



Petrogenetic evidences in geodynamics and placement of Nordoz intrusive masses in Alborz-Azerbaijan structural zone

Shahryar Mahmoudi^{1*} , Shiva Lavi² , Shohreh Hassanpour³ , Amir Ali Tabakh Shabani⁴ , Mehran Yegane Far⁵

¹ Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University of Tehran, Tehran, Iran

² M.Sc., Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University of Tehran, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

⁴ Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University of Tehran, Tehran, Iran

⁵ M.Sc., Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University of Tehran, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 28 April 2024
Revised: 02 November 2024
Accepted: 06 November 2024

Keywords

Metal-aluminous rocks
active continental margin
metasomatism
magmatic plateau
Alborz-Azerbaijan structural zone
Nordoz

*Corresponding author

Shahryar Mahmoudi
 s.mahmoudi@khu.ac.ir

ABSTRACT

The Oligocene Nordoz intrusive complex is located in the eastern region of Siehroud, within the East Azerbaijan province, and within the Alborz-Azerbaijan structural zone. The results of field studies have identified the presence of gabbro diorite, monzodiorite, monzonite, tonalite, granodiorite, and granite within the region. The geochemical characteristics of these rocks indicate that they belong to the metaluminous type I granitoid classification. The rocks display calc-alkaline to high-potassium calc-alkaline and Shoshonite series characteristics, exhibiting an enrichment of LREE elements relative to HREE, a positive Pb anomaly, and a depletion of Nb and Ti elements. The presence of disequilibrium textures, such as sieve texture and zoning in plagioclase, suggests the existence of multiple magma chambers and mixing between them. The isotopic geochemistry indicates that a closed system process and crystal differentiation are the primary processes of formation, with a combination of DMM and EMII identified as the principal sources for magmas in the region. This behavior can be explained by contamination of magma derived from a depleted asthenospheric mantle with lithospheric sediments during oceanic crust subduction and upper mantle wedge metasomatism. In summary, the magmatic plateau of Azerbaijan has been affected by tectonic processes and lithospheric thinning during the Eocene-Oligocene period.

How to cite this article

Mahmoudi, Sh., Lavi, Sh., Hassanpour, S., Tabakh Shabani, A.A. and Yegane Far, M., 2024. Petrogenetic evidences in geodynamics and placement of Nordoz intrusive masses in Alborz-Azerbaijan structural zone. *Journal of Economic Geology*, 16(4): 47–74. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1113>



©2024 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 Azerbaijan region is located in northern Iran, in close proximity to the borders with Turkey, Azerbaijan, and Armenia. This area constitutes part of the Iran-Turkey zone, which encompasses Central Eastern Anatolia and Northwestern Iran (Dilek et al., 2010; Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2011). As the central portion of the Alpine-Himalayan orogenic belt, this region has experienced a number of geologic events as a consequence of the closure of the branches of the Neotethys Ocean (Stampfli et al., 1991). Cenozoic igneous rocks are pervasive in the Iran-Turkey region (Dilek et al., 2010). The magmatic complex in question is distributed throughout northwestern Iran, Armenia, and eastern Turkey in the northern and eastern parts around the Arabian Plate.

Materials and methods

In order to facilitate petrologic studies, 11 samples exhibiting the least degree of alteration were selected and sent to the Zarazma company for chemical analysis of rare elements by ICP-MS and major oxides by XRF method. Furthermore, three samples displaying the lowest percentage of loss on ignition (LOI) were selected for isotopic analysis at the laboratory of the Faculty of Earth Sciences at the University of British Columbia in Canada. The results of the whole-rock chemical and isotopic analyses are presented in Tables 1, 2, 3, 4 and 5, respectively.

Discussion

Petrography

Petrographic studies have revealed that the granitoid bodies of the Nordoz region are composed of a range of basic to acid igneous rocks, including gabbrodiorite, monzodiorite, monzonite, tonalite, granodiorite, and granite. The predominant texture is granular, although sieve and perthitic textures are also present. The principal minerals of these rocks are plagioclase, alkali feldspar, quartz, amphibole, clinopyroxene, and olivine (in base samples). Additionally, opaque minerals and secondary minerals of calcite, sericite, chlorite, and epidote are observed in this rock group.

geochemistry

The results of whole rock chemical analyses of 16 samples extracted from the intrusive mass in the Nordoz area are presented in Tables 1 and 2. The classification of the rocks was conducted using the Delaroché et al. table (De La Roche et al., 1980). As illustrated in Figure 3A, the samples under examination are classified as gabbrodiorite, monzodiorite, monzonite, tonalite, granodiorite, and granite, thereby corroborating the findings of the petrographic investigations. To ascertain the magmatic nature of the intrusive rocks, a K_2O vs. SiO_2 plot (Peccerillo and Taylor, 1976) was employed. As illustrated in Figure 3B, the samples under examination predominantly occupy the calc-alkaline range with elevated potassium concentrations, as well as the Shoshonite range. Na_2O versus K_2O diagrams adapted from Chappell and White (2001) (Fig. 4A) indicate that all samples fall within the range of Type I granites. Additionally, to differentiate between the granitoids of the region and the A granitoids (non-orogenic granitoids) depicted in the diagram (Kleemann and Twist, 1989), which is plotted based on the Nb versus SiO_2 variation (Fig. 4B), all samples fall within the range of Type I granites.

In order to ascertain the provenance of the primary magma and the subsequent processes, including contamination and mixing of the magma, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ and Pb isotopic analyses were conducted on the samples. The results of the isotopic analysis of the samples are presented in Table 5 for reference. The combined spectrum of the $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotopic ratio of the investigated samples exhibits a range of values between 0.704412 and 0.705081. Similarly, the $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios of these intrusive rocks range from 0.512769 to 0.5128255. The $^{143}Nd/^{144}Nd$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ isotope correlation plots, as presented by Zindler and Hart (1986), were employed to ascertain the provenance of the intrusive rocks in the Nordoz region. All samples are plotted on the conventional isotope diagram in the mantle region near BSE (Bulk Silicate Earth) and indicate that the main source for the magmas of the study area is a combination of depleted mantle (DM) and enriched mantle (EMII) (Fig. 7). This behavior can be attributed to the contamination of large volumes of depleted asthenospheric mantle (DM) magmas with lithospheric fluids enriched in LILE and radiogenic Sr elements, which primarily result from the dehydration of detrital sediments during subduction.

The data presented in [Figure 8](#) illustrates that the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of all samples from the region are above the NHRL line and within the EMI and EMII ranges ([Zindler and Hart, 1986](#)), with the majority of samples falling close to the EMII range. It is important to note that EMI is associated with an enriched mantle with moderate amounts of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, low amounts of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, and low ratios of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

tectonic setting

As illustrated in the Al_2O_3 vs. TiO_2 variation diagram from [Muller and Groves \(1997\)](#), all intrusive samples from the Nordoz area are situated within the range of magmatic arcs ([Fig. 6, 7, 8, 9](#) and [10A, B, C](#)). In accordance with the diagram of Rb vs. $(\text{Y}+\text{Nb})$ ([Pearce et al., 1984](#)), which is utilized to differentiate the tectonic environments of granitoids associated with disparate tectonomagmatic environments, the acidic samples are situated within the volcanic arc range, predominantly at the juncture of this range with the analogous range. Additionally, acidic samples exhibit parallels with post-collisional environments in the tectonomagmatic diagram ([Maniar and Piccoli, 1989](#)) ([Fig. 10](#)).

In the diagram presented by ([Meschede, 1986](#)), which is drawn based on the values of $\text{Nb} \cdot 2 - \text{Zr} / 4 - \text{Y}$. The basaltic samples of the region are included in the range of volcanic arc basalts.

Conclusion and discussion

The results of the field observations indicate the presence of fractionated mafic magma injected into acidic magma ([Fig. 2](#)). It can thus be posited that the intrusive masses observed in the Nordoz region are the result of the differentiation of basic magma in the region. It appears that the basic magma is situated within a vast magma chamber beneath the region,

exhibiting elevated temperatures. During the subsequent compressive phases, it propagated to higher levels, specifically into the lower crust, where it caused an increase in temperature. The fluid phase, in conjunction with the temperature increase resulting from the intrusion of the basic magma into this region of the crust, has led to the melting of a portion of the underlying crust and the formation of magma with a granodiorite and calc-alkaline composition.

The evidence supporting the retreat of the subduction slab and extensional tectonics in Alborz, as presented in previous studies, can be attributed to a decrease in the rate of subduction in the Eocene. This decrease was caused by a reduction in the opening of the Indian Sea, which led to the retreat of the Neotethys subduction slab and subsequent tectonic extension in central Iran ([Hassanzadeh et al., 2004](#)). The presented data, in conjunction with the findings of geochemical and isotopic studies, as well as the positioning of the Nordoz region samples within tectonic environment diagrams, permit the formulation of a model for the genesis of these rocks. This model proposes that the mantle portion of the subcontinental lithosphere is the most probable origin for these rocks. The magmatic plateau of Azerbaijan has been subjected to a number of processes, including the uplift of the asthenosphere source and its thermal effect in the region. These processes have occurred as a result of events such as slab failure or lithosphere layer separation during the Eocene-Oligocene period, which have resulted in some degrees of partial melting. Consequently, it is possible that the resulting magma is located in a tensional environment behind the arc affected by the orogenic events of the collision of the Arabian plate with Eurasia.



شواهد پتروژنتیک در ژئودینامیک و جای گیری توده‌های نفوذی نوردوز در پهنه ساختاری البرز- آذربایجان

شهریار محمودی^{۱*}، شیوا لای^۲، شهره حسن پور^۳، امیر علی طبخ شعبانی^۴، مهرا ن یگانه فر^۵

^۱ دانشیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۲ کارشناسی ارشد، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۳ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۴ دانشیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۵ کارشناسی ارشد، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

مجموعه نفوذی نوردوز به سن الیگوسن، در شرق سیه‌رود از توابع استان آذربایجان شرقی و در پهنه ساختاری البرز- آذربایجان رخمون دارند. بر اساس بررسی‌های میدانی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، ترکیب سنگ‌شناسی منطقه شامل توده‌های نفوذی گابرویدوریت، مونزودوریت، مونزونیت، تونالیت، گرانودوریت و گرانیت با سرشت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی است. زمین‌شیمیایی عناصر اصلی بیانگر ویژگی‌های متآلومین بوده و از گرانیتوئیدهای نوع I هستند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نظیر غنی‌شدگی عناصر LREE در مقایسه با HREE، آنومالی مثبت Pb، تهی‌شدگی عناصر Nb و Ti، در تعیین موقعیت زمین‌ساختی نشان‌دهنده وابستگی ماگماهای اولیه این سنگ‌ها به حاشیه فعال قاره‌ای است. بافت‌های عدم تعادل مانند بافت غربالی و منطقه‌بندی شیمیایی در پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد بررسی را می‌توان به تحولات ماگمای در حال تفریق بلوری در حجره‌های ماگمایی متعدد و اختلاط بین آنها نسبت داد. داده‌های زمین‌شیمی ایزوتوپی سامانه پتروژنتیک ماگمای منطقه از روند سامانه بسته پیروی کرده و تفریق بلوری را به عنوان فرایند اصلی تکوین سنگ‌های نفوذی منطقه نشان می‌دهد. طبق نتایج ایزوتوپی Sr-Nd-Pb می‌توان ترکیبی از DMM و EMII را به عنوان منابع اصلی برای ماگماهای منطقه معرفی کرد. این رفتار را می‌توان با آرایش حجم‌های عظیم ماگمای مشتق از گوشته لیتوسفری تهی‌شده زیرین پشته میان اقیانوسی با رسوب‌های پوسته‌ای غنی از عناصر LILE و Sr رادیوژنتیک رسوب‌های تخریبی در طی فرورانش پوسته اقیانوسی و متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای بالایی توضیح داد. این توده در یک رژیم زمین‌ساختی همراه با کشش یا نازک‌شدگی لیتوسفر در اثر بالازدگی گوشه در ائوسن-الیگوسن در فلات ماگمایی آذربایجان جای گرفته‌اند.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۲/۰۹

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۸/۱۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۸/۱۶

واژه‌های کلیدی

سنگ‌های متآلومین

حاشیه فعال قاره

متاسوماتیسم

فلات ماگمایی

نوردوز

پهنه ساختاری البرز- آذربایجان

نویسنده مسئول

شهریار محمودی

shahriar.mahmoudi@khu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

محمودی، شهریار؛ لای، شیوا؛ حسن‌پور، شهره؛ طبخ‌شعبانی، امیرعلی و یگانه‌فر، مهرا ن. ۱۴۰۳. شواهد پتروژنتیک در ژئودینامیک و جای‌گیری توده‌های نفوذی

نوردوز در پهنه ساختاری البرز- آذربایجان. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۶(۴): ۴۷-۷۴. <https://doi.org/10.22067/econg.2024.1113>

مقدمه

منطقه آذربایجان که از نظر جغرافیایی در کشورهای ایران، ترکیه، آذربایجان و ارمنستان قرار دارد، به عنوان بخشی از پهنه ساختاری ایران- ترکیه است. این منطقه شامل مناطقی از فلات آناطولی شرقی و پوسته آناطولی مرکزی و بخشی از شمال غرب کشور ایران است (Dilek et al., 2010; Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2011). آذربایجان به عنوان بخش میانی از کمربند کوه‌زایی آلپ- هیمالیا در نظر گرفته شده که در نتیجه بسته‌شدن شاخه‌های اقیانوس نئوتتیس دستخوش رخداد‌های زمین‌شناسی متعددی شده است (Stampfli et al., 1991; Golonka, 2004). مجموعه‌هایی از سنگ‌های ماگمایی سنوزوئیک در پهنه شمال غرب ایران، شرق ترکیه و ارمنستان گسترش دارند (Dilek et al., 2010). سنگ‌های ماگمایی سنوزوئیک در این مناطق در شمال زمین درز بیتلیس- زاگرس قرار دارند و این منطقه را به عنوان یکی از مناطق مهم در ارتباط با نوار کوه‌زایی آلپ- هیمالیا تبدیل کرده است. این ماگماتیسم در محدوده سنی ائوسن تا کواترنری قرار دارد؛ اما منعکس‌کننده دوره‌های مهمی از ماگماتیسم در اواخر ائوسن، اواخر میوسن- پلیوسن و پلیوکواترنری است (Dilek et al., 2010; Eyuboglu et al., 2013). این سنگ‌ها همراه با توده‌های نفوذی واقع در مرکز و غرب آناطولی و همچنین مناطق غربی اژه (Altunkaynak, 2007; Dilek and Altunkaynak, 2009)، کمربند ماگمایی سنوزوئیک پیرامون صفحه عربی را تشکیل می‌دهد که به عنوان بخشی از ایالت بزرگ آذرین است که در منطقه وسیعی از زون برخوردی بین صفحه آفریقا- عربی و اوراسیا توسعه پیدا کرده‌اند. منطقه نوردوز بین پهنه بیتلیس- زاگرس و پهنه ماگمایی پونتید شرقی، قفقاز کوچک و آذربایجان قرار گرفته است.

