



RESEARCH ARTICLE



10.22067/econg.2025.1154



Geochemistry, Geochronology, and Petrogenesis of the Mobarakabad-Lavasan-Karaj Magmatic Complex, Central Alborz

Fatemeh Sepidbar ^{1*} , Mohaddeseh Yusefi ²¹ Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran² M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 09 October 2025
Revised: 13 December 2025
Accepted: 16 December 2025

Keywords

Crystal fractionation
Crustal assimilation
syn-collision extensional basin
High-K calc-alkaline
Central Alborz

*Corresponding author

Fatemeh Sepidbar
✉ sepidbar@um.ac.ir

ABSTRACT

The Mobarakabad-Lavasan-Karaj magmatic complex, located in the Central Alborz Magmatic Belt, comprises intrusive bodies of monzogabbro, monzonite, and syenite compositions. Geochemical studies reveal that these rocks exhibit high-K calc-alkaline to shoshonitic affinities. This study investigates the origin and evolution of these K-rich calc-alkaline to shoshonitic magmas using petrography, whole-rock geochemistry, and Sr-Nd isotopes. Key findings include: Enrichment in LREEs and LILEs ($(La/Sm)_n=2.3-3.2$) with pronounced negative Nb-Ta anomalies. Initial isotopic ratios of $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i=0.70453-0.70535$ and $\epsilon Nd(i) = +0.46$ to $+1.7$. Nd model ages (TDM) range from 0.5 to 0.8 billion years. Geochemical modeling (Sm/Yb vs. La/Sm ratios) and isotopic signatures indicate that the primary magmas formed through 1–3% partial melting of a metasomatized lithospheric mantle source (phlogopite-bearing spinel peridotite). This metasomatism was triggered by fluids derived from a subducted slab or sediments. Whole-rock chemical and isotopic data further demonstrate that the intrusive magmas evolved via crystal fractionation of the mantle-derived melt, coupled with minor crustal assimilation, within an extensional basin. This extensional setting developed due to slab rollback during the Iran-Arabia continental collision.

How to cite this article

Sepidbar, F. and Yusefi, M., 2025. Geochemistry, Geochronology, and Petrogenesis of the Mobarakabad-Lavasan-Karaj Magmatic Complex, Central Alborz. *Journal of Economic Geology*, 17(3): 153–179. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.2025.1154>



©2025 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 Alpine-Himalayan orogenic belt resulted from the collision of the Arabian plate with Eurasia since the Tertiary, hosts two major magmatic belts in Iran (Berberian and King, 1981; Berberian, 1983): the Sanandaj-Sirjan belt (Jurassic-Cretaceous) (Stöcklin, 1974; Azizi et al., 2011; Azizi et al., 2014) and the Urmia-Dokhtar complex (Paleogene-Neogene). The Alborz Magmatic Belt (AMB), as the northern part of the Urmia-Dokhtar complex, is a key feature for understanding Cenozoic geodynamic processes in the region (Alavi, 1994) (Fig. 1A-B). The main magmatic event in the AMB occurred during the Eocene-Oligocene, involving extensive eruptions and intrusions of calc-alkaline to potassic bodies. Although the overall post-collisional tectonic setting is generally interpreted, the precise mechanisms of magma generation (especially for shoshonitic suites), the role of prior subduction, and the dynamics of the underlying mantle require targeted geochemical and isotopic studies. The Mobarakabad-Lavasan-Karaj magmatic complex, located in the central part of the AMB, is an ideal target for such research (Fig. 1B-C). This complex is representative of Middle-Late Eocene potassic magmatism ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite age: 37.2 ± 0.8 Ma). It also features continuous, well-exposed outcrops with minimal alteration and displays a complete sequence of mafic to intermediate rocks (monzogabbro, monzonite, syenite). This study presents, for the first time, a comprehensive petrological, whole-rock geochemical, and Sr-Nd isotopic dataset for the rocks of the Mobarakabad-Lavasan-Karaj magmatic complex with the objectives of (1) determining the initial magma origin of the primary magma and the role of mantle metasomatism, (2) identifying the magmatic processes controlling evolution (e.g., fractional crystallization, crustal assimilation), and (3) constrain the precise tectonomagmatic environment of formation. The complex is key to understanding regional Alborz geodynamics and follows a nearly complete sequence of high-potassium rocks (Sepidbar et al., 2019). These rocks record the prolonged magmatism history of the Alborz magmatic belt from the Late Cretaceous (Axen et al., 2001) to the Late Miocene (Guest et al., 2006a; Guest et al., 2006b). Here, we also report

new zircon U-Pb results of the studied igneous rocks to study the age of magmatism in the Mobarakabad-Lavasan-Karaj magmatic complex. These results are used to refine the geodynamic model for magmatism associated with the Eocene Alborz collision.

Results

Whole Rock Chemistry

Nine samples from intrusive rocks of the Mobarakabad-Lavasan-Karaj magmatic complex were analyzed for major and trace element compositions, and the results are presented in Table 1. According to the diagram presented by Middlemost (1994), samples from Mobarakabad are plotted in the gabbro-monzogabbro field, those from Lavasan in the monzonite and syenite field, and those from Karaj in the monzogabbro and syenite fields (Fig. 3A), consistent with field and petrographic observations. Based on the aluminum saturation index (Shand index), the molar ratio $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ for the samples ranges from approximately 0.9 to 1.0, classifying them as metaluminous (Fig. 3B). Furthermore, on the Th-Co diagram (Hastie et al., 2007), the samples define a high-K calc-alkaline to shoshonitic trend. Trace element and rare earth element (REE) patterns for the complex, normalized to N-MORB and chondrite (Sun and McDonough, 1989) are shown in Figures 4A and 4B, respectively. Gabbros, monzogabbros, syenites, and monzonites exhibit parallel geochemical trends, indicating a likely genetic relationship. These rocks are characterized by enrichment in large ion lithophile elements (LILEs: Rb, Th, Ba) and light rare earth elements (LREEs), with $(\text{La}/\text{Sm})_N$ values of 2.3–3.2. They also display significant negative anomalies in high field strength elements (HFSEs) and relatively flat heavy REE (HREE) patterns, as indicated by $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ values of 1.8–2.2. Most samples show a weak negative to positive Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8\text{--}1.1$).

Geochronology

Lavasan Monzonite Sample (LA-6)

Zircons from the Lavasan intrusive massif yield a weighted average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 40.9 ± 1.1 Ma = 1.5 MSWD (Fig. 5A). Zircons which are slightly older than ages of 42–45 Ma, representing an older constituent that formed.

Mobarakabad Monzogabbro Sample (MA-2)

Sixteen zircon grains from the Mobarakabad Monzogabbro show a weighted average age of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ of 40.4 ± 0.2 Ma (MSWD = 1.2) (Fig. 5B). Older zircons are also present and are interpreted as primary components in a long-lived magmatic chamber ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 45–46 Ma).

Karaj Monzogabbro Sample (K-10)

Zircon grains from the Karaj Monzogabbro show a younger weighted mean age of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ of 37.8 ± 0.2 Ma (MSWD = 0.8) (Fig. 5B)

Zircon Hf Isotope

Zircons from the Mobarakabad and Karaj monzogabbros (samples MA-2 and K-10, respectively) display $\epsilon\text{Hf}(t)$ values ranging from +4.2 to +9.8 (Table 3). The two-stage model (TDMC) age for the monzogabbro zircons using a $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ value of 0.015 (Griffin et al., 2004) indicates young ages (480–850 Ma), confirming the young nature of the monzogabbro magmas. The monzonites (sample LA-6) are characterized by zircon grains with somewhat lower $\epsilon\text{Hf}(i)$ values (+1.8 to +8.7 and older TDMC between 580 and 1000 Ma).

Sr–Nd isotope geochemistry

The initial ratios normalized to 40 million years of age are ISr (40 Ma) and ϵNd (40 Ma) values in the narrow range of 0.70492–0.70648 and +1.7–0.46. The single-stage depleted mantle model age for the Nd samples ranges from 0.5 to 0.7 billion years. Petrogenetic modeling indicates the primary magmas originated from 1–3% partial melting of a

phlogopite-bearing spinel peridotite in the lithospheric mantle, which had been metasomatized by slab-derived fluids (as evidenced by low Ba/Rb and high Rb/Sr ratios). Subsequent evolution was controlled primarily by fractional crystallization of clinopyroxene $\pm$ plagioclase, accompanied by minor crustal assimilation.

Tectonic Implications

The tectonomagmatic setting is interpreted as an extensional back-arc basin, generated by Neo-Tethyan slab rollback contemporaneous with the Arabia-Eurasia collision. This syn-collisional extension induced adiabatic decompression melting of the metasomatized lithospheric mantle. This model is consistent with the diagnostic geochemical signatures of the rocks, which plot within the field of post-collisional shoshonitic suites on tectonic discrimination diagrams (e.g., Th/Yb vs. Ta/Yb).

Conclusions

The MLK complex originated from a fluid-metasomatized lithospheric mantle source during Middle-Late Eocene NW-SE extension in the Alborz. The mechanism involved slab rollback and associated lithospheric thinning, which enabled decompression melting of phlogopite-bearing spinel peridotite. Fractional crystallization, with only minor crustal assimilation, was the dominant process controlling compositional diversity. This study underscores the role of syn-collisional extension in generating high-K magmas in the Iranian Plateau and refines geodynamic models for the broader Tethyan domain.



زمین‌شیمی، سن‌سنجی و پتروژنز توده‌های نفوذی کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج، البرز مرکزی

فاطمه سپیدبر^{۱*}، محدثه یوسفی^۲

^۱ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۷/۱۷
تاریخ بازنگری: ۱۴۰۴/۰۹/۲۲
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۹/۲۵

چکیده

کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج واقع در کمربند ماگمایی البرز مرکزی، مجموعه‌ای از توده‌های نفوذی با ترکیب مونزوگابرو، مونزونیت و سینیت را نشان می‌دهد. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها ویژگی کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند و این مطالعه با استفاده از سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی سنگ کل و ایزوتوپ‌های Sr-Nd، منشأ و تکوین ماگماهای کالک‌آلکان پتاسیک تا شوشونیتی را بررسی می‌کند. داده‌ها نشان می‌دهند که سنگ‌ها از LREEها و LILEها $(La/Sm)N = 2.3-3.2$ غنی شده و دارای آنومالی منفی Nb-Ta هستند و مقادیر ایزوتوپی اولیه $(Sr^{86}/Sr) = 0.70453 - 0.70535$ و $(^{143}Nd/^{142}Nd)_{37.2} = 0.7117$ را نشان می‌دهند. سن مدل TDM نیز بین ۰/۵ تا ۰/۸ میلیارد سال است. مدل‌سازی زمین‌شیمیایی نسبت‌های (Sm/Yb) در مقابل (La/Sm) و ویژگی‌های ایزوتوپی نشان‌دهنده ذوب جزئی (۱ تا ۳ درصد) یک منبع گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم یافته (اسپینل پریدوتیت حاوی فلوگوپیت) توسط سیالات مشتق شده از صفحه فرورونده یا رسوب‌ها برای تشکیل ماگمای اولیه است. داده‌های شیمی سنگ کل و ایزوتوپی نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده توده‌های نفوذی کمپلکس ماگمایی از تفریق بلوری مذاب اولیه مشتق شده از گوشته‌ی متاسوماتیزم شده و آرایش جزئی در یک حوضه کششی بر اثر برگشت به عقب ورقه فرورونده در یک زون فرورانش در زمان برخورد ورقه‌های ایران و عربستان ایجاد شده است.

واژه‌های کلیدی

تفریق بلوری
آرایش پوسته‌ای
حوضه کششی هم‌زمان با برخورد
کالک‌آلکان پتاسیم بالا
البرز مرکزی

نویسنده مسئول

فاطمه سپیدبر

sepidbar@um.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

سپیدبر، فاطمه و یوسفی، محدثه، ۱۴۰۴. زمین‌شیمی، سن‌سنجی و پتروژنز توده‌های نفوذی کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج، البرز مرکزی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۷(۳): ۱۵۳-۱۷۹. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1154>

مقدمه

کمربند کوه‌زایی آلپ-هیمالیا حاصل برخورد صفحه عربستان با اوراسیا از ترشیری، میزبان دو کمربند ماگمایی اصلی در ایران است (Berberian and King, 1981; Berberian, 1983): کمربند سهندج-سیرجان (ژوراسیک-کرتاسه) (Stöcklin, 1974; Azizi et al., 2011; Azizi et al., 2014) و مجموعه ارومیه-دختر (پالئوژن-نئوژن). کمربند ماگمایی البرز، به عنوان بخش شمالی مجموعه ارومیه-دختر، پدیده‌ای کلیدی برای درک فرایندهای ژئودینامیکی سنوزوئیک در منطقه است (Alavi, 1994) (شکل ۱-A و B). رویداد ماگمایی اصلی در کمربند ماگمایی البرز طی ائوسن-الیگوسن با فوران‌های وسیع و نفوذ توده‌های کالک‌آلکان تا پتاسیک رخ داد. محیط زمین‌ساختی پسابروردی برای این رویدادهای ماگمایی پیشنهاد شده است؛ بنابراین برای درک دقیق‌تر چگونگی تشکیل ماگما (به ویژه نوع شوشونیتی)، نقش فروانش پیشین و رفتار گواشته، انجام بررسی‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی هدفمند ضروری است. کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج در مرکز کمربند ماگمایی البرز، یک هدف ایده‌آل برای این پژوهش محسوب می‌شود (شکل ۱-B). این کمپلکس نماینده‌ای از ماگماتیسم پتاسیک ائوسن میانی-پسین (سن Ar/Ar بیوتیت: $0.8 \pm 37/2$ میلیون سال) است. این کمپلکس همچنین دارای رخنمون ممتد، پیوسته با دگرسانی کم بوده و توالی کاملی از سنگ‌های مافیک تا حدواسط (مونزوگابرو، مونزونیت، سینیت) را نشان می‌دهد. این پژوهش برای نخستین بار، بررسی جامع سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی کل سنگ و داده‌های ایزوتوپی (Sr-Nd) سنگ‌های کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج را با سه هدف اصلی تعیین منشأ اولیه ماگما و نقش متاسوماتیسم گواشته، شناسایی فرایندهای ماگمایی مؤثر در تحول آن (تفریق و آرایش) و تعیین دقیق محیط تکتونوماگمایی تشکیل کمپلکس ارائه می‌دهد. این سنگ‌ها تاریخچه ماگماتیسم طولانی کمربند ماگمایی البرز را از کرتاسه پسین (Axen et al., 2001) تا میوسن پسین (Guest et al., 2006a; Guest et al., 2006b) در خود ثبت کرده‌اند. در اینجا

