https://jssr.ui.ac.ir/?lang=en

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Vol. 38, Issue 1, No. 86, Spring 2022, pp 21-44
Received: 04.11.2021 Accepted: 29.12.2021

Research Paper

A Geochemistry study of the Sargelu Formation (Middle Jurassic) in terms of original mineralogy and palaeotemperature in the Lorestan area

Mahmoud Sharafi *
Assistant Professor, Faculty of Science, Department of Geology, University of Hormozgan, Bandar-Abbas, Iran
m.sharafi@hormozgan.ac.ir
Aram Bayet-Goll
Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran
bayetgoll@iasbs.ac.ir
Ziba Zamani
Ph.D. Student in Sedimentology and Sedimentary Petrology, Department of Geology, Research Institute of Petroleum Research (RIPI), Tehran, Iran
Zamaniz@yahoo.com
Rahim Tirtashi Bagheri
National Iranian Oil Company Exploration Directorate, Tehran, Iran.
rbagheri_teartashi62@yahoo.com
Manouchehr Daryabandeh
National Iranian Oil Company Exploration Directorate, Tehran, Iran.
Mdaryabandeh@yahoo.com

Abstract
The carbonate Sargelu Formation (Middle Jurassic) in the Lorestan area mainly consists of black calcareous shales and thin- to thick-bedded limestones with remarkable organic material. Integrated binary diagrams of trace elements and stable isotopes such as Na-Mn, Sr-Na, Sr/Na-Mn and petrography, SEM and CL suggest an original low Mg calcite (LMC) composition of the carbonate Sargelu Formation. Deep-sea sedimentation of the Sargelu Formation and its outer ramp to basin depositional settings are consistent with the formation and preservation of the LMC carbonate sediments. Binary diagrams of 1000Sr/Ca-Mn and δ^{18}O-Mn as well as the presence of the framboidal and cubic pyrites, organic material and pseudocement infilling the bivalves display a predominant anoxic to the sub-oxic condition of the sedimentary substrate of the Sargelu Basin and marine and burial diagenetic effects in a closed to the semi-closed diagenetic system. The high content of the Mn of the studied sediments supports the anoxic condition in the sedimentary substrate as this condition facilitates incorporating Mn within calcite composition. Greenhouse condition in the Middle Jurassic period, which led to the stratification of the seawater of the Sargelu Basin and as a function of low water circulation, poor ventilation and formation of the anoxic condition, caused this high-temperature degree.
Keywords: Zagros, Sargelu Formation, Jurassic, Geochemistry, Palaeotemperature

Introduction

The palaeoecology condition of the sedimentary basin and characterizations of the water column such as temperature, salinity, water circulation, redox condition could be identified by some variable sedimentary and geochemical parameters as type, abundance and diversity of the components, texture, and the content of the major and trace elements and stable isotopes (e.g., ^{18}O, ^{13}C) (e.g., Adabi & Rao 1996; Adabi et al. 2010; LaGeange et al. 2019; Grabowski et al. 2019; Briard et al. 2020). Such studies are important to the reconstruction of the environmental condition of the sedimentary basin, especially about the carbonate sediments as they are sensitive to salinity, temperature, pCO_2, bathymetry, etc. (e.g., Hay 2008; Kennedy et al. 2014; Rudko et al. 2014; Kalanat & Vaziri-

*Corresponding author
Sharafi M., Bayet-Goll A., Zamani Z., Bagheri Tirtashi R., and Daryabandeh, M. (2022). A Geochemistry study of the Sargelu Formation (Middle Jurassic) in terms of original mineralogy and palaeotemperature in the Lorestan area. Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches, 38(1), 21-44.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

Moghaddam 2019). In the studied area, the Sargelu Formation (Middle Jurassic) includes bituminous, black, thin-bedded limestone, dolomitic limestone, and black fissile shale with high organic materials, known as source rock in the Zagros Basin. An integrated approach including petrography, cathodoluminescence, SEM, trace elements and stable isotopes was used to evaluate the primary mineralogy and palaeotemperature of the marine water of the Sargelu Formation during the Middle Jurassic in the Lurestan area.

Material & Methods

Seven sections of the Sargelu Formation including, Bizel, Kezi, Dowdan, Homajgah, Hawandeh, Mahpareh and Tenge-mastan in the Lorestan area of the Zagros fold-thrust belt were studied in this research. One hundred and eighty thin sections were examined to identify the composition, components, and the texture of the studied succession. Thirty-five samples were analyzed by SEM in the Razi Metallurgical Research Center (Tehran) to recognize the organic material, framboidal and cubic pyrites, as well as the degree of preservation of the fossils. Twelve samples were studied by CL in the RIPI to evaluate diagenetic processes in the selected samples. Thirty-one samples were analyzed by ICP-MS in the Actalabs (Canada) for the trace elements and stable isotopes. Finally, fifty-one samples were analyzed by XRF in the Zarazma Company to assess the content of the major and trace elements in the selected samples.

Discussion of Results & Conclusions

Petrography, CL and SEM analyses of the studied samples of the Sargelu Formation display that the selected samples have good quality for the geochemical analysis. The samples do not show heavy diagenetic imprints such as calcite cementation, as proved by the non-luminescence character of these samples. The SEM analysis of the studied samples displayed a nearly compact fabric for the micritic matrix of the studied samples. The bivalves, as the main components of the studied sediments, also show a well preservation mode. In this context, the major diagenetic process in the studied samples is framboidal and cubic pyrites, which were formed in the sedimentary substrate and burial stage, respectively. The binary cross-plots including Na-Sr, Na-Mn and Mn-Sr/Na reflect an original LMC mineralogy for the Sargelu sediments in the studied area, as the selected samples were located within Permian subpolar cold-water carbonate and recent temperate bulk carbonate sediment fields. This interpretation is consistent with the bathymetry of the Sargelu sediments, which were deposited in the outer ramp to basin settings of a distally steepened ramp carbonate platform. The binary cross-plots of 1000Sr/Ca-Mn and δ^{18}O-Mn indicate a closed to semi-closed diagenetic system for the Sargelu sediments as supported by the presence of the framboidal and cubic pyrites. The palaeotemperature of the Sargelu Basin was calculated as 27° C by using Anderson & Arthur (1983) equation. The calculated temperature is consistent with the climate conditions of the Middle Jurassic, which is known as a greenhouse period. In this relation, an increase in the CO_2 concertation in the atmosphere and within marine water resulted in dominant low water circulation and stratification of the marine and oceanic waters around the world. This special condition normally led to intensive deposition of the high organic sediments in the Sargelu environment in the Lurestan area of Zagros Basin.

.

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و هشتم، شماره پیاپی ۸۶، شماره اول، بهار ۱۴۰۱، ص۲۱-۴۴
تاریخ وصول: ۱۴۰۰/۰۸/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۰۸

مقاله پژوهشی

بررسی ژئوشیمیایی سازند سرگلو با سن ژوراسیک میانی از دیدگاه کانی‌شناسی اولیه و دمای دیرینه در ناحیهٔ لرستان

محمود شرفی *، استادیار، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، گروه زمین‌شناسی، دانشکدهٔ علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران
m.sharafi@hormozgan.ac.ir
ثارام بایت گل، استادیار، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایهٔ زنجان، زنجان، ایران
bayetgoll@iasbs.ac.ir
زیبا زمانی، دانشجوی دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، گروه زمین‌شناسی، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران
Zamaniz@yahoo.com
رحیم باقری تیرتاشی، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران
rbagheri_teartashi62@yahoo.com
منوچهر دریابنده، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران
Mdaryabandeh@yahoo.com

