

## بازالت‌های آلکالن کرتاسه پسین منطقه تالش: پیامدی از تحولات تکتونیکی حاشیه قاره‌ای جنوب اوراسیا (البرز غربی)

خدیجه امانی\*، مرتضی دلآوری، صدرالدین امینی، امیرعلی طبخ شعبانی

دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین

پذیرش ۱۴۰۰/۰۶/۱۰

دریافت ۱۴۰۰/۰۱/۲۸

### چکیده

بازالت‌های آلکالن منطقه تالش همراه با سایر واحدهای رسوبی کرتاسه بالایی در البرز غربی (شمال ایران) برونزد دارند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز،  $\pm$  آلکالی فلدسپار است. از لحاظ ژئوشیمیایی، مقادیر زیاد  $\text{TiO}_2$  (۱/۶۸-۲/۹۶ wt. %)،  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (۳/۰۹-۹/۰۶ wt. %) و نسبت  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  (۲۳/۳۹-۱۰/۳۰) و هم‌چنین  $\text{Nb}/\text{Y} > 1$  (۱/۵۱-۳/۹) سازگار با ترکیب آلکالن نمونه‌ها است. از طرفی در نمودارهای چندعنصری به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه، غنی‌شدگی عناصر ناسازگار شباهت این سنگ‌ها به بازالت‌های درون‌پلیتی یا جزایر اقیانوسی (OIB) را نشان می‌دهد. از نظر جایگاه تکتونیکی، نسبت‌های عناصر کمیاب مانند  $\text{Zr}/\text{Y}$  (۵/۵۲-۱۰/۸۰)،  $\text{Ta}/\text{Yb}$  (۱/۱۲-۲/۶۵)،  $\text{Th}/\text{Yb}$  (۱/۸۰-۵/۸۱) و  $\text{Ti}/\text{Y}$  (۴۱۸-۷۵۳) در محدوده بازالت‌های آلکالن درون‌پلیتی است. بنابراین می‌توان اظهار داشت که منطقه تالش در اواخر کرتاسه پسین ثبت‌کننده فعالیت آتشفشانی درون‌پلیتی قاره‌ای بوده است. چنین ماگماتیسمی از ذوب درجه کم (۳ تا ۷٪) یک منشأ گوشته‌ای آستونسفری غنی شده از نوع EMII در رخساره گارنت لرزولیت به‌وجود آمده است. گستره حضور بازالت‌های آلکالن با محتوای بالای Ti در تالش و دیگر بخش‌های البرز غربی و مرکزی (مانند جنوب لاهیجان، و مرزن‌آباد) و گرجستان با تشکیل یک سیستم ریفتی در بازه زمانی کرتاسه پسین در حاشیه جنوبی اوراسیا از قفقاز کوچک تا البرز مرکزی قابل تفسیر است.

واژه‌های کلیدی: آلکالی بازالت، کرتاسه پسین، درون ورقه‌ای، تالش، البرز غربی، اوراسیا

## Late Cretaceous Alkali Basalts of Talesh Area: Implication for Tectonic Evolution of Continental Margin in Southern Eurasia (Western Alborz)

Khadijeh Amani, Morteza Delavari, Sadroddin Amini,  
Amir Ali Tabbakh Shabani

Faculty of Earth Sciences, Geochemistry Department, Kharazmi University

### Abstract

Talesh alkali basalts (TAB), accompanied by Upper Cretaceous sedimentary units, are exposed in the western Alborz (North of Iran). Clinopyroxene, plagioclase,  $\pm$  alkali feldspar are the main minerals in these rocks. The geochemical characters such as high contents of  $\text{TiO}_2$  (1.68-2.96 wt.%),  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  (3.09-9.06 wt.%), and high ratios of  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  (9.3-23.4), and  $\text{Nb}/\text{Y} > 1$  (1.51-3.9), are consistent with their alkaline composition. In the primitive mantle-normalized multi-elements diagram, these rocks show enrichment of all incompatible elements that are similar to intraplate basalts or oceanic island basalts (OIB). The trace element ratios such as  $\text{Zr}/\text{Y}$  (5.52-10.80),  $\text{Ta}/\text{Yb}$  (1.12-2.65),  $\text{Th}/\text{Yb}$  (1.80-5.81), and  $\text{Ti}/\text{Y}$  (418-753) plot within the range of the alkali within plate basalt. Therefore, the Talesh area in the western Alborz recorded an intra-continental volcanic activity

std\_kh.amani@khu.ac.ir

\*نویسنده مسئول

during the Late Cretaceous. This magmatism was generated by a low degree of partial melting (3-7%) of an EMII-enriched asthenospheric mantle source of garnet lherzolite facies. The presence of the high-Ti alkali basalts in Talesh and other parts of western and central Alborz (such as southern Lahijan and Marzanabad) to Georgia could be interpreted by the forming of a rift system along the southern margin of Eurasia from the Lesser Caucasus to the central Alborz during the Late Cretaceous.

**Keywords:** Alkali basalt, Late Cretaceous, Within plate, Talesh, Western Alborz, Eurasia

### مقدمه

بازالت‌های آلکالن درون ورقه‌ای اهمیت زیادی در شناخت پترولوژی گوشته نسبتاً عمیق از جمله رخساره کانی‌شناختی منشأ گوشته‌ای، درجات ذوب‌بخشی و عمق آن، استنباط همگنی یا ناهمگنی گوشته‌ای و برهم‌کنش بخش‌های گوشته‌ای غنی با گوشته تهی‌شده دارند (Aldanmaz et al., 2006; Davis et al., 2011; Fitton, 2007; Zhou et al., 2009). رخداد فوران‌های آلکالن هم می‌تواند به پدیده ذوب‌بخشی مرتبط با فعالیت نقطه داغ در مقیاس محلی و یا فعالیت‌های ریفتی در مقیاس ناحیه‌ای ارتباط داشته باشد (Davidson et al., 2004; Ferguson et al., 2010; Nikishin et al., 2002; Xia et al., 2012). بنابراین این سنگ‌ها به دلیل خاستگاه تکتونیکی خاص خود که می‌تواند با تکتونیسم کششی، ریفت قاره‌ای و یا فعالیت‌های پلوم و نقاط داغ گوشته‌ای همراه باشد، دربردارنده اطلاعات مهمی از تحولات تکتونیکی زمین ساخت دیرین منطقه مربوط به خود هستند (Mattsson and Oskarsson, 2005; Nikishin et al., 2002; Song et al., 2008; Veevers and Tewari, 1995). بررسی ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین در منطقه تالش (البرز غربی) حاکی از رخداد ماگماتیسیم آلکالن بازالتی است. از طرفی، در دیگر مناطق البرز غربی و مرکزی نیز به وجود فوران‌های بازالتی آلکالن در محدوده زمانی کرتاسه اشاره شده است (Delavari et al., 2012; Doroozi et al., 2016; Haghazadeh, 2012). از این‌رو، فوران‌های بازالتی آلکالن کرتاسه البرز در یک وسعت مکانی قابل توجه ممکن است با یک پدیده تکتونیکی ناحیه‌ای مانند ریفت قاره‌ای مرتبط باشد که اهمیت بررسی و مطالعه این سنگ‌ها را پررنگ‌تر می‌سازد. در همین راستا در پژوهش حاضر، بازالت‌های آلکالن کرتاسه پسین در منطقه تالش بررسی شده‌اند. داده‌های ما مبتنی بر ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب سنگ است و چنان‌که در ادامه آمده، این داده‌ها به‌ویژه تمرکز عناصر کمیاب و نسبت آنها حاوی اطلاعات مهمی از منشأ گوشته‌ای و ژنز این سنگ‌ها است.

### زمین‌شناسی عمومی

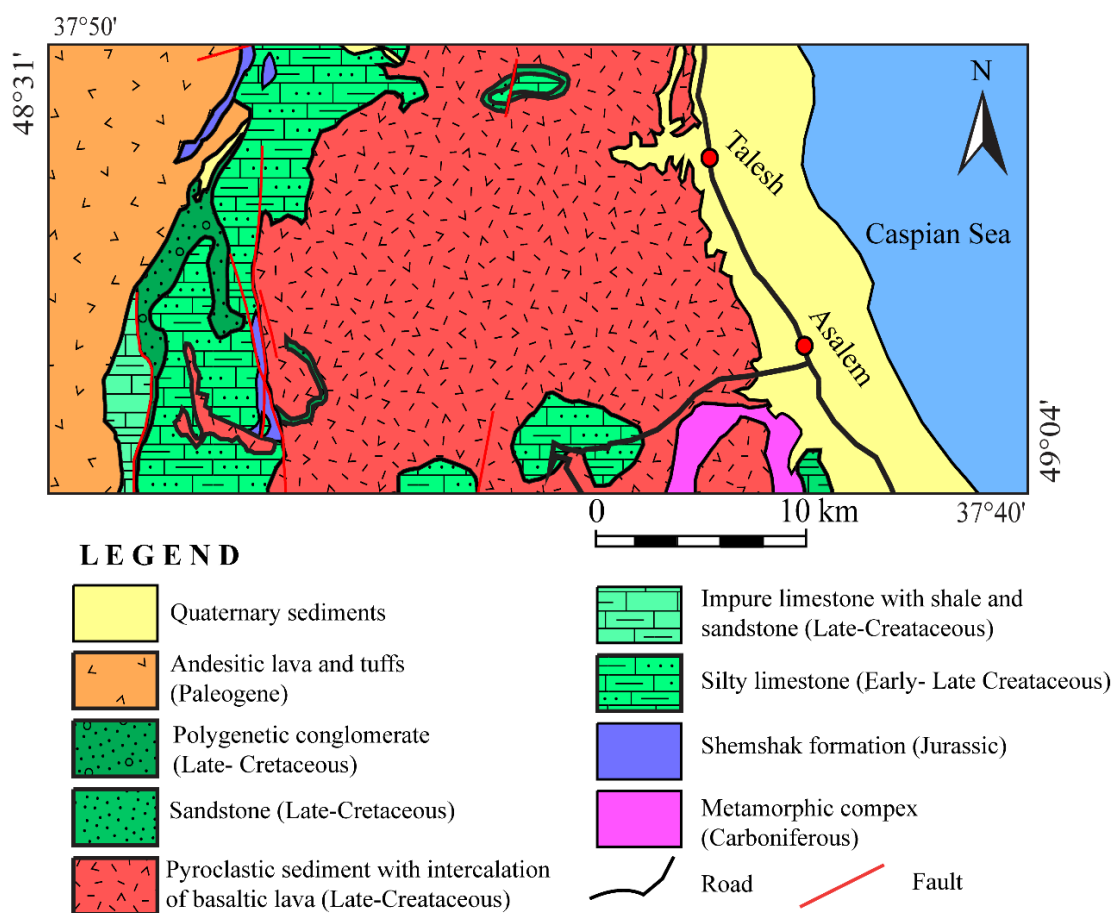
منطقه بررسی شده در غرب شهر تالش (هشتپر) در محدوده طول‌های خاوری  $31^{\circ} 48'$  تا  $4^{\circ} 49'$  و عرض‌های شمالی  $37^{\circ} 40'$  تا  $50^{\circ} 37'$  قرار گرفته و از لحاظ تقسیمات ساختاری، به زون البرز تعلق دارد (Stocklin, 1968). این منطقه بخشی از البرز غربی است که به‌عنوان رشته‌کوه تالش یا بوغروداغ هم نامیده می‌شود (شکل ۱). رشته کوه تالش که به‌وسیله بربریان و کینگ (Berberian and King, 1981) زون تالش معرفی شده، شکل سینوسی دارد که گسل ارس و لاهیجان به‌ترتیب مرزهای شمالی و جنوبی آن را تشکیل می‌دهند. گسل‌های معکوس تالش و ماسوله داغ جداکننده این زون از حوضه خزر و ایران مرکزی هستند (Madanipour et al., 2018).

در دوران پالئوژوئیک، زون البرز در حاشیه غیرفعال اقیانوس پالئوتتیس قرار داشت. به‌همین دلیل رسوبات این دوران، در چهارگوش بندر انزلی همانند سایر بخش‌های این زون، متشکل از رسوبات آواری تا کربناته کم‌عمق است (Alavi, 1996; Berberian and King, 1981). با بازشدن نئوتتیس در پرمین، این خرده قاره همراه با سایر بلوک‌های سیمین از گندوانا جدا شد. فرورانش پالئوتتیس در شمال و گسترش نئوتتیس در جنوب باعث حرکت

بلوک‌های سیمیرین به سمت ارواسیا و اتصال آنها به حاشیه جنوبی اوراسیا در تریاس میانی تا پسین شد (Sengor et al., 1988; Stampfli, 2000). کمپلکس دگرگونی-رسوبی اسالم-شاندزمن با سن کربونیفر پیشین معرف بازمانده‌هایی از مجموعه‌های فرورانشی زمین‌درز پالئوتتیس در امتداد البرز است (Rossetti et al., 2017). فاز فشارشی بزرگ ناشی از این برخورد، همراه با بالا آمدگی، غسل‌های رورانده و تشکیل حوضه‌های درون‌کوهی و حوضه پیش خشکی از تریاس پسین تا ژوراسیک میانی بود و در عین حال در این بخش از البرز به صورت نبود چینه‌شناسی تریاس تظاهر پیدا کرده است (Aghanabati, 2012; Clark et al., 1977). شرایط خلیجی یا ساحلی نزدیک دریای باز در ژوراسیک پیشین، منجر به تشکیل مجموعه آواری معادل سازند شمشک شد که وجود میان‌لایه‌های آهکی از پیش‌روی گاه و بی‌گاه دریا در این محیط دلتایی خبر می‌دهد. در زون تالش میکروفسیل‌های سازند شمشک متعلق به اوراسیاست و این نشان می‌دهد که برخورد به ارواسیا در این خطه، قبل از ژوراسیک اتفاق افتاده است (Burtman, 1994). سیکل دوم رسوب‌گذاری در ژوراسیک بالایی، نشانه حاکمیت یک محیط دریایی-ریفی کم‌ژرفا در رشته‌کوه تالش است که با آهک‌های سازند لار شناخته می‌شود. این سازند در زیر لایه‌های ماسه‌سنگی سازند شال قرار دارد که مبین تبدیل محیط ریف به پشت ریف است. تداوم این محیط رسوبی در میانه کرتاسه با بالا آمدگی محور رشته‌کوه تالش دچار تغییر شد. با پس‌روی دریا در دامنه شرقی، محیط دریایی به وسیله محیط ساحلی-دلتایی توأم با فعالیت آتشفشانی جایگزین می‌شود. به سمت پایان کرتاسه فازهای کوهزای آلپی (لارامید) باعث چین‌خوردگی اصلی و بالا آمدگی در کل منطقه شده است. این چین‌خوردگی و بالا آمدگی به پالئوژن هم منتقل شده به همین دلیل هیچ نهشته‌ای مربوط به پالئوسن در یال شرقی کوه‌های تالش دیده نمی‌شود و از طرفی سایر نهشته‌های سنوزوئیک نیز در زیر ضخامت زیاد پادگانه‌های آبرفتی و رسوبات عهد حاضر مدفون شده‌اند (Clark et al., 1977) (شکل ۱).

