

## منشاء آنکلاوهای میکروگرانولار در توده گرانیتوئیدی کوه دم، شمال شرق اردستان

علی کنعانیان<sup>\*</sup>، فاطمه سرجوقیان<sup>\*</sup> و جمشید احمدیان<sup>\*\*</sup>

<sup>\*</sup>گروه زمین شناسی دانشگاه تهران

<sup>\*\*</sup>دانشگاه پیام نور مرکز اصفهان

### چکیده

توده گرانودیوریتی کوه دم واقع در شمال شرق اردستان حاوی آنکلاوهای میکروگرانولار کروی و به ندرت بیضوی با ترکیب مونزودیوریت، مونزودیوریت کوارتزار و دیوریت کوارتزار است. قطر این آنکلاوها از حدود چند میلی متر تا ۳۰ سانتی متر در تغییر است. اندازه کانی‌های تشکیل دهنده آنکلاوها در قشر خارجی، ریزتر از مرکز آنکلاو است. دانه ریز بودن آنکلاوها نشانه سرد شدن سریع مذاب سازنده آن در هنگام ورود به داخل ماگمای گرانیتوئیدی میزبان است. حضور آنکلاوهای میکروگرانولار به همراه شواهدی از حضور بافت‌های غیر تعادلی نظیر فنوکریست فلدسپار با بافت‌های پوئی کیلیتیک و آنتی‌راپاکی‌وی، کوارتزهای مدور و چشمی شکل که توسط کانی‌های کوچک دمای بالاتر مانند پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول به طور زونه احاطه شده‌اند، خوردگی و تحلیل رفتگی پلاژیوکلازها، حضور لخته‌های مافیک، آپاتیت‌های سوزنی، تیغه‌های پلاژیوکلاز کوچک درون پلاژیوکلازهای بزرگتر و مرز مضرس، کنگره‌ای و زائده‌دار آنکلاو، همگی آمیختگی ماگمایی را تأیید می‌کنند. بر اساس نتایج آنالیز مایکروپروب، ترکیب پلاژیوکلاز در گرانودیوریت‌ها از الیگوکلاز تا آندزین و در آنکلاوها از آندزین تا لابرادوریت متغیر است و غالباً زونینگ عادی و در برخی از موارد زونینگ نوسانی نشان می‌دهند که مؤیدی بر آمیختگی ماگمایی است. آنکلاوها و سنگ‌های میزبان‌شان از لحاظ ژئوشیمیایی نیز با یکدیگر تفاوت‌های قابل توجهی نشان می‌دهند به این صورت که آنکلاوها غنی از سدیم هستند در صورتی که گرانودیوریت‌ها از پتاسیم غنی می‌باشند. علاوه بر این آنکلاوها نسبت به گرانودیوریت‌ها از عناصر LREE و LILE تهی و از عناصر HREE و Ti غنی شده‌اند، لذا به نظر می‌رسد این دو گروه سنگی شاید از دو ماگمای مختلف منشا گرفته و در اثر فرآیند آمیختگی ماگمایی در جوار یکدیگر قرار گرفته باشند.

واژه‌های کلیدی: آمیختگی ماگمایی، آنکلاو میکروگرانولار، توده نفوذی کوه دم، اردستان.

## Origin of Microgranular Enclaves in Kuh-e Dom Granodiorite Body, NE Ardestan

\*A. Kananian, \*F. Sarjoughian, \*\* J. Ahmadian  
 \* Geology Department, The University of Tehran  
 \*\* Geology Department, University of Payam-e Noor, Isfahan

### Abstract

Kuh-e Dom granodiorite intrusion, located at the Northeastern of Ardestan, includes abundant of rounded and rarely ellipsoid microgranular enclaves composed of quartz diorite, monzodiorite and quartz monzodiorite. The diameters of the enclaves range from a few millimeters to 30 centimeters. These enclaves are very fine-grained and show chilled margin so that the size of their crystal gradually decreases from center to the margin. The chilled margin is an evidence of rapid magma cooling once the enclaves were surrounded by host felsic magma. The occurrence of mafic microgranular enclaves within the felsic rocks accompany with the disequilibrium textures including: 1) poikilitic and Antirapakivi texture at K-feldspar megacrysts, 2) ocelli quartz rimmed by a zone of fine-grained aggregates of early formed minerals, 3) rounded and corroded plagioclase, 4) mafic clots, 5) acicular apatite, 6) small lath-shaped plagioclase in large plagioclase, and 7) crenated and cusped contact in enclave-host rock which all indicate the mingling of two magmas. Based on microprobe data, the plagioclase crystals show a variable composition from oligoclase to andesine in granodiorite and from andesine to labradorite in enclaves. They have essentially normal zoning and occasionally indicate oscillatory zoning. The enclaves and their host rocks, geochemically, are different from each other and based on the fact that the first one is Na-rich whilst the other is K-rich. In addition, the enclaves display LREE and LILE depletion accompany with the HREE and Ti enrichment compared to their host granodiorites. Therefore, it seems that the enclaves and granodiorites might have been originated from two various magmas which were located adjacent to each other by magma mingling process.

**Keywords:** Magma mingling, Microgranular Enclaves, Kuh e-Dom intrusion, NE Ardestan.

طور موضعی به مونزوگرانیت و کوارتز مونزونیت متمایل

می شود.

مقادیر کمی دیوریت، کوارتز دیوریت،  
 مونزو دیوریت و کوارتز مونزو دیوریت نیز سنگ های اصلی  
 را در حاشیه توده همراهی می کنند. در توده نفوذی مورد  
 نظر آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک نسبتاً فراوان با  
 ترکیب مونزونیت، مونزو دیوریت و مونزو دیوریت  
 کوارتزار حضور دارند که از نظر اختصاصات

مقدمه

توده گرانودیوریتی کوه دم، بین طول های جغرافیایی

۵۲°، ۴۸' تا ۵۲°، ۵۴' شرقی و عرض های جغرافیایی

۳۳°، ۵۴' تا ۳۴°، ۱۰' شمالی، در فاصله ۱۱۰ کیلومتری

شمال شرق اردستان رخنمون دارد و از لحاظ تقسیمات

ساختاری در غرب زون ایران مرکزی واقع شده است.

این توده از لحاظ سنگ شناسی، بیشتر از گرانودیوریت

تشکیل شده است ولی در برخی نواحی ترکیب آن به

سپس تعداد ۹ نمونه از سنگ‌های سالم برای انجام آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی انتخاب شدند.

عناصر اصلی با روش XRF(WD) در آزمایشگاه ژئوشیمی Naruto ژاپن و عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش ICP-MS در آزمایشگاه‌های ALS Chemex کانادا و Helva اسپانیا مورد آنالیز قرار گرفتند. به منظور بررسی خصوصیات شیمیایی کانی‌های فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت تعداد ۱۰ مقطع نازک - صیقلی برای آنالیز میکروپروب تهیه و به دانشگاه‌های Naruto ژاپن و Helva اسپانیا ارسال شد.

در دانشگاه Naruto ژاپن به کمک دستگاه الکترون میکروپروب JEOL مدل JXA-8800R با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ کیلو ولت و شدت جریان ۱۵ نانوآمپر و زمان شمارش ۴۰ ثانیه و در دانشگاه Helva اسپانیا به کمک دستگاه الکترون میکروپروب JXA-8200 super probe با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ کیلو ولت مورد آنالیز قرار گرفت که نتایج این آنالیزها در جداول ۱ تا ۵ قابل مشاهده است. در مرحله بعد با استفاده از نرم افزار Minpet مقادیر کاتیونی برای کانی‌های فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت محاسبه شد و نتایج آن مورد تحلیل و پردازش قرار گرفت.

کانی‌شناسی و بافتی، شباهت‌ها و تفاوت‌هایی را با گرانیتوئیدهای میزبان نشان می‌دهند.

از آن جا که مطالعه آنکلاوها در توده‌های گرانیتوئیدی می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را در مورد ژنز و ماهیت سنگ منشاء، چگونگی تحول و تکامل ماگمای مولد توده‌های نفوذی و بررسی احتمال وقوع اختلاط ماگمایی در اختیار محققین قرار دهد.

در پژوهش حاضر سعی شده است با استناد به نتایج حاصل از مشاهده روابط صحرایی، خصوصیات پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی آنکلاوها و سنگ‌های گرانیتوئیدی میزبان، ضمن تحقیق در مورد وجود یا عدم وجود ارتباط ژنتیکی بین گرانیتوئیدها و آنکلاوها، منشاء و نحوه تشکیل آنکلاوهای میکروگرانولار کوه‌دم نیز مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

## روش مطالعه

مطالعه آنکلاوهای میکروگرانولار توده نفوذی کوه‌دم در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در بخش صحرایی با توجه به تغییرات سنگ‌شناسی و ویژگی‌های فیزیکی نظیر رنگ و ابعاد کانی‌های سازنده، تعداد ۱۲۰ نمونه از سنگ‌های نفوذی و آنکلاوها برداشت شد. شناسایی مشخصه‌های اصلی سنگ‌شناسی شامل خصوصیات بافتی و ترکیب کانی‌شناسی با تکیه بر روش‌های پتروگرافی و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان صورت گرفت.

جدول ۱). نتایج آنالیز ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی و آنکلاوهای موجود به روش‌های XRF (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی) و ICP (عناصر نادر و نادر خاکی بر حسب Ppm).

Sample	granitoid						Enclave		
	11	136	146	172	197	215	63	190	191
SiO <sub>2</sub>	86.91	87.3	83.77	82.68	83.69	85.43	55.79	55.33	56.99
TiO <sub>2</sub>	0.5	0.32	0.55	0.61	0.47	0.48	0.89	0.99	0.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.69	15.7	15.38	16.15	15.76	16	17.72	17.74	17.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	2.72	3.24	5.08	5.66	4.57	4.8	9.37	10.37	9.22
MnO	0.06	0.04	0.08	0.08	0.06	0.09	0.14	0.12	0.1
MgO	1.35	0.9	1.09	2.11	1.60	1.65	3.15	3.39	3.01
CaO	4.11	2.12	4.28	4.13	3.26	2.91	5.58	5.51	5.17
Na <sub>2</sub> O	3.85	3.27	3.53	3.23	3.62	3.76	4.66	4.54	4.95
K <sub>2</sub> O	4.64	5.23	4.52	5.13	3.81	4.71	2.47	1.76	1.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.09	0.19	0.19	0.15	0.15	0.19	0.2	0.21
Tot	99.99	98.21	99.97	99.97	99.97	99.98	99.96	99.95	99.95
Ba	648	519	589	498.3	577	526.5	349.3	274	207.71
Rb	117	147.5	146	185.5	111	196.8	108.7	77.7	53.44
Sr	354	197.5	395	340.4	276	279.1	328.5	276	199.8
Ga	16.7	14.4	17.3	*	16.2	*	*	22.3	24.4
Li	0.5	0.5	0.5	*	0.5	*	*	0.5	0.24
Nb	15	19.9	17.2	16.16	13.9	12.93	23.32	31.5	26.71
Hf	4.9	4.6	4.8	*	4.9	*	*	5.2	3.22
Zr	160	161	171	187	179	171	116.2	190	107.35
Ti	2997	1918	3297	3657	2818	2878	5935	5935	5605
Y	18.5	17.9	19.1	25.3	16.2	22.7	28.3	36.2	27.94
Th	16.05	20.6	22.5	26.79	15.9	16.05	12.05	14.05	11.03
U	3	5.87	5.4	*	3.3	*	*	4.76	4.03
Cr	10	10	20	16.6	10	0	0	20	13.74
Ni	6	5	9	9.1	6	4	4.8	10	5.17
Co	5.5	46	13.3	*	3.6	*	*	18	18.44
V	82	40	98	*	69	*	*	186	155.42
Cu	5	5	27	*	11	*	*	14	5.35
Pb	5	10	12	9.1	10	10.1	6.5	23	30.86
Zn	25	23	40	*	45	*	*	82	40.25
Sn	3	3	3	*	2	*	*	5	3.31
W	14	*	24	*	7	*	*	7	2.86
Ta	1.2	2.1	1.3	*	1.2	*	*	2.1	4.9
Cs	2.02	4.41	7.41	*	3.27	*	*	5.01	2.62
La	21.4	35.3	37.2	*	27.7	*	*	15.1	20.13
Ce	45.5	61.4	47.3	55.6	46	39.4	32.1	34.4	48.84
Pr	5.27	6.2	6.94	*	5.16	*	*	4.89	5.54
Nd	19.2	20.1	20.0	*	17.4	*	*	20.9	21.03
Sm	3.94	3.28	4.48	*	3.28	*	*	5.85	5.07
Eu	0.98	0.75	1.17	*	0.95	*	*	1.24	1.18
Gd	3.58	3.66	4.34	*	3.27	*	*	5.66	5.22
Tb	0.65	0.52	0.62	*	0.49	*	*	1.05	0.93
Dy	3.44	3.23	3.48	*	3	*	*	6.85	5.29
Ho	0.62	0.6	0.56	*	0.57	*	*	1.26	1.26
Er	2.14	2.05	2.26	*	1.9	*	*	4.06	3.31
Tm	0.31	0.3	0.32	*	0.28	*	*	0.69	0.54
Yb	2.02	2.04	2.09	*	1.89	*	*	3.92	3.23
Lu	0.34	0.34	0.35	*	0.32	*	*	0.65	0.57

جدول ۲) نتایج آنالیز مایکروپروب پلاژیوکلازهای توده گرانیتوئیدی و آنکلاوهای موجود در آن بر حسب درصد وزنی. (محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۸ اکسیژن بنا شده است).

