



<http://ui.ac.ir/en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
Vol. 33, Issue 4, No. 69, Winter 2018
pp. 1-4
Received: 18.06.2017 Accepted: 26.11.2017

Sedimentology and geochemistry of tufa and their relation to hydrochemistry of springs, an example of Abgarm Tufa of Kalat- east of Kopet- Dagb basin

Fatemeh Goleij

M.Sc. Student, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.

Asadollah Mahboubi*

Professor, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Mohammad Khanehbad

Assistant Professor, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Reza Moussavi-Harami

Professor, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

**Corresponding author, e-mail: mahboubi@um.ac.ir*

Introduction

Fresh water carbonates including tufa and travertine are the most important continental deposits that form in various environments such as river, lake and cave (Kele et al., 2011). Tufas are cool spring carbonates with plant structural and high porosity while travertine are carbonates that related to thermal water with consolidates structure and low plant remains (Pedley, 1990; Capezzuoli et al., 2014). The specific hydrochemistry condition of springs water (Jones, 2017), CO₂ outgassing and pH increasing are the most important factors for water saturation respect to CaCO₃ (Okumura et al., 2012) and formation tufa deposits. The Abgarm tufa in the north of Mashhad is a typical type of these deposits that studied for the first time. The objectives of this research are to recognize lithofacies and to evaluate the relationship between geochemical and hydrochemical composition as well as environmental conditions

Material & Methods

In this study, 35 rock samples are collected. These samples are used for detail macroscopic and microscopic studies. Lithofacies are classified based on Pedley (1990) and Ford and Pedley (1996) methods. Two rock samples and one fossil shell are studied by XRD for determination of mineralogy. Eleven rock powder samples are also selected for major and trace elements analysis with ICP- OES as well as stable isotope compositions (¹⁸O and ¹³C) with mass spectrometry. Water samples collection have done in 6 stations in studied area for measurement of major cations and anions with atomic absorption method. The temperature and pH of water are determined with a portable pH meter (AZ 8685) in the field and dissolved oxygen and free CO₂ are also measured after 48 hours of sampling in the laboratory (these samples are kept in 4°C temperature and dark place). The water types are determined by using Piper diagram (Piper 1944) and the component diagrams are also used for determination of calcium and magnesium source of Abgarm springs water.

Discussion of results and Conclusions

By using field and petrographic features, two major groups of autochthonous and allochthonous tufas are recognized. Autochthonous tufa lithofacies consist of phytoherm boundstone, phytoherm framestone, moss tufa, framework of

bacterial colonies and algal tufa. The allochthonous tufa lithofacies are including oncoidal, lithoclastic and phytoclastic types. These deposits show two stages of depositional process with two different speed flows. Autochthonous lithofacies were formed in low flow conditions on surface of in situ stems, branches and limestone pebbles that are located in the bed and margin of river. Increasing water speed due to seasonal flood caused to breaking autochthonous components and plants communities particles. These broken parts with different river sediments transport to a quiet area. Based on sediments that were leave in this deposits different allochthonous lithofacies are recognized. Hot and dry climate conditions caused to decreasing rainfall and wet conditions that caused to gastropods death (*Melanopsis praemorsa* and *Galba truncatula*) especially non-adult species. High calcium, bicarbonate and magnesium concentrations in this period caused to preserve gastropods shells in tufa deposits.

Based on component diagrams, high concentrations of dissolved ions in Abgarm spring waters can be related to dissolution of carbonates and evaporates of Mozduran and Shurijeh formations. It can support by using Gibbs diagrams (1970) that show rock-water interactions. The water type of Abgarm springs is Ca- Mg- HCO₃ that agrees with presence of carbonate rocks. The results of isotopic analyses for δ¹³C

show high effect of dissolution of Mozduran Formation limestones as well as low effect of biological factors (Andrews et al. 1993, 1997). Light values of $\delta^{18}\text{O}$ in various parts of studied area also revealed that meteoric waters are affected the tufa lithofacies. The high concentration of P, Na, Fe, Sr, S, and Ca in phytoherm framestone can be related to organic matter and plant remains in this lithofacies. The changes of magnesium concentration in tufa lithofacies is also related to temperature changes that can effected the saturation rate (Tucker and Wright 1990).

Key words: Tufa, gastropod, Abgarm. Mashhad

References

- Afshar- Harb A. 1982. Geological map of Sarakhs area (1:250000) series, Sarakhs sheet.
- Alonso- Zarza A. M. Tanner L. H. 2010. Carbonate in continental settings, Facies, Environments and process. Amsterdam Elsevier. Developments in Sedimentology. 61:205-207.
- Andrews J.E. Brasier A.T. 2005. Seasonal records of climate change in annually laminated Tufas: short review and future prospects. *Journal of Quaternary Science*, 20(5):411–421.
- Andrews J.E. Riding R. Dennis P.F. 1993. Stable isotopic compositions of Recent freshwater cyanobacterial carbonates from the British Isles: local and regional environmental controls. *Sedimentology*, 40:303–314.
- Andrews J.E. Riding R. Dennis P.F. 1997. The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 129:171–189.
- Buccino G. D'Argenio B. Ferreri V. Brancaccio L. Ferreri M. Panichi C. Stanzione D. 1978. I Travertini della bassa valle del Tanagro (Campania). *Studio Geomorfologico, Sedimentologico e Geochimico. Bolletino Societa Geologica Italiana*, 97:617–646.
- Capezzuoli E. Gandin A. and Pedley M. 2014. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art: *Sedimentology*, 61(1):1–21.
- Carthew K.D. Taylor M.P. Drysdale R.N. 2006. An environmental model of fluvial tufas in the monsoonal tropics, Barkly Karst, Northern Australia. *Geomorphology*, 73:78–100.
- Chafetz H.S. Folk R.L. 1984. Travertines: depositional morphology and their bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 289–316.
- Colombie C. Lecuyer C. Strasser A. 2011. Carbon- and oxygen-isotope records of palaeoenvironmental and carbonate production changes in shallow-marine carbonates (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Geology Magazine*, 148(1):133- 153.
- Dandurand J. L. Gout R. Hoefs J. Menschel G. Schott J. Usdowski E. 1982. Kinetically controlled variations of major components and carbon isotopes in calcite-precipitating stream. *Chemical Geology*, 36: 299-315.
- Dipova N. Doyuran V. 2006. Characterization of the Antalya (Turkey) tufa deposits. *Carbonates and Evaporites*, 21(2):144-160.
- Ferris F.G. Frattin C.M. Gerits J.P. Schultze-Lam S. and Sherwood Lollar B. 1995. Microbial precipitation of a strontium calcite phase at a groundwater discharge zone near Rock Creek, British Columbia, Canada. *Geomicrobiol. J.*, 13:57–67.
- Finch A.A. Allison N. Sutton S.R. and Newville M. 2003. Strontium in coral aragonite: 1. Characterization of Sr coordination by extended absorption X-ray fine structure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67:1189–1194.
- Ford T.D. 1989. Tufa: a freshwater limestone. *Geology Today*, 5(2):60–63.
- Ford T.D. Pedly H.M. 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth Science Review*. 4:117–175.
- Fortin D. Ferris F.G. and Beveridge T.J. 1997. Surface-mediated mineral development by bacteria. *Rev. Mineral.* 35:161–180.
- Freytet P. Verrecchia E.P. 1999. Calcitic radial palisadic fabric in freshwater stromatolites: diagenetic and recrystallized feature on physicochemical sinter crust. *Sedimentary Geology*, 126:91–102.
- Gibbs R. J. 1970. Mechanism controlling world water chemistry. *Science*. 170:1088-1090.
- Glover C. Robertson A. 2003. Origin of tufa (cool- water carbonate) and related terraces in the Antalya, SW Turkey. *Geological Journal*. 38: 329-358.
- Gradzinski M. Hercman H. Jaskiewicz M. Szczurek S. 2013. Holocene tufa in the Slovak karst: facies, sedimentary environments and depositional history. *Geological Quarterly*. 37(4): 769- 788.
- Grosjean A. S. Pittet B. 2013. Facies analysis and depositional environments of the Taulanne Limestone Formation in the South Alpine Foreland Basin (Oligocene, southeastern of France). *Facies*. 59: 7171-736.
- Henchiri M. 2013. Sedimentology of Quaternary calcareous tufas from Gafsa, southwestern Tunisia. *Arabian Journal of Geoscience*. 1-11.
- Henchiri M. 2014. Depositional morphotypes and implications of the Quaternary travertine and tufa deposits from along Gafsa Fault: Jebel El Mida, southwestern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*. 90: 9- 24.
- Hounslow A. W. 1995. *Water Quality Data: analysis and interpretation*, CRC Press LLC, Florida, p. 416.
- Huerta P. Armenteros I. Tome O. M. Gonzalvez P. R. Silva P. G. Aguilera D. G. Garcia P. C. 2016. 3-D modelling of a fossil tufa outcrop. The example of La Peña del Manto (Soria, Spain). *Sedimentary Geology*. 333: 130- 146.
- Irion G. Muller G. 1968. Mineralogy, petrology and chemical composition of some calcareous tufa from the Schwabische Alb, Germany. In Muller G. Friedman, G. M. Recent developments of carbonate Sedimentology in central Europe, New York. Springer Verlag, 71- 157.
- Jalali M. 2007. Stagnation of groundwater in arid and semi-arid zones: an example Tajarak, western Iran. *Environment Geology*, 52:1133-1149.

- Jones B. 2017. Review of aragonite and calcite crystal morphogenesis in thermal spring systems. *Sedimentary geology*, 354, 9-23.
- Jones B. and Renaut R.W. 2010. Calcareous spring deposits in continental settings. In: *Continental Settings: Facies, Environments and Processes*, (Eds A.M. Alonso Zarza and L.H. Tanner), Elsevier, Amsterdam, p. 177–224.
- Julia R. 1983. Travertines. In P.A. Scholle, D. G. Bebout and C.H. Moore, eds., *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir 33, Tulsa, Oklahoma. P.64-72.
- Kele S. Özkul M. Gökgöz A. Fórizs I. Baykara M.O. Alçiçek M.C. Németh T. 2011. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: new evidences of low temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology*, 238(1–2), 191–212.
- Keppel M.N. Clarke J. D. A. Halihan T. Love A. j. Werner A. D. 2011. Mound springs in the arid Lake Eyre South region of South Australia: A new depositional tufa model and its controls. *Sedimentary Geology*, 240: 55–70.
- Koban C. G. Schweigert G. 1993. Microbial origin of travertine fabrics- Two examples from southern Germany (Pleistocene stuttgart travertines and Miocene Riedoschingen travertine). *Facies*, 29: 251–263.
- Lagran I. G. Iriarte M. Garcia- Gazolaz E. Rodriguez J. C. T. Gibaja- Bao J. F. Moreno-Garcia M. Perez- Jorda, G. Ruiz- Alonso M. Sesma- Sesma J. Garrido- Pena R. Carrancho- Alonso A. Pena- Chocarro L. Rojo-Guerra M. A. 2015. 8.2 ka BP paleoclimatic event and the Ebro Valley Mesolithic groups: Preliminary data from Artusia rock shelter (Unzue, Navarra, Spain). *Quaternary International*, 3: 1-23.
- Luzon M. A. Perez A. Borrego A. G. Mayayo M.J. Soria A. R. 2011. Interrelated continental sedimentary environments in the central Iberian Range (Spain): Facies characterization and main palaeoenvironmental changes during the Holocene. *Sedimentary Geology*, 239:87–103.
- Mohammad M.K. 2014. Ecology of the freshwater snail *Melanopsis buccinoidea* (Olivier, 1801) in Ain Al-Tamur, Kerbala Province. *International Journal of Current Microbiology and Applied Sciences*, 3(2): p. 390-394.
- Narayanan Nair V. 1989. Hydrochemical modelling, *International Symp. NGRI Hyderabad*, VII, 903-906.
- Okumura T. Takashima C. Shiraishi F. Kano A. 2012. Textural transition in an aragonite travertine formed under various flow conditions at Pancuran pitu, central java, Indonesia. *Sedimentary Geology*, 265–266: 195-209.
- Ordóñez S. García del Cura M.A. 1983. Recent and Tertiary fluvial carbonates in central Spain. In *Modern and Ancient Fluvial Systems*, Collinson JD, Lewin J (Eds), Special Publication 6. International Association of Sedimentologists. 485– 497.
- Pedley H.M. 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufa. *Sedimentary Geology* 68:143–154.
- Pedley H.M. Ordoñez S. González Marti J.A. and García del Cura M.A. 1996. Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 121:239–257.
- Pedley M. Martin J. A. G. Delgado S. O. García Del Cura M. A. 2003. Sedimentology of Quaternary perched springline and paludal tufas: criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain. *Sedimentology*, 50: 23– 44.
- Pentecost A. 2005. *Travertine*. Springer-Verlag, 445 p.
- Piper A.M. 1944. A graphical interpretation of water analysis, *Transactions of the American Geophysical Union*, 25:914–928.
- Riding R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial algal mats and biofilms. *Sedimentology Supplement*, 1–47:179–214.
- Shuster E.T. and White W.B. 1971. Seasonal Fluctuations In The Chemistry of Limestone Springs, A Possible Means For Characterizing Carbonate Aquifer. *Journal of Hydrogeology*, 14:93-128.
- Tucker M. and Wright P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, Oxford, 482 p.
- Viles H. A. Taylor M. P. Nicoll K. 2007. Facies evidence of hydroclimatic regime shifts in tufa depositional sequences from the arid Naukluft Mountains, Namibia. *Sedimentary Geology*, 195:39-53