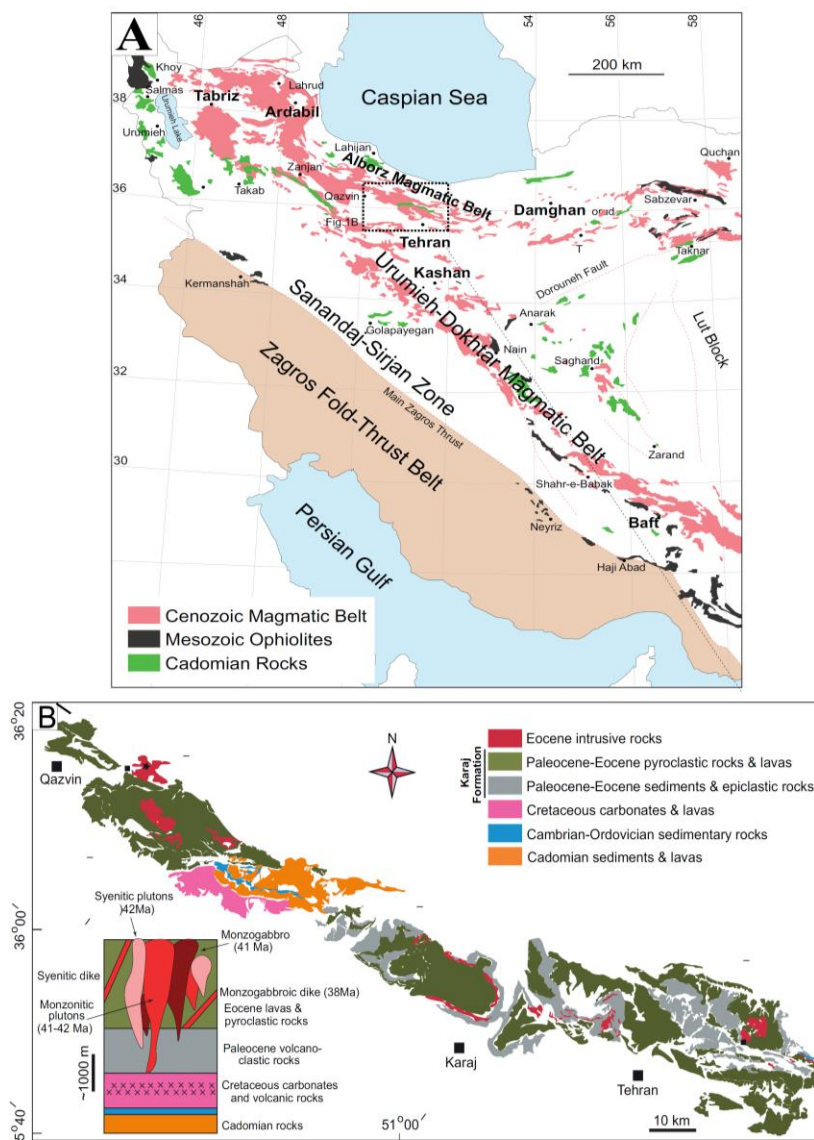
برای بررسی سن ماگماتیسم در کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج، تجزیه و تحلیل‌های جدید زیرکن U-Pb را برای سنگ‌های آذرین مورد بررسی گزارش می‌کنیم. داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی برای بازسازی تکامل زمین‌شیمیایی ماگماتیسم هم‌زمان با برخورد ائوسن البرز استفاده می‌شود.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

توده‌های نفوذی مرتبط با کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج در شرق کرج و غرب مبارک‌آباد با جهت تقریباً شمال‌غربی-جنوب‌شرقی قرار دارند (شکل ۱-B)؛ این توده‌ها یکی از چندین توده نفوذی هستند که به درون واحدهای توف میانی و بالایی سازند کرج نفوذ کرده‌اند. روند ساختاری گسل‌های اصلی و محورهای چین در این منطقه نیز اغلب شرقی-غربی و به موازات روند کوه‌های البرز است. بررسی‌های پیشین در کمربند ماگمایی البرز اغلب بر روی زمین‌شناسی ساختاری، سن سنجی عمومی و زمین‌شیمی اولیه ماگماهای ائوسن متمرکز بوده و وجود ماگماتیسم غنی از پتاسیم (شوشونیتی) را در این کمپلکس تأیید کرده‌اند (Guest et al., 2006a; Guest et al., 2006b; Sepidbar et al., 2019). با این حال، شکاف دانشی موجود در مورد منشأ دقیق این ماگماهای غنی از پتاسیم، ماهیت و گستره متاسوماتیسم گواشته مولد آنها و فرایندهای ماگمایی کنترل‌کننده تشکیل آنها هنوز به طور کمی و ایزوتوپی به خوبی بررسی نشده است. وجود حجم زیادی از ماگمای شوشونیتی در ائوسن میانی تا پسین در البرز مرکزی، از جمله توده نفوذی پی‌سنگ سد کرج، گابرو مبارک‌آباد و گابرو-مونزونیت‌های شمال قزوین نشان می‌دهد که ذوب جزئی برای تولید مذاب‌های شوشونیتی یک رویداد پترولوژیکی محلی نبوده است. بنابراین، سن، فرایندهای تشکیل و تفسیر آنها از اهمیت زمین‌ساختی منطقه‌ای برخوردار است. در این پژوهش، با استفاده از داده‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی سنگ کل، سن سنجی U-Pb روی زیرکن و ایزوتوپ‌های Sr-Nd

ارائه یک مدل ژئودینامیکی دقیق برای تشکیل این کمپلکس و ارتباط آن با رویدادهای زمین‌ساختی منطقه‌ای مانند عقب‌نشینی اسلب در خلال برخورد ایران و عربستان می‌پردازیم.

Hf به تعیین منشأ اولیه ماگما، نقش دقیق متاسوماتیسم گوشته (نقش سیالات در مقابل ذوب رسوب‌های فرورونده)، شناسایی فرایندهای ماگمایی غالب (تفریق بلوری، آرایش پوسته‌ای) در طول تحول ماگما پرداخته شده است و در نهایت به



شکل ۱. A: موقعیت کمر بند ماگمایی البرز در نقشه زون‌های ساختاری ایران و موقعیت کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج در کمر بند ماگمایی البرز و B: نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ قزوین (Radfar and Emami, 2005)

Fig. 1. A: The location of the Alborz magmatic belt on the main structural units of Iran and the Mobarak Abad-Lavasan-Karaj magmatic complex on the Alborz magmatic belt, and B: Geological map of the study area taken from the 1/100,000 geological map of Qazvin (Radfar and Emami, 2005)

توده نفوذی لواسان

توده نفوذی لواسان با وسعت حدود ۳۵ کیلومتر مربع، توده‌ای مرکب از سینیت و مونزونیت است که در آن مونزونیت هسته مرکزی و سینیت حاشیه‌های شمالی و جنوبی را تشکیل می‌دهد. سینیت‌ها با بافت پورفیری صورتی‌رنگ مشخص بوده و به صورت توده‌های نفوذی درون مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت و بازالت) و آذرآواری مربوط به پالئوسن-اوسن جایگزین شده‌اند (شکل ۲-۱). سینیت‌ها با حضور کانی‌های اصلی ارتوکلاز نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (۵۰ تا ۶۰ درصد)، پلاژیوکلاز سدیمی (۱۰ تا ۱۵ درصد)، آمفیبول و بیوتیت (۱۰ تا ۱۵ درصد)، کوارتز (کمتر از ۵ درصد) و پیروکسن (کمتر از ۵ درصد) (شکل ۲-۲) و کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت، تیتانیت و کانی‌های تیره از کانی‌های فرعی مشخص می‌شوند. فلدسپارهای قلیایی حاوی ادخال‌های کوچکی از پلاژیوکلاز شکل‌دار و بیوتیت نیمه‌شکل‌دار هستند. پلاژیوکلاز تا حدی به سریسیت و کربنات دگرسان شده است. کلینوپیروکسن نادر به صورت بلورهای ریزدانه بین فلدسپارها و به صورت ادخال در فلدسپار وجود دارد. آمفیبول‌های نیمه‌شکل تا بی‌شکل به صورت درشت‌بلورهای ریزدانه تا متوسط‌دانه وجود دارند. کوارتز به صورت بی‌شکل بین فلدسپارها را پر کرده است. مونزونیت با بافت مزوکرات و اندازه دانه‌های متوسط تا درشت، به صورت توده‌های نفوذی درون سنگ‌های آتشفشانی میزبان جایگزین شده است (شکل ۲-۳). ترکیب کانی‌شناسی آن شامل پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۴۰ درصد)، فلدسپات قلیایی (۲۵ تا ۳۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۱۰ تا ۱۵ درصد) و کانی‌های مافیک از جمله آمفیبول و بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد) است (شکل ۲-۴). پلاژیوکلاز به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با ابعاد ۲/۰ تا ۳ میلی‌متر مشاهده می‌شود. فلدسپات‌های قلیایی نیز نیمه‌شکل‌دار بوده و اندازه آنها بین ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر متغیر است. دگرسانی‌های ثانویه شامل تبدیل بیوتیت و آمفیبول به کلریت، و دگرسانی فلدسپارها به سریسیت و تیتانیت است. زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر به عنوان کانی‌های فرعی

و ایلمنیت و مگنتیت به صورت اینکلوزیون یا در فضاهای بین‌دانه‌ای حضور دارند.

توده نفوذی مبارک‌آباد

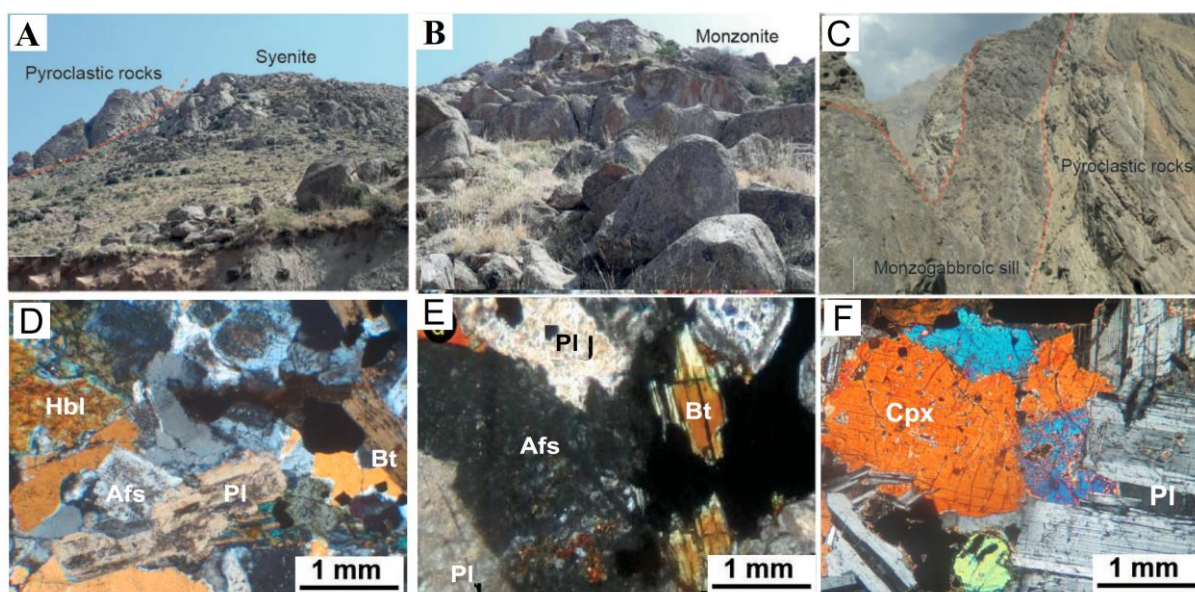
توده نفوذی مبارک‌آباد مساحتی در حدود ۵ کیلومتر مربع را اشغال می‌کند. مونزوگابرو بیشتر حجم توده نفوذی مبارک‌آباد را تشکیل داده و به صورت توده‌ای کشیده و محدود به گسل‌های با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی دیده می‌شود. مونزوگابرو درون سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری اوسن در بخش‌های جنوبی آن نفوذ کرده‌اند؛ در حالی که، در شمال، گابرو در مجاورت سنگ‌های رسوبی کامبرین-اردوئین قرار دارد. مونزوگابروهای مبارک‌آباد، بافت دانه‌ای متوسط دارند. کانی‌های اصلی آن درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۵۰ درصد)، فلدسپار قلیایی (۱۵ تا ۲۰ درصد)، پیروکسن (۱۵ درصد)، الوین (۵ درصد)، آمفیبول و بیوتیت (۵ درصد) و کوارتز (کمتر از ۲ درصد) با شکل‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل هستند. مگنتیت، آپاتیت و ایلمنیت کانی‌های فرعی هستند (کمتر از ۳ درصد). پلاژیوکلازهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (۰/۵ تا ۲ میلی‌متر) به کائولینیت و سریسیت دگرسان شده‌اند. پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی هستند و بر مبنای زاویه خاموشی، ترکیبی بین آندزین و لابرادوریت دارند. دانه‌های کوارتز نادر بین پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی قرار دارند. کلینوپیروکسن‌ها حاوی ادخال‌هایی از مگنتیت، آمفیبول و بیوتیت هستند. آنها اورالیتی شده و تا حدی توسط کلریت جایگزین شده‌اند.

