

جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه آهوان (سمنان)

مرتضی خلعت‌بری جعفری^(۱) و صدیقه اعتصامی^(۲)

۱. دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
۲. دانش آموخته کارشناسی ارشد پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۹۵/۱۱/۰۵

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۲/۲۰

چکیده

در این مقاله، پترولوژی و جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه آهوان، خاور سمنان، مورد بحث قرار گرفته است. سنگ‌های مورد مطالعه، شامل گدازه‌های آتشفشانی بازیک-حدواسط، اسیدی و دایک، همراه با میان‌لایه‌های سنگ‌آهک نومولیت‌دار، رسوبات کم‌عمق، هیالوکلاستیت و برش هیالوکلاستیک هستند. گدازه‌های بازیک-حدواسط در زیر و گدازه‌های ریولیتی همراه با گدازه‌های آندزیتی در بالای سری آتشفشانی، برونزد دارند که معرف ولکانیسم دوگانه است. به نظر می‌رسد که فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن، در محدوده مورد مطالعه، در محیط کم‌عمق آب دریا تا محیط خشکی رخ داده است. براساس بررسی‌های پتروگرافی، سنگ‌های آتشفشانی، دارای ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت، ریولیت و توف‌های اسیدی‌اند. انواع گدازه‌ای، دارای بافت فیریک تا آفیریک بوده و انواع فیریک دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند هستند. گدازه‌ها دارای خمیره هیالومیکرولیتیک، میکروکریستالین و دایک‌ها دارای خمیره اینترگرانولار هستند. منطقه‌بندی نامتعادل و بافت غربالی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و خمیره شیشه‌ای نامتجانس را شاید بتوان با پدیده اختلاط ماگمایی توجیه نمود. بررسی آنالیزهای شیمیایی این سنگ‌ها، حکایت از روند‌های ماگمایی کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارد. نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب به‌نکارشده، نشان از غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و تهی‌شدگی واضح از عناصر نیوبیوم و تیتان را دارند. در نمودارهای تکتونوماگمایی، این نمونه‌ها در محیط کششی اولیه پشت کمان، ترسیم شده‌اند. به نظر می‌رسد که، ذوب بخشی گوه‌گوشته‌ای تعدیل شده، در بالای صفحه فرورونده، منشأ ماگمای والد در این محدوده بوده که تحت تأثیر سیالات-مذاب ناشی از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده، غنی شده است.

واژه‌های کلیدی: آندزیت، آهوان، داسیت، ریولیت، کالک‌آلکالن.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه (منطقه آهوان)، در خاور سمنان واقع است. در این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، به صورتی گسترده در جنوب گسل عطاری و با گسترشی کمتر در جنوب این گسل برونزد یافته‌اند. این منطقه جزئی از نوار آتشفشانی است که در منتهی‌الیه شمال ایران مرکزی

* نویسنده مرتبط: khalat1965@live.com

برخی کانی‌ها و حضور بافت نامتعادل را به مسیر پیچیده شکل‌گیری ماگما در آشیانه ماگمایی و صعود ماگما نسبت دادند. با توجه به پیشینه مطالعاتی، بررسی پترولوژی و جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه آهوان، در بخش جنوبی گسل عطاری، در این مقاله مورد بررسی قرار گرفت.

زمین‌شناسی منطقه

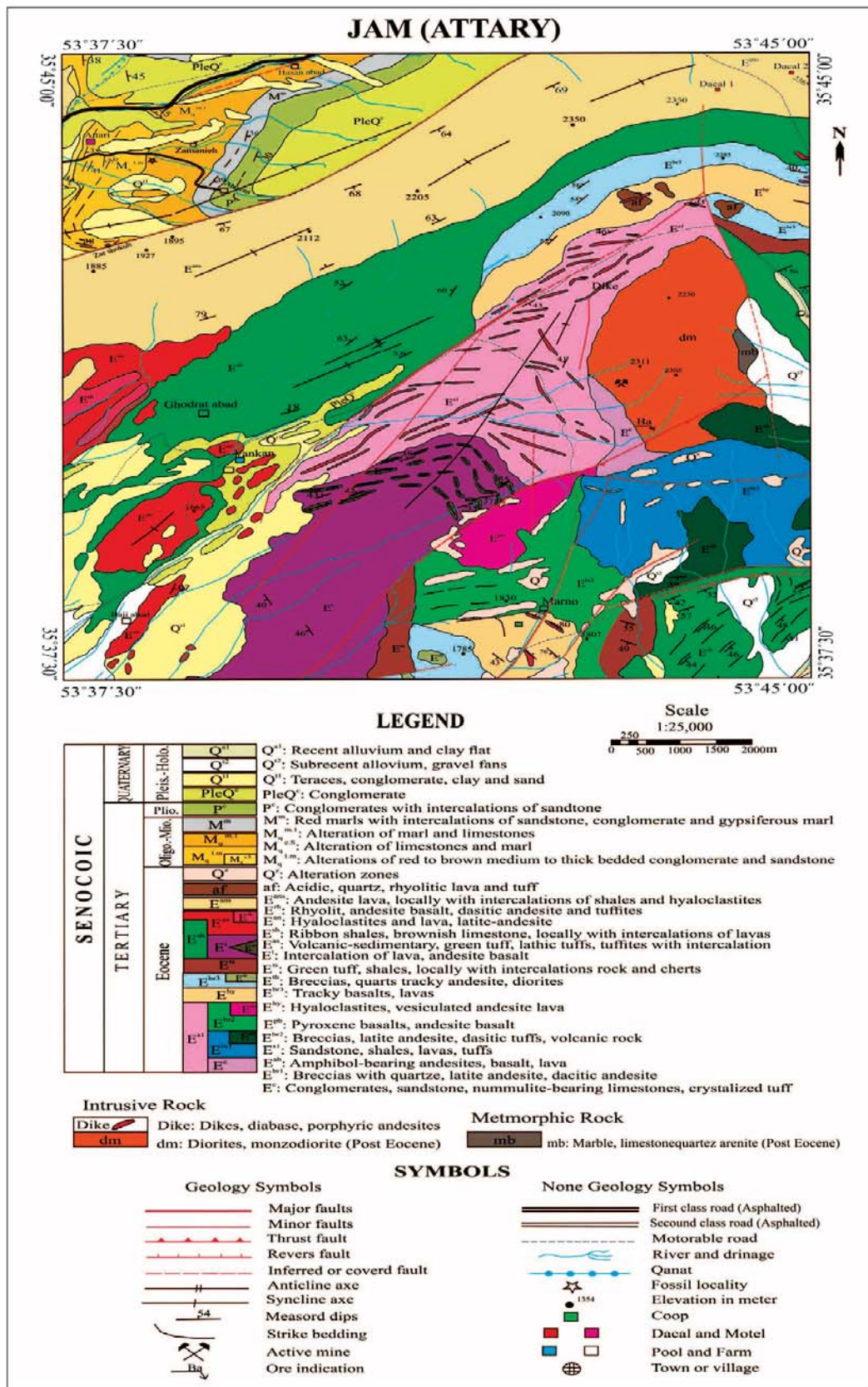
فرآورده‌های آتشفشانی ترشیری، به‌طور عمده ائوسن، به صورتی گسترده، در جنوب گسل عطاری و در جنوب‌گردنه آهوان برونزد دارند. محدوده مورد مطالعه، در طول‌های خاوری $30^{\circ} 37' 30''$ تا $53^{\circ} 45' 00''$ و عرض‌های شمالی $30^{\circ} 37' 30''$ تا $35^{\circ} 45' 00''$ ، در فاصله ۳۵ کیلومتری خاور سمنان و در جنوب‌گردنه آهوان (شکل ۱) واقع است (حسینی، ۱۳۸۴).

آبادی‌های این محدوده، شامل زرشکوه، زمان‌آباد، قدرت‌آباد، حاجی‌آباد، ونکان، مرنو، مشیریه، عطاری و احمدآباد هستند (شکل ۱). قدیمی‌ترین واحد ائوسن، در بردارنده کنگلومرا است. قطعات کنگلومرا، جورشدگی ضعیف و گردشدگی متوسطی دارند. گاهی اندازه بعضی از قطعات به چند متر نیز رسیده است. برپایه بررسی دیرینه‌شناسی سیمان با یو میکرواسپارایتی بین قلوها، ریزفسیل‌های زیر با سن ائوسن زیرین (بیرزین) شناسایی شدند:

Alveolina/Foscolina sp., *Nummulites* sp.,
Discocyclina sp., *Miliolid*, *Bryozo*.

به‌سمت بالای توالی آتشفشانی ائوسن، گدازه‌های بازیک-حد واسط با ترکیب آندزیت‌بازالت تا آندزیت فیریک به‌صورت روانه‌های با مورفولوژی برجسته، رخنمون دارند که در مناطقی توسط دایک‌های آندزیتی قطع شده‌اند. این گدازه‌ها، گاهی دارای حفره‌های درشت پر شده از کانی‌های کربناته و هیدراته هستند. بعلاوه در بخش‌هایی، دگرسانی به رنگ روشن داشته و توسط دایک‌های آندزیتی قطع شده‌اند (شکل ۱-الف). برش هیالوکلاستیک و دایک‌های تغذیه‌کننده نیز همراه با این گدازه‌ها دیده می‌شوند. گاهی