Sample Analysis	granite	granite	granite	granite	granite	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granodiorite
	#8 2 core	#8 2 between	#8 2 rim	#8 4 core	#8 4 rim	#5 1 core	#5 1 rim	#5 2 core	#5 2 rim
SiO2	62.036	60.643	63.291	66.436	60.341	67.736	64.031	67.632	62.239
TiO2	0	0	0	0	0.052	0	0	0	0.015
Al2O3	24.026	23.647	23.165	26.946	23.321	26.023	21.121	26.619	23.406
FeO	0.561	0.166	0.158	0.247	0.163	0.132	0.156	0.18	0.191
MnO	0.002	0.02	0.01	0	0.013	0	0.016	0.036	0
MgO	0.618	0.01	0.009	0.01	0.005	0	0	0.009	0
CaO	1.769	5.647	4.681	9.331	6.095	7.938	3.023	8.174	4.614
Na2O	7.2	7.80	8.739	5.344	7.917	6.891	9.334	6.269	8.594
K2O	3.320	3.667	0.664	0.290	0.629	0.646	0.7	0.007	0.706
Cr2O3	0.043	0	0	0	0	0	0.025	0	0
NiO	0.007	0	0.013	0	0	0	0	0.005	0.018
Tot	99.65	98.89	100.61	98.83	98.44	99.12	98.31	98.75	99.78
Si	11.004	10.914	11.157	10.25	10.927	10.449	11.491	10.457	11.077
Al	6.064	5.064	4.007	6.760	4.974	6.604	4.454	6.617	4.905
Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0	0	0	0.007	0	0	0	0.002
Fe2	0.084	0.025	0.023	0.036	0.025	0.029	0.025	0.027	0.028
Mn	0	0.003	0.001	0	0.003	0	0.002	0.006	0
Mg	0.165	0.003	0.002	0.003	0.001	0	0	0.002	0
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0.339	1.127	0.884	1.826	1.183	1.539	0.531	1.589	0.918
Na	2.494	3.722	2.987	1.893	3.78	2.416	3.246	2.213	2.897
K	0.758	0.128	0.125	0.036	0.122	0.127	0.16	0.141	0.16
Cations	19.936	19.976	19.983	19.836	20.022	20.063	19.969	19.952	19.987
Ab	69.5	68.4	74.7	49.3	68.1	59.2	81.4	56.1	72.9
An	9.4	28.3	22.1	48.3	29	37.7	14.6	40.3	23.1
Or	21.1	3.2	3.1	1.8	3	3.1	4	3.6	4

ادامه جدول ۲)

Sample Analysis	enclave	enclave	enclave	enclave	enclave	enclave	enclave	enclave
	#5 1 core	#5 2 core	#5 3 core	#5 4 between	#5 5 rim	#5 6 between	#5 7 between	#5 8 between
SiO2	54.227	50.846	54.069	57.386	56.656	57.502	58.201	64.037
TiO2	0.003	0.023	0.023	0.007	0.002	0.012	0	0
Al2O3	28.805	31.163	28.506	26.403	26.129	26.414	26.286	18.696
FeO	0.266	0.263	0.228	0.37	0.155	0.309	0.233	0.091
MnO	0.047	0.016	0.015	0.024	0	0	0.024	0.002
MgO	0.005	0.002	0.002	0.005	0.005	0	0	0
CaO	10.804	13.568	10.612	8.012	8.028	8.117	7.653	0.013
Na2O	6.277	3.669	5.406	7.025	6.791	6.767	6.90	0.766
K2O	0.299	0.167	0.214	0.222	0.415	0.326	0.297	15.776
Cr2O3	0	0.072	0	0.029	0	0	0	0
NiO	0.033	0	0	0.006	0	0	0	0
Tot	99.78	99.81	99.17	99.49	98.68	99.45	99.67	99.43
Si	9.815	9.266	9.843	10.35	10.339	10.366	10.442	11.902
Al	6.14	6.688	6.117	6.608	6.615	6.608	6.664	4.088
Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0	0.003	0.003	0.001	0	0.002	0	0
Fe2	0.04	0.04	0.036	0.056	0.024	0.047	0.035	0.014
Mn	0.007	0.002	0.002	0.004	0	0	0.004	0
Mg	0.004	0.006	0.005	0.001	0.004	0	0	0
Ba	0.007	0	0.001	0.003	0.004	0.002	0	0.031
Ca	2.095	2.649	2.07	1.548	1.57	1.568	1.471	0.003
Na	1.852	1.297	1.937	2.457	2.403	2.366	2.426	0.272
K	0.069	0.039	0.05	0.051	0.037	0.075	0.068	3.737
Cations	20.036	19.99	20.069	20.082	20.12	20.035	20.002	20.078
Ab	46.1	32.5	47.7	60.6	59	59	61.2	6.8
An	52.2	66.5	51	38.2	38.6	39.1	37.1	0.1
Or	1.7	1	1.2	1.3	2.4	1.9	1.7	93.1

جدول ۳) نتایج آنالیز مایکروپروب آلکالی فلدسپارهای توده گرانیتوئیدی و آنکلاوهای موجود در آن بر حسب درصد وزنی. (محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۸ اکسیژن بنا شده است).

Sample	granite f48-1	granite f48-1	granite f48-1	granite f48-3	granite f48-3	granodiorite f5	granodiorite f5-3	granodiorite f5-4	granodiorite f5-5	enclave f6
Analysis	core	Between	rim	core	rim	rim	Between	Between	rim	core
SiO2	64.123	63.723	64.734	64.46	65.362	64.961	65.255	64.536	65.178	63.36
TiO2	0.005	0.024	0.007	0.011	0	0.002	0	0	0	0
Al2O3	10.658	10.735	19.352	15.286	15.35	10.377	10.052	10.462	12.493	10.690
FeO	0.142	0.11	0.103	0.107	0.081	0.04	0.003	0.117	0.054	0.203
MnO	0.069	0	0.021	0.016	0.029	0.011	0	0.008	0	0.04
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.205
CaO	0.201	0.144	0.667	0.062	0.099	0.049	0.125	0.04	0.034	0.203
Na2O	2.767	2.862	4.234	1.811	2.689	1.111	3.165	1.728	1.467	4.018
K2O	15.075	15.436	11.613	17.863	15.330	10.957	14.050	10.247	17.760	16.22
Cr2O3	0	0.01	0	0.031	0	0	0	0	0	0.247
NiO	0	0.016	0.013	0	0	0.02	0.013	0	0	0
Tot	103.36	100.50	100.96	100.47	101.92	100.17	101.38	103.44	101.06	99.05
Si	11.843	11.747	11.862	11.846	11.825	11.846	11.847	11.811	11.862	11.854
Al	4.329	4.032	4.139	3.952	3.944	3.947	4.031	3.992	2.36	4.12
Fe3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.002	0.007	0	0.002	0	0	0	0	0.001	0
Fe2	0.022	0.017	0.017	0.016	0.012	0.026	0.001	0.016	0.028	0.201
Mn	0.008	0	0.008	0	0.009	0.005	0	0.005	0	0.002
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.001
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.012
Ca	0.013	0.029	0.108	0.012	0.019	0.01	0.024	0.006	0.018	0.001
Na	0.505	0.92	1.49	0.634	0.941	0.4	1.075	0.436	0.617	0.743
K	3.543	3.657	2.69	4.211	3.641	4.317	3.295	4.274	4.122	3.371
Cations	20.423	20.459	20.36	20.664	20.438	20.631	20.369	20.642	21.478	20.022
AlI	2.7	2.3	2.43	1.2	20.6	6.1	22.9	9.2	11.1	3.7
AlII	0.4	0.6	3.9	3.3	3.4	0.2	0.5	3.2	0.4	0
OI	72.4	75.4	81.9	87.5	79.1	91.3	75.4	91.6	88.5	94.3

جدول ۴) نتایج آنالیز مایکروپروب بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی و آنکلاوهای موجود در آن بر حسب درصد وزنی. (محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۲ اکسیژن بنا شده است).

Sample	f48-1	f48-2	f48-2	f48-3	f5-1	f5-2	f6	f6
SiO2	36.439	36.457	36.33	36.457	34.122	36.522	36.309	33.971
TiO2	4.441	4.475	4.466	4.475	3.344	3.628	4.153	4.119
Al2O3	13.253	13.761	13.565	13.761	14.518	13.465	14.167	13.849
Cr2O3	0.037	0.019	0.035	0.019	0.053	0	0	0
FeO*	19.137	19.401	18.729	19.401	21.012	19.685	19.31	19.128
MnO	0.248	0.238	0.201	0.238	0.434	0.336	0.303	0.325
MgO	12.32	12.298	12.012	12.293	12.866	12.379	11.744	11.813
CaO	0	0	0	0	0.004	0.015	0.059	0
Na2O	0.186	0.128	0.099	0.128	0.103	0.173	0.217	0.15
K2O	11.241	11.376	11.477	11.375	8.64	11.091	9.53	9.519
NiO	0.006	0	0.084	0	0	0	0.027	0.056
Tot	97.332	98.153	96.998	98.153	95.096	97.294	95.609	92.929
Si	6.776	6.738	6.777	6.738	6.537	6.802	6.785	6.614
AlIV	2.224	2.262	2.223	2.262	2.463	2.198	2.216	2.366
AlVI	0.253	0.288	0.317	0.288	0.311	0.321	0.441	0.309
Ti	0.63	0.53	0.534	0.53	0.408	0.434	0.498	0.512
Fe2	2.547	2.554	2.491	2.554	2.851	2.615	2.573	2.644
Cr	0.005	0.002	0.004	0.002	0.007	0	0	0
Mn	0.033	0.032	0.027	0.032	0.06	0.045	0.041	0.045
Mg	2.314	2.885	2.848	2.885	3.112	2.932	2.789	2.911
Ba	0	0	0	0	0	0	0.018	0.026
Ca	0	0	0	0	0.001	0.003	0.01	0
Na	0.057	0.039	0.031	0.039	0.032	0.053	0.067	0.049
K	2.275	2.284	2.328	2.284	1.789	2.248	1.895	2.007

جدول ۵) نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی و آنکلاوهای موجود در آن بر حسب درصد وزنی. (محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اکسیژن بنا شده است).

Sample	granite	granite	granite	granite	granite	granite	granite	granite	granite
Analysis	f48-1	f48-1	f48-2	f48-3	f48-3	f48-4	f48-4	f48-5	f48-5
SiO2	47.901	53.006	48.336	48.317	49.685	49.52	48.674	48.234	49.695
TiO2	0.918	0.332	1.279	1.041	0.901	0.671	0.975	0.75	1.03
Al2O3	4.841	2.078	5.83	5.595	4.56	4.832	5.595	5.145	5.125
FeO	14.97	12.146	15.141	14.765	14.252	14.746	14.571	15.017	14.618
Cr2O3	0.038	0.011	0.028	0	0	0.024	0	0.058	0.04
MnO	0.481	0.553	0.515	0.533	0.551	0.578	0.57	0.468	0.564
MgO	13.384	16.42	13.953	13.37	14.548	14.958	13.898	13.805	14.589
CaO	11.181	11.648	11.249	11.276	11.439	11.379	10.896	11.315	11.005
Na2O	1.029	0.384	0.976	1.036	0.818	0.985	1.124	1.049	1.088
K2O	0.47	0.174	0.579	0.591	0.431	0.513	0.529	0.468	0.536
NiO	0	0	0.044	0	0.016	0.011	0	0.037	0
Tot	95.213	96.752	97.93	96.576	97.201	98.217	96.832	96.347	98.29
TSi	7.141	7.588	6.975	7.104	7.192	7.086	7.079	7.09	7.1
TAl	0.85	0.35	0.991	0.836	0.777	0.814	0.921	0.891	0.862
TFe3	0.009	0.062	0.034	0	0.03	0.1	0	0.019	0.037
TTi	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_T	8	8	8	8	8	8	8	8	8
CAI	0	0	0	0.073	0	0	0.037	0	0
CCr	0.004	0.001	0.003	0	0	0.003	0	0.007	0.005
CFe3	0.89	0.628	0.866	0.619	0.754	0.911	0.859	0.787	0.906
CTi	0.103	0.036	0.139	0.115	0.098	0.072	0.107	0.083	0.111
CMg	2.975	3.504	3.002	2.93	3.139	3.191	3.013	3.025	3.107
CFe2	1.167	0.764	0.908	1.197	0.941	0.753	0.913	1.04	0.804
CMn	0.061	0.067	0.063	0.066	0.068	0.07	0.07	0.068	0.068
CCa	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_C	5	5	5	5	5	5	5	5	5
BMg	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BFe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BMn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BCa	1.786	1.786	1.739	1.777	1.774	1.744	1.698	1.782	1.685
BNa	0.214	0.107	0.261	0.223	0.226	0.255	0.302	0.218	0.301
Sum_B	2	1.893	2	2	2	2	2	2	1.986
ACa	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ANa	0.083	0	0.012	0.039	0.004	0.018	0.015	0.081	0
AK	0.089	0.032	0.107	0.109	0.08	0.094	0.098	0.088	0.098
Sum_A	0.173	0.032	0.119	0.198	0.083	0.111	0.113	0.169	0.098

