

Original Research Paper

Investigating the U-Pb zircon data according to the mineral chemistry, Boneh-shurow metamorphic complex, Saghand, Central Iran

Leila Maleki^{1*}, Nematollah Rashid Nejad-e-Omran², Abdolrahim Houshmandzadeh³ and John Cottle⁴

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

²Department of Geology, Faculty of Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

³Geological Survey of Iran (GSI), Tehran, Iran

⁴ Department of Geology, Faculty of Earth Science, California University, Santa Barbara, USA

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 July 20

Accepted: 2022 November 06

Available online: 2023 June 22

Keywords:

Central Iran

Saghand

Bonehshoruw

Metamorphism

Zircon

U-Pb zircon dating

ABSTRACT

In this article, metabasic and gneissic rocks of Gelmandeh and Zamanabad mountain (Boneh-Shurow complex, Saghand region) have been used for U-Pb dating. Analyses of zircon crystals yielded concordant U-Pb ages with weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of 545.4 ± 3.6 Ma (MSDW=1.7) for garnet amphibolite, 541.2 ± 4.4 Ma (MSDW=1.8) for metagabbro, 541.3 ± 3.5 Ma (MSDW=0.26) for quartz-feldspatic gneiss and 549.2 ± 2.6 Ma (MSDW=0.28) for amphibole- biotite gneiss. The studied zircon crystals has continental, crustal nature and show a strong affinity to magmatic zircons in Chondrite-normalized patterns. The ages that approximately ranges between 541-549 Ma are interpreted as the Crystalline age of the garnet amphibolite and gneissic parental magma. These ages previously assumed as the timing of peak-metamorphism of the Boneh-Shurow garnet-amphibolite and emplacement ages for the granitic precursor of gneissic rocks.

1. Introduction

The Precambrian (about 4.6 billion to 542 million years ago) is a broad time period that has occupied most of the Earth's life. This part of the Earth's events is still not well known and its secrets lie in the rocks, the remaining evidences of that time. The oldest reported rocks of Iran, are belonged to the late Neoproterozoic – Infracambrian, the upper parts of Precambrian (Stocklin, 1968; Berberian and King, 1981; Ramezani and Tucker, 2003; Hassanzadeh et al., 2008).

The oldest documented rocks in Iran belong to the Saghand region. In this area the most extensive documented outcrops of basement rocks in central Iran are exposed and its metamorphic, deformation and tectonothermal events always has been attracted the geologists (Aghanabati, 1383; Haghipour, 1974). There has been no consensus

about the process, consequence and especially the “time” of the metamorphism of rocks attributed to the Precambrian of Saghand Posht-e-Badam area.

Based on Haghipour's report (Haghipour, 1974), without considering possible older metamorphism, the most known Precambrian metamorphism of the region includes two successive phases, which result in metamorphism, migmatitization, and intense granitization of Precambrian rocks. He believes that in addition to the mentioned two-phase minerals, there are some minerals of younger metamorphic events that belong to post-Precambrian metamorphisms. Therefore, it is accepted that in the Precambrian rocks of Sagand-Pesht badam, there is multiple metamorphism. Haghipour (1974) believes in 6 metamorphic

* Corresponding author: Leila Maleki; E-mail: l.maleki@pnu.ac.ir

Citation:

Maleki, L., Rashid Nejad-e-Omran, N., Houshmandzadeh, A., and Cottle, J., 2023. Investigating the U-Pb zircon data according to the mineral chemistry, Boneh-shurow metamorphic complex, Saghand, Central Iran. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(2), 128, 155-168. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.352410.2016> E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2023 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/gsj.2022.352410.2016

 dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.4.3



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

phases, two of which occurred in the Precambrian (Aghanabati, 1383). Samani (1367) ruled out the Precambrian metamorphism and considers the metamorphic of Saghand region complexes to be the product of the dynamo-thermal metamorphism of the Cimmerian orogeny (180-200 million years) and migmatization, granitization due to the hydrothermal metamorphism of the beginning of the Tertiary (52 million years). The mentioned dynamothermal (Simmerian) and thermal (Tertiary) phases can be the younger phases that Haghipour called them younger phases than the Precambrian (Aghanabati, 1383).

According new U-Pb ages and geochemical data from the magmatic, metamorphic and siliciclastic rocks of the Saghand area, Ramezani and tucker (1997) believe that unravel three main episodes of orogenic activity in the latest Neoproterozoic-Early Cambrian, the Late Triassic, and the Eocene. Geologic events in the oldest episode include in chronological order, low- to medium-grade metamorphism, calc-alkaline plutonism, rhyolitic to andesitic volcanism, and widespread trondhjemite emplacement, from 547 Ma to 525 Ma. The Late Triassic event (approximately 220-213 Ma) is characterized by the emplacement of granite-tonalite plutons. The extensive, high-grade metamorphic rocks, migmatites and post-kinematic intrusions of Eocene age (47-44 Ma) occur in a distinct domain, in the western part of the Saghand area. The report of late Neoproterozoic-early Cambrian metamorphism by Ramezani and Tucker (Ramezani and Tucker, 2003) as the age of the peak of metamorphism is based on U-Pb dating of zircon crystals of Golmandeh garnet amphibolite located in the Beneshoro metamorphic complex (the largest metamorphic complex of Saghand). The most important criterion in attributing this age to the peak of metamorphism in the mentioned study was the morphology of zircon crystals. They divided the zircons in the investigated garnet amphibolites into two groups based on their morphology under the binocular microscope. The first group, small and transparent round zircons and the second group, large block zircons (diameter 0.2 mm) in amber color. They believe that the mentioned morphologies, along with the mafic composition of the rock and the metamorphic degree of garnet-amphibolite, most likely indicate the origin of the studied zircons.

New apatite and zircon (U-Th)/He thermochronometry is used to constrain the late-stage cooling history of the Chapedony metamorphic core complex in the Saghand region by Kargaranbafghi et al. (2012). The new data require that the Chapedony metamorphic core complex cooled from ~750 °C to ~60 °C. Exhumation of the core complex occurred during the main phase of subduction of the distal Arabianmargin beneath the Central Iranian Plate at 49 to 30Ma. Zircon He ages from the hangingwall units of the complex suggest an earlier pulse of exhumation in Middle-Late Cretaceous. Apatite He ages from the hangingwall (22–30 Ma) are significantly younger than the core complex exhumation but is consistent with the regional timing of initial Eurasia–Arabia collision. Detailed structural analysis and mapping of the metamorphic basement rocks of the KKTZ on the Boneh-Shurow, Tashk, Saghand and Sarkuh Metamorphic Complexes, as well as ⁴⁰Ar/³⁹Ar cooling ages on the Boneh-Shurow Metamorphic Complex by Masoodi et al. (2013) indicate three deformation stages in the tectonometamorphic evolution of the KKTZ during the Cimmerian orogeny. The D1–1 event corresponds to continental accretion through the progressive formation of dextral shear zones, which is equivalent to an Early Cimmerian event during Late Triassic–Early Jurassic times.

The D1–2 event is characterized by top-to-NE normal shear zones due to syn-collisional exhumation within the KKTZ and is considered to be a Mid-Cimmerian Middle Jurassic event. The progressive regional compressional deformation is continued by the D2–1 and D2–2 events through formation of reverse shear zones and faults during Early Cretaceous.

Therefore, based on the studies that have been done so far, the oldest metamorphic event of the Sagand region has been reported by Ramezani and Tucker (2003) and attributed to the late Neoproterozoic-Infracambrian time. However, the criteria for assigning this age to the time of peak metamorphism (zircon morphology, mafic rock composition, and metamorphism degree) are not valid criteria.

Some recent studies indicate that even the use of accurate cathodoluminescence images and Th/U ratio alone and without integration with zircon crystal chemistry data may lead to incorrect analysis of the nature of the studied zircons (Castiñeiras et al., 2020). Therefore, in the present study, the uranium-lead age data of zircon crystals obtained from metabasites and gneisses of Boneh-Shurow complex were interpreted based on crystal chemistry and compared with previous findings.

2. Geological Setting

The studied area is a part of Boneh-Shurow complex and located at east of Saghand, Central Iran (Fig. 1a,b). This complex consisting of quartz-feldspathic gneiss, amphibole-biotite gneiss, hornblendite, amphibolites, amphibole schist, metagabbro, pelitic and semipelitic schists and subordinate marble and quartzite, together with their host rocks have retrogressed to lower amphibolite facies.

3. Field Relationships

Metabasic rocks: According to the IUGS subcommission on the systematics of metamorphic rocks (Schmid et al., 2007). Metabasic rocks can be subdivided into four groups: metagabbro, (garnet) hornblendite, (garnet) amphibolite and (garnet) amphibole schist. Metabasites appear mostly as enclaves and sheet-like bodies in the gneissic rocks (fig. 2a). The small lenses exist in the pelitic schists (fig. 2b), thin or thick layers in the sharp contact with gneisses and marbles and parallel to the main foliation (fig. 2c) and metagabbro (fig. 2d).

Quartz feldspathic gneiss: Quartz feldspathic gneisses appears as veins with dimensions of millimeters to several tens of centimeters along the schistosity of other rock units that have been folded locally along with the host rock (fig. 3a). One of the notable features of this rock group is the presence of amphibole-biotite gneiss fragments (Fig. 4d) and amphibolite (Fig. 3b) with dextral sense of shear.

Amphibole-biotite gneiss: These lithologies are seen in the vicinity of garnet amphibolite and amphibolite and sometimes from their gradual change (Fig. 4a). Some outcrops of amphibole-biotite gneiss contain fragments of metabasites (Fig. 4b) and sometimes they are seen as lenses with not very clear boundaries, within quartz-feldspar gneiss units (Fig. 4c).

