

www.gsjournal.ir

Original Research Paper

Geochemistry and petrology of Upper Triassic basic volcanic rocks in the Central Alborz region, south of Pole Sefid

Saeid Samarbakhsh¹, Mohammad Hashem Emamil^{*}, Seyed Mojtaba Mortazavi² and Mansour Vosoughi-Abedini¹

¹Department of Geology, Faculty of Convergent Sciences and Technologies, Islamic Azad University, Science and Research Unit, Tehran, Iran ²Department of Geology, Faculty of Agriculture and Natural Resources, Islamic Azad University, Swadkoh Branch, Mazandaran, Iran

ARTICLE INFO

Article history: Received: 2021 November 20 Accepted: 2022 Frbruary 27 Available online: 2023 March 21

Keywords: Volcanic rocks Extensional regime Pole Sefid Central Alborz

ABSTRACT

The study area, situated 50 km north of Ghaemshahr, structurally belongs to the Central Alborz tectonic zone. The volcanic rocks of the area, including basalt, andesite, trachyandesite, and dolerite are the products of fractional crystallization and some contamination processes. Clinopyroxene, olivine, and plagioclase are the main minerals of these rocks. Porphyritic to mega-porphyritic texture with microlithic, glomeroporphyritic, and amygdaloidal matrix are observed in these rocks. Plagioclase, hornblende, and pyroxene can be considered the main mineral phases of these rocks. The rocks are enriched in LIL and LREE elements and depleted in HFS elements. The ratios of trace elements and rare earth elements in the studied region indicate that the basalts were formed by melting a garnet bearing peridotite at great depths and pressures. Negative Ce anomaly, Nb negative anomaly, Pb positive anomaly the role of continental lithosphere in contaminating the magmatic sources of volcanic rock in the study area. The Pb/Ce ratio similar to ocean island basalt (OIB) sources, induces OIB sources, the asthenospheric mantle, in the initial formation of basaltic magma. it can be concluded that the volcanic rocks of the area have formed in an intra-plate environment in an extensional regime.

1. Introduction

The study area is a part of the Alborz Mountains and a part of the Central Alborz Zone located in 53° 00′ to 53° 10′ E and 36° 00′ to 36° 09′ N. Central Alborz is a subset of the Alborz structural zone that has been impacted by its geological events (Fig. 1 a, b). Alborz structural zone has always been the subject of intense research since it is the shoreline of Gondwana to Eurasia (Stöcklin, 1974; Berberian and Berberian, 1981; Stampfli, 1978; Guest et al., 2006 a, b). The Permo-Triassic extension stage is an important rift stage because it marks the emergence of the Neuttis ocean basin (Ghasemi and Jamshidi, 2012; Ghasemi and Jamshidi, 2013).

This stage is characterized by basaltic volcanism in Alborz and other areas of Iran, such as the Sanandaj-Sirjan Zone (Berberian and king, 1981). In the Central Alborz, the Early Triassic carbonates are overlapped by the Late Triassic shales and sandstones. Extensional phases in the area started in the Late Triassic associated with alkaline igneous activity (Berberian and King, 1981; Berberian, 1983). The occurrence of alkaline lavas and pyroclastic rocks interbedded with the Late Triassic shales and sandstones reveals the existence of an extensional system in Central Alborz (Nazari et al., 2004).

Citation:

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

doi: 10.22071/gsj.2022.314965.1954

CC () (S) BY NC (i) dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.1.12.9

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

^{*} Corresponding author: Mohammad Hashem Emami; E-mail: hashememami@yahoo.com

Samarbakhsh, S., Emami, M.H., Mortazavi, S.M., and Vosoughi-Abedini, M., 2023. Geochemistry and petrology of Upper Triassic basic volcanic rocks in the Central Alborz region, south of Pole Sefid. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(1), 127, 161-178. https://doi.org/10.22071/gsj.2022.314965.1954

The evolution of this extensional regime can generate the basins of Caspian Sea and Black Sea in Late-Middle Jurassic (Nazari, 2006). During Late Triassic, the structural features of the lower part of Shemshak Formation reveal an important extensional system with several occurrences of normal faults. This extensional regime is also registered in the lower part of the Shemshak Formation by changes in thickness. These changes are related to the activity of big normal faults or thrust faults in Central Alborz (Nazari and Shahidi, 2011).

2. Study method

To investigate and quantify the amounts of major, secondary, and rare elements in samples from the region, we made some field visits, sampled from various rock types, and selected rocks with the minimum alteration. About 50 microscopic sections of rock units were studied using polarizing microscope to identify the texture of the rocks, and their mineralogical composition. Finally, the collected 14 rock mass samples were analyzed using inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) in the Zar Azma Company of Iran (Table 1, 2). The extrusive igneous rocks include the following:1) Hyaloclastite, 2) Trachyandesite, 3) Olivine basalt, and 4) Olivine dolerite.

The intrusive igneous rocks include the following:

- Gabbro-diorite

- **Basalt:** It is composed of hyaloclastite texture, porphyritic material extending from a microcytic matrix to a porous glass, and plagioclase crystals varying from formed to amorphous and variable in size within the rock texture. Pericline albite and Carlsbad albite are two index minerals of these rocks. In terms of optical characteristics and refractive index, these rocks vary from Labradorite to Anorthite. Pyroxene is found in anhedral to euhedral forms. According to their optical characteristics, these pyroxenes are of the Augite type. Olivine rocks are euhedral to anhedral and are severely altered (Fig. 2a).

- **Trachyandesite**: It has a porphyry texture with microlithic (trachyte matrix) pyroxenes that are amorphous in form and of the augite type. These minerals are often discovered in single crystal form. These pyroxenes are often formed in the matrix with a poor dispersion. It is of note that these pyroxenes are often used in place of calcite and opaque minerals. Olivine was seen in the euhedral to anhedral forms (Fig. 2b).

- Olivine basalt: Porphyry texture with microcytic matrix and pyroxene is observed in the form of euhedral to anhedral and in some cases with a higher frequency than olivines in the rock texture. According to their optical properties, these pyroxenes are of the augite type (Fig. 2 c, d).

- Olivine dolerite: Porphyry texture with intergranular and interstitial matrix and plagioclase is seen in the form of euhedral to anhedral. The rock matrix consists of Carlsbad albite and albite-pericline.

- **Diorite Gabbro**: We see granular and quartz textures with subhedral and angular to anhedral forms among the other minerals making the rock. These minerals may contain apatite. Plagioclase is found in the form of amorphous to amyloid with pericline albite and Carlsbad albite (Fig. 2e, f).

3. Geochemical investigations of the region's volcanic rocks

Examination of the major constituents of the region's intrusive rocks reveals that these rocks contain various basalts (Table1). The TAS diagram indicates that the investigated rocks are a combination of trachyandesite and basalt (Fig. 3a) and the studied rocks are in the alkaline range (Fig. 3d). All of these graphs (Normalized diagram of samples relative to chondrite) show comparable patterns of element distribution in the region's rocks. Some positive and negative anomalies in the levels of Sr, Rb, Nb, Pb, and Ba may be observed in the normalized plot compared to the original mantle values (Fig. 6 a,b,c). Since Ti and P are elements with a high stability field strength (HFS) and do not exhibit movement during secondary processes, the abnormalities seen in them may be understood petrologically. The existence of negative anomalies in Nb also suggests a role for continental crustal magmatic contamination in the region's rock development and the separation of titanomagnetite from early alkaline olivine basalt melts. Significantly high Pb and Ba anomalies suggest continental crustal contamination, while a positive Sr anomaly indicates the existence of plagioclase phenocrysts in the rock. The observed positive anomaly is due to an increase in the Th concentration, indicating crustal contamination. In the graph of variations in the ratio of La/Sm to La from Aldanmaz et al. (2000), the continuous and dashed lines indicate a tendency toward altering the composition of molts formed by various degrees of partial melting in the spinel lherzolite and Garnet- lherzolite (Fig. 8a). In terms of La and Sm concentrations, all examined basalt samples have a composition comparable to melt generated from the enriched mantle and are put on a process compatible with about 5% melting of garnet-containing garnet (Fig. 8a). The $La_{_{\!N}}\!/Sm_{_{\!N}}$ diagram against $Tb_{_{\!N}}\!/Yb_{_{\!N}}$ diagram further confirms the origin of spinel lherzolite (Wang et al., 2008). The Th/Yb against Ta/Yb diagram shows that the area's rocks are in the OIB range, suggesting an enhanced origin for the OIB type in the area's rock formation. Fitton (2007) asserts that alkaline and intercontinental transition basalts with the same composition as genuine OIB basalts have a more uncertain origin than genuine OIBs. In general, alkaline basalt production occurs at a rate comparable to that of OIB basalts linked with mantle plume processes or melting of Korean loose material in intercontinental zones (McKenzie and O'Nions, 1991).

Fitton et al. (1977) suggested the following procedure to differentiate a plume and non-plum alkaline basalts: If

