

## نقش اختلاط ماگمایی و مولفه‌های پوسته‌ای در تکوین سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در محدوده شمال برزابیل، جنوب خاوری کوه‌های طارم

مرتضی خلعت‌بری جعفری\*<sup>۱</sup>، میثم اکبری<sup>۲</sup>

۱-دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور  
۲-کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۹/۲۸

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۱۰/۱۲

### چکیده

منطقه مورد مطالعه دربردارنده سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب بازالتیک‌اندزیت، آندزیت، تراکی‌اندزیت، تراکیت-تراکی‌داسیت، داسیت و ریولیت-ایگنمبریت است. این سنگ‌ها دربردارنده شواهد آمیختگی-اختلاط ماگمایی شامل قطعه‌های بازیک-حدواسط درون خمیره اسیدی و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت الکی، ساختار لانه‌زنبوری، منطقه‌بندی نوسانی و حاشیه انحلالی هستند. آن‌ها ویژگی‌های سری‌های ماگمایی کالک-آلکالن، شوشونیتی و علائم فرورانش را نشان می‌دهند. الگوهای به‌هنگار شده عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی از گدازه‌های بازیک-حدواسط با الگوهای کمان قاره‌ای و الگوهای گدازه‌های اسیدی با الگوی ریولیت پرآلومینوس و پوسته بالایی انطباق دارند. به نظر می‌رسد که ماگمای بازیک والد، طی ذوب بخشی آستنوسفر و نازک‌لایه‌ای شدن لیتوسفر زیرقاره‌ای حاصل شده است. تجمع ماگمای والد در پوسته سبب ذوب بخشی آن و ایجاد ماگمای اسیدی شد. آغشتگی ماگمای والد با مولفه‌های پوسته‌ای و آمیختگی و اختلاط با ماگمای اسیدی، نقش مهمی در گوناگونی ترکیبی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه داشته است.

**واژه‌های کلیدی:** آندزیت، آرایش، ایگنمبریت، برش هیبریدی، نازک‌لایه‌ای شدن لیتوسفری.

## مقدمه

هیرایاما و همکاران، ۱۹۶۵، آسیابان‌ها و فودن، ۲۰۱۲). مویید (۱۳۷۰) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد، تشکیل سنگ‌های نوار آتشفشانی-پلوتونیک منطقه طارم و ژنز مس را در ارتباط با فرورانش توجیه نمود. محمدی و حاج‌ابولفتح (۱۳۹۰) سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه زاگر (خاور زنجان) را از نوع کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط-بالا، در محدوده متآلومین و حاصل ذوب بخشی گوشته، تفریق و آلودگی پوسته‌ای دانسته‌اند. در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ زنجان (اشتوکلین و افتخارنژاد، ۱۹۶۹) واحدهای زمین‌شناسی جنوب خاوری کوه‌های طارم، به‌عنوان عضو آمند از سازند کرج معرفی شده‌اند. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ ابهر که منطقه مورد مطالعه را پوشش می‌دهد، تاکنون منتشر نشده است. عابدیان و همکاران (۱۳۸۷) در گزارش اکتشافات ژئوشیمیایی ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ ابهر، بیشترین نوع دگرسانی را از نوع آرژیلی حدواسط همراه با کلاهای سیلیسی دانستند. زارعی سهامیه (۱۳۷۱) و زارعی سهامیه و همکاران (۱۳۸۷) نیز با توجه به بررسی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های ماگمایی شمال ابهر را با مناطق کشتی پشت کمان مقایسه نمودند. هدف از این مقاله، ارائه نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی هیبریدی شمال برزائیل، جنوب خاوری کوه‌های طارم است. در بررسی‌های اولیه در روی زمین متوجه شدیم که بعضی از واحدهای آتشفشانی در این منطقه، شواهدی از اختلاط ماگمایی را نشان می‌دهند. با توجه به عدم پیشینه مطالعاتی از سنگ‌های هیبریدی در شمال برزائیل و نبود نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، بررسی آن‌ها مورد توجه قرار گرفت.

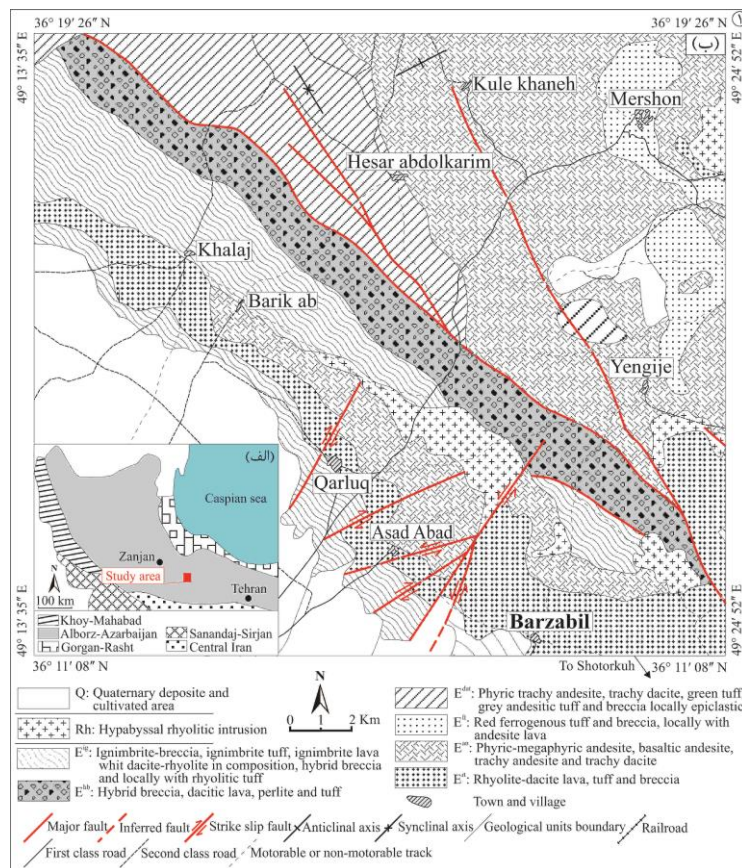
منطقه مورد مطالعه در ۸۵ کیلومتری جنوب خاوری شهرستان زنجان بین طول‌های جغرافیایی خاوری ۳۵' ۱۳" الی ۴۹' ۲۴" ۵۲" و عرض-های جغرافیایی شمالی ۰۸' ۱۱" الی ۲۶' ۱۹" ۳۶° قرار دارد. این منطقه، در جنوب خاوری کوه-های طارم واقع است و بخشی از جنوب خاوری ورقه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ زنجان (اشتوکلین و افتخارنژاد، ۱۹۶۹؛ هیرایاما و همکاران، ۱۹۶۵) را دربر می‌گیرد. منطقه مورد نظر به‌طور عمده شامل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن است که توسط توده‌های نیمه عمیق ریولیتی (پایان ائوسن-لیگوسن؟) قطع شده‌اند. در رابطه با موقعیت ساختاری منطقه مورد مطالعه در تقسیمات ساختاری ایران، عقاید متفاوتی وجود دارد. در تقسیمات پیشنهادی اشتوکلین (۱۹۶۸)، نوکل سادات و همکاران (۱۹۹۳) و آقانباتی (۲۰۰۴)، این محدوده در منطقه ساختاری ایران مرکزی جای می‌گیرد. اما در تقسیم‌بندی نبوی (۱۳۵۵) در منطقه البرز-آذربایجان (شکل ۱ الف)، در تقسیم‌بندی افتخارنژاد (۱۳۵۹) در منطقه البرز باختری و در تقسیمات ساختاری علوی (۱۹۹۱) به‌عنوان بخشی از مجموعه ماگمایی البرز معرفی شده است. به علاوه با توجه به ورقه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ زنجان (اشتوکلین و افتخارنژاد، ۱۹۶۹)، ورقه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ تاکستان در مجاورت منطقه (مهبادی و فنودی، ۱۳۷۱) و مقالاتی که اخیراً در حوالی منطقه منتشر شده‌اند (مثل پرچکانی و همکاران، ۱۳۹۲)، محدوده مورد مطالعه به‌عنوان بخشی از منطقه ساختاری البرز در نظر گرفته شد. در پیشینه مطالعات زمین‌شناسی از ناحیه زنجان و کوه‌های طارم، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به سازند کرج منسوب شده‌اند (اشتوکلین و افتخارنژاد، ۱۹۶۹،

تجزیه‌های شیمیایی، انتخاب شدند. بعد از آماده-سازی نمونه‌ها با استفاده از دستگاه فلورسانس اشعه ایکس (XRF) برای تعیین مقادیر اکسیدهای اصلی و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) برای تعیین عناصر کمیاب و نادر خاکی به ترتیب در آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و مرکز پژوهش‌های کاربردی کرج تجزیه شدند. نتایج این تجزیه‌ها در جدول ۱ ارائه شده‌اند. نتایج آنالیزهای شیمیایی در نرم‌افزارهای Excel و Iqpet پردازش و نمودارهای ژئوشیمیایی در محیط نرم‌افزار CorelDraw باز ترسیم شده است.

پس از برداشت صحرایی و مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، نتایج این مطالعات در این مقاله به بحث گذاشته شدند.

## مواد و روش‌ها

در پیمایش‌های صحرایی و تهیه نقشه (شکل ۱ ب)، از عکس‌های هوایی با مقیاس‌های ۱:۲۵,۰۰۰ و ۱:۵۰,۰۰۰، نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱:۵۰,۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای ETM با مقیاس ۱:۸۰,۰۰۰ Bing map-satelite و Google Earth استفاده و تعداد ۷۳ نمونه سنگی برداشت شد. پس از مطالعات پتروگرافی تعداد ۳۲ نمونه جهت



شکل ۱: الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در زون البرز-آذربایجان از نبوی (۱۳۵۵) و ب) نقشه زمین‌شناسی تهیه شده در این مطالعه از شمال برزبیل که واحدهای اصلی مورد بحث در مقاله را نشان می‌دهد.

جدول ۱: ترکیب اکسیدهای اصلی به روش XRF بر حسب درصد وزنی (wt%) و عناصر فرعی به روش ICP-MS بر حسب (ppm) از تجزیه‌های انتخابی از سنگ‌های آتشفشانی شمال برزیل را نشان می‌دهند.

