



بررسی شیمی کانی‌ها و سنگ‌زایی گدازه‌های داسیتی مخروط آتشفشنای آروانه در جنوب غرب شهرستان بستان آباد-شرق آتشفشنان سهند

رباب حاجی علی اوغلی^{*}، مریم رشیدی، محسن مؤید

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۹۴/۴/۵، نسخه نهایی: ۹۴/۸/۲۰)

چکیده: مخروط آتشفشنای آروانه وابسته به بخش شرقی مجموعه آتشفشنای سهند در جنوب غرب شهرستان بستان آباد قرار گرفته است. این مخروط با ترکیب گدازه‌ای داسیت، آندزیت داسیت و ریوداسیت در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشنای جوان سهند به سن پلیوسن-پلئیستوسن تشکیل شده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، کانی‌های فنوکریست شامل پلازیوکلاز + هورنبلند + بیوتیت ± کوارتز ± فلدسپار پتاسیم است. بافت اصلی این سنگ‌ها هیالوپورفیریک و میکرولیتی پورفیریک است. ترکیب پلازیوکلازها اغلب در بخش مرکزی آندزین و در حاشیه‌ی لابرادوریت است. ترکیب بیوتیت بر اساس مقادیر Si و FeO/FeO+MgO از نوع بیوتیت مینیزیومدار بوده و بیوتیت‌های مورد بررسی با میزان Mg/Mg+Fe+Mn بین ۰.۵۲ تا ۰.۶۱ در شرایط گریزندگی نسبتاً بالای اکسیژن تشکیل شده و به سری ماقمایی آهکی-قلیایی وابسته‌اند. ترکیب شیمی فنوکریست‌های آمفیبول از نوع کلسیک است. حضور آمفیبول-های کلسیک در سنگ‌های ماقمایی نشانه وابستگی این سنگ‌ها به ماقماهای وابسته به محیط‌های تکتونوماقمایی فرورانشی است. ترکیب شیمی آمفیبول شرایط گریزندگی بالای اکسیژن در ماقمایی تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها را تأیید می‌کند. خاستگاه ماقمایی گدازه‌های مخروط آتشفشنای آروانه بر اساس ترکیب شیمی بیوتیت و آمفیبول در ارتباط با حاشیه‌ی فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش تعیین می‌شود. شرایط دما-فشار تبلور سنگ‌ها بر اساس ترکیب شیمی فنوکریست‌ها و با استفاده از روش‌های متعدد به ترتیب در حدود ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در گسترده ۳ تا ۶ کیلوبار تعیین می‌شود. بر اساس فشار محاسبه شده احتمالاً می‌توان شروع تبلور فنوکریست‌ها را از عمق ۱۸ کیلومتری پوسته‌ی قاره‌ای منطقه در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: داسیت؛ شیمی کانی؛ حرارت-فشار سنجی؛ مخروط آروانه؛ آتشفشنان سهند.

مجموعه‌ی آتشفشنان سهند در شمال غرب منطقه‌ی ارومیه-
دختر با گسترده‌ی گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشنای و آذرآواری‌های وابسته به آن به پهنه معادل ۱۸۰ کیلومتر مربع به صورت مخروط آتشفشنای بوده و در برگیرنده‌ی فعالیت‌های انفارجی (شامل مواد آذرآواری) و جریان‌های گدازه‌ای می‌وسن تا کواترنری است [۴]. گدازه‌های جوانتر به صورت پی در پی سنگ‌های آتشفشنای پیشین را پوشانیده است. مخروط آتشفشنای آروانه در منطقه‌ی مورد بررسی با ترکیب اسیدی و حدواسط به سن پلیوسن-پلئیستوسن [۴] به آخرین مرحله‌ی

مقدمه
منطقه‌ی مورد بررسی با مشخصات جغرافیایی 30° و 42° طول شرقی و 40° و 46° عرض شمالی در جنوب غرب شهرستان بستان آباد قرار گرفته است. این منطقه‌ی در تقسیم‌بندی ایالت‌های زمین‌ساختی ایران در منطقه‌های مختلف البرز غربی-آذربایجان [۱]، ایران مرکزی [۲] و منطقه‌ی ماقمایی ارومیه-دختر [۳] واقع شده است (شکل ۱-الف). فعالیت‌های آتشفشنای در منطقه‌ی ارومیه-دختر به طور متناوب احتمالاً از ائوسن تا پلیوسن-پلئیستوسن صورت گرفته است.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۱-۳۳۳۹۲۷۰۳، نمبر ۰۴۱-۳۳۳۵۶۰۲۹، پست الکترونیکی: hajialioghli@tabrizu.ac.ir

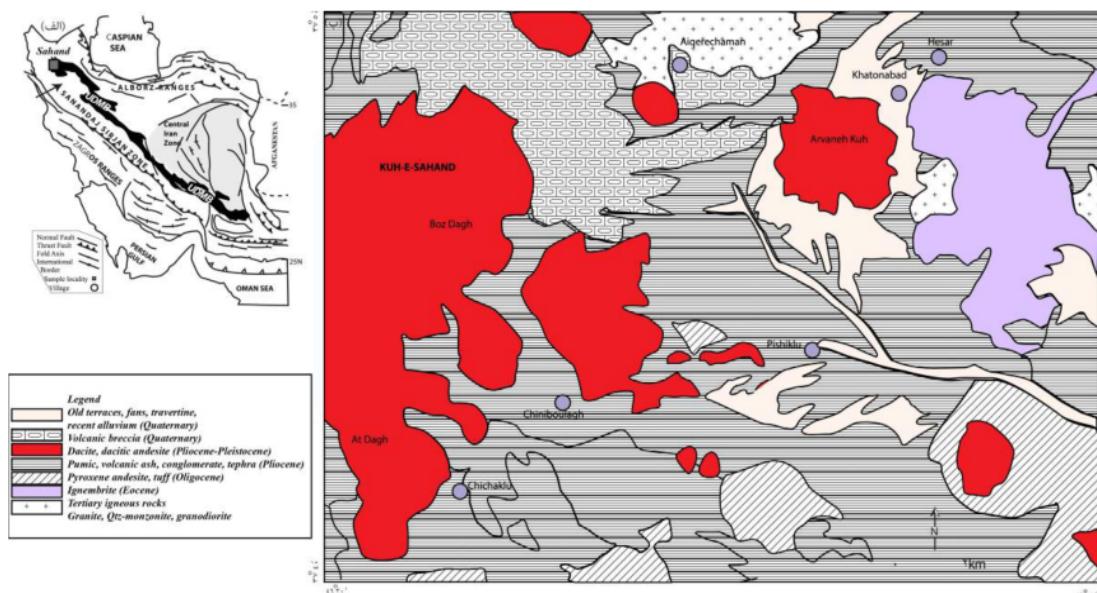
کمانش رو به بالای رسوب‌های قدیمتر را ایجاد کرده است
(شکل ۲-الف).

کهن‌ترین واحدهای آتشفشاری این مخروط به سن پلیوسن از سنگ‌های آذرآواری و گدازهای آندزیتی به رنگ خاکستری و سبز تیره با لایه‌بندی و تنابوی از توفهای خرد شده، ایگنمبریت و توف ماسه‌ای تشکیل شده است (شکل ۲-ب).

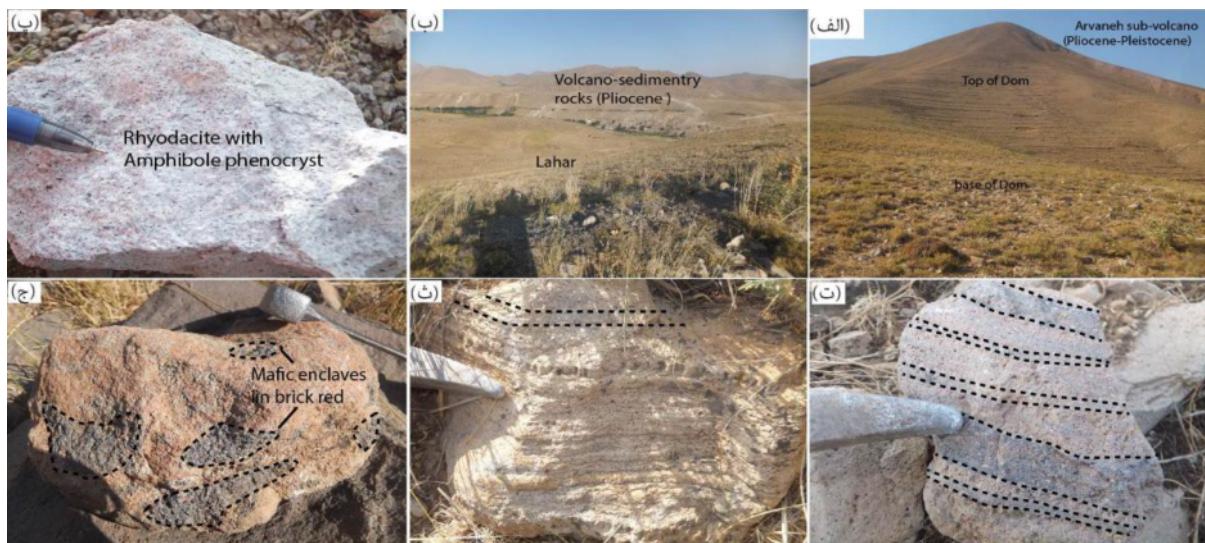
از فوران آتشفشار سهند (فاز جوان سهند) وابسته است.

