Petrological Journal

E-ISSN: 2322-2182

14th Year, No. 53, Spring 2023, pp. 27-52

Petrological Journal

Research Article

Study of Petrography and petrogenesis of Monavvar area Spessartite dykes (East Azerbaijan Province)

Mohsen Moayyed [1], Mahdy Ghaderi [2], Zahra Gharehchahi [3], Jamshid Ahmadian [4]

[1] Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran, moayyed@tabrizu.ac.ir

[2] Ph.D., Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran, maghgeo78@gmail.com

[3] Ph.D., Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran, zgharechahi@gmail.com

[4] Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Fundamental Sciences, Payam-e-Nour University of Isfahan, Isfahan, Iran, jamahmadian@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 13 September 2021
Accepted: 18 March 2022

Keywords
Spessartite
Lamprophyre
Post collisional arc
Monavvar

20.1001.1.22285210.1402.14.1.2.7
10.22108/ijp.2022.130449.1252

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Many lamprophyric dykes' outcrops are found in Azerbaijan (in the northwest of Iran). These dykes which were the subject of many studies are including camptonite dykes in Misho Mountain, kersantite dykes of Goye-Poshti Mountain of Maragheh, camptonite and sannaite dykes in Horand, minette dykes of Varzeghan, minette dykes of Marand, minette dykes of Khoy, and minette dykes of Saray volcano.

For the first time, Amel (1994) reported the occurrence of lamprophyre in the Monavvar region. According to him, this lamprophyre is spessartite and has Calc-alkaline affinities. In this study, we performed a detailed petrographic study of this lamprophyre. Besides, by using clinopyroxene mineral chemistry and whole rock chemistry, we try to investigate the petrogenesis of these lamprophyres from different aspects.

General geology

Monavvar region is located in the east Azerbaijan province of Iran. Monavvar region is a part of the Alborz-Azarbaijan zone. Field observations show two spessartite dykes intruded in the andesitic lavas of the studied region. The age of andesitic lava and spessartite dykes is Plio-Quaternary because the andesitic

Corresponding Author

To cite this article: Moayyed, M., Ghaderi, M., Gharechahi, Z., and Ahmadian, J. (2023) Study of Petrography and petrogenesis of Monavvar area Spessartite dykes (East Azarbaijan Province). Petrological Journal, 14(1), 27-52.

lava intruded in Pliocene pyroclastic lava. Spessartite has a blackish-brown color in the hand specimens.

Petrography

The main petrographic texture of these lamprophyres is the Porphyry texture. The major minerals are plagioclase microliths (10-15 volume %), orthoclase (5-10 volume %), hornblende phenocrysts with burnt rim (40-50 volume %), clinopyroxene (>20 volume %), and biotite (10-15 volume %). The accessory minerals include zircon, sphene, and apatite.

The plagioclase has higher content than orthoclase and both of these minerals could be seen only as microlith. Regarding the nomenclature scheme of Le Maître (2002), these features indicate that these lamprophyres are spessartite.

Mineral Chemistry

The mineral chemistry of amphibole shows a magnesio-hastingsite composition. However, biotite is phlogopite-eastonite and feldspars are orthoclase and oligoclase in composition.

Discussion

Mineral chemistry of clinopyroxene studies

The clinopyroxenes are in the field of Quad in the Q-J diagram and diopside in the En-Fs-Wo diagram.

According to the Al^{VI}+2Ti+Cr-Al^{IV}+Na diagram for clinopyroxenes, Monavvar spessartite has occurred in almost the stable and low oxygen fugacity status. Based on Soesoo (1997), the clinopyroxenes were crystalized under 1100-1200 ℃ and 2-6 kbar. The chemical composition of clinopyroxenes indicates subduction-related volcanic arcs and within-plate tholeiitic environments.

Whole rock geochemistry of Monavvar spessartite

Most lamprophyre samples are plotted in the trachybasalt field on the total alkali (K_2O+Na_2O) versus silica (Si_2O) classification diagram. They show alkali basalt composition on the Zr/Ti_2O-Nb/Y plot. K_2O-Si_2O diagram classified them as calc-alkaline lamprophyres.

REE Geochemistry

In the spider diagram of studied samples, Nb and Ti show a distinctive negative anomaly, and U, La, K, Th, and Ba show a positive anomaly. HFSEs depletion and LILEs enrichment of samples are characteristics of shoshonitic and calc-alkaline magma. Negative Nb and Ti anomalies could be a result of Ti-bearing mineral segregation or high oxygen fugacity. LILEs enrichment could indicate that aqueous fluid is present during magma-forming processes or crustal contamination during magma evolution. Y depletion could happen as a result of amphibole segregation.

All samples show highly fractionated steep REE patterns which means a distinctive enrichment of LREEs relative to HREEs. LREEs enrichment occurs as a result of small degrees of magma partial melting. However, this feature is a character of shoshonitic and calc-alkaline magma. The REE pattern of Monavvar spessartite does not show an Eu anomaly. In the basic rocks, concurrent crystallization of amphibole and plagioclase caused a lack of Eu anomaly.

Tectonic setting of Monavvar Spessartites

Based on the Zr-Y diagram and Nb-Zr-Ce/P_2O_5 diagram, Monavvar spessartites are ascribed to an arc-related tectonic setting.

Petrogenesis of Monavvar Spessartites

Based on the whole rock composition of Monavvar spessartite, Ni=68-92 ppm, Co=1-23 ppm, Cr=59-125 ppm, and Mg#=25-32%. These values mean the lamprophyres could not be considered as the primary magma, but probably they are very close to the primary magma composition. On the other hand, on Dy/Yb-La/Yb diagram, the samples are scattered in the field of garnet-bearing mantle zone. Similarly, the La/Yb-La diagram indicates the garnet presence in the source

peridotite, in addition to the 5-15 % of mantle peridotite partial melting for producing Monavvar spessartite melt.

Geodynamics of Monavvar region

According to Rock (1991), petrographical, mineralogical, and geochemical investigations revealed M6 and M7 magmas for the Monavvar spessartites. M6 was produced by contamination of primary magma by mantle elements and M7 was produced by crustal contamination of primary magma. By considering this, the function of strike-slip dextral faults in Azerbaijan (northwest of Iran) could be responsible for Monavvar spessartites formation. Due to the mentioned faults function, transcurrent basins are made across the faults. Transcurrent basins caused low partial melting degrees of the metasomatized lithospheric mantle and produced alkaline basic magma. Contamination of this magma in different depths could form spessartite magma.

Petrological Journal
E-ISSN: 2322-2182
14th Year, No. 53, Spring 2023, pp. 27-52

پتـــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: ۲۱۸۲-۲۳۲۲
سال چهاردهم، شماره پنجاه و سوم، بهار ۱۴۰۲، ص. ۲۷-۵۲

مقالهٔ پژوهشی

سنگ‌نگاری و سنگ‌زایی دایک‌های اسپسارتیتی منطقهٔ منور (استان آذربایجان شرقی)

محسن مؤید[۱]✉، مهدی قادری[۲]، زهرا قره‌چاهی[۳]، جمشید احمدیان[۴]

[۱] استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران، moayyed@tabrizu.ac.ir
[۲] دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران، maghgeo78@gmail.com
[۳] دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران، zgharechahi@gmail.com
[۴] استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور اصفهان ، اصفهان، ایران، jamahmadian@gmail.com

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۰/۰۶/۲۲
تاریخ پذیرش ۱۴۰۰/۱۲/۲۷

کلید واژه‌ها
اسپسارتیت
لامپروفیر
کمان پسابرخوردی
منور

20.1001.1.22285210.1402.14.1.2.7
10.22108/ijp.2022.130449.1252

چکیده

در شمال روستای منور، ۳۵ کیلومتری باختر تبریز، دو دایک اسپسارتیتی در میان آندزیت‌ها و سنگ‌های آذرآواری با سن پلیوکواترنری تزریق شده‌اند. بافت غالب این سنگ‌ها میکرولیتیک پورفیری است و بیشتر از فنوکریست‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن و بیوتیت در زمینه‌ای از میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار تشکیل شده‌اند. در این اسپسارتیت‌ها، بیوتیت ترکیب فلوگوپیت- استونیتی دارد و آمفیبول این سنگ‌ها ترکیب مگنزیوهاستینگسیتی نشان می‌دهد. فلدسپار این سنگ‌ها نیز ترکیب آنورتوکلاز تا الیگوکلاز دارد. ترکیب کلینوپیروکسن‌های اسپسارتیت‌های منور دیوپسید است و در فشار ۴ تا ۶ کیلوبار و دمای ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجهٔ سانتیگراد پدید آمده است. برپایهٔ بررسی‌های زمین‌شیمیایی دایک‌های اسپسارتیتی منور در گروه لامپروفیرهای کالک‌آلکالن رده‌بندی می‌شوند و ترکیب آلکالی‌بازالتی دارند. الگوی نمودار عنصرهای خاکی کمیاب این دایک‌ها روند نزولی دارد و عنصرهای خاکی کمیاب سبک غنی‌شدگی چشمگیری نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سنگین نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها گویای پیدایش ماگمای اسپسارتیت‌ها در پی درجهٔ کم ذوب‌بخشی گوشته است. ماگمای مادر اسپسارتیت‌های منور از ذوب‌بخشی ۵ تا ۱۵ درصدی گوشته‌ای گارنت لرزولیتی پدید آمده که دچار آلایش پوسته‌ای شده است. محیط پیدایش آنها نیز کمان پسابرخوردی حاشیهٔ فعال قاره‌ای بوده است.

مقدمه

در حالت کلی، لامپروفیرها سنگ‌های آذرین بیرونی و یا نیمه‌عمیقی هستند که بیشتر به‌صورت دایک دیده می‌شوند. لامپروفیرها لزوماً بافت پورفیریک دارند و حضور فنوکریست‌های درشت بیوتیت یا آمفیبول در آنها ضروری است. فلدسپارها و فلدسپاتوییدها در صورت حضور، زمینهٔ

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: مؤید، م.، قادری، م.، قره‌چایی، ز.، احمدیان، ج. (۱۴۰۲) سنگ‌نگاری و سنگ‌زایی دایک‌های اسپسارتیتی منطقهٔ منور (استان آذربایجان شرقی). پترولوژی، ۱۴(۱)، ۲۷-۵۲.

سـنگ را مـی‌سـازند (Rock, 1991). بافـت آنهـا معمـولاً نـاهم‌بعـد اسـت؛ بـه‌گونـه‌ای‌کـه بلورهـای درشـت کـانی‌هـای فرومنیـزین در زمینـهٔ دانـه‌ریـز یـا شیشـه‌ای هسـتند (Best, 2003; Gill, 2010). برپایـهٔ کانی‌شناسـی لامپروفیرهـا، سه گروه لامپروفیر شناسایی شده‌اند:

الـف) لامپروفیـرهـای کالـک‌آلکـالن کـه بـا فنوکریسـت‌هـای بیوتیـت یـا هورنبلنـد همـراه بـا آلکالی‌فلدسـپار یـا پلاژیـوکلاز (بـدون بلورهـای فلدسـپاتویید) در زمینـه شـناخته مـی‌شـوند. ایـن لامپروفیرهـا در کمربنـدهای کوهزایی با گرانیتوییدها همراهی می‌شوند؛

ب) لامپروفیرهای آلکالن که بـا فنوکریسـت‌هـای کرسـوتیت یـا اوژیت در زمینه‌ای از پتاسیم‌فلدسپار و فلدسپاتویید شـناخته می‌شوند. این لامپروفیرهـا همـراه بـا مجموعـه‌هـای آذریـن سینیت- گابرو و سنگ‌های آلکـالن- کربناتیـت در دره‌هـای کافتی قاره‌ای رخ می‌دهند؛

پ) لامپروفیرهای اولترامافیک کـه بـا حضـور فنوکریسـت‌هـای فلوگوپیت، الیوین و یا اوژیت در زمینه‌ای دارای کربنات و یـا ملیلیت شناخته می‌شوند. فراوانی آنهـا از دیگـر لامپروفیرهـا کمتـر اسـت و بـا مراکـز اولترامافیـک آلکـالی- کربناتیـت و سینیت‌ها در کافت‌های قاره‌ای رخ می‌دهنـد (Downes et al., 2005; Gill, 2010).

اگرچه راک (Rock, 1991) لامپروییت‌ها و کیمبرلیت‌هـا را از گروه لامپروفیرها می‌دانـد، امـا برپایـهٔ رده‌بنـدی IUGS (Le Maitre, 2002)، آنهـا لامپروفیـر به‌شـمار نمی‌رونـد. از سـوی دیگر، برپایـهٔ رده‌بنـدیِ مـودال، اسپسـارتیت‌هـا (Le Maitre, 2002) لامپروفیرهایی هستند که (۱) کانی‌هـای فلدسـپاتویدی ندارند و (۲) میـزان پلاژیوکلازهـا در آن از ارتـوز بیشـتر اسـت. همچنین، هورنبلند و کلینوپیروکسن کانی‌های مافیک غالـب در اسپسارتیت‌ها هستند.

زمین‌شناسان بسیاری دایک‌هـای لامپروفیـری بـا سـن‌های چینه‌ای مختلف و ترکیب‌هـای متنـوع در آذربایجـان را بررسـی کرده‌اند. برخی از ایـن بررسـی‌هـا عبارتنـد از: منطقـهٔ میشـو بـا ترکیب کمپتونیتی و آلکالن و جوان‌تر از کهـر (Gharehchahi et al., 2017)؛ کوه‌گوی پشتی مراغـه بـا ترکیـب کرسـانتیت و کالک‌آلکالن و سیمرین پیشـین (Akbarzadeh Laleh et al., 2016)؛ روستای هوای هوراند با ترکیب کمپتونیتی و سـانایتی، آلکـالن و جـوان‌تـر از کرتاسـهٔ پسـین (Ravankhah et al., 2015)؛ کانسـار مـس هفت‌چشـمه ورزقـان بـا ترکیـب مینـت، کالک‌آلکالن و جوان‌تر از الیگو- میوسن (Gharehchahi et al., 2017)؛ قخـلار مرنـد بـا ترکیـب مینـت، کالـک‌آلکـالن و پلیوکواترنری (Moazzen et al., 2003)؛ شریف‌آبـاد خـوی بـا ترکیب مینت، کالـک‌آلکـالن (Moayyed and Amel, 2002)؛ هوای هوراند با ترکیب کمپتونیتی، آلکالن و جوان‌تـر از کرتاسـهٔ پسـین (Shirdel et al., 2010)؛ جزیـره اسـلامی بـا ترکیـب مینت، کالک‌آلکالن (Moayyed et al., 2008)؛ لامپروفیرهـای آمفیبول و بیوتیت‌دار شمال‌باختری ایران، آلکالن و کالک‌آلکـالن (Aghazadeh and Badrzadeh, 2015).