رخنمون اصلی سنگ‌های منطقه بررسی شده در یال شرقی رشته کوه‌های تالش، متشکل از واحدهای رسوبی-آتشفشانی کرتاسه پسین است. بخش‌های رسوبی این مجموعه شامل واحدهای کنگلومرا، شیل، ماسه‌سنگ و آهک است که به صورت بین‌لایه‌ای با سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری (توف) قرار دارند. اختصاصات واحدهای رسوبی نشان‌دهنده یک محیط ساحلی-دلتایی کم عمق است. لایه‌های کنگلومرا با جورشدگی متوسط تا ضعیف، دارای قطعاتی با منشأهای گوناگون (آذرین، رسوبی و کم‌تر دگرگونی) هستند. واحدهای کنگلومرای از نظر ضخامت و جایگاه چینه‌ای تفاوت‌هایی نشان می‌دهند به طوری که در یال غربی، متعلق به توالی‌های مایستریشتین هستند ولی در محور اصلی رشته کوه تالش، سن سانتونین تا کامپانین دارند. کنگلومراهای یال شرقی در قاعده، میانه و یا بالای سکانس رسوبی-آتشفشانی به صورت بین‌لایه‌ای با سایر واحدها دیده می‌شوند (شکل ۲ آ)، به همین دلیل سن عمومی سنونین برای آنها در نظر گرفته شده است (Clark et al., 1977). سنگ‌های آهکی به رنگ‌های کرمی، خاکستری تیره و یا روشن، به صورت باندهای نازک تا متوسط لایه، ولی با وسعت محدود دیده می‌شوند (شکل ۲ ب). اکثر نمونه‌های سنگ آهکی برداشت شده رخساره آهک اسپارایتی و یا آهک ماسه‌ای نشان می‌دهند. معدودی نیز سنگ‌های آهکی میکرایتی فسیل‌دار با رخساره‌های بایوکلاست و کاستون/پکاستون تا گرین‌استون هستند. قطعات بایوکلاست آنها شامل انواع جلبک‌ها، فرامینیفرهای بنتیک و پلاژیک است که محیط کم عمق تا نسبتاً عمیق فلات قاره را نشان می‌دهند. محتوای فسیلی آنها شامل *Marginotruncana pseudolinneiana*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana linneiana*, *Heterohelix reussi*, *Archaeoglobigerina blowii* است که گویایی رسوب‌گذاری در محدوده زمانی کرتاسه پسین است (Premoli and Verga, 2004). بنابراین روانه‌های بازالتی (شکل ۲ پ) هم که دارای ارتباط چینه‌شناختی با این رسوبات هستند، در این محدوده زمانی (کرتاسه پسین) تشکیل شده‌اند. به علاوه، بازالت‌های آلکان

به صورت دایک نیز دیده می‌شوند. دایک‌ها با ضخامت‌های متغیر بین نیم تا بیش از دو متر درون واحدهای رسوبی- آذرآواری تزریق شده‌اند (شکل ۲ ت).

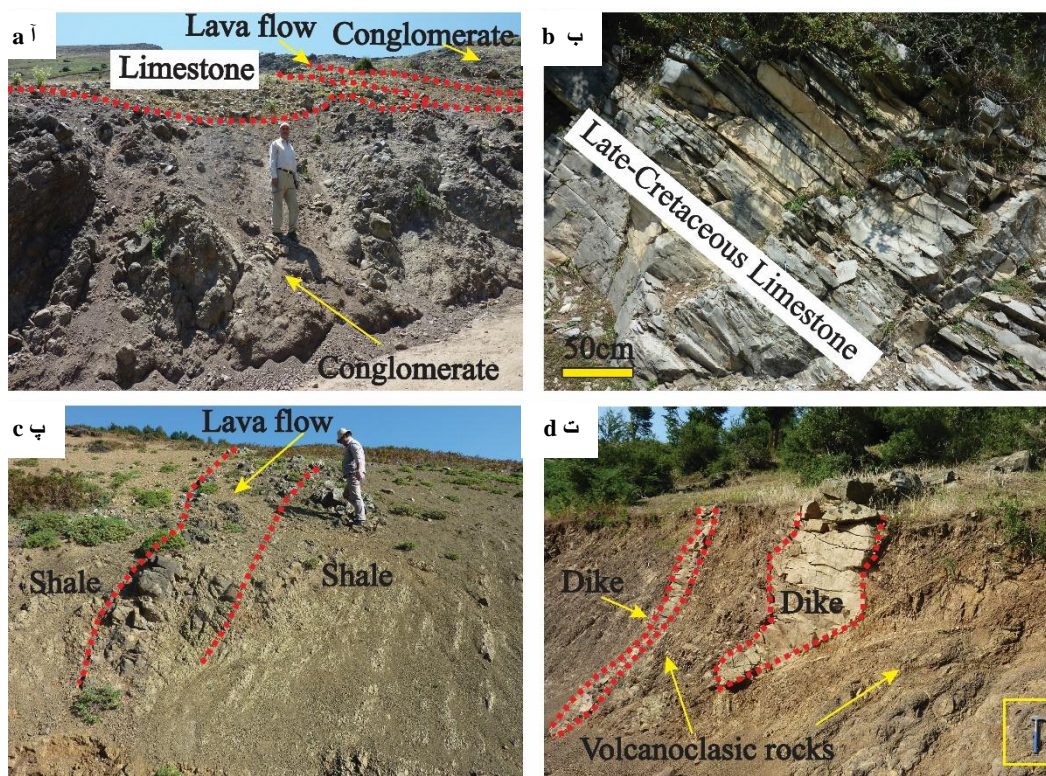


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه بررسی شده (Clark et al., 1977)  
Figure 1. Simplified geological map of study area (Clark et al., 1977)

### مواد و روش‌ها

پس از برداشت‌های صحرائی، تهیه مقاطع نازک و بررسی میکروسکوپی (پتروگرافی) نمونه‌ها، تعداد ۱۲ نمونه که دارای کم‌ترین تغییرات ثانویه از نظر دگرسانی، پرشدگی حفرات و رگه/رگچه‌ها بودند برای بررسی‌های ژئوشیمیایی انتخاب شدند. خردایش نمونه‌ها در دانشگاه خوارزمی و فرایند نمایش (تهیه پودر) به وسیله دستگاه تنگستن کارباید در مرکز فراوری معدنی کرج (ایمیدرو) انجام شد. تجزیه‌های شیمیایی در دو دانشگاه ETH زوریخ (سوئیس) و ناگویای ژاپن انجام شد. در دانشگاه ETH تمرکز عناصر اصلی و برخی عناصر کمیاب مانند Ni، Cr، Sc، Sr، V، Ba، Pb و Rb به روش فلورسانس پرتوی ایکس XRF و با استفاده از اسپکترومتر WDXRF، 2.4kv انجام شد. سایر عناصر فرعی و کمیاب به روش LA-ICP-MS (Laser Ablation- Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry) روی قرص‌های ذوب شده اندازه‌گیری شدند. برای هر نمونه، سه نقطه مجزا (با قطر ۹۰ میکرون) و با شرایط طول زمان ۱ دقیقه، دانسیته انرژی ۱۵ ژول بر سانتی‌متر مربع و فرکانس ۱۲ هرتز تجزیه شد و میانگین داده‌ها به عنوان نتیجه نهایی ثبت شد. در دانشگاه ناگویا، اکسیدهای اصلی به روش XRF با دستگاه مدل Rigaku ZSX Primus II اندازه‌گیری شد. برای این کار ابتدا نیم گرم از پودر نمونه را با ۵ گرم لیتیم تتراپورات به خوبی مخلوط و سپس در بسته

پلاتینی در دمای ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد ذوب کرده تا قرص شیشه‌ای تهیه شود. این قرص‌ها همراه با نمونه استاندارد تجزیه شدند. عناصر فرعی و کمیاب به وسیله ICP-MS مدل Agilent 7700X اندازه‌گیری شدند. برای آماده‌سازی، ابتدا حدود نیم‌گرم پودر نمونه با پرکلرید اسید ( $\text{HClO}_4$ ) و هیدروفلوئوریک اسید (HF) به حالت محلول در آمده و با کمک سینی داغ و لامپ‌های مادون قرمز به‌طور کامل خشک شد. ماده جامد حاصل در اسید کلریدریک (HCl) حل و مجدداً خشک شد و در نهایت با کمک اسید نیتریک ( $\text{HNO}_3$ ) به حجم مورد نیاز برای تجزیه رسانده شد. در هر دو آزمایشگاه، مقدار L.O.I نمونه‌ها با محاسبه مقدار کاهش وزن نیم گرم پودر نمونه، بعد از گرمادهی تدریجی تا دمای ۹۵۰-۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد.



شکل ۲. ویژگی‌های صحرایی سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی کرتاسه بالایی در یال شرقی رشته کوه تالش، (آ) توالی از کنگلومرا، آهک و گدازه، (ب) آهک‌های نازک لایه با فسیل‌های شاخص کرتاسه پسین در غرب تالش، (پ) روانه بازالتی آلکان همراه با شیل، (ت) رخنمون دایک‌های تزیق شده در سنگ‌های آذرآواری

**Figure 2.** Field characters of Upper Cretaceous volcano-sedimentary rocks in the eastern flank of the Talesh mountain range, **a)** The sequence of conglomerate, limestone, and lava flow, **b)** The fossiliferous thin-layer limestone with Late Cretaceous age in western Talesh, **c)** The outcrop of lava flow and shale, **d)** Dikes injected in the volcanoclastic deposit

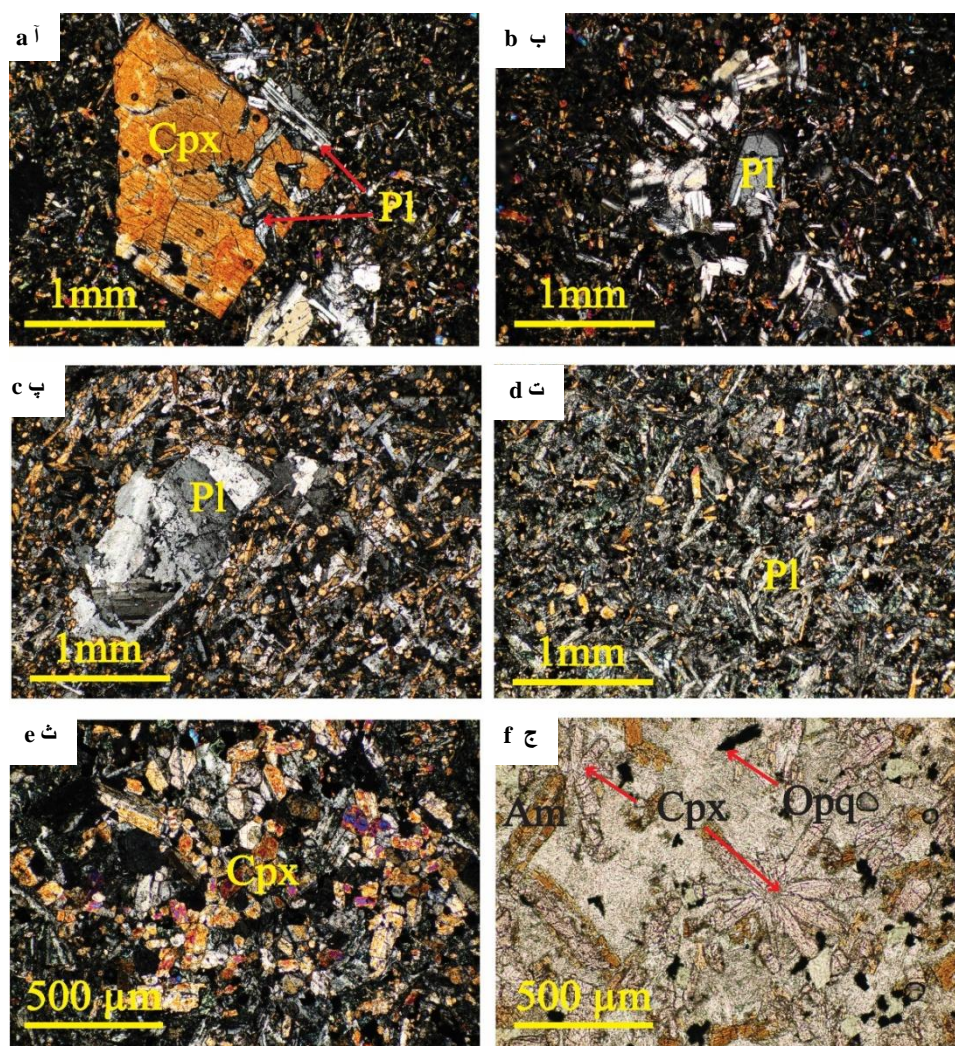
## سنگ‌نگاری

سنگ‌های بازالتی منطقه بررسی شده در سطح تازه به‌رنگ خاکستری تیره تا خاکستری متمایل به سبز دیده می‌شوند و بافت آفانتیک و یا پورفیریک دارند. در نمونه‌های پورفیریک، اندازه فنوکریست‌ها به‌ندرت بیش از ۴ میلی‌متر است و اغلب اندازه‌هایی کوچک‌تر از ۲ میلی‌متر دارند (شکل ۳ آ، ب، پ). کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز فراوان‌ترین فنوکریست‌ها و میکروفنوکریست‌های سنگ هستند. اکسیدهای آهن-تیتانیم (اوپک) نیز به‌صورت میکروفنوکریست در نمونه‌ها معمول است. کانی‌های یادشده به‌صورت بلورهای ریزدانه سازنده قسمت اعظم فازهای زمینه سنگ نیز هستند.