در شمال غرب ایران، پژوهش‌های ارزشمندی در مورد فعالیت‌های ماگمایی شامل فعالیت‌های نفوذی و آتشفشانی طی سنوزوئیک انجام شده است (Stockline, 1974; Lescuyer and Riou, 2009).

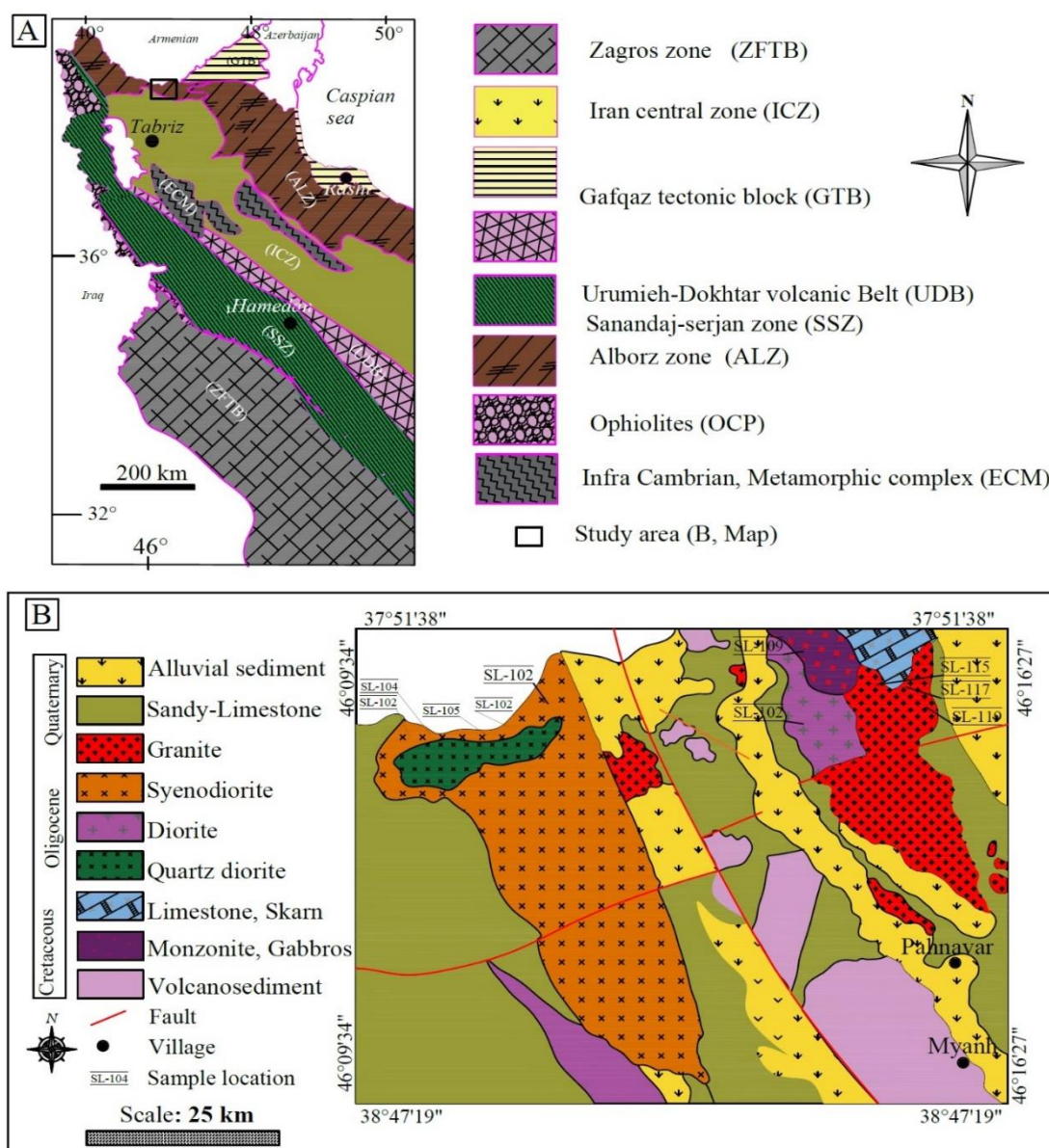
1976; Moine-vaziri, 1985; Babakhani et al., 1990; Alavi, 1996; Aghazadeh et al., 2010; Aghazadeh et al., 2011; Pang et al., 2013; Castro et al., 2013; Shafaii Moghadam et al., 2013) که نشان‌دهنده اهمیت بررسی این دسته از سنگ‌ها به عنوان بخشی از ماگماتیسم سنوزوئیک در محدوده البرز است که بخشی از بزرگ‌ترین کمربند کوه‌زایی جهان یعنی کمربند آلپ- هیمالیا را تشکیل می‌دهد. این پژوهش نیز در همین راستا بر روی سنگ‌های پلوتونیک منطقه نوردوز با سن الیگوسن انجام شده است. در منطقه آذربایجان توده‌های نفوذی متعددی وجود دارد که از آن جمله می‌توان توده‌های سینیتی بزگوش، اسب‌خون، انزان- خانکندی، شیورداغ، کمتال و باتولیت قره‌داغ را نام برد. در منطقه نوردوز رخنمون‌هایی از سنگ‌های پلوتونیک با ترکیب دیوریتی، مونزونیتی و گرانیتی به سن الیگوسن (Mehrparto et al., 1997) وجود دارد. این سنگ‌ها مورد بررسی تفصیلی از دیدگاه سنگ‌نگاری قرار گرفته است؛ همچنین سنگ‌شناسی این سنگ‌ها شامل تقسیم‌بندی زمین‌شیمیایی و ارتباط خاستگاه آنها بیان شده است. با این وجود به نظر می‌رسد، در ارتباط با فرایندهای پوسته‌هایی که در ایجاد مواد مذاب و صعود آنها، به افق‌های بالایی پوسته نیاز است، به اندازه کافی بررسی ژئودینامیکی انجام نشده است. همچنین برای بررسی توالی زمانی این فرایندها، بر روی آنها زمین‌شیمی ایزوتوپی انجام نشده است که در این پژوهش به این موضوع‌ها پرداخته شده است. داده‌های این پژوهش شامل تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش XRF و ICP-OES در شرکت تجزیه شیمیایی زرآزما و ICP-MS و داده‌های تجزیه ایزوتوپی است که در آزمایشگاه زمین‌شناسی آمدل استرالیا انجام شده است. داده‌های مربوط به ایزوتوپ‌های پایدار در آزمایشگاه دانشکده علوم زمین، دانشگاه بریتیش کلمبیا در کشور کانادا اندازه‌گیری شده است.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد بررسی در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه‌رود و در

گرفته است و در زون بندی های زمین ساختاری ایران در زون البرز غربی - آذربایجان و زون ایران مرکزی (Aghanabati, 2004) قرار دارد. سیه رود در ۷۰ کیلومتری شمال غرب اهر در استان آذربایجان شرقی واقع شده است.

محدوده ای با عرض جغرافیایی "۳۸° ۴۷'۱۹" تا "۳۸° ۵۱'۳۷" شمالی و طول جغرافیایی "۴۶° ۹'۳۴" تا "۴۶° ۱۶'۲۷" شرقی واقع است (شکل ۱). این گستره، از نظر تقسیم بندی کشوری در شمال غرب استان آذربایجان شرقی و شهرستان نوردوز در فاصله حدود ۷۵ کیلومتری شمال تبریز و حدود ۱۰ کیلومتری شرق سیه رود قرار



شکل ۱. A و B: نقشه زمین شناسی منطقه نوردوز اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود، سازمان زمین شناسی ایران (Mehrparto et al., 1997)

Fig. 1. A and B: Geological map of the Nordoz area adapted from the 1:100,000 map of Siahroud, Geological survey of Iran (Mehrparto et al., 1997)

توده دیوریتی (O^d) نیز گسترش قابل توجهی در ورقه دارد. ترکیب سنگ‌شناسی آن از گابرو تا کوارتز دیوریت متغیر است. بخش گابرویی این توده، لایه‌هایی تیره رنگ از گابرونوریت بوده که طی فرایند تفریق در قاعده توده ماگمایی شکل گرفته و به تدریج به دیوریت تبدیل شده‌اند. توده نفوذی گرانیتی (O^g) شامل طیف وسیعی از گرانودیوریت تا آلکالی گرانیت است. این سنگ‌های گرانیتوئیدی به صورت گسترده تحت تأثیر محلول‌های گرمایی قرار گرفته است و در نواحی مختلف می‌توان زون دگرسان شده را مشاهده کرد (شکل ۲-D). درون این توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی می‌توان بخش‌هایی را با افزایش نسبتاً شایان توجه بیوتیت به صورت بیوتیت گرانیت (O^{bg}) و همچنین انواع ریزدانه را به عنوان میکروگرانیت (O^{mg}) تفکیک و مشخص کرد.

همچنین استوک‌های کوچک مونزوگرانیتی با بافت میکروگرانولار در برخی نقاط و در داخل گرانودیوریت‌ها قابل شناسایی هستند. بخشی از توده نفوذی که در غرب روستای نوجه مهر و کوه کمتال واقع شده است، دارای ترکیب مونزونیتی بوده و با عنوان مونزونیت کمتال معروف است (Mokhtari et al., 2010). ترکیب سنگ‌شناسی این توده شامل مونزونیت، کوارتز مونزونیت، مونزو دیوریت و کوارتز مونزو دیوریت است.

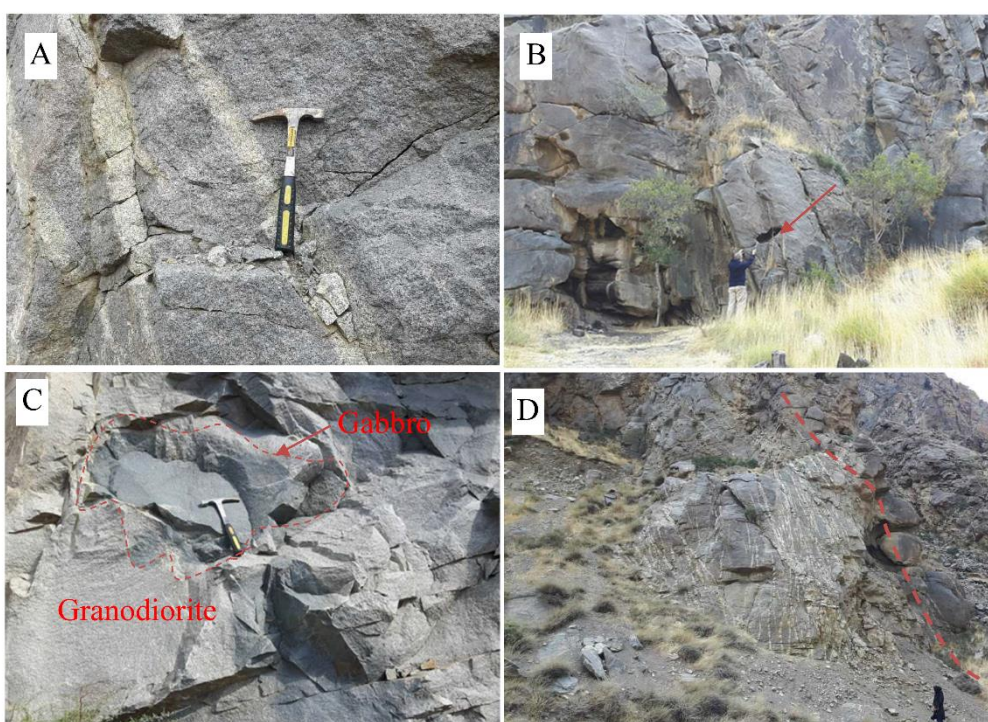
روش مطالعه

بررسی اولیه از قبیل تهیه نقشه و تصویرهای ماهواره‌ای و برداشت‌های صحرائی طی یک مرحله انجام شد. سپس بررسی‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی از نمونه‌های برداشت شده انجام شد. پس از بررسی مقاطع نازک سنگ‌ها، از بین نمونه‌ها، تعداد ۸ نمونه که کمترین دگرسانی را داشتند و بیانگر نسبت حجمی بین تمامی فازهای رخنمون یافته بوده انتخاب و برای آنالیز سنگ کل به روش ICP-OES/MS به آزمایشگاه زمین‌شناسی آمدل استرالیا ارسال شد. در این روش با استفاده از ترکیب چهار اسید و حرارت‌دهی، کانی‌های سنگین که اغلب باعث ایجاد خطا در

از لحاظ سنگ‌شناسی، قسمت عمده ورقه سیه‌رود از سنگ‌های آذر آواری ائوسن تشکیل شده که شامل سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، داسیت، برش‌های آتشفشانی، توف‌های بازیک و واحدهای آتشفشانی- رسوبی است. فعالیت ماگمایی بعد از ائوسن نقش عمده‌ای در ورقه سیه‌رود ایفا کرده است. بازتاب این فعالیت‌ها به شکل سنگ‌های نفوذی و گاه آتشفشانی است. این توده‌های نفوذی در مناطق مرزی واقع شده و بخش عمده‌ای از آنها در کشورهای همسایه واقع شده است. با توجه به مشاهدات صحرائی و سنگ‌شناسی، سنگ‌های آذرین این توده با طیف ترکیبی از دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت مشخص می‌شود و در برخی قسمت‌ها به صورت دو فاز ماگمایی گرانیتی- گابرویی کاملاً مجزا دیده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده نفوذ مذاب مافیک در سنگ میزبان گرانیتی باشد. در برخی رخنمون‌ها همچنین به صورت دو فاز ماگمایی گرانودیوریتی و گرانیتی نیز دیده می‌شود که می‌تواند بیانگر پدیده تفریق باشد. بررسی‌های صحرائی نشان می‌دهد که شکل عمومی فعالیت‌های ماگمایی در قالب گنبد‌های آذرین بسیار بزرگ قابل مشاهده است. توده‌های نفوذی با سن الیگوسن، در حاشیه شمالی با رخساره‌های دگرگون شده پالئوزوئیک و در دیگر بخش‌ها با رخساره‌های رسوبی و آتشفشانی کرتاسه- ائوسن همجری داشته و به داخل آنها نفوذ کرده‌اند. از نظر سنگ‌شناسی، ترکیب توده‌های نفوذی شامل دیوریت، مونزونیت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت است (شکل ۲-A). بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه‌رود، توده‌های گرانیتی بخش وسیعی از سامانه نفوذی را به خود اختصاص داده‌اند. بخش عمده این رخنمون‌ها در کشور همسایه شمالی یعنی جمهوری آذربایجان گسترش دارند که به توده نفوذی اردوباد- مگری معروف است. این توده که در نقشه به نام واحد (O^{mz}) نام‌گذاری شده است، با طیف ترکیبی از دیوریت تا مونزونیت و گرانیت (شکل ۲-B) مشخص می‌شود و در برخی قسمت‌ها به صورت دو فاز ماگمایی گرانیتی و گابرویی دیده می‌شود (شکل ۲-C).

