

خاستگاه و زمین دما - فشارسنجی آندزیت‌های شمال باختر آتشفشان مساحیم، شهر بابک، کرمان، جنوب خاور ایران

زهرآ خواجه جواران^۱، غلامرضا قدمی^{۱*}، محمد پوستی^۱، عباس مرادیان^۲ و بهروز کریمی شهرکی^۳

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

^۳ آزمایشگاه مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران، کرج، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۹/۰۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۱/۰۴

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

زمین فشارسنجی

زمین دماسنجی

ژئوشیمی

آندزیت

کرمان

چکیده

آندزیت‌های اطراف آتشفشان مساحیم در شمال شهر بابک در پهنه ایران مرکزی و در کمربند ارومیه-دختر واقع شده است. اغلب دارای بافت پورفیری‌اند و کانی‌های اصلی آنها پلاژیوکلاز (آندزین تا لابرادوریت)، پیروکسن (اوژیت) و آمفیبول (چرماکیت و مگنزیوهورنبلند) است. این سنگ‌ها مربوط به سری ماگمایی کالک آلکالن و در محیط کمان آتشفشانی تشکیل شده‌اند. براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، از لحاظ LREE در مقایسه با HREE غنی‌شدگی دارند. نبود بی‌هنجاری مشخص Eu در الگوی عناصر نادر خاکی، نشان دهنده شرایط اکسایش ماگما طی تبلور است. بررسی شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که دارای ترکیب اوژیت بوده و ماگمایی که این کلینوپیروکسن‌ها از آن تشکیل شده‌اند در حدود ۱۰ درصد آب داشته است. میزان آهن سه ظرفیتی کلینوپیروکسن‌ها نشان دهنده میزان بالای اکسیژن در ماگماست. مطالعات زمین دما-فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها گویای آن است که میزان فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها حدود ۶-۱۰ کیلو بار و در گستره دمایی ۹۰۰-۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. کلینوپیروکسن‌های بررسی شده متعلق به سری کالک آلکالن کوهزایی می‌باشند. دمای به دست آمده از تبلور بلورهای پلاژیوکلاز در حدود ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. براساس مطالعه حاضر، سنگ‌های منطقه احتمالاً حاصل فرورانش سنگ کوه اقیانوسی نئوتیتس به زیر پهنه سندج-سیرجان، در زمان انوسن و در محیط کمان آتشفشانی است.

۱- پیش‌نوشتار

اقیانوس پالتوتیتس در اواخر دوره پرمین، به دنبال حرکت رو به شمال بلوک ایران مرکزی و برخورد آن با صفحه اوراسیا، در شمال شروع به بسته شدن کرد (Berberian and King, 1981). در پی بسته شدن اقیانوس پالتوتیتس در شمال، اقیانوس جدیدی (نئوتیتس) در جنوب، در میان دو بلوک عربی و ایران مرکزی، شروع به باز شدن کرد. در زمان تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین فرورانش اقیانوس نئوتیتس به زیر بلوک ایران مرکزی، در امتداد حاشیه فعال قاره ای (کمربند سندج-سیرجان) شروع شده است (Davoudzadeh et al., 1981). وجود گدازه‌های آتشفشانی در امتداد کمربند سندج-سیرجان در منطقه مورد بررسی شاهدی از فرورانش اقیانوس نئوتیتس در این منطقه است. زمان بسته شدن اقیانوس نئوتیتس از نظر برخی زمین‌شناسان مورد بحث است که بر اساس اولین نظریه، بسته شدن پایانی آن در طی کرتاسه پایانی-پالتوسن است (Berberian and King, 1981). همچنین در مقابل، بر اساس نظر برخی دیگر از زمین‌شناسان، بسته شدن نئوتیتس در زمان الیگوسن بالایی (Agard et al., 2005) و یا حتی میوسن (Jackson et al., 1995; Allen et al., 2004) صورت گرفته است. بخش مهمی از نوار ماگمایی ارومیه-بزمان

(نوار ماگمایی دهج - ساردوئیه) در شمال و شمال خاور شهرستان شهر بابک واقع شده است که در این ناحیه طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی به سن انوسن تا پلیوسن وجود دارد. حسن‌زاده (۱۳۵۷)، مرادیان (۱۳۷۵)، قدمی (۱۳۸۷) و شهاب‌پور (۱۳۸۴) هر کدام به تناسب نوع مطالعات، ویژگی‌های ساختاری، زمین‌ساختی و ماگمایی این نوار ماگمایی را در بخش‌های گوناگون مورد بررسی قرار داده‌اند. طبق پژوهش‌های زمین‌شناسان این سنگ‌ها به سری‌های ماگمایی مختلفی از جمله کالک آلکالن، آلکالن، شوشنیتی و گاهی آداکتیتی تعلق دارند. فوران‌های اولیه انوسن ایران مرکزی از نوع کالک آلکالن و زیردریایی بوده و سپس انواع سنگ‌های آتشفشانی که به طور متناوب کالک آلکالن بوده‌اند که با حجم‌های مختلف و بدون نظم و ترتیب خارج شده‌اند. در انوسن پسین ترکیب گدازه‌ها به طرف قلیایی (سدیمی یا پتاسیمی) و به شدت قلیایی گرایش پیدا کرده‌اند (حسن‌زاده ۱۳۵۷؛ مهدوی، ۱۳۷۷). سنگ‌های آتشفشانی مطالعه شده در نقشه ۱/۲۵۰۰۰ انار و ۱/۱۰۰۰۰۰ شهرستان شهر بابک واقع گردیده است. در این مقاله، به بررسی روش‌های مختلفی از جمله سنگ‌نگاری، شیمی سنگ کل و شیمی کانی تا حدودی خاستگاه

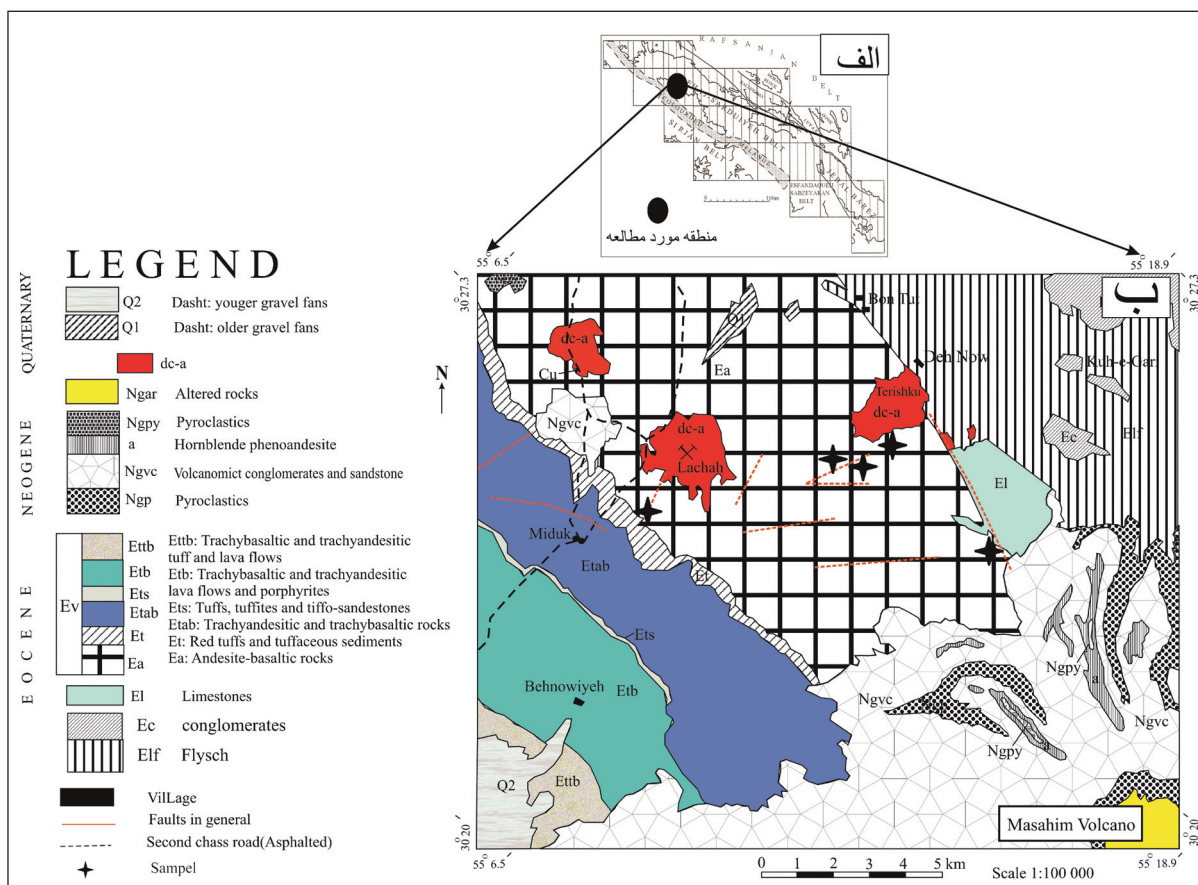
۳- جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی

منطقه مورد مطالعه در گستره‌ای با مشخصات $55^{\circ} 20'$ تا $55^{\circ} 6'$ و $30^{\circ} 20'$ تا $30^{\circ} 27'$ عرض شمالی قرار گرفته است (شکل ۱- الف و ب). در این ناحیه، تعدادی توده آتشفشانی داسیت- آندزیتی به سن میو- پلیوسن به درون سنگ‌های کمریند ماگمایی ارومیه- دختر به صورت گنبد و یا مخروط آتشفشانی کوچکی فوران کرده که در جنوب و شمال خاور آتشفشان مساحیم جای گرفته‌اند. سن این توده‌ها بر پایه نقشه زمین‌شناسی شهر بابک، میو- پلیوسن گزارش شده است. سنگ‌های آتشفشانی مربوط به ائوسن قدیمی‌تر هستند و توده‌های داسیتی- آندزیتی به داخل آن نفوذ کرده است و جدیدتر است و قطعات قدیمی‌تر را درون خود دارد. ارتفاع بالا نسبت به سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مجاور و رنگ روشن سنگ‌های داسیتی، این توده‌ها را از دیگر سنگ‌های منطقه مجزا می‌کند. در محدوده مورد مطالعه، واحدهای آندزیتی منطقه، مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته‌اند. آندزیت‌های منطقه در صحرا به شکل جریان گدازه و دایک دیده می‌شوند (شکل ۲- الف و ب). دایک‌های آندزیتی نسبت به گدازه‌ها جدیدترند. آندزیت‌های منطقه در صحرا به رنگ‌های خاکستری تا خاکستری تیره دیده می‌شوند و دایک‌ها به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند. از لحاظ ویژگی‌های سنگ‌شناسی، بیشتر آندزیت‌ها دارای بافت پورفیری هستند که بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن در آنها دیده می‌شود (شکل ۲- ب).

