0.266	0.040	0.046	0.054	0.040	0.293
M ₂ Mn	0.028	0.025	0.025	0.025	0.026	0.023	0.006	0.006	0.005	0.007	0.017
M ₂ Ca	0.032	0.023	0.027	0.031	0.029	0.036	0.761	0.760	0.718	0.729	0.039
M ₂ Na	0.004	0.004	0.001	0.001	0.004	0.001	0.018	0.004	0.018	0.009	0.001
M ₂ K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

جدول ۳. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های آمفیبول واحدهای کواترنر بزمان (فرمول ساختاری بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن)

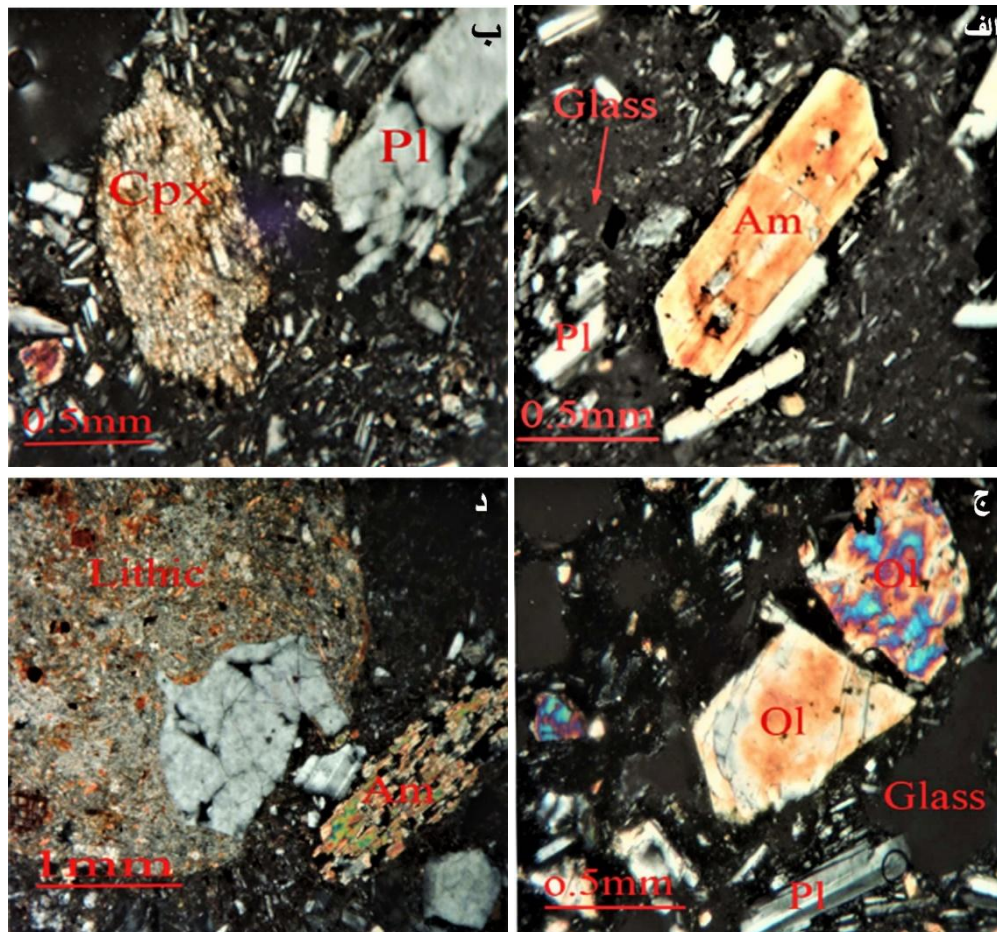
Sample	B12.1	B12.2	B12.3	B12.4	B17.1	B17.2	B17.3
SiO ₂	43.4	42.27	43.44	42.43	47.65	47.32	47.57
TiO ₂	2.09	1.93	2.06	2.12	0.88	0.81	0.8
Al ₂ O ₃	10.98	10.65	9.85	10.1	6.91	7.08	7.95
FeO*	13.41	14.95	14.02	13.13	14.3	15.14	15.75
MgO	15.12	13.63	15.14	16.83	13.98	13.85	13.22
MnO	0.45	0.33	0.38	0.48	0.52	0.31	0.16
CaO	11.06	11.11	10.22	10.49	11.12	11.06	10.04
Na ₂ O	2.25	2.05	2.25	2.12	1.38	1.48	1.22
K ₂ O	1.3	1	1.23	1.07	0.94	1.2	1.36
Total	100.06	97.92	98.59	98.77	97.68	98.25	98.07
Si	6.21	6.21	6.35	6.19	6.94	6.89	6.94
Ti	0.23	0.21	0.23	0.23	0.10	0.09	0.09
Al	1.85	1.85	1.70	1.74	1.19	1.22	1.37
Al ^{IV}	1.79	1.79	1.65	1.81	1.06	1.11	1.06
Al ^{VI}	0.07	0.06	0.04	-0.07	0.13	0.10	0.31
Fe(III)	0.65	0.75	0.45	0.35	0.57	0.58	0.40
Fe(II)	0.95	1.09	1.26	1.25	1.17	1.26	1.52
Mg	3.23	2.99	3.30	3.66	3.03	3.00	2.88
Mn	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.04	0.02
Ca	1.697	1.750	1.600	1.511	1.736	1.725	1.570
Na	0.624	0.584	0.637	0.6	0.389	0.417	0.3452
K	0.237	0.188	0.229	0.199	0.175	0.223	0.253
Total	17.591	17.507	17.486	17.538	16.552	16.660	16.753
Fe\Fe+Mg	0.228	0.267	0.277	0.255	0.278	0.296	0.346
Mg#	0.772	0.733	0.723	0.745	0.722	0.704	0.654