و در جنوب البرز، برونزد دارد. رخنمون‌های زمین‌شناسی مورد مطالعه، روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری داشته و متأثر از عملکرد گسل عطاری بوده‌اند. در رابطه با پیشینه مطالعاتی در این منطقه، می‌توان به نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس‌های ۱:۲۵۰,۰۰۰ سمنان (صمدیان و همکاران، ۱۳۷۳) و ۱:۱۰۰,۰۰۰ جام (علوی نائینی، ۱۳۷۶) و نقشه ۱:۲۵,۰۰۰ زمین‌شناسی (حسینی، ۱۳۸۴) اشاره نمود. باززرگانی گیلانی و فرامرزی (۱۳۸۴)، با مطالعه تعدادی از معادن سرب و روی در شمال سمنان، کانی‌زایی در آن منطقه را هیپوژن و از نوع دره می‌سی‌سی‌پی دانسته‌اند. غیاثوند و همکاران (۱۳۸۴)، با مطالعه خاستگاه کانسار آهن در شمال و شمال‌خاوری سمنان، آن‌ها را با کانسارهای اسکارن کلسیمی در محیط فرورانش مقایسه نمودند. شاه حسینی و قاسمی (۱۳۸۶)، با بررسی توده‌های نفوذی محدوده نوکه، در شمال‌خاوری سمنان و مقایسه با توده‌های نفوذی عطاری، منشا سنگ‌های گابرویی را گوشته غنی شده و منشاء سنگ‌های گرانیتی را ذوب بخشی پوسته دانسته‌اند، که در یک کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای تشکیل شده‌اند. قریشوندی و همکاران (۱۳۸۹)، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی، از جمله داسیت‌های خاور سمنان را دارای بیشترین فعالیت پوزولانی و در رده بعد از توف‌های سبز کرج قرار دادند. حاجی بهرامی و همکاران (۱۳۹۴)، کانی‌زایی کانسار همپیرد در شمال‌خاوری سمنان را مرتبط با نفوذ توده ساب‌ولکانیک، در درون سنگ‌های آتشفشانی معادل سازند کرج، در محیط تکتونوماگمایی کمان قاره‌ای دانسته‌اند. شهری (۱۳۹۰)، با بررسی اسکارن‌زایی در منطقه زرتول در شمال‌خاوری سمنان، تشکیل کانه‌زایی در این منطقه را به دگرسانی گرمایی نسبت داد. یزدی و شاه‌حسینی (۱۳۹۴)، با مطالعه توده گابرویی در شمال‌خاوری سمنان، محیط پشت کمان را برای تشکیل آن در نظر گرفته‌اند. دورتر در محدوده داورزن-عباس‌آباد (Ghassemi and Rezaei, 2015) Kahkhaei، سنگ‌های آتشفشانی بازیک ائوسن را حاصل ذوب بخشی گوشته غنی شده در محیط کششی درون کمان دانسته‌اند. در نوار آتشفشانی-رسوبی عباس‌آباد، قاسمی و همکاران (۱۳۹۲)، تنوع بافتی شامل ظهور و حذف



شکل ۱. نقشه زمین شناسی محدوده جام (اقتباس از حسینی، ۱۳۸۴)

می‌شوند (شکل ۲-ث). همچنین در مشاهدات صحرایی، بلورهای درشت کوارتز، همراه با قطعات بازیک دیده می‌شوند که می‌تواند از جمله شواهد روی زمین اختلاط ماگمایی به حساب آید. در قسمت‌های فوقانی و همراه با گدازه‌های حدواسط، توف ریولیتی و گدازه داسیتی فیریک قابل تعقیب است. گاهی در توف‌های ریولیتی، کانی‌های سبز رنگ کلریت و اپیدوت تشکیل شده‌اند. توده نفوذی نیمه عمیق، معروف به توده ضامن آهو، با ترکیب مونزودیوریت-کوارتز مونزودیوریت، واحدهای آتشفشانی ائوسن را قطع نموده است (شکل ۲-ج). کنگلومرای پلیوسن-کواترنری (P^c) و ته‌نشست‌های کواترنری، جوان‌ترین واحدهای زمین‌شناسی در محدوده مورد مطالعه هستند.

نیز فوران گدازه آندزیتی-بازالتی در محیط کم عمق آب دریا، سبب تشکیل برش هیالوکلاستیک همراه با ماسه سنگ، شیل و سنگ آهک شده است. این برش‌ها، دارای خمیره هیالوکلاستیت بوده و به فراوانی حفره دارند و توسط دایک‌های تغذیه کننده قطع شده‌اند (شکل ۲-ب). گاهی نیز به صورت یک واحد ضخیم دیده می‌شوند (شکل ۲-پ). در بخش‌های بالاتر سکانس، گدازه‌های حد واسط با ترکیب آندزیتی فیریک و حفره دار بر روی توف و برش اسیدی نهشته شده و توسط دایک‌های کوارتز فلدسپاتیک قطع شده‌اند که می‌توان آنها را از جمله شواهد روی زمین آتشفشانی دوگانه تلقی نمود (شکل ۲-ت). در این گدازه‌ها، فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز در خمیره‌ای شیشه‌ای یا آفانیتیک مشاهده



شکل ۲. الف) دایک‌های قطع کننده و مناطق دگرسانی واحد E^{pb} ، ب) برش هیالوکلاستیک که توسط دایک به رنگ تیره قطع شده‌اند، پ) برش هیالوکلاستیک که واحد ضخیمی را تشکیل داده است، ت) دایک اسیدی که گدازه آندزیتی را قطع نموده است، ث) گدازه آندزیتی فیریک که دارای فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز است، ج) توده نفوذی کوه ضامن آهو با ترکیب مونزودیوریت-کوارتز مونزودیوریت

روش انجام پژوهش

جدول ۱ آورده شده است.

پتروگرافی

براساس بررسی‌های پتروگرافی، ترکیب نمونه‌های مورد مطالعه بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت، ریوداسیت، ریولیت و توف است که براساس نقشه ۱:۲۵،۰۰۰ جام (حسینی، ۱۳۸۴)، از سنگ‌های آتشفشانی واحدهای E^{ab} ، E^{br2} ، E^{pb} ، E^{br3} ، E^{an} ، E^{rh} ، E^{ans} ، a^f (شکل ۱) و توده نفوذی نیمه‌عمیق برداشته شدند.

برداشت صحرائی، به مدت ۱۰ روز انجام و تعداد ۷۰ نمونه برداشت شد. پس از نمونه‌برداری از واحدها، تعداد ۵۰ عدد مقطع نازک میکروسکوپی برای مطالعات پتروگرافی تهیه شد. پس از مطالعات پتروگرافی، تعداد ۲۵ نمونه جهت انجام آنالیزهای شیمیایی انتخاب شدند. اکسیدهای اصلی برحسب درصد وزنی به روش XRF و عناصر فرعی به روش ICP-MS در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شیمیایی شدند. نتایج این آزمایش‌ها در

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (%Wt)، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی (ppm) سنگ‌های آتشفشانی منطقه آهوان. (اندرزیت)، (اندرزیت بازالتی)، (داسیت)، (ریوداسیت)، (ریولیت)

