

## پترولوژی و ژئوشیمی گنبد آتشفشانی ایوب انصار، جنوب خاور تکاب

زهرا سبزی<sup>۱</sup>، میر علی اصغر مختاری<sup>۲\*</sup>، محمد ابراهیمی<sup>۲</sup>

۱- کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۲- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۱۰/۲۲

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۷/۲۸

### چکیده

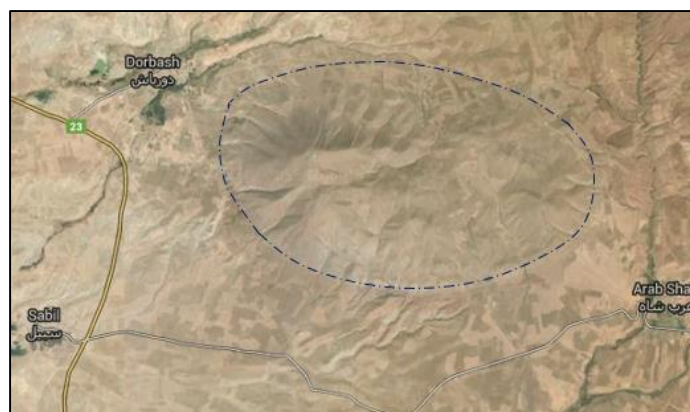
گنبد آتشفشانی ایوب انصار در حدود ۲۵ کیلومتری جنوب‌خاور تکاب، در بخش میانی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تکاب قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه بخشی از ایران مرکزی را در محل تلاقی پهنه‌های ساختمانی ایران مرکزی و سنج-سیرجان تشکیل می‌دهد. گنبد آتشفشانی ایوب انصار به داخل واحدهای مارنی-ماسه‌سنگی میوسن نفوذ کرده است. گنبد آتشفشانی مزبور با راستای تقریبی خاوری-باختری با طول حدود ۴/۵ کیلومتر و پهنای حدود ۲/۵ کیلومتر رخنمون یافته است. براساس مطالعات سنگ‌شناختی، گنبد آتشفشانی ایوب انصار دارای ترکیب داسیتی-ریوداسیتی می‌باشد. این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری، فلسوفیری و گلوپورفیری با حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و کوارتز می‌باشند. براساس شواهد ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط داشته و از لحاظ درجه اشباع از آلومینیوم، مت‌آلومین و تا حدودی متمایل به پرآلومین می‌باشند. این سنگ‌ها در زمره گرانیتوئیدهای نوع I طبقه‌بندی می‌شوند. عناصر کمیاب خاکی یک الگوی با شیب منفی غنی از عناصر LREE با نسبت بالای LREE/HREE را بدون وجود آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند که گویای عدم وقوع فرایند تبلور بخشی پلاژیوکلاز در ماگما می‌باشد. غنی‌شدگی عناصری مانند K، Rb و Ba و آنومالی منفی عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE) نظیر Nb، Ta و Ti در نمودارهای تمایز محیط می‌تواند در ارتباط با نقش پوسته قاره‌ای در شکل‌گیری ماگمای مادر باشد. براساس نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی، سنگ‌های مورد مطالعه در محیط‌های کمان قاره‌ای و هم‌زمان با برخورد تا پس از برخورد تشکیل شده‌اند. سنگ‌های داسیتی مورد مطالعه، مشخصات ژئوشیمیایی مشابه آداکیت‌ها را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: گنبد آتشفشانی، ایوب انصار، تکاب، پترولوژی، ژئوشیمی.

## مقدمه

آتشفشانی ایوب انصار با ارتفاع نسبتاً زیاد در داخل زمین‌های نسبتاً مسطح و تپه‌ماهوری از جنس مارن و ماسه‌سنگ قابل مشاهده است (شکل ۱). علیرغم اینکه مطالعات متعددی در قالب پروژه‌های اکتشافی و پایان‌نامه‌های دانشگاهی بر روی کانی‌سازی‌های موجود در منطقه تکاب-تخت‌سلیمان انجام شده است (مانند شیرخانی و همکاران، ۱۳۸۹؛ طریقی و عابدینی، ۱۳۹۲؛ حیدری، ۱۳۹۲؛ محمدی نیائی، ۱۳۹۳؛ نجف‌زاده، ۱۳۹۴؛ نجف‌زاده و همکاران، ۱۳۹۵)، لیکن مطالعات پژوهشی دقیقی بر روی ویژگی‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی توده‌های نیمه‌نفوذی و گنبد‌های آتشفشانی این منطقه انجام نشده است. از معدود مطالعات انجام‌شده بر روی پترولوژی توده‌های نیمه‌نفوذی در منطقه تکاب می‌توان به مطالعات نایبی و همکاران (۱۳۹۵) اشاره کرد که بر روی توده نیمه‌نفوذی گورگور واقع در شمال‌غرب معدن طلای زرشوران انجام شده است. بر این اساس، در این پژوهش، ویژگی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی گنبد آتشفشانی ایوب انصار مورد بررسی دقیق می‌گیرد.

در منطقه تکاب-تخت‌سلیمان، توده‌های نیمه‌نفوذی و گنبد‌های آتشفشانی متعددی با ترکیب اسیدی وجود دارد که در برخی موارد به ارتباط آنها با کانی‌سازی‌های موجود در منطقه نظیر کانسار آرسنیک-طلای زرشوران (دلیران و همکاران، ۱۹۹۹؛ مهرابی و همکاران، ۱۹۹۹؛ اسدی هارونی و همکاران، ۲۰۰۰)، کانسار طلا-آنتیموان آق‌دره (دلیران و همکاران، ۲۰۰۲؛ دلیران، ۲۰۰۸)، کانی‌سازی سرب-روی-طلای آی‌قلعه‌سی (شیرخانی و همکاران، ۱۳۸۷؛ محمدی نیائی، ۱۳۹۳؛ محمدب نیایی و همکاران، ۲۰۱۵) و کانی‌سازی آرسنیک-طلای عربشاه (به‌منش، ۱۳۹۲؛ حیدری، ۱۳۹۲؛ نجف‌زاده، ۱۳۹۴) اشاره شده است. گنبد آتشفشانی ایوب انصار یکی از گنبد‌های رخنمون‌یافته در جنوب‌خاور تکاب می‌باشد که رخنمون‌هایی از آپوفیزهای کوچک آن در مجاورت با کانی‌سازی آرسنیک-طلای عربشاه قابل مشاهده است. به اعتقاد نجف‌زاده و همکاران (۱۳۹۵)، کانی‌سازی آرسنیک-طلای عربشاه در ارتباط با این توده‌های ساب‌ولکانیک داسیتی تشکیل شده است. گنبد



شکل ۱: موقعیت گنبد آتشفشانی ایوب انصار بر روی تصویر ماهواره‌ای Google earth.