یافته‌های پژوهشی

پetroگرافی و شیمی کانی‌ها

بر اساس مطالعات پتروگرافی نمونه سنگ‌های کواترنری واحد Qa1 آندزیت، بازالت آندزیت، و لیتیک کریستال توف آندزیتی، واحد Qa2 آندزیت تا تراکی آندزیت و بازالت آندزیت، واحد Qa3 الیون بازالت و بازالت آندزیت هستند. آندزیت‌ها عمدتاً از کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، و کوارتز تشکیل شده‌اند. بافت‌های مشاهده‌شده در آن‌ها عمدتاً پورفیری و سری‌ایت (بافتی که اندازه کانی‌های آن متغیر است و در اندازه کانی‌ها از کوچک‌ترین کانی تا بزرگ‌ترین کانی کم‌وبیش پیوستگی وجود دارد) است. ترکیب پلاژیوکلازها عمدتاً آندزین والیگوکلاز است. آمفیبول‌ها گاه به صورت جزئی یا کامل اپاسیتی شده‌اند. پیروکسن‌ها با گسترش کم و اندازه‌های متوسط تا ریز دیده می‌شوند. کوارتز به صورت جزئی و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. خمیره از کانی‌های دانه‌ریز آمفیبول، میکرولیت پلاژیوکلاز، شیشه، و کانی‌های اپاک تشکیل شده است. سنگ‌های بازالتی عمدتاً دارای کانی‌های پلاژیوکلاز پیروکسن و گاه الیون‌اند. بافت‌های مشاهده‌شده در آن‌ها عمدتاً پورفیریک و سری‌ایت است. ترکیب پلاژیوکلاز عمدتاً لابرادوریت در درشت‌بلورها تا آندزین در ریزبلورهاست. پیروکسن‌ها با اندازه‌های درشت تا ریز دیده می‌شوند. کانی الیون در بعضی از نمونه‌ها دیده می‌شود. خمیره از کانی‌های دانه‌ریز پیروکسن، میکرولیت پلاژیوکلاز، شیشه، و کانی‌های اپاک تشکیل شده است. نمونه‌های پیروکلاستیک مطالعه‌شده عمدتاً از کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، اپاک، و قطعات سنگی آندزیتی

تشکیل شده‌اند که در بعضی قسمت‌ها حالت شکستگی نشان می‌دهند و دارای خمیره‌ای دانه‌ریزند. این خمیره یا از ذرات ریز غیرقابل شناسایی (در توف‌ها احتمالاً خاکستر) یا از کانی‌های ریز (در آگلومراو برش‌ها احتمالاً لایلی) تشکیل شده است و گاه حالت جریان‌ی نشان می‌دهد (شیعیان و همکاران ۱۳۹۴).

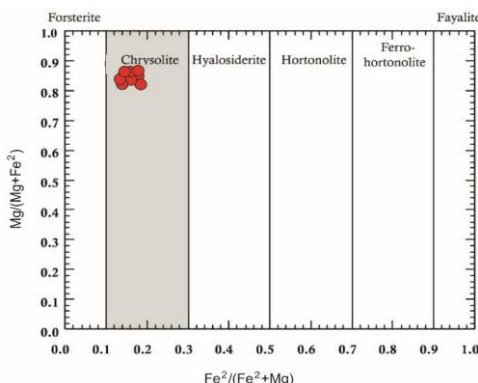


شکل ۳. الف) نمونه آندزیتی با فنوکریست آمفیبول و زمینه شیشه‌ای؛ ب) نمونه بازالت با فنوکریست‌های پیروکسن پلاژیوکلاز و زمینه میکرولیتی و شیشه‌ای؛ ج) نمونه الیون بازالت با فنوکریست الیون و زمینه میکرولیتی و شیشه‌ای؛ د) نمونه‌ای از سنگ‌های لیتیک کریستال توف.

الیون

برای طبقه‌بندی گروه‌های الیون از نمودار سرد شدن سری‌های فورستریت و فایالیت بر مبنای پیشنهاد ویجر^۱ و دییر (۱۹۳۹) استفاده می‌شود. بر اساس نتایج آنالیز میکروپروپ درشت‌بلورهای الیون در جدول ۱ و بهره‌گیری از نمودار یادشده درشت‌بلورهای الیون واحد Qa3 از نوع کریزولیت‌اند (شکل ۴).

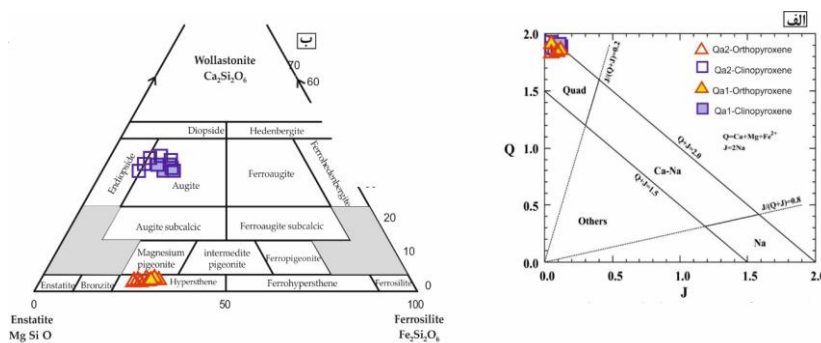
1. Wager



شکل ۴. موقعیت درشت بلورهای الیوبین واحدهای کواترنری در نمودار $[Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)]$ در مقابل $[Mg/(Fe^{2+}+Mg)]$ (ویجر و دیبر ۱۹۳۹) (بعضی نمونه‌ها همپوشانی دارند).