چکیده
سازند کربناتهٔ سرگلو (ژوراسیک میانی) در ناحیهٔ لرستان، عمدتاً از شیل‌های آهکی سیاه‌رنگ و سنگ آهک‌های نازک تا متوسط لایهٔ غنی از مواد آلی تشکیل شده است. تلفیق اطلاعات حاصل از ترسیم نمودارهای دوتایی عناصر فرعی و ایزوتوپ‌های پایدار مانند Na-Mn، Sr-Na، Sr/Na-Mn، مطالعات پتروگرافی، میکروسکوپ الکترونی و CL نشان‌دهندهٔ ترکیب اولیهٔ کلسیت با منیزیم پایین برای رسوبات سازند سرگلو است. عمق بالای تهنشینی سازند سرگلو در بخش‌های رمپ بیرونی و کف حوضه، با تشکیل و حفظ کربنات‌های با ترکیب کلسیت کم‌منیزیم منطبق است. ترسیم نمودارهای دوتایی 1000Sr/Ca-Mn و δ^{18}O-Mn، وجود پیریت‌های خوشه‌ای، کوبیک، مواد آلی فراوان و سیمان دروغین پرکنندهٔ دوکفه‌ای‌ها درمجموع نشان‌دهندهٔ حاکمیت شرایط احیایی تا کم‌اکسیژن در بستر رسوبی حوضهٔ سرگلو و اثر نسبی دیاژنز اولیهٔ دریایی و تدفینی در یک سیستم بسته تا نیمه‌بسته است. تمرکز نسبتاً بالای Mn در نمونه‌های مطالعه‌شده، وجود این شرایط احیایی را تأیید می‌کند؛ به‌طوری که در این شرایط، ورود منگنز به ترکیب کربنات تسهیل می‌شود. دمای آب دیرینه در زمان تهنشست رسوبات سازند سرگلو با استفاده از ایزوتوپ اکسیژن، حدود ۲۷ درجهٔ سانتیگراد تعیین شده است. شرایط گلخانه‌ای غالب در زمان ژوراسیک میانی، در ثبت چنین دمایی مؤثر بوده است که موجب ایجاد چینه‌بندی در آب دریای حوضهٔ رسوبی سرگلو و درنتیجه مانع از گردش آب مناسب، ایجاد تهویهٔ ضعیف و ایجاد شرایط احیایی غالب در بستر حوضهٔ رسوبی شده است.

واژه‌های کلیدی: زاگرس، سرگلو، ژوراسیک، ژئوشیمی، دمای دیرینه

* نویسنده مسئول

شرفی، م.؛ بایت گل، ث.؛ زمانی، ز.؛ باقری تیرتاشی، ر. و دریابنده، م. (۱۴۰۱). «بررسی ژئوشیمیایی سازند سرگلو با سن ژوراسیک میانی از دیدگاه کانی‌شناسی اولیه و دمای دیرینه در ناحیهٔ لرستان»، *پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی*، ۳۸(۱): ۲۱-۴۴.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

مقدمه

شرایط اکولوژی محیط دیرینهٔ تهنشست رسوبات و ویژگی‌های توده‌های آبی مانند دما، شوری، میزان گردش آب، اکسیداسیون و احیا با استفاده از فاکتورهای مختلف رسوب‌شناسی و ژئوشیمیایی مانند نوع (کربناته، سیلیسی–آواری و تبخیری)، فراوانی و تنوع اجزای تشکیل‌دهندهٔ رسوبات، بافت، ترکیب عناصر فرعی، اصلی، ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن ارزیابی‌شدنی است (Adabi & Rao 1996; Adabi et al. 2010; Khatibimehr et al. 2013; LaGeange et al. 2019; Grabowski et al. 2019; Briard et al. 2020). این مطالعات به‌ویژه دربارهٔ رسوبات کربناته، جایگاه ویژه‌ای دارد که ترکیب آنها به‌شدت متأثر از درجهٔ شوری، دما، فشار CO_2، عمق و دمای آب است (Hay 2008; Shushtarian et al. 2011; Kennedy et al. 2014; Rudko et al. 2014; Kalanat & Vaziri-Moghaddam 2019). امروزه محققان به‌واسطهٔ مطالعات پتروگرافی کربنات‌ها، همراه با تجزیه‌وتحلیل عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپ‌های پایدار به نتایج و اطلاعات ارزنده‌ای از شرایط محیط‌رسوبی، تاریخچهٔ دیاژنتیکی رسوبات، توسعهٔ مخازن هیدروکربنی و سنگ منشأ آنها دست یافته‌اند. ازجمله این اطلاعات ارزشمند، عبارتند از: تعیین نوع محیط‌رسوبی، میزان دگرسانی، تعیین دمای قدیم، ترکیب کانی‌شناسی اولیه، محیط و روندهای دیاژنتیکی (متئوریک، دریایی، دفنی)، شناسایی کربنات‌های مناطق مختلف حاره‌ای، معتدله و قطبی، تفکیک توالی‌های رسوبی ازنظر شرایط اکسیداسیون–احیا، تعیین زون‌های حداکثری تمرکز مواد آلی منشأ هیدروکربنی، شناسایی و بررسی زون‌های انقراض مرتبط با وقایع احیایی اقیانوسی، بررسی منشأ و تشخیص برخاستگاه سنگ‌های سیلیسی– آواری، تغییرات نسبی سطح آب دریا، بازسازی تاریخچهٔ تکامل، پرشدگی حوضه، مطالعات چینه‌نگاری، سن‌سنجی و تفکیک مرز بین سازندها (Adabi et al. 2010; LaGeange et al. 2019; Grabowski et al. 2019; Briard et al. 2020). انواع مختلف رسوبات کربناته در وضعیت آب‌وهوایی مختلف (حاره‌ای، معتدل و قطبی) تشکیل می‌شود؛ به‌طوری که نحوهٔ تشکیل رسوبات قدیم، با استفاده از بررسی تغییرات عناصر فرعی بین رسوبات کربناتهٔ عهد حاضر آب‌های گرم و سرد تشخیص‌دادنی است. در این ارتباط تغییرات عناصر فرعی در رسوبات کربناتهٔ محیط‌های آب‌وهوایی مختلف، به‌دلیل تغییر در عرض جغرافیایی، دمای آب و درنتیجه تغییر در ترکیب کانی‌شناسی آنهاست. علاوه بر کاربردهای ذکرشده در بالا، تفکیک انواع محیط‌های دیاژنتیکی (متئوریکی، تدفینی، دریایی اولیه) ازطریق آنالیزهای ایزوتوپی امکان‌پذیر است. شرایط تشکیل، ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نوع محیط دیاژنزی کربنات‌ها با رسم مقادیر ایزوتوپ‌های کربن–اکسیژن و عنصری نمونه‌ها در مقابل هم، تشخیص‌دادنی است و این به‌دلیل تأثیر عوامل مختلف، ازقبیل ترکیب کانی‌شناسی، دما، ترکیب سیالات، شرایط اکسیداسیون و احیا، بر توزیع عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپ‌های پایدار در سنگ‌های کربناته است (Kennedy et al. 2014; Hay 2008; Rudko et al. 2014; Kalanat & Vaziri-Moghaddam 2019)؛ ازاین‌رو، علاوه بر مطالعات متداول تعیین اجزای تشکیل‌دهنده، ترکیب و فراوانی فونای موجود و رخساره‌های رسوبی، بررسی تغییرات میزان عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپ‌های پایدار، اطلاعات ارزشمندی دربارهٔ وضعیت حوضهٔ رسوبی، فرآیندهای عمل‌کننده در آن، شرایط پالئواکولوژیکی، تغییرات نسبی سطح آب دریا و نحوهٔ گسترش حوضهٔ رسوبی به دست می‌دهد (Adabi & Rao 1996; Hay 2008; Shushtarian et al. 2011; Khatibimehr et al. 2013; Rudko et al. 2014; Kennedy et al. 2014; Kalanat & Vaziri-Moghaddam 2019; LaGrange et al. 2020; Grabowski et al. 2019; Briard et al. 2020). به‌طورکلی بازه‌های زمانی اردویسین–کربونیفر زیرین و ژوراسیک میانی–کرتاسه، با توسعهٔ دریاهای کلسیتی شناخته می‌شوند؛ در حالی که کربونیفر بالایی–تریاس با توسعهٔ دریاهای آراگونیتی مشخص می‌شود (Sandberg 1983). به‌طورکلی سازند سرگلو (ژوراسیک میانی) در ناحیهٔ لرستان، متشکل از سنگ آهک‌های سیاه‌رنگ نازک تا ضخیم لایهٔ بیتومن‌دار، سنگ آهک‌های دولومیتی و شیل‌های آهکی متورق سیاه‌رنگ دارای