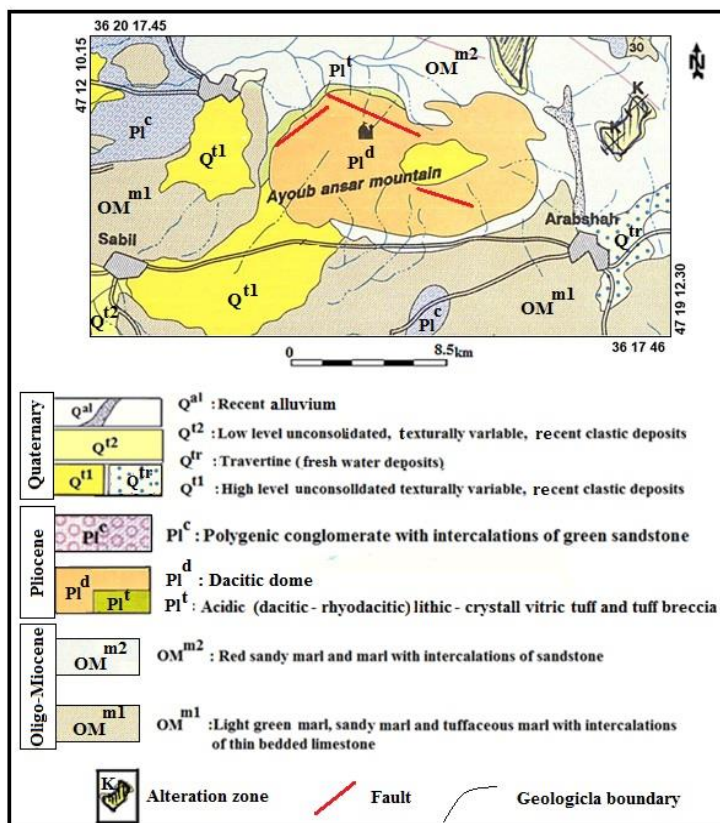
## محدوده مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در محل تلاقی پهنه‌های ساختمانی ایران مرکزی و ساندج-سیرجان قرار

زمین‌شناسی منطقه: در تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌ساختی-رسوبی ایران (آق‌ناباتی، ۱۳۸۳)،

آمفیبولیت، شیست و مرمر) باعث شده تا بسیاری از محققین این منطقه را بخشی از پهنه سنندج-سیرجان قلمداد نمایند. این منطقه بخش کوچکی از نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ را در قسمت‌های میانی آن تشکیل می‌دهد (شکل ۲).

گرفته است و با واحدهای زمین‌شناسی ایران مرکزی (واحدهای میوسن معادل سازند قم و سنگ‌های آتشفشانی الیگومیوسن) تناسب بیشتری نشان می‌دهد. لیکن، وجود مجموعه‌های دگرگونی مشابه با پهنه سنندج-سیرجان در بخش شمال منطقه مورد مطالعه (انواع سنگ‌های دگرگونی نظیر



شکل ۲: نقشه ساده شده‌ای از منطقه مطالعاتی؛ برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ تکاب (فنودی و حریری، ۱۳۷۹).

## مواد و روش‌ها

دانشگاه زنجان بر روی آنها انجام شد. سپس به منظور انجام مطالعات ژئوشیمیایی و اندازه‌گیری عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، تعداد ۱۰ نمونه از بین نمونه‌های سالم و با کم‌ترین دگرسانی به منظور انجام آنالیزهای شیمیایی به روش‌های XRF و ICP-MS انتخاب گردید. نمونه‌های مزبور در آزمایشگاه زرآما مورد آنالیز قرار گرفت (جدول ۱).

در این پژوهش ابتدا در طی مطالعات صحرایی، رخنمون بخش‌های مختلف گنبد آتشفشانی ایوب انصار و ارتباط آن با واحدهای میزبان شناسایی گشته و تعداد ۲۱ نمونه از بخش‌های مختلف گنبد به منظور مطالعات سنگ‌شناختی برداشته شد. در مرحله بعد، پس از تهیه مقاطع نازک، مطالعات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی با استفاده از میکروسکوپ‌های پلاریزان دو منظوره مدل GX در

جدول ۱: نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (%)، کمیاب و کمیاب خاکی (ppm) نمونه‌های مورد مطالعه.

Sample	A-2	A-5	A-7	A-11	A-16	A-9	A-14	A-17	A-19	A-21
Symbols	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆	◆
SiO <sub>2</sub>	67.94	67.10	68.34	67.30	69.15	68.20	67.56	68.12	67.82	67.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.79	16.08	16.35	15.61	15.97	15.58	16.12	15.86	15.74	15.58
CaO	3.49	3.72	3.39	3.7	3.44	3.45	3.65	3.74	3.72	3.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	2.34	3.39	2.13	2.87	1.58	2.54	2.78	2.42	2.84	2.9
K <sub>2</sub> O	2.25	2.32	2.33	2.29	3.67	2.40	2.35	2.22	3.12	2.74
MgO	0.55	0.65	0.44	1.03	0.61	0.75	0.64	0.56	0.78	0.67
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06
Na <sub>2</sub> O	3.57	4.15	3.94	3.84	3.68	3.75	3.86	3.94	3.36	3.68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.21	0.16	0.11	0.11	0.12	0.14	0.12	0.15	0.17
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.42	0.38	0.33	0.30	0.37	0.31	0.35	0.34	0.36
LOI	3.51	1.9	2.48	2.86	1.45	2.31	2.10	2.24	2.21	2.08
Total	99.98	99.99	99.99	99.99	100	99.52	99.57	99.63	99.35	99.34
Ba	762	1499	717	840	994	865	754	946	1124	875
Cs	1.8	2.1	1.7	1.7	0.5	2.1	1.9	1.8	1.7	1.9
Co	2	4.8	2.1	4.1	1	3.7	4.2	3.2	2.1	5.9
Cr	63	60	43	60	37	47	56	62	51	57
Cu	1.01	1.1	1.01	0.94	1.4	1.21	1.14	1.06	1.12	1.2
Hf	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.4	0.5	0.4	0.6
Nb	12.4	15	11.8	10.8	10.1	10.7	11.3	12.1	11.6	11.4
Ni	5	7	5	14	4	6	5	8	7	5
Pb	42	104	112	555	43	85	76	121	98	142
Rb	71	64	64	65	49	58	63	68	59	62
Sr	377.4	456.1	435.3	411.3	543	421.5	432.1	465.1	446.1	435
Th	3.4	3.55	3.78	3.58	3.17	3.56	4.12	3.76	3.45	4.3
Ta	0.47	0.56	0.4	0.41	0.39	0.54	0.62	0.57	0.48	0.65
U	0.6	0.6	0.6	0.8	0.5	0.9	1.1	0.7	0.9	0.8
V	28	35	30	29	20	32	31	34	25	34
Y	7	7.1	6.4	6.2	9.1	6.5	7.4	6.8	7.2	7.9
Zr	11	19	8	15	20	21	25	31	24	18
La	23	23	25	23	20	24	25	27	22	22
Ce	36	38	39	36	35	37	38	39	37	38
Pr	3.91	4.13	4.12	3.68	4.08	3.76	4.11	3.84	4.16	4.32
Nd	13.4	14.2	13.8	12.6	14.9	12.7	13.6	14.1	13.6	12.9
Sm	2.04	2.25	2.06	1.93	2.58	2.02	2.16	2.08	2.21	2.56
Eu	0.71	0.76	0.73	0.67	0.83	0.68	0.75	0.84	0.76	0.81
Gd	1.76	1.91	1.81	1.65	2.39	1.75	1.96	1.85	1.64	1.72
Tb	0.24	0.25	0.24	0.22	0.23	0.22	0.24	0.23	0.22	0.28
Dy	1.01	1.1	1.01	0.94	1.4	1.1	1.2	1.1	1.2	1.3
Er	0.43	0.46	0.4	0.42	0.55	0.45	0.58	0.47	0.48	0.51
Tm	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.09
Yb	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1

