Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Winter 2026, Vol. 15 (4): 170 - 195

Research Article

Thermobarometry setting of PlioQuaternary magmas of the Kaleybar, Varzaghan-Ahar- regions of Northwestern of Iran

Mahdieh Fazelihagh[1]*,Nasir Amel[1], Ahmad Jahangiri[1], Mohsen Moayyed[1]

1- Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Keywords: *Pyroxene, plagioclase, amphibole, olivine, thermobarometry.*

1- Introduction:

In this study, PlioQuaternary basaltic volcanic rocks have been studied in parts of East Azerbaijan province and in the counties of Kaleybar, Ahar and Varzaghan. The studied areas are located in the longitudes of 45°46' to 15°47' East and latitudes of 38°25' to 39°00' North. Major parts of Azerbaijan are considered part of the Central Iran zone, its northeastern margin is considered part of the Alborz zone and its southern part is considered part of the Sanandaj-Sirjan zone (Stocklin., 1968). Based on the studies of Rahim Dabiri et al. (2018) and based on mineral chemistry calculations, thermo-barometry and phase equilibria (based on the methods of rock mass composition, clinopyroxene composition, clinopyroxene-melt equilibrium, olivine composition and olivine-melt equilibrium), the temperature of formation of basic rocks in the study range in pyroxene and olivine minerals is estimated to be between 1170 and 1270 °C and the crystallization pressure of clinopyroxenes is estimated to be about 8 kbar (middle-lower crust). In this study, due to the lack of previous mineral chemistry studies on pyroxene, plagioclase, amphibole, and olivine minerals in volcanic rocks of the Ahar and Kaleybar regions and the abundance of these minerals in the samples, the thermobarometry of the studied igneous rocks and lavas was discussed and compared with previous studies in Varzaghan.

2- Material and Methods:

In this study, in order to investigate the chemical composition of the minerals, 373 points of pyroxene, 371 points of plagioclase, 130 points of amphibole and 118 points of olivine were analyzed. The mineral chemistry was qualitatively analyzed at Kuchi University, Japan.

3- Results and discussion:

- Geology of the area:

The Iranian Plateau is a complex puzzle of continental and oceanic plates that were combined during the closure of the Paleotethys and Neotethys oceans. The structure of the plateau reflects the geological-tectonic evolution, including subduction, collision and magmatism in the Alpine-Himalayan orogenic belt (Stampfli and Borel, 2002). Most researchers believe that the final collision of Arabia with Eurasia occurred between 35 and 20 million years ago (Allen and Armstrong, 2008; McQuarrie and Van Hinsbergen, 2013). The collision, or closure of the Neo-Tethys, caused extensive volcanic eruptions in the region. Most studies have focused on the younger and more extensive phase of volcanism in the region, which occurred from the Pliocene to the Quaternary, and consider different geodynamic models responsible for the magma production.

* Corresponding author: mahdiehfazelihagh@gmail.com
DOI: 10.22055/aag.2026.50636.2533
Received: 2025-09-16
Accepted: 2026-02-04

ISSN: 2717-0764

- Clinopyroxene Thermobarometry:

- Thermometry and barometry by the method of (Soesoo, 1997):

The chemical composition of pyroxene has been determined from 6 areas: Zandabad, Nahar, Gangalabad, Marzroud, Siah-Kalan and Kaleybar In this method, with the help of the chemical composition of clinopyroxene, the two parameters XPT and YPT can be used to estimate temperature and pressure through the following equations:

X_{PT}= 0.446 SiO_2+0.187 TiO_2-0.404 Al_2O_3+0.346 FeO_T-0.052 MnO-0.309 MgO+0.431 CaO-0.446 Na_2O

Y_{PT}=-0.369 SiO_2+0.535 TiO_2-0.317 Al_2O_3+0.323 FeO_T+0.235 MnO-0.516 MgO-0.167 CaO-0.153 Na_2O

Based on this method, the occurrence of clinopyroxenes in the studied areas is estimated to be in the temperature range of about 1150 to 1220 (±50) °C and also at a pressure of 3 to 13 kilobars.

- Barometry by (Akinin et al, 2005):

Also, based on the diagram proposed by Akinin et al. (2005), the estimated pressure value for pyroxene samples is in the range of 7-10 kbar.

- Thermometry and barometry by the method of (Putirka, 2003; Neave and Putirka, 2017):

This equation is based on the symbiotic melt-crystal equilibrium and in addition to the mineral composition, the chemical composition of the melt itself is also used. Which is obtained based on equation 1:

$$\frac{10^4}{T(K)} = 4.60 - 4.37\times10^{-1}\ln\left(\frac{X_{jd}^{cpx}\times Ca^{liq}\times Fm^{liq}}{DiHd^{cpx}\times Na^{liq}\times Al^{liq}}\right) - 6.54\times10^{-1}\ln(Mg^{liq}) - 3.26\times 10^{-1}(Na^{liq}) - 6.32\times10^{-3}(P(Kbar)) - 0.92\ln(Si^{liq}) + 2.74\times10^{-1}\ln(Jd^{Cpx}) - 273.15$$

$$P(Kbar) = -88.3 + 2.82\times10^{-3}T(K)\ln\left(\frac{Ja^{Cpx}}{Na^{liq}\times Al^{liq}\times(Si^{liq})^2}\right) + 2.19\times10^{-2}T(K) - 25.1\ln(Ca^{liq}\times Si^{liq}) + 7.03(Mg^{liq}) + 12.4\ln(Ca^{liq})$$

$$X_{DiHd}^{liq} = (CaFmSi_2O_6) = X_{Ca}^{Cpx} - X_{CaTs}^{Cpx} - X_{CaTi}^{Cpx} - X_{CrCaTs}^{Cpx}$$

(equation1)

Based on the above equation, the average temperature obtained for the areas of Zandabad is 1016.23, Nahar 1201.01, Gangalabad 1192.98, Marzroud 1073.81, Siah Kalan 1046.39 and Kaleybar 1186.09 °C, and the average pressure obtained for the areas of Zandabad is 7.05, Nahar 9.83, Gangalabad 10.44, Marzroud 9.41, Siah Kalan 3.18 and Kaleybar 9.88 kbar.

A newer method for obtaining clinopyroxene thermobarometry is the method of Neave and Putirka (2017) based on equations 2 and 3, in which clinopyroxene is in equilibrium with the host melt. (equation2)

$$\frac{10^4}{T(K)} = 7.53 - 0.14\ln\left(\frac{X_{Jd}^{cpx}X_{CaO}^{liq}X_{Fm}^{liq}}{X_{DiHd}^{cpx}X_{Na}^{liq}X_{Al}^{liq}}\right) + 0.07(H_2O^{liq}) - 14.9\left(X_{CaO}^{liq}X_{SiO_2}^{liq}\right) - 0.08\ln\left(X_{TiO_2}^{liq}\right) - 3.62\left(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq}\right) - 1.1(Mg\#^{liq}) - 0.18\ln\left(X_{EnFs}^{cpx}\right) - 0.027P(kbar)$$

$$P(kbar) = -26.27 + 39.16\frac{T(K)}{10^4}\ln\left|\frac{X_{Jd}^{Cpx}}{X_{NaO_{0.5}}^{liq}X_{AlO_{1.5}}^{liq}\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^2}\right| - 4.22\ln\left(X_{DiHd}^{Cpx}\right) + 78.43X_{AlO_{1.5}}^{liq} + 393.81\left(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq}\right)^2$$

(equation3)

Based on the above equations, the average temperature obtained for the areas of Zandabad is 1026.05, Nahar is 1226.07, Gangalabad is 1194.82, Marzroud is 1105.33, Siah Kalan is 1064.39, and Kaleybar is 1211.56 °C. Also, the pressure obtained for the areas of Zandabad is 4.5, Nahar is in the range of 5.5, Gangalabad is 8.30, Marzroud is 8.43, Siah Kalan is 3.0, and Kaleybar is 8.27 kbars.

- Thermometry and barometry of plagioclase minerals:

- Thermometry and barometry by the method (Putirka, 2005b):

Putirka's (2005b) studies of plagioclase thermometers have shown that calibrations (Sugawara, 2001; Ghiorso et al, 2002) provide the most accurate temperature predictors for existing models, but these models show poor performance at lower temperatures (less than 1100 °C) and for aqueous systems. As a result, it

ISSN: 2717-0764
CC BY

was shown that improvements in temperature estimation can be achieved by using a simpler model and using Equation 4.

$$\frac{10^4}{T(\mathrm{K})} = 6.12 + 0.257\ln\left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq}\left(X_{AlO_{1.5}}^{liq}\right)^2\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^2}\right) - 3.166\left(X_{CaO}^{liq}\right) - 3.137\left(\frac{X_{AlO_{1.5}}^{liq}}{X_{AlO_{1.5}}^{liq}+X_{SiO_2}^{liq}}\right) + 1.216\left(X_{Ab}^{pl}\right)^2 - 2.475\times10^{-2}\left(P(\mathrm{kbar})\right) + 0.2166\left(H_2O^{liq}\right)$$

(equation4)

The above equation has performed well in other experiments (Blundy et al, 2006) and new experiments show high accuracy with an overall regression improvement of about 6°C (Equation 5):

$$\frac{10^4}{T(\mathrm{K})} = 6.4706 + 0.3128\ln\left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq}\left(X_{AlO_{1.5}}^{liq}\right)^2\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^2}\right) - 8.103\left(X_{SiO_2}^{liq}\right) + 4.872\left(X_{KO_{0.5}}^{liq}\right) + 1.5346\left(X_{Ab}^{pl}\right)^2 + 8.661\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^2 - 3.341\times10^{-2}\left(P(\mathrm{kbar})\right) + 0.18047\left(\mathrm{H_2O}^{liq}\right)$$

(equation5)

Also, for alkali feldspars, temperature can be represented through two new models based on albite-liquid equilibrium (Equations 6 and 7).

$$\frac{10^4}{T(\mathrm{K})} = 17.3 - 1.03\ln\left(\frac{X_{Ab}^{afs}}{X_{NaO_{0.5}}^{liq}X_{AlO_{1.5}}^{liq}\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^3}\right) - 200\left(X_{CaO}^{liq}\right) - 2.42\left(X_{NaO_{0.5}}^{liq}\right) - 29.8\left(X_{KO_{0.5}}^{liq}\right) + 13500\left(X_{CaO}^{liq} - 0.0037\right)^2 - 550\left(X_{KO_{0.5}}^{liq} - 0.056\right)\left(X_{NaO_{0.5}}^{liq} - 0.089\right) - 0.078P(\mathrm{kbar})$$

(equation6)

$$\frac{10^4}{T(\mathrm{K})} = 14.6 + 0.055\left(\mathrm{H_2O(wt\%)}\right) - 0.06P(\mathrm{kbar}) - 99.6\left(X_{NaO_{0.5}}^{liq}X_{AlO_{1.5}}^{liq}\right) - 2313\left(X_{CaO}^{liq}X_{AlO_{1.5}}^{liq}\right) + 395\left(X_{KO_{0.5}}^{liq}X_{AlO_{1.5}}^{liq}\right) - 151\left(X_{KO_{0.5}}^{liq}X_{SiO_2}^{liq}\right) + 15037\left(X_{CaO}^{liq}\right)^2$$

(equation 7)

The average temperatures obtained using the method (Putirka et al, 2005b) for the regions of Zandabad are 1183.19, Nahar 1192.72, Gangol-abad 1176.85, Marzroud 1201.27, Siah-Kalan 1249.90, Laleh-Bajan 1221.29, and Kaleybar 1208.58 °C.

Barometry is also based on the equilibrium between albite, anorthite, and the host melt composition and is obtained based on equation 8:

$$P(\mathrm{kbar}) = -42.2 + 4.94\times10^{-2}T(\mathrm{K}) + 1.16\times10^{-2}T(\mathrm{K})\ln\left(\frac{X_{Ab}^{pl}X_{AlO_{1.5}}^{liq}X_{CaO}^{liq}}{X_{An}^{pl}X_{NaO_{0.5}}^{liq}X_{SiO_2}^{liq}}\right) - 382.3\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^2 + 514.2\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^3 - 19.6\ln\left(X_{Ab}^{pl}\right) - 139.8\left(X_{CaO}^{liq}\right) + 287.2\left(X_{NaO_{0.5}}^{liq}\right) + 163.9\left(X_{KO_{0.5}}^{liq}\right)$$

(equation8)

Based on this equation, the average pressures obtained for the areas of Zandabad are 16.36, Nahar 9.61, Gangalabad 19.87, Marzroud 30.86, Siah Kalan 13.79, Laleh Bejan 10.15, and Kaleybar 13.84 kbar.

- Amphibole thermometry and barometry:

- Thermometry and barometry according to the method (Schmidt, 1992; Vynhal et al, 1991):

Barometry is performed based on the Al^{Total} content in amphiboles according to equation 9 (Schmidt, 1992):

(equation9) $P\ (\pm 0.6\ \mathrm{kbar}) = -3.01 + 4.76\ Al^{Total}$

Also, in order to evaluate possible dependencies between temperature, pressure and chemical composition of amphiboles, equation 10 has been proposed for calculating temperature at pressures of 1 to 20 kbar (Vynhal et al, 1991):

(equation10) $T = 25.3\ P + 654.9$

Based on the calculations, the average pressure value obtained for the Zandabad region is 7.22 kbar and the average temperature value obtained for this region is 842.05 °C. Also, the average pressure value in the

ISSN: 2717-0764
CC BY

Marzroud region is 6.41 kbar and the average temperature value obtained is 733.37 °C. The average pressure value in the Laleh-e-Bajan region is 7.36 kbar and the average temperature values obtained are 840.98 °C. The average pressure values in the Kaleybar region are 7.78 kbar and the average temperature values obtained in this region are 851.81 °C.

- Thermometry and barometry by the method (Putirka, 2016):

In this study, the T and P conditions of equilibrium with amphibole with symbiotic melt or host rock were calculated using empirical equations based on amphibole composition and based on the Putirka method (Putirka, 2016) (Equation 11, 12).

$$T(°C) = 1781 - 132.74 \times \left[Si^{Amp}\right] + 116.6 \times \left[Ti^{Amp}\right] - 69.41 \times \left[Fe_t^{Amp}\right] + 101.62 \times \left[Na^{Amp}\right]$$

(equation11)

$$P\,(MPa) = 24023 - (1925.3 \times Si) - (1720.6 \times Ti) - (1478.5 \times Al) - (1843.2 \times Fe) - (1746.9 \times Mg) - (158.28 \times Ca) - (40.444 \times Na) + (14.389 \times K). \quad (4$$

(equation12)

Based on the above equations, the average temperature values obtained for the Zandabad region are 956.40, for the Marzrud region 917.16, for the Laleh Bejan region 954.87, and for the Kaleybar region 966.43 °C. Also, the average pressure values obtained for the Zandabad region are 7.81, for the Marzrud region 10.06, for the Laleh Bejan region 5.13, and for the Kaleybar region 6.85 kbars.