بریتیش کلمبیای کانادابر روی ایزوتوپ‌های $Rb-Sr$ ، $Pb-Pb$ و $Nd-Sm$ به روش IDMS در ترکیب سنگ کل تجزیه ایزوتوپی قرار گرفت. ایزوتوپ‌های $Pb-U-Th$ نیز از نمونه‌های انتخابی از سنگ کل انتخاب شد و پس از انحلال و آماده‌سازی به روش IDMS تجزیه ایزوتوپی شده‌اند. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل و ایزوتوپی به ترتیب در جدول‌های ۱، ۲، ۳، ۴ و ۵ ارائه شده است.

اندازه گیری عناصر کمیاب می‌شود، به کمترین حد رسانده شده است. همچنین برای این منظور، تعداد ۱۱ نمونه که کمترین دگرسانی را داشتند، انتخاب و برای تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب به روش ICP-MS و اکسیدهای اصلی به روش ذوب قلیایی به شرکت زرآما ارسال شد. تعداد ۳ نمونه سالم با کمترین درصد LOI انتخاب شد و در آزمایشگاه دانشکده علوم زمین، دانشگاه



شکل ۲. A: بخش‌های گرانیتی و گرانودیوریتی به صورت نفوذی در منطقه نوردوز، B: تنوع ترکیبی و هوازدگی در بخش گرانیتی، C: رخنمونی از تزریق ماگمای مافیک در داخل ماگمای گرانیتی منطقه نوردوز و D: هوازدگی در اطراف بخش‌های اسیدی تزریق شده در بخش‌های مافیک‌تر

Fig. 2. A: Granite and granodiorite sections in an intrusive body of the Nordoz area, B: Compositional diversity and weathering in the granite section, C: Outcrop of mafic magma injection inside granitic magma, Nordoz area, and D: Weathering around injected acid body in mafic veins

مونزودیوریت، مونزونیت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت تشکیل شده‌اند. بافت عمده دانه‌ای است و همچنین بافت‌های غربالی، پرتیتی، پوئی کیلیتیک نیز در آنها قابل مشاهده است. پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز، آمفیبول در نمونه‌های

سنگ نگاری

بررسی‌های سنگ نگاری نشان می‌دهد که توده‌های گرانیتوئیدی و نفوذی‌های با گابرویی بازیک منطقه نوردوز از ترکیب سنگ‌های آذرین بازیک تا اسیدی شامل گابرویدیوریت،

زمین شیمی

نتایج به دست آمده از تجزیه شیمیایی سنگ کل ۱۹ نمونه برداشت شده از توده نفوذی واقع در منطقه نوردوز در جدول های ۱ و ۲ آورده شده است. برای طبقه بندی سنگ ها از نمودار دلاروش و همکاران (De La Roche et al., 1980) استفاده شده است. در این نمودار نمونه های مورد بررسی در محدوده های گابرو دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت قرار می گیرند (شکل ۳-۳) که تأییدی بر نتایج حاصل از بررسی های سنگ نگاری است. برای بررسی سرشت ماگمای سنگ های نفوذی از نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) استفاده شده است که در این نمودار (شکل ۳-۳) نمونه های مورد بررسی اغلب در محدوده کالک آلکان با پتاسیم بالا و در محدوده شوشونیتی قرار می گیرند.

حدواسط تا اسیدی و علاوه بر پلاژیو کلازا کلینوپیروکسن و الیون در نمونه های بازیک کانی های اصلی سازنده این سنگ ها هستند که به همراه کانی های کدر و کانی های ثانویه کلسیت، سریسیت، کلریت، اپیدوت در این گروه سنگی مشاهده می شوند. پلاژیو کلاز فراوان ترین کانی موجود، دارای بافت غربالی بوده و اغلب به کلریت و سریسیت دگرسان شده اند. بیوتیت معمولاً به صورت درشت بلور شکل دار تا بی شکل دگرسان شده به کلریت در این سنگ ها دیده می شود. آمفیبول ها نیز به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار در اندازه های ۰/۱ تا ۲ میلی متر بوده و در برخی نمونه ها به کلریت و اپیدوت دگرسان شده اند. کلینوپیروکسن به صورت سالم و غیر دگرسان، به صورت شکل دار تا بی شکل در این سنگ ها دیده می شوند. الیون نیز که در نمونه های گابرو دیوریتی و مونزودیوریتی دیده می شود، به صورت بی شکل در این سنگ ها حضور دارند و اغلب به صورت پزودومورف توسط کلریت جایگزین شده اند.

جدول ۱. مقادیر اکسید عناصر اصلی سنگ های نفوذی منطقه نوردوز که در آزمایشگاه زمین شناسی آمدل استرالیا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (مقادیر بر حسب %W).

Table 1. The oxide values of the major elements of the intrusive rocks of Nordoz region, which were chemically analyzed in Amdel Geological Laboratory of Australia (values in W%).

Sample	S19	S20	S13	S14	S08	S10	S09	S06
	Grano-diorite	Monzo-nite	Quartz-monzonite	Tonalite	Granite	Monzo-gabbro	diorite	Grano-diorite
SiO ₂	71.5	60.97	63.35	68.01	69.47	53.07	56.26	50.73
TiO ₂	0.22	0.78	0.584	0.23	0.25	1.18	0.98	1.06
Al ₂ O ₃	14.79	15.1	15.81	14.11	14.61	17.03	18.70	18.60
Fe ₂ O ₃	2.61	4.73	3.37	2.68	2.64	7.77	6.977	9.33
MnO	0.05	0.07	0.06	0.08	0.08	0.13	0.110	0.17
MgO	0.33	3.39	2.20	0.51	0.53	3.16	2.30	3.89
CaO	2.77	4.32	3.62	4.49	2.58	8.25	7.09	8.98
Na ₂ O	4.91	4.87	5.02	3.82	4.08	3.96	2.19	2.27
K ₂ O	2.50	3.24	3.20	4.52	4.67	3.01	3.17	2.34
P ₂ O ₅	0.06	0.39	0.26	0.05	0.06	0.68	0.66	0.52
LOI	0.16	2.02	1.95	1.32	0.33	1.26	1.44	1.34
Total	99.93	99.90	99.45	99.85	99.32	99.53	99.91	99.27

جدول ۲. مقادیر عناصر کمیاب و نادر خاکی سنگ‌های آتشفشانی منطقه نوردوز (مقادیر بر حسب گرم در تن است).

Table 2. Values of rare and rare earth elements in volcanic rocks of Nordoz region (values are in grams per tonne).

Sample	S19	S20	S13	S14	S08	S10	S09	S06
Ba	891	923	904	676	685	930	1090	1410
Rb	58.8	56.8	66.6	98.2	94.8	62	162	117
Sr	488	761	638	207	217	1110	727	1100
Zr	29	33	42	39	25	56	77	69
Nb	5	19.5	17	5	5	23	16.5	9
Co	2.3	16.3	10.6	3.9	3.6	23.3	16.8	22
Zn	49	6	52	28	34	84	86	96
Cr	50	50	50	50	50	50	50	50
La	14.7	36.2	30.6	26.8	27.3	48	37.7	28.9
Ce	29.4	63.4	53.2	43.4	42.4	77.7	69.9	56.2
Pr	3.1	7.7	6.15	4.7	7.25	10.9	8.4	7.35
Nd	17.38	26.8	21.4	14.9	13.4	36.2	30.4	30.2
Sm	3.24	4.22	3.36	2.34	2.06	6.82	6.2	6.62
Eu	1.46	1.26	0.98	0.82	0.84	2.86	1.56	2.1
Gd	2.1	2.95	2.4	1.95	2.65	7.6	5.2	5.5
Tb	0.24	0.38	0.3	0.26	0.22	0.94	0.7	0.78
Dy	1.82	2.1	1.58	1.2	1.64	4.8	4.2	4.28
Ho	0.34	0.36	0.34	0.32	0.28	0.76	0.84	0.64
Er	0.75	0.85	0.75	1.2	0.85	2.15	2.35	1.86
Tm	0.1	0.1	0.1	0.12	0.12	0.3	0.35	0.3
Yb	0.69	0.75	0.7	1.1	0.95	1.7	2.2	1.9
Lu	0.18	0.15	0.17	0.18	0.16	0.26	0.34	0.26
Cs	0.8	0.6	0.9	0.6	0.6	0.4	2.4	2.4
Hf	0.3	2.8	2.5	0.3	0.3	5.5	4.2	1.4
Tl	0.2	0.4	0.6	0.3	0.3	0.2	0.1	0.2
Y	7.7	9.4	8.1	9.6	9.1	22.1	21.9	21.4
Th	3.7	11.6	12.8	9.1	8.6	12.9	9.7	4.9
U	0.6	2.8	3.2	1	0.9	3.4	2.5	1.9
Sc	2	9	6.5	3	3	18	12	17
V	35	95	70	30	30	190	160	230
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cd	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
W	0.5	1	1	0.5	0.5	0.5	1.5	1.5
Mo	0.5	1	0.5	0.5	0.5	1.5	2.5	1.5
B	5	5	5	5	5	5	5	5
Be	0.7	1.3	0.9	0.8	0.7	1.7	2.7	2.8
Ag	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
Re	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Cu	18	30	6	8	4	74	208	74
Pb	11	11	6	6	5	11	16	19
As	2	1	2	1	1	1	4	12
Sb	0.2	0.4	0.4	0.2	0.2	0.4	1	1
Te	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Ge	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Li	10	19	18	11.5	9	9	19	16.5
Y	0.474	0.485	0.488	0.47	0.465	0.524	0.506	0.547
S	0.005	0.01	0.01	0.005	0.005	150	50	100
P	980	1720	1160	940	1260	2100	2200	2380

جدول ۳. مقادیر اکسید عناصر اصلی سنگ‌های نفوذی منطقه نوردوز که در شرکت زرازما مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (مقادیر بر حسب %W).

Table 3. The oxide values of the major elements of the intrusive rocks of Nordoz area, which were chemically analyzed in Zarazma company (values in W%).

Sample	S22	S24	S16	S17	S25	S27	S23	S29	S21	S26	S17
	Tonalite	G-diorite	M-Diorite	Q-Monzonite	Granite	G-Diorite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	Tonalite	M-Gabbro
SiO ₂	65.55	68.05	61.86	63.8	71.91	71.53	66.32	65.41	66.63	66.4	51.97
TiO ₂	0.34	0.311	0.58	0.23	0.222	0.29	0.442	0.501	0.54	0.49	1.09
Al ₂ O ₃	13.09	12.09	12.89	12.61	13.09	13.51	12.16	12.85	12.47	12.74	16.74
Fe ₂ O ₃	7.48	6.13	7.39	6.83	2.48	2.22	5.52	5.81	5.93	4.97	8.96
MnO	0.10	0.11	0.12	1.73	0.063	0.02	0.11	0.109	0.09	0.051	0.11
MgO	1.77	1.22	3.11	0.13	0.8	0.28	2.49	2.51	2.63	2.24	3.69
CaO	4.34	3.42	5.7	3.19	2.24	3.49	4.49	4.54	4.61	4.56	8.76
Na ₂ O	3.43	3.99	3.23	4.18	4.34	4.58	3.31	3.29	3.33	3.87	3.27
K ₂ O	3.72	3.89	4.45	4.06	4.46	3.85	4.44	3.38	3.57	3.5	3.45
P ₂ O ₅	0.13	0.129	0.23	0.11	0.07	0.09	0.16	0.17	0.18	0.219	0.04
LOI	1.57	1.57	1.86	2.66	1.83	2.78	2.08	1.27	2.08	1.7	2.08
Total	99.97	99.34	99.57	99.58	99.675	99.87	99.45	99.84	99.99	99.04	100.16

رده‌بندی ژنتیکی

نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های نوع I واقع می‌شوند. در این پژوهش علاوه بر نمودارهای یادشده، برای تفکیک گرانیتوئیدهای منطقه نوردوز از مجموعه‌های گرانیتوئیدهای A (گرانیتوئیدهای غیرکوه‌زایی) از نمودار کلیمن و تویست (Kleeman and Twist, 1989) استفاده شد که بر اساس تغییرات Nb در برابر SiO₂ ترسیم شده است (شکل ۴-۲). چنان‌که در این نمودارها ملاحظه می‌شود، همه نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I واقع شده‌اند. نمونه‌های گابرو و دیوریت جزو گرانیتوئیدها محسوب نمی‌شوند و معمولاً در این نمودار نشان داده نمی‌شوند؛ اما برای مقایسه با دیگر نمونه‌های منطقه در این نمودارها تصویر شده‌اند.