4. Petrography

Metabasic rocks: The general paragenesis of metabasics consists of hornblende + plagioclase ± garnet ± epidote ± quartz ± biotite ± epidote ± rutile ± sphene ± ilmenite ± relic magmatic pyroxene. The only

real difference between samples is the modal percent of the minerals. Foliation define by crystallographic preferred orientation of grains such as amphibole and plagioclase (fig. 5a). Porphyroblastic texture exists in the samples containing garnet. Relicts of Magmatic clinopyroxenes exist in metagabbro (fig. 5b) and the clinopyroxene rims have been affected by metamorphism and changed into actinolite and termolite. Crenulation microstructure are common in metabasites (fig. 5c)

Quartz feldspathic gneiss: They are consisted of quartz+ feldspar $\pm$ biotite flakes $\pm$ amphibole $\pm$ garnet $\pm$ epidote $\pm$ titanit. Most of them exhibit foliated textures and mylonitic texture. Cataclastic texture (fig. 6b), Crenulation (fig. 6c) is visible in some thin sections.

Amphibole-biotite gneiss: These gneissic rocks are consisted of quartz+ feldspar $\pm$ biotite flakes $\pm$ amphibole $\pm$ garnet $\pm$ zircon $\pm$ clorite $\pm$ calcite $\pm$ clay mineral. Most of thin sections exhibit foliated textures and in some of them mylonitic texture (fig. 6a) is visible. Alternation of slightly elongate feldspar and quartz and oriented mica-amphibole bands defines a penetrative foliation.

5. Analytical Method

After field and microscopic studies 30 Kg of garnet amphibolites (sample44), metagabbro (sample 172), amphibole-biotite gneiss (sample 184) and 10 Kg of quartz feldspathic gneiss (sample 500) have choose for age dating analyses. Zircon U/Pb geochronology and trace element data were acquired simultaneously using a laser ablation 'split stream' setup consisting of a Photon Machines Excimer 193 nm laser ablation unit coupled to a Nu Instruments, 'Nu Plasma' multicollector ICP-MS (to measure U, Th, and Pb isotopes) and an Agilent 7700S quadrupole ICP-MS (to measure trace elements), housed at the University of Santa Barbara, California (for detailed methodology see Cottle et al. 2013; Kylander-Clark et al., 2013; with modifications as described in McKinney et al. 2015). Samples were analysed for 20 s using a fluence of 1.5 J cm^{-2} , a frequency of 4 Hz and spot size of 20 μm diameter resulting in crater depths of $\sim 9 \mu\text{m}$. Utilizing a standard-sample bracketing technique, analyses of reference materials with known isotopic compositions were measured before and after each set of seven unknown analyses. Data reduction, including corrections for baseline, instrumental drift, mass bias, down-hole fractionation and age and trace element concentration calculations were carried out using Iolite v. 2.1.2 (Paton et al., 2010). A 207Pb-based correction was applied to the data using a common lead composition derived from the single-stage model of Stacey and Kramers (1975) at the inferred crystallization age. The uncertainty on the 207Pb corrected age incorporates uncertainties on the measured 206Pb/238U and 207Pb/206Pb ratios as well as a 1% uncertainty on the assumed common lead composition. '91500' zircon ($1065.4 \pm 0.3 \text{ Ma}$ 207Pb/206Pb ID-TIMS age and $1062.4 \pm 0.4 \text{ Ma}$ 206Pb/238U ID-TIMS age, Wiedenbeck et al. 1995) served as the primary reference material to monitor and correct for mass bias as well as Pb/U down-hole fractionation and to calibrate concentration data, while 'GJ-1' zircon ($608.5 \pm 0.4 \text{ Ma}$ 207Pb/206Pb and $601.7 \pm 1.3 \text{ Ma}$ 206Pb/238U ID-TIMS ages, Jackson et al., 2004) was treated as an unknown in order to assess accuracy and precision. Twenty-two analyses of GJ-1 zircon throughout the analytical session yield a weighted mean 207Pb/206Pb date of $601 \pm 3 \text{ Ma}$, MSWD = 0.8 and a weighted mean 206Pb/238U date of $599 \pm 0.8 \text{ Ma}$, MSWD = 0.8.

Concordia and weighted mean date plots were calculated in Isoplot v2.4 (Ludwig, 2000) using the 238U, and 235U decay constants of Steiger and Jäger (1977). All uncertainties are quoted at the 95% confidence or 2 s level and include contributions from the external reproducibility of the primary reference material for the 207Pb/206Pb and 206Pb/238U ratios; brief results are summarized in Table 1 and 2.

Analyses of zircon crystals yielded concordant U-Pb ages with weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of $545.4 \pm 3.6 \text{ Ma}$ (MSDW=1.7) for garnet amphibolite, $541.2 \pm 4.4 \text{ Ma}$ (MSDW=1.8) for metagabbro, $541.3 \pm 3.5 \text{ Ma}$ (MSDW=0.26) for quartz-feldspathic gneiss and $549.2 \pm 2.6 \text{ Ma}$ (MSDW=0.28) for amphibole- biotite gneiss (fig.7). According to chemistry of zircon, The Ti contents are (2.2-7.5) in (garnet) amphibolites, (0.51-3.4) metagabbros, (1.2 to 63) quartz-feldspathic gneisses, (0.9 to 12.7) amphibole-biotite gneiss. Ce abundances are in the (garnet) amphibolites (7.36-15.54), metagabbros (10.3 to 27.8), quartz feldspathic gneisses (12.2 to 14.5), amphibol-biotite gneisses (1.12 to 40.5). Th/U ratios are (0.52-0.69) in garnet amphibolites, (0.43-0.64) in quartz-feldspathic gneiss, (0.37-0.64) amphibole-biotite gneiss and (0.51-0.58) in metagabbro. Total REE abundances (ΣREE) are about (672.59 to 1174.30) in the (garnet) amphibolites, (674.88 to 1095.88) in metagabbros, (719.98 to 1273.70) in quartz-feldspathic gneisses, (615.82 to 2048.22) in amphibole-biotite gneisses (table 2). Chondrite normalized patterns of the studied zircons have been shown in fig.8. They are characterized by a steeply- rising slope from the LREE to the HREE with a negative Eu and positive Ce anomalies.

6. Discussion

Th/U values indicate a magmatic source for the studied zircons. Generally, this ratio is less than 0.1 for metamorphic zircons and between 0.1-1 for magmatic zircons (Hoskin and Schaltegger, 2003) and about 4 for crustal zircons (Belousova et al., 2002). Then Th/U values indicate a magmatic source for the studied zircons. Ce abundances are less than about 50 ppm which is typical for magmatic zircons (hoskin and Schaltegger, 2003). Ti values are consistent with the abundances of Ti values reported for magmatic zircons (≤ 75 , hoskin and Schaltegger, 2003). Chondrite normalized patterns of the studied zircons is characteristic of unaltered igneous zircons (Hoskin and Schaltegger, 2003). Compared with chondritic abundances, the studied zircons have LREE abundances less than $101 \times$ chondrite, MREE from $100 \times$ to $102 \times$ chondrite and HREE range between $103 \times$ to $104 \times$ chondrite. This amounts also indicate unaltered igneous zircon (Hoskin and Schaltegger, 2003).

Total REE abundances (ΣREE , table 2) are similar to those reported for crustal zircons (250 – 5000ppm, Hoskin and Schaltegger, 2003). In the U/Yb vs Y tectonic discrimination diagram (Carley et al., 2014), the studied zircons show a strong affinity to crustal zircons (fig. 9).

7. Conclusion

The study of the chemistry of the studied zircon crystals shows the magmatic, continental and crustal nature of zircon minerals. Based on this, The ages that approximately ranges between 541-549 Ma are interpreted as the Crystalline age of the garnet amphibolite and gneissic parental magma. These ages previously assumed as the timing of peak-metamorphism of the Boneh-Shurow garnet-amphibolite and emplacement ages for the granitic precursor of gneissic rocks.

تحلیل داده‌های سن‌سنجی زیرکن بر اساس شیمی بلور در مجموعه دگرگونی بنه‌شورو، خاور ساغند، ایران مرکزی

لیلا ملکی^۱، نعمت‌الله رشیدنژاد عمران^۲، عبدالرحیم هوشمندزاده^۳ و جان کاتل^۴

^۱گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۲گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۴گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه کالیفرنیا، سانتا باربارا، آمریکا

چکیده

در این پژوهش، واحدهای متابازیتی و گنایسی واقع در پشته گل‌منده و کوه‌های زمان‌آباد (مجموعه دگرگونی بنه‌شورو، خاور ساغند، ایران مرکزی) مورد مطالعه سن‌سنجی اورانیم-سرب کانی زیرکن قرار گرفته‌اند. بر این اساس نمونه گارنت آمفیبولیت، سن $545/4 \pm 3/6$ میلیون سال ($MSWD = 1/7$)، نمونه گنایس کوارتز فلدسپاتی، سن $541/3 \pm 3/5$ میلیون سال ($MSWD = 0/26$)، نمونه آمفیبول-بیوتیت گنایس، سن $549/2 \pm 2/6$ میلیون سال ($MSWD = 0/28$) و نمونه متاکابرو، سن $541/2 \pm 4/4$ میلیون سال ($MSWD = 1/8$) را نشان می‌دهند. بر اساس شیمی کانی، تمامی بلورهای زیرکن مورد بررسی، ماهیت ماگمایی، قاره‌ای و پوسته‌ای دارند. بنابراین، یافته‌های سنی یاد شده، به سن تبلور ماگمای والد گارنت آمفیبولیت، متاکابرو و گنایس‌ها نسبت داده می‌شود در حالی که در مطالعات پیشین، محدوده سنی ۵۵۰-۵۳۰ میلیون سال، به سن دگرگونی متابازیت‌ها و سن جایگزینی گرانیت مولد گنایس‌های منطقه تعبیر شده بود.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۴/۲۹

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۸/۱۵

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

ایران مرکزی

ساغند

بنه‌شورو

دگرگونی

زیرکن

سن‌سنجی اورانیم-سرب

۱- پیش‌نویس

پرکامبرین (حدود ۴/۶ میلیارد تا ۵۴۲ میلیون سال پیش) محدوده زمانی گسترده‌ایست که بیشتر عمر کره زمین را به خود اختصاص داده است. این بخش از رویدادهای کره زمین هنوز به درستی شناخته نشده و اسرار آن در شواهد برجای مانده از این زمان، یعنی سنگ‌ها نهفته است. کهن‌ترین سنگ‌های گزارش شده در ایران تا کنون به بالاترین بخش پرکامبرین یعنی نئوپروتریوزویک پایانی تا اینفراکامبرین تعلق دارند که از مناطق ساختاری مختلف ایران گزارش شده‌اند (Stocklin, 1968; Berberian and King, 1981; Ramezani and Tucker, 2003; Hassanzadeh et al., 2008).