رسوب‌شناسی و ژئوشیمی تופا و ارتباط آنها با هیدروشیمی چشمه‌ها به همراه مثالی از توفای آبگرم کلات- شرق حوضه کپه داغ

فاطمه گلچین، دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

اسداله محبوبی، استاد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران*

محمد خانه‌باد، استادیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

رضا موسوی حرمی، استاد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

چکیده

رسوبات تופا کربنات‌های غیردریایی حاصل از چشمه‌های آب شیرین با عمق کم، درجه حرارت کم تا سرد و وضعیت جریانی عمدتاً کم‌انرژی و توفاهای ناحیه آبگرم یکی از نمونه‌های تیپیک این گونه رسوبات هستند. مطالعات صحرایی و میکروسکوپی به شناسایی هفت رخساره سنگی اتوکتونوس و آلوکتونوس منجر شده است. حضور پوشش‌های تقریباً متراکم گیاهی در حاشیه مسیر آب، افزایش مصرف گاز دی اکسید کربن محلول در آب و فراهم شدن وضعیت شیمیایی در اثر تلاطم، از عوامل مؤثر در ته‌نشست توفاهای بوده است. براساس غلظت یون‌های محلول، تیپ آب چشمه‌های منطقه آبگرم از نوع Ca-Mg-HCO_3 تشخیص داده شده است و باتوجه به نسبت‌های یونی آب‌های این منطقه با منشأ اولیه جوی از سنگ‌آهک‌های دولومیتی و تبخیری‌های سازندهای مزدوران و شوریه تأثیر پذیرفته‌اند. غلظت زیاد این یون‌ها به دام افتادن رسوبات کربناته در بین رشته‌های جلبکی منجر شده که یکی از انواع ته‌نشست‌های فعال و درحال‌تشکیل تופا در ناحیه مدنظر است. حضور گونه‌های فسیلی گاستروپود وضعیت آب‌وهوایی مرطوب در زمان تشکیل این رسوبات را نشان می‌دهد؛ به‌طوری‌که در دوره‌های بعدی، کاهش بارندگی و افزایش دما و تبخیر، به مرگ دوگونه گاستروپود (*Melanopsis praemorsa* و *Galbatruncatula*) در این منطقه منجر شده است. آنالیز ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن نیز تأثیر آب‌های جوی و سنگ‌های کربناته حاوی آب سازند مزدوران را در ترکیب ایزوتوپی توفاهای ناحیه آبگرم تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: تופا، رخساره، قالب‌های گیاهی، گاستروپود، آبگرم

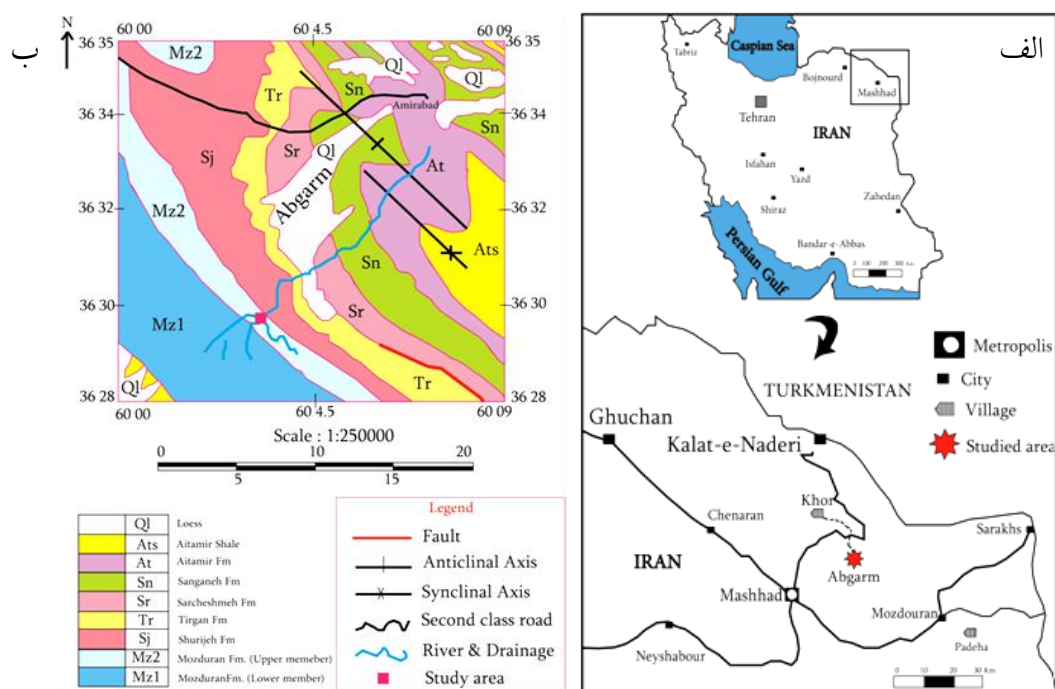
مقدمه

توفا و تراورتن رسوبات کربناته حاصل از رسوب‌گذاری در چشمه‌های آب شیرین در دماهای متفاوت‌اند (Ford 1989; Pedley 1990; Ford and Pedley 1996; Pedley et al. 1996; Frey et al. 1999; Riding 2000; Andrews and Brasier 2005; Carthew et al. 2006; Jones and Renaut 2010, Capezzuoli et al. 2014). این رسوبات از مهم‌ترین نهشته‌های قاره‌ای وابسته به آب‌وهوا هستند که کانی‌شناسی آنها از نوع کلسیت و آراگونیت بوده است و با تأثیر از وضعیت متفاوت شیمی آب (Jones 2017) دما و سرعت خروج گاز CO₂ و نیز افزایش pH و اشباع‌شدن سیالات تشکیل می‌شوند (Okumura et al. 2012). بیشتر زمین‌شناسان اصطلاح تراورتن را برای تمام پوشش‌های کربناته با بسترهای گیاهی و غیرگیاهی به کار می‌برند (Julia 1983). پدلی (Pedley 1990) توفا را ته‌نشست‌های کربناته حاصل از چشمه‌های آب سرد با چارچوب‌های متخلخل گیاهی شامل قالب‌های میکروفیت، ماکروفیت و برگ درختان می‌داند که در توالی‌های کواترنری و عهد حاضر فراوان‌اند. او اصطلاح تراورتن را برای ته‌نشست‌های کربناته حاصل از چشمه‌های آب گرم با چارچوب متراکم، سنگ‌شده و ته‌نشست‌های متبلور همراه با لامیناسیون نازک به کار برده است. به‌تازگی رسوبات توفا به‌صورت کربنات‌های قاره‌ای نواحی کارستی با ترکیب غالب کلسیتو رسوبات تراورتن به شکل کربنات‌های قاره‌ای فوق اشباع از بی‌کربنات در چشمه‌های هیدروترمال تعریف شده‌اند (Capezzuoli et al. 2014). ناحیه آبگرم در شمال شرق ایران یکی از مناطقی است که رسوبات کربناته توفا در آن تشکیل شده و در برخی از محیط‌های چشمه و آبشار نیز در حال تشکیل است. این رسوبات در ناحیه مدنظر و بلکه در بیشتر مناطق ایران، به‌طور تفصیلی ارزیابی نشده‌اند و هدف

این پژوهش، شناسایی و طبقه‌بندی رخساره‌های توفا در بخش‌های مختلف، بررسی مکانیزم تشکیل آنها و ارتباط میان نوع کربنات و هیدروشیمی آب‌های موجود در ناحیه است.

زمین‌شناسی

منطقه مدنظر در ۷۵ کیلومتری جاده مشهد-کلات در شمال شرق مشهد و ۲ کیلومتری جنوب غرب روستای آبگرم و در عرض جغرافیایی ۳۶° ۳۰' ۹,۴" شمالی و طول جغرافیایی ۴۷,۲" ۶۰° ۰۳' شرقی واقع شده است (شکل ۱). در این ناحیه آبشاری به همین نام وجود دارد که در ارتفاع ۱۱۹۶ متر از سطح دریا قرار دارد. این منطقه بخشی از زون ساختاری - رسوبی کپه‌داغ در شمال شرق ایران است که در آن، مزوزوئیک شامل سنگ‌آهک‌های سازند مزدوران، شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند شوريجه، سنگ‌آهک‌های سازند تیرگان، شیل‌ها و مارن‌های سازندهای سرچشمه و سنگانه و ماسه‌سنگ‌های سازند آیتامیر رخنمون دارند (Afshar-Harb 1982) (شکل ۱-الف). توفاهای کواترنری آبگرم بر روی سازند مزدوران در دهانه آبشار تشکیل شده‌اند. محیط‌های تشکیل آنها براساس فاصله از سرمنشأ به ۵ محیط چشمه، حوضچه‌های مصنوعی و کانال‌ها، آبشار، منطقه پایین‌دست آبشار و مناطق دور از آبشار تقسیم شده‌اند که منطقه آبشار، به‌دلیل فراهم‌بودن وضعیت مناسب فیزیکی و شیمیایی بیشترین حجم رسوبات ته‌نشست‌شده را دارد؛ به‌طوری‌که ضخامت رسوبات این منطقه، در حدود ۲۴,۵ متر است (شکل ۱-ب). آب‌وهوای این منطقه در فصول تابستان و پاییز به‌طور چشمگیری گرم است؛ چنان‌که دمای هوا در تابستان حداکثر تا ۴۳ درجه سانتی‌گراد نیز می‌رسد.



شکل ۱- نقشه موقعیت ناحیه مدنظر: الف) مسیر دسترسی به آبشار آبگرم ب) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سرخس (با تغییراتی از Afshar- Harb 1982) که موقعیت آبشار و سازندهای موجود در آن نمایش داده شده است.

روش‌های مطالعه

در این مطالعه تعداد ۳۵ نمونه سنگی از بخش‌های مختلف رسوبات کربناته در دیواره‌های کانال اصلی رودخانه از چشمه تا آبشار و دیواره عمودی آبشار به صورت سطحی برداشت شده و پس از بررسی در صحرا و تهیه مقاطع نازک در آزمایشگاه مدنظر پتروگرافی قرار گرفته است. رخساره‌ها براساس روش پدلی (Pedley 1990) و فورد و پدلی (Ford and Pedley 1996) شناسایی و طبقه‌بندی شده‌اند. نمونه‌های حاوی گاستروپود، پس از جوشاندن از بافت اصلی سنگ جدا و برای مشاهده تزئینات دهانه با آب اکسیژنه (H_2O_2) ۱۰ درصد شستشو و برای شناسایی به آلمان ارسال شده‌اند. با استفاده از روش پراش اشعه ایکس (XRD) از دهانه آبشار، به صورت مرکز اصلی تهنشست تופا تعداد ۲ نمونه سنگی و ۱ نمونه فسیلی برای تعیین کانی‌شناسی و بررسی سایر اجزای فرعی انتخاب و مطالعه شده‌اند. همچنین، از سرچشمه رودخانه، ۲ نمونه سنگی به همراه پوشش جلبکی برای بررسی ذرات ریز

به‌دام افتاده درون رشته‌های جلبکی برداشت شده است و آنها با استفاده از SEM مطالعه شده‌اند. آنالیزهای XRD و SEM در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شده است. همچنین، برای آنالیز عناصر فرعی به روش پلاسمای جفت‌شده القایی- نشر نوری (ICP- OES) تعداد ۱۱ نمونه پودر سنگ به صورت انتخابی از لامینه‌های کلسیتی با درصد تخلخل کمتر به آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد و همین تعداد نمونه برای آنالیز ایزوتوپ‌های پایدار ^{18}O و ^{13}C به دانشگاه اتاواي کانادا ارسال شده است.