میزان اشباع‌شدگی مذاب از آلومین به عنوان عامل تفکیک‌کننده، از اهمیت ویژه‌ای برای تعیین منشأ ماگماهای گرانیتوئیدی

برای تمایز انواع مختلف گرانیتوئیدها، نمودارهای مختلفی ارائه شده است که مهم‌ترین آنها نمودارهای ارائه‌شده توسط چپل و وایت (Chappell and White, 2001) است. آنها در ابتدا گرانیتوئیدها را به دو گروه I و S (گرانیتوئیدهای کوه‌زایی) تقسیم کرده و به رابطه بین ترکیب این سنگ‌ها و مواد منشأ آنها اشاره کرده‌اند. این پژوهشگران با استفاده از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، گرانیت‌های نوع I با منشأ پوسته زیرین و گوشته و نیز گرانیت‌های نوع S با منشأ پوسته بالایی را از هم تفکیک کرده‌اند. برای این منظور از نمودارهای Na₂O در مقابل K₂O (شکل ۴-۱) استفاده شده است. در این نمودارها خط تفکیک‌کننده بین محدوده گرانیت‌های نوع S و I، با دقت قابل توجهی این دو نوع را از هم جدا می‌کند (Chappell and White, 2001). با توجه به نمودار Na₂O در مقابل K₂O، تمامی

برخوردار است. در واقع مقدار آلومینیم در سنگ‌ها و مقادیر این عنصر نسبت به مجموعه عناصر آلکالن موجود در سنگ، نشان‌دهنده ترکیب شیمیایی سنگ‌های منشأ آنهاست (Chappell and White, 2001).
در نمودار $A/NK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ در مقابل

$A/CNK=Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ تمامی نمونه‌ها در محدوده متاآلومین قرار می‌گیرند (Shand, 1969) (شکل ۵). متاآلومین بودن معمول‌ترین حالت قابل مشاهده در گرانیتوئیدهای نوع I است (Chappell and white, 1992).

جدول ۴. مقادیر عناصر کیمیا سنگ‌های نفوذی منطقه نوردوز که در شرکت زرآزما مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (مقادیر بر حسب گرم در تن است).

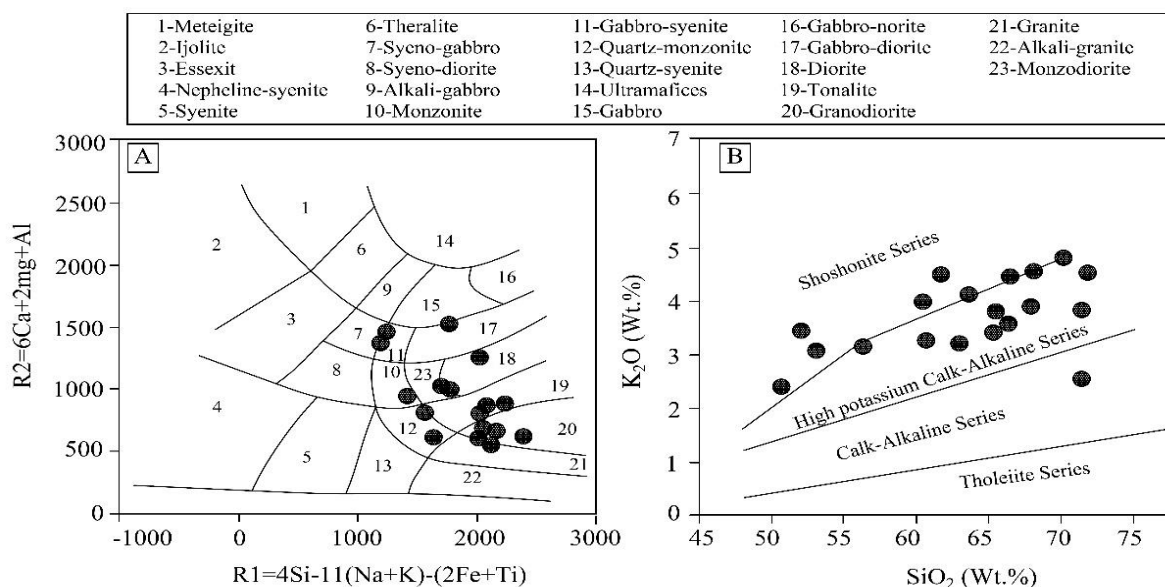
Table 4. Amounts of trace elements of intrusive rocks of Nordoz region which were chemically analyzed in Zarazma company (values are in grams per tonne).

Sample	S22	S24	S16	S17	S25	S27	S23	S29	S21	S26	S17
Ag	0.02	0.04	0.15	0.11	1.34	0.07	0.04	0.03	0.14	0.12	1.76
As	3.8	4.5	160	53.1	247	58.8	4.1	3.6	4.6	10.5	9.4
B	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	505	318	402	430	1760	310	327	520	1470	475	566
Be	0.8	0.6	2.3	0.9	1.7	0.4	1.4	1	1.1	0	0.9
Bi	0.1	0.2	0.4	0.2	0.4	0	0.3	0	0.1	2.2	0.1
Cd	0	0	0.6	0	0.6	0.2	0	0	0	0	0.1
Ce	27.7	27.8	16.3	68.8	22.8	16.9	21	47.3	18.7	11.8	27
Co	1.3	0.5	6.4	20.1	4.7	3.7	9.2	13.1	1.8	0.7	14.9
Cr	2	3	0	0	3	8	54	5	0	5	0
Cs	0.5	0.6	3.5	3.4	2	2.9	0.3	0.3	0.2	0	1.6
Cu	14.6	12.1	14.7	9	16500	24	21.5	18.8	20.9	36.8	1.41
La	15	14	0	48	11	0	0	20	11	0	10
Li	6.4	4.7	3	1.7	5.4	1.8	2.5	2	2.1	5	1.6
Mn	184	36	5270	3660	2290	4570	116	423	216	21	960
Mo	0.7	0.3	3.7	0.6	3.3	0.5	13.3	2.5	7.5	3.3	6.7
Nb	1.7	2.3	1.5	2.7	5.4	3.2	2	5.1	5.2	2.3	2.7
Ni	2	0	14	20	10	5	8	7	2	2	11
Pb	7.7	2.8	34.1	24.2	46.3	21.2	6.1	11.6	10	53.6	25.9
Rb	85.1	36.1	26	33.3	67.7	35.5	21.1	37.3	63.8	40.9	69.8
Sb	0	0.1	7.7	0.6	1.1	1.6	0	0	0.2	0.6	9.8
Sc	4	4	2	0	8	2	22	17	3	2	0.5
Sn	0.9	1.9	0.6	17.7	0.8	1.6	0.8	1.2	0.7	4.3	6
Sr	466	511	695	434	640	326	547	630	368	345	350
Te	0	0	0	0	0	0	1.3	0	0.3	0.6	379
Th	7.61	5.59	10.6	1.97	11.1	3.64	7.74	5.93	6.56	3.36	4.56
Tl	0.3	0.4	0	0	0.7	0	0.1	0.1	0.5	0	2300
U	0.83	1.08	0.62	7.57	1.65	0.73	1.78	1.34	1.86	0.55	2.1
V	27	29	51	0	49	24	222	160	34	18	1.41
W	0.9	0.9	32.1	10.2	1.3	9.6	1.1	0.8	0.8	0.7	145
Y	13.97	13.92	25.7	9.47	14.4	21.9	6.55	20.5	16.24	10.68	12.1
Zn	15.8	4.9	77.9	67.8	84.8	25.2	13.6	15.5	12.8	9.1	12.4
Zr	99	86	79	83	81	86	67	74	56	98	65
S	1160	2080	510	250	550	780	1100	300	1540	1920	450

جدول ۵. نتایج آنالیز ایزوتوپی بر روی سه نمونه مناسب گرانودیوریت، مونزونیت و تونالیت در منطقه نوردوز که در آزمایشگاه دانشکده علوم زمین دانشگاه بریتیش کلمبیای کانادا مورد تجزیه ایزوتوپی قرار گرفت.

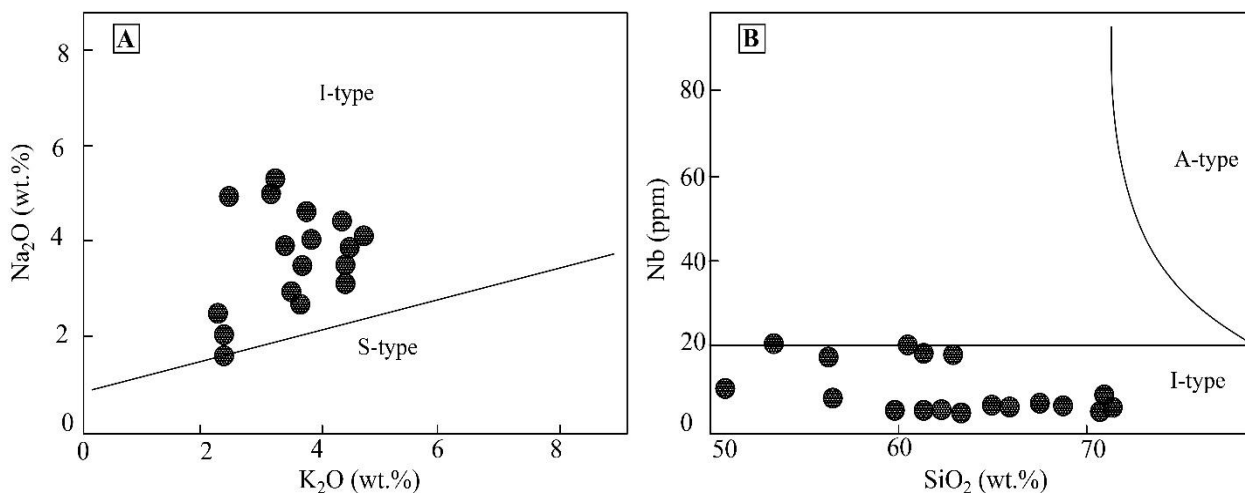
Table 5. Results of isotopic analysis on three suitable samples of granodiorite, monzonite and tonalite of the Nordoz area that were subjected to isotopic analysis in the laboratory of Faculty of Earth Sciences, University of British Columbia, Canada.

Sample	S19	S20	S14
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704452	0.704412	0.705081
$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	0.1197	0.1197	0.1198
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512825	0.512799	0.512769
$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.348412	0.348405	0.348412
$^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.7241	0.7206	0.7204
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.5999	18.5958	18.6836
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.5893	15.5910	15.5870
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.6871	38.6818	38.7897
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.6749	0.6749	0.6767
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	79.78	79.74	79.81
$\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$	53235.76	53232.42	53283.30
2SE	0.000008	0.000008	0.000007



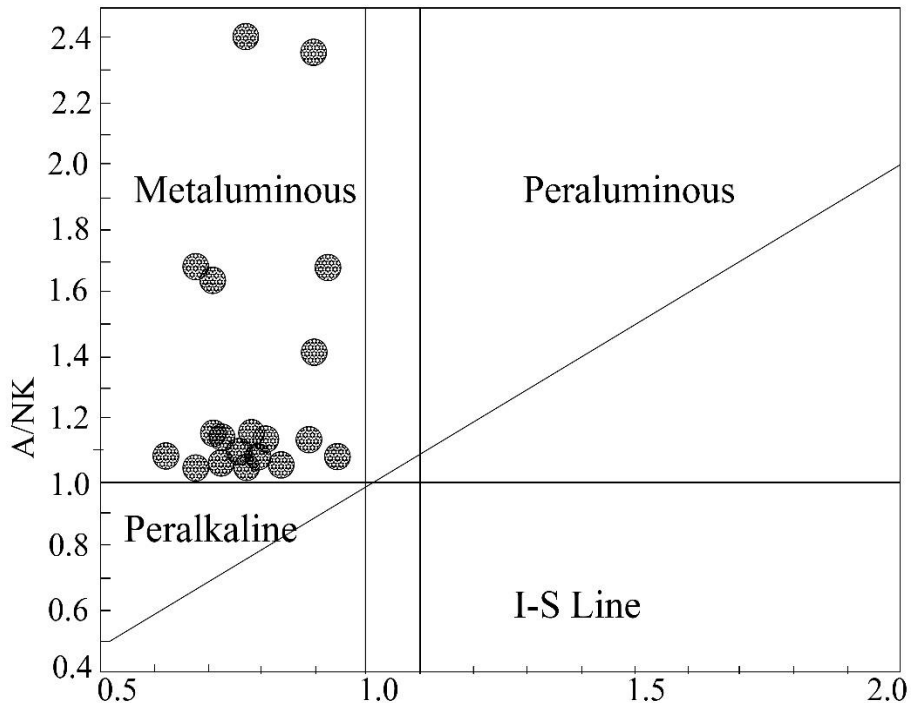
شکل ۳. A: موقعیت نمونه‌های سنگی منطقه نوردوز در نمودار دلاروش و همکاران (De La Roche et al., 1980) و B: تعیین سری ماگمایی نمونه‌های سنگی مورد بررسی با استفاده از نمودار پیرس و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976)

Fig. 3. A: Distribution of rock samples of tonalite of the Nordoz area in dalaeoche diagram (De La Roche et al., 1980), and B: Identification of magmatic series of rock samples of study area (Peccerillo and Taylor, 1976)



شکل ۴. A نمودار Na_2O versus K_2O در مقابل K_2O منطقه نوردوز از چپل و وایت (Chappell and White, 2001) و B: نمودار Nb در مقابل SiO_2 در مقابل Nb (Kleeman and Twist, 1989)

Fig. 4. A Na_2O versus K_2O plot of the Nordoz area (Chappell and White, 2001), and B: Nb versus SiO_2 plot (Kleeman and Twist, 1989)



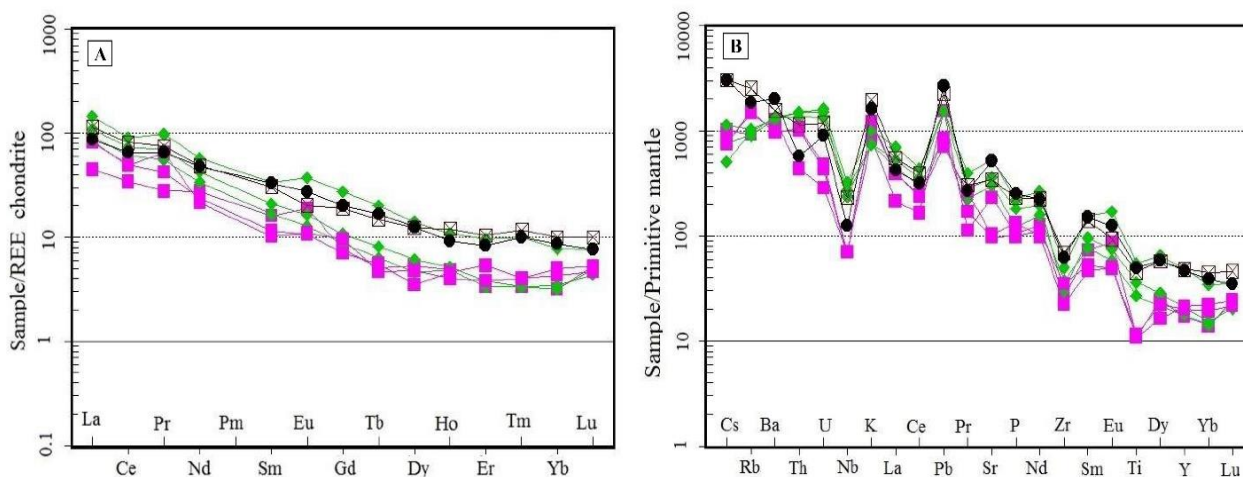
شکل ۵. نمودار A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1969) که نشان‌دهنده موقعیت نمونه‌های منطقه نوردوز در محدوده متآلومین است.

