

## Geochemistry and petrogenesis of Cretaceous volcanic rocks from the south and southwest of Germe city (Northwest of Iran)

Mohammad Mobashergermi<sup>1</sup>, Mehraj Aghazadeh<sup>2\*</sup>  
Monireh Kheirkhah<sup>3</sup> and Gholamreza Ahmadzadeh<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Payame Noor University, Iran

<sup>3</sup> Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>4</sup> Department of Geology, Faculty of Sciences, Mohaghegh Ardabili University, Ardabil, Iran

### Abstract

The Cretaceous volcanic rocks (Andesite and basaltic andesite) in the northwest of Iran, south - southwest of the Germe city (Ardabil province), have considerable outcrops with northwest - southeast trend. The textures in the studied rocks are porphyry, hyalomicroclitic and glomeroporphyry and the main mineral is plagioclase with pyroxene, brown amphibole and biotite as accessory minerals. The rocks under study have calc-alkaline nature and have been crystallized from a magma experienced fractional crystallization. In the primitive mantle normalized spider and chondrite normalized rare earth elements diagrams. The studied rocks are characterized by LREE and LILE enrichment and depletion in HFSE as well as spikes in Pb and Eu. The overall features are compatible with subduction-related. The Cretaceous volcanic rocks under study have been generated in an active continental margin.

**Key words:** volcanic rocks, subduction, continental magmatic arc, spinel garnet lherzolite, Cretaceous, Germe, Talesh zone

---

\* mehrajaghazadeh@pnu.ac.ir

پتروولوژی، سال نهم، شماره سی و سوم، بهار ۱۳۹۷، صفحه ۹۱-۱۱۰  
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۰/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۵/۰۹

## زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی (شمال‌باختری ایران)

محمد مبشر گرمی<sup>۱</sup>، مهراج آقازاده\*<sup>۲</sup>، منیره خیرخواه<sup>۳</sup> و غلامرضا احمدزاده<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ایران

<sup>۳</sup> پژوهشکده علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران

<sup>۴</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

### چکیده

در شمال‌باختری ایران، جنوب - جنوب‌باختری شهرستان گرمی (استان اردبیل)، سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت-آندزیت بازالتی) کرتاسه با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری برون‌زد بزرگی دارند. این سنگ‌ها بیشتر بافت‌های پورفیری، هیالومیکروولیتی و گلوپورفیری نشان می‌دهند. کانی فراوان در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز است که به‌همراه آن، کانی‌های فرعی پیروکسن، آمفیبول قهوه‌ای و بیوتیت نیز دیده می‌شوند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها سرشت کالک‌آلکان دارد و هنگام بال‌آمدن، فرایند جدایش بلوری را سپری کرده است. در نمودارهای عنکبوتی و عنصرهای خاکی نادر، فروافتادگی‌های عنصرهای Ta و Nb و غنی‌شدگی شاخص عنصرهای LILE و LREE وابستگی ماگمای نخستین سازنده این سنگ‌ها به پهنه‌های فرورانشی را نشان می‌دهند. پیدایش ماگمای نخستین این سنگ‌ها پیامد ذوب‌بخشی ۲۰-۳۰ درصدی خاستگاهی گوشته‌ای اسپینل - گارنت لرزولیت متاسوماتیسم‌شده در پی فرایندهای فرورانش است. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه منطقه در پهنه کمان آتشفشانی فعال پدید آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، فرورانش، کمان قاره‌ای، اسپینل گارنت لرزولیت، کرتاسه، شهرستان گرمی، پهنه تالش

### مقدمه

و در فاصله پهنه جنوبی دریای خزر (از سوی

خاور)، پهنه ماگمایی ارومیه - دختر (از سوی

باختری) و خط درز سوان آکرا (از سوی شمال)

در پهنه آتشفشانی شمال‌باختری ایران،

سنگ‌های آتشفشانی در جنوب شهرستان گرمی

\* mehrajaghazadeh@pnu.ac.ir

Copyright©2018, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

پهنه‌های کشتی در زمان کرتاسه در شمال‌باختری ایران و قفقاز، پهنه‌های اقیانوسی کوچکی (مانند: پهنه‌های اقیانوسی در راستای پهنه بخیه الهیارلو-سوان-آکرا) را در این منطقه پدید آورده است (Berberian and King, 1981). از این رو، فرارانش پوسته اقیانوسی در راستای پهنه بخیه به صورت افیولیت ملانژهای الهیارلو-سوان-آکرا نمود پیدا کرده است (Berberian and King, 1981; Sosson et al., 2010).

در جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی، سنگ‌های آتشفشانی با گسترش چشمگیری رخنمون دارند. برپایه بررسی‌های چینه‌شناسی این سنگ‌ها به سن کرتاسه دانسته شده‌اند (نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمی و لاهرود). این سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری دیده می‌شوند و روند آنها همانند افیولیت ملانژهای الهیارلو است. در این بررسی، ویژگی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناختی، زمین‌شیمیایی و سنگ‌زایی این سنگ‌ها ارزیابی شده‌اند.

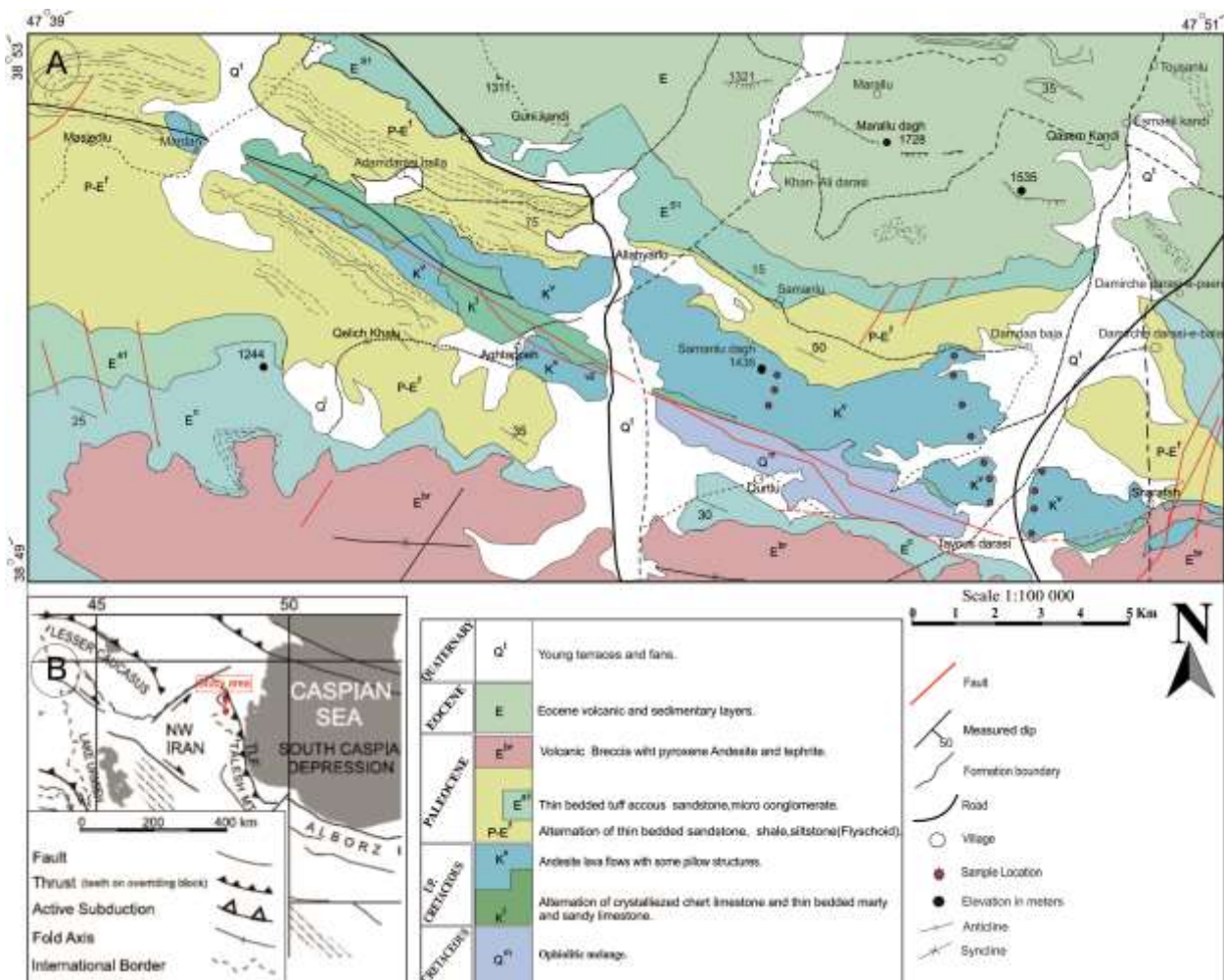
#### زمین‌شناسی منطقه

سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در جنوب و جنوب‌باختر گرمی (در منطقه برزند) و در استان اردبیل، میان طول‌های جغرافیایی خاوری ۳۹° ۴۷ تا ۵۱° ۴۷ و عرض‌های جغرافیایی شمالی ۳۸° ۴۹ تا ۳۸° ۵۳ رخنمون دارند (شکل ۱). رخنمون سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس‌های گوناگون (مانند: اهر، کلیبر، لاهرود و گرمی) گزارش شده است.

بروزد گسترش یافته‌اند. این منطقه بخشی از پهنه ماگمایی البرز باختری یا تالش است (Vincent et al., 2005).

پهنه تالش بخشی از پهنه کوهزایی عربی- اوراسیایی به‌شمار می‌رود. در این پهنه، ساختارهای تراستی و چین‌خوردگی‌های هلالی شکل به پهنه البرز در جنوب و قفقاز کوچک در شمال می‌رسند (Vincent et al., 2005). در حقیقت، پهنه تالش بخشی از پهنه البرز است که چون ویژگی‌های بی‌همتایی دارد، به صورت پهنه‌ای جداگانه رده‌بندی شده است (Allen et al., 2003). پهنه تالش در خاور با گسل باختر دریای خزر از پهنه خزر جدا می‌شود و باختر پهنه زمین‌درز پهنه افیولیتی الهیارلو و قفقاز کوچک نشان‌دهنده بخش باختری این پهنه است. این پهنه چین‌خورده و تراستی، به صورت هلالی شکل بوده و بیشتر دربردارنده سنگ‌های آتشفشانی و نهشته‌های تخریبی، آتشفشانی-رسوبی و آتشفشانی کرتاسه بالایی تا میوسن بالایی است که بیشتر آنها در پهنه دریایی کم‌ژرفا پدید آمده‌اند (Allen et al., 2003; Vincent et al., 2005). همچنین، همانند پهنه ماگمایی ارومیه-دختر، در پهنه تالش، به ویژه در آذربایجان و بخش خاوری آن، اوج ماگماتیسم در ائوسن تا الیگومیوسن بوده است (Vincent et al., 2005; Shafaii et al., 2010).

