Petrological Journal

E-ISSN: 2322-2182

13th Year, No. 51, Autumn 2022, pp. 131-160

Petrological Journal

Research Article

Petrogenesis and dating of Doran and Shah Bolaghi intrusions: Implications for post-collisional sodic and high-silica granitic magmatism

Zahra Badrzadeh[1]✉, Mehraj Aghazadeh[2]

[1] Assistant Professor, Department of Geology, Payame Noor University,Tehran. Iran, zahrabadrzadeh@pnu.ac.ir

[2] Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran. Iran, ehrajaghazadeh@pnu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 02 February 2022
Accepted: 13 August 2022

Keywords
Albite granite
U-Pb dating
Petrogenesis
Post-collision
Doran and Shah Bolaghi intrusions

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The Precambrian-Early Cambrian magmatism in Iran includes magmatic rocks in the central, northwestern (e.g. Tekab-Zanjan zone), and northeastern parts of the Iranian plate. Although in the previous literature, the petrogenesis and tectonic setting of these rocks were attributed to the rifting and extensional tectonic regime but recent studies emphasized that they formed in a convergent subduction-related tectonic setting. In this study geology, geochemistry, petrogenesis, and dating of Doran and Shah Bolaghi (Moghanlu) intrusions as the best examples of the Precambrian-Early Cambrian magmatism in the NW Iran have been investigated.

Geology

In NW Iran, there are intrusive and related volcanic rocks that have been outcropped in a special stratigraphic position. The intrusive rocks cut the Precambrian Kahar Formation rocks and are overlaid by the Bayandor Formation rocks. Stratigraphically, the equivalent volcanic rocks (Gara Dash rhyolitic series rocks) lie between over Kahar and lower Soltanieh Formation rocks. In the area, Doran–type intrusions including Doran, Moghanlu, Incheh, Sarveh Jahan, Mahneshan, Aghkand, and Alam Kandi, have been intruded as batholith (e.g. Shah Bolaghi) and as stocks (e.g. Doran and Sarveh Jahan) and mainly they affected by dynamo thermal metamorphism. The studied Doran and Moghanlu intrusions included different felsic pulses of the oldest mica granite, hololeucocratic porphyritic granite, and the youngest potassium feldspar-bearing pink granite associated with basic rocks.

20.1001.1.22285210.1401.13.3.3.5
10.22108/ijp.2022.132527.1268

✉ Corresponding Author

To cite this article: Badrzadeh, Z. and Aghazadeh, M. (2022) Petrogenesis and dating of Doran and Shah Bolaghi intrusions: Implications for post-collisional sodic and high-silica granitic magmatism. Petrological Journal, 13(3), 131-160.

Petrography

The studied plutons including different pulses display various mineralogy. The Hololeucocratic mica granites show granular to porphyry textures including quartz, alkali feldspar, and plagioclase associated with biotite and rare muscovite. Some albite crystals are magmatic and chessboard albites formed during Na-metasomatism. Hololeucocratic porphyry granite show various porphyry and granular as well as cataclastic textures. Secondary chessboard and myrmekitic albite developed along with primary albite and antiperthite feldspars. Rare primary muscovite can be found. Pink granite includes quartz and alkali feldspar and plagioclase minerals with porphyry to granular textures and some hypersolvus potassium feldspar megacrysts developed. Rare muscovite and biotite crystals have been developed. In all granitic rocks, recrystallization and secondary minerals have been developed due to metamorphism, tectonic and metasomatism processes.

Geochemistry

All granitic rocks show high silica content (79-82 wt.%) and in the R1-R2 diagram located in alkali granite to syenogranite fields and metaluminous to weak peraluminous. Basic rocks have 49-50 wt% SiO_2 content and are olivine gabbro. The TiO_2, Fe_2O_3, MgO, CaO, and P_2O_5 contents of studied granitic rocks are very low and porphyry granite and mica granites show very low K_2O and high Na_2O contents but mica granites show K_2O/Na_2O~1. In the spider diagrams, the porphyry granite samples show enrichment in the Zr, Th, Nb, Ta, U, and HREE (heavy rare earth elements) and trough in the LREE (light rare earth elements), and large ion lithophile elements (LILE: Cs, Rb, Ba, K), P, Ti, E, however, the mica granites are characterized by LILE (Cs, Rb, Ba), Sr, K, P, Ti, Eu, HREE, LREE, Zr, Th, and U enrichment, and the pink granites show a diverse pattern with enrichment in LILE and LREE and depletion in Sr, P, Nb, Ta, and Ti. All granitic samples show very clear troughs in Eu and Eu/Eu*.

U-Pb Dating

Zircon crystals from Doran porphyry granite and the Shah Bolaghi pink granite have been dated by the U-Pb method. The porphyry granite apparent $^{206}Pb/^{238}U$ ages range from 515 to 1192 Ma. In the relative frequency histogram, the porphyry granite ages show two peaks in 550 and 1050 Ma, which older ages can be related to inherited crystals and or captured crystals during ascending of the magma. Pink granite apparent $^{206}Pb/^{238}U$ ages range from 478 to 657 Ma. The porphyry granite zircon crystals' younger ages yield a weight mean of 565 ± 28 Ma, 95% conf. n=14, MSWD=0.54 and the pink granite ages yield a weight mean 538 ± 12 Ma, 95% conf. n=23, MSWD=1.02. Dating results are compatible with field observation that the pink granite cut porphyry granite.

Discussion

The studied granitic intrusions are inhomogeneous and different mica granite, granite porphyry, and pink granite associated with basic rocks could be distinguished. The investigated granitic rocks are marked by A/CNK<1.1 and Zr+Nb+Ce+Y <300 as well as 104*Ga/Al<2.6 that are different from S- and A-type granites and very high silica content and lower La, Y, Nb, Zr, Ga, Zn, Ce contents which led us to be considered as fractionated I-type granites. Different petrogenetic models have been proposed for fractionated I-type granites generation, including:

(1) Partial melting of the crust which the melt composition may have been modified by fractional crystallization;
(2) fractional crystallization of hornblende and clinopyroxene from initial intermediate to mafic melts;
(3) involvement of a fluid residual or hydrothermal phase during late magmatic stages.

Moreover, the source rocks for these felsic granites are also debated, including aluminous sedimentary rocks, tonalitic rocks, underplated mantle-derived materials, or mixtures of crustal and mantle-derived materials in different crustal levels. The granitic rocks under study could not be originated from the fractional crystallization of mafic rocks because they do not show high volume in the area. They show different trends in the Harker diagrams and could not be fractionated from each other and geochemical features (e.g. TiO_2/MgO ratio) show that they originated from different protoliths in the crust. Porphyry- and Mica –granites show high Na_2O content and can be considered albite granite. According to textural relationship and

zircon crystals morphology, high Na_2O content in the studied albite-rich porphyry and mica granites belonged to the magmatic stage. Geochemical features imply that sodic granites originated from the partial melting of old crust and/or mixing of melts from the old crust and lower crust with some contributions of mantle-originated magmas. According to Patiño Douce (1999), mica granites can be derived from the partial melting of metamorphosed felsitic pelitic rocks. High Rb/Sr and K_2O/Na_2O ratios in the pink granite and low P_2O_5, Sr, and Eu contents are consistent with derivation via partial melting of lower crust with tonalitic to granodioritic composition. Basic rocks originated from the metasomatized mantle that has been affected by subduction agents. According to Pearce (1996), the granitic and the basic rocks belong to a syn- to post-orogenic tectonic setting and basic rocks belong to a post-collisional tectonic setting.

Petrological Journal

E-ISSN: 2322-2182

13th Year, No. 51, Autumn 2022, pp. 131-160

Petrological Journal

پتـــــرولوژی

شاپا الکترونیکی: ۲۳۲۲-۲۱۸۲

سال سیزدهم، شماره پنجاه و یکم، پاییز ۱۴۰۱، ص. ۱۳۱-۱۶۰

مقالهٔ پژوهشی

سنگ‌زایی و سن‌سنجی توده‌های آذرین درونی دوران و شاه‌بلاغی: شاهدی بر ماگماتیسم گرانیتی سدیک و سیلیس بالای پس از برخوردی پرکامبرین پایانی

زهرا بدرزاده[۱]✉، مهراج آقازاده[۲]

[۱] استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران، zahrabadrzadeh@pnu.ac.ir

[۲] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران، mehrajaghazadeh@pnu.ac.ir

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۰/۱۱/۱۳

تاریخ پذیرش ۱۴۰۱/۰۵/۲۲

کلید واژه‌ها

آلبیت‌گرانیت

سن‌سنجی U-Pb

پتروژنز

پس از برخورد

توده‌های دوران و شاه‌بلاغی

چکیده

توده‌های آذرین درونی دوران و شاه‌بلاغی در باختر و جنوب‌باختری زنجان و در پهنهٔ ایران مرکزی رخنمون دارند و شامل پالس‌های آذرین درونی میکاگرانیت، گرانیت‌پورفیری و گرانیت صورتی به‌همراه انکلاوها و دایک‌های بازیک هستند. برپایهٔ سن‌سنجی U-Pb روی بلورهای زیرکن، تودهٔ گرانیت‌پورفیری در ۵۶۷ میلیون سال پیش و تودهٔ گرانیتی صورتی در ۵۳۸ میلیون سال پیش جایگزین شده‌اند. توده‌های گرانیتی میزان سیلیس بسیار بالا (SiO_2>۷۸wt%) و میزان اکسیدهای TiO_2، Fe_2O_3، MgO، CaO و P_2O_5 بسیار کمی دارند. توده‌های گرانیت‌پورفیری و میکاگرانیت مقدار Na_2O بالایی دارند و آلبیت‌گرانیت هستند. در گرانیت صورتی، نسبت K_2O/Na_2O نزدیک به ۱ است. توده‌های گرانیتی بررسی‌شده از نوع متاآلومین تا پرآلومین ضعیف هستند و میزان ACNK در آنها از ۱/۱ کمتر است. در نمودارهای عنکبوتی و عنصرهای خاکی کمیاب، تودهٔ گرانیت پورفیری از HREE و HFSE غنی‌شدگی و از LREE و LILE تهی‌شدگی و میکاگرانیت‌ها از LILE تهی‌شدگی و از HFSE و LREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند و نمونه‌های گرانیت صورتی و سنگ‌های بازیک از LREE و LILE غنی‌شدگی و از HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. توده‌های گرانیتی بررسی‌شده ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I جدایش‌یافته را نشان می‌دهند. سرشت سدیک توده‌های گرانیت پورفیری و میکا گرانیت اولیه است و این توده‌ها از ذوب‌بخشی پوستهٔ قدیمی با ترکیب پلیت‌فلسیک پدید آمده‌اند. تودهٔ گرانیت صورتی از ذوب‌بخشی پوسته زیرین با ترکیب تونالیت و گرانودیوریت پدید آمده است. سنگ‌های بازیک از ماگمای جداشده از گوشتهٔ متاسوماتیسم‌شده با سیال‌های فرورانشی پدید آمده‌اند. توده‌های گرانیتی بررسی‌شده از ذوب‌بخشی منابع مختلف پوسته‌ای در محیط کششی پس از برخوردی و هنگام صعود گوشته و افزایش گرادیان زمین‌گرمایی پدید آمده‌اند.

20.1001.1.22285210.1401.13.3.3.5

10.22108/ijp.2022.132527.1268

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: بدرزاده، ز.، آقازاده، م. (۱۴۰۱) سنگ‌زایی و سن‌سنجی توده‌های آذرین درونی دوران و شاه بلاغی: شاهدی بر ماگماتیسم گرانیتی سدیک و سیلیس بالای پس از برخوردی پرکامبرین پایانی. پترولوژی، ۱۳(۳)، ۱۳۱-۱۶۰.

مقدمه

ماگماتیسم پرکامبرین پایانی-کامبرین آغازین در ایران شامل رخنمون‌هایی از سنگ‌های ماگمایی در بخش‌های ایران‌مرکزی، شمال، شمال‌باختری ایران و شمال‌خاوری ایران است که به‌صورت سنگ‌های دگرگونه تا کم‌دگرگونه در بخش‌های بالاآمده و هسته‌های دگرگونه[1] رخنمون یافته‌اند. به‌علت پیچیدگی‌های زمین‌شناسی و تأثیر فرایند دگرگونی، اطلاعات کمی از سرشت زمین‌شیمیایی، محیط زمین‌ساختی و زمان دقیق جایگزینی و پیدایش این سنگ‌های ماگمایی در دسترس است. به طور کلی، این سنگ‌ها پیامد فرایندهای کشش و کافت‌شدگی[2] در پوستهٔ قاره‌ای ایران دانسته شده‌اند (مانند: Berberian and King (1981))؛ اما گمان می‌رود محیط پیدایش و همچنین، سرشت زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها با محیط‌های مرتبط با فرورانش قابل مقایسه است که مطالعات اخیر این مسئله را به اثبات می‌رساند (Athari et al., 2007; Hassanzadeh et al., 2008; Moghadam et al., 2017).

منطقهٔ تکاب- زنجان از مناطقی در ایران است که سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی پرکامبرین پایانی-کامبرین با گسترش چشمگیری رخنمون دارند. توده‌های آذرین درونی گوناگون مربوط به ماگماتیسم پرکامبرین در این منطقه رخنمون دارند که می‌توان توده‌های دوران، شاه‌بلاغی (مغانلو)، سرو جهان، اینچه، پیچاقچی و ... را نام برد. در ادبیات زمین‌شناسی ایران از این توده‌ها به نام توده‌های نوع دوران یاد می‌شود. بررسی‌های پراکنده‌ای روی این توده‌ها انجام شده است که با نتایج متناقضی همراه هستند. از بررسی‌های انجام‌شده در این منطقه، می‌توان تهیهٔ نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب و زنجان و نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ زنجان، ماه‌نشان و تخت‌سلیمان (Kholghi et al., 1995; Babakhani and Galamghash, 1998; Lotfi, 2002; Babakhani and Sadeghi, 2005) را نام برد. همچنین، بررسی‌هایی روی سنگ‌های دگرگونی (Hajalioghli et al., 2007) و سنگ‌های ماگمایی (Valizadeh and Esmaiili, 1997; Hassanzadeh et al., 2008; Saki, 2010) انجام شده است که در این بررسی‌ها سرشت توده‌های پرکامبرین پایانی را قابل مقایسه با گرانیت‌های نوع A و محیط زمین ساختی آنها را از نوع کششی درون‌صفحه‌ای (Valizadeh and Esmaiili, 1997)، کششی پس از برخوردی (Moghadam et al., 2017) و حاشیهٔ قاره‌ای فعال (Fathiyan et al., 2019) دانسته‌اند.

در بررسی‌هایی که به‌تازگی انجام شده‌اند بر سرشت نوع I این توده‌ها و همچنین، محیط زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش تأکید شده است (Fathiyan et al., 2019; Honarmand et al., 2020). برپایهٔ ویژگی‌های ایزوتوپی Nd-Sr و زمین‌شیمیایی، توده آذرین درونی مغانلو از نوع گرانیت‌های I و همچنین، سن تودهٔ ۱۳±۵۷۶ میلیون سال پیش به‌دست آمده است (Fathiyan et al., 2019). همچنین، هنرمند و همکاران (Honarmand et al., 2020) به ارزیابی زمین شیمیایی و سنی توده مغانلو پرداخته‌اند و سن جایگزینی پالس‌های مختلف را ادیاکارین به‌دست آورده‌اند که در اثر ذوب پوستهٔ قاره‌ای رخ داده‌اند. این در حالی است که (Hassanzadeh et al., 2008) برپایهٔ سن‌سنجی U-Pb روی بلورهای زیرکن سن تودهٔ دوران را ۰/۱±۲/۸ میلیون سال پیش و تودهٔ مغانلو را ۲۷±۵۴۸ میلیون سال پیش به‌دست آورده است.

