

## **Petrogenesis of Mafic- intermediate Magmatism in East of Sanandaj: A New approach with careful monitoring of geochemical evidences**

**Sanaz Yajam \***

Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697 Tehran, I. R. of Iran

### **Abstract**

The East Sanandaj magmatic rocks of northern Sanandaj-Sirjan Zone, a part of the Zagros Orogeny, comprise several intrusive bodies that were generated during northeastward subduction of Neo-Tethys beneath the Iranian sector of the Eurasian plate. From the east Sanandaj to Galali, mafic- intermediate intrusions of the Late Jurassic age, have significant outcrops in Kangareh, Saranjaneh, Ghorveh, Shanevareh and Galali. These rocks are calc-alkaline, metaluminous ( $ASI=0.51-0.95$ ) and mostly magnesian. As the  $SiO_2$  content increases, the chemistry of rocks changes to ferroan and high-K. These rocks are characterized by LILE enrichment relative to HFSE, the low LREE/HREE fractionation ( $La_N/Lu_N=1.5-14.6$ ) considerably show flatter chondrite-normalized REE profiles, and the positive Eu anomaly ( $Eu/Eu^*= +0.63-+3.75$ ). Primitive features of Sr - Nd isotopes combined with HFSE and REE ratios, as source indicators, prove the mantle derived magma as a source of the studied rocks. Geochemical modelings indicate mafic- intermediate rocks of the east Sanandaj, originated from spinel lherzolitic magma containing hydrous components such as amphibole. Fractionation of these hydrous minerals have important role in the evolution of the magma. The combined monitoring of geochemical data, REE patterns and isotopic data were performed in order to unravel the compositional changes from calc-alkaline-magnesian rocks to high alkaline-ferroan rocks of this area. The results deny the bimodality of source magma and confirm the important role of differentiation in the magma evolution.

**Key words:** mafic magmatism, geochemistry, REE, Nd-Sr isotopes, petrogenesis, East of Sanandaj, Sanandaj - Sirjan Zone

\* sanaz.yajam@gilan.pnu.ac.ir

پتروژئولوژی، سال نهم، شماره سی و ششم، زمستان ۱۳۹۷، صفحه ۱۱۱-۱۳۲  
تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۲/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۶/۲۵

## پتروژنز ماگماتیسیم مافیک - حد واسط خاور سنندج: رهیافتی نو با پایش موشکافانه شواهد زمین شیمیایی

ساناز یاجم \*

<sup>۱</sup> بخش زمین شناسی دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۳۹۵، تهران، ایران

### چکیده

سنگ‌های ماگمایی خاور سنندج در شمال پهنه سنندج- سیرجان، بخشی از کوهزاد زاگرس و شامل چندین توده نفوذی اند که هنگام فرورانش روبه شمال خاوری پوسته آقیانوسی نئوتتیس به زیر بخش ایرانی پلیت اورازیا پدید آمده‌اند. از خاور سنندج تا گلالی، سنگ‌های مافیک- حد واسط به سن ژوراسیک پسین، رخنمون‌هایی چشمگیر در توده‌های کنگره، سرنجیانه، بلبان آباد، قروه، شانوره و گلالی را دربر می‌گیرند. سنگ‌های مافیک با دامنه سیلیس از ۴۴/۵۴ تا ۵۴/۸۱ درصدوزنی، کالک‌آلکالن، متاآلومین (ASI = ۰/۹۵-۰/۵۱) و بیشتر مگنیزین‌اند. با افزایش محتوای سیلیس، شیمی این سنگ‌ها به سوی سنگ‌های فروئن و پتاسیم‌بالا تغییر می‌یابد. غنی‌شدگی نسبی از عنصرهای LIL نسبت به HFS، میزان کم جدایش‌یافتگی از عنصرهای خاکی نادر ( $La_N/Lu_N = 1/5 - 14/6$ )، الگوی هموار، بدون تهی‌شدگی و غنی‌شدگی در نمودارهای بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت و آنومالی مثبت یوروپیم ( $Eu/Eu^* = +0/63 + 3/75$ ) نشان می‌دهند. ویژگی‌های اولیه ایزوتوپ‌های Sr- Nd و نسبت عنصرهای HFS و REE، به‌عنوان شاخصی برای شناخت سرشت خاستگاه ماگما، نشانه خاستگاه گرفتن این سنگ‌ها از مذاب گوشته‌ای هستند. الگوسازی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند سنگ‌های مافیک خاور سنندج از ماگمای مادر گوشته‌ای با ترکیب اسپینل‌لرزلیتی خاستگاه گرفته‌اند که اجزای آبدار مانند آمفیبول داشته است. جدایش این کانی‌های آبدار نقش مهمی در تحولات ماگمای مادر این سنگ‌ها داشته است. رمزگشایی از تغییر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌ها از کالک‌آلکالن و به‌شدت مگنیزین به نمونه‌های آلکالی‌بالا و آهن‌دار با پایش تلفیقی مجموعه‌ای از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، الگوی عنصرهای خاکی نادر، داده‌های ایزوتوپی انجام شد. نتیجه این پایش، افزون‌بر رد دومنشایی‌بودن ماگمای مافیک- حد واسط، نقش مهم جدایش ماگمایی به‌عنوان مهم‌ترین فاکتورهای تأثیرگذار بر تحول ماگمای مادر را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: ماگماتیسیم مافیک، زمین‌شیمی، عنصرهای خاکی نادر، ایزوتوپ‌های Nd-Sr، پتروژنز، خاور سنندج، پهنه سنندج- سیرجان

\* sanaz.yajam@gilan.pnu.ac.ir

Copyright©2019, 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.

## مقدمه

شانوره، سرنجیانه، بلبان آباد، و گلالی به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۱).

بررسی‌های بسیاری روی فازهای فلسیک و مافیک این مجموعه انجام شده‌اند (مانند: Letterrier, 1985; Torkian *et al.*, 2008; Mahmoudi *et al.*, 2011; Azizi *et al.*, 2011, 2015a, b). از آنجایی که تمرکز این بررسی‌ها روی یک یا دو توده بوده است، داده‌های پراکنده، تفسیرهای متفاوت و گاه متناقض، جای خالی یک پژوهش جامع روی ماگماتیسم مافیک این مجموعه را آشکار می‌کند.

این پژوهش، به بررسی موشکافانه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی و ایزوتوپی ماگمای مافیک رخنمون یافته در این مجموعه نفوذی پرداخته است. در این پژوهش، افزون بر بررسی دقیق و پاسخگویی به پرسش‌های بنیادین درباره سرشت واقعی سنگ‌های مافیک (کالک‌آلکالن یا توله‌ایتی)، سناریوی تازه‌ای درباره نوع سنگ خاستگاه پیشنهاد و سرشت دوگانه مگنیزین - فروئن سنگ‌های مافیک خاور سنندج با دقت بررسی شده است.

## زمین‌شناسی منطقه

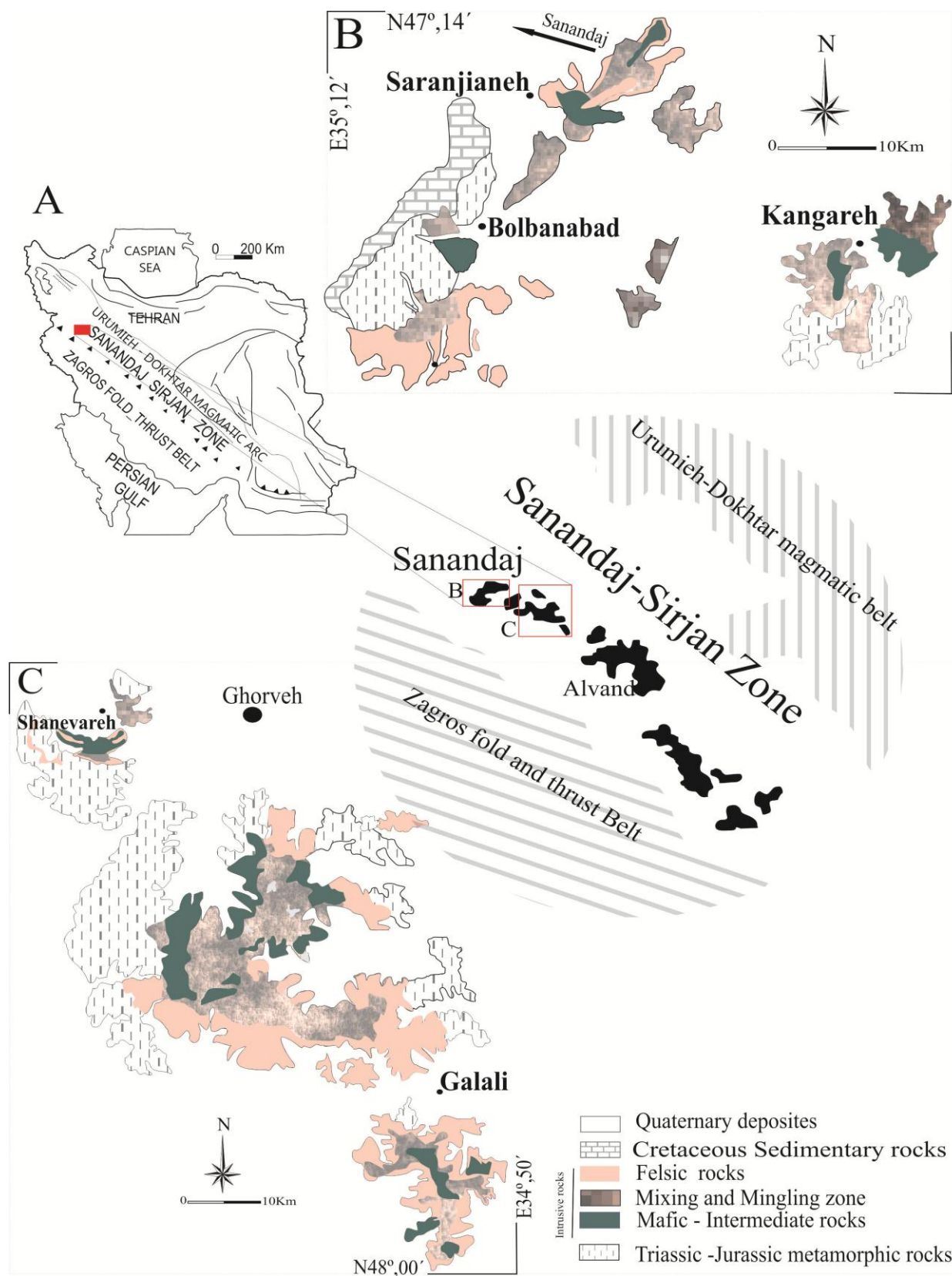
مجموعه نفوذی خاور سنندج - گلالی، در محدوده استان‌های کردستان و کرمانشاه جای دارد. این مجموعه در بردارنده هفت توده نفوذی و تنوع گسترده رخنمون، از استوک تا باتولیت است. این توده‌های نفوذی درون مجموعه سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی دگرگون‌شده تریاس و ژوراسیک تزریق شده‌اند. همچنین، افزون بر پدید آوردن هاله‌های همبندی با گسترش متفاوت، با واحدهای آهکی کرتاسه، نهشته‌های محدود ائوسن و واحدهای کواترنری پوشیده شده‌اند (Hosseiny *et al.*, 1999) (شکل ۱).

کوهزاد بزرگ زاگرس گنچینه‌ای تماشایی از شواهد فرورانش و فرارانش ورقه‌های عربی و اورازیا را در خود نهان دارد (Molnar, 2006). در این میان، پهنه سنندج - سیرجان، مرکز رخدادهای تکتونوماگمایی و دگرگونی کمربند زاگرس (Mouthereau *et al.*, 2012)، همواره بحث برانگیز بوده است. این پهنه اطلاعات ارزشمندی درباره سرشت فرایندهای ذوب پوسته‌ای و گوشته‌ای در خود نهان دارد که راهگشای ابهام‌های ژئودینامیک موجود است (Omrani *et al.*, 2008).

بررسی‌های سنگ‌شناسی، افزون بر معرفی طیف گسترده‌ای از گرانیوتوییدها در پهنه سنندج - سیرجان، گویای ماگماتیسمی درازمدت و پیچیده هستند. بررسی‌های بسیاری برپایه پیدایش و سرشت گرانیته‌ها و ماگماتیسم فلسیک در این پهنه انجام شده‌اند (مانند: Ghalamghash *et al.*, 2009; Mazhari *et al.*, 2009; chiu *et al.*, 2013; Moghadam *et al.*, 2015).