ادامه جدول ۵

Sample Analysis	granodiorite		granodiorite		enclave		enclave	
	f5.1	f5.1	f5.2	f5.2	f6.18	f6.16	f6.3	f6.17
SiO2	52.159	47.169	47.383	45.489	44.621	47.392	47.04	45.295
TiO2	0.204	1.132	1.097	1.082	1.648	1.06	1.134	1.631
Al2O3	2.454	3.929	7.173	6.965	7.993	6.025	6.338	8.049
FeO	14.12	15.816	15.53	15.449	15.872	15.072	14.956	16.303
Cr2O3	0	0	0.032	0	0.288	0	0	0
MnO	0.746	0.541	0.547	0.645	0.559	0.667	0.634	0.61
MgO	15.722	13.269	13.95	13.084	12.105	13.373	13.122	11.976
CaO	11.234	10.201	10.71	10.353	10.896	10.366	11.036	10.842
Na2O	0.439	1.239	1.437	1.448	1.65	1.294	1.395	1.726
K2O	0.141	0.55	0.663	0.697	0.671	0.42	0.475	0.635
NiO	0.039	0	0	0	0.036	0.028	0.07	0
Tot	97.229	95.5	97.931	95.212	96.367	96.397	96.23	97.057
TSi	7.445	3.838	6.842	6.831	3.647	6.969	6.952	6.691
TAI	0.412	1.162	1.153	1.169	1.353	1.031	1.048	1.303
TFe3	0.143	0	0	0	0	0	0	0
TTi	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_T	8	8	3	8	8	8	8	9
CAI	0	0.021	0.062	0.035	0.049	0.002	0.056	0.091
CCr	0	0	0.004	0	0.034	0	0	0
CFe3	0.337	1.27	1.017	1.091	0.821	0.966	0.747	0.81
CTi	0.322	0.129	0.113	0.12	0.185	0.116	0.126	0.181
CMg	3.345	2.872	2.873	2.865	2.696	2.966	2.891	2.637
CFe2	0.306	0.648	0.853	0.807	1.155	0.868	1.101	1.204
CMn	0.03	0.066	0.067	0.08	0.07	0.082	0.079	0.075
CCa	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum_C	5	5	5	5	5	5	5	5
BMg	0	0	0	0	0	0	0	0
BFe2	0	0	0	0	0	0	0	0
BMn	0	0	0	0	0	0	0	0
BCa	1.718	1.584	1.657	1.63	1.738	1.694	1.752	1.716
BNa	0.113	0.347	0.343	0.37	0.262	0.306	0.248	0.264
Sum_B	1.331	1.931	2	2	2	2	2	2
ACa	0	0	0	0	0	0	0	0
ANa	0	0	0.053	0.042	0.214	0.059	0.152	0.21
AK	0.026	0.109	0.122	0.131	0.127	0.078	0.09	0.12
Sum_A	0.026	0.109	0.181	0.173	0.342	0.137	0.242	0.33

زمین‌شناسی

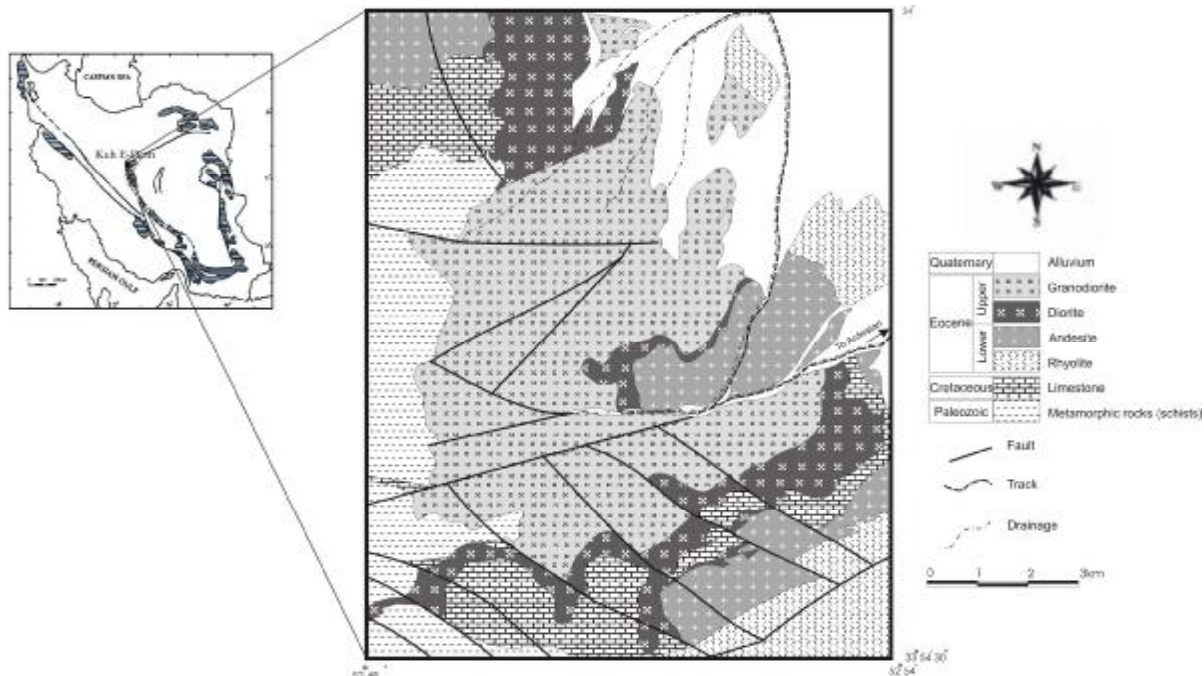
توده گرانیتوئیدی کوه دم به لحاظ ترکیب و سن سنگ‌های فراگیر از تنوع قابل ملاحظه‌ای برخوردار است، بدین ترتیب که شیست‌ها و فیلیت‌های پالئوزوئیک، آهک‌های کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت و ریولیت) ائوسن زیرین به عنوان سنگ میزبان این توده قابل ذکر هستند. این توده بیشتر

ترکیب اسیدی دارد ولی بخش‌های جنوبی، شرقی و شمالی آن توسط نواری منقطع از سنگ‌های حدواسط احاطه شده است. قسمت اعظم بخش اسیدی از گرانودیوریت و بخش حدواسط عمدتاً از دیوریت تشکیل شده است. در گزارش تکنواکسپورت (Technoexport, 1981) سن جایگزینی این توده، ائوسن بالایی ذکر شده است.



حاشیه توده ارتباطی دیده نمی‌شود، در قسمت‌های مرکزی و شمال توده بیشتر یافت می‌شوند. از جمله مشخصات این آنکلاوها، مرز مشخص با سنگ میزبان، حاشیه گرد شده و فقدان هرگونه جهت یافتگی است. اندازه آنکلاوها متغیر است و از مقیاس میکروسکوپی به صورت تجمعاتی از کانی‌های مافیک (لخته‌های مافیک) تا اندازه ۳۰ سانتی‌متری دیده می‌شوند.

(شکل ۱). بخش اسیدی از لحاظ سنگ‌شناسی طیف وسیعی از مونزوگرانیت، گرانودیوریت و مونزودیوریت کوارتزار را شامل می‌شود و در نمونه دستی با رنگ صورتی تا کرم نمایان است. این توده میزبان تعداد نسبتاً زیادی آنکلاو میکروگرانولار خاکستری - سبز با ترکیب کوارتزدیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت است. آنکلاوها در سراسر توده نفوذی به چشم می‌خورند و با این که بین حضور آن‌ها و نزدیک شدن به



شکل ۱) نقشه زمین شناسی توده نفوذی کوه دم. اقتباس از گزارش تکنواکسپورت (Technoexport, 1981) با تغییرات جزئی.

کوارتزها، دارای خاموشی موجی، حاشیه مضرس و شکستگی‌های فراوان هستند و اغلب فضای بین کانی‌های دیگر را پر می‌کنند. ارتوکلاز اکثراً ماکل کارلسباد دارند و در برخی موارد حاوی انکلوزیون‌هایی از کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز هستند که موجب ظهور بافت پوئی کیلیتیک در نمونه‌ها شده است (شکل ۲).

## پتروگرافی

### توده نفوذی

بافت غالب در گرانودیوریت‌ها، گرانولار دانه متوسط است ولی گاهی بافت‌های پوئی کیلیتیک و آنتی‌راپاکی‌وی نیز به چشم می‌خورند. ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند است.

بیوتیت به مقدار زیاد و هورنبلند با فراوانی کمتر، از کانی‌های مافیک گرانودیوریت‌ها به شمار می‌آیند. گاهی این کانی‌ها به صورت شکل‌دار در کنار کانی‌های اسفن و ماگنتیت تجمع یافته و لخته‌های مافیک را تشکیل داده‌اند (شکل ۶).

از کانی‌های فرعی این مجموعه می‌توان به زیرکن به صورت ادخال در بیوتیت، آپاتیت اکثراً درون پلاژیوکلازها، اسفن به صورت اولیه و گاه به صورت ثانویه حاصل دگرسانی کانی‌های مافیک و کانی‌های اپک تیتانومانیتیت اشاره نمود.

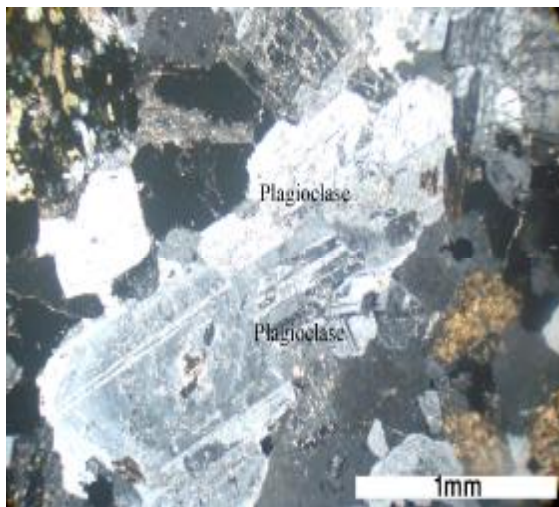
پلاژیوکلاز بیشتر ماکل پلی‌سنتیک داشته و در حاشیه‌ها اکثراً خوردگی و انحلال پیدا کرده‌اند. گاهی پلاژیوکلازها ساختمان منطقه‌بندی نشان داده که بر اساس داده‌های میکروپروب عمدتاً از نوع عادی و یا به ندرت از نوع نوسانی است (شکل ۳). در برخی از نمونه‌ها ارتوکلاز به صورت هاله‌ای اطراف پلاژیوکلاز را فراگرفته و بافت آنتی‌راپاکی وی ایجاد نموده است (شکل ۴) و یا بلور پلاژیوکلاز، تیغه‌های پلاژیوکلاز کوچکتر را در بر گرفته است (شکل ۵).



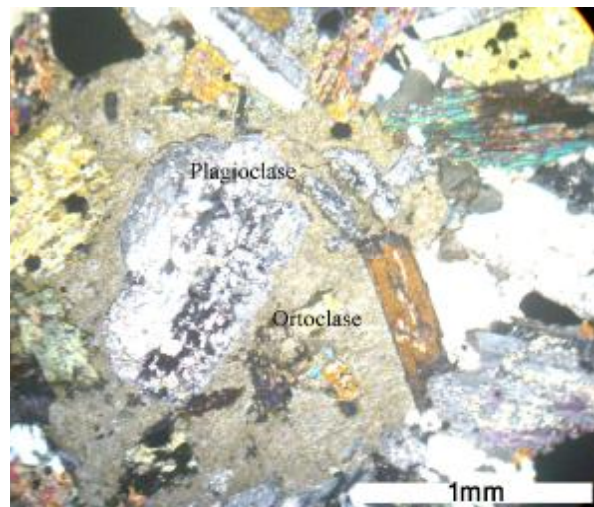
شکل ۳) نمایی از زونینگ نوسانی در بلور پلاژیوکلاز (نور پلاریزه).



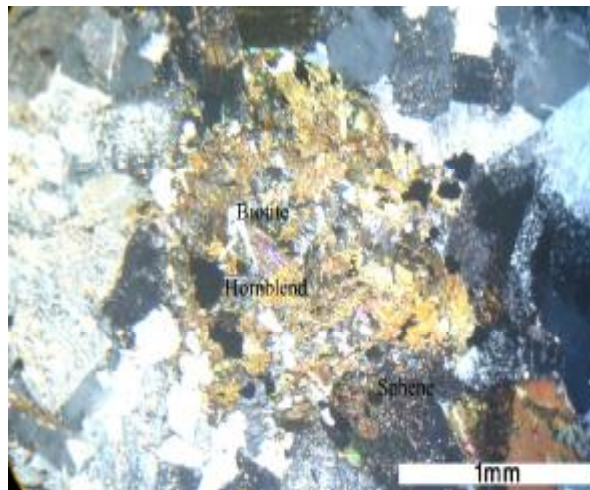
شکل ۲) ادخال‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در فلدسپار پتاسیم منجر به ظهور بافت پوئی‌کیلیتیک شده است (نور پلاریزه).



شکل ۵) احاطه شدن تیغه‌های پلاژیوکلاز درون پلاژیوکلاز بزرگتر (نور پلاریزه).



شکل ۴) احاطه شدن بلور پلاژیوکلاز توسط ارتوکلاز و تشکیل بافت آنتی‌راپاکی‌وی (نور پلاریزه).



شکل ۶) تشکیل لخته‌های مافیک در اثر تجمع بلورهای بیوتیت، هورنبلند، اسفن و کانی‌های اپک (نور پلاریزه).

