

Review Paper

Orogenic and epeirogenic events in Iran

Mohammad R. Ghassemi^{1,2*}, Ali Aghanabti³, and Abdollah Saeidi³

¹Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

²School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

³Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2022 January 10

Accepted: 2022 July 02

Available online: 2023 March 21

Keywords:

Orogeny

Epeirogeny

Geology of Iran

Tectonic events

Global events

ABSTRACT

Correlation of the orogenic and epeirogenic events in Iran with the events that have been identified in different parts of the world and in different tectonic environments, has caused some confusion in the Iranian geological literature. After a brief review of the nature of known orogenic processes in the world, examining issues related to the abovementioned correlations, and considering the tectonic history of various parts of Iran, we have tried to systematically describe and name the important orogenic and epeirogenic events of the country. Most Precambrian orogenic events in Iran are dubious due to unknown age and poorly constrained tectonic setting of the rock units attributed to Precambrian. Paleozoic in Iran has been mostly associated with epeirogenic events, and the only sign of a real orogenic event goes back to the Late Carboniferous in northern Iran. The important Mesozoic and Cenozoic orogenic events have shaped the modern tectonic configuration of Iran. The Paleotethys suture in northern and central Iran formed during the Gorgani orogeny, development of the Central Iranian active margin (Sanandaj-Sirjan) occurred in the Ekbatani orogeny, ophiolite obduction in Central Iran and Zagros developed during the Late Cretaceous events, and collision of the Iranian plate with the Helmand block resulted in the Sistani orogeny. The creation of the Zagros and Alborz Mountain ranges started from Oligocene and Miocene times, respectively, and the deformation due to their shortening continues to this day.

1. Introduction

The orogenic and epeirogenic events have been recorded in the geological history of the Iranian structural zones, and are described using different names and various characteristics. Geologists are interested in knowing why the phenomena such as changes in the sedimentary facies of the rock units, sedimentary gaps, types of discontinuities, and metamorphic and magmatic events have developed, what is their connection with each other, and their connection with the global events, the regional tectonics or global sea level changes.

The evolution of the Iranian Plateau is very complex due to the multiplicity of its tectonic zones, and the long history of interaction between different continental and oceanic plates; the complexity has also been reflected in the evolution of the Iranian geologists' contemplation on Earth sciences (Berberian, 2017). The geologists and students still refer to the indigenous tectonic events of Iran using the names of events that have been identified and named outside of Iran, some of them thousands of miles away from Iran on another continent, and have occurred due to completely different tectonic

* Corresponding author: Mohammad R. Ghassemi; E-mail: m.r.ghassemi@ut.ac.ir

Citation:

Ghassemi, M.R., Aghanabti, A., and Saeidi, A., 2023. Orogenic and epeirogenic events in Iran. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(1), 127, 87-106. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.324032.1970>.

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

doi: 10.22071/gsj.2022.324032.1970

 dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.1.2.9



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

phenomena. As an example, the Laramide orogeny in western North America occurred as a result of the shallowly-dipping subduction of an oceanic plate under the North American plate, and it may be linked to the deformation caused by the closure of Iran's internal oceans in Late Cretaceous. This article tries to partially solve the abovementioned discrepancies through reviewing some of the most important orogenic and epeirogenic events of Iran.

2. Tectonic and environmental phenomena affecting the tectonostratigraphic records

Rifting events usually increase the sedimentation rate by increasing the depth of the sedimentary basins, however normal faulting accommodated by block faulting can cause local discontinuities in the sedimentary sequence of the continental rifts. The crustal thickening, which causes uplift and emergence of the sedimentary basins, usually occurs in compressive or transpressive (convergent) tectonic environments. Collisions can be divided into seven categories depending on the type of the crusts involved in the collision (oceanic or continental magmatic arc, active or passive continental margin) and the collision vergence (Moore and Twiss, 1995); therefore, it may be imagined that how much difference may occur in the resulting geological and stratigraphic records. Some discontinuities and periods of erosion or sudden changes in sedimentation, many of which may be known as epeirogenic or even orogenic events in Iran, occurred only as a result of global sea level changes dominantly linked to the global climate changes (Fig. 1).

3. Global orogenic events

In his classic article Rutten (1949) has discussed Stille's (1936) concept of simultaneous short-term orogenetic stages on a global scale, separated by long periods without orogeny (anorogenic), and believes that the existing facts do not agree with such idea. He suggests that orogenic periods occur irregularly at completely different times in different areas. In addition to that, he suggests that orogenic periods do not have a short duration. Table 1 shows some orogenic events in Europe and other continents of the world. Original locations of the orogenic events are summarized in Table 2.

4. Orogenic and epeirogenic events in Iran

In this section, we will describe and interpret the most important orogenic and epeirogenic events of Iran, from old to new. The names given to these events refer to the geographical locations in Iran where the manifestation of the respective events is best observed. Please refer to Fig. 2 and Table 3 for the temporal and tectonic setting of these events and their comparison with the global events.

4.1. The Precambrian events

The Precambrian basement of Iran is not well explored due to its scarce outcrops. Most of the data related to these rocks have been obtained from limited parts of central Iran. On the other hand, due to the continuity of the Iranian basement with the basement of Arabia and northeastern Africa, it is believed that the Precambrian events of Iran should be similar with these areas.

The Chapedony event

Haghipour (1974) classifies the oldest sequence (Late Archean and Proterozoic) of central Iran into three major structural stages and separates them by two main orogenic events. The first orogenic event is called the Chapedony event, to which Haghipour attributes the unconformity between the Chapedony complex above and the "Earlier Series" below. Ramezani and Tucker (2003) found the oldest detrital zircons in the Tashk Formation (1871 and 1864 Ma). The Chapedony complex, which is placed on the unconformity related to the Chapedony event, is composed of gneiss (Neybaz gneiss), amphibolite, schist, quartzite, and marble. According to the age Haghipour has given to the Chapedony Complex (Eoarchean), the Chapedony orogeny occurred ca. 4000 Ma, thus he introduces the oldest known orogenic event in Iran. The tectonic setting of the Chapedony orogeny is not clear, however it is possible that this orogeny is the result of the collision between the oceanic arcs and the beginning of the formation of the continental crust of Iran. It should be noted that Ramezani and Tucker (2003) suggest that the oldest event in the Saghand range to have occurred between 547 to 525 Ma.

The Moradi event

According to Haghipour's (1974) classification, the Moradi orogeny coincides with the end of the second tectonic stage, and is represented by a unconformity between the Tashk-2 Formation below with the Pusht-Badam Complex, the Qaradash Formation, and the Rizu Series above. According to the age attributed to the Tashk-2 formation (Mesoproterozoic), the age of the Moradi orogeny is estimated at about 1000 Ma. This orogeny may be simultaneous and perhaps equivalent to the Assyrian tectonic movements in Arabia (Berberian and Berberian, 1981) or Kibaran event in Africa. Nabavi (1976) used the name "Iranian" for the geological event about 600 to 1000 Ma, which has already named as Assynitic, Baikal, Katangan, Pan-African, and sometimes Hijazian in Iranian geological literature.

The Zarigani orogeny

According to Haghipour (1974), the Posht-Badam and Qaradash Formations, the Rizu series, the Bayndor Formation, the lower dolomite and lower shale members of the Soltanieh Formation and

part of Hormuz Series, the Desu series and the Ravar Formation all developed in the “third structural stage” in Neoproterozoic. These rock units lay with a regional unconformity over the Tashk-2 Formation or its equivalents, which Haghipour attributes to the Zarigani orogeny at the Precambrian-Cambrian transition (542 million years ago). At the same time period or before the Zarigani orogenic event in the late Neoproterozoic (Ediacaran) (Hassanzadeh et al., 2008), a very extensive granitic magmatism invaded the Iranian craton, which here is called the Durani magmatic event. Hassanzadeh et al. attribute this magmatic event to the subduction of the oceanic crust to the south under the northern margin of the Gondwana continent and the Andean orogeny (Cadomian magmatic arc) about 545 million years ago.

4.2. The Paleozoic events

In major parts of Iran, Paleozoic was not associated with important orogenic events, however some epeirogenic events may be traced in the abovementioned sequence. The only evidence of Paleozoic events is the Shandermani event in the northernmost parts of Iran.

The Shandermani event

In the Masuleh area of Gilan Province, the Gasht metamorphic group is covered with Permo-Triassic unmetamorphosed sequence. The radiometric age of the lower part of this complex is 375 ± 12 to 382 ± 48 (Devonian), which is placed under the pelitic schists via an angular unconformity (Crawford, 1977). However Alavi (1991) considers these metamorphic rocks to be the Hercynian basement of the Turan plate, which were thrust over the northern margin of Alborz. Zanchetta et al., (2009, 2013) examined the metamorphic rocks of the Shanderman range in western Alborz, and for the first time they provided accurate evidence for an orogeny (Shandermani) older than the former Cimmerian orogeny.

4.3. The Mesozoic events

Mesozoic in Iran has been associated with several important tectonic events. The most important of these events are the opening of the Neotethys Ocean since the end of the Paleozoic, the drift of small and large Iranian microplates to the north, the closing of the Paleotethyan ocean in the north, the collision of the microplates with Eurasia, the inception of subduction under the Central Iranian active margin (Sanandaj-Sirjan), opening of the Caspian backarc basin, opening of the backarc basins in central Iran, and the obduction of the Neotethyan oceanic crusts.

The Gorgani orogeny

The closure of the Paleotethyan Ocean in the Late Triassic caused the Eurasian Margin (Turan) to be thrust onto the Central Iranian margin, and thus the Gorgani Orogeny was formed. In the south

Gorgan area, the Gorgan metamorphic complex, composed of Paleozoic low-grade sedimentary rocks, is observed under an important unconformity at the base of the Shemshak Group. Examining the detrital zircons ages from different parts of Iran, Horton et al. (2008) have concluded by that the collision between Iran and Eurasia occurred no later than Late Carnian-Early Norian. Wilmsen et al. (2009) attribute the initial coupling between the Iranian and Turan plates to the Ladinian-Carnian.

The Ekbatani orogeny

Subduction of the Neotethyan ocean beneath Central Iran started almost immediately after the collision of Iran with Eurasia in the Jurassic, and related metamorphism and magmatism took place on the southern active margin of Iran, namely the Sanandaj-Sirjan belt. In various parts of the Sanandaj-Sirjan area, especially in Alvand area, sedimentary rocks of Late Triassic-Jurassic age (equivalent to Shemshak Group) have undergone regional metamorphism. They have been intruded by Middle Jurassic and younger granitoids. Therefore, we consider the Ekbatani orogeny as an Andean type orogeny that was active from the Jurassic to the Cretaceous times. The Hamadan phyllites, whose primary rock age is estimated to be Late Triassic-Jurassic (Fergusson et al., 2016), were formed as a result of a regional metamorphism during the Ekbatani orogeny. Wilmsen et al. (2009) believe that the main Cimmerian event occurred following the slab break-off of the ancient Tethys between the Rhaetian and Hettangian in northeastern Iran.

The Binaludi orogeny

In Binalud area and the northern parts of central Iran (Torud), the equivalent rock units of the Shemshak Group have undergone a mild metamorphism, which can be well distinguished from the metamorphisms related to the Gorgani orogeny (Early Cimmerian) in the pre-Triassic rock units. This phenomenon, which happened in the Middle Jurassic, may be named as the the Binaludi orogenic event. In the Binalud area, the equivalent rocks of the Shemshak Group have undergone the Binaludi metamorphism (the Mashhad phyllites) and are placed under the Kashafrud Formation (Late Bajocian-Calovian) with a unconformity. Rahmati et al. (2009) consider the metamorphic age of these rocks to be Middle Jurassic (166 Ma), which is within the age range of the orogeny.

The Ravari orogeny

A very obvious angular unconformity between the Late Jurassic and Cretaceous layers may be observed in the Ravar area of Kerman, which indicates an event in the Late Jurassic. Aghanbati (2010) called the Middle-Late Jurassic unconformity in the Tabas area the “Tabasin event” and considers it equivalent to the Nevadan event in North America. Sometimes the Late Cimmerian event in Iran,

refers to an important unconformity at the base of the Cretaceous sequence, however we believe that it is only the result of the extensive advance of the Cretaceous sea around the world, which culminated in Late Cretaceous.

The Naeini event

The angular unconformity between the Paleocene sedimentary sequence and the older rocks in the areas of Naein, Yazd, Kerman and the southern slopes of Alborz is evidence for an important orogenic event, which is likely to follow the closure of the Central Iranian oceanic basins. Due to the location of ophiolites near Naein and since the effects of this event can be seen almost all over Iran, we name this event as Naeini. This event may be considered the time equivalent of the Sub-Hercynian event in Europe or the Laramide event in North America.

4.4. The Cenozoic events

Cenozoic is when the Iranian Plateau begins to form after the collision between the Iranian, Arabian and Helmand plates. Many events creating the current geological configuration of Iran took place during this period.

The Natanzi orogeny

In most parts of Iran, the Eocene was associated with a period of crustal stretching and deposition in extensional basins, however the subduction of the Neotethys oceanic crust under Central Iran formed an Andean type of orogeny in the Urmia-Dokhtar range, remnants of which may be seen in today's topography of the range.

The Sistani orogeny

One of the most important events of the Cenozoic era is the closing of the Sistan Ocean in eastern Iran. The subduction of the Sistan Ocean under the Helmand Block started in Early Cretaceous at ca. 125 Ma (Fotoohi-Rad et al., 2009). The Sistani event in the late Eocene-Oligocene led to the final collision of the Iranian plate in the east of the Lut Block with the Helmand Block. According to Tirrul et al. (1983) the convergence and ophiolite obduction in the region started in Late Cretaceous.

The Zagrosi orogeny

The most important orogenic event of the Cenozoic era of Iran dates back to the closure of the Neotethys Ocean and the final collision of the Arabian and Iranian plates, which started the Zagros orogeny. We consider the spatial extent of the Zagros Mountain range (and therefore the related Zagrosi orogeny) between the Main Zagros Reverse Fault (Zagros suture) and the Mesopotamian basin. Many different opinions have been presented about the timing of

the collision in Zagros, which vary from the Late Cretaceous to the Pliocene, however, the sedimentary and stratigraphic evidences indicate that inception of the collision and the resulting uplift have occurred between the Late Eocene and Early Miocene (35-23 Ma) (Hatzfeld and Molnar, 2010; Gholamizadeh et al., 2017; Pirouz et al., 2017).

The Alborzi orogeny

The stratigraphic records indicate that the initial orogeny in Alborz occurred in the latest Eocene and earliest Oligocene, however, the extensive shortening of the mountain range accelerated since early-middle Miocene (ca. 18 Ma) and lasted up to 10 Ma. We have named this period of orogenic activity as Alborzi. This event is the temporal equivalent of the Styrian event. The mountain ranges in western Alborz and eastern Azarbaijan also grow between 15 and 12 Ma (Ballato et al., 2014).

The Bakhtyari event

Berberian and King (1981) believe that the whole Iranian plateau underwent important orogenic movements in late Miocene, which was associated with the beginning of the second stage of the opening of the Red Sea and the Gulf of Aden. There is an angular unconformity between the Miocene and Pliocene sequences in some areas of Iran. This can be seen at the base of the Bakhtiari Formation in Zagros and at the base of the Hezar-Darreh Formation in some places on the southern slopes of Alborz.