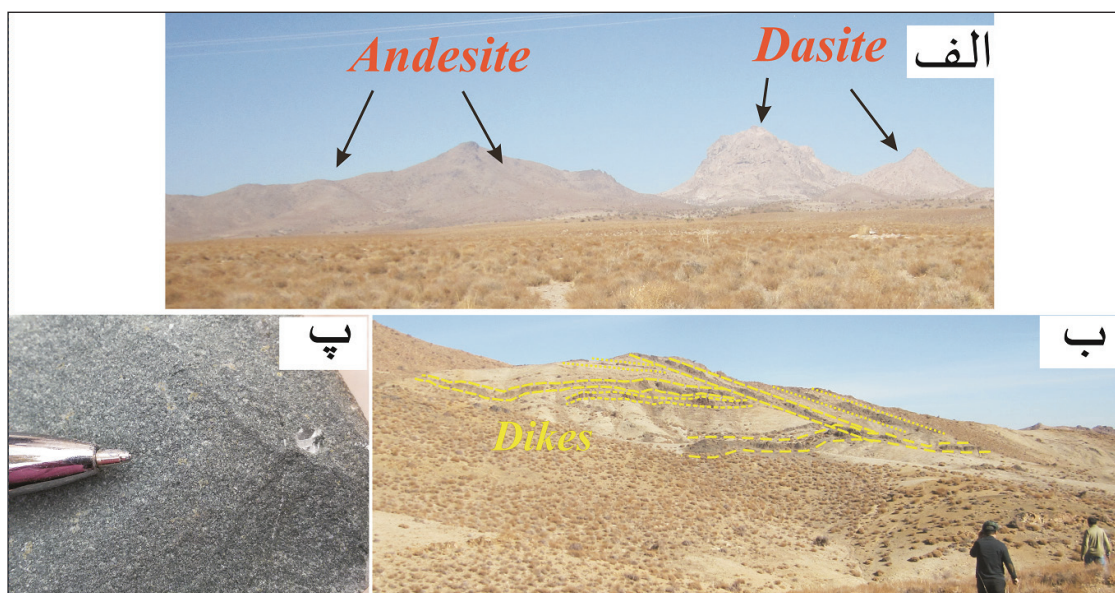
ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور و شکل‌گیری‌های بعد در آنها پرداخته می‌شود. از آن جا که هنوز بررسی‌های دقیقی در این بخش از نوار ماگمایی صورت نگرفته است، این بررسی ضروری به نظر می‌رسد.

۲- روش پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه برداری به صورت غیرسیستماتیک از سنگ‌های آندزیتی منطقه صورت گرفت و از بین آنها ۴۷ نمونه مقطع نازک تهیه گردید. پس از بررسی مقاطع نازک ۶ نمونه با دگرسانی کمتر در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (جدول ۱)، برای آنالیز اکسیدهای اصلی به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) با دقت 0.1% و عناصر نادر و کمیاب با دقت (ppm) به روش ICP OES اندازه‌گیری شدند. برای مطالعات شیمی کانی‌ها، ۶ نمونه مقطع نازک صیقلی تهیه و از ۶۵ نقطه (۱۴ نقطه پیروکسن و ۵۱ نقطه پلاژیوکلاز) آنالیز به روش EPMA روی کانی‌های وابسته به آندزیت‌ها انجام گرفت، ریزپردازش با یک ابرپردازشگر خودکار مدل JXA-8600 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ Kev و جریان ۱۰ nA در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران صورت گرفت. قطر پرتو الکترونی استفاده شده در این بررسی‌ها ۵ میکرون بوده است. نتایج آنالیزهای شیمی کانی‌های پیروکسن در جدول ۲ و پلاژیوکلاز در جدول ۳ آمده است.



شکل ۱- الف) موقعیت زمین‌شناسی مناطق در نوار دهج- ساردوئیه، ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شهر بابک با شماره ۷۰۴۹ (Dimitrijevic, 1973).



شکل ۲- تصویر صحرایی از آندزیت های منطقه مورد مطالعه، الف) روانه های آندزیتی، ب) دایک های آندزیتی پ) نمونه های دستی.

جدول ۱ - نتایج آنالیز شیمیایی سنگ های آندزیتی (TA= تراکی آندزیت و A= آندزیت).

	15	63	23	87	79	81
	TA	TA	A	A	A	TA
	Massive	Massive	Massive	Dike	Massive	Dike
SiO ₂	55.6	58.96	58.85	58.56	57.69	58.14
Al ₂ O ₃	16.68	16.11	17.31	16.14	16.39	15.75
Fe ₂ O ₃	5.94	5.73	6.68	6.69	7.58	6.93
CaO	5.29	5.93	6.94	7.12	5.11	6.64
MgO	0.92	2.14	1.76	2.74	2.25	2.83
Na ₂ O	4.02	3.96	4.03	3.43	5.47	2.96
K ₂ O	7.16	3.42	2	2.32	0.69	3.79
MnO	0.11	0.13	0.13	0.16	0.26	0.16
P ₂ O ₅	0.22	0.2	0.19	0.15	0.22	0.18
TiO ₂	0.73	0.67	0.8	0.6	0.67	0.88
SO ₃	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
SrO	0.1	0.13	0.11	0.1	0.1	0.1
L.O.I	3.07	2.43	1.01	1.8	3.45	1.46
Sum	99.94	99.91	99.91	99.91	99.98	99.92
Ba	397.4	1153.4	574.4	361.4	52.71	215.97
Ce	35.5	25.2	16.7	10.1	38.94	77.86
Cs	1.8	0.6	0.4	0.4	1.16	2.4
Dy	2.5	1	1.3	0.6	3.68	5.76
Eu	0.6	0.5	0.6	0.3	2.09	3.51
Hf	0.8	1.3	1.2	0.6	2.08	6.61
La	16.7	12.3	7.4	4.7	4.92	13.37
Lu	0.2	0.1	0.1	0	0.27	0.47
Nb	15.9	18.5	8.6	5.8	3.07	5.36
Nd	17.3	10.7	9.6	5.1	32.71	56.38
P	1119.7	965.3	1062.1	580.7	0.1	0.09
Pb	15	13.1	14.3	11.8	43.37	27.79
Pr	4.4	2.9	2.2	1.2	8.31	14.15
Rb	109.8	20.3	12	16.5	13.46	162.69
Sm	3.7	1.9	2	1.1	4.04	7.27
Sr	337.9	574.9	640.7	378	671.24	506.91
Th	9	5.2	1.9	0.7	1	6.08
Ti	2076.5	3328.8	3666.4	2628.3	0.15	0.31
U	3.5	3.9	1.6	0.5	1	2.17
Y	10.4	3.4	5.3	2.7	19.97	24.34
Yb	1.2	0.4	0.6	0.3	4.24	6.07
Zr	83.1	93.8	84.9	34.2	37.45	112.98

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای تعدادی از پیروکسن‌های موجود در آندزیت (فرمول ساختاری پیروکسن برپایه ۸ اکسیژن به دست آمده است).

	81-18	81-19	81-20	81-21	81-25	81-26	81-27	59-1	59-2	59-3	59-4
SiO ₂	50.75	49.9	50.95	50.64	50.87	49.83	51.15	51.57	51.38	52.77	52.34
Al ₂ O ₃	3.02	4.04	2.42	2.92	2.96	2.42	2.92	1.42	2.45	1.12	1.23
FeO	8.91	9.25	9.62	9.32	8.88	8.66	8.43	7.84	8	7.61	7.58
CaO	20.61	20.58	19.9	20.16	20.63	19.44	20.34	21.99	21.29	22.03	22.24
MgO	15.05	14.57	15.39	15.22	13.29	15.83	15.8	15.56	15.08	15.65	15.06
Na ₂ O	0.33	0.35	0.37	0.3	0.33	0.26	0.24	0.69	0.77	0.69	0.7
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0.05	0.05	0.06	0.01
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0.11	0.02	0	0	0	0	0.01
MnO	0.27	0.29	0.33	0.31	0.31	0.34	0.36	0.47	0.47	0.43	0.49
P ₂ O ₅	0	0	0.07	0	0	0.06	0.08	0.03	0	0.03	0.05
NiO	0.32	0.46	0	0	0	0.41	0	0.6	0	0	0.39
TiO ₂	0.81	1.11	0.65	0.62	0.78	0.5	0.57	0.31	0.59	0.25	0.28
SO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0.06	0	0.1
Total	100.07	100.55	99.7	99.49	98.16	97.77	99.89	100.53	100.14	100.64	100.48
Fe ₂ O ₃	2.813	3.152	3.432	3.191	0	3.665	2.726	5.975	4.704	4.489	4.246
FeO	6.379	6.414	6.532	6.449	8.88	5.362	5.977	2.463	3.767	3.571	3.759
Si	1.896	1.863	1.909	1.899	1.929	1.905	1.903	1.929	1.914	1.952	1.951
Al ^{IV}	0.104	0.137	0.091	0.101	0.071	0.095	0.097	0.063	0.086	0.048	0.049
Al ^{VI}	0.029	0.041	0.016	0.028	0.062	0.014	0.031	0	0.021	0.001	0.005
Fe ³⁺	0.079	0.088	0.096	0.089	0	0.105	0.076	0.166	0.13	0.124	0.118
Ti	0.023	0.031	0.018	0.017	0.022	0.014	0.016	0.009	0.017	0.007	0.008
Cr	0	0	0	0	0.003	0.001	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0.198	0.199	0.203	0.201	0.282	0.17	0.185	0.076	0.116	0.109	0.116
Mn	0.009	0.009	0.01	0.01	0.01	0.011	0.011	0.015	0.015	0.013	0.015
Mg	0.838	0.811	0.86	0.851	0.751	0.902	0.876	0.868	0.837	0.863	0.837
Ca	0.825	0.823	0.799	0.81	0.838	0.796	0.811	0.878	0.849	0.873	0.888
Na	0.024	0.025	0.027	0.022	0.024	0.019	0.017	0.05	0.056	0.049	0.051
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Wo	42.34	42.65	40.59	41.31	44.55	40.13	41.38	43.85	43.61	44.04	44.98
En	43.03	42.02	43.68	43.4	39.93	45.48	44.73	43.33	42.98	43.53	42.39
Fs	14.63	15.33	15.73	15.3	15.52	14.39	13.88	12.82	13.41	12.43	12.63
Q	1.861	1.833	1.862	1.862	1.871	1.868	1.872	1.822	1.802	1.845	1.841
J	0.048	0.05	0.054	0.044	0.048	0.038	0.034	0.1	0.112	0.098	0.102

جدول ۳ - نتایج آنالیز نقطه‌ای تعدادی از پلاژیوکلازهای موجود در آندزیت (فرمول ساختاری برپایه ۸ اکسیژن به دست آمده است).