نمونه‌برداری آب از ۶ ایستگاه و در طول کانال اصلی انجام شده است. این نمونه‌ها از چشمه تا آبشار را در بر می‌گیرند و در بطری‌های ۱۰۰ و ۱۰۰۰ میلی‌لیتری در ۳ مرحله با آب مقطر شستشو و برای اندازه‌گیری کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی آب جمع‌آوری شده بودند. غلظت این یون‌ها با استفاده از روش جذب اتمی و در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شده است. دما و pH نیز در صحرا با

استفاده از دستگاه pH متر قابل حمل (AZ 8685) به همراه دماسنج خودکار اندازه‌گیری شده است که این دستگاه‌ها از قبل به‌وسیله محلول‌های استاندارد بافر با pH های ۴ و ۷ کالیبره شده بودند. مقادیر اکسیژن محلول در آب و CO_2 آزاد نیز ۴۸ ساعت پس از نمونه‌برداری در آزمایشگاه اندازه‌گیری شده است و در این مدت، تمام نمونه‌های آب در مکان تاریک و دمای ۴ درجه سانتی‌گراد نگهداری شده‌اند. تیپ آب چشمه آبگرم هم با استفاده از دیاگرام سه‌گانه پایپر (Piper 1944) تعیین و در نهایت، برای بررسی منشأ کلسیم و منیزیم موجود در آب، از نمودارهای ترکیبی کلسیم-منیزیم در برابر بی‌کربنات استفاده شده است.

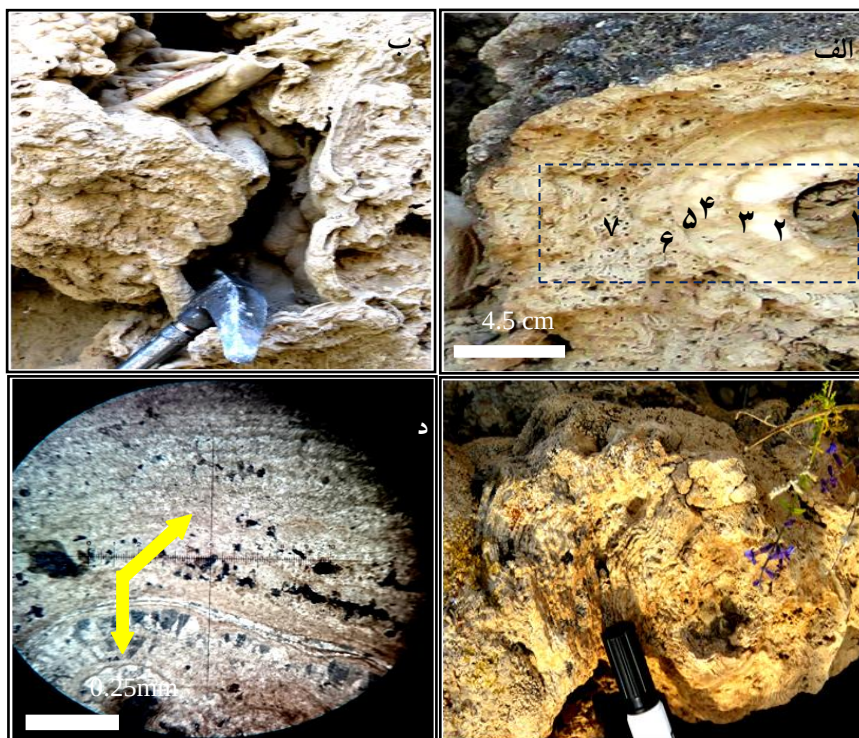
نتایج

رخساره‌ها

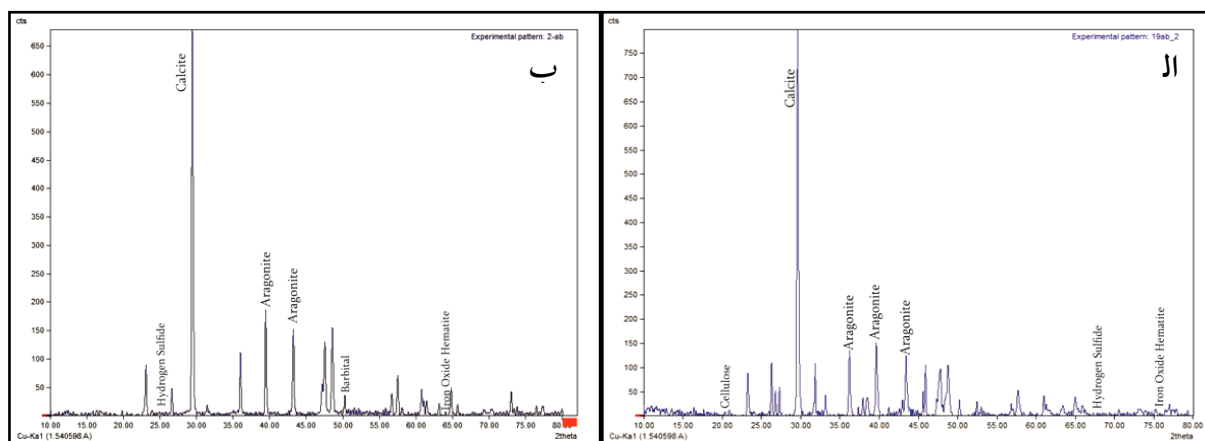
پیش از طبقه‌بندی رخساره‌های سنگی توفای (Pedley 1990) طبقه‌بندی‌های دیگری براساس عوامل فیزیک و شیمیایی، زیستی و پتروگرافی به کار می‌رفت (برای مثال Buccino et al. 1978; Ordonez and Garcia del Cura 1983; Chafetz and Folk 1984) که این رسوبات را به ۲ گروه آتوکتونوس (برجا) و آلوکتونوس (نابرجا) تفکیک کرده‌اند. در تقسیم‌بندی رخساره‌های توفا در ناحیه مدنظر نیز از این روش پیروی شده است و تمام رخساره‌ها در ۲ گروه جای گرفته‌اند که این امر، نشان می‌دهد رسوب‌گذاری در طی ۲ مرحله انجام شده است. هریک از این گروه‌ها نیز حاوی رخساره‌هایی‌اند که طبق طبقه‌بندی‌های متداول توفای (Pedley 1990; Ford and Pedley 1996) نام‌گذاری شده و به این شرح‌اند:

توفاهای آتوکتونوس: این گروه شامل ۵ رخساره باندستون فیتوهرمی، فریمستون فیتوهرمی، توفای خزه‌ای، میکروهرم باکتریایی و توفای جلبکی است.

باندستون فیتوهرمی: این رخساره با ظاهری متشکل از چندین زوج لامینه (شکل ۲-الف) به اشکال مختلف افقی، مضرس (شکل ۲-ب) تا زاویه‌دار و گاهی به‌صورت سیمان پرکننده در بین قالب‌های گیاهی در ۲ مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی در نقاط مختلف مشاهده می‌شود (شکل ۲-ج). نوارهای میکرواستروماتولیتی به‌صورت زوج لایه‌های تیره و روشن میکریتی و کلسیت اسپاری‌اند که ساختارهای گیاهی را پوشش داده‌اند (شکل ۲-د). این رخساره برجا به‌وسیله جریان‌های شدید آبی روی قطعات نابرجای حمل‌شده گیاهی و سنگی تشکیل شده است. باندستون‌های فیتوهرمی در نقاط مختلف رسوب‌گذاری از جمله اطراف حوضچه‌های مصنوعی و کانال‌ها در فاصله ۳۰۰ متری چشمه‌های اصلی، در دهانه و پایین دست آبشار دیده می‌شود و در قسمت‌های دور از آبشار، عمدتاً قطعات پراکنده‌شده در حواشی کانال اصلی را پوشش داده‌اند. آنالیزهای XRD گیاهی انجام‌شده نشان می‌دهد این رخساره ترکیب غالب کلسیت همراه با آراگونیتو اجزای فرعی گیاهی همچون سلولز، باربیتال و هیدروژن سولفید دارد (شکل ۳-الف و ب). مشابه این رخساره در بخش مرکزی حوضه ایبرین اسپانیا (Luzon et al. 2011) آنتالیای ترکیه (Dipova and Doyuran 2006) و لهستان (Gradzinski et al. 2013) به‌صورت گسترده تشکیل و شناسایی شده است.



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی و صحرایی رخساره سنگی باندستون فیتوهرمی: الف) پوشش توفای استروماتولیتی بر روی ساقه‌های گیاهی و تشکیل لامینه‌های تیره- روشن و متخلخل به دلیل رسوب‌گذاری که از رشد جلبک‌هایی تأثیر گرفته که تعداد آنها با اعداد نمایش داده شده است؛ ب) توفای استروماتولیتی به صورت سیمان که فضاهای خالی بین قالب‌های گیاهی را به فرم موج‌دار و با تأثیرپذیری از مورفولوژی لایه زیرین خود پر کرده است؛ ج) فرم ته‌نشست مضرس و موج‌دار و د) تناوب زوج لامینه‌های تیره و روشن در مقیاس میکروسکوپی و بلورهای درشت کلسیتی ناشی از تبلور مجدد.



شکل ۳- نمودار آنالیز پراش اشعه ایکس: الف) ترکیب کانی‌شناسی توفای استروماتولیتی (نوع غیرفعال) ب) ترکیب کانی‌شناسی

از نمونه‌های در حال تشکیل توفای استروماتولیتی (نوع فعال)

باقی‌مانده میان آنها با رسوبات نابرجای گل و لای پر می‌شوند (شکل ۴- الف). ظاهر عمومی این رخساره‌های سنگی به پوشش‌های گیاهی داخل آب و قالب‌های گیاهی کربناته

فریمستون فیتوهرمی: اجزای مختلف گیاهی (ساقه و شاخه) به شکل کلنی‌های برجای در محل اولیه رشد خود کلسیتی شده‌اند و پس از مدتی بافت آنها تجزیه و فضای

۶-۷ سانتی‌متر قطر دارند. ضخامت کلی این رخساره در دیواره آبشار ۲/۳۱ متر اندازه‌گیری شده است. مشابه این رخساره سنگی در نقاط دیگر از جمله آنتالیای ترکیه (Glover and Robertson 2003)، جنوب استرالیا (Keppel et al. 2011) جنوب فرانسه (Grosjean and Pittet 2013) و سورپای اسپانیا (Huerta et al., 2016) نیز تشکیل و شناسایی شده است.

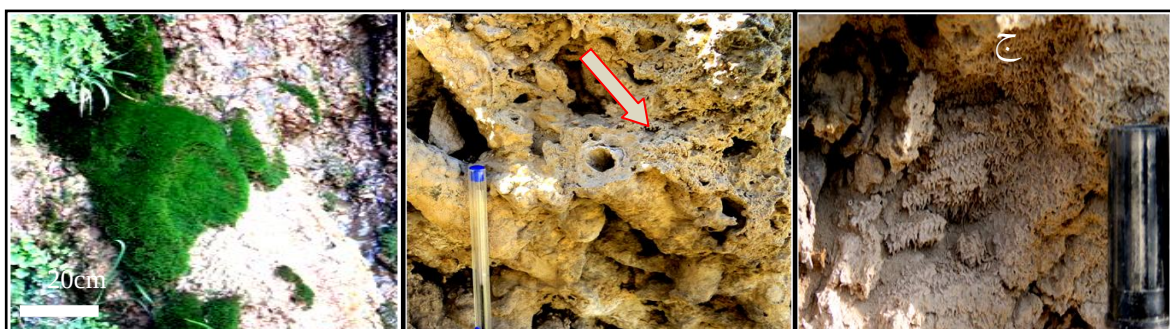
وابسته است که با ته‌نشست‌های ثانویه کلسیتی به یکدیگر متصل شده‌اند (شکل ۴-ب). رخساره سنگی فریمستون فیتوهرمی در مکان‌های دور از آبشار به صورت قطعات پراکنده با ابعاد ۱ متر و با ابعاد بسیار بزرگ‌تر در درون ساختار دیواره حاشیه آبشار حضور دارند. ضخامت ساقه‌های گیاهی تجزیه شده از ۱-۰٫۲ سانتی‌متر در تغییر است که در صورت احتساب ضخامت کربنات کلسیم ته‌نشست‌یافته به دور آنها



شکل ۴- تصاویر صحرایی رخساره سنگی فریمستون فیتوهرمی: الف) اجتماعات قالب‌های کلسیتی شده ساقه‌های گیاهی با پوشش گل‌سنگ (ب) ساقه و شاخه‌های گیاهی برج‌ها که به وسیله ته‌نشست‌های ثانویه کلسیتی به یکدیگر متصل شده‌اند.