 $\Delta Nb > 0$, it is the plume source but rocks with $\Delta Nb < 0$ do not have a plume origin. The rocks of the study area have the ΔNb range of 0.35 to 1.44 and thus are classified as alkaline rocks associated with the plume. Zr/Nb ratio in Pole Sefid samples varies from 2.13 to 2.81. However, this ratio ranges from 2 to 4 in alkaline igneous rocks and from 8 to 12 in the continental crust samples (Weaver, 1991) which is possibly indicating the lack of a significant crustal contamination in the studied rocks. Hart et al. (1989) reported that the basaltic magmas which are influenced by crustal contamination contain La/Nb>1.5 and La/Ta>22. The Ce/Yb ratio may be used to determine the depth and rate of melting of the parent rock. A low value for this ratio (less than 15) suggests that the magma originated in the mantle's uppermost layers (low depth or high melting rate). In comparison, magmas with a Ce/Yb ratio greater than 15 indicate that the magma is originated from the high stability depth range of the garnet and a low melting rate (high pressure) (Cotton et al., 1995, ratio). The Ce/Yb in the region's intrusive masses is approximately 25.71, indicating the samples' high depth and low melting rate. Moreover, according to Conly et al. (2005), the ratio of 0.12 Rb/Zr suggests a metasomatized mantle source since the average of this ratio in the rocks of the research region is about 0.26. The specimens are in the garnet region on the Sm/Yb diagram versus Ce/Sm, which is used to determine the presence or absence of garnet at the source of melt formation (Fig. 10). Rare earth element (REE) geochemistry is often used to determine the degree of melting and depth of origin of main magma bodies (Rollinson, 1993; Zhao and Zhou, 2007; Furman, 2007). The Alborz zone's late Precambrian-Triassic rock strata show high affiliation to those of other areas of Iran, and at least for a significant portion of the Paleozoic, they show association with Gondwana (Stocklin, 1974; Berberian and King, 1981: Angiolini et al., 2007; Wendt et al., 2005). Scholars have mentioned different views on the splitting date, the start of subduction, and the ultimate closure of the Paleo-Tethys Ocean (Stampfli, 1978; Chateauneuf and Stampfli, 1979; Stampfli et al., 2001; Ghasemi and Khanalizadeh, 2012). According to some researchers, Paleo-Tethys formation began in the north of Alborz toward the end of the Ordovician era. Lasemi (2000), on the other hand, believes that Paleo-Tethys rifting (also known as the Turan rift) started in the early Ordovician. According to this author, Shir Gasht, Lashkark, Gholi, and New Formations and

their counterparts, which have made large progressive sequences, are synchronous with the rift's development. He asserts that Paleo-Tethys oceanic crust has expanded since the Devonian. Lasemi (2000) also examined the development of an incomplete rift basin in the Tabas area (Central Iran) during the early Ordovician era in relation to Iran's Paleo-Tethys edge. Numerous geological features such as oceanic remainders in the north of Iran (Mashhad, Farima, and Anjir Valley) and Central Iran (Jandagh and Anarak), along with thick magmatic sequences, the continental rock of Iran was fractured during the Lower Paleozoic era due to the capping process in northern Iran from Sultan Maidan formations. These events indicate that the continental lithosphere of Iran has fragmented during the lower Paleozoic and split. Consequently, oceanic zones have formed in some parts of the Iranian plateau (e.g., Mashhad ophiolites, Talesh in the north, and Bayaz and Jandagh ophiolites in Central Iran).Numerous geological characteristics suggest that this period of crustal stress started after the fusion of the Precambrian blocks and the creation of the Gondwana supercontinent, followed by forming the magmatic arc and its opening. The Gondwana subcontinent was created by the collision of seven to eight Neoproterozoic continents (Cadomini Block) the size of Australia in two phases (650-600 million years ago; 570-520 million years ago) (Ustaömer et al., 2009; Collins and Pisarevsky, 2005; Shafaii Moghadamet et al., 2013).

4. Conclusion

The geological units of the study area contain volcanic masses and have an alkaline origin. According to tectonic schematics and geostructural research, the area's rocks have developed in an intercontinental extensional environment from a transitional garnetspinel lherzolite mantle. Based on lithographic investigations, the texture of these rocks are classified as granular, poikilitic, and Porphyric. Some plagioclase samples exhibit flow and sieve textures in certain samples. Geochemical studies indicate that the magma that formed these rocks has originated from the melting of 3 to 5% of an uplifting mantle with peridotite garnet rocks at a depth of 70 to 80 km. The results also show the remarkable role of crystal segregation as the primary process in the formation of magma that formed these rocks. پیوند صفحہ نخست: www.gsjournal.ir

زمینشیمی و سنگشناسی سنگهای آتشفشانی بازیک تریاس بالایی جنوب پل سفید، البرزمرکزی

سعید ثمربخش'، محمدهاشم امامی'*، سید مجتبی مرتضوی۲ و منصور وثوقیعابدینی'

^اگروه زمینشناسی، دانشکده علوم و فناوریهای همگرا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران ^اگروه زمینشناسی، دانشکده کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد سوادکوه، مازندران، ایران

اطلاعات مقاله	چکیدہ
تاريخچە مقالە:	
ناریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۸/۲۹	دارد. طیف ترکیبی سنگهای آتشفشانی منطقه، متشکل از بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت و دولریت حاصل عملکرد فرایندهای تبلور
تاريخ پذيرش: ۱۴۰۰/۱۲/۰۸	تفریقی و گاه آلودگی بوده است. بافت.های پورفیریتیک تا مگاپورفیریتیک با خمیره میکرولیتی، گلومروپورفیریتیک و آمیگدالوییدال در
تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۱/۰۱	این سنگها دیده میشود. کلینوپیروکسن، الیوین و پلاژیوکلاز، کانیهای اصلی این سنگها را تشکیل میدهند. بهطورکلی شیمی کل
	سنگهای منطقه حاکی از غنیشدگی از عناصر LIL و LREE و تهیشدگی از عناصر HFS است. بررسی نسبتهای عناصر کمیاب و
کلی <i>دو</i> اژهها: نگه داد آتشنشان	عناصر نادر خاکی نیز نشان میدهد که بازالتهای منطقه مورد مطالعه می توانند از ذوب بخشی یک گارنت پریدوتیت در ژرفا و فشارهای بالا
ست های استفسانی محیط کشتہ	بهوجود آمده باشند. بیهنجاری منفی Ce، بیهنجاری منفی Nb، غنیشدگی از Pb نقش لیتوسفر و بهویژه پوسته قارهای را در آلایش منابع
معيط فسسى	- ماگمایی سنگهای آتشفشانی منطقه مورد مطالعه تداعی می کند. نسبت Pb/Ce شبیه به منابع OIB، یعنی گوشته آستنوسفری در تکوین اولیه
ب ^ل میرید البرز مرکزی	ماگمای بازالتی را القا می کند. سنگ های آتشفشانی منطقه در محدوده درون ورقهای در یک محیط کششی تشکیل شدهاند.

1- پیشنوشتار

فاز کششی پرمو- تریاس، از مهم ترین فازهای ریفتی و نشاندهنده بازشدن حوضه اقیانوسی نئوتتیس است (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲). نشانههای این فاز به صورت ولکانیسم بازالتی در البرز و دیگر نقاط ایران (مانند سنندج – سیرجان) دیده می شود (Berberian and King, 1981). در تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین- میانی در بخش هایی از ایران مرکزی مانند شترکوه و کلاته ماگمای سازنده

سنگها در یک محیط کششی درون قارمای حاصل شده است (دادپور، ۱۳۹۳؛ شکاری و همکاران، ۱۳۹۷؛ بلوچی و همکاران، ۱۳۹۷). همچنین حوضههای کششی پشت کمانی نابالغ در تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین – میانی در جنوب البرز خاوری نیز تشکیل شده است (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۹۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰) که در این حوضهها سنگهای آذرین بازیک ویژگیهای ژئوشیمیایی ماگماهای کششی را نشان می دهند (رستمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷؛ شهابی و همکاران، ۱۳۹۹، ۱۴۰۰).

۲-روش پژوهش

پژوهش حاضر، برپایه بررسیهای صحرایی، مطالعه مقاطع نازک و تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب انجام شده است. در این راستا از بیش از ۴۰ نمونه از سنگهای منطقه، نمونهبرداری و مقاطع نازک تهیه و بررسی شده است. به منظور بررسی و تعیین مقدار عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در نمونههای منطقه، تعداد ۱۴ نمونه سنگ کل انتخاب و به روشهای XRF و طیفسنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP - MS) در شرکت زرآزما کشور ایران تجزیه شدند (جدول ۱ و ۲).

 $(\mathbf{i} \otimes \mathbf{i})$

ماخذنگاری:

نمربخش، س.، امامی، م.ه.، مرتضوی، س.م. و وثوقی عابدینی، م.، ۱۴۰۲، زمین شیمی و سنگ شناسی سنگ های آتشفشانی بازیک تریاس بالایی جنوب پل سفید، البرزمرکزی. فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۳ (۱)، ۱۲۷، ۱۷۸-۱۶۱. https://doi.org/10.22071/gsj.2022.314965.1954

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است. 🛛 doi: 10.22071/gsj.2022.314965.1954 🛛 😧 dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.1.12.9

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

^{*} نويسنده مسئول: محمدهاشم امامي؛ E-mail: hashememami@yahoo.com

جدول۱- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) سنگ&های منطقه پل سفید.

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	BaO	CaO	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	TiO ₂	LOI	Total
A1	49.01	13.29	0.17	8.01	3.2	6.633	2.37	6.83	0.2	2.7	0.46	0.05	1.7	4.6	99.223
A3	48.89	13.25	0.18	8.73	3.17	6.714	2.74	6.53	0.18	2.53	0.42	0.05	1.67	4.16	99.214
A7	49.26	13.12	0.14	8.14	3.22	6.894	2.56	6.93	0.18	2.57	0.43	0.05	1.72	3.97	99.184
A10	49.31	13.36	0.16	8.67	3.26	6.948	2.58	6.25	0.17	2.63	0.44	0.05	1.76	3.6	99.188
A37	44.91	12.62	0.15	12.48	3.4	6.57	0.66	8.14	0.17	1.12	0.54	0.05	1.9	6.39	99.1
A38	46.49	13.09	0.15	7.88	3.23	6.687	0.69	7.79	0.16	4.28	0.5	0.05	1.73	6.7	99.427
A43	47.91	14.56	0.18	7.75	3.42	7.11	1.56	5.22	0.23	3.55	0.59	0.05	1.92	5.09	99.14
A44	47.41	14.12	0.08	8.09	3.4	7.092	1.02	5.6	0.23	3.78	0.57	0.05	1.9	5.81	99.152
A45	42.74	14.47	0.15	10.84	3.33	7.083	1.85	5.09	0.23	3.24	0.66	0.05	1.83	7.57	99.133
B1	42.11	13.37	0.12	11.96	3.64	7.119	0.66	9.09	0.18	2.05	0.45	0.24	2.14	6.01	99.139
B2	41.31	14.8	0.09	9.28	3.97	7.29	1.43	8.69	0.17	1.66	0.52	0.38	2.47	7	99.06
B3	42.47	14.39	0.1	12.23	3.24	7.29	1.28	6.3	0.18	2.11	0.44	0.16	1.74	7.18	99.11
B4	45.72	15.61	0.1	10.58	3.22	6.201	1.31	5.98	0.16	2.14	0.45	0.09	1.72	5.96	99.241
B6	41.94	14.81	0.11	9.56	3.65	7.083	1.44	8.5	0.16	1.87	0.5	0.14	2.15	7.23	99.143
B7	45.29	14.01	0.12	8.82	3.65	6.372	1.58	7.76	0.14	1.78	0.51	0.46	2.15	6.56	99.202

Table 1. The results of chemical analysis of the main elements (by weight percentage) of the stones of Pol Sefid area.