در کرتاسه، گسل‌های تالش، ارس، تبریز و آناتولی و پهنه‌های کشتی، پهنه شمال ایران را به قفقاز بزرگ، قفقاز کوچک و میانی، البرز و شمال‌باختری ایران بخش‌بندی کرده‌اند (Kazmin and Tikhonova, 2006). پیدایش



شکل ۱- A) نقشه زمین‌شناسی جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی (شمال‌باختری ایران) و جایگاه سنگ‌های آتشفشانی آن در برابر سنگ‌های افیولیت الهیارلو (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی چهارگوش لاهرود با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰؛ Babakhani and Khan Nazer, 1991؛ B) بخشی از نقشه ساختاری ساده‌شده ایران و مناطق مجاور با محل زمین‌درز پهنه تیس (برگرفته از: Ramezani and Tucker, 2003؛ با تغییر پس از: Vernant *et al.*, 2004)

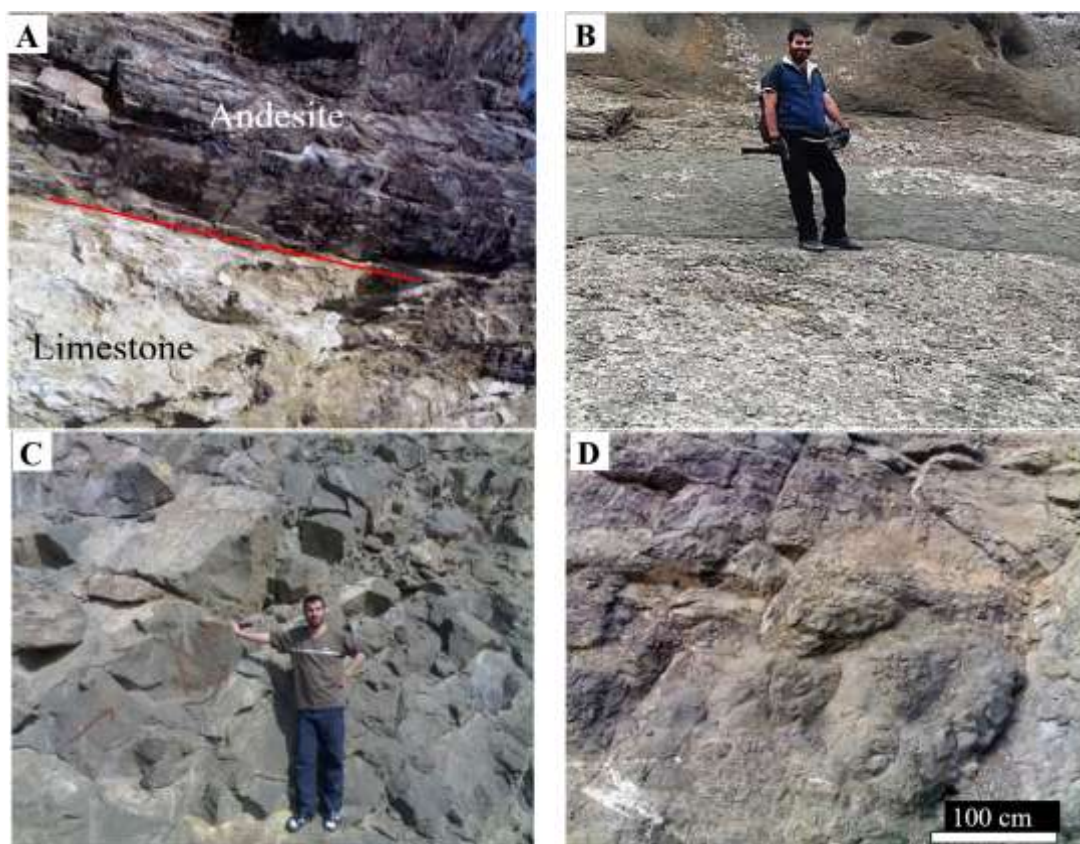
الهیارلو جای دارند (شکل ۱). در مرکز تاقدیس گسل‌های فراوانی با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و هم‌روند با محور تاقدیس دیده می‌شوند. نهشته‌های آتشفشانی کرتاسه از روستای مردان در شمال‌باختری تا روستای شرفه در جنوب‌خاوری و در محدوده‌ای به درازای ۴۰ کیلومتر و پهنای ۱۰ کیلومتر رخمون دارند. در بخش‌های شمالی تاقدیس الهیارلو، رخمون سنگ‌های آتشفشانی با فراوانی چشمگیری در برابر بخش جنوبی تاقدیس دیده

در نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ گرمی و لاهرود، رخمون‌های فراوانی از سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در منطقه جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی گزارش شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در این مقاله بانام K<sup>v</sup> در بخش شمالی نقشه چهار گوش لاهرود شناخته می‌شوند. این نهشته‌های آتشفشانی با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری در بخش‌های جنوبی و شمالی تاقدیس الهیارلو رخمون دارند. در مرکز این تاقدیس، سنگ‌های ملانژ افیولیتی

آتشفشانی بررسی شده دیده می‌شود. در پی رفتار گسل‌ها در بخش‌های گوناگون، وابستگی میان سنگ‌های آتشفشانی بالایی و سنگ‌های رسوبی زیرین زمین‌ساختی است. نهشته‌های آتشفشانی بررسی شده در بخش بالایی خود به نهشته‌های فلیش‌گونه پالئوسن می‌رسند (شکل‌های ۱ و ۲- B). نهشته‌های پالئوسن که با دگرشیبی، سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده را می‌پوشانند، دربردارنده تنابویی از ماسه‌سنگ، شیل، سیلت‌سنگ و آهک ماسه‌ای هستند. این نهشته‌ها گاه کنگلومرا و میکروکنگلومرا دارند و نهشته‌های آذرآواری در بخش‌های زیرین آنها دیده می‌شود. ستبرای نهشته‌های فلیش‌گونه پالئوسن به بیش از ۵۰۰۰ متر می‌رسد.

می‌شوند (شکل ۱). این نکته نشان می‌دهد فرایندهای زمین‌ساختی، گسترش اندک رخنمون‌های سنگی در بخش جنوبی تاقدیس را در پی داشته‌اند.

نهشته‌های آتشفشانی کرتاسه در منطقه بررسی شده، روی سنگ‌های رسوبی کرتاسه با ترکیب آهک تا آهک ماسه‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۲- A). از این رو، در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لاهرود (Babakhani and Khan Nazer, 1991)، نهشته‌های آتشفشانی به سن کرتاسه بالایی دانسته شده‌اند. در محل همبری این نهشته‌ها با سنگ‌های آتشفشانی، نشانه‌های پختگی دیده می‌شود. همچنین، در بخش‌هایی نیز ساخت پپریتی در محل همبری سنگ‌های آهکی ماسه‌ای و سنگ‌های



شکل ۲- تصویرهای صحرایی از از سنگ‌های آتشفشانی جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی (شمال‌باختری ایران). (A) نمایی از جایگیری سنگ‌های آتشفشانی روی نهشته‌های رسوبی آهکی و آهک ماسه‌ای کرتاسه؛ (B) واحد رسوبی فلیش‌گونه پالئوسن در بالای سنگ‌های آتشفشانی با تناب ماسه سنگ، شیل و ماسه آهکی؛ (C) نمایی از گدازه‌های ماسیو کرتاسه؛ (D) نمایی از ساخت گدازه بالشی در سنگ‌های آتشفشانی

(ساخت شرکت زیمنس آلمان) با خطای ۱٪ اندازه‌گیری شد. عنصرهای کمیاب به روش پلاسما جفتی‌دهنده القایی، با دستگاه Multi Agilent4500, Quadrapole که دکتور Module دارد تجزیه شدند. این دستگاه توانایی اندازه‌گیری ۷۰ نمونه هم‌زمان با اسپکترومتر مدل JY70PLUS (ساخت کارخانه ژوبن ایون فرانسه) را دارد. همچنین، کالیبراسیون نخستین با استانداردهای محلول و کالیبراسیون ثانویه با استانداردهای خاک در آزمایشگاه Amdel (دانشگاه نیوسالت ولز کشور استرالیا) را نیز دارد. از نمودار Le Maitre (1976) و ضرایب ۰/۵۸ تا ۰/۶۲ برای جداکردن آهن دو و سه ظرفیتی از آهن کل به روش Irvine و Baragar (۱۹۷۱) (رابطه‌های ۱ و ۲) و برای به‌دست‌آوردن ضریب اکسیداسیون بهره گرفته شد.

رابطه ۱:

درصد ورنی  $Fe_2O_3$  در سنگ = درصد ورنی  $TiO_2$  در سنگ + 1.5

رابطه ۲:

$FeO = (Fe_2O_3 * ((\text{اعلام آزمایشگاه})) - (Fe_2O_3 \times 0.899))$

### سنگ‌نگاری

سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده در بررسی‌های ماکروسکوپی بارنگ خاکستری تا خاکستری تیره و سبز دیده می‌شوند و اندیس رنگی مزوکرات دارند. در بررسی‌های میکروسکوپی، نمونه‌های بررسی‌شده بافت عمومی پورفیری، گلوپورفیری و گاه هیالومیکرولیتیک پورفیری (شکل ۳- A) نشان می‌دهند. نمونه‌های بررسی‌شده نسبت‌های گوناگونی از پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های کدر و