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

مقادیر فراوان کربن آلی است که به‌عنوان سنگ منشأ در حوضهٔ زاگرس مطرح است (Motiie 1993). در این مطالعه با استفاده از ابزارهای مطالعات پتروگرافی، میکروسکوپ‌های کاتدلومینسانس و الکترونی، آنالیز عناصر فرعی و ایزوتوپ‌های پایدار و تلفیق نتایج این مطالعات با یکدیگر، ترکیب کانی‌شناسی اولیهٔ رسوبات سازند سرگلو، محاسبهٔ دمای آب دریا در زمان ته‌نشست رسوبات و میزان اثرگذاری فرآیندهای دیاژنتیکی بر این رسوبات بررسی شده است. در انتها مجموعهٔ نتایج به‌دست‌آمده از این مطالعات، با نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی و تفسیر محیط‌های رسوبی سازند سرگلو انطباق داده شده و اثر نوع محیط رسوبی و شرایط پالئواکولوژیکی (مانند شوری، دما، میزان گردش آب، اکسیداسیون- احیا) حاکم بر آن، در زمان ته‌نشست این رسوبات بررسی شده است.

زمین‌شناسی، موقعیت جغرافیایی و رسوب‌شناسی سازند سرگلو

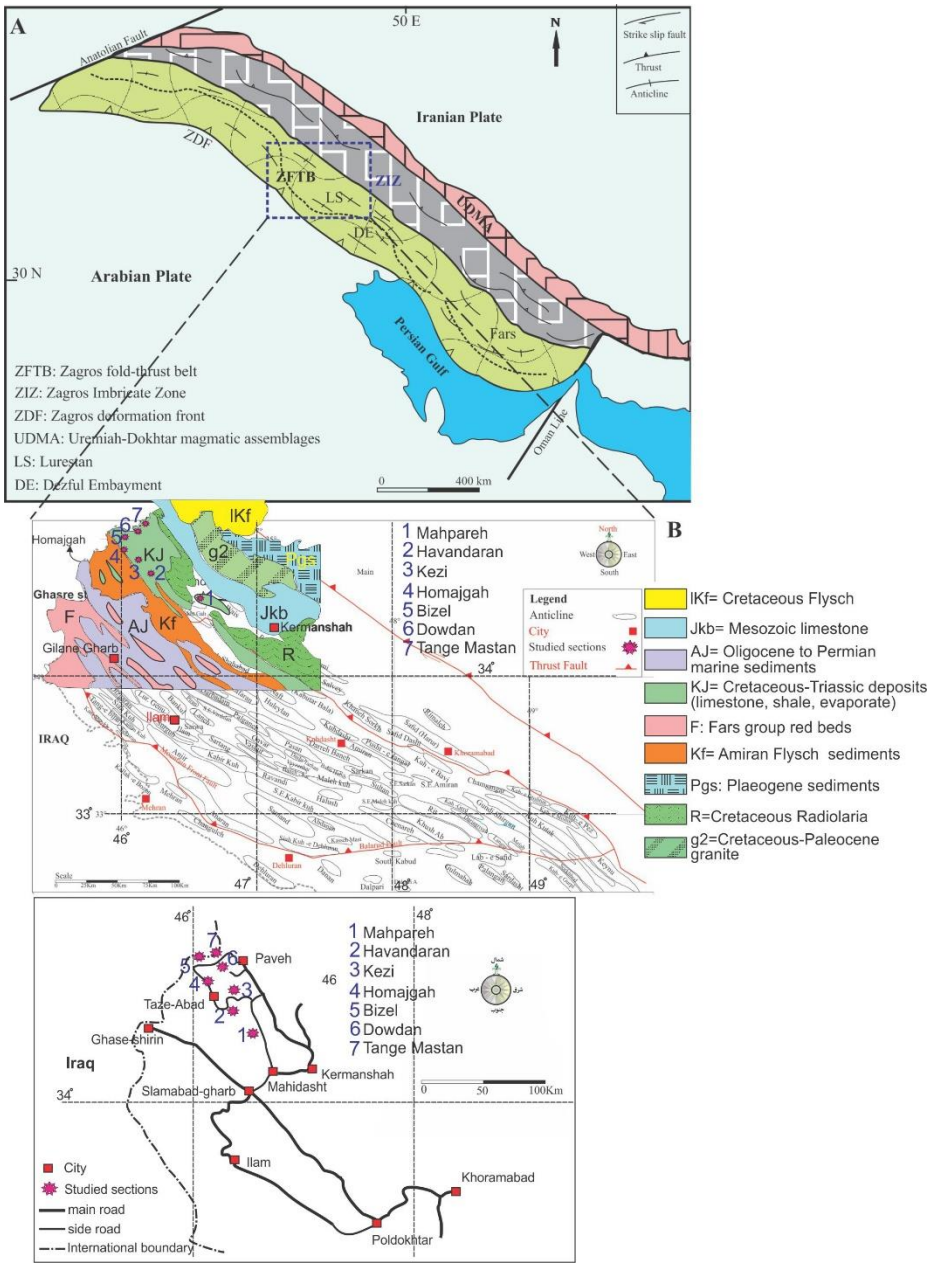
رشته‌کوه‌های زاگرس در جنوب غرب ایران، بخشی از کمربند کوهزائی آلپ-هیمالیا است و روند کلی شمال غرب- جنوب شرق دارد و از جنوب شرق کشور ترکیه تا تنگهٔ هرمز ایران گسترش دارد (Stocklin 1968; Alavi 2004). حوضهٔ زاگرس به‌دلیل برخورداری از گسترهٔ وسیع و ضخامت درخور توجه رسوبات غنی از مواد آلی، وجود سیستم‌های نفتی متعدد و عظیم، جزء بااهمیت‌ترین زون‌های رسوبی ایران و جهان معرفی شده است. به‌طورکلی ازنظر جغرافیایی، زاگرس به نواحی لرستان، خوزستان و فارس تقسیم می‌شود. همچنین در راستای شمال خاور به جنوب باختر، حوضهٔ زاگرس متشکل از زاگرس مرتفع (زاگرس داخلی)، زاگرس چین‌خورده (زاگرس بیرونی) و دشت خوزستان است (Alavi 2004). برش‌های مطالعه‌شدهٔ سازند سرگلو در ناحیهٔ لرستان و در زون زاگرس چین‌خورده قرار گرفته است (شکل ۱).

