

پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در باختر سه‌چنگی، بلوک لوت

مرتضی خلعت‌بری جعفری*، زینت کیلانی جعفری ثانی، سید جعفر عمرانی؛

پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

پذیرش ۹۷/۰۴/۲۵

دریافت ۹۶/۱۱/۰۳

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن رخنمون یافته در باختر سه‌چنگی، بلوک لوت، دربردارنده ته نهشته‌های پیروکلاستیک و گدازه‌ای است. سنگ‌های آتشفشانی منطقه بررسی شده دارای ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی آندزیت، آندزیت-تراکی-آندزیت، تراکی‌داسیت، داسیت و ریولیت-ایگنمبریت هستند. بر اساس بررسی‌های صحرایی، سنگ‌های آتشفشانی در چهار مرحله و در محیط زیرآبی تا خشکی فوران کرده‌اند. واحدهای آتشفشانی در منطقه بررسی شده، به‌صورت تناوبی از سنگ‌های اسیدی و بازیک-حدواسط رخنمون یافته‌اند که شبیه ولکانیسم دوگانه است. در پژوهش‌های پتروگرافی، سنگ‌های اسیدی دارای میکروآنکلاوهای پیروکسنیت هستند که شاید از گوشته لیتوسفری زیر قاره بالا آمده‌اند. در نمودارهای تمایز ماگمایی، گدازه‌ها روندهای ماگمایی شوشونیتی و کالک‌الکالن پتاسیم بالا را نشان می‌دهند. الگوهای عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده، غنی‌شدگی از LREE و LILE در مقایسه با عناصر HFSE را نشان می‌دهند که قابل مقایسه با مناطق فرورانش هستند. در نمودارهای تکنونوماگمایی آن‌ها در قلمروی حاشیه قاره تجمع یافته‌اند. تفسیر نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که گدازه‌های بازیک-حدواسط از ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری حاصل شده‌اند که قبلاً به‌وسیله مؤلفه‌های فرورانشی (سیالات-مذاب) غنی شده‌اند و نمی‌توان تأثیر آن‌ها را از ترکیبات پوسته‌ای تفکیک کرد. سنگ‌های اسیدی دارای عناصری شبیه به پوسته هستند که دلالت بر ذوب‌بخشی پوسته در تشکیل ماگمای اسیدی دارد. به‌نظر می‌رسد که بعد از بسته شدن نفوتتیس در کرتاسه بالایی و ضخیم شدن لیتوسفر قاره‌ای در بلوک لوت، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن باختر سه‌چنگی در یک محیط بازشدگی مربوط به برخورد تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: آندزیت، ریولیت، فرورانش، شوشونیت، گوشته، پوسته.

مقدمه

منطقه بررسی شده در بلوک لوت، استان خراسان جنوبی و در باختر معدن سه‌چنگی واقع است (شکل ۱). این منطقه در بین طول‌های جغرافیایی $30^{\circ} 57'$ تا $30^{\circ} 58'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $30^{\circ} 32'$ و تا $32^{\circ} 45'$ شمالی جای دارد. بلوک لوت، ناحیه‌ای در خاور ایران است که بین دو گسل نهبندان در خاور و نای‌بندان در باختر واقع شده است [۱]. این گسل‌ها دارای امتداد شمالی-جنوبی است و عملکرد غالب در آن‌ها راست‌گرد بوده است. زون جوش‌خورده سیستان در خاور بلوک لوت و رشته‌کوه‌های شتری در باختر آن برونزد دارند. بخش شمالی بلوک لوت با گسل درونه و پهنه‌های نمکی و بخش جنوبی آن به‌وسیله کمان مکران (شامل مجموعه آتشفشانی بزمان و گودال جازموزیان) احاطه شده است [۲]، [۳].

طی پالئوزوئیک، ناحیه لوت همراه با سایر بخش‌های ایران مرکزی شرایط پلاتفرمی داشته‌اند اما طی مزوزوئیک و ترشیری این پلاتفرم در جهات مختلف شکسته شده و به شکل موزائیک‌هایی درآمدند [۴]. به نظر می‌رسد که هم‌زمان با بسته شدن پالئوتتیس و بازشدگی نئوتتیس در مزوزوئیک [۵]، [۶]، [۷] بلوک لوت همراه با سایر بخش‌های قاره‌ای منفصل مانند سندرچ-سیرجان، البرز و ایران مرکزی به اورازیا متصل شدند [۸]، [۹]، [۱۰]. طی پرمین بالایی و سپس مزوزوئیک، شاخه‌های نئوتتیس در امتداد زون‌های ساختاری اصلی ایران از جمله در خاور ایران (اقیانوس سیستان) شکل گرفتند. فرایند فرورانش سبب بسته شدن نئوتتیس در خاور ایران و متعاقب آن ایجاد زون جوش خورده بین خاور ایران و بلوک افغان طی کرتاسه-ترشیری شده است [۱۱]، [۱۲]، [۱۳]، [۱۴].

در رابطه با پیشینه تحقیقاتی در بلوک لوت می‌توان به مهرابی و همکاران [۱۵]، اشاره کرد که توده گرانیتهی سرخ-کوه در جنوب باختری خوسف واقع در در شمال لوت را به‌عنوان قدیمی‌ترین فعالیت زمین‌ساختی-ماگمایی در خاور ایران دانسته‌اند. به باور کریم‌پور و همکاران [۲]، فعالیت‌های ماگمایی در بلوک لوت از ژوراسیک میانی آغاز شد که حاصل آن توده‌های گرانیته‌ی مانند توده گرانیته‌ی شاه‌کوه [۱۶] بوده است. به عقیده کریم‌پور و همکاران [۲] و پانگ و همکاران [۱۷]، فعالیت‌های ماگمایی در بلوک لوت طی کرتاسه بالایی ادامه یافت ولی در ائوسن و الیگوسن به اوج خود رسید که با کانی‌زایی همراه بوده‌اند. توده‌های نفوذی نیز با سن‌های متفاوت کرتاسه بالایی [۲]، ائوسن [۱۸] و الیگوسن [۱۹] در جای‌جای بلوک لوت گزارش شدند اما توده‌های گرانیته‌ی جوان‌تر از الیگوسن در بلوک لوت دیده نشدند [۲]. در نئوژن گدازه‌های با ترکیب الکالی بازالیت در خاور گسل نه و در امتداد گسل نای‌بندان فوران نمودند [۲۰]. در اطراف منطقه بررسی شده در این مقاله نیز ولکانیسم نئوژن به‌صورتی گسترده در ناحیه رباط خوشاب [۲۱] و نای‌بندان [۲۲] گزارش شدند. گدازه‌های آتشفشانی کواترنری را می‌توان در امتداد گسل نای‌بندان [۲۲]، [۲۳] و در محدوده تخت نادر در شمال منطقه بررسی شده یافت.

در اکثر مدل‌های ژئودینامیکی مربوط به خاور ایران به حاشیه خاوری بلوک لوت و رخنمون‌های افیولیتی نیز پرداخته شده است. به‌عبارتی دیگر در تحولات ژئودینامیکی خاور ایران به بلوک لوت نیز اندیشیده شد. در مدل ژئودینامیکی کمپ و گریفیس [۱۱] ابتدا بازشدگی اقیانوسی نئوتتیس و سپس فرورانش آن و تشکیل گودال، برخورد قاره‌ای و فعالیت‌های ماگمایی در زون جوش خورده سیستان (در همبری بین بلوک‌های لوت و افغان) مورد نظر قرار گرفت. به باور کمپ و گریفیس [۱۱]، بازشدگی بزرگ قاره‌ای بین بلوک‌های لوت و افغان در کرتاسه میانی سبب ایجاد حوضه‌ای رسوبی فلیشی شده است. از مائستریستین فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر بلوک افغان آغاز و تا ائوسن میانی ادامه یافت. با ادامه هم‌گرایی و برخورد بین بلوک‌های لوت و افغان، چین‌خوردگی‌ها گسترش یافتند و گسلش امتدادلغز طی الیگوسن و میوسن روی داده است. حرکات امتدادلغز و راستالغز نیز در امتداد گسل‌های قدیمی طی میوسن پایانی-کواترنری ادامه یافت. به باور کمپ و گریفیس [۱۱] سنگ‌های آتشفشانی این ناحیه از نظر پتروگرافی و ژئوشیمیایی با سنگ‌های آتشفشانی ارومیه-دختر و البرز متفاوتند و حاصل فعالیت‌های آتشفشانی کرتاسه-پالئوسن، ائوسن-الیگوسن، الیگومیوسن و نئوژن هستند.

تیرول و همکاران [۱۲]، زون جوش خورده‌ی سیستان در خاور ایران را جز کمر بند کوهزایی و برخوردی آلپ-همیالیا دانستند که طی دوره زمانی کرتاسه-ترشیری شکل گرفته است. بر اساس بررسی‌های ترمبارومتری فتوحی راد

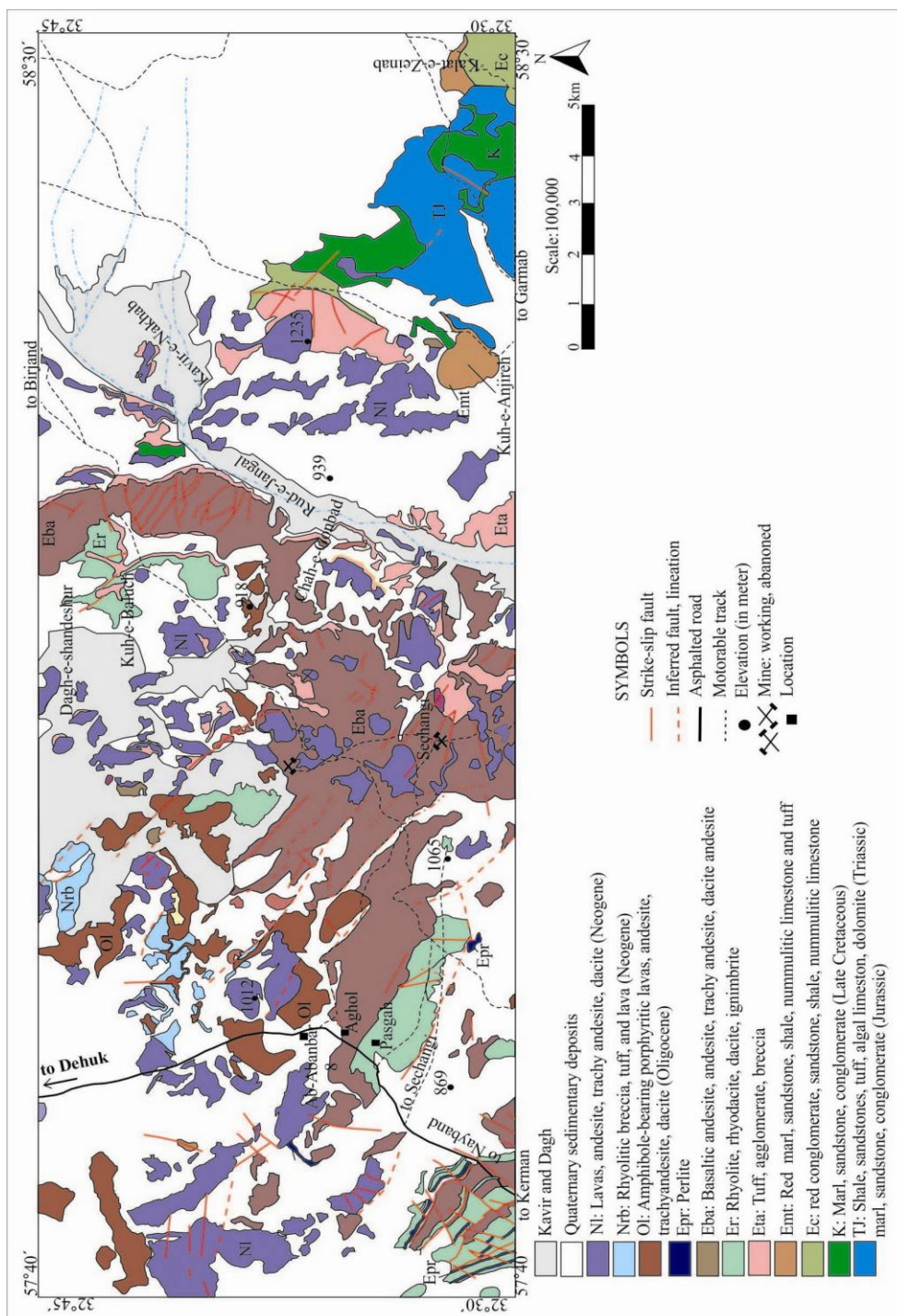
و همکاران [۲۴]، عدسی‌های اکلویت در زون سوچور از لیتوسفر فرورو و از اعماق مختلف جدا شده‌اند. به باور ساکانی و همکاران [۲۵]، مجموعه افیولیتی نه‌بندان واقع در زون جوش خورده سیستان، مرز بین بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان هستند و سنگ‌های اولترامافیک و مافیک آن ویژگی سوپراسابدکشن را نشان می‌دهند. در مدل آن‌ها، این پوسته اقیانوسی با شیب رو به خاور به زیر بلوک افغان طی کرتاسه-الیگوسن دچار فرورانش شده است.

ارجمندزاده و همکاران [۱۹]، با بررسی توده‌های پلوتونیک و سنگ‌های آتشفشانی محدوده چاه شلجی در جنوب بیرجند، آن‌ها را نتیجه فرورانش به زیر بلوک لوت طی ترشیری دانستند. آنان فرورانش دوسویه را مدل ژئودینامیکی مناسب در بلوک لوت پیشنهاد کردند. به نظر کریم‌پور و همکاران [۲]، فعالیت‌های آتشفشانی ترشیری در بلوک لوت با برون‌ریزی و فوران ایگنمبریت‌ها در بازه زمانی ۶۱ تا ۵۹ میلیون سال قبل (پالئوسن پایانی) آغاز شد. سپس طی دوره ائوسن میانی-الیگوسن آغازین توده‌های آذرین درونی از نوع دیوریت، مونزونیت و گرانودیوریت در بخش‌های مختلف بلوک لوت نفوذ یافتند. به اعتقاد آن‌ها ماگمای سازنده بازالت‌ها و توده‌های گرانیتوئیدی که در بازه زمانی ۳۰ الی ۴۳ میلیون سال قبل در بلوک لوت فوران یافته‌اند، ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه با مناطق فرورانش را نشان می‌دهند.

در مدل ژئودینامیکی پیشنهادی زرین‌کوب و همکاران [۲۶]، اقیانوس سیستان در کرتاسه آغازین-میانی باز شد سپس به زیر بلوک لوت فرورانش نمود. در کرتاسه پایانی-پالئوسن پایانی بلوک لوت و افغان به یک‌دیگر برخورد کردند که حاصل آن ضخیم شدن لیتوسفر و توده‌های نفوذی آداکیتی بوده است. در ائوسن میانی-الیگوسن پایانی، لیتوسفر شکسته شده و جریان‌های آستنوسفری به سمت بالا حرکت کردند. نتیجه این فرآیند، ولکانیسم با منشأ گوشته‌ای بوده است.

طبق نظر پانگ و همکاران [۱۷]، سنگ‌های ماگمایی ائوسن-الیگوسن بلوک لوت-سیستان با سنگ‌های ماگمایی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و البرز متفاوتند. به باور آن‌ها، سنگ‌های ماگمایی در این دوره در بلوک لوت دارای منشأ گوشته‌ای مانند منشأ بازالت‌های میان اقیانوسی بوده‌اند که با مواد پوسته قاره‌ای فوقانی دچار آرایش شده‌اند. میری بیدختی و همکاران [۲۷] با بررسی توده‌های گرانیتوئیدی الیگوسن محدوده ماهور، ماگمای والد را حاصل ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های متاسوماتیزه دانسته‌اند. به باور آن‌ها، فرورانش اقیانوس سیستان به زیر بلوک لوت در ترشیری روی داده است. پژوهش‌های پالئواسترس مؤید تغییرات گسترده در رژیم تکتونیک در خاور ایران طی سنوزوئیک فوقانی بوده است [۲۸]، به طوری که جهت تنش فشاری از $90^{\circ} N$ در میوسن میانی-فوقانی تا $60^{\circ} N$ در پلیوسن فوقانی و در نهایت $25^{\circ} N$ در پلیوکواترنری تغییر کرده است. در نتیجه می‌توان گفت که یک چرخش خلاف عقربه ساعت در جهت تنش فشاری در کم‌تر از ده میلیون سال روی داده است [۲۸].

در رابطه با پیشینه تحقیقاتی در ناحیه بررسی شده و اطراف آن می‌توان به گزارش نقشه ۱:۲۵۰,۰۰۰ نای‌بندان [۲۲] اشاره کرد. به باور آن‌ها در ناحیه نای‌بندان (که منطقه بررسی شده در شمال آن واقع است)، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن رخنمون دارند که می‌توان آن‌ها را در دو گروه تقسیم کرد: گروه نخست در قاعده رخنمون داشته و از سنگ‌های پیروکلاستیک با ترکیب اسیدی تشکیل شده‌اند و به سمت بالا و به تدریج جریان‌های آندزیتی و داسیتی نیز ظاهر شده‌اند. روی آن‌ها گدازه‌های جریانی پیروکسن آندزیتی ریخته شده‌اند. روی گدازه‌های آندزیتی، گروه جوان‌تر از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با یک نبود نهشته شده‌اند. گروه اخیر دربردارنده سنگ‌های پیروکلاستیک و گدازه‌های ریولیتی و ایگنمبریت هستند. به نظر کلایور و همکاران [۲۲] دوره این نبود، نامشخص است. بین گدازه‌های آتشفشانی



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه بررسی شده که از ورقه‌های ۱:۱۰۰,۰۰۰ زونگان [۲۳] و سه چنگی [۳۰] اقتباس شده است.

اٹوسن و گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن یک دگرشیبی به‌وسیله اِشتوکلین و نبوی [۲۹] گزارش شده است. هم نبود نخست و هم دگرشیبی اخیر در منطقه بررسی شده در این مقاله نیز دیده می‌شوند. به اعتقاد ترکیان و همکاران [۴] در آغاز سنوزوئیک، رسوبات کربناته در خاور ایران بخصوص در جنوب سه‌چنگی نهشته شدند اما در اٹوسن گدازه‌های

آتشفشانی با ترکیب آندزیتی، تراکی‌آندزیتی فوران یافتند. در ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ زنونان، فریدی [۲۳]، بر پایه مقایسه چینه‌نگاری و با بهره‌گیری از نتایج تعیین سن بروش پتاسیم-آرگن [۲۲]، سنگ‌های آتشفشانی را در گروه‌های سنی ائوسن، الیگوسن و نوژن (شکل ۱) دسته‌بندی کرد که پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در این مقاله بحث شده است.