جدول ۲– جدول آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب و نادرخاکی سنگهای منطقه پل سفید.

Table 2. Table of chemical analysis of rare and rare earth elements of the rocks of Pol Sefid area

Sample Number	A1	A3	A7	A10	A37	A38	A43	A44	A45	B1	B2	B3	B4	B6	B 7
Ag	0.32	0.35	0.34	0.32	0.39	0.41	0.4	0.38	0.37	0.43	0.4	0.31	0.35	0.34	0.34
As	2	2	3	4	5	7	6	6	2	2	6	3	4	8	3
Ba	1449.9	1593.2	1285.1	1420.4	1202.1	266	1524.1	690.6	1187.8	970.7	792.3	746	889.1	891.8	1042.9
Be	1	1.26	1.1	1.27	1.09	1.42	1.16	1.1	1.12	1.05	1.33	1.08	1.07	1.24	1.19
Bi	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.21	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Cd	1.12	1.24	1.3	1.4	1.09	1.45	0.97	1.22	1.15	1.51	1.41	1.01	1.22	1.25	0.94
Ce	67.9	66.78	68.74	67.9	82.04	72.8	79.52	77.98	73.36	70	73.5	59.5	64.26	66.64	69.86
Co	4.11	5.62	7.12	3.71	8.96	10.95	3.48	2.22	1.29	12.72	7.55	1.73	3.79	6.91	7.23
Cr	137	130	140	142	191	234	31	31	28	175	214	91	104	182	191
Cs	0.56	0.61	0.6	0.59	0.59	1.64	0.61	0.59	0.6	0.81	0.8	0.61	0.75	0.73	0.72
Cu	56.3	57	60.4	64.3	63.7	41.1	31.5	36.8	32.1	81.1	76.8	42	50	66.8	71.2
Dy	3.7	3.65	3.76	3.73	3.9	3.87	4.14	4.08	3.82	3.79	4.18	3.52	3.78	3.64	3.78
Er	1.89	1.77	1.82	1.79	1.83	1.88	1.99	1.96	1.97	1.68	1.77	1.63	1.86	1.59	1.76
Eu	3.19	3.32	3.04	3.15	3.21	2.21	3.53	2.67	3.07	3.02	2.75	2.62	2.92	2.72	2.81
Gd	5.3	5.31	5.34	5.38	6.18	5.64	6.14	6.03	5.67	5.75	6.34	4.94	5.48	5.55	5.67
Hf	3.65	3.71	3.82	3.84	3.87	4.48	4.32	4.34	3.94	3.81	4.19	3.26	3.57	3.44	3.49
Ho	0.75	0.75	0.76	0.74	0.75	0.77	0.81	0.79	0.77	0.75	0.78	0.74	0.77	0.73	0.75
In	0.02	0.04	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.09	0.05	0.06	0.03	0.04	0.06	0.04
La	38.22	37.38	38.5	37.8	46.06	40.18	42	42.28	39.2	39.48	41.02	33.74	35.7	37.52	39.9
Li	6	5	5	5	10	11	7	6	7	7	18	10	9	16	15
Lu	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.2	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.19	0.18	0.18

ادامه جدول ۲-

Continued.	Table	2.	
------------	-------	----	--

Sample Number	A1	A3	A7	A10	A37	A38	A43	A44	A45	B1	B2	B3	B4	B6	B 7
Мо	0.16	1.08	1.02	0.32	1.19	0.35	1.65	0.33	0.98	0.32	0.08	0.69	1.08	1.8	0.02
Nb	0.59	0.72	0.33	0.89	0.21	0.39	0.51	0.86	0.28	0.52	0.84	0.44	0.39	0.62	0.68
Nd	22.74	22.74	23.32	22.74	27.61	25.06	27.61	26.56	25.4	24.13	25.98	20.3	22.62	23.32	23.66
Ni	97	99	106	107	174	167	14	17	15	122	117	58	66	109	122
Р	1770	1766	1868	1899	2136	2079	2296	2295	2548	1772	2065	1564	1786	1994	2104
Pb	5.25	3.2	4.21	3.73	7.22	6.71	4.98	2.41	2.84	4.2	2.46	4.9	5.82	2.99	2.03
Pr	7.84	7.8	7.92	7.81	9.35	8.47	9.28	9.07	8.67	8.33	8.72	7.06	7.66	7.91	8.12
Rb	134	121	123	132	171	51.7	175	131	147	101	94.6	75.4	86.3	91.4	90.6
Sb	2.81	2.88	2.85	2.85	2.88	2.81	2.98	2.95	2.96	2.89	2.9	2.95	2.99	2.94	2.94
Sc	20	20.1	21.2	21.5	24.5	24.1	16	16	14.6	23.9	28.7	17.9	19.8	26.1	26.9
Sm	7.85	8.12	7.69	7.78	8.33	6.45	9.06	7.36	7.8	7.56	7.91	6.36	7	7.24	7.53
Sr	977	881	897	980.8	1215.1	421.5	1229.8	949.2	1046.8	721.5	681.7	593.8	654.8	705.2	703.7
Та	4.88	5.78	6.4	6.22	7.03	6.96	7.45	6.83	6.58	8.4	9.28	4.82	5.79	6.01	6.06
Tb	0.86	0.87	0.86	0.86	0.93	0.9	0.95	0.94	0.89	0.9	0.99	0.81	0.88	0.87	0.89
Th	5.83	5.79	5.91	5.76	6.58	6.41	6.32	6.34	5.88	5.9	6.57	5.08	5.4	5.48	5.6
Ti	9403	9598	10010	10259	10092	9707	10127	10506	9473	12424	13050	8403	9750	12519	12972
TI	0.35	0.35	0.34	0.35	0.32	0.34	0.34	0.32	0.33	0.32	0.35	0.32	0.32	0.33	0.35
Tm	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.21	0.21	0.21	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
U	1.61	1.64	1.63	1.62	1.68	1.51	1.74	1.72	1.56	1.61	1.36	1.45	1.52	1.21	1.24
V	196	203	205	209	225	216	191	192	170	243	270	188	208	258	263
W	0.05	0.03	0.04	0.04	0.63	0.04	0.55	0.51	0.75	0.63	1.17	0.21	0.14	0.5	0.82
Y	20.4	20.2	21.2	21.7	21.1	22.2	24.3	24.2	22.4	19.7	23.1	20.4	23.1	21.7	22.3
Yb	1.65	1.63	1.68	1.66	1.65	1.8	1.94	1.91	1.83	1.61	1.71	1.64	1.79	1.57	1.57
Zn	105.3	110	115.2	110.5	98.1	136.8	99.2	104.5	103.9	106	96.3	100.9	107.9	74.8	67.8
Zr	141	140	148	151	146	176	176	176	163	132	155	132	150	136	141

۳- جایگاه زمینشناسی منطقه

منطقه مورد بررسي بخشي از رشته كوههاي البرز و جزو زون البرز مركزي بهشمار میرود و از لحاظ جغرافیایی در محدوده میان طولهای ٬۰۰ ۵۳ تا ٬۱۰ ۵۳ و عرضهای ٬۰۰ ۳۶° تا ٬۹۲ ۳۶۰ شمالی واقع است (شکل۱– a). البرز مرکزی نیز مجموعهای از ساختار البرز بوده و تحت تأثیر رخدادهای زمین شناسی آن قرار داشته است. واحدهای سنگی، که در محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند، دارای محدوده سنی تریاس تا کواترنری هستند. سازند الیکا (تریاس) در البرز شامل بخش های میانی و فوقانی کربناته و جنس آهک و دولومیت است (وهابزاده، ۱۳۸۶). بر اساس مطالعات صحرایی بخش آهکهای ورمیکوله زیرین در محدوده کانسار کمرپشت و حوالی منطقه مورد مطالعه رخنمون ندارد و تنها بخشهای دوم (دولومیت و آهک دولومیتی) و انتهایی که عضو ورسک است، رخنمون دارد. ویژگی مهم سازند الیکا در منطقه کارستی شدن است که در ضلع شمالی کانسار کمرپشت روی دیواره صخرهای، حفرات کارستی عهد حاضر به صورت غار (غار تاریخی استهبد خورشید) دیده می شود. سازند شمشک از ماسهسنگ، سیلتستون و شیل که به طور متناوب قرار گرفته و در مقطع اصلی دارای زغال نیز میباشد، تشکیل شده است. از سازندهای مربوط به ژوراسیک در این منطقه به غیر از سازند شمشک، سازند لار نیز رخنمون دارد که حاوی ندول و باندهای سفید یا بنفش چرتدار است (Asserto, 1966). در البرز، سنگهای آتشفشانی تریاس بالایی از نوع گدازههای بازالتی – اسپلیتی بادامکدار هستند که سطوح کارستی شده سازند الیکا

(تریاس میانی) و یا کهنتر را می پوشانند. از خاور شهرستان دماوند تا فیروز کوه و شمال سمنان این گدازهها، سیمایی از یک لایه کلیدی تیرهرنگ دارند که کربناتهای روشن رنگ تریاس میانی (سازند الیکا) را می پوشانند. در بسیاری از حالات، پس از جایگیری، در اثر پدیدهٔ دگرسانی، گدازهها به افقهای آهندار و یا عدسیهای بو کسیت و لاتریت تبدیل شدهاند که در بعضی نقاط مانند سنگسر (سمنان)، تویه – دروار (باختر دامغان) و سنگرود (لوشان) به عنوان نسوز استفاده می شوند. در اطراف منطقه پل سفید سنگهای آتشفشانی تریاس بالایی به رنگ خاکستری تا سیاه رنگ، به شدت هوازده و با شیب ملایم تری نسبت به سازند الیکا مشاهده می شود (شکل ۱– ۵).