به عقیدهٔ علوی (Alavi 1991, 2004)، سنگ‌های زاگرس بر مبنای ترکیب کلی رخساره‌های سنگی و پیامد رویدادهای زمین‌ساختی، به سه واحد زمین‌ساختی-چینه‌شناختی تقسیم می‌شود: الف) رخساره‌های سکویی قارهٔ گندوانا (پرکامبرین پسین-تریاس میانی)، رخساره‌های فلات قارهٔ جنوب تتیس جوان (ژوراسیک- کرتاسه) و رسوب‌های فورلند (سنوزوییک). در زمان ته‌نشینی سازند سرگلو (ژوراسیک میانی)، صفحهٔ عربستان که دربرگیرندهٔ حوضهٔ زاگرس در بخش شمال خاوری بوده، به‌صورت یک حاشیهٔ قاره‌ای غیرفعال توسعه داشته است (Sharland et al. 2001). در زمان کرتاسهٔ بالایی (سنومانین) و به‌دلیل فرورانش پوستهٔ اقیانوسی به زیر صفحهٔ ایران، اقیانوس نئوتتیس شروع به بسته‌شدن کرده است و به این ترتیب صفحهٔ ایران و حوضهٔ زاگرس، به یک حاشیهٔ فعال تبدیل می‌شوند (Sharland et al. 2001; Heydari 2008).

سازند سرگلو در ناحیهٔ مطالعه‌شده، با مرز ناپیوسته بر رسوبات تبخیری سازند سورمه (ژوراسیک زیرین) قرار می‌گیرد و توسط رسوبات تبخیری سازند گوتنیا (ژوراسیک بالایی) با مرز ناپیوسته پوشیده می‌شود (شکل a۲). سازند سرگلو در ناحیهٔ مطالعه‌شده، متشکل از سنگ آهک‌های سیاه‌رنگ نازک تا متوسط لایهٔ بیتومین‌دار، سنگ آهک‌های دولومیتی و شیل‌های آهکی مترق سیاه‌رنگ است (Sharafi et al. 2021) (شکل ۲، b-d). رسوبات سازند سرگلو در ناحیهٔ مطالعه‌شده، از نوع پلاژیک و همی پلاژیک است و اجزای اصلی تشکیل‌دهندهٔ آنها، شامل دوکفه‌ای‌های پلاژیک پوسیدونیا و اجزای فرعی شامل خرده‌های اکینودرم و آمونیت است. وجود مقادیر فراوان مواد آلی، پیریت‌های خوشه‌ای و مکعبی درشت بلور از مشخصات ویژهٔ این رسوبات است که تقریباً در تمامی رخساره‌ها مشاهده می‌شود. موارد بسیار اندکی از آشفتگی‌های زیستی در این رسوبات مشاهده می‌شود. رخساره‌های رسوبی در این سازند، عمدتاً شامل شیل آهکی پلاژیک، مادستون (وکستون) حاوی دوکفه‌ای‌های پلاژیک، وکستون/پکستون (فلوتستون-ردستون) حاوی

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

دوکفه‌ای‌های پلاژیک و پکستون بایوکلاستیک حاوی خرده‌های دوکفه‌ای پلاژیک و اکینودرم است (Sharafi et al. 2021) (شکل‌های ۳ و ۴). این رسوبات در بخش‌های رمپ بیرونی و کف حوضه، از یک سیستم رمپ کربناته و در یک شرایط کم‌اکسیژن تا احیایی با میزان گردش آب اندک ته‌نشین شده‌اند (Sharafi et al. 2021).



شکل ۱- A) تقسیم‌بندی ساختاری-زمین‌شناسی جنوب غرب صفحهٔ ایران (Stocklin 1968)، B) نقشهٔ جغرافیایی و راه‌های دسترسی ناحیهٔ مطالعه‌شده و محل برش‌های مدنظر در ناحیهٔ لرستان (نقشهٔ سادهٔ زمین‌شناسی برگرفته از نقشهٔ ۱:۲۵۰۰۰۰۰ ایران، شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۷۶).

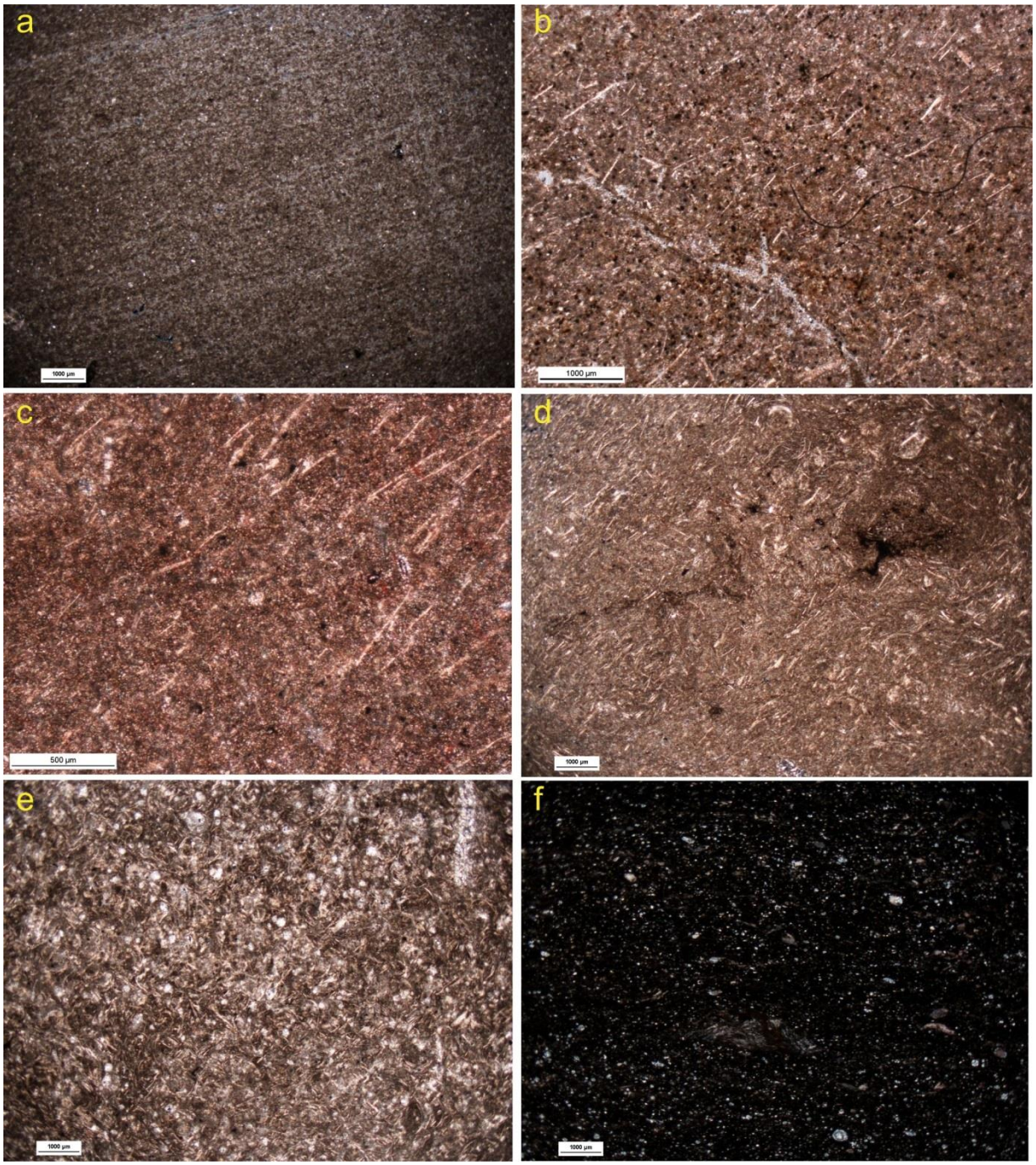
Fig- 1- A) Geological-structural division of the Iran Plate (Stocklin 1968), B) Location map of the studied sections of the Sargelu Formation in the Lorestan area (Simplified geological map from base map: 1:2500000, NOIC, 1976).

