

## **Geochemistry and petrogenesis of Eocene shoshonitic and adakitic volcanic rocks in Sonajeel area (Southeast of Heris, Eastern Azerbaijan)**

**Nasibeh Nemati, Mehraj Aghazadeh \* and Zahra Badrzadeh**  
Department of Geology, Payameh Noor University, Iran

### **Abstract**

The studied area is located in the SE of Heris (Eastern Azerbaijan province) and the Alborz-Azerbaijan structural zone. The Eocene volcanic rocks in the area of under study show various compositions ranging from olivine basalt, hornblende basalt, basaltic andesite and andesite to trachy andesite. The studied basaltic rocks, except for amphibole types, which show calc-alkaline affinity, mainly have shoshonitic and the andesitic rocks are adakitic composition. According to primitive mantle and chondrite normalized spider and REE diagrams, the studied rocks are characterized by LILE and LREE enrichment and pronounced depletion in HFS elements. Based on geochemical data the basaltic rocks have been originated from different degrees partial melting of a heterogeneous lithospheric mantle that metasomatized by subduction agents. The adakitic rocks have been generated from partial melting of thickened potassic mafic lower crust that have been metamorphosed in eclogitic facies.

**Key words:** Shoshonite, adakite; petrogenesis, Eocene, Sonajeel, Arasbaran

---

\* mehrajaghazadeh@pnu.ac.ir

## زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشانی شوشونیتی و آداکیتی ائوسن منطقه سوناجیل (جنوب‌خاوری هریس، آذربایجان شرقی)

نصیبه نعمتی، مهراج آقازاده \* و زهرا بدرزاده  
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام‌نور، ایران

### چکیده

این منطقه در شهرستان هریس استان آذربایجان شرقی و در پهنه ساختمانی البرز - آذربایجان جای دارد. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه تنوع سنگ‌شناسی الیون‌بازالت، هورنبلندبازالت، آندزیت‌بازالتی، آندزیت و تراکی آندزیت دارند. بیشتر سنگ‌های بررسی‌شده سرشت شوشونیتی دارند؛ مگر هورنبلندبازالت‌ها که سرشت کالک‌آلکان و آندزیت‌ها که سرشت آداکیتی نشان می‌دهند. برپایه نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه و عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت، نمونه‌های بررسی‌شده از LILE و LREE غنی‌شدگی و از عنصرهای Ta, Nb, Ti (HFSE) تهی‌شدگی دارند. برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌های بازالتی بررسی‌شده از گوشته لیتوسفری ناهمگن متاسوماتیزه‌شده با عوامل فرورانشی و درصدهای ذوب‌بخشی گوناگون پدید آمده‌اند. سنگ‌های آداکیتی نیز از ذوب پوسته زیرین ضخیم و دگرگون‌شده اکلوتیتی پدید آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: شوشونیت، آداکیت، سنگ‌زایی، ائوسن، سوناجیل، ارسباران

### مقدمه

متداول هستند (Jiang *et al.*, 2002). سنگ‌های شوشونیتی ویژگی بارز محیط‌های زمین‌ساختی مخرب هستند (Morrison, 1980). بیشتر سری‌های شوشونیتی در پهنه‌های زمین‌ساختی مرزهای مخرب صفحه‌ها در

سری شوشونیتی معمولاً به سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالتی تا آندزیتی گفته می‌شود (Morrison, 1980)؛ اما به‌تازگی بررسی‌ها نشان داده‌اند هم‌ارزهای نفوذی آنها نیز

\* mehrajaghazadeh@pnu.ac.ir

آذرآواری رخ داده است که در دوره‌های ائوسن زیرین سرشت زیردریایی داشته است؛ اما در ائوسن بالایی، بخشی از فعالیت آتشفشانی در محیط خشکی رخ داده است ( Babakhani *et al.*, 1976). در زمان الیگوسن، ماگماتیسم به صورت نفوذ سنگ‌های آذرین درونی گوناگون با سرشت شوشونیتی و کالک‌آلکان رخ داده است ( Aghazadeh *et al.*, 2011; Jamali *et al.*, 2010). در میوسن، ماگماتیسم به صورت نفوذ توده‌های نفوذی کم‌ژرفا به همراه سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری به صورت محدود گسترش داشته است. در پایان، فعالیت آتشفشانی گسترده‌ای به صورت شکافی و نقطه‌ای در منطقه ارسباران در پلیو-کواترنری رخ داده است که آتشفشان سبلان نمونه بارز این نوع فعالیت آتشفشانی است. در منطقه جنوب‌خاوری هریس، توالی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن گسترش بسیاری دارند. بررسی‌های گسترده‌ای روی سنگ‌های آذرین درونی در منطقه ارسباران انجام شده است (مانند: Aghazadeh *et al.*, 2011)؛ اما بررسی‌های انجام‌شده روی نهشته‌های آتشفشانی ائوسن منطقه ارسباران که گسترش و تنوع بسیاری دارند بسیار اندک هستند. بیشتر بررسی‌ها در پهنه طارم و البرز باختری انجام شده‌اند (مانند: Asiabanha and Foden, 2012). برپایه تنوع و گسترش رخنمون‌های آتشفشانی ائوسن و اهمیت شناسایی عوامل مؤثر در پیدایش و گسترش و فرایندهای زمین‌ساختی مؤثر در پیدایش آنها، در این پژوهش، زمین‌شناسی، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه سوناجیل - هریس ارزیابی شده است.

نخستین مرحله‌های پیدایش کمان یا مراحل پایانی و بلوغ کمان ماگمایی پدید می‌آیند (Morrison, 1980; Stern *et al.*, 1988). همچنین، آنها در محیط‌های کششی یا پس‌از برخورد نیز گزارش شده‌اند (Sun *et al.*, 2008; Dostal *et al.*, 2002).

سنگ‌های آداکیتی شاخص، سنگ‌های آذرین سرشار از سدیمی هستند که از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده جدایش پیدا می‌کنند (Defant and Drummond, 1990)؛ اما سازوکارهای دیگری نیز برای خاستگاه آنها پیشنهاد شده است که حضور آنها را در محیط‌های زمین‌ساختی گوناگون توجیه می‌کند. این سازوکارها عبارتند از:

(۱) ذوب‌بخشی پوسته زیرین ضخیم‌شده ( Xu *et al.*, 2007) یا پوسته قاره‌ای زیرین لایه‌لایه‌شده در گوشته لیتوسفری ( Wang *et al.*, 2004a)؛

(۲) ذوب‌بخشی پریدوتیت گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده با مذاب‌های قطعه فرورونده (Martin *et al.*, 2005) و تبلوربخشی ماگما‌های جداشده از گوشته (Castillo *et al.*, 2012).

برخی سنگ‌های آداکیتی یا شبه‌آداکیتی شاید ویژگی‌های شوشونیتی یا پتاسیم بالا داشته باشند (Castillo *et al.*, 2002).

منطقه ارسباران بخشی از کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان شمرده می‌شود که ماگماتیسم گسترده‌ای در دوره‌های گوناگون در آن رخ داده است. در این پهنه، ماگماتیسم از کرتاسه با سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری عمدتاً زیردریایی آغاز شده است. در ائوسن ماگماتیسم گسترده‌ای در این منطقه به صورت سنگ‌های آتشفشانی و

## زمین‌شناسی

محدوده سوناجیل در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر (Mahdavi and Amini Fazl, 1989) و ۱:۲۵۰۰۰۰ (Babakhani et al., 1976) اهر و همچنین، در ۱۷ کیلومتری جنوب‌خاوری شهر هریس در شمال‌خاوری تا خاور شهرستان تبریز جای دارد. محدوده جغرافیایی آن میان طول‌های جغرافیایی خاوری  $41^{\circ} 13' 47''$  و  $47^{\circ} 50' 17''$  و عرض‌های جغرافیایی شمالی  $38^{\circ} 08' 53''$  و  $38^{\circ} 12' 14''$  است. برپایه رده‌بندی واحدهای ساختمانی ایران، این منطقه بخشی از پهنه البرز- آذربایجان (Nabavi, 1976) به‌شمار می‌رود. در پهنه‌بندی جزئی، این منطقه در پهنه ارسباران در کرانه بخش شمال‌خاوری پهنه آذربایجان جای دارد (شکل ۱).

نهشته‌های سنوزویک رخنمون‌های دیده‌شده در این محدوده را می‌سازند. رخنمون‌های سنگی در این محدوده عبارتند از: (۱) نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن؛ (۲) توده‌های آذرین درونی الیگو- میوسن؛ (۳) سنگ‌های آتشفشانی کواترنری. در این محدوده، نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن گسترش بیشتری دارند و نزدیک به ۵۰ درصد رخنمون‌های سنگی در این محدوده را دربرگرفته‌اند. این نهشته‌ها در بخش‌های شمالی، خاوری و جنوبی محدوده سوناجیل رخنمون دارند و دربردارنده توالی بزرگی از نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی هستند که در محیط دریایی و قاره‌ای بر جای گذاشته شده‌اند.

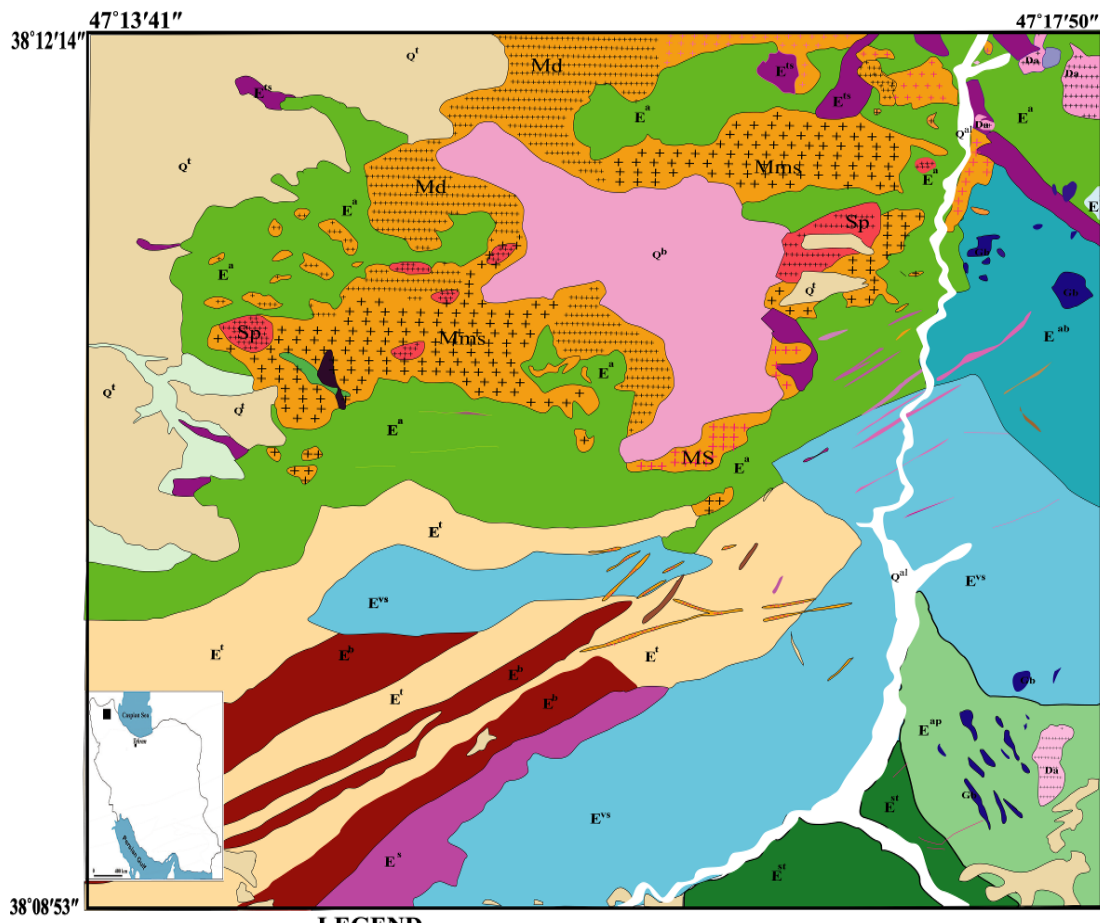
زمان ائوسن اوج فرایندهای ماگمایی در این منطقه است. ردیف‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه ارسباران به بخش‌های زیرین، میانی و بالایی رده‌بندی می‌شوند. در ائوسن زیرین، فرایندهای ماگمایی کمابیش گسترده بوده‌اند. ترکیب سنگ‌های ماگمایی در این زمان بیشتر حد واسط هستند. در ائوسن میانی، فرایندهای آتشفشانی

گسترش و فعالیت بیشتری پیدا کرده‌اند. فرآورده‌های آن به‌صورت گدازه‌های بازیگ با ترکیب آلکالی‌بازالت، بازالت، گدازه‌های کراتوفیری و اسپیلیتی و سری سنگ‌های گدازه‌های میانه تا اسیدی با ترکیب تراکیت، لاتیت، تراکی‌آندزیت و داسیت و آذرآوری‌های توفی و نهشته‌های آذرآوری جریان‌ی گاه با بافت ایگنمبریتی نمود پیدا کرده‌اند. این فعالیت آتشفشانی، در پایان ائوسن و در آغاز الیگوسن تا اندازه‌ای آرامش می‌یابد و حوضه دریایی ائوسن پایانی جای خود را به حوضه‌های رسوبی قاره‌ای و نیمه قاره‌ای می‌دهد. فعالیت آتشفشانی زیردریایی نیز جای خود را به مجموعه‌های نیمه‌آتشفشانی، گدازه‌ها و آذرآوری‌های خشکی و یا دریای کم‌ژرفا می‌دهد.

در این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن از کهن به جدید عبارتند از:

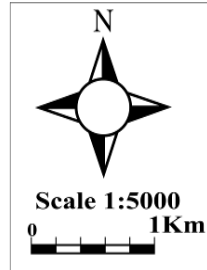
- واحد توف، لاپیلی توف، توفیت با میان‌لایه‌های سنگ‌های رسوبی و آندزیت‌بازالتی ( $E^{ts}$ )؛
- واحد بازالت تا آندزیت‌بازالتی ( $E^a$ )؛
- واحد توفی ( $E^l$ ) با میان‌لایه‌های بازالت بالشی ( $E^b$ )؛
- واحد نهشته‌های رسوبی ( $E^s$ )؛
- واحد برش آتشفشانی ( $E^{vs}$ )؛
- واحد بازالت تا بازالت‌آندزیتی ( $E^{ab}$ )؛
- واحد ایگنمبریت ( $E^i$ )؛
- واحد رسوبی- آذرآوری ( $E^{st}$ )؛
- واحد آندزیت و آذرآوری (پیروکلاستیک) ( $E^{ap}$ ).

توالی نهشته‌های ائوسن در دره خاوری این محدوده با ستبرای چشمگیر بیش از ۱۰۰۰ متر دیده می‌شود. در بخش‌هایی از محدوده بررسی شده، نفوذ توده‌های آذرین درونی و فرایندهای زمین‌ساختی به هم‌ریختگی توالی نهشته‌های ائوسن را در پی داشته‌اند.