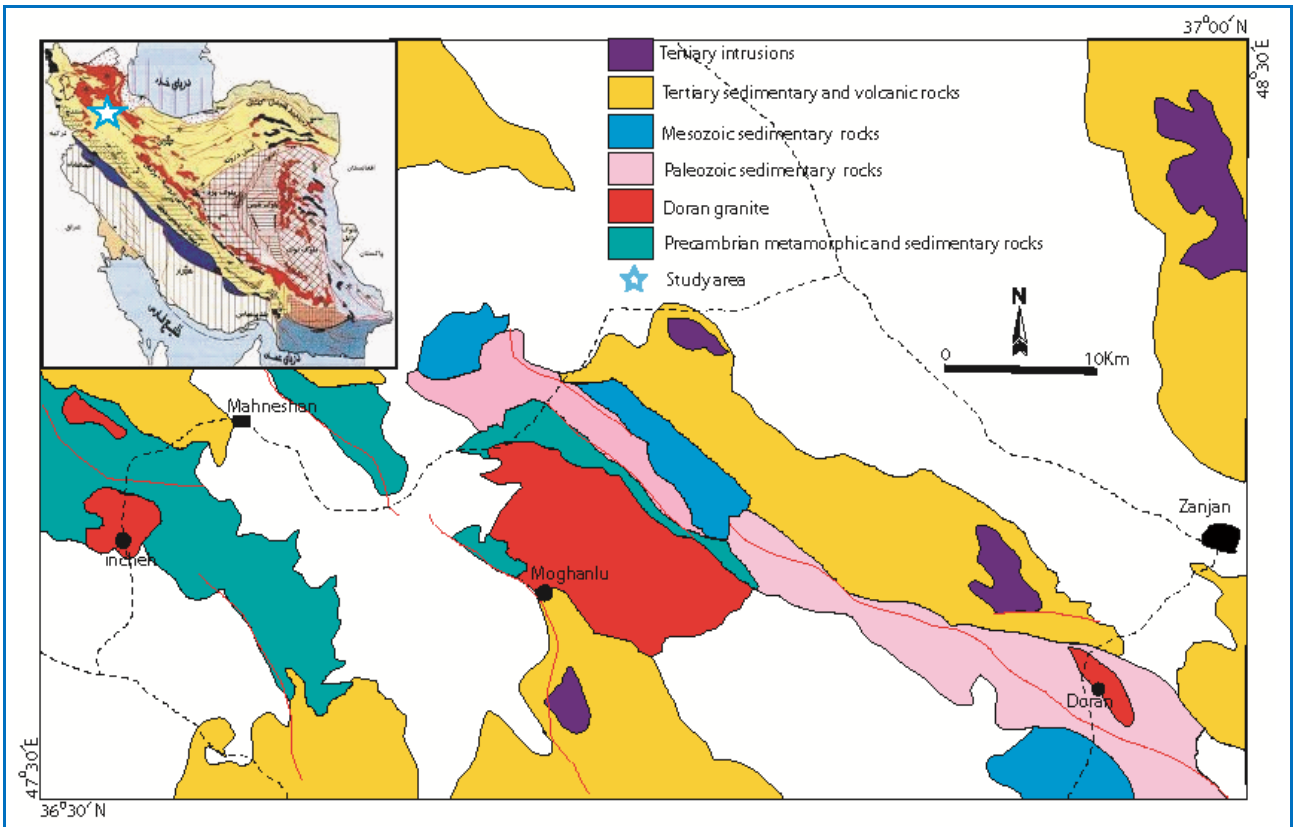
در بررسی حاضر ویژگی‌های ماگماتیسم پرکامبرین پایانی و محیط تکتونوماگمایی حاکم در شمال‌باختری ایران بررسی شده است. برای این کار، زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، سنگ‌شیمی، سنگ‌زایی[3] و سن‌سنجی توده‌های دوران و شاه‌بلاغی (مغانلو) در باختر و جنوب‌باختری زنجان بررسی شده‌اند.

جایگاه زمین‌شناسی

توده‌های آذرین درونی دوران و شاه‌بلاغی در بین طول‌های جغرافیایی '۵۰°۴۷ تا '۳۰°۴۸ خاوری و

[1] Metamorphic Core Complex
[2] rifting
[3] Petrogenesis

عرض‌های جغرافیایی '۳۰°۳۶ تا '۴۵°۳۶ شمالی در باختر و جنوب‌باختری زنجان و در پهنهٔ ساختاری ایران‌مرکزی رخنمون دارند (شکل ۱). در بخش شمال‌باختری ایران چندین رخنمون از توده‌های آذرین درونی و همچنین، سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شوند (شکل ۱). این توده‌ها و سنگ‌های آتشفشانی هم‌ارز آنها در جایگاه چینه‌شناسی خاصی دیده می‌شوند. بیشتر توده‌های آذرین درونی سازندهای کهر و سنگ‌های دگرگونی معادل را قطع می‌کنند؛ ازاین‌رو، جوان‌تر از سازند کهر هستند. همچنین، سنگ‌های آتشفشانی معادل این توده‌ها که به نام ریولیت‌های سری قره‌داش یا مهاباد معروف هستند، روی سازند کهر و در زیر سازند سلطانیه جای گرفته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی معادل توده‌های آذرین درونی دانسته شده‌اند (Stöcklin and Eftekhar-nezhad, 1969). همچنین، سنگ‌های آتشفشانی مختلفی درون سازند کهر و نهشته‌های عموماً دگرگون‌شدهٔ قدیمی‌تر گزارش شده‌اند (نقشه‌های زمین‌شناسی ماهنشان، تخت‌سلیمان و شاهین‌دژ و زنجان). ازاین‌رو، با ارزیابی جایگاه چینه‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی گمان می‌رود رخداد ماگماتیسم در این منطقه در یک بازهٔ زمانی خاصی نبوده است؛ بلکه در چندین دوره روی داده است. گمان می‌رود آخرین فاز ماگماتیسم در منطقه نفوذ توده‌های نوع دوران در منطقه است که شامل توده‌های آذرین درونی متعددی مانند دوران، مغانلو، سروجهان، ماهنشان، اینچه، آقکند و علم‌کندی هستند.



شکل ۱. نقشهٔ زمین‌شناسی منطقه برپایهٔ تلفیق نقشه‌های زمین‌شناسی زنجان و ماهنشان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور) و موقعیت توده‌های بررسی‌شده.

Figure 1. Geological map of the studied area, based on the 1:100000 maps of Zanjan and Mahneshan (Geological Survey of Iran) and the location of the studied intrusions.

توده‌های یادشده ابعاد متغیری دارند و گاه به‌صورت باتولیت (مانند تودهٔ شاه‌بلاغی (مغانلو)) و گاه به‌صورت استوک‌های کوچک همانند توده‌های دوران و سروجهان رخنمون دارند. این توده‌ها ویژگی‌های عمومی هولوکرات تا لوکوکرات را دارند.

همچنین، آنها ویژگی عمومی بافت پورفیری و گاهی گرانولار دارند که نشان‌دهندهٔ جایگزینی آنها در ژرفای کم است. در پی حرکات زمین‌ساختی و دگرگونی، به‌ویژه در پهنهٔ سنندج-سیرجان، توده‌های یادشده دگرگون شده‌اند و به ارتوگنیس تبدیل شده‌اند. همچنین، این توده‌ها معمولاً دچار دگرسانی رسی شده‌اند؛ به‌گونه‌ای‌که در برخی توده‌ها بافت و کانی‌شناسی به شدت تحت‌تأثیر قرار گرفته است. توده‌های پرکامبرین پایانی در شمال‌باختری ایران از دیدگاه سن چینه نگاری و همچنین، ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانی‌شناسی با توده‌های آذرین درونی ایران‌مرکزی (مانند زریگان و ناریگان) قابل‌مقایسه هستند (Berberian and King, 1981).

بررسی‌های صحرایی

بررسی‌های صحرایی در منطقه نشان می‌دهند گرانیت دوران، استوک کشیده با راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است (شکل ۱). این توده درون نهشته‌های دگرگون‌شده پرکامبرین با ترکیب فیلیت، کوارتزیت و میکاشیست نفوذ کرده است. این سنگ های دگرگونی در واقع معادل دگرگون‌شدهٔ سنگ‌های سازند کهر هستند. تکه‌هایی از این نهشته‌ها درون تودهٔ دوران به‌صورت زنولیت دیده می‌شوند. نهشته‌های سازند بایندر با ترکیب ماسه‌سنگ و شیل، تودهٔ گرانیتی دوران را پوشانده‌اند (شکل ۲- A).

بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند تودهٔ شاه‌بلاغی (مغانلو) باتولیتی کشیده با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری است که در فاصلهٔ نزدیک به ۲۰ کیلومتری شمال‌باختریِ تودهٔ دوران رخنمون دارد. درازای این توده نزدیک به ۲۰ کیلومتر و پهنای آن به ۱۰ کیلومتر می‌رسد. این توده درون سازند کهر نفوذ کرده است و سبب دگرگونی همبری ضعیف در حاشیهٔ خود شده است. در حواشی تودهٔ شاه‌بلاغی، زنولیت‌هایی با ابعاد مختلف از سازند کهر دیده می‌شوند که البته به سمت مرکز توده از میزان این زنولیت‌ها کاسته می‌شود. این زنولیت‌ها عموماً دچار دگرگونی همبری شده‌اند.

ویژگی‌های صحرایی نشان می‌دهند توده های دوران و شاه‌بلاغی توده های همگنی نیستند و شامل بخش‌های مختلفی هستند (شکل‌های ۲- B و ۲- C):

۱) گرانیت هولولوکرات پورفیری با درشت بلورهای کوارتز (گرانیت‌پورفیری)؛
۲) میکاگرانیت؛
۳) گرانیت‌پورفیری پتاسیم‌فلدسپاردار (گرانیت صورتی)؛
۴) انکلاوها و دایک‌های دیابازی.

پلوتونیسم در توده های بررسی شده با تودهٔ میکاگرانیت آغاز می‌شود و با پالس‌های آذرین درونی بعدی قطع می‌شود (شکل ۲). این توده در بخش‌های مرکزی تودهٔ شاه‌بلاغی دیده می‌شود و رخنمون آن درون تودهٔ دوران به‌صورت رخنمون‌هایی منقطع درون تودهٔ گرانیت پورفیری دیده می‌شود که تودهٔ گرانیت پورفیری آن را قطع کرده است (شکل ۲). تودهٔ میکاگرانیت به واسطهٔ حضور میکا و نبود درشت‌بلورهای کوارتز از تودهٔ گرانیت‌پورفیری و همچنین، به واسطهٔ نبود بلورهای پتاسیم‌فلدسپار درشت از تودهٔ گرانیت صورتی قابل شناسایی است. در تودهٔ دوران، تودهٔ میکاگرانیت به‌صورت انکلاوهای درشت درون تودهٔ گرانیت پورفیری دیده می‌شوند. این توده همچنین، به‌صورت فاز حاشیه‌ای همراه با تودهٔ گرانیت پورفیری در توده مغانلو دیده می‌شود که با تودهٔ گرانیت پورفیری قطع شده است.

تودهٔ گرانیت‌پورفیری رخنمون‌های اصلی تودهٔ دوران و همچنین، بخش بزرگی از رخنمون‌های حاشیهٔ تودهٔ بیوتیت‌گرانیت را در تودهٔ مغانلو تشکیل می‌دهد (شکل ۲). در تودهٔ دوران، گرانیت پورفیری را دایک‌های گرانیت صورتی قطع می‌کنند. این توده به صورت گرانیت هولولوکوکرات با بافت پورفیری و حضور درشت‌بلورهای کوارتز شناخته می‌شود (شکل ۲- D). توده‌های گرانیت‌پورفیری و میکاگرانیت به‌ویژه در تودهٔ دوران بهره‌برداری و استخراج شده‌اند و معادن گوناگون خاک صنعتی در محل رخنمون این توده‌ها راه‌اندازی شده است.

جوان‌ترین پالس آذرین درونی درون توده‌های دوران و شاه‌بلاغی، تودهٔ گرانیت صورتی است که پتاسیم‌فلدسپار و میکا از کانی‌های سازندهٔ آن به‌شمار می‌روند و بافت پورفیری نشان می‌دهد (شکل ۲). این توده هسته مرکزی باتولیت شاه‌بلاغی را تشکیل می‌دهد و درون تودهٔ دوران نیز به‌صورت دایک دیده می‌شود. تودهٔ گرانیت صورتی بخش بزرگی از رخنمون‌های باتولیت شاه‌بلاغی را تشکیل می‌دهد.

شکل ۲. تصویرهای صحرایی از توده‌های دوران و شاه‌بلاغی. **A**) دورنمایی از تودهٔ دوران و روستای دوران و پالس‌های مختلف تفوذی در آن و جایگیری سازند بایندور روی توده (دید رو به شمال)؛ **B**) دورنمایی از تودهٔ شاه‌بلاغی به‌همراه نهشته‌های دگرگون‌شدهٔ سازند کهر (دید رو به شمال)؛ **C**) نمایی از تودهٔ گرانیت‌پورفیری که تودهٔ میکاگرانیت را دربرگرفته است و جوان‌تر از آن است؛ **D**) نمایی از تودهٔ گرانیت صورتی که تودهٔ گرانیت پورفیری را قطع می‌کند؛ **E**) نمایی از انکلاوهای مافیک درون تودهٔ دوران؛ **F**) نمایی از نمونهٔ دستی تودهٔ گرانیت‌پورفیری و رگچه‌های سیلیسی درون آن در تودهٔ شاه‌بلاغی.

Figure 2. Field photographs of the studied Doran and Shahbolaghi intrusions. **A**) The perspective of Doran intrusion and Doran village with different pulses of intrusives and Bayandor formation on the Doran massif (northward view); **B**) The perspective of Shahbolaghi massif with metamorphosed deposits of Kahar formation (northward view); **C**) A view of porphyritic granite which includes the mica granite and is younger than it; **D**) Pink granite cutting the porphyritic granite; **E**) Mafic enclaves in Doran massive; **F**) A hand specimen of porphyritic granite and silica veinlets inside the Shahbolaghi intrusion.

درون تـودۀ شـاه‌بلاغـی و دوران بخـش‌هـای بازیـک بـه‌صـورت انکـلاو و دایـک دیـده مـی‌شـوند (شـکل ۲- D). بخـش‌هـای بازیـک در تـودۀ دوران بیشـتر بـه‌صـورت دایـک دیـده مـی‌شـوند؛ امـا بخـش‌هـای بازیـک در تـودۀ گرانیـت صورتی شـاه‌بلاغـی بیشـتر بـه‌صـورت انکـلاو هسـتند. گمـان مـی‌رود در تـودۀ گرانیـت صـورتی، فـاز بازیـک فـاز آذریـن درونـی همزمـان بـا بخـش فلسـیک باشـد کـه ایـن امـر بـه واسطه حضـور سـاختار کنگـره‌ای و هالهـۀ واکنشـی و حضـور فلدسـپارهای درشـت درون انکلاوهـای مافیـک قابـل اثبـات است. در بخـش‌هـای حاشـیۀ تـودۀ شـاه‌بلاغـی و درون تـودۀ گرانیـت پـورفیری حاشـیه‌ای، هماننـد تـودۀ دوران، فـاز آذرین درونی مافیک به‌صورت دایک رخنمون دارد.

روش انجام پژوهش

بـرای بررسـی ویژگـی‌هـای سـنگ‌نگـاری و زمـین‌شـیمیایی و سـن‌سـنجی تـوده‌هـای بررسـی‌شـده، ۵۰ نمونـه گـردآوری شـد و سـپس ۳۰ مقطـع نـازک از بخش‌های سالم تهیه شد. پس از بررسی مقاطع نازک و ارزیـابی نمونـه‌هـا، ۳ نمونـه از تـودۀ گرانیـت پـورفیری، ۹ نمونـه از میکاگرانیـت و دو نمونـه از گرانیـت صـورتی و همچنـین، دو نمونـه از بخـش‌هـای بازیـک و انکلاوهـای تـوده‌هـای دوران و شـاه‌بلاغـی برداشـت شـدند و بـه آزمایشـگاه انسـتیتو زمـین‌شـیمی گوانجـو، اکـادمی علوم‌زمین چـین فرسـتاده شـدند. عنصـرهای اصـلی بـه روش XRF و عنصـرهای کمیـاب بـه روش ICP-MS تجزیـه شدند (جدول ۱).

بـرای سـن‌سـنجی تـوده‌هـای آذریـن درونـی دوران و شـاه‌بلاغـی بـه روش U-Pb، یـک نمونـه از تـودۀ گرانیـت‌پـورفیری دوران و یـک نمونـه از تـودۀ گرانیـت صـورتی شـاه‌بلاغی برداشـت شـد. نمونـه‌هـای یادشـده بـه کشـور چـین فرسـتاده شـدند و بلورهـای زیـرکن برپایـۀ روش‌هـای متـداول مغناطیسـی و بـا اسـتفاده از مـایع بروموفورم در انسـتیتو منـابع کـانی شـهر پکـن کشـور چـین جـدا شـدند. بـرای بـالابردن دقـت، نمونـه‌هـای جداشـده در زیر میکروسـکوپ بینـاکولار دوبـاره بـه دقـت بررسـی شـدند. نمونه‌های جداشده بـه همـراه نمونـه‌هـای اسـتاندارد در رزیـن اپوکسـی جاسـازی شـده و پـس از صـیقل دادن، بـا میکروسـکوپ‌هـای نـوری و اسـکنر الکترونـی بررسـی شـدند. نمونه‌هـای بررسـی شـده سـپس بـه روش U-Pb در انسـتیتو منابع کانی شـهر پکـن کشـور چـین و بـا دسـتگاه Thermo Finnigan Neptune MC–ICPMS سـاخت شـرکت Finnigan کشـور آلمـان تجزیـه شـدند. تجزیـۀ نقطـه‌ای زیرکن‌های بررسـی‌شـده بـا پرتـویی بـه قطـر نزدیـک بـه ۲۵ µm، و نـرخ تکـرار ۱۰ Hz و چگـالی انـرژی ۲/۵ Jcm-2 از بخـش‌هـای مرکـزی و حاشـیه‌ای بلـورهـا انجـام شـده اسـت. پـس از تجزیـۀ هـر نقطـه درسـتی داده‌هـا بـا کمـک تجزیـۀ نمونه استاندارد بررسی شد.

