



## Petrology and geochemistry of high temperature I type granitoids in Nusha region, Mazandaran province

Farbood Hakimi Bandboon <sup>1</sup> , Saeed Taki <sup>2\*</sup> , Mohamad Modarresnia <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran

<sup>2</sup> Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Lahijan Branch, Islamic Azad University, Lahijan, Iran

<sup>3</sup> Assistant Professor, Faculty of Basic Sciences, Rasht Branch, Islamic Azad University, Rasht, Iran

### ARTICLE INFO

#### Article History

Received: 09 December 2022  
Revised: 21 January 2023  
Accepted: 21 January 2023

#### Keywords

granitoid  
Nusha  
high temperature I type granites  
Central Alborz  
active continental margin

#### \*Corresponding author

Saeed Taki  
✉ [taki@liau.ac.ir](mailto:taki@liau.ac.ir)

### ABSTRACT

The study area is located about 30 km south of Ramsar, in the central Alborz zone. In addition to the Nusha granitoids (with an age of about 56 million years), the outcrops in this area, mainly include Paleozoic and Mesozoic rock units. Petrographically, the Nusha granitoids have diorite, syenite, monzonite, monzodiorite, granodiorite and quartz monzonite compositions. Moreover, mineralogically, feldspar is the principal mineral, and the texture superiority in them belongs to the granular type. In terms of magmatic series these rocks are metaluminous and range from high K calcalkaline to shoshonitic. The geochemical characteristics of the major and rare elements, as well as the petrographic ones indicate that these granitoids are I type granites, and at the same time they belong to high temperature ones based on the behavior of Ba, Ce and Y elements. Enrichment in LILE and LREE and low concentrations of heavy rare earth elements HREE and high field strength elements HFSE, together with Nb and Ti negative anomaly in the spider diagrams are signs of magmas related to the subduction zone. The high temperature nature and characteristics such as Y/Nb, Rb/Sr and Rb/Ba ratios show that the Nusha granitoids have the geochemical properties of both crustal and mantle origin materials with different ratios. Based on tectonomagmatic discrimination diagrams and trace element compositions, these granitoids belong to an active continental margin environment. The parental magma has originated from melting of an enriched mantle source and contaminated with continental crust during ascent.

### How to cite this article

Hakimi Bandboon, F., Taki, S. and Modarresnia, M., 2022. Petrology and geochemistry of high temperature I type granitoids in Nusha region, Mazandaran province. *Journal of Economic Geology*, 14(4): 115–148. (in Persian with English abstract)  
<https://doi.org/10.22067/ECONG.2023.79859.1060>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

## EXTENDED ABSTRACT

### Introduction

The study area is part of the Alborz-Azerbaijan magmatic belt. Many of the intrusive masses present in this area are high potassium calc-alkaline to shoshonite and are of I type granitoids (Aghazadeh, 2009; Aghazadeh et al., 2013; Nabatian et al., 2014; Taki, 2011). In this research study, we seek to determine the nature of the granitoids of the Nusha region by using geochemical characteristics and determine their origin and tectonomagmatic setting. Exposed rock units in the study area, in addition to intrusive igneous rocks, include sedimentary carbonate and detrital rocks belonging to the Mobarak (Carboniferous), Dorood (Lower Permian), Ruteh (Upper Permian), Nesen (Upper Permian), Elika (Lower-Middle Triassic), Shemshak (Upper Triassic-Lower Jurassic) Formations and Cretaceous sedimentary and volcanic rocks. In this area, the granitoid intrusive masses have northwest-southeast trends and have intruded during the Eocene ( $56 \pm 2$  million years ago) (Axen et al., 2001). The outcrop of the Nusha granitoids starts from the western slope of Sehezar Valley and extends north-westward to the south-west of Nusha. The granitoid unit is separated into two masses by a dextral fault. The southern border of this mass is completely faulted. This has resulted that the Upper Paleozoic assemblage has been thrust onto the granitoids. Its northern border is also mainly faulted. The only normal contact present in the western part with Lower and Middle Jurassic sediments.

### Research method

After sampling of intrusive rocks and petrographic studies of the study area, 10 samples of rocks related to intrusive masses were sent to the Zarazma company in Iran for chemical analysis and 7 samples were sent to the Actlabs company in Canada. In the laboratory of these companies, the ICP-OES method is used to measure the major elements and some minor elements, and the ICP-MS method is used to evaluate the abundance of rare and trace elements. In this research study, since iron is reported unseparated, the Irvine and Baragar method (1971) was used to calculate divalent and trivalent iron.

### Results and discussion

The granitoids of the study area are petrographically

composed of diorite, syenite, monzonite monzodiorite, granodiorite and quartz monzonite. Mineralogically, feldspar is the principal mineral and the granular is superior texture. Based on several geochemical characteristics such as aluminum saturation [the molar  $(Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O))$  or ASI] and agapaitic [A.I.=molar  $(Na+K)/Al$ ] indices,  $Na_2O/K_2O$  ratio, range of  $SiO_2$  content,  $Na_2O$  weight percentages in acidic terms, average values of  $Na_2O$ , Zr, Y, Ce and Rb/Sr, and diagrams of ANK-ACNK, normative corundum and  $P_2O_5$  versus Rb,  $(A/CNK-Fe_2O_3+FeO)$ , Th-Rb and  $P_2O_5-SiO_2$  as well as petrographic features like, petrographical composition ranges and the nature of enclaves and ferromagnesian minerals in the studied samples all confirm the I type nature of the Nusha granitoids. At the same time, the variations of Ba, Ce and Y elements in the Nusha granitoids are such that they first increase and then decrease with increase of silica content. Thus, they are high temperature I type granite and must have been originated from the melting of mafic rocks of crust or evolved mantle. These rocks have high K calc-alkaline to shoshonite magmatic series nature. REE patterns of all the studied samples are parallel and similar (so they have a common origin) and relatively highly enriched (than primitive mantle) and have no Eu anomaly (due to the participation of feldspar in the magma during partial melting of the source rock or lack of differentiation of this mineral during the fractional crystallization of the parental magma). Like many other active continental margin calc-alkaline rocks, these rocks have negative slope on the LREE side and are flat on the HREE side. Enrichment in LILE and LREE and low concentration of HREE and HFSE, along with negative anomaly of Nb and Ti in the spider diagrams are indicators of magmas related to the subduction zone. The very distinct Nb-Ta trough in the arc systems spider diagrams is due to crustal contamination or retention of these elements in the source during partial melting. Positive Pb-K anomalies and overall enrichment of LILE are also indicators of crustal contamination. The extreme U and Th enrichment in the spider diagrams indicate addition of pelagic sediments or altered oceanic crust in the melting process. The high Th/Ta and relatively low Nb/Th ratios indicate formation of magma in an arc environment, and the tectonomagmatic discrimination diagrams show continental arc one as well and according to

their age, like many Cenozoic igneous rocks in the Alborz, Western Alborz-Azerbaijan and South Caucasus must have resulted from subduction of the Neotethys oceanic crust. In the Nb versus Rb/Zr diagram, the Nusha granitoids are in the range of normal to mature continental arcs. On the Sm/Yb-La/Sm and Rb-Sr diagrams, the continental crust is about 45 km and shows enriched mantle at the parental magma generation source. The wide range of variations in Y/Nb ratios indicates that the study

area granitoids have the geochemical characteristics of both crustal and mantle origin materials. According to the Rb/Sr versus Rb/Ba diagram, the mantle to crust materials ratios are between 20 and 50%. The low Tb/Yb ratio and the multiple concentration of rare earth elements compared to the primitive mantle in the Nusha granitoids indicate a mantle source with the composition of spinel bearing peridotite without garnet origin.



## سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی گرانیتوئیدهای نوع I حرارت بالا در منطقه نوشا، استان مازندران

فرهود حکیمی بندبون<sup>۱</sup>، سعید تاکی<sup>۲\*</sup>، محمد مدرس‌نیا<sup>۳</sup><sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران<sup>۲</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد لاهیجان، دانشگاه آزاد اسلامی، لاهیجان، ایران<sup>۳</sup> استادیار، دانشکده علوم پایه، واحد رشت، دانشگاه آزاد اسلامی، رشت، ایران

## چکیده

## اطلاعات مقاله

منطقه مورد بررسی در حدود ۳۰ کیلومتری جنوب رامسر، در زون البرز مرکزی واقع شده است. علاوه بر گرانیتوئیدهای نوشا (با سن حدود ۵۶ میلیون سال)، رخنمون‌های موجود در این منطقه اغلب شامل واحدهای سنگی پالئوزوئیک و مزوزوئیک هستند. گرانیتوئیدهای نوشا از نظر سنگ‌شناسی ترکیب‌های دیوریت، سینیت، مونزونیت، مونزودیوریت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت را دارا هستند و از نظر ترکیب کانی‌شناسی فلدسپات کانی اصلی است و برتری بافت در آنها متعلق به نوع دانه‌ای است. این سنگ‌ها از نظر سری ماگمایی کالک‌آلکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی بوده و متا‌آلمین هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب و همچنین ویژگی‌های سنگ‌نگاری حکایت از آن دارند که این گرانیتوئیدها در زمره گرانیت‌های نوع I و در عین حال بر اساس رفتار عناصر Ce، Ba و Y به انواع حرارت بالا تعلق دارند. غنی‌شدگی در عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون<sup>۱</sup> و عناصر نادر خاکی سبک<sup>۲</sup> و تمرکز پایین عناصر نادر خاکی سنگین<sup>۳</sup> و عناصر با شدت میدان بالا<sup>۴</sup> به همراه بی‌هنجاری منفی Nb و Ti در نمودارهای عنکبوتی، نشانه ماگماهای وابسته به پهنه فرورانش است. ماهیت I حرارت بالا و نیز ویژگی‌هایی نظیر نسبت‌های Y/Nb، Rb/Sr و Rb/Ba نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای نوشا خواص زمین‌شیمیایی هر دو مواد منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای را با نسبت‌های متفاوتی دارا هستند. بر مبنای نمودارهای متمایزکننده جایگاه تکنونوماگمایی و نیز ترکیب عناصر کمیاب، این گرانیتوئیدها متعلق به یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای هستند. ماگمای مادر از ذوب یک منشأ گوشته غنی‌شده، حاصل شده و حین صعود با پوسته قاره‌ای آرایش یافته است.

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۹/۱۸

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۱۱/۰۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۰۱

## واژه‌های کلیدی

گرانیتوئید

نوشا

گرانیت‌های نوع I حرارت بالای آهن

البرز مرکزی

حاشیه فعال قاره

## نویسنده مسئول

سعید تاکی

taki@liau.ac.ir ✉

## استناد به این مقاله

حکیمی بندبون، فرهود؛ تاکی، سعید و مدرس‌نیا، محمد، ۱۴۰۱. سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی گرانیتوئیدهای نوع I حرارت بالا در منطقه نوشا، استان مازندران.

زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۴): ۱۱۵-۱۴۸. doi://doi.org/10.22067/ECONG.2023.79859.1060

## مقدمه

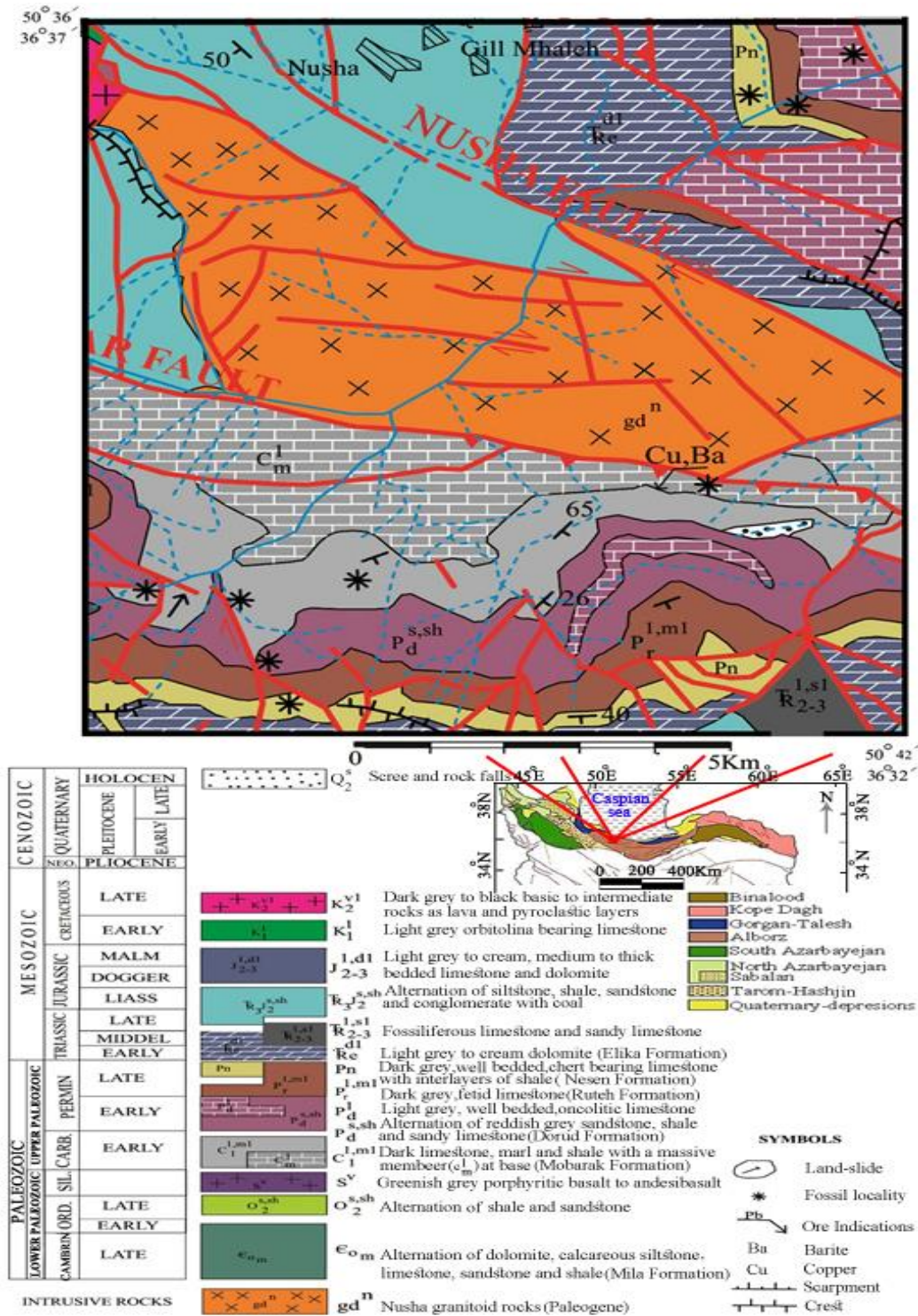
برخلاف بازالت‌ها، ماگماهای گرانیتوئیدی از نظر منشأ متنوع هستند و افزون بر تفریق ماگمای مافیک ساب‌آلکانل می‌توانند از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی هیدراته و ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای در شرایط فشار و حرارت بالای رخساره دگرگونی آمفیبولیت و گرانولیت نیز ایجاد شوند (Pitcher, 1982). چاپل و ایت (Chappell and White, 1974) با بررسی باتولیت‌های موجود در کمربند چین‌خورده لاجلان شرق استرالیا دریافتند که توده‌های گرانیتوئیدی این منطقه از نظر شیمیایی، کانی‌شناسی و ویژگی‌های صحرایی، دو نوع کاملاً متفاوت هستند. آنها ویژگی‌های متفاوت گرانیتوئیدها را به تفاوت در مواد منشأ (آذرین و رسوبی) نسبت دادند و گرانیت‌های نوع I و S را برای نخستین بار معرفی کردند.

چاپل و همکاران (Chappell et al., 1998) گرانیت‌های I را به دو نوع حرارت بالا و حرارت پایین نیز تقسیم کردند. انواع حرارت بالا از ذوب سنگ‌های مافیک و حرارت پایین از ذوب کوارتز دیوریت یا سنگ‌های مشابه حاصل می‌شوند. گرانیت‌های نوع I دمای بالا، محصولات ذوب‌بخشی پوسته مافیک اولیه یا گورشته تحول‌یافته هستند و آنها را باید نماینده موادی که به تازگی به پوسته اضافه شده‌اند، در نظر گرفت. ترکیب مشخص گرانیت‌های این خانواده در کمربند چین‌خورده کوردیلر، پیچر (Pitcher, 1982) را وادار به نام‌گذاری آنها تحت عنوان نوع I کوردیلر کرده است (Chappell et al., 1998; Chappell and White, 2001).