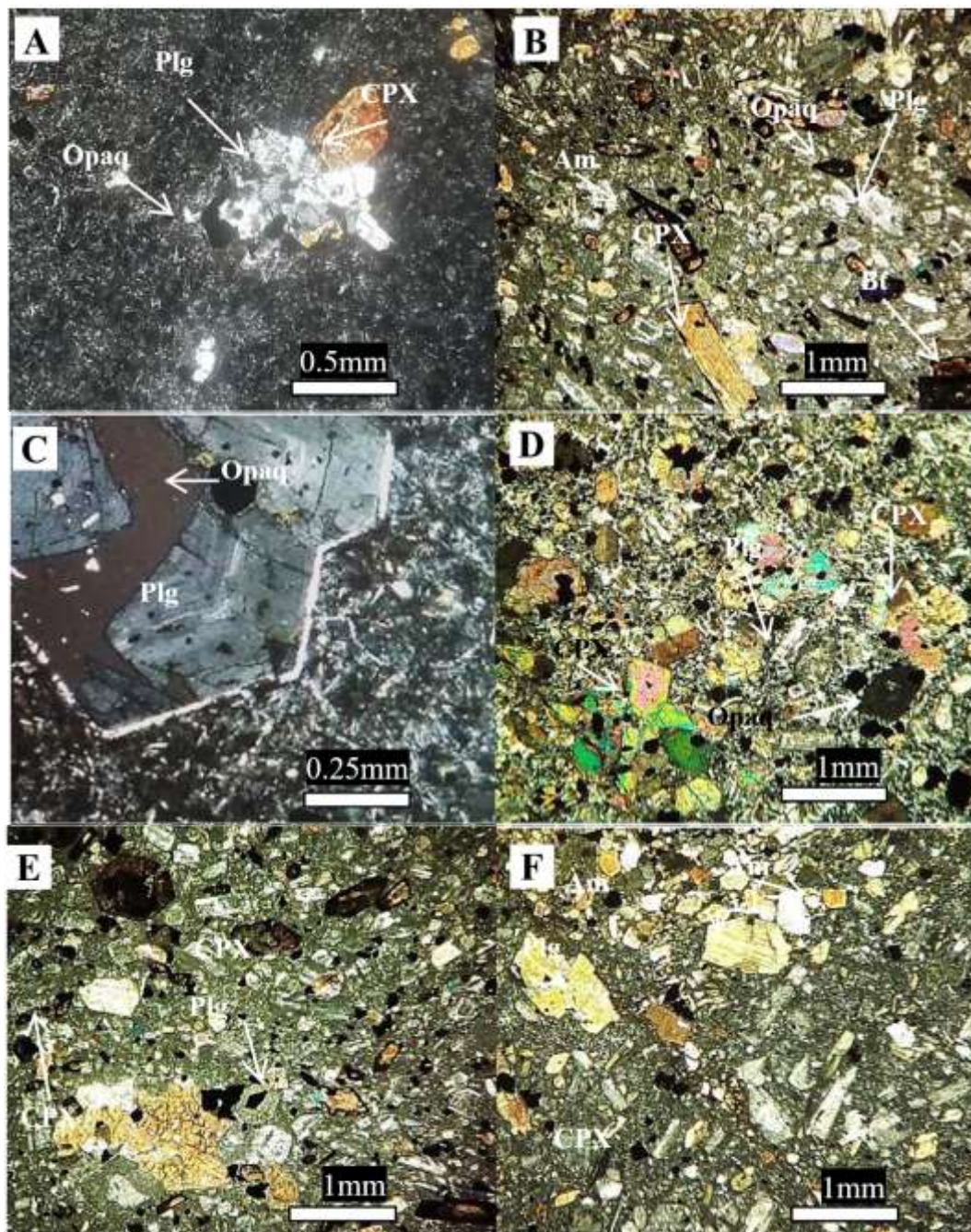
سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه ستبرای متغیر دارند و ستبرای آنها در بخش‌هایی به بیش از ۵۰۰ متر نیز می‌رسد. این نهشته‌ها به صورت رخنمون‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی ماسیو دیده می‌شوند (شکل ۲- C). در بخش‌های زیرین و بالایی، میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های رسوبی (عموماً آهک تبلور یافته) نیز درون آنها دیده می‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده در رخنمون‌های سالم به‌رنگ خاکستری تا خاکستری-سبز دیده می‌شوند. این سنگ‌ها در بخش‌هایی ساخت‌گدازه بالشی دارند (شکل ۲- D) و در بخش‌هایی نیز برشی شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده آمیگدال‌های پرشده با کانی‌های ثانویه (مانند: کلریت، کلسیت، زئولیت و گهگاه سیلیس) دارند. فراوانی و اندازه آمیگدال‌ها به‌سوی بخش‌های بالایی توالی آتشفشانی بیشتر می‌شود. نهشته‌های آتشفشانی در بخش‌های بالایی توالی با سنگ‌های هیالوکلاستیک همراه هستند. ستبرای این نهشته‌ها در برابر گدازه‌های ماسیو ناچیز است.

### روش انجام پژوهش

رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی در منطقه بررسی‌شده نخست در صحرا ارزیابی شدند و شمار ۴۰ نمونه از بخش‌های گوناگون آنها برداشت شد. سپس شمار ۲۵ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناختی از نمونه‌ها ساخته و با میکروسکوپ پلاریزان نوع الیمپوس بررسی شد. از میان آنها، شمار ۱۴ نمونه سالم و با کمترین دگرسانی برای تجزیه شیمیایی به روش XRF و ICP برگزیده شد. فراوانی اکسیدهای اصلی به روش ذوب قلیایی و انحلال اسیدی با دستگاه XRF مدل SRS-303

فراوان‌ترین کانی است و آمفیبول و بیوتیت با فراوانی کمتری در مقاطع دیده می‌شوند.

شیشه دارند (شکل ۳- B). در ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌های آتشفشانی، پلاژیوکلاز و پیروکسن



شکل ۳- تصاویرهای میکروسکوپی (XPL) از سنگ‌های آتشفشانی جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی (شمال‌باختری ایران). (A) بافت گلومروپورفیریتیک در نمونه آندزیت بازالتی؛ (B) آمفیبول‌های اپاسیتی‌شده، بیوتیت، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در نمونه آندزیتی؛ (C) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی ترکیبی در نمونه آندزیت بازالتی؛ (D) بافت میکرو پورفیری با کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن به‌همراه کانی‌های تیره در نمونه آندزیت بازالتی؛ (E) بافت گلومروپورفیریتیک با انباشتگی کلینوپیروکسن‌ها در نمونه آندزیت بازالتی، (F XPL) آمفیبول‌های اپاسیتی‌شده شکل‌دار در نمونه آندزیتی (نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است)

اپاسیتی شده همراه هستند. بلورهای آمفیبول و بیوتیت به صورت شکل‌دار دیده می‌شوند و فرایند اپاسیتی شدن گاه همه بلور را در بر گرفته است. فراوانی بلورهای آمفیبول و بیوتیت در نمونه‌های آندزیتی فراوان تر از نمونه‌های آندزیت بازالتی است.

همراه با بلورهای یادشده، بلورهایی نیز از کانی‌های آپاتیت، کانی‌های کدر نیز دیده می‌شوند. در بیشتر مقطع‌ها، این بلورها فراوانی کمتر از ۲ درصد حجمی دارند؛ هر چند که در برخی مقطع‌ها، کانی‌های کدر فراوانی بیشتر از ۴ درصد حجمی دارند.

زمینه سنگ بیشتر از بلورهای میکروولیتی پلاژیوکلاز و همچنین، شیشه دویتره شده است. فرایند شیشه‌زدایی در بیشتر مقطع‌های بررسی شده رخ داده است و در پی این فرایند عموماً کلریت جایگزین شیشه شده است. در برخی بلورهای پلاژیوکلاز زمینه فرایند آلبیتی شدن رخ داده است.

#### زمین‌شیمی

برای نام‌گذاری شیمیایی سنگ‌ها، نمودار قلیایی کل-سیلیس (TAS) (شکل ۴- A) به کار برده شد. نمونه‌های بررسی شده بیشتر در محدوده آندزیت و برخی نیز در محدوده آندزیت بازالتی جای دارند و نمونه‌ها سرشت ساب‌آلکان دارند. نمونه‌های بررسی شده در نمودار رده‌بندی برپایه عنصرهای نام‌تحرک ( $Zr/TiO_2$  در برابر Nb/Y) بیشتر در محدوده آندزیت هستند (شکل ۴- B). در رده‌بندی Hastie و همکاران (۲۰۰۷)، نمونه‌های بررسی شده بیشتر در محدوده آندزیت سری

کانی پلاژیوکلاز فراوانی بیش از ۵۰ درصد حجمی دارد و بیشتر فنوکریست‌های آن شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار هستند. بزرگی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز گاه تا ۲ میلی‌متر و عموماً تا نزدیک به ۱ میلی‌متر می‌رسد. بلورهای پلاژیوکلاز ماکل پلی‌سینتتیک دارند و بیشترشان منطقه‌بندی ترکیب شیمیایی نشان می‌دهند (شکل ۳- C). ترکیب بلورهای فنوکریست پلاژیوکلاز عموماً از نوع آندزین است؛ اما بلورهای میکروولیتی زمینه ترکیب سدیک‌تری را نشان می‌دهند. بلورهای پلاژیوکلاز گاه سریسیتی و سوسوریتی شده‌اند. در پی دگرسانی، اپیدوت، کلسیت و سریسیت روی بلورهای پلاژیوکلاز رشد کرده‌اند.