از جمله کهن‌ترین سنگ‌شناسی‌های شناخته شده در ایران، می‌توان به سنگ‌های واقع در منطقه ساغند، ایران مرکزی، اشاره کرد. این منطقه به واسطه برداشتن بیرون‌زدگی‌های وسیع پی‌سنگ ایران زمین و پشت سر گذاشتن حوادث متعدد

دگرگونی، دگرشکلی و تکتونوترمال، همواره مورد توجه زمین‌شناسان بوده است (آقاباتی، ۱۳۸۳؛ Haghipour, 1974).

درباره فرایند، پیامد و به ویژه «زمان» دگرگونی سنگ‌های منسوب به پرکامبرین ناحیه ساغند-پشت‌بادام تاکنون اتفاق نظر وجود نداشته است. بر پایه گزارش حق‌پور (Haghipour, 1974)، جدا از دگرگونی احتمالی قدیمی‌تر، شناخته شده‌ترین دگرگونی پرکامبرین ناحیه، شامل دو مرحله متوالی است که حاصل آن دگرشکلی، میگماتیته شدن و گرانیتی شدن شدید سنگ‌های پرکامبرین است. او بر این باور است افزون بر کانی‌های دوفاز یادشده، برخی کانی‌های دگرگونی جوان‌تر نیز وجود دارند که به دگرگونی‌های پس از پرکامبرین تعلق دارند و بنابراین پذیرفته شده است که در سنگ‌های پرکامبرین ساغند-پشت‌بادام، دگرگونی چندگانه است.

* نویسنده مسئول: لیلا ملکی؛ E-mail: l.maleki@pnu.ac.ir

ماخذنگاری:

ملکی، ل.، رشیدنژادعمران، ن.، هوشمندزاده، ع. و کاتل، ج.، ۱۴۰۲، تحلیل داده‌های سن‌سنجی زیرکن بر اساس شیمی بلور در مجموعه دگرگونی بنه‌شورو، خاور ساغند، ایران مرکزی. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳ (۲)، ۱۲۸-۱۵۵. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.352410.2016>

doi: 10.22071/gsj.2022.352410.2016

dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.4.3

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.



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

D1-2، با وجود یک زون برشی حاصل از بالا آمدگی و همزمان با برخورد، شناسایی می‌شود و منطق با حادته سیمین میانی در زمان ژوراسیک میانی است. حادته سوم، (D2-1 و D2-2)، با فاز کوهزایی سیمین پایانی همراه بوده و در زمان کرتاسه آغازی رخ داده است. در این حادته، زون‌های برشی و گسل‌های معکوس تشکیل شده‌اند.

بنابراین، بر اساس مطالعاتی که تا کنون انجام شده است، کهن‌ترین حادته دگرگونی منطقه ساغند توسط رضانی و تاگر (Ramezani and Tucker, 2003) گزارش شده و منسوب به زمان نئوپروتروزویک پایانی- اینفراکامبرین است. اما معیارهای انتساب این سن به زمان اوج دگرگونی (ریخت‌شناسی زیرکن، ترکیب مافیک سنگ و درجه دگرگونی) معیارهای مستدلی نیستند. برخی مطالعات جدید حاکی از این است که حتی استفاده از تصاویر کاتدولومینسانس دقیق و میزان Th/U نیز به تنهایی و بدون تلفیق با داده‌های شیمی بلور زیرکن، ممکن است منجر به تحلیل نادرست از ماهیت زیرکن‌های مورد بررسی شود (Castiñeiras et al., 2020). از این‌رو در پژوهش حاضر، داده‌های سنی اورانیم- سرب بلورهای زیرکن به‌دست آمده از متابازیت‌ها و گنایس‌های مجموعه بنه‌شورو بر اساس شیمی بلور، تفسیر و با یافته‌های پیشین مقایسه شده‌اند.

۲- زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه (کوه‌های زمان آباد و پشته گل‌منده)، بخشی از مجموعه دگرگونی بنه‌شورو است که در شمال‌خاور روستای ساغند و نوار زمین‌ساختی کرمان- کاشمر واقع شده است (شکل ۱- a و b). این منطقه بخش‌هایی از نقشه ۱/۵۰۰۰۰۰ بیابانک- باقی (Haghipour and Pelissier, 1977) و نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ پشته‌بادام (Haghipour, 1977) را به خود اختصاص می‌دهد.

گنایس‌های کوارتز فلدسپاتی (کانی تیره کمتر از ۵ درصد)، آمفیبول - بیوتیت گنایس، (± گارنت) هورنبلندیت، (± گارنت) آمفیبولیت، (± گارنت) آمفیبول‌شیست، متاگابرو و شیست‌های پلیتی و نیمه‌پلیتی، همراه با میان‌لایه‌هایی از مرمر و کوارتزیت، تشکیل‌دهنده مجموعه یادشده در بالا هستند، که همگی دگرگونی قهقرایی در حد رخساره آمفیبولیت پایینی- شیست سبز را متحمل شده‌اند (ملکی، ۱۳۹۸).

۳- روابط صحرایی

از آنجایی که سن‌سنجی اورانیم- سرب زیرکن روی دو نمونه از سنگ‌شناسی‌های متابازیت (گارنت آمفیبولیت و متاگابرو)، آمفیبول- بیوتیت گنایس و گنایس کوارتز - فلدسپاتی انجام شده است، در ادامه روابط صحرایی سنگ‌شناسی‌های یادشده به اختصار مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۳-۱- متابازیت

بر اساس آخرین تقسیم‌بندی سیستماتیک سنگ‌های دگرگونی، ارائه شده توسط اتحادیه بین‌المللی علوم زمین (Schmid et al., 2007)، رخنمون‌های متابازیت منطقه مورد مطالعه به چهار گروه متاگابرو، (± گارنت) هورنبلندیت، (± گارنت) آمفیبولیت و (± گارنت) آمفیبول‌شیست، تقسیم‌بندی می‌شوند. رخنمون‌های یادشده به صورت آنکلاوهای زاویه‌دار و کشیده شده به موازات فولیاسیون واحدهای گنایسی (شکل ۲- a)، عدسی‌های کوچک در شیست‌های پلیتی (شکل ۲- b)، واحدهایی نازک‌لایه تا سبزلایه دارای مرز مشخص با واحدهای گنایس (شکل ۲- c) و مرمر و همچنین به صورت توده‌های متاگابروی قابل مشاهده هستند (شکل ۲- d). کلیه واحدهای متابازیتی به رنگ سبز تیره تا سیاه و بلورهای با ابعاد متوسط تا درشت، قابل شناسایی بوده و به دلیل شدت متفاوت دگرشکلی و روانه‌شناسی (rheology) متفاوت سنگ مادر، دارای فابریک توده‌ای تا جهت یافته می‌باشند. جهت یافتگی در این سنگ‌ها از جهت یافتگی سنگ دربردارنده تبعیت می‌کند.

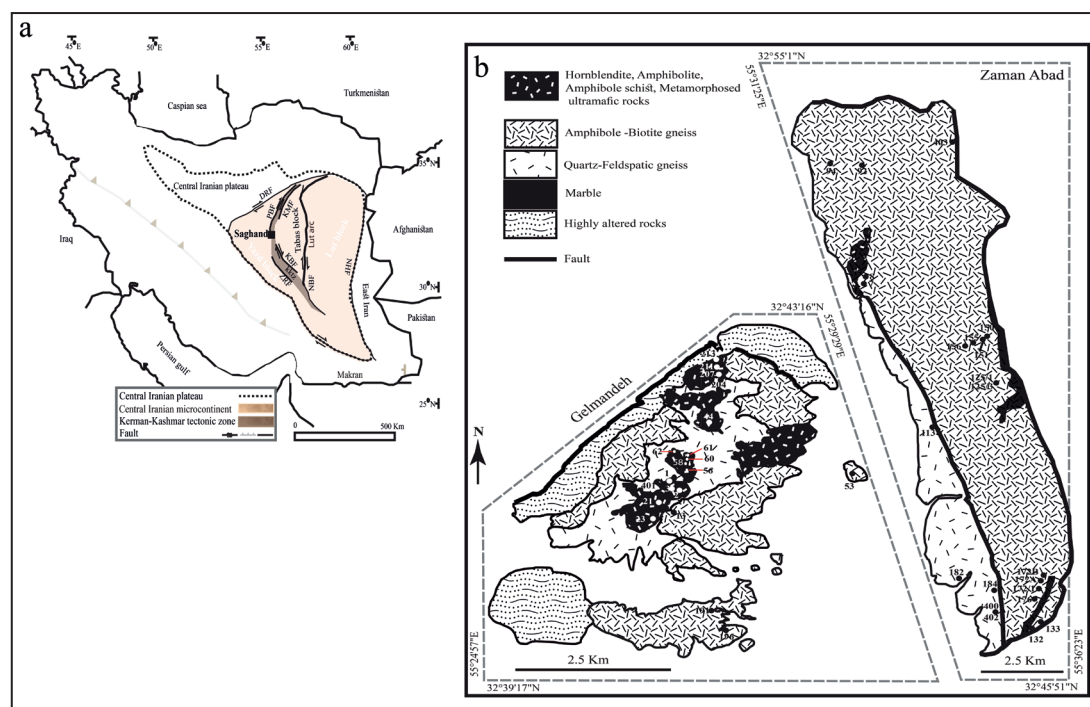
حق‌پور (Haghipour, 1974) به ۶ فاز دگرگونی باور دارد که دو فاز آن در پرکامبرین به وقوع پیوسته است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