## آنکلاو

آنکلاوها به وفور حاوی پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک هستند، در حالی که گرانیتوئیدهای میزبان دارای مقادیر کمتری از این کانی‌ها بوده و در عوض کوارتز و فلدسپار پتاسیم بیشتری دارند. پلاژیوکلاز به دو صورت در آنکلاوها دیده می‌شود. پلاژیوکلازهای کوچک با ماکل پلی‌سنتیک، اکثراً زمینه دانه ریز سنگ را می‌سازند، در حالی که درشت بلورهای پلاژیوکلاز با اختلاف اندازه

آنکلاوهای مورد مطالعه دانه ریز بوده و بافت میکروگرانولار نشان می‌دهند. اندازه بلورها از مرکز به سمت حاشیه آنکلاوها به تدریج کوچکتر می‌شود. از لحاظ نوع کانی‌های سازنده، مشابه سنگ میزان بوده ولی از نظر فراوانی درصد حجمی (مدال) کانی‌ها متفاوت هستند.

فلدسپار پتاسیم به دام افتاده‌اند. در برخی موارد بلورهای بیوتیت توسط آمفیبول‌ها احاطه شده‌اند.

از کانی‌های فرعی آنکلاوها می‌توان به آپاتیت، اسفن، زیرکن و ماگنتیت اشاره نمود. آپاتیت‌ها اکثراً به فرم سوزنی (شکل ۱۰) و در برخی موارد به صورت منشورهای کوتاه و پهن درون پلاژیوکلازها حضور دارند.

اسفن به صورت بلور شکل‌دار اولیه و گاه به صورت بلورهای بی‌شکل حاصل از دگرسانی کانی‌های مافیک در بین مجموعه کانی‌ها پراکنده است. بلورهای کوچک شکل‌دار تا بی‌شکل زیرکن بیشتر در داخل بیوتیت دیده می‌شوند. ماگنتیت اکثراً در امتداد رخ‌ها و حاشیه کانی‌های مافیک به چشم می‌خورد. در محل همبری آنکلاوها با سنگ میزبان اثری از تغییر شکل حالت جامد دیده نمی‌شود.

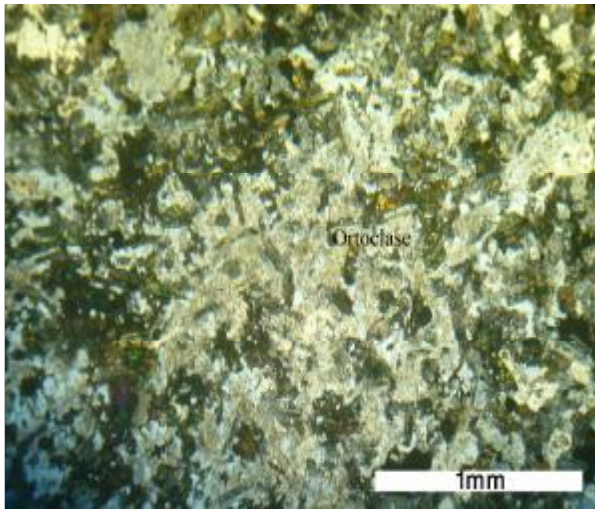
مرز آنکلاوها کنگره‌ای، مضرس و زائده‌دار است (شکل ۱۱) و در عین حال در محل همبری آنکلاو-سنگ میزبان بلورهای فلدسپاری حضور دارند که مرز مشترک آنکلاو-سنگ میزبان را قطع نموده‌اند (شکل ۱۲).

فاحش، ماکل پلی‌سنتتیک و یا منطقه بندی عادی و گاه نوسانی داشته و از کناره‌ها خورده شدگی و انحلال نشان می‌دهند (شکل ۷).

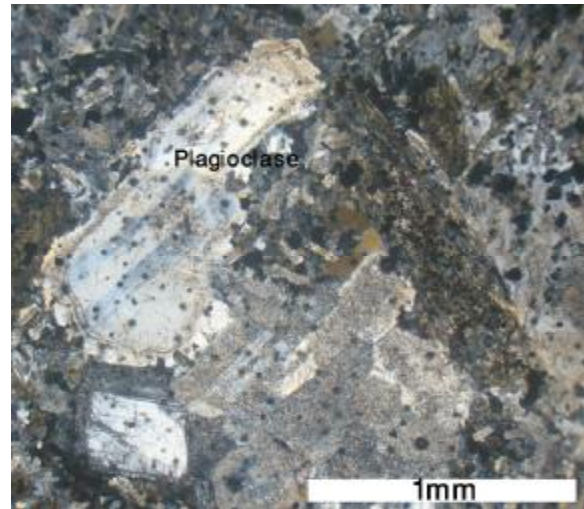
ارتوکلاز بیشتر در زمینه بوده و گاه به صورت درشت بلور حضور دارند. این فنوکریست‌ها غالباً به صورت گرد شده و انحلال یافته در قسمت حاشیه‌ای آنکلاو حضور دارند و حاوی انکلوزیون‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های فرعی دیگر هستند (شکل ۸).

به نظر می‌رسد این ادخال‌ها، بخشی از زمینه آنکلاو باشد که توسط درشت بلورها احاطه شده‌اند. کوارتز در اکثر آنکلاوها به صورت بی‌شکل فضای بین کانی‌های دیگر را پر می‌کند و یا به شکل انکلوزیون در داخل سایر کانی‌ها ظاهر می‌شود. در برخی آنکلاوها کوارتزهای کروی و خورده شده‌ای ملاحظه می‌شود که کانی‌های دما بالاتر ریز بلور مانند پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول اطراف آن‌ها را احاطه نموده‌اند (شکل ۹).

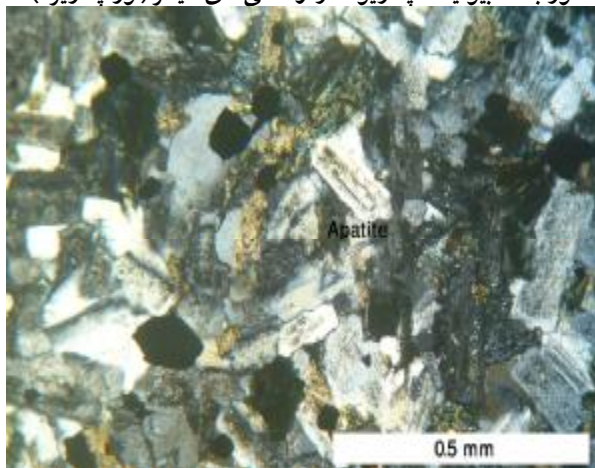
هورنبلند و بیوتیت معمولاً دانه ریز بوده و به صورت پراکنده در بین مجموعه کانی‌ها حضور دارند و یا به صورت انکلوزیون درون کانی‌های دیگری مانند کوارتز و



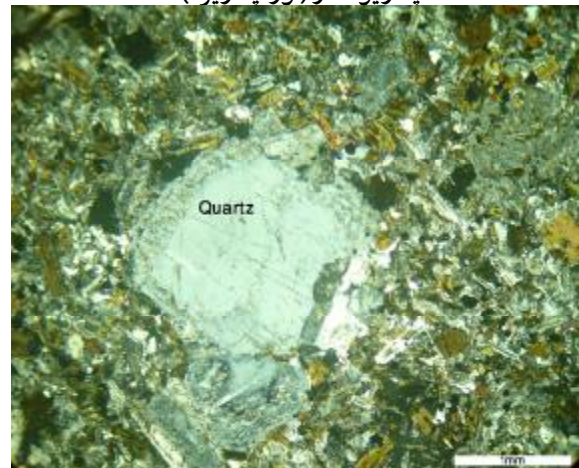
شکل ۸) فنوکریست ارتوکلاز حاوی انکلوزیون‌هایی از کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کانی‌های دیگر (نور پلاریزه).



شکل ۷) انحلال و خورده شدگی حاشیه فنوکریست پلاژیوکلاز (نور پلاریزه).



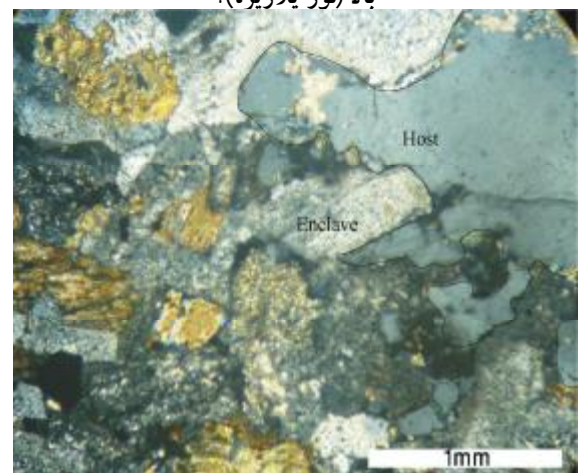
شکل ۱۰) نمایی از حضور آپاتیت‌های سوزنی درون آنکلاوها (نور پلاریزه).



شکل ۹) فنوکریست کوارتز با حاشیه‌ای از کانی‌های دمای بالا (نور پلاریزه).



شکل ۱۲) حضور بلورهای فلدسپار در مرز همبری آنکلاو-سنگ میزبان (نور پلاریزه).



شکل ۱۱) مرز مضرس، کنگره‌ای و زائده‌دار آنکلاو-سنگ میزبان (نور پلاریزه).

### شیمی کانی

با توجه به تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در دیباگرام‌های هارکر (Harker, 1909) در می‌یابیم اکسیدهای اصلی  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  و  $P_2O_5$  در آنکلاوها از فراوانی بالاتری برخوردارند و روندهای تغییرات این عناصر در برابر سیلیس کم و بیش خطی و سیر نزولی نشان می‌دهند، در حالی که  $K_2O$  از میزان کمتری برخوردار بوده و روند تغییرات آن در برابر سیلیس سیر صعودی دارد. روند تغییرات عناصر فرعی در آنکلاوها نسبت به سنگ میزبان طیف گسترده‌تری را به نمایش گذاشته‌اند.

عناصر  $Y$  و  $Nb$  در آنکلاوها نسبت به سنگ میزبان از فراوانی بالایی برخوردار بوده، در صورتی که عناصر  $Ba$ ,  $Rb$  و  $Th$  از فراوانی کمتری برخوردارند. عناصر  $Ni$ ,  $Cr$ ,  $Co$  و  $Zr$  تقریباً به میزان مساوی در سنگ‌های گرانیتوئیدی و آنکلاو مشارکت نموده‌اند. روند تغییرات عناصر  $Ba$ ,  $Th$  و  $Rb$  سیر صعودی، اما روندهای  $Nb$  و  $Y$  سیر نزولی را به نمایش گذاشته است (شکل ۱۷). برای تمایز ویژگی ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی و آنکلاو می‌توان از نمودار مثلثی ارتوز-آنورتیت-آلیت نرماتیو (Tuttle & Bowen, 1958) استفاده نمود (شکل ۱۸).

با توجه به این شکل درمی‌یابیم که اختلاف آشکاری بین ویژگی ژئوشیمیایی آنکلاوها و سنگ میزبان مشاهده می‌شود، به طوری که توده نفوذی میزبان دارای ترکیب پتاسیک، ولی آنکلاوها عمدتاً سدیک هستند. در نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب که نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) هنجار شده‌اند (شکل ۱۹ الف)، نمونه‌های مورد مطالعه روند مشابهی را به نمایش گذاشته، ولی سنگ‌های توده گرانودیوریتی نسبت به آنکلاوها از عناصر  $Y$ ,  $Tm$ ,  $Tb$ ,  $Ti$  و  $Yb$  فقیرتر و از عناصر LILE نظیر  $Th$ ,  $Ba$ ,  $Rb$ ,  $Cs$  و  $K$  غنی‌ترند. علاوه بر این گرانودیوریت‌ها آنومالی منفی  $Sr$ ,  $Ba$ ,  $P$ ,  $Nb$  و  $Ti$  و آنکلاوها آنومالی منفی  $Sr$ ,  $Ba$  و  $Ti$  نشان می‌دهند. نمونه‌های گرانودیوریتی در نمودار تغییرات

نتایج آنالیزهای مایکروپروب، بر روی کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت بیانگر شباهت ترکیب کانی‌شناسی توده گرانودیوریتی با آنکلاوهاست. براساس نمودار دبیر (Deer et al., 1991) ترکیب پلاژیوکلازها در گرانودیوریت‌ها از الیگوکلاز تا آندزین متغیر بوده و در برخی موارد زونینگ نوسانی معکوس نشان می‌دهند. در حالی که ترکیب پلاژیوکلازها در آنکلاوها از آندزین تا لابرادوریت تغییر می‌کند و زونینگ نوسانی عادی در آن‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۱۳).

نتایج آنالیز مایکروپروب بر روی یکی از پلاژیوکلازها حاکی از آن است که درون پلاژیوکلاز انحلال و خورده شدگی صورت گرفته و ترکیبی در حد  $Ab 6/8\%$ ،  $An 0/1\%$  و  $Or 93/1\%$  (ارتوکلاز)، در آن محدوده جایگزین شده است (شکل ۱۴).

فلدسپارهای آلکالن در گرانودیوریت‌ها اکثراً در محدوده ۹۰-۷۵ درصد ارتوکلاز و در آنکلاوها در محدوده ۹۶ درصد ارتوکلاز قرار گرفته‌اند. طبق طبقه‌بندی لیک (Leake et al., 1997) آمفیبول‌های این مجموعه، کلسیک و ترکیب آن‌ها در گرانودیوریت‌ها از منیزیهورنبلند تا اکتینولیت متغیر است و در آنکلاوها در قلمرو منیزیهورنبلند واقع می‌شوند (شکل ۱۵).