Samples	JH-1	JH-3	JH-9	JH-13	JH-15	JH-21	JH-23	JH-32	JH-45	JH-69	JH-74	JH-75	JH-78
Pet.	an	an	an	dac	dac	An-b	An-b	dac	dac	and	rhd	rhd	rhd
SiO ₂	۴۲/۷۱	۴۶/۳۷	۴۵/۵۷	۵۶/۳۳	۵۱/۳۷	۴۴/۴۸	۴۴/۲۷	۵۹/۵۳	۶۵/۹۳	۵۴/۴۸	۷۱/۴۸	۷۵/۲۳	۷۳/۱۱
TiO ₂	۲/۸۲	۲/۲	۱/۰۴	۰/۶۳	۱/۰۷	۱/۰۶	۱/۲۲	۰/۷۳	۱/۸۳	۰/۲۵	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۶۶
Al ₂ O ₃	۲۱/۴۱	۱۷/۲۸	۲۲/۶۳	۱۴/۹۰	۱۸/۳۳	۲۴/۲۷	۲۲/۸۴	۱۲/۶۱	۹/۵۸	۱۵/۰۶	۸/۷۳	۸/۵۲	۸/۴۰
FeO*	۱۲/۵۰	۱۰/۴۹	۸/۴۱	۵/۶۶	۶/۶۰	۹/۹۴	۱۰/۵۹	۴/۸۷	۷/۵۶	۷/۶۸	۱/۲۸	۱/۰۹	۵/۴۳
MgO	۳/۳۵	۴/۰۰	۲/۹۴	۲/۹۷	۲/۵۲	۴/۵۷	۴/۶۸	۱/۵۹	۲/۶۹	۳/۷۲	۰/۳۹	۰/۵۸	۱/۲۷
CaO	۷/۱۸	۴/۷۷	۷/۹۴	۴/۱۷	۶/۵۰	۹/۱۲	۸/۳۰	۵/۵۴	۲/۹۳	۶/۰۷	۴/۴۶	۳/۷۱	۲/۵۳
Na ₂ O	۵/۹۵	۶/۱۲	۵/۷۱	۹/۷۸	۷/۰۵	۵/۰۸	۵/۰۰	۸/۹۳	۴/۸۲	۵/۱۵	۹/۷۴	۶/۸۱	۵/۷۲
K ₂ O	۲/۶۳	۵/۱۶	۳/۸۹	۲/۷۹	۳/۶۵	۴/۱۲	۴/۳۸	۴/۱۷	۲/۱۷	۳/۸۴	۰/۱۱۱	۱/۹۲	۰/۶۸
LOI	۲	۲/۸	۱	۱/۸	۲/۵	۲	۱	۱/۷	۲/۲	۲/۶	۲/۷	۱	۱/۵
SUM	۱۰۰/۵۵	۹۲/۱۹	۹۹/۱۳	۹۹/۰۳	۹۸/۵۲	۹۹/۶۴	۱۰۰/۲۸	۹۹/۶۷	۹۹/۷۱	۹۹/۰۹	۹۹/۲۲	۹۹/۱۹	۹۹/۳
Sr	۳۷/۱۰	۳۴/۸۳	۸۳/۲۰	۵۷۳/۹	۷۴۲/۱	۶۰۳/۴	۵۰۸/۹	۴۴۲/۳	۲۴۷/۳	۷۷۴/۴	۱۳۶/۹	۱۳۶/۵	۳۳۸/۷
Ba	۵۲۹/۲	۱۳۹۶	۱۱۹۱	۱۴۵۷	۱۳۳۷	۶۵۵/۶	۶۲۹/۶	۲۳۲۲	۵۱۰/۱	۲/۲۳	۱/۲۱	۱/۱۷	۲/۰۷
Y	۵۷/۳۰	۴۲/۱۳	۱۹/۲۰	۷/۶۶	۱۴/۰۱	۱۵/۶۸	۱۴/۷۴	۱۱/۰۵	۲۹/۳۱	۱۶/۱۵	۸/۰۷	۷/۲۷	۴/۱۹
Zr	۱۷۶۷	۱۱۰۲	۵۳۳/۱	۵۵۹/۰	۶۵۲/۱	۴۵۶/۲	۴۹۶/۱	۵۴۶/۵	۹۵۱/۴	۴۳۱/۸	۵۲۲/۹	۵۵۷/۹	۵۰۰/۱
Co	۱۱/۰۰	۱۹/۳۵	۱۶/۹۶	۷/۱۹	۵/۳۰	۴۴/۵۶	۳۱/۶۹	۳/۰۷	۷/۵۲	۳۴/۰۶	۷/۹۶	۰/۲	۱۸/۷۸
V	۱۸۸/۸	۱۱۷/۰	۱۸۶/۶	۲۳۹/۸	۱۴۸/۳	۲۵۹/۵	۲۸۸/۲	۱۷۰/۱	۱۱۳/۱	۲۲۷/۴	۲۴/۶۶	۲۶/۶۳	۸۹/۷۴
Ni	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۶۲/۵	۱۷/۳۶	۲/۷۰	۳۷/۵۹	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵
Cr	۱۲/۶۴	۵	۱۶/۲۱	۱۲/۰۰	۱۷/۴۰	۱۹/۴۱	۵۰/۲۹	۸/۰۰	۳/۶۴	۲۰/۲۶	۹/۳۲	۱۳/۱۰	۹/۶۷
Zn	۱۹۶/۳	۲۵۶/۶	۱۳۲/۰	۷۷/۰۹	۱۷۶/۲	۱۳۷/۵	۱۳۰/۶	۹۰/۳۰	۲۲۷/۴	۱۸۰/۹	۴۶/۱۵	۳۰/۴۵	۹۷/۵۷
Cu	۵/۶۲	۵/۱۷	۲۵/۷۹	۴/۰۷	۱۰/۴۴	۸۲/۷۱	۷۵/۶۳	۵/۴۲	۰/۴۸	۱۸۷/۱	۸/۴۴	۵۰/۲۵	۱۲/۷۵
Sc	۱۷/۳۹	۱۱/۵۷	۹/۳۰	۳/۰۰	۷/۴۷	۲۳/۴۰	۱۶/۸۸	۳/۵۶	۱۰/۳۶	۱۷/۳۰	۱/۷۱	۱/۸۴	۴/۲۴
Rb	۱۰/۰۲	۳۶/۴۵	۵۷/۷۹	۳۲/۵۰	۳۴/۶۸	۵۳/۱۱	۴۰/۵۷	۳۱/۳۵	۶۱/۶۶	۷۹/۳۰	۵/۳۹	۴۲/۸۳	۱۸/۲۸
Nb	۷۳/۲۰	۶۵/۷۱	۲۵/۳۶	۲۹/۶۱	۳۲/۳۴	۷/۷۳	۱۶/۳۴	۳۱/۳۸	۴۴/۱۰	۱۳/۶۷	۲۳/۱۰	۳۰/۱۰	۳۴/۴۵
Sn	۷/۷۶	۶/۴۳	۴/۹۰	۲/۱۲	۳/۷۹	۵/۹۹	۶/۵۷	۲/۷۶	۳/۷۴	۴/۲۳	۰/۶۷	۰/۶۱	۲/۸۸
Ti	۱۶۹۴۱	۱۳۲۰۳	۶۲۷۳	۳۸۰۵	۶۱۰۴	۶۳۸۶	۷۳۶۲	۴۴۳۰	۱۱۰۱۵	۵۱۳۰	۲۰۲۸	۲۰۸۲	۴۰۰۵
Hf	۶/۶۲	۹/۰۲	۶/۶۹	۹/۰۷	۱۰/۱۵	۶/۰۰	۷/۵۴	۱۹/۸۸	۶/۲۳	۱۴/۰۷	۱۴/۱۲	۷/۶۸	۳/۷۱
Ta	۳/۷۴	۴/۳۳	۲/۰۳	۳/۱۵	۳/۵۸	۴/۲۰	۳/۶۳	۱/۶۹	۳/۰۱	۳/۲۶	۳/۰۵	۳/۲۹	۲/۰۶
Pb	۱۴/۶۰	۱۶/۰۶	۲/۳۱	۳	۱۰/۶۴	۱۱/۷۸	۲۵/۱۵	۴/۰۵	۸۰/۱۹	۵/۲۷	۹۶/۴۴	۱۰/۴۱	۱۷/۰۸

ادامه جدول ۱.

Samples	JH-1	JH-3	JH-9	JH-13	JH-15	JH-21	JH-23	JH-32	JH-45	JH-69	JH-74	JH-75	JH-78
Pet.	an	an	an	dac	dac	An-b	An-b	dac	dac	and	rhd	rhd	rhd
Th	۳۹/۹۵	۳۴/۱۰	۲۲/۵۱	۱۰/۰۱	۲۰/۸۶	۲۵/۵۹	۲۵/۵۰	۱۸/۱۶	۲۶/۰۰	۲۳/۱۶	۱۶/۱۲	۸/۰۳	۱۳/۴۰
La	۵۰/۶۷	۵۰/۵۴	۳۲/۵۵	۱۳/۴۴	۲۲/۹۹	۲۲/۸۷	۱۹/۷۰	۱۷/۶۵	۵۸/۳۷	۲۷/۸۶	۱۳/۷۸	۲۳/۳۸	۳/۶۹
Ce	۹۵/۶۷	۹۸/۰۳	۴۹/۷۳	۲۶/۶۸	۴۳/۵۰	۴۳/۲۲	۴۲/۷۳	۳۰/۳۹	۱۰۳/۲	۵۵/۱۰	۲۲/۶۳	۳۴/۵۳	۱۰/۸۴
Nd	۴۶/۶۳	۴۳/۱۰	۱۸/۹۲	۹/۱۳	۱۳/۰۶	۱۳/۹۰	۱۶/۱۰	۸/۰۳	۳۸/۰۲	۲۱/۱۲	۵/۷۷	۹/۰۲	۱/۸۵
Sm	۱۰/۹۸	۹/۰۰	۵/۲۰	۱/۷۶	۳/۱۰	۳/۷۱	۴/۵۵	۲/۴۹	۷/۳۹	۴/۷۹	۱/۷۶	۲/۲۶	۰/۹۰
Eu	۳/۶۰	۲/۸۸	۱/۴۳	۱/۰۴	۱/۲۲	۱/۴۷	۱/۴۲	۰/۸۲	۲/۲۵	۱/۶۴	۰/۴۲	۰/۵۱	۰/۳۵
Dy	۹/۳۳	۷/۶۹	۳/۹۰	۱/۴۳	۲/۶۶	۳/۴۴	۳/۴۳	۲/۲۴	۶/۶۵	۲/۹۹	۱/۷۲	۱/۲۸	۱/۰۰
Yb	۵/۹۶	۴/۳۳	۲/۴۴	۱/۴۵	۲/۱۲	۲/۱۳	۲/۲۷	۱/۷۷	۳/۱۸	۲/۲۶	۱/۲۳	۰/۹۹	۱/۱۶
Nb/Y	۰/۷۸	۰/۶۴	۰/۷۵	۰/۲۵	۰/۴۳	۲/۰۲	۰/۹۰	۰/۳۵	۰/۶۶	۱/۱۸	۰/۳۴	۰/۲۴	۰/۱۲
Zr/Ti	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۱۲
Th/Yb	۶/۷۰	۷/۸۶	۹/۲۲	۶/۸۷	۹/۸۱	۱۲/۰۰	۱۱/۲۰	۱۰/۲۵	۸/۲۵	۱۰/۳۳	۱۳/۰۹	۸/۱۰	۱۱/۵۴
Ta/Yb	۰/۶۲	۱/۰۰	۰/۸۳	۲/۱۶	۱/۶۸	۱/۹۷	۱/۵۹	۰/۹۵	۰/۹۴	۱/۴۴	۲/۴۸	۳/۳۲	۱/۷۸
Th/Nb	۰/۵۴	۰/۵۱	۰/۸۸	۰/۳۳	۰/۶۴	۳/۳۰	۱/۵۶	۰/۵۷	۰/۵۸	۱/۶۹	۰/۶۹	۰/۲۶	۰/۳۸
Ba/Th	۱۳/۲۴	۴۰/۹۵	۵۲/۹۰	۱۴۵/۵	۶۴/۰۹	۲۵/۶۱	۲۴/۶۸	۱۲۷/۸	۱۹/۶۱	۶۵/۲۲	۸۴/۸۷	۵۱/۵۲	۲۰/۱۷
Ba/Nb	۷/۲۳	۲۱/۲۴	۴۶/۹۷	۴۹/۲۱	۴۱/۳۵	۸/۴۸	۳۸/۵۱	۷۳/۹۹	۱۱/۵۶	۱۱/۰۵	۵۹/۲۲	۱۳/۷۴	۷/۸۴

