

Original Research Paper

Amphibole crystallization and its role in the origin of the adakitic rocks from the Malayer-Boroujerd igneous complex

Amir Esna-Ashari^{1*} and Massimo Tiepolo²

¹Department of Geology, Payame Noor University (PNU), Iran

²Department of Earth Sciences, University of Milano, Milano, Italy

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 June 13

Accepted: 2022 September 09

Available online: 2023 March 21

Keywords:

Adakite genesis

Amphibole crystallization

AFC process

Malayer-Boroujerd complex

Sanandaj-Sirjan zone

ABSTRACT

The Malayer-Boroujerd plutonic complex (MBPC) is part of the Sanandaj-Sirjan continental arc of Iran resulted from subduction of Neotethys oceanic crust below Central Iran microcontinent. A number of adakitic samples have recently been reported in the MBPC. This study shows that among the various petrogenetic processes responsible for the formation of adakitic rocks, two have been suggested in the genesis of those from the MBPC. i) interaction of crust-derived magma with ultramafic rocks and ii) crystallization of amphibole from a more basic magma. The former process leads to formation of intermediate to basic magma that subsequently crystallized amphibole in the ultramafic rocks. Amphibole growth was associated with textural and chemical changes toward the rim. Chemical modeling shows that amphibole growth was coeval with assimilation of olivines that their residue are remained as inclusions in the amphibole. The magma that formed the rim of amphiboles had higher Th, Zr, Ta and LREE but lower Ti and HREE than the core-forming magma. Assimilation of olivine during the amphibole growth prevented a decrease in Ni and Co content of the remained magma. Comparable chemistry of the rim-forming melt and MBPC adakitic rocks suggest that they are of the same origin..

1. Introduction

Adakite commonly refers to a rock that mainly formed in subduction zones by melting of subducting oceanic crust previously metamorphosed to amphibolite and eclogite facies (Castillo, 2012). Peculiar of adakites is the high Sr/Y (>20) and La/Yb (>20) ratios (Castillo, 2006). Notwithstanding, in the group of adakitic rocks we can find rocks with comparable chemical features as adakites but formed in arc or even non-arc environments by different petrogenetic processes (Castillo, 2006 and 2012). Two important processes are proposed at the origin of adakitic rocks are: i) interaction of melts derived from the continental or oceanic crust with

peridotites (e.g. Wang et al., 2005), and ii) amphibole crystallization from a primary basaltic melt (e.g. Tiepolo et al., 2011).

Recently, adakitic rocks are identified in the Malayer-Broujerd Plutonic Complex (MBPC) in the central sector of the Sanandaj-Sirjan zone (Fig. 1). In this paper we discuss the genesis of these rocks. According to Esna-Ashari et al. (2016), a primary acidic melt intruded the ultramafic rocks. Melt-rock interaction process lead to formation of a new liquid that subsequently crystallized amphibole in the ultramafic rocks. In this paper we show that crystallization of amphibole was associated with assimilation of olivine. The final

* Corresponding author: Amir Esna-Ashari; E-mail: amires@pnu.ac.ir

Citation:

Esna-Ashari, A., and Tiepolo, M., 2023. Amphibole crystallization and its role in the origin of the adakitic rocks from the Malayer-Boroujerd igneous complex. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(1), 127, 107-122. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.347030.2006>

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2023 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/gsj.2022.347030.2006

 doi: 10.22071/gsj.2022.347030.2006  dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.1.5.2



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

magma from which amphibole rim crystallized is chemically very similar to MBPC adakitic rocks suggesting that amphibole rims and adakitic rocks have the same origin.

2. General Geology

The Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ) of Iran is an active continental arc that resulted from subduction of the Neotethys oceanic crust below the Central Iran continental crust (e.g. Berberian and Berberian, 1981). MBPC is located in the central sector of the SSZ (Zhang et al., 2018). The Aligoodarz plutonic complex is located along the MBPC and in its southeast (Fig. 1b). U-Pb dating of most of the felsic to ultramafic rocks of these complexes revealed crystallization in the Middle Jurassic (Ahmadi Khalaji et al., 2007; Esna-Ashari et al., 2012 and 2016; Deevsalar et al. 2017). Despite rare exposures (Fig. 1b), ultramafic rocks are voluminous in crustal depths. Interaction of felsic magma with ultramafic rocks contributed to formation of the intermediate to mafic rocks in the Aligoodarz and MBPC complexes and also formation of the amphiboles in the ultramafic rocks (Esna-Ashari et al., 2016; Esna-Ashari and Tiepolo, 2020 and 2021).

3. Research methodology

In this study, the role of amphibole crystallization in the formation of adakitic melt has been investigated. Therefore, the zoned amphiboles from the Aligoodarz ultramafic rocks were analyzed from the core to rim to explore the variation of abundance of trace elements. The results of Laser Ablation ICP-MS analyses of amphiboles, which were carried out at the CNR-Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG), UOS of Pavia, Italy, are presented in Table 1.

4. Petrography

The Aligoodarz Ultramafic rocks varies from olivine-hornblende-pyroxenite to olivine-pyroxene-hornblende. Olivine, pyroxene and amphibole are the major rock forming minerals (Fig. 2). Amphiboles are zoned: cores are brown and gradually changes to light brown and then green toward the rims (Fig. 2b and e). Amphiboles show poikilitic texture and have olivine inclusions. Olivines display rounded and lobate grain boundaries with numerous embayment suggesting assimilation during reaction with the surrounding melt (Fig. 2a-d). Some olivine inclusions are surrounded by both green and brown amphiboles. In such cases, parts of the olivine that are surrounded by the green amphibole are more reacted than the parts that are surrounded by the brown amphibole (Fig. 2a-c).

5. Mineral chemistry

Brown amphiboles are pargasitic but light brown and green ones are edenitic hornblends. Incompatible trace element patterns of brown,

light brown and green amphiboles are displayed in fig.3 Light brown amphiboles are compositionally intermediate between the other two types. Green amphiboles have lowest Ti content. LREE and HREE are more abundant in green and brown amphiboles respectively. Therefore, LREE/HREE ratio increases from brown amphibole ($La/Yb_N=1.1$) to light brown amphibole ($La/Yb_N=2.0$) and then to green amphibole ($La/Yb_N=8.1$). In the binary variation diagrams a gradual compositional variation observes from the core towards the rim. La, Ce, Zr, Hf, Ni and Co show an increasing trend, while Yb, Y and Ti show a decreasing trend (Fig. 4).

6. Discussion and conclusion

Chemical composition of the melt in equilibrium with green amphibole has been calculated by using (i) partition coefficients of amphibole (Tiepolo et al., 2007) and (ii) the chemical composition of the green amphiboles represented in Table 1. N-MORB normalized incompatible trace element pattern of this melt show negative Nb anomaly and high LREE/HREE ratio typical of arc magmas. By the same way Esna-Ashari et al. (2016) calculated composition of the melt in equilibrium with brown amphibole and showed origination by interaction of a felsic melt with ultramafic rock.

Compositional variation from brown to green amphiboles can be attributed to the variation of chemical composition of the equilibrium melts during amphibole growth. Fractional crystallization modeling shows that amphibole crystallization can explain the observed changes in chemistry of the equilibrium melts (Fig. 6). The exceptions are variations of compatible elements Ni and Co because despite the expectation they are not decreased toward the rim.

Petrographic observations (Fig. 2) suggest assimilation of olivine during amphibole crystallization. Olivine assimilation can buffer the content of Ni and Co in the remained melt because they are very abundant in the olivine. Considering the melt in equilibrium with the average brown amphibole as the starting composition and olivine as the assimilated material, the Assimilation and Fractional Crystallization process (AFC) can explain the variation of Ni and Co in the amphibole (Fig. 7).

The melt in equilibrium with green amphibole that is the final product of the AFC process is chemically very similar to MBPC adakitic rocks suggesting that adakitic rocks and green amphibole have the same origin (Fig. 5). This genetic process of a melt with adakitic signature is comparable to what is proposed for the origin of the adakitic melts from Adamello Batholith in central Alps (Tiepolo et al., 2011).

A well-known way to distinguish adakites from other magmatic arc rocks is to use Sr/Y vs. Y diagram (Fig. 8). In this diagram, the melts in equilibrium with different parts of amphiboles in addition to the MBPC adakitic rocks are plotted. There is a continuous trend

from brown to green amphiboles. The latter have a composition comparable to MBPC adakitic rocks.

Figure 9 summarizes the processes that contributed to formation of the MBPC adakitic rocks. Melt-rock interaction process lead to crystallization of brown amphibole. The remaining magma continued to crystallize amphibole and simultaneously assimilated olivine to produce a melt chemically comparable to adakitic rocks. Some MBPC adakitic rocks are characterized by low content of SiO_2 (~55%) but high Mg# (~54). According to Castillo (2012), adakitic rocks with these chemical features are

similar to high-Mg andesites of boninitic and sanukitoid types. Interaction of a primary melt with ultramafic rock is a process that can play an important role in the formation of these high-Mg andesites (Tiepolo et al., 2011; Castillo, 2012). Previous studies in the central sector of the SSZ have shown occurrence of boninitic ultramafic rocks (Esna-Ashari et al., 2016) and their role in the formation of sanukitoids (Esna-Ashari and Tiepolo, 2020). This study showed that how ultramafic rocks have played a role in the formation of another type of high-Mg andesites, i.e. adakitic rocks.

تبلور آمفیبول و نقش آن در شکل‌گیری سنگ‌های آداکیتی مجموعه آذرین ملایر-بروجرد

امیر انثی‌عشری^{۱*} و ماسیمو تیه‌پولو^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۲ گروه علوم زمین، دانشگاه میلان، میلان، ایتالیا

چکیده

نوار سندج-سیرجان کمان قاره‌ای فعالی است که حاصل فروانش پسته اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی است و میزبان مجموعه آذرین ملایر-بروجرد است. به‌تازگی در این مجموعه نمونه‌هایی با ویژگی سنگ‌های آداکیتی گزارش شده است. مطالعه پیش‌رو نشان می‌دهد که از فرایندهای پتروژنتیکی مختلفی که برای تشکیل سنگ‌های آداکیتی پیشنهاد شده دو فرایند در تشکیل سنگ‌های آداکیتی این مجموعه نقش داشته است. (۱) برهم‌کنش ماگمای مشتق از پوسته با سنگ‌های الترامافیک؛ (۲) تبلور آمفیبول از یک ماگمای مافیک‌تر. به نظر می‌رسد ماگمای با منشأ پوسته‌ای پس از نفوذ به سنگ الترامافیک و برهم‌کنش با آن، بلورهای آمفیبول را درون سنگ الترامافیک متبلور کرده است. رشد آمفیبول با تغییرات بافتی و شیمیایی به سمت حاشیه بلور همراه است. مدل‌سازی شیمیایی نشان داد که رشد آمفیبول با هضم الیون همراه است. بخش‌های باقیمانده الیون‌های هضم شده به صورت ادخال درون آمفیبول دیده می‌شود. تبلور آمفیبول باعث افزایش Th, Zr, Ta و LREE اما کاهش Ti و HREE در ماگمای جدید (مذاب در تعادل با آمفیبول حاشیه‌ای) شده است. هضم الیون هم مانع کاهش Ni و Co شده است. ترکیب شیمیایی مذاب در تعادل با آمفیبول حاشیه‌ای با سنگ‌های آداکیتی بسیار شبیه است. بنابراین مذاب تشکیل‌دهنده آمفیبول حاشیه‌ای همان مذاب آداکیتی است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۳/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۶/۱۸