منطقه مورد بررسی از لحاظ ساختاری در زون البرز مرکزی (Alavi, 1996) قرار دارد و بخشی از کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان (Nabavi, 1976) نیز محسوب می‌شود (شکل ۱). رشته‌کوه البرز متأثر از کوه‌زایی آلپ-همالیا بوده و به موازات حاشیه جنوبی دریای خزر است و دارای روند عمومی شمال‌غرب-جنوب شرق است. در پهنه البرز فعالیت آذرین همانند بسیاری از مناطق دیگر سرزمین ایران در زمان‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و

سنوزوئیک به شکل‌های گوناگونی رخ داده است. با وجود این ماگماتیسیم ترشیری در البرز به شدت ایران مرکزی و شرق ایران نبوده است؛ ولی نسبت به دیگر زمان‌ها در البرز بسیار چشمگیر است. فعالیت آذرین در البرز غربی از زمان کرتاسه پسین شدت گرفته و تا کواترنر ادامه داشته است (Alavi, 1996)؛ ولی در چهار بازه زمانی کرتاسه پسین، ائوسن، میوسن و کواترنر تمرکز بیشتری دارد (Azizi and Tsuboi, 2021). ماگماتیسیم ترشیری در البرز به دو شکل الف) سنگ‌های آتشفشانی و دایک‌ها و سیل‌های همراه و ب) توده‌های پلوتونیک دیده می‌شوند. از لحاظ جغرافیایی این منطقه در حدود ۳۰ کیلومتری جنوب شهر رامسر بین طول‌های جغرافیایی ۳۶° ۵۰' تا ۴۰° ۵۰' شرقی و عرض‌های ۳۲° ۳۶' تا ۳۷° ۳۶' شمالی و در بخش شرقی چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰:۱:۱۰۰۰۰۰ قزوین-رشت (Annells et al., 1975) و ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰:۱:۱۰۰۰۰۰ (Baharfiruzi and Shafei, 2003) رامسر واقع شده است (شکل ۱). همانند بسیاری از بخش‌های پهنه البرز-آذربایجان، در این منطقه نیز در پی رویداد کوه‌زایی آلپی، سنگ‌های آذرین بیرونی، نیمه عمیق و درونی گوناگونی از پالئوسن تا الیگوسن پدید آمده است. بسیاری از توده‌های نفوذی موجود در این پهنه ماهیت کالک‌آلکانل پتاسیم بالا تا شوشونیتی داشته و از نوع گرانیتوئیدهای I هستند (Foley and Peccerillo, 1992; Turner et al., 1996; Aghazadeh, 2009; Mokhtari et al., 2010; Taki, 2011; Aghazadeh et al., 2013; Nabatian et al., 2014; Bahajroy et al., 2022; Arjmandzadeh, et al., 2022). با توجه به گسترش توده‌های نفوذی در البرز و همراهی آنها با کانی‌زایی، بررسی گرانیتوئیدهای این بخش از ایران می‌تواند در شناخت فرایندهای زمین‌شناسی و درک بهتر فرایندهای پترولوژیکی سنوزوئیک و تحولات پس از پلوتونیسیم مؤثر باشد. در این پژوهش، به دنبال آن هستیم که با استفاده از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماهیت گرانیتوئیدهای منطقه نوشا را مشخص کرده و بر اساس آنها منشأ و جایگاه تکنونوماگمایی را مشخص کنیم.





شکل ۱. نقشه زمین شناسی منطقه نوشا (Baharfiruzi and Shafei, 2003) و موقعیت آن (چهار گوش قرمز) بر روی تقسیم بندی ساختاری ایران (البرز - آذربایجان) (Alavi, 1996).

Fig. 1. The geological map of the Nusha area (Baharfiruzi and Shafei, 2003) and its location (red square) on structural subdivision of Iran (Alborz -Azerbaijan) (Alavi, 1996).

## روش مطالعه

پس از نمونه‌برداری از سنگ‌های نفوذی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، برای بررسی ویژگی‌های شیمیایی آنها تعداد ۱۲ نمونه برای تجزیه شیمیایی به شرکت زرآزما در ایران (جدول ۱) و همچنین تعداد ۵ نمونه به شرکت Actlabs در کانادا (جدول ۲) فرستاده شد. در آزمایشگاه این شرکت‌ها برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و بعضی عناصر فرعی از روش ICP-OES و برای تشخیص فراوانی عناصر کمیاب از روش ICP-MS استفاده شد (جدول ۱ و جدول ۲). نتایج به دست آمده از این داده‌های زمین‌شیمیایی، پس از انجام اصلاحات لازم (به صد رساندن مجموع مقادیر اکسیدهای اصلی، تصحیح آهن که در ادامه به آن اشاره شده و ...)، با استفاده از نرم‌افزار Minpet نمودارهای لازم، ترسیم شدند و مورد پردازش و تحلیل قرار گرفتند. در این پژوهش به جهت اینکه آهن به صورت تفکیک‌نشده گزارش شده است، برای محاسبه آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی از روش ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شد.

## زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی

واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه مورد بررسی علاوه بر سنگ‌های آذرین نفوذی، شامل سنگ‌های رسوبی کربناته و تخریبی متعلق به سازندهای مبارک (کربونیفر زیرین)، درود (پرمین زیرین)، روته (پرمین بالایی)، نسن (پرمین بالایی)، الیکا (تریاس زیرین - میانی)، شمشک (تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین) و سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی کرتاسه هستند (شکل ۱ و شکل ۲-A، B و C). سازند مبارک ( $C_{m, ml}^1$ ) در محدوده ورقه رامسر دارای گسترش قابل توجهی است و مجموعه‌ای از سنگ‌های آهکی خاکستری تیره تا سیاه رنگ بودار و بخش‌های آهک مارنی و شیل‌های سیاه رنگی روی آنها تشکیل شده است که همگی متعلق به ویزن هستند (Baharfiruzi and Shafei, 2003).

در تاقدیس سه هزار و منطقه دو هزار این مترادف بر روی سنگ‌های

آتشفشانی متعلق به سیلورین دیده می‌شود و روی آنها به طور عمده توسط واحدهای آواری و کربناته متعلق به پرمین زیرین با ناپیوستگی موازی پوشیده شده است (Baharfiruzi and Shafei, 2003). سازند روته ( $Pr^{l, ml}$ ) در محدوده ورقه رامسر به صورت یک نوار شرقی-غربی (در جنوب محدوده) از شمال کوه خشچال تا دره سه‌هزار گسترش دارد و از سنگ‌های آهکی چرت‌دار و تناوبی از سنگ آهک، آهک مارنی و مقداری میان‌لایه‌های شیلی تشکیل شده است. سازند الیکا ( $Re^{dl}$ ) در محدوده ورقه رامسر دارای گسترش قابل توجهی است و از دولومیت و دولومیت‌های آهکی ضخیم‌لایه تا توده‌ای به ضخامت حدود ۳۰۰ متر تشکیل شده است (Baharfiruzi and Shafei, 2003). واحد ( $R_{3J_2}^{s, sh}$ ) با سن تریاس بالایی-ژوراسیک میانی هم‌ارز سازند شمشک است و در بخش‌های بالایی دارای توالی سنگ‌شناسی ماسه‌سنگ، شیل و سیلت‌سنگ، همراه با میان‌لایه‌های سنگ جوش و عدسی‌ها و افق‌های نازک زغال‌سنگی است و دارای گسترش قابل توجهی در سرتاسر محدوده ورقه از شمالی‌ترین بخش کوهستانی تا بلندترین نقطه ارتفاعی منطقه (قله سیالان) است (Baharfiruzi and Shafei, 2003). توده‌های نفوذی در این ناحیه توسط شکستگی‌های پس از کرتاسه شکل داده شده‌اند (Annells et al., 1975). در ورقه رامسر توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی بزرگ به دو دسته قابل تقسیم هستند، بخشی از این سنگ‌ها دارای روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی بوده و در زمان اتوسن ( $56 \pm 2$  میلیون سال پیش) نفوذ کرده‌اند (گرانیتوئیدهای نوع نوشا) (Axen et al., 2001)، بخشی دیگر دارای روند شمالی-جنوبی هستند و در حدود  $6/8 \pm 0/1$  میلیون سال پیش نفوذ کرده‌اند (گرانیتوئیدهای نوع آرود) (Axen et al., 2001). رخنمون گرانیتوئیدهای نوع نوشا ( $gd^n$ ) از دامنه غربی دره سه هزار آغاز می‌شود و به سمت شمال‌غربی تا جنوب‌غربی نوشا گسترش دارند. این واحد توسط یک گسل راست‌الغز راست‌بر به صورت دو توده جدا از هم درآمده است. مرز جنوبی این توده به طور کامل گسله است و در اثر آن مجموعه

پالئوزوئیک بالایی بر روی گرانیت‌ها رانده شده‌اند. مرز شمالی آن نیز اغلب گسله است. تنها همبری عادی آن در بخش شرقی با رسوبات ژوراسیک زیرین و میانی است. آنلز و همکاران (Annells et al., 1975) با عادی در نظر گرفتن مرز این توده گرانیتی با سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در جنوب غربی نوشا، سن بعد از کرتاسه برای آن قائل هستند. این توده گرانیتوئیدی از دیدگاه سنگ شناسی، موقعیت مکانی و روند جای گیری در ارتباط نزدیک با توده گرانیتی اکاپل است (Axen et al., 2001).

**جدول ۱.** نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه نوشا توسط شرکت زر آزما در ایران (که در آن مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

**Table 1.** Whole rock chemical analysis results of the Nusha area samples by Zarazma company in Iran (in which major oxides are in wt.% and trace elements are in ppm).

No.	3	4	5	7	12	15
<b>Rock type</b>	Quartz Monzonite	Diorite	Monzodiorite	Quartz Monzonite	Granodiorite	Syenite
<b>Long.</b>	50° 41' 38" E	50° 41' 38" E	50° 41' 36" E	50° 41' 27" E	50° 41' 22" E	50° 41' 18" E
<b>Lat.</b>	36° 36' 32" N	36° 36' 32" N	36° 36' 31" N	36° 36' 29" N	36° 36' 29" N	36° 36' 27" N
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68.23	60.99	55.9	63.17	64.39	55.55
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.28	0.93	0.65	0.54	0.53	0.86
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15.05	15.94	19.28	17.12	16.22	18.71
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub></b>	2.75	6.2	6.11	4.8	5.57	7.31
<b>MnO</b>	0.06	0.15	0.13	0.16	0.17	0.2
<b>MgO</b>	0.56	1.88	2.8	1.09	1.02	1.06
<b>CaO</b>	1.96	4.93	6.33	3.21	4.06	3.81
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.98	3.45	4.11	4.37	3.6	3.57
<b>K<sub>2</sub>O</b>	5.32	2.81	2.26	4.18	2.79	7.23
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.06	0.28	0.36	0.17	0.24	0.2
<b>LOI</b>	1.64	2.37	2.01	1.1	1.28	1.32
<b>Total</b>	99.89	99.93	99.94	99.91	99.87	99.82
<b>Co</b>	2.4	6.8	15.6	7	3.9	10
<b>Sc</b>	2.7	14.2	5.1	4.3	8.1	3.4
<b>V</b>	18	46	80	38	10	40
<b>Cu</b>	24	12	26	15	14	15
<b>Pb</b>	4	3	5	7	4	9
<b>Zn</b>	29	68	50	64	73	79
<b>Sn</b>	3.9	4.8	3.6	5	2.8	4.3
<b>W</b>	3.1	1	1	2	1.2	1
<b>Mo</b>	1	0.1	0.1	1	0.1	2
<b>As</b>	7.5	7.3	5.5	6.5	8.6	6.9
<b>Rb</b>	257	107	85	152	62	252
<b>Sr</b>	191	238	491	248	277	447
<b>Cs</b>	2.5	0.6	0.5	2.1	1.2	15.6
<b>Ba</b>	399	584	626	702	550	730
<b>Be</b>	3.2	1.4	1.3	1.7	1.5	1.3
<b>Ta</b>	1.75	0.82	0.44	1.59	0.78	3.32



**ادامه جدول ۱.** نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه نوشا توسط شرکت زرآزما در ایران (که در آن مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

**Table 1 (Continued).** Whole rock chemical analysis results of the Nusha area samples by Zarazma company in Iran (in which major oxides are in wt.% and trace elements are in ppm).

No.	3	4	5	7	12	15
Rock type	Quartz Monzonite	Diorite	Monzodiorite	Quartz Monzonite	Granodiorite	Syenite
Long.	50° 41' 38" E	50° 41' 38" E	50° 41' 36" E	50° 41' 27" E	50° 41' 22" E	50° 41' 18" E
Lat.	36° 36' 32" N	36° 36' 32" N	36° 36' 31" N	36° 36' 29" N	36° 36' 29" N	36° 36' 27" N
Nb	21.3	13.7	10.8	26	10.2	78.3
Hf	2.48	2.45	1.12	1.52	1.6	7.98
Zr	29	31	6	11	16	221
Y	21.1	26.6	10.9	19.2	26.7	18.9
Th	24.9	10.89	9.29	13.98	10.37	8.07
U	3	1.1	1.2	2.7	0.9	1
Sb	0.5	0.5	0.5	0.5	6	5
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ag	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.7
In	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
La	41	28	21	30	22	53
Ce	71	54	34	53	46	107
Pr	8.82	7.68	6.49	8.06	7.59	10.73
Nd	31.3	31.2	23.5	28.8	31.3	39.9
Sm	6.1	7.62	5.77	6.42	7.51	8.36
Eu	1.43	2.32	2.3	2.14	2.24	2.57
Gd	4.35	4.5	3.25	3.97	4.48	5.55
Tb	0.73	0.85	0.49	0.66	0.88	0.91
Dy	3.39	3.96	2.28	3.19	3.76	3.34
Er	2.52	2.9	1.68	2.33	2.8	2.37
Tm	0.41	0.4	0.2	0.36	0.37	0.29
Yb	2.1	2.2	1.1	2	2.1	1.8
Lu	0.5	0.44	0.31	0.48	0.42	0.41

**ادامه جدول ۱.** نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه نوشا توسط شرکت زرآزما در ایران (که در آن مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

**Table 1 (Continued).** Whole rock chemical analysis results of the Nusha area samples by Zarazma company in Iran (in which major oxides are in wt.% and trace elements are in ppm).

No.	16	18	22	27	30	31
Rock type	Monzonite	Monzonite	Quartz Monzonite	Diorite	Quartz Monzonite	Quartz Monzonite
Long.	50° 41' 16" E	50° 41' 11" E	50° 41' 1" E	50° 40' 32" E	50° 40' 20" E	50° 40' 20" E
Lat.	36° 36' 27" N	36° 36' 26" N	36° 36' 12" N	36° 35' 50" N	36° 35' 50" N	36° 35' 50" N
<b>SiO<sub>2</sub></b>	61.87	60.33	68.69	57.7	65.63	70.05
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.68	0.71	0.36	0.5	0.51	0.31
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16.91	17.18	14.99	16.23	16.6	14.74
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub></b>	5.58	5.76	3.23	8.93	3.72	2.71
<b>MnO</b>	0.13	0.22	0.06	0.15	0.09	0.07
<b>MgO</b>	1.57	2.05	0.67	0.15	1.02	0.51
<b>CaO</b>	3.69	4.46	1.92	12.19	2.04	1.74
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4.22	3.88	4.14	1.3	4.63	3.49
<b>K<sub>2</sub>O</b>	3.36	3.79	4.92	1.16	4.63	5.41
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.25	0.16	0.11	0.14	0.13	0.08
<b>LOI</b>	1.63	1.3	0.87	1.32	0.87	0.83
<b>Total</b>	99.89	99.84	99.96	99.77	99.87	99.94
<b>Co</b>	10.2	13	4.3	3.9	5.7	4.3
<b>Sc</b>	6.5	8.2	3.2	4.4	5.8	3.1
<b>V</b>	54	78	24	90	38	22
<b>Cu</b>	15	32	14	18	11	63
<b>Pb</b>	11	43	7	9	6	13
<b>Zn</b>	49	133	23	24	68	65
<b>Sn</b>	5.5	4.6	4.1	3.3	1.7	3.8
<b>W</b>	1.7	1.9	1.1	1.2	1	1.3
<b>Mo</b>	0.1	0.1	1	0.1	0.1	0.1
<b>As</b>	7.6	8.1	7.7	6.1	9.4	9.4
<b>Rb</b>	130	125	196	22	85	193
<b>Sr</b>	333	350	160	1401	307	228
<b>Cs</b>	2.1	1.6	3	0.5	1	2.5
<b>Ba</b>	381	632	415	114	671	544

**ادامه جدول ۱.** نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه نوشا توسط شرکت زرآزما در ایران (که در آن مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

**Table 1 (Continued).** Whole rock chemical analysis results of the Nusha area samples by Zarazma company in Iran (in which major oxides are in wt.% and trace elements are in ppm).