سامانی (۱۳۶۷)، دگرگونی پرکامبرین را منتفی دانسته و پدیده دگرگونی کمپلکس‌های منطقه ساغند را محصول دگرگونی دیناموترمال کوهزایی سیمین (۱۸۰-۲۰۰ میلیون سال) و میگماتیته، گرانیتی شدن را ناشی از دگرگونی گرمایی آغاز ترشیری (۵۲ میلیون سال) می‌داند. شاید فازهای دیناموترمال (سیمین) و گرمایی (ترشیری) مورد سخن، همان فازهای جوان‌تری باشند که حق‌پور به آنها فازهای جوان‌تر از پرکامبرین نام نهاده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

رضانی و تاگر (Ramezani and Tucker, 2003)، پس از مطالعات سن‌سنجی اورانیم - سرب کانی زیرکن و انجام بررسی ژئوشیمیایی سنگ‌های ماگمایی، دگرگونی و سیلیسی تخریبی منطقه ساغند، بیان داشتند که سه حادته کوهزایی در زمان‌های نئوپروتروزویک پایانی - کامبرین آغازی، تریاس پایانی و ائوسن در این منطقه رخ داده است. حادته اول، دگرگونی‌های درجه پایین تا متوسط، پلوتونیزم کالکوالکال، ولکانیزم ریولیتی - آندزیتی و جایگزینی گسترده ترنجمیت از ۵۲۵ تا ۵۴۷ میلیون سال قبل را به دنبال داشته است. حادته دوم، حادته کوهزایی تریاس پایانی، با جایگزینی پلوتون‌های نفوذی گرانیت- تونالیت در شمال حوضه لیتونکتونیک مرکزی ساغند شناسایی می‌شود و آخرین حادته، دگرگونی‌های درجه بالا، میگماتیته‌ها و نفوذی‌های پس از کوهزایی ائوسن را در باختر ساغند به جا گذاشته است. گزارش سن اوج دگرگونی نئوپروتروزویک پایانی - کامبرین آغازی توسط رضانی و تاگر (Ramezani and Tucker, 2003)، براساس سن‌سنجی اورانیم- سرب بلورهای زیرکن نمونه گارنت آمفیبولیت پشته گل‌منده (۵۴۷/۶±)، واقع در مجموعه دگرگونی بنه‌شورو (وسیع‌ترین مجموعه دگرگونی خاور ساغند) بوده است. مهم‌ترین معیار در نسبت دادن این سن به زمان اوج دگرگونی در مطالعه یاد شده، ریخت‌شناسی بلورهای زیرکن بوده است. ایشان زیرکن‌های موجود در گارنت آمفیبولیت‌های مورد بررسی را بر اساس ریخت‌شناسی آنها در زیر میکروسکوپ بیناکولار به دو گروه تقسیم کردند: گروه اول زیرکن‌های گرد کوچک و شفاف و گروه دوم زیرکن‌های بلوکی درشت (قطر ۰/۲ میلی‌متر) به رنگ کهربایی. ایشان معتقدند ریخت‌شناسی‌های یادشده به همراه ترکیب مافیک سنگ و درجه دگرگونی گارنت آمفیبولیت به احتمال زیاد بیان‌کننده منشأ دگرگونی زیرکن‌های مورد مطالعه است.

کارگران بافتی و همکاران (Karagaranbafghi et al., 2012)، از داده‌های ترموکرونولوژی هلیم و اورانیم-توریم زیرکن و آپاتیت برای بررسی تاریخچه آخرین مراحل سردشدگی مجموعه هسته دگرگون چابدونی در منطقه ساغند بهره بردند. یافته‌های سنی هلیم بلورهای آپاتیت و زیرکن موجود در نمونه‌های برداشت شده از فرودپور، حکایت از سرد شدن این مجموعه (از دمای تقریباً ۷۵۰ تا ۶۰۰) در ۴۹ تا ۳۰ میلیون سال پیش دارد. سردشدگی در اثر روبرداری زمین‌ساختی (exhumation) طی فاز اصلی فروورانش حاشیه دیستال عربستان زیر ایران مرکزی رخ داده است. یافته‌های سنی هلیم بلورهای زیرکن نمونه‌های فرادپور، فازهای جوانتری از فرایند روبرداری در کرتاسه میانی تا بالایی (۳۰-۲۲ میلیون سال) را نشان می‌دهند که جوان‌تر از سن بالا آمدگی مجموعه چابدونی بوده و با برخورد اولیه اوراسیا-عربستان همزمان بوده است.

مسعودی و همکاران (Masoodi et al., 2013)، بر اساس آنالیزهای ساختاری مفصل و تهیه نقشه پی‌سنگ دگرگونی منطقه زمین‌ساختی کاشمر- کرمان در منطقه‌های بنه‌شورو، تاشک، ساغند و مجموعه دگرگونی سرکوه و همچنین تعیین سن سردشدگی مجموعه بنه‌شورو به روش $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ، سه مرحله دگرشکلی را در تکامل زمین‌ساختی منطقه کاشمر - کرمان، طی کوهزایی سیمین، تشخیص دادند. حادته اول، D1-1، با تشکیل زون برشی پیشرونده راست‌گرد مرتبط با حادته کوهزایی سیمین آغازی (تریاس پایانی- ژوراسیک آغازی) تطابق دارد. حادته دوم،



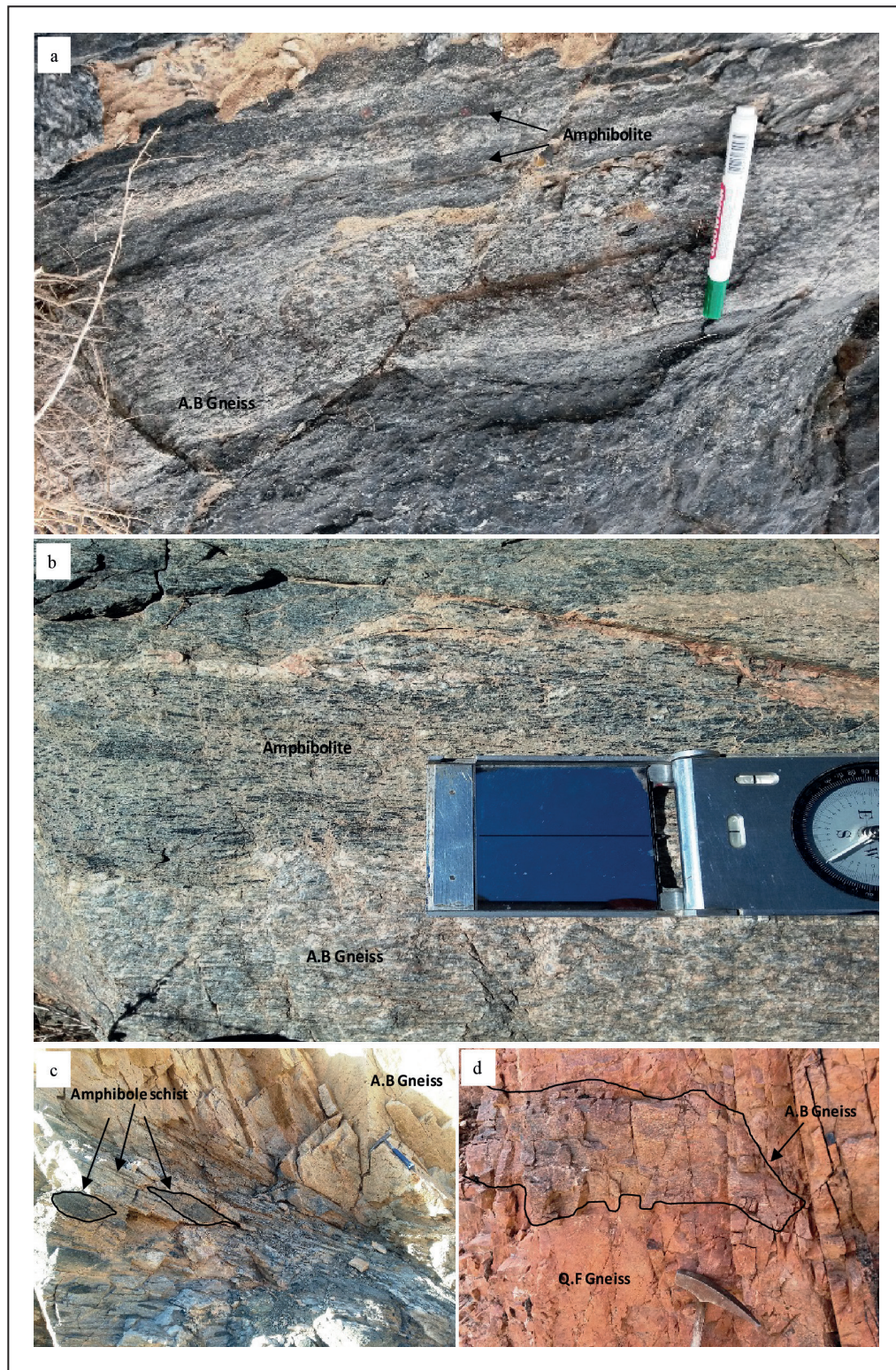
شکل ۱- a) موقعیت قرارگیری ساغند، ایران مرکزی و کمربند زمین‌ساختی کرمان- کاشمر. محل گسل‌ها و مرز بخش‌های مختلف، از آقانهباتی (۱۳۸۳) گرفته شده است؛ b) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.