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

پتروژن آداکیت

تبلور آمفیبول

فرایند AFC

مجموعه ملایر-بروجرد

نوار سندج-سیرجان

۱- پیش‌نوشتار

آداکیت‌ها سنگ‌های آذرینی هستند که مطالعه آنها نقش قابل توجهی در شناخت ما از چگونگی شکل‌گیری و تحولات درونی پوسته زمین دارد (Rollinson and Martin, 2005; Castillo, 2012). واژه آداکیت اولین بار توسط دیفانت و دراموند (Defant and Drummond, 1990) مورد استفاده قرار گرفت و در اصل سنگ‌های آذرین درونی یا بیرونی هستند که $\text{SiO}_2 \geq 56\text{wt}\%$ و همچنین $\text{Yb} \leq 1.9\text{ppm}$ و $\text{Y} \leq 18\text{ppm}$ دارند. همچنین فراوانی HFSE (High Field Strength Elements) در آنها پایین است. مهم‌ترین ویژگی این سنگ‌ها بالا بودن نسبت‌های $\text{Sr/Y} > 20$ و $\text{La/Yb} > 20$ است (Castillo, 2006). معمولاً آداکیت‌ها در نواحی فروانش تشکیل می‌شوند و حاصل ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده‌ای هستند که تا حد رخساره‌های آمفیبولیت و اکلوزیت دگرگون شده است (Castillo, 2012). اسدی‌آورگانی و همکاران، (۱۳۹۸). اما سنگ‌های دیگری نیز وجود دارند که ویژگی‌های شیمیایی مشابه با آداکیت‌ها دارند ولی در محیط‌های غیر از فروانش و توسط فرایندهای پتروژنتیکی متفاوتی تشکیل می‌شوند. همین موضوع باعث پیچیدگی مطالعات این سنگ‌ها شده است. برای سنگ‌های دسته دوم به جای آداکیت از واژه سنگ‌های آداکیتی استفاده می‌شود (Castillo, 2006 and 2012). فرایندهایی که منجر به تشکیل سنگ‌های آداکیتی می‌شوند عبارتند از الف) ذوب

پوسته اقیانوسی فرورونده و برهم‌کنش مذاب حاصل با پریدوتیت‌های گوشته‌ای (Yogodzinski and Kelemen, 1998؛ ب) ذوب‌بخشی پوسته ستر زیرین (Atherton and Petford, 1993; Yumul et al., 1999; Wang et al., 2005)؛ پ) نفوذ پوسته زیرین چگال به درون گوشته و برهم‌کنش مذاب حاصل از آن با پریدوتیت‌های گوشته‌ای (Qu et al., 2004; Wang et al., 2005)؛ ت) تبلور بخشی گارنت (Castillo, 2012) یا آمفیبول از یک ماگمای اولیه بازالتی (Tiepolo et al., 2011).

موارد یادشده نشان می‌دهند که در بسیاری از مواقع برهم‌کنش مذاب‌های مشتق از پوسته (قاره‌ای یا اقیانوسی) با سنگ‌های پریدوتیتی و همچنین تبلور بخشی مذاب اولیه بازالتی نقش مهمی در تشکیل سنگ‌های آداکیتی دارند.

به‌تازگی سنگ‌هایی با ماهیت آداکیتی در مجموعه آذرین ملایر-بروجرد در بخش میانی نوار سندج-سیرجان شناسایی شده است (شکل ۱- a, b) و بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی سنگ کل، دو احتمال برای منشأ آنها در نظر گرفته شده است که عبارتند از ۱- ذوب بخشی پوسته مافیک زیرین؛ ۲- تبلور بخشی یک ماگمای اولیه بازیک‌تر (Zhang et al., 2018). اما در رابطه با نقش احتمالی سنگ‌های الترامافیک در ژنز آنها مطالعه‌ای انجام نشده است. در این نوشتار به دو دلیل سعی شده است که نقش سنگ‌های الترامافیک مورد بررسی قرار گیرد.

* نویسنده مسئول: امیر انثی‌عشری؛ E-mail: amires@pnu.ac.ir

ماخذنگاری:

انثی‌عشری، ا. و تیه‌پولو، م.، ۱۴۰۲، تبلور آمفیبول و نقش آن در شکل‌گیری سنگ‌های آداکیتی مجموعه آذرین ملایر-بروجرد. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳ (۱)، ۱۲۷-۱۲۲. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.347030.2006>



doi: 10.22071/gsj.2022.347030.2006



doi: 20.1001.1.10237429.1402.33.1.5.2

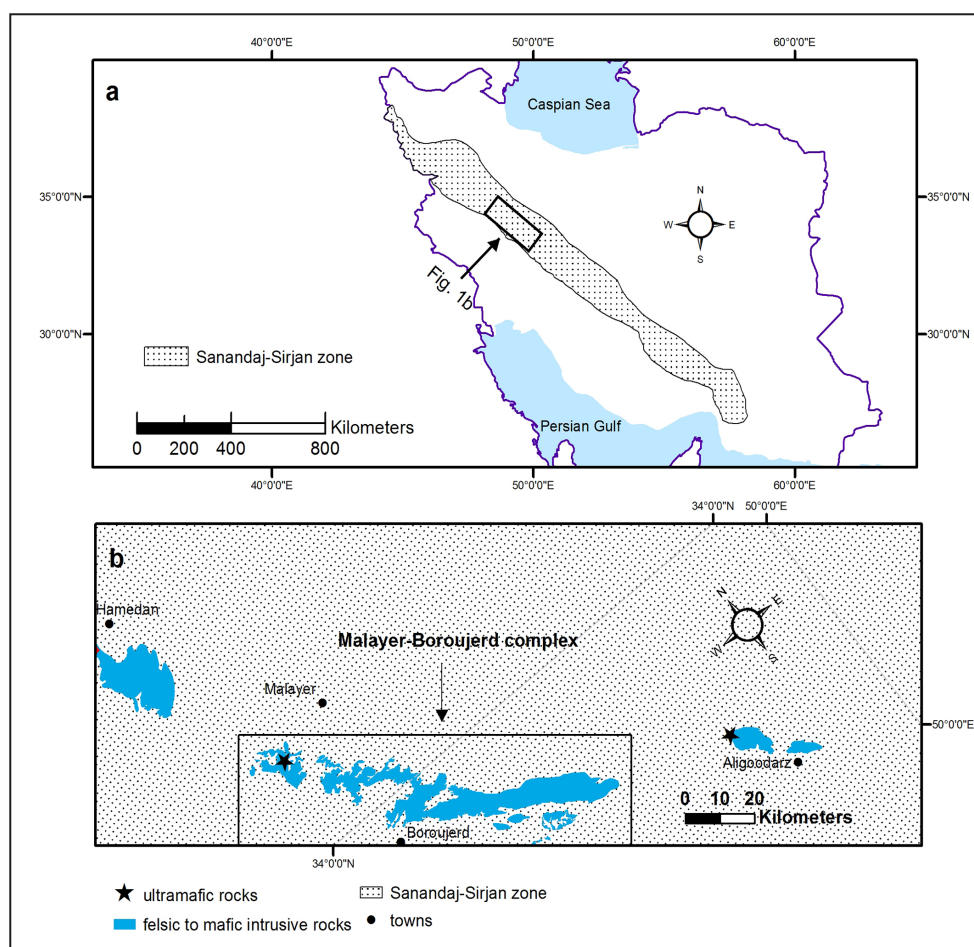


This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

۲- زمین‌شناسی عمومی

نوار سندانج-سیرجان کمان قاره‌ای فعالی بوده است که نتیجه فروانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی (e.g. Berberian and Berberian, 1981) می‌باشد. این نوار بیشتر از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تشکیل شده است که توده‌های آذرین با ویژگی مناطق کمان درون آنها نفوذ کرده است. مجموعه‌های آذرین عمدتاً از نوع گرانیتیویدی هستند و سپس انواع حدواسط (دیوریت، کوآرتزیدیوریت) و مافیک (گابرو) و به مقدار بسیار کم سنگ‌های الترامافیک (گابرو، پیروکسنیت و هورنبلندیت) فراوانی‌های بعدی را به خود اختصاص داده‌اند (Ahmadi Khalaji et al., 2007; Esna-Ashari et al., 2012 and 2016; Deevsalar et al., 2017). به طور قراردادی این نوار به سه بخش شمالی، میانی و جنوبی تقسیم شده است و مجموعه آذرین ملایر-بروجرد در بخش میانی آن واقع شده است (Zhang et al., 2018). مجموعه آذرین الیگودرز هم در امتداد این مجموعه و در جنوب خاوری آن قرار گرفته است (شکل ۱-ب).

دلیل اول اهمیت سنگ‌های الترامافیک در ژنز برخی از انواع سنگ‌های آداکیتی است (Yogodzinski and Kelemen, 1998; Qu et al., 2004; Wang et al., 2005). دلیل دوم پیشینه مطالعاتی است که در گذشته در بخش میانی نوار سندانج-سیرجان صورت گرفته و نقش سنگ‌های الترامافیک را در ژنز سنگ‌های حدواسط تا مافیک مشخص ساخته است (Esna-Ashari et al., 2016; Esna-Ashari and Tiepolo, 2020 and 2021). اثنی‌عشری و همکاران، (۱۳۹۹). برای بررسی نقش سنگ‌های الترامافیک، از داده‌های شیمیایی آمفیبول سنگ‌های الترامافیک و همچنین شیمی سنگ کل آداکیت‌ها استفاده شده است. دلیل استفاده از کانی آمفیبول نیز اهمیت آن در شکل‌گیری مذاب آداکیتی و همچنین نقش مهم آمفیبول در تحولات پوسته زمین به ویژه در نواحی کمان ماگمایی است (Davidson et al., 2007). نتایج حاصل نشان می‌دهد که یک مذاب اولیه درون سنگ‌های الترامافیک نفوذ کرده است و در حین تبلور آمفیبول، بلورهای الیون موجود در سنگ الترامافیک را هم در خود هضم کرده است. نتیجه این فرایند تشکیل مذاب جدیدی بوده که به تشکیل سنگ‌های آداکیتی منجر شده است.



شکل ۱- (a) نقشه ایران که موقعیت نوار سندانج-سیرجان و محدوده مورد مطالعه در آن مشخص شده است؛ (b) نقشه زمین‌شناسی ساده با مقیاس بزرگ‌تر که موقعیت مجموعه‌های ملایر-بروجرد و الیگودرز در آن مشخص شده است (اقتباس از آقاناباتی، ۱۳۷۰). محل رخنمون سنگ‌های الترامافیک به اقتباس از اثنی‌عشری و همکاران (Esna-Ashari et al., 2016) و دیوسالار و همکاران (Deevsalar et al., 2017) می‌باشد.