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

شکل ۲- تصاویر صحرایی رسوبات سازند سرگلو در ناحیهٔ مطالعه‌شده. **a**) نمای باز سازند سرگلو که بر سازند سورمه قرار می‌گیرد و نهشته‌های تبخیری سازند نجمه آن را می‌پوشاند؛ **b**) تناوب سنگ آهک‌های نازک لایه و شیل‌های آهکی سیاه‌رنگ؛ **c**) سنگ آهک‌های نازک- متوسط لایهٔ سیاه‌رنگ در برش کزی؛ **d**) شیل آهکی سیاه‌رنگ، برش بیزل.

Fig 2- Filed photo of the Sargelu Fm. in the studied area. a) Open view of the Sargelu Fm. overlain the Surmeh Fm. and is overlain by evaporate sediments of the Nagmeh Fm., b) Alternation of the black thin-bedded limestone and black calcareous shale, c) Black thin- to medium-bedded limestone in the Kezi locality, d) black calcareous shale, Bizel locality.

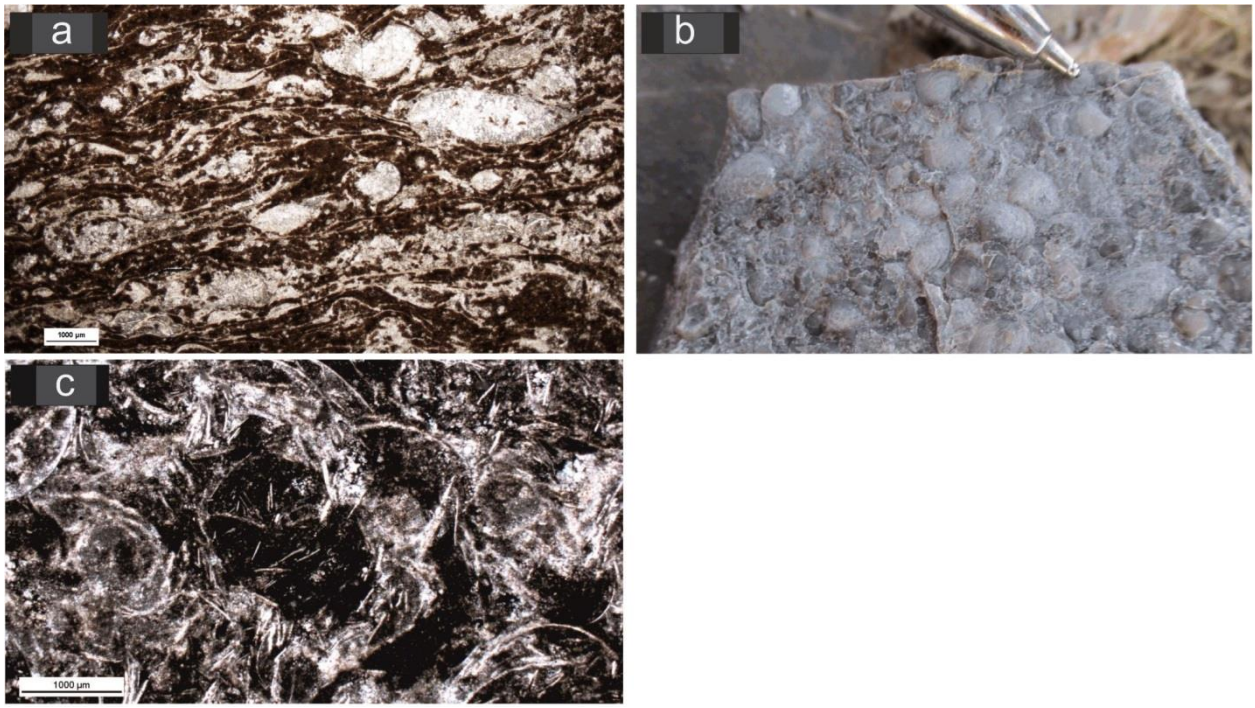
http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5



شکل ۳- رخساره‌های سازند سرگلو در ناحیهٔ لرستان. **a)** رخسارهٔ مادستون آهکی؛ **b)** رخسارهٔ مادستون حاوی دوکفه‌ای‌های پلاژیک؛ **c)** نمای نزدیک از رخسارهٔ مادستون حاوی دوکفه‌ای‌های پلاژیک؛ **d)** رخسارهٔ مادستون-وکستون دوکفه‌ای‌های پلاژیک؛ **e)** رخسارهٔ پکستون حاوی دوکفه‌ای‌های پلاژیک؛ **f)** رخسارهٔ وکستون حاوی دوکفه‌ای‌های پلاژیک و مقادیر فراوان مادهٔ آلی که موجب رنگ سیاه زمینه شده است.

Fig 3- Microfacies of the Sargelu Fm. in the Lorestan area. a) Limy mudstone, b) Mudstone with sporadic pelagic bivalves, c) Close-up of the mudstone facies with sporadic pelagic bivalves, d) Mudstone-wackestone facies with pelagic bivalves, e) Plagic bivalve packstone facies, f) Wackestone facies with pelagic bivalves and high content of organic material cause black color in the context.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5



شکل ۴- رخساره‌های سازند سرگلو در ناحیهٔ لرستان. a) رخسارهٔ فلوتستون-ردستون حاوی دوکفه‌ای‌های پلاژیک؛ b) نمونهٔ دستی رخسارهٔ فلوتستون-ردستون حاوی دوکفه‌ای‌های پلاژیک؛ c) رخسارهٔ فلوتستون-ردستون حاوی دوکفه‌ای‌های پلاژیک و مقادیر فراوان مادهٔ آلی درزمینه که موجب رنگ سیاه در این رخساره شده است.

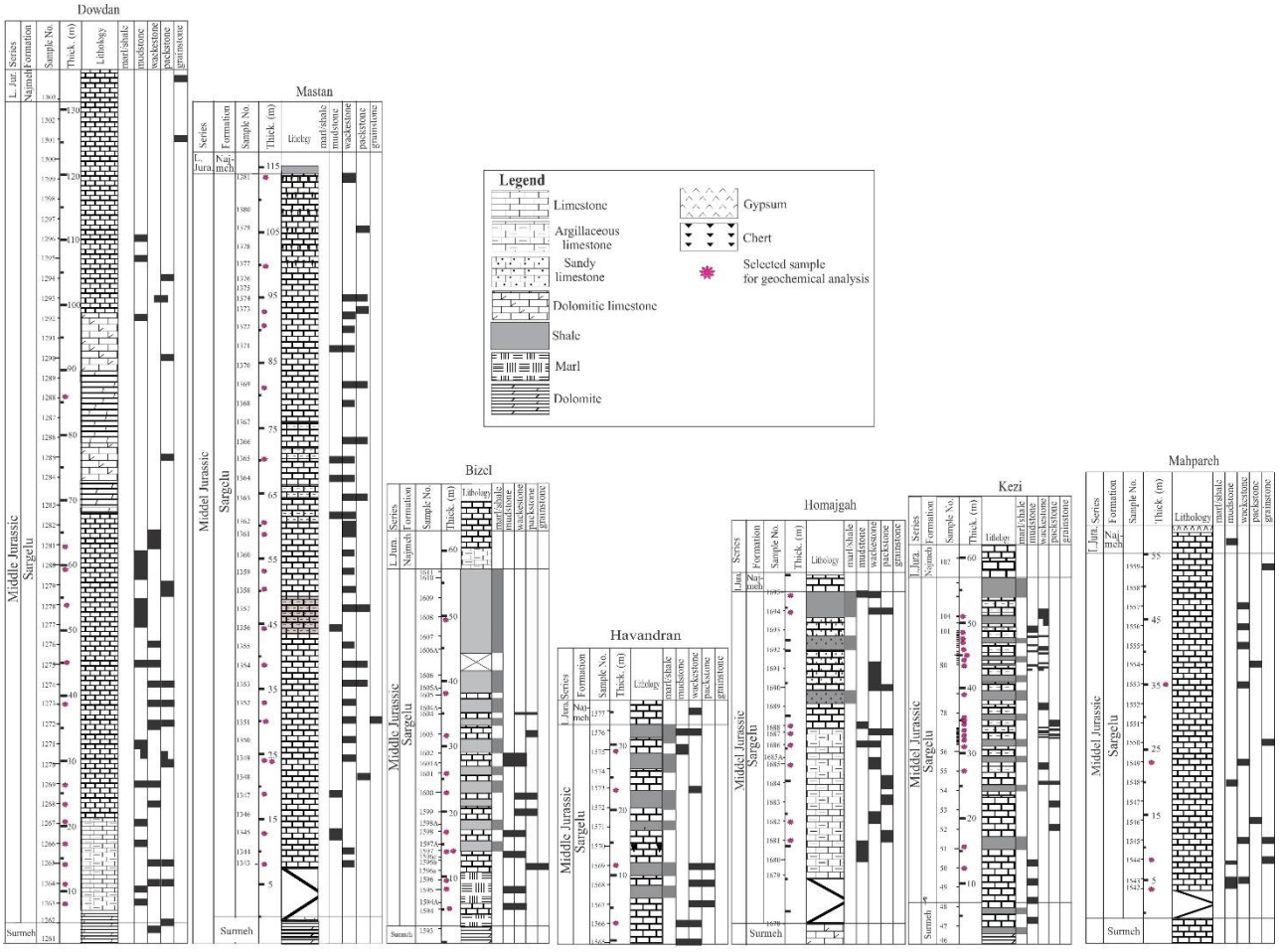
Fig 4- Microfacies of the Sargelu Fm. in the Lorestan area. a) Pelagic bivalve float-rudstone, b) Pelagic bivalve float-rudstone, c) Pelagic bivalve float-rudstone with high content of the organic material cause black color of the context.