- Olivine thermometry by the method (Beattie, 1993; Putirka, 2007):

The model does not specify the composition of olivine as input, but rather groups it due to mathematical similarity and close fit in the output data (Beattie, 1993) (equation13).

$$T(°C) = \frac{13603 + 4.943\times10^{-7}\left(P(GPa)\times10^{9} - 10^{-5}\right)}{6.26 + 2\ln D_{Mg}^{ol/liq} + 2\ln[1.5(C_{NM}^{L})] + 2\ln[3(C_{SiO_2}^{L})] - NF} - 273.15$$

(equation13)

In order to use these equations and calibration for aqueous systems, a new calibration has been proposed, the best thermometer of which is according to equation 14 (Putirka, 2007).

$$T(°C) = \{15294.6 + 1318.8P(GPa) + 2.4834[P(GPa)]^2\} / \{8.048 + 2.8352\ln D_{Mg}^{ol/liq} + 2.097\ln[1.5(C_{NM}^{L})] + 2.575\ln[3(C_{SiO_2}^{liq})] - 1.41NF + 0.222H_2O^{liq} + 0.5P(GPa)\}$$

(equation14)

The temperature obtained for the olivine's of the Nahar region based on the Beattie equation (1993) is 1337°C and the Gongal-Abad region is 1289°C. Also, the average temperature obtained based on the Putirka equation (2007) for the Nahar region is 1316.21°C and for the Gongal-Abad region is 1261.97°C.

4- Conclusion:

The study areas are located in the counties of Kaleybar, Ahar and Varzeghan in East Azerbaijan province and are considered part of the Urmia-Dokhtar volcanic belt. These lavas are mostly composed of trachyte andesite, basaltic andesite and alkaline olivine basalt. The study areas show extensive outcrops in a linear form, which can be considered evidence of fissure eruptions from a fault or a fault system. In the rock samples, the textures of the rocks are diverse and include microlithic porphyric, hyaloporphyric, porphyric and trachytic textures. Their main minerals include plagioclase, pyroxene, olivine, amphibole and the minor minerals include apatite, quartz and opal minerals. Also, the presence of regional structure, sieve texture, burnt and opaque edges and depleted edges of crystals can indicate unstable conditions in the crystallization environment and may have been caused by rapid magma ascent or impurity and digestion processes. Thermometric calculations have been made for the minerals olivine, plagioclase, pyroxene and amphibole. Thermobarometric calculations based on the chemical composition of the pyroxene mineral in basaltic

ISSN: 2717-0764
CC BY

trachybasalt and trachyandesite rocks show a temperature of 1016.23-1226.07 degrees Celsius and a pressure of 3-13 kbar. Thermobarometric calculations based on the chemical composition of the plagioclase mineral in basaltic trachybasalt and basaltic trachyandesite rocks indicate temperatures of 1176.85-1249.90°C and pressures of 10.15-30.86 kbar. Thermobarometric calculations of amphibole mineral in trachyandesitic and basaltic trachyandesitic rocks indicate temperatures of 733.37-954.87°C and pressures of 5.13-10.06 kbar. Thermobarometric calculations based on the chemical composition of olivine mineral in basaltic olivine rocks indicate temperatures of 1261.97-1337°C. The results of barometric calculations of pyroxene and amphibole indicate crystallization at medium pressures equivalent to the depth of the middle-lower crust. These results are consistent with the results obtained by Rahim Dabiri et al. (2018) who estimated the formation temperature of the basic rocks of the region in pyroxene and olivine minerals to be between 1170 and 1270 °C and the crystallization pressure of clinopyroxenes in the region to be about 8 kbar (middle-lower crust). Also, barometric calculations of plagioclase indicate crystallization at greater depths equivalent to the Earth's mantle. The purpose of this research and obtaining temperature and barometry was to obtain the pressure and origin of formation for minerals that crystallized at depth. Because the magma ascent rate was high, most minerals crystallized at depth.

5- References:

Akinin, V.V., Sobolev, A.V., Ntaflos, T., Richter, W., 2005. Clinopyroxene megacrysts from Enmelen mela nephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts. Contributions to Mineralogy and Petrology 150, 85–101. http://www.doi.org/10.1007/s00410-005-0007-x.

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

Beattie, P., 1993. Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. Contribution to Mineralogy and Petrology 115, 103-111. https://doi. https://doi.org/10.1007/BF00712982.

Ghiorso, MS., Hirschmann, MM., Reiners, PW., Kress, VC III., 2002. The PMELTS: a revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of themantleto3 GPa. Geochem Geophysics Geosystem 3, 1-36, 10.1029/2001GC000217.

McQuarrie, N., Van Hinsbergen, D.J., 2013. Retro deforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. Geology 41, 315-318.

Mollo, S., Putirka, K., Iezzi, G., Del Gaudio, P., Scarlato, P., 2011. Plagioclase–melt (dis)equilibrium due to cooling dynamics: Implications for thermometry, barometry and hygrometry. Lithos 125(1–2), 221-235.

Mollo, S., Putirka, K., Misiti, V., Soligo, M., Scarlato, P., 2013. A new test for equilibrium based on clinopyroxene–melt pairs: Clues on the solidification temperatures of Etnean alkaline melts at post-eruptive conditions. Chemical Geology 352, 92-100.

Neave, D.A., Putirka, K.D., 2017. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. American Mineralogist 102 (4), 777-794. http://doi.org/10.2138/am-2017-5968.

Nimis, P., 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal structure modeling. Contributions to Mineralogy and Petrology 121(2), 115-125.

Nimis, P., Ulmer, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 133(1-2), 122-135.

Nimis, P., Taylor, W.R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 139(5), 541-554.

Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J., Walker, D., 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar. Contributions to Mineralogy and Petrology 123 (1), 92-108. https://doi.org/10.1007/s004100050145.

ISSN: 2717-0764

Putirka, K., 1999. Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. Contributions to Mineralogy and Petrology 135, 151-163. https://doi.org/10.1007/s004100050503.

Putirka, K., Ryerson, F.J., Mikaelian, H., 2003. New igneous thermobarometers for mafic and evolvedlava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria. Am Mineral 88, 1542-1554. https://doi.org/ 10.2138/am-2003-1017.

Putirka, K., 2005b. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibriates some existing models and new calibrations. American Mineralogy 90, 336-346. https://doi.org/ 10.2138/ am.2005.1449.

Putirka, K., Perfit, M., Ryerson, F.J., Jackson, M.G., 2007. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. Chemical Geology 241, 177-206. https://doi.org/ 10.1016/ j.chemgeo.2007.01.014.

Putirka, K., 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. American Mineralogy 101, 851–858. https://doi.org/10.2138/am-2016-5506.

Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. Ore Geology Reviews 70, 323–345. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009.

Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 110, 304-310.

Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119, 55-60. http://www.doi.org/10.1080/11035899709546454.

Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters196, 17–33. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X.

Sugawara, T., 2001. Ferric iron partitioning between plagioclase and silicate liquid: thermodynamics and petrological applications. Contribution to Mineralogy and Petrology 141, 659-686.

Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassan Zadeh, J., Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare up in Iran. Tectonics 30, TC3008.

Vynhal, C.R., McSween, H.Y., Speer, J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. American Mineralogist 76, 176-188.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Fazelihagh, M., Amel, N., Jahangiri, A., Moayyed, M., 2026. Thermobarometry setting of PlioQuaternary magmas of the Kaleybar, Varzaghan- Ahar- regions of Northwestern of Iran. Adv. Appl. Geol. 15 (4), 170-195.
DOI: 10.22055/aag.2026.50636.2533

©2026 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

دما فشارسنجی ماگمای سازنده گدازه‌های بازالتی پلیوکواترنر مناطق کلیبر، اهر- ورزقان- شمال‌غرب ایران

مهدیه فاضلی حق
گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
نصیر عامل
گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
احمد جهانگیری
گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
محسن موید
گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
M.fazeli@tabrizu.ac.ir
تاریخ دریافت: ۱۴۰۴/۰۶/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۱۱/۱۵

چکیده
مناطق مورد مطالعه بخشی از فلات ایران و ترکیه به حساب می‌آیند و در بخش مرکزی منطقه برخورد عربستان و اوراسیا واقع شده‌اند. واحدهای آتشفشانی بازالتی مورد مطالعه در شمال‌غرب ایران و استان آذربایجان‌شرقی واقع شده و با توجه به شواهد چینه‌شناسی سن پلیو- کواترنری را دارا هستند. این گدازه‌ها دارای ترکیب بازالت، آندزیت‌بازالت، تراکی بازالت، بازالت- تراکی آندزیت و تراکی آندزیت هستند. کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، آمفیبول بوده و کانی‌های فرعی هم شامل کانی‌های آپاتیت، کوارتز و کانی‌های اپک هستند. در نمونه‌های سنگی بافت سنگ‌ها متنوع بوده و شامل بافت‌های میکرولیتی پورفیریک، هیالو پورفیریک، پورفیریک و تراکیتی هستند. محاسبات ترموبارومتری برای کانی‌های الیوین، پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول انجام شده است. محاسبات ترموبارومتری کانی پیروکسن در سنگ‌های تراکی‌بازالتی و تراکی‌آندزیت‌بازالتی در محدوده‌های مطالعاتی زندآباد، نهار، گنگل‌آباد، سیاه‌کلان، مرزرود و کلیبر دمای ۱۰۱۶/۲۳- ۱۲۲۶/۰۷ درجه سانتیگراد و فشار ۳- ۱۳ کیلوبار، برای کانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های تراکی‌بازالتی و تراکی‌آندزیت‌بازالتی در محدوده‌های مطالعاتی زندآباد، نهار، گنگل‌آباد، سیاه-کلان، لاله‌بجان، مرزرود و کلیبر دمای ۱۱۷۶/۸۵- ۱۲۴۹/۹۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱۰/۱۵- ۳۰/۸۶ کیلوبار، برای کانی آمفیبول در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی و تراکی‌آندزیت‌بازالتی در محدوده‌های مطالعاتی زندآباد، لاله‌بجان، مرزرود و کلیبر دمای ۷۳۳/۳۷- ۹۵۴/۸۷ درجه سانتیگراد و فشار ۵/۱۳- ۱۰/۰۶ کیلوبار و برای کانی الیوین در سنگ‌های الیوین‌بازالتی در محدوده‌های نهار و گنگل‌آباد دمای ۱۲۶۱/۹۷- ۱۳۳۷ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند. نتایج محاسبات بارومتری پیروکسن و آمفیبول نشان‌دهنده تبلور در فشارهای متوسط و معادل با پوسته میانی- زیرین و محاسبات بارومتری پلاژیوکلاز نشان‌دهنده تبلور در عمق بیشتر و معادل با گوشته زمین می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: *پیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول، الیوین، ترموبارومتری.*

۱-مقدمه

در این پژوهش ، سنگ‌های آتشفشانی بازالتی پلیوکواترنری در بخش‌هایی از استان آذربایجان‌شرقی و در شهرستان‌های کلیبر، اهر و ورزقان مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. مناطق مورد مطالعه در طول جغرافیایی ۴۵/ ۴۶º تا ۱۵/ ۴۷º شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۵/ ۳۸º تا ۰۰/ ۳۹º شمالی واقع شده است. بخش- های عمده‌ای از آذربایجان جزء زون ایران مرکزی، حاشیه شمال‌شرقی آن جزء زون البرز و بخش جنوبی آن جزء زون سنندج سیرجان به حساب می‌آید (Stocklin., 1968). بر اساس مطالعات (Dabiri et al, 2018) و بر پایه محاسبات شیمی کانی، دما- فشارسنجی و تعادلات فازی (بر اساس روش- های ترکیب خمیره سنگ، ترکیب کلینوپیروکسن، تعادل کلینوپیروکسن- مذاب، ترکیب الیوین و تعادل الیوین- مذاب) دمای تشکیل سنگ‌های بازیک محدوده مطالعاتی در کانی‌های پیروکسن و الیوین بین ۱۱۷۰ تا ۱۲۷۰ درجه سانتیگراد و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها در حدود ۸ کیلوبار تخمین زده شده

است (پوسته میانی- زیرین). با توجه به ارتباط مستقیم بین شیمی کانی‌های متبلور و مذاب تعادلی، به دست آوردن ترکیب کانی‌ها می‌تواند اطلاعات مفیدی در مورد شرایط و محیط شیمیایی تشکیل مذاب ارائه دهد. در این مطالعه، با توجه به عدم مطالعات قبلی مینرال شیمی بر روی کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول و الیوین در سنگ‌های آتشفشانی مناطق اهر و کلیبر و فراوان بودن این کانی‌ها در نمونه‌ها، ترموبارومتری سنگ‌های آذرین و گدازه‌های مورد مطالعه مورد بحث قرار گرفته و با مطالعات پیشین در ورزقان مقایسه شده است.

۲-زمین‌شناسی

۲- ۱- زمین‌شناسی عمومی

فلات ایران یک پازل پیچیده‌ای از ورقه‌های قاره‌ای و اقیانوسی به حساب می‌آید که در طی بسته شدن اقیانوس‌های پالئوتتیس و نئوتتیس با هم ترکیب شده‌اند. ساختار فلات منعکس کننده تکامل زمین‌شناسی- زمین ساختی، از جمله فرورانش، برخورد و ماگماتیسم در کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا است (Stampfli and Borel, 2002). در طول زمان پرمین و گسترش اقیانوس نئوتتیس، بلوک‌های قاره‌ای مختلف از حاشیه شمال‌شرقی گندوانا جدا شده‌اند، در حالی که اقیانوس پالئوتتیس به زیر اوراسیا در حال فرورانش بوده است (Richard, 2015; Stampfli and Borel, 2002). این بلوک‌ها، از جمله بلوک‌های ایران مرکزی با اوراسیا، در طول بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس و متعاقب آن کوهزایی سیمرین برخورد کرده و به یکدیگر متصل شده‌اند. پس از برخورد نهایی بلوک‌های ایران مرکزی با اوراسیا، فرورانش به سمت جنوب‌غربی جابجا شده و فرورانش نئوتتیس به زیر بلوک ایران مرکزی در زمان تریاس پسین انجام شده است (Stampfli and Borel, 2002). در نهایت اقیانوس نئوتتیس و حوضه‌های پشت قوس کوچک‌تر، در اثر برخورد پلیت عربی با خردقاره ایران مرکزی در میوسن پسین بسته شده‌اند (Berberian and King, 1981; Boulin, 1991; Nowroozi, 1971; Stocklin, 1968; Verdel et al, 2011).

اکثر پژوهشگران بر این باورند که برخورد نهایی عربستان با اوراسیا بین ۳۵ و ۲۰ میلیون سال قبل اتفاق افتاده است (Allen and Armstrang, 2008; McQuarrie and Van Hinsbergen, 2013). برخورد، یا بسته شدن نئو تتیس، سبب فوران‌های آتشفشانی گسترده‌ای در منطقه شده است. بیشتر مطالعات بر مرحله جوان‌تر و گسترده‌تر آتشفشانی در منطقه متمرکز شده‌اند که از زمان پلیوسن تا کواترنر رخ داده و مدل‌های مختلف ژئودینامیکی را مسئول تولید ماگما در نظر می‌گیرند.