## بحث و نتایج

شامل توالی رسوبی مربوط به سازند قم می‌باشد که با توپوگرافی ملایم و اشکال تپه ماهوری رخنمون دارد. توده‌های نیمه نفوذی و گنبد‌های آتشفشانی اسیدی (مانند گنبد آتشفشانی ایوب انصار در پژوهش حاضر)، واحدهای سنگی مربوط به پرکامبرین و اولیگومیوسن را قطع نموده‌اند (شکل ۲). فنودی و حریری (۱۳۷۹) این سنگ‌ها را به پلیوسن نسبت داده‌اند. این گنبد‌ها و توده‌ها در

قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون‌یافته در این منطقه، مجموعه سنگ‌های دگرگونی شامل انواع شیست و مرمر به همراه کمی آمفیبولیت و گاه گنایس به سن پرکامبرین می‌باشد. این سنگ‌ها با یک ناپیوستگی غیر هم‌شیب توسط توالی رسوبی مربوط به اولیگومیوسن شامل کنگلومرای قاعده‌ای، مارن، مارن ماسه‌ای، ماسه‌سنگ و آهک‌های معادل سازند قم پوشیده می‌شود. بخش عمده منطقه

۱۰ الی ۱۲ (میانگین ۱۱) میلیون سال قبل پدید آمده‌اند (حیدری، ۱۳۹۲).

ادامه تکوین فاز ماگمایی میوسن زیرین در منطقه عربشاه، به صورت توده‌های نیمه عمیق فلسیک در

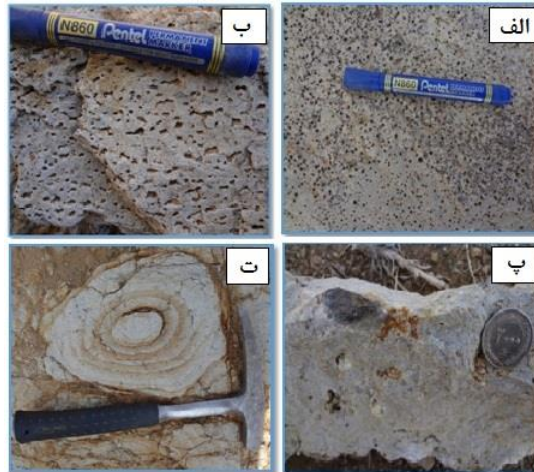


شکل ۳: دورنمایی از گنبد آتشفشانی ایوب انصار (دید به شمال خاور).

مشاهده می‌شود (شکل ۴ ج). در نتیجه انقباض ماگمای در حال تبلور، دبی دیاکلازی در بخش‌های مختلف گنبد آتشفشانی تشکیل شده است (گوهرینگ، ۲۰۱۳). تأثیر سیالات گرمایی تأخیری و تراوش این سیالات به داخل بلوک‌های حاصل از انقباض حرارتی، دگرسانی به صورت ساختمان‌های متحدالمرکز متشکل از لایه‌های متناوب روشن و قهوه‌ای رنگ غنی از هیدروکسیدهای آهن در این بلوک‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۴ د). یک واحد توفی باریک در امتداد حاشیه شمالی و خاوری گنبد آتشفشانی ایوب انصار بر روی واحد مارنی-ماسه-سنگی مشاهده می‌شود. شواهد صحرایی حاکی از این است که مراحل ابتدایی ماگماتیسم در این منطقه و باز شدن مجرای خروج ماگمای مزبور، با انفجار همراه بوده که منجر به نهشته شدن لایه‌های توفی در منطقه شده است. واحدهای توفی از نظر سنگ‌شناختی از نوع کریستال توف تا لیتیک توف متغیر هستند. واحدهای توفی مزبور به شکل تپه-های کم‌ارتفاع در شمال روستای عربشاه رخمون دارند که در نتیجه عملکرد سیالات گرمایی متحمل دگرسانی آرژیلی متوسط تا پیشرفته شده و ذخایر خاک صنعتی شمال روستای عربشاه را به وجود آورده است. مطالعات اکتشافی بر روی این ذخایر توسط بخش خصوصی در دست انجام می‌باشد.

گنبد آتشفشانی ایوب انصار با راستای تقریبی خاوری-باختری در طول حدود ۴/۵ کیلومتر و پهنای ۲/۵ کیلومتر رخمون دارد (شکل ۲ و ۳) که به داخل واحد مارنی-ماسه‌سنگی میوسن نفوذ کرده و در محل تماس، حالت پخته شدن را نشان می‌دهد که با رنگ زرد آجری از دور مشخص می‌شود. هم-چنین، در نتیجه حرکت گدازه در دامنه‌های گنبد بر روی واحد مارنی-ماسه‌سنگی میوسن، قطعاتی از این سنگ‌ها در داخل گدازه‌ها به دام افتاده و منظره برشی را به وجود آورده‌اند. بخش‌های مختلف گنبد آتشفشانی ایوب انصار، در نمونه‌دستی و در مقیاس رخمون دارای بافت‌های حفره‌ای و پورفیریتیک بوده و متشکل از فنوکریست‌های کوارتز، فلدسپار و ورقه‌هایی از بیوتیت در زمینه دانه‌ریز می‌باشند. گدازه‌های موجود در بخش‌های با ارتفاع زیاد دارای بافت غیرمتراکم و حفره‌دار بوده که احتمالاً به دلیل خروج گازهای فرار ماگما به هنگام صعود می‌باشد (شکل ۴ الف). در برخی نقاط، این حفرات به حالت کشیده در کنار هم قرار گرفته-اند که جهت جریان گدازه را نشان می‌دهند (شکل ۴ ب). حفرات مزبور گاه توسط کانی‌های ثانویه پر شده و بافت آمیگدالوئیدی را به وجود آورده‌اند. آنکلاوهای از جنس دیوریت و از سنگ‌های مسیر صعود در داخل گنبد آتشفشانی با رنگ کاملاً تیره





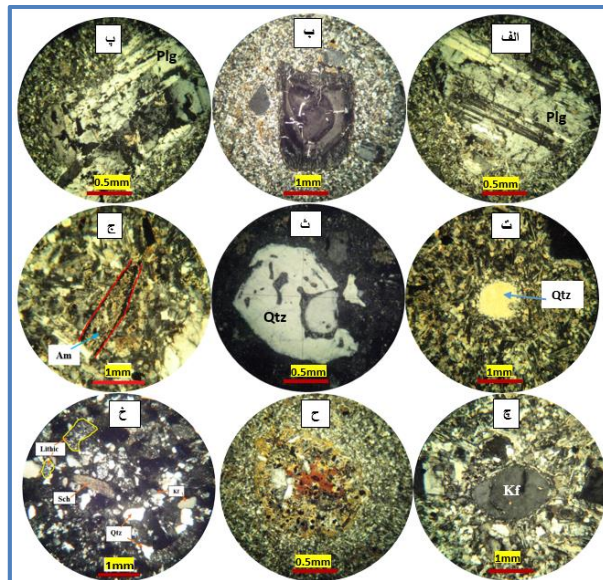
شکل ۴: الف) نمایی نزدیک از بافت حفره‌دار حاصل از خروج مواد فرار ماگما. ب) نمایی از حفرات کشیده و جهت یافته حاصل از حرکت ماگما. ج) نمایی از آنکلاو تیره رنگ از جنس دیوریت حاصل از سنگ‌های مسیر صعود ماگما. د) نمایی از شکستگی دیاکلازی و دگرسانی حاصل از تراش سیالات گرمایی و جوی به صورت ساختمان‌های متحدالمرکز متشکل از نوارهای روشن و قهوه‌ای رنگ.