روش مطالعه

در این مطالعه برش‌های بیزل، کزی، دودان، هماجگه، هاوندران، ماه‌پاره و تنگ مستان از سازند سرگلو در ناحیهٔ لرستان و زون چین‌خورده-گسلیدهٔ زاگرس بررسی شده است (شکل‌های ۱ و ۲). تعداد ۱۸۰ مقطع نازک برای تعیین ترکیب اجزای تشکیل‌دهنده و بافت مطالعه شده است. تعداد ۳۵ نمونه با میکروسکوپ الکترونی برای شناسایی مواد آلی، پیریت‌های خوشه‌ای، کوبیک و میزان حفظ‌شدگی دیوارهٔ پوسته‌های فسیلی در موسسهٔ متارلوژی رازی مطالعه شده است. علاوه بر مطالعات میکروسکوپی و برای تأیید و انتخاب نهایی نمونه‌های فاقد آثار مشخص دیاژنتیکی، تعداد ۱۲ نمونه با میکروسکوپ کاتدلومینسانس (CL) در پژوهشگاه صنعت نفت ارزیابی شده است. به‌منظور آنالیز ژئوشیمیایی رسوبات سازند سرگلو، پس از مطالعهٔ دقیق مقاطع نازک و ارزیابی با میکروسکوپ الکترونی و CL، تعداد ۳۱ نمونه از رخساره‌های شیل‌آهکی و مادستون (وکستون) انتخاب و با متهٔ دندان‌پزشکی نمونه‌گیری شدند که بافت یکنواخت و کمترین شواهد دیاژنتیکی را داشتند (جدول ۱). نمونه‌های نهایی برای تعیین عناصر فرعی، اصلی و ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن به مرکز آزمایشگاهی بین‌المللی Actalabs در کشور کانادا ارسال شده است. برای آنالیز عنصری (اصلی و فرعی) مقدار ۰/۲۵ گرم از هر نمونه، به‌ترتیب توسط اسیدهای هیدروفلوریک، مخلوط نیتریک و پرکلریک حل می‌شود، سپس با استفاده از یک برنامهٔ کنترل‌شده، نمونه‌ها در گرمایش قرار می‌گیرد تا نمونه‌های خشک به دست آید. بعد از خشک‌شدن، نمونه‌ها مجدداً در اسیدهای نیتریت و هیدروکلریک حل شده است. در این بخش چنانچه کانی‌های مقاوم در برابر حل‌شدن موجود باشد، فرآیند حل‌شدن کامل نبوده است. عناصر آرسنیک، آنتیموان و کروم ممکن است تا حدی فرار باشند. برای کنترل کیفیت، از یک استاندارد

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

آزمایشگاهی یا مرجع معتبر تأییدشده، استفاده شده است. در ادامه نمونه‌های حل‌شده، رقیق شده و با دستگاه ICP-MS مدل Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100, 9000 آنالیز شده است. در این بین، کنترل هم‌زمان بعد از هر بیست نمونه آنالیز انجام شده است. بررسی استاندارد نمونه‌های حل‌شدهٔ هر ۸۰ نمونه و آنالیز نمونهٔ هضم تکراری هر ۱۵ نمونه انجام شده است. علاوه بر این، ابزارهای استفاده‌شدهٔ هر ۸۰ نمونه مجدداً کالیبره شده است. به‌منظور آماده‌سازی نمونه‌های پودری برای انجام آنالیزهای ایزوتوپی اکسیژن-کربن، ۱۵ میلی‌گرم از پودر هر نمونه به مدت ۲۴ ساعت در معرض اسیدفسفریک ۱۰۰درصد و در دمای ۲۵درجهٔ سانتیگراد قرار می‌گیرد تا گاز CO_2 متصاعدشده از هر نمونه، به کمک دستگاه طیف‌سنج جرمی اندازه‌گیری شود. خطای اندازه‌گیری در این روش ‰ ±۰/۱ بوده است. ترکیب ایزوتوپ اکسیژن-کربن یک نمونه، به‌صورت δ و برحسب قسمت در هزار بیان می‌شود و مقدار آن نسبت به استاندارد مرجع V-PDB اندازه‌گیری می‌شود. همچنین ۵۱ نمونه از رسوبات سازند سرگلو نیز برای تعیین عناصر اصلی و فرعی با استفاده از دستگاه XRF، در آزمایشگاه زرآزما آنالیز شده است (جدول ۲).



شکل ۵- ستون چینه‌شناسی برش‌های سازند سرگلو در ناحیهٔ مطالعه‌شده.

Fig 5- Stratigraphy column of the Sargelu Formation of the studied area.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

جدول ۱- عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن در نمونه‌های سازند سرگلو در ناحیهٔ مطالعه‌شده.

Table 1- Major and trace elements and stable isotopes of the Sargelu Fm. in the studied area.

