



## Research Article

# An insight into the Pila Spi Formation and the speleothems of KunaBa Cave in this formation located in Iraqi Kurdistan based on isotopic findings

Ali Lotfi Bakhsh \* 

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran

Received: 18 Apr 2025 Accepted: 06 Jun 2025

## Extended Abstract

### Introduction

Caves are a product of karstification, during which relatively soluble rocks such as limestone are dissolved by downward-penetrating meteoric waters that have interacted with a soil horizon containing high levels of CO<sub>2</sub>. Speleothems are secondary carbonates formed in caves, such as stalactites and stalagmites. Speleothems, which are predominantly calcite in composition, form when carbonate-saturated groundwater percolates downward into a cave at a CO<sub>2</sub> partial pressure higher than the cave atmosphere and becomes supersaturated with respect to calcium carbonate by degassing or evaporation (Harmon et al, 2004). Their carbon and oxygen isotope compositions are among the most important tracers in paleoclimate studies and reconstruction of the paleogeological environment (Valley and Cole, 2001). Due to the simple geometry, relatively rapid growth rate, and tendency to precipitate near isotopic equilibrium with dripwater, stalagmites are the subject of most isotopic studies. Oxygen isotopes reflect the δ<sup>18</sup>O of the meteoric water dripping into the cave and the temperature dependence of the water-calcite isotopic fractionation.

### Materials and Methods

The KunaBa Cave is located in northeastern Iraq, in the Sulaymaniyah Governorate of the Kurdistan Region, northwest of the Darbandikhan city. This area is located on the High Folded Zagros Belt, based on the subdivision of Iraqi structural units (Fouad and Sissakian, 2011). The development of this belt began in the Late Cretaceous with the subduction of the Arabian Plate margin crust from the Campanian to the Paleocene and culminated in the Neogene with the continental collision between the Arabian block and central Iran (Saura et al, 2015). The Pila Spi Formation sequence, which forms the two limbs of the Golan anticline, represents the upper part of the stratigraphic supersequence of the Arabian Plate, deposited in the Middle and Late Eocene on an uplifted zone during the final stage of subduction and closure of the remnants of the Neotethys Ocean (Al-Banna et al, 2015). During the field observation, samples were taken from the Pila Spi Formation and speleothems, including two well-layered stalagmites, from inside the KunaBa Cave. XRD analysis was performed on one sample to determine the mineralogical composition of the speleothems. In order to determine the δD of the stalagmite-forming fluid, two samples of the fluid inclusions were analyzed using the Cavity-Ring-Down spectroscopy method.

**Citation:** Lotfi Bakhsh, A., 2025. An insight into the Pila Spi Formation and the speleothems of KunaBa Cave, *Res. Earth. Sci.* 16(3), (193-210) DOI: 10.48308/esrj.2025.239466.1269

\* Corresponding author E-mail address: lotfibakhsh@uma.ac.ir



To determine the carbon and oxygen isotope values, 14 samples from the Pila Spi Formation and 2 samples from two distinct layers of each stalagmite were analyzed. For dating, the isotopic values and ratios of U and Th were determined in 2 stalagmite samples using thermal ionization mass spectrometry (TIMS).

## Results and Discussion

The Pila Spi Formation consists of two units in its type section. The upper unit, 57 m thick, consists of white crystalline layered bituminous limestone with bands of pale green marl or chalky marl containing chert nodules with good fossil traces. The lower part, which is 28 meters thick, consists of well-bedded white or porous bituminous limestone with weak fossil traces. The petrographic study of carbonate units in the Pila Spi Formation shows the presence of skeletal and non-skeletal grains. The main carbonate matrix of the Pila Spi Formation is carbonate mud (micrite), which has been heavily dolomitized and transformed into microspar by neomorphism. The abundance of micrite and benthic foraminifera in the facies of the Pila Spi Formation indicates its deposition in a shallow marine environment (Ali and Mohamed, 2013). KunaBa cave is located on the Golan Anticline at 45°38'47"E and 35°09'32"N. This anticline, which is composed of the Pila Spi Formation, is a narrow structure about 1 km wide and 10 km long with a northeast-southwest trend. The entrance to the KunaBa cave is very narrow and small, but it then opens into halls covered with beautiful deposits including stalactites, stalagmites and limestone waterfalls. There is no clear information about the main passages of this cave, less than one kilometer of which has been explored. XRD analysis revealed that the speleothems were composed of calcite. The samples have a layered structure in microscopic thin sections, indicating annual calcite deposition. Analysis of stable carbon and oxygen isotope ratios is a widely used method in paleoenvironmental studies, as these ratios reflect the depositional environment and usually vary across stratigraphic boundaries (Guo et al, 2010). In seawater, the amount of  $\delta^{18}\text{O}$  increases with increasing salinity (Wang et al, 2014). Because  $^{16}\text{O}$  preferentially evaporates and becomes atmospheric precipitation, the remaining seawater, which is now higher in salinity, becomes enriched in  $^{18}\text{O}$ . Using the empirical equation of Keith and Weber (1964) ( $Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C}_{\text{(PDB)}} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{(PDB)}} + 50)$ ), which is a criterion for distinguishing between marine and non-marine carbonates using  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values in limestones, it was determined that the Pila Spi Formation is of marine origin ( $Z > 120$ ). The  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of the Pila Spi Formation samples are negative, with mean values of  $-0.34\text{‰}$  and  $-0.5\text{‰}$ , respectively. The oxygen isotope values in this Formation are heavier than those in marine carbonate sediments. The heavier oxygen isotope values in the Pila Spi Formation could be due to brine associated with an evaporite basin, during which the oxygen isotopic content of the basin becomes heavier than that of seawater. There is a significant correlation between the  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of carbonate rocks in a closed saline environment. The more closed the system, the higher the correlation coefficient (Wang et al, 2014). The correlation coefficient in the carbonate of the Pila Spi Formation ( $r = 0.921$ ) indicates a remarkably strong correlation and a closed system. Oxygen and carbon isotopes provide the primary basis for reconstructing the temperature or precipitation history of a site from speleothems. When the movement of air and water in a cave is relatively slow, a thermal equilibrium is established between the temperature of the bedrock and the cave air (Bradley, 2015). As a result when speleothems are deposited under isotopic equilibrium conditions, the  $\delta^{18}\text{O}$  of speleothem calcite reflects both changes in the  $\delta^{18}\text{O}$  of its dripwater and changes in cave air temperature. As a result, this principle can be used to reconstruct cave air temperature, which in many caves is related to the annual surface air temperature (Wigley and Brown, 1976). Paleotemperature determinations based on isotopic studies are only reliable if calcite (or aragonite) precipitates in isotopic equilibrium with the dripping water. This can be assessed by determining whether  $\delta^{18}\text{O}$  values are constant throughout a growth layer. If the values are different for the same layer, it indicates that the sediment has been affected by evaporation, not just slow  $\text{CO}_2$  degassing, and this changes the simple temperature-dependent fractionation relationship (Bradley, 2015). The acceptable limit for speleothems deposited in isotopic equilibrium is 0.5‰ for  $\delta^{18}\text{O}$  variations and a maximum of 0.7 for the linear correlation coefficient between  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  along a layer (Lauritzen, 1995; Linge et al, 2001). The results of the isotopic analysis of the stalagmites indicate that they formed under equilibrium conditions and during a slow  $\text{CO}_2$  degassing process.

The key advantage of speleothems in the field of paleoclimate studies is the possibility of accurately dating them to half a million years using U–Th-based methods (Cheng et al, 2013). The age of the stalagmites has been estimated to be  $30 \pm 1$  and  $25 \pm 1$  thousand years using the values and isotopic ratios of U and Th in two stalagmites. The ages of the samples were calculated using Isoplot/Ex (version 3.0) (Ludwig, 2003), a plotting and regression program designed for radioisotope data.

### Conclusion


Given that stalagmites formed under isotopic equilibrium conditions, their oxygen isotope data can be used to determine the cave temperature at two time intervals obtained from the U–Th results. For this purpose, the Sharp equation (2007) was used, which is based on the oxygen isotope fractionation between speleothem ( $\delta^{18}\text{O}_c$ ) and dripwater ( $\delta^{18}\text{O}_w$ ) based on the ambient temperature ( $T$ , °C):

$$T (\text{°C}) = 15.75 - 4.3(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite(PDB)}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{water(SMOW)}}) + 0.14(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite(PDB)}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{water(SMOW)}})^2$$

Since this equation contains two unknowns ( $T$  and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ ) and only one measured value ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ ), isotopic data from the water droplets at the time of stalagmite formation are needed to obtain the temperature. The  $\delta\text{D}$  value of the fluid inclusions was used to calculate its  $\delta^{18}\text{O}$  value using the equation  $\delta\text{D} = 7.68 \times \delta^{18}\text{O} + 6.26$  (Affolter et al, 2025). Since the  $\delta^{18}\text{O}$  content of the fluid inclusion may have undergone isotopic exchange with the surrounding calcite, the  $\delta\text{D}$  values obtained from the fluids inclusions in the two stalagmites were  $-54.21$  and  $-57.17$ , respectively. Thus, the  $\delta^{18}\text{O}$  values of the fluid of the two stalagmites were determined to be  $-7.87$  and  $-8.26$ , respectively. By inserting the values into the Sharpe's equation, the cave temperature during the formation time of the two stalagmites was obtained as  $10.9$  and  $12.1$ , respectively. Currently, the average annual air temperature in the Darbandikhan region has been recorded as  $22.41\text{°C}$  over the past two decades between 2000 and 2020 (Kallosy and Sharbazhery, 2023). The global average temperature during this period was  $0.72\text{°C}$  (NOAA, 2024). It seems that despite limited data, the calculated annual mean temperatures between 25 and 30 thousand years ago for the study area are in acceptable with the global mean temperature of about  $-8\text{°C}$  (Petit et al, 1999) in these two time periods.

**Keywords:** Isotope, Cave, Carbonate, KunaBa, Iraq.

## نگرشی بر سازند Pila Spi و اسپلئوتم‌های غار کونا‌با در این سازند واقع در کردستان عراق بر اساس یافته‌های ایزوتوپی

علی لطفی بخش \* 

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۰۱/۲۹ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۴/۰۳/۱۶

### چکیده گسترده

#### مقدمه

غارها یکی از محصولات کارستی شدن هستند که در طی آن سنگ‌های نسبتاً محلول مانند سنگ‌های آهکی توسط آب‌های جوی در حال نفوذ رو به پایین که با یک افق خاکی حاوی سطوح بالای CO<sub>2</sub> برهم‌کنش داشته‌اند، حل می‌شوند. اسپلئوتم‌ها یا غارسنگ‌ها کربنات‌های ثانویه تشکیل شده در غارها مانند استالاکتیت‌ها و استالاگمیت‌ها هستند. اسپلئوتم‌ها که عمدتاً ترکیب کلسیتی دارند هنگامی تشکیل می‌شوند که آب‌های زیرزمینی اشباع شده از کربنات با نفوذ به سمت پایین، با فشار جزئی CO<sub>2</sub> بیش از جو غار، وارد غار شده و با گاززدایی یا تبخیر نسبت به کربنات کلسیم فوق اشباع می‌شوند (Harmon et al, 2004). ترکیبات ایزوتوپ کربن و اکسیژن آنها از مهم‌ترین ردیاب‌ها در مطالعات اقلیم دیرینه و بازسازی محیط زمین شناسی دیرینه هستند (Valley and Cole, 2001). به دلیل هندسه ساده، نرخ رشد نسبتاً سریع و تمایل به رسوب نزدیک به تعادل ایزوتوپی استالاگمیت با آب‌چکه‌های غار، مطالعات ایزوتوپی بیشتر بر روی آنها انجام می‌شود. ایزوتوپ‌های اکسیژن منعکس کننده δ<sup>18</sup>O آب جوی چکنده در غار و وابستگی دمایی تفکیک ایزوتوپی آب-کلسیت است.