سنگ‌نگاری

همـان‌گونـه‌کـه گفتـه شـد تـوده‌هـای آذریـن درونـی شاه‌بلاغی و دوران پالس‌هـای آذریـن درونـی متعـددی دارنـد کـه شـامل تـوده‌هـای گرانیـت‌پـورفیری، میکاگرانیـت و گرانیـت صـورتی و همچنـین، بخـش‌هـای بازیـک (انکـلاو و دایک) هستند.

تودۀ میکاگرانیت

برپایـۀ بررسـی‌هـای سـنگ‌نگـاری، تـودۀ میکاگرانیـت بیشـتر شـامل کـانی‌هـای کـوارتز و آلکـالی‌فلدسـپار و پلاژیـوکلاز اسـت. بلورهـای آلکـالی‌فلدسـپار (۳۰ تـا ۴۰ درصدحجمی) بیشـتر از نـوع آلبیـت هسـتند (شـکل ۳- A). این تـوده هولولوکـوکرات اسـت و بافـت گرانـولار و پـورفیری دارد. بافـت کاتاکلاسـتیک نیـز در ایـن سـنگ‌هـا گسـترش یافته است. در این توده، برخـی بلورهـای آلبیـت نشـانه‌هـایی از رخداد متاسوماتیسـم نشـان مـی‌دهنـد و بـه‌صـورت ثانویـه متبلور شده‌اند. ایـن بلـورهـا بـه‌صـورت آلبیـت‌هـای بـا بافـت شـطرنجی و نیـز رگچـه‌ای هسـتند. بلورهـای کـوارتز فراوانـی چشـمگیر (۴۰ تـا ۴۵ درصـدحجمی) در ایـن تـوده حضـور دارنـد و در پـی تـنش دچـار خردشـدگی و نیـز خاموشـی مـوجی شـده‌انـد. بلورهـای بیوتیـت و مسـکوویت بـا فراوانـی کمتر از ۳ درصدحجمی دیـده مـی شـوند کـه عمومـاً فراوانـی

بیوتیت از مسکوویت بیشتر است (شکل‌های ۳- B و ۳- C). گمان می‌رود برخی بلورهای میکا (مسکوویت) در مرز کانی‌های درشت فلدسپار و کوارتز و هنگام فرایند تنش و بازتبلور پدید آمده‌اند. همچنین، در این توده، گاه بلورهایی از ترمولیت و اسفن و اپیدوت در پی دگرگونی گسترش یافته‌اند. کانی‌های کدر و زیرکن نیز با فراوانی بسیار کم دیده می‌شوند. در پی دگرسانی، کانی‌های رسی جایگزین بلورهای فلدسپار شده‌اند. همچنین، گاه کلریت جایگزین بلورهای بیوتیت شده است.

توده گرانیت پورفیری

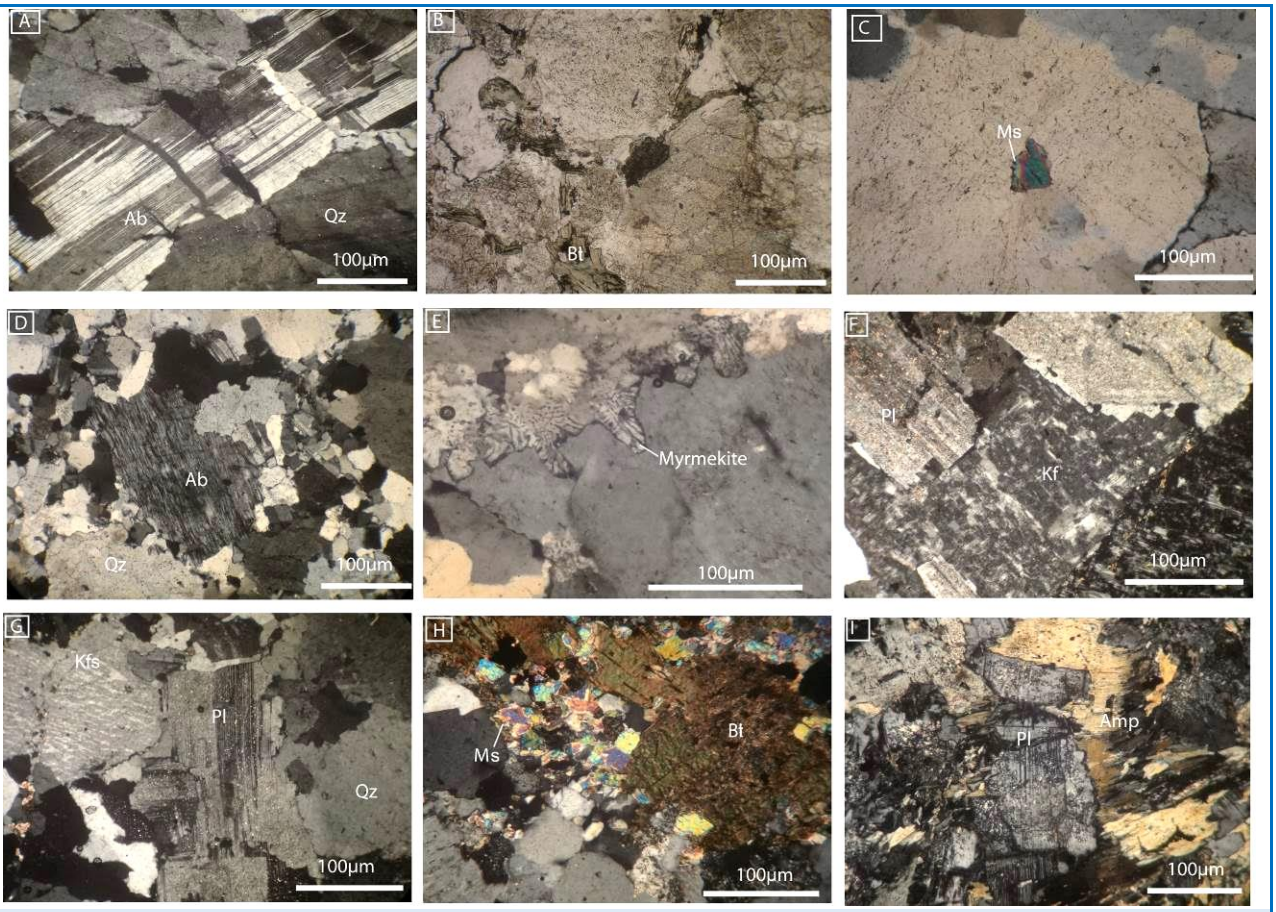
برپایهٔ شواهد سنگ‌نگاری، توده گرانیت‌پورفیری بیشتر شامل کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز است. این توده هولولوکوکرات است و بافت پورفیری و گرانولار دارد و بافت کاتاکلاستیک نیز در این سنگ‌ها گسترش یافته است (شکل ۳- D). بلورهای آلکالی فلدسپار بیشتر از نوع آلبیت (۶۰ تا ۷۰ درصدحجمی) هستند. گمان می‌رود برخی بلورهای آلبیت در پی فرایندهای ثانویه و به‌صورت متاسوماتیک پدید آمده‌اند. این بلورها به‌صورت بلورهای آلبیت با بافت شطرنجی و نیز رگچه‌ای و با بافت میرمکیتی دیده می‌شوند (شکل ۳- E). برخی بلورهای فلدسپار نیز به‌صورت آنتی‌پرتیت دیده می‌شوند. بلورهای کوارتز به‌صورت درشت و متوسط بلور (۲۵ تا ۳۰ درصدحجمی) دیده می‌شوند. برخی از این بلورها از حاشیه دچار بازتبلور (پیدایش دانه‌های موزاییکی) شده‌اند. گاه به‌ندرت مسکوویت اولیه نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بلورهایی از زیرکن و کانی‌های کدر، آپاتیت و اسفن به‌صورت ناچیز دیده می‌شوند. تأثیر تنش در نمونه‌ها به‌صورت خردشدگی و خاموشی موجی در بلورهای کوارتز و فلدسپارها دیده می‌شود. کانی‌های رسی، سریسیت و اپیدوت در پی دگرسانی در این سنگ‌ها پدیدار شده‌اند. گاهی در این توده، رگچه‌های سیلیسی با فراوانی بسیار دیده می‌شوند. بزرگی این رگچه‌ها گاهی به چند سانتیمتر می‌رسد. با توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی، توده گرانیت‌پورفیری و همچنین، میکاگرانیت با توده‌های آلبیت‌گرانیت قابل مقایسه هستند (Barboni and Bussy 2013).

توده گرانیت صورتی

برپایهٔ بررسی‌های سنگ‌نگاری، توده گرانیت صورتی شامل کانی‌های اصلیِ کوارتز (۳۵ تا ۴۰ درصدحجمی) و آلکالی‌فلدسپار (۳۰ تا ۴۰ درصدحجمی)، همراه با بلورهای پلاژیوکلاز با فراوانی نزدیک به ۱۰ تا ۱۵ درصدحجمی است (شکل ۳- F). این توده بافت پورفیری، گرانولار و گاه پورفیرویید دارد. بلورهای پتاسیم‌فلدسپار صورتی رنگ، گاه به‌صورت مگاپورفیر دیده می‌شوند. بلورهای پتاسیم‌فلدسپار از نوع ارتوز پرتیتی و میکروکلین هستند (شکل ۳- G). در نمونه‌های این توده، بلورهای آلبیت و به‌ندرت آنتی‌پرتیت نیز یافت می‌شوند. بلورهای فلدسپار با شدت متفاوت، آرژیلی و سریسیتی شده‌اند. بلورهای بیوتیت و مسکوویت در این سنگ‌ها فراوانی کمتر از ۲ درصدحجمی نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها، زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر به صورت کانی‌های کمیاب دیده می‌شوند. کانی‌های بیوتیت و کوارتز نشانه‌هایی از رخداد تنش را نشان می‌دهند که به‌صورت خاموشی موجی در کوارتزها، خم‌شدگی و کشیدگی در بیوتیت‌ها و خردشدگی در مسکوویت‌ها هستند (شکل‌های ۳- G و ۳- H).

انکلاوهای بازیک

برپایهٔ شواهد سنگ‌نگاری، انکلاوهای بازیک شامل آمفیبول (۲۰ تا ۳۰ درصدحجمی) و پلاژیوکلاز سریسیتی (۶۰ تا ۷۰ درصدحجمی) هستند (شکل ۳- I). گمان می‌رود بلورهای آمفیبول اکتینولیتی جایگزین بلورهای پیروکسن و احتمالاً الیوین اولیه شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز به‌طور بخشی سریسیتی و آلبیتی شده‌اند. در این سنگ‌ها، اسفن و کانی‌های کدر نیز با فراوانی تا ۳ درصدحجمی دیده می‌شوند.



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی از توده‌های گرانیتی منطقهٔ دوران و شاه‌بلاغی. **A**) بافت گرانولار و بلورهای کوارتز و آلبیت (نمونه میکاگرانیت)؛ **B**) بلورهای بیوتیت (میکاگرانیت)؛ **C**) بلور مسکوویت درون بلور کوارتز (میکاگرانیت)؛ **D**) بافت کاتاکلاستیک و بلور آلبیت (با بافت شطرنجی[4]) و کوارتز (گرانیت پورفیری)؛ **E**) پیدایش بافت میرمکیت (گرانیت پورفیری)؛ **F**) پتاسیم‌فلدسپار پرتیتی به‌همراه پلاژیوکلاز (گرانیت صورتی)؛ **G**) فلدسپار پرتیتی به‌همراه پلاژیوکلاز و کوارتز (گرانیت صورتی)؛ **H**) بلورهای بیوتیت و مسکوویت (گرانیت صورتی)؛ **I**) بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در سنگ‌های بازیک (تصویر B در PPL[5] و دیگر تصویرها در XPL[6]).

Figure 3. Photomicrographs of the Doran and Shahbolaghi granites. **A**) Granular texture and quartz and albite minerals (mica-granite sample); **B**) Biotite minerals (mica granite); **C**) Muscovite in quartz mineral (mica granite); **D**) Cataclastic texture and albite (chessboard) and quartz (porphyritic granite); **E**) Myrmekitic texture (Porphyritic granite); **F**) Perthitic potassium feldspar associated with plagioclase (Pink granite); **G**) Perthitic feldspar associated with plagioclase and quartz (Pink granite); **H**) Biotite and muscovite minerals (Pink granite); **I**) Plagioclase and amphibole minerals in basic rocks (Figure B is in PPL, others are in XPL).

[4] Chessboard
[5] Plane Polarized Light
[6] Cross Polarized Light

زمین‌شیمی

برای ارزیابی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، شمار ۱۶ نمونه از گروه‌های سنگی گوناگونِ منطقه تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۱). توده‌های بررسی‌شده میزان سیلیس بالایی دارند. میزان SiO_2 در سنگ‌های گرانیت‌پورفیری از ۸۱ تا ۸۲ درصدوزنی در نوسان است؛ اما میزان SiO_2 در میکاگرانیت‌ها برابربا ۷۸-۸۱ درصدوزنی و در گرانیت‌های صورتی برابربا ۷۸-۷۹ درصدوزنی است. انکلاوها نیز میزان SiO_2 ۴۹-۵۰ درصدوزنی را نشان می‌دهند.

جدول ۱. داده‌های زمین‌شیمیایی توده‌های آذرین درونی دوران و شاه‌بلاغی منطقهٔ زنجان (اکسیدها برپایه درصدوزنی؛ عنصرها برپایهٔ ppm).

Table 1. Geochemical data of Doran and Shahbolaghi intrusive rocks in Zanjan area (oxides in wt.%; elements in ppm).

Element	Porphyry granite			Mica granite				
SiO_2	81.1	81.6	81.4	79.9	78.8	78.8	79.7	79.5
TiO_2	0.08	0.08	0.07	0.10	0.10	0.06	0.08	0.07
Al_2O_3	11.7	11.7	11.3	12.5	12.6	12.2	12.4	12.1
Fe_2O_3	0.05	0.05	0.01	0.07	0.01	0.22	0.01	0.16
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.03	0.04	0.01	0.05	0.01	0.26	0.01	0.23
CaO	0.26	0.30	0.24	0.33	0.29	0.19	0.19	0.25
Na_2O	6.67	6.71	6.59	7.07	7.69	8.03	7.56	7.13
K_2O	0.07	0.08	0.05	0.09	0.07	0.07	0.06	0.29
P_2O_5	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
LOI	0.25	0.27	0.19	0.44	0.22	0.37	0.13	0.24
Total	100.3	100.8	99.7	100.5	99.6	100.2	100.0	99.9
Sc	11.15	4.92		14.08	14.13		6.65	5.03
V	1.86	1.18		1.92	3.99		3.86	3.49
Cr	2.42	2.21		2.29	2.60		1.96	3.68
Co	0.07	0.08		0.10	0.19		0.10	0.22
Ni	1.16	1.30		1.30	0.61		0.38	0.55
Cu	0.64	1.17		0.86	1.33		1.11	0.93
Zn	3.51	4.37		3.28	14.49		13.23	11.45
Ga	16.72	14.78		17.80	15.19		13.78	16.14
Rb	0.80	0.73		1.07	1.30		0.89	21.71
Sr	37.22	33.73		38.08	32.80		22.43	23.62
Y	34.60	14.07		83.22	30.25		33.19	55.86
Zr	93.0	102.0		114.4	123.3		103.4	72.5
Nb	17.78	24.56		21.58	21.90		23.59	10.95
Cs	0.06	0.07		0.08	0.10		0.06	0.84
Ba	4.9	6.2		7.7	8.0		5.8	13.3
La	0.66	1.65		10.81	13.22		20.65	25.10
Ce	1.17	3.31		23.18	29.05		43.91	58.16
Pr	0.14	0.41		2.73	3.62		5.43	7.42
Nd	0.58	1.63		10.40	13.21		18.43	28.09
Sm	0.49	0.68		3.02	2.85		3.21	6.84
Eu	0.08	0.08		0.27	0.22		0.25	0.20
Gd	1.53	1.07		4.83	2.83		3.10	7.05
Tb	0.53	0.33		1.33	0.62		0.69	1.49
Dy	4.65	2.67		11.18	4.48		4.98	9.36
Ho	1.12	0.63		2.73	1.10		1.21	2.06
Er	3.79	2.09		9.05	3.41		3.81	5.94
Tm	0.59	0.33		1.36	0.55		0.61	0.89
Yb	4.01	2.27		9.01	3.77		4.02	5.72
Lu	0.62	0.34		1.34	0.62		0.65	0.90
Ta	1.66	2.84		2.06	1.94		2.38	1.28
Th	8.15	20.00		20.14	21.72		21.62	17.87
U	1.84	3.82		3.32	2.86		3.62	3.70
Hf	5.05	5.88		5.68	6.39		5.97	3.49
Sum REE	20.0	17.5		91.2	79.5		110.9	159.2
Eu/Eu*	0.29	0.28		0.21	0.23		0.24	0.09
$(La/Yb)_N$	0.11	0.49		0.80	2.35		3.44	2.94
A/CNK	1.01	1.00	1.00	1.01	0.95	0.90	0.96	0.97
Mg#	0.56	0.64	0.67	0.60	0.65	0.71	0.67	0.73
Na_2O+K_2O	6.7	6.8	6.6	7.2	7.8	8.1	7.6	7.4