از میان همه طیف‌های ترکیبی سنگی، سنگ‌های مافیک که از بکرترین نمونه‌های مرتبط با ماگماتیسم هستند، با دامنه سیلیس کمتر از ۵۵ درصدوزنی، سرشتی بی‌همتا و اهمیت ویژه‌ای در بررسی‌های سنگ‌شناسی دارند (Deevsalar *et al.*, 2017).

در بخش شمالی پهنه سنندج - سیرجان، در گستره‌ای به گستردگی بیشتر از ۸۰۰ کیلومتر مربع، از خاور سنندج تا جنوب گلالی، زنجیره‌ای از توده‌های نفوذی مرکب و چندفازی به سن ژوراسیک پسین رخنمون دارند (Yajam *et al.*, 2015). در این مجموعه نفوذی، سنگ‌های مافیک رخنمون‌های چشمگیری در توده‌های کنگره، قروه،



شکل ۱- نقشه زمین شناسی ساده شده از رخنمون سنگ های مافیک در توده های نفوذی خاور سنندج

نفوذی منطقه هستند (شکل ۲- A).

داده‌های سن-سنجی کانی زیرکن درون سنگ‌های مافیک در توده شانوره نیز با تایید شواهد صحرایی، سنی برابر با  $2 \pm 160$  میلیون سال پیش را برای سنگ‌های مافیک نشان می‌دهند (Yajam *et al.*, 2015). سنگ‌های مافیک، همزمان یا با فاصله زمانی کوتاهی با ماگماتیسیم فلسیک کالک‌آلکان منطقه، مورد هجوم قرار گرفته‌اند و مجموعه‌ای بدیع از شواهد آمیختگی ماگمایی پدید آورده‌اند (شکل ۲- B). با توجه به گسترش چشمگیر پهنه آمیختگی در توده‌هایی مانند باتولیت جنوب قروه، گلالی و شانوره، برای دستیابی به بهترین تفسیر از داده‌های زمین‌شیمی و برای دوری از خطا در نتیجه‌گیری، در این پژوهش با دقت بسیار، تنها به بررسی نمونه‌هایی با بیشترین فاصله از منطقه تداخلی فاز مافیک و فلسیک پرداخته شده است؛ بدین‌گونه که نمونه‌برداری دور از مناطقی همانند شکل ۲- B و از فازهای مافیک خالص انجام شده است.

### روش انجام پژوهش

پس از بررسی سنگ‌نگاری نزدیک به ۱۰۰ نمونه مافیک، میزان عنصرهای اصلی در شمار ۵۴ نمونه برگزیده، به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) در دانشگاه گرانادا کشور اسپانیا (Universidad de Oviedo) به‌دست آورده شده است. دقت (Typical precision) برای غلظت ۱۰ wt% از نمونه، بیشتر از  $1/5\% \pm$  و برای نمونه‌ای با ۱۰۰ ppm زیرکنیم،  $5\% \pm$  است. اندازه‌گیری میزان عنصرهای فرعی و کمیاب به روش

نخستین بررسی سن-سنجی را Letterrier (۱۹۸۵) روی سنگ‌های مافیک قروه به‌روش Rb-Sr انجام داده است. با اینکه وی سن  $119 \pm 3$  میلیون سال پیش (کرتاسه زیرین) را به‌دست آورده است؛ اما با توجه به باورهای نادرست زمین‌شناسی آن زمان، ماگماتیسیم مافیک قروه را به سن میوسن معرفی کرده است. Torkian و همکاران (۲۰۰۸)، خاستگاه ماگمای مافیک را گوشته‌ای می‌دانند که با پوسته آغشتگی پیدا کرده است. Mahmoudi و همکاران (۲۰۱۱)، ذوب‌بخشی پوسته زیرین در یک محیط کششی را عامل پیدایش ماگمای مافیک این توده‌های نفوذی می‌دانند. Azizi و همکاران (۲۰۱۵b)، با سن-سنجی در دو بخش شمالی و جنوبی توده کنگره، افزون‌بر شناسایی دو فاز به سن  $158 \pm 3/6$  و  $148 \pm 3/6$  میلیون سال پیش (ژوراسیک پسین)، به سرشت دوگانه توله‌ایتی و آلکان در این سنگ‌ها اشاره کرده‌اند و خاستگاه ماگمای مافیک را گوشته تهی شده دانسته‌اند.

برپایه ویژگی‌های دقیق صحرایی، همانندی‌های کانی‌شناسی-زمین‌شیمیایی و داده‌های سن-سنجی، سنگ‌های نفوذی این منطقه در سه فاز نفوذی مافیک-حد واسط، فلسیک کالک‌آلکان و آلکان رده‌بندی شده‌اند که در بازه زمانی ۲۰ میلیون سال پدید آمده‌اند (Yajam *et al.*, 2015 ; Yajam, 2017) (شکل ۱). سنگ‌های مافیک تا حد واسط در این مجموعه، در توده‌های کنگره، قروه، شانوره، سرنجیانه، بلبان‌آباد، و گلالی رخنمون دارند.

بررسی‌های دقیق صحرایی نشان می‌دهند سنگ‌های مافیک تا حد واسط، کهن‌ترین فاز

نادر (REE)، توریم و اورانیم هستند. غلظت عنصر هافنیم (Hf) برپایه نسبت زیرکنیم تجزیه شده به روش XRF و با به کارگیری نسبت Zr/Hf به دست آمده به روش ICP-MS به دست آورده شده است.

طیف‌سنجی جرمی گسیل پلاسمای جفتیده القایی (ICP-MS) و با دستگاه طیف‌سنج Perkin Elmer Elan-8000 و به کارگیری Rh (به عنوان استاندارد داخلی) در دانشگاه گراندای اسپانیا انجام شد. داده‌ها در بردارنده ۳۹ عنصر فرعی، ۱۴ عنصر خاکی



شکل ۲- A) دورنمایی از سنگ‌های مافیک رخمون در بخش‌های مرکزی باتولیت (اطراف ولی‌آباد؛ دید رو به شمال؛ B) دورنمایی از نفوذ همزمان سنگ‌های مافیک و گرانیت‌های کالک‌آکالن (جنوب روستای نعمت‌آباد؛ دید رو به شمال)؛ C، D) نمای نزدیک از تنوع بافتی از ریزبلور تا پگماتیت در سنگ‌های توده کنگره

پروب ۵ nA است. دارد. ژادیت برای عنصر سدیم، ولاستونیت برای کلسیم، آلکالی‌فلدسپار برای پتاسیم و آلومینیم، انستاتیت برای منیزیم و آپاتیت برای فسفر از سیلیکات‌های به کاررفته برای استاندارد عنصرها هستند. دقت دستگاه با میزان ۱

تجزیه ریزکاو الکترونی برای شناسایی میزان عنصرهای اصلی در کانی‌ها با دستگاه ریزکاو الکترونی (مدل JEOL JXA-8200، با چهار طیف‌سنج) در دانشگاه ولوا اسپانیا انجام شد. این دستگاه شتاب‌دهنده‌ای به ولتاژ ۱۵ k و جریان

ترکیبی، دو بخش حاشیه‌ای و مرکزی شناسایی شده‌اند. بخش حاشیه‌ای از سنگ‌های ملانوکرات تا مزوکرات با بافت گرانولار ریزبلور و با لامیناسیون ماگمایی ساخته شده است (شکل‌های ۲-C و ۲-D). برپایه رده‌بندی Streckeisen (۱۹۷۶)، این بخش ترکیب مونزوگابرو و مونزودیوریت دارد. بخش مرکزی بیشتر از سنگ‌های ملانوکرات و مزوکرات گرانولار متوسط بلور تا درشت بلور ساخته شده است که بیشتر ترکیب گابرودیوریتی دارد و داشتن بافت افیک از ویژگی‌های ویژه این بخش از توده به‌شمار می‌رود (شکل‌های ۳-A و ۳-B).

**بخش حاشیه‌ای از کانی‌های اصلی**  
پلاژیوکلاز ( $An_{52-63}$ )، کلینوپیروکسن (اوژیت: ۳۱-۲۶  $En_{21-27}Fs_{21-27}Wo_{47-45}$ ) و کانی فرعی ارتوز پریتی نشده ساخته شده است (جدول‌های ۱ و ۲). تیتانیت، آپاتیت، مگنتیت، ایلمنیت منگن‌زدار (فراگرفته شده با تیتانیت و پیروکسن)، کانی‌های جزئی سازنده سنگ‌های بخش حاشیه‌ای هستند. نبود کانی‌های آمفیبول و بیوتیت از دیگر نکته‌های مهم در این سنگ‌هاست.

**بخش مرکزی از کانی‌های اصلی**  
پلاژیوکلاز (۴۲- $An_{59}$ )، آمفیبول (پارگازیت، مگنزیوهورنبلند و مگنزیوهایستینگزیت) و با درصد کمی کمر، پیژونیت منیزیم‌دار یا  $Wo_8 En_{56}Fs_{34}$  و کلینوپیروکسن (اوژیت یا  $W_{45-46}En_{37-40}Fs_{13-16}$ ) و بیوتیت ( $Fe\# = 0/51$ ) ساخته شده است (جدول‌های ۱، ۲ و ۳). ایلمنیت، تیتانیت، مگنتیت و پیریت و مقدار بسیار ناچیزی زیرکن و توریت (محدود به سنگ‌های بیوتیت‌دار) کانی‌های جزئی سازنده بخش مرکزی هستند.

**باتولیت قروه:** فراوان‌ترین رخنمون این توده از سنگ‌های تیره گرانولار متوسط تا درشت بلور ساخته شده است که ترکیب آنها گابروی

سیگما، برای عنصرهای اصلی برابر با  $\pm 2\%$  و برای عنصرهای فرعی برابر با  $\pm 5\%$  است. شمار ۸ نمونه برگزیده برای بررسی ایزوتوپ‌های نئودیمیم و استرانسیم در بخش ایزوتوپی مجتمع آزمایشگاهی دانشگاه گرگاندا تجزیه شدند. نمونه‌ها در یک اتاق استریل، در یک واکنشگر خالص و سترون حل شدند و پس از جدایش کروماتوگرافی، با رزین‌های تبادل‌یونی، با دستگاه طیف‌سنج جرمی یونیزه حرارتی (TIMS) تجزیه شدند. نسبت‌های  $^{87}Rb/^{86}Sr$  و  $^{147}Sm/^{144}Nd$  مستقیماً با دستگاه ICP-MS و به‌روش پیشنهادی Bea و Montero (۱۹۹۸) به‌دست آورده شدند. مقادیرهای به‌کاربرده شده برای بهنجارسازی عبارتند از:  $^{86}Sr/^{88}Sr = 0/1194$  و  $^{146}Nd/^{144}Nd = 0/7219$ . برپایه داده‌های ۱۰ تجزیه پایایی روی استاندارد WS-E (Govindaraju et al., 1994) که معمولاً برای هر ۱۰ نمونه ناشناخته دوبار انجام می‌شود، دقت خروجی دستگاه (2σ) از ۰/۰۰۳٪ برای  $^{87}Sr/^{86}Sr$  و ۰/۰۱۵٪ برای  $^{143}Nd/^{144}Nd$  بهتر است.

### سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

سنگ‌های مافیک تا حد واسط در توده‌های نفوذی خاور سنندج- گلالی، ملانوکرات تا مزوکرات هستند و رخنمون آنها در صحرا به رنگ‌های سبز- خاکستری تیره دیده می‌شود. این سنگ‌ها بافت گرانولار متوسط تا درشت بلور گاهی پگماتیته دارند و بازه ترکیبی آنها از گابروی دو پیروکسن تا کوارتز مونزونیت است. در ادامه، ویژگی‌های منحصر به فرد این سنگ‌ها، به ترتیب از گسترده‌ترین رخنمون مافیک تا محدودترین، توصیف می‌شود.