The Tehrani event

The Hezar-Darreh Formation (A Fm.) in the Tehran area has been extensively folded and faulted. The alluvial deposits of the B unit in the north of Tehran rest over an unconformable contact resulted from erosion of the A Formation. We introduce the aforementioned deformation, which seems to have happened at the boundary between the Pliocene and Quaternary, as the Tehrani event. Some consider this event equivalent to the Pasadenian event, however from a chronological point of view, this event is rather equivalent to the Wallachian event.

5. Conclusion

Among the Precambrian orogenic events, defined for Central Iran, only the Zarigani event in the Neoproterozoic may be discussed with a reasonable certainty. The older orogenies of this era need more detailed investigations to reveal their timing and tectonic setting. Paleozoic in Iran was not associated with any major orogenic event, and we can only trace the consequences of the Late Carboniferous orogeny in a corner of the northern Iran. Closure of the Paleotethys Ocean resulted in the Gorgani orogeny in northern Iran. There are also evidences of sutures related to this orogeny in

Central Iran. Subduction of the Neotethyan Ocean under Central Iran caused the Ekbatani orogenic event along the active margin of Central Iran (Sanandaj-Sirjan) from the Middle Jurassic to Early Cretaceous. The ophiolite obduction of the Zagros ophiolites, the beginning of subduction in the Makran zone, and the obduction of the central Iran ophiolites all occurred in Late Cretaceous. The

subduction of the Sistan Ocean began in Early Cretaceous, and the Sistani Orogeny occurred after the closure of the Sistan Ocean in eastern Iran in Eocene-Oligocene times. The final collision of Iran with the Arabian Plate in the Oligocene caused the beginning of the Zagrosi orogeny, and in the Miocene, Alborz developed its present-day tectonic configuration during the Alborzi orogeny.

رویدادهای کوهزایی و خشکی‌زایی در ایران

محمدرضا قاسمی^{۱*}، علی آقاباتی^۲ و عبدالله سعیدی^۳

^۱پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲دانشکده زمین‌شناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۳سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

چکیده

مقایسه رویدادهای کوهزایی و خشکی‌زایی ایران با رویدادهایی که در بخش‌های گوناگون دنیا و در محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت شناسایی شده‌اند، سبب نوعی سردرگمی در ادبیات زمین‌شناسی ایران شده است. ما پس از مرور کوتاه ماهیت فرایندهای کوهزایی شناخته شده در دنیا و بررسی مسئله‌های در پیوند با مقایسه‌های یادشده در بالا، تلاش کرده‌ایم با توجه به تاریخچه زمین‌ساختی بخش‌های گوناگون ایران، به صورت سامانه‌ای به توصیف و نام‌گذاری رویدادهای مهم کوهزایی و خشکی‌زایی کشور بپردازیم. بیشتر رویدادهای کوهزایی پرکامبرین ایران به علت ناشناس بودن سن و جایگاه زمین‌ساختی واحدهای سنگی نسبت داده شده به پرکامبرین، با ابهام همراه هستند. پالئوزویک ایران بیشتر با رویدادهای خشکی‌زایی همراه بوده است و تنها نشانه رویداد کوهزایی واقعی به کرینفر پسین در شمال ایران باز می‌گردد. رویدادهای مهم کوهزایی مزوزویک و سنوزویک چهره امروزی زمین‌ساختی ایران را رقم زده‌اند. زمین‌درز تیس کهن در شمال و مرکز ایران در کوهزاد گرگانی، شکل‌گیری لبه فعال ایران مرکزی (سندج-سیرجان) در کوهزاد اکباتانی، فرارانش افولیت‌های ایران مرکزی و زاگرس در رویدادهای کرتاسه پسین و برخورد صفحه ایران با کُنده هلمند در کوهزایی سیستانی روی دادند. شکل‌گیری کوهزادهای زاگرس و البرز به ترتیب از الیگوسن و میوسن آغاز شد و دگرریختی ناشی از کوتاه‌شدگی آن‌ها تا به امروز ادامه دارد.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۰/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۴/۱۲

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۱/۰۱

کلیدواژه‌ها:

کوهزایی

خشکی‌زایی

زمین‌شناسی ایران

رویدادهای زمین‌ساختی

رویدادهای جهانی

سررستنی سوی بالا کشید (فردوسی)

بیابان کوه، آب‌ها بر دمید

۱- پیش‌نویس

رویدادهای کوهزایی و خشکی‌زایی در پیشینه زمین‌شناسی پهنه‌های ساختاری ایران با نام‌ها و ویژگی‌های گوناگون ثبت شده‌اند. زمین‌شناسان علاقمندند بدانند پدیده‌هایی مانند تغییر رخساره‌های رسوبی واحدهای سنگی، نبوده‌های رسوبی، انواع ناپیوستگی‌ها، رویدادهای دگرگونی و ماگمایی چرا پدید آمده‌اند، چه پیوندی با یکدیگر دارند و پیوند آن‌ها با رویدادهای زمین‌ساختی ناحیه‌ای و یا تغییرهای جهانی تراز دریاها چگونه است.

کوهزایی عبارت است از فرایند شکل‌گیری کوه‌ها. این اصطلاح در میانه سده نوزدهم میلادی مورد استفاده قرار گرفت؛ در آن زمان گمان می‌شد این فرایند، هم با دگرریختی سنگ‌ها در درون کوه‌ها همراه است و هم توپوگرافی کوهستانی را شکل می‌دهد. سپس اما آشکار شد که این دو فرایند همواره چه از دیدگاه منشأ و چه از نگاه زمان، پیوند نزدیکی با هم ندارند. امروزه بیشتر زمین‌شناسان، شکل‌گیری توپوگرافی کوهستانی را فرایندی پساکوهزایی می‌دانند. در دانش امروزی زمین‌شناسی، کوهزایی فرایندی است که در طی آن ساختارهای گسترده‌های کوهستانی، مانند رانندگی، چین‌خوردگی و گسلش در بخش‌های بیرونی و بالاتر و چین‌خوردگی خمیری، دگرگونی و پلوتونیزم در بخش‌های داخلی و ژرف‌تر شکل می‌گیرد. تنها

در جوان‌ترین کوه‌های سنوزویک پسین است که می‌توان پیوند آشکاری بین ساختار سنگ‌ها و چشم‌انداز سطحی کوه یافت. این گونه شاهد‌ها برای سنوزویک پیشین، مزوزویک و پالئوزویک به ترتیب کم‌رنگ‌تر می‌شوند، و به تقریب برای پرکامبرین نمی‌توان آن‌ها را یافت. با این وجود، همه ساختارهای دگرریختی، صرف‌نظر از سن خود، بسیار همانند هم هستند و به‌درستی می‌توان آن‌ها را نتیجه فرایند کوهزایی در نظر گرفت (Neuendorf et al., 2011).

فرگشت فلات ایران به واسطه چندگانگی پهنه‌های زمین‌ساختی و تاریخچه دراز اندرکنش بین صفحه‌های قاره‌ای و اقیانوسی گوناگون، از پیچیدگی بسیاری برخوردار است؛ این پیچیدگی در فرگشت اندیشه ایرانیان در باره دانش زمین نیز بازتاب یافته است (Berberian, 2017). بسیاری از گوشه‌های تاریک این تاریخچه، اندک اندک با انجام پژوهش‌های بی‌شمار زمین‌شناسان ایرانی و خارجی در حال روشن شدن است. با این وجود، زمین‌شناسان و دانشجویان ما همچنان از رویدادهای زمین‌ساختی بومی ایران با نام رویدادهایی، که در خارج از ایران شناسایی و نام‌گذاری شده‌اند، یاد می‌کنند که برخی از آن‌ها هزاران فرسنگ دورتر از ایران در قاره‌ای دیگر (و حتی بر روی یک صفحه زمین‌ساختی متفاوت) و به واسطه پدیده‌های زمین‌ساختی به طور

* نویسنده مسئول: محمدرضا قاسمی؛ E-mail: m.r.ghassemi@ut.ac.ir

ماخذنگاری:

قاسمی، م. ر.، آقاباتی، ع. و سعیدی، ع.، ۱۴۰۲، رویدادهای کوهزایی و خشکی‌زایی در ایران. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳(۱)، ۸۷-۱۰۶. <https://doi.org/10.22071/gsj.2022.324032.1970>

doi: 10.22071/gsj.2022.324032.1970

doi: 20.1001.1.10237429.1402.33.1.2.9

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/>)

محیط‌های کافی قاره‌ای گردد. ستر شدن پوسته که سبب برپایی و خروج از آب حوضه‌های می‌شود، به طور معمول در محیط‌های زمین‌ساختی فشارشی و یا تراششارشی (همگرا) روی می‌دهد. ممکن است این سترشدگی و دیگر تغییرهای همراه با آن، پیش از برخورد زمین‌ساختی و یا پس از آن روی دهند. فروانش پوسته اقیانوسی با شکل دادن کمان‌های ماگمایی اقیانوسی و قاره‌ای نمونه‌ای از محیط‌های زمین‌ساختی پیش از برخورد است که انتظار می‌رود با ایجاد برجستگی، ناپوستگی‌هایی را بر روی رسوبات نهشته شده بر روی پوسته اقیانوسی یا حاشیه قاره‌ها و کمان‌ها شکل دهد. دگربرختی و ناپوستگی در توالی‌های موجود در پانه‌های برافزایشی (accretionary prisms) ممکن است به گستردگی دیده شود. فرارانش افیولیت‌ها پیش از برخورد نیز ممکن است به برخی تغییرها در توالی چینه‌ای روی پوسته اقیانوسی یا حاشیه‌های غیرفعال قاره‌ها بیانجامد. برخوردها بسته به نوع پوسته‌های درگیر در برخورد (کمان ماگمایی اقیانوسی یا قاره‌ای، حاشیه قاره‌ای فعال یا غیرفعال) و سوگیری برخورد به هفت دسته قابل تقسیم هستند (Moore and Twiss, 1995)، بنابراین، می‌توان تصور کرد که تغییرهای زمین‌ساختی و چینه‌ساختی در پهنه‌های برخورد ممکن است از چه اندازه گوناگونی برخوردار باشند. برخی ناپوستگی‌ها و دوره‌های فرسایش و یا تغییرهای ناگهانی در رسوب‌گذاری که در ایران بسیاری از آن‌ها را با نام رویدادهای خشکی‌زایی (epeirogenic) و یا حتی کوهزایی می‌شناسیم، تنها بر اثر تغییرهای جهانی تراز دریاها روی داده‌اند. تغییرهای تراز دریاها در بیشتر موردها با تغییرهای جهانی اقلیم در پیوند هستند (شکل ۱) اما در موردی نیز به طور غیرمستقیم با پدیده‌های زمین‌ساختی پیوند دارند.

۳- رویدادهای کوهزایی جهانی

راتن (Rutten, 1949) در مقاله کلاسیک خود، انگاره اشتبلیه (Stille, 1936) در زمینه گامه‌های کوتاه‌مدت کوهزایی (orogenic) همزمان در مقیاس جهانی، که با دوره‌های طولانی بدون کوهزایی (anorogenic) از هم جدا می‌شوند، مورد بحث قرار می‌دهد و بر این باور است که واقعیت‌های موجود با این انگاره همخوانی ندارند. او پیشنهاد می‌کند که دوره‌های کوهزایی به صورت نامنظم در زمان‌های به طور کامل متفاوت در گستره‌های گوناگون روی می‌دهند. افزون بر آن، دوره‌های کوهزایی، مدت زمان کوتاهی ندارند. جدول ۱ برخی از رویدادهای کوهزایی اروپا و قاره‌های دیگر جهان را نمایش می‌دهد که برای آشنا شدن با مکان رویدادهای کوهزایی، در جدول ۲ خلاصه شده‌اند.

کامل متفاوت روی داده‌اند. به عنوان نمونه، کوهزایی لارامید در باختر آمریکای شمالی بر اثر فروانش کم‌شیب یک صفحه اقیانوسی به زیر صفحه آمریکای شمالی روی داد و نمی‌توان آن را به دگربرختی ناشی از بسته شدن اقیانوس‌های داخلی ایران در کرتاسه پسین پیوند داد. این مقاله تلاش دارد با مروری بر برخی از مهم‌ترین رویدادهای کوهزایی و خشکی‌زایی ایران، بخشی از کاستی یادشده در بالا را برطرف نماید.

بسیاری از ناپوستگی‌هایی که در توالی چینه‌نگاشتی ایران زمین دیده شده‌اند، به کوهزایی‌های گوناگون نسبت داده شده‌اند، در حالی که به نظر می‌رسد بیشتر آن‌ها از عوامل غیر از کوهزایی (یا حتی رویدادهای زمین‌ساختی)، مانند تغییرهای جهانی تراز دریاها، سرچشمه گرفته باشند. اشتباه دیگری که گاهی از برخی زمین‌شناسان ایرانی سر می‌زند آن است که پدیده‌هایی را که هیچ پیوندی با فرایند کوهزایی ندارند، به کوهزایی نسبت می‌دهند؛ به عنوان نمونه دیده می‌شود که پدیده‌های ساختاری و رسوبی حاصل از رویدادهای کششی و کافت‌شدگی نیز به یک رویداد کوهزایی در اروپا یا آمریکا نسبت داده شده‌اند. از سوی دیگر، حتی برخی رویدادهای دگرگونی ناحیه‌ای مهم ایران را نیز به رویدادهای کشش و کافت‌شدگی نسبت داده‌اند.

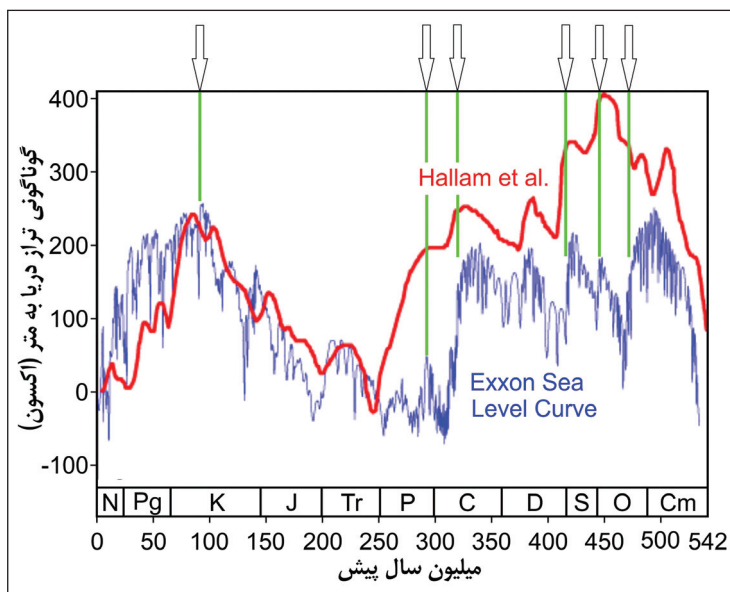
این مقاله تلاش دارد تا افزون بر ارزیابی دانش موجود در زمینه رویدادهای کوهزایی و خشکی‌زایی ایران و شناخت چالش‌های پیش روی زمین‌شناسان در زمینه رده‌بندی و نام‌گذاری این گونه رویدادها، با توجه به تاریخچه زمین‌ساختی بخش‌های گوناگون کشور، به صورت سامانه‌ای به رده‌بندی، توصیف و نام‌گذاری رویدادهای مهم کوهزایی و خشکی‌زایی کشور بپردازد. با توجه به آن که مقیاس گستره تاثیر برخی از این رویدادها ممکن است بسیار کوچک باشد و یا دگربرختی آشکاری را نتوان به آن‌ها نسبت داد، گاهی افزون بر کوهزایی و خشکی‌زایی، از اصطلاح «رویداد» (زمین‌ساختی) نیز در مقاله استفاده شده است.