ب). ظهور پدیده منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها را می‌توان به شرایط غیرتعدالی بلورها در زمان تشکیل نسبت داد که غالباً در طی تبلور سریع‌تر ماگما ایجاد می‌شود (شلی، ۱۹۹۳). بلورهای پلاژیوکلاز مربوط به دو مرحله تبلور ماگمایی هستند: ۱- بلورهای درشت پلاژیوکلاز حاوی شواهد غیرتعدالی نظیر بافت غربالی (شکل ۵ پ)، خوردگی حاشیه بلورها و منطقه‌بندی که مربوط به مرحله اول تبلور می‌باشند. ۲- بلورهای پلاژیوکلاز کوچک‌تر که کاملاً سالم بوده و مربوط به مرحله دوم تبلور ماگما هستند. همچنین، در داخل برخی بلورهای پلاژیوکلاز حاوی منطقه‌بندی، هسته‌های گردشده پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۵ ب) که بیانگر رشد بلورهای حاشیه‌ای بر روی هسته‌های قدیمی‌تر می‌باشد. کانی شاخص بعدی در گدازه‌های داسیتی-ریوداسیتی، کوارتز در ابعاد بلوری کمتر از یک میلی‌متر می‌باشد که عمدتاً زمینه دانه‌ریز سنگ را تشکیل می‌دهد. بلورهای کوارتز در برخی موارد به حالت گردشده با حاشیه‌های واکنشی و مضرس (شکل ۵ ت)، گاه خلیجی شده (شکل ۵ ث) و حتی در برخی موارد با خاموشی موجی مشاهده

سنگ شناسی: براساس مطالعات سنگ‌شناختی، گنبد آتشفشانی ایوب انصار دارای ترکیب داسیتی-ریوداسیتی می‌باشد. این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری، فسوفیری و گلوپوروفیری با تجمع فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کوارتز می‌باشند (شکل ۵). فنوکریست‌ها غالباً شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند و به مقدار کمتر کوارتز و آلکالی‌فلدسپار در زمینه‌ای ریزبلور تا پنهان بلور متشکل از کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول‌های اکتینولیتی شده و کانی‌های کدر می‌باشد. در برخی بخش‌ها، بافت‌های آمیگدالوئیدال (بادامکی) و ویزیکولار (حفره-ای) نیز مشاهده می‌شود. تشکیل بافت آمیگدالوئیدال به واسطه پرشدن حفرات متعدد با کلسیت ثانویه بوده است. فنوکریست غالب این سنگ‌ها عبارت از بلورهای درشت پلاژیوکلاز خودشکل تا نیمه خودشکل است. ترکیب کلی پلاژیوکلازها در حد اولیگوکلاز بوده و ابعاد آنها کمتر از ۳ میلی‌متر می‌باشد. ماکل‌های کارلسباد و پلی‌سنتتیک در پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود (شکل ۵ الف). برخی بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی از نوع عادی و نوسانی هستند (شکل ۵

فلدسپار نیز در اندازه‌های متفاوت تا حدود ۲ میلی-متر، به صورت نیمه‌خودشکل تا کاملاً گرد شده با حاشیه‌های واکنشی و به مقدار کم در زمینه سنگ پراکنده هستند (شکل ۵ چ). نکته شایان توجه در این نمونه‌ها، وجود تعدادی بیگانه‌سنگ متعلق به توده نفوذی با اشکال گرد شده و با دگرسانی کلریتی می‌باشد (شکل ۶ ح). بیگانه‌سنگ‌های یاد شده دارای کانی‌های مافیک از جمله بیوتیت با حاشیه اوپاسیته و هورنبلند است که متحمل فروپاشی شده و توسط کانی‌های کدر و کلریت جانشین شده است. هم-چنین، پلاژیوکلازهای نسبتاً درشت نیز با ترکیب متفاوت از فنوکریست‌های اصلی سنگ میزبان در زمینه‌ای با بافت میکروگرونولار حضور دارند. به نظر می‌رسد بیگانه‌سنگ مزبور متعلق به یک توده نفوذی با ماهیت دیوریتی باشد. وجود توده‌های نفوذی دیوریتی در مجاورت روستای عربشاه در درون ماسه‌سنگ‌های ائوسن و واحدهای آهکی سازند قم، می‌تواند دلیلی بر این مدعا باشد.

می‌شوند. خلیجی‌شدن بلورهای کوارتز دلیل آشکاری بر فرایند ناپایداری بلور است که در طی بالا آمدن ماگما به سطح زمین، با تغییر حالت اوتکتیک کوارتز-فلدسپات آلکالن به دلیل تغییر در فشار مؤثر بر ماگما در بلورهای کوارتز ایجاد می‌شود (شلی، ۱۹۹۳). حاشیه واکنشی و بافت خلیجی ممکن است نشان‌دهنده شرایط عدم تعادل به همراه کاهش سریع دما باشد (مک‌کاتچئون و روبینسون، ۱۹۸۸). فنوکریست دیگر سنگ‌های مورد مطالعه، هورنبلند می‌باشد که متحمل دگرسانی اکتینولیتی و کلریتی شده، اشکال کشیده و باریک با حاشیه‌های اوپاسیته نشان می‌دهند (شکل ۵ ج). تشکیل حاشیه اوپاسیته در این کانی‌ها می‌تواند در ارتباط با خروج مواد فرار ماگما در حین بالا آمدن سریع ماگما به سطح و کاهش میدان پایداری آنها باشد (شلی، ۱۹۹۳). در این شرایط، این کانی‌ها با مذاب واکنش نشان داده و حاشیه آنها اوپاسیته می‌شود. بلورهای آلکالی



شکل ۵: الف) ماکل پلی‌سنتتیک در فنوکریست پلاژیوکلاز، ب) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز حاوی منطقه‌بندی در زمینه فلسوفیری. رشد بلور جدید بر روی هسته بلور قدیمی قابل مشاهده می‌باشد. پ) فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی. ت) بلور کوارتز با حاشیه واکنشی و مرز مضرسی. ث) بلور کوارتز با حاشیه خلیجی. ج) بلور منشوری آمفیبول با حاشیه اوپاسیته. چ) بلور گرد شده آلکالی فلدسپار. ح) بیگانه‌سنگ دیوریتی کلریتی شده با حالت گرد شده. خ) بلورهای کوارتز شکسته شده و زاویه‌دار با ابعاد مختلف به همراه تجمع قطعات سنگی در زمینه متشکل از کانی‌های رسی. همه تصاویر در نور XPL تهیه شده‌اند.