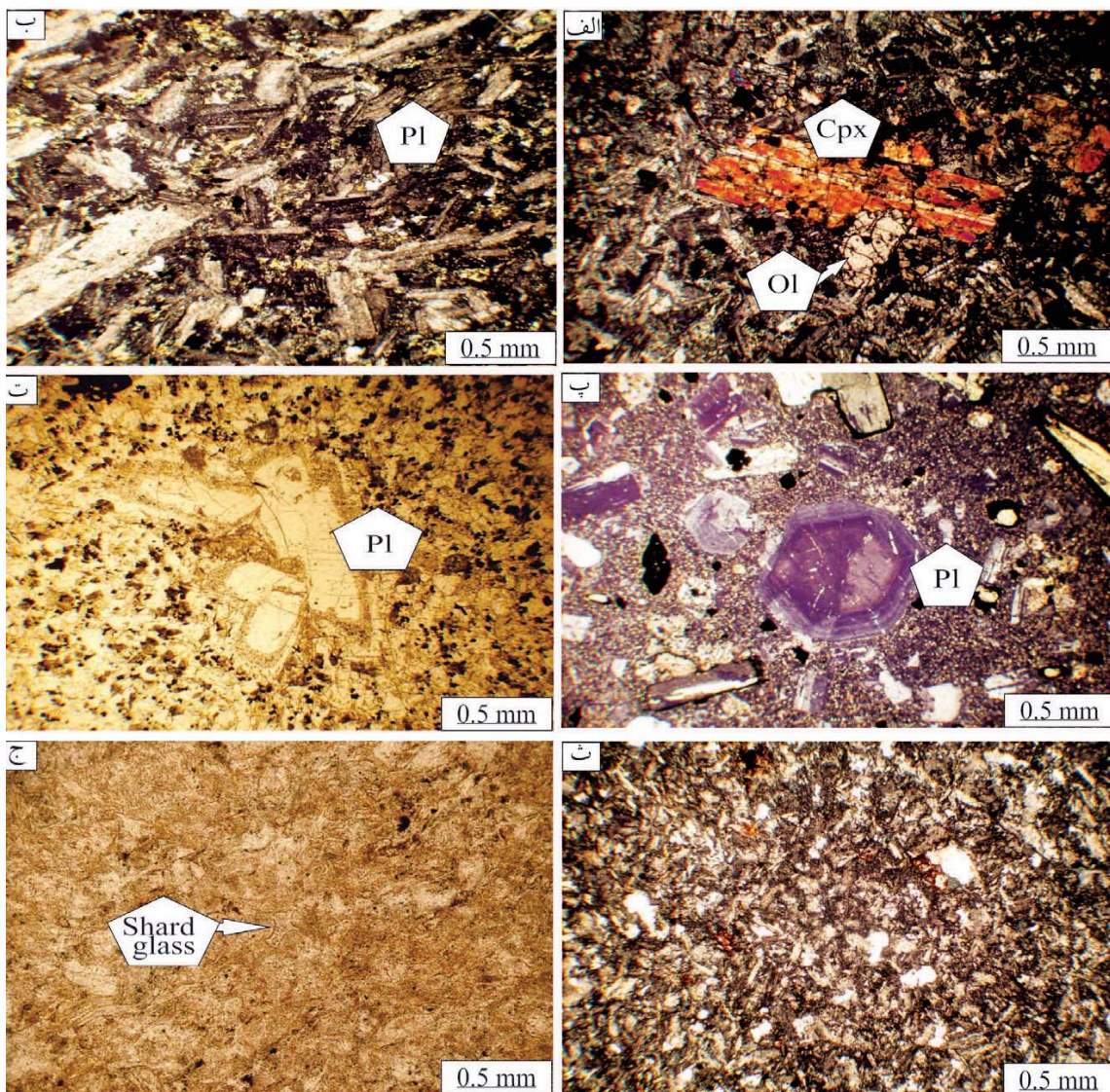
Samples	JH-81	JH-86	JH-88	JH-90	JH-92	JH-96	JH-99	JH-103	JH-106	JH-111	JH-115	JH-124
Pet.	rhy	rhy	rhy	dac	dac	rhy	rhy	rhy	rhy	rhy	rhy	rhy
SiO ₂	۸۰/۹۲	۷۵/۴۶	۷۰/۷۴	۶۰/۴۱	۵۸/۳۷	۶۹/۴۱	۶۸/۷۲	۶۹/۰۷	۸۰/۱۱	۸۰/۷۱	۸۳/۴۱	۸۰/۱۴
TiO ₂	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۷۴	۰/۷۹	۱/۰۱	۰/۴۳	۰/۳۲	۰/۵۲	۰/۳۶	۰/۶۲	۰/۲۷	۰/۷۴
Al ₂ O ₃	۱۱/۳۵	۸/۳۹	۹/۳۴	۱۲/۷۰	۱۴/۸۴	۱۰/۹۳	۱۲/۶۲	۱۰/۶۰	۱۱/۸۰	۱۰/۹۶	۴/۵۰	۳/۵۳
FeO ^o	۲/۱۰	۲/۶۱	۳/۳۹	۵/۵۷	۶/۵۰	۲/۵۴	۰/۹۰	۴/۵۷	۱/۹۲	۱/۶۵	۲/۱۳	۲/۳۰
MgO	۱/۱	۰/۴۷	۱/۵۶	۲/۲۵	۲/۳۹	۰/۱۸	۰/۲۸	۱/۲۹	۰/۰۶	۱/۲۹	۰/۲۱	۰/۳۱
CaO	۲/۰۰	۲/۲۳	۳/۲۶	۵/۲۲	۶/۴۳	۱/۸۰	۱/۹۱	۳/۰۴	۰/۵۰	۰/۵	۲/۵۳	۲/۳۳
Na ₂ O	۰/۰۹	۲/۷۷	۴/۱۴	۸/۲۰	۳/۸۷	۰/۳۳	۰/۳۱	۴/۴۳	۰/۲۶	۰/۲۲	۲/۱۹	۵/۸۰
K ₂ O	۰/۰۷	۴/۲۷	۴/۰۳	۰/۶۶	۱/۹۸	۱۲/۲۳	۱۲/۶۵	۳/۸۸	۳/۵۱	۳/۱۷	۲/۵۷	۲/۹۹
LOI	۱/۲	۲/۲	۲/۳۵	۲/۸۳	۱/۶۸	۱/۷	۲/۴۳	۲/۶۱	۱	۱	۲/۱	۱/۸
SUM	۹۹/۶۱	۹۹/۱۶	۹۹/۵۵	۹۸/۶۳	۹۹/۴۶	۹۹/۵۳	۱۰۰/۱۴	۱۰۰/۰۱	۱۰۰/۵۲	۱۰۰/۱۲	۹۹/۹۱	۹۹/۹۴
Sr	۲۱۱۵	۱۵۴/۳	۱۵۸/۱	۱۷۳/۹	۶۵۵/۶	۱۷۴/۱	۲۹۷/۲	۶۱/۹۶	۷۶/۵۶	۲۵/۲۵	۲۶/۵۴	۲۲۹/۵
Ba	۱۶۹۶	۵۵۴/۳	۷۴۹/۷	۴۴/۷	۹۲۴/۱	۱۴۲۱	۸۸۵/۳	۳۴۳/۰	۲۶۵/۲	۸۲/۹۰	۳۴/۶۸	۶۰۶/۰
Y	۳/۶۱	۲/۴۸	۸/۲۷	۹/۰۸	۱۸/۳۸	۴۹/۵۶	۵۷/۶۷	۲۷/۷۵	۲۷/۳۷	۵/۵۲	۷/۸۵۸	۱/۳۰
Zr	۵۴۶/۸	۹۹۲/۳	۸۳۰/۰	۱۲۷/۸	۵۹۴/۱	۴۸۵/۴	۴۱۲۲	۳۱۱۷	۱۷۲/۴	۱۴۲/۰	۵۴/۱۹	۱۵۷/۱
Co	۰	۳/۲۱	۴/۳۲	۵/۸۴	۷/۷۵	۰/۲	۰/۲	۲/۸۱	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲
V	۱۱۰/۷	۷۱/۵۵	۴۱/۵۸	۱۰۷/۵	۱۴۷/۲	۴/۴۱	۰/۶۳	۱۷/۰۴	۱/۸۸	۳۵/۱۲	۱	۱۰۷/۰
Ni	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵
Cr	۷/۹۴	۱۸/۷۳	۱۴/۴۹	۱۳/۹۹	۲۴/۴۳	۳/۲۸	۲/۹۷	۱۶/۴۱	۴۸/۸۲	۳۰/۴۶	۱۳/۵۶	۸/۵۷
Zn	۲۵۹/۹	۴۸/۳۱	۳۹/۹۳	۶۲/۸۲	۱۸۸/۵	۵۹۲/۵	۱۰۴/۹	۶۴۵/۹	۲۵/۷۷	۷۸/۴۷	۴۶/۰۷	۶/۷۱
Cu	۱۱/۱۸	۱۰/۱۸	۲۳/۱۲	۲/۷۷	۳۰/۹۶	۷۳۹/۹	۱۶۶/۲	۳/۴۱	۴/۲۵	۹/۲۷	۱/۳۷	۱/۱۳
Sc	۳/۹۰	۳/۹۷	۲/۶۱	۵/۸۶	۱۱/۹۱	۱/۹۲	۲/۳۹	۲/۵۵	۰/۸	۱/۱۵	۰/۸	۳/۰۰
Rb	۱۲/۳۲	۷۶/۷۹	۶۹/۷۲	۱۹/۴۱	۴۰/۱۴	۱۵۲/۶	۱۷۴/۴	۴۷/۰۲	۱۲۷/۳	۳۳/۴۸	۱۰۵/۹	۴۵/۲۵
Nb	۴۵/۴۷	۲۳/۰۷	۲۴/۸۰	۱۷/۶۹	۲۴/۸۹	۱۷۰/۹	۱۹۲/۱	۷۱/۸۵	۱۴/۱۰	۱۰	۱۱۸/۷	۱۸/۴۴
Sn	۱/۰۹	۱/۳۷	۱/۲۷	۳/۰۲	۳/۵۴	۱/۳۵	۰/۴۴	۲/۴۳	۰/۴۲	۰/۷۱	۰/۹۷	۰/۳

ادامه جدول ۱.

