

## پترولوژی، ژئوشیمی و شیمی کانی توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند (استان مرکزی)

ناهید ناصری، رضا زارعی سهامیه\*، محمدرضا امامی میبیدی، احمد احمدی خلجی  
دانشگاه لرستان، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

پذیرش ۹۷/۰۳/۲۷

دریافت ۹۶/۰۴/۲۰

### چکیده

توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند، به سن ائوسن پسین - الیگوسن در شمال غرب ساوه واقع شده است. ترکیب شیمیایی سنگ‌های نفوذی شمال کوه شاه‌پسند نشان‌دهنده ترکیب متنوعی از سنگ‌های گابرو دیوریت، دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت است. سنگ‌های ذکر شده دارای بافت‌گرانولار، اینترگرانولار، پورفیروئیدی و پوئی‌کلیتیک هستند. پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپاتسیم و کوارتز از جمله کانی‌های اصلی و کانی‌های فرعی شامل زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر می‌باشند. توده نفوذی بررسی شده با توده نفوذی سیلیچرد واقع در شمال غرب ساوه به لحاظ ژئوشیمیایی، جای‌گاه تکتونیکی و منشأ مقایسه شده است. نمودارهای عنکبوتی، غنی‌شدگی اندکی از LREE نسبت به HREE و نیز بالا بودن مختصری عناصر ناسازگار LIL نسبت به عناصر سازگار HFS را نشان می‌دهد. ناهنجاری منفی P، Ti، Nb بیان‌گر وابستگی این توده‌ها به مناطق فرورانش است. داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل این توده پیشنهاد می‌کند که ماگمای والد تشکیل‌دهنده سنگ‌های نفوذی بررسی شده احتمالاً ناشی از تفریق بلوری ماگمای بازالتی در مخازن ماگمایی است که آرایش اندکی با پوسته قاره‌ای به‌دست آمده است. تجزیه نقطه‌ای انجام شده روی کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و پیروکسن مربوط به نمونه‌های سنگ‌های گرانودیوریتی و گابرودیوریتی توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلاز در نمونه‌های گرانودیوریتی از الیگوکلاز تا آندزین و در نمونه‌های گابرودیوریتی از آندزین تا بیتونیت متغیر است. تجزیه نقطه‌ای انجام شده بر روی کانی پیروکسن بیان‌گر وجود دو نوع پیروکسن (ارتوپيروکسن با ترکیب هیپرستن و کلینوپيروکسن با ترکیب اوژیت-دیوپسید) در نمونه‌های گابرودیوریتی است، در حالی که نمونه‌های گرانودیوریتی فاقد ارتوپيروکسن است و فقط کلینوپيروکسن با ترکیب اوژیت-دیوپسید قابل مشاهده است. بر اساس نتایج زمین-دما فشارسنجی، دمای تعادل پیروکسن‌ها در زمان جای‌گزینی توده نفوذی حدود ۸۰۰ تا ۹۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشار جای‌گزینی حدود ۷ تا ۸ کیلوبار تخمین زده می‌شود.

**واژه‌های کلیدی:** ژئوشیمی، شیمی کانی، زمین - دما فشارسنجی، کوه شاه‌پسند، ائوسن پسین - الیگوسن، ساوه.

### مقدمه

توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند در ۳۵ کیلومتری شمال غرب ساوه در استان مرکزی بین طول‌های جغرافیایی ۰۸° تا ۵۰° و عرض‌های جغرافیایی ۰۸° تا ۳۵° ۱۳' شمالی قرار دارد. توده نفوذی سیلیچرد به فاصله ۱۵ کیلومتری از این توده قرار گرفته است و هر دو متعلق به کمان ماگمایی ارومیه - دختر هستند که در سنگ‌های

\*نویسنده مسئول Zareisah@yahoo.com

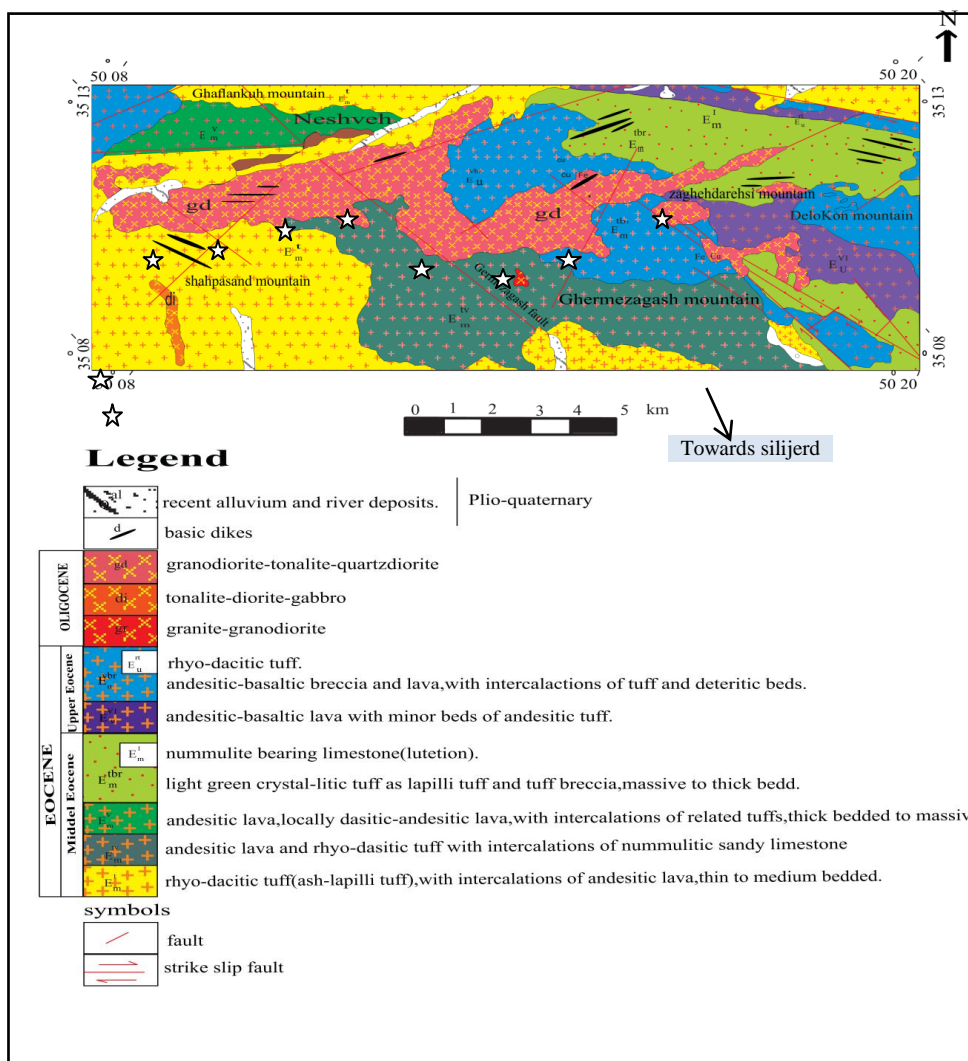
آتشفشانی - رسوبی ائوسن جای‌گزین شده‌اند. این توده‌ها رخنمون‌های مستقل کوچکی را تشکیل می‌دهند. در خصوص ماگماتیسم این منطقه نظرات متفاوتی وجود دارد، عده‌ای از محققان [۱]، [۲]، [۳] ماگماتیسم موجود در این ناحیه را در ارتباط با ریفت‌های درون قاره‌ای می‌دانند. در حالی که محققان دیگری از جمله [۴]، [۵]، [۶]، [۷] علت ماگماتیسم موجود در این منطقه را فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی ذکر کرده‌اند. در گذشته، [۸]، [۹]، [۱۰] پژوهش‌هایی پیرامون سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی در بخش‌هایی از شمال غرب ساوه انجام داده‌اند. در این پژوهش سعی شده تا با بهره‌گیری از داده‌های صحرایی و ژئوشیمیایی توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند با توده نفوذی سیلیچرد مقایسه شود. هدف از این مقایسه بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جای‌گاه تکتونیکی این توده‌ها به‌منظور پی بردن به منشأ واحد یا متفاوت آن‌ها است. هم‌چنین در این پژوهش از داده‌های شیمیایی کانی‌های اصلی سنگ‌های گابرودیوریتی و گرانودیوریتی به‌منظور آگاهی بیش‌تر از چگونگی سنگ‌زایی و محیط تکتونوماگمایی این توده‌ها استفاده شده تا مکمل داده‌ها و تفسیرهای پتروگرافی و ژئوشیمی این سنگ‌ها باشد.

### زمین‌شناسی منطقه

توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ساوه [۱۱] در شمال غرب ساوه واقع شده است (شکل ۱). تمام رخنمون‌های سنگی منطقه مربوط به واحدهای آتشفشانی با سن ائوسن بالایی ومیانی است و سنگ‌های قدیم‌تر در منطقه بررسی شده رویت نشده است. سنگ‌های آذرین درونی مانند گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت، کوارتزومونزونیت و گابرودیوریت هستند که بعضاً به‌صورت دایک و آپلیت رخنمون پیدا کرده‌اند و دارای سن ائوسن پسین - الیگوسن هستند. در اواخر کرتاسه تحت تأثیر جنبش‌های فشارشی فاز لارامید، دریا پس‌روی کرده به‌طوری‌که در پالئوسن هیچ‌گونه رسوب دریایی در منطقه تشکیل نشده است. به‌دنبال این فاز در طول پالئوژن فعالیت ماگمایی شدیدی بر منطقه حکم‌فرما بوده است و تنها در لوتسین تا باروتونین، فرو افتادگی (گرابن) رخ داده است. واحدهای رسوبی نئوژن و کواترنری نیز در منطقه گسترش چشم‌گیری دارند [۹]. جدیدترین بررسی‌های سن‌سنجی حاصل کار رضایی‌کهخایی [۱۰] است که روی نفوذی‌های شمال غرب ساوه انجام شده است. بر این اساس سن جای‌گیری توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند با روش U-Pb به  $0.25 \pm 37/82$  میلیون سال و مجموعه پلوتونیک سیلیچرد به  $0.23 \pm 40$  میلیون سال می‌رسد. البته پیش از این کایا و همکاران [۳] با استفاده از سن‌سنجی ایزوتوپی به روش K-Ar برای توده‌های نفوذی ساوه سنی حدود  $(39/2 \pm 3/2)$  میلیون سال (ائوسن پسین - الیگوسن) را اعلام کرده‌اند. به‌کارگیری سن‌سنجی به‌روش Rb-Sr (قاسمی و همکاران [۱۲]) سنی حدود ۵۰ میلیون سال (ائوسن آغازی) برای توده‌های نفوذی ساوه نشان می‌دهد که با ماگماتیسم سراسری ائوسن ایران مرکزی مطابقت دارد.

### روش پژوهش

پس از بررسی سنگ‌نگاری از ۴۰ نمونه برداشت شده، تعداد ۱۰ نمونه با کم‌ترین میزان دگرسانی انتخاب شد و سپس به‌منظور تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به‌روش ICP-MS، به آزمایشگاه LabWest استرالیا فرستاده شد (جدول ۱). داده‌های به‌دست آمده با نرم افزارهای GCDKIT، Excel، Minpet، CorelDraw پردازش شدند.



شکل ۱. نقشه ساده شده زمین شناسی شمال کوه شاهپسند با اندکی تغییرات (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ساوه [۱۱])  
محل های نمونه برداری روی نقشه با علامت ستاره نشان داده شده است.

علاوه بر آن دو مقطع نازک صیقلی از سنگ های گرانودیوریتی و گابرودیوریتی برای انجام تجزیه ریزپردازش الکترونی تهیه و به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران فرستاده شد. تجزیه با دستگاه تجزیه نقطه ای مدل SX100، ساخت شرکت Cameca فرانسه در شرایط (ولتاژ) ۱۵ keV و شدت جریان ۲۰ nA انجام شد در این تجزیه ها در کل تعداد ۳۹ نقطه از کانی های بیوتیت، پلاژیوکلاز و پیروکسن تجزیه میکروپروب (EPMA) شدند که در این جا نتایج حاصل از آن ها ارائه شده اند (جدول ۲، ۳ و ۴).

