University of Sistan and Baluchestan

Geography and Development

Print ISSN: 1735 - 0735 Online ISSN: 2676-7791

Homepage: https://gdij.usb.ac.ir

Characteristics of Glacial Valleys in Iran
Case study: Sarmasaqlou Valley

Gholam hassan Jafari
Associate Professor of Geography, Zanjan University, Zanjan, Iran
✉ E-mail: jafarihas@znu.ac.ir

How to Cite: Jafari, Gh.h. (2025). Characteristics of Glacial Valleys in Iran (Case study: Sarmasaqlou Valley). *Geography and Development,* 23 (80), 51-74.

DOI: http://dx.doi.org/10.22111/GDIJ.2025.50566.3704

Received:
20 December 2024
Received in revised form:
5 March 2025
Accepted:
15 March 2025
Published online:
24 September 2025

ABSTRACT

Glacier-impacted mountain landscapes greatly contribute to the reconstruction of the glacial paleoenvironment. In this paper, a numerical model of glacial erosion is used to explore the maximum extension of glacial valleys. The focus of this paper is on the evolution of the valley transverse profile based on the ice mass balance with the valley transverse dimensions, which has evolved on time scales of thousands to hundreds of thousands of years. In the northern part of the Zanjanrud basin, the Sarmasaqlou River flows westward and joins the Ghezel-Ozan through the Zanjanrud. The glacial landforms of the Sarmasaqlou basin were digitized using GPS-based field observations, DEM data extracted from SRTM, and Google Earth. After that, the valley profiles formed by the spatial distribution of ice mass, proportional to the altitude, were analyzed in relation to the valley depth, cross-sectional width, cross-sectional area and valley volume. Based on documentary findings, the current and quaternary climate conditions were analyzed. Based on the resulting estimates, the increase in the height of the Sarmasaqlu valley wall was a function of the distance from the ELA; in such a way that it reached its maximum at an altitude of 1800-1900 meters. In this place, during the cold periods of the Quaternary, resistant limestone shale and tuff rocks were an obstacle to the flow of the glacier and caused excessive accumulation of ice. Certainly, the great differences in the valleys are due to the nature of the natural glaciers and the lithology of the ice bed.

Keywords:
Iranian glaciers,
Mountain glaciers,
Maximum glacial extension,
Quaternary.

 Publisher: University of Sistan and Baluchestan

1. Introduction

Mountain glaciers are efficient erosional processes that occupy both valley floors and sides (Evans et al,, 2013: 46). Plio-Pleistocene climate has provided evidence of multiple cycles of glacial advance and retreat in mountain valleys, which have a landscape that is more different from that created by fluvial erosion (Raymo, 1994: 354). Glaciers have widened valleys, flattened valleys, created multiple valley steps, deepened valley floors, and provided conditions for the suspension of tributary valleys (Montgomery, 2002: 1047; Hook, 2024: 4). Glacial-geomorphic landforms, especially valleys and glacial cirques, help reconstruct the region's paleo glacial environment (Dar et al, 2021: 150).

This paper focuses on the evolution of valley cross-section profiles based on ice mass balance with valley cross-section, which evolved over timescales of thousands to hundreds of thousands of years. Since our understanding of these processes and their interactions is incomplete, and the timescales over which these have changed are much shorter than the time over which valley morphology has evolved, the remnants of valleys allow the researcher to reconstruct the ultimate extent of Quaternary glacial expansion using methods that rely on a set of simple assumptions. The aim is to understand the erosional legacy of glacier advance in the northern highlands of Zanjan, in general and in the Sarmasaqlou valley in particular, which are very different in terms of glacial characteristics from other glacio-fluvial valleys in the region.

The 800 km long Qezl Ozan River (QOR) drains 55,000 km2 of the land surface of the northwestern Iranian plateau to the Caspian Sea. The Ss basin, with geographical coordinates of 36.72 to 37.88 degrees north and 48.28 to 48.64 degrees east, with a length of more than 30 and a maximum width of 17 km, is located in the northern highlands of Zanjan, in the Tarom Mountains, and is considered a part of the Zanjan Rud basin. In the eastern part of the Zanjanrud basin, the Taham (Ss) River flows westward and joins the QO through the Zanjanrud. The direction of the southwestern slopes of the Tarom Mountains is towards the Central Iranian Plateau and the Zanjan Plateau.

2. Materials and Methods

At the beginning of the work, to determine the general condition of the basin, the geological structure of the basin was investigated using the 1/100,000 geological map of Zanjan. The glacial landforms of the Ss basin, one of the main branches of Zanjanrud from the QOR in Iran, were digitized using GPS-based field observations, DEM data extracted from SRTM with a resolution of 30 meters, and Google Earth (resolution of 15 meters). After that, profiles of the valley were needed that were defined by the spatial distribution of ice mass, and from which the ice discharge pattern for the steady state could be estimated. Accordingly, first, the effect of the actual mass balance of the glacier is reconstructed based on the transverse profiles of the Ss valley, and how the effective width of the Ss glacial valley changes in relation to the height of the equilibrium-line altitude (ELA) was monitored. To investigate the current and Quaternary climatic conditions of the Ss basin, considering local and basin-wide glacial studies of the region, estimated linear relationships between precipitation and temperature were used as dependent variables, with altitude as an independent variable (for example; Jafari and Asghari, 2014; in the Zanjanroud basin; Jafari and Mohammadi, 2018; in relation to the Pari basin from the GO sub-basins; Jafari and Hazrati, 2019; in relation to the Sephidruod basin). Then, based on the existing cirque landforms in the Ss basin, the Quaternary ELA was reconstructed; Based on the above-mentioned sources and the height of the Quaternary ELA, the amount of precipitation and temperature of the cold periods of the Quaternary were reconstructed and analyzed.

3. Results and Discussion

Andesites constitute the main skeleton of the Taham Basin in the northern and western parts of the basin. The moderately resistant calcareous tuff-shales, which are concentrated in the middle part of the basin, are characterized by uneven surfaces with numerous hills. The land surfaces with dark tuff-shale lithology are connected to the interior parts with a steep slope in the south and west of the basin. The position of the different lithological layers, relative to each other, indicates that the lithology of the northern heights of Zanjan, from surface to depth, is a combination of dark tuff-shale, calcareous shale and tuff (Asara shale), and Eocene volcanic andesites, respectively. Wherever the intrusion of volcanic andesites into the shales creates a more prominent roughness and brings the andesitic mass closer to the ground surface, with the erosion of dark tuff-shales, calcareous shales and tuffs are exposed, and then with their erosion, andesite is exposed; the main skeleton of the basin's roughness is built on andesite. Based on the digital elevation layer, the area above the ELA (2300 m) is 43.84 km2. Considering the average precipitation of the basin (553 mm) per year, about half a meter of solid precipitation was isolated above the ELA. Considering that Jóhannesson et al (1989) and Harrison et al (2001) have estimated the typical response time of a glacial valley to climate change to be about 100 years; It can be estimated that the glacial ice has also reached equilibrium in its environment during the same period; that is, over 100 years, the basin has had the potential to isolate more than 55 meters of ice above the ELA. Depending on the environmental conditions, it flows after the ice thickness passes a threshold; although Bennett and Glasser (2011) consider the threshold height to be about 40 meters, the ice thickness is certainly less in mountainous basins due to the slope.

4. Conclusion

Based on documentary findings (linear relationships between temperature and precipitation with altitude), the current and Quaternary climate conditions were analyzed. Based on the resulting estimates, the increase in the height of the Ss valley wall was a function of the distance from the ELA; in such a way that it reached its maximum at an altitude of 1800-1900 meters. In this place, during the cold periods of the Quaternary, resistant limestone shale and tuff rocks were an obstacle to the flow of the glacier and caused excessive accumulation of ice. This increase in the dimensions of the valley has brought into the fore a coupling with the topography; because it is contrary to the general rule of glaciers that the depth of the valley after the glacial cirque has a maximum. Of course, this situation has also prevailed in the Ss basin, but more importantly, the excessive increase in ice at an altitude of 1850 meters, which topographically coincides with the place where the Taham Dam is currently built. In this place, during the cold Quaternary periods, resistant limestone shale and tuff rocks created an obstacle to the flow of the glacier, and the excessive accumulation of ice has caused the excavation of a valley, the effects of which are clearly reflected in the environment today. What is certain is that the Ss Valley is one of the unique valleys remaining from the cold Quaternary periods, which has well preserved the increase in the length of the ice flow path in connection with the melting of the ice and, as a result, the reduction in the dimensions of the valley; in such a way that it is possible to reconstruct the maximum expansion of the glacier tongue at an altitude of nearly 1500 meters using the physical relationships existing in the dimensions of the valleys.

Keywords: Iranian glaciers, Mountain glaciers, Maximum glacial extension, Quaternary.

5. References

Anderson, R. S., Anderson, L. S., Armstrong, W. H., Rossi, M. W., & Crump, S. E (2018). Glaciation of alpine valleys: The glacier-debris-covered glacier-rock glacier continuum. Geomorphology, No. 311, 127-142. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.015

Bennett, M. M., & Glasser, N. F. (Eds.) (2011). Glacial geology: ice sheets and landforms. John Wiley & Sons. https://books.google.com/books?hl=en&lr=&id=p6X0M5hAQj8C&oi=fnd&pg=PP1&dq=Glacial+geology:+ice+sheets+and+landforms&ots=0Kj0Tk99IX&sig=_HM6YI8969Dt_hbn80NVuT-fSz8

Church, M., & Ryder, J. M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, *83*(10), 3059-3072. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3059:PSACOF]2.0.CO;2

Dar, R. A., Paul, O. J., Murtaza, K. O & ,Romshoo, S. A (2021). Late Quaternary glacial geomorphology of Kashmir Valley, NW Himalayas: a case study of the Sind basin. In Water, cryosphere, and climate change in the himalayas: A geospatial approach (145-157). Cham: Springer International Publishing. doi.org/10.1007/978-3-030-67932-3_9

Egholm, D. L., Nielsen, S. B., Pedersen, V. K., & Lesemann, J. E (2009). Glacial effects limitingmountainheight. Nature, Vol. 460, No. 7257, 884-887. https://www.nature.com/articles/nature08263.

Evans, D. J., Rother, H., Hyatt, O. M., & Shulmeister, J (2013). The glacial sedimentology and geomorphological evolution of an outwash head/moraine-dammed lake, South Island, New Zealand. Sedimentary Geology, No. 284, 45-75. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.11.005

Hallet, B., Hunter, L., & Bogen, J (1996). Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. Global and Planetary Change, Vol. 12, No 1-4, 213-235.
https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00021-6.

Harbor, J. M (1992). Numerical modeling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion. Geological Society of America Bulletin, Vol. 104, No. 10, 1364-1375.
https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<1364:NMOTDO>2.3.CO;2.

Harbor, J. M., Hallet, B., & Raymond, C. F (1988). A numerical model of landform developmentbyglacialerosion. Nature, Vol. 333, No. 6171, 347-349.
https://www.nature.com/articles/333347a0.

Harrison, S. P., Kohfeld, K. E., Roelandt, C., & Claquin, T (2001). The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future. Earth-Science Reviews, Vol. 54, No. 1-3, 43-80.
https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00041-1.

Herman, F., & Braun, J (2008). Evolution of the glacial landscape of the Southern Alps of New Zealand: Insights from a glacial erosion model. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, No. 113, No. F2.
https://doi.org/10.1029/2007JF000807.

Hook, G (2024). Julius Haast and the discovery of the origin of alpine lakes. Annals of Science, 1-41.
https://doi.org/10.1080/00033790.2024.2304332.

Jafari Gh. H, & Asghari A (2018). Study of Quaternary glacial remains of Zanjan River. Quantitative Geomorphological Research, 3(2), 16-30.
https://dor.isc.ac/dor/20.1001.1.22519424.1393.3.2.2.0

Jafari Gh. H, Fizolahpor M, Barati Z (2016). The reconstruction of permanent snow line elevation Quaternary in Alvand's Hamedan (By three methods of Wright, Slop- direction and Curvature coefficient). Geores. Vol. 30, No. 4, 131-149.
http://georesearch.ir/article-1-91-fa.html.

Jafari Gh. H., Rostamkhani A (2015). Quaternary Evolutions of Mountain Valleys by Using Contour Lines Case Study (Sabalan Mountains). GeoRes. Vol. 30, No. 3, 121-138.
http://georesearch.ir/article-1-137-fa.html

Jafari, Gh. H., & Barati, Z (2018). Reconstruction of climatic conditions during the Pleistocene glacial periods of Alvand, Hamadan based on geomorphological evidence. Natural Geography Journal, Vol. 11, No. 40, 121-139.
https://sid.ir/paper/514583/fa

jafari, Gh. H., & Hazrati, N (2019). The Boundary of the Quaternary Glacial Morphogenes System in the Water Basins of the Northwest of Iran . Hydrogeomorphology, Vol. 18, No. 6, 79-96.
https://dorl.net/dor/20.1001.1.23833254.1398.6.18.5.4

Jafari, G. H., & Mohammadi, H (2018). Reconstruction of the quaternary glacial lakes of Iran (Qala'ehchai Basin of Zanjan Province) .Applied Ecology & Environmental Research ,Vol. 16, No. 5, 5869-5891.
http://dx.doi.org/10.15666/aeer/1605_58695891

Jóhannesson, T., Raymond, C., & Waddington, E. D (1989). Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. Journal of Glaciology, Vol. 35, No. 121, 355-369.
https://doi.org/10.3189/S002214300000928X.