سازند تیز کوه (کرتاسه بالایی) واحد آواری متشکل از کنگلومرا، ماسهسنگ و سنگ آهک ماسه ای زردرنگ در پایین و سنگ آهک های در بالا مجموعه این دو، یک توالی رسوبی را تشکیل می دهند (خسرو تهرانی، ۱۳۷۶). در منطقه سنگ های پالئوسن بیشتر از نهشته های کنگلومرایی و ماسهسنگی است و در بعضی نقاط گدازه های آتشفشانی رخنمون دارند و به تدریج به سنگ آهک های نومولیت دار دریایی کمژرفای ائوسن زیرین می رسد. در ائوسن میانی، حجم درخور توجهی حدود ۲۰۰۰ متر از توف و توفیت های سبز، در حوضه در حال فرونشینی البرز جنوبی نهشته شده که سرانجام به رسوب های کم ژرفای و تبخیری ائوسن بالایی می رسد. در مرز ائوسن – الیگوسن، رخداد زمین ساختی پیرنه موجب خروج گسترده البرز در مرز ائوسن – الیگوسن، رخداد زمین ساختی پیرنه موجب خروج گسترده البرز

جنوبی شده و به همین رو، توالیهای الیگوسن در البرز جنوبی وجود ندارد. ولی در حوضههای میان کوهی این بلندیها، توالیهایی از رسوبات قارهای اکسیدی وجود دارد که ویژگیهای سنگی آنها، مشابه ردیفهای نئوژن (سازند سرخ بالایی ایران مرکزی) است. از نظر سنگشناسی سازند کرج بهطور عمده متشکل از توفیت،

شیل، شیل توفی، ماسهسنگ توفی و کنگلومرا است. مخروطافکنهها و پادگانههای آبرفتی قدیمی بیشتر در دامنه کوهپایههای شمالی قابل مشاهده است که اکثراً به علت پوشیدگی و تا اندازهای تشابه رخساره با واحدهای کهن تر به زحمت قابل تفکیک می باشند.



شکل ۱- a) محدوده مورد مطالعه در نقشه زونهای ساختاری ایران (Ghasemi and Talbot, 2006)؛ b) نقشه زمین شناسی ساده شده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ قائم شهر، کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱(، پل سفید و نقشه سمنان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (Samadian et al.,1994). علامت ستاره داخل شکل توجه شود.

Figure 1. a) The studied area in the structural zone map of Iran (Ghasemi and Talbot, 2006); b) Geological map simplified from the 1:100,000 map of Ghaem Shahr, Kiasar (Saeidi and Akbarpour, 1371), Pol Sefid and the map of Semnan with a scale of 1:250,000 (Samadian et al., 1994). Note the star sign inside the figure.

4- سنگنگاری

از میان این تعداد ۴۰ نمونه با توجه به عدم تکراری بودن و استحکام انتخاب و مقطع نازک تهیه شد. پس از انجام مطالعه مقطع نازک کلیه سنگها به سه گروه آذرین بیرونی، درونی و رسوبی تقسیم شدند. سنگ-های گروه آذرین بیرونی عبارتند از ۱- هیالوکلاستیت بازالت، ۲ – تراکی بازالت ۳– الیوین بازالت، ۴– الیوین دولریت، سنگهای گروه آذرین دورنی عبارتند از دیوریت گابرو سنگهای گروه رسوبی عبارتند از ۱- ماسه سنگ و ۲ – سنگهای کربناته.

- بازالت: بافت هیالو کلاستیتی، پورفیریک با خمیره میکرولیتیک تا شیشهای حفره دار داشته و پلاژیو کلاز به صورت شکل دار تا بی شکل و با اندازه های متفاوت در متن سنگ دیده می شوند. از ویژگی های آنها می توان به ماکل آلبیت کارلسباد اشاره کرد. بر اساس ویژگی های نوری و ضریب شکست پلاژیو کلازها از نوع لابرادوریت تا آنور تیت هستند. پیرو کسن به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار بوده و در برخی موارد با ماکل دوتایی در سنگ دیده می شود. این پیرو کسن ها بر اساس ویژگی های نوری از نوع اوژیت هستند. الیوین به صورت شکل دار تا بی شکل در نمونه ها دیده می شود. این الیوین ها به طور کامل به کلریت، کانی های کدر، سایونیت و ایدینگزیت دگرسان شده اند. خمیره از میکرولیت های پلاژیو کلاز، پیرو کسن، الیوین، کانی های کدر و شیشه تشکیل شده است. شیشه خمیره اغلب در نتیجه پدیده شیشهزدایی به کلریت های رشته ای و شعاعی تبدیل شده اند (شکل – ۵).

- تواکیبازالت: بافت پورفیریک با زمینه میکرولیتیک داشته و پیرو کسن ها به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و از نوع اوژیت هستند. این کانی ها بیشتر به صورت بلور منفرد دیده می شوند. این پیرو کسن ها اغلب با پراکندگی کم در خمیره تشکیل شده اند. گفتنی است، این پیرو کسن ها اغلب به کلسیت و کانی های کدر جانشین شده اند. الیوین به صورت شکل دار تا بی شکل دیده می شود. در برخی موارد به طور کامل توسط کانی های کدر و ایدینگزیت جانشین شده اند. خمیره از میکرولیت های پلاژیو کلاز، آلکالی فلدسپار، پیرو کسن، الیوین و کانی های کدر تشکیل شده است. در این نمونه ها اغلب کانی های مافیک موجود در خمیره توسط کانی های کدر جانشین شده اند. خمیره در نتیجه حرکت مذاب حاوی میکرولیت های پلاژیو کلاز و آلکالی فلدسپار به صورت جریانی کنار یکدیگر ردیف شده اند که حاصل آن تشکیل بافت تراکیتی یا جریانی است. آمفیبول ها از روی شکل تیغه ای و رخهای کدر شکل دار تا بی شکل تک بلور که به صورت پراکنده در متن مشاهده می شوند، کدر شکل دار تا بی شکل تک بلور که به صورت پراکنده در متن مشاهده می شوند،

الیوینبازالت: بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتیک و پیروکسن به صورت شکلدار و در برخی موارد با ماکل دوتایی و با فراوانی زیاد نسبت به الیوین ها در متن سنگ دیده می شود. این پیروکسن ها بر اساس ویژگی های نوری از نوع او ژیت هستند. الیوین به صورت شکل دار تا بی شکل دیده می شود که این کانی ها اغلب توسط کلریت، تالک، ایدینگزیت و کانی های کدر جانشین شده اند. خمیره از میکرولیت های پلاژیو کلاز، پیروکسن های ریزبلور، کانی های کدر و شیشه تشکیل شده است. این کانی ها اغلب به کانی های ریزبلور، کانی های کدر و شیشه تشکیل شده است. این کانی ها اغلب به کانی های رسی، کلریت و کانی های کدر تبدیل میده اند. در متن خمیره بلورهای کوارتز با حاشیه های واکنش یافته به پیروکسن های در زبلور، قطعات کلسیتی و پلاژیو کلاز با حاشیه های انحلال یافته دیده می شود. در خمیره فضاهای خالی توسط کانی های تأخیری همچون کوارتز، کلسیت، پلاژیو کلاز با فراوانی نسبتاً کم به طور کامل توسط کلریت و سریسیت جانشین شده اند (شکل ۲–۲).

- الیوین ولریت: بافت پورفیریک با خمیره اینتر گرانولار و اینتر سرتال و پلاژیو کلاز به صورت شکل دار تا بی شکل و با ماکل آلبیت کارلسباد در متن سنگ دیده می شود. این کانی ها اغلب به صورت تک بلور و به ندرت همراه یکدیگر در متن خمیره پراکنده اند. پیرو کسن به صورت شکل دار و در برخی موارد با ماکل دوتایی در متن سنگ دیده می شود. این پیرو کسن ها بر اساس ویژگی های نوری از نوع اوژیت هستند. الیوین به صورت شکل دار تا بی شکل تک بلور و اجتماعی با فراوانی نسبتا متوسط دیده می شوند. از ویژگی های این الیوین ها می توان به جانشینی کامل آنها از میکرولیت های کلریت، کلسیت، کانی های کدر و ایدینگزیت اشاره کرد. خمیره از میکرولیت های پلاژیو کلاز، پیرو کسن، الیوین و کانی های کدر ریزبلور و شیشه ای و کلریت تشکیل شده است. در فضاهای خالی موجود در خمیره کانی های کلسیت بی شکل تک بلور که به صورت پراکنده در متن دیده می شوند، اشاره کرد. از دیگر بی شکل تک بلور که به صورت پراکنده در متن دیده می شوند، اشاره کرد. از دیگر این کانی ها می توان به رگههای کلسیتی، کلریتی و کوان به کانی های کدر شکل دار تا بی شکل تک بلور که به صورت پراکنده در متن دیده می شوند، اشاره کرد. از دیگر این کانی ها می توان به رگه های کلسیتی، کلریتی و کوان به کانی های کدر شکل دار تا بی شکل تک بلور که به صورت پراکنده در متن دیده می شوند، اشاره کرد. در می موارد بی شکل تک بلور که به صورت پراکنده در متن دیده می شوند، اشاره کرد. دار دیگر کانی ها می توان به رگه های کلسیتی، کلریتی و کوار تزی اشاره کرد. دا دیگر این کانی ها به صورت همراه با یکدیگر در رگه ها تشکیل شده ند (شکل ۲ – ۵).

- دیوریت کابرو گاه کوار تزدار: بافت گرانولار و کوار تز به صورت نیمه شکل دار زاویه دار تا بی شکل در بین دیگر کانی های تشکیل دهنده سنگ تشکیل شده اند. پلاژیو کلاز به صورت شکل دار تا بی شکل و با ماکل آلبیت کارلسباد دیده می شوند. بر اساس ویژگی های نوری و ماکل این فلد سپارها از نوع لابرادوریت تا آندزین هستند. بعضی از این پلاژیو کلازها به کانی های رسی دگرسان شده اند. برخی از آنها حاوی ادخال هایی از آپاتیت هستند. پیرو کسن به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار دیده می شوند. ترکیب پیرو کسن ها بر پایه زاویهٔ خاموشی و ضریب شکست به نظر از نوع او ژیت هستند. از محصولات دگرسانی این پیرو کسن ها می توان به کانی های کدر، بیو تیت و کلریت اشاره کرد. آمفیبول به صورت نیمه شکل دار بوده که در بیشتر موارد توسط کلریت، بیو تیت های کنانویه و کانی های کدر جانشین شده اند. از کانی های فرعی می توان به کانی های کدر بی شکل که در فضاهای خالی تشکیل شده اند، اشاره کرد (شکل - آ).