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) و عناصر کمیاب (بر حسب قسمت در میلیون) سنگ‌های نفوذی شمال کوه شاهپسند به روش ICP-MS

Element	Kh4	Kh5	Kh10	Kh 15	Kh 32	Kh33	Kh62	Kh68	Kh8	Kh71
Sample	Granodiorite			Monzonite	Diorite		Qtzmonzonite	Gabbrodiorite		Granite
Wt%										
SiO <sub>2</sub>	۶۴/۱۴	۶۲/۷۹	۶۶/۶۵	۵۲/۶۸	۵۵/۸۷	۵۵/۴۹	۶۰/۵۹	۵۳/۹۳	۵۲/۲۸	۷۳/۴۵
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۵/۴	۱۵/۹۷	۱۸/۶۶	۱۶/۷۶	۱۷/۵۴	۱۷/۵۲	۱۵/۶۸	۱۶/۵	۱۸/۰۸	۱۴/۰۸
TiO <sub>2</sub>	-/۶۴	-/۶۹	-/۸۹	۱/۱۳	-/۷۵	-/۷	-/۷	۱/۱۵	-/۸۴	-/۳۹
FeO <sub>Total</sub>	۴/۶۵	۴/۷۴	-/۵۷	۷/۱۳	۶/۵۲	۵/۹۲	۴/۲۱	۷/۴۶	۷/۱۷	-/۷۶
MgO	۲/۲۴	۲/۲۶	-/۶	۴/۱۷	۲/۸	۳/۷۷	۲/۷۱	۳/۵۴	۴/۶۵	-/۶۹
MnO	-/۱۵	-/۱۵	-/۰۳	-/۱۷	-/۲۵	-/۱۴	-/۱۹	-/۳۶	-/۲۴	-/۰۴
CaO	۴/۶۷	۴/۹۵	۴/۴۲	۳/۹۸	۷/۱۶	۷/۴۶	۳/۲۳	۸/۳۷	۸/۴۹	۲/۰۷
Na <sub>2</sub> O	۳/۳	۳/۳۷	۶/۲۱	۳/۸۹	۳/۱۴	۴/۴۹	۲/۲	۳/۶۹	۳/۳۵	۶/۳۴
K <sub>2</sub> O	۲/۰۷	۲/۱۳	-/۶۸	۲/۹۲	۱/۴۵	۱/۱۱	۶/۶۵	-/۹۹	۱/۱۱	-/۵۹
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-/۱۶	-/۱۹	-/۰۲	-/۱۳	-/۱۷	-/۱۷	-/۲۱	-/۱۳	-/۱۴	-/۰۶
BaO	-/۰۷	-/۰۹	-/۰۶	-/۲۶	-/۰۸	-/۰۹	-/۳۶	-/۰۹	-/۰۸	-/۰۲
SO <sub>3</sub>	-/۰۸	-/۴۲	-	-/۹۹	-/۹۸	-/۹۷	-/۸۹	-/۹۸	-/۹۹	-/۰۹
LOI	۲/۴۳	۲/۲۶	۱/۲۷	۴/۶۹	۲/۳۱	۲/۰۸	۱/۸۹	۲/۸۸	۱/۹۹	۱/۴۷
Total	۱۰۰	۱۰۰/۰۲	۱۰۰/۰۱	۹۹/۰۷	۱۰۰/۰۲	۹۹/۹۱	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۷	۹۹/۴۱	۱۰۰/۰۵
ppm										
Cs	۳/۴	۳/۳	۱/۴	۱/۳	۱/۵	-/۳	۱/۸	-/۳	۲	-/۳
Rb	۷۴/۳	۶۶/۹	۱۹/۶	۵۸/۳	۳۲/۲	۱۷/۳	۱۸۱	۱۸/۳	۳۸/۸	۱۵
Ba	۶۱۵	۶۰۹	۱۰۳	۵۳۴	۳۹۸	۱۷۵	۳۲۱۰	۱۰۰	۲۷۶	۱۳۵
Sr	۳۸۸	۳۹۱	۳۸۰	۲۶۴	۴۰۱	۳۷۴	۱۱۲	۲۱۷	۴۰۱	۳۵۵
Pb	۱۲	۱۳/۶	۲/۳	۸/۷	۷/۶	۷/۳	۱۴/۷	۹/۴	۱۲/۷	۲
Th	۵/۶۷	۵/۹۴	۴/۵۳	۴/۰۴	۲/۴۷	۱/۱۲	۵/۸۶	-/۳۷	۱/۳	۷/۴۳
U	۱/۳۸	۱/۴۷	-/۸۶	۱/۱۷	-/۹۸	-/۷۴	۱/۶۴	-/۱۶	-/۴۵	-/۹۹
Zr	۵	۴	۱۷	۱۳۲	۶	۶	۱۰۷	۲۳	۸	۸
Hf	-/۲۹	-/۲۳	-/۸۵	۳/۵۷	-/۳۷	-/۳۸	۳/۷۳	-/۹۷	-/۳۸	-/۴۶
Ti	۳۶۳۰	۴۰۵۰	۴۴۲۰	۵۸۹۰	۴۳۲۰	۳۹۹۰	۳۸۷۰	۶۶۹۰	۴۶۰۰	۱۹۶۰
Ta	-/۴۷	-/۴۵	-/۴۷	-/۵	-/۳۶	-/۱۲۲	-/۷۵	-/۱۷	-/۱۸	-/۵۵
Y	۲۳/۲	۲۱/۹	۲۸/۳	۲۶/۲	۱۴/۸	۹	۱۶/۷	۱۰/۹	۱۶	۴۳
Nb	۸/۱	۷/۹	۶/۷	۹/۱	۴/۸	۴/۲	۱۳/۴	۳/۵	۴	۹
Sc	۱۷	۱۷	۱۸	۲۴	۱۹	۱۲	۱۷	۱۸	۲۱	۱۱
Cr	۴	۶	۵	۹	۸	۱۰	۱۱۲	۶	۶	۴
Ni	۴	۴	< ۲	۱۱	۸	۸	۵۰	۶	۷	۳
Co	۱۴/۸	۱۵/۶	۲/۴	۲۴/۱	۲۶/۲	۱۹/۲	۱۵/۹	۳۷/۶	۳۵/۶	-/۹
V	۱۱۰	۱۲۳	۵۶	۲۱۱	۲۲۵	۲۱۰	۱۳۰	۳۱۸	۲۴۲	۱۲
W	۱	۱	-/۱	-/۶	۱/۳	-/۵	۱/۳	-/۳	-/۶	-/۲
Ga	۱۶/۴	۱۶/۵	۱۹/۸	۱۸/۹	۱۷/۹	۱۷/۴	۱۶/۴	۱۷/۴	۱۷/۸	۱۵/۲
P	۷۲۴	۸۵۸	۸۵	۱۳۶۰	۷۵۹	۷۳۶	۱۱۰۰	۵۹۷	۶۶۲	۳۶۹
Zn	۶۹/۸	۷۴/۵	۱۶/۷	۳۳۴	۹۷/۷	۵۰/۲	۸۱/۴	۸۰/۶	۹۴/۴	۴۳/۵
Cu	۶۱/۱	۵۶/۱	۳/۲	۱۳۹/۵	۲۴/۶	۲۵/۸	۳/۷	۱۰/۸	۱۲/۶	۲/۳
La	۱۸/۹	۱۸/۸	۱۵/۶	۱۹	۱۰	۶/۲۶	۱۸/۳	۳/۴	۱۰/۸	۲۰/۶
Ce	۳۶/۳	۳۵/۹	۴۳/۷	۳۷/۹	۳۰/۲	۱۵/۸	۳۸/۶	۹/۲۹	۲۰/۶	۴۵/۶
Pr	۴/۴	۴/۴۳	۶/۰۱	۴/۸۴	۲/۵۴	۱/۷۴	۴/۴	۱/۱۵	۲/۶۷	۵/۸۳
Nd	۱۸/۱	۱۸/۱	۳۴	۲۰/۵	۱۰/۸	۷/۳۹	۱۷/۱	۵/۵۸	۱۱/۶	۲۴/۸
Sm	۴/۲۳	۴/۲۹	۵/۵۵	۴/۹۷	۲/۶۸	۱/۷۷	۳/۶۴	۱/۵۸	۳/۰۲	۶/۳۸
Eu	۱/۰۷	۱/۰۸	۱/۵۷	۱/۲۸	-/۷۷	-/۵۱	۱/۱	-/۴۷	-/۹۴	۱/۲۳
Gd	۴/۰۱	۴/۰۴	۴/۵۱	۴/۵۸	۲/۴۷	۱/۵۴	۳/۸۶	۱/۴۷	۲/۸	۵/۷۶
Tb	-/۷۲	-/۷۲	-/۹۳	-/۸۸	-/۴۶	-/۳	-/۵۳	-/۳۴	-/۵۷	۱/۲۶
Dy	۴/۳۳	۴/۴۱	۵/۷۴	۵/۳۸	۲/۸۱	۱/۸۱	۳/۱۵	۲/۱۱	۳/۴۷	۷/۸۱
Ho	-/۹۱	-/۹۱	۱/۱۹	۱/۱۱	-/۵۸	-/۳۸	-/۶۵	-/۴۶	-/۷۳	۱/۶۷
Er	۲/۶۶	۲/۶۳	۳/۵۶	۳/۲۳	۱/۶۷	۱/۰۷	۱/۸۷	۱/۳۱	۲/۱۸	۴/۹۶
Tm	-/۳۹	-/۳۸	-/۵۲	-/۴۶	-/۳۴	-/۱۵	-/۳۷	-/۱۹	-/۳۲	-/۷۱
Yb	۲/۴۹	۲/۴	۳/۱۲	۲/۸۶	۱/۴۹	-/۹	۱/۷۶	۱/۱	۱/۹۵	۴/۴۴
Lu	-/۳۶	-/۳۵	-/۴۳	-/۴۲	-/۲۲	-/۱۳	-/۳۴	-/۱۵	-/۲۹	-/۶۱
K2O/Na2O	-/۶۲	-/۶۳	-/۱	-/۷۷	-/۴۴	-/۲۲	۳/۰۲	-/۳۷	-/۳۱	-/۰۹
Eu/Eu*	-/۱۹	-/۱۹	-/۹۶	-/۸۲	-/۹۱	-/۹۴	-/۹	-/۹۴	-/۹۹	-/۶۲
(La/Yb)N	۵/۰۷	۵/۲۴	۳/۳۴	۴/۴۴	۴/۴۸	۴/۶۵	۶/۹۵	۳/۷	۲/۰۶	۳/۱
(Ce/Yb)N	۳/۷	۳/۸	۳/۵۶	۳/۳۷	۳/۴۴	۴/۶۶	۵/۵۷	۳/۱۴	۲/۶۸	۲/۶۱

جدول ۲. نتایج تجزیه نقطه‌ای مربوط به کانی بیوتیت در نمونه‌های گرانودیوریتی (Kh5) و گابرودیوریتی (Kh8) (برحسب درصد وزنی) و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر پایه ۲۲ اکسیژن هستند

Sample Point	Granodiorite (kh5)					Gabbrodiorite (kh8)					
	۴	۵	۶	۱۱	۱۲	۲۳	۲۴	۳۵	۳۹	۴۰	۴۱
SiO <sub>2</sub>	۳۸/۶۸	۳۸/۵۱	۳۷/۲۹	۳۷/۰۵	۳۷/۷۱	۳۷/۱۱	۳۷/۴۹	۳۷/۱۱	۳۸/۲۹	۳۸/۱۶	۳۷/۹۵
TiO <sub>2</sub>	۴/۷۵	۴/۸۳	۴/۷۹	۴/۹۱	۴/۸۹	۵/۴۴	۵/۳۹	۵/۳۴	۵/۱۲	۵/۱۴	۴/۹۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۳/۲۴	۱۳/۱۶	۱۴/۲۳	۱۳/۲۳	۱۳/۳۹	۱۳/۴۱	۱۳/۷۴	۱۳/۳۴	۱۳/۶۷	۱۳/۱۳	۱۳/۱۹
FeO	۱۷/۳۸	۱۷/۱۲	۱۷/۵۹	۱۸/۴۵	۱۸/۵۹	۱۴/۸۳	۱۴/۷۲	۱۴/۸۲	۱۴/۴۳	۱۴/۵۱	۱۴/۵۳
MnO	-	-۰/۲۴	-۰/۲۷	-۰/۳	-۰/۲۴	-۰/۱۱	-۰/۱	-۰/۱	-۰/۱۳	-۰/۱۵	-۰/۱۳
MgO	۱۱/۳۹	۱۱/۹۹	۱۱/۷۹	۱۱/۷۱	۱۱/۶	۱۵/۶۴	۱۵/۸۹	۱۵/۵۵	۱۵/۶۷	۱۵/۸۲	۱۵/۵۸
CaO	-۰/۰۵	-۰/۰۲	-۰/۲۳	-۰/۰۲	-۰/۰۸	-۰/۰۲	-۰/۰۱	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-	-۰/۰۱
Na <sub>2</sub> O	-۰/۱۲	-۰/۳۸	-۰/۲۵	-۰/۲۱	-۰/۱۸	-۰/۲۴	-۰/۲	-۰/۲۶	-۰/۲	-۰/۱۸	-
K <sub>2</sub> O	۱۰/۰۴	۱۰/۱۴	۱۰/۱۲	۱۰/۲	۱۰/۱۴	۱۰/۳۲	۱۰/۲۸	۱۰/۱۴	۱۰/۱۶	۱۰/۲	۱۰/۳۱
Total	۹۵/۴۵	۹۶/۳۹	۹۶/۵۶	۹۶/۰۸	۹۶/۸۲	۹۷/۱۴	۹۷/۸۲	۹۶/۶۸	۹۶/۷۳	۹۷/۳	۹۶/۶۵
Number of cations on the basis of ۲۲ oxygens											
Si	۵/۷۲	۵/۶۶	۵/۵۲	۵/۵۵	۵/۵۸	۵/۴۱	۵/۴۰	۵/۴۳	۵/۵۵	۵/۵۰	۵/۵۱
Ti	-۰/۵۳	-۰/۵۳	-۰/۵۳	-۰/۵۵	-۰/۵۴	-۰/۶۰	-۰/۵۸	-۰/۵۹	-۰/۵۶	-۰/۵۶	-۰/۵۴
Al <sup>IV</sup>	۲/۲۸	۲/۲۸	۲/۴۸	۲/۳۴	۲/۳۳	۲/۳۰	۲/۳۳	۲/۳۰	۲/۱۶	۲/۲۳	۲/۲۶
Al <sup>VI</sup>	-۰/۰۲	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰
Fe <sup>2+</sup>	۲/۱۴	۲/۱۰	۲/۱۸	۲/۳۱	۲/۳۰	۱/۸۱	۱/۷۷	۱/۸۱	۱/۷۵	۱/۷۵	۱/۷۶
Mn	-۰/۰۰	-۰/۰۳	-۰/۰۳	-۰/۰۴	-۰/۰۳	-۰/۰۱	-۰/۰۱	-۰/۰۱	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۱
Mg	۲/۴۹	۲/۶۳	۲/۶۰	۲/۶۱	۲/۵۶	۳/۴۰	۳/۴۱	۳/۳۹	۳/۳۹	۳/۴۰	۳/۳۷
Ca	-۰/۰۱	-۰/۰۰	-۰/۰۴	-۰/۰۰	-۰/۰۱	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰
Na	-۰/۰۳	-۰/۰۸	-۰/۰۷	-۰/۰۶	-۰/۰۵	-۰/۰۷	-۰/۰۶	-۰/۰۷	-۰/۰۶	-۰/۰۵	-۰/۰۰
K	۱/۸۹	۱/۹۰	۱/۹۱	۱/۹۵	۱/۹۱	۱/۹۲	۱/۸۹	۱/۸۹	۱/۸۸	۱/۸۸	۱/۹۱
Cations	۱۵/۱۱	۱۵/۳۱	۱۵/۳۶	۱۵/۴۱	۱۵/۳۲	۱۵/۵۲	۱۵/۴۷	۱۵/۵۰	۱۵/۳۶	۱۵/۳۸	۱۵/۳۸
Fe/(Fe+Mg)	-۰/۴۶	-۰/۴۴	-۰/۴۶	-۰/۴۷	-۰/۴۷	-۰/۳۵	-۰/۳۴	-۰/۳۵	-۰/۳۴	-۰/۳۴	-۰/۳۴
Mg/(Fe+Mg)	-۰/۵۴	-۰/۵۶	-۰/۵۴	-۰/۵۳	-۰/۵۳	-۰/۶۵	-۰/۶۶	-۰/۶۵	-۰/۶۶	-۰/۶۶	-۰/۶۶