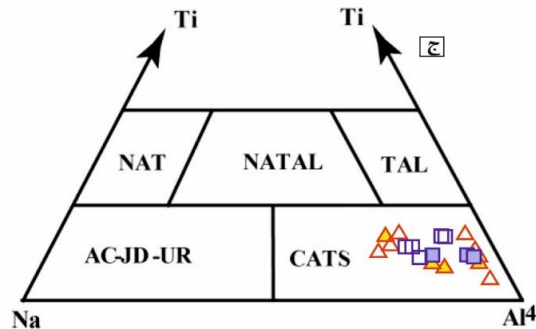
پیروکسن

طبقه‌بندی پیروکسن‌ها با توجه به قرارگیری کاتیون‌ها در مکان M1 و M2 صورت می‌گیرد. پیروکسن‌های واحدهای کواترنری بزمان با توجه به نمودار Q-J (موریموتو^۱ و کیتامورا^{۱۹۸۳}) در محدوده آهن- منیزیم - کلسیم^۲ قرار گرفته‌اند (شکل ۵الف). برای تعیین دقیق‌تر پیروکسن‌های گروه Ca-Mg-Fe از نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs متمایزکننده انواع پیروکسن‌ها استفاده شد (موریموتو ۱۹۸۸). همان‌طور که در شکل ۵ب دیده می‌شود، بر اساس جدول ۲ درشت بلورهای پیروکسن موجود در هر دو واحد به دو نوع کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن تقسیم می‌شوند. گروه کلینوپیروکسن‌ها در محدوده اوزیت و ارتوپیروکسن‌ها در محدوده کلینوانستاتیت قرار می‌گیرند. با توجه به ترکیب، پیروکسن‌های هر دو واحد کواترنری از یک نوع‌اند. در رده‌بندی دیگر پیروکسن‌ها، از نمودار مثلثی $Ti-Na-Al^{IV}$ (پاپیکه^۳ و همکاران ۱۹۷۴) استفاده شده است. در این نمودار همه پیروکسن‌ها در گستره CATS، یعنی کلسیم چرماک، جای می‌گیرند (شکل ۵ج). بر اساس جدول ۲، مقدار کم Na در این پیروکسن‌ها فقیر بودن آن‌ها از آزرین را نشان می‌دهد.



شکل ۵. الف) موقعیت بلورهای پیروکسن واحدهای کواترنری در نمودار Q-J (موریموتو و کیتامورا ۱۹۸۳)؛ ب) نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (موریموتو ۱۹۸۸)؛

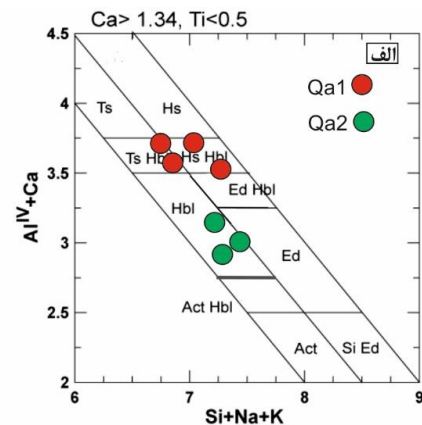
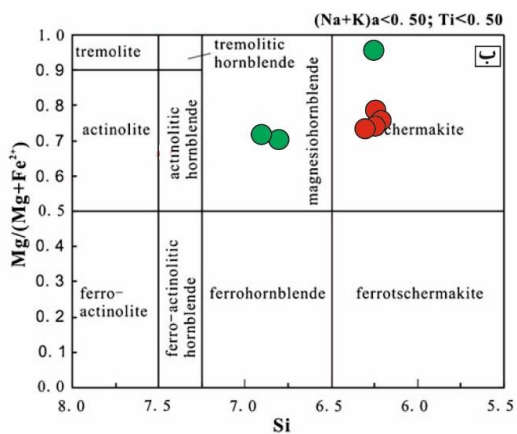
1. Morimoto
2. Quad
3. Papike



ادامه شکل ۵. ج) نمودار Ti-Na-Al^{IV} (NATAL: NaTiSiAlO₆, TAL: CaTiAl₂O₆, NATAL: NaTiSiAlO₆, NAT:) Ti-Na-Al^{IV} (پاپیکه و همکاران ۱۹۷۴) (نمونه‌ها همپوشانی دارند).
 (NaTi_{0.5}R_{0.52}+Si₂O₆, JD: NaAlSi₂O₆, CATS: CaAlAlSiO₆, and CaFeAlSiO₆ AC: NaFeSi₂O₆, UR: NaCrSi₂O₆

آمفیبول

بر اساس تقسیم‌بندی لایک^۱ و همکارانش (۱۹۹۷) آمفیبول‌های موجود در واحدهای Qa1 بر اساس نمودار Al^{IV}+Ca در مقابل Si+Na+K در محدوده‌های هورنبلند چرماکیت و هورنبلند هیستینگزایت و Qa2 در محدوده هورنبلند قرار می‌گیرند (شکل ۶الف). با توجه به نمودار Mg/(Mg+Fe²⁺) بر TSi (گیرت^۲ و همکاران ۱۹۸۰) آمفیبول‌های موجود در Qa1 در محدوده هورنبلند چرماکیت و چرماکیت و Qa2 در محدوده‌های هورنبلند منیزیم‌دار و هورنبلند چرماکیت قرار می‌گیرند (شکل ۶ب). نتایج آنالیز تعدادی از آمفیبول‌های موجود در واحدهای Qa1 و Qa2 جدول ۳ آمده است.