به‌علاوه، آلکالی فلدسپار در برخی نمونه‌ها به‌صورت ریزبلور در فضای بین بلوری زمینه سنگ حضور دارد. زمینه سنگ‌ها اغلب با بافت اینترسرتال تا اینترگرانولار مشخص می‌شود که در آنها کانی‌های آهن-منیزیم‌دار به‌ویژه کلینوپیروکسن فضای بین میکروولیت‌های پلاژیوکلاز را اشغال کرده است (شکل ۳ ب، پ، ت). نسبت حجمی درشت‌بلورها به زمینه در نمونه‌های مختلف بین ۵ تا ۳۰ درصد است. برخی از نمونه‌ها کم‌تر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند به‌طوری‌که فازهای فنوکریستی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و هم‌چنین کانی‌های زمینه سنگ سالم تا نسبتاً سالم هستند (شکل ۳ آ، ب، ت، ث). فنوکریست‌های کلینوپیروکسن به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار ظاهر شده (شکل ۳ آ) و چندرنگی متمایل به قرمز (در نور PPL) نشان می‌دهند که حاکی از ترکیب تیتانیم‌دار آنها است. چنین خصلتی با ترکیب شیمیایی آلکالن مذاب مادر (بازالت آلکالن) سازگاری دارد (Yoder and Tilley, 1962). در زمینه برخی از نمونه‌ها، منشورهای کوچک کلینوپیروکسن همراه با پلاژیوکلازها به‌صورت اسفرولیتی رشد کرده‌اند (شکل ۳ ج). تجربیات آزمایشگاهی نشان می‌دهد که افزایش نرخ سردشدگی باعث تغییر شکل بلورهای صفحه‌ای یوهدرال به سمت اشکال اسفرولیتی و یا اسکلتی می‌شود که خود به‌دلیل کندتر بودن سرعت انتشار نسبت به سرعت رشد است (Renjith, 2014). پلاژیوکلازها هم گاهی نسبتاً خودشکل بوده است و در مواردی به‌صورت اجتماعات گلمروپویری دیده می‌شوند (شکل ۳ ب). بلورهای پلاژیوکلاز از نظر اندازه اکثراً کوچک‌تر از ۲ میلی‌متر هستند (شکل ۳ ب و پ). وجود ادخال پلاژیوکلاز درون درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، می‌تواند نتیجه تقدم تبلور پلاژیوکلاز نسبت به کلینوپیروکسن یا رشد سریع‌تر کلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز و تفاوت در نرخ هسته‌گذاری و رشد بلورها باشد (شکل ۳ آ) (Vernon, 2018). کانی‌های اوپک در برخی نمونه‌ها چه به‌صورت میکروفونوکریست و یا بلورهای ریز زمینه، فراوانی مدال چشم‌گیری داشته و گاهی تا حدود ۵ درصد مدال نیز می‌رسد. در برخی نمونه‌ها آمفیبول نیز دیده می‌شود که منشأ ثانویه داشته و محصول دگرسانی کلینوپیروکسن است (شکل ۳ ج). کلریت دیگر محصول دگرسانی کلینوپیروکسن است که در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. پلاژیوکلازها نیز در صورت دگرسانی اکثراً به سریسیت تبدیل شده‌اند. زئولیت از جمله دیگر فازهای ثانویه است که به‌صورت معدود در برخی نمونه‌ها حضور داشته و حفرات سنگ را اشغال کرده است.

### ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌های بررسی شده در جدول ۱ ارائه شده است. برپایه مقادیر بدون LOI (مواد فرار)، نمونه‌های بررسی شده دارای  $\text{SiO}_2$  بین ۴۴/۷ تا ۵۱/۹۷ درصدوزنی یعنی در محدوده سنگ‌های بازیک هستند. با توجه به این‌که این سنگ‌ها کم و بیش دگرسان شده هستند از این‌رو، برای طبقه‌بندی آنها از تمرکز عناصر نامتحرک استفاده شده است. در این سنگ‌ها نسبت Nb/Y بین ۱/۵۱ تا ۳/۹۰ و نسبت Zr/Ti بین ۰/۰۱ تا ۰/۰۳ تغییر می‌کند که باعث می‌شود در نمودار طبقه‌بندی شیمیایی بر پایه عناصر نامتحرک (Pearce, 1996) در محدوده آلکالی‌بازالت تا فوئیدیت قرار گیرند (شکل ۴ آ). با توجه به این‌که در کانی‌شناسی مدال یا نورماتیو حضور کانی‌های فلدسپاتوئیدی بسیار کم‌رنگ تا کاملاً غایب است لذا استفاده از واژه آلکالی‌بازالت برای نمونه‌ها مناسب‌تر است. محتوای زیاد  $\text{TiO}_2$  (۱/۷۰ تا ۲/۹۶ درصد وزنی) و  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (۳/۰۹ تا ۹/۰۶ درصد وزنی) نیز دال بر ترکیب آلکالن نمونه‌ها است. مقدار MgO در نمونه‌ها طیف تغییرات زیادی داشته و از ۳/۰۶ تا ۸/۷۹ درصد وزنی متغیر است که نشان می‌دهد برخی نمونه‌ها تحول شیمیایی زیادی حاصل کرده‌اند. تغییرات عدد منیزیم (Mg#) (۳۳/۵ تا ۵۸/۱) هم



شکل ۳. اختصافات میکروسکوپی نمونه‌های بازالتی منطقه تالش، (آ) فنوکریست کلینوپیروکسن همراه با ادخال‌های پلاژیوکلاز، (ب) میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز که به صورت بافت گلومروپورفیری دیده می‌شوند، (پ) فنوکریست پلاژیوکلاز در زمینه‌ای که بافت اینترگرانولار نشان می‌دهد، (ت) میکرولیت‌های پلاژیوکلاز به همراه ریزبلورهای اینترستیشیال کلینوپیروکسن در زمینه ریزدانه و کاملاً متبلور (بافت اینترگرانولار) برخی نمونه‌های بازالتی، (ث) اجتماع ریزبلورهای سالم کلینوپیروکسن در برخی از نمونه‌ها، (ج) رشد اسفرولیتی بلورهای کلینوپیروکسن و حضور آمفیبول‌هایی که محصول دگرسانی کلینوپیروکسن هستند. تصویر (ج) در حالت PPL و بقیه تصاویر در حالت XPL هستند.

**Figure 3.** Microscopic features of basaltic samples from the Talesh area, **a)** An euhedral phenocryst of clinopyroxene with plagioclase inclusion (XPL), **b)** Microphenocrysts of plagioclase forming a glomerophenocrytic texture (XPL), **c)** Plagioclase phenocrysts set in an intergranular groundmass (XPL), **d)** Microliths of plagioclase along with fine-grained interstitial clinopyroxene in the matrix of basaltic samples (XPL), **e)** Fresh clinopyroxene aggregates in the matrix of basaltic rocks (XPL), **f)** spherulitic growth of clinopyroxene as well as secondary amphiboles as the alteration product of clinopyroxene (PPL).

نشان‌دهنده تحول‌یافتگی زیاد برخی نمونه‌ها است. اگرچه ترکیب عناصر سازگار نمونه‌ها مانند Cr، Ni و Mg# (جدول ۱) در مقایسه با ترکیب مذاب‌های بازالتی اولیه در تعادل با کانی‌شناسی گوشته فوقانی ( $Mg\# > 70$ ;  $Ni > 400-500$  ppm; Cr > 1000 ppm) (Wilson, 2007) نشان می‌دهد که همه نمونه‌های بررسی شده با ترکیب مذاب‌های اولیه فاصله دارند. در همین راستا، تمرکز کم Ni (< 99 ppm) و Cr (< 464 ppm) در نمونه‌های منطقه تالش با تبلور

تأثیرگذار کانی‌های فرومنیزین مانند الیوین و کلینوپیروکسن قابل توضیح است. این سنگ‌ها در نمودار چندعنصری به‌هنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (شکل ۴ ب)، دارای غنی‌شدگی عناصر ناسازگار از جمله عناصر لیتوفیل درشت‌یون (LIL) و عناصر با شدت میدان بالا (HFS) هستند. این مسئله به غنی‌شدگی منشأ گوشته‌ای این سنگ‌ها مربوط است. در شکل ۴ ب ترکیب مذاب بازالتی پشته میان اقیانوسی (N-MORB) به‌عنوان نشان‌گری از مذاب‌های منشأ گرفته از گوشته تهی‌شده، مذاب قوسی ماریانا به‌عنوان مثالی از ماگماتیسم زون‌های فرورانشی و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB)، با نمونه‌های منطقه تالش مقایسه شده است. تمرکز زیاد عناصر ناسازگار در نمونه‌های بررسی شده و هم‌چنین نبود آنومالی منفی عناصر HFS (مانند Nb و Ta) تمایز آشکاری با مذاب‌های مناطق فرورانشی دارد. از طرفی این سنگ‌ها تفاوت بارزی با مذاب‌های حاصل از گوشته تهی‌شده (N-MORB) نشان می‌دهند. در حالی‌که چه از نظر شکل الگوها و چه از نظر تمرکز عناصر، نمونه‌های منطقه هم‌خوانی زیادی با بازالت‌های درون ورقه‌ای (WPB) دارد. در الگوی عناصر نادرخاکی (REE) که به کندریت به‌هنجار شده (شکل ۴ پ)، غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادرخاکی سنگین (HREE)، باعث شکل‌گیری الگوهایی با شیب منفی می‌شود که از این نظر نیز الگوها، شباهت زیادی به مذاب‌های OIB دارند. در نمونه‌های منطقه، نسبت  $(La/Yb)_N$  بین ۱۰/۳ تا ۲۳/۴ و  $(Sm/Yb)_N$  بین ۳/۶۷ تا ۴/۶۶ متغیر است. از طرفی میانگین  $(La)_N$  و  $(Sm)_N$  در نمونه‌های منطقه به‌ترتیب حدود ۲۳۲ و ۵۰ است که نشان‌دهنده غنی‌شدگی شدید نسبت به مقدار کندریتی است و از این لحاظ این فاکتورها بالاتر از مذاب‌های زون‌های فرورانشی و N-MORB هستند. در حالیکه میانگین  $(Yb)_N$  نمونه‌ها حدود ۱۲/۵ است که در قیاس با موارد قبلی، نشان‌دهنده شدت کم‌تر غنی‌شدگی نسبت به کندریت است. غنی‌شدگی نسبی LREE و MREE نسبت به HREE در مذاب‌ها به درجه کم ذوب بخشی و منبع گوشته‌ای غنی (Enriched mantle) اشاره دارد (Rollinson, 2014). ویژگی دیگر این سنگ‌ها، نبود آنومالی منفی یا مثبت بارز برای Eu است که به‌خوبی در نسبت  $Eu/Eu^*$  هم دیده می‌شود. نسبت  $Eu/Eu^* > 1.05$  به آنومالی مثبت و نسبت  $Eu/Eu^* < 0.95$  به آنومالی منفی Eu اشاره دارد (White, 2015). میانگین این نسبت برای نمونه‌های بررسی شده ۱/۰۲ است. نبود آنومالی مثبت یا منفی چشم‌گیر برای Eu نشان‌دهنده این است که تفریق یا تجمع پلاژیوکلاز نقش زیادی در تحول شیمیایی مذاب مربوط به بازالت‌های آکالن تالش نداشته است (Aydin, 2014; Rollinson, 2014).

**جدول ۱.** تمرکز عناصر اصلی و کمیاب در نمونه‌های منطقه تالش  $Mg\# = MgO * 100 / (MgO + FeO_T)$

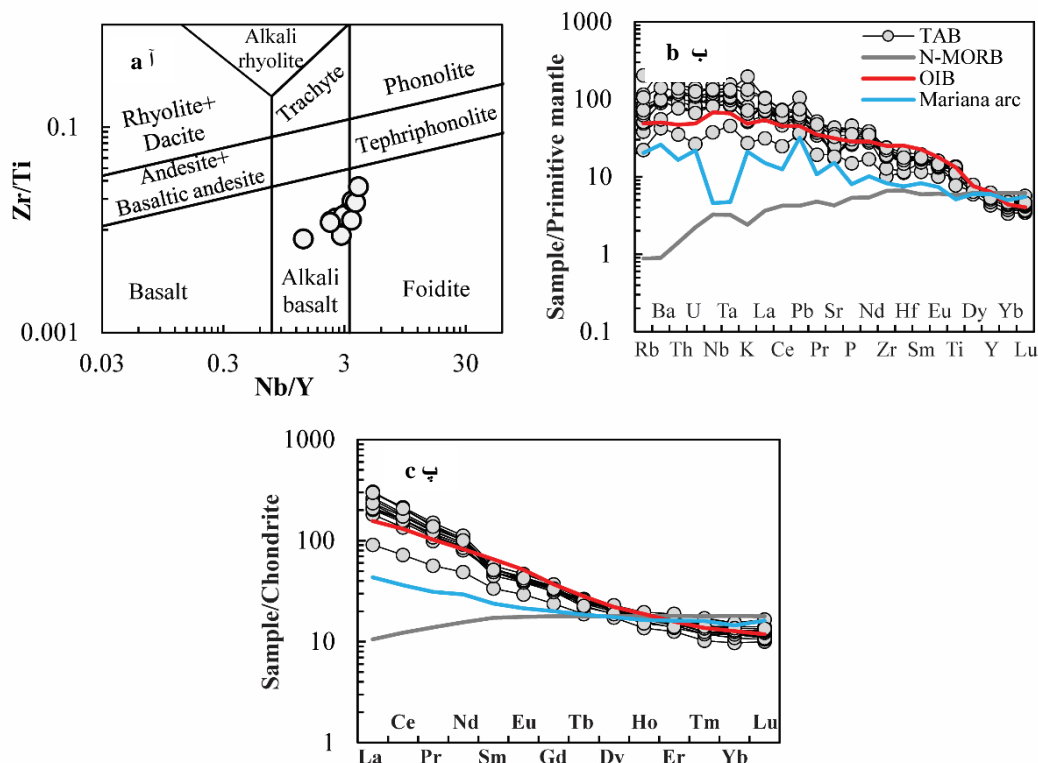
**Table.1** Major and trace element concentrations of the Talesh samples.