**LEGEND**

|                |                 | INTRUSIVE ROCKS (POST EOCENE)   |  |
|----------------|-----------------|---|--|
| CENOZOIC       | QUATERNARY      | Q <sup>al</sup>   | Q <sup>al</sup> : Recent alluvium  |
|                |                 | Q <sup>t</sup>  | Q <sup>t</sup> : Gravel fan & young terraces   |
|                |                 | Q <sup>b</sup>  | Q <sup>b</sup> : Trachy basalt and basaltic lava flows   |
|                | MIOCENE         | M <sup>s</sup>  | M <sup>s</sup> : Sedimentary rocks including Sandstone, siltstone, marl with volcanic fragments      |
|                |                 | E <sup>ap</sup>   | E <sup>ap</sup> : Andesitic volcanic rocks with minor interlayers of pyroclastic rocks               |
|                | EOCENE          | E <sup>st</sup>   | E <sup>st</sup> : sandstone, siltstone, conglomerate, tuff and volcanic breccia                      |
|                |                 | E <sup>i</sup>  | E <sup>i</sup> : Ignimbrite  |
|                |                 | E <sup>ab</sup>   | E <sup>ab</sup> : Basaltic to andesitic volcanic rocks   |
|                |                 | E <sup>vb</sup>   | E <sup>vb</sup> : Volcanic breccia with basaltic and meega porphyritic rocks interlayers and bolders |
|                |                 | E <sup>s</sup>  | E <sup>s</sup> : Sandstone and siltstone with interlayers of tuff and minor lava flow                |
| E <sup>b</sup> |                 | E <sup>b</sup> : Pillow basalt and andesitic basalts  |  |
| E <sup>t</sup> |                 | E <sup>t</sup> : Mainly proclastic rocks including tuff, lapilli tuff, agglomerate and breccia with minor fine grain sedimentary rocks and lava flows interlayers |  |
| E <sup>a</sup> |                 | E <sup>a</sup> : Mainly andesitic to basaltic lava flows with minor pyroclastic interlayers   |  |
|                | E <sup>ts</sup> | E <sup>ts</sup> : Tuff green tuff, lapilli tuff, tuffites with interlayers of sedimentary rocks and minor andesite  |  |
|                | Md              | Md: Diorite to quartz monzodiorite (Incheh intrusive)   |  |
|                | Sp              | Sp: Q. monzodiorite - Granodiorite (Sonajeel porphyry)  |  |
|                | Mms             | Mms: Micro monzosyenite to trachy andesi  |  |
|                | MS              | MS: Monzosyenite  |  |
|                | Di              | Di: Dioritic dykes  |  |
|                | Db              | Db: Dibasic dykes   |  |
|                | Mb              | Mb: Mega porphyry basaltic dykes (Eocene)   |  |
|                | Da              | Da: Dacitic dome  |  |
|                | Gb              | Gb: Olivine gabbro  |  |

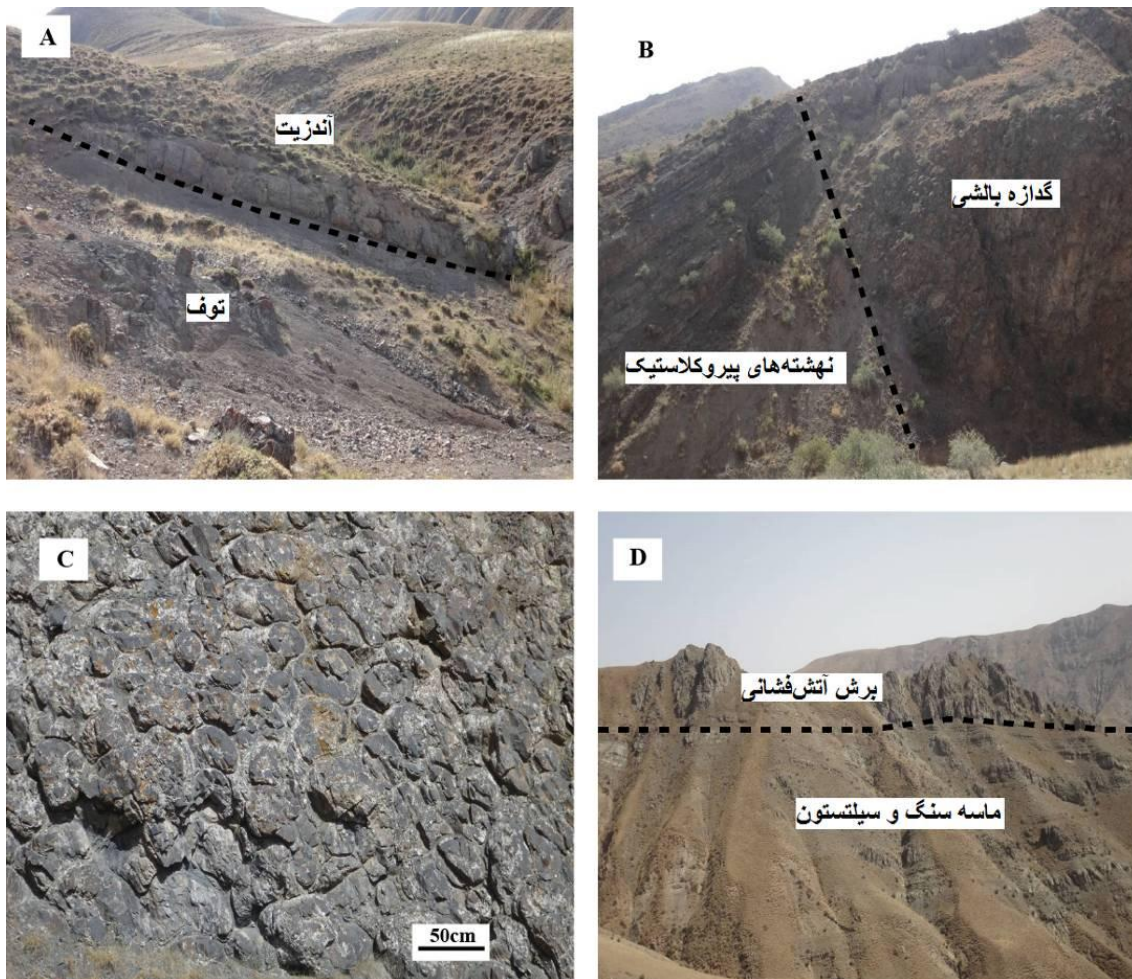


شکل ۱- نقشه ساده شده منطقه سوناچیل و بخش‌های همجوار در مقیاس ۱:۵۰۰۰ (Aghazadeh, 2014)

چشمگیری تا ۳۰۰ متر دارد. واحدهای آذرآواری و رسوبی روی نهشته‌های یادشده جای دارند. همراه با بخش‌های رسوبی گاه میان لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی با ساخت بالشی دیده می‌شوند که فراوان‌ترین رخنمون آنها در بخش جنوبی این محدوده دیده می‌شود. این نهشته‌ها توالی ستبر و لایه‌بندی متنوعی نشان می‌دهند (شکل‌های ۲-B و ۲-C).

واحد نهشته‌های توفی بیشتر در بخش‌های شمالی و باختری محدوده بررسی‌شده رخنمون دارند. برپایه شیب، امتداد و چینه‌نگاری، نهشته‌های ائوسن کهن‌ترین واحد رخنمون سنگی در این محدوده هستند (شکل ۱).

نهشته‌های آذرآواری و رسوبی (واحد  $E^{ts}$ ) با توالی از سنگ‌های گدازه‌ای بازالتی و آندزیت‌بازالتی و آندزیتی پوشیده می‌شوند (واحد  $E^a$ ) (شکل ۲-A). این واحد ستبرای



شکل ۲- A) تصویری از گسترش واحدهای توفی در زیر گدازه‌های آندزیتی (دید رو به جنوب‌خاوری)؛ B) تصویری از نهشته‌های آذرآواری همراه با گدازه‌های بالشی (دید رو به باختر)؛ C) تصویری نزدیک از گدازه‌های بالشی؛ D) تصویری از نهشته‌های رسوبی (ماسه‌سنگی و سیلتستونی) و جای گرفتن سنگ‌های برش آتشفشانی روی آنها (دید رو به جنوب‌خاوری)

مقطع نازک ساخته شد. پس از بررسی این مقاطع، شمار ۱۲ نمونه برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی از نمونه‌های کاملاً سالم برگزیده شدند و برای بررسی عنصرهای اصلی و کمیاب به آزمایشگاه شرکت SGS کانادا فرستاده شدند. داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی در جدول ۱ آورده شده‌اند.

### سنگ‌نگاری

برپایه کانی‌شناسی، سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده عبارتند از: الیوین‌بازالت، آمفیبول‌بازالت، آندزیت‌بازالتی، آندزیت و تراکی آندزیت. الیوین‌بازالت‌ها بافت غالب پورفیری با زمینه میکروولیتی و شیشه‌ای دارند. فراوانی فنوکریست‌ها ۴۰ تا ۷۰ درصد حجمی است و دربردارنده پلاژیوکلاز، الیوین و کلینوپیروکسن هستند. فراوانی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم سنگ و فنوکریست‌های الیوین و کلینوپیروکسن به ترتیب به ۵ و ۱۰ تا ۱۵ درصد سنگ می‌رسد. برخی بلورهای درشت پلاژیوکلاز و کلینوپیرکسن بافت غربالی دارند و همچنین، به‌گونه بخشی، برخی از آنها با کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، کلریت، اپیدوت و سیرسیت جایگزین شده‌اند؛ به‌گونه‌ای که تنها سودومورفی از برخی بلورهای کلینوپیروکسن به جای مانده است. بیشتر بلورهای الیوین به صورت سودومورف و ایدنگستی شده دیده می‌شوند (شکل ۳- A). زمینه ۳۰ تا ۶۰ درصد حجمی سنگ را در بر گرفته است و عموماً از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و سودومورف‌های الیوین و شیشه شیشه‌زدایی شده (دویتره) ساخته شده است. در این سنگ‌ها، گاه آمیگدال‌های پر شده با کانی‌های ثانویه (کلسیت، کلریت، اپیدوت) نیز دیده می‌شوند.

توالی از گدازه‌های بازالتی روی نهشته‌های یادشده دیده می‌شوند که در بخش‌های بالایی خود همراهانی از ایگنمبریت و سنگ‌های آذرآواری و رسوبی دارند. سنگ‌های آندزیتی روی این نهشته‌ها دیده می‌شوند و در بخش‌های بالایی خود نهشته‌های آذرآواری به صورت میان‌لایه دارند.

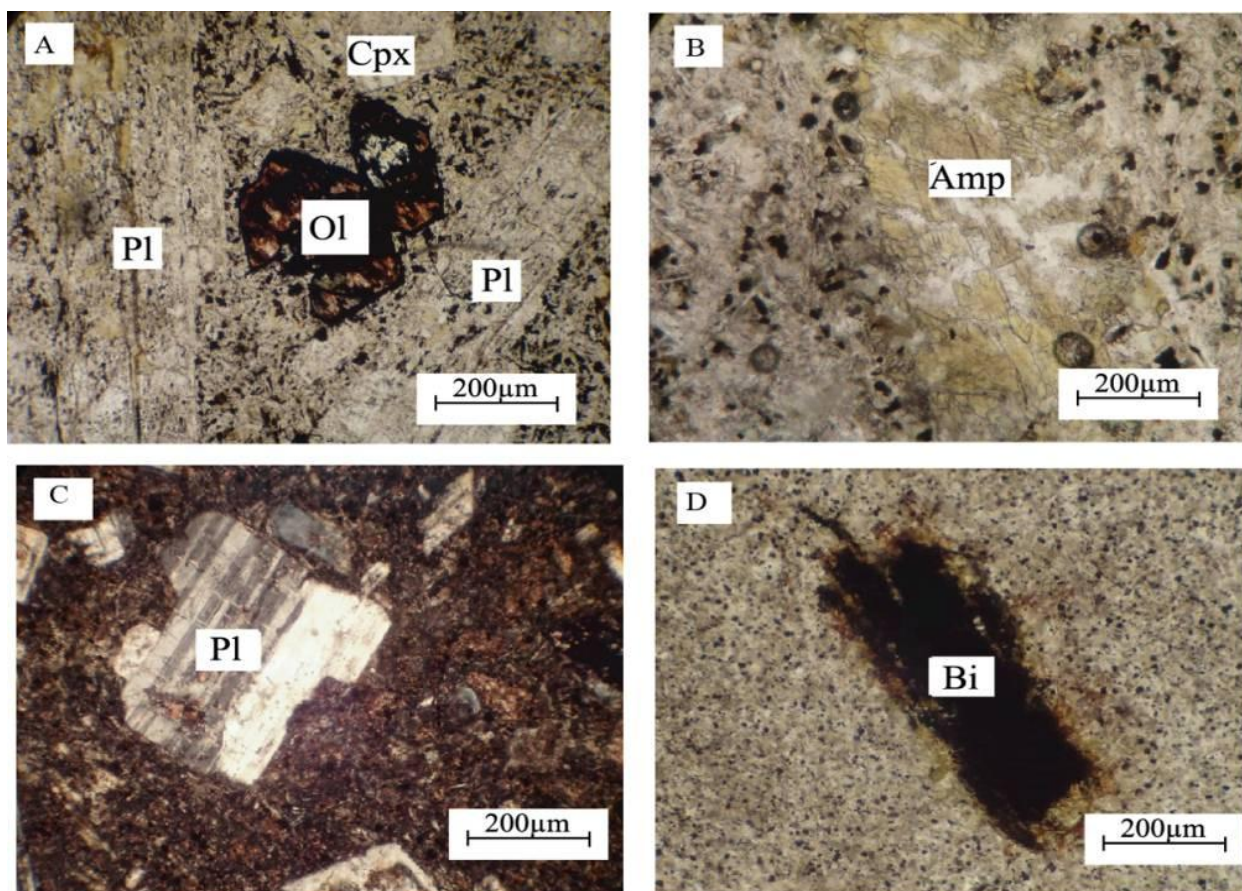
نهشته‌های ائوسن با توده‌های آذرین درونی و دایک‌های فراوانی قطع می‌شوند و این توده‌ها دامنه ترکیبی متنوع دارند. زمان جایگیری آنها نیز الیگو-میوسن دانسته شده است (Aghazadeh *et al.*, 2011). توده‌های یادشده عامل اصلی کانی‌زایی پورفیری در منطقه هستند و در پی چرخش سیال‌های پدیدآمده از آنها، کانی‌زایی‌های گوناگونی درون توده‌ها و سنگ‌های همراه پدید آمده‌اند (Aghazadeh, 2014). بیشتر این توده‌ها در بخش‌های مرکزی و شمالی این منطقه رخمون یافته‌اند. در بخش‌های مرکزی این محدوده، سنگ‌های آتشفشانی بازالتی کواترنری رخمون دارند. این سنگ‌ها جوان‌ترین رخمون‌های سنگی منطقه را می‌سازند. این سنگ‌ها با ستمبرای متغیر از چندین متر تا چندین ده متر به صورت پوششی روی سنگ‌های کهن‌تر جای گرفته‌اند.