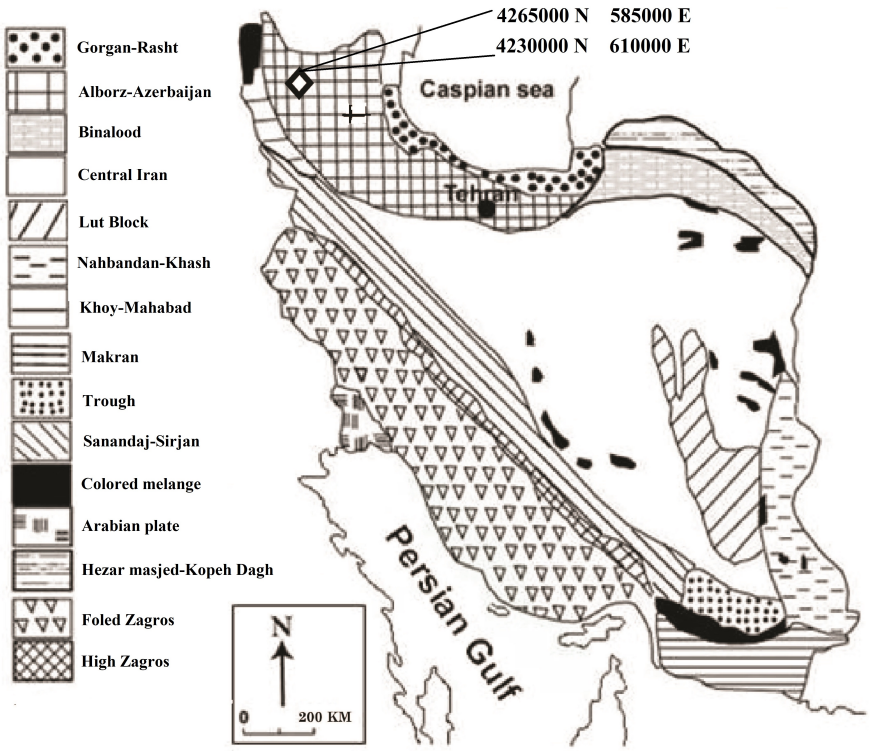
نخسـتین‌بار عامـل (Amel, 2007) بـه حضـور لامپروفیـر در منطقـهٔ منـور اشـاره کـرده اسـت. بـه بـاور عامـل (Amel, 2007)، دایـک‌هـای لامپروفیـری منـور از سـری کالـک‌آلکـالن هسـتند و نـام آنهـا اسپسـارتیت اسـت. همچنـین، لامپروفیرهـای منـور بـه کمـان ماگمـایی پسـابرخوردی حاشـیهٔ فعـال قـاره‌ای تعلـق دارنـد و ماگمـای مـادر ایـن لامپروفیرهـا از گوشـتهٔ سسـت‌کره‌ای (گارنـت لرزولیـت) خاسـتگاه گرفتـه‌انـد. بـه پیشـنهادِ فاضـلی و همکـاران (Fazeli Hagh et al., 2017) سـنگ‌هـای آتشفشـانی روسـتای منـور از گوشـته‌ای گارنت لرزولیتی خاستگاه گرفته‌اند.

در بررسی‌های پیشین، تمرکز بر بررسی اسپسـارتیت‌هـای منور نبوده است و در بررسی‌های کلـی منطقـهٔ منـور بـه ایـن سنگ‌ها اشاره شده اسـت. در ایـن نوشـتار تمرکـز بـر بررسـی اسپسارتیت‌هاست. ازاین‌رو، افزون‌بر بررسی دقیق سـنگ‌نگاری لامپروفیرهای اسپسارتیتی منطقهٔ منـور و انجـام بررسـی‌هـای شیمی کانی‌ها و زمین‌شیمی دایـک‌هـا، جنبـه‌هـای گونـاگون پیـدایش ایـن لامپروفیرهـا (ماننـد دمـا و فشـار پیـدایش آن، ویژگی‌های خاستگاه گوشته‌ای ماگمای سازندهٔ آنها) و بـه‌ویـژه ویژگی‌های ژئودینامیکی منطقـهٔ منـور در ارتبـاط بـا پیـدایش اسپسارتیت‌ها دقیق‌تر بررسی شده است.

زمین‌شناسی منطقه

برپایـهٔ شـکل ۱، منطقـهٔ منـور (۳۵ کیلـومتری بـاختر

تبریز) در پهنهٔ ساختاری البرز- آذربایجان جای دارد (Nabavi, 1976). منطقهٔ آذربایجان (شمال‌باختری ایران) در کواترنری دچار فاز حرارتی مهمی شده است (Darvishzadeh, 1991). در دورهٔ پلیوکواترنری، در اثر فاز فشارشی میان پوستهٔ عربی و اوراسیا، کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی چشمگیری در پوسته ایران رخ داده است. در پی رخداد حرکت‌های کششی و گسیختگی‌های محلی در راستای گسل‌ها و شکستگی‌های ژرف، خروج گدازه‌ها و فعالیت‌های آتشفشانی روی داده‌اند (Darvishzadeh, 1991). ماگماتیسم پلیوکواترنری در حاشیهٔ شمالی گسل تبریز (بخش شمالی روستای منور) یک توالی معکوس آتشفشانی را به نمایش گذاشته است (Amel, 1994). ضخامت کل این توالی ۷۱۰ متر است و امتداد جنوب‌خاوری- شمال‌باختری دارد. برپایهٔ شواهد چینه‌ای در پایان میوسن بالایی و پلیوسن زیرین، فوران‌های آتشفشانی با ترکیب داسیت و آندزیت‌ها روی رسوب‌های قرمز بالایی جای گرفته‌اند (Amel, 1994). روند یادشده چندین‌بار تکرار شده است. پس از وقفه‌ای نسبتاً بلند، روانه‌های بازیک فوران کرده و سرانجام در امتداد شکستگی‌های ژرف، روانه‌های بازیک بیرون ریخته و منشورهای بازالتی ضخیم لایه‌ای با درازای بیشتر از ۱۰ متر و پهنای نزدیک به ۲ متر را پدید آورده‌اند (Amel, 1994).

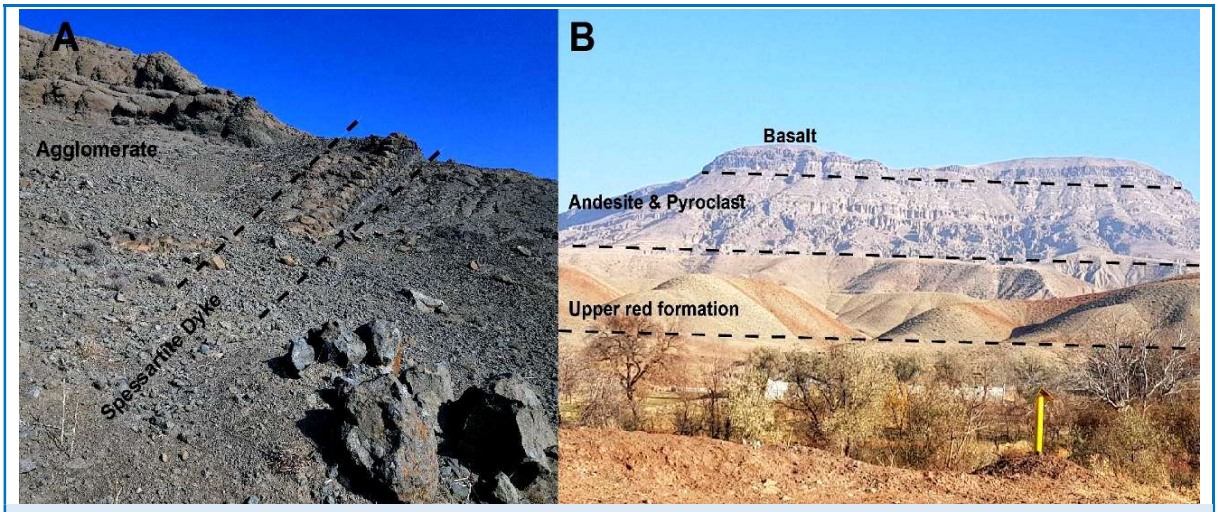


شکل ۱. جایگاه منطقهٔ منور در نقشهٔ پهنه‌بندی ساختاری ایران (Nabavi, 1976) (نماد لوزی: منطقهٔ منور).

Figure 1. Location of the Monavvar area in the major structural unit map of Iran (Nabavi, 1976) (Diamond symbol: Monavvar area).

در منطقهٔ منور دو دایک لامپروفیری اسپسارتیتی با قطری کمتر از ۵ متر، به‌صورت دایک کم‌وسعت با حاشیهٔ نامشخص در بخش آگلومرایی و آندزیتی در بخش پایین توالی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲- A). ازآنجایی‌که برپایهٔ شواهد صحرایی، آندزیت‌ها به‌صورت روانه بخشی از توالی آتشفشانی- آذرآواری پلیوکواترنری را تشکیل می‌دهند، سن آندزیت‌ها نیز پلیوکواترنری است. در صحرا آذرآواری‌ها روی سازند قرمز بالایی دیده می‌شوند (شکل

۲- B). همچنین، جایگیری منشورهای بازالتی کـواترنری روی سنگ‌های آذرآواری پلیوسن نیز دیده می‌شود. رنـگ اسپسارتیت‌ها در نمونهٔ دستی قهوه‌ای مایـل بـه سـیاه بـا زمینهٔ قرمز قهوه‌ای است. ایـن سـنگ‌ها فنوکریسـت‌هـای درخشان آمفیبول دارند و به‌طور واضحی ویژگی پورفیری نشان می‌دهند. در شکل ۳، نقشـهٔ زمـین‌شناسـی منطقـه برپایـهٔ نقشـهٔ ۱:۱۰۰۰۰۰ تبریـز (Jalilian and Afsharianzadeh, 1991) آورده شده است.



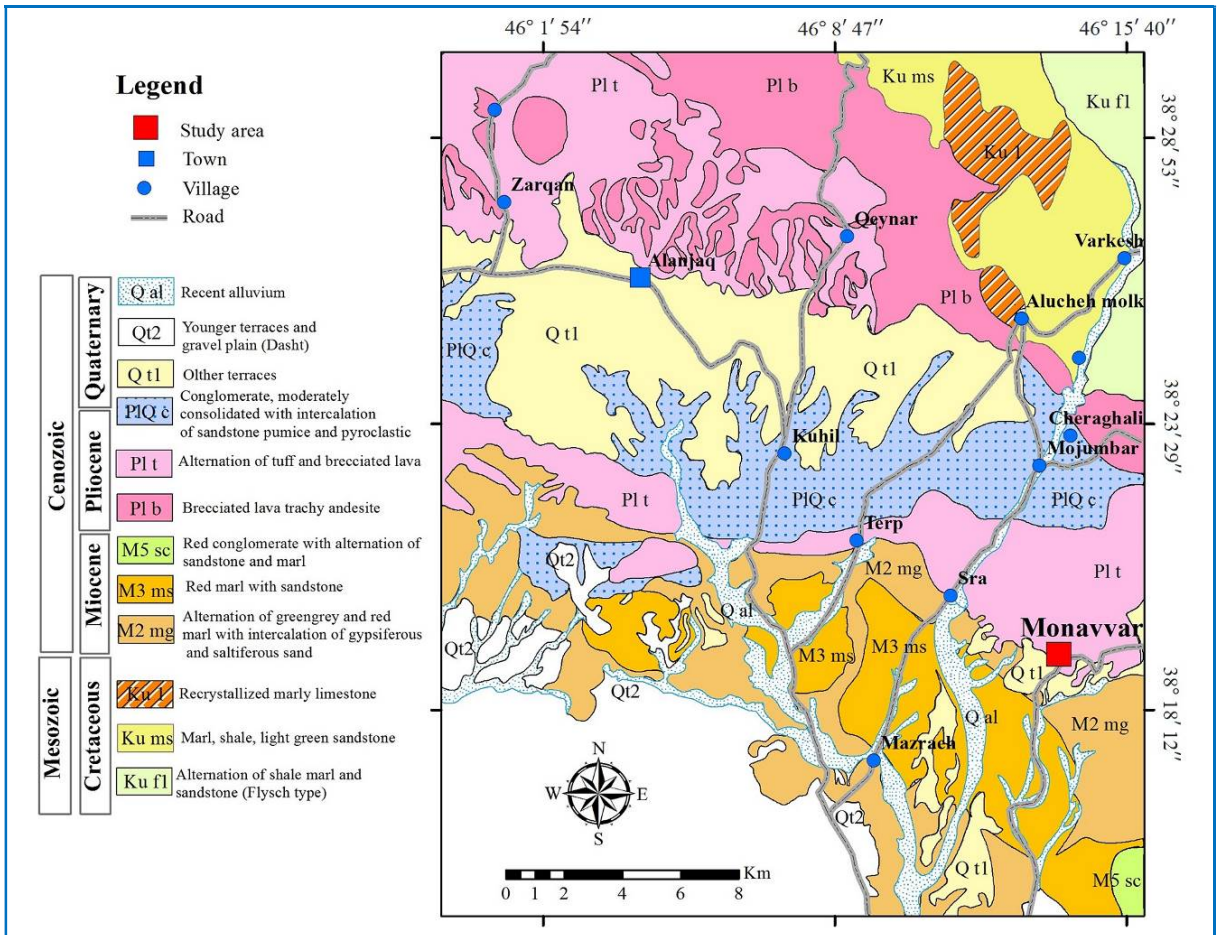
شکل ۲. تصویرهای صحرایی از اسپسارتیت‌های منور. **A**) نفوذ دایک‌هـای اسپسـارتیتی در آگلومراهـا بـا سـن پلیوکـواترنری (دیـد رو بـه شمال‌خاوری)؛ **B**) جایگیری روانه‌های بازالتی کواترنر و سنگ‌های آذرآواری پلیوسن و سازند قرمز بالایی روی هم (دید رو به شمال).

Figure 2. Field images of Monavvar spessartite. **A**) Intrusion of spessartite dykes in Plio-Quaternary agglomerate (view to the northeast); **B**) Implacement of Quaternary basaltic flows and Pliocene pyroclastic rocks and Upper Red Formation on top of each other (view to the north).