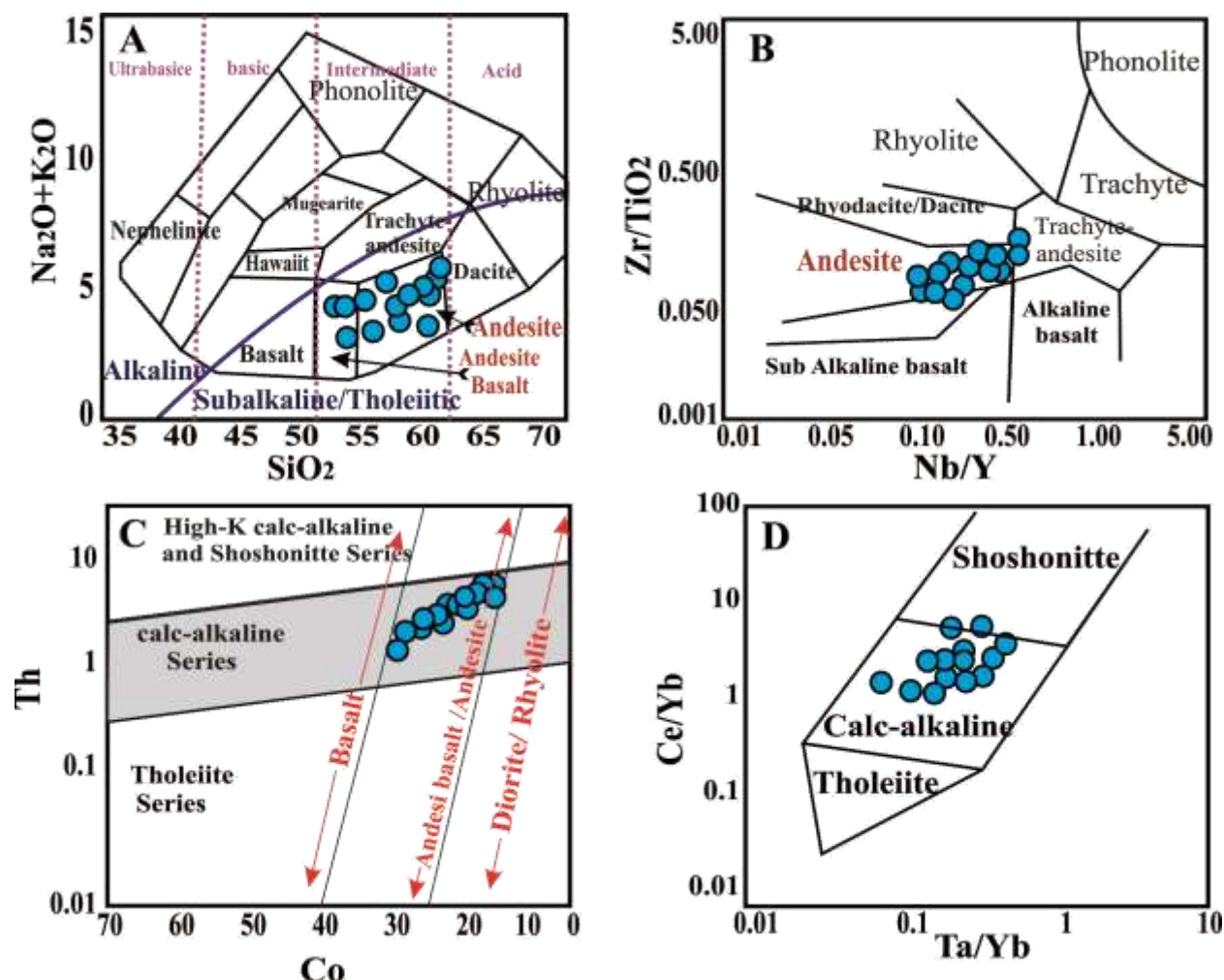
کانی پیروکسن با فراوانی ۱۵-۱۰ درصد حجمی، دومین فنوکریست مهم این سنگ‌های آتشفشانی است. در نمونه‌های با ترکیب آندزیت بازالتی، بلورهای پیروکسن فراوان تر هستند. این بلورها با بزرگی کمتر از ۱ میلی‌متر و به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. این بلورها به صورت فنوکریست، میکروفنوکریست و در زمینه دیده می‌شوند. در این سنگ‌ها، گاه اجتماعی از بلورهای پیروکسن به صورت بافت گلومروپورفیری دیده می‌شود (شکل‌های ۳- D و ۳- E). بلورهای پیروکسن ترکیب عمومی اوژبیت دارند. پیروکسن‌ها گاه به صورت بخشی و یا کامل با کلسیت و کلریت و کانی‌های کدر جایگزین شده‌اند.

در بیشتر نمونه‌های بررسی شده، بلورهایی از آمفیبول‌های قهوه‌ای اپاسیتی دیده می‌شوند که فراوانی کمتر از ۱۰ درصد حجمی را دارند (شکل ۳- F). این بلورها گاه با بلورهای بیوتیت



ماگمای مادر آنها تحول یافته بوده است. برپایه محاسبه‌های انجام شده روی اکسیدهای اصلی، همه نمونه‌ها در نورم خود کوارتز (۵/۳۳ تا ۱۲/۳۳ درصد) و هیپرستن (۷/۸۷ تا ۱۶/۵۶ درصد) دارند (جدول ۱) و در محدوده آندزیت‌های اشباع از سیلیس هستند. همچنین، در نمونه‌های یادشده، فراوانی دیوپسید نورماتیو از ۰ تا ۱۸/۸ درصد است.

کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۴- C). در نمودار  $Ce/Yb$  در برابر  $Ta/Yb$  در محدوده کالک‌آلکان هستند (شکل ۴- D). میزان دامنه سیلیس در نمونه‌های بررسی شده از ۵۴ تا ۶۲ درصدوزنی است (جدول ۱). میزان نسبت  $K_2O/Na_2O$  کم و برابر ۰/۳ تا ۰/۴ است. همچنین، میزان  $Mg\#$  در نمونه‌های بررسی شده کم و از ۰/۳ تا ۰/۵ است و این نکته نشان می‌دهد سنگ‌های بررسی شده از ماگمای نخستینی پدید نیامده‌اند و



شکل ۴- جایگاه سنگ‌های آتشفشانی جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی (شمال‌باختری ایران) در: (A) نمودار  $SiO_2$  در برابر  $Na_2O+K_2O$  (Cox et al., 1979); (B) نمودار  $Nb/Y$  در برابر  $Zr/TiO_2$  (Winchester and Floyd, 1977); (C) نمودار  $Co$  در برابر  $Th$  (Pearce, 1982); (D) نمودار  $Ta/Yb$  در برابر  $Ce/Yb$  (Hastie et al., 2007)

جدول ۱- داده‌های تجزیه XRF اکسیدهای اصلی (برپایه درصدوزنی با خطای ۱٪)، تجزیه ICP عنصرهای کمیاب (برپایه ppm) و ترکیب کانی‌شناسی نورم C.I.P.W. (برپایه تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی) برای سنگ‌های آتشفشانی جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی (شمال‌باختری ایران)

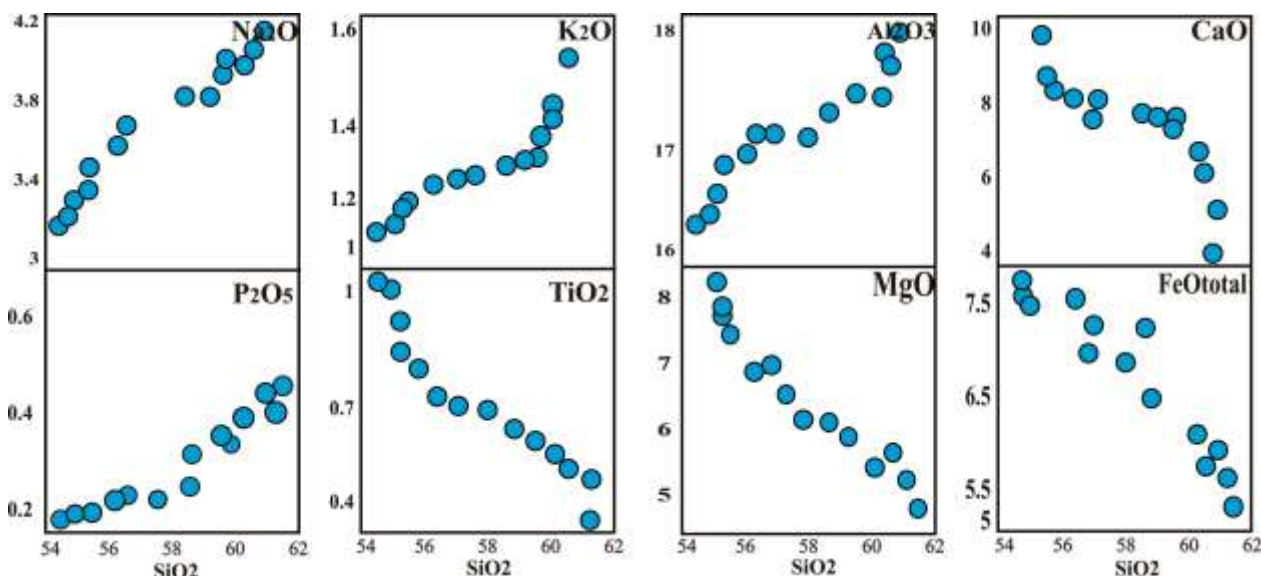
Sample No.	And8	And4	And10	And1	And6	And5	And13	And7	And14	And11	And2	And3	And12	And9
SiO <sub>2</sub>	61.12	60.72	60.49	60.35	60.02	59.76	58.89	56.93	55.83	55.81	54.79	54.63	54.56	54.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.94	17.99	17.88	17.66	17.53	17.49	17.46	17.44	17.19	17.16	17.08	16.96	16.83	16.76
FeO	5.18	5.39	5.25	5.19	4.58	4.58	4.53	5.52	5.59	5.17	5.91	5.02	5.18	4.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.45	1.36	1.34	1.30	1.28	1.28	1.27	1.27	1.25	1.25	1.22	1.22	1.21	1.13
CaO	4.98	5.82	6.17	7.04	7.37	7.47	7.49	7.88	7.98	8.44	8.58	8.61	8.69	9.85
MgO	1.14	1.17	1.11	1.26	1.37	1.49	1.59	1.81	1.97	2.01	2.11	2.19	2.21	2.48
Na <sub>2</sub> O	4.41	4.18	4.15	4.12	4.11	3.97	3.92	3.86	3.84	3.77	3.58	3.53	3.51	3.46
K <sub>2</sub> O	1.71	1.31	1.24	1.23	1.21	1.21	1.20	1.19	1.19	1.19	1.18	1.17	1.14	1.13
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.52	0.53	0.54	0.58	0.59	0.61	0.62	0.63	0.63	0.66	0.74	0.77	0.91
MnO	0.08	0.08	0.08	0.09	0.11	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.13	0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.21	0.21	0.20	0.18	0.17	0.17	0.16	0.15	0.14	0.13	0.12	0.12	0.11
LOI	0.29	0.23	1.01	0.12	0.16	1.08	0.12	1.01	1.34	1.77	1.21	1.64	1.58	1.34
Total	98.90	98.98	99.46	99.10	98.50	99.20	97.37	97.81	97.08	97.46	98.33	97.08	97.03	97.12
Li	17.8	16.8	16.8	16.2	14.8	14.4	13.6	13.5	11.8	11.2	11	10.8	9.2	8.3
Be	1.1	1.1	1.1	1.1	1.7	1.4	1.6	1.2	1.4	1.8	1.6	1.4	1.2	1.5
Sc	5.9	6	6.2	6.7	6.8	7	7	7.4	7.6	8.1	8.9	9	9.2	9.5
V	69	81	76	83	61	95	68	90	103	105	113	113	119	124
Cr	87	102	106	107	109	119	120	121	122	129	129	134	139	145
Co	11.2	11.5	11.5	12.7	12.7	13.3	14.3	14.5	14.8	16	17.5	18.5	19.2	19.2
Ni	11	11	11	13	14	15	18	18	23	23	26	26	36	42
Zn	88.2	82.8	82.1	80.7	79.6	79.5	76.1	75.9	71.4	69.9	67.6	61	57.8	56.32
Rb	22	22	21	21	19	18	18	19	18	16	17	16	15	17
Sr	421	426	432	439	439	441	445	446	458	461	471	472	473	481
Y	11.1	11.2	11.4	11.6	11.7	12.2	12.3	12.6	12.7	12.9	13.1	13.2	13.4	13.5
Zr	162	151	146	141	138	133	129	126	119	118	114	114	109	101
Nb	2.1	2.3	2.4	2.6	3	3.3	3.6	3.9	4.2	4.2	4.3	4.4	4.5	4.8
Cs	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3
Ba	304	291	288	287	261	244	243	210	182	174	172	169	164	123
La	12.4	13.3	13.6	13.7	13.8	13.9	14.2	14.3	14.4	14.5	14.6	14.8	14.9	15.3
Ce	22.1	25.3	25.6	26.1	26.1	26.8	27	27.8	27.8	28	28.2	28.6	28.8	29.3
Pr	3.69	3.79	4.19	4.19	4.49	4.69	4.89	4.99	4.99	5.19	5.19	5.29	5.49	5.69
Nd	11	11.1	11.2	12.4	12.5	13.8	15.1	15.2	15.5	15.5	16.1	16.2	16.6	16.7
Sm	2.2	2.4	2.5	2.5	2.5	2.6	2.7	2.8	2.9	3.1	3.1	3.2	3.3	3.4
Eu	1.18	1.18	1.26	1.26	1.27	1.28	1.28	1.28	1.29	1.36	1.38	1.42	1.48	1.48
Gd	2.4	2.6	2.6	2.7	2.7	2.8	2.8	2.9	2.9	3.2	3.2	3.3	3.4	3.5
Tb	0.31	0.34	0.36	0.37	0.37	0.38	0.39	0.41	0.42	0.43	0.46	0.47	0.49	0.51
Dy	1.81	1.97	1.97	1.97	2.07	2.07	2.17	2.17	2.26	2.29	2.37	2.44	2.68	2.71
Ho	0.32	0.36	0.37	0.39	0.4	0.4	0.42	0.47	0.48	0.48	0.49	0.5	0.5	0.51
Er	1.32	1.36	1.37	1.43	1.49	1.51	1.55	1.59	1.63	1.68	1.71	1.75	1.77	1.82
Tm	0.18	0.18	0.18	0.19	0.19	0.19	0.2	0.21	0.22	0.22	0.22	0.23	0.23	0.24
Yb	1.13	1.21	1.24	1.24	1.26	1.27	1.3	1.33	1.37	1.39	1.44	1.49	1.64	1.82
Lu	0.11	0.12	0.12	0.13	0.13	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.17	0.17
Hf	2.9	3.1	3.1	3.2	3.7	4	4.1	4.1	4.2	4.2	4.3	4.7	5	5.3
Ta	0.24	0.25	0.27	0.29	0.34	0.37	0.41	0.43	0.45	0.47	0.51	0.5	0.52	0.61
W	0.7	0.8	0.9	0.9	1.3	1.7	1.8	2.3	6.4	9.8	11.3	11.8	12.7	18.8
Pb	2.8	2.4	2.4	2.6	2.1	2.3	2.6	2.3	2.2	2.3	2.2	2.1	2.1	1.9
Th	4.8	4.7	4.7	4.7	4.6	4.5	4.2	4.2	4.1	4.1	4	3.4	3.2	3.1
U	1.51	1.28	1.26	1.23	1.22	1.21	1.19	1.17	1.09	0.98	0.94	0.93	0.91	0.81