### روش انجام پژوهش

انجام بررسی‌های صحرایی در چند نوبت برای نمونه‌برداری و بررسی سنگ‌شناسی واحدهای آتشفشانی ائوسن در منطقه انجام شد. در این بررسی‌ها، شمار ۱۰۰ نمونه دستی برای بررسی و بررسی‌های میکروسکوپی و آزمایشگاهی از رخمون‌های سالم و کمتر دگرسان برداشت شد. پس از انجام نخستین ارزیابی‌ها، از ۷۰ نمونه از این سنگ‌ها

جدول ۱- داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه سوناجیل (اکسیدهای اصلی برپایه درصدوزنی و عنصرهای فرعی و کمیاب برپایه ppm)

| Rock Group                         | Basalt         |        |        |        |       |        |        | Andesite and Basaltic andesite |                   |          | Trachy andesite |                 |
|------------------------------------|----------------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|--------------------------------|-------------------|----------|-----------------|-----------------|
| Rock type                          | Olivine Basalt |        |        |        |       |        |        | Amphibole basalt               | Basaltic andesite | Andesite | Trachy-andesite | Trachy-andesite |
| SiO <sub>2</sub>                   | 51.96          | 51.12  | 52.27  | 50.15  | 50.02 | 52.33  | 53.30  | 51.76                          | 54.86             | 57.35    | 61.16           | 61.20           |
| TiO <sub>2</sub>                   | 0.88           | 0.90   | 1.02   | 0.84   | 1.02  | 0.82   | 1.02   | 0.84                           | 1.10              | 0.68     | 0.52            | 0.54            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 18.49          | 17.33  | 17.03  | 15.94  | 19.34 | 18.87  | 19.32  | 17.43                          | 16.46             | 18.43    | 18.73           | 19.61           |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T   | 8.91           | 9.58   | 9.86   | 9.77   | 8.29  | 7.18   | 7.75   | 10.19                          | 9.03              | 6.91     | 3.53            | 2.98            |
| MgO                                | 5.17           | 2.90   | 4.01   | 4.38   | 4.29  | 5.38   | 2.40   | 5.68                           | 2.97              | 2.60     | 1.23            | 1.33            |
| MnO                                | 0.18           | 0.15   | 0.12   | 0.27   | 0.17  | 0.15   | 0.11   | 0.18                           | 0.14              | 0.16     | 0.11            | 0.12            |
| CaO                                | 6.19           | 10.28  | 7.16   | 12.74  | 8.37  | 7.18   | 7.75   | 7.22                           | 8.13              | 6.00     | 3.53            | 2.98            |
| Na <sub>2</sub> O                  | 2.74           | 2.79   | 4.99   | 2.22   | 2.78  | 4.23   | 4.01   | 5.29                           | 3.92              | 4.87     | 5.32            | 5.10            |
| K <sub>2</sub> O                   | 4.99           | 4.47   | 3.07   | 3.31   | 5.17  | 3.48   | 3.87   | 1.11                           | 3.11              | 2.80     | 5.62            | 5.87            |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 0.48           | 0.48   | 0.46   | 0.37   | 0.54  | 0.37   | 0.47   | 0.31                           | 0.28              | 0.20     | 0.27            | 0.27            |
| LOI                                | 4.75           | 8.89   | 7.48   | 5.53   | 6.98  | 2.36   | 3.59   | 4.69                           | 8.49              | 6.08     | 1.89            | 2.32            |
| Total                              | 99.23          | 99.28  | 99.89  | 99.61  | 99.71 | 100.00 | 99.54  | 101.33                         | 100.00            | 99.31    | 100.03          | 99.23           |
| Sc                                 | 12.5           | 14.7   | 16.6   | 17.9   | 11.4  | 8      | 8.7    | 14.6                           | 14.8              | 11.4     | 4.2             | 4               |
| V                                  | 259            | 277    | 288    | 339    | 245   | 197    | 150    | 230                            | 310               | 171      | 94.1            | 91.8            |
| Cr                                 | 60.9           | 70.5   | 92.7   | 114    | 54.7  | 39.8   | 64.2   | 64.7                           | 38                | 83.2     | 51.8            | 40              |
| Co                                 | 27.7           | 29.3   | 36.4   | 38     | 28.3  | 19.4   | 21     | 33.5                           | 30.5              | 11.6     | 8               | 8.3             |
| Ni                                 | 21             | 28.7   | 42.1   | 115    | 25.4  | 10.5   | 18.2   | 30.1                           | 17.7              | 22.2     | 5.6             | 5               |
| Ga                                 | 19             | 18.3   | 19.4   | 16.4   | 17.2  | 14.7   | 19.8   | 16.5                           | 19.2              | 19.2     | 19.4            | 18.5            |
| Rb                                 | 87.7           | 111    | 118    | 42.5   | 91.7  | 43.2   | 83.2   | 11.1                           | 47.4              | 28.9     | 71.6            | 69.5            |
| Sr                                 | 749            | 595    | 737    | 785    | 620   | 623    | 1807   | 1356                           | 491               | 433      | 302             | 282             |
| Y                                  | 15.4           | 17.8   | 20.2   | 17.6   | 13.9  | 11     | 21.6   | 13.7                           | 21.3              | 9.3      | 8.1             | 8.8             |
| Zr                                 | 243            | 188    | 218    | 166    | 330   | 285    | 220    | 185                            | 155               | 266      | 263             | 319             |
| Nb                                 | 12.7           | 13.8   | 18.5   | 4.8    | 12.3  | 9.8    | 35.2   | 6.1                            | 8.3               | 6.3      | 19              | 18.1            |
| Cd                                 | 0.95           | 0.01   | 0.23   | 0.05   | 0.02  | 0.28   | 1.08   | 0.01                           | 0.49              | 0.56     | 0.81            | 0.35            |
| Cs                                 | 4.82           | 7.39   | 7.18   | 2.63   | 9.92  | 10.20  | 25.90  | 0.60                           | 4.25              | 19.30    | 7.89            | 4.83            |
| Ba                                 | 920            | 892    | 994    | 558    | 1826  | 826    | 1068   | 504                            | 546               | 1044     | 1532            | 952             |
| La                                 | 26.6           | 30.2   | 44.5   | 19.9   | 28.9  | 20     | 55.7   | 13.1                           | 15.9              | 11.4     | 7.7             | 8               |
| Ce                                 | 153.1          | 152.01 | 133.84 | 133.49 | 98.8  | 110    | 115.56 | 111.67                         | 108               | 132.56   | 100.58          | 152.29          |
| Pr                                 | 19.2           | 18.91  | 16.43  | 16.91  | 14.25 | 12.55  | 12.99  | 14.28                          | 12.25             | 15.56    | 13.47           | 18.16           |
| Nd                                 | 25             | 29.7   | 40.8   | 23.6   | 27.6  | 18.6   | 43.5   | 15.5                           | 19.4              | 11.8     | 7.71            | 8.49            |
| Sm                                 | 5.25           | 5.98   | 8.01   | 6.20   | 5.86  | 4.08   | 8.17   | 3.50                           | 4.61              | 3.12     | 2.48            | 2.62            |
| Eu                                 | 1.59           | 1.73   | 2.17   | 1.81   | 1.91  | 1.29   | 2.52   | 1.24                           | 1.34              | 1.13     | 1.20            | 1.00            |
| Gd                                 | 5.45           | 6.40   | 8.51   | 6.34   | 5.70  | 4.19   | 8.84   | 3.90                           | 5.47              | 2.96     | 2.09            | 2.43            |
| Tb                                 | 0.60           | 0.70   | 0.85   | 0.67   | 0.59  | 0.47   | 0.89   | 0.46                           | 0.67              | 0.34     | 0.27            | 0.31            |
| Dy                                 | 3.53           | 3.68   | 4.42   | 3.86   | 3.17  | 2.52   | 4.86   | 2.72                           | 4.06              | 2.00     | 1.60            | 1.97            |
| Ho                                 | 0.63           | 0.66   | 0.80   | 0.70   | 0.56  | 0.46   | 0.83   | 0.55                           | 0.80              | 0.38     | 0.34            | 0.38            |
| Er                                 | 1.68           | 1.88   | 2.13   | 1.94   | 1.57  | 1.29   | 2.39   | 1.47                           | 2.29              | 1.05     | 1.02            | 1.17            |
| Tm                                 | 0.23           | 0.26   | 0.29   | 0.28   | 0.21  | 0.19   | 0.33   | 0.22                           | 0.35              | 0.15     | 0.17            | 0.17            |
| Yb                                 | 1.40           | 1.50   | 1.60   | 1.70   | 1.30  | 1.20   | 2.20   | 1.30                           | 2.10              | 0.90     | 1.00            | 1.10            |
| Lu                                 | 0.21           | 0.23   | 0.26   | 0.26   | 0.19  | 0.20   | 0.34   | 0.20                           | 0.33              | 0.15     | 0.18            | 0.19            |
| Ta                                 | 1.66           | 1.09   | 0.91   | 0.63   | 0.84  | 0.64   | 1.86   | 0.52                           | 0.65              | 0.61     | 0.91            | 1.03            |
| W                                  | 1.00           | 1.60   | 1.80   | 1.10   | 0.90  | 0.70   | 1.90   | 0.60                           | 1.10              | 1.00     | 3.10            | 1.50            |
| Hf                                 | 2.94           | 2.46   | 2.55   | 2.36   | 1.89  | 2.48   | 4.79   | 2.00                           | 2.70              | 1.23     | 4.15            | 3.90            |
| Pb                                 | 15.00          | 14.00  | 13.00  | 12.00  | 10.00 | 15.00  | 13.00  | 3.00                           | 6.00              | 12.00    | 19.00           | 15.00           |
| Th                                 | 6.70           | 7.20   | 7.40   | 4.20   | 6.10  | 6.30   | 13.00  | 1.90                           | 4.00              | 2.30     | 5.00            | 5.10            |
| U                                  | 1.30           | 1.10   | 2.00   | 1.60   | 1.10  | 2.20   | 2.40   | 0.70                           | 1.50              | 0.20     | 0.60            | 0.40            |
| Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O | 7.73           | 7.26   | 8.06   | 5.53   | 7.95  | 7.72   | 7.88   | 6.39                           | 7.03              | 7.67     | 10.94           | 10.97           |
| K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O | 1.82           | 1.60   | 0.61   | 1.49   | 1.86  | 0.82   | 0.97   | 0.21                           | 0.79              | 0.57     | 1.06            | 1.15            |
| Mg#                                | 0.54           | 0.38   | 0.45   | 0.47   | 0.51  | 0.60   | 0.38   | 0.53                           | 0.40              | 0.43     | 0.41            | 0.47            |
| Eu/Eu*                             | 0.91           | 0.86   | 0.81   | 0.89   | 1.02  | 0.96   | 0.91   | 1.03                           | 0.82              | 1.14     | 1.62            | 1.22            |



شکل ۳- تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی منطقه سوناچیل: (A) تصویر میکروسکوپی (در PPL) از الیوین‌بازالت‌ها با بافت پورفیری و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و الیوین ایدنگسیتی‌شده و زمینه شیشه‌ای؛ (B) تصویر میکروسکوپی (در PPL) از فنوکریست آمفیبول در هورنبلندبازالت‌ها؛ (C) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از بافت پورفیری با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و زمینه میکرولیتی و شیشه‌ای در سنگ‌های آندزیتی؛ (D) تصویر میکروسکوپی (در PPL) از درشت‌بلورهای بیوتیت اپاسیته‌شده در تراکی‌آندزیت‌ها (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Kretz (۱۹۸۳) است)

سبز هستند (شکل ۳- B). زمینه عموماً از آمفیبول و پلاژیوکلاز و شیشه دویتره‌شده ساخته شده است. همچنین، زمینه مقدارهای چشمگیری از کانی‌های کدر دارد. آندزیت‌بازالت‌ها بافت پورفیری با زمینه میکرولیتی و اینترسرتال دارند. پلاژیوکلازها با فراوانی ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی، تنها فنوکریست سازنده این سنگ‌ها هستند و گاه با سریسیت و کلسیت جایگزین شده‌اند. زمینه نیز از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز به‌همراه شیشه و کانی‌های کدر ساخته شده است. آندزیت‌ها عموماً بافت پورفیری با زمینه

هورنبلندبازالت‌ها بافت پورفیری با زمینه شیشه‌ای و میکرولیتی (از جنس پلاژیوکلاز) دارند. فراوانی فنوکریست‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول (بیشتر هورنبلند) برابر با ۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی است. فراوانی بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها ۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی است؛ اما بلورهای کلینوپیروکسن تا ۱۵ درصد حجم سنگ و آمفیبول‌ها نیز کمتر از ۱۰ درصد حجمی سنگ را دربر می‌گیرند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن بافت غربالی دارند. در این سنگ‌ها آمفیبول‌ها از نوع قهوه‌ای و