۲- محیط‌ها و پدیده‌های زمین‌ساختی تاثیرگذار بر تاریخچه زمین‌ساختی-چینه‌ساختی

رویدادهای کافت‌شدگی به طور معمول با افزایش ژرفای حوضه‌های رسوبی سبب افزایش نرخ رسوب‌گذاری می‌شوند، اما گسلش عادی با الگوی کُنده‌ای (block faulting) می‌تواند سبب ایجاد برخی ناپوستگی‌های محلی در توالی رسوبی

شکل ۱- گوناگونی تراز دریا در فائوزوییک. منحنی سرخ رنگ مربوط به پژوهش هلام (Hallam, 1992) و منحنی آبی رنگ مربوط به داده‌های شرکت اکسون است (برگرفته با تغییر از سایت ویکی‌پدیا). به افت شدید تراز دریا در اردوویسین میانی، مرز اردوویسین-سیلورین، مرز سیلورین-دونین و کربنفر پسین توجه کنید. پیشروی دریا در پرمین پیشین و اوج گرفتن تراز دریا در کرتاسه پیشین نیز اهمیت زیادی در پیشینه ناپوستگی‌ها داشته است.

Figure 1. Variation of the sea level in Phanerozoic. The red and blue curves correspond to the research by Hallam (1992) and Exxon company data respectively. Note the sharp sea level drops in Middle Ordovician, Ordovician-Silurian boundary, Silurian-Devonian boundary, and the Late Carboniferous. The sea level rise in Early Permian and Early Cretaceous are also very important in the history of the discontinuities.



جدول ۱- مقیاس زمانی کلاسیک گامه‌های کوهزایی اصلی در اروپا و دیگر قاره‌های جهان (برگرفته از مورز و فیربریج - 1997, Moores and Fairbridge).

Table 1. The classic time scale for the major orogenic phases in Europe and other continents (from Moores and Fairbridge (1997)).

سن چینه‌شناختی	گامه و یا کوهزایی	سن (م.س.)
کوهزایی آلپی و یا هیمالیایی		
پلیوسن-پلیستوسن	Wallachian	۲
پونسین-پلزانسین	Rhodanian	۳
تورتونین-مسی‌نین-پونسین	Attic	۷
هلوتین-تورتونین	Moldavian	۱۱
بوردیگالین-هلوتین	Styrian	۱۵
شاتین-آکی‌تائین	Savic	۲۳
استامپین-شاتین	Helvetian	۳۲
ایوسن-الیگوسن	Pyrenean	۳۹
تانسین-بیپرزین	Bavarian	۵۴
مایستریشتین-پالیوسن	Laramide	۶۵
سانتوین-کامپانین	Subhercynian	۷۹
آلبین-سنومانین	Young Austrian	۱۰۰
بارمین-آپسین	Old Austrian	۱۱۱
هوتریوین-بارمین	Austroalpine	۱۱۸
کوهزایی کیمری		
ژوراسیک پسین	Late Kimmerian	±۱۴۵
کیمرجین-پرتلاندین	= Nevadian	
	= Middle Yenshanian	
تریاس-ژوراسیک	Early Kimmerian	۱۹۵
تریاس میانی-پسین	Labinian = Akiyoshi	±۲۱۰
	= Early Indosinian	
	= Yakutian	
کوهزایی واریسکی و یا هرسنی		
پرمین-تریاس	Pfalzian = Palatinian	۲۳۰
اتونین-ساکسونین	Saalian	۲۵۷
وستفالین-استفانین	Asturian	۲۹۵
نامورین-وستفالین	Erzgebirgian	۳۱۲
ویزین-نامورین	Sudetic	۳۲۷
دونین-کربنیفر	Bretonic = Antler	۳۴۵
دونین میانی-پسین	Acadian = Reussian	۳۶۰
کوهزایی کالدونی		
سیلورین-دونین	Late Caledonian	۳۹۵
	= Ardennian = Erian	
اردوویسین-سیلورین	Early Caledonian	۴۳۵
	= Taconic	
کامبرین-اردوویسین	Sardinian	۵۰۰
کوهزایی‌های پرکامبرین (دور)		
آلگونکین-کامبرین	Assyntic = Cadomian	۵۷۰
	= Baikalian	
	Sveconorwegian =	۱۰۵۰-۹۰۰
	Grenvillian	
	Ripheides	۱۵۰۰
	Gothides	۱۷۰۰
آلگونکین	Svecofennides =	۲۰۰۰-۱۸۰۰
	Hudsonian	
	Young Belmorides	۱۹۰۰-۱۸۰۰
	Kenoran	
	Old Belmorides	۲۷۰۰-۲۶۰۰
آرکین	Saamides = Laurentian	۲۹۰۰-۲۷۰۰
	Kola-Karelian	۳۵۰۰-۲۷۰۰

جدول ۲- نام و منشا کوهزادهایی که بیشتر در ایران از آن‌ها استفاده می‌شود (اطلاعات برگرفته از بیتس و جکسون - Bates and Jackson, 1980).

Table 2. Name and origin of the orogens most used in the Iranian geological literature (from Bates and Jackson, 1980).

نام	نام انگلیسی	زمان	منشا نام
پاسادنین	Pasadenan	Middle Pleistocene	پاسادنا، کالیفرنیا، آمریکا
والاکین	Wallachian	Pliocene-Pleistocene	گستره‌ای در رومانی
استیرین	Styrian	Miocene (Aquitainian- Burdigalian)	استانی در جنوب خاور اتریش
ساوین	Savic	Late Oligocene (Chattian-Aquitainian)	؟ گستره‌ای در اسلاویا
پیرنین	Pyrenean	Late Eocene (Bartonian-Ludian)	رشته کوهی که مرز طبیعی فرانسه و اسپانیا را شکل می‌دهد
آلپین	Alpine	Cenozoic	کوه‌های آلپ در جنوب اروپا
لارامین	Laramide	Late Cretaceous-Late Paleocene	خاور کوه‌های راکی، آمریکا
ساب‌هرسینین	Subhercynian	Late Cretaceous (Turonian-Senonian)	؟ نام حوضه‌ای در آلمان
اوسترین	Austrian	end of Early Cretaceous	کشور اتریش
سیمرین پسین	Late Cimmerian	end of Jurassic	نام کهن شبه‌جزیره کریمه در شمال دریای سیاه
سیمرین پیشین	Early Cimmerian	Triassic (Norian-Rhaetian)	نام کهن شبه‌جزیره کریمه در شمال دریای سیاه
پالاتینین	Palatinian	end of Permian	؟ گستره‌ای در آلمان
هرسی‌نین	Hercynian	Carboniferous and Permian	؟ گستره‌ای در جنوب آلمان
واریسکن	Variscan	Carboniferous and Permian	نام سرزمین قبایل واریسک در آلمان
کالدوین	Caledonian	end of Silurian	گستره‌ای که از ایرلند تا اسکاتلند و اسکندیناوی ادامه دارد
آردنین	Ardenian	Silurian (Ludlovian)	آردنه رشته کوهی است که از بلژیک تا فرانسه ادامه دارد
تاکونین	Taconian	Late Ordovician	رشته کوه تاکونیک در خاور ایالت نیویورک، آمریکا
بایکالین	Baikalian	Precambrian-Cambrian (complete in E. Cam.)	دریاچه بایکال در سیبری روسیه
پان‌آفریکن	Pan-African	Precambrian-Cambrian (870-550 Ma.)	قاره آفریقا
آسینتیک	Assyntian	end of Precambrian (below L. Cambrian)	آسینت گستره‌ای است که در شمال باختر اسکاتلند قرار دارد
حجازی	Hejaz	Neoproterozoic (?1000-620 Ma.)	باختر عربستان
اسیر	Asir	Neoproterozoic (720-850 Ma.)	گستره‌ای در جنوب باختر عربستان نزدیک مرز یمن
کاتانگایی	Katangan	Neoproterozoic	استانی در کنگو، آفریقا
کیبارن	Kibaran	Mesoproterozoic (1370-1310 Ma.)	گستره‌ای در کاتانگا، کنگو، آفریقا

۴- کوهزایی و خشکی‌زایی در ایران

در این بخش به ترتیب از کهن به نو رویدادهای کوهزایی و خشکی‌زایی اصلی‌تر ایران توصیف و تفسیر خواهند شد. نام‌هایی که به این رویدادها داده شده‌اند، به محل‌های جغرافیایی در ایران باز می‌گردد که نشانه‌های رویداد مربوطه در آنجا بهتر و بیشتر از جاهای دیگر قابل دیدن است. برای جایگاه زمانی و زمین‌ساختی این رویدادها و مقایسه آن‌ها با رویدادهای جهانی به شکل ۲ و جدول ۳ مراجعه کنید.

۴-۱- رویدادهای پرکامبرین

پی‌سنگ پرکامبرین ایران به دلیل کم بودن رخنمون‌های آن به خوبی شناخته نشده است. بیشتر داده‌های مربوط به این سنگ‌ها از بخش‌های محدودی از ایران مرکزی به

دست آمده‌اند. از سوی دیگر، به سبب پیوستگی پی‌سنگ ایران با پی‌سنگ عربستان و شمال خاوری آفریقا، گمان بر این است که رویدادهای پرکامبرین ایران با این گستره‌ها همسان باشند.

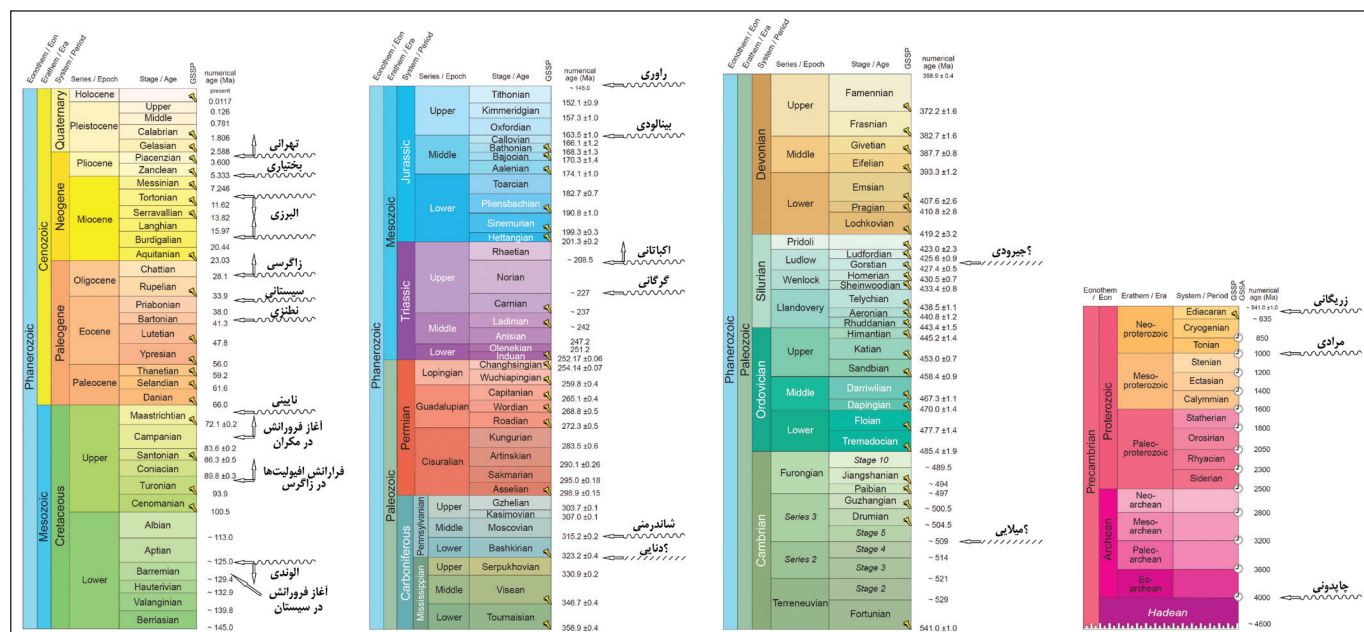
— **کوهزایی چاپدونی:** حقی‌پور (Haghipour, 1974) توالی کهن (آرکین پسین و پروتروزوئیک) ایران مرکزی را به سه اشکوب یا گامه ساختاری اصلی دسته‌بندی می‌کند و آن‌ها را با دو رویداد کوهزایی اصلی از هم جدا می‌سازد. رویداد کوهزایی اول، رویداد چاپدونی نامیده شده است که حقی‌پور ناپیوستگی بین هم‌تافت چاپدونی در بالا و سری پیشین (Earlier Series) در زیر را به آن نسبت می‌دهد. نام این کوهزایی از کلوت چاپدونی در ساغند یزد، ایران مرکزی گرفته شده است. شواهد این کوهزایی و گامه ساختاری اول تنها به تکه‌سنگ‌ها و کانی‌های دگرگونی و

هم‌ارز سازندهای کهر، سری مراد، سازند کلمرد، سازند تکنار، همتافت سیلوانه و لایه‌های شورم است. رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003) سن نهشتگی سازند تاشک را بین ۶۲۷ و ۵۳۳ میلیون سال پیش محدود می‌کنند. یادآوری می‌شود که هم‌ارز جانبی سازند تاشک در البرز، سازند کهر است که دگر ریختی و دگر گونی شدید نسبت به توالی کامبرین زیرین را تحمل نکرده است. محیط زمین ساختی کوهزایی چاپدونی آشکار نیست اما ممکن است این کوهزایی حاصل برخورد بین کمان‌های اقیانوسی و آغاز شکل گیری پوسته قاره‌ای ایران باشد. یادآوری می‌شود رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003) کهن‌ترین رویداد گستره ساغند را دارای ویژگی‌های دگر گونی کم تا میانه، پلوتونیسیم کالک-آلکانل، آتشفشانی ریولیتی تا آندزیتی و جایگیری گسترده توده‌های آذرین ترونجیمیتی معرفی می‌کنند و آن را به ۵۴۷ تا ۵۲۵ میلیون سال پیش نسبت می‌دهند. از سوی دیگر، سن ماگمایی گنایس نی‌باز در میانه گستره ایوسن به دست آمده است (Ramezani and Tucker, 2003; Verdel et al., 2007) و پیشنهاد شده است که گنایس یاد شده حاصل تزریق گرانیت به درون یک پهنه برشی یک گسله جدایشی-کششی (detachment fault) مهم است. پژوهش‌های وردل و همکاران (Verdel et al., 2007) و کارگران بافقی و همکاران (Kargaranbafghi et al., 2012) محیط کشش قاره‌ای ایوسن را برای گنایس نی‌باز و دگر گونه‌های هم‌تر از آن پیشنهاد کرده‌اند.

به هر روی، فرانهادگی رویدادهای دگر گونی، دگر ریختی و ماگمایی جدیدتر (رویدادهای زریگانی، گرگانی و رویداد ایوسن) و نبود داده‌های سنی بیشتر سبب می‌شود نتوان در باره رویداد چاپدونی و دیگر رویدادهای کهنی که حقی‌پور به آن‌ها اشاره کرده است، اطمینان داشت.