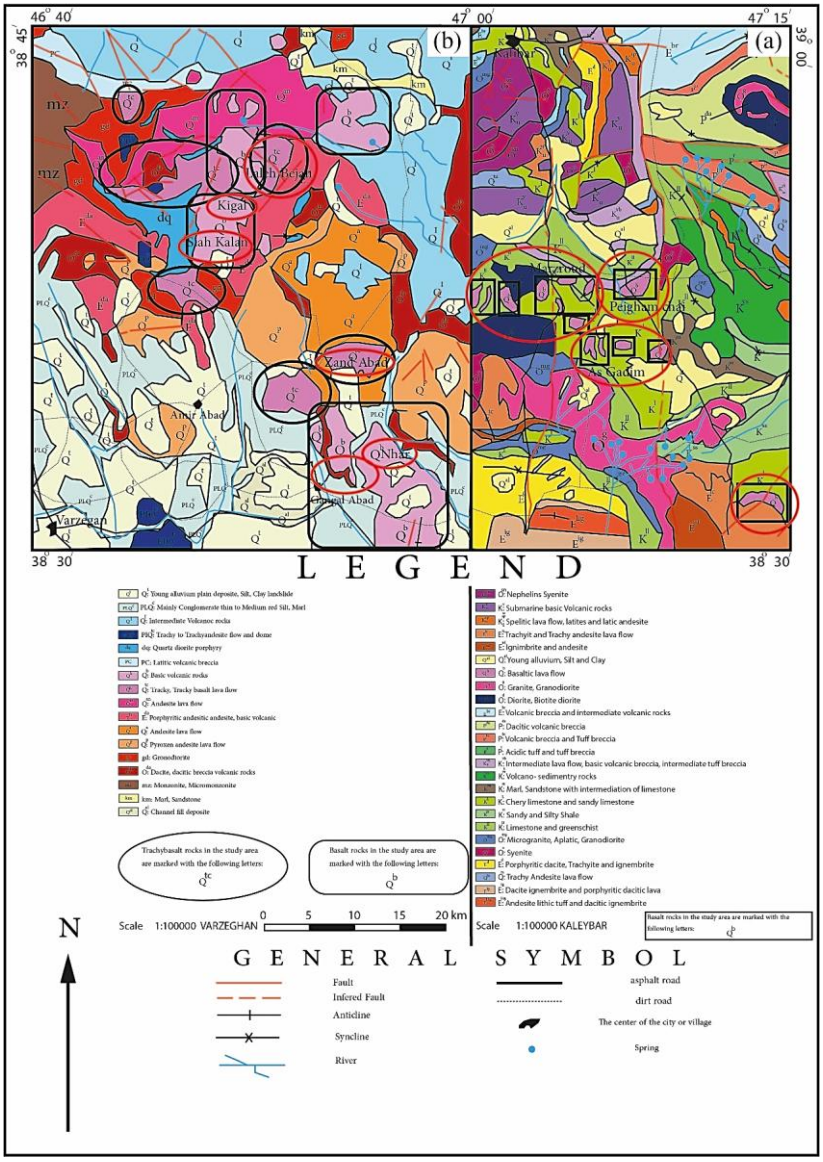
با توجه به وجود رابطه مستقیم بین شیمی کانی‌های متبلورشده با مذاب در حال تعادل، به دست آوردن ترکیب کانی‌ها می‌تواند اطلاعات مفیدی را در مورد شرایط شیمیایی و محیط تشکیل مذاب ارائه دهد. در این پژوهش بر پایه شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول و الیوین در مورد دمافشارسنجی سنگ‌ها و گدازه‌های آذرین مورد مطالعه، بحث شده است.

۲- ۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

مناطق مورد مطالعه در شهرستان‌های کلیبر، اهر و ورزقان در استان آذربایجان شرقی واقع شده‌اند. این مناطق جزو کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر به حساب می‌آیند. کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر بخشی از کمربند قوسی ماگمایی است که از قلعه‌دختر کرمان تا تبریز امتداد داشته و از زمان میوسن تا کواترنر فعال بوده است. نهشته‌های قدیمی‌تر از کرتاسه پسین در شمال‌غرب ایران قابل مشاهده نیست که علت این مشاهده نشدن می‌تواند در ارتباط با تشکیل نشدن این نهشته‌ها باشد، ولی با توجه به مناطق مجاور، مشخص می‌شود که این حوضه در اثر فاز سیمیرین پسین بالاآمدگی پیدا کرده است. وجود کنگلومرای قاعده‌ای در نهشته‌های کرتاسه پسین را در ارتباط با فاز آسترین می‌توان دانست. بعد از فاز آسترین، فاز لارامید دگرشیبی آشکاری را در قاعده سنگ‌های ترشیری بوجود آورده و این نیروها اکثراً از نوع فشاری بوده است که سبب بوجود آمدن شکاف‌هایی در پوسته زمین شده و بیرون آمدن گدازه از این شکاف‌ها را تسهیل کرده است. این گدازه‌ها بیشتر دارای ترکیب تراکیتی آندزیتی، آندزیت بازالتی و بازالت آلکالن الیوین‌دار هستند. سپس رسوبات ائوسن تشکیل شده تحت تأثیر فاز آلپی پایانی، چین خورده و از آب خارج شده و تاقدیس‌ها و ناودیس-هایی را در جنوب منطقه بوجود آورده‌اند. در نهایت هم بر اثر رخدادهای ولکانیکی دوره کواترنر، فعالیت‌های گسترده آتشفشانی در منطقه حاکم شده و سبب خروج گدازه‌های بازالتی فراوانی در شمال‌غرب ایران گردیده است. در شکل ۱ این واحدها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کلیبر (سمت راست) و ورزقان (سمت چپ) قابل مشاهده است. کنتاکت این واحدها در

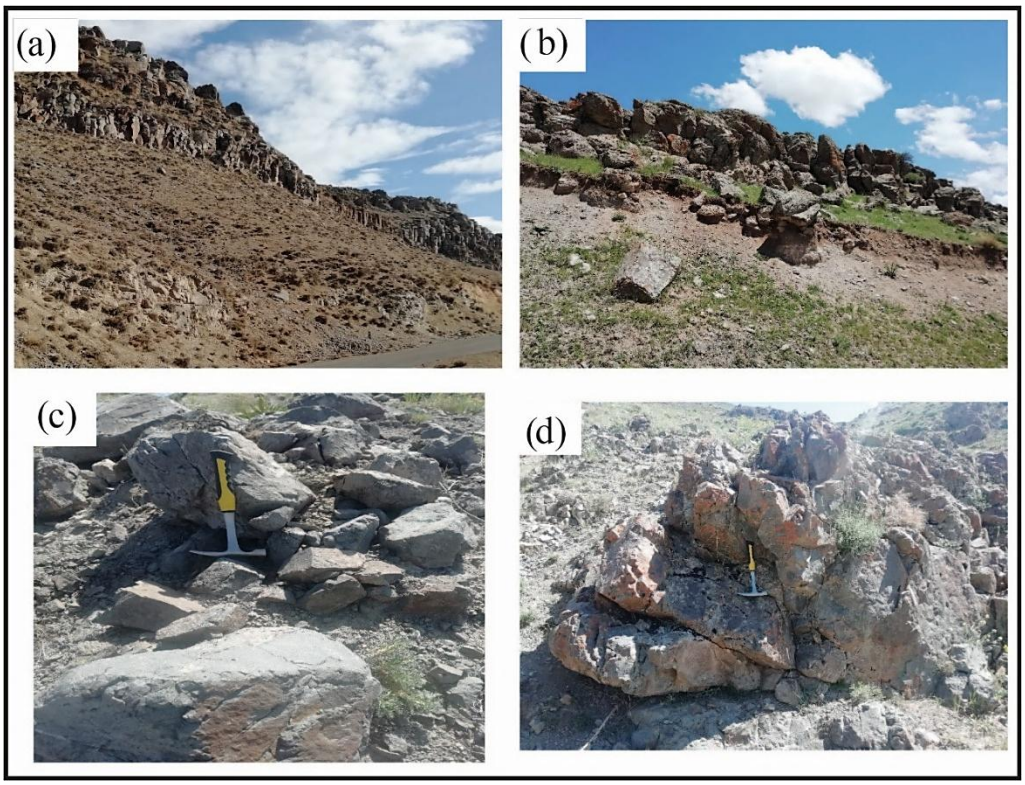
مشاهدات صحرایی با سنگ‌ها و رسوبات ائوسن است. این واحدها و سنگ‌ها در نمونه‌های دستی دارای رنگ خاکستری و خاکستری روشن بوده و در بعضی از موارد فنوگریست‌های پلاژیوکلاز قابل تشخیص هستند، همچنین به علت ریز بلور بودن، بافت آنها در نمونه‌های دستی قابل تشخیص نبوده و مطالعات بافتی از طریق مقاطع میکروسکوپی صورت گرفته است.

محدوده‌های مورد مطالعه در منطقه کلیبر برونزد گسترده‌ای را به صورت خطواره‌ای در راستای W -E و به موازات رودخانه مرزرود نشان می‌دهند که این ساختار خطواره‌ای می‌تواند خود دلیلی بر فوران‌های شکافی از یک گسل و یا یک سیستم گسلی در نظر گرفته شود. در مناطق کلیبر، لاله‌بجان و گنگل‌آباد (شکل ۲، a و b)، گدازه‌ها دارای ساختمان منشوری می‌باشند و ممکن است ضخامت آن‌ها به بیش از ۵۰ متر هم برسد. گدازه‌های آتش‌فشانی پلیو- کواترنری در منطقه اهر-ورزقان، گدازه‌های بازیک جوان با سن کواترنری، در اطراف جاده با رنگ خاکستری تیره، بر روی نهشته‌های کنگلومرا و سیلتستون مربوط به پلیوسن قرار گرفته‌اند (شکل ۲، c و d).



شکل ۱- (a) محدوده‌های مورد مطالعه در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کلیبر و (b) ورزقان، کادرها نشان‌دهنده محدوده‌های مورد مطالعه هستند. (سازمان زمین‌شناسی)

Fig. 1. (a) Study areas on the 1:100,000 geological maps of Kaleyber and (b) Varzaghan (left), the boxes indicate the study areas. (Geological Organization)



شکل ۲- (a) و (b) رخنمون سنگ‌های تراکی بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی با ساخت منشوری در محدوده‌های مورد مطالعه مورد مطالعه در مناطق کلیبر،(c) و (d) رخنمون سنگ‌های تراکی آندزیت بازالتی و تراکی آندزیتی در محدوده‌های مورد مطالعه در مناطق اهر و ورزقان، در تمامی تصاویر دید به سمت شمال‌غرب است.

Fig. 2. (a) and (b) Outcrops of basaltic trachyandesite and basaltic trachyandesite rocks with prismatic structure in the study areas in the Kaleybar areas. (c) and (d) Outcrops of basaltic trachyandesite and trachyandesite rocks in the study areas in the Ahar and Varzaghan areas. In all images, the view is to the northwest.

۳- نتایج و بحث

۳- ۱- پتروگرافی سنگ‌های مناطق مورد مطالعه

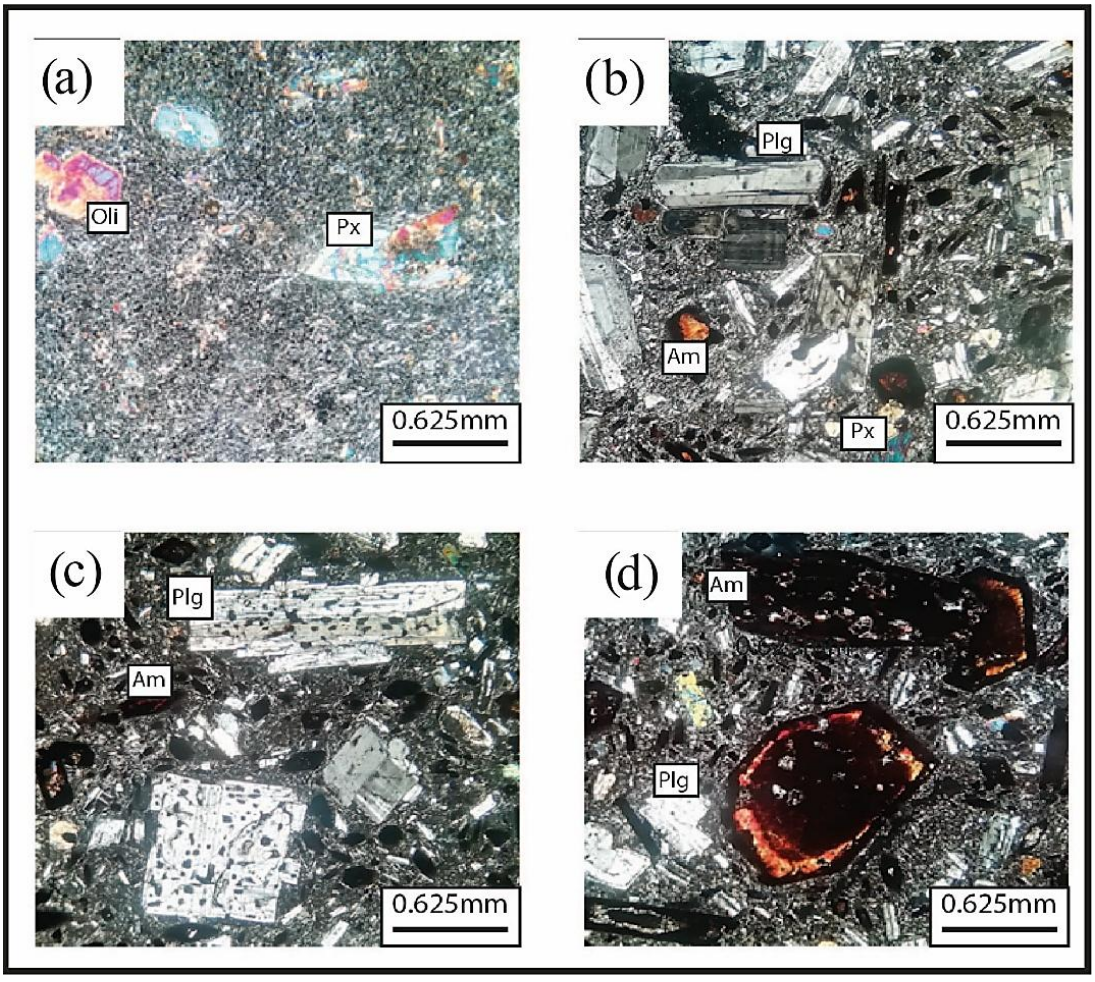
۳- ۱- ۱- پتروگرافی سنگ‌های منطقه کلیبر

بررسی‌های میکروسکوپی بر روی سنگ‌های مورد مطالعه منطقه کلیبر نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای ترکیب بازالت، تراکی بازالت، بازالت و الیون بازالت هستند. نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری روشن هستند. در نمونه‌های سنگی بازالتی و تراکی بازالتی بافت سنگ‌ها متنوع بوده و شامل شامل بافت‌های میکرولیتی پورفیریک، هیالو پورفیریک و پورفیریک هستند. سنگ‌های الیوین بازالتی دارای مقادیر کمتری از الیوین به صورت ریز بلور هستند. زمینه میکرولیتی بیشتر شامل پلاژیوکلازهای ریز تیغه‌ای و دارای ماکل ساده آلبیتی، کلینو پیروکسن و به مقدار کمتر دارای آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های اپک هستند و اغلب پیروکسن‌ها به صورت درشت بلور در زمینه قرار دارند، کانی پیروکسن به عنوان فراوان‌ترین فنوکریست بوده و بلورهای آن نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار می‌باشند (شکل ۳، a).