**توده کنگره بزرگ‌ترین رخنمون نفوذی مافیک خاور سنندج است.** برپایه تفاوت‌های بافتی و

ریز تا متوسط بلور با ترکیب مونزونیت، مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز سیینیت و گابروهای درشت بلور و گاه پگماتیتی دارد. این سنگها از نسبت های گوناگونی از کانی های پلاژیوکلاز (طیفی از  $An_{55-51}$  تا  $An_{28-17}$ )، آمفیبول (مگنزیوهورنبلند)، کلینوپیروکسن (اوزیت:  $Wo_{44-44}Fs_{23-23}En_{35-35}$ )، ارتوپیروکسن (فروهپیرستن:  $Wo_{44-44}Fs_{50-55}En_{42-44}$ )، آلکالی فلدسپار (ارتوز پرتیتی نشده)، به همراه مقدار کمتری بیوتیت و کوارتز ساخته شده اند (جدول های ۱، ۲ و ۳). ایلمنیت، مگنتیت، تیتانیت، آپاتیت، و زیرکن نیز از کانی های جزئی این سنگها به شمار می روند (شکل ۳ - C).

دوپیروکسن، گابرو و گابرودیوریت است. پلاژیوکلاز ( $An_{69-32}$ )، کلینوپیروکسن (اوزیت - دیوپسید:  $Wo_{43-49}Fs_{11-27}En_{28-39}$ )، ارتوپیروکسن (مگنزیو هپیرستن:  $En_{51-58}$  -  $Wo_{1-2}Fs_{38}$ )، آمفیبول (مگنزیو هاس تینگزیت، مگنزیوهورنبلند و به ندرت ادنیت و چرماکیت) از کانی های اصلی این سنگها به شمار می روند (شکل های ۳ - G و ۳ - F). بیوتیت (سرشار از منیزیم) و آلکالی فلدسپار از کانی های فرعی و تیتانیت، آپاتیت، مگنتیت، پیریت، آلانیت و میزان ناچیزی زیرکن از کانی های جزئی این سنگها هستند (جدول های ۱، ۲ و ۳).  
توده سرنجیانه: این توده سنگهای تیره گرانولار

جدول ۱- داده های تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلازهای برگزیده از توده های نفوذی خاور سنندج به همراه فرمول ساختاری بر پایه ۸ اتم اکسیژن و سازنده های پایانی آنها (Byt: bytownite; Lab: labradorite; And: andesine; Olg: oligoclase; b.d.l.: below detection limit)

Pluton Rock Type	Kangarah gabbro		Ghorveh gabbro		Shanevareh diorite		Galali quartzmonzonite		Saranjaneh monzodiorite	Bolbanabad	
	Lab core	And rim	Byt core	And rim	Lab core	And rim	Lab core	And rim	And	Lab core	Olig rim
SiO <sub>2</sub>	54.44	55.40	48.21	59.15	53.74	60.32	51.51	58.95	60.14	54.84	61.62
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.10	b.d.l.	0.02	0.00	b.d.l.	0.09	b.d.l.	0.06	0.07	b.d.l.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.09	28.37	32.50	25.02	29.63	25.55	31.05	25.75	25.08	28.21	23.50
FeO	0.12	0.19	0.27	0.25	0.11	0.10	0.38	0.30	0.29	0.32	0.16
MnO	0.04	0.02	b.d.l.	0.03	0.02	b.d.l.	0.03	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.
MgO	0.01	0.00	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.02	b.d.l.	0.01	b.d.l.
CaO	10.68	10.00	15.28	6.54	11.53	6.44	13.35	7.20	6.30	10.21	4.87
Na <sub>2</sub> O	5.14	5.66	2.62	7.60	4.94	7.60	3.63	7.24	7.78	5.24	8.35
K <sub>2</sub> O	0.12	0.05	0.10	0.08	0.07	0.12	0.20	0.27	0.24	0.33	0.13
BaO	0.01	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.04	0.03	b.d.l.	b.d.l.	0.00	0.05	b.d.l.
Total	99.89	100.10	99.06	98.94	100.21	100.40	100.66	99.97	100.07	99.41	98.79
Si	2.46	2.50	2.23	2.67	2.43	2.68	2.34	2.64	2.68	2.49	2.76
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.55	1.51	1.77	1.33	1.58	1.34	1.66	1.36	1.32	1.51	1.24
Fe <sub>t</sub>	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.52	0.48	0.76	0.32	0.56	0.31	0.65	0.35	0.30	0.50	0.23
Na	0.45	0.49	0.23	0.66	0.43	0.65	0.32	0.63	0.67	0.46	0.73
K	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X <sub>an</sub>	0.53	0.49	0.76	0.32	0.56	0.32	0.66	0.35	0.30	0.51	0.24
X <sub>ab</sub>	0.46	0.50	0.24	0.67	0.43	0.68	0.33	0.64	0.68	0.47	0.75



جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی پیروکسن‌های برگزیده از توده‌های نفوذی خاور سنندج به‌همراه فرمول ساختاری برپایه ۶ اتم اکسیژن ( GB: gabbro; DI: diorite; QM: quartz monzonite; MGB: monzogabbro; MDI: monzodiorite; QMDI: quartz monzodiorite ) (Mg-hyp: magnesian hypersthene; Di: diopside; Aug: augite; Fe<sup>2+</sup>Hyp: ferro- hypersthene; b.d.l.: below detection limit

Pluton Rock Type Mineral	Kangareh			Ghorveh batholith		Galali	Saranjaneh		Bolbanabad	
	MGB		GB	DI	GB		QM	MDI		QMDI
	Aug	Aug	Aug	Aug	Mg-Hyp	Di	Aug	Aug	Fe2Hyp	Di
SiO <sub>2</sub>	49.47	49.95	50.53	52.82	51.70	51.97	50.37	51.60	52.75	52.98
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.55	1.17	0.03	0.24	0.33	1.10	0.15	0.08	0.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.72	1.69	3.34	0.14	0.60	1.35	3.23	0.54	0.56	0.88
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.09	0.08	0.02	0.05	0.06	0.07	0.04	0.03	0.09
NiO	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.05	0.03	b.d.l.
FeO	16.54	16.04	8.71	8.93	28.45	10.32	8.49	14.52	29.35	8.07
MnO	0.47	0.42	0.28	0.27	0.83	0.37	0.24	0.55	0.96	0.47
MgO	9.02	9.05	13.71	12.78	17.95	13.28	15.51	11.42	12.55	13.94
CaO	21.58	21.62	21.47	24.80	0.91	21.89	20.03	20.50	1.04	23.26
Na <sub>2</sub> O	0.29	0.28	0.44	0.10	0.01	0.29	0.32	0.31	0.15	0.20
K <sub>2</sub> O	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.01	0.01	b.d.l.	0.01	b.d.l.
Total	99.71	99.70	99.74	100.12	100.80	99.91	99.37	99.68	97.59	100.11
Si	1.92	1.93	1.88	1.98	1.97	1.95	1.87	1.97	2.13	1.97
Al	0.08	0.08	0.15	0.01	0.03	0.06	0.14	0.02	0.03	0.04
Ti	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01
Fe <sup>+3</sup>	0.08	0.05	0.05	0.03	0.02	0.04	0.07	0.04	-0.28	0.02
Fe <sup>+2</sup>	0.46	0.47	0.22	0.25	0.89	0.28	0.19	0.42	1.27	0.23
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01
Mg	0.52	0.52	0.76	0.72	1.02	0.74	0.86	0.65	0.76	0.77
Ca	0.90	0.90	0.86	1.00	0.04	0.88	0.80	0.84	0.04	0.93
Na	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.53	0.52	0.77	0.74	0.53	0.73	0.82	0.61	0.37	0.77

دیوریت، مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز دیوریت دارند. پلاژیوکلاز (An<sub>۳۸-۶۶</sub>)، پیروکسن (اوژیت: Wo<sub>۳۹-۴۶</sub>Fs<sub>۱۱-۱۷</sub>En<sub>۴۱-۴۴</sub>)، بیوتیت (Fe# = ۰/۴۵-۰/۵) از کانی‌های اصلی به‌شمار می‌روند. افزون‌بر آنها، هورنبلند سبز و آلکالی‌فلدسپار از کانی‌های فرعی و مگنتیت، ایلمنیت، تیتانیت، پیریت، آپاتیت و زیرکن، کانی‌های جزئی سازنده این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۳-D و ۳-E؛ جدول‌های ۱ و ۲).

توده شانوره در برونزدهای بخش مافیک خود ترکیب گابرو دیوریت و کوارتز مونزودیوریت دارد. پلاژیوکلاز (An<sub>۳۱-۶۵</sub>)، آمفیبول (مگنزیوهورنبلند)، بیوتیت (Fe# = ۰/۴۳) و (Al < ۲ a.p.f.u.) از کانی‌های

توده بلبان‌آباد: مافیک‌ترین سنگ‌های این توده، در بخش شمالی و مرکزی آن رخمون دارند و دربرگیرنده سنگ‌هایی با ترکیب کوارتز مونزونیت، کوارتز دیوریت و دیوریت هستند. پلاژیوکلاز (An<sub>۲۹-۳۳</sub>)، کلینوپروکسن (اوژیت: Wo<sub>۴۵-۴۷</sub>Fs<sub>۱۲-۱۷</sub>En<sub>۳۷-۳۹</sub>)، آمفیبول (مگنزیوهورنبلند و اکتینولیت) از کانی‌های اصلی به‌شمار می‌روند. همچنین، آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت (میانگین آهن: Fe# = ۰/۵۱) از کانی‌های فرعی و تیتانیت، آپاتیت، ایلمنیت، پیریت، زیرکن و مگنتیت از کانی‌های جزئی این سنگ‌ها هستند (جدول‌های ۱، ۲ و ۳).

توده گلالی: رخمون سنگ‌های مافیک- حد واسط در این توده، بیشتر به بخش‌های مرتفع توده محدود است. این بخش‌ها ترکیب گابرو،

اصلی به شمار می‌روند. آلکالی فلدسپار کانی فرعی این سنگ‌هاست. تیتانیت، مگنتیت، ایلمنیت، آپاتیت و به‌ندرت زیرکن نیز از کانی‌های جزئی سازنده این سنگ‌ها هستند (جدول‌های ۱ و ۳).

جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی آمفیبول‌های برگزیده از توده‌های نفوذی خاور سنندج به‌همراه فرمول ساختاری برپایه ۲۳ اتم اکسیژن (Mg-): GB: gabbro; Gb-No: gabbro- norite; DI: diorite; M: monzonite; MDI: monzodiorite; QMDI: quartz monzodiorite. Mg- (Hs: magnesiohastingsite; Hs: hastingsite; Mg-Hbl: magnesiohornblende; Ed: edenite; Prg: pargasite; b.d.l.: below detection limit