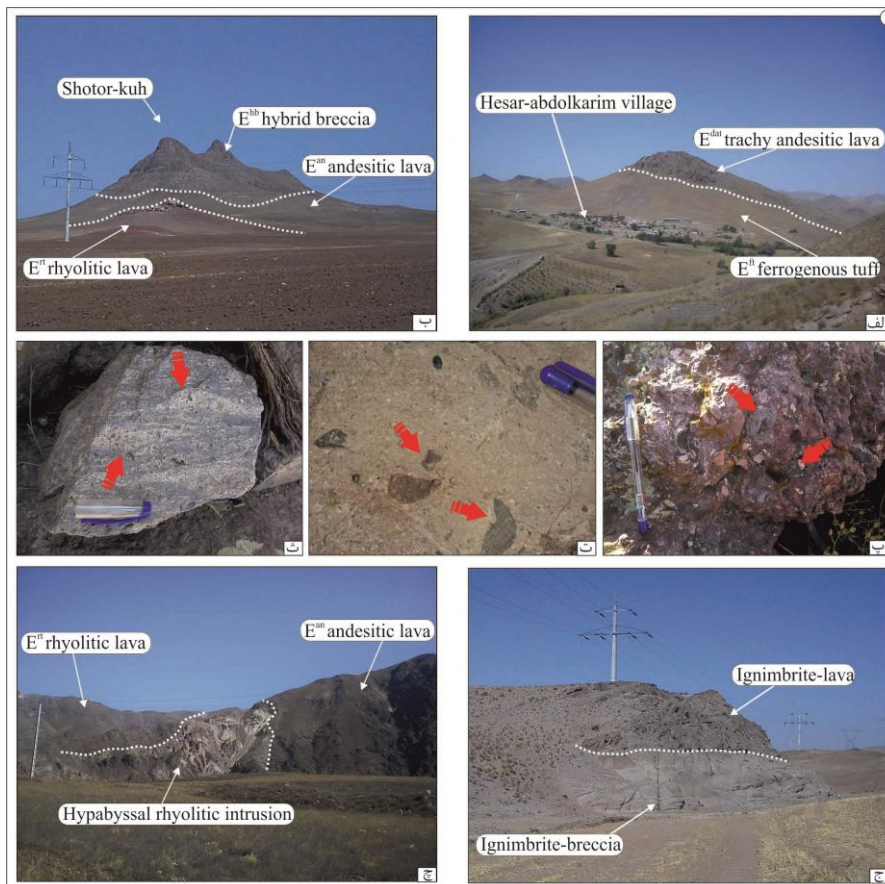
Samples	BZ51	BZ43	BZ35	BZ22	BZ60	BZ21	BZ27	BZ61	BZ45	BZ10	BZ11	BZ16	BZ33	BZ3
Type	بازالتیک‌اندزیت		آندزیت		تراکی‌اندزیت		تراکیت-تراکی‌داسیت			داسیت			ریولیت	
SiO <sub>2</sub>	۵۲	۵۴	۵۷	۶۰/۵	۶۱	۶۱/۳	۶۰/۵	۶۱	۶۵	۶۲/۳	۶۵/۱	۶۶	۷۰	۷۱
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۸/۶	۱۷	۱۵/۸	۱۶/۸	۱۶/۲	۱۶/۷	۱۷/۹	۱۷/۵	۱۵/۵	۱۵/۸	۱۶/۴	۱۶/۴	۱۶/۸	۱۵/۵
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>t</sup>	۱۱/۴	۱۰/۴	۸	۶/۵	۵/۷	۵/۵	۵/۵	۵/۳	۳/۷	۵/۵	۴/۵	۳/۱	۰/۶۵	۲/۶
CaO	۸	۶/۵	۵/۱	۴/۴	۴/۷	۳/۷	۳	۳/۲	۲/۵	۴/۴	۳/۴	۲/۶	۰/۶۵	۰/۳۵
MgO	۳/۴	۲/۹	۳/۷	۲/۶	۲/۴	۲/۱	۱/۵	۱/۵	۱/۵۲	۲	۱/۷	۱/۶	۰/۶	۰/۲۵
Na <sub>2</sub> O	۲/۴	۲	۲/۴	۲/۹	۲/۵	۳/۳	۳/۱	۲/۸	۲/۷	۲/۶	۲/۸	۳/۵	۲/۵	۰/۲۵
K <sub>2</sub> O	۱/۳	۳	۳	۳/۲	۴/۸	۴/۱	۵/۴	۵/۲	۶	۳/۴	۳/۶	۳/۴	۵/۳	۷/۰۵
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۴	۰/۳	۰/۵	۰/۷	۰/۳	۰/۴	۰/۵	۰/۴۵	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۴	۰/۴۵	۰/۱۵
TiO <sub>2</sub>	۱/۳	۱	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۹	۰/۷۵	۰/۶	۰/۶	۰/۴۵	۰/۴	۰/۴۵	۰/۳۵
MnO	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	<۰/۱	۰/۱	<۰/۱	۰/۱۵	۰/۲	<۰/۱	<۰/۱
L.O.L.	۰/۸	۲/۶	۳/۱۴	۱/۷۵	۱/۹۸	۱/۷۰	۱/۳۴	۱/۸۴	۱/۰۸	۲	۱	۲/۲	۲/۴	۲/۲
Total	۹۹/۸	۹۹/۹	۹۹/۷	۱۰۰	۱۰۰	۹۸/۸	۹۹/۸	۹۹/۶۴	۹۹	۹۹	۹۹/۵	۹۹/۸	۹۹/۷	۹۹/۸
Rb	۲۷	۷۳	۱۰۰	۱۴۰	۱۳۰	۱۲۵	۱۹۰	۲۰۷	۲۱۷	۸۵	۱۰۵	۱۰۱	۱۸۰	۲۲۰
Ba	۲۶۷	۵۱۵	۵۳۰	۶۲۰	۷۰۰	۷۰۲	۸۲۰	۷۶۰	۴۸۰	۷۱۶	۷۴۰	۸۲۴	۱۰۵۰	۱۱۹۰
Th	۲/۹	۵/۲	۶/۹۰	۱۷/۵	۱۰/۴	۹/۳۰	۱۴	۱۵	۲۲	۷/۴۵	۹/۵۵	۱۰/۴	۱۶/۵	۱۴/۵
U	۰/۹۶	۱/۷۳	۱/۷۵	۳/۱۸	۳/۶۲	۲/۹۵	۴/۵	۴/۴	۷/۹	۲/۳	۲/۴۵	۲/۵۵	۷/۲	۳/۰۶
Nb	۱۴/۵	۱۰/۳	۱۱/۸	۲۰/۴	۱۸/۲	۱۶	۲۴	۲۷	۳۹	۱۷/۵	۱۸/۷	۱۸/۵	۱۷	۱۸
Ta	۰/۷۵	۰/۹۵	۰/۹۲	۱/۲	۱/۵	۱/۳	۲/۱	۲/۲	۵/۵	۱/۰۳	۲/۲	۱/۵	۳/۵	۱/۶۵
La	۱۷	۲۳	۲۴/۵	۳۷	۲۹/۸	۲۹	۳۹/۵	۴۵/۴	۴۶/۲	۳۱	۲۹/۵	۳۲/۵	۴۵/۵	۳۴
Ce	۳۳	۴۲	۴۷	۷۱	۵۷/۲	۵۲	۷۸	۸۴/۶	۸۶/۵	۳۹	۵۴/۴	۶۲	۸۶	۵۵
Pb	۱۲/۱	۲۶	۲۵	۲۸	۱۳/۵	۱۰/۴	۶/۹	۳/۱۶	۳۸/۵	۲۴	۱۶/۳	۱۹/۵	۲۲	۲۵
Sr	۳۳۳	۵۶۰	۳۷۰	۳۹۰	۵۱۲	۴۴۱	۳۶۴	۳۲۷	۲۱۵	۳۵۴	۲۵۶	۲۹۱	۲۱۰	۵۹
P	۱۲۱۰	۱۶۹۳	۱۴۲۸	۱۲۹۰	۱۶۹۵	۱۲۱۴	۲۰۰۵	۱۸۰۴	۷۲۵	۹۲۴	۷۳۰	۷۹۹	۲۳۵	۴۰۱
Pr	۴/۹	۵/۶۵	۵/۲۵	۱۰	۷/۱۳	۶/۱۶	۸/۷۶	۱۰/۳	۹/۵	۶	۵/۴۵	۶/۱	۹/۵	۶/۵
Nd	۲۲	۲۴/۵	۲۲	۳۲	۳۰	۲۱/۵	۲۸	۳۸	۳۴	۲۳/۲	۲۱	۲۱	۴۰	۲۴/۵
Zr	۱۸۰	۱۵۲	۷۵/۵	۴۴/۵	۲۲۰	۱۶۷	۲۸۲	۲۴۵	۳۷۱	۹۷/۶	۹۱	۱۰۳	۷۶	۱۱۱
Hf	۴/۶	۳/۸۵	۲/۰۶	۱/۶	۵/۷	۴/۰۵	۶/۹۲	۵/۷۰	۹/۴۵	۴	۲/۹۵	۲/۹۵	۲/۸	۳/۷۵
Sm	۴/۳	۵/۲۵	۴/۵۵	۶/۴۵	۵/۸	۴/۵۳	۶/۸	۸	۵/۹	۴/۲	۴/۱۶	۴/۳	۷/۸	۴
Eu	۱/۲	۱/۵۵	۱/۱۲	۱/۶	۱/۴۵	۱/۳۶	۱/۴۵	۲/۲۵	۱/۲۵	۱/۳	۱/۰۸	۱/۲	۱/۷۵	۱/۲
Gd	۴/۱۵	۴/۴۵	۴/۰۵	۵/۸	۴/۹۰	۴/۰۸	۵/۸۶	۶/۷۴	۵/۴۵	۴/۲	۳/۶۵	۳/۶	۵/۸	۳/۵
Tb	۰/۸	۰/۸	۰/۷	۰/۹۶	۰/۸۲	۰/۶۳	۱/۱۳	۱/۱۸	۰/۹	۰/۶۵	۰/۷	۰/۷۵	۰/۹۴	۰/۵۴
Dy	۴/۶۵	۴/۳	۳/۹۰	۵/۴	۴/۷۳	۳/۷۹	۵/۶۵	۵/۵۵	۴/۸۵	۴	۳/۷	۳/۵	۴/۸	۳/۳
Ho	۱/۱	۰/۹۴	۰/۹	۱/۰۷	۱/۰۱	۰/۷۷	۱/۲۷	۱/۴	۱/۰۵	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۰/۸۶	۰/۷۵
Er	۲/۹	۲/۴۹	۲/۰۲	۲/۸۷	۲/۶۵	۲/۰۶	۳/۱۶	۴/۱۹	۲/۹۳	۲/۶۵	۲/۲	۲	۲/۱۵	۲/۳
Tm	۰/۵	۰/۴۵	۰/۳۵	۰/۵۸	۰/۶	۰/۴۶	۰/۵۵	۰/۶۵	۰/۵۹	۰/۴۵	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴۳
Y	۲۸	۲۵/۳	۲۲	۲۷	۲۸/۵	۲۲/۸	۳۲	۳۶/۸	۳۴	۲۶	۲۱/۶	۲۱/۹	۲۰/۶	۲۱/۵
Yb	۲/۹	۲/۸۵	۲/۱۵	۲/۹۵	۲/۹۵	۲/۳۷	۳/۳۵	۴/۳	۳/۶	۲/۷	۲/۵	۲/۵	۲/۷	۲/۷۵
Lu	۰/۴۳	۰/۵۱	۰/۳۶	۰/۵۹	۰/۴۹	۰/۴۵	۰/۵۴	۰/۷۵	۰/۹	۰/۵۵	۰/۴۵	۰/۴۵	۰/۵	۰/۵۶
Co	۳۲/۶	۳۰	۲۸	۲۰/۵	۱۵/۵	۱۶/۶	۹/۴۲	۱۰/۶	۶/۶	۱۲	۱۱	۸/۶	۷/۸	۲/۸
Cu	۹/۹۸	۵۳	۷۱/۳	۳۶/۲	۱۴/۵	۱۲	۵/۱۶	۷/۵۵	۱۸/۳	۱۶	۱۸/۵	۱۰	۱۱	۰/۷
Ni	۲۱	۲۹/۵	۲۵	۱۴/۱	۷/۹۷	۱۲/۹	۴/۹	۴/۱۷	۷	۶/۴۵	۴/۷۵	۳/۶	۵/۷۵	۱/۷
Sc	۳۱	۲۹/۶	۲۵	۱۸	۱۶/۸	۱۶	۱۳/۶	۱۶/۹	۸/۹	۱۳	۱۰/۷	۱۰	۴/۶۵	۴/۸
V	۱۸۷	۲۰۱	۱۴۹	۱۳۰	۱۰۴	۱۱۱	۷۷	۶۳/۵۶	۳۷	۸۶	۶۳/۱	۶۲	۱۷	۲۰/۰۵