No.	16	18	22	27	30	31
Rock type	Monzonite	Monzonite	Quartz Monzonite	Diorite	Quartz Monzonite	Quartz Monzonite
Long.	50° 41' 16" E	50° 41' 11" E	50° 41' 1" E	50° 40' 32" E	50° 40' 20" E	50° 40' 20" E
Lat.	36° 36' 27" N	36° 36' 26" N	36° 36' 12" N	36° 35' 50" N	36° 35' 50" N	36° 35' 50" N
Be	2.2	1.7	3.3	1.7	2.4	1.8
Ta	1.6	1.29	0.79	0.91	1.05	1.5
Nb	26.2	22.9	19.1	15.7	16.6	21.5
Hf	1.28	1.33	1.6	1.34	1.19	1.3
Zr	10	13	17	16	12	8
Y	23.2	19.4	21.9	20	25.1	17.6
Th	17.46	13.86	21.24	10.12	14.41	15.89
U	3.3	2.1	4.8	1.9	2.6	3.2
Sb	0.5	4.8	1.2	1.4	1.5	3.5
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ag	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1
In	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
La	47	31	32	23	41	24
Ce	80	51	58	40	71	40
Pr	10.54	7.1	7.09	5.96	6.1	6.47
Nd	40.5	25.8	24	20.7	21.6	24.1
Sm	7.86	5.75	5.09	3.96	4.87	5.34
Eu	1.82	1.83	1.13	1.39	1.27	1.77
Gd	5.65	3.33	3.29	2.96	3.18	3.19
Tb	0.92	0.54	0.56	0.44	0.49	0.56
Dy	4.01	2.5	2.74	2.33	2.33	2.55
Er	2.98	1.97	2.29	1.7	1.76	1.88
Tm	0.4	0.29	0.36	0.26	0.24	0.31
Yb	2.2	1.9	2.3	2.2	2.5	1.8
Lu	0.54	0.35	0.48	0.32	0.33	0.38

**جدول ۲.** نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه نوشا توسط Actlabs در کانادا (که در آن مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

**Table 2 (Continued).** Whole rock chemical analysis results of the Nusha area samples by Actlabs in Canada (in which major oxides are in wt.% and trace elements are in ppm).

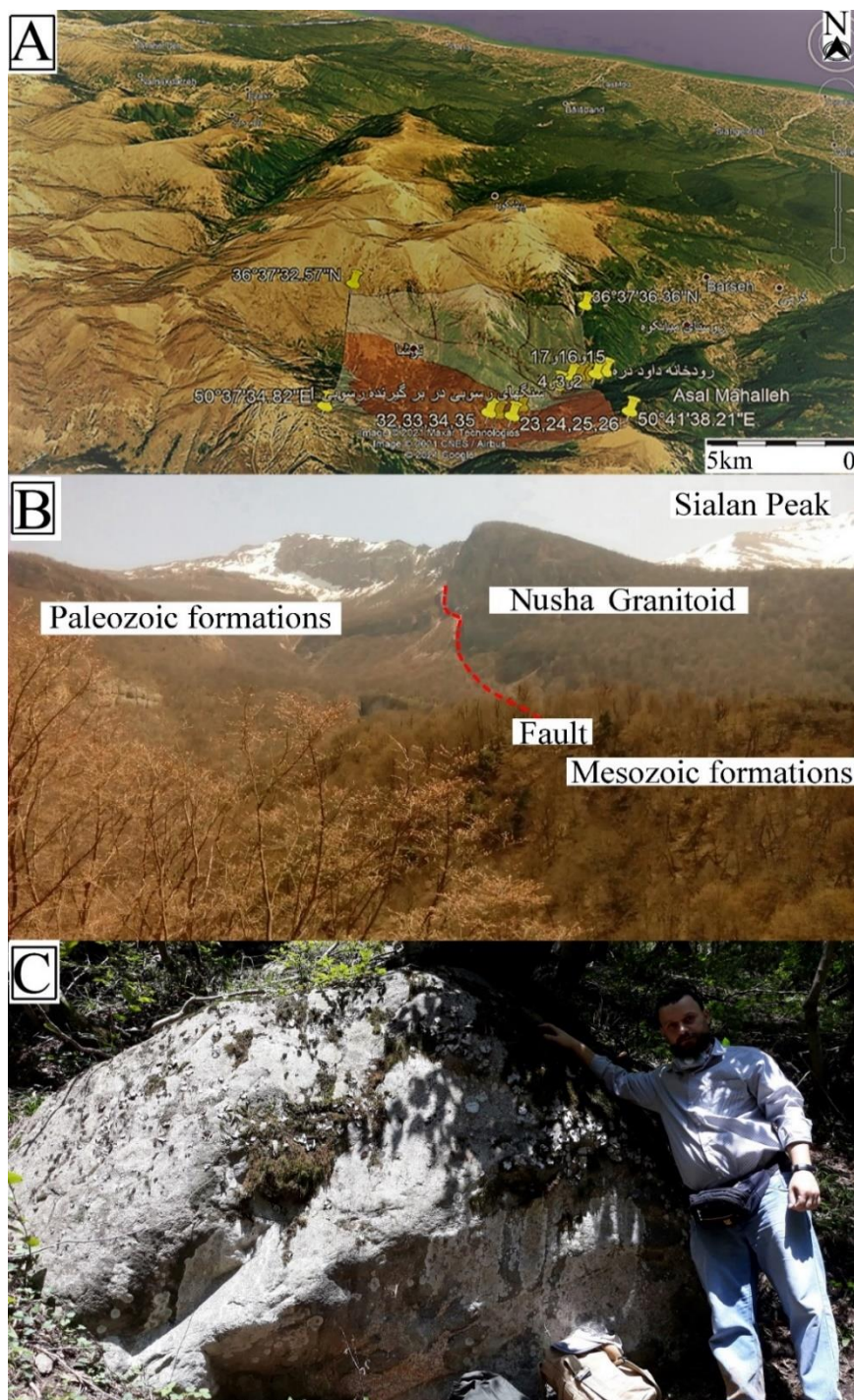
No.	23(H2)	24(H6)	25(H11)	26(H12)	34(H9)
<b>Rock type</b>	Quartz Monzonite	Quartz Monzonite	Quartz Monzonite	Monzonite	Syenite
<b>Long.</b>	50° 40' 93" E	50° 40' 82" E	50° 40' 69" E	50° 40' 51" E	50° 38' 59" E
<b>Lat.</b>	36° 36' 9" N	36° 36' 2" N	36° 35' 50" N	36° 35' 50" N	36° 35' 49" N
<b>SiO<sub>2</sub></b>	64.5	63.61	68.93	61.78	60.51
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.582	1.124	0.394	0.757	0.762
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16.87	16.19	14.62	17.24	6.08
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub></b>	4.34	5.42	3.2	5.7	4.24
<b>MnO</b>	0.115	0.07	0.072	0.131	0.081
<b>MgO</b>	0.86	1.57	0.78	1.53	1.61
<b>CaO</b>	2.68	3.53	2.03	3.91	4.33
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4.63	3.8	4	4.66	3.68
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4.65	3.6	4.65	3.56	7.29
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.18	0.29	0.1	0.21	0.23
<b>LOI</b>	0.93	1.03	0.69	1.12	1.78
<b>Total</b>	100.3	100.2	99.47	100.6	100.6
<b>Co</b>	6	12	6	9	17
<b>Sc</b>	5	9	4	8	7
<b>V</b>	24	96	34	70	52
<b>Cu</b>	30	60	30	20	120
<b>Pb</b>	10	7	7	10	33
<b>Zn</b>	60	60	30	80	90
<b>Sn</b>	2	2	2	2	2
<b>W</b>	2	1	1	1	3
<b>Mo</b>	2	2	2	2	4
<b>As</b>	5	5	5	5	6
<b>Rb</b>	95	120	186	89	155
<b>Sr</b>	286	393	220	396	319
<b>Cs</b>	1	2.7	2.3	1	1.9
<b>Ba</b>	904	427	504	740	1225
<b>Be</b>	2	3	4	3	2

**ادامه جدول ۲.** نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه نوشا توسط Actlabs در کانادا (که در آن مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب بر حسب ppm است).

**Table 2 (Continued).** Whole rock chemical analysis results of the Nusha area samples by Actlabs in Canada (in which major oxides are in wt.% and trace elements are in ppm).

No.	23(H2)	24(H6)	25(H11)	26(H12)	34(H9)
Rock type	Quartz Monzonite	Quartz Monzonite	Quartz Monzonite	Monzonite	Syenite
Long.	50° 40' 93" E	50° 40' 82" E	50° 40' 69" E	50° 40' 51" E	50° 38' 59" E
Lat.	36° 36' 9" N	36° 36' 2" N	36° 35' 50" N	36° 35' 50" N	36° 35' 49" N
<b>Ta</b>	2.5	3.7	4.3	2.4	2.8
<b>Nb</b>	27	37	34	31	38
<b>Hf</b>	5.1	3.9	4.1	6.2	7.3
<b>Zr</b>	262	137	175	303	366
<b>Y</b>	21	23	24	28	319
<b>Th</b>	15.8	20.8	26.7	15.5	12.3
<b>U</b>	3.1	5.5	6.1	3.7	3.6
<b>Sb</b>	0.5	0.5	0.5	0.5	1.5
<b>Bi</b>	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
<b>Ag</b>	0.5	0.5	0.5	0.5	0.7
<b>In</b>	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2
<b>La</b>	41.2	44.6	43.5	40	36.1
<b>Ce</b>	71.3	81.3	75.6	75.6	68.9
<b>Pr</b>	6.88	8.33	7.09	7.92	7.16
<b>Nd</b>	24.7	29.9	23.5	29.8	25.4
<b>Sm</b>	4.4	5.4	4.1	5.9	4.7
<b>Eu</b>	1.59	1.41	0.82	1.46	1.36
<b>Gd</b>	3.8	5	3.5	4.8	4.1
<b>Tb</b>	0.6	0.7	0.5	0.8	0.6
<b>Dy</b>	3.5	4.3	3.3	4.4	3.8
<b>Er</b>	2	2.3	2.1	2.6	2.5
<b>Tm</b>	0.31	0.33	0.34	0.41	0.36
<b>Yb</b>	2.3	2.4	2.4	2.8	2.4
<b>Lu</b>	0.36	0.38	0.41	0.46	0.42





شکل ۲. A: تصویر ماهواره‌ای منطقه نوشا و مکان‌های نمونه‌برداری، B: دورنمایی از سازندهای برون‌زداخته در بخش شرقی منطقه مورد بررسی (دید به سمت جنوب) و C: رخنمون توده نفوذی گرانیتوئید نوشا (کوآرتز مونزونیت) حدود ۳ کیلومتری شرق روستای نوشا

**Fig. 2.** A: The Nusha area satellite image and sampling locations, B: A perspective of the Formations outcrops in the eastern part of the study area (view to the south), and C: Nusha granitoid intrusive mass outcrop (quartz monzonite) about 3 km east of Nusha village

## سنگ‌نگاری

گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی از نظر سنگ‌شناسی ترکیب دیوریت، سینیت، مونزونیت، مونزودیوریت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت را دارند.

**دیوریت:** بافت دیوریت‌ها معمولاً دانه‌ای بی‌شکل نسبتاً ریز تا نسبتاً دانه درشت است (شکل ۳-۳A) و قسمت اعظم سنگ از پلاژیوکلاز (حدود ۷۰ درصد) تشکیل شده است. پلاژیوکلازها به مقدار کمی سوسوریتی یا اپیدوتی شده‌اند و بر اساس زاویه خاموشی، ترکیب آنها آندزین است. بیوتیت‌ها نیز در حدود ۲۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند و معمولاً کمی به کلریت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. بقیه سنگ از کوارتز (حدود ۳ درصد که فضای بین بقیه کانی‌ها را پر کرده است)، ارتوکلاز (حدود ۵ درصد که اندکی به کائولینیت دگرسان شده است) و کانی کدر (۲ درصد) تشکیل شده است.

**سینیت:** بافت‌های موجود در نمونه‌های مختلف سینیت‌ها شامل دانه‌ای بی‌شکل و دانه‌ای نیمه خودشکل متوسط تا نسبتاً دانه درشت و تراکتوئید است (شکل ۳-۳B و C). غالب حجم سینیت‌ها از ارتوکلازها (حدود ۸۰ درصد) تشکیل شده‌اند. ارتوکلازها در نمونه‌های مختلف سینیت‌ها با ابعاد، شکل، دگرسانی و وضعیت‌های متفاوتی ظاهر می‌شوند؛ به طوری که در بعضی سینیت‌ها توفال‌های ارتوکلاز به صورت موازی یا نیمه موازی (بافت تراکتوئید) قرار می‌گیرند (شکل ۳-۳B). در نمونه‌هایی که بافت آنها دانه‌ای است، ارتوکلازها معمولاً بی‌شکل هستند. پرتیتی‌زاسیون نیز در ارتوکلازهای بعضی از نمونه‌ها دیده می‌شود. در سینیت‌ها کانی‌های آهن و منیزیم‌دار مختلفی نظیر هورنبلند سبز، هورنبلند قهوه‌ای (در مجموع ۴ تا ۸ درصد)، کلینوپیروکسن (سالیته) (حدود ۴ درصد) و بیوتیت (بیشینه حدود ۲ درصد) نیز وجود دارد که گاهی به صورت انفرادی و گاهی با هم در نمونه‌ها ظاهر می‌شوند. بیوتیت‌ها نیز در نمونه‌های مختلف سینیت‌ها دیده می‌شوند؛ با وجود این، مقدار آنها در انواعی که بافت تراکتوئید دارند، بسیار کم است و معمولاً کانی‌های دیگر (کانی‌های کدر،

آپاتیت، زیرکن و روتیل) را در بر می‌گیرند. در داخل سینیت‌ها مقداری پلاژیوکلاز نیز دیده می‌شود. از لحاظ حجمی پلاژیوکلازها تا حدود ۶ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. پلاژیوکلازها نسبت به ارتوکلازها دگرسانی کمتری نشان می‌دهند. بر اساس زاویه خاموشی ترکیب پلاژیوکلازها، آندزین است. کوارتز نیز به مقدار نسبتاً کمی در بعضی سینیت‌ها دیده می‌شود. مقدار این کانی بیشینه به حدود ۳ درصد می‌رسد. کانی‌های فرعی که در سینیت‌ها دیده می‌شوند، اغلب شامل زیرکن، مگنتیت آپاتیت و روتیل هستند. مقدار این کانی‌ها بیشینه حدود ۱ درصد است.

**مونزونیت:** بافت‌های موجود در نمونه‌های مختلف مونزونیت‌ها شامل دانه‌ای بی‌شکل و دانه‌ای نیمه خودشکل دانه متوسط تا نسبتاً دانه درشت است (شکل ۳-۳D). بعضی نمونه‌ها حاوی آنکلاو (میکرومونزونیت) هستند. کانی‌های اصلی شامل ارتوکلاز و پلاژیوکلاز (آندزین) است که هر کدام حدود ۳۵ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. پرتیتی‌شدن و کائولینیتی‌شدن مختصر در بعضی از ارتوکلازها و سریستی‌شدن اندک در برخی از پلاژیوکلازها نیز دیده می‌شود. مهم‌ترین کانی آهن و منیزیم‌دار مونزونیت‌ها، هورنبلند سبز است و حدود ۱۵ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. بیوتیت نیز همانند هورنبلند سبز در تمامی نمونه‌های مونزونیت‌ها دیده می‌شود؛ به طوری که حدود ۱۰ درصد حجم سنگ را به خود تشکیل می‌دهند. کانی‌های فرعی کمیابی که در مونزونیت‌ها دیده می‌شوند، اغلب شامل کوارتز، زیرکن، مگنتیت و آپاتیت هستند. مقدار این کانی‌ها بیشینه به حدود ۵ درصد می‌رسد.