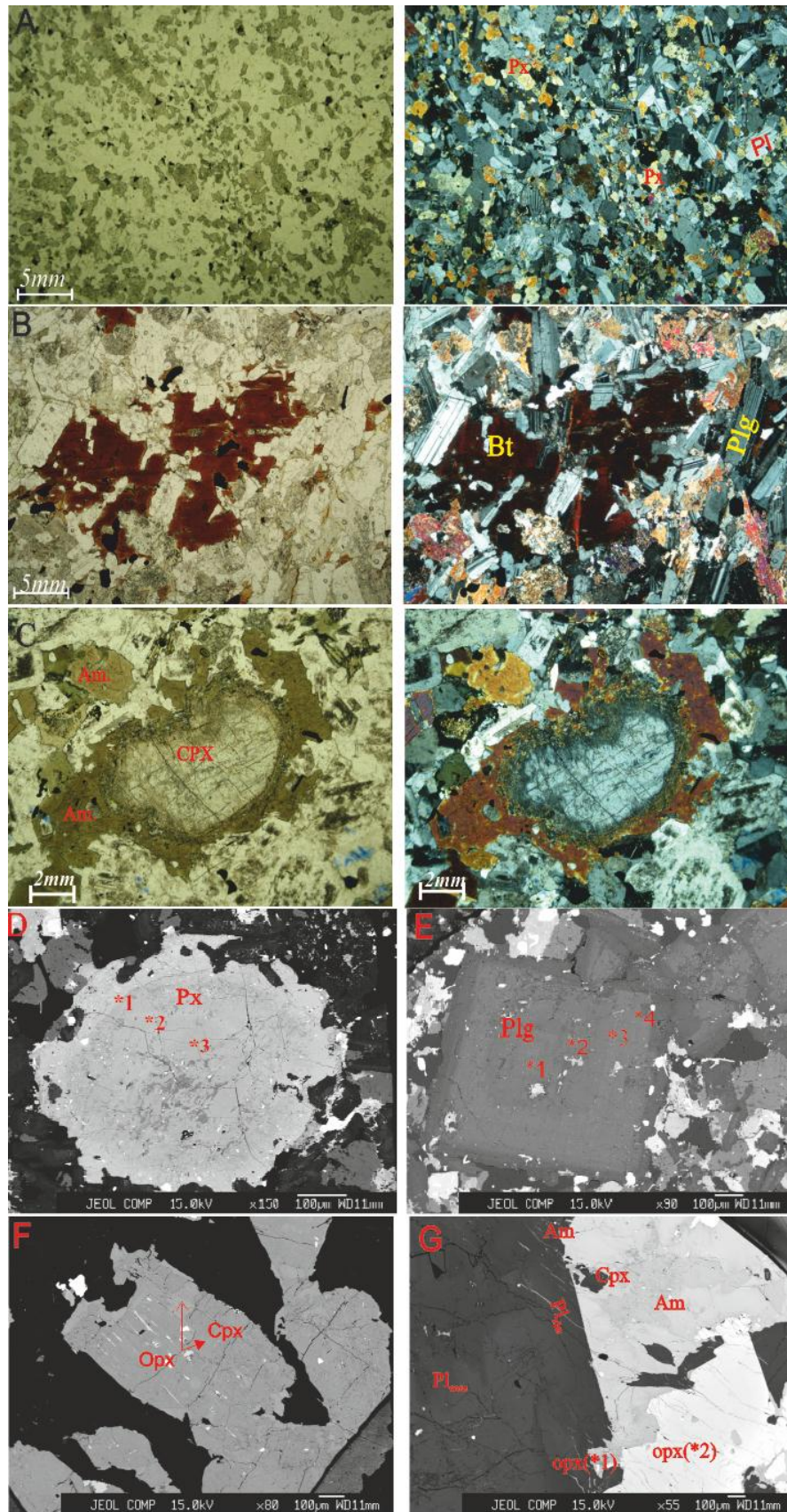
Pluton Rock Type Mineral	Kangareh			Ghorveh batholith			Shanevareh	Saranjaneh		Bolbanabad	
	GB	GB	DI	GB	GB-NO	DI	M	QMDI	MDI		
	Prg	Mg-Hbl	Mg-Hs	Mg-Hs	Ed	Mg-Hs	Mg-Hbl	Mg-Hbl	Ed	Mg-Hbl	Hs
SiO <sub>2</sub>	42.24	52.51	42.68	47.87	44.25	42.57	46.16	47.61	46.15	47.96	41.24
TiO <sub>2</sub>	3.83	0.39	2.77	1.04	1.88	3.46	0.87	1.54	2.11	1.32	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.95	3.63	10.48	5.45	10.48	10.53	8.20	6.09	7.15	6.08	9.66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.11	0.04	0.04	0.03	0.13	b.d.l.	0.08	0.02	0.01	0.10	0.06
NiO	0.05	b.d.l.	0.06	b.d.l.	b.d.l.	0.08	0.08	b.d.l.	0.04	0.04	b.d.l.
FeO	12.70	13.56	14.64	20.52	14.85	15.73	16.14	16.47	16.24	15.87	24.42
MnO	0.17	0.22	0.21	0.45	0.21	0.24	0.51	0.35	0.26	0.40	0.26
MgO	12.26	15.10	11.70	9.77	11.36	11.15	12.11	12.37	11.97	12.70	6.22
CaO	11.48	11.49	11.27	10.68	11.91	11.20	12.21	11.06	11.30	11.49	11.41
Na <sub>2</sub> O	2.13	0.43	1.98	0.93	1.35	2.08	1.10	1.20	1.39	0.95	1.53
K <sub>2</sub> O	1.01	0.22	1.06	0.51	0.77	0.94	0.60	0.57	0.67	0.59	1.67
BaO	b.d.l.	b.d.l.	0.04	0.04	0.00	0.08	0.00	0.12	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
F	b.d.l.	b.d.l.	0.38	0.04	b.d.l.	0.14	0.04	0.06	0.23	0.12	0.06
Cl	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Total	98.00	97.59	97.29	97.31	97.24	98.18	98.13	97.46	97.50	97.61	97.10
Si	6.21	7.49	6.37	7.14	6.56	6.32	6.77	7.00	6.83	7.02	6.46
<sup>IV</sup> Al	1.79	0.51	1.63	0.86	1.44	1.68	1.23	1.00	1.17	0.98	1.54
<sup>VI</sup> Al	0.28	0.10	0.22	0.09	0.39	0.16	0.19	0.05	0.08	0.07	0.24
Ti	0.42	0.04	0.31	0.12	0.21	0.39	0.10	0.17	0.23	0.15	0.07
Fe <sub>t</sub>	1.56	1.62	1.83	2.56	1.84	1.95	1.98	2.02	2.01	1.94	3.20
Mn	0.02	0.03	0.03	0.06	0.03	0.03	0.06	0.04	0.03	0.05	0.03
Mg	2.69	3.21	2.60	2.17	2.51	2.47	2.65	2.71	2.64	2.77	1.45
Ca	1.81	1.76	1.80	1.71	1.89	1.78	1.92	1.74	1.79	1.80	1.91
Na	0.61	0.12	0.57	0.27	0.39	0.60	0.31	0.34	0.40	0.27	0.46
K	0.19	0.04	0.20	0.10	0.15	0.18	0.11	0.11	0.13	0.11	0.33
F	0.00	0.00	0.18	0.02	0.00	0.07	0.02	0.03	0.11	0.06	0.03
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Ni	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg#	0.67	0.77	0.64	0.55	0.62	0.62	0.65	0.67	0.64	0.68	0.35

زمین شیمی

همه نمونه‌ها متآلومین (ASI = ۰/۴۸-۰/۹۵) به‌شمار می‌روند (شکل ۴). نمونه‌های مافیک نیز کالک‌آلکان، پتاسیم‌متوسط، کلسیک (Ca<sub>i</sub>: ۱/۶-۵/۳) و مگنیزین (Mg# : ۰/۴۵-۰/۷۵) هستند (شکل ۴). شیمی نمونه‌هایی که میزان سیلیس بالاتری دارند کمی متفاوت است و از نمونه‌های پتاسیم‌بالا و گاه فروئن به‌شمار می‌روند (شکل ۴).

میزان سیلیس در سنگ‌های مافیک برابر با ۴۴/۵۴ تا ۵۱/۸۰ درصدوزنی و در سنگ‌های حد واسط برابر با ۵۲/۲۴ تا ۶۲/۶۸ درصد وزنی است. درصدوزنی اکسیدهای FeOt برابر با ۱۱/۵۷-۲/۸۳ MgO برابر با ۳/۱-۱۰/۱۲، CaO برابر با ۳/۰۲-۱۴/۰۷ و MnO برابر با ۰/۰۶-۱۰/۲۱ است (جدول ۴).

شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از سنگ‌های مافیک و حد واسط در خاور سنندج (A) مونوزوگابروی رخساره حاشیه‌ای توده کنگره (چپ: PPL؛ راست: XPL)؛ (B) دیوریت بیوتیت‌دار رخساره مرکزی توده کنگره (به تفاوت اندازه بلورها در دو رخساره توجه کنید) (چپ: PPL؛ راست: XPL)؛ (C) دربرگرفته شدن کانی پیروکسن با آمفیبول در کوارتزمونزونیت توده سرنجیانه (چپ: PPL؛ راست: backscatter (XPL)؛ (D) تصویر الکترونی از کانی پیروکسن در سنگ گابرو توده گلالی (میزان منیزیم در هسته بلور اوژیت بالاتر و در حاشیه‌های آن کلسیم و آهن بالاتری هستند)؛ (E) تصویر backscatter الکترونی از کانی پلاژیوکلاز در سنگ گابرو توده گلالی (هسته ترکیب لابرادوریت و حاشیه ترکیب آندزین) (جدول ۱)؛ (F) تصویر backscatter الکترونی از تیغه‌های درهم‌رشدی در کانی پیروکسن گابروی دوپیروکسن (ترکیب اصلی دیویسید و تیغه‌ها ارتوپيروکسن با ترکیب  $En_{53}$ )؛ (G) آمفیبول در کانی مگنزیوهایستینگزیت به دور بلورهای دیویسید (کانی پلاژیوکلاز هسته لابرادوریت و حاشیه آندزین دارد؛ جدول‌های ۱ و ۲)



می‌شود و جانمایی نمونه‌ها در این نمودار، توله‌ایتی‌بودن بیشتر سنگ‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۵).

از آنجایی که در حوالی توده سرنجیانه (کوه سورمه‌علی) و معدن گلالی، کانه‌زایی آهن روی داده است، احتمال آرایش با آهن، دور از ذهن به نظر نمی‌رسد؛ اما سرشت توله‌ایتی به دست آمده برای سنگ‌های کنگره و شمال باتولیت قروه که فاصله چشمگیری با این اندیس‌های آهنی دارند، با تامل بیشتری باید بررسی شود.

به باور Arculus (۲۰۰۳)، در نمودار Miyashiro (۱۹۷۴)، پایش تغییرات  $FeO^*/MgO$  در برابر سیلیس، بازتابی از تأثیر تغییرات فوگاسیته اکسیژن و محتوای آب است. دیگر ایراد نمودار Miyashiro (۱۹۷۴)، به کارگیری نسبت  $FeO^*/MgO$  است؛ زیرا افزایش میزان این نسبت و جای گرفتن نمونه‌های سنگی در محدوده توله‌ایت، چه بسا تنها بازتابی از بالابودن آهن در سنگ‌ها نباشد؛ زیرا کاهش میزان منیزیم با بالا بردن این نسبت نیز نتیجه مشابه، اما کاذبی را روی نمودار به نمایش می‌گذارد (Zimmer *et al.*, 2010).

بنابراین، برای پی بردن به سرشت واقعی سنگ‌ها و به‌علت توجه به جوانب ظریف امر، «اندیس توله‌ایتی» پیشنهادی Zimmer و همکاران (۲۰۱۰) ( $HI=Fe_{4.0}/Fe_{8.0}$ ) فصل الخطاب برشمرده شد. در این فرمول،  $Fe_{4.0}$  میانگین میزان اکسید آهن کل در نمونه‌هایی است که اکسید منیزیم در آنها  $1 \pm 4$  درصد وزنی باشد و  $Fe_{8.0}$  میانگین میزان اکسید آهن کل در نمونه‌هایی است که درصد وزنی اکسید منیزیم آنها  $1 \pm 8$  باشد. در این اندیس،  $Fe_{8.0}$  نماینده میزان آهن در ماگمای اولیه است و دلیل برگزیدن  $Fe_{4.0}$  نیز دستیابی به بازه‌ای کامیاب معقول از تغییرات منیزیم و همچنین، جلوگیری از غلبه تأثیر فاکتورهای مانند هضم پوسته‌ای و آمیختگی ماگمایی بوده است. اندیس توله‌ایتی برای نمونه‌های مافیک و حد واسط این مجموعه، کمتر از یک ( $THI=0/86$ ) و نشان‌دهنده سرشت کالک‌آلکان آنهاست.

در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به ترکیب NMORB، نمونه‌ها از عنصرهای LIL در برابر HFS غنی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند. آنومالی منفی Sr، Rb، Ba، Nb و آنومالی مثبت K و Pb (شکل ۴-G) از ویژگی‌های سنگ‌های پدیدآمده در پهنه‌های فرورانش هستند (Cox *et al.*, 1979; Pearce and Peate, 1995; Tatsumi and Eggins, 1995). بررسی الگوی عنصرهای خاکی نادر بهنجار شده به ترکیب کندریت نشان می‌دهد که در سنگ‌های گابرویی نسبت LREE/HREE کم است. به گفته دیگر، میزان جدایش‌یافتگی از عنصرهای خاکی نادر ( $La_N/Lu_N = 1/5 - 1/6$ ) کم است. الگوی هموار (flat profile)، شیب ملایم و بدون تهی‌شدگی و غنی‌شدگی آشکار و الگوی کمابیش خطی از Er تا Lu نیز درستی این نکته را نشان می‌دهند (شکل ۴-H). همه نمونه‌های مافیک و حد واسط عدد آنومالی مثبت یوروپیم دارند؛ اما در گابروها میزان این آنومالی ( $Eu/Eu^* = 0/98 - 3/75$ )، نسبت به دیگر نمونه‌ها، عدد مثبت بزرگ‌تری است (شکل ۴-D؛ جدول ۴).