جدول ۱- ادامه

Sample No.	And8	And4	And10	And1	And6	And5	And13	And7	And14	And11	And2	And3	And12	And9
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6.12	5.49	5.39	5.35	5.32	5.18	5.12	5.05	5.03	4.96	4.76	4.7	4.65	4.59
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Mg#	0.47	0.45	0.45	0.44	0.46	0.47	0.34	0.36	0.37	0.36	0.35	0.35	0.35	0.35
Eu/Eu*	1.58	1.45	1.52	1.49	1.5	1.46	1.43	1.38	1.37	1.33	1.35	1.34	1.36	1.32
Yb <sub>N</sub>	2.3	2.5	2.5	2.5	2.6	2.6	2.6	2.7	2.8	2.8	2.9	3	3.3	3.7
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	6.7	7.3	7.3	7.3	7.5	8.2	8.3	8.5	9.3	9.3	9.4	10.4	10.5	10.8
Sm <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	3.3	2.8	2.7	1.9	2.6	2.6	2.9	2.5	2.6	2.9	2.5	2.8	2.8	2.7
Ba/Nb	144.8	126.5	120	110.4	87	73.9	67.5	53.8	43.3	41.4	40	38.4	36.4	25.6
Ba/La	24.5	21.9	21.2	20.9	18.9	17.6	17.1	14.7	12.6	12	11.8	11.4	11	8
Zr/Y	14.6	13.5	12.8	12.2	11.8	10.9	10.5	10	9.4	9.1	8.7	8.6	8.1	7.5
La/Ta	52	53	50	47	41	38	35	33	32	31	29	30	29	25
Quartz	10.98	12.26	12.33	10.30	10.7	9.29	9.66	10.51	7.65	7.43	6.60	6.86	6.80	5.32
Plagioclase	60.77	62.24	62.21	60.85	60.75	60.21	60.24	58.15	61.72	61.12	60.40	60.08	59.71	58.90
Orthoclase	10.16	7.8	7.39	7.15	7.27	7.15	7.15	7.03	7.39	7.39	7.33	7.33	7.09	7.03
Diopside	0.00	0.00	2.41	7.65	6.53	9.77	8.31	10.71	11.11	12.75	13.10	13.36	13.88	18.80
Hypersthene	16.56	15.28	14.16	13.21	13.26	12.06	13.07	12.05	10.51	9.73	10.92	10.59	10.67	7.87

FeO کاهش و روند اکسیدهای Na<sub>2</sub>O، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و K<sub>2</sub>O و P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> افزایشی است. این نکته نشان می‌دهد کانی‌های پیروکسن و آمفیبول و تیتانومگنتیت در فرایند جدایش بلوری مشارکت گسترده‌ای داشته‌اند.

تغییر اکسیدهای عنصرهای اصلی در نمودارهای Harker (۱۹۰۹) (شکل ۵) برای آندزیت‌های جنوب گرمی نشان می‌دهد با افزایش میزان SiO<sub>2</sub> (۵۴/۱۳ تا ۶۱/۱۲ درصدوزنی)، روند تغییر اکسیدهای CaO، MgO،



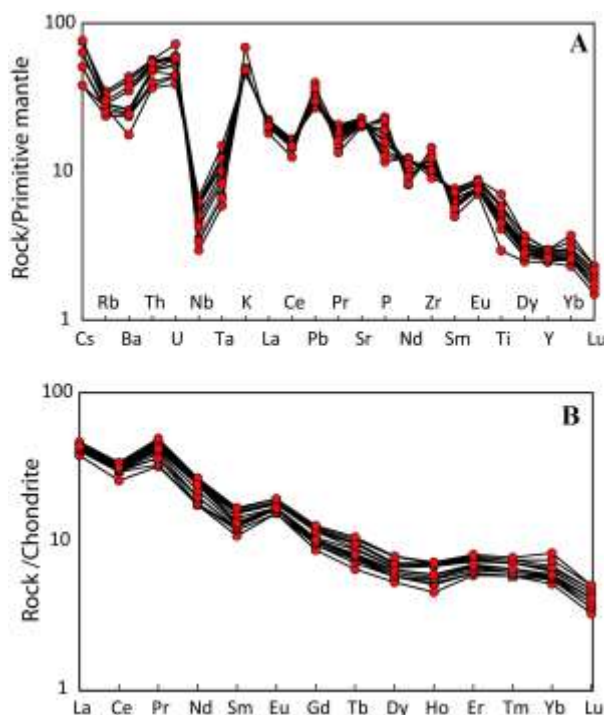
شکل ۵- تغییر اکسیدهای عنصرهای اصلی در برابر سیلیس در نمودارهای هارکر (Harker, 1909) برای سنگ‌های آتشفشانی جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی (شمال‌باختری ایران)

همچنین، نسبت  $La_N/Yb_N$  از  $۶/۷$  تا  $۱۰/۸$  است. در نمودارهای عنصرهای خاکی نادر، در روند عنصرهای MREE گودی دیده می‌شود. افزون بر این، نسبت  $Sm_N/Yb_N$  از  $۲/۵$  تا  $۳/۳$  در تغییر است. همچنین، در نمودارهای عنصرهای خاکی نادر در  $Eu/Eu^*$  آنومالی مثبت دیده می‌شود و این نسبت در نمونه‌های بررسی شده از  $۱/۳$  تا  $۱/۶$  است (جدول ۱).

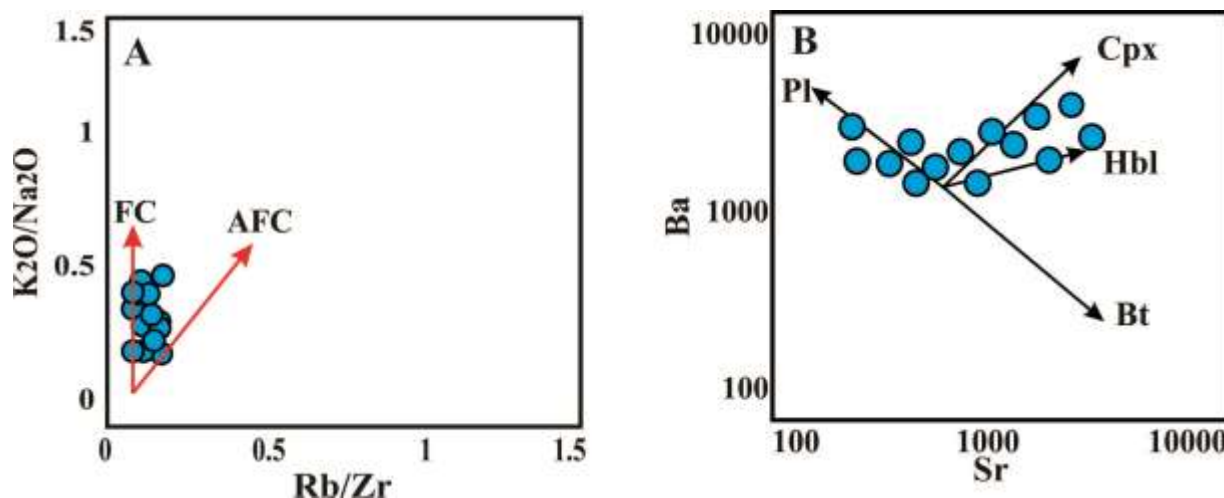
### سنگ‌زایی

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بررسی شده در جنوب شهرستان گرمی ترکیب آندزیت بازالتی و آندزیتی و سرشت کالک‌آلکالن دارند (شکل‌های ۳-D و ۳-C). همان‌گونه که در بخش زمین‌شیمی نیز گفته شد، سنگ‌های بررسی شده از ماگمای نخستینی خاستگاه نگرفته‌اند و فرایندهای بعدی در تحول آنها دخالت داشته است. در نمودار پیشنهادی Esperanza و همکاران (۱۹۹۲)، نمونه‌های بررسی شده از روند تبلور بخشی ماگما پیروی می‌کنند و روند تبلور و آرایش را نشان نمی‌دهند (شکل ۷-A). همان‌گونه که در بخش سنگ‌نگاری نیز گفته شد، در این سنگ‌ها کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول از فراوان‌ترین فنوکریست‌های نمونه‌های بررسی شده هستند. همچنین، روندهای اکسیدهای اصلی در نمودارهای هارکر نشان‌دهنده غالب بودن تبلور بخشی کانی‌های پیروکسن و آمفیبول و کانی‌های اکسید آهن و تیتانیم هستند (شکل ۵). همچنین، از تغییر استرانسیم و باریم برای شناسایی نشانه‌های تبلور بخشی به کار برده می‌شود (Arslan and Arsalan, 2006). نمودار تغییر استرانسیم در برابر باریم، تبلور و جدایش بلوری کانی‌های پیروکسن و آمفیبول و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز از ماگما را نشان می‌دهد. بررسی‌های سنگ‌نگاری نیز نشان‌دهنده این نکته هستند (شکل ۷-B).