## نتایج

صورت ناودیس و تاقدیس چین خورده‌اند (شکل ۱ ب). این مجموعه به طور محلی دربردارنده سنگ‌های رسوبی از نوع شیل تیره رنگ، ماسه‌سنگ و عدسی‌های نازک از سنگ آهک میکرایتی است که نشان می‌دهد که فوران‌های آتشفشانی در بخش-هایی از محدوده مورد مطالعه در محیط زیرآبی صورت گرفته است.

زمین‌شناسی: در جنوب خاوری کوه‌های طارم، در منطقه مورد مطالعه، گدازه‌های آتشفشانی ائوسن، طی چند مرحله در بازه زمانی ائوسن فوران یافته‌اند. این گدازه‌ها و همراهان ولکانوکلاستیک آن‌ها، ترکیب بازیک-حدواسط و اسیدی دارند (شکل ۱) اما گسترش واحدهای آتشفشانی حدواسط و اسیدی بیش از واحدهای بازیک است. که گاهی به



شکل ۲: الف) گدازه‌های واحد  $E^{dat}$  و توف‌های آهن‌دار قرمز رنگ  $E^{ft}$ ، ب) ولکانیسم دوگانه، پ) برش هیبریدی در واحد  $E^{hb}$  در شترکوه، ت) قطعات بازیک-حدواسط درون خمیره ایگنیمبریتی در شمال روستای خلج، ث) آمیختگی ماگمایی در درون ایگنیمبریت-گدازه در شمال باختری روستای برزابل، ج) برونزد ایگنیمبریت در شمال باختری روستای خلج و چ) تزریق توده نیمه‌عمیق ریولیتی را نشان می‌دهند.

آتشفشانی بازیک-حدواسط و اسیدی با ترکیب بازالتیک‌آندزیت، آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت-آندزیت و تراکی‌داسیت (واحد  $E^{an}$ ) همراه با توف-های آهن‌دار قرمز رنگ (واحد  $E^{ft}$ ) نهشته شده که

با توجه به شواهد صحرائی، نخستین فراورده‌های آتشفشانی شامل نهشته‌هایی از توف، برش ریولیتی و گدازه‌های ریولیتی-داسیتی است (واحد  $E^{ft}$ ، شکل ۱ ب). سپس بر روی آن‌ها، گدازه‌های

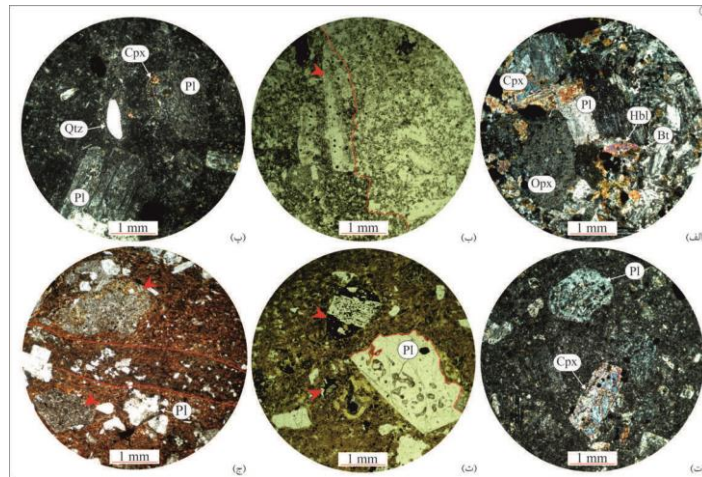
(شکل ۲ ج). به نظر می‌رسد که در پایان ائوسن - الیگوسن (؟) توده‌های نیمه‌عمیق با ترکیب ریولیتی (واحد Rh)، واحدهای آتشفشانی ائوسن میانی - بالایی را قطع نموده‌اند (شکل ۲ چ). این توده‌ها در خاور روستای مرشون و شمال و شمال خاوری روستای اسدآباد رخنمون دارند و نتایج مطالعات میکروسکوپی آن‌ها در بخش پتروگرافی نوشته شده است.

**پتروگرافی:** براساس بررسی‌های پتروگرافی، گدازه - های منطقه دارای ترکیب بازالتیک آندزیت، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت - تراکی داسیت، داسیت و ریولیت هستند. گدازه بازالتیک آندزیتی دارای بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتیک جریان‌ی و اینترسرتال است. بافت پورفیریتیک نیز در برخی از مقاطع نازک دیده شد (شکل ۳ الف). فنوکریست‌ها دربردارنده‌ی پلاژیوکلاز (لابرادوریت)، اوژیت، هورنبلند و سودومورف الیوین هستند. هورنبلندها به دو صورت سالم و یا با حاشیه اکسید شده ظاهر شده‌اند. خمیره نیز از شیشه آتشفشانی، میکرولیت - های پلاژیوکلاز و کانی‌های ریز از جنس فنوکریست‌ها تشکیل شده است. حفره‌های پر شده از کانی‌های اسمکتیت، کلریت و اپیدوت نیز در خمیره پراکنده‌اند. گدازه آندزیتی دارای بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتیک است. بافت گلومروپورفیریک نیز به‌طور موضعی دیده می‌شود. فنوکریست‌ها دربردارنده‌ی پلاژیوکلاز (لابرادوریت)، اوژیت، آنستاتیت و بیوتیت هستند. اوژیت به صورت بی‌شکل و در مواردی همراه با ماکل دیده می‌شود و در حال تبدیل به هورنبلند و به مقدار کمتر به کلسیت است. فنوکریست آنستاتیت نیز تنها در مقاطع نازک گدازه آندزیتی شمال روستای کله‌خانه یافت شد. بیوتیت به مقدار کم وجود دارد که در حال جایگزینی با کلریت است. گاهی خمیره نامتجانس درون آندزیت دیده می‌شود (شکل ۳ ب).

گستره وسیعی از منطقه مورد مطالعه را پوشانده‌اند. (شکل ۱ ب و شکل ۲ الف). داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپی از این توالی در دسترس نیست، اما در شمال روستای هفت‌صندوق و در قاعده توف‌های آهن‌دار قرمز رنگ، عدسی‌های کوچک از سنگ آهک میکرایتی، همراه با کریستال لیتیک توف و شیل تیره رنگ دیده می‌شوند که دربردارنده ریزفسیل‌های *Globorotalia sp.*, *Globigerina sp.*, *Gumbellna sp.*, *Radiolaria sp.*, *Cibicides sp.* با سن ائوسن میانی - بالایی هستند. بنابراین شاید بتوان گفت که فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه، طی ائوسن میانی - بالایی روی داده است. در شمال باختری این منطقه، گدازه‌های تراکی آندزیتی و تراکی داسیتی همراه با نهشته‌های توف سبز، خاکستر توف، هیالوکلاستیت و برش هیالوکلاستیک به صورتی محلی دیده می‌شوند (واحد  $E^{dat}$ ، شکل ۱ ب). بر روی این واحدها، گدازه داسیتی و برش هیبریدی (واحد  $E^{hb}$ ) نهشته شده - اند (شکل ۲ ب). برش هیبریدی، دربردارنده قطعه - هایی بازیک و اسیدی است که با همبری بین - انگشتی توسط خمیره ریولیتی - داسیتی احاطه شده‌اند (شکل ۲ پ) و می‌توان آن‌ها را به‌عنوان شاهد صحرایی آمیختگی ماگمایی یاد نمود (گیل، ۲۰۱۰). در اطراف روستاهای برزابیل، باریک‌آب و خلج و در بالای برش هیبریدی، ایگنیمبریت‌ها (واحد  $E^{ig}$ ) بروزند دارند (شکل ۱ ب). درون ایگنیمبریت‌ها نیز قطعه‌های بازیک با همبری بین - انگشتی وجود دارند (شکل ۲ ت). گاهی در آن‌ها نوارهای تیره‌رنگ بازیک به موازات پیام‌های روشن - رنگ اسیدی دیده می‌شوند (شکل ۲ ث) که با شواهد آمیختگی ماگمایی قابل توجه هستند (گیل، ۲۰۱۰). بر حسب فراوانی قطعه‌های آندزیتی، پیام‌ها و تراشه‌های شیشه‌ای اسیدی، می‌توان ایگنیمبریت‌ها را به انواع ایگنیمبریت - برش، ایگنیمبریت - گدازه و ایگنیمبریت - توف تقسیم نمود

آن را ایجاد نموده‌اند. در خمیره تشخیص پلاژیوکلاز از آلکالی‌فلدسپار به دلیل ریزبودن بلورها دشوار است. اما به طور غالب در حال دگرسانی به سرسیت و کانی‌های رسی هستند. بیوتیت نیز به صورت پراکنده در حد چند میکرون در خمیره دیده می‌شود. برش هیبریدی دارای بافت لیتوکلاستیک-کریستالوکلاستیک با خمیره‌ای ریزبلور است. فنوکلاست‌ها از نوع پلاژیوکلاز هستند. در این سنگ‌ها لیتوکلاست‌ها متنوع بوده و با همبری بین انگشتی در خمیره اسیدی جای گرفته‌اند. لیتوکلاست‌ها را می‌توان در انواع مختلف تقسیم نمود که عبارتند از: ۱- لیتوکلاست‌های آندزیتی که دارای بلورهای ریز و درشت پلاژیوکلاز در خمیره‌ای اکسید شده هستند، ۲- لیتوکلاست‌های آندزیتی که دربردارنده میکرولیت‌های پلاژیوکلاز بوده و حفره دارند، ۳- لیتوکلاست‌هایی که در حال هضم شدن در خمیره اسیدی هستند، ۴- لیتوکلاست‌هایی که فاقد پلاژیوکلاز بوده و تنها از شیشه آتشفشانی تشکیل شده‌اند. ایگنمبریت‌ها دارای بافت کلاستیک-ایگنمبریتی و ویتروکلاستیک هستند. پیام‌ها، پسودوفیام‌ها، تراشه‌های شیشه‌ای و لیتوکلاست‌ها در آن‌ها فراوانند. فنوکلاست‌ها از نوع پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و سودومورف‌های کانی‌های فرومنیزین هستند. می‌توان بر حسب فراوانی لیتوکلاست‌ها و تراشه‌های شیشه‌ای آن‌ها را به انواع ایگنمبریت-برش، ایگنمبریت-توف و ایگنمبریت-گدازه تقسیم نمود. گاهی دارای خمیره نامتجانس هستند که نشانه آمیختگی ماگمایی است (شکل ۳ ج). توف‌ها در انواع کریستال توف و لیتیک کریستال توف دیده می‌شوند. دارای بافت کریستالوکلاستیک-لیتوکلاستیک با خمیره تبلور مجدد یافته از کانی-های کوارتز و فلدسپار هستند.