Figure 1. a) Location of the Saghand area, Central Iran and Kerman – Kashmar tectonic zone. The fault, S location and the boundary of different tectonic zones are taken from Aghanabati (2010); b) The geological map of study area.



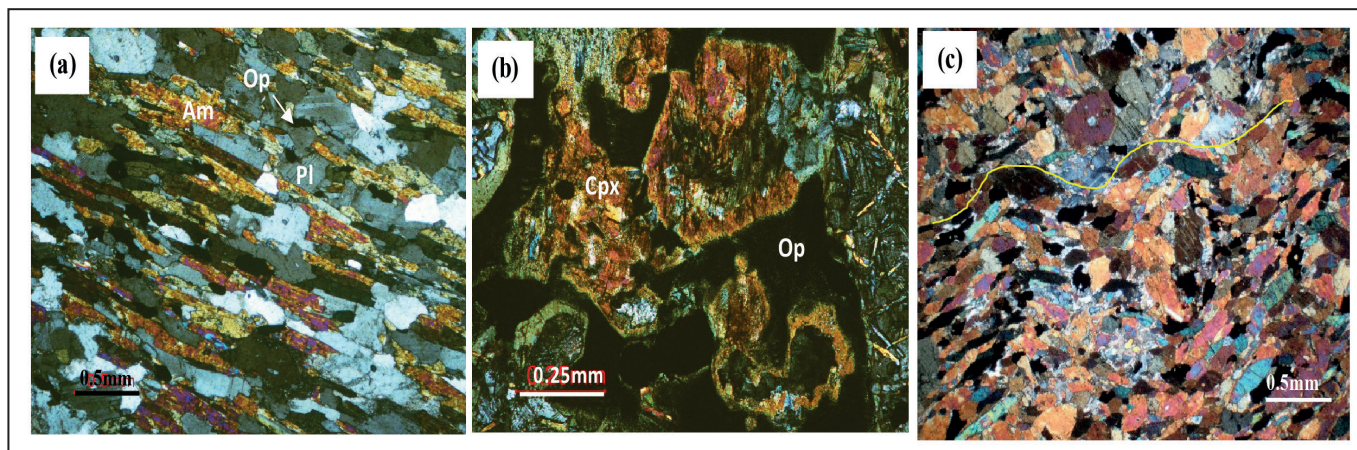
شکل ۲- a) آنکلاوهای آمفیبولیتی زاویه‌دار و کشیده شده به موازات فولیاسیون واحدهای آمفیبول- بیوتیت گنایس (A.B. Gneiss)؛ b) عدسی‌های کوچک آمفیبولیت در شیست‌های پلیتی؛ c) واحدهای متابازیتی دارای مرز مشخص با واحدهای گنایس کوارتز- فلدسپاتی (Q.F. Gneiss)؛ d) توده متاگابرویی در مجاورت گنایس کوارتز- فلدسپاتی.

Figure 2. a) Angular amphibolitic fragments, parallel to the foliation of amphibole biotite gneisses (A.B. Gneisses) units; b) Small amphibolite lenses in the pelitic schist; c) Metabasic units with sharp contact with quartz feldspathic gneiss (Q.F. Gneiss); d) Metagabbroic intrusion in the vicinity of quartz feldspathic gneiss.



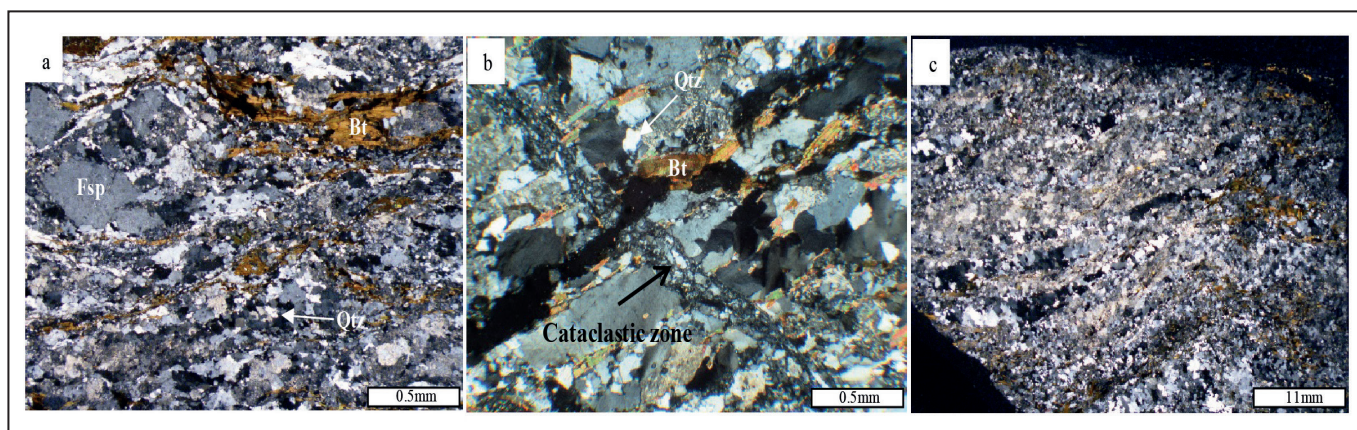
شکل ۴- (a) رخمون آمفیبول- بیوتیت گنایس در مجاورت گارنت آمفیبولیت؛ (b) قطعات و عدسی‌های متابازیتی موجود در آمفیبول- بیوتیت گنایس؛ (c) عدسی‌های آمفیبول- بیوتیت گنایس با مرزهای نه چندان واضح، درون واحدهای گنایس کوارتز فلدسپاری؛ (d) پورفایروکلاست‌های فلدسپار، با اشکال پوششی در واحد آمفیبول- بیوتیت گنایس. علائم اختصاری مشابه شکل ۲.

Figure 4. a) Amphibole biotite gneiss outcrop in contact with garnet amphibolite; b) Metabasic fragments and lenses in amphibole biotite gneiss; c) Amphibole biotite gneiss lense without sharp boundary in the quartz feldspathic gneiss; d) Mantle -core structure of plagioclase in amphibole biotite gneiss. (See fig. 2 for abbreviations).



شکل ۵- سیماهای میکروسکوپی متابازیت‌ها. (a) جهت یافتگی کانی‌های پلاژیو کلاز و آمفیبول در آمفیبولیت؛ (b) کلینوپیروکسن آذرین باقی‌مانده در توده متاگابرویی با حاشیه تبدیل شده به ترمولیت و اکتینولیت؛ (c) ساختار ریزچین در هورنبلندیت.

Figure 5. microscopic features of metabasic rocks: a) Preferred orientation of plagioclase and amphibole in amphibolite; b) Residual igneous clinopyroxene in metagabbro has been altered to termolite and actinolite in the margin; c) Crenulation microstructure in hornblendite.



شکل ۶- سیماهای میکروسکوپی آمفیبول- بیوتیت گنایس. (a) فابریک میلونیتی و بافت جهت یافته؛ (b) زون برشی کاتاکلاستیکی کوچک مقیاس؛ (c) وجود فابریک کنگره‌ای.

Figure 6. a) Microscopic features of amphibole- biotite gneisses; b) mylonitic fabric and preferred orientation texture; c) Cataclastic shear zone in microscopic scale; d) Crenulation microstructure.