Li, Y., Liu, G., & Cui, Z (2001). Glacial valley cross-profile morphology, Tian Shan Mountains, China. Geomorphology, 38(1-2), 153-166.
https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00078-7.

MacGregor, K. R., Anderson, R. S., & Waddington, E. D (2009). Numerical modeling of glacial erosion and headwall processes in alpine valleys. Geomorphology, Vol. 103, No. 2, 189-204.
https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.04.022.

MacGregor, K. R., Anderson, R. S., Anderson, S. P., & Waddington, E. D (2000). Numerical simulations of glacial-valley longitudinal profile evolution. Geology, Vol. 28, No. 11, 1031-1034.
https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<1031:NSOGLP>2.0.CO;2.

MacMillan, R. A., & Shary, P. A (2009). Landforms and landform elements in geomorphometry. Developments in soil science, No. 33, 227-254.
https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00009-3.

Meier, M. F., Tangborn, W. V., Mayo, L. R., & Post, A (1971). Combined ice and water balances of Gulkana and Wolverine Glaciers, Alaska, and South Cascade Glacier, Washington, 1965 and 1966 hydrologic years, No. 715-A. US Geological Survey.
https://doi.org/10.3133/pp715A

MirMousavi, S., & Hosseinbabai, M (2011). Study of frost tempo_spatial probability distribution in Zanjan province. Geography and Environmental Planning, Vol. 22, No. 3, 167-184.
https://www.sid.ir/EN/VEWSSID/J_pdf/126620114311.

Montgomery, D. R (2002). Valley formation by fluvial and glacial erosion. Geology, Vol. 30, No. 11, 1047-1050.
https://doi.org/10.3133/pp715A.

Oerlemans, J., & Fortuin, J. P. F (1992). Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. Science, Vol. 258, No 5079, 115-117.
https://doi.org/10.1126/science.258.5079.115

Oerlemans, J., van der Veen, C. J., Oerlemans, J., & van der Veen, C. J (1984). Modelling of Ice Flow. Ice Sheets and Climate, 41-66.
https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-94-009-6325-2_3.

Pelletier, J. D., Broxton, P. D., Hazenberg, P., Zeng, X., Troch, P. A., Niu, G. Y., ... & Gochis, D (2016). A gridded global data set of soil, intact regolith, and sedimentary deposit thicknesses for regional and global land surface modeling. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, Vol. 8, No. 1, 41-65.
https://doi.org/10.1002/2015MS000526.

Penck, A (1905). Glacial features in the surface of the Alps. The Journal of Geology, Vol. 13, No. 1, 1-19.
https://www.journals.uchicago.edu/doi/abs/10.1086/621202.

Peterson, D. W., & Peterson, D. L (1994). Effects of climate on radial growth of subalpine conifers in the North Cascade Mountains. Canadian Journal of Forest Research, Vol. 24, No. 9, 1921-1932.
https://doi.org/10.1139/x94-247.

Rajabi, m., & bayati, k. M (2008). Study of glacial valley landform case study: Sahand glacial valleys. Geography Research, Vol. 0, No. 63, 105-121.
https://jphgr.ut.ac.ir/article_26909.

Ramesht, M. H (2003). Chaos Theory in Geomorphology .Geography and Development. 1(1), 13-37.
doi: 10.22111/gdij.2003.3639

Ramshat, M. & Shoushtari, N (2004). Glacial and periglacial features in Salafchegan, Qom .Geographical Research, No. 73, 119-132.
https://elmnet.ir/doc/1303694-81412

Raymo, M. E (1994). The initiation of Northern Hemisphere glaciation. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Vol. 22, 353-383.
https://adsabs.harvard.edu/full/1994AREPS..22..353R.

Seddik, H., Sugiyama, S., & Naruse, R (2005). Numerical simulation of glacial-valley cross-section evolution. Bulletin of glaciological research, No. 22, 75-79.
https://www.research-collection.ethz.ch/handle/20.500.11850/37422.

Shafeai, A., Ebaadi, N., & Naimi, A (2008). Investigating the tectonic-sedimentary conditions of Vir region, southeast of Soltanieh. Applied Geology and Environment Conference. 1-13.
https://sid.ir/paper/818605/fa

Sharifi pichoon, M., Taheri nejad, K., & Zare, F (2017). Geomorphological Evidences of glacier landforms of Pleistocene period (Case study: Dashte Ebrahimabad basin-Yazd). Quaternary Journal of Iran, Vol.3, No.1,15-28.
https://doi.org/10.22034/irqua.2017.701892

Stensrud, W. A (2003). Basic Data Report For Drillhole C-2811 (Waste Isolation Pilot Plant-WIPP).
https://www.wipp.energy.gov/library/Information_Repository_A/Supplemental_Information/Powers,%20Stensrud%202003.pdf

Sugden, D. E (1976). A case against deep erosion of shields by ice sheets. Geology, Vol. 4, No. 10, 580-582.
https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<580:ACADEO>2.0.CO;2

Summerfield, M.A (1991). Global Geomorphology. London: Longman.
https://api.taylorfrancis.com/content/books/mono/download?identifierName=doi&identifierValue=10.4324/9781315841182&type=googlepdf

جغرافیا و توسعه

شاپا چاپی: ۱۷۳۵-۰۷۳۵ شاپا الکترونیکی: ۲۶۷۶-۷۷۹۱

https://gdij.usb.ac.ir

دانشگاه سیستان و بلوچستان

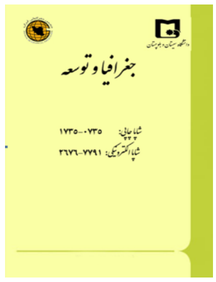
ویژگی‌های درّه‌های یخچالی ایران

مطالعهٔ موردی: درهٔ سارمساقلو

مقاله پژوهشی

دکتر غلامحسن جعفری

جغرافیا و توسعه، شمارهٔ ۸۰، پاییز ۱۴۰۴
تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۹/۳۰
تاریخ بازنگری داوری: ۱۴۰۳/۱۲/۱۵
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۲/۲۵
صفحات: ۷۴-۵۱



واژه‌های کلیدی:
یخچال‌های طبیعی ایران، یخچال‌های کوهستانی، حداکثر گسترش یخچالی، کواترنری.

چکیده

مناظر کوهستانی متأثر از یخچال‌های طبیعی، به بازسازی محیط دیرینهٔ یخچال کمک فراوانی می‌نمایند. در این مقاله از یک مدل عددی فرسایش یخچالی برای کشف حداکثر گسترش زبانه‌های یخچالی استفاده شده است. تمرکز این مقاله بر تکامل پروفیل عرضی دره بر اساس موازنهٔ جرم یخ با ابعاد عرضی درّه است که در مقیاس‌های زمانی هزاران تا صدها هزار سال تکامل یافته است. در بخش شمالی حوضهٔ زنجان‌رود، رودخانهٔ «سارمساقلو» به‌سمت غرب جریان دارد و از طریق زنجان‌رود، به قزل‌اوزن می‌پیوندد. لندفرم‌های یخچالی حوضهٔ «سارمساقلو»، به کمک مشاهدات میدانی مبتنی بر «GPS»، داده‌های «DEM» مستخرج از «SRTM» با قدرت تفکیک ۳۰ متر و « Google Earth» (وضوح ۱۵ متر) رقومی شدند. بعد از آن نمایه‌هایی از درّه که بر اثر توزیع فضایی جرم یخ، متناسب با ارتفاع شکل گرفته بود، در ارتباط با عمق درّه، عرض مقطع، مساحت مقطع و حجم درّه تجزیه‌وتحلیل شد. همچنین با استناد به یافته‌های اسنادی (روابط خطی بین دما و بارش با ارتفاع)، شرایط اقلیم کنونی و کواترنری تجزیه‌وتحلیل گردید. بر اساس برآوردهای حاصله، افزایش ارتفاع دیوارهٔ درهٔ «سارمساقلو»، تابعی از فاصله‌گرفتن از ارتفاع برف‌مرز دائمی بوده است؛ به‌گونه‌ای که در ارتفاع بین ۱۸۰۰-۱۹۰۰ متر به حداکثر خود رسیده است. در این مکان در دوره‌های سرد کواترنری، سنگ‌های مقاوم شیل آهکی با توف، مانعی بر سر جریان یخچال بوده و باعث تجمع بیش‌ازحد یخ شده است. مسلماً تفاوت‌های زیاد درّه‌ها، از ماهیت یخچال‌های طبیعی و لیتولوژی بستر یخی تبعیت می‌نماید.

مقدمه

ژئومورفولوژی، علم مرتبط با فرم چشم‌اندازها و فرآیندهایی ایجاد کننده آن‌ها است (*Summerfield, 1991: 1*). لندفرم‌ها را به‌عنوان اشیای طبیعی قابل تشخیص توصیف می‌کنند که از نظر فرآیندهای فیزیکی که در شکل‌گیری آن‌ها دخالت داشته با یکدیگر متفاوت هستند (*MacMillan & Shary, 2009: 228*). یخچال‌های کوهستانی فرآیندهای فرسایشی کارآمدی هستند که هم بستر و هم جوانب درّه‌ها را اشغال‌می‌کنند (*Evans et al, 2013: 46*). آب‌وهوای «پلیو-پلیستوسن» شواهدی از چندین چرخهٔ پیشروی و پسروی یخچال را در درّه‌های کوهستانی به‌جای گذاشته است (*Raymo, 1994: 354*). یخچال‌های طبیعی عرض درّه‌ها را گسترش داده، درّه‌ها را تسطیح نموده، چندین پله در درّه‌ها ایجاد کرده، کف درّه را بیش‌ازحد عمیق کرده و شرایط معلق‌شدن درّه‌های فرعی را فراهم نموده‌اند (*Montgomery, 2002: 1047; Hook, 2024: 4*). لندفرم‌های یخچالی-ژئومورفیک، به‌ویژه درّه‌ها و سیرک‌های یخچالی، به بازسازی محیط دیرینهٔ یخبندان منطقه کمک می‌نمایند (*Dar et al, 2021: 150*).

پنک (۱۹۰۵) اولین کسی بود که تأکید کرد یخچال‌ها شواهدی را در چشم‌انداز به‌جا می‌گذارند که اساساً با شواهد رودخانه‌ای متفاوت است. دبی رودخانه به‌طور یکنواخت در پایین‌دست افزایش می‌یابد؛ در صورتی که تخلیهٔ

دانشیار گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران jafarihas@znu.ac.ir

یخ حداکثر تا میانهٔ یخچال افزایش یافته و سپس در انتهای آن به صفر می‌رسد. ارلمانز و همکاران[۱] (۱۹۸۴) اولین کسانی بودند که نیمرخ طولی درّه‌های رودخانه‌ای و یخچالی را کمّی نمودند. هاربر و همکاران، (۱۹۸۸)[۲] و هاربر (۱۹۹۲) از جمله محققانی بودند که تغییر شکل نیمرخ عرضی دره را از V شکل رودخانه‌ای به U شکل یخچالی، با مدل‌های عددی مورد بررسی قرار دادند. مک‌گرگور و همکاران[۳] (۲۰۰۰) با استفاده از یک مدل دینامیک عددی یخ، مسطح‌شدن کف درّهٔ یخچالی را بازسازی کردند. ویژگی‌های خاص چنین درّه‌هایی عبارت است از: شیب زیاد آن‌ها در نواحی کوهستانی، شیب کم آن‌ها در نواحی کم‌ارتفاع و داشتن یک تراس در محل اتصال شاخه‌های فرعی به شاخه‌های اصلی (*Montgomery, 2002: 1047*).