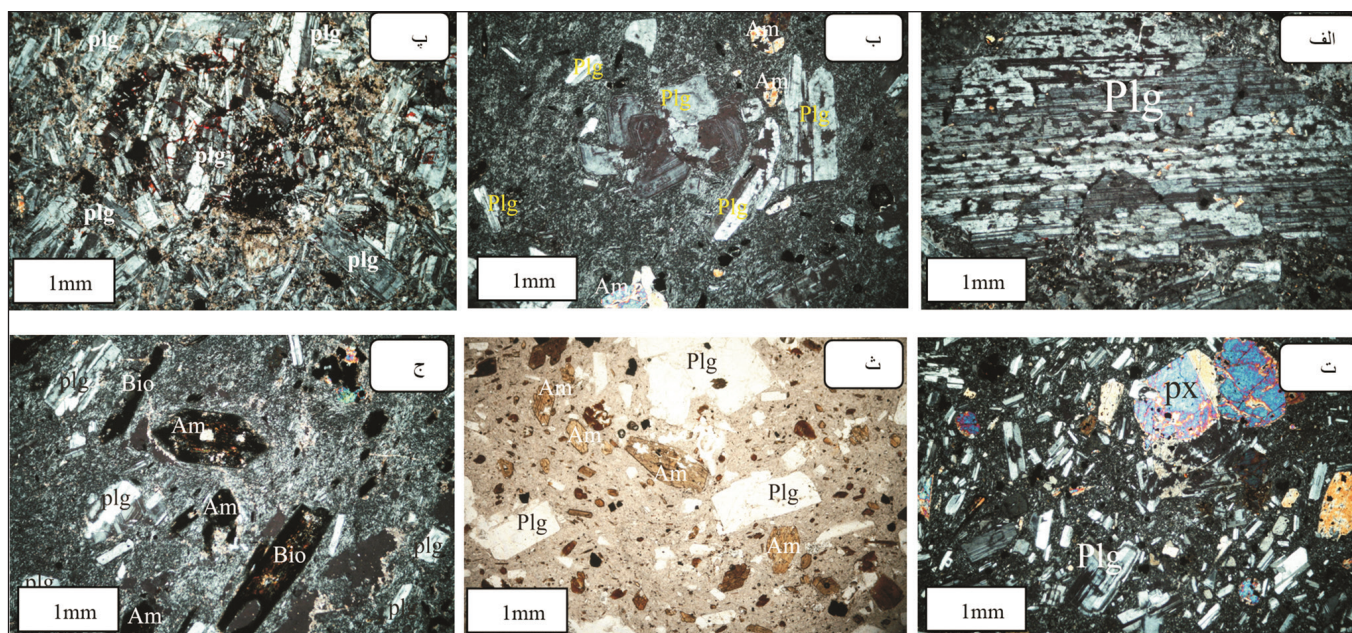
	15-8	87-56	87-57	87-58	87-60	81-29	81-32	81-46	59-6	59-9	87-59
SiO ₂	66.33	57.45	56.57	56.66	56.72	52.83	52.38	56.83	52.22	53.07	53.85
Al ₂ O ₃	20.09	26.47	26.58	27.68	26.84	28.2	29.13	27.17	1.33	0.95	28
FeO	0.14	0.14	0.47	0.25	0.25	0.53	0.54	0.51	8.1	3.96	0.33
CaO	0.9	7.63	8.71	9.29	8.94	11.54	13.29	9.32	21.77	23.95	10.53
MgO	0	0.03	0.03	0.01	0.01	0.05	0.11	0.17	16.1	17.33	0.02
Na ₂ O	10.78	7.1	6.44	6.72	6.71	4.58	3.6	6.3	0.58	0.4	5.7
K ₂ O	0.82	0.33	0.33	0.26	0.27	0.52	0.32	0.4	0	0	0.23
V ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0.04	0.02	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0.05	0.38	0
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0.37	0.09	0
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0	0.06	0	0
NiO	0.53	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TiO ₂	0.04	0.04	0	0	0	0.08	0.03	0.06	0.27	0.51	0
SO ₂	0	0.08	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99.63	99.27	99.13	100.87	99.74	98.33	99.4	100.76	100.89	100.66	98.66
Si	11.773	10.378	10.268	10.124	10.234	9.76	9.595	10.185	12.122	12.311	9.879
Ti	0.005	0.005	0	0	0	0.011	0.004	0.008	0.047	0.089	0
Al	4.202	5.635	5.686	5.829	5.707	6.14	6.289	5.739	0.364	0.26	6.05
Fe ²⁺	0.021	0.021	0.071	0.037	0.038	0.082	0.083	0.076	1.572	0.768	0.051

۴- سنگ نگاری

شیمیایی پلاژیوکلازها در اثر تغییر ترکیب شیمیایی ماگما همراه با تغییرات فشار باشد. پیروکسن نیز یکی دیگر از کانی های مافیکی است که به صورت خود شکل تا نیمه شکل دار و اندازه آنها بین ۰/۱ تا ۲ میلی متر وجود دارد.

این کانی اغلب به صورت بی رنگ مشاهده شده و برخی از آنها دارای ماکل ساده می باشند (شکل ۳-ت). آمفیبول ها دارای رنگ قهوه ای و شکل دار تا بی شکل هستند. این کانی به دو صورت بلورهای درشت اولیه و ریز بلورهای سوزنی در خمیره سنگ حضور دارند (شکل ۳-ث). اندازه آنها بین ۰/۲-۱ میلی متر است. در تعدادی از مقاطع آمفیبول ها به صورت میان بار در درون درشت بلورهای پلاژیوکلاز دیده می شوند که نشانگر تبلور مقدم آنها بر پلاژیوکلاز و همچنین بالا بودن فشار مواد فرار در اولین مراحل تبلور است. گاهی تحت تأثیر آب های گرم به کانی های ثانویه از جمله کلریت، کلسیت و گاهی بیوتیت و اکسید آهن تجزیه شده اند. بیوتیت نیز به صورت پولکی شکل تا تیغه ای در سنگ ها مشاهده می شود. از ویژگی های نوری آنها می توان به چند رنگی قهوه ای تا قهوه ای تیره اشاره کرد که به کانی های رسی و کلریت دگرسان شده اند. این کانی ها گاهی در سنگ ها سوخته و اپاسیتیزه شده اند (شکل ۳-ج) که گویای کاهش ناگهانی فشار ماگما در حین صعود است. این کانی به صورت درشت بلورهای اولیه و گاهی به صورت بلورهای ریز در خمیره سنگ مشاهده شده است.

آندزیت ها و تراکی آندزیت ها که بیشتر به صورت گدازه و دایک در منطقه دیده می شوند، دارای رنگ قهوه ای بوده و دارای کانی های اصلی پلاژیوکلاز (۵۰-۳۵ درصد)، پیروکسن (۱۵-۱۰ درصد)، آمفیبول (۱۰-۵ درصد) و کانی فرعی آنها آپاتیت و کانی های ثانویه اپیدوت، کلریت، کلسیت هستند. زمینه این سنگ ها را بیشتر میکروولیت های پلاژیوکلاز، ریز بلورهای پیروکسن، گاه آمفیبول و شیشه تشکیل می دهد. به طور کلی بافت های پورفیری تا میکروگرانولار پورفیری، دلریتی اینترستال و هیالوپورفیری در این سنگ ها دیده شد. اصلی ترین کانی روشن پلاژیوکلاز است که به صورت درشت بلور و میکروولیت دیده می شود. این کانی ها به صورت خود شکل تا نیمه شکل دار بوده و اندازه آنها بین ۰/۲-۷ میلی متر می باشد. از ویژگی های بافتی آنها بافت های عدم تعادل مانند بافت های اسفنجی، منطقه بندی نوسانی و ماکل پلی سنتتیک است (شکل ۳-الف). از محصولات دگرسانی می توان به کانی های رسی، کلریت، کلسیت و سریست (شکل ۳-ب) و پرشدگی درز و شکاف های پلاژیوکلاز، از اکسید آهن که توسط سیالات حاوی این عنصر آورده شده اند (شکل ۳-پ)، اشاره کرد. گاه میانبارهایی از بیوتیت، آمفیبول، آپاتیت، زیرکن و کانی های اپک (مگنتیت) در کانی پلاژیوکلاز دیده می شود. با توجه به بررسی های صحرایی و میکروسکوپی منطقه به نظر می رسد که تغییر ترکیب



شکل ۳- تصاویرهای میکروسکوپی XPL (الف تا ت و ج) و ppl (ث) از آندزیت های گدازه ای - الف) نمایی از فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت اسفنجی در مرکز و میکروولیت های پلاژیوکلاز در زمینه، ب) نمایی از پلاژیوکلاز با بافت منطقه بندی نوسانی و آلکالی فلدسپارهای دگرسان شده به کانی های رسی با ماکل کارلسباد، پ) پرشدگی درز و شکاف از اکسید آهن، ت) کانی پیروکسن (ث) کانی آمفیبول به همراه بلورهای کانی پلاژیوکلاز، ج) اپاسیتی شدن آمفیبول ها و بیوتیت های خود شکل در سنگ ها.