ماگمایی کهن باز کاویده (reworked) موجود در سری‌های جوان‌تر باز می‌گردد. رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003) کهن‌ترین زیرکن‌های آواری را در سازند تاشک یافته‌اند (۱۸۷۱ و ۱۸۶۴ میلیون سال). همتافت چاپدونی، که به باور حقی‌پور (Haghipour, 1974) بر روی ناپیوستگی مربوط به رویداد چاپدونی قرار می‌گیرد، خود از گنایس (گنایس نی‌باز) و مقداری آمفیبولیت، شیست، کوارتزیت و مرمر تشکیل شده است؛ بسیاری از بخش‌های این سری، میگماتیته شده‌اند و با مقدار زیادی سنگ‌های آتاکتیتی همراه هستند. حقی‌پور با توجه به سنی که به همتافت چاپدونی داده است (ایوآرکین) پیشنهاد می‌کند که کوهزایی چاپدونی در حدود ۴۰۰۰ میلیون سال پیش روی داده است و به این ترتیب کهن‌ترین رویداد کوهزایی شناخته شده در ایران را معرفی می‌نماید. یادآور می‌شویم که مرز بین هدین و ایوآرکین اکنون در ۳۸۵۰ میلیون سال پیش قرار داده می‌شود. حقی‌پور در اشکوب ساختاری دوم یک ناپیوستگی احتمالی بین همتافت چاپدونی و همتافت بنه‌شورو، یک ناپیوستگی موازی بین همتافت بنه‌شورو و سازند تاشک ۱ (خشکی‌زایی تاشکی) و یک ناپیوستگی بین سازندهای تاشک ۱ و ۲ قرار می‌دهد. گامه ساختاری دوم که بین ایوآرکین و مزوپروتروزویک قرار داده شده است، با ۲ گامه میگماتیته شدن و یک یا چند گامه ماگمایی (گرانیت سفید) همراه بوده است. رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003) برپایه بررسی‌های سن مطلق گرانیت سفید را به کامبرین (۵۲۵-م.س.) و همتافت چاپدونی را به ایوسن نسبت می‌دهند. آن‌ها بر این باورند که همتافت بنه‌شورو کهن‌ترین واحد رخنمون یافته در گستره ساغند است که سن آن نه آرکین که نیوپروتروزویک است.

به باور حقی‌پور، سازند تاشک ۱ هم‌ارز سازند بریر در البرز، و سازند تاشک ۲



شکل ۲- جایگاه زمانی-چینه‌شناختی رویدادهای کوهزایی و خشکی‌زایی ایران. خط چین خورده و خط هاشوری به ترتیب نشان دهنده رویدادهای کوهزایی و خشکی‌زایی هستند. پیکان‌های عمودی گسترش زمانی رویدادها را نشان می‌دهند. نمودار گاه‌چینه‌شناسی برگرفته از کمیسیون بین‌المللی چینه‌شناسی (ICS, 2013).

Figure 2. Time-stratigraphic position of the orogenic and epeirogenic events in Iran. The wavy line and hatched lines represent the orogenic and epeirogenic events, respectively. The vertical arrows show the time span of the events. Chronological chart taken from the International Commission on Stratigraphy (ICS, 2013).

جدول ۳- نام رویدادهای کوهزایی و خشکی‌زایی مورد استفاده در این پژوهش و رویدادهای زمین‌ساختی یا جهانی که رویدادها با آن‌ها پیوند داشته‌اند. حدود زمانی این رویدادها تقریبی است و با توجه به منابع منتشر شده برگزیده شده است.

Table 3. The names of the orogenic and epeirogenic events used in the present research and the related tectonic or global. The time limits of these events are approximate and have been chosen according to published sources.

نام رویداد	نام انگلیسی	حدود زمان (م.س.)	رویداد زمین‌ساختی یا جهانی در پیوند با رویداد
تهرانی	Pasadenan (?Wallachian)	۳	انتقال دگرریختی به دامنه‌های جنوبی البرز
بختیاری	?Attican (Alpine)	۵-۷	چین خوردگی، فrazش و فرسایش شدید در زاگرس
البرزی	Styrian (Alpine)	۷-۱۸	اندرکش صفحه کاسپین جنوبی با شمال ایران مرکزی
زاگرسی	?Savian (Alpine)	۲۸	آغاز برخورد صفحه تازی با ایران
سیستانی	Pyrenean (Alpine)	۳۴	برخورد لوت با هلمند
نایینی	Laramide (Alpine)	۶۵-۷۰	بسته شدن اقیانوس‌های ایران مرکزی
؟	?Subhercynian	۷۸	آغاز فروورانش در سیستان و مکران
؟	?Subhercynian	۹۰	آغاز فرارانش افیولیت‌ها در زاگرس
راوری	Late Cimmerian	۱۴۵	گامه پایانی جنبش‌های تریاس و ژوراسیک
بینالودی	Middle Cimmerian	۱۶۳	جنبش دوباره در شمال ایران مرکزی با برخورد تکه‌های قاره‌ای
اکباتانی	?Early Cimmerian	۱۲۵-۲۰۸	آغاز فروورانش تیتس‌نو در سندج-سیرجان
گرگانی	Early Cimmerian (?Palatinian)	۲۲۷	برخورد ایران با جنوب اوراسیا
شاندرومنی	Variscan, Hercynian (?Asturian)	۳۱۵	انتقال سنگ‌های کمریند واریسکی به شمال ایران
دنایی	?Sudetian (?Hercynian)	۳۲۳	افت جهانی تراز دریا در کرینفر پشین
جیرودی	Caledonian	۴۲۶	پسروی دریا در سیلورین پشین
میلایی	?Taconian	۵۰۹	؟
زریگانی	Pan-African*	۵۵۰	فروورانش پروتوتیتس به زیر ایران مرکزی
مرادی	Grenvillian	۱۰۰۰	برخورد تکه‌های پوسته قاره‌ای آغازین ایران
چاپدوننی	?Karelian	۴۰۰۰	؟کهن‌ترین رویداد کوهزایی ثبت شده در ایران

*Also Baikalian, Katangan, Assyntic, Cadomian

— **کوهزایی زریگانی:** به باور حقی‌پور (Haghipour, 1974) هم‌تافت پشت بادم، سازند قره‌داش، سری ریزو، سازند بایندور، عضوهای دولومیت زیرین و شیل زیرین سازند سلطانیه و بخشی از سری هرمز، سری دزو و سازند راور در اشکوب ساختاری سوم در طی نیوپروتروزوییک شکل گرفته‌اند. این واحدهای سنگی با یک ناپیوستگی ناحیه‌ای بر روی سازند تاشک ۲ و یا هم‌ارزهای آن قرار دارند که حقی‌پور این پدیده را به کوهزایی زریگانی در مرز پرکامبرین-کامبرین نسبت می‌دهد (۵۴۲ میلیون سال پیش). هم‌زمان یا پیش از رویداد کوهزایی زریگانی در نیوپروتروزوییک پشین (ادیاکارن) (Hassanzadeh et al., 2008) یک ماگماتیسیم گرانتیتی بسیار گسترده سراسر ایران را مورد هجوم قرار داد که ما به این رویداد ماگمایی مهم نام رویداد دورانی می‌دهیم. حسن‌زاده و همکاران (Hassanzadeh et al., 2008) رویداد ماگمایی دورانی را به فروورانش پوسته اقیانوسی به سوی جنوب در زیر حاشیه شمالی قاره گندوانا و کوهزایی نوع آندی (کمان ماگمایی کادومین - Cadomian) حدود ۵۴۵ میلیون سال پیش نسبت می‌دهند. کوهزایی زریگانی و رویدادهای دگرریختی، دگرگونی و ماگمایی مربوط به آن آخرین دسته از رویدادهای مهمی است که به تشکیل پی‌سنگ ایران می‌انجامد. به نظر می‌رسد پیش از نهشتگی توالی فانروزوییک

— **کوهزایی مرادی:** در تقسیم‌بندی حقی‌پور (Haghipour, 1974) کوهزایی مرادی با پایان اشکوب ساختاری دوم هم‌زمان است و نشانه آن با ناپیوستگی بین سازند تاشک ۲ در زیر با هم‌تافت پشت بادم، سازند قره‌داش و سری ریزو در بالا آشکار می‌شود. با توجه به سن نسبت داده شده به سازند تاشک ۲ (مزوپروتروزوییک) سن کوهزایی مرادی در حدود ۱۰۰۰ میلیون سال پیش برآورد شده است. این کوهزایی را می‌توان با جنبش‌های زمین‌ساختی اسیر در عربستان (Berberian and Berberian, 1981) یا رویداد کیبارن در آفریقا هم‌زمان و شاید هم‌ارز دانست. نبوی (۱۳۵۵) برای رویداد زمین‌شناختی حدود ۶۰۰ تا ۱۰۰۰ میلیون سال پیش، که در زمین‌شناسی ایران نام‌هایی همچون آسنیتیک، بایکالی، کاتانگایی، پان‌آفریکن و گاه حجازین دارد، از نام «ایرانین» استفاده کردند. محیط زمین‌ساختی کوهزایی مرادی نیز آشکار نیست اما ممکن است این کوهزایی حاصل برخورد بین تکه‌های کوچک و بزرگ پوسته قاره‌ای آغازین ایران در شمالی‌ترین بخش‌های قاره گندوانا باشد. دگرریختی و دگرگونی حاصل از این کوهزایی بر نهشته‌های رسوبی برقاره‌ای (epicontinental) هم‌ارز سازند تاشک ۲ ممکن است تأییدی بر شکل‌گیری آغازین پوسته قاره‌ای ایران پیش از کوهزایی مرادی باشد.

سیلورین پسین است. دیمتریویچ (Dimitrijevic, 1973) به یک ناپیوستگی ملایم بین واحدهای سنگی دونین و پرکامبرین پسین در باختر کرمان اشاره می‌کند. پایه سنگ‌های رسوبی آواری دونین بالایی (سازند جبرود) در شمال سمنان با ناپیوستگی زاویه‌ای به اندازه حدود ۳۰ درجه همراه است (نبوی، ۱۳۶۶). بربریان و حمدی (Berberian and Hamdi, 1977) به دگرگونی ضعیف سنگ‌های اردوویسین در گستره ماکو اشاره می‌کنند؛ این سنگ‌ها با سنگ‌های رسوبی نادگرگونی دونین (سازند مولی) پوشیده شده‌اند.

– **خشکی‌زایی دناپی:** بزرگ‌ترین پایین‌رفتگی دریاهای آزاد پالیوزویک در کرینفر پسین روی داد (نزدیک به ۳۰۰ متر). اثر این رویداد به صورت گسترده در نبود واحدهای سنگی کرینفر بالایی ایران دیده می‌شود. به دنبال این خشکی‌زایی گسترده، دریای پرمین با ابعادی کوچک‌تر (کمتر از ۱۰۰ متر) بالا می‌آید و توالی پرمین با ناپیوستگی سنگ‌های کرینفر و کهن‌تر را می‌پوشاند. با توجه به نبود قابل ملاحظه واحدهای سنگی پالیوزویک در برش کوه دنا (زاگرس بلند) بین سازند دالان (پرمین) و سازند میلا، ما نام دناپی را به این رویداد خشکی‌زایی می‌دهیم.

در برخی بخش‌ها مانند تکاب (Alavi-Naeini and Amidi, 1968)، شمال باختر دریاچه ارومیه (حق‌پور و همکاران، ۱۳۵۵) و گلپایگان (Thiele et al., 1968) توالی پرمین با ناپیوستگی زاویه‌ای بر روی سنگ‌های کهن‌تر (کرینفر زیرین - کامبرین) قرار می‌گیرد؛ در گستره محلات این دگرشیبی با چین‌خوردگی، راندگی و دگرگونی گزارش شده است (آقناباتی، ۱۳۸۹). آنگال (Engalenc, 1968) گزارش کرده است در سنگ‌های کرینفر زیرین (سازند مبارک) خاور تهران دو راستای مشخص شمالی-جنوبی و شمال باختری-جنوب خاوری وجود دارد که در سنگ‌های جوان‌تر از کرینفر دیده نمی‌شود.

– **کوهزایی شاندرومنی:** در ماسوله، مجموعه دگرگونه گشت با ردیف‌های نادگرگونی پرموتریاس پوشیده شده است. سن پرتوسنجی بخش زیرین این مجموعه 375 ± 12 تا 382 ± 48 (دونین) است که با ناپیوستگی زاویه‌ای در زیر شیست‌های پلیتی قرار گرفته است (Crawford, 1977)، اما علوی (Alavi, 1991) این دگرگونی‌ها را پی‌سنگ هرسی‌نین توران می‌داند که به صورت ورق‌های بُرخورده بر روی دامنه شمالی البرز رانده شده‌اند. کلارک و همکاران (Clark et al., 1975) برای دگرگونی‌های جنوب لاهیجان سن کرینفر پیشین پیشنهاد می‌کنند و بر این باورند که در اثر رخداد هرسی‌نین دگرگون شده‌اند، ولی به باور آقناباتی (۱۳۸۹) به احتمال، زمین‌ساخت برخوردی تریاس پسین در این دگرگونی نقش بیشتری داشته است.

زانکتا و همکاران (Zanchetta et al., 2009, 2013) با بررسی سنگ‌های دگرگونی گستره شاندرومن در البرز باختری برای اولین بار شواهد دقیقی از یک کوهزاد کهن‌تر از کوهزاد سیمیرین پیشین ارائه داده‌اند. سنگ‌های دگرگونی یادشده دارای رخساره اکلوتیت هستند و دگرگونی (و دگرریختی) آن‌ها در 315 ± 9 میلیون سال پیش (حدود مرز بین آشکوب‌های باشکیرین و مسکووین در کرینفر بالایی) روی داده است.

حضور اکلوتیت‌ها در این گستره با دو فرضیه گوناگون قابل توجیه است: ۱) این سنگ‌های دگرگونی فشار بالا را می‌توان به افزوده شدن خردصفحه تراقفازی-موسی (Transcaucasian-Moesian) مرتبط با گندوانا به حاشیه جنوبی اوراسیا نسبت داد؛ یا ۲) اکلوتیت‌های یادشده بخشی از کمربند واریسکی پالیوزویک پسین به مفهوم عام اروپای مرکزی هستند که در طی پرمین در طول یک پهنه آبرُش (megashear) راست‌بُز از صفحه پانگه‌آی به پانگه‌آی آ منتقل شده‌اند. زانکتا و همکاران (Zanchetta et al., 2009, 2013) بر این باورند که این واحد دگرگونی در طی رویداد ایوسیمیرین (گرگانی) بر روی لبه شمالی صفحه ایران انباشته شد. این پی‌سنگ دگرگونی در پایان رویداد گرگانی روبرداری شد. کلارک و همکاران (Clark et al., 1975) نیز دگرگونی‌های جنوب لاهیجان را به سن کرینفر پیشین در نظر گرفته بودند.

بر روی این پی‌سنگ یک رویداد کافت‌شدگی مهم، که ما به آن نام رویداد کافت‌شدگی هرمز می‌دهیم، پی‌سنگ ایران را تا تراز آب‌های آزاد آن دوره پایین آورده باشد و به هموار شدن پی‌سنگ یاری رسانده باشد.

به رویداد زیرگانی تاکنون در ایران با نام‌های کوهزایی آسینتیک، پان‌آفریکن، حجازی، کاتانگن یا بایکالین اشاره می‌شده است.

رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003) با تکیه بر سن‌های مطلق که از گستره ساغند به دست آورده‌اند، سه رویداد کوهزایی را در این گستره شناسایی کرده‌اند: رویداد نیوپروتوزویک-کامبرین پیشین، رویداد تریاس پسین و رویداد ایوسن. به این ترتیب از سه رویداد چاپدون، مرادی و زیرگانی، که حق‌پور (Haghipour, 1974) آن‌ها را برای بازه زمانی آرکین تا مرز پروتوزویک-فانروزویک پیشنهاد کرده است، رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003) تنها رویداد آخر یعنی زیرگانی را باور دارند و آن را به فرورائش پوسته اقیانوسی پروتوتیس به زیر حاشیه شمالی ابرقاره گندوانا نسبت می‌دهند. به باور آن‌ها، کهن‌ترین سنگ‌های تعیین سن شده در گستره ساغند، سازند تاشک است که سن نهشتگی آن بین ۶۲۷ تا ۵۳۳ میلیون سال پیش تعیین شده است. آن‌ها همچنین بر این باورند که مجموعه رویدادهای کوهزایی که فرگشت زمین‌ساختی آغازین ایران مرکزی را شکل داد، بهتر از همه می‌توان پری‌گندوانایی یا پروتوتیسی نامید.

سامانی و همکاران (۱۳۷۳) کهن‌ترین دگرشیبی ایران را بین نهشته‌های فلیش‌مانند-آواری سازند نانک (به سن ۷۵۰ تا ۸۷۴ میلیون سال) و رخساره‌های کافتی سازند ساغند (به سن ۷۵۰ تا ۵۸۰ میلیون سال) معرفی می‌کند و بر این باور است که سازند ساغند خود با دگرشیبی در زیر لایه‌های دیگری با رخساره کافتی قرار می‌گیرد؛ سامانی لایه‌های یادشده را با سری‌های ریزو و دزو قابل مقایسه می‌داند.

۴-۲- رویدادهای پالیوزویک

پالیوزویک در بیشتر بخش‌های ایران با رویدادهای کوهزایی مهم همراه نبوده است و برخی رویدادهای خشکی‌زایی در توالی یادشده قابل پیگیری است. تنها گواه از رویدادهای پالیوزویک به رویداد شاندرومنی در شمالی‌ترین بخش‌های ایران باز می‌گردد که در این جا به آن اشاره شده است.

– **خشکی‌زایی میلایی:** آقناباتی (۱۳۸۹) برای ناپیوستگی بین سازندهای لالون و میلا در البرز نام رویداد میلایی را برگزیده است. اگرچه شواهدی برای افت تراز آب‌های آزاد جهانی در این دوره زمانی وجود ندارد، اما به علت نبود شواهد ساختاری، ما رویداد میلایی را یک رویداد خشکی‌زایی و نه کوهزایی در نظر می‌گیریم. به باور آقناباتی این رویداد، افزون بر فرسایش، سبب نهشتگی واحدهای تبخیری در این بازه زمانی نیز شده است؛ به عنوان نمونه، بین سازندهای لالون و میلا در گستره شهرکرد نهشته‌های نمکی گزارش شده است (زاهدی و رحمتی، ۱۳۷۹)؛ این جایگاه سبب شده است زاهدی (۱۳۷۹) سن مواد تبخیری سری هرمز را نیز کامبرین میانی تا پیشین در نظر بگیرد.

– **خشکی‌زایی جبرودی:** اشتامفلی (Stampfli, 1978) و شهرابی (۱۳۶۳) به عملکرد فاز تاکنون (بین اردوویسین و سیلورین) و فاز آردنین (بین سیلورین و دونین) در جنوب گنبد کاووس و شمال شاهرود باور دارند. برای مرز سیلورین و دونین یک افت جهانی تراز دریاها ثبت شده است اما شواهدی برای چنین تغییری در مرز اردوویسین و سیلورین وجود ندارد. به هر روی، سیلورین در البرز مرکزی واحد سنگی ندارد اما در بخش‌های خاوری البرز با نهشتگی توالی آتشفشانی (دارای مقدار جزئی سنگ‌جوش و شیل) همراه است (Ghavidel-Syooki et al., 2011). سنگ‌های آتشفشانی این دوره در گستره‌های رباط‌قره‌بیل، شمال شاهرود، خاور سمنان، جنوب کاشان، ازبک‌کوه، انارک، ده‌بید و اسفندقه نیز دیده می‌شود. بیشترین نبود واحدهای سنگی پیش از دونین در البرز در گستره جبرود دیده می‌شود، به این ترتیب می‌توان یک رویداد خشکی‌زایی را با نام جبرودی معرفی نمود که حاصل پسروی دریا در

می‌گیرد. هورتن و همکاران (Horton et al., 2008) با بررسی سن زیر کن‌های آواری به دست آمده از بخش‌های گوناگون ایران نتیجه‌گیری کرده‌اند که برخورد ایران و اوراسیا تا (نه دیرتر از) کارنین-پسین-نورین پیشین (۲۲۰ تا ۲۱۰ میلیون سال پیش) روی داده است. ویلمسن و همکاران (Wilmsen et al., 2009) جفت‌شدگی آغازین بین صفحه‌های ایران و توران را به لادینین-کارنین نسبت می‌دهند.

در آق‌در بند کپه‌داغ، سازند میانکوهی (به سن تریاس پسین) بین دو ناپیوستگی قرار دارد. ناپیوستگی مرز زیرین به سن لادینین-کارنین است و ناپیوستگی مرز بالایی بین نورین تا رتین روی داده است و به باور روتنر (Ruttner, 1991) مربوط به کوهزایی سیمین پیشین (گرگانی) است. ناپیوستگی اصلی گستره آق‌در بند که در زیر سازند کشف‌رود قرار می‌گیرد و فرسایش آن پنجره آق‌در بند را شکل داده است، مربوط به کوهزایی گرگانی است. در بخش شمالی این پنجره فرسایشی، سازند کشف‌رود بر روی توالی دگرریخت و کمی دگرگونی دونین و کرنیفر قرار می‌گیرد. علوی (Alavi, 1991) بر این باور است که مجموعه دگرگونی جنوب مشهد نماینده یک مجموعه برفراننده همراه با سنگ‌های افولیتی (تتیس کهن) است که پیش از تریاس پسین فرارنده شده‌اند. ناپیوستگی زاویه‌ای سنگ‌های کرتاسه پسین بر روی سنگ‌های چین‌خورده تریاس در نخلک نیز به کوهزایی گرگانی پیوند دارد. به نظر می‌رسد تنها در گستره گلندرود (شمال البرز مرکزی) گذر از توالی سکویی تریاس (سازند الیکا) به نهشته‌های زغال‌دار تریاس بالا (هم‌ارز گروه شمشک) تدریجی باشد (آق‌آبانی، ۱۳۸۹).

ناپیوستگی زاویه‌ای پایه کرتاسه بالایی در نخلک بر روی توالی چین‌خورده تریاس به کوهزایی گرگانی مربوط می‌شود.

ریر و محافظ (Reyre and Mohafez, 1972) شیست‌های گرافیتی، سنگ‌ماسه و سنگ‌آهک‌های مرمی گستره ده‌سلم را با توجه به سن‌های مطلق که از آن‌ها به دست آورده بودند (۲۰۶±۱۰ و ۲۰۹±۲ میلیون سال) به تریاس پسین و پیامد رویداد سیمین پیشین (پالیولوچ-بلوچ کهن) نسبت می‌دهند اما اشتوکلین و همکاران (Stocklin et al., 1972) دگرگونی‌های ده‌سلم را مجموعه‌ای از دو سازند نابیند و شمشک در نظر می‌گیرند که پس از ژوراسیک میانی دگرگون شده‌اند. با توجه به یافته‌های نوین زمین‌شناختی، نظر اشتوکلین و همکاران در مورد عملکرد رویداد سیمین میانی مستندتر است (آق‌آبانی، ۱۳۸۹).

رویداد گرگانی تاکنون با نام‌های کیمین، سیمین، ایوسیمین و یا سیمین پیشین در ایران نامیده شده است. به دو رویداد دیگر با نام‌های سیمین میانی و سیمین پسین نیز به ویژه در شمال خاور ایران اشاره شده است.

- کوهزایی اکباتانی: فروورانش تتیس‌نو به زیر ایران مرکزی، به تقریب بی‌درنگ پس از برخورد ایران با اوراسیا در ژوراسیک آغاز شد و دگرریختی، دگرگونی و ماگماتیسیم مربوط به آن در حاشیه جنوبی ایران، یعنی پهنه سندنج-سیرجان شکل گرفت. در بخش‌های گوناگون پهنه سندنج-سیرجان به ویژه در گستره الوند، سنگ‌های رسوبی به سن تریاس پسین-ژوراسیک (هم‌ارز گروه شمشک) در آغاز دچار دگرگونی ناحیه‌ای و دگرریختی شده‌اند و سپس با توده‌های نفوذی به سن ژوراسیک میانی (مانند توده الوند) و پسین مورد نفوذ قرار گرفته‌اند. به این ترتیب ما کوهزایی اکباتانی را یک کوهزایی نوع آندی در نظر می‌گیریم که از ژوراسیک تا کرتاسه فعال بوده است. فیلیت‌های همدان که سن سنگ اولیه آن‌ها تریاس پسین-ژوراسیک برآورد می‌شود (Fergusson et al., 2016)، بر اثر یک دگرگونی ناحیه‌ای در طی کوهزایی اکباتانی شکل گرفتند. این فیلیت‌ها با ناپیوستگی در زیر سنگ‌های کربناته کرتاسه زیرین (آپتین-آلبین) قرار می‌گیرند. پایان کوهزایی اکباتانی را می‌توان از دیدگاه زمانی با رویداد اوسترین (Austrian) در اروپا مقایسه کرد. ویلمسن و همکاران (Wilmsen et al., 2009) آغاز فروورانش پوسته تتیس‌نو به زیر ایران مرکزی را به اواسط نورین تا رتین نسبت می‌دهند، بنابراین شاید بتوان آغاز رویداد اکباتانی را در این بازه زمانی در نظر گرفت. ویلمسن و همکاران بر این باورند

در سوی دیگر بخش شمالی ایران، در گستره آق‌در بند کپه‌داغ خاوری نیز آثار کوهزایی شاندرمنی دیده می‌شود. در آن جا توالی دونین و کرنیفر، که در رخساره شیست سبز دگرگون و دگرریخت شده‌اند، در نزدیکی رخنمون واحد رسوبی-آواری دگرگون نشده سازند قره‌قیطان هستند. در مورد سن سازند قره‌قیطان تردید وجود دارد: برخی به آن سن اشکوب اسکیتین (تریاس زیرین) می‌دهند و برخی دیگر (Alavi et al., 1997) به آن سن پرمین پسین می‌دهند. قره‌قیطان دارای قطعه سنگ‌هایی از جنس مواد آذرین و دگرگونی است که زانکتا و همکاران (Zanchetta et al., 2013) دگرگونی یکی از آن‌ها را با روش آرگن-آرگن، کرنیفر (پنسلوانین) تعیین سن کرده‌اند. به این ترتیب ما بر این باوریم که دگرگونی و دگرریختی اولیه سنگ‌های پالیوزویک گستره آق‌در بند حاصل کوهزاد شاندرمنی است و نتیجه برخورد یک کمان ماگمایی درون تتیس کهن یا یک سرزمین ناشناس (suspect terrane) با حاشیه شمالی صفحه ایران است.

باقری و اشتامفلی (Bagheri and Stampfli, 2008) برای دگرگونی همتافت برفرازشی واریسکی گستره انارک و جندق سن مطلق ۳۳۳ تا ۳۲۰ میلیون سال پیش را پیشنهاد کرده‌اند که البته نه به یک رویداد کوهزایی که باید با فروورانش تتیس کهن در ایران مرکزی مربوط باشد.

در باختر طبس (کنده کلمرد) ایست رسوب‌گذاری ویزین گاهی از نوع ناپیوستگی پیوسته‌نما است و در برخی جاها نهشته‌های تبخیری-سبخایی در سازند گچال همراه است (آق‌آبانی، ۱۳۸۹).

برخی ناپیوستگی‌های رسوبی در البرز و جاهای دیگر ایران به کوهزایی‌های کالدونین و هرسی‌نین نسبت داده شده‌اند (شهرابی، ۱۳۶۳؛ Stampfli, 1978) اما ما بر این باوریم که شواهد لازم برای رویداد یک کوهزایی برای این تغییرهای چینه‌نگاشتی وجود ندارد. به عنوان نمونه، نبود کرنیفر بالایی در بسیاری جاهای ایران ممکن است تنها ناشی از افت شدید تراز آب‌های آزاد در میانه کرنیفر باشد. آق‌آبانی (۱۳۸۹) به رویداد عامل این نبود نام البرزین داده است.

شواهد جدید به دست آمده از گستره نخلک (Zanchi et al., 2015) نشانه‌هایی از فروورانش شاخه‌ای از اقیانوس تتیس کهن در ایران مرکزی در پایان کرنیفر (پیش از ۲۹۰ میلیون سال پیش) را آشکار ساخته است. آن‌ها پیشنهاد می‌کنند همتافت دگرگونی نخلک بخشی از یک تکه ناهرجای پوسته متعلق به کمربند واریسکن است که پیش از برخورد سیمین (گرگانی) در حاشیه جنوبی اوراسیا شکل گرفته بود.

۴-۳- رویدادهای مزوزویک

مزوزویک در ایران با چند رویداد مهم زمین‌ساختی همراه بوده است. مهم‌ترین این رویدادها عبارتند از بازشدگی تتیس‌نوازیان پالیوزویک، رانش قطعه‌های کوچک و بزرگ صفحه ایران به سوی شمال، بسته شدن اقیانوس تتیس کهن در شمال، برخورد قطعه‌های ایران مرکزی با اوراسیا، آغاز فروورانش به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی (سندنج-سیرجان)، بازشدن حوضه پشت‌کمانی کاسپین، بازشدن حوضه‌های پشت‌کمانی در ایران مرکزی و فرارانش پوسته‌های اقیانوسی تتیس‌نو. در زیر تنها به رویدادهای کوهزایی مزوزویک می‌پردازیم.

- کوهزایی گرگانی: بسته شدن اقیانوس تتیس کهن در تریاس پسین سبب شد حاشیه جنوبی اوراسیا (توران) همراه با بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی و رسوبات روی آن‌ها بر روی حاشیه ناهنجای ایران مرکزی رانده شوند و کوهزایی گرگانی شکل بگیرد. آثار این کوهزایی بیش از همه در جنوب گرگان قابل دیدن است. در این گستره، مجموعه دگرگونی گرگان، که از سنگ‌های رسوبی پالیوزویک تشکیل شده‌اند، در زیر یک ناپیوستگی مهم در پایه گروه شمشک قرار می‌گیرند. به نظر می‌رسد برجستگی کوهزایی در گستره گرگان بیش از هر جای دیگر بوده باشد زیرا بخش‌هایی از این برجستگی دیرین تا کرتاسه پسین نیز از آب خارج بوده است و توالی کرتاسه بالایی گستره با ناپیوستگی زاویه‌ای بسیار آشکار بر روی همتافت دگرگونی گرگان قرار

خان گورمز (نقشه زمین‌شناسی همدان) مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی دگرگونی با یک ردیف از سنگ آهک‌های ژوراسیک بالا با یک واحد آواری پایه پوشیده شده‌اند؛ ناپوستگی یادشده را می‌توان به رویداد بینالودی نسبت داد.