۵-زمینشیمی

بررسی عناصر اصلی سنگهای منطقه نشان می دهد که این سنگها، طیفی از سنگهای بازیک هستند (جدول ۱). مقادیر SiO₂ در این سنگها در حد ۴۵ تا ۵۵ درصد است و بر پایه نمودار TAS سنگهای مورد مطالعه در محدوده ترکیبی تراکی آندزیت و بازالت واقع می شوند (شکل ۳– ۵). همچنین بر پایه مرز تقسیم بندی سریهای ساب آلکالن و آلکالن (۳۰ ار ایر ای و خروج سنگهای مورد مطالعه، در محدوده آلکالن و دو نمونه به خاطر دگرسانی و خروج آلکالیها از سنگ اولیه در محدوده و مرز ساب آلکالن قرار گرفته و در نمودار شدهاند (شکل ۳– ۲۰). عدد منیزیمی نمونه ها ها بین ۵۵–۲۶ است. در شدهاند (شکل ۳– ۵). عدد منیزیمی نمونه ها ۱۹۳ بین ۵۵–۲۶ است. در ماهمای مادر است و اگر بین ۶۰ تا ۱۰۰ باشد ماگمای مادر را منیزیم بالا می نامند، نمونههای بازیک چنانچه عدد منیزیمی کمتر از ۵۰ باشد بیانگر تحول یافتگی ماگمای مادر است و اگر بین ۶۰ تا ۱۰۰ باشد ماگمای مادر را منیزیم بالا می نامند، در ایر بیش از ۶۰ باشد ماگمای مادر اولیه خواهد بود (۲۵۵ می ای می مادر). ماگمای مادر است و اگر بین ۶۰ تا ۵۰ باشد ماگمای مادر را منیزیم بالا می نامند، به طور کلی میزان اکسیدهای مادر اولیه خواهد بود (۲۵م می و کار می ایم ماین ایران می میزان اکسیدهای مادر اولیه خواهد بود (۲۵م می می ای می می ای ماگه می میزان اکسیدهای در ماگمای مادر والیه که اکسیدهای مور م مایم مادر در حالی که اکسیدهای می در مالی که اکسیدهای مور ایر مایم می میزان اکسیدهای در مای می میند در حالی که اکسیدهای مادر.



شکل ۲– a) نمایی از فنوکریست پلاژیوکلاز در خمیره کلریتی شده در بازالت؛ b) نمایی از پیروکسنهای تبدیل شده به کلریت، به بافت جریانی میکرولیتها توجه شود (بافت تراکیتی) در تراکیبازالت؛ c) نمایی از فنوکریست تکنبلور پیروکسن دگرسان شده به کلریت؛ d) نمایی از بلور پلاژیوکلاز با حاشیههای انحلال یافته؛ c) نمایی از پلاژیوکلازهای به شدت دگرسان شده به سریسیت و شیشههای کلریتی شده در دولریت؛ f) نمایی از کوارتزهای بی شکل، پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبولهای به شدت دگرسان شده در دیوریت گابرو.

Figure 2. a) View of plagioclase phenocryst in chloritized paste in basalt; b) A view of pyroxenes transformed into chlorite, pay attention to the flow texture of microlites (trachytic texture) in trachybasalt; c) A view of a single crystal phenocryst of pyroxene altered to chlorite; d) view of plagioclase crystal with dissolved edges; e) A view of strongly altered plagioclase to sericite and chloritized glasses in dolerite; f) View of amorphous quartz, plagioclase, pyroxene and highly altered amphiboles in gabbro diorite.



شکل a-۳) نمودار Na2O+K2O در برابر (Le bas et al., 1986) SiO₂ در برابر Na2O+K2O) نمودار مجموع آلکالن در برابر (Middlemost, 1985) SiO₂ در برابر (Winchester and Floyd, 1975) TiO₂)؛ c نمودار مجموع آلکالن در برابر (Irvine and Baragar, 1971)؛ d) نمودار مجموع آلکالن در برابر (SiO₂ در برابر Winchester and Floyd, 1975) TiO₂).

Figure 3. a) Graph of Na_2O+K_2O versus SiO₂ (Le bas et al., 1986); b) Diagram of Na_2O+K_2O versus SiO₂ (Middlemost, 1985); c) Alkaline vs. SiO₂ plot from (Irvine and Baragar, 1971); d) P₂O₅ versus TiO₂ diagram (Winchester and Floyd, 1975).

افزایش یا کاهش هر اکسید یا عنصر میتواند نشانهٔ مشارکت یا عدم حضور آن در کانیهای سازندهٔ سنگ آذرین باشد. بهطور کلی تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO₂ نمونههای مورد مطالعه، نشاندهندهٔ یک ارتباط زایشی در بیشتر سنگهای مختلف در ناحیه پل سفید است (شکل ۴).

استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر Zr و Th یکی از روش های مناسب جهت پی بردن به روند تحولات ماگمایی است. مناسب بودن Zr جهت استفاده در نمودارهای تغییرات به دلیل تحرک بسیار کم این عنصر در طی دگرسانی است Le Roex et al., 1983; Talusani, 2010; Widdowson et al., 2000;) بر Widdowson et al., 2000;). همچنین این عنصر در خلال ذوب بخشی و تبلور (Widdowson, 1991). همچنین این عنصر در خلال ذوب بخشی و تبلور تفریقی در مذاب های بازالتی رفتار ژئوشیمیایی کاملاً ناسازگاری از خود بروز می دهند (Talusani, 2010) و تمایل زیادی برای ورود و باقی ماندن در فاز مذاب می دهند (Talusani, 2010) و تمایل زیادی برای ورود و باقی ماندن در فاز مذاب ما منفی، Th در برابر TH تا حدودی پراکنده اما مثبت است. روندهای دیده شده در این نمودارها نشاندهنده خویشاوندی سنگهای منطقه و منشأگیری ماگمای تشکیل دهنده آنها از منبعی با ویژگی های ژئوشیمیایی تقریباً مشابه است و افزون بر آن کنترل اصلی سنگ شناختی مربوط به فرایند تبلور بخشی در ماگمای بازالتی منطقه بوده است. اما علت پراکندگی ها میزان فراوانی فنو کریستهای مافیک و پلاژیو کلازها می باشد.

در نمودارهای شکل ۶ الگوی میانگین عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریت، میانگین پوسته، گوشته اولیه و OIB برای سنگهای منطقه مورد مطالعه نمایش داده شده است. در تمامی این نمودارها می توان الگوهای

توزیع مشابه عناصر در سنگ های منطقه را به خوبی دید. در نمودار بهنجار شده نسبت به مقادیر گوشته اولیه، برخی ناهنجاریهای مثبت در مقادیر Rb ، Pb و Ba دیده می شود (شکل ۶- c) ه ۵). با توجه به این که عناصر Tf و P در گروه عناصر با شدت میدان پایداری بالا (HFS) قرار داشته و در طی فرایندهای ثانویه تحرکی از خود نشان نمی دهند، می توان ناهنجاری دیده شده در آنها را بر مبنای دلایل سنگ شناختی تفسیر کرد. وجود ناهنجاری منفی در Nb نیز بیانگر نقش آلایش ما گمایی با پوسته قارهای در تحول سنگ های منطقه و جدایش تیتانو مگنتیت از مذاب های اولیه آلکالی اولیوین بازالت بوده است. ناهنجاری مثبت شدید Pb و Ba آلودگی پوسته قارهای را محرز داشته و ناهنجاری مثبت مربوط به عنصر MT است که افزایش آن نشاندهنده سنگ است. ناهنجاری مثبت مربوط به عنصر MT است که افزایش آن نشاندهنده سنگ و سته ای می باشد.

غنی شدگی بالا از عناصر Sr ،Br و Rb چه بسا شاخص ار تباط با ماگمای شوشونیتی باشد (Morrison, 1980; Jiang et al., 2002). ناهنجاری مثبت Cs در برابر ترکیب گوشته اولیه در نمونه های بررسی شده چه بسا پیامد نفوذ سیال های پوسته ای به درون ماگما و یا متاسوماتیسم خاستگاه بوده باشند (MacDonald and Hawakesworth, 2001).

بر اساس نمودار Zr در برابر Ti/Zr (Bagas et al., 2008) نمونهها در پشت کمان قرار می گیرند (شکل ۷– ۵). نمونههای مورد مطالعه در نمودار Zr در برابر Zr/Y از پیرس و نوری (Pearce and Norry, 1979) و نمودار Zr در برابر Ti از پیرس (Pearce, 1982) در محدوده درون ورقهای قرار می گیرند (شکل ۷– ۵) و در نمودار Ti/1000 در برابر ۷ از شرویس (Shervais, 1982) در محدوده آلکالن واقع شدهاند (شکل۷– ۵).



شکل ۴- تغییرات عناصر اصلی در نمودارهای هارکر (Harker, 1909).



Figure 4. Changes of main elements in Harker charts (Harker, 1909).

Figure 5. Charts of changes of incompatible elements against each other.



شکل ۶– a) نمودار عنکبوتی نمونههای منطقه مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)؛ b) نمودار عنکبوتی نمونههای منطقه مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ c) نمودار عنکبوتی نمونههای منطقه مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به OIB (Sun and McDonough, 1989).

Figure 6. a) Spider diagram of samples of the studied area in relation to chondrite (Nakamura.,1974); b) Spider diagram of the samples of the studied area normalized to the primary mantle (Sun and McDonough, 1989); c) The spider diagram of the samples of the study area is normal compared to OIB (Sun and McDonough, 1989).



شکل a –v موقعیت نمونههای مورد مطالعه در نمودار Zr در برابر Bagas et al., 2008) Ti/Zr در برابر Shervais, 1982) ۲۰) نمودار Zr در برابر Zr/Y (Pearce and Norry, 1979) که نمودار Zr در برابر Ti (Pearce, 1982).

Figure 7. a) The position of the studied samples in the graph of Zr versus Ti/Zr (Bagas et al., 2008); b) Ti/1000 versus V graph from (Shervais, 1982); c) Zr versus Zr/Y diagram from (Pearce and Norry, 1979); d) Zr versus Ti diagram from (Pearce, 1982).