#### مواد و روش‌ها

غار کونا‌با در شمال شرق عراق در استان سلیمانیه واقع در اقلیم کردستان در شمال غرب شهرستان دربندیخان قرار گرفته است. این منطقه بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری عراق (Fouad and Sissakian, 2011) بر روی کمربند چین‌خورده زاگرس مرتفع واقع شده است. توسعه این کمربند در کرتاسه پسین با فرورفتن پوسته حاشیه پلیت عربی از زمان کامپانین تا پالئوسن آغاز شد و در نئوژن با برخورد قاره‌های بین بلوک عربی و ایران مرکزی به اوج خود رسید (Saura et al, 2015). توالی سازند Pila Spi که دو یال تاق‌دیس Golan را تشکیل می‌دهد نمایانگر بخش بالایی از ابرتوالی چینه‌شناسی صفحه عربی است در دوره ائوسن میانی و پسین بر روی یک زون بال‌آمده در طول مرحله نهایی فرورانش و بسته شدن باقیمانده اقیانوس نئوتتیس نهشته شده است (Al-Banna et al, 2015). در طی بازدید میدانی از سازند Pila Spi و اسپلئوتم‌ها شامل دو استالاگمیت با نواربندی خوب از داخل غار کونا‌با نمونه برداشت شد. آنالیز XRD بر روی یک نمونه برای تعیین ترکیب کانی‌شناسی اسپلئوتم‌ها انجام شد. به منظور تعیین δD سیال سازنده استالاگمیت‌ها دو نمونه سیال درگیر با استفاده از روش طیف سنجی Cavity-Ring-Down مورد آنالیز قرار گرفت.

استناد: لطفی بخش، ع.، ۱۴۰۴. نگرشی بر سازند Pila Spi و اسپلئوتم‌های غار کونا‌با در این سازند واقع در کردستان عراق، پژوهشهای

دانش زمین: ۱۶(۳)، (۲۱۰-۱۹۳)، DOI: 10.48308/esrj.2025.239466.1269

E-mail: lotfibakhsh@uma.ac.ir

\* نویسنده مسئول:



برای تعیین مقادیر ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن، ۱۴ نمونه از سازند Pila Spi و ۲ نمونه از دو لایه مشخص از هر استالاکمیت آنالیز شدند. برای تعیین سن، مقادیر و نسبت‌های ایزوتوپی U و Th در ۲ نمونه استالاکمیت با استفاده از طیف سنجی جرمی یونیزاسیون حرارتی (TIMS) تعیین شد.

### نتایج و بحث

سازند Pila Spi در مقطع تیپ خود از دو بخش تشکیل شده است. بخش فوقانی که ۵۷ متر ضخامت دارد از آهک بیتومینه لایه‌ای سفید بلورین با نوارهایی از مارن سبز کم رنگ یا مارن گچی حاوی نودول‌های چرت با آثار فسیلی خوب تشکیل شده است. بخش زیرین که ۲۸ متر ضخامت دارد از آهک با لایه‌بندی خوب سفید یا بیتومینه متخلخل با آثار ضعیف فسیلی تشکیل شده است. بررسی سنگ‌نگاری واحدهای کربناته در سازند Pila Spi حضور دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی را نشان می‌دهد. عمده‌ترین زمینه سنگ‌های کربناته سازند Pila Spi گل کربناته (میکریت) است که به شدت در معرض دولومیتی شدن قرار گرفته و در اثر نئومورفیسم به میکرواسپار تبدیل شده است. فراوانی میکریت و فورامینیفرهای کفزی در رخساره‌های سازند Pila Spi نشان دهنده رسوب آن در یک محیط کم عمق دریایی است (Ali and Mohamed, 2013). غار کونا با مختصات جغرافیایی  $35^{\circ}09'32''N$  و  $45^{\circ}38'47''E$  بر روی تاق‌دیس Golan واقع شده است. این تاق‌دیس که از سازند Pila Spi تشکیل شده است ساختاری باریک به عرض حدود ۱ کیلومتر و طول ۱۰ کیلومتر با روند شمال شرقی - جنوب غربی است. دهانه ورودی غار کونا بسیار باریک و کوچک است. اما در ادامه به تالارهایی باز می‌شود که با رسوبات بسیار زیبا و چشم‌نواز شامل انواع استالاکتیت، استالاکمیت و آبشارهای آهکی پوشانده شده‌اند. هیچ اطلاعات روشنی در مورد معابر اصلی این غار که تنها کمتر از یک کیلومتر از آن اکتشاف شده است وجود ندارد. آنالیز XRD نشان داد که اسپلئوتم‌ها از کلسیت تشکیل شده‌اند. نمونه‌ها در مقاطع میکروسکوپی ساختار لایه‌ای دارند که رسوب سالانه کلسیت را نشان می‌دهند. تجزیه و تحلیل نسبت‌های ایزوتوپی پایدار کربن و اکسیژن یک روش پرکاربرد در مطالعات محیط دیرینه است، زیرا این نسبت‌ها محیط رسوبی را منعکس کرده و معمولاً در سراسر مرزهای چینه‌شناسی تغییر می‌کنند (Guo et al, 2010). در آب دریا، مقدار  $\delta^{18}O$  با افزایش شوری افزایش می‌یابد (Wang et al, 2014). زیرا  $^{16}O$  ترجیحاً تبخیر شده و به بارش جوی تبدیل می‌شود. در نتیجه آب دریای باقی مانده، که در حال حاضر در شوری بالاتر است، در  $^{18}O$  غنی می‌شود. با استفاده از معادله تجربی کیث و وبر (Keith and Weber, 1964) ( $Z = (2.048 \times (\delta^{13}C_{(PDB)} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}O_{(PDB)} + 50))$ ) که معیاری برای تمایز بین کربنات‌های دریایی و غیردریایی با استفاده از مقادیر  $\delta^{13}C$  و  $\delta^{18}O$  در سنگ‌های آهکی است مشخص شد که سازند Pila Spi منشأ دریایی دارد ( $Z > 120$ ). مقادیر  $\delta^{13}C$  و  $\delta^{18}O$  نمونه‌های سازند Pila Spi منفی و به ترتیب با مقدار میانگین  $-0.34\%$  و  $-0.5\%$  است. مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در این سازند، سنگین‌تر از مقدار آن در رسوبات کربناته دریایی است. مقادیر سنگین‌تر ایزوتوپ اکسیژن در سازند Pila Spi می‌تواند ناشی از شور آب مینیمم‌دار مرتبط با یک حوضه تبخیری باشد که در طی آن محتوای ایزوتوپی اکسیژن حوضه سنگین‌تر از آب دریا می‌شود. در یک محیط بسته آب شور، مقادیر  $\delta^{13}C$  و  $\delta^{18}O$  سنگ‌های کربناته همبستگی معناداری دارند. هر چه سیستم بسته‌تر باشد، ضریب همبستگی نیز بالاتر است (Wang et al, 2014). ضریب همبستگی در کربنات سازند Pila Spi ( $r = 0.921$ ) نشان‌دهنده همبستگی قوی قابل توجه و بسته بودن سیستم است. ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن، مبنای اصلی بازسازی دما یا تاریخچه بارش یک مکان را از اسپلئوتم‌ها فراهم می‌کنند. زمانی که حرکت هوا و آب در غار نسبتاً آهسته است، یک تعادل حرارتی بین دمای سنگ بستر و هوای غار برقرار می‌شود (Bradley, 2015). در نتیجه هنگامی که اسپلئوتم‌ها تحت شرایط تعادل ایزوتوپی رسوب کنند،  $\delta^{18}O$  کلسیت اسپلئوتم هم منعکس‌کننده تغییرات در  $\delta^{18}O$  آب‌چکه تراوش‌کننده آن و هم تغییرات دمای هوای غار است. در نتیجه از این اصل می‌توان برای بازسازی دمای هوای غار استفاده کرد که در بسیاری از غارها به دمای سالانه هوای سطحی مربوط می‌شود (Wigley and Brown, 1976). تعیین دمای دیرینه مبتنی بر مطالعات ایزوتوپی فقط در صورتی قابل اتکا است که کلسیت (یا آراگونیت) در تعادل ایزوتوپی با آب‌چکه رسوب کند. این موضوع را می‌توان با تعیین اینکه آیا مقادیر  $\delta^{18}O$  در طول یک لایه رشد ثابت است یا خیر، ارزیابی کرد. اگر مقادیر برای همان لایه متفاوت باشد، نشان می‌دهد که رسوب تحت تأثیر تبخیر قرار گرفته است، نه فقط گاززدایی آهسته  $CO_2$ ، و این رابطه ساده شکنش وابسته به دما را تغییر می‌دهد (Bradley, 2015). حد قابل قبول برای اسپلئوتم‌های ته نشین شده در تعادل ایزوتوپی،  $0.5\%$  برای تغییرات  $\delta^{18}O$  و

حداکثر ۰/۷ برای ضریب همبستگی خطی بین  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^{13}\text{C}$  در امتداد یک لایه است (Lauritzen, 1995; Linge et al, 2001). نتایج آنالیز ایزوتوپی استالاگمیت‌ها نشان دهنده تشکیل آنها را در شرایط تعادلی و طی فرآیند گاززدایی آهسته  $\text{CO}_2$  است. مزیت کلیدی اسپلئوتم‌ها در حوزه مطالعات اقلیم دیرینه، امکان سن‌سنجی دقیق آنها تا نیم میلیون سال با استفاده از روش‌های مبتنی بر U-Th است (Cheng et al, 2013). سن استالاگمیت‌ها با استفاده از مقادیر و نسبت‌های ایزوتوپی U و Th در دو استالاگمیت  $1 \pm 30$  و  $1 \pm 25$  هزار سال برآورد شده است. سن نمونه‌ها با استفاده از نرم‌افزار Isoplot/Ex (نسخه 3.0) (Ludwig, 2003) که یک برنامه رسم و رگرسیون طراحی شده برای داده‌های ایزوتوپی پرتوزا است محاسبه شده است.