زمین‌شناسی صحرایی

بر اساس سال سنجی‌های انجام گرفته [۵] سن آتشفشار سهند میوسن-کواترنری است. مخروط آتشفشاری آروانه کوه مشابه با دیگر گدازهای سهند به دلیل غلظت بالای مagma به صورت مخروط نسبتاً کامل مشاهده می‌شود که با نفوذ خود،



شکل ۱ (الف) موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در رده‌بندی [۳]، (ب) نقشه زمین‌شناسی مخروط آروانه کوه و رخسارهای آتشفشاری در جنوب غرب بستان آباد در شرق آتشفشار سهند [۴].



شکل ۲ (الف) نمایی از مخروط آروانه کوه به سن پلیوسن-پلیستئوسن (دید رو به جنوب)، (ب) نمایی از نهشته‌های وابسته به پلیوسن که مخروط آروانه از آن بیرون آمده است، (پ) قطعات و بلوک‌های سنگی سرخ رنگ نزدیک به دهانه مخروط، (ت) لایه‌بندی تیره و روشن در گدازه آروانه، (ث) لایه‌بندی در گدازه روشن که احتمالاً به موادی قرار گرفتن پورفیرهای پلازیوکلاز وابسته است، (ج) برونبوم‌های تیره در داخل گدازه سرخ رنگ که احتمالاً در ارتباط با قطعات جدا شده از حاشیه سرد شده گدازه در داخل آن می‌باشد.

بررسی‌های کانی شناسی و روابط بافتی گدازه‌های آروانه کوه در این بخش با استفاده از بررسی‌های میکروسکوپی دقیق، نامگذاری سنگ‌ها بر اساس شناسایی کانی‌ها و روابط بافتی آن‌ها انجام گرفت. کانی‌های فنوکریست در سنگ‌های مورد بررسی عبارتند از پلازیوکلاز+هورنبلند \pm بیوتیت \pm فلدسبار پتاسیم.

پلازیوکلاز: پلازیوکلاز فراوان ترین فاز فنوکریست بوده که به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و درشت بلور در اندازه‌ی چند میلی‌متر و نیز دانه ریزتر در سنگ حضور دارد (شکل الف-خ-۳). اغلب درشت بلورهای پلازیوکلاز دارای ساختار منطقه‌بندی ترکیبی، احتمالاً از نوع نوسانی با بافت غربالی هستند (شکل الف-ت-۳). برخی از فنوکریست‌های پلازیوکلاز در مرکز حاشیه گرد شده نشان می‌دهند که حاشیه در اثر رشد دوباره بدون بافت غربالی و دارای منطقه‌بندی پوشیده شده است (شکل ۳-ب). در برخی از پلازیوکلازها، بافت غربالی تمام بلور را فرا گرفته است (شکل ت-۳). [۸] بافت غربالی پلازیوکلاز را به افت سریع فشار طی صعود مانگما به سطح نیز می‌تواند دلیل گرد شدنگی و انحلال برخی فنوکریست‌های پلازیوکلاز در مانگما آبدار باشد. در فشارهای پایین‌تر، پلازیوکلاز به صورت رشد دوباره در حاشیه‌ی پلازیوکلاز خورده شده قبلی به تبلور خود ادامه داده و نیز به صورت ریزبلور در زمینه تشکیل شده است. تبلور کانی‌های بی‌آب مانند پلازیوکلاز می‌تواند از دلایل غنی شدنگی مانند از آب و افزایش شدت گاززدایی باشد. برخی از فنوکریست‌های بزرگ پلازیوکلاز در مقاطع به صورت خرد شده هستند (شکل ۳-پ). این ویژگی بافتی می‌تواند به علت به دام افتادن مانگما در هسته‌های بافت غربالی و سپس انبساط آن حین فوران و تبلور باشد. فنوکریست‌های پلازیوکلاز با رد پلی‌ستنتیک گاه به حالت انباستی در سنگ مشاهده می‌شوند.

آمفیبیول: آمفیبیول دومین فاز کانیایی مهم در سنگ‌های مورد بررسی است. فنوکریست‌های آمفیبیول به صورت منشوری و شکل‌دار و به رنگ سرخ قهوه‌ای، قهوه‌ای و قهوه‌ای متامیل به سبز یافت می‌شوند. وجود آمفیبیول و نیز عدم مشاهده هیپرستن در نمونه‌های مورد بررسی نشان دهنده تبلور در شرایط فشار بخار آب بالاست [۷]. در شرایط آبدار، بیوتیت به جای هیپرستن و هورنبلند به جای اوژیت متبلور می‌شود [۹]. آمفیبیول در گدازه‌های آبدار در شرایطی که فشار برای نگه‌داشت کافی آب به صورت محلول در گدازه کافی باشد رشد کرده و پایدار است اما اگر آب حل شده گدازه در اثر کاهش

بخش بزرگی از منطقه به‌وسیله‌ی گدازه‌های آتشفشنای سهند به سن پلیوسن-پلائیستوسن پوشانیده شده است [۴]. ترکیب این گدازه‌ها داسیت و آندزیت داسیت و ریوداسیت با رنگ و بافت‌های متنوع است. این سنگ‌ها به صورت بلوك‌های بزرگ و تخته‌سنگی پیرامون دهانه یافت می‌شوند. اغلب قطعات سنگی پیرامون دهانه پرتاپ کننده‌ی گدازه‌ی سنگ‌هایی به رنگ سرخ آجری و صورتی هستند، که در نتیجه اکسایش آهن دو ظرفیتی در اثر اکسیژن هوا به وجود آمداند. اکسایش شدید سنگ‌ها طی خروج سنگ‌ها از دهانه و برخورد با اکسیژن هوا حاصل شده است. رنگ گدازه‌ها در نمونه‌های دستی خاکستری روشن، صورتی و گاهی سفید و خاکستری تیره است که فنوکریست‌های آمفیبیول و پلازیوکلاز در اندازه چندین میلی‌متر در نمونه‌های دستی آن‌ها با چشم غیر مسلح قابل تشخیص‌اند (شکل ۲-پ). ویژگی‌های سنگ‌شناختی این توده‌ها به‌ویژه بافت آن‌ها می‌تواند در ارتباط با عمق جای‌گیری آن‌ها تفسیر شود [۴]. این گدازه‌ها هر چند از نظر رنگ و بافت تا اندازه‌ای متفاوت‌اند ولی عموماً ترکیب شیمیایی مشابهی دارند [۴]. برخی از گدازه‌ها دارای لایه‌بندی جریانی و لایه‌بندی چین‌خورده هستند که از جمله ساختارهای وابسته به جریان گدازه‌ها هستند (شکل ۲-ث-ت). در برخی نمونه‌ها قطعاتی از سنگ‌های گرد شده و تیره رنگ داخل گدازه‌های آتشفشنای دیده می‌شوند (شکل ۲-ج) که به لحاظ ترکیب مشابه سنگ‌های منطقه بوده و خاستگاه احتمالی آن‌ها توسط [۶] به ساختارهایی مانند لایه‌بندی جریانی و نوارهای چین‌خورده و ساختارهای متعدد مشابه را احتمالاً می‌توان به فوران شکافی از طریق شکستگی‌های قبلی نسبت داد [۷].

روش پژوهش

در این پژوهش پس از بررسی مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های سنگی مخروط آتشفشنای آروانه کوه، تعداد ۲ نمونه برای تعیین ترکیب شیمی کانیها انتخاب و تجزیه‌ی نقطه‌ای روی آن‌ها انجام گرفت. تجزیه‌ی نقطه‌ای با استفاده از یک ریزپردازنده مدل HORIBA XGT-7200 با ولتاژ‌ستاب ۰/۰۰۰MA در دهنده‌ی k ۷۵۰ و جریان پرتو الکترونی ۰/۱ آزمایشگاه شرکت کانسازان بینالود انجام گرفت. نتایج بررسی شیمی فنوکریست‌های فلدسپار، بیوتیت و آمفیبیول در جدول-های ۳-۱ آورده شده‌اند.

میکرولیتی ریزدانه در برخی از سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳ ثـ ج) [۱۱].

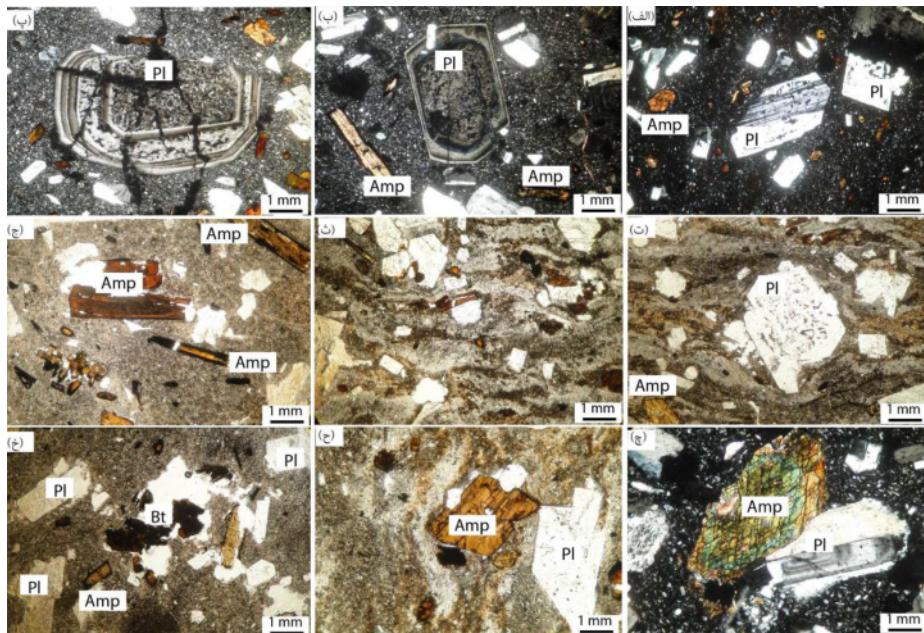
شیمی کانی‌ها

پلازیوکلاز: کانی‌های فنوکریست پلازیوکلاز در گدازه‌های داسیت مخروط آتشفسانی آروانه به صورت نقطه‌ای مورد بررسی نقطه‌ای قرار گرفتند. کانی‌های برسی شده دارای مقادیر مختلفی از اکسید سیلیس از ۵۷/۸۵ تا ۶۵/۳۶ درصد، اکسید آلومینیوم از ۲۱/۶۰ تا ۲۵/۱۵ درصد، اکسید کلسیم از ۹/۶۲ تا ۸/۲۹ درصد و اکسید سدیم از ۳/۳۴ تا ۷/۲۶ درصد هستند (جدول ۱). مقدار K_2O پلازیوکلاز در سنگ‌ها بسیار کم و در حدود ۰/۵۷-۰/۶ درصد است. فرمول ساختاری پلازیوکلاز بر اساس ۵ کاتیون و ۸ اکسیژن محاسبه شد (جدول ۱). ترکیب پلازیوکلازها بین An_{39} تا An_{59} در تغییر است. ترکیب شیمی پلازیوکلاز در نمودار سه تایی [۱۲] در گستره‌ی آندزین و لابرادوریت قرار گرفته است (شکل ۴-الف). درصد آنورتیت در بخش میانی پلازیوکلاز بیشتر از مرکز آن است (منطقه بندی وارون) (جدول ۱).