عدم هماهنگی شیب سطوح ارضی دشت‌های اطراف درّه‌های یخچالی، در خارج از کوهستان، رامشت (۱۳۸۲) را بر آن داشت که آن‌ها را مدلی از کیاس در ژئومورفولوژی قلمداد نماید. رجبی و بیاتی خطیبی (۱۳۸۷) در بررسی دره‌های شمالی و غربی سهند، بر اساس نیمرخ‌های عرضی تهیه‌شده از بخش‌های مختلف، نتیجه گرفتند؛ با وجودی که دره‌های یخچالی در تودهٔ کوهستانی سهند به‌صورت دره‌های باز و تقریبا U شکل تشکیل شده‌اند؛ ولی از نظر تحوّل کمتر توسعه یافته‌اند. در بررسی ارتفاع برف‌مرز دائمی دامنه‌های مختلف تودهٔ کوهستانی الوند همدان به‌روش رایت و مقایسهٔ آن با ارتفاع برآوردشده با دو روش شیب–جهت و ضریب خمیدگی منحنی میزان، جعفری و همکاران (۱۳۹۴) نتیجه‌گرفتند که مقدار ضریب خمیدگی منحنی میزان‌ها با فاصله‌گرفتن از قله‌های مسلط به حوضه‌ها به سمت کوهپایه، ابتدا روند نزولی و سپس روند صعودی دارد. از محل تغییر این روند به‌عنوان حضیض ضریب خمیدگی و از ارتفاع آن به‌عنوان ارتفاع حضیض نمودار یاد کرده‌اند. در بررسی تغییر انحنای نیمرخ عرضی درّه‌های نواحی کوهستانی جعفری و رستم‌خانی (۱۳۹۴) نتیجه‌گرفتند که انعکاسی از ویژگی‌های ژئومورفولوژیک حوضه‌ها، رخدادهای تکتونیکی و تغییرات اقلیمی، در نیمرخ عرضی دره‌ها قابل ردیابی است. در مطالعه و بررسی لندفرم‌های مختلف شیرکوه یزد، جهت شناخت شرایط محیطی و اقلیمی گذشته، شریفی پیچون و همکاران (۱۳۹۶) نتیجه گرفتند که در بین انواع آثار کاوشی، علاوه بر ۲۸ سیرک بزرگ و کوچک، دره‌هایی با عرض بیش از ۲۰۰ متر، حد نهایی گسترش یخ را مشخص می‌سازند. در بررسی آثار مرفولوژیکی یخبندان‌های کواترنری ایران، رامشت، شوشتری (۱۳۸۳) تأیید نمودند که آثار یک کلاهک یخی در ارتفاعات مسلط به سلفچگان، به‌صورت درّه‌ای عمیق، منشعب از سیرک‌ها و یک دریاچهٔ یخی، تا حوالی سلفچگان تداوم داشته است. جعفری و براتی (۱۳۹۷) در بررسی ضریب خمیدگی خطوط منحنی میزان حوضه‌های منشعب از ارتفاعات الوند همدان، چنین نتیجه گرفتند که مقدار ضریب خمیدگی منحنی میزان با فاصله از قلهٔ اصلی، ابتدا روند نزولی و سپس روند صعودی داشته است.

پنک (۱۹۰۵) به همراه سوگدن[۴] (۱۹۷۶) تصویری روشن از چگونگی اقلیم، توپوگرافی و فرسایش یخچالی در ویژگی‌های ناخالص پروفیل‌های درهٔ طولی ارائه‌داده‌اند. آن‌ها پیش‌بینی و استدلال نمودند که الگوی فرسایش دره‌های یخچالی، توسط الگوی تخلیهٔ یخ تنظیم شده است. جمع‌آوری رسوبات از حوضه‌های یخچالی توسط هالت و همکاران[۵]، (۱۹۹۶) نشان‌داد که تخلیهٔ یخ می‌تواند به‌عنوان نشانگری برای نرخ فرسایش در زمان تسلط فرآیند

1. Oerlemans et al, 1984
2. Harbor et al 1992
3. MacGregor et al, 2000
4. Sugden,1976
5. Hallet et al, 1996

یخچالی باشد. مایر و همکاران[1] (۱۹۷۱)؛ اورلمانز و فورتوین[2] (۱۹۹۲) و پترسون[3] (۱۹۹۴) توزیع توازن جرم سالانهٔ بسیاری از یخچال‌های آلپی را با یک تابع ساده از ارتفاع به‌خوبی توصیف نمودند. هاربر (۱۹۹۲)، سدیک و همکاران[4] (۲۰۰۵) شکل خاص دره‌های یخچالی را بررسی کرده‌اند. عمل مدل‌سازی تکامل همزمان جریان یخچال و بازخورد فرسایش در دورهٔ بین یخچالی، تغییرات آب‌وهوایی و تکتونیک را روشن کرده است (*Herman & Brown, 2008: 19*). تلاش مدل‌سازی (*MacGregor,2009: 189*) در تکامل دره‌های یخچالی در بازه‌های زمانی مختلف نشان‌می‌دهد که تخلیهٔ طولانی‌مدت یخ از یک مکان، عامل مهمی برای فرسایش یخچالی محسوب می‌شود.

لی و همکاران[5] (۲۰۰۱) برای بررسی مورفولوژی سطح مقطع دره‌های یخچال، قانون توان ($y=ax^b$) و معادلات درجه دوم ($y=a+bx+cx^2$) ارائه دادند. مونتگومری (۲۰۰۲) در بررسی درّه‌های رودخانه‌ای و یخچالی به این نتیجه رسید که در درّه‌های مجاور کوه‌های المپیک، فقط یخچال جریان داشته و رودخانه‌ها، دره‌های مجزایی را ایجاد کرده‌اند؛ همین امر امکان مقایسهٔ اثر خالص فرآیندهای یخچالی و رودخانه‌ای را فراهم می‌کند. دره‌های فلوویال، تشکیل‌شده در نبود کنترل‌کننده‌های ساختاری، به‌طور مشخص V شکل و دره‌های یخبندان به‌طور مشخص U شکل هستند (*Pelletier et al, 2016: 42*).

در این مقاله الگوی فرسایش یخچالی درهٔ «سارمساقلو» زنجان، با مفروضات زیر تحلیل می‌گردد: (۱) مسطح‌بودن کف درهٔ یخچالی در پایین‌تر از ارتفاع برف‌مرز دائمی و شیب زیاد در بالاتر از آن (۲) تغییر عرض درّه متناسب با جرم یخ (۳) تعادل بین جرم یخ درّه به‌صورت خطی با ارتفاع (۴) عملکرد یکنواخت فرآیند یخچالی در زمان و مکان (۵) نرخ فرسایش متناسب با تخلیهٔ یخ در واحد عرض درّه و (۶) بیشتر بودن نرخ فرسایش یخچالی از نرخ فرسایش رودخانه. در این مقاله، تأیید می‌گردد که اثر یخچال بر درّه‌هایی که اکنون رودخانه در آن‌ها جریان دارد، پس از ۱۰ الی ۲۰ هزار سال به‌طور قابل ملاحظه‌ای قابلیت بازسازی دارد؛ چرا که بعد از آخرین گسترش یخچال‌های کواترنری، فرسایش رودخانه‌ای نسبت به فرسایش یخچالی به‌دلیل الگوی تخلیهٔ یخ که در مقطعی از درّه به حداکثر خود می‌رسد، ناکارآمد بوده است (*Penck, 1905: 4*). این نشانه‌های متمایز یخچال همان‌گونه که آندرسون و همکاران (۲۰۱۸) استدلال نموده‌اند، ناشی از فرسایش 10^4 تا 10^5 سالی است که در طی آن نوسانات آب‌وهوایی بر پیشرفت و عقب‌نشینی یخچال اثر گذاشته است.

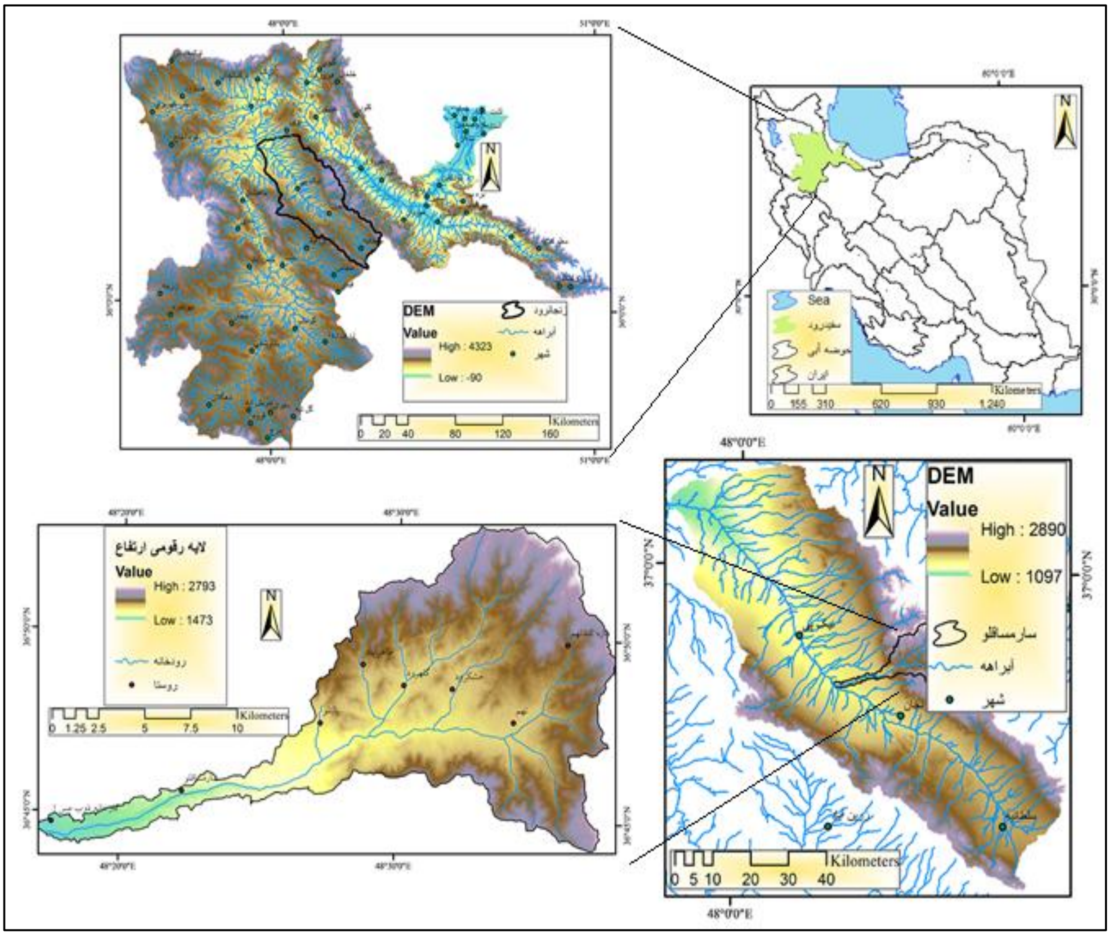
داده‌ها و روش‌ها

منطقهٔ مورد مطالعه

رودخانهٔ قزل‌اوزن (QOR) با ۸۰۰ کیلومتر طول و رواناب ۵۵۰۰۰ کیلومتر مربع از سطوح ارضی، فلات مرتفع شمال غربی ایران را به دریای خزر هدایت می‌کند. حوضهٔ سارمساقلو با مختصات جغرافیایی ۳۶/۷۲ تا ۳۷/۸۸ درجه شمالی و ۴۸/۲۸ تا ۴۸/۶۴ درجه شرقی با درازای بیش از۳۰ و پهنای حداکثر ۱۷ کیلومتر، در ارتفاعات شمالی زنجان، در رشته‌کوه‌های طارم قرار گرفته و جزئی از حوضهٔ زنجان‌رود محسوب می‌شود. در بخش شرقی حوضهٔ زنجان‌رود، رودخانهٔ تهم (سارمساقلو) به سمت غرب جریان دارد و از طریق زنجان‌رود، به قزل‌اوزن می‌پیوندد. جهت

1. Meier at el, 1971
2. Oerlemans and Fortuin, 1992
3. Peterson, 1994
4. Seddik et al, 2005
5. Li et al, 2001

دامنه‌های جنوب باختری کوه‌های طارم، به سمت فلات ایران مرکزی و فلات زنجان است. ارتفاع کف حوضهٔ سارمساقلو از سطح دریا به کمتر از ۱۴۷۳ متر (در دهانهٔ ورودی به زنجان‌رود) و فراز برخی قله‌های پیرامون آن، به بیش از ۲۷۹۰ متر می‌رسد (شکل ۱). متوسط درازمدت دمای حوضه بر اساس کامل‌ترین و نزدیکترین ایستگاه به حوضه (ایستگاه زنجان) ۱۱/۴درجه سانتی‌گراد است؛ چنین دمایی در شرایط کنونی با ۱۴۲ روز یخبندان در سال *(میرموسوی و حسین‌بابایی، ۱۳۹۰: ۱۷۹)* خود شاهد مطلوبی بر تأیید تسلط فرآیند یخچالی در دوره‌های سردتر کواترنری است.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی حوضهٔ سارمساقلو، از بالا سمت راست به پایین در ایران، حوضهٔ سفیدرود، زنجان‌رود، حوضهٔ سارمساقلو

تهیه و ترسیم: نگارنده، ۱۴۰۳

از نظر زمین‌شناسی، نواحی جنوبی رشته‌کوه طارم بخش‌هایی از ایران مرکزی محسوب می‌شود که در نتیجهٔ عملکرد گسل‌های فعّال شمال باختری، به چند بلوک تکتونیکی تقسیم می‌شود و مهم‌ترین آن‌ها فرونشست زمین‌ساختی زنجان- ابهر، دشت کم‌عرض پوشیده از آبرفت‌های کواترنری است. فرازمین سلطانیه به‌صورت رشته‌کوه کم‌عرضی در امتداد شمال غربی- جنوب شرقی، به موازات طارم، از طریق گسل فعال سلطانیه شکل گرفته و فرونشست ابهر- زنجان را به همراه ارتفاعات شمالی زنجان در بر می‌گیرد *(شافعی و همکاران، ۱۳۸۷: ۴)*. گسترهٔ

زنجان در شمال باختر ایران است که در نزدیکی حوضهٔ خزر جنوبی، بخش‌هایی از کوهستان البرز و لبهٔ شمال باختر ایران مرکزی را در بر گرفته است.