– **کوهزایی راوری:** در راور کرمان یک ناپوستگی زاویه‌ای بسیار آشکار بین لایه‌های ژوراسیک پسین و کرتاسه دیده می‌شود که نشان از یک رویداد در ژوراسیک پسین است. آقائباتی (۱۳۷۱) ناپوستگی ژوراسیک میانی-پسین در گستره طبس را رویداد طبسین نامیده است و آن را با رویداد نوادین در آمریکای شمالی هم‌ارز می‌داند. در نیمه خاوری ایران، ناپوستگی بین ژوراسیک و کرتاسه زیرین به طور عمومی از نوع موازی، و ناپوستگی بین ژوراسیک و کرتاسه بالایی به طور عمومی از نوع زاویه‌ای است.

گاهی رویدادی، که با نام سیمین پسین در ایران از آن نام برده می‌شود، به ناپوستگی مهم پایه توالی کرتاسه اشاره دارد که ما بر آن باوریم تنها حاصل پیشروی گسترده دریای کرتاسه در سراسر جهان است که در کرتاسه پسین به اوج خود می‌رسد. ناپوستگی زاویه‌ای پایه کرتاسه بالایی در نخلک بر روی توالی تریاس، پیشروی کرتاسه بالایی بر روی هم‌تافت دگرگونی گرگان و ناپوستگی توالی آپتین-آلبین بر روی فلیت‌های همدان در سندج-سیرجان به این پیشروی مربوط می‌شود. در کوه دمبلینی (شمال خاور اصفهان) نیز یک ناپوستگی زاویه‌ای آشکار بین توالی ژوراسیک (؟میانی) با کرتاسه پیشین دیده می‌شود که می‌توان آن را به کوهزایی راوری نسبت داد.

آقائباتی (۱۳۸۹) بر این باور است که رویداد راوری (سیمین پسین) نه در مرز ژوراسیک و کرتاسه که در نیوکومین (پیش از بارمین) روی داده است؛ همچنین او این رویداد را به دور از چین‌خوردگی، دگرگونی و پلوتونیزم در نظر می‌گیرد و در نتیجه، آن را نه از نوع کوهزا که از نوع خشکی‌زا می‌داند، اگرچه شواهدی از ماگماتیزم ژوراسیک پسین در گستره قروه از پهنه سندج-سیرجان گزارش شده است (Azizi et al., 2011).

– **رویداد پیشروی سراسری کرتاسه:** بالا آمدن تراز جهانی دریاها، که در میانه کرتاسه به اوج خود می‌رسد، سبب شده است نهشته‌های کرتاسه و به ویژه کرتاسه بالایی در بیشتر نقاط ایران با نوعی ناپوستگی بر روی واحدهای سنگی کهن تر قرار گیرند. این پدیده سبب شده است، برخی ناپوستگی‌های یادشده را به عنوان اثر یک رویداد کوهزایی در نظر بگیرند، اگرچه در برخی جاها از خاور و مرکز ایران آثاری از چنین کوهزایی نیز دیده می‌شود (کوهزایی راوری را ببینید).

– **کوهزایی نایینی:** حوضه‌های پشت‌کمانی ایران مرکزی که در کرتاسه شکل گرفته بودند، عمری طولانی نداشتند و بیشتر آن‌ها با کوتاه‌شدگی ایران مرکزی در کرتاسه پسین (مایستریشتین) بسته شدند. این رویداد به احتمال با فرارانش بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی تیسینو در گستره زاگرس همزمان بود. فرارانش افیولیت‌ها در زاگرس بلند، ناین و سبزوار در پایان کرتاسه (مایستریشتین) روی داد. اگرچه رویداد اصلی فرارانش افیولیت‌های زاگرس در کرتاسه پسین تعیین سن شده است، راندگی واحدهای مزوزوییک در روی گسله‌های کم‌شیب (سفره‌های راندگی زاگرس بلند) همچنان تا پس از میوسن ادامه داشته است.

ناپوستگی زاویه‌ای بین توالی رسوبی پالیوسن و توالی کهن تر از آن در گستره‌های ناین، یزد، کرمان و دامنه‌های جنوبی البرز گواهی بر رویداد یک کوهزایی مهم است که به احتمال در پی بسته شدن حوضه‌های یادشده در بالا شکل گرفت. به علت قرارگیری افیولیت‌ها در نزدیکی ناین و از آنجا که آثار این رویداد به تقریب در سراسر ایران دیده می‌شود و به علت آن که ناین در مرکز ایران قرار گرفته است، ما به این رویداد، نام نایینی می‌دهیم. این رویداد را می‌توان هم‌ارز زمانی رویداد ساب‌هرسی‌نین (Sub-Hercynian) در اروپا یا لارامین (لارامید) در آمریکای شمالی در نظر گرفت.

به نظر می‌رسد رویداد نایینی در شمالی‌ترین بخش‌های ایران به صورت کوهزایی

که رویداد اصلی سیمین در پی جدا شدن بُره (slab break-off) تیس کهن بین رتین و هتازین (مرز تریاس و ژوراسیک) در شمال خاوری ایران روی داده است.

– **کوهزایی بینالودی:** در گستره بینالود و بخش‌های شمالی ایران مرکزی (تروند) واحدهای سنگی هم‌ارز گروه سازند شمشک دچار دگرگونی و دگرریختی ملایمی شده‌اند که می‌توان آن را به خوبی از دگرریختی‌های مربوط به کوهزایی گرگانی (سیمین پیشین) در سنگ‌های پیش از تریاس بازشناخت. این پدیده، که در ژوراسیک میانی روی داده است، را می‌توان رویداد کوهزایی بینالودی نامید. منشا زمین‌ساختی این رویداد آشکار نیست اما به نظر می‌رسد ادامه فشارش و کوتاه‌شدگی در کوهزایی گرگانی و انتشار دگرریختی به سوی پیش‌بوم سبب آن شده باشد. شیخ‌الاسلامی و کوهیما (Sheikholeslami and Kuhpeyma, 2012) به شواهد سنی خوبی از رویداد بینالودی اشاره کرده‌اند. در گستره بینالود، سنگ‌های هم‌ارز سازند شمشک دچار دگرگونی ملایمی شده‌اند (فلیت‌های مشهد) و با ناپوستگی در زیر سازند کشف‌رود (بازوسین پسین-کالوین) قرار می‌گیرند.

رحمتی و همکاران (Rahmati et al., 2009) با توجه به تعیین سن مطلق مسکوویت‌های سنگ‌های دگرگونی گستره تروند، سن دگرگونی این سنگ‌ها را ژوراسیک میانی (۱۶۶ میلیون سال) در نظر می‌گیرند که محدوده سنی کوهزایی بینالودی را نشان می‌دهد. رحمتی و همکاران (Rahmati et al., 2010) دو رویداد دگرریختی نرم را به این کوهزایی در گستره شترکوه نسبت می‌دهند. رویداد اول (D1) یک رویداد همراه با دگرگونی ناحیه‌ای از نوع باروین (رخساره آمفیبولیت) است که از سترشدگی پوسته در اثر کوهزایی پدید آمده است و رویداد دوم (D2) محصول جریان به سوی بالای پوسته میانی و روپرداری آن پس از کوهزایی است. ملک‌پورعلمداری و همکاران (Malekpour-Alamdari et al., 2017) بر این باورند که برخلاف نظر رحمتی و همکاران (Rahmati et al., 2009)، دگرگونی یادشده در بالا، در ژوراسیک پسین روی داده است. در چوپانان ایران مرکزی، زانکی و همکاران (Zanchi et al., 2015) به قرار گرفتن لایه‌های چین‌خورده سازند شمشک در زیر سطح ناپوستگی یک سنگ‌جوش ستر در پایه سازند چاه‌پلنگ (به سن ژوراسیک پسین تا کرتاسه پیشین) اشاره می‌کنند.

ایست رسوبی روشنی در بین نهشته‌های پسروده گروه شمشک و ردیف‌های دریایی پیشرونده مارن‌های موسوم به سازند دلیچای در البرز و سازند بغمشاه در ایران مرکزی وجود دارد. اگرچه ناپوستگی گفته شده از نوع فرسایشی است، ولی در ناحیه آبیگ قزوین و یا در شمال طبس این ناپوستگی از نوع زاویه‌ای است. ناپوستگی زاویه‌ای ملایم بین سازند هُجْدک در زیر با سازند بغمشاه در بالا در گستره طبس از سوی آقائباتی به رویداد سیمین میانی (بینالودی) نسبت داده شده است. سنگ آهک پروده در گستره طبس، شیرگشت، کلرمد، آبدوغی و راور با ناپوستگی موازی و برخی جاها از جمله ۴۰ کیلومتری شمال طبس (پهلوی خاوری کوه اشلون) با ناپوستگی زاویه‌ای سنگ‌های کهن تر ژوراسیک را می‌پوشاند (آقائباتی، ۱۳۸۹). در کپه‌داغ خاوری ناپوستگی زاویه‌ای بین نهشته‌های بازوسین بالایی (سازند کشف‌رود) و تریاس بالایی (سازند میانکوهی) می‌تواند در ارتباط با رویداد بینالودی باشد. رویداد بینالودی تاکنون با نام سیمین میانی در ایران نامیده شده است. سیدامامی و علوی نایینی (Seyed-Emami and Alavi-Naeini, 1991) به خاطر قرار گرفتن سازند یبدو (با یک بخش سنگ‌جوش پایه) بر روی سازند هُجْدک در گستره راور رویداد لوتی را برای این گستره پیشنهاد می‌کنند. این رویداد با تزریق توده‌های نفوذی پس از زمین‌ساخت در گستره‌های زمان‌آباد و پشت‌بادام همراه بود. سترای سنگ‌جوش در پایه سازند پروده در گستره پروده به حدود ۴۰ متر می‌رسد. برخی تزریق گرانیت شیرکوه در گستره یزد را که در توالی تریاس بالایی و سازند شمشک تزریق شده است، به همین رویداد نسبت می‌دهند (نقشه زمین‌شناسی راور، حاجی‌ملاعلی، ۱۳۷۴). آنلز و همکاران (Annels et al., 1975) یک ناپوستگی بین سازند دلیچای و گروه شمشک را در شمال قزوین گزارش کرده‌اند. در کوه

بازسازی‌های زمین‌شناختی نشان می‌دهد که فرورانش در مکران از کرتاسه پسین آغاز شد (Arthurton et al., 1982; Berberian et al., 1982).

۴-۴- رویدادهای سنوزویک

سنوزویک هنگامی است که فلات ایران پس از برخورد بین صفحه ایران با صفحه تازی و کُنده هلمند آغاز به شکل‌گیری می‌کند و بسیاری از رویدادها که چهره کنونی ایران را پدید آورده‌اند، در این دوران چهره نموده‌اند.

– **کوهزایی نطنزی:** ایوسن در بیشتر بخش‌های ایران با یک دوره کشش پوسته و نهشتگی در حوضه‌های کششی همراه بود، اما فرورانش پوسته اقیانوسی تیس‌نو به زیر ایران مرکزی نوعی کوهزایی نوع آندی را در گستره ارومیه-دختر شکل داد که بازمانده‌های آن در توپوگرافی امروزی کمربند یادشده دیده می‌شود؛ ما این رویداد را کوهزایی نطنزی می‌نامیم.

– **کوهزایی سیستانی:** یکی از مهم‌ترین رویدادهای دوران سنوزویک بسته شدن اقیانوس سیستان در خاور ایران است. فرورانش اقیانوس سیستان به زیر کُنده هلمند در کرتاسه پیشین (پیش از اشکوب بارمین، حدود ۱۲۵ میلیون سال پیش) آغاز شد (Fotoohi-Rad, 2009). رویداد سیستانی در ایوسن پسین-الیگوسن به برخورد نهایی صفحه ایران در خاور کُنده لوت با صفحه هلمند انجامید. اگر چه بنا بر نظر تیرو و همکاران (Tirrul et al., 1983) همگرایی و فرارانش افیولیت‌ها در این پهنه از کرتاسه پسین آغاز شده بود. اثر رویداد سیستانی در خاور ایران از هر جای دیگر آشکارتر است؛ در کپه‌داغ نیز پس از نهشتگی سازند خانگیران (ایوسن) دریا برای همیشه کپه‌داغ را ترک می‌گوید. یک ناپیوستگی زاویه‌ای ناحیه‌ای در مرز بین ایوسن و الیگوسن دیده می‌شود. به این ترتیب شاید بتوان گامه آغازین دگرریختی کپه‌داغ در سنوزویک را به کوهزایی سیستانی نسبت داد. رویداد سیستانی هم‌ارز زمانی رویداد پیرنین (Pyrenean) در اروپا است. این رویداد کمی پیش از رویداد زاگرسی آغاز شد و رسوبات آواری سازند سرخ زیرین را می‌توان هم‌زمان محصول فرسایش برجستگی‌های ناشی از کوهزاد سیستانی در نظر گرفت.

– **کوهزایی زاگرسی:** بزرگ‌ترین رویداد کوهزایی دوران سنوزویک ایران به بسته شدن اقیانوس تیس‌نو و برخورد پایانی صفحه تازی با صفحه ایران باز می‌گردد که کوهزاد زاگرس را آغاز کرد و ما آن را رویداد زاگرسی نامیده‌ایم. ما گستره مکانی کوهزاد زاگرس را بین گسله معکوس اصلی زاگرس (زمین‌دز زاگرس) و پیش‌بوم میانرودان در نظر می‌گیریم؛ این بینش با دیدگاه علوی (Alavi, 2004) که پهنه‌های سندج-سیرجان وارومیه-دختر را نیز بخشی از کوهزاد زاگرس در نظر می‌گیرد، تفاوت دارد.

در باره زمان برخورد در کوهزاد زاگرس نظرهای بسیار گوناگونی ارایه شده است که از کرتاسه پسین تا پلیوسن متغیر هستند، اما بیشتر شواهد به ویژه شواهد رسوبی و چینه‌نگاشتی سن آغاز این برخورد و برپایی اصلی ناشی از آن را بین ایوسن پسین و پیش از میوسن (بین ۳۵ تا ۲۳ میلیون سال پیش) در نظر می‌گیرند (Hatzfeld and Molnar, 2010; Gholamizadeh et al., 2017; Pirouz et al., 2017). کوتاه‌شدگی پس از این برخورد همچنان ادامه دارد و ما آن را کوهزایی زاگرسی می‌نامیم. آغاز رویداد زاگرسی را می‌توان هم‌ارز زمانی رویداد ساوین (Savian) در اروپا در نظر گرفت. بررسی‌های اخیر به روش مغناطیس‌چینه‌نگاری در زاگرس (Homke et al., 2004; Emami, 2008; Ruh et al., 2014; Beamud et al., 2014; Khadivi et al., 2010) آشکار ساخته‌است سن چین‌خوردگی در زاگرس از پس‌بوم به سوی پیش‌بوم به طور عمومی جوان‌تر می‌شود و از حدود ۱۴/۵ میلیون سال پیش (میوسن میانی) در نزدیکی زاگرس بلند تا ۳/۸ میلیون سال پیش (پلیوسن پیشین) در کمان فارس تغییر می‌کند. ناپیوستگی زاویه‌ای بین سازنده‌های میشان و آغاچاری که در برخی بخش‌های زاگرس دیده می‌شود، با ادامه رویداد زاگرسی پیوند دارد.