Fig. 5. A/NK vs. A/CNK diagram (Shand, 1969) which shows the location of the Nordoz samples in the metaluminous range.

شده را شاید بتوان به تأثیرات متفاوت مواد پوسته‌ای نسبت داد (Varol et al., 2014). به علاوه غنی‌شدگی از Rb و La و تهی‌شدگی Y و HREE به هضم پوسته‌ای یا حضور گارنت در منشأ نیز نسبت داده شده است (Çoban et al., 2012). البته تهی‌شدگی Ce به منشأ مواد گوشته‌ای ماگمای والد نسبت داده شده که به طور چشمگیری به وسیله مواد پوسته‌ای آلوده شده‌اند (Nicholson et al., 2004; Azer et al., 2011). در داده‌های منطقه نوردوز غنی‌شدگی Sr قابل مشاهده است. به نظر می‌رسد، این عنصر توسط سیالات مشتق شده از رسوب‌های آبدار مربوط به بقایای بخش رسوبی پوسته اقیانوسی به گوه گوشته‌ای بالای پوسته اقیانوسی فرورو منتقل شده است و تولید ماگماهایی با Sr بالا می‌کند (Rollinson, 1993).

بر اساس نمودار الگوی توزیع عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) (شکل ۶-ب)، نمونه‌های منطقه از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به همین عناصر در کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

الگوی توزیع عناصر نادر خاکی و کمیاب با نمونه کندریتی ارائه شده توسط ناکامورا (Nakamura, 1974) با مقایسه نسبت این عناصر در یک کندریت معمولی بهنجار شده است. همچنین برای مقایسه از نظر منشأ تولید ماگما با گوشته اولیه که ترکیب متوسط آن توسط سان و مک‌دونالد (Sun and McDonough, 1989)، ارائه شده، بهنجار شده است. نمونه‌های نفوذی منطقه نوردوز در شکل ۶-ا و B ارائه شده است. در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE قابل مشاهده است. این الگوها تهی‌شدگی واضح از عناصر Ti, Zr و Nb و همچنین تهی‌شدگی خفیف P را نشان می‌دهد که قابل مقایسه با ماگماتیسم کالک‌الکالین مناطق حاشیه قاره‌ای و در ارتباط با زون‌های فرورانش است (Pang et al., 2013; Varol et al., 2014). تهی‌شدگی از HFSE (مانند Zr, Ti و Nb) و الگوهای با غنی‌شدگی از LILE (مانند U, Pb و Th) در ماگماتیسم کمانی گزارش شده است (Chen et al., 2013; Streck, 2014). غنی‌شدگی از Pb در الگوهای نمونه‌های بررسی



شکل ۶. A: نمودار عنکبوتی بهنجار شده سنگ‌های نفوذی منطقه نوردوز نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough., 1989) و B: نمودار توزیع عناصر نادر خاکی همین سنگ‌های بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)

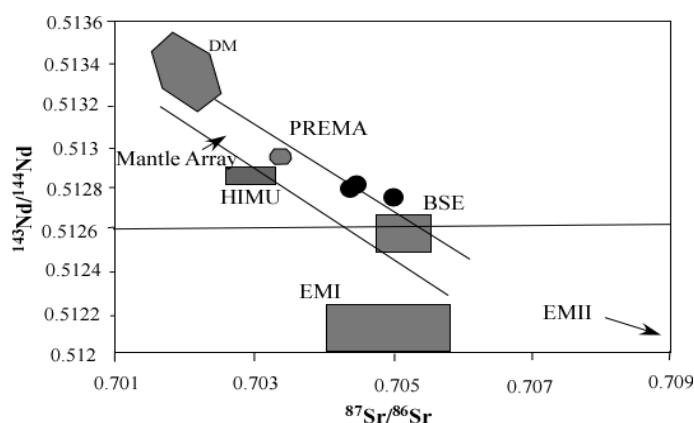
Fig. 6. A: Normalized spider diagram of the intrusive rocks of the Nordoz area relative to the primary mantle (Sun and McDonough., 1989), and B: Distribution diagram of rare earth elements of these rocks normalized to chondrite (Nakamura, 1974)

همچون آلاینش و آمیختگی ماگمایی، آزمایش‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و Pb روی نمونه‌های مورد بررسی انجام شد. نتایج تجزیه ایزوتوپی نمونه‌ها در جدول ۵ ارائه شده است. بر اساس داده‌های به دست آمده، طیف ترکیبی نسبت ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نمونه‌های مورد بررسی از ۰/۷۰۴۴۱۲ تا ۰/۷۰۵۰۸۱ است. همچنین مقادیر نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ این سنگ‌های نفوذی ۰/۵۱۲۷۶۹ تا ۰/۵۱۲۸۲۵۵ است. برای تعیین منشأ سنگ‌های نفوذی منطقه نوردوز از نمودارهای همبستگی ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (شکل ۷-A و B) که توسط زندلر و هارت (Zindler and Hart, 1986) ارائه شده است، استفاده شد. تمامی نمونه‌ها در نمودار ایزوتوپی مرسوم در ناحیه متوسط گوشته‌ای نزدیک ترسیم شده‌اند و ترکیبی از گوشته تهی شده و گوشته غنی شده را به عنوان منشأ اصلی برای ماگماهای منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد (شکل ۷). این رفتار را می‌توان با آلاینش حجم‌های عظیمی از ماگمای مشتق از گوشته تهی شده با سیالات لیتوسفری غنی شده از عناصر LILE و Sr رادیوژنتیک توضیح داد که در اصل از دهیدراسیون رسوب‌های تخریبی در طی فرورانش حاصل شده‌اند.

میزان پایین HREE ها نسبت به LREE ها می‌تواند به علت درجه پایین ذوب بخشی خاستگاه گوشته‌ای و آلودگی ماگما با پوسته (Srivastava and Singh, 2004)، باقی ماندن گارنت در سنگ خاستگاه (Rollinson, 1993) و در نهایت مهم‌ترین عامل که در سنگ‌های منطقه نوردوز محتمل‌تر است، تشکیل شدن ماگمای اولیه این سنگ‌های آذرین در منطقه فرورانش است؛ چرا که یکی از ویژگی‌های بارز مناطق فرورانش، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین در ماگمای مشتق شده از این مناطق است (Winter, 2001; Best, 2003; Gill and Fitton, 2022). بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده عمق زیاد تولید ماگما یعنی همان خاستگاه گارنت لرزولیت است؛ زیرا عناصر نادر خاکی سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند. بنابراین می‌توان گفت درجه‌های ذوب بخشی پایین به همراه وجود گارنت، زیرکن و روتیل در خاستگاه از مهم‌ترین عوامل غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE محسوب می‌شوند (Wass and Roger, 1980).

زمین‌شیمی ایزوتوپی

برای شناخت منشأ ماگمای اولیه و نیز فرایندهای تأثیرگذار بعدی



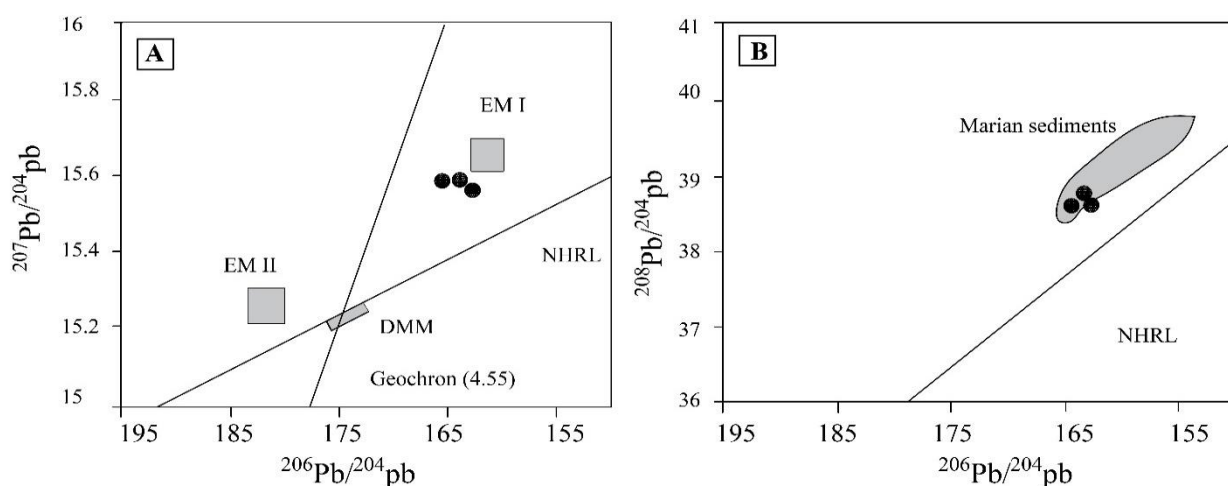
شکل ۷. نمودار همبستگی ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Zindler and Hart, 1986)، موقعیت نمونه‌های منطقه نوردوز در محدوده آرایه گوشته‌ای مشخص است (Rollinson, 1993).

Fig. 7. The isotopic correlation diagram of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Zindler and Hart, 1986) of the Nordoz area samples, the location of the samples of the studied area within the range of the mantle array is clear (Rollinson, 1993).

است. بر اساس داده‌های به دست آمده از نتایج نسبت‌های ایزوتوپی سرب، نمونه‌های منطقه مورد بررسی میزان تغییرات $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ از ۱۸/۵۹ تا ۱۸/۶۸، نسبت $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ با دامنه تغییرات محدودی از ۱۵/۵۸۷ تا ۱۵/۵۹۱ و میزان تغییرات $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ از ۳۸/۶۸ تا ۳۸/۷۸ را نشان می‌دهند (جدول ۵). نسبت‌های Pb در نمونه‌های منطقه بر روی نمودارها (شکل ۸-A و B) ترسیم شده‌اند.

نمونه‌های مورد بررسی همچنین با ترکیب ایزوتوپی سایر پلوتونیک‌ها و ولکانیک‌های سنوزوئیک در شمال غرب ایران (Aghazadeh et al., 2010)، البرز غربی (Nabatian et al., 2014) و البرز مرکزی (Maghdour-Mashhour et al., 2015) مطابقت دارند.