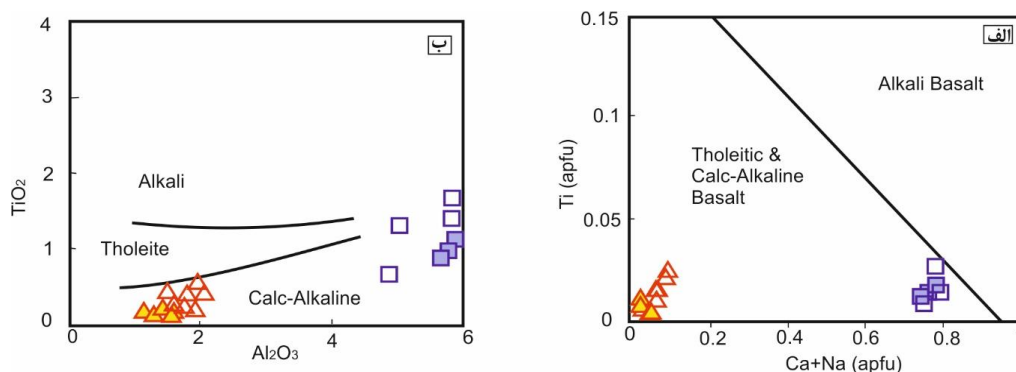
شکل ۶. طبقه‌بندی آمفیبول‌ها در سنگ‌های بازالت‌اندزیت در هر دو گروه بر پایه ترکیب شیمیایی آن‌ها
 نمودار الف) Al^{IV}+Ca در مقابل Si+Na+K (لایک و همکاران ۱۹۹۷)
 Ed, edenite; Act, actinolite; Si Ed, silicedenite; Ts, tschermakite, Hs, hastingsite, Hbl, hornblende
 نمودار ب) Mg/(Mg+Fe²⁺) در مقابل Si (گیرت و همکاران ۱۹۸۰)

1. Leake
2. Giret

بحث و نتیجه

تعیین سری ماگمایی با استفاده از شیمی کانی‌ها

برای مطالعه دقیق‌تر سنگ‌های آتشفشانی کواترنری بزمان (بازالت‌اندزیت) از شیمی پیروکسن در تعیین سری ماگمایی استفاده شد. در نمودار $Ca+Na$ در مقابل Ti (لتیریر^۱ و همکاران ۱۹۸۲) (شکل ۷ الف) همه نمونه‌های ارتوپیرکسن و کلینوپیروکسن در محدوده تولیت و کالکوالکان قرار می‌گیرند و بر اساس نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (له‌بیس^۲ ۱۹۶۲) ارتوپیروکسن‌های مربوط به هر دو واحد کواترنری و کلینوپیروکسن‌های واحد Qa1 در محدوده کالک‌الکان قرار می‌گیرند و کلینوپیروکسن‌های واحد Qa2 تمایلی به سری تولیتی نشان می‌دهد (شکل ۷ ب).



شکل ۷. الف) نمودار $Ca+Na$ مقابل Ti (لتیریر و همکاران ۱۹۸۲)؛ ب) نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (له‌بیس ۱۹۶۲). نمادهای واحدها مانند شکل ۵ الف.

تعیین دما و فشارسنجی با استفاده از شیمی کانی‌ها

با توجه به آنالیز نقطه‌ای کانی‌های واحدهای کواترنری و آتشفشانی بودن آن‌ها دما و فشارسنجی بر اساس کانی‌های پیروکسن و الیوین انجام شده است.

دما و فشارسنجی پیروکسن

به منظور تخمین و محاسبه شرایط فشار دمای حاکم در محیط‌های زمین‌شناسی محققان روش‌های گوناگونی پیشنهاد کرده‌اند. یکی از روش‌ها استفاده از کانی پیروکسن است که به دلیل حساسیت این کانی به حرارت جهت تعیین حرارت تبلور استفاده می‌شود. بر اساس نوع و ترکیب پیروکسن‌های موجود در مجموعه سنگ‌های آذرین در هر منطقه، شیوه‌های دماسنج وابسته، دماسنج تک‌پیروکسنی، دماسنج دوپیروکسنی، دماسنج سه‌پیروکسنی برای تعیین فشار و حرارت تشکیل این کانی‌ها مورد آزمون قرار گرفته و با نام «روش‌های تجربی زمین‌گرماسنجی» معرفی شده‌اند (لیندسی^۳ ۱۹۸۳). بنابراین با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن می‌توان به ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر نمونه‌ها نظیر فشار و