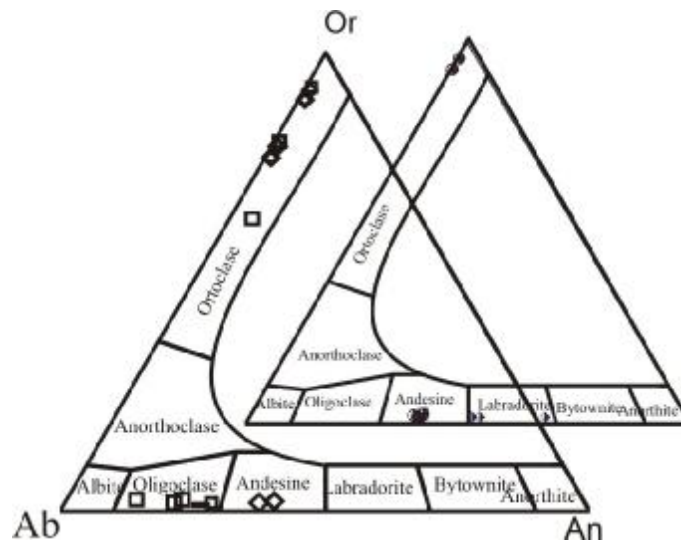
تغییر ترکیب از منیزیهورنبلند در مرکز آمفیبول تا اکتینولیت در حاشیه آن، می‌تواند نشان دهنده تغییر شرایط فیزیکیوشیمیایی ماگما در آخرین مراحل تبلور آن باشد. بیوتیت‌های موجود گرانودیوریت‌ها و دیوریت‌ها مطابق طبقه‌بندی فورستر (Forster, 1960) از نوع بیوتیت منیزیم‌دار هستند (شکل ۱۶).

لازم به ذکر است، محاسبه مقادیر  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  در فرمول ساختمانی کانی آمفیبول از روی مقدار  $Fe$  کل با استفاده از روش‌های پیشنهادی لیک (Leake et al., 1997) انجام شده است.

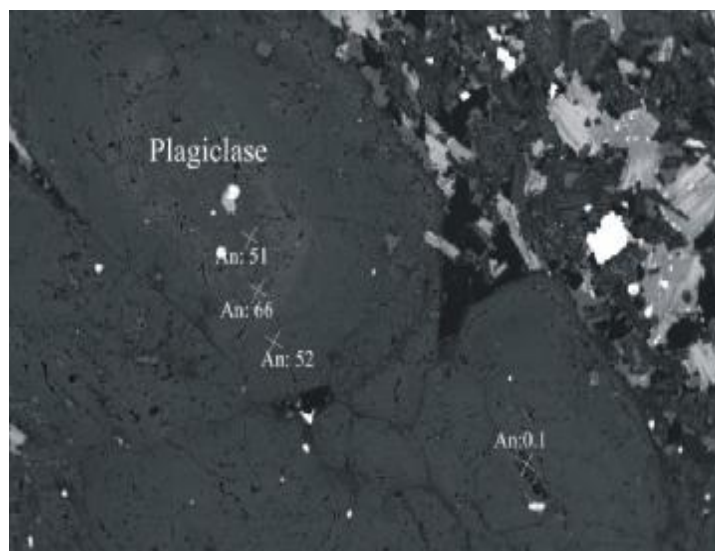
### ژئوشیمی

کم آنها در آنکلاوها موجب تشکیل الگوی نسبتاً مسطح در آنکلاوها شده است. در این نمودارها، گرانودیوریتها، آنومالی منفی Eu دارند، در صورتی که این آنومالی در آنکلاوها ناچیز است.

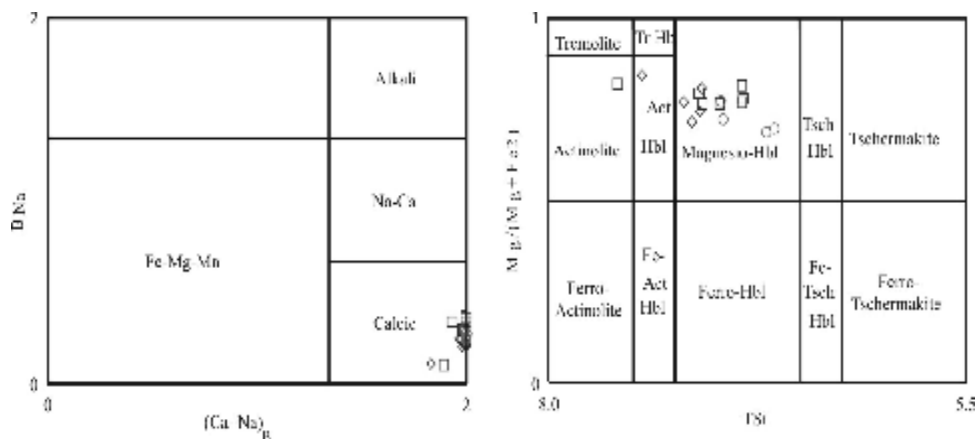
عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت (Sun & McDonough, 1989) هنجار شده‌اند، روند موازی داشته و نسبت به آنکلاوها از فراوانی LREE بیشتری برخوردارند و میزان HREE خیلی کمتری دارند (شکل ۱۹ ب). فراوانی اندک عناصر HREE و تفریق یافتگی



شکل ۱۳) طبقه بندی فلدسپارهای توده گرانیتی و آنکلاوهای موجود در آن (Deer et al., 1991) لوزی توخالی معرف مرکز بلور فلدسپار، مربع متعلق به حاشیه آن و خط افقی حد فاصل حاشیه و مرکز بلور فلدسپار در گرانودیوریتها است. دایره نیمه پر نماینده ترکیب فلدسپار در حاشیه و لوزی نیمه پر متعلق به مرکز و مثلث نیمه پر حد فاصل حاشیه و مرکز آنکلاو است.



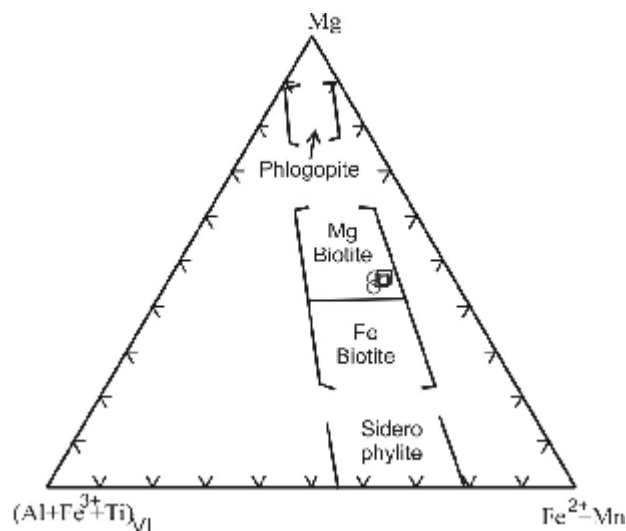
شکل ۱۴) علائم ضربدر معرف نقاطی از یک بلور پلاژیوکلاز زونه را در نور منعکسه است که تحت آنالیز میکروپروب قرار گرفته است و در کنار نقاط درصد آنورتیت گزارش شده است.



شکل ۱۵) طبقه بندی آمفیبول‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی آن‌ها (Leak et al., 1997). مربع و لوزی به ترتیب معرف مرکز و حاشیه آمفیبول در گرانودیوریت‌ها و دایره نماینده ترکیب آمفیبول در آنکلاو است.

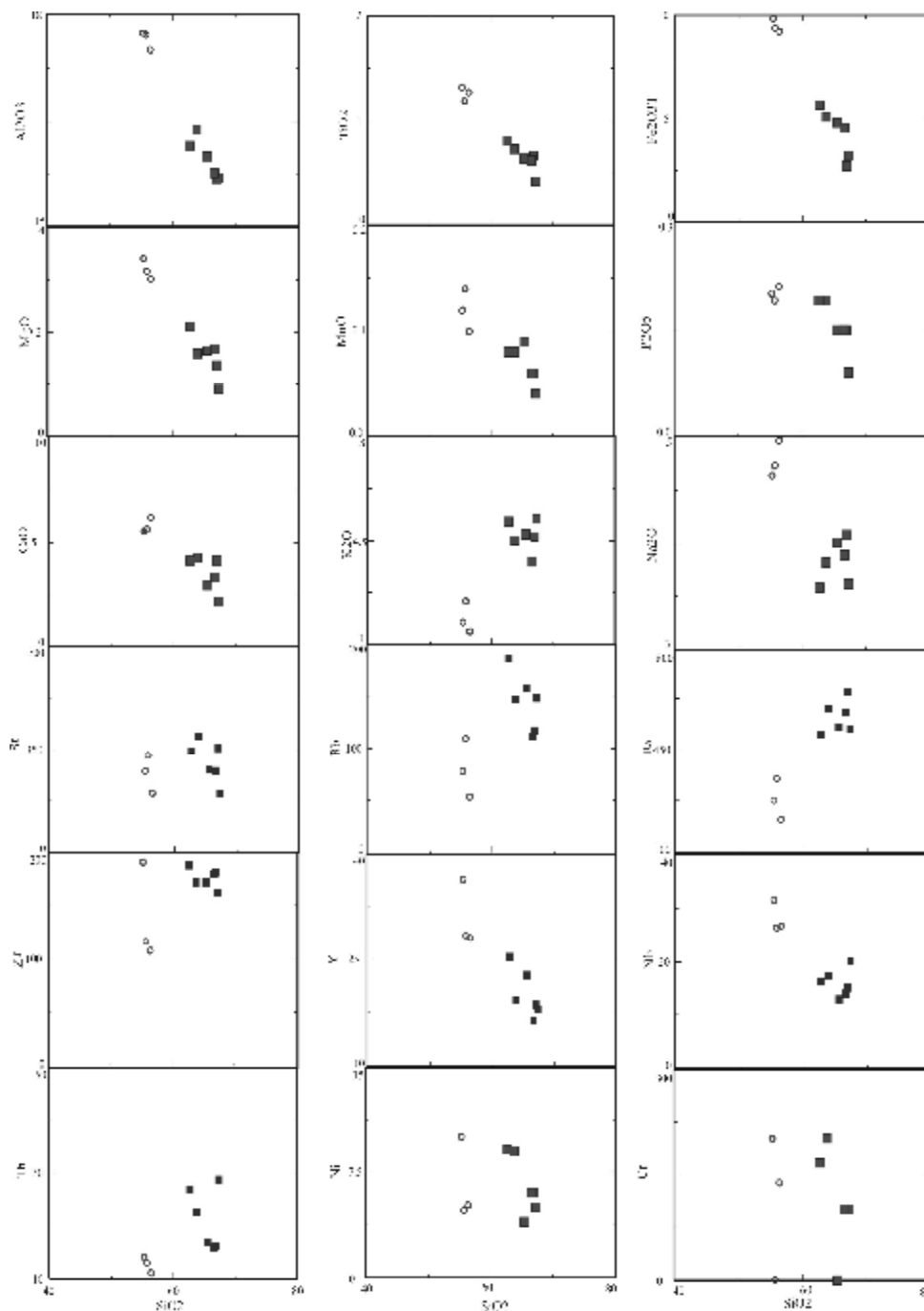
خط میانگین فراوانی عناصر پوسته زیرین و عناصر HREE اکثراً در پایین این خط واقع شده‌اند، در حالی که آنکلاوها روند تقریباً صعودی را دنبال می‌کند و مقادیر بیشتری را نسبت به خط میانگین فراوانی عناصر پوسته زیرین به نمایش گذاشته‌اند.

در شکل ۱۹ نمودار تغییرات عناصر کمیاب خاکی نمونه‌ها نسبت به پوسته زیرین (Taylor & McLenna, 1985) هنجار شده است. چنانچه در این نمودار ملاحظه می‌کنیم، این نمونه‌ها دو روند متفاوت را به نمایش گذاشته است. گرانودیوریت‌ها از LREE غنی بوده و از HREE تهی شده‌اند و فراوانی عناصر LREE بالاتر از

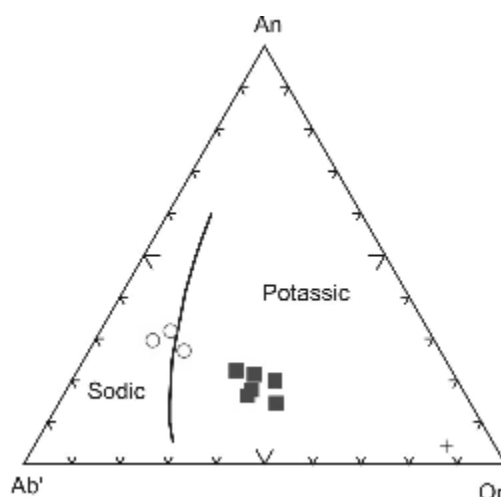


شکل ۱۶) طبقه‌بندی میکاها با استفاده از ترکیب شیمیایی آن‌ها طبق رده بندی فورستر (Forster, 1960). مربع معرف ترکیب بیوتیت در گرانودیوریت‌ها و دایره نماینده ترکیب بیوتیت در آنکلاو است.





شکل ۱۷) موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی و آنکلاوهای میکروگرانولار بر روی نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی در برابر سیلیس (Harker, 1909). فراوانی اکسیدها بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب ppm گزارش شده است. علامت مربع معرف سنگ‌های گرانیتوئیدی توده و دایره متعلق به آنکلاوهای میکروگرانولار است.