اثر چندانی نداشته‌است، زیرا در کپه‌داغ مرز سازند شیلی نفته با سازند پسته‌لیق به صورت هم‌شیب و تدریجی است (افشارحرب، ۱۳۷۳). اما رحمتی و همکاران (Rahmati et al., 2010) در گستره شترکوه تروند آثار یک رویداد کوتاه‌شدگی با راستای شمال خاوری-جنوب باختری را در سنگ‌های کرتاسه گزارش می‌کنند که با سنگ‌های رسوبی پالیوسن پوشیده می‌شود. شیخ‌الاسلامی و کوهیما (Sheikholeslami and Kuhpeyma, 2012) نیز به یک رویداد فشارش با راستای شمال خاوری - جنوب باختری در مرز بین موزوویک و سنوزویک در کپه‌داغ اشاره می‌کنند که بر روی سنگ‌های کرتاسه و کهن‌تر تاثیر گذاشته‌است. در گستره‌های جنوب گرگان، جنوب چالوس و انزلی-ماسوله (نیمه شمالی البرز) رسوبات آهکی کرتاسه پسین با سنگ‌آهک‌های اشکوب دانین (پالیوسن) به صورت هم‌شیب پوشیده می‌شوند (آقانباتی، ۱۳۸۹). اما در بیشتر جاهای ایران مرکزی و نیمه جنوبی البرز، رویداد نایینی با نهشته‌های آواری پس از کوهزایی و با ناپیوستگی زاویه‌ای همراه است. این ناپیوستگی در جنوب نایین، جنوب خاور یزد (کوه دوسر) و جاهای گوناگون کرمان مانند کوه سیدی دیده می‌شود اما در برخی گستره‌ها از ایران مرکزی مانند جندق و خور، رسوبات کرتاسه بالا به صورت تدریجی به نهشته‌های مردابی-کولایی پالیوسن می‌رسند. در گستره‌های همدان، بروجرد، اراک، شهرکرد از پهنه سندج-سیرجان، دگرریختی نایینی، برگوارگی ایجادشده در رویداد ژوراسیک را چین داده است و برگوارگی جدیدی را در راستای N140E پدید آورده است (آقانباتی، ۱۳۸۹). برخی بر این باورند که رویداد لارامید (نایینی) در نیمه شمالی البرز سبب نوعی برجستگی شده‌است که بر روی آن نهشتگی واحدهای ایوسن و الیگوسن انجام نشده‌است، اما با توجه به آن چه که در باره پیوستگی تقریبی رسوب‌گذاری بین کرتاسه پسین و پالیوسن در شمال البرز گفته شد، ما بر این باوریم که نبود یا فرسایش نهشته‌های ایوسن و الیگوسن در این گستره به رویداد دیگری مربوط می‌شود. آقانباتی (۱۳۸۹) بر این باور است که دگرگونی مربوط به رویداد نایینی بیشتر در بخش شمال باختری پهنه سندج-سیرجان و یا در کافت‌های درون‌قاره‌ای مزوتیس دیده می‌شود که چندان گسترده نیست. در مهاباد، پیرانشهر و سندج، جنبش‌های فشاری رویداد نایینی سبب دگرریختی و دگرگونی فلیش‌های کرتاسه بالا در رخساره شیبست سبز شده‌است. در همین رویداد، عدسی‌های بزرگ سنگ‌آهک در گستره سقز، نزدیک مرز عراق به مرمر تبدیل شده‌اند. اشتوکلین (Stocklin et al., 1972) نیز دگرگونی ملایم فلیش‌های کرتاسه پسین خاور ایران را به کرتاسه پسین نسبت می‌دهد. بر اثر رویداد نایینی، هم‌تافت‌های افیولیتی کرتاسه بالایی ایران به صورت ایستا و ناحیه‌ای در رخساره‌های گلوکوفان شیبست، شیبست سبز تا آمفیبولیت دگرگون شده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۹). آقانباتی بر این باور است که بسته شدن کافت‌های مزوتیس ایران و فرارانش هم‌تافت‌های افیولیتی بر روی پوسته قاره‌ای ایران یکی از مهم‌ترین پیامدهای رویداد نایینی است. هم‌تافت افیولیتی نیز در زمین‌دز زاگرس با ناپیوستگی در زیر سنگ‌آهک سازند تاربور (مایستریشتین) قرار می‌گیرند اما افیولیت‌های پیرامون خردقاره ایران مرکزی با نهشته‌های محیط کم‌زرف پالیوسن-ایوسن پوشیده شده‌اند، بنابراین به نظر می‌رسد فرارانش افیولیت‌های یادشده در یک زمان واحد روی نداده باشد.

توالی‌هایی مانند سنگ‌جوش سازند فجن یا سنگ‌جوش کرمان ممکن است ناشی از فرسایش برجستگی‌های حاصل از کوهزایی نایینی باشد. رویداد نایینی در ایران به اشتباه و با گستردگی، نام رویداد لارامید در آمریکای شمالی را به خود گرفته‌است. چین‌خوردگی نهشته‌های (فلیش‌مانند) کرتاسه در گستره شمال آذربایجان و مغان و نبود رسوبی نهشته‌های پالیوسن در این گستره به احتمال به رویداد نایینی مربوط می‌شود.

چین‌خوردگی گسترده در نهشته‌های ژوراسیک-کرتاسه کُنده طبس (Tabas block) به احتمال در رویداد نایینی روی داده‌است زیرا سنگ‌جوش کرمان (پالیوسن) با ناپیوستگی بر روی آن‌ها قرار می‌گیرد.

در آغاز پلیوسن پسین (حدود ۳/۵ میلیون سال پیش) آغاز شده است. به این ترتیب، رویداد تهرانی با پیشروی دگرریختی رشته کوه البرز به سوی پیش‌بوم‌های شمالی و جنوبی آن پدید آمده است.

۵- نتیجه‌گیری

پیشینه تاریخی زمین‌ساختی ایران از پرکامبرین پسین در شمال ابرقاره گندوانا قابل پیگیری است. جدایش تکه‌های قاره‌ای شکل‌دهنده ایران از گندوانا و سفر آن به سوی ابرقاره اوراسیا و پس از آن همگرایی صفحه تازی و کُنده هلمند به سوی ایران، به فرایندهای زمین‌ساختی چندگانه‌ای انجامید که همراه با تغییرات جهانی تراز دریا به رویدادهای کوهزایی و خشکی‌زایی گوناگون از پالئوزویک تا سنوزویک دامن زد.

از رویدادهای کوهزایی پرکامبرین، که برای ایران مرکزی تعریف شده‌اند، تنها می‌توان درباره رویداد زیرگانی در نوپروتروزویک با اطمینان گفتگو کرد. کوهزایی‌های کهن‌تر این دوران نیاز به بررسی‌های دقیق‌تر دارد تا زمان و جایگاه زمین‌ساختی آن‌ها آشکار گردد. پالئوزویک در ایران با رویداد کوهزایی مهمی همراه نبوده است و تنها می‌توان پیامدهای کوهزایی کرینفر پسین را در گوشه‌ای از بخش شمالی ایران پیگیری نمود. بسته شدن اقیانوس تیس کهن سبب رویداد کوهزایی گرگانی در شمال ایران شد. شواهدی از زمین‌درزهای مربوط به این کوهزاد در ایران مرکزی نیز وجود دارد. فرورانش تیس‌نو به زیر ایران مرکزی سبب رویداد کوهزایی اکباتانی در حاشیه فعال ایران مرکزی (سندج-سیرجان) در ژوراسیک میانی تا کرتاسه پیشین شد. فرارانش افیولیت‌های زاگرس، آغاز فرورانش در پهنه مکران و فرارانش افیولیت‌های ایران مرکزی در کرتاسه پسین روی دادند. فرورانش اقیانوس سیستان در کرتاسه پیشین آغاز شد و کوهزایی سیستانی در پی بسته شدن اقیانوس سیستان در خاور ایران در حدود ایوسن-الیگوسن روی داد. برخورد نهایی ایران با صفحه تازی در الیگوسن سبب آغاز کوهزایی زاگرسی شد و البرز در میوسن چهره زمین‌ساختی امروزی خود را با کوهزایی البرزی شکل داد.

با توجه به تفاوت جایگاه جغرافیای دیرینه و جایگاه زمین‌ساختی رویدادهای کوهزایی نام‌گذاری شده در اروپا و آمریکا با آن چه که ایران‌زمین در دوران‌های زمین‌شناسی گوناگون با آن روبرو بوده است، از زمین‌شناسان ایرانی انتظار می‌رود نام‌گذاری‌های نوین ایرانی طرح شده در این نوشتار را برای توصیف دقیق‌تر، آشناتر و بومی‌تر رویدادهای کوهزایی و خشکی‌زایی ایران به کار ببندند. آشکار است با پژوهش‌های در حال پیشرفت دانش زمین‌شناسی در کشور، رده‌بندی موجود برای رویدادهای یادشده و سن آن‌ها کم‌کم بهبود خواهد یافت و دقیق‌تر مورد نقد و توصیف قرار خواهد گرفت.

سپاسگزاری

نگارندگان از سرور گرامی آقای مهندس حسن نبوی که بزرگوارانه وقت ارزشمند خود را صرف مطالعه نوشتار و ارائه پیشنهادها سازنده برای بهسازی مقاله نمودند، سپاس فراوان دارند. پیشنهادهای خردمندانه آقای دکتر جمشید حسن‌زاده که با دقت بسیار و با ریزبینی، متن را مطالعه و ویرایش نمودند، کمک شایانی به بهبود مقاله بود؛ بدین وسیله از ایشان سپاسگزاری می‌نمایم.

— **کوهزایی البرزی:** شواهد چینه‌شناختی نشان می‌دهد، کوهزایی اولیه البرز در واپسین بخش از ایوسن و آغاز الیگوسن پیشین روی داده است، اما کوتاه‌شدگی گسترده این رشته کوه از میوسن آغازین-میانی (حدود ۱۸ میلیون سال پیش) شتاب گرفت و تا ۱۰ میلیون سال پیش (آغاز میوسن پسین) ادامه داشت. به همین روی، ما به این دوره فعالیت کوهزایی نام البرزی داده‌ایم. این رویداد هم‌ارز زمانی رویداد استیرین (Styrian) است. کوه‌های بزقوش، تارم، سلطانیه، حلب و ماه‌نشان نیز در حدود ۱۵ تا ۱۲ میلیون سال پیش رشد کردند (Ballato et al., 2014). تعیین سن فیشن ترک آپاتیت نمونه‌های متعدد در کوه‌های تالش (البرز باختری) سه دوره اصلی روبرداری را برای این گستره آشکار ساخته‌اند (Madanipour et al., 2013). این سه دوره عبارتند از الیگوسن (۳۰ تا ۲۳ میلیون سال پیش)، میوسن میانی (۱۸ تا ۱۲ میلیون سال پیش) و پلیوسن پیشین (حدود ۵ میلیون سال پیش).

— **رویداد بختیاری:** بربریان و کینگ (Berberian and King, 1981) بر این باورند که سراسر ایران در میوسن پایانی دچار جنبش‌های کوهزایی مهم شد که با آغاز دومین گامه بازشدگی دریای سرخ و خلیج عدن همراه بود. بین توالی میوسن و پلیوسن در برخی از گستره‌های ایران، یک ناپوستگی زاویه‌ای وجود دارد که می‌توان آن را در پایه سازند بختیاری در زاگرس و در پایه سازند هزاردره در برخی جاها از دامنه‌های جنوبی البرز مشاهده کرد. راندگی واحدهای مزوزویک در روی گسله‌های کم‌شیب (سفره‌های راندگی زاگرس بلند) بر روی واحدهای میوسن زاگرس در رویداد بختیاری بوده است. یک دوره تجدید فعالیت در البرز حدود ۶ تا ۴ میلیون سال پیش روی داد که بیشتر شواهد این تجدید فعالیت در نیمه شمالی البرز دیده می‌شود. این رویداد هم‌ارز زمانی رویداد آتیکن (Atikan) است. واحدهای رسوبی-آواری درشت‌دانه در بیشتر بخش‌های ایران، نهشته‌های قاره‌ای آواری ریزدانه‌تر میوسن پسین را می‌پوشانند. این نهشته‌ها در بخش‌های گوناگون کشور با نام‌هایی مانند سازند هزاردره، سازند بختیاری و سنگ‌جوش میناب شناخته می‌شوند. در نقشه‌های زمین‌شناسی بیشتر آن‌ها را با عنوان سنگ‌جوش پلیوسن-کواترنری (PIQc) نمایش داده‌اند، اگرچه در مورد سن دقیق آن‌ها اتفاق نظر وجود ندارد. به باور ما این نهشته‌ها اگرچه ممکن است با تغییرهای اقلیمی در پیوند باشند، اما بیشتر حاصل تشدید جنبش‌های زمین‌ساختی در طی رویداد بختیاری هستند. نبود چینه‌شناختی مرز واحدهای سنگی میوسن پسین و پلیوسن در مغان (شمال باختر ایران) نیز محصول رویداد بختیاری است. چین‌خوردگی سازند سرخ بالایی در شمال ایران مرکزی (کویر بزرگ) در رویداد بختیاری شکل گرفته است.

— **رویداد تهرانی:** سازند هزاردره در گستره تهران دچار چین‌خوردگی شدید و گسلش شده است. شدت چین‌خوردگی به گونه‌ای است که در برخی جاها شیب لایه‌بندی این سازند به عمودی و حتی کمی برگشته می‌رسد. نهشته‌های سازند B در شمال تهران با ناپوستگی زاویه‌ای مشخص بر روی این سازند چین‌خورده قرار می‌گیرند. به این ترتیب ما دگرریختی یادشده را، که به نظر می‌رسد در مرز بین پلیوسن و کواترنری روی داده باشد، به نام رویداد تهرانی معرفی می‌کنیم. برخی این رویداد را هم‌ارز رویداد پاسادنین (Pasadenian) در نظر می‌گیرند اما از دیدگاه زمانی، این رویداد هم‌ارز رویداد والاکین (Wallchian) است. شواهد چینه‌های رشد در نیمرخ‌های بازتاب لرزه‌ای بستر کاسپین جنوبی نشان می‌دهد چین‌خوردگی توالی نیوژن این دریا پس از نهشتگی سازند سوراخانی (سری مولد-Productive Series)

کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۷۱، معرفی رویداد زمین‌ساختی کیمبرین میانی (ژوراسیک میانی). فصلنامه علوم زمین، زمستان ۷۱، سال دوم، شماره ۶، ص ۲-۵.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۹، زمین‌شناسی ایران. چاپ سوم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۵۸۶ ص.
- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳، زمین‌شناسی کپه‌داغ، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، شماره ۱۱، ۲۷۵ ص.
- حاج‌ملاعلی، ع.، ۱۳۷۴، نقشه زمین‌شناسی راور. مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حق‌پور، ع.، آقاباتی، ع. و نوایی، ا.، ۱۳۵۵، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سرو، مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره A3، ۵۸ صفحه.
- زاهدی، م.، ۱۳۷۹، جایگاه گنبد‌های نمکی زاگرس‌لند در ستون چین‌شناسی ایران. فصلنامه علوم زمین. سال اول، شماره ۱، ص ۶۴-۷۳.
- زاهدی، م. و رحمتی، م.، ۱۳۷۹، نقشه زمین‌شناسی شهرکرد. مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شهرابی، م.، ۱۳۶۳، جنبش‌های کوهزایی کالدونین در منطقه گرگان-شاهرود و تأییدی بر فاز تاکنونین در این ناحیه، خلاصه مقالات سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ ص.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۶۶، نقشه زمین‌شناسی سمنان، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سامانی، ب.، ژویی، ج.، تائو، گ. و تائو، گ.، ۱۳۷۳، زمین‌شناسی پرکامبرین در ایران مرکزی از دیدگاه، چین‌نگاری، ماگماتیسیم و دگرگونی فصلنامه علوم زمین، سال دوم، شماره ۱۰، ص ۴۰-۶۳.