### زمین‌شیمی

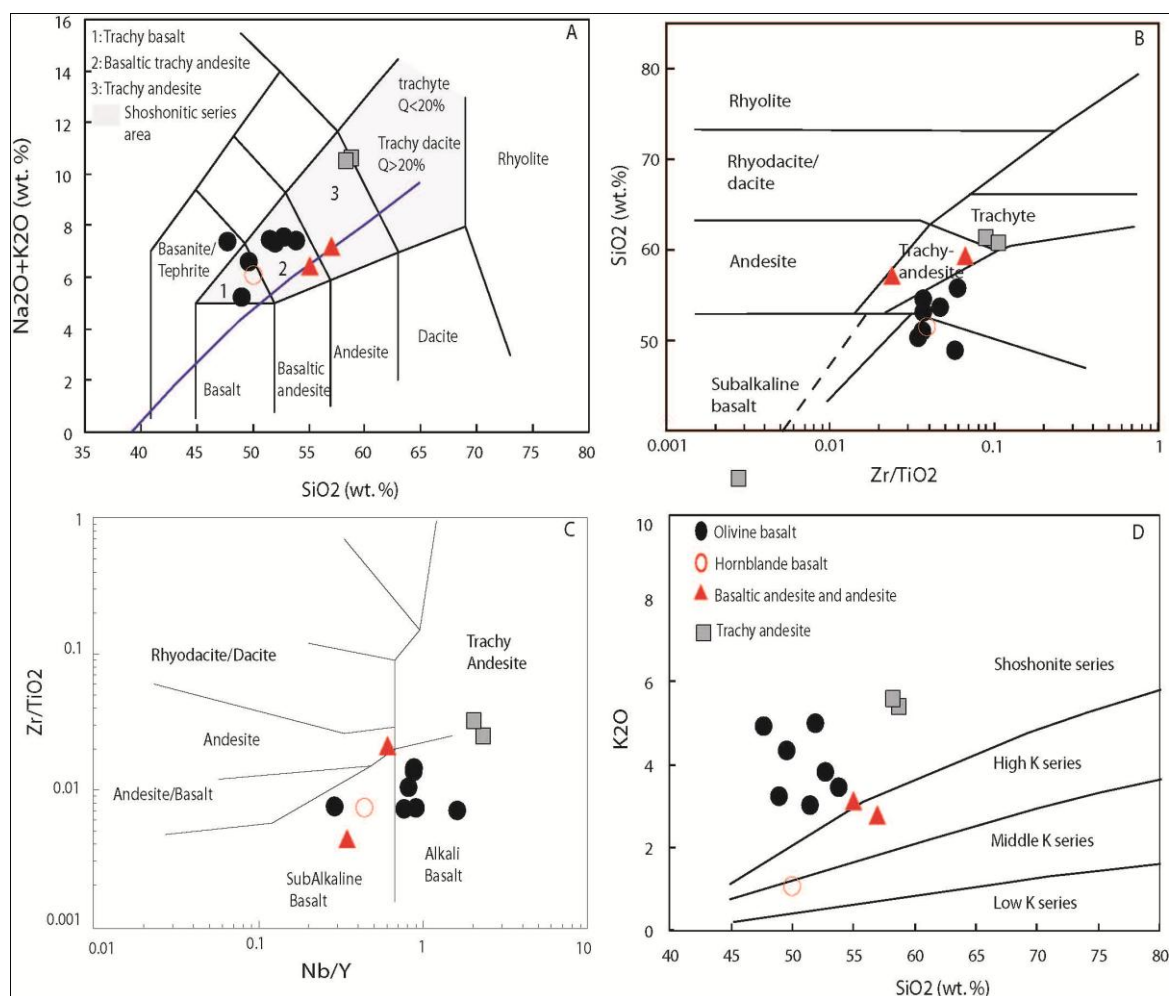
دامنه تغییر اکسیدهای اصلی در سنگ‌های این منطقه برابر است با  $۵۹/۳ - ۴۶/۳۸$  درصدوزنی  $SiO_2$ ،  $۱۸/۷۹ - ۱۵/۰۲$  درصدوزنی  $Al_2O_3$ ،  $۵/۳۹ - ۱/۱۹$  درصدوزنی  $MgO$ ،  $۵/۱۶ - ۲/۰۹$  درصدوزنی  $Na_2O$ ،  $۵/۶۲ - ۱/۰۵$  درصدوزنی  $K_2O$  (جدول ۱). همچنین، میزان  $Mg\#$  برابر با  $۰/۵۴ - ۰/۲۴$  و میان  $K_2O/Na_2O$  برابر با  $۱/۸۶ - ۰/۲۱$  است. از میان سنگ‌های بررسی‌شده، مقدار نسبت  $K_2O/Na_2O$  در نمونه هورنبلندبازالت کمترین ( $۰/۲۱$ ) و در یک نمونه از الیوین‌بازالت‌ها ( $۱/۸۶$ ) بیشترین است.

برپایه نامگذاری شیمیایی نمونه‌های بررسی‌شده، در نمودار Le Bas و همکاران (۱۹۸۶)، نمونه‌های بازالت‌ها در محدوده‌های تراکی‌آندزیت‌بازالتی، تراکی‌بازالت و یک نمونه در محدوده تفریت‌بازالت جای گرفته است. نمونه‌های آندزیت‌بازالتی و آمفیبول‌بازالت‌ها در محدوده تراکی‌آندزیت‌بازالتی جای گرفته‌اند و نمونه‌های تراکی‌آندزیت‌ها و آندزیت‌ها در محدوده تراکی‌آندزیت جای دارند (شکل ۴ - A). همچنین، برپایه عنصرهای ناسازگار در نمودارهای پیشنهادی Winchester و Floyd (۱۹۷۷) (شکل‌های ۴ - B و ۴ - C)، نمونه‌های بازالتی در محدوده بازالت و آلکالی‌بازالت، نمونه هورنبلندبازالت در محدوده بازالت ساب‌آلکالن، همچنین، نمونه‌های آندزیتی در محدوده آندزیت تا بازالت و تراکی‌آندزیت‌ها در محدوده تراکیت و تراکی‌آندزیت جای گرفته‌اند.

در نمودار  $SiO_2$  در برابر  $K_2O$  (شکل ۴ - B) بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده شوشونیتی جای دارند؛ اما نمونه هورنبلندبازالتی در محدوده کالک‌آلکالن و آندزیت‌ها در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا جای گرفته‌اند.

شیشه‌ای و میکرولیتی دارند (شکل ۳ - C). فراوانی فنوکریست‌ها، شامل بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول، ۴۰ تا ۶۰ درصدحجمی است. فراوانی پلاژیوکلازها ۴۰ تا ۴۵ درصدحجمی است و عموماً منطقه‌بندی شیمیایی و گاه بافت غربالی دارند. کلینوپیروکسن‌ها با فراوانی کمتر از ۱۰ درصدحجمی به‌صورت سدومورف در سنگ حضور دارد و با کلسیت و کانی‌های کدر جایگزین شده‌اند. آمفیبول‌ها عموماً به‌صورت اپاسیتی‌شده در نمونه‌ها دیده می‌شوند. در زمینه سنگ بلورهای فلدسپار، کانی‌های مافیک (بیشتر آمفیبول اپاسیتی‌شده)، به‌همراه شیشه تبلور یافته و کانی‌های کدر دیده می‌شوند.

تراکی‌آندزیت‌ها عموماً بافت غالب پورفیری با زمینه شیشه‌ای و میکرولیتی دارند (شکل ۳ - D). فنوکریست‌ها با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصدحجمی شامل بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت هستند. در زمینه این سنگ‌ها افزون‌بر پلاژیوکلاز، بلورهایی از کانی سانیدین با فراوانی ۵ تا درصد نیز دیده می‌شوند. میزان فراوانی فنوکریست‌ها در این سنگ‌ها کم است. بلورهای پلاژیوکلاز با فراوانی ۱۵ تا ۲۰ درصدحجمی منطقه‌بندی ترکیبی دارند. بلورهای کلینوپیروکسن با فراوانی ناچیز به‌ندرت سالم دیده می‌شوند و با کانی‌های ثانویه مانند کلریت و کلسیت جایگزین شده‌اند. بلورهای آمفیبول و بیوتیت با فراوانی ۵ تا ۶ درصدحجمی عموماً اپاسیتی هستند و از آنها تنها سودومورف‌شان بجای مانده است. بلورهایی از آپاتیت نیز در این سنگ‌ها همراه با کانی‌های کدر دیده می‌شوند.



شکل ۴- جایگاه ترکیبی سنگ‌های آتشفشانی منطقه سوناچیل در: (A) نمودار پیشنهادی Le Bas و همکاران (۱۹۸۶)؛ (B، C) نمودارهای پیشنهادی Winchester و Floyd (۱۹۷۷) بر پایه عنصرهای کمیاب نامتحرک؛ (D) نمودار SiO<sub>2</sub> در برابر K<sub>2</sub>O (Peccerillo and Taylor, 1976)

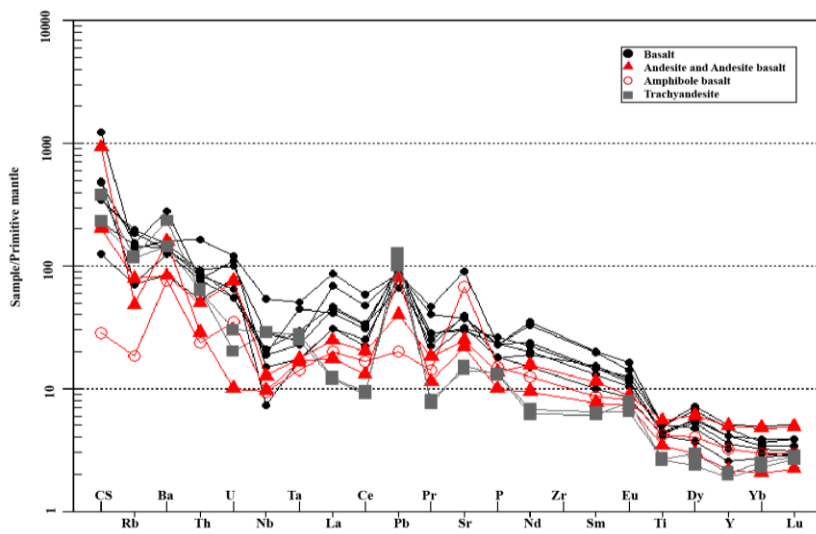
در برابر HREE دیده می‌شود؛ به گونه‌ای که نسبت در نمونه‌های بازالتی برابر با ۵/۰۶-۱۸/۶۰ است (جدول ۱). نسبت  $Eu/Eu^*$  در نمونه‌های بازالتی بررسی شده از ۰/۸۱ تا ۱/۰۳ در تغییر است (جدول ۱). در نمودارهای عنصرهای خاکی نادر آنومالی اندکی در Eu دیده می‌شود. این آنومالی در سنگ‌های آندزیت بازالتی آشکارتر است.

آنندزیت‌ها و تراکی آنندزیت‌ها از LILE و LREE غنی‌شدگی و از HFSE و HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل‌های ۵ و ۶). آنومالی منفی در این نمونه‌ها در عنصرهای Nb و

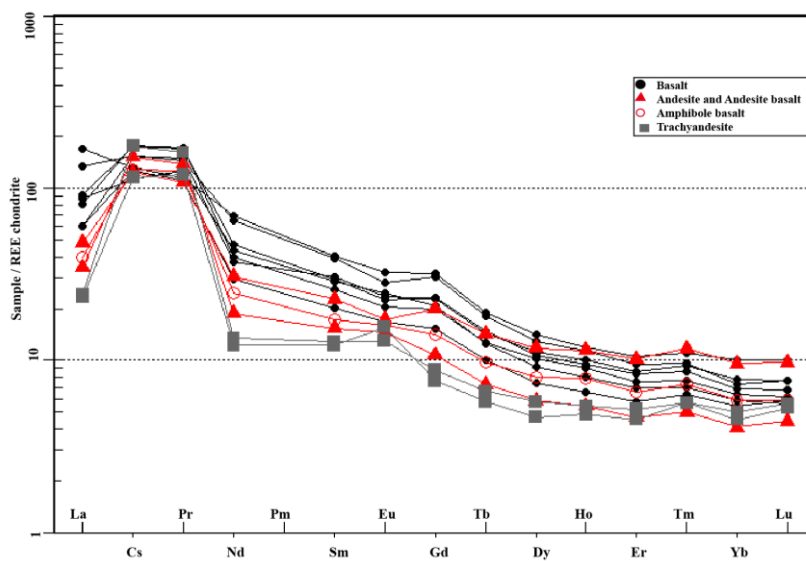
در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه و عنصرهای خاکی نادر بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت (شکل‌های ۵ و ۶) الیون‌بازالت‌ها، آنندزیت‌بازالتی و هورنبلندبازالت از LILE و LREE غنی‌شدگی و از عنصرهای Nb، Ta و Ti (HFSE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵). از دیدگاه زمین‌شیمیایی، آنومالی منفی Nb، Ta و Ti پیدایش ماگما در پهنه‌های فرورانش را نشان می‌دهد (Wilson, 1989). در نمودارهای عنکبوتی، نمونه‌های بازالتی بررسی شده آنومالی مثبت در Pb و K نشان می‌دهند (شکل ۵). در نمونه‌های بازالتی غنی‌شدگی از LREE

است (شکل ۶). آندزیت‌ها در برابر بازالت‌های بررسی شده از REE تهی‌شدگی نشان می‌دهد؛ اما تراکی آندزیت‌ها از REE غنی‌شدگی دارند. تراکی آندزیت‌ها در برابر بازالت‌های آندزیت‌های بررسی شده کمترین میزان REE را دارند. نبود آنومالی منفی در Ti، همچنین، آنومالی منفی Nb از ویژگی‌های این نمونه‌هاست (شکل ۵).

Ta دیده می‌شود؛ اما آنومالی شاخصی در Ti دیده نمی‌شود (شکل ۵). تراکی آندزیت‌ها و آندزیت‌ها آنومالی‌های مثبت در عنصرهای K و Pb نشان می‌دهند (شکل ۵). نسبت  $La_N/Yb_N$  در نمونه آندزیتی برابر با ۸/۴۷ و در تراکی آندزیت‌ها برابر با ۵/۱۵-۴/۸۶ است. نسبت  $Eu/Eu^*$  در نمونه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی برابر با ۱/۶۲-۱/۱۴ است که نشان‌دهنده آنومالی مثبت در Eu



شکل ۵- نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته (Sun and McDonough, 1995) برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه سوناجیل



شکل ۶- نمودار عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) سنگ‌های آتشفشانی منطقه سوناجیل

## سنگ‌زایی

نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه سوناجیل عموماً ویژگی‌های شوشونیتی هستند. این سنگ‌ها در نمودارهای عنکبوتی از LILE غنی‌شدگی و از عنصرهای HFS تهی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، در نمودارهای عنصرهای خاکی نادر غنی‌شدگی از LREE در برابر HREE نشان می‌دهند (شکل‌های ۵ و ۶). این نکته نشان‌دهنده اینست که مولفه‌های پوسته‌ای در خاستگاه این سنگ‌ها دخالت داشته است (Wilson, 1989). همچنین، نمونه‌های بررسی‌شده در نمودارهای عنکبوتی آنومالی مثبت از Pb نشان می‌دهند و این نکته گواهی بر دخالت مولفه‌های پوسته‌ای در خاستگاه و تحول این سنگ‌هاست (Hofmann, 1988). در نمودارهای عنصرهای خاکی نادر، نمونه‌های بازالتی بررسی‌شده آنومالی منفی اندکی در Eu دارند؛ اما سنگ‌های آندزیتی و به‌ویژه تراکی آندزیت‌ها آنومالی مثبت شاخص در Eu نشان می‌دهند. حضور آنومالی منفی در سنگ‌های بازالتی منطقه چه‌بسا پیامد جدایش بلورین پلاژیوکلاز هنگام تحول این سنگ‌ها باشد (Rollinson, 1993). همچنین، آنومالی مثبت Eu در سنگ‌های آداکیتی آندزیتی منطقه چه‌بسا پیامد نبود پلاژیوکلاز در تفاله دیرذوب خاستگاه و همچنین، نبود جدایش بلورین چشمگیر پلاژیوکلاز باشد. گفتنی است نبود آنومالی منفی در Eu از ویژگی‌های سنگ‌های آداکیتی است (Castillo, 2012).

ماگماهای اولیه در تعادل با کانی‌شناسی شاخص گوشته بالایی باید مقادارهای  $Mg\# < 0.7$ ، Ni (۱۴۰۰-۱۵۰۰ ppm) و  $Cr < 100$  و مقیدار  $SiO_2$  کمتر از ۵۰ درصدوزنی باشند (Rock, 1991). (Wilson, 1989). برپایه مقادارهای  $Mg\#$  برای

نمونه‌های بررسی‌شده، ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه اولیه نبوده است. همچنین، میزان Ni (۱۱۴-۴۰ ppm) و Cr (۵-۱۱۵ ppm) در نمونه‌ها گواهی بر اولیه‌بودن ماگمای سازنده است.