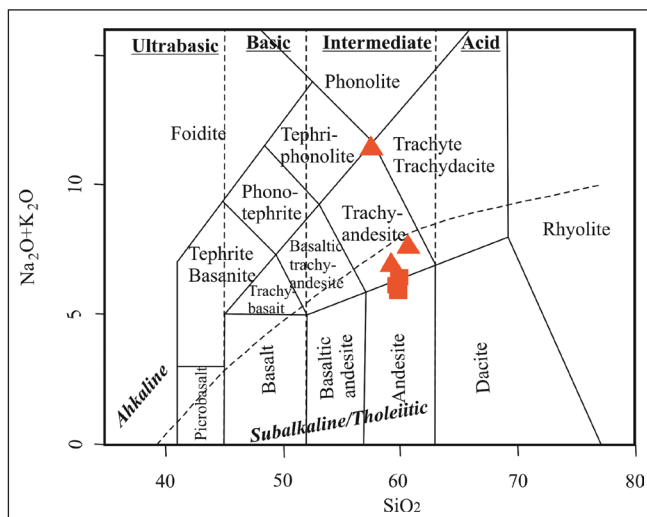
۵- ژئوشیمی سنگ کل

بر اساس نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Le Bas et al., 1986) اغلب نمونه های گدازه در در محدوده های آندزیت و تراکی آندزیت واقع می شوند (شکل ۴). براساس نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Kuno, 1968) مقدار درصد آلکالی ها در برابر سیلیس، دو سری ماگمایی آلکالن و ساب آلکالن از یکدیگر متمایز می شوند

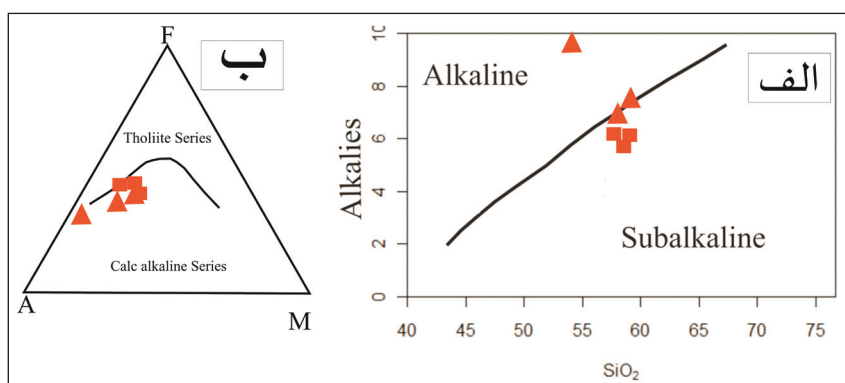
پس از بررسی های لازم از ۴۷ نمونه، ۶ نمونه با دگرسانی کمتر انتخاب برای آنالیز اکسیدهای اصلی انتخاب شدند (جدول ۱). از این آنالیز برای بررسی های ژئوشیمی از جمله نام گذاری سنگ ها، تعیین سری ماگمایی، محیط زمین ساختی، ... استفاده شده است.

بر اساس نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) گدازه های منطقه مورد مطالعه در محدوده مرز سری کالک آلکان و سری تولنی ایت قرار می گیرند (شکل ۵-ب).

(Best, 2003). سنگ های منطقه مورد مطالعه اغلب در محدوده ساب آلکان و مرز مشترک سری آلکان و ساب آلکان واقع می شوند (شکل ۵-الف). یکی از نمونه ها در محدوده آلکان قرار گرفته که به دلیل دگرسانی زیاد در آن می باشد.



شکل ۴- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (▲: تراکی آندزیت و ■: آندزیت).



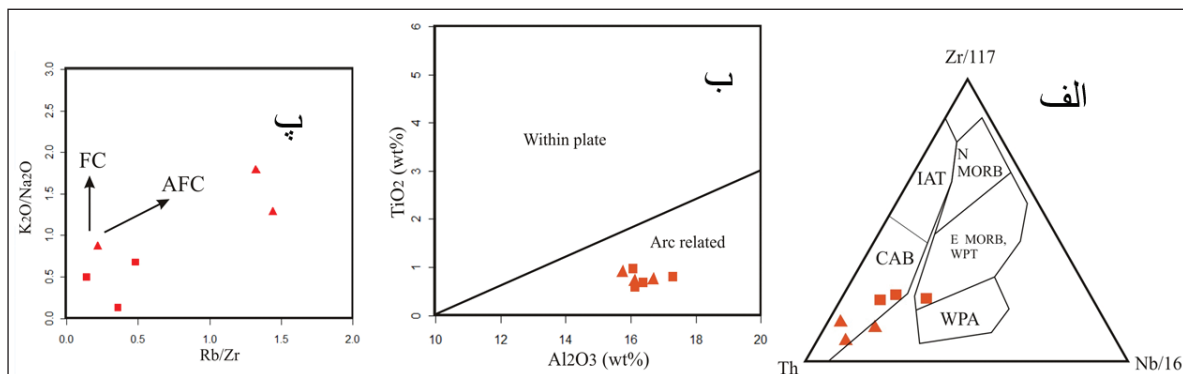
شکل ۵- تعیین سری ماگمایی، الف) بر اساس نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}$ ، ب) بر اساس نمودار AFM.

بی-هنجاری منفی Nb, La, Ce, P, Zr در نمودار می تواند به دلیل عدم تحرک و باقی ماندن آنها در صفحه فرورونده شده باشد؛ به طوری که این عناصر در مذاب آزاد شده از صفحه وارد نمی شوند.

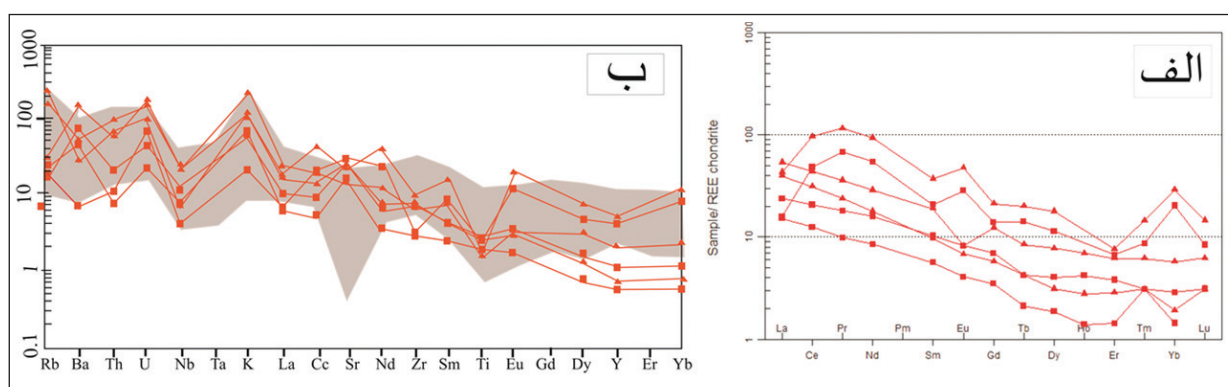
این بی-هنجاری می تواند شاخص سنگ های قاره ای و مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد. غنی شدگی از Ba, U, K, Pb, Sr نیز به علت ماهیت فرورانش است زیرا به علت تحرک نسبتاً بالای این عناصر، مذاب های حاصل از صفحه فرورونده غنی از این عناصر هستند (Peng et al., 2008). غنی شدگی از U احتمالاً به دلیل آلودگی پوسته ای یا ویژگی های منشأ وابسته است (Kuscu and Geneli, 2010). همچنین می توان به عملکرد مذاب رها شده از ذوب بخشی بالای صفحه فرورونده نسبت داد (Tatsumi and Hanyu, 2003; Ghorbani, 2006). شاید هم بتوان، غنی شدگی عناصر را با آرایش ماگما با مواد پوسته قاره ای در حین بالا آمدن ماگما، توجیه نمود (Varekamp et al., 2010; Weyer et al., 2003). در نمودار شکل ۷-ب ترکیب گدازه های کمان آتشفشانی مزوزوییک ایران (Omran et al., 2008) نیز برای مقایسه آورده شده است.

سنگ های آتشفشانی در نمودارهای متمایز کننده محیط زمین ساختی در محدوده کمان آتشفشانی وابسته به فرورانش واقع می شوند. در نمودار Hf/3-Th-Nb/16 (Wood, 1980) (شکل ۶-الف) و $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (Muller and Groves, 1997) (شکل ۶-ب) در محدوده کمان های آتشفشانی قرار می گیرند. جهت تشخیص فرایندهای تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) و تبلور تفریقی (FC) از نمودار نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در برابر Rb/Zr (Esperanca et al., 1992) استفاده شده است. همان گونه که مشاهده می شود، نمونه های مورد مطالعه از روند AFC پیروی می کنند (شکل ۶-ب).

عناصر نادر خاکی (REE) که نسبت به کندریت (شکل ۷-الف) و گوشته اولیه (شکل ۷-ب) (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده است، روندهای نسبتاً مشابهی دارند. عناصر LREE دارای کمی غنی شدگی و عناصر HREE دارای تهی شدگی می باشند. تهی شدگی عناصر HREE احتمالاً ناشی از وجود گارنت در سنگ خاستگاه می باشد. نبود بی-هنجاری مشخص Eu در این نمودارها، نشانگر روند جدایش عادی ماگما و یا شرایط اکسایشی ماگمای تشکیل دهنده آنها است.



شکل ۶- الف) نمودار Hf/3-Th-Nb/16، ب) نمودار Al_2O_3 - TiO_2 ، پ) نمودار نسبت K_2O/Na_2O در برابر Rb/Zr.



شکل ۷- الف) نمودار عناصر کمیاب REE بهنجار شده نسبت به کندریت، ب) نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، در این نمودار الگوی توزیع عناصر گدازه‌های کمان آتشفشانی موزوییک ایران (زمینه) برای مقایسه آورده شده اند (Omran et al., 2008).

گروه اورژیت قرار می‌گیرند. عدد منیزیم در پیروکسن‌ها از ۰/۷۵-۰/۸۶ در نوسان است.

الف) تعیین سری ماگمایی با استفاده از شیمی کلینوپیروکسن: پژوهشگران بسیاری (Beccaluva et al., 1989 ; Le Terrier et al., 1982 ; Le Bas et al., 1986; Morimoto et al., 1988) بر وابستگی ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها بر ترکیب ماگمای میزبان تأیید کرده‌اند و این امر سبب اهمیت کلینوپیروکسن در تعیین سری ماگمایی و موقعیت زمین‌ساختی سنگ میزبان شده است. از آنجایی که کلینوپیروکسن در برابر دگرسانی کم و بیش مقاوم است، ترکیب شیمیایی آن برای تعیین سری ماگمایی و پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما به کار برده می‌شود (Le Terrier et al., 1982). برای تشخیص بهتر، نمونه ۵۹ به شکل مربع و نمونه ۸۱ به شکل دایره در این نمودار استفاده شد. موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در نمودار نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌های موجود، در قلمرو ساب آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-الف). همچنین بر اساس مقادیر Al_2O_3 در برابر TiO_2 نمودار دیگری برای تفکیک سری‌های ماگمایی آلکالن، تولیتی و کالک آلکالن توسط لی‌بس و همکاران (Le Bas et al., 1986) ارائه شده است که با استفاده از آن و ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در محدوده سری کالک آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-ب). در نمونه شماره ۵۹ با میزان Al_2O_3 کمتر دارای TiO_2 کمتر است و در نمونه ۸۱ با افزایش Al_2O_3 میزان TiO_2 افزایش پیدا می‌کند.