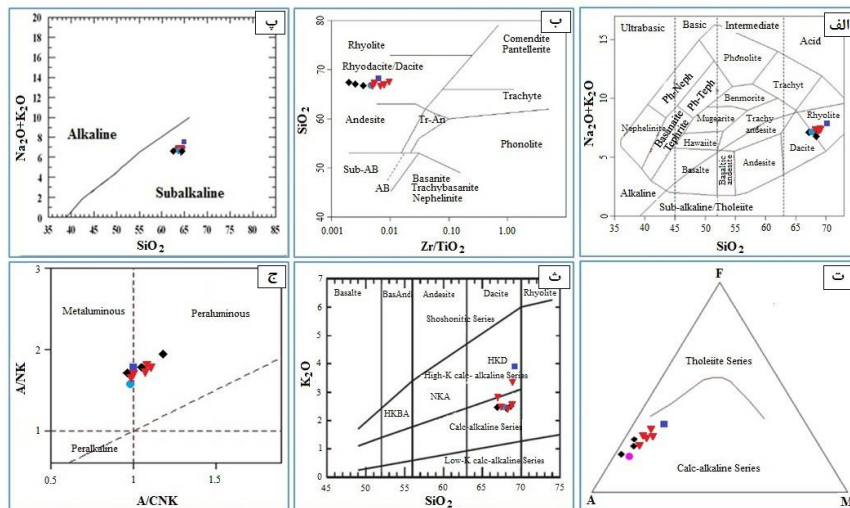
پلاژیوکلازها تا حد زیادی توسط کانی‌های رسی جایگزین شده‌اند.

ژئوشیمی: بررسی‌های سنگ‌شناسی براساس نتایج شیمیایی و نمودارهای ژئوشیمیایی TAS (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)، بیانگر اینست که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ریولیت و داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). بر اساس نمودار  $Zr/TiO_2$  در مقابل  $SiO_2$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) نیز تمامی نمونه‌ها در قلمرو داسیت-ریوداسیت واقع می‌شوند (شکل ۶ ب). در نمودار  $(Na_2O+K_2O)$  در مقابل  $SiO_2$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)، نمونه‌ها متعلق به سری ماگمایی ساب‌آلکانل (شکل ۶ پ) و در نمودار مثلثی AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) در سری کالک‌آلکانل جای می‌گیرند (شکل ۶ ت). در نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $K_2O$  (پکسرلیو و تیلور، ۱۹۷۶)، بخش عمده نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکانل و برخی نمونه‌ها در قلمرو کالک‌آلکانل پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند (شکل ۶ ث). قرارگیری نمونه‌های یادشده در قلمرو پتاسیم بالا، به دلیل وجود مقدار بیشتر کانی‌های پتاسیم‌دار از جمله آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلازهای سریسیتی شده می‌باشد. در نمودار مانیار و پیکولی (۱۹۸۹)، نمونه‌های مورد مطالعه متعلق به دو محدوده متاآلومین و پراآلومین، با میل به سمت پراآلومین می‌باشند (شکل ۶ ج). بر اساس نمودارهای مختلف تعیین نوع گرانیئوئیدها (A، I و S) و با استفاده از شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های منطقه در گروه گرانیتهای نوع I قرار می‌گیرند. نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه در نمودار عنکبوتی به‌هنجارشده با مقادیر کندریت، در عناصر LILE نسبت به عناصر HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷ الف). فراوانی پایین عناصر HFSE نظیر Ta و Nb نسبت به عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE) با منتسب نمودن ماگما به یک منبع تغییر یافته به‌وسیله متاسوماتیسم از جمله

بیوتیت شاخص‌ترین کانی فرعی این سنگ‌ها می‌باشد که به‌صورت بلورهای ورقه‌ای حضور دارند و در برخی موارد، حاشیه‌های اوپاسیته‌شده نشان می‌دهند. دیگر کانی‌های فرعی سنگ شامل کانی‌های کدر، زیرکن، آپاتیت و اسفن می‌باشند. کانی‌های کدر دارای دو منشأ اولیه و ثانویه بوده و برخی از آنها از دگرسانی آمفیبول‌ها حاصل شده‌اند. کلسیت‌های ثانویه در محل حفرات سنگ، کلریتی-شدن بیوتیت‌های اولیه به مقدار جزئی، اکتینولیتی-شدن هورنبلندهای اولیه با همراهی کانی‌های کدر، کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند. هم‌چنین، رگچه‌های کوارتزی ثانویه این سنگ‌ها را در برخی نقاط قطع کرده‌اند. علاوه بر موارد یادشده، کانی‌های رسی حاصل از دگرسانی پلاژیوکلازها نیز به چشم می‌خورند. نمونه‌های سنگی برداشته‌شده از واحدهای توفی بخش خاوری و شمال خاوری گنبد داسیتی-ریوداسیتی دارای بافت پورفیروکلاستیک و گاه حفره‌ای هستند. این سنگ‌ها از نظر ترکیب سنگ‌شناختی شامل کریستال لیتیک توف و لیتیک کریستال توف می‌باشند. این سنگ‌ها متشکل از بلورهای کوارتز و تا حدودی پلاژیوکلاز به همراه قطعات سنگی در زمینه‌ای دانه‌ریز دگرسان‌شده (کائولینیتی‌شده) می‌باشند. قطعات سنگی موجود در این سنگ‌ها با ابعاد حداکثر ۲ میلی‌متر با تجمعات پلی کریستالین و اشکال نیمه‌گردشده دیده می‌شوند. این قطعات دارای دو ترکیب مجزای سیلت‌سنگ و کوارتز پلی کریستالین با منشأهای متفاوت: ۱- آتشفشانی مرتبط با فعالیت ماگمای داسیتی، ۲- منشأ خارجی از جنس ماسه‌سنگ، سیلت‌سنگ و شیبست‌ها و کوارتزیت‌های دگرگونی می‌باشند (شکل ۵ خ). بلورهای درشت و ریز کوارتز با حاشیه خلیجی و گاه خاموشی موجی با ابعاد تا ۱/۳ میلی‌متر مشاهده می‌شوند. بخش عمده آنها به‌صورت بلورهای شکسته زاویه‌دار دیده می‌شوند.



ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه یا ذوب مجدد که منجر به وقوع یک حادثه ماگمایی شده‌است، هماهنگ می‌باشد (کلمن و همکاران، ۱۹۹۳؛ تورنر و همکاران، ۱۹۹۶).



شکل ۶: الف) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار TAS (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹). ب) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $Zr/TiO_2$  (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷). پ) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار AFM  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱). ت) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶). ث) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $A/CNK-A/NK$  (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹).

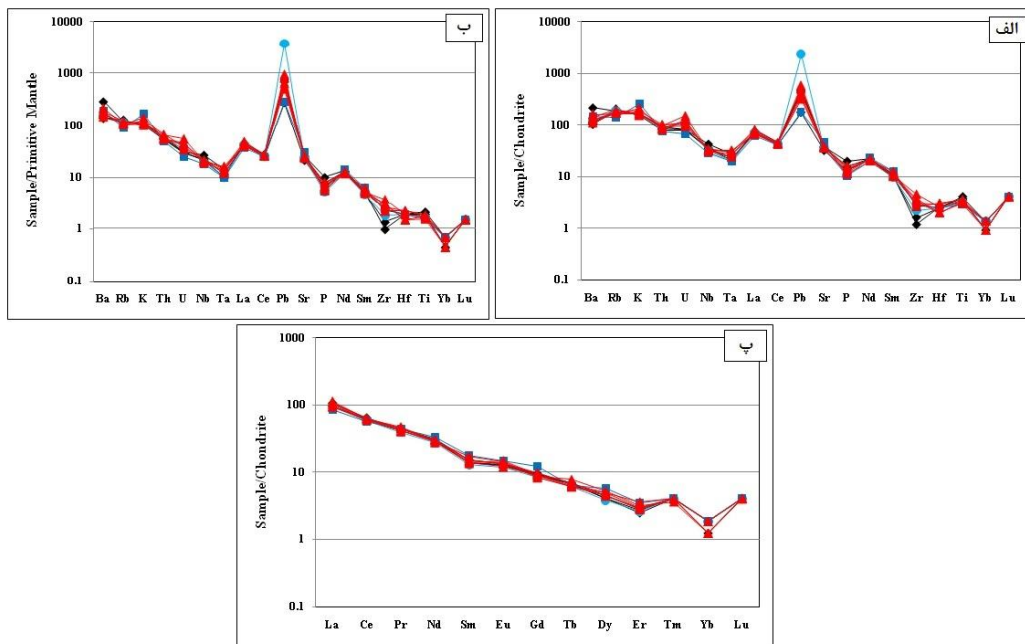
متاسوماتیسم شده در منطقه فرورانش و ماگماتیسم مرتبط با فرآیند فرورانش (ویلسون، ۱۹۸۹؛ ایوونو و هافمن، ۱۹۹۵)، وجه مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی (رولینسون، ۱۹۹۳) و هم‌چنین پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آن‌ها در طی فرآیند تفریق (وو و همکاران، ۲۰۰۳) نسبت داده می‌شود.