**بازالت‌ها:** نمونه‌های بازالتی در منطقه دربردارنده سنگ‌های گوناگون الیوین‌بازالتی و هورنبلندبازالتی هستند. برای بررسی سنگ‌زایی و شناخت بهتر بخش‌ها و فرایندهای درگیر در پیدایش ماگمای سازنده بازالت‌های بررسی‌شده باید به بررسی برخی فاکتورهای اساسی و اجزای درگیر (مانند: گوه گوشته‌ای، پوسته اقیانوسی فرورونده، رسوب‌های فرورونده، ستبرای پوسته و شیب فرورانش که از کنترل‌کننده‌های اصلی ماگماتیسم در کمان‌های ماگمایی هستند) پرداخته شود. برای شناسایی ویژگی‌های محل خاستگاه ماگمای مادر سنگ‌های بررسی‌شده، عنصرهای کمیاب به کار برده شدند. برای ارزیابی درجه ذوب‌بخشی و ترکیب کانی‌شناسی محل خاستگاه، از نمودارهای نسبت عنصرهای کمیاب  $La/Sm$  در برابر  $Sm$  بهره گرفته شد. هنگام ذوب‌بخشی درجه کم یک خاستگاه گارنت لرزولیتی نسبت‌های  $La/Yb$ ،  $Sm/Yb$  به شدت تغییر می‌یابند (Aldanmaz et al., 2000)؛ زیرا ضریب توزیع  $Yb$  در گارنت در مقایسه با ضرایب توزیع  $Sm$  و  $La$  بسیار بالاتر است و از این‌رو، در جریان ذوب‌بخشی این عنصر در جامد پسمانده متمرکز می‌شود و مذاب پدیدآمده از آن تهی خواهد بود. نسبت یک عنصر ناسازگار به یک عنصر سازگار  $Sm/Yb$  در گارنت، برای شناسایی کانی‌شناسی خاستگاه و درجه ذوب‌بخشی به کار برده می‌شود (Aldanmaz et al., 2000). هنگامی که اسپینل لرزولیت دچار ذوب‌بخشی می‌شود، نسبت‌های  $Sm/Yb$  در گوشته و مذاب

(Menzies *et al.*, 1991). میانگین این نسبت برای نمونه‌های بررسی شده ۳/۹۸ است و نشان‌دهنده خاستگاه گوشته سنگ‌کره‌ای بازال‌ها است. برپایه داده‌های پیشنهادی McDonough و Sun (۱۹۹۵) برای گوشته اولیه، نسبت Zr/Y در ماگماهای پدیدآمده از گوشته اولیه ۴۶/۲ است. این نسبت در نمونه‌های بازال‌تی بررسی شده ۱۰/۲۳-۳/۸۲ است. نسبت Zr/Hf که در محدوده ۴۲-۴۷ است نیز نشان‌دهنده غنی‌شدگی گوشته محل خاستگاه است. نمودار تغییرات Zr در برابر Y (شکل ۷- C) برای بررسی غنی‌شدگی و یا نبود غنی‌شدگی در محل خاستگاه سنگ‌های بررسی شده به کار برده شد. برپایه این نمودار، نمونه‌های بررسی شده غنی‌شدگی محل خاستگاه را نشان می‌دهند.

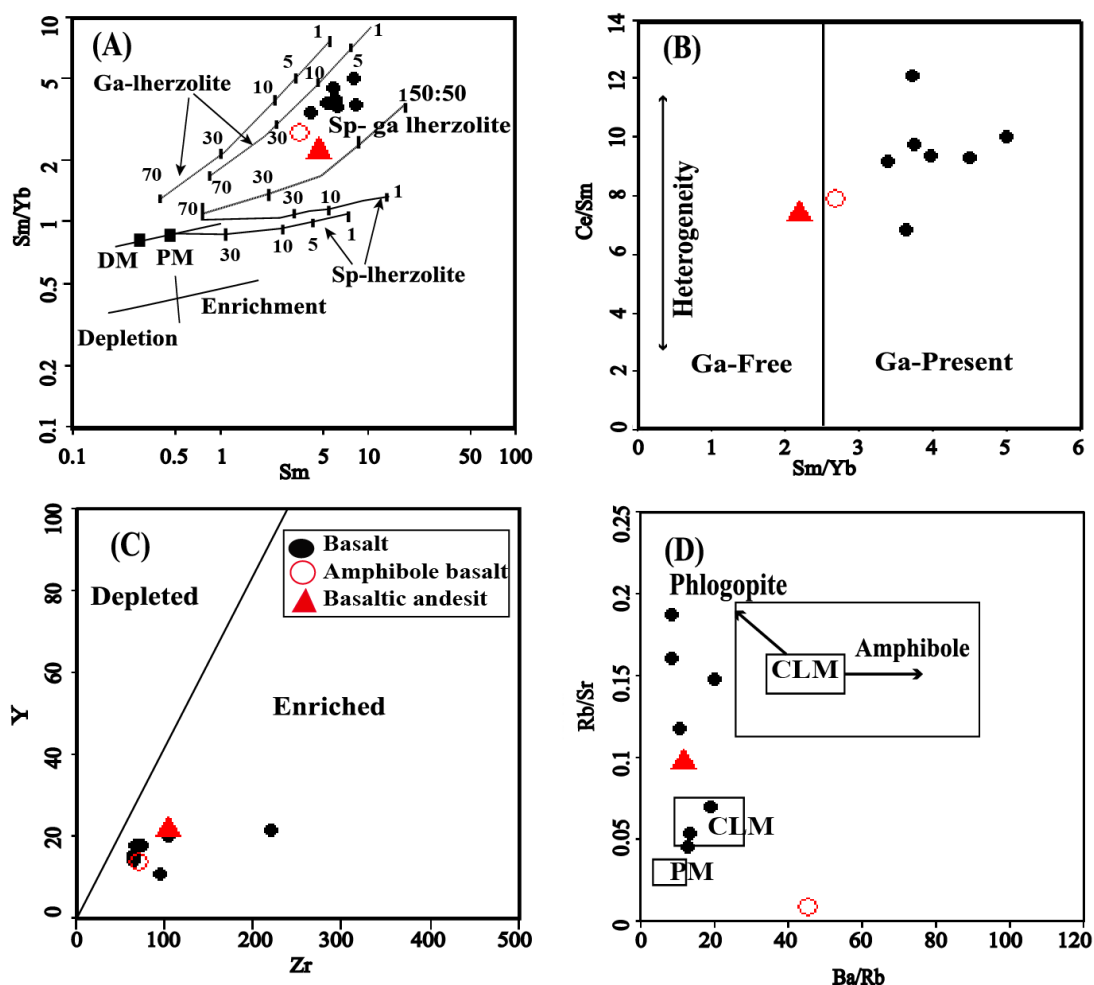
فراوانی نسبی عنصرهای ناسازگار (مانند: Th, Sr, Nb, Rb و Ba برای بررسی حضور فلوگوپیت یا آمفیبول (که فاز سرشار از سیال و دارای LILE در خاستگاه غنی‌شده هستند) به کار برده می‌شود. این عنصرها از آنجایی اهمیت دارند که تاریخچه غنی‌شدگی متاسوماتیک در محل منبع گوشته‌ای را نشان می‌دهند و همچنین، در درک ژرفای ذوب کمک کنند (Furman and Graham, 1999). عنصرهای Ba و Rb در ترکیب فلوگوپیت سازگار هستند؛ اما Ba, Rb و Sr سازگاری متوسطی در آمفیبول دارند (La Tourette *et al.*, 1995). از این ویژگی‌ها برای بررسی بود یا نبود این فازها در محل خاستگاه بهره گرفته می‌شود؛ به‌گونه‌ای که در مقایسه با مذاب در تعادل با منبع گوشته آمفیبول‌دار، مواد مذاب در تعادل با گوشته فلوگوپیت‌دار مقدارهای بالاتری از نسبت Rb/Sr و مقادیرهای کمتری از نسبت Ba/Rb را دارند (Furman and Graham, 1999). برپایه این

پدیدآمده مشابه خواهد بود؛ زیرا ضریب توزیع Yb و Sm در اسپینل کمابیش همانند است؛ اما نسبت‌های La/Sm با افزایش درجه ذوب‌بخشی یک خاستگاه گارنت‌لرزولیتی (با بقایای گارنت)، مذابی پدید می‌آورد که نسبت‌های Sm/Yb در آن بالاتر از خاستگاه است (Aldanmaz *et al.*, 2000). برپایه این نمودار (شکل ۷- A)، نمونه‌های بازال‌تی بررسی شده در زیر منحنی گارنت‌لرزولیتی جای گرفته‌اند. این منحنی نشانه ذوب‌بخشی ۲۰ - ۵ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ای انتقالی اسپینل - گارنت‌دار است. همان‌گونه که در این نمودار دیده می‌شود، آمفیبول‌بازالت‌ها از درصد ذوب‌بخشی بیشتری (۲۵ درصد) در برابر بازال‌ها پدید آمده‌اند.

داده‌های REE زون گارنت‌لرزولیتی را برای خاستگاه این بازال‌ها پیشنهاد می‌کنند. از آنجایی که ضریب توزیع HREE در گارنت بالاست، در پی به‌جای ماندن گارنت در خاستگاه، میزان HREE بسیار کاهش و نسبت LREE/HREE افزایش می‌یابد (McKenzie and 1991). جدایش نسبی عنصرهای HFS ویژگی عمومی بازال‌های کمان قاره‌ای است. گمان می‌رود این پدیده به مقدار گارنت در خاستگاه گوشته‌ای و ژرفا بستگی دارد. تغییرات نسبت Sm/Yb نشان‌دهنده فراوانی بیشتر MREE و HREE است و پیامد گارنت‌داربودن خاستگاه دانسته می‌شود (Coban, 2007). تغییرات Sm/Yb نشان‌دهنده مذاب در حال تعادل با باقیمانده گارنت‌لرزولیتی یا لرزولیت بی گارنت است. موقعیت نمونه‌ها در نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb (شکل ۷- B) نشان‌دهنده گارنت در خاستگاه نمونه‌های بازال‌تی ائوسن بررسی شده در منطقه سوناجیل است. نسبت Zr/Ba نیز برای شناسایی خاستگاه گوشته سنگ‌کره‌ای (۵ تا ۳) از خاستگاه سست‌کره‌ای (۷ تا ۵) به کار می‌رود

هورنبلندبازالت‌ها میزان Rb/Sr کم (۰/۰۱) و Ba/Rb بالاتری (نزدیک به ۴۵) دارند که نشان می‌دهد کانی آمفیبول در خاستگاه آنها بوده است (شکل ۷- D).

نکته، از آنجایی که در نمونه‌های بازالتی بررسی شده نسبت Rb/Sr بالا (۰/۰۵ تا ۰/۱۹) و نسبت Ba/Rb کم (۸ تا ۲۰) است، فلوگوپیت فاز سرشار از سیال در گوشته بوده است؛ اما



شکل ۷- جایگاه سنگ‌های آتشفشانی منطقه سوناچیل روی نمودارهای تعیین ترکیب و درجه ذوب بخشی سنگ خاستگاه. (A) نمودار Sm /Yb در برابر Sm (Zhuang and Bin, 2014)؛ (B) نمودار Sm /Yb در برابر Ce/Sm (Coban, 2007)؛ (C) نمودار تغییرات Zr در برابر Y برای تعیین غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی محل خاستگاه آنها (Sun and McDonough, 1989)؛ (D) نمودار Ba/Rb در برابر Rb/Sr برای تشخیص حضور آمفیبول و یا فلوگوپیت (Furman and Graham, 1999) در خاستگاه نمونه‌های بازالتی بررسی شده (PM: گوشته اولیه؛ DM: گوشته تهی‌شده؛ CLM: گوشته سنگ‌کره‌ای زیر قاره‌ای)

کمابیش ثابت می‌مانند و چندان تغییر نمی‌کنند. برپایه شکل ۸ ژرفای تقریبی ۱۲۰ - ۱۰۵ متر برای الیوین بازالت‌ها به دست می‌آید که این ژرفا با یک گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره‌ای همخوانی

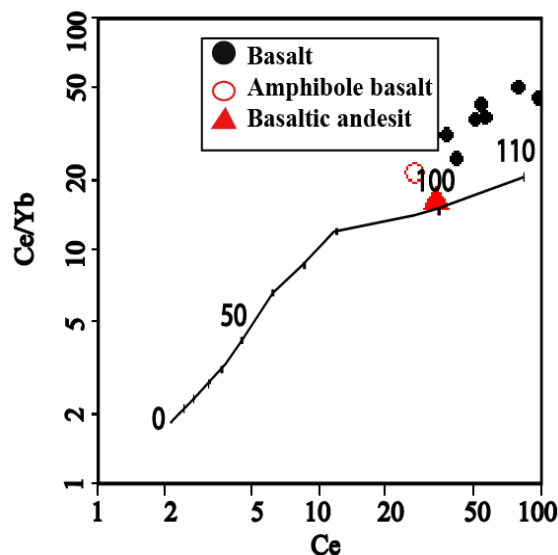
به باور Ellam و Cox (۱۹۹۱)، نسبت‌های REE (مانند: نسبت Ce/Yb) شاخص خوبی برای نشان دادن ژرفای ذوب بخشی هستند؛ زیرا این نسبت‌ها هنگام رویداد فرایندهای تبلور بخشی

متاسوماتیسم شده پیروی می‌کنند.

محتوای بالای LILE و LREE در سنگ‌های آتشفشانی از مواردی است که برای تفسیر متاسوماتیسم گوشته و مذاب پدیدآمده از آن گفته شده است. این ویژگی‌ها به حضور ترکیب‌های پوسته‌ای در خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌ها نیاز دارند و شاید پیامد فرایندهای مرتبط با فرورانش باشند. در مرز صفحه‌های همگرا، ترکیب اولیه گوه گوشته‌ای با افزوده شدن ترکیب‌های مرتبط با فرورانش تغییر می‌کند. مذاب‌ها یا سیال‌های آزاد شده از رسوب‌های فرورونده، قطعه بازالتی فرورونده و یا ترکیبی از هر دو هستند که ترکیب گوشته را تغییر می‌دهند (Nakamura and Iwamori, 2009). سیال‌های پدیدآمده از صفحه فرورونده برخی عنصرهای ناسازگار را از پوسته فرورونده به گوشته زیرقاره‌ای در ناحیه کمان می‌برند (Hermann *et al.*, 2006). افزوده شدن رسوب‌های پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان شده به منبع ذوب‌شدگی، در نمودارهای عنکبوتی آنومالی مثبت U و Th را پدید می‌آورد (Fan *et al.*, 2003). برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های بازالتی بررسی شده، روتیل بجامانده و سیال‌های فرورانشی بیشترین نقش را در متاسوماتیسم گوشته بازی کرده‌اند و نمونه‌ها در راستای روندهای مربوطه جای گرفته‌اند (شکل ۹- B).