ب) تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌ها: ترکیب کلینوپیروکسن متأثر از شیمی گدازه‌ای میزبان آنهاست. این ویژگی سبب می‌شود که بتوان از ترکیب شیمیایی این کانی به‌ویژه انواع فنوکریست آن برای تعیین نوع ماگما و موقعیت زمین‌ساختی گدازه‌ای

نمودار Nb/U-Nb (Cornelius et al., 2011) نیز می‌تواند به خوبی نشانگر وجود آرایش پوسته‌ای باشد. در این نمودار (شکل ۸-الف)، نمونه‌ها در محدوده پوسته قاره‌ای قرار گرفته‌اند که بیانگر آرایش پوسته‌ای در سنگ‌هاست. از نمودار Rb/Y-Nb/Rb (Temel et al., 1998) برای تشخیص غنی‌شدگی به‌وسیله سیالات در زون فروانش یا آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی در موقعیت درون‌صفحه‌ای، می‌توان استفاده کرد. در این نمودار، روند غنی‌شدگی در زون فروانش یا آلودگی پوسته‌ای آشکارا قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۸-ب).

۶- شیمی کانیایی

۶-۱- پیروکسن

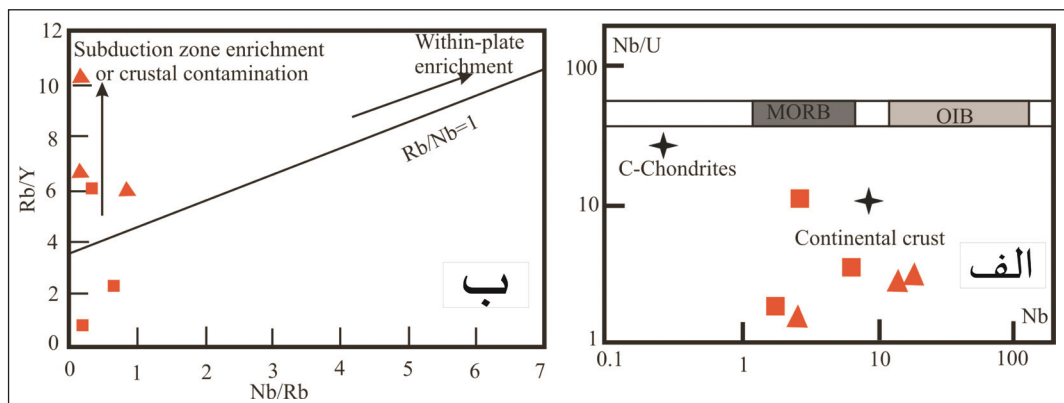
نتایج تعدادی از آنالیزهای شیمی کانی‌های پیروکسن در جدول ۲ آمده است. از تجزیه نقطه‌ای کانی‌های پیروکسن به منظور نام‌گذاری، شناخت ترکیب شیمیایی، تعیین دما و فشار تبلور تعادلی مجموعه کانیایی در سنگ‌های منطقه استفاده شده است. کلینوپیروکسن‌های موجود در نمودار Q-J در قلمرو پیروکسن‌های کلسیم - آهن - منیزیم (Quad) قرار گرفته‌اند (Morimoto et al., 1988) (شکل ۹-الف). در این نمودار، شاخص Q و J به صورت زیر تعریف می‌شود. مجموع کاتیون‌های $Ca+Mg+Fe^{2+}$ در آنها نزدیک به ۲ باشد.

$$Q = Ca + Mg + Fe^{2+}, J = 2Na$$

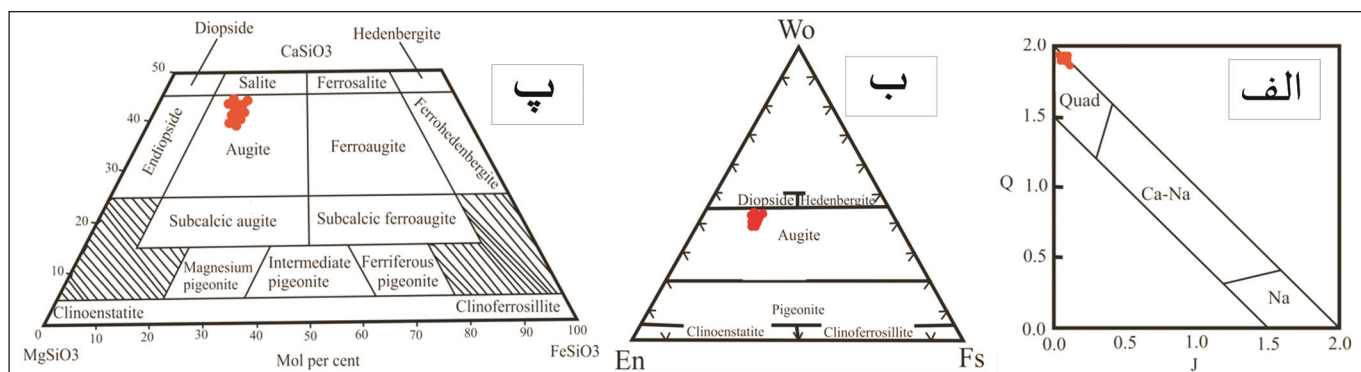
با توجه به قرار گرفتن نمونه‌ها در محدوده Quad می‌توان برای تعیین ترکیب شیمیایی (نام‌گذاری) پیروکسن از نمودار ولاستونیت - انستاتیت - فروسیلیت استفاده نمود (Morimoto et al., 1988). در این رده‌بندی (شکل ۹-ب، پ) کلیه پیروکسن‌ها در

استفاده شده است. در این نمودار نمونه‌های با میزان بالای Ti در محدوده غیرکوهزایی و مربوط به محیط‌های گسترش قرار می‌گیرند. در صورتی که نمونه‌های با میزان Ca در قسمت مربوط به کوهزایی واقع می‌شوند. بر اساس موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار، منشأ سنگ‌ها محیط‌های کوهزایی می‌باشند (شکل ۱۱).

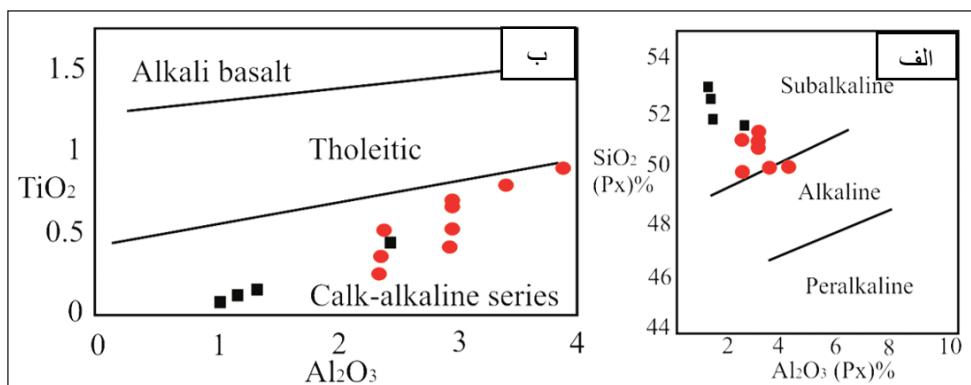
میزان استفاده کرد. میزان Al_2O_3 از ۴/۰۴ - ۱/۱۲ در محدوده از ۱۹/۴۹-۲۲/۰۳ درصد وزنی تغییر می‌کند. میزان Ti و Al کلینوپیروکسن‌ها به میزان سیلیس در مذابی که از آن متبلور شده‌اند به ترتیب در ماگماهای گوناگون تولیتی، قلیایی و پرآلکال افزایش پیدا می‌کنند (Kushiro, 1960; Le Bas, 1962). برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی، از نمودار Ca در برابر Ti (Sun and McDonough, 1989)



شکل ۸- الف) نمودار Nb/U-Nb، ب) نمودار Rb/Y-Nb/Rb.



شکل ۹- الف) ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها در نمودار Q-J و ب، پ) موقعیت پیروکسن‌ها در نمودار مثلثی Wo-En-Fs.



شکل ۱۰- الف و ب) تعیین نوع سری ماگمایی سنگ‌ها با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن‌ها Al_2O_3 در برابر SiO_2 و TiO_2 .

نمودار (شکل ۱۲-ب) ملاحظه می گردد، مقدار Al^{VI} در تمامی نمونه های آنالیز شده سنگ های ناحیه کمتر از ۰/۱ است که نشانگر تبلور این کانی در فشار کمتر از پنج کیلو بار می باشد. محتوای آب موجود در ماگما نیز کمتر از ۱۰٪ است (Helz, 1973). بر پایه نمودار توزیع Al (Al^{VI} در برابر Al^{IV})، میزان آب هنگام پیدایش کِلینوپیروکسن کمتر از ۱۰ درصد و فشار هنگام تبلور کمتر از پنج کیلو بار بوده و نشان دهنده محیطی کم فشار است. برپایه نمودار پیشنهادی لیندسلی (Lindsley, 1983) دمای تبلور کِلینوپیروکسن ها در بازه ۱۱۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی گراد است (شکل ۱۳-الف).