فشار از دست بود آمفیبول همچون دیگر کانی‌های آبدار به صورت طولانی پایدار نمی‌ماند و حاشیه‌های واکنشی در پیرامون آن ایجاد می‌شود. در برخی نمونه‌ها حاشیه‌ی سوخته ضخیم‌تر بوده و گاهی به‌طور کلی کانی آپاسیتیه شده و به وسیله‌ی کانی‌های اکسیدی جایگزین شده است (شکل ۳-بـ خ). هاله‌های واکنشی ضخیم در آمفیبول را احتمالاً بتوان به عواملی همچون طولانی بودن زمان گاز زدایی طی صعود مagma، کاهش محدوده‌ی پایداری و واکنش آن‌ها با گدازه نسبت داد [۱۰].

کوارتز و پتاسیم فلدسپار: فنوکریست کوارتز و فلدسپار پتاسیم در سنگ‌ها کم و یا در برخی حضور ندارند. کوارتز اغلب به صورت فنوکریست با حاشیه‌ی خلیجی و به شدت خورد شده مشاهده می‌شوند. نبود یا مقادیر کم کوارتز و فلدسپار پتاسیم همراه با بافت خلیجی کوارتز در سنگ‌های مورد بررسی را احتمالاً می‌توان به ناپایداری این کانی‌ها در شرایط افت فشار نسبت داد.

بافت اصلی این سنگ‌ها هیالوپورفیریک و میکرولیتی پورفیریک است. بافت جریانی در زمینه‌ی شیشه‌ای و گاه



شکل ۳ تصاویر سنگنگاری گدازه‌های آروانه کوه (الف) پلازیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک، بافت میکرولیتیک پورفیری، حالت XPL (بـ، بـ) منطقه بندی هم مرکز و بافت غربالی در پلازیوکلاز و حاشیه‌ی اکسید شده در آمفیبول، میکرولیتیک پورفیری، حالت XPL، (تـ) پورفیروblast پلازیوکلاز با بافت جریانی در زمینه، بافت هیالومیکرولیتیک پورفیری، حالت PPL، (ثـ) بافت جریانی و پورفیرهای پلازیوکلاز و آمفیبول در آن، هیالومیکرولیتیک پورفیری، حالت PPL، (جـ) آمفیبول سرخ قهوه‌ای و با حاشیه‌ی ضخیم از کانی‌های نیره در اطراف آمفیبول سوزنی، حالت PPL، (هـ) آمفیبول شکل‌دار با رخ‌های دو جهتی با زمینه‌ای از میکرولیت‌های نسبتاً درشت دانه، حالت XPL، (خـ) فنوکریستال‌های آمفیبول و پلازیوکلاز، حالت PPL، (زـ) فنوکریستال بیوتیت و آمفیبول در زمینه ریزدانه، حالت XPL. علایم اختصاری کانی‌ها از [۱۱] است.

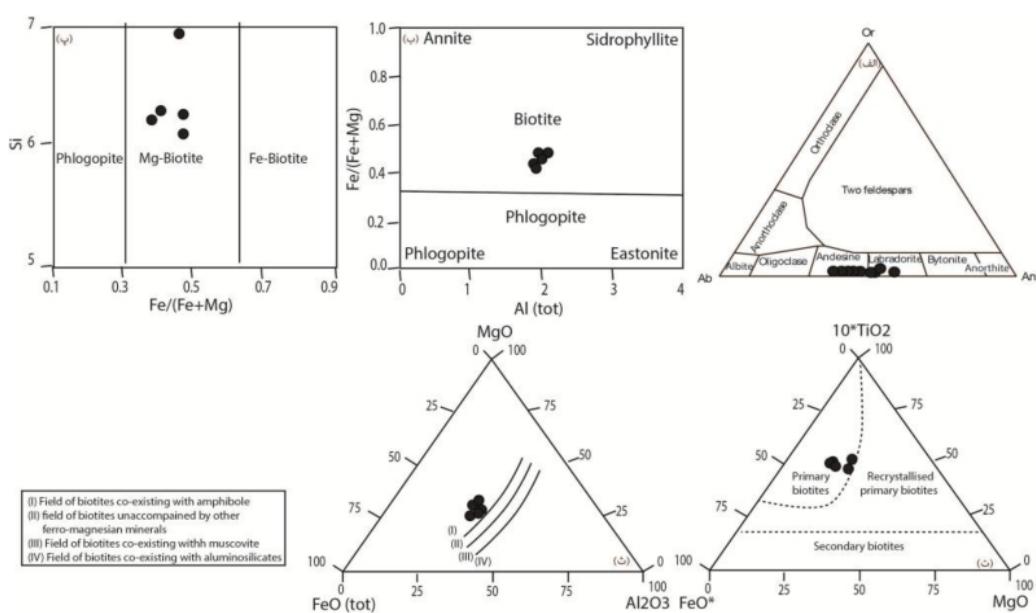
جدول ۱ ترکیب شیمی پلازیوکلاز در سنگ‌های داسیت آروانه کوه.

	Pl-rim	Pl-mid	Pl-core	Pl-mid	Pl-rim	Pl-core	Pl-rim	Pl-mid	Pl-rim	Pl
SiO ₂	58,61	57,85	59,24	58,53	60,07	63,58	61,05	61,44	62,58	65,36
TiO ₂	0,41	0,27	0,14	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	24,82	24,99	24,52	25,07	25,03	21,91	23,23	22,65	25,15	21,60
Cr ₂ O ₃	0,02	0,06	0,16	0,15	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,34	0,30	0,32	0,29	0,29	0,65	0,28	0,26	0,28	0,20
CaO	9,61	9,62	9,53	9,08	9,15	8,30	8,57	8,30	8,55	8,29
Na ₂ O	5,78	6,49	5,80	6,43	4,80	4,10	6,78	7,26	3,34	4,50
K ₂ O	0,23	0,20	0,21	0,21	0,30	0,57	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,82	99,78	99,76	99,74	99,40	99,40	99,91	99,91	99,90	99,95
Formula	(O)8	(O)8	(O)8	(O)8	(O)8	(O)8	(O)8	(O)8	(O)8	(O)8
Si	2,63	2,61	2,66	2,63	2,68	2,82	2,73	2,75	4,22	5,43
Ti	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,31	1,33	1,30	1,33	1,31	1,15	1,22	1,19	1,78	1,51
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,13	0,12	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,46	0,47	0,46	0,44	0,44	0,40	0,41	0,40	0,55	0,53
Ca	0,50	0,57	0,51	0,56	0,42	0,35	0,59	0,63	0,38	0,52
Total	4,96	5,00	4,99	4,99	4,88	4,79	4,96	4,97	5,00	5,00
Na/(Na+K+Ca)	0,51	0,55	0,52	0,56	0,48	0,45	0,58	0,61	0,41	0,50
K/(Na+K+Ca)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca/(Na+K+Ca)	0,41	0,45	0,47	0,43	0,50	0,51	0,41	0,39	0,59	0,50

سنگ‌های آتشفشنای آروانه کوه نشان داده شده‌اند. مقادیر کاتیونی در فرمول ساختاری بر اساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شد (جدول ۲). طبق نتایج بررسی شده، میزان درصد اکسید سیلیس از ۴۲,۲۲ تا ۴۷,۷۷ و اکسید تیتان از ۲/۷۸ تا ۳/۱۸ درصد اکسید الومینیم از ۱۱,۴۴ تا ۱۳,۱۶ در تغییرند. میزان درصد اکسید آهن کانی از ۱۵,۶۰ تا ۱۹,۳۲ و درصد اکسید منیزیم از ۱۳,۸۷ تا ۱۰,۴۲ تغییر می‌کنند. نمودار ASPE (شکل ۴-ب) برای تعیین ترکیب میکاهای هشت وجهی سه گانه بر پایه‌ی $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ و $\text{Al}_{(\text{tot})}$ به ترتیب شاخص گریزندگی اکسیژن و پرآلومینه بودن ماقما در زمان تبلور، ارائه شده است. همه‌ی میکاهای تجزیه شده با توجه به داشتن مقادیر $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ بزرگتر از ۰,۳۳، در ردیف بیوتیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-ب). بیوتیت‌های مورد بررسی در این نمودار، با توجه به تغییرات Al نسبت به $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ بین دو قطب آنیت و فلوگوپیت و کمی متمایل به قطب فلوگوپیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴-ب).