**مونزودیوریت:** بافت‌های مونزودیوریت‌ها معمولاً دانه‌ای بی‌شکل دانه متوسط است (شکل ۳-۳E). آن دسته از نمونه‌هایی که در مجاورت زون‌های گسلی قرار گرفته‌اند، برشی شده و متحمل اپیدوتی‌شدن و کلریتی‌شدن نسبتاً شدیدی شده‌اند. حدود ۶۰ درصد حجم سنگ از پلاژیوکلاز تشکیل شده است. پلاژیوکلازها ماکل پلی‌سنتتیک دارند و ترکیب آنها با توجه به زاویه خاموشی

پلاژیو کلاز بر روی ارتو کلاز (بافت راپاکیوی) (شکل ۴-B) و هم‌رشدی ارتوز و کوارتز به صورت بافت ریز گرافیکی (شکل ۴-C)، رورشدی ارتو کلاز بر روی پلاژیو کلاز (شکل ۴-D)، هم‌رشدی پلاژیو کلاز و کوارتز (میرمکیتی) (شکل ۴-E) و پرفیری با خمیره نسبتاً دانه ریز (شکل ۴-F) از جمله بافت‌های دیگری هستند که در بعضی از نمونه‌ها مشاهده می‌شوند. بافت گرافیکی معمولاً به عنوان معرف تبلور هم‌زمان کوارتز و آلکالی فلدسپار از یک مایع فروتافته در اعماق کم تبلور توده در نظر گرفته می‌شود (Clarke, 1992). به عقیده شلی (Shelly, 1992)، پیدایش بافت گرافیکی در نقطه اوتکتیک در نتیجه فشار بخار آب بالا به هنگام تبلور ایجاد می‌شود. از لحاظ حجمی ارتو کلاز حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهد. پلاژیو کلازهای موجود در کوارتز مونزونیت‌ها از لحاظ حجمی تفاوت چندانی با ارتو کلازهای سنگ ندارند و در نمونه‌های مختلف مجموع درصد حجمی آنها بین ۳۰ تا ۴۰ درصد است. وجود ماکل‌های پلی سنتتیک (آلیتی) و گاهی آلیتی- کارلسباد و به ندرت منطقه‌بندی از دیگر ویژگی‌های این کانی‌هاست. بر اساس زوایای خاموشی اندازه‌گیری شده، ترکیب غالب آنها الیگوکلاز تا آندزین است. در نمونه‌های مختلف کوارتز مونزونیت‌ها گاهی رورشدی‌های بین پلاژیو کلاز و ارتو کلاز (به صورت بافت‌های مونزونیتی، راپاکیوی و آنتی راپاکیوی) (شکل ۴-A، B و D) یا هم‌رشدی پلاژیو کلاز و کوارتز (میرمکیتی) (شکل ۴-E) مشاهده می‌شود.

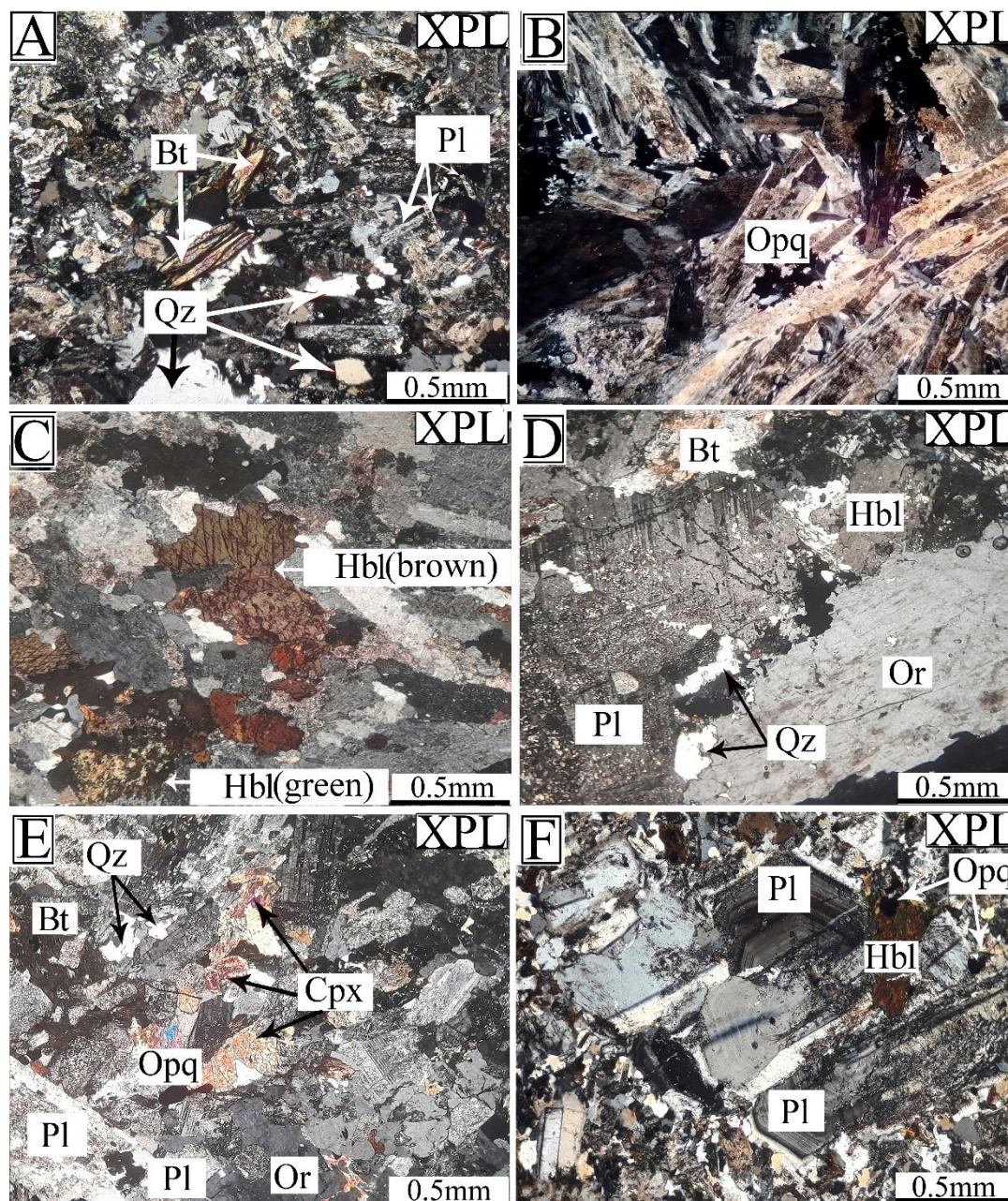
در تمامی نمونه‌های کوارتز مونزونیت‌ها، کوارتز در ابعاد کوچک‌تر و میزان کمتر (بین ۷ تا ۱۵ درصد) نسبت به فلدسپات‌های سنگ دیده می‌شود. این کانی بیشتر فضای بین فلدسپات‌ها را پر می‌کند؛ ولی گاهی علاوه بر رورشدی، به صورت هم‌رشدی با آنها نیز دیده می‌شود (بافت‌های ریز گرافیکی و میرمکیتی) (شکل ۴-C و E). به عقیده ورنن (Vernon, 2004)، بافت میرمکیتی به طور اساسی در اثر واکنش‌های حالت جامد همراه با دگرشکلی ایجاد می‌شود.

آندزین است. ارتو کلازها حدود ۲۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. پرتیتی‌شدن و کائولینیتی‌شدن مختصر نیز در بعضی از آنها دیده می‌شود. حدود ۱۰ درصد سنگ نیز از کلینوپیروکسن (اوژیت) تشکیل شده است. بیوتیت (حدود ۷ درصد) و کوارتز (حدود ۳ درصد) که معمولاً فضای بین بقیه کانی‌ها را پر کرده و گاهی دارای خاموشی موجی است) نیز در داخل سنگ دیده می‌شود.

**گرانودیوریت:** بافت گرانودیوریت‌ها پورفیروئید بوده و در آن بلورهای درشت پلاژیو کلاز و هورنبلند سبز در زمینه نسبتاً دانه ریز کوارتز، پلاژیو کلاز، هورنبلند سبز، ارتو کلاز و کانی‌های کدر وجود دارند (شکل ۳-F). کانی‌های سازنده شامل: پلاژیو کلاز (حدود ۶۵ درصد) دارای ماکل‌های پلی سنتتیک و منطقه‌بندی هم‌مرکز (که تأییدکننده تبلور سریع و عمق کم توده) و دارای ترکیب الیگو کلاز (بر اساس زاویه خاموشی)، کوارتز (حدود ۱۵ درصد) که اغلب فضای بین بقیه کانی‌ها را پر می‌کند، ارتو کلاز (حدود ۸ درصد) (گاهی دارای پدیده پرتیتی‌شدن)، هورنبلند قهوه‌ای (حدود ۱۰ درصد) و کانی‌های کدر (۲ درصد) است. بافت پرتیتی در ارتو کلاز بیانگر عمق و دمای کم پیدایش ماگمای آن است (Shelly, 1992) و اصولاً یک بافت جدایشی است که در شرایط جامد و با کاهش دما به زیر منحنی انجماد در کانی ارتو کلاز تشکیل می‌شود. به اعتقاد برخی از پژوهشگران نظیر بلت و همکاران (Blatt et al., 2006)، این بافت شامل حضور فقط فلدسپات قلیایی روی لیکیدوس است. در خلال سرد شدن بعدی سنگ تنها فلدسپات موجود در آن به صورت هم‌رشدی تیغه‌ای شکل (پرتیت) متشکل از تیغه‌های مجزای سرشار از پتاسیم و سرشار از سدیم تفکیک می‌شود. این فرایند که تبلور هیپرسالووس نامیده می‌شود، ویژگی سنگ‌زائی مهمی مبنی بر فشار کل یا فشار آب نسبتاً پایین (یعنی عمق کم توده) حین تبلور این ماگماهاست.

**کوارتز مونزونیت:** این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای متوسط تا نسبتاً دانه‌درشت هستند (شکل ۴-F). ارتو کلازها گاهی پلاژیو کلازها را در برمی‌گیرند (بافت مونزونیتی) (شکل ۴-A). رورشدی

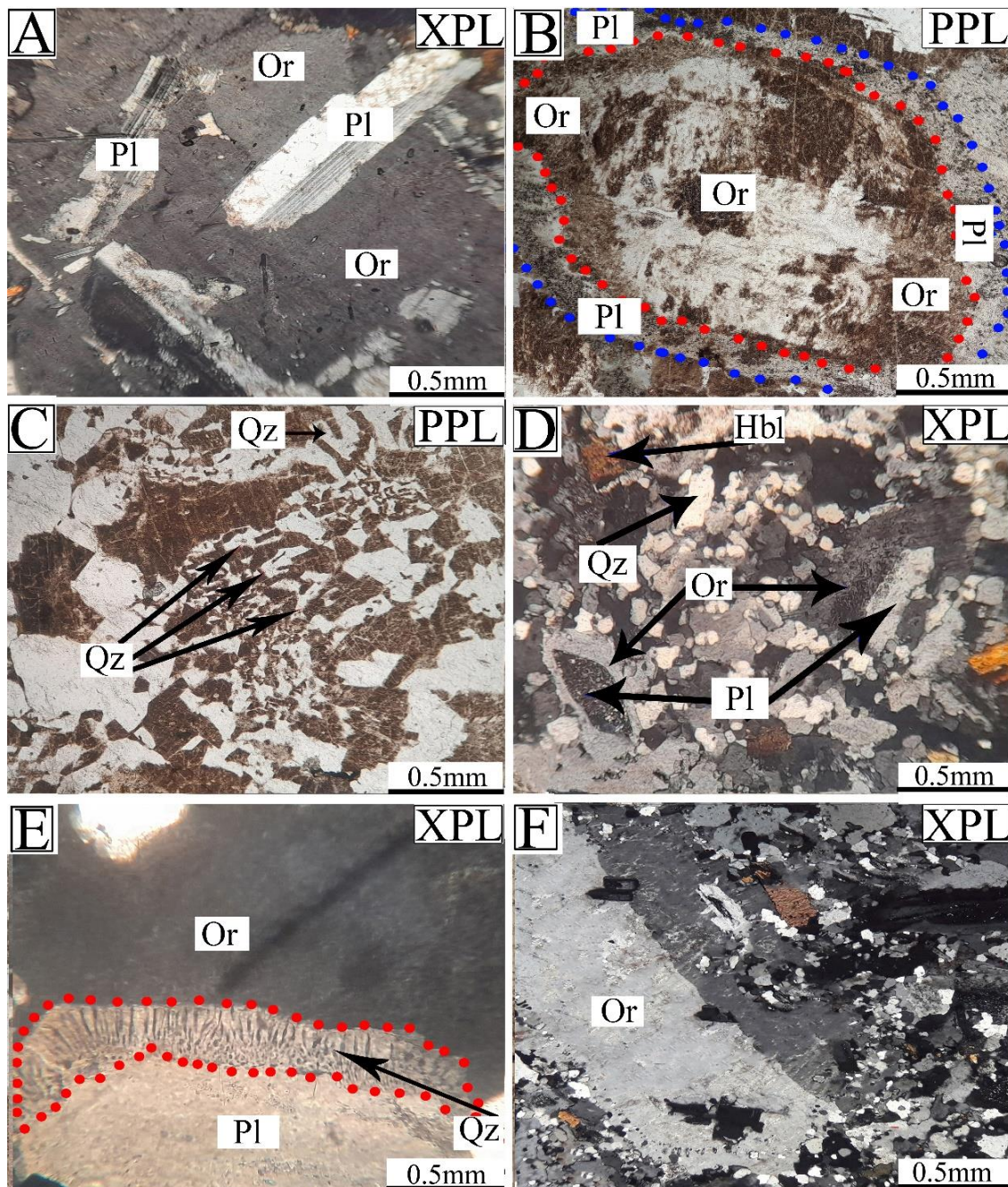




شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی A: دیوریت با بافت دانه‌ای بی‌شکل نسبتاً دانه ریز، B و C: سینیت به ترتیب دارای بافت‌های تراکتیوئید و دانه‌ای بی‌شکل، D: مونزونیت با بافت دانه‌ای بی‌شکل نسبتاً دانه درشت، E: مونزودیوریت با بافت دانه‌ای بی‌شکل دانه متوسط و F: گرانودیوریت با بافت پورفیروئید مربوط به منطقه نوشا. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Or: ارتوکلاز، Qz: کوارتز، Hbl: هورنبلند، Opq: کانی کدر، Bt: بیوتیت، Cpx: کلینوپروکسن).

**Fig. 3.** Microscopic images of: A: Diorite with relatively fine-grained anhedral granular texture, B and C: Syenite with trachtyoid and anhedral granular textures respectively, D: Monzonite with relatively coarse-grained anhedral granular texture, E: Monzodiorite with medium grained anhedral granular texture and F: Granodiorite with porphyroid texture, from Nusha area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Or: Orthoclase, Qz: Quartz, Hbl: Hornblende Opq: Opaque, Bt: Biotite, Cpx: Clinopyroxene).





شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی کوارتز مونزونیت دارای بافت‌های A: بافت مونزونیتی، B: راپاکیوی، C: ریزگرافیکی، D: آنتی‌راپاکیوی، E: میرمکتیتی و F: پورفیری با خمیره نسبتاً دانه ریز (درشت بلورهای ارتوکلاز پرتیتی در خمیره پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های دیگر)، مربوط به منطقه نوشا. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Or: ارتوکلاز، Qz: کوارتز، Hbl: هورنبلند).

**Fig. 4.** Microscopic images of quartz monzonite with textures of A: monzonitic texture, B: rapakivi, C: micrographic, D: anti-rapakivi, E: myrmekitic, and F: porphyry with relatively fine-grained mesostasis (perthitic orthoclase phenocrysts in a groundmass composed of plagioclase, quartz and other minerals) from Nusha area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: Plagioclase, Or: Orthoclase, Qz: Quartz, Hbl: Hornblende).



(۲/۷۱ تا ۸/۹۳)، MgO (۰/۱ تا ۲/۸)، CaO (۰/۱ تا ۱۲/۱۹)،  
 Na<sub>2</sub>O (۱/۳ تا ۶/۵۲)، K<sub>2</sub>O (۱/۱۶ تا ۷/۲۹)، TiO<sub>2</sub> (۰/۰۵۹ تا  
 ۱/۱۲۴)، P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (۰/۰۶ تا ۰/۳۶) و MnO (۰/۰۶ تا ۰/۲۲) (جدول ۱  
 و جدول ۲) و در نمودار طبقه‌بندی شیمیایی آلکالی-سیلیس  
 (TAS) (Middlemost, 1987) در محدوده‌های دیوریت،  
 سینیت، مونزونیت، مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت و  
 گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵-A). از لحاظ سری ماگمایی  
 این سنگ‌ها کالک‌آلکانل پتاسیم بالا (تا شوشونیتی) بوده و  
 متاآلومین هستند (شکل ۵-B، C و D).