Figure 1. a) Map of Iran showing the location of the Sanandaj-Sirjan zone and the Malayer-Boroujerd plutonic complex; b) A simplified geological map showing the locations of the Malayer-Boroujerd and Aligoodarz complexes (After Aghanabati, 1990). Locations of the outcrops of the ultramafic rocks are after Esna-Ashari et al. (2016) and Deevsalar et al. (2017).

حدواسط کوارتزیدوریتی با طبیعت ساناکتیویدی در مجموعه الیگودرز بوده است (Esna-Ashari and Tiepolo, 2020). توضیح این که یکی از راه‌های تشکیل ساناکتیویدها برهم‌کنش ماگمای پوسته‌ای با سنگ‌های الترامافیک است که طی فرایندهای کوهزایی درون پوسته زمین جایگزین شده‌اند (Qian and Hermann, 2010). با تبلور بخشی ماگمای ساناکتیویدی، برهم‌کنش با سنگ الترامافیک هم تداوم داشته است و در نهایت سبب تشکیل طیف متنوعی از سنگ‌های حدواسط تا مافیک در مجموعه‌های آذرین الیگودرز، بروجرد و ملایر شده است (Esna-Ashari and Tiepolo, 2020؛ اثنی‌عشری و همکاران، ۱۳۹۹).

۳- روش پژوهش

در این مطالعه سعی شده است تا با مطالعه شیمیایی بلورهای آمفیبول در سنگ‌های الترامافیک الیگودرز، نقش تبلور آمفیبول در شکل‌گیری مذاب آداکیتی مورد بررسی قرار گیرد. به همین منظور و به جهت بررسی تغییرات فراوانی عناصر کمیاب در بلورهای آمفیبول، تعدادی از این بلورها از مرکز به سمت حاشیه آنالیز شدند. نتایج آنالیزهای Laser Ablation ICP-MS آمفیبول‌ها که در مؤسسه تحقیقات ملی ایتالیا به انجام رسیده است، در جدول ۱ ارائه شده است.

بخش بیشتر تمامی این مجموعه‌ها در ژوراسیک میانی متبلور شده‌اند. بسیاری از توده‌های گرانیتیویدی در بخش میانی این نوار هم منشأ بوده و از ذوب سنگ‌های پوسته قاره‌ای حاصل شده‌اند (Esna-Ashari et al., 2012؛ اثنی‌عشری و حسن‌زاده، ۱۳۹۳). مطالعات گذشته نشان داده است که سنگ‌های حدواسط و مافیک بخش میانی بر اثر برهم‌کنش ماگمای فلسیک با سنگ‌های الترامافیک حاصل شده‌اند و سنگ‌های الترامافیک علی‌رغم این که رخنمون بسیار کمی در سطح زمین دارند و تنها در مجموعه آذرین الیگودرز و ملایر دیده شده‌اند اما بخش قابل توجهی از ژرفاهای پوسته را تشکیل می‌دهند و نقش مهمی در تشکیل ماگمای حدواسط تا مافیک داشته‌اند (Esna-Ashari et al., 2016؛ Esna-Ashari and Tiepolo, 2020 and 2021؛ اثنی‌عشری و همکاران، ۱۳۹۹). الیوین، پروکسن و آمفیبول کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌های الترامافیک هستند. مطالعات سنگ‌نگاری و شیمیایی نشان داده است که ماگمای فلسیک درون سنگ الترامافیک نفوذ کرده و با آن برهم‌کنش داشته است. این برهم‌کنش باعث تغییر ترکیب ماگمای فلسیک به سمت ماگمای بازیک شده است. آمفیبول‌های موجود در سنگ الترامافیک از این ماگمای جدید متبلور شده‌اند (Esna-Ashari et al., 2016). بنابراین آمفیبول‌ها منشأ متفاوتی داشته و در تعادل با دیگر کانی‌های سنگ الترامافیک نیستند. از دیگر محصولات این برهم‌کنش تشکیل ماگمای

جدول ۱- ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها که به تفکیک از بخش مرکزی (B=Brown)، میانی (LB=Light Brown) و حاشیه (G=Green) آنها به روش LA-ICPMS آنالیز شده‌اند. فراوانی عناصر برحسب واحد ppm است

Table 1. Trace elements composition (ppm) from core to rim of amphibole grains. B=Brown; LB=Light Brown; G=Green

Element	core			transitional zone			rim	
	B	B	B	LB	LB	LB	G	G
Li	1.36	1.83	1.18	2.03	1.65	2.08	2.75	3.14
Sc	71.7	96.0	96.7	55.9	74.1	41.7	25.9	23.5
Ti	14710	17053	16916	5557	15176	2320	934	516
V	426	293	285	364	428	226	122	79.2
Cr	5639	5890	6620	4994	5453	2020	1192	1211
Co	54.7	54.5	54.3	63.1	54.1	57.2	61.6	59.3
Ni	580	570	563	532	602	584	703	664
Zn	37.3	41.0	42.9	64.5	38.5	39.6	29.0	33.6
Rb	3.41	4.09	3.79	0.474	3.36	2.22	2.29	1.22
Sr	70.3	68.9	69.2	58.2	73.1	45.9	41.8	59.3
Y	68.4	87.9	91.4	46.2	67.2	55.5	30.8	14.6
Zr	85.6	91.1	88.5	114	76.8	189	178	238
Nb	16.0	12.3	10.0	11.2	15.6	25.8	24.1	13.4
Cs	0.025	bdl	0.006	bdl	0.031	0.003	0.057	0.027
Ba	44.1	46.0	45.5	5.45	47.4	18.7	14.6	12.3
La	13.7	12.2	11.3	13.9	12.1	25.7	25.6	40.5
Ce	51.2	47.0	45.9	45.4	45.2	94.9	89.4	107
Pr	8.87	8.37	8.36	6.70	8.36	13.6	11.6	10.6
Nd	46.4	47.3	47.0	32.2	43.6	58.9	43.7	29.1

ادامه جدول ۱-

Continued. table. 1

	core			transitional zone			rim	
Element	B	B	B	LB	LB	LB	G	G
Sm	12.7	15.2	15.0	9.67	12.2	12.3	7.13	3.05
Eu	1.46	1.54	1.31	0.844	1.52	1.56	1.30	1.12
Gd	13.2	15.6	15.2	8.06	14.5	10.1	5.66	2.20
Tb	2.18	2.66	2.84	1.31	1.99	1.60	0.792	0.317
Dy	13.1	18.2	19.0	8.93	13.6	9.15	4.92	2.27
Ho	2.71	3.67	3.58	1.78	2.59	1.90	0.947	0.413
Er	7.04	9.80	9.60	4.48	6.74	5.69	3.29	1.65
Tm	1.10	1.18	1.34	0.637	0.871	0.799	0.573	0.281
Yb	6.72	8.03	8.79	5.14	6.58	6.21	3.66	2.05
Lu	0.846	1.03	1.17	0.721	0.830	0.799	0.516	0.352
Hf	3.71	3.92	4.35	4.53	3.60	8.36	6.60	6.56
Ta	0.864	0.628	0.647	0.878	0.857	1.47	1.48	1.30
Pb	1.49	0.964	1.01	1.31	1.37	0.993	1.27	1.36
Th	0.325	0.316	0.347	1.87	0.397	0.711	0.943	1.47
U	0.099	0.071	0.068	0.683	0.119	0.270	0.426	0.657
bdl=below detection limit								