این حالت می‌تواند نشان دهنده عدم برقراری تعادل بین بلور با ماگما در اثر تغییر فشار بخار آب هنگام تبلور پلازیوکلазها و یا اختلاط ماگمایی تفسیر شود. مقدار کم Ca در ترکیب حاشیه‌ی برخی از پلازیوکلازها احتمالاً با فرایندهای شبه انجامدی در طی سرد شدن سنگ‌هاست. در برخی نمونه‌ها پلازیوکلاز به صورت انکلوزیون در داخل کانی هورنبلند حضور دارد. ترکیب شیمیایی پلازیوکلاز در انکلوزیون‌ها غیر قابل تشخیص از ترکیب پلازیوکلاز در فنوتکنیست هاست.

بیوتیت: ترکیب بیوتیت در سنگ‌های ماگمایی تابع ترکیب ماگمای مادر، گریزندگی اکسیژن [۱۳]، دمای گدازه [۱۴] و خاستگاه ماقمای تشکیل دهنده است [۱۵]. بیوتیت به رنگ قهوه‌ای در مقادیر کم در نمونه‌های مورد بررسی حضور دارد. رنگ بیوتیت از ترکیب شیمیایی آن پیروی می‌کند. [۱۶] [۱۷] رنگ قهوه‌ای تیره بیوتیت را به بالا بودن مقادیر Mg, Si, Al در ترکیب آن نسبت داده‌اند. در جدول ۲ نتایج تجزیه‌ی نقطه‌ای انجام شده از بیوتیت در



شکل ۴ (الف) ترکیب شیمی فلدسپار در نمودار سه تایی Or-Ab-An [۱۲]. پلاژیوکلازهای آنالیز شده دارای ترکیب آندزین و لابرادوریت هستند، (ب) رده بندی شیمیایی میکاهای مورد بررسی در نمودار ASPE [۱۲]، (پ) ترکیب بیوتیتها در نمودار [۱۸] در گستره بیوتیت منیزیوم دار قرار می‌گیرد، (ت) نمودار سه تایی $MgO-10TiO_2-FeO^*$ [۱۹] که بیوتیتهای اولیه را از بیوتیتهایی را که دستخوش تعادل دوباره در محیط شده‌اند از بیوتیتهای ثانویه متمایز می‌کند، (ث) نمودار سه تایی $MgO-FeO_{(tot)}-Al_2O_3$ [۲۰] که ترکیب بیوتیتهای مورد بررسی را در گستره بیوتیت همزیست با آمفیبول نشان می‌دهد.

جدول ۲ ترکیب شیمی آمفیبول و بیوتیت در سنگ‌های داسیت مخروط آروانه کوه.

	Amp-rim	Amp-mid	Amp-mid	Amp-rim	Amp-rim	Amp-Inc	Amp	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	۴۴,۸۳	۴۴,۲۰	۴۴,۹۴	۴۴,۷۸	۴۹,۲۹	۵۰,۸۸	۴۹,۶۱	۴۲,۲۲	۴۰,۳۹	۴۱,۹۲	۴۱,۹۰	۴۷,۷۷
TiO ₂	۱,۳۸	۱,۴۶	۱,۴۸	۱,۲۳	۱,۰۳	۱,۴۷	۱,۳۸	۲,۷۸	۲,۹۲	۲,۸۸	۳,۱۸	۲,۳۹
Al ₂ O ₃	۸,۴۶	۱۰,۲۵	۱۰,۱۹	۱۰,۳۶	۸,۱۳	۱۰,۷۷	۷,۷۷	۱۱,۴۴	۱۳,۱۶	۱۲,۲۹	۱۱,۷۹	۱۱,۹۲
FeO	۱۶,۶۹	۱۴,۶۲	۱۳,۸۰	۱۴,۷۶	۱۵,۰۷	۱۰,۰۵	۱۴,۷۲	۱۷,۷۱	۱۹,۱۸	۱۹,۳۲	۱۶,۲۶	۱۵,۶۰
MnO	۰,۲۸	۰,۲۴	۰,۲۱	۰,۲۵	۰,۲۸	۰,۱۳	۰,۲۵	۰,۱۷	۰,۲۴	۰,۲۱	۰,۱۳	۰,۱۱
MgO	۱۱,۹۷	۱۳,۳۹	۱۱,۷۶	۱۳,۳۸	۹,۶۶	۱۲,۰۴	۱۰,۷۴	۱۳,۸۷	۱۱,۵۸	۱۱,۶۹	۱۴,۳۳	۱۰,۴۲
CaO	۱۰,۷۷	۱۰,۷۸	۱۰,۵۵	۱۰,۴۵	۹,۲۸	۱۰,۷۲	۱۱,۴۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Na ₂ O	۰,۰۰	۰,۰۰	۲,۰۱	۰,۰۰	۱,۴۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
K ₂ O	۰,۴۱	۰,۴۲	۰,۴۸	۰,۳۹	۰,۵۸	۰,۲۶	۰,۲۵	۷,۸۳	۸,۲۱	۷,۳۸	۶,۱۲	۴,۳۹
Total	۹۴,۷۹	۹۵,۳۶	۹۵,۴۲	۹۵,۶۰	۹۵,۴۹	۹۶,۲۷	۹۶,۰۹	۹۶,۰۲	۹۵,۶۸	۹۵,۶۹	۹۴,۶۱	۹۴,۲۲
Formula	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۲	(O)۲۲	(O)۲۲	(O)۲۲	(O)۲۲
Si	۶,۶۳	۶,۴۰	۶,۶۹	۶,۴۴	۷,۲۱	۷,۲۵	۷,۳۰	۶,۲۱	۶,۰۲	۶,۲۱	۶,۱۷	۶,۸۵
Ti	۰,۱۵	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۱۶	۰,۱۵	۰,۳۱	۰,۳۲	۰,۳۲	۰,۳۵	۰,۲۵
Al	۱,۴۸	۱,۷۵	۱,۷۹	۱,۷۶	۱,۰۴	۱,۸۱	۱,۳۵	۱,۹۸	۲,۲۱	۲,۱۵	۲,۰۴	۲,۰۱
Fe ²⁺	۲,۰۶	۱,۷۷	۱,۷۱	۱,۷۷	۱,۸۶	۱,۱۹	۱,۸۱	۲,۱۸	۲,۳۹	۲,۳۹	۲,۰۰	۱,۸۷
Mn	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱
Mg	۲,۶۴	۲,۹۰	۲,۶۱	۲,۸۹	۲,۱۳	۲,۵۶	۲,۳۵	۳,۰۴	۲,۵۸	۲,۵۸	۳,۱۴	۲,۲۲
Ca	۱,۷۱	۱,۶۷	۱,۶۸	۱,۶۱	۱,۴۷	۱,۶۴	۱,۸۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۴	۰,۲۴
K	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۰۹	۰,۰۷	۰,۱۱	۰,۰۵	۰,۰۵	۱,۴۷	۱,۵۶	۱,۳۹	۱,۱۵	۰,۸۰
Na	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۸	۰,۰۰	۰,۴۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Total	۱۴,۷۸	۱۴,۷۵	۱۵,۳۵	۱۴,۷۱	۱۵,۰۱	۱۴,۶۹	۱۴,۶۸	۱۵,۲۲	۱۵,۲۵	۱۵,۰۹	۱۵,۰۳	۱۴,۲۸
Al ^{IV}	۱,۳۷	۱,۶۰	۱,۳۱	۰,۵۶	۰,۷۰	۰,۷۵	۰,۷۰					
Al ^{VI}	۰,۱۱	۰,۱۵	۰,۴۸	۰,۱۹	۰,۸۵	۱,۰۷	۰,۶۵					

۵-الف). بر اساس این نمودار آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع آذرین‌اند (شکل الف ۵). بر این اساس، رده بندی [۲۵] آمفیبول‌های مورد بررسی در گروه آمفیبول‌های کلسیک رده بندی می‌شوند (شکل ۵-ب). حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های ماقمایی نشانه‌ی وابستگی این سنگ‌ها به ماقمایی وابسته به محیط‌های تکتونوماقمایی فرورانشی است [۲۶-۲۸]. به طور کلی سنگ‌های ماقمایی غیر کوهزایی A-type از عناصر قلیایی غنی‌تر بوده و آمفیبول‌های آن‌ها بیشتر غنی از سدیم هستند، در حالی که مقدار CaO در ماقمایی‌های نوع I-type بیشتر بوده و هورنبلند کانی اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد [۲۹]. ترکیب شیمی آمفیبول می‌تواند نشان دهنده‌ی شرایط گریزنده‌ی اکسیژن ماقما باشد [۳۰]. با توجه به میزان $\text{Fe}^{\#} = (\text{Fe}/\text{Mg} + \text{Fe})$ می‌توان گریزنده‌ی اکسیژن ماقما را مشخص کرد [۳۰].

مقدار $\text{Fe}^{\#}$ بین صفر تا ۰,۶ نشان دهنده‌ی گریزنده‌ی بالای اکسیژن، به مقادیر ۰,۶ تا ۰,۸، نشان دهنده‌ی گریزنده‌ی متوسط اکسیژن بوده و مقادیر ۰,۸ تا ۱,۰ نشان دهنده‌ی گریزنده‌ی پایین آن خواهد بود. با توجه به ترکیب شیمیایی بلورهای آمفیبول مورد بررسی، میزان $\text{Fe}^{\#}$ برابر با ۰,۳۲ تا ۰,۴۷ بوده و بیانگر شرایط گریزنده‌ی بالای اکسیژن است. نمودار $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Fe} + \text{Mg}$ نسبت به Al^{IV} ، بر پایه‌ی ترکیب آمفیبول [۳۰]، بالا بودن نسبی گریزنده‌ی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول در سنگ‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد (شکل ۵-پ). این نتایج با نتایج بهدهست آمده از گریزنده‌ی اکسیژن بر اساس شیمی بیوتیت‌ها در همین نمونه‌ها همخوانی دارد.