روش انجام پژوهش

در بررسـی‌هـای صـحرایی، شـمار ۱۰ نمونـه از دو دایـک اسپسـارتیتی برداشـت و از همـهٔ آنهـا مقطـع نازک تهیه شـد. بـرای بررسـی‌هـای شـیمی کـانی‌هـا، در یـک مقطـع اسپسـارتیتی، ۳۰ نقطـه از کـانی‌هـای بیوتیـت، آمفیبـول، فلدسـپار و کلینوپیروکسـن در آزمایشـگاه دانشـگاه Naruto کشـور ژاپـن بـا دسـتگاه ریزکـاو الکترونـی JEOL مـدل JXA-8800R (WDS) (بـا ولتـاژ شـتاب‌دهندهٔ ۱۵ keV و شـدت جریـان ۱۵ nA) تجزیـه شـدند. فرمـول سـاختاری کـانی‌هـا برپایـهٔ داده‌هـای به‌دسـت‌آمده از تجزیـه بـا ریزکـاو الکترونـی، برنامـه تصـحیح‌گر ZAF و نـرم‌افـزار Minpet 2.02 به‌دسـت آورده شـد. در به‌دسـت‌آوردن فرمول سـاختاری کلینوپیروکسـن‌هـا، تفکیـک آهـن ۲ و ۳ برپایـهٔ روش دروپ (Droop, 1987) انجـام شـد. سـپس بـرای تکمیـل بررسـی‌هـا، شـمار ۵ نمونـه از سـنگ‌هـای سـالم و نادگرسـان اسپسـارتیتی، بـرای اندازه‌گیری درصـد اکسـید عنصـرهای اصـلی بـا دسـتگاه XRF(WD)[1] (مـدل Rigaku)، و عنصـرهای فرعـی و کمیـاب بـا دسـتگاه ICP-MS[2] در دانشـگاه Naruto ژاپـن تجزیـه شـدند. افزون‌بـر ایـن، داده‌هـای تجزیـه‌ای پـنج نمونـه کـه توسـط عامـل (Amel, 1994, 2007) از همـین دایـک اسپسـارتیتی به‌دسـت آمده‌انـد نیـز در ایـن بررسـی بـه‌کار بـرده شـده‌اند (در مجمـوع ۱۰ نمونـه). نـام اختصـاری کانی‌هـا در تصـویرهای میکروسـکوپی از ویتنـی و اوانـز (Whitney and Evans, 2010) برگرفته شده است.

[1] X-Ray fluorescence spectroscopy
[2] Inductively coupled plasma mass spectrometry



شکل ۳. نقشهٔ زمین‌شناسی منطقه منور، برگرفته از نقشهٔ ۱:۱۰۰۰۰۰ تبریز (Jalilian and Afsharianzadeh, 1991).

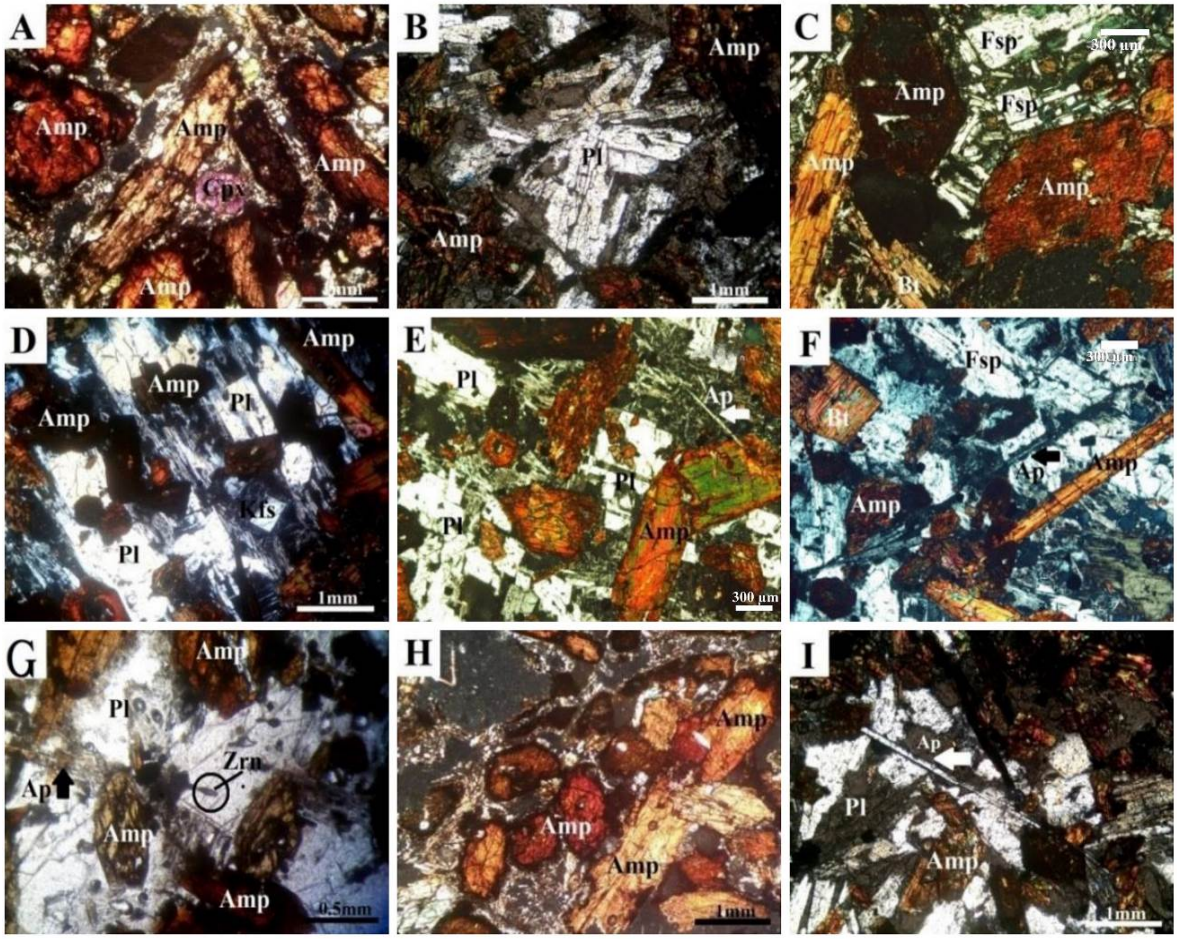
Figure 3. Geological map of the Monavvar region, based on 1: 100000 map of Tabriz (Jalilian and Afsharianzadeh, 1991).

سنگ‌نگاری

در ادامه ویژگی‌های سنگ‌نگاری دایک‌های لامپروفیری منطقهٔ منور بررسی شده‌اند (شکل ۴). بافت‌های اصلی این سنگ‌ها پورفیری و میکرولیتیک پورفیری (شکل ۴- A)، و بافت‌های فرعی آنها گلومروپورفیری (حاصل تجمع بلورهای آمفیبول و گاهی میکرولیت‌های پلاژیوکلاز) (شکل ۴- B)، اوسلار (جایگیری میکرولیت‌های پلاژیوکلاز موازی فنوکریست آمفیبول) (شکل ۴- C) و پویی‌کیلیتیک (شکل ۴- D) هستند. کانی‌های اصلی سازندهٔ این لامپروفیرها شامل میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (۱۰- ۱۵ درصدحجمی) (شکل‌های ۴- E و ۴- F)، ارتوز (۵- ۱۰ درصدحجمی)، درشت بلورهای شکل‌دار هورنبلند با حاشیهٔ سوخته (۵۰- ۴۰ درصدحجمی) (شکل‌های ۴- G و ۴- H)، پیروکسن (۲۰> درصدحجمی) و بیوتیت (۱۰- ۱۵ درصدحجمی) در خمیره‌ای شیشه‌ای و غنی از آهن هستند. بلورهای زیرکن (شکل ۴- G)، آپاتیت (شکل ۴- I) و اسفن از کانی‌های فرعی سازندهٔ این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. فنوکریست‌های آمفیبول به کلریت و کربنات تجزیه شده‌اند. در زمینهٔ مقاطع، پرشدگی حفره‌ها با کلسیت و کلریت دیده می‌شود. ازاین‌رو، کلسیت، زئولیت و کلریت از کانی‌های تجزیه‌ای نمونه‌ها هستند. زمینهٔ سنگ نیز از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، ارتوز، کلریت، کلسیت و کانی‌های کدر ساخته شده است.

ازآنجایی‌که در این سنگ‌ها درصد پلاژیوکلازها از ارتوزها بسیار بیشتر است و هر دوی این کانی‌ها به‌صورت میکرولیت دیده می‌شوند و نیز فنوکریست‌هایِ سازندهٔ این سنگ‌ها تنها کانی‌های مافیکی مانند آمفیبول،

کلینوپیروکسن و بیوتیت هستند، برپایهٔ رده‌بندی لومـایتره (Le Maitre, 2002) نام این سنگ‌ها اسپسارتیت است.



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی مقاطع لامپروفیری منطقهٔ منور. **A**) بافت میکرولیتیک پورفیری و فنوکریستهای شکل‌دار آمفیبول و پیروکسن (XPL[3])؛ **B**) تجمع فنوکریستهای پلاژیوکلاز بافت گلومروپورفیری را پدید آورده است (XPL)؛ **C**) میکرولیتهای پلاژیوکلاز موازیِ فنوکریست آمفیبول، سبب پیدایش بافت اوسلار شده‌اند (XPL)؛ **D**) پلاژیوکلازهایِ زمینه دارای میانبارهایی از آمفیبول و پیروکسن هستند و بافت پویی‌کیلیتیک را پدید آورده‌اند (XPL)؛ **E**) فنوکریستهای زونینگ‌دار آمفیبول در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز (XPL)؛ **F**) فنوکریستهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت (XPL)؛ **G**) حضور زیرکن منشوری در پیکرهٔ فلدسپار زمینه (PPL[4])؛ **H**) فنوکریستهای نیمه‌شکل‌دار آمفیبول با حاشیهٔ سوخته (PPL)؛ **I**) فراوانی بلورهای سوزنی و دراز آپاتیت در زمینهٔ لامپروفیرهای منطقه به‌همراه فنوکریستهای آمفیبول (XPL).

Figure 4. Photomicrographs of lamprophyric sections of the Monavvar area. **A**) Microlithicporphyry texture and euhedral amphibole and pyroxene phenocrysts (XPL); **B**) Accumulation of plagioclase phenocrysts has produced glomeroporphyry texture (XPL); **C**) Plagioclase microlites, in parallel with amphibole phenocrysts, produce ocellar texture (XPL); **D**) The plagioclase in the groundmass contains amphibole and pyroxene inclusions and forms poikilitic texture (XPL); **E**) Zoned amphibole phenocrysts in the groundmass of plagioclase (XPL); **F**) Plagioclase, amphibole, and biotite phenocrysts; (XPL); **G**) Presence of prismatic zircon in the groundmass feldspar (PPL); **H**) Subhedral amphibole phenocrysts with burnt margin (PPL); **I**) Abundance of long, needle-shaped apatite crystals in the groundmass of studied lamprophyres with amphibole phenocrysts (XPL).

[3] Cross Polarized Light
[4] Plane Polarized Light

شیمی کانی

در این بررسی کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در دایک‌های لامپروفیری تجزیهٔ نقطه‌ای شدند. داده‌های آنها در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است (Rim: حاشیهٔ کانی؛ Core: مرکز کانی؛ mid: زمینهٔ کانی). در بررسی کنونی، در رابطه با داده‌های شیمی‌کانی، تمرکز بر تعیین نوع بیوتیت و آمفیبول دایک اسپسارتیتی و بررسی عمیق‌تر شیمی کانی کلینوپیروکسن است.

جدول ۱. داده‌های ریزکاو الکترونی و فرمول ساختاری کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در دایک‌های لامپروفیری منور.

Table 1. Microprobe analysis and structural formula of amphibole and biotite minerals of Monavvar lamprophyric dikes.

Mineral	Amphibole										Biotite				
	core	mid	mid	Rim	Core	mid	Rim	Core	mid	rim	Core	mid	mid	mid	Rim
Point No.	M.Z.1	M.Z.2	M.Z.3	M.Z.4	M.Z.5	M.Z.6	M.Z.7	M.Z.8	M.Z.9	M.Z.10	M.Z.11	M.Z.12	M.Z.13	M.Z.14	M.Z.15
SiO_2	43.23	41.84	41.00	41.35	43.15	42.96	42.70	42.12	41.96	42.30	36.15	36.54	36.12	35.76	36.39
TiO_2	2.68	2.85	2.45	2.96	2.72	2.70	2.60	2.74	2.65	2.70	3.77	3.72	4.03	3.94	4.14
Al_2O_3	10.96	11.50	12.19	12.09	10.91	10.32	11.31	11.15	11.91	10.41	15.36	15.42	14.90	15.23	15.09
Cr_2O_3	0.01	0.03	0.02	0.04	0.07	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01
FeO*	8.54	11.07	12.65	11.80	8.20	8.80	8.20	8.47	12.48	8.61	14.00	13.95	13.77	13.76	13.54
MnO	0.11	0.18	0.14	0.21	0.10	0.09	0.09	0.07	0.18	0.08	0.17	0.21	0.14	0.22	0.16
MgO	16.78	15.19	13.75	14.36	16.73	17.01	16.32	16.69	13.85	16.78	16.24	15.46	16.26	16.12	15.46
CaO	11.22	11.34	11.31	10.81	11.25	11.39	11.21	11.36	11.16	10.84	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
Na_2O	2.92	3.04	2.93	2.98	2.86	2.93	2.86	2.67	2.79	2.87	1.14	1.21	1.20	1.19	1.12
K_2O	0.97	1.09	1.00	1.03	0.99	0.99	1.03	1.07	0.94	1.06	8.49	8.69	8.82	9.11	8.97
Total	97.41	98.10	97.42	97.59	96.91	97.17	96.31	96.32	97.93	95.65	95.30	95.26	95.26	95.37	94.86
O#	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	22	22	22	22	22
Si	6.216	6.070	6.029	6.019	6.234	6.209	6.220	6.129	6.112	6.186	5.140	5.198	5.149	5.105	5.199
Ti	0.289	0.311	0.271	0.324	0.295	0.293	0.285	0.299	0.291	0.297	2.571	2.584	2.501	2.561	2.538
Al^{IV}	1.784	1.930	1.971	1.981	1.766	1.756	1.780	1.871	1.888	1.793	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al^{VI}	0.072	0.035	0.141	0.092	0.090	0.000	0.160	0.040	0.155	0.000	0.403	0.398	0.432	0.423	0.444
Cr	0.001	0.004	0.002	0.005	0.008	0.002	0.000	0.002	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe^{2+}	0.344	0.656	0.856	0.604	0.380	0.359	0.449	0.292	0.818	0.224	1.665	1.659	1.642	1.643	1.617
Fe^{3+}	0.683	0.687	0.699	0.832	0.611	0.704	0.550	0.738	0.702	0.829	0.000	0.004	0.000	0.004	0.001
Mn	0.014	0.022	0.017	0.026	0.012	0.011	0.011	0.008	0.023	0.009	0.020	0.025	0.016	0.026	0.019
Mg	3.597	3.286	3.014	3.117	3.604	3.664	3.545	3.620	3.008	3.659	3.442	3.278	3.455	3.430	3.292
Ca	1.729	1.762	1.782	1.686	1.742	1.765	1.750	1.771	1.741	1.698	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000
Na	0.813	o.856	0.836	0.841	0.800	0.820	0.809	0.752	0.789	0.814	0.313	0.335	0.333	0.330	0.310
K	0.178	0.202	0.187	0.190	0.183	0.182	0.191	0.199	0.175	0.199	1.540	1.578	1.604	1.659	1.636
Cations	15.720	15.820	15.805	15.718	15.725	15.767	15.749	15.721	15.705	15.711	15.094	15.062	15.134	15.181	15.056
Fe#	0.087	0.166	0.221	0.162	0.025	0.089	0.112	0.074	0.248	0.057	0.330	0.340	0.320	0.320	0.330
Mg#	0.911	0.833	0.778	0.837	0.904	0.910	0.887	0.925	0.915	0.942	0.670	0.660	0.680	0.680	0.670