نمونه‌های مورد بررسی همچنین از لحاظ ترکیب ایزوتوپی سرب نیز بررسی شد و نتایج نسبت‌های آنها نیز در جدول ۵ قابل مشاهده



شکل ۸. A و B: تغییرات نسبت‌های ایزوتوپی $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در مقابل $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ برای نمونه‌های منطقه نوردوز

Fig. 8. A and B: Variations in isotopic ratios of $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for the Nordoz area samples

1986) و نزدیک به EMII قرار می‌گیرند. EMI مربوط به گوشته غنی شده با مقادیر متوسطی از $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، مقادیر پایین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و نسبت‌های پایین $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ بوده و در زیر لیتوسفر زیر قاره‌ای آرکن با مقادیر پایین Rb/Sr و Sm/Nd قرار گرفته است؛ در حالی که، EMII مربوط به گوشته غنی شده با نسبت بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، مقادیر متوسط $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و نسبت‌های بالای $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ است که در لیتوسفر زیر قاره‌ای پروتروئیک تا فانروزوئیک قرار می‌گیرد (Zindler and Hart, 1986). قرارگیری نمونه‌های منطقه در بین EMI و EMII نشان می‌دهد که فرایندهای واکنشی بین دو مؤلفه با ویژگی‌های EMI و EMII

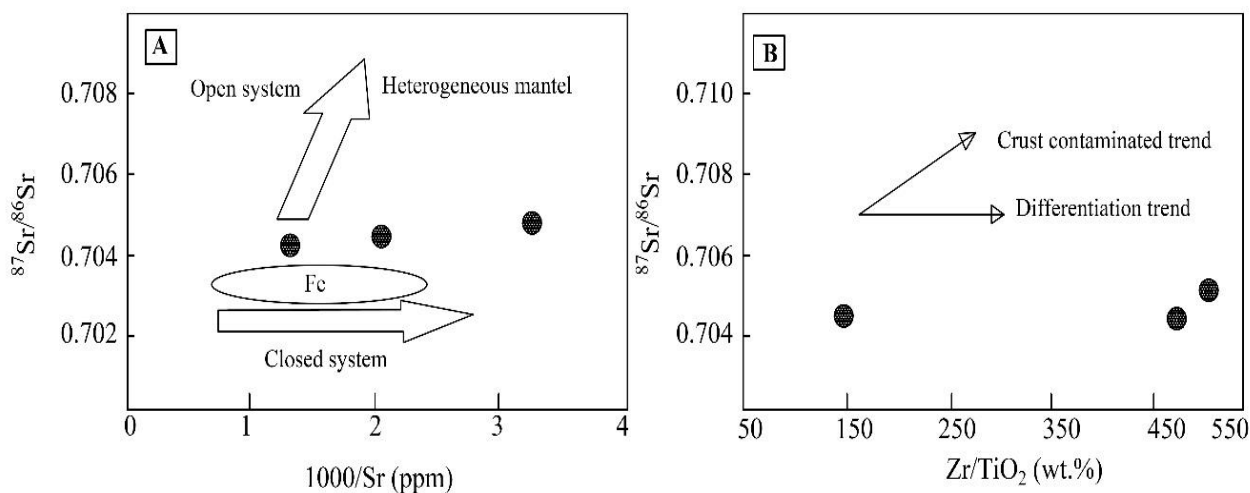
در این نمودارها، خط مرجع نیمکره شمالی شاخص ایزوتوپی سرب در نیمکره شمالی است و بیشتر جزایر اقیانوسی مانند هاوایی یا آزورس بر طبق این روند هستند (Hert, 1984). در حالی که در نیمکره جنوبی در مقایسه با نیمکره شمالی، تعدادی از جزایر اقیانوسی مقادیر بالاتری از ^{207}Pb و ^{208}Pb نسبت به ^{204}Pb غیر رادیوژنتیک نشان می‌دهند که در اصطلاح آنومالی دوپار (به نام نخستین کاشفان این پدیده دوپار و آلگار Dupré and 1983) (Allegre, 1983) نامیده می‌شود. چنان که در نمودارها (شکل ۸-A) نیز مشخص است، کلیه نمونه‌های منطقه در بالای خط NHRL و در بین محدوده‌های مربوط به EMI و EMII (Zindler and Hart, 1986)

در پیدایش ماگماهای منطقه مؤثر بوده اند. با توجه به نمودارهای شکل ۸، می توان گفت که نمونه های منطقه مورد بررسی در محدوده رسوب های اقیانوسی عمیق و نزدیک به EMII قرار گرفته اند. بنابراین، مقادیر نسبتاً بالای $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و غنی شدگی در LREE سنگ های منطقه را می توان مربوط به تأثیر مؤلفه گوشته ای EMII دانست. از سوی دیگر، رسوب های اقیانوسی عمیق نیز از دیگر مؤلفه های درگیر در منشأ ماگماهای منطقه است که در محدوده پوسته بالایی قرار دارد (شکل ۸). مقادیر بالای $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ نیز مشابه متوسط مقدار رسوب های فرورانشی جهانی GLOSS هستند که نشان دهنده دخالت مؤلفه رسوب های اقیانوسی عمیق در منشأ ماگماهای منطقه است (شکل ۸).

بررسی تکامل ماگمای منطقه نوردوز

نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $1000/\text{Sr}$ (شکل ۹-A) نشان دهنده یک تکامل پتروژنتیک مجموعه ماگمایی برای سنگ های مورد بررسی است. بر اساس این نمودار که توسط بنیتو و همکاران

که سامانه پتروژنتیک منطقه نوردوز از روند یک سامانه بسته در حال تفریق پیروی می کند (شکل ۹-A) که طی روند تکاملی با تب هایی از ماگمای جوان تر مافیک تر اختلاط حاصل کرده است. همچنین بر اساس نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر نسبت Zr/TiO_2 که ایران نژادی (Irannezhadi, 2022) از آن برای ردیابی فرایندهای مؤثر بر ماگمای مولد سنگ های آذرین ترشیری دامنه های جنوبی البرز مرکزی در منطقه شمال تهران به کار برده است (شکل ۹-B)، می توان اثبات کرد که تفریق بلوری، فرایند اصلی تکوین سنگ های نفوذی منطقه مورد بررسی است که با ورود پالس هایی از ماگمای اولیه، جوان و درجه ذوب پایین تر دنبال شده است که دارای مقادیر پایین سیلیس و مافیک تر نسبت به ماگمای موجود در مخزن ماگمایی بوده است. شیب بسیار کمی در جهت روندهای آرایش پوسته ای مشاهده می شود؛ ولی بررسی دقیق این پدیده نیازمند تعداد تجزیه شیمیایی بیشتری است.



شکل ۹. A: نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر $1000/\text{Sr}$ (Benito et al., 1998) برای بررسی نوع سامانه تکامل ماگمایی منطقه نوردوز و B: نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در مقابل نسبت Zr/TiO_2 برای بررسی تفریق و آلودگی پوسته ای (Irannezhadi et al., 2022)

Fig. 9. A: Diagram of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ against $1000/\text{Sr}$ (Benito et al., 1998) to investigate the type of magmatic evolution system of the Nordoz area, and B: Graph of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Zr/TiO_2 ratio to investigate fractionation and crustal contamination (Irannezhadi et al., 2022)

جایگاه زمین‌ساختی

بر اساس نمودار تغییرات Al_2O_3 در برابر TiO_2 برگرفته از مولر و گروز (Muller and Groves, 1997) که برای جدا کردن سنگ‌های پتاسیک محیط‌های درون صفحه‌ای از کمان‌های ماگمایی به کار می‌رود، تمامی نمونه‌های نفوذی منطقه نوردوز در محدوده کمان‌های ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-ا) در بازالت‌ها و آندزیت‌های کمان‌های ماگمایی مقدار TiO_2 به ندرت از ۱/۳ درصد وزنی فراتر می‌رود؛ در حالی که تیتانیوم در ماگماهای درون صفحه‌ای میزان بالاتری دارد (Zhang et al., 2019). مقدار این اکسید در سنگ‌های نفوذی منطقه نوردوز از ۰/۲۲ تا ۱/۱۸ متغیر است. در نمودار ارائه‌شده توسط پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، بر اساس نسبت Rb در برابر (Y+Nb) که برای جداسازی محیط‌های زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای مربوط به محیط‌های مختلف تکنونوماگمایی کاربرد دارد، نمونه‌های اسیدی مورد بررسی در محدوده کمان آتشفشانی و اغلب در مرز مشترک این محدوده با محدوده هم‌زمان با برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-ب). نمونه‌های اسیدی همچنین در نمودار تکنونوماگمایی ارائه‌شده توسط مانیار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989) شباهت‌هایی را با محیط‌های پس از برخورد نشان می‌دهند (شکل ۱۰-ج و د).

نمودار ارائه‌شده توسط مسجیدی (Meschede, 1986) که بر اساس مقادیر $Nb^*2 - Zr/4 - Y$ رسم شده است (شکل ۱۰-د)، در تمایز میان محیط‌های زمین‌ساختی بازالت‌های جزایر اقیانوسی، مورب‌ها و بازالت‌های کمان آتشفشانی کاربرد دارد. در این نمودار محدوده‌های A و B نشان‌دهنده مناطق بازالت‌های آکالان و تولیتی جزایر اقیانوسی، محدوده C بیانگر منطقه مورب غنی شده، محدوده D نشان‌دهنده منطقه مورب عادی و هم‌پوشانی قلمروهای D و E نشان‌دهنده محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی است. از آنجایی که نمودار مورد نظر برای نمونه‌های بازیک پیشنهاد شده است، تنها نمونه‌های بازیک بر روی آن نشان داده شده است. چنان‌که در شکل ۱۰-ف مشاهده می‌شود، نمونه‌های بازیک منطقه

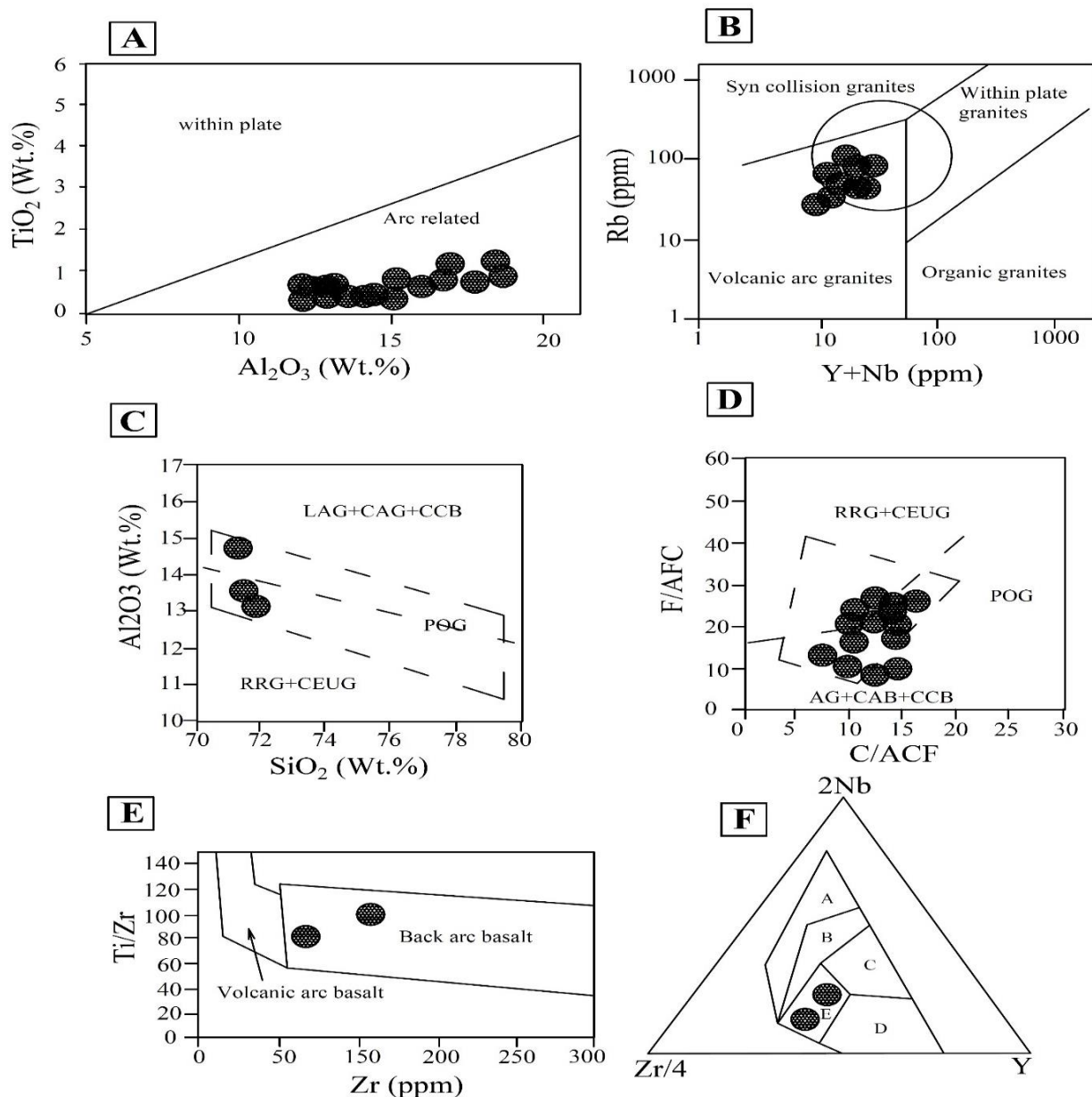
در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار Zr در مقابل نسبت (Bagas et al., 2008) Ti/Zr برای تفکیک میان بازالت‌های پشته‌های پشت کمانی و بازالت‌های کمان آتشفشانی به کار برده شده است. بر طبق این نمودار (شکل ۱۰)، نمونه‌های بازیک منطقه مورد بررسی در محدوده بازالت‌های حوضه پشت کمانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

بحث و بررسی

بررسی‌هایی که در سال‌های اخیر در شمال غرب ایران و منطقه البرز انجام شده است، تشکیل توده‌های نفوذی سنوزوئیک در این مناطق را در ارتباط با منبع تولید ماگما در لیتوسفر بالایی و به طور کلی در بخشی از لیتوسفر گوشته‌ای که غنی‌شدگی از خود نشان می‌دهد، معرفی کرده‌اند (Mokhtari et al., 2010; Castro et al., 2013; Nabatian et al., 2014; Maghdour-Mashhour et al., 2015).

نتایج زمین‌شیمی توده‌های نفوذی منطقه نوردوز از قبیل غنی‌شدگی در LILE و LREE و مقادیر ایزوتوپی سرب نشان‌دهنده وابستگی ماگماهای اولیه این سنگ‌ها به حاشیه فعال قاره‌ای است. از طرفی داده‌های ایزوتوپی Nd-Sr با منطبق شدن با مقادیر محدوده لیتوسفر گوشته‌ای با ویژگی‌های یک منبع گوشته‌ای نیز منطبق است. با این حال می‌توان سازوکار ترکیبی گوشته DMM با رسوب‌های لیتوسفری غنی از عناصر LILE و Sr رادیوژنتیک رسوب‌های تخریبی در طی فرورانش پوسته اقیانوسی و متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای بالایی را به عنوان منابع اصلی برای ماگماهای منطقه معرفی کرد.

ماگمای فلسیک به عنوان یک ماگمایی ثانویه شناخته می‌شود. به طور کلی، مدل‌های سنگ‌شناسی ارائه‌شده برای تولید ماگماهای فلسیک در پهنه‌های فرورانش به دو گروه اصلی تقسیم می‌شوند. در مدل اول، ماگماهای فوران‌یافته در مناطق کمانی از یک ماگماهای بازالتی ایجاد شده است که در اثر تبلور تفریقی و هم‌زمان در اثر آرایش پوسته‌ای دچار تحول شده است.