گدازه تراکی آندزیتی بافت پورفیریک و به طور موضعی بافت گلومروپورفیریک با خمیره میکرولیتیک-میکروکریستالین را دارد. فنوکریست-ها از نوع پلاژیوکلاز (آندزین) و اوژیت هستند. در خمیره آن‌ها زونکریست کوارتز با حاشیه گردشده و به قطر ۰/۶-۰/۸ میلی‌متر دیده می‌شود (شکل ۳ پ). به نظر می‌رسد که حاشیه واکنشی در اطراف زونکریست کوارتز از نوع کانی‌های فرومنیزین است اما به دلیل ریزبودن بلورها، تشخیص آن‌ها ممکن نیست. در گدازه تراکیت-تراکی‌داسیتی بافت پورفیریک و به طور ناچیز بافت گلومروپورفیریک دیده می‌شود. این گدازه‌ها خمیره‌ای متنوع داشته که شامل شیشه‌ای تبلور مجدد یافته، هیالومیکرولیتیک و جریان‌ی است. دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (آندزین-الیگوکلاز) (شکل ۳ ت)، بیوتیت، اوژیت، هورنبلند و سودومورف‌های کانی‌های فرومنیزین هستند. بیوتیت فراوان‌تر از هورنبلند است اما هر دو کانی از حاشیه در حال جایگزینی به کانی‌های اپاک هستند. اوژیت به صورت بی‌شکل دیده می‌شود و در حال جایگزینی به هورنبلند و ترمولیت-اکتینولیت است (شکل ۳ ت). داسیت دارای بافت پورفیریک و به طور موضعی گلومروپورفیریک با خمیره فلسیتیک، اسفرولیتی و شیشه‌ای جریان‌ی است. فنوکریست‌ها شامل پلاژیوکلاز (الیگوکلاز) و سودومورف‌های بیوتیت، هورنبلند و اوژیت هستند. پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل و دارای ماکل‌های آلبیت و آلبیت-کارلسباد همراه با منطقه‌بندی نوسانی، بافت الکی و ساختار لانه‌زنوری (شکل ۳ ث) است. ریولیت نیز دارای بافت فلسیتیک-اسفرولیتی با خمیره تبلور مجدد یافته است. در مقاطع نازک این گدازه‌ها فنوکریست دیده نشد اما خمیره دربردارنده کوارتز و فلدسپار با ابعاد چند میکرون تا دهم میلی‌متر است که خمیره فلسیتیک



شکل ۳: الف) بافت پورفیریتیک در گدازه بازالتیک آندزیتی، ب) خمیره نامتجانس در گدازه آندزیتی، پ) زئوکریست کوارتز در گدازه تراکی آندزیتی، ت) گدازه تراکی داسیتی با بافت پورفیریک و فنوکریست‌های اوژیت و پلاژیوکلاز، ث) ساختار لانه زنبوری و حاشیه انحلالی در فنوکریست پلاژیوکلاز در داسیت، ج) ایگنیمبریت-برش که آمیختگی ماگمایی را نشان می‌دهد.

بلورهای ریز ولی پراکنده زیرکن با حاشیه تیره نیز به ندرت در نمونه‌های اسیدی یافت شده‌اند. شواهد پتروگرافی اختلاط ماگمایی: در تعداد قابل توجهی از مقاطع نازک گدازه‌های تراکی آندزیتی، تراکیت-تراکی داسیتی و داسیتی، فنوکریست‌های هورنبلند و بیوتیت از حاشیه اکسیده شده‌اند. این پدیده به عدم تعادل ماگما در اثر کاهش ناگهانی فشار (شلی، ۱۹۹۳؛ کول و همکاران، ۲۰۰۱) به علت آزاد شدن مواد فرار قبل و طی فوران نسبت داده شده است (آراگن و همکاران، ۲۰۰۳). در گدازه‌های یاد شده، برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز شواهد عدم تعادل مانند حاشیه انحلالی، منطقه‌بندی نوسانی، ساختار لانه‌زنبوری (شکل ۳ ث) و بافت الکی را نشان می‌دهند که به اختلاط ماگمایی و یا کاهش ناگهانی فشار نسبت داده شده‌اند (رنجیس، ۲۰۱۴). به علاوه در مقاطع نازک میکروسکوپی گدازه‌های آندزیتی و به ندرت در گدازه‌های تراکیتی-تراکی داسیتی، داسیتی، ریولیتی-ایگنیمبریتی و برش هیبریدی دو خمیره نامتجانس (شکل ۳ ب، ج) دیده شد که با فرآیند آمیختگی ماگمایی (گیل، ۲۰۱۰) قابل توجیه است.

توده‌های نیمه عمیق ریولیتی (واحد Rh که سایر واحدها را قطع نموده‌اند)، بافت پورفیریک دارند. مقایسه مقاطع نازک از نمونه‌های حاشیه توده‌ها با مقاطع نازک هسته توده‌ها نشان می‌دهد که در حاشیه توده‌ها، شیشه آتشفشانی وجود دارد. اما مقاطع نازک مرکز توده فاقد شیشه آتشفشانی و خمیره آن‌ها کاملاً میکروکریستالین هستند. بنابراین محتمل است که این توده‌ها در شرایط نیمه عمیق سرد شده‌اند. در یک جمع‌بندی کلی شاید بتوان تشکیل اسمکتیت در درون حفره‌های گدازه-های بازالتیک آندزیتی، آندزیتی و تراکی آندزیتی را به فوران این گدازه‌ها در محیط زیرآب نسبت داد (شیراواستاوا و احمد، ۲۰۰۸). فنوکریست غالب در این گدازه‌ها پلاژیوکلاز است. پس از آن به ترتیب فراوانی، فنوکریست‌های اوژیت، هورنبلند، بیوتیت، آنستاتیت و سودومورف الیوین یافت شده‌اند. در مقاطع میکروسکوپی از گدازه‌های تراکیت-تراکی-داسیتی و داسیتی، فنوکریست‌های هورنبلند و بیوتیت دیده می‌شوند که در مواردی دارای حاشیه اکسید شده هستند. بلورهای ریز و ثانوی لوکوکسن به صورتی پراکنده در این گدازه‌ها دیده می‌شوند.

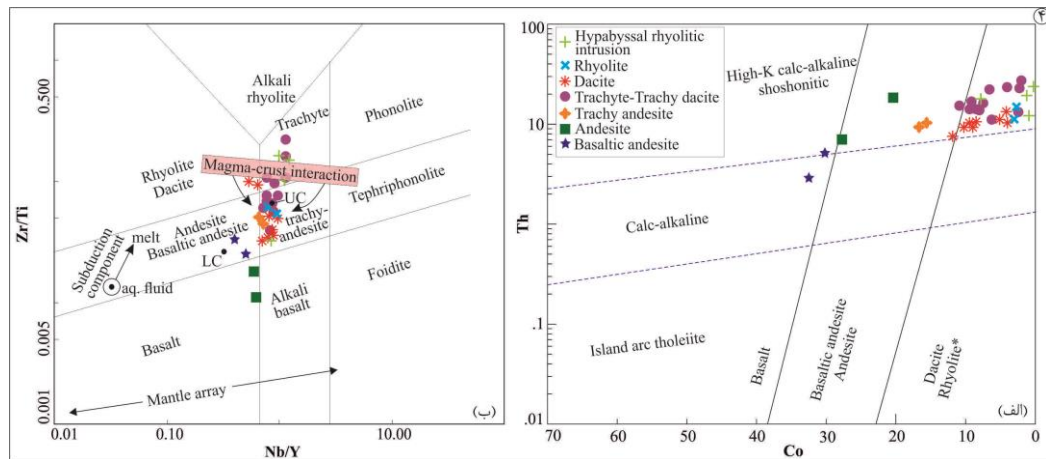


پوسته بالایی هم‌پوشانی قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهند (شکل ۴ ب).

نمودارهای دوتایی، تبلور و تفریق: با توجه به گستردگی گدازه‌های داسیتی-ریولیتی نسبت به گدازه‌های بازیک در منطقه مورد مطالعه می‌توان گفت که تفریق ماگمایی و جدایش بلورین تنها فرایندهای موثر در تحولات ماگمایی منطقه نبوده‌اند (گیل، ۲۰۱۰). تغییرات  $SiO_2$  در نمونه‌های بازیک-حدواسط به اسیدی بین ۷۳/۹-۵۳ درصد وزنی متغیر است (شکل ۵). جز یک نمونه آندزیتی، نوعی نبود در قلمروی درصد وزنی بین ۶۰-۵۵ دیده می‌شود که به نظر می‌رسد مرتبط با ولکانیسم دوگانه در منطقه است. در شکل ۵ الف، مقدار  $MgO$  همبستگی منفی با افزایش  $SiO_2$  دارد که می‌توان به تبلور الیوین در گدازه‌های بازالتیک-آندزیتی و نبود این کانی در بقیه سنگ‌ها نسبت داد (گیل، ۲۰۱۰؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۴). اوزیت و پلاژیوکلاز کلسیک، از  $CaO$  غنی هستند و تبلور آن‌ها همراه با الیوین موجب کاهش مقدار  $CaO$  (شکل ۵ ب) و افزایش مقدار  $Al_2O_3$  در مذاب باقیمانده می‌شود (لیو و همکاران، ۲۰۱۴؛ فان و همکاران، ۲۰۱۰؛ کاسکو و گنلی، ۲۰۱۰). تبلور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و سپس آلکالی‌فلدسپار سبب کاهش  $Al_2O_3$  در قطب سنگ-های اسیدی (شکل ۵ پ) شده است (گیل، ۲۰۱۰؛ دینگ و همکاران، ۲۰۱۴). در مقابل، پراکندگی  $Al_2O_3$  در گدازه‌های حدواسط و اسیدی و مقادیر تقریباً برابر برخی از آن‌ها با گدازه‌های بازیک نشان می‌دهد که علاوه بر تبلور تفریقی، فرآیندهای دیگری مانند اختلاط ماگمایی نیز می‌تواند در ژنز این سنگ‌ها دخالت داشته باشد (گیل، ۲۰۱۰؛ دینگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ شت و همکاران، ۲۰۱۲) که شواهد پتروگرافی آن‌ها توصیف شدند.