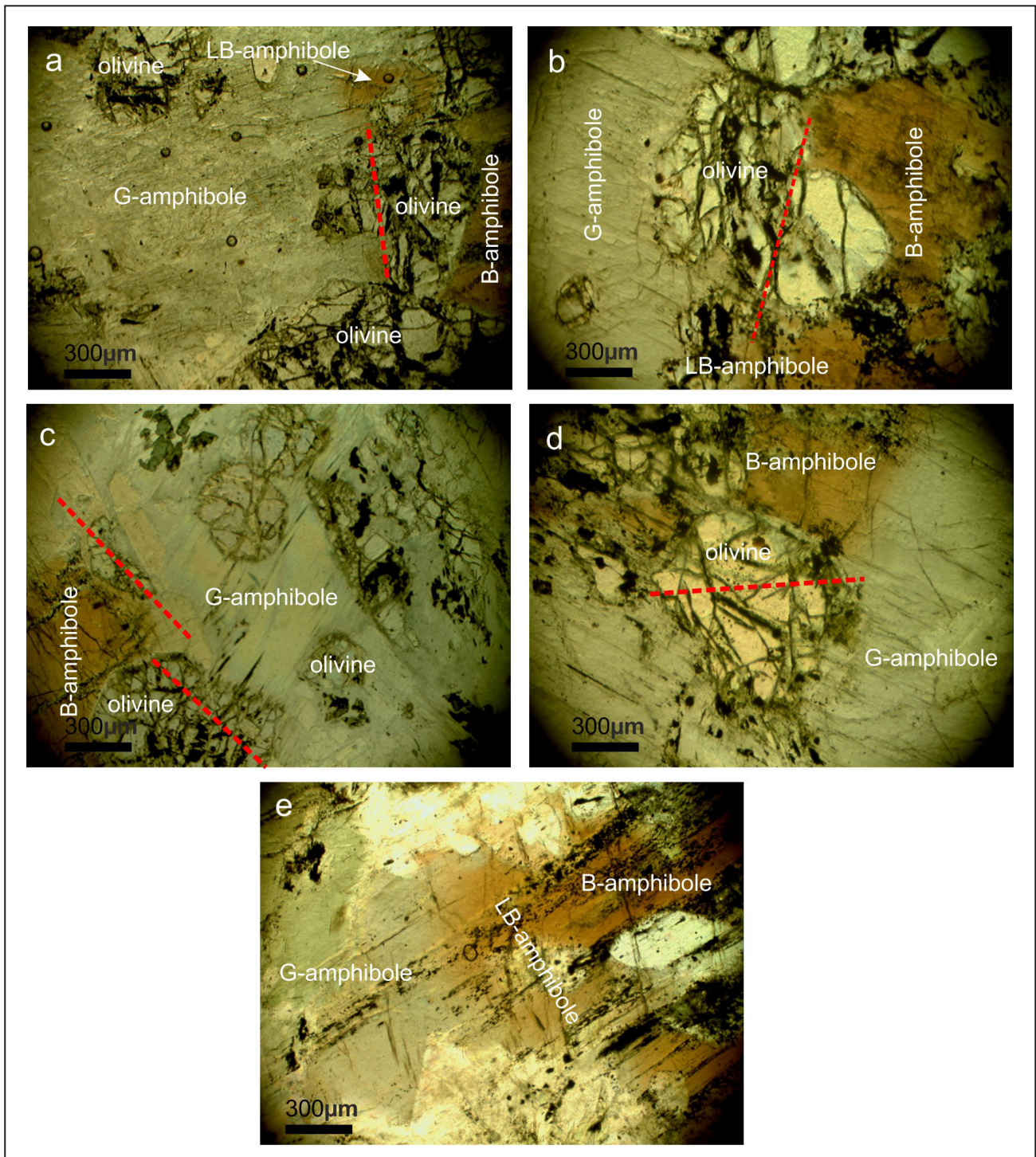
۴- سنگ‌نگاری

سنگ‌های الترامافیک مجموعه الیگودرز به شدت دگرسان شده‌اند. دانه متوسط تا دانه درشت بوده و ترکیب آنها از الیون هورنبلند پیروکسنیت تا الیون پیروکسن هورنبلندیت در تغییر است. کانی‌های فرعی نیز شامل اسپینل، میکا و پلاژیوکلاز است. با توجه به اهمیت آمفیبول‌ها در این مطالعه، به ویژگی‌های بافتی آنها اشاره می‌شود. یکی از ویژگی‌های آمفیبول‌ها بافت پویکلیتیک آنها و دارا بودن میانبارهای الیون است (شکل ۲). میانبارهای الیون به صورت گرد شده بوده و دارای خلیج‌خوردگی (embayment) هستند (شکل ۲- a, b, c). در آمفیبول‌هایی که فراوانی میانبارهای الیون زیاد است، گاه دیده می‌شود که تمامی الیون‌هایی که مجزا از هم هستند، دارای جهت بلورشناسی یکسانی هستند. این موضوع نشان می‌دهد که این الیون‌ها قبلاً بخش‌های یک بلور واحد بوده‌اند و سپس توسط مذاب تشکیل‌دهنده آمفیبول هضم و گسیخته شده‌اند. آمفیبول‌ها دارای منطقه‌بندی هستند. بخش مرکزی قهوه‌ای تیره است و از مرکز به سمت حاشیه به قهوه‌ای روشن و سپس در بخش‌های نزدیک به حاشیه به رنگ سبز روشن تغییر می‌کنند (شکل ۲- a, b, e). در اطراف ادخال‌های الیون نیز هاله نازکی از آمفیبول‌های سبز قابل مشاهده است. الیون‌های دانه درشتی در این سنگ‌ها دیده می‌شوند که بخشی از آنها توسط آمفیبول قهوه‌ای و بخشی دیگر توسط آمفیبول سبز احاطه شده‌اند. در چنین مواردی، آن بخش که درون آمفیبول

سبز قرار دارد در مقایسه با بخشی که درون آمفیبول قهوه‌ای قرار دارد، درصد هضم‌شدگی بیشتری دارد (شکل ۲- a, b, c, d).

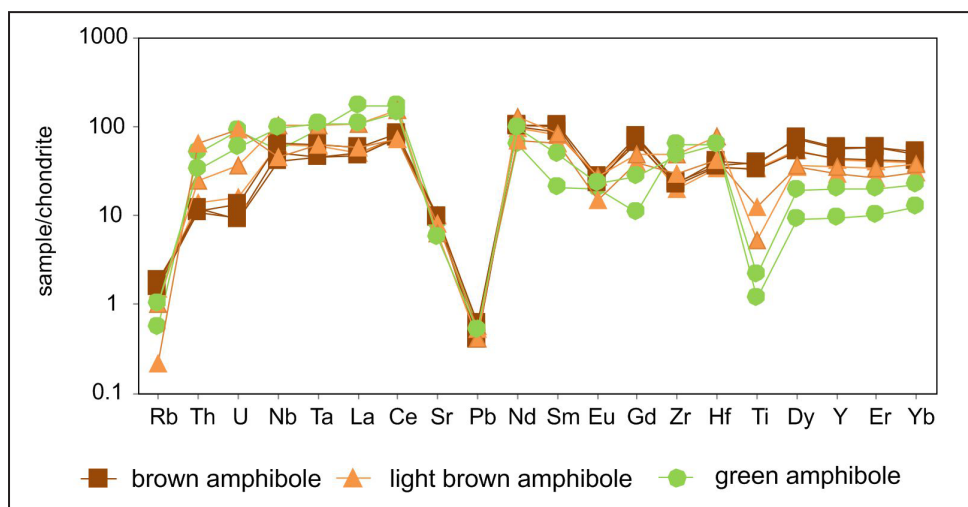
۵- شیمی کانی‌ها

آمفیبول‌های قهوه‌ای از نوع پارگازیت و انواع قهوه‌ای روشن و سبز، اندیت هستند. ترکیب میانگین هر یک از آمفیبول‌های قهوه‌ای، قهوه‌ای روشن و سبز در نمودارهای چند عنصری نمایش داده شده است (شکل ۳). همانطور که ملاحظه می‌شود آمفیبول‌های سبز در مقایسه با دیگر آمفیبول‌ها از Ti تهی هستند. فراوانی عناصر LREE در آمفیبول‌های سبز و عناصر HREE در آمفیبول‌های قهوه‌ای بیشتر است. همین ویژگی باعث شده تا نسبت LREE/HREE از آمفیبول قهوه‌ای ($La/Yb_N=1.1$) به سمت آمفیبول قهوه‌ای روشن ($La/Yb_N=2.0$) و سپس آمفیبول سبز ($La/Yb_N=8.1$) یک روند افزایشی باشد. به طور کلی می‌توان از لحاظ ترکیبی آمفیبول‌های قهوه‌ای روشن را حدواسط دو نوع دیگر در نظر گرفت. به منظور نمایش بهتر این ویژگی، تغییرات فراوانی عناصر کمیاب در بخش‌های مختلف آمفیبول در نمودارهای دو متغیره نشان داده شده است (شکل ۴). همان طور که ملاحظه می‌شود یک تغییر ترکیب تدریجی از بخش‌های مرکزی به سمت حاشیه بلور دیده می‌شود. از مرکز به سمت حاشیه عناصر Co و La, Ce, Zr, Hf, Ni روند افزایشی ولی Yb, Y و Ti روند کاهشی دارند.



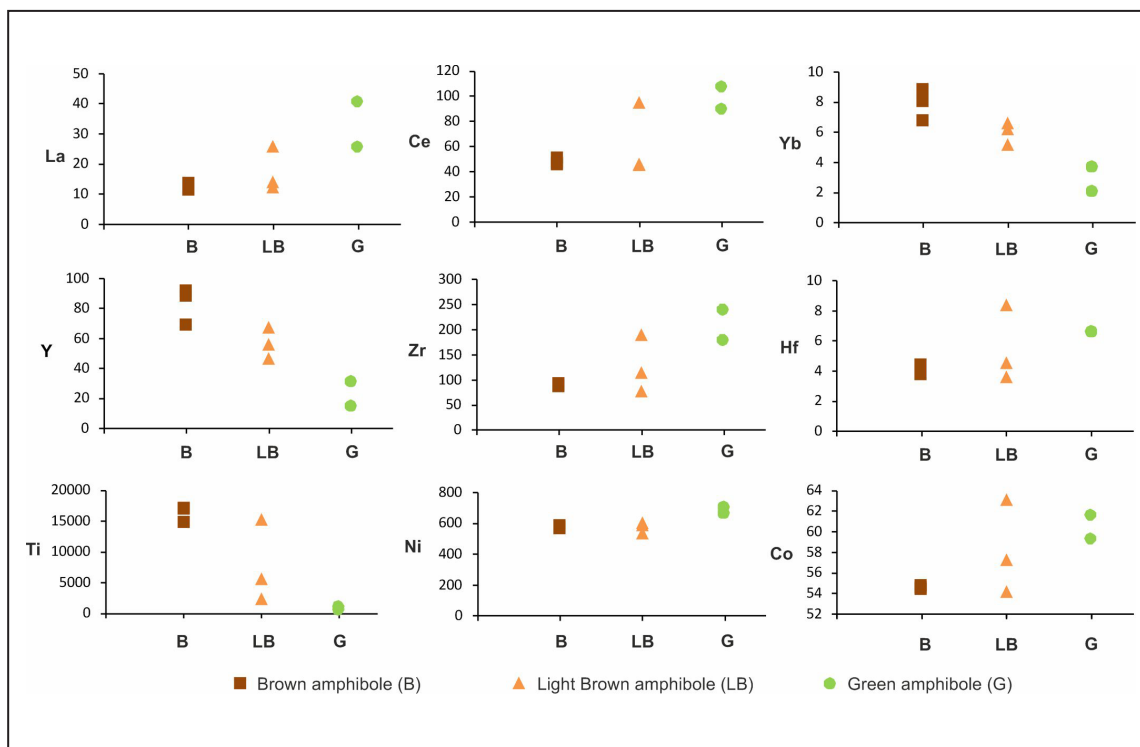
شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی که ویژگی‌های بافتی آمفیبول‌ها را نمایش می‌دهند. ادخال‌های زیادی از بلورهای الیون که به طور عمده دارای خلیج‌خوردگی بوده و شواهد هضم‌شدگی را نشان می‌دهند در این آمفیبول‌ها دیده می‌شود (a, b, c, d). آمفیبول‌ها دارای منطقه‌بندی تدریجی بوده و در بخش‌های مرکزی قهوه‌ای رنگ هستند و به تدریج به سمت حاشیه به رنگ‌های قهوه‌ای روشن و سبز تغییر می‌کنند (a, b, c, e). بلورهای الیون توسط خط‌چین‌های قرمز به دو بخش تقسیم شده‌اند. بخشی که درون آمفیبول قهوه‌ای و بخشی دیگر که درون آمفیبول سبز قرار گرفته است. بخش‌هایی از الیون که درون آمفیبول سبز قرار دارند هضم‌شدگی بیشتری را متحمل شده‌اند. تمامی تصاویر در شرایط نوری PPL تهیه شده‌اند.

Figure 2. Microphotographs showing textural features of amphibole. Many olivine inclusions are characterized by rounded and lobate grain boundaries with numerous embayment (a, b, c and d). The amphiboles show compositional zoning. They are brown in the core and gradually change to light brown and then green towards the rim (a, b and e). Dashed red lines divide the olivines into two parts: i) the part surrounded by brown amphibole and ii) the part surrounded by green amphibole. The latter part displays higher degree of assimilation. All photographs are taken in plane-polarized light. B = Brown; LB = Light Brown; G = Green.



شکل ۳- الگوهای عناصر کمیاب ناسازگار در بلورهای آمفیبول قهوه‌ای روشن و سبز که نسبت به کندریت به‌هم‌نگار شده‌اند.

Figure 3. Chondrite-normalized incompatible trace element patterns of brown, light brown and green amphiboles.



شکل ۴- نمودارهای دومتغیره تغییرات عناصر کمیاب از مرکز (بخش‌های قهوه‌ای تیره) به سمت حاشیه (بخش‌های قهوه‌ای روشن و سبز) در بلورهای آمفیبول.

Figure 4. Binary diagrams showing variation of abundances of trace elements from core (dark brown color) to rim (light brown and green) of the amphiboles.