جدول ۱. نتایج تجزیه ژئوشیمیایی اکسیدهای اصلی (%) و عناصر کمیاب و نادر خاکی (ppm)

Sample	Z 143a1	Z 143b1	Z 263	Z 275a	Z 271	Z 245	Z 218-2	Z 263	Z 284a	Z 71
Rock	انکلاو			بازالتیک آندزیت		آندزیت-تراکی آندزیت				
Lb.	ALS				GSI					
SiO ₂	۵۳,۱	۵۳,۱	۵۹,۴	۵۷,۷۴	۵۸,۱۷	۵۹,۵۷	۶۶,۶۸	۵۷,۵	۵۵,۹	۵۸,۴۵
TiO ₂	۰,۸۳	۰,۸۱	۰,۸۱	۷۴,۰	۰,۷۸	۰,۷۵	۰,۴۹	۰,۸۳	۰,۹۲	۰,۷۹
Al ₂ O ₃	۱۴,۱۵	۱۳,۹۵	۱۶,۶۵	۱۵,۵۴	۱۵,۷۱	۱۵,۳۶	۱۴,۵۶	۱۵,۷۴	۱۵,۵۱	۱۵,۷۸
Fe ₂ O _{3t}	۹,۳۱	۹,۲۷	۶,۴۸	۵,۳۶	۶,۱۶	۴,۸۷	۲,۷۶	۶,۳۴	۶,۹۱	۵,۶۵
MnO	۰,۲	۰,۱۹	۰,۱	۰,۰۸	۰,۱۷	۰,۱	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۱
MgO	۷,۲۴	۷,۳۱	۲,۲۵	۶,۶۸	۵,۱	۴,۲۱	۱,۶۶	۵,۱۶	۵,۲۳	۳,۸۵
CaO	۸	۸,۴۲	۵,۰۷	۳,۱۵	۴,۲۷	۳,۶	۲,۲۱	۶,۰۵	۵,۷۳	۴,۸۶
Na ₂ O	۳,۰۵	۲,۹۹	۳,۹۷	۲,۸	۲,۹۱	۳,۱۴	۳,۲۳	۲,۹۲	۲,۷۸	۳,۴۸
K ₂ O	۱,۶	۱,۵۶	۲,۷۷	۴,۵۶	۵	۵,۲۱	۵,۴۱	۲,۶	۴,۲۱	۴,۰۲
P ₂ O ₅	۰,۲۵	۰,۲۳	۰,۲۳	۰,۲۸	۰,۳۱	۰,۲۷	۰,۱۴	۰,۲۶	۰,۳۹	۰,۲۹
L.O.I	۲,۰۷	۲,۲۳	۲,۶۴	۱,۲۵	۱	۱,۳	۲	۱,۵	۱,۷۱	۱,۸۱
Total	۹۹,۹	۱۰۰,۰۶	۱۰۰,۳۷	۹۷,۱۸	۹۹,۵۸	۹۸,۳۸	۹۹,۰۲	۹۸,۹۸	۹۹,۳۷	۹۹,۰۹
V	۲۴۶	۲۳۶	۱۳۱	۱۲۵	۱۳۱	۱۲۴	۸۹	۱۳۱	۱۵۵	۱۲۵
Cr	۴۶۰	۴۳۰	۲۰	۳۲,۳	۳۹,۵	۵	۵	۱۱,۲	۳۹,۹	۵
Co	۳۱,۹	۳۱,۵	۲۲,۹	۱۵,۹	۱۹	۱۵,۷	۹,۵	۲۰,۲	۲۲,۵	۱۹,۷
Ni	۵۳	۵۲	۶	۵	۴,۵	۵	۵	۴,۵	۵,۷	۱,۹
Cu	۴۷	۴۳	۲۵	۴۹	۵۹,۳	۳۰,۴	۲۰,۵	۲۸,۸	۵۷,۵	۲۸
Zn	۱۳۶	۱۲۸	۷۷	۷۶,۳	۶۰,۴	۵۲,۹	۳۵,۵	۶۲,۳	۶۰,۷	۵۷,۲
Ga	۱۵,۶	۱۵,۲	۱۹,۳	۸,۱	۱۰,۲	۸,۳	۲,۱	۱۴	۹,۸	۸,۴
Rb	۳۶,۲	۳۵,۶	۹۵,۸	۱۷۱,۳	۱۷۷,۹	۱۹۲,۵	۱۷۲,۹	۹۲,۹	۱۲۹,۷	۱۲۲,۱
Sr	۳۶۶	۳۵۲	۴۳۰	۴۹۰,۲	۵۵۹,۷	۱۱۴۳,۹	۴۰۰	۴۹۱,۶	۸۶۹,۹	۶۱۸,۸
Y	۱۶,۹	۱۶,۶	۲۱,۸	۴۵,۲	۴۷	۵۰	۴۶	۳۵,۸	۳۹,۵	۳۹,۷
Zr	۸۶	۸۴	۱۹۵	۱۷۹,۳	۱۶۴,۵	۲۴۲	۱۹۸,۷	۱۷۶,۱	۲۰۹,۳	۱۸۵,۸
Nb	۵	۴,۸	۱۷,۶	۴,۹	۷,۲	۱۲,۳	۸,۴	۱۲	۵,۵	۹,۲
Cs	۲,۳۲	۲,۴	۴,۰۵
Ba	۵۵۵	۲۴۷	۴۲۲	۷۲,۹	۸۳	۷۲	۸۵	۹۱	۱۳۸	۷۲
La	۱۷,۴	۱۷,۳	۳۱,۶	۲۹,۸	۱۹,۳	۲۵,۷	۱۴	۲۵,۹	۳۶,۹	۲۵
Ce	۳۱,۱	۳۰,۸	۶۱	۴۲,۹	۵۵,۱	۴۷,۸	۲۶,۹	۲۷,۵	۵۹,۴	۴۵,۷
Pr	۴,۵۲	۴,۴۷	۷,۱۱
Nd	۱۸,۸	۱۸,۷	۲۶,۶	۱	۱	۱	۱	۱	۱۰	۱
Sm	۳,۹۸	۴,۰۶	۵,۲	۱,۱	۵	۱,۹	۱	۰,۹	۱,۱	۱,۹
Eu	۱,۱۵	۱,۰۹	۱,۳۶	۰,۲	۱,۶	۰,۵	۰,۲	۰,۲	۰,۲	۰,۵
Gd	۳,۹۲	۳,۹	۵,۱۱
Tb	۰,۵۹	۰,۵۹	۰,۷۷
Dy	۳,۲۷	۳,۱۶	۴,۱۱
Ho	۰,۶۸	۰,۶۷	۰,۸۵
Er	۱,۹۶	۱,۸۷	۲,۵۲
Tm	۰,۲۸	۰,۲۷	۰,۳۶
Yb	۱,۷۲	۱,۷۲	۲,۳۱	۲,۲	۲,۲	۲,۲	۲,۱	۲,۲	۲,۲	۲,۲
Lu	۰,۳	۰,۲۸	۰,۳۶
Hf	۲,۳	۲,۲	۵,۱
Ta	۰,۳	۰,۳	۱,۲	۰,۷	۱,۱	۰,۲	۰,۲	۰,۲	۱	۰,۲
Pb	۱۰	۹	۱۳
Th	۳,۸۳	۳,۶۴	۱۱,۰۵	۱۱,۳	۱۱,۸	۱۲,۸	۱۱,۴	۶,۴	۸,۸	۸,۳
U	۲,۴۴	۲,۴۹	۳,۱۵

ادامه جدول ۱

Sample	Z 274a	Z 143b1	Z 143a1	Z.16.5	Z 71	Z 143d	Z 245	Z 271	Z.16.9	Z.16.3	Z.16.6
Rock	آندزیت-تراکی آندزیت				آندزیت						
Lb.	GSI				ALS						
SiO ₂	۵۸.۷۹	۵۰.۸۳	۵۲.۱۲	۶۱.۳	۵۸.۹	۶۱.۵	۶۰.۷	۵۸.۳	۶۴.۴	۶۳.۶	۵۹.۵
TiO ₂	۰.۷۸۷	۰.۸	۰.۸۱	۰.۵۸	۰.۶۹	۰.۷۱	۰.۶۲	۰.۷۱	۰.۵۹	۰.۳۸	۰.۶۴
Al ₂ O ₃	۱۵.۶۶	۱۳.۹۳	۱۳.۳۲	۱۶.۴۵	۱۶.۵۵	۱۶.۵	۱۶	۱۵.۹	۱۶.۶۵	۱۶.۹۵	۱۶.۵۵
Fe ₂ O _{3t}	۵.۷	۹.۳۸	۹.۴۳	۵.۱	۶.۱۸	۴.۶	۵.۰۶	۶.۲۵	۳.۹۶	۳.۶۵	۵.۴۹
MnO	۰.۰۸	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۰۸	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۹	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۱۲
MgO	۴.۴۱	۱۰	۱۰.۳	۱.۷۵	۲.۴	۱.۳۴	۲.۲۷	۲.۹۶	۰.۹۹	۰.۸۱	۳.۱۲
CaO	۴.۲۸	۱۰	۹.۳	۵.۸۴	۴.۷۴	۴.۲۳	۲.۹۸	۳.۹۱	۴.۲۲	۲.۷۷	۳.۰۴
Na ₂ O	۳.۲۴	۲.۸۳	۲.۹۲	۴.۰۵	۳.۹۸	۳.۴۶	۳.۶۷	۳.۵۱	۴.۰۶	۳.۷۱	۴.۲
K ₂ O	۴.۶۶	۱.۵۸	۱.۶	۱.۲۱	۴.۱۱	۴.۸۵	۵.۳۷	۴.۹۵	۲.۵۵	۵.۵	۴.۵۲
P ₂ O ₅	۰.۲۸	۰.۲۴	۰.۲۴	۰.۳۳	۰.۲۸	۰.۱۹	۰.۲۵	۰.۳	۰.۲۱	۰.۱۲	۰.۲۷
L.O.I	۱.۲۱	۰.۵۱	۰.۴۲	۲.۲۷	۱.۳۵	۱.۷۶	۲.۰۸	۲.۱۴	۱.۸۴	۱.۷۸	۲.۳
Total	۹۹.۱۹	۱۰۰.۲۹	۱۰۰.۶۵	۹۹.۰۷	۹۹.۵	۹۹.۵	۹۹.۳	۹۹.۳	۹۹.۷۶	۹۹.۴۸	۹۹.۹
V	۱۳۱	۱۴۰	۱۴۲	۷۹	۱۴۹	۱۰۱	۱۲۰	۱۶۰	۶۳	۴۸	۱۲۹
Cr	۳۹.۵	۳۸۹.۳	۴۰۱.۲	۲۰	۱۰	۸۰	۱۰	۴۰	۳۰	۲۰	۲۰
Co	۱۷	۳۳	۳۲.۹	.	۳۲.۹	۱۰.۹	۲۲.۹	۱۵.۹	.	.	.
Ni	۴.۶	۶۱.۲	۶۲	.	<۵	۷	<۵	۵	.	.	.
Cu	۴۴.۶	۴۹.۱	۵۲	.	۲۶	۲۹	۳۲	۵۵	.	.	.
Zn	۵۶.۵	۱۲۴	۱۲۷.۶	.	۸۲	۶۱	۷۴	۸۰	.	.	.
Ga	۱۰.۶	۱۰.۲	۹	۲۰.۷	۱۷.۴	۱۷.۸	۱۶.۹	۱۶.۹	۲۱.۹	۱۸.۲	۱۸.۹
Rb	۱۷۰.۱	۳۳.۸	۳۴.۹	۴۷.۹	۱۲۹.۵	۱۶۷.۵	۱۹۸	۱۷۹	۶۰.۶	۱۶۹	۱۳۷
Sr	۴۹۳.۱	۴۰۰.۹	۴۰۴.۳	۴۶۹	۵۷۶	۳۳۶	۱۰۵۰	۵۰۰	۸۴۹	۶۰۵	۲۲۷
Y	۴۴.۸	۲۴.۲	۲۳.۳	۱۶.۸	۲۲.۶	۲۴	۲۲.۲	۲۱.۱	۱۱.۶	۲۲.۱	۲۲.۸
Zr	۱۸۰	۹۵.۳	۹۵.۶	۲۵۱	۱۹۸	۲۷۶	۲۲۰	۱۶۸	۱۵۶	۲۶۹	۲۲۳
Nb	۶	۲.۷	۰.۳	۱۲.۱	۱۱.۴	۱۶.۵	۱۳.۴	۱۰.۷	۹.۱	۱۴.۳	۱۱.۱
Cs	.	.	.	۱.۹۳	۶.۹۹	۴.۱۸	۶.۶۴	۸.۸۷	۱.۸۶	۴.۵۷	۱۱
Ba	۸۴.۳	۹۸.۶	۱۰۷.۷	۵۱۴	۶۴۴	۷۱۱	۶۹۰	۷۸۴	۶۷۶	۴۲۱	۷۱۲
La	۲۱.۴	۲۴.۳	۲۱.۱	۳۹.۳	۳۲.۴	۳۴.۳	۳۴.۱	۳۱.۲	۳۰.۵	۳۶.۱	۳۲
Ce	۴۴.۱	۱۸.۲	۱۶.۹	۶۷.۱	۶۴	۶۹.۳	۶۶.۸	۶۲.۱	۵۵.۵	۶۸.۸	۶۲.۷
Pr	.	.	.	۷.۰۷	۷.۷	۸.۰۱	۷.۹۲	۷.۴۹	۵.۸۷	۷.۹	۷.۶۱
Nd	۵.۷	۲.۷	۱۰.۷	۲۴.۵	۳۰.۵	۳۰.۷	۳۰.۴	۲۹.۴	۲۲.۲	۲۹.۴	۳۰.۱
Sm	۰.۷	۵.۹	۶.۱	۴.۳	۶.۱۶	۵.۹۱	۵.۹۱	۵.۸۱	۳.۷۸	۵.۶۹	۶
Eu	۰.۱	۱.۹	۲	۱.۰۶	۱.۴۸	۱.۳۸	۱.۳۹	۱.۵۱	۱.۱	۱.۲۴	۱.۳۸
Gd	.	.	.	۳.۳۳	۵.۶۶	۵.۷۳	۵.۶۱	۵.۵۹	۳.۰۶	۴.۴۹	۴.۸۹
Tb	.	.	.	۰.۴۹	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۷۸	۰.۷۸	۰.۴۲	۰.۶	۰.۶۸
Dy	.	.	.	۲.۹۹	۴.۱۶	۴.۴۳	۴.۰۵	۳.۹۲	۳.۳۲	۳.۶۶	۴.۱۲
Ho	.	.	.	۰.۵۲	۰.۸۵	۰.۹۱	۰.۸۳	۰.۸	۰.۴	۰.۷	۰.۷۸
Er	.	.	.	۱.۶۱	۲.۵۵	۲.۷۸	۲.۴۳	۲.۳۸	۱.۲۳	۲.۰۷	۲.۳۵
Tm	.	.	.	۰.۱۸	۰.۳۷	۰.۴	۰.۳۵	۰.۳۳	۰.۱۱	۰.۲۹	۰.۳۲
Yb	۲.۲	۲.۷	۲.۷	۱.۴	۲.۴۵	۲.۷۱	۲.۴۳	۲.۲۱	۱.۱	۲.۲۸	۲.۳۶
Lu	.	.	.	۰.۱۶	۰.۳۹	۰.۴۳	۰.۳۹	۰.۳۴	۰.۱۳	۰.۳۳	۰.۳
Hf	.	.	.	۴.۷	۵.۱	۷.۱	۵.۸	۴.۴	۳.۷	۶	۵
Ta	۰.۶	۰.۷	۰.۸	۰.۷	۰.۷	۱.۱	۰.۹	۰.۷	۰.۵	۰.۹	۰.۶
Pb	۱۶	۱۷	۲۱	۱۸	.	.	.
Th	۱۱.۳	۲.۸	۲.۸	۹.۷۱	۱۲.۸۵	۱۶.۶۵	۱۷.۱	۱۱.۶	۸.۲	۱۶.۲	۱۲.۸
U	.	.	.	۱.۶۸	۳.۰۹	۳.۹۷	۴.۰۶	۲.۹۱	۲.۰۲	۴.۰۷	۳.۳۵

ادامه جدول ۱

Sample	Z.16.7	Z 280	Z.16.4	Z 143b	Z 143a	Z 143b	Z 5d	Z 5c	Z 5b	Z 5a
Rock	تراکی داسیت	داسیت		دایک داسیتی			داسیت-ریوداسیت			
Lb.	ALS					GSI				
SiO ₂	۶۴,۲	۶۸,۲	۶۳,۶	۷۱,۶۸	۷۳,۳	۷۳,۸	۶۹,۶۱	۶۹,۰۸	۶۸,۹۹	۶۸,۸
TiO ₂	۰,۳۹	۰,۴۶	۰,۶	۰,۵۹	۰,۴۴	۰,۴۸	۰,۳۹	۰,۳۲	۰,۳۷	۰,۳۳
Al ₂ O ₃	۱۶,۹	۱۴,۰۵	۱۶,۸	۱۲,۹۴	۱۱,۹	۱۲	۱۴,۲۱	۱۴,۱۷	۱۴,۱۴	۱۴,۲۷
Fe ₂ O _{3t}	۲,۸۳	۳,۱۹	۴,۵۵	۴,۳۷	۳,۳	۳,۶۵	۱,۷۲	۲,۰۹	۲,۵۸	۲,۱۱
MnO	۰,۱	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۱۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۱۴	۰,۱۲	۰,۱۴
MgO	۰,۶۹	۱,۲۳	۱,۸۷	۱,۳۱	۰,۹۷	۱,۰۴	۰,۷۶	۱,۰۱	۱,۰۷	۱,۱۳
CaO	۲,۲۸	۲,۰۲	۴,۶۷	۱,۸۵	۲,۴۴	۱,۷۷	۰,۸۱	۰,۶۱	۱,۴۳	۰,۵۴
Na ₂ O	۴,۰۵	۵,۵۳	۴,۶۷	۳,۹۴	۳,۸۱	۳,۹۵	۲,۶۵	۲,۹۲	۳,۵	۲,۹۳
K ₂ O	۵,۲۸	۲,۰۲	۱,۲۶	۱,۷۳	۱,۴۴	۱,۶۸	۷,۹	۷,۵۶	۵,۹۶	۷,۶۳
P ₂ O ₅	۰,۱	۰,۱۲	۰,۳۵	۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۱۱	۰,۰۸
L.O.I	۲,۱	۲,۵۱	۱,۴۸	۱,۲	۱,۷	۲,۷۷	۱	۱,۳۳	۱,۱۱	۱,۴۱
Total	۹۹,۷	۹۹,۵	۱۰۰,۰۵	۹۹,۶۶	۹۹,۶	۹۹,۵	۹۸,۱۱	۹۸,۲۱	۹۹,۳۸	۹۹,۳۷
V	۳۶	۳۰	۸۴	۴۶,۱	۵۶	۶۲	۱۹,۹	۲۲,۱	۲۷,۹	۲۳,۳
Cr	۱۰	۲۰	۴۰	۲۴۰,۸	۳۰	۳۰	۲۲۸,۷	۲۲۹,۳	۲۳۰,۸	۲۲۹,۴
Co	.	۲,۷	.	۷,۵	۶,۴	۶,۴	۰,۶	۱,۶	۳	۱,۸
Ni	.	<۵	.	۱۴,۷	<۵	۵	۸,۶	۹,۶	۸,۶	۹,۴
Cu	.	۱۴	.	۳۰,۸	۲۳	۲۴	۷	۳۷,۹	۳۰,۷	۴۰,۶
Zn	.	۱۶۹	.	۶۱,۳	۴۹	۶۰	۷۴,۴	۱۳۷,۴	۷۲,۱	۱۴۶,۲
Ga	۱۸,۲	۱۶,۶	۲۰,۵	۱۷	۹,۷	۱۱,۱	۱۷	۱۷,۱	۱۷,۳	۱۷,۱
Rb	۱۶۶,۵	۱۹۰	۵۲,۱	۸۷,۹	۵۵,۵	۶۱,۹	۳۴۱,۱	۳۲۳,۹	۲۵۴,۹	۳۲۵,۷
Sr	۵۲۰	۲۴۰	۴۶۴	۸۸۴,۷	۶۱۲	۷۱۵	۱۷۱	۱۸۰,۶	۲۵۷,۶	۱۸۱,۴
Y	۲۵,۴	۳۴,۸	۱۶,۳	۲۰,۲	۱۸,۱	۱۸,۹	۵۲,۲	۴۸,۸	۴۰,۶	۴۸,۹
Zr	۳۳۵	۲۷۳	۲۵۲	۲۴۰,۸	۱۶۱	۱۷۲	۳۲۸,۷	۳۲۹,۳	۲۳۰,۸	۳۲۹,۴
Nb	۱۴	۱۶,۲	۱۲,۱	۱۵,۶	۹,۱	۱۰	۲۰,۱	۱۷,۴	۱۷,۳	۱۶,۸
Cs	۱۰,۵	۷,۶۶	۱,۸۱	.	۸,۴۳	۹,۲۸
Ba	۸۸۶	۴۰۴	۶۳۱	۴۶۵,۱	۲۷۷	۳۵۶	۲۹۹,۷	۳۳۲,۷	۳۲۸,۴	۳۳۹,۹
La	۳۸,۱	۳۴,۶	۳۹,۲	۳۷,۷	۲۲,۲	۲۳,۲	۲۱,۶	۲۵,۲	۲۸,۲	۲۵,۹
Ce	۷۲,۲	۶۳,۷	۶۵,۷	۷۲,۱	۴۲,۹	۴۶,۲	۶۴,۷	۶۶,۲	۶۵,۵	۶۶,۶
Pr	۸,۴۳	۸,۳	۶,۹۳	.	۵,۲۸	۵,۷۵
Nd	۳۱,۲	۳۲,۵	۲۴,۷	۲۰,۹	۲۰,۷	۲۲,۶	۹,۸	۱۰,۹	۱۵	۱۲
Sm	۶,۷۴	۶,۶۲	۴,۲۱	۶,۸	۴,۱	۴,۶۶	۱	۰,۲	۱,۹	۰,۷
Eu	۱,۳۸	۱,۴۶	۱,۲۶	۲	۰,۹۹	۱,۰۵	۱,۴	۲,۴	۲	۲,۴
Gd	۴,۵۸	۶,۷	۳,۸۴	.	۳,۹۱	۴,۴۴
Tb	۰,۷۴	۱,۰۶	۰,۴۹	.	۰,۵۸	۰,۶۵
Dy	۴,۲۷	۶,۲۲	۲,۸۸	.	۳,۲۸	۳,۵۴
Ho	۰,۸۳	۱,۳۳	۰,۵۱	.	۰,۶۷	۰,۷۲
Er	۲,۵۷	۳,۹۸	۱,۵۸	.	۱,۹۴	۲,۰۹
Tm	۰,۳۴	۰,۶۱	۰,۱۵	.	۰,۲۹	۰,۳
Yb	۲,۵۵	۴,۰۲	۱,۵۴	۶,۶	۱,۹۴	۱,۹۹	۳,۵	۳,۷	۴,۲	۳,۸
Lu	۰,۳۹	۰,۶۶	۰,۱۹	.	۰,۳۲	۰,۳۱
Hf	۷,۴	۷,۲	۴,۹	.	۴,۲	۴,۵
Ta	۰,۸	۱	۰,۸	۰,۹	۰,۶	۰,۷	۰,۸	۰,۷	۰,۷	۰,۷
Pb	.	۲۰	.	.	۱۴	۱۳
Th	۱۷,۲۵	۱۳,۳۵	۹,۷۸	۱۸,۳	۹,۸	۱۰,۷۵	۲۳,۸	۲۰,۹	۲۰,۹	۲۱,۳۱
U	۴,۱۹	۳,۱۹	۱,۷۷	.	۲,۸۴	۳,۴۱