$$Mg\# = MgO * 100 / (MgO + FeO_T)$$

Sample	AT-45	AT-8	AT-53	AT-6	AT-47	AT-54	AT-25	AT-52	AT-162	AT-157	AT-11	AT-156
rock	ba	ba	ba	ba	ba	ba	ba	ba	ba	ba	ba	ba
Type	dike	lava	dike	lava	lava	lava	dike	lava	lava	dike	lava	dike
Labs.	ETH								Nagoya			
<b>Major oxides (wt.%)</b>												
SiO <sub>2</sub>	۴۶/۳	۴۳/۱	۴۳	۴۳/۵	۴۵/۵	۵۰/۹	۴۲/۷	۴۳/۸	۴۳	۴۶/۴	۴۶/۲	۴۵/۸
TiO <sub>2</sub>	۲/۲۹	۲/۶۷	۲/۶۷	۲/۵	۲/۶	۱/۶۶	۲/۷۳	۲/۷۷	۲/۵۱	۲/۸۲	۲/۰۶	۲/۳۶
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۳/۴	۱۶/۵	۱۵/۶	۱۶/۲	۱۵/۶	۱۷/۵	۱۶/۶	۱۷/۲	۱۵/۴	۱۴/۸	۱۷/۷	۱۷/۸
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱/۴۷	۱/۵۷	۱/۶۲	۱/۵۴	۱/۶	۱/۲۱	۱/۴۵	۱/۵	۱/۴۲	۱/۵۵	۱/۳۷	۱/۴۴
FeO	۹/۸۳	۱۰/۵	۱۰/۸	۱۰/۳	۱۰/۷	۸/۰۶	۹/۷	۹/۹۸	۹/۴۸	۱۰/۴	۹/۱۶	۹/۶۳
MnO	۰/۱۷	۰/۲۶	۰/۲	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۱۸	۰/۲۳
MgO	۸/۶۶	۴/۵	۵/۶۹	۶/۱۷	۶/۶۸	۳	۵/۴	۵/۶۷	۵/۵	۵/۳۴	۲/۹۳	۳/۷۲
CaO	۱۳/۱	۱۰/۹	۱۱/۶	۸/۸۶	۱۱/۸	۵/۸۵	۹/۴۴	۹/۸۶	۱۱	۷/۸۶	۵/۸۷	۷/۳۴
Na <sub>2</sub> O	۲/۲۳	۲/۹۵	۲/۳	۲/۹۶	۲/۶۳	۳/۰۵	۲/۷۴	۲/۸۶	۲/۷۷	۳/۸۱	۴/۶۲	۲/۹۱
K <sub>2</sub> O	۰/۸۱	۱/۶۵	۲/۱۱	۲/۲۵	۱/۹۷	۵/۸۲	۲/۰۵	۲/۱۷	۱/۵۲	۱/۴۹	۳/۳۶	۳/۹۲
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۳۲	۰/۷۸	۰/۷۹	۰/۵۸	۰/۵۹	۰/۷۷	۰/۶۹	۰/۷۱	۰/۷۱	۰/۵۵	۰/۸۶	۰/۹۷

LOI	۲/۴۹	۳/۶۶	۲/۳۶	۴/۳۲	۲/۷۹	۲/۰۱	۵/۱۴	۵/۳۶	۴/۸۲	۴/۱۹	۴/۷	۳/۶۶
Total	۱۰۱	۹۹	۹۸/۷	۹۹/۳	۱۰۳	۹۹/۹	۹۸/۹	۱۰۲	۹۸/۴	۹۹/۴	۹۹	۹۹/۷
Mg#	۵۸/۱	۴۰/۳	۴۵/۲	۴۸/۶	۴۹/۶	۳۶/۹	۴۶/۶	۴۷/۲	۴۷/۷	۴۴/۸	۳۳/۵	۳۷/۷
<b>Trace elements (ppm)</b>												
Zn	۹۴/۱	۱۲۳	۱۰۸	۱۱۴	۱۱۱	۱۰۸	۱۱۵	۱۱۸	۱۰۶	۱۱۸	۱۱۱	۱۱۶
Cu	۱۱۹	۱۰۱	۸۹	۷۱	۷۲/۴	۲۵/۷	۳۱/۹	۲۸/۸	۵۰/۳	۳۸/۲	۲۲/۴	۱۱/۷
Sc	۴۲/۹	۱۲/۲	۲۲/۵	۱۹/۵	۲۲/۴	۲	۹/۴	۱۰/۷	۱۷/۴	۱۶	۵	۵/۴۲
Ga	۲۰/۷	۲۶/۴	۲۰/۷	۲۳/۹	۲۰/۵	۲۲/۳	۲۳/۲	۲۳/۲	۲۱/۷	۲۱/۷	۲۱/۲	۱۹/۱
Ni	۹۹/۱	۲۹/۷	۴۵/۵	۴۱/۸	۵۴/۱	۳/۸	۲۴/۳	۲۳/۳	۴۷/۸	۱۸/۵	۲/۱	۱/۳
Co	۴۶/۷	۴۴/۲	۴۷/۳	۴۴/۵	۴۳/۸	۱۸/۲	۴۰/۸	۴۲/۸	۳۸	۳۹	۲۵	۲۴
Cr	۴۶۴	n.d.	۲۰	۱/۳	۱۳/۲	n.d.	n.d.	n.d.	۷۳	۳	۲	۴
V	۳۱۰	۲۷۱	۳۰۹	۳۰۷	۳۱۹	۶۰/۶	۲۷۷	۲۸۱	۲۷۴	۲۵۸	۸۱/۵	۹۱/۷
Ba	۳۲۴	۷۵۵	۷۰۵	۷۶۶	۷۳۳	۱۵۸۶	۷۱۶	۷۳۸	۶۲۹	۳۸۵	۱۶۹۶	۹۸۹
Pb	۵۳/۷	۵۵	۵۷/۳	۵۸/۵	۴۴/۵	۵۶/۲	۵۷/۱	۴۳/۴	۳/۸۹	۳/۹۶	۷/۵	۴/۴۹
Rb	۱۴/۱	۳۵/۹	۴۳/۶	۵۱	۳۸/۴	۱۳۰	۴۶/۲	۴۷/۲	۳۲/۴	۲۴/۴	۷۲/۷	۶۷/۴
Sr	۴۳۲	۹۱۷	۸۳۹	۴۱۹	۵۱۰	۶۹۴	۳۸۴	۳۹۰	۵۸۴	۴۳۸	۹۱۰	۷۴۸
Y	۱۹/۴	۲۵/۸	۲۲	۲۴	۲۴/۶	۲۴/۴	۲۵/۵	۲۵/۹	۲۳/۴	۲۵/۷	۲۶/۹	۲۸/۵
Zr	۱۰۷	۲۲۱	۱۳۱	۱۸۶	۱۹۲	۲۶۶	۲۱۵	۲۱۴	۲۳۶	۲۱۴	۲۴۹	۲۶۹
Nb	۲۹/۳	۹۲/۵	۵۹/۲	۶۹/۶	۶۷/۱	۹۵/۲	۸۷	۸۷/۱	۷۵/۱	۵۹/۱	۹۲/۹	۱۰۶
La	۲۱/۶	۶۵	۵۳/۱	۴۷/۸	۴۶/۴	۷۰/۵	۵۵/۵	۵۵/۸	۵۹/۹	۴۳	۷۲	۷۱
Ce	۴۴/۲	۱۱۹	۹۵/۹	۹۳/۳	۹۱	۱۲۷	۱۰۶	۱۰۸	۱۰۹	۸۲/۴	۱۲۷	۱۳۱
Pr	۵/۳	۱۲/۸	۱۰/۴	۱۰/۸	۱۰/۲	۱۳/۱	۱۱/۷	۱۲/۱	۱۱/۹	۹/۴۱	۱۳/۵	۱۴/۲
Nd	۲۲/۷	۴۸	۳۹/۴	۴۰/۲	۳۹/۳	۴۷	۴۴/۴	۴۶/۳	۴۴/۳	۳۷/۵	۴۹/۲	۵۲/۳
Sm	۵/۴	۸/۱۵	۷/۵۶	۷/۸۴	۷/۸۳	۷/۸۷	۷/۷۸	۸/۳۱	۷/۴۶	۷/۴۹	۸/۲۵	۸/۶۶
Eu	۱/۷۵	۲/۴۳	۲/۳۱	۲/۴۸	۲/۲۷	۲/۴۶	۲/۵۷	۲/۵۱	۲/۳۲	۲/۲۵	۲/۳۶	۲/۷
Gd	۴/۷۶	۷/۷۳	۶/۲۲	۶/۶	۶/۴۹	۶/۸۸	۶/۸۷	۷/۳۱	۶/۳۸	۶/۴۳	۶/۶۷	۷/۵۸
Tb	۰/۷۴	۰/۹۳	۰/۷۹	۰/۸۷	۰/۹۲	۰/۸۴	۰/۹۷	۰/۸۹	۰/۸۹	۰/۹۷	۰/۹۳	۰/۹۶
Dy	۴	۵/۴۶	۴/۷۳	۵/۰۶	۵/۰۷	۴/۷۵	۵/۴۲	۵/۳۱	۵/۰۴	۵/۱۶	۵/۱۷	۵/۸۲
Ho	۰/۷۵	۰/۹۳	۰/۸۶	۰/۸۵	۱/۰۳	۰/۸۶	۰/۹۸	۱/۰۶	۰/۹۴	۰/۹۹	۱	۱/۱
Er	۱/۹۴	۲/۵۹	۲/۲۵	۲/۴۷	۲/۶۲	۲/۳۲	۲/۵۶	۲/۶۱	۲/۴۱	۲/۴۷	۲/۶	۳/۱۳
Tm	۰/۲۲	۰/۳۲	۰/۲۸	۰/۳۳	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۳۲	۰/۳۸	۰/۳	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۴۴
Yb	۱/۵۱	۲/۲۷	۱/۸	۱/۹۸	۲/۲۴	۲/۳۲	۲/۱۳	۲/۳۴	۲	۲/۰۵	۲/۲۱	۲/۶۲
Lu	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۲۷	۰/۳	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۳۳	۰/۴۲
Hf	۳/۰۳	۴/۲۳	۲/۹۱	۴/۲۹	۴/۸۷	۵/۴۸	۴/۵۹	۴/۸	۵/۳۸	۵/۴۲	۵/۰۷	۶/۲۸
Ta	۱/۸۴	۵/۲۹	۳/۲۱	۳/۸۲	۳/۹۶	۵/۴۱	۵/۱۷	۵/۱۵	۴/۸۵	۳/۴۲	۵/۸۴	۶/۳۸
Th	۳	۱۰/۵	۶/۲	۷/۴۷	۷/۷۹	۱۱/۸	۱۰	۱۰/۲	۹/۸۶	۶/۷۱	۱۲/۸	۱۰/۶
U	۰/۵۹	۲/۴۲	۱/۴۲	۱/۹۸	۱/۸	۲/۶۵	۲/۲۹	۲/۴۶	۲/۲۶	۱/۵	۲/۹۳	۲/۳۹
Nb/Y	۱/۵۱	۳/۵۹	۲/۶۹	۲/۹	۲/۷۳	۳/۹	۳/۴۱	۳/۳۷	۳/۲۱	۲/۳	۳/۴۵	۳/۷
Zr/Y	۵/۵۲	۸/۵۹	۵/۹۲	۷/۷۴	۷/۷۹	۱۰/۹	۸/۴۲	۸/۲۸	۱۰/۱	۸/۳۱	۹/۲۵	۹/۴۴
Ti/Y	۷/۱۸	۶۵/۱	۷۵/۳	۶۵/۷	۶۳/۶	۴/۱۸	۶/۸۵	۶/۶۲	۶/۸۸	۶/۹۰	۴/۸۸	۵/۱۷
Zr/Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
(La/Sm) <sub>N</sub>	۲/۵۹	۵/۱۵	۴/۵۴	۳/۹۴	۳/۸۲	۵/۷۸	۴/۶۱	۴/۳۳	۵/۱۸	۳/۷	۵/۶۳	۵/۲۹
(Sm/Yb) <sub>N</sub>	۳/۹۹	۲/۹۹	۴/۶۶	۴/۴۱	۳/۸۹	۳/۷۸	۴/۰۵	۳/۹۵	۴/۱۴	۴/۰۶	۴/۱۵	۳/۶۷
(La/Yb) <sub>N</sub>	۱۰/۳	۲۰/۵	۲۱/۱	۱۷/۴	۱۴/۹	۲۱/۹	۱۸/۷	۱۷/۱	۲۱/۴	۱۵	۲۳/۴	۱۹/۴

n. d: not detected



شکل ۴. آ) نمودار  $Zr/Ti$  مقابل  $Nb/Y$  برای طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی تالش (Pearce, 1996). نمودارهای چند عنصری به‌هنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه، ب) و کندریت، پ) برای سنگ‌های آتشفشانی تالش. (علائم و نشانه‌های شکل پ مشابه شکل ب. مقادیر گوشته اولیه، کندریت، N-MORB و OIB از (Sun and McDonough, 1989)، میانگین قوس ماریانا از (Mariana Arc) از (Pearce et al., 2005)

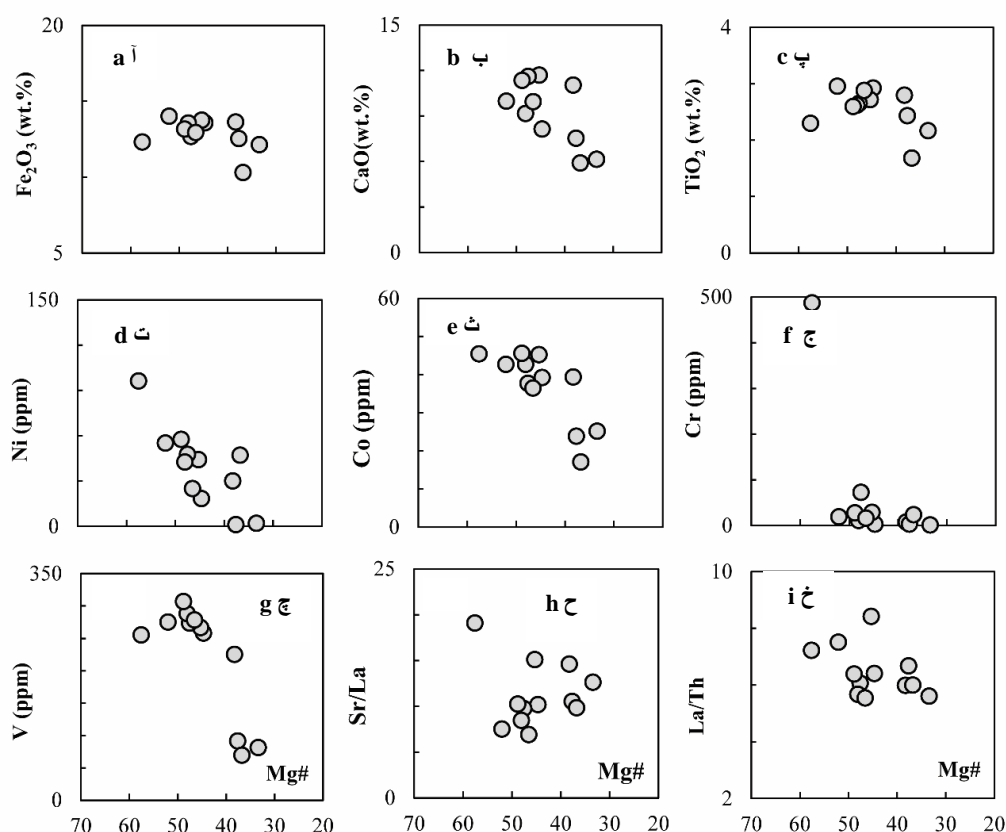
**Figure 4. a)** The  $Zr/Ti$  versus  $Nb/Y$  diagram for the classification of Taleh volcanic rocks (Pearce, 1996). Primitive-mantle, **b)** and Chondrite, **c)** -normalized multi-element diagrams for Taleh volcanic rocks. Primitive mantle, chondrite, OIB, and N-MORB values are from (Sun and McDonough, 1989). Data of Mariana arc basalts are from (Pearce et al., 2005).

