علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

# ژئوشیمی تودهٔ ساب ولکانیک تلخرود، آتشفشان دماوند

رویا علی اکبری، امیرعلی طباخ شعبانی\*، شهریار محمودی دانشگاه خوارزمی، دانشکدهٔ علوم زمین دریافت ۹۷/۰۳/۲۷ پذیرش ۹۸/۰۹/۰۴

### چکیدہ

محدودهای در امتداد درهٔ تلخرود در دامنهٔ شمال شرق آتشفشان دماوند تودهای ساب ولکانیک شامل سینودیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت رخنمون دارد. این توده ساب ولکانیک با بافت پورفیری دارای فلدسپارهای پلاژیوکلاز و قلیایی، فلوگوپیت، آمفیبول، کلینوپیروکسن، آپاتیت و تیتانومگنتیت است. شواهد نامتعادل نظیر زونینگ و بافت غربالی در پلاژیوکلاز و اپاسیتی شدن بلورهای فلوگوپیت میتواند ناشی از تغییرات فشار بخار آب در حین صعود ماگما باشد. این توده از نظر خصوصیات ژئوشیمیایی، متاآلومین، آلکالن و شوشونیتی است و به لحاظ جایگاه تکتونیکی در محیط آتشفشانهای درون صفحهای قرار می گیرد. نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده با کندریت و گوشتهٔ اولیه غنی شدگی عناصر LREE و LILE و تهی شدگی با معادلهای خروجی آنها یعنی تراکی آندزیتها و تراکیتهای داموند نشان می دهد که تفاوت ژئوشیمی و کانی شناسی محسوسی بین آنها وجود ندارد.

واژههای کلیدی: آتشفشان دماوند، تلخ رود، ساب ولکانیک، آلکالن، شوشونیتی.

#### مقدمه

آتشفشان دماوند بهعنوان بلندترین قله آتشفشانی ایران و خاورمیانه در فاصلهٔ ۵۰ کیلومتری شمال شرقی تهران، به لحاظ ساختاری در زون البرز مرکزی قرار دارد و اکنون در مرحلهٔ فعالیت فومرولی است. درهٔ تلخرود در بخش شرقی و شمال شرقی قله دماوند قرار دارد که از طریق جادهٔ آسفالته هراز و جادهٔ فرعی گزانه قابل دسترسی است. این منطقه دارای مختصات طول جغرافیایی '۰ ۵۰۰ تا '۱۰ ۵۰ شرقی و عرض جغرافیای '۰ ۳۶ تا '۵۰ ° ۳۶ شمالی است (شکل ۱).

بر پایهٔ بررسیهای صحرایی [۱]، [۲]، [۳] که در این دره و درهٔ گزنه انجام گرفته، به حضور یک تودهٔ ساب ولکانیک با ترکیب سینودیوریتی اشاره شده که نشان از فرسایش شدید و حمل مواد در دورهای از نبود فعالیت آتشفشانی است. مرز بین رسوبات ولکانوکلاستیک با سازند شمشک و مرز بین نهشتههای پیروکلاستیک با گدازههای جوانرویی در امتداد درهٔ گزنه قابل مشاهده است (شکل ۲). مطالعه و بررسی تفصیلی از دیدگاه پترولوژی روی این تودهٔ ساب ولکانیک انجام نشده که هدف این پژوهش است. در ضمن کانیشناسی و ژئوشیمیایی سنگهای تودهٔ ساب ولکانیک تلخرود با نمونههای ولکانیک همارز یعنی تراکی آندزیتهای مربوط به دماوند قدیم (۸۰۰–۱۸۰۰ هزار سال) و دماوند جوان (۶۰–۱۵۰ هزار سال)، [۴] مقایسه شده است. موقعیت و وضعیت تودهٔ سینودیوریتی تلخرود در صحرا نسبت به سنگهای در برگیرندهٔ نشان از ساب ولکانیک و نفوذی بودن آن دارد که باشکوه [۱] و اسکندری و همکاران [۲]، [۳]

\*نویسنده مسئول aatshabani@khu.ac.ir

علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

نفوذی نیمهٔ عمیق بخشی از ماگماتیسم دماوند است. درهٔ تلخرود روی مواد آتشفشانی قلهٔ دماوند اعم از گدازه و مواد پیروکلاستیک تشکیلشده و فاقد گسلهای معکوس، راندگی و چینهای برگشته است. مشاهدات صحرایی انجام شدهٔ [۱] نشان میدهد که مجموعههای مذکور بازماندهٔ یک آتشفشان تراکیآندزیتی قدیمی (دماوند قدیم) هستند که بهصورت دگرشیب زیر گدازههای تراکیآندزیتی جوان (دماوند جدید) قرار گرفتهاند.



شکل ۱. نقشهٔ زمینشناسی آتشفشان دماوند ساده شده از نقشهٔ ۱۰۰۰۰۰۱ آمل، بلده و شرق تهران، سازمان زمینشناسی کشور، اقتباس محدودهٔ بررسی شده روی نقشه با مستطیل مشخص شده است [۲].



شکل ۲. نمایی از درهٔ گزنه و واحدهای تشکیلدهندهٔ دیوارهٔ شمالی

## روشهای آزمایشگاهی

به منظور دستیابی به اهداف این پژوهش طی عملیات صحرایی، تعداد ۲۶ نمونه سنگی برداشت و از آنها مقاطع نازک تهیه شد. پس از بررسی میکروسکوپی مقاطع، ۶ نمونه متنوع که کمترین دگرسانی را داشت برای بررسی ژئوشیمیایی انتخاب شد و در دانشگاه دامغان با دستگاه (BRUKER axa-S4 EXPLORER) تجزیهٔ XRF شد و در شرکت زر آزما تجزیهٔ ICP-MS انجام شد که نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در جدول ۱ و نتایج محاسبهٔ نورم CIPW نمونههای تودهٔ ساب ولکانیک تلخرود نیز در جدول ۲ ارائه شده است.