ادامه جدول ۱

Sample	Z 5b	Z 5d	Z 279	Z 260	Z 282	Z 13-1a	Z 13-2a	Z 143a	Z 143b	Z 143d
Rock	ریولیت									
Lb.	ALS					GSI				
SiO ₂	۶۹,۱۰	۷۱,۳	۷۱,۴	۷۵,۴	۷۴,۵	۶۶,۹۲	۶۷,۷۸	۷۲,۲۸	۷۱,۶۸	۶۳,۲۳
TiO ₂	۰,۳۸	۰,۳	۰,۲۵	۰,۱	۰,۲۱	۰,۴۸	۰,۴۶	۰,۵۴	۰,۵۹	۰,۶۸
Al ₂ O ₃	۱۴	۱۳,۴۵	۱۲,۶	۱۲,۲۵	۱۳,۱۵	۱۶,۲۸	۱۶,۳۹	۱۲,۳۷	۱۲,۹۴	۱۵,۵۷
Fe ₂ O ₃	۲,۸۱	۲,۰۴	۱,۹۲	۱,۱۳	۱,۲۱	۲,۷۸	۲,۷۱	۳,۹۹	۴,۳۷	۴,۱۸
MnO	۰,۱۲	۰,۱	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۳	۰,۱	۰,۱۲	۰,۱۱	۰,۱
MgO	۰,۹۸	۰,۵۹	۰,۱۶	۰,۳۵	۰,۱۶	۰,۶۶	۰,۶۸	۱,۱۹	۱,۳۱	۱,۱۸
CaO	۱,۵۷	۰,۹	۲,۰۶	۰,۶۹	۰,۶۶	۰,۷۲	۱,۰۷	۲,۹۲	۱,۸۵	۴,۴۴
Na ₂ O	۳,۶۳	۳,۳۴	۳,۰۹	۲,۸۶	۳,۶۱	۴,۷۵	۴,۹۱	۳,۹۸	۳,۹۴	۳,۶۴
K ₂ O	۵,۹۲	۷,۹	۵,۶۲	۵,۰۴	۵,۶۳	۵,۸۳	۵,۵۹	۱,۵۲	۱,۷۳	۵,۴
P ₂ O ₅	۰,۱۲	۰,۰۸	۰,۱۳	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۱۳	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۱۴	۰,۱۶
L.O.I	۰,۶	۰,۵۵	۱,۹	۱,۷۹	۰,۵۲	۰,۶	۰,۳۴	۰,۷	۱	۰,۵
Total	۹۹,۳	۹۹,۵	۱۰۰,۲	۹۹,۸	۹۹,۸	۹۹,۱۸	۹۹,۸۲	۹۹,۷۳	۹۹,۶۶	۹۸,۵۸
V	۵۱	۲۹	۱۶	۶	۱۰	۳۶,۵	۳۴,۹	۴۲	۴۶,۱	۵۶,۴
Cr	۵۰	۷۰	۸۰	<۱۰	۹۰	۳۶۸,۹	۳۸۵,۶	۲۲۲,۸	۲۴۰,۸	۲۴۶,۲
Co	۵,۵	۲,۹	۱,۵	۲۰	۰,۶	۲,۸	۲,۸	۶,۹	۷,۵	۶,۳
Ni	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	۸,۵	۹,۱	۱۳,۴	۱۴,۷	۷,۶
Cu	۲۶	۷	۵	<۵	<۵	۳,۶	۴,۶	۳۳,۱	۳۰,۸	۲۲,۲
Zn	۷۶	۷۵	۲۴	۳۱	۳۵	۳۸,۷	۵۷,۳	۴۹,۲	۶۱,۳	۳۶,۵
Ga	۱۴,۷	۱۳	۱۱,۸	۱۲,۶	۱۴,۱	۱۸,۱	۱۸,۳	۱۶,۶	۱۷	۱۶,۱
Rb	۲۶,۳	۳۶,۷	۱۹۶,۵	۱۴۷	۲۲۰	۲۰۲,۷	۱۹۶,۷	۸۴,۲	۸۷,۹	۱۴۶,۶
Sr	۲۲۳	۱۴۷	۳۶۰	۷۷,۹	۵۷,۳	۵۷۹,۲	۴۴۹,۵	۷۸۲,۹	۸۸۴,۷	۳۳۵,۲
Y	۲۳,۹	۲۴,۳	۱۷,۳	۱۵	۲۵,۸	۳۵,۷	۳۶	۱۹,۶	۲۰,۲	۲۲,۲
Zr	۲۲۹	۲۳۷	۲۶۰	۹۶	۱۹۹	۳۶۸,۹	۳۸۵,۶	۲۲۲,۸	۲۴۰,۸	۲۴۶,۲
Nb	۱۸,۳	۱۹,۶	۱۴,۷	۲۱	۲۱	۱۶,۷	۱۷,۳	۱۵,۲	۱۵,۶	۹,۹
Cs	۸,۴۲	۹,۲۱	۷,۵۸	۲,۷۶	۶,۷۹
Ba	۲۹۰	۲۸۴	۵۲۷	۴۸۶	۹۹,۸	۸۰۳,۴	۸۲۲,۸	۳۹۵,۸	۴۶۵,۱	۷۶۳,۸
La	۳۹,۲	۴۱,۱	۳۰,۶	۲۵,۵	۴۲,۸	۳۲,۲	۳۷,۱	۳۴,۴	۳۷,۷	۲۹,۳
Ce	۷۶,۹	۸۰,۶	۵۷,۸	۴۴,۶	۸۴,۴	۸۹,۹	۹۱,۵	۶۸,۹	۷۲,۱	۸۶,۵
Pr	۸,۸۷	۹,۱	۶,۶۲	۴,۵۷	۹,۱۴
Nd	۳۲,۱	۳۲,۴	۲۳,۷	۱۵,۳	۳۲,۴	۱۶,۸	۱۸,۸	۱۸,۳	۲۰,۹	۱۴,۱
Sm	۵,۹۶	۶,۱۲	۴,۵	۲,۷۱	۶,۰۷	۲,۱	۲,۸	۵,۸	۶,۸	۱,۳
Eu	۰,۸۹	۰,۸۲	۰,۹۲	۰,۴۴	۰,۷۱	۰,۳	۱,۶	۲,۲	۲	۱,۵
Gd	۵,۶	۵,۷۵	۴,۰۲	۲,۸۶	۵,۶۲
Tb	۰,۷۹	۰,۷۹	۰,۵۶	۰,۴۳	۰,۸۴
Dy	۴,۲۲	۴,۲۱	۲,۸۵	۲,۴۷	۴,۴۴
Ho	۰,۸۷	۰,۹	۰,۶۳	۰,۵۳	۰,۹۵
Er	۲,۶۶	۲,۷۷	۱,۹۴	۱,۶۵	۲,۸۹
Tm	۰,۴	۰,۴۳	۰,۳	۰,۲۶	۰,۴۴
Yb	۲,۷۵	۲,۹۱	۲,۱۹	۱,۸۲	۳,۰۱	۳,۸	۴,۲	۶,۴	۶,۶	۱,۷
Lu	۰,۴۶	۰,۴۷	۰,۳۵	۰,۳	۰,۴۸
Hf	۶,۷	۷	۷,۶	۳,۲	۶,۳
Ta	۱,۳	۱,۴	۱	۱,۸	۱,۵	۰,۸	۰,۸	۰,۹	۰,۹	۰,۵
Pb	۱۵	۱۷	۱۶	۱۹	۲۴
Th	۲۵,۳	۲۷,۵	۱۸,۵	۱۳,۶۵	۲۷,۲	۲۰,۱	۲۰,۴	۱۸,۵	۱۸,۳	۹,۳
U	۵,۸۵	۶,۳۱	۳,۵۵	۳,۰۲	۶,۲۱

ادامه جدول ۱

Sample	Z 218-2	Z 279	Z 281	Z 281	Z 282	Z 260	Z 280
Rock	ریولیت پورفیری		ریولیت پرلیتی		ریولیت جوش خورده		
Lb.	ALS	GSI	SGS	GSI	GSI	GSI	GSI
SiO ₂	۶۸.۱	۷۱.۵۷	۷۲.۵	۷۳.۱۷	۷۲.۷۴	۷۵.۰۳	۶۹.۷۴
TiO ₂	۰.۳۹	۰.۲۵	۰.۲۳	۰.۲۴	۰.۲۲	۰.۱	۰.۵۴
Al ₂ O ₃	۱۴.۷۵	۱۳.۵۹	۱۳.۸	۱۳.۷۷	۱۳.۲۹	۱۳.۵۲	۱۴.۲۲
Fe ₂ O ₃	۳.۰۶	۱.۶۸	۱.۲	۱.۲۱	۲.۱۶	۱.۱۳	۳.۶
MnO	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۶
MgO	۰.۹۴	۰.۲۱	۰.۱۹	۰.۲۷	۰.۲۲	۰.۵۳	۱.۶۱
CaO	۲.۰۷	۲.۰۵	۰.۸۱	۰.۷۱	۰.۵۳	۰.۶۸	۱.۹۵
Na ₂ O	۳.۷	۳.۲۹	۳.۹۶	۳.۷۸	۳.۴۲	۳.۰۹	۵.۲۴
K ₂ O	۵.۴۵	۵.۶۱	۴.۷۷	۴.۷۸	۵.۳۲	۴.۹۵	۲.۰۲
P ₂ O ₅	۰.۱۱	۰.۱۵	۰.۰۲	.	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۹
L.O.I	۱.۰۴	۱	۲.۳۱	۱.۱	۰.۴	۰.۳۲	۰.۳۵
Total	۹۹.۸	۹۸.۴۶	۹۹.۹	۹۹.۱۱	۹۹.۳۸	۹۹.۴۴	۹۹.۴۲
V	۶۱	۱۶.۱	۱۰	۱۴.۴	۱۲.۳	۳.۱	۳۹.۸
Cr	<۱۰	۲۹۱.۵	۵۰	۲۱۶	۲۰۶.۴	۹۶.۴	۳۱۳.۲
Co	۳۲.۳	۰.۵	۰.۸	۰.۱	۳	۳.۴	۵.۱
Ni	<۵	۸.۹	<۵	۱۲.۹	۱۲.۶	۱۱.۴	۱۰.۷
Cu	۲۳	۵	<۵	۸.۲	۸.۴	۶.۴	۱۷.۳
Zn	۵۲	۱۳.۸	۴۶	۵۷.۶	۳۸.۲	۳۶.۶	۲۰.۴.۴
Ga	۱۴.۵	۱۶.۷	۱۴.۱	۱۹.۱	۱۸.۶	۱۸.۶	۱۸.۵
Rb	۱۷۹.۵	۲۰۰.۷	۲۳۳	۲۵۸.۶	۲۳۶.۲	۱۷۳.۸	۲۰۴.۵
Sr	۲۷۷	۴۳۳.۸	۵۶.۱	۷۷.۹	۷۲.۳	۱۰۴.۵	۲۹۶.۴
Y	۲۲.۲	۳۱.۲	۲۵.۴	۴۷.۸	۴۳.۳	۲۹.۹	۴۳.۱
Zr	۲۵۲	۲۹۱.۵	۱۹۶	۲۱۶	۲۰۶.۴	۹۶.۴	۳۱۳.۲
Nb	۱۵.۵	۱۶	۲۰.۷	۲۴.۹	۲۳.۱	۲۴.۲	۱۸.۳
Cs	۶.۴۹	.	۹.۳۷
Ba	۴۰۰	۵۳۶.۱	۹۲.۹	۱۴۵.۵	۱۴۵.۳	۴۹۴	۴۸۵.۵
La	۳۶.۷	۱۴.۸	۴۳	۳۱.۹	۲۹.۶	۱۶.۴	۴۰.۹
Ce	۷۲.۲	۷۵.۴	۸۲.۱	۵۸.۱	۵۷.۹	۷۴	۷۴.۷
Pr	۸.۳۷	.	۹.۳
Nd	۳۱.۵	۶	۳۲.۹	۱۵.۳	۱۲.۱	۵.۷	۲۱.۶
Sm	۵.۹۱	۱	۶.۱۴	۲	۰.۶	۱	۴.۷
Eu	۱.۱۴	۰.۵	۰.۷۴	۱.۱	۰.۹	۱.۲	۰.۹
Gd	۵.۶۵	.	۵.۷۸
Tb	۰.۷۹	.	۰.۸۱
Dy	۴.۱۲	.	۴.۳۱
Ho	۰.۸۷	.	۰.۹۳
Er	۲.۶۱	.	۲.۹
Tm	۰.۴۱	.	۰.۴۴
Yb	۲.۷۴	۴.۳	۳.۰۵	۷.۴	۶.۶	۶.۶	۵.۶
Lu	۰.۴۲	.	۰.۴۸
Hf	۶.۶	.	۶.۲
Ta	۱.۱	۰.۸	۱.۵	۱.۱	۱	۱.۱	۰.۹
Pb	۲۱	.	۲۳
Th	۱۹.۳	۱۹.۹	۲۶.۹	۳۱.۳	۲۸.۷	۲۳.۶	۱۸.۸
U	۴.۶۹	.	۶.۱۶

اهداف و روش پژوهش

اگرچه در پیشینه مطالعاتی از ناحیه لوت می‌توان به اطلاعات ارزشمندی در مورد سنگ‌های آتشفشانی دست یافت اما اطلاعات پترولوژی و ژئوشیمیایی جامعی از سنگ‌های آتشفشانی باختر سه‌چنگی در دسترس نبود. در این راستا

سنگ‌های آتشفشانی این منطقه بررسی شدند و نتایج حاصل از بررسی‌های زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی در این مقاله به بحث گذاشته شدند.

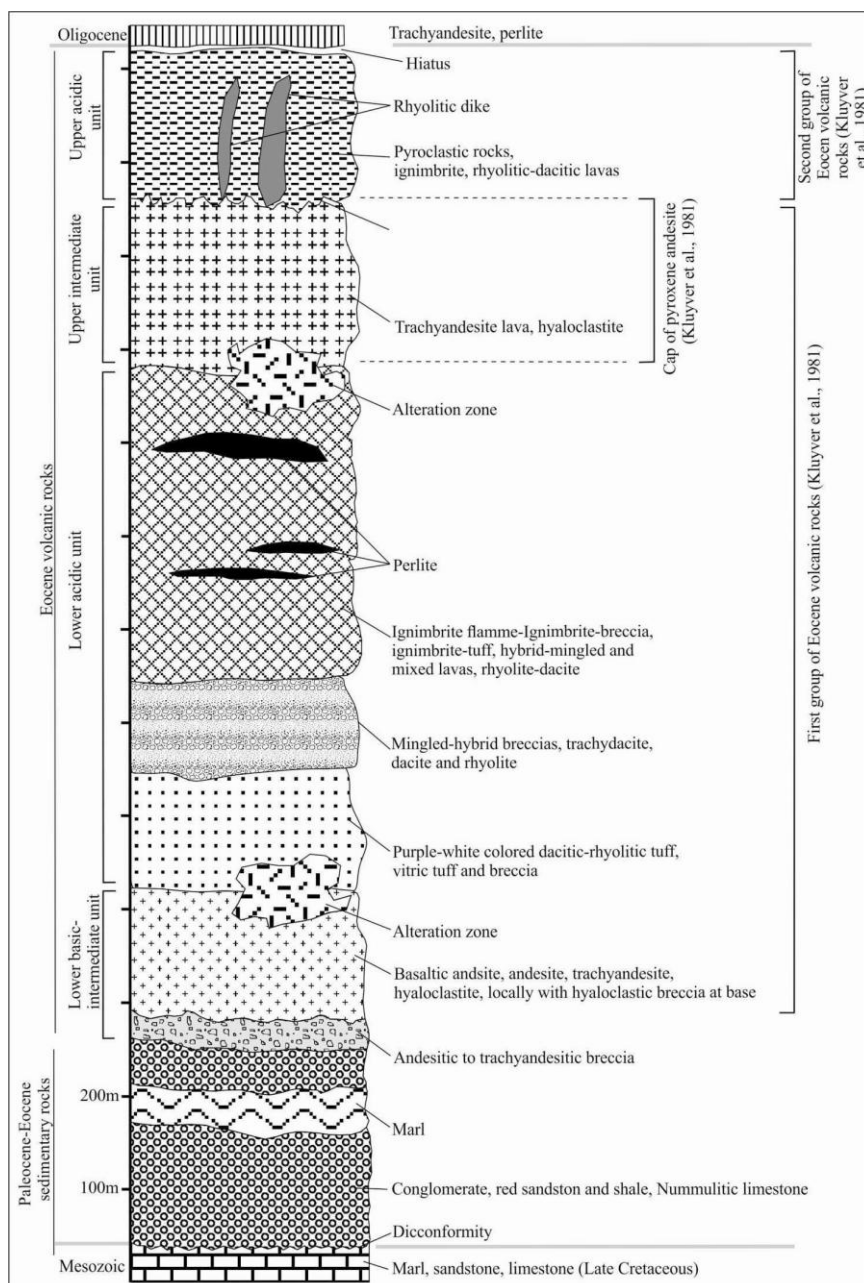
بازدید صحرایی از رخنمون‌های زمین‌شناسی در آذرماه ۱۳۹۵ انجام شد. در پیمایش‌های صحرایی از عکس‌های هوایی با مقیاس و ۱:۵۰,۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌های ETM با مقیاس ۱:۸۰,۰۰۰ و Bing map Satellite و Google Earth استفاده شد. پس از تهیه مقاطع میکروسکوپی، بررسی‌های پتروگرافی انجام و نمونه‌های سالم‌تر برای انجام تجزیه‌های شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی کشور (GSI) و آزمایشگاه SGS در کشور کانادا ارسال شدند (جدول ۱). در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی، اکسیدهای اصلی به روش XRF (با دقت ۰٫۱ درصد) و عناصر نادر و کمیاب (با دقت ppm) به روش ICP-OES اندازه‌گیری شدند. در آزمایشگاه ALS نیز اکسیدهای اصلی و عناصر نادر شامل Ba, Sr, Y, Zr, Zn با روش ICP-AES و سایر عناصر با روش ICP-Mass spectrometry تجزیه شدند که نتایج این تجزیه‌ها در جدول ۱ آورده شدند. با کمک نرم‌افزارهای Excel و Iqpet 2007 نمودارهای ژئوشیمیایی ترسیم و سپس در نرم‌افزار CoreDRAW X6 بازترسیم و مرتب شدند. اطلاعات بیش‌تر در مورد روش‌های آزمایشگاهی سازمان زمین‌شناسی را می‌توان در وب سایت آن سازمان و آزمایشگاه ALS را می‌توان در آدرس (www.alsglobal.com) جستجو کرد.