References

- Afshar-Harb, A., 1994. *Geology of Kopeh-Dagh region. The Plan for Compilation of the Geology of Iran Book. No. 11, 275 p.* [In Persian with English Abstract].
- Aghanabati, A., 1992. *An introduction to the Mid-Cimmerian (Middle Jurassic) tectonic event. Scientific Quarterly Journal of Geosciences. Winter 1992, Year 2(6), 2-5.* [In Persian with English Abstract].
- Aghanabati, A., 2010. *Geology of Iran. 3rd Edition, Geological Survey of Iran, 586 p.* [In Persian].
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geol. Soc. Of Amer. Bull. v. 103, p. 983-992.* [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2).
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science, 304, 1-20.* <https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>.
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed Emami, K., and Lasemi, Y., 1997. The Triassic and associated rocks of the Naxhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin. *Geol. Soc. Am. Bull. v. 109, p. 1563-1575.* [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<1563:TTAARO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<1563:TTAARO>2.3.CO;2).
- Alavi-Naini, M., and Amidi, S.M., 1968. *Geology of western parts of Takab Quadrangle. Geological Survey of Iran. Report No. 49, 98 p.*
- Annells, R.N., Arthurton, R.S., Bazley, R.A.B., Davies, R.G., Hamed, M.A.R., and Rahimzadeh, F., 1975. *Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangles map. Geological Survey of Iran, E3 and E4, 94 p.*
- Arthurton, R.S., Farah, A., and Ahmed, W., 1982. The Late Cretaceous-Cenozoic history of western Baluchistan Pakistan-the northern margin of the Makran subduction complex. In: Leggett, J.K. (Ed.), *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics of Modern and Ancient Plate Margins, Special Publication, v. 10. Geological Society of London, p. 373-385.* <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.25>.
- Azizi, H., Asahara, Y., Mehrabi, B., and Chung, S.L., 2011. Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from the Suffi abad area, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran. *Chem. Erde, 71, 363-376.* <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2011.06.005>.
- Bagheri, S., and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in Central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics v. 451, p. 123-155.* <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.047>.
- Ballato, P., Zeilinger, G., Balling, P., Ghassemi, M.R., Heidarzadeh, G., Cifelli, F., Mattei, M., Hassanzadeh, G., Dunkel, I., Sudo, M., and Strecker, M., 2014. Mio-Pliocene morphotectonic evolution of the Iranian Plateau: from outward expansion to incision and excavation. Abstract volume of the Final Symposium for Darius Programme: Evolution of the Black Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic. December 8-9, 2014, University Pierre & Marie Curie Paris, France. p. 32-33.
- Bates, R.L., and Jackson, J.A., 1980. *Glossary of Geology. Second Edition, American Geological Institute, Falls Church, Virginia, 751 p.* ISBN 13: 9780913312155.
- Beamud, E., Vergés, J., Najafi, M., Mouthereau, F., Reza, A., Goodarzi, H., Sherkati, S., Yassaghi, A., Bahroudi, A., and Motamed, H., 2014. Magnetostratigraphic constraints on the timing of deformation in Frontal Fars Arc (Zagros folded belt, Iran). Abstract volume of the Final Symposium for Darius Programme: Evolution of the Black Sea to Central Asia Tethyan Realm since the Late Paleozoic. December 8-9, 2014, University Pierre & Marie Curie Paris, France. p. 38-39.
- Berberian F., and Berberian M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta H.K. and Delany F.M. (Eds.), *Zagros, Hindu Kush, Himalaya Geodynamic Evolution, p. 5-32, American Geophysical Union Geodynamics Series 3 (1981).* <https://doi.org/10.1029/GD003p0005>.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *J. Geol. Soc. London, v. 139, p. 605-614.* <https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>.

- Berberian, M., 2017. Development of geological perceptions and explorations on the Iranian Plateau: From Zoroastrian cosmogony to plate tectonics (ca. 1200 BCE to 1980 CE). In: Sorkhabi, R., ed., *Tectonic Evolution, Collision, and Seismicity of Southwest Asia: In Honor of Manuel Berberian's Forty-Five Years of Research Contributions: Geological Society of America Special Paper 525*, [https://doi.org/10.1130/2016.2525\(03\)](https://doi.org/10.1130/2016.2525(03)).
- Berberian, M., and Hamdi, B., 1977. First Discovery of Ordovician Beds and Conodonts in the slightly metamorphosed rocks of Kuh-e-Agh-Baba, Maku Quadrangle. Internal Report. Geological Survey of Iran.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.* v. 18(2), p. 210-285. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Clark, G.C., Davies, R.G., Hamzeshpour, B., and Jones, C.R., 1975. Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi Quadrangle Map, 1:250,000 Geological Survey of Iran. D3, 198 p.
- Crawford, M.A., 1977. A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India. In: *Livre à la mémoire de A. F. de Lapparent. Société Géologique de France, Memoir*, 8, 251-260.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran, Yu/52, 334 p.
- Emami, H., 2008. Foreland propagation of folding and structure of the Mountain Front Flexure in the Pusht-e Kuh arc (NW Zagros, Iran), PhD thesis, 118 pp., Univ. de Barcelona, Barcelona. ISBN: 9788469156988.
- Engalenc, M., 1968. *Geologie, geomorphologie, hydrogeologie de la region de Tehran (Iran)*. These es sciences. Montpellier, 180 p.
- Fergusson, C.L., Nutman, A.P., Mohajjel, M., and Bennett, V.C., 2016. The Sanandaj-Sirjan Zone in the Neo-Tethyan suture, western Iran: Zircon U-Pb evidence of late Palaeozoic rifting of northern Gondwana and mid-Jurassic orogenesis. *Gondwana Research* 40, 43-57. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.08.006>.
- Fotoohi Rad, G.R., Droop, G.T.R., and Burgess, R., 2009. Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Geological Journal* v. 44 p. 104-116. <https://doi.org/10.1002/gj.1135>.
- Ghavidel-Syooki, M., Hassanzadeh, J., and Vecoli, M., 2011. Palynology and isotope geochronology of the Upper Ordovician-Silurian successions (Ghelli and Soltan Maidan Formations) in the Khoshyeilagh area, eastern Alborz Range, northern Iran; stratigraphic and palaeogeographic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology* 164, 251-271. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2011.01.006>.
- Gholami-Zadeh, P., Adabi, M.H., Hisada, K.I., Hosseini-Barzi, M., Sadeghi, A., and Ghassemi, M.R., 2017. Revised version of the Cenozoic Collision along the Zagros Orogen, Insights from Cr-spinel and Sandstone Modal Analyses. *Nature, Scientific Report*, 7(1), 1-15, doi:10.1038/s41598-017-11042-1.
- Haghipour, A., 1974. *Etude geologique de la region de Biabanak-Bafq (Iran-Central); Petrologie et tectonique du socle Precambrien et de sa couverture*. These, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France, 403p.
- Haghipour, A., Aghanabati, A., and Navaei, I., 1976. *Report on the Geological Quadrangle Map of Sero. Scale 1:250.000, Geological Survey of Iran*.
- Haj-Mola-Ali, A., 1995. *Geological Map of Ravar. Scale 1:100.000. Geological Survey of Iran*.
- Hallam, A., 1992. *Phanerozoic Sea-Level Changes*. NY: Columbia University Press. ISBN: 9780231074254, 224 pages.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D., Horton, B., Axen, G., Stockli, L., Grove, M., Shmitt, A., and Walker, D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic – Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics*, v. 451, p. 71-96. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062>.
- Hatzfeld, D., and Molnar, P., 2010. Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications. *Reviews of Geophysics* 48, RG2005, 48 pp. <https://doi.org/10.1029/2009RG000304>.
- Homke, S., Vergés, J., Garcés, M., Emami, and H., Karpuz, R., 2004. Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush arc (Lurestan province, Iran). *Earth Planet. Sci. Lett.* 225, 397-410. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.07.002>.
- Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Amini, A.H., Fakhari, M., Zamanzadeh, S.M., and Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics*, v. 451, p. 97-122, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.063>.
- ICS, 2013. Chronostratigraphic Chart, v. 2013/01. International Commission on stratigraphy.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., Genser, J., Faghih, A., and Kusky, T., 2012. Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: From Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation. *Tectonophysics*, 564-565, 83-100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.017>.
- Khadivi, S., Mouthereau, F., Larrasoana, J.C., Verges, J., Lacombe, O., Khademi, E., Beamud, E., Melinte-Dobrinescu, M., and Suc, J.P., 2010. Magnetochronology of synorogenic Miocene foreland sediments in the Fars arc of the Zagros Folded Belt (SW Iran), *Basin Res.*, v. 22(6), p. 918-932. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00446.x>.
- Madanipour, S., Ehlers, T.A., Yassaghi, A., Rezaeian, M., Enkelmann, E., and Bahroudi, A., 2013. Synchronous deformation on orogenic plateau margins: Insights from the Arabia-Eurasia collision. *Tectonophysics*, v. 608, p. 440-451. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.09.003>.

- Malekpour-Alamdari, A., Axen, G., Heisler, M., and Hassanzadeh, J., 2017. Large-magnitude continental extension in the northeastern Iranian Plateau: Insight from K-feldspar $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology from the Shotur Kuh-Biarjmand metamorphic core complex. *Geosphere*, v. 13, no. 4, 1–27. <https://doi.org/10.1130/GES01423.1>.
- Moore, E.M., and Fairbridge, R.W., 1997. *Encyclopedia of European and Asian regional geology*. Chapman and Hall, 804 p. <https://doi.org/10.1007/1-4020-4495-X>.
- Moore, E.M., and Twiss, R.J., 1995. *Tectonics*. W.H. Freeman, New York, 415p. ISBN 10: 0716724375.
- Nabavi, M.H., 1976. *A preface to the geology of Iran*. Geological Survey of Iran, 109 p. [In Persian].
- Nabavi, M.H., 1987. *Geological Map of Semnan*. Scale 1:100,000, Geological Survey of Iran.
- Neuendorf, K.K.E., Mehl Jr., J.P., and Jackson, J.A., 2011. *Glossary of geology*. American Geosciences Institute Alexandria, Virginia, 783 p. ISBN: 978-0-922152-89-6.
- Pirouz, M., Avouac, J.-P., Hassanzadeh, J., and Kirschvink, J.L., 2017. Early Neogene foreland of the Zagros, implications for the initial closure of the Neo-Tethys and kinematics of crustal shortening. *Earth and Planetary Science Letters*, 477, 168–182. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.07.046>.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Faryad, S.W., Holub, F.V., Košler, J., and Frank, W., 2009. Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (Central Iran). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 100, 45–62. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0499-0>.
- Rahmati-Ilkhchi, M., Jeřábek, P., Faryad, S.W., and Koyi, H.A., 2010. Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotur Kuh metamorphic complex, Great Kavir block, NE Iran. *Tectonophysics* v. 494 p. 101–117. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.09.005>.
- Ramezani, J., and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, Central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *Am. J. Sci.* v. 303, p. 622–665. <https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>.
- Reyre, D., and Mohafez, S., 1972. A first contribution of the NIOC-ERAP agreements to the knowledge of Iranian geology. Edition Technips Paris, 58 p. ISBN: 2710801787, 9782710801788.
- Ruh, J.B., Hirt, A.M., Burg, J.P., and Mohammadi, A., 2014. Forward propagation of the Zagros Simply Folded Belt constrained from magnetostratigraphy of growth strata. *Tectonics*, v. 33, p. 1534–1551. <https://doi.org/10.1002/2013TC003465>.
- Rutten, L.M.R., 1949. Frequency and periodicity of orogenetic movements. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 60, no. 11, p. 1755–1770. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1949\)60\[1755:FAPOOM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1949)60[1755:FAPOOM]2.0.CO;2).
- Ruttner, A., 1991. Geology of the Aghdarband Area (Kopet Dag), NE-Iran. *Abh. Geol. B. – A.*, v. 38, p. 44–47.
- Samani, B., Zhui, C., Tao, G., and Tao, K., 1994. *Geology of Precambrian in Central Iran; on the context of stratigraphy, magmatism and metamorphism*. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 3(10), 40–63. [in Persian with English abstract].
- Seyed-Emami, K., and Alavi-Naeini, M., 1991. Bajocian stage in Iran. *Memorie descrittive della carta geologica d'Italia*, v. 40, p. 215–221.
- Shahrabi, M., 1984. *The Caledonian orogenic movements in Gorgan-Shahrud region and an emphasis on the Taconian phase in the region*. *Proceedings of The 3rd Geosciences Congress, Geological Survey of Iran*. [In Persian].
- Sheikholeslami, M.R., and Kuhpeyma, M., 2012. Structural analysis and tectonic evolution of the eastern Binalud Mountains, NE Iran. *Journal of Geodynamics* v. 61, p. 23–46. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.06.010>.
- Stampfli, G.M., 1978. *Etude géologique générale de l'Elbourz oriental au sud de Gondad-e-Qabus, Iran NE*. These Geneve, 329 p.
- Stille, H., 1936. Present tectonic state of the Earth. *AAPG Bulletin*, 20, 849–880.
- Stocklin, J., Eftekharneshad, J., and Hushmand-Zadeh, A., 1972. Central Lut reconnaissance. East Iran. Geological Survey of Iran. Report No. 22, 62 p.
- Thiele, O., Alavi-Naini, M., Assefi, R., Hushmand-Zadeh, K., Seyed-Emami, K., and Zahedi, M., 1968. Explanatory text of the Golpaygan Quadrangle Map 1:250,000; Geol. Surv. Iran, Geol. Quadrangle., Iran; 1968, P. 3A 24.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., and Camp, V.E. 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 134–150. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2).
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P.R., and Spell, T.R., 2007. Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran; *Geol. Soc. Am. Bull.*, 119(7/8) 961–977. <https://doi.org/10.1130/B26102.1>.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., and Taheri, J., 2009. The Cimmerian orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. *Terra Nova*, v. 21, p. 211–218. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00876.x>.
- Zahedi, M., 2000. *Position of the Zagros salt domes in the stratigraphy of Iran*. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, Year 1(1), 64–73. [In Persian with English Abstract].
- Zahedi, M., and Rahmati, M., 2000. Geological Map of Shahr-e-Kord. Scale 1:250,000, Geological Survey of Iran.

- Zanchetta, S., Berra, F., Zanchi, A., Bergomi, M., Caridroit, M., Nicora, M., and Heidarzadeh, G., 2013. The record of the Late Palaeozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran: constraints on the Cimmerian orogeny. *Gondwana Res.* v. 24, p. 1237–1266. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.013>.
- Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S., and Muttoni, G., 2009. The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran). In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins*. Geological Society of London Special Publications, v. 312, p. 57–78. <http://dx.doi.org/10.1144/SP312.4>.
- Zanchi, A., Malaspina, N., Zanchetta, S., Berra, F., Benciolini, L., Bergomi, M., Cavallo, A., Javadi, H.R., and Kouhpeyma, M., 2015. The Cimmerian accretionary wedge of Anarak, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 102, 45-72. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.08.030>.