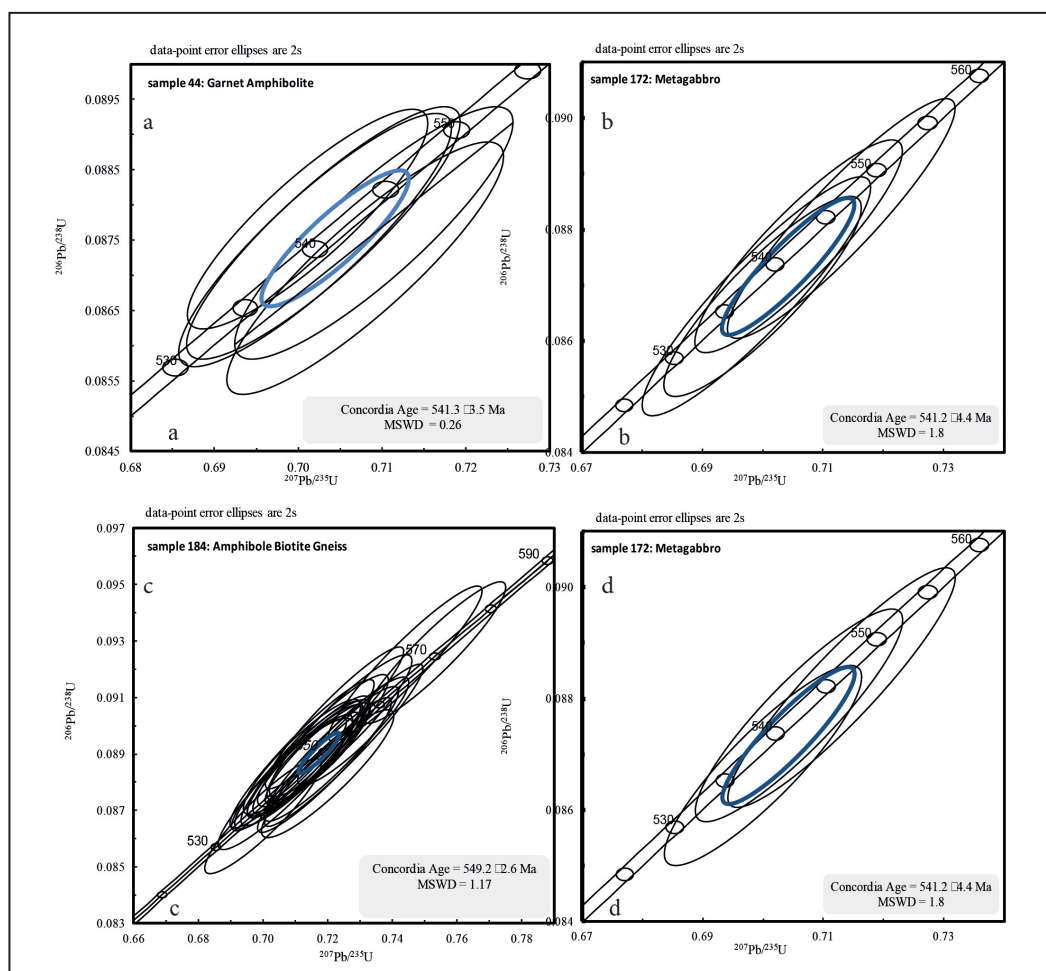
۵- روش پژوهش و داده‌ها

دسته از هفت آنالیز ناشناخته و با استفاده از روش براکتینگ نمونه استاندارد، آنالیز شدند. اصلاح داده‌ها شامل تصحیح برای خط پایه (corrections for baseline)، خطای دستگاهی (instrumental drift)، سوگیری جرمی (mass bias) و جدایش ابزاری (down-hole fractionation) و محاسبات سنی و غلظت عناصر کیمیا در Iolite v. 2.1.2 (Paton et al., 2010) انجام شد. تصحیح ^{207}Pb با استفاده از مقادیر سرب معمولی اندازه‌گیری شده و سن تبلور فرضی از مدل تک مرحله‌ای (Stacey and Kramers, 1975) انجام شده است. عدم قطعیت سن تصحیح شده ^{207}Pb با عدم قطعیت نسبت‌های ایزوتوپی $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ و عدم قطعیت یک درصد ترکیب سرب معمولی یکپارچه شد. زیرکن ۹۱۵۰۰ (Wiedenbeck et al., 1995) به عنوان ماده مرجع اولیه برای مانیتور کردن و تصحیح سوگیری جرمی، جدایش ابزاری و کالیبره کردن تمرکز داده‌ها و زیرکن GJ-1 (Jackson et al., 2004) به عنوان نمونه مجهول برای دستیابی به میزان دقت و صحت استفاده شد. برای ۲۲ نمونه آنالیز شده

پس از مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، به میزان ۳۰ کیلوگرم از نمونه‌های گارنت آمفیبولیت (نمونه ۴۴)، متاگابرو (نمونه ۱۷۲) و آمفیبول- بیوتیت گنایس (نمونه ۱۸۴) و ۱۰ کیلوگرم گنایس کوارتز فلدسپاری (نمونه ۵۰۰) با حداقل میزان دگرسانی برای مطالعات سن‌سنجی انتخاب شد. لازم به یادآوری است که در مقیاس میکروسکوپی، در هیچ یک از نمونه‌های یادشده کانی زیرکن دیده نشد. خردایش سنگ و جداسازی زیرکن در سازمان زمین‌شناسی ایران انجام شد. داده‌های ژئوکرونولوژی اورانیم-سرب زیرکن و عناصر کیمیا به‌طور همزمان با استفاده از روش‌های معرفی شده (Cottle et al., 2011; Kylander-Clark et al., 2013; Cottle et al., 2013) بر روی دستگاه MC-ICP-MS در دانشگاه کالیفرنیا، سانتا باربارا، به‌دست آمد. نمونه‌ها به مدت ۲۰ ثانیه و با استفاده از لیزر با شار $1/5 \text{ J cm}^{-2}$ بسامد ۴ هرتز و اندازه نقاط ۲۰ میکرومتر که باعث ایجاد منافذی با ژرفای تقریبی ۹ میکرومتر شدند، مورد آنالیز قرار گرفتند. نمونه‌های مرجع دارای ترکیب ایزوتوپی مشخص، پیش و پس از هر

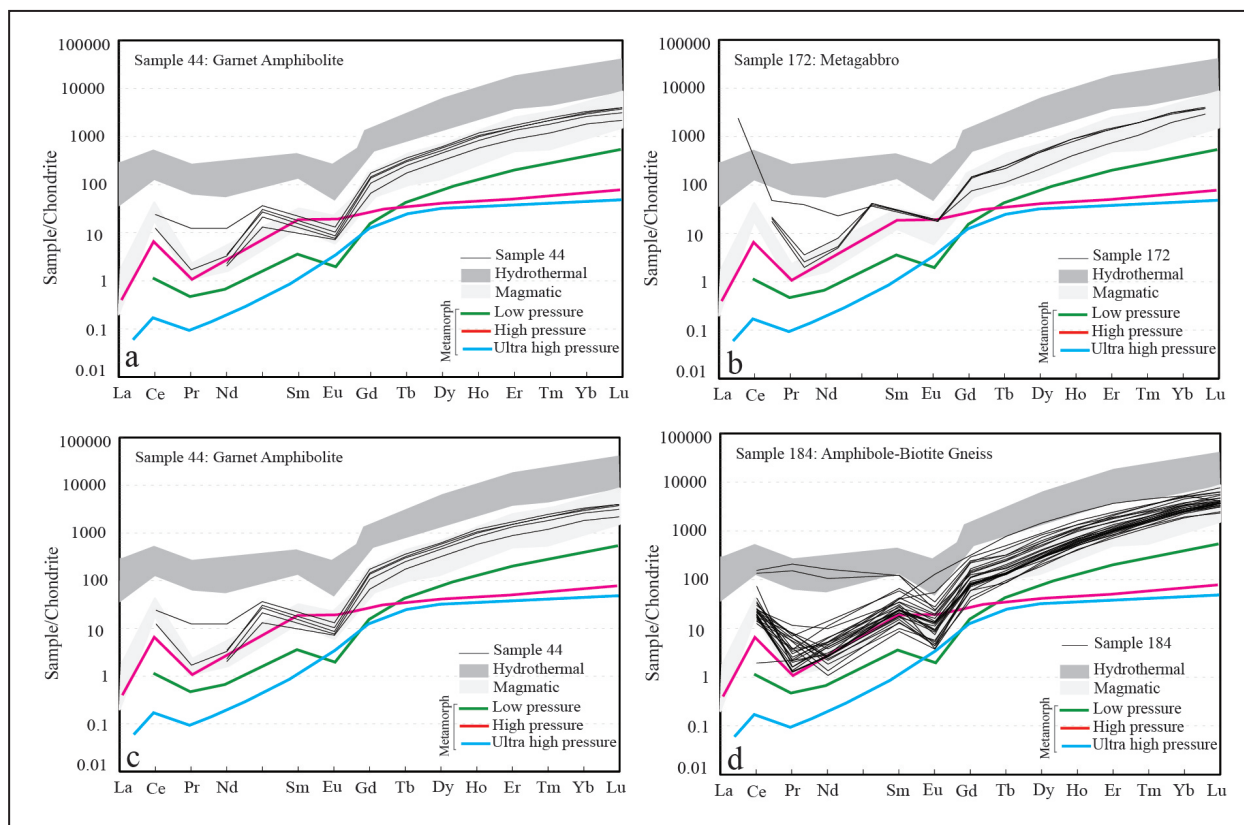
زیرکن‌های توده متاگابروی ۳/۴-۵۱/۰، زیرکن‌های آمفیبول-بیوتیت گنایس ۱۲/۷-۰/۹ و زیرکن‌های گنایس کوارتز فلدسپاتی ۶۳-۱/۲، متغیر است. میزان Ce در زیرکن‌های نمونه گارنت آمفیبولیت در محدوده ۱۵/۴-۷/۳۶، گنایس کوارتز فلدسپاتی ۱۴/۵-۱۲/۲، آمفیبول-بیوتیت گنایس ۴۰/۵-۱/۱۲ و متاگابرو ۲۷/۸-۱۰/۳، در تغییر است. نسبت Th/U در زیرکن‌های نمونه گارنت آمفیبولیت در محدوده ۰/۶۹-۵۲/۰، گنایس کوارتز فلدسپاتی ۰/۶۴-۴۳/۰، آمفیبول-بیوتیت گنایس ۰/۶۴-۳۷/۰ و متاگابرو ۵۸/۰-۵۱/۰ متغیر است. مقادیر Σ REE زیرکن‌های مربوط مربوط به نمونه گارنت آمفیبولیت ۱۱۷۴/۳۰۶-۶۷۲/۵۹ ppm، گنایس کوارتز فلدسپاتی ۱۲۷۳/۷۰۸-۷۱۹/۹۸ ppm، آمفیبول-بیوتیت گنایس ۲۰۴۸/۲۲۱۸-۶۱۵/۸۲ ppm و متاگابرو ۱۰۹۵/۸۸-۶۷۴/۸۸ ppm است. الگوی به‌نجار شده عناصر کمیاب زیرکن‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت، دارای غنی‌شدگی بیشتر از HREE نسبت به MREE و LREE و روند شیب‌دار صعودی با بی‌هنجاری مشخص مثبت Ce و منفی Eu هستند (شکل ۸).