روش مطالعه

در این مطالعه، به‌منظور بررسی ریخت‌شناسی درهٔ سارمساقلو، از ترکیبی از روش‌های میدانی و آزمایشگاهی استفاده شد. در مرحلهٔ اول، وضعیت کلّی حوضه از طریق بررسی ساختار زمین‌شناسی با استفاده از نقشهٔ زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ زنجان مورد ارزیابی قرارگرفت. لندفرم‌های یخچالی حوضهٔ سارمساقلو، یکی از سرشاخه‌های اصلی زنجان‌رود در رودخانهٔ قزل‌اوزن ایران، با استفاده از مشاهدات میدانی مبتنی بر «GPS»، داده‌های «DEM» استخراج‌شده از «SRTM» با قدرت تفکیک ۳۰ متر و «Google Earth» (با وضوح ۱۵ متر) رقومی شدند. پس از آن، نیاز به نمایه‌هایی از درّه‌ها وجود داشت که به‌واسطهٔ توزیع فضایی حجم یخ مشخص شده بودند و الگوی تخلیهٔ یخ به‌صورت ثابت برآورد می‌گردید. ابتدا اثر توازن جرم واقعی یخچال بر اساس پروفیل‌های عرضی درّهٔ سارمساقلو بازسازی شد و چگونگی تغییرات عرض مؤثر درّهٔ یخچالی سارمساقلو نسبت به ارتفاع برف‌مرز دائمی مورد پایش قرار گرفت. حرکت یخچال‌ها به سمت پایین، منجر به فرسایش زمین و تشکیل درّه‌های یخچالی با شکل U و دیواره‌های عمودی می‌شود.

بعد از آن به نمایه‌هایی از درّه نیاز بود که بر اثر توزیع فضایی جرم یخ تعریف شده باشند و از آن بتوان الگوی تخلیهٔ یخ را برای حالت ثابت برآورد نمود. بر این اساس ابتدا اثر موازنهٔ جرم واقعی یخچال بر اساس پروفیل‌های عرضی درهٔ سارامساقلو بازسازی شد و چگونگی تغییرات عرض مؤثر درهٔ یخچالی سارمساقلو در ارتباط با ارتفاع برف‌مرز دائمی پایش‌گردید. حرکت یخچال‌ها به سمت پایین، باعث فرسایش زمین و ایجاد دره‌های یخچالی می‌شود که معمولاً U شکل بوده و کف هموار و دیواره‌های عمودی دارند. بر این اساس، در مقاطعی، از درهٔ فرسایش‌یافته به‌وسیلهٔ یخ سارمساقلو که از دست طبیعت و بشر، کمتر تخریب شده بود، پروفیل‌های عرضی ترسیم شد. در این پروفیل‌ها، چند پارامتر مورد ارزیابی قرار گرفت؛ عرض درّه با توجه به شرایط عرضی مقطع در دو الی سه تراس، ارتفاع بستر دره، عمق دره بر اساس تراس‌های موجود در نیمرخ عرضی، مساحت مقطع و فضای اشغال‌شدهٔ دره‌ها توسط یخ در طی حداکثر گسترش زبانه‌های یخچالی کواترنری. سپس بین عرض مقطع دره‌ها، عمق دره، سطح مقطع و حجم اشغال‌شده توسط یخ، به‌عنوان متغیرهای وابسته و ارتفاع به‌عنوان متغیر مستقل، روابط خطی با همبستگی مطلوب برآورد شد و مورد تجزیه‌وتحلیل قرارگرفت.

برای بررسی شرایط اقلیم کنونی و کواترنری حوضهٔ سارمساقلو، با توجه به مطالعات یخچالی محلی و حوضه‌ای منطقه، از روابط خطی برآوردشده بین بارش و دما، به‌عنوان متغیّرهای وابسته و ارتفاع به‌عنوان متغیّر مستقل، استفاده شد (برای مثال جعفری و اصغری سرسکانرود ۱۳۹۳؛ در حوضهٔ زنجان‌رود، جعفری و محمدی، ۲۰۱۸؛ در ارتباط با حوضهٔ پری از زیرحوضه‌های قزل‌اوزن، جعفری و حضرتی، ۱۳۹۸؛ در ارتباط با حوضهٔ سفیدرود). سپس بر اساس لندفرم‌های سیرکی موجود در حوضهٔ سارمساقلو، ارتفاع برف‌مرز دائمی کواترنری، بازسازی گردید؛ با استناد به منابع فوق‌الذکر و ارتفاع برف‌مرز دائمی کواترنری، مقدار بارش و دمای دوره‌های سرد کواترنری بازسازی شد. آب‌وهوا در طول فرسایش ویژگی‌های یخچالی در مقیاس بزرگ تغییر می‌کند و باعث پیشرفت و عقب‌نشینی یخچال‌ها می‌شود. این مسأله را می‌توان به‌عنوان تغییرپذیری در ارتفاع برف‌مرز دائمی در نظر گرفت.

چهار نیمرخ عرضی (از بخش‌های بالادست، میانی و پایین‌دست حوضه) و یک نیمرخ طولی (در راستای آبراههٔ اصلی حوضه) با استفاده از «DEM» حوضه استخراج شد (شکل ۴). برای استخراج نیمرخ‌های سه‌بعدی، علاوه بر طول و عرض جغرافیایی، ارتفاع از سطح دریا نیز در نظر گرفته شد. این رویکرد امکان تجسم بهتر ساختار مورفولوژیکی درّه‌ها و شناسایی پدیده‌های ژئومورفولوژیکی مرتبط با فعالیت یخچال‌ها و فرآیندهای پاراگلیشیال را فراهم می‌کند. برای مدل‌سازی تعادلی درّه، از مدل پیرسون با پلی‌نومیال درجهٔ شش استفاده گردید. انتخاب پلی‌نومیال درجهٔ شش بر اساس تحلیل واریانس انجام‌گرفت.

از آن‌جایی که در این مقاله زمان و چگونگی تغییرات ارتفاع برف‌مرز دائمی مطرح نیست، آثار ژئومرفیکی حداکثر گسترش یخچال کواترنری بر اساس مطالعات اسنادی مورد ارزیابی قرار خواهد گرفت.

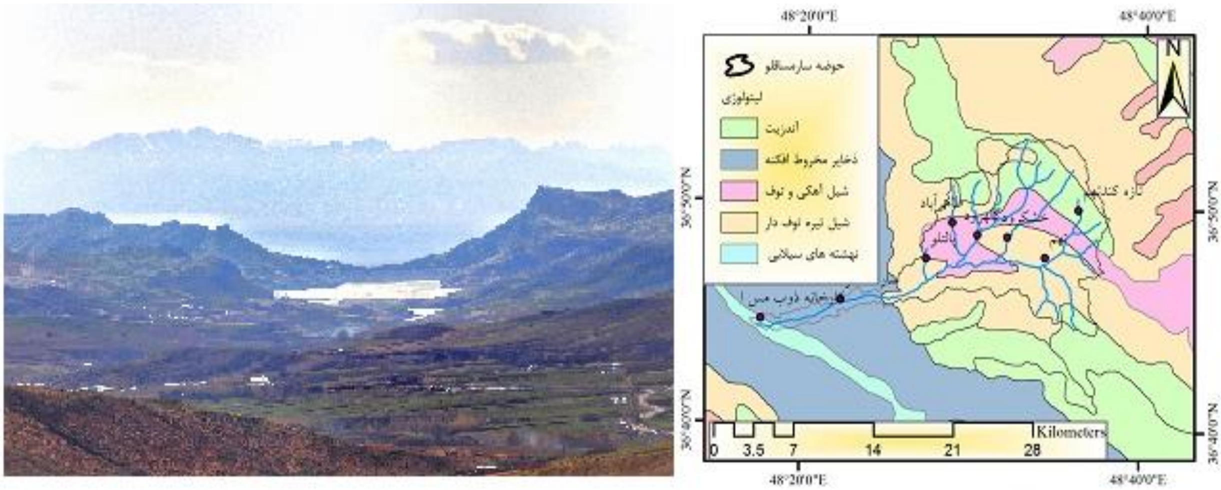
نتایج و بحث

لیتولوژی حوضهٔ سارمساقلو، محیط منحصربه‌فردی را ایجاد نموده که لندفرم‌های یخچالی توانسته است به‌صورت تیپیک در آن‌جا گسترش یابد. چنین محیطی بیش از هر چیز مدیون شرایط لیتولوژیک منطقه است که به همراه اثرگذاری فرآیندهای فرسایشی توانسته است توپوگرافی مساعدی را برای تجمع برف و یخ کواترنری فراهم آورد تا در جوار آن درهٔ یخچالی تیپیک شکل‌گیرد. لیتولوژی این حوضه عمدتا متشکل از آندزیت‌های آتشفشانی ائوسن، شیل تیره توف‌دار با میان لایه‌های توف (عضو زیرین توف) و شیل آهکی با توف (شیل آسارا) است. بررسی مقاومت متفاوت آن‌ها در برابر فرسایش، اسکلت اصلی ناهمواری‌ها را برای گسترش فرآیندهای کواترنری تغییر داده است. به همین دلیل ابتدا ویژگی‌های ترکیبی و ساختاری آن‌ها به‌شرح زیر ارائه‌می‌گردد:

سنگ آتش‌فشانی آندزیت، به‌خاطر بافت دانه‌ای و سختی بالا، مقاومت خوبی در برابر فرسایش دارد. از نظر فیزیکی و شیمیایی مقاوم بوده و به‌طور معمول در شرایط آب‌وهوایی مختلف پایدار باقی می‌ماند. شیل تیره توف‌دار با میان لایه‌های توف: الف) معمولاً شامل ترکیبات ارگانیک و سیلیکاتی است که می‌تواند به تغییرات آب‌وهوایی و فرآیندهای فرسایشی حساس‌تر باشد. ب) میان‌لایه‌های توف می‌تواند به‌عنوان یک محیط متخلخل عمل کند و این موضوع می‌تواند به جذب آب و همچنین آسیب‌پذیری بیشتر در برابر فرسایش کمک کند. ج) وجود توف به این معناست که برخی از ویژگی‌های مقاومتی را دارد، به‌خصوص اگر بافت دانه‌ای ریزی داشته باشد. شیل آهکی و توف (شیل آسارا): الف) این ترکیب از شیل آهکی با توف می‌تواند نسبت به فرسایش کمتر آسیب‌پذیر باشد زیرا آهک به‌طور معمول ساختار متراکم‌تری دارد و می‌تواند در برابر شرایط محیطی پایدارتر باشد. ب) شیل آهکی به نسبت شیل‌های تیره، چگالی و سختی بیشتری دارد و می‌تواند در برابر کربن‌زدایی و فرآیندهای شیمیایی مقاوم‌تر باشد (*Stensrud, 2003: 123-145*).

بر این اساس، آندزیت‌ها اسکلت اصلی حوضهٔ تهم در بخش شمال و غرب حوضه را به خود اختصاص داده‌اند. شیل‌های آهکی توف‌دار با مقاومت متوسط که در بخش میانی حوضه تمرکز دارند، به‌صورت سطوح ناهموار با تپّه‌های متعدد مشخص شده‌اند. سطوح ارضی با لیتولوژی شیل تیره توف‌دار، در جنوب و غرب حوضه، با شیب زیاد به قسمت‌های داخلی مرتبط می‌شوند(شکل ۲. الف). وضعیت قرارگیری لایه‌های مختلف لیتولوژیک، نسبت به یکدیگر، نشانگر این است که لیتولوژی ارتفاعات شمالی زنجان، از سطح به عمق، به‌ترتیب، ترکیبی از شیل تیره توف‌دار، شیل آهکی و توف (شیل اسارا) و آندزیت‌های آتشفشانی ائوسن است. هرجا نفوذ آندزیت‌های آتشفشانی به

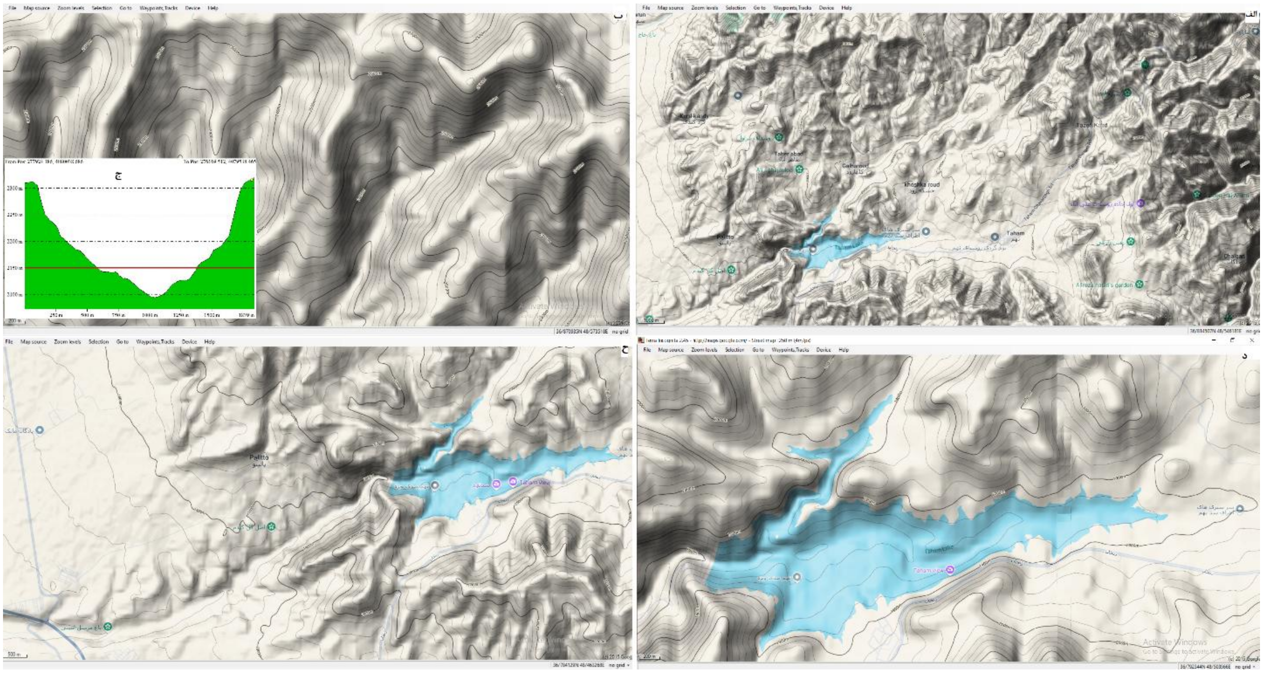
درون شیل‌ها، ناهمواری برجسته‌تری را ایجاد نموده و تودهٔ آندزیتی را به سطح زمین نزدیکتر کرده، با فرسایش شیل‌های تیره توف‌دار، شیل‌های آهکی و توف ظاهر شده و سپس با فرسایش آن‌ها، آندزیت آشکار گشته است در واقع؛ اسکلت اصلی ناهمواری‌های حوضه، بر آندزیت بنا شده است (شکل ۲. ب).