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب حکایت از آن  
 دارند که توده گرانیتوئیدی نوشا طبق تقسیم‌بندی چاپل و وایت  
 (Chappell and White, 1974)، در زمره گرانیت‌های نوع I  
 قرار می‌گیرند؛ به طوری که نسبت مولی  
 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) (Clarke, 1981) یا  
 شاخص اشباع از آلومینیم (ASI) (Shand, 1950) در آنها کمتر  
 از یک بوده و بر اساس نمودار (ANK-ACNK)، (Maniar  
 and Piccoli, 1989) همگی متاآلومین هستند (شکل ۵-D).  
 میزان کرنندوم نرماتیو در گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی  
 (همانند گرانیت‌های نوع I) کمتر از ۱ درصد است و بر روی  
 نمودار کرنندوم نرماتیو در مقابل Rb (شکل ۶-A و B) (Pearce  
 et al., 1984) در امتداد گرانیت‌های I کمربند چین‌خورده استرالیا  
 قرار می‌گیرند و در عین حال در نمودار A/CNK-  
 (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO) (Pearce et al., 1984) (شکل ۶-C) نیز در  
 محدوده نوع I واقع می‌شوند. نسبت K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O در  
 گرانیتوئیدهای نوشا پایین است؛ به گونه‌ای که نمونه‌ها در نمودار  
 Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O (Chappell and White, 1974) در قلمرو I واقع  
 شده‌اند (شکل ۶-D).

حدود تغییرات محتوای SiO<sub>2</sub> (۵۵/۵۵ تا ۷۰/۰۵)، درصد وزنی  
 Na<sub>2</sub>O در سنگ‌های اسیدی (که بیش از ۶۵ درصد SiO<sub>2</sub> دارند)

نظریه‌های موجود درباره تشکیل این بافت را می‌توان به هفت گروه  
 به شرح زیر دسته‌بندی کرد (Yuguchi et al., 2008):

- ۱) تبلور مستقیم یا هم‌زمان کوارتز و پلاژیوکلاز،
- ۲) جایگزینی فلدسپار پتاسیم با پلاژیوکلاز،
- ۳) جایگزینی متاسوماتیکی پلاژیوکلاز با فلدسپار پتاسیم،
- ۴) جدایش در حالت جامد،
- ۵) مشارکت کوارتز در حال تبلور مجدد در آلیت در حال رشد  
 جداشده از فلدسپار پتاسیم،
- ۶) دگرشکلی و
- ۷) ترکیبی از دو یا چند فرایند یاد شده (به طور مثال مشارکت  
 جاننشینی دگرنهادی و جدایش به طور هم‌زمان و یا مشارکت  
 دگرشکلی و جایگزینی دگرنهادی با هم).

در بیشتر نمونه‌های کوارتز مونزونیت‌ها بیوتیت (تا حدود ۱۵  
 درصد) (گاهی دارای ادخال‌های زیرکن، آپاتیت و اسفن با هاله  
 پلی کروئیک)، هورنبلند (از نوع هورنبلند قهوه‌ای و سبز) (بیشینه تا  
 ۱۰ درصد) و کلینوپیروکسن (اوزیت) (بیشینه تا ۵ درصد) و  
 کانی‌های فرعی شامل کانی کدر، زیرکن، آپاتیت و اسفن (بیشینه  
 تا ۱ درصد) نیز مشاهده می‌شوند.

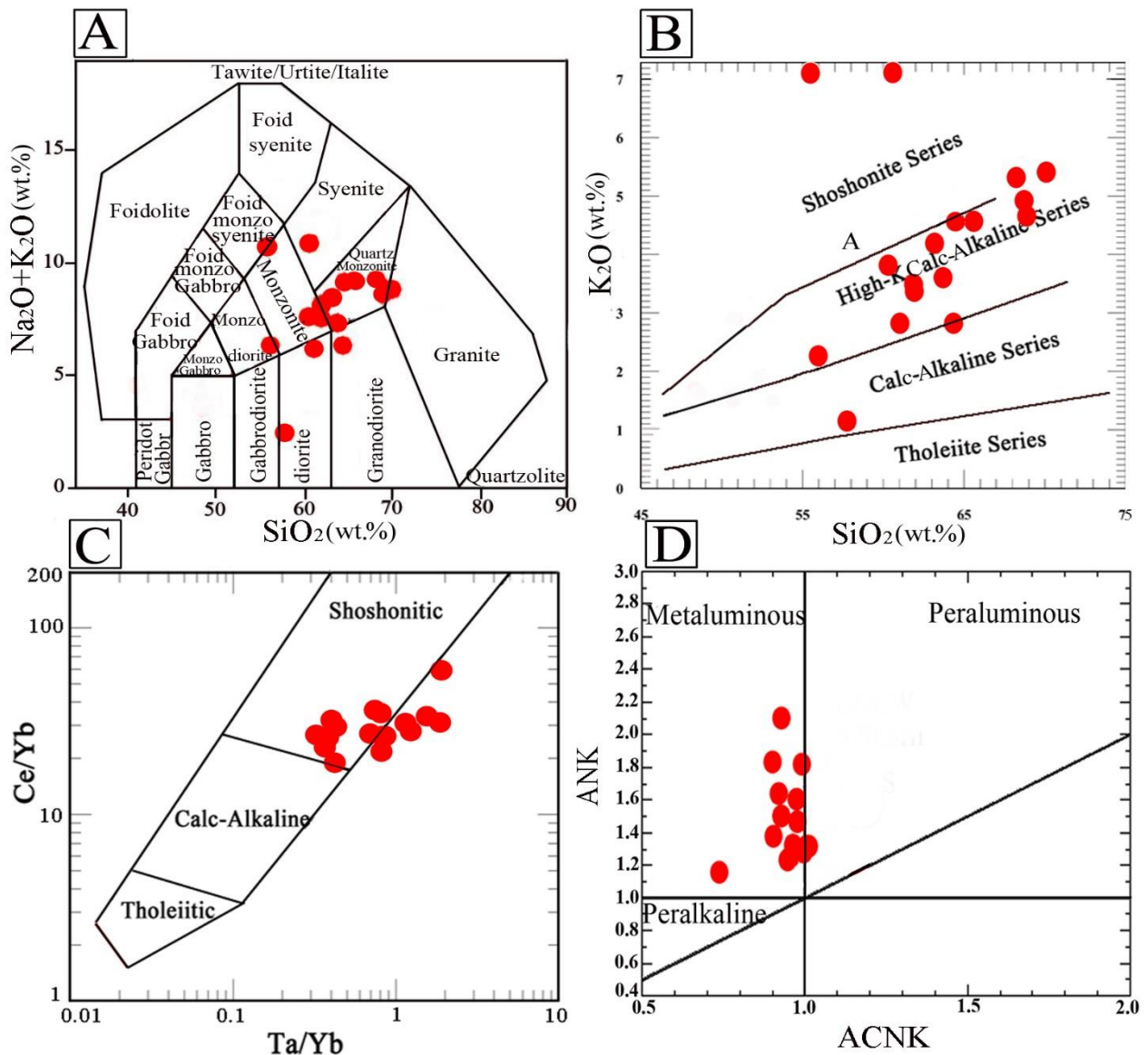
در مجموع، چنان که در جزئیات سنگ‌نگاری آورده شد، از حیث  
 سنگ‌نگاری، گرانیتوئیدهای نوشا در زمره گرانیتوئیدهای نوع I  
 قرار می‌گیرند، چنان که دامنه ترکیبی سنگ‌شناسی سنگ‌های  
 نفوذی در منطقه نوشا شامل دیوریت تا کوارتز مونزونیت بوده و  
 در ترکیب گرانیتوئیدها کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، پیروکسن،  
 اسفن، مگنتیت نیز مشاهده می‌شود. آنکلاوهای موجود در  
 نمونه‌های مورد بررسی اغلب از جنس دیوریت و میکرومونزونیت  
 هستند.

## زمین‌شیمی

بر اساس داده‌های به دست آمده از تجزیه شیمیایی، محتوای اکسید  
 عناصر اصلی نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه نوشا به قرار زیر است:  
 SiO<sub>2</sub> (۵۵/۵۵ تا ۷۰/۰۵)، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (۱۴/۷۴ تا ۱۹/۲۸)، Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>

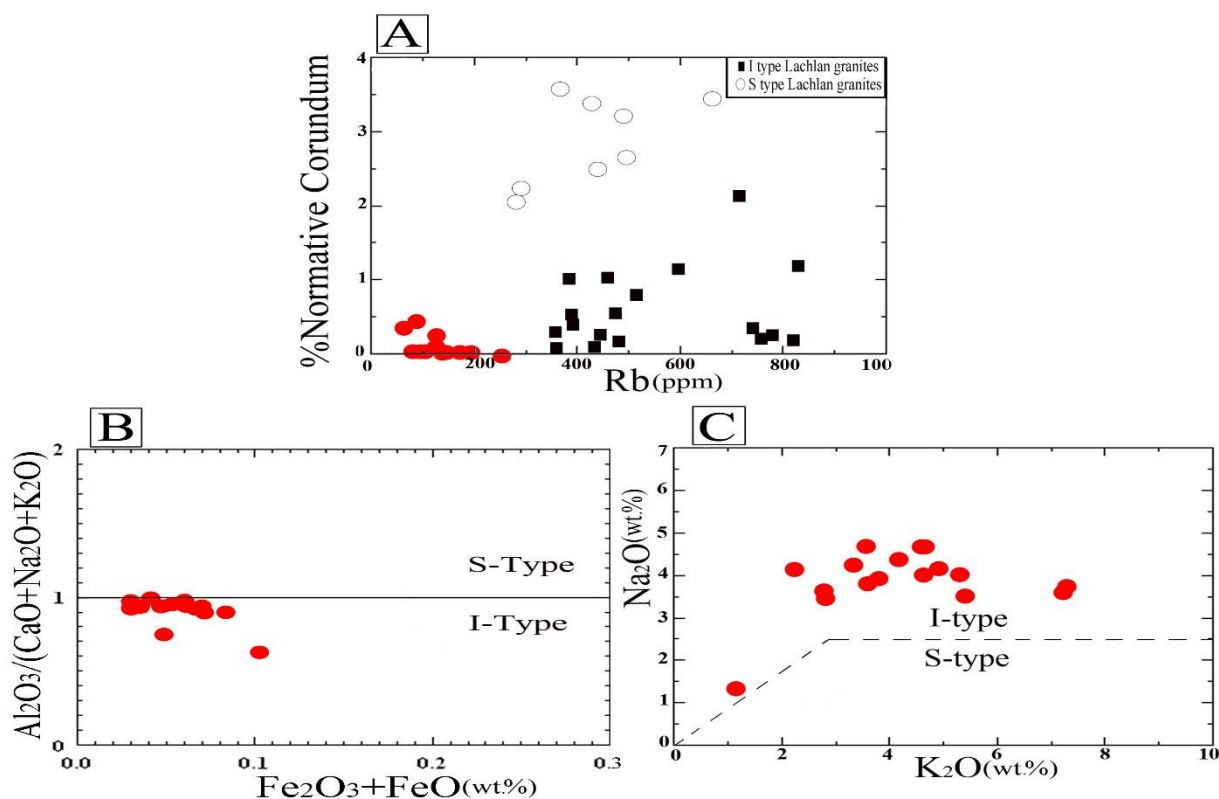
و (B) حکایت از آن دارد که این سنگ‌ها در محدوده غیر A واقع می‌شوند. بر اساس نسبت Rb/Sr، شاخص آگپائیتی [A.I.=molar (Na+K)/Al] (جدول ۳) و همچنین نمودارهای متمایزکننده گرانیت‌ها (Th-Rb و  $P_2O_5-SiO_2$ ) (شکل ۷-B و C) گرانیتوئیدهای نوشا با گرانیت‌های نوع I مطابقت دارند.

(بین ۳/۴۹ و ۴/۶۳) و میانگین مقادیر  $Y, Zr, Na_2O$  و Ce (جدول ۱ و جدول ۲)، نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای نوشا به گرانیت‌های I شباهت دارند (جدول ۳). داده‌های شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد بررسی نیز بر روی نمودارهای متمایزکننده گرانیت‌ها (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987) (شکل ۷-A-



شکل ۵. موقعیت گرانیتوئیدهای منطقه نوشا بر روی نمودارهای A: قلیایی کل - سیلیس (Middlemost, 1987)، B:  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976)، C:  $Ce/Yb$  در مقابل  $Ta/Yb$  (Pearce, 1982) و D: ANK-ACNK (Maniar and Piccoli, 1989)

**Fig. 5.** The positions of Nusha area granitoids on diagrams of A: total alkali-silica (Middlemost, 1987), B:  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976), C:  $Ce/Yb$  vs.  $Ta/Yb$  (Pearce, 1982), and D: ANK-ACNK (Maniar and Piccoli, 1989)



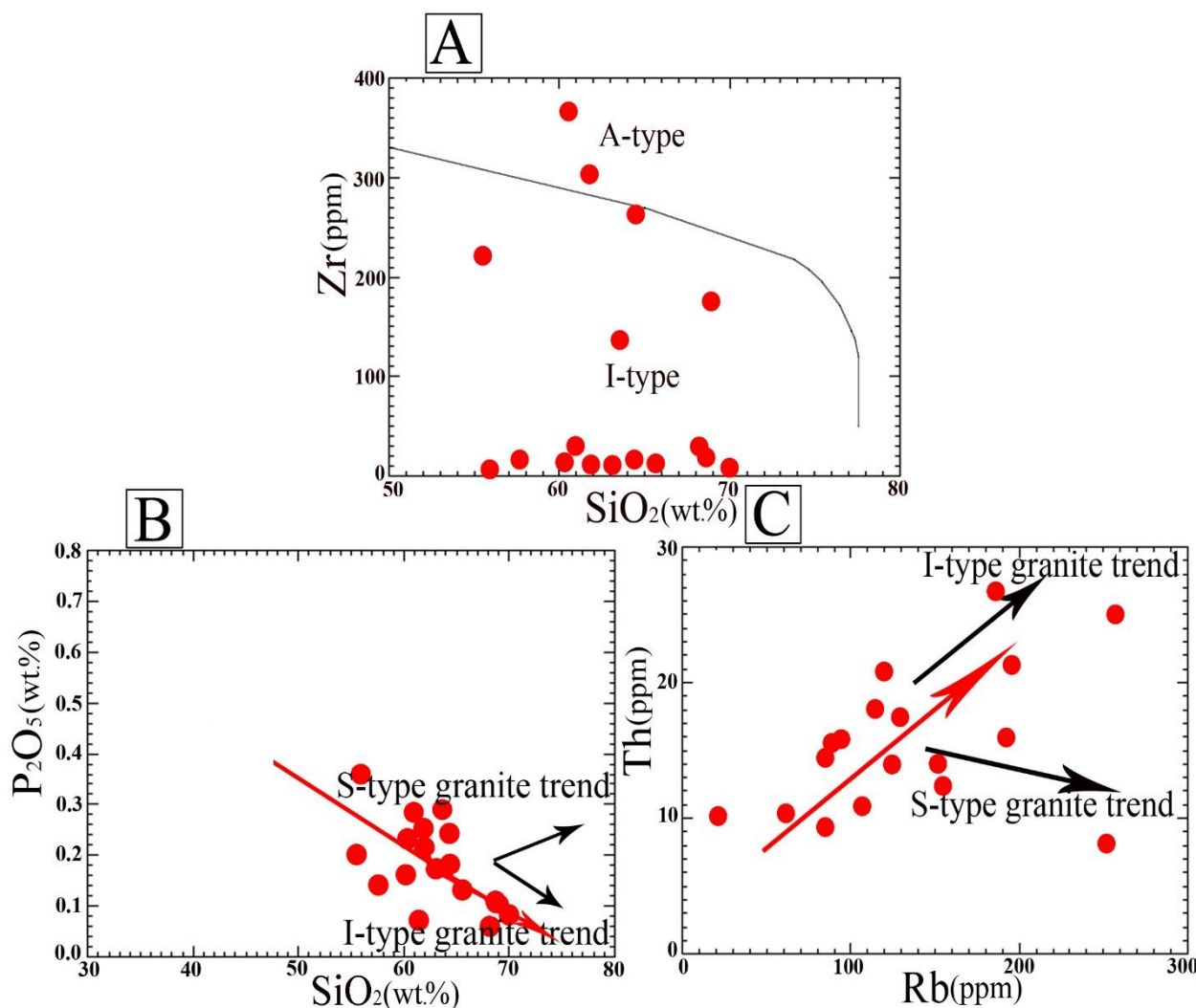
شکل ۶. A: داده‌های مربوط به گرانیتوئیدهای نوشا بر روی نمودار درصد کوردوم نورماتیو در مقابل Rb (Pearce et al., 1984)، چنان که مشاهده می‌شود داده‌ها در امتداد گرانیت‌های نوع I (مربع‌های توپر) کمر بند لاجلان استرالیا قرار می‌گیرند، و B و C: به ترتیب نمودارهای ACNK- $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$  (Pearce et al., 1984) و  $\text{Na}_2\text{O}$  در برابر  $\text{K}_2\text{O}$  (Chappell and White, 1974) برای تفکیک گرانیت‌های نوع I و S از یکدیگر. چنان که مشاهده می‌شود گرانیتوئیدهای منطقه نوشا در محدوده I واقع می‌شوند.