از آن‌جا که اکثر عناصر گروه‌های LILE و HFSE در کانی‌های اصلی مذاب‌های بازالتی ناسازگار هستند (Pearce, 1996)، طبیعی است که بخشی از غنی‌شدگی‌های مشاهده شده در نمودارهای چندعنصری و الگوی عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده (شکل ۴ ب و پ) را می‌توان متأثر از فرایندهای تبلور تفریقی و یا آرایش پوسته‌ای در نظر گرفت. بدین صورت که با پیشرفت فرایند تبلور تفریقی و/یا افزایش آرایش پوسته‌ای، تمرکز عناصر ناسازگار در مذاب باقی‌مانده افزایش می‌یابد. فرایندهای یاد شده، گاه می‌توانند باعث اختفای بسیاری از ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگمای اولیه شوند (Pfänder et al., 2012). اگرچه این فرایندها روی نسبت‌های عناصر ناسازگاری که رفتار مشابه دارند کم‌تر تأثیرگذار است و با همین استدلال، همسانی شیب الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده، به‌عنوان شاهدهی از ژنز مشابه مذاب‌ها و اثرات فرایند تبلور تفریقی قلمداد می‌شود (Rollinson, 2014). در شکل ۴ پ، نمونه‌های منطقه تالش دارای الگوهای نسبتاً موازی و مشابهی هستند که مؤید ارتباط ژنتیک نمونه‌ها و اثرگذاری فرایند تبلور تفریقی است. بنابراین قبل از بحث در مورد ویژگی‌های منبع مذاب و ذوب‌بخشی، لازم است تأثیر این فرایندها بر خصوصیات ژئوشیمیایی نمونه‌ها بررسی شود.

#### ۱. تبلور تفریقی و آرایش پوسته‌ای

در شکل ۵ تغییرات برخی اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و نسبت‌های عناصر ناسازگار، در برابر  $Mg\#$  نمایش داده شده است. روند کاهشی اکسیدهای اصلی  $Fe_2O_3$  و  $CaO$  همراه با تهی‌شدگی شدید عناصر فلزی واسطه نظیر  $Ni$ ،

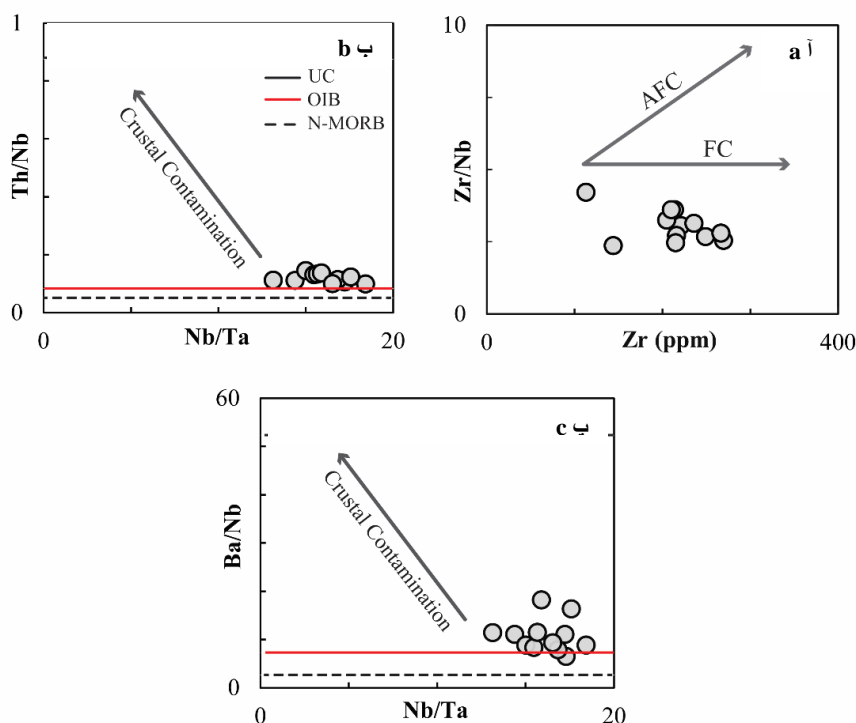
Co و Cr با اندیس تفریق (کاهش Mg#) مربوط به تبلور سیلیکات‌های آهن-منیزیم‌دار به‌ویژه اولیوین و کلینوپیروکسن است (شکل ۵ آ، ب، ت، ث، ج). در ماگماهای بازالتی، کانی پلاژیوکلاز اصلی‌ترین فاز تفریق‌کننده  $Al_2O_3$  از مذاب است. محتوای بالای این اکسید (جدول ۱)، در کنار نبود آنومالی منفی Eu (شکل ۴ پ)، نافی اثرگذار بودن تبلور تفریقی پلاژیوکلاز است. بررسی نسبت عناصر کمیاب نیز تأییدکننده این موضوع است. با تبلور پلاژیوکلاز Sr از مذاب خارج می‌شود، در حالی که La به غنی‌شدگی خود ادامه می‌دهد. به‌همین دلیل روند کاهشی Sr/La با پیشرفت روند تحول مذاب (کاهش Mg#) به‌راحتی نقش تبلور پلاژیوکلاز را نمایان می‌کند (Marske et al., 2011). نبود چنین روندی در نمونه‌های بررسی شده (شکل ۵ ح) سازگار با استدلال یادشده است. تیتانیوم و وانادیم رفتاری مشابه در ذوب و تبلور ماگمای بازالتی دارند. از این دو عنصر برای نشان دادن تفریق ایلمنیت و تیتانومگنتیت در ماگما می‌توان استفاده کرد. اگر این دو عنصر به‌جای تیتانومگنتیت در سایر فازها مانند اسفن یا روتیل شرکت کرده باشند، روندی متفاوت نشان می‌دهند (Green, 1980). وجود روندهای مشابه برای  $TiO_2$  و V حاکی از آن است که کانی اوپک این سنگ‌ها از نوع تیتانومگنتیت است که تبلور آن موجب روند کاهشی برای  $Fe_2O_3$ ،  $TiO_2$  و V شده است (شکل ۵ آ، ب، ج). از آن‌جا که La راحت‌تر از Th وارد شبکه آپاتیت می‌شود، با تبلور آپاتیت، La از ماگما خارج شده در حالی که Th به غنی‌شدگی خود ادامه می‌دهد و حاصل، روندی کاهشی برای نسبت La/Th است (Plank, 2005). در سنگ‌های منطقه چنین روندی دیده نمی‌شود (شکل ۵ خ)، بنابراین اثرگذاری تبلور تفریقی فازهای فرعی مانند آپاتیت روی شیمی عناصر کمیاب مذاب چندان پررنگ نیست.



شکل ۵. نمودار تغییرات غلظت اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و نسبت‌های عناصر کمیاب مقابل Mg# در بازالت‌های آلکان تالش

Figure 5. Variations of major element oxides, trace elements and trace element ratios versus Mg# for the Talesh alkali basalts

نکته دیگر بحث آلاینش پوسته‌ای است، سنگ‌های آتشفشانی مورد بحث چنان‌که در ادامه می‌آید مربوط به یک محیط قاره‌ای هستند بنابراین احتمال آلاینش مذاب در حین صعود و عبور از پوسته قاره‌ای محتمل است. در این رابطه بررسی نسبت برخی از عناصر کمیاب مفید است. انطباق مثبت بین نسبت  $Zr/Nb$  و  $Zr$  نشانه عملکرد فرایندهای تبلور و هضم سنگ دیواره (AFC) است (Kurum and Tanyıldızı, 2017; Wilson, 2007) در حالی‌که روند موجود در شکل (۶ آ) بدون هم‌بستگی مثبت بین تغییرات نسبت  $Zr/Nb$  و  $Zr$  است و با روند AFC هم‌خوانی چندانی ندارد. از طرف دیگر، تغییرات نسبت‌هایی مانند  $Th/Nb$  و  $Ba/Nb$  در برابر نسبت  $Nb/Ta$  نیز تعیین‌کننده است. نسبت‌های  $Th/Nb$  و  $Ba/Nb$  در پوسته قاره‌ای مقدار بیشتری نسبت به مذاب‌های گوشته‌ای دارند (Rudnick and Gao, 2003; Sun and McDonough, 1989) بنابراین در صورت وجود آلاینش پوسته‌ای تأثیرگذار، هم‌بستگی بین تغییرات  $Th/Nb$  و  $Ba/Nb$  در برابر  $Nb/Ta$  مورد انتظار است. نبود چنین روندی در نمونه‌های منطقه (شکل ۶ ب و پ) نافی آلاینش پوسته‌ای قابل توجه در آنها است.



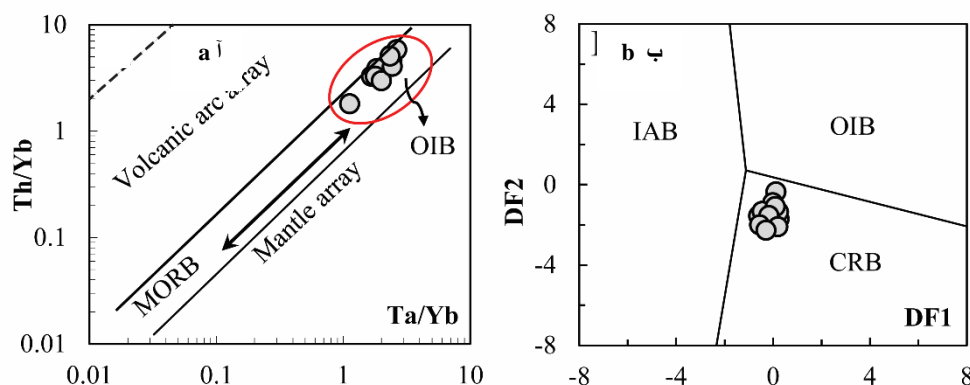
شکل ۶. آ) تأثیرات فرایندهای تبلور تفریقی (FC) و تبلور تفریقی و آلاینش پوسته‌ای (AFC) روی تغییرات نسبت  $Zr/Nb$  در مقابل  $Zr$ . ب و پ) بررسی روند تغییرات نسبت‌های  $Th/Nb$  و  $Ba/Nb$  در مقابل نسبت  $Nb/Ta$  در نمونه‌های بررسی شده و روند آلاینش پوسته‌ای. مقادیر پوسته بالایی (UC) از (Rudnick and Gao, 2003) و OIB و N-MORB از (Sun and McDonough, 1989)

**Figure 6.** a) The effect of fractional crystallization (FC) and assimilation and fractional crystallization (AFC) on the variation of  $Zr/Nb$  ratio versus  $Zr$ . The variation of  $Th/Nb$ , b) and  $Ba/Nb$  ratio, c) versus  $Nb/Ta$  ratio indicates that the effect of crustal contamination on the studied samples is negligible. The Upper crust data is from (Rudnick and Gao, 2003). N-MORB and OIB data are from (Sun and McDonough, 1989)

## ۲. جایگاه تکتونیکی

چنان‌که در قسمت‌های قبلی اشاره شد، ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های بررسی شده، اختلاف زیادی با بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی و یا زون فرورانش دارند. تغییرات نسبت  $Th/Yb$  در مقابل  $Ta/Yb$  (Pearce, 1982) قابلیت این را دارد که مذاب‌های زون‌های فرورانشی را از مذاب‌های گوشته‌ای (غیرفرورانشی) تفکیک کند. از طرفی این نسبت‌ها،

منشأهای گوشته‌ای تهی‌شده و غنی را از هم متمایز می‌سازد. مطابق آن چه در شکل ۷ آ دیده می‌شود، نمونه‌های منطقه از نظر منشأ به مذاب‌های OIB شباهت دارند و بنابراین یک جایگاه درون پلیتی و منشأ گوشته‌ای غنی برای آنها تعریف می‌شود. بازالت‌های درون ورقه‌ای هم جایگاه قاره‌ای و هم اقیانوسی دارند، از این‌رو، برای تعیین دقیق جایگاه تکنیکی آنها، از نسبت عناصر کمیاب La, Sm, Yb و Th که به صورت DF1 مقابل DF2 در شکل ۷ ب نمایش داده شده، استفاده شد (Agrawal et al., 2008). چنان‌که در شکل ۷ ب دیده می‌شود، این سنگ‌ها در محدوده ریفت‌های قاره‌ای قرار گرفته‌اند. بنابراین ژئوشیمی عناصر کمیاب بازالت‌های آلکان منطقه تالش با یک جایگاه درون پلیتی قاره‌ای هم‌خوانی دارد. با توجه به گستردگی این نوع سنگ‌ها در بخش‌های دیگر البرز (Delavari et al., 2018; Doroozi et al., 2016; Haghazadeh et al., 2012) احتمال این وجود دارد که رخداد ماگماتیسیم آلکان البرز مرکزی و غربی در کر تاسه پسین با تکنیسیم کشتی در یک مقیاس ناحیه‌ای یا ریفت قاره‌ای توأم باشد.



شکل ۷. آ) نمودار تغییرات نسبت  $Th/Yb$  در مقابل  $Ta/Yb$  (Pearce, 1982)، ب) موقعیت نمونه‌های بررسی شده در نمودار  $DF1-DF2$  که تفکیک کننده بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB)، جزایر قوسی (IAB) و ریفت‌های قاره‌ای (CRB) است (Agrawal et al., 2008).

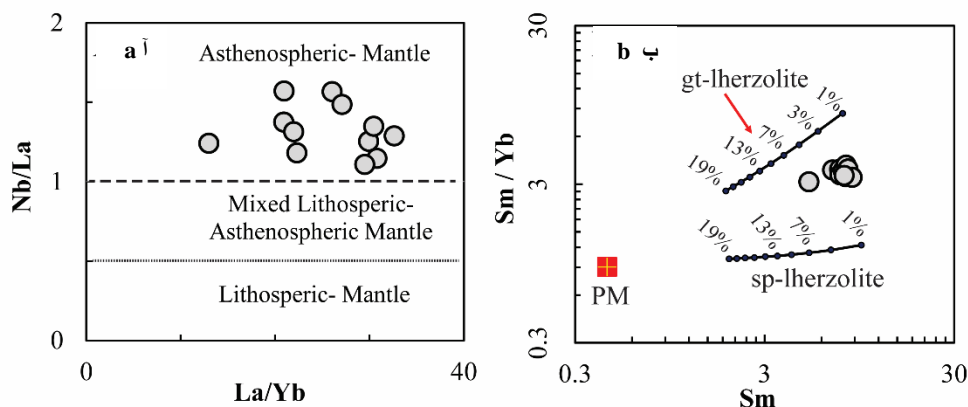
**Figure 7. a)** The  $Th/Yb$  against  $Ta/Yb$  diagram (Pearce, 1982), **b)**  $DF1-DF2$  diagram discriminating oceanic island basalt (OIB) from island arc basalt (IAB) and continental rift basalt (CRB) (Agrawal et al., 2008) showing CRB affinity for the studied volcanic.