شکل ۲: الف. وضعیت زمین‌شناسی حوضهٔ سارمساقلو ب. نمایی از حوضهٔ سارمساقلو، نگاه عکس، رو به غرب

منبع: نقشهٔ اقتباس از نقشهٔ زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ زنجان، عکس از آقای ادواک ۱۴۰۳

شرایط فوق، منجر به شکل‌گیری لندفرمی شده که به کالدیرای وسیع آتشفشانی شباهتی ندارد. همین توپوگرافی باعث به دام انداختن یخ‌های خارج‌شده از سیرک‌های مرتفع و تجمع آن‌ها در ارتفاع پایین‌تر و جریان دوبارهٔ آن‌ها شده است (شکل ۳.الف). به این‌گونه که فرآیند یخچالی در آندزیت‌ها، سیرک‌های مدور و کم‌وسعتی را ایجاد کرده است (شکل ۳.ب). یخچال‌های سیرکی، در محل خروج از آندزیت‌ها، ابتدا دره‌هایی عریض و یو شکل را در شیل‌های آهکی توف‌دار ایجاد کرده‌اند (شکل ۳. ب)، سپس با ایجاد دره‌ای عریض‌تر، از شیل‌های تیره توف‌دار عبور کرده و به شیل‌های آهکی مقاوم رسیده و به‌صورت سدّی در مقابل خروج یخ از حوضه عمل کرده است (شکل ۳.ج)؛ در این مکان با به‌هم پیوستن یخ سیرک‌های مرتفع، دریاچه‌ای از یخ یخچالی شکل گرفته است. با تجمع بیش‌ازحد یخ، ضخامت یخ از آستانهٔ ارتفاعی شیل‌های آهکی گذشته و سرریز شده است؛ خروج یخ از حوضهٔ تهم، در ارتفاعی (۱۹۰۰ متر) پایین‌تر از برف‌مرز دائمی حوضه (۲۳۰۰ متر)، به‌دلیل اثرگذاری موانع طبیعی، باعث شکل‌گیری دره‌ای مشابه با دره‌های تیپیک یخچالی شده است؛ با فرسایش یافتن شیل‌های تیره توف‌دار سطحی، شیل‌های آهکی توفی ظاهر شده‌اند؛ یخچال سارمساقلو حدود ۵ کیلومتر از مسیر کوهستانی خود را در لایهٔ مذکور جریان دارد و دره‌ای عمیق را (بعد از سد کنونی تهم) ایجاد کرده است؛ بعد از آن، یخ به‌طور کامل از کوهستان خارج شده و در رسوبات مارنی با روکشی از ذخایر تراسی مخروط‌افکنه‌ای جریان داشته و درهٔ سارمساقلو را در آن‌ها حفر نموده است (شکل ۳.د).



شکل ۳: الف. نمایی از حالت کالدیرا مانند حوضه ب. نمایش سیرک‌های مدور در آندزیت. ج. نیمرخ عرضی درّه در پایین‌تر از ارتفاع سیرک. د. وضعیت خطوط منحنی میزان در ارتفاع ۱۸۰۰–۱۹۰۰ متر و حفر درّهٔ عریض و عمیق.ح. نمایی از مانع طبیعی و درّهٔ سارمساقلو تا زنجان‌رود

تهیه و ترسیم: نگارنده، ۱۴۰۳

قدرت فرسایشی یخچال، با دور شدن از ارتفاع برف‌مرز دائمی، به‌دلیل نزدیک‌شدن دمای یخ به نقطهٔ ذوب (صفر درجه)، کاهش می‌یابد. بر این اساس، در یخچال‌های منفرد، در نزدیکی خروجی سیرک، درّه‌هایی عمیق‌تر و عریض‌تر ایجاد می‌شود. در چنین شرایطی، نه‌تنها حجم یخ کاهش می‌یابد بلکه قدرت فرسایندگی آن نیز از بین می‌رود و سرانجام دره‌ها ناپدید می‌گردند. در حوضه‌های کوهستانی مرتفعی که در فاصلهٔ کمی از ارتفاع برف‌مرز دائمی، یخچال با مانع یا سد طبیعی برخورد می‌نماید؛ قواعد فوق را می‌توان بر دره پایین‌تر از مانع طبیعی نیز ارزیابی نمود؛ منظور دره‌ای است که بر اثر خروج یخچال ایجاد شده در پشت موانع طبیعی، به‌وجود می‌آید؛ بر اثر به‌هم پیوستن یخچال‌های منشعب‌شده از سیرک‌ها پشت موانع کوهستانی، معمولاً دریاچه‌ای از یخ یخچالی ایجاد می‌شود. بر این اساس با استناد بر مشاهدات میدانی و ترسیم پروفیل‌های عرضی متعدد، بر روی سه درّهٔ منشعب از ارتفاعات شمالی زنجان (سارمساقلو، سهرین و قره‌چریان)، مشخص‌گردید که درهٔ سارمساقلو بهتر از بقیه، آثار ناشی از این قواعد فوق‌الذکر را ثبت و حفظ نموده است. به این منظور با اندازه‌گیری عرض و عمق کانال و بررسی آن‌ها با پارامتر ارتفاع، در دو بعد مختلف به بررسی تغییرات یخچال در دوره کواترنری پرداخته شده است؛ یکی از محل پیوستن این رودخانه به قزل‌اوزن (در ارتفاع ۱۴۵۰ متر) تا سد تهم و دیگری از سد تهم (در ارتفاع ۱۸۵۰ متر) تا ارتفاع خط برف‌مرز دائمی (۲۳۰۰ متر).

ارتباط عرض سطح کانال با ارتفاع

عرض کانال تابعی از یخ جریان‌یافته در آن در طی حداکثر گسترش فعالیت یخچالی است که هر چه به ارتفاع برف‌مرز دائمی نزدیک شود، باید بیشتر گردد (جدول ۱). بین عرض مقطع کانال با ارتفاع تا سد تهم، رابطهٔ (۱) با

مقدار همبستگی ۰/۷۷ برآورد گردید. بر اساس این رابطه با افزایش ۱۰۰۰ متر ارتفاع، عرض مقطع کانال ۱۰۳۲ متر افزایش می‌یابد. در بالاتر از سدّ تهم با توجه به مسیرهای متعدد سیرک‌ها و اشغال آن‌ها توسط انسان، در شرایط کنونی قابلیت اندازه‌گیری وجود نداشت.

رابطه ۱ $R^2=0.593$ $$\boldsymbol{Y = 1.032X - 1042.8}$$

تغییر ضخامت یخ در ارتباط با ارتفاع

کاهش قدرت فرسایندگی یخچال در ارتباط با فاصله از ارتفاع برف‌مرز دائمی را می‌توان در متغیّر عمق درّه (ضخامت یخ) نیز ردیابی نمود. معمولا در نزدیکی خروجی سیرک، دره‌های عمیق‌تری ایجاد می‌شوند و هر چه از سیرک دور شویم، مقدار یخ نسبت به دریافت یا عدم دریافت زبانه‌های فرعی، وضعیت ضخامت متغیّری پیدا می‌کند. به‌هم پیوستن زبانه‌های یخچالی در حوضهٔ سارمساقلو، ابتدا افزایش ضخامت یخ و بعد کاهش ضخامت یخچال را به‌دنبال داشته است. این شاخص با اندازه‌گیری عمق درّه مورد ارزیابی قرار گرفت (جدول ۱) در حوضهٔ سارمساقلو تا محل سدّ تهم، رابطهٔ (۲) با مقدار همبستگی ۰/۹۷ و از سد تهم تا ارتفاع برف‌مرزدائمی، رابطه (۳) با همبستگی ۰/۸۹ بین عمق درّه به‌عنوان متغیّر وابسته (Y) و ارتفاع به‌عنوان متغیّر مستقل (X) برآورد گردید. عمق کانال سارمساقلو در ارتفاع ۱۸۰۰-۱۹۰۰ متر به حداکثر عمق خود (۱۰۰ متر) رسیده است (محلی که مانع طبیعی مانع از جابه‌جایی یخچال شده است). بر اساس رابطهٔ (۲) با افزایش هر ۱۰۰ متر ارتفاع، عمق کانال ۱۴ متر افزایش می‌یابد. بر اساس رابطه (۲)، با توجه به عمق کنونی آبراههٔ سارمساقلو در محل پیوستن به زنجان‌رود (۹ متر)، ارتفاع خط تعادل آب و یخ؛ یعنی جایی که عمق درّه به صفر می‌رسد ۱۴۵۲ متر برآورد می‌گردد. همان‌گونه که از روابط (۲ و ۳) برمی‌آید، مقدار تغییرات در بعد از سد تهم با افزایش ارتفاع بیشتر از قبل از سد تهم بوده است (۲۳ متر در هر ۱۰۰ متر اختلاف ارتفاع). در اعدا عرض از مبدأ نیز بین آن‌ها تفاوت بارزی دیده می‌شود (در حدود ۲۸۰ متر). دلیل آن نیز در نزدیک‌شدن بیشتر به ارتفاع برف‌مرز دائمی نهفته است.

رابطه ۲ $r=0.97$ $$\boldsymbol{Y = 1.141X - 195.77}$$

رابطه ۳ $r=0.89$ $$Y = 0.178X - 315.47$$

تغییر مساحت مقطع کانال در ارتباط با ارتفاع

با افزایش عرض و عمق درّه، سطح مقطع جریان (دبی یخچال) نیز افزایش می‌یابد. بر این اساس با تبدیل قسمت‌های مختلف سطح مقطع پروفیل‌های درّهٔ سارمساقلو، به اشکال هندسی قابل مساحی، مساحت مقطع دره محاسبه گردید (جدول ۱). با بررسی تغییرات سطح مقطع دره (Y) در ارتباط با ارتفاع (X)، تا سد تهم، رابطه (۴) و از سد تهم تا ارتفاع برف‌مرز دائمی رابطه (۵) با همبستگی به‌ترتیب ۰/۹۷ و ۰/۹۸ برآورد گردید؛ بر اساس رابطه (۴) با افزایش هر ۱۰۰ متر ارتفاع، در حدود ۱۸۸ متر مربع، مساحت مقطع کانال اشغال‌شده توسط یخ در دورهٔ کواترنری، افزایش داشته و در واقع حجم یخچال افزایش می‌یابد. چنین افزایشی متناسب با افزایش جرم یخ و قدرت فرسایندگی یخچال در ارتباط با کاهش دما و ماندگاری بیشتر یخ نسبت به نواحی کم‌ارتفاع‌تر بوده است. اگر جایی

که سطح مقطع جریان صفر شود، خط تعادل آب و یخ در نظر گرفته شود، این ارتفاع برای حوضهٔ سارمساقلو ۱۴۹۲ متر برآورد می‌گردد. تفاوت ضریب تغییرات مقطع درّهٔ یخچالی در پایین‌تر از مانع طبیعی نسبت به نواحی مرتفع‌تر از آن چندان زیاد نیست؛ ولی در آن‌ها بیش از ۱۰۰۰ متر تفاوت وجود دارد.