توده نفوذی کرج

سنگ‌های نفوذی کرج به صورت سیل‌ها و دایک‌های حلقه‌ای هستند که به درون لایه‌های پالئوسن-اوسن شامل توف‌ها و گدازه‌های سازند کرج تزریق شده‌اند (شکل ۲-۵). سنگ‌های نفوذی کرج اغلب مونزوگابرو، مونزونیت و سینیت هستند. مونزوگابروها حاوی پلاژیوکلاز (۵۵ درصد) و فلدسپات پتاسیم

سینیت‌ها حاوی فلدسپات قلیایی بیشتر (۳۵ تا ۴۰ درصد) و آمفیبول کمتری (<۵٪) هستند. پلاژیوکلاز معمولاً به سریسیت، اپیدوت، کلسیت و تیتانیت تبدیل می‌شود. کلینوپیروکسن‌ها گاهی اوقات اورالیتی شده و توسط کلریت جایگزین می‌شوند.

(۱۵ درصد) و کلینوپیروکسن (۲۰ درصد) به عنوان کانی‌های اصلی هستند؛ در حالی که، الوین، آپاتیت، بیوتیت و تیتانومگنتیت (۱۰ درصد) به عنوان کانی‌های فرعی هستند. مونزونیت‌ها حاوی پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۵۰ درصد) و فلدسپات پتاسیم (۲۵ تا ۳۵ درصد) و آمفیبول (۵ تا ۱۰ درصد) هستند (شکل ۲-F)؛ در حالی که،



شکل ۲. تصویرهای صحرایی و میکروسکوپی سنگ‌های آذرین کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج؛ A: سینیت‌های لواسان در ارتباط با پیروکلاستیک، B: مونزونیت‌های دانه درشت لواسان، C: سیل مونزوگابروی کرج که درون پیروکلاستیک‌ها وارد شده است، D: حضور کانی‌های آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز سدیک، پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز در سینیت‌های لواسان، E: حضور کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول درون مونزونیت‌های لواسان و F: حضور کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن درون مونزوگابروی کرج. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Kfs: آلکالی فلدسپار، Bt: بیوتیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز).

Fig. 2. Field and photomicrographs of the Mobarak-Abad-Lavasan-Karaj magmatic complex igneous rocks. A: Lavasan syenite in the contact with pyroclastic rocks, B: Lavasan monzonitic rocks with coarse grained sized, C: Karaj monzonitic sill intruded within the pyroclastic rocks, D: The occurrences of K-feldspar, Na-plagioclase, biotite and amphibole in Lavasan syenite, E: The occurrences of plagioclase, K-feldspar, amphibole and biotite in Lavasan monzonite, and F: The occurrences of plagioclase and pyroxene in karaj monzogabbro. Abbreviation after Whitney and Evans (2010) (Afs: alkali feldspar, Bt: biotite, Cpx: clinopyroxene, Hbl: hornblende, Pl: plagioclase).

روش‌های تحلیلی

با Fe_2O_3 و MnO ، TiO_2 ، CaO ، K_2O ، P_2O_5 ، SiO_2 ، Al_2O_3 استفاده از طیف‌سنج فلورسانس پرتو ایکس مدل PW4400 و مطابق با استاندارد GB/T14506.28-2010 صورت گرفت. سنجش FeO نیز بر پایه استاندارد GB/T14506.14-2010

تجزیه عناصر اصلی نمونه‌ها در آزمایشگاه کلیدی زمین‌شیمی ذخایر معدنی مؤسسه زمین‌شیمی آکادمی علوم چین (گویانگ) انجام‌شد. اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی (شامل MgO ، Na_2O)

انجام شد. تعیین غلظت عناصر کمیاب با دستگاه XRF-3080E در آزمایشگاه کلیدی کانی‌شناسی و متالورژی مؤسسه زمین‌شیمی گوانگژو (آکادمی علوم چین) انجام و نتایج در **جدول ۱** ارائه شد. همچنین، تجزیه و تحلیل عناصر نادر خاکی با استفاده از طیف‌سنج جرمی پلاسمایی جفت‌شده القایی و مطابق با استاندارد DZ/T0223-2001 انجام شد. انحراف معیار نسبی برای

اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی $\geq 5\%$ به دست آمد.

دانه‌های زیرکن مورد بررسی، از سه نمونه سنگ گابرومونزونیتی، مونزونیتی و سینیتی متعلق به کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج با به‌کارگیری جداکننده‌های مغناطیسی و روش مایعات سنگین جداسازی شدند. سپس دانه‌ها به صورت دستی انتخاب شده و در رزین اپوکسی قرار گرفتند و پس از صیقل داده شدن، با لایه‌ای از کربن پوشانده شدند تا برای تصویربرداری **کاتدولومینسانس** آماده شوند. تجزیه و تحلیل ایزوتوپ U-Pb بر روی این زیرکن‌ها با استفاده از دستگاه طیف‌سنج جرمی پلاسمایی جفت‌شده القایی چندکالکتوره مجهز به لیزر (LA-MC-ICP-MS) در آزمایشگاه کلیدی کانی‌شناسی و متالورژی مؤسسه زمین‌شیمی گوانگژو (آکادمی علوم چین) انجام شد. عمل ابلیشن با سامانه لیزری RESOLUTION M-50 مجهز به لیزر اگزایمر ArF با طول موج ۱۹۳ نانومتر انجام شد و داده‌های ایزوتوپی توسط دستگاه Neptune Plus MC-ICP-MS ثبت شد. در نهایت، محاسبه سن‌ها با نرم‌افزار **ایزوپلات** (Ludwig, 2003) انجام و نتایج در **جدول ۲** ارائه شده است.

تجزیه و تحلیل‌های ایزوتوپی Hf زیرکن درجا با استفاده از همان ابزارهایی که برای سن‌یابی زیرکن U-Pb در SKLIG-GIG استفاده شده بود، انجام شد. در طول تجزیه و تحلیل، از نرخ تکرار لیزر ۷ هرتز با اندازه نقطه ۴۵ میکرومتر استفاده شد. هر تجزیه و تحلیل نقطه‌ای شامل جمع‌آوری نمونه گاز ۲۰ ثانیه‌ای با لیزر خاموش و جمع‌آوری سیگنال نمونه ۳۰ ثانیه‌ای با لیزر روشن است. تمام سیگنال‌های ایزوتوپ با فنجان‌های فارادی شناسایی شدند. تداخل‌های ایزوباریک ^{176}Yb و روی ^{176}Hf با شدت سیگنال‌های

^{173}Yb و ^{175}Lu همراه با نسبت‌های طبیعی $^{173}\text{Yb}/^{176}\text{Yb}$ و $^{175}\text{Lu}/^{176}\text{Lu}$ اصلاح شدند. $^{177}\text{Hf}/^{176}\text{Hf}$ با استفاده از قانون نمایی برای تصحیح با یاس جرمی به $^{177}\text{Hf}/^{179}\text{Hf}$ برابر با ۰/۷۳۲۵ نرمال‌سازی شد. در طول تجزیه و تحلیل، نسبت $^{177}\text{Hf}/^{176}\text{Hf}$ زیرکن استاندارد **پنگلای** برابر با ۰/۰۰۰۰۲۲ $\pm$ ۰/۲۸۲۹۱۵ بود که با مقادیر توصیه‌شده در محدوده خطای ۲σ (Li et al., 2010) مطابقت دارد. داده‌های ایزوتوپ Hf زیرکن در **جدول ۳** ارائه شده است.

نسبت‌های ایزوتوپ Sr و Nd در آزمایشگاه کلیدی کانی‌شناسی و متالورژی، مؤسسه زمین‌شیمی گوانگژو، آکادمی علوم چین، گوانگژو، چین تعیین شد. نمونه‌هایی برای تجزیه و تحلیل ایزوتوپی Sr-Nd در بمب تفلون توسط اسید مخلوط $\text{HF} + \text{HNO}_3$ حل شدند. Sr و Nd با استفاده از روش‌های مرسوم تبادل یونی از هم جدا و با استفاده از Neptune Plus MC-ICP-MS اندازه‌گیری شدند. در طول دوره تجزیه و تحلیل آزمایشگاهی، اندازه‌گیری استاندارد NIST SRM-Sr نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.710250 ± 0.000030 (2σ) به دست آمد. استاندارد JNdi-1 Nd نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.512115 ± 0.000004 (2σ) را به همراه داشت. کل داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd در **جدول ۴** ارائه شده است.

نتایج

شیمی سنگ کل

تجزیه عناصر اصلی و کمیاب بر روی نه نمونه شاخص از توده‌های نفوذی کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج انجام و نتایج آن در **جدول ۱** ارائه شده است. طبق نمودار ارائه‌شده توسط میدلموست (Middlemost, 1994)، توده‌های نفوذی مبارک‌آباد در محدوده‌های گابرو-مونزوگابرو، لواسان در محدوده مونزونیت و سینیت و کرج در محدوده مونزوگابرو و سینیت قرار می‌گیرند (**شکل ۳-۱**) که این نتیجه‌گیری با مشاهدات صحرایی و سنگ‌نگاری سازگار است.

جدول ۱. نتایج تجزیه و تحلیل شیمی سنگ کل نمونه‌های انتخاب شده توده‌های نفوذی مبارک‌آباد-لواسان-کرج

Table 1. Whole rock chemical analysis results of representative samples of the Mobarak Abad-Lavasan-Karaj

Sample No.	MA-2-1	MA-2-2	LA-3	LA-5	LA-6	K-7	K-8	K-9	K-10
Lithology	M.gabbro	M.gabbro	Monzonite	Syenite	Monzonite	Syenite	M.gabbro	Monzonite	M.gabbro
Location	Mobarakabad	Mobarakabad	Lavasan	Lavasan	Lavasan	Karaj	Karaj	Karaj	Karaj
SiO ₂	50.22	53.03	58.96	60.96	56.98	63.93	51.60	59.61	50.50
TiO ₂	0.87	0.96	0.79	0.83	0.69	0.82	0.83	0.81	1.10
Al ₂ O ₃	17.29	17.21	16.60	17.82	16.97	16.96	20.84	17.60	17.49
TFe ₂ O ₃	9.08	9.43	4.45	2.14	4.01	2.36	6.84	6.10	9.44
MnO	0.15	0.21	0.05	0.03	0.09	0.02	0.12	0.21	0.17
MgO	5.29	5.30	5.17	3.24	6.19	2.08	2.60	0.71	4.51
CaO	10.09	9.01	3.92	3.60	4.63	2.45	8.86	2.44	7.21
Na ₂ O	2.50	3.12	6.30	8.53	6.70	9.00	3.51	6.23	3.60
K ₂ O	2.85	1.51	2.13	0.58	0.60	0.47	2.67	5.24	2.89
P ₂ O ₅	0.30	0.31	0.28	0.12	0.28	0.26	0.39	0.20	0.41
LOI	1.5	0.20	1.20	1.70	1.90	0.50	1.30	0.80	2.40
Total	99.98	100.65	99.77	99.55	98.98	98.85	99.53	99.92	99.71
Sc	35.20	30.81	17.50	12.51	19.12	9.45	15.49	5.23	26.32
V	273	200	138	81.1	125	101	151	7.53	228
Cr	88.59	85.09	261.0	77.49	278.00	62.29	16.29	0.42	52.19
Co	36.29	35.09	23.31	20.69	20.69	15.39	21.11	11.49	31.01
Ni	38.39	30.21	55.00	54.29	89.00	24.89	11.21	0.54	25.79
Zn	83.11	90.09	22.29	30.89	48.69	7.58	59.29	162.00	83.51
Ga	17.21	17.39	16.91	17.59	17.29	18.91	19.51	29.91	16.31
Ge	1.34	0.99	1.43	1.34	1.53	1.21	1.25	1.79	1.12
Rb	64.80	44.60	33.90	8.33	16.00	8.95	71.10	78.70	86.40
Sr	603.00	619.00	475.00	233.00	553.00	162.00	885.00	344.00	629.00
Y	20.01	22.11	26.01	25.01	25.49	20.39	21.31	39.29	24.31
Zr	82.40	67.10	127.00	171.00	133.00	195.00	88.90	686.00	98.60
Nb	6.74	6.91	10.81	16.11	7.72	13.29	7.05	67.89	9.59
Mo	0.48	0.52	0.09	0.12	0.09	0.24	0.84	2.32	0.93
Cs	0.15	0.19	0.21	0.06	0.18	0.07	0.94	4.37	1.12
Ba	555.00	522.00	470.00	182.0	200.00	54.00	640.00	677.00	739.00
Hf	2.01	1.69							

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه و تحلیل شیمی سنگ کل نمونه‌های انتخاب شده توده‌های نفوذی مبارک‌آباد-لواسان-کرج

Table 1 (Continued). Whole rock chemical analysis results of representative samples of the Mobarak Abad-Lavasan-Karaj