۳- ۱- ۲- پتروگرافی سنگ‌های منطقه اهر- ورزقان

بررسی‌های میکروسکوپی بر روی سنگ‌های مورد مطالعه مناطق اهر و ورزقان نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای ترکیب آندزیت بازالتی، تراکی آندزیتی و تراکی آندزیت بازالتی بوده و به صورت توده‌های پراکنده و در نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری و خاکستری روشن قابل مشاهده هستند. بافت سنگ‌ها متنوع بوده و شامل بافت‌های میکرولیتی پورفیریک، هیالوپورفیریک و پورفیریک هستند. کانی‌های

اصلی شامل درشت بلورهائی از آمفیبول و پلاژیوکلاز با زونینگ نوسانی هستند که به صورت نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار و با بافت غربالی قابل مشاهده هستند که بافت غربالی در اثر کم شدن فشار در مرکز و کناره‌های بلور ایجاد شده و یک بافت غیر تعادلی به حساب می‌آید، که در یک متن دانه ریز قرار دارند. بافت سنگ‌ها، پورفیری با خمیره ریز بلوراست (شکل ۳، b و c). در سنگ‌های آندزیتی اغلب آمفیبول‌ها با حواشی سوخته قابل مشاهده هستند (شکل ۳، d) که این کانی‌ها در پاسخ به کاهش فشار آب در ماگما هنگام صعود به سطح زمین، آب متصل به ساختار خود را به ماگما آزاد می‌کنند. وجود ساختار منطقه‌ای، بافت غربالی، حواشی سوخته و کدر و حواشی تحلیل رفته بلورها می‌تواند نشان دهنده شرایط ناپایدار در محیط تبلور بوده و احتمالا در اثر صعود سریع ماگما (Blatt and Tracy, 1995) و یا فرآیندهای آلایش و هضم به وجود آمده باشد (McBirnery, 2007; Raymond, 2002).



شکل ۳- (a) درشت بلورهای پیروکسن و الیوین در سنگ تراکی بازالت در یک زمینه دانه‌ریز (کلیبر)، XPL (croos polarized light)
(b) و (c) درشت بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی و زونینگ نوسانی در سنگ تراکی آندزیت بازالتی در یک زمینه دانه ریز (اهر- ورزقان)، XPL
(d) درشت بلورهای آمفیبول با حاشیه سوخته در سنگ تراکی آندزیت بازالتی در یک زمینه دانه ریز (اهر- ورزقان)، XPL

Fig. 3. (a) Pyroxene and olivine macrocrystals in basaltic trachyte in a fine-grained background (Kaleyber), XPL (cross polarized light)
(b) and (c) Plagioclase macrocrystals with sieve texture and oscillatory zoning in basaltic andesite trachyte in a fine-grained background (Ahar-Varzaqan), XPL
(d) Amphibole macrocrystals with burnt margins in basaltic andesite trachyte in a fine-grained background (Ahar-Varzaqan), XPL

۳- ۲- روش پژوهش

در این پژوهش، به منظور بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها در سنگ‌های تراکی بازالتی، تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیتی و الیون بازالتی، ۳۷۳ نقطه از کانی پیروکسن، ۳۷۱ نقطه از کانی پلاژیوکلاز، ۱۳۰ نقطه از کانی آمفیبول و ۱۱۸ نقطه از کانی الیوین مورد تجزیه قرار گرفته‌اند. شیمی کانی‌ها توسط آنالیز کیفی به روش EDS با دستگاه میکروپروب (JEOL JSM-7001FA) و مجهز به آشکارساز اشعه ایکس به دانشگاه Kuchi ژاپن ارسال گردید. شرایط تحلیلی شامل ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلووات، جریان ۱۵ نانوآمپر و زمان شمارش ۱۰۰ ثانیه در فاصله کاری ۱۰ میلی‌متر است که سیگنال‌های خام با استفاده از روش تصحیح ZAF اصلاح ماتریسی شده و در برابر استانداردهای کانی‌شناسی طبیعی کالیبره شده‌اند. انحراف معیار نسبی (RSD) اکسیدها با فراوانی اکسیدهای کانی‌شناسی همبستگی مثبت داشته و اکسیدهای بیش از ۰/۵ و ۱/۰ درصدوزنی را می‌توان به ترتیب با RSD کمتر از ۱۰٪ و ۵٪ مورد تجزیه و تحلیل قرار داد.

۳- ۳- ترموباروmتری

برای اینکه چگونگی و نحوه پیدایش یک سنگ بهتر درک شود، نیاز به شناخت شرایط، در هنگام پیدایش و تشکیل آن سنگ است. بررسی‌های تجربی و آزمایشگاهی نشان دهنده ترکیب کانی‌ها در شناسایی شرایط دما- فشار به هنگام تبلور، بسیار به کار برده می‌شود (Wells, 1977; Lindsley, 1983; Duchene and Albarede, 1999; Fu et al, 2008; Mollo et al, 2011). در این بخش، با به کارگیری ترکیب شیمیایی کانی‌های مختلف (همانند کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول و الیوین) شرایط ترموباروmتری تعادل بلور- مذاب بحث و ارزیابی می‌شود. برای ترموباروmتری این کانی‌ها، پژوهشگران و دانشمندان مختلفی، روش‌های گوناگونی را به کار برده‌اند، مخصوصاً کلینوپیروکسن که ترکیب شیمیایی آن به تغییر شرایط فیزیکی تبلور بسیار حساس است و کاربرد آن در بررسی‌های ترموباروmتری یک ابزار خوب به حساب می‌آید (Kohler and Brey, 1990; Nimis, 1995; Putirka et al, 1996; Soesoo, 1997; Nimis and Ulmer, 1998; Putirka, 1999; Nimis and Taylor, 2000; Putirka et al, 2003; Mollo et al, 2013). در ادامه مبحث شرح شماری از این روش‌ها ارائه شده و بر اساس آن‌ها، بررسی‌های ترموباروmتری در سنگ‌های تراکی بازالتی، تراکی آندزیت بازالت و الیوین بازالتی صورت گرفته است.

۳- ۳- ۱- ترموباروmتری کلینوپیروکسن

۳- ۳- ۱- ۱- ترمومتری و باروmتری به روش (Soesoo, 1997)

ترکیب شیمیایی پیروکسن در سنگ‌های تراکی بازالتی و تراکی آندزیت بازالت از ۶ منطقه زندآباد، نهار، گنگل‌آباد و سیاه‌کلان از مناطق اهر و ورزقان و منطقه مرزرود و کلیبر از منطقه کلیبر صورت گرفته است که تعدادی از آنها در جدول ۱ ارائه شده است.

تاکنون روابط مختلفی برای برآورد شرایط ترموباروmتری تبلور پیروکسن ارائه شده است (Sayari et al, 2014). در این بخش از روش پیشنهادی (Soesoo, 1997) استفاده می‌شود. در این روش با کمک ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن، دو پارامتر XPT و YPT را از طریق معادله‌های زیر می‌توان برای برآورد دما و فشار به کار برد:

XPT= 0.446 SiO2+0/187 TiO2-0/404 Al2O3+0/346 FeOT-0/052 MnO-0/309 MgO+0/431 CaO-0/446 Na2O

YPT=-0.369 SiO2+0/535 TiO2-0/317 Al2O3+0/323 FeOT+0/235 MnO-0/516 MgO-0/167 CaO-0/153 Na2O

مقدار XPT و YPT محاسبه شده برای برخی از نمونه‌های کلینوپیروکسن مناطق مورد مطالعه در جدول ۲ در زیر آورده شده است.

بر پایه این روش و بر اساس شکل‌های ۴ و ۵ پیدایش کلینوپیروکسن‌های مناطق زندآباد، نهار، سیاه‌کلان، گنگل‌آباد، مرزرود و کلیبر در بازه دمایی در حدود ۱۱۵۰ تا ۱۲۲۰ (±۵۰) درجه سانتیگراد و همچنین فشار برابر با ۳ تا ۱۳ کیلوبار برآورد می‌شود.

جدول ۱- نتایج نقطه‌ای تعدادی از پیروکسن‌های مناطق مورد مطالعه در سنگ‌های تراکی بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی، (BZ= زندآباد، NB= نهار، GB= گنگل‌آباد، PBM= مرزرود، SB= سیاه‌کلان و KB= کلیبر)

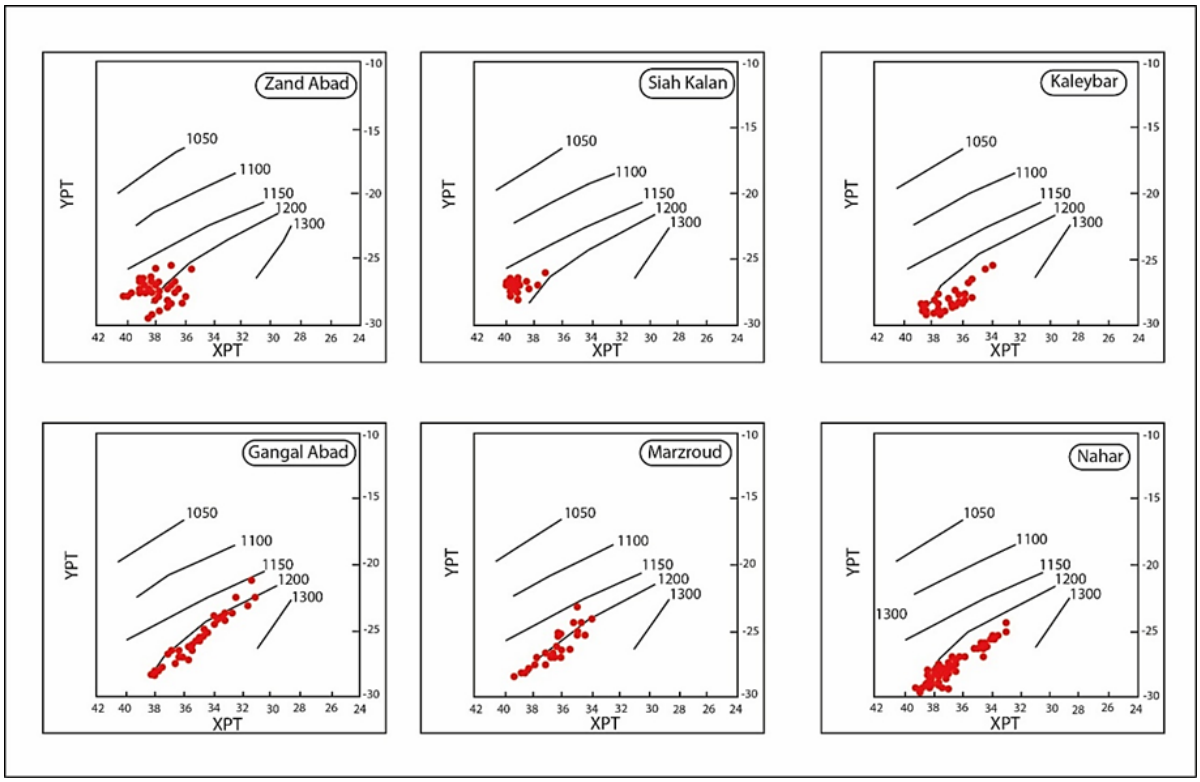
Table 1. Spot results of a number of pyroxenes in the studied areas in trachybasalt and trachybasalt andesite rocks, (BZ= Zandabad, NB= Nahar, GB= Gangalabad, PBM= Marzroud, SB= Siahkalan and KB= Kaleybar)

Sample	BZ	BZ	NB	NB	GB	PBM	PBM	SB	SB	KB	KB
SiO_2	50/97	49/92	51/51	51/47	46/25	50/49	48/86	52/48	51/71	50/59	52/00
TiO_2	0/79	2/02	0/67	0/61	2/59	1/10	1/72	0/54	0/43	1/09	0/77
Al_2O_3	2/69	3/34	4/19	3/95	6/58	3/84	4/24	1/63	1/55	5/20	2/67
FeO	7/38	6/30	5/32	5/15	7/63	7/03	7/56	10/63	10/32	6/90	6/47
MnO	0/49	0/39	0/13	0/15	0/24	0/19	0/18	0/45	0/47	0/13	0/09
MgO	4/78	15/56	15/73	16/14	12/94	14/88	14/54	14/58	14/47	14/40	15/78
CaO	22/05	21/46	21/78	21/71	22/63	22/31	21/48	20/44	20/80	22/38	22/42
Na_2O	0/57	0/74	0/00	0/00	0/89	0/54	0/71	0/35	0/36	0/69	0/37
Total	99/75	99/81	99/98	99/80	99/86	100/43	99/52	101/10	100/24	101/47	100/57
Si	1/903	1/856	1/891	1/890	2/325	7/163	7/029	1/945	1/938	1/850	1/911
Ti	0/022	0/056	0/019	0/017	0/098	0/118	0/186	0/015	0/012	0/030	0/021
Al	0/118	0/146	0/181	0/171	0/390	0/641	0/719	0/071	0/068	0/224	0/116
Fe	0/231	0/196	0/163	0/158	0/321	0/834	0/909	0/329	0/323	0/211	0/199
Mn	0/15	0/012	0/004	0/005	0/010	0/023	0/022	0/014	0/015	0/004	0/003
Mg	0/823	0/862	0/861	0/884	0/970	3/184	3/117	0/805	0/808	0/785	0/864
Ca	0/882	0/855	0/857	0/855	1/219	3/391	3/311	0/812	0/834	0/877	0/883
Na	0/041	0/054	0/046	0/044	0/087	0/149	0/199	0/025	0/026	0/049	0/026
Total	4/036	4/040	4/022	4/027	5/423	15/472	15/515	4/017	4/027	4/031	4/023
#Mg	78/11	81/48	84/04	84/81	75/15	79/06	77/42	70/97	71/42	78/83	81/31
Fe^{2+}	0/121	0/074	0/096	0/076	0/036	0/104	0/089	0/274	0/239	0/115	0/128
Fe^{3+}	0/107	0/12	0/066	0/081	0/201	0/112	0/145	0/054	0/082	0/094	0/070
$Al^{(IV)}$	0/097	0/143	0/109	0/108	0/255	0/131	0/164	0/035	0/061	0/149	0/089
$Al^{(VI)}$	0/022	0/003	0/073	0/063	0/038	0/037	0/024	0/016	0/008	0/075	0/027
Wo	44/33	43/24	44/39	43/94	46/86	45/00	43/86	40/9	41/63	45/54	44/71
En	41/35	43/63	44/62	45/46	37/29	41/76	41/32	40/6	40/31	40/80	43/80
Fs	12/25	10/43	8/63	8/32	12/52	11/27	12/19	17/24	16/76	11/09	10/15
Ac	2/07	2/7	2/36	2/27	3/33	1/97	2/62	1/27	1/3	2.54	1/34