زمین‌شناسی منطقه

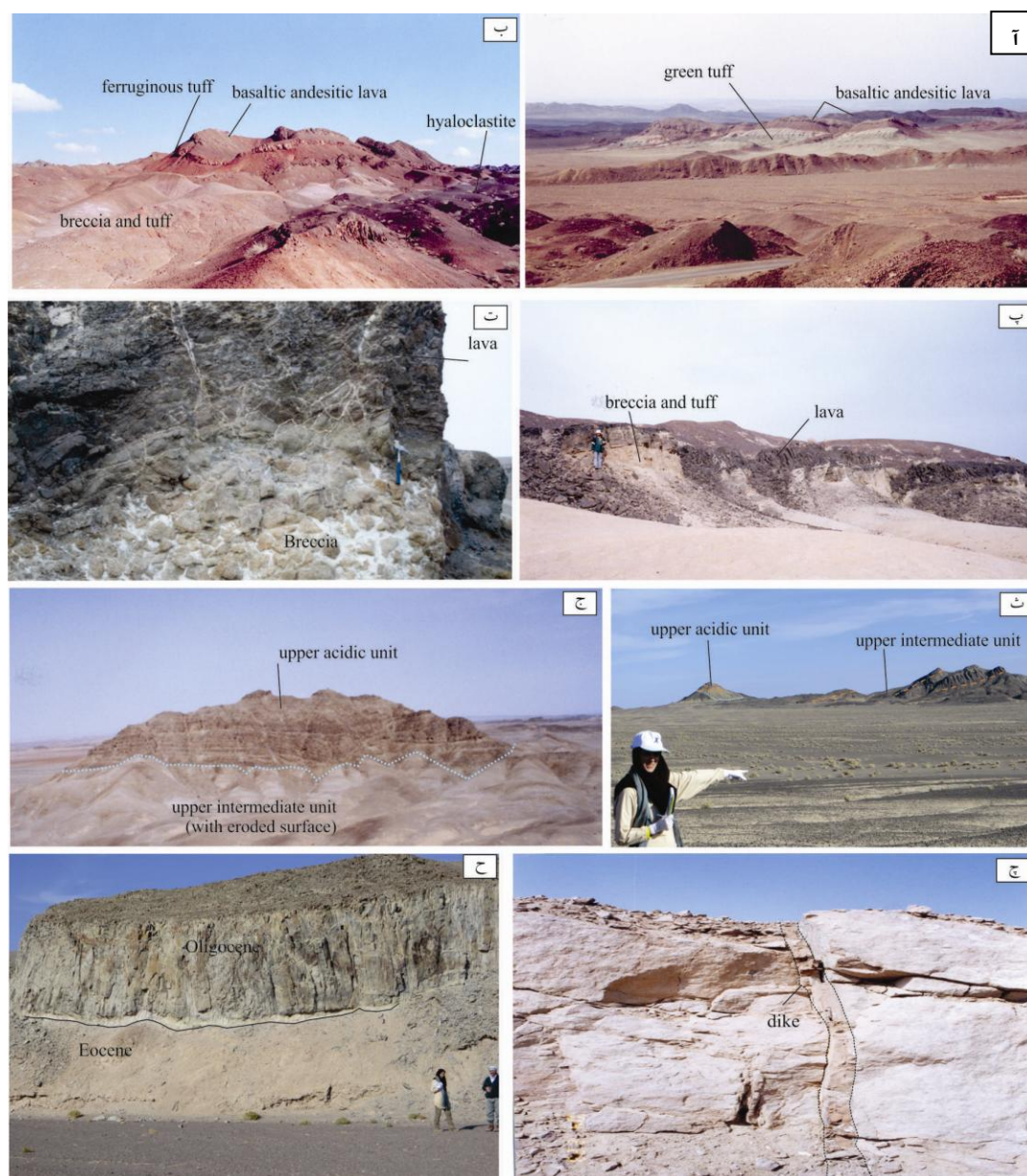
در باختر سه چنگی واحدهای آتشفشانی ترشیری عمده منطقه را پوشانده‌اند. در منطقه بررسی شده قدیمی‌ترین واحد زمین‌شناسی منسوب به ائوسن است که در گوشه جنوب خاوری آن و در حوالی کلات زینب برونزد دارند (شکل ۱). این واحد دربردارنده ماسه‌سنگ و مارن قرمز رنگ همراه با کنگلومرا است که با ناپیوستگی هم شیب روی سنگ‌های رسوبی تریاس، ژوراسیک و کرتاسه بالایی نهشته شده‌اند (شکل ۱). عدسی‌های سنگ آهک نیز دیده می‌شوند که دربردارنده ریز فسیل‌های ائوسن هستند. بر اساس بررسی‌های دیرینه‌شناسی از سنگ آهک و مارن، ریز فسیل‌های Nummulites sp. Assilina sp. Operculina sp. Discocyclina sp. Cuvillerina sp. با سن ائوسن شناسایی شده‌اند [۳۱]. به تدریج و به سمت بالا روی سنگ‌های رسوبی، واحدهای آتشفشانی ظاهر شده‌اند.

فراورده‌های آتشفشانی ائوسن منطقه بررسی شده شامل گدازه‌ها و نهشته‌های ولکانوکلاستیک با ترکیب بازیک-حدواسط و اسیدی هستند که به صورتی متناوب و در ۴ مرحله بیرون ریخته شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی بازیک-حدواسط و آتشفشانی اسیدی هر یک در ۲ مرحله بیرون ریخته‌اند. بنابراین واحدهای آتشفشانی ائوسن در باختر سه چنگی را می‌توان در چهار واحد اصلی از قاعده به سمت بالا دسته‌بندی کرد (شکل ۲). واحد آتشفشانی بازیک-حدواسط زیرین به‌طور عمده در بردارنده توف سبزرنگ و برش در قاعده (شکل ۳ آ) است که به سمت بالای واحد به توف فروژن قرمز رنگ و هیالوکلاستیت و سپس گدازه تبدیل می‌شود (شکل ۳ ب). به سمت شمال پاسگاه نیروی انتظامی (شکل ۱)، توف فروژن و هیالوکلاستیت دیده نشد و این واحد شامل تناوبی از برش و توف در قاعده و گدازه در بالای توالی آتشفشانی است (شکل ۳ پ و ت). گدازه‌ها در این واحد دارای ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت هستند. با توجه به ترکیب پتروگرافی گدازه و برش، این واحد در این مقاله به نام واحد آتشفشانی بازیک-

حدواسط زیرین نامیده شده است. روی این واحد، گدازه‌ها و سنگ‌های پیروکلاستیک با ترکیب داسیتی-ریولیتی نهشته شده‌اند (شکل ۲)، که در این مقاله با عنوان واحد آتشفشانی اسیدی زیرین نامیده شده‌اند. روی این واحد، روانه‌های با ترکیب تراکی آندزیتی و به‌مقدار ناچیز آندزیتی نهشته شده‌اند که در این مقاله با عنوان واحد آتشفشانی حدواسط بالایی از سایر واحدهای آتشفشانی متمایز شده‌اند. چهارمین و جوان‌ترین واحد آتشفشانی ائوسن شامل گدازه‌ها و سنگ‌های پیروکلاستیک با ترکیب داسیتی-ریولیتی است که به‌عنوان واحد آتشفشانی اسیدی بالایی معرفی شده است.



شکل ۲. موقعیت چینه‌نگاری شماتیک واحدهای اصلی از سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و آتشفشانی باختر سه-چنگی را نشان می‌دهد. این واحدها روی سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک با ناپیوستگی هم‌شیب نهشته شده و گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن نیز با ناپیوستگی هم‌شیب روی آن‌ها نهشته شده‌اند.



شکل ۳. آ) گدازه آندزیت بازالتی در بالا و توف سبز در پایین توالی آتشفشانی، جنوب باختری آب انبار شماره ۸ (شکل ۱)، نگاه به سوی جنوب باختر، ب) تناوب برش و توف، توف فروزن، و گدازه آندزیت بازالتی، شمال سه چنگی، نگاه رو به شمال باختر، پ) برش و توف در قاعده و گدازه تراکی آندزیتی در بالا، باختر آب انبار شماره ۸، ت) برش که توسط خرده‌های آتشفشانی و کربناته در برگرفته شده است. بخش سفیدرنگ شوره نمکی است. باختر آب انبار شماره ۸، ث) چشم‌اندازی از روانه‌های تراکی آندزیتی از واحد حدواسط بالایی، باختر دکل مخابراتی سه چنگی، نگاه رو به خاور، ج) چشم‌اندازی نزدیک‌تر از واحد اسیدی بالایی که روی گدازه‌های تراکی آندزیتی واحد حدواسط بالایی نهشته شده‌اند، چ) دایک ریولیتی که واحد اسیدی بالایی را در دکل مخابراتی سه چنگی قطع کرده است. این عکس‌ها با نگاه رو به شمال برداشته شد، ح) گدازه‌های تراکی آندزیتی آمفیبول‌دار الیگوسن را در شمال پاسگاه انتظامی (شکل ۱) نشان می‌دهد که روی سطح فرسایشی گدازه‌های آندزیتی بازالتی ائوسن نهشته شده‌اند. این عکس با نگاه رو به شمال باختر برداشته شد.

از نکات جالب توجه در صحراء شیب ناچیز لایه‌های پیروکلاستیک در واحد آتشفشانی اسیدی بالایی است (کم‌تر از ۱۰ درجه رو به‌شمال، شکل ۳ ث). در حالی که شیب میان لایه‌های توف در واحدهای زیرین گاه به بیش از ۳۰ درجه نیز رسیده است (شکل ۳ ج). علاوه بر این گدازه‌ها و سنگ‌های پیروکلاستیک داسیتی-ریولیتی واحد اسیدی بالایی روی سطح فرسایش یافته گدازه‌های تراکی آندزیتی از واحد حدواسط بالایی نهشته شده‌اند (شکل ۳ ث و ج). با توجه به شواهد صحرائی نوشته شده در بالا می‌توان حدس زد که واحد آتشفشانی اسیدی بالایی با یک وقفه زمانی روی واحدهای قدیمی‌تر ائوسن نهشته شده است. بدین ترتیب می‌توان واحد آتشفشانی بازیک-حدواسط زیرین، گدازه‌های داسیتی-ریولیتی و سنگ‌های پیروکلاستیک واحد اسیدی زیرین، گدازه‌های تراکی آندزیتی واحد حدواسط بالایی را قابل مقایسه با گروه نخست از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (دسته‌بندی به‌وسیله کلاپور و همکاران [۲۲]) در ناحیه نای‌بندان دانست (شکل ۲). گدازه‌ها و پیروکلاستیک‌های واحد آتشفشانی اسیدی بالایی نیز قابل مقایسه با گروه جوان‌تر از دسته‌بندی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به‌وسیله کلاپور و همکاران [۲۲] در ناحیه نای‌بندان هستند (شکل ۲).

در محل دکل مخابراتی سه‌چنگی، واحد آتشفشانی داسیتی-ریولیتی بالایی به‌وسیله دایک‌های کم ضخامت با ترکیب ریولیتی قطع شده‌اند اما گدازه‌های الیگوسن را قطع نکرده‌اند (شکل ۳ چ). هم‌چنین در شمال پاسگاه نیروی انتظامی (شکل ۱) نیز گدازه‌های تراکی آندزیتی آمفیبول‌دار الیگوسن به‌صورت شبه منشوری و با ناپیوستگی هم‌شیب روی سطح فرسایشی گدازه‌های آندزیتی بازالتی ائوسن دیده می‌شوند (شکل ۳ ح) که قابل مقایسه با ناپیوستگی هم‌شیب بین گدازه‌های ائوسن و الیگوسن در ناحیه نای‌بندان است که به‌وسیله اشتوکلین و نبوی [۲۹] گزارش شده است (شکل ۲).

گدازه‌های آتشفشانی واحد بازیک-حدواسط زیرین به دو صورت گدازه‌ای جریان‌ی و هیالوکلاستیت ظاهر شده‌اند. در انواع هیالوکلاستیت قطعه‌های نیمه‌گرد و نسبتاً سالم در مرکز به‌وسیله پوسته‌های متحدالمرکز دربر گرفته شده‌اند (شکل ۴ الف) که کانی‌های آن هیدراته و دگرسا شده‌اند. مابین قطعه‌های نیمه‌گرد، خرده‌های قطعه‌های آتشفشانی و کربناته یافت شده‌اند. هیالوکلاستیت‌ها حفره دارند و حفره‌های آن‌ها اغلب به‌وسیله کلریت، اپیدوت و کلسیت پر شده‌اند. در مقایسه، گدازه‌های جریان‌ی این واحد حفره کمی دارند. با توجه به این موضوع و با توجه به وجود توف و برش سبز رنگ (شکل ۳ الف، ب، پ و ت)، هیالوکلاستیت و توف فروژن (شکل ۳ ب) در واحد آتشفشانی بازیک-حدواسط زیرین، می‌توان گفت که هیالوکلاستیت‌ها در محیط زیرآبی (قاعده واحد) و گدازه‌ها در شرایط خشکی (بالای واحد) سرد شده‌اند. واحد اسیدی زیرین، به‌طور عمده دربر دارنده گدازه‌های ریولیتی و داسیتی است. پهنه‌های ایگنمبریتی نیز دیده می‌شوند. بخش زیرین این واحد از انواع توف و برش اسیدی تشکیل شده است. برش هیبریدی نیز بخش قابل توجهی از میانه این واحد را به‌خود اختصاص داده است. ایگنمبریت دربر دارنده فیام و پسودوفیام است.

روی زمین می‌توان شواهد متعددی از آمیختگی ماگمایی را در گدازه‌های واحد بازیک-حدواسط زیرین و گدازه‌ها و ایگنمبریت‌های واحد اسیدی زیرین یافت. زبانه‌هایی از ماگمای اسیدی روشن رنگ به درون بخش‌های آندزیتی-تراکی-آندزیتی نفوذ کرده (و بالعکس) که می‌توان با آمیختگی ماگمایی توجیه کرد (شکل ۴ ب). همبری بین پسودوفیام‌های تراکی آندزیتی-آندزیتی پورفیریک و خمیره اسیدی در ایگنمبریت به‌صورت بین انگشتی است (شکل ۴ پ) که نشان

می‌دهد که آمیختگی ماگمایی در شرایط گرم صورت گرفته است. قطعه‌های آندزیتی در ایگنمبریت (شکل ۴ ت) و ریولیت (شکل ۴ ث) که به وسیله خمیره اسیدی دربر گرفته شده‌اند، نشانه دیگری از آمیختگی ماگمایی هستند. به نظر می‌رسد که بعضی از قطعه‌های حدواسط هنگام مواجه با گدازه اسیدی داغ حالت نیمه جامد داشته‌اند.



شکل ۴. آ) هیالوکلاستیت از واحد بازیک-حدواسط زیرین را نشان می‌دهد، ب) نمایی نزدیک از آمیختگی ماگمایی در واحد اسیدی زیرین که بخش‌های با ترکیب آندزیتی-تراکی آندزیتی و ریولیتی با همبری بین انگشتی در کنار هم قرار گرفته‌اند، پ) پسودوفیام‌های آندزیتی-تراکی آندزیتی پورفیریک که در ایگنمبریت واحد اسیدی زیرین دیده می‌شوند، ت) سایه-فشار کاذب را در حاشیه یک قطعه آندزیتی در درون ایگنمبریت واحد اسیدی زیرین را نشان می‌دهد، ث) قطعه آندزیتی با حاشیه بین انگشتی در ریولیت واحد اسیدی زیرین دیده می‌شود، ج) چین خوردگی ویسکوز در گدازه‌های داسیتی-ریولیتی را نشان می‌دهد.

به طوری که حاشیه خارجی بعضی از این قطعه‌ها سایه-فشار کاذب نشان داده و فیام‌ها و پسودوفیام‌ها نیز از شکل خارجی این قطعه‌ها تبعیت کرده‌اند (شکل ۴ ت). گاهی نیز این قطعه‌ها در میان خمیره اسیدی به تله افتاده‌اند (شکل ۴ ث) و آن‌ها نیز به نوبه خود در میان خمیره حدواسط دیگری جای گرفته‌اند. به دلیل ویسکوزیته بالای ماگمای

اسیدی، بعضی از گدازه‌های ریولیتی چین‌خوردگی‌های زیبایی را نشان می‌دهند که می‌توان به چین‌خوردگی در اثر جریان ماگمای اسیدی و ویسکوز نسبت داد (شکل ۳ ج).

واحد آتشفشانی حدواسط بالایی بیش‌تر از گدازه‌های تراکی آندزیتی جریانی تشکیل شده است. برخلاف واحد بازیک-حدواسط زیرین، در این واحد گدازه بازالتی یافت نشد. شاید بتوان گفت که این گدازه‌ها حاصل تفریق ماگمای بازیکی بوده‌اند که واحد بازیک-حدواسط زیرین را نیز تغذیه کرده است. گدازه‌ها و ولکانوکلاستیک‌های با ترکیب اسیدی بالایی بیش‌تر پیروکلاستیک بوده است و از ایگنمبریت، توف، برش و گاهی گدازه ریولیتی تشکیل شده‌اند. فراوانی ایگنمبریت، انواع توف و برش در واحدهای اسیدی زیرین و بالایی را می‌توان با فوران‌های انفجاری مقایسه کرد که به‌صورت ریتمیک در منطقه رخ داده است. با توجه به نبود توف‌های سبز در این واحدها، به‌نظر می‌رسد که فوران‌های آتشفشانی مربوط به آن‌ها در محیط خشکی روی داده است.

چنان‌که در بالا نوشته شد، در بررسی‌های دیرینه‌شناسی از سنگ آهک و مارن رخنمون یافته در بخش زیرین سنگ‌های آتشفشانی منطقه بررسی شده، ریزفسیل‌های ائوسن شناسایی شدند. تعیین سن به‌روش پتاسیم/آرگن یک نمونه سنگ پیروکلاستیک در امتداد گسل نای‌بندان واقع در باختر منطقه بررسی شده، سن ائوسن $(۴۹,۴ \pm ۲,۵)$ میلیون سال) به‌دست آمده است [۲۲]. تعیین سن به‌روش آرگن/آرگن از یک نمونه گدازه آندزیتی در جنوب دیهوک که روی سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده ریخته شده‌اند، سن الیگوسن تحتانی $(۳۸,۴ \pm ۰,۳)$ میلیون سال) به‌دست آمده است [۱۷]. بنابراین براساس داده‌های دیرینه‌شناسی و سن‌سنجی ایزوتوپی موجود می‌توان انتظار داشت که سنگ‌های آتشفشانی منطقه بررسی شده در بازه زمانی ائوسن فوران یافته‌اند.

سنگ‌شناسی

چنان‌که در فصل زمین‌شناسی نوشته شد، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در باختر سه‌چنگی دارای ترکیب متنوع بازیک-حدواسط تا اسیدی هستند. بر اساس پژوهش‌های پتروگرافی، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در باختر سه‌چنگی را می‌توان در پنج گروه اصلی بازالت-بازالتیک آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت دسته‌بندی کرد. بعضی از این گروه‌ها دربردارنده زیرگروه‌های دیگری هستند.