جدول ۳. نتایج تجزیه نقطه‌ای مربوط به کانی پلاژیوکلاز در نمونه‌های گرانودیوریتی (Kh5) و گابرودیوریتی (Kh8) (برحسب درصد وزنی) و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر پایه ۸ اکسیژن هستند

Sample Point	Granodiorite (kh5)					Gabbrodiorite (kh8)				
	۷	۸	۱۶	۱۷	۱۸	۲۳	۲۴	۳۵	۳۶	
SiO <sub>2</sub>	۵۲/۸۱	۵۷/۳۵	۶۱/۳۳	۶۰/۱۱	۶۰/۹۴	۵۸/۶۸	۴۸/۵۱	۵۷/۲۹	۵۰/۴۱	۵۷/۳۵
TiO <sub>2</sub>	-۰/۱۷	۱/۴۴	-۰/۰۲	-۰/۰۱	-۰/۰۳	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۱	-۰/۰۲	-۰/۰۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳۱/۲۹	۲۶/۸۲	۲۴/۶۳	۲۵/۱	۲۴/۶۱	۲۶/۲۴	۳۲/۱۶	۲۷/۲۳	۳۱/۲۹	۲۶/۸۲
FeO	-۰/۰۸	-۰/۴۷	-۰/۱۸	-۰/۱۷	-۰/۱۵	-۰/۲۸	-۰/۳	-۰/۳۱	-۰/۳۴	-۰/۲۹
MnO	-۰/۶۵	-۰/۵۷	-۰/۰۱	-	-	-	-۰/۰۱	-	-	-۰/۰۱
MgO	-۰/۶۸	-۰/۷۸	-۰/۰۲	-۰/۰۱	-۰/۰۶	-۰/۰۱	-	-۰/۰۱	-	-۰/۰۴
CaO	۵/۳۸	۵/۰۴	۶/۷۴	۷/۱۳	۶/۷۲	۸/۳۷	۱۶/۶۸	۹/۲۳	۱۵/۵۴	۹/۵۳
Na <sub>2</sub> O	۸/۱	۷/۲	۷/۲۴	۷/۱۱	۷/۹۲	۶/۸۳	۲/۳۹	۶/۳۷	۳/۰۵	۶/۱۷
K <sub>2</sub> O	-۰/۳۹	-۰/۳۶	-۰/۴۲	-۰/۵۲	-۰/۴۴	-۰/۵	-۰/۰۸	-۰/۳۷	-۰/۱۳	-۰/۴۳
Total	۹۹/۴۵	۱۰۰/۰۵	۱۰۰/۵۹	۱۰۰/۲۵	۱۰۰/۸۷	۱۰۰/۸۳	۱۰۰/۱۵	۱۰۰/۸۲	۱۰۰/۷۸	۱۰۰/۶۸
Number Of Cations On the basis Of 8 Oxygens										
Si	۲/۳۳	۲/۵۶	۲/۷۳	۲/۶۸	۲/۶۹	۲/۶۱	۲/۲۲	۲/۵۵	۲/۲۸	۲/۵۶
Ti	-۰/۰۰	-۰/۰۵	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰
Al	۱/۶۳	۱/۴۱	۱/۲۹	۱/۳۲	۱/۳۸	۱/۳۷	۱/۷۳	۱/۴۳	۱/۶۷	۱/۴۱
Fe <sup>2+</sup>	-۰/۰۰	-۰/۰۲	-۰/۰۱	-۰/۰۱	-۰/۰۱	-۰/۰۱	-۰/۰۱	-۰/۰۱	-۰/۰۱	-۰/۰۱
Mn	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰
Mg	-۰/۰۴	-۰/۰۵	-۰/۰۰	-۰/۰۱	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰	-۰/۰۰
Ca	-۰/۲۵	-۰/۲۴	-۰/۳۲	-۰/۳۴	-۰/۳۲	-۰/۳۹	-۰/۸۲	-۰/۴۴	-۰/۷۵	-۰/۴۶
Na	-۰/۶۹	-۰/۶۲	-۰/۶۲	-۰/۶۱	-۰/۶۸	-۰/۵۹	-۰/۲۱	-۰/۵۵	-۰/۲۷	-۰/۵۳
K	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۲	-۰/۰۳	-۰/۰۲	-۰/۰۳	-۰/۰۰	-۰/۰۲	-۰/۰۱	-۰/۰۲
Sum.Cat	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰
An	۲۵/۸۷	۲۷/۱۹	۳۳/۱۳	۳۴/۵۹	۳۱/۱۵	۳۸/۹۶	۷۹/۰۵	۴۴/۵۴	۷۳/۲۵	۴۴/۹۴
Ab	۷۱/۸۴	۷۰/۴۹	۶۴/۴۱	۶۲/۴۱	۶۶/۴۳	۵۸/۲۳	۲۰/۵۰	۵۴/۳۸	۲۶/۰۲	۵۲/۶۵
Or	۲/۳۸	۲/۳۱	۲/۴۶	۳/۰۰	۲/۴۳	۲/۸۰	-۰/۴۵	۲/۰۸	-۰/۷۳	۲/۴۱

Downloaded from gnf.knu.ac.ir at 12:32 IRST on Tuesday October 20th 2020 [ DOI: 10.29252/gnf.4.1.67 ]

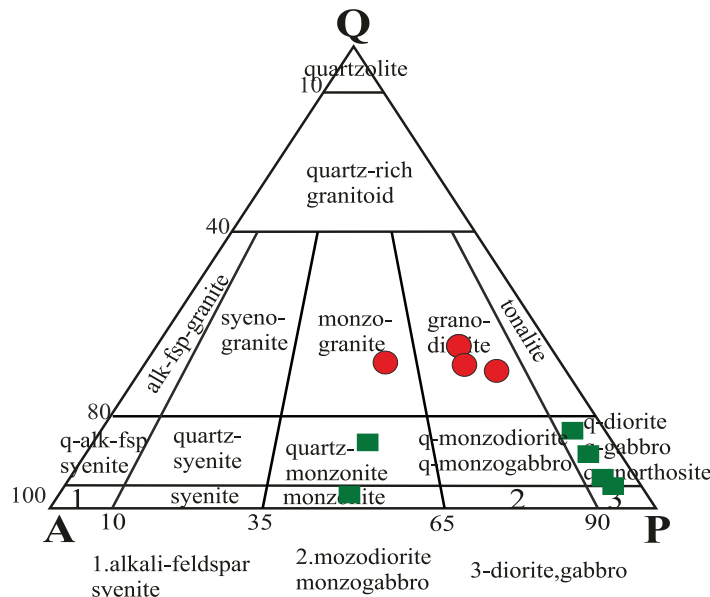
جدول ۴. نتایج تجزیه نقطه‌ای مربوط به کانی‌های ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن موجود در نمونه گابرودیوریتی (Kh8) و کلینوپیروکسن‌های گرانودیوریتی (Kh5) (بر حسب درصد وزنی) و مقادیر کاتیونی محاسبه شده بر پایه ۶ اکسیژن هستند

Sample mineral	Granodiorite (kh5)						Gabbrodiorite (kh8)											
	clinopyroxene						orthopyroxene			clinopyroxene								
Point	۱	۲	۳	۱۳	۱۴	۱۵	۱۹	۲۰	۲۱	۲۸	۲۷	۲۹	۳۰	۳۱	۳۲	۳۶	۳۷	۳۸
SiO <sub>2</sub>	۵۱/۱۱	۵۲/۹۸	۵۲/۱۱	۵۲/۵۵	۵۲/۹۷	۵۳/۱۲	۵۳/۱۱	۵۳/۹۸	۵۴/۱۲	۵۳/۷۴	۵۳/۱۱	۵۳/۵۵	۵۲/۷۱	۵۲/۵۵	۵۲/۵۴	۵۲/۳۵	۵۲/۴۲	۵۳/۱۵
TiO <sub>2</sub>	۱/۲۲	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۱۷	۰/۰۱	۰/۱۷	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۹	۰/۳	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۴۴	۰/۲۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۶/۰۷	۰	۰/۴۱	۰/۶۷	۰/۵۷	۰/۵۵	۰/۳۶	۰	۰/۲۵	۰/۳۲	۰/۹۷	۰/۶۲	۰/۸۷	۱/۵۳	۱/۳۴	۱/۱	۲/۰۶	۰/۵۲
FeO	۱۶/۲۶	۱۲/۲۸	۱۲/۲۶	۱۱/۱۶	۱۱/۵۴	۱۱/۰۴	۲۱/۱۷	۲۰/۷۸	۲۰/۰۹	۲۰/۱۹	۸/۰۶	۷/۶۹	۸/۵۵	۱۰/۸۳	۷/۶۵	۷/۴۲	۸/۰۷	۸/۲۶
MnO	۰/۶۲	۰/۸۳	۰/۹۳	۰/۶۴	۰/۶۸	۰/۵۸	۱/۱۷	۰/۹۸	۰/۹۲	۰/۸۷	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۴۹	۰/۵۵	۰/۴۲	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۴۴
MgO	۱۲/۱۲	۱۲/۶۶	۱۲/۱۱	۱۳/۶۶	۱۳/۳۶	۱۳/۶۶	۲۳/۵۷	۲۴/۱۲	۲۴/۱	۲۴/۳	۱۵/۴	۱۵/۹۱	۱۴/۹۲	۱۵/۳۵	۱۵/۵۳	۱۵/۴۵	۱۴/۸۵	۱۵/۴۵
CaO	۱۱/۶۱	۲۱/۶۳	۲۱/۸۹	۲۱/۵۵	۲۰/۷۶	۲۰/۷۹	۰/۸۲	۰/۷۶	۰/۷۶	۱/۰۶	۲۲/۰۵	۲۲/۴۲	۲۲/۵۳	۱۹/۲۵	۲۲/۶	۲۱/۹۹	۲۱/۷	۲۱/۲۶
Na <sub>2</sub> O	۱/۱۴	۰/۲۹	۰/۲۱	۰/۳۶	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۳۱	۰/۰۳	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۳	۰/۳۵	۰/۳۲	۰/۲۲	۰/۲۸	۰/۲۳
K <sub>2</sub> O	۰/۷۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰	۰	۰	۰/۰۱
Total	۱۰۰/۸۶	۱۰۰/۷۷	۱۰۰/۹۸	۱۰۰/۷۹	۱۰۰/۳۱	۱۰۰/۲۷	۱۰۰/۳۵	۱۰۰/۷۳	۱۰۰/۷۲	۱۰۰/۷۱	۱۰۰/۶۷	۱۰۰/۶۷	۱۰۰/۶۷	۱۰۰/۸	۱۰۰/۶۴	۱۰۰/۱۷	۱۰۰/۲۴	۱۰۰/۱
Number Of Cations On the basis Of 6 Oxygens																		
Si	۱/۹۳	۱/۹۹	۱/۹۹	۱/۹۶	۱/۹۹	۱/۹۹	۱/۹۶	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۷	۱/۹۵	۱/۹۴	۱/۹۴	۱/۹۴	۱/۹۳	۱/۹۸	۱/۹۴	۱/۹۸
Ti	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
T(IV)Al	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲
M1(VI)Al	۰/۲۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe <sup>3+</sup>	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳
M <sub>1</sub> Fe <sup>2+</sup>	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۵	۰/۲۵	۰/۳۰	۰/۲۹	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۲۳	۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۰
M <sub>2</sub> Fe <sup>2+</sup>	۰/۱۸	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲
Mn	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
M1Mg	۰/۴۴	۰/۶۵	۰/۶۳	۰/۶۹	۰/۶۳	۰/۶۸	۰/۶۶	۰/۶۷	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۷۷	۰/۸۰	۰/۷۶	۰/۷۰	۰/۷۸	۰/۷۶	۰/۷۳	۰/۷۶
M2Mg	۰/۲۴	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۶۴	۰/۶۴	۰/۶۴	۰/۶۵	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۹
Ca	۰/۴۷	۰/۸۷	۰/۸۸	۰/۸۶	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۸۷	۰/۸۸	۰/۸۹	۰/۷۶	۰/۸۹	۰/۸۵	۰/۸۶	۰/۸۵
Na	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Sum Cat.	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰
X <sub>wo</sub>	۲۸/۲	۴۴/۳	۴۵/۳۳	۴۳/۷۴	۴۲/۹۳	۴۲/۹۴	۱/۶۴	۱/۵۰	۱/۵۲	۲/۰۹	۴۴/۳۰	۴۴/۳۴	۴۵/۰۹	۳۹/۲۴	۴۵/۰۴	۴۳/۸۲	۴۴/۵۹	۴۳/۳۲
X <sub>En</sub>	۴۰/۹۷	۳۶/۰۷	۳۴/۸۶	۳۸/۵۵	۳۸/۴۴	۳۹/۲۶	۶۵/۴۱	۶۶/۴۰	۶۷/۱۲	۶۶/۷۸	۴۳/۰۵	۴۳/۷۸	۴۱/۵۵	۴۳/۵۳	۴۳/۰۶	۴۴/۲۴	۴۲/۶۶	۴۳/۶۰
X <sub>Fs</sub>	۳۰/۸۳	۱۹/۶۳	۱۹/۸۱	۱۷/۶۸	۱۸/۶۳	۱۷/۸	۳۲/۹۶	۳۲/۰۹	۳۱/۳۶	۳۱/۱۳	۱۲/۶۴	۱۱/۸۷	۱۲/۳۶	۱۷/۲۳	۱۱/۹۰	۱۱/۹۴	۱۲/۹۴	۱۳/۰۸
Fe/(Fe+Mg)	۰/۴۳	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۳	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۲۵	۰/۱۴	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۱
Mg/(Fe+Mg)	۰/۵۷	۰/۶۷	۰/۶۴	۰/۷۴	۰/۶۹	۰/۷۰	۰/۶۹	۰/۶۹	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۸۲	۰/۸۶	۰/۸۲	۰/۷۵	۰/۸۶	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۷۹

### پتروگرافی و ترکیب شیمی کانی‌ها

بر اساس نتایج به‌دست آمده از تحلیل مدال کانی‌ها، ترکیب توده نفوذی در محدوده گابرودیوریت، دیوریت، مونزونیت، کوارتزمونونیت، گرانودیوریت و گرانیت قرار گرفته است (شکل ۲). کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این

گرانیتوئیدها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن، کوارتز، پیروکسن، بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های اوپک هستند که در ادامه شرح پتروگرافی آن‌ها ذکر شده است:



شکل ۲. نمودار طبقه بندی مدال QAP اشتریکایزن [۱۳]، سنگ‌های توده نفوذی شمال کوه شاهپسند در محدوده گرانیت-گرانودیوریت-مونزونیت-کوارتز مونزونیت-دیوریت و گابرو دیوریت قرار می‌گیرند.