# بررسیهای پتروگرافی

نتایج حاصل از بررسیهای میکروسکوپی روی نمونههای جمع آوری شده از منطقه نشان میدهد که این سنگها دارای ترکیب سینودیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت است. این سنگها در نمونه دستی بهرنگ خاکستری روشن و در آنها فنوكریستهای فلوگوپیت و پلاژیوكلاز قابل مشاهده هستند. در زیر میكروسكوپ سینودیوریت و مونزونیت شبیه هم هستند و بافت پورفیری دارند که حضور میکروفنوکریستهای پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی، فلوگوپیت، آمفیبول، کلینوپیروکسن در یک زمینه کاملاً متبلور ریز دانه عمدتاً فلسیک، دلالت بر ماهیت ساب ولکانیکشان دارد. آن چه که در ادامه در مورد ترکیب یا نوع کانی بیان می شود از طریق تجزیهٔ الکترون میکروپروب تأیید شده است [۱۲]. پلاژیوکلازها با ترکیب الیگوکلاز-آندزین فراوانترین فنوکریست این سنگها است که منطقهبندی نیز نشان میدهند (شکل ۳ اً). حواشی برخی از پلاژیوکلازها خوردهشدگی از خود نشان میدهند که باعث شده شکل اولیهٔ خود را تا حدودی از دست بدهند. منطقهبندی و بافتهای انحلالی در پاسخ به تغییرات شیمیایی و فیزیکی ماگما رخ میدهد. از جمله فرآیندهای فیزیکی که موجب تشکیل منطقهبندی میشوند، تبلور غیرتعادلی [۶]، افت فشار [۷]، تزریق متناوب ماگمای مافیک [۸]، [۹] و همرفت ماگمایی [۱۰] هستند. از کانیهای شاخص در مقاطع میکروسکوپی، میتوان به میکروفنوکریستهای میکای قهوهای یا فلوگوپیت با حاشیه واکنشی که بر اثر افت فشار و از دست دادن مواد فرار رخ میدهد اشاره کرد [۱۱] (شکل ۳ ب). دیگر کانی فرومنیزین موجود در مقاطع آمفیبول است که بهصورت نیمه شکلدار و با پلی کروئیسم سبز تا قهوهای دیده می شود. این نوع آمفیبول غنی از تیتان و از نوع کرسوتیت است [۱۲]. در اطراف آمفيبولها علاوه بر اپاسيتهشدگي، حاشيه واکنشي فلوگوپيت نيز مشاهده مي شود (شکل ۳ ج). بهعبارتي حاشیه یا هاله واکنشی اطراف میکروفنوکریستهای آمفیبول شامل مجموعه فلوگوپیت و بلورهای ریز تیتانومگنیت میشود. حواشی واکنشی فلوگوپیت و آمفیبول نشانه فرآیندهای سیستم باز است [۱۱] و میتواند در پیوند با صعود آهسته ماگما [١١] يا افزايش آب باقيمانده از تبلور كانيها يا افزايش مجدد دماي ماگما بهواسطهٔ ورود مذاب مافيكتر باشد. کلینوپیروکسنها از نوع دیوپسید و اغلب نیمهشکلدار هستند (شکل ۳ د). از کانیهای فرعی مشاهده شده در این سنگها، می توان به تیتانومگنتیت، آپاتیت و زیر کن اشاره کرد.

کوارتز مونزونیت (نمونههای ۳۱۱–۳۱۰) در حاشیهٔ جنوبی توده رخنمون دارد. فنوکریستهای تشکیلدهندهٔ تنها محدود به پلاژیوکلازهای شکلدار تا نیمه شکلدار با بافت غربالی و فلوگوپیتهای با حاشیهٔ اپاسیته ضعیف و کوارتزهای آنهدرال می شود. ویژگی این نوع سنگ نبود کانیهای پیروکسن و اوپاک است. کلسیت و کلریت از کانیهای ثانویهاند که قابل مشاهده است.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی (XPL) از سینودیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت با بافت پورفیری که ویژگیهای میکروفنوکریستهای آن شامل: آ) زونینگ در پلاژیوکلاز، ب) بلور فلوگوپیت با حاشیهٔ واکنشی انحلال یافته و بهوسیلهٔ کوارتز پر شده است، ج) بلور آمفیبول با حاشیهٔ واکنشی فلوگوپیت، د) بلور کلینوپیروکسن. (Pl=پلاژیوکلاز،Ph = فلوگوپیت، Cpx=کلینوپیروکسن،Am =آمفیبول، Op=اپاک). علائم اختصاری کانیها از کرتز [۳] گرفته شده است.

## ژئوشيمى

تودهٔ ساب ولکانیک تلخرود با توجه به طبقهبندی سنگهای آذرین درونی [۱۴] دارای ترکیب سنگشناسی سینودیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت است (شکل ۴). سری ماگمایی نمونه سنگهای منطقه در محدودهٔ آلکالن [۱۶] و مشابه سایر سنگهای ولکانیک دماوند [۴] در محدودهٔ شوشونیتی قرار گرفته است [۱۶] (شکل ۵ الف، ب).