به منظور نامگذاری ترکیب شیمی آمفیبول در گدازه‌های داسیت مورد بررسی، از رده‌بندی [۲۵] استفاده شد (شکل ۶-الف-ت). ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی بر اساس مقادیر کاتیونی Ti در مقابل Al^{IV} از نوع منیزیو-هورنبلند و چرماتکیت تعیین می‌شود (شکل ۶-الف). در رده‌بندی بر اساس مقادیر Si در مقابل $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ، ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره‌ی چرماتکیت، هورنبلند و ادینیت قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب). آمفیبول‌های بررسی شده در نمودار $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ در برابر Si از نوع اکتینولیت-هورنبلند، مگنزیو-هورنبلند و چرماتکیت-هورنبلند است (شکل ۶-پ). نمودار Al در جایگاه چهاروجهی (T) در مقابل مجموع کاتیونی در جایگاه A در

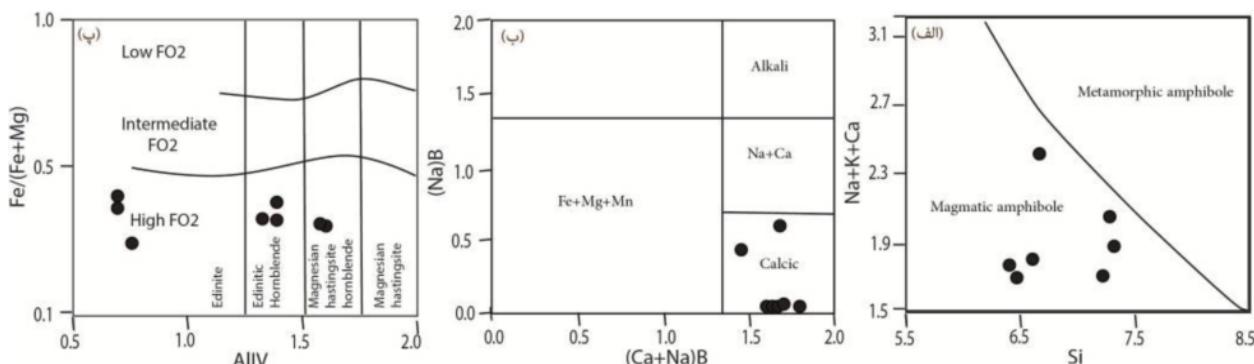
نمودار دو تایی $\text{Si-Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ [۱۸] ترکیب منیزیوم دار بیوتیت در سنگ‌های مورد بررسی را تأیید می‌کند (شکل ۴-پ). غنی بودن بیوتیت از آهن یا منیزیوم بستگی به گریزنده‌ی اکسیژن طی سرد شدن گدازه دارد [۲۱]. در شرایط اکسایش، بیوتیت غنی از منیزیوم خواهد بود و در نتیجه مگنتیت در سنگ تشکیل می‌شود، در صورتی که اگر تبلور در شرایط احیاء و گریزنده‌ی پایین اکسیژن صورت گیرد، بیوتیت غنی از آهن تشکیل شده و مگنتیت کمیاب خواهد بود [۲۲]. بیوتیت‌های مورد بررسی دارای MgO نسبتاً بالا با میزان $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}$ بین ۰,۵۲ تا ۰,۶۱ هستند که تشکیل آن‌ها در شرایط گریزنده‌ی نسبتاً بالای اکسیژن را نشان می‌دهد. به منظور شناسایی بیوتیت‌های اولیه از نمودار سه تایی $\text{MgO}-10^*\text{TiO}_2-(\text{FeO} + \text{MnO})$ [۱۹] استفاده شد (شکل ۴-ت). بر اساس این نمودار تمامی بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره‌ی بیوتیت‌های اولیه یا ماقمایی قرار می‌گیرند (شکل ۴-ت). تشکیل دوگانه‌ی بیوتیت از عوامل موثر در کنترل ترکیب شیمی آن است [۲۳]. به منظور بررسی رابطه‌ی بین تشکیل دوگانه و ترکیب شیمی بیوتیت‌های مورد بررسی، از نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}_{(\text{tot})}-\text{MgO}$ [۲۰] استفاده شد (شکل ۴-ث). ترکیب بیوتیت‌های بررسی شده در این نمودار با بیوتیت‌های هم زیست با آمفیبول در سنگ‌های آهکی-قلیایی همخوانی دارد (شکل ۴-پ).

آمفیبول: آمفیبول فاز فرومینیزین اصلی در سنگ‌های داسیت منطقه‌ی مورد بررسی را تشکیل می‌دهد. بنابر داده‌های به دست آمده از بررسی نقطه‌ای، درصد اکسیدهای اصلی آمفیبول در نمونه‌های مورد بررسی به مقدار قابل توجهی متغیر است. میزان اکسید سیلیس از ۴۴,۲۰ تا ۵۰,۸۸ درصد، اکسید نیتان از ۱۰,۳ تا ۱۴,۸ درصد، اکسید آلومینیم ۷,۷۷ تا ۱۰,۷۷ درصد و اکسید آهن ۱۰,۰۵ تا ۱۶,۶۹ درصد در تغییر است (جدول ۲). فرمول ساختاری آمفیبول به ازای ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون محاسبه شده است (جدول ۲). آمفیبول به دلیل دارا بودن مکان‌های بلورشناسی متعدد برای همه کاتیون‌های اصلی $[\text{AM}^3_2\text{M}^3_2\text{M}^2_2\text{M}^1_1\text{T}^4_4\text{O}_{22}(\text{OH})]$ قادر است کاتیون‌های ماقمایی را به مقدار زیادی جدا کرده و در ساختار خود جای دهد. به همین دلیل از آمفیبول به عنوان شاخصی برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی در سیستم‌های ماقمایی استفاده می‌شود. برای تعیین خاستگاه آمفیبول‌ها از نمودار جدا کننده‌ی آمفیبول‌های آذرین از انواع دگرگونی [۲۴] استفاده شد (شکل

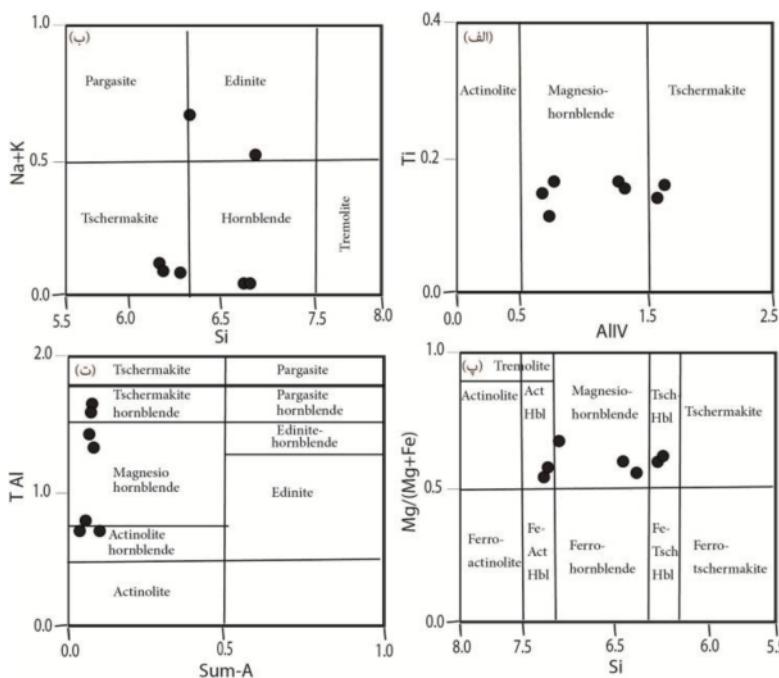
فرورانش و درون صفحه‌ای از ترکیب شیمی آمفیبول استفاده می‌شود [۳۲]. آمفیبول‌های وابسته به فرورانش دارای مقادیر پایین‌تر TiO_2 و Na_2O نسبت به انواع درون صفحه‌ای هستند. بر اساس نمودار رده‌بندی تکتونوماگمایی [۳۲] آمفیبول در سنگ‌های مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف).

فرمول ساختاری آمفیبول با نتایج نمودارهای قبلی همخوانی نشان می‌دهد (شکل ۷-۶).