**گرانیت و گرانودیوریت:** گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها در نمونه دستی به رنگ روشن تا خاکستری هستند. گرانودیوریت‌ها از نظر ظاهری شبیه به گرانیت است ولی دانه ریزتر و کمی تیره‌تر هستند زیرا ارتوکلاز و پلاژیوکلاز کم‌تری دارند. اغلب دارای بافت گرانولار، بوئی کلیتیک و گاهی پورفیروئیدی هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن‌ها شامل پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی)، کوارتز (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)، پیروکسن (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی)، فلدسپار آلکالن (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰ تا ۱۲ درصد حجمی) و آمفیبول (۱۰ درصد حجمی) هستند. پلاژیوکلاز اصلی‌ترین کانی موجود در توده نفوذی شمال کوه شاهپسند به‌شمار می‌رود و دارای حاشیه‌ی واجذبی، خوردگی و منطقه‌بندی (شکل ۳ الف) هستند. بر اساس نتایج بررسی‌های ریزپردازش الکترونی که روی این کانی انجام شده است ترکیب پلاژیوکلاز در نمونه گرانودیوریتی در گستره الیگوکلاز (An:۲۵/۸۷) در حاشیه و تا آندزین (An:۳۴/۵۹) در مرکز تغییر می‌کند (شکل ۴ الف). در برخی نمونه‌ها بلورهای کوچک پلاژیوکلاز در درون پلاژیوکلازهای بزرگ‌تر قابل مشاهده است که می‌تواند نشانه حضور دو نسل مختلف پلاژیوکلاز در سنگ‌های نفوذی منطقه باشد، به‌گونه‌ای که بلورهای کوچک پلاژیوکلاز مربوط به نسل اول و بلورهای درشت پلاژیوکلاز مربوط به نسل دوم هستند، که نسل دوم آلتراسیون، خوردگی و تحلیل‌رفتگی بیش‌تری نسبت به بلورهای نسل اول دارند (شکل ۳ ب) و گاهی کانی پلاژیوکلاز دارای ادخال‌های آپاتیت سوزنی و منشوری‌شکل هستند. میکاهای نمونه‌های گرانودیوریتی دارای نسبت  $Fe/(Fe+Mg) > 0.33$  و از نوع بیوتیت هستند (شکل ۴ ب). بیوتیت در برخی موارد در امتداد رخ‌ها به کلریت تبدیل شده است. در نمونه گرانودیوریتی پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن هستند. بر اساس نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی ترکیب شیمیایی این پیروکسن‌ها در محدوده دیوپسید و اوژیت قرار می‌گیرند (شکل ۴ پ) و در

برخی موارد دارای بافت غربالی هستند. آمفیبول از نوع هورنبلند و به صورت درشت تا ریز قابل مشاهده است. در نمونه گرانیتی نیز اغلب پلاژیوکلازها سوسوریتی شده و حضور کانی‌های مافیک بسیار اندک است. کانی‌های فرعی عبارتند از زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های اوپک. کانی‌های ثانویه شامل کلریت، سربیسیت و اپیدوت..

**مونزونیت و کوارتزمونزونیت:** این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شوند و بافت گرانولار دارند. پلاژیوکلاز در نمونه مونزونیتی براساس زاویه خاموشی از نوع آندزین تا لابرادوریت و در نمونه کوارتزمونزونیتی الیگوکلاز- آندزین است. پلاژیوکلازها در نمونه مونزونیتی از نظر حجمی با فلدسپارپتاسیم سنگ برابری می‌کند و مقدار آن‌ها حدود ۴۵ درصد حجمی است. فلدسپارپتاسیم آن به صورت نیمه‌شکل دار تا شکل دار، در اندازه‌های کوچک تا متوسط دیده می‌شوند. کوارتز حدود ۵ درصد حجمی این سنگ را تشکیل می‌دهد. بیوتیت نیز به مقدار اندکی در نمونه کوارتزمونزونیتی حضور دارد. اسفن، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های اوپک به صورت فرعی و کانی‌های سربیسیت و اپیدوت به صورت ثانویه حضور دارند.

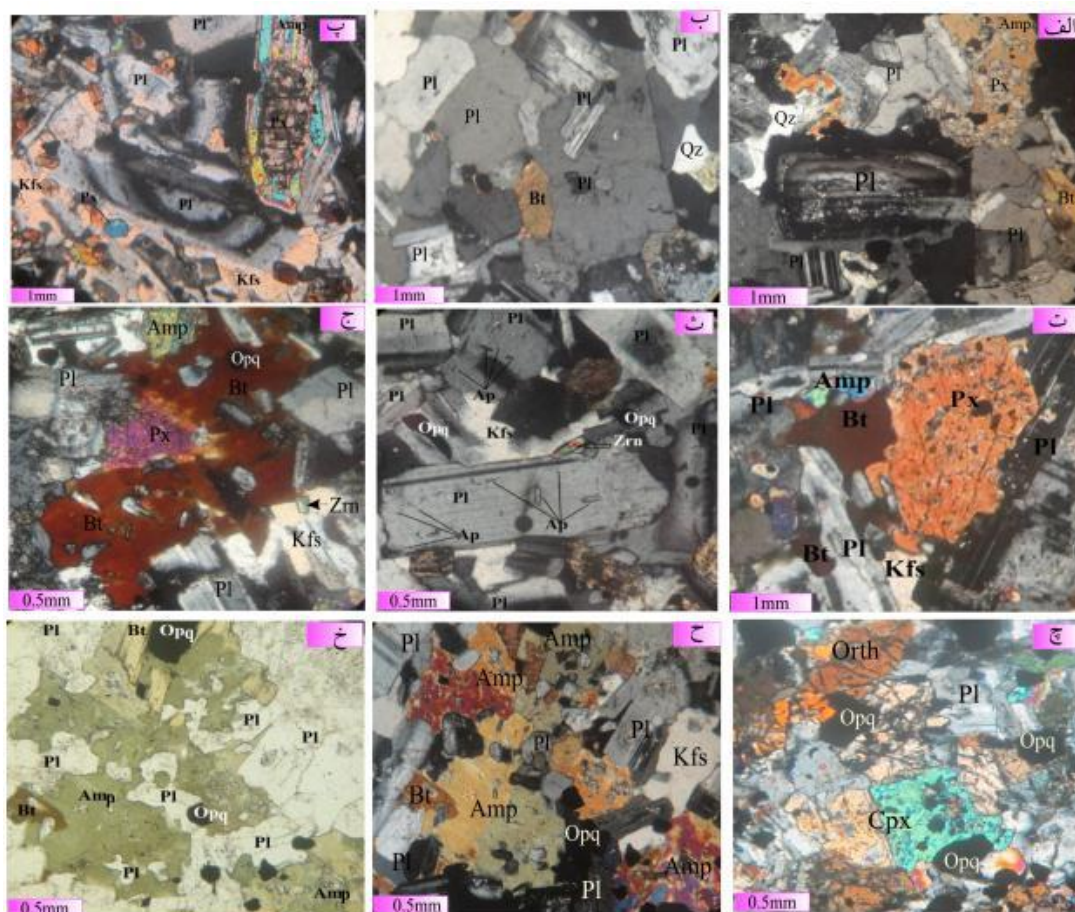
**گابرودیوریت و دیوریت:** در نمونه دستی این سنگ‌ها به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند. از بافت‌هایی که در این نمونه‌ها دیده می‌شود بافت اینترگرانولار، بافت پوئی‌کلیتیک، ساب‌افیتیک و پورفیروئیدی است. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی این سنگ‌ها بوده (۴۵-۵۰ درصد حجمی) و اغلب سالم و در اندازه‌های متفاوتند. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز این کانی دارای ماگل پلی سنتیتیک، بافت غربالی (به علت عدم تعادل) و منطقه‌بندی (شکل ۳ پ) است و برخی فاقد این ویژگی هستند. برخی از پلاژیوکلازها دارای ادخال‌هایی از آپاتیت‌های سوزنی‌شکل (شکل ۳ ث) و بعضی از این کانی‌ها دچار دگرسانی سربیسیتی شده‌اند. تجزیه ریزپردازش الکترونی این کانی در نمونه گابرودیوریتی از حاشیه به مرکز نشان می‌دهد که ترکیب آن‌ها در حاشیه از نوع آندزین (An:۳۸/۹۶) و در مرکز از نوع بیتونیت (An:۷۹/۰۵) است (شکل ۴ الف). پیروکسن‌ها در نمونه گابرودیوریتی از نوع ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن است و در برخی موارد دارای بافت غربالی است (شکل ۳ ت و چ). براساس نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در گابرودیوریت در محدوده دیوپسید و اوژیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴ پ). ترکیب ارتوپیروکسن‌های موجود در نمونه گابرودیوریتی بر حسب ترکیب شیمیایی، ترکیب هیپرستن را نشان می‌دهند (شکل ۴ ت). میکاهای این نمونه نیز دارای نسبت  $Fe/(Fe+Mg) > 0.33$  و از نوع بیوتیت هستند. علاوه بر بیوتیت، آمفیبول از دیگر کانی‌های فرومنیزین در این نمونه‌ها است. این کانی‌ها در برگرفته کانی‌های ریزتر از قبیل پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپک به صورت ادخال هستند (شکل ۳ ح و خ). کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و کانی‌های اوپک هستند. کانی‌های ثانویه نیز شامل سربیسیت و کلریت هستند.

### ژئوشیمی

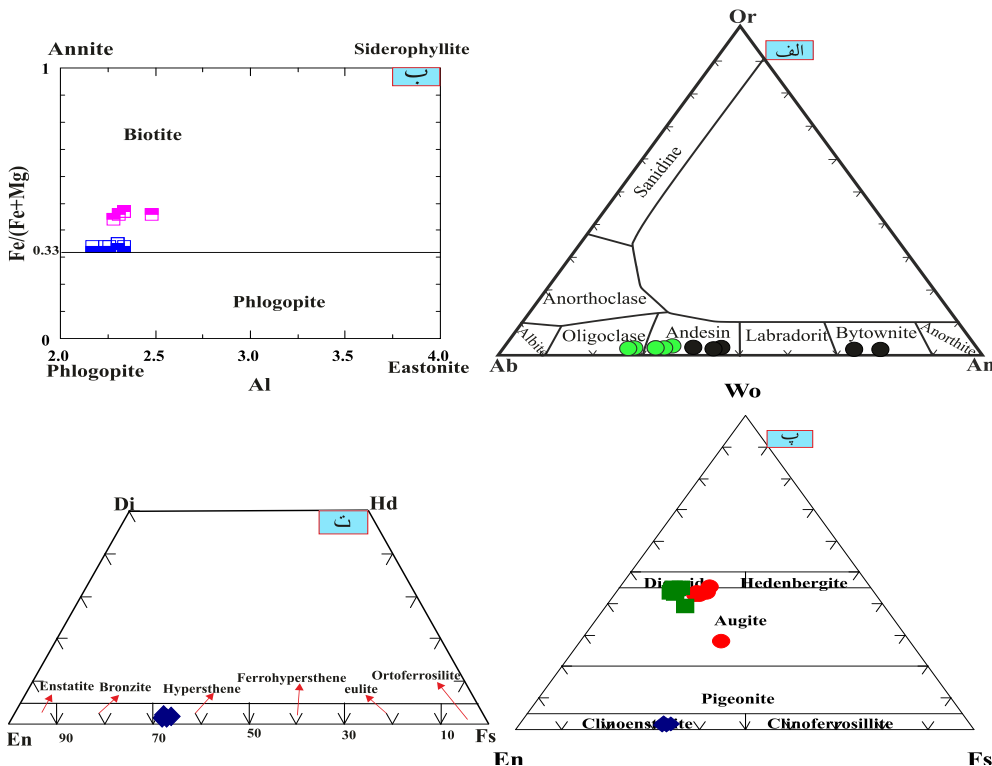
نتایج مربوط به تجزیه شیمیایی سنگ‌کل توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند در جدول ۱ ارائه شده است. در این بخش نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند با نتایج تجزیه شیمیایی توده نفوذی سیلیچرد [۱۰] مقایسه می‌شود. بر اساس نمودار طبقه‌بندی میدلموست [۱۸] ترکیب شیمیایی سنگ‌های نفوذی شمال کوه شاه‌پسند نشان‌دهنده تنوع خوبی از محدوده بازیک تا اسیدی است. نمونه‌های توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند در محدوده گابرودیوریت، دیوریت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند در حالی که سنگ‌های



توده نفوذی سیلیچرد در محدوده گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۷ الف). به‌منظور تفکیک سری‌های ماگمایی از نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  [۱۹]، شکل (۷ ب) استفاده شده است. در این نمودار نمونه‌های بازیگ و حدواسط توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند، اکثراً در محدوده سری کالک آلکالن پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند و سنگ‌های اسیدی این توده و همچنین توده‌نفوذی سیلیچرد در محدوده پتاسیم کم تا متوسط قرار گرفته‌اند. به‌جز نمونه kh15 (نمونه مونزونیتی شمال کوه شاه‌پسند) تمام نمونه‌های بررسی شده دارای مقدار مولار  $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})=0.7-1$  هستند و براساس نمودار دوتایی  $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{A}/\text{NK}$  در مقابل  $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{A}/\text{CNK}$  [۲۰] در محدوده‌ی سنگ‌های آذرین متآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۷ پ). محتوای  $\text{P}_2\text{O}_5$  نمونه‌ها با افزایش  $\text{SiO}_2$  کاهش می‌یابد که این پدیده یکی از مشخصه‌های گرانیت نوع I به‌شمار می‌رود [۲۱]، [۲۲]. بر اساس این نمودار همه نمونه‌های بررسی شده در زمره گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۷ ت).