جدول ۲- XPT و YPT محاسبه شده برای نمونه‌های کلینوپیروکسن مناطق مورد مطالعه، (BZ= زندآباد، NB= نهار، GB= گنگل‌آباد، PBM= مرزرود، SB= سیاه‌کلان و KB= کلیبر)

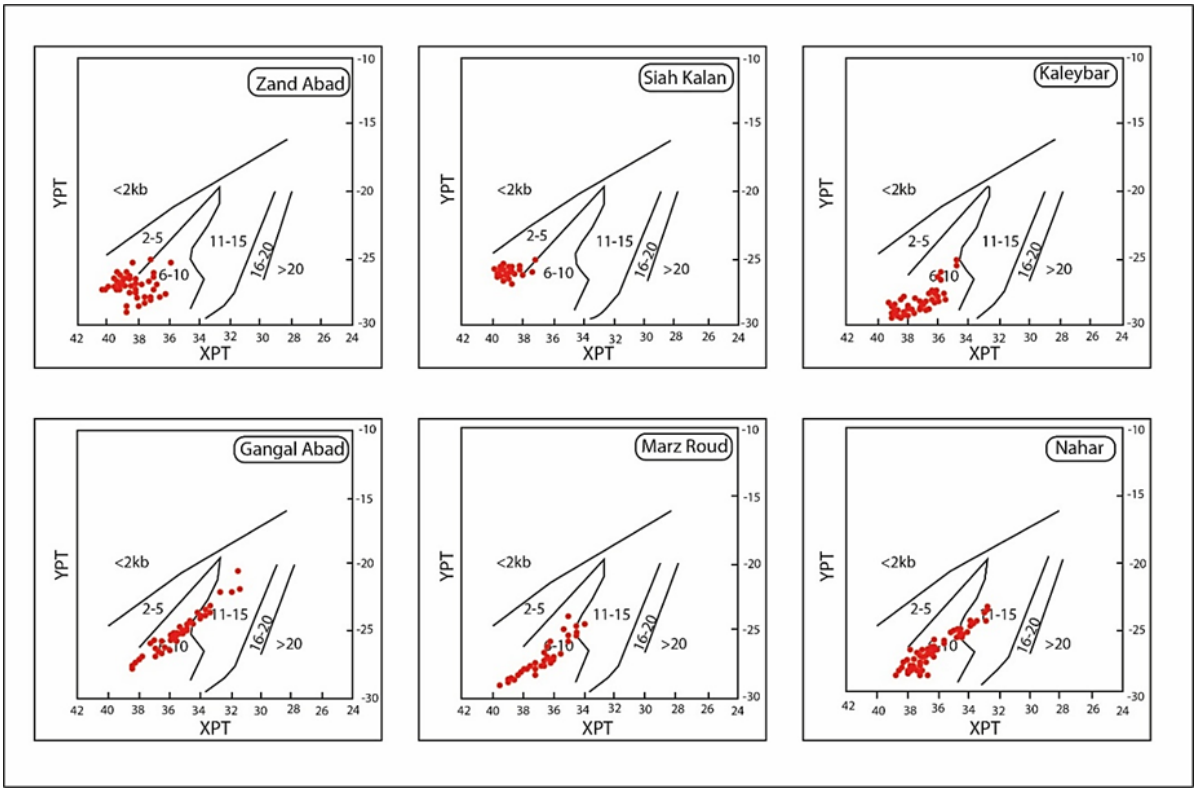
Table 2. Calculated XPT and YPT for clinopyroxene samples from the study areas, (BZ= Zandabad, NB= Nahar, GB= Gangalabad, PBM= Marzroud, SB= Siah-Kalan and KB= Kaleybar)

Sample	BZ	BZ	BZ	BZ	NB	NB	NB	NB	GB	GB	GB	GB
X_{PT}	38/14	37/18	39/20	38/43	38/16	37/27	39/08	36/85	35/39	35/44	38/18	36/41
Y_{PT}	- 28/14	- 27/99	- 27/04	- 25/99	- 28/95	- 28/85	- 29/79	- 28/44	- 26/53	- 26/43	- 28/94	- 28/04
Sample	PBM	PBM	PBM	PBM	SB	SB	SB	SB	KB	KB	KB	KB
X_{PT}	38/91	37/92	36/07	37/65	39/29	39/35	39/04	39/09	38/27	38/80	38/94	38/70
Y_{PT}	- 29/38	- 28/57	- 26/41	- 28/28	- 27/42	- 27/37	- 26/27	- 26/72	- 29/86	- 29/94	- 28/95	- 28/95



شکل ۴- نمودار تغییرات XPT در برابر YPT برای برآورد دما، برگرفته از (Soesoo, 1997).

Fig. 4.Diagram of XPT versus YPT variations for temperature estimation, taken from (Soesoo, 1997).



شکل ۵- نمودار تغییرات X_{PT} در برابر Y_{PT} برای برآورد فشار، برگرفته از (Soesoo, 1997).

Fig. 5.Diagram of XPT versus YPT variations for pressure estimation, taken from (Soesoo, 1997).

۳- ۳- ۱- ۲- بارومتری به روش (Akinin et al, 2005)

همچنین بر اساس نمودار پیشنهادی از آکینین و همکاران (Akinin et al, 2005) مقدار فشار برآورد شده برای نمونه‌های پیروکسن سنگ‌های تراکی بازالتی و تراکی آندزیت بازالت در محدوده ۷-۱۰ کیلوبار است (شکل ۶).

۳- ۳- ۱- ۳- ترمومتری و بارومتری به روش (Putirka et al, 2003; Neave and Putirka, 2017)

دما فشارسنجی کلینوپیروکسن و مذاب همزیست با استفاده از روش Putirka و همکاران (۲۰۰۳) برای سنگ‌های آتش‌فشانی و سنگ‌های آذرین مافیک به کار برده می‌شود. این معادله بر پایه تعادل بلور- مذاب همزیست بوده و علاوه بر ترکیب کانی، ترکیب شیمیایی خود مذاب هم مورد استفاده قرار می‌گیرد. بررسی دما و فشار در این معادله بر اساس تبلور هدنبرژیت- دیوپسید و ژادییت است، که بر اساس رابطه ۱ بدست می‌آید:

$$\frac{10^4}{T(K)} = 4.60 - 4.37\times10^{-1}\ln\left(\frac{X_{Jd}^{Cpx}\times Ca^{liq}\times Fm^{liq}}{DiHd^{Cpx}\times Na^{liq}\times Al^{liq}}\right) - 6.54\times10^{-1}\ln(Mg^{liq}) - 3.26\times 10^{-1}(Na^{liq}) - 6.32\times10^{-3}(P(Kbar)) - 0.92\ln(Si^{liq}) + 2.74\times10^{-1}\ln(Jd^{Cpx}) - 273.15$$

$$P(Kbar) = -88.3 + 2.82\times10^{-3}T(K)\ln\left(\frac{Ja^{Cpx}}{Na^{liq}\times Al^{liq}\times(Si^{liq})^2}\right) + 2.19\times10^{-2}T(K) - 25.1\ln(Ca^{liq}\times Si^{liq}) + 7.03(Mg^{liq}) + 12.4\ln(Ca^{liq})$$

$$X_{DiHd}^{liq} = (CaFmSi_2O_6) = X_{Ca}^{Cpx} - X_{CaTs}^{Cpx} - X_{CaTi}^{Cpx} - X_{CrCaTs}^{Cpx}$$

(رابطه۱)

بر اساس رابطه بالا دمای بدست آمده میانگین دمای بدست آمده برای سنگ‌های تراکی بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی در محدوده مطالعاتی زندآباد ۱۰۱۶/۲۳، نهار ۱۲۰۱/۰۱، گنگل‌آباد ۱۱۹۲/۹۸، مرزرود ۱۰۷۳/۸۱، سیاه کلان ۱۰۴۶/۳۹و کلیبر ۱۱۸۶/۰۹درجه سانتیگراد بوده، همچنین فشار بدست آمده میانگین در زندآباد ۷/۰۵، نهار ۹/۸۳، گنگل‌آباد ۱۰/۴۴، مرزرود ۹/۴۱، سیاه کلان ۳/۱۸ و کلیبر ۹/۸۸کیلو بار است.

یک روش جدیدتر برای به دست آوردن ترموبارومتری کلینوپیروکسن، استفاده از روش Neave و Putirka (۲۰۱۷) و بر اساس رابطه ۲ و ۳ است که در این رابطه کلینوپیروکسن در تعادل با مذاب میزبان قرار دارد. تغییر اساسی در این رابطه، این است که باید مجموع کسرهای کاتیونی Na و K در نظر گرفته شود.

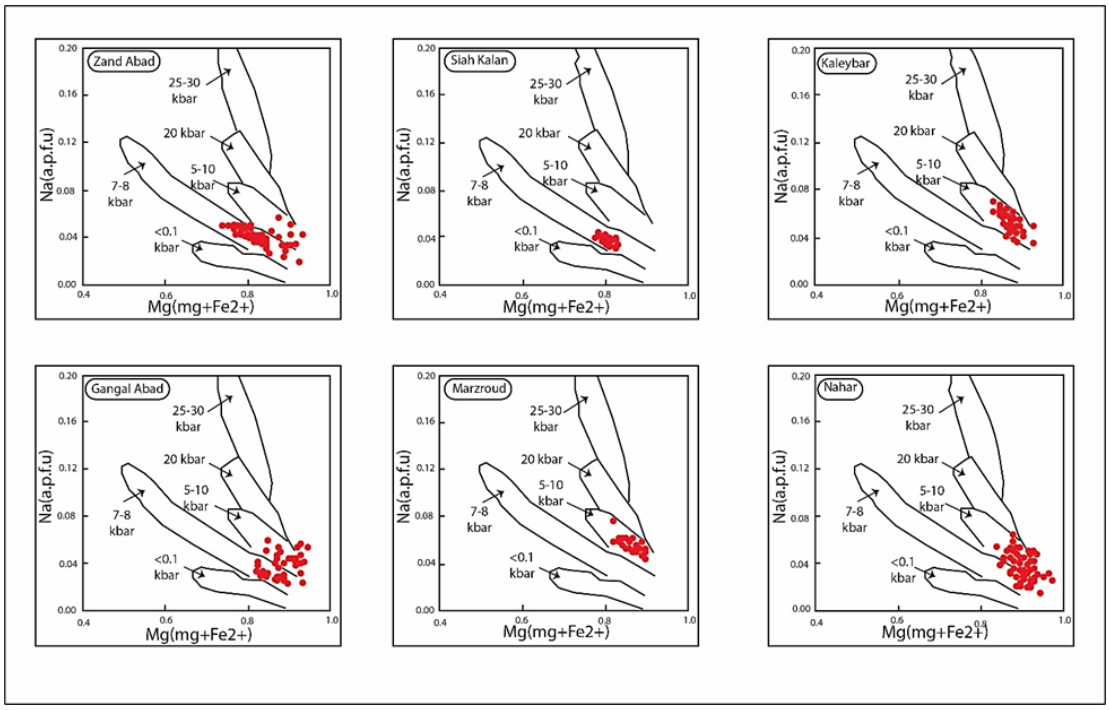
$$\frac{10^4}{T(K)} = 7.53 - 0.14\ln\left(\frac{X_{Jd}^{cpx}X_{CaO}^{liq}X_{Fm}^{liq}}{X_{DiHd}^{cpx}X_{Na}^{liq}X_{Al}^{liq}}\right) + 0.07\left(H_2O^{liq}\right) - 14.9\left(X_{CaO}^{liq}X_{SiO_2}^{liq}\right) - 0.08\ln\left(X_{TiO_2}^{liq}\right) - 3.62\left(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq}\right) - 1.1\left(Mg\#^{liq}\right) - 0.18\ln\left(X_{EnFs}^{cpx}\right) - 0.027P(kbar)$$

(رابطه۲)

$$P(kbar) = -26.27 + 39.16\frac{T(K)}{10^4}\ln\left|\frac{X_{Jd}^{Cpx}}{X_{NaO_{0.5}}^{liq}X_{AlO_{1.5}}^{liq}\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^2}\right| - 4.22\ln\left(X_{DiHd}^{Cpx}\right) + 78.43X_{AlO_{1.5}}^{liq} + 393.81\left(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{KO_{0.5}}^{liq}\right)^2$$

(رابطه۳)

بر اساس رابطه‌های بالا میانگین دمای بدست آمده برای سنگ‌های تراکی بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی در محدوده مطالعاتی زندآباد ۱۰۲۶/۰۵، نهار ۱۲۲۶/۰۷، گنگل‌آباد ۱۱۹۴/۸۲، سیاه کلان ۱۰۶۴/۳۹ و برای سنگ‌های تراکی بازالتی در محدوده مطالعاتی مرزرود ۱۱۰۵/۳۳و کلیبر ۱۲۱۱/۵۶درجه سانتیگراد است، همچنین فشار بدست آمده در زندآباد ۴/۵، نهار ۵/۵، گنگل‌آباد ۸/۳۰، مرزرود ۸/۴۳، سیاه کلان ۳/۰و کلیبر ۸/۲۷ کیلو بار است، که در جدول ۳ تعدادی از این نتایج آورده شده است.