تعیین سری ماگمایی و محیط زمین ساختی آمفیبول از سازندگان عادی سنگ‌های آذرین به‌ویژه سری آهکی-قليایی به‌شمار می‌آید [۱۲]. برای تعیین محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف به خصوص تشخیص محیط‌های



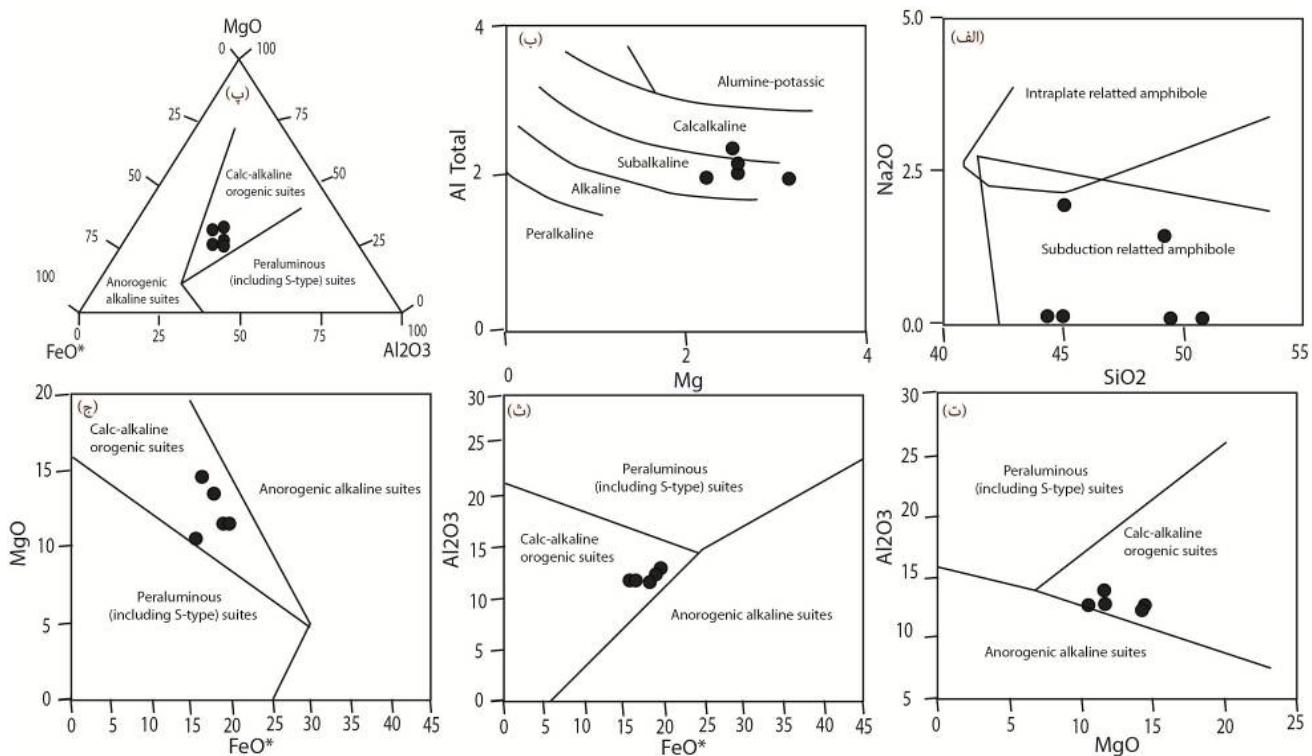
شکل ۵ (الف) نمودار جدا کننده‌ی آمفیبول‌های ماگمایی و دگرگون [۲۴]، (ب) ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی روی نمودار $(\text{Na})/\text{B}$ در برابر $(\text{Na}+\text{Ca})/\text{B}$ [۳۱] که ترکیب غنی از کلسیم آن را نشان می‌دهد، (پ) نمودار تعیین گریزندگی اکسیژن بر پایه‌ی ترکیب آمفیبول [۳۰] که بالا بودن نسبی گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد.



شکل ۶ رده بندی شیمیایی آمفیبولها [۲۵] (الف) ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی بر اساس مقادیر کاتیونی Ti^{IV} از نوع منیزیو-هورنبلند و چرمکیت تعیین می‌شود، (ب) در نمودار $\text{Na}+\text{K}$ در مقابل Si از ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره‌ی چرمکیت، هورنبلند و ادینیت واقع می‌شوند، (پ) در نمودار $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ در برابر Si ترکیب کانی‌شناسی آمفیبول‌ها اکتینولیت-هورنبلند، مگنزیو-هورنبلند و چرمکیت-هورنبلند است، (ت) نمودار Al در جایگاه چهاروجهی (T) در مقابل مجموع کاتیونی در جایگاه A آمفیبول با ترکیب منیزیو-هورنبلند، اکتینولیت-هورنبلند و چرمکیت - هورنبلند همخوانی نشان می‌دهد.

رده بندی [۳۵] استفاده شد (شکل ب-۷). بر اساس تغییرات منیزیوم در مقابله آلومنیوم کل در کانی بیوتیت [۳۵]، ترکیب بیوتیت در سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی شبه قلیایی تا آهکی قلیایی قرار می‌گیرد (شکل ب-۷). بر اساس رده‌بندی [۱۵] خاستگاه ماگمای سنگ‌های مورد بررسی در تمامی نمودارهای رده‌بندی [۱۵] (شکل ۷-پ-ج)، آهکی-قلیایی کوه‌زایی وابسته به فرورانش تعیین می‌شود. حضور آمفیبول کلسیک-منیزیوم دار همراه با بیوتیت و گریزندگی بالای اکسیژن طی تبلور کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در ماگما که در بالا اشاره شد، از شواهدی هستند که نتایج به دست آمده‌ی وابسته به فرورانش آهکی-قلیایی از نمودارهای ژئوشیمیایی (سری‌های آهکی-قلیایی منطقه‌های فرورانش) را تأیید می‌کنند. این نتیجه با نتایج حاصل از تعیین محیط زمین‌ساختی با استفاده از ترکیب عناصر اصلی بیوتیت‌های موجود در همین سنگ‌ها (شکل ۴-ث و ۷-ب) و نیز نتایج ژئوشیمی سنگ کل به دست آمده از بررسی‌های [۷] همخوانی دارد.

بر اساس بررسی‌های [۳۴، ۳۳] مقدار Al^{IV} در ترکیب شیمی آمفیبول به عنوان مرز جدایش محیط‌های تکتونوماگمایی آمفیبول‌ها در نظر گرفته می‌شود. مقدار $\text{Al}^{IV} > 1.5$ وابسته به تشکیل آمفیبول در محیط‌های زمین ساختی جزایر قوسی در فشارهای بالاتر از ۱۰ کیلوبار بوده و مقدار $\text{Al}^{IV} < 1.5$ معرف آمفیبول‌های تشکیل شده در حاشیه‌های فعال قاره‌ای در فشارهای کمتر از ۵ کیلوبار است. بر این اساس و با توجه به مقدار Al^{IV} در آمفیبول‌های مورد بررسی (۱، ۳۷-۰، ۷۰)، بیشتر آمفیبول‌ها (به استثنای یک نقطه با Al^{IV} برابر با ۱، ۶۷) با حاشیه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش همخوانی دارند. ترکیب بیوتیت در مجموع تابع ترکیب و شرایط تبلور ماگمایی است که از آن متبلور شده است و به این علت می‌توان از آن به عنوان یک معیار مناسب برای شناسایی ماهیت و شرایط فیزیکو‌شیمیایی ماگما و محیط زمین ساختی سنگ‌های آذرین استفاده کرد. برای تعیین سری ماگمایی سازنده‌ی میکاها در مخروط آتش‌فشانی آروانه کوه، از



شکل ۷ (الف) نمودار رده بندی تکتونوماگمایی آمفیبول [۳۲]، در سنگ‌های آندزیت داسیت آروانه کوه، (ب) ترکیب سری ماگمای سنگ‌های مورد بررسی بر اساس ترکیب شیمی بیوتیت [۳۵]، (پ) ترکیب میکاها مورد بررسی روی نمودار تکتونوماگمایی $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}^*\text{-MgO}$ [۱۵]، (ث) نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}^*$ [۱۵] و (ج) نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ [۱۵]، (ت) نمودار Al_2O_3 [۱۵] و (ه) نمودار MgO - FeO^* [۱۵]

در حدود ۳/۲ تا ۵/۴ کیلوبار را نشان می‌دهد. [۳۰] با در نظر گرفتن این نکته که میزان Al در ترکیب آمفیبیول نه تنها به فشار بلکه تا حدی به دما نیز وابسته است، رابطه‌ی زیر را برای محاسبه‌ی فشار ارائه کردند:

$$P[\pm 0.6 \text{Kbar}] = -3.01 + 4.76 \text{Al}^{\text{tot}} - [(T(^0\text{C}) - 675)/85]^* \\ [0.53 \text{Al}^{\text{tot}} + 0.005294*(T(^0\text{C}) - 675)]$$

این رابطه در دمای‌های کمتر از ۸۰ درجه‌ی سانتی‌گراد معتبر است. بر اساس معادله‌ی بالا، فشار محاسبه شده برای آمفیبیول در سنگ‌های مورد بررسی ۳/۷۰ تا ۶/۰۰ کیلوبار محاسبه شد. بر پایه‌ی نتایج بدست آمده از فشارسنجدی، بیشینه‌ی عمق تبلور فنوکریست‌ها در سنگ‌های مورد بررسی در حدود ۱۸ کیلومتر ارزیابی می‌شود. به عبارت دیگر تبلور فنوکریست‌ها از عمق ۱۸ کیلومتری پوسته‌ی قاره‌ای شروع شده است. دماسنجدی به روش پلازیوکلاز و آمفیبیول یکی از روش‌های متداول برای دماسنجدی سنگ‌های آهکی-قلایایی است [۴۱]. برای تعیین دما با این روش باید آمفیبیول و پلازیوکلاز به صورت همزیست در سنگ حضور داشته و آمفیبیول نیز فاقد حاشیه اکتینولیتی باشد. این روش درجه‌بندی برای دمای‌های ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشارهای ۱ تا ۱۵ کیلوبار قابلیت استفاده را دارد [۴۲]. در دماسنجدی به روش زوج کانی پلازیوکلاز و هورنبلند [۴۲]، دمای ۶۰۰ تا ۶۴۵ درجه‌ی سانتی گراد برای سنگ‌های مورد بررسی محاسبه شد.

کانی بیوتیت از میزان‌های مهم تیتانیوم محسوب می‌شود. میزان Ti موجود در بیوتیت به تغییرات دما، فشار، شیمی بلور و مجموعه‌ی کانی‌های همزیست وابسته است [۴۳].

میزان Ti در بیوتیت به طور کلی با افزایش مقدار Fe افزایش می‌یابد [۴۴]. دماسنجدی با استفاده از درجه‌بندی [۴۵] و بر اساس تیتان موجود در بیوتیت‌های اولیه در فشارهای ۴ تا ۶ کیلوبار، دمای میانگین تبلور بیوتیت‌ها را در حدود ۶۰۰ درجه سانتی گراد به دست می‌دهد.