شکل ۱۸) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار مثلثی (Tuttle & Bowen, 1958). علائم مشابه شکل ۱۷ است.

#### بحث

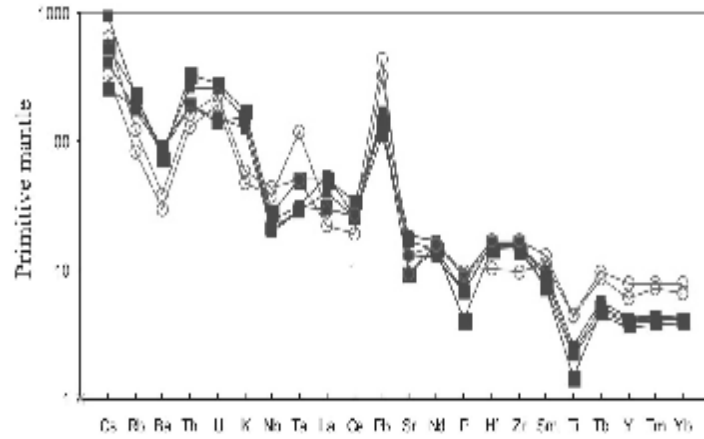
آنکلاوها به صورت جامد و یا مذاب به درون ماگمای میزبان وارد می‌شوند. ممکن است بخشی از سنگ میزبان و یا بخشی از مواد تفریق یافته اولیه هم منشاء با ماگمای میزبان و یا بقایای ذوب نشده حاصل از فرآیند آناتکسی، در طی صعود یا جایگزینی ماگما، به درون آن وارد شوند.

اگر آنکلاو به صورت مذاب در داخل ماگمای گرانودیوریتی وارد شده باشد، ممکن است با ماگمای میزبان خود هم منشاء (از یک اتاق ماگمایی) و یا از منشاءهای مختلفی مشتق شده باشد. وجود آنکلاوهای کاملاً گرد شده در توده نفوذی، عدم ارتباط بین پراکندگی آنکلاوها با حاشیه توده نفوذی و شواهدی از بروز تبادلات شیمیایی و یا کانی‌شناسی بین آنکلاو و سنگ میزبان همگی دلایلی بر علیه فرضیه منشاءگیری آنکلاوها از فرآیند شکسته شدن سنگ‌های میزبان می‌باشند، زیرا در صورت خرد شدن سنگ‌های میزبان و راه‌یابی آن‌ها به داخل ماگما، انتظار می‌رود آنکلاوها در نزدیک حاشیه فراوانتر (Chen et al., 1991) و زاویه‌دار بوده و در عین حال هیچ گونه نقل و انتقالات شیمیایی و یا کانی‌شناسی در آن‌ها صورت نگرفته باشد (Dorais et al., 1997).

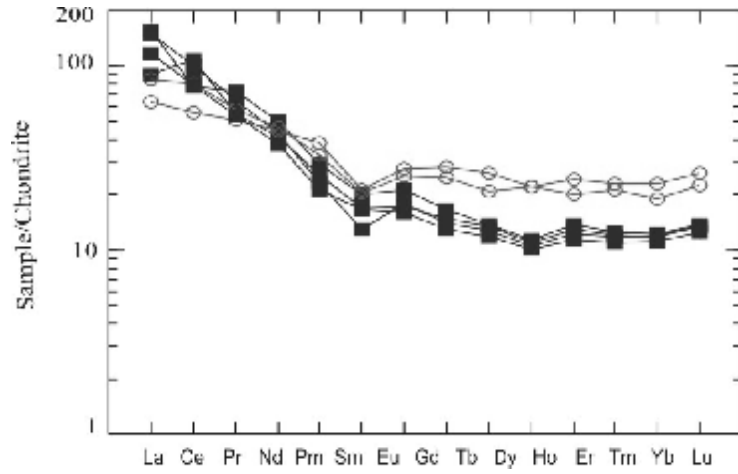
منشاء ماگمایی آنکلاو توسط بافت‌های شاخص آذرین مانند وجود بلورهای شکل‌دار فازهای مافیک و

پلاژیوکلاز (Vernon, 1991)، بافت پرفیروئید، ماکل و زونینگ پلاژیوکلازها (Vernon, 2004; Liankun & Kuirong, 1991) مشخص می‌شود. وجود آنکلاوهای گرد شده، عدم مشاهده حاشیه انجماد سریع مافیک و فقدان تمرکز آنکلاوها در حاشیه توده نفوذی بیانگر آن است که آنکلاو نمی‌تواند حاشیه انجماد سریع توده نفوذی باشد. همچنین اختلاف ژئوشیمیایی بارز بین آنکلاو و سنگ میزبان نیز دلیلی قطعی بر منتفی دانستن شکل‌گیری آنکلاوها از حاشیه انجماد سریع توده نفوذی است. وجود اختلافات ژئوشیمیایی بارز بین آنکلاوها و توده گرانیتوئیدی، منشاء اتولیتی آنکلاوها را با تردید جدی مواجه می‌سازد، چرا که در صورت اتولیتی بودن آنکلاوها انتظار بر آن است که ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده و آنکلاوها مشابه باشد (Fershtater & Borodina, 1991) اما بر خلاف انتظار، سنگ‌های توده ماهیت پتاسیک و آنکلاوها ماهیت سدیک دارند. علاوه بر این فقدان بافت کومولایی در آنکلاوها و بالا نبودن عناصر کرم، نیکل و استرانسیم (Chappell, 1996) و همچنین حضور کوارتز در ترکیب کانی‌شناسی آنکلاوها (Dorais, 1997) با فرض کومولا بودن آن‌ها منافات دارد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوت آنکلاوهای میکروگرانولار با سنگ میزبان و مقادیر پایین عناصر دیرگداز در آنکلاوها، احتمال رستیت بودن آن‌ها را نیز با تردید مواجه می‌سازد (Liankun & Kuirong, 1991). از

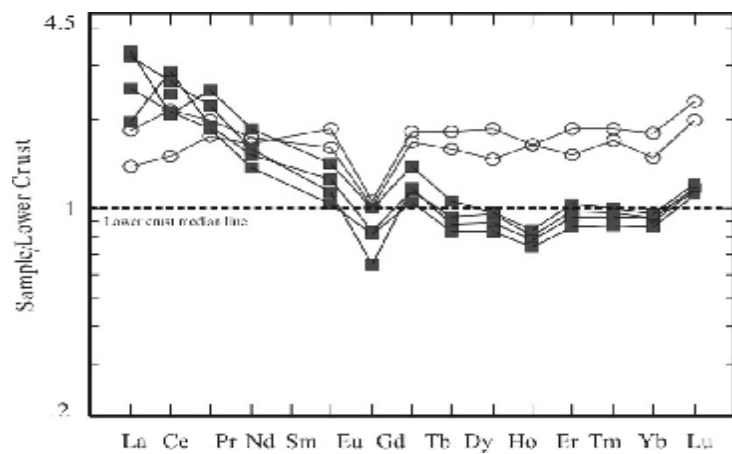
طرفی فقدان بافت‌های دگرگونی و عدم ظهور آنومالی (Sergi, 1997).  
 مثبت Eu در آنکلاوها با رستیت بودن آنکلاوها منافات



(ف)



(ب)



(ج)

شکل ۱۹) فراوانی عناصر کمیاب و نادر خاکی در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به الف) گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989، ب) کندریت (Sun and McDonough, 1989) و ج) پوسته زیرین (Taylor & McLenna, 1985) نرمالیز شده است. علائم مشابه شکل ۱۷ است.

باعث جابه‌جایی کانی‌ها بین آنکلاو و سنگ میزبان می‌شود. همان‌طور که در شکل ۱۲ مشاهده می‌شود، نیمی از یک بلور پلاژیوکلاز در داخل آنکلاو و نیمه دیگر آن در داخل سنگ میزبان متبلور شده است که این امر مبین مذاب بودن آنکلاو در هنگام قرارگیری در داخل ماگمای اسیدی میزبان است (Perugini et al., 2003; Castro et al., 1991; Silva et al., 2000).

بسیاری از محققان حضور مگاکریست فلدسپار پتاسیم در آنکلاو را نشانه وقوع اختلاط ماگمایی می‌دانند (Elburg, 1996; Perugini et al., 2003). آزمایشات تجربی بر روی ماگمای سازنده آنکلاوها نشان می‌دهد که ابتدا مذاب از فازهای هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز اشباع شده و سپس در صورت مناسب بودن ترکیب مذاب باقیمانده برای رشد فلدسپار پتاسیم، به علت پایین بودن نسبت هسته‌زایی نسبت به سرعت رشد در فلدسپار پتاسیم، بلورهای درشت این کانی متبلور می‌شود (Vernon, 2004).

با توجه به این واقعیت که ترکیب شیمیایی اکثر آنکلاوها برای تبلور درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم مناسب نیست، پس بایستی مواد لازم برای تبلور مگاکریست‌های این کانی از منشاء خارجی تامین شده باشد (Vernon, 1991).

به عقیده ورنون (Vernon, 1990 & 1991) مگاکریست‌های فلدسپار پتاسیم در آنکلاو و سنگ میزبان از یک منشاء هستند، این مگاکریست‌ها، فنوکریست بوده و پرفیروبلاست نیستند (Vernon, 1986) به این معنی که عناصر مورد نیاز برای تبلور فلدسپار پتاسیم، از ماگمای سازنده سنگ میزبان به داخل آنکلاو وارد شده

محتمل‌ترین منشاء برای تشکیل این آنکلاوها راه‌یابی مذاب دیوریتی به مخزن ماگمای سازنده گرانودیوریت‌ها است. به این صورت که ماگمای حدواسط - بازیک پر حرارت به درون ماگمای اسیدی نسبتاً سردتر نفوذ کرده و با از دست دادن دما به آنکلاو تبدیل شده است و در برابر مذاب پیرامون خود نفوذ ناپذیر باقی مانده است (Stephens et al., 1991).

دانه ریز بودن آنکلاوها به عنوان شاهدهی از سرد شدن سریع مذاب سازنده آن‌ها در مقایسه با ماگمای گرانیتوئیدی تفسیر می‌شود (Donaire et al., 2005). به عقیده ورنون (Vernon, 1983) ورود قطرات ماگمایی حد واسط دمای بالاتر به درون ماگمای فلسیک سردتر، باعث سرعت بخشیدن به انجماد ماگمای حد واسط، افزایش نرخ هسته‌سازی و به دنبال آن تشکیل بافت میکروگرانولار می‌شود. همین امر باعث می‌شود که با نزدیک شدن به محل همبری آنکلاو - سنگ میزبان، به دلیل افزایش نرخ سردشدگی، اندازه بلورها نسبت به مرکز آنکلاو، کوچک‌تر باشد (Vernon, 1983, Kumar, 1995).

وجود مرز مضرس و زائده‌دار در محل همبری آنکلاو - سنگ میزبان در مقیاس میکروسکوپی، بیانگر مذاب بودن آنکلاو در هنگام قرارگیری در مخزن ماگمایی و دلیلی بر اختلاط و آمیختگی ماگمایی تلقی می‌شود (Chen et al., 2002; Barbarin & Didier, 1991; Kumar et al., 2004; El Desouky et al., 1996).

بنابر عقیده پسونرا و پونز (Pesquera and Pons, 1989) ورود همزمان ماگمای فلسیک و حد واسط به درون یک مخزن ماگمایی و اختلاط آن‌ها با یکدیگر،

ماگمایی تلقی شود (Vernon, 1990; Hibbard, 1991; Waight et al., 2000).

علاوه بر آن در اکثر موارد انحلال پلاژیوکلاز در قسمت‌های حاشیه‌ای و در برخی از کانی‌ها انحلال در قسمت درونی بلور نیز صورت پذیرفته است. انحلال حاشیه پلاژیوکلاز بر اثر عواملی چون افزایش ناگهانی درجه حرارت، کاهش فشار و یا افزایش میزان اکتیویته H<sub>2</sub>O صورت می‌گیرد. ورود ماگمای حد واسط و یا بازیک‌تر به اتاق ماگمای اسیدی باعث افزایش دما، صعود سریع ماگما و در نتیجه کاهش فشار خواهد شد که همه این موارد با افت منحنی‌های سولیدوس و لیکیدوس همراه است (Vance, 1965; Castro, 2001). به طور کلی بر اثر اختلاط ماگمایی، کانی‌های کوارتز، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز در ماگمای فلسیک به طور موقت ناپایدار شده و انحلال پیدا می‌کند (Hibbard, 1981; Vernon, 1990).

فرآیند انحلال و رشد دوباره در بلور پلاژیوکلاز موجب تشکیل زونینگ منقطع شده و یکی از شواهد اختلاط ماگمایی محسوب می‌شود (Hibbard, 1995; Barbarin, 1990; Vernon, 1990, 1991; Castro, 2001). سرد شدن نسبتاً سریع ماگمای حد واسط راه یافته به درون ماگمای اسیدی باعث جایگزینی مولفه‌های غنی از پتاسیم به جای قسمت‌های انحلال یافته پلاژیوکلاز می‌شود.