### نتیجه‌گیری

با توجه به تشکیل استالاگمیت‌ها تحت شرایط تعادل ایزوتوپی، می‌توان از داده‌های ایزوتوپ اکسیژن آنها برای تعیین دمای غار در دو بازه زمانی به دست آمده از نتایج U-Th استفاده کرد. برای این منظور از معادله شارپ (Sharp, 2007) که مبتنی بر تفکیک ایزوتوپ اکسیژن بین اسپلئوتم ( $\delta^{18}\text{O}_c$ ) و آب چکه ( $\delta^{18}\text{O}_w$ ) بر اساس دمای محیط ( $T, ^\circ\text{C}$ ) است استفاده شده است:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 15.75 - 4.3(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite(PDB)}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{water(SMOW)}}) + 0.14(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite(PDB)}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{water(SMOW)}})^2$$

از آنجایی که این معادله شامل دو مجهول ( $T$  و  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ ) و تنها یک مقدار اندازه‌گیری شده ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ ) است، برای به دست آوردن دما نیاز به داده‌های ایزوتوپی قطرات آب در زمان تشکیل استالاگمیت است. از آنجا که ممکن است مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  سیال درگیر تحت تبادل ایزوتوپی با کلسیت اطراف قرار گرفته باشد، از مقدار  $\delta D$  سیال درگیر برای محاسبه مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  آن با استفاده از معادله ترکیب ایزوتوپی آب سیال درگیر اسپلئوتم‌ها ( $\delta D = 7.68 \times \delta^{18}\text{O} + 6.26$ ) (Affolter et al, 2025) استفاده شده است. مقادیر  $\delta D$  به دست آمده از سیالات درگیر دو استالاگمیت به ترتیب  $-54/21$  و  $-57/17$  به دست آمد. به این ترتیب مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  سیال دو استالاگمیت به ترتیب  $-7/87$  و  $-8/26$  تعیین شد. با جایگذاری مقادیر در رابطه شارپ، دمای غار در بازه زمانی تشکیل دو استالاگمیت به ترتیب  $10/9$  و  $12/1$  به دست آمد. در حال حاضر میانگین دمای سالانه هوا در محدوده دربندبخان در طی دو دهه گذشته بین سال‌ها  $2000-2020$  معادل  $22/41$  درجه سانتی‌گراد ثبت شده است (Kallosy and Sharbazhery, 2023). میانگین دمای جهانی در این بازه زمانی معادل  $0/72$  درجه سانتی‌گراد بوده است (NOAA, 2024). به نظر می‌رسد که علی‌رغم داده‌های محدود، دماهای محاسبه شده برای میانگین سالانه در بازه  $25$  و  $30$  هزار سال پیش برای منطقه مورد مطالعه با میانگین دمای جهانی حدود  $8-$  درجه سانتی‌گراد (Petit et al, 1999) در این دو بازه زمانی انطباق قابل قبولی دارند.

### واژگان کلیدی: ایزوتوپ، غار، کربنات، کونابا، عراق.

### مقدمه

غارها یکی از محصولات کارستی شدن هستند که در طی آن سنگ‌های نسبتاً محلول مانند سنگ‌های آهکی توسط آب‌های جوی در حال نفوذ رو به پایین که با یک افق خاکی حاوی سطوح بالای  $\text{CO}_2$  برهم‌کنش داشته‌اند، حل می‌شوند. علاقه به تحقیق بر روی به اسپلئوتم‌ها یا غارسنگ‌ها (کربنات‌های ثانویه تشکیل شده در غارها مانند استالاگمیت‌ها و استالاگمیت‌ها) به عنوان ثبت کننده‌های محیط‌های دیرینه قاره‌ای در طول دو دهه گذشته به طور قابل توجهی افزایش یافته است، که نشان دهنده نیاز به ارائه سوابق دیرینه اقلیمی قابل اعتماد از محیط‌های قاره‌ای است. این علاقه همراه بوده با پیشرفت‌هایی که در زمینه

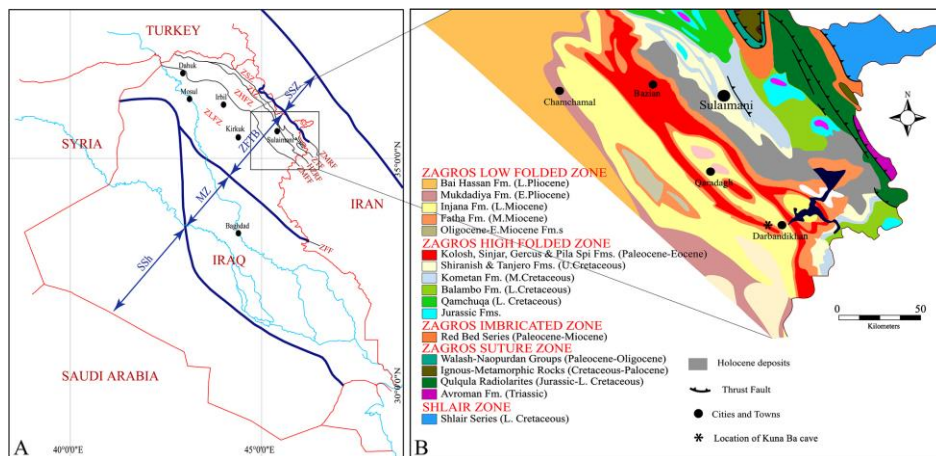
تحلیل نتایج ایزوتوپی به ویژه ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن حاصل شده است (McDermott, 2004; Fairchild et al, 2006; Fairchild and Baker, 2012; Oster et al, 2019). تحت شرایط آب و هوایی مختلف، ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن دارای ویژگی‌های غنی‌سازی متفاوتی هستند. بنابراین، ترکیبات ایزوتوپ کربن و اکسیژن کارست‌ها از مهم‌ترین ردیاب‌ها در مطالعات اقلیم دیرینه و بازسازی محیط زمین‌شناسی دیرینه هستند (Valley and Cole, 2001). اسپلئوتم‌ها (عمدتاً کلسیت، اما گاهی اوقات آراگونیت) هنگامی تشکیل می‌شوند که آب‌های زیرزمینی اشباع شده از کربنات با نفوذ به سمت پایین، با فشار جزئی  $\text{CO}_2$  بیش از جو غار، وارد غار شده و با گاززدایی یا تبخیر

استالاگمیت نیز باید شکل ستونی داشته باشد تا حاوی نوارهای رشد سالانه باشد و هیچ استالاکتیتی به عنوان منبع چکه در بالای استالاگمیت وجود نداشته باشد (Qin et al, 1999) تا تفکیک ایزوتوپی صورت گرفته در آن کاربرد عملی قابل قبول تری داشته باشد. برای استالاگمیت‌های تشکیل شده در گذشته می‌توان از داده‌های ایزوتوپی سیالات درگیر موجود در آنها جهت تعیین دمای تشکیل استفاده کرد (Lachniet, 2009).

### منطقه مورد مطالعه

غار کونا با (KunaBa) در شمال شرق عراق در استان سلیمانیه واقع در اقلیم کردستان در شمال غرب شهرستان دربندیخان قرار گرفته است. این منطقه بر اساس تقسیم بندی واحدهای ساختاری عراق (Fouad and Sissakian, 2011) بر روی کمر بند چین خورده زاگرس واقع شده است (شکل ۱).

نسبت به کربنات کلسیم فوق اشباع می‌شوند (Harmon et al, 2004). در بیشتر مطالعات ایزوتوپی اسپلئوتم‌ها از استالاگمیت‌ها به جای استالاکتیت‌ها استفاده می‌کنند، زیرا هندسه ساده، نرخ رشد نسبتاً سریع و تمایل به رسوب نزدیک به تعادل ایزوتوپی با آب‌چکه‌های غار، بازسازی اقلیم دیرینه را تسهیل می‌کند. به طور کلی منطق تفسیر ایزوتوپ‌های اکسیژن در غارها شبیه به سایر کربنات‌های ثانویه در قاره‌ها مانند کربنات‌های دریاچه و تופا است، به طوریکه منعکس کننده  $\delta^{18}O$  آب جوی چکنده در غار و وابستگی دمایی تفکیک ایزوتوپی آب-کلسیت است. همچنین تغییرات ایزوتوپ کربن در اسپلئوتم‌ها معمولاً برای منعکس کردن سیگنال‌های پوشش گیاهی دیرینه ناشی از آب و هوا در نظر گرفته می‌شود (McDermott et al, 2006). ضخامت نوارهای رشد سالانه در استالاگمیت‌ها نیز یکی از معیارهای استنباط آب و هوایی است. زیرا ضخامت هر نوار توسط نرخ آب‌چکه‌ای کنترل می‌شود که آن نیز به نوبه خود به میزان بارش سطحی وابسته است.



شکل ۱: نقشه تکتونیکی عراق که مناطق فرعی تکتونیکی را نشان می‌دهد (SSZ زون سنندج - سیرجان، SZ زون شالایر، ZFTB کمر بند چین خورده - تراست زاگرس، MZ زون بین‌النهرین، SSh سکوی پایدار، ZLFZ زون زاگرس چین خورده پست، ZHFZ زون زاگرس چین خورده مرتفع، ZIZ زون فلسی زاگرس، ZSZ زون زمین درز زاگرس، ZFF گسل پیش‌گودال زاگرس، ZMFF گسل جبهه کوهستانی زاگرس، HZRF گسل معکوس زاگرس مرتفع، ZTF جبهه راندگی زاگرس، ZMRF گسل معکوس اصلی زاگرس) (Al-Qayim et al, 2012; Baziany, 2014; Zainy et al, 2017). B: نقشه زمین‌شناسی سازندهای شمال شرق عراق و موقعیت منطقه مورد مطالعه (\*).

کمر بند کوهزایی زاگرس.