فتوستنز خود ادامه می‌دهند (Pedley et al. 2003) (شکل ۵-ب). این رخساره سنگی در حواشی آبشار نیز روی رخساره فیتوکلسیتی تشکیل شده است (شکل ۵-ج). مشابه این رخساره از Naukluft نامیبیا نیز گزارش شده است (Viles et al. 2007).

توفای خزهای: این رخساره به صورت پرده‌های عمودی و کلسیتی شده بریوفیت‌هایی (خزهای) است که بر روی دیواره آبشار به شکل نقاط فعال تشکیل تופا رشد کرده‌اند (شکل ۵-الف). قسمت‌هایی از خزها فاقد پوشش کامل کربناته هستند و تا زمان کامل شدن این پوشش، به فعالیت



شکل ۵- تصاویر صحرایی رخساره‌های سنگی توفای خزهای: الف) نمای نزدیک خزهای کلسیتی (ب) خزهای کلسیتی شده بر روی رخساره توفای فیتوکلسیتی در حاشیه دیواره آبشار (ج) آثار زیستی از خزهای دیواره آبشار.

سانتی‌متر ارتفاع دارند. اجتماعات باکتریایی به ایجاد اشکال موجی شکل منجر شده‌اند که در کل منطقه پراکنده‌اند (شکل ۶-ب). مشابه این رخساره از کشورهای تونس (Henchiri 2013) و ترکیه (Glover and Robertson 2003) نیز گزارش شده است.

میکروهرم باکتریایی: این رخساره‌های سنگی به شکل پوشش‌های گره‌ای شکل با ابعاد یکسان (۰/۱ میلی‌متر) (شکل ۶-الف) روی سطوح سایر رخساره‌های موجود و به فرم بوته‌های باکتریایی قابل مشاهده هستند. این ساختارها به صورت مجموعه‌های به هم پیوسته هستند و حداکثر ۴ تا ۵



شکل ۶- تصاویر صحرایی رخساره سنگی توفای میکروهرمی (الف) تجمع ته‌نشست‌های حاصل از فعالیت‌های باکتریایی با ابعاد یکسان (ب) پوشش‌های گره‌ای شکل حاصل از فعالیت‌های باکتریایی به فرم رورشدی بر روی سطوح دیگر رخساره‌ها.

بالایی دهانه آبشار به صورت صفحات بسیار نازک کلسیتی شده و رو به پایین هستند. ته‌نشست‌های قدیمه این رخساره لایه‌بندی بسیار ضعیفی دارند و گاهی هم لایه‌بندی ندارند که به صورت ته‌نشست‌های جریانی قدیمه در بخش بالایی دیواره آبشار دیده می‌شوند (شکل ۷-ب). این رخساره در دیواره آبشار ۳/۸۷ متر ضخامت دارد.

توفای جلبکی

این رخساره از خرده‌های سنگی به همراه پوشش نازک از جلبک و تخلخل‌های کوچک مقیاس تشکیل شده است. پوشش‌های جلبکی در سطح دیواره‌های صخره‌ای آبشار دائما مرطوب‌اند و در حاشیه ریزش‌های اصلی و عمودی آبشار تشکیل شده‌اند (شکل ۷-الف). این مجموعه در قسمت



شکل ۷- تصاویر صحرایی از رخساره توفای جلبکی در دیواره آبشار: (الف) صخره‌های پوشیده شده از جلبک در زیر ضخامت کم ریزش‌های عمود آبی (ب) پرده‌های کلسیتی شده جلبکی در زمان جریان زیاد و میزان زیاد کلسیتی شدن.

این گروه شامل ۳ رخساره توفای آنکوئیدی، لیتوکستی و

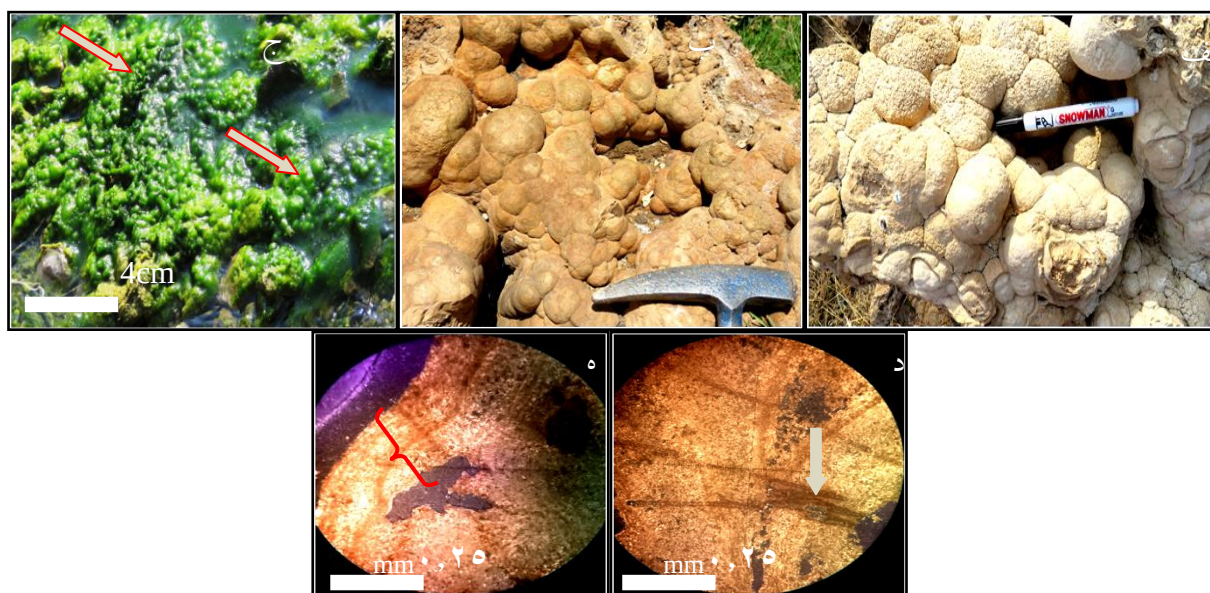
توفاهای آلوتونوس

فیتوکلستی است.

توفای آنکوئیدی: این رخساره سنگی ظاهری کروی تا نیمه‌کروی با سطوح گره‌دار دارد و از تجمع متوالی چندین لامینه بر روی بسترهای سخت تشکیل شده است (شکل ۸ الف - ب). نمونه‌های امروزی و درحال‌تشکیل این رخساره نیز در حاشیه چشمه اصلی قابل مشاهده است (شکل ۸-ج). لامینه‌های میکریتی ریزبلور و کلسیتی متوسط بلور به‌صورت متناوب ته‌نشست یافته‌اند و در زیر میکروسکوپ، این تناوب لامینه‌ای همراه با رشته‌های جلبکی است (شکل ۵ د و ۵). کورتکس آنکوئیدها از جلبک‌های سبز و قالب‌های سیانوباکتریایی تشکیل شده است. این رخساره عمدتاً در این مکان‌ها تشکیل شده است: مجاور چشمه‌ها و حاشیه کانال اصلی و در قسمت‌هایی که سرعت جریان آب کاهش می‌یابد. این مجموعه در دیواره آبشار ضخامت ۱/۸۵ متری دارد و مشابه این رخساره از کشورهای اسپانیا (Huerta et al. 2016) و تونس (Henchiri 2013) نیز گزارش شده است.

توفای فیتوکلستی: این رخساره عمدتاً شامل خرده‌های

کلسیتی‌شده نابرجا و شکسته شاخه و برگ گیاهانی است که در حاشیه رودخانه قرار دارند و به‌دلیل جریانات سریع آبی و بادی شکسته شده و در کانال، به‌وسیله جریان آب به نقاطی با سرعت جریان کمتر حمل شده‌اند. گذشته از این، درصد بسیار کمی از گیاهان آبی و نیمه‌آبی حمل‌شده نیز به همراه مقادیر فراوان گاستروپودا شامل ۲ گونه نابالغ *Melanopsis praemorsa* و *Galba truncatula* هستند (شکل ۹-الف). تمامی این ساختارها در درون چارچوب برشی متشکل از ذرات زاویه‌دار رسوبات رودخانه‌ای قرار دارند (شکل ۹-ب). قطر قالب‌های گیاهی از ۰/۵ تا ۲۰ سانتی‌متر متغیر و ضخامت این مجموعه در ستون آبشار حدود ۶ متر است. مشابه توفای فیتوکلستی در آنتالیای ترکیه (Glover and Robertson 2003) و جنوب غرب تونس (Henchiri 2013) نیز تشکیل و شناسایی شده است.



شکل ۸ - تصاویر میکروسکوپی و صحرایی رخساره سنگی توفای آنکوئیدی: الف) اشکال کروی توفای آنکوئیدی و پوشش لامینه‌ای در اطراف هسته اولیه که در نقاط شکستگی قابل مشاهده است؛ ب) زیر لایه‌های سنگی پوشیده‌شده به‌وسیله آنکوئیدها؛ ج) تصویر صحرایی نمونه‌های درحال‌تشکیل این رخساره روی پیل‌های حاشیه کانال اصلی و در مجاور چشمه‌ها؛ د) رشته‌های جلبکی در ساختار لامینه‌ها و ه) تناوب لامینه‌های متحدالمرکز تیره و روشن.



شکل ۹- تصاویر صحرایی رخساره توفای فیتوکلستی: الف) حضور صدف گاستروپود به همراه خرده‌های گیاهی (ب) اجزا و بقایای گیاهی خردشده با جهت‌گیری متفاوت در درون چارچوب برشی

آهن از نوع هماتیت، قرمز مایل به قهوه‌ای است (شکل ۱۰- ب) و در دیواره بالایی و پایینی آبشار با ضخامت کلی ۲/۳۱ متر تشکیل شده‌اند. از مثال‌های مشابه این رخساره به رخساره (Glover and Robertson 2003) ترکیه اشاره می‌شود.

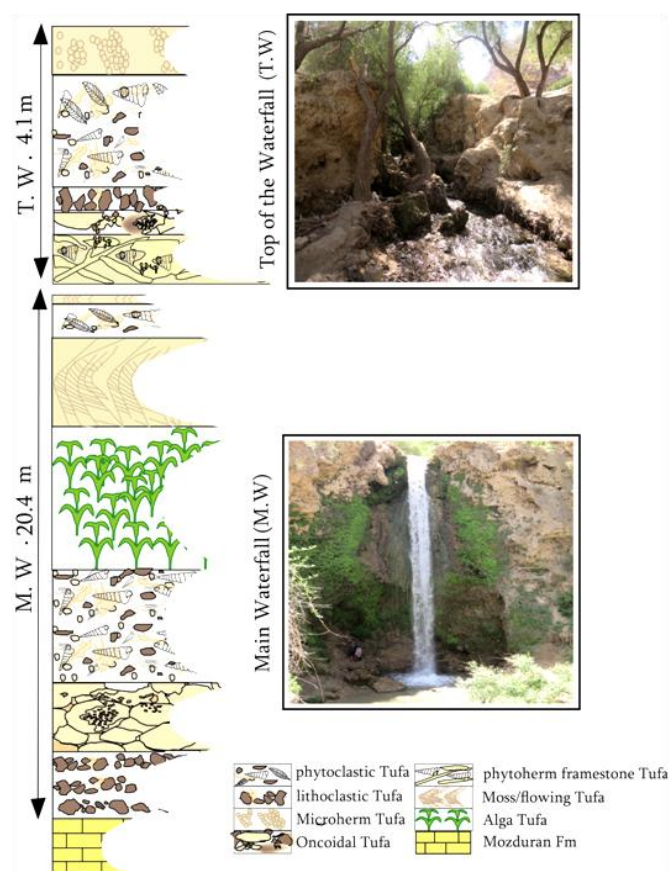
توفای لیتوکلستی: اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره، خرده‌های گیاهی و سنگی با پوشش کربنات کلسیم و خرده‌های دیگر رخساره‌ها را در بر دارد که مجموعاً با سیمان کلسیتی به یکدیگر متصل شده‌اند (شکل ۱۰- الف). رنگ رسوبات پوشش‌دهنده لیتوکلست‌ها به دلیل وجود اکسیدهای



شکل ۱۰- تصاویر صحرایی رخساره توفای لیتوکلستی: الف) پیل‌ها و خرده‌های دیگر رخساره‌ها که به وسیله رسوبات توفافرا گرفته شده‌اند. ب) پوشش‌های فرمز متمایل به قهوه‌ای که موید شرایط اکسیدی است.