1. Leterrier
2. Le Base
3. Lindsley

دما و فوگاسیتته اکسیژن ماگما- پرداخت. در نمونه‌های منطقه مورد پژوهش، ارتوپروکسن‌ها و کلینوپروکسن‌ها از کانی‌های موجود در سنگ‌های مافیک و حدواسط منطقه‌اند که به صورت درشت‌بلور و ریزبلور و در زمینه دیده می‌شوند. بنابراین، هر دو فاز مد نظر قرار می‌گیرند. فوگاسیتته اکسیژن تأثیر ویژه‌ای در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب دارد (فرانس^۱ و همکاران ۲۰۱۰) و عامل مؤثری در کنترل فرایندهای ماگمایی است و بر توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته تأثیر می‌گذارد (کلینک^۲ و همکاران ۱۹۸۳؛ کرس^۳ و کارمایکل ۱۹۹۱؛ اتونلو^۴ و همکاران ۲۰۰۱؛ مورتی^۵ ۲۰۰۵؛ بوچانیکاو^۶ و همکاران ۲۰۰۵). به کمک نمودار مجموع $2Ti + Cr + Al^{VI}$ در برابر $Na + Al^{IV}$ (شویتزر^۷ و همکاران ۱۹۷۹) (شکل ۹ الف)، که خود تابعی از میزان آهن سه‌ظرفیتی پروکسن‌هاست، می‌توان فوگاسیتته اکسیژن را به دست آورد. این نمودار بر اساس موازنه Al موجود در موقعیت تترائدری (چهاروجهی) با Al و Cr^{3+} در موقعیت اکتائدری (هشت‌وجهی) تنظیم شده است. در ترکیب پروکسن‌ها عناصر Fe^{3+} می‌تواند جانشین عناصر سه‌ظرفیتی مانند Cr, Al^{VI} و Ti در موقعیت هشت‌وجهی شود. بنابراین فراوانی Fe^{3+} در پروکسن‌ها بستگی به میزان Al^{VI} دارد و به عبارت دیگر تابع موازنه آلومینیوم در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی است. بنابراین هر چه Al بیشتری وارد موقعیت چهاروجهی شود، امکان ورود عناصر سه‌ظرفیتی دیگر، به جز آلومینیوم، مانند Fe^{3+} ، به موقعیت هشت‌وجهی فراهم‌تر می‌شود. بدین صورت که نمونه‌هایی که بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار گرفته‌اند پروکسن‌هایی هستند که در فاگوسیتته اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که در پایین این خط قرار گرفته‌اند نشان‌دهنده فوگاسیتته کم اکسیژن هستند. در عین حال کامرون^۸ و پاپایک (۱۹۸۱) به فاصله نمونه‌ها از خط Fe^{3+} اشاره کرده و یادآور شده‌اند که هر چه فاصله نمونه‌ها از این خط بیشتر باشد مقدار فوگاسیتته اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها بیشتر بوده است. همان‌طور که در شکل ۹ الف ملاحظه می‌شود، نمونه‌های ارتوپروکسن و کلینوپروکسن در بالای خط یادشده قرار گرفته‌اند و بنابراین در فاگوسیتته بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند؛ هرچند نمونه‌های ارتوپروکسن در فاگوسیتته کمتری نسبت به کلینوپروکسن‌ها به وجود آمده‌اند. برای بررسی دما و فشار تشکیل پروکسن‌ها از روش‌های دما و فشارسنجی زیر استفاده شده است:

الف) بر اساس شاخص‌های XPT و YPT (شکل ۸) که با روابط ۱ و ۲ محاسبه می‌شوند (سوسو^۹ ۱۹۹۷):

رابطه ۱

$$XpT = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 \square 0.404 Al_2O_3 + 0.346 FeO^{(tot)} \square 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431 CaO \square 0.446 Na_2O$$

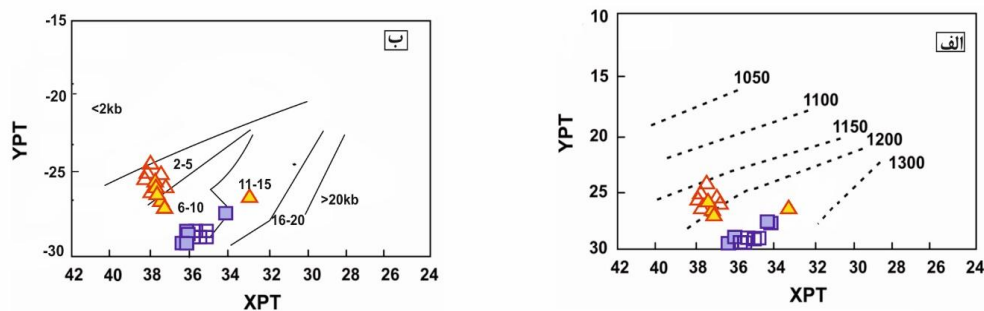
رابطه ۲

$$YpT = \square 0.369 SiO_2 + 0.535 TiO_2 \square 0.317 Al_2O_3 + 0.323 FeO^{(tot)} + 0.235 MnO \square 0.516 MgO \square 0.167 CaO \square 0.153 Na_2O$$

1. France
2. Kilinc
3. Kress
4. Ottonello
5. Moretti
6. Botcharnikov
7. Schweitzer
8. Cameron
9. Soesoo

بر اساس این روش نمونه‌های کلینوپیروکسن در بازه دمایی ۱۲۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و به طور تقریب در دمای ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. ارتوپیروکسن‌ها در محدوده‌های ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند که البته نمونه‌های بازالت‌اندزیت Qa1 قدری تا دمای بالاتر گسترش دارند. بر این اساس محدوده فشارشی تشکیل کلینوپیروکسن ۶ تا ۱۰ کیلو بار است. ارتوپیروکسن‌ها در محدوده ۲ تا ۵ کیلو بار تشکیل شده‌اند که البته نمونه‌های بازالت‌اندزیت Qa1 قدری تا فشار بالاتر تا حد ۷ یا ۸ کیلو بار گسترش دارند.