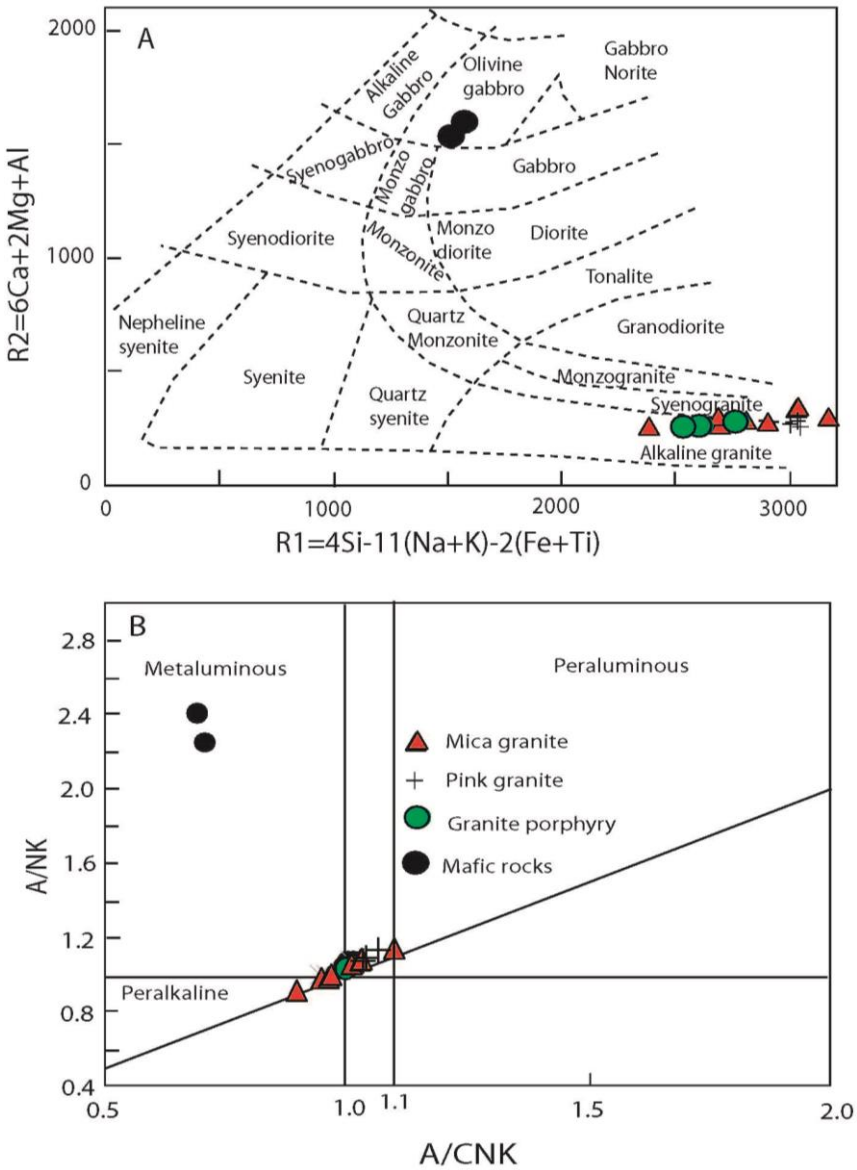
جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Element	Mica granite			Pink granite			Basic rocks	
SiO_2	81.3	79.9	79.9	78.4	78.1	78.3	49.1	49.9
TiO_2	0.09	0.09	0.11	0.14	0.08	0.12	1.33	1.37
Al_2O_3	11.2	12.1	12.1	13.3	12.3	12.4	15.7	15.7
Fe_2O_3	0.35	0.47	0.12	0.41	0.85	0.52	10.56	10.71
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.17	0.16
MgO	0.36	0.41	1.06	0.21	0.15	0.16	7.17	6.84
CaO	0.30	0.33	0.25	0.43	0.30	0.34	8.91	8.40
Na_2O	6.18	6.68	6.27	6.50	3.93	4.16	3.09	3.52
K_2O	0.16	0.11	0.26	0.90	4.49	4.15	1.29	1.07
P_2O_5	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.20	0.22
LOI	0.42	0.50	0.90	0.71	0.65	0.58	2.74	2.35
Total	100.3	100.6	101.0	101.0	100.8	100.8	100.2	100.2
Sc	11.33	9.85	2.66	10.34	12.53	7.84	37.86	39.52
V	1.87	2.73	3.56	5.73	2.02	4.64	249.17	252.62
Cr	1.12	5.82	4.08	4.94	1.91	2.40	226.18	251.84
Co	0.32	2.15	0.19	0.24	0.18	0.58	41.70	37.37
Ni	1.12	3.66	1.64	3.15	1.16	1.40	79.23	64.47
Cu	0.73	0.98	1.05	1.68	0.58	0.60	42.20	31.30
Zn	10.60	8.44	5.07	5.62	12.99	10.99	91.54	87.08
Ga	19.42	21.19	10.51	22.52	21.64	18.89	19.33	19.79
Rb	5.21	2.92	6.76	33.41	173.65	77.72	54.61	41.84
Sr	33.71	37.54	17.21	42.26	35.03	53.98	213.70	215.47
Y	24.09	60.81	37.55	59.04	75.72	42.40	26.23	27.95
Zr	34.8	112.1	118.0	140.3	92.4	139.1	127.0	134.7
Nb	16.16	16.18	7.50	13.99	19.43	10.54	4.12	4.42
Cs	0.26	0.16	0.15	0.28	1.01	0.43	0.84	0.69
Ba	11.5	9.0	10.7	131.9	283.4	619.7	254.8	128.1
La	26.78	24.39	28.35	47.00	32.93	36.86	8.43	9.39
Ce	63.45	56.77	64.49	95.44	77.45	77.23	20.60	22.71
Pr	7.92	7.08	7.60	11.39	9.62	8.98	2.85	3.14
Nd	31.92	28.94	29.32	43.69	38.21	34.85	13.75	14.84
Sm	8.55	8.34	6.67	10.07	10.61	7.64	3.84	4.13
Eu	0.53	0.55	0.27	0.70	0.35	0.75	1.64	1.59
Gd	6.97	8.44	6.18	9.80	10.84	7.48	4.14	4.40
Tb	1.10	1.63	1.02	1.72	2.08	1.26	0.76	0.80
Dy	5.80	10.59	6.32	10.50	13.32	7.63	4.76	5.10
Ho	1.01	2.16	1.28	2.05	2.66	1.51	0.97	1.04
Er	2.88	6.66	3.95	6.01	8.01	4.49	2.94	3.10
Tm	0.40	0.94	0.57	0.83	1.14	0.61	0.41	0.43
Yb	2.57	6.17	3.80	5.52	7.67	3.97	2.71	2.83
Lu	0.37	0.92	0.56	0.79	1.11	0.58	0.40	0.43
Ta	1.45	1.46	0.70	1.24	1.91	0.75	0.27	0.29
Th	16.36	16.03	24.29	18.85	17.53	17.23	1.11	1.35
U	3.31	4.08	2.20	1.57	4.02	1.90	0.33	0.43
Hf	1.79	5.51	4.41	5.54	4.74	5.03	3.31	3.49
Sum REE	160.3	163.6	160.4	245.5	216.0	193.8	68.2	73.9
Eu/Eu*	0.21	0.20	0.13	0.22	0.10	0.30	1.27	1.15
$(La/Yb)_N$	6.96	2.64	4.99	5.70	2.87	6.20	2.08	2.22
A/CNK	1.03	1.03	1.10	1.07	1.03	1.04	0.69	0.71
Mg#	0.67	0.64	0.95	0.50	0.26	0.38	0.58	0.56
Na_2O+K_2O	6.3	6.8	6.5	7.4	8.4	8.3	4.4	4.6

برپایهٔ نمودار R_1-R_2، نمونه‌های سنگ‌های گوناگونِ گرانیتی در منطقهٔ دوران و شاه‌بلاغی در محدودهٔ گرانیت‌های آلکالن و سینوگرانیت‌ها و انکلاوها در محدودهٔ الیوین‌گابرو جای گرفته‌اند (شکل ۴- A).

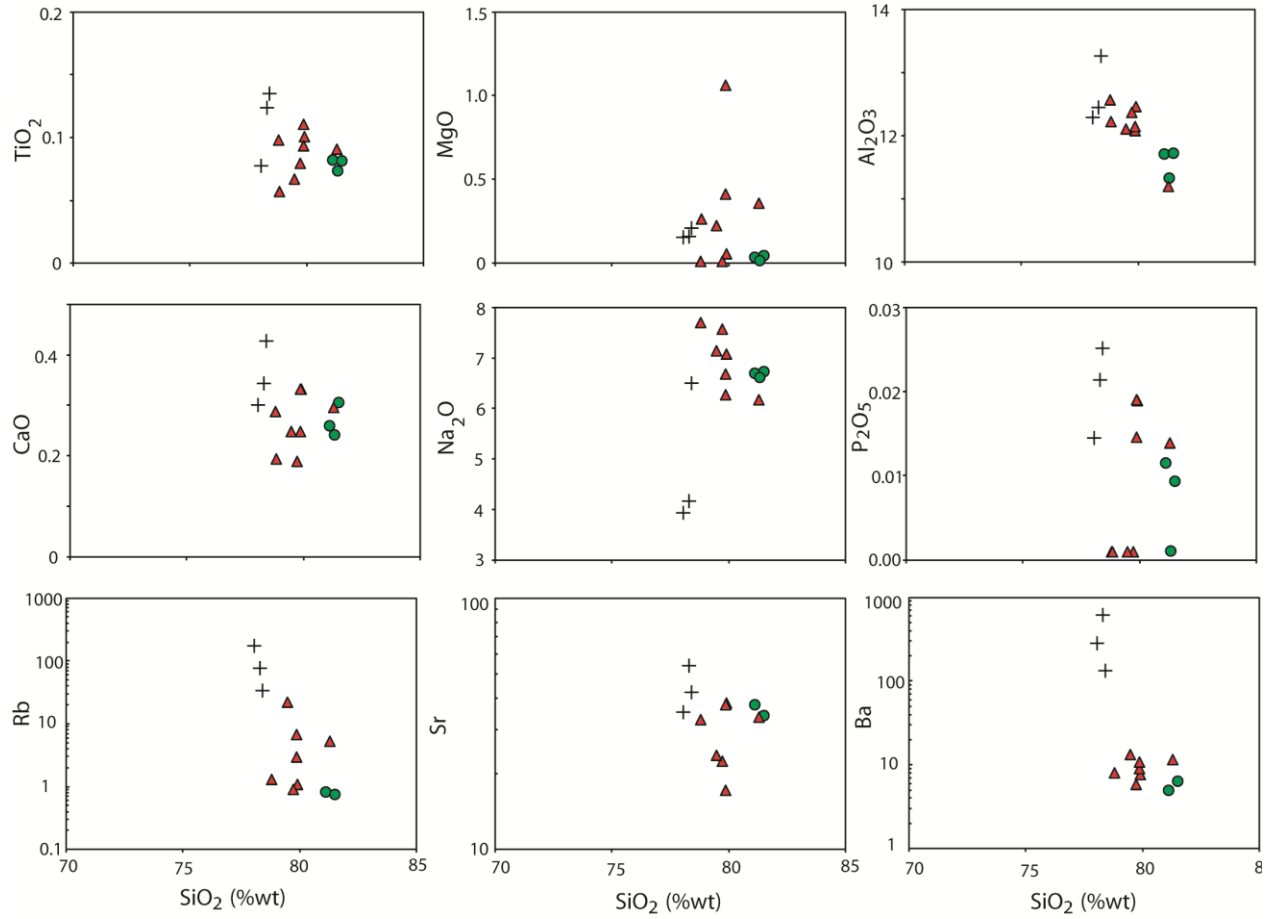
میـــــــــــــزان TiO_2، Fe_2O_3، MgO، CaO و P_2O_5 در توده‌هـای گرانیتـی بررسـی‌شـده بسـیار کـم اسـت (جـدول ۱). میـــزان K_2O در ســـنگ‌هـــای گرانیـــت‌پـــورفیری و میکاگرانیـــت‌هـــا کـــم (عمومـــاً کمتـــر از ۰/۱ درصـــدوزنی) و میـــزان Na_2O ایـــن تـــوده‌هـــا بـــالا (عمومـــاً از ۶ تـــا ۸ درصـــدوزنی) اســـت؛ امـــا میـــزان K_2O و Na_2O در تـوده‌هـای گرانیـت صـورتی تقریبـاً برابـر (K_2O/Na_2O~1) اســـت (جـــدول ۱). انکـــلاوهـــا میـــزان TiO_2، MgO و Fe_2O_3 بـــالایی دارنـــد. در نمـــودار ACNK دربرابـــر ANK، تـــوده‌هـــای گرانیتـــی بررســـی‌شـــده در محـــدودهٔ متـــاآلومین تـــا پرآلـــومین ضـــعیف جـــای دارنـــد و عمومـــاً میـــزان ACNK در تـــوده‌هـــای بررســـی‌شـــده از ۱/۱ کمتـــر اســـت. ســـنگ‌هـــای بازیـــک در محـــدودهٔ متـــاآلومین جـــای دارند (شکل ۴- B).



شکل ۴. A) نمودار R_1-R_2 (De La Roche et al., 1980) برای نامگذاری سنگ‌های بررسی‌شده توده‌های آذرین درونی دوران و شـاه‌بلاغـی؛ **B**) نمـودار Al_2O_3/Na_2O+K_2O (A/NK) دربرابـر $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ (A/CNK) (Maniar and Piccoli, 1989) بـرای تعیـین میزان اشباع‌شدگی توده‌های آذرین درونی دوران و شاه‌بلاغی از آلومینیم.

Figure 4. A) R_1-R_2 diagram (De la Roche et al., 1980) for the classification of rock samples from Doran and Shahbolaghi; **B**) Al_2O_3/Na_2O+K_2O (A/NK) versus $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ (A/CNK) diagram (Maniar and Piccoli, 1989) for determination of alumina saturation in Doran and Shahbolaghi intrusive rocks.

در نمودارهای هارکر، میزان عنصرها در نمونه‌های توده‌های گرانیت‌پورفیری و میکاگرانیت روندهای کاهشی و افزایشی متمایزی را نشان می‌دهند و روند عادی تفریق از یکدیگر را نشان نمی‌دهند. این ویژگی در نمودارهای TiO_2، MgO، CaO و P_2O_5 دربرابر سیلیس نیز به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۵).



شکل ۵. نمودارهای تغییرات هارکر برای عنصرهای اصلی (برپایهٔ درصدوزنی) و کمیاب (برپایهٔ گرم در تن) در برابر میزان سیلیس (برپایهٔ درصدوزنی) (سنگ‌های بازیک نشان داده نشده‌اند. نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است).

Figure 5. Harker variation diagrams of major (in wt.%) and trace (in ppm) elements versus SiO_2 (in wt.%) (Basic rocks are not shown. Symbols are as in Fig. 4).

نمونه‌های بررسی‌شده در نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه بررسی شدند. در این نمودارها، نمونه‌های توده‌ٔ گرانیت‌پورفیری از عنصرهای Zr، Th، Nb، Ta، U و HREE غنی‌شدگی و از عنصرهای LREE، LILE (Cs، Rb، Ba)، K، P، Ti و Eu تهی‌شدگی مشخصی نشان می‌دهند؛ اما میکاگرانیت‌ها الگوی کمی متمایز دارند که در آن عنصرهای LILE (Cs، Rb، Ba) و Sr، K، P، Ti و Eu تهی‌شدگی و عنصرهای HREE، LREE، Zr، Th و U غنی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند. نمونه‌های گرانیت صورتی از عنصرهای LILE و LREE غنی‌شدگی و از عنصرهای Sr، P، Nb، Ta و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این الگو با الگوی نمونه‌های گرانیت‌های پورفیری و میکا گرانیت‌ها تفاوت دارد. الگوی سنگ‌های بازیک بررسی‌شده همانند سنگ‌های گوشتهٔ متاسوماتیسم‌شده با عوامل فرورانشی است و از عنصرهای LILE غنی‌شدگی و از عنصرهای HFSE[۷]

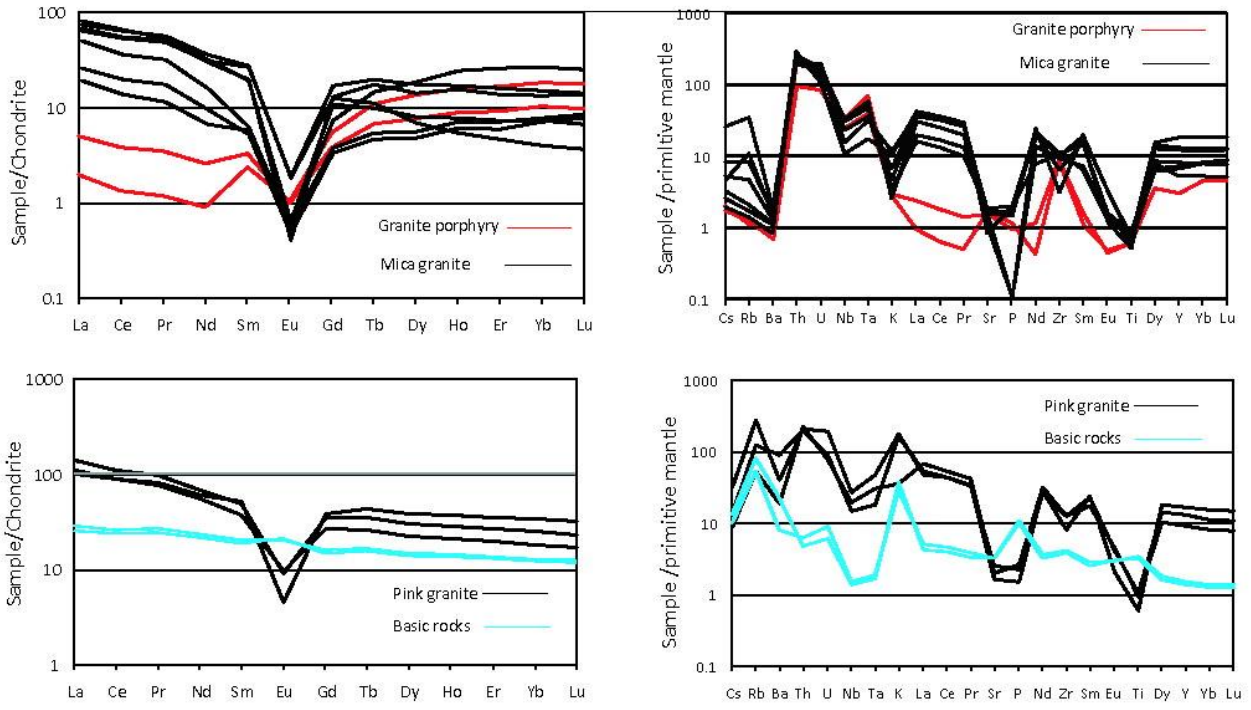
[7] High field strenghth elements

(Nb-Ta) تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶).