Fig. 6. A: Nusha granitoids data on normative corundum percentage and  $\text{P}_2\text{O}_5$  versus Rb diagrams respectively (Pearce et al., 1984), as can be seen are placed along the I type granites (filled squares) in the Lachlan Folded belt of Australia. B and C: ACNK- $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$  (Pearce et al., 1984) and  $\text{Na}_2\text{O}$  against  $\text{K}_2\text{O}$  diagrams (Chappell and White, 1974) to discriminate S and I type granites, respectively. As can be seen, the granitoids of the Nusha area are located in the I field.

جدول ۳. مقایسه میانگین ترکیب‌های عنصری انواع مختلف گرانیت‌ها (Whalen et al., 1987) با گرانیتوئیدهای منطقه نوشا

Table 3. Comparison of the average elemental compositions of different types of granites (Whalen et al., 1987) with granitoids of Nusha region ones

A.I.	Rb/Sr	Ce	Y	Zr	Na <sub>2</sub> O	Element/Ratio
						<b>Granite type</b>
0.62	0.61	64	28	151	3.13	I
0.59	1.81	64	32	165	2.41	S
0.52	0.06	16	22	108	3.97	M
0.95	3.52	137	75	528	4.07	A
0.33	0.27	61.01	21.10	98.9	3.58	Nusha



شکل ۷. موقعیت گرانیتوئیدهای منطقه نوشا بر روی نمودارهای A: Zr-SiO<sub>2</sub> (Collins et al., 1982) که در آن داده‌ها اغلب در محدوده I قرار می‌گیرند، B: P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-SiO<sub>2</sub> و C: Th-Rb که در آن داده‌های منطقه نوشا از روند گرانیت‌های نوع I پیشنهاد شده توسط چاپل و وایت (Chappell and White, 1992) پیروی می‌کنند.

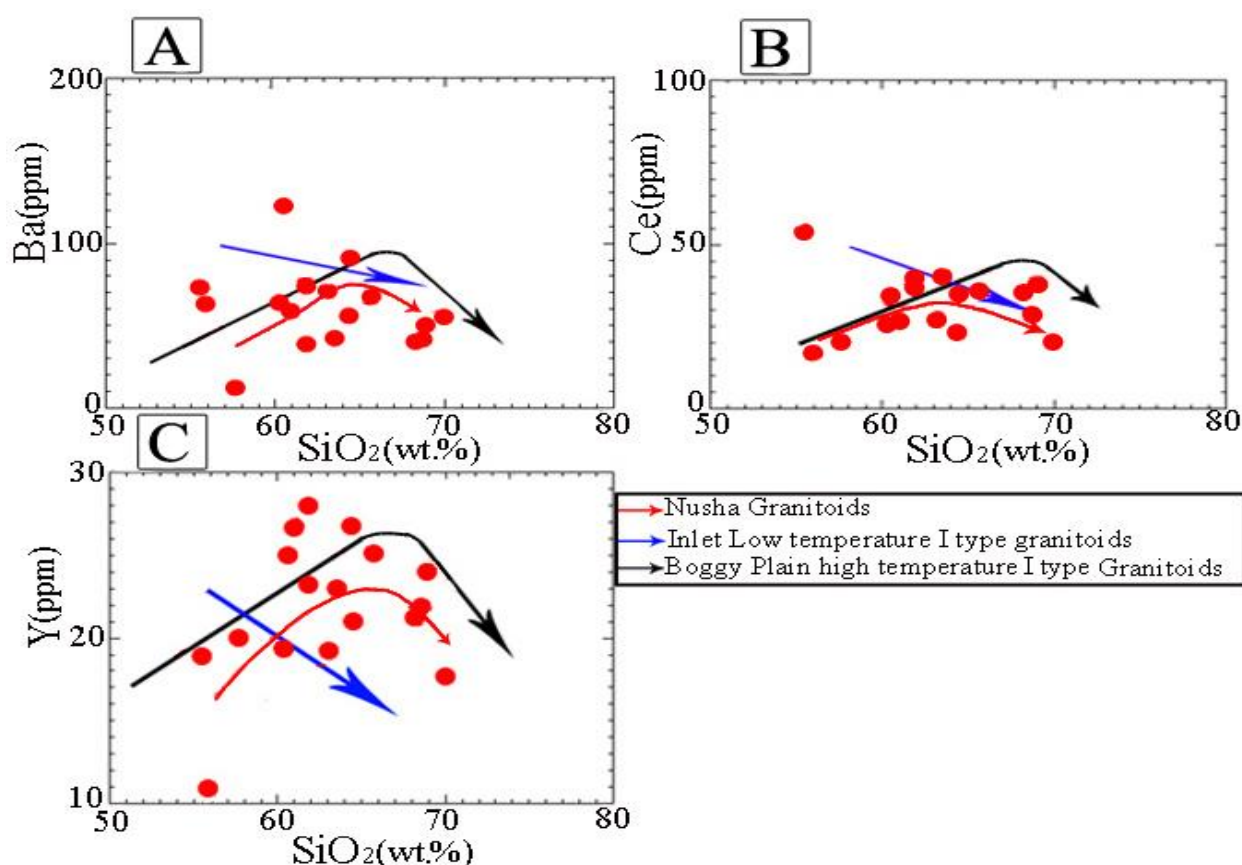
**Fig. 7.** The positions of Nusha region granitoids on the diagrams of A: Zr-SiO<sub>2</sub> (Collins et al., 1982), in which most data are located in the I field, B: P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-SiO<sub>2</sub>, and C: Th-Rb, in which Nusha region data follow the trend of I type granites proposed by Chappell and White (1992).

مقایسه الگوهای REE به دست آمده از گرانیتوئیدهای منطقه نوشا که به مقادیر کندریت ارائه شده توسط تیلور و مک‌لنن (Taylor and McLennan, 1985) عادی‌سازی شده‌اند (شکل ۹-A و B)، نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها دارای الگوی موازی و مشابهی بوده (بنابراین دارای منشأ مشترک هستند) و غنی‌شدگی نسبتاً

تغییرات عناصر Ba، Ce و Y در گرانیتوئیدهای نوشا به نحوی است که با افزایش میزان سیلیس، ابتدا افزایش و سپس کاهش می‌یابند؛ بنابراین از نوع I دمای بالا هستند (شکل ۸-A، B و C) و باید از ذوب سنگ‌های مافیک پوسته یا گوشته تحول‌یافته تشکیل شده باشند.

منشأ) باشد؛ زیرا که ضریب توزیع خاک‌های نادر از La تا Lu افزایش چشمگیری را در تمام مذاب‌ها نشان می‌دهند (McDonough and Sun, 1995). از آنجایی که غلظت این عناصر در سنگ‌های نفوذی منطقه چندین برابر مقادیر کندریت است و از طرفی شیب الگوها در سمت HREE افقی است؛ بنابراین حضور گارنت در منشأ بعید است؛ زیرا ضریب توزیع این عناصر برای گارنت (به خصوص HREE ها) بسیار بالاتر از یک بوده و در عین حال افزایش این ضریب توزیع از La تا Lu به صورت یکنواخت و خطی است (Rollinson, 1993).

بالایی نسبت به کندریت دارند و بدون آنومالی Eu هستند. آنومالی Eu می‌تواند به علت مشارکت فلدسپات در ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها به هنگام ذوب‌بخشی سنگ مادر یا عدم تفریق این کانی به هنگام تبلوربخشی ماگمای تشکیل‌دهنده آنها باشد. شیب الگوها در سمت LREE منفی و در سمت HREE افقی است. به گفته وینتر (Winter, 2001)، این ویژگی سنگ‌های کالک‌آلکالن مناطق فرورانش حاشیه قاره‌هاست. بنا به عقیده ویلسون (Wilson, 1989) و رولینسون (Rollinson, 1993)، تفریق LREE از HREE به صورت غنی‌شدگی LREE می‌تواند به دلیل تعادل مذاب با گارنت (به عنوان یک فاز تفاله‌ای در سنگ



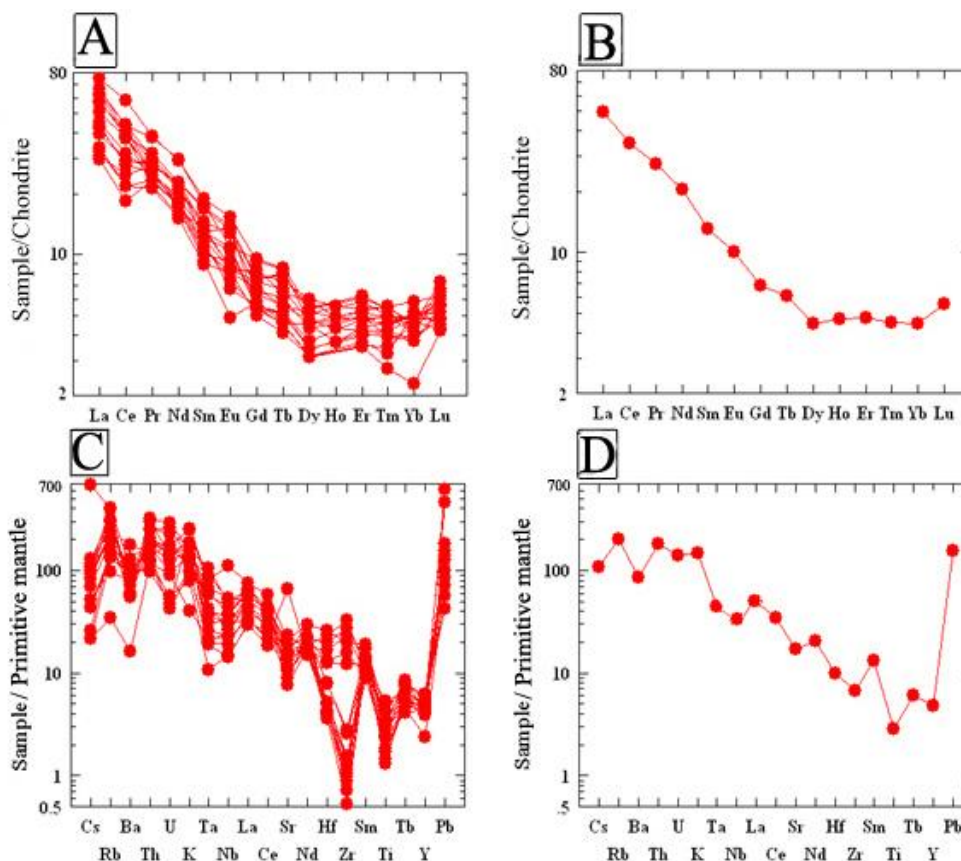
شکل ۸. نمودارهای تغییرات A: Ba، B: Ce و C: Y در برابر  $\text{SiO}_2$  که بیانگر تطابق روند داده‌های گرانیتوئیدهای نوشا با گرانیت‌های نوع I دمای بالا مربوط به توده‌های Boggy plain از کمربند چین‌خورده لاجلان استرالیا (Chappell et al., 1998) هستند.

**Fig. 8.** Variation diagrams of A: Ba, B: Ce, and C: Y versus  $\text{SiO}_2$ , which indicate the correlation between Nusha granitoids data trends and the high temperature I type granites from Boggy plain bodies in Lachlan Folded belt of Australia (Chappell et al., 1998).



Nb و Y آنومالی منفی بارز و U، Hf، و La آنومالی منفی اندک دارند؛ در حالی که عناصر Rb، Th، K، Nd، Tb، و Pb و Sm آنومالی مثبت دارند (شکل ۹-C و D).

نمودارهای عنکبوتی به دست آمده از بهنجارسازی میزان عناصر کیمیا ب نمونه‌های منطقه نوشا به گوشته اولیه بر اساس داده‌های (McDonough et al., 1992) نیز نشان می‌دهد که تقریباً همه عناصر نسبت به گوشته اولیه غنی شده‌اند. Ba، Ta، Zr، Sr، Ti،



شکل ۹. A و B: به ترتیب الگوها و میانگین الگوهای عناصر نادر خاکی عادی‌سازی شده به کندریت بر اساس داده‌های تیلور و مک‌لنن (Taylor and McLennan, 1985)، C و D: به ترتیب نمودارها و میانگین نمودارهای عنکبوتی گرانیتوئیدهای منطقه نوشا که به مقادیر گوشته اولیه ارائه شده توسط مک‌دوناف و همکاران (McDonough et al., 1992) عادی‌سازی شده‌اند.

**Fig. 9.** A and B: Rare earth elements patterns and the average REE pattern normalized to chondrite values provided by Taylor and McLennan (1985) respectively, C and D: spider diagrams and the average spider diagram of Nusha region granitoids normalized to primitive mantle values provided by McDonough et al. (1992) respectively.

(Pearce, 1997). آنومالی منفی Ti خاص مناطق فرورانش (Pearce, 1982) است. افت (گودی) بسیار مشخص Nb-Ta در نمودارهای عنکبوتی سامانه‌های کم‌انرژی به دلیل ابقای این عناصر در منشأ به هنگام ذوب بخشی یا آلاش پسته‌ای است. به عقیده ایلینکی

این مشخصات می‌تواند نشان‌دهنده دلایل زیر باشد: Ti با مگنتیت سازگاری داشته و معمولاً در کانی‌های تیتان‌دار و آمفیبول در پوسته فرورانش شده باقی می‌ماند و مانع از ورود آن به مذاب و فرایندهای بعدی پسته‌سازی می‌شود (Hofmann, 1997).

(شکل ۹) دیده می‌شود، بر روی نمودارهای متمایز کننده جایگاه تکتونوماگمایی نیز در محدوده کمان قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). مشارکت مؤلفه‌های فروانش در منشأ ماگمای تشکیل دهنده گرانیتوئیدهای منطقه نوشا از نسبت بالای Th/Yb استنتاج می‌شود، با این وجود، این نسبت می‌تواند با دخالت پوسته قاره‌ای از طریق وقوع فرایند AFC در ماگمای صعودکننده نیز ایجاد شود. نمونه‌های مورد بررسی در نمودار در محدوده بیرون از آرایه گوشته‌ای با نسبت بالاتر Th/Yb قرار دارند (شکل ۱۱). این جابه‌جایی موازی با روند زمین‌شیمیایی غنی‌شدگی پهنه فروانش یا غنی‌شدگی توسط پوسته قاره‌ای است. با این حال، نسبت بالاتر Th/Yb در توده‌های مورد بررسی نسبت به میانگین پوسته قاره‌ای، بر این امر دلالت دارد که غنی‌شدگی توسط فرایندهای فروانش نقش به‌سزایی در منشأ ماگمای اولیه داشته است؛ زیرا در صورتی که عامل غنی‌شدگی تنها پوسته قاره‌ای بود، نمونه‌ها باید در جایگاه میان گوشته غنی‌شده و میانگین پوسته قاره‌ای قرار می‌گرفتند.

نسبت‌های پایین Th/Ta (نزدیک به ۲/۱) نشان‌دهنده پیدایش ماگما در محیط‌های تکتونوماگمایی کششی و نسبت بالا بیانگر ایجاد ماگما در مرزهای هم‌گرا و پهنه‌های فروانش است (Tankut et al., 1998). این نسبت در گرانیتوئیدهای نوشا از ۲/۴۳ تا ۲۶/۸۸ تغییر می‌کند و میانگین آن ۸/۳۱ است. بنابراین بیانگر پهنه فروانش است. از نسبت Nb/Th نیز می‌توان به عنوان معیاری برای تفکیک نفوذی‌های وابسته به کمان آتشفشانی هم استفاده کرد. در این نوع توده‌های نفوذی مقدار Nb/Th در سنگ‌های کالک‌آلکان کمانی کمتر از ۳ است (Whalen et al., 2006). میانگین نسبت Nb/Th در گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی ۲/۹۷ است و این نیز تأیید دیگری بر محیط کمانی آنهاست.