بر اساس نمودار تغییرات نسبت La/Sm در برابر La از آلدانماز و همکاران (Aldanmaz et al., 2000) همان طور که دیده می شود خطوط ممتد و منقطع در این نمودار نشان دهنده روند تغییر ترکیب مذاب هایی است که با درجات مختلف ذوب بخشی از گوشته اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی نشأت گرفتهاند (شکل ۸). اعداد روی خطوط معرف درجه ذوب بخشی هستند. بر روی خط ستبر محدوده گوشته اولیه تهی شده و غنی شده مشخص است. چنانچه در این شکل دیده می شود با فرض لرزولیتی بودن ترکیب گوشته، می توان روند تغییرات ترکیب مذاب های مشتق شده از درجات مختلف ذوب بخشی گوشته را در دو شاخه مختلف گوشته غنی شده و گوشته تهی شده تعقیب کرد. نمونه های بازالتی مورد مطالعه از لحاظ فراوانی عناصر La و Ma همگی ترکیبی مشابه با مذاب های مشتق شده از گوشته قرار می گیرند. منشأ لرزولیت اسپینل دار در نمودار Min در برابر Tb/Yb نیز تأیید می شود (2008 عالمی عالبا سپینل دار در نمودار Min در برابر Tb/Yb نیز تأیید می شود (2008 عالمی عالبا اسپینل دار در نمودار گیری سنگهای مورد مطالعه در این نمودار، ترکیب گوشته غالباً اسپینل لرزولیتی است که از ژرفای ۲۰ تا ۸۰ کیلومتری معادل فشار ۸۸ تا ۲۰ کیلو بار منشأ گرفته باشد که محدوده یایداری اسپینل است.

در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Y از پیرس (Pearce, 1983) نمونههای منطقه در محدوده OIB جای میگیرند که این نکته خاستگاه غنی شده نوع OIB برای سنگن(ایی سنگهای منطقه را نشان می دهد (شکل ۹). به باور

فیتون (Fitton, 2007) بازالتهای آلکالن و انتقالی درون صفحهای قارمای که ترکیبی همانند بازالتهای OIBهای واقعی دارند، خاستگاه مبهم در برابر OIB های واقعی دارند. در کل، در پهنههای میان قارمای، زایش آلکالی بازالتها همانند زایش بازالتهای OIB وابسته به فرایندهای پلوم گوشتهای و یا ذوب مواد سست کرمای بالا زده باشد (McKenzie and O'Nions, 1991). فیتون و همکاران آلکالی بازالتها رائه کردند:

$\Delta Nb = \{1.47 + log(Nb/Y) - 1.92log(Zr/Y)\}$

اگر 0<4Nb باشد، خاستگاه پلوم است اما سنگ هایی با مقادیر 0×ΔNb خاستگاه پلوم ندارند. برای سنگ های منطقه ΔNb در حدود ۲٬۳۵ تا ۱/۴۴ میباشد. از این رو سنگ های منطقه در محدوده سنگ های آلکالن مرتبط با پلوم جای می گیرند. از ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی، به طور گسترده برای تعیین درجه ذوب بخشی و ژرفای خاستگاه گوشته ای ماگماهای اولیه استفاده می شود (;Rollinson, 1993) Rollinson میشود (;Zhao and Zhou, 2007; Furman, 2007 دو سازوکار است: ۱- نرخ کم ذوب بخشی سنگ خاستگاه گارنت لزورلیت و ۲- ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده (Best, 2003). در نمودار پیرس منطقه است (شکل ۸- ۵).



شکل A- A) نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm که منحنیهای ذوب در آن بر اساس گوشته اسپینل لرزولیتی و گوشته گارنت لرزولیتی محاسبه شدهاند که نمونههای مورد مطالعه در محدوده اسپینل لرزولیت گارنت دار واقع میشوند (Shaw, 1970)؛ b) نمودار تغییرات نسبت La/Sm در برابر La/Sm از (Aldanmaz et al., 2000)؛ c) نمودار Mag et al., 2008) Tb/Yb در برابر Sh/Yb در برابر K₂O/Yb. در برابر Pearce, 1982)؛ b) نمودار b/Yb در برابر Pearce, 1982)

Figure 8. a) Sm/Yb vs. La/Sm diagram where the melting curves were calculated based on lherzolite spinel mantle and lherzolite garnet mantle, where the studied samples are located in the range of garnet lherzolite spinel (Shaw, 1970); b) La/Sm versus La ratio changes diagram from (Aldanmaz et al., 2000); c) La/Sm versus Tb/Yb diagram (Wang et al., 2008); d) Tb/Yb versus K₂O/Yb (Pearce, 1982).



شکل ۹- نمودار Th/Yb در برابر Ta/Y از (Pearce, 1983).

نسبت Ce/Yb می تواند نشاندهنده ژرفا و نرخ ذوب سنگ مادر باشد. مقدار کم این نسبت (کمتر از ۱۵) نشان می دهد که ماگما از بخشهای بالایی گوشته (ژرفای کم یا نرخ ذوب زیاد) ریشه گرفته است. در برابر آن، ماگماهایی با نسبت بالای Ce/Yb بیشتر از ۱۵ نشاندهنده این هستند که ماگما از ژرفای زیاد گستره پایداری گارنت و نرخ ذوب کم (فشار زیاد) ریشه گرفته است (Cotton et al., 1995). نسبت Ce/Yb در تودههای منطقه به طور میانگین حدود ۴۱/۴۳ است که نشاندهنده ژرفای زیاد و نرخ ذوب کم نمونه هاست.

Figure 9. Graph of Th/Yb against Ta/Y (Pearce, 1983).

همچنین به باور کنلی و همکاران (Conly et al., 2005) نسبت Rb/Zr >0.12 نشان دهنده یک منبع گوشته ای متأثر از متاسوماتیسم است که میانگین این نسبت به در سنگ های منطقه مورد بررسی در حدود ۲۰/۴ است. در نمودار Sm/Yb نسبت به Ce/Sm که برای تشخیص حضور یا نبود گارنت در محل منبع تولید مذاب طراحی شده است، نمونه ها در محدوده گارنتدار قرار می گیرند و حضور گارنت را در محل منشأ این سنگه ها به اثبات می رسانند (شکل ۱۰).

شکل ۱۰- نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Yb (Coban, 2007).

Figure 10. Sm/Yb versus Ce/Yb graph (Coban, 2007).

6- جایگاه زمینساختی و ماگمایی

رخداد گدازه های آلکالن و سنگهای آذرآواری که با شیل ها و ماسهسنگهای اواخر ترياس در هم آميخته شدهاند، وجود يک سيستم کششي را در البرز مرکزي نشان میدهد (نظری و همکاران، ۱۳۸۲). تکامل این رژیم کششی میتواند حوضههای دریای خزر و دریای سیاه را در ژوراسیک میانی تا پایانی ایجاد کند (Nazari, 2006). در طول تریاس پایانی، ویژگیهای ساختاری بخش زیرین سازند شمشک یک سیستم کششی مهم را با چندین وقوع گسل طبیعی نشان میدهد. این رژیم کششی با تغییر در ستبرا در بخش پایین سازند شمشک نیز ثبت می شود. این تغییرات مربوط به فعالیت گسل های عادی بزرگ یا گسل های رانش در البرز مرکزی است (نظری و شهیدی ، ۱۳۸۹). آلنباخ (Allenbach, 1986) ادعا کرد که رخنمون چندین دایک قلیایی در داخل سازند شمشک وقوع فازهای کششی و شکستگی قاره را در طول ژوراسیک تریاس میانی- پایانی در البرز مرکزی ثابت می کند. سنگهای بازالت در منطقه پل سفید بر روی دولومیت های عظیم از سازند الیکا قرار گرفتهاند که توسط ماسهسنگهای نوریان- رائیتی (Norian-Rhaetian) و خاک رس های اواخر ترياس پوشانده شدهاند. در طی پالئوزوئيک- ترياس سه ناحيه اصلی شامل مناطق شمال ایران، ایران مرکزی و سنندج- سیرجان در ایران قابل تشخیص میباشند. شمال ایران شامل کمربند البرز است که مرز آن با ایران مرکزی در جنوب رشته کوههای البرز قرار دارد. توالی های سنگی پر کامبرین پایانی- تریاس در زون البرز بسیار شبیه به توالی های سنگی دیگر مناطق ایران بوده و دست کم در بخش وسیعی از پالئوزوییک دارای یک قرابت گندوانایی است (;Stocklin, 1974; Berberian and King, 1981) .(Angiolini et al., 2007; Wendt et al., 2005

تاکنون در مورد زمان باز شدن، شروع فرورانش و نیز بسته شدن نهایی اقیانوس پالئو تتیس نظرات مختلفی ارائه شده است، بسیاری از پژوهشگران (;Stampfli, 1978 Stampfli and Chateautieuf, 1979; Stampfli et al., 2001 قاسمی و خانعلیزاده، ۱۳۹۱)، شروع کافتزایی پالئونتیس در شمال البرز را از زمان اردوویسین پایانی میدانند. با این وجود، لاسمی (۱۳۷۹) اردوویسین پیشین را زمان شروع کشش مرتبط با کافت زایی پالئوتتیس (و با عنوان کافت توران) دانسته و سازندهای شیر گشت، لشگر ک، قلی و نیور و همارزهای آنها را که مجموعاً توالیهای بزرگ پیشرونده ایجاد کردهاند را رخسارههای همزمان با تشکیل این کافت میداند. به باور ایشان پوسته اقیانوسی پالئوتتیس از زمان دونین به بعد گسترش یافته است. همچنین لاسمی (۱۳۷۹) پیدایش یک حوضه کافتی ناقص در ناحیه طبس (ایران مرکزی) در طی اردوویسین آغازین را در ارتباط با حاشیه پالئوتتیس واقع در شمال ایران دانسته است. ویژگیهای زمین شناسی فراوان (مانند: تکهها و بهجاماندههای اقیانوسی در شمال ایران (مشهد، فریمان و دره انجیر) و ایران مرکزی (جندق و انارک)، همراه با توالی ماگمایی ستبری از سازندهای سلطان میدان نشان میدهند پوسته قارمای ایران زمین هنگام دوران پالئوزوییک زیرین در پی فرایند کافتزایی دچار شکستگی شده و از هم جدا شده است و پهنههای اقیانوسی در

بخش هایی از فلات ایران (مانند افیولیت های مشهد، تالش در شمال و افیولیت های بیاضه و جندق در ایران مرکزی) پدیده آمدهاند.