در الگوی تغییرات عناصر کمیاب به‌هنجارشده نسبت به گوشته اولیه، آنومالی‌های منفی عناصر ( $Nb$  و  $Ta$ ,  $P$ ,  $Zr$ ) در کنار آنومالی‌های مثبت عناصر ( $Ba$ ,  $Nd$ ,  $La$ ,  $Rb$ ) شاخص هستند (شکل ۷ ب). این الگو خیلی شبیه به الگوی به‌هنجارشده نسبت به کندریت می‌باشد. آنومالی مثبت شاخصی برای  $Pb$  در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود که وجود آنومالی مثبت  $Pb$  با متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو یا

وجود غنی‌شدگی در عناصر  $Ba$ ,  $K$ ,  $Rb$  می‌تواند در نتیجه آلودگی با مواد پوسته قاره‌ای باشد که ماگما در مسیر صعود به سطوح بالای پوسته دچار این آلودگی می‌شود (ویلسون، ۱۹۸۹). غنی‌شدگی از  $Ta$  و  $Nb$  در ترکیب با آنومالی‌های منفی  $Ta$  و  $Nb$  ممکن است آرایش ماگمایی توسط پوسته تحتانی را نشان دهد (ویلسون، ۱۹۸۹). وجود آنومالی مثبت در عناصری چون  $K$ ، انعکاسی از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمای مولد توده داسیتی است (هایس، ۱۹۸۳). هم‌چنین، تیلور و مک‌لن (۱۹۸۵) آنومالی مثبت عناصری نظیر  $Rb$  و  $K$  و هم‌چنین آنومالی منفی عناصری همچون  $Ti$  و  $Nb$  را به مذاب با منشأ پوسته‌ای ارتباط داده‌اند. در مجموع، کمبود عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE) نظیر  $Ta$  و  $Nb$  که در نمونه‌های مورد مطالعه به‌وضوح دیده می‌شود، به عوامل گوناگونی از جمله مشتق شدن ماگما از یک گوشته

گارنت باقی مانده در سنگ منشأ (ژائو و ژائو، ۲۰۰۷) و آلودگی ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای (سریواستاوا و سیمگ، ۲۰۰۴) باشد. عدم وجود آنومالی منفی در Eu در این نمودار، نشان‌دهنده عدم وقوع فرایند تبلور بخشی پلاژیوکلاز و تمرکز پلاژیوکلاز در نمونه‌های مورد مطالعه و یا فوگاسیته بالای اکسیژن است (رولینسون، ۱۹۹۳).

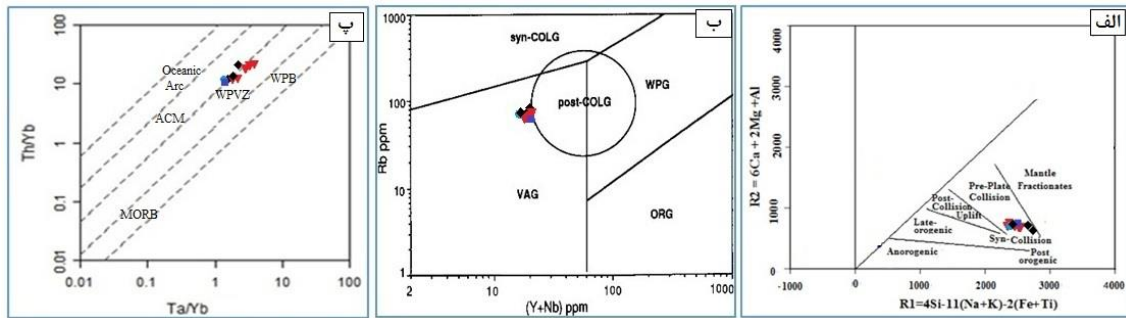
آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای ارتباط دارد (کامبر و همکاران، ۲۰۰۲). الگوی عناصر کمیاب خاکی بیانگر غنی‌شدگی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE می‌باشد (شکل ۷ ج). غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب بخشی (ویلسون، ۱۹۸۹)، بالا بودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ منشأ (ویلسون، ۱۹۸۹؛ رایت و مک‌کوری، ۱۹۹۷)، وجود



شکل ۷: الف) الگوی عناصر کمیاب به‌هنجار شده نسبت به کندریت. ب) الگوی عناصر کمیاب به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه. ج) الگوی عناصر کمیاب خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت. داده‌های به‌هنجار سازی از مک‌دوناف و سان (۱۹۹۵) اقتباس شده است.

حدودی نزدیک به محیط پس از برخورد می‌باشد (شکل ۸ ب). بر پایه نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb که توسط شندل و گورتن (۲۰۰۲) جهت تمایز محیط‌های زمین‌ساختی سنگ‌های فلسیک و حدواسط پیشنهاد شده است، همه نمونه‌ها در مرز بین محیط حاشیه‌های فعال قاره‌ای (ACM) با گرایش به محیط آتشفشانی داخل قاره‌ای (WPVZ) قرار می‌گیرند (شکل ۸ پ).

جایگاه تکتونیکی: در نمودار R1-R2 (بچلور و بودن، ۱۹۸۵) که بر پایه ویژگی‌های کاتیونی عناصر اصلی با استفاده از متغیرهای  $R1=4Si-11(Na+K)$  و  $R2 = 6Ca + 2Mg + Al + 2(Fe+Ti)$  ارائه شده است، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت-های کوهزایی هم‌زمان با برخورد (Syn-collision) قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف). براساس نمودار Rb مقابل Nb+Y (پیرس، ۱۹۹۶)، گنبد آتشفشانی ایوب انصار متعلق به محیط‌های کمان قاره‌ای و تا



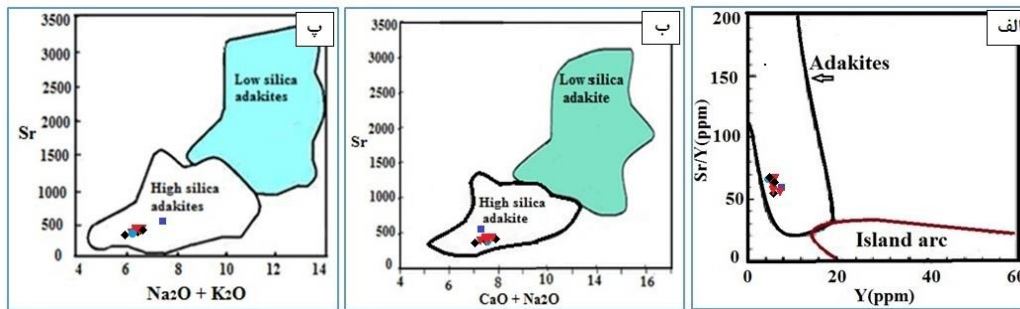
شکل ۸: الف) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار R1-R2 (بچلور و بودن، ۱۹۸۵). ب) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Rb در مقابل Nb+Y (پیرس، ۱۹۹۶). پ) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (سندل و گورتن، ۲۰۰۲).