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های بررسی شده در نور XPL، الف) منطقه‌بندی پلاژیوکلاز در نمونه گرانودیوریتی، ب) حضور دو نسل پلاژیوکلاز در نمونه گرانودیوریتی، پ) منطقه‌بندی پلاژیوکلاز در نمونه گابرویدیوریتی، ت) بافت غربالی در بلورپیروکسن نمونه گابرویدیوریتی (ث) آپاتیت‌های سوزنی شکل در پلاژیوکلاز و کانی فرعی زیرکن در نمونه دیوریتی (ج) بافت پوئی‌کلیتیگ و حضور کانی‌های فرعی زیرکن و اوپک در نمونه دیوریتی، (چ) حضور ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن‌های نمونه گابرویدیوریتی، ح و خ) اذخال‌های پلاژیوکلاز درون کانی آمفیبول در نمونه گابرویدیوریتی (تصاویر به ترتیب در نور XPL و PPL تهیه شده‌اند). علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از [۱۴] است.

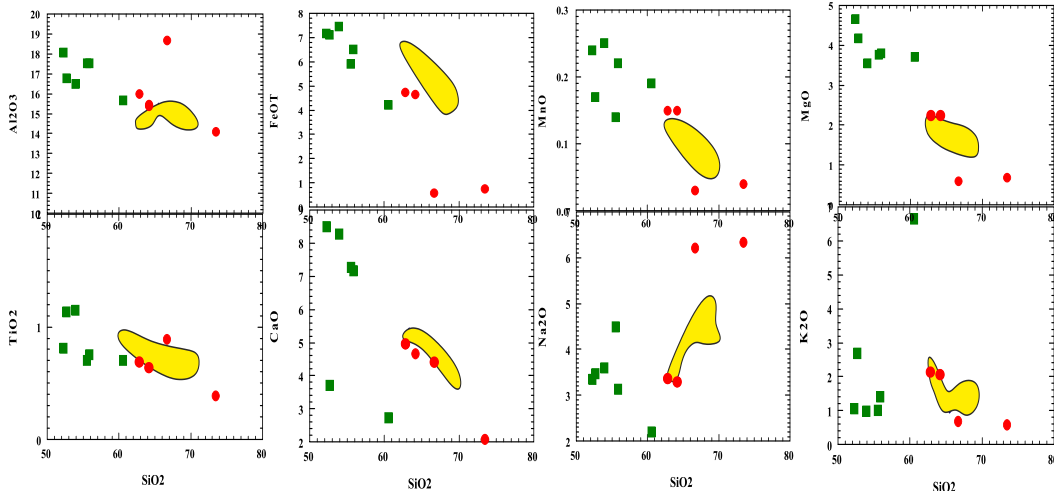


شکل ۴. الف) طبقه‌بندی پلاژیوکلازها [۱۵]. ترکیب پلاژیوکلازهای نمونه گرانودیوریتی از الیگوکلاز تا آندزین و در نمونه گابرویدیوریتی از نوع آندزین و بیتونیت است. پلاژیوکلاز نمونه گابرویدیوریتی (●) پلاژیوکلاز نمونه گرانودیوریتی (○) نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌ها در محدوده بیوتیت قرار گرفته‌اند. بیوتیت‌های نمونه گرانودیوریتی (■) بیوتیت‌های نمونه گابرویدیوریتی (□) کلیتاً بیروکسن‌های موجود در گابرویدیوریت و گرانودیوریت در نمودار Wo-En-Fs [۱۷] در محدوده دیوپسید و اوژیت قرار گرفته‌اند. ● کلیتاً بیروکسن‌های نمونه گرانودیوریتی (■) کلیتاً بیروکسن‌های نمونه گابرویدیوریتی (□) ارتوپیروکسن‌های نمونه گابرویدیوریتی، (ت) تقسیم بندی ارتوپیروکسن‌ها بر حسب ترکیب شیمیایی [۱۵]

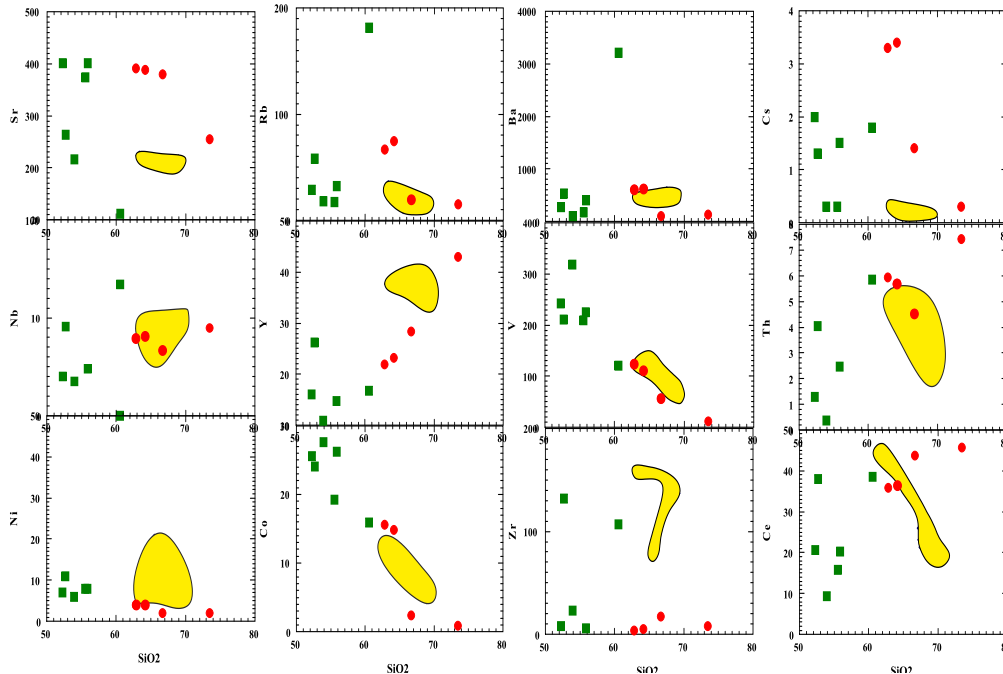
چنان‌که در شکل‌های ۵ و ۶ دیده می‌شود، در نمونه‌های توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند مقادیر  $MgO$ ،  $TiO_2$ ،  $CaO$ ،  $FeO$ ،  $MnO$ ،  $P_2O_5$ ،  $Ni$ ،  $Co$  و  $V$  با افزایش  $SiO_2$  کاهش می‌یابد؛ در حالی که مقادیر  $K_2O$ ،  $Nb$ ،  $La$ ،  $Zr$ ،  $Ce$ ،  $Ba$ ،  $Rb$  افزایش نشان می‌دهند. مقادیر  $Al_2O_3$ ،  $Na_2O$  و  $Sr$  در ابتدای تفریق نسبت به  $SiO_2$  روند صعودی و نسبتاً پراکنده نشان می‌دهند ولی متناسب با افزایش  $SiO_2$  دارای روند منفی می‌شوند. بعضی عناصر نظیر  $Cs$  در هر دو توده دارای روندهای پراکنده‌ای هستند. در مقایسه با سنگ‌های توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند، سنگ‌های توده نفوذی سیلیچرد در مقادیر  $SiO_2$  بین ۶۳ الی ۶۹ درصد وزنی از  $TiO_2$ ،  $CaO$ ،  $Na_2O$  غنی‌تر و از  $Th$ ،  $K_2O$ ،  $Rb$ ،  $La$ ،  $Cs$ ،  $Ba$  و  $Sr$  فقیرتر هستند. این تغییرات احتمالاً بیان‌گر این است که توده نفوذی سیلیچرد نسبت به توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند دارای درجات ذوب بخشی متفاوت است.

فراوانی عناصر کمیاب به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۳] و کندریت [۲۴] برای توده‌های نفوذی شمال کوه شاه‌پسند و سیلیچرد در شکل ۸ الف و ب نشان داده شده است. در نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های بررسی شده دارای روندهای نسبتاً تفریق یافته هستند  $(La/Yb)_N$  برای توده‌های شمال کوه شاه‌پسند و سیلیچرد به ترتیب ۶/۹۵-۲/۰۶ و ۳/۲۴-۱/۳۷ است). آنومالی  $Eu$  منفی، عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و LILE غنی‌شدگی و عناصر نادر خاکی

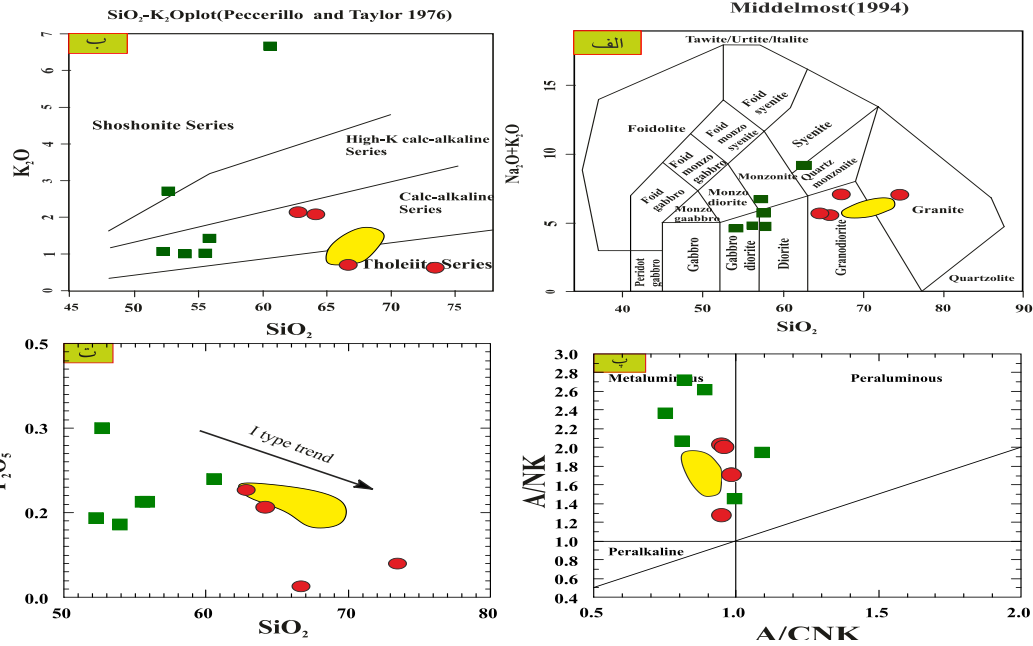
سنگین (HREE) نیز تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بعضی از نمونه‌های توده نفوذی شمال کوه شاهپسند دارای آنومالی‌های بزرگی از  $Eu/Eu^*$  هستند ( $Eu/Eu^* = 0.62 - 0.99$ )؛ در حالی‌که نمونه‌های سیلیچرد دارای الگوهای مسطح‌تر هستند. بر اساس نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۳] نمونه‌های هر دو توده نفوذی، شمال کوه شاهپسند و سیلیچرد از عناصر LILE ( $K, Th, Rb, Pb, Ba, Cs$ ) نسبت به HFSE ( $Ti, Zr, P, Nb$ ) غنی‌شدگی نشان می‌دهند.



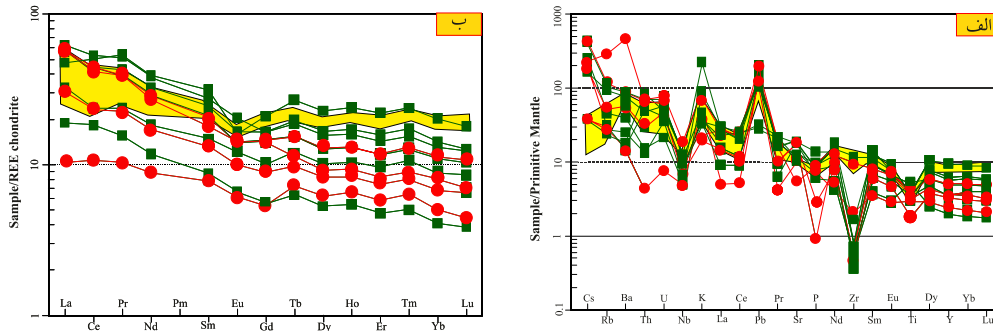
شکل ۵. روند تغییرات  $SiO_2$  در مقابل عناصر اصلی برای نمونه‌های نفوذی شمال کوه شاهپسند و سیلیچرد (بر اساس درصد وزنی). ■ نشان‌دهنده سنگ‌های نفوذی شمال کوه شاهپسند (مونزونیت-کوارتز مونزونیت-دیوریت و گابرو دیوریت)، ● گرانیت و گرانودیوریت‌های شمال کوه شاهپسند (گرانیت و گرانودیوریت‌های سیلیچرد)



شکل ۶. روند تغییرات  $SiO_2$  نسبت به برخی عناصر کمیاب در توده‌های شمال کوه شاهپسند و سیلیچرد. علائم مشابه شکل ۵ است.