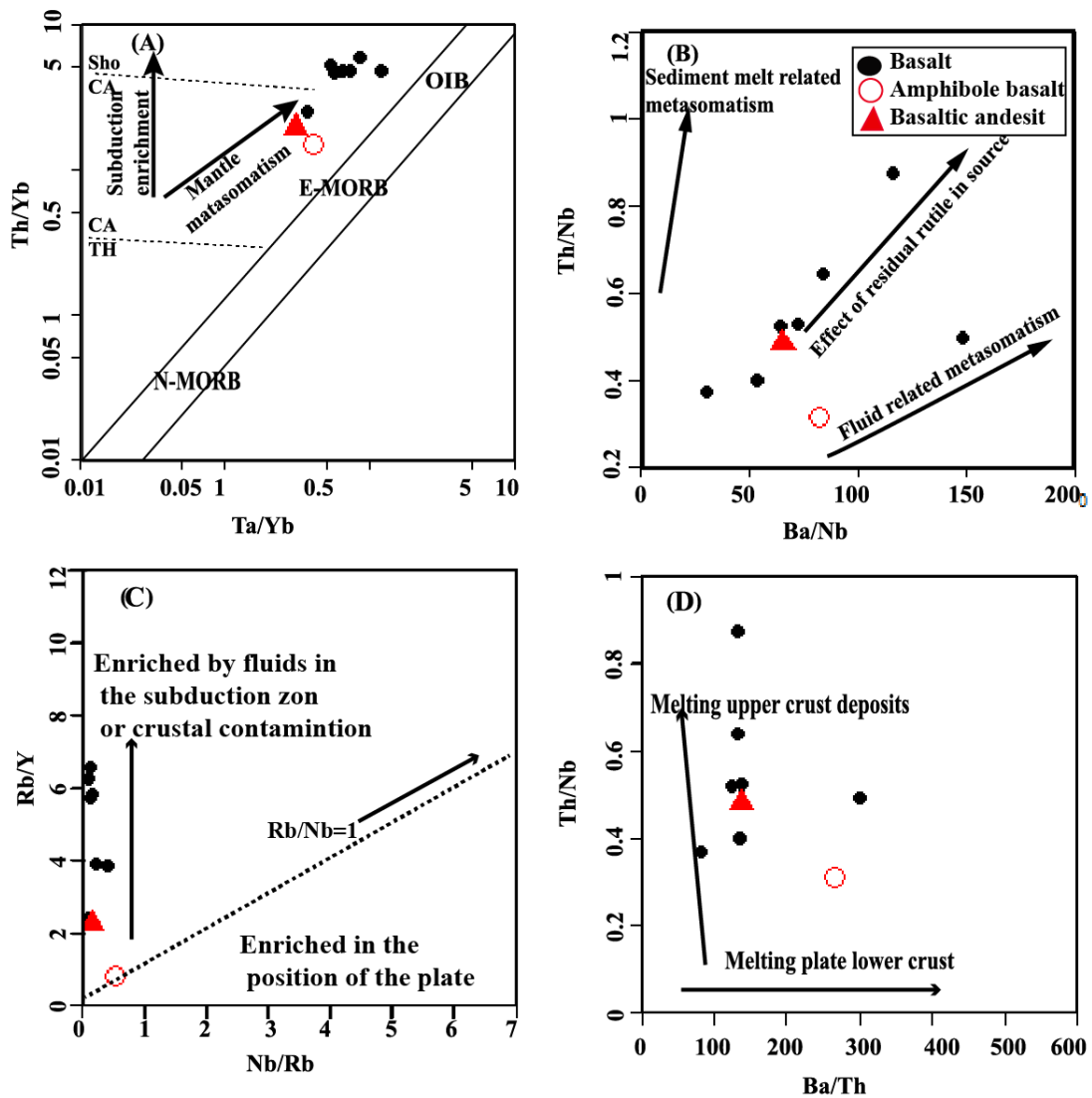
پژوهشگران برای بررسی درجه آلیش پوسته‌ای پارامترهای شیمیایی گوناگونی پیشنهاد کرده‌اند. سنگ‌های بازالتی که تحت تاثیر آلیش پوسته‌ای قرار می‌گیرند، دارای نسبت‌های  $La/Nb > 1/5$  و  $La/Ta > 22$  هستند (Hart *et al.*, 1984; Abdel-Fattah *et al.*, 2004). در سنگ‌های بازالتی بررسی شده، نسبت  $La/Ta$  برابر با  $16/02 - 48/90$  و نسبت  $La/Nb$  برابر با  $4/8 - 18/5$  است. در بازالت‌های بررسی شده این نسبت‌ها آلیش پوسته‌ای را نشان می‌دهند.

دارد. در این نمودار، نمونه هورنبلندبازالت در محدوده ژرفای کمتر و نزدیک به ۱۰۰ کیلومتری جای گرفته است.



شکل ۸- نمودار Ce در برابر Ce/Yb (Ellam and Cox, 1991) برای بررسی ژرفای ذوب‌بخشی برای نمونه‌های بازالتی منطقه سوناجیل

همان‌گونه که در بخش زمین‌شیمی گفته شد، نمونه‌های بازالتی بررسی شده، از عنصرهای با پتانسیل یونی کم (LIL) غنی شده هستند. این غنی‌شدگی به متاسوماتیسم خاستگاه گوشته‌ای بازالت‌های کمانی با سیال‌های بالآمده از تیغه فرورو نسبت داده می‌شود. در برابر آن، تهی‌شدگی نسبی از عنصرهای HFS پیامد پایداری فازهای بجامانده گوشته دانسته می‌شود (Pearce, 1982). نسبت بالای Th/Yb شاید پیامد متاسوماتیسم خاستگاه هنگام غنی‌شدگی فرورانشی و یا مرتبط با آلیش پوسته و یا هر دو فرایند باشد (Gencaliogluksu and Geneli, 2010). در نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (شکل ۹- A)، بیشتر نمونه‌های بازالتی منطقه در محدوده شوشونیتی جای دارند و از روند گوشته



شکل ۹- نمودارهای تعیین نقش عوامل فرورانش در متاسوماتیسم کردن گوشته برای نمونه‌های منطقه سوناجیل. (A) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb در برابر نمودار (B) Th/Yb (Pearce, 1983); نمودار Ba/Nb در برابر Th/Nb (Ersoy et al., 2010); (C) نمودار Nb/Rb در برابر Rb/Y (Temel et al., 1998); (D) نمودار Ba/Rb در برابر Th/Nb (Askrene et al., 1999)

برای بررسی آرایش پوسته‌ای، کاربرد نسبت عنصرهایی مانند Ce/Pb و Nb/U بسیار کارآمد است؛ زیرا این عناصر هنگام ذوب بخشی و یا تبلور بخشی از یکدیگر تفکیک نمی‌شوند و نسبت‌های آنها بازتابی از مقدار این نسبت‌ها در منطقه خاستگاه ماگماست (Hofmann, 1998). این نسبت‌ها برای مذاب‌های جدا شده از گوشته (OIB و MORB) به صورت Ce/Pb (Hofmann et al., 1998) و Nb/U (±۲۵) (۷±۴۷) هستند.

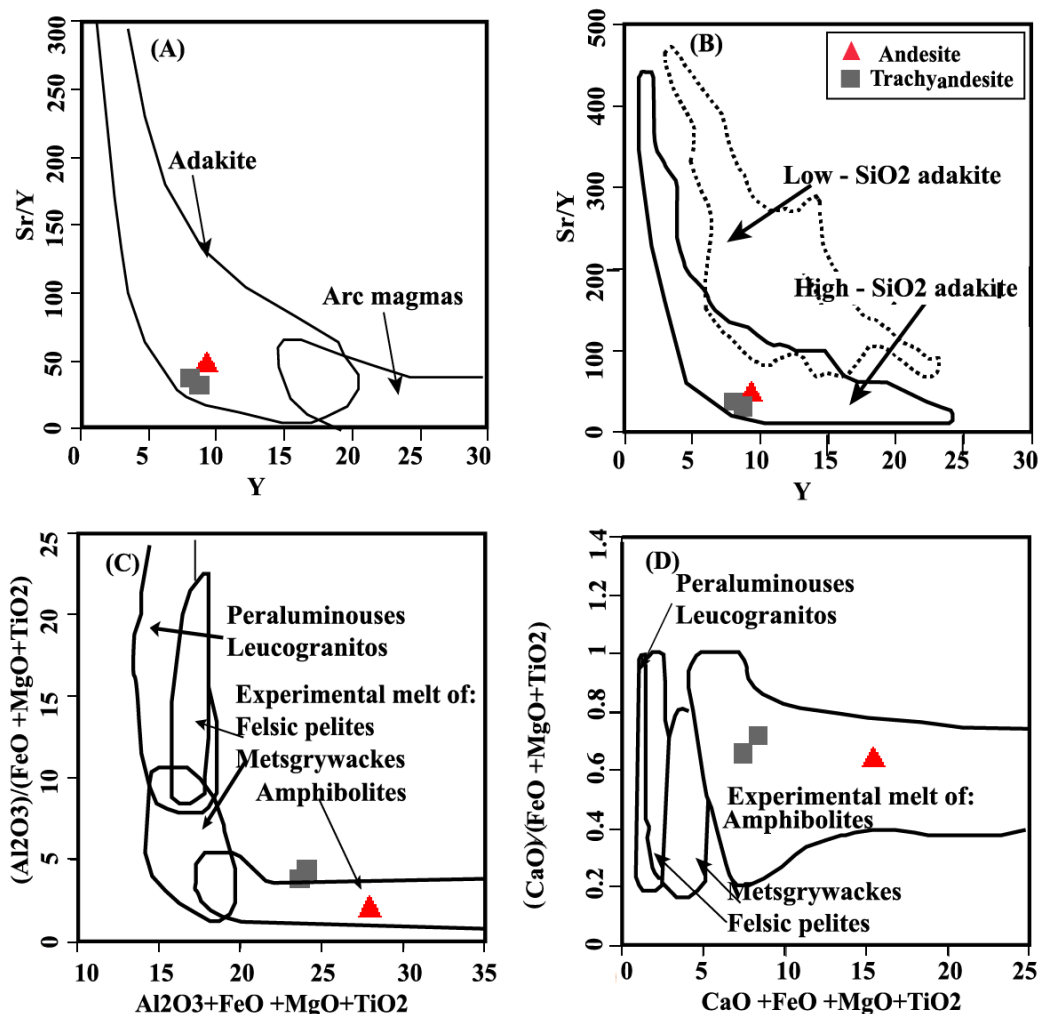
میانگین نسبت Ce/Pb برای پوسته قاره‌ای ۱۲/۴ به دست آمده است (Karmalker et al., 2005). نسبت Ce/Pb در نمونه‌های بازالتی این منطقه از ۷/۳۳ تا ۳۵/۲۲ و در بیشترشان از ۷/۳۳ تا ۱۰/۸۹ است. این مقادیر کمتر از مذاب‌های جدا شده از گوشته MORB و OIB هستند و نشان‌دهنده ارتباط این سنگ‌ها با کمان‌های آتشفشانی و یا آرایش ماگما با پوسته است. در نمودار Nb/Rb در برابر Rb/Y روند عمودی داده‌ها

(Moyen, 2009). در آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) مقدار  $\text{SiO}_2$  بیشتر از ۵۶ درصدوزنی،  $\text{MgO}$  کمتر از ۳ درصدوزنی، میزان  $\text{Y}$  کمتر از ۱۸ppm،  $\text{Yb}$  کمتر از ۱/۹ ppm، میزان  $\text{Sr}$  بالا ( $\text{Sr} > 400$ )،  $\text{Sr}/\text{Y} > 40$ ،  $\text{La}_N/\text{Yb}_N > 10$  است (Defant and Drummond, 1990; Oyarzun *et al.*, 2003; Reich *et al.*, 2002). این آداکیت‌ها در پی ذوب‌بخشی متابازالت‌ها در گستره پایداری گارنت پدید می‌آیند. آداکیت‌های کم‌سیلیس (LSA) ۵۰-۶۰ درصدوزنی سیلیس دارند. نسبت  $\text{Sr}/\text{Y}$  (۱۰۰-۳۰۰ ppm) و  $\text{La}/\text{Yb}$  (۴۰-۸۰) در آنها بالاست. تفاوت‌های زمین‌شیمیایی آشکاری میان دو گروه آداکیت‌های HSA و LSA در نمودارهای بهنجار شده به ترکیب کندریت دیده می‌شوند. آداکیت‌های کم‌سیلیس در برابر آداکیت‌های پرسیلیس (با نسبت‌های  $\text{Sr}/\text{Y}$  و  $\text{La}/\text{Yb}$  بالاتر) الگوی جدایافته‌تری نشان می‌دهند (Moyen, 2009). آداکیت‌های قاره‌ای یا پتاسیک طیف گسترده‌ای از سیلیس (کمتر از ۶۰ تا بیش از ۷۵ درصد) دارند و میزان  $\text{La}/\text{Yb}$  بالایی را نشان نمی‌دهند. برپایه نمودار شکل ۱۰-B، نمونه‌های آداکیتی بررسی‌شده در محدوده آداکیت‌های پرسیلیس جای می‌گیرند. همچنین، میزان  $\text{K}_2\text{O}$  بالایی ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  نزدیک کمی بیشتر از یک) دارند (جدول ۱) که با آداکیت‌های قاره‌ای یا پتاسیک (C-type adakites) قابل مقایسه هستند. آزمایش‌های تجربی دمای ۱۰۷۵-۱۰۵۰ سانتیگراد و فشار ۲ گیگاپاسگال و مقدار آب نزدیک به ۶ درصد را برای پیدایش ماگمای سازنده این سنگ‌ها پیشنهاد کرده‌اند. مقدار بالای آلکالی با فشار بالای ذوب‌بخشی و همچنین حضور فاز پتاسیم‌دار در خاستگاه در ارتباط است (Xiao *et al.*, 2006).

به خوبی نشان‌دهنده تأثیر پوسته قاره‌ای در ماگمای سنگ‌های بازالتی بررسی‌شده است (شکل ۹-C). همچنین، در نمودار  $\text{Ba}/\text{Th}$  در برابر  $\text{Th}/\text{Nb}$ ، نمونه‌های یوین‌بازالتی بررسی‌شده مقدارهای بالایی از  $\text{Th}/\text{Nb}$  و مقدارهای کمی از  $\text{Ba}/\text{Th}$  را نشان می‌دهند. این مقادیر نشان‌دهنده تأثیر رسوب‌های پوسته بالایی در آرایش و متاسوماتیسم خاستگاه این سنگ‌ها هستند (شکل ۹-D).