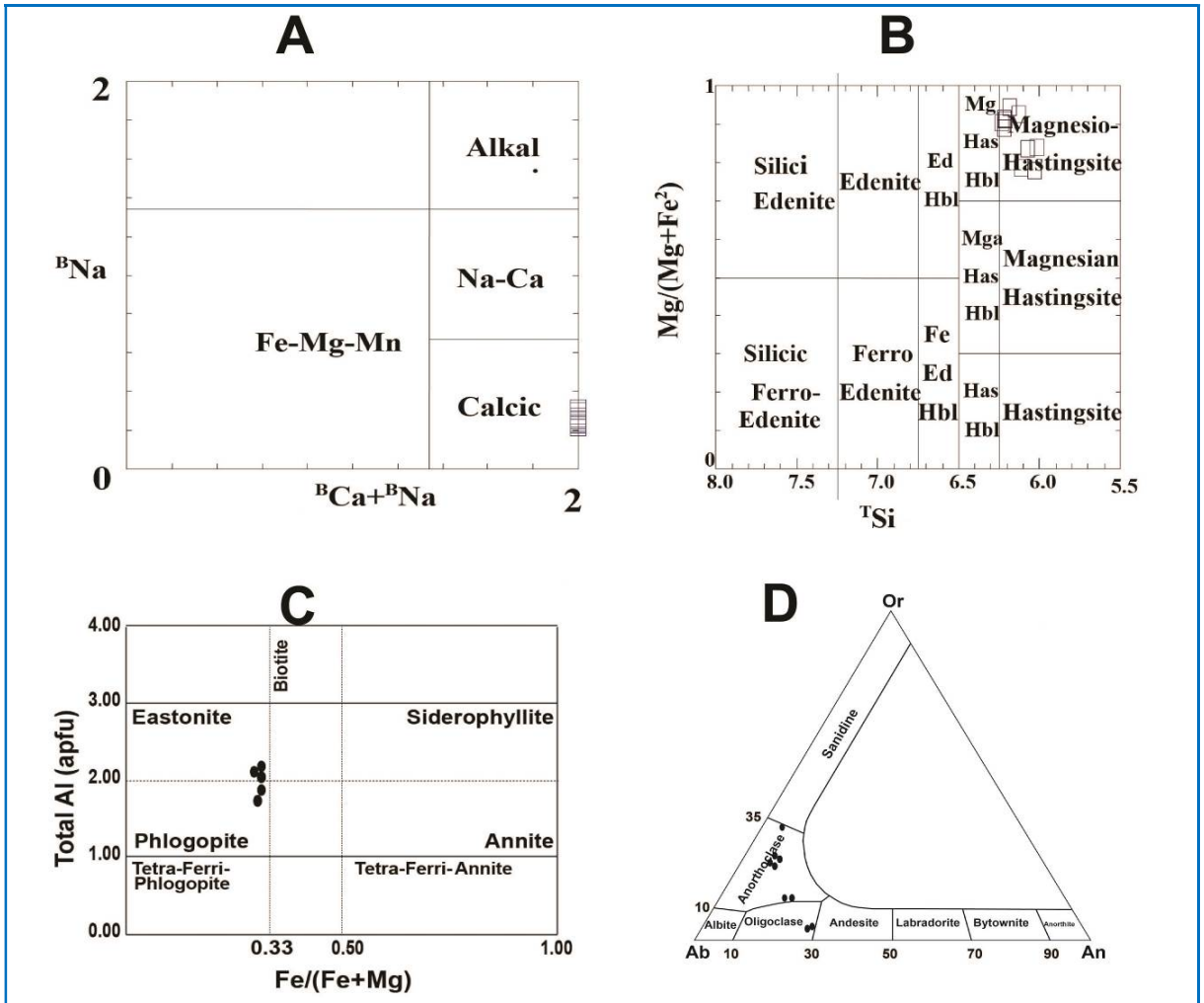
جدول ۲. داده‌های ریزکاو الکترونی و فرمول ساختاری کانی‌های فلدسپار و پیروکسن در دایک‌های لامپروفیری منور.

Table 2. Microprobe analysis and structural formula of feldspar and pyroxene minerals of Monavvar lamprophyric dikes.

Mineral	Feldspar									Clinopyroxene					
	Core	mid	Rim	Core	mid	Rim	Core	mid	Rim	Core	Rim	Core	mid	mid	Rim
Point No.	M.Z.16	M.Z.17	M.Z.18	M.Z.19	M.Z.20	M.Z.21	M.Z.22	M.Z.23	M.Z.24	M.Z.27	M.Z.28	M.Z.29	M.Z.30	M.Z.31	M.Z.32
SiO_2	64.14	63.40	72.32	67.93	71.37	71.40	59.83	60.62	63.88	51.54	53.33	51.20	52.63	51.60	51.61
TiO_2	0.08	0.09	0.13	0.18	0.21	0.19	0.05	0.00	0.05	0.83	0.19	0.60	0.11	0.53	0.63
Al_2O_3	19.36	21.51	15.39	17.12	15.45	14.98	24.02	24.20	21.28	3.25	1.63	3.33	1.22	2.10	2.29
FeO	0.76	0.78	0.75	1.07	0.21	1.02	0.28	0.30	0.45	4.87	3.99	4.01	7.50	4.99	5.95
MnO	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.50	0.54	1.23	0.03	0.23	0.10
MgO	0.03	0.04	0.49	0.18	0.12	0.04	0.00	0.00	0.02	0.11	0.13	0.12	0.52	0.10	0.13
CaO	1.71	3.27	0.97	1.91	1.52	0.60	5.48	5.71	2.69	15.92	16.12	15.78	14.90	16.82	16.84
Na_2O	8.07	8.68	5.81	7.15	6.30	5.71	8.09	7.88	8.59	22.81	23.65	21.26	21.90	21.71	21.99
K_2O	3.92	2.23	3.38	3.46	3.38	5.19	0.57	0.59	2.20	0.61	0.74	0.72	0.64	0.40	0.39
Total	98.05	99.99	99.24	99.02	98.55	99.15	98.31	99.32	99.15	100.51	100.33	98.25	99.45	98.53	99.94
O#	8	8	8	8	8	8	8	8	8	6	6	6	6	6	6
Si	2.925	2.833	3.175	3.040	3.161	3.173	2.712	2.718	2.863	1.87	1.94	1.90	1.95	1.91	1.89
Ti	0.003	0.003	0.004	0.006	0.007	0.006	0.002	0.000	0.002	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02
Al	1.039	1.132	0.796	0.902	0.806	0.784	1.282	1.278	1.123	0.14	0.07	0.15	0.05	0.09	0.10
Fe^{2+}	0.029	0.029	0.027	0.040	0.008	0.038	0.011	0.011	0.017	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.04	0.03	0.06	0.17	0.07	0.07
Mn	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.11	0.09	0.07	0.06	0.08	0.12
Mg	0.002	0.003	0.032	0.012	0.008	0.003	0.000	0.000	0.001	0.02	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00
Ca	0.083	0.156	0.045	0.092	0.072	0.028	0.266	0.274	0.129	0.86	0.87	0.87	0.82	0.93	0.92
Na	0.713	0.752	0.494	0.620	0.541	0.492	0.711	0.685	0.747	0.89	0.92	0.85	0.87	0.86	0.86
K	0.228	0.127	0.189	0.197	0.191	0.294	0.033	0.034	0.126	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03
Cations	5.022	5.035	4.763	4.911	4.794	4.819	5.017	5.001	5.008						
Ab	69.60	72.70	67.90	68.20	67.30	60.40	70.40	69.00	74.60	Wo=0.50	0.51	0.48	0.47	0.46	0.47
An	8.10	15.10	6.20	10.10	9.00	3.40	26.30	27.60	12.90	En=0.48	0.48	0.49	0.44	0.50	0.50
Or	22.30	12.30	26.00	21.70	23.80	36.10	3.30	3.40	12.60	Fs=0.02	0.01	0.03	0.09	0.04	0.04

بلورهـــای آمفیبـــول بررسی‌شـــده از نـــوع مگنزیـــو-هاستینگســـیت هســـتند و میـــزان اکســـیدهای آلـــومینیم، کـروم، آهـن، منگنـز و کلسـیم از مرکـز بـه حاشـیه بـه‌طـور نسبی افزایش می‌یابـد. ایـن افـزایش در اکسـید آهـن بـه‌طور محسـوس‌تـری اسـت و از نزدیـک بـه ۸٪ در مرکـز تـا ۱۲٪ در حاشـیه مـی‌رسـد. در حـالی‌کـه از مرکـز بـه حاشـیه از میـزان اکسـیدهای سیلیسـیم، منیـزیم، تیتـانیم، سـدیم، پتاسـیم و نیکـل کاسـته مـی‌شـود (شـکل‌های ۵- A و ۵-B).

ترکیـــب میکاهـــای بررسی‌شـــده در نمـــودار Fe/(Fe+Mg) نسـبت بـه Al^{IV}، در گسـترهٔ فلوگوپیـت-اسـتونیت جـای مـی‌گیرنـد. مقـدار ۰/۶۶≤Mg#≤۰/۶۸ و مقـدار ۰/۳۲≤Fe#≤۰/۳۴ اسـت. در بلورهـای بیوتیـت تجزیه‌شـده میـزان اکسـیدهای سیلیسـیم، منگنـز و تیتـانیم، از مرکـز بـه حاشـیه افـزایش و اکسـیدهای آلـومینیم، نیکـل، کروم، آهـن، منیـزیم و پتاسـیم کاسـته مـی‌شـود (شـکل ۵-C). همچنـین، فلدسـپارهای تجزیه‌شـده ترکیـب الیگـوکلاز تا آنورتوکلاز دارند (شکل ۵- D).



شکل ۵. ترکیب کانی‌های سازندهٔ دایک‌های لامپروفیری منطقهٔ منور در: **A**) نمودار رده‌بندی شیمیایی آمفیبول (Leake et al., 1997)؛ **B**) ترکیب فنوکریست‌های آمفیبول در نمودار $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ در برابر Si (Hawthorne et al., 2012)؛ **C**) نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ در برابر Al^{VI} برای رده‌بندی میکاها (Deer et al., 1991)؛ **D**) نمودار رده‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1991).

Figure 5. Mineral composition of Monavvar lamprophyric dikes on **A**) amphibole chemical classification diagram (Leak et al., 1997); **B**) ($Mg/(Mg+Fe^{+2})$ versus Si diagram (Hawthorne et al., 2012) for the amphibole phenocrysts; **C**) $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ versus Al^{VI} diagram (Deer et al., 1991) for the micas; **D**) feldspar classification plot (Deer et al., 1991).

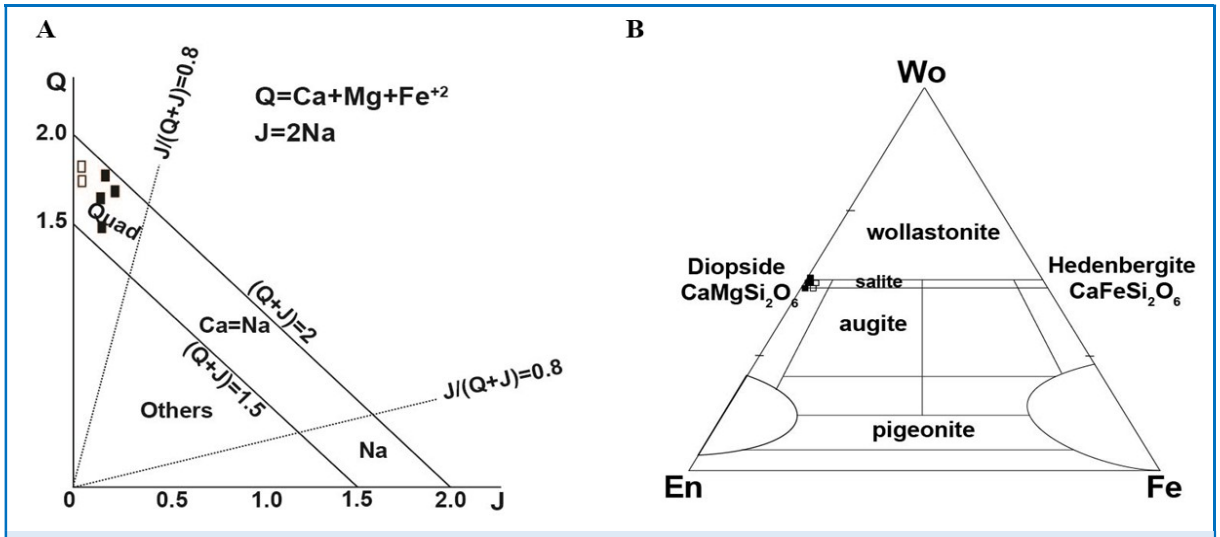
بحث

الف- بررسی شیمی کانی پیروکسن دایک‌های اسپسارتیتی منور

رده‌بندی و بررسی سری ماگمایی کلینوپیروکسن دایک‌های اسپسارتیتی منور: برپایهٔ نمودار Q-J، این کلینوپیروکسن‌ها در محدوده Quad جای می‌گیرند که نشان‌دهندهٔ پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe است (شکل ۶- A). برپایهٔ نمودار En-Wo-Fs، کلینوپیروکسن‌های بررسی‌شده در محدودهٔ دیوپسید جای می‌گیرند (شکل ۶- B). برپایهٔ نمودار Ti-Ca+Na، ماگمای مادر کلینوپیروکسن‌ها از نوع بازالت‌های توله‌ایتی و کالک‌آلکالن است (شکل ۷- A). گفتنی است با توجه به اینکه دو کانی کلینوپیروکسن تجزیه شده‌اند، هر کدام با نمادهای متفاوت نشان داده شده‌اند.