$$\boldsymbol{Y = 1.884X - 2811.3} \qquad r=0.97 \qquad \text{رابطه ۴}$$

$$Y = 1.94X - 3828.4 \qquad r=0.98 \qquad \text{رابطه ۵}$$

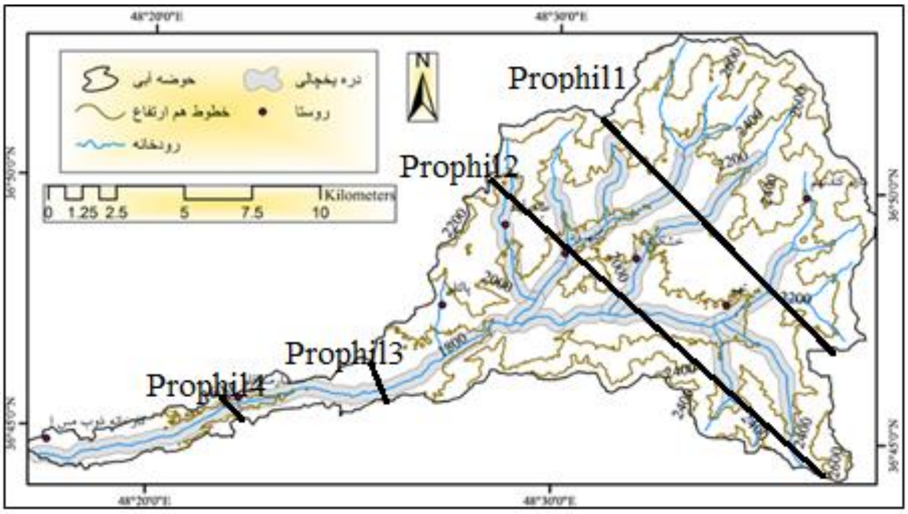
جدول ۱: داده‌های مورفومتریک مقاطعی از درّهٔ سارمساقلو، برحسب متر، متر مربع و متر مکعب

ردیف	ارتفاع تراس اول	عرض‌درّه در تراس اول	ارتفاع تراس دوم	عرض‌درّه در تراس دوم	ارتفاع تراس سوم	عرض‌درّه در تراس سوم	عمق درّه	مساحت	حجم
۱	۱۵۴۰	۹۰۶	۱۵۲۸	۵۵۳	۱۵۱۳	۲۵۰	۴۰	۵۳۶	۲۲۵۲۰
۲	۱۶۴۰	۷۵۰	۱۶۳۴	۵۳۰	۱۶۱۰	۲۹۰	۵۸	۵۲۳	۳۰۳۵۳
۳	۱۶۷۰	۵۲۷	۱۶۳۹	۲۹۶	۱۶۱۶	۱۱۰	۶۳	۳۱۱	۱۹۵۹۳
۴	۱۷۰۵	۸۰۰	۱۶۸۵	۶۰۰	۱۶۸۰	۲۰۰	۶۲	۵۳۳	۳۳۰۶۶
۵	۱۷۴۸	۸۰۰	۱۷۲۵	۶۰۰	۱۶۸۰	۳۰۰	۶۸	۵۶۶	۹۹۰۵۳۳
۶	۲۰۰۰	۱۱۰۰	۱۹۰۰	۵۰۰	۱۸۵۰	۲۵۰	۲۰۲	۶۱۶	۱۲۵۶۶

مأخذ: یافته‌های نگارنده، ۱۴۰۳

تغییرات حجم یخ در ارتباط با ارتفاع

با توجه به افزایش سطح مقطع معبر یخ با افزایش ارتفاع، حجم یخ نیز افزایش خواهد یافت. با داشتن روابط فوق، می‌توان در هر سطحی هم تغییرات ضخامت یخ و هم تغییرات سطح مقطع را برآورد نمود. با داشتن ارتفاع متوسط، هر قسمت از درهٔ سارمساقلو و حوضهٔ بالادست آن را برآورد نمود و در مسافت آن قسمت ضرب کرد تا حجم یخ جاری در دورهٔ کواترنری برآورد گردد. در این نوشتار از فضای ایجادشده توسط یخ سخن به میان آمد؛ چراکه عمق درّهٔ یخچالی می‌تواند بین دو تا چهار برابر جرم یخی باشد که از آن عبور می‌کرده است. با داشتن ارتفاع متوسط وزنی هر سطح، و اعمال رابطه (۴) تا سد تهم و رابطه (۵) در بالاتر از سد تهم حجم یخ اشغالی را برآورد نمود. برای مثال با ۱۵۹۴ متر ارتفاع وزنی درهٔ سارمساقلو و طول آن ۱۶ کیلومتر، سطح مقطع متوسط آن ۱۹۲ مترمربع و حجم کل یخ آن بیش از ۳۰ میلیون متر مکعب بوده است. طول طولانی‌ترین آبراهه بین سد تهم و ارتفاع ۲۳۰۰ متر، ۱۲ کیلومتر و ارتفاع متوسط وزنی آن ۲۰۷۶ متر است؛ بر اساس رابطه (۵) حجم یخچال کواترنری آن در حدود ۲/۴ میلیون متر مکعب بوده است. لازم به ذکر است این حجم از یخ فقط در یک درّهٔ منشعب‌شده از سیرک جاری بوده است. اگر این عدد را در ۱۴ سیرک فرعی و اصلی ضرب نماییم حجم یخ کلی حوضهٔ بالادست سدّ بیش از ۳۳ میلیون متر مکعب خواهد بود (شکل ۴).



شکل ۴: زبانه‌های یخچالی منشعب از سیرک‌های مناطق مرتفع و درّهٔ سارمساقلو منشعب، به‌همراه محل ترسیم نیمرخ‌های عرضی منتخب

تهیه و ترسیم: نگارنده، ۱۴۰۳

بازسازی شرایط اقلیمی کواترنری

بر اساس مطالعات جعفری و اصغری سرسکانرود (۱۳۹۳)، ارتفاع خط برف‌مرز دائمی حوضهٔ زنجان‌رود در دوره‌های سرد کواترنری در حدود ۲۲۷۰ متر بوده است در صورتی‌که جعفری و محمدی (۲۰۱۸) ارتفاع برف‌مرز حوضهٔ پری، یکی دیگر از زیرحوضه‌های قزل‌اوزن را در حدود ۲۳۵۷ متر برآورد نموده‌اند. با توجه به سیرک‌های موجود در حوضهٔ سارمساقلو و استفاده از روش رایت، ارتفاع برف‌مرزدائمی این حوضه در ارتفاع ۲۳۰۲ متر، یعنی عددی بین ارتفاع برف‌مرز کل زنجان‌رود و حوضهٔ پری برآورد شد. از طرفی بر اساس مطالعات جعفری و اصغری سرسکانرود (۱۳۹۳) بین داده‌های دما و بارش ایستگاه‌های حوضهٔ زنجان‌رود به‌عنوان متغیّرهای وابسته (Y) با ارتفاع به‌عنوان متغیّر مستقل (X) در شرایط کنونی و کواترنری به‌ترتیب روابط (۹-۶) برآورد شده است که در این مقاله از آن‌ها استفاده می‌شود.

دمای کنونی	رابطهٔ ۶	r =0.95	$\boldsymbol{Y = -0.003X + 15.75}$
بارش کنونی	رابطهٔ ۷	r =0.91	$Y = 0.183X - 24.65$
دمای کواترنری	رابطهٔ ۸	r =0.95	$Y = -0.003X + 6.91$
بارش کواترنری	رابطهٔ ۸	r =0.89	$Y = 0.146X + 245.5$

بر اساس رابطهٔ (۶) دمای ارتفاع برف مرز کواترنری ۸/۸ درجه سانتی‌گراد است که بیان‌کنندهٔ مقدار کاهش دمای کواترنری نسبت به شرایط کنونی است. خط تعادل آب و یخ، در ارتفاع ۱۴۵۲ متری (برآورد شده بر اساس رابطهٔ ۳) و منطبق بر خط هم‌دمای ۲/۵۷ درجهٔ سانتی‌گراد گذشته بوده است. جعفری و اصغری سرسکانرود بر اساس شواهد نانعادلی سطوح ارضی و نامشخص‌بودن انتهای درّه‌های یخچالی آبشخور مانند، ارتفاع ۱۵۵۰، منطبق با خط هم‌دمای ۲/۱۶ درجه سانتی‌گراد را به‌عنوان ارتفاع خط تعادل آب و یخ در نظر گرفته بودند. بر اساس رابطهٔ

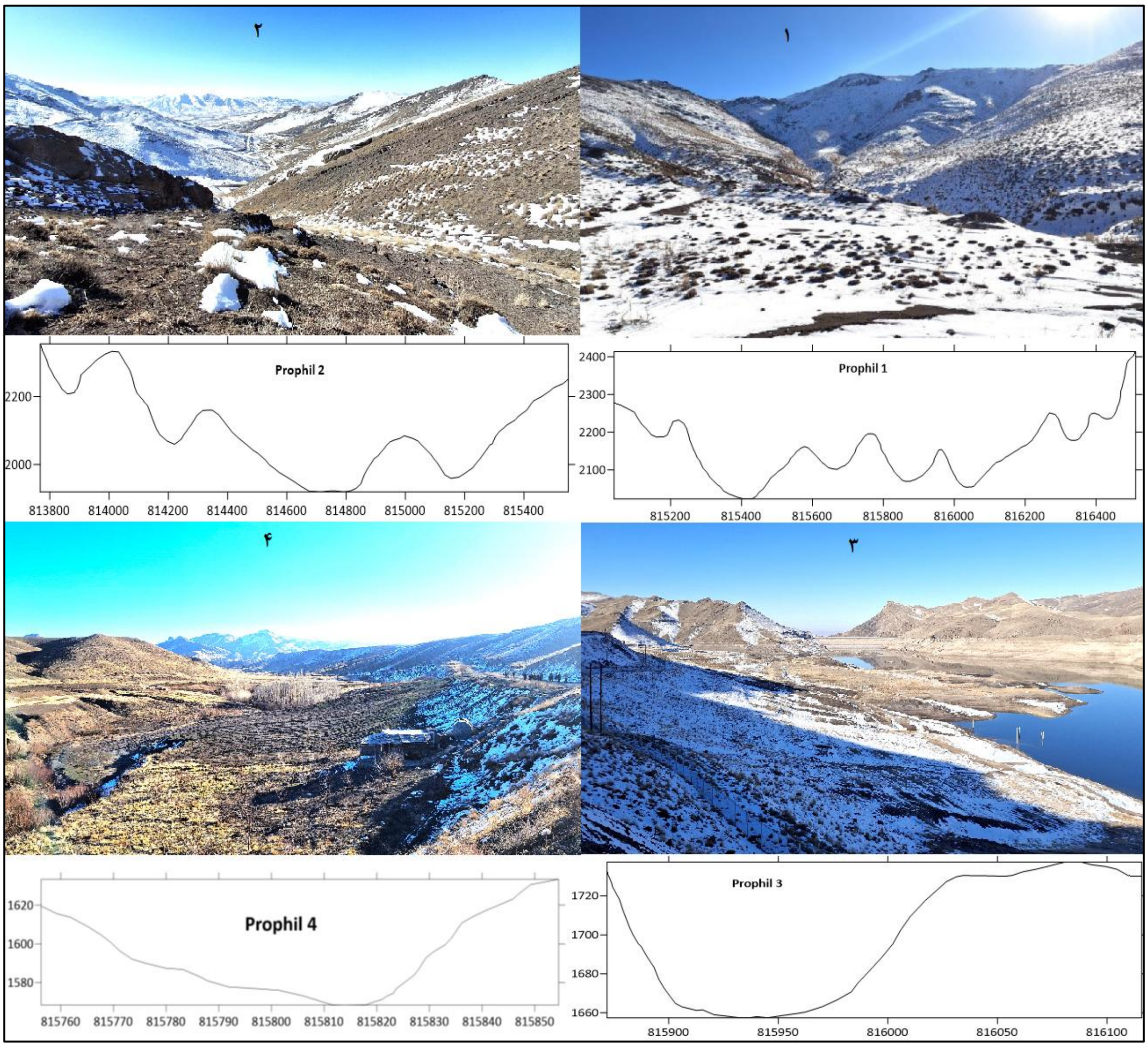
(۷) بارش شرایط کنونی با درنظرگرفتن میانگین وزنی ارتفاع حوضه (۲۱۱۲ متر) و دمای متوسط ۹/۲۳ درجه سانتی‌گراد، ۳۶۲ میلیمتر است. بارش متوسط حوضه بر اساس رابطهٔ (۹) با دمای متوسط ۰/۵۷ (بر اساس رابطه ۸) ۵۵۳ میلیمتر برآورد گردید؛ به این معنی که بارش دوره‌های سرد کواترنری حوضه بیش از ۱/۵ برابر شرایط کنونی بوده است.

کمّی‌سازی و مدل‌سازی سهم نسبی فرآیندهای یخچالی

مطالعهٔ حوضه‌های آبریز تحت تأثیر دوره‌های یخچالی، به‌دلیل نقش تعیین‌کنندهٔ این دوره‌ها در شکل‌دهی به توپوگرافی و پدیده‌های ژئومورفولوژیکی، از اهمیت بالایی برخوردار است *(Bennett & Glasser, 2011: 1)*. در طول دوره‌های یخچالی، پیشروی و عقب‌نشینی یخچال‌ها نه‌تنها باعث فرسایش و رسوب‌گذاری گسترده می‌شود، بلکه شرایط لازم برای فعالیت فرآیندهای پاراگلیشیال را نیز فراهم می‌آور د *(Church & Ryder, 1972: 3060)*. این فرآیندها که ناشی از عدم تعادل ایجادشده در سیستم ژئومورفولوژیکی به‌دلیل حذف یخ هستند، می‌توانند تغییرات قابل توجهی در ریخت‌شناسی حوضه ایجادکنند. هدف این قسمت، بررسی اثرات ترکیبی دوره‌های یخچالی (آناگلیشیال) و فرآیندهای پاراگلیشیال بر ریخت‌شناسی حوضهٔ سارمساقلو با استفاده از تحلیل نیمرخ‌های سه‌بعدی (شکل ۴) و مدل‌سازی تعادلی است. ساختار توپوگرافیکی دره‌ها در بالادست حوضه، نشان‌دهندهٔ فرسایش یخچالی در دوره‌های آناگلیشیال است. با این حال، شواهدی از فرسایش آبی ناشی از باران‌های شدید در دوره‌های پاراگلیشیال نیز در آن مشاهده می‌شود ولی با توجه به نزدیکی به خط تقسیم آب، اثرگذاری آب جزئی است (شکل ۵ نیمرخ و عکس ۱).