بر پایهٔ نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO<sub>2</sub> اکسیدهای FeO, MgO, TiO<sub>2</sub> را نسبت به SiO<sub>2</sub> در با افزایش SiO<sub>2</sub> روند کاهشی نشان میدهند. روند کاهشی اکسیدهای FeO, MgO, TiO<sub>2</sub> را نسبت به SiO<sub>2</sub> در سنگهای ساب ولکانیک تلخرود میتوان به تفکیک کانیهای فرومنیزین نظیر کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و آمفیبول نسبت داد و کاهش Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و CaO بهدلیل مشارکت آنها در ساختمان پلاژیوکلازها است. اما در کوارتز مونزونیتها مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> به نسبت زیاد است (جدول ۱) که میتوان به حضور فلوگوپیت نسبت داد زیرا میکاها میزبان آلومینیم اضافی موجود در سنگ میزبان خود هستند [۱۸]. همین روند در نمونههای ولکانیک دماوند (قدیمی و جوان) مشاهده میشود یعنی با افزایش SiO<sub>2</sub> مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> میتوان به حضور فلوگوپیت نسبت داد زیرا میکاها میزبان آلومینیم میشود یعنی با افزایش SiO<sub>2</sub> مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> مین روند در نمونههای ولکانیک دماوند (قدیمی و جوان) مشاهده میشود یعنی با افزایش CaO مقدار SiO<sub>2</sub> ابتدا یک روند افزایشی و سپس روندی کاهشی نشان میدهد (شکل ۶). دو عنصر در ساختمان آپاتیت شرکت دارند. چنان که در شکل ۶ ملاحظه میشود مقادیر ZO<sub>5</sub> و CaO کانیک دارد و این بررسی شده نسبت به معادلهای ولکانیک خود کمتر است که این ویژگی را میتوان به تفریق نسبت داد بهگونهای که در نمونههای ولکانیک آپاتیت به صورت میکروفنو کریست شکل دار (تا ۵ میلیمتر) مشاهده میشود [۴] در حالی که در نمونههای ساب ولکانیک تلخرود در ابعاد بسیار کوچکتر و به مقدار کمتر مشاهده میشود. مقادیر کمتر MgO ،FeO و CaO در کوارتز مونزونیت (نمونه ۲۱۰) را میتوان به تفریق کانی پیروکسن نسبت داد که با مشاهدات پتروگرافی و CaO در کوارتز مونزونیت (نمونه ۲۰۰۰) را میتوان به تفریق کانی پیروکسن نسبت داد که با مشاهدات پتروگرافی و محاسبات نورماتیو مبنی بر نبود پیروکسن همخوانی دارد (جدول ۲). همچنین، تغییرات K2O در مقابل SiO<sub>2</sub> روند کاهشی محسوسی دارد در صورتیکه در نمونههای دماوند (قدیمی و جوان) روندی افزایشی مشاهده میشود (شکل ۶). کاهشی محسوسی دارد در صورتیکه در نمونههای دماوند (قدیمی و جوان) روندی افزایشی مشاهده میشود (شکل ۶). تغییرات نشان دهندهٔ تبلوربخشی و تفریق آلکالی فلدسپارها است، به عبارتی دیگر به واسطهٔ تبلور آلکالی فلدسپار (سانیدین) در مراحل انتهایی تکامل ماگمایی با افزایش K<sub>2</sub>O روبرو هستیم. Na<sub>2</sub>O با افزایش سیلیس یک روند کاهشی نشان میدهد اما در کوارتز مونزونیتها میزان N<sub>2</sub>O با افزایش سیلیس روندی افزایش سیلیس یک روند کاهشی نشان میدهد اما در کوارتز مونزونیتها میزان N<sub>2</sub>O با افزایش سیلیس روندی افزایشی سیلیس یک روند کاهشی نشان میدهد اما در کوارتز مونزونیتها میزان N<sub>2</sub>O با افزایش سیلیس روندی افزایشی دوند که در ماد کاونی کار کالی فلدسپارها است، به عبارتی دیگر به واسطهٔ تبلور آلکالی فلدسپار کاهشی نشان میدهد اما در کوارتز مونزونیتها میزان N<sub>2</sub>O روبرو هستیم. N<sub>2</sub>O با افزایش سیلیس روندی افزایش میدهدکه کاهشی نشان میده داما در کوارتز مونزونیتها میزان N<sub>2</sub>O با افزایش سیلیس روندی افزایشی را نشان میدهدکه حاکی از ورود این عنصر در طی تفریق و انجماد ماگما در ساختمان پلاژیوکلازهای سدیک و آمفیبول است. در نمونههای دماوند (قدیمی و جوان) با افزایش سیلیس مقدار N<sub>2</sub>O روندی کاهشی محسوسی را نشان میدهد (شکل ۶).

گدازههای دماوند طبق بررسی عدهای از محققان دارای ترکیبی از آلکالن سدیک، شامل بازالت الیویندار، تراکی بازالت، تراکی آندزیت و تراکیت است و در نتیجه بیان گر انجام روند تفریق در ماگمای اولیه خود هستند [۱۹]، [۲۰]. در مقابل، برخی دیگر از محققان به ماهیت پتاسیک این سنگها اشاره کرده و چون در سری شوشونیتی قرار می گیرند از واژههای آبساروکیت و باناکیت بهجای آلکالی الیوین بازالت و تراکی آندزیت استفاده کردهاند [۲۱]، [۲۲]، [۲۳]. چنانکه در شکل ۷ ملاحظه می شود اکثر سنگهای آتشفشانی دماوند قدیم و جدید [۴] در محدودهٔ سدیک و تودهٔ ساب ولکانیک تلخرود در محدودهٔ پتاسیک قرار گرفتهاند.

در این بخش الگوی توزیع عناصر نادر خاکی تودهٔ ساب ولکانیک تلخرود را با الگوی این عناصر برای دماوند قدیم و جوان [۴] و آبساروکیت (بازالتهای پتاسیمدار یا آلکالی الیوین بازالت) و باناکیت (تراکی آندزیتهای پتاسیمدار) [۲۲] که به کندریت [۲۴] نرمالایز شده مقایسه کردیم (شکل ۸). چنانکه در شکل ۸ ملاحظه می شود شباهت زیادی بین تودهٔ ساب ولکانیک تلخرود و باناکیتهای دماوند (تراکی آندزیتها) [۲۲] وجود دارد. در نمودار توزیع عناصر نادر خاکی سنگهای آتشفشانی دماوند غنی شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE وجود دارد. عنصر کا آنومالی مثبت نشان می دهد که این آنومالی مثبت Eu نشان دهندهٔ حضور پلاژیوکلازهای کلسیک بهعنوان عامل کنترل کننده تحول ماگما در نظر گفته می شود و نبود آن نیز می تواند نشانه فوگاسیته بالای اکسیژن باشد که در این حالت بعدی متمرکز خواهد شد و ارتباط منطقی خود را با درصد CaO ماگما از دست می دهد [۲۵].