شده است (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). براساس محتوای  $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$  در مقابل Sr می‌توان آداکیت‌های کم سیلیس و پُرسیلیس را متمایز کرد (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). آداکیت‌های پُرسیلیس دارای میزان Sr و مجموع اکسیدهای پتاسیم و کلسیم پایین‌تری نسبت به آداکیت‌های کم سیلیس می‌باشند. براساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌های پُرسیلیس قرار می‌گیرند (شکل ۹ ب). براساس محتوای  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل Sr نیز آداکیت‌ها به دو محدوده کم سیلیس و پُرسیلیس تقسیم می‌شود (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). براساس این نمودار نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پُرسیلیس قرار می‌گیرند (شکل ۹ پ).

براساس داده‌های موجود در جدول ۲، سنگ‌های گنبد آتشفشانی ایوب انصار ویژگی مشابه آداکیت‌ها را نشان می‌دهند. به اعتقاد دفانت و دروموند (۱۹۹۰)، اصطلاح آداکیت برای سنگ‌های اسیدی با ترکیب داسیت، ریولیت و آندزیت با ویژگی‌های  $\text{SiO}_2 > 56\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ ,  $\text{MgO} < 3\%$ ,  $\text{Sr} > 400$  ppm LILE، و غنی از HREE و تهی‌شدگی از Y و HREE در نمودار Y در مقابل Sr/Y > 40, La/Yb > 20 (دفانت و دروموند، ۱۹۹۰)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آداکیت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۹ الف). براساس محتوای سیلیس، دو نوع آداکیت موسوم به آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و آداکیت‌های کم سیلیس (LSA) مشخص

جدول ۲: برخی ویژگی‌های بارز آداکیت‌ها (دفانت و دروموند، ۱۹۹۰).

	Standard Adakites	Studied area Adakites
<b>SiO<sub>2</sub>%Wt</b>	56 ≤	67.1 < SiO <sub>2</sub> < 69.15
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>%Wt</b>	≥15	15.58 < Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> < 16.35
<b>MgO%Wt</b>	<3%	0.44 < MgO < 1.03
<b>HREE/ADR<sub>s</sub>=Y,Yb</b>	Y ≤ 18 and Yb ≤ 1.9 ppm	Y ≤ 9.1 and Yb < 0.3 ppm
<b>Sr</b>	>400 ppm	377-543 ppm
<b>HFSE</b>	low	Low



شکل ۹: موقعیت نمونه‌های معرف گنبد ایوب انصار بر روی: الف) نمودار Y در مقابل Sr/Y (دفانت و دروموند، ۱۹۹۰). ب) نمودار Sr در مقابل CaO+Na<sub>2</sub>O (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). پ) نمودار Sr در مقابل Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).

### نتیجه‌گیری

بالا بودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ منشأ وجود گارنت باقی‌مانده در سنگ منشأ و آلودگی ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای باشد. با توجه به نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی، سنگ‌های منطقه مرتبط با ماگماتیسیم کمان قاره‌ای و کمان‌های پس از برخورد می‌باشد. در خصوص سنگ‌های ماگمایی منطقه تکاب، یکسری مطالعاتی انجام شده که تشکیل این سنگ‌ها را در ارتباط با محیط کمان ماگمایی و پس از برخورد معرفی کرده‌اند. عزیزی و معین‌وزیری (۲۰۰۹)، ماگماتیسیم میوسن میانی-بالایی محور همدان-تبریز (دربگیرنده منطقه مورد مطالعه) را در ارتباط با مراحل پایانی برخورد قاره‌ای بین صفحه عربی-اوراسیا در نظر گرفته‌اند. هم-چنین، ریچارد و همکاران (۲۰۰۶) اعتقاد دارند که ماگماتیسیم نئوژن (میوسن) منطقه تکاب در ارتباط با برخورد قاره‌ای می‌باشد. حیدری (۱۳۹۲) نیز تشکیل گنبد داسیتی ایوب انصار را در ارتباط با محیط کمان قاره‌ای تا پس از برخورد معرفی کرده است. نایی و همکاران (۱۳۹۵) نیز اعتقاد دارند که ماگمای مادر توده ساب‌ولکانیک گورگور (شمال-باختر معدن زرشوران) به سن میوسن بالایی-پلیوسن از ذوب بخشی گوه گشته‌ای متاسوماتیسیم شده در نتیجه فرورانش نئوتتیس و آرایش گسترده

گنبد آتشفشانی ایوب انصار با ترکیب داسیتی-ریوداسیتی به داخل واحد مارنی-ماسه‌سنگی معادل سازند قرمز بالایی نفوذ کرده که با هاله حرارتی ضعیفی در محل تماس مشخص می‌شود. هاله مزبور با رنگ زرد آجری از دور خودنمایی می‌کند. بر این اساس، گنبد آتشفشانی یادشده بایستی جوان‌تر از میوسن بالایی باشد که حیدری (۱۳۹۲) با استفاده از روش U-Pb، سن ۱۱ الی ۱۳ میلیون سال را برای این گنبد معرفی کرده است. در نتیجه انقباض ماگمای در حال تبلور، دبی دیاکلازی در بخش‌های مختلف گنبد داسیتی ایجاد شده است که در نتیجه عملکرد سیالات گرمایی تأخیری و تراوش این سیالات به داخل بلوک‌های حاصل از انقباض حرارتی، دگرسانی به صورت ساختمان‌های متحدالمرکز تشکیل شده است. بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های منطقه دارای ماهیت کالک‌آلکالن با محتوای پتاسیم متوسط بوده و از نوع متاآلومین با گرایش به سمت پرآلومین می‌باشند. غنی‌شدگی این سنگ‌ها در عناصری مانند K، Rb و Ba و کمبود عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE) نظیر Ta، Nb و Ti را می‌توان به ذوب گوه گشته‌ای متاسوماتیسیم شده و یا آرایش با پوسته قاره‌ای مرتبط دانست. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب بخشی،

گوشته‌ای متاسوماتیسم شده تشکیل شده و در مسیر صعود به سمت بالا، توسط مواد پوسته‌ای آرایش پیدا کرده است.

ماگمای تولیدشده با سنگ‌های پوسته زیرین می‌باشد. به طور کلی، می‌توان گفت که ماگمای اولیه گنبد اسیدی ایوب انصار در محیط کمان قاره‌ای و هم‌زمان تا پس از برخورد از ذوب بخشی لیتوسفر

## منابع

-طریقی، ف. و عابدینی، ع.، ۱۳۹۲. ژئوشیمی عناصر اصلی، فرعی و جزئی ذخیره کائولن عربشاه، جنوب شرق تکاب، استان آذربایجان غربی، شمال-غرب ایران، اولین همایش زمین‌شیمی کاربردی ایران، دانشگاه دامغان.

-آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۶۹ ص.