در این سنگ‌ها، بقایایی از قطعه‌های آندزیتی اکسیدشده نیز دیده می‌شوند که دارای حفره و یا فاقد حفره‌اند اما با همبری بین انگشتی توسط خمیره داسیتی دربرگرفته شده‌اند. همان‌طور که در بالا نوشته شد، در برش‌های هیبریدی لیتوکلاست-ها سیمای مختلفی دارند. خمیره آن‌ها نیز متنوع است. گاهی به‌طور کامل اکسید شده و گاهی دارای خمیره میکرولیتیک و حفره‌دار هستند. این پدیده به تزریق‌های مکرر ماگمای بازیک-حدواسط در درون ماگمای اسیدی و تبلور در شرایط دما-فشار متفاوت نسبت داده شد (مانیکامبا و همکاران، ۲۰۱۴). در مقاطع نازک گدازه‌های تراکی آندزیتی ( $E^{an}$ ) بلورهای بیگانه کوارتز دیده می‌شوند که دارای هاله واکنشی ظریفی از کانی‌های ریز فرومنیزین هستند (شکل ۳ ث). بنابراین می‌توان انتظار داشت که مولفه‌های پوسته‌ای نیز در تکوین گدازه‌های بازیک-حدواسط منطقه مورد مطالعه نقش داشته‌اند (پارکر و همکاران، ۲۰۰۵). هم‌چنین گاهی کانی‌های اپاک به موازات فیام‌ها (شکل ۳ ج) در خمیره ایگنیمبریت‌ها دیده می‌شوند و شاید بتوان آن‌ها را بقایای اکسیده ماگمای بازیک-حدواسط دانست (سنسارما و پالم، ۲۰۱۳).

دسته‌بندی ژئوشیمیایی: در نمودار نام‌گذاری Co به Th (هاستی و همکاران، ۲۰۰۷)، گدازه‌های آتشفشانی در محدوده‌های بازالت، بازالتیک-آندزیت/آندزیت و داسیت/ریولیت و بیشتر آن‌ها در قلمروی سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان پتاسیم-بالا-شوشونیتی و تعدادی نیز در قلمروی کالک-آلکان ترسیم شده‌اند (شکل ۴ الف). در نمودار نام-گذاری Nb/Y به Zr/Ti از وینچستر و فلوید (۱۹۷۷) که اصلاحاتی نیز توسط پیرس (۱۹۹۶) در آن صورت گرفته است، گدازه‌های مورد مطالعه در قلمرو بازالت، بازالتیک/آندزیت/آندزیت، تراکی-آندزیت و تراکیت جای گرفته‌اند و با مقادیر متوسط



شکل ۴: نمودار نسبت فراوانی Co به Th (هاستی و همکاران، ۲۰۰۷)، نمودار Nb/Y به Zr/Ti (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) است (توضیح بیشتر در متن مقاله).

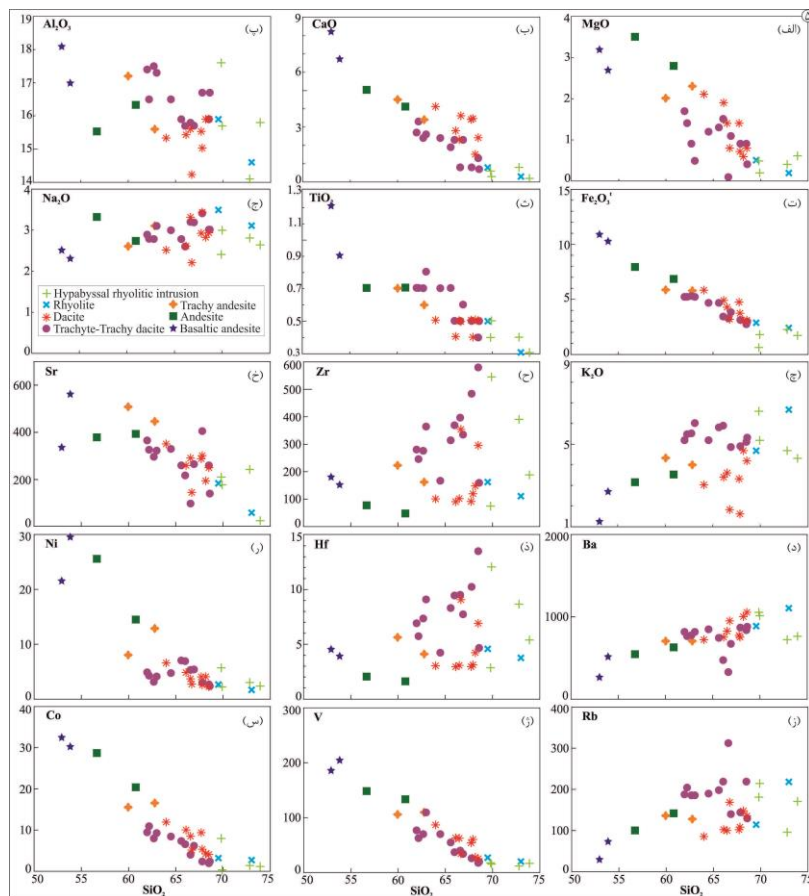
می‌توانند به‌عنوان دلیلی بر افزایش مقدار Zr در نمونه‌های اسیدی مورد مطالعه در نظر گرفته شوند. همان‌طور که در بخش پتروگرافی نوشته شد، در برخی از مقاطع نازک سنگ‌های اسیدی کانی زیرکن به‌صورت فرعی تشکیل شده است. عنصر Sr، بیشترین تمرکز را در پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار دارد (دینگ و همکاران، ۲۰۱۴)، لذا با افزایش  $SiO_2$  مقدار Sr کاهش یافته است (شکل ۵ خ). مقدار Ba، با افزایش  $SiO_2$  افزوده شده است (شکل ۵ د) که می‌توان به تشکیل آلکالی‌فلدسپار در گدازه‌های ریولیتی و تشکیل هورنبلند در گدازه‌های داسیتی نسبت داد (جانسن و گرندر، ۲۰۰۰). عنصر Hf همواره تا مراحل پایانی تفریق در ماگما حضور دارد (وینتر، ۲۰۱۴)، لذا با افزایش تفریق بر مقدار آن افزوده شده است (شکل ۵ ذ). Ni دارای شعاع یونی نزدیک به شعاع یونی Mg است و می‌تواند جانشین Mg در الیوین و کلینوپیروکسن شود (فان و همکاران، ۲۰۱۰). بنابراین با افزایش  $SiO_2$  از مقدار Ni کاسته شده است (شکل ۵ ر). در شکل ۵ ز، به علت تحرک بالای Rb در نمونه‌های اسیدی، پراکندگی نقاط را می‌توان به دگرسانی خفیف نمونه‌ها نسبت داد. به باور کوبان و همکاران (۲۰۱۲) هضم سنگ‌های پوسته‌ای و یا درجات

مقدار  $Fe_2O_3^t$  روند خطی کاهشی را با افزایش  $SiO_2$  نشان می‌دهد (شکل ۵ ت). این روند با تبلور و تفریق کانی‌های آهن‌دار مانند اوژیت و مگنتیت در گدازه‌های بازیگ-حدواسط و کاهش آن در نمونه‌های اسیدی توجیه می‌شود (کاسکو و گنلی، ۲۰۱۰؛ دینگ و همکاران، ۲۰۱۴).  $TiO_2$  نیز با افزایش  $SiO_2$  کاهش می‌یابد که می‌توان به تبلور کانی‌های غنی از تیتان مانند ایلمنیت و تیتانومگنتیت در قطب سنگ‌های بازیگ-حدواسط و کاهش آن در قطب اسیدی (شکل ۵ ث) نسبت داد (کاسکو و گنلی، ۲۰۱۰؛ دینگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ خانا و همکاران، ۲۰۱۵).  $Na_2O$  و  $K_2O$  در ترکیب پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار مشارکت می‌نمایند، لذا به سمت سنگ‌های اسیدی بر مقدار  $Na_2O$  (شکل ۵ ج) و  $K_2O$  (شکل ۵ چ) افزوده شده است (کورالای و همکاران، ۲۰۱۱). تغییرات Zr در نمونه‌های مورد مطالعه دارای همبستگی مثبت با  $SiO_2$  است (شکل ۵ ح). مقادیر Zr بالا با نرخ ذوب بخشی بالای پوسته قابل توجیه است (وینتر، ۲۰۱۴؛ خانا و همکاران، ۲۰۱۵). Zr تحت‌تاثیر فرآیندهای دگرسانی قرار نمی‌گیرد و مقدار آن طی تبلور تفریقی افزایش می‌یابد (میاشیتا و همکاران، ۲۰۰۳). هر یک از عوامل بالا یا همراهی توأم آن‌ها

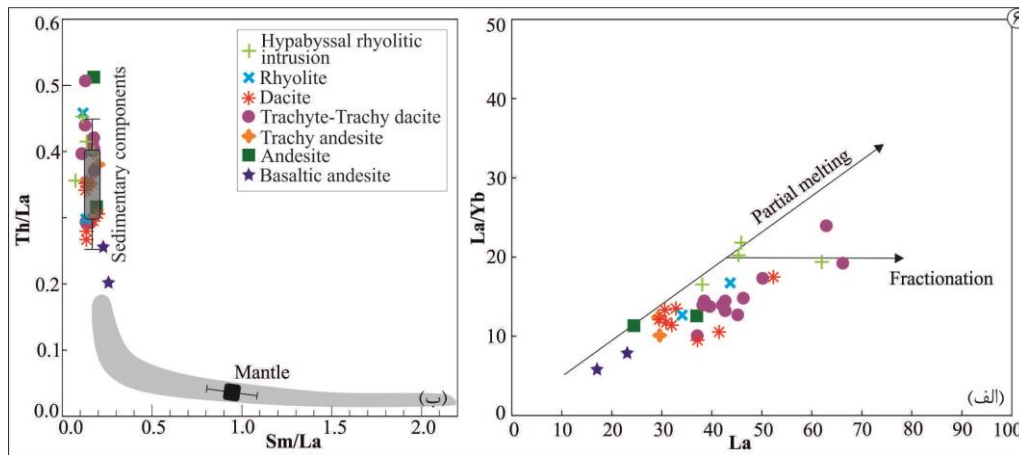
دارند. برخی از محققین، کوشش نمودند تا ماگماهای اسیدی حاصل از ذوب بخشی پوسته را از ماگماهای حاصل از ذوب بخشی رسوبات بالای صفحه فرورونده متمایز نمایند (لیو و همکاران، ۲۰۱۴؛ کوبان و همکاران، ۲۰۱۲؛ پلانک، ۲۰۰۵). بدین ترتیب رسوبات پلاژیک بالای صفحه فرورونده، دارای نسبت  $Pb/Rb$  از (۰/۳-۰/۳۷)،  $Sm/Hf$  از (۱۲-۱۴) و میانگین نسبت  $Pb/K_2O$  برابر با ۳ هستند. درحالی که در پوسته قاره‌ای نسبت‌های پایین‌تر  $Pb/Rb$  (۰/۲-۰/۱۵)،  $Pb/K_2O$  (۰-۸) و  $Sm/Hf$  (میانگین ۱) گزارش شده است (کوبان و همکاران، ۲۰۱۲).