ب) روش پوتریکا^۱ و تپلی (۲۰۰۸) که بر اساس تعادل مذاب با بلورهای ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن محاسبه می‌شود. با استفاده از این روش دمای تشکیل ارتوپیروکسن‌های بازالت‌اندزیت واحد Qa1 ۱۱۲۴ درجه سانتی‌گراد و کلینوپیروکسن‌ها ۱۱۴۵ درجه سانتی‌گراد و فشار محیط تشکیل ارتوپیروکسن‌ها ۵ کیلو بار و کلینوپیروکسن‌ها ۸ کیلو بار است. دمای تشکیل ارتوپیروکسن‌ها ۱۰۶۸ سانتی‌گراد و کلینوپیروکسن‌ها ۱۱۰۰ سانتی‌گراد و فشار محیط تشکیل ارتوپیروکسن ۲/۲ کیلو بار و کلینوپیروکسن‌ها ۴/۳ کیلو بار در بازالت‌اندزیت‌های واحد Qa2 است. گفتنی است محاسبات به کمک نرم‌افزار اکسل مرتبط با این روش‌ها انجام شده است. همان‌طور که از هر دو روش دما و فشارسنجی قابل برداشت است، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها از ارتوپیروکسن‌ها در هر دو بازالت‌اندزیت واحد کواترنری بالاتر است. دما و فشار ماگمای تشکیل‌دهنده Qa1 از Qa2 کمی بیشتر است. کاهش دما و فشار شرایط تشکیل ارتوپیروکسن‌ها را می‌توان با افزایش میزان آهن در ساختار ارتوپیروکسن‌ها مرتبط دانست. این دما و فشار برای بازالت‌اندزیت واحد Qa1 ۱۱۷۸ درجه سانتی‌گراد و ۶/۶۸ کیلو بار و واحد Qa2 ۱۱۴۷ درجه سانتی‌گراد و ۴/۷۵ کیلو بار است.



شکل ۸. تعیین دما و فشار نمونه‌های پیروکسن بازالت‌اندزیت واحدهای کواترنری توسط نمودارهای سوسو (۱۹۹۷). نمادهای واحدها مانند شکل ۵الف.

دما و فشارسنجی الیوین

از ضرایب توزیع عناصر بین کانی و ماگما می‌توان برای تعیین خواص مختلف ماگما استفاده کرد. مقایسه داده‌های آزمایشگاهی با سنگ‌های مشابه نشان می‌دهد دماسنجی بر پایه الیوین نتایج قابل قبولی به دست می‌دهد. با وجود این، قبل از اینکه بتوان از ترکیبات مایع-کانی برای ارزیابی تعادل خواص ماگما در فازهای مختلف استفاده کرد، باید این ترکیبات به وجود آمده باشند. این همیشه ساده نیست و اطلاعات تجربی زیادی مورد نیاز است. شیشه سریع‌سردشده

1. Putirka

امکان مطالعه وضعیت تعادل بین بلورها و مذاب را فراهم می‌کند. با توجه به مطالعات رودر^۱ و امسلی (۱۹۷۰) توزیع منیزیم و آهن فرو بین الیوین و مایع را می‌توان با رابطه^۳ بیان کرد.

رابطه^۳
$$\text{Mg (الیوین)} + \text{Fe (مایع)} = \text{Mg (مایع)} + \text{Fe (الیوین)}$$

جایگزینی Mg کوچک‌تر توسط یون Fe بزرگ‌تر با کاهش دمای مذاب صورت می‌گیرد. یک ثابت تعادلی (K) برای این واکنش بر اساس فعالیت (a) گونه‌های مختلف شیمیایی (یعنی Mg, MgO, MgSiO₃O₂) در مایع و محلول‌های جامد یا بر پایه مول جزئی (X) و ضریب فعالیت (γ) گونه‌های مختلف ارائه شده است.

رابطه^۴
$$K = (X_{\text{FeO}}^0) (X_{\text{MgO}}^1) / (X_{\text{FeO}}^1) ((X_{\text{MgO}}^0) \times (\gamma_{\text{FeO}}^0) \gamma_{\text{MgO}}^1) / (\gamma_{\text{FeO}}^1) (\gamma_{\text{MgO}}^0)$$

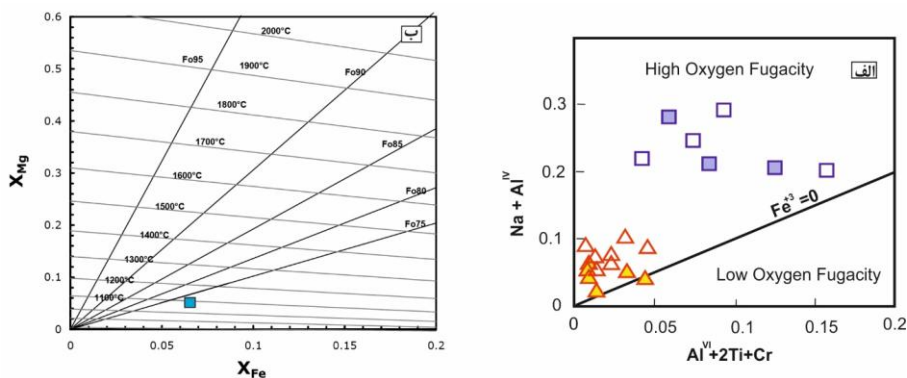
نسبت مول‌های جزئی، که رودر و امسلی (۱۹۷۰) تعیین کرده بودند، به عنوان ضریب توزیع تعریف شده است. این ضرایب قبلاً مورد مطالعه ترمودینامیکی بوئن^۲ و شرر (۱۹۳۵) قرار گرفته بودند. برادلی^۳ (۱۹۶۲) معادلات ارائه‌شده بوئن و شرر (۱۹۳۵) را با استفاده از شرایط مختلف حرارتی خاص اصلاح کرد (مکیپا^۴ ۱۹۷۸). با توجه به موارد فوق و بر اساس ۱۲۰۰ داده آزمایشگاهی، روش پوتریکا^۵ و همکارانش (۲۰۰۷) یکی از مدل‌ها بسیار مناسب برای دمای تخمینی بر اساس تعادل مذاب با الیوین به شمار می‌رود. بر این مبنا دمای تعادلی تعداد یازده نمونه الیوین از واحد Qa3 کواترنری که مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفته بودند حدود ۱۱۰۰ به دست آمد که با دمای تعادلی به دست آمده از روش ترسیمی رودر و امسلی (۱۹۷۰) همخوانی دارد (شکل ۹ب). رودر و امسلی (۱۹۷۰) به صورت ترسیمی وابستگی ترکیب الیوین به ترکیب مایع را با تطبیق مول‌های FeO در برابر مول‌های MgO در مایع نشان دادند. آن‌ها (۱۹۷۰) جزئیات دقیق و مفیدی از این نمودار را مورد بحث قرار دادند. از آنجا که ترکیب بازالت‌ها مشابه مواد مورد آزمایش آن‌هاست و SiO₂ بیش از میزان مورد نیاز در مایع برای ترکیب با FeO, MgO و تشکیل الیوین وجود دارد، این نمودار به طور تخمینی ترکیب تعادلی الیوین و دمای تعادلی را ارزیابی می‌کند. ترکیب الیوین تعادلی هیچ وابستگی معناداری با دما به وجود نمی‌آورد. اما همبستگی خوبی بین توزیع عنصری و دما وجود دارد. این روش در نسخه جدید با تلاش پوتریکا و همکارانش (۲۰۰۷) با محاسبه ایزوترم‌ها اصلاح شده است. جهت تعیین فشار از روش فعالیت Si پوتریکا و تپلی (۲۰۰۸) استفاده شده است. این روش بیشتر برای ترکیب الیوین در حال تعادل با مذاب کاربرد دارد. بر اساس این فشار تعادلی حدود ۵/۵ کیلوپا است. گفتنی است محاسبات به کمک نرم‌افزار اکسل مرتبط با این روش‌ها انجام شده است.