این تکهها و بهجاماندههای اقیانوسی که بیشتر در پهنههای شمالی ایران و بهویژه مشهد، فریمان و دره انجیر) و ایران مرکزی (جندق و انارک) برونزد دارند از سنگ كره اقيانوسي پالئو تتيس بهجاي ماندهاند (Shafaii Moghadam et al., 2015). اصلی ترین و مهمترین مرحله زایش افیولیتهای پالئو تتیسی در پالئوزوییک زیرین تا میانی در پی پدیده کافتزایی و جدایش رو به شمال تکههای قارهای حاشیه شمالی گندوانا روی داده است (Shafaii Moghadam et al., 2015). ویژگیهای گوناگون زمین شناسی نشان میدهند این مرحله از کشش پوستهای پس از همافزایی بلو کهای پرکامبرینی و پیدایش ابرقاره گندوانا و به دنبال آن، پیدایش کمان ماگمایی و بازشدگی پشت کمان آغاز شده است. ابرقاره گندوانا از برخورد و گردهمایی ۷ تا ۸ قاره نئوپروتروزوییکی (بلوک کادومینی) به بزرگی استرالیا و در پی دو مرحله (دوره نخست: ۶۵۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش و دوره دوم: ۵۷۰ تا ۵۲۰ میلیون سال Ustaömer et al., 2009; Collins and Pisarevsky, 2005;)پیش پدید آمده است Shafaii Moghadam et al., 2013). در البرز مرکزی، زمین ساخت کششی در دوران مزوزوییک، در تریاس بالایی همزمان با ولکانیسم ریفتی Rhaetic و شروع رسوب گذاری سازند زغالدار شمشک آغاز می شود (Berberian, 1982). این فاز کششی که با ایجاد ریفتهای ناحیهای در بخشهای مختلف همراه است، به ایجاد ولكانيسم و پلو تونيسم در منطقه منجر شده است (Berberian, 1982). فرايندهاي كششي، ولكانيسم و پلوتونيسم وابسته به آن در البرز مركزي از ترياس بالايي (شروع تهنشست سازند شمشک) تا ژوراسیک میانی (خاتمه تهنشست سازند شمشک) ادامه داشته است (Fursich et al., 2005; Zanchi et al., 2005, 2006; Berra et al., 2007). در منطقه پل سفید، ویژگی های ژئو شیمیایی سنگ های منطقه بر جایگاه زمین ساخت- ماگمایی درون ورقهای اشاره داشته که در یک محیط کششی در اواخر تریاس تشکیل شدهاند.

۷- نتیجهگیری

بر اساس مطالعات صورت گرفته واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه شامل تودههای آتشفشانی بوده و سرشت آلکالن دارند. بر پایه مطالعات سنگننگاری، بافتهای پورفیریتیک تا مگاپورفیریتیک با خمیره میکرولیتی، گلومروپورفیریتیک و آمیگدالوییدال در این سنگها دیده می شود. بررسیهای ژئوشیمیایی بیانگر تشکیل ماگمای سازنده این سنگها از ذوب بخشی ۳ تا ۵ درصدی یک منبع گوشتهای گارنت پریدوتیتی در حالا بالاآمدگی، در ژرفای ۲۰ تا ۸۰ کیلومتری و نقش آشکار تبلور تفریقی به عنوان فرایند اصلی در شکل گیری ماگمای سازنده این سنگهای با توجه به نمودارهای زمین ساختی و مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده سنگهای منطقه از گوشته گارنت انتقالی – اسپینل لزرولیت منشأ گرفته و در یک محیط کششی درون قارهای تشکیل شدهاند.

کتابنگاری

جمشیدی، خ.، ۱۳۸۹، مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۷۱.

دادپور، م.، ۱۳۹۳، پترولوژی و سنگهای بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل در شرق سهل جنوب شرق شاهرود و جایگاه ژئودینامیکی آنها، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۴۷ ص.

درویشزاده، ب.، ۱۳۸۱، بررسی زمینهای کرتاسه در دامنه شمالی البرز مرکزی، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، ۸۳ ص.

رستمی حصوری، م.، قاسمی، ح. و رضایی، م.، ۱۳۹۶، فشارسنجی دسته دایکهای دیابازی ژوراسیک غرب رضاآباد. مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، زمستان ۱۳۹۶، سال بیست و پنجم، شماره ۴، ص ۷۶۴–۷۶۱، 10.29252/ijcm.25.4.761.

سعیدی، ع. و اکبرپور، م .ر.، ۱۳۷۱، نقشه ۱:۱۰۰۰۰ زمین شناسی کیاسر، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

بلوچی، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، لیلی، چ. و ژانگ، ی.، ۱۳۹۷، زمینشیمی و سن پرتوسنجی سنگهای آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال باختر خور): شاهدی بر ماگماتیسم تریاس بالایی در پهنه ساختاری ایران مرکزی. مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، زمستان ۱۳۹۷، سال بیست و ششم، شماره ۴، ص ۸۴۴–۸۲۷ I0.2925/ijcm.26.4.82

- شکاری، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح. و مینگو، ج.، ۱۳۹۷، فشارسنجی دایکهای دیابازی ژوراسیک میانی قطع کننده مجموعه دگرگونی- آذرین شتر کوه (جنوب شرق شاهرود)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران. زمستان ۱۳۹۷، سال بیست و ششم، شماره ۴، ص ۹۲۸-۹۱۵، 10.29525/ijcm.26.4.915.
- شهابی، ش.، ۱۳۹۹، ژئوشیمی سنگ کل و ایزوتوپی و پتروژنز سنگهای آذرین موجود در سازند شمشک در پهنه البرز شرقی و مرکزی. پایاننامه دکتری زمینشناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۸۶
- شهابی، ش.، قاسمی، ح.، رضائی کهخائی، م. و مینگو، ج.، ۱۳۹۹، زمینشیمی سنگ کل و شیمی کانی کلینوپیروکسن و آمفیبول در سنگهای قلیایی بازیک قاعده سازند شمشک، جنوب آزاد شهر، البرز شرقی مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، بهار ۱۳۹۹، سال ۲۹، شماره ۱، ص ۱۸۸–۱۱۱، 1.1.25247/ijcm.29.1.11
- شهابی، ش.، قاسمی، ح.، رضائی کهخائی، م. و مینگو، ج.، ۱۴۰۰، تودههای آذرین مافیک پرمو- تریاس، منطقه تالو، پهنه البرز خاوری، فصلنامه علوم زمین، زمستان ۱۴۰۰، سال سی و یکم، شماره ۱۲۰، ص ۱۸۸–۱۳۷، https://doi.org/10.22071/gsj.2020.237027.1809، منطقه تالو، پهنه البرز خاوری، فصلنامه علوم زمین، زمستان
- قاسمی، ح. و خانعلیزاده، ع.، ۱۳۹۱، گرانیتوئیدهای نوع A تویه دروار، جنوب باختر دامغان: نشانهای از ماگماتیسم حوضه کششی پالئوتتیس در پالئوزوئیک زیرین البرز. مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، بهار ۱۳۹۱، سال چهارم، شماره ۱. ص ۳–۲۴.
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۰، ژئوشیمی، سنگ شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ های بازی قلیایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، زمستان ۱۳۹۰، شماره ۴، ص ۷۱۴–۶۹۹-419-fa.httl (ijcm.ir/article).
- قاسمی، ح. و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۲، بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگهای آلکالن بازیک قاعده سازند شمشک در البرز شرقی. فصلنامه زمینشناسی ایران، پاییز ۱۳۹۲، سال هفتم، شماره ۲۷، ص۲۹–۱۷.
- قاسمی، ح.، رستمیحصوری، م. و صادقیان، م.، ۱۳۹۷، ماگماتیسم بازی در حوضه کششی پشت کمانی ژوراسیک میانی در لبه شمالی پهنههای ایران مرکزی- جنوب البرز شرقی، شاهرود دامغان. فصلنامه علوم زمین، پاییز ۱۳۹۷، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۷، ص ۱۳۶–۱۳۳، https://doi.org/10.22071/gsj.2018.63800.

لاسمی، ی.، ۱۳۷۹، رخسارهها، محیطهای رسوبی و چینهنگاری سکانسی سنگهای پر کامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. نشریه سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۱۸۰ مقدسی، ص.، ۱۳۸۲، پترولوژی، پتروژنز و جایگاه چینهنگاری ولکانیکهای ژوراسیک در زون البرز شرقی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۸۷. وهابزاده، ق.، ۱۳۸۶، ژئوشیمی و ژنز کانسارهای فلوریت منطقه سوادکوه و ارائه مدل اکتشافی آنها، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران، سر ۸۰

خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۶، چینهشناسی ایران. انتشارات دانشگاه تهران، ۵۸۲ص.

نظری، ح. و شهیدی، ع.، ۱۳۸۲، تکتونیک ایران «البرز»، زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، پژوهشکده علوم زمین، ۹۷ ص.

نظری، ح.، عمرانی، ج. و شهیدی، ع. ر.، ۱۳۸۹، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ انزلی، سازمان زمین شناسی ایران.

References

- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., and Mitchell, J. G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. J. Volcanology geothermal Research 102: 67-95. doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7.
- Allenbach, P., 1966. Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung(Zentral-Elbruz) Iran, Dissertation, Mitt Geol Inst ETH, Univ, Zurich.
- Angiolini, L. M., Gaetani, G., Muttoni, M.H., Stephenson, G., and Zanchi, A., 2007. Tethyan oceanic currents and climate gradients 300 my ago. Geology, v. 35, no. 12, p. 1071-1074. doi.org/10.1130/G24031A.1.
- Asserto, R., 1966. The Jurassic Shemshak Fomation in central Alborz(Iran). Rivista Italian Di paleontological e stratigrafa 72, 1133-1182.
- Bagas, L., Bierlein, F. P., English, L., Anderson, J. A., Maidment, D., and Huston, D. L., 2008. An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864 Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites-Tanami rogen, Western Australia, Precambrian Research 166: 168-184.
- Berberian, F., and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran.In: Gupta HK, Delany FM (eds) Zagros, Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution. American Geophysical Union, Washington DC: 5–32. doi.org/10.1029/GD003p0005.
- Berberian, M., 1982. The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Canadian Journal of Earth Scinces 20:163-183.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian J.Earth Sciences 18(2): 210-265. doi.org/10.1139/e81-019.
- Berra, F., Zanchi, A., Mattei, M., and Nawab, A., 2007. Late Cretaceous transgression on a Cimmerian high (Neka Valley, Eastern Alborz, Iran): A geodynamic event recorded by glauconitic sands. Sedimentary Geology 199: 189-204. doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.02.001.
- Best, J. L., Ashworth, P. J., Bristow, C. S., and Roden, J., 2003. Three-dimensional sedimentary architecture of a large, mid-channel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. Journal of Sedimentary Research 73: 516-530.
- Chateauneuf, J. J., and Stampfli, G., 1979. Preliminary report on Permian palynology of Iran. International Palynological Conference, Lucknow, 2, 186-198.
- Coban, H., 2007. Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces, A comparison between eastern, central and western Anatolia. Earth Science Reviews 80:219-238.
- Collins, A. S., and Pisarevsky, S. A., 2005. Amalgamating eastern Gondwana: the evolution of the circum-Indian orogens. Earth-Science Reviews 71: 229–270. doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.004.
- Conly, A. G., Bernan, J. M., Bellon, H., and Scott, S. D., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Sanata Rosalia Region, Baja California Sur, Maxico. J. Geology 72: 303-341. doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.013.
- Cotton, W. D., Hunt, A. P., and Cotton, J. E., 1995. Paleozoic tracksites in Eastern North America. Bulletin of New Mexico Museum of Natural History and Science 6: 189–211.
- Cox, K. G., Bell, J. D., and Pankhurts, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin., PP 450.