Samples	JH-81	JH-86	JH-88	JH-90	JH-92	JH-96	JH-99	JH-103	JH-106	JH-111	JH-115	JH-124
Pet.	rhy	rhy	rhy	dac	dac	rhy	rhy	rhy	rhy	rhy	rhy	rhy
Ti	۴۶۳۹	۴۵۹۳	۴۴۹۳	۴۷۹۰	۶۰۹۷	۲۰۹۳	۱۹۲۴	۳۱۶۷	۲۱۶۲	۳۷۴/۶	۱۶۳۴	۴۴۶۶
Hf	۱۸/۳۹	۷/۶۳	۸/۸۳	۴/۶۱	۸/۸۲	۲۸/۹۶	۱۰۰/۵	۱۰/۴۵	۳۲/۶۵	۰/۷۶	۲۰/۶۱	۶/۰۴
Ta	۳/۰۲	۲/۲۲	۲/۳۲	۳/۶۵	۲/۳۷	۲/۸۹	۳/۴۵	۳/۲۷	۲/۵۹	۲/۱۵	۱/۱۲	۳/۴۵
Pb	۵/۱۵	۶۴/۷۹	۱۴/۳۲	۱۳/۹۸	۲۹/۲۳	۲۵۸۳	۱۳۵۴	۳	۱۰/۷۵	۶۷۲/۱	۳	۳
Th	۱۲/۶۶	۱۳/۰۰	۱۰/۶۶	۹/۶۲	۱۹/۸۵	۴۶/۸۰	۴۰/۱۰	۳۰/۱۹	۱۳/۶۸	۱	۲۲/۲۱	۳/۳۳
La	۲۳/۶۱	۴۴/۳۱	۱۱/۹۳	۱۲/۴۱	۲۷/۲۴	۵۰/۹۲	۷۵/۰۷	۱۸/۴۵	۲۱/۱۶	۵/۳۲	۵۶/۸۵	۴/۸۰
Ce	۴۲/۶۳	۷۹/۹۱	۲۲/۶۵	۲۰/۷۴	۵۰/۱۰	۱۰۲/۶	۱۳۴/۰	۳۷/۹۲	۴۴/۲۳	۷/۹۸	۱۲۰/۹	۱۱/۵۵
Nd	۹/۴۵	۳۲/۴۱	۱۱/۴۲	۸/۸۵	۱۷/۴۳	۳۹/۳۷	۴۷/۳۸	۱۸/۳۳	۱۷/۷۶	۱/۰۶	۴۸/۷۷	۲/۵۴
Sm	۰/۴۲	۵/۱۲	۱/۴۴	۲/۸۶	۴/۳۶	۶/۲۷	۶/۷۳	۳/۴۰	۳/۶۵	۰/۰۳	۹/۲۳	۰/۳۱
Eu	۰/۴۳	۱/۱۴	۰/۳۶	۱/۰۰	۱/۴۳	۰/۹۱	۰/۸۵	۰/۶۰	۰/۴۸	۰/۱۷	۰/۳۹	۰/۴۸
Dy	۰/۵	۳/۰۴	۱/۰۷	۲/۰۶	۳/۵۷	۷/۳۰	۷/۸۴	۳/۷۰	۴/۷۵	۰/۷۲	۱۲/۳۹	۰/۵
Yb	۰/۹۸	۲/۴۸	۱/۱۰	۱/۴۷	۲/۵۷	۷/۳۷	۸/۶۱	۴/۴۰	۳/۴۴	۰/۵۸	۸/۸۰	۰/۵
NbY	۰/۰۷	۰/۸۸	۰/۳۳	۰/۵۱	۰/۷۳	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۳۸	۰/۱۹	۰/۵۵	۰/۶۶	۰/۰۷
Zr/Ti	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۰۲	۰/۰۹	۲/۳۱	۲/۱۴	۰/۹۸	۰/۷۹	۰/۳۷	۳/۳۱	۰/۰۳
Th/Yb	۱۲/۸۵	۵/۲۳	۹/۶۷	۶/۵۲	۷/۶۹	۶/۳۴	۴/۶۵	۶/۸۵	۳/۹۷	۱/۷۱	۲/۵۲	۶/۶۷
Ta/Yb	۳/۰۶	۰/۸۹	۲/۱۰	۲/۴۷	۰/۹۲	۰/۳۹	۰/۴۰	۰/۷۴	۰/۷۵	۳/۶۷	۰/۱۲	۶/۹۰
Th/Nb	۰/۲۷	۰/۵۶	۰/۴۲	۰/۵۴	۰/۷۹	۰/۲۷	۰/۲۰	۰/۴۲	۰/۰۹	۰/۱	۰/۱۸	۰/۱۸
Ba/Th	۱۳۳/۸	۴۲/۶۲	۷۰/۳۰	۴۶/۱۹	۴۶/۵۵	۳۰/۳۸	۲۲۰/۷	۱۱/۳۵	۱۹۳/۷	۸۲/۹۰	۱/۵۶	۱۸۱/۶
Ba/Nb	۳۷/۳۰	۲۴/۰۲	۳۰/۲۲	۲۵/۱۳	۳۵/۱۲	۸/۳۱	۴۶/۰۷	۴/۷۷	۱۸/۸۰	۸/۲۹	۰/۲۹	۳۲/۸۴

هیالومیکرولیتیک و هیالومیکروکریستالین، پورفیریتیک با خمیره اینترگرانولار است. این سنگ‌ها، دربردارنده فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، هورنبلاند، کلینوپیروکسن (اوژیت) و سودومورف الیون هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، دارای منطقه‌بندی عادی و غیرعادی (با مناطق ترکیبی متنوع) هستند (شکل ۳-پ). بعضی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی هستند (شکل ۳-ت). بافت غربالی حاصل به دام افتادن ادخال‌های مذاب در درون بلور است. نظرات متفاوتی در مورد تشکیل بافت غربالی در پلاژیوکلاز ذکر شده است که شامل اختلاط ماگمایی (Khalili Mobarhan and Ahmadipour, 2010; Kusc and Floyd, 2001)، کاهش ناگهانی فشار کل (Nelson and Monatana, 1992)، تغییر فوگاسیته آب و کاهش ناگهانی فشار (Tsuchiyama, 1985) و تغییر در میزان مواد فرار (Singer et al., 1995) بوده است. به باور قاسمی و همکاران (۱۳۹۲)، در یک آشیانه ماگمایی فعال

براساس مطالعات میکروسکوپی، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در سه گروه سنگ‌های بازیک (بازالت، آندزیت بازالتی)، حد واسط (آندزیت، داسیت) و اسیدی (ریوداسیت، ریولیت) طبقه‌بندی می‌شوند. دایک‌های قطع کننده، ترکیب آندزیت بازالتی، بافت اینترگرانولار درشت بلور دارند و دربردارنده پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوژیت) و آمفیبول هستند. سنگ‌های بازیک، دارای ترکیب بازالت و آندزیت بازالتی هستند. بافت این سنگ‌ها از نوع پورفیریتیک با خمیره اینترگرانولار، فیریک با خمیره هیالومیکروکریستالین-هیالومیکرولیتیک و اینترگرانولار است. دربردارنده فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی غیرعادی (با مناطق ترکیبی متنوع)، کلینوپیروکسن (اوژیت)، الیون (شکل ۳-الف و ب) و هورنبلاند با حاشیه اکسیده هستند. سنگ‌های حدواسط، دارای ترکیب آندزیت و آندزیت-آندزیت بازالتی بوده و بافت غالب آن‌ها، فیریک با خمیره



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه. الف) ماکل تکراری در فنوکریست کلینوپیروکسن (اوزیت) همراه با الیون در بازالت واحد E^{pb} ، ب) بافت اینترگرانولار در دیاباز واحد E^{ans} ، پ) منطقه‌بندی غیرعادی (با مناطق ترکیبی متنوع) در فنوکریست پلاژیوکلاز از آندزیت فیریک واحد Ebr_2 ، ت) بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز در آندزیت واحد E^{ans} ، ث) بافت میکروکریستالین در ریولیت واحد E^{an} ، ج) آثار تراشه‌های شیشه در ویتریک کریستال توف داسیتی واحد Epb . علایم اختصاری مورد استفاده در این تصاویر میکروسکوپی عبارتند از: کلینوپیروکسن - Cpx، الیون - Ol، پلاژیوکلاز - Pl، تراشه شیشه - shard glass

شده هستند. سنگ‌های اسیدی، دارای ترکیب ریولیت با بافت میکروکریستالین (شکل ۳-ث)، فیریک با خمیره‌های هیالومیکرولیتیک و میکروکریستالین هستند. گدازه‌های با ترکیب داسیتی جریانسی، دارای بافت‌های فیریک با خمیره‌های میکروکریستالین، هیالومیکرولیتیک جریانسی و حفره‌دار هستند. کریستال توف ترکیب ریولیت داشته و دارای بافت‌های کریستالوکلاستیک-ویتروکلاستیک هستند (شکل ۳-ج). با توجه به وجود خرده‌های ریز کوارتز و

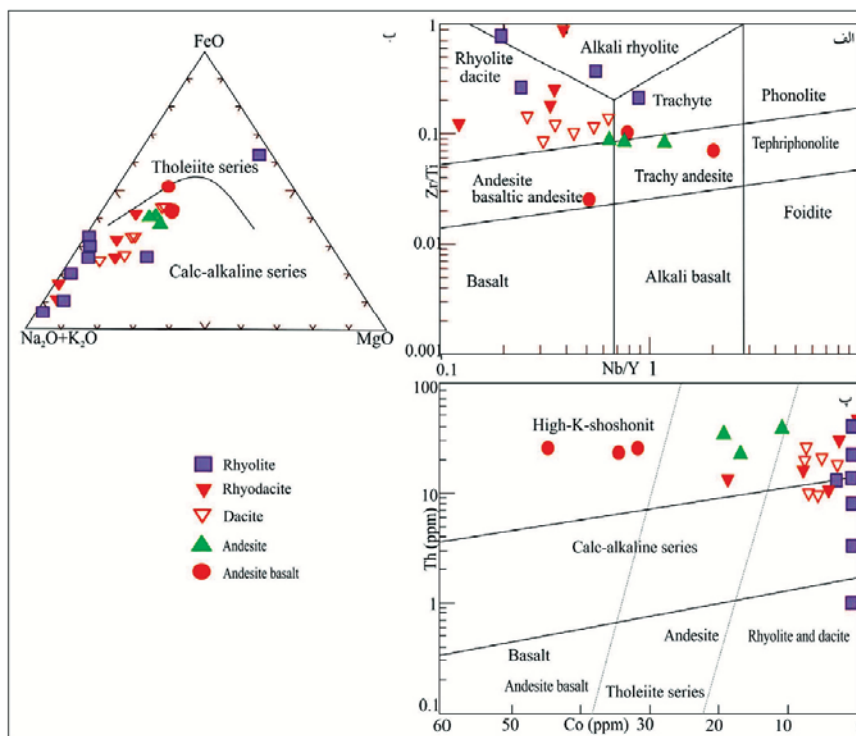
و باز، ورود ماگمای تازه به داخل حجره ماگمایی در حال تبلور، اختلاط و آلیش ماگمایی، هضم سنگ‌های دیواره و حرکات همرفتی در حجره ماگمایی با منطقه‌بندی حرارتی می‌تواند سبب تغییر در ترکیب ماگما و بازجذب و خوردگی در سطح بلور شود. خوردگی سطوح بلورها نشان‌دهنده عدم تعادل آن‌ها در مذاب در شرایط فیزیکوشیمیایی یا ترمودینامیکی جدید است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). فنوکریست‌های هورنبلاند قهوه‌ای دارای حاشیه اکسیده