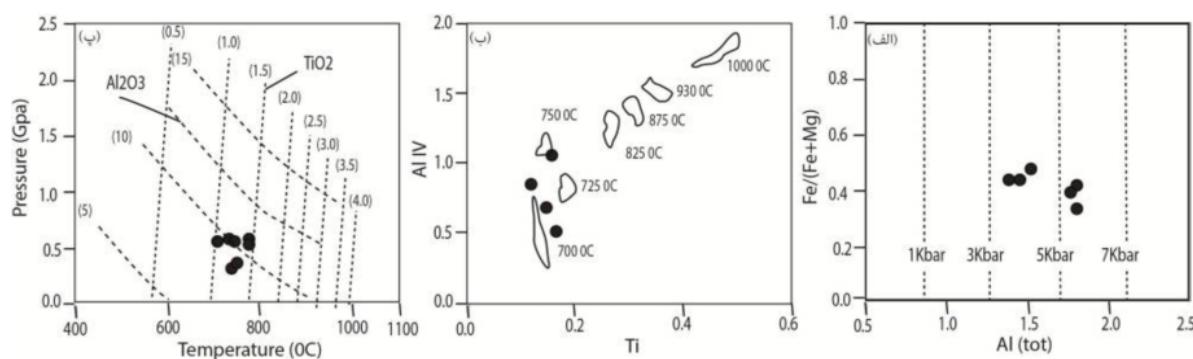
$$T = ([\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b)^{33}$$

که در آن T دما بر حسب سیلیسیوس، Ti تعداد اتم در واحد فرمول بر اساس ۲۲ اکسیژن و X_{Mg} برایر $(Mg/Mg + Fe)$ است. پارامترهای ثابت قابل استفاده در زمین دماسنجدی براساس Ti عبارتند از: $a = -2.3594$ ، $b = 4.6482 * 10^{-9}$ ، $c = 1.7283$. این روش دماسنجدی در شرایط قابل $X_{Mg} = 0.275$ و $T(^0\text{C}) = 480 - 800$ (apfu) اعتماد است.

زمین دما-فشار سنجدی

سنگ‌های آتشفسان مورد بررسی با فنوکریست‌های درشت بلور، می‌تواند بیانگر رخداد تبلور سنگ‌ها طی مراحل مختلفی باشد. فنوکریست‌های درشت بلور در عمق متبلور شده و بلورهای ریزتر طی صعود ماقماً به نزدیک سطح زمین (نیمه آتشفسانی) و یا سطح (آتشفسانی) تشکیل شده‌اند. وجود فنوکریست‌های درشت پلازیوکلاز در سنگ‌های آتشفسانی مخروط آروانه کوه نشان می‌دهند که پلازیوکلاز یک فاز فنوکریستی مهمی در اعماق و در مخزن ماقمایی بوده است که سپس هنگام صعود ماقماً دستخوش افت فشار نیز شده است. در این بخش به منظور تعیین شرایط دما-فشار تبلور

فنوکریست‌ها از روش‌های متعدد تبادل کاتیونی استفاده شد. آمفیبیول تقریباً در تمام سنگ‌های آذرین (مافیک، فلزیک، حدواسط) با گستره‌ی وسیعی از فشار و دما ۱ تا ۲۳ کیلوبار و ۴۰۰ تا ۸۸۰ درجه‌ی سانتی‌گراد پایدار است [۳۶]. مقدار Al در ترکیب آمفیبیول تابع غلظت Al در ماقمای مادر نبوده بلکه تابع فشار حاکم بر تبلور است. میزان $\text{Ca}, \text{Ti}, \text{Al}^{(\text{tot})}, \text{Al}^{\text{IV}}$ در Al^{VI} بر خلاف Al^{VI} مقدار Al^{VI} تابع دماست [۳۷]. مقدار Al^{VI} با افزایش فشار افزایش می‌یابد و دما بر آن بسیار تاثیر متناسب با افزایش فشار افزایش می‌یابد و دما بر آن بسیار تاثیر است. محاسبه‌ی مقدار Al^{VI} و $\text{Al}^{(\text{tot})}$ مبنای سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبیول تابع نسبت از سنگ-های مورد بررسی با تشکیل دوگانه‌ی کانیابی مناسب، ترکیب شیمی آمفیبیول‌های کلسیک با Si و Ca مناسب (۰/۳۲ تا ۰/۱۵ تا ۱/۸)، داشتن نسبت $(\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{tot}})/\text{Fe}^{\text{tot}}$ بین ۰/۴۰ تا ۰/۴۷ و نداشتن منطقه‌بندی در آمفیبیول برای دما-فشارسنجدی انتخاب شدند. به منظور کاهش خطأ از وارد کردن اطلاعات وابسته به آمفیبیول‌های اکتینولیتی چشم‌پوشی شده است. در این پژوهش از روش‌های متعددی برای ارزیابی فشار از روی آمفیبیول استفاده شد. با استفاده از مقدار کاتیونی آلومینیم کل موجود در ساختار آمفیبیول بر اساس درجه‌بندی [۳۷]، فشار حدود ۰/۲۵ کیلوبار برای این سنگها برآورد شده است. فشارهای محاسبه شده بر اساس [۳۸] برابر با $0/15 \pm 0/05$ کیلوبار بدست آمد. فشار تبلور آمفیبیول بر اساس معادله‌ی [۳۹] $(P = 4.76 * \text{Al}^{(\text{tot})} - 3.01)$ در حدود ۴۰۳ کیلوبار محاسبه شد. در تمام روش‌های ارائه شده در بالا، محاسبه‌ی فشار از روی میزان آلمینیوم در آمفیبیول انجام شد. نمودار (شکل ۸-الف)، که بر اساس مقدار $\text{Al}^{(\text{tot})}$ در مقابله با $(\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{tot}})/\text{Fe}^{\text{tot}}$ رسم شده است گستره‌ی فشاری



شکل ۸ (الف) نمودار $\text{Al}^{(\text{tot})}$ در برابر $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ از [۴۰] که محدوده‌ی فشار تشکیل آمفیبول‌ها را نشان می‌دهد. آمفیبول‌های مورد بررسی حدود ۵ کیلوبار را نشان می‌دهند، (ب) محاسبه‌ی تقریبی دمای تشکیل آمفیبول بر اساس [۴۷]، (پ) دما-فشارسنجی بر اساس اکسیدهای آلومنیوم و تیتانیوم موجود در تک کانی آمفیبول [۴۹]. دمای حدود ۶ کیلوبار برای تبلور فنوکریست‌های آمفیبول از عمق حدود ۱۸ کیلومتری پوسته ارزیابی می‌شود.

به نظر می‌رسد تبلور فنوکریست‌ها از عمق ۱۸ کیلومتری پوسته قاره‌ای شروع شده است.
برداشت

- مخروط آروانه با برونزدهای گستردۀ‌ای از گدازه‌های اسیدی و حدواسط با ترکیب داسیت، آندزیت داسیت و ریوداسیت در ارتباط با فعالیت‌های آتشفسانی جوان سهند به سن پلیوسن-پلئیستوسن تشکیل شده است.

- بر اساس داده‌های ریزپردازشی، ترکیب پلاژیوکلازها آندزین و لایرادوریت هستند. بیوتیت‌های مورد بررسی با میزان Mg/Mg+Fe+Mn بین ۰/۶۱ تا ۰/۵۲ در شرایط گریزنندگی نسبتاً بالا تشکیل شده و به سری ماقمایی آهکی-قلیایی وابسته‌اند. ترکیب شیمی فنوکریست‌های آمفیبول از نوع اکتینولیت-هورنبلند، مگنزیو-هورنبلند و چرمکیت-هورنبلند. حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های ماقمایی تشکیل سنگ‌های مورد بررسی در ارتباط با محیط‌های فرورانشی را نشان می‌دهند. ترکیب شیمی آمفیبول با میزان $\#_{\text{Fe}}$ در ۰/۳۲ تا ۰/۴۷ شرایط گریزنندگی بالای اکسیژن در ماقمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها را تأیید می‌کند.

- محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماقمایی سنگ‌های سنگ‌های دهنده‌ی گدازه‌های اسیدی و حدواسط مخروط آتشفسانی آروانه بر اساس ترکیب شیمی بیوتیت و آمفیبول در ارتباط با حاشیه‌ی فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش تعیین شد.

- شرایط دما-فشار تبلور فنوکریست‌ها با استفاده از روش‌های متعدد تبادل کاتیونی به ترتیب در حدود ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی گراد در گستره‌ی فشار ۳ تا ۶ کیلوبار تعیین شد. بر

دماسنجی بر اساس آمفیبول، دماهای بالاتر تبلور را برای سنگ‌های مورد بررسی بدست داده است. [۴۶] نشان داد که مقدار Ti هورنبلند با افزایش دما افزایش می‌یابد. [۴۷] با استفاده از تغییرات مقدار آلومنیوم نسبت به تیتانیوم در واحد فرمولی آمفیبول‌ها، دمای تشکیل این کانی‌ها را ارزیابی کرده است. در این پژوهش با استفاده از تغییرات Ti نسبت به Al^{IV} دمای حدود ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه‌ی سانتی گراد برای تبلور آمفیبول‌ها به دست آمد (شکل ۸-ب). دماهای محاسبه شده بر اساس مقادیر Ti در آمفیبول [۴۸] در آمفیبول ۷۱۰ تا ۷۴۵ درجه‌ی سانتی گراد است. دماسنجی به روش زوج کانی پلاژیوکلاز و هورنبلند [۳۶] دماهای ۷۶۵ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی گراد را به دست داده است.