Fig. 1: Location Map, A: Tectonic map of Iraq showing the tectonic subdivision zones. (SSZ Sanandaj-Sirjan Zone-SZ Shalair Zone, ZFTB Zagros Fold-Thrust Belt, MZ Mesopotamian Zone, SSh Stable Shelf, ZLFZ Zagros Low Folded Zone, ZHFZ Zagros High Folded Zone, ZIZ Zagros Imbricated Zone, ZSZ Zagros Suture Zone, ZFF Zagros Foredeep Fault, ZMFF Zagros Mountain Front Fault, HZRF High Zagros Reverse Fault, ZTF Zagros Thrust Front, ZMRF Zagros Main Reverse Fault.) (Al-Qayim et al. 2012; Baziany 2014; Zainy et al. 2017; Fouad 2015), B: Geologic map of the northeast Iraq formations showing the location of the study area (\*) in the Zagros Orogenic Belt



صفحه عربی به زیر صفحات ایران در طی پالئوسن و ائوسن تشکیل شده است (Jassim and Goff, 2006). توالی آن که نمایانگر بخش بالایی از ابرتوالی چینه شناسی صفحه عربی است در دوره ائوسن میانی و پسین بر روی یک زون بالآمده در طول مرحله نهایی فرورانش و بسته شدن باقیمانده اقیانوس نئوتتیس نهشته شده است (Al-Banna et al, 2015). در پایان ائوسن میانی، رسوبات آواری تأمین شده از زون بالآمده متوقف و حوضه با کربنات‌های تالابی پر شده است (Jassim and Buday, 2006). از جمله تحقیقاتی که بر روی سازند Pila Spi انجام شده است می‌توان به مطالعات کاظم و حسین (Kadhim and Hussein, 2016) بر روی پتروگرافی و ژئوشیمی، میرزا و رشید (Mirza and Rashid, 2019) بر روی ارزیابی اقتصادی در صنعت سنگ نما و اسعد (Asaad, 2022) بر روی ریزخساره و محیط رسوبی اشاره کرد. استوانکویچ و همکاران (Stevanovic et al, 2009) به غار کونابا به عنوان یکی از سیستم‌های غاری در شمال عراق اشاره کرده‌اند. با توجه به اهمیت اسپلئوتم‌های غاری در مطالعات اقلیم دیرینه، در این پژوهش از داده‌های ایزوتوپ های ناپایدار و پایدار برای سن‌سنجی استلاگمیت‌های غار کونابا و تعیین دمای دیرینه در منطقه استفاده شده است. همچنین داده‌های ایزوتوپ برای تعیین محیط رسوبی سازند Pila Spi به عنوان میزبان اصلی غار کونابا مورد استفاده قرار گرفته‌اند.

کمربند چین‌خورده توروس - زاگرس بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر از ترکیه تا جنوب شرقی ایران گسترش دارد و حاصل بسته شدن اقیانوس نئوتتیس بین صفحات عربی و اوراسیا است (Talbot and Alavi, 1996; Stampfli and Borel, 2002). توسعه این کمربند در کرتاسه پسین با فرورفتن پوسته حاشیه پلیت عربی از زمان کامپانین تا پالئوسن آغاز شد و در نئوژن با برخورد قاره‌ای بین بلوک عربی و ایران مرکزی به اوج خود رسید (Saura et al, 2015). این کمربند کوهزایی دارای دو روند متمایز است: شمال باختری - جنوب شرقی بین صفحات عربی و ایران مرکزی (به نام زاگرس) و شرقی - غربی بین صفحات عربی و ارمنستان جنوبی (به نام توروس). بخش چین‌خورده این کمربند در اقلیم کردستان شامل تقاطع هر دو روند زاگرس و توروس است. زون زاگرس در عراق به نوبه خود به چند زون تکتونیکی مجزا تقسیم می‌شود که از جنوب غرب به سمت شمال شرق عبارتند از زون چین‌خورده پست، زون چین‌خورده مرتفع، زون همپوشانی و زون زمین درز که محدوده مورد نظر بر روی بخش مرتفع آن واقع شده است. سازند Pila Spi که از منطقه‌ای به همین نام در نزدیکی سد دربندیخان اقتباس شده است دو یال تاق‌دیس Golan را تشکیل می‌دهد و در زون چین‌خورده مرتفع با مورفولوژی برجسته و گاه‌تند و پرشیب قرار دارد (شکل ۲). این سازند در طی بسته شدن نهایی اقیانوس نئوتتیس با فرورانش



شکل ۲: مقطع تیپ سازند Pila Spi در شمال دربندیخان در مسیر جاده سلیمانیه

Fig. 2: The type section of Pila Spi Formation in north of Darbandikhan on the Sulaimani Road



## مواد و روش‌ها

Georisorse (ایتالیا ارسال گردیدند. تعیین  $\delta D$  سیال درگیر با استفاده از روش طیف سنجی Cavity-Ring-Down صورت گرفته است. در این روش با خردایش نمونه از طریق پرس هیدرولیکی، محتویات سیال درگیر تحت شرایط خلاء استخراج و مقادیر ایزوتوپ‌ها از طریق طیف سنجی اندازه‌گیری شده و طبق رابطه ۱ نسبت به استاندارد مرجع  $^1$  SMOW سنجیده شده و بر حسب در هزار (%) بیان شده است. به منظور تعیین مقادیر ایزوتوپ کربن و اکسیژن، نمونه‌ها در داخل کیسول‌های شیشه‌ای که قبلاً هوای موجود در آنها تخلیه شده تحت تأثیر اسید فسفریک قرار داده شدند تا گاز  $CO_2$  متصاعد شده از هر نمونه توسط دستگاه طیف سنج جرمی اندازه‌گیری شود. اندازه‌گیری با استفاده از دستگاه ISOPRIME 100 صورت گرفت و دقت آن  $0.3 \pm$  در هزار برای  $^{13}C$  و  $0.1 \pm$  در هزار برای  $^{18}O$  است. نتایج نمونه‌ها طبق روابط ۲ و ۳ نسبت به استاندارد مرجع  $^2$  VPDB برای کربن و اکسیژن سنجیده شده و بر حسب در هزار (%) بیان شده‌اند:

رابطه ۱)

$$\delta D = [(D/H)_{\text{Sample}} / (D/H)_{\text{Standard}}] - 1 \times (1000)$$

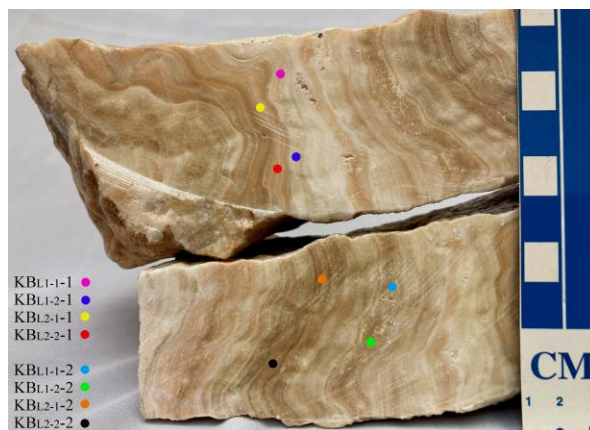
رابطه ۲)

$$\delta^{13}C = [(^{13}C/^{12}C)_{\text{Sample}} / (^{13}C/^{12}C)_{\text{Standard}}] - 1 \times (1000)$$

رابطه ۳)

$$\delta^{18}O = [(^{18}O/^{16}O)_{\text{Sample}} / (^{18}O/^{16}O)_{\text{Standard}}] - 1 \times (1000)$$

در طی پیمایش و بازدید میدانی تعداد ۱۷ نمونه از سازند Pila Spi و ۹ نمونه غارسنگ شامل دو استالاگمیت با نواربندی خوب از داخل غار کونابا جهت تهیه مقاطع میکروسکوپی، آنالیز XRD و ایزوتوپی برداشت شد (لازم به ذکر است که برای نمونه‌برداری از داخل غار از طرف سازمان منابع طبیعی اقلیم کردستان به شدت محدودیت وجود داشت). جهت مشخص شدن کلسیتی یا آراگونیتی بودن اسپیلئوتوم‌ها یک نمونه برای انجام آنالیز XRD به آزمایشگاه پژوهشکده فناوری‌های نوین دانشگاه زنجان ارسال گردید. به منظور تعیین  $\delta D$  سیال سازنده استالاگمیت‌ها دو نمونه سیال درگیر مورد آنالیز قرار گرفت. پس از انتخاب تعدادی از نمونه‌ها بر اساس ویژگی‌های بافتی قابل مشاهده در نمونه دستی جهت تهیه مقطع نازک، تعداد ۱۴ نمونه از سازند Pila Spi برای تعیین مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن انتخاب شدند. دو لایه مشخص از هر استالاگمیت و دو برداشت از هر لایه نیز به منظور مطالعات ایزوتوپی پایدار انتخاب شدند (شکل ۳). برای تهیه نمونه از استالاگمیت‌ها محل‌های مورد نظر با مته دندانپزشکی مخروطی به قطر ۰/۵ میلی‌متر سوراخ شدند. نمونه‌ها پس از پودر و همگن شدن همراه با نمونه سیال درگیر به موسسه تحقیقاتی علوم زمین (Istituto di Geoscienze e



شکل ۳: محل‌های نمونه‌برداری از لایه‌های دو استالاگمیت

Fig. 3: Sampling locations of two stalagmites layers

منظور نمونه‌ها ابتدا به اندازه رس آسیاب و سپس الک و همگن می‌شوند. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی با استفاده از دستگاه Finnigan MAT 262 RPQ انجام شده است. اندازه‌گیری با عبور جریان از یک رشته فلزی رسانای بسیار

سن نمونه‌ها با استفاده از طیف سنجی جرمی یونیزاسیون حرارتی (TIMS) تعیین شد. تعداد ۲ نمونه در موسسه تحقیقاتی علوم زمین (Istituto di Geoscienze e) ایتالیا مورد آنالیز قرار گرفتند. برای این

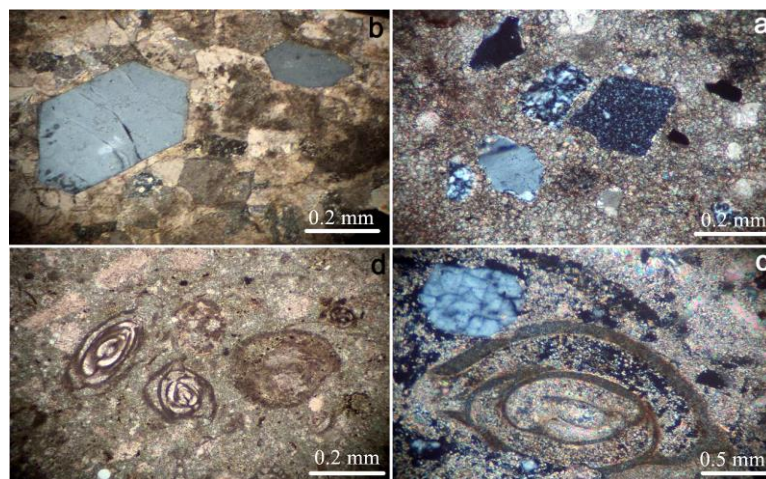
قطعات آذرین و رسی با دانه‌های گلوکونیت تشکیل شده‌اند. عمده‌ترین زمینه سنگ‌های کربناته سازند Pila Spi گل کربناته (میکرایت) است که به شدت در معرض دولومیتی شدن قرار گرفته و در اثر نئومورفیسم به میکرواسپار تبدیل شده است. در مناطقی که سازند تحت فرآیندهای دیاژنتیکی شدیدی قرار گرفته است بیشتر فسیل‌ها محو شده و قابل تشخیص نیستند. دانه‌های اسکلتی از استروماتولیت، فورامینیفر، مرجان، کلسی‌اسفر، پلانکتون دوکفه‌ای، با چند گونه استراکد و گاستروپود تشکیل شده‌اند (شکل ۴). فراوانی میکرایت و فورامینیفرهای کفزی در رخساره‌های سازند Pila Spi نشان دهنده رسوب آن در یک محیط کم عمق دریایی است (Ali and Mohamed, 2013). همچنین وجود جلبک سبز آهکی در این سازند نشان دهنده رسوب و تشکیل آن در یک محیط آبی کم عمق با عمق کمتر از ۱۰ متر است (Aguirre et al, 2000). تصور می‌شود که کوارتز تک کریستالی که در ریزرخساره‌های گل سنگ آهکی وجود دارد در محیط‌های کم انرژی، بین جزر و مدی و فوق جزر و مدی محدود رسوب کرده باشد (Nowrouzi et al, 2015). درون‌آوارهایی که در تمام سطوح شیب‌دار یافت می‌شوند و در گل سنگ آهکی رایج هستند، در محیط زیر جزر و مدی با انرژی بالا رسوب کرده‌اند (Yang et al, 2010).