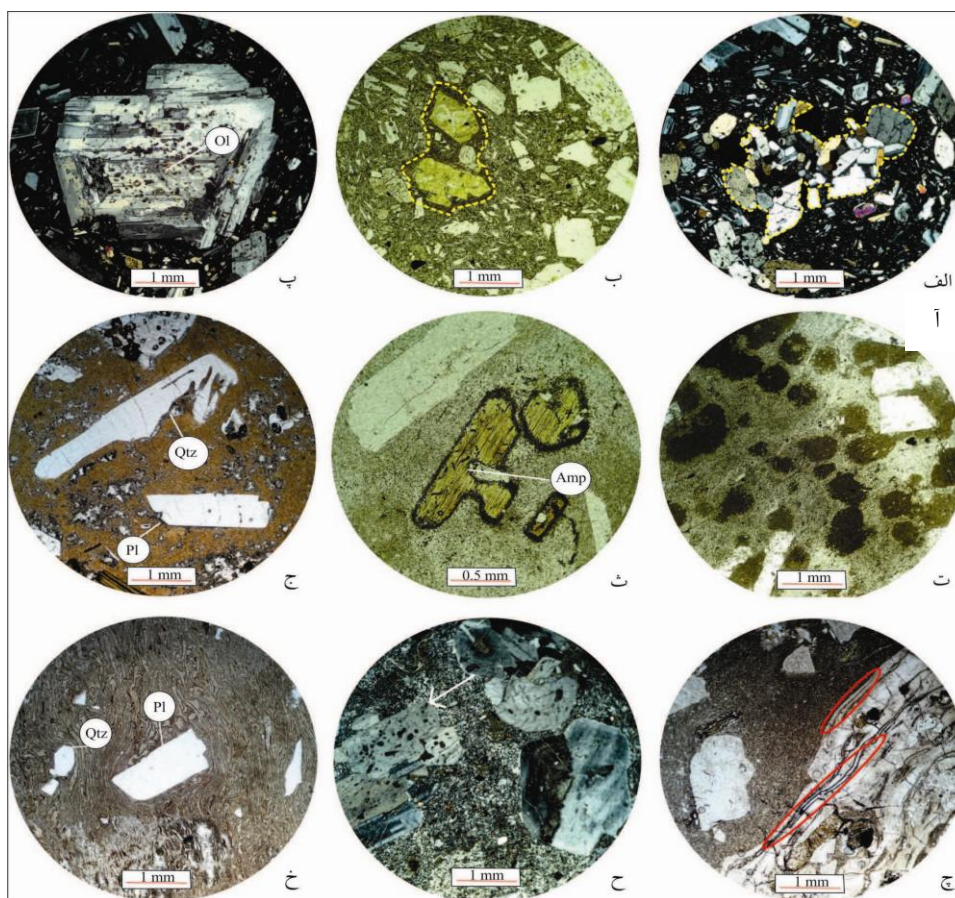
گدازه‌های بازالتی-بازالتیک آندزیتی اغلب در واحد بازیک-حدواسط زیرین یافت شدند (شکل ۲). این گدازه‌ها دارای بافت پورفیریک بوده و دربردارنده پسودومورف‌های الیوین، پلاژیوکلاز و اوژیت هستند. فنوکریست‌های پراکنده و ناچیز از هورنبلاند و بیوتیت با حاشیه انحلال یافته نیز در آن‌ها یافت شدند. خمیره از بلورهای ریز همین کانی‌ها تشکیل شده است.

گدازه‌های تراکی آندزیتی را می‌توان در چهار زیرگروه: تراکی آندزیت پیروکسن‌دار، تراکی آندزیت آمفیبول‌دار، تراکی-آندزیت جریانی و تراکی آندزیت دسته‌بندی کرد. بافت گدازه‌های تراکی آندزیتی پیروکسن‌دار و تراکی آندزیتی آمفیبول‌دار پورفیریک است. در این گدازه‌ها، انبوه‌هایی از اوژیت و پلاژیوکلاز با بافت کومولوفیری دیده می‌شوند (شکل ۵ آ). هم‌چنین در این گدازه‌ها میکروآنکلاوهایی با حاشیه واکنشی ظریف یافت شدند که دربر دارنده فنوکریست‌های اوژیت و الیوین سرپانتینیزه هستند (شکل ۵ ب). این احتمال وجود دارد که این انبوه‌ها و

میکروآنکلاوها به صورت کومولیتی در کف و یا دیواره‌های حجره ماگمایی تجمع یافته‌اند و سپس در اثر جریان‌های همرفتی از کف حجره ماگمایی کنده شده و در اثر فوران‌های آتشفشانی به بیرون ریخته شده‌اند. بعضی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در گدازه‌های تراکی‌آندزیتی پیروکسن‌دار دارای انکلوزیون‌های الیوین هستند (شکل ۵ پ). در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز انکلوزیون‌های اوژیت و در فنوکریست‌های اوژیت انکلوزیون‌های پلاژیوکلاز یافت شده‌اند. فنوکریست‌های ناچیز ارتوپیروکسن که به صورت کانی فرعی در گدازه‌های تراکی‌آندزیتی پیروکسن‌دار یافت شده‌اند نیز دارای انکلوزیون‌های پلاژیوکلاز و آپاتیت هستند. گدازه‌های تراکی‌آندزیتی آمفیبول‌دار دارای خمیره ناهمگن هستند (شکل ۵ ت) که می‌توان با آمیختگی ماگمایی توجیه کرد [۳۲]. فنوکریست‌های هورنبلاند و بیوتیت در گدازه‌های تراکی‌آندزیتی آمفیبول‌دار، دارای حاشیه اکسیده و خوردگی هستند (شکل ۵ ث) که علت آن کم شدن فشار در نتیجه صعود ماگما به سطح زمین و خروج گاز [۳۳]، [۳۴]، مواجهه با اکسیژن هوا در هنگام فوران و یا افزایش دما و یا دیگر تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی مانند تغییرات فشار آب نسبت داده شد [۳۵]، [۳۶]. به باور دوگان و همکاران [۳۷] عدم تعادل در ماگما سبب خوردگی در حاشیه آمفیبول و بیوتیت و اکسیده شدن آن‌ها در گدازه‌های داسیتی و آندزیتی آناطولی در جنوب خاوری ترکیه شده است. تشکیل این گدازه‌ها نیز به نوبه خود مرتبط با فرورانش تشخیص داده شدند. تخریب، ریزش و انحلال و خورده شدگی حاشیه بلورهای آمفیبول و بیوتیت به عنوان نشانه‌ای از عدم تعادل در اثر آمیختگی ماگمایی در بازالت‌ها و آندزیت‌های ایکیزی در شمال خاوری ترکیه تلقی شده است [۳۸]. به باور کسکین و همکاران [۳۹] خوردگی در فنوکریست‌های بیوتیت و آمفیبول در گدازه‌های بازالتی تا ریولیتی شمال و مرکز ترکیه در اثر عدم توازن و آمیختگی ماگمایی رخ داده است. گائو و همکاران [۴۰]، ضمن بررسی داسیت‌های کواترنری منطقه آتشفشانی تنگ چونگ در جنوب خاوری فلات تبت، این پدیده را به آمیختگی ماگماهای بازیک و فلسیک نسبت داده‌اند. تراکی-آندزیت جریانی فاقد فنوکریست بوده است و خمیره میکرولیتیک جریانی دارند. در گدازه‌های تراکی‌آندزیتی، خمیره میکروکریستالین است و فنوکریست‌های اوژیت و هورنبلاند به ندرت دیده شدند.

در پژوهش‌های پتروگرافی، گدازه‌های تراکی‌داسیتی که در واحد اسیدی زیرین یافت شده‌اند را می‌توان در سه زیرگروه شامل: تراکی‌داسیت جریانی، تراکی‌داسیت هیبریدی و تراکی‌داسیت میکروکریستالین تقسیم کرد. تراکی-داسیت جریانی دارای بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتیک جریانی است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، سانیدین و بیوتیت در خمیره‌ای شیشه‌ای با تبلور مجدد دیده می‌شوند. این گدازه‌ها دربر دارنده کوارتز با حاشیه خلیجی هستند (شکل ۵ ج) که ممکن است طی صعود ماگما و در اثر برداشته شدن فشار از روی ماگما ایجاد شده باشد [۴۱]، [۴۲]. هم‌چنین بعضی از زنوکریست‌های کوارتز در گدازه تراکی‌داسیتی دارای هاله واکنشی است و به وسیله بلورهای ریز بیوتیت احاطه شده‌اند. شاید بتوان این زنوکریست‌ها را به عنوان رستیت در نظر گرفت که در اثر ذوب بخشی پوسته در درون ماگما به جا مانده‌اند.

تراکی‌داسیت-هیبریدی شکل ایگنمبریتی و بافت پورفیروکلاستیک دارد. دربردارنده فیام‌ها و پسودوفیام‌هایی به صورت رشته‌های نازک، عدسی شکل و یا نواری هستند. گاهی نیز چین خورده‌اند که ممکن است حاصل تفاوت در ویسکوزیته ماگما و یا تفاوت در نوع بلورها بوده است [۴۳]. فیام‌های ظریف از جنس شیشه اسیدی هستند. پسودوفیام‌ها به عرض دهم میلی‌متر ترکیب تراکی‌آندزیتی پورفیریک دارند. بعضی از پسودوفیام‌ها نیز به صورت نوارهای



شکل ۵. (آ) انبوه‌های کومولوفیری در گدازه تراکی آندزیتی پیروکسن‌دار (XPL-4X)، (ب) میکروآنکلاوهای الیوین و پیروکسن‌دار با خمیره‌ای ریزبلور در تراکی آندزیت پیروکسن‌دار (PPL-4X)، (پ) میانبارهای الیوین در فنوکریست پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت پیروکسن‌دار (XPL-4X)، (ت) خمیره شیشه‌ای نامتجانس در گدازه تراکی آندزیتی آمفیبول‌دار (PPL-4X)، (ث) خوردگی و انحلال در فنوکریست هورنبلاند با حاشیه اکسیده در گدازه تراکی آندزیتی آمفیبول‌دار (PPL-10X)، (ج) فنوکریست کوارتز با خوردگی‌های خلیجی در ریولیت پورفیریک (PPL-4X)، (چ) فیام‌ها و پسودوفیام‌ها را در تراکی داسیت هیبریدی نشان می‌دهد که از اطراف توسط کانی‌های اپک احاطه شده‌اند. نیمه بالایی تصویر پسودوفیام آندزیتی-تراکی آندزیتی پورفیریک است (PPL-4X)، (ح) بافت اسفنجی در فنوکریست پلاژیوکلاز در گدازه تراکی داسیت میکروکریستالین (XPL-4X). (خ) بافت اوتاکسیتی را در ریولیت واحد اسیدی زیرین نشان می‌دهد (PPL-4X).

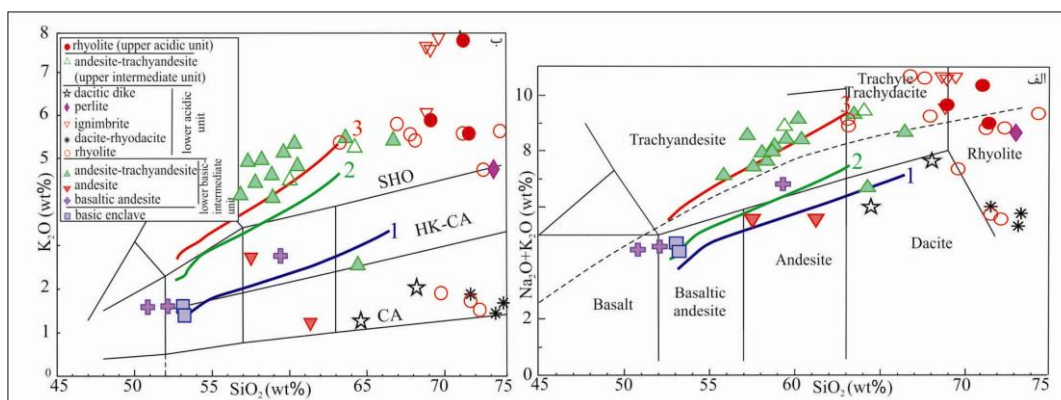
ظرفی دیده می‌شوند که در مرکز به وسیله کوارتز و فلدسپار پر شده ولی از حاشیه اکسیده شده‌اند (شکل ۵ چ). پسودوفیام‌ها در بردارنده فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در خمیره‌ای میکرولیتیک و هیالومیکرولیتیک هستند. وجود پسودوفیام‌های با ترکیب آندزیتی در میان خمیره‌های اسیدی را شاید بتوان با پدیده آمیختگی ماگمای ریولیتی با ماگمای تراکی آندزیتی توجیه کرد. در گدازه‌های تراکی آندزیتی، تراکی داسیتی و داسیتی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت‌های اسفنجی و الکی فراوانند (شکل ۵ ح). بعضی از مؤلفان این بافت‌ها را به‌عنوان شاهد پتروگرافی آمیختگی ماگمایی در نظر گرفته‌اند [۳۲]، [۳۴]، [۴۱]، [۴۴]. نلسون و مونتانا [۴۵] نیز تشکیل این نوع پلاژیوکلاز را به کاهش فشار از روی حجره ماگمایی، طی صعود ماگما و فوران آن در سطح زمین نسبت داده‌اند.

گدازه‌های ریولیتی در واحد اسیدی زیرین فراوانند. این گدازه‌ها دارای بافت اوتاکسیستی جریانی (شکل ۵ خ) و همچنین بافت پورفیریک و گلومروفیریک با خمیره شیشه‌ای تبلور دوباره یافته هستند. در این گدازه‌ها فنوکریست‌های پلاژیوکلاز هم به صورت منفرد و هم به صورت گلومروفیریک همراه با بلورهای درشت بیوتیت دیده می‌شوند. گدازه‌های ریولیتی واحد اسیدی بالایی دارای بافت پورفیریک با خمیره میکروکریستالین هستند. فنوکریست‌های کوارتز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت نیز دیده می‌شوند. در مقاطع میکروسکوپی ریولیت‌ها نیز بلورهای بیگانه آمفیبول و پیروکسن دیده می‌شوند. همانند گدازه‌های تراکی آندزیتی پیروکسن دار در واحد بازیک-حدواسط زیرین، گدازه‌های ریولیتی واحد اسیدی بالایی نیز در بردارنده میکروآنکلاوهای هستند که دربر دارنده پسودومورف‌های الیون و اوژیت در خمیره‌های ریز و غیرقابل تشخیص‌اند. ممکن است که این میکروآنکلاوهای از یک منبع گوشته‌ای و یا از کف حجره ماگمایی کنده شده‌اند. برپایه پژوهش‌های پتروگرافی، آپاتیت کانی فرعی در غالب گدازه‌های بررسی شده است. در مواردی اسفن، زیرکن، سوزن‌های ظریف سانیدین و بلورهای ریز بیوتیت نیز دیده می‌شوند. کانی‌های اپاک نیز در خمیره پراکنده‌اند. الیون در غالب موارد به ایدنگزیت و سرپانتین، و بیوتیت نیز گاهی به کلریت دگرسان شده است. آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز نیز توسط کانی‌های رسی، آلبیت و سریسیت جانشین شده‌اند. بر اساس پژوهش‌های پتروگرافی، توف‌ها از نوع لیتیک توف و ویتریک کریستال توف هستند. بافت غالب در آن‌ها لیتوکلاستیک، ویتروکلاستیک-کریستالوکلاستیک است.

ژئوشیمی

در این بخش ابتدا دسته‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و سپس نمودارهای دوتایی و نقش تفریق ماگمایی، الگوهای عناصر نادر و کمیاب، نمودارهای عنکبوتی و همچنین منشأ سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه بررسی می‌شوند.

دسته‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده: در نمودار نام‌گذاری نسبت SiO_2 به $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ از [۴۶]، سنگ‌های آتشفشانی باختر سه چنگی در در قلمروهای بازالت، بازالتیک آندزیت، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، تراکیت-تراکی داسیت و ریولیت جای گرفته و دارای روند‌های ماگمایی ساب‌آلکان و آلکان هستند (شکل ۶ آ). این سنگ‌ها دارای مقادیر بالایی از K_2O (۷/۹٪-۱۲/۱٪ wt%) بوده است و در نمودار نسبت SiO_2 به K_2O (شکل ۶ ب) اقتباس از [۴۷] به ترتیب روندهای ماگمایی شوشونیتی، کالک‌آلکان پتاسیم بالا و کالک‌آلکان را نشان می‌دهند. اکثر گدازه‌هایی که روند شوشونیتی را نشان می‌دهند ترکیب اسیدی و تراکی آندزیتی دارند.



شکل ۶. الف) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ به SiO_2 از [۴۶] (ب) نمودار K_2O به SiO_2 از [۴۷] را نشان می‌دهد. خط‌چین در نمودار الف نشان‌دهنده مرز ساب‌آلکان و آلکان از [۴۸] اقتباس شده است. خطوط ۱، ۲ و ۳ به ترتیب روندهای تبلور تفریقی را در سری‌های کالک‌آلکان، کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی نشان می‌دهند [۴۹].

بحث

پژوهش‌های سنگ‌شناسی و بررسی نتایج تجزیه‌های شیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی در منطقه مورد بررسی طیف ترکیبی گسترده‌ای از بازیک-حدواسط الی اسیدی را دربردارند. در این سنگ‌ها، تغییرات SiO_2 از قطب بازیک-حدواسط به قطب اسیدی از $۷۵/۴-۵۰/۸۳$ درصد وزنی در تغییر است (شکل ۶ آ). این سنگ‌ها در قلمروهای ماگمایی کالک الکان، کالک الکان پتاسیم بالا و شوشونیتی (شکل ۶ ب) ترسیم شده‌اند که به نظر می‌رسد که همه سنگ‌های بررسی شده نمی‌توانند با یک‌دیگر رابطه ژنتیکی داشته باشند. به‌طور معمول تغییرات شیمیایی مربوط به فرایند تفریق ماگمایی منجر به تغییرات در یک سری ماگمایی می‌شود اما این فرایند نمی‌تواند هم‌زمان ضمن افزایش پتاسیم سبب روندهای ماگمایی کالک الکان، کالک الکان پتاسیم بالا و شوشونیتی شود. به‌عبارتی دیگر تفریق و تحول یک ماگمای بازیک ساب الکان منجر به ایجاد یک ماگمای شوشونیتی نخواهد شد [۳۴]، [۵۰]. بررسی داده‌های ژئوشیمیایی از منطقه بررسی شده نشان می‌دهد که منشأ این سنگ‌ها یک‌سان نبوده بلکه عوامل پترولوژی دیگری در تحول آن‌ها دخالت داشته‌اند. به‌طور مثال سنگ‌های اسیدی (داسیتی-ریولیتی) در قلمروی شوشونیتی و کالک الکان پتاسیم بالا و کالک الکان تجمع یافته‌اند که تجمع آن‌ها در محدوده کالک الکان را می‌توان با آمیختگی ماگمایی هم توجیه کرد. به‌علاوه سنگ‌های اسیدی در مقایسه با سنگ‌های بازیک-حدواسط در مقیاس گسترده‌تری در صحرا برونزد دارند و نمی‌توان گستردگی آن‌ها را تنها با تفریق از یک ماگمای بازیک واحد توجیه کرد.