شکل ۱۰. نمودارهای متمایز کننده محیط‌های زمین‌ساختی منطقه نوردوز. A: موقعیت نمونه‌های منطقه نوردوز بر اساس تغییرات Zr در برابر Y بر گرفته از مولر و گروس (Muller and Groves, 1997)، B: نمودار Rb در مقابل Y+Nb برای نمونه‌های اسیدی منطقه، C: نمودار CaO در مقابل FeO/MgO (Maniar and Piccoli, 1989)، D: نمودار SiO₂ در مقابل Al₂O₃ از مانیار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989)، E: نمودار Zr در مقابل نسبت Ti/Zr برای نمونه‌های بازیک و F: نمودار مثلثی Nb*2-Zr/4-Y (Meschede, 1986) برای نمونه‌های بازیک

Fig. 10. Differentiating diagrams of tectonic environments for the samples of Nordoz region. A: Location of samples of the Nordoz area based on Zr changes against Y taken from Muller and Groves (Muller and Groves, 1997), B: Rb vs. Y+Nb diagram for acidic samples of the region, C: diagram of CaO versus FeO/MgO (Maniar and Piccoli, 1989), D: diagram of SiO₂ versus Al₂O₃ (Maniar and Piccoli, 1989), E: diagram of Zr versus Ti/Zr ratio (Bagas et al., 2008) for the basic samples of the Nordoz region, and F: Triangular diagram of Nb*2-Zr/4-Y (Meschede, 1986) for the basic samples of the region within the range of volcanic arc basalts

گرانودیوریتی و از نوع کالک آلکالن را ایجاد کرده است. در حالت کلی، می‌توان گفت ماگمای بازیک اولیه طی نخستین تفریق خود سبب تشکیل سنگ‌های فاز اول ماگمایی شده است که همگی ترکیب دیوریتی تا گرانودیوریتی دارند. با توجه به ادامه تفریق ماگمایی در آشیانه ماگمایی، ترکیب ماگما نسبت به پیش اسیدی تر شده و سنگ‌های ماگمایی با ترکیب گرانودیوریت تا گرانیت را تشکیل داده است. با ادامه یافتن ادامه تفریق، ترکیب ماگما بسیار اسیدی شده و سنگ‌های گرانیتی را تشکیل داده است. این تغییر و تحولات در اثر فرایند تفریق و آرایش پوسته‌ای در کمپلکس نفوذی منطقه نوردوز با مشاهدات صحرایی، میکروسکوپی و داده‌های زمین‌شیمیایی تأیید می‌شود.

تحولات ژئودینامیکی

آنچه تاکنون با بررسی‌های زمین‌شیمیایی و کاربرد نمودارهای تشخیص جایگاه‌های زمین‌ساختی مشخص شد، تعلق توده‌های مورد بررسی به سن الیگوسن با شباهت‌هایی به محیط پس از برخورد صفحه‌های قاره‌ای به همراه نشانه‌های شیمیایی فرورانش و همراهی هم‌زمان رخنمون‌های کالک آلکالن غنی از پتاسیم و آلکالن است. داشتن نشانه‌های محیط فرورانشی احتمالاً به علت افزایش سیالات آزاد شده از لبه فرورونده و اثر متاسوماتیکی و غنی‌شدگی منشأ این سنگ‌ها باشد.

اقیانوس نئوتتیس در مزوزوئیک در بیشتر بخش‌های ایران گسترش یافته است و بقایای افیولیتی حاصل از آن در بخش‌های شرقی، غربی و مرکزی ایران دیده می‌شود (Azizi and Moinevaziri, 2009; Stern et al., 2021). پراکندگی افیولیت‌ها در صفحه ایران اشاره به این موضوع دارد که صفحه ایران از تعدادی خرد قاره مجزا تشکیل شده است که در طی مزوزوئیک و ترشیری به هم پیوسته‌اند (Shafaii Moghadam et al., 2014; Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Ao et al., 2015). در غرب کشور ایران و مناطق شرقی کشور ترکیه، افیولیت‌ها را می‌توان به دو زون اصلی در شمال و جنوب بلوک

در این فرایند، ماگمایی با عنوان AFC حاصل می‌شود (Grove and Donnelly-Nolan, 1986; Bacon and Druitt, 1988). در مدل دوم ارائه شده، ماگماهای بازالتی انرژی گرمایی لازم را برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای زیرین فراهم می‌کنند (Guffanti et al., 1996; Roberts and Celerns, 1993). با توجه به جایگاه قرارگیری این کمپلکس در کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان، فرونشست در منطقه را می‌توان حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی دانست و تشکیل توده‌های مورد بررسی را می‌توان سازوکار ترکیبی از گوشته تهی شده (DM) و گوشته غنی شده (EMII) به عنوان منشأ اصلی برای ماگماهای منطقه در نظر گرفت که این رفتار را می‌توان با آرایش حجم‌های عظیمی از ماگمای مشتق از گوشته لیتوسفری تهی شده (DM) با رسوب‌های اقیانوسی عمیق در طی فرورانش توضیح داد (شکل ۸). چنان که در مباحث پیش مطرح شد فرایند اصلی متحول کننده ماگما در توده‌های نفوذی مورد بررسی، تفریق است (شکل ۹). در جریان تبلور تفریقی اتاق ماگمایی، طیف پیوسته‌ای از سنگ‌های مافیک (در حد دیوریت-گابرو) و فلسیک (در حد گرانیت تا مونزوگرانیت) به وجود می‌آید که در جریان صعود و جایگزینی دچار آمیختگی می‌شود. در نتیجه، می‌توان مجموعه‌های درهمی از سنگ‌های درونی مافیک، حدواسط و اسیدی را در کنار هم مشاهده کرد (Annen et al., 2006) که در مشاهدات صحرایی شواهدی از تزریق ماگمای مافیک تفریق یافته به داخل ماگمای اسیدی مشهود است (شکل ۲). بنابراین احتمالاً توده‌های نفوذی منطقه نوردوز حاصل تفریق یافتگی ماگمایی بازیک در منطقه است. به نظر می‌رسد ماگمای بازیک در یک اتاق ماگمایی بزرگ در زیر منطقه قرار گرفته و گرمای بالایی داشته باشد و طی فازهای فشارشی بعدی، به ترازهای بالاتر یعنی به درون بخش زیرین پوسته نفوذ کرده و سبب افزایش دما در این بخش شده باشد. فاز سیال به همراه افزایش دمای ناشی از نفوذ ماگمای بازیک به این بخش پوسته سبب ذوب بخشی پوسته زیرین شده و ماگمایی با ترکیب

کشش، ذوب گوشته لیتوسفری انجام شده است که در گذشته تحت تأثیر محلول های حاصل از فرورانش صفحه اقیانوسی دچار هیدراسیون شده بود. بنابراین منبع حرارتی برای ماگماتیسم الیگوسن با ویژگی های استنوسفری، در نتیجه بالا آمدگی استنوسفر گوشته ای معرفی می کنند. از شواهد تأیید کننده نظریه مربوط به عقب گرد اسلب فرورانشی و زمین ساخت کششی در البرز، در پژوهش های پیشین، می توان به کاهش نرخ فرورانش در ائوسن به دلیل کم شدن باز شدگی دریای هند نام برد که باعث عقب نشینی اسلب فرورانشی نتوتیس و در پی آن کشش زمین ساختی در ایران مرکزی شده است (Hassanzadeh et al., 2004). علاوه بر آن، شواهد چینه شناسی موجود بیانگر فرونشینی حوضه رسوبی هم زمان با ولکانیسم در البرز در زمان ائوسن (Hassanzadeh et al., 2011; Morley et al., 2009; Verdel et al., 2004) و حضور رسوب های دریایی کم عمق بین لایه ای با توالی سنگ های آذرین های پالئوژن (Stern et al., 2021) و توالی رسوب ها و سنگ های آذرین سنوزوئیک در منطقه آذربایجان است. این پدیده یک دوره تدریجی گذر از نیروهای کششی به فشارشی در پوسته قاره ای را در پایان ائوسن و اوایل الیگوسن نشان می دهد (Kazmin et al., 1986; Vincent et al., 2005). بلوک ساختاری که شامل بخش انتهایی و شمال غربی کمربند کوهزایی البرز و شمال غرب ایران است، در محدوده گسل های ارس، تبریز و محصور شده است. این زون شامل سنگ های آتشفشانی - نفوذی کرتاسه بالایی - سنوزوئیک است. حرکت گسل های بیان شده، این زون را تحت تأثیر رژیم کششی دوران سنوزوئیک قرار داده است (Masson et al., 2006). همچنین ذوب بخشی لیتوسفر گوشته ای زیرین پوسته قاره ای تحت تأثیر شکست ورقه و یا جدایش لایه ای لیتوسفر، عامل مؤثر دیگری در تشکیل ماگماتیسم در پهنه ماگمایی ایران - ترکیه با ویژگی های زمین شیمی مناطق فرورانش معرفی شده است (Keskin, 2003; Aydin et al., 2008; Castro et al., 2013; Shafaii Moghadam et al., 2013; Karsli et al., 2014)

آنا تولی - تورید (AT) تقسیم کرد (Rice et al., 2006; Robertson et al., 2006; Parlak, 2006; Colakoglu et al., 2012). این دو زون باعث جدا شدن بلوک آنا تولی - تورید از صفحه اوراسیا در شمال و صفحه عربی در جنوب شده اند (Shafaii Moghadam et al., 2014). در اواخر مزوزوئیک - سنوزوئیک فلات ایران - ترکیه در شمال غرب ایران - آنا تولی شرقی تحت تأثیر فرایندهای زمین ساختی پیچیده، به رخداد ماگماتیسم در این مناطق منجر شده است (Dilek et al., 2010; Keskin, 2003; Castro et al., 2013; Stern et al., 2021). ماگماتیسم سنوزوئیک در میکرو قاره ایران مرکزی و پوته ترکیه با شباهت هایی در تنوع و پراکندگی سری های ماگمایی همراه است؛ شباهت به ویژه در رخداد های ماگمایی آلکالن سنوزوئیک شمال غرب ایران با بلوک آنا تولی شرقی و پونتید شرقی بیشتر است (Kheirkhah et al., 2009; Castro et al., 2013; Shafaii Moghadam et al., 2013; Moine-vaziri, 1985).

بررسی های متعددی که در سال های اخیر با توجه به ویژگی های زمین شیمیایی ماگماتیسم سنوزوئیک در پهنه ماگمایی ایران - ترکیه انجام شده است بیانگر این است که این دسته از سنگ ها دارای شواهد متاسوماتیسم و غنی شدگی در منبع تولید مذاب ماگمایی هستند (Aghazadeh et al., 2010; Ersoy et al., 2010; Aghazadeh et al., 2011; Shafaii Moghadam et al., 2013; Karsli et al., 2014; Castro et al., 2013; Prelevic et al., 2013). همچنین بررسی های انجام شده بر روی ماگماتیسم سنوزوئیک شمال غرب ایران، آن را در ارتباط با محیط های کششی پشت کمان و یا بعد از برخورد نسبت می دهند (Alavi, 1996; Allen et al., 2003; Şengör et al., 2003; Keskin, 2003; Dilek et al., 2010; Aghazadeh et al., 2011). کشش زمین ساختی مورد بحث و ذوب ناشی از آن در زمان ائوسن و در زمان عقب نشینی اسلب فرورانشی رخ داده است (Hassanzadeh et al., 2004; Verdel et al., 2011). به این صورت که عقب گرد صفحه اقیانوسی نتوتیس در ائوسن موجب ایجاد یک محیط کششی شده و در اثر کاهش فشار ناشی از

گوشته‌ای لیتوسفر تحت قاره‌ای فلات ماگمایی آذربایجان، در اثر فرایندهایی نظیر بالاآمدگی منبع استوسفری و تأثیر حرارتی آن در این مناطق نظیر شکست اسلب و یا جدایش لایه‌ای لیتوسفر در طی ائوسن - الیگوسن، متحمل درجه‌هایی از ذوب بخشی شده است. بنابراین ماگمای به دست آمده از ذوب این بخش از گوشته زیرین پوسته قاره‌ای در منطقه نوردوز در یک محیط کششی پشت‌کمانی متأثر از رخدادهای کوه‌زایی برخوردی و پس از برخوردی صفحه عربی با اوراسیا ایجاد شده و در منطقه مورد بررسی جای گرفته است.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

به طور کلی، بر اساس داده‌های جمع‌آوری شده در این پژوهش می‌توان گفت، مذاب‌های با منشأ گوشته‌ای نسبتاً عمیق در بخش بالایی گوشته لیتوسفری طی فرایندهای شکست ورقه فروانشی و تزریق سیالات غنی شده از عناصر ناسازگار ایجاد شده است. شواهد کافی وجود دارد که بیان می‌کند، بخش بالایی پوسته اقیانوسی فرو در ایجاد مذاب‌های جوان که منشأ تشکیل سنگ‌های آذرین مجموعه نوردوز است، نقش اساسی ایفا می‌کند.