GJ-1 سن $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ، 60.1 ± 3 (MSWD = ۰/۸) و سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ، 599 ± 8 به‌دست آمد. سن‌های کنکوردانت و میانگین وزنی با استفاده از ضرایب واپاشی ^{238}U ، ^{235}U استیگر و جاگر (Steiger and Jäger, 1977) در Isoplot v2.4 (Ludwig, 2000) محاسبه شدند. داده‌ها با خطای 2s و قطعیت 95% گزارش شده‌اند. بخشی از نتایج حاصل از تعیین سن U-Pb و آنالیز شیمیایی زیرکن به اختصار در جدول‌های ۱ و ۲ و نمودارهای کنکوردیای رسم شده بر اساس داده‌های سنی در نرم‌افزار Isoplot V2.4 (Ludwig, 2000)، در شکل ۷ ارائه شده است. لازم به یادآوری است، داده‌های سنی مرتبط با زیرکن‌های موروثی در رسم نمودارها دخالت داده نشده است. بر اساس نمودارها (شکل ۷)، نمونه گارنت آمفیبولیت، سن $545/4 \pm 3/6$ میلیون سال (MSWD = ۱/۷)، نمونه گنایس کوارتز فلدسپاتی، سن $541/3 \pm 3/5$ میلیون سال (MSWD = ۰/۲۶)، نمونه آمفیبول-بیوتیت گنایس، سن $549/2 \pm 2/6$ میلیون سال (MSWD = ۰/۲۸) و نمونه متاگابرو، سن $541/2 \pm 4/4$ میلیون سال (MSWD = ۱/۸) را نشان می‌دهند. بر اساس شیمی بلورهای زیرکن (جدول ۲)، میزان Ti در زیرکن‌های مربوط به نمونه گارنت آمفیبولیت در محدوده ۲/۲-۷/۵،



شکل ۷- a، b، c و d به ترتیب، سن‌های کنکوردانت نمونه‌های گارنت آمفیبولیت، متاگابرو، آمفیبول-بیوتیت گنایس و گنایس کوارتز فلدسپاتی در منطقه مورد مطالعه.

Figure 7. a, b, c, d) Concordant ages of garnet amphibolite, metagabbro, amphibole biotite gneiss and quartz feldspathic gneiss, respectively.



شکل ۸- مقایسه الگوی عناصر کمیاب زیرکن‌های مورد مطالعه و زیرکن‌های ماگمایی، گرمایی (Hoskin, 2005) و دگرگونی فشار پایین (Rubatto and Herman, 2007)، فشار بالا (Rubatto, 2002) و فشارهای بسیار بالا (Hermann et al., 2001).

Figure 8. Rare earth element composition of studied zircon compared to magmatic and hydrothermal (Hoskin, 2005), low-pressure (Rubatto, 2007), high pressure (Rubatto, 2007) and very high pressure (Hermann et al., 2001) metamorphic zircons.

جدول ۱- بخشی از نتایج حاصل از سن‌سنجی اورانیم-سرب کانی زیرکن که در رسم نمودارهای کنکوردیا مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

Table1. Part of Zircon U-Pb age data from rock units of the studied area that have been used in concordia diagrams.

Sample	Final207_235	2 s. %	Final206_238	2 s. %	Rho	Sample	Final207_235	2 s. %	Final206_238	2 s. %	Rho
500-1	0.7080	1.90	0.0871	1.68	0.88	184-5	0.7170	1.85	0.0890	1.65	0.89
500-2	0.7030	1.90	0.0876	1.67	0.88	184-6	0.7440	2.60	0.0922	2.44	0.94
500-3	0.7020	1.89	0.0875	1.68	0.89	184-7	0.7160	1.69	0.0889	1.44	0.85
500-4	0.7090	1.91	0.0876	1.67	0.88	184-8	0.7250	2.75	0.0893	2.62	0.95
500-5	0.7011	1.67	0.0878	1.46	0.87	184-9	0.7070	2.40	0.0880	2.22	0.92
172-1	0.7060	1.99	0.0877	1.78	0.90	184-10	0.7530	2.40	0.0926	2.22	0.92
172-2	0.7130	2.17	0.0882	1.99	0.92	184-11	0.7210	2.36	0.0890	2.19	0.93
172-3	0.7000	1.91	0.0868	1.69	0.88	184-12	0.7170	2.48	0.0893	2.29	0.93
172-4	0.6990	2.22	0.0868	2.02	0.91	184-13	0.7150	2.07	0.0889	1.87	0.90
44-1	0.6990	1.84	0.0874	1.46	0.79	184-14	0.7240	2.49	0.0900	2.28	0.92
44-2	0.7190	1.87	0.0898	1.64	0.87	184-15	0.7200	2.32	0.0883	2.10	0.90
44-3	0.7050	2.35	0.0876	2.11	0.90	184-16	0.7140	2.16	0.0889	1.98	0.91
44-4	0.7184	1.58	0.0892	1.23	0.78	184-17	0.7000	2.10	0.0868	1.91	0.91
44-5	0.7000	2.56	0.0870	2.24	0.87	184-18	0.7110	2.27	0.0886	2.09	0.92
184-1	0.7080	2.05	0.0883	1.88	0.92	184-19	0.7120	2.17	0.0886	1.98	0.91
184-2	0.7190	2.35	0.0886	2.20	0.94	184-20	0.7130	1.69	0.0887	1.44	0.86
184-3	0.7280	1.93	0.0898	1.74	0.90	184-21	0.7120	2.08	0.0889	1.87	0.90
184-4	0.7220	2.42	0.0903	2.27	0.94	184-22	0.7120	2.56	0.0890	2.41	0.94

جدول ۲- عناصر و نسبت‌های مورد استفاده در تعیین ماهیت بلورهای زیرکن در متابازیت‌ها و گنایس‌های منطقه مورد مطالعه.

Table 2. Elements and element ratios that have been used in determining the zircons nature in studied area.

Sample	Ti (ppm)	Ce (ppm)	Th/U	ΣREE (ppm)	Sample	Ti (ppm)	Ce (ppm)	Th/U	ΣREE (ppm)
500-1	1.40	12.20	0.43	719.98	184-5	2.80	23.50	0.70	972.59
500-2	2.40	10.69	0.48	764.49	184-6	2.60	11.20	0.47	817.88
500-3	63.00	14.30	0.53	1030.31	184-7	3.00	9.70	0.50	866.23
500-4	1.20	14.40	0.48	992.50	184-8	3.00	75.00	0.65	1543.75
500-5	2.00	14.50	0.64	1273.71	184-9	101.00	7.90	0.45	615.82
172-1	4.80	7.36	0.52	672.59	184-10	1.50	86.00	0.45	1033.19
172-2	2.20	9.53	0.56	1114.84	184-11	3.10	8.04	0.41	550.30
172-3	4.60	7.65	0.56	1174.31	184-12	1.60	9.60	0.37	755.11
172-4	2.30	10.00	0.59	967.69	184-13	3.70	8.47	0.47	800.59
44-1	7.50	15.40	0.69	1275.06	184-14	1.90	19.60	0.40	1588.53
44-2	3.40	27.80	0.51	674.88	184-15	2.18	18.40	0.40	877.03
44-3	0.51	12.30	0.57	1095.70	184-16	1.90	14.50	0.39	1238.31
44-4	1.50	12.60	0.58	1995.88	184-17	2.70	11.79	0.51	684.14
44-5	2.70	10.30	0.57	1088.02	184-18	2.00	9.30	0.43	803.57
184-1	2.80	13.74	0.64	1161.38	184-19	2.60	13.50	0.41	975.18
184-2	1.90	16.80	0.63	1611.34	184-20	12.70	40.50	0.58	1698.02
184-3	0.90	12.67	0.56	716.73	184-21	1.60	9.88	0.46	832.47
184-4	1.70	14.10	0.38	984.60	184-22	1.90	1.12	0.49	2048.22

۶- بحث

غیردگرسان همخوانی دارند (Hoskin and Schaltegger, 2003). زیرکن‌های ماگمایی دارای فراوانی LREE کمتر از ۱۰۱، MREE بین ۱۰۰ تا ۱۰۲ و HREE بین ۱۰۳ تا ۱۰۴ برابر کندریت هستند (Hoskin and Schaltegger, 2003). این ویژگی در نمودارهای عناصر کمیاب به‌هنگار شده نسبت به کندریت دیگر نمونه‌ها دیده می‌شود. بنابر توضیحات یادشده، زیرکن‌های مورد بررسی از نوع ماگمایی هستند.

اولین گام تحلیل یافته‌های سنی در مطالعات سن‌سنجی زیرکن، تعیین ماهیت بلورهای مورد بررسی بر اساس تصاویر کاتدولومینسانس، شیمی بلور یا تلفیقی از این شواهد است. از آن جایی که تصاویر کاتدولومینسانس بلورهای مورد مطالعه در دست نیست بنابراین، در ادامه با استفاده از ترکیب شیمیایی بلورها، ابتدا ماهیت زیرکن‌های مورد مطالعه تعیین و سپس داده‌های سنی تفسیر شده‌اند.

۶-۱- زیرکن‌های ماگمایی، دگرگونی یا گرمایی

میزان نسبت Th/U در زیرکن‌های دگرگونی کمتر از ۰/۱ (Rubatto and Hermann, 2007)، در زیرکن‌های ماگمایی از ۱/۱ تا ۱۰ و در زیرکن‌های پوسته‌ای در حدود ۴ است (Belousova et al., 2002). بنابراین، نسبت Th/U زیرکن‌های مورد مطالعه (جدول ۲) با زیرکن‌های ماگمایی مطابقت دارد. مقادیر Ce (جدول ۲)، با میزان Ce در زیرکن‌های ماگمایی گزارش شده توسط Hoskin and Schaltegger (2003) مطابقت دارد (کمتر از ۵۰ ppm). همچنین میزان Ce در زیرکن‌های آذرین ۱۰۱ تا ۱۰۲ برابر کندریت است که این ویژگی در زیرکن‌های مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۸). میزان Ti موجود در بلورهای مورد مطالعه (جدول ۲) با مقادیر Ti موجود در سنگ‌های آذرین (≤۷۵ ppm) مطابقت دارد (Hoskin and Schaltegger, 2003).