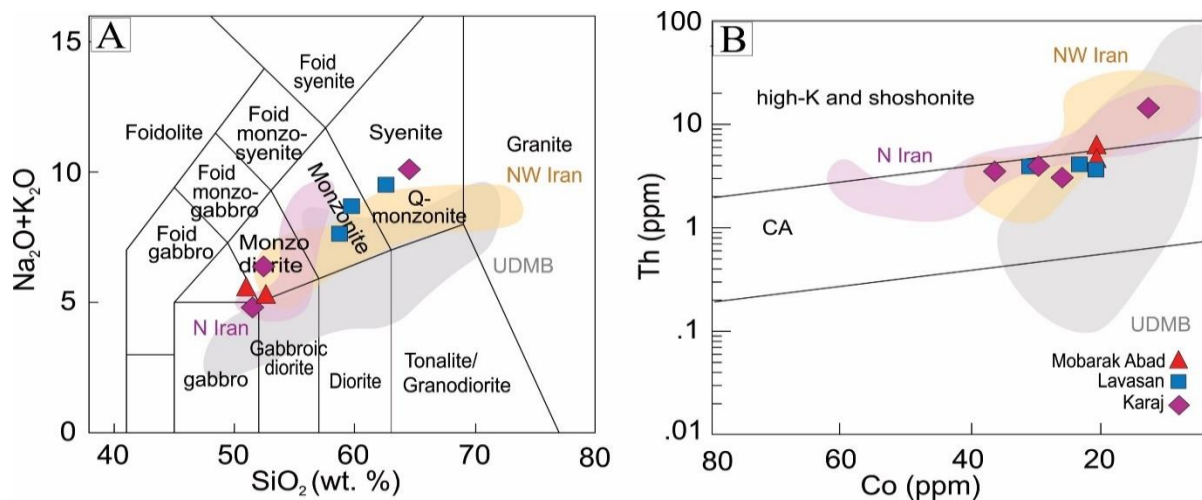
Sample No.	MA-2-1	MA-2-2	LA-3	LA-5	LA-6	K-7	K-8	K-9	K-10
Lithology	M.gabbro	M.gabbro	Monzonite	Syenite	Monzonite	Syenite	M.gabbro	Monzonite	M.gabbro
Location	Mobarakabad	Mobarakabad	Lavasan	Lavasan	Lavasan	Karaj	Karaj	Karaj	Karaj
U	1.15	1.21	0.43	2.28	0.91	2.49	1.08	2.93	1.08
Th	3.44	3.09	4.02	5.81	4.55	8.52	3.61	9.58	3.83
La	18.01	16.51	19.69	23.49	24.29	28.11	17.69	60.59	19.89
Ce	35.40	39.20	41.30	59.70	49.70	58.60	36.10	124.00	41.10
Pr	4.41	4.59	5.23	7.69	6.05	6.71	4.63	13.39	5.29
Nd	18.09	19.31	21.11	29.09	24.01	24.51	19.61	48.89	22.29
Sm	4.06	4.25	4.51	5.15	4.79	4.31	4.28	9.17	4.94
Eu	1.28	1.36	1.09	1.91	1.48	1.73	1.38	2.82	1.29
Gd	4.05	3.95	4.39	4.41	4.57	3.74	4.15	7.81	4.78
Tb	0.62	0.59	0.72	0.71	0.73	0.58	0.64	1.26	0.74
Dy	3.56	3.22	4.29	4.23	4.28	3.35	3.64	7.05	4.23
Ho	0.71	0.74	0.89	0.88	0.88	0.69	0.74	1.37	0.85
Er	1.92	2.02	2.53	2.57	2.51	1.99	2.05	3.79	2.35
Tm	0.29	0.26	0.39	0.41	0.39	0.31	0.31	0.57	0.35
Yb	1.79	1.81	2.51	2.68	2.53	2.05	1.96	3.55	2.21
Lu	0.28	0.31	0.39	0.41	0.39	0.33	0.29	0.53	0.33
Ta	0.39	0.36	0.57	0.78	0.46	0.89	0.41	3.48	0.52
Tl	0.26	0.31	0.07	0.02	0.04	0.02	0.19	0.75	0.19
Pb	5.91	6.90	2.22	18.20	2.27	0.89	11.51	37.49	5.88
Nb/La	0.37	0.42	0.55	0.69	0.32	0.47	0.40	1.12	0.48
Rb/Sr	0.11	0.07	0.07	0.04	0.03	0.06	0.08	0.23	0.14
Sm/Yb	2.27	2.35	1.80	1.92	1.89	2.10	2.18	2.58	2.24
La/Nb	2.67	2.39	1.82	1.46	3.15	2.12	2.51	0.89	2.07
La/Ta	46.18	45.86	34.54	30.12	52.80	31.58	43.15	17.41	38.25
BA/La	30.8	31.6	23.9	7.7	8.2	1.9	36.2	11.2	37.2
Ba/Th	161.3	168.9	116.9	31.3	44.0	6.3	177.3	70.7	193.0
Pb/U	5.1	5.7	5.2	8.0	2.5	0.4	10.7	12.8	5.4
Sr/Th	175.3	200.3	118.2	40.1	121.5	19.0	245.2	35.9	164.2
Th/Nd	0.19	0.16	0.19	0.20	0.19	0.35	0.18	0.20	0.17

نظر ژنتیکی مرتبط هستند. تمامی نمونه‌ها از نظر عناصر لیتوفیل یون بزرگ مانند Ba, Rb, Th و عناصر خاکی کمیاب سبک $(La/Sm)_N = 2/3$ غنی شده‌اند؛ در حالی که آنومالی منفی در عناصر با شدت میدان بالا و تهی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سنگین $(Gd/Yb)_N = 1/8 - 2/2$ را نشان می‌دهند. همچنین Eu در اغلب نمونه‌ها آنومالی ندارد $(Eu/Eu^* = 1/0 - 1/8)$.

سن‌سنجی زیرکن U-Pb

سه نمونه برای تعیین سن زیرکن U-Pb شامل مونزوگابرو (۲) نمونه) و مونزونیت (۱ نمونه) مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. تصویرهای CL و نتایج سن‌سنجی U-Pb در شکل ۵ و جدول ۲ آمده است.

در تقسیم‌بندی توده با ضریب اشباع آلومینیم یا اندیس شاند، نسبت مولی $(Al_2O_3/CaO+K_2O+Na_2O)$ برای نمونه‌ها حدود ۰/۹ تا ۱ است و ویژگی‌های گرانیتوئید نوع I متاآلو مینوس را نشان می‌دهند. علاوه بر این، در نمودار Th-Co (Hastie et al., 2007)، نمونه‌ها تمایل کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی از خود نشان می‌دهند (شکل ۳-B). شکل ۴-A و B، الگوهای توزیع عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر را برای نمونه‌های کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج نشان می‌دهد که به ترتیب نسبت به NMORM و کندریت (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده‌اند. گابروها/مونزوگابروها، سینیت‌ها و مونزونیت‌ها الگوهای مشابهی را با سطوح فراوانی متفاوت نشان می‌دهند که بیانگر آن است که احتمالاً سنگ‌ها از



شکل ۳. طبقه‌بندی توده‌های نفوذی کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج بر اساس A: نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1994) و B: Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007)

Fig. 3. Plots of intrusive rocks from Mobarak abad-lavasan-Karaj magmatic complex A: Na_2O+K_2O vs SiO_2 (Middlemost, 1994), and B: Th vs Co (Hastie et al., 2007)

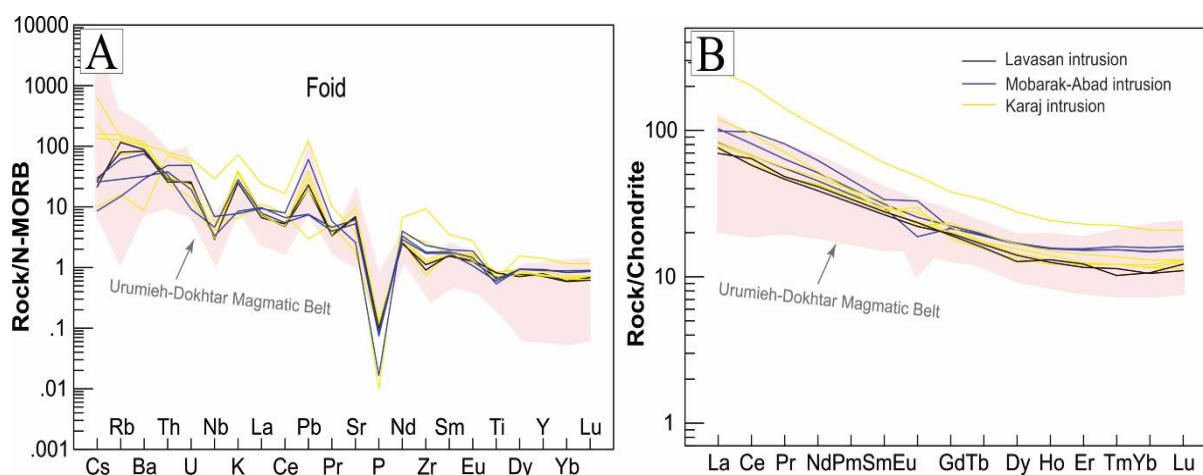
منطقه‌بندی نوسانی نشان می‌دهند؛ اگرچه برخی از آنها بدون منطقه‌بندی هستند. هسته‌های به ارث رسیده در تصویرهای CL قابل تشخیص هستند. زیرکن‌های تجزیه و تحلیل شده، میانگین

مونزونیت لواسان نمونه (LA-6)

زیرکن‌های حاصل از توده نفوذی لواسان، منشوری بلند (< 150 میکرومتر) با نسبت طول به عرض ۲:۱ تا ۱:۱ هستند. زیرکن‌ها

است نشان‌دهنده یک جزء قدیمی‌تر باشند که در محفظه ماگما متبلور شده است که نشان‌دهنده سرد شدن آهسته است (Schaltegger et al., 1999).

وزنی سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 40.9 ± 1.1 میلیون سال $\text{MSWD} = 1.5$ را نشان می‌دهند (شکل ۵-۵). برخی از زیرکن‌ها کمی قدیمی‌تر هستند و سن آنها ۴۲ تا ۴۵ میلیون سال است. این زیرکن‌ها ممکن



شکل ۴. A: عناصر کمیاب سنگ‌های آذرین که نسبت به NMORB و B: کندریت به‌نجار شده‌اند (داده‌های NMORB از سان و مک‌دوناف (Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4. A: Trace elements of the igneous rocks normalized to NMORB, and B: chondrite (NMORB data from Sun and McDonough (1989)

مونزوگابروی کرج (نمونه K-10)

پانزده دانه زیرکن از سیل مونزوگابروی کرج توسط LA-ICPMS سن‌سنجی شدند. زیرکن‌ها ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرومتر طول دارند و نسبت طول به عرض آنها بین ۱:۱ و ۲:۱ است. بیشتر زیرکن‌ها شکل‌دار بوده و منطقه‌بندی نوسانی دارند (شکل ۵-۵). زیرکن‌های تجزیه و تحلیل شده، میانگین سن وزنی جوان‌تر $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 37.8 ± 0.2 میلیون سال $\text{MSWD} = 0.8$ نشان می‌دهند (شکل ۵-۵).

ایزوتوپ Hf زیرکن

نسبت‌های اندازه‌گیری شده $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ و $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Lu}$ برای زیرکن‌ها در سنگ‌های ماگمایی شمال ایران در جدول ۳ خلاصه شده‌اند.

مونزوگابروی مبارک‌آباد (نمونه MA-2)

شانزده دانه زیرکن از مونزوگابروی مبارک‌آباد توسط LA-ICPMS سن‌سنجی شدند. تصویرهای کاتدولومینسانس نشان می‌دهند که زیرکن‌ها منشوری بلند و اغلب از نوع خودشکل تا نیمه شکل‌دار هستند (شکل ۵-۵). زیرکن‌ها تقریباً ۱۰۰ تا ۲۵۰ میکرومتر طول دارند و نسبت طول به عرض آنها ۱:۱ تا ۲:۱ بوده و منطقه‌بندی نوسانی دارند که منشأ ماگمایی را تأیید می‌کند (Belousova et al., 2002). زیرکن‌های تجزیه و تحلیل شده، میانگین وزنی سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 40.4 ± 0.7 میلیون سال $\text{MSWD} = 1.2$ نشان می‌دهند (شکل ۵-۵). زیرکن‌های قدیمی‌تر نیز وجود دارند و هم‌به‌عنوان اجزای اولیه در یک محفظه ماگمایی با عمر طولانی ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ با سن ۴۵-۴۶ میلیون سال) تفسیر می‌شوند.