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب گوشته نخستین (Sun and MacDonough, 1989) (شکل ۶- A)، نمونه‌ها آنومالی منفی شاخصی از عنصرهای Nb و Ta نشان می‌دهند. همچنین، در این نمودار نمونه‌های بررسی شده غنی‌شدگی از عنصرهای LILE نشان می‌دهند. افزون بر این، آنومالی مثبت از Pb نیز در الگوی نمونه‌های بررسی شده دیده می‌شود. همه این نکته‌ها نشان می‌دهند الگوی سنگ‌های بررسی شده در نمودارهای عنکبوتی با الگوی سنگ‌های پهنه‌های فرورانشی همانندی دارد. در نمودار عنصرهای خاکی نادر بهنجار شده به ترکیب کندریت Nakamura (۱۹۷۹)، نمونه‌ها از عنصرهای LREE (در برابر HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶-B).



شکل ۶- سنگ‌های آتشفشانی جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی در: (A) نمودار عنکبوتی بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته نخستین (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) نمودار عنصرهای خاکی نادر بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت (Nakamura, 1979)



شکل ۷- سنگ‌های آتشفشانی جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی در: (A) نمودار  $K_2O/Na_2O$  در برابر  $Rb/Zr$  (Esperanca, 1992); (B) نمودار Ba در برابر Sr (Arslan and Aslan, 2006)

فرورانشی دانسته شده است (Wilson and Downes, 2006). ناهنجاری‌های مثبت عنصرهای Pb و Cs با نفوذ سیال‌های پوسته‌ای به درون ماگما و یا در پی متاسوماتیسم خاستگاه پدید می‌آیند (McDonald and Hawakesworth, 2001; Kamber *et al.*, 2002). غنی‌شدگی از عنصرهای U, Rb, Ba, Th, Pb و Sr نیز به تحرک بالای این عنصرهای در پهنه‌های فرورانشی وابسته است (Peng *et al.*, 2007; He *et al.*, 2007).

عنصر Th در شناسایی نقش رسوب‌های فرورونده در سیستم‌های کمان ماگمایی ناشی از فرورانش اهمیت به‌سزایی دارد. نسبت‌های  $Th/Yb$  و  $Ta/Yb$  به فرایندهای جدایش بلورین یا ذوب‌بخشی وابسته نیستند؛ پس این نسبت‌ها تغییر خاستگاه و یا آلودگی پوسته‌ای را نشان می‌دهند. در نمودار  $Th/Yb$  در برابر  $Ta/Yb$ ، ماگماهای بازیک جداشده از گوشته سست‌کره‌ای، گوشته مورب تهی‌شده، پلوم سست‌کره‌ای یا گوشته سنگ‌کره‌ای غنی‌شده با مذاب‌های جداشده از سست‌کره، همه درون یا نزدیک

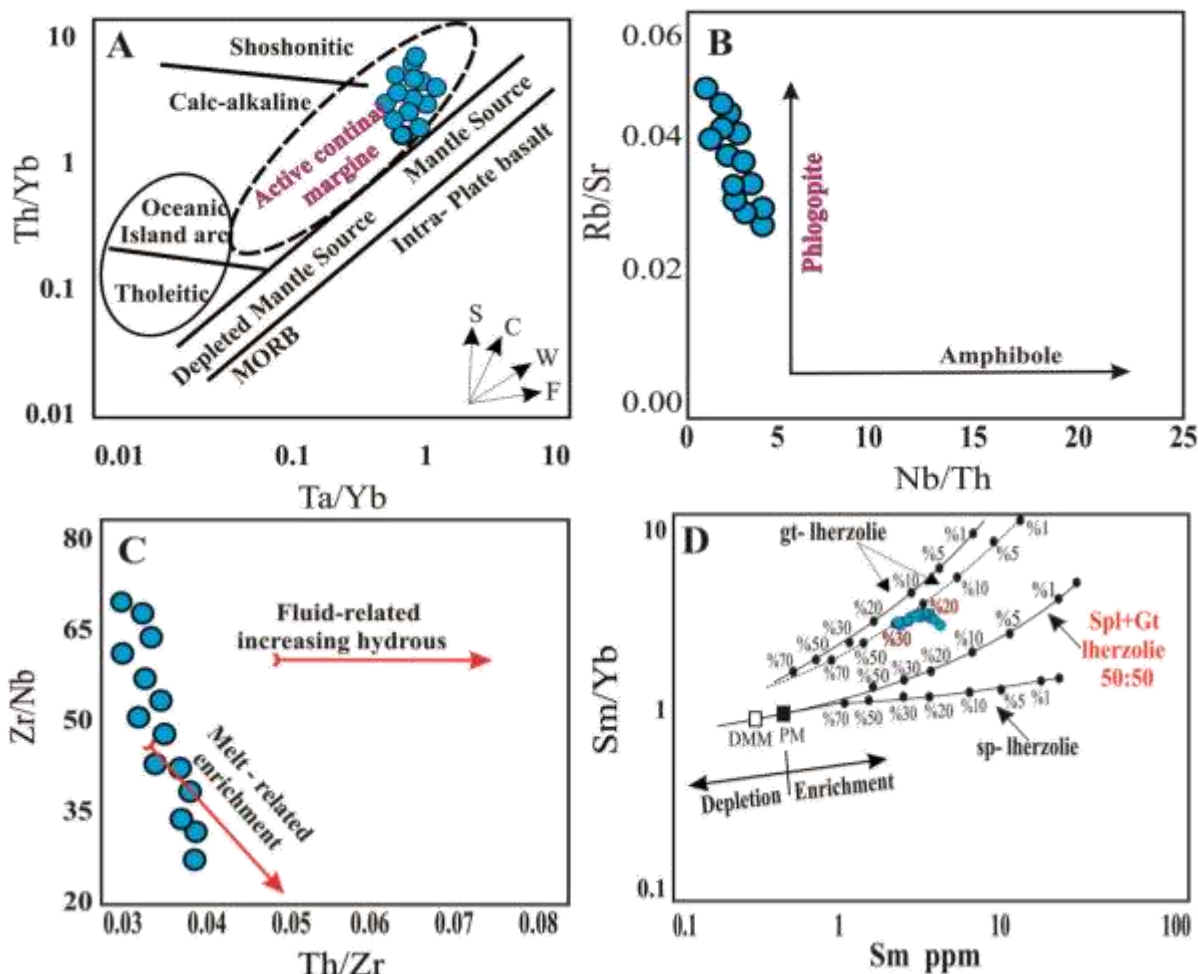
در نمودار عنکبوتی بهنجارشده در برابر گوشته اولیه و نمودار عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت (شکل ۶)، نمونه‌های بررسی‌شده الگوهای غنی‌شدگی از عنصرهای LILE و تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE و غنی‌شدگی از عنصرهای LREE در برابر HREE نشان می‌دهند که این الگوها همانند سنگ‌های پهنه‌های فرورانشی است. همچنین، همانند الگوی سنگ‌های فرورانشی نمونه‌های بررسی‌شده آنومالی شاخص مثبت سرب نشان می‌دهند.

غنی‌شدگی از عنصرهای LILE و همچنین، LREE ویژگی ماگماهای برخاسته از گوشته غنی‌شده و پوسته قاره‌ای است. برپایه میزان عنصرهای سازگار و سیلیس سنگ‌های بررسی‌شده از ذوب مستقیم پوسته قاره‌ای پدید نمی‌آیند؛ پس خاستگاه ماگمای سنگ‌های بررسی‌شده از گوشته غنی‌شده از عنصرهای ناسازگار است.

تهی‌شدگی عنصرهای Ta و Nb در نمودارهای عنکبوتی پیامد رخداد سنگ‌ها در پهنه‌های

از نسبت  $Th/Yb$  دارند و در محدوده مربوط به کمان‌های آتشفشانی جای دارند که گوشته آنها دچار فرایندهای فرورانشی متاسوماتیسم شده است. همچنین، در این نمودار، نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده سنگ‌های مربوط به کمان‌های قاره‌ای جای دارند (شکل ۸- A).

منطقه آرایه گوشته‌ای جای می‌گیرند که با نسبت ثابت  $Th/Ta$  شناخته می‌شود. متاسوماتیسم ناحیه خاستگاه با فرایندهای فرورانش با غنی‌شدگی از  $Th$  در مقایسه با  $Ta$  شناخته می‌شود. در نمودار  $Th/Yb$  در برابر  $Ta/Yb$ ، نمونه‌های بررسی‌شده مقادیر بالایی



شکل ۸- سنگ‌های آتشفشانی جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی در: (A) نمودار نسبت  $Ta/Yb$  در برابر  $Th/Yb$  (Pearce, 1982) (بردارها و روندهای پدیدآمده با غنی‌شدگی در پی فرورانش (S)، آلودگی پوسته‌ای (C)، غنی‌شدگی درون‌صفحه‌ای (W) و تبلوربخشی (F) را نشان می‌دهند)؛ (B) نمودار  $Nb/Th$  در برابر  $Rb/Sr$  (Furman and Graham, 1999)؛ (C) نمودار نسبت  $Th/Zr$  در برابر  $Zr/Nb$  (He et al., 2007)؛ (D) نمودار  $Sm/Yb$  در برابر  $Sm$  ppm برای ارزیابی درصد ذوب گوشته‌ای (خط‌های پُرنگ نشان‌دهنده ترکیب مورب تهی‌شده یا DMM (McKenzie and O’Nions, 1991) و ترکیب گوشته اولیه یا PM (Sun and McDonough, 1989) هستند. ترکیب منحنی ذوب اسپینل (11 Sp + 17 Cpx + 27 Opx + 53 Ol) و گارنت پریدوتیت (10 Gt + 10 Cpx + 20 Opx + 60 Ol) که بررسی ژرفا برپایه اثر نسبت‌های عنصرهای مشارکت‌کننده در ذوب خاستگاه را Aldanmaz و همکاران (۲۰۰۰) به این نمودار افزوده‌اند. شماره‌های روی خط، مقدار ذوب را نشان می‌دهند)

یا افزوده شدن مذاب‌هایی از رسوب‌های فرورونده (Munker, 2000) هستند. در نمودار Th/Zr در برابر Zr/Nb، الگوی پراکنندگی نمونه‌ها نشان می‌دهد مذاب‌های برخاسته از صفحه فرورو و رسوب‌های همراه آن، بیشترین تأثیر را در متاسوماتیسم گوه‌گوشته‌ای داشته‌اند (شکل ۸- C).