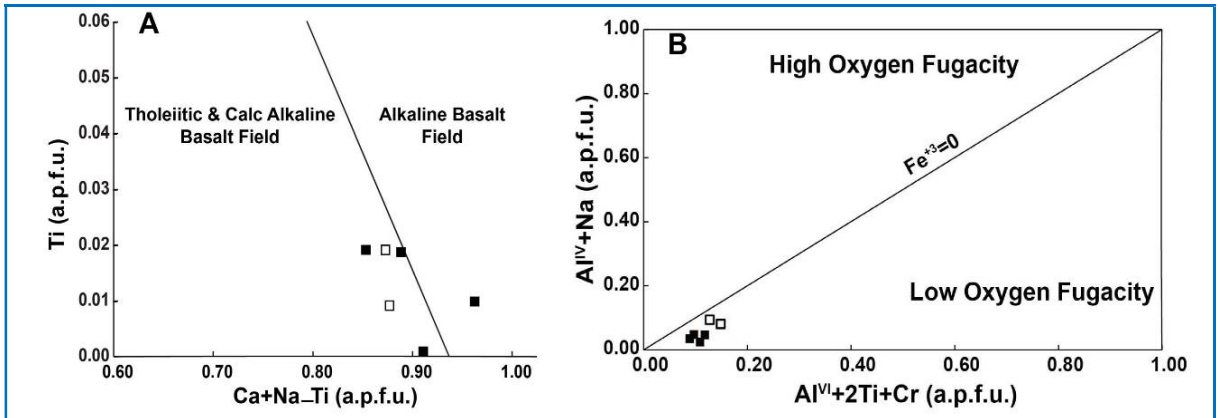
بررســـی تغییـــرات فوگاســـیتهٔ اکســـیژن در کلینوپیروکسن دایک‌های اسپسارتیتی منـور: اهمیـت بررسی تغییرات فوگاسیتهٔ اکسیژن ماگما از این رو است که تغییر فوگاسیته می‌تواند سبب تغییر کانی‌های تبلور یافتـه در ماگما شود (Rittman, 1973) برای بررسـی فوگاسـیتهٔ اکسیژن در کانی کلینوپیروکسـن نمـودار Al^{VI}+2Ti+Cr- Al^{IV}+Na (شکل ۷- B) به‌کار بـرده مـی‌شـود. از بررسـی نمودار اشاره‌شده دو نتیجه به‌دست می‌آیـد. نخسـت اینکـه کلینوپیروکسن‌های بررسی‌شده در شـرایط فوگاسـیتهٔ کـم اکسیژن[5] پدید آمده‌اند؛ دوم اینکـه فوگاسـیتهٔ اکسـیژن در هنگام تبلور این کلینوپیروکسن‌ها تقریباً ثابت بوده است.

[5] Low Oxygen Fugacity



شکل ۶. ترکیب مرکـز تـا حاشـیهٔ دو بلـور کلینوپیروکسـن در: **A**) نمـودار Q-J (Morimoto, 1988)؛ **B**) نمـودار سـه‌تایی En-Wo-Fs (Morimoto, 1988).

Figure 6. Core to rim composition of two clinopyroxene crystals on **A**) Q-J diagram (Morimoto, 1988); **B**) En-Wo-Fs ternary diagram (Morimoto, 1988).



شکل ۷. ترکیب مرکـز تـا حاشـیهٔ دو بلـور کلینوپیروکسـن در: **A**) نمـودار Ca+Na در برابـر Ti (Leterrier et al., 1982)؛ **B**) نمـودار Al^{VI}+2Ti+Cr در برابر Al^{IV}+Na (Schweitzer et al., 1979).

Figure 7. Core to rim composition of two clinopyroxene crystals on **A**) Ca+Na versus Ti diagram (Leterrier et al., 1982); **B**) Al^{VI} + 2Ti + Cr versus Al^{IV} + Na diagram (Schweitzer et al. (1979).

دمافشارسنجی و بررسی محیط زمین‌ساخت کلینوپیروکسن‌های دایک‌های اسپسارتیتی منور:

دما و فشار حاکم بر آشیانه ماگمایی، از عوامل تعیین‌کننده در پیدایش فازهای کانیایی در ماگماست (Neave and Putrika, 2017). در میان روش‌های دمافشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها، دمافشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها به روش سوئسو (Soesoo, 1997) برپایهٔ بررسی روی سنگ‌های بازیک پیشنهاد شده است. در این بررسی نیز همین روش به‌کار برده شده است. برپایهٔ فرمول‌های پیشنهادی سوئسو (Soesoo, 1997) کلینوپیروکسن‌های اسپسارتیت منور در دمای ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه‌سانتیگراد (شکل ۸- A) و فشار ۲ تا ۶ کیلوبار (شکل ۸- B) پدید آمده‌اند.

برای بررسی ارتباط ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها با محیط زمین‌ساختی پیدایش ماگما نمودار پیشنهادی نیسبت و پیرس (Nisbet and Pearce, 1977) به‌کار برده می‌شود. برپایهٔ شیمی کلینوپیروکسن‌ها، محیط پیدایش دایک‌های اسپسارتیتی، بازالت کمان‌های آتشفشانی فرورانشی و تولهایت‌های درون‌قاره‌ای به‌دست آمد (شکل ۸- C). با توجه به این یافته شاید بتوان گفت ماگمای مادر دایک‌های اسپسارتیتی در محیط درون قاره‌ای پدید آمده است که گوشتهٔ زیرین آن پیشتر توسط فرورانش متاسوماتیزه شده است.

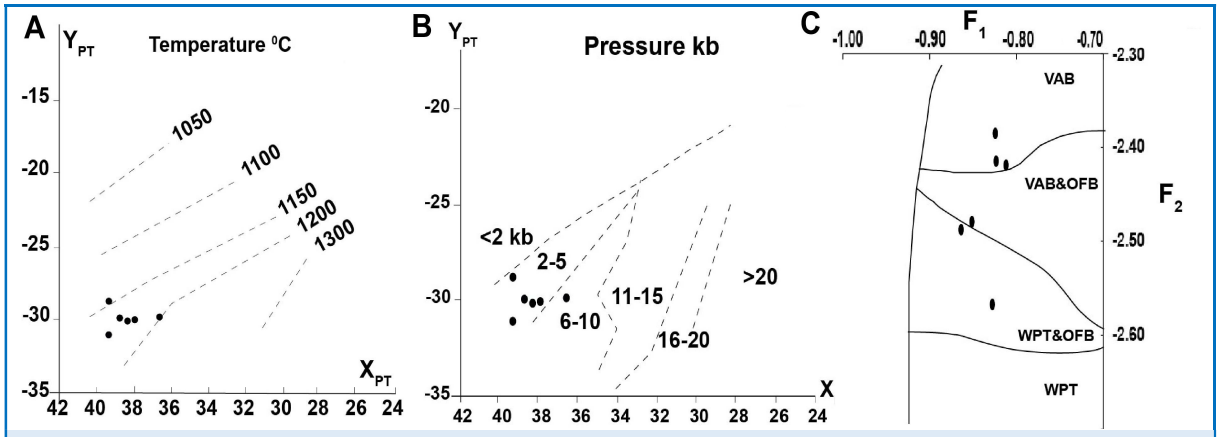
توابع X_{PT} و Y_{PT} به‌صورت رابطهٔ ۱ و ۲ و توابع F_1 و F_2 به‌صورت رابطهٔ ۳ و ۴ تعریف می‌شوند:

رابطه ۱) X_{PT}:0.446SiO_2+0.187TiO_2–0.404Al_2O_3+0.346FeO*–0.052MnO+0.309MgO+0.431CaO–0.446Na_2O

رابطه ۲) Y_{PT}:–0.369SiO_2+0.535TiO_2–0.317Al_2O_3+0.323FeO*+0.235MnO–0.516MgO–0.167CaO–0.153Na_2O

رابطه ۳) F1=–0.012SiO_2–0.0807TiO_2+0.0026Al_2O_3–0.0012FeO*–0.0026MnO+0.0087MgO–0.0128CaO–0.0419Na_2O

رابطه ۴) F2=–0.04692SiO_2–0.0818TiO_2–0.0212Al_2O_3–0.0041FeO*–0.1435MnO–0.0029MgO+0.0085CaO+0.0160Na_2O



شکل ۸. پراکنش کلینوپیروکسن‌های بررسی‌شده در دایک‌های لامپروفیری منطقهٔ منور در **A**) نمودار Y_{PT}- X_{PT} برای دماسنجی کلینوپیروکسن‌ها (Soesoo, 1997)؛ **B**) نمودار Y_{PT}- X_{PT} برای فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها (Soesoo, 1997)؛ **C**) نمودار F1- F2 (Nisbet and Pearce, 1977) (OFB: بازالت‌های کف اقیانوس. VAB: بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی فرورانشی شامل اقیانوسی و یا حاشیهٔ فعال قاره‌ها؛ WPT: بازالت‌های تولهایتی درون قاره‌ای شامل جزیره‌های اقیانوسی (OI) و یا کافت‌های درون‌قاره‌ای؛ WPA: بازالت‌های آلکالن درون‌قاره‌ای).

Figure 8. Distribution of studied clinopyroxenes in the Monavvar lamprophyric dikes on **A**) X_{PT}-Y_{PT} diagram for thermometry of clinopyroxenes (Soesoo, 1997); **B**) X_{PT}-Y_{PT} diagram for barometry of clinopyroxenes (Soesoo, 1997); **C**) F1-F2 diagram after Nisbet and Pearce (1977) (OFB: Ocean Flow Basalt; VAB: Volcanic Arc Basalt; WPT: Within Plate Tholeitic basalt; WPA: Within Plate Alkaline basalt).

ب- بررسی زمین‌شیمی دایک لامپروفیری منطقهٔ منور

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ شیمیایی عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب در دایک‌های لامپروفیری منطقهٔ منور در جدول ۳ آورده شده‌اند. مقایسه بازهٔ تغییرات اکسید عنصرهای اصلی دایک‌های لامپروفیری منطقهٔ منور، با داده‌های راک (Rock, 1991) برای دایک‌های لامپروفیری کالک‌آلکالن (اسپسارتیت) (جدول ۴) نشان می‌دهد بازهٔ تغییرات اکسیدهای اصلی منطقهٔ منور بیشتر در بازهٔ تغییرات پیشنهادیِ راک (Rock, 1991) جای دارد.

نامگذاری و تعیین سری ماگمایی دایک‌های لامپروفیری منطقهٔ منور: در نمودار SiO_2 دربرابر قلیایی‌ها، نمونه‌های بررسی‌شده در گسترهٔ تراکی‌بازالت، بازالت و تراکی‌آندزیت- بازالتی (شکل ۹- A) جای می‌گیرند و در نمودار Nb/Y دربرابر Zr/TiO_2، آندزیت و بازالت ساب‌آلکالن نامگذاری می‌شوند (شکل ۹- B).

برای تعیین نوع نمونه‌های لامپروفیری، نمودارهای دوتایی $CaO-Al_2O_3$، K_2O-SiO_2 و Na_2O-K_2O به‌کار برده شدند (شکل ۱۰). برپایهٔ این نمودارها، دایک‌های اسپسارتیتی منطقهٔ منور، در محدوده سنگ‌های لامپروفیری و کالک‌آلکالن جای می‌گیرند.

جدول ۳. داده‌های تجزیهٔ شیمیایی دایک‌های منطقهٔ منور (عنصرهای اصلی برپایهٔ wt% و عنصرهای کمیاب برپایهٔ ppm). نمونه‌های شماره M.Z.1 تا M.Z.5 برگرفته از عامل (Amel, 2007) هستند. محاسبهٔ آهن دو و سه ظرفیتی برپایهٔ روش پیشنهادیِ ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971) و روش اصلاحی پیشنهادی لومایتره (Le Maitre, 1976) انجام شده است.

Table 3. Representative major (in wt%) and trace element (in ppm) of Monavvar spessartite compositions. M.Z.1 to M.Z.5 samples are from Amel (2007). Calculations of ferric and ferrous iron have been performed by the method proposed by Irvine and Baragar (1971) and the modified method by Le Maitre (1976).

Sample No.	M.Z.1	M.Z.2	M.Z.3	M.Z.4	M.Z.5	M.Z.A1	M.Z.A2	M.Z.6	M.Z.7	M.Z.lam3
SiO_2	51.58	52.06	50.01	51.10	50.47	51.81	47.17	53.92	51.53	53.34
TiO_2	1.42	1.41	1.84	1.39	1.39	1.42	2.12	1.85	1.48	1.32
Al_2O_3	14.57	14.64	10.77	14.39	14.26	14.60	14.49	15.29	15.80	14.00
Fe_2O_3*	8.21	8.19	9.69	8.04	8.04	8.1	11.17	7.29	8.23	5.38
Fe_2O_3	1.75	1.97	3.58	1.01	1.70	1.70	2.39	1.56	1.97	1.29
FeO	6.45	6.21	6.11	7.02	6.30	6.38	8.77	5.72	6.25	4.08
MnO	0.12	0.11	0.14	0.11	0.12	0.11	0.15	0.14	0.14	0.13
MgO	6.53	6.45	8.70	6.33	6.52	6.47	7.28	4.05	5.16	6.74
CaO	8.46	8.27	11.10	8.12	8.28	8.35	8.92	6.90	7.90	7.92
Na_2O	4.12	4.31	3.22	4.23	4.32	4.20	3.97	3.31	3.64	4.33
K_2O	1.75	1.72	1.27	1.69	1.72	1.72	1.41	1.95	1.68	1.48
P_2O_5	0.98	0.97	1.23	0.5	0.98	1.00	1.04	0.24	0.66	0.96
LOI	2.24	1.82	2.52	3.62	4.19	2.21	1.79	3.67	3.44	2.98
Total	99.98	99.95	99.79	99.84	100.09	99.99	99.51	98.61	99.61	98.58
Cr	241	210	440	210	240	220	230	220	210	188
Ni	101	94	130	94	101	97	185	5	180	95
Co	32	28	40	36	40	38	42	21	37	32
Sc	11	12	8	9	11	12	14	10	12	9
V	196	188	230	203	221	194	238	188	213	190
Cu	34	38	36	35	47	52	82	52	48	42
Pb	9	9	41	9	9	9	7	12	10	11
Zn	148	124	190	152	134	98	148	111	101	106
Bi	0.08	0.10	0.12	0.10	0.09	0.12	0.15	0.14	0.11	0.10

جدول ۳. ادامه.

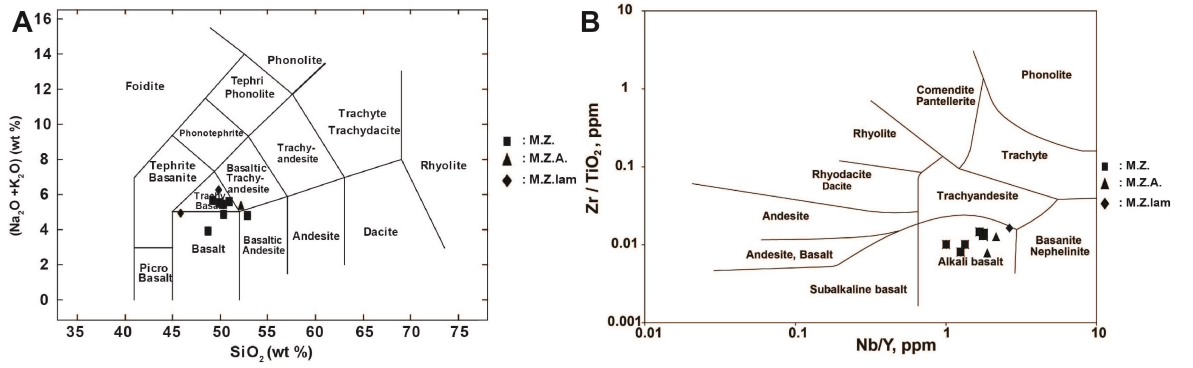
Table 3. Continued.