نارک از جنس Re یا Ta که نمونه روی آن قرار دارد، و گرم کردن تا دمای بیش از ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد صورت می‌گیرد. یون‌های تشکیل شده توسط یک ولتاژ بالا (تا ۸۰۰۰ ولت) شتاب گرفته تا از یک بخش مغناطیسی عبور کنند و در آنجا بر اساس نسبت جرم به بار از هم جدا می‌شوند. هر پرتو ایزوتوپی جدا شده به طور همزمان در آرایه‌ای از آشکارسازها جمع‌آوری می‌شود و نسبت‌های ایزوتوپی توسط یک یا چند آشکارساز تجزیه و تحلیل می‌شوند.

## بحث و نتایج

### بررسی میدانی و مطالعات کانی‌شناسی

سازند Pila Spi در مقطع تیپ خود از دو بخش تشکیل شده است. بخش فوقانی که ۵۷ متر ضخامت دارد از آهک بیتومینه لایه‌ای سفید بلورین با نوارهایی از مارن سبز کم رنگ یا مارن گچی حاوی نودول‌های چرت با آثار خوب فسیلی تشکیل شده و بخش زیرین که ۲۸ متر ضخامت دارد از آهک سفید با لایه‌بندی خوب یا بیتومینه متخلخل با آثار ضعیف فسیلی تشکیل شده است. بررسی سنگ‌نگاری واحدهای کربناته در سازند Pila Spi دانه‌های اسکلتی و غیراسکلتی را نشان می‌دهد. دانه‌های غیراسکلتی از قطعات درون‌آواری، قطعات برش کربناته، چرت، کلسدون، خاکستر آتشفشانی، کوارتز، کریستوبالیت، گچ، توفی،



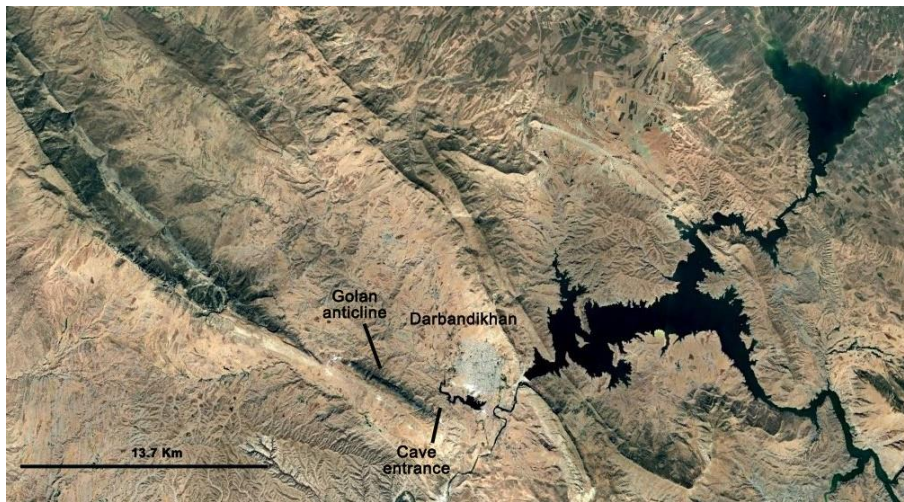
شکل ۴: مقاطع میکروسکوپی اجزای غیراسکلتی و اسکلتی از زیررخساره وکستون و پکستون واحدهای کربناته سازند Pila Spi: a: دانه‌های چرت، کلسدونی و کوارتز در زمینه میکرایتی، b: بلورهای خودشکل ژیبس محصور در بین کانی‌های کلسیت، c: فورامینیفر همراه با کریستوبالیت، d: فورامینیفرهای پلانکتونیک.

Fig. 4: Microscopic sections of non-skeletal and skeletal components of wackestone and packstone microfacies carbonate units of the Pila Spi Formation: a: Chert, chalcedony and quartz grains in a micritic matrix, b: Euhedral gypsum crystals surrounded by calcite minerals, c: Foraminifera with cristobalite, d: Planktonic foraminifera



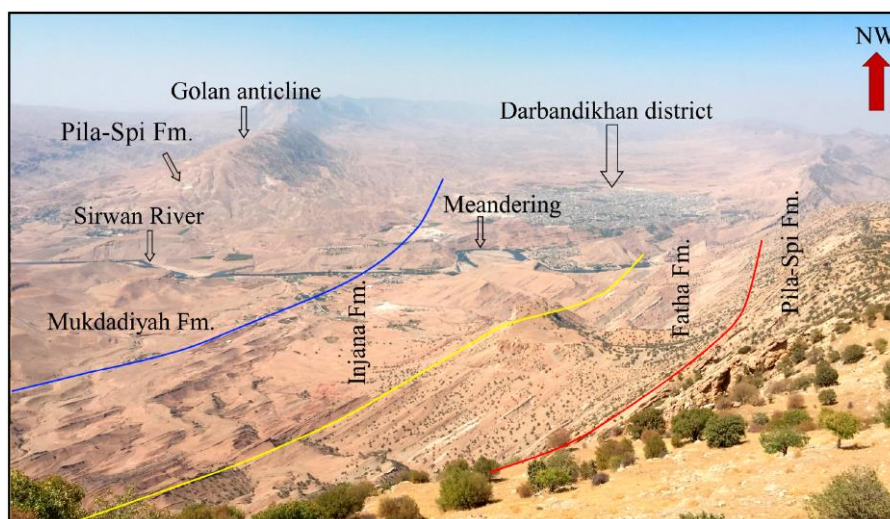
سوق داده است (Stevanovic et al, 2009) (شکل ۵ و ۶). دهانه ورودی غار بسیار باریک و کوچک است. اما در ادامه به تالارهایی باز می‌شود که با رسوبات بسیار زیبا و چشم‌نواز شامل انواع استالاکتیت، استالاگمیت و آبشارهای آهکی پوشانده شده‌اند (شکل ۷). هیچ اطلاعات روشنی در مورد معیار اصلی این غار که تنها کمتر از یک کیلومتر از آن اکتشاف شده است یا در مورد ساختار قسمت انتهایی آن وجود ندارد. آنالیز XRD نشان داد که اسپلنوتوم‌ها از کلسیت تشکیل شده‌اند (شکل ۸). نمونه‌ها در مقاطع میکروسکوپی ساختار لایه‌ای دارند که رسوب سالانه کلسیت را نشان می‌دهند (شکل ۹).

غار کونابا با مختصات جغرافیایی  $45^{\circ}38'47''E$  و  $35^{\circ}09'32''N$  بر روی تاقدیس Golan واقع شده است. این تاقدیس که از سازند Pila Spi تشکیل شده است ساختاری باریک به عرض حدود ۱ کیلومتر و طول ۱۰ کیلومتر با روند شمال شرقی - جنوب غربی است. خروجی سیستم کارست به احتمال زیاد شامل گروهی از چشمه‌ها (آب شیرین و سولفیدی) است که در مجاورت روستای بنی‌خیلان در ۷۸ کیلومتری شهر سلیمانیه در مسیر جاده دربندیخان به کلار قرار دارند. جدای از گسل‌های منطقه، چندین گسل محلی (عرضی) مسیر اصلی آب زیرزمینی را مستعد کرده و توسعه غار را به سمت دره سیروان به عنوان پایگاه اصلی فرسایش



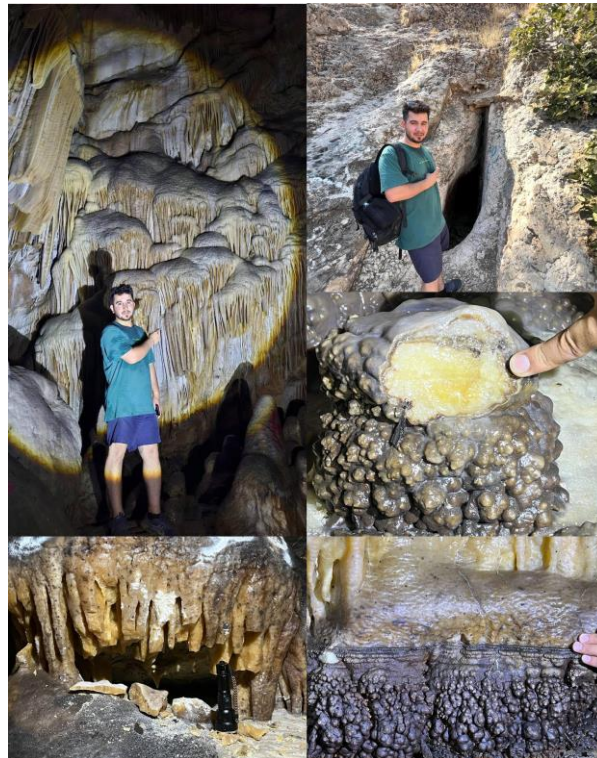
شکل ۵: عکس هوایی شهر و دریاچه دربندیخان و موقعیت دهانه ورودی غار کونابا بر روی تاقدیس Golan

Fig. 5: Aerial photo of the city and Lake of Darbandikhan and the location of the entrance to the KunaBa Cave in the Golan Anticline



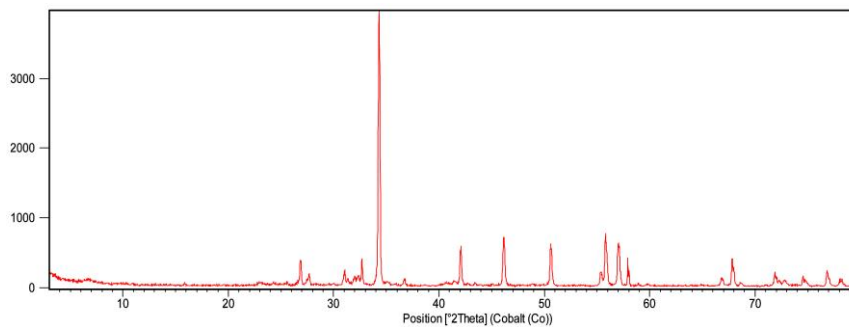
شکل ۶: دورنمایی از سازندها و تاقدیس Golan در مجاورت شهر دربندیخان (با تغییرات از اوتمن و عمر (Othman and Omar, 2023))

Fig. 6: Perspective of the Formations and Golan anticline in the vicinity of Darbandikhan city of (with modifications from Othman and Omar, 2023)



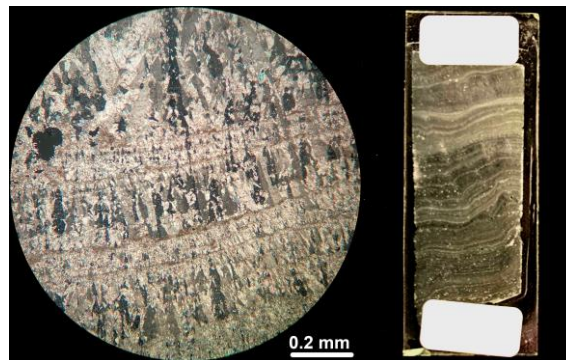
شکل ۷: مدخل باریک ورودی غار کونابا و تصاویری از رسوبات آهکی تشکیل شده در درون آن

Fig. 7: The narrow entrance to KunaBa Cave and images of the limestone deposits formed within it.