جدول ۲. نتایج تجزیه و تحلیل سن‌سنجی نمونه‌های انتخاب‌شده توده‌های نفوذی مبارک‌آباد-لواسان-کرج

Table 2. Zircon dating analysis results of the representative samples from the Mobarak Abad-Lavasan-Karaj

	Corrected Ratio						Age Ma			
	207Pb/206Pb	1RSD %	207Pb/235U	1RSD %	206Pb/238U	1RSD %	207Pb/235U	1SD D	206Pb/238U	1SD D
LA-6-01	0.0477	1.5	0.0451	3.4	0.0069	3.1	44.8	1.5	45.1	1.4
LA-6-03	0.0512	2.3	0.0447	2.8	0.0063	1.6	44.4	1.2	40.7	0.7
LA-6-04	0.0478	1.3	0.0413	2.4	0.0063	2.1	41.1	1.0	40.3	0.8
LA-6-06	0.0548	2.0	0.0442	2.4	0.0059	1.2	43.9	1.0	37.6	0.5
LA-6-07	0.0478	1.2	0.0414	1.9	0.0063	1.4	41.1	0.8	40.4	0.6
LA-6-08	0.0554	1.9	0.0456	2.4	0.0060	1.5	45.3	1.1	38.4	0.6
LA-6-09	0.0520	2.0	0.0427	2.2	0.0059	0.9	42.4	0.9	38.3	0.4
LA-6-11	0.0480	1.3	0.0427	2.2	0.0064	1.7	42.4	0.9	41.4	0.7
LA-6-12	0.0484	2.8	0.0431	3.3	0.0065	1.6	42.8	1.4	41.5	0.7
LA-6-13	0.0475	1.4	0.0412	1.9	0.0063	1.4	41.0	0.8	40.5	0.6
LA-6-14	0.0487	1.9	0.0423	2.4	0.0063	1.6	42.1	1.0	40.5	0.6
LA-6-18	0.0540	2.3	0.0485	2.5	0.0065	1.0	48.1	1.2	41.9	0.4
LA-6-20	0.0486	1.5	0.0412	2.0	0.0062	1.3	41.0	0.8	39.6	0.5
MA-2-03	0.0560	5.9	0.0523	6.2	0.0068	1.9	51.8	3.1	43.6	0.8
MA-2-04	0.0769	14.9	0.0726	15.4	0.0068	3.8	71.1	10	44.0	1.7
MA-2-05	0.0606	4.8	0.0519	4.9	0.0062	0.7	51.4	2.4	39.9	0.3
MA-2-06	0.0625	3.7	0.0541	3.9	0.0063	1.4	53.5	2.0	40.4	0.6
MA-2-07	0.0517	3.9	0.0471	4.1	0.0066	1.4	46.7	1.9	42.4	0.6
MA-2-08	0.0483	1.2	0.0423	2.1	0.0064	1.7	42.1	0.8	40.9	0.7
MA-2-10	0.0490	1.9	0.0426	2.1	0.0063	1.1	42.4	0.9	40.6	0.4
MA-2-11	0.0479	1.5	0.0413	2.1	0.0063	1.4	41.1	0.8	40.2	0.6
MA-2-13	0.0487	1.4	0.0429	2.1	0.0064	1.5	42.7	0.9	41.1	0.6
MA-2-14	0.0522	2.3	0.0445	2.8	0.0062	1.5	44.2	1.2	39.7	0.6
MA-2-15	0.0489	2.1	0.0438	2.6	0.0065	1.6	43.5	1.1	41.7	0.6
MA-2-16	0.0648	4.4	0.0579	4.8	0.0065	1.8	57.1	2.7	41.7	0.8
MA-2-17	0.0500	2.8	0.0442	3.2	0.0064	1.6	43.9	1.4	41.2	0.7
MA-2-18	0.0474	1.3	0.0405	1.5	0.0062	0.7	40.3	0.6	39.9	0.3
MA-2-19	0.0588	1.8	0.0488	2.1	0.0060	1.1	48.3	1.0	38.7	0.4

ادامه جدول ۲. نتایج تجزیه و تحلیل سن‌سنجی نمونه‌های انتخاب‌شده توده‌های نفوذی مبارک‌آباد-لواسان-کرج

Table 2 (Continued). Zircon dating analysis results of the representative samples from the Mobarak Abad-Lavasan-Karaj

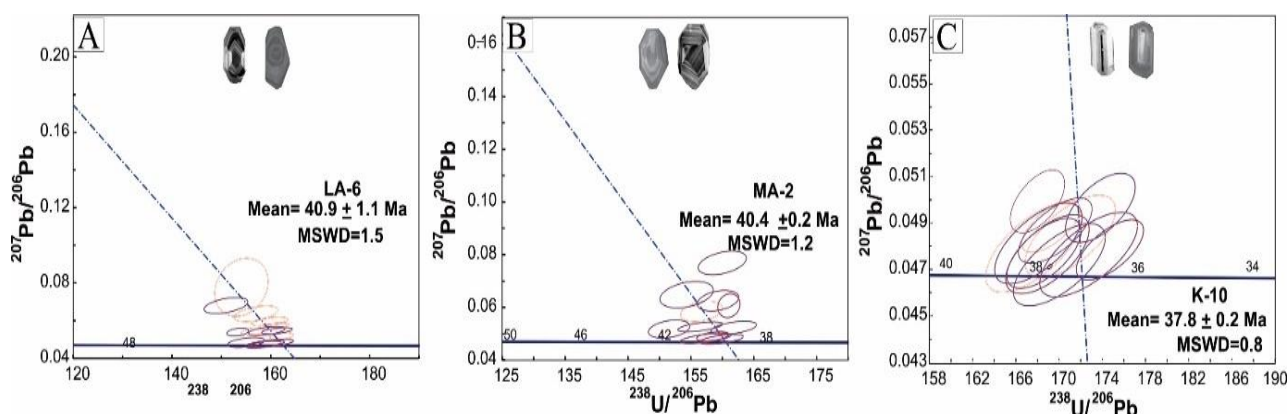
	Corrected Ratio						Age Ma			
	207Pb/206 Pb	1RSD %	207Pb/235 U	1RSD %	206Pb/238 U	1RSD %	207Pb/235 U	1SD	206Pb/238 U	1SD
K10-01	0.0476	0.9	0.0380	2.3	0.0058	2.1	37.9	0.9	37.2	0.8
K10-02	0.0476	1.3	0.0379	2.4	0.0058	2.0	37.8	0.9	37.2	0.7
K10-03	0.0477	1.3	0.0389	2.3	0.0059	1.9	38.7	0.9	38.1	0.7
K10-04	0.0477	1.1	0.0390	2.0	0.0059	1.7	38.8	0.8	38.2	0.6
K10-05	0.0473	0.9	0.0383	2.1	0.0059	1.9	38.1	0.8	37.7	0.7
K10-06	0.0481	1.0	0.0395	2.2	0.0059	2.0	39.3	0.9	38.3	0.7
K10-07	0.0508	2.1	0.0420	2.9	0.0060	2.0	41.8	1.2	38.6	0.8
K10-08	0.0536	1.9	0.0433	2.5	0.0059	1.6	43.1	1.1	37.7	0.6
K10-09	0.0482	1.4	0.0383	2.0	0.0058	1.5	38.2	0.8	37.1	0.6
K10-10	0.0478	1.2	0.0379	2.3	0.0058	2.0	37.8	0.9	37.1	0.7
K10-11	0.0472	0.7	0.0380	1.8	0.0058	1.7	37.9	0.7	37.6	0.6
K10-12	0.0478	0.8	0.0378	1.7	0.0057	1.5	37.6	0.6	36.8	0.5
K10-13	0.0494	1.4	0.0374	1.8	0.0055	1.1	37.3	0.6	35.3	0.4

ایزوتوپ‌های Sr و Nd انتخاب شدند که نتایج آن در شکل ۶ و جدول ۴ نشان داده شده است. نسبت‌های اولیه که نسبت به سن ۴۰ میلیون سال نرمال‌سازی شده اند، مقادیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (۴۰ Ma) و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در بازه محدود ۰/۷۰۶۴۸-۰/۷۰۴۹۲ و ۰/۴۶-۰/۱۷ قرار دارند. سن مدل تک مرحله‌ای (گوشته تهی شده) برای Nd نمونه‌ها از ۰/۵ تا ۰/۷ میلیارد سال متغیر است. در نمودار رایج ایزوتوپ Sr-Nd همه نمونه‌ها در نزدیکی محدوده مخزن یکنواخت کندریتی قرار می‌گیرند (شکل ۶-ا). این داده‌ها با اطلاعات توده نفوذی ائوسن در ترکیب سنگ‌های آذرین ائوسن میانی در کمر بند ماگمایی البرز ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70404$ - 0.70692 , $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51241$ - 0.51274 ; Nd (Asiabanha and Foden, 2012) $(35) = +2.97 - 3.44$ هم‌پوشانی دارد که داشتن منبع گوشته‌ای مشترک بین این توده‌های نفوذی را با آنها ممکن می‌سازد.

زیرکن‌های مونزوگابروهای مبارک‌آباد و کرج (به ترتیب نمونه‌های MA-2 و K-10) مقادیر $\epsilon\text{Hf}(t)$ را نشان می‌دهند که از ۴/۲ تا ۹/۸+ متغیر است (جدول ۳). سن مدل دو مرحله‌ای برای زیرکن‌های مونزوگابرو با استفاده از مقدار Lu/Hf برابر با ۰/۱۵ (Griffin et al., 2004) سن‌های جوان (۴۸۰-۸۵۰ میلیون سال پیش) را نشان می‌دهد که ماهیت جوان ماگماهای مونزوگابرو را تأیید می‌کند. مونزویت‌ها (نمونه LA-6) زیرکن‌هایی با مقادیر $\epsilon\text{Hf}(t)$ کمی پایین‌تر دارند (۱/۸+ تا ۸/۷+ و TDMC قدیمی‌تر بین ۵۸۰ تا ۱۰۰۰ میلیون سال پیش). در نمودار زیرکن $\epsilon\text{Hf}(t)$ در مقابل سنگ توده‌ای (t) Nd، به نظر می‌رسد که سنگ‌های نفوذی مورد بررسی از گوشته غنی شده منشأ گرفته‌اند (شکل ۶-ب).

زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd

پنج نمونه به عنوان نماینده از بین سنگ‌های موجود برای



شکل ۵. تصویرهای CL و نمودارهای سن‌سنجی ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) برای نمونه‌های A: مونزونیت لواسان، B: مونزوگابرو ناحیه مبارک‌آباد و C: سیل مونزوگابروی کرج

Fig. 5. U-Pb inverse-concordia ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) ages for zircons from the A: Lavasan monzonite, B: Mobarak-Abad monzogabbro, and C: Karaj monzogabbroic sill

بحث و بررسی

بر اساس مشاهدات صحرایی و حجم توده‌های نفوذی کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج، در این بخش، به این بحث پرداخته می‌شود که چه فرایند یا فرایندهایی در تکامل این سنگ‌ها نقش داشته‌اند. داده‌های ایزوتوپی و مقادیر مثبت εNd (۴۰Ma) منشأ گوشته‌ای این سنگ‌ها را پیشنهاد می‌دهد. این منشأ با کمک مقادیر مثبت ایزوتوپی Hf زیرکن نیز قابل تأیید است (شکل ۵). اگرچه توده‌های نفوذی کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج با ترکیب متغیر SiO_2 (۴۸/۹ تا ۶۴/۲ درصد وزنی) و متغیر MgO (۰/۷ تا ۶/۲ درصد وزنی) مقادیر بالای $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (۴/۷ تا ۱۱/۴ درصد وزنی) نشان‌دهنده تشکیل این سنگ‌ها از یک ماگمای تحول‌یافته‌تر نسبت به ماگمای اولیه مشتق‌شده از گوشته است. از مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر تحولات ماگمایی، نقش فرایندهای گوناگون نظیر تفریق بلوری، آلایش پوسته‌ای، اختلاط ماگمایی و ... است که در ادامه بررسی می‌شود.

منشأ

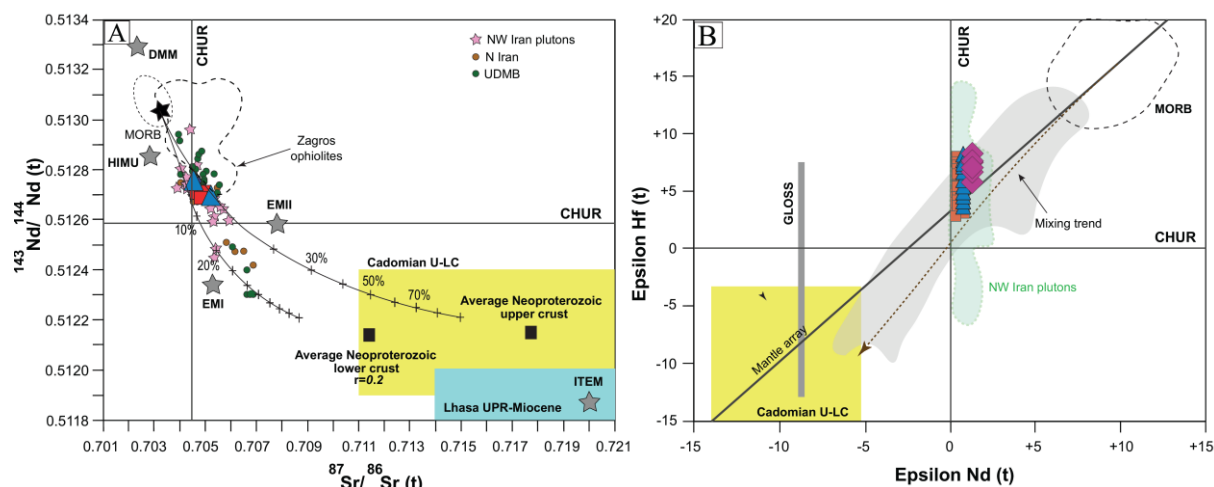
توده‌های نفوذی کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کالک‌آلکانل پتاسیم بالا تا شوشونیتی نشان می‌دهند. این نمونه‌ها با محتوای بالای K_2O (>۵ درصد وزنی) و MgO نسبت‌های بالا $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ، غلظت‌های بالای عناصر کمیاب ناسازگار، آنومالی منفی قابل توجه Nb و Zr، Ti و نسبت‌های پایین Nb/La (<۱/۷-۰/۳) مشخص می‌شوند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهند که نمونه‌ها از منشائی مشابه بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی و جزایر اقیانوسی مشتق نشده‌اند. علاوه بر این، سنگ‌های تولیدشده از گوشته استنوسفری معمولاً دارای مقدار La/Nb >۱/۵ و مقدار La/Ta >۲۲ هستند (Saunders et al., 1992). در مقابل، توده‌های نفوذی کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج دارای مقادیر بالاتری هستند (به ترتیب ۱/۲-۵/۷ و ۳۰/۰-۴۶/۲) که نشان می‌دهد آنها از گوشته لیتوسفری متاسوماتیزم‌شده منشأ گرفته‌اند. در متاسوماتیسم بر اثر سیالات آزادشده از ورقه فرورونده، در صورتی که سیالات حاوی مقادیر بالای عناصر K، Rb، Ba، Sr و Pb و مقدار کم REE، Th و HFSE نقش داشته باشند، سنگ‌های تشکیل‌شده اغلب نسبت‌های Ba/Th، Ba/La، Pb/U و Sr/Th بالاتری دارند (Elliott, 2003).