### ۳. کانی‌شناسی، عمق و درجه ذوب بخشی منشأ گوشته‌ای

چنان‌که پیش‌تر اشاره شد نمونه‌های بازالتی منطقه تالش با شیب منفی الگوی REE و نسبت زیاد  $LREE/HREE$  مشخص می‌شوند (شکل ۴ پ) زیاد بودن نسبت  $LREE/HREE$  هم می‌تواند به تمرکز بالای  $LREE$  ارتباط داشته باشد که به نوبه خود به غنی بودن منشأ گوشته‌ای و درجه پایین ذوب بخشی مربوط است و هم می‌تواند منعکس کننده تهی‌شدگی HREE باشد که متأثر از کانی‌شناسی منشأ گوشته‌ای یا حضور گارنت در گوشته است (Rollinson, 2014; Zhou et al., 2009). حضور گارنت به‌عنوان فاز باقیمانده در منشأ، به‌کمک نسبت  $Dy/Yb$  قابل استناد است. اگر این نسبت بیش‌تر از مقدار کندریتی ( $Dy/Yb=1.57$ ) باشد، بیان‌گر گارنت باقی‌مانده در منشأ گوشته‌ای است (Abdel-Rahman, 2002). میانگین این نسبت در نمونه‌های منطقه برابر  $1/64$  است که به‌نوعی با حضور گارنت در منشأ گوشته‌ای سازگاری دارد. گوشته گارنت‌دار یا رخساره گارنت لرزولیت با یک گوشته نسبتاً عمیق (عمق بیش از ۸۰ کیلومتری) قابل توضیح است (Humphreys and Niu, 2009). ژئوشیمی عناصر کمیاب می‌تواند منشأ گوشته لیتوسفری از گوشته استنوسفری را تفکیک کند. از آن‌جاکه مقدار  $Nb$  نسبت به  $La$  در گوشته لیتوسفری نسبت به گوشته استنوسفری تهی‌شده‌تر است یک گوشته لیتوسفری با نسبت  $Nb/La < 0.5$  و یک گوشته استنوسفری با نسبت  $Nb/La > 1$  مشخص می‌شود (Abdel-Rahman, 2002). در نمونه‌های منطقه نسبت  $Nb/La$  بین  $1/11$  تا

۱/۵۷ است و چنان که در شکل ۸ آ نیز نشان داده شده، بازالت‌های آلكالن تالش در محدوده گوشته استنوسفری قرار گرفته‌اند.

نکته دیگر این است که با افزایش عمق منشأ مذاب، درجه ذوب‌بخشی کاسته می‌شود که خود می‌تواند باعث افزایش غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE شود. برای تعیین درجه ذوب‌بخشی، از برنامه PETRO-MODELER برای مدل‌سازی ذوب‌بخشی استفاده شد (Ersoy, 2013) این مدل‌سازی بر اساس معادله ذوب تعادلی غیر مدال (Shaw, 1970) انجام شد. ضرایب توزیع عناصر در مذاب بازالتی و کانی‌شناسی مدال رخساره اسپینل/گارنت لرزولیت از (McKenzie and O'Nions, 1995; McKenzie and O'Nions, 1991) و ترکیب گوشته اولیه از (Palme and O'Neill, 2003) اقتباس شد. به‌منظور حذف اثر تبلور بخشی، از نمونه‌هایی با (MgO > 5 wt.%) در مدل‌سازی استفاده شد. نتیجه مدل‌سازی در نمودار Sm-Sm/Yb منعکس شده است (شکل ۸ ب) که نشان می‌دهد اکثر نمونه‌ها با درجه ذوب‌بخشی پایین (کم‌تر از ۷ درصد) سازگاری دارند. گرچه ترکیب منشأ گوشته‌ای بر اساس مدل‌سازی فوق اختلافی از گوشته گارنت لرزولیتی و اسپینل‌لرزولیتی است که به‌نوعی ممکن است با اختلاط مذاب‌های گوشته عمیق و کم‌عمق‌تر در ارتباط باشد.



شکل ۸. ویژگی‌های منشأ گوشته‌ای بازالت‌های آلكالن تالش، (آ) نمودار Nb/La-La/Yb برای تفکیک گوشته لیتوسفری و استنوسفری (Abdel-Rahman, 2002)، (ب) نمودار Sm/Yb مقابل Sm برای تعیین درجه ذوب‌بخشی و کانی‌شناسی منبع  
**Figure 8.** The mantle source characteristics of TAB, a) Nb/La-La/Yb diagram to discriminate lithospheric and asthenospheric mantle (Abdel-Rahman, 2002)  
, b) Sm/Yb versus Sm diagram to determine the degree of partial melting and source mineralogy .

#### ۴. مؤلفه‌های مختلف تأثیرگذار در منشأ گوشته‌ای بازالت‌های تالش

در بازالت‌های بررسی شده، مقادیر نسبت Zr/Nb بین ۲/۴ تا ۴/۶ ( میانگین ۳/۰۴ ) و نسبت Nb/Th بین ۶/۸۸ تا ۱۰/۴۰ ( میانگین ۸/۵ ) است (جدول ۱). مقادیر اندک این نسبت‌ها، بازالت‌های آلكالن تالش را خارج از محدوده بازالت‌های فلات‌های اقیانوسی (OPB) قرار می‌دهد. چنین بازالت‌هایی با Nb/Th > 25 و Zr/Nb = 18 مشخص می‌شوند. در عوض نمونه‌های منطقه درون محدوده بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) قرار می‌گیرند (شکل ۹ آ) (Condie, 2005). چنان که ملاحظه می‌شود نسبت Nb/Th نمونه‌ها نزدیک به گوشته غنی‌شده (EMI و EMII) است و با گوشته HIMU فاصله بیش‌تری دارد. در مورد منشأهای گوشته‌ای EMI و EMII به اثرات فرورانش رسوبات آواری (EMII) یا پلاژیک (EMI) اشاره شده است. گرچه برای EMI اثرات پوسته زیرین قاره‌ای، چرخه مجدد یک فلات اقیانوس فرورانشی ویا لیتوسفر زیر قاره‌ای هم عنوان شده است (Saunders et al., 1988; White, 2015; Zindler and Hart, 1986). نسبت‌های عناصر کمیاب ناسازگار می‌تواند در تمایز منشأ گوشته‌ای بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) استفاده می‌شود. بر اساس جدول (۲)، منشأ گوشته‌ای EMI با نسبت‌های بیش‌تر Ba/La, La/Nb, Zr/Nb

Ba/Th و Rb/Nb مشخص می‌شود در حالی که در گوشته EMII، نسبت‌های Th/La، Th/Nb و Ba/La بیش‌تر است. همه نسبت‌های مذکور در گوشته نوع HIMU کم‌تر از گوشته‌های EMII و EMI است (Cook et al., 2005; Lanyon et al., 1993; Weaver, 1991b). علی‌رغم هم‌پوشانی که مؤلفه‌های EMI و EMII در نسبت عناصر ناسازگار نشان می‌دهند، به‌نظر می‌رسد، بازالت‌های آلکالن تالش با منشأ گوشته‌ای نوع EMII سازگاری بیش‌تری دارد (شکل ۹ و جدول ۲).

**جدول ۲.** مقایسه نسبت عناصر کمیاب ناسازگار در بازالت‌های آلکالن تالش (TAB) و سایر مذاب‌های بازالتی و مخازن ماگمایی. مقادیر گوشته اولیه و N-MORB از (Sun and McDonough, 1989)، پوسته قاره‌ای از (Rudnick and Gao, 2003) و مؤلفه‌های OIB از (Lanyon et al., 1993; Weaver, 1991a)

**Table 2.** The incompatible trace element ratios of TAB compared with other basaltic melt and magmatic reservoirs. The data references are as: Primary mantle and N-MORB (Sun and McDonough, 1989), continental crust (Rudnick and Gao, 2003), and OIB component (Lanyon et al., 1993; Weaver, 1991a)

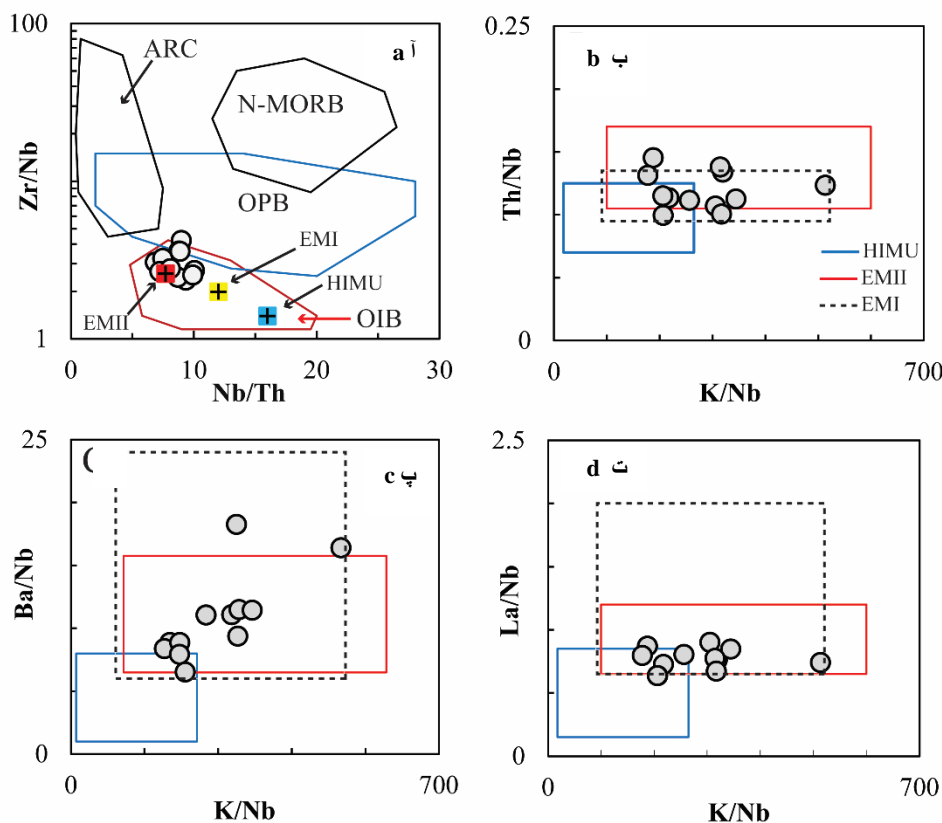
	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	K/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La
Primitive mantle	۱۵/۷	۰/۹۶	۹/۸۰	۸۲/۲	۰/۸۹	۳۵۱	۰/۱۲	۰/۱۲	۱۰/۱۷
N-MORB	۳۱/۸	۱/۰۷	۲/۷۰	۵۲/۵	۰/۲۴	۲۵۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۲/۵۲
Continental Crust	۱۶/۵	۲/۵۰	۵۷/۰	۸۱/۴	۶/۱۳	۱۸۷۸	۰/۷۰	۰/۲۸	۲۲/۸۰
HIMU-OIB	۰/۴-۵/۶	۰/۰۷-۰/۸۵	۱/۰-۸/۲	۲۳-۱۵۱	۰/۰۱-۰/۴۵	۱۳-۲۶۶	۰/۰۸-۰/۱۰	۰/۱۱-۰/۱۳	۲/۴-۱۵/۴
EMI-OIB	۳/۷-۱۸/۷	۰/۶۴-۲/۱۶	۸/۱-۲۳/۴	۷۱-۲۰۴	۰/۳۰-۱/۴۱	۹۶-۵۳۳	۰/۱۱-۰/۱۲	۰/۱۱-۰/۱۳	۶/۳-۱۷/۸
EMII-OIB	۴/۴-۸/۷	۰/۶۳-۱/۱۹	۶/۴-۱۵/۶	۵۷-۱۰۵	۰/۵۸-۱/۲۴	۱۰۴-۶۱۰	۰/۱۱-۰/۱۶	۰/۱۲-۰/۱۶	۷/۳-۱۹/۶
TAB	۲/۴-۱۷/۶	۰/۶۴-۱/۱	۳/۳۴-۱۸/۳	۲۲-۱۳۳	۰/۱-۳/۶	۴۱-۳۱۸	۰/۱-۰/۳	۰/۱۲-۰/۴	۴/۳-۲۴
Average TAB	۳/۸۹	۰/۷۹	۹/۶۸	۷۵/۲	۰/۸۴	۳۱۸	۰/۱۴	۰/۱۸	۱۲/۵

### تحولات ژئودینامیکی

در مورد ماگماتیسم کرتاسه در البرز نظرات مختلفی وجود دارد. به عقیده وردل و همکاران (Verdel et al., 2011) فرورانش کم شیب نفوتتیس به زیر حاشیه ایران در زمان کرتاسه باعث جابه‌جایی کانون ماگماتیسم به سمت البرز شده، به عبارت دیگر ماگماتیسم کرتاسه در البرز مربوط به فرورانش کم شیب شاخه جنوبی نفوتتیس به زیر ایران است. این درحالی است که به عقیده بربریان (Berberian, 1983) ولکانیسم کرتاسه البرز غربی، در اثر فرورانش اقیانوس سوان-آکرا-قره داغ ایجاد شده که این قوس خود شاخه شرقی زون فرورانشی اقیانوس از میر-آنکارا-ارزینکان است. در دیگر تحقیقاتی که وضعیت پالئوتکتونیک ایران و کشورهای هم‌جوار را بررسی کرده‌اند، به این نکته اشاره دارند که بعد از اتصال بلوک‌های سیمیرید به حاشیه جنوبی اوراسیا، یک ریف‌ت قاره‌ای، در تریاس فوقانی، باعث تشکیل شاخه شمالی اقیانوس نفوتتیس شد که فرورانش رو به شمال این اقیانوس منجر به تشکیل یک سیستم فرورانش و ماگماتیسم وابسته به قوس شده است (Zakariadze et al., 2007). ماگماتیسم غالب این قوس کالکوآلکالن است ولی ماگماتیسم کم حجم آلکالن موجود در این زون به‌وجود شرایط کششی بالای زون فرورانش ناشی از برگشت به عقب ورقه اقیانوسی فرورونده نسبت داده شده که منجر به تولید ماگمای از نوع OIB یا توده‌های گرانیتی A-Type شده است

(Delibaş et al., 2016; Karacık and Tüysüz, 2010; Karsli et al., 2018; Karsli et al., 2012; Rolland et al., 2009; Temizel et al., 2019). اگرچه احتمال گستردگی سیستم قوس نفوتتیس شمالی تا البرز پدیده احتمالی است، به‌ویژه که بازالت‌های کالکوآلکالن کرتاسه در اردبیل (شهرستان گرمی) خصوصیات ماگماتیسم زون فرورانش را دارند (Mobashergermi et al., 2018) و در محدوده جنوب لاهیجان-جواهردشت و مناطق هم‌جوار سنگ‌های آتشفشانی یا درونی با ویژگی‌های مناطق فرورانشی گزارش شده، هرچند آنها را بخشی از توالی افیولیتی و تشکیل تحت محیط سوپراسابداکشن زون (Akmali et al., 2019; Salavati et al., 2012) و یا مرتبط با آرایش

پوسته‌ای (Haghnazar et al., 2016) می‌دانند. بنابراین در صورت انتشار داده‌های بیش‌تر در مورد ماگماتیسم مرتبط با قوس در دامنه شمالی البرز، احتمالاً یک سناریو قابل پذیرش برای تشکیل بازالت‌های آکالن درون ورقه‌ای در این قسمت از ایران، برگشت به عقب صفحه اقیانوسی فرورانش‌کننده و ورود جریان جانبی استنوسفر به گوه گوشته‌ای است. فرایندی که برای این نوع ماگماتیسم علاوه بر زون پونتید-سوان-آکرا (چنان‌که در بالا اشاره شد)، برای کمربند آتشفشانی مکزیک هم، در نظر گرفته شده است (Ferrari et al., 2001).