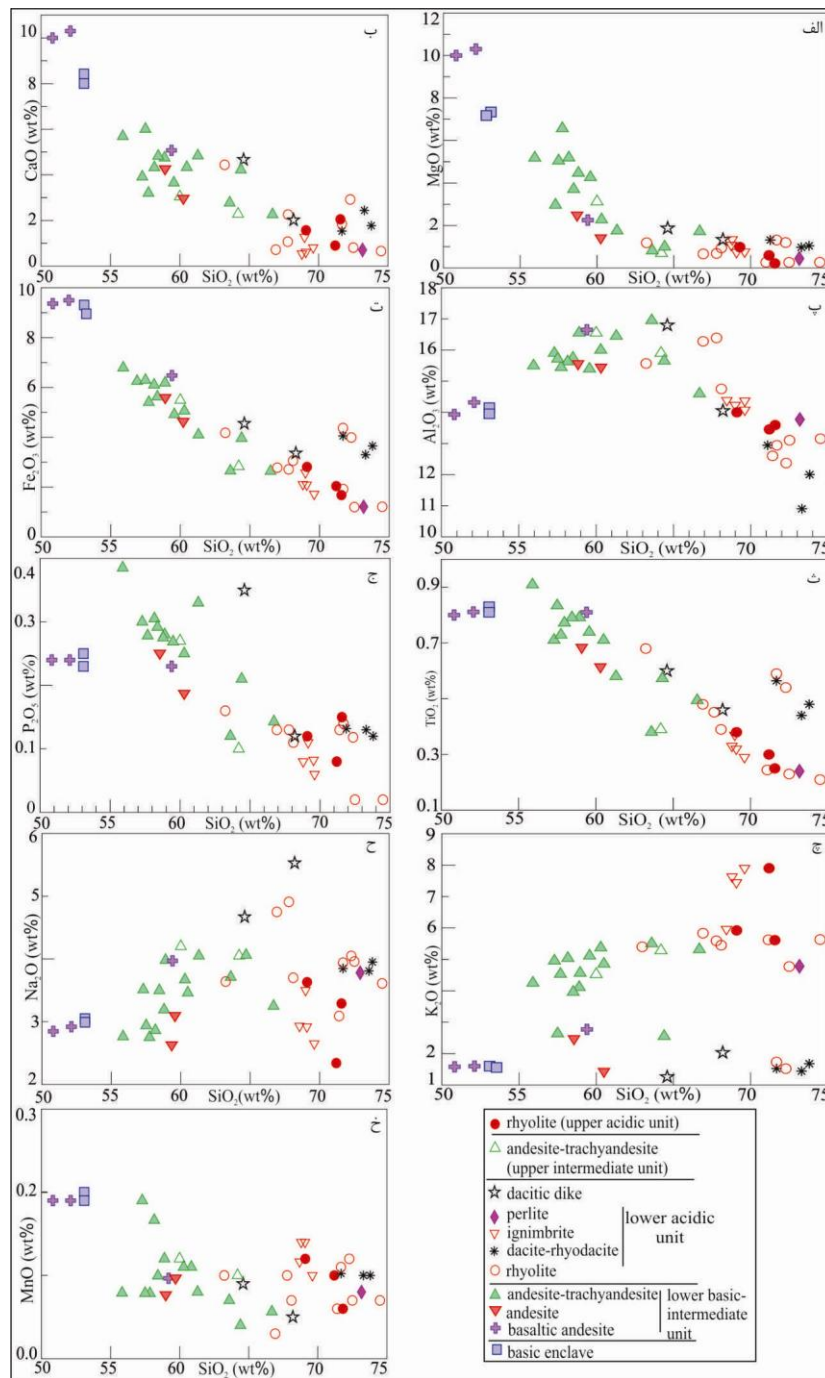
به‌منظور شناسایی عوامل مؤثر در تحولات ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی باختر سه‌چنگی، از نمودارهای دوتایی تغییرات اکسیدهای اصلی و کمیاب نسبت به SiO_2 ، الگوهای عناصر نادر و نمودارهای عنکبوتی استفاده شد. نمودارهای تکتونوماگمایی و منشأ ماگماها هم در ادامه بررسی شدند.

تغییرات عناصر اصلی و کمیاب نسبت به SiO_2 : با بررسی نحوه تغییرات عناصر نسبت به مقادیر SiO_2 در نمودارهای دوتایی، می‌توان به نقش تحولات ماگمایی مانند تبلور تفریقی، ذوب‌بخشی، اختلاط و آلودگی ماگمایی، نقش مؤلفه‌های فرورانش و هضم سنگ‌های پوسته‌ای پی برد [۳۴]، [۵۰]. در اغلب نمودارهای تغییرات دوتایی (شکل ۷ و ۸)، تغییرات از قطب بازیک به سمت اسیدی پیوسته نیست، بنابراین تحول تمام سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده را نمی‌توان با تبلور تفریقی توجیه کرد. در اغلب نمودارهای دوتایی، نمونه‌های بازیک-حدواسط دارای چیدمان مرتب‌تری از قطب بازیک به سمت حدواسط هستند اما در نمونه‌های اسیدی پراکندگی دیده می‌شود. این پدیده نشان می‌دهد که تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی نمونه‌های بازیک-حدواسط می‌توانست تا حدودی نقش داشته باشد. در برخی از نمودارهای تغییرات دوتایی (شکل ۷ و ۸)، سنگ‌های اسیدی از روند بقیه نمونه‌ها جدا مانده‌اند که می‌تواند نشانگر منشأ متفاوت سنگ‌های اسیدی تلقی شود. در نمودارهای دو تایی تغییرات SiO_2 با مقادیر CaO ، MgO ، Fe_2O_3 ، MnO ، V ، روند عمومی کاهشی دیده می‌شوند. در نمودارهای تغییرات SiO_2 با مقادیر Zr ، Nb ، Yb ، Th ، Pb روند عمومی افزایشی نشان می‌دهند. در نمودار تغییرات SiO_2 با مقادیر Ni ، نمونه‌های بازیک دارای مقادیر بالاتری بوده است و از بقیه گدازه‌ها دورتر ترسیم شده‌اند. افزایش این عنصر از نمونه‌های حدواسط به قطب اسیدی با افزایش ملایمی همراه است. در نمودارهای تغییرات SiO_2 با مقادیر Al_2O_3 ، TiO_2 ، P_2O_5 ، Sr ، Zr ، از سمت نمونه‌های بازیک به سمت نمونه‌های حدواسط یک روند ملایم افزایشی دارد اما در نمونه‌های اسیدی چیدمان آن‌ها

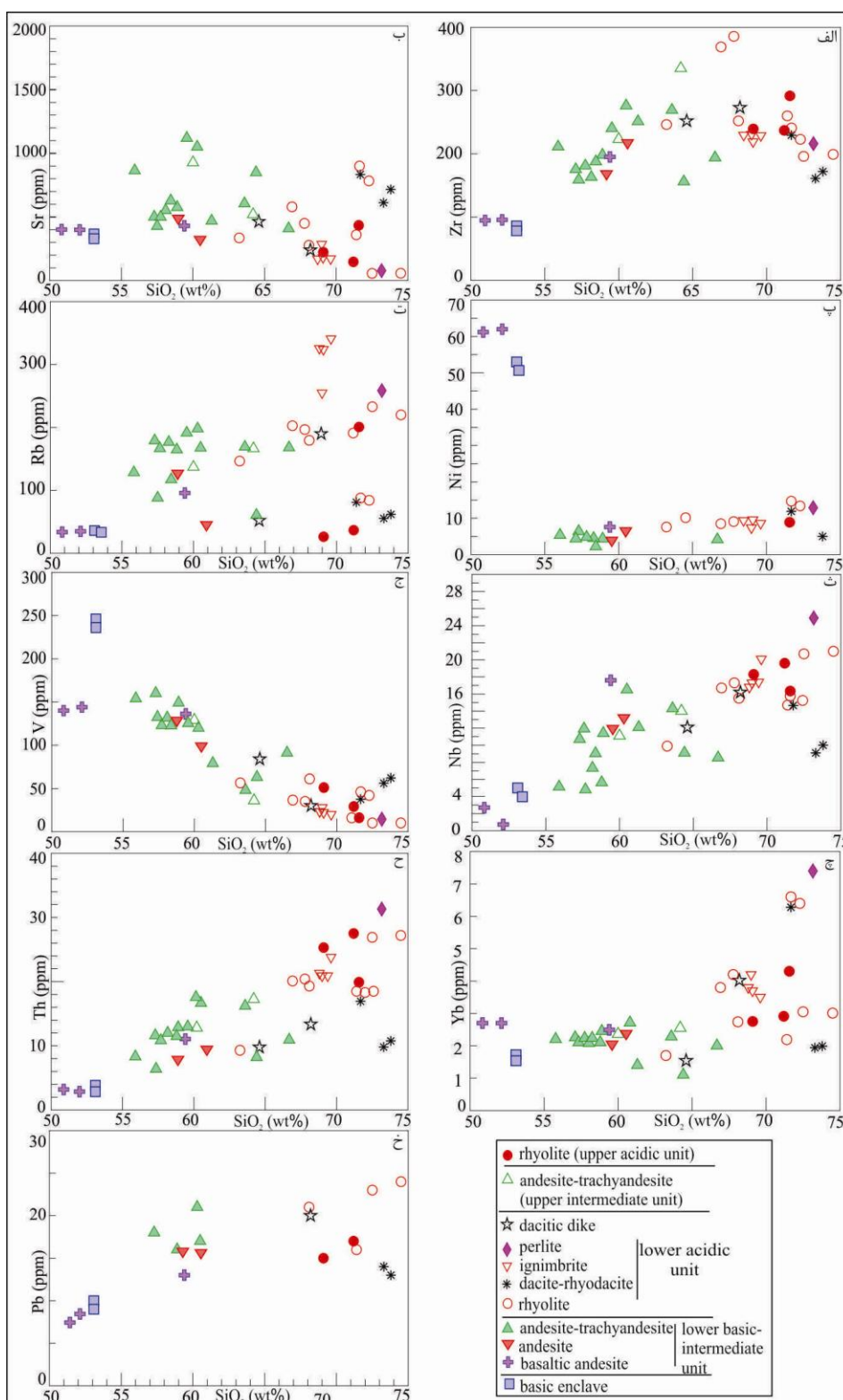
دارای روندی کاهشی و متفاوت از نمونه‌های بازیک-حدواسط است. در نمودارهای تغییرات، SiO_2 با مقادیر K_2O ، Na_2O ، Rb ، Sr ، با افزایش SiO_2 پراکندگی دیده می‌شود که می‌توان به دگرسانی نسبت داد. پراکندگی Na_2O ارتباط مستقیمی با ترکیب پلاژیوکلاز و مقادیر متفاوت آلبیتی شدن در آن‌ها دارد که شواهد آن در بررسی‌های میکروسکوپی دیده شدند. در نمودارهای تغییرات مقادیر P_2O_5 ، TiO_2 ، Sr ، افزایش ملایم این عناصر از قطب بازیک به سمت نمونه‌های حدواسط را می‌توان با جدایش آپاتیت، مگنتیت و پلاژیوکلاز توجیه کرد. روند افزایشی Al_2O_3 از قطب بازیک به سمت حدواسط و سپس روند کاهشی آن نتیجه فراوانی متغیر پلاژیوکلازها و ترکیب متغیر آن‌ها است. روند کاهشی CaO به موازات افزایش SiO_2 انعکاسی از جدایش کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به خصوص در سنگ‌های آتشفشانی بازیک-حدواسط است. کاهش مقادیر MgO ، MnO ، Fe_2O_3 ، نیز با جدایش کلینوپیروکسن و آمفیبول در سنگ‌های بازیک-حدواسط و جدایش بیوتیت و اکسیدهای آهن-تیتان در سنگ‌های اسیدی قابل توجیه است. اگرچه روند تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی در نمودارهای دوتایی، فرایند تفریق در سنگ‌های بازیک-حدواسط را تأیید می‌کند اما به نظر می‌رسد که فرایندهای ماگمایی دیگری نیز در تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه نقش داشته‌اند. افزایش ناگهانی بعضی از عناصر مانند Zr و Nb در سنگ‌های اسیدی (شکل ۷) را نمی‌توان تنها با تبلور تفریقی تفسیر کرد مگر این‌که در مسیر تحول، کانی‌های فرعی مانند زیرکن، آپاتیت، مونازیت و آلانیت نقش داشته‌اند. این کانی‌ها نیز در سنگ‌های پوسته‌ای قاره‌ای بیش‌تر دیده می‌شوند [۵۰]. علاوه بر موارد نوشته شده در بالا، روند افزایشی عناصری مانند Si ، Al ، Pb و Th به خصوص در سنگ‌های اسیدی را نمی‌توان به سادگی با تفریق ماگمایی توجیه کرد و به نظر می‌رسد که فرایندهای ماگمایی دیگری چون آرایش پوسته‌ای نیز نقش داشته‌اند که شواهد پتروگرافی آن نیز مشاهده شدند. به علاوه بالا بودن نسبی عناصری مانند Sr ، Rb ، Th و Pb در نمونه‌های حدواسط و تمایل شوشونیتی آن‌ها ممکن است مربوط به منشأ گوشته‌ای باشد که پیش از ذوب‌بخشی به وسیله مؤلفه‌های فرورانش دچار متاسوماتیسم و غنی شده است [۵۱]، [۵۲]، [۵۳]، [۵۴]، [۵۵]، [۵۶].

الگوهای عناصر نادر و نمودارهای عنکبوتی: الگوهای عناصر نادر خاکی به هنجار شده با مقادیر کندریت [۵۳] از گدازه‌های واحد بازیک-حدواسط زیرین (شکل ۹-الف)، گدازه‌های واحد اسیدی زیرین (شکل ۹-ب)، گدازه‌های واحد حدواسط بالایی (شکل ۹-ث) و گدازه‌های واحد اسیدی بالایی (شکل ۹-ج) نشان داده شدند. الگوهای میانگین پوسته بالایی، میانی و زیرین از [۵۷] اقتباس شده است.

نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده با مقادیر گوشته اولیه [۵۳] از گدازه‌های واحد بازیک-حدواسط زیرین (شکل ۹-ب)، گدازه‌های واحد اسیدی زیرین (شکل ۹-ت)، گدازه‌های واحد حدواسط بالایی (شکل ۹-ج) و گدازه‌های واحد اسیدی بالایی (شکل ۹-ح) نیز معرفی شدند. جهت مقایسه محدوده سنگ‌های آتشفشانی کمانی قاره‌ای، OIB ، N-MORB و E-MORB از [۵۶] اقتباس شده است.



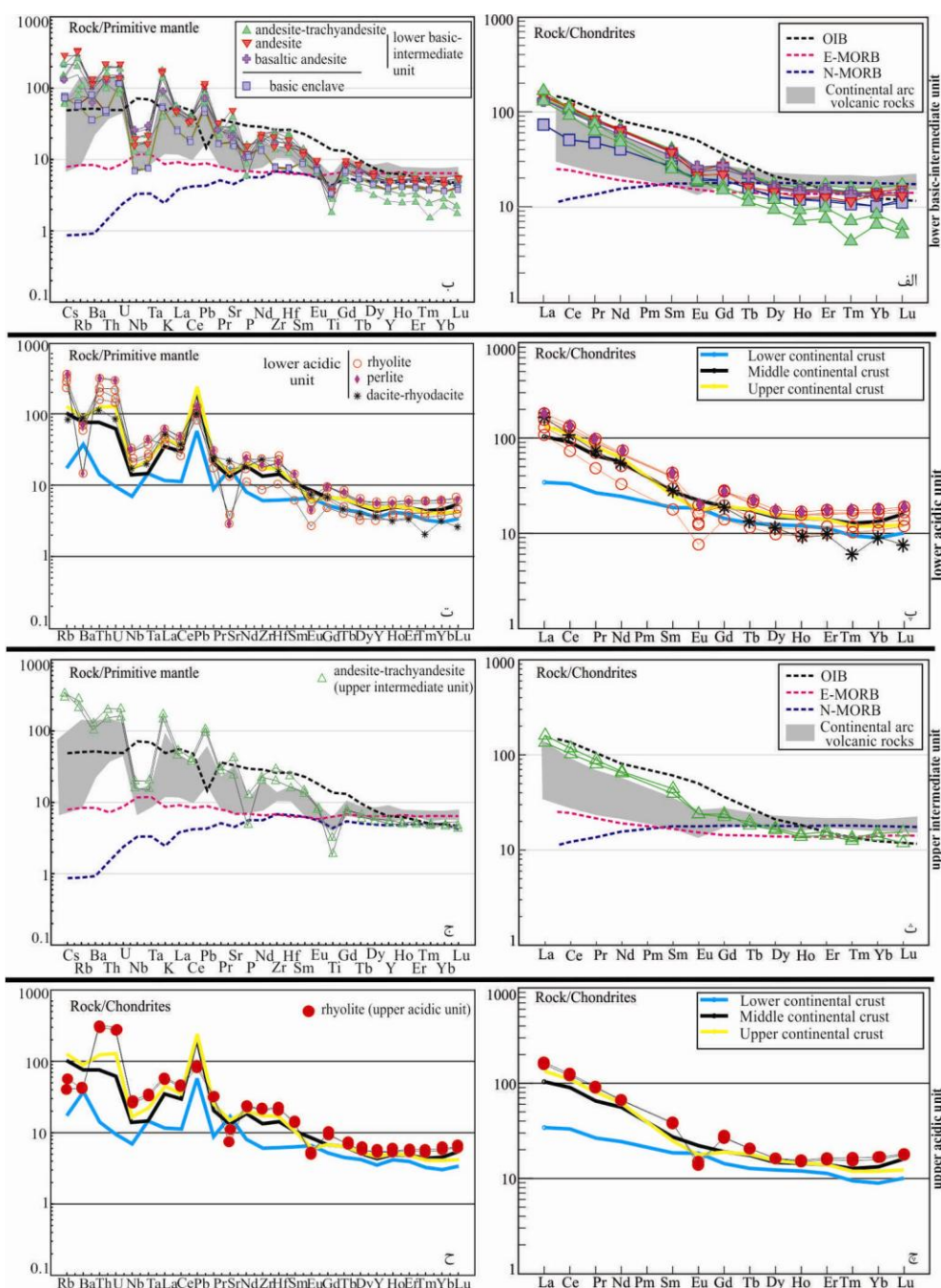
شکل ۷. نمودارهای دوتایی انتخابی از اکسیدهای اصلی نسبت به مقادیر SiO₂



شکل ۸. نمودارهای دو تایی انتخابی از عناصر کمیاب نسبت به SiO₂

الگوهای عناصر نادر خاکی به هنجار شده با مقادیر کندریت از گدازه‌های واحد بازیک-حدواسط زیرین (شکل ۹ آ) و گدازه‌های واحد حدواسط بالایی (شکل ۹ ث)، غنی‌شدگی از LREE در مقایسه با HREE نشان می‌دهند که از ویژگی‌های ماگماتیسیم مناطق فرورانش است. این ویژگی ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گوشته تهی شده اولیه ممکن است تحت تأثیر مؤلفه‌های فرورانش (شامل سیالات و یا مذاب رها شده از ذوب‌بخشی صفحه فرورو) دچار متاسوماتیسیم و از LREE غنی شده است [۱۷]، [۴۹]، [۵۰]، [۵۱]، [۵۴]. این گوشته متاسوماتیزه می‌تواند گوه گوشته‌ای در بالای صفحه فرورو و یا گوشته لیتوسفری زیر قاره در مناطق برخوردی قاره‌ای و یا پس‌برخورد باشد که در منطقه بررسی شده با توجه با بسته شدن نئوتیس در کرتاسه بالایی می‌تواند از نوع گوشته لیتوسفری زیر قاره باشد. گدازه‌های بازیک-حدواسط دارای غنی‌شدگی از مرتبه ۶۰ الی ۲۰۰ و گدازه‌های حدواسط بالایی دارای غنی‌شدگی از مرتبه ۵۰ الی ۲۰۰ از LREE هستند (شکل ۹ آ و ث). در این واحدهای آتشفشانی، الگوهای عناصر نادر و کمیاب تهی‌شدگی خفیفی از Eu را نشان می‌دهند (شکل ۹ آ و ث) که می‌توان با جدایش فلدسپار طی تحولات ماگمایی توجیه کرد [۳۴]، [۵۰]، [۵۴]. تعداد چشم‌گیری از الگوهای عناصر نادر گدازه‌های بازیک-حدواسط واحد زیرین و گدازه‌های واحد حدواسط بالایی انطباق قابل توجهی با الگوی میانگین OIB را دارند (شکل ۹ آ و ث). با وجود آن‌که الگوهای این نمونه‌ها (شکل ۹ آ و ث) از روند محدوده میانگین کمائی تبعیت می‌کنند اما دارای غنی‌شدگی بیش‌تر از LREE و LILE بوده است و تهی‌شدگی واضحی از عناصر Nb، Ti، Ta هستند. در عین حال نسبت Th/Yb در این گدازه‌ها بالا است (۲/۱۱-۹/۴۵). این شواهد حدس بالا را تقویت می‌کند که گوشته لیتوسفری زیر قاره که از ذوب‌بخشی آن ماگمای گدازه‌های بازیک-حدواسط حاصل شده‌اند ممکن است که تحت تأثیر مؤلفه‌های پوسته‌ای قرار گرفته‌اند [۵۸]، [۵۹]، [۶۰]، [۶۱]. تأثیر مؤلفه‌های پوسته‌ای ممکن است به دو شکل عمل کرده باشند. یا ماگمای اولیه برآمده از گوشته لیتوسفری زیر قاره به درون پوسته نفوذ کرده [۵۴] و ضمن ذوب‌بخشی آن و ایجاد ماگمای اسیدی با آن آمیخته شده است. یا این‌که ممکن است که گوشته لیتوسفری زیر قاره پیش از ذوب‌بخشی به‌وسیله مؤلفه‌های فرورانشی (سیالات و مذاب) رها شده از صفحه اقیانوسی فرورو غنی شده باشد [۵۹]، [۶۲]، [۶۳]. در این الگوها تهی‌شدگی در میزان P دیده می‌شود که به جدایش آپاتیت نسبت داده می‌شود [۳۹]، [۶۴]. الگوهای عناصر نادر و نمودارهای عنکبوتی از گدازه‌های اسیدی واحد آتشفشانی زیرین (شکل ۹ پ و ت) دارای شباهت‌های قابل توجه با الگوهای عناصر نادر و نمودارهای عنکبوتی گدازه‌های اسیدی بالایی (شکل ۹ چ و ح) هستند. در الگوهای عناصر نادر از این سنگ‌ها که با مقادیر کندریت به‌هنجار شده‌اند، غنی‌شدگی از مرتبه ۵۰ الی ۲۰۰ از LREE دیده می‌شود (شکل ۹ پ و چ).