مودار عنکبوتی عناصر کمیاب نرمالیز شده به گوشتهٔ اولیه [۲۶] برای سنگهای آتشفشانی دماوند در شکل ۹ نشان داده شده است. بررسی الگوی عناصر کمیاب در نمودار عنکبوتی تقریباً سیری نزولی از عناصر سبک (LILE) به سنگین (HFSE) را نشان میدهد. غنیشدگی در عناصر ناسازگار و عناصر LILE مانند Ba, Rb در نمونههای بررسی شده احتمالاً در نتیجهٔ آلودگی مذاب با پوسته قارهای است که این ماگما در مسیر صعود به سطوح بالای پوسته دچار این حادثه شده است [۲۷]. آنومالیهای منفی Nb,Ti,Ta در نتیجهٔ ذوببخشی یک لیتوسفر زیر قارهای متاسوماتیسم شده در یک محیط فرورانش میتواند باشد [۲۲]، [۲۳]. آنومالی مثبت dP در نتیجهٔ تفریق سریهای ماگمایی، یک فرایند آلودگی پوستهای مهم مرتبط با حضور یک حجره ماگمایی کم عمق را نشان میدهد [۲۲].

Sample	DM300	DM307	DM308	DM310	DM311	DM312
SiO <sub>2</sub>	۶۰,۶۶	۶۰,۵	۵۹,۰۸	51,68	87,04	69,61
TiO <sub>2</sub>	۰٫۸۱	٠,٨٧	۰,۸۸	۱,۰۲۳	۰,۹۳	٠,٩٩
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,04	۱۵,۰۳	10,71	17,08	۱۵,۳۷	10,47
FeO	٢,٩٢	٣,١	٣,٣٣	۲,۸۵	۳,۲۱	٣,۴
MnO	۰,۰۸	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۲	۰,۰۶	۰,۰۶
MgO	7,49	۲,۴۵	۳,۵۱	1,89	۲,۸	۳,۵
CaO	۳,٨۶	4,04	۳,۷۷	١,٩١	٣,١٢	٣,٩۶
Na <sub>2</sub> O	4,09	4,.4	4,81	۳,۵۹	4,41	4,71
K <sub>2</sub> O	۵,۰۵	۴,۹۷	4,97	4,91	4,94	۵,۰۸
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	• ,47	۰,۴۸	• ,54	۰,۳۱	۵, ۰	• ,5٣
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	•,11	DL<	DL<	DL<	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹
SrO	•,10	•,18	•,٢١	•,17	• ,1٣	•,17
Cl	۰,۰۵	۴	· .• Y	۴	۰.۰۵	۶
LOI	٣.٠۴	7.77	1.07	۳.۱		1.77
	94. VT	94.01	۹۸ ۴۳	94.00	91.169	91.77
Rb	114	۱۰۱	٩٣	1.8	1.8	٩۶
Sr	8 8 8	489	٧٨٠	<b>۴۰</b> ۸	<del>6</del> 07	٨۶٣
v	17 4	1. 4	17 7	۲۸ ۳	۹ ۳	11 16
7r	744 V)	۳۰۳ ۸۲	29812	TTA VT	۳۱۸ ۳۲	۳۰۳ ۵۲
Nh	۴۲ ۳	۴۳۹	ft 1	۴۲ ۸	¥. S	۴۲ ۳
Po	\Y	1	1158	1,0	9.1.V	11,1
Lo	V.~	ev	9.1	۸۳	67	×.
La	×1	1.7	177	ω 1 4 9	γω 11	۲ <b>۰</b>
Ce NJ	YEA V	1 × 1	G V	A. 6	1 · 1	1+ ( 1+ (
na	17,7	11,1	× 1,1	ω•, <i>r</i>	11,1	
Sm	9,19	0,79	۷,۶۲	1.,57	۵,۶۸	9,17
Eu	r Ho	1, 1	1,77	۲,۵۴	1,7	۲,۰۲
Gd	F,T9	۲,۴۹	۴,٩	1.,17	۲,۵۴	۲,۹۴
Tb	۰,۵۶	۵, ۰ , ۰	• ,۵٩	1,17	•,۴٩	• ,۵۳
Lu Hf	•,11 ٢ ١۶	•,11	•,11	•,11	<0.1 ٣.١٩	•,1 ۲ ۸۳
Dv	7,80	7,77	۲,۸۲	۲۸,۰۹	5,58	7,49
Er	1,17	• ,97	1,.8	٣,٣٧	۰,۸۴	۰,۹۷
Tm	۰,۱۸	٠,١٧	۰,۱۸	۰,۴۵	۰,۱۵	٠,١٧
Та	۳,۰۸	7,49	۲,۷۲	7,79	۲,۳۲	7,47
Yb	• ,9	٠,۴	• ,۶	١,٩	•,۴	۵, ۰
Ti	4714	5745	۵۳۰۵	8187	۵۶۱۱ ۲	2941
PD Th	1.	۱۱ ۱۹۳۹	۱۲ ۱۹۳۹	10.04	r 14 mg	۸ ۱۷۰۵
U	۵,۶	۴,۴	۳,۷	٣	۳,۸	۳,۸

جدول ۱. نتایج تجزیههای شیمیایی اکسیدهای اصلی (بر حسب درصد وزنی) بهروش XRF و عناصر کمیاب و نادر خاکی (بر حسب PPM) بهروش ICP-MS