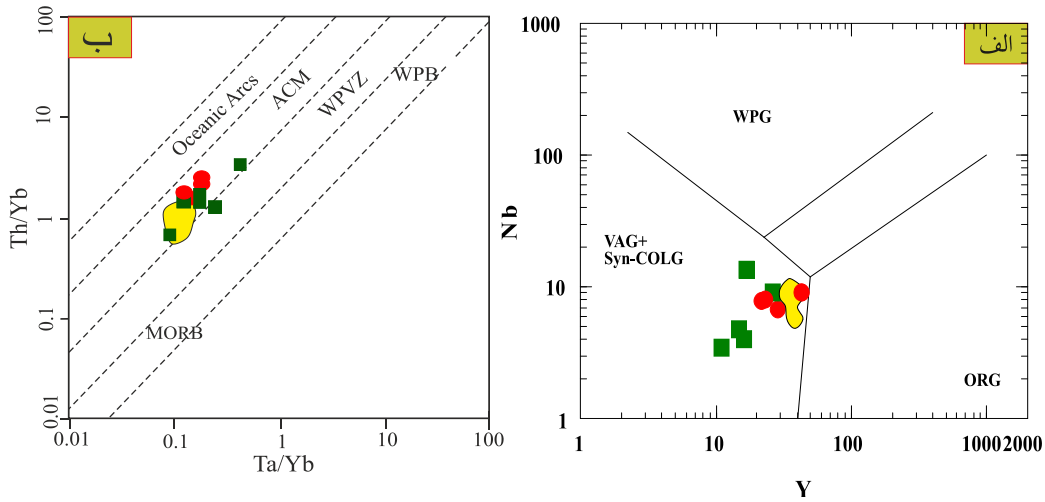
شکل ۷. بر اساس نمودار الف) میدلموست [۱۸] سنگ‌های نفوذی شمال کوه شاه‌پسند در محدوده گابرو دیوریت، دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت قرار می‌گیرند و سنگ‌های توده سیلیچرد در محدوده گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند، ب) نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $K_2O$  [۱۹] نمونه‌های دو توده نفوذی از نظر مقدار پتاسیم با یکدیگر متفاوت هستند، پ) به جز نمونه KH15 (شمال کوه شاه‌پسند)، همه نمونه‌ها در نمودار  $A/CNK$  در مقابل  $A/NK$  [۲۰] در محدوده متاآلمین قرار می‌گیرند، ت) روند کاهشی نمونه‌ها در نمودار  $SiO_2$  در مقابل  $P_2O_5$  یکی از مشخصه‌های گرانیت نوع I است [۲۱] روند تفریق  $P_2O_5$  در گرانیتوئیدهای I با فلش نشان داده شده است. علائم مشابه شکل ۵ است.



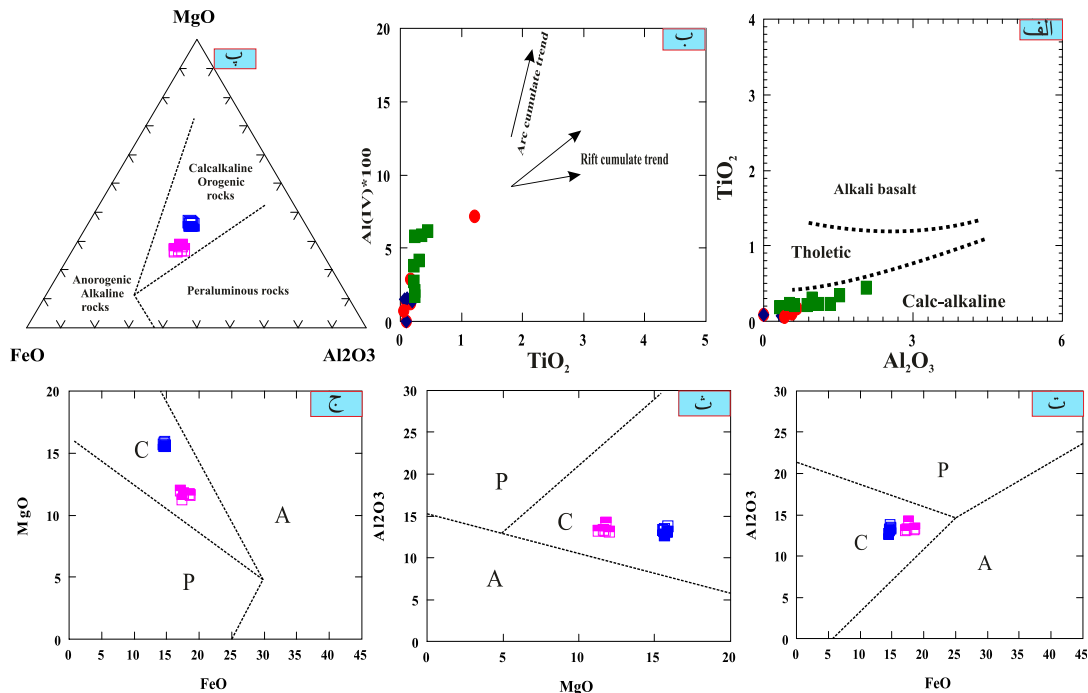
شکل ۸. نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر کمیاب به‌هنجار شده الف) نسبت به گوشته اولیه [۲۳] نمونه‌های دو توده نفوذی، شمال کوه شاه‌پسند و سیلیچرد از عناصر LILE نسبت به HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند، ب) نسبت به کندریت [۲۴] در این الگو نمونه‌های بررسی شده نسبت به کندریت شیب منفی نشان می‌دهند. علائم مشابه شکل ۵ است.

محیط تکتونیکی: برای ارزیابی محیط تکتونیکی این توده‌ها از نمودارهای مختلفی استفاده شده است به طوری که بر اساس نمودارهای پیرس [۲۵] که به‌منظور تفکیک محیط‌های تکتونیکی درون صفحه‌ای و مرتبط با قوس به کار می‌رود، همه نمونه‌های بررسی شده در محدوده VAG+Syn-COLG یعنی گرانیت‌های قوس آتشفشانی و هم‌زمان با برخورد قرار گرفته‌اند (شکل ۹ الف). هم‌چنین نمونه‌های بررسی شده در نمودارهای جدا کننده [۲۶] در قلمرو کمان حاشیه فعال قاره‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۹ ب). علاوه بر داده‌های ژئوشیمیایی، ترکیب شیمیایی کانی‌های پیروکسن و بیوتیت

نشان می‌دهد که این سنگ‌ها کالکوالکان هستند که محیط تشکیل آن‌ها یک قوس آتشفشانی است و با نتایج ژئوشیمی سنگ کل مطابقت دارد (شکل ۱۰).

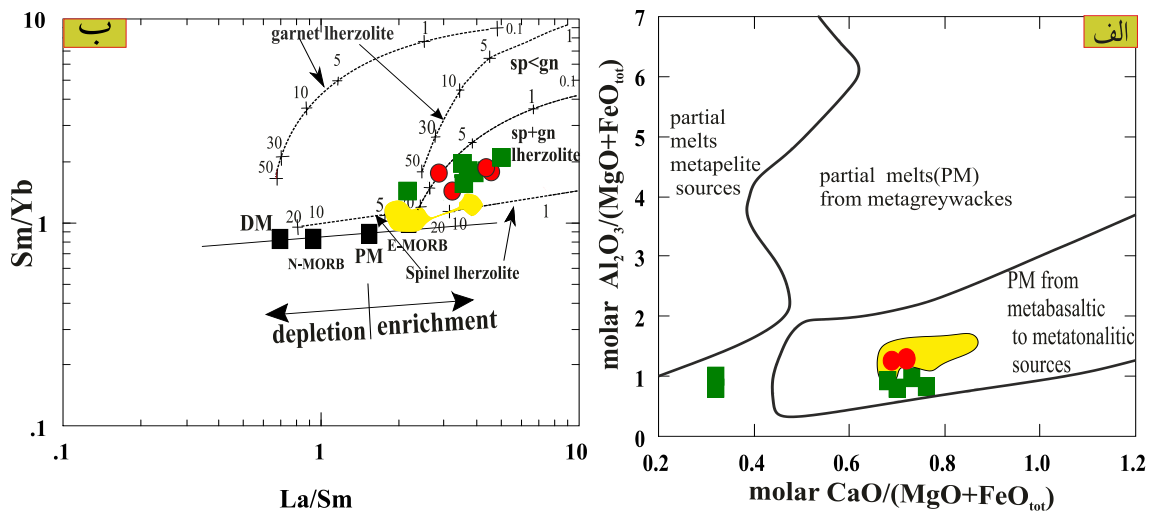


شکل ۹. الف) بر اساس نمودارهای پیرس [۲۵] هم‌گ نمونه‌های بررسی شده در محدوده VAG+Syn-COLG یعنی گرانیت‌های قوس آتشفشانی و هم‌زمان با برخورد قرار گرفته‌اند، ب) نمودار جدا کننده [۲۶] همه نمونه‌ها در قلمرو حاشیه فعال قاره‌ای جای گرفته‌اند. علائم مشابه شکل ۵ است.



شکل ۱۰. الف) نمودار تغییرات  $Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2$  [۲۹] برای پیروکسن‌ها. بر اساس این نمودار تمامی نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان قرار گرفته‌اند، ب) بر اساس نمودار دوتایی  $TiO_2-Al^{IV} * 100$  [۳۰] پیروکسن‌های بررسی شده روندی مشابه با کمان‌هایی ماگمایی را نشان می‌دهند، پ، ت، ث و ج) نمودارهای جداکننده محیط زمین‌ساختاری بیوتیت‌ها [۳۱] A: سنگ‌های آلکان و غیرکوهزایی P: سنگ‌های پرآلومین C: سنگ‌های کالک‌آلکان. تمامی بیوتیت‌های بررسی شده در محدوده بیوتیت‌های کالک‌آلکان مرتبط با فرورانش قرار گرفته‌اند. علائم مشابه شکل ۴ است.

**پتروژنز:** نمودار مولار  $CaO/(MgO+FeO_{tot})$  در مقابل مولار  $Al_2O_3/(MgO+FeO_{tot})$  [۲۷] نشان می‌دهد که توده‌های نفوذی شمال کوه شاه پسند و سیلیچرد از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده (متابازالت) یا پوسته قاره‌ای زیرین (متاتونالیت) حاصل شده‌اند (شکل ۱۱ الف). براساس نمودار  $La/Sm$  در مقابل  $Sm/Yb$  [۲۸] نمونه‌های شمال کوه شاه پسند بین محدوده پایداری اسپینل گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت قرار گرفته است و منطبق بر ۱۰ تا ۳۰ درصد ذوب بخشی است در حالی که نمونه‌های توده نفوذی سیلیچرد روندی منطبق با ۵ تا ۱۰ درصد ذوب بخشی، اسپینل لرزولیت را نشان می‌دهند (شکل ۱۱ ب). به نظر می‌رسد ماگمای اولیه تشکیل دهنده سنگ‌های نفوذی مورد نظر پس از مشتق شدن از گوشته حین بالا آمدن با سیالات ناشی از ذوب اسلب‌ها و یا لبه پوسته اقیانوسی فرورونده واکنش داده و سنگ‌های مورد نظر را به وجود آورده‌اند.

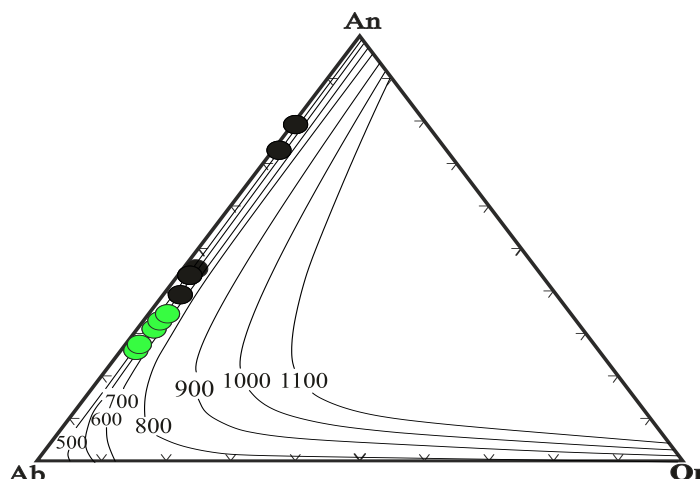


شکل ۱۱. الف) نمودار مولار  $CaO/(MgO+FeO_{tot})$  در مقابل مولار  $Al_2O_3/(MgO+FeO_{tot})$  [۲۷] و ب) نمودار  $La/Sm$  در مقابل  $Sm/Yb$  [۲۸] نشان دهنده منشأ یک‌سان و درجه ذوب بخشی متفاوت برای توده نفوذی شمال کوه شاه پسند و توده نفوذی سیلیچرد است. علائم مشابه شکل ۵ است.

### دما- فشارسنجی

منظور از ژئوترموبارومتری تعیین محدوده دمایی و فشاری است که کانی‌های سازنده یک سنگ تحت آن شرایط تشکیل می‌شوند. بر این اساس از طریق محاسبه ضریب توزیع کاتیون‌ها در کانی‌های هم‌زیست در حال تعادل می‌توان دمای تبلور کانی‌ها در سنگ‌های آذرین و دگرگونی را با تقریب کم به دست آورد. برای تعیین دما و فشار تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز از کسر مولی آلبیت و آنورتیت می‌توان دمای تبلور و فشار آن‌ها و نهایتاً دما و فشار ماگمایی که این کانی‌ها از آن متبلور شده‌اند را تعیین کرد. در مورد پیروکسن‌ها از طریق محاسبه ضرایب توزیع کلسیم، آهن و منیزیم دما و فشار تعیین می‌شود. مهم‌ترین کانی‌های موجود در سنگ‌های توده نفوذی شمال کوه شاه پسند کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند، بر همین اساس دما- فشارسنجی در این سنگ‌ها محدود به استفاده از این دو کانی است.