-بهمنش، م.، ۱۳۹۲. گزارش پی‌جویی در محدوده اکتشافی عربشاه، جنوب شرق تکاب، سازمان صنعت، معدن و تجارت استان آذربایجان غربی.

-محمدی نیائی، ر.، ۱۳۹۳. ژنز و زمین‌شناسی اقتصادی کانسار سرب- روی آی‌قلعه‌سی با نگرشی ویژه بر کانی‌سازی فلزهای گرانبها، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه آزاد واحد علوم و تحقیقات.

-حیدری، م.، ۱۳۹۲. زمین‌شناسی، سن‌سنجی و خاستگاه رخدادهای طلای توزلار، عربشاه و گوزل بلاغ در ناحیه قروه-تکاب، رساله دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران.

-نایبی، ن.، اسماعیلی، د.، قربانی، م. و وصالی، ی.، ۱۳۹۵. سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی توده‌های نیمه‌نفوذی کوه گورگور در شمال‌باختری معدن طلای زرشوران (شمال‌باختر تکاب، آذربایجان غربی)، پترولوژی، شماره ۲۶، ص ۱۳۴-۱۱۷.

-خدایی کلام، س.، ۱۳۹۳. بررسی آلودگی زیست-محیطی عنصرهای سنگین سمی ناشی از کانی-سازی در منطقه عربشاه- آذربایجان غربی، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه زنجان.

-نجف‌زاده، م.، ۱۳۹۴. پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی منطقه عربشاه (جنوب شرق تکاب) با نگرشی بر کانه‌زایی As-Au، پایان‌نامه کارشناسی-ارشد، دانشگاه زنجان، ۹۲ ص.

-شیرخانی، م.، قادری، م.، رشیدنژاد عمران، ن. و محمدی نیایی، ر.، ۱۳۸۵. تفسیر و کاربرد اکتشافی داده‌های آنالیز Enzyme Leach<sup>SM</sup> در کانسار پلی-متال آی‌قلعه‌سی، جنوب شرق تکاب، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-نجف‌زاده، م.، ابراهیمی، م.، مختاری، م.ع.ا. و کوهستانی، ح.، ۱۳۹۵. رخداد معدنی عربشاه: کانه‌زایی اپی‌ترمال طلا- آرسنیک- آنتیموان تیپ کارلین در پهنه فلززایی تکاب- انگوران- تخت- سلیمان، آذربایجان غربی، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۲۵، ص ۶۱-۷۶.

-شیرخانی، م.، ۱۳۸۷. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار سرب- روی آی‌قلعه‌سی، جنوب‌خاور تکاب، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۴۳ ص.

-فنودی، م. و حریری، ع.، ۱۳۷۹. نقشه زمین-شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تکاب، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-Asadi Harooni, H., Voncken, J.H.L., Kuhnelt, R.A. and Hale, M., 2000.

Petrography, mineralogy and geochemistry of the Zarshuran gold



- deposit and implications for ore genesis, *Mineralium Deposita*, v.52, p. 128-142.
- Azizi, H. and Moinvaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran, *Journal of Geodynamics*, v. 47, p. 167-179
- Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters, *Chemical Geology*, v. 48, p. 43-55.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks, George, Allen and Unwin, London.
- Daliran, F., Walther, J. and Stüben, D., 1999. Sediment-hosted disseminated gold mineralization in the North Takab geothermal field, NW-Iran-In: Stanley, C.J. et al. (Eds.): *Mineral Deposits: Processes to Processing*, Proceed, 5th biennial SGA Meeting and 10th Quadr, Lagod Meeting, p. 837- 840.
- Daliran, F., Hofstra, A.H., Walther, J. and Stüben, D., 2002. Aghdarreh and Zarshuran SRHDG deposits, Takab region, NW Iran, GSA Annual Meeting, Abstract with Programs, p. 8-63.
- Daliran, F., 2008. The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Aghdarreh, Takab geothermal field, NW Iran, hydrothermal alteration and mineralization, *Mineralium Deposita*, v. 43, p. 383-404.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, v. 347, p. 662-665.
- Goehring, L., 2013. Evolving fracture patterns: columnar joints, mud cracks and polygonal terrain, *Philosophical Transactions of the Royal Society A Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 18 p.
- Harris, C., 1983. The petrology of lavas and associated plutonic characteristics of collision zone magmatism, In: Cowards, M.P. and Reis, A. C. (Eds.) *Collision tectonics*, Special Publication, Geological Society, London, v. 19, p. 67-81.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian journal of earth science*, v.8, p. 523-276.
- Ivono, D.A. and Hoffman, A.W., 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and mica: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionation, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 131(3-4), p. 341-356.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.144, p. 38-56.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N. and Dunn, T., 1993. Relative depletion of Nb in some arc magmas and continental crust: Partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science letters*, v. 120, p. 111-134.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution, *Lithos*, v. 79, p. 1-24.
- McCutcheon, S.R. and Robinson, P.T., 1988. Embayed volcanic quartz, a product of cellular growth rather than resorption, *Marit, Sediments Atlantic Geology*, N. 24, 203 p.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. Composition of the Earth, *Chemical Geology*, v. 120, p. 223-253.

- Mehrabi, B., 1997. Genesis of Zarshuran gold deposit, NW Iran, Unpublished PhD thesis, University of Leeds, Leeds, UK.
- Mohamadi Niaei, R., Daliran, F., Nezafati, N., Ghorbani, M., Sheikh Zakariaei, J. and Kouhestani, H., 2015. The Ay Qalasi deposit: An epithermal Pb-Zn (Ag) mineralization in the Urumieh-Dokhtar Volcanic Belt of northwestern Iran, *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen (J. Min. Geochem.)*, v. 192(3), p. 263-274.
- Pearce, J.A., Haris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of rocks, *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-125.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and setting of granitic rock. *Episodes*, v. 19(4), p. 120-125.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- Richards, J.P., Wilkinson, D. and Ullrich, T., 2006. Geology of the Sari Gunay Epithermal Gold Deposit, Northwest Iran. *Economic Geology*, v. 101(8), p. 1455-1496.
- Rollinson, R., 1993. Using geochemical Data: Evaluation, presentation and interpretation, Longman scientific and technical, London, 352 p.
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments, *Economic Geology*, v. 97, p. 629- 642.
- Shelley, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope, Chapman and Hall, 445 p.
- Srivastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian Craton: evidence for mantle metasomatism, *Journal of Asian Earth Sciences*, v.23, p. 373-389.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.A., 1985. The continental crust: its composition and evolution, *Geoscience Texts*, Blackwell scientific Publications, London, 312 p.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, D., Calsteren, P.V. and Deng, W.M., 1996. Post -collisional, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thing of ocean island basalt, *Journal of petrology*, v. 37, p. 45-71.
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis, a global tectonic approach, Unwin Hyman, London, 466 p.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, v. 20, p. 325-343.
- Wright, J.B. and McCurry, P., 1997. Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible PAN-AFRICAN suture zone, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 37, p. 90-96.
- Wu, F., Jahnb, B., Wildec, S.A., Lod, C.H., Yuie, T.F., Lina, Q., Gea, W. and Suna, D., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (II): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic, *Lithos*, v. 67, p. 191-204.
- Zhao, J.H. and Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neo-Proterozoic mafic intrusions in the Panzhihua distinct (Sichuan Provenance, SW China), *Precambrian Research*, v. 152, p. 27-47.