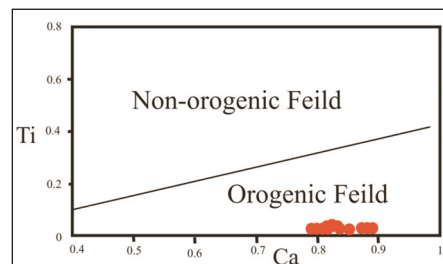
ث) زمین دما-فشارسنجی با استفاده از شیمی کِلینوپیروکسن ها: تعیین شرایط ترمودینامیکی انجماد ماگما در سنگ شناسی سنگ های آذرین مسأله ای مهم به شمار می رود. ژرفای مخزن ماگمایی را با استفاده از تعیین دما و فشار تبلور کانی ها می توان تعیین نمود. همچنین محاسبه $Mg\#$ در کانی های پیروکسن موجود در این سنگ ها گویای آن است که مقدار این فاکتور ۸۵ تا ۹۵ درصد می باشد. به همین سبب می توان این پیروکسن را جزو پیروکسن های اولیه به شمار آورد. پژوهش های انجام گرفته توسط تامپسون (Thompson, 1974) نشان می دهد که توزیع آلومینیم در موقعیت اکتاهدری و تتراهدری کِلینوپیروکسن ها به فشار و میزان آب موجود در محیط تبلور بستگی دارد. به این صورت که هر چه میزان Al^{VI} موجود در کِلینوپیروکسن ها بیشتر باشد، این کانی در فشار بالاتری تشکیل شده است. این مسأله اساس نمودار ارائه شده توسط اوکی (Aoki and Shiba, 1973) می باشد. در این طبقه بندی که بر اساس مقدار Al^{IV} در برابر Al^{VI} تنظیم شده است و نشان می دهد که کِلینوپیروکسن های آنالیز شده در طیف گسترده ای از فشار متوسط تا کم متبلور شده اند که احتمالاً بیانگر تبلور آنها در هنگام توقف و همچنین در هنگام صعود است (شکل ۱۳-ب).

ترکیب شیمیایی پیروکسن ها ابزار مهمی برای سنجش دما در سنگ های آذرین به شمار می رود. برای بررسی فشار تشکیل پیروکسن ها از شاخص های XPT و YPT استفاده شده که بر پایه روابط زیر به دست آمده است (Soesoo, 1997):

$$XpT = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO(tot) - 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

$$YpT = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO(tot) + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$

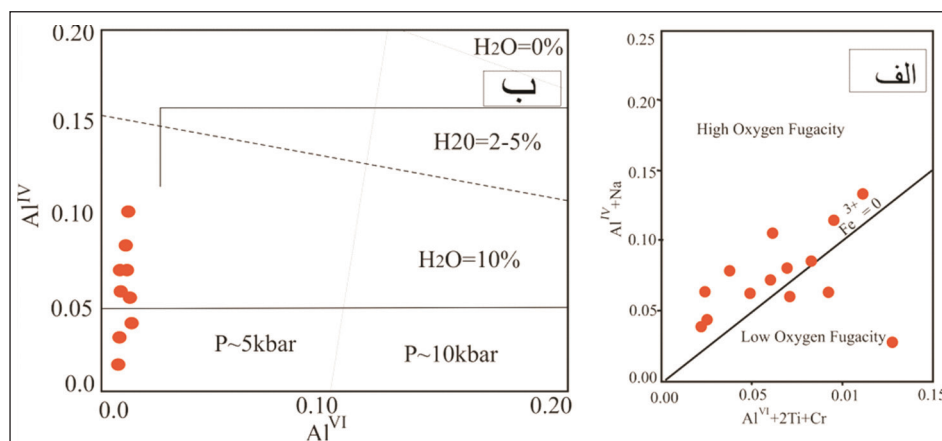
با استفاده از این نمودار، میزان فشار تبلور کِلینوپیروکسن ها در محدوده حدود ۶ تا ۱۰ کیلو بار برآورد می شود (شکل ۱۴).



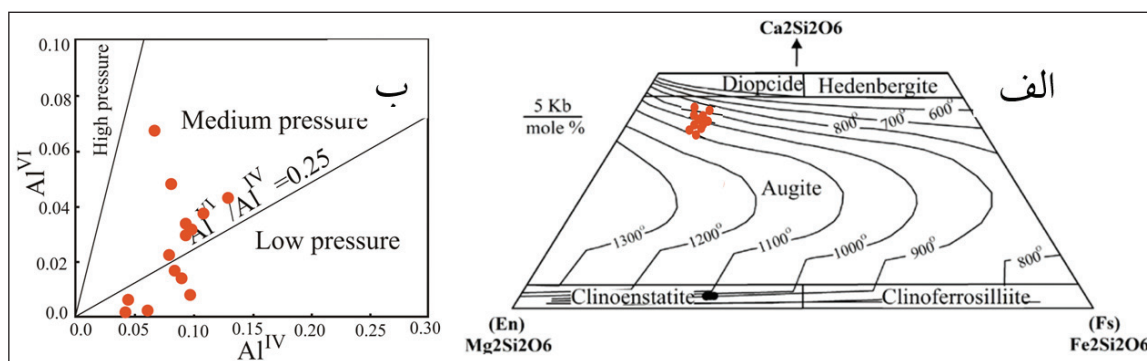
شکل ۱۱- استفاده از ترکیب شیمیایی کِلینوپیروکسن جهت تعیین جایگاه زمین ساخنی آن.

پ) تخمین فوگاسیته اکسیژن در ماگماهای سنگ ها: فوگاسیته اکسیژن تأثیر ویژه ای در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب دارد (France et al., 2010) و عامل مؤثری در کنترل فرایندهای ماگمایی است (Moretti, 2005; Ottonello et al., 2001). Botcharnikov et al., 2005). برای بررسی وضعیت میزان فوگاسیته اکسیژن در ماگمای اولیه با استفاده از شیمی کِلینوپیروکسن، از نمودار مجموع $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ در برابر $Na + Al^{IV}$ کمک گرفته می شود (Schweitzer et al., 1979) (شکل ۱۲-الف). بر این اساس، Fe^{+3} در موقعیت اکتاهدری جانشین عناصر سه ظرفیتی مانند Cr ، Ti ، Al^{IV} در ترکیب پیروکسن می شود. به این ترتیب، فراوانی Fe^{+3} در پیروکسن ها به مقدار Al^{IV} بستگی دارد. در نتیجه، هر چه آلومینیم بیشتری وارد موقعیت تتراهدری شود، امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر به غیر از آلومینیم مانند Fe^{+3} به موقعیت اکتاهدری بیشتر می شود. بنابراین، در این نمودار، نمونه های بالای خط $Fe^{+3}=0$ نشان دهنده تشکیل پیروکسن ها در فوگاسیته بالای اکسیژن است و در پایین این خط نشان دهنده فوگاسیته پایین اکسیژن می باشد. در این نمودار هر چه فاصله نمونه ها از خط $Fe^{+3}=0$ بیشتر باشد، فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل بیشتر بوده است (Cameron and Papike, 1981). پیروکسن های مورد بررسی این منطقه در بالای این خط قرار گرفته اند که بیانگر بالا بودن میزان فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل سنگ ها می باشد.

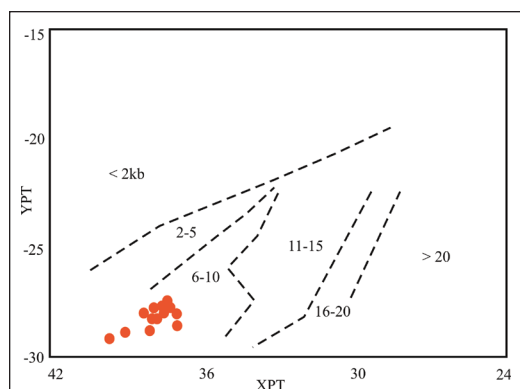
ت) تعیین مقدار آب ماگمای سازنده سنگ ها: برای تخمین میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ های آذرین، توزیع آلومینیم در موقعیت های تتراهدری و اکتاهدری کِلینوپیروکسن معیار مناسبی است (Helz, 1973). افزون بر فشار، می توان از این نمودار به منظور تعیین مقدار آب ماگما نیز استفاده نمود. همان گونه که در



شکل ۱۲- الف) تخمین فوگاسیته اکسیژن ماگما با استفاده از پیروکسن ها، ب) توزیع Al در موقعیت های تتراهدری و اکتاهدری در کِلینوپیروکسن ها به تناسب فشار و مقدار درصد آب ماگما.



شکل ۱۳- دمای تبلور پیروکسن ها در نمودار ترسیمی برای فشار گستره ۵ کیلو بار. (ب) طبقه بندی پیروکسن ها براساس فشار در هنگام تبلور.



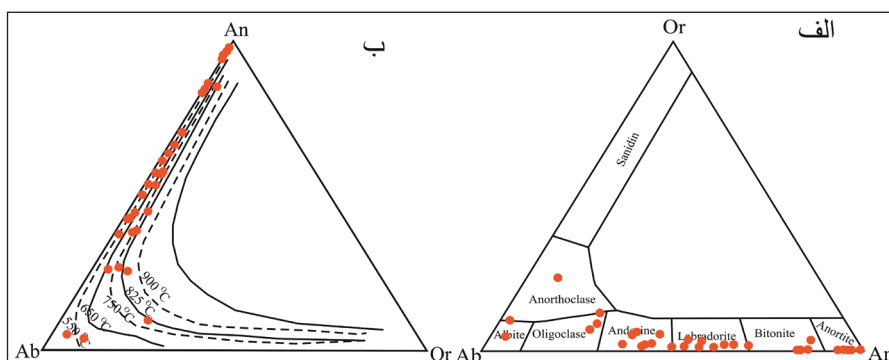
شکل ۱۴- تعیین فشار تبلور پیروکسن ها با استفاده از نمودار XPT و YPT.

۲-۶- پلاژیوکلازها

نتایج تعدادی از آنالیزهای شیمی کانی های پلاژیوکلاز در جدول ۳ آمده است. به منظور نام گذاری آنها از نمودار Ab-An-Or استفاده شده است که پلاژیوکلازهای تجزیه شده اکثراً در گستره آندزین تا لابرادوریت و فلدسپارهای آلکالن در گستره آنورتوکلاز قرار می گیرند (شکل ۱۵-الف). این کانی ها دارای منطقه بندی می باشند که بیانگر تشکیل آنها در شرایط نامتعادل و معمولاً ناشی از تغییرات فشار می باشد (Nelson and Montana, 1992). با توجه به بررسی های صحرایی و میکروسکوپی منطقه، به نظر می رسد که تغییر ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در اثر تغییر ترکیب شیمیایی ماگما همراه با تغییرات فشار باشد. میزان آب در ماگمای سازنده این سنگ ها به دلیل حضور کانی های آب دار اولیه بالاست. از این رو، به نظر می رسد که تغییرات فشار بخار آب همگام با کاهش فشار لیتواستاتیک در تشکیل بافت های حل شونده و به دنبال آن نوسان های ترکیبی پلاژیوکلازها نقش داشته اند.