شکل ۸: الگوی پراش پرتو ایکس نمونه ارسالی از غار کونابا

Fig. 8: X-ray diffraction pattern of the sample from KunaBa Cave



شکل ۹: مقطع نازک که در آن لایه‌های ظریف رشد سالانه به وضوح قابل مشاهده است. ساختار لایه‌بندی بلورهای کلسیت در مقطع نازک (نور پلاریزه متقاطع)

Fig. 9: Thin section in which fine annual growth layers are clearly visible. Layered structure of calcite crystals in thin section (cross-polarized light)

## مطالعات ایزوتوپی

تجزیه و تحلیل نسبت‌های ایزوتوپی پایدار کربن و اکسیژن یک روش پرکاربرد در مطالعات محیط دیرینه است، زیرا این نسبت‌ها محیط رسوبی را منعکس کرده و معمولاً در سراسر مرزهای چین‌شناسی تغییر می‌کنند (Guo et al, 2010). در آب دریا، مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  با افزایش شوری افزایش می‌یابد (Wang et al, 2014). زیرا  $16\text{O}$  ترجیحاً تبخیر شده و به بارش جوی تبدیل می‌شود. در نتیجه آب دریای باقی مانده، که در حال حاضر در شوری بالاتر است، در  $18\text{O}$  غنی می‌شود. با این حال، از آنجایی که سطوح  $\delta^{18}\text{O}$  به شدت تحت تأثیر فرآیند کارستی شدن قرار می‌گیرند، لذا ایزوتوپ اکسیژن به عنوان معیاری از محیط‌های رسوبی اولیه دقت کمتری دارد (Wang et al, 2014). در طی فرآیندهای کارستی شدن، واکنش تبادل ایزوتوپی بین  $13\text{C}$  و  $12\text{C}$  به طور قابل توجهی ضعیف‌تر از واکنش بین  $18\text{O}$  و  $16\text{O}$  است. از این رو، ترکیب ایزوتوپی کربن می‌تواند پارامتر مطمئن تری در تفسیر محیط‌های رسوبی اولیه باشد (Zhang, 2016).

(1985). کیث و وبر (Keith and Weber, 1964) معادله تجربی زیر (رابطه ۴) را با استفاده از مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  در سنگ‌های آهکی برای ایجاد معیاری برای تمایز بین کربنات‌های دریایی و غیردریایی استخراج کردند که وزن اصلی معادله بر روی ایزوتوپ کربن است:

$$Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C}(\text{PDB}) + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O}(\text{PDB}) + 50)$$

کربنات‌های دریایی  $Z > 120$  دارند، در حالی که کربنات‌های آب شیرین دارای  $Z < 120$  هستند. وقتی  $Z = 120$  باشد، محیط کربنات نامشخص است. این نتیجه‌گیری توسط بسیاری از نتایج تحقیقات بعدی تأیید شده است (Zhong et al, 2012). مقادیر  $Z$  با توجه به داده‌های ایزوتوپ کربن و اکسیژن نمونه‌های سازند Pila Spi (جدول ۱) بیشتر از ۱۲۰ بوده و نشان دهنده منشأ دریایی این سازند است. با توجه به جدول ۱ مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  نمونه‌های سازند Pila Spi منفی و به ترتیب با مقدار میانگین  $0/34\%$  و  $0/5\%$  است.

جدول ۱: نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن نمونه‌های سازند Pila Spi و استالاگمیت غار

Table 1: Results of stable carbon and oxygen isotope analysis of samples from the Pila Spi Formation and KunaBa Cave stalagmites

Sample*	$\delta^{13}\text{C}(\text{VPDB})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{VPDB})$	Z value	Sample**	$\delta^{13}\text{C}(\text{VPDB})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{VPDB})$	$\Delta(\delta^{18}\text{O})$	R2
PS-1	-1.09	-0.45	124.84	KBL1-1-1	-9.57	-6.76	0.48	0.49
PS-2	-1.54	-0.97	123.66	KBL1-2-1	-8.84	-7.24		
PS-3	-0.93	-0.49	125.15	KBL2-1-1	-9.01	-7.10		
PS-4	+0.09	-0.22	127.37	KBL2-2-1	-8.55	-6.91	0.19	
PS-5	+0.11	-0.13	127.46	Average	-8.99	-7.00		
PS-6	-1.30	-0.71	124.28	KBL1-1-2	-9.63	-7.11	0.05	0.45
PS-7	+0.26	+0.08	127.87	KBL1-2-2	-9.21	-7.16		
PS-8	+0.21	-0.22	127.62	KBL2-1-2	-9.15	-6.82	0.45	
PS-9	-0.11	+0.17	127.16	KBL2-2-2	-8.17	-7.27		
PS-10	-0.41	-0.31	126.31	Average	-9.04	-7.09		
PS-11	-1.05	-0.55	124.87					
PS-12	+0.76	+0.25	128.98					
PS-13	-0.91	-0.57	125.15					
PS-14	-1.06	-0.59	124.83					
Average	-0.50	-0.34	126.11					

\*: نمونه‌های برداشت شده از سازند Pila Spi; \*\*: نمونه‌های مربوط به استالاگمیت‌ها (R2 = Linear correlation coefficient between  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ )

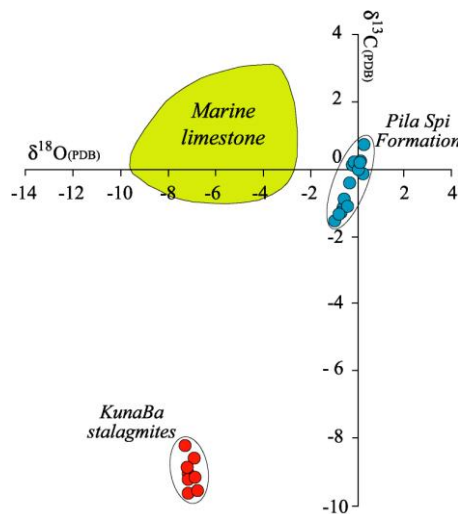
شدید فرآیند دولومیتی شدن در این سازند است. به طوریکه محتوای MgO در این سازند از  $17/46-20/8\%$  (با میانگین  $19/09\%$ ) متغیر است که بسیار بالاتر از میانگین استاندارد بین‌المللی سنگ‌های کربناته ( $7/79\%$ ) (Turekian and Wedepohl, 1961) است (Kadhim and Hussein, 2016).

مقادیر ایزوتوپ اکسیژن در این سازند، سنگین‌تر از مقدار آن در رسوبات کربناته دریایی است (شکل ۱۰). محتوای CaO سازند Pila Spi از  $21/28-30/8\%$  (با میانگین  $27/77\%$ ) متغیر است که کمتر از مقدار مرجع عنوان شده برای سنگ‌های کربناته ( $42/32\%$ ) است. علت در تأثیر



برای مدت کوتاهی باقی می‌ماند و هیچ ارتباط واضحی بین مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن وجود ندارد. با این حال، در یک محیط بسته آب شور، مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  سنگ‌های کربناته همبستگی معناداری دارند. هر چه سیستم بسته‌تر باشد، ضریب همبستگی نیز بالاتر است (Wang et al, 2014). ضریب همبستگی در کربنات سازند Pila Spi ( $r = 0.921$ ) نشان‌دهنده همبستگی قوی قابل توجه و بسته بودن سیستم است.

مقدار  $\delta^{18}\text{O}$  سیالات دولومیتی کننده متأثر از تبخیر است (Gill et al, 1995). بنابراین مقادیر سنگین‌تر ایزوتوپ اکسیژن در سازند Pila Spi می‌تواند ناشی از فرآیند دولومیتی شدن مرتبط با یک حوضه تبخیری باشد که در طی آن محتوای ایزوتوپی اکسیژن حوضه سنگین‌تر از آب دریا می‌شود. مقادیر  $\delta^{13}\text{C}$  و  $\delta^{18}\text{O}$  سنگ‌های کربناته را می‌توان برای تشخیص باز یا بسته بودن حوضه رسوبی به کار برد (Talbot, 1990). در حوضه‌های آب شیرین باز، آب



شکل ۱۰: نمودار ترکیبی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن در کربنات‌های دریایی (Gandin and Capezzuoli, 2008)، سازند Pila Spi و استالامیت‌ها

Fig. 10: Bivariate plots of oxygen and carbon isotope values in marine carbonates (Gandin and Capezzuoli, 2008), Pila Spi Formation and KunaBa stalagmites

(Yonge et al, 1985). در مورد دوم، شکنش دمایی  $\delta^{18}\text{O}$  بین آب و کلسیت (۲۴/۵۰٪ در هر ۱ درجه سانتی‌گراد؛ O'Neil et al, 1969) با سرعتی که به دمای رسوب بستگی دارد اتفاق می‌افتد. در نتیجه از این اصل می‌توان برای بازسازی دمای هوای غار استفاده کرد که در بسیاری از غارها به دمای سالانه هوای سطحی مربوط می‌شود (Wigley and Brown, 1976). تعیین دمای دیرینه مبتنی بر مطالعات ایزوتوپی فقط در صورتی قابل اتکا است که کلسیت (یا آراگونیت) در تعادل ایزوتوپی با آب‌چکه رسوب کند. این موضوع را می‌توان با تعیین اینکه آیا مقادیر  $\delta^{18}\text{O}$  در طول یک لایه رشد ثابت است یا خیر، ارزیابی کرد. اگر مقادیر برای همان لایه متفاوت باشد، نشان می‌دهد که رسوب تحت تأثیر تبخیر قرار گرفته است، نه فقط گاززدایی آهسته  $\text{CO}_2$ ، و این رابطه ساده شکنش وابسته به دما را تغییر می‌دهد (Bradley, 2015). نتایج ۸ آنالیز ایزوتوپی