**آندزیت‌ها:** سنگ‌های آندزیتی بررسی‌شده سرشت شوشونیتی دارند. همچنین، از عنصرهای LILE و LREE غنی‌شدگی از عنصرهای HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل‌های ۵ و ۶). افزون‌براین، نمونه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی بررسی‌شده نیز ویژگی‌های آداکیتی از خود نشان می‌دهند (شکل ۱۰-A). ماگماهای آداکیتی با  $\text{SiO}_2 \leq 56$  درصدوزنی،  $\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 15$  درصدوزنی (به‌ندرت کمتر)، معمولاً  $\text{MgO} > 3$  درصدوزنی (به‌ندرت بالای ۶ درصدوزنی)، HREE و  $\text{Y}$  کم ( $\text{Y} > 18$  ppm و  $\text{Yb} > 1/9$  ppm)،  $\text{Sr}$  بالا (بیشتر از ۳۰۰ ppm) و میزان HFSE کم و نسبت‌های ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.704$  شناخته می‌شوند (Defant and Drummond, 1993; Castillo, 2012). همچنین، نسبت  $\text{Sr}/\text{Y}$  در آداکیت‌ها از ۴۰ بیشتر است؛ اما در گدازه‌های کالک‌آلکان معمولی معمولاً از ۴۰ کمتر است. در نمونه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی بررسی‌شده میزان  $\text{SiO}_2 < 55$  درصدوزنی،  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 16$  درصدوزنی،  $\text{MgO} > 3$  درصدوزنی، عموماً  $\text{Y} > 9$  ppm و  $\text{Sr} < 300$  ppm است. نسبت  $\text{Sr}/\text{Y}$  در نمونه‌های آندزیتی بررسی‌شده عموماً از ۴۰ بیشتر است. این مقادیر نشان می‌دهند که سنگ‌های آندزیتی بررسی‌شده با سنگ‌های آداکیتی همانندی فراوانی دارند.

**آداکیت‌ها:** آداکیت‌ها به گروه آداکیت‌های پرسیلیس، کم‌سیلیس، آداکیت‌های قاره‌ای یا پتاسیک و آداکیت‌های آرکئن رده‌بندی شده‌اند



شکل ۱۰- نمونه‌های منطقه سوناچیل در: (A) نمودار Y در برابر Sr/Y (Castillo, 2012); (B) نمودار تفکیک آداکیت‌های کم سلیس و پر سلیس (Castillo, 2012); (C, D) نمودارهای پیشنهادی Patino Douce (1999) برای شناسایی سرشت خاستگاه آداکیت‌ها درباره خاستگاه ماگماهای آداکیتی

مکانیسم دیگری است که ماگماهای آداکیتی را پدید می‌آورد. این پدیده در پاسخ به فرایند افزایش ستبرای پوسته به دنبال افزوده شدن ماگمای مافیک جدا شده از گوشته (که در بخش زیرین پوسته جایگزین می‌شود) روی می‌دهد (Gromet and Silver, 1987; Petford and Atherton, 1996; Martin, 1999).

ماگماهای آداکیتی که از پوسته زیرین جدا می‌شوند، MgO و Mg# کمی دارند (Rapp *et al.*, 1991; Skjerlie and Patino Douce, 2002). آداکیت‌های جدا شده از پوسته اقیانوسی

بیشتر پژوهشگران داشتن گارنت در خاستگاه را برای پیدایش سرشت آداکیتی پیشنهاد کرده‌اند. داده‌های زمین شیمیایی و نمودارهای عنکبوتی نشان می‌دهند نمونه‌های آداکیتی از HREE و به ویژه Y تهی‌شدگی دارند. این نکته گویای گارنت‌دار بودن خاستگاه آنهاست. برای خاستگاه گارنت‌دار ماگمای آداکیتی دست کم دو احتمال پیشنهاد می‌شود:  
الف- ذوب بخشی پوسته زیرین ضخیم شده؛  
ب- ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده.  
ذوب بخشی سنگ‌های مافیک در پوسته زیرین

MgO و  $TiO_2$  بهره گرفته شد (شکل‌های ۱۱-A، ۱۱-B و ۱۱-C). در این نمودارها، نمونه‌های آداکیتی بررسی شده در محدوده پوستره زیرین ضخیم شده جای گرفته‌اند.

ماگمای جدا شده از قطعه‌های پوستره زیرین که درون گوشته غوطه‌ور شده‌اند (Delaminated) نیز آداکیتی هستند. در این صورت، قطعه‌های پوستره زیرین غوطه‌ور شده در گوشته در پی گرم شدن با گوشته، به‌طور بخشی ذوب می‌شوند (Kay and Kay, 1993). در هنگام گذر از درون گوشته، میزان  $Mg\#$ ، Ni و Cr مذاب در پی این فرایند افزایش و میزان  $Na_2O$ ،  $SiO_2$ ،  $Al_2O_3$  آن در پی واکنش با گوشته کاهش می‌یابد (Kepezhinskis *et al.*, 1995). در مقایسه با آداکیت‌های جدا شده از قطعه‌های پوستره زیرین درون گوشته، نمونه‌های بررسی شده  $SiO_2$ ، Ni و Cr کم و  $Na_2O$ ،  $Al_2O_3$  بالایی دارند.

همان‌گونه که گفته شد، افزون‌بر اینکه نمونه‌های بررسی شده منطقه ویژگی آداکیتی دارند، میزان پتاسیم بالایی نیز دارند و از این‌رو، از آداکیت‌های پتاسیک شمرده می‌شوند. به‌تازگی آداکیت‌های پتاسیک از پهنه‌های زمین‌ساختی درون قاره‌ای و محیط‌های زمین‌ساختی کششی گزارش شده‌اند (Wang *et al.*, 2004b). بررسی‌های گوناگون نشان می‌دهند سنگ‌های مافیک پوستره زیرین مایعاتی با نسبت‌های  $La_N/Yb_N$  و  $Sr/Y$  بالا در فشار کافی ( $40 \text{ Km}$  و  $1/2 \text{ Gpa}$ ) پدید می‌آورند. این در شرایطی است که گارنت در مجموعه کانیایی پایدار بجای مانده است (Rapp *et al.*, 1991; Springer and Sack, 1997). برای پیدایش آداکیت‌های با پتاسیم بالا دو الگو پیشنهاد شده است: وجود سنگ‌های آداکیتی با میزان پتاسیم بالا را به ذوب بخشی خاستگاه مافیک با پتاسیم بالا و یا شوشونیتی نسبت داده‌اند (Rapp *et al.*, 2002). همچنین، گفته شده است

مقدارهای کمی از نسبت Rb/Sr (۰/۰۴-۰/۰۱) دارند. این نسبت در آداکیت‌های جدا شده از پوستره قاره‌ای بیشتر از ۰/۰۵ است (Hou *et al.*, 2004). این مقدار برای نمونه‌های آداکیتی بررسی شده برابر با ۰/۰۷-۰/۲۵ است. از این‌رو، نمونه‌های آداکیتی بررسی شده از ذوب بخشی پوستره زیرین قاره‌ای خاستگاه گرفته‌اند. برپایه نمودارهای پیشنهاد شده برای خاستگاه سنگ‌های آداکیتی (Patino Douce, 1999)، نمونه‌های بررسی شده در محدوده یک خاستگاه بازیک و آمفیبولیتی جای گرفته‌اند (شکل‌های ۱۰-C و ۱۰-D).

تا کنون نظریه‌های گوناگونی پیشنهاد شده‌اند. ماگماهای آداکیتی در محیط‌های زمین‌ساختی گوناگونی رخمون دارند و پیدایش آنها با الگوهای سنگ‌زایی گوناگونی توصیف شده است:

۱) ذوب بخشی قطعه اقیانوسی در شرایط ویژه (Defant and Drummond, 1990; Martin *et al.*, 2005);

۲) فرایندهای جدایش بلورین و آرایش پوستره‌ای (Castillo *et al.*, 1999);

۳) ذوب بخشی پوستره ضخیم شده زیرین (Kay, 1978; Petford and Atherton, 1996; Atherton and Petford, 1993; Xiong *et al.*, 2003);

۴) ذوب بخشی قطعه غوطه‌ور شده در گوشته (Mungall, 2002);

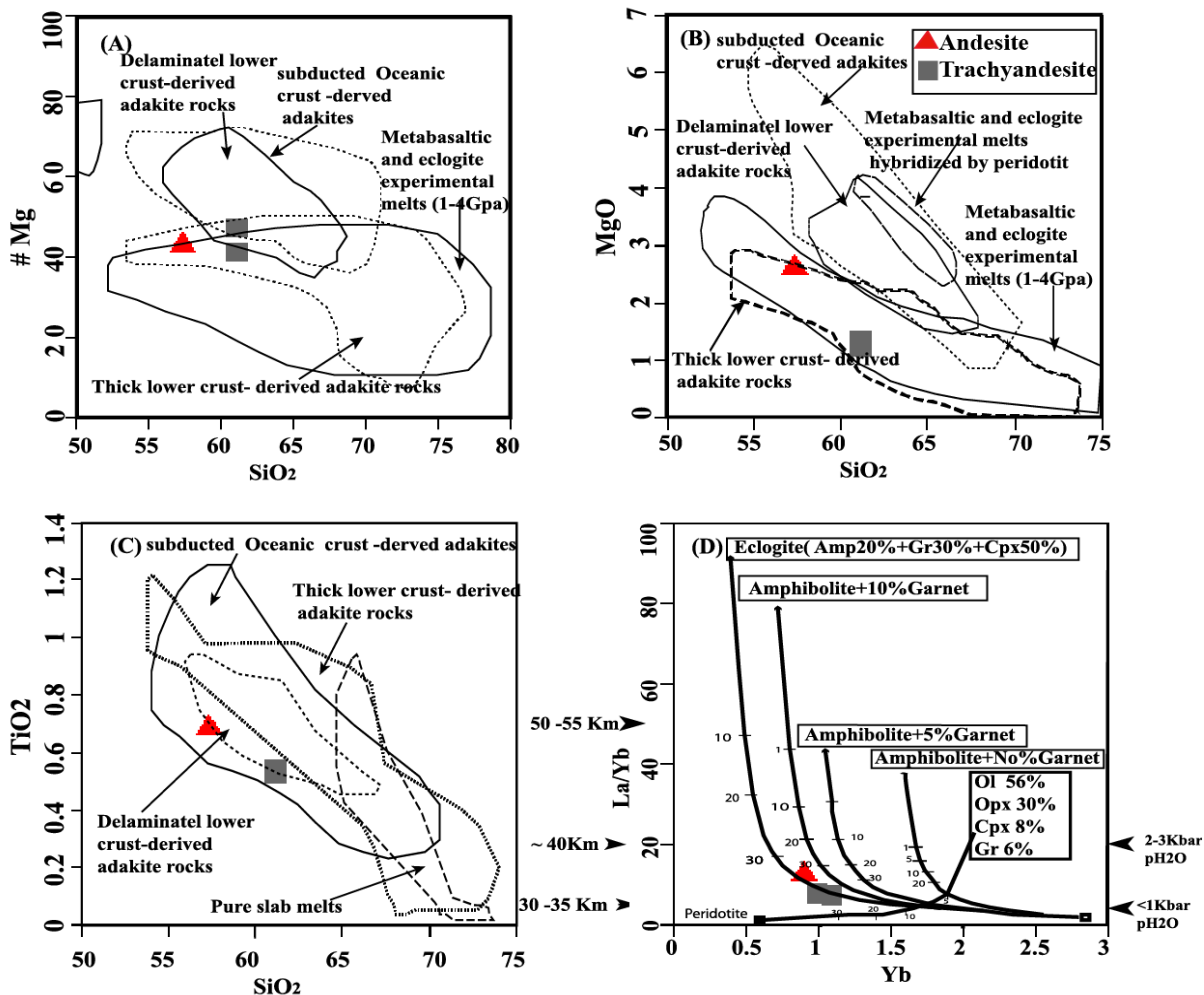
۵) ذوب بخشی پوستره زیرین (delaminated) (Kay and Wang *et al.*, 2004a);

۶) سرشت آداکیتی مذاب‌های متاسوماتیسم‌کننده گوشته سنگ‌کره‌ای و ذوب بعدی این گوشته، مذاب‌های آداکیتی را پدید می‌آورد (Castro *et al.*, 2013).

برای شناسایی خاستگاه سنگ آداکیتی بررسی شده از نمودارهای  $SiO_2$  در برابر  $Mg\#$

می‌آورد ( Rapp *et al.*, 2002; Xiao and Clemens, 2006).

که ذوب فشاربالای یک خاستگاه بازیک با میزان پتاسیم کم (به اندازه مورب) ماگمای آداکیتی با پتاسیم بالا پدید



شکل ۱۱- جایگاه نمونه‌های آداکیتی منطقه سوناجیل در: A, B و C) نمودار SiO<sub>2</sub> در برابر Mg# (Patino Douce, 1999), D) نمودار Yb در برابر La/Yb (Martin, 1999) برای ارزیابی کانی‌شناسی خاستگاه و درصد ذوب‌بخشی

در رخساره اکلوزیت پدید آمده‌اند. این خاستگاه دچار بیشتر از ۳۰ درصد ذوب‌بخشی شده است. گفتنی است پوسته زیرین مافیک یادشده به دنبال افزوده شدن ماگمای مافیک پتاسیک در پی رویداد فرورانش پیشین ضخیم شده است.