شکل ۹. آ) موقعیت بازالت‌های آکالن تالش در نمودار  $Zr/Nb-Nb/Ta$  محدودها و ترکیب اعضای پایانی از (Condie, 2005). ترسیم نسبت‌های (ب)  $Th/Nb$ ، (پ)  $Ba/Nb$  و (ت)  $La/Nb$  مقابل  $K/Nb$  معرف الگوهای ژئوشیمیایی گوشته منبع بازالت‌های آکالن تالش. محدوده‌های  $HIMU$ ،  $EMI$  و  $EMII$  از (Cook et al., 2005; Lanyon et al., 1993) **Figure 9.** a) The plot of TAB samples on the  $Zr/Nb$  vs.  $Nb/Th$  diagram (Condie, 2005).  $Th/Nb$ , (b),  $Ba/Nb$ , (c), and  $La/Nb$ , (d) plotted against  $K/Nb$  illustrating the geochemical features of the mantle source for TAB. The fields of  $HIMU$ ,  $EMI$ , and  $EMII$  are from (Cook et al., 2005; Lanyon et al., 1993)

وجود پلوم گوشته‌ای برای تشکیل ماگمای آکالن کرتاسه پسین البرز، مکانیزمی قابل قبول به نظر می‌رسد. صعود یک پلوم گوشته‌ای منجر به بالا آمدگی یک تا دو کیلومتری شانه ریفت و حضور تعداد زیادی از دایک‌های دسته‌ای در منطقه می‌شود (Ferrari et al., 2001; Hawkesworth et al., 1995; Stampfli et al., 2001). در مقالات مربوط به ماگماتیسم آکالن البرز، بالا آمدگی وسیع و یا وجود دایک‌های دسته‌ای در هیچ کدام از مناطق مستند نشده است. بنابراین، حضور یک پلوم بزرگ همانند آن‌چه برای غرب مکزیک و یا  $OPB$  در نظر گرفته می‌شود چندان با حجم کم ماگماتیسم آکالن کرتاسه در حاشیه جنوبی اوراسیا (زون پونتید-قفقاز-البرز) سازگار نیست.

اما نظریه ارائه شده به وسیله (Kazmin and Tikhonova, 2006) با ماگماتیسم آکالن دامنه شمالی البرز، سازگاری بیش‌تری دارد. این پژوهش‌گران، آکالی بازالت‌هایی با محتوای  $Ti$  بالا در گرجستان (زون قفقاز کوچک) را وابسته به فرایند ریفتی شدگی و تشکیل یک دره ریفتی در زون اجاریا-ترالیتی می‌دانند و معتقدند گدازه‌های موجود

در سازند چالوس که به‌صورت بین لایه‌ای با رسوبات کرتاسه پایین تا بالا قرار دارند، مرتبط با ریفت‌شدگی دامنه شمالی البرز هستند، به‌عبارت دیگر ماگماتیسم آلکالن این مناطق ناشی از فعالیت یک ریفت قاره‌ای است که از گرجستان تا البرز مرکزی را در بر گرفته است. پژوهش‌های انجام شده روی بازالت‌های آلکالن کرتاسه، در جنوب مرزن آباد و کجور در استان مازندران و هم‌چنین مناطق جواهردشت، دیلمان، کجید در استان گیلان به تشکیل این سنگ‌ها در یک حوضه ریفتی اشاره دارند (Akmali et al., 2019; Ansari et al., 2011; Delavari et al., 2018; Doroozi et al., 2016; Haghazar, 2012). چنان که پیش‌تر اشاره شد، بازالت‌های آلکالن تالش جایگاه درون پلیتی مرتبط با ریفت قاره‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۷ آ و ب) که شرایط تشکیل مشابهی همانند سایر بازالت‌های آلکالن کرتاسه البرز را برای این ولکانیسم رقم زده است. هرچند عمق حوضه‌ای که این فعالیت ماگمایی در آن رخ داده در بخش‌های مختلف البرز متفاوت است. در تالش این فعالیت آتشفشانی همراه با رخساره‌های رسوبی در یک محیط ساحلی-دلتایی است، در حالی که در جنوب لاهیجان آهک‌های پلاژیک همراه با این بازالت‌ها محیط عمیق دریایی را نشان می‌دهند (Delavari et al., 2018). این عمیق‌شدگی حوضه در البرز مرکزی با عضو آهک زیرین و آهک بالایی در سازند چالوس به‌خوبی خود را نشان می‌دهد (Aghanabati, 2012). به‌طور کلی می‌توان این‌طور نتیجه گرفت که در کرتاسه پسین یک تکتونیک کششی در سراسر حاشیه جنوبی اوراسیا حاکم بوده است. در زون پونتید عامل این کشش برگشت به عقب ورقه اقیانوسی نئوتتیس شمالی است، اما در زون قفقاز کوچک- البرز این حادثه در پی تشکیل یک ریفت قاره‌ای در اثر تشکیل حوضه دریای سیاه شرقی ایجاد شده است (Kazmin and Tikhonova, 2006).

### نتیجه‌گیری

بازالت‌های آلکالن تالش بخشی از مجموعه سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی کرتاسه پسین هستند که در دامنه شرقی کوه‌های تالش واقع در زون البرز غربی، رخنمون دارند. اختصاصات واحدهای رسوبی نشان‌دهنده یک محیط ساحلی-دلتایی کم عمق است. بخش ماگمایی که به‌صورت برونزدهایی از روانه و دایک در منطقه دیده می‌شود دارای بافت آفانتیک تا پورفیریک بوده است که کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، تیتانومگنتیت  $\pm$  آلکالی فلدسپار به‌صورت درشت بلور و در خمیره سنگ حضور دارند. محتوای زیاد Ti و Nb این سنگ‌ها، آنها را در محدوده آلکالی‌بازالت تا فوئیدیت قرار داده است. غلظت زیاد عناصر ناسازگار، غنی‌شدگی LIL، LREE و HFSE در نمودارهای چند عنصری به‌هنجار شده به‌گوشته اولیه، همراه با نسبت‌های عناصر ناسازگار تشابه این ولکانیسم را با ماگماهای آلکالن درون‌ورقه‌ای مرتبط با ریفت‌های قاره‌ای را آشکار کرد. ذوب بخشی کم یک گوشته استوسفری با مؤلفه غنی شده از نوع EMII در کنار تاثیر تفریق بلوری، غنی‌شدگی زیاد این ماگما در همه گروه‌های عناصر ناسازگار را موجب شده است. تشابه ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه تکتونیکی بازالت‌های آلکالن تالش با سایر بازالت‌های آلکالن البرز و هم‌چنین زون پونتید و قفقاز کوچک، نشانه حاکمیت یک تکتونیک کششی در بازه زمانی کرتاسه پسین، در حاشیه جنوبی اوراسیا است که پیامد آن توسعه یک ریفت قاره‌ای است که از گرجستان تا البرز مرکزی گسترده است.

### تشکر و قدردانی

بخشی از تجزیه‌های این مقاله در دانشگاه ناگویای ژاپن انجام شد که از دکتر حسین عزیزی و دکتر یوشی آسهارا (استاد دانشگاه و رئیس آزمایشگاه) تشکر و قدردانی می‌کنیم.

## منابع

1. Abdel-Rahman, A.-F.M., "Mesozoic volcanism in the Middle East: geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related alkali basalts from central Lebanon", *Geological Magazine*, 139 (6) (2002) 621-640. <https://doi.org/10.1017/S0016756802006829>.
2. Aghanabati, A., "Geology of Iran. Geological Survey of Iran (2012).
3. Agrawal, S., Guevara, M., Verma, S.P., "Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements", *International Geology Review*, 50 (12) (2008) 1057-1079, <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.12.1057>.
4. Akmalı, S., Asiabanha, A., Haghazar, S., "Cretaceous magmatic evolution in the Deylaman igneous complex, Alborz zone, Iran: change from extensional to compressional regime", *Geological Quarterly*, 63 (4) (2019) 757-770, <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1500>.
5. Alavi, M., "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran", *Journal of Geodynamics*, 21(1) (1996) 1-33.
6. Aldanmaz, E., Köprübaşı, N., Gürer, Ö. F., Kaymakçı, 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, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.04.003>.
7. Ansari, M., Abedini, M. V., Zadeh, A. D., Sheikhzakariaee, S., mirzaee Beni, Z. H., "Geochemical constrain on the Early Cretaceous, OIB-type alkaline volcanic rocks in Kojor volcanic field, Central Alborz Mountain, north of Iran", *Australian Journal of Basic and Applied Sciences*, 5 (10) (2011) 913-925.
8. Aydin, F., "Geochronology, geochemistry, and petrogenesis of the Maçka subvolcanic intrusions: implications for the Late Cretaceous magmatic and geodynamic evolution of the eastern part of the Sakarya Zone, northeastern Turkey", *International Geology Review*, 56 (10) (2014) 1246-1275, <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.933364>.
9. Berberian, M., "The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20 (2) (1983) 163-183.
10. Berberian, M., King, G., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian journal of earth sciences*, 18 (2) (1981) 210-265,
11. Burtman, V., "Meso-Tethyan oceanic sutures and their deformation", *Tectonophysics*, 234 (4) (1994) 305-327.
12. Clark, G., Davies, R., Hamzepour, B., Jones, C., "Explanatory Text of the Bandar-e Pahlavi Quadrangles Map 1: 2500000, Geological Survey of Iran", (1975).
13. Condie, K. C., "High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?", *Lithos*, 79 (3) (2005) 491-504, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>.

14. Cook, C., Briggs, R. M., Smith, I. E., Maas, R., "Petrology and geochemistry of intraplate basalts in the South Auckland volcanic field, New Zealand: evidence for two coeval magma suites from distinct sources. *Journal of Petrology*, 46 (3) (2005) 473-503.
15. Davidson, J., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, D. F., Bashukoo, B., Turrin, B., Pandamouz, A., "The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran", *Geological Society of America Bulletin*, 116 (1-2) (2004) 16-29, 10.1130/B25344.1.
16. Davis, F. A., Hirschmann, M. M., Humayun, M., "The composition of the incipient partial melt of garnet peridotite at 3GPa and the origin of OIB", *Earth and Planetary Science Letters*, 308 (3) (2011) 380-390, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.008>.
17. Delavari, M., Moradi, R., Shabani, A. A. T., "Mineral chemistry, thermobarometry and tectonomagmatic setting of Late-Cretaceous volcanic rocks from the Kojid area (south of Lahijan, northern Alborz)", (2018).
18. Delibaş, O., Moritz, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., Saraç, C., Revan, K. M., Göç, D., "Cretaceous subduction-related magmatism and associated porphyry-type Cu–Mo prospects in the Eastern Pontides, Turkey: new constraints from geochronology and geochemistry", *Lithos*, 248 (2016) 119-137.
19. Doroozi, R., Vaccaro, C., Masoudi, F., Petrini, R., "Cretaceous alkaline volcanism in south Marzanabad, northern central Alborz, Iran: Geochemistry and petrogenesis", *Geoscience Frontiers*, 7 (6) (2016) 937-951, <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.11.004>.
20. Ersoy, E.Y., "PETROMODELER (Petrological Modeler): a Microsoft® Excel® spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems", *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22 (1) (2013) 115-125, doi:10.3906/yer-1104-6.
21. Ferguson, D. J., Barnie, T. D., Pyle, D. M., Oppenheimer, C., Yirgu, G., Lewi, E., Kidane, T., Carn, S., Hamling, I., "Recent rift-related volcanism in Afar, Ethiopia", *Earth and Planetary Science Letters*, 292 (3) (2010) 409-418, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.02.010>.
22. Ferrari, L., Petrone, C. M., Francalanci, L., "Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting", *Geology*, 29 (6) (2001) 507-510,
23. Fitton, J. G., "The OIB paradox", *Special Papers-Geological Society Of America*, 430: (2007) 387, 10.1130/2007.2430(20).
24. Green, T., "Island arc and continent-building magmatism-A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry", *Tectonophysics*, 63 (1-4) (1980) 367-385,

25. Haghazar, S., "Petrology, Geochemistry and tectonic setting of Javaherdasht Cretaceous gabbro in the north of Alborz mountains, East of Gilan, north of Iran", A part of Ophiolite sequence or intra-continental rift? *Petrology* (2228-5210), 3 (10) (2012) 79-94 (in Persian),
26. Haghazar, S., Shafeii, Z., Shaeghi, Z., "Petrogenesis and structural zone in basalt, Trachyte and rhyolite assemblage in Spili, South of Siahkal, North of Iran: Evidence of Dual Magmatism related to continental rift in Alborz", *Petrology*, 7 (27) (2016.) 43-60 (in Persian),
27. Hawkesworth, C., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A., Bradshaw, T., Rogers, N., "Calc- alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100 (B6) (1995) 10271-10286,
28. Humphreys, E. R., Niu, Y., "On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism", *Lithos*, 112 (1) (2009) 118-136, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.038>.
29. Karacik, Z., Tüysüz, O., "Petrogenesis of the Late Cretaceous Demirköy Igneous Complex in the NW Turkey: Implications for magma genesis in the Strandja Zone. *Lithos*", 114 (3) (2010) 369-384, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.09.012>.
30. Karsli, O., Aydin, F., Uysal, I., Dokuz, A., Kumral, M., Kandemir, R., Budakoglu, M., Ketenci, M., "Latest Cretaceous "A2-type" granites in the Sakarya Zone, NE Turkey: Partial melting of mafic lower crust in response to roll-back of Neo-Tethyan oceanic lithosphere", *Lithos*, 302-303 (2018) 312-328, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.025>.
31. Karsli, O., Caran, Ş., Dokuz, A., Çoban, H., Chen, B., Kandemir, R., "A-type granitoids from the Eastern Pontides, NE Turkey: Records for generation of hybrid A-type rocks in a subduction-related environment", *Tectonophysics*, 530-531 (2012) 208-224, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.030>.
32. Kazmin, V., Tikhonova, N., "Late Cretaceous-Eocene marginal seas in the Black Sea-Caspian region: paleotectonic reconstructions", *Geotectonics*, 40 (3) (2006) 169-182,
33. Kurum, S., Tanyıldızı, Ö., "Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of Upper Cretaceous (calc-alkaline) and Miocene (alkaline) volcanic rocks: Elazığ, Eastern Taurides, Turkey", *Journal of African Earth Sciences*, 134 (2017) 332-344, <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.06.020>.
34. Lanyon, R., Varne, R., Crawford, A. J., "Tasmanian Tertiary basalts, the Balleny plume, and opening of the Tasman Sea (southwest Pacific Ocean)", *Geology*, 21 (6) (1993) 555-558,
35. Madanipour, S., Yassaghi, A., Ehlers, T. A., Enkelmann, E., "Tectonostratigraphy, structural geometry and kinematics of the NW Iranian Plateau margin: Insights from the Talesh Mountains, Iran", *American Journal of Science*, 318 (2) (2018) 208-245,