رسوب یک اسپلئوتم از تبخیر آب یا گاززدایی دی اکسید کربن از قطرات آب حاصل می‌شود. تبخیر معمولاً فقط یک فرآیند مهم در نزدیکی ورودی غار است. بنابراین تشکیل بیشتر اسپلئوتم‌ها در فضای درونی غارها ناشی از فرآیند گاززدایی است. ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن، مبنای اصلی بازسازی دما یا تاریخچه بارش یک مکان را از اسپلئوتم‌ها فراهم می‌کنند. زمانی که حرکت هوا و آب در غار نسبتاً آهسته است، یک تعادل حرارتی بین دمای سنگ بستر و هوای غار برقرار می‌شود (Bradley, 2015). در نتیجه هنگامی که اسپلئوتم‌ها تحت شرایط تعادل ایزوتوپی رسوب کنند،  $\delta^{18}\text{O}$  کلسیت اسپلئوتم هم منعکس‌کننده تغییرات در  $\delta^{18}\text{O}$  آب‌چکه تراوش کننده آن و هم تغییرات دمای هوای غار است. در مورد اول، ترکیب ایزوتوپی اکسیژن از آب تراوشی که اسپلئوتم‌ها از آن تشکیل شده‌اند، منعکس کننده ترکیب ایزوتوپی میانگین بارندگی سالانه است



مزیت کلیدی اسپلئوتم‌ها در حوزه مطالعات اقلیم دیرینه، امکان سن سنجی دقیق آنها تا نیم میلیون سال با استفاده از روش‌های مبتنی بر U-Th است (Cheng et al, 2013). مقادیر و نسبت‌های ایزوتوپی U و Th در جدول ۲ ارائه شده است. سن نمونه‌ها با استفاده از نرم‌افزار Isoplot/Ex (نسخه 3.0) (Ludwig, 2003) که یک برنامه رسم و رگرسیون طراحی شده برای داده‌های ایزوتوپی پرتوزا است محاسبه شده است.

کربن و اکسیژن از دو لایه مجزا در دو استالاگمیت از غار KunaBa در جدول ۱ ارائه شده است. حد قابل قبول برای اسپلئوتم‌های ته نشین شده در تعادل ایزوتوپی،  $0/5\%$  برای تغییرات  $\delta^{18}O$  و حداکثر  $0/7$  برای ضریب همبستگی خطی بین  $\delta^{18}O$  و  $\delta^{13}C$  در امتداد یک لایه است (Lauritzen, 1995; Linge et al, 2001). با توجه به این حدود و نتایج آنالیز ایزوتوپی استالاگمیت‌ها می‌توان تشکیل آنها را در شرایط تعادلی در نظر گرفت.

جدول ۲: مقادیر ایزوتوپ‌های اورانیوم و توریم استالاگمیت‌ها و سن محاسبه شده برای آنها

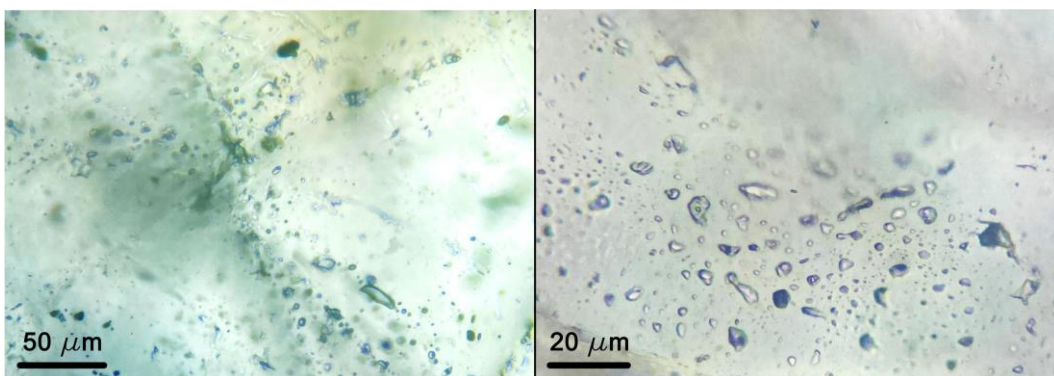
Table 2: Uranium and thorium isotope values and ages of the stalagmites

Sample	U (ppb)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	Age (Ka)
KB-1	$3.7 \pm 0.3$	$2.31 \pm 0.45$	$1.98 \pm 0.2$	$0.22 \pm 0.04$	$25 \pm 1$
KB-2	$11.7 \pm 0.5$	$1.81 \pm 0.11$	$2.14 \pm 0.09$	$0.25 \pm 0.03$	$30 \pm 1$

از آنجایی که این معادله شامل دو مجهول (T و  $\delta^{18}O_{\text{water}}$ ) و تنها یک مقدار اندازه‌گیری شده ( $\delta^{18}O_{\text{calcite}}$ ) است، برای به دست آوردن دما نیاز به داده‌های ایزوتوپی قطرات آب در زمان تشکیل استالاگمیت است. دو منبع برای تخمین  $\delta^{18}O_{\text{water}}$  وجود دارد: (۱) آب‌های زیرزمینی با سن و ترکیب ایزوتوپی مشخص از نزدیک غار مورد مطالعه و (۲) سیالات درگیر موجود در داخل اسپلئوتم‌ها (Lachniet, 2009). با توجه به عدم دسترسی به سیال زمان تشکیل استالاگمیت‌ها باید از گزینه سیال درگیر جهت تعیین دما بر اساس رابطه ۵ استفاده کرد (شکل ۱۱).

با توجه به تشکیل استالاگمیت‌های بررسی شده از غار کونا با تحت شرایط تعادل ایزوتوپی، می‌توان از داده‌های ایزوتوپ اکسیژن آنها برای تعیین دمای غار در دو بازه زمانی به دست آمده از نتایج U-Th استفاده کرد. برای این منظور از رابطه ۵ که مبتنی بر تفکیک ایزوتوپ اکسیژن بین اسپلئوتم ( $\delta^{18}O_c$ ) و آب‌چکه ( $\delta^{18}O_w$ ) بر اساس دمای محیط ( $T, ^\circ\text{C}$ ) است استفاده شده است (Sharp, 2007):

$$T (^{\circ}\text{C}) = 15.75 - 4.3(\delta^{18}O_{\text{calcite}}(\text{PDB}) - \delta^{18}O_{\text{water}}(\text{SMOW})) + 0.14(\delta^{18}O_{\text{calcite}}(\text{PDB}) - \delta^{18}O_{\text{water}}(\text{SMOW}))^2$$



شکل ۱۱: مقاطع میکروسکوپی از سیال درگیر در دو نمونه استالاگمیت

Fig. 11: Microscopic thin sections of fluid inclusion in two stalagmite samples

از آنجایی که ممکن است مقدار  $\delta^{18}O$  سیال درگیر تحت تبادل ایزوتوپی با کلسیت اطراف قرار گرفته باشد، از مقدار  $\delta D$  سیال درگیر برای محاسبه مقدار  $\delta^{18}O$  آن با استفاده

فرض کلیدی در مطالعات سیالات درگیر این است که ترکیب ایزوتوپی آب موجود در سیال درگیر اسپلئوتم به ترتیب با آب‌چکه اصلی و بارندگی سطحی آن مرتبط است.

۵۷/۱۷- به دست آمد. به این ترتیب مقادیر  $\delta^{18}O$  سیال دو استالاگمیت به ترتیب ۷/۸۷- و ۸/۲۶- تعیین شد. با جاگذاری مقادیر در رابطه ۵، دمای غار در بازه زمانی تشکیل دو استالاگمیت محاسبه شد (جدول ۳).

از معادله ترکیب ایزوتوپی آب سیال درگیر اسپلئوتم‌ها ( $\delta D$ )  $(= 7.68 \times \delta^{18}O + 6.26)$  استفاده شده است. مقادیر  $\delta D$  به دست آمده از سیالات درگیر استالاگمیت‌های KB-1 و KB-2 به ترتیب ۵۴/۲۱- و

جدول ۳: دمای محاسبه شده برای نمونه‌های دو استالاگمیت بر اساس مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن

Table 3: Calculated temperatures for two stalagmite samples based on oxygen isotope values

Sample	KBL1-1-1	KBL1-2-1	KBL2-1-1	KBL2-2-1	KBL1-1-2	KBL1-2-2	KBL2-2-2	KBL2-2-2
T (°C)	11.1	13.1	12.5	11.7	11	11.2	9.8	11.6
L. average	12.1		12.1		11.1		10.7	
S. average	12.1				10.9			

L. average: میانگین لایه S. average: میانگین استالاگمیت

حال حاضر میانگین دمای سالانه هوا در محدوده در بندرخان در طی دو دهه گذشته بین سال‌ها ۲۰۰۰- ۲۰۲۰ معادل ۲۲/۴۱ درجه سانتی‌گراد ثبت شده است (Kalloshy and Sharbazhery, 2023). میانگین دمای جهانی در این بازه زمانی معادل ۰/۷۲ درجه سانتی‌گراد بوده است (NOAA, 2024). به نظر می‌رسد که علی‌رغم داده‌های محدود، دماهای محاسبه شده برای میانگین سالانه در بازه ۲۵ و ۳۰ هزار سال پیش برای منطقه مورد مطالعه با میانگین دمای جهانی حدود ۸- درجه سانتی‌گراد (Petit et al, 1999) در این دو بازه زمانی انطباق قابل قبولی دارند.

### سپاسگزاری

نویسنده این مقاله از هیچ سازمان یا ارگانی کمک مالی دریافت نکرده است.

### نتیجه‌گیری

سازند Pila Spi با لیتولوژی کربناتی به عنوان رخساره تالابی انتهایی در نظر گرفته می‌شود که متعلق به چرخه رسوبی ائوسن میانی تا بالایی شمال شرقی عراق بوده و نمایانگر بخش بالایی از ابرتوالی چینه شناسی صفحه عربی است. این سازند از اهمیت زیادی برخوردار است زیرا حاوی مخازن کارستی شده خوبی است (Aqrabi et al, 2010). از نظر تکتونیکی، رخنمون‌های سازند در مرز بین زون‌های چین خورده مرتفع و پست زاگرس واقع شده‌اند (Sissakian and Al-Jiburi, 2014). شواهد پتروگرافی و نتایج ایزوتوپی نشان از رسوب آن در یک محیط کم عمق دریایی دارند. این سازند پس از خروج از آب تحت تأثیر پدیده کارستی شدن قرار گرفته و غار کونابا یکی از مظاهر مشخص این پدیده در بخش جنوبی آن است. با استفاده از داده‌های ایزوتوپی به دست آمده از استالاگمیت‌ها و سیالات درگیر موجود در آنها سن و دمای زمان تشکیل آنها برآورد شد. در

### پانویس

1-Standard Mean Ocean Water (SMOW)

2-Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB)

### References

- Affolter, S., Kipfer, T., Hofmeister, E., Leuenberger, M. and Fleitmann, D., 2025. Paleoclimatic significance of water isotopes in speleothem fluid inclusions. *Earth-Science Reviews*, v. 261, 105026.
- Aguiree, J., Rididng, R. and Braga, J.C., 2000. Late Cretaceous incident light reduction: Evidence from benthic algae. *Lethaia*, v. 33, p. 213-213.
- Al-Banna, N.Y., Malak, Z.A. and Al-Mutwali, M.M., 2015. Sequence stratigraphy of Paleocene-Eocene successions in selected oil wells, Kirkuk area, northern Iraq. *Arabian Journal of Geosciences*, v. 8, p. 4791-4804.