کالک‌آلکان جای گرفته‌اند (شکل ۴-ب).
 به‌دلیل دگرسانی در منطقه و به‌منظور تعیین سری ماگمایی، نمونه‌های مورد مطالعه، بر روی نمودار (Hastie et al., 2007) رسم شدند که در آن از عناصر کم‌تحرک Co و Th استفاده شده است. براساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-پ).
 به منظور بررسی تغییرات ژئوشیمیایی عناصر، نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی به SiO_2 رسم شدند (شکل ۵). در این نمودارها، CaO ، Al_2O_3 ، MgO و Fe_2O_3 با افزایش SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهند. روند کاهشی CaO (شکل ۵-الف) را می‌توان به تفریق کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز نسبت داد (Liu et al., 2014; Ayabe et al., 2012; Fan et al., 2010; Kusu and Genel, 2010). کاهش میزان Al_2O_3 (شکل ۵-ب) نیز می‌تواند در رابطه با تبلور کلینوپیروکسن و هورنبلاند در حین تفریق گدازه‌های بازیک-حدواسط تفسیر شود (Castro et al., 2013; Ayabe et al., 2012).

تراشه‌های شیشه‌ای در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های اسیدی، می‌توان انتظار داشت که فعالیت‌های آتشفشانی با ترکیب اسیدی از نوع انفجاری بوده است.

ژئوشیمی

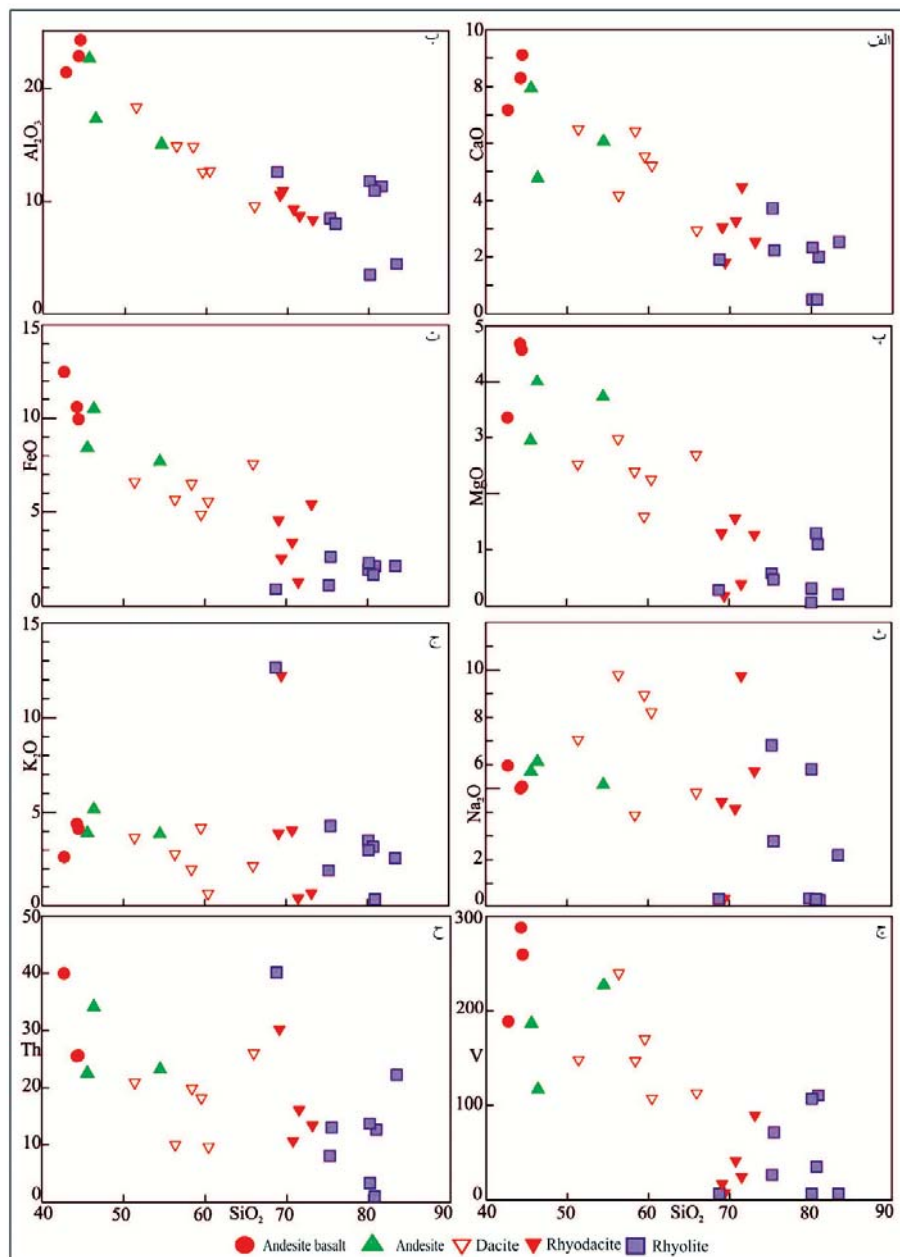
به‌منظور تفسیر نتایج تجزیه‌های شیمیایی، از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شد. به‌دلیل تحرک قابل توجه عناصر آلکان، از عناصری مانند Ti، Zr، Y و Nb در نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، استفاده شد. در نمودار نامگذاری نسبت Nb/Y به Zr/Ti (Pearce, 1996)، سنگ‌های مورد مطالعه، در قلمروهای بازالت، آلکالی‌بازالت، آندزیت، تراکیت، داسیت، ریولیت و آلکالی‌داسیت جای گرفته‌اند (شکل ۴-الف). به‌منظور تفکیک سری‌های ماگمایی، از نمودار سه‌تایی AFM (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شد (شکل ۴-ب) که در آن، از اکسیدهای آلکان $(A=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ، اکسیدهای آهن $(F=\text{FeO})$ و $M=\text{MgO}$ استفاده شده است. براساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه، در قلمروی



شکل ۴. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای طبقه‌بندی و تعیین سری ماگمایی؛ (الف) نمودار Nb/Y در مقابل Zr/Ti (Pearce, 1996)؛ (ب) نمودار مثلی AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ (پ) نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007)

شود (Christiansen and McCurry, 2008). Th در طول دگرسانی، غیر متحرک است (Bailie et al., 2012; Kusu and Geneli., 2010; Rudnick and Gao., 2004) برخی از نمونه‌های مورد مطالعه (شکل ۵-ج)، دارای مقادیر بالایی از Th هستند که شاید بتوان این مقادیر را با آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای، توجیه کرد (Kusu and Geneli., 2010; Rudnick and Gao., 2004).

MgO و FeO (شکل ۵-پ و ت) با افزایش SiO_2 کاهش یافته‌اند، که می‌تواند به تفریق الیون، پیروکسن، هورنبلاند و مگنتیت نسبت داده شود (Liu et al., 2014; Ayabe et al., 2012). Na_2O و K_2O (شکل ۵-ث و ج) دارای پراکندگی می‌باشد که با دگرسانی نمونه‌ها قابل توجیه است (Castro et al., 2013; Pfänder et al., 2002). در نمودار شکل ۵-چ، وانادیوم با افزایش SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهد که می‌تواند به تفریق مگنتیت نسبت داده

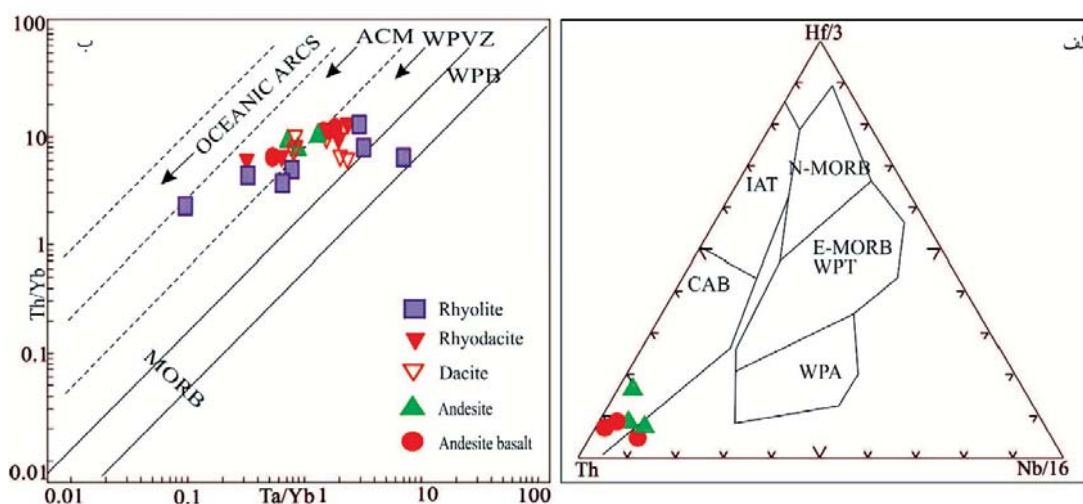


شکل ۵. نمودارهای انتخابی تغییرات SiO_2 در مقابل عناصر اصلی و کمیاب برای سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محدوده آهوان

بحث

درون‌صفحه‌ای (WPB) و MORB هستند (شکل ۶-ب). نمونه‌های حدواسط و تعدادی از نمونه‌های بازیک در این نمودار در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) و اکثر نمونه‌های اسیدی به همراه نمونه‌های بازیک در محدوده آتشفشانی درون‌صفحه‌ای (WPVZ) واقع شده‌اند. با توجه به این نمودارها شاید بتوان گفت که سنگ‌های آتشفشانی محدوده آهوان در محیط فرورانش و در یک محیط کشتی اولیه پشت کمان شکل گرفته‌اند.