شکل ۶- نمودار تغییرات Mg/(Mg+Fe2+) در برابر Na برای برآورد فشار کلینوپیروکسن‌ها (Akinin et al, 2005)

Fig. 6.Diagram of Mg/(Mg+Fe2+) versus Na variations for estimating the pressure of clinopyroxenes (Akinin et al, 2005)

جدول ۳- نتایج دما- فشار سنجی بر اساس مدل پیشنهادی (Putirka, 2003; Neave and Putirka, 2017) برای سنگ‌های تراکی بازالتی و تراکی آندزیت بارالت (BZ= زندآباد، NB= نهار، GB= گنگل‌آباد، PBM= مرزرود، SB= سیاه‌کلان و KB= کلیبر)

Table 3. Thermo-barometric results based on the proposed model (Putirka, 2003; Neave and Putirka, 2017) for basaltic trachyte and baralt trachyte andesite rocks (BZ= Zandabad, NB= Nahar, GB= Gangalabad, PBM= Marzroud, SB= Siah-Kalan, and KB= Kaleybar)

Sample	BZ	BZ	BZ	NB	NB	NB	NB	GB	GB	GB
Neave and Putirka,T (ºC)	1047/4	1054/0	1052/8	1195/5	1214/9	1167/4	1182/7	1187/1	1204/1	1191/9
Neave and Putirka, P (kb)	3/2	4/3	3/4	5/1	7/0	3/4	4/5	6/7	8/0	6/0
Putirka,T (ºC)	1041/3	1048/6	1043/6	1233/1	1246/7	1219/7	1229/5	1209/5	1222/0	1207/6
Putirka, P (kb)	7/0	8/9	7/1	10/4	12/3	9/5	10/4	10/7	12/1	9/3
Sample	PBM	PBM	PBM	SB	SB	SB	SB	KB	KB	KB
Neave and Putirka,T (ºC)	1101/5	1116/8	1097/8	1080/4	1066/6	1063/3	1078/9	1211/0	1228/6	1221/7
Neave and Putirka, P (kb)	7/7	10/0	7/9	3/3	3/0	2/6	4/1	7/8	9/4	8/4
Putirka,T (ºC)	1067/8	1082/5	1068/2	1058/6	1048/3	1046/6	1056/2	1187/5	1197/4	1188/6
Putirka, P (kb)	8/0	11/2	8/7	3/4	3/2	2/9	4/4	9/7	10/9	9/2

۳- ۳- ۲- ترمومتری و بارومتری کانی پلاژیوکلاز

۳- ۳- ۲- ۱ - ترمومتری و بارومتری به روش (Putirka, 2005b)

با توجه به فراوان بودن پلاژیوکلاز در اغلب سنگ‌های آذرین، پژوهشگران دیگری هم در این زمینه مطالعاتی را انجام داده‌اند (Mathez, 1973; Drake, 1976; Loomis, 1979; Glazner, 1984; Ariskin and Barmina, 1990; Marsh et al, 1990). سپس بررسی‌های Putirka (۲۰۰۵،ب) از دماسنج‌های پلاژیوکلاز نشان داده است که کالیبراسیون Ghiorso و همکاران (۲۰۰۲) و همچنین Sugawara (۲۰۰۱) دقیق‌ترین پیش‌بینی کننده‌های دما را برای مدل‌های موجود ارائه می‌دهند، اما این مدل‌ها در دمای پایین‌تر (کمتر از ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد) و برای سیستم‌های آبدار، عملکرد ضعیفی را نشان می‌دهند، در نتیجه نشان داده شده است که می‌توان با استفاده از مدلی ساده‌تر و با استفاده از رابطه ۴ بهبودهایی را در تخمین دما بدست آورد.

$$\frac{10^4}{T(\mathrm{K})}=6.12+0.257\ln\left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{\mathrm{CaO}}^{liq}\left(X_{\mathrm{AlO}_{1.5}}^{liq}\right)^2\left(X_{\mathrm{SiO}_2}^{liq}\right)^2}\right)-3.166\left(X_{\mathrm{CaO}}^{liq}\right)$$
$$-3.137\left(\frac{X_{\mathrm{AlO}_{1.5}}^{liq}}{X_{\mathrm{AlO}_{1.5}}^{liq}+X_{\mathrm{SiO}_2}^{liq}}\right)+1.216\left(X_{Ab}^{pl}\right)^2$$
$$-2.475\times10^{-2}\left(P(\mathrm{kbar})\right)+0.2166\left(H_2O^{liq}\right)$$

(رابطه ۴)

رابطه بالا در آزمایش‌های دیگر عملکرد خوبی را دارند (Blundy et al, 2006) و آزمایشات جدید دقت بالایی را با یک رگرسیون کلی بهبود در حدود ۶ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند (رابطه ۵):

$$\frac{10^4}{T(\mathrm{K})}=6.4706+0.3128\ln\left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{\mathrm{CaO}}^{liq}\left(X_{\mathrm{AlO}_{1.5}}^{liq}\right)^2\left(X_{\mathrm{SiO}_2}^{liq}\right)^2}\right)-8.103\left(X_{\mathrm{SiO}_2}^{liq}\right)$$
$$+4.872\left(X_{\mathrm{KO}_{0.5}}^{liq}\right)+1.5346\left(X_{Ab}^{pl}\right)^2+8.661\left(X_{\mathrm{SiO}_2}^{liq}\right)^2$$
$$-3.341\times10^{-2}\left(P(\mathrm{kbar})\right)+0.18047\left(\mathrm{H_2O}^{liq}\right)$$

(رابطه ۵)

همچنین، برای فلدسپارهای قلیایی، دما را می‌توان از طریق دو مدل جدید مبتنی بر تعادل آلبیت- مایع نشان داد (رابطه ۶ و ۷).

$$\frac{10^4}{T(\mathrm{K})}=17.3-1.03\ln\left(\frac{X_{Ab}^{afs}}{X_{\mathrm{NaO}_{0.5}}^{liq}X_{\mathrm{AlO}_{1.5}}^{liq}\left(X_{\mathrm{SiO}_2}^{liq}\right)^3}\right)-200\left(X_{\mathrm{CaO}}^{liq}\right)$$
$$-2.42\left(X_{\mathrm{NaO}_{0.5}}^{liq}\right)-29.8\left(X_{\mathrm{KO}_{.05}}^{liq}\right)+13500\left(X_{\mathrm{CaO}}^{liq}-0.0037\right)^2$$
$$-550\left(X_{\mathrm{KO}_{.05}}^{liq}-0.056\right)\left(X_{\mathrm{NaO}_{.05}}^{liq}-0.089\right)-0.078P(\mathrm{kbar})$$

(رابطه ۶)

$$\frac{10^4}{T(\mathrm{K})}=14.6+0.055\left(\mathrm{H_2O(wt\%)}\right)-0.06P(\mathrm{kbar})-99.6\left(X_{\mathrm{NaO}_{0.5}}^{liq}X_{\mathrm{AlO}_{1.5}}^{liq}\right)$$
$$-2313\left(X_{\mathrm{CaO}}^{liq}X_{\mathrm{AlO}_{1.5}}^{liq}\right)+395\left(X_{\mathrm{KO}_{0.5}}^{liq}X_{\mathrm{AlO}_{1.5}}^{liq}\right)-151\left(X_{\mathrm{KO}_{0.5}}^{liq}X_{\mathrm{SiO}_2}^{liq}\right)$$
$$+15037\left(X_{\mathrm{CaO}}^{liq}\right)^2$$

(رابطه ۷)

دماهای میانگین بدست آمده با استفاده از روش Putirka (۲۰۰۵،ب) برای سنگ‌های تراکی بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی در محدوده مطالعاتی زندآباد ۱۱۸۳/۱۹، نهار ۱۱۹۲/۷۲، گنگل‌آباد ۱۱۷۶/۸۵، سیاه کلان ۱۲۴۹/۹۰، لاله‌بجان ۱۲۲۱/۲۹ و برای سنگ‌های تراکی بازالتی و الیوین بازالتی در

مناطق مرزرود ۱۲۰۱/۲۷ و کلیبر ۱۲۰۸/۵۸ درجه سانتیگراد است.

بارومتری هم بر پایه تعادل میان آلبیت، آنورتیت و ترکیب مذاب میزبان و بر پایه رابطه ۸ بدست می‌آید:

$$P(\text{kbar}) = -42.2 + 4.94\times10^{-2}T(\text{K}) + 1.16\times10^{-2}T(\text{K})\ln\left(\frac{X_{Ab}^{pl}X_{AlO_{1.5}}^{liq}X_{CaO}^{liq}}{X_{An}^{pl}X_{NaO_{0.5}}^{liq}X_{SiO_2}^{liq}}\right) - 382.3\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^2 + 514.2\left(X_{SiO_2}^{liq}\right)^3 - 19.6\ln\left(X_{Ab}^{pl}\right) - 139.8\left(X_{CaO}^{liq}\right) + 287.2\left(X_{NaO_{0.5}}^{liq}\right) + 163.9\left(X_{KO_{0.5}}^{liq}\right)$$

(رابطه ۸)

بر پایه این رابطه فشارهای میانگین بدست آمده برای سنگ‌های تراکی آندزیت بازالت و تراکی بازالتی در مناطق زندآباد ۱۶/۳۶، نهار ۹/۶۱، گنگل‌آباد ۱۹/۸۷، سیاه کلان ۱۳/۷۹، لاله‌بجان ۱۰/۱۵ و برای سنگ‌های تراکی بازالتی و الیوین بازالتی در مناطق مرزرود ۳۰/۸۶ و کلیبر ۱۳/۸۴کیلوبار است که این نتایج شماری از آنها در جدول ۴ آمده است.

جدول ۴- نتایج دما فشار سنجی کانی پلاژیوکلاز با استفاده از روش Putirka (۲۰۰۵، ب)، (BZ= زندآباد، NB= نهار، GB= گنگل‌آباد، PBM= مرزرود، SB= سیاه‌کلان، LB= لاله‌بجان و KB= کلیبر)

Table 4. Results of temperature and barometric measurements of plagioclase minerals using the Putirka method (2005, b), (BZ= Zandabad, NB= Nahar, GB= Gangalabad, PBM= Marzroud, SB= Siah-Kalan, LB= Laleh-Bajan and KB= Kaleybar)

Sample	BZ	BZ	BZ	BZ	NB	NB	NB	GB	GB	GB	PBM
Putirka, T (ºC)	1166/2	1164/5	1163/0	1195/7	1204/9	1175/3	1189/8	1190/9	1189/4	1190/2	1187/8
Putirka, P (KB)	15/7	16/1	16/3	17/4	7/2	11/5	9/3	20/5	19/7	18/2	27/6
Sample	PBM	PBM	SB	SB	SB	LB	LB	LB	KB	KB	KB
Putirka, T (ºC)	1180/0	1180/2	1244/7	1242/0	1244/6	1214/9	1248/6	1224/0	1209/9	1209/1	1202/5
Putirka, P (kb)	29/5	29/4	13/2	13/8	13/4	12/3	7/6	10/6	13/8	13/3	14/6

۳-۳-۳ ترمومتری و بارومتری آمفیبول

۳-۳-۳-۱- ترمومتری و بارومتری به روش (Schmidt, 1992; Vynhal et al, 1991)

فشارسنجی بر اساس محتوای AlTotal در آمفیبول‌ها بر طبق رابطه ۹ انجام می‌گیرد (Schmidt, 1992):

$$P(\pm 0.6\ \text{kbar}) = -3/01 + 4/76\ \text{AlTotal}$$ (رابطه ۹)

همچنین، به منظور ارزیابی وابستگی‌های ممکن بین دما، فشار و ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها، رابطه ۱۰ در فشارهای ۱ تا ۲۰ کیلوبار برای محاسبه دما پیشنهاد شده است (Vynhal et al, 1991):

$$T = 25/3\ P + 654/9$$ (رابطه ۱۰)

مقادیر دما و فشار بدست آمده از رابطه‌های ۸ و ۹ برای سنگ‌های تراکی آندزیتی، تراکی آندزیت بازالتی و تراکی بازالتی در جدول ۵ آمده است:

جدول ۵- مقادیر فشار و دما بدست آمده برای آمفیبول‌های مناطق مورد مطالعه (Schmidt, 1992; Vynhal et al, 1991)، (BZ= زندآباد، PBM= مرزرود، LB= لاله‌بجان و KB= کلیبر)

Table 5. The pressure and temperature values obtained for the amphiboles of the studied areas (Schmidt, 1992; Vynhal et al, 1991), (BZ= Zandabad, PBM= Marzroud, LB= Laleh-Bajan and KB= Kaleybar)

Sample	BZ	BZ	BZ	BZ	PBM	PBM	PBM	PBM
T (ºC)	818/86	825/18	834/30	838/66	713/86	719/16	746/89	753/57
P (kb)	6/48	6/73	7/09	7/26	5/33	6/54	6/64	6/90
Sample	LB	LB	LB	LB	KB	KB	KB	KB
T (ºC)	840/47	819/68	832/66	862/73	864/87	865/56	849/67	836/01
P (kb)	7/33	6/51	7/03	8/21	8/30	8/33	7/70	7/16

بر پایه محسبات انجام شده مقدار میانگین فشار بدست آمده برای سنگ‌های تراکی آندزیتی و تراکی آندزیت بازالتی در محدوده مطالعاتی زندآباد ۷/۲۲ کیلوبار و مقدار میانگین دمای بدست آمده ۸۴۲/۰۵ درجه سانتیگراد می‌باشد، مقدار میانگین فشار در لاله‌بجان ۷/۳۶ کیلوبار و مقادیر میانگین دمای بدست آمده ۸۴۰/۹۸ درجه سانتیگراد همچنین مقدار میانگین فشار برای سنگ‌های تراکی بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی در محدوده مطالعاتی مرزرود ۶/۴۱ کیلوبار و مقدار میانگین دمای بدست آمده ۷۳۳/۳۷ درجه سانتیگراد، و مقادیر میانگین فشار در کلیبر ۷/۷۸ کیلوبار و مقادیر میانگین دمای بدست آمده ۸۵۱/۸۱ درجه سانتیگراد می‌باشد.

۳- ۳- ۳- ۲- ترمومتری و بارومتری به روش (Putirka, 2016)

معادلات تجربی مختلفی برای ارتباط کمی شرایط فیزیکی و شیمیایی مذاب سیلیکات در تعادل با آمفیبول (شامل T، P و SiO2 مذاب) توسط دانشمندان مختلفی پیشنهاد شده است (Ridolfi et al, 2010; Ridolfi and Renzull, 2012; Putirka, 2016). معادلات تجربی بر اساس آزمایش‌های تعادل P-Tبالا و با استفاده از سنگ‌های آتشفشانی به عنوان مواد اولیه فرموله شده‌اند. در مطالعاتی که اخیرا انجام شده است، شرایط T، P و SiO2 مذاب‌های سیلیکات در تعادل با آمفیبول و با استفاده از معادلات تجربی مبتنی بر ترکیب آمفیبول تخمین زده شده است. اگرچه چندین بارومتر و ژئومتر بر اساس تقسیم-بندی عناصر بین آمفیبول و پلاژیوکلاز (Blundy and Holland, 1990; Holland and Blundy, 1994; Molina et al, 2015) و بین آمفیبول و مذاب سیلیکات (Putirka, 2016) ارائه شده‌اند، ولی همه آنها نیاز به فرض تعادل بین آمفیبول و سایر فازها دارند. بنابراین، اگر آمفیبول و سایر فازها در حالت تعادل نباشند، این معادلات خطاهای مرتبط با تخمین‌های P-T را بیشتر می‌کنند.

در این پژوهش، شرایط T و P تعادل آمفیبول با مذاب همزیست و یا سنگ میزبان، با استفاده از معادلات تجربی مبتنی بر ترکیب آمفیبول و با استناد به روش Putirka (۲۰۱۶) محاسبه شده‌اند (رابطه ۱۱).