۳-۶- آمفیبول ها

نتایج حاصل از تجزیه ریزپردازش الکترونی آمفیبول های موجود در سنگ ها در جدول ۴ آورده شده است. از رده بندی لیک و همکاران (Leak et al., 1997) برای نام گذاری آنها استفاده شده است. بنابراین رده بندی کلیه آمفیبول های تجزیه شده در گستره چرماکیت و مگنزیهورنبلند قرار می گیرند (شکل ۱۶).

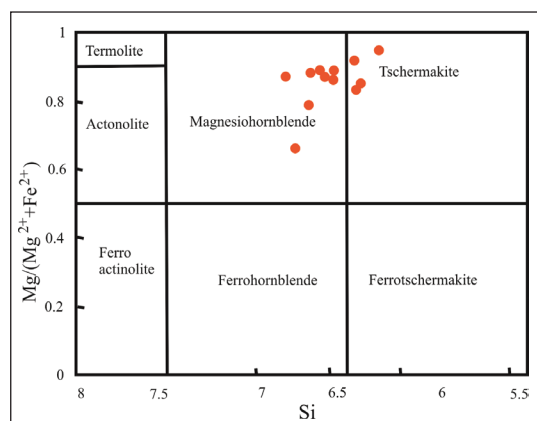


شکل ۱۵- الف) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای در نمودار Ab-An-Or، (ب) نمودار Ab-An-Or برای تعیین دمای تعادلی کانی های پلاژیوکلاز موجود برای گستره فشار ۱ کیلو بار.

جدول ۴- نتایج آنالیز نقطه‌ای تعدادی از آمفیبول‌های موجود در آندزیت.

	87-30	87-31	87-32	87-33	87-34	87-43	87-45	87-46
SiO ₂	47.25	46.73	44.26	45.91	46.7	49.47	46.69	46.31
Al ₂ O ₃	7.34	8.34	11.61	9.17	10.21	7.69	8.5	9.94
FeO ^t	12.85	12.55	12.01	12.5	12.42	11.24	12.6	12.89
CaO	11.68	11.8	11.13	11.53	11.3	10.93	10.94	10.67
MgO	15.54	14.37	14.01	15.02	12.1	15.67	15.01	14.55
Na ₂ O	1.3	1.47	2.15	1.7	1.13	1.58	1.57	1.76
K ₂ O	0.28	0.38	0.41	0.44	1.52	0.31	0.38	0.44
V ₂ O ₅	0.07	0.12	0.18	0.13	0.11	0.08	0.09	0.13
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0.01	0	0	0
MnO	0.57	0.5	0.24	0.47	0.6	0.66	0.55	0.45
P ₂ O ₅	0	0.05	0.06	0	0	0.03	0.04	0.06
NiO	0	0.07	0.31	0	0.18	0.28	0	0
TiO ₂	1.17	1.41	1.7	1.53	0.96	1.1	1.32	1.45
SO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	98.05	98.15	98.07	98.4	97.24	99.04	97.96	98.65
Fe ₂ O ₃	9.909	5.811	7.584	8.877	1.018	8.037	10.326	10.811
FeO	3.934	7.321	5.186	4.512	11.504	4.007	3.308	3.161
Si	6.737	6.753	6.368	6.551	6.868	6.939	6.664	6.546
Al ^{IV}	1.233	1.247	1.632	1.449	1.132	1.061	1.336	1.454
Al ^{VI}	0	0.173	0.337	0.093	0.638	0.21	0.094	0.202
Fe ³⁺	1.063	0.632	0.821	0.953	0.113	0.848	1.109	1.15
Ti	0.125	0.153	0.184	0.164	0.106	0.116	0.142	0.154
Cr	0	0	0	0	0.001	0	0	0
Fe ²⁺	0.469	0.885	0.624	0.538	1.415	0.47	0.395	0.374
Mn	0.069	0.061	0.029	0.057	0.075	0.078	0.066	0.054
Mg	3.303	3.096	3.005	3.195	2.653	3.277	3.194	3.066
Ca	1.784	1.827	1.716	1.762	1.78	1.642	1.673	1.616
Na	0.359	0.412	0.6	0.47	0.322	0.43	0.434	0.482
K	0.051	0.07	0.075	0.8	0.285	0.055	0.69	0.079

ارتباط با ماگماتیسیم کمانی در مناطق فروورانش‌اند که به باور آنها کمان ماگمایی مزوزویک پهنه سندانج-سیرجان در نتیجه فروورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه فعال قاره‌ای ایران مرکزی تشکیل شده است. نبود بی‌هنجاری مشخص Eu در این نمودارها، نشانگر روند جدایش عادی ماگما و یا شرایط اکسایشی ماگمایی تشکیل‌دهنده آنها است. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها اوژیت است و ماگمایی که این کلینوپیروکسن‌ها از آن متبلور شده‌اند در حدود ۱۰ درصد آب داشته است. میزان آهن سه ظرفیتی در کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده میزان بالای اکسیژن ماگماست. میزان فوگاسیته در محیط تشکیل سنگ‌ها بالا بوده که نشان‌دهنده محیطی اکسیدان در هنگام شکل‌گیری این سنگ‌هاست. مقادیر بالای فوگاسیته اکسیژن نیز با قرارگیری آنها در محیط مرتبط با فروورانش مطابقت دارد. مطالعات زمین دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها گویای آن است که میزان فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها حدود ۱۰-۶ کیلو بار را نشان می‌دهد و ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در گستره دمایی ۹۰۰-۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. این کلینوپیروکسن‌ها متعلق به سری کالک‌آلکان کوهزایی می‌باشند. تغییرات ترکیبی در پلاژیوکلازها مطابق با شواهد میکروسکوپی آنهاست که احتمالاً حاصل عواملی چون تغییر ترکیب شیمیایی ماگما همراه با تغییرات فشار در طی بالا آمدن ماگما، اختلاط ماگمایی و تغییرات فشار بخار آب است. دمای به دست آمده از آنها در حدود ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. با توجه به ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها و با استفاده از نمودارهای مربوط به آنها می‌توان برداشت کرد که ماگمای مادر این کلینوپیروکسن‌ها یک ناحیه مرتبط با کمان آتشفشانی منشأ گرفته است. کلینوپیروکسن‌ها از تیتانیم تهی شده‌اند (جدول ۳)، این تهی‌شدگی می‌تواند مرتبط با خاصیت ماگمای مادر آنها یعنی ماگمای نوع کمانی می‌باشد. با توجه به نتایج حاصل از سنگ‌نگاری، ژئوشیمی سنگ کل و شیمی کانایی نمونه‌های مورد بررسی، گرایش سنگ‌ها به کالک‌آلکان و محیط زمین‌ساختی آنها در محیط کمان آتشفشانی وابسته به فروورانش است. این کمان آتشفشانی با توجه به نقشه‌ها و بررسی‌های انجام شده، می‌تواند مرتبط با فروورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر



شکل ۱۶- ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آندزیتی در رده‌بندی لیک و همکاران (Leak et al., 1997).

۷- بحث

آندزیت‌های مورد بررسی به صورت گدازه‌ای جریانی و دایکی در منطقه حضور دارند، کانی‌های اصلی آنها پلاژیوکلاز (آندزین تا لابرادوریت)، پیروکسن (اوژیت) و آمفیبول (چرماکیت و مگنزیوهورنبلند) هستند. با توجه به ژئوشیمی عناصر اصلی این نمونه‌ها دارای سرشت کالک‌آلکان هستند و در محیط کمان آتشفشانی تشکیل شده‌اند. الگوی نمودارهای عناصر خاکی نشانگر غنی‌شدگی در LREEها همراه با تهی‌شدگی از HREE را نشان می‌دهند که مشابه با سری‌های کالک‌آلکان مرتبط با گدازه‌های کمان آتشفشانی مزوزویک پهنه سندانج-سیرجان هستند (شکل ۷-ب). عمرانی و همکاران (Omran et al., 2008) نشان دادند که سنگ‌های آتشفشانی مزوزویک در پهنه سندانج-سیرجان دارای گرایش کالک‌آلکان می‌باشند و در

اکسیژن در محیط تشکیل سنگ ها می باشد. کِلینوپیروکسن های آنالیز شده در طیف گسترده ای از فشار متوسط تا کم متبلور شده اند که احتمالاً بیانگر تبلور آنها در هنگام توقف و همچنین در هنگام صعود است و میزان فشار تبلور کِلینوپیروکسن ها در محدوده ۶ تا ۱۰ کیلو بار برآورد می شود. پلاژیو کلازهای تجزیه شده بیشتر در گستره آندزین تا لابرادوریت و فلدسپارهای قلیایی در گستره آنورتوکلاز و سانیدین قرار می گیرند. به نظر می رسد تغییر ترکیب شیمیایی پلاژیو کلازها در اثر تغییر ترکیب شیمیایی ماگما همراه با تغییرات فشار باشد. میزان آب در ماگمای سازنده این سنگ ها به دلیل حضور کانی های آب دار اولیه، بالاست. از این رو، به نظر می رسد که تغییرات فشار بخار آب همگام با کاهش فشار لیتواستاتیک در تشکیل بافت های حل شونده و به دنبال آن نوسان های ترکیبی پلاژیو کلازها نقش داشته اند. دمای به دست آمده بر اساس پلاژیو کلازها در حدود ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی گراد می باشد.

سپاسگزاری

از شرکت ایمیدرو خصوصاً آقای کریمی شهرکی که در خصوص آنالیزها کمک شایانی به نگارندگان کرده اند کمال تشکر و قدردانی را داریم. همچنین از تحصیلات تکمیلی دانشگاه و داوران این مقاله سپاسگزاری می شود.

پهنه سندیج-سیرجان در زمان ائوسن باشد. بررسی های ژئوشیمیایی و غنی شدگی از عناصر LREE و تهی شدگی از عناصر HREE گویای وجود گارنت در سنگ خاستگاه می باشد. این ماگمای مادر در آشیانه ماگمایی پوسته ای شواهد تفریق ماگمایی را نشان می دهد.