میزان بلوغ کمان‌های آتشفشانی را می‌توان با به کارگیری نمودار Nb در مقابل نسبت Rb/Zr به دست آورد (Brown et al., 1984) (شکل ۱۲-A). بر اساس نمودار یادشده گرانیتوئیدهای

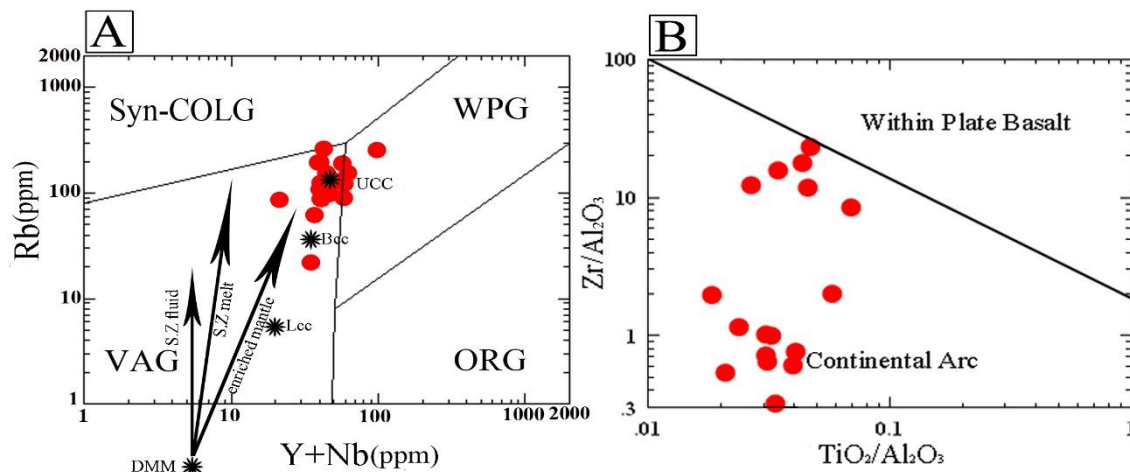
(Ilnicki, 2010)، تهی‌شدگی از Ta-Nb از ویژگی‌های آرایش پوسته‌ای است. فن و همکاران (Fan et al., 2003)، اشاره کرده‌اند که غنی‌شدگی شدید از U و Th در نمودارهای عنکبوتی بیانگر اضافه‌شدن رسوبات پلاژیک یا اضافه‌شدن پوسته اقیانوسی دگرسان در فرایند ذوب‌شدگی است. به عقیده واتسون (Watson, 1982) هنگام آغشتگی بازالت با پوسته قاره‌ای حتی در صورتی که بقیه عناصر بدون تغییر باقی بمانند، مقدار قابل توجهی پتاسیم به درون ماگمای بازالتی راه می‌یابد. آنومالی مثبت Pb، K و به طور کلی، غنی‌شدگی از عناصر LIL به آلودگی پوسته‌ای ماگماها نسبت داده می‌شود (Taylor and McLennan, 1985; Hofmann, 1997; Roy et al., 2002; Girardi et al., 2012). از طرفی عناصر LIL در پوسته قاره‌ای متمرکز هستند و غلظت بالای آنها در سنگ‌های منطقه می‌تواند نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه باشد (Rollinson, 1993). به عقیده بسیاری از پژوهشگران غنی‌شدگی در LILE و LREE و تمرکز پایین HREE و HFSE به همراه بی‌هنجاری منفی Nb و Ti، نشانه ماگماهای وابسته به پهنه فروانش است (Gass et al., 1984; Wilson, 1989; Foley and Wheler, 1990; Pearce and Parkinson, 1993; Wang et al., 2004). به عقیده تیلور و مک‌لنن (Taylor and McLennan, 1985) و هافمن (Hofmann, 1997) آنومالی مثبت Pb و آنومالی منفی Ta-Nb از ویژگی‌های پوسته قاره‌ای است.

### جایگاه تکتونوماگمایی و پتروژنز

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بسیاری بیانگر آن است که گرانیتوئیدهای منطقه نوشا به یک محیط کمان از نوع حاشیه فعال قاره تعلق دارند؛ به گونه‌ای که علاوه بر نمودارهای عنکبوتی و الگوهای عناصر نادر خاکی (شکل ۹) که در آنها به وضوح آنومالی منفی Ta-Nb، غنی‌شدگی از لحاظ LILEs (نظیر Cs، Rb، Th، U و K) و LREEs (Pearce and Peate, 1995)

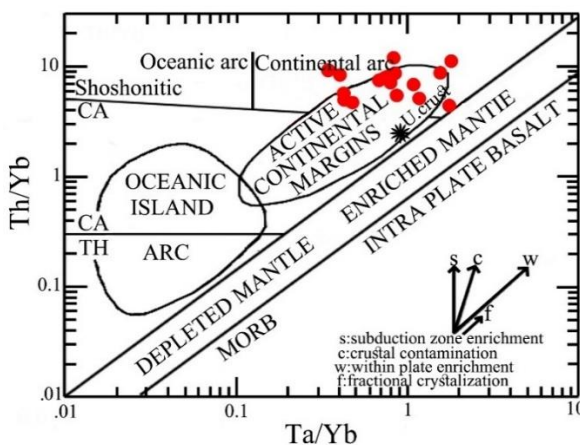
قاره‌ای ضخامت حدود ۴۵ کیلومتر و گوشته‌ی غنی‌شده را در محل تشکیل ماگمای مادر نشان می‌دهد (شکل ۱۲-B و C).

نوشا در محدوده کمان‌های قاره‌ای عادی تا بالغ قرار می‌گیرند و در نمودارهای Sm/Yb در مقابل La/Sm (Kay and Mporozis, 2002) و Rb-Sr (Condie, 1989) نیز پوسته



شکل ۱۰. داده‌های مربوط به گرانیتوئیدهای منطقه نوشا بر روی نمودارهای متمایز کننده تکتونوماگمایی A: پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) و B: مولر و گراوز (Muller and Groves, 1997). چنان که مشاهده می‌شود داده‌های منطقه مورد بررسی در قلمرو کمان‌های نوع قاره‌ای واقع می‌شوند. S.Z: منطقه فرورانش، Lcc: ترکیب پوسته زیرین، Bcc: کل ترکیب پوسته، UCC: ترکیب پوسته بالایی

**Fig. 10.** Study area granitoids data on the tectonomagmatic discrimination diagrams of A: Pearce et al. (1984), and B: (Muller and Groves (1997). As can be seen, the Nusha area data are located in the field of continental arcs. S.Z: Subduction Zone, Lcc: Lower crust composition, Bcc: Bulk crust composition, UCC: Upper Crust Composition

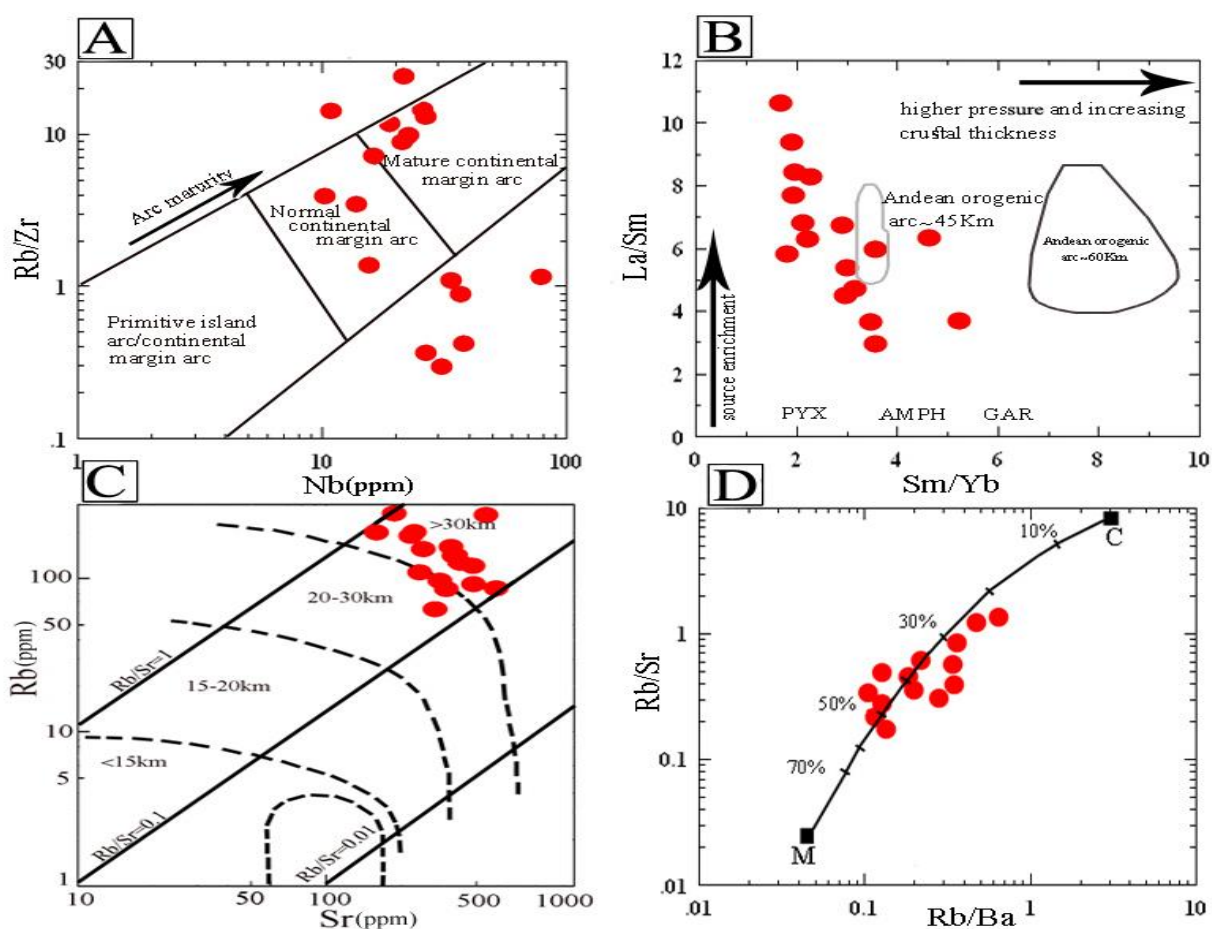


شکل ۱۱. نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb که در آن نمونه‌های منطقه نوشا در ناحیه کمان قاره‌ای و در بیرون از آرایه گوشته‌ای جای گرفته‌اند. نمودار و موقعیت عضوهای گوشته‌ای و پوسته‌ای از پیرس (Pearce, 2008) و پیرس و پیت (Pearce and Peate, 1995) و متوسط پوسته بالایی از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989) است.

**Fig. 11.** Th/Yb versus Ta/Yb diagram in which the Nusha area samples are located in the continental arc field and outside of the mantle array. The diagram and positions of mantle and crustal members are from Pearce and Peate (1995); Pearce (2008) and the average upper crust is from Sun and McDonough (1989).

در مقابل Rb/Ba (Koprubasi and Aldanmaz, 2004) در مقابل Rb/Zr (شکل ۱۲- D)، نمونه‌های مورد بررسی آرایه‌ای خطی با شیب مثبت به خود می‌گیرند؛ به نحوی که حکایت از اختلاط بین ماگمای مافیک مشتق‌شده از گوشته و مذاب فلسیک اشتقاق یافته از پوسته (و یا آرایش ماگمای مافیک با اجزای پوسته‌ای) دارند. نسبت مواد گوشته به پوسته تقریباً بین ۲۰ و ۵۰ درصد است.

در سنگ‌های منشأ گوشته‌ای نسبت‌های Y/Nb کوچک‌تر از ۱/۲ است؛ در حالی که نسبت‌های بزرگ‌تر از ۱/۲ مشخص‌کننده مواد منشأ پوسته‌ای هستند (Eby, 1990; Eby, 1992). در گرانیتوئیدهای نوشا این نسبت از ۰/۲۴ تا ۲/۶۱ تغییر می‌کند؛ بنابراین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی هر دو مواد منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای را با نسبت‌های متفاوتی دارا هستند. در نمودار Rb/Sr

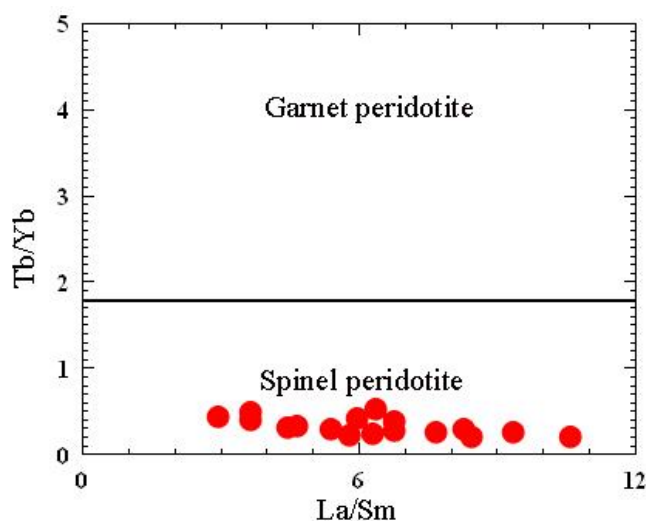


شکل ۱۲. موقعیت گرانیتوئیدهای نوشا بر روی نمودارهای A: میزان بلوغ کمان‌های آتشفشانی بر اساس Nb در مقابل نسبت Rb/Zr (Brown et al., 1984)، B: ضخامت پوسته‌ی قاره‌ای در محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ها با استفاده از Sm/Yb در مقابل La/Sm (Kay and Mpodozis, 2002)، C: Rb-Sr (Condie, 1989) و D: Rb/Sr در مقابل Rb/Ba (Koprubasi and Aldanmaz, 2004) برای ارزیابی میزان مشارکت مذاب‌های فلسیک مشتق‌شده از پوسته (C) و مافیک مشتق‌شده از گوشته (M)

**Fig. 12.** The position of Nusha granitoids on diagrams of A: the volcanic arcs maturity rate based on Nb versus Rb/Zr ratio (Brown et al., 1984), B: continental crust thicknesses in active continental margin environments using Sm/Yb vs. La/Sm (Kay and Mpodozis, 2002), C: Rb-Sr (Condie, 1989), and D: Rb/Sr vs. Rb/Ba (Koprubasi and Aldanmaz, 2004) to evaluate the contribution of felsic melts derived from the crust (C) and mafic melts derived from the mantle (M)

گوشته‌ای با ترکیب پریدوتیت بدون گارنت؛ ولی حاوی اسپینل نشأت گرفته‌اند. غلظت چند برابری عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت (شکل ۹-A و B) نیز تأییدکننده نبود گارنت در منشأ گوشته‌ای است.

مرز جدایش بین محدوده سنگ منشأ گارنت‌دار از محیط گوشته بدون گارنت و دارای اسپینل با معیار  $Tb/Yb$  حدود  $1/8$  مشخص شده است (Wang et al., 2008). این نسبت در گرانیتوئیدهای نوشا بین  $0/196$  و  $0/505$  است (شکل ۱۳). بنابراین مذاب مافیک تشکیل‌دهنده گرانیتوئیدهای نوشا از یک منبع



شکل ۱۳. موقعیت داده‌های گرانیتوئیدهای نوشا بر روی نمودار  $Tb/Yb$  در مقابل  $La/Sm$  (Wang et al., 2002) نشان‌دهنده منشأ گوشته‌ای با ترکیب پریدوتیت اسپینل‌دار است.

**Fig. 13.** Data position of Nusha granitoids on  $Tb/Yb$  versus  $La/Sm$  diagram (Wang et al., 2002) indicate a mantle source rock with spinel peridotite composition.

1984; Wilson, 1989; Foley and Wheler, 1990; Pearce and Parkinson, 1993; Wang et al., 2004). به علاوه نسبت‌های بالای  $Th/Ta$  (Tankut et al., 1998) و پایین  $Nb/Th$  (Whalen et al., 2006) و نمودارهای متمایزکننده تکتونوماگمایی متعدد نیز بیانگر یک موقعیت فرورانش از نوع حاشیه فعال قاره هستند. وجود نشانه‌های زمین‌شیمیایی نظیر آنومالی مثبت  $Pb$ ،  $K$  و غنی‌شدگی از عناصر LILE نشان‌دهنده آلودگی ماگماها با پوسته‌ی قاره‌ای است (Taylor and McLennan, 1985; Hofmann, 1997; Roy et al., 2002; Eby, 1990; Eby, 1992). در گرانیتوئیدهای نوشا نیز تأییدکننده ویژگی‌های

## بحث

به عقیده بسیاری از پژوهشگران بیشتر سنگ‌های ماگمایی کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی در کمان‌های ماگمایی و پهنه‌های زمین‌ساختی پس از برخورد پدید می‌آیند (Wilson, 1989; Foley and Peccerillo, 1992; Rollinson, 1993; Turner et al., 1996; Winter, 2001). به ندرت در محیط‌های درون ورقه‌ای دیده شده‌اند (Muller and Groves, 1997; Bonin, 2004). وجود ویژگی‌هایی نظیر غنی‌شدگی در LILE و LREE و تمرکز پایین عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر با شدت میدان بالا به همراه بی‌هنجاری منفی  $Nb$ ،  $Ta$  و  $Ti$ ، نشانه ماگماهای وابسته به پهنه فرورانش است (Gass et al., 1992).