نتیجه گیری

با توجه به مطالب ارائه شده و نتایج حاصل از بررسی‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی، همچنین قرارگیری نمونه‌های منطقه نوردوز در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی، مدلی که برای تشکیل این سنگ‌ها می‌توان در نظر گرفت، چنین است که بخش

1. Depleted MORB mantle (DMM)
2. Amdel
3. Light Rare Earth Elements (LREE)
4. Heavy Rare Earth Elements (HREE)
5. Bulk Silicate Earth (BSE)
6. Depleted mantle (DM)
7. Enriched mantle 2 (EMII)
8. Northern Hemisphere Reference Line (NHRL)
9. Upper Crust
10. E-MORB
11. N-MORB
12. slab breakoff

References

- Aghanabati, A., 2004. The Geology of Iran. National Geology and Exploration Organization, 586 pp. Retrieved Retrieved September 25, 2024 from https://www.researchgate.net/publication/292808705_Geology_of_Iran_Tehran_Iran
- 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. <http://dx.doi.org/10.1017/s0016756811000380>
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omrani, N.R., Emami, M.H., Moine-vaziri, 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.jseaes.2010.01.002>
- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic 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)
- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25(5): 659–672. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00064-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00064-0)
- Altunkaynak, S., 2007. Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey: *Journal of Geology*, 115(1): 63–82. <https://doi.org/10.1086/509268>
- Annen, C., Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of petrology*, 47(3): 505–539. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>
- Ao, S., Xiao, W., Khalatbari-Jafari, M., Talebian, M., Chen, L., Wan, B., W.J. and Zhang, Z., 2015. U-Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran): From continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern Neo-Tethys. *Gondwana Research*, 31: 305–318. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.014>
- Aydin, F., Karli, O. and Chen, B., 2008. Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey: *Lithos*, 104(4–1): 249–266. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.12.010>
- Azer, M.K. and Farahat E.S., 2011. Late Neoproterozoic volcano-sedimentary successions of Wadi Rufaiyil, southern Sinai, Egypt: A case of transition from late- to post-collisional magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(6): 1187–1203. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.06.016>
- Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47(4): 167–179. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2008.12.002>
- Babakhani, A.R., Lesquyer, J.L. and Rico, R., 1990. Geological Map of Ahar Quadrangle 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. Retrieved August 19, 2024 from https://modisacademy.ir/product/mapgeological_ahar/
- Bacon, C.R. and Druitt, T.H., 1988. Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 224–256. <https://doi.org/10.1007/BF00402114>
- Bagas, L., Bierlein, F.P., English, L., Anderson, J.A. C., Maidment, D. and Huston, D.L., 2008. An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864 Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites- Tanami rogen, Western Australia. *Precambrian Research*, 166(1–4): 168–184. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.06.025>
- Benito, R., Lopez Ruiz, J., Cebria, J.M., Hertogen, J., Doblas, M., Oyarzun, R. and Demaiff, D., 1998. Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-k calc-alkaline and shoshonitic Neogen volcanic rocks of SE Spain. *Lithos*, 46(4): 773–802. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00003-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00003-1)
- Best, M.G., 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell, England. 729 pp. <https://doi.org/10.1017/S0016756805360432>
- 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.

- <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.003>
- 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(1–2): 1–26.
<http://dx.doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Chappell, B.W., and White, A.J. R., 2001. Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
<https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chen X., Shu L., Santosh M. and Zhao X., 2013. Island arc-type bimodal magmatism in the eastern Tianshan Belt, Northwest China: Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and implications for the Paleozoic crustal evolution in Central Asia, *Lithos*, 168–169: 48–66.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.006>
- Çoban H., Karacık Z. and Ece Ö., 2012. Source contamination and tectonomagmatic signals of overlapping Early to Middle Miocene orogenic magmas associated with shallow continental subduction and asthenospheric mantle flows in Western Anatolia: A record from Simav (Kütahya) region, *Lithos*, 140–141: 119–141.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.12.006>
- Colakoglu, A.R., Sayit, K., Günay, K. and Göncüoğlu, M.C., 2012. Geochemistry of mafic dykes from the Southeast Anatolian ophiolites, Turkey: Implications for an intra-oceanic arc-basin system. *Lithos*, 132–133: 113–126.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.023>
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1–4): 183–210. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Dilek, Y. and Altunkaynak, S., 2009. Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: Mantle response to collision, slab breakoff, and lithospheric tearing in anorogenic belt. In: D.J.J. Van Hinsbergen, M.A. Edwards and R. Govers (Editors), *Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Subduction Zone*, Geological Society of London Special Publication, 311: 213–233.
<https://doi.org/10.1144/sp311.8>
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S., 2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review*, 52(4–6): 536–578.
<https://doi.org/10.1080/00206810903360422>
- Dupré, B. and Allègre, C.J., 1983. Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, 303: 81–89.
<https://doi.org/10.1038/303142a0>
- Ersoy, E.Y., Helvacı, C. and Palmer, M.R., 2010. Mantle source characteristics and melting models for the early-middle Miocene mafic volcanism in Western Anatolia: implications for enrichment processes of mantle lithosphere and origin of K-rich volcanism in postcollisional settings: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1–2): 112–128.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.014>
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Dudas, F.O., Akaryali, E., Chung, S.L., Akdag, K. and Bektas, O., 2013. The nature of transition from adakitic to non-adakitic magmatism in a slab-window setting: a synthesis from the eastern Pontides, NE Turkey. *Geoscience Frontiers*, 4(4): 353–375.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.10.001>
- Gill, R. and Fitton, G., 2022. *Igneous rocks and processes, a practical guide*. A John Wiley and Sons, 269 pp. Retrieved September 25, 2024 from https://www.google.com/books/edition/Igneous_Rocks_and_Processes/T3d-EAAAQBAJ?hl=en&gbpv=0
- 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.2002.06.00>
- Grove, T.L. and Donnelly-Nolan, J.M., 1986. The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 92: 281–302. Publication.
<https://doi.org/10.1007/BF00572157>
- Guffanti, M., Clyne, M.A. and Muffler, L.J.P., 1996. Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and minimum constraints on basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 101(2): 303–313. Retrieved Oct 07 2024 from

- <https://pubs.usgs.gov/publication/70018437>
- Hassanzadeh, J., Axen, G.J., Guest, B., Stockli, D.F. and Ghazi, A.M., 2004. The Alborz and NW Urumieh-Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted parts of a single ancestral arc. *Geological Society of America* 36(5): 184–185. Retrieved November 9, 2004 from <https://gsa.confex.com/gsa/2004AM/webprogram/Paper76582.html>
- Irannezhadi, M.R., Ghorbani, M.R., Hoernle, K.A., Tavakoli, N., Namnabat, E., Hauff, F. and Hansteen, T., 2022. Geochemistry and petrogenesis of tertiary subvolcanics from north Tehran, southern Central Alborz (Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 15(4): 331. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-09604-3>
- Karsli, O., Dokuz, A., Kaliwoda, M., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R. and Fehr, K., 2014. Geochemical fingerprints of Late Triassic calc-alkaline lamprophyres from the Eastern Pontides, NE Turkey: A key to understanding lamprophyre formation in a subduction-related environment. *Lithos*, 196–197: 181–197. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.022>
- Kazmin, V.G., Sbornshikov I.M., Ricou, L.E., Zonenshin, L.P., Boulin, J. and A.L., Knipper., 1986. Volcanic belts as remarks of the Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia. *Tectonophysics*, 123(1–4): 123–152. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90195-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90195-2)
- Keskin, M., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction–accretion complex, an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters*, 30(24): 1–4. <https://doi.org/10.1029/2003GL018019>
- Kheirkhah, M., Allen, M. and Emami, M., 2009. Quaternary syn-collision magmatism from the Iran–Turkey borderlands: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(1–2): 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.01.026>
- Kleeman, G.J. and Twist, D., 1989. The compositionally zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld Complex: Evidence bearing on the nature of A-type magmatism. *Journal of Petrology*, 30(6): 1383–1414. <https://doi.org/10.1093/petrology/30.6.1383>
- Lescuyer, J. and Riou, R., 1976. Géologie de la région de Mianeh (Azarbayjan). contribution de la volcanisme tertiaire de l' Iran. Thèse 3 cycle, Grenoble University, Grenoble, France. Retrieved October 18, 2024 from [https://www.semanticscholar.org/paper/G%C3%A9ologie-de-la-r%C3%A9gion-de-Mianeh-\(Azerbaijan\)-%3A-%C3%A0-du-Lescuyer-Riou/199af6eacdb6e3ace30671a5c5ff6245e003408fa](https://www.semanticscholar.org/paper/G%C3%A9ologie-de-la-r%C3%A9gion-de-Mianeh-(Azerbaijan)-%3A-%C3%A0-du-Lescuyer-Riou/199af6eacdb6e3ace30671a5c5ff6245e003408fa)
- Maghdour-Mashhour, R., Esmailya, D., Tabbakh Shabani, A.A., Chiaradia, M. and Latypov, R., 2015. Petrology and geochemistry of the Karaj Dam basement sill: Implications for geodynamic evolution of the Alborz magmatic belt. *Chemie der Erde geochemistry*, 75(2): 237–260. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2015.03.001>
- Maniar, P. and Piccoli, Ph.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., Chéry, J., 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>
- Mehrpour, M., Emami, M.H., Mirzaei, M. and Alaei, S., 1997. Geological map 1/100000 Siehroud, Organization of Geology and Mineral Explorations of the country.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical geology*, 56(3–4): 207–218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5)
- Moine-vaziri, H., 1985. Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran. Ph.D. Thesis, Université de Paris-Sud, France. Retrieved October 12, 2024 from <https://theses.fr/1985PA112187>
- Mokhtari, M.A.A., Moinvaziri, H., Ghorbani, M.R. and Mehrpartou, M., 2010. Petrology and petrogenesis of Kamtal intrusion, Easter Azerbaijan, NW Iran. *Central European Geology* 53(1): 79–96. <https://doi.org/10.1556/ceugeol.53.2010.1.5>
- Morley, C.K., Kongwung, B., Ulapour, A.A.J., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K. and Kazeni, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in Central Iran: The Central basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere* 5(4): 325–362. <https://doi.org/10.1130/GES00223.1>

- Muller, D. and Groves, D.I., 1997. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. Second Updated, Springer Verlag, 349 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-92979-8>
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S.Y., Von Quadt, A. and 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>
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 757–775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Nicholson, K.N., Black, P.M., Hoskin, P.W.O. and Smith, I.E.M., 2004. Silicic volcanism and backarc extension related to migration of the Late Cainozoic Australian-Pacific plate boundary, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131(3–4): 295–306. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00382-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00382-2)
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications, *Lithos*, 180–181: 234–251. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>
- Parlak, O., 2006. Geodynamic significance of granitoid magmatism in the southeast Anatolian orogen: geochemical and geochronological evidence from Göksun–Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) region. *International Journal of Earth Sciences*, 95: 609–627. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0058-2>
- Pearce, J.A., Harris, N.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>
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Prelevic, D., Jacob, D.E. and Foley, S.F., 2013. Recycling plus, A new recipe for the formation of Alpine–Himalayan orogenic mantle lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, 362: 187–197. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.035>
- Rice, S.P., Robertson, A.H., Ustaömer, T., 2006. Late Cretaceous–Early Cenozoic tectonic evolution of the Eurasian active margin in the Central and Eastern Pontides, northern Turkey. *Geological Society London Special Publication*, 260: 413–445. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2006.260.01.17>
- Roberts, M.P. and Celems, J.D., 1993- origin of high potassium, Calc-alkaline, I type Granitoids. *Geology*, 21(9): 825–828. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0825:OOHPTA>2.3.CO;2)
- Robertson, A.H., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., Taşlı, K. and Inan, N., 2006. The Berit transect of the Tauride thrust belt, S Turkey: Late Cretaceous–Early Cenozoic accretionary/collisional processes related to closure of the Southern Neo-Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(1): 108–145. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.02.004>
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman scientific technical. London, 384 pp. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Zor, E. and Genç, T., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, N-S shortened domal structure. *Geophysical Research Letters* 30(24): 80451–80454. <https://doi.org/10.1029/2003GL017858>
- Shafaii Moghadam, H., Corfu, F., Massimo, Ch., Stern, R. and Ghorbani, Gh., 2014. Sabzevar ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic ocean lithosphere in to magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. *Lithos*, 210–211: 224–241. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.10.004>
- Shafaii Moghadam, H., Ghorbani, G., Zakikhedr, G., Fazlnia, N., Chiaradia, M., Eyuboglu, Y., Santosh, M., Galindo Francisco, C., Lopez Martinez, M., Gourgau, A. and Arai, S., 2013. Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: implications for geodynamic evolution of the Turkish-Iranian high plateau. *Gondwana Research*, 26(3-4): 1028–1050. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.015>
- Shafaii Moghadam, H. and Shahbazi Shiran, H., 2011. Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region

- (Ardabil): an example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran. *Petrological Journal* (1)4: 15–34. (in persian)
https://ijp.ui.ac.ir/article_16054.html?lang=en
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R., 2015. Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100: 31–56.
<https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.12.016>
- Shand, S.J., 1969. Eruptive rocks. their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite. New York: Hafner Publ. Retrieved October 12, 2024 from
https://www.google.com/books/edition/_/KseszweECAAJ?hl=en&sa=X&ved=2ahUKEwit5KbqtJeGAXy_rsIHcY3ByIQ7_IDegQIHBAF
- Srivastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism, *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(3): 373–389. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00150-0](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00150-0)
- Stampfli, G. M., Marcoux, J. and Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87(1–4): 373–409.
[https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90142-E](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90142-E)
- Stern, R.J., Shafaii Moghadam, H., Pirouz, M. and Mooney, W., 2021. The Geodynamic Evolution of Iran. annual reviews earth planetary sciences. 49: 9–36. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-071620-052109>.
- Stocklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz mountains. Geological Society of London, Special Publication 4: 213–234.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.004.01.1>
- Streck, M., 2014. Evaluation of crystal mush extraction models to explain crystal-poor rhyolites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 284(1): 79–94.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.07.005>
- Sun, S.S. and Mc Donough, 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 oceanic basins*. Geological society of london special publications, 42(1): 313–345.
<https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Varol, E., Temel, A., Yürür, T. Gourgaud, A. and Bellon, H., 2014. Petrogenesis of the Neogene bimodal magmatism of the Galatean Volcanic Province, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 280: 14–29.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.04.014>
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011- A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonic*, 30(3): TC3008,
<https://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A. and Simmons, M.D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11–12): 1513–1533.
<https://doi.org/10.1130/B25690.1>
- Wass, S.Y. and Roger, N.W., 1980. Mantle metamorphism- Precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(11): 1811–1823.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90230-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90230-6)
- Winter, J.D., 2001, An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall, 697 pp. Retrieved October 12, 2024 from
<https://archive.org/details/introductiontoig0000w/int>
- Zhang, L., Ren, Z. Y., Handler, M.R., Wu, D.Y., Zhang, L., Qian, S.P., Xia, X.P., Yang, Q. and Xu Y.G., 2019. The origins of high-Ti and low-Ti magmas in large igneous provinces, insights from melt inclusion trace elements and Sr-Pb isotopes in the Emeishan large Igneous Province. *Lithos*, 344–345: 122–133.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.014>
- Zindler, A. and Hart, S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14(1): 493–571.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ea.14.050186.002425>