۶- بحث

مطالعات گذشته نشان داده است که ماگمای در تعادل با آمفیبول قهوه‌ای یا به عبارت دیگر ماگمایی که آمفیبول قهوه‌ای از آن متبلور شده است یک مذاب گرانتیویدی دما بالا بوده است (Esna-Ashari et al., 2016؛ اثنی‌عشری و سرجویان، ۱۳۹۶). این ماگما با سنگ‌های الترامافیک برهم‌کنش داشته است و همین امر منجر به بالا رفتن فراوانی عناصر Mg و Ni ، Co در ماگما شده و در نهایت شرایط برای تبلور آمفیبول‌های قهوه‌ای از ماگمای جدید مهیا شده است. رشد آمفیبول قهوه‌ای با تغییر رنگ و تغییر ترکیب شیمیایی همراه بوده است (شکل‌های ۲ و ۴). پیوستگی تغییرات شیمیایی از مرکز به

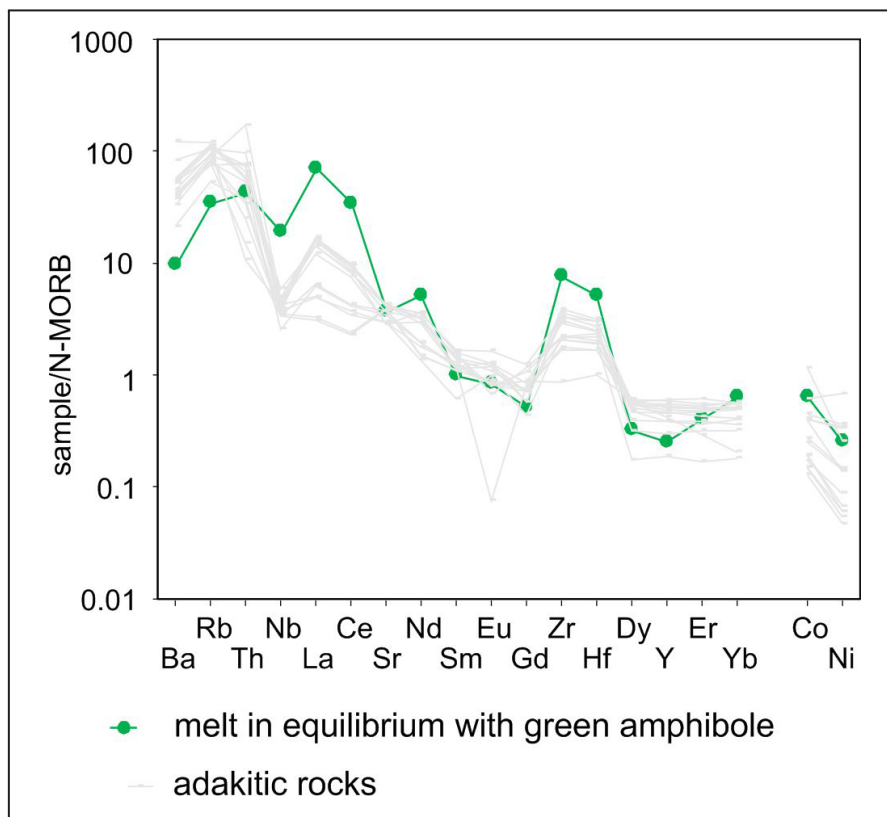
یکی از مشکلات در رابطه با مطالعات ژئوشیمیایی آن است که شیمی سنگ کل به خوبی ماهیت ماگمای اولیه را نشان نمی‌دهد زیرا معمولاً ماگمای اولیه در یک سیستم باز متبلور می‌شود و ترکیب آن تحت تأثیر فرایندهای تبلور بخشی و یا هضم سنگ‌های اطراف تغییر می‌کند. مطالعه ترکیب شیمیایی کانی‌هایی که از ماگمای اولیه متبلور شده‌اند، تا حد زیادی این مشکل را مرتفع می‌سازد زیرا به کمک آن می‌توان ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه‌ای که این کانی‌ها از آن متبلور شده‌اند را تعیین کرد (e.g. Tiepolo et al., 2011).

شده (جدول ۱)، می‌توان ترکیب شیمیایی مذاب در تعادل با آمفیبول یا به عبارت دیگر مذابی که آمفیبول از آن متبلور شده است را محاسبه کرد. در گذشته به کمک این روش ترکیب مذاب در تعادل با آمفیبول‌های قهوه‌ای محاسبه شد و همانطور که قبلاً اشاره شد نتایج نشان داد که ماگمای در تعادل با آمفیبول‌های قهوه‌ای یک مذاب فلسیک بوده است که با سنگ‌های الترامافیک برهم کنش داشته است (Esna-Ashari et al., 2016). در اینجا هم به روشی مشابه و به کمک ضرایب تفریق محاسبه شده برای آمفیبول (Tiepolo et al., 2007) ترکیب شیمیایی مذاب در تعادل با آمفیبول سبز محاسبه شده است (شکل ۵). بی‌هنجاری منفی Nb، بالا بودن نسبت LREE/HREE از ویژگی‌های بارز این ماگما است که مربوط به مناطق کمان ماگمایی است.

حاشیه طبیعت زینوکریستی بخش‌های مرکزی را رد کرده و دلیلی بر هم منشأ بودن بخش‌های مختلف بلور است (e.g. Dorais and Tubrett, 2008). به عبارت دیگر اگر هسته بلور طبیعت زینوکریستی داشته باشد، ماهیت آن با دیگر بخش‌های بلور متفاوت است و دیگر یک روند شیمیایی پیوسته از مرکز به حاشیه دیده نمی‌شود. در ادامه، روند تحولی ماگمای اولیه با جزئیات بیشتری مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۶-۱- روند تحولی ماگمای اولیه

به کمک ضرایب تفریقی که توسط پژوهشگران مختلف برای کانی آمفیبول محاسبه شده است (e.g. Tiepolo et al., 2007) و همچنین ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های آنالیز



شکل ۵- نمودار به‌هنجار شده نسبت به N-MORB که میانگین عناصر کمیاب ناسازگار مذاب در تعادل با آمفیبول سبز را نشان می‌دهد. سنگ‌های آداکیتی مجموعه ملایر- بروجرد (Zhang et al., 2018) نیز برای مقایسه در این نمودار نمایش داده شده‌اند.

Figure 5. N-MORB normalized incompatible trace element pattern of the melt in equilibrium with average green amphiboles. MBPC adakitic rocks (Zhang et al., 2018) are also shown for comparison.

مهم عدم تطابق روند تغییرات Ni و Co است که با تبلور آمفیبول قابل توجیه نیست. انتظار این است که تبلور آمفیبول باعث کاهش عناصر سازگار Ni و Co در ماگمای باقیمانده شود ولی بر خلاف انتظار، چنین روندی ملاحظه نمی‌شود. بنابراین عامل تأثیرگذار دیگری بوده که مانع از کاهش این عناصر در حین تبلور آمفیبول شده است. به عبارت دیگر تبلور آمفیبول در یک سیستم بسته انجام نشده است و فرایند دیگری نیز در تغییر ترکیب ماگمای اولیه نقش داشته است که مانع کاهش Ni و Co در آمفیبول سبز شده است.

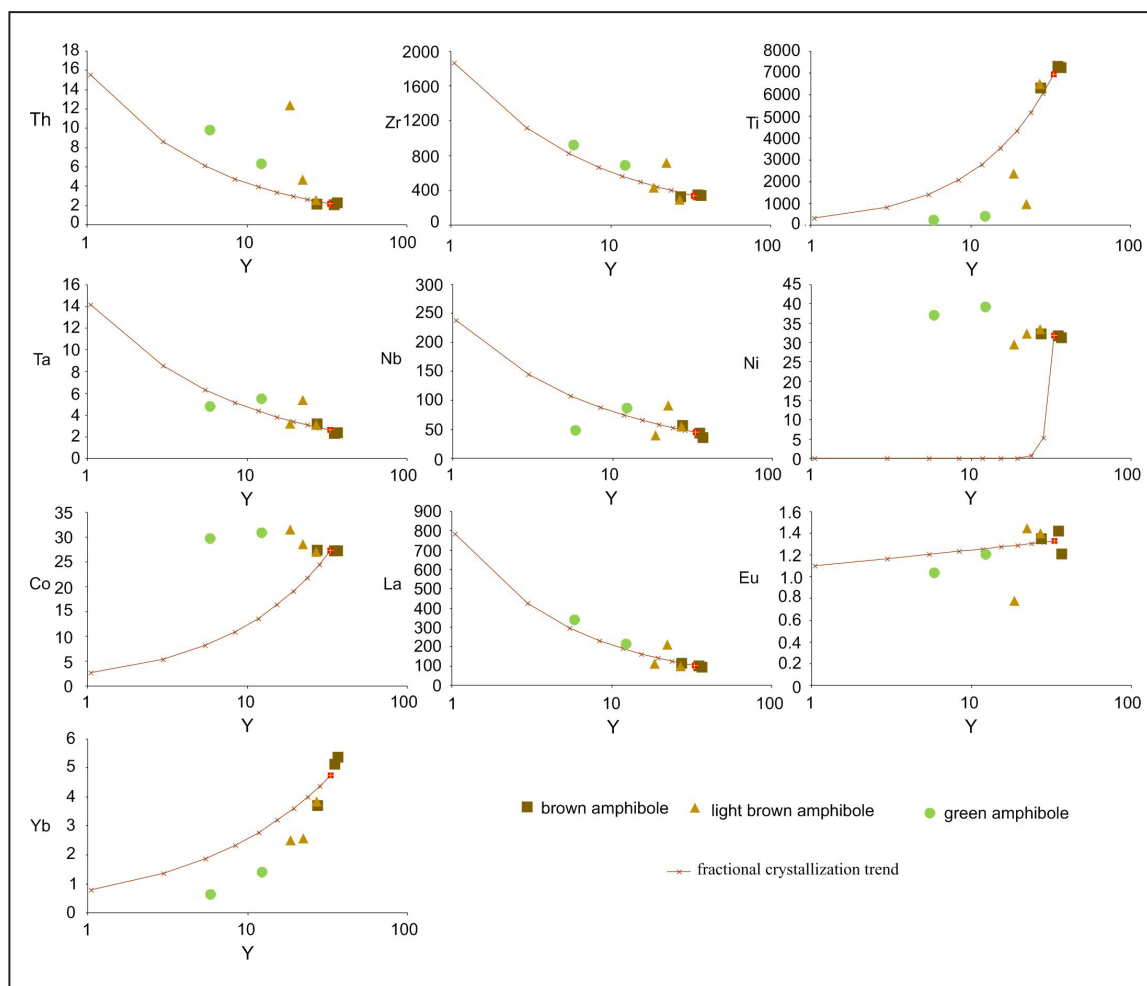
Ni و Co عناصری هستند که فراوانی قابل توجهی در الیون دارند. همچنین شواهد بافتی به خوبی گویای هضم‌شدگی الیون در آمفیبول است (شکل ۲). الیون‌های موجود در آمفیبول سبز نیز هضم‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند (شکل ۲). هضم الیون نقش تعدیل‌کننده (Buffering) را در فراوانی Ni و Co در حین تبلور بخشی داشته است. به عبارت دیگر هضم الیون مانع کاهش این

تغییر ترکیب شیمیایی از آمفیبول قهوه‌ای به آمفیبول سبز که با افزایش LREE, Zr, Hf و همچنین کاهش HREE, Ti همراه است را می‌توان به تبلور آمفیبول نسبت داد (شکل ۴). به عبارت دیگر رشد آمفیبول باعث تغییر ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه و در نتیجه تغییر ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های جدیدی شده است که از آن متبلور می‌شوند. برای اطمینان از نقش تبلور آمفیبول در ایجاد چنین روندهای شیمیایی، از مدل‌سازی فرایند تبلور بخشی استفاده شد. به همین منظور میانگین ترکیب مذاب در تعادل با آمفیبول قهوه‌ای به عنوان مذاب مادر در نظر گرفته شد. سپس تغییرات ترکیب شیمیایی ماگما که بر اثر تبلور آمفیبول ایجاد می‌شود مدل‌سازی شد. نتایج به‌دست آمده در شکل ۶ نشان داده شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود روند تغییرات ترکیب شیمیایی ماگمای مدل‌سازی شده (خط منحنی شکل) با تغییرات ترکیب شیمیایی مذاب در تعادل با آمفیبول‌ها در تطابق است و این موضوع نقش تبلور آمفیبول را در ایجاد چنین تغییرات شیمیایی تأیید می‌کند. نکته

روند تحولی ماگمای اولیه به گونه‌ای بوده است که میزان R آن در محدوده 0.2-0.5 در تغییر باشد.