در نمودارهای عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت، نمونه‌های گرانیت پورفیری میزان LREE بسیار کمی دارند و نسبت $(La/Yb)_N$ در آنها کمتر از ۰/۵ است؛ اما در سنگ‌های میکاگرانیت و گرانیت صورتی، عنصرهای LREE در مقایسه با HREE غنی‌شدگی دارند و نسبت $(La/Yb)_N$ در این سنگ‌ها از ۲ تا ۷ در تغییر است.

بیشتر سنگ‌های گرانیتی آنومالی منفی در Eu نشان می‌دهند و میزان نسبت Eu/Eu* عموماً از ۰/۳ کمتر است.

سنگ‌های بازیک میزان غنی‌شدگی تقریباً یکسانی از عنصرهای REE دارند. عنصرهای LREE تا ۳۰ برابر غنی‌شدگی و عنصرهای HREE تا ۱۰ برابر غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها آنومالی Eu مثبت و میزان Eu/Eu* بیشتر از ۱ است (شکل ۶؛ جدول ۱).



شکل ۶. ترکیب توده‌های بررسی‌شده در منطقهٔ دوران و شاه‌بلاغی در: **A، B**) نمودار عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (ترکیب کندریت از Nakamura (1974))؛ **C، D**) نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (ترکیب گوشتهٔ اولیه از Sun and McDonough (1989)).

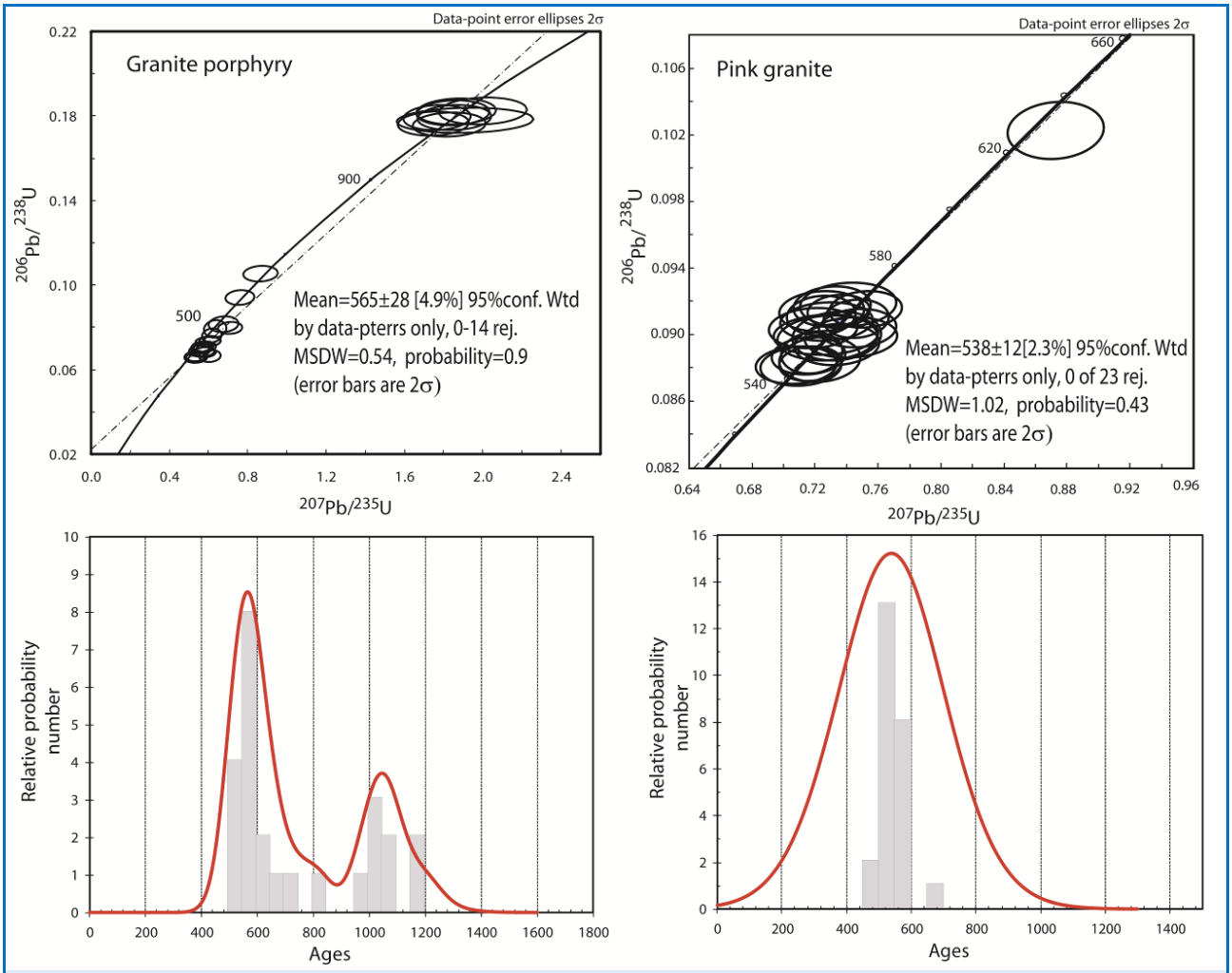
Figure 6. Composition of the investigated intrusive rocks in Doran and Shahbolaghi areas. **A, B**) Chondrite-normalized REE diagrams (Chondrite values are from Nakamura (1974)); **C, D**) Primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (primitive mantle values are from Sun and McDonough (1989)).

سن‌سنجی

یک نمونه از تودهٔ گرانیت‌پورفیری دوران و یک نمونه از تودهٔ گرانیت صورتی باتولیت شاه‌بلاغی به روش U-Pb زیرکن سن‌سنجی شدند. برپایهٔ داده‌های سن‌سنجی، تودهٔ گرانیت پورفیری سن‌های متغیری دارد. دامنهٔ سن‌های $^{206}Pb/^{238}U$ به دست‌آمده در این توده از ۵۱۵ تا ۱۱۹۲ میلیون سال پیش متغیر است (شکل ۷). برپایهٔ هیستوگرام فراوانی نسبی، دو پیک فراوانی در ۱۰۵۰ میلیون سال پیش و ۵۵۰ میلیون سال پیش دیده می‌شود (شکل ۷). سن‌های قدیمی به‌دست‌آمده در نمونهٔ گرانیت پورفیری چه‌بسا به بلورهای زیرکن به‌ارث‌رسیده[8] از سنگ مادر[9] مربوط هستند. بلورهای زیرکن با سن‌های قدیمی می‌توانند بلورهای زیرکن دیرذوب منشأ و یا زیرکن‌های

[8] Inherited
[9] protolith

به دام‌افتاده از سنگ‌های همبر باشند که در طی چرخهٔ ذوب‌بخشی و یا هنگام صعود وارد مذاب شده‌اند. این ویژگی نشان می‌دهد در سنگ مادر تودهٔ گرانیت‌پورفیری بلورهای زیرکن با میانگین سنی نزدیک به یک میلیارد سال پیش هستند که در واقع می‌تواند سن سنگ مادر آنها باشد. بلورهای زیرکن با سن جوان در واقع ماگمایی هستند و هنگام تبلور ماگمای گرانیتی پورفیری پدید آمده‌اند و ازاین‌رو، سن جایگزینی تودهٔ گرانیت پورفیری را نشان می دهند. میانگین سن‌های جوان در این توده به‌صورت ۵۶۵±۲۸ میلیون سال پیش، conf. ۹۵%، n=۱۴ و MSWD=۰/۵۴ است که در واقع سن نفوذ و تبلور تودهٔ گرانیت پورفیری به‌شمار می‌رود.



شکل ۷. نمودارهای کنکوردیا و هیستوگرام‌های فراوانی نسبیِ داده‌های سنی اورانیم-سرب برای تودهٔ گرانیت‌پورفیری و گرانیت‌صورتی منطقهٔ دوران و شاه‌بلاغی.

Figure 12. Concordia diagrams and relative frequency histograms of U–Pb ages for the porphyritic and pink granite from the Doran and Shahbolaghi areas.

داده‌های سن‌سنجی به روش U-Pb بلورهای زیرکن برای گرانیت صورتی باتولیت شاه‌بولاغی نشان‌دهندهٔ سن‌های همگنی است؛ به‌گونه‌ای‌که دامنهٔ سن‌های $^{206}Pb/^{238}U$ به‌دست‌آمده در این توده از ۴۷۸ میلیون سال تا ۶۵۷ میلیون سال پیش متغیر هستند (شکل ۷). بیشتر سن‌های به‌دست‌آمده در بازهٔ ۴۷۸ تا ۵۷۸ میلیون سال پیش هستند و تنها یک نمونه سن ۶۵۷ میلیون سال پیش را نشان داده است که بلور زیرکن آن با سن قدیمی

می تواند از سنگ‌های میزبان دربرگرفته شده باشد. برپایهٔ هیستوگرام فراوانی نسبی، تنها یک پیک فراوانی در نزدیک به ۵۴۰ میلیون سال پیش دیده می‌شود. میانگین سن‌های به‌دست‌آمده در این توده به‌صورت ۱۲±۵۳۸ میلیون سال پیش، conf. ۹۵%، n=۲۳ و MSWD=۱/۰۲ است که در واقع سن نفوذ تودهٔ گرانیت صورتی شاه‌بلاغی است. بر این پایه، تودهٔ گرانیت‌صورتی از تودهٔ گرانیت‌پورفیری جوان‌تر است. برپایهٔ بررسی‌های صحرایی، تودهٔ گرانیت صورتی به‌صورت دایک و همچنین، آپوفیز تودهٔ گرانیت‌پورفیری را قطع می‌کند که گویای این است که بررسی‌های سن‌سنجی با نتایج بررسی‌های صحرایی همخوانی دارند.

توده‌های پرکامبرین پایانی-کامبرین منطقهٔ تکاب – زنجان پالس‌های آذرین درونی متعددی دارند؛ به‌گونه‌ای‌که بررسی‌های انجام‌شده نشان‌دهندهٔ رخداد چندین فاز آذرین درونی هستند که در بازهٔ سنی درون نهشته‌های سازند کهر جایگزین شده‌اند (جدول ۲). پلوتونیسم یادشده با تودهٔ بیوتیت‌گرانیت آغاز شده و سپس با تودهٔ گرانیت‌پورفیری دنبال شده است و در پایان، با تودهٔ گرانیت صورتی به‌پایان رسیده است. گمان می‌رود در بخش‌هایی، فرایندهای دگرگونی توده‌های یادشده را میلونیتی و نیز گنیسی کرده‌اند.

جدول ۲. داده‌های سن‌سنجی روی توده‌های آذرین درونی پرکامبرین پایانی-کامبرین منطقهٔ تکاب-زنجان.

Table 2. Age data of late Precambrian-Cambrian intrusive rocks of Takab-Zanjan area.

lithology	Dating method	Age(Ma)	Intrusion (situation)	Reference
Sarv-e Jahan	Zircon, U-Pb	544±24 Ma	deformed granite	Hassanzadeh et al. (2008)
Sarv-e Jahan	Zircon, U-Pb	599±42 Ma	leucrogranite	Hassanzadeh et al. (2008)
Sarv-e Jahan	Rb-Sr	645 Ma	-	Crawford (1977)
Doran	Biotite, Rb-Sr	175±5 Ma	-	Crawford (1977)
Doran	Zircon, U-Pb	2.8±0.1 Ma	leucrogranite	Hassanzadeh et al. (2008)
Doran(Chevarzagh)	Zircon, U-Pb	567±19 Ma	deformed granite	Hassanzadeh et al. (2008)
Moghanlu	Zircon, U-Pb	567±19 Ma	orthogneiss granite	Hassanzadeh et al. (2008)
Mahneshan(Sheikhchupan)	Zircon, U-Pb	557.2±3 Ma	orthogneiss granite	Hassanzadeh et al. (2008)
Moghanlu	Zircon, U-Pb	576±13 Ma	biotite granite	Honarmand et al. (2020)
Moghanlu	Zircon, U-Pb	563±6.5 Ma	gneiss	Honarmand et al. (2020)
Moghanlu	Zircon, U-Pb	559±6 Ma	leucogranite	Honarmand et al. (2020)
Doran	Zircon, U-Pb	565±28 Ma	porphyritic granite	This Study
Moghanlu	Zircon, U-Pb	538±12 Ma	pink granite	This Study

بحث

همان‌گونه‌که گفته شد توده‌های بررسی‌شده همگن نیستند و شامل فازهای مختلف میکاگرانیت، گرانیت‌پورفیری و گرانیت‌صورتی و همچنین، بخش‌های بازیک هستند. سنگ‌های گرانیتوییدی برپایهٔ سرشت سنگ مادرشان به گروه‌های I، S، M و A دسته‌بندی شده‌اند (Chappell and White 1992; Whalen et al., 1987). شناخت گرانیت‌های گوناگون آسان نیست و این معمولاً برای گرانیت‌های نوع A و گرانیت‌های نوع I بسیار جدایش‌یافته[10] صادق است (همانند Chappell and White, 2001).