برپایه ویژگی‌های عنصرهای خاکی نادر نوع خاستگاه و درصد ذوب‌بخشی ارزیابی و بررسی می‌شود. برای این کار، نمودار Sm در برابر Sm/Yb به کار برده شده است. همچنین، که در این نمودار دیده می‌شود نمونه‌های بررسی شده در محدوده گوشته لرزولیتی با فازهای اسپینل و گارنت جای دارند. همچنین، برپایه این نمودار درصد ذوب‌بخشی ۲۰-۳۰ درصد برآورد شده است (شکل ۸- D). با برپایه این نکته، ماگمای سنگ‌های بررسی شده از گوشته اسپینل گارنت لرزولیتی و با درصد ذوب‌بخشی ۲۰-۳۰ درصد پدید آمده‌اند. حضور گارنت در خاستگاه با تهی‌شدگی عنصرهای HREE شناخته می‌شود. میانگین  $Yb_N$  در سنگ‌های منطقه ۲/۰ تا ۲/۸ است و مقدار  $Yb_N$  کمتر از ۱۰ در نمونه‌ها، نشان‌دهندهٔ بجاماندن گارنت در خاستگاه ماگماست (Morata et al., 2005; Guest et al., 2007). همان‌گونه که در نمودار عنصرهای خاکی نادر دیده شد (شکل ۶)، نمونه‌های بررسی شده آنومالی مثبت Eu دارند و نسبت  $Eu/Eu^*$  در این سنگ‌ها از ۱/۳ تا ۱/۶ است. این نکته گویای این است که پلاژیوکلاز فاز بجامانده در تفاله ذوب و خاستگاه نبوده است. این نکته با گوشته اسپینل و گارنت‌دار همخوانی دارد.

افزون بر این، غنی‌شدگی گوشته با نسبت  $La/Nb > 1$  نیز شناخته می‌شود (Aldanmaz, 2012). این نسبت در سنگ‌های بررسی شده برابر ۳/۲ تا ۷ بوده و نشان‌دهندهٔ غنی‌شدگی در خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌های بررسی شده است. در نمودارهای عادی شده در برابر گوشته اولیه، غنی‌شدگی از عنصرهای LREE و LILE در سنگ‌های بررسی شده نشان‌دهندهٔ خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده از LILE و LREE است. فلوگوپیت و آمفیبول خاستگاه اصلی عنصرهای LILEs در گوشته سنگ‌کره‌ای هستند. در مقایسه با آمفیبول، فلوگوپیت ضریب توزیع بیشتری در برابر Ba و Rb دارد؛ اما ضریب توزیع کمی برای Sr نشان می‌دهد. همچنین، نسبت Nb/Th نشانه‌ای از سازگاری عنصر Nb در ترکیب آمفیبول در برابر فلوگوپیت است (Ionov et al., 1997). این عنصر تحرک کمی هنگام دگرسانی دارد؛ از این رو، این نسبت برای بررسی نوع فاز پتاسیم‌دار در خاستگاه بسیار سودمند است. بر این پایه و همان‌گونه که در شکل ۸- B دیده می‌شود، ماگمای نخستین سازندهٔ نمونه‌های بررسی شده از گوشته‌ای فلوگوپیت‌دار خاستگاه گرفته است. فلوگوپیت فاز آبداری است که عوامل فرورانشی در گوشته هنگام متاسوماتیسم گوشته آن را پدید آورده‌اند.

بخش‌های سازندهٔ صفحه فرورو، ویژگی‌های شیمیایی گوه‌گوشته‌ای بالای پهنه فرورانش را تغییر می‌دهند. این بخش‌ها در بردارندهٔ نفوذ سیال‌های پدیدآمده در پی آبدایی پوسته اقیانوسی (Turner et al., 1997)، آبدایی رسوب‌های فرورونده (Class et al., 2000) و

## پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما

به باور Gill (۱۹۸۱)، نسبت  $Ba/Nb > 28$  نشان‌دهنده شاخص کمان‌های آتشفشانی مرتبط با فرورانش است و همچنین، نسبت  $Ba/Nb$  در کمان‌ها ۶۴ تا ۱۲۵ و در پشته‌های میان‌اقیانوسی کمتر از ۸ است (Taylor and Martinez, 2003). همچنین، نسبت  $Ba/Nb$  بزرگ‌تر از ۳۰ نشانهٔ مذاب‌های پدیدآمده در گوهٔ گوشته‌ای متاسوماتیم‌شده در بالای صفحه فرورو است (Hildreth and Moor bath, 1998). در آندزیت‌های جنوب شهرستان گرمی، اگرچه این نسبت تنها در یک نمونه برابر ۲۵/۶ است؛ اما عموماً این نسبت بیشتر از ۳۰ بوده (میانگین: ۷۲/۱) است. همچنین، نسبت  $Zr/Y > 3$  نشان‌دهندهٔ ماگمای کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای است. این نسبت در نمونه‌های بررسی‌شده از ۷/۵ تا ۱۴/۶ بوده و با کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای همخوانی دارد. برپایه داده‌های بالا، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه منطقه بررسی‌شده به کمان آتشفشانی در پهنه فرورانش وابستگی نشان می‌دهند. میانگین نسبت  $Ba/La$  در آندزیت‌های جنوب گرمی ۱۷/۵ است. این نسبت در MORB برابر ۴ تا ۱۰، برای E-MORB و بیشتر بازالت‌های درون‌صفحه‌ای برابر ۱۰ تا ۱۵ و برای سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحه‌های همگرا بیش از ۱۵ است (Wood, 1980). مقدار این نسبت در سنگ‌های بررسی‌شده بیشتر از مقدار آن در پهنه‌های کششی و پشت کمان است (MacDonald et al., 2001). همچنین، میانگین نسبت  $La/Ta$  در سنگ‌های منطقه ۳۸ و در بازه ۳۲ تا ۷۵ (همانند کمان‌های آتشفشانی) است (Trumbull et al., 1999). برای شناسایی محیط پیدایش سنگ‌های منطقه، نمودار  $Ta/Hf$  در برابر  $Th/Hf$  به کار برده شد. این نمودار نشان می‌دهد نمونه‌ها در پهنه مرز قاره‌ای پدید آمده‌اند (شکل ۹- A). در نمودار  $Y$  در برابر  $Th/Ta$ ، همه نمونه‌ها در محدوده مرتبط با

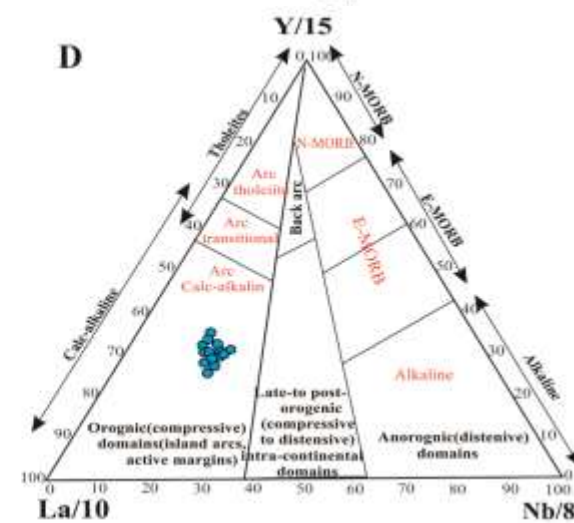
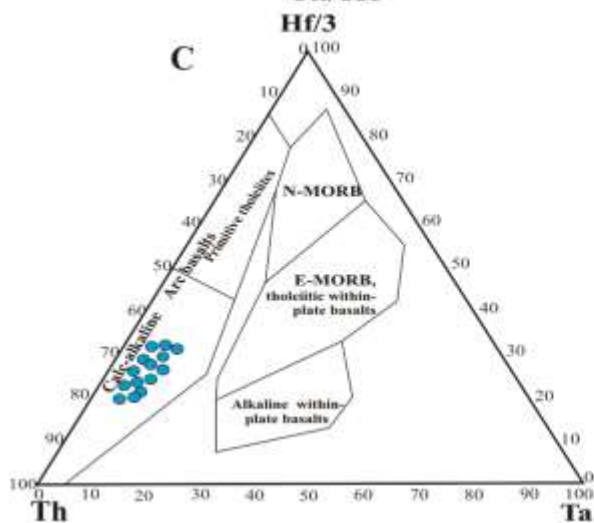
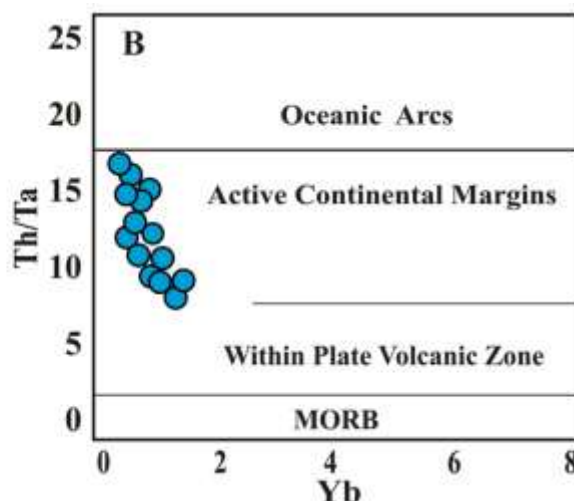
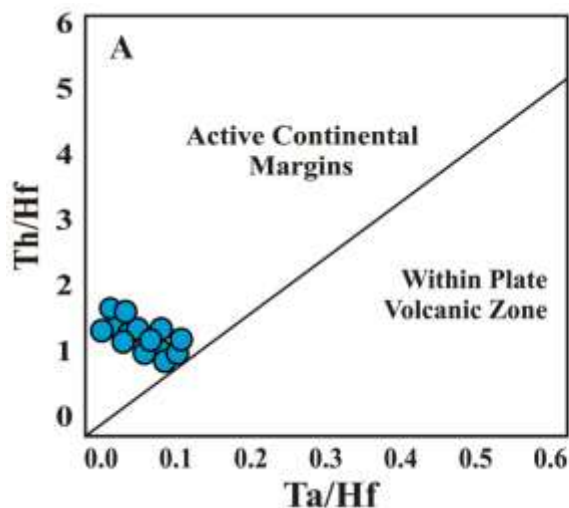
کمان مرز فعال قاره‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۹- B). در نمودار  $Hf/3-Th-Ta$ ، نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکانین پهنه‌های کمانی جای می‌گیرند (شکل ۹- C). این نمودار برای شناسایی سنگ‌های مافیک و حد واسط گوناگون در پهنه‌های آتشفشانی کاربرد دارد. در پهنه‌های کمان آتشفشانی، متاسوماتیسم گوهٔ گوشته‌ای در پی فرورانش روی می‌دهد و مقدار  $Th$  در گوشته و ماگمای پدیدآمده افزایش می‌یابد. از این رو، این سنگ‌ها به‌سوی قطب  $Th$  و دور از قطب  $Ta$  رسم می‌شوند. همچنین، در نمودار  $Y/15-Nb/8-La/10$ ، نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی بررسی‌شده در محدوده پیشنهاد شده برای سنگ‌های کمان آتشفشانی جای دارند (شکل ۹- D).