نتیجه

آنالیز شیمی کانی‌های مافیک در مورد سه نمونه از بازالت آندزیت و الیوین‌بازالت واحدهای کواترنر انجام شد. درشت‌بلورهای الیوین در الیوین‌بازالت از نوع کریزولیت است. آمفیبول‌های موجود در بازالت آندزیت در واحد Qa1 از نوع هورنبلند چرماکیت، چرماکیت، و هورنبلند هیستینگزایت و در واحد Qa2 از نوع هورنبلند، هورنبلند منیزیم‌دار، و هورنبلند چرماکیت است. پیروکسن بازالت آندزیت واحدهای کواترنری از نوع آهن- منیزیم- کلسیم و کلسیم چرماک و از دو نوع کلینوپیروکسن و

1. Roeder
2. Bowen
3. Bradley
4. Makipaa
5. Putirka

ارتوپيروكسن به صورت اوزيت و كلينوانستاتيت هستند. همه نمونه‌ها، چه ارتوپيروكسن‌ها چه كلينوپيروكسن‌ها، در محدوده تولثيت و كالكوالكالن قرار می‌گیرند و كلينوپيروكسن‌های واحد Qa2 تمایلی به سری تولثیتی نشان می‌دهند. دمای تعادلی کانی الیون در واحد Qa3 کواترنری حدود ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار تعادلی حدود ۵/۵ کیلو بار است. دمای تشکیل كلينوپيروكسن‌ها از ارتوپيروكسن‌ها در هر دو واحد Qa1 و Qa2 کواترنری بالاتر است. دما و فشار ماگمای تشکیل‌دهنده واحد Qa1 از Qa2 کمی بیشتر است. این دما و فشار برای واحد Qa1 ۱۱۷۸ درجه سانتی‌گراد و ۶/۸۶ کیلو بار و برای واحد Qa2 ۱۱۴۷ درجه سانتی‌گراد و ۴/۷۵ کیلو بار است. کاهش دما و فشار شرایط تشکیل ارتوپيروكسن‌ها و الیون را می‌توان با افزایش میزان آهن در ساختار آن‌ها مرتبط دانست. به طور میانگین دما و فشار محفظه ماگمای کواترنری بزمان بر پایه کانی‌های مافیک را می‌توان ۱۱۴۱/۵ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵/۵ کیلو بار تخمین زد.



شکل ۹. الف) نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ (شوینتز و همکاران ۱۹۷۹)، تخمین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پيروكسن. نمادهای واحدها مانند شکل ۵الف؛ ب) موقعیت مذاب در تعادل با بلورهای الیون در نمودار X_{Mg} در مقابل X_{Fe} (رودر و امسلی ۱۹۷۰؛ پوتریکا و همکاران ۲۰۰۷).

منابع

خلقی خسرقی، م. ح. و آ. محمدی گل (۲۰۰۵). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چاه سنگی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

شیعیان، ک. (۱۳۹۳). «پتروگرافی، ژئوشیمی و نقشه زمین‌شناسی آتشفشان بزمان»، پایان‌نامه دکترای زمین‌شناسی، استادان راهنما: منصور وثوقی عابدینی و جلیل قلمقاش، رشته زمین‌شناسی، گرایش پتروژئولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات تهران.

شیعیان، ک. و ج. قلمقاش، م. وثوقی عابدینی، ف. مسعودی (۱۳۹۴). «زمین‌شناسی، ژئوشیمی، و پتروژئولوژی آتشفشان بزمان: جنوب خاوری ایران»، علوم زمین، ش ۹۵، صص ۹۹-۱۱۰.

Bradley, R. S. (1962). «Thermodynamic calculations on phase equilibria involving fused salts. Part II. Solid solutions and application to the olivines». *Am. J. Sci.* 260: pp. 550—554.