در نمودار تمایز ماگمایی (Wood et al., 1979) در نمونه‌های بازیک-حدواسط در قلمروی بازالت کالک‌الکالن ترسیم شده‌اند (شکل ۶-الف). نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Gorton and Schandl, 2000) به پنج محیط تکتونیکی تقسیم شده است که شامل کمان‌های اقیانوسی، حواشی فعال قاره‌ای (ACM)، مناطق آتشفشانی درون‌صفحه‌ای (WPVZ)، بازالت‌های



شکل ۶. موقعیت قرارگیری نمونه‌های بررسی شده بر روی نمودارهای تعیین محیط تکتونوماگمایی. (الف) نمودار Wood et al. (1979) و (ب) نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Gorton and Schandl, 2000)

بخشی گوه گوشته‌ای و ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده، قابل توجه است (Ayebe et al., 2013; Pang et al., 2012; Green, 2006; Taylor and Martinez, 2003). تهی‌شدگی Ti و Nb، از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کمانی است که نشانه‌ای از تهی‌شدگی گوه گوشته‌ای سازنده ماگما و همچنین آرایش پوسته‌ای است، یا اینکه نشانه‌ای از متاسوماتیسم ناشی از دخالت ترکیبات رها شده از صفحه فرورونده است، که به دلیل حضور روتیل پسماند و در اثر فرایند آب‌زدایی این صفحه، از این عناصر تهی شده‌اند (Gill, 2010; Andrew et al., 2005).

غنی‌شدگی Zr در مقایسه با سایر HFSEs، با پرشدن دوبراره‌ی مخزن ماگمایی (Izbekov et al., 2004) و یا با هضم سنگ‌های پوسته‌ای توجیه شده است

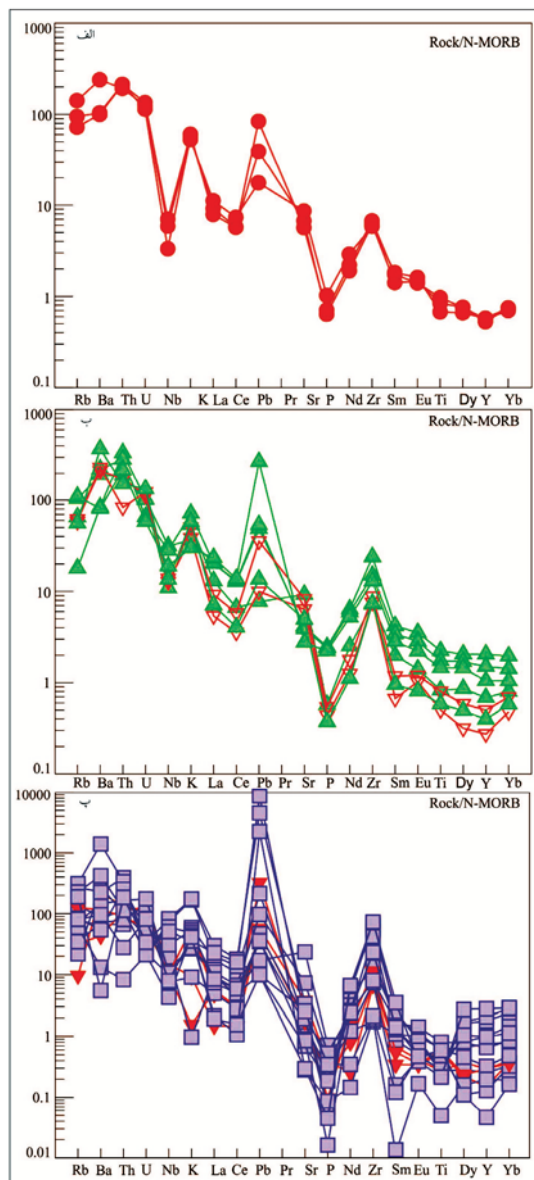
الگوهای عناصر کمیاب و نادر بهنجار شده با مقادیر منفی از LILE و LREE به سمت HREE هستند (شکل ۷). در این نمودارها غنی‌شدگی از Ba و Sr و تهی‌شدگی از Ti و Nb قابل مشاهده است. تهی‌شدگی از HFSE، نشانی از ماگماتیسیم مناطق کمانی است. غنی‌شدگی از عناصر LILE تا مرتبه ۱۰۰ و بالاتر از ۱۰۰ (شکل ۷) همراه با تهی‌شدگی از HFSE در ماگماتیسیم مناطق متمایل به پشت کمان دیده می‌شود (به طور مثال Winter, 2014; Gill, 2010). مقایسه نمودارهای تکتونوماگمایی و نمودارهای عنکبوتی تشکیل سنگ‌های آتشفشانی محدوده آهوان در یک محیط کشتی اولیه پشت کمان را تایید می‌کند. از طرف دیگر، غنی‌شدگی الگوها از LILEs، با ذوب

(2008)، برپایه سه عنصر Th، Nb و Ba طراحی شده است (شکل ۸-الف). این عناصر با وجود آنکه دارای ضرایب جدایش بالا و نزدیک بهم هستند اما در محیط‌های فرورانش رفتار متفاوتی دارند (Tian et al., 2011; Munker et al., 2004). Ba در گستره دمایی وسیعی متحرک است. Th در سیالات کم‌دما غیر متحرک اما در سیالات دمای بالا و مذاب‌های گوشته‌ای متحرک است (Tian et al., 2011; 2008). از این رو از نسبت‌های Ba/Th به Th/Nb می‌توان جهت تعیین میزان دخالت رسوبات و یا نقش سیالات در ژنز ماگما، به ویژه در مناطق فرورانش استفاده نمود (Tian et al., 2008). در این نمودار نسبت بالای Th/Nb، نشانه دخالت مذاب رهاشده، از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده است. در حالی که نسبت پایین‌تر Th/Nb در این نمودار، نشانه دخالت سیالات رهاشده از صفحه فرورو، در ژنز این سنگ‌ها است (شکل ۸-الف). نسبت بالای Ba/Th، نشان‌دهنده نقش سیالات آبدار دمای پایین است که ممکن است حاصل آب‌زدایی پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده یا رسوبات قدیمی‌تر اقیانوسی باشند. اکثر نمونه‌های مورد مطالعه، دارای نسبت Th/Nb کمتر از یک هستند که می‌توان ماگمای سازنده آن‌ها را حاصل ذوب بخشی گوه گوشته‌ای تهی‌شده در نظر گرفت. بالابودن نسبت عناصر کم‌حرکی مانند Nb و Th، در محیط فرورانش، نشان از نقش ناچیز سیالات در ژنز ماگما است. Ba در سیالات قابلیت انحلال بالایی دارد در حالی که عنصر ناسازگاری مانند Th، ممکن است توسط مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورو، انتقال یابد (Tian et al., 2008; Plank, 2005). در نمودار Ba/Nb در مقابل Th/Nb (Martynov et al., 2007)، به نظر می‌رسد که نقش مذاب برخاسته از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده، بیش از نقش سیالات بوده است.

نتیجه‌گیری

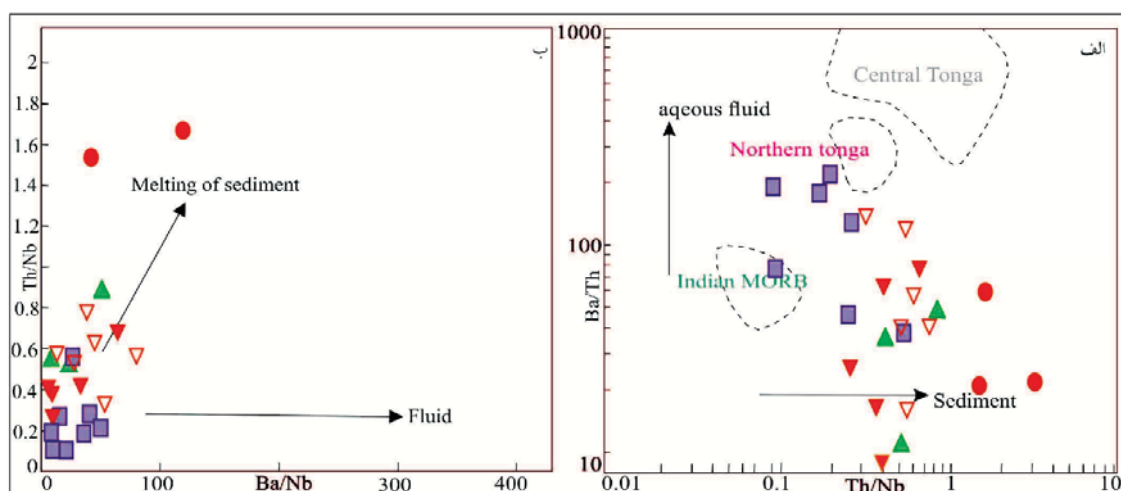
براساس مطالعات زمین‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، گدازه‌های آتشفشانی محدوده مورد مطالعه، دارای ترکیب آندزیت، آندزیت بازال، بازال، داسیت، ریولیت و توف می‌باشند و ماگمای سازنده آن‌ها، ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم‌بالا و شوشونیتی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها که بخشی از نوار آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی

(Khanna et al., 2015). غنی‌شدگی واضح از Pb در این نمودارها را می‌توان به عملکرد مذاب رها شده از ذوب بخشی بالای صفحه فرورونده نسبت داد (Ghorbani, 2006; 2002). Tatsumi et al., 2002). شاید هم بتوان، غنی‌شدگی این عنصر را با آلیش ماگما با مواد پوسته قاره‌ای، در حین بالا آمدن ماگما، توجیه نمود (Varekamp et al., 2010; 2003). Wayer et al., 2003)



شکل ۷. نمودارهای چند عنصری بهنجار شده با مقادیر N-MORB (Sun and McDonogh, 1989) برای نمونه سنگ‌های آتشفشانی محدوده آهوان. نشانه‌ها مانند نمودارهای قبلی است

نمودار Th/Nb در مقابل Ba/Th (Tian et al., 2008)



شکل ۸. نمودارهای بررسی نقش ترکیبات فرورانش (سیال/مذاب)، الف) نمودار Th/Nb در مقابل Ba/Th (Tian et al., 2008)، ب) نمودار Ba/Nb در مقابل Th/Nb (Martynov et al., 2007)

و داوران محترم این مقاله هستیم که نکات ارزشمندی را در جهت بهبود کیفیت این تحقیق یادآوری نمودند.