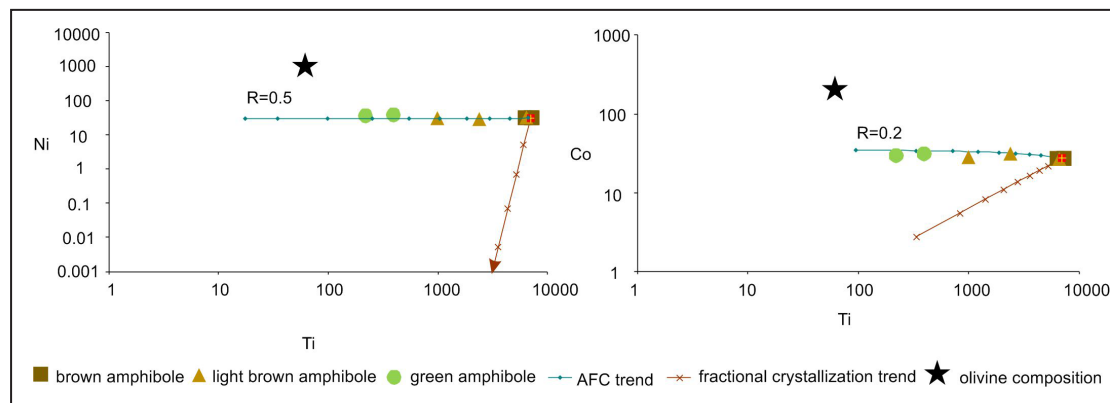
مطالعات گذشته که در بخش میانی نوار سنندج- سیرجان صورت گرفته هضم الیون درون سنگ الترامافیک را نشان داده است. اثنی‌عشری و سرجوقیان (۱۳۹۵) با مطالعه شیمی عناصر اصلی کانی‌های موجود در سنگ الترامافیک نشان دادند که هضم الیون شیمی دیگر کانی‌ها را تحت تأثیر قرار داده است. موارد بسیاری از هضم سنگ‌های الترامافیک توسط ماگماهای کمانی که گستره ترکیبی از ماگمای فلسیک تا مافیک دارند، گزارش شده است (e.g. Kelemen et al., 1990; Qian and Hermann, 2010). هضم الیون در حین تبلور بخشی و همچنین تغییرات ترکیبی و بافتی که در رابطه با بلورهای آمفیبول در اینجا به آن اشاره شد، شباهت بسیاری با مشاهدات مربوط به آمفیبول‌های مجموعه باتولیتی آداملو در آلپ مرکزی (شمال ایتالیا) دارد زیرا در هر دو منطقه تبلور آمفیبول با هضم الیون همراه بوده است (Tiepolo et al., 2011).

عناصر در ماگمای باقیمانده شده است. به منظور بررسی بیشتر این موضوع فرایند تبلور بخشی آمفیبول و هضم همزمان الیون (AFC=Assimilation and Fractional Crystallization) مدل‌سازی شد. ترکیب میانگین مذاب در تعادل با آمفیبول قهوه‌ای به عنوان مذاب مادر اولیه و ترکیب میانگین الیون‌ها (Esna-Ashari et al., 2016) به عنوان ماده هضم‌شونده در نظر گرفته شد. با توجه به این که فراوانی بسیاری از عناصر کمیاب در الیون‌ها بسیار پایین است، بنابراین برای این مدل‌سازی فقط از عناصر Ni, Co و Ti که در الیون‌ها فراوانی قابل قبولی دارند استفاده شد. نتایج این مدل‌سازی در شکل ۷ نشان داده شده است. کاهش Ti به عنوان معیاری برای پیشرفت در تبلور آمفیبول در نظر گرفته شده است. با کاهش Ti، میزان Ni و Co ماگما تقریباً ثابت باقی می‌ماند و همانطور که اشاره شد تبلور بخشی به تنهایی قادر به توجیه چنین رفتار شیمیایی نیست ولی فرایند AFC به خوبی آن را توجیه می‌کند. ضریب R (نسبت مواد هضم شده به مواد متبلور شده) برای روند AFC نمودار Ti-Ni معادل 0.5 و برای نمودار Ti-Co معادل 0.2 در نظر گرفته شده است. پس به نظر می‌رسد که



شکل ۶- نمودارهای دو متغیره که تغییرات Y را نسبت به دیگر عناصر کمیاب در مذاب در تعادل با آمفیبول‌ها نمایش می‌دهند. روندهای منحنی نتیجه مدل‌سازی فرایند تبلور بخشی است و روند تغییرات ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه که بر اثر تبلور آمفیبول ایجاد می‌شود را نشان می‌دهد. برای تعیین نقطه شروع روند، از ترکیب میانگین آمفیبول‌های قهوه‌ای استفاده شده است. طول منحنی‌های مدل‌سازی شده، معادل ۹۰ درصد پیشرفت در تبلور بخشی است و هر بخش آن نیز پیشرفت ۱۰ درصدی را نشان می‌دهد.

Figure 6. Binary variation diagrams showing the variation of Y relative to other trace elements in the melts in equilibrium with brown, light brown and green amphiboles. The curvilinear trends display calculated variation trends produced by fractional crystallization of amphibole. The starting composition corresponds to average composition of the brown amphibole. The length of the trend corresponds to 90% progress in fractional crystallization.



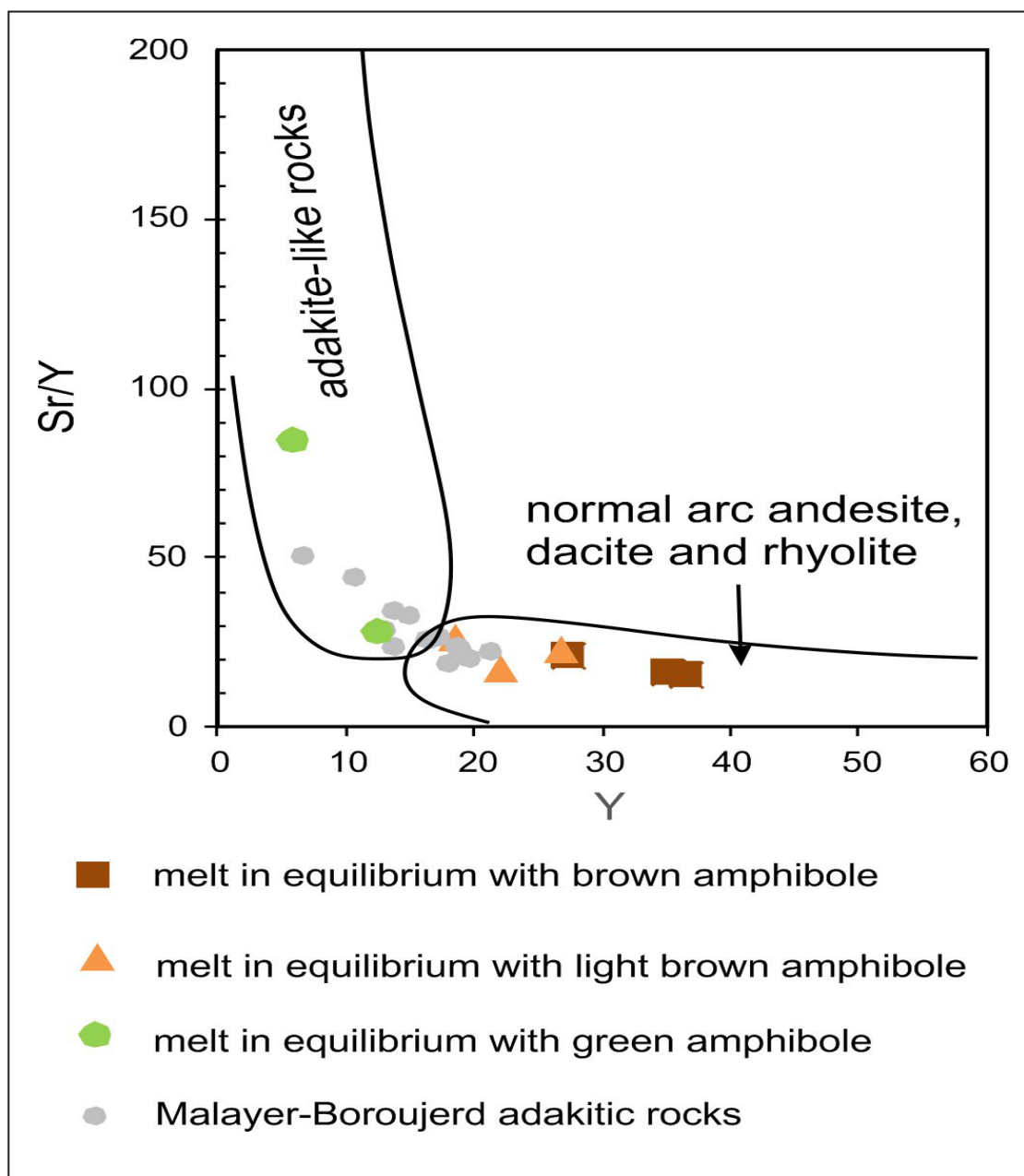
شکل ۷- نمودارهای دو متغیره که تغییرات Ni و Co را نسبت به تغییرات Ti در مذاب در تعادل با بخش‌های مختلف آمفیبول‌های قهوه‌ای روشن و سبز نشان می‌دهند. همچنین نتایج مدل‌سازی فرایندهای «تبلور بخشی» و «هضم و تبلور بخشی (AFC)» برای مقایسه نشان داده شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود تغییر ترکیب ماگمای اولیه با فرایند AFC در تطابق است. طول منحنی‌ها، پیشرفت ۹۰ درصدی هر یک از فرایندهای تبلور بخشی و AFC را نشان می‌دهد (به استثنای طول روند تبلور بخشی نمودار Ni-Ti که معادل ۵۰ درصد پیشرفت است) و هر بخش نیز معادل پیشرفت ۱۰ درصدی است. عدد R، نسبت مواد هضم شده (الیوین) به مواد متبلور شده (آمفیبول) را مشخص می‌کند.

Figure 7. Binary variation diagrams showing variation of Ni and Co versus Ti in the melts in equilibrium with brown, light brown and green amphiboles. Two trends in the diagrams are showing the variation trends that are produced by fractional crystallization (FC) and AFC processes. The starting composition corresponds to average composition of the brown amphibole. Variations observe in the composition of amphiboles correspond to the variations that AFC produce. The length of the trends corresponds to 90% progress in the FC or AFC processes except the length of the FC trend in the Ni versus Ti diagram that corresponds to 50% progress in amphibole fractionation. R values are relative ratios of assimilated olivine to crystallized amphibole in the AFC modelings. Olivine composition is after Esna-Ashari et al. (2016).