۸- نتیجه گیری

از نظر ویژگی های سنگ شناسی، آندزیت ها دارای بافت پورفیری هستند که دارای کانی های اصلی پلاژیو کلاز (۵۰-۳۵ درصد)، پیروکسن (۱۵-۱۰ درصد)، آمفیبول (۱۰-۵ درصد) و کانی های فرعی آنها اپیدوت، کلریت، کلسیت و آپاتیت هستند. این سنگ ها اغلب در محدوده ساب آلوکالین و مرز مشترک سری آلوکالین و ساب آلوکالین واقع می شوند و در محدوده کمان آتشفشانی وابسته به فرو رانش واقع می شوند. عناصر LREE دارای کمی غنی شدگی و عناصر HREE دارای تهی شدگی می باشند. کِلینوپیروکسن ها در قلمرو پیروکسن های کلسیم - آهن - منیزیم (Quad) و Na-Ca و در گروه اوژیت قرار می گیرند. بر اساس موقعیت، کِلینوپیروکسن های مورد بررسی دارای منشأ سنگ های محیط های کوهزایی می باشند. پیروکسن های مورد بررسی این منطقه، در بالای خط $Fe^{+3}=0$ قرار گرفته اند که بیانگر بالا بودن میزان فوگاسیته

کتابنگاری

- حسن زاده، ج.، ۱۳۵۷، مطالعه زمین شناسی و پترولوژی سنگ های آذرین ناحیه قمصر، جنوب کاشان (ایران مرکزی). پایان نامه ی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تهران.
- شهاب پور، ج.، ۱۳۸۴، زمین شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه کرمان، ۵۰۹ ص.
- قدمی، غ.، ۱۳۸۷، پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز توده های گرانیتوئیدی، ولکانیک و ولکانیک و ساب ولکانیک (آداکتی) شمال غرب شهربابک، کرمان. ساله دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، دانشکده علوم، ۳۳۵ ص.
- مردیان شهربابکی، ع.، ۱۳۷۵، بررسی پترولوژی و ارزیابی اقتصادی سنگ های آذرین فلدسپاتوئیددار شمال شهربابک (جوزم). پایان نامه ی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تهران، ۲۴۲ ص.
- مهدوی، م.، ۱۳۷۷، نقشه زمین شناسی بهاباد، مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *Int. J. Earth Sci.*, 94: 401-419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>.
- Allen, M.B., Jackson, J., and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, 23: 1-16. doi:10.1029/2003TC001530.
- Aoki, K., and Shiba, I., 1973. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata Japan. *Lithos*, 6: 41-51. doi:10.1016/0024-4937(73)90078-9.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B., and Zeda, O., 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator, *Chemical Geology*, 77(3), 165-182. doi:10.1016/0009-2541(89)90073-9.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sciences*, 18: 210-265. doi:10.1139/e81-019.
- Best, M., 2003. Igneous and metamorphic petrology. Black, 729pp.
- Botcharnikov, R.E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C., and Wilk, M., 2005. The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(21), 5071-5085. doi:10.1016/j.gca.2005.04.023.
- Cameron, M., and Papike, J.J., 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes, *American Mineralogist*, 66 (1-2), 1-50. doi: http://www.minsocam.org/ammin/AM66/AM66_1.pdf.
- Cornelius, T., Ntaflos, Th. V., and Akinin, V., 2011. Polybaric petrogenesis of Neogene alkaline magmas in an extensional tectonic environment: Viliga Volcanic Field, northeast Russia. *Lithos* 122, 13-24. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.11.009>.
- Davoudzadeh, M., Soffel, H., and Schmidt, K., 1981. On the rotation of the Central-East Iran microplate. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 3: 180-192. doi: 10.1127/njgpm/1981/1981/180.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of Kerman region. *Geol. Surv. Iran*, Yu/52, 334p.
- Esperanza S., Crisci M., de Rosa R., and Mazzuli R., 1992. The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112, 450-462. <https://doi.org/10.1007/BF00310777>.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., and Bech, F., 2010. A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(3), 340-346. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.11.023.
- Ghorbani, M.R., 2006. Lead enrichment in Neotethyan volcanic rocks from Iran: the implications of a descending slab, *Geochemical Journal* 40 (6), 557-68. doi: <http://ijcm.ir/article-1-1563-en.html>.
- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting ranges at pH₂O=5kb as a function of oxygen fugacity, Part I. Mafic Phases, *Journal of Petrology*, 14, 249-302. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/14.2.249>.
- Irvine, T. N., and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548. Doi: 10.1007/BF00321755

- Jackson, J., Hains, J., and Holt, W., 1995. The accommodation of Arabia-Eurasia plate. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15,205-15,219. doi:10.1029/95JB01294.
- Koroll, H., 1993. Evangelakakakis, C. and Voll, Two feldspar Geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 510-518. doi: 1971CaJES85231.
- Kuno, H., 1968. Origin of Cenozoic petrologic provinces of Japon and surrounding areas. *Bull. Volcano*. 20, 37-76.
- Kuscu, G.G., and Geneli, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex, *International Journal of Earth Sciences* 99(3), 593-621. doi:10.1007/s00531-008-0402-4.
- Kushiro, I., 1960. Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks, *American Journal of Science* 258: 548-554. doi: https://doi.org/10.2475/ajs.258.8.548.
- Leak, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.C., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kish, H.J., Krivovicher, V.G., Linthout, K., Laird, J., and Mandario, J., 1997 "Nomenclature of amphiboles", Report of the subcommittee on amphiboles of International Mineralogical Association. *Mineralogical Magazine*, Volume 61 , Issue 405 , pp. 295 - 310. https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13.
- Le Terrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series, *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-54. https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4.
- Le Bas, M.J., LeMaitre, 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. https://doi.org/10.1093 /petrology/27.3.745.
- Le Bas, M.J., 1962. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260: 267-288. https://doi.org/10.2475/ajs.260.4.267.
- Lindsley, D.H., 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogists* 68, 477-493. doi: http://www. minsocam.org/ammin/AM68/AM68_477.pdf.
- Moretti, R., 2005. Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Annals of Geophysics geology*, Edition techniq, Paris, 58 P.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Akoi, K., and Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes, *Mineralogical Magazine*, 52, 535-550. https://doi.org/10.1180/minmag. 1988.052.367.15.
- Muller, D., and Groves, D.I., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold copper mineralization, *Spring Verlage*, 241 p.
- Nelson, S.T., and Montana, A., 1992. Sieve textured plagioclase in voleanic rocks produced by rapid decompression, *American Mineralogist* 77,1242-1249. doi:http://www.minsocam.org/ammin/AM77/AM77_1242. pdf.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G., and Jolivet, L., 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath Zagros: New report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106: 380-398. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008.
- Ottonello, G., Moretti, R., Marini, L., and Vetuschi Zuccolini, M., 2001. Oxidation state of iron in silicate glasses and melts: a thermochemical model. *Chemical geology*, 174(1), 157-179. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00314-4.
- Peng, T., Wang, Y., Zhao, G., Fan, W., and Peng, B., 2008. Arc-like volcanic rocks from the southern Lancangjiang zone, SW China: Geochronological and geochemical constraints on their petrogenesis and tectonic implication , *Lithos*, 102 358-373. doi : 10.1016/j.lithos.2007.08.012.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J., and Bence, A. E., 1979. Statitital analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts, *American Mineralogist*, 64, 501-513. doi: 64/5-6/501/41015.
- Soesoo, A.A., 1997. Multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Foreningen)* 119: 55-60. doi: 10.1080 /11035899709546454.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds., *Magmatism in Ocean Basins*, Geological Society London Special Publication, London, 313-345. doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Tatsumi, Y., and Hanyu, T., 2003. Geochemical modeling of dehydration and partial melting of subducting lithosphere: Toward a comprehensive understanding of high-Mg andesite formation in the setouchi volcanic belt, SW Japan, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (9) 1-19. doi:10.1029/2003GC000530.
- Temel, A., Gondogdu, M.N., and Gourgaud ,A., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K kalkalkaline volcanism in Konya,Central Antolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85, 327-357. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00062-6.
- Thompson, R.N., 1974. Some high-pressure pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 39: 768-787. doi: https://doi.org /10.1180/minmag.1974.039.307.04.
- Varekamp, J.C., Hess, A., and Mandeville, C.W., 2010. Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197 313-328. doi:10.1016/j.jvolgeores. 2010.04.003.
- Wayer, S., Munker, C., and Meger, K., 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantel system, *Earth and Planetary Science Letters* 205, 24-309. doi: 10.1016 /S0012-821X(02)01059-2.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustalcontamination of basaltic lavas of the british Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Science Letter*, 50, 11-30. https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8.

Original Research Paper

The origin and Geothermobarometry of andesites from Masahim volcano, Shahr-e-Babak, Kerman SE Iran

Zahra Khajehjavan¹, Gholam Reza Ghadami^{1*}, Mohammad Poosti¹, Abbas Moradian², and Behrouz Karimi Shahraki³

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Hormozgan, Bandarabbas, Iran

² Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Shahid Bahonar, Kerman, Iran

³ Laboratory of Iran Mineral Processing Research Center, Karaj, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 November 24

Accepted: 2022 January 24

Available online: 2022 December 22

Keywords:

Geobarometry

Geothermometry

Chemistry

Andesite

Kerman

ABSTRACT

Andesites are located in the north of shahr-e-babak, central Iran, Urumieh- Dokhtar belt. The main texture in these rocks is porphyry and their phenocrysts are plagioclase (Andesine to Labradorite), pyroxene (Augite), amphibol (Tschermakite and Magnesiohornblende). These properties are signatures of calc- alkaline series formed in a volcanic arc setting. Based on geochemical studies, the rocks show enrichment in LREE rather than HREE. The lack of significant Eu anomalies in REE pattern indicates oxidation state of magma during crystallization. Based on geochemical studies, the clinopyroxenes are Augite and have been crystallized from magma with almost 10% H₂O. Fe³⁺ values of the clinopyroxenes reveal high oxygen fugacity in the magma. Based on the mineral chemistry data, pressure estimates from the clinopyroxenes in the range of 6-10 Kbr and composition yield the crystallization temperatures that range from 900-1100 °C. Typically, the clinopyroxenes occur at calc-alkaline orogenic igneous rocks. The plagioclase composition yield the crystallization temperatures that range from 650-750 °C. According to the present study, the rocks are probably the result of the subduction of the Neo-Tethys oceanic lithosphere below the Sanandaj-Sirjan zone, during the Eocene and in a volcanic arc environment.

* Corresponding author: Gholam Reza Ghadami; E-mail: ghadami@hormozgan.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2022.311942.1958

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.4.2.8