No	Sample ID	Sample No.	Well/Section	Depth/ Thikness	Formation	Mg (%)	K (%)	Ca (%)	Na (%)	Mn (ppm)	Fe (%)	Sr (ppm)	Sr/Mn	Mg/Ca	1000/Sr/Ca	δ18O	δC13
1	GS-1	AKZA 59	Kezi	147	Sargelu	0.3	0.3	32.8	< 0.01	251	0.5	147	0.58	0.009	0.44	-4.39	-0.92
2	GS-2	AKZA 60	Kezi	166	Sargelu	0.4	0.3	30.8	< 0.01	359	0.5	111	0.3	0.012	0.36	-4.12	-1.23
3	GS-3	AKZA 68	Kezi	167	Sargelu	1.1	0.1	31	< 0.01	306	0.2	97.8	0.31	0.035	0.31	-3.69	-1.54
4	GS-4	AKZA 71	Kezi	167	Sargelu	0.4	0.2	31.3	< 0.01	275	0.3	107	0.38	0.012	0.34	-3.75	-1.44
5	GS-5	AKZA 80	Kezi	177	Sargelu	0.3	0.2	32.7	< 0.01	262	0.3	106	0.4	0.009	0.32	-3.9	-1.13
6	GS-6	AKZA 90	Kezi	178	Sargelu	0.3	0.1	34.6	< 0.01	111	0.1	102	0.91	0.008	0.29	-4.11	-1.29
7	GS-7	AKZA 92	Kezi	178	Sargelu	0.3	0.1	35.1	< 0.01	122	0.2	111	0.9	0.008	0.31	-4.36	-2.59
8	GS-8	AKZA 97	Kezi	179	Sargelu	0.3	0.2	34.1	< 0.01	141	0.3	85.5	0.6	0.008	0.25	-4.29	-2.22
9	GS-15	RABA 1262	Dowdan	165	Sargelu	0.2	0.1	33.7	< 0.01	147	0.3	321	2.18	0.006	0.95	-6.72	-0.44
10	GS-16	RABA 1263	Dowdan	168	Sargelu	0.4	2.7	14.1	< 0.01	290	2.4	120	0.41	0.03	0.85	-6.21	-0.55
11	GS-17	RABA 1266	Dowdan	177	Sargelu	0.4	1.1	23.1	< 0.01	197	1.7	143	0.72	0.02	0.62	-5.82	0.95
12	GS-18	RABA 1268	Dowdan	183	Sargelu	0.3	0.2	34.4	< 0.01	300	0.2	129	0.43	0.008	0.37	-5.23	0.75
13	GS-19	RABA 1273	Dowdan	198	Sargelu	0.3	0.1	35.2	< 0.01	463	0.4	173	0.37	0.008	0.49	-4.61	0.11
14	GS-20	RABA 1281	Dowdan	222	Sargelu	1.1	0.2	31.8	< 0.01	30	0.2	243	8.1	0.034	0.76	-4.88	-1.22
15	GS-23	RABA 1343	Tange mastan	12	Sargelu	2.5	0.6	27.9	< 0.01	173	0.8	146	0.84	0.09	0.52	-5.96	-5.16
16	GS-24	RABA 1347	Tange mastan	24	Sargelu	0.4	0.2	35.8	< 0.01	297	0.3	181	0.6	0.011	0.5	-4.88	-2.58
17	GS-25	RABA 1349	Tange mastan	30	Sargelu	0.4	< 0.01	35.6	< 0.01	149	0.1	166	1.11	0.011	0.46	-4.61	-1.75
18	GS-26	RABA 1351	Tange mastan	36	Sargelu	0.4	0.1	34.1	< 0.01	397	0.4	167	0.42	0.011	0.49	-4.29	-0.88
19	GS-27	RABA 1356	Tange mastan	51	Sargelu	0.3	0.1	33.4	< 0.01	266	0.2	240	0.9	0.009	0.72	-4.34	0.01
20	GS-28	RABA 1359	Tange mastan	60	Sargelu	0.3	< 0.01	34.9	< 0.01	182	0.1	157	0.86	0.008	0.45	-3.89	0.85
21	GS-29	RABA 1362	Tange mastan	69	Sargelu	0.3	< 0.01	33.1	< 0.01	237	0.1	234	0.98	0.0009	0.7	-3.64	1.73
22	GS-30	RABA 1372	Tange mastan	99	Sargelu	0.2	0.1	32.9	< 0.01	1210	0.2	311	0.25	0.006	0.94	-2.98	-4.58
23	GS-32	RABA 1594	Bezel	27	Sargelu	0.4	0.3	31.2	< 0.01	158	0.4	201	1.27	0.012	0.64	-2.88	-3.88
24	GS-33	RABA1595	Bezel	30	Sargelu	0.3	0.7	27.2	< 0.01	250	0.9	147	0.58	0.011	0.54	-6.14	-0.96
25	GS-34	RABA 1597	Bezel	36	Sargelu	0.3	0.2	31.7	< 0.01	142	0.3	157	1.1	0.009	0.49	-5.11	-1.08
26	GS-35	RABA 1598	Bezel	39	Sargelu	0.8	0.3	29.9	< 0.01	297	0.5	142	0.47	0.026	0.47	-4.55	-0.91
27	GS-36	RABA 1601	Bezel	48	Sargelu	0.3	0.2	32	< 0.01	307	0.3	143	0.46	0.009	0.44	-4.82	-2.12
28	GS-52	RABA 1682	Homajgah	30	Sargelu	0.3	0.3	29	< 0.01	210	0.4	151	0.71	0.01	0.52	-4.82	0.12
29	GS-53	RABA 1686	Homajgah	42	Sargelu	0.2	0.2	29	< 0.01	239	0.3	179	0.74	0.006	0.61	-4.37	-1.18
30	GS-54	RABA 1687	Homajgah	44	Sargelu	0.3	0.1	30.4	< 0.01	434	0.2	152	0.35	0.01	0.5	-4.56	-2.23
31	GS-55	RABA 1694	Homajgah	63	Sargelu	0.3	0.1	36.9	< 0.01	14	0.2	159	11.3	0.008	0.43	-4.29	-3.48

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

جدول ۲- عناصر اصلی و فرعی رسوبات سازند سرگلو در ناحیهٔ مطالعه‌شده (آنالیز XRF).

Table 2- Major and minor elements the Sargelu Fm. in the studied area (XRF analysis).