**دماسنجی پلاژیوکلاز:** با استفاده از نمودار سه تایی آلبیت - آنورتیت - اورتوکلاز [۳۲] دمای توقف تبادل و تعادل نهایی اکثر پلاژیوکلازها در فشار ۴/۵ کیلوبار در دمای حدود ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود (شکل ۱۲).



شکل ۱۲. نمودار سیستم آل بیت- آنورتیت- ارتوکلاز برای تعیین دمای تعادلی پلاژیوکلازها در فشار ۴/۵ کیلو بار [۳۲]. علائم مشابه شکل ۴ الف است.

دما فشارسنجی ارتوپيروكسن- كلينو پيروكسن به روش پاتیركا [۳۳] و بری و كوهلر [۳۴]: بر اساس روش ترمومتری پاتیركا [۳۳] که برای زوج کانی‌های ارتوپيروكسن-كلينو پيروكسن هم‌زیست ارائه شده است (معادله ۱ و ۲) دمای توقف تبادل و تعادل نهایی حدود ۸۵۰ تا ۹۷۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه می‌شود و بر اساس بارومتر استفاده شده به این روش (معادله ۳) فشار به‌دست آمده حدود ۷ تا ۸ کیلو بار ارزیابی می‌شود. در روش بری و كوهلر [۳۴] هیچ‌گونه وابستگی منظم به معیارهای دمایی، فشار و ترکیبی وجود ندارد و برای محدوده گسترده‌ای از ترکیبات سنگی با کم‌ترین خطا قابل استفاده است. روش بری و كوهلر [۳۴] به فشار حساس نیست و براساس این روش دمای حدود ۷۷۹ تا ۸۸۴ درجه سانتی‌گراد برای پیروكسن‌های بررسی شده به‌دست می‌آید (جدول ۵).  
جدول ۵. نتایج حاصل از دما فشارسنجی ارتوپيروكسن- كلينو پيروكسن هم‌زیست موجود در نمونه گابرو دیوریتی توده نفوذی شمال کوه شاهپسند (پاتیركا [۳۳] و بری و كوهلر [۳۴])

Barometers and Thermometers			
Brey and Kohler (1990) T(C)	Putirka (2008) RiMG		
	Eqn 1 T(C)	Eqn 2 T(C)	Eqn 3 P(kbar)
۸۳۱/۶	۹۰۴/۵	۸۸۶/۱	۷/۱
۷۸۲/۴	۸۸۳/۹	۸۵۳/۹	۷/۸
۷۷۹/۳	۸۸۱/۰	۸۵۶/۱	۷/۷
۸۸۴/۲	۹۷۰/۵	۹۲۸/۶	۸/۲

### بحث

پژوهش‌های صحرایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که توده نفوذی شمال کوه شاهپسند شامل طیف وسیعی از سنگ‌ها شامل گابرو دیوریت، دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت هستند. بخش‌های بازیکی از قبیل گابرو دیوریت و دیوریت ابتدا نفوذ کرده و سپس بخش‌های روشن‌تر گرانودیوریتی و گرانیتی ایجاد شده و در ادامه

بالا آمده‌اند. ترکیب شیمیایی سنگ‌های توده سیلیچرد با بعضی از سنگ‌های توده شمال کوه شاه‌پسند در بعضی از نمودارهای هارکر [۳۵] هم‌پوشانی دارد (شکل‌های ۵ و ۶) اما دارای طیف ترکیبی محدودتری به‌لحاظ عناصر اصلی است. بر اساس بررسی‌های این تحقیق و نیز رضایی‌کهنخایی [۱۰] توده نفوذی سیلیچرد زوناسیون ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی نشان می‌دهد که به‌تدریج به سمت مرکز توده فلسیک‌تر می‌شود. درصد وزنی عناصر  $\text{Ce}$ ،  $\text{La}$ ،  $\text{V}$ ،  $\text{Co}$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$ ،  $\text{MnO}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{FeOT}$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{TiO}_2$  می‌یابند، در حالی که درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  افزایش می‌یابند (شکل ۵ و ۶) عناصر  $\text{Ce}$ ،  $\text{La}$ ،  $\text{Th}$  در نمونه‌های توده نفوذی سیلیچرد بر خلاف توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند دارای هم‌بستگی منفی با  $\text{SiO}_2$  هستند؛ در حالی که  $\text{Nb}$  و  $\text{Ba}$ ،  $\text{Y}$ ،  $\text{Zr}$  پراکنده بوده و هیچ روند چشم‌گیری با افزایش  $\text{SiO}_2$  نشان نمی‌دهند (شکل ۶). کاهش  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{Ce}$ ،  $\text{La}$  و  $\text{Rb}$  نسبت به  $\text{SiO}_2$  به احتمال زیاد ناشی از ادامه پدیده تفریق بوده است [۳۶].

علاوه بر روندهای خطی در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب، که بیان‌گر نقش تبلور تفریقی است، شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی ذکر شده در نمونه‌های توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند نظیر حضور بافت‌های عدم تعادل از جمله بافت غربالی در پلاژیوکلاز و پیروکسن، منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز، بافت پوئی‌کلیتیک، آپاتیت‌های سوزنی شکل در پلاژیوکلاز و بیوتیت، حواشی نامنظم خورده شده و مضرس و حضور دو نسل پلاژیوکلاز نشان‌دهنده این است که محیط تشکیل این سنگ‌ها ناپایدار است و به احتمال زیاد پدیده اختلاط ماگمایی و آلیش در ایجاد و شکل‌گیری سنگ‌های منطقه مؤثر بوده است. تبلور تفریقی به‌طور کلی با هضم سنگ دیواره در مراحل جای‌گزینی و تبلور همراه است (فرآیند AFC). اکنون سوال مهم این است که اثر و سهم آلیش‌پوسته‌ای در طی تبلور ماگمای توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند چقدر بوده است؟ اثرات آلیش‌پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی بر روند تغییر عناصر در طی تبلور ماگمای سازنده توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند و سیلیچرد با استفاده از دیاگرام  $\text{Sr}$  در مقابل  $\text{Rb/Sr}$  از یرسوی و هلواسی [۳۷] و دیاگرام  $\text{Rb}$  در مقابل  $\text{Rb/Th}$  [۳۸] بررسی شد (شکل ۱۳ الف و ب). باریم و استرانسیوم عناصر ویژه و مفیدی هستند زیرا آن‌ها تقریباً به‌طور کامل به داخل کانی‌های سیلیکاتی اصلی وارد می‌شوند. در اینجا هدف این است که مناسب‌ترین روندی را تعیین کنیم که عناصر در این توده‌ها دنبال می‌کنند. در این دیاگرام علاوه بر AFC و FC، اختلاط ماگمایی (Magma mixing) نیز مد نظر قرار گرفته است. پروگینی و همکاران [۳۹] معتقدند که حضور بافت‌های عدم تعادل در توده‌های کالک آلکان نوع I دلایلی قوی برای وقوع انتشار در مقیاس کوچک بوده که باعث ناهمگنی ترکیبی در سیستم‌های آذرین در طی اختلاط ماگمایی می‌شوند. در بسیاری از گرانیتهای سری I فرآیند اختلاط ماگمایی علت اصلی ناهمگنی ترکیبی محسوب نمی‌شود بلکه ترکیب پروتولیت (یا سنگ منبع ماگما) مهم‌ترین عامل کنترل شیمی ماگماهای گرانیتهی و ناهمگنی ترکیبی در آن‌هاست [۴۰].

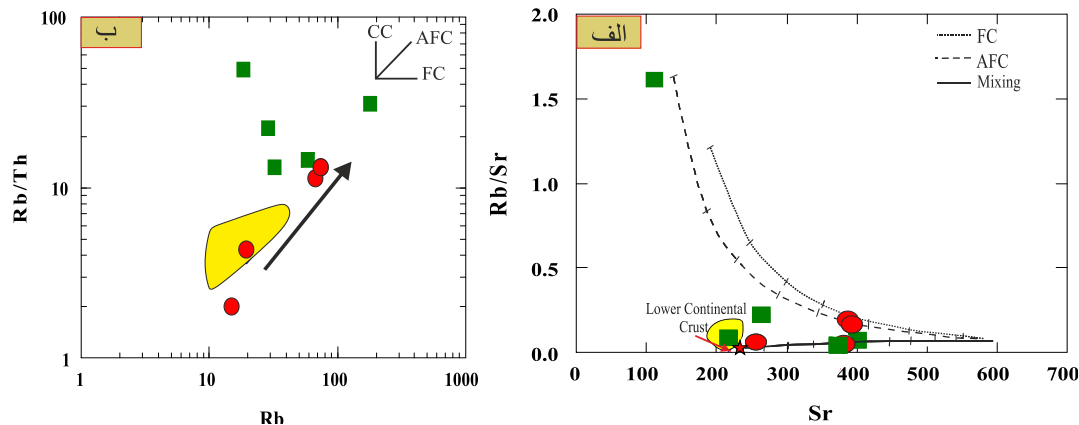
آپاتیت حلالیت کمی در ماگماهای متا آلومین و پرآلومین متوسط دارد ( $\text{ACN/K} < 1/1$ ) اما در مذاب‌های شدیداً پرآلومین حلالیت زیادی دارد و به همین سبب در گرانیتهای نوع I، محتوای  $\text{P}_2\text{O}_5$  با افزایش  $\text{SiO}_2$  کاهش خطی نشان می‌دهد [۴۱]. بر اساس ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی دو نوع گرانیتهای نوع I حرارت زیاد و کم گزارش شده است و تشکیل گرانیتهای نوع I حرارت بالا را در اثر فرآیند تفریق بلوری و بیش‌تر با طبیعت متا آلومین نسبت می‌دهند در حالی که نوع حرارت پایین در شرایط ذوب‌بخشی تشکیل شده و بیش‌تر دارای سرشت پرآلومینه هستند



[۴۲]. ماهیت متالومین، حضور کانی‌های اوپک و پیروکسن در سنگ‌های منطقه از نشانه‌های گرانیته‌ی‌دهنده‌های نوع I دمای بالا است.

تهی‌شدگی از HFSE مانند Ti، Zr، P، Nb با غنی‌شدگی از LILE مانند Th، Pb نشان‌دهنده فعالیت ماگمایی در محیط کمان‌آتشفشانی (فرورانش) است [۴۳]، [۴۴]. در گرانیته‌های نوع I ناهنجاری منفی P به دلیل تبلور فازهای فسفردار مانند آپاتیت انجام می‌شود [۳۹]. آنومالی منفی Zr به وسیله زیرکن و آنومالی منفی Ti به وسیله کانی‌های تیتان‌دار مانند اسفن، ایلمنیت، روتیل و بعضی از انواع آمفیبول‌ها کنترل می‌شود. غنی‌شدگی از Rb، Th، K و نیز تهی‌شدگی از Ti و P از خصوصیات ماگماهای آرایش یافته است [۴۵] که می‌تواند نشانه آغشتگی با پوسته قاره‌ای طی تحولات ماگمایی باشد. الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های یاد شده نسبتاً موازی است که نشان‌دهنده منشأ احتمالی یک‌سان برای آن‌ها است [۴۶]. نسبت  $Eu/Eu^*$  سنجشی از آنومالی Eu بوده که اگر بزرگ‌تر از ۱ باشد آنومالی مثبت و اگر کوچک‌تر از ۱ باشد آنومالی منفی خواهد بود. نسبت  $Eu/Eu^*$  محاسبه شده برای نمونه‌های منطقه بررسی شده (شمال کوه شاه‌پسند) چنان‌که در جدول ۱ مشاهده می‌شود کوچک‌تر از ۱ است ( $Eu/Eu^* = 0.62 - 0.99$ ) و برای توده سیلیچرد (۰/۶۸-۰/۸۴) است. چنان‌که در شکل ۷ ب مشاهده می‌شود همه نمونه‌های بررسی شده دارای آنومالی منفی Eu هستند. آنومالی منفی Eu حاکی از جدایش پلاژیوکلاز در طول تفریق یا باقی ماندن آن به صورت فاز کانیایی پایدار در طول ذوب‌بخشی در سنگ منشأ است [۴۷]. به عقیده شاو و همکاران [۴۸] عناصر نادر خاکی با نسبت‌های آن‌ها نظیر  $(Dy/Yb)_N$ ،  $(La/Yb)_N$ ،  $(Sm/Yb)_N$  برای تعیین ترکیب گوشته فوقانی، کانی‌شناسی و عمق تشکیل مذاب استفاده می‌شود. زیرا این عناصر دارای ضریب جدایش متفاوت برای اسپینل و گارنت هستند. این نسبت‌ها برای سنگ‌های نفوذی منطقه بررسی شده و هم‌چنین نمونه‌های توده نفوذی سیلیچرد محاسبه شده‌اند. در مورد  $(Dy/Yb)_N$  چنان‌چه این نسبت بیش از ۲/۵ باشد ذوب در محدوده پایداری گارنت و چنان‌چه کم‌تر از ۱/۵ باشد ذوب در محدوده پایداری اسپینل است. گستره پایداری سنگ‌های شمال کوه شاه‌پسند دارای نسبت  $(Dy/Yb)_N$  بین ۱/۱۱ تا ۱/۲۳ متغیر است که بیان‌گر پدیده ذوب در محدوده پایداری اسپینل است. نسبت  $(Dy/Yb)_N$  در نمونه‌های سیلیچرد ۰/۹۵ تا ۱/۰۶ است که با نمودارها هم‌خوانی داشته و تأییدکننده یک منبع اسپینل لرزولیتی برای ماگمای تشکیل‌دهنده توده نفوذی سیلیچرد است. نسبت  $(La/Yb)_N$  بالا مربوط به مذاب‌های حاصل از رخساره گارنت است و این نسبت در سنگ‌های بررسی شده نسبتاً پایین و بین ۲/۰۶ تا ۶/۹۵ متغیر است که بیان‌گر تمایل آن‌ها به خاستگاه اسپینل لرزولیتی است. کوبان [۴۹]،  $(Sm/Yb)_N = 2/5$  را مرز شناسایی بودن یا نبودن گارنت در منشأ نمونه‌ها دانسته است به‌گونه‌ای که  $(Sm/Yb)_N$  بالاتر از ۲/۵ نشان‌دهنده خاستگاه دارای گارنت است. نمونه‌های هر دو توده نفوذی، نسبت‌های پایین  $(Sm/Yb)_N < 2/5$  را دارا هستند که بیان‌گر تشکیل ماگما در عمق خارج از قلمرو پایداری گارنت است. داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل بیان می‌کند که ماگمای بازیکی سازنده سنگ‌های نفوذی در مخازن ماگمایی متحمل تفریق و تبلور بلوری شده و نیز با پوسته قاره‌ای آرایش کرده است. ضمناً بر اساس سن‌سنجی صورت گرفته به وسیله رضایی‌کهایلی [۱۰] توده نفوذی سیلیچرد قدیمی‌تر از توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند است. رضایی‌کهایلی [۱۰] محدود شدن این توده‌ها به گسل‌های کوشک نصرت و خلخاب در شمال و

جنوب این منطقه را دلیل جای‌گزینی این توده‌ها در یک محیط کاشی ایجاد شده به‌وسیله حرکت چپ‌لغز این گسل‌ها می‌داند و نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی، گویای وابسته بودن ماگماتیسم توده نفوذی بررسی شده در محیط وابسته به کمان‌های آتشفشانی (حاشیه فعال قاره‌ای) است و به احتمال زیاد در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نتوتیس به زیر ایران مرکزی به‌وجود آمده است.