نمونه	۳	۳۰۷	3.4	۳۱۰	۳۱۱	۳۱۲
کوار تز	٧,۴٣	۶,۸۱	۰,۹۶	10,17	۷,۴۵	۲,۸۷
ار توكلاز	۳۱,۰۸	۳۰,۳۶	۳۰,۲۱	۳۰,۲۴	59,85	۳۰,۷۴
آلبيت	۳۵,۰۷	۳۵,۲۸	4.01	31,08	۳۸,۳۹	۳۷,۳۲
آنور تيت	٨,١٩	٨,۴٣	۷,۳۱	४,९٨	۷,۲۵	۷,۸۵
كرندوم	• ,• •	• ,• •	• ,• •	۳,۶۵	• ,• •	• ,• •
دپوپسيد	۷,۴۰	٩,٧٢	۶,۴۰	• ,• •	۴,۸	۶,۸۳
هيپرستن	۲,۳۹	۲,۰۷	۳,۲۱	• ,• •	٣,١	۳,۰۹
مگنتیت	۱,۰۹	1,14	١,٢	١,١٢	1,18	١,٢۵
ايلمينيت	1,81	١,٧١	١,٧٢	۲,۰۲	١,٨	١,٩٣
آپاتيت	۰,۹۸	۱,۰۹	1,44	۰,۷۱	1,17	1,47

جدول ۲. نتایج محاسبهٔ نورم CIPW نمونههای تودهٔ ساب ولکانیک تلخرود



شکل ۴. نمودار R1-R2 برای طبقهبندی سنگهای ساب ولکانیک تلخرود. نمونه های باناکیت (تراکی آندزیت) برای مقایسهٔ ترسیم شدهاند [۱۴].



شکل ۵ آ) تعیین سری ماگمایی نمونههای بررسی شده در نمودار ایروین و باراگار [۱۵]، ب) و در نمودار [۱۵]. نمونههای ولکانیک دماوند [۴] برای مقایسه ترسیم شدهاند.



شکل ۶. تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر SiO2 ، نمونههای شمارهٔ ۳۱۰ و ۳۱۱ در برخی اکسید عناصر رفتاری متفاوت با بقیه نمونهها دارند. نمونههای ولکانیک دماوند [۴] برای مقایسه ترسیم شدهاند.



شکل ۷. نمودار مقدار SiO<sub>2</sub> در برابر K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O [۲۷]، نمونههای ولکانیک دماوند [۴] برای مقایسه ترسیم شدهاند.



شکل ۸. الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده با کندریت [۲۳] برای توده ساب ولکانیک تلخرود و سنگهای آتشفشانی دماوند. آبساروکیت و باناکیت دماوند برگرفته از لیوتار و همکاران [۲۱] و دماوند قدیمی و جوان برگرفته از دیویدسون و همکاران [۴]

#### بحث

برای تعیین خاستگاه تودهٔ ساب ولکانیک تلخرود از تغییرات نسبت Sm/Yb می توان به حضور و یا نبود گارنت در خاستگاه گوشتهای پی برد [۲۹]. در این نمودار نسبت۲/۵ =Sm/Yb معیار تفکیک دو محدوده بود و نبود گارنت است. با توجه به شکل ۱۰، موقعیت سنگهای بررسی شده در محدودهای با مقدار Sm/Yb بیش از ۲/۵ قرار گرفته که نشانهندهٔ تعادل مذاب با سنگهای گوشتهای گارنتدار (گارنت لرزولیت) است.

از مقایسهٔ ترکیب تودهٔ ساب ولکانیک تلخرود با ترکیب مذابهای منشأ گرفته از ذوب لرزولیت اسپینل یا گارنتدار، میتوان به درجهٔ ذوببخشی و ماهیت گوشتهٔ منشأ آنها پی برد. چنانکه در نمودار La در برابر La/Sm [۳۰] شکل (۱۱) مشاهده میشود موقعیت سنگهای ساب ولکانیک تلخرود در محدودهٔ گوشته غنی شده یا متاسوماتیزه قرار دارند و با روند ذوببخشی گارنت لرزولیت منطبق هستند.



Rb Ba Th U Nb K La Ce Pb Pr Sr Nd Zr Sm Eu Ti Dy Yb Lu شکل ۹. نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب توده ساب ولکانیک تلخرود و سنگهای آتشفشانی دماوند بر پایه دادههای گوشته اولیه [۲۵]. آبساروکیت و باناکیت دماوند برگرفته از [۲۱] و دماوند قدیمی و جوان برگرفته از [۴]. نمونههای ولکانیک دماوند، آلکالی الیوین بازالت و تراکی آندزیت [۲۸] برای مقایسه ترسیم شدهاند.

نمودار Ba/Rb در برابر Rb/Sr را فارمن و گراهام [۳۱] برای بازالتهای ریفت شرق آفریقا ارائه کردند (شکل ۱۲). موقعیت گوشته اولیه نیز بهعنوان مبنا به نمودار اضافه شده است. فارمن و گراهام [۳۱] مشخصه منبع گوشته لیتوسفری فلوگوپیت و آمفیبول دار را دارا بودن Ba/Rb<20,Rb/Sr>80 (منبع فلوگوپیت دار) و Rb/Sr<0.05, Rb/Sr (منبع آمفیبول دار) می دانند. مذابی که در تعادل با فلوگوپیت است نسبت Rb/Sr بیش تر و نسبت Ba/Rb کم تری نسبت به مذابی که در تعادل با آمفیبول است، نشان می دهند. بر اساس مطالب مطرح شده مذکور، می توان احتمال داد که سنگ منشأ مذابهای تولید کنندهٔ تودهٔ ساب ولکانیک تلخرود با نسبت Rb/Sr زیاد و Ba/Rb اندک فلوگوپیت دارد. در حالی که زیاد بودن نسبت Ba/Rb اندک فلوگوپیت است در آلکالی الیوین بازالتهای [۲۸] و آبساروکیتهای دارد. در حالی که زیاد بودن نسبت Ba/Rb نسبت به Rb/Sr در آلکالی الیوین بازالتهای [۲۸] و آبساروکیتهای