الگوهای عناصر نادر از گدازه‌های اسیدی شکل قاشقی خفیفی را از MREE (Ho) به‌سمت HREE (Lu) نشان می‌دهند که با جدایش کلینوپیروکسن، هورنبلاند و تیتانیت قابل تفسیر است [۳۸]. در گدازه‌های اسیدی MREE نسبت به HREE دارای تهی‌شدگی است و الگوهای قاشقی شکل را نشان می‌دهند که می‌توان به‌حضور آمفیبول در ترکیب گوشته نسبت داد. در نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده با مقادیر گوشته اولیه [۵۳] از سنگ‌های واحدهای اسیدی زیرین و بالایی، غنی‌شدگی مشابهی در LILE (Sr, K₂O, Rb)، Ce، Th و تهی‌شدگی در بعضی از HFSE (مانند Ta، Nb، Ti، Zr)



شکل ۹. الگوهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده با مقادیر کندریت [۵۳] برای واحد آتشفشانی بازیک-حدواسط زیرین (آ) واحد اسیدی زیرین، (پ) واحد آتشفشانی با ترکیب حدواسط بالایی، (ث) و واحد اسیدی بالایی، (ج) را نشان می‌دهند. نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه [۵۳]، برای واحد آتشفشانی بازیک-حدواسط زیرین، (ب) واحد اسیدی زیرین، (ت) واحد آتشفشانی حدواسط بالایی، (ج) و واحد اسیدی بالایی، (ح) را نشان می‌دهند. الگوهای سنگ‌های آتشفشانی کمافی قاره‌ای، OIB، E-MORB و N-MORB از [۵۶] و الگوهای میانگین پوسته زیرین، میانی و بالایی از [۵۷] اقتباس شده است.

دیده می‌شود (شکل ۹ ت و ح) که نشان می‌دهد که منبع ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی باختر سه چنگی شباهت‌های قابل توجه دارند. در این نمودارها، سنگ‌های بررسی شده دارای غنی‌شدگی از LILE و LREE نسبت به

HFSE هستند و تهی‌شدگی واضحی از Ta, Nb, Ti نشان می‌دهند که از شواهد ولکانیسم مناطق فرورانش محسوب می‌شود. هم‌چنین در این گدازه‌ها غنی‌شدگی Pb را می‌توان به آرایش و ذوب‌بخشی پوسته نسبت داد [۵۲]. در گدازه‌های واحد اسیدی زیرین و بالایی (شکل ۱۰ ب، ت) نیز LILE و LREE دارای غنی‌شدگی نسبت به HFSE هستند. تهی‌شدگی Ba را در این گدازه‌ها می‌توان به جدایش آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز نسبت داد [۶۵].

الگوهای عناصر نادر و نمودارهای عنکبوتی از واحد اسیدی زیرین (شکل ۹ پ و ت) و واحد اسیدی بالایی (شکل ۹ ج و ح) انطباق چشم‌گیری با الگوهای میانگین پوسته میانی و پوسته بالایی (۵۷) دارند که می‌تواند دلالت بر منشأ پوسته‌ای سنگ‌های اسیدی در منطقه بررسی شده را داشته باشد.

محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن باختر سه‌چنگی: شکل ۱۰ نمودارهای تکتونوماگمایی انتخابی را نشان می‌دهد که نمونه‌های بازیگ-حدواسط (شکل ۱۰ آ، ب) بر روی آن‌ها ترسیم شده‌اند. شکل ۱۰ آ بر اساس نسبت‌های Ta, Th و Hf/3 در یک نمودار سه‌تایی به‌وسیله [۶۶] پیشنهاد شده است. مقادیر متوسط از پوسته بالایی (UC) و پوسته زیرین (LC) نیز از [۶۷] اقتباس شده است. در این نمودار گدازه‌های بازیگ-حدواسط ائوسن باختر سه‌چنگی در قلمرو بازالت‌های کالک‌آلکان و متمایل به مقدار میانگین پوسته بالایی جای گرفته‌اند. هم‌چنین در این نمودار، نمونه‌های بازیگ-حدواسط در مجاورت میانگین پوسته بالایی و در راستای بردار فعل و انفعال ماگما-پوسته جای گرفته‌اند که تأیید ژئوشیمیایی آمیختگی ماگمایی است و شواهد زمین‌شناسی و پتروگرافی آن‌ها توصیف شدند. بازالت جزایر کمائی اقیانوسی دارای $Hf/Th > 3$ است در حالی که بازالت کمائی قاره‌ای دارای نسبت $Hf/Th < 3$ است [۶۶]. نسبت Hf/Th برای گدازه‌های بازیگ-حدواسط بررسی شده بین (۰/۳۳-۰/۶) در تغییر است.

شکل ۱۰ آ بر اساس نسبت‌های Ta, Th و Hf/3 در یک نمودار سه‌تایی توسط [۶۶] پیشنهاد شده است. مقادیر متوسط از پوسته بالایی (UC) و پوسته زیرین (LC) نیز از [۶۷] اقتباس شده است. در این نمودار گدازه‌های بازیگ-حدواسط ائوسن باختر سه‌چنگی در قلمرو بازالت‌های کالک‌آلکان و متمایل به مقدار میانگین پوسته بالایی جای گرفته‌اند.

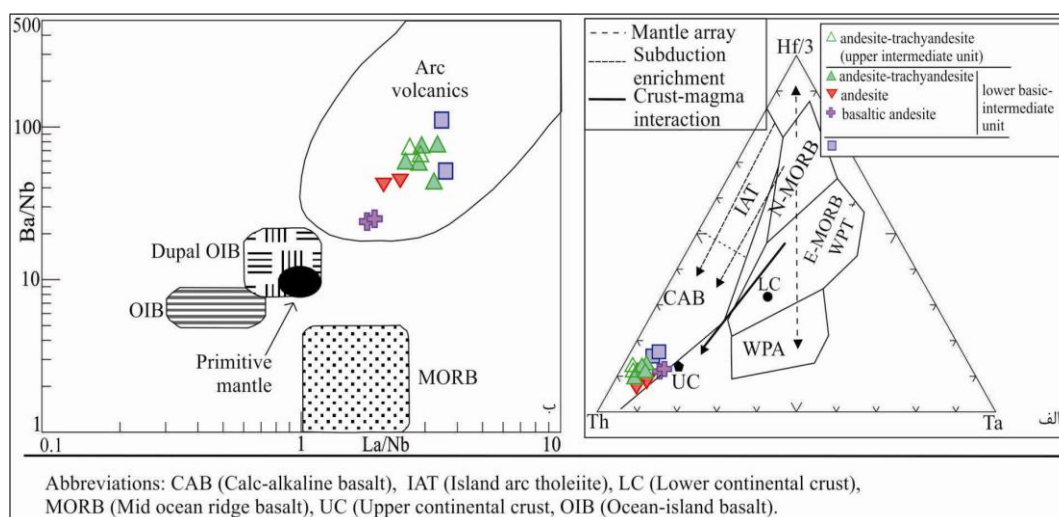
با توجه به این نسبت و نمودار ۱۰ آ، گدازه‌های بازیگ-حدواسط منطقه بررسی شده را می‌توان معادل بازالت‌های کمان آتشفشانی قاره‌ای ولی از نوع تحول یافته آن دانست. نمودار اولیه از شکل ۱۰ ب، بر اساس تغییرات نسبت Ba/Nb به La/Nb و به‌وسیله جان و همکاران [۶۹] تعریف شد. سپس آیدیناکر و همکاران [۷۰] با استفاده از پژوهش‌های انتشار یافته از سایر محققان آن‌را مانند شکل ۱۰ ب بازسازی کردند. در این نمودار قلمروهای کمان آتشفشانی، بازالت پشته میان اقیانوسی، محدوده‌های بازالت جزایر اقیانوسی و گوشته اولیه معرفی شده‌اند ([۷۰] و منابع مورد استفاده در آن). در این نمودار نمونه‌های بازیگ-حدواسط بررسی شده در قلمروی کمان آتشفشانی ترسیم شده‌اند. این گدازه‌ها مقادیر بالایی از Ba/Nb (۱۱۱-۲۲/۹۷) را دارند که قابل مقایسه با گدازه‌های مناطق فرورانش ($Ba/Nb > 28$) هستند [۵۸]، [۷۱].

منشأ گدازه‌های آتشفشانی باختر سه‌چنگی: شواهدی از قبیل مقدار بالای SiO_2 (۷۵/۴-۵۰/۸۳ wt%) و مقدار نسبتاً زیاد Al_2O_3 (۱۶/۹۵-۱۰/۹ wt%) حاکی از آن است که علاوه بر تفریق بلورین سنگ‌های آتشفشانی بازیگ-حدواسط، ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و ذوب بخشی مواد رسوبی فرورونده نیز ممکن است در تحولات ماگمایی منطقه

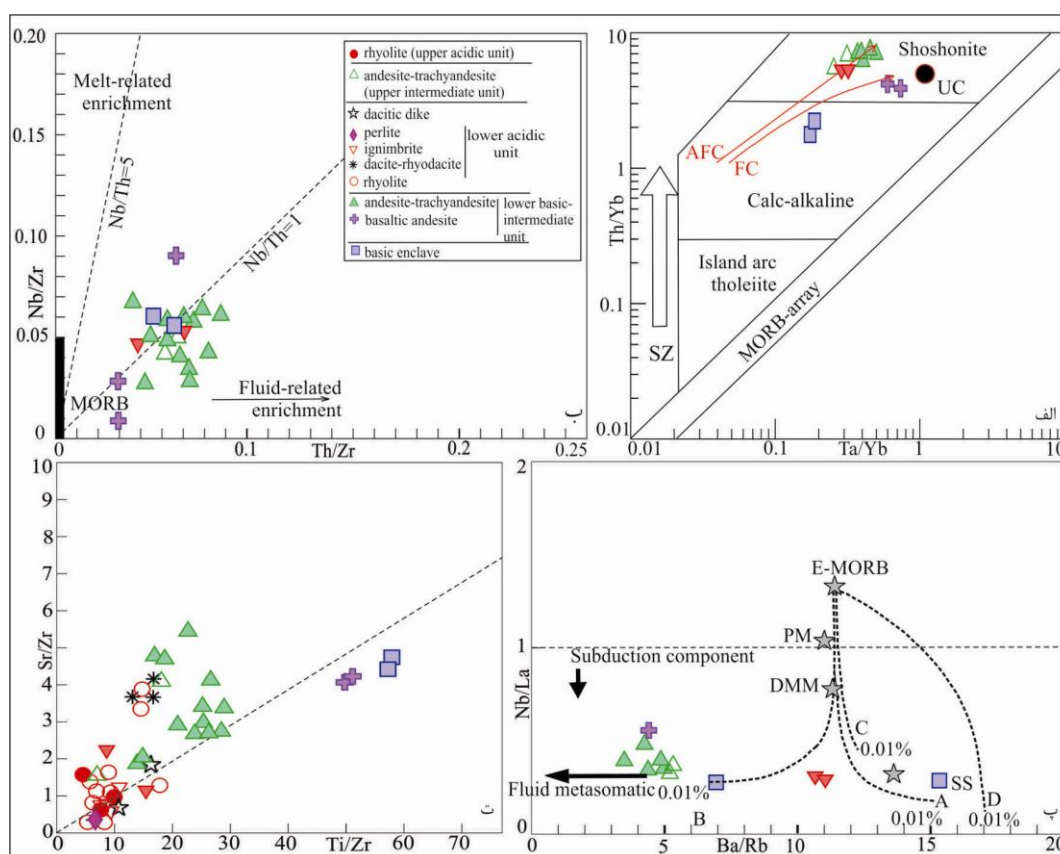
بررسی شده نقش داشته باشد. با توجه به شکل ۱۱ آ [۶۷] و بالا بودن مقدار Th/Yb نسبت به Ta/Yb در گدازه‌های بازیک-حدواسط بررسی شده می‌توان به نقش مؤلفه‌های فرورانشی (سیالات و مذاب) و تأثیر آن بر گوشته لیتوسفری زیر قاره (SCLM); [۶۷]، [۷۲] و یا آرایش پوسته‌ای [۷۲] اشاره کرد که شواهد زمین‌شناسی و پتروگرافی آن‌ها توصیف شدند.

در شکل ۱۱ ب [۷۳]، گدازه‌های بازیک-حدواسط بررسی شده اغلب در مجاورت خط $Nb/Th=1$ قرار می‌گیرند که نشان می‌دهد که تأثیر سیالات و مذاب‌های فرورانشی روی گوشته لیتوسفری زیر قاره و تشکیل سنگ‌های آتشفشانی تقریباً یک‌سان بوده است. در شکل ۱۱ پ [۷۴]، نیز گدازه‌های بازیک-حدواسط با مقادیر $Nb/La < 1$ نقش قابل توجه مؤلفه‌های فرورانشی و تأثیر آن بر گوشته لیتوسفری زیر قاره را نشان می‌دهند. نمونه‌های طبق این نمودار از ذوب‌خشی گوشته لیتوسفری زیر قاره شکل گرفته‌اند که با توجه به این که در راستای درجات پایین ذوب‌بخشی منحنی B هستند دارای ترکیب اولیه گارنت-آمفیبول لرزولیت است که پیش از ذوب‌بخشی و ایجاد ماگمای گدازه‌های بازیک-حدواسط توسط سیالات رها شده از ورقه فرورو غنی شده‌اند.

شواهد صحرایی و مشاهدات پتروگرافی نشان از اختلاط ماگمایی در تشکیل سنگ‌های آتشفشانی بخصوص گدازه-های حدواسط را دارند و تفسیر نمودارهای ژئوشیمیایی و نسبت‌های عناصر نیز آن را تأیید می‌نمایند. به طور مثال نسبت $Nb/Ta > 1$ [۶۸] از علائم ژئوشیمیایی آرایش پوسته‌ای است. این نسبت‌ها برای نمونه‌های بازیک-حدواسط بررسی شده (۱۴/۶۷-۱۸/۵) هستند که با آرایش پوسته‌ای ماگماهای منشأ گرفته از گوشته مطابقت دارند. شکل ۱۱-ت، بر پایه نسبت Sr/Zr به Ti/Zr طراحی شده است. خط چین میانه نمودار نیز خط اختلاط ماگماهای بازیک و اسیدی را نشان می‌دهد [۵۲]. تعداد قابل توجهی از نمونه‌های بررسی شده در راستای خط میانی نسبت‌های Ti/Zr به Sr/Zr ترسیم شده‌اند که نشان دهنده اختلاط ماگمای حاصل از ذوب بخشی گوشته و ماگمای حاصل از ذوب بخشی پوسته است [۵۲].



شکل ۱۰. موقعیت گدازه‌های آتشفشانی ائوسن باختر سه چنگی در نمودارهای تکتونوماگمایی، (آ) موقعیت نمونه‌های بازیک-حدواسط روی نمودار پیشنهادی [۶۶]، (ب) نمودار نسبت La/Nb به Ba/Nb به نقل از [۶۹] و سپس [۷۰]



شکل ۱. نمودارهای ژئوشیمیایی برای تعیین منشأ سنگ‌های بررسی شده را نشان می‌دهد. (آ) از [۶۷]، (ب) از [۷۳]، (پ) از [۷۴] است. ترکیب گوشته اولیه (PM) و E-MORB از [۵۳] است و میانگین ترکیب گوشته نهی شده (DMM) و رسوبات فرورانشی (SS) به ترتیب از [۷۵] و [۷۶] است. B، C و D به ترتیب نشان‌دهنده ترکیب گارنت لرزولیت [۷۷]، گارنت-آمفیبول لرزولیت [۷۸]، گارنت-آمفیبول-فلوگوپیت لرزولیت [۷۸] و فلوگوپیت-گارنت هارزبورژیت [۷۴] هستند، (ت) از [۵۲]، که نشان‌دهنده نقش آمیختگی ماگمای حاصل از ذوب‌بخشی گوشته و ماگمای حاصل از ذوب‌بخشی پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های بررسی شده است.

موقعیت ژئودینامیکی ولکانیسم ائوسن در باختر سه‌چنگی: محدوده بررسی شده در استان خراسان جنوبی، باختر سه‌چنگی، در بلوک لوت [۱] واقع است. چنان‌که در مقدمه نوشته شد، این ناحیه مابین دو گسل با امتداد شمالی-جنوبی به نام‌های گسل نه‌بندان در خاور و گسل نای‌بندان در باختر بلوک لوت واقع است. در مدل‌هایی که به تحولات ژئودینامیکی خاور ایران پرداخته‌اند، به فعالیت‌های آتشفشانی سنوزوئیک در بلوک لوت نیز اشاره شده است. در مدل ژئودینامیکی کمپ و گریفیس [۱۱]، بازشدگی نئوتیس، فرورانش آن، برخورد قاره‌ای و فعالیت‌های ماگمایی پس از برخورد در همبری بین بلوک‌های لوت و افغان مورد توجه بوده است. به باور آنان سنگ‌های آتشفشانی این ناحیه از نظر پتروگرافی و ژئوشیمیایی با سنگ‌های آتشفشانی ارومیه-دختر و البرز متفاوتند. تیرول و همکاران [۱۲]، زون جوش‌خورده سیستان در خاور ایران را جز کمر بند کوهزایی و برخوردی آلپ-همیالیا طی دوره زمانی کرتاسه-ترشیری دانستند. به باور ساکانی و همکاران [۲۵]، مجموعه افیولیتی نه‌بندان واقع در زون جوش‌خورده سیستان، مرز بین بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان هستند. در مدل آن‌ها، این پوسته اقیانوسی با شیب رو به خاور به زیر بلوک افغان طی کرتاسه-الیگوسن فرو رانده شده است. به نظر کریم‌پور و همکاران [۲]، فعالیت‌های آتشفشانی ترشیری در بلوک

لوت در بازه زمانی پالتوسن پایانی آغاز شد. سپس طی دوره ائوسن میانی-الیگوسن آغازین توده‌های آذرین با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه با مناطق فرورانش در بلوک لوت برونزد یافتند. در مدل ژئودینامیکی پیشنهادی زرین-کوب و همکاران [۲۶]، اقیانوس سیستان در کرتاسه آغازین-میانی باز و سپس به زیر بلوک لوت فرورانش کرد. پس از برخورد در ائوسن میانی-الیگوسن پایانی، لیتوسفر شکسته شده و در اثر جریان‌های آستنسفری، ولکانیسم با منشأ گوشته‌ای وقوع یافته است. طبق نظر پانگ و همکاران [۱۷]، سنگ‌های ماگمایی ائوسن-الیگوسن در بلوک لوت دارای منشأ گوشته‌ای بوده‌اند که با مواد پوسته قاره‌ای فوقانی آرایش یافته‌اند.