## بحث

### سرشت واقعی سنگ‌های مافیک: کالک‌آلکان یا توله‌ایتی؟

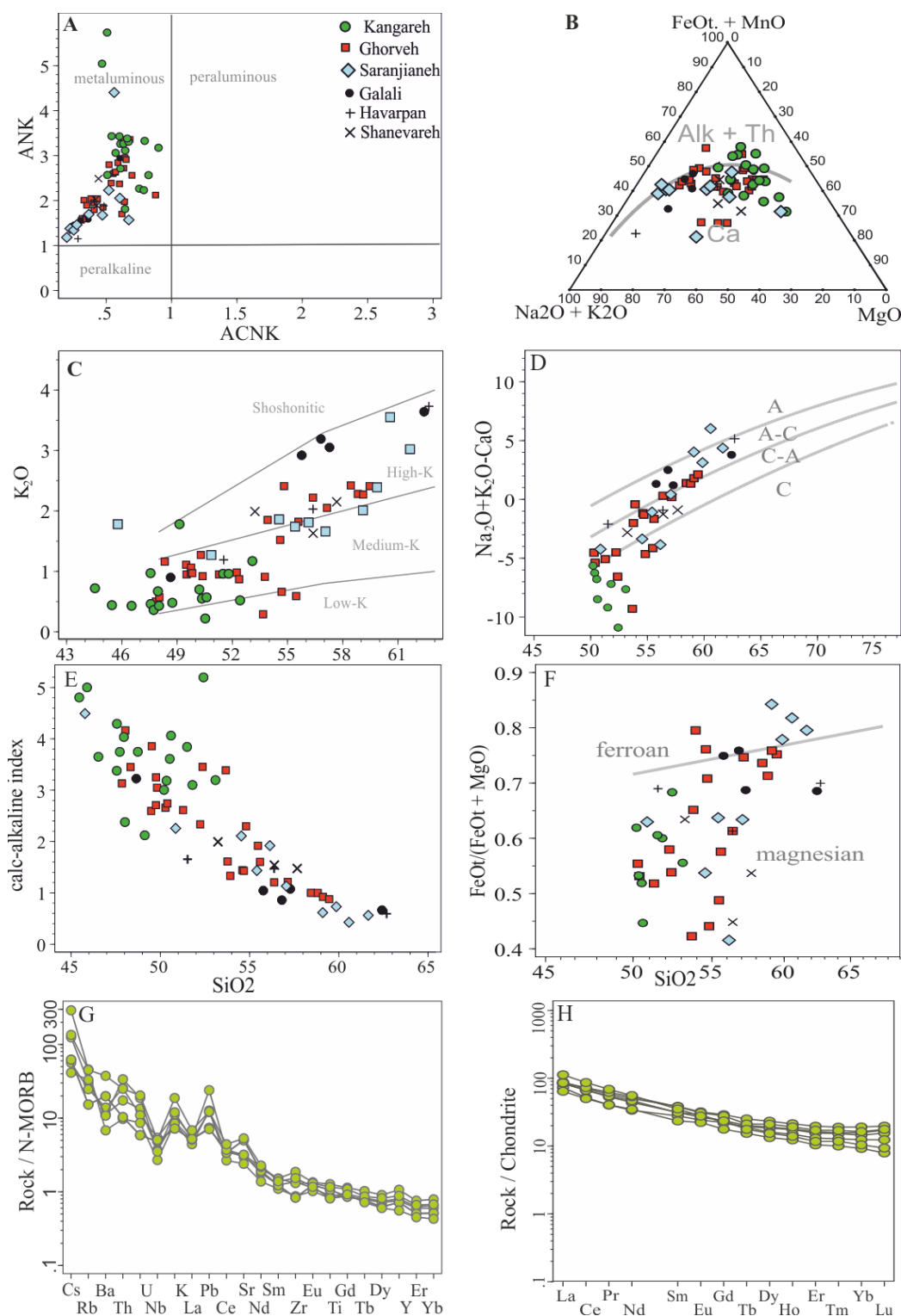
با اینکه بیشتر ویژگی‌ها نشانه سرشت کالک‌آلکان سنگ‌های مافیک و حد واسط این منطقه هستند، اما به دو علت باید سرشت این سنگ‌ها نیازمند بررسی دقیق‌تر است: نخست اینکه در بررسی‌های پیشین منطقه از سرشت توله‌ایتی سنگ‌های مافیک یاد شده است (Rahmani, 2008; Azizi *et al.*, 2015b; Yeganeh *et al.*, 2018). این سرشت گاهی به آغستگی با آهن نسبت داده شده است.

دوم اینکه در بیشتر موارد، ارزیابی سرشت توله‌ایتی ماگماها با نمودار پیشنهادی Miyashiro (۱۹۷۴) انجام

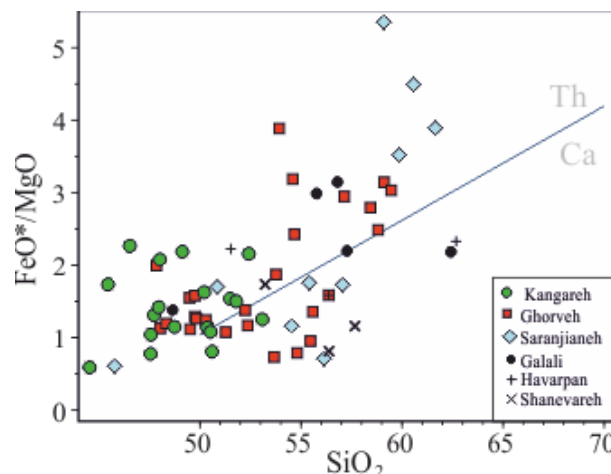
جدول ۵- ترکیب عنصرهای اصلی (برپایه درصدوزنی اکسید)، فرعی و کمیاب (برپایه ppm) در نمونه‌های برگزیده سنگ‌های مافیک توده‌های نفوذی خاور سنندج (KA: کنگره؛ GH: باتولیت قروه؛ GA: گلالی؛ SH: شانوره؛ SA: سرنجیان؛ BO: بلبان‌آباد) (GN: گابرونوریت؛ MGB: مونزوگابرو؛ GB: گابرو؛ GD: گابرو-دیوریت؛ QMD: کوارتز مونزودیوریت؛ QMN: کوارتز مونزونیت؛

$$(Dy/Dy^* = Dy_N / La^{4/13}_N Yb^{9/13}_N)$$

Sample No.	120	106	149	189	102	42	178	20	84	92	140.	168	98
Pluton	KA	KA	GA	GH	KA	GH	SH	GH	SA	BO	GA	SA	BO
Rock Type	GN	MGB	GB	GB	GB	GB	GD	QMD	MD	QMD	QMD	QMN	QMN
SiO <sub>2</sub>	44.54	46.53	48.65	49.52	51.50	52.24	53.23	53.92	55.41	56.38	57.28	61.65	62.68
TiO <sub>2</sub>	0.23	2.50	1.32	0.92	1.19	1.05	1.32	2.13	1.48	1.12	1.47	1.31	1.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.22	16.92	16.34	18.06	16.22	17.08	17.76	15.18	15.49	15.74	16.00	15.37	15.88
FeO <sub>t</sub>	5.12	11.57	9.74	6.87	6.79	7.49	7.23	11.50	7.43	6.99	6.79	6.30	3.19
MgO	8.68	5.11	7.06	6.16	4.42	5.43	4.17	2.96	4.23	4.41	3.09	1.62	1.37
MnO	0.09	0.15	0.17	0.12	0.14	0.16	0.14	0.21	0.11	0.13	0.13	0.12	0.06
CaO	11.26	10.91	9.84	11.46	13.36	9.18	7.83	6.19	7.29	6.46	5.71	3.45	4.51
Na <sub>2</sub> O	1.88	3.02	2.78	2.66	3.21	3.70	3.03	3.92	4.47	3.51	3.86	4.79	5.94
K <sub>2</sub> O	0.72	0.43	0.90	0.95	0.96	0.98	1.99	1.85	1.74	2.03	3.05	3.02	3.73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.05	0.18	0.13	0.44	0.17	0.32	0.71	0.27	0.30	0.40	0.34	0.29
LOI	3.74	1.12	1.45	1.60	0.84	1.04	1.44	0.15	1.13	1.67	0.88	0.96	0.86
Sum	99.11	99.60	99.51	99.22	99.84	99.35	99.25	100.01	99.88	99.51	99.42	99.64	100.04
Mg#	0.75	0.44	0.56	0.62	0.54	0.56	0.51	0.31	0.50	0.53	0.45	0.31	0.43
Li	26.23	25.97	16.63	16.84	27.82	13.32	16.32	18.27	6.73	11.83	20.18	4.75	3.28
Rb	37.34	15.51	57.68	33.34	8.91	27.74	56.87	85.13	29.80	63.19	141.98	71.81	62.32
Cs	1.58	0.78	4.10	1.33	0.35	1.42	1.90	4.80	0.33	1.26	11.12	0.81	0.20
Be	0.31	0.35	0.81	0.87	1.25	1.41	1.33	2.15	2.22	2.12	2.56	2.80	3.89
Sr	362.74	586.90	271.79	317.10	879.36	266.39	601.77	292.50	293.39	350.10	260.28	188.31	153.80
Ba	62.59	101.92	94.70	127.17	866.96	186.05	520.06	309.54	179.24	267.49	505.68	350.59	368.86
Sc	7.43	38.15	30.39	30.19	21.49	23.19	18.56	23.38	27.21	22.54	15.86	13.33	10.71
V	40.40	600.03	190.72	152.13	204.25	151.02	166.27	268.51	182.71	150.06	139.92	94.28	57.98
Cr	229.37	94.42	226.59	287.89	171.15	154.54	49.54	47.31	143.82	92.35	71.92	74.33	51.21
Co	42.39	47.98	35.59	29.08	23.62	19.46	16.85	22.08	19.00	24.14	14.23	8.21	3.38
Ni	212.02	30.98	78.22	50.99	34.21	26.75	13.82	9.32	24.39	21.37	15.22	6.66	6.38
Cu	100.37	45.47	43.85	48.35	24.85	11.42	40.97	14.93	25.38	30.56	25.19	23.69	14.36
Zn	44.75	89.58	101.35	63.53	64.75	76.89	81.46	126.31	56.04	87.55	86.95	82.65	46.90
Ga	14.85	20.25	17.39	16.92	24.89	17.05	19.10	21.05	18.93	19.10	18.42	18.83	20.83
Y	4.32	12.20	27.02	19.92	27.26	32.45	19.99	38.19	40.64	35.10	35.74	39.21	65.73
Nb	1.18	2.07	9.47	7.47	13.49	12.67	17.76	24.97	21.82	20.62	37.88	24.09	45.35
Ta	0.23	0.21	0.70	0.63	0.81	0.88	1.24	1.94	1.74	1.58	2.75	1.58	2.91
Zr	10.20	26.20	90.80	137.10	61.10	109.00	160.00	240.80	172.00	172.10	313.00	280.50	558.50
Hf	0.40	0.80	3.40	4.80	2.40	4.70	10.80	13.40	7.10	9.70	12.20	13.10	20.10
Mo	0.58	0.72	3.02	0.80	1.04	0.63	2.66	4.21	1.64	2.61	2.88	2.32	2.10
Sn	0.70	0.74	7.92	1.27	0.68	2.55	1.48	0.75	3.34	3.23	5.96	4.78	5.99
Tl	0.20	0.07	0.37	0.17	0.04	0.16	0.31	0.41	0.10	0.31	0.79	0.26	0.16
Pb	2.31	1.62	6.19	5.42	2.71	6.68	5.99	12.22	6.25	7.13	14.80	9.08	6.59
U	0.08	0.05	0.61	0.75	0.26	0.72	1.45	1.91	1.26	1.53	3.26	2.37	2.50
Th	0.29	0.20	1.83	3.26	1.32	2.77	4.69	9.50	6.20	6.67	13.83	11.36	8.39
La	2.24	2.92	17.26	10.71	32.69	21.18	26.63	38.09	25.26	30.82	45.83	32.28	36.60
Ce	4.55	6.87	31.99	22.48	64.83	45.18	53.03	75.66	51.58	61.94	86.19	65.79	83.89
Pr	0.57	1.02	3.73	2.83	8.18	5.53	6.38	8.76	6.16	7.26	9.44	7.59	10.03
Nd	2.53	5.35	15.44	12.03	34.66	22.33	25.41	35.32	24.69	28.26	34.47	29.70	39.13
Sm	0.63	1.61	4.12	2.99	6.84	5.03	5.21	7.44	5.80	6.12	6.97	6.38	8.67
Eu	0.52	1.08	1.36	1.07	2.22	1.44	1.56	2.31	1.49	1.64	1.61	1.70	1.74
Gd	0.66	1.93	4.42	3.18	5.77	4.90	4.68	7.11	5.91	5.91	6.49	6.21	8.21
Tb	0.10	0.31	0.69	0.51	0.82	0.77	0.64	1.04	0.85	0.82	0.88	0.88	1.24
Dy	0.61	1.90	4.53	3.33	4.45	5.09	3.80	6.36	5.86	5.37	5.64	5.75	7.37
Ho	0.13	0.40	0.95	0.70	0.88	1.07	0.76	1.30	1.18	1.10	1.12	1.17	1.37
Er	0.32	1.09	2.48	1.81	2.17	2.94	1.87	3.43	3.29	2.95	2.97	3.17	4.05
Tm	0.05	0.16	0.38	0.25	0.33	0.47	0.29	0.52	0.49	0.45	0.45	0.48	0.64
Yb	0.31	0.94	2.33	1.69	2.02	3.09	1.68	3.29	3.27	2.95	2.87	3.26	4.33
Lu	0.05	0.13	0.38	0.24	0.31	0.54	0.23	0.58	0.52	0.45	0.43	0.49	0.68
La <sub>N</sub>	6.81	8.86	52.47	32.57	99.35	64.39	80.94	115.77	76.79	93.67	139.30	98.10	111.23
Eu/Eu*	2.48	1.88	0.97	1.06	1.08	0.89	0.96	0.97	0.78	0.83	0.73	0.82	0.63
Dy/Dy*	0.77	1.03	0.76	0.81	0.68	0.66	0.70	0.66	0.69	0.64	0.61	0.63	0.64