36. Marske, J. P., Pietruszka, A. J., Trusdell, F. A., Garcia, M. O., "Geochemistry of southern Pagan Island lavas, Mariana arc: the role of subduction zone processes", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162 (2) (2011) 231-252, [10.1007/s00410-010-0592-1](https://doi.org/10.1007/s00410-010-0592-1).
37. Mattsson, H. B., Oskarsson, N., "Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of a propagating rift: Evidence from the Heimaey volcanic centre, south Iceland", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147 (3) (2005) 245-267, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.04.004>.
38. McKenzie, D., O'nions, R., "Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations", *Journal of Petrology*, 32 (5) (1991) 1021-1091, <https://doi.org/10.1093/petrology/32.5.1021>.
39. McKenzie, D., O'nions, R. K., "The source regions of ocean island basalts", *Journal of petrology*, 36 (1) (1995) 133-159, <https://doi.org/10.1093/petrology/36.1.133>.
40. Mobashergermi, M., Aghazadeh, M., Kheirkhah, M., Ahmadzadeh, G., "Geochemistry and petrogenesis of Cretaceous volcanic rocks from the south and southwest of Germe city (Northwest of Iran)", (2018).
41. Nikishin, A. M., Ziegler, P. A., Abbott, D., Brunet, M. F., Cloetingh, S., "Permo–Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics", *Tectonophysics*, 351 (1) (2002) 3-39, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00123-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00123-3).
42. Palme, H., O'Neill, H.S.C., "Cosmochemical estimates of mantle composition", In: Carlson, R.W. (Ed.), *Treatise on geochemistry The mantle and core*, 2 (2003.) 1-38.
43. Pearce, J. A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries", *Andesites*, 8 (1982) 525-548,
44. Pearce, J. A., "A user's guide to basalt discrimination diagrams", *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12 (1996) 79-113,
45. Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H., Fryer, P., "Geochemical mapping of the Mariana arc- basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components", *Geochemistry, geophysics, geosystems*, 6 (7) (2005).
46. Pfänder, J. A., Jung, S., Münker, C., Stracke, A., Mezger, K., "A possible high Nb/Ta reservoir in the continental lithospheric mantle and consequences on the global Nb budget– Evidence from continental basalts from Central Germany", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 77 (2012) 232-251.
47. Plank, T., "Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents", *Journal of Petrology*, 46 (5) (2005) 921-944, <https://doi.org/10.1093/petrology/egi005>.

48. Premoli, S. I., Verga, D., "Practical manual of Cretaceous planktonic foraminifera", International school on planktonic foraminifera, 3 (0) (2004).
49. Renjith, M., "Micro-textures in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren Island Volcano: evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone", Geoscience Frontiers, 5 (1) (2014) 113-126.
50. Rolland, Y., Billo, S., Corsini, M., Sosson, M., Galoyan, G., "Blueschists of the Amassia-Stepanavan suture zone (Armenia): linking Tethys subduction history from E-Turkey to W-Iran", International Journal of Earth Sciences, 98 (3) (2009) 533-550. 10.1007/s00531-007-0286-8.
51. Rollinson, H. R., "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Routledge (2014).
52. Rossetti, F., Monié, P., Nasrabady, M., Theye, T., Lucci, F., Saadat, M., "Early Carboniferous subduction-zone metamorphism preserved within the Palaeo-Tethyan Rasht ophiolites (western Alborz, Iran)", Journal of the Geological Society, 174 (4) (2017) 741-758, 10.1144/jgs2016-130.
53. Rudnick, R. L., Gao, S., "Composition of the continental crust, In, Rudnick, R.L, Ed", The Crust, Elsevier-Pergamon, Oxford, 3 (2003) 1-64. 10.1016/B0-08-043751-6/03016-4.
54. Salavati, M., Kananian, A., Noghreiiian, M., "Geochemical characteristics of volcanic suite from the eastern Guilan province Ophiolite complex in North of Iran", JApSc, 12 (1) (2012)1-11,
55. Saunders, A., Norry, M., Tarney, J., "Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints", Journal of Petrology (1) (1988) 415-445.
56. Sengor, A., Altiner, D., Cin, A., Ustaömer, T., Hsü, K., "Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land", Geological Society, London, Special Publications, 37 (1) (1988) 119-181,
57. Shaw, D. M., "Trace element fractionation during anatexis", Geochimica et Cosmochimica Acta, 34 (2) (1970) 237-243, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8).
58. Song, X.-Y., Qi, H.-W., Robinson, P. T., Zhou, M.-F., Cao, Z.-M., Chen, L.-M., "Melting of the subcontinental lithospheric mantle by the Emeishan mantle plume; evidence from the basal alkaline basalts in Dongchuan, Yunnan, Southwestern China", Lithos, 100 (1) (2008) 93-111. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.023>.
59. Stampfli, G. M., "Tethyan oceans", Geological Society, London, Special Publications, 173 (1) (2000) 1-23. 10.1144/gsl.sp.2000.173.01.01.
60. Stampfli, G. M., Mosar, J., Favre, P., Pillecuit, A., VANNAY, J.-C., "Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo-Tethys East Mediterranean basin connection", Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle (1993) 186 (2001) 51-108.

61. Stocklin, J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", AAPG bulletin, 52 (7) (1968) 1229-1258,
62. Sun, S., McDonough, W. E., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes", Geological Society, London, Special Publications 42 (1) (1989) 313-345. [10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19).
63. Temizel, İ., Arslan, M., Yücel, C., Yazar, E. A., Kaygusuz, A., Aslan, Z., "U-Pb geochronology, bulk-rock geochemistry and petrology of Late Cretaceous syenitic plutons in the Gököy (Ordu) area (NE Turkey): Implications for magma generation in a continental arc extension triggered by slab roll-back", Journal of Asian Earth Sciences, 171(2019) 305-320. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2019.01.004>.
64. Veevers, J., Tewari, R., "Permian-Carboniferous and Permian-Triassic magmatism in the rift zone bordering the Tethyan margin of southern Pangea", Geology, 23 (5) (1995) 467-470, [10.1130/0091-7613\(1995\)023<0467:PCAPTM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0467:PCAPTM>2.3.CO;2).
65. Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J., Guest, B., "A Paleogene extensional arc flare-up in Iran", Tectonics, 30 (3) (2011). [10.1029/2010TC002809](https://doi.org/10.1029/2010TC002809).
66. Vernon, R. H., "A practical guide to rock microstructure", Cambridge university press.
67. Weaver, B.L., 1991a. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. Earth and Planetary Science Letters, 104 (2-4) (2018) 381-397,
68. Weaver, B. L., "Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts", Geology, 19 (2) (1991b) 123-126.
69. White, W. M., "Isotope geochemistry", John Wiley & Sons (2015).
70. Wilson, B. M., "Igneous petrogenesis a global tectonic approach", Springer Science & Business Media (2007).
71. Xia, L., Xu, X., Li, X., Ma, Z., Xia, Z., "Reassessment of petrogenesis of Carboniferous–Early Permian rift-related volcanic rocks in the Chinese Tianshan and its neighboring areas", Geoscience Frontiers, 3 (4) (2012) 445-471.
72. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.12.011>.
73. Yoder, H., Tilley, C. E., "Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems", Journal of Petrology, 3 (3) (1962.) 342-532,
74. <https://doi.org/10.1093/petrology/3.3.342>.
75. Zakariadze, G. S., Dilek, Y., Adamia, S. A., Oberhänsli, R. E., Karpenko, S. F., Bazylev, B. A., Solov'eva, N., "Geochemistry and geochronology of the Neoproterozoic Pan-African Transcaucasian Massif (Republic of Georgia) and implications for island arc evolution of the late Precambrian Arabian-Nubian Shield", Gondwana Research, 11 (1) (2007) 92-108. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.05.012>.

76. Zhou, M.-F., Zhao, J.-H., Jiang, C.-Y., Gao, J.-F., Wang, W., Yang, S.-H., "OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: Implications for a possible Permian large igneous province", *Lithos*, 113 (3) (2009) 583-594. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.027>.
77. Zindler, A., Hart, S., "Chemical geodynamics", *Annual review of earth and planetary sciences*, 14 (1) (1986) 493-571.

## **Late Cretaceous alkaline basalts of the Talesh area: implication for the tectonic evolution of continental margin in southern Eurasia (western Alborz)**

Khadijeh Amani\*, Morteza Delavari, Sadroddin Amini, Amir Ali Tabbakh Shabani  
Faculty of Earth Sciences, Geochemistry Department, Kharazmi University

### **Extended Abstract**

(Paper pages 25-38)

#### **Introduction**

The geochemistry of within plate alkaline basalts is important to constrain the mantle source characteristics e.g. depth and degrees of partial melting, homogeneity and/or heterogeneity of the mantle, and also the geochemical interaction between enriched and the depleted mantle sources (Fitton, 2007). The generation of alkaline basalts could be related to local hotspot/plume activity or regional scale rift-related extensional tectonic regime. Therefore, these rocks bear significant information about the paleotectonic evolution of their region (Mattsson and Oskarsson, 2005). In this contribution, we examine the Late Cretaceous alkaline basalts in the Talesh area. This study provides new whole-rock geochemical data for investigating the magma genesis and geodynamic evolution of western Alborz as a part of southern Eurasian continental margins during Late Cretaceous.

#### **Material and methods**

After petrography, 12 representative samples were selected for whole rocks analyses. The geochemical analyses were performed in two labs: the geological institute of ETH Zurich, and the Geochemistry Department of the Nagoya University (NU), Japan. At the ETH Lab., major and some trace element abundances were measured by XRF on fused glass beads using a Panalytical Axios wavelength-dispersive spectrometer (WDXRF, 2. 4KV). In addition, the rare earth elements (REEs) and some of the other trace elements analyses were carried out by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) on XRF fused discs. For each disc (sample), three spots (90  $\mu\text{m}$  diameter) were analyzed. At Nagoya University, major element oxides and trace elements were measured by X-ray fluorescence WD-XRF (Rigaku ZSX Primus II) and ICP-MS Agilent 7700 X, respectively.

#### **Results and discussion**

The study area is located in the west of Talesh, western Alborz. The studied volcanic rocks mainly expose as limited lava interlayers associated with the Late-Cretaceous volcanogenic sedimentary units as well as crosscutting dykes at the eastern flank of the Talesh Mountains. The sediments were deposited in a shallow coastal-deltaic environment.

Petrographically, the basaltic rocks display aphanitic to porphyritic textures in which the phenocrysts are generally <4 mm in size. Clinopyroxene and plagioclase are commonly observed in the samples. Olivine, when present, is extensively altered. Fe-Ti oxides (opaque minerals) are also common micro-phenocrystic phases. In addition, alkali feldspar rarely occurs as interstitial phases in the matrix of some samples. The matrix is often characterized by intersertal to intergranular textures in which clinopyroxene and plagioclase laths are the major

constituents. In some samples, amphibole is also found, which is of secondary origin produced from clinopyroxene alteration. Sericite, chlorite, and zeolite are the other secondary phases. On the LOI-free basis, the samples represent SiO<sub>2</sub> ranges of 44.7 to 51.97 wt.%. The Nb/Y and Zr/Ti ratios vary between 1.51 to 3.9 and 0.01 to 0.03, respectively, which in this regard, the rocks show alkaline basalt signatures. The amount of MgO displays a wide range of 3.06 to 8.79 wt.%, indicating that the samples had undergone different degrees of fractionation. Accordingly, the low concentration of Ni (<99 ppm) and Cr (<464 ppm) suggests fractional crystallization of ferromagnesian phases such as olivine and clinopyroxene. In the normalized multi-element diagrams, the rocks are enriched in incompatible elements (LILE and HFSE) and display oceanic island basalt (OIB)- like geochemical features. Furthermore, the chondrite-normalized rare earth elements (REE) are characterized by negatively sloped patterns and the (La/Yb)<sub>N</sub> and (Sm/Yb)<sub>N</sub> ratios of 10.3 to 23.4 and 3.67 to 4.66, respectively. The samples lack marked Eu negative anomaly that along with the absence of decreasing trend of Sr/La ratio suggests that plagioclase fractionation was not so effective on magma chemical evolution. The Th/Yb vs. Ta/Yb plot (Pearce, 1982), which is a useful diagram to discriminate within-plate and subduction zone magmas, shows that the Talesh basalts fall within mantle array around OIB composition. In addition, incompatible element contents of Yb, La, Th, and Sm (the DF1-DF2 diagram; Agrawal et al., 2008) are indicative of continental rift setting for the Talesh basalts. Thus, it is clear that the studied volcanic is related to within plate magmatism of probably continental rift setting. Trace element modeling based on REE values (Sm/Yb vs. Sm variation) shows that the primitive magma of Talesh volcanics was generated from a low degree of partial melting (<7%) of a garnet-spinel lherzolitic mantle source. Also, the high value of Nb/La ratio (1.11 to 1.57) is indicative of asthenospheric mantle source. Using incompatible element ratios like Zr/Nb, Nb/Th, Th/Nb, K/Nb, Ba/Nb and La/Nb suggest that the mantle source is more comparable to EMII-type enriched mantle. Late Cretaceous alkaline basalts are also common in the central Alborz e.g. in the Lahijan and Marzanabad areas showing that the alkaline basaltic magmatism was probably accompanied by a rift-related extensional tectonic regime on a regional scale from the western to central Alborz.

**Keywords:** Alkali basalt, Late Cretaceous, Within plate, Talesh, Western Alborz, Eurasia

---

\*Corresponding Author: std\_kh.amani@khu.ac.ir