منابع

- باززرگانی گیلانی، ک. و فرامرزی، م.، ۱۳۸۴. زمین‌شناسی و ژنز کانسارهای سرب و روی شمال سمنان. بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حسینی، ح.، ۱۳۸۴. نقشه زمین‌شناسی جام با مقیاس ۱:۲۵،۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور، بلوک ۳۷.
- حاجی بهرامی، م.، تقی‌پور، ن. و قربانی، ق.، ۱۳۹۴. منشأ کانسارهای همیرد، شمال شرق سمنان: با استفاده از مطالعه میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار S، C، O. فصلنامه علوم زمین، ۹۷، ۶۱-۷۰.
- شاه حسینی، ا. و قاسمی، ح.، ۱۳۸۶. پترولوژی و پتروژنز توده‌های نفوذی شمال-شمال شرق سمنان. بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شهری، م.، ۱۳۹۰. بررسی اسکارن‌زایی، متاسوماتیسم و کانه‌زایی مرتبط با آن در منطقه زرتول، شمال شرق سمنان. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۹.
- صمدیان، م.ر.، نبوی، م.ح.، علوی نائینی، م.، شهرابی، م.، واعظی‌پور، م.ج.، حامدی، ع.ر. و آقائباتی، س.ع.، ۱۳۷۳. نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سمنان با مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.

در شمال زون ساختاری ایران مرکزی را تشکیل می‌دهند، دارای امتداد شمال خاوری-جنوب باختری می‌باشند و از عملکرد گسل عطاری، تاثیر پذیرفته‌اند. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 ، روندهای منظمی را نشان می‌دهند که ناشی از تبلور تفریقی کانی‌ها است. نمودارهای تکتونوماگمایی، ویژگی‌های ولکانیسم مناطق فرورانش و متمایل به پشت کمان را نشان می‌دهند. بررسی الگوهای نمودارهای عنکبوتی، بهنجارشده با مقادیر N-MORB، برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه جام، تهی‌شدگی از عناصر گروه HFS (مانند Nb و Ti) و غنی‌شدگی از عناصر گروه LIL (مانند Ba و Th) را نشان می‌دهند که خاص ولکانیسم مناطق فرورانش است. بررسی نسبت‌های عنصری در نمونه‌ها را، شاید بتوان به تأثیر مذاب برخاسته از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده بر روی گوه گوشته‌ای تهی شده، نسبت داد. به نظر می‌رسد که با توجه به نسبت بالای Th/Yb و Th/Nb و نسبت پایین Th/Ba، تأثیر مذاب‌های برخاسته از صفحه فرورونده بر گوه گوشته‌ای، بیشتر از سیالات بوده است.

سپاسگزاری

از پژوهشکده علوم زمین و آقای مهندس حسام حسینی از سازمان زمین‌شناسی جهت فراهم نمودن امکانات این تحقیق تشکر می‌شود. قدردان آقای دکتر سید جعفر عمرانی

- M., 2013. Late Eocene-Oligocene post collisionsl monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 180-181, 109-127.
- Christiansen, E.H. and McCurry, M., 2008. Contrasting origins of Cenozoic silicic volcanic rocks from the western Cordillera of the United States. *Bulltain Volcanology*, 70, 251-267.
 - Fan, W., Wang, Y., Zhang, A., Zhang, F. and Zhang, Y., 2010. Permian arc-back-arc basin development along the Ailaoshan tectonic zone: geochemical, isotopic and geochronological evidence from the Mojiang volcanic rocks, southwest China. *Lithos*, 119, 553-568.
 - Ghasemi, H. and Rezaei-Kakhkhai, M., 2015. Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene volcanic (DAEV) rocks, NE Iran. *Mineralogy and Petrology*, 109, 235-252.
 - Ghorbani, M.R., 2006. Lead enrichment in Neotethyan volcanic rocks from Iran: the implications of a descending slab. *Geochemical Journal*, 40, 6, 557-68.
 - Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes, a Practical Guide*. A John Wiley and Sons Publication, 428.
 - Gorton, M.P. and Schandl, E.S., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073.
 - Green, N.L., 2006. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Gari-baldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 87, 23-49.
 - علوی نائینی، م.، ۱۳۷۶. نقشه زمین‌شناسی جام با مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور، سری ۶۷۶۱.
 - غیائوند، ع.، قادری، م. و رشیدنزاد عمران، م.، ۱۳۸۴. مطالعه کانی‌شناسی ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان. نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
 - قاسمی، ح.، الهیاری، س.، طاهری، ع. و صادقیان، م.، ۱۳۹۲. موقعیت چینه شناسی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی-رسوبی عباس آباد، شمال شرق شاهرود. پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۵۰، ۱، ۴۲-۲۵.
 - قریشوندی، ح.ر.، مسعودی، م.، پرهیزکار، ط. و پورخورشیدی، ع.، ۱۳۸۹. قابلیت کاربرد سنگ‌های آتشفشانی شرق سمنان (منطقه جام) به عنوان پوزولان در ترکیب سیمان‌های آمیخته. نخستین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
 - یزدی، ع. و شاه‌حسینی، ا.، ۱۳۹۴. پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های گابروبی شمال شرق سمنان. چهارمین گردهمایی علوم زمین و دومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 - Andrew, G., Conly, J.M., Brenen, H.B. and Steven, D.S., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia region, Baja California Sur Mexico. *Volcanology and Geothermal Research*, 142, 303-341.
 - Ayabe, M., Takahashi, K., Shuto, K., Ishimoto, H. and Kawabata, H., 2012. Petrology and geochemistry of adakitic dacites and high-MgO andesites, and related calk-alkaline dacites from the Miocene Okoppe volcanic field, N Hillai-do, Japan. *Journal of Petrology*, 53, 547-588.
 - Bailie, R., Rajeshm, H.M. and Gutzmer, J., 2012. Bimodal volcanism at the western margin of the Kaapvaal Craton in the after math of collisional events during the Namaqua-Natal Orogeny: the Koras group, south Africa. *Precambrian Research*, 200, 163-183.
 - Castro, A., Aghazadeh, M. and Chchorro,

- Hastie, R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 12, 234-235.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Khalili Mobarhan, S. and Ahmadipour, H., 2010. Using magma mixing/mingling evidence for understanding magmatic evolution at mount Bidkhan statovolcano (south-east Iran). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 21, 2, 137-153.
- Khanna, T.C., Sai, V.V.S. and Bizimis, M., Krishna, A.K., 2015. Petrogenesis of basalt-high-Mg andesite-adakite in the Neoproterozoic Veligallu greenstone terrane: geochemical evidence for a rifted back-arc crust in the eastern Dharwar craton, India. *Precambrian Research*, 258, 260-277.
- Kuscu, G.G. and Geneli, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 593-621.
- Kuscu, G.G. and Floyd, P.A., 2001. Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics. *Lithos*, 56, 207-230.
- Liu, H.Q., Xu, Y.G., Tian, W., Zhong Y. T, Mundil, R., Li, X.H., Yang, Y.H., Luo, Z. Y. and Shang-Guan, S.M., 2014. Origin of two types of rhyolites in the Tarim large igneous province: consequences of incubation and melting of a mantle plume. *Lithos*, 319, 1-14.
- Martynov, Y.A., Kimura, J.I., Khanchuk, A.I., Rybin, A.V. and Chashchin, A.A., 2007. Magmatic sources of Quaternary lavas in the Kuril island arc: New data on Sr and Nd isotopy. *Doklady Earth Sciences*, 417, 8, 1206-1211.
- Munker, C., Worner, G., Yogodzinski, G. and Churicova T., 2004. Behavior of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 275-293.
- Nelson, S.T. and Montana, A., 1992. Sive-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77, 1242-1249.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180-181, 234-251.
- Pearce, J.A., 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams, in Wyman, D.A., ed., *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration: Geological Association of Canada. Short course notes*, 12, 79-113.
- Pfänder, J.A., Jochum, K.P., Kozakov, I., Kröner, A. and Todt, W., 2002. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the Late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 143, 154-17.
- Plank, T., 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46, 921-944.

- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2004. Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, 3, 1-64.
- Shelly, D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope*, Chapman and Hall, London, 445.
- Singer, S.B.A., Dungan, M. and Layne, G., 1995. Texture and Sr, Ba, Mg, Fe and Ti compositional profile in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkalin magma chamber. *American Mineralogist*, 80, 776-798.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, 42, 313-345.
- Tatsumi, Y., Nakashima, T. and Tamura, Y., 2002. The petrology and geochemistry of calc-alkaline andesite on Shodo-Shima island, SW Japan. *Journal of Petrology*, 43, 3-16.
- Taylor, B. and Martinez, F., 2003. Back-arc basin basalt systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 210, 481-497.
- Tian, L., Castillo, P.R., Hilton, D.H., Hawkins, J.W., Hanan, B.B. and Aaron J. Pietruszka, A.J., 2011. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of the northern Lau Basin lavas: Implications for the composition and dynamics of the back-arc basin mantle. *Journal of Geophysical Research*, 116, 11-20.
- Tian, L., Castillo, P.R., Hawkins, J.W., Hilton, D. R., Hanan, B.H. and Pietruszka, A.J., 2008. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 657-670.
- Tsuchiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthosite and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 89, 1-16.
- Varekamp, J.C., Hesse, A. and Mandeville, C.W., 2010. Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 313-328.
- Weyer, S., Munker, C. and Mezger, K., 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 24-309.
- Winter, J.D., 2014. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Second edition, Pearson New International edition, 745.
- Wood, D.A., Joron, J.L. and Treuil, M., 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science, Letters*, 45, 326-336.