۶-۲- ماهیت مذاب در تعادل با آمفیبول‌ها

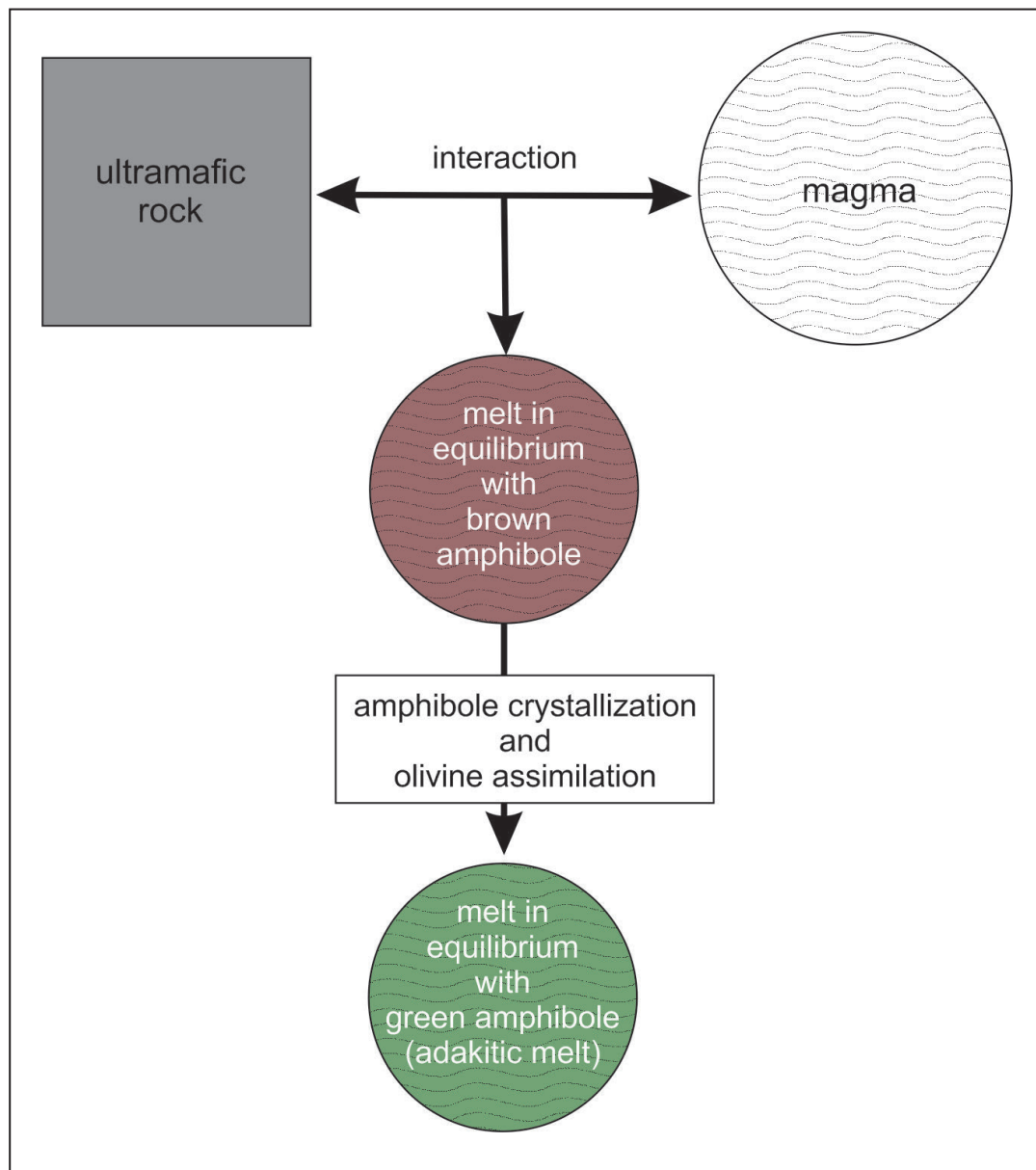
پیوسته را از محدوده ADR به سمت سنگ‌های آداکیتی ایجاد می‌کنند. سنگ‌های آداکیتی مجموعه ملایر- بروجرد (Zhang et al., 2018) نیز در امتداد این روند هستند و به همراه مذاب در تعادل با آمفیبول‌های سبز در محدوده آداکیت‌ها قرار می‌گیرند. بنابراین به استناد این شکل و همچنین دیگر تشابهات شیمیایی که بین مذاب مادر آمفیبول سبز و سنگ‌های آداکیتی وجود دارد (شکل ۵) می‌توان فرایند تشکیل سنگ‌های آداکیتی و آمفیبول سبز را مشابه در نظر گرفت. به عبارت دیگر به نظر می‌رسد که همانند مجموعه آداملو در ایتالیا (Tiepolo et al., 2011)، در مجموعه ملایر- بروجرد نیز تبلور آمفیبول و هضم الیوین عاملی برای تشکیل مذابی با ویژگی‌های مشابه با سنگ‌های آداکیتی بوده است. این موضوع با اظهارات ژانگ (Zhang et al., 2018) در مورد نقش تبلور بخشی یک ماگمای اولیه بازیگ‌تر در ژئز سنگ‌های آداکیتی مجموعه ملایر- بروجرد در تطابق است. شکل ۹ تصویر نمادین است که به صورت خلاصه روند تحولی ماگمای اولیه که سبب تشکیل سنگ‌های آداکیتی شده است را نشان می‌دهد. برهم‌کنش ماگمای اولیه با سنگ الترامافیک منجر به تشکیل مذاب جدیدی شده است که آمفیبول‌های قهوه‌ای از آن متبلور شده‌اند. همچنان که ماگمای اولیه درحال تبلور آمفیبول بوده (رشد آمفیبول‌های اولیه)، الیوین‌های موجود در سنگ الترامافیک را هم در خود هضم کرده است. تبلور آمفیبول و هضم الیوین منجر به تغییر ترکیب ماگمای اولیه و تشکیل ماگمای جدیدی شده است که از تبلور آن آمفیبول سبز حاصل شده است. این ماگمای نهایی از لحاظ ترکیبی بسیار شبیه به سنگ‌های آداکیتی است.

ترکیب شیمیایی مذاب در تعادل با آمفیبول سبز در نمودار چند عنصری شکل ۵ نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود ترکیب شیمیایی این مذاب شباهت زیادی با سنگ‌های آداکیتی مجموعه ملایر- بروجرد دارد. بنابراین تحولات ماگمایی، که در بخش پیشین به آن اشاره شد سبب تشکیل مذابی با ماهیت آداکیتی (مذاب در تعادل با آمفیبول سبز) شده است که با سنگ‌های آداکیتی مجموعه ملایر- بروجرد بسیار شبیه است. پس می‌توان منشأ مشترکی را برای آنها در نظر گرفت. آداکیت‌ها از لحاظ سنگ‌نگاری و شیمی عناصر اصلی بسیار متنوع بوده و شبیه دیگر ماگماهای کمانی هستند. تفکیک آنها از ماگماهای معمولی نواحی کمان به کمک شیمی عناصر کمیاب است به طوری که در آداکیت‌ها نسبت Sr/Y بالا ولی فراوانی Y پایین‌تر است (Castillo, 2006 and 2012). بنابراین ابزار شناخته شده مهمی که برای شناسایی آداکیت‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد نمودار Sr/Y در برابر Y است و به کمک آن می‌توان آداکیت‌ها را از دیگر سنگ‌های نواحی کمان ماگمایی تفکیک کرد (شکل ۸). سنگ‌های معمول کمان‌های ماگمایی به طور عمده در محدوده ADRs (Andesites, Dacites, Rhyolites) قرار می‌گیرند ولی در برخی از کمان‌ها یک روند پیوسته از محدوده ADR به سمت آداکیت دیده می‌شود و در چنین مواردی احتمالاً تمامی سنگ‌ها، مربوط به یک سری ماگمایی هستند (Castillo, 2006). در شکل ۸ ترکیب شیمیایی سنگ‌های آداکیتی مجموعه ملایر- بروجرد به همراه مذاب در تعادل با انواع مختلف آمفیبول‌ها نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های مورد بررسی یک روند



شکل ۸- نمودار دو متغیره Y در برابر Sr/Y (Castillo, 2012) که برای تمایز سنگ‌های آداکیتی از دیگر سنگ‌های معمول کمان‌های ماگمایی مورد استفاده قرار می‌گیرد. مذاب در تعادل با آمفیبول سبز در محدوده سنگ‌های آداکیتی و مذاب در تعادل با دیگر بخش‌های آمفیبول در محدوده سنگ‌های معمول نواحی کمان ماگمایی قرار می‌گیرند. سنگ‌های آداکیتی ملایر- بروجرد نیز برای مقایسه در این نمودار نمایش داده شده است.

Figure 8. Sr/Y versus Y diagram to discriminate adakitic rocks from typical magmatic arc rocks. The melt in equilibrium with green amphibole plot in the field of adakitic rocks but the melts in equilibrium with brown and light brown amphiboles plot in the field of normal arc lavas. MBPC adakitic rocks are plotted for comparison.



شکل ۹- طرح نمادین که خاستگاه و نحوه تکامل بلورهای آمفیبول موجود در سنگ‌های الترامافیک را نشان می‌دهد. نفوذ ماگمای فلسیک به درون سنگ الترامافیک و برهم‌کنش با آن منجر به تشکیل ماگمای جدیدی شده که آمفیبول قهوه‌ای را درون سنگ میزبان متبلور کرده است. تداوم تبلور آمفیبول منجر به رشد آمفیبول اولیه شده و این فرایند با هضم بلورهای الوین موجود در سنگ الترامافیک همراه بوده است. تبلور آمفیبول و هضم الوین سبب تشکیل ماگمای جدیدی شده که ترکیب مشابه با مذاب‌های آداکیتی دارد و منجر به تبلور آخرین بلورهای آمفیبول شده که رنگ سبز دارند و حاشیه آمفیبول‌های قهوه‌ای اولیه را پوشانده‌اند.

Figure 9. Schematic diagram showing the origin and evolution of the amphiboles in the ultramafic rock. Intrusion of felsic magma into the ultramafic rock and subsequent interaction caused formation of a new magma that crystallized brown amphibole in the host ultramafic rock. Continuous crystallization of amphibole caused amphibole to grow larger. Amphibole growth was associated with the assimilation of olivines. Crystallization of amphibole and assimilation of olivine caused formation of a new magma that crystallized green amphiboles as the rims surrounding the earlier formed amphiboles. This new magma has the same chemical composition as the adakitic melts.