[10] fractionated

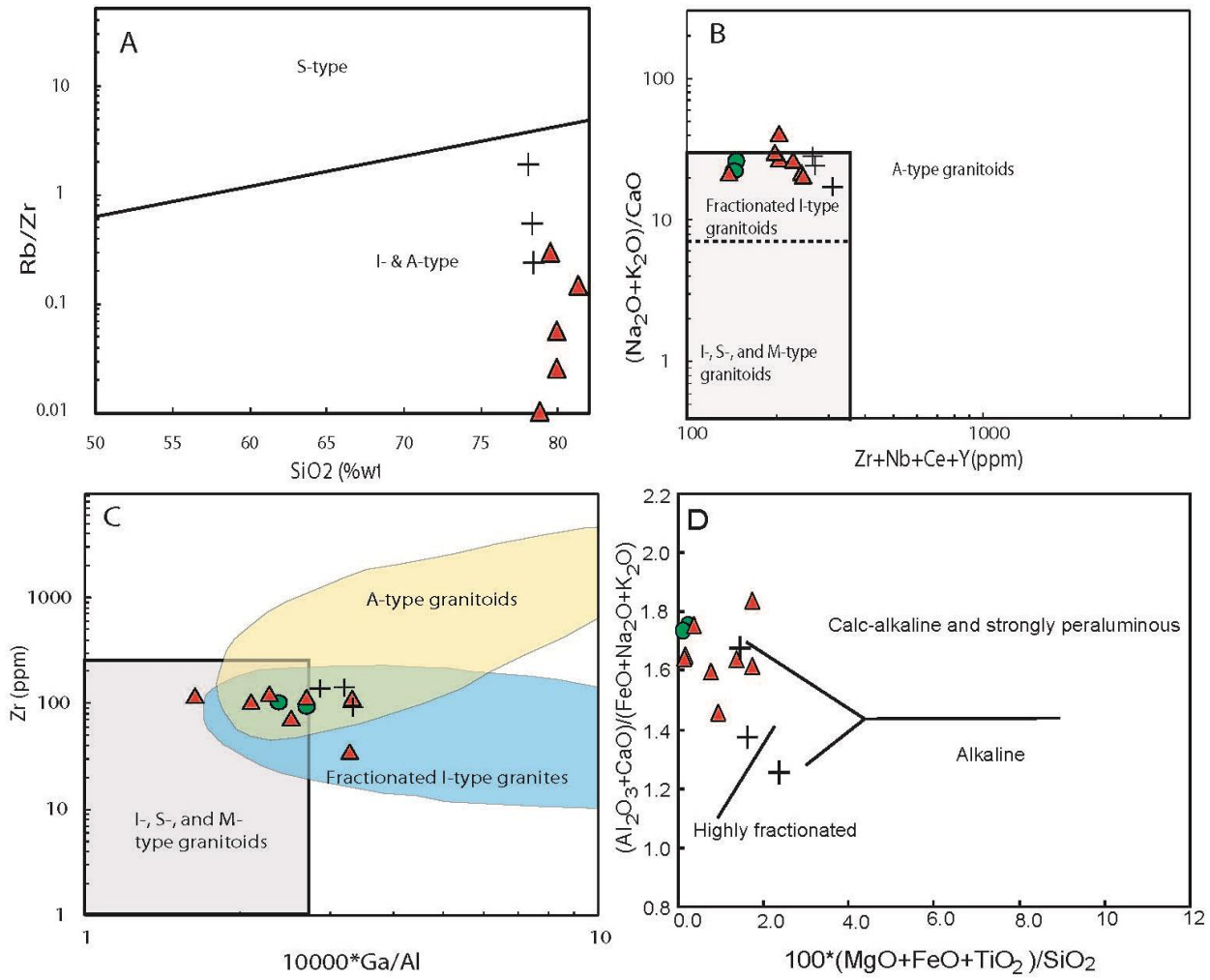
ویژگی‌های شاخص کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی بسیاری برای شناسایی توده‌های گرانیتی گوناگون از یکدیگر پیشنهاد شده‌اند (مانند Bonin et al., 2020). توده‌های گرانیتی بررسی‌شده میزان ACNK<۱/۱، میزان کرندوم نرماتیو کمتر از ۰/۵ درصد و A/NK>۱٪ و میزان P_2O_5 کمی دارند (جدول ۱). توده‌های بررسی‌شده اگر چه پرآلومین ضعیف هستند؛ اما متفاوت از گرانیت‌های نوع S بسیار پرآلومین و فلسیک هستند که میزان A/CNK بسیار بیشتر از مقدار ۱/۱ دارند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهند این توده‌ها از نوع گرانیت‌های نوع S نیستند و می‌توانند از نوع I و یا A باشند؛ اگرچه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی (مانند میزان سیلیس بسیار بالا (بیشتر از ۷۸ درصدوزنی)، میزان CaO، MgO، FeO و MnO بسیار کم (جدول ۱)، آنومالی منفی از Eu، نسبت Eu/Eu* کمتر از ۰/۳ و آنومالی منفی شاخص از Ba، Sr، P، Eu و Ti در نمودارهای عنکبوتی (شکل ۶)) آنها را با توده‌های گرانیتی نوع A قابل‌قیاس می‌کند (Collins et al., 2019). گرانیت‌های بررسی‌شده میزان کوارتز و فلدسپار همسانی دارند و میزان بیوتیت آنها کمتری است و یا بیوتیت ندارند. ویژگی‌های ترکیب شیمیایی و مجموعهٔ کانی‌شناسی توده‌های بررسی‌شده همانند گرانیت‌های کم‌دما[11] هستند (Chappell and White, 1992). در توده‌های بررسی‌شده مؤلفه‌های Zr+Nb+Ce+Y (کمتر از ۳۰۰) و 104*Ga/Al (عموماً کمتر از ۲/۶) کم هستند و نشان می‌دهند این سنگ‌ها از توده‌های نوع A متمایز هستند (Collins et al., 2019). همچنین، نبود کانی‌های مافیک آلکالن (مانند آرفدسونیت، ریبکیت و ...) و مقدار کمِ عنصرهای کمیابِ La، Y، Nb، Zr، Ga، Zn و Ce در توده‌های بررسی‌شده نشان می‌دهند این سنگ‌ها از گرانیت‌های گروه I هستند (Bonin et al., 2020).

والن و همکاران (Whalen et al. 1987) نمودارهای توصیفی بسیاری را برای تمایز توده‌های گرانیتی نوع A از توده‌های گرانیتی گوناگون پیشنهاد کرده‌اند. در این نمودارها، نمونه‌های بررسی‌شده در محدودهٔ گرانیت‌های نوع I بسیار جدایش‌یافته جای می‌گیرند (شکل ۸). در نمودار پیشنهادیِ سیلوستر (Sylvester, 1989) که در شناسایی گرانیت‌های آلکالن از کالک‌آلکالن و بسیار پرآلومین بسیار کارآمد است، نمونه‌های توده‌های بررسی‌شده در محدودهٔ گرانیت‌های I جدایش‌یافته جای می‌گیرند (شکل ۸).

خاستگاه توده‌های گرانیتی و سنگ‌های آتشفشانی بسیار فلسیک (SiO_2>۷۰wt%)، به‌ویژه هنگامی‌که در حجم‌های بزرگ رخ می‌دهند، با ابهام همراه است (Champion and Chappell 1992). الگوهای سنگ‌زایی پیشنهادی برای این توده‌ها دربارهٔ خاستگاه و همچنین، فرایندهای دخیل در سرشت سیلیسی آنها بسیار متغیر هستند و بیشترشان با جدایش‌بلوری[12] گسترده همراه هستند. الگوهای پیشنهادی برای پیدایش سنگ خاستگاه این توده‌ها شامل ذوب‌بخشی پوستهٔ گرانولیتی، پوستهٔ تونالیتی، مواد گوشته‌ای جایگزین‌شده در پوستهٔ زیرین یا آمیخته با مواد پوسته‌ای و آمیختگی مذاب‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای، حتی گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای بسیار متاسوماتیسم‌شده هستند (Champion and Chappell (1992) و منابعِ آن). توده‌های آذرین درونی گرانیتی بسیار فلسیک معمولاً شواهد بافتی و زمین‌شیمیایی از تأثیر سیال‌ها را نشان می‌دهند. بسیاری از نویسندگان این ویژگی‌های دیده‌شده را پیامد تأثیر سیال‌ها می‌دانند؛ سیال‌هایی مانند سیال‌های بجاماندهٔ مراحل پایانی، سیال‌های گرمابی، سیال‌های سرشار از هالوژن (که تهی‌شدگی و غنی‌شدگی از عنصرها در توده‌های فلسیک بسیار جدایش‌یافته را در پی دارند) (Champion and Chappell (1992) و منابعِ آن).

[11] Low-temperature granites

[12] Fractional Crystallization



شکل ۸. ترکیب توده‌های آذرین درونی منطقهٔ دوران و شاه‌بلاغی در: **A**) نمودار SiO_2 در برابر Rb/Zr (Harris et al., 1986)؛ **B**) نمودار Zr+Nb+Ce+Y دربرابر $(Na_2O+K_2O)/CaO$ (Pearce et al. 1984)؛ **C**) نمودار 10000*Ga/Al دربرابر Zr (Whalen et al., 1987) (محدودهٔ گرانیت‌های نوع A و نوع I جدایش‌یافته از وو و همکاران (Wu et al., 2017) است)؛ **D**) نمودار $100*(MgO+FeO+TiO_2)$ در برابر $(Al_2O_3+CaO)/(FeO+Na_2O+K_2O)$ برای رده‌بندی توده‌های گرانیتی (Sylvester, 1987) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است).

Figure 12. Composition of Doran and Shahbolaghi intrusive rocks in: **A**) SiO_2 versus Rb/Zr (after Harris et al., 1986); **B**) (Zr+Nb+Ce+Y) versus $(Na_2O+K_2O)/CaO$ diagram (after Pearce et al., 1984); **C**) Ga/Al*10000 versus Zr (after Whalen et al., 1987) (domains of I and A granite after Wu et al., 2017); **D**) $100*(MgO+FeO+TiO_2)/SiO_2$ versus $(Al_2O_3+CaO)/(FeO+Na_2O+K_2O)$ for classification of granites (after Sylvester, 1987) (Symbols are as in Fig.4).

گرانیت‌های بسیار جدایش‌یافته (SiO_2>۷۳wt%) معمولاً ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌نگاری همانند هاپلوگرانیت‌ها (دمای نزدیک به کمینهٔ مذاب) هستند. توصیف خاستگاه ماگمایی آنها با ابهام‌هایی همراه است (Chappell et al., 2012)؛ ازاین‌رو، الگوهای سنگ‌زایی گوناگونی برای آنها پیشنهاد شده است:

۱- ذوب‌بخشی پوسته که سپس جدایش‌بلوری ترکیب مذاب پدیدآمده را تغییر می‌دهد (Miller, 1985; Chappell et al., 2012)؛

۲- جدایش‌بلوری هورنبلند و پیروکسن از مذاب‌های مافیک تا حد واسط اولیه (Wyborn et al., 2001)؛

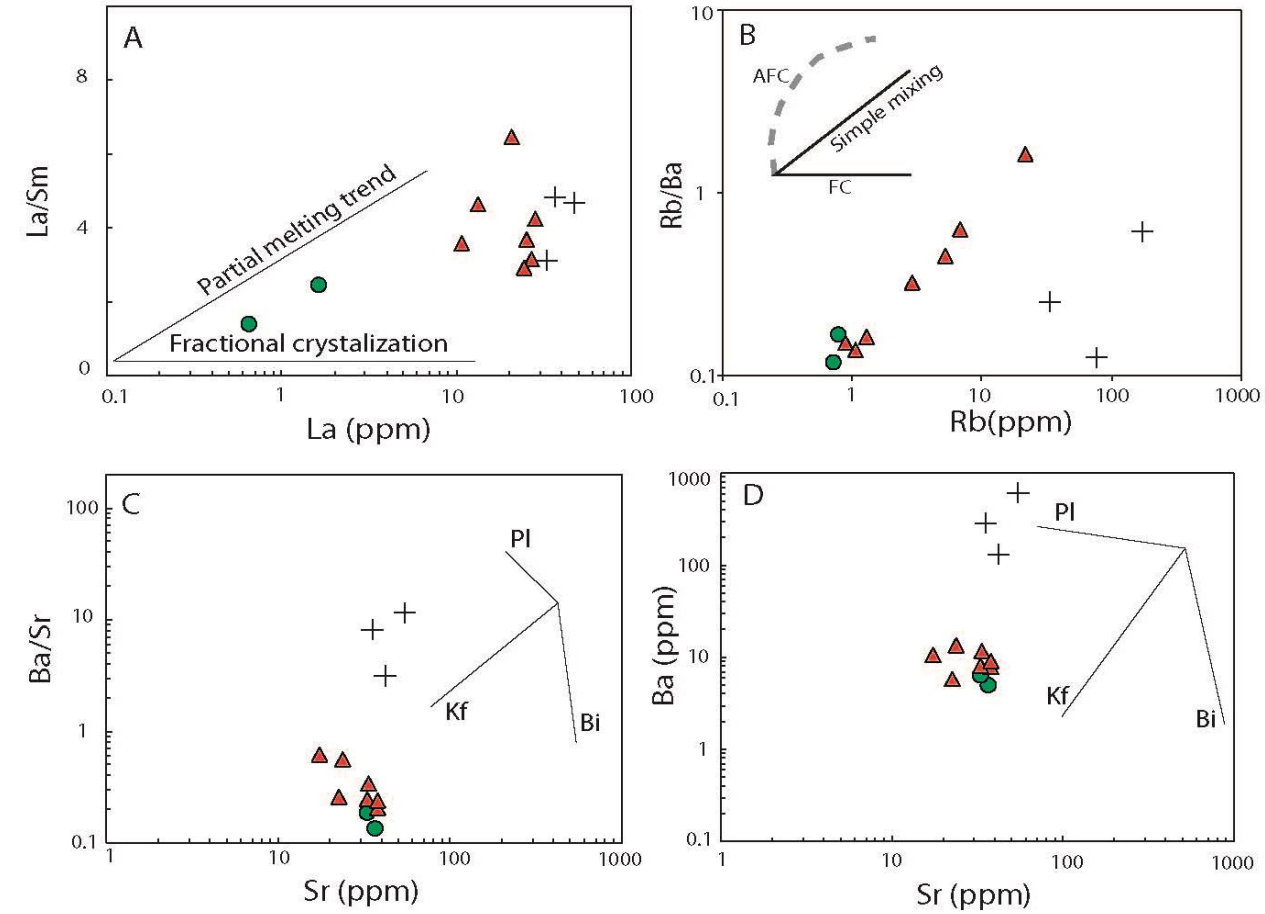
۳- تـأثیر فـاز سـیال بجامانـده فـاز گرمـابی در مراحـل پایـانی ماگمـایی (Pérez-Soba and Villaseca, 2010).

همچنـین، خاسـتگاه‌هـای گونـاگونی نیـز بـرای ایـن سـنگ‌هـا پیشـنهاد شـده اسـت کـه شـامل سـنگ‌هـای رسـوبی سرشـار از آلـومین (Barbarin, 1996)، سـنگ‌هـای تونـالیتی (Creaser et al., 1991)، مـواد گوشـته‌ای جـایگزین‌شـده در پوسـتهٔ زیـرین (Wyborn et al., 1987) و آمیختگـی مـواد پوسـته‌ای و گوشـته‌ای در سطوح مختلف پوسته (Wu et al., 2003) هستند.

پیـدایش گرانیـت‌هـای منطقـه در پـی فراینـد جـدایش‌بلـوری ماگمـای مافیـک پرسـش برانگیـز اسـت؛ زیـرا تـوده‌هـای گرانیتـی منطقـه برتـری حجمـی بسـیار بـالایی دارنـد و سـنگ‌هـای گرانیتـی رخنمـون‌یافتـه در منطقـه بـا میـزان سـیلیس بـیش از ۷۷درصـدوزنی (کـه حجـم چشـمگیری دارنـد) نمـی‌تواننـد از فراینـد جـدایش‌بلـوری سـنگ‌هـای مافیـک در منطقـه (کـه حجـم کمـی دارنـد) پدیـد آمـده باشـند (Zen, 1986; Chappell et al., 2012). افـزون‌بـر ایـن، محـدودیت تولیـد ماگمـای پرآلـومین در پـی جـدایش بلورهـای پیروکسـن و آمفیبـول از یـک ماگمـای مافیـک اولیـه (Chappell et al., 2012)، تولیـد تـوده‌هـای گرانیتـی منطقـه از ایـن روش را نفـی مـی‌کنـد. گمـان مـی‌رود ذوب‌بخشـی مـواد پوسـته‌ای زیـرین فراینـد اصـلی در پیدایش تـوده‌هـای بررسـی‌شـده باشـد و بـه دنبـال رخـداد این فرایند، توده‌هـای آذریـن درونـی گرانیتـی بررسـی‌شـده پدید آمده‌اند.

همـان‌گونـه‌کـه در نمودارهـای هـارکر (شـکل ۵) نشـان داده شـد، هـر یـک از تـوده‌هـای بررسـی‌شـده رونـدهای متمـایزی دارنـد. همچنـین، برپایـهٔ بررسـی‌هـای صحرایی، روابط تغییر و تحـول تـدریجی میـان آنهـا دیـده نمـی‌شـود و ایـن تـوده‌هـا عمومـاً یکـدیگر را قطـع مـی‌کننـد. سـن‌سـنجی مطلـق انجـام‌شـده نیـز ایـن مطلـب را تأییـد مـی‌کنـد. بـرای بررسـی تـأثیر فراینـدهای ذوب‌بخشـی یـا جـدایش‌بلـوری در پیـدایش و تحـول تـوده‌هـای بررسـی‌شـده، از نمـودارهـای La/Sm دربرابـر Sm و Rb/Ba دربرابـر Rb بهـره گرفتـه شـد. همچنـان‌کـه در ایـن نمـودارهـا دیـده مـی‌شـود، تـوده‌هـای بررسـی‌شـده افـزون‌بـر ایـن کـه رونـدهای متفـاوت دارنـد، از رونـد فراینـدهای ذوب‌بخشـی و اخـتلاط ماگمـایی بیشـترین پیروی را دارنـد؛ هـر چنـد کـه فراینـد جـدایش بلـوری نیـز بر تحول ایـن تـوده‌هـا تـأثیر داشـته اسـت (شـکل‌هـای ۹- A و ۹- B). همـان‌گونـه‌کـه در نمـودارهـای شـکل‌هـای ۹- D و ۹- C دیـده مـی‌شـود، در تحـول تـوده‌هـای میکاگرانیـت، کـانی‌هـای بیوتیـت و پلاژیـوکلاز و در تحـول تـوده‌هـای گرانیـت‌پـورفیری و گرانیـت‌صـورتی، کـانی‌هـای پلاژیـوکلاز و پتاسـیم‌فلدسـپار نقـش مهـم‌تـری داشـته‌انـد. پیـک‌هـای منفـی در فراوانـی عنصـرهای Sr، Ba، Rb، K و Cs در نمودارهای عنکبـوتیِ تـوده‌هـای بررسـی‌شـده نیـز این نکته را تأیید می‌کنند.