شکل ۴- نمودارهای نمایش‌دهنده ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های مافیک- حد واسط خاور سنندج. (A) نمودار ANK (Irvin and Baragar, ) AFM نمودار (B) (Shand, 1943) (Molar  $Al_2O_3/CaO+K_2O+Na_2O$ ) ACNK در برابر (Molar  $K_2O+Na_2O/Al_2O_3$ ) نمودار (C) (1971 Frost and Frost, ) نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (برپایه درصدوزنی)؛ (D) نمودار (Modified Alkali-Lime Index) MALI (Frost *et al.*, 2001) (E) نمودار شاخص کالک‌آلکالین در برابر  $SiO_2$  (برپایه درصدوزنی)؛ (F) نمودار  $FeOt/(FeOt+MgO)$  در برابر  $SiO_2$  (برپایه درصدوزنی)؛ (G) نمودار چندعنصری بهنجار شده در برابر ترکیب پیشنهادی Hofmann (۱۹۸۸) برای NMORB (H) الگوی پراکندگی عنصرهای خاکی نادر بهنجار شده در برابر ترکیب پیشنهادی McDonough و Sun (۱۹۹۵) برای کندریت



شکل ۵- جانمایی نمونه‌های مافیک و حد واسط خاور سنندج روی نمودار  $FeO^*/MgO$  در برابر  $SiO_2$  (بر پایه درصدوزنی) (Miyashiro, 1974)

میانگین میزان این نسبت در سنگ‌های مافیک، با سیلیس زیر ۵۰ درصدوزنی، برابر با  $1/99 = 0.0101$  (Avg.  $SiO_2 < 50$ ) و بسیار نزدیک به نسبت مقدار آن در گوشته است.

ویژگی‌های ایزوتوپی سنگ‌های مافیک نیز همانند میزان کم نسبت  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (از  $0.7042$  تا  $0.7077$ )، اولیه متوسط تا کم و میانگین  $\epsilon Nd_{(150Ma)}$  بالا، خاستگاه گرفتن سنگ‌های مافیک، از گوشته را نشان می‌دهند (جدول ۵).

### خاستگاه و سازوکار پیدایش سنگ‌های مافیک

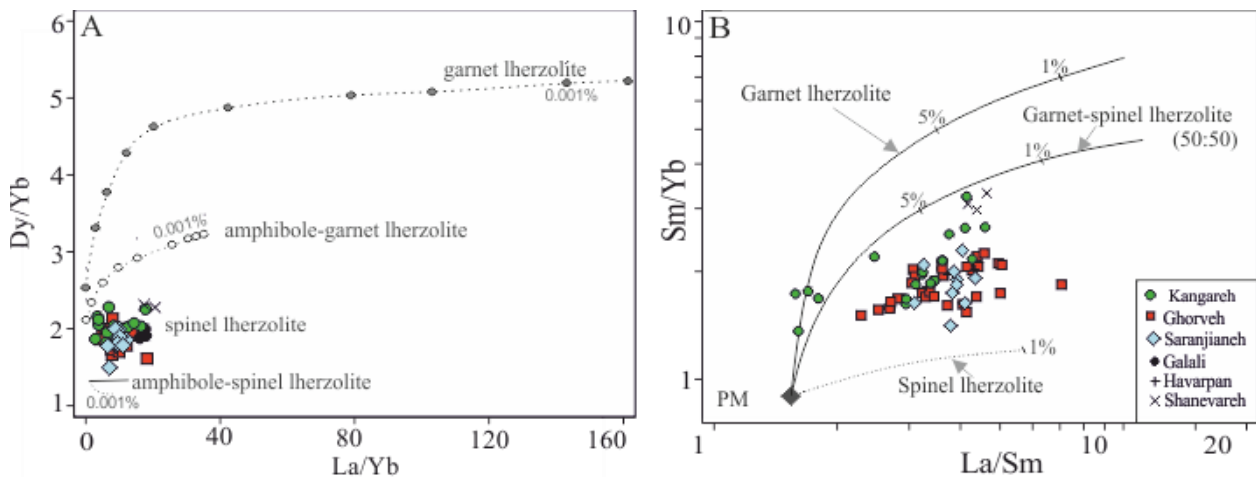
نقش مهم عنصرهای HFSE و REE در ردیابی فرایند ذوب، تعیین سرشت مذاب و تفکیک مذاب‌هایی با خاستگاه گوشته‌ای، کاملاً اثبات شده است (Green, 1995; Condie, 1997; Shaw, 1970). از میان آنها، چگونگی توزیع Th و Ta، اطلاعات دقیق‌تری از خاستگاه ماگما فراهم می‌کند (Condie, 1997). نسبت  $Th/Ta$ ، که فاکتوری تعیین‌کننده در مذاب‌های با خاستگاه گوشته‌ای به‌شمار می‌رود، نزدیک به ۲ است (Condie, 1997).

جدول ۵- ترکیب ایزوتوپی‌های نئودیمیم و استرانسیم در نمونه‌های مافیک- حد واسط خاور سنندج (سن مدل نئودیمیم بر پایه داده‌های گوشته تهیه شده با  $Nd_t = 0.25t^2 - 3t + 8.5$  (Depaolo, 1981) (t: سن بر پایه Ma؛ KA: کنگره؛ GH: باتولیت قروه؛ GA: گلالی؛ SH: شانوره؛ SA: سرنجیانه؛ BO: بلجان‌آباد)

Sample ID	20	92	102	168	84	98	140	106
Rock Suites	GH	BO	KA	SA	SA	BO	GA	KA
Rb (ppm)	85.126	63.19	8.91	71.812	29.801	62.317	141.984	15.511
Sr (ppm)	292.502	350.1	879.361	188.31	293.385	153.805	260.282	586.9
$^{87}Rb/^{86}Sr$	0.8419412	0.522093	0.0293054	1.103245	0.2937892	1.17226	1.578067	0.0764465
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.706843	0.705509	0.704227	0.706848	0.70436	0.707777	0.706419	0.705275
$^{87}Sr/^{86}Sr_{(150Ma)}$	0.705048	0.704396	0.704165	0.704496	0.703734	0.705277	0.703054	0.705112
Nd (ppm)	35.319	28.264	34.66	29.703	24.691	39.132	34.468	5.351
Sm (ppm)	7.441	6.116	6.841	6.383	5.802	8.672	6.967	1.517
$^{147}Sm/^{144}Nd$	0.127	0.131	0.119	0.13	0.142	0.134	0.122	0.171
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.512648	0.512706	0.512587	0.512668	0.51296	0.512794	0.512609	0.512787
$^{143}Nd/^{144}Nd_{(150Ma)}$	0.512523	0.512578	0.51247	0.512541	0.512821	0.512663	0.512489	0.512619
$\epsilon Nd_{(150Ma)}$	1.52	2.59	0.49	1.86	7.33	4.25	0.86	3.39
$T_{DM}$ (Ma)	710	637	747	696	224	501	734	930

گوشته‌های با ترکیب لرزولیتی و در محدوده پایداری اسپینل را به‌عنوان ترکیب ماگمای مادر نشان می‌دهد. این نکته با مقدارهای همگن و کم از عنصرهای خاکی نادر سنگین و تغییرات اندک در نسبت‌های MREE/HREE در سنگ‌های این منطقه همخوانی دارد.

برپایه بررسی‌های سنگ‌شناسی تجربی Shaw (۱۹۷۰)، نسبت‌های Dy/Yb (MREE/HREE) در برابر La/Yb (REE/HREE) ابزاری برای تعیین ترکیب مذاب گوشته‌ای است. جایگیری نمونه‌های مافیک و حد واسط خاور سنندج روی نمودار یادشده (شکل ۶- A)، ذوب‌بخشی خاستگاه



شکل ۶- A) نسبت‌های La/Yb در برابر Dy/Yb در نمونه‌های مافیک و حد واسط خاور سنندج؛ B) نسبت‌های La/Sm در برابر Sm/Yb (محدوده ترکیب‌های گارنت‌لرزولیتی، گارنت-اسپینل‌لرزولیتی و اسپینل‌لرزولیتی برپایه الگوی Batch melting از Shaw (۱۹۷۰) رسم شده است؛ Orejana و همکاران، ۲۰۰۹؛ ترکیب گوشته اولیه از Sun and McDonough (۱۹۸۹) برگرفته شده است)

(۱۹۹۷). همه این شواهد به‌همراه درصدحجمی بالای آمفیبول، با سرشت کالک‌آلکان و آبدار سنگ‌های مافیک- حد واسط خاور سنندج کاملاً همخوانی دارند. برپایه آنچه گفته شد، دیدیم که جدایش گارنت و آمفیبول به‌صورت گمراه‌کننده، بر نسبت عنصرهای REE (مانند La/Yb) تأثیر افزایشی دارد. از این‌رو، برای ردیابی دقیق تأثیر تحولات ماگمایی بر مذاب مادر سنگ‌های مافیک- حد واسط خاور سنندج، از فاکتور محاسباتی  $Dy/Dy^*$  پیشنهادی Davidson و همکاران (۲۰۱۲)، بهره گرفته می‌شود (جدول ۴).