روش دما-فشار سنجی بر مبنای اکسیدهای آلومنیوم و تیتانیوم در آمفیبول [۴۹] برای سنگ‌های داسیت آروانه کوه مورد استفاده قرار گرفت. بر این اساس دمایی در حدود ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی گراد در فشار حدود ۳ تا ۶ کیلوبار نتیجه شده‌اند (شکل ۸-پ). بررسی‌های [۳۸] نشان می‌دهد که برای ماقمای آبدار با ترکیب تونالیتی و گرانوپوریتی دمای گدازه بین ۷۰۰ الی ۹۰۰ درجه سانتی گراد متغیر است و این دما تقریباً مستقل از فشار است. بر این اساس دماهای محاسبه شده بر اساس روش‌های متعدد شیمی آمفیبول در سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی ۷۱۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی گراد و فشار ۳ تا ۶ کیلوبار منطقی به نظر می‌رسد. بر اساس فشار محاسبه شده عمق بیشینه‌ی تبلور فنوکریست‌ها در سنگ‌های مورد بررسی در حدود ۱۸ کیلومتر تعیین می‌شود که بر این اساس

- [12] Deer W., Howie R.A., Zumssman J., "An introduction to the Rock forming minerals", John Wiley and Sons, Inc. New York, 2nd, (1992) PP 696.
- [13] Partin E., Hewitt D.A., Wones D.R., "Quantification of ferric iron in biotite: Mineralogy and Petrology", 41 (1983) 41-52.
- [14] Abbott R.N., Clarke D.B., "Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2O_3 - FeO - MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a $(H_2O) = l$ ", Canadian Mineralogist, 17 (1979) 549-560.
- [15] Abdel – Rahman A.M., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas", Journal of Petrology, 35(1994) 525–541.
- [16] Lalonde A., Bernard P., "Composition and color of biotite from granites: Two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogen, NW Territories", CanadianMineralogist, 31 (1993) 203-217
- [17] De Pieri R., Jobstraibizer P.G., "Crystal chemistry of biotite from dioritic to granodioritic rock type of Adamello massif (Northern Italy)", Neues Jahrbuch für Mineralogy (Abhandlungen), 148 (1983) 58-82.
- [18] Forster C.D., "Interpretation of the composition of trioctahedral mica". United State Geological Survey, Professional Paper, Neues Jahrbuch für Mineralogy (Abhandlungen), 354 (1960) 11-49.
- [19] Nachite H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., "Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites, Geomateriala (Mineralogy)", Comptes Rendus Geosciences, 337 (2005) 1415-1420
- [20] De Albuquerque. C.A.R., "Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal", Geochimica Et Cosmochimica Acta, 37 (1973) 1779-1802.
- [21] Wones D.R., Eugster H.P., "Stability of biotite: experiment, theory, and application", American Mineralogist, 50 (1965) 1228-1272.
- [22] Castro A., Stephen W.E., "Amphibole rich clots in calcalkalin granitic rocks and their Enclaves", Canadian Mineralogist, 30 (1992) 1093-1112.
- [23] Nockolds S.R., "Average chemical compositions of some igneous rocks", Geological Soitiy of America, 65 (1954) 1007-1032.

اساس فشار محاسبه شده عمق بیشینه‌ی تبلور فنوکریست‌ها در سنگ‌های مورد بررسی در حدود ۱۸ کیلومتر تعیین می‌شود که بر این اساس به نظر می‌رسد تبلور فنوکریست‌ها از عمق ۱۸ کیلومتری پوسته قاره‌ای شروع شده است.

مراجع

- [۱] نبوی م.ح."دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران"، سازمان زمین شناسی کشور، (۱۳۵۵)، ۳۸۱ ص.
- [۲] Stocklin J. "Stratigraphic Lexicon of Iran. Part 1: Central, North and East Iran", Geological Survey of Iran, 18 (1971) 1-338.
- [۳] Gilg H.A., Boni M., Balassone G., Allen C.R., Banks D., Moore F. "Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex", Mineral Deposita, 41 (2006) 1-16.
- [۴] بهروز ع.، امینی فضل ع.، امینی آذر ج.، "نقشه زمین شناسی بستان آباد در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰" ، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۴).
- [۵] معین وزیری ح.، امین سبحانی ا.، "سهند از دیدگاه ولکانولوژی و ولکانوسدیمان‌تولوژی" ، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، (۱۳۵۶)، ۵۹ ص.
- [۶] پیرمحمدی ف.، "پترولولوژی، ژئوشیمی و پتروزئن سنگ‌های آتشفشاری شرق و جنوب شرق آتشفشار سهند با تگریشی و پیزه بر سنگ‌های آذرآواری" ، رساله دکتری، دانشگاه تبریز، (۱۳۹۰) ۱۹۵ ص.
- [۷] وصالی خضرلوی.، "بررسی پترولولوژی و پتروگرافی سنگ‌های آتشفشاری آروانه کوه (شرق سهند)" ، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، (۱۳۹۱) ۱۱۷ ص.
- [۸] Nelson S.T., Montana A., "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", American Mineralogist, 77 (1992) 1242-1249.
- [۹] معین وزیری ح.، احمدی ع.، "پترولولوژی و پتروگرافی سنگ‌های آذرین" ، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، (۱۳۷۱) ۵۳۹ ص.
- [۱۰] Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, (1993) pp 405.
- [۱۱] Kretz R., "Symbols for rock forming minerals", American mineralogist, 68 (1983) 277-279.

- [35] Nachite H., “*Contribution a la tude analytique et experimental des biotites des granitoids applications typologiques*”, These de Doctorate De L'univesite' de Bretagne accidental, (1986) pp 235.
- [36] Blundy J., Holland T., “*Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase Geothermometer*”, Contributions to Mineralogy and Petrology, 104 (1990) 208-224.
- [37] Hammarstrom J.M., Zen E., “*Aluminum in hornblende: An empirical igneous Geobarometer*”, American Mineralogist, 71 (1986) 1297-1313.
- [38] Hollister L.S., Grissom G.E., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.R., “*Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons*”, American Mineralogist, 72 (1987) 231-239.
- [39] Helmy H.M., Ahmed A.F., El Mahallawi M.M., Ali S. M., “*Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications*”, Journal of African Earth Sciences, 38 (2004) 255–268.
- [40] Schmidt M.W., “*Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer*”, Contributions to Mineralogy and Petrology, 115 (1992) 304-310.
- [41] Stein E., Dietl G., “*Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Oden wald (Germany) and their implication for the geotectonic development to of the Odenwald*”, Mineralogy and Petrology, 72 (2001) 185-207.
- [42] Holland T., Blundy J., “*Non ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole–plagioclase thermometry*”, Contributions to Mineralogy and Petrology, 116 (1994) 433– 447.
- [43] Rieder M., Cavazzini G., Yakonov Y.D., Frank-Kanetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R., “*Nomenclature of the micas*”, Canadian Mineralogist, 36 (1998) 905–912.
- [44] Abrecht J., Hewitt D.A., “*Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite*”, American Mineralogist, 73 (1988) 275-1284.
- [45] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., “*The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for*
- [24] Leake B.E., “*On aluminous and edenitic homblendes*”, Mineralogical Magazine, 38 (1971) 389-407.
- [25] Leake B.E., Woolly A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Awthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schmucker J.C., Smith D. C., Stephenson N.C.N., Unungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., “*Nomenclature of Amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names*”, European Journal of Mineralogy, 9 (1997) 623-651.
- [26] Clemens J.D., Wall V.J., “*Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town Volcanics*”, Contribution to Mineralogy and Petrology, 88 (1984) 354-371.
- [27] Wyborn D., Chappel B.W., Johnston R.M., “*Three S type volcanic suites from the Lachlan Fold Belt, Southeast Australia*”, Journal of Geophysics Research, 86 (1981) 10335-10348.
- [28] Chappell B.W., White A.J.R., “*Two contrasting granite types*”, Pacific Geology, 8 (1974) 173-174.
- [29] Christopher R.V., Harry V.M., “*Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implication for aluminum hornblend thermobarometry and magmatic epidote stability*”, American Mineralogist, 76 (1991) 176-189.
- [30] Anderson J.L., Smith D.R., “*The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in hornblende barometer*”, American Mineralogist, 80 (1995) 549-559.
- [31] Hawthorne F.C., Oberti R., Della Ventura G., Mottana A., “*Amphiboles: crystal chemistry, occurrence and health issues*”, Mineralogical Society of America, 67 (2007) 567.
- [32] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., “*Amphibole from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle*”, Lithos, (2007) doi: 10.1016/j.lithos.2007.05.009.
- [33] Miyashiro A., “*Volcanic rock series in island arcs and active continental margins*”, American Journal of Science, 274 (1974) 321-355.
- [34] Ghent E.D., Nicholls J., Siminy P.S., Sevigny H.H., Stout M. Z., “*Hornblende geobarometry of the Nelson Batholite, South eastern British Columbia: tectonic implication*”, Canadian Journal of Earth Science, 28 (1991) 1982-1991.

- [48] Otten M.T., “*The origin of brown hornblende in Artfjallet gabbro and Dolerites*”, Contribution to Mineralogy and Petrology, 86 (1984) 189-199.
- [49] Ernst W. G., Liu J., “*Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti- content of calcic amphibole in MORB-a semiquantitative thermobarometer*”, American Mineralogist, 83 (1998) 925-969.
- [46] Anderson J.L., “*Proterozoic anorogenic granite plutonism of North American*”, Geological Society of America Memoir, 161 (1983) 133-152.
- [47] Helz R., “*Phase reactions of basalts in their melting range at $P\text{H}_2\text{O}=5\text{kbar}$, part II, Melt Composition*”, Journal of Petrology, 17 (1993) 139-193.
- geothermometry and Ti-substitution mechanisms”, American Mineralogist, 90 (2005) 316-328.