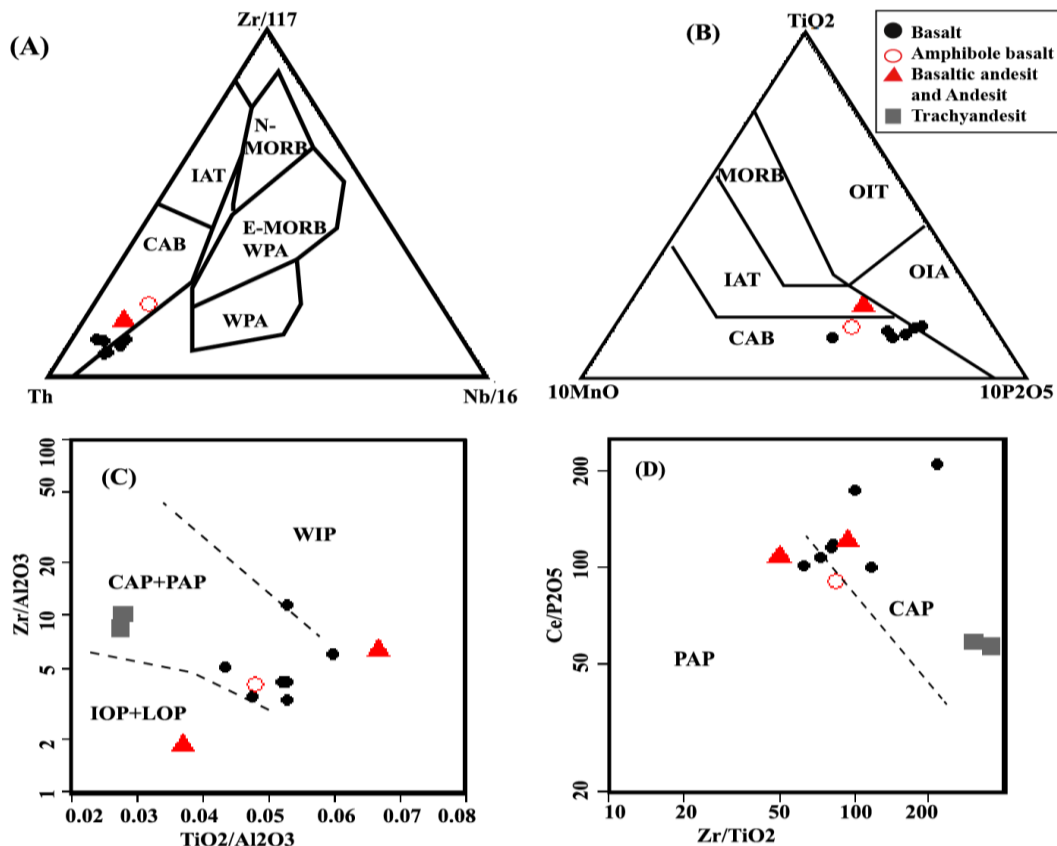
#### پهنه زمین‌ساختی

برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بازالت‌های بررسی شده سرشت شوشونیتی دارند و وابسته به

ارزیابی کانی‌شناختی و درصد ذوب‌بخشی سنگ آداکیتی این منطقه در نمودار La/Yb در برابر Yb انجام می‌شود. برپایه این نمودار (شکل ۱۱-D)، خاستگاه سنگ آداکیتی بررسی‌شده اکلوزیتی مافیک با ۲۰ درصد حجمی آمفیبول، ۳۰ درصد حجمی گارنت، ۵۰ درصد حجمی کلینوپیروکسن بوده است. این خاستگاه تا بیشتر از ۳۰ درصد حجمی دچار ذوب‌بخشی شده است. برپایه آنچه گفته شده، سنگ‌های آداکیتی بررسی‌شده از ذوب‌بخشی یک خاستگاه مافیک پتاسیک دگرگون‌شده

سنگ‌های این منطقه از نمودار پیشنهادی Wood (۱۹۸۰) بهره گرفته شد. نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده پیشنهادشده برای محیط‌های مربوط به کمان آتشفشانی جای گرفته‌اند (شکل ۱۲- A).

پهنه‌های فرورانش هستند. گدازه‌های کمان آتشفشانی با نسبت‌های بالای LILE/HFSE شناخته می‌شوند که این نسبت در سنگ‌های بازالتی بررسی‌شده بالاست. برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش مذاب سازنده



شکل ۱۲- جایگاه نمونه‌های آداکیتی منطقه سوناجیل در: (A) نمودار شناسایی پهنه زمین‌ساختی (Wood, 1980): CAB: بازالت کالک‌آلکان؛ WPA: آلکالی‌بازالت درون‌صفحه‌ای؛ IAT: توله‌ایت جزیره‌های کمانی؛ (B) نمودار پیشنهادی Mullen (۱۹۸۳): (C, D) نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌های پتاسیک (Müller and Groves, 1995): WIP: within plate potassic magmatic rocks; PAP: Post collisional arc potassic magmatic rocks; CAP: collisional arc potassic magmatic rocks; IOP: Initial oceanic potassic magmatic rocks; LOP: Late oceanic potassic magmatic rocks.

در این نمودار، نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکان قرارهای جای گرفته‌اند (شکل ۱۲- B). از آنجایی‌که نمونه‌های سنگ‌های بازالتی بررسی‌شده بیشتر سرشت شوشونیتی دارند، از نمودارهای پیشنهادی Müller و Groves (۱۹۹۵) بهره گرفته شد. در این نمودارها، نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده‌های کمان آتشفشانی و پس‌خوردی جای گرفته‌اند (شکل‌های ۱- C و ۱- D).

به باور Wood و همکاران (۱۹۷۹)، در سنگ‌های پدیدآمده در محیط‌های کمان فرورانش نسبت  $Th/Ta$  بیشتر از ۲ است. این نسبت برای نمونه‌های بررسی‌شده در سوناجیل برابر با  $۹/۴۵ - ۳/۶۵$  است و نشان‌دهنده جایگاه زمین‌ساختی کمان فرورانشی برای پیدایش سنگ‌های این منطقه است. همچنین، نمودار پیشنهادی Mullen (۱۹۸۳) برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی به کار برده شد.

## نتیجه‌گیری

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه سوناچیل تنوع ترکیبی الیوین‌بازالت، هورنبلندبازالت، آندزیت‌بازالتی، آندزیت و تراکی‌آندزیت نشان می‌دهند. در بررسی‌های میکروسکوپی بیشتر نمونه‌ها بافت غالب پورفیری با زمینه شیشه‌ای، میکرولیتی دارند. بیشتر نمونه‌های بازالتی بررسی شده سرشت شوشونیتی نشان می‌دهند و آندزیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها سرشت آداکیتی و پتاسیک دارند. برپایه نمودارهای بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه و کندریت، نمونه‌های بررسی شده از LILE و LREE غنی‌شدگی و از HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی نشانه وابستگی آنها با پهنه‌های فرورانش است. نمونه‌های بازالتی بررسی شده (مگر بازالت

پلاژیوکلازدار) آنومالی Eu ندارد. الیوین‌بازالت‌ها پیامد ذوب‌بخشی ۲۰-۵ درصد یک خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم شده با ترکیب اسپینل‌گارنت‌لرزلولیتی فلوگوپیت‌دار هستند. بازالت‌های آمفیبول‌دار از گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای و متاسوماتیسم شده، گارنت‌اسپینل‌لرزلولیتی آمفیبول‌دار با ذوب‌بخشی نزدیک به ۲۰ درصد خاستگاه گرفته‌اند. بازالت‌های پلاژیوکلازدار نیز از یک خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم شده با ترکیب اسپینل‌لرزلولیتی فلوگوپیت‌دار با درصد ذوب‌بخشی ۲۰-۱۰ پدید آمده‌اند. آداکیت‌های بررسی شده از ذوب‌بخشی ۳۰ درصدی پوسته زیرین مافیک پتاسیک دگرگون شده در رخساره اکلوزیت پدید آمده‌اند.

## منابع

- Abdel – Fattah, M., Abdel – Rahman, A. M. and Nasser, P. E. (2004) Cenozoic volcanism in the Middle East: Petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geological Magazine Cambridge University Press* 141: 545 – 563.
- Aghazadeh, M. (2014) Geological map of Sonajeel porphyry copper deposit and surrounding area with 1:5000 scale. Kumeh Madaneh Pars Company (in Persian).
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K. (2011) Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland. The Shaivar-Dagh plutonic complex Alborz belt, Iran. *Geological Magazine* 148: 980–1008.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic , post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 67-95.
- Atherton, M. P. and Petford, N. (1993) Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature* 362: 144-146.
- Asiabanha, A. and Foden, J. (2012) Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos* 148: 98-111.
- Askrene, D. R., Roden, M. F. and Whitney, J. A. (1999) Petrogenesis of Tertiary andesite lava flows interlayered with large-volume felsic ash-flow tuffs of the Western USA. *Journal of Petrology* 38: 1021-1046.
- Babakhani, A. R., Lesquyer, J. L. and Rico, R. (1976) Ahar Quadrangle (scale 1:250,000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Castillo, P. R., Janney, P. E., and Solidum, R. U. (1999) Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 33–51.

- Castillo, P. R., Solidum, R. U. and Punongbayan, R. S. (2002) Origin of high field strength element enrichment in the Sulu Arc, southern Philippines, revisited. *Geology* 30: 707–710.
- Castillo, P.R. Yan, Q.S. and Shi X.F. (2012) Geochemistry of basaltic lavas from the southern Lau Basin: input of compositionally variable subduction components. *International Geology Review* 54: 1456-1474.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z., and Chichorro, M. (2013) Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos* 180–181: 109–127.
- Coban, H. (2007) Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension – related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews* 80: 219 – 238.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662–665.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1993) Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology* 21: 547–550.
- Dostal, J., Caby, R., Keppie, J. D. and Maza, M. (2002) Neoproterozoic magmatism in Southwestern Algeria (Sebkha el Melah inlier): a northerly extension of the Trans- Saharan orogen. *Journal of African Earth Science* 35: 213–225.
- Ellam, R. M. and Cox, K. G. (1991) An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letter* 105: 330-342.
- Ersoy, E. Y., Helvacı, C. and Palmer, M. R. (2010) Mantle source characteristics and melting models for the early-middle Miocene mafic volcanism in western Anatolia: implications for enrichment processes of mantle lithosphere and origin of K-rich volcanism in post-collisional settings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198: 112-128.
- Fan, W., Gue, F., Wang, Y. J. and Lin, G. (2003) Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of postorogenic extension in the northern Da Hinggan mountains, northeastern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 121: 115-135.
- Furman, T. and Graham, D. (1999) Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos* 48: 237-262.
- Gencalioglu, Kusu, G. and Geneli, F. (2010) Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences* 99: 593-621.
- Gromet, L. P. and Silver, L. (1987) REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology* 28: 75–125.
- Hart, W. K., Aronson, J. L. and Mertzman, S. A. (1984) Areal distribution and age of low-K, high alumina olivine tholeiitic magmatism in the northwestern Great Basin: *Geological Society of America Bulletin* 95: 185–195.
- Hermann, J., Spandler, C., Hack, A. and Korsakov, A. V. (2006) Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: implications for element transfer in subduction zones. *Lithos* 92: 399-417.
- Hofmann, A. W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90: 297–314.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. and White, W. M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79: 33–45.

- Hou, Z. Q., Gao, Y. F., Qu, X. M., Rul, Z. Y. and Mo, X. X. (2004) Origin of adakitic intrusive generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 220: 139-155.
- Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A. M. and Mehrabi, B. (2010) Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar–Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *International Geology Reviews* 52: 608–630.
- Jiang, Y. H., Jiang S. Y., Ling, H. F., Zhou, X. R., Rui, X. J. and Yang, W. Z. (2002) Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, China: implications for granitoid geneses. *Lithos* 63: 165–187.
- Karmalkar, N. R., Rogers, S., Griffin, W. L. and O'Reilly, S. Y. (2005) Alkaline magmatism from Kutch, NE India: Implication for plum lithosphere interaction. *Lithos* 81: 101-119.
- Kay, R. W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4: 117–132.
- Kay, R. W. and Kay, S. M. (1993) Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219: 177–189.
- Kepezhinskas, P. K., Defant, M. J. and Drummond, M. (1995) Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt–peridotite interaction: evidence from mantle interaction—evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *Journal of Petrology* 36: 1505–1527.
- Kretz, R. (1983) Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277–279
- La Tourette, T., Hervig, R. L. and Holloway, J. R. (1995) Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters* 135: 13-30.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Mahdavi, M. A. and Amini Fazl, A. (1989) Geological Map of Ahar Quadrangle (scale 1:100,000). Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: Modern analogues of Archean granitoids. *Lithos* 46: 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1–24.
- McKenzie, D. and O'Nions, R. K. (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1021-1091.
- Menzies, M. A., Kyle, P. R., Jones, M. and Ingram, G. (1991) Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni–Bandera, New Mexico: inferences about intraplate processes and stratified lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 96: 13645–13671.
- Morrison, G. W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13: 97-108.
- Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the adakitic signature. *Lithos* 112: 556-574.
- Mullen, E. D. (1983) MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62: 53-62.
- Müller, D. and Groves, D. I. (1995) *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold–Copper Mineralization*. Springer-Verlag Berlin.
- Mungall, E. J. (2002) Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology* 30: 915-918.

- Nabavi, M. H. (1976) An Introduction to the Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Nakamura, H. and Iwamori, H. (2009) Contribution of slab-fluid in arc magmas beneath the Japan arcs. *Gondwana Research* 16: 431-445.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Oyarzun, R., Marques, A., Lillo, J., Lopez, I. and Rivera, S. (2002) Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita* 36: 794-798
- Patino Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques* (Eds. Castro, A., Fernandez, C. and Vigneresse, J. L.) Special Publications 168: 55-75. Geological Society, London, UK.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites Orogenic, Andesites and Related Rocks* (Ed. Thorpe, R. S.) John Wiley & Sons, 525-548. Chichester, UK,
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Nantwich, UK.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 68-81.
- Petford, N. and Atherton, M. (1996) Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru. *Journal of Petrology* 37: 1491-1521
- Rapp, R. P., Xiao, L. and Shimizu, N. (2002) Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakite in east China. *Acta Petrologica Sinica* 18: 293-311.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. and Miller, C. F. (1991) Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research* 51: 1-25.
- Reich, M., Parada, M., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F. and Lehman, B. (2003) Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications. *Mineralium Deposita* 38: 876-885.
- Rock, N. M. S. (1991) *Lamprophyres*. Blackie & Son Ltd., Glasgow, Scotland.
- Rollinson, H. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation and Interpretation*. Addison Wesley Longman, Harlow, UK.
- Skjerlie, K. P. and Patino Douce, A. E. (2002) The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa: implications for melting in thickened continental crust and for subduction-zone processes. *Journal of Petrology* 43: 291-314.
- Springer, W. and Seck, H. A. (1997) Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127: 30-45.
- Stern, R. A., Bloomer, S. H., Lin, P. N., Ito, E. and Morris, J. (1988) Shoshonitic magmas in nascent arcs: new evidence from submarine volcanoes in the northern Marianas. *Geology* 16: 426-430.
- Sun, L. H., Wang, Y. J., Fan, W. M. and Zi, J. W. (2008) Post-collisional potassic magmatism in the Southern Awulale Mountain, western Tianshan Orogen: petrogenetic and tectonic implications. *Gondwana Research* 14: 383-394.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in oceanic basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication, 42: 313 - 345. Geological Society of London, UK.

- Temel, A., Gondogdu, M. N. and Gourgau, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, Central Antolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 327-357
- Wang, Q., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Bao, Z. W., Xu, W. and Xiong, X. L. (2004a). Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan–Hongzhen area of east China: adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochemical Journal* 38: 417–434.
- Wang, Q., Zhao, Z. H., Bao, Z. W., Xu, J. F., Liu, W. and Li, C. F. (2004b) Geochemistry and petrogenesis of the Tongshankou and Yinzu adakitic intrusive rocks and the associated porphyry copper–molybdenum mineralization in southeast Hubei, east China. *Resource Geology* 54: 137–152.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*. Chapman and Hall, London, UK.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different malpas series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wood, D. A. (1980) The application of Th- Hf- Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planetary Sciences Letters* 50: 11- 30.
- Xiao, L. and Clemens, J. D. (2007) Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints. *Lithos* 95: 399-414.
- Xiao, L., Zhang, H. F., Clemens, J. D. and Wang, Q. W. (2006) Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan plateau: petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos* 54: 173-206.
- Xu, H. J., Ma, C. Q. and Ye, K. (2007) Early Cretaceous granitoids and their implications for the collapse of the Dabie orogen, eastern China: SHRIMP zircon U–Pb dating and geochemistry. *Chemical Geology* 240: 238–259.
- Zhuang, L. and Bin, C. (2014) Geochronology and geochemistry of the Paleoproterozoic meta-basalts from the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton: Implications for petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Research* 255: 653–667.