حضور فلوگوپیت میتواند نشاندهندهٔ منشأ نسبتاً عمیق مذاب باشد که با لیتوسفر ضخیم شده حواشی قارهای فعال نسبت دارد. از نمودار Nb/Rb در برابر Rb/Y برای تشخیص غنی شدگی به وسیلهٔ سیالات در زون فرورانش یا آلودگی پوسته ای و غنی شدگی در موقعیت درون صفحه ای میتوان استفاده کرد. روند عمودی در این نمودار در نتیجه غنی شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوسته ای بوجود میآید و بدین ترتیب میزان Rb در نسبت Rb/Y افزایش مییابد. در صورتی که در موقعیت غنی شدگی درون صفحه ای روندی مثبت بین Rb و Nb نشان داده می شود که در آن نسبت Nb/Y برابر ۱ باشد [۳۲]. موقعیت سنگهای بررسی شده روی این نمودار روند عمودی به وضوح نشان می دهد (شکل ۱۳). یعنی غنی شدگی به وسیلهٔ محلول های فرورانشی یا آلودگی پوسته ای را از خود بروز می دهد.

در نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت (شکل ۸)، دیده می شود که LREEها نسبت به HREEها غنی شدگی بیش تری نشان می دهند. LREEها به دلیل در شتی یون ها ناساز گار تر از HREEها هستند، بنابراین در مذاب باقیمانده غلظتی بیشتر از عناصر سنگین دارند [۳۳]. احتمال این که غلظت کم HREE نسبت به LREE نیز ناشی از گارنت بر جایمانده در منشأ باشد نیز قابل توجه است. همچنین ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای ساب ولكانيك تلخرود از جمله مقادير زياد برخي عناصر LILE براي مثال (Rb, Ba) و أنومالي منفى Nb, Ti, Ta در نمودار عناصر كمياب نرماليز شده به گوشتهٔ اوليه (شكل ٨)، مقادير به نسبت كم HREE و غنى شدگى LREE نسبت به HREE در نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت (شکل ۸)، باعث شده است که ماگمای پدید آورنده این سنگها مشابه با ماگمای ایجاد شده در مناطق وابسته به فرورانش باشد بهطوری که مهدیزاده و همکاران [۲۲] و لیوتار و همکاران [۲۱] اظهار کردهاند غنی شدگی LIL همراه با تهی شدگی Nb, Ti, Ta می تواند مربوط به متاسوماتیسم گوشته لیتوسفری در محیط فرورانش باشد. این ویژگیها در پوستهٔ قارهای بالایی هم دیده می شود و از طرفی مقدار زیاد عناصر Pb, U نیز از ویژگیهای پوسته قارهای بالایی است [۳۵]. محاسبات نشان داده است که آلکالی الیوین بازالتهای دماوند (ماگمای مادر) حدود ۶ تا ۷ درصد دچار آلودگی با گرانیتوئیدهای پوسته فوقانی شدهاند که منتهی به تولید ماگمایی با ترکیب ایزوتوپی Sr, Nd و Pb مشابه با تراکی آندزیتهای دماوند شده است [۲۱]. از طرف دیگر چنان که در نمودار شکل ۱۴ مشاهده می شود الگوی توزیع یا فراوانی عناصر LILE و LREE در سینودیوریت تلخرود نسبت به پوستهٔ بالایی بیشتر است بنابراین آلودگی پوسته نمیتواند تأثیر مهمی در ترکیب شیمی ماگما داشته باشد. میرنژاد و همکاران [۲۸] معتقدند که آنومالی منفی Nb, Ti, Ta و Zr می تواند در ارتباط با باقیماندن فازهای تیتانیمدار در منبع گوشتهای یا واکنش اندک ماگما با مواد پوستهای باشد که هر دو ارتباطی به ماگماتیسم فرورانش ندارد.



شکل ۱۰. موقعیت نمونههای تلخرود در نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm [۲۹]



شکل ۱۱. نمودار La در برابر La/Sm برگرفته از [۳۰]. سنگهای ولکانیک دماوند برای مقایسه لحاظ شدهاند.

علوم زمين خوارزمي (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)



شکل ۱۳. نمودار Nb/Rb در برابر Rb/Y [۳۲]، سنگهای ولکانیک دماوند برای مقایسه لحاظ شدهاند.



شکل ۱۴. مقایسهٔ الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به گوشتهٔ اولیه [۲۵] نمونههای ساب ولکانیک تلخرود با ترکیب پوسته بالایی [۳۵]. چنانکه در نمودار مشخص است تقریباً فراوانی تمام عناصر نسبت به ترکیب پوسته بالایی بیش تر است.