Sample No.	M.Z.1	M.Z.2	M.Z.3	M.Z.4	M.Z.5	M.Z.A1	M.Z.A2	M.Z.6	M.Z.7	M.Z.lam3
Cd	0.08	0.09	0.06	0.04	0.08	0.06	0.12	0.03	0.04	0.09
In	0.05	0.06	0.08	0.09	0.06	0.08	0.12	0.08	0.08	0.06
Sn	1.45	1.35	0.96	0.95	1.10	1.20	0.24	1.20	1.50	1.40
W	1.10	0.90	1.20	1.10	1.00	1.00	0.60	0.90	1.00	1.00
Mo	2.10	1.60	10.00	1.20	1.40	1.70	1.20	2.00	1.70	1.90
S	220.00	325.00	245.00	310.00	255.00	285.00	435.00	285.00	340.00	310.00
As	1.60	1.80	1.10	1.40	1.30	1.20	0.90	1.30	1.80	2.20
Se	0.30	0.60	0.50	0.40	0.60	0.30	0.70	0.30	0.40	0.50
Sb	0. 20	0.32	0.22	0.15	0.23	0.25	0.35	0.15	0.25	0.20
Te	0.15	0.34	0.25	0.23	0.15	0.25	0.35	0.20	0.10	0.20
Ag	0.3	0.5	0.4	0.3	0.1	0.2	0.5	0.3	0.4	0.3
Hg	0.2	0.3	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
K	14727	14278	10542	14029	14278	14278	11704	16178	13946	12285
Rb	43	40	91	40	43	42	23	61	42	37
Cs	4.15	4.26	7.00	3.15	2.68	2.65	3.07	2.97	3.02	1.60
Ba	857	906	980	905	858	880	873	917	895	1010
Sr	1216	1284	1239	1283	1215	1260	1170	1130	1100	1290
Tl	0.10	0.11	0.14	1.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11
Ga	22	15	21	16	20	18	18	19	19	21
Li	19.70	20.40	28.00	24.30	21.40	19.80	21.40	22.40	19.80	20.70
Ta	1.72	2.10	1.60	1.70	1.65	1.85	1.90	1.70	1.30	1.65
Nb	31.4	31.6	28.0	31.7	31.5	31.5	35.3	29.6	22.1	36.4
Hf	3.95	4.52	4.15	3.85	3.95	4.10	4.30	4.30	4.30	4.41
Zr	195	193	200	213	214	194	171	155	160	235
Ti	8513	8553	11030	8333	8333	8513	12709	11090	8872	7913
Y	18	17	21	18	19	17	19	24	22	14
Th	13.40	13.50	0.00	13.60	13.40	13.40	5.33	9.42	7.37	9.56
U	-	-	-	-	-	-	1.18	2.86	2.01	2.70
La	-	-	-	-	-	-	49.20	26.20	37.10	61.70
Ce	97.60	102.50	-	102.50	97.70	99.40	103.50	75.80	75.00	121.00
Pr	11.45	12.54	10.24	11.04	9.65	10.25	12.85	6.07	9.00	14.00
Nd	37.20	48.40	41.20	39.80	48.40	48.20	49.10	23.00	43.00	52.00
Sm	6.68	8.52	7.24	6.53	7.74	5.42	8.47	4.73	6.41	8.36
Eu	1.75	2.48	2.21	1.85	1.78	1.95	2.51	1.24	2.00	2.18
Gd	6.72	6.68	6.95	6.74	6.51	7.48	6.56	4.30	5.50	7.02
Tb	0.75	0.84	0.74	0.72	0.71	0.71	0.87	0.72	0.75	0.70
Dy	3.67	4.18	3.52	3.34	3.45	3.52	4.28	4.39	4.35	3.61
Ho	0.58	0.72	0.58	0.68	0.62	0.64	0.75	0.85	0.80	0.59
Er	1.74	1.85	1.52	1.68	2.15	1.84	1.97	2.60	2.30	1.44
Tm	-	-	-	-	-	-	0.28	0.43	2.30	0.18
Yb	-	-	2.70	-	-	0.00	1.50	2.62	2.01	1.12
Lu	-	-	-	-	-	-	0.21	0.40	0.30	0.16

جدول ۴. مقایسهٔ بازهٔ تغییرات اکسید عنصرهای اصلی دایک‌های لامپروفیری منطقهٔ منور، با میانگین داده‌های راک (Rock, 1991) برای دایک‌های لامپروفیری کالک‌آلکالن (اسپسارتیت).

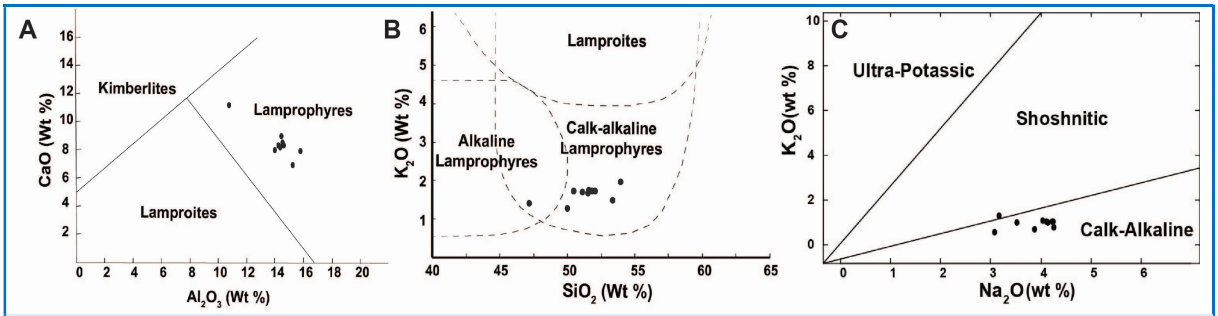
Table 4. Comparison of major element oxide changes of the Monavvar lamprophyric dykes with the mean of the analyses presented by Rock (1991) for calc-alkaline lamprophyric dykes (spessartite).

	Monavvar		Rock (1991)	
	Min	Max	Min	Max
SiO_2	47.17	53.92	43	63
Al_2O_3	10.77	15.8	10	19
CaO	6.9	11.1	2.7	10.5
MgO	4.05	8.7	2.1	14.4
Na_2O	3.22	4.33	2.2	7.5
K_2O	1.27	1.95	0.3	4.8
TiO_2	1.32	2.12	0.4	3.1
P_2O_5	0.24	1.23	0	0.6



شکل ۹. ترکیب لامپروفیرهای منطقهٔ منور در **A**) نمودار SiO_2 دربرابر $Na_2O + K_2O$ (Le Bas et al., 1986)؛ **B**) نمودار Nb/Y دربرابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977).

Figure 9. Monavvar spessartite composition on **A**) SiO_2 versus $Na_2O + K_2O$ (TAS) diagram (Le Bas et al., 1986); **B**) Nb/Y versus Zr/TiO_2 diagram (Winchester and Floyd, 1977).



شکل ۱۰. ترکیب لامپروفیرهای منطقهٔ منور در: **A**) نمودار Al_2O_3 دربرابر CaO (Foley et al., 1987)؛ **B**) نمودار SiO_2 دربرابر K_2O (Rock, 1991)؛ **C**) نمودار K_2O دربرابر Na_2O برای تعیین سری‌های ماگمایی (Rogers et al., 1998).

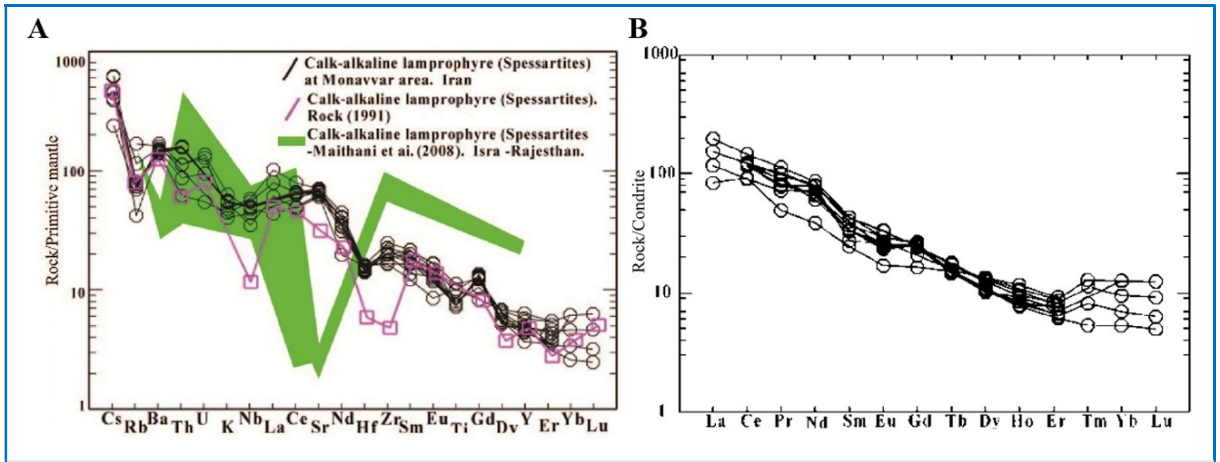
Figure 10. Monavvar spessartite samples on **A**) Al_2O_3 versus CaO diagram (Foley et al., 1987); **B**) SiO_2 versus K_2O diagram (Rock, 1991); **C**) Na_2O versus K_2O diagram for determination of magmatic series (Rogers et al., 1998).

بررسی نمودارهای عنکبوتی

در بررسی نمودار عنکبوتی منطقهٔ منور (شکل ۱۱) با دو لامپروفیر کالک‌آلکالن مشهور دیگر (لامپروفیر راک (Rock, 1991) (به رنگ صورتی) و ایسرا- راجستان (Maithani et al., 2008) به رنگ سبز) که برپایهٔ کاهش ناسازگاری عنصرهای LILE[6] و HFSE[7] نسبت به گوشتهٔ اولیه بهنجار شده‌اند (شکل ۱۱- A)، آنومالی منفی مشخصی از عنصرهای Nb و Ti دیده می‌شود. از سوی دیگر، در دایک لامپروفیر منور آنومالی مثبت عنصرهایی مانند Ba، Th، K، La و U دیده می‌شود. تهی‌شدگی از عنصرهای HFS و غنی‌شدگی از عنصرهای LIL از ویژگی‌های ماگماهای شوشونیتی و کالک‌آلکالن شمرده می‌شود (Foley and Wheller, Saunders et al., 1980; 1990). آنومالی منفی عنصرهای Nb و Ti به جدایش کانی‌های تیتانیم‌دار (مانند: اسفن، ایلمنیت) بستگی دارد. از سوی دیگر، برخی پژوهشگران (مانند: Edwards et al., 1994) تهی‌شدگی یادشده را به بالابودن فوگاسیتهٔ اکسیژن وابسته دانسته‌اند؛ زیرا در شرایطی که فوگاسیتهٔ اکسیژن بالا باشد، دمای بیشتری برای ذوب کانی های تیتانیم‌دار نیاز است. فراوانی عنصرهای LILE که تحرک بالایی دارند، نشان‌دهندهٔ حضور سیال‌های آبدار در محیط پیدایش ماگما و یا دخالت پوستهٔ قاره‌ای در پیدایش ماگماست (Rollinson, 1993). عنصر Y رفتار عنصرهای ناسازگاری همانند HREE[8] را دارد و به‌آسانی در آمفیبول و به مقدار کم در پیروکسن جای می‌گیرد (Rollinson, 1993). تهی‌شدگی این عنصر می‌تواند پیامد پدیده جدایش بلورین کانی‌هایی مانند آمفیبول یا ذوب‌بخشی در عمق باشد. بالابودن فراوانی عنصرهای LREE[9] و LILE نشان‌دهندهٔ متاسوماتیزه‌شدن گوشتهٔ غنی‌شده است (Rollinson, 1993). ازاین‌رو، گوشته متاسوماتیزه‌شده می‌تواند خاستگاه ماگمایی نمونه‌های لامپروفیری دانسته شود (Menzies and Wass, 1983).

الگوی عنصرهای خاکی کمیاب که برپایهٔ داده‌های سان و مک‌دونالد (Sun and McDonough, 1989) نسبت به ترکیب کندریت بهنجار شده است (شکل ۹- B)، غنی‌شدگی مشخصی از LREE دربرابر HREE به نمایش می‌گذارد (شکل ۱۱- B). ویژگی ماگمای شوشونیت- کالک‌آلکالن غنی‌شدگی بسیار بالای این ماگما از LREE و درصد ذوب‌بخشی اندک ماگماست که اجازهٔ می‌دهد عنصرهای ناسازگار فراوانی به ماگمای اولیه وارد شوند. شکل کاو الگوهای یادشده پیامد جدایش بلورین آمفیبول دانسته می‌شود (Altherr et al., 2000) که منجر به افزایش نسبت La/Yb در مذاب می‌شود.