همچنـان‌کـه گفتـه شـد، تـوده‌هـای بررسـی‌شـده روندهای مختلفی دارنـد کـه مـی‌تواننـد پیامـد ذوب‌بخشـی سنگ‌مادرهای متفـاوت باشـند. بررسـی‌هـای تجربـی نشـان داده‌انـد ذوب‌بخشـی یـک خاسـتگاه آذریـن دگرگـون‌شـدهٔ گرانـولیتی بازیـافتی بجـامانـده ماگمـای گرانیتـی پدیـد مـی‌آورد کـه از عنصـرهای آلکـالی نسـبت بـه آلـومینیم و TiO_2 نسـبت بـه MgO تهـی شـده اسـت (Creaser et al., 1991; Patiño Douce, 1997). در تـوده‌هـای گرانیتـی بررسـی‌شـده نسـبت TiO_2/MgO در گرانیـت‌هـای پـورفیری از ۲ تـا ۷، در میکاگرانیـت عمومـاً از ۰/۳ کمتـر و در گرانیـت صـورتی از ۰/۵ تـا ۰/۸ در تغییر است. بـر ایـن اسـاس، در پیـدایش مـذاب تـوده‌هـای گرانیتی بررسی‌شـده منـابع گونـاگونی مشـارکت داشـته‌انـد. هرچنـد میـزان بـالای نسـبت Rb/Sr در نمونـه‌هـای تـودهٔ گرانیتـی صـورتی (۰/۸تـا ۵) نشـان‌دهنـدهٔ تشـکیل‌نشـدن آنهـا از خاسـتگاه گرانـولیتی بجـامانـده دیـرذوب اسـت، امـا نسـبت K_2O/Na_2O بـالا و P_2O_5 کـم و تهـی‌شـدگی از Eu و Sr گویای این هسـتند کـه ایـن سـنگ‌هـا چـه‌بسـا از ذوب‌بخشـی پوسـتهٔ زیـرین بـا ترکیـب تونالیـت و گرانودیوریت پدید آمده‌اند.



شکل ۹. A) نمودار La دربرابر La/Sm برای بررسی میزان دخالت فرایندهای جدایش‌بلوری و ذوب‌بخشی در پیدایش توده‌های گرانیتی دوران و شاه‌بلاغی؛ **B**) نمودار Rb دربرابر Rb/Ba برای بررسی دخالت فرایندهای جدایش‌بلوری (FC)، اختلاط ساده[۱۳] و آلایش[۱۴] و هضم و جدایش بلوری[۱۵] (AFC) در پیدایش و تحول توده‌های منطقه؛ **C، D**) نمودارهای Sr دربرابر Ba/Sr و Ba برای بررسی تأثیر فازهای گوناگون در فرایند جدایش بلوری (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است).

Figure 9. A) La versus La/Sm diagram to determine the involvement of fractionation and partial melting processes in the formation of Doran and Shahbolaghi granites; **B**) Rb versus Rb/Ba diagram to determine the involvement of fractional crystallization (FC), simple mixing, contamination and assimilation and fractional crystallization (AFC) in the formation and transformation of intrusives; **C, D**) Sr versus Ba/Sr and Ba to determine the various phases effect on the fractional crystallization process (symbols are like as Fig. 4).

[13] simple mixing
[14] contamination
[15] assimilation and fracional crystallization

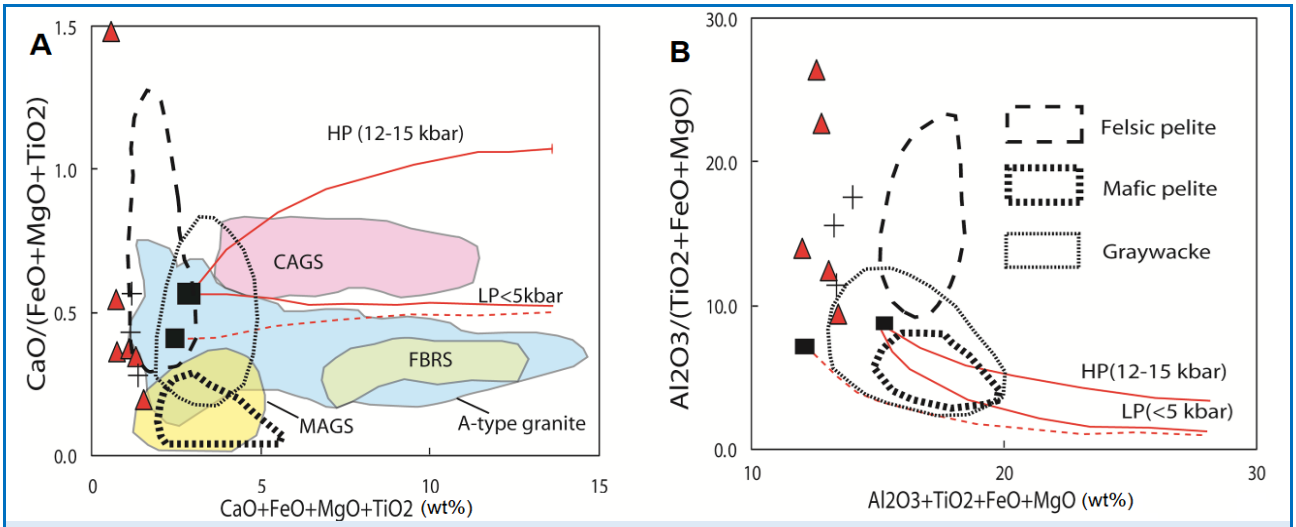
توده های گرانیت‌پورفیری و میکاگرانیت میزان کانی آلبیت فراوانی دارند و در ترکیب شیمیایی آنها میزان Na_2O در مقایسه با K_2O بسیار بالاست. بیشتر پژوهشگران (مانند Kaur et al. (2006) ویژگی غنی از سدیم برخی سنگ‌ها را به فرایندهای متاسوماتیسم پس از مرحلهٔ ماگمایی روی توده‌های نوع A، که با نفوذ فراگیر سیال‌های سرشار از سدیم (Černy, 1992) یا با سیال‌های جداشدهٔ مرحلهٔ تأخیری ماگمایی (Chaudhri et al., 2003) توجیه کرده‌اند. در هنگام رخداد فرایند متاسوماتیسم، سدیمِ آلبیت جایگزین پتاسیم در پتاسیم‌فلدسپار می‌شود (Černy, 1992).

با وجود این، برخی توده‌های آلبیت‌گرانیتی جهان خاستگاه ماگمایی دارند (Costi et al., 2009; Barboni and Bussy, 2013). شواهد بسیاری نشان می‌دهند توده‌های آلبیت‌گرانیت بررسی‌شده در پی فرایند ماگمایی است. این

شواهد در زیر تشریح شده‌اند؛ هرچند حضور برخی آلبیت‌های ثانویه و نیز بافت میرمکیتی در توده های بررسی شده چه‌بسا نشاندهندهٔ متاسوماتیسم سدیک است. درون تودهٔ دوران، انکلاوها و دایک‌های بازیک بسیاری دیده می‌شوند که برپایهٔ داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ شیمیایی (جدول ۱)، شواهد متاسوماتیسم گستردهٔ سدیم را نشان نمی‌دهند. همچنین، حضور ساخت‌های کنگره‌ای و پایپ‌گونه میان انکلاوهای بازیک با تودهٔ گرانیت میزبان نشان‌دهندهٔ همزمانی نفوذ و گویای سرشت ماگمایی توده‌های بررسی‌شده است. همچنین، بافت‌های دیده‌شده در توده های گرانیتی با سرشت ماگمایی این توده همخوانی دارد. در توده‌های گرانیتی بررسی‌شده، آلبیت بیشتر به‌صورت بلورهای شکل‌دار دیده می‌شود؛ حال آنکه در هنگام رخداد متاسوماتیسم، بیشتر بلورها به‌صورت بی‌شکل و یا بلورهای بین‌دانه‌ای رشد می‌کنند. در این توده‌ها بافت‌های جانشینی، شامل پرتیت لکه‌ای و حضور گسترده آلبیت در حاشیهٔ فلدسپارها و همچنین، به‌صورت رگچه‌ای کمیاب است. بلورهای زیرکن به شدت تحت‌تأثیر سیال‌های متاسوماتیسم‌کنندهٔ سرشار از سدیم قرار می‌گیرند و در صورت متاسوماتیسم بافت‌های اسفنجی و منطقه‌بندی موزاییکی و بازتبلور گسترده در بلورهای زیرکن پدید می‌آید که بافت‌های یادشده و همچنین، سن‌های جوان در توده‌های آلبیت‌گرانیت دیده نشده اند. متاسوماتیسم سدیک کانی‌های سرشار از عنصرهای F-Li-Cl (مانند توپاز و لپیدولیت) را پدید می‌آورد. این کانی‌ها در توده‌های آلبیت‌گرانیت بررسی‌شده دیده نشدند. به باور پرز-سوبا و ویلاسکا (Pérez-Soba and Carlos, 2019)، در هنگام رخداد متاسوماتیسم سدیک، Nb بسیار دچار غنی‌شدگی می‌شود؛ در حالی‌که میزان این عنصر در توده های آلبیت‌گرانیت (گرانیت‌پورفیری و میکاگرانیت) همانند گرانیت‌صورتی است (جدول ۱). متاسوماتیسم در مراحل پایانی ماگماتیسم میزان Rb، Ga، Li و U را بسیار افزایش می‌دهد (MacKenzie et al., 1988)؛ حال آنکه چنین غنی‌شدگی از عنصرهای یادشده در توده‌های آلبیت‌گرانیت بررسی‌شده دیده نمی‌شود. برای سنگ‌زایی توده‌های گرانیتی بسیار جدایش‌یافته و نیز گرانیت‌های سدیک الگوهای گوناگونی پیشنهاد شده است؛ مانند: جدایش ماگمای مافیک جداشده از گوشته (Han et al., 1997)، ذوب‌بخشی سنگ‌های خاستگاه اختلاط یافته شامل ماگمای مافیک جایگزین‌شده در سنگ‌های پوستهٔ زیرین (Li et al., 2007) و آمیختگی ماگمای جداشده از گوشته با مذاب‌های پوسته ای که سپس ماگمای حاصل از آن دچار جدایش‌بلوری می‌شود (Tao et al., 2013). سنگ‌های گرانیت‌پورفیری میزان LREE بسیار کم و همچنین، SiO_2 بالا و میزان MgO بسیار کمی دارند. همچنین، تودهٔ گرانیت پورفیری زیرکن‌های به‌ارث‌رسیده دارد که نشان می‌دهد این توده نمی‌تواند تنها از جدایش بلوری ماگمای بازالتی پدید آید؛ بلکه ماگمای مربوط به این توده از پوسته‌ای قدیمی و یا آمیختگی و آلایش ماگمایِ برخاسته از ذوب پوستهٔ زیرین با پوستهٔ قدیمی و دخالت ماگماهای گوشته‌ای خاستگاه گرفته است.

در نمودارهای $Al_2O_3+TiO_2+FeO+MgO$ دربرابر $Al_2O_3/TiO_2+FeO+MgO$ و همچنین، $CaO+FeO+MgO+TiO_2$ در برابر $CaO/FeO+MgO+TiO_2$ نمونه‌های مربوط به میکاگرانیت ها در محدودهٔ مذاب‌های پدیدآمده از ذوب‌بخشی رسوب های با ترکیب پلیت‌های فلسیک جای گرفته‌اند. ازاین‌رو، گمان می‌رود این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی سنگ‌های پلیتی فلسیک دگرگون‌شده پدید آمده‌اند (شکل ۱۰).

ویژگی‌های صحرایی نشان می‌دهند سنگ‌های بازیک به‌صورت انکلاو در توده‌های گرانیتی دیده می‌شوند و گمان می‌رود این سنگ ها همزمان با تودهٔ گرانیت صورتی جایگزین شده‌اند. از دیدگاه زمین‌شیمیایی، سنگ‌های بازیک میزان SiO_2 کمتر از ۵۰ درصدوزنی و میزان MgO، Cr و Ni بالایی دارند. همچنین، این سنگ‌ها در نمودارهای عنکبوتی آنومالی منفیِ Nb-Ta-Ti نشان می‌دهند. در نمودار Th/Yb دربرابر Nb/Yb، نمونه‌های سنگ‌های بازالتی در بیرون از آرایهٔ گوشته‌ای و در محدوده‌های متأثر از فرایندها و عوامل فرورانشی جای دارند (شکل ۱۱). ازاین‌رو، گمان می‌رود این سنگ‌ها از گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده با عوامل فرورانش خاستگاه گرفته‌اند که هنگام صعود، کمی دچار فرایند تحول و جدایش بلوری شده است.



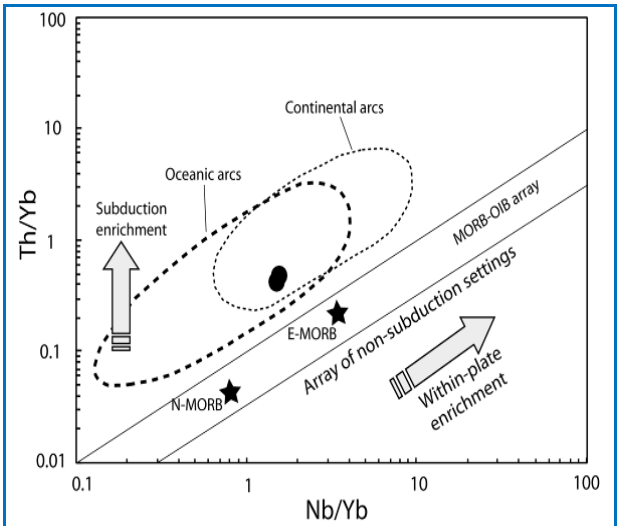
شکل ۱۰. خاستگاه توده‌های گرانیتی دوران و شاه‌بلاغی در نمودارهای پیشنهادیِ وانگ و همکاران (Wang et al., 2015) (CAGS: گرانیت‌های کالک‌آلکالن؛ MAGS» گرانیت‌های متاآلومینوس غنی از آلکالی؛ FBRS: ریولیت‌های همراه با ایالت‌های بازالت‌های طغیانی قاره‌ای (Patiño Douce, 1999; Dall'Agnol and de Oliveira, 2007)؛ خط‌چین: منحنی آمیختگی ماگمای بازالتی تولهایتی غنی از آلومینیم و گرانیت‌های کالک‌آلکالن؛ خطوط پیوسته: آمیختگی ماگمای الیوین‌تولهایتی با متاگری‌وک در فشار کم (LP، ≤۵ kbar) و فشار بالا (HP، ۱۲-۱۵kbar). نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است).

Figure 10. The origin of Doran and Shahbalaghi granites in the diagrams proposed by Wang et al. (2015) (CAGS: Calc-alkaline granites; MAGS: metaluminous alkali-rich granites; FBRS: rhyolites associated with continental flood basalts provinces (Patiño Douce, 1999; Dall'Agnol and de Oliveira, 2007); Dashed lines: reaction curves for the low-pressure hybridization of calc-alkaline granites with high-Al olivine tholeiites; Solid lines: hybridization of high-Al olivine tholeiite with metagraywacke at low pressure (LP, ≤5 kbar) or at high pressure (HP, 12–15 kbar). All symbols are as in Fig. 4).

محیط زمین‌ساختی

همان‌گونه‌که گفته شد، توده‌های آذرین درونی دوران و شاه‌بلاغی شامل سنگ‌های میکاگرانیت، گرانیت‌پورفیری و گرانیت صورتی و سنگ‌های بازیک به صورت دایک و انکلاو هستند. در نمودارهای متمایزکننده (شکل ۱۲- A)، نمونه‌های انکلاو در مرز میان کمان آتشفشانی و درون صفحه‌ای جای دارند. بیشتر سنگ‌های بازیک مربوط به محیطهای پس از برخورد، ویژگی‌های دوسویه مربوط به محیط‌های درون‌صفحه‌ای و کمانی را نشان می‌دهند (Pearce, 1996).

برپایهٔ بررسی‌های انجام‌شده، توده‌های بررسی‌شده همگن نیستند و در چرخه‌ای ماگمایی پدید آمده‌اند؛ به‌گونه‌ای‌که تودهٔ گرانیت‌پورفیری در نزدیک به ۵۶۵ میلیون سال پیش و تودهٔ گرانیت‌صورتی در نزدیک به ۵۳۸ میلیون سال پیش جایگزین شده‌اند. توده‌های

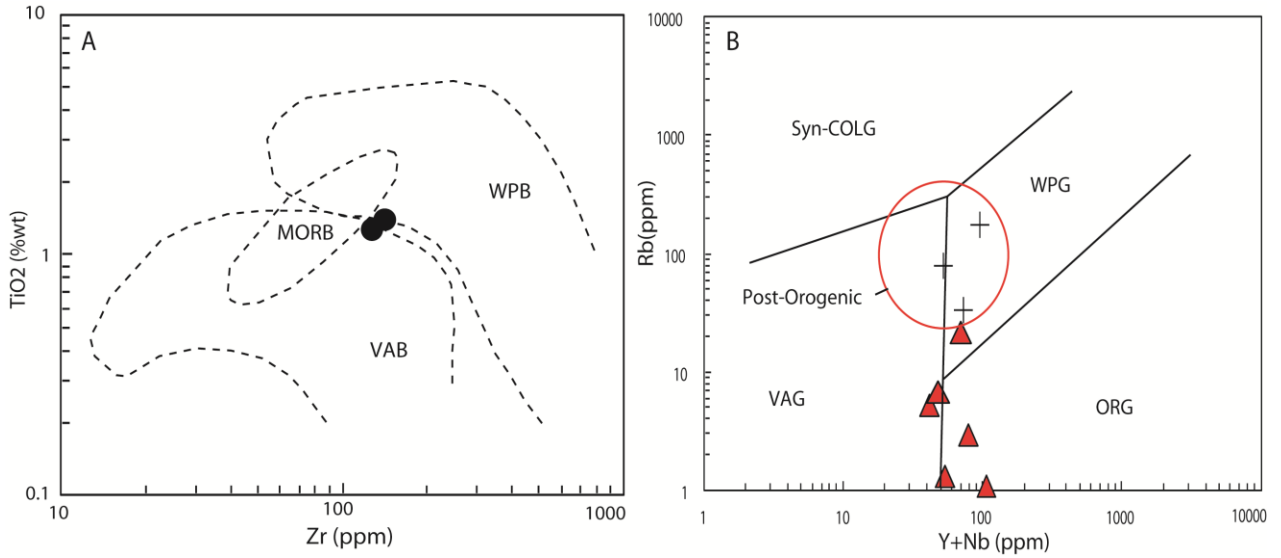


شکل ۱۱. نمودار Th/Yb دربرابر Nb/Yb (Pearce, 2008) برای بررسی نمونه‌های انکلاوِ توده‌های دوران و شاه‌بلاغی.