اصلی این سنگ‌ها اغلب دانه‌ای (و به ندرت پورفیروئید) است؛ ولی گاهی بافت‌های راپاکیوی، آنتی‌راپاکیوی، ریزگرافیکی، میرمکتی، پرتیتی و تراکتوئید نیز در آنها دیده می‌شود. از لحاظ سری ماگمایی این سنگ‌ها کالک‌آلکالن پتاسیم بالا (تا شوشونیتی) بوده و متاآلومین هستند.

بر اساس ویژگی‌های شیمیایی متعدد عناصر اصلی، کمیاب و همچنین سنگ‌نگاری در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند. تغییرات عناصر Ba، Ce و Y به نحوی است که با افزایش میزان سیلیس ابتدا افزایش و سپس کاهش می‌یابند؛ بنابراین از نوع I دمای بالا هستند.

مقایسه الگوهای REE نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها دارای الگوی مشابهی بوده (بنابراین دارای منشأ مشترک هستند) و بدون آنومالی Eu هستند.

آنومالی‌های مختلف موجود در نمودارهای عنکبوتی (بهنجارسازی به گوشته اولیه) حکایت از وابستگی به پهنه فرورانش و آرایش پوسته‌ای ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه دارد.

نسبت‌های Th/Ta و Nb/Th به ترتیب ۲۶/۸۸-۲/۴۳ (با میانگین ۸/۳۱) و کمتر از ۳ (با میانگین ۲/۹۷) هستند؛ بنابراین بیانگر پهنه فرورانش است.

بر اساس نمودار Nb در مقابل نسبت Rb/Zr در زمره گرانیتوئیدهای کمان‌های قاره‌ای عادی تا بالغ قرار می‌گیرند.

بر مبنای نمودارهای Sm/Yb در مقابل La/Sm و Rb-Sr ضخامت پوسته‌ی قاره‌ای حدود ۴۵ کیلومتر و منشأ گوشته غنی شده را در محل تشکیل ماگمای مادر نشان می‌دهد.

### تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

1. LILE
2. LREE
3. HREE
4. HFSE

زمین‌شیمیایی هر دو مواد منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای با نسبت‌های متفاوتی است. درجه متوسط بلوغ کمان‌قاره‌ای به همراه ضخامت نسبتاً بالای پوسته قاره‌ای نیز نقش کمک‌کننده‌ای در فرایند آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای دارد. نمودار Rb/Sr در مقابل Rb/Ba (Koprubasi and Aldanmaz, 2004) نشان از اختلاط بین ماگمای مافیک مشتق‌شده از گوشته و مذاب فلسیک اشتقاق یافته از پوسته (و یا آرایش ماگمای مافیک با اجزای پوسته‌ای) با نسبت مواد گوشته به پوسته تقریباً بین ۲۰ و ۵۰ درصد دارد.

لذا داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل منطقه مورد بررسی بیانگر آن است که ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها از لحاظ جایگاه تکتونوماگمایی متعلق به یک محیط کمان از نوع حاشیه فعال قاره بوده و با توجه به سن آنها باید از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس حاصل شده باشند. همانند کمان‌های ماگمایی، شکل‌گیری ماگما در این محیط‌ها نیز ناشی از ورود سیالات حاصل از آب‌زدایی ورقه اقیانوسی فرورونده و ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه روی آن است (Teimouri, 2011). ماگما حین صعود از میان لیتوسفر قاره‌ای متحمل آرایش شده و بعضی از ویژگی‌های شیمیایی آن به ماگما منتقل شده است. این ویژگی‌ها در بسیاری از سنگ‌های آذرین سنوزوئیک در پهنه‌های البرز، البرز غربی - آذربایجان و قفقاز جنوبی نیز دیده می‌شود (Robertson, 2002; Golonka, 2004; Masson et al., 2006; Conticelli et al., 2009; Aghazadeh et al., 2010; Aghazadeh et al., 2011; Aghazadeh and Badrzadeh, 2015; Castro et al., 2013).

### نتیجه‌گیری

بر اساس جمع‌بندی اطلاعات به دست آمده از بررسی‌های صحرائی، سنگ‌نگاری و داده‌های زمین‌شیمیایی، در مورد گرانیتوئیدهای نوشا نتایج زیر به دست آمد:

از نظر سنگ‌شناسی ترکیب دیوریت، سینیت، مونزونیت، مونزودیوریت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت را دارند. بافت



## References

- Aghazadeh, M., 2009. Petrology and Geochemistry of Anzan, Khankandi and Shaivar Dagh granitoids (North and East of Ahar, Eastern Azerbaijan) with references to associated mineralization. Unpublished Ph.D Thesis, Tarbiat Moddares University, Tehran, Iran, 470 pp.
- Aghazadeh, M. and Badrzadeh, Z., 2015. Petrology and petrogenesis of alkaline and calc-alkaline lamprophyres in the NW Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 24(94): 87–102. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42745>
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K., 2011. Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland. The Shaivar-Dagh plutonic complex Alborz belt, Iran. *Geological Magazine*, 148(5–6): 980–1008. <https://doi.org/10.1017/S0016756811000380>
- Aghazadeh, M., Castro, A., Rashidnejad Omran, N., Emami, M.H., Moinvaziri, H. and Badrzadeh, Z., 2010. The gabbro (shoshonitic)–monzonite–granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38(5): 199–219. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2010.01.002>
- Aghazadeh, M., Hou, Z. and Badrzadeh, Z., 2013. Bondar-e-Honza: An Oldest and Special Porphyry Copper (Molybdenum) Deposit in the Kerman Porphyry Copper Belt, Iran. *Mineral Deposit Research for a High-tech World, 12th SGA Biennial Meeting, Uppsala, Sweden*, 3(2013): 1412–1415. Retrieved January 21, 2023 from [https://www.academia.edu/4740224/Bondar\\_e\\_Honza\\_An\\_oldest\\_and\\_special\\_porphyry\\_copper\\_molybdenum\\_deposit\\_in\\_the\\_Kerman\\_porphyry\\_copper\\_belt\\_Iran](https://www.academia.edu/4740224/Bondar_e_Honza_An_oldest_and_special_porphyry_copper_molybdenum_deposit_in_the_Kerman_porphyry_copper_belt_Iran)
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1): 1–33. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7)
- Anells, R.N., Arthurton, R.S., Bazely, R.A. and Davies, R.G., 1975. Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map 1:250000, Geological Survey of Iran. Report, Nos. E3, E4, 94 pp.
- Arjmandzadeh, R., Almasi, A., Nabatian, G., Li, Q., Nourian, S. and Jafarie, T., 2022. Zircon U–Pb dating, geochemistry, and geology of Shotorsang hypabyssal granitoids, southern Quchan (northeast of Iran). *Petrological Journal*, 13(3): 105–130. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22108/ijp.2022.132228.1263>
- Axen, G.J.P.S., Lam, M., Grove, D.F., Stockli, J. and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west–central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision–related tectonics. *Geology*, 29(6): 559–562. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0559:EOTWCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0559:EOTWCA>2.0.CO;2)
- Azizi, H. and Tsuboi, M., 2021. The Van Microplate: A New Microcontinent at the Junction of Iran, Turkey, and Armenia. *Frontiers in Earth Science*. 8: 1–15. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.574385>
- Bahajroy, M., Taki, S., Moazzen, M. and Ganji, A., 2022. Whole rock and mineral chemistry of intermediate intrusive rocks in the northern side of Shahroud River near Zardkooh in Guilan province (Iran). *Petrological Journal*, 13(3): 1–32. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22108/ijp.2022.132420.1267>
- Baharfiruzi, K. and Shafei, A., 2003. Geological 1:100000 scale map and report of Javaherdeh. Geological Survey of Iran, Iran.
- Blatt, H., Tracy, R.J. and Owens, B.E., 2006. *Petrology: Igneous, Sedimentary and Metamorphic*. Freeman and Company 530 pp. Retrieved November 20, 2022 from <https://books.google.com/books/about/Petrology.html?id=lha3FmesddoC>
- Bonin, B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78(1–2): 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.042>
- Brown, G.C., Thorpe, R.S. and Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contracting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3): 413–426. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M., 2013. Late Eocene–Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 180–181:

- 109–127.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.003>
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D. and White, A.J.R., 1998. High and Low Temperature I-type Granites. *Resource Geology*, 48(4): 225–235.  
<https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.1998.tb00020.x>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 6(8): 173–174. Retrieved January 21, 2023 from <https://typeset.io/papers/two-contrasting-granite-types-2nfxi6neme>
- Chappell, B.W. and White, A.G.R., 1992. I and S type granites in the Lachlan fold belt. *Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83(1–2): 1–26.  
<https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.  
<https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Clarke, D.B., 1981. Peraluminous granites. *The Canadian Mineralogist*, 19(1) :1–2. Retrieved January 21, 2023 from <https://pubs.geoscienceworld.org/canmin/article-abstract/19/1/1/267046/Symposium-ProceedingsTHE-CANADIAN-MINERALOGIST>
- Clarke, D.B., 1992. *Granitoid rocks*. Chapman & Hall, London, 283 pp.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189–200.  
<https://doi.org/10.1007/BF00374895>
- Condie, K.C., 1989. *Plate Tectonic and crustal evolution*. Pergamon press, Oxford, New York, Beijing, Frankfurt, Sao Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto, 476 pp.
- Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Vanzinelli, R., Bianchini, G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelevic, D. and Ven-Turelli, G., 2009. Trace elements and Sr–Nd–Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos*, 107(1–2): 68–92.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.07.016>
- Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26(1–2): 115–134.  
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z)
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20(7): 641–644.  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)
- Fan, W.M., Gue, F., Wang, Y.J. and Lin, G., 2003. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of orogenic extension in the northern Da Hinggan mountains, northern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 121(1–2): 115–135.  
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00415-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00415-8)
- Foley, S. and Peccerillo, A., 1992. Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos*, 28(3–6): 181–185.  
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90005-J](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90005-J)
- Foley, S.F. and Wheller, G.E., 1990. Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology*, 85(1–2): 1–18.  
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90120-V](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90120-V)
- Gass, I.G., Lippard, S.J. and Shelton, A.W., 1984. *Ophiolites and Oceanic Lithosphere*. Geological Society Special Publication, London, UK, 413 pp.
- Girardi, J.D., Patchett, P.J., Ducea, M.N., Gehrels, G.E. and Cecil, M.R., 2012. Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the Coast Mountains batholith, British Columbia. *Journal of Petrology*, 53(7): 1505–1536.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egs024>
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381(1–4): 235–273.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.004>
- Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(6613): 219–229.  
<https://doi.org/10.1038/385219a0>
- Ilnicki, S., 2010. Petrogenesis of continental mafic dykes from the Izere complex Krakonosze-Izra

- Block (West Sudetes, SW Poland). *International Journal of Earth Sciences*, 99(4): 745–773. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0433-5>
- Irvine, T. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of earth Science Letters*, 8(5): 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Kay, S.M. and Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1): 39–57. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00005-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00005-6)
- Koprubasi, N. and Aldanmaz, E., 2004. Geochemical constraints on the petrogenesis of Cenozoic I-type granitoids in Northwest Anatolia, Turkey: evidence for magma generation by lithospheric delamination in a post-collisional setting. *International Geology Review*, 46(8): 705–729. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.8.705>
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635–643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H. and Vernant, P., 2006. Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 252(1–2): 180–188. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.038>
- McDonough, W.F. and Sun, S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- McDonough, W.F., Sun, S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. and Hofmann, A.W., 1992. Potassium, Rubidium, and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(3): 1001–1012. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90043-I](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90043-I)
- Middlemost, E.A.K., 1987. *Magma and Magmatic Rocks, An Introduction to Igneous Petrology*, Longman Group Ltd., London, New York, 266 pp.
- Mokhtari, M.A.A., Moinvaziri, H., Ghorbani, M.R. and Mehrpartou, M., 2010. Petrology and petrogenesis of Kamtal intrusion, Eastern Azarbaijan, NW Iran. *Central European Geology*, 53(1): 79–96. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.53.2010.1.5>
- Muller, D. and Groves, D.I., 1997. Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer Verlag, 242 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-92979-8>
- Nabatian, G, Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, H., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S.HY., Quadt, A., Bernroider, M., 2014. Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184–187: 324–345. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.002>
- Nabavi, M.H., 1976. *An Introduction to the Geology of Iran*. Geologic Survey of Iran, Tehran, 109 pp. (in Persian)
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), *Orogenic andesites and related rocks*. John Wiley and Sons, U.K., pp. 528–548. Retrieved January 21, 2023 from <https://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8625>
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1–4): 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- 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(4): 956–983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pearce, J.A. and Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis, in *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. In: H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris and C.R. Neary (Editors), *Geological Society Special Publication*, 76(1): 373–403. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.076.01.19>
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic Implications of the Composition of Volcanic Arc Magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1): 251–285. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.23.050195.001343>
- Peccerillo, R. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions*

- to Mineral and Petrology, 58(1): 63–81. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pitcher, W.S., 1982. Granite type and tectonic environment. In: K.J. Hsu (Editor), Mountain building processes, Academic press. London, pp. 19-40. Retrieved January 21, 2023 from <https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=9679477>
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. Lithos, 65(1–2): 1–67. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00160-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00160-3)
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. John Wiley and Sons, 325 pp. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Roy, A., Sarkar, A., Jeyakumar, S., Aggerawal, K. and Ebihara, M., 2002. Sm-Nd age and mantle source characteristics of The Dhanjori volcanic rocks, Eastern India. Geochemical Journal, 36(5): 503–518. <https://doi.org/10.2343/geochemj.36.503>
- Shand, S.J., 1950. Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit. Thomas Murby and Co, London, 488 pp. Retrieved January 21, 2023 from <https://www.indianculture.gov.in/rarebooks/eruptive-rocks-their-genesis-composition-classification-and-their-relation-ore-deposits>
- Shelly, D., 1992. Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, London, UK, 445 pp. <https://doi.org/10.1180/minmag.1993.057.388.25>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications, 42(1): 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taki, S., 2011. Intrusives around Pirkoo village in western Alborz: an example of magmatic differentiation via fractional crystallization. Journal of Earth and Resources, 4(3): 11–19. Retrieved November 20, 2022 from <https://www.sid.ir/paper/164348/en>
- Tankut, A., Wilson, M. and Yihunie, T., 1998. Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Guvem area, Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85(1–4): 285–301. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00060-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00060-2)
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 312 pp. <https://doi.org/10.1002/gj.3350210116>
- Teimouri, S.S., 2011. Petrology and volcanic facies analysis in south of Jirandeh, East of Lushan, Northwest of Qazvin. Ph.D. Thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, 174 pp.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Gallagher, K., Stewart, K., Peate, D. and Mantovani, M., 1996. Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application to the Parana. Journal of Geophysical Research, 101(B5): 11503–11518. <https://doi.org/10.1029/96JB00430>
- Vernon, R.H., 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, Cambridge, 594 pp. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511807206>
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D. and Smith, E.I., 2002. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 107(B1): ECV5-1–ECV5-21. <https://doi.org/10.1029/2001JB000209>
- Wang, K.L., Chung, A.S.L., Oreilly, S.Y., Sun, S.S., Shinjo, R. and Chen, C.H., 2004. Geochemical Constraints for the Genesis of Post-Collisional Magmatism and the Geodynamic Evolution of the Northern Taiwan Region. Journal of Petrology, 45(5): 975–1011. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh001>
- Wang, J.S., Li, Y., Wang, L., Cao, Z.G., Zhang, Y. X. and Li, Z. F., 2008. Analysis of the formation mechanism of Xiamen Subsea tunnel fault. In: M. Cai and J. Wang (Editors), Boundaries of Rock Mechanics: Recent Advances and Challenges for the 21st Century. Taylor & Francis Group, London, pp. 533–537. Retrieved November 20, 2022 from <https://www.taylorfrancis.com/chapters/edit/10.1201/9780203883204-107/analysis-formation-mechanism-xiamen-subsea-tunnel-fault-wang-li-wang-cao-zhang-li>

- Watson, E. B., 1982. Melt infiltration and magma evolution. *Geology*, 10 (5): 236–240.  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1982\)10<236:MIAME>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1982)10<236:MIAME>2.0.CO;2)
- Whalen, J.D., Currie, K.L. and Chappell, E.W., 1987. A-type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407-419.  
<https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Whalen, J.B., McNicoll, V., Staal, C.R., Lissenberg, J., Longstaffe, F.J., Jenner, G.A. and Breeman, O.B., 2006. Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism. Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos*, 89(3–4): 377–404.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.12.011>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.  
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Winter, J.D., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. New Jersey Prentice Hall, 697 pp.
- Yuguchi, T. and Nishiyama T., 2008. The mechanism of myrmekite formation deduced from steady diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos*, 106(3–4): 237–260.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.07.017>