توپوگرافی درّه‌ها در بخش میانی حوضه، دال بر ادغام دره‌های بالادست حوضه با یکدیگر و نهایتاً تشکیل یک درّهٔ واحد است. ساختار سه‌بعدی درّه‌ها نشان‌می‌دهد که در دوره‌های آناگلیشیال تحت سلطهٔ یخچال‌ها بوده و در دوره‌های پاراگلیشیال، تحت تأثیر فرسایش آبی، تغییراتی در آن‌ها به‌وجود آمده است (شکل ۵ نیمرخ‌های و عکس‌های ۳-۲).

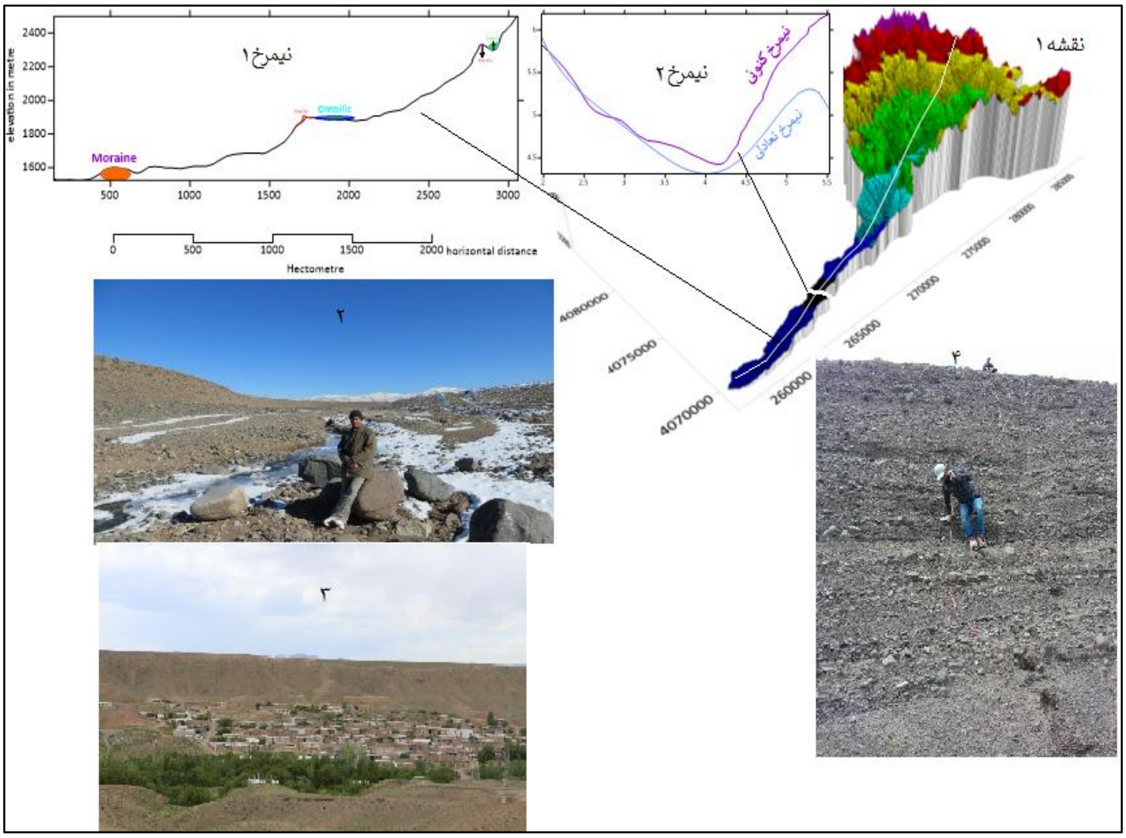
نیمرخ (۴) در پایین‌دست حوضه، شواهدی از رسوب‌گذاری گستردهٔ ناشی از فعالیت یخچال‌ها و فرآیندهای پاراگلیشیال مشاهده می‌شود. جایی که هر چند ساختار اولیه خود را مدیون فرآیند یخچالی در آناگلشیال است ولی فرآیندهای آبی پاراگلیشیال تغییرات عمده‌ای در آن به‌وجود آورده است (شکل ۵ نیمرخ و عکس ۴).



شکل ۵: نیمرخ‌های سه بعدی به‌همراه عکس‌های میدانی حدود هر نیمرخ. عکس‌های ۱و۲ فقط بخش کوچکی از نیمرخ است

تهیه و ترسیم: نگارنده، ۱۴۰۳

نیمرخ طولی حوضه (شکل ۶ نیمرخ و نقشه ۱) نشان‌می‌دهد که در امتداد درۀ اصلی حوضه، پدیده‌های ژئومورفولوژیکی متعددی از جمله وررو، امبلیک‌ها و مورن‌های انتهایی وجود دارند. مورن‌های انتهایی با تراکم‌های ریزبافت دوره‌های یخچالی نیز مشاهده می‌شوند که تحت تأثیر فرسایش آبی دوره‌های بین یخچالی قرار گرفته‌اند (شکل ۶. عکس ۲). در پایین‌دست این تراکم‌های رسوبی، مکان‌های مناسبی برای استقرار سکونتگاه‌های انسانی هستند (شکل ۶. عکس ۳) و در دل آن‌ها فعالیت‌های صنعتی (مرکز تجمع معادن شن و ماسه زنجان) مستقر شده‌اند (شکل ۶. عکس ۴).



شکل ۶: مسیر نیمرخ طولی حوضه (نقشه ۱)، پدیده‌های ژئومورفولوژیکی در امتداد آن (نیمرخ ۱)، مورن‌های انتهایی متأثر از سیلاب (عکس ۲)، روستای سارمساقلو بعد از تراکم‌های رسوبی (عکس ۳)، گوشه‌ای از معادن شن و ماسه (عکس ۴)، نیمرخ پلی‌نومیال حوضه در امتداد عکس ۴ از شکل ۵ (نیمرخ ۲).

در نهایت با مدل‌سازی تعادلی با استفاده از مدل «پیرسون» و «پلی‌نومیال» درجهٔ شش برای درّهٔ یخچالی سارمساقلو، وضعیت تعادل در نیمرخ درّه مورد ارزیابی قرار گرفت. پلی‌نومیال درجهٔ شش به‌دلیل مقدار همبستگی بسیار بالا انتخاب شد. میزان همبستگی مدل ۹۹ درصد بود که نشان‌دهندهٔ برازش مناسب مدل با داده‌های واقعی است (رابطه ۱۰). بر اساس این نیمرخ و معادلهٔ درجهٔ شش پیرسون وضعیت ریخت‌شناسی درّه در دورهٔ یخچالی بعدی (آینده) به‌طور قابل توجهی با وضعیت فعلی متفاوت خواهد شد. با تغییر اقلیم بعدی و جریان یخچال در درهٔ سارمساقلو، نیمرخ آن به وضعیت تعادل خود خواهد رسید (شکل ۶. نیمرخ ۲).

$$Y = 0.009X^6 + 0.909X^5 + 0.1344X^4 - 4.903X^3 + 23.213x^2 - 45.842X + 39.437 \qquad r = 0.99 \qquad \text{رابطه ۱۰}$$

در این مقاله از یک مدل عددی برای کشف توسعهٔ پروفیل‌های عرضی دره‌های یخچال استفاده شد. از آنجا که هم سرعت لغزش که نرخ سایش را مشخص می‌کند *(Anderson et al, 2018; Herman & Brown, 2008: 19)* و هم نوسانات فشار یخ که به‌شدت جریان یخ را تعدیل‌می‌کند، باید فرسایش یخچالی در ارتفاع برف‌مرز دائمی، به حداکثر خود برسد؛ به عبارتی محل بیشترین فرسایش، از ارتفاع برف‌مرز دائمی پیروی می‌کند. شبیه‌سازی یک درّهٔ یخچال منفرد نشان‌می‌دهد کاهش عمق و عرض دره بستگی به فاصله‌ای دارد که از ارتفاع برف‌مرز دائمی می‌گیرد. فرسایش

یخچال در اطراف و بالاتر از میانگین ارتفاع برف‌مرز دائمی کارآمدتر است (*Egholm et al, 2009: 885*). بر اساس لایۀ ارتفاع رقومی حوضۀ مساحت بالاتر از ارتفاع برف‌مرز دائمی (۲۳۰۰ متر) بالغ بر ۴۳/۸۴ کیلومتر مربع است. با توجه به بارش متوسط حوضه (۵۵۳ میلیمتر) سالانه حدود نیم متر بارش جامد در بالاتر از ارتفاع برف‌مرز دائمی ایزوله می‌شده است. با توجه به این‌که جوهانسون و همکاران[1] (۱۹۸۹) و هریسون و همکاران[2] (۲۰۰۱) زمان معمولی پاسخ درۀ یخچالی را به تغییرات آب‌وهوایی حدود ۱۰۰ سال برآورد نموده‌اند؛ این‌گونه می‌توان برآورد نمود که یخ یخچالی نیز در همین مدت‌زمان در محیط خود به تعادل رسیده باشد؛ یعنی در طول ۱۰۰ سال، حوضه این پتانسیل را داشته است که بیش از ۵۵ متر یخ را در بالاتر از برف‌مرز دائمی ایزوله نماید. با توجه به شرایط محیطی، بعد از این‌که ضخامت یخ از یک آستانه‌ای بگذرد، به جریان می‌افتد؛ ارتفاع آستانه را هرچند بنت و گلسر (۲۰۱۱) در حدود ۴۰ متر می‌دانند ولی مسلماً در حوضه‌های کوهستانی با توجه به شیب، ضخامت یخ کمتر از این بوده است.

حوضۀ سارمساقلو در طول دورۀ کواترنری تحت تأثیر فرآیندهای یخچالی و فلوویال قرار داشته است. فرسایش یخچالی در دوره‌های آناگلیشیال منجر به شکل‌گیری دره‌های U شکل در بالادست حوضه شده است، در حالی که فرسایش آبی در دوره‌های پاراگلیشیال و کاتاگلیشیال باعث ایجاد دره‌های V شکل در پایین‌دست حوضه شده است. مدل‌سازی تعادلی درّه نشان‌داد که مدل پیرسون درجۀ شش می‌تواند به‌خوبی وضعیت تعادلی درّه را در دورۀ آیندۀ یخچالی تخمین بزند. این تحقیق با ارائۀ یک چهارچوب تحلیلی جامع، به درک بهتر فرآیندهای شکل‌دهی زمین در مناطق یخچالی کمک کرده و می‌تواند در برنامه‌ریزی‌های توسعۀ پایدار و مدیریت منابع طبیعی مورد استفاده قرار گیرد.

نتیجه‌گیری

لندفرم‌های فرسایش یخچالی، بر اثر استخراج معادن، کشاورزی و فرسایش رودخانه‌های جنب یخچالی و رودخانه‌های بعد از عقب‌نشینی یخچال، اصلاح شده‌اند؛ بر این اساس شواهد مکانی و زمانی آن‌ها احتمالاً به‌صورت منقطع و پالمسیستی از فرآیندهای آبی، یخچالی و آنتروپوسنی باشد. در بازسازی پروفیل‌های عرضی درّۀ یخچالی، باید حسّاسیّت سنگ به فرسایش یکنواخت باشد تا بتوان در آن هندسۀ درّه را به این‌گونه ارزیابی نمود که؛ آیا فرسایش عمقی درّه تابعی از فاصله‌گرفتن از ارتفاع برف‌مرز دائمی بوده است یا خیر؟ بر اساس برآوردهای حاصل از این تحقیق، افزایش ارتفاع دیوارۀ درّۀ سارمساقلو، از پایین‌ترین نقطۀ درّۀ یخچالی، تا ارتفاع ۲۳۰۰ متر، با ضریب متفاوت، تابعی از فاصله از ارتفاع برف‌مرز دائمی بوده است. مقادیر عمق درّه که به نوعی به ضخامت یخ و قدرت فرسایندگی آن بستگی داشته، به همراه سطح مقطع درّۀ یخچالی سارمساقلو، با افزایش ارتفاع به‌طور پیوسته افزایش داشته است. این افزایش در ارتفاع بین ۱۹۰۰-۱۸۰۰- متر به حداکثر خود رسیده است (عمق درّه در این قسمت به بیش از ۱۰۰ متر و سطح مقطع درّه به بیش از ۸۰۰ هزار مترمربع). این افزایش ابعاد درّه یک حالت کوپلینگ را با توپوگرافی به عرصۀ ظهور گذاشته است؛ چرا که این برخلاف قاعدۀ کلی یخچال‌ها است که عمق درّه بعد از سیرک یخچالی یک حداکثری را داشته باشد. البته در حوضۀ سارمساقلو نیز این وضعیت حاکمیت داشته است ولی مهم‌تر از آن افزایش بیش‌ازحد یخ در ارتفاع ۱۸۵۰ متری است که از نظر توپوگرافیکی منطبق بر جایی است که سدّ تهم در حال حاضر احداث شده است. در این مکان در دوره‌های سرد کواترنری سنگ‌های مقاوم شیل آهکی با توف، مانعی را بر سر جریان یخچال ایجاد می‌کرده و تجمع بیش‌ازحد یخ باعث حفر درّه شده است که آثار