ذوب بخشی متفاوت آن‌ها نیز می‌تواند سبب پراکندگی نقاط مربوط به  $Rb$  همبستگی منفی  $SiO_2$  با  $V$  (شکل ۵ ژ) و  $Co$  (شکل ۵ س) را نیز می‌توان با تفریق مگنتیت توجیه نمود (کریستین و مک کوثری، ۲۰۰۸).

نقش مولفه‌های پوسته‌ای: همان‌طور که شکل ۶ الف نشان می‌دهد، ذوب بخشی پوسته همراه با فرآیند تفریق، در تشکیل سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه دخالت داشته است. این مساله توسط همبستگی مثبت بین  $La$  و  $La/Yb$  نشان داده شده است. در نمودار ۶ ب نیز تمامی نمونه‌ها با مولفه‌های مربوط به ذوب بخشی رسوبات هم‌پوشانی



شکل ۵: نمودارهای تغییرات  $SiO_2$  در برابر اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب.



شکل ۶: الف) روند‌های ذوب بخشی و تبلور تفریقی را در نمودار La به La/Yb (کوبان و همکاران، ۲۰۱۲) و ب) نقش رسوبات در ژنز سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

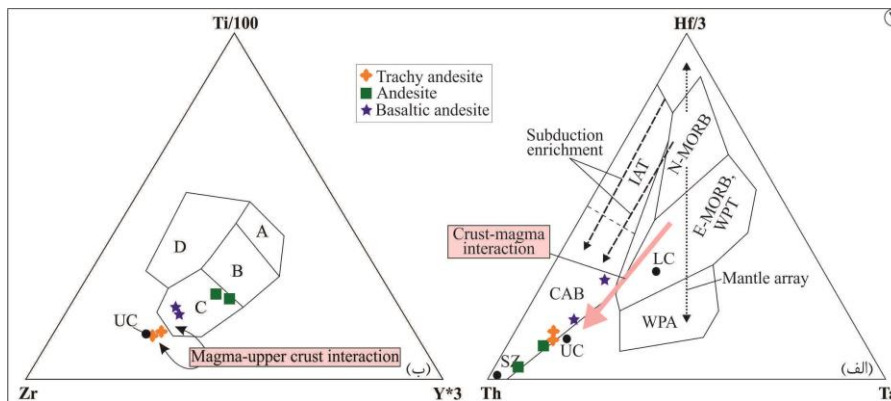
به Rb/Sr (کمر و همکاران، ۲۰۱۶) استفاده شد. در این نمودار سنگ‌های مورد نظر خصوصیات گرانیت‌های کوهزایی پرآلومینوس را نشان می‌دهند. همچنین نمودار Rb/Sr به La/Ce قابل استفاده برای سنگ‌های اسیدی است که در آن مقادیر میانگین مواد پوسته‌ای همراه با بردارهای آرایش پوسته‌ای و بردار سیالات برخاسته از صفحه فرورونده ترسیم شده‌اند (لانگ و همکاران، ۲۰۱۵). در این نمودار اندازه‌های اسیدی منطقه در اطراف بردار آرایش پوسته‌ای چیدمان شده‌اند که می‌تواند معرف نقش پیرنگ پوسته قاره‌ای در ژنز این گدازه‌ها باشد (شکل ۸ ب). بررسی نمودارهای عنکبوتی در شکل (۹ الف و پ)، الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنجارشده با مقادیر کندریت (سان و مک‌دونوو، ۱۹۸۹) و در شکل (۹ ب و ت)، نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و نادر خاکی به‌هنجارشده با مقادیر گوشته اولیه (سان و مک‌دونوو، ۱۹۸۹) نشان داده شده‌اند. در شکل (۹ الف و ب)، محدوده میانگین کمان قاره‌ای و الگوهای OIB، MORB-E و MORB-N (کیان و همکاران، ۲۰۱۵) و در شکل (۹ پ و ت) الگوهای پوسته بالایی، میانی و زیرین از لی و همکاران (۲۰۱۴) اقتباس شده است. به علاوه در شکل ۹ ت، از الگوی ریولیت پرآلومینوس (شائو

از طرفی به باور پلانک (۲۰۰۵) نسبت La/Nb در رسوبات فرورونده حدود ۳/۵ و در پوسته قاره‌ای بین ۱-۳ متغیر است. نسبت‌های یادشده از پوسته قاره‌ای با این نسبت‌ها برای سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه [نسبت Pb/Rb (۰/۲۵-۰/۰۱)، Pb/K<sub>2</sub>O (۹-۰/۶۱)، Sm/Hf (میانگین ۱/۲۴) و La/Nb (۲/۲۶-۱/۱۸)] انطباق قابل توجه دارند و می‌توان گفت که آرایش ماگمای اولیه با پوسته قاره‌ای نقش مهمی داشته است.

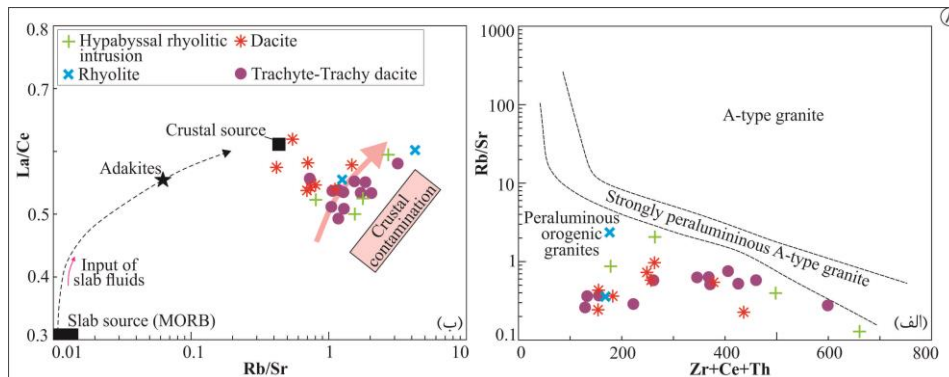
جایگاه تکتونوماگمایی: در نمودارهای تمایز تکتونوماگمایی Th-Hf-Ta (وود، ۱۹۸۰) و Zr-Ti-Y (پیرس و کان، ۱۹۷۳)، نمونه‌های بازیگ-حدواسط در قلمروی بازالت کالک‌آلکالن (CAB) ترسیم شدند (شکل ۷). در این نمودارها، پیرس (۱۹۹۶) مقادیر میانگین مناطق فرورانش، پوسته زیرین و پوسته بالایی را در آن لحاظ نموده است. طبق این تصحیحات، نمونه‌های بازیگ-حدواسط در جوار پوسته بالایی و در امتداد بردار برهم‌کنش ماگما-پوسته ترسیم شده‌اند (شکل ۷ الف، ب). بنابراین می‌توان گفت که ماگمای بازیگ والد با مواد پوسته‌ای آرایش یافته است. نظر به گسترش سنگ‌های اسیدی در منطقه مورد مطالعه و جهت تعیین جایگاه تکتونوماگمایی آن‌ها از نمودار Zr+Ce+Th

MREE نسبت به HREE الگوی قاشقی-شکل یافته که با تفریق هورنبلند و تیتانیت (کاسکو و گنلی، ۲۰۱۰) قابل توجیه است. نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده با گوشته اولیه (سان و مک-دونوو، ۱۹۸۹) از سنگ‌های بازیک-حدواسط و اسیدی مورد مطالعه (شکل ۹ ب و ت)، دارای غنی‌شدگی از LREE و LILE نسبت به HREE هستند. این الگوها، تهی‌شدگی واضح از Nb، Ta و Ti را در تمامی الگوها و تهی‌شدگی خفیف از P و Zr را در برخی از الگوها نشان می‌دهند که از علائم ژئوشیمیایی ماگماتیسیم مناطق فرورانش بوده (گیل، ۲۰۱۰) و یا به آلیش، هضم و ذوب بخشی پوسته (رودنیک و گائو، ۲۰۰۴) نسبت داده شده‌اند (شکل ۷، ۸ و ۹).

و همکاران، ۲۰۱۵) نیز استفاده شده است. الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده با مقادیر کندریت (سان و مک‌دونوو، ۱۹۸۹) از گدازه‌های بازیک-حدواسط (شکل ۹ الف) و اسیدی (شکل ۹ پ) شمال برزاییل، دارای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE هستند. غنی‌شدگی بیشتر از LREE نسبت به HREE در نمونه‌های با تمایل اسیدی با تفریق بیشتر آپاتیت و اکسیدهای آهن-تیتان دار سازگار است (بایلی و همکاران، ۲۰۱۲). اگرچه HREE در مرتبه غنی‌شدگی پایین‌تری نسبت به LREE قرار گرفته‌اند، اما این الگوها دارای غنی‌شدگی HREE و MREE بالاتر از مرتبه ۱۰ هستند. تهی‌شدگی Eu در گدازه‌های اسیدی به تفریق پلاژیوکلاز نسبت داده شد (وینتر، ۲۰۱۴). در این الگوها (شکل ۹ الف و پ)، تهی‌شدگی

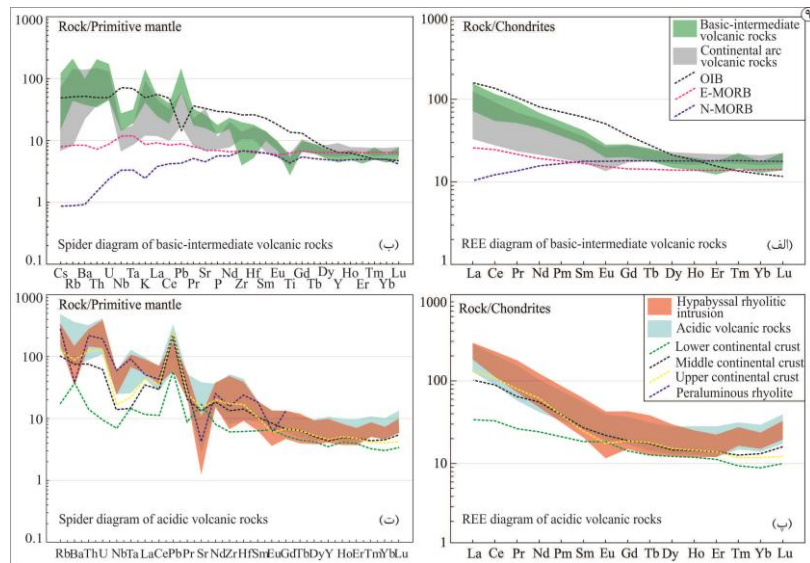


شکل ۷: الف) نمودار سه تایی Th-Hf-Ta (وود، ۱۹۸۰) و ب) نمودار سه تایی Zr-Ti-Y (پیرس و کان، ۱۹۷۳). مقادیر منطقه فرورانش (SZ)، پوسته بالایی (UC) و پوسته زیرین (LC) از (پیرس، ۱۹۹۶) اقتباس شده است.