جدول ۳. نتایج تجزیه و تحلیل ایزوتوپی Hf زیرکن نمونه‌های انتخاب شده توده‌های نفوذی مبارک‌آباد-لواسان-کرج

Table 3. Zircon Hf isotopic analysis results of the representative samples from the Mobarak Abad-Lavasan-Karaj

Sample	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^1$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^2$	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})^3$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	2 σ	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2 σ	T _{DM}
K10-01	0.072601	0.282913	0.282920	0.282924	0.282928	5.06	1.03	5.81	1.03	498
K10-02	0.134585	0.282952	0.282959	0.282963	0.282968	6.48	1.03	7.20	1.03	463
K10-03	0.146238	0.283026	0.283032	0.283036	0.283041	9.09	1.03	9.81	1.03	351
K10-04	0.126545	0.282935	0.282942	0.282946	0.282951	5.87	1.03	6.60	1.03	486
K10-05	0.090747	0.282979	0.282985	0.282989	0.282994	7.40	1.03	8.13	1.03	408
K10-06	0.088222	0.282939	0.282946	0.282950	0.282955	6.00	1.03	6.74	1.03	465
K10-07	0.134735	0.282995	0.283001	0.283005	0.283010	7.99	1.03	8.69	1.03	397
K10-08	0.094893	0.282950	0.282956	0.282960	0.282965	6.38	1.03	7.07	1.03	455
K10-09	0.116367	0.282974	0.282980	0.282984	0.282988	7.23	1.03	7.91	1.03	423
K10-10	0.118892	0.282957	0.282963	0.282966	0.282971	6.63	1.03	7.30	1.03	455
K10-11	0.219170	0.282928	0.282934	0.282938	0.282943	5.70	1.03	6.30	1.03	545
K10-12	0.140110	0.282974	0.282980	0.282984	0.282988	7.25	1.03	7.91	1.03	435
K10-13	0.156548	0.283011	0.283017	0.283021	0.283025	8.56	1.03	9.22	1.03	377
MA-2-01	0.224636	0.282917	0.282924	0.282929	0.282935	5.31	1.03	6.09	1.03	550
MA-2-02	0.347127	0.282902	0.282910	0.282914	0.282920	4.91	1.03	5.54	1.03	653
MA-2-03	0.136296	0.282974	0.282981	0.282986	0.282991	7.26	1.03	8.07	1.03	428
MA-2-04	0.335222	0.282946	0.282953	0.282958	0.282964	6.41	1.03	7.11	1.03	542
MA-2-05	0.056481	0.282896	0.282904	0.282908	0.282914	4.45	1.03	5.33	1.03	513
MA-2-06	0.155697	0.282918	0.282925	0.282929	0.282935	5.29	1.03	6.06	1.03	521
MA-2-07	0.246623	0.282927	0.282935	0.282939	0.282945	5.69	1.03	6.45	1.03	537
MA-2-08	0.094818	0.282861	0.282869	0.282874	0.282880	3.24	1.03	4.15	1.03	582
MA-2-09	0.331328	0.282974	0.282982	0.282986	0.282991	7.45	1.03	8.07	1.03	513
MA-2-10	0.213699	0.283021	0.283029	0.283033	0.283039	9.00	1.03	9.76	1.03	374
MA-2-11	0.126332	0.282924	0.282931	0.282935	0.282941	5.48	1.03	6.26	1.03	501
LA6-01	0.070961	0.282851	0.282858	0.282863	0.282868	2.87	1.03	3.72	1.03	589
LA6-02	0.157272	0.282856	0.282863	0.282867	0.282872	3.10	1.03	3.84	1.03	627
LA6-03	0.123669	0.282797	0.282805	0.282809	0.282815	1.01	1.03	1.83	1.03	696
LA6-04	0.202517	0.282879	0.282886	0.282891	0.282896	3.98	1.03	4.68	1.03	615
LA6-05	0.194169	0.282920	0.282927	0.282931	0.282936	5.40	1.03	6.08	1.03	543
LA6-06	0.222475	0.282988	0.282996	0.283000	0.283006	7.86	1.03	8.62	1.03	442
LA6-07	0.075719	0.282812	0.282819	0.282824	0.282829	1.49	1.03	2.33	1.03	649
LA6-08	0.206058	0.282912	0.282919	0.282924	0.282929	5.13	1.03	5.86	1.03	562
LA6-09	0.050520	0.282830	0.282837	0.282841	0.282847	2.10	1.03	2.94	1.03	610
LA6-10	0.103431	0.282864	0.282872	0.282876	0.282882	3.35	1.03	4.23	1.03	585
LA6-11	0.258387	0.282980	0.282988	0.282992	0.282998	7.62	1.03	8.29	1.03	474
LA6-12	0.121419	0.282836	0.282843	0.282848	0.282853	2.37	1.03	3.18	1.03	636
LA6-13	0.164365	0.282886	0.282893	0.282897	0.282902	4.17	1.03	4.89	1.03	584



شکل ۶. A: نمودار $\epsilon\text{Hf}(t)$ در مقابل $\epsilon\text{Nd}(t)$ برای کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج؛ داده‌های MORB و OIB از چاول و بلیچرت تافت (Chauvel and Blichert-Toft, 2001)، داده‌های آرایه گوشته‌ای از وروورت و بلیچرت تافت (Vervoort and Blichert-Toft, 1999) و B: نمودار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌ها که با اجزای گوشته HIMU, EMI, EMII, DMM (Zindler and Hart, 1986; Hart et al., 1992) و پوسه کادومین (Bell et al., 2004) و CHUR و ITEM, FOZO1 (Hart, 1986; Hart et al., 1992) مقایسه شده‌اند.

Fig. 6. A: $\epsilon\text{Hf}(t)$ versus $\epsilon\text{Nd}(t)$ diagram for the Mubarakabad-Lavasan-Karaj magmatic complex; MORB and OIB data from Chauvel and Blichert-Toft (2001), and mantle array data from Vervoort and Blichert-Toft (1999), and B: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram for the rocks, compared with mantle components HIMU, EMI, EMII, DMM (Zindler and Hart, 1986; Hart et al., 1992), FOZO, ITEM, and CHUR (Bell et al., 2004), and Cadomian crust (Shafaii Moghadam et al., 2015).

جدول ۴. نتایج تجزیه و تحلیل ایزوتوپ Nd-Sr سنگ کل نمونه‌های انتخاب شده توده‌های نفوذی مبارک‌آباد-لواسان-کرج

Table 4. Whole rock Nd-Sr isotopic analysis results of representative samples of the Mobarak Abad-Lavasan-Karaj

Sample	Lithology	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\text{Sr}/\text{Sr}(i)$	$\text{Nd}/\text{Nd}(i)$	ϵNd	$t\text{DM}$ (Ma)
MA-2	Monzogabbro	0.23432	0.706449	0.10405	0.512642	0.70632	0.51261	0.55	611
LA-6	Monzonite	0.24029	0.706589	0.10451	0.512638	0.70646	0.51261	0.46	619
LA-5	Syenite	0.20022	0.705031	0.08937	0.512796	0.70492	0.51274	3.63	466
K-10	M.gabbro	0.36139	0.705650	0.10421	0.512702	0.70545	0.51267	1.72	534
K-8	M.gabbro	0.09561	0.706534	0.12434	0.512665	0.70648	0.51263	0.89	702

ماگمایی تشکیل شده دارای مقادیر بالاتری Th/U ، Th/Nd و Th/Ba و Th/Sr خواهند بود (Woodhead et al. 2001). بیشتر

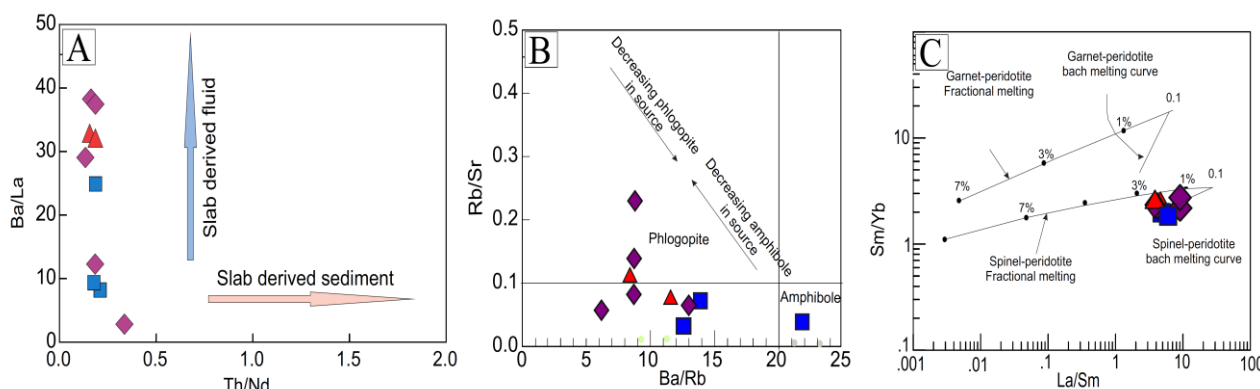
با این حال، در طی متاسوماتیسم بر اثر ذوب رسوب‌های فرورونده که حاوی مقادیر بالای Th ، LILE و LREE هستند، سنگ‌های

توده‌های نفوذی کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج دارای مقادیر متغیر Ba/La ($37/2 - 7/7$)، Ba/Th ($193/0$) - $6/3$ ، Pb/U ($12/9 - 0/4$) و Sr/Th ($245 - 19$) و مقادیر Th/Nd ($0/4 >$) هستند (جدول ۱) که نشان‌دهنده نقش متغیر سیال رها شده از ورقه فرورنده در متاسوماتیسم گوشته است. در این نمونه‌ها، مقادیر متحرک REE سیال، مانند Ba/La ، مقادیر بالایی (بیش از ۱۵) به دست می‌دهد و نمودار Ba/La در مقابل Th/Nd (Shaw, 1970) مشارکت عمده سیال‌های مشتق شده از ورقه را نشان می‌دهد (شکل ۷-۱). با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها تصور می‌شود که این سنگ‌ها از یک منبع گوشته لیتوسفری مربوط به مناطق فرورائش مشتق شده‌اند که توسط سیالات ناشی از صفحه فرورنده و یا رسوب‌های دگرگون‌شده موجب غنی‌شدگی LILEs نسبت به HFSEs شده است (Elburg et al., 2002; Cameron et al., 2003). بر اساس ویژگی‌های ISr و Nd (۴۰ میلیون سال پیش) می‌توان دریافت که منبع سنگ‌های مورد بررسی یک گوشته لیتوسفری غنی‌شده است که شبیه به یک عضو انتهایی از نوع EM2 (گوشته غنی‌شده نوع ۲) است که اغلب غنی‌شدگی و متاسوماتیسم محصول بازیافت شده رسوب‌های خشکی از یک فرورائش قبلی تفسیر می‌شود (Zindler and Hart, 1986). تمامی داده‌ها از جمله عناصر کمیاب و ویژگی‌های ایزوتوپی نشان می‌دهد که سیالات و یا رسوب‌های حاصل از فرورائش عامل متاسوماتیسم گوشته لیتوسفری تهی‌شده در منطقه منشأ توده‌های نفوذی بوده‌اند که در زیر کمر بند ماگمایی البرز واقع شده است.