ارائه شده‌اند.

ستون رخساره‌های تופا در ناحیه آبگرم، از ۲ قسمت دیواره بالایی و دیواره اصلی آبشار هستند که در شکل ۱۱



شکل ۱۱- تصویر شماتیکی از توالی رخساره‌ای دیواره‌های بالایی و پایینی آبشار آبگرم کلات

ژئوشیمی

آنالیز عنصری

غلظت عناصر اصلی و فرعی ۱۱ نمونه تופا در جدول شماره ۱ ارائه شده است. نتایج حاصل نشان می‌دهد تغییرات غلظت کلسیم از ۲۴/۰۵ تا ۴۰ درصد به شکل مهم ترین عنصر اصلی تشکیل دهنده رسوبات و منیزیم، گوگرد و استرانسیم به ترتیب با غلظت‌های کمتر از ۰/۳۵ تا ۰/۸۱ درصد، ۱۹۴۶/۲۱ تا ۵۵۷۰/۹۸ و ۷۹۷/۸۴۶ تا ۱۶۸۰/۲۹ ppm است. به‌طور کلی، نمونه‌های آبگرم غنی از Fe, Na, P, Ca, Mg, S, Sr هستند. عناصر دیگر غلظت‌های بسیار کمتری دارند. اکسیدهای CaO, MgO, FeO, Na₂O, SO₂, P₂O₅ فراوان‌ترین اکسیدها در رسوبات تופا هستند؛ درحالی‌که اکسیدهای SiO₂ و NiO کمترین مقادیر را دارند. مطابق بررسی‌ها نشان می‌دهد غلظت یون‌های آهن، سدیم و سیلیسیم با حرکت به طرف پایین‌دست افزایش (به ترتیب ۱۹۴۷ تا ۲۵۵۷ و ۱۳۲۲ تا ۳۶۵۲ ppm) و

غلظت فسفر نیز (از ۳۳۱ تا ۹۲ ppm) کاهش می‌یابد. در مجموع، کمترین مقادیر کلسیم و بیشترین غلظت عنصرهای فسفر و سدیم به ترتیب مربوط به رخساره‌های توفای جلبکی در حال تشکیل، فریمستون فیتوهرمی و توفای آنکوئیدی است.

آنالیز ایزوتوپی

بررسی مقادیر ایزوتوپی ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن به‌صورت جداگانه در ارتباط با رخساره‌های مختلف از سرچشمه تا آبشار انجام شده است. بیشترین مقادیر ایزوتوپی اکسیژن و کربن نمونه‌های جلبکی در حال تشکیل در سرچشمه به ترتیب ۱۰/۵۶‰- و ۳/۰۳‰- VPDB و نمونه‌های فیتوهرمی واقع در پایین‌دست آبشار ۱۰/۱۱‰- و ۳/۲۰‰- VPDB هستند که جزء سنگین‌ترین مقادیر ایزوتوپی است. سبک‌ترین مقادیر متعلق به رخساره آنکوئیدی است و به ترتیب برای ایزوتوپ اکسیژن و کربن ۱۱/۶۰‰- و

و $\delta^{18}\text{O} - 5/41\text{‰}$ VPDB و رخساره فریمستونی $\delta^{13}\text{C} - 12/17\text{‰}$ و آبشار است (جدول ۱)

$\delta^{13}\text{C} - 5/15\text{‰}$ VPDB واقع در کانال اصلی و قسمت‌های بالای

جدول ۱- غلظت عناصر نمونه‌های جامد تופا

شماره نمونه	کلسیم	منیزیم	گوگرد	استرانسیم	آهن	سدیم	فسفر	سیلیسیم	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	
	%					ppm			VPDB‰		
۱	۲۴/۰۵	۰/۷۴	۵۵۷۰/۹۸	۱۳۳۱/۶۳	۱۹۴۷/۵۱	۱۳۲۲/۴۴	۳۳۱/۵۱	۴۸/۲۸	-۱۰/۵۶	-۳/۰۳	توفای جلبکی
۲	۳۶/۵۸	۰/۴۱	۳۲۳۱/۰۲	۱۰۷۵/۳۶	۱۱۷۶/۹۰	۲۸۱/۵۳	۱۵۸/۹۴	۷۵/۱۴	-۱۲/۱۳	-۵/۱۵	توفای آنکوئیدی
۳	۳۳/۳۱	۰/۴۶	۳۰۵۱/۷۴	۱۱۲۱/۸۱	۸۸۰/۷۱	۱۵۶/۳۴	۳۲۰/۶۰	۴۶/۳۸	-۱۱/۷۰	-۵/۱۲	باندستون فیتوهرمی
۴	۳۲/۲۱	۰/۴۱	۳۱۰۰/۱۶	۱۲۷۹/۲۸	۳۸۱/۷۷	۴۳۳/۳۱	۸۳/۸۶	۵۶/۸۶	-۱۲/۱۷	-۵/۱۵	توفای آنکوئیدی
۵	۲۹/۸۹	۰/۳۶	۱۹۴۶/۲۱	۷۹۷/۸۴۶	۶۶۳/۸۱	۳۱۶/۰۳	۱۲۵/۹۳	۵۳/۸۴	-۱۱/۵۹	-۴/۷۶	توفای آنکوئیدی
۶	۳۳/۷۴	۰/۳۵	۳۴۴۳/۴۵	۱۰۶۷/۹۴	۳۹۴/۴۱	۵۱۶/۳۷	۱۰۰/۱۲	۶۰/۶۰	-۱۱/۶۰	-۵/۴۱	توفای آنکوئیدی
۷	۳۴/۶۰	۰/۸۱	۵۱۶۵/۳۶	۱۰۴۷/۸۴	۲۵۷۵/۰۴	۳۶۵۲/۷۹	۲۲۸/۴۵	۶۰/۱۱	-۱۰/۵۸	-۴/۳۱	فریمستون فیتوهرمی
۸	۳۸/۳۱	۰/۳۷	۳۴۴۲/۱۱	۱۵۷۲/۷۱	۶۴۷/۳۴	۴۰۳/۵۱	۹۵/۴۰	۶۰/۸۹	-۱۱/۶۰	-۵/۱۹	اندستون فیتوهرمی
۹	۳۲/۰۷	۰/۳۸	۳۵۲۶/۶۹	۱۶۸۰/۲۹	۳۲۲/۸۸	۷۸۲/۷۸	۵۰/۷۲	۶۲/۹۹	-۱۱/۷۵	-۵/۱۴	توفای آنکوئیدی
۱۰	۳۳/۴۲	۰/۵۱	۳۳۱۳/۱۸	۱۳۷۵/۳۵	۴۹۶/۹۵	۷۵۶/۰۵	۱۰۰/۱۴	۵۹/۶۰	-۱۰/۱۱	-۳/۲۰	فریمستون فیتوهرمی
۱۱	۳۹/۵۹	۰/۴۱	۲۶۱۶/۳	۱۲۷۰/۹۳	۶۳۰/۵۶	۴۳۶/۹۲	۹۲/۱۹	۶۴/۵۴	-۱۱/۴۸	-۴/۸۷	باندستون فیتوهرمی

هیدروژیسمی

مقادیر میانگین ویژگی‌های فیزیک و شیمیایی نمونه‌های آبی در ۶ ایستگاه به طول ۹۰۰ متر در جدول ۲ ارائه شده‌اند. نمونه‌های آبی جمع‌آوری شده از کانال اصلی رود به طرف پایین‌دست، از قسمت چشمه تا پایین آبشار روند افزایشی و کاهشی را نشان می‌دهند. میزان اکسیژن محلول در آب از ۱۹/۸ تا ۲۴ ppm، pH آب از ۶/۹۵ تا ۷/۸ (pH خنثی تا

قلیایی ضعیف) مقدار کل مواد جامد محلول (TDS) بین ۶۲۴ تا ۶۱۵/۶۸ mg/L و هدایت الکتریکی آب از ۹۶۲ تا ۹۷۵ $\mu\text{S.cm}^{-1}$ است که به‌طور میانگین جریان آب به طرف پایین‌دست افزایش می‌یابد؛ در صورتی که از سرچشمه به طرف آبشار، دما از ۲۹/۹ به ۲۳/۹ درجه سانتی‌گراد و میزان دی اکسید کربن آزاد از ۲/۲ به ۱/۱ ppm کاهش می‌یابد.

جدول ۲- غلظت کاتیون و آنیون‌های اصلی، میزان اکسیژن محلول، دی اکسید کربن آزاد و TDS در نمونه‌های آبی (ppm)

مجموع جامدات محلول	دی اکسید کربن آزاد ppm	ضرب هدایت الکتریکی $\mu\text{S.cm}^{-1}$	دما $^{\circ}\text{C}$	اسیدیته	اکسیژن محلول	نیترات	پتاسیم	سدیم	منیزیم	کلسیم ppm	سولفات	کلر	بی کربنات
۶۱۵/۸	۲/۲	۹۶۲	۲۹/۹	۶/۹۵	۱۹/۸	۲/۸	۱/۴	۱۸/۸	۳۸/۶	۵۵/۴	۱۴۶/۸	۳۵/۳	۲۴۴
۶۱۸/۸۸	۲/۲	۹۶۷	۲۷/۷	۷/۳	۲۲/۳	۱/۷	۱/۵	۲۱/۵	۳۲/۶	۷۳/۳	۱۵۱/۳	۵۲/۹	۲۴۴
۶۲۱/۴۴	۲/۷۵	۹۷۱	۲۵/۴	۷/۵	۲۳/۴	۲/۵	۱/۶	۲۰/۷	۳۳/۸	۷۱/۳	۱۶۹/۴	۵۲/۹	۲۳۱/۸
۶۲۲/۷۲	۲/۱	۹۷۳	۲۴/۶	۷/۶	۲۱/۱	۲/۲	۱/۵	۲۱/۳	۳۱/۴	۷۳/۳	۱۷۶/۲	۷۰/۶	۲۰۷/۴
۶۲۲/۷۲	۱/۶	۹۷۳	۲۴/۴	۷/۶	۲۳/۷	۲/۷	۱/۵	۳۱/۷	۲۹	۷۵/۲	۱۵۶/۲	۵۲/۹	۲۱۹/۶
۶۲۴	۱/۱	۹۷۵	۲۳/۹	۷/۸	۲۴/۱	۱/۸	۱/۴	۲۱/۵	۲۸/۲	۶۵/۳	۱۶۸/۱	۳۵/۳	۲۱۹/۶

بحث

رخساره‌های آتوکتونوس و آلوکتونوس

ظاهر عمومی رخساره توفای استروماتولیتی بسترهایی را نشان می‌دهد که فرآیند رسوب‌گذاری بر روی آنها آغاز شده است. این هسته‌ها در بیشتر اوقات شامل ساقه و شاخه گیاهانی است که کاهش سرعت جریان آب به شکل‌گیری مورفولوژی‌های لامینه‌ای آنها منجر شده است (Gradzinski et al. 2013). این ته‌نشینی در زمان ساکن‌بودن بقایای گیاهی خردشده (Henchiri 2013) در دهانه حوضچه‌های مصنوعی و آبگیرها انجام شده است. رسوب این رخساره در بین تجمعات گیاهی با پوشش کلسیتی رخساره فریمستون فیتوهرمی را تشکیل داده است که به محیط‌های آبی مربوط به آبگیرهای کم‌انرژی (Lagran et al. 2015) با تعداد زیادی از گیاهان آبی (Keppel et al. 2011) اختصاص دارد. مکانیزم تشکیل شاخه و ساقه‌های کلسیتی‌شده به ساختارهای ریفی آب‌های شیرین شباهت دارد (Glove and Robertson 2003). در این حالت لامیناسیون‌های زیادی (۵ تا ۹ لامینه) با ضخامت‌های ۰/۳ - ۰/۱ میلی‌متر تشکیل می‌شوند. زوج لامینه‌های رخساره استروماتولیتی با تأثیرپذیری از پوشش‌های جلبکی در فصول مختلف سال تشکیل می‌شوند. پوشش‌های جلبکی در فصل بهار به صورت متراکم‌اند؛ اما در فصل تابستان تراکم آنها رو به کاهش و در فصل زمستان نیز به کمترین مقدار ممکن می‌رسد (Irion and Muller 1968). این پوشش‌ها از طریق به دام انداختن بلورهای بی‌شکل کلسیت در بین رشته‌های جلبکی به ایجاد زوج لامینه‌های متفاوت تیره میکربیتی و روشن کلسیت اسپاری منجر می‌شوند که هر یک دوره‌های مختلف فصلی را نشان می‌دهند. به عبارت دیگر، در فصل زمستان، لامینه‌های نازک جلبکی با رنگ تیره و منافذ کمتر و در فصل بهار، پوشش‌های جلبکی ضخیم‌تر، روشن‌تر و با تخلخل بیشتر تشکیل می‌شود.