شکل ۸: الف) نمودار Rb/Sr به Zr+Ce+Th از کمرا و همکاران (۲۰۱۶) و ب) نمودار نسبت Rb/Sr به La/Ce از لانگ و همکاران (۲۰۱۵) را برای سنگ‌های آتشفشانی اسیدی شمال برزاییل نشان می‌دهند.





شکل ۹: الف و پ) الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنجارشده با مقادیر کندریت (سان و مک‌دونوو، ۱۹۸۹)، ب و ت) الگوهای نمودارهای عنکبوتی به‌هنجارشده با مقادیر گوشته اولیه (سان و مک‌دونوو، ۱۹۸۹) را برای گدازه‌های بازیک-حدواسط (الف، ب) و اسیدی (پ، ت) شمال برزاییل را نشان می‌دهد. الگوهای سنگ‌های آتشفشانی کمان قاره‌ای، OIB، N-MORB و E-MORB از کیان و همکاران (۲۰۱۵) و الگوهای میانگین پوسته بالایی، میانی و زیرین از لی و همکاران (۲۰۱۴) و الگو ریولیت‌های پرآلومینوس از شائو و همکاران (۲۰۱۵) اقتباس شده است.

این عناصر در الگوهای پوسته قاره‌ای است را می‌توان به آرایش پوسته‌ای نسبت داد (کاسکو و گنلی، ۲۰۱۰؛ بایلی و همکاران، ۲۰۱۲؛ رودنیک و گائو، ۲۰۰۴). در الگوهای به‌هنجار شده از گدازه‌های بازیک-حدواسط، الگوهای گدازه‌های حدواسط در مرتبه بالاتری نسبت به گدازه‌های بازیک‌تر قرار گرفته‌اند (شکل ۹ الف و ب) و می‌توان گفت که علی‌رغم آلودگی ماگمای والد با مولفه‌های پوسته-ای، تفریق ماگمایی (بایلی و همکاران، ۲۰۱۲) هم-چنان به‌عنوان یک عامل مهم عمل نموده است. درحالی که در الگوهای سنگ‌های اسیدی، چیدمان الگوها با فرآیند تفریق کاملاً منطبق نیست، اما انطباق قابل توجهی با الگوی پوسته بالایی و ریولیت پرآلومینیوس دارند که شاید بتوان آن را به‌عنوان دلیل دیگری بر منشاء پوسته‌ای سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه تلقی نمود (شکل ۹ پ و ت).

الگوهای گدازه‌های بازیک-حدواسط، انطباق قابل توجهی با محدوده میانگین کمان قاره‌ای نشان داده و از الگوهای میانگین OIB، E-MORB و N-MORB فاصله گرفته‌اند (شکل ۹ الف و ب). غنی‌شدگی از Rb، La و Pb و تهی‌شدگی Y و HREE نیز به هضم سنگ‌های پوسته‌ای (کوبان و همکاران، ۲۰۱۲) و یا دخالت مولفه‌های پوسته‌ای (لیو و همکاران، ۲۰۱۴؛ کاسکو و گنلی، ۲۰۱۰) نسبت داده شده‌اند. غنی‌شدگی Zr و Hf در الگوهای تراکیت-تراکی داسیت‌ها با ذوب و یا هضم سنگ‌های پوسته‌ای توجیه می‌شوند (خانا و همکاران، ۲۰۱۵). در مقابل تهی‌شدگی از Zr و Hf در الگوهای داسیت‌ها و به خصوص آندزیت‌ها می‌تواند به علت تفریق آمفیبول و یا زیرکن باشند (مانیکامبا و همکاران، ۲۰۱۵). غنی‌شدگی از Th و U در الگوهای نمودارهای عنکبوتی گدازه‌های بازیک-حدواسط و اسیدی، که بالاتر از غنی‌شدگی

## بحث و نتیجه‌گیری

نتایج مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که فوران‌های آتشفشانی در منطقه شمال برزائیل در جنوب خاوری کوه‌های طارم، در چند مرحله و در حوضه دریایی کم‌عمق-خشکی رخ داده است. حاصل این فوران‌ها، نهشته‌های آتشفشانی بازیگ-حدواسط و اسیدی با ترکیب بازالتیک‌آندزیت، آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکیت-تراکی‌داسیت، داسیت و ریولیت-ایگنیمبریت بوده است. بافت پورفیریک و گاهی پورفیریتیک در گدازه‌های بازیگ-حدواسط غالب است. خمیره این گدازه‌ها شیشه‌ای، میکرولیتیک و گاهی اینترسرتال و حفره‌دار هستند. به علاوه درون گدازه‌های اسیدی، بافت پورفیریک با خمیره فلسیتیک شناسایی شده است. در ایگنیمبریت‌ها نیز بافت کلاستیک-ایگنیمبریتی، کریستالوکلاستیک-لیتوکلاستیک با خمیره شیشه‌ای جریان‌ی تا ویتروفیریک وجود دارند. این گدازه‌ها شواهد اختلاط و آمیختگی ماگمایی شامل قطعه‌های بازیگ-حدواسط درون خمیره اسیدی و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت الکی، ساختار لانه‌زنبوری، منطقه‌بندی نوسانی و حاشیه انحلالی را از خود نشان می‌دهند. گاهی نیز درون گدازه‌های تراکی‌آندزیتی، زونکریست‌های کوارتز دیده می‌شوند که شاید بتوان به آرایش ماگمای والد با مواد پوسته‌ای نسبت داد. طبق نتایج تجزیه‌های شیمیایی، گدازه‌های اسیدی و حدواسط دارای رونده‌های ماگمایی شوشونیتی و کالک‌آلکان پتاسیم بالا و گدازه‌های بازیگ دارای روند ماگمایی کالک-آلکان هستند. با توجه به شواهد پتروگرافی، نمودارهای دو تایی و نمودارهای به‌هنجارشده عنکبوتی، می‌توان تفریق بلورین کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول و کانی‌های آهن-تیتان‌دار را از گدازه‌های بازالتیک‌آندزیتی به

سمت گدازه‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی را حدس زد. اما در نمودارهای دو تایی نشان می‌دهد که تفریق بلورین تنها عامل تاثیرگذار در تحولات ماگمایی منطقه مورد مطالعه نبوده است. در نمودارهای تکتونوماگمایی، گدازه‌های بازیگ-حدواسط در قلمروهای بازالت کالک‌آلکان قرار گرفته‌اند. گدازه‌های اسیدی نیز خصوصیات گرانتیت‌های کوهزایی پرآلومینوس را نشان می‌دهند و در اطراف محدوده میانگین پوسته قاره‌ای جای گرفته‌اند. الگوهای نمودارهای عناصر نادر به-هنجارشده با مقادیر کندریت و الگوهای عناصر نادر خاکی و کمیاب به‌هنجارشده با مقادیر گوشته اولیه از گدازه‌های بازیگ-حدواسط، قابل مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی کمان قاره‌ای هستند، اما نسبت به آن‌ها غنی‌ترند که می‌توان به آرایش پوسته‌ای نسبت داد. الگوهای به‌هنجارشده از نمودارهای عنکبوتی گدازه‌های متمایل به قطب اسیدی از الگوی ریولیت پرآلومینوس و پوسته بالایی تبعیت نموده‌اند. بنابراین شاید بتوان ذوب بخشی پوسته را به‌عنوان منشا ماگمای سنگ‌های اسیدی در نظر گرفت. نمودارهای عنکبوتی دارای غنی‌شدگی از LREE و LILE نسبت به HREE و تهی‌شدگی از HFSE مانند Nb، Ta و Ti هستند که از علایم ژئوشیمیایی ولکانیسم مناطق فرورانش محسوب می‌شوند. بررسی نسبت‌های مشابه عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی سنگ‌های مورد مطالعه شامل نسبت‌های Pb/Rb، Pb/K<sub>2</sub>O، Sm/Hf، La/Nb، Th/Nb، Sm/La، La/Sr، Rb/Sr و La/Ce که در بالا نوشته شدند، نشان می‌دهند که ماگمای سازنده گدازه‌های بازیگ-حدواسط با مولفه‌های پوسته‌ای آلوده شده‌اند اما گدازه‌های اسیدی حاصل ذوب بخشی پوسته بالایی هستند. محتمل است که به دنبال بسته شدن پوسته اقیانوسی در امتداد زاگرس طی کرتاسه بالایی و فرورانش رو به شمال

ماگمای والد پس از صعود در پوسته و تشکیل ماگمای اسیدی، با ماگمای اسیدی نیز آمیختگی و اختلاط حاصل نموده و طیف گسترده‌ای از سنگ‌های حدواسط را ایجاد نموده است.

### سپاسگزاری

از مسئولین محترم پژوهشکده علوم زمین که امکان لازم جهت مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی را فراهم نمودند، تشکر می‌شود. از همکاران سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور: آقایان دکتر علی شهیدی، دکتر خلیل بهار فیروزی و دکتر جلیل قلمقاش جهت فراهم آوردن امکانات اقامت، لجستیک و همچنین بحث‌های مفید زمین‌شناسی در صحرا سپاسگزاریم.