در شکل ۸ الگوی به‌هنگار شده عناصر کمیاب زیرکن نسبت به کندریت در سنگ‌شناسی‌های مختلف، با الگوی زیرکن‌های ماگمایی، دگرگونی‌های فشار پایین، فشار بالا، فشارهای بسیار بالا و زیرکن‌های گرمایی مقایسه شده است. این الگوها به دلیل غنی‌شدگی بیشتر از HREE نسبت به MREE و LREE و روند شیب‌دار صعودی با بی‌هنگاری مشخص مثبت Ce و منفی Eu، با زیرکن‌های ماگمایی

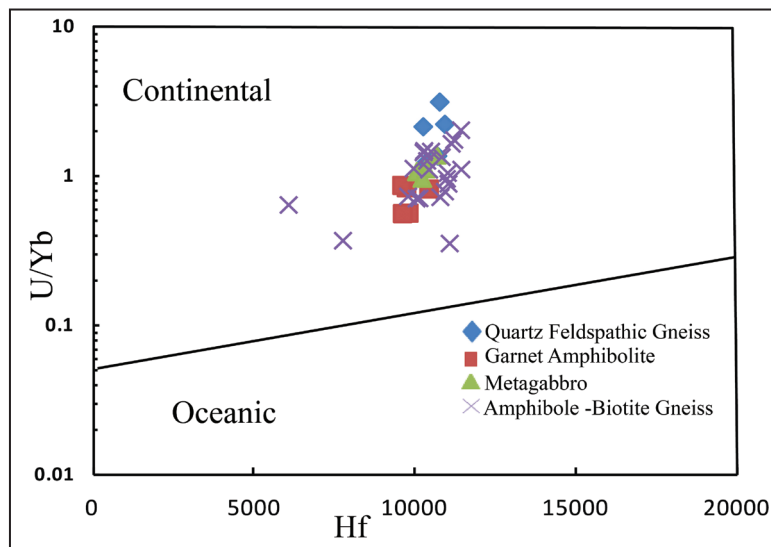
۶-۲- زیرکن‌های پوسته‌ای یا گوشته‌ای

مقادیر ΣREE به‌دست‌آمده از بلورهای زیرکن مورد بررسی (جدول ۲) با مقادیر گزارش شده از سنگ‌های پوسته‌ای (۵۰۰-۲۵۰ ppm) مطابقت دارد. این میزان در سنگ‌های مشتق شده از گوشته پایین و در محدوده ۳۹-۵ ppm متغیر است (Hoskin and Schaltegger, 2003).

۶-۳- زیرکن‌های اقیانوسی یا قاره‌ای

نمودار U/Yb-Hf می‌تواند وجه تمایز مشخصی بین زیرکن‌های قاره‌ای و اقیانوسی ایجاد کنند. بر این اساس، زیرکن‌های مورد مطالعه در محدوده زیرکن‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۹).

با توجه به ماهیت ماگمایی زیرکن‌های مورد مطالعه، سن‌های محدوده ۵۵۰-۵۳۰ میلیون سال به سن تبلور ماگمای مادر سنگ‌شناسی‌های یادشده نسبت داده می‌شود. در مطالعات پیشین این محدوده سنی به سن دگرگونی گارنت آمفیبولیت و سن جایگزینی ماگمای والد گرانیت‌ها نسبت داده شده است.



شکل ۹- نمودار U/Yb در برابر Hf، تفکیک کننده محیط‌های قاره‌ای و اقیانوسی (Carley et al., 2014).

Figure 9. a) U/Yb vs Hf diagram, discriminating between oceanic and continental environment.

۷- نتیجه‌گیری

سن دگرگونی متابازیت‌ها و سن جایگزینی گرانیت مولد گنایس‌های منطقه تعبیر شده بود، به سن جایگزینی ماگمای والد متابازیت‌ها و گنایس‌ها تعبیر می‌شود.

مطالعه شیمی بلورهای زیرکن مورد مطالعه، مبین ماهیت ماگمایی، قاره‌ای و پوسته‌ای زیرکن بوده و بر این اساس محدوده سنی ۵۵۰-۵۳۰ میلیون سال، که پیشتر به عنوان

کتابنگاری

- آقاباتی، س.ع، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ص.
 سامانی، ب.، ۱۳۶۷، نقل از آقاباتی، س.ع، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ص.
 ملکی، ل.، ۱۳۹۸، ژئوشیمی و پتروژنز آمفیبولیت‌ها و گنایس‌های مجموعه دگرگونی بنه شور، شرق ساغد، ایران مرکزی. رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران. ۲۱۲ص.

References

- Aghanabati, S.A., 2010. *Geology of Iran, Geological survey and mineral exploration of Iran*, 586p. (in persian)
 Belousova, E., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., and Fisher, N. L., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Journal of Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5), 602–622. DOI: 10.1007/s00410-002-0364-7.
 Berberian, M., and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2), 210–265. DOI:0008-4077/81/020210-56.
 Carley, T. L., Miller, C. F., Wooden, J. L., Padilla, A. J., Schmitt, A. K., Economos, R. C., and Jordan, B. T., 2014. Iceland is not a magmatic analog for the Hadean: Evidence from the zircon record. *Journal of Earth and Planetary Science Letters*, 405, 85–97. DOI:10.1016/j.epsl.2014.08.015.
 Castiñeiras, P., Gómez Barreiro, J., Fernández, F.J., Aguilar, C., and Manuel Benítez Pérez, J., 2020. Resolving uncertainties in the application of zircon Th/U and CL gauges to interpret U-Pb ages: a case study of eclogites in polymetamorphic terranes of NW Iberia. *Solid earth discussion, EGU. Chem. Geol.*, 211, 47–69. DOI:https://doi.org/10.5194/se-2020-53.
 Cottle, J. M., Burrows, A. J., Kylander-Clark, A., Freedman, P. A., and Cohen, R. S., 2013. Enhanced sensitivity in laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 28(11), 1700–1706. DOI: 10.1039/c3ja50216c.
 Cottle, J. M., Waters, D. J., Riley, D., Beyssac, O., and Jessup, M. J., 2011. Metamorphic history of the South Tibetan detachment system, Mt. Everest region, revealed by RSCM thermometry and phase equilibria modelling. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(5), 561–582. DOI:10.1111/j.1525-1314.2011.00930.x.
 Haghipour, A., 1974. Etude géologique de la région de Biabanak- Bafq (central Iran): Petrologie et tectonique du socle précambrien et de sa couverture. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France, 403p.

- Haghipour, A., 1977. Geological map of the Posht-e-Badam area, scale 1/100000. Geological Survey of Iran. (in *Persian*)
- Haghipour, A., and Pelissier, G., 1977. Geological map of the Biabanak- Bafq area, Scale 1/500000. Geological Survey of Iran.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A.K., and Walker, J. D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Journal of Tectonophysics*, 451(1-4), 71-96. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062>.
- Hermann, J., Rubatto, D., Korsakov, A., & Shatsky, V. S., 2001. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan). *Journal of Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(1), 66-82. DOI: <https://doi.org/10.1007/s004100000218>.
- Hoskin, P. W. O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Journal of Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(3), 637-648. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>.
- Hoskin, P. W. O., and Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Journal of Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 27-62. DOI : 10.2113/0530027.
- Jackson, S.E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., and Belousova, E. A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, Issues 1-2, 47-69. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>.
- Karagaranbafghi, F., Foeken, J.P.T., Guest, B., and Stuart, F.M., 2012. Cooling history of the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran: Implications for the Eurasia-Arabia collision, *Tectonophysics* 524-525, 100-107. DOI: 10.1016/j.tecto.2011.12.022
- Kylander-Clark, A.R.C., Hacker, B.R., and Cottle, J. M., 2013. Laser-ablation split-stream ICP petrochronology, *Chem Geol.*, 345, 99-112. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.02.019>.
- Ludwig, K. R., 2000. Decay constant errors in U-Pb concordia-intercept ages. *Journal of Chemical Geology*, 166(3-4), 315-318. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00219-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00219-3).
- Maleki, L., 2019. *Geochemistry and petrogenesis of amphibolites and gneisses of Boneh-shurow metamorphic complex, East Saghand, Central Iran*. PH.D. thesis, Tarbiat Modares university, Tehran, 212p. (in *Persian*)
- Masoodi, M., Yassaghi, A., Nogole Sadat, M. A. A., Neubauer, F., Bernroider, M., Friedl, G., Genser, J., and Houshmandzadeh, A., 2013. Cimmerian evolution of the Central Iranian basement: Evidence from metamorphic units of the Kashmar-Kerman Tectonic Zone. *Journal of Tectonophysics*, 588, 189-208. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.012>.
- McKinney, S.T., Cottle, J.M., and Lederer, G.W., 2015. Evaluating rare earth element (REE) mineralization mechanisms in Proterozoic gneiss. Music valley, California, *Geological Society of America Bulletin*, B31165. DOI: <https://doi.org/10.1130/B31165.1>.
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. A., Greig, A., and Mass, R., 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction, *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 11, Q0AA06. DOI: 10.1029/2009GC002618.
- Ramezani, J., and Tucker, R. D., 2003. The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7), 622-665. DOI: <https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Journal of Chemical Geology*, 184(1-2), 123-138 [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2).
- Rubatto, D., and Hermann, J. 2007., Zircon behaviour in deeply subducted rocks. *Journal of Elements*, 3(1), 31-35.
- Samani, B., 1988. In: *Aghanabati, S.A., 1383. Geology of Iran, Geological survey and mineral exploration of Iran, 586p. (in Persian)*
- Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E., and Desmons, J., 2007. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS subcommission on the systematics of metamorphic rocks. <https://www.bgs.ac.uk/scmr/products>.
- Stacey, J. S., and Kramers, J. D., 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters* 26: 207- 21. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6).
- Steiger, R.H., and Jager, E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planetary Science Letters*, 36, 359-362. DOI: 10.1016/0012-821X(77)90060-7.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., and Spiegel, W., 1995. *Geostandards Newsletter*, 1-23. DOI: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>.