رخساره توفای آنکوئیدی به صورت پراکنده از محیط چشمه تا آبخار، همراه با هسته‌های فیتوهرم و خرده‌های

چوبی تشکیل شده است (Koban and Schweigert 1993). این رخساره مورفولوژی کروی دارد که باتوجه به کشیدگی حاشیه آنکوئیدها در وضعیت کند جریان آب و تا حدی ایستا (Dipova and Doyuran 2006) رسوب‌گذاری کرده‌اند. در مراحل بعدی به دلیل افزایش سرعت جریان آب ناشی از سیلاب‌ها رخساره‌های موجود به صورت لیتوکلست‌های آهکی زاویه‌دار تا نیمه‌گردشده شکسته می‌شوند که جورشدگی آنها نیز ضعیف است. این لیتوکلست‌ها در زمان کاهش سرعت جریان آب، در محیط‌های آبگیر و فرورفتگی‌ها متوقف می‌شوند (Alonso- Zarza and Tanner 2010) و در مراحل بعدی ته‌نشست مجدد، به اتصال این رسوبات در قالب رخساره لیتوکلستی منجر می‌شود. این رخساره‌ها با رسوبات تופا و همراه با پوشش‌هایی از اکسید آهن فرا گرفته شده‌اند و همچنین، به دنبال شکسته‌شدن پوشش‌های گیاهی به وسیله سیلاب‌ها و انتقال آنها به درون کانال اصلی رودخانه، در زون‌های کم‌عمق و کم‌انرژی متوقف می‌شوند که با اجتماعات فسیلی همچون گاستروپودها همراه هستند (Gradzinski et al. 2013). باتوجه به حضور گونه *Melanopsis praemorsa* در کنار *Galba truncatula* نتیجه گرفته می‌شود که محیط آبی زیستگاه این دوگونه شفاف بوده و عمق کمی داشته است (Mohammad 2014). با در نظر گرفتن اینکه گونه اخیر دوزیست است (Mohammad 2014) در مواجهه با دوره‌های خشکی آب‌وهوا نسبت به *Melanopsis praemorsa* مقاومت نشان می‌دهد. محیط زیست معمول این دوگونه نرم‌تن، محیطی نسبتاً مرطوب است؛ به این ترتیب، حضور گونه‌های نابالغ صدف‌های موجود و مرگ دسته‌جمعی این گروه حتی در رابطه با گونه *Galba truncatula* که حساسیت کمتری نسبت به وضعیت خشکی دارد، احتمالاً ناشی از کاهش بارندگی و خشک‌شدگی اقلیمی است. طولانی‌شدن دوره‌های خشکی و تکرار این دوره‌ها پس از دوره‌های مرطوب به کاهش شکوفایی این دوگونه می‌انجامد که باتوجه به تعداد کم گونه‌های زنده مشاهده‌شده در حواشی رود، احتمالاً

خشک‌شدگی اقلیمی دلیل این امر محسوب می‌شود و این مسئله، نتیجه تأثیر مستقیم وضعیت آب‌وهوایی است.

به‌طورکلی، رسوبات توفای این منطقه پوششی از گره‌های ریز بوته‌ای شکل حاصل از اجتماعات باکتریایی در محیط‌های کم‌عمق رودخانه‌ای است که به رخساره میکروهرم باکتریایی مربوط هستند (Dipova and Doyuran 2006). این مورفولوژی به محیط‌های اسیدی ضعیف و دمای زیاد اختصاص دارد که نسبت به سایر رسوبات، در مقابل فرسایش بیشتر مقاومت می‌کنند (Henchiri 2013). یکسان بودن اندازه این گره‌ها احتمالاً به دلیل هم‌زمانی تشکیل آنهاست (Henchiri 2014). باتوجه به نوع رخساره‌های سنگی محیط رودخانه‌ای با حواشی آرام جریان آب، محتمل‌ترین شرایط تشکیل است که به ایجاد سدهای طبیعی و مرداب منجر می‌شوند (Henchiri 2013). این مجموعه، با بیشترین سرعت جریان، در نهایت به محیط آبشار می‌رسد که با تشکیل رسوبات توفای خزه‌ای به فرم پرده‌های عمودی درون ریزش‌های آبشار همراه هستند (Pedley et al. 2003). این رسوبات لایینه ندارند و معمولاً نقاطی را اشغال می‌کنند که در آن مکان‌ها جریان دائمی آب و نیز سرعت ته‌نشست زیاد است (Viles et al. 2007). این پوشش‌های بروفیتی (خزه‌ای) با انواع دیگر گیاهان کلسیتی‌شده تا زمان تکمیل شدن پوشش کربناته به فعالیت فتوسنتز خود ادامه می‌دهند و این گیاهان، به‌طور کامل از ورود نور به سطح خزه‌ها جلوگیری می‌کنند؛ بنابراین، در این ناحیه به دلیل وجود وضعیت فیزیکی و شیمیایی مناسب، بیشترین ضخیم‌ترین رسوبات تופا با تنوع مورفولوژی زیاد تشکیل شده است.

شیمی آب و سنگ

نتایج مطالعات نشان می‌دهد اختصاصات ژئوشیمیایی و رخساره‌ای تופا و نمونه‌های آبی (دما، تبخیر، مقدار دی اکسید کربن) به طرف پایین‌دست روندهای متفاوت افزایشی یا کاهش‌ی دارد. در ناحیه آبگرم، براساس فاصله از منشأ

همبستگی مثبتی بین ضریب هدایت الکتریکی (EC) اسیدیته (pH) اکسیژن محلول (DO) و کل مواد جامد محلول (TDS) وجود دارد؛ چنان‌که به‌طور متوسط به طرف پایین‌دست تدریجاً افزایش می‌یابند. در این مسیر، غلظت یون‌های سدیم و کلسیم نیز اندکی افزایش دارند و این موضوع افزایش تبادل یونی را در این بخش نشان می‌دهد؛ درحالی‌که بی‌کربنات و منیزیم از خروجی چشمه به طرف قسمت‌های دور از منشأ روندی رو به کاهش را آشکار می‌کنند و این مسئله، ورود به سیستم ته‌نشست کربنات‌ها را تأیید می‌کند (شکل ۱۲). کاهش مقدار گاز دی اکسید کربن محلول در آب به طرف پایین‌دست نیز به دلیل مسائلی از این قبیل است: کاهش فشار زیرسطحی، حضور پوشش‌های تقریباً متراکم گیاهی در حاشیه رودخانه، افزایش مصرف گاز CO_2 محلول و افزایش تماس آب‌وهوا در مسیر حرکت آب درون کانال اصلی (Kele et al. 2011). این تغییرات با سنگین‌ترین مقادیر ایزوتوپی کربن $3/20\%$ تا 91% VPDB $\delta/87$ در دورترین فاصله از محل سرچشمه (۹۱۰ متری) و در محیط آبشار همراه است. هم‌زمان با این روند، مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن با فاصله از منشأ افزایش یافته است (شکل ۱۳) که این موضوع عملکرد مؤثر ته‌نشست کربنات کلسیم، تبخیر، کاهش تدریجی دمای آب و فعالیت باکتریایی را نشان می‌دهد (Kele et al. 2011).

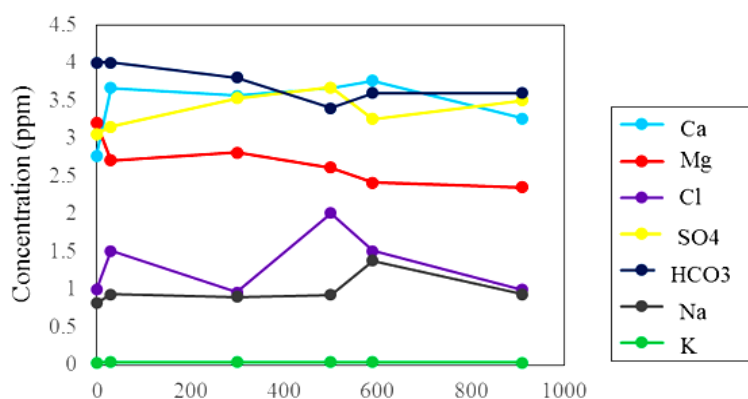
تغییر غلظت عنصر منیزیم با تغییرات دما مرتبط دانسته شده که در میزان اشباع‌شدگی و ته‌نشست مؤثر است (Tucker and Wright 1990) غلظت‌های زیاد فسفر، سدیم، آهن، استرانسیم، گوگرد و کلسیم در رخساره فریمستون فیتوهرمی با حضور مواد ارگانیکی، اجزا و بقایای گیاهی به صورت چارچوب اصلی و ساختاری این رخساره مرتبط است. نتایج آنالیزهای ICP نشان داده است آن دسته از رسوبات تופا که با حجم بیشتری از قالب‌ها و خرده‌های گیاهی همراه هستند، غلظت‌های بیشتری از این عناصر را نشان می‌دهند؛ درحالی‌که رخساره‌های استروماتولیتی کمترین غلظت و رخساره‌های آنکوئیدی حد متوسطی از این عناصر را دارند. گفتنی است که

تأثیر آب‌های متوریک در ته‌نشست این رسوبات را تأیید می‌کند (Andrews et al. 1993, 1997).

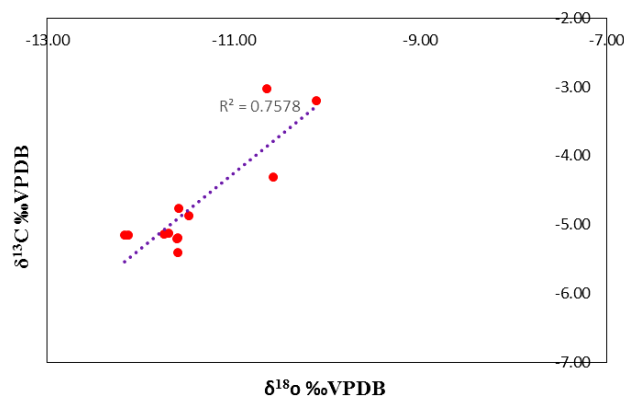
زیاد بودن مقادیر TDS نیز احتمالاً با انحلال سنگ‌های آهکی منطقه ارتباط دارد. ترکیب یون‌های اصلی موجود در آب‌های زیرزمینی آثار هیدرولوژی، کانی‌شناسی و هوازدگی سنگ‌های موجود در مسیر حرکت آب را نشان می‌دهد (Narayan Nair 1989). آب‌های زیرزمینی این ناحیه، مقادیر زیادی از سولفات و بی‌کربنات دارند که این عامل، احتمالاً به دلیل واکنش سیال و سنگ‌های میزبان کربناته و تبخیری است (Jalali 2007). احتمال دارد تأثیر سازندهای زمین‌شناسی و وجود سنگ آهک‌های دولومیتی سازند مزدوران در قسمت‌های شمالی شیل‌های حاوی ژپس سازند شورجه در بخش جنوبی و سنگ آهک‌های سازند تیرگان در بخش میانی یکی از منابع تأمین بسیاری از یون‌های موجود در آب این چشمه باشد. براساس نمودار شاستر و وایت (Shuster and White 1971) مقدار نسبت Ca/Mg در نمونه‌های آبی این منطقه از $1/52$ تا $2/59$ متغیر است. این موضوع عبور آب چشمه‌های آبگرم کلات را از سنگ آهک‌های دولومیتی سازند مزدوران نشان می‌دهد و یون‌های محلول در آب نیز از این طریق تأمین شده‌اند.