### محيط تكتونيكي

از مناسبترین روشها برای تشخیص محیطهای زمینساختی تشکیل ماگما، استفاده از دادههای ژئوشیمیایی است که در این میان نمودارهایی که بر پایه عناصر کمیاب غیرمتحرک بنا شدهاند، بیشترین کاربرد را دارند. برای مثال، در نمودار لگاریتمی Nb/Y در برابر Ti/Y [۳۶] سنگهای دماوند (قدیم و جوان) و تودهٔ ساب ولکانیک تلخرود در محدودهٔ آتشفشانهای درون صفحهای (WPB) قرار می گیرند (شکل ۱۵). بنابر بررسیهای دیویدسون و همکاران [۴] تراکی آندزیتهای دماوند نزدیک به محدودهٔ ماگماتیسم درون صفحهای هستند و با سنگهای کمان آتشفشانی همپوشانی ندارند. این نمودار برای سنگهای بازالتی مطرح شده است از آنجاکه سنگهای منطقهٔ بررسی شده حدواسط هستند برخی از نمونهها خارج از محدوده قرار گرفتهاند. علاوه بر این، سینودیوریتهای تلخرود مانند معادلهای ولکانیک خود بیش از ۰۹ Nb ppm ۴۰ دارند که بیش از مقدار این عنصر در ماگماهای مرتبط با فرورانش



شکل ۱۵. نمودار تغییرات لگاریتمی Zr در برابر آT [۳۶]، برای تعیین محیط تکتونیکی نمونههای بررسی شده. سنگهای ولکانیک دماوند برای مقایسه لحاظ شدهاند [۴].

بهطورکلی بر اساس پژوهشهایی که محققان مختلف تاکنون روی آتشفشان دماوند انجام دادهاند، ۴ جایگاه تکتونیکی متفاوت را برای ماگماتیسم دماوند مطرح کردهاند،که عبارتند از: ۱. ماگماتیسم آلکالن درون قارهای در مراحل آخر کوهزایی [۳۷]. ۲. فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قارهای ایران[۲۱]، [۲۲]، [۳۷]، [۳۸]، [۳۹]. ۳. نقطهٔ داغ درون صفحهای<sup>۱</sup> [۴]. ۴. بالاآمدگی گوشته<sup>۲</sup> و جداشدن و فرو افتادن بخش تحتانی لیتوسفر به درون آستنوسفر<sup>۳</sup> [۸۸]، [۴۰]. با توجه به بررسی های آگارد و همکاران [۴۲] و عمرانی و همکاران [۴۳] مبنی بر اینکه فعالیتهای ماگمایی پلیو

- 1. Hot Spot
- 2. Mantle upwelling
- 3. Lithospheric delamination

نیست. دیویدسون و همکاران [۴] و میرنژاد و همکاران [۲۸] نیز بر پایه ویژگیهای ژئوشیمیایی، ماگماتیسم دماوند را در ارتباط با نقطه داغ یا پلوم مرتبط با دلامیناسیون لیتوسفری در نظر می گیرند. بر پایه دادههای ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم سنگهای ولکانیک دماوند و الگوی عناصر کمیاب الکالی الیوین بازالتهای دماوند شباهت زیادی به بازالتهای جزیره اقیانوسی (OIB) نشان میدهند. اخیراً اسکندری [۳] نیز اشاره کرده است که آلکالی الیوین بازالتهای دماوند مشابه با عضو نهایی گوشته غنیشده EMI است و ویژگیهای بینابین OIB و مرتبط با فرورانش را نشان میدهند. بنابراین میرنژاد و همکاران [۲۸] غنیشدگی LILE و آنومالی منفی Nb-Ta را به ذوب بخشی کم منبع گوشته شبیه به جزیرهٔ اقیانوسی<sup>۴</sup> همراه با آلودگی اندک پوسته فوقانی نسبت میدهند و آن را در ارتباط با دلامیناسیون لیتوسفر زیر قاره در پاسخ به کوتاهشدگی پوسته میداند.

# نتيجهگيرى

بررسیهای صحرایی و پتروگرافی نشان میدهند که تلخرود یک تودهٔ ساب ولکانیک با ترکیب سینودیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت و به لحاظ شیمیایی آلکالن (شوشونیتی) است. این توده به احتمال مجرا یا مجاری تغذیه کنندهبخشی از فعالیتهای ولکانیک دماوند است که بر اثر فرسایش در درهٔ تلخرود رخنمون پیدا کرده است و بافت میکروپرفیری نشان میدهد که بر خلاف نمونههای ولکانیک دارای زمینه تمام بلورین ریزدانه است. این سنگهای ساب ولکانیک به لحاظ کانیشناسی و ژئوشیمی در مقایسه با نمونههای هم ارز ولکانیک (تراکی آندزیت و تراکیت) دماوند تفاوت محسوسی نشان نمیدهند به استثنای کوارتز مونزونیت که بهدلیل تفریق پیروکسن، آپاتیت و کانیهای تیره ترکیب کانیشناسی و ژئوشیمی آن کمی متفاوت است. چنانکه پیشتر ملاحظه شد تفاوتهایی نه چندان مهم به لحاظ ژئوشیمی و سنگشناسی در گدازهها از جمله تودهٔ ساب ولکانیک وجود دارد که به احتمال ناشی از تحولات

# منابع

 ۱. باشکوه بهروز، "دگرسانی گرمابی در شرق یخچال یخار و جایگاه آن در تاریخچهٔ تکوین آتشفشان دماوند"، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۸۱).

 Eskandari A., De Rosa R., Amini A., "Remote sensing of Damavand volcano (Iran) using landsat imagery", Implications for the volcano dynamics Journal of Volcanology and Geothermal Research 306 (2015) 41-57.

۳. اسکندری امیر، "بررسی تحولات ماگمایی گدازههای آتشفشان دماوند با تکیه بر ویژگیهای کانیشناسی و ژئوشیمیایی"، پایاننامهٔ دکتری، دانشگاه خوارزمی (۱۳۹۵).

Davidson J., Hassanzadeh J., Berzins R., Stockli D. F., Bashukooh B., Turrin B., Pandamouz A., "The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran. Geol", Soc. Am. Bull. 116 (1–2) (2004) 16-29.