اثر تبلور تفریقی / آرایش پوسته‌ای
با استفاده از نتایج سنگ کل و ترکیب‌های ایزوتوپی، می‌توان به نقش فرایندهای ماگمایی پی‌برد. مذاب‌های اولیه دارای مقادیر MgO بالاتر ($< 8\%$) و مقادیر بالایی از Ni (۲۵۰ تا ۳۰۰ گرم در تن) و کروم (۵۰۰ تا ۶۰۰ گرم در تن) هستند (Kimura et al., 2014). به استثنای یک نمونه سنگ مونزونیت، سنگ‌های کمپلکس ماگمایی دارای مقادیر بسیار کم MgO ($> 5/5$ درصد)، Ni (۱۱ تا ۸۹ گرم در تن) و محتوای بسیار کم Cr (۱۶ تا ۲۶۱ گرم در تن) هستند که نشان می‌دهد ماگمای تشکیل‌دهنده

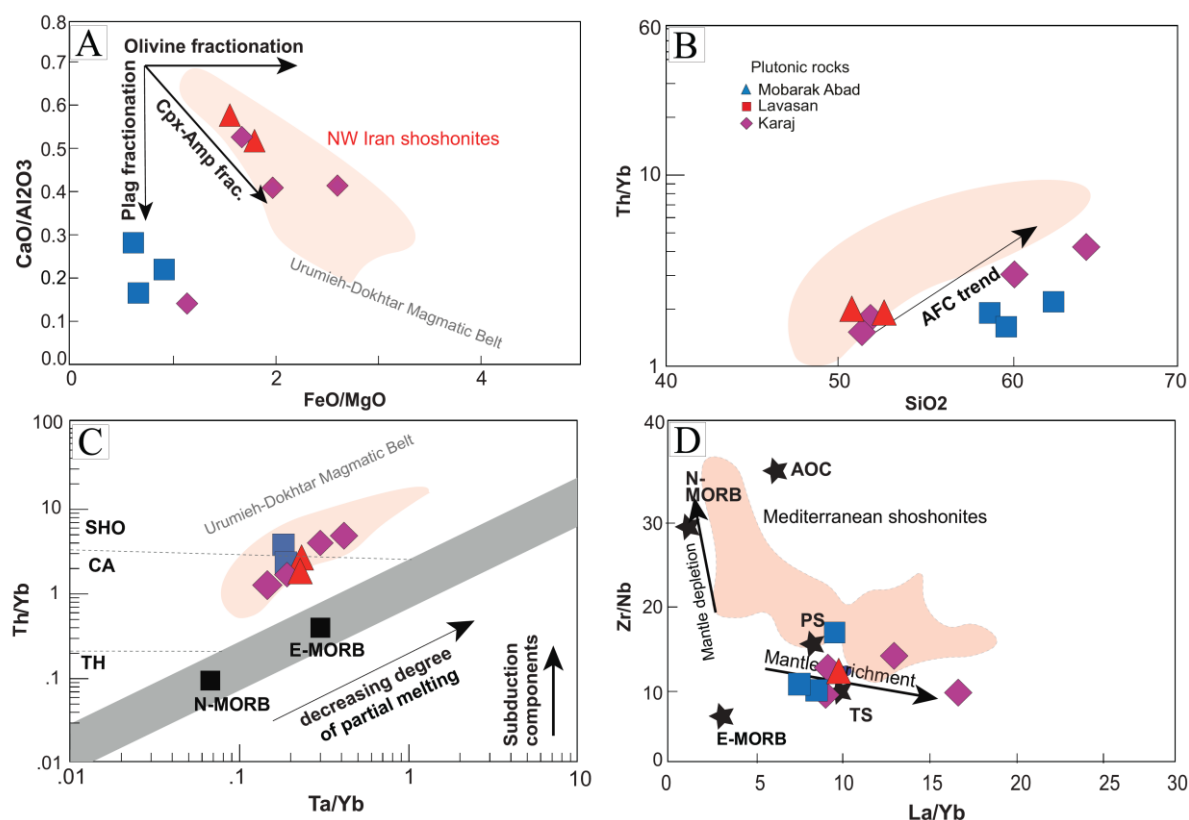
است (شکل ۸-۸). با توجه به تمامی اینها می‌توان دریافت که مذاب طی تبلور جزئی تکامل پیدا کرده است. نقش آغشتگی پوسته در تکامل ماگما را می‌توان با نسبت عناصر کمیاب تأیید کرد. با توجه به شکل ۸-۸، بیشتر نمونه‌ها روند فرایند آلاش پوسته‌ای را نشان می‌دهند. این فرایند همچنین با کمک نمودار ایزوتوپی بین گوشته اولیه و پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرند. علاوه بر این، شواهد دیگری نیز وجود دارد که در شکل ۸-۸ C می‌توان مشاهده کرد. در نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1982) که برای ارائه مدل هضم و تبلور جزء به جزء از آن استفاده می‌شود، نمونه‌ها مقادیر بالای Th/Yb را نشان می‌دهند که این ترکیب به پوسته قاره‌ای نزدیک است (شکل ۸-۸ C). با در نظر گرفتن داده‌های ایزوتوپی، نسبت Isr (۴۰ Ma) در نمونه‌های شوشونیتی از مونزوگابرو تا سینیت تقریباً ثابت هستند. مونزونیت آثاری از آغشتگی پوسته‌ای را نشان می‌دهد؛ اما از آنجایی که این آلودگی قابل توجه نبوده است، بر ایزوتوپ‌های Nd تأثیری نداشته است که این موضوع درباره عوامل هضم و تبلور جزء به جزء نیز برقرار است.

کمپلکس مبارک‌آباد-لواسان-کرج یک ماگمای اولیه نیست. مقادیر نسبتاً زیادتر SiO_2 ، Al_2O_3 و K_2O و محتوای کمتر MgO ، CaO ، TiO_2 در سنگ‌های مافیک (مونزوگابرو) و نسبت به سنگ‌های حدواسط (مونزونیت و سینیت) نشان می‌دهد که آنها نسبت به ماگمای اولیه درجه‌هایی از تفریق را تحمل کرده‌اند. این امر بیانگر تبلور فازهای کانی CaO و MgO بالا Na_2O و K_2O از ماگما در زمان تشکیل مذاب مونزوگابروی است. تبلور این کانی‌ها باعث کاهش CaO ، MgO و غنی‌شدگی از Na_2O و K_2O در مذاب باقی‌مانده می‌شود. کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز دو کانی اصلی سنگ‌های کمپلکس مبارک‌آباد-لواسان-کرج هستند و تغییرات در عناصر اصلی آنها منعکس‌کننده تغییرات ترکیب ماگماست. به طور کلی، کلینوپیروکسن میزبان غالب برای $MREE$ و $HREE$ و پلاژیوکلاز میزبان اصلی Sr ، Pb و همچنین Ba و Eu^{+2} است (White, 2015). همچنین رسم نمودارهای لگاریتمی FeO/MgO در برابر CaO/Al_2O_3 نمونه‌های این پژوهش، یک روند شیب‌دار تا عمودی را نشان می‌دهد که منعکس‌کننده تفریق کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول



شکل ۷. A: نمودار Ba/La در مقابل Th/Nd نقش سیال حاصل از ورقه فرورونده را در پیدایش سنگ‌های آذرین کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج را نشان می‌دهد، B: نمودار Rb/Sr در برابر Ba/Rb که نشان‌دهنده تشکیل فلوگوپیت در ناحیه منشأ است و C: نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm برای تعیین درجه ذوب‌بخشی ناحیه منشأ

Fig. 7. A: Ba/La versus Th/Nd diagram illustrating the role of subducting slab-derived fluids in the genesis of igneous rocks from the Mubarakabad-Lavasan-Karaj magmatic complex, B: Rb/Sr versus Ba/Rb diagram, indicating phlogopite formation in the source region, and C: Sm/Yb versus La/Sm diagram used to determine the degree of partial melting in the source region



شکل ۸. A: $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus FeO/MgO , B: نمودارهای Th/Yb در مقابل SiO_2 برای سنگ‌های نفوذی کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج برای ردیابی فرایندهای FC و AFC در طول پیدایش این سنگ‌ها، C: نمودارهای Th/Yb در مقابل Ta/Yb و D: نمودارهای Zr/Nb در مقابل La/Yb برای ردیابی منشأ گوشته‌ای (Kirchenbaur and Münker, 2015). ترکیب شوشونیت‌های شمال‌غربی ایران از مقدم و همکاران (Moghadam et al., 2017) گرفته شده است.

Fig. 8. A: $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus FeO/MgO , B: Th/Yb versus SiO_2 diagrams for intrusive rocks of the Mobarakabad-Lavasan-Karaj magmatic complex, used to trace FC and AFC processes during the genesis of these rocks, C: Th/Yb versus Ta/Yb , and D: Zr/Nb versus La/Yb diagrams for tracing the mantle source of the metasomatized rocks, after Kirchenbaur and Münker (2015). The composition of NW Iranian Shoshonites is from Moghadam et al. (2017).

محیط زمین‌ساختی

(Axen et al., 2001) در البرز مرکزی (که تقریباً در ۳۸۰ کیلومتری زمین‌درز زاگرس-بیتلیس واقع شده است) منجر شد (Berberian and Berberian, 1981; Berberian and King, 1981). گرانیتوئیدهای مربوط به کمان نوشا با سن ۹۸ قدیمی‌ترین رویداد ماگمایی شناخته‌شده در بخش مرکزی کمرند ماگمایی البرز هستند که نشان می‌دهد لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس در طی کرتاسه پسین در حال فرورانش به زیر البرز بوده

رویدادهای زمین‌ساختی مهم شامل فرورانش، برخورد، افزایش ضخامت پس از برخورد و در ادامه کشش بعد از برخورد و در دوران سنوزوئیک پیشین در کمرند ماگمایی البرز رخ داده‌اند (Vincent et al., 2005; Verdel et al., 2011). در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس، ماگماتیسم مرتبط با فرورانش به تشکیل گرانیتوئیدهای نوشا (۹۸ Ma) و آکاپول (۵۶ Ma)

(Verdel et al., 2011).

به دنبال عقب‌نشینی صفحه فرورونده در ائوسن (Brunet et al., 2003; Hassanzadeh et al., 2004; Verdel et al., 2011) وقوع کشش و ذوب ناشی از کاهش فشار، کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج و توده‌های نفوذی هم‌زمان با آن در یک محیط کششی شکل گرفته و تکامل یافته‌اند (Guest et al., 2006a; Guest et al., 2006b; Ballato et al., 2010; Asiabanha and Foden, 2012). نمودارها بهترین گزینه برای آزمودن این نظریه و تمایز بین محیط کمان و پشت کمان نسبت‌های عناصر کمیاب در برابر یکدیگر است (Pearce and Stern, 2006). عنصر Ba به طور ترجیحی تمایل به اضافه شدن به مناطق مربوط به منشأ ماگماهای جزایر کمانی دارند. استرن و پیرس (Pearce and Stern, 2006) پیشنهاد کردند که ماگماهای جزایر کمانی نسبت Ba/Yb بالاتری نسبت به N-MORB خواهد داشت؛ در حالی که ماگماهای مرتبط با حوضه‌های پشت کمانی، دارای مقادیر Ba/Yb متوسطی (بین ترکیب‌های N-MORB و کمان‌های جزیره‌ای) هستند (Pearce and Stern, 2006; Hastie et al., 2010). نمونه‌های کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج، در نمودار Th/Yb - Ta/Yb (Pearce, 1983) (شکل ۸-۱) یک حوضه کششی را برای تشکیل این سنگ‌ها پیشنهاد می‌دهد.

بر اساس نتایج این پژوهش، به نظر می‌رسد که آثار فرورانش در کمر بند ماگمایی البرز به اندازه جزایر کمانی مشخص نبوده و هر دو فرایند فرورانش و ریفینگ برای این کمر بند ماگمایی ایفای نقش کرده‌اند. در ادامه با استفاده از شواهد تکتونیسم کششی، رسوب گذاری زیر دریایی، انباشت سریع و نشانه‌های حاصل از لغزش و تغییر شکل رسوب‌های نرم (Ballato et al., 2010; Asiabanha and Foden, 2012) می‌توان استنباط کرد که کمان ماگمایی البرز در یک حوضه محیط کمانی کششی (Verdel et al., 2011) تشکیل شده است. به طور خلاصه از اطلاعات ارائه شده می‌توان دریافت که تأثیر کشش بر نازک شدن

است. این موضوع می‌تواند ایده و احتمالاتی برای قدیمی‌ترین متاسوماتیسم رخ داده در گوشته لیتوسفری مربوط به مناطق فرورانش ارائه دهد. در دوره ائوسن و با مداوم فرورانش، برخورد ورقه‌های ایران و عربستان و عقب‌نشینی (یا پسارانش) ورقه فرورونده رخ داد. این رویدادها به تشکیل حوضه‌های کششی و ماگماتیسم هم‌زمان با برخورد در گستره وسیعی از ایران منجر شد. این حوضه‌های کششی به رسوب گذاری سازند ضخیم کرج و نفوذ توده‌های آذرین بعدی به داخل توالی‌های آتشفشانی-رسوبی در جنوب تا مرکز کمر بند ماگمایی البرز منجر شده‌اند. الگوهای زمین‌شیمیایی توده‌های نفوذی کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج، مانند: ۱- رفتار عناصر کمیاب در نمودارهای تکتونوماگمایی Th/Yb-Ta/Yb (Pearce, 1983) (شکل ۸-۲) و ۲- غنی‌شدگی در LREEs و LILEs نسبت به HREEs و HFSEs و آنومالی‌های منفی در Ta, Ti, Nb و Cr (شکل ۴) که از ویژگی‌های بارز سنگ‌های پتاسیک متعلق به کمان‌های قاره‌ای یا حاشیه‌های همگراست (Muller and Groves, 2000)، تشکیل این سنگ‌ها را در چنین محیطی تأیید می‌کند. بروز چنین الگو و رفتاری توسط عناصر کمیاب نیازمند حضور یک منشأ گوشته‌ای متاسوماتیزه شده قدیمی است و از این رو، زمان قابل توجهی برای وقوع متاسوماتیسم گسترده گوشته مرتبط با فرورانش لازم است (Turner et al., 1996; Sarjoughian et al., 2012).

در این مورد، متاسوماتیسم طولانی مدت گوشته در طول فرورانش صفحه عربستان از گندوانا به اوراسیا (که بخشی از فرایند بسته شدن اقیانوس نئوتتیس محسوب می‌شود) به طور مؤثری ترکیب عناصر کمیاب گوشته را از کرتاسه پسین تا پالئوسن پسین هیدراته و متحول ساخت. با این حال، این متاسوماتیسم برای ایجاد ماگماتیسم قابل توجه تا دوره ائوسن (که هم‌زمان با آغاز کشش قاره‌ای و کاهش فشار بود) کافی نبود. در نتیجه، می‌توان استدلال کرد که ترکیب‌های عناصر کمیاب در سنگ‌های کالک‌آلکان پتاسیم بالا، حاصل کاهش فشار در یک منبع گوشته‌ای متاسوماتیزه شده هستند

LREE و آنومالی منفی Nb-Ta بیانگر نقش سیالات مشتق‌شده از صفحه فرورونده در متاسوماتیسم گوشته است. نسبت‌های ایزوتوپی اولیه $\epsilon\text{Nd}(t)$ و $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70453-0.70535$ و $+0.46$ تا $+1.7$ ، منشأ گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم یافته نوع EM2 را تأیید می‌کند. مدل‌سازی زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که ماگما از ذوب جزئی (۱ تا ۳ درصد) یک منبع اسپینل پریدوتیت حاوی فلوگوپیت مشتق‌شده است. تفریق بلوری (تبلور کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز)، عامل اصلی تنوع ترکیبی از گابرو تا سینیت است. آرایش پوسته‌ای نقش محدودی داشته و داده‌های ایزوتوپی (Sr-Nd) تغییرات محسوسی را نشان نمی‌دهند. این محیط با کاهش فشار، ذوب گوشته متاسوماتیسم یافته و تولید ماگمای شوشونیتی را تسهیل کرده است. داده‌ها بیانگر نقش فرورائش پیشین (کرتاسه) در غنی‌سازی گوشته و کشش پسابروردی (ائوسن) در ذوب آن هستند. کمپلکس یادشده، شاخصی کلیدی برای درک فرایندهای ترکیبی فرورائش-برخورد-کشش در کمربند آلپ-همالیاست.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافع توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

این مقاله بخشی از پروژه تحقیقاتی با شماره قرارداد ۴۱۴۷۲۱۹۲ در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین در بیجینگ است.