- Ali, C.A. and Mohamed, K.R., 2013. Microfacies and diagenesis in the Setul Limestone in Langkawi and Perlis. *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, v. 59, p. 59-66.
- Al-Qayim, B., Omer A. and Koyi, H., 2012. Tectonostratigraphic overview of the Zagros suture zone, Kurdistan region, Northeast Iraq. *Georabia*, v. 17, p. 109-156.
- Aqrabi, A.A.M., Goff, J.C., Horbury, A.D. and Sadooni, F.N., 2010. *The Petroleum Geology of Iraq*. Statoil Scientific Press, Beaconsfield, Bucks, UK.
- Asaad, I.S., 2022. Microfacies analysis and depositional environment of Pila Spi Formation

- (Middle - Late Eocene) in the Nerwa section, Berat anticline, High Folded Zone, Kurdistan Region, northern Iraq. Geological Society of Malaysia, v. 73, p. 151-161.
- Baziany, M., 2014. Depositional systems and sedimentary basin analysis of the qulqula radiolarian formation of the Zagros suture zone, Sulaimani area, Iraqi Kurdistan region. Unpublished ph. D. Thesis, university of Sulaimani.
- Bradley, R.S., 2015. Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary, Third edition. Academic Press, 696 p.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Shen, C.C., Polyak, V.J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X. and Calvin Alexander, E., 2013. Improvements in  $^{230}\text{Th}$  dating,  $^{230}\text{Th}$  and  $^{234}\text{U}$  half-life values, and U-Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry, Earth and Planetary Science Letters, v. 371, p. 82-91.
- Fouad, S.F., 2015. Tectonic map of Iraq, scale 1: 1000 000, 2012. Iraq Bulletin of Geology and Mining, v. 11, p. 1-7.
- Fairchild, I.J. and Baker, A., 2012. Speleothem Science. Wiley-Blackwell, 448 p.
- Fairchild, I.J., Smith, C.L., Baker, A., Fuller, A., Spötl, C., Matthey, D. and McDermott, F. 2006. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. Earth-Science Reviews, v. 75, p. 105-153.
- Gandin, A. and Capezzuoli, E., 2008. Travertine versus Calcareous tufa: distinctive petrologic features and related stable isotopes signature. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, v. 21, p. 125-136.
- Gill, I.P., Moore, C.H. and Aharon, P., 1995. Evaporitic mixed-water dolomitization on St. Croix, U.S.V.I. Journal of Sedimentary Research, v. 65, p. 591-604.
- Guo, H., Du, Y.S. and Huang, J.H., 2010. Habitat types and palaeoenvironments of the mesoproterozoic gaoyuzhuang Formation in pingquan, Hebei province. Journal of Palaeogeography, v. 12, p. 269-280.
- Harmon, R.S., Schwarcz, H.P., Gascoyne, M., Hess, J.W. and Ford, D.C., 2004. Paleoclimate Information from Speleothems: The Present as a Guide to the Past. In: Sasowsky, I.D., Mylroie, J. (eds) Studies of Cave Sediments. Springer, Boston, MA.
- Jassim, S.Z. and Goff, J.C., 2006. Geology of Iraq. Dolin, Prague and Moravian Museum, Brno, Czech Republic, 341 p.
- Jassim, S.Z. and Buday, T., 2006. Middle Paleocene-Eocene Megasequenc AP10, chapter 13. In: Jassim, S.Z. and Goff, J.C. (Eds.), Geology of Iraq. Dolin, Prague and Moravian Museum, Brno, Czech Republic, p. 155-168.
- Kadhim, L.S. and Hussein, S.A., 2016. Petrography and geochemistry of Pila Spi Formation (Middle-Late Eocene) in Selected Sections/Northern Iraq. Iraqi Journal of Science, v. 57, p. 2291-2306.
- Keith, M.H. and Weber, J.N., 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 28, p. 1787-1816.
- Kallosy, N.O. and Sharbazhery, A.O., 2023. A landscape study of tourist resort at Darbandikhan Lake according to the environmental and recreational needs. Tikrit Journal for Agricultural Sciences, v. 23, p. 1-12.
- Lachniet, M.S., 2009. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. Quaternary Science Reviews, v. 28, p. 412-432.
- Lauritzen, S.E., 1995. High-resolution paleotemperature proxy record for the Last Interglaciation based on Norwegian speleothems. Quaternary Research, v. 43, p. 133-146.
- Linge, H., Lauritzen, S.E., Lundberg, J. and Berstad, I.M., 2001. Stable isotope stratigraphy of Holocene speleothems: examples from a cave system in Rana, northern Norway. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 167, p. 209-224.
- Ludwig, K.R., 2003. Using Isoplot/Ex, Version 3. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication, Berkeley, 47 p.
- McDermott, F., 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. Quaternary Science Reviews, v. 23, p. 908-918.
- McDermott, F., Schwarcz, H. and Rowe, P.J., 2006. Isotopes in speleothems. In: Leng, M.J. (eds) Isotopes in Palaeoenvironmental Research. Developments in Palaeoenvironmental Research, v. 10. Springer, Dordrecht.
- Mirza, T.A. and Rashid, S.G., 2019. Evaluation of the Pila Spi Formation Carbonate Rocks for Dimension Stone, Qara Dagh. Area, Kurdistan Region, NE Iraq. Iraqi Bulletin of Geology and Mining, v. 15, p. 107-120.
- NOAA National Centers for Environmental Information, 2024. Annual 2023 Global Climate Report. Accessed January 17, 2024, from <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/monthly-report/global/202313>.
- Nowrouzi, Z., Mahboubi, A., Moussayi-Harami, R. and Ghaemi, F., 2015. Facies analysis and sequence stratigraphy of Silurian carbonate ramps in the Turan (Kopeh-Dagh) and Central Iran Plates. Acta Geologica Sinica, v. 89, p. 7-23.

- O'Neil, J.R., Clayton, R.N. and Mayeda, T.K., 1969. Oxygen isotope fractionation of divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics*, v. 30, p. 5547-5558.
- Oster, J.L., Warken, S.F., Sekhon, N., Arienzo, M.M. and Lachniet, M., 2019. Speleothem Paleoclimatology for the Caribbean, Central America, and North America. *Quaternary*, v. 2.
- Othman, A.T. and Omar, A.A., 2023. Evaluation of relative active tectonics by using geomorphic indices of the Bamo anticline, Zagros Fold-Thrust Belt, Kurdistan Region of Iraq. *Heliyon*, v. 9, e17970.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delayque, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. and Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, v. 399, p. 429-436.
- Qin, X., Tan, M., Liu, T., Wang, X., Li, T. and Lu, J., 1999. Spectral analysis of a 1000-year stalagmite lamina-thickness record from Shihua Cavern, Beijing, China, and its climatic significance. *The Holocene*, v. 9, p. 689-694.
- Saura, E., Garcia-Castellanos, D., Casciello, E., Parravano, V., Urruela, A. and Vergés, J., 2015. Modeling the flexural evolution of the Amiran and Mesopotamian foreland basins of NW Zagros (Iran-Iraq). *Tectonics*, v. 34, p. 377-395.
- Sharp, Z., 2007. *Principles of Stable Isotope Geochemistry*. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.
- Sissakian, V.K. and Al-Jiburi, B.S.M., 2014. Stratigraphy of the High Folded Zone. *Iraqi Bulletin of Geology and Mining, Special Issue: Geology of the High Folded Zone*, v. 6, p. 73-161.
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth planetary science letters*, v. 196, p. 17-33.
- Stevanovic, Z., Iurkiewicz, A. and Stevanović, A.M., 2009. New insights into karst and caves of northwestern Zagros (northern Iraq). *Acta Carsologica*, v. 38, p. 83-96.
- Talbot, C.J. and Alavi, M., 1996. The past of a future syntaxis across the Zagros. *Geological Society*, v. 100, p. 89-109.
- Talbot, M.R., 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, v. 80, p. 261-279.
- Turekian, K.K. and Wedepohl, K.H., 1961. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust, *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, p. 175-192.
- Valley, J.W. and Cole, D.R., 2001. Stable isotope geochemistry: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 43, 543 p.
- Wang, B.S., Lee, C.P. and Ho, T.Y., 2014. Trace metal determination in natural waters by automated solid phase extraction system and ICP-MS: the influence of low level Mg and Ca. *Talanta*, v. 128, p. 337-344.
- Wang, Q., Wang, X.Z., Xu, J.L. and Liu, Z.K., 2014. Carbon and oxygen isotope stratigraphy research in Chashgui area. *Journal of Southwest Petroleum University*, v. 36, p. 27-34.
- Wigley, T.M.L. and Brown, M.C., 1976. The physics of caves. In: Ford, T.D., Cullingford, C.H.D. (Eds.), *the Science of Speleology*. Academic Press, London, p. 329-358.
- Yang, R., Liu, S. and Wu, X., 2010. Distribution and formation mechanism of lime mudstone in Upper Triassic in northwestern Sichuan, China. *Carbonates and Evaporites*, v. 25, p. 275-281.
- Yonge, C.J., Ford, D.C., Gray, J. and Schwarcz, H.P., 1985. Stable isotope studies of cave seepage water. *Chemical Geology*, v. 58, p. 97-105.
- Zainy, M., Al-Ansari, N., Bauer, T. and Ask, M., 2017. The tectonic and structural classifications of the western part of the zagros fold and thrust belt, North Iraq, review and discussion. *Journal of Earth Sciences and Geotechnical Engineering*, v. 7, p. 71-89.
- Zhang, X.L., 1985. Relationship between carbon and oxygen stable isotope in carbonate rocks and paleosalinity and paleotemperature of seawater. *Acta Sedimentologica Sinica*, v. 3, p. 17-30.
- Zhong, J.H., Mao, C., Li, Y., Yuan, X., Niu, Y., Chen, X., Huang, Z., Shao, Z., Wang, P. and Zhang, D., 2012. Discovery of the ancient ordovician oil-bearing karst cave in lihuanggou, north Tarim basin and its significance. *Science China Earth Sciences*, v. 55, p. 1406-1426.