(رابطه ۱۱)

$$T(°C) = 1781 - 132.74 \times \left[Si^{Amp}\right] + 116.6 \times \left[Ti^{Amp}\right] - 69.41 \times \left[Fe_t^{Amp}\right] + 101.62 \times \left[Na^{Amp}\right]$$

اگرچه Putirka (۲۰۱۶) مدل‌های وابسته به فشار و مستقل از فشار را ارائه داده است، ولی خطاهای تخمین دما برای هر دو مدل یکسان است، یعنی میانگین و انحراف معیار اختلاف بین دمای تخمینی و تجربی برای مدل وابسته به فشار به ترتیب ۳/۲ درجه سانتی‌گراد و ۲۸ درجه سانتی‌گراد و برای مدل مستقل از فشار به ترتیب ۰/۴ درجه سانتی‌گراد و ۳۰ درجه سانتی‌گراد خواهد بود.

معادلات فشارسنجی تجربی بر اساس ترکیب آمفیبول توسط دانشمندان مختلف ارائه شده است (Ridolfi et al, 2010; Ridolfi and Renzull, 2012). مدل Ridolfi و همکاران (۲۰۱۰) تابعی از محتوای آلومینیوم در آمفیبول است، در حالی که مدل Ridolfi و Renullzi (۲۰۱۲) به محتوای آلومینیوم و غلظت سایر عناصر در آمفیبول بستگی دارد (130 MPa < P < 500 MPa) (رابطه‌های ۱۲ و ۱۳).

(رابطه ۱۲)

$$\ln P\,(\mathrm{MPa}) = 38.723-(2.6957\times \mathrm{Si})-(2.3565\times \mathrm{Ti}) -(1.3006\times \mathrm{Al})-(2.7780\times \mathrm{Fe}) -(2.4838\times \mathrm{Mg})-(0.6614\times \mathrm{Ca}) -(0.2705\times \mathrm{Na})+(0.1117\times E) \quad (3)$$

(رابطه ۱۳)

$$P\,(\mathrm{MPa}) = 24023-(1925.3\times \mathrm{Si})-(1720.6\times \mathrm{Ti}) -(1478.5\times \mathrm{Al})-(1843.2\times \mathrm{Fe}) -(1746.9\times \mathrm{Mg})-(158.28\times \mathrm{Ca}) -(40.444\times \mathrm{Na})+(14.389\times \mathrm{K}). \quad (4)$$

دانشمندان مختلفی همچون Putirka (۲۰۰۱۶) و همچنین Erdmann و همکاران (۲۰۱۴) به صورت کمی مدل‌های Ridolfi و همکاران و همچنین Ridolfi و Renzull (۲۰۱۲) را بررسی کرده و پیشنهاد کرده‌اند که فشارهای تخمین‌زده شده با استفاده از رابطه‌های ۱۲ و ۱۳، منعکس کننده ترکیبات ماگمای توده‌ای هستند. با این وجود، Nagasaki و همکاران (۲۰۱۷) با استفاده از مجموعه داده‌های گردآوری شده از تعادل آزمایش‌های تعادلی فشار- دما بالا که توسط Putirka (۲۰۱۶) انتخاب شده بود، قابلیت اطمینان رابطه‌های ۱۲ و ۱۳ را دوباره بررسی کرده و نشان دادند که این رابطه‌ها می‌توانند برای تخمین تقریبی فشار با خطای در حدود (±85 MPa) مورد استفاده قرار گیرند. هر دو رابطه مقادیر فشار مشابهی را ارائه می‌دهند. قابلیت اطمینان فشارسنجی آمفیبول‌ها هنوز هم مورد بحث است.

بر اساس رابطه‌های بالا مقادیر میانگین دمای بدست آمده برای سنگ‌های تراکی آندزیتی و تراکی آندزیت بازالتی در محدوده مطالعاتی زندآباد ۹۵۶/۴۰، در لاله بجان ۹۵۴/۸۷، برای سنگ‌های تراکی بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی در محدوده مطالعاتی مرزرود ۹۱۷/۱۶ و در کلیبر ۹۶۶/۴۳ درجه سانتیگراد است، همچنین مقادیر میانگین فشار بدست آمده برای سنگ‌های تراکی آندزیتی و تراکی آندزیت بازالتی در زندآباد ۷/۸۱، در لاله بجان ۵/۱۳، برای سنگ‌های تراکی بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی در مرزرود ۱۰/۰۶، و در کلیبر ۶/۸۵ کیلوبار است که نتایج شماری از آنها در جدول ۶ آورده شده است.

جدول ۶- مقادیر بدست آمده فشار- دما برای آمفیبول‌های مناطق مورد مطالعه و با استفاده از روش Putirka (۲۰۱۶)، (BZ= زندآباد، = PBM= مرزرود، LB= لاله‌بجان و KB= کلیبر)

Table 6. The obtained pressure-temperature values for the amphiboles of the studied areas and using the Putirka method (2016), (BZ= Zandabad, PBM= Marzroud, LB= Laleh-Bajan and KB= Kaleybar)

Sample	BZ	BZ	BZ	BZ	PBM	PBM	PBM	PBM
T (ºC)	952/2	987/8	970/1	967/0	853/8	818/3	950/6	968/5
P (kb)	7/1	6/6	10/1	8/7	11/5	11/7	8/3	6/7
Sample	LB	LB	LB	LB	KB	KB	KB	KB
T (ºC)	940/2	969/4	961/5	967/2	974/3	953/9	980/1	967/1
P (kb)	6/6	4/8	5/0	5/1	6/7	7/5	6/2	8/1

۳- ۳- ۴- ترمومتری الیوین به روش (Beattie, 1993; Putirka, 2007)

برای نخستین بار و بر اساس تقسیم‌بندی نیکل، یک دماسنج مایع- الیوین کالیبره شد (Hakli and Wright, 1967). سپس این تلاش‌ها بروزرسانی شده (Leeman and Lindstrom, 1978)، و نهایتاً به مراحل و روش‌های دیگر گسترش پیدا کرده است (Petry et al, 1997; Canil, 1999; Righter, 2006).

تازه‌ترین مطالعات دماسنجی حول محور توزیع منیزیم بین الیوین و مایع صورت گرفته و اولین کالیبراسیون انجام شده است (Roeden and Emslie, 1970).

یک مدل دیگر ترکیب الیوین را به عنوان ورودی مورد استفاده قرار نمی‌دهد، اما به دلیل شباهت ریاضی و تطابق نزدیک در داده‌های خروجی گروه‌بندی (Beattie, 1993) و بر اساس رابطه‌های زیر محاسبه می‌شوند (رابطه‌های ۱۴ و ۱۵).

$$T(^{\circ}C)=\frac{13603+4.943\times10^{-7}\left(P(GPa)\times10^{9}-10^{-5}\right)}{6.26+2\ln D_{Mg}^{ol/liq}+2\ln[1.5(C_{NM}^{L})]+2\ln[3(C_{SiO_2}^{L})]-NF}-273.15$$

(رابطه ۱۴)

$$D_{Mg}^{ol/liq}=\frac{0.666-\left(-0.049X_{MnO}^{liq}+0.027X_{FeO}^{liq}\right)}{X_{MgO}^{liq}+0.259X_{MnO}^{liq}+0.299X_{FeO}^{liq}}$$

(رابطه ۱۵)

رابطه بالا در دما و فشارهای بالا خطاهای سیستماتیکی را بوجود می‌آورد (Beattie, 1993)، به همین علت اصلاحیه‌ای برای حذف چنین خطاهایی بر طبق رابطه ۱۶ ارائه شده است که در آن فشار برابر با ۱ کیلوبار در نظر گرفته می‌شود که این نوع رابطه برای سیستم‌های خشک به کار می‌رود (Herzberg and Ohara, 2002).

(رابطه۱۶)

$$T(^{\circ}C)=T(^{\circ}C)_{1bar}^{B93}+54P(GPa)-2P(GPa)^2$$

به منظور استفاده از این رابطه‌ها و کالیبراسیون برای سیستم‌های آب‌دار، کالیبراسیون جدیدی ارائه شده است، که بهترین دماسنج آنها بر طبق رابطه ۱۷ می‌باشد (Putirka, 2007).

(رابطه۱۷)

$$T(^{\circ}C)=\{15294.6+1318.8P(GPa)+2.4834[P(GPa)]^2\}/\{8.048+2.8352\ln D_{Mg}^{ol/liq}+2.097\ln[1.5(C_{NM}^{L})]+2.575\ln[3(C_{SiO_2}^{liq})]-1.41NF+0.222H_2O^{liq}+0.5P(GPa)\}$$

در این رابطه، علاوه بر ترکیب بلور، ترکیب شیمیایی مذاب میزبان هم باید در نظر گرفته شود. همان‌گونه که در رابطه بالا نیز مشاهده می‌شود، عنصرهایی نظیر منیزیم، منگنز، کلسیم و آهن مورد استفاده واقع می‌شوند. آزمایش‌هایی که شامل بیش از ۱۲۰۰ داده تجربی هستند، نشان داده است که دو مدل برتر انتخاب شده‌اند(Beattie, 1993 and Putirka et al, 2007). دمای به دست آمده برای الیوین‌های سنگ‌های الیوین بازالتی محدوده مطالعاتی در نهار بر اساس رابطه بیتی (Beatti, 1993) برابر با ۱۳۳۷ درجه سانتیگراد و برای سنگ‌های الیون بازالتی در گنگل‌آباد برابر با ۱۲۸۹ درجه سانتیگراد می‌باشد، همچنین میانگین دمای بدست آمده بر اساس رابطه پوتیرکا (Putirka, 2007) در نهار برابر با ۱۳۱۶/۲۱ درجه سانتیگراد و در گنگل‌آباد برابر با ۱۲۶۱/۹۷ درجه سانتیگراد می‌باشد که این نتایج در جدول ۷ نشان داده شده‌اند.

جدول ۷- ترمومتری الیوین برای سنگ‌های الیوین بازالتی در مناطق نهار و گنگل‌آباد (Beattie, 1993; Putirka, 2007) (NB= نهار، GB= گنگل‌آباد).

Table 7. Olivine thermometry for basaltic olivine rocks in the Nahar and Gangalabad areas (Beattie, 1993; Putirka, 2007) (NB= Nahar, GB= Gangalabad).

Sample	NB	NB	NB	NB	NB	NB	NB	NB
Putirka, 2007 (ºC)	1321/3	1320/6	1314/7	1318/2	1312/7	1320/8	1318/5	1314/2
Beattie, 1993 (ºC)	1337/0	1337/0	1337/0	1337/0	1337/0	1337/0	1337/0	1337/0
Sample	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB	GB
Putirka, (2007 ºC)	1262/1	1263/4	1260/3	1259/9	1260/4	1254/1	1263/9	1261/1
Beattie, 1993 (ºC)	1289/0	1289/0	1289/0	1289/0	1289/0	1289/0	1289/0	1289/0

۳- ۳- ۵- بحث نتایج ترموبارومتری

سنگ‌های مورد مطالعه همانگونه که قبلاً بحث شده است، ترکیب بازالتی، آندزیت بازالتی، تراکی بازالتی، بازالت تراکی آندزیتی و تراکی آندزیتی را دارا می‌باشند. مطمئناً این مذاب‌ها در مسیر صعود به سطح زمین، بسته به اینکه با چه میزان سرعتی بالا آمده و به سطح زمین رسیده‌اند، مقادیری از تحول (همانند تبلور تفریقی، آلایش، اختلاط و ....) را پشت سر گذاشته و درصد کمتری احتمال دارد که ژئوشیمی یک مذاب اولیه را دارا باشند. بنابراین، منطقی است که در مسیر رسیدن به سطح زمین تا حدودی دچار تبلور تفریقی (یعنی تبلور در ژرفاهای زیاد و جدایش درشت‌بلورهایی نظیر الیوین، پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول) شوند. آنچه که در این مقاله در مورد ترموبارومتری بحث شده است، تنها بر روی بلورهای موجود در سنگ‌های مورد مطالعه بوده و اینکه این بلورها در چه عمقی از درون زمین تبلور پیدا کرده و یا با مذاب همزیست به تعادل رسیده‌اند. نتایج محاسبات ترمومتری کانی‌های، پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ‌های تراکی بازالتی، تراکی آندزیت بازالتی و تراکی آندزیتی دماهای بالای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند. برای کانی پیروکسن و بر اساس مطالعات Soesoo (۱۹۹۷) دمای ۱۱۵۰- ۱۲۲۰ درجه سانتیگراد، بر اساس مطالعات Putirka و همکاران (۲۰۰۳) دمای ۱۰۱۶/۲۳- ۱۲۰۱/۰۱درجه سانتیگراد و بر اساس مطالعات Neave و Putirka (۲۰۱۷) دمای ۱۲۰۶/۰۵- ۱۲۲۶/۰۷ درجه سانتیگراد بدست آمده است که با همدیگر همخوانی دارند. برای کانی پلاژیوکلاز و بر اساس مطالعات Putirka (۲۰۰۵،ب) دمای ۱۱۷۶/۸۵- ۱۲۴۹/۹۰ درجه سانتیگراد بدست آمده است. برای کانی الیوین در سنگ‌های الیوین بازالتی و بر اساس مطالعات Beattie (۱۹۹۳) دمای ۱۲۸۹- ۱۳۳۷ درجه سانتیگراد و بر اساس مطالعات Putirka (۲۰۰۷) دمای ۱۲۶۱/۹۷- ۱۳۱۶/۲۱ درجه سانتیگراد بدست آمده است. برای کانی آمفیبول در سنگ‌های تراکی آندزیتی و تراکی آندزیت بازالتی و بر اساس مطالعات Schmidt (۱۹۹۲) دمای ۷۳۳.۳۷- ۸۵۱.۸۱ درجه سانتیگراد و بر اساس مطالعات Putirka (۲۰۱۶) دمای در حدود ۹۱۷/۱۶- ۹۵۴/۸۷ درجه سانتیگراد بدست آمده است. نتایج محاسبات بارومتری پلاژیوکلاز که برابر با ۱۰.۱۵- ۳۰.۸۶ کیلوبار است، نشان دهنده تبلور پلاژیوکلاز در اعماق بیشتر و معادل با گوشته زمین است. نتایج محاسبات بارومتری پیروکسن و آمفیبول نشان دهنده تبلور در فشارهای متوسط و معادل با عمق پوسته میانی- زیرین است. برای کانی پیروکسن و بر اساس مطالعات Soesoo (۱۹۹۷) فشار ۳- ۱۳ کیلوبار، بر اساس مطالعات Akinin و همکاران (۲۹۹۵) فشار ۷-۱۰ کیلوبار، بر اساس مطالعات Putirka (۲۰۰۵،ب) فشار ۳/۱۸- ۱۰/۴۴ کیلوبار و بر اساس مطالعات Neave و Putirka (۲۰۱۷) فشار ۸/۳-۴۳ کیلوبار بدست آمده است. برای کانی آمفیبول و بر اساس مطالعات Schmidt (۱۹۹۲) فشار ۶/۴۱- ۷/۷۸ کیلوبار و بر اساس مطالعات Putirka (۲۰۱۶) فشار ۵/۱۳- ۱۰/۰۶ کیلوبار بدست آمده است. این نتایج ترموبارومتری سازگازی خوبی با یکدیگر داشته و نیز دارای همخوانی با شواهد پتروگرافی همانند بافت‌های غیر تعادلی همانند بافت غربالی پلاژیوکلاز و .... را دارا می‌باشند. بنابراین این نتایج می‌توانند مورد اعتماد قرار بگیرند.