Ehteshami-Moinabadi, M., 2017-Post-Triassic normal faulting and extensional structures in Central Alborz, Northern Iran. Geopersia 7 (1), 2017, PP. 85-102.

Ershov, A. V., Brunet, M. F., Nikishin, A. M., Bolotov, A. N., Nazarevich, B. P., and Korotaev, M. V., 2003. Northern Caucasus Basin: thermal history and synthesis of subsidence models, J. Sedimentary Geology 156: 95-118. doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00284-1.

Fitton, J. G. ,2007. The OIB Paradox. Geological Society of America, Special Paper 430: 387-412.

- Furman, T., 2007. Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. J. African Earth Sciences 48: 147-160. doi.org/10.1016/j. jafrearsci.2006.06.009.
- Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Cecca, F., and Majidifard, R., 2005. The upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) of the Eastern Alborz (Iran): biota and palaeoenvironments during a transgressive-regressive cycle. Facies 51: 365-384. https://doi.org/10.1007/s10347-005-0051-z.
- Fürsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R., 2009. The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, Northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin. In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications, 312: 189–203. doi.org/10.1144/SP312.9.
- Ghasemi, H., and Jamshidi, K., 2012. Geochemistry, petrology and proposed tectonomagmatic model for generation of alkaline basic rocks in the base of the shemshak Formation, the Eastern Alborz Zone. Iranian J. Crystallography and Mineralogy 19(4): 699-714 (in Persian).
- Ghasemi, H., and Jamshidi, K., 2013. Investigation of source region properties of alkaline basic rocks in the base of Shemshak Formation in the eastern Alborz zone Iranian J.Geology 7: 17-29 (in Persian).
- Gill, R., 2010. Igneous rocks and processes apractical guide. Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London., PP 472.
- Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S., and Hassanzadeh, J., 2006a. Late Cenozoic shortening in the west–central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike–slip and thin–skinned deformation. Geosphere, 2: 35–52. doi.org/10.1130/GES00019.1.
- Guest, B., Stockli, D. F., Grove, M., Axen, G. J., Lam, P. S., and Hassan zadeh, J., 2006b. Thermal his- tories from the central Alborz mountains, northern Iran: Implications for the spatial and temporal dis-tribution of deformation in northern Iran, Geol.Soc. Am. Bull., 118, 1507 –1521.doi.org/10.1130/B25819.1.
- Harker, A. 1909. The natural history of igneous rocks, Methuen & Company.
- Hart, W.K., Carlson, R.W., and Mosher, S.A., 1989. Petrogenesis of the Pueblo Mountains basalt, southeastern Oregon and northern Nevada. In: Reidel, S.P., Hooper, P.R. (Eds.), Volcanism and tectonism in the Columbia River flood-basalt province. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., vol. 239. Denver, Colorado, pp. 367–378.
- Irvin, T., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian J.earth Science Letters., Vol. 8, PP. 523-548. doi.org/10.1139/e71-055.
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Ling, H. F., Zhou, X. R., Rui, X. J., and Yang, W. Z., 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, China: implications for granitoid geneses. Lithos63: 165–187. doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00140-8.
- Kelemen, P.B., Kikawa, E., Miller, D.J., and Shipboard Science Party., 2004. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial reports, Volume 29: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, doi: 10.2973/odp.proc.ir.209.
- Lasemi, Y., 2000. Facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy of Upper Percambrian and Paleozoic rocks of Iran. Journal of Geological survey and Mineral Exploration of Iran, p. 180.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram. Journal of Petrology 27: 745-750.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, RW., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. Journal of Petrology 27: 745-750.
- Le Roex, A. P., Dick, H. J. B., Erlank, A. J., Reid, A. M., Frey, F. A., and Hart, S. R., 1983. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the south west Indian ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees MacDonald, R., Hawakesworth, C. J.andHeath, E.,2001. The lesser Antilles volcanic chain: a study of arc magmatism. Earth Science Reviews 49(4): 17-26. doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00069-0.
- McKenzie, D. P., and O'Nions, R. K., 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentration. J.Petrology 32: 1021-1091. doi.org/10.1093/petrology/32.5.1021.
- Middlemost, E. A. K., 1985. Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology. Longman Group U.K., PP 73 86.
- Morrison, G. W., 1980. Characteristics and tectonic selling of the shoshonite rock association. Lithos13: 97-108. doi.org/10.1016/0024-4937(80)90067-5.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim Cosmochim Acta., Vol. 38, PP. 757-775. doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5.
- Nazari, H., 2006. Analyse de la tectonique recente et active dans l Alborz Central et la region de Tehreran: Approche morphotectonique et paleoseismologique. theses PhD. Montpellier II, Montpellier, France, p. 110. 10.1029/2004GL020058, 2004.
- Nazari, H., and Shahidi, A., 2011- Tectonic of Iran « Alborz ». Gological Survey and Mineral Exploration of Iran, Research institute for Earth Science, 97 pp. (in Persian).

Nazari, H., Omrani, J., and Shahidi, A. R., 2004. Geological Map of Anzali, Scale 1:100000. Geological Survey of Iran. (in Persian).

Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries" John Wiley and Sons, U.K., pp. 525–548. 177–195.28: 2023-2037. orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8625.

- Pearce, J. A., and Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, Contrib. Mineral. Petrol., 69: 33–47. Rollinson, H. R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. JohnWiley and Sons, 325p. doi.org/10.4324/9781315845548.
- Samadian, M.R., Nabavi, M.H., Alavi Naini, M., Shahrabi, M., Hamedi, A.R., Vaezipour, M.JAghanabati, A., and Hamedi, A.R, 1994. Geological Map of Semnan, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Scale 1:250,000.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R. J., Santos, J. F., and Wu, Y., 2013. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana. Gondwana Research 27: 439–452. /doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.014.
- Shafaii Moghadam, M.H., and Shahbazi Shiran, S.H., 2010. Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region(Ardabil): an example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran". J.Petrology, Vol: 1(4).16-31.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R. J., Santos, J. F., and Wu, Y., 2015. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam– Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana, Gondwana Research 27, 439-452. http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.014.
- Shaw, D. M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. Geochimica et Cosmochimica Acta Vol(34), 237-243.
- Shervais, J. W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, Earth Planet. Sci. Lett., 59, 101-118.
- Stampfli, G., 1978. Etude geologique generale de l, Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus (Iran, N-E): These de Docteur des Sciences, no. 1868. Universite de Geneve.pp.328.
- Stampfli, G., Borel, G., Cavazza, W., Mosar, J., and Ziegler, P., 2001. Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and PeriTethyan domain (IGCP Project 369). Episodes 24(4): 222-228. repository.geologyscience.ru/handle/123456789/26207.
- Stille, H., 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Borntraeger, Berlin.
- Stöcklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz Mountains. In: Mesozoic–Cenozoic orogenic belts: data for orogenic studies", (Ed. Spencer, A.) Vol: 4,p: 213–234. doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.004.01.12.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes" In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geol Soc Spec Publ., Vol. 42, PP. 313-345. doi. org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Talusani, V. R., 2010. Bimodal tholeiitic and mildly alkalic basalts from Bhir area, central Deccan Volcanic Province, India: Geochemistry and petrogenesis. J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 189, PP. 278-290. doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.11.019.
- Ustaömer, P. A., Ustaömer, T., Collins, A. S., and Robertson, A. H. F., 2009. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana. Tectonophysics 473: 99–112. doi.org/10.1016/j.tecto.2008.06.010.
- Wang, L.Q., Pan, G.T., Li, C., Dong, Y.S., Zhu, D.C., Yuan, S.H., and Zhu, T.X., 2008. SHRIMP U-Pb zircon dating of Eopaleozoic cu-mulate in Guoganjianan Mt. from central Qiangtang area of northern Tibet-Considering the evolvement of Proto-and Paleo-Tethys. Geological Bulletion of China, 27, 2045-2056. (in Chinese with English Abstract). doi.10.17738/ajes.2016.0012.
- Wang, Y.N., Zhang, C. J., and Xiu, S.Z., 2001. Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts. Acta Petrol Sin (in Chinese)., Vol. 17(3), PP. 413-421.
- Weaver, B.L., 1991. The Origin of Ocean Island Basalt End-Member Compositions: Trace Element and Isotopic Constraints. Earth and Planetary Science Letters, 104, 381-397. http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(91)90217-6.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., and Karimi Bavandpur, A., 2005. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran, part II: northern and central Iran, Acta Geol Pol 55:31–97. geojournals.pgi.gov.pl/agp/article/view/9931.
- Widdowson, H.G., 1991. Aspects of Language Teaching. Oxford: OUP, 1996. Teaching Language as Communication. Oxford: OUP. p 160. doi.org/10.1093/applin/15.1.105.
- Widdowson, M., Pringle M. S., and Fernandez, O. A., 2000. A post K-T Boundary (Early Palaeocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India" J Petrol., Vol. 41, PP. 1177-1194. doi.org/10.1093/petrology/41.7.1177.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. R., and Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in Central Iran", J.Structural Geology 28: 2023-2037. doi.org/10.1016/j.jsg.2006.06.020.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Zanchetta, S., Nawab, A., and Sabouri, J., 2005. The early Mesozoic Cimmerian orogeny in the Alborz mountains, Iran. Geophysical Research 7: 1607-7962. 1607-7962/gra/EGU05-A-05696.
- Zhao, J. H., and Zhou, M. F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the PanzhihuaNdistrict (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. J.Precambrian Research 152: 27-47. doi.org/10.1016/j. precamres.2006.09.002.