بقایای آن، پوسته قاره‌ای به صورتی محلی در ناحیه مورد مطالعه و طی دوره ائوسن دچار کوتاه شدگی شده و بر ضخامت آن افزوده شده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ گست و همکاران، ۲۰۰۶). ضخیم شدن پوسته بر گوشته لیتوسفری زیرقاره (SCLM) فشار آورده و سبب شکستگی و نازک لایه‌ای شدن گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای شد. این پدیده سبب بالا آمدن جریان‌های آستنوسفری، افزایش حرارت و ذوب بخشی آستنوسفر شده است. ماگمای والد حاصل از ذوب بخشی آستنوسفر ضمن صعود، در ترازهای بالاتر پوسته تجمع یافته و سبب ذوب بخشی پوسته و ایجاد ماگمای اسیدی شده است. ماگمای بازیک والد نیز ضمن صعود با مواد پوسته-ای آلودگی حاصل نموده و فراورده‌های آتشفشانی بازیک-حدواسط ایجاد شده است. بدیهی است که

### منابع

- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹. تفکیک بخش‌های مختلف ایران از لحاظ وضعیت ساختاری در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت ایران، شماره ۸۲، ص ۱۹-۲۸.
- پرچکانی، م.، شهرابی، م. و بازرگانی گیلانی، ک.، ۱۳۹۲. بررسی ویژگی‌های فعالیت آتشفشانی ائوسن کوه‌های طارم در البرز باختری ایران و مقایسه آن با فعالیت آتشفشانی مشابه در ناحیه یونت‌داغ (Yuntdag) ترکیه، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و سوم، شماره ۸۹، ص ۱۰۹-۱۱۸.
- زارعی سهامیه، ر.، ۱۳۷۱. بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی شمال ابهر و ارتباط ولکانیسم منطقه با کانی سازی‌های انجام شده، رساله کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۲۴۹ ص.
- زارعی سهامیه، ر.، شاهرخی، س. و، پیروان، ح. ر. و جعفریان، م.، ۱۳۸۷. پترولوژی سنگ‌های ماگمایی شمال ابهر (جنوب شرق زنجان)، پانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، ص ۵۹۳-۵۹۷.
- عابدیان، ن.، شاهین، ا. و علی‌پور، م.، ۱۳۸۷. اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ ابهر، طرح زمین‌شناسی عمومی، پروژه ژئوشیمیایی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۹۲ ص.
- محمدی، م. و حاج‌ابولفتح، ع.، ۱۳۹۰. پتروگرافی و ژئوشیمی ولکانیسم ائوسن منطقه ذاکر (شرق زنجان)، سی‌امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۱-۷.
- مهابادی، س. و فنودی، م.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ تاکستان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

-مؤید، م.، ۱۳۷۰. بررسی پتروگرافی و پتروشیمی سنگ‌های نوار ولکانوپلوتونیک منطقه طارم در ارتباط با ژنز مس، رساله کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۸۷ ص.

-Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines: Geological Survey of Iran, 582 p.

-Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East, Scale 1:5,000,000: Geological Survey of Iran.

-Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran: Journal of structural geology, v. 25, p. 659-672.

-Aragon, E., Gonzalez, P., Aguilera, Y. E., Cavarozzi, C. E., Llambias, E. and Rivalenti, G., 2003. Thermal divide andesites-trachytes, petrologic evidence, and implications from Jurassic north Patagonian massif alkaline volcanism: Journal of South American Earth Sciences, v. 16, p. 91-103.

-Asiabanha, A. and Foden, J., 2012. Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz ranges, N-Iran: Lithos, v. 148, p. 98-111.

-Bailie, R., Rajeshm, H.M. and Gutzmer, J., 2012. Bimodal volcanism at the western margin of the Kaapvaal Craton in the aftermath of collisional events during the Namaqua-Natal Orogeny: The Koras Group, South Africa: Precambrian Research, v. 200, p. 163-183.

-Cámara, M.M.M., Dahlquist, J.A., Basei, M.A.S., Galindo, C., Neto, M. and Facetti, N., 2016. F-rich strongly peraluminous A-type magmatism in the pre-Andean foreland Sierras Pampeanas, Argentina: Geochemical, geochronological, isotopic constraints and petrogenesis: Lithos, v. 277, p. 210-227.

-Christiansen, E.H. and McCurry, M., 2008. Contrasting origins of Cenozoic silicic volcanic rocks from the western Cordillera of the United States: Bull Volcanol, v. 70, p. 251-267. doi: 10.1007/s00445-007-0138-1.

-Çoban, H., Karacık, Z. and Ece, Ö., 2012. 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, v. 140-141, p. 119-141.

-Cole, J. W., Gamble, J. A., Burt, R. M., Carroll, L.D. and Shelley, D., 2001. Mixing and mingling in the evolution of andesite-dacite magmas; evidence from co-magmatic plutonic enclaves, Taupo volcanic zone, New Zealand: Lithos, v. 59, p. 25-46.

-Ding, H., Zhang, Z., Dong, X., Yan, R., Lin, Y. and Jiang, H., 2014. Cambrian ultrapotassic rhyolites from the Lhasa terrane, south Tibet: Evidence for Andean-type magmatism along the northern active margin of Gondwana: Gondwana Research, 01218, No of Pages 14. doi: 10.1016/j.gr.2014.02.003.

-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, v. 119, p. 553-568.

- Gill, R., 2010. Igneous rocks and processes, a practical guide: A John Wiley & Sons Publication, 428 p.
- Guest, B., Stockli, D.F., Grove, M., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Thermal histories from the central Alborz mountains, northern Iran: Implication for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran: *Geosphere*, v. 2, p. 35-52.
- Hastie, A.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 the Th-Co discrimination diagram: *Journal of Petrology*, v. 48, p. 2341-2357.
- Hirayama, K., Haghypour, A. and Hajian, J., 1965. Geology of the Zanjan area: The Tarom district, eastern part: *Geological Survey of Iran*, 28, 33 p.
- Johnson, J.A. and Grunder, A.L., 2000. The making of intermediate composition magma in a bimodal suite: Duck Butte Eruptive Center, Oregon, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 95, p. 175-195.
- Khanna, T.C., Sai, V.V.S., Bizimis, M. and 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*, v. 258, p. 260-277.
- Koralay, T., Kadioglu, Y.K. and Davis, P., 2011. Weak compositional zonation in a silicic magmatic system: Incesu ignimbrite, Central Anatolian Volcanic Province (Kayseri-Turkey): *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 40, p. 371-393.
- 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*, v. 99, p. 593-621.
- Li, H., Ling, M.X., Ding, X., Zhang, H., Li, C.Y., Liu, D.Y. and Sun, W.D., 2014. The geochemical characteristics of Haiyang A-type granite complex in Shandaxong, eastern China: *Lithos*, v. 200-201, p. 142-156.
- 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*, 03196, No of Pages 14. doi: 10.1016/j.lithos.2014.02.007.
- Long, X., Wilde, S.A., Wang, Q., Yuan, C., Wang, X.C., Li, J., Jiang, Z. and Dan, W., 2015. Partial melting of thickened continental crust in central Tibet: Evidence from geochemistry and geochronology of Eocene adakitic rhyolites in the northern Qiangtang Terrane: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 414, p. 30-44.
- Manikyamba, C., Ganguly, S., Santosh, M., Saha, A., Chatterjee, A. and Khelen, A.C., 2015. Neoproterozoic arc-juvenile back-arc magmatism in eastern Dharwar Craton, India: Geochemical fingerprints from the basalts of Kadiri greenstone belt: *Precambrian Research*, v. 258, p. 1-23.
- Manikyamba, C., Saha, A., Ganguly, S., Santosh, M., Lingadevaru, M., Singh, M.R. and Rao, D.V.S., 2014. Sediment-infill volcanic breccia from the Neoproterozoic Shimoga greenstone terrane, western Dharwar Craton: Implications on pyroclastic volcanism and sedimentation in an active continental margin: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 96 p. 269-278.
- Miyashita, S., Adachi, Y. and Umino, S., 2003. Along-axis magmatic system in the northern Oman ophiolite: Implication of compositional variation of the sheeted dike complex: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*,



Published by AGU and the Geochemical Society, v. 4, p. 1-26.

-Nogol-e-Sadat, M.A., Ahmadzadeh Heravi, M., Almasian, M., Poshtkouhi, M. and Hushmandzadeh, A., 1993. Tectonic Map of Iran, Scale 1:1000000: Geological Survey of Iran.

-Parker, D.F., Ghosh, A., Price, C.W., Rinard, B.D., Culler, R.L. and Ren, M., 2005. Origin of rhyolite by crustal melting and the nature of parental magmas in the Oligocene Conejos Formation, San Juan Mountains, Colorado, USA: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 139, p. 185-210.

-Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams: *Geological Association of Canada*, v. 12, p. 79-113.

-Pearce, J.A. and Cann, J., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks using trace element analysis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 290-300.

-Plank, T., 2005. Constraints from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents: *Journal of Petrology*, v. 46, p. 921-944.

-Qian, X., Feng, Q., Yang, W., Wang, Y., Chonglakmani, C. and Monjai, D., 2015. Arc-like volcanic rocks in NW Laos: Geochronological and geochemical constraints and their tectonic implications: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 98, p. 342-357.

-Renjith, M.L., 2014. Micro-textures in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren island volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone: *Geoscience Frontiers*, v. 5, p. 113-126.

-Rudnick, R.L. and Gao, S., 2004. Composition of the continental crust: *Treatise on Geochemistry*, v. 3, p. 1-64.

-Sensarma, S. and Palme, H., 2013. Silicate liquid immiscibility in the ~2.5

Ga Fe-rich andesite at the top of the Dongargarh large igneous province (India): *Lithos*, v. 170-171, p. 239-251.

-Shao, F., Niu, Y., Regelous, M. and Zhu, D.C., 2015. Petrogenesis of peralkaline rhyolites in an intra-plate setting: Glass House Mountains, southeast Queensland, Australia: *Lithos*, v. 216-217, p. 196-210.

-Shelley, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope, Classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations: Chapman & Hall, 445 p.

-Sheth, H.C., Choudhary, A.K., Cucciniello, C., Bhattacharyya, S., Laishram, R. and Gurav, T., 2012. Geology, petrochemistry and genesis of the bimodal lavas of Osham Hill, Saurashtra, northwestern Deccan Traps: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 43, p. 176-192.

-Shrivastava, J.P. and Ahmad, M., 2009. Trace element compositions of iridium enriched illite-smectite assemblages from a K/Pg boundary section in the Anjar area of the Deccan volcanic province: palaeoenvironmental implications: *Cretaceous Research*, v. 29, p. 592-602.

-Stöcklin, J. and Eftekhari-nezhad, J., 1969. Explanatory text of the Zanjan quadrangle map on scale 1:250,000: Geological survey of Iran, No. D4, 61 p.

-Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review, *American Association of Petrology Geologists*, v. 52, p. 1229-1258.

-Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Geological Society of London: Special Publication*, v. 42, p. 313-345.

-Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different series and their differentiation products

using immobile elements: Journal of Chemical Geology, v. 20, p. 325-343.  
-Winter, J.D., 2014. Principles of igneous and metamorphic petrology: Second edition, Pearson Education Limited, 737 p.  
-Wood, D.A., 1980. The application of 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, v. 50, p. 11-30.