منطقه بررسی‌شده بخشی از فرایند کوهزادی در پی همگرایی صفحه‌های عربی-اوراسیایی است. در پی همگرایی صفحه‌های عربی-اوراسیایی، فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به‌سوی شمال و زیر صفحه ایران و رویداد ماگماتیسیم هم‌زمان با فرورانش، برخوردی و پس‌برخوردی روی داده است. در شمال‌باختری ایران و قفقاز کوچک، ماگماتیسیم وابسته به فرورانش از ژوراسیک آغاز شده است (Moritz et al., 2016). هر چند که در کرتاسه، ماگماتیسیم وابسته به فرورانش در منطقه ارسباران و پهنه تالش نمود بیشتری دارد؛ اما در بخش‌هایی از این پهنه‌ها (مانند: شمال معدن سونگون و در کنار رودخانه ارس) سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک نیز گزارش شده‌اند (Mehrprou, 1992). این در حالی است که ولکانیسم کرتاسه در منطقه ارسباران در پهنه‌های زیردریایی و در بخش‌های گوناگون این پهنه و در راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری رخ داده است. همان‌گونه که دربارهٔ شکل‌های ۸ و ۹ نیز گفته شد، ماگماتیسیم کرتاسه در منطقه جنوب



ارسباران دیده می‌شود. همچنین، در کرتاسه، سیستم کششی در این منطقه، پیدایش ماگماتیسیم منطقه ارسباران را در پی داشته است. در منطقه ارسباران، پیدایش گوشته متاسوماتیسیم شده در پی فرورانش، با فرورانش اقیانوس تیتیسی در منطقه وابستگی دارد.

گرمی در پهنه کمان آتشفشانی و در ارتباط با گوشته متاسوماتیسیم شده رخ داده است. در منطقه ارسباران، گوشته در مزوزویک پایانی دچار فرایندهای فرورانشی شده است. ولکانیسم وابسته به فرورانش در منطقه از ژوراسیک آغاز شده است و در کرتاسه در کل منطقه



شکل ۹- سنگ‌های آتشفشانی جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی در محدوده: (A) حاشیه فعال قاره‌ای در نمودار  $Ta/Hf$  در برابر  $Th/Hf$  (Schandle and Gorton, 2002)؛ (B) حاشیه فعال قاره‌ای در نمودار  $Yb$  در برابر نسبت  $Th/Ta$  (Gorton and Schandle, 2000)؛ (C) سنگ‌های کالک‌آلکان کمان آتشفشانی در نمودار  $Th-Hf/3-Ta$  (Wood, 1980)؛ (D) سنگ‌های کالک‌آلکان کمان آتشفشانی در نمودار  $Y/15-Nb/8-La/10$  (Cabonis and Lacolle, 1989)

آندزیتی تا آندزیت بازالتی به سن کرتاسه رخنمون دارند. در بررسی‌های میکروسکوپی، نمونه‌های مزوکرات بررسی‌شده بافت عمومی

### نتیجه‌گیری

در شمال‌باختری ایران، جنوب و جنوب‌باختری شهرستان گرمی، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی

پیدایش آنها در پهنه وابسته به فرورانش است. این نکته در نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی نیز دیده شد و در آنها سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه محدوده بررسی شده در گستره ترکیبی سنگ‌های پهنه کمان آتشفشانی قاره‌ای جای گرفتند. ماگمای نخستین سنگ‌های آتشفشانی از ذوب‌بخشی گوشته اسپینل گارنت لرزولیتی فلوگوییست‌دار و متاسوماتیسم شده با عوامل فرورانش با درصد ذوب‌بخشی ۲۰-۳۰ درصد پدید آمده است.

### سپاس‌گزاری

نگارندگان از پیشنهادهای ارزشمند داوران گرامی مجله سپاس‌گزاری می‌کنند.

گلوپورفیریتیک و هیالومیکرولیتی دارند. این سنگ‌ها بیشتر در بردارنده کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول‌های قهوه‌ای با حاشیه اپاسیتی شده و بیوتیت هستند.

سنگ‌های بررسی شده سرشت کالک‌آلکان دارند. در نمودارهای عنصرهای خاکی نادر بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت و در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه، این سنگ‌ها از عنصرهای LREE و LILE غنی‌شدگی و از عنصرهای HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، نمونه‌های بررسی شده آنومالی مثبت Pb و Eu نشان می‌دهند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی دیده شده در نمونه‌های بررسی شده نشان‌دهنده

### منابع

- Aldanmaz, E. (2012) Trace element geochemistry of primary mantle minerals in spinel-peridotites from polygenetic MOR SSZ suites of SW Turkey: constraints from an LA-ICP-MS study and implications for mantle metasomatism. *Geological Journal* 47: 59–76.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirwall 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.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. and Qorashi, M. (2003) Accommodation of the late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25: 659-672.
- Arslan, M and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrology and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 177-193.
- Babakhani, A. R. and Khan Nazer, N. H. (1991) Geological Quadrangle Map and report 1:100000 of Lahrud, No.5567. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (In Persian).
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Cabanis, B., and Lecolle, M. (1989) Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences– Series 2(309): 2023-2029.*
- Class, C., Miller, D., M., Goldstein, S. L. and Langmuir, C. H. (2000) Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanism, Aleutian Arc. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1(6): 1004.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurts, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen &

Unwin Ltd., London. UK.

- Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R. and Mazzuli, R. (1992) The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112: 450-462.
- Furman, T. and Graham, D. (1999) Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kilvu volcanic province. *Lithos* 48: 237-262.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, US.
- Gorton, M. P. and Schandl, E. S. (2000) From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist* 38(5): 1065-1073.
- Guest, B., Horton, B. K., Axen, G. J., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W. C. (2007) Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: implications for the onset of collisional deformation in northern Iran *Tectonics*. *Journal of Asian Earth Sciences* 4(25): 26-27.
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen and Co., London, UK.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48(12): 2341-2357.
- He, Y., Zhao G., Sun M. and Wilde S. A. (2007) Geochemistry, isotope systematics and petrogenesis of the volcanic rocks in the Zongtiao mountain: An alternative interpretation for the evolution of the southern margin of the North China craton. *Lithos* 102:158-178.
- Hildreth, W. and Moorbath, S. (1988) Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455-489.
- Ionov, D. A. and Hofmann, A. W. (1997) Nb-Ta rich mantle amphiboles and micas: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters* 131: 341- 356.
- Irvin, T. N. and Baragar, W. R. (1971). A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 38-56.
- Kazmin, V. G. and Tikhonova, N. F. (2006) Late Cretaceous-Eocene Marginal Seas in the Black Sea-Caspian Region: Paleotectonic Reconstructions. *Geotectonics* 40(3): 169-182.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. and Heath, E. (2001) The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. *Earth Science Reviews* 49: 1-76.
- McKenzie, D. and O’Nions, R. K. (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32:1021-1091.
- Mehrpour, M., Aminifazl, A., Radfar, J. (1992) Geological map of Varzeghan 1:100,000 series. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suar, M. (2005) The bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the patagonian cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 18:147-162.
- Moritz, R., Rezeau, H., Ovtcharova, H., Tayan, R., Melkonyan, R., Hovakimyan, S., Ramazanov, V., Selby, D., Ulianov, A., Chiaradia, M. and Putlitz, B. (2016) Long-Lived, Stationary Magmatism and

- Pulsed Porphyry Systems during Tethyan Subduction to Post-Collision Evolution in the Southernmost Lesser Caucasus, Armenia and Nakhitchevan. *Gondwana Research* 37: 465-503.
- Munker, C. (2000) The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River System, New Zealand: Identification of four source components. *Journal of Petrology* 41: 759-788.
- Nakamura, N. (1979) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. (Ed. Thorpe, R. S.) 525 -548. John Wiley & Sons, Chichester, UK.
- Peng, T., Wang Y., Zhao G., Fan W. and Peng B. (2007) Arc-like volcanic rocks from the southern Lancangjiang zone, SW China: Geochronological and geochemical constraints on their petrogenesis and tectonic implication. *Lithos* 102: 358- 373.
- Ramezani, J., and Tucker, R. (2003) The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology* 97(3): 629-642.
- Shafaii Moghadam, M. H. and Shahbazi Shiran S. H. (2010) Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region (Ardabil): An example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran. *Iranian Journal of Petrology* 1(4): 16-31 (In Persian).
- Sosson, M., Rolland, Y., Muller, C., Danelian, T., Melkonyan, R., Kekelia, S., Adamia, S., Babazadeh, V., Kangarli, T., Avagyan, A., Galoyan, G. and Mosar, J. (2010) Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. Geological Society, London, UK.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications 42: 313-345. Geological Society, London, UK.
- Taylor, B. and Martinez, F. (2003) Back-arc basin basalt systematics. *Earth and Planetary Science Letters* 210: 81-497.
- Trumbull, R. B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, W., Gerstenberger, H. and Siebel, W. (1999) Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Science* 12: 135-155.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J. and Smith, I. (1997) U-Th disequilibrium, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 4855-4884.
- Vernant, P. H., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J., Sedighi, M. and Tavakoli, F. (2004) Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters* 223: 177-185.
- Vincent, S., Allen, M., Ismail-Zadeh, A., Flecker, R., Foland, K. and Simmons, M. (2005) Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin* 117(12): 1513-1533.

- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185–187.
- Wilson, M and Downes, H. (2006) Tertiary-Quaternary intraplate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. Geological Society, London, UK.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50(1): 11-30.