شکل ۱۳. الف) نمودار Sr در مقابل Rb/Sr [۲۷]، سنگ‌های شمال کوه شاه‌پسند اکثراً روند Mixing را نشان می‌دهند، ب) نمودار Rb در مقابل Rb/Th [۳۸] روند خطی با شیب مثبت، نقش فرآیند AFC را برای نمونه‌های بررسی شده تأیید می‌کند. علائم مشابه شکل ۵ است. اختصارات به‌کار گرفته شده در نمودارها بدین صورت تعریف می‌شوند:

CC=Crustal contamination، FC=Fractional Crystallization، AFC=Assimilation followed by Fractional Crystallization، Mixing= Simple mixing of starting material with lower Continental crust composition.

### نتیجه‌گیری

توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند متعلق به کمان ماگمایی ارومیه-دختر است که در سنگ‌های آتشفشانی میزبان به سن ائوسن میانی تا بالایی نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های آذرین تشکیل‌دهنده توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند دارای طیف وسیعی از گابرودیوریت تا گرانیت است. براساس شواهد صحرایی و سن سنجی‌های به‌دست آمده دارای سن ائوسن پسین تا الیگوسن هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت هستند. ریزپر دازش الکترونی روی کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و پیروکسن انجام شده است که پیروکسن‌ها را از نوع اوژیت-دیوپسید، میکا را از نوع بیوتیت  $(Fe/(Fe+Mg) > 0.33)$  و پلاژیوکلاز را از نوع الیگوکلاز-آندزین در سنگ‌های اسیدی تا حدواسط و آندزین تا بیتونیت در سنگ‌های بازیک معرفی کرده است. بررسی‌های پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان نشان می‌دهد که سنگ‌های نفوذی مورد نظر دارای بافت گرانولار، پورفیروئیدی، پوئی کلیتیک و غربالی هستند. شواهدی نظیر بافت غربالی در پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها، بافت پوئی کلیتیک، حضور آپاتیت‌های سوزنی شکل در پلاژیوکلازها و بیوتیت و حواشی نامنظم و مضرس کانی‌ها و حضور دو نسل پلاژیوکلاز می‌تواند نشانه تعادل نداشتن و ناپایداری محیط است و به احتمال زیاد اختلاط ماگمایی را به ذهن متبادر می‌کند. تغییرات اکسید سیلیسیم ۵۲ تا ۷۳ درصد در توده نفوذی شمال کوه شاه‌پسند و ۶۳ تا ۶۹ درصد در توده نفوذی سیلیجرده است. رفتار اکسید سیلیسیم در مقابل اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب و خاکی نادر پدیده

تفریق از طریق تبلوربخشی را نشان می‌دهد. ماگمای سازنده سنگ‌های نفوذی شمال کوه شاهپسند و سیلیچرد از نوع I، کالکوالکالین پتاسیم متوسط برای توده نفوذی شمال کوه شاهپسند و کالکوالکالین پتاسیم کم تا متوسط برای توده نفوذی سیلیچرد است و تمام نمونه‌های سنگی هر دو توده نفوذی بر اساس اندیس اشباع از آلومین دارای سرشت متاآلومین هستند. مقایسه اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر در هر دو توده نفوذی ذکر شده نشان می‌دهد که این توده‌ها از یک منشأ با درجات ذوب‌بخشی متفاوت بوده‌اند، به طوری که توده نفوذی شمال کوه شاهپسند از گوشته غنی شده با ۱۰ تا ۳۰ درصد ذوب‌بخشی (بین محدوده پایداری اسپینل گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت) و توده نفوذی سیلیچرد از ذوب‌بخشی ۵ تا ۱۰ درصد ذوب‌بخشی اسپینل لرزولیت ناشی شده است. زمین دما- فشارسنجی روی پلاژیوکلاز و پیروکسن بر اساس نمودارها و محاسبات ریاضی انجام شده است و دمای توقف تبادل و تعادل نهایی پلاژیوکلاز را حدود ۸۰۰ تا ۹۷۰ درجه سانتی‌گراد در فشار ۴/۵ کیلوبار و دمای تعادل پیروکسن به هنگام جای‌گزینی توده را ۸۵۰ تا ۹۷۰ درجه سانتی‌گراد در فشار حدود ۷ الی ۸ کیلوبار ارزیابی می‌کند. شواهدی نظیر غنی‌شدگی مختصر این توده‌ها از LILE نسبت به HFSE و نیز ناهنجاری منفی Nb، Ti، P و نیز غنی‌شدگی از عناصری مانند Th و Pb نشان‌دهنده محیط فرورانش برای تشکیل این سنگ‌ها است. با توجه به این که کاهیدگی Nb از ویژگی ماگمای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرو رونده در منطقه فرورانش است ایده شکل‌گیری شاره‌های آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده را تقویت می‌کند. بنابراین می‌توان ادعا کرد که ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های نفوذی مورد نظر احتمالاً از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای در اثر تماس با شاره‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده که از عناصر کمیاب غنی‌شده نشأت گرفته و بر اثر فرآیندهای تفریق سنگ‌های نفوذی را به وجود آورده است.

### منابع

۱. امامی محمد هاشم، "ماگماتیسم در ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران (۱۳۷۰) ۶۰۸.
2. Amidi S. M., "Contribution a l etude stratigraphique, petrologique et petrochimiquedes rocks magmatiques de la region Natanz- Nain- Surk (Iran central)", These universite scientifiqueet medicale de Grenoble, France (1975) 316.
3. Caillat C., Dehlavi P., Martel Jantin B., "Geologie de la region de Saveh, (Iran)Contribution a l'etude du volcanism et duplutionism tertiares de la zone de l'Iran central(These de doctorat de specialitie) ", (1978).
4. Shahabpour J., "Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt", Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 652-665.
5. Chiu H. Y., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Khatib M. M., Yoshiyuki Iizuka Y., "Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny", Lithos 162-163 (2013) 70-87.
6. Alavi M., "Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran", New data and interpretations. Tectonophysics 229 (1994) 211-238.

7. Berberian M., King G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Can. J. Earth Sci* 18 (1981) 210-265.
۸. قربانی م. ر.، "سنگ‌های آتشفشانی اسیدی در چهارگوش ساوه"، بیستمین گردهمایی علوم زمین (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور) (۱۳۸۰) ۹ - ۲.
۹. حلمی فریده، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه نیوشت شمال غرب ساوه"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۰).
۱۰. رضایی کهخایی مهدی، "ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی شمال غرب ساوه"، پایان‌نامه دکترا، دانشگاه تهران (۱۳۹۰).
۱۱. قلمقاش جلیل، "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ساوه"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۷).
۱۲. قاسمی حبیب ا...، رضانی اکبر، خانعلی‌زاده علیرضا، "سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی ماگمایی توده آذرین نفوذی سیلیجر، شمال‌باختر ساوه"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۶۷ (۱۳۸۷) ۶۸ - ۸۵.
13. Streckeisen A. "Classification and nomenclature of plutonic rocks: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks", *Geologische Rundschau Internationale Zeitschrift für Geologie* 63 (1974) 773-785.
14. Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist* 95 (2010) 158-187.
15. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. ., "An introduction to the rock forming minerals", 17<sup>th</sup> edition, Longman, London (1991).
16. Spear J. A., "Micas in igneous rocks", In: Micas, Bailey, S.W., (ed); Mineralogical Society of America, *Review in Mineralogy* 13 (1984) 299-356
17. Morimoto N., Kitamura M., "Q-J diagram for classification of pyroxenes", *Journal of Japanese of Mineralogy and Petrology Economic Geology* V. 78 (1983) 141.
18. Middlemost E. A. K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", *Earth Sciences Review* 37 (1994) 215-224.
19. Peccerillo A., Taylor SR., "The Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey", *Chemical Geology* 145(1976) 325-394.
20. Maniar P. D., Piccoli P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geology, Society American Bulltin* 101 (1989) 635-643.
21. Chappell B. W., White A. J. R., "I-Type and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83 (1992) 1-26.
22. Li X. H., Li Z. X., Li W. X., Liu Y., Yuan C., Wei G. J., Qi C. S., "U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I and A-type granites from central Guangdong, SE China", a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab?. *Lithos* 96 (2007) 186-204.
23. Sun S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. implication for mantle composition and processes", *Geological Society of London, Special Publication* 42 (1989) 313-345.

24. Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous ordinary Chondrites", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38 (1974) 757-775.
25. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 25 (1984) 956-983.
26. Schandl E. S., Gorton M. P., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments", *Economic Geology* 97 (2002) 629-642.
27. Altherr R., Hall A., Henger E., langer, Kreuzer H., "High potassium, calc-alkaline I-type plutonism the European variscides Northern Vosges(France) and Northern Schwarzwald (Germany) ", *Lithos* 50 (2002) 51-73.
28. Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M. F., Mitchell J. A. "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102 (2000) 67-95.
29. Le bas M.J., "The role of aluminum in igneous clinopyroxene with relation to their parentage ", *American Journal of science* (1962) 260-267.
30. Ao S. J., Xiao W. J., Han C. M., Mao Q. G., Zhang J. E., "Geochronology and geochemistry of early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaids", *Gondwana Research* 18 (2010) 466-478.
31. Abdel Rahman A. M., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas", *Journal of Petrology* 35 (1994) 525-541.
32. Nekvasil H., Simon A. and Lindsley H., "Crystal fractionation and the evolution of intra-plate hynormative igneous suites: insights from their feldspar", *Journal of Petrology* 41: (12) (2000) 1743-1757.
33. Putirka K., "Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. In: Putirka, K., Tepley, F. (Eds.), *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*", *Mineralogical Soc. Am*, v. 69 (2008) 61-120.
34. Brey G. T., Kohler T., "Geothermobarometry in four phase lherzolites part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers", *J.petrol.* 31(6) (1990) 1353-1378.
35. Harker A., "The natural history of igneous rocks", Methuen, Landon (1909).
36. Wyborn D., Chappell B. W., James M., "Examples of convective fractionation in high temperature granites from the Lachlan Fold Belt", *Australian Journal of Earth Sciences* 48 (2001) 531-541.

37. Ersoy Y. and Helvacy C., FC-AFC-FCA and mixing modeler., "A Microsoft Excel spreadsheet program for modeling geochemical differentiations of magma by crystal fractions, crustal assimilation and mixing", computers and Geosciences 36 (2010) 383-90.
38. Tchameni R., Pouclet A., Penary J., Ganwa, A., Toteu, S. F. "Petrology and geochemistry of the Ndaoundere Pan-African granitoids in Central north Cameroon", implications for their sources and geological setting. Journal of African Earth Science 44(5) (2006) 511-529.
39. Peragini D., Busa T., Poli G., Nazzareni., "The role of chaotic dynamics and flowfields in the development texture in volcanic rocks", J. Petrol 44 (2003) 733-756.
40. Clemens J. D., Stevens G., Farina F., "The enigmatic sources of I-type granites", The peritectic connexion: Lithos, V. 126 (2011) 174-181.
41. Wu F. Y., Jahn B. M., Wilde S. A., Lo C. H., Yui T. F., Lin Q., Ge W. C., Sun D. Y. "Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis", Lithos 66 (2003) 241-273.
42. Chappell B. W., White A. J. R., Williams I. S., Wyborn D., "Low- and high temperature granites", Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 95 (2004) 125-140.
43. Varol E., Temel A., Yürür T., Gourgaud A., Bellon H., "Petrogenesis of the Neogene bimodal magmatism of the Galatean Volcanic Province, Central Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research 280 (2014) 14-29.
44. Streck M., "Evaluation of crystal mush extraction models to explain crystal-poor rhyolites", Journal of Volcanology and Geothermal Research 284 (2014) 79-94.
45. Hariss N. B. W., Pearce J. A., Tindle A.G., "Geochemical characteristic of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds), collision Tectonics", Geological Society London, Special Publication 19 (1986) 67-81.
46. Kharbush S., "Geochemistry and magmatic setting of wadi El- Markh Island arc gabbro-diorite central- eastern Desert, Egypt", Chemie der Erde 70 (3): (2010) 257-266.
47. Mshiu E., Maboko M. A. H., "Geochemistry and petrogenesis of the late Archaean high-K granites in the southern Musoma-Mara Greenstone Belt: Their influence in evolution of Archaean Tanzania Craton", Journal of African Earth Sciences (2012) 66-67. 1.
48. Shaw J. E., Baker J. A., Menzies M. A., Thirlwall M F. Ibrahim K M., "Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): a mixed lithosphere-aesthenosphere source activated by lithospheric extension", Journal of Petrology 44 (2003) 1657-1679.
49. Çoban H. "Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia", Earth Science Reviews 80 (2007) 219-238.