Botcharnikov, R. E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C., & Wilke, M. (2005). «The effect of

- water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt» . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, N0. 69, pp. 5071-5085.
- Bowen, N. L. & Schairer, J. F. (1935). «The system MgOFeO-SiO₂». *Am. J. Sci.* 29: pp. 151—217.
- Cameron, M. & Papike, J. J. (1981). «Structural and chemical variations». *American Mineralogist* N0. 66, pp. 1-50.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Andstein, S. (1990). «Current plate motions» *Geophys. J. Int.* Vol. 101, pp. 425-478.
- Dykstra, J. D. & Birine, R. (1979). «Segmentation of the Quaternary subduction Zone under the Balouchestan region of Pakistan and Iran. Geodynamic of Pakistan». *Geodynamic of Pakistan*. pp. 319-325.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., & Bech, F. (2010). «A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. N0. 189, pp. 340-346.
- Ghalamghash, J., Schmitt, A. K., Shiaian, K., Jamal, R., & Chung, S. L. (2019). «Magma origins and geodynamic implications for the Makran-Chagai arc from geochronology and geochemistry of Bazman volcano, southeastern Iran». *J. Asian Earth Sci.* 156, pp. 167-178. Doi:10.1016/j.jseaes.2018.12.006.
- Giret, A., Bonin, B., & Leger, J. M. (1980). «Amphibole compositional trends oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring- complexes». *Can. Mineral.*, 18, pp. 481–495.
- Kholghi Khosraghi, M. H. & Mohammadi ghol, A. (2005). Chahasangi square geological map, scale 1/100000. Geological Survey of Iran. (In Persian)
- Kress, V. C. & Carmichael, I. S. E. (1991). «The compressibility of silicate liquids containing Fe₂O₃ and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states». *Contributions to Mineralogy and Petrology*. No. 108, pp. 82-92.
- Kilinc, A., Carmichael, I. S. E., Rivers, M. L., & Sack, R. O. (1983). «The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air». *Contributions to Mineralogy and Petrology*. No. 83, pp. 136-140.
- Kopp, C., Fruehen, J., Flueh, E. R., Reichert, C., Kukowski, N., Bialis, J., Kreemer, C., Haines, A. J., Holt, W. E., Bkewitt, G., & Lavallee, D. (2000). «On the determination of a global strain rate model. Earth. Planet». *Sci.Lett.* Vol. 52, pp.765-770.
- Kukowski, N., Schillhon, T., Huhan, K., Rad, U. V., Unsen, S., & Flueh, E. R. (2001). «Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge of Pakistan, Marine». *Geo.*Vol. 173, pp. 1-19.
- Leake, B. E., Woolly, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. h., Rock, N. M. S., Schmucher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N, Unungaretti, L., Whittaker, E. J. W., & Youzhi, G. (1997). «Nomenclature of Amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names». *European Journal of Mineralogy*, 9, pp. 623-651.
- Le Base, M. J. (1962). «The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage». *American Journal of Science*. No. 260, pp. 267-288.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., & Marchal, M. (1982). «Clinopyroxene

- composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series». *Earth and Planetary Science Letters*. No. 59, pp. 139-154.
- Lindsley, D. H. (1983). «Pyroxene thermometry». *American mineralogists*. No. 68. pp. 477-493.
- Makipaa, H. (1978). «Mineral equilibria, geothermometers and geobarometers in some Icelandic hyaloclastites». *Bull. Geol. Soc. Finland*. 50: pp. 113-134.
- Mokhtari, Z., Boomeri, M., & Bagheri, S. (2015). «Application of multifractal modeling technique in systematic lithochemical survey to identify Au–Cu anomalies in the Siah-Jangal area, Southeastern of Iran». *Arabian Journal of Geosciences*. 8(11), pp. 9517-9530.
- Moretti, R. (2005). «Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts». *Geophysics*. No. 48, pp. 583-608.
- Morimoto, N. & Kitamura, M. (1983). «Q-J diagram for classification of pyroxenes, Journal of the Japanese Association of Mineralogists». *Petrologists and Economic Geologists*. 78: 141.
- Morimoto, N. (1988). «Nomenclature of Pyroxenes». *Bulletin of Mineralogy*, No. 111, pp. 535–550.
- Ottonello, G., Moretti, R., Marini, L., & Zuccolini, M. V. (2001). «Oxidation state of iron in silicate glasses and melts: a thermochemical model». *Chemical Geology*. No. 174. pp. 157-179.
- Papike, J. J., Cameron, K. L., & Baldwin, K. (1974). «Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data». *Geology Society of America*. 6, pp. 1053-1054.
- Putirka, K. D., Perfit, M., Ryerson, F. J., & Jackson, M. G. (2007). «Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling». *Chem. Geol.* 241, pp. 177–206.
- Putirka, K. & Tepley, F. (2008). «Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry». *Mineralogical Soc. Am.* Vol. 69, pp. 61-120.
- Roeder, P. L. & Emslie, R. F. (1970). «Olivine liquid equilibrium». *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 29 (4). pp. 275 -289.
- Saadat, S. & Stern, C. R. (2011). «Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran». *LITHOS*. 125, pp. 607–619
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J., & bence, A. E. (1979). «Statistical analysis of clinopyroxenes from deepsea basalts». *American Mineralogist*. No. 64. pp. 501-513.
- Shiaian, K. (2014). «Petrography, geochemistry and geological map of Bazman volcano». Ph. D Thesis, Supervisors M. Vossoughi Abedini, J. Ghalamghash Geology courses of Islamic Azad University Sciencce And Reserch Brach 117 pp. (In Persian)
- Shiaian, K., Ghalamghash, J., Vossoughi Abedini, M., & Masoudi, F. (2015). «Geology, petrogenesis and geochemistry and Bazman Volcano: Southeast Iran». *Journal of Ulum Zamin*. No. 95, pp. 99-110 (In Persian)
- Soesoo, A. (1997). «A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations». *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)* 119. pp. 55-60.
- Wager, L. R. & Deer, W. A. (1939). «Geological investigations in East Greenland. Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerrdlugssuaq, East Greenland». *Meddelelser om Gronland*, 105 (4): p. 335.