رخمون بقایای نئوتتیس با سن کرتاسه میانی-بالایی در خاور و جنوب بلوک لوت نشان می‌دهد که ماگماتیسم ائوسن در منطقه بررسی شده پس از بسته شدن نئوتتیس وقوع یافته است. بر اساس نتایج تجزیه‌های شیمیایی، گدازه‌های بررسی شده دارای روندهای ماگمایی شوشونیتی، کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا هستند. با توجه به پژوهش‌های پتروگرافی و بررسی نمودارهای هارکر، فرآیند تفریق ماگمایی در تحولات ماگمایی گدازه‌های بازیک-حدواسط دخالت داشته‌اند اما نقش آلودگی‌های پوسته‌ای و تأثیر مؤلفه‌های فرورانش بر منشأ گوشته‌ای را نیز نمی‌توان نادیده گرفت. به نظر می‌رسد که در تکوین سنگ‌های اسیدی نیز ذوب‌بخشی پوسته دخالت داشته است. چنان که در بخش‌های بالا نوشته شد، روند ماگمایی شوشونیتی در گدازه‌های بررسی شده روندی غالب است. با توجه به گستردگی گدازه‌های اسیدی در محدوده بررسی شده و گستردگی بیشتر آن‌ها نسبت به گدازه‌های بازیک-حدواسط، مشکل بتوان روند شوشونیتی آن‌ها را تنها به ماگمای برآمده از گوشته عمیق نسبت داد. تفسیر تجزیه‌های شیمیایی در این مقاله نشان می‌دهد که گدازه‌های بازیک-حدواسط از ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری زیر قاره حاصل شده‌اند که قبلاً به‌وسیله مؤلفه‌های فرورانشی (شامل سیالات و مذاب) رها شده از صفحه اقیانوسی فرو رو غنی شده‌اند. هم‌پوشانی ژئوشیمیایی مؤلفه‌های فرورانش و آغستگی‌های پوسته‌ای سبب می‌شود تا نتوان در پژوهش‌های پترولوژی این دو پدیده را از یک‌دیگر تفکیک کرد. چنان که در بالا نوشته شد، پیشینه تحقیقاتی در این مقاله نشان می‌دهد که افیولیت‌ها در زون جوش‌خورده خاور ایران و جنوب مکران سن کرتاسه میانی-زیادی را دارند. بنابراین با توجه به ویژگی‌های شوشونیتی غالب در سنگ‌های بررسی شده، می‌توان انتظار داشت که ولکانیسم ائوسن در باختر سه‌چنگی بعد از بسته شدن پوسته اقیانوسی و در یک محیط کششی مرتبط با برخورد قاره‌ای حاصل شده است.

ماهیت بیش‌تر شوشونیتی گدازه‌های بررسی شده این حدس را تقویت می‌کند که لیتوسفر قاره‌ای طی ائوسن در ناحیه بررسی شده به اندازه کافی ضخیم بوده است. الگوهای به‌هنجار شده از عناصر فرعی و نادر گدازه‌های اسیدی نیز انطباق چشم‌گیری با الگوهای پوسته بالایی و پوسته میانی دارند. بنابراین می‌توان انتظار داشت که پیش از برخورد قاره‌ای و در جریان فرورانش پوسته اقیانوسی، بخش‌هایی از پی سنگ قاره‌ای کنده شده و همراه با بخش‌های بالایی پوسته اقیانوسی فرورو به زیر کشیده شده‌اند. احتمال دارد که این پدیده خود موجب ضخیم شدن لیتوسفر طی ائوسن بوده و ذوب‌بخشی اجزاء قاره‌ای به زیر کشیده شده در تشکیل گدازه‌های اسیدی نقش داشته است. این فرآیندها به احتمال پسامد بالا آمدن آستنسفر و بدنبال شکستگی اسلب، رول بک و یا قطعه‌شدگی گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای بوده است.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن که در باختر سه‌چنگی در باختر بلوک لوت رخنمون دارند شامل فراورده‌های آتشفشانی بازیک-حدواسط و اسیدی هستند که به‌صورتی متناوب بیرون ریخته شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده دارای ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی آندزیت، آندزیت-تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت-ایگنمبریت هستند. شواهد آمیختگی ماگمایی در سنگ‌های حدواسط و اسیدی دیده شده است. گدازه‌های آتشفشانی بررسی شده دارای روندهای ماگمایی کالک الکالن، کالکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی هستند. بررسی نمودارهای دوتایی نشان می‌دهد که تبلوربخشی در تحولات ماگمایی گدازه‌های بازیک-حدواسط نقش داشته است. بررسی نمودارهای ژئوشیمیایی حاکی از آن است که منشأ گدازه‌های بازیک-حدواسط گوشته لیتوسفری زیر قاره بوده است که پیش از ذوب‌بخشی به‌وسیلهٔ ترکیبات فرورانش (سیالات و مذاب رها شده از صفحه اقیانوسی فرورو) غنی شده است. ماگمای حاصل از ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری زیر قاره سبب ذوب بخشی مواد پوسته‌ای و ایجاد ماگمای اسیدی شده و با آن آمیخته شده است. به‌نظر می‌رسد که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن باختر سه‌چنگی، پس از بسته شدن نئوتتیس و ضخیم شدن لیتوسفر قاره‌ای در بلوک لوت، در یک محیط بازشدگی مربوط به برخورد تشکیل شده‌اند.

تشکر و قدردانی

از مسئولین محترم پژوهشکدهٔ علوم زمین و همکاران سازمان زمین‌شناسی کشور مخصوصاً آقایان دکتر محمد فریدی از مرکز تبریز و مهندس مهدی مرادی از مرکز سنندج در انجام این تحقیق تشکر می‌شود. آقای دکتر محمدرضا قاسمی چکیده انگلیسی را تصحیح و نکات ارزشمندی در مورد بعضی ساختارها ارائه کردند که از ایشان نیز صمیمانه قدردانی می‌شود.

منابع

1. Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review" American Association of Petroleum Geologists, (1968) 1229-1258.
2. Karimpour M. H., Stern C. R., Farmer L., Saadat S., Malekezadeh A., "Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, eastern Iran", JGeope, 1 (1) (2011) 19-36.
3. Stocklin J., Nabavi M. H., "Tectonic map of Iran", Geological Survey of Iran, (1973).
4. Tarkian M., Lotfi M., Baumann A., "Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran", Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, No. 51 (1983) 357-383.
5. Stöcklin J., "Possible ancient continental margins in Iran. The Geology of Continental Margins", Springer-Verlag. Berlin, (1974) 873-887.
6. Berberian M. & King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran" Canadian, Journal of Earth Sciences, 18 (1981) 210-265.

7. Sengor A. M. C., "Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implication: Nature", 279 (1979) 590-593.
8. Stampfli G. M., "Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area", Geological Society Special Publication, 173 (2000) 1-23.
9. Wilmsen M., Fürsich F. T., Seyed-Emami K., Majidifard M.R., Taheri J., "The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland", Terra Nova, 21 (2009) 211-218.
10. Zanchi A., Zanchetta S., Berra F., Mattei M., Garzanti E., Molyneux S., Nawab A., Sabouri J., "The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran", Geological Society Special Publications, 312 (2009) 31-55.
11. Camp V. E., Griffis R. J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, Eastern Iran", Lithos, 15 (1982) 221-239.
12. Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E., "The Sistan suture zone of Eastern Iran", Geological society of America Bulletin, 944 (1983) 134-150.
13. Zarrinkoub M. H., Chung S.L., Chiu H.Y., Mohammadi S.S., Khatib M., Lin I.J., "Zircon U-Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran" Abstract to GSA Conference on "Tectonic Crossroads: Evolving Orogens in Eurasia-Africa-Arabia", Oct, 4-8 (Ankara, Turkey) (2010).
14. Khalatbari Jafari M., Babaie H. A., Moslempour M. E., "Mid-ocean-ridge to suprasubduction geochemical transition in the hypabyssal and extrusive sequences of major Upper Cretaceous ophiolites of Iran", Geological Society of America Bulletin, Special paper 525 (2016) doi:10.1130/2016.2525(07).
۱۵. مهرابی بهزاد، طالع فاضل ابراهیم، قاسمی سیانی مجید، "مطالعات ژئوشیمیایی و فلزایی توده گرانیتوئیدی سرخکوه (مجموعه آتشفشانی- نفوذی خاور ایران)"، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال پنجم، شماره بیستم، (۱۳۹۰) ۲۹-۴۵.
16. Esmaily D., Nedelec A., Valizadeh M.V., Moore F., Cotton J., " Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran)", with reference to tin mineralization. Journal of Asian Earth Sciences, 25 (2005) 961-980.
17. Pang k. N., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H. Y., Chu C. H., Lee H. Y., Lo C. H., "Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the lutan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implication", lithos, (2013) <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>.

۱۸. سپیدبر فاطمه، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آدرین شرق سنگان و بررسی احتمال ارتباط آن با کانه زایی آهن"، پایان‌نامه دکتری، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم-دانشگاه تهران (۱۳۹۶).
19. Arjmandzade R., Karimpour M. H., Mazaheri S. A., Santon J. F., Medina J. M., Homam S. M., "Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut block, eastern Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences*, 41 (2011) 283-296.
20. Walker R. T., Gans P., Allen M.B., Jackson J., Khatib M., Marsh N., Zarrinkoub M., "Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran", *Geophys. J. Int.*, 177 (2009) 783-805.
۲۱. خلعت‌بری جعفری مرتضی، "نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ رباط خوشاب"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۰)
22. Kluyver H. M., Tirrul R., Chance P. N., Johns., Meixner H. M., "Explanatory text of the Naybandan quadrangle map 1:250,000", (1981) 143.
۲۳. فریدی محمد، "نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ زنوگان". سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نقشه شماره ۷۵۵۵، (۱۳۸۴).
24. Fotoohi Rad G. R., Droop G. T. R., Amini S., Moazzen M., "Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: A comparison of P-T histories from a subduction melange", *Lithos*, 84 (2005) 1-24.
25. Sacconi E., Delavari M., Beccaluva L., Amini S., "Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): implication for the evolution of the Sistan Ocean", *Lithos*, 117 (2010) 209-228.
26. Zarrinkoub M. H., Pang K. N., Chung S. L., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H. Y., Lee H. Y., "Zircon U/Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran", *Lithos*, 154 (2012) 392-405.
27. Miri Beydokhti R., Karimpour M. H., Mazaheri S. A., Santos J. F., Klotzli U., "U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Mahoor granitoid rocks", (Lut block, eastern Iran), *Lithos*, (2015).
28. Jentzer M., Fournier M., Agard P., Omrani J., Khatib M.M., Whitechurch H., "Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics", *Tectonics*, 36 (2017) doi:10.1002/2016TC004275.
29. Stöcklin J., Nabavi M. H., "Explanatory text of the Boshruyeh Quadrangle map, scale 1:250,000", Geological Survey of Iran, (1971).
30. Azimi M. A. & Saidy A., "Geological map of Seh Changi, Scale 1:100,000", Geological Survey of Iran, (1975).

31. Stöcklin J., Eftekhari-nezhad J., Hushmandzadeh A., "Central Lut reconnaissance" Geological Survey of Iran, Report 22 (1971) 68.
32. Kuscu G. G., Floyd P. A., "Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanic", *Lithos*, 56 (2000) 207-230.
33. Sumner J. M., Wolff J., "Petrogenesis of mixed-magma, high-grade, peralkaline ignimbrite 'TL' (Gran Canaria): diverse styles of mixing in a replenished, zoned magma chamber", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126 (2003) 109-126.
34. Winter J. D., "Principles of igneous and metamorphic petrology", Second edition, Pearson Education Limited, (2014) 737.
35. Plechov, P. Y., Tsai, A. E., Shcherbakov, V. D. and Dirksen, O. V. (2008) Opacitization conditions of hornblende in Bezymyannyi volcano andesites (March 30, 1956 eruption). *Petrology*, 16 (1) 19-35.
36. Tepley, F. J., Davidson, J. P., Clyne, M. A. (1999) Magmatic Interactions as Recorded in plagioclase Phenocrysts of Chaos Crags, Lassen Volcanic Center, California. *Journal of Petrology*, 40(5): 787-806.
37. Dogan A. U., Dogan M., Peate D. W., Dogruel Z., "Textural and mineralogical diversity of compositionally homogeneous dacites from the summit of Mt. Erciyes, Central Anatolia, Turkey" *Lithos*, 127 (2011) 387-400.
38. Temizel I., Arslan M., "Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the İkizce (Ordu) area, NE Turkey: Implications for the evolution of the eastern Pontide paleo-magmatic arc", *Journal of Asian Earth Sciences*, 31 (2008) 439-463.
39. Keskin M., Genç S. C., Tüysüz O., "Petrology and geochemistry of post-collisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean", *Lithos*, 104 (2008) 267-305.
40. Gao J. F., Zhou M. F., Robinson P. T., Wang C. Y., Zhao J. H., Malpas J., "Magma mixing recorded by Sr isotopes of plagioclase from dacites of the Quaternary Tengchong volcanic field, SE Tibetan Plateau", *Journal of Asian Earth Sciences*, 98 (2014) 1-17.
41. Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope, Classification textures, microstructures and mineral preferred-orientations", Chapman & Hall, (1993) 445.
42. Mbowou G. I. B., Botelho N. F., Lagmet C. A., Ngounouno I., "Petrology of peraluminous and peralkaline rhyolites from the SE Lake Chad (northernmost Cameroon Line)", *Journal of African Earth Sciences*, (2015) DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2015.09.015.

43. Bull K. F., McPhie J., "Fiamme textures in volcanic successions: Flaming issues of definition and interpretation", *Journal of volcanology and geothermal research*, 164 (2007) 205-216.
44. Deering C. D., Bachmann O., Dufek J., Gravelly D. M., "Rift-related transition from andesite to rhyolite volcanism in the Taupo volcanic zone (New Zealand) controlled by crystal melt dynamics in mush zones with variable mineral assemblages", *Journal of petrology*, 52 (2011) 2243-2263.
45. Nelson S. T., Montana A., "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", *American Mineralogist*, 77 (1992) 1242-1249.
46. Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckisen A. & Zanettin B., "A chemical of volcanic rocks classification based on the total alkali-silica diagram", *Journal of petrology*, 27 (3) (1986) 745-750.
47. Beccaluva L., Di Girolamo P. & Serri G., "Petrogenesis and tectonic setting of the Roman Volcanic Province, Italy", *Lithos*, 26 (1991) 191-221.
48. Irvine T. N. & Baragar, W. R. A., "A guide to chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 (1971) 523-548.
49. Beccaluva L., Bianchini G., Mameli P. & Natali C., "Miocene shoshonite volcanism in Sardinia: Implications for magma sources and geodynamic evolution of the central-western Mediterranean", *Lithos*, 03055 (2013) No of pages 10.
50. Ersoy Y., Helvacı C., Sözbilir H., Erkül F., Bozkurt E., "A geochemical approach to Neogene–Quaternary volcanic activity of western Anatolia: An example of episodic bimodal volcanism within the Selendi Basin, Turkey", *Chemical Geology*, 255 (2008) 265-282.
51. Çoban H., Karacık Z., Ece Ö.I., "Source contamination and tectonomagmatic signals of overlapping Early to Middle Miocene orogenic magmas associated with shallow continental subduction and asthenospheric mantle flows in Western Anatolia: A record from Simav (Kütahya) region", *Lithos*, 140-141(2012) 119-141.
52. Kaygusuz A., Öztürk M., "Geochronology, geochemistry, and petrogenesis of the Eocene Bayburt intrusions, Eastern Pontides, NE Turkey: evidence for lithospheric mantle and lower crustal sources in the high-K calc-alkaline magmatism", *Journal of Asian Earth Sciences* (2015) <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.04.017>.
53. Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.),

- Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London, Special Publication 42 (1989) 313-345.
54. Varol E., Temel A., Yürür T., Gourgaud A., Bellon H., "Petrogenesis of the Neogene bimodal magmatism of the Galatean Volcanic Province, Central Anatolia, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 280 (2014) 14-29.
55. Ersoy Y., Helvacı C., Uysal İ., Karaoğlu Ö., Palmer M., Dindi F., "Petrogenesis of the Miocene volcanism along the İzmir-Balıkesir Transfer Zone in western Anatolia, Turkey: Implications for origin and evolution of potassic volcanism in post-collisional areas", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 241-242 (2012) 21-38.
56. Qian X., Feng Q., Yang W., Wang Y., Chonglakmani C., Monjai D., "Arc-like volcanic rocks in NW Laos: Geochronological and geochemical constraints and their tectonic implications", *Journal of Asian Earth Sciences*, 98 (2015) 342-357.
57. Li H., Ling M. X., Ding X., Zhang H., Li C.Y., Liu D. Y., Sun W. D., "The geochemical characteristics of Haiyang A-type granite complex in Shandong, eastern China", *Lithos*, 200-201 (2014) 142-156.
58. Gill R., "Igneous rocks and processes, a practical guide", A John Wiley & Sons Publication, (2010) 428.
59. Pearce J. A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin", In: Hawkesworth, C. J., Norry, M. J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, (1983) 230-249.
60. Pearce J. A., Harris N. B. W. & Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of Granitic Rocks", *Journal of Petrology*, 25 (4) (1984) 956-983.
61. Pearce J. A., Peate D. W., "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas", *Annu Rev Earth Planet Sci*, 23 (1995) 251-285.
62. Munker C., Worner G., Yogodzinski G., Churikova T., "Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas", *Earth Planet Sci Lett*, 224 (2004) 275-293.
63. Hawkesworth C. J., Turner S. P., McDermott F., Peate D. W., Van Calsteren P., "U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust", *Sciences*, 276 (1997) 551-555.
64. Liu H. Q., Xu Y. G., Tian W., Zhong Y. T., Mundil R., Li X.H., Luo Z.Y. & Shang-Guan S.M., "Origin of two types of rhyolites in the Tarim Large Igneous Province: Cosequences of incubation and melting of amantie piume", *Lithos*, 03196 (2014) 14.

65. Ding H., Zhang Z., Dong X., Yan R., Lin Y. & Jiang H., "Cambrian ultrapotassic rhyolites from the Lhasa terrane, south Tibet: Evidence for Andean-type magmatism along the northern active margin of Gondwana", *Gondwana Research*, 01218 (2014) 14, doi:10.1016/j.gr.2014.02.003.
66. Wood D.A., "The application of a Th–Hf/Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", *Earth and Planetary Science Letters*, 50 (1980) 11-30.
67. Pearce J.A., Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Güner Y., Saroglu F., Yılmaz Y., Moorbath S. & Mitchell J.G., "Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44 (1990) 189-229.
68. Koralay T., Kadioglu Y. K. & Davis P., "Weak compositional zonation in a silicic magmatic system: Incesu ignimbrite, Central Anatolian Volcanic Province (Kayseri-Turkey)", *Journal of Asian Earth Sciences*, 40 (2011) 371-393.
69. Jahn B. M., Wu F.Y., Lo C.H., Tsai C.H., "Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post-collisional mafic[ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China", *Chemical Geology*, 157 (1999) 119-146.
70. Aydınçakır E., Şen C., " Petrogenesis of the post-collisional volcanic rocks from the Borçka(Artvin) area: Implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey)", *Lithos*, 172-173 (2013) 98-117.
71. Fitton J. G., James D., Kempton P. D., Ormerod D. S., Leeman W. P., "The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the Western United States", *J. Petrol. Spec. Issue* (1988) 331-349.
72. Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M. F., Mitchell J. G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102 (2000) 67-95.
73. Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawdesworth C. J., Koloskov A., Maury R. C., Bellon H., "Trace element and Sr–Nd–Pb isotopic constraints on a three- component model of Kamchatka Arc petrogenesis", *Geochim Cosmochim Acta*, 61 (1997) 577-600.
74. Wang K. L., Chung S. L., O'Reilly S. Y., Sun S. S., Shinjo R., Chen C. H., "Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the Northern Taiwan Region", *Journal of Petrology*, 45 (2004) 975-1011.

75. Workman R. K., Hart S. R., "Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM)", *Earth and Planetary Science Letters*, 231 (1-2) (2005) 53-72.
76. Plank T., Langmuir C.H., "The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle", *Chemical Geology*, 145 (3-4) (1998) 325-394.
77. Walter M.J., "Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere", *Journal of Petrology*, 39 (1998) 29-60.
78. Barry T. L., Saunders A. D., Kempton P. D., Windley B. F., Pringle M. S., Dorjnamjaa, D., Saandar S., "Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources", *Journal of Petrology* 44 (1) (2003) 55-91.