[6] Large-Ion Lithophile Elements
[7] High Field Strength Elements
[8] Heavy Rare Earth Elements
[9] Light Rare Earth Elements

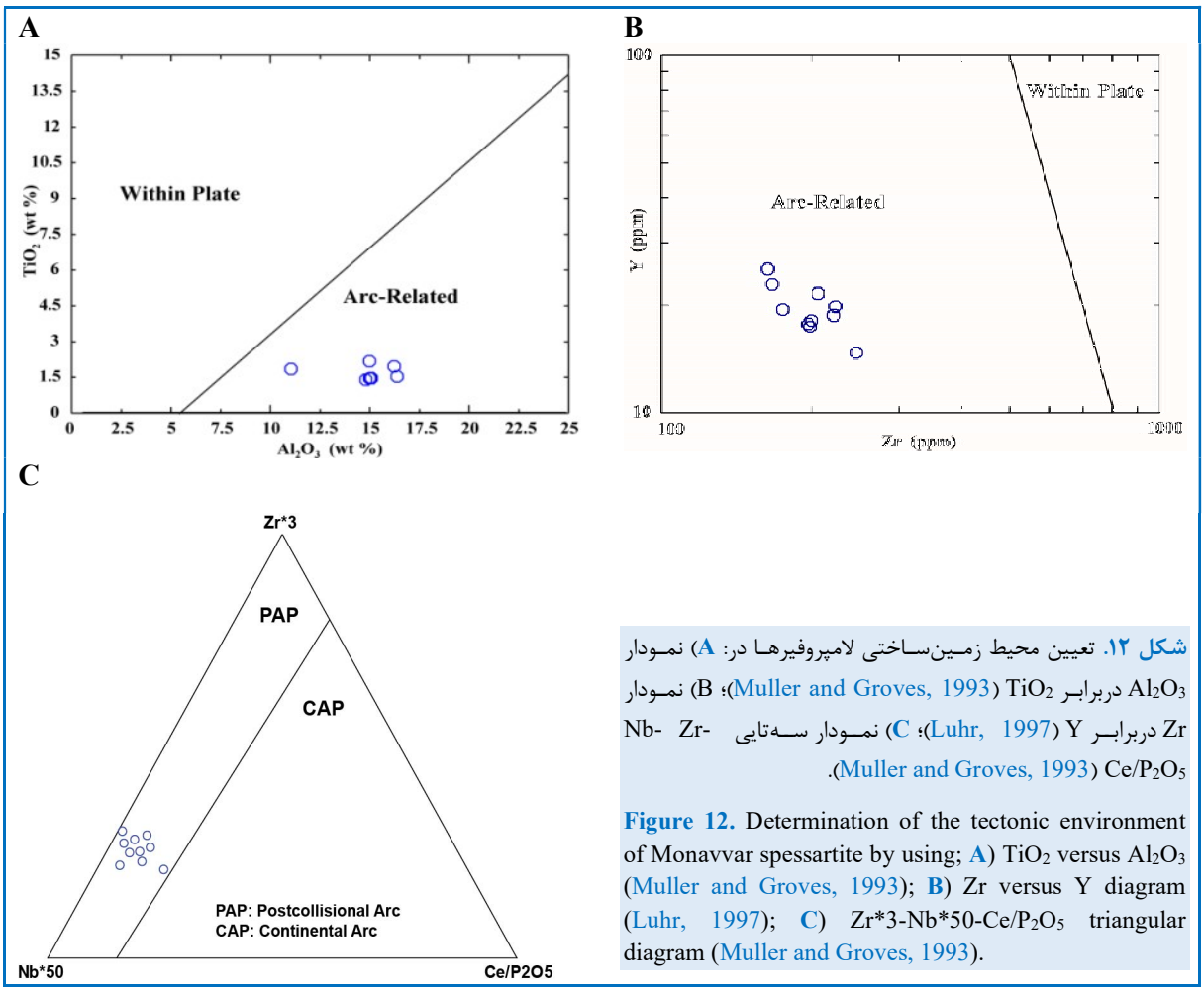


شکل ۱۱. ترکیب دایک‌های اسپسارتیتی منطقهٔ منور در: **A**) نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ **B**) الگوهای عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989).

Figure 11. Composition of spessartite dykes of Monavvar area in **A)** Primitive mantle normalized trace element pattern (Sun and McDonough, 1989); **B)** Chondrite normalized rare earth element (REE) pattern (Sun and McDonough, 1989).

همچنین، الگوهای عنصرهای خاکی کمیاب آنومالی Eu ندارند. تبلور همزمان آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های اسیدی و تبلور همزمان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازیک می‌تواند آنومالی Eu را حذف کند؛ زیرا آمفیبول و کلینوپیروکسن آنومالی منفی Eu و پلاژیوکلاز آنومالی مثبت Eu دارند (Rollinson, 1993). حضور کانی‌های یادشده در کنار یکدیگر آنومالی Eu را تعدیل خواهد کرد (Martin, 1999).

تعیین محیط زمین‌ساختی پیدایش دایک‌های لامپروفیری: برای تعیین جایگاه تکتونوماگمایی دایک‌های لامپروفیری منطقهٔ منور، نمودارهای دوتایی Al_2O_3 دربرابر TiO_2 و همچنین، Zr دربرابر Y به‌کار برده شدند (شکل ۱۲). این نمودارها نشان‌دهندهٔ محیط زمین‌ساختی وابسته به کمان ماگمایی برای پیدایش دایک لامپروفیری منور هستند. در نمودار محیط زمین‌ساختی برپایهٔ داده‌های زمین‌شیمیایی کلینوپیروکسن، نمونه‌ها بیشتر در محدودهٔ بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی با گرایش به محیط درون‌صفحه‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۸- C). برپایهٔ داده‌های شیمی سنگ کل به‌ویژه در نمودار سه‌تایی Zr*3-Nb*50-Ce/P_2O_5 (شکل ۱۲- C)، محیط کمان پس‌برخوردی برای این سنگ‌ها به‌دست آمده شده است. از آنجایی‌که نمونه‌های کمان‌های پسابرخوردی در نمودارها، گاه در محیط کمان و گاه در محیط درون‌صفحه‌ای جای می‌گیرند، میان داده‌های شیمی سنگ کل و کانی‌شناسی کلینوپیروکسن همخوانی دیده می‌شود.



شکل ۱۲. تعیین محیط زمین‌ساختی لامپروفیرها در: **A**) نمودار Al_2O_3 دربرابر TiO_2 (Muller and Groves, 1993)؛ **B**) نمودار Zr دربرابر Y (Luhr, 1997)؛ **C**) نمودار سه‌تایی Nb- Zr- Ce/P_2O_5 (Muller and Groves, 1993).

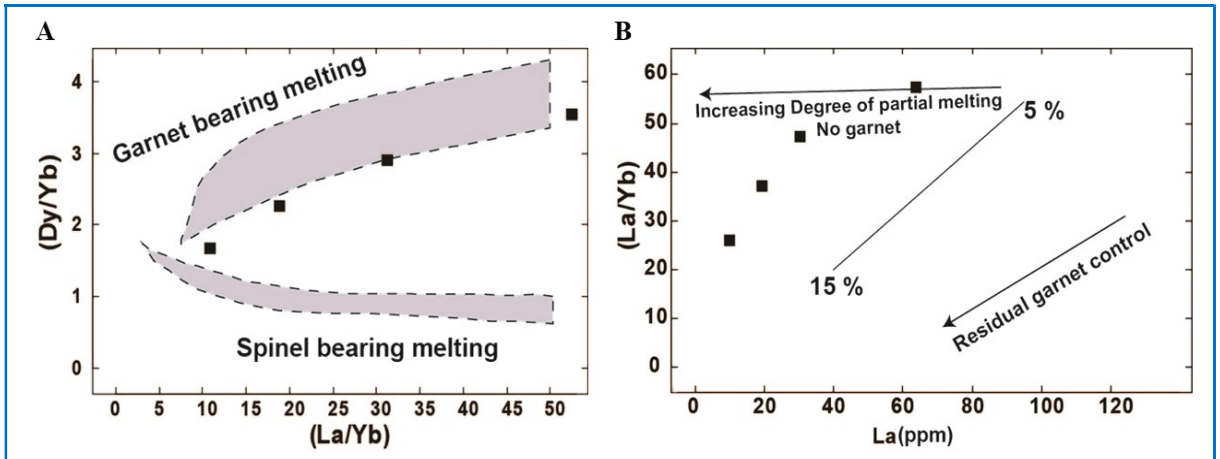
Figure 12. Determination of the tectonic environment of Monavvar spessartite by using; **A**) TiO_2 versus Al_2O_3 (Muller and Groves, 1993); **B**) Zr versus Y diagram (Luhr, 1997); **C**) Zr*3-Nb*50-Ce/P_2O_5 triangular diagram (Muller and Groves, 1993).

سنگ‌زایی دایک های لامپروفیری منور:

ازآنجایی‌که از دیدگاه زمین‌شیمیایی، ماگمای لامپروفیری ترکیب ماگماهای بازالتی را نشان می‌دهد، برای درک پیدایش لامپروفیرها، بررسی روندهای روی‌داده در پیدایش ماگمای بازالتی بسیار راه‌گشاست. ماگمای بازالتی اولیه ویژگی‌های زیر را دارد: Mg#: ۳۵-۸۰، Sc: ۱۵-۳۰ ppm، Cr: ۲۰۰-۵۰۰ ppm، Co: ۲۵-۸۰ ppm و Ni: ۹۰-۷۰۰ ppm (Rock, 1991). برپایهٔ داده‌های تجزیهٔ شیمیایی، مقدار نسبت‌های یادشده در اسپسارتیت‌های منور به‌صورت Mg#: ۲۵-۳۲، Cr: ۵۹-۱۲۵ ppm، Co: ۱-۲۳ ppm و Ni: ۶۸-۹۴ ppm است. ازاین‌رو، نمی‌توان ماگمای اسپسارتیتی منور را ماگمایی اولیه دانست. در پیدایش بلورهای درشت در لامپروفیرها، شرایط فوق بحرانی و سیال‌های گرمایی دخالت مستقیم داشته‌اند (Rock, 1991).

همهٔ فنوکریست‌های موجود در لامپروفیرها الزاماً فازهای لیکوییدوس نیستند و برای رشد بلورهای درشت به یک فاز غنی از مواد فرار به‌همراه مواد اولیهٔ آن کانی نیاز است. تنوع کانی‌شناسی در لامپروفیرها از دلایل پذیرش ماگمای هیبریدشده و بلورهایی از خاستگاه‌های مختلف است (Bowen, 1928). به‌موازات این مسئله اتومتاسوماتیسم و انجماد مایعات غنی از مواد فرار نیز به گ کانی‌شناسی کمک می‌کند (Rock, 1991).

معمولاً بالابودن مقدار Sc، Cr، Co، Ni و Mg در ماگما نشان‌دهندهٔ اولیه‌بودن آنست (Rock, 1991). وجود مقدار بالایی از عنصرهای یادشده در نمونه‌های منطقهٔ منور نشان می‌دهد ماگمای مادر ماگمایی نزدیک به اولیه بوده است. از سوی دیگر، پراکنش نمونه‌های اسپسارتیت منور در نمودار La/Yb دربرابر Dy/Yb نشان می‌دهد (شکل ۱۳- A) نمونه‌ها در محدودهٔ گوشتهٔ گارنت‌دار جای می‌گیرند. در نمودار La دربرابر La/Yb، اسپسارتیت‌های منور در امتداد روندی جای می‌گیرند که نشان‌دهندهٔ حضور کانی گارنت در هنگام فرایند ذوب‌بخشی است (شکل ۱۳-B). افزون‌براین، برپایهٔ این نمودار، درصد ذوب‌بخشی پریدوتیت گوشته‌ای برای تولید ماگماتیسم منور از نزدیک به ۵ درجه تا نزدیک به ۱۵ درصد است. ازآنجایی‌که مقدار Yb در شش نمونه صفر است، تنها ۴ نمونه را می‌توان در نمودار جانمایی کرد.



شکل ۱۳. ترکیب نمونه‌های لامپروفیری منور در: **A**) نمودار La/Yb دربرابر Dy/Yb (Prelevic et al., 2012)؛ **B**) نمودار La دربرابر La/Yb (Vigouroux et al., 2008).

Figure 13. Composition of Monavvar spessartite samples on: **A**) La/Yb versus Dy/Yb diagram (Prelevic et al., 2012); **B**) La / Yb versus La diagram (Vigouroux et al., 2008).

با توجه به بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی، ماگمایی با ترکیب M7 (برپایهٔ الگوهای پیشنهادی راک (Rock, 1991) برای لامپروفیرهای کالک‌آلکالن منابع ماگمایی M6 و M7 پیشنهاد شده است که در اولی آلایش ماگمای اولیه با منابع گوشته‌ای و در دومی آلایش با منابع پوسته‌ای درنظر گرفته شده است) (Rock, 1991) به‌عنوان ماگمای مادر لامپروفیرهای قلیایی کلسیمی درنظرگرفته می‌شود که در واقع بازتابی از آلایش گستردهٔ ماگمای اولیه با مواد پوسته‌ای به‌شمار می‌رود.

بررسی ژئودینامیک منطقهٔ منور: دایک لامپروفیری منور درون توالی آتشفشانی با ظاهر معکوس (ترم‌های حد واسط و اسیدی‌تر در قاعده و بازالت آلکالن در رأس مجموعه) تزریق شده است؛ به‌گونه‌ای‌که توالی آذرآواری و گدازه‌ای قاعده را قطع کرده است؛ اما بازالت‌های آلکالن رأسی روی این مجموعه جاری شده‌اند. عامل و همکاران (Amel et al., 2003) این مجموعه را یک توالی معکوس دانسته‌اند که محصول جدایش بلورین یک ماگمای بازالتی در آشیانهٔ واحد بوده است و همهٔ سنگ‌ها نزدیکی ژنتیکی دارند.

بررسی‌های بعدی نشان دادند توالی قاعده‌ای بیشتر ترکیب آداکیتی دارد (Fazeli Hagh et al., 2017) و با بازالت آلکالن رأسی قابل مقایسه نیستند. لامپروفیر بررسی‌شدهٔ منور ترکیب اسپسارتیتی و سرشت ماگمایی کالک‌آلکالن دارد و ماگمای مادر آن از ذوب‌بخشی با نرخ اندک ذوب‌بخشی منبع متاسوماتیزه گارنت لرزولیتی در محیط کمان ماگمایی پدید آمده است. مهم‌ترین رخداد زمین‌شناسی مزوزوییک- سنوزوییک ایران به تحول اقیانوس نئوتتیس و همگرایی صفحهٔ عربی و ایران مرکزی مربوط است. پژوهشگران سن‌های مختلفی برای برخورد صفحهٔ عربی و ایران مرکزی پیشنهاد کرده‌اند که در مجموع شامل کرتاسهٔ پسین- پالئوسن (Moayyed, 2002; Mohajjel et al., 2003)، ائوسن تا الیگوسن (Ghasemi and Talbot, 2006; Verdel et al., 2008; Agard et al., 2008)، میو- پلیوسن (Sengor and Kidd, 1979; Jackson et al., 1995; McQuarrie et al., 2003) هستند. با توجه به سن چینه‌ای دایک لامپروفیری که درون توالی آذرآواری- آتشفشانی پلیوسن تزریق شده است و با روانه‌های بازالتی آلکالن پلیو- کواترنر محدود شده است و نیز برپایهٔ نمودار شکل ۱۲- C، محیط کمانی زمین‌ساختی پیدایش آن را می‌توان کمان پسابرخوردی حاشیهٔ فعال قاره‌ای دانست. برای ذوب خاستگاه گوشته‌ای متاسوماتیزه (گوشتهٔ سست‌کره‌ای و یا سنگ‌کره‌ای) نیز دلایل متعددی پیشنهاد شده‌اند؛ مانند همگرایی مورب و به تبع آن، برخورد مورب و گسترش رژیم زمین‌ساختی ترافشاری و تراکششی در سنگ‌کرهٔ حاشیهٔ فعال قاره‌ای، بالازدگی گوشتهٔ سست‌کره‌ای ناشی از باربرداری پس از برخورد و پیدایش مذاب‌های بخشی حاصل از کاهش فشار در دمای ثابت و نقش گسله‌های محلی و ترکیب عملکرد آنها (Agard et al., 2011).