همچنین نمودار تلفیقی به‌دست آمده از فاکتور  $Dy/Dy^*$  در برابر  $Dy/Yb$  (Davidson et al., 2012) به بهترین روش به تفسیر داده‌ها کمک خواهد کرد (شکل ۷). الگوی کاو و نسبت  $Dy/Yb$

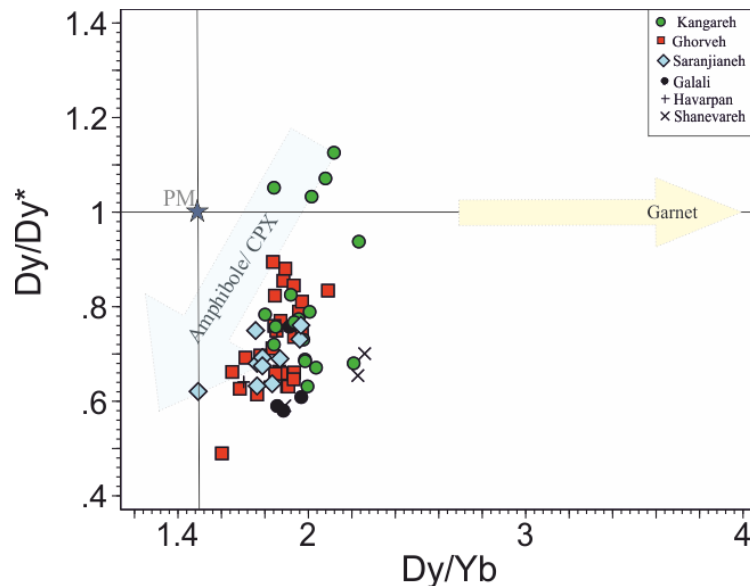
برای اطمینان، از نمودار دیگری نیز بهره گرفته شد (شکل ۶- B). در گام نخست، جانمایی نمونه‌ها در محدوده حد واسط اسپینل-لرزولیتی و گارنت-اسپینل‌لرزولیت کمی شامل برانگیز است؛ اما سرانجام تاییدی بر دیگر شواهد زمین‌شیمیایی این مجموعه شد؛ زیرا نگاهی به سرشت نمودار، نشان می‌دهد پارامترهای به‌کاررفته در آن، نسبت‌های MREE/HREE در برابر LREE/MREE هستند. این جابجایی نمونه‌ها لزوماً نشانه گارنت‌داربودن خاستگاه (کاهش HREE) نیست؛ بلکه بالابودن میزان MREE در مذاب از یک‌سوی دیگر افزایش دروغین نسبت Sm/Yb و از سوی دیگر کاهش دروغین نسبت La/Sm را در پی دارد.

بالابودن میزان MREE با وجود آمفیبول در خاستگاه توجیه‌پذیر خواهد بود (Baker et al.,



جای گرفته‌اند (شکل ۷). برپایه پیشنهاد Davidson و همکاران (۲۰۱۲)، روند کلی دیده‌شده جدایش کانی آمفیبول از خاستگاه را نشان می‌دهد و با همه شواهد همخوانی دارد.

به‌دور از هرگونه همپوشانی، تأثیر جدایش کانی‌ها بر تحول مذاب را تفکیک می‌کند؛ زیرا جدایش گارنت، نسبت Dy/Yb را افزایش می‌دهد و آمفیبول این نسبت را می‌کاهد. در این نمودار، نمونه‌های خاور سنندج، در دو ربع سه و چهار

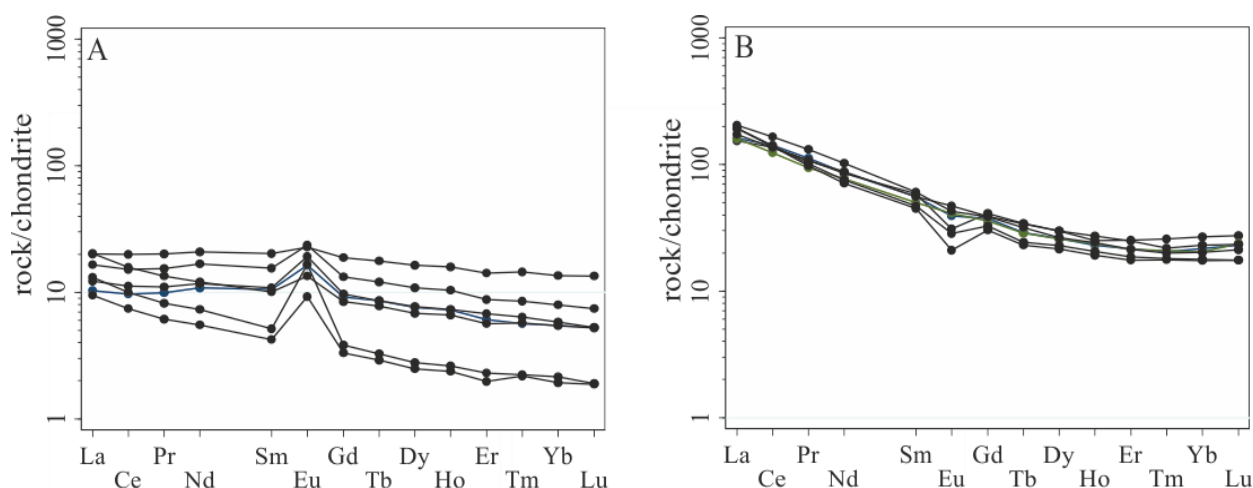


شکل ۷- جانمایی نمونه‌ها روی نمودار Dy/Yb در برابر Dy/Dy\* (Davidson et al., 2012)

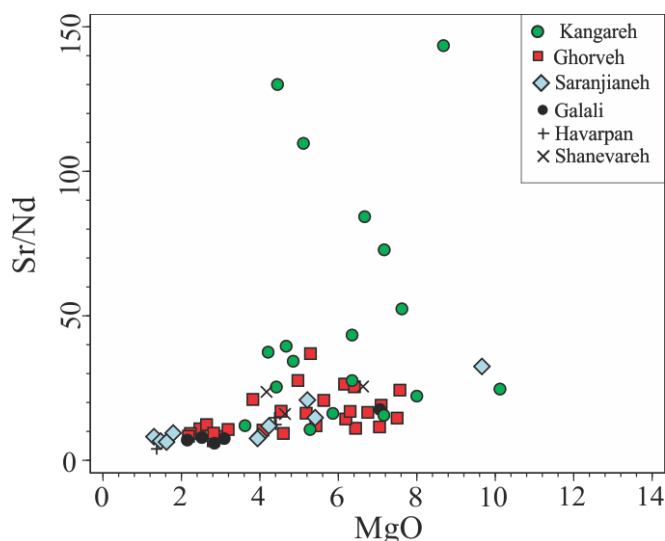
دسته نخست، نمونه‌های توده کنگره با کمترین میزان مجموع آلكالی ( $Na+K < 3.5$ )، کمترین جدایش‌یافتگی از عنصرهای خاکی نادر سبک ( $La_N < 10$ )، بالاترین سن مدل نیوبیم ( $T_{DM} = 930 \text{ Ma}$ )، آنومالی مثبت یوروپیم (شکل ۸- A) و عدد منیزیم بالا (تا ۰/۷۵) هستند.

دسته دوم، بالاترین میزان مجموع آلكالی ( $Na+K = 5-9$ )، جدایش‌یافتگی بیشتر از عنصرهای خاکی نادر ( $La_N > 50$ )، آنومالی منفی یوروپیم (شکل ۸- B) و جوان‌ترین سن‌های مدل نیودیمیم ( $T_{DM} = 222 \text{ Ma}$ ) را دارد و رکورددار کمترین عدد منیزیم ( $Mg\# = 0.2-0.4$ ) است. این دودستگی در نمودار Sr/Nd در برابر MgO نیز خودنمایی می‌کند (شکل ۹).

با همه این تفسیرها هنوز پرسش دیگری درباره این سنگ‌ها بی‌پاسخ مانده است و آن تغییرات زمین‌شیمیایی از سنگ‌های کالک‌آلكالن و بسیار مگنیزین، به‌سوی نمونه‌های با میزان بالای عنصرهای آلكالی و آهن است (شکل‌های ۴-D و ۴-F). برای درک سرشت واقعی این دسته از سنگ‌های مافییک- حد واسط از این دیدگاه، پایش تلفیقی چندین پارامتر در نظر گرفته شد. این پارامترها دربرگیرنده مجموع آلكالی‌ها ( $Na+K$ )، عدد منیزیم، تغییرات و الگوی عنصرهای خاکی نادر  $La_N$ ، داده‌های ایزوتوپی (سن مدل نیوبیم) و آنومالی یوروپیم هستند. نتیجه این بررسی، وجود دو قطب متفاوت در سنگ‌های مافییک تا حد واسط این منطقه را آشکار کرد.



شکل ۸- مقایسه الگوی غنی‌شدگی از عنصرهای خاکی نادر در نمونه‌های مافیک- حد واسط. (A) نمونه‌های مافیک با  $La_N < 10$  با الگوی کمابیش یکنواخت، آنومالی مثبت یوروپیوم و دست‌کم جدایش‌یافتگی از عنصرهای خاکی نادر سنگین؛ (B) نمونه‌هایی با  $30 < La_N < 50$  که الگویی با تقعر رو به بالا و آنومالی منفی یوروپیوم نشان می‌دهند



شکل ۹- جانمایی نمونه‌ها روی نمودار MgO در برابر Sr/Nd

فراهم کرده است. چنانچه سنگ‌های مافیک پیامد تبلور از دو ماگمای متفاوت دانسته شوند، نموده‌هایی از این دو خاستگاهی بودن، باید به صورت دو دستگی نمونه‌ها در نمودارهای عنصرهای REE و HFS، نبود (Gap) و ناپیوستگی در داده‌های زمین شیمی دیده می‌شد که چنین نیست (شکل‌های ۴ و ۵). در حقیقت، برپایه پیوستگی روند عنصرها با تفریق (شکل‌های

برای توجیه دوقطبی بودن ویژگی‌های ایزوتوپی و زمین شیمی، دو الگوی احتمالی را می‌توان در نظر گرفت:

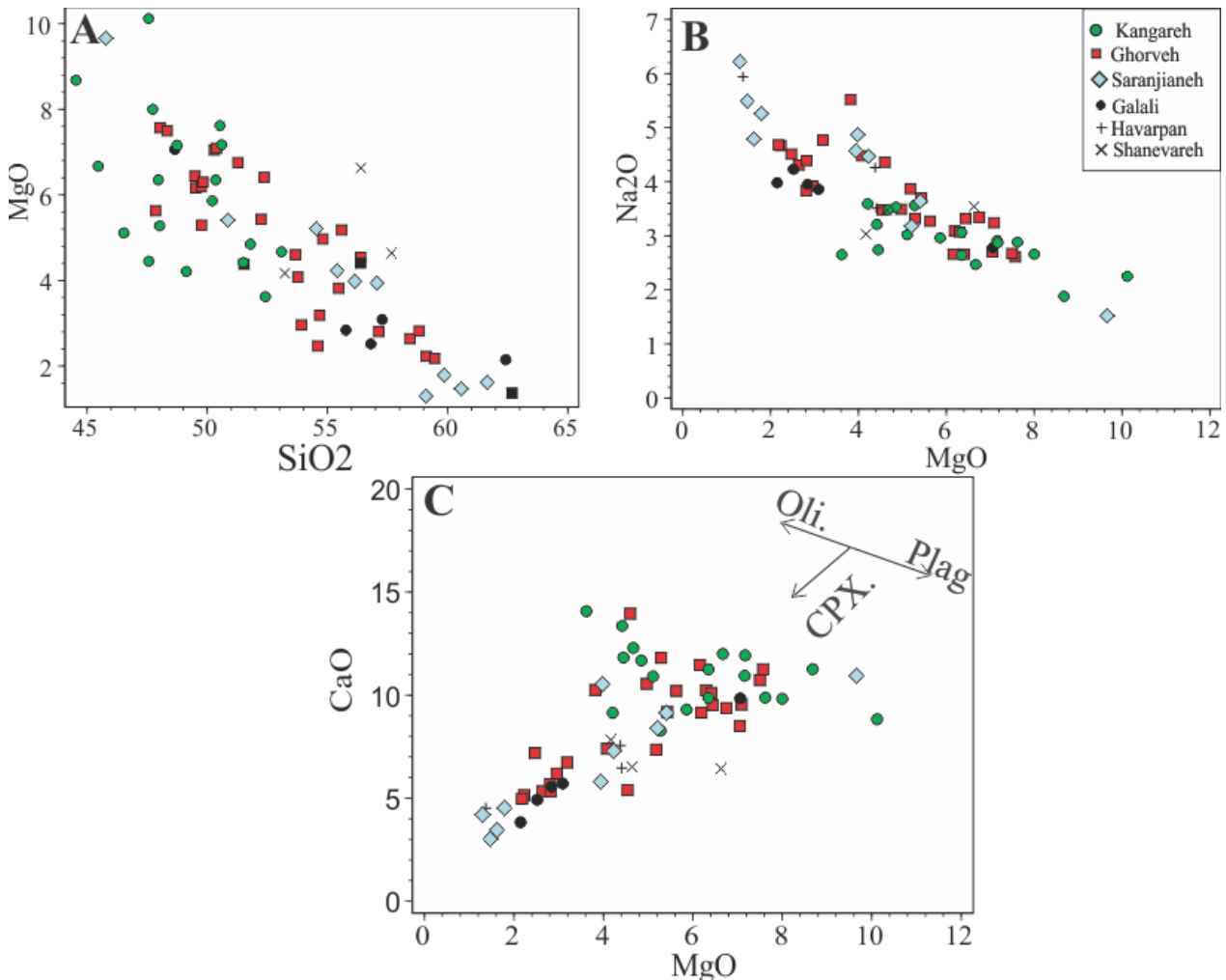
(۱) دونمایی بودن (Bimodality) سنگ‌های مافیک- حد واسط؛

(۲) جدایش ماگمایی از یک ماگمای مادر.