برخی افزایش غلظت استرانسیم را با فعالیت‌های باکتریایی مرتبط می‌دانند (Ferris et al. 1995; Fortin et al. 1997) به‌طوری‌که عنصر استرانسیم در ساختار بلوری ترکیبات آراگونیتی به جای کلسیم جایگزین شده است (Finch et al. 2003).

مقدار ایزوتوپ کربن توفاهای با منشأهای متفاوت CO_2 موجود در آب رودخانه ارتباط دارد (Andrews et al. 1993, 1997) و ۳ منشأ احتمالی کربن شامل اتمسفر، انحلال سنگ‌های آهکی و منابع زیستی است. مقدار ایزوتوپ کربن CO_2 اتمسفر $+2\%$ PDB در دمای $10^\circ C$ ، برای سنگ‌های کربناته دریایی 0% PDB و برای منابع زیستی -39% PDB برای جلبک‌ها و سیانوباکتری‌ها، -27% PDB برای ساقه‌های گیاهان آبی و -17% PDB برای مواد خاکی است (Colombie et al. 2011; Andrews et al. 1993, 1997). باتوجه به مقادیر ایزوتوپ‌های کربن توفاهای مدنظر ($-3/03\%$ تا $-5/41\%$) و مقایسه آنها با این مقادیر، در این محیط محتمل‌ترین منشأ ایزوتوپ ^{13}C انحلال سنگ آهک‌های سازند مزدوران است؛ باوجود این، تأثیر فاکتورهای بیولوژیکی نیز نباید نادیده گرفته شود. همچنین، مقادیر بسیار سبک و تقریباً بدون تغییر ایزوتوپ‌های اکسیژن ($-10,11\%$ تا $-12,7\%$)



شکل ۱۲- روند تغییرات ترکیب شیمیایی نمونه‌های آبی به طرف پایین‌دست

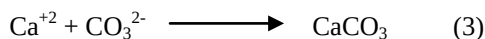


شکل ۱۳- تغییر ترکیبات ایزوتوپی اکسیژن و کربن در رخساره‌های تופا و روند سنگین‌شدگی هر یک با فاصله از سرچشمه

همچنین، طبق معادله ۲، کربنات کلسیم با سرعت بیشتر در پی خروج CO_2 ته‌نشست می‌یابد:

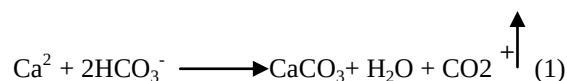


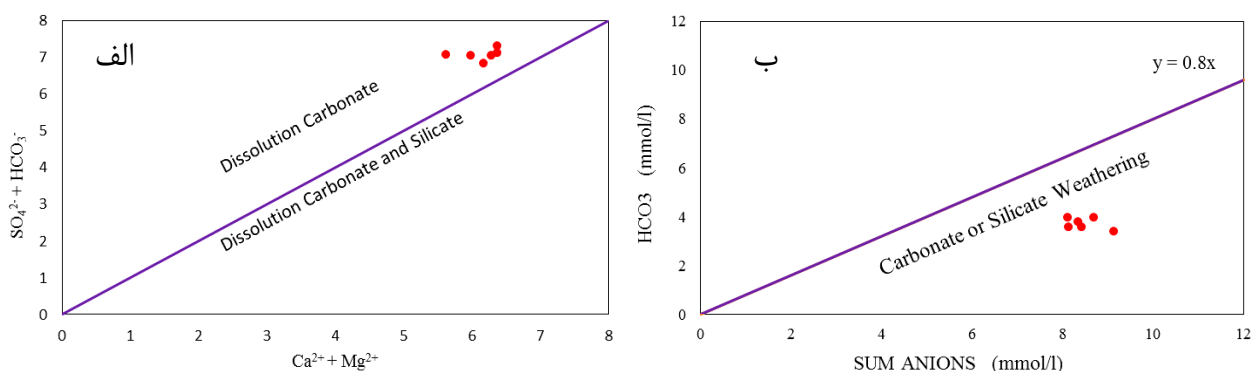
براساس این دو معادله، با دورشدن از چشمه، و افزایش خروج گاز دی اکسید کربن، آب اشباع‌شده و کربنات کلسیم ته‌نشین شده است (Dandurand et al. 1982):



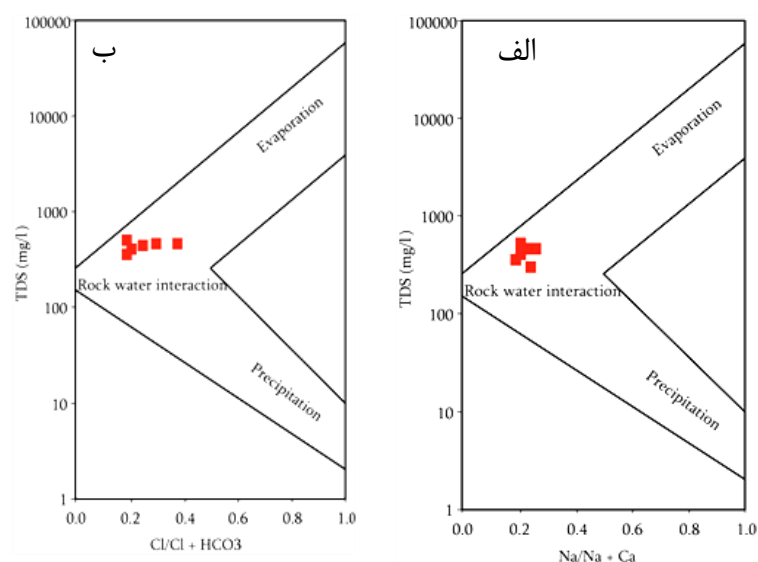
گذشته از آن، قرارگیری نتایج آنالیزهای شیمی آب در بالای خط تعادلی دیاگرام کلسیم و منیزیم در برابر سولفات و بی‌کربنات، نشان می‌دهد نفوذ آب‌های جوی و واکنش آنها با سنگ‌های کربناته که با انحلال همراه شده، احتمالاً یکی از منشأهای یون‌های محلول در آب است (شکل ۱۴- الف) به‌طوری‌که براساس مقادیر استاندارد هونسلو (Hounslo 1995) از نسبت‌های یونی $\text{Ca}/\text{Ca}+\text{SO}_4^{2-}$ و $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Ca}$ منشأ یون‌های منیزیم و کلسیم محلول در آب، به ترتیب با هوازگی سنگ‌های دولومیتی و سولفات‌های کلسیم‌دار همچون ژپس مرتبط است. این موضوع با استفاده از نسبت یونی بی‌کربنات به مجموع آنیون‌ها (۰٫۸) (شکل ۱۴- ب) و زیادبودن نسبی مقادیر سولفات محلول در آب نیز ثابت می‌شود. مطابق نمودار گیبس (Gibbs 1970) هوازگی سنگ‌های موجود در مسیر آب، عامل اصلی کنترل‌کننده شیمی آب‌های زیرزمینی را نشان می‌دهد که این موضوع، با حضور سنگ آهک‌های منطقه و حلالیت زیاد آنها مطابق است (شکل ۱۵).

به‌طورکلی، ته‌نشست کربنات کلسیم طبق این معادله انجام شده است:



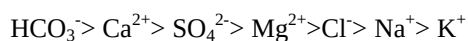


شکل ۱۴- نمودارهای ترکیبی کاتیون و آنیون نمونه‌های آب: الف) منشأ یون‌های محلول در آب در پی انحلال کربنات‌ها ب) منشأ یون‌های کلیم و منیزیم اضافی در پی انحلال ژپس

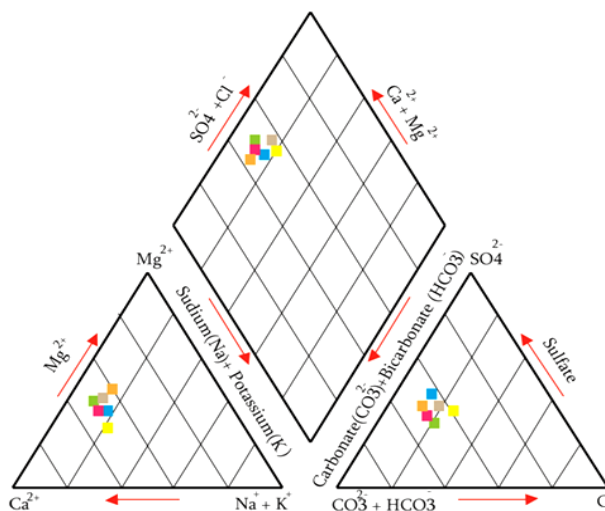


شکل ۱۵- نمودار گیبس (۱۹۷۰) عوامل کنترل‌کننده شیمی آب‌های زیرزمینی: الف) نسبت $Na/(Na+Ca)$ در مقابل TDS ب) نسبت $Cl/(Cl+HCO_3)$ در مقابل TDS

کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی آب به این صورت است
(جدول ۲):



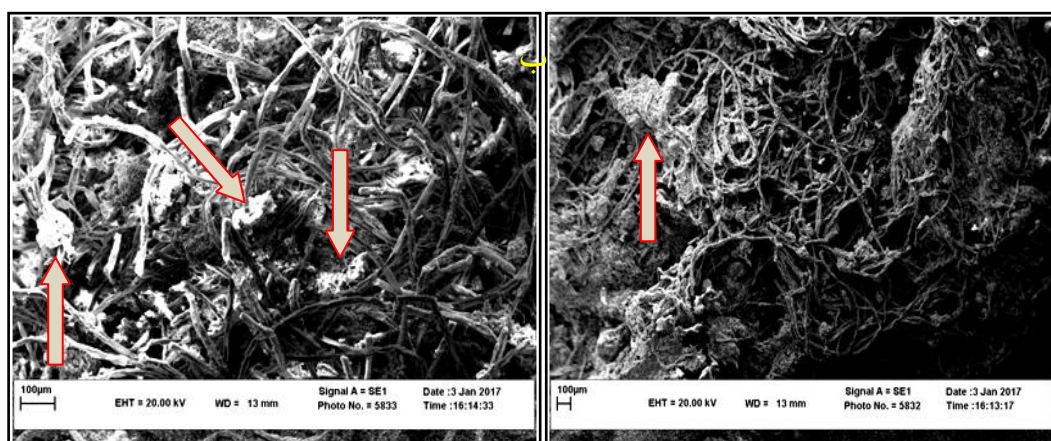
همچنین، براساس دیاگرام پایپر (Piper 1944) تیپ آب هر چشمه منطقه آبگرم، از نوع $Ca-Mg-HCO_3$ است (شکل ۱۵) که این موضوع، باوجود سنگ‌های کربناته منطقه نیز مطابقت دارد. براساس $mmol/l$ روند کلی نزولی فراوانی



شکل ۱۶- تیپ آب چشمه‌های مدنظر براساس نمودار پایپر (Piper 1944)

را در نقاطی نشان می‌دهد که کربنات کلسیم در حال تشکیل است (شکل ۱۷- الف و ب). حضور جلبک‌های سبز از طریق مطالعات پتروگرافی به اثبات رسیده است و با استفاده از ایجاد سطح لزوج ناشی از انحلال پلی‌مرهایی با وزن مولکولی زیاد به کانی‌سازی کلسیت به روش بیولوژیکی در مقیاس کوچک منجر می‌شوند. نقش فعال جلبک‌ها در تشکیل رسوبات را می‌شود از طریق آن دسته از قالب‌های کلسیتی‌شده رشته‌های جلبکی اثبات کرد که در رسوبات تופا ریزتخلخل ایجاد می‌کنند.

باتوجه به میانگین کمترین غلظت یون‌های مانند کلسیم، منیزیم، بی‌کربنات و سولفات در توفاهای (به ترتیب برابر با ۲۴۵، ۱۴۰، ۹۰۰ و ۶۰۰ میلی‌گرم بر لیتر) است و مقایسه آن با شیمی آب‌های منطقه، رسوب‌گذاری توفاهای در حال حاضر تقریباً فعال نیست و در قسمت‌های بالایی دهانه آبشار در حواشی حوضچه‌های طبیعی به صورت پوشش‌هایی از کربنات کلسیم در اطراف ساقه‌ها و شاخه‌های گیاهی و در سرمنشأ به شکل پوشش‌های جلبک سبز بر روی پیل‌های آهکی در حال تشکیل است. تصاویر SEM حضور رشته‌های جلبکی



شکل ۱۷- تصاویر میکروسکوپ الکترونی پوشش جلبکی روی پیل‌های بستر رودخانه: الف) ته‌نشست‌های کربناته بر روی رشته‌های جلبکی ب) به دام افتادن بلورهای کربنات بین رشته‌های جلبکی در نمونه‌های فعلی در جلبک‌های حاشیه سرچشمه رودخانه.