برپایهٔ الگوهای پیشنهادی راک (Rock, 1991) برای لامپروفیرهای کالک‌آلکالن خاستگاه ماگمایی M6 و M7 پیشنهاد شده است که دربارهٔ خاستگاه نخست، آلایش ماگمای اولیه با منابع گوشته‌ای و دربارهٔ خاستگاه دوم، آلایش با منابع پوسته‌ای در نظر گرفته شده است. با توجه به آنومالی مثبت LILE در لامپروفیر منور و موقعیت چینه‌ای و توزیع خطی توالی دربرگیرنده، احتمالاً رویدادهای زیر را بتوان برای پیدایش لامپروفیر اسپسارتیتی منور در نظر گرفت. فعالیت گسل‌های راستالغز راستگرد با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری تا خاوری- باختری در شمال‌باختری ایران به‌همراه باربرداری زمین‌ساختی ناشی از فرسایش مناطق بالاآمده و ضخیم‌شده در پلیوسن تا کواترنری حوضه‌های تراکششی را در طول گسل‌های یادشده پدید آورده است. این پدیده با کاهش فشار در دمای ثابت گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای متاسوماتیزه را تحریک و آن را دچار ذوب‌بخشی با نرخ کم کرده است و ماگمای بازالتی آلکالن پدید آمده است (Allen et al., 2004; Allen and Armstrong, 2008). ماگمای بازالتی یادشده هنگام بالاآمدن و جایگیری در آشیانهٔ ماگمایی کم‌ژرفای پوسته‌ای،

مـواد پوسـته‌ای را ذوب کـرده و ماگمـای اسـیدی و سـپس آمیختگی ماگمای اسـیدی بـا بخشـی از ماگمـای بازیـک را به‌دنبال داشـته و ماگمـای هیبریـد بـا ترکیـب آنـدزیتی تـا آندزیت بازالتی پدیـد آورده اسـت. آغـاز فـوران‌هـا از طریـق سیستم گسلی با فوران‌های حد واسـط و انفجـاری بـا حجـم چشمگیری از مواد آذرآواری بوده است که سپس دایک‌هـای اسپسـارتیتی حاصـل از واکـنش ماگمـای بـازالتی و مـواد پوسته‌ای (ماگمای M7) از آشیانهٔ ماگمایی کم ژرفا (به‌علـت فشار تبلور کلینوپیروکسـنِ درون ایـن دایـک‌هـا کـه ۲ تـا ۶ کیلوبار و نزدیک بـه اعمـاق ۷ تـا ۲۱ کیلـومتر تعیـین شـده است) به درون توالی قاعـده‌ای تزریـق شـده‌انـد و در نهایـت ماگمـای بـازالتی آلکـالن بجامانـده فـوران کـرده و در رأس مجموعه قرار گرفته است.

برداشت

دایک لامپروفیری بررسی‌شـده در ایـن پـژوهش بـا سـن پلیوکواترنری در شمال‌خاوری روستای منـور (شـمال‌باختری استان آذربایجان شرقی) رخنمون دارد. برپایـهٔ بررسـی‌هـای سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، لامپروفیرهای یادشده در گروه لامپروفیرهای کالک‌آلکالن- اسپسارتیت رده‌بندی مـی‌شـوند. بافت اصلی دایک اسپسارتیتی منـور میکرولیتیـک پـورفیری است و کانی‌های اصلی سازندهٔ آن درشت‌بلـورهـای شـکل‌دار آمفیبـول، پیروکسـن و بیوتیـت هسـتند کـه در زمینـه‌ای ساخته‌شده از میکرولیـت‌هـای پلاژیـوکلاز و آلکالی‌فلدسـپار، شیشه، زیرکن، آپاتیت و اسفن جای می‌گیرند. این سـنگ‌هـا در گسترهٔ آندزیت، تراکی‌بازالت و بازالت جای مـی‌گیرنـد. در نمودار عنکبوتی، آنومالی مثبت و مشخص عنصـرهایی ماننـد Ba، Rb، La و U دیده می‌شود. آنومالی منفـی Nb و Ti در دایک‌ها، احتمالاً نشان‌دهندهٔ فرایند آلایش با مواد پوسـته‌ای در پیـدایش آنهاسـت. آنومـالی منفـی Nb (در شـماری از نمونـه‌هـا) شـاخص سـنگ‌هـای قـاره‌ای اسـت و چه‌بسـا نشان‌دهندهٔ مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد. بـا توجه به مقدار REE در لامپروفیرهای منطقه و مقایسه آنهـا با دسته مودال منحنی‌های مذاب اسپینل و گارنـت‌لرزولیـت، خاسـتگاه ماگمـای مـادر اسپسـارتیت‌هـای منـور از نـوع گارنت‌لرزولیت و با نرخ ذوب‌بخشی ۵ تا ۱۵ درصد بوده است. همچنین، محیط زمین‌ساختی پیدایش لامپروفیرهای منـور، کمان پسابرخوردی حاشیهٔ فعال قاره‌ای بوده است.

References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., and Monié, P. (2008) Zagros geodynamics, from subduction to collision: the fate of the Neotethys over the last 100 Myrs. The 26th Symposium on Geosciences, Geological Society of Iran, Tehran.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine, 148, 692–725.

Aghazadeh, M., and Badrzadeh, Z. (2015) Mineralogy and petrogenesis of alkaline and calcalkaline lamprophyres in northwestern Iran: Implication for mantle heterogeneity. International earth science colloquium on the Aegean region, IESCA, Izmir, Turkey.

Akbarzadeh Laleh, M., Amel, N., Moayyed, M., and Jahangiri, A. (2016) Mineral chemistry and petrology of lamprophyric dyke in Guyposhti Mountain (northwest Maragheh- East Azarbaijan). Petrological Journal, 6(24), 130- 115 (in Persian with English Abstract).

Allen, M.B., and Armstrong, H.A. (2008) Arabia- Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 265, 52–58.

Allen, M.B., Jackson, J., and Walker, R. (2004) Late Cenozoic reorganization of the Arabia- Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. Tectonics, 23(2), TC2008.

Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., and Kreuzer, H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I- type plutonism in the European Variscides, northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 50, 51- 73.

Amel, N. (1994) Petrology study of volcanic rocks in Munvar region with special focus on petrogenesis of volcanic strip along Tabriz fault. M.Sc. thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).

Amel, N. (2007) Petrogenesis and petrology of Plio-Quaternary magmatic rocks of Azerbaijan- Northwest Iran. Ph.D. thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).

Amel, N., Moayyed, M., and Moazzen, M. (2003) Mineralogy of Lamprophyry Massif Sharifabad- West Khoy. 10th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, University of Sistan and Baluchestan, 398- 401 (in Persian).

Best, M.G. (2003) Igneous and metamorphic petrology. 2nd edition, Blackwell Publishing, Oxford.

Bowen, N.L. (1928) The evolution of igneous rocks. Princeton university press, Princeton.

Darvishzadeh, A. (1991) Geology of Iran. Amir Kabir Publication, Tehran (in Persian).

Deer W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1991) An Introduction to the rock-forming minerals. Longman, London.

Downes, H., Balaganskayab, E., Bearda, A.R.L., and Demaiffe, D. (2005) Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: a review. Lithos, 85, 48- 75.

Droop, G.T.R. (1987) A general equation for estimating Fe^{+3} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine, 51, 431- 435.

Edwards, C.M.H., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Morrid, J.D., Leeman, W.P., and Harmon, R.S. (1994) The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs, the Ringgit- Beser Complex, East Java. Indonesia Journal of Petrology, 35, 1557- 1595.

Fazeli Hagh, M., Amel, N., and Jahanghiri, A. (2017) Petrology and Geochemistry of volcanic rocks in Monavvar village. 34th Meeting and 2nd International Congress of Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Foley, SF., and Wheller, G.E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signature of island arc volcanic rocks and continental potassic igneous rocks, The role of titanites. Chemical Geology, 85, 1- 18.

Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., and Toscani, L. (1987) The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. Earth Science Direct, 24, 81- 134.

Gharehchahi, Z., Moayyed, M., Ahmadiyan, J., and Murata M. (2017) Mineral chemistry and petrogenesis of calc-alkaline lamprophyric dikes at Sungun and Haftcheshme mines (Alborz- Azarbaijan zone, Iran). Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 27(105), 47- 60 (in Persian).

Ghasemi, A., and Talbot, C.J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 26, 683- 693.

Gill, R. (2010) Igneous rocks and processes. A practical guide. 1st edition, Blackwell Publishing, Oxford.

Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., and Welch, M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. American Mineralogist, 97(11-12), 2031-2048.

Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523- 48.

Jackson, D.D., Aki, K., Cornell, C.A., Dieterich, J.H., Henyey, T.L., Mahdyiar, M., Schwartz, D., and Ward, S.N. (1995) Seismic hazards in southern California: Probable earthquakes, 1994-2024. Bulletin of Seismological Society of America, 85, 379- 439.

Jalilian, M., and Afsharianzadeh, A.M. (1991) Explanatory text of Tabriz. Geological Quadrangle Map 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27, 745- 750.

Le Maitre, R.W. (1976) Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. Contributions to Mineralogy and Petrology, 56, 181- 9.

Le Maitre, R.W. (2002) Igneous rocks: a classification and glossary of terms. Recommendations of the IUGS subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.C., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovicher, V.G., Linthout, K., Laird, J., and Mandarino, J. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new mineral and mineral names. Mineralogical Magazine, 61, 295-321.

Leterrier, J., Maurry, R.C., Thonon, P., Girard, D., and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth and Planetary Science Letters, 59, 139- 154.

Luhr, J.F. (1997) Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican volcanic belt. Canadian Mineralogist, 35, 473- 500.

Maithani, P.B., Banerjee, R., and Gurjar, R. (2008) Geochemistry and petrogenesis of radioactive lamprophyre associated with Erinpura Granite around Isra, District Sirohi, Rajasthan. Exploration and Research for Atomic Minerals, 18, 161-178.

Martin, H. (1999) Adakitic magmas, modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, 46, 411- 429.

McDonough, W.F. (1990) Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. Earth and Planetary Science Letters, 101, 1- 18.

McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C., and Wernicke, B. (2003) Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. Geophysical Research Letters, 30(20), 2036.

Menzies, M.A., and Wass, S.Y. (1983) CO_2 and LREE- rich mantle below eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite- rich mantle xenoliths from the southern highlands' province, Australia. Earth and Planetary Science Letters, 65, 287- 302.

Moayyed, M. (2002) A New Approach to the Formation and Evolution of Neotethys and Its Relationship with Tertiary Magmatism in Urmia- Dokhtar and West Alborz- Azerbaijan. 6th Symposium of Geological Society of Iran. Shahid Bahonar University, Geological Society of Iran Kerman, 374-378 (in Persian).

Moayyed, M., Amel, N. (2002) Petrography and petrogenesis of Sharifabad lamprophy (West Khoy). 6th Symposium of Geological Society of Iran. Shahid Bahonar University, Geological Society of Iran Kerman, 483- 486 (in Persian).

Moayyed, M., Moazzen, M., Calagari, A.A., Jahangiri. A., and Modjarrad, M. (2008). Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dikes and associated rocks from Eslamy Peninsula, NW Iran; Implication for deep mantle metasomatism. Chemie der Erde Geochemistry, 68(2), 141- 154.

Moazzen, M., Moayyed, M., and Hosseinzadeh, G. (2003) Petrography and Petrology of Qakhlar Lamprophyry Dyke (West Marand). 7th Symposium of Geological Society of Iran. University of Isfahan, 566- 576 (in Persian).

Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj- Sirjan zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 21, 397-412.

Morimoto, N. (1988) The nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Magazine, 52, 535–550.

Muller, D., and Groves, D.I. (1993) Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. Ore Geology Reviews, 8, 383- 406.

Nabavi, M.H. (1976) An introduction to the geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Neave, D.A., and Putirka, K.D. (2017) A new clinopyroxene- liquid barometer, and implications for

magma storage pressures under Icelandic rift zones. American Mineralogist, 102, 777- 794.

Nisbet, E.G., and Pearce, J.A. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63, 149- 160.

Prelevic, D., Akal, C., Foley, S.F., Romer, R.L., Stracke, A., and Van Den Bogaard, P. (2012) Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric Mantle: the Case of Southwestern Anatolia, Turkey. Journal of Petrology, 53(5), 1019–1055.

Ravankhah, A., Moayyed, M., Hosseinzadeh, M.R., Azimzadeh, A.M., Hassanzadeh, J., and Amel N. (2015) Petrographical, mineral chemical and geochemical studies of the lamprophyric bodies and alkaline gabbro from the Houway area (NE Hourand-NW Iran). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 23(3), 555- 568 (in Persian).

Rittman, A. (1973) Stable mineral assemblages of igneous rocks, a method of calculation. Springer-Verlag, Berlin.

Rock, N.M.S. (1991) Lamprophyres. Blackie, Glasgow.

Rogers, N.W., James, D., Kelley, S.P., and Muller, M. (1998) The generation of potassic lavas from the eastern Virunga province, Rwanda. Journal Petrology, 39, 1223- 1247.

Rollinson, H.R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge, London.

Saunders, A.D., Tarncy, J., and Weaver, S.D. (1980) Transverse geochemical variations across the Antarctic peninsula, implications for the genesis of calc-alkaline magmas. Earth and Planetary Science Letters, 6, 344- 360.

Schweitzer, E.L., Papike, J.J., and Bence, E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. American Mineralogist 64: 501- 513.

Sengor A.M.C., and Kidd, W.S.F. (1979) Post-collisional tectonics of the Turkish- Iranian plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics, 55, 361- 376.

Shirdel, N., Moayyed, M., and Jahanghiri, A. (2010) Mineralogy of Olivine Gabbro Alkaline Massif Northeast of Horand (East Azerbaijan Province). 18th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran. University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).

Soesoo, A. (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. Geological Society of Sweden (Geologiska Foreningen), 119, 55- 60.

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

Verdel, C., Wernicke, B., and Hassanzadeh, J. (2008) Origin of a Voluminous Pulse of Eocene Arc Magmatism in Iran. The 26th Symposium on Geosciences. Tehran, Geological Society of Iran. American Geophysical Union meetings (AGU).

Vigouroux, N., Wallace, P.J., and Kent, A.J. (2008) Volatiles in high- K magmas from the western Trans-Mexican Volcanic Belt: evidence for fluid fluxing and extreme enrichment of the mantle wedge by subduction processes. Journal of Petrology, 49(9), 1589- 1618.

Whitney D.L., and Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185- 187.

Winchester, J.A., and Floyd, P.A. (1997) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20, 325- 342.