۴- نتیجه‌گیری

مناطق مورد مطالعه در شهرستان‌های کلیبر، اهر و ورزقان در استان آذربایجان شرقی واقع شده و جزو کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر به حساب می‌آیند. این گدازه‌ها بیشتر دارای ترکیب تراکیتی آندزیتی، آندزیت بازالتی و بازالت آلکالن الیوین‌دار می‌باشند. محدوده‌های مورد مطالعه برونزد گسترده‌ای را به صورت خطواره‌ای نشان می‌دهند که این ساختار خطواره‌ای می‌تواند خود دلیلی بر فوران‌های شکافی از یک گسل و یا یک سیستم گسلی در نظر گرفته شود. در نمونه‌های سنگی بافت سنگ‌ها متنوع بوده و شامل بافت‌های میکرولیتی پورفیریک، هیالو پورفیریک، پورفیریک و تراکیتی هستند. کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، آمفیبول بوده و کانی- های فرعی هم شامل کانی‌های آپاتیت، کوارتز و کانی‌های اپک هستند. همچنین وجود ساختار منطقه‌ای، بافت غربالی، حواشی سوخته و کدر و حواشی تحلیل رفته بلورها می‌تواند نشان دهنده شرایط ناپایدار در محیط تبلور بوده و احتمالا در اثر صعود سریع ماگما و یا فرآیندهای آلایش و هضم ایجاد شده باشند. محاسبات ترمومتری برای کانی‌های الیوین، پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول صورت گرفته است. محاسبات ترموبارومتری بر پایه ترکیب شیمیایی کانی پیروکسن در سنگ‌های تراکی بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی دمای ۱۰۲۶/۲۳- ۱۲۲۶/۰۷ درجه سانتیگراد و فشار ۳- ۱۳ کیلوبار را نشان می‌دهد. محاسبات ترموبارومتری بر پایه ترکیب شیمیایی کانی پلازیوکلاز در

سنگ‌های تراکی بازالتی و تراکی آندزیت بازالتی دمای ۱۱۷۶/۸۵- ۱۲۴۹/۹۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱۰.۱۵- ۳۰.۸۶ کیلوبار را نشان می‌دهد. محاسبات ترموبارومتری کانی آمفیبول در سنگ‌های تراکی آندزیتی و تراکی آندزیت بازالتی دمای ۷۳۳/۳۷- ۹۴۵/۸۷ درجه سانتیگراد و فشار ۵/۱۳- ۱۰/۰۶ کیلوبار را نشان می‌دهد. محاسبات ترموبارومتری بر پایه ترکیب شیمیایی کانی الیوین در سنگ‌های الیوین بازالتی دمای ۱۲۶۱/۹۷- ۱۳۳۷ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. نتایج محاسبات بارومتری پیروکسن و آمفیبول نشان دهنده تبلور در فشارهای متوسط و معادل با عمق پوسته میانی- زیرین است، این نتایج با نتایج بدست آمده بوسیله (Dabiri et al, 2018) که دمای تشکیل سنگ‌های بازیک منطقه در کانی‌های پیروکسن و الیوین را بین ۱۱۷۰ تا ۱۲۷۰ درجه سانتیگراد و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه در حدود ۸ کیلوبار تخمین زده‌اند (پوسته میانی- زیرین) همخوانی دارد و همچنین محاسبات بارومتری پلاژیوکلاز نشان دهنده تبلور در عمق بیشتر و معادل با گوشته زمین می‌باشد. هدف از این پژوهش و بدست آوردن دما و فشارسنجی این بوده است که فشار و منشأ تشکیل را برای کانی‌هایی که در عمق متبلور شده‌اند بدست آورد، به علت این که سرعت صعود ماگما بالا بوده است، اغلب کانی‌ها در عمق متبلور شده‌اند.

۵- مراجع

Akinin, V.V., Sobolev, A.V., Ntaflos, T., and Richter, W., 2005. Clinopyroxene megacrysts from Enmelen mela nephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts. Contributions to Mineralogy and Petrology 150, 85–101. http://doi.org/10.1007/s00410-005-0007-x.

Allen, M.B., Armstrong, H.A., 2008. Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 265, 52-58. https://doi.org/10.1016/j.palaeo. 2008. 04.021.

Ariskin, A.A., Barmina, G.S., 1990. Equilibria thermometry between plagioclases and basalt or andesite magmas. Geochem International 27, 129-134. https://doi.org/550.5.014/GI536.51.

Beattie, P., 1993. Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. Contribution to Mineralogy and Petrology 115, 103-111. https://doi. https://doi.org/10.1007/BF00712982.

Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of Earth Science 18 (2), 210-265. https://doi.org/10.1139/e81-019.

Blatt, H., Tracy, R., 1995. Petrology: Igneous, Sedimentary and metamorphic. W.H., Freeman book Company New York.

Blundy, J., Cashman, K., Humphreys, M., 2006. Magma heating by decompression-driven crystallizationbeneath andesite volcanoes. Nature 443, 76-80. https://doi.org/10.1038/nature05100.

Blundy, J.D., Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contribution to Mineralogy and Petrology 104 (2), 208–224. https://doi.org/ 10.1007/BF00306444.

Boulin, J., 1991. Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. Tectonophysics 196 (3-4), 211-268. https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90325-M.

Canil, D., 1999. The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances. Contribution to Mineralogy and Petrology 136, 240-246. https://doi.org/10.1007/s00050535.

Dabiri, R., Molayii, H., Yazdi, A., Ghfari, M., 2018. Chemical, thermobarometric, and phase equilibria investigation in Plio-Quaternary basic volcanic rocks of northeastern Varzeghan. Iranian Quaternary Journal 4, 911-934. https://doi.org/10.1515/geo-2020-0009.

Drake, M.J., 1976. Plagioclase-melt equilibria. Geochimica et Cosmochimica Acta 40 (4), 457-465. https:// doi.org/10.1016/0016-7037(76)90011-9.

Duchene, S., Albarede, F., 1999. Simulated garnet-clinopyroxene geothermometry of eclogites. Contributions to Mineralogy and Petrology 135 (1), 75-91. https://doi.org/10.1007/s004100050499.

Erdmann, S., Martel, C., Pichavant, M., Kushnir, A., 2014. Amphibole as an archivist of magmatic crystallization conditions: problems, potential, and implications for inferring magma storage prior to the

paroxysmal 2010 eruption of Mount Merapi, Indonesia. Contribution to Mineralogy and Petrology 167, 1016. https://doi.org/10.1007/s00410-014-1016-4.

Fu, B., Page, F.Z., Cavosie, A. J., Fournelle, J., Kita, N.T., Lackey, J.S., Wilde, S.A., Valley, J.W., 2008. Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations. Contributions to Mineralogy and Petrology 156 (2), 197-215. https://doi.org/10.1007/s00410-008-0281-5.

Ghiorso, M.S., Hirschmann, M.M., Reiners, P.W., Kress, V.C., 2002. The pMELTS: a revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partialmeltingofthemantleto3 GPa. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 3, 1-36. https://doi.org/ 10.1029/2001GC000217.

Glazner, A.F., 1984. Activities of olivine and plagioclase components in silicate melts and their applicationto geothermometry. Contribution to Mineralogy and Petrology 88, 260-268. https://doi.org/ 10.1007/ BF00380170.

Hakli, T.A., Wright, T.L., 1967. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. Geochimca et Cosmochimica Acta 31, 877-884. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(67)80036-X.

Herzberg, C., O'Hara, M.J., 2002. Plume-associated ultramafic magmas off Phanerozoic age. Journal of Petrology 43, 1857-1883. https://doi.org/10.1093/petrology/43.10.1857.

Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphiboleplagioclase thermometry. Contribution to Mineralogy and Petrology 116(4), 433–447. https://doi.org/10.1007/BF00310910.

Kohler, T.P., Brey, G.P., 1990. Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. Geochimica et Cosmochimica Acta 54 (9), 2375-2388. https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90226-B.

Leeman, W.P., Lindstrom, D.J., 1978. Partitioning of Ni^{2+} between basaltic and synthetic melts andolivines–an experimental study. Geochimica et Cosmochimica Acta 42, 801-816. https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90094-7.

Lindsley, D.H., 1983. Pyroxene thermometry. American Mineralogist 68 (5-6), 477-493. https://doi.org/ 10. 1007/BF00372872.

Loomis, T.P., 1979. An empirical model for plagioclase equilibrium in hydrous melts. Geochimica et Cosmochimica Acta 43, 1753-1759. https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90023-1.

Marsh, B.D., Fournelle, J., Myers, J.D., Chou, I-M., 1990. On plagioclase thermometry in island-arc rocks: experiments and theory. In: Fluid-Mineral interactions: A Tribute to H.P. Eugster. Spencer,RJ,Chou,I-M, (eds) Geochemical Society Special Publication 2, 65-83.

Mathez, E.A., 1973. Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its applications tobasalticrocks. Contribution to Mineralogy and Petrology 41, 61-72. https://doi.org/ 10.1007/ BF00377654.

McBirney, A.R., 2007. Igneous petrology. 3rd edition, Jones and Bartlett Learning. Burlington, Canada.

McQuarrie, N., Van Hinsbergen, D.J., 2013. Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. Geology 41, 315-318. https://do.org/10.1130/ G33591.1.

Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodríguez, C., Fershtater, G.B., 2015. Calcic amphibole thermobarometry in etamorphic and igneous rocks: new calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. Lithos 232, 286–305. https://doi.org/10.1016/ j.lithos.2015.06.027.

Mollo, S., Putirka, K., Iezzi, G., Del Gaudio, P., Scarlato, P., 2011. Plagioclase–melt (dis)equilibrium due to cooling dynamics: Implications for thermometry, barometry and hygrometry. Lithos 125 (1–2), 221-235. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.02.008.

Mollo, S., Putirka, K., Misiti, V., Soligo, M., Scarlato, P., 2013. A new test for equilibrium based on clinopyroxene–melt pairs: Clues on the solidification temperatures of Etnean alkaline melts at post-eruptive conditions. Chemical Geology 352, 92-100. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.026.

Nagasaki, S., Ishibashi, H., Suwa, Y., Yasuda, A., Hokanishi, N., Ohkura, T., Takemura, K., 2017. Magma reservoir conditions beneath Tsurumi volcano, SW Japan: evidence from amphibole thermobarometry and seismicity. Lithos 278–281, 153–165. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.01.011.

Neave, D.A., Putirka, K.D., 2017. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. American Mineralogist 102 (4), 777-794. http://doi.org/10.2138/am-2017-5968.

Nimis, P., 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystalstructure modeling. Contributions to Mineralogy and Petrology 121 (2), 115-125. https://doi.org/10/1007/s4100050093.

Nimis, P., Ulmer, P., 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 133 (1-2), 122-135. https://doi.org/10.1007/s004100050442.

Nimis, P., Taylor, W.R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 139 (5), 541-554. https://doi.org/10.1007/s004100000156.

Nowroozi, A.A., 1971. Seismo-tectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus, and Hindu-Kush regions. Seismological Society of America 61 (2), 317-341. https://doi.org/10.1785/BSSA0610020317.

Petry, C., Chakraborty, S., Palme, H., 1997. Olivine-melt nickel-iron exchange Thermometer: cosmochemical significance and preliminary experimental results. Meteoritics and Planetary Science 32, 106-107.

Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J., Walker, D., 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar. Contributions to Mineralogy and Petrology 123 (1), 92-108. https://doi.org/10.1007/s004100050145.

Putirka, K., 1999. Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. Contributions to Mineralogy and Petrology 135, 151-163. https://doi.org/10.1007/s004100050503.

Putirka, K., Ryerson, F.J., Mikaelian, H., 2003. New igneous thermobarometers for mafic and evolvedlava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria. Am Mineral 88, 1542-1554. https://doi.org/ 10.2138/am-2003-1017.

Putirka, K., 2005b. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibriates some existing models and new calibrations. American Mineralogy 90, 336-346. https://doi.org/ 10.2138/ am.2005.1449.

Putirka, K., Perfit, M., Ryerson, F.J., Jackson, M.G., 2007. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. Chemical Geology 241, 177-206. https://doi.org/ 10.1016/ j.chemgeo.2007.01.014.

Putirka, K., 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. American Mineralogy 101, 851–858. https://doi.org/10.2138/am-2016-5506.

Raymond, L.A, 2002. The study of igneous sedimentary and metamorphic rocks, McGraw-Hill Companies, Inc, NewYork.

Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. Ore Geology Reviews 70, 323–345. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009.

Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermbarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contribution to Mineralogy and Petrology 160, 45–66. https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7.

Ridolfi, F., Renzulli, A., 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130 °C and 22 GPa. Contribution to Mineralogy and Petrology 163, 877–895. https://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6.

Righter, K., Leeman, W.P., Hervig, R.L., 2006. Partitioning of Ni, Co, and V between spinel-structuredoxidesand silicate melts; importance of spinel composition. Chemical Geology 227, 1-25.

Roeder, P.L., Emslie, R.F., 1970. Olivine– liquid equilibrium, Contributions to Mineralogy and Petrology 29, 275 – 289. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.05.011.

Sayari, M., and Sharifi, M., 2014. SCG: A computer application for single clinopyroxene geothermobarometry. Italian Journal of Geosciences 133 (2), 315-322. http://doi.org/10.3301/IJG.2014.0.

Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer, Contributions to Mineralogy and Petrology 110, 304-310. https://doi.org/10.1007/BF00310745.

Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119, 55-60. http://doi.org/10.1080/11035899709546454.

Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters196, 17–33. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X.

Stocklin, J., 1968. Structual history and tectonics of Iran. A review; American Association Petrology. Geology 7, 1229-1258. https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D.

Sugawara, T., 2001. Ferric iron partitioning between plagioclase and silicate liquid: thermodynamicsand petrological applications. Contribution to Mineralogy and Petrology 141, 659-686. https://doi.org/10.1007/s00410-004-0568-0.

Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare up in Iran. Tectonics 30, TC3008. https://doi.org/10.1029/2010TC002809.

Vynhal, C.R., McSween, H.Y., Speer, J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. American Mineralogist 76, 176-188. https://doi.org/17.700/46480406.

Wells, P.A., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 62 (2), 129-139. https://doi.org/10/1007/BF00372872.