۶-۳- آندزیت‌های غنی از منیزیم و اهمیت آنها در بخش میانی نوار سندج- سیرجان

مقدار سیلیسم در سنگ‌های آداکیتی مجموعه ملایر- بروجرد تا مقادیر ۵۵٪ تنزل یافته است و عدد منیزیم آنها نیز تا ۵۴ می‌رسد. به باور کاستیو (Castillo, 2012) سنگ‌های آداکیتی که سیلیس کم و منیزیم بالایی دارند از لحاظ شیمیایی شبیه به برخی از آندزیت‌های غنی از منیزیم نوع بونینی و ساناکتیویدی هستند و شرایط تشکیل مشابه با آنها دارند. دو فرایند برای تشکیل این گروه از سنگ‌های آداکیتی در نظر گرفته شده است که عبارتند از ۱- ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده و برهم‌کنش مذاب حاصل از آن با پریدوتیت‌های گوشته‌ای (Castillo, 2012) و ۲- برهم‌کنش یک ماگمای اولیه بازالتی با سنگ الترامافیک، هضم الیون و تبلور همزمان آمفیبول (Tiepolo et al., 2011). در هر دوی این فرایندها نقش سنگ‌های الترامافیک در ژنر سنگ‌های آداکیتی غیر قابل انکار است. برای تشکیل سنگ‌های آداکیتی دسته دوم نیازی به فشارهای بالا نیست و این اتفاق در ژرفاهایی که محل تشکیل ماگماهای معمول کمان‌های ماگمایی است، رخ می‌دهد.

مطالعات گذشته در بخش میانی نوار سندج- سیرجان نقش سنگ‌های الترامافیک را در تشکیل دیگر سنگ‌های با ماهیت آندزیت‌های غنی از منیزیم نشان داده است (Esna-Ashari et al., 2016; Esna-Ashari and Tiepolo, 2020). مطالعه پیش رو نیز نشان داد که چگونه سنگ‌های الترامافیک در تشکیل نوع دیگری از آندزیت‌های غنی از منیزیم یعنی سنگ‌های آداکیتی نقش ایفا کرده‌اند.

دلیل اهمیت آندزیت‌های غنی از منیزیم شواهد زیاد آنها با ترکیب میانگین پوسته زمین است. به همین دلیل پژوهشگران زیادی برای تعیین منشأ پوسته زمین به مطالعه این سنگ‌ها روی آورده‌اند (e.g. Kelemen, 1995). بنابراین وجود چنین سنگ‌هایی در بخش میانی نوار سندج- سیرجان می‌تواند زمینه ساز مطالعات و تحقیقات گسترده‌تری در این منطقه باشد.

کتابنگاری

- آقاباتی، ع، ۱۳۷۰، نقشه سنگ‌های ماگمایی ایران، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، وزارت معادن و فلزات.
 اثنی‌عشری، ا. و حسن‌زاده، ج، ۱۳۹۳، ماگماتیسزم قوسی در بخش میانی نوار سندج- سیرجان (غرب ایران) و روابط ژئوشیمیایی حاکم بر گرانیتوئیدهای این منطقه. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، تابستان ۱۳۹۳، سال هشتم، شماره ۳۰، ص ۸۵-۹۶. <http://geology.saminattech.ir/fa/Article/9361>.
 اثنی‌عشری، ا، تیه‌پولو، م. و قربانی، ق، ۱۳۹۹، سنگ‌زایی کوارتز دیوریت بروجرد بر پایه زمین‌شیمی عناصر اصلی و کمیاب کانی‌های پیروکسن و آمفیبول. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و هشتم، شماره ۴، ص ۱۰۰۹-۱۰۲۲. <https://ijcm.ir/article-1-1022-fa.html>.
 اثنی‌عشری، ا. و سرجوقیان، ف، ۱۳۹۵، خاستگاه الیون در سنگ‌های الترامافیک منطقه ملاطال و نقش الیون در سیر تحولی ماگما. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و چهارم، شماره ۱، ص ۱۴۵-۱۵۴. <https://ijcm.ir/article-1-123-fa.html>.
 اثنی‌عشری، ا. و سرجوقیان، ف، ۱۳۹۶، سنگ‌های الترامافیک در بخش میانی نوار سندج- سیرجان و نقش آنها در ارزیابی شرایط فیزیکی‌شیمیایی زمان آغاز فرورانش. پترولوژی، سال هشتم، شماره ۳۲، ص ۴۵-۶۶. https://ijp.ui.ac.ir/article_22393.html?lang=fa.
 اسدی‌آورگانی، م، رضایی‌کهخایی، م. و قاسمی، ح، ۱۳۹۸، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی داسیت‌های آداکیتی کالدرای نوژن قره‌چای، جنوب خاور قوچان، فصلنامه علمی علوم زمین، اسفند ۱۳۹۸، سال بیست و نهم، شماره ۱۱۴، ص ۲۴۱-۲۵۰. https://www.gsjournal.ir/article_102920.html.

۷- نتیجه‌گیری

نحوه شکل‌گیری سنگ‌های آداکیتی مجموعه ملایر- بروجرد بسیار شبیه به نحوه تشکیل آمفیبول‌های سبز در سنگ‌های الترامافیک است که در مجاورت این مجموعه قرار دارند. بخش مرکزی این آمفیبول‌ها قهوه‌ای رنگ است و به سمت حاشیه، رنگ و ترکیب شیمیایی به صورت تدریجی تغییر می‌کند. آمفیبول‌های قهوه‌ای از ماگمایی متبلور شده‌اند که در ابتدا ترکیب فلسپیک داشته و پس از نفوذ به درون سنگ الترامافیک و برهم‌کنش با آن ماهیت آن تا حدودی تغییر یافته است. رشد آمفیبول اولیه منجر به تغییر ترکیب شیمیایی ماگمای باقیمانده شده است. بلورهای الیون هم در حین تبلور آمفیبول درون ماگما هضم شده‌اند. این عوامل باعث شده تا ماگمای نهایی که باعث تبلور آمفیبول‌های سبز شده، ویژگی‌های مشابه با مذاب آداکیتی داشته باشد. مقایسه این ماگما با سنگ‌های آداکیتی ملایر- بروجرد نشان داد که ترکیب شیمیایی مشابهی دارند. بنابراین می‌توان خاستگاه یکسانی را برای آنها در نظر گرفت. ترکیب شیمیایی ماگمای تشکیل‌دهنده آمفیبول سبز یا همان سنگ‌های آداکیتی، شبیه به آندزیت‌های غنی از منیزیم است و این موضوع دلیلی بر اهمیت مطالعه این سنگ‌ها می‌باشد زیرا چنین مطالعاتی منجر به شناخت بهتر تحولات پوسته زمین در نواحی کمان می‌شود و در مقیاس وسیع‌تر به نحوه شکل‌گیری پوسته زمین کمک می‌کند.

۸- سپاسگزاری

بخشی از هزینه‌های این پژوهش توسط معاونت پژوهشی دانشگاه پیام نور تأمین شده است که بدین‌وسیله از این معاونت قدردانی به عمل می‌آید. از سردبیر گرامی، همچنین جناب آقای دکتر جمشید حسن‌زاده و داوران محترمی که با ارائه نقطه نظرات سازنده، باعث ارتقای سطح کیفی این مقاله شده‌اند نهایت تشکر و قدردانی خود را اعلام می‌داریم.

References

- Ahmadi Khalaji, A.A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V., and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 859- 877.
 Atherton, M.P., and Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust, *Nature*, 362, 144-146.
 Berberian, F., and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (eds) *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, *Geodynamics Series*, 3, pp. 5-32.
 Castillo, P.R., 2006. An overview of adakite petrogenesis, *Chinese Science Bulletin*, 51(3), 257-268. <https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7>.

- Castillo, P.R., 2012. Adakite petrogenesis, *Lithos*, 134- 135, 304- 316.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., and Dosseto, A., 2007. Amphibole 'sponge' in arc crust?, *Geology*, 35, 787-790.
- Deevsalar, R., Shinjo, R., Ghaderi, M., Murata, M., Hoskin, P.W.O., Oshiro, S., Wang, K.L., Lee, H.Y., and Neill, I., 2017. Mesozoic- Cenozoic mafic magmatism in Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen (Western Iran): Geochemical and isotopic inferences from Middle Jurassic and Late Eocene gabbros, *Lithos*, 284- 285 ,588-607.
- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, *Nature*, 347, 662—665.
- Dorais, M., and Tubrett, M., 2008. Identification of a subduction zone component in the Higganum dike, Central Atlantic Magmatic Province: A LA-ICPMS study of clinopyroxene with implications for flood basalt petrogenesis, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, 1-13.
- Esna-Ashari, A., and Tiepolo, M., 2020. Petrogenesis of gabbroic rocks from the Malayer plutonic complex (Sanandaj-Sirjan zone, west Iran), *Periodico di Mineralogia*, 89, 91- 104.
- Esna-Ashari, A., and Tiepolo, M., 2021. Reply to Deevsalar and Shinjo (2020) comments on “Petrogenesis of gabbroic rocks from the Malayer plutonic complex, Sanandaj-Sirjan zone, west Iran” (Esna-Ashari and Tiepolo, *Periodico di Mineralogia* 89, 91-104, 2020), *Periodico di Mineralogia*, 90, 211- 215.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M.V., Hassanzadeh, J., and Sepahi, A.A., 2012. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 43, 11- 22.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., and Hassanzadeh, J., 2016. On the occurrence and implications of Jurassic primary continental boninite-like melts in the Zagros orogen, *Lithos*, 258- 259, 37- 57.
- Kelemen, P.B., 1995. Genesis of high Mg-number andesites and the continental crust, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 1- 19.
- Kelemen, P.B., Joyce, D.B., Webster, J.D., and Holloway, J.R., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150-1050°C and 5 kb, *Journal of Petrology*, 31, 99-134.
- Qian, Q., and Hermann, J., 2010. Formation of high-Mg diorites through assimilation of peridotite by monzodiorite magma at crustal depths, *Journal of Petrology*, 51, 1381- 1416.
- Qu, X.-M., Hou, Z. Q., and Li, Y. G., 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibetan plateau, *Lithos*, 74, 131- 148.
- Rollinson, H., and Martin, H., 2005. Geodynamic controls on adakite, TTG and sanukitoid genesis: implications for models of crust formation, introduction to the special issue, *Lithos*, 79, ix–xii.
- Tiepolo, M., Oberti, R., Zanetti, A., Vannucci, R., and Foley, S.F., 2007. Trace-element partitioning between amphibole and silicate melt, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67, 417- 452.
- Tiepolo, M., Tribuzio, R., and Langone, A., 2011. High-Mg Andesite Petrogenesis by Amphibole Crystallization and Ultramafic Crust Assimilation: Evidence from Adamello Hornblendites (Central Alps, Italy), *Journal of Petrology*, 52, 1011- 1045.
- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J.F., Bellon, H., and Zhu, Y.T., 2005. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting, *Geology*, 33, 465–468.
- Yogodzinski, G.M., and Kelemen, P.B., 1998. Slab melting in the Aleutians: Implication of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt, *Earth and Planetary Science Letters*, 158, 53- 65.
- Yumul, Jr. G.P., Dimalanta, C.B., Faustino, D.V., and De Jesus, J.V., 1999. Silicic arc volcanism and lower crust melting: an example from the central Luzon, Philippines, *Journal of Geology*, 154, 13- 14.
- Zhang, Z., Xiao, W., Ji, W., Majidifard, M.R., Rezaeian, M., Talebian, M., Xiang, D., Chen, L., Wan, B., Ao, S., and Esmaeili, R., 2018. Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj- Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction, *Gondwana Research*, 62, 227- 245.