<sup>4.</sup> OIB-like mantle source

- Allenbach, P., "Geologie und petrography des Damovand und seiner geurg (Zentral-Elburz)", Iran, Geologisches, Mitteiling No. 63 (1966) 72-78.
- Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman & Hall, University Press, Cambridge", Great Britain, 445 (1993).
- Nelson S. T. and Montana A., "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", American Mineralogist 77 (1992) 1242-1249.
- Zellmer G. F., Hawkesworth C. J., Sparks R. S. J., Thomas L. E., Harford C. L., Brewer T.S., Loughlin S. C., "Geochemical evolution of the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, Lesser Antilles volcanic arc", Journal of Petrology, 44 (2003) 1349-1374.
- Humphreys M. C. S., Blundy J. D., Sparks R. S. J., "Magma evolution and open-system processes at Shiveluch volcano", insights from phenocryst zoning, Journal of Petrology, 47 (2006) 2303-2334.
- Singer B. S., Dungan M. A., Layne G. D., "Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers", American Mineralogist 80 (1995) 776-798.
- Rutherford M. J., Hill P. M., "Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions", Journal of Geophysical Research-Solid-Earth 98 (1993) 19667-19685.
- ۱۲. علی اکبری، رویا، "پترولوژی و ژئوشیمی توده ساب ولکانیک تلخرود (آتشفشان دماوند)"، پایان نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی (۱۳۹۶).
- Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist, 68(1-2) (1983) 279-277.
- 14. De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses-its relationships with current nomenclature", Chemical Geology 29 (1980) 183-210.
- 15. Irvine T. N., Baragar W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971) 523-548.
- Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63-81.

17. Shabani A. A. T., Lalonde A. E., Whalen J. B., "Composition of biotite from granite rocks of the Canadian Appalachian orogeny", a potential tectonomagmatic indicator. Can. Mineral. 41 (2003) 1381-1396

۱۸. امامی محمد هاشم، "آتشفشان دماوند و بررسی فعالیت احتمالی آن"، گزارش سازمان زمینشناسی کشور (۱۳۶۸) ۹۹. ۱۹. ایران نژادی محمدرضا، "مطالعهٔ پترولوژی و ولکانولوژی آتشفشان دماوند"، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۱).

۲۰. معینوزیری حسین، "دیباچهای بر ماگماتیسم در ایران"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، (۱۳۷۷) ۴۴۰.

- 21. Liotard j. M., Dautria j. M., Bisch D., Condmines j., Mehdizade H., Ritz F., "Origin of the absarokite–banakite association of the Damavand volcano (Iran)": trace elements and Sr, Nd, Pb isotope constraints", International Journal of Earth Sciences, 97 (2008) 89-102.
- Mehdizadeh H., Liotard J. M., Dautria J. M., "Geochemical characteristics of an intracontinetnal shoshonitic association: the example of the Damavand volcano, Iran", Comptes Rendus Geoscience 334 (2002) 111-117.
- Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica et Cosmochimica Acta 38 (1974) 757-775.
- 24. Rollinson H., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Longman scientific technical (1993).
- 25. Sun S. S., Mc Donough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", In: Saunders, AD. And Norry, M.J.(eds), Magmatism in oceanic basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub, 42 (1989) 313-345.
- Riecker R. E., Zimmerman C., Kudo A., "Geochemistry of andesites and related rocks, Rio Grande Rift, New Mexico", American Geophysical Union, New Mexico, 438 (2013).
- 27. Wilson M., Patterson R., "Intraplate magmatism related to short-wavelength convective instabilities in the upper mantle", Evidence from the Tertiary-Quaternary volcanic province of western and central Europe. Geological Society of American Special paper, 325 (2001) 37-58.
- 28. Mirnejad H., Hassanzadeh J., Cousens B. L., Taylor B. E., "Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origion of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 198 (2010) 288-296.

- 29. Coban H., "Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces", A comparison between eastern, central and western Anatolia. Earth Science Reviews 80 (2007) 219-238.
- 30. Aldanmaz E., Köprübaþý N., Gürer Ö.F., Kaymakçý N., Gourgaud A., "Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey", implications for mantle sources and melting processes. Lithos, 86 (1) (2006) 50-76.
- 31. Furman T., Graham D., "Erosian of lithospheric mantle beneath the African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province", Lithos 48 (1999) 237-262.
- 32. Temel A., Gondogdu M. N., Gourgaud A., "Petrological and geochemical cheracteristics of Cenozoic high-K calkalkaline volcanism in Konya, Central Antolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85 (1998) 357-327.
- 33. Krauskof K. B., Bird D. K., "Introduction to geochemistry, Mcgrawhill", Inc. 674 (1995).
- 34. Rudnick R. L., Gao S., "Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), The Crust", Treatise in Geochemistry, volume 3. Elsevier-Pergamon, Oxford (2002) 1-64.
- 35. Taylor S. R., McLennan S. M., "The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks", Phil. Trans, R. Soc., A301 (1981) 381-399.
- 36. Pearce J. A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries", In: Thorpe R.S. (ed.) Andesites: Chichester, New York, John Wiley and Son (1982) 525-547.
- ۳۷. امامی محمد هاشم، ایراننژادی، محمدرضا، "مطالعهٔ پترولوژی و ولکانولوژی آتشفشان دماوند، مجلهٔ علومزمین، شمارهٔ ۷، سال دوم (۱۳۷۲).
- 38. Aftabi A., Atapour H., "Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran", Episodes 23 (2002) 119-125.
- 39. Brousse R., Moine Vaziri H., "La association shoshonitique du Damovand (Iran). Sonferdruck aus der Geologischen Rundschau", Band 71 (1982) 687-699.
- 40. Jung D., Kuersten M. O. C., Tarkian M., "Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian Plate", In: Pilger, A., Roesler, A. (Eds.), Afar between Continental and Oceanic Rifting, 2 (1976) 175-181.
- 41. Dewey J. F., Sengor A. M. C., "Aegean and Surrounding regions: Complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone", Geological Society America Bulletin, 90 (1979) 84-92.

علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

- Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", International Journal of Earth Sciences, 94(3) (2005) 401-419.
- 43. Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences", Lithos, 106(3) (2008) 380-398.