لیتوسفر به دنبال برگشت به عقب صفحه فرورونده، سناریوی مناسبی را برای تولید ماگمای شوشونیتی مربوط به توده‌های نفودی کمپلکس ماگمایی مبارک‌آباد-لواسان-کرج ارائه می‌دهد. چنین کشش و عقب‌نشینی صفحه‌ای سبب بازشدن پنجره‌ای به گوشته و راهیابی ماگما از گوشته می‌شود. با بالا آمدن موضعی آستنسفر و جابه‌جایی تدریجی مرز لیتوسفر-آستنسفر به سمت بالا، گرمای کافی برای ذوب بخشی گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه شده فراهم آمده و ماگمای شوشونیتی تولیدشده است (Karsli et al., 2012). در پاسخ به این سؤال که چرا سنگ‌های تشکیل‌شده در محیط‌های کششی ویژگی‌های ماگماتیسیم درون‌صفحه‌ای را نشان نمی‌دهد؛ بلکه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی معمولی کمان‌ها را نشان می‌دهند، وردل و همکاران (Verdel et al., 2011) ترکیبی قابل قبول از دو سازوکار رایج را برای توضیح این نوع ماگماتیسیم پیشنهاد کردند: اضافه شدن آب به گوه گوشته‌ای توسط سیالات صفحه فرورونده که می‌توان در مناطق فرورائش مشاهده کرد و ذوب ناشی از کاهش فشار که در پشته‌های میان اقیانوسی دیده می‌شود (Plank and Langmuir, 1988; Gaetani and Grove, 2004).

نتیجه‌گیری

سن‌یابی U-Pb زیرکن، زمان تشکیل توده‌ها را بین ۳۷ تا ۴۰ میلیون سال (ائوسن میانی تا پسین) تأیید می‌کند. سن مدل Nd (TDM) بین ۵/۰ تا ۸/۰ میلیارد سال، نشان‌دهنده منبع گوشته‌ای با تاریخچه طولانی متاسوماتیسم است. ترکیب کالک‌آلکان پتاسیم‌بالا تا شوشونیتی، غنی‌شدگی در LILE (Rb, Ba)،

1. AMB
2. Cathodoluminescence
3. ISOPLLOT
4. Penglai
5. Rare Earth Element (REE)
6. Large Ion Lithophile Elements (LILEs)

7. High Field Strength Elements (HFSEs)
8. TDMC
9. Chondritic Uniform Reservoir (CHUR)
10. N-MORB
11. OIB
12. AFC

References

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Asiabanha, A. and Foden, J., 2012. Post-collisional transition from an extensional volcanosedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges N-Iran. *Lithos*, 148: 98–111. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.014>
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F. 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., Asahara, Y., Mehrabi, B. and Chung, S.L., 2011. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from the Suffi abad area, Sanandaj-Sirjan Zone. NW Iran. *Geochemistry*, 71(4): 363–376. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2011.06.005>
- Azizi, H., Asahara, Y., Tsuboi, M., Takemura, K. and Razyani, S., 2014. The role of heterogenetic mantle in the genesis of adakites northeast of Sanandaj, northwestern Iran. *Geochemistry*, 74 (1): 87–97. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2013.09.008>
- Ballato, P., Ub, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M., Stockli, D.F., Friedrich, A. and Tabatabaei, S.H., 2010. Arabia–Eurasia continental collision: insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran. *GSA Bulletin*, 123(1–2): 106–131. <https://doi.org/10.1130/B30091.1>
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Bonadiman, C., Siena, F. and Vaccaro, C., 2004. Coexisting anorogenic and subduction-related metasomatism in the mantle xenoliths from the Betic Cordillera (southern Spain). *Lithos*, 75(1–2): 67–87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.12.015>
- Bell, K., Castorina, F., Lavecchia, G., Rosatelli, G. and Stoppa, F., 2004. Is there a mantle plume below Italy? *EOS, Transactions American Geophysical Union* 85(50): 541–547. <https://doi.org/10.1029/2004EO500002>
- Belousova, E., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. and Fisher, N., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 602–622. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: H.K. Gupta and F.M. Delany, (Editors), *Zagros, Hindu Kush Himalaya: Geodynamic Evolution*. AGU, Washington, DC, pp. 5–32. Retrieved October 9, 2025 from <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/GD003p0005>
- Berberian, M., 1983. The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(2): 163–183. <https://doi.org/10.1139/e83-015>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Brunet, M.-F., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. and Nikishin, A.M., 2003. The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156(1–4): 119–148. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00285-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00285-3)
- Cameron, B.I., Walker, J.A., Carr, M.J., Patino, L.C., Matias, O. and Feigenson, M.D., 2003. Flux versus decompression melting at stratovolcanos in southeastern Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1–4): 21–50. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00304-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00304-9)
- Chauvel, C. and Blichert-Toft, J., 2001. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 190(3–4): 137–151. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00379-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00379-X)
- Elburg, M.A., Bergen, M.V., Hoogewerff, J., Foden, J., Vroon, P., Zulkarnain, I. and Nasution, A., 2002. Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(15): 2771–2789. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00868-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00868-2)
- Elliott, T., 2003. Tracers of the slab. In: J. Eiler (Editor), *Geophysical Monograph. Ser, Inside the subduction factory*. V. 138. American

- Geophysical Union.
<http://doi.org/10.1029/138GM03>
- Furman, T. and Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos*, 48(1–4): 262–237. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00031-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00031-6)
- Gaetani, G.A. and Grove, T.L., 2004. Experimental constraints on melt generation in the mantle wedge, in inside the subduction factory. In: J. Eiler, (Editor), *Geophysical Monograph Series*, vol. 138. AGU, Washington, DC, pp. 107–133. <https://doi.org/10.1029/138GM07>
- Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S.R., Pearson, N.J. and O'Reilly, S.Y., 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgam Craton: U–Pb and Hf–isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research*, 131(3–4): 231–282. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.12.011>
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006a. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strikeslip and thin-skinned deformation. *Geosphere* 2(1): 35–52. <https://doi.org/10.1130/GES00019.1>
- Guest, B., Stockli, D.F., Grove, M., Axen, G.J. and Lam, P.S., Hassanzadeh, J., 2006b. Thermal histories from the central Alborz Mountains, northern Iran: implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran. *GSA Bulletin*, 118(11–12): 1507–1521. <https://doi.org/10.1130/B25819.1>
- Guo, Z., Hertogen, J., Liu, J., Pasteels, P., Boven, A., Punzalan, L., He, H., Luo, X. and Zhang, W., 2005. Potassic magmatism in Western Sichuan and Yunnan provinces, SE, Tibet China: petrological and geochemical constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 46(1): 78–33. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh061>
- Hart, S.R., Hauri, E.H., Oschmann, L.A. and Whitehead, J.A., 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* 256 (5056): 517–520. Retrieved October 9, 2025 from <https://www.science.org/doi/10.1126/science.256.5056.517>
- 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, abstracts with programs. Geological Society of America Abstracts with Programs, 36(5): 434. Retrieved October 9, 2025 from <https://gsa.confex.com/gsa/2004AM/webprogram/Paper76582.html>
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341–2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- Hastie, A.R., Ramsook, R., Mitchell, S.F., Kerr, A.C., Millar, I.L. and Mark, D.F., 2010. Geochemistry of compositionally distinct late cretaceous back-arc basin lavas: Implications for the tectonomagmatic evolution of the Caribbean Plate. *The Journal of Geology*. 118(6): 655–676. <https://doi.org/10.1086/656353>
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Ketenci, M., Chen, B. and Kandemir, R., 2012. Deciphering the shoshonitic monzonites with I-type characteristic, the Sisdagi pluton, NE Turkey: magmatic response to continental lithospheric thinning. *Journal of Asian Earth Sciences*, 51: 45–62. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.08.002>
- Kimura, J.I., Gill, J.B., Kunikiyo, T., Osaka, I., Shimoshioiri, Y., Katakuse, M., Kakubuchi, S., Nagao, T., Furuyama, K., Kamei, A., Nakajima, J., van Keken, P.E. and Stern, R.J., 2014. Diverse Magmatic Effects of Subducting a Hot Slab in SW Japan: Results from Forward Modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(3): 691–739. <https://doi.org/10.1002/2013GC005132>
- Kirchenbaur, M. and Munker, C., 2015. The behaviour of the extended HFSE group (Nb, Ta, Zr, Hf, W, Mo) during the petrogenesis of mafic K-rich lavas: The Eastern Mediterranean case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 165: 178–199. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.05.030>
- Ludwig, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Kenneth R. Ludwig, pp. 74. Retrieved December 12, 2025 from <https://www.scienceopen.com/document?vid=83f9739e-51c0-4c57-8de4-648dfce09bfe>
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224.

- [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Moghadam, H.S., Griffin, W.L., Li, X.H., Santos, J.F., Karsli, O., Stern, R.J., Ghorbani, G., Gain, S., Murphy, R. and O'Reilly, S.Y., 2017. Crustal Evolution of NW Iran: Cadomian Arcs, Archean Fragments and the Cenozoic Magmatic Flare-Up. *Journal of Petrology* 58(11): 2143–2190. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy005>
- Muller, D. and Groves, D.I., 2000. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold–Copper Mineralization. Springer-Verlag, Berlin, pp. 144 pp. Retrieved October 9, 2025 from <https://link.springer.com/book/10.1007/BFb0017712>
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites*. Wiley, New York, NY, pp. 525–548. Retrieved October 9, 2025 from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=2586295>
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and N.J. Norry, (Editors), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Cheshire, UK, pp. 230–249. Retrieved October 9, 2025 from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=2049777>
- Pearce, J.A. and Stern, R.J., 2006. Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives. In: D.M. Christie, C.R. Fisher, S.-M. Lee and S. Givens (Editors), *Back-arc spreading systems: Geological, biological, chemical, and physical interactions*, Geophysical Monograph Series: Vol. 166, American Geophysical Union, pp. 63–86. <https://doi.org/10.1029/166GM06>
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1988. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(4): 349–370. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90135-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90135-5)
- Radfar, J. and Emami, M.H., 2005. Geological Map of Qazvin, 1:100,000 Scale. Tehran, Geological Survey of Iran.
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M. and Ahmadian, J., 2012. Geochemical Signature of Eocene Kuh-e Dom shoshonitic Dikes In NE Ardestan, Central Iran: implications for melt evolution and tectonic setting. *Journal of Geosciences*, 57(4): 241–264. <http://doi.org/10.3190/jgeosci.126>
- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R.W. and Norry, M.J., 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions. Geological Society, London, Special Publications, 68: 41–60. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1992.068.01.04>
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Günther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K. and Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 186–201. <https://doi.org/10.1007/s004100050478>
- Sepidbar, F., Shafaii Moghadam, H., Zhang, L., Li, J.W., Jinlong Ma., Stern, R.J. and Lin, C., 2019. Across-arc geochemical variations in the Paleogene magmatic belt of Iran. *Lithos*, 344–345: 280–296. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.022>
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R.J., Santos, J.F. and Wu, Y., 2015. Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 27(1): 439–452. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.014>
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2): 237–243. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8)
- Stöcklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz Mountains. In: A.M. Spencer (Editor), *Mesozoic–Cenozoic Orogenic Belts Data for Orogenic Studies; Alpin-Himalayan Orogens*, 4. Special Publication, Geological Society, London, pp. 212–234. Retrieved October 9, 2025 from <https://www.scirp.org/reference/referencespapers?referenceid=2041603>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry, (Editors), *Magmatism in the Oceanic Basins*. Geological Society Special Publication, 42.

- Geological Society, London, pp. 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. and Deng, W., 1996. Post-collision shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37(1): 45–71.
<https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.45>
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30(3): TC3008.
<https://doi.org/10.1029/2010TC002809>
- Vervoort, J.D. and Blichert-Toft, J., 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(3–4): 533–556.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00274-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00274-9)
- 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. *GSA Bulletin*, 117(11–12): 1513–1533.
<https://doi.org/10.1130/B25690.1>
- White, W.M., 2015. *Isotope Geochemistry*. Wiley-Blackwell, pp. 286–290. Retrieved November 15, 2025 from <https://www.amazon.com/Isotope-Geochemistry-Wiley-Works-William/dp/0470656700>
- Whitney, D. and Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185–187.
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Woodhead, J., Hergt, J., Davidson, J.P. and Eggins, S., 2001. Hafnium isotope evidence for ‘conservative’ element mobility during subduction zone processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(3): 331–346.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00453-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00453-8)
- Zindler, A. and Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual review of earth and planetary sciences*, 14: 493–571. Retrieved October 9, 2025 from <https://adsabs.harvard.edu/full/1986AREPS..14..493Z>