Figure 11. Th/Yb versus Nb/Yb diagram (Pearce, 2008) to investigate the enclave samples of Doran and Shahbalaghi granites.

بررسی‌شده در ادامهٔ ماگماتیسم گستردهٔ پرکامبرین هستند. نمود ماگماتیسم پرکامبرین پایانی در منطقه به‌صورت سنگ‌های افیولیتی دگرگون‌شده و همچنین، سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی دگرگون‌شده در نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ زنجان، ماه‌نشان، تکاب و شاهین‌دژ در شمال‌باختری ایران گزارش شده است. ماگماتیسم پرکامبرین پایانی در بخش‌های مختلف ایران مانند ایران‌مرکزی (Ramezani and Tucker, 2003; Nadimi, 2007)، پهنهٔ تکنار (Bagherzadeh et al., 2015; Moghadam et al., 2017) و همچنین، پهنهٔ تکاب-زنجان (Hassanzadeh et al., 2008; Saki, 2010; Fathiyan et al., 2019; Honarmand et al., 2020) گزارش شده است. ماگماتیسم یادشده از نوع ماگماتیسم کمانی دانسته شده است و به فرورانش اقیانوس پروتوتتیس به زیر صفحهٔ ایران نسبت داده شده است (Ramezani and Tucker, 2003).

نتایج این بررسی نشان می‌دهند توده‌های بررسی شده دوران و شاه‌بلاغی در ادامه ماگماتیسم یادشده در زمان کامبرین آغازین در یک محیط کمان آتشفشانی تا محیط پس از برخورد پدید آمده‌اند (شکل ۱۲- B). گمان می‌رود برخورد صفحه‌های قاره‌ای پیدایش محیط برخوردی را در پی داشته است که به‌دنبال آن، محیط کشش پس از برخوردی موجب ذوب گوشته متاسوماتیسم شده است و ماگمای بازیک را پدید آورده است. نفوذ سنگ‌های بازیک به پوستهٔ زیرین و میانی، بالارفتن دما و ذوب سنگ‌های پوستهٔ زیرین و میانی با ترکیب آذرین و رسوبی را در پی داشته است و ماگماهای گرانیتی غنی از سیلیس را در منطقه پدید آورده است. ذوب سنگ خاستگاه‌هایی با سرشت گوناگون، ماگماهای فلسیک با ترکیب گوناگون را پدید آورده است.



شکل ۱۲. A) نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی مربوط به انکلاوهای بازیک (Pearce and Norry, 1979)؛ **B**) نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های گرانیتی دوران و شاه‌بلاغی (Pearce, 1996) (MORB: بازالت پشتهٔ میان‌اقیانوسی؛ WPB: بازالت درون‌صفحه‌ای؛ VAB: بازالت کمان آتشفشانی؛ WPG: گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای؛ VAG: گرانیت‌های کمان آتشفشانی؛ ORG: گرانیت‌های پشتهٔ اقیانوسی؛ syn-COLG: گرانیت‌های همزمان با برخورد).

Figure 12. A) discrimination tectonic setting diagram related to basic enclaves (Pearce and Norry, 1979); **B**) discrimination tectonic setting diagram of Doran and Shahbalaghi granites (Pearce, 1996) (MORB: mid-ocean ridge basalt; WPB: within plate basalt; VAB: volcanic arc basalt; WPG: within plate granites; VAG: volcanic arc granites; ORG: oceanic ridge granites; syn-COLG: syn-collisional granites).

برداشت

توده های آذرین درونی دوران و شاه‌بلاغی پالس‌های آذرین درونی بسیاری دارند که با توجه به روابط صحرایی و بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، به گروه‌های میکاگرانیت، گرانیت‌پورفیری و گرانیت‌صورتی و همچنین، سنگ‌های بازیک دسته‌بندی می‌شوند. توده‌های گرانیت‌پورفیری و میکاگرانیت با توجه به مؤلفه آلبیت بالا، از نوع آلبیت‌گرانیت هستند. برپایهٔ یافته‌های این بررسی، پلوتونیسم در توده‌های دوران و شاه‌بلاغی با فاز میکاگرانیت آغاز شده است و سپس با فازهای گرانیت‌پورفیری و گرانیت‌صورتی به‌همراه فاز بازیک دنبال شده است. فازهای آذرین درونی مختلف در توده‌های دوران و شاه‌بلاغی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی متمایزی دارند. این توده ها در نمودارهای هارکر روندهای مختلفی را نشان می‌دهند. توده‌های گرانیتی بررسی‌شده میزان اکسیدهای MgO، CaO، Al_2O_3 و P_2O_5 و نسبت TiO_2/MgO کمی دارند و در عنصرهای Eu، Ba، Sr، P و Ti آنومالی منفی نشان می‌دهند. در مقایسه با توده‌های دیگر، تودهٔ گرانیت‌صورتی میزان K_2O بالایی دارد. تودهٔ گرانیتی پورفیری تهی‌شدگی شاخصی از عنصرهای LREE دارد؛ اما توده های گرانیت‌صورتی و میکاگرانیت و سنگ‌های بازیک از LREE در مقایسه با HREE غنی‌شدگی نشان می دهند. سنگ‌های بازیک از عنصرهای سازگار (MgO، Ni و Cr) غنی هستند و در نمودارهای عنکبوتی و خاکی کمیاب، آنومالی مثبتِ Eu و نیز LILE و تهی‌شدگی از HFSE نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها همانند ماگماهای مافیک جداشده از گوشتهٔ متاسوماتیسم‌شده است. برپایهٔ ویژگی‌های سنگ‌نگاری، زمین شیمیایی و داده‌های سنی، توده‌های آلبیت‌گرانیت سرشت ماگمایی دارند و فرایند متاسوماتیسم تأثیر اندکی در سرشت سدیک آنها داشته است. با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، توده‌های گرانیت‌پورفیری و میکاگرانیت در پی ذوب‌بخشی خاستگاه پوسته‌ای آذرین شامل سنگ‌های گرانودیوریتی-تونالیتی پدید آمده‌اند و گرانیت‌های صورتی پیامد ذوب بخشی سنگ‌های پلیتی فلسیک دگرگون‌شده هستند. برپایهٔ سن‌سنجی به روش U-Pb بلورهای زیرکن، توده های گرانیت‌پورفیری و گرانیت‌صورتی به‌ترتیب در ۵۶۵±۲۸ و ۵۳۸±۱۲ میلیون سال پیش (در پرکامبرین پایانی-کامبرین زیرین) جایگزین شده‌اند. توده‌های بررسی شده از نوع گرانیت‌های I جدایش‌یافته هستند که در پهنهٔ کمان آتشفشانی تا پس از برخوردی پدید آمده‌اند. نفوذ ماگمای بازیک از گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده به پوستهٔ زیرین و میانی و افزایش گرادیان دمایی در یک پهنهٔ کششی، ذوب بخشی منابع مختلف پوسته‌ای و پیدایش ماگماهای فلسیک با ترکیب مختلف را به‌دنبال داشته است.

References

Athari, S. F., Sepahi, A. A. and Moazzen, M. (2007) Petrology of leucocratic granitoids in the northwest of Iran with emphasis on leucocratic I-type granites from SW Saqqez. Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen, 184, 169-179

Babakhani, A. and Galamghash, J. (1998) Geological map of Takht-e-Soleyman (scale 1:100.000). Geology survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Babakhani, A. and Sadeghi, A. (2005) Geological map of Zanjan (scale 1:100.000). Geology survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Bagherzadeh, R. M., Karimpour, M. H., Farmer, G. L., Stern, C. R., Santos, J. F., Rahimi, B., and Heidarian Shahri, M. R. (2015) U–Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr–Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan, NE Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 111, 54-71 .

Barbarin, B. (1996) Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. Geology, 24(4), 295–298 .

Barboni, M. and Bussy, F. (2013) Petrogenesis of magmatic albite granites associated to cogenetic A-type granites: Na-rich residual melt extraction from a partially crystallized A-type granite mush. Lithos, 177, 328–351.

Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210–265.

Bonin, B., Janoušek, V. and Moyen, J. -F. (2020) Chemical variation, modal composition and classification of granitoids. Geological Society of London, Special Publication, 491, 9–51 .

Černy, P. (1992) Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in the light of current research. Applied Geochemistry, 7, 393-416.

Champion, D. C. and Chappell, B. W. (1992) Petrogenesis of felsic I-type granites: an example from northern Queensland. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth sciences, 83, 115–26.

Chappell, B. W., Bryant, C. J. and Wyborn, D. (2012) Peraluminous I-type granites. Lithos, 153, 142-153.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth sciences, 83, 1–26 .

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two Contrasting Granite Types. 25 Years Later. Australian Journal of Earth Sciences, 48, 489-499 .

Chaudhri, N., Kaur, P., Okrusch, M. and Schimrosczyk, A. (2003) Characterisation of the Dabla granitoids, North Khetri Copper Belt, Rajasthan, India: evidence of bimodal anorogenic felsic magmatism. Gondwana Research 6, 879-895.

Collins W. J., Huang H., Bowden P. and Kemp A. I. S. (2019) Repeated S–I–A-type granite trilogy in the Lachlan Orogen and geochemical contrasts with A-type granites in Nigeria: implications for petrogenesis and tectonic discrimination. Geological Society London, Special Publications, 491, 53-76.

Costi, H. T., Dall'Agnol, R., Pichavant, M., Rämö, O. T. (2009) The peralkaline tin-mineralized Madeira cryolite albite-rich granite of Pitinga, Amazonian craton, Brazil: petrography, mineralogy and crystallization processes. Canadian Mineralogist, 47, 1301–1327.

Crawford, A. R. (1977) A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India. Memoire hors serie no. 8. Societe Geologique de France, 251–260.

Creaser, R. A., Price, R. C. and Wormald, R. J. (1991) A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. Geology, 19, 163–166 .

Dall'Agnol, R. and de Oliveira, D. C. (2007) Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites. Lithos, 93, 215–233 .

De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29, 183–210.

Fathiyan, L., Aliani, F, Baharifar, A. and Zarinkoub, M. H. (2019) Petrography, Geochemistry and Sr-Nd isotopic properties of granitoid bodies, in west of Zanjan (North-West of Iran). Geosciences, 28, 289-302 (in Persian).

Hajalioghli, R., Moazzen, M., Jahangiri, A., Oberhansli, R., Mocek, H. and Altenberger, U. (2007) Petrogenesis and tectonic evolution of metaluminous sub-alkaline granitoids from the Takab Complex, NW Iran. Geological Magazine, 48, 250–268.

Han, B. F., Wang, S. G., Jahn, B. M., Hong, D. W., Kagami, H. and Sun, Y. L. (1997) Depletedmantle magma source for the Ulungur River A-type granites from north Xinjiang, China: geochemistry and

Nd–Sr isotopic evidence, and implication for Phanerozoic crustal growth. Chemical Geology, 138, 135–159.

Harris, N., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, 19, 67-81.

Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D. (2008) U–Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. Tectonophysics, 451, 71–96 .

Honarmand, M., Nabatian, G. H., Aflaki, M. and Ebrahimi, M. (2020) Zircon U-Pb dating and geochemistry of the Moghanlou mylonite gneiss and granite intrusions, west of Zanjan. Scientific Quarterly Journal, Geosciences, 29(116), 239-310.

Kaur, P., Chaudhri, N., Okrusch, M. and Koepke, J. (2006) Palaeoproterozoic A-type felsic magmatism in the Khetri Copper Belt, Rajasthan, northwestern India: petrologic and tectonic implications. Mineralogy and Petrology, 87, 81-122.

Kholghi Khasraghi, M.H., Eghlimi, B. and Amini Azar, R. (1995) Geological map of Shahindezh (scale 1:100.000). Geology survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Li, X. H., Li, Z. X., Li, W. X., Liu, Y., Yuan, C., Wei, G. and Qi, C. (2007) 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, 186-204.

Lotfi, M. (2002) Geological map of Mahneshan (scale 1:100.000). Geology survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Mackenzie, D. E., Black, P. and Sun, S. -S. (1988) Origin of alkali feldspar granites: an example from the Poimena Granite, northeastern Tasmania, Australia. Geochimica et Cosmochimica Acta 52, 2507–2524.

Maniar P. D. and Piccoli P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. GSA Bulletin, 101(5), 635-643.

Miller, C. F. (1985) Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? Journal of Geology, 93, 673–689.

Moghadam, S. H., Griffin, W. L., Li, X. -H., Karsli, O., Santos, J. F., Pearson, N. and O'Reilly, S. Y. (2017) Crustal Evolution of NW Iran: Cadomian arcs, Archean fragments and the Cenozoic magmatic flare-up. Earth and Planetary Science Letters, 474, 83–96.

Nadimi, A. (2007) Evolution of the Central Iranian basement. Gondwana Research, 12, 324–333.

Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 38, 757–775 .

Patiño Douce, A. E. (1997) Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. Geology, 25, 743–746 .

Patiño Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? Geological Society Special Publications, 168, 55–75.

Pearce, J. A. (1996) Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19, 120-125 .

Pearce, J. A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust: Lithos, 100, 14-48.

Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic

rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 69, 33–47.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25, 956–983.

Pérez-Soba, C. and Carlos, V. (2019) Li-Na-metasomatism related to I-type granite magmatism: A case study of the highly fractionated La Pedriza pluton (Iberian Variscan belt. Lithos, 344–345, 159-174.

Pérez-Soba, C. and Villaseca, C. (2010) Petrogenesis of highly fractionated I-type peraluminous granites: La Pedriza pluton (Spanish Central System): Geologica Acta, 8(2), 131–149.

Ramezani, J. and Tucker, D. (2003) The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. American Journal of Science, 303, 622–665 .

Saki, A. (2010) Mineralogy, geochemistry and geodynamic setting of the granitoids from NW Iran. Geological Journal, 45(4), 451-466.

Stöcklin, J. and Eftekhar-nezhad, J. (1969) Explanatory text of the Zanjan quadrangle map on scale 1:250,000. Geological survey of Iran, D4, 61 .

Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: A review. American Association of Petrology Geologists, 52, 1229-1258.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins (Eds. Saunders A. D. and Norry, M. J.) Special Publications, 42, 313–345. Geological Society, London.

Sylvester, P. J. (1989) Post-collisional alkaline granites. Journal of Geology, 97, 261–280.

Tao, J., Li, W., Li, X., Cen, T. (2013) Petrogenesis of early Yanshanian highly evolved granites in the Longyuanba area, southern Jiangxi Province: evidence from zircon U–Pb dating, Hf–O isotope and whole-rock geochemistry. Science China Earth Sciences 56(6), 922–939.

Valizadeh, M. V. and Esmaiili, D. (1997) Petrography and petrogenesis of Doran granite. Journal of Science, University of Tehran, 22, 12-22.

Wang, C., Chen L., Bagas, L., Lu Y., He X. and Lai, X. (2015) Characterization and origin of the Taishanmiao aluminous A-type granites: implications for Early Cretaceous lithospheric thinning at the southern margin of the North China Craton. International Journal of Earth Sciences, 105, 1563–1589.

Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95, 407–419.

Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo, C. H., Yui, T. Z., Lin, Q., Ge, W. C. and Sun, D. Y. (2003) Highly fractionated I-type granites in NE China (II): isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. Lithos, 67, 191- 204.

Wu, F., Liu, X., Ji, W., Wang, J. and Yang, L., 2017- Highly fractionated granites: recognition and research. China Earth Sciences, 60, 1201–1219.

Wyborn, D., Turner, B. S. and Chappell, B. W. (1987) The Boggy Plain Supersuite: a distinctive belt of I-type igneous rocks of potential economic significance in the Lachlan Fold Belt. Australian Journal of Earth Sciences, 34, 21–43.

Wyborn, D., Chappell, B. W. and James, M. (2001) Examples of convective fractionation in high-temperature granites from the Lachlan Fold Belt. Australian Journal of Earth Sciences, 48(4), 531–541.

Zen, E. (1986) Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrologic constraints. Journal of Petrology, 27, 1095 –1117.