1. Jóhannesson et al, 1989
2. Harrison et al, 2001

آن امروز به خوبی در محیط منعکس شده است. آن‌چه مسلّم است درّهٔ سارمساقلو یکی از درّه‌های بی‌نظیر باقی‌مانده از دوره‌های سرد کواترنری است که به خوبی افزایش طول مسیر جریان یخ را در ارتباط ذوب یخ و در نتیجه کاهش ابعاد درّه در خود محفوظ داشته‌است؛ به‌گونه‌ای که به خوبی می‌توان با استفاده از روابط فیزیکی موجود در ابعاد درّه‌ها، حداکثر گسترش زبانهٔ یخچالی را در ارتفاع نزدیک به ۱۵۰۰ متر بازسازی نمود. تحلیل نیمرخ‌های سه‌بعدی و مدل‌سازی تعادلی، ابزارهای مفیدی برای بررسی اثرات دوره‌های یخچالی و فرآیندهای پاراگلیشیال بر ریخت‌شناسی حوضه‌ها هستند. نتایج این پژوهش نشان‌داد که حوضهٔ سارمساقلو در طول دوره‌های پلیستوسن تحت تأثیر فعالیت یخچال‌ها و فرآیندهای پاراگلیشیال قرار گرفته و این فرآیندها باعث ایجاد تنوع ریخت‌شناختی در این حوضه شده‌اند. مسلماً نتیجه‌گیری کلّی برای همهٔ درّه‌های یخچالی از این مورد، به تنهایی مناسب نیست. می‌توان امیدوار بود که بتوان تعدادی از درّه‌ها را مورد بررسی قرار داد و نتایجی را با هم مرتبط کرد که از آن‌ها بتوان در مورد نوع درّه‌ها بحث نمود. مسلماً درّه‌ها از این نظر تفاوت‌های زیادی خواهند داشت که به ماهیت یخچال‌های طبیعی، یعنی سرد یا گرم بودن یخ و لیتولوژی بستر یخی بستگی دارد.

منابع

جعفری، غلام‌حسن؛ اصغر رستم‌خانی (۱۳۹۴). بررسی تحولات کواترنری دره‌های کوهستانی با استفاده از خطوط منحنی میزان مطالعه موردی (ارتفاعات سبلان)، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. دوره ۳۰. شماره پیاپی ۳. صفحات ۱۳۸-۱۲۱.
https://jgr.ui.ac.ir/article_18141.

جعفری، غلام‌حسن؛ زینب براتی (۱۳۹۷). بازسازی شرایط اقلیمی دوره‌های یخچالی پلیوستوسن الوند همدان بر اساس شواهد ژئومورفولوژی، فصلنامه جغرافیای طبیعی. دوره ۱۱. شماره پیاپی۴۰. صفحات ۱۳۹-۱۲۱.
https://civilica.com/doc/1162659

جعفری، غلام‌حسن؛ صیاد اصغری‌سراسکانرود (۱۳۹۳). بررسی آثار یخچالی کواترنری زنجان رود، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی. دوره ۳. شماره پیاپی ۲. صفحات ۳۰-۱۶.
https://dor.isc.ac/dor/20.1001.1.22519424.1393.3.2.2.0

جعفری، غلام‌حسن، مهدی فیض‌اله‌پور؛ زینب براتی (۱۳۹۴). بازسازی ارتفاع برف‌مرز دائمی‌کواترنری الوند همدان (با سه روش رایت، شیب- جهت و ضریب خمیدگی)، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی.دوره۳۰. شماره پیاپی۴. صفحات ۱۴۹-۱۳۱.
http://georesearch.ir/article-1-91-fa.html

جعفری، غلام‌حسن؛ نسرین حضرتی (۱۳۹۸). مرز سیستم شکل‌زای یخچال کواترنری در حوضه‌های آبریز شمال غرب ایران، هیدروژئومورفولوژی. دوره ۶. شماره پیاپی ۱۸. صفحات ۹۶-۷۹.
https://dorl.net/dor/20.1001.1.23833254.1398.6.18.5.4

رامشت، محمدحسین؛ نرگس شوشتری (۱۳۸۳). آثار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم، تحقیقات جغرافیایی سال هفتاد و سوم. شماره پیاپی ۱۹. صفحات ۱۳۲-۱۱۹.
https://elmnet.ir/doc/1303694-81412

رامشت، محمدحسین (۱۳۸۲). نظریهٔ کیاس در ژئومورفولوژی، نشریه جغرافیا و توسعه. دوره ۱. شماره پیاپی ۱. صفحات ۳۷-۱۳.
doi: 10.22111/gdij.2003.3639

رجبی، معصومه؛ مریم بیاتی‌خطیبی (۱۳۸۷). بررسی لندفرم دره‌های یخچالی مطالعه موردی: دره‌های یخچالی کوهستان سهند، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. شماره پیاپی ۶۳. صفحات ۱۲۱-۱۰۵.
https://civilica.com/doc/1919759

شافعی، علیرضا؛ ناصر عبادتی؛ امیر نعیمی (۱۳۸۷). بررسی شرایط زمین‌ساختی- رسوبی منطقه ویر، جنوب شرق سلطانیه، همایش زمین‌شناسی کاربردی و محیط زیست.
https://sid.ir/paper/818605/fa

شریفی‌پیچون، محمد؛ کاظم طاهری‌نژاد؛ فاطمه زارع (۱۳۹۶). شواهد ژئومورفولوژی آثار یخچالی در عصر پلئیستوسن نمونه موردی: حوضه دشت ابراهیم آباد-یزد، دو فصلنامه کواترنری ایران. سال سوم. شماره پیاپی ۱. صفحات ۲۸-۱۵.
https://doi.org/10.22034/irqua.2017.701892

میرموسوی، سیدحسین؛ مصطفی حسین‌بابایی (۱۳۹۰). مطالعه توزیع زمانی- مکانی احتمال وقوع یخبندان در استان زنجان، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. سال بیست و دوم. شماره پیاپی ۳. صفحات ۱۸۰-۱۶۷.
https://gep.ui.ac.ir/article_18513.html.

References

Anderson, R. S., Anderson, L. S., Armstrong, W. H., Rossi, M. W., & Crump, S. E (2018). Glaciation of alpine valleys: The glacier-debris-covered glacier-rock glacier continuum. Geomorphology, No. 311, 127-142. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.015

Bennett, M. M., & Glasser, N. F (Eds.) (2011). Glacial geology: ice sheets and landforms. John Wiley & Sons. https://books.google.com/books?hl=en&lr=&id=p6X0M5hAQj8C&oi=fnd&pg=PP1&dq=Glacial+geology:+ice+sheets+and+landforms&ots=0Kj0Tk99IX&sig=_HM6YI8969Dt_hbn80NVuT-fSz8

Church, M., & Ryder, J. M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. Geological Society of America Bulletin, 83(10), 3059-3072. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3059:PSACOF]2.0.CO;2

Dar, R. A., Paul, O. J., Murtaza, K. O &, Romshoo, S. A (2021). Late Quaternary glacial geomorphology of Kashmir Valley, NW Himalayas: a case study of the Sind basin. In Water, cryosphere, and climate change in the Himalayas: A geospatial approach (145-157). Cham: Springer International Publishing. doi.org/10.1007/978-3-030-67932-3_9

Egholm, D. L., Nielsen, S. B., Pedersen, V. K., & Lesemann, J. E (2009). Glacial effects limitingmountainheight. Nature, Vol. 460, No. 7257, 884-887. https://www.nature.com/articles/nature08263.

Evans, D. J., Rother, H., Hyatt, O. M., & Shulmeister, J (2013). The glacial sedimentology and geomorphological evolution of an outwash head/moraine-dammed lake, South Island, New Zealand. Sedimentary Geology, No. 284, 45-75. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.11.005

Hallet, B., Hunter, L., & Bogen, J (1996). Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. Global and Planetary Change, Vol. 12, No 1-4, 213-235. https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00021-6.

Harbor, J. M (1992). Numerical modeling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion. Geological Society of America Bulletin, Vol. 104, No. 10, 1364-1375. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<1364:NMOTDO>2.3.CO;2.

Harbor, J. M., Hallet, B., & Raymond, C. F (1988). A numerical model of landform developmentbyglacialerosion. Nature, Vol. 333, No. 6171, 347-349. https://www.nature.com/articles/333347a0.

Harrison, S. P., Kohfeld, K. E., Roelandt, C., & Claquin, T (2001). The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future. Earth-Science Reviews, Vol. 54, No. 1-3, 43-80. https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00041-1.

Herman, F., & Braun, J (2008). Evolution of the glacial landscape of the Southern Alps of New Zealand: Insights from a glacial erosion model. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, No. 113, No. F2. https://doi.org/10.1029/2007JF000807.

Hook, G (2024). Julius Haast and the discovery of the origin of alpine lakes. Annals of Science, 1-41. https://doi.org/10.1080/00033790.2024.2304332.

Jafari, G. H &, Mohammadi, H (2018). Reconstruction of the quaternary glacial lakes of Iran (Qala'ehchai Basin of Zanjan Province). Applied Ecology & Environmental Research, Vol. 16, No. 5, 5869-5891. http://dx.doi.org/10.15666/aeer/1605_58695891

Jóhannesson, T., Raymond, C., & Waddington, E. D (1989). Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. Journal of Glaciology, Vol. 35, No. 121, 355-369. https://doi.org/10.3189/S002214300000928X.

Li, Y., Liu, G., & Cui, Z (2001). Glacial valley cross-profile morphology, Tian Shan Mountains, China. Geomorphology, 38(1-2), 153-166. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00078-7.

MacGregor, K. R., Anderson, R. S., & Waddington, E. D (2009). Numerical modeling of glacial erosion and headwall processes in alpine valleys. Geomorphology, Vol. 103, No. 2, 189-204. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.04.022.

MacGregor, K. R., Anderson, R. S., Anderson, S. P., & Waddington, E. D (2000). Numerical simulations of glacial-valley longitudinal profile evolution. Geology, Vol. 28, No. 11, 1031-1034. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<1031:NSOGLP>2.0.CO;2.

MacMillan,R. A., & Shary, P.A (2009). Landforms and landform elements in geomorphometry. Developments in soil science, No. 33, 227-254. https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00009-3.

Meier, M. F., Tangborn, W. V., Mayo, L. R., & Post, A (1971). Combined ice and water balances of Gulkana and Wolverine Glaciers, Alaska, and South Cascade Glacier, Washington, 1965 and 1966 hydrologic years, No. 715-A. US Geological Survey. https://doi.org/10.3133/pp715A

Montgomery, D. R (2002).Valley formation by fluvial and glacial erosion. Geology, Vol.30, No.11,1047-1050. https://doi.org/10.3133/pp715A.

Oerlemans, J., & Fortuin, J. P. F (1992). Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. Science, Vol. 258, No 5079, 115-117. https://doi.org/10.1126/science.258.5079.115

Oerlemans, J., van der Veen, C. J., Oerlemans, J., & van der Veen, C. J (1984). Modelling of Ice Flow. Ice Sheets and Climate, 41-66. https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-94-009-6325-2_3.

Pelletier, J. D., Broxton, P. D., Hazenberg, P., Zeng, X., Troch, P. A., Niu, G. Y., ... & Gochis, D (2016). A gridded global data set of soil, intact regolith, and sedimentary deposit thicknesses for regional and global land surface modeling. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, Vol. 8, No. 1, 41-65. https://doi.org/10.1002/2015MS000526.

Penck, A (1905). Glacial features in the surface of the Alps. The Journal of Geology, Vol. 13, No. 1, 1-19. https://www.journals.uchicago.edu/doi/abs/10.1086/621202.

Peterson, D. W., & Peterson, D. L (1994). Effects of climate on radial growth of subalpine conifers in the North Cascade Mountains. Canadian Journal of Forest Research, Vol. 24, No. 9, 1921-1932. https://doi.org/10.1139/x94-247.

Raymo, M. E (1994). The initiation of Northern Hemisphere glaciation. Annual Review of Earth And Planetary Sciences, Vol. 22, 353-383. https://adsabs.harvard.edu/full/1994AREPS..22..353R.

Seddik,H., Sugiyama, S., & Naruse, R (2005). Numerical simulation of glacial-valley cross-section evolution. Bulletin of glaciological research, No. 22, 75-79. https://www.research-collection.ethz.ch/handle/20.500.11850/37422.

Stensrud, W. A (2003). Basic Data Report For Drillhole C-2811 (Waste Isolation Pilot Plant-WIPP). https://www.wipp.energy.gov/library/Information_Repository_A/Supplemental_Information/Powers,%20Stensrud%202003.pdf

Sugden, D. E (1976). A case against deep erosion of shields by ice sheets. Geology, Vol. 4, No. 10, 580-582. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<580:ACADEO>2.0.CO;2

Summerfield, M.A (1991). Global Geomorphology. London: Longman. https://api.taylorfrancis.com/content/books/mono/download?identifierName=doi&identifierValue=10.4324/9781315841182&type=googlepdf