به عقیده بازی و آیرتون (Bussy & Ayrton, 1990) کوارتز اوسلی (Ocelli) نتیجه‌ای از انتقال شیمیایی زونکرست کوارتز از سیستم اسیدی به مذاب حد واسط یا بازیک است و به علت ناپایداری کوارتز در ماگمای حد واسط و یا بازی در کناره‌های آن انحلال صورت می‌گیرد. این امر به طور موضعی سبب افزایش سرعت

است (Vernon, 1991; Baxter & Feely, 2002). بنا بر نظریه کاسترو و همکاران (Castro et al., 1990) اغلب مگاگرست‌ها در آنکلاوها، احتمالاً زونکرست‌های متبلور شده در ماگمای سیلیسی میزبان هستند که توسط ماگمای سازنده آنکلاو به دام افتاده‌اند. بکستر و فلی (Baxter & Feely, 2002) وجود فنوکرست‌های فلدسپار پتاسیمی که نیمی از آن‌ها در داخل آنکلاو و نیمی دیگر در داخل سنگ میزبان قرار دارد را شاهدهی بر تبلور فلدسپارپتاسیم در هنگام انتقال مکانیکی تلقی می‌کنند.

علاوه بر این، با توجه به تمرکز درشت بلورها در نزدیکی مرز همبری آنکلاو-سنگ میزبان، به نظر می‌رسد، این بلورها از سنگ میزبان مشتق شده و موجب تغییر ترکیب شیمیایی آنکلاو به سمت مونزودیوریت شده باشند. بنا بر پیشنهاد باسی (Bussy, 1990) زونکرست فلدسپار پتاسیم به محض قرارگیری در محیط جدیدی که دمای بیشتری دارد، ناپایدار شده، به طور موضعی از سطوح خارجی و به ندرت از درون دستخوش انحلال می‌شود. در این حالت حفرات حاصل از انحلال ممکن است با مواد زمینه آنکلاو پر شوند. وی حضور درشت بلور فلدسپار پتاسیم با حاشیه انحلالی در آنکلاو را دلیلی بر اختلاط ماگمایی تلقی می‌کند. به هر حال برخی از محققین حضور فلدسپار پوئی کیلیتیک را نشانه‌ای بر اختلاط ماگمایی در نظر می‌گیرند (Akal & Helvaci, 1999).

بر اساس نتایج آنالیز مایکروپروب، پلاژیوکلازها در آنکلاوها و سنگ میزبان علاوه بر منطقه بندی عادی، دارای منطقه بندی نوسانی نیز هستند. این ویژگی می‌تواند نشانه تغییر ترکیب جزئی ماگما در حین رشد بلور (Vernon, 2004) و به عنوان شاهدهی از اختلاط

(Arslan & Aslan, 2006)، پلاژیوکلاز تیغه‌ای کوچک درون پلاژیوکلاز بزرگتر (Akal & Helvaci, 1999) و به طور کلی حضور بلورهای سوزنی، حاصل از انجماد سریع ماگمای مافیک و یا حد واسط (Barbarin & Didier, 1992; Bussy, 1990) اشاره نمود.

بالا بودن میزان  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{MnO}$  و  $\text{MgO}$  در آنکلاوها در مقایسه با سنگ میزبان ناشی از فراوانی کانی‌های فرومنیزین آمفیبول، بیوتیت و اکسیدهای آهن و تیتان بوده و میزان بالاتر  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{CaO}$  به فراوانی پلاژیوکلاز در آنکلاو نسبت داده می‌شود (Barbarin, 2005). فراوانی آپاتیت در آنکلاو به اشباع شدن ماگما از  $\text{P}_2\text{O}_5$  و تبلور سریع آن نسبت داده می‌شود (Kumar, 1995). پایین بودن میزان  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{Ba}$  و  $\text{Rb}$  در ماگمای سازنده آنکلاو نسبت به سنگ میزبان، باعث محدودیت در تبلور فلدسپار پتاسیم شده است. زمانی که ماگمای حد واسط فاقد بلور به درون ماگمای تا حدی متبلور شده اسیدی نفوذ می‌کند، چون قبلاً مقداری از پتاسیم ماگمای اسیدی به دلیل تبلور بخشی آن، به درون شبکه کانی‌ها وارد شده و با کمبود پتاسیم مواجه شده است، لذا مقداری از پتاسیم ماگمای حد واسط به درون ماگمای اسیدی انتشار یافته و با این عمل میزان پتاسیم ماگمای آنکلاو کاهش می‌یابد (Sergi, 1997).

از سوی دیگر ممکن است، فراوانی بالای  $\text{Na}_2\text{O}$  و فراوانی اندک  $\text{K}_2\text{O}$  در آنکلاو به متفاوت بودن منشاء و یا شرایط تشکیل دو ماگما مرتبط باشد، به عبارتی ممکن است آنکلاو در محیطی متفاوت و یا در فشار  $\text{H}_2\text{O}$  بالاتر تشکیل شده باشد.

میزان بالای  $\text{Nb}$  و  $\text{Y}$  در آنکلاوها به فراوانی مدال آمفیبول و بیوتیت (Orsini et al., 1991) و کانی‌های فرعی اسفن و آپاتیت که به طور ترجیحی پذیرای این دو

سرد شدن و در پی آن افزایش سرعت هسته‌زایی شده که بدین ترتیب تجمعاتی از کانی‌های ریز بلور بازیک در اطراف بلور کوارتز متبلور می‌شود (Hibbard, 1991; Baxter & Feely, 2002; Vernon, 1990).

به علاوه بسیاری از محققان حضور لخته‌های مافیک بیوتیت و هورنبلند به همراه اسفن و کانی‌های اپیک را یکی از شواهد بافتی بارز وقوع اختلاط ماگمایی قلمداد می‌کنند (Barbarin and Didier, 1992; Baxter & Feely, 2002). به علاوه بنا بر پیشنهاد برخی محققین (Didier & Barbarin, 1991; Barbarin & Didier, 1992) بلور بیوتیتی که توسط آمفیبول احاطه شده است از شواهد اختلاط ماگمایی محسوب می‌شود.

بلورهای پلاژیوکلاز دارای ادخال‌های آپاتیت سوزنی شکل هستند که شاید بر اثر اشباع شدن موضعی و یا اختلاط ماگمایی پدید آمده‌اند (Frost & Mahood, 1987; Salonsaari, 1995; Karsli et al., 2007). به عقیده هیبارد (Hibbard, 1991) فراوانی آپاتیت سوزنی نسبت به آپاتیت منشوری کوتاه و پهن، نشانه اختلاط یا آمیختگی ماگمایی است. اسپارک و مارشال (Sparks & Marshall, 1986) نیز معتقدند که آپاتیت سوزنی در نتیجه آمیختگی ماگمای بازیک با ماگمای فلسیک سردتر حاصل می‌شود. به هر حال بسیاری از محققان، انکلوزیون‌های آپاتیت سوزنی را بلورهای ماگمایی اولیه در نظر می‌گیرند و احتمال رستیت بودن آن‌ها را در گرانیتوئیدها ناچیز می‌دانند (Chappell et al., 1987; Dorais et al., 1997; Chen et al., 1989; Bacon, 1989).

علاوه بر شواهد فوق، بافت‌های دیگری که دلالت بر فرآیند اختلاط یا آمیختگی ماگمایی دارند نیز در نمونه‌ها یافت می‌شوند که از آن جمله می‌توان به حضور فلدسپار آنتی راپاکی‌ویک (Debon, 1991; Hibbard, 1991) و

کوچک در مقایسه با انواع درشت‌تر، سریع‌تر سرد می‌شوند و در نتیجه سیستم تقریباً بسته‌ای را نسبت به غنی‌شدگی از عناصر آلکالی، HFSE, LILE و REE تشکیل می‌دهند (Barbarin & Didier, 1992).

در الگوی تغییرات عناصر کمیاب نرمالایز شده به گوشته اولیه، فراوانی کم  $\text{Ba}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Cs}$  و  $\text{K}$  و مقادیر زیاد  $\text{Sm}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Tb}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Tm}$  و  $\text{Yb}$  آنکلاوها نسبت به سنگ میزبان قابل ملاحظه است. در نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت نرمالایز شده‌اند تفاوت بارزی بین آنکلاوها و سنگ میزبان مشاهده می‌شود، به طوری که فراوانی زیاد HREE و فراوانی کم LREE در آنکلاوها نسبت به سنگ میزبان از نمود ویژه‌ای برخوردار است.

بنابراین به نظر می‌رسد آنکلاوها و سنگ میزبان از دو ماگمای متفاوت مشتق شده باشند. چنانچه در شکل ۱۸ ج - ملاحظه می‌شود، گرانودیوریت‌ها از LREE غنی و از HREE تهی هستند، در حالی که آنکلاوها از HREE بالاتری نسبت به LREE برخوردار بوده و در بالای خط میانگین ترکیب پوسته زیرین قرار گرفته‌اند. همان‌طور که می‌دانیم، بر اثر ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین، عناصر LREE وارد مذاب می‌شوند، در حالی که عناصر HREE تمایلی برای ورود به مذاب ندارند و بنابراین مذاب حاصله از LREE غنی و از HREE تهی می‌شود.

براین اساس احتمال مشتق شدن ماگمای تشکیل دهنده گرانودیوریت‌ها از پوسته زیرین دور از انتظار نیست، در صورتی که فراوانی بالای REE در آنکلاوها نسبت به میانگین ترکیب پوسته زیرین و غنی‌شدگی از HREE نسبت به LREE در آنکلاوها منشاء گوشته‌ای را برای آنکلاوها تداعی می‌کند.

عنصر می‌باشند، بستگی دارد. به عقیده اسپارک (Sparks et al., 1977) در پی تزریق ماگمای حد واسط به بخش تحتانی یک مخزن ماگمای گرانیتیویدی و ورود قطرات کانی‌های مافیک به داخل مخزن، تعادل حرارتی مخزن به هم خورده و فرآیند انتشار نقش موثری در تغییر ترکیب شیمیایی در ماگما بازی می‌کند، به طوری که آنکلاوها از عناصری مانند  $\text{Y}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Sm}$  و HREE غنی و از عناصر  $\text{Ba}$  و  $\text{Rb}$  تهی می‌شوند (Tindle, 1991). فراوانی تقریباً برابر عناصر  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$  و  $\text{Co}$  در دو ماگما بیانگر این نکته است که سنگ‌های توده نفوذی نمی‌توانند از کانی‌های مافیک سازنده آنکلاو مشتق شده و یا این که آنکلاو بخش انجماد سریع و زودتر تبلور یافته توده نفوذی باشد، چرا که این عناصر در طول تفریق و یا ذوب بخشی به شدت تهی می‌شود.

آزمایشات تجربی ریبرسون و هس (Ryerson & Hess, 1978) نشان داد که اختلاط جزئی دو ماگما باعث افزایش  $\text{P}$ ,  $\text{Ti}$ , HREE,  $\text{Y}$  و  $\text{Nb}$  در آنکلاو می‌شود. به نظر می‌رسد این امر ناشی از انتشار ترجیهی ماگمای کمتر پلیمریزه (Nardi & Lima, 2000) و جایگیری عناصر کم تحرک فوق در داخل شبکه کانی‌هایی مانند آپاتیت، اسفن و هورنبلند باشد (Klein et al, 1997). به اعتقاد باربارین و دیدیه (Barbarin & Didier, 1992)، میزان انتقال عناصر بین دو ماگمای سازنده آنکلاو و سنگ میزبان به وضوح تابع اندازه آنکلاوها است. آنکلاوهای با اندازه ۱۰-۸ سانتی‌متر، همبری نامنظمی با سنگ میزبان داشته، دانه ریزتر هستند و به سمت ترکیبات دیوریتی تمایل می‌شوند.

در حالی که آنکلاوهای با ابعاد بیش از ۲۰ سانتی‌متر، شکل کم و بیش کروی داشته، دانه درشت‌تر بوده و اکثراً کوارتز دیوریتی و مونزودیوریتی هستند. آنکلاوهای

پلاژیوکلاز در داخل آنکلاوها دلیلی بر منشاء آذرین آنها است. شواهدی از قبیل حضور مگاکریستهای فلدسپار پتاسیم که حاوی انکلوزیون‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های فرعی دیگر هستند؛ چشم‌های کوارتز که کانی‌های دما بالای ریز بلور پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول به طور زونه در حاشیه آنها قرار گرفته‌اند؛ گرد شدگی، خوردگی و تحلیل رفتگی پلاژیوکلازها؛ بافت پوئی‌کیلیتیک کوارتز و فلدسپار پتاسیم، لخته‌های مافیک متشکل از آمفیبول، بیوتیت، اسفن و ماگنتیت؛ آپاتیت سوزنی؛ بافت آنتی‌راپاکی‌وی؛ تیغه‌های پلاژیوکلاز کوچک درون پلاژیوکلازهای بزرگتر همگی دلالت بر فرآیند آمیختگی ماگمایی دارند.

نتایج آنالیزهای میکروپروب بر روی پلاژیوکلازهای آنکلاوها و سنگ در بر گیرنده، حاکی از آن است که در برخی موارد این بلورها زونینگ نوسانی نشان داده و حتی گاهی به طور بخشی انحلال پیدا کرده و توسط آلکالی فلدسپار جایگزین شده‌اند که این موارد نیز موید فرآیند آمیختگی ماگمایی است.

آنکلاوها از لحاظ ژئوشیمیایی، ویژگی‌های متفاوتی را نسبت به سنگ میزبان خود عرضه می‌نمایند، به طوری که سنگ‌های گرانیتوئیدی، نسبتاً غنی از پتاسیم ولی آنکلاوها، سدیم‌دار هستند و حتی الگوی پراکندگی عناصر کمیاب آنها بر روی نمودارهای عنکبوتی روندهای متفاوتی را نشان می‌دهد.