نمونه برداری جامع و فراوانی آماری پذیرفتنی تجزیه‌های انجام شده امکان داوری بهتری را

بعید به نظر می‌رسد. توجه به رفتار زمین‌شیمیایی سنگ‌های توده سرنجیانه در نمودارها، این پیوستگی طیفی را آشکار می‌سازد.

۱۰- A و B) و وجود طیفی کامل از ترکیب‌های حد واسط میان دو قطب پایانی، دهنمایی بودن یا دو خاستگاهی بودن این سنگ‌ها،



شکل ۱۰- نمودارهای هارکر از درصدوزنی عنصرهای اصلی سنگ‌های مافیک- حد واسط خاور سنندج

آنومالی منفی Eu و یا آنومالی مثبت این عنصر در فازهای جدایش بلورین (تبلور تفریقی) وجود دو قطب متفاوت در مجموعه سنگی خاور سنندج را توجیه می‌کند؟ تبلور کانی‌های مافیک از یک ماگمای مادر، می‌تواند دو دسته سنگ، یکی با آنومالی مثبت یوروپیم و دیگری آنومالی منفی یوروپیم را پدید آورد (معین‌وزیری، گفتگوی شفاهی). نبود

آنومالی منفی Eu و یا آنومالی مثبت این عنصر در فازهای جدایش یافته‌تر، گواه دیگری بر رابطه زایشی دو قطب پایانی است. بدین گونه که بیشتر محتوای Eu به فازهای نخستین و مافیک‌تر افزوده می‌شود و تهی‌شدگی در ترم‌های جدایش یافته‌تر را به دنبال دارد. یافته‌های کیفی نمودارهای هارکر این سنگ‌ها نشان می‌دهند افت موازی در میزان کلسیم و منیزیم نیازمند جدایش

تلفیق ویژگی‌های ایزوتوپی Sr-Nd و به‌کارگیری فاکتورهای زمین‌شیمیایی، خاستگاه‌گرفتن این سنگ‌ها از ماگمایی گوشته‌ای را نشان می‌دهند. الگوسازی‌ها و شواهد زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده ترکیبی اسپینل‌رزولیتی برای این ماگمای گوشته‌ای هستند. ماگمای گوشته‌ای اجزای آبداری مانند آمفیبول دارد که جدایش بلورین کانی‌ها نقش مهمی در تحولات بعدی آن بازی کرده‌اند. با افزایش میزان سیلیس در پی پیشرفت روند جدایش ماگمایی، تحولاتی از سنگ‌های مگنیزین و کالک‌آلکان به‌سوی نمونه‌های سرشار از عنصرهای آلکان و آهن روی داده‌اند. این تغییرات نخست شائبه دو خاستگاهی بودن این سنگ‌ها را به ذهن می‌رسانند؛ اما با پایش تلفیقی ویژگی‌های ایزوتوپی و زمین‌شیمیایی، نقش جدایش بلورین کانی‌ها که از مهم‌ترین فرایندهای سنگ‌زایی در تحولات ماگمایی است، اثبات می‌شود. افزون‌براین، فاصله کیلومتری توده‌ها از هم و تفاوت در ترکیب سنگ‌های میزبان و سازوکار جایگیری آنها، از عوامل تعیین‌کننده در رفتار زمین‌شیمیایی منحصر به فرد هر توده است.

### سپاس‌گزاری

نگارنده از دست‌اندرکاران مرکز آزمایشگاهی دانشگاه گرگان‌ادا برای انجام تجزیه‌های لازم سپاس‌گزاری می‌کند. این مقاله از طرح پژوهشی با عنوان «ماهیت ماگماتیسیم مافیک شمال پهنه سنندج - سیرجان» مستخرج شده است و با حمایت دانشگاه پیام‌نور انجام شده است.

بلورین کلینوپیروکسن در توالی جدایش بلوری است (شکل ۱۰- C).

کاهش نسبت Sr/Nd نیز با روند جدایش، نشانه‌ای از نقش جدایش پلاژیوکلاز است (شکل ۹). همه این شواهد نشان می‌دهند جدایش پلاژیوکلاز در نمونه‌های جدایش‌یافته‌تر، نقش مهم‌تری داشته است. از این‌رو، جدایش بلورین کانی‌های آمفیبول، پیروکسن و پلاژیوکلاز، از مهم‌ترین فرایندهای سنگ‌زایی در تحولات ماگمایی، به خوبی وجود دو قطب متفاوت در مجموعه سنگی را توجیه می‌کند.

نکته پایانی اینست که تفاوت در رفتار زمین‌شیمیایی توده‌ها (مانند: انباشته شدن بیشتر نمونه‌های کنگره در یک قطب و تجمع نمونه‌هایی از باتولیت قروه و توده سرنجیانه در قطب مخالف)، بی‌شک با فواصل چندین ده کیلومتری توده‌ها، تفاوت در ترکیب سنگ‌های میزبان و سازوکار جایگیری آنها در سطح بی‌ارتباط نیست.

### نتیجه‌گیری

سنگ‌های مافیک - حد واسط رخنمون در شمال پهنه سنندج - سیرجان، خاور سنندج تا جنوب گلالی، طیف ترکیبی گسترده‌ای از گابروی دویپروکسن، گابرو، مونزوگابرو، دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و کوارتز دیوریت را دربر می‌گیرند. این سنگ‌ها، متوسط پتاسیم و کالک‌آلکان، مت‌آلومین و بیشتر مگنیزین هستند که در فازهای جدایش‌یافته‌تر، گرایش فروئن و پتاسیم‌بالا دارند.

### منابع

Arculus, R. J. (2003) Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic. Journal of Petrology 44: 929-935.

- Azizi, H., Asahara, Y., Mehrabi, B. and Chung, S. L. (2011) Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from the Suffi Abad area, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. *Chemie der Erde* 71: 363-376.
- Azizi, H., Zanjefili Beiranvand, M. and Asahara, Y. (2015a) Zircon U–Pb ages and petrogenesis of a tonalite–trondjemite–granodiorite (TTG) complex in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, northwest Iran: Evidence for Late Jurassic arc–continent collision. *Lithos* 216: 178-195.
- Azizi, H., Najari, M., Asahara, Y., Catlos, E. J., Shimizu, M. and Yamamoto, K. (2015b) U–Pb zircon ages and geochemistry of Kangareh and Taghiabad mafic bodies in northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: Evidence for intra-oceanic arc and back-arc tectonic regime in Late Jurassic. *Tectonophysics* 660: 47-64.
- Baker, J. A., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F. and Macpherson, C. G. (1997) Petrogenesis of Quaternary Intraplate Volcanism, Sana'a, Yemen: Implications for Plume–Lithosphere Interaction and Polybaric Melt Hybridization. *Journal of Petrology* 38: 1359–1390.
- Chiu H. -Y., Chung S. -L., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Khatib M. M. and Iizuka Y. (2013) Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162-163: 70-87.
- Condie, K. C. (1997) Sources of Proterozoic mafic dike swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios. *Precambrian Research* 81: 3–14.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, E. P. L. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, London, UK.
- Davidson, J., Turner, S. and Plank, T. (2012) Dy/Dy\*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Processes. *Journal of Petrology* 54(3): 525–537.
- Deevsalar, R., Shinjo, R., Ghaderi, M., Murata, M., Hoskin, P. W. O, Oshiro, S., Wang, K. L., Lee, H. Y. and Neill, I. (2017) Mesozoic–Cenozoic mafic magmatism in Sanandaj–Sirjan Zone, Zagros Orogen (Western Iran): Geochemical and isotopic inferences from Middle Jurassic and Late Eocene gabbros. *Lithos* 284–285: 588–607
- DePaolo, D. J. (1981) Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and Mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291: 193-197.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033–2048.
- Frost, C. D. and Frost, B. R. (2011) On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of Petrology* 52: 39-53.
- Ghahamghash, J., Mirnejad, H., Rashid, H. (2009) Magma mixing and mingling patterns along Neo-Tethys continental margin, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: a case study from Alvand pluton. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen* 186(1): 79-93.
- Govindaraju, K., Potts, P. J., Webb, P. C. and Watson, J. S. (1994) Report on Whin Sill Dolerite WS-E from England and Pitscurrie microgabbro PM-S from Scotland: assessment by one hundred and four international laboratories. *Geostandards Newsletter* 18: 211-300.
- Green, T. H. (1995) Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology* 120: 347–359.
- 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.
- Hosseiny, M., Mosawery, F. and Karimynia, M. (1999) Explanatory text of Ghorveh. Geological Quadrangle Map 1:100.000, Geological Survey of Iran, Tehran, IRI.
- Irvine, T. N., and Bragar, W. R. A. (1971) A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-548.

- Letterrier, J. (1985) Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran). *Lithos* 18: 311-329.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 238-249.
- Mazhari, S. A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J. F., Montero, P., Scarrow, J. H., Williams, I. S. (2009) The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros Orogen. *Journal of the Geological Society* 166: 53-69.
- McDonough, W. F., Sun, S. -S. (1995) Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223–253.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274: 321-355.
- Moghadam, H. S., Li, H. H., Ling, X. X., Stern, R. J., Santos, J. F., Meinhold, G., Ghorbani G. and Shahabi, S. (2105) Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type granites and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints. *Lithos* 212-215: 266-279.
- Molnar, M. (2006) Tertiary Development of the Zagros Mountains *Geol* 418, *Earth History*.
- Montero, P. and Bea, F. (1998) Accurate determination of  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratios by inductively-coupled-plasma mass spectrometry in isotope geoscience: an alternative to isotope dilution analysis. *Analytica Chimica Acta* 358: 227–233.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Vergés, J. (2012) Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics* 532–535: 27-60.
- Omran, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380–398.
- Orejana, D., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., López-García, J. A. and Billström, K. (2009) The Variscan gabbros from the Spanish Central System: A case for crustal recycling in the sub-continental lithospheric mantle? *Lithos* 110: 262-276.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23: 251–285.
- Rahmani, M. (2008) Petrogenesis and tectonic setting of Mobarakabad and Sufiabad (East Sanandaj). 27<sup>th</sup> geoscience congress, Geological survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Shand, S. J. (1943) *The eruptive rocks*. 2<sup>nd</sup> edition, John Wiley, New York, US.
- Shaw, D. M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34: 237–243.
- Streckeisen, A. (1976) To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Review* 12: 1-33.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London Special Publication* 42: 313–345.
- Tatsumi, Y. and Eggins, S. (1995) *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell Science, Cambridge, U.K.
- Torkian, A., Khalili, M. and Sepahi, A. A. (2008) Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 185: 131-142.
- Yajam, S., Montero, P., Scarrow, J., Ghalamghash, J., Razavi, S. M. H. and Bea, F. (2015) The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence. *Geologica Acta* 13(1): 25-43.

- Yajam, S. (2017) The enigma of inherited Zircon crystals in Qalaylan plutone, Clues from the Gondwana crust in the rocks with primitive isotopic signatures. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 25(1): 67-7 (in Persian).
- Yeganeh, T. M., Torkian, A., Christiansen, E. H. and Sepahi, A. A (2018) Petrogenesis of the Darvazeh mafic-intermediate intrusive bodies, Qorveh, Sanandaj-Sirjanzone, Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 11: 202.
- Zimmer, M. M., Plank, T., Hauri, E. H., Yogodzinski, G. M., Stelling, P., Larsen, J., Singer, B., Jicha, B., Mandeville, C. and Nye, C. J. (2010) The Role of Water in Generating the Calc-alkaline Trend: New Volatile Data for Aleutian Magmas and a New Tholeiitic Index. *Journal of Petrology* 51: 2411-2444.