نتیجه

در منطقه آبگرم کلات، توفاهای فعلی در زیرمحیط‌های مختلف رسوب‌گذاری (چشمه، حوضچه‌های مصنوعی، آبشار، شیب نزدیک به منشأ و دور از منشأ) و در قالب رخساره‌های متفاوت باندستون فیتوهرمی، فریمستون فیتوهرمی، توفای خزه‌ای، میکروهرم باکتریایی، توفای آنکوئیدی، توفای فیتوکستی و توفای لیتوکستی رسوب کرده‌اند. در این منطقه، عامل اصلی تشکیل رسوبات پوشش‌های جلبکی همراه با ترکیب شیمیایی آب رودخانه است. این محیط رودخانه‌ای-دریاچه‌ای با سرعت کم جریان داشته و به تدریج در طول مسیر، به دلیل تبخیر، کاهش دما و دی اکسید کربن، مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن، به طور جزئی سنگین تر شده است. براساس اطلاعات ژئوشیمیایی تمامی رخساره‌های توفان نسبت به کلسیم غنی هستند و منیزیم، گوگرد، استرانسیم، آهن و سدیم نیز غلظت‌های زیادی دارند. همچنین، بر مبنای نسبت‌های یونی و نمودارهای ترکیبی، عامل اصلی کنترل‌کننده شیمی آب در منطقه، هوازدگی سنگ‌های آهکی و دولومیتی سازند مزدوران و تبخیری‌های شوربچه در نظر گرفته شده است. در حال حاضر، این چشمه از نظر تشکیل رسوبات توفان براساس ترکیب شیمیایی آب و شواهد صحرایی به صورت غیرفعال است و در مقیاس‌های کوچک، تشکیل این رسوبات بر روی ساقه‌های شکسته شده گیاهی در سدهای حاصل از موانع طبیعی یا با پوشش‌های جلبکی روی بقایای گیاهی و پیل‌های دهانه چشمه دارد انجام می‌شود.

سپاسگزاری

از دانشگاه فردوسی مشهد برای در اختیار گذاشتن امکانات صحرایی و آزمایشگاهی (کد پژوهشی ۳/۴۲۰۳۳) و پروفسور پیتیر گلویر عضو گروه جانورشناسی و محقق آزمایشگاه زیست‌شناسی هامبورگ برای شناسایی گونه‌های فسیلی گاستروپود سپاسگزاری می‌شود.

References

- Afshar- Harb A. 1982. Geological map of Sarakhs area (1:250000) series, Sarakhs sheet.
- Alonso- Zarza A. M. Tanner L. H. 2010. Carbonate in continental settings, Facies, Environments and process. Amsterdam Elsevier. Developments in Sedimentology. 61:205-207.
- Andrews J.E. Brasier A.T. 2005. Seasonal records of climate change in annually laminated Tufas: short review and future prospects. Journal of Quaternary Science, 20(5):411-421.
- Andrews J.E. Riding R. Dennis P.F. 1993. Stable isotopic compositions of Recent freshwater cyanobacterial carbonates from the British Isles: local and regional environmental controls. Sedimentology, 40:303-314.
- Andrews J.E. Riding R. Dennis P.F. 1997. The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol. 129:171-189.
- Buccino G. D'Argenio B. Ferreri V. Brancaccio L. Ferreri M. Panichi C. Stanzione D. 1978. I Travertini della bassa valle del Tanagro (Campania). Studio Geomorphologico, Sedimentologico e Geochimico. Bolletino Societa Geologica Italiana, 97:617-646.
- Capezzuoli E. Gandin A. and Pedley M. 2014. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art: Sedimentology, 61(1):1-21.
- Carthew K.D. Taylor M.P. Drysdale R.N. 2006. An environmental model of fluvial tufas in the monsoonal tropics, Barkly Karst, Northern Australia. Geomorphology, 73:78-100.
- Chafetz H.S. Folk R.L. 1984. Travertines: depositional morphology and their bacterially constructed constituents. Journal of Sedimentary Petrology, 54: 289-316.
- Colombie C. Lecuyer C. Strasser A. 2011. Carbon- and oxygen-isotope records of palaeoenvironmental and carbonate production changes in shallow-marine carbonates (Kimmeridgian, Swiss Jura). Geology Magazine, 148(1):133- 153.
- Dandurand J. L. Gout R. Hoefs J. Menschel G. Schott J. Usdowski E. 1982. Kinetically controlled variations of major components and carbon isotopes in a calcite- precipitating stream. Chemical Geology, 36: 299- 315.
- Dipova N. Doyuran V. 2006. Characterization of the Antalya (Turkey) tufa deposits. Carbonates and Evaporites, 21(2):144-160.
- Ferris F.G. Frattin C.M. Gerits J.P. Schultze-Lam S. and Sherwood Lollar B. 1995. Microbial precipitation of a strontium calcite phase at a

- Irion G. Muller G. 1968. Mineralogy, petrology and chemical composition of some calcareous tufa from the Schwabische Alb, Germany. In Muller G. Friedman, G. M. Recent developments of carbonate Sedimentology in central Europe, New York. Springer Verlag, 71- 157.
- Jalali M. 2007. Stalinitization of groundwater in arid and semi-arid zones: an example Tajarak, western Iran. *Environment Geology*, 52:1133-1149.
- Jones B. 2017. Review of aragonite and calcite crystal morphogenesis in thermal spring systems. *Sedimentary geology*, 354, 9-23.
- Jones B. and Renaut R.W. 2010. Calcareous springdeposits in continental settings. In: *Continental Settings:Facies, Environments and Processes*, (Eds A.M. AlonsoZarza and L.H. Tanner), Elsevier, Amsterdam, p. 177–224.
- Julia R. 1983. Travertines. In P.A.Scholle,D. G. Bebout and C.H. Moore, eds., *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir33, Tulsa, Oklahoma. P.64-72.
- Kele S. Özkul M. Gökgöz A. Főrizs I. Baykara M.O. Alçiçek M.C. Németh T. 2011. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: new evidences of flow temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology*. 238(1–2), 191–212.
- Keppel M.N. Clarke J. D. A. Halihan T. Love A. j. Werner A. D. 2011. Mound springs in the arid Lake Eyre South region of South Australia: A new depositional tufa model and its controls. *Sedimentary Geology*. 240: 55- 70.
- Koban C. G. Schweigert G. 1993. Microbial origin of travertine fabrics- Two examples from southern Germany (Pleistocene stuttgart travertines and Miocene Riedoschingen travertine. *Facies*. 29: 251-263.
- Lagran I. G. Iriarte M. Garcia- Gazolaz E. Rodriguez J. C. T. Gibaja- Bao J. F. Moreno-Garcia M. Perez- Jorda, G. Ruiz- Alonso M. Sesma- Sesma J. Garrido- Pena R. Carrancho- Alonso A. Pena- Chocarro L. Rojo- Guerra M. A. 2015. 8.2 ka BP paleoclimatic event and the Ebro Valley Mesolithic groups: Preliminary data from Artusia rock shelter (Unzue, Navarra, Spain). *Quaternary International*. 3: 1-23.
- Luzon M. A. Perez A. Borrego A. G. Mayayo M.J. Soria A. R. 2011. Interrelated continental sedimentary environments in the central Iberian Range (Spain): Facies characterization groundwater discharge zone near Rock Creek, British Columbia, Canada. *Geomicrobiol. J.*, 13:57–67.
- Finch A.A. Allison N. Sutton S.R. and Newville M. 2003. Strontium in coral aragonite: 1. Characterization of Sr coordination by extended absorption X-ray fine structure. *Geochim.Cosmochim.Acta*, 67:1189–1194.
- Ford T.D. 1989. Tufa: a freshwater limestone. *Geology Today*, 5(2):60–63.
- Ford T.D. Pedly H.M. 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth Science Review*. 4:117–175.
- Fortin D. Ferris F.G. and Beveridge T.J. 1997. Surfacemediated mineral development by bacteria. *Rev. Mineral*. 35:161–180.
- Freytet P. Verrecchia E.P. 1999. Calcitic radial palisadic fabric in freshwater stromatolites diagenetic and recrystallized feature on physicochemical sinter crust. *Sedimentary Geology*, 126:91–102.
- Gibbs R. J. 1970. Mechanism controlling world water chemistry. *Science*. 170:1088-1090.
- Glover C. Robertson A. 2003. Origin of tufa (cool-water carbonate) and related terraces in the Antalya, SW Turkey. *Geological Journal*. 38: 329-358.
- Gradzinski M. Hercman H. Jaskiewicz M. Szczurek S. 2013. Holocene tufa in the Slovok karst: facies, sedimentary environments and depositional history. *Geological Quarterly*. 37(4): 769- 788.
- Grosjean A. S. Pittet B. 2013. Facies analysis and depositional environments of the Taulanne Limestone Formation in the South Alpine Foreland Basin (Oligocene, southeastern of France). *Facies*. 59: 7171- 736.
- Henchiri M. 2013. Sedimentology of Quaternary calcareous tufas from Gafsa, southwestern Tunisia. *Arabian Journal of Geoscience*. 1- 11.
- Henchiri M. 2014. Depositional morphotypes and implications of the Quaternary travertine and tufa deposits from along Gafsa Fault: Jebel El Mida, southwestern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*. 90: 9- 24.
- Hounslow A. W. 1995. *Water Quality Data: analysis and interpretation*, CRC Press LLC, Florida, p. 416.
- Huerta P. Armenteros I. Tome O. M. Gonzalvez P. R. Silva P. G. Aguilera D. G. Garcia P. C. 2016. 3-D modelling of a fossil tufa outcrop. The example of La Peña del Manto (Soria, Spain). *Sedimentary Geology*. 333: 130-146.

- of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 121:239–257.
- Pedley M. Martin J. A. G. Delgado S. O. Garcia Del Curas M. A. 2003. Sedimentology of Quaternary perched springline and paludal tufas: criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain. *Sedimentology*. 50: 23- 44.
- Pentecost A. 2005. *Travertine*. Springer-Verlag. 445 p.
- Piper A.M. 1944. A graphical interpretation of water analysis, *Transactions of the American Geophysical Union*, 25:914 -928.
- Riding R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial algal mats and biofilms. *Sedimentology Supplement*. 1–47:179–214.
- Shuster E.T. and White W.B. 1971. Seasonal Fluctuations In The Chemistry of Limestone Springs, A Possible Means For Characterizing Carbonate Aquifer. *Journal of Hydrogeology*, 14:93-128.
- Tucker M. and Wright P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, Oxford, 482 p.
- Viles H. A. Taylor M. P. Nicoll K. 2007. Facies evidence of hydroclimatic regime shifts in tufa depositional sequences from the arid Naukluft Mountains, Namibia. *Sedimentary Geology*. 195:39-53.
- and main palaeoenvironmental changes during the Holocene. *Sedimentary Geology*. 239:87-103.
- Mohammad M.K. 2014. Ecology of the freshwater snail *Melanopsis buccinoidea* (Olivier, 1801) in Ain Al-Tamur, Kerbala Province. *International Journal of Current Microbiology and Applied Sciences*, 3(2): p. 390-394.
- Narayanan Nair V. 1989. Hydrochemical modelling, *International Symp. NGRI Hyderabad*, VII, 903-906.
- Okumura T. Takashima C. Shiraishi F. Kano A. 2012. Textural transition in an aragonite travertine formed under various flow conditions at Pancuran pitu, central java, Indonesia. *Sedimentary Geology*. 265-266: 195-209.
- Ordonez S. Garcia del Cura M.A. 1983. Recent and Tertiary fluvial carbonates in central Spain. In *Modern and Ancient Fluvial Systems*, Collinson JD, Lewin J (Eds). *Special Publication 6. International Association of Sedimentologists*. 485– 497.
- Pedley H.M. 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufa. *Sedimentary Geology* 68:143–154.
- Pedley H.M. Ordoñez S. Gonzales Martı́n J.A. and Garcı́a del Cura M.A. 1996. Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study