بر اساس شواهدی چون، تهی شدگی نسبی آنکلاوها از عناصر LREE و LILE و غنی شدگی آنها از عناصر HREE در نمودارهای نرمالایز شده به کندریت و غنی شدگی از عناصر HREE نسبت به LREE در الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی نرمالایز شده به پوسته زیرین

بر اساس مطالعات زمین‌شناسی و پتروگرافی، توده نفوذی کوه دم از جمله توده‌های نفوذی کم عمقی محسوب می‌شود که در ترازهای فوقانی پوسته جایگزین شده است. در توده‌های نفوذی کم عمق، معمولاً حجم ماگمای اسیدی بیشتر از ماگمای مافیک و حدواسط است، لذا در اثر اختلاط آنها، کانی‌های مافیک به صورت حباب‌هایی درون ماگمای فلسیک پراکنده می‌شود (Vernon, 1983; Sparks & Marshal, 1986). به عقیده باربارین (Barbarin, 2005) در صورتی که ماگمای مافیک و حد واسط قبل از تبلور ماگمای فلسیک به درون آن نفوذ کند، اختلاط ماگمایی صورت می‌گیرد، در حالی که اگر بعد از تبلور بخشی ماگمای فلسیک با آن مواجه شود به دلیل افزایش ویسکوزیته ماگمای میزبان، به شکل حباب‌هایی درون آن پراکنده می‌شود.

### نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و بررسی اختصاصات شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و توده گرانیتوئیدی میزبان آنها در منطقه کوه دم به شواهدی منجر شده که دلالت بر آمیختگی ماگمایی دارد. در این منطقه، توده گرانیتوئیدی کوه دم، با ترکیب مونزوگرنایت، گرانودیوریت و مونزونیت کوارتزار، میزبان آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک مونزونیتی، مونزودیوریتی و دیوریتی کوارتزار است. آنکلاوها بیشتر کروی بوده و اندازه آنها از چند میلی‌متر تا ۳۰ سانتی‌متر متغیر است.

مرز همبری آنها با گرانودیوریت‌های میزبان در مقیاس نمونه دستی غالباً مشخص و در مقیاس میکروسکوپی کنگره‌ای و زائده‌دار است. وجود فنوکریست‌های خود شکل و ماکل‌دار یا زونینگ‌دار



- 4- B., Barbarin: Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Geophysical Research*. 95: 17747–17756; (1990).
- 5- Barbarin B., Didier J.: Conclusions. In: Didier J, Barbarin B(eds) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, 545–549.(1991).
- 6- B., Barbarin J., Didier: Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences*. 83: 145–153; (1992).
- 7- B., Barbarin: Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts, *Lithos*. 80: 155– 177; (2005).
- 8- S., Baxter, M., Feely: Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and petrology*. 76: 63-74; (2002).
- 9- F., Bussy: The rapakivi texture of feldspars in the plutonic mixing environment: a dissolution-recrystallization process. *Geological journal*. 25: 319-324; (1990).
- 10- F., Bussy and S., Ayrton,: Quartz textures in dioritic rocks of hybrid origin. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*. 70: 223–235; (1990).
- 11- A., Castro, I., Moreno-Ventas De La Rosa J.: Microgranular enclave as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian belt, Spain. *Geological Journal*. 25: 391-404; (1990).
- 12- A., Castro, I., Moreno-Ventas J.D., De La Rosa: Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoids rocks(Hercinian Belt, Spain): implications for magma mixing. *Geologische Rundschau*. 80: 109–120; (1991).

که دقیقاً بر خلاف الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های میزبان است و می‌توان اذعان داشت که دو ماگمای سازنده آنکلاوها و سنگ‌های میزبان از دو منشأ متفاوت با یکدیگر مواجه شده و به دلیل تفاوت‌های فیزیکی و شیمیایی قابل توجه نتوانسته‌اند به طور کامل با یکدیگر اختلاط پیدا کنند و از این رو قطرات کانی‌های کم حجم مافیک به شکل حباب‌هایی درون ماگمای اصلی فلسیک پراکنده شده است.

### قدردانی

این پژوهش در قالب طرح تحقیقاتی مصوب دانشگاه تهران به شماره ۶۱۰۵۰۲۶/ک/۰۳ تحت عنوان "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی کوه دم(شمال اردستان)" انجام شده است که بدینوسیله از حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه تهران و حوزه معاونت پژوهشی پردیس علوم تشکر و قدردانی می‌شود. همچنین از سرکار خانم دکتر طهماسبی که نقش ارزنده‌ای در تکمیل آنالیزهای این مقاله بر عهده داشتند، سپاسگزاری می‌شود.

### منابع

- 1- C., Akal C., Helvacı: Mafic Microgranular Enclaves in the Kozak Granodiorite, Western Anatolia. *Journal of Earth Science*. 8: 1–17; (1999).
- 2- M., Arslan Z., Aslan: Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Science*. 27: 177-193; (2006).
- 3- C.R., Bacon: Crystallization of accessory phases in magmas by local saturation adjacent to phenocrysts. *Geochim Cosmochim Acta*. 53: 1055–1066; (1989).

- 22- Donaire T., Pascual E., Pin C., Duthou J-L.: Microgranular enclave as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 149: 247-265.(2005).
- 23- Dorais M.J., Lira R., Chen Y., Tingey D.: Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 130: 31-46.(1997).
- 24- El Desouky M., Feely M., Mohr P.: Diorite-granite magma mingling and mixing along the axis of the Galway Granite batholith, Ireland. *Journal of the Geological Society*. 153: 361-374.(1996).
- 25- Elburg M.A.: U-Pb ages and morphologies of zircon in microgranitoid enclaves and peraluminous host granites: evidence for magma mingling. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 123: 177-189.(1996).
- 26- Fershtater G.B., Borodina N.S.: Enclave in the Hercynian granitoids of the Urals Mountains, U.S.S.R. In: Didier J, Barbarin B(eds) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, 83-94.(1991).
- 27- Forster M.D.: Interpretation of the composition of tri octahedral mica, U.S Geological Survey. *Prof. Pap.* 354B: 1-48.(1960).
- 28- Frost T.P., Mahood G.A.: Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*. 99: 272-291.(1987).
- 29- Harker A.: *The natural history of igneous rocks*. Methneu, London. 344p.(1909).
- 30- Hibbard N.J.: The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 76: 158-170.(1981).
- 31- Hibbard N.J.: Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier j. Barbarin B.
- 13- A., Castro: Plagioclase morphologies in assimilation experiments. Implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks. *Mineralogy and Petrology*. 71: 31-49; (2001).
- 14- B., Chappell W.: Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: Evidence from the granites of southeastern Australia. *Journal of petrology*. 37: 449-470; (1996).
- 15- B.W, Chappell, A.J.R., White, D., Wyborn: The importance of residual source material(restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*. 28: 1111-1138; (1987).
- 16- Y., Chen, B.W., Chappell, A.J.R., White: Mafic enclave of some I-type granites of the Palaeozoic Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Didier J, Barbarin B(eds) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, 113-124; (1991).
- 17- B., Chen, B-M., Jahn, C., Wei: Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd-Sr isotope evidence. *Lithos*. 60: 67-88; (2002).
- 18- Y.D., Chen, R.C., Price, A.J.R., White: Inclusions in three S-type granites from southeastern Australian *Journal of Petrology*. 30: 1181-1218; (1989).
- 19- Debon F.: Comparative major element chemistry in various "microgranular enclave-plutonic host" pairs. In: Didier J, Barbarin B(eds) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, 293-312.(1991).
- 20- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J.: *An introduction to the rock forming minerals*. 17th, Longman Ltd, 528 p.(1991).
- 21- Didier J., Barbarin B.: The different types of enclaves in granites-nomenclature. In: Didier, J., Barbarin, B.(Eds.), *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology*, vol. 13. Elsevier, Amsterdam, 19-24.(1991).

- granite petrology. Elsevier, Amsterdam, 95-112; (1991).
- 39- L.V.S., Nardi de E.F., Lima, Hybridisation of mafic microgranular enclaves in the Lavras Granite Complex, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 13: 67-78; (2000).
- 40- J.B., Orsini, C., Cocirta, M.J., Zorpi: Genesis of mafic microgranular enclaves through differentiation of basic magmas, mingling and chemical exchanges with their host granitoid magmas, In: Didier J, Barbarin B(eds) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, 445-476; (1991).
- 41- D., Perugini, G., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis,: Magma mixing in the Sithonia Plutonic Complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology*. 78: 173–200; (2003).
- 42- A., Pesquera, J., Pons Field evidence of magma mixing in the Aya granitic massif(Basque Pyrenees, Spain). *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie-Monatshefte*. 10: 441–454; (1989).
- 43- F.J., Ryerson, P.C., Hess Implications of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 42: 921-932; (1978).
- 44- P.T., Salonsaari Hybridization in the subvolcanic Jaala-Iitti complex and its petrogenetic relation to rapakivi granites and associated mafic rocks of southeastern Finland. *Geological Society of Finland Bulletin* 67:(1b), 104; (1995).
- 45- Sergi A.: Mafic microgranular enclaves from the Xanthi pluton(Northern Greece): an example of mafic-felsic magma interaction. *Mineralogy and Petrology*. 61: 97-117.(1997).
- 46- M.M.V.G., Silva, A.M.R., Neiva, M.J., Whitehouse Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, central Portugal. *Lithos* 50: 153–170; (2000).
- 1991: Enclaves and granite petrology. Elsevier, Amsterdam, 431-441.(1991).
- 32- M.J., Hibbard: *Petrography to Petrogenesis*. Prentice- Hall, 587p; (1995).
- 33- O., Karsli, B., Chen F., Aydin C., Şen: Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos*. In press; (2007).
- 34- M., Klein H.G., Stosch H.A., Seck: Partitioning of high field strength and rare-earth elements between amphibole, and quartz dioritic to tonalitic melts: an experimental study. *Chemical Geology*. 138:257–271; (1997).
- 35- S., Kumar: Microstructural evidence of magma quenching inferred from enclaves hosted in the Hodruša granodiorites, Western Carpathians. *Geological Carpathica*. 46:379–382; (1995).
- 36- S., Kumar, V., Rino, A.B., Pal, Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjhand granitoids, central India. *Gondwana Research*. 7:539–548; (2004).
- 37- B.E., Leake, A.R., Woolly, C.E.S., Arps, W.D., Birch, M.C., Gilbert, J.D., Grice F.C., Hawthorne, A., Kato, H.J., Kisch, V.G., Krivovichev, K., Linthout, J., Laird, J., Mandarino, W.V., Maresch, E.h., Nickel, N.M.S., Rock, J.C., Schmucher, D.C., Smith, N.C.N., Stephenson, L., Unungaretti, E.J.W., Whittaker, G., Youzhi: *Nomenclature of Amphiboles*. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names, *European Journal of Mineralogy*. 9: 623-651; (1997).
- 38- S., Liankun, Y., Kuirong, A two-stage crust-mantle interaction model for mafic microgranular enclaves in the Doning granodiorite Pluton, Guangxi, China. In: Didier J, Barbarin B(eds) *Enclaves and*

- 54- O.F., Tuttle, N.L., Bowen, Origin of granite in the lights of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. Geological Society of America Bulletin. 74: 153p, (1958).
- 55- J.A., Vance Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. Journal of Geology. 73: 636– 651; (1965).
- 56- R.H., Vernon Restite, Xenoliths and microgranitoid enclave in granites. Journal and Proceeding of the Royal Society of New South Wales. 116: 77-103; (1983).
- 57- R.H., Vernon K-feldspar megacrysts in granites-phenocrysts, not porphyroblasts. Earth Science Review. 23: 1-63; (1986).
- 58- R.H., Vernon Crystallization and hybridism in microgranular enclave magmas: Microstructural Evidence. Journal of Geophysical Research. 95: 17.849-17.859; (1990).
- 59- R.H., Vernon Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves In: Didier J, Barbarin B(eds) Enclaves and granite petrology. Elsevier, Amsterdam, 277–291; (1991).
- 60- R.H., Vernon A practical guide to Rock Microstructural, Cambridge, 594p; (2004).
- 61- T.E., Waight, R., Maas, I.A., Nicholls Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal and magma mingling in S-type granites. Contribution to Mineralogy and Petrology. 139: 227–239; (2000).
- 47- R.S.J., Sparks, L., Marshal Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. Journal of Volcanology and Geochemical Research. 29: 99-124; (1986).
- 48- R.S.J., Sparks, H., Sigurdsson, L., Wilson Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. Nature. 267: 315-318; (1977).
- 49- W.E., Stephens, P., Holden, P.J.: Henny Microdioritic enclaves within the Scottish Caledonian granitoids and their significance for crustal magmatism, In: Didier J, Barbarin B(eds) Enclaves and granite petrology. Elsevier, Amsterdam, 125-134; (1991).
- 50- S.S., Sun W.F., McDonough Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: for mantle processes. Saunders, A.D., Norrey, M.J.(eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 42: 313-345; (1989).
- 51- S.R., Taylor, S.M., McLennan The continental crust: its compositions and evolution. Blackwell, Oxford, 27–72, (1985).
- 52- Technoexport Company: Detail geology prospecting in the Anarak Area Central Iran. Geological Survey of Iran, Report No, 9. 154p, (1981).
- 53- A.G., Tindle Trace element behaviour in microgranular enclaves from granitic rocks, In: Didier J, Barbarin B(eds) Enclaves and granite petrology. Elsevier, Amsterdam, 313-331; (1991).