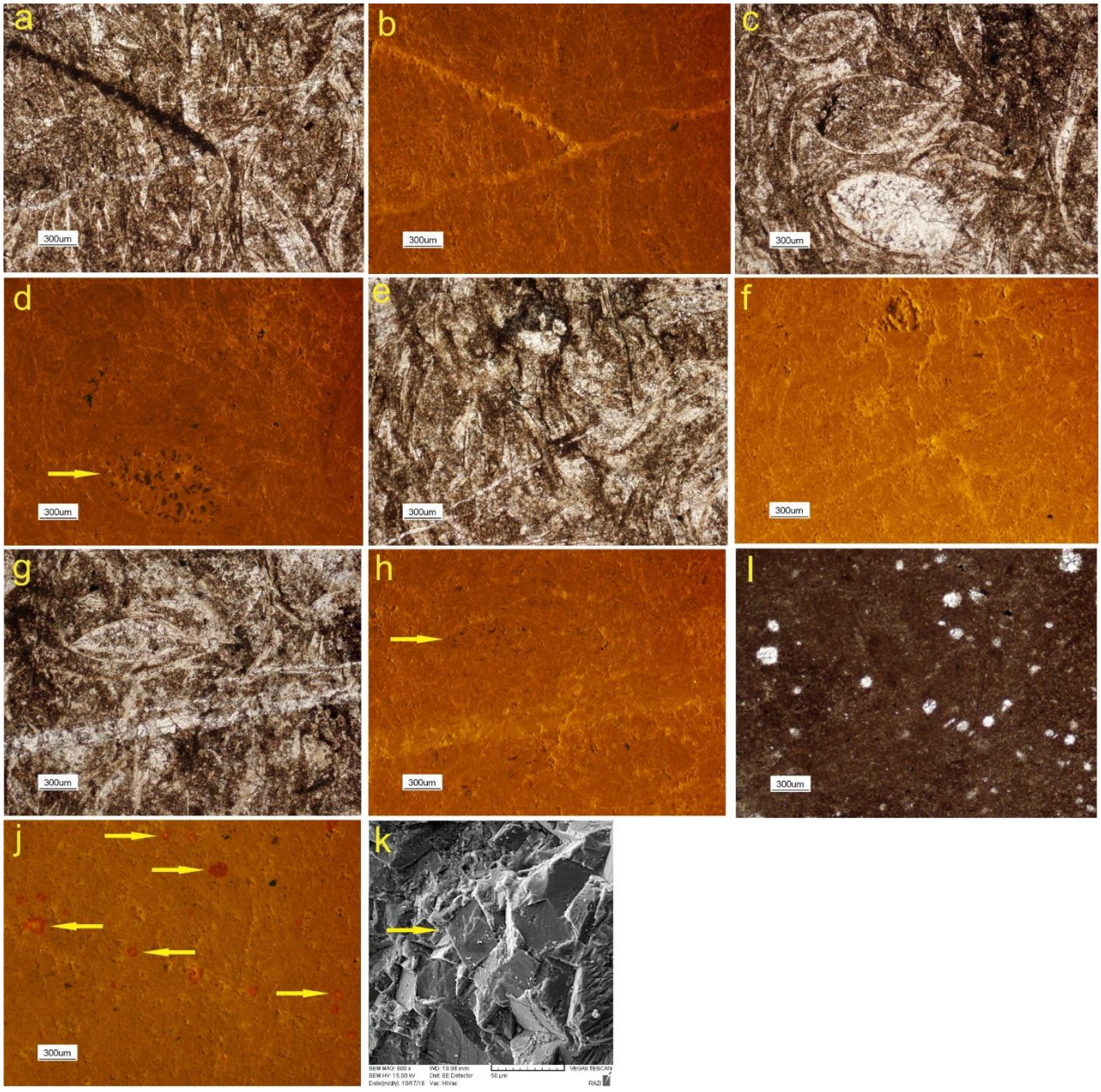
No.	Sample ID	Section	Thikness (m)	Formation	Sample type	Al2O3 (%)	CaO (%)	Fe2O3 (%)	K2O (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na (ppm)	SrO (%)
1	RABA-1264	Dowdan	171	Sargelu	Core	0.95	52.31	0.39	0.23	0.54	0.05	445.146	0.03
2	RABA-1267	Dowdan	180	Sargelu	Core	7.97	39.53	2.36	1.23	0.65	0.03	445.146	0.02
3	RABA-1269	Dowdan	186	Sargelu	Core	1.28	52.43	0.44	0.3	0.65	0.06	445.146	0.03
4	RABA-1275	Dowdan	204	Sargelu	Core	0.55	55.26	0.22	0.14	0.54	0.04	296.764	0.03
5	RABA-1278	Dowdan	213	Sargelu	Core	0.91	53.53	0.43	0.2	0.52	0.04	296.764	0.05
6	RABA-1280	Dowdan	219	Sargelu	Core	1.73	49.1	0.69	0.47	0.89	<0.01	370.955	0.04
7	RABA-1288	Dowdan	243	Sargelu	Core	0.47	52.8	0.14	0.13	0.29	<0.01	222.573	0.05
8	RABA-1345	Tang e Mastan	18	Sargelu	Core	0.6	53.74	0.39	0.17	0.64	0.03	296.764	0.02
9	RABA-1349	Tang e Mastan	30	Sargelu	Core	0.58	54.5	0.29	0.15	0.66	0.03	296.764	0.03
10	RABA-1352	Tang e Mastan	39	Sargelu	Core	2.07	51.47	0.73	0.34	0.64	0.05	445.146	0.04
11	RABA-1354	Tang e Mastan	45	Sargelu	Core	1.81	50.19	0.92	0.29	0.66	0.05	445.146	0.04
12	RABA-1358	Tang e Mastan	57	Sargelu	Core	0.49	54	0.5	0.09	0.59	0.03	296.764	0.03
13	RABA-1361	Tang e Mastan	66	Sargelu	Core	0.97	49.96	0.64	0.16	0.71	0.05	519.337	0.03
14	RABA-1365	Tang e Mastan	78	Sargelu	Core	0.84	52.91	0.44	0.15	0.58	0.06	519.337	0.04
15	RABA-1373	Tang e Mastan	102	Sargelu	Core	0.73	54.17	0.24	0.16	0.85	0.03	296.764	0.05
16	RABA-1377	Tang e Mastan	109	Sargelu	Core	0.18	52.08	0.11	0.06	0.5	<0.01	222.573	0.05
17	RABA-1381	Tang e Mastan	121	Sargelu	Core	0.14	53.3	0.09	0.04	0.46	<0.01	370.955	0.03
18	RABA-1542	Mah Pareh	33	Sargelu	Core	0.3	45.6	0.12	0.09	6.06	0.05	222.573	0.02
19	RABA-1544	Mah Pareh	42	Sargelu	Core	0.83	51.38	0.29	0.15	0.48	0.01	370.955	0.03
20	RABA-1549	Mah Pareh	57	Sargelu	Core	0.53	55.28	0.48	0.16	0.68	0.04	222.573	0.02
21	RABA-1553	Mah Pareh	69	Sargelu	Core	0.71	51.42	0.41	0.2	0.52	0.01	370.955	0.03
22	RABA-1556	Mah Pareh	78	Sargelu	Core	0.2	52.91	0.11	0.06	0.45	<0.01	296.764	0.03
23	RABA-1559	Mah Pareh	87	Sargelu	Core	0.18	54.96	0.11	0.05	0.29	0.03	222.573	0.02
24	RABA-1566	Havandaran	3	Sargelu	Core	1.45	50.5	0.52	0.35	0.63	0.03	296.764	0.02
25	RABA-1569	Havandaran	12	Sargelu	Core	0.71	52.11	0.91	0.19	0.48	<0.01	370.955	0.03
26	RABA-1573	Havandaran	24	Sargelu	Core	0.26	53.44	0.17	0.11	0.41	<0.01	222.573	0.05
27	RABA-1575	Havandaran	30	Sargelu	Core	0.21	55.96	0.66	0.07	0.43	0.02	296.764	0.02
28	RABA-1596	Biezel	32	Sargelu	Core	1.66	52.58	0.65	0.34	0.67	0.05	370.955	0.02
29	RABA-1597	Biezel	36	Sargelu	Core	1.5	52.26	0.42	0.32	0.63	0.03	370.955	0.03
30	RABA-1600	Biezel	45	Sargelu	Core	1.97	51.14	0.76	0.37	1.46	0.05	370.955	0.03
31	RABA-1603	Biezel	54	Sargelu	Core	0.89	52.29	0.3	0.15	0.55	0.03	296.764	0.03
32	RABA-1605	Biezel	60	Sargelu	Core	2	34.68	1.12	0.56	12.65	<0.01	445.146	0.03
33	RABA-1608	Biezel	72	Sargelu	Core	4.01	30.45	2.62	1.21	1.74	0.01	1187.056	0.03
34	RABA-1681	Homajgah	27	Sargelu	Core	1.04	54.12	0.36	0.18	0.54	0.04	667.719	0.02
35	RABA-1685	Homajgah	39	Sargelu	Core	0.92	52.25	0.27	0.19	0.53	0.04	667.719	0.02
36	RABA-1688	Homajgah	45	Sargelu	Core	0.22	51.61	0.14	0.08	0.18	<0.01	593.528	0.03
37	RABA-1695	Homajgah	66	Sargelu	Core	0.14	55.92	0.05	0.02	0.28	<0.01	741.91	0.02
38	AKZA-104	Kezi	186	Sargelu	Core	0.21	52.08	0.11	0.07	0.32	<0.01	296.764	0.03
39	AKZA-101	Kezi	183	Sargelu	Core	0.86	39.18	0.47	0.28	2.88	<0.01	445.146	0.03
40	AKZA-96	Kezi	180	Sargelu	Core	2.19	34.71	0.65	0.53	8.47	0.03	445.146	0.02
41	AKZA-94	Kezi	180	Sargelu	Core	1.63	32.64	0.57	0.4	16.9	0.03	519.337	0.02
42	AKZA-89	Kezi	179.5	Sargelu	Core	1.59	47.82	0.56	0.39	0.68	0.02	445.146	0.02
43	AKZA-85	Kezi	179	Sargelu	Core	0.7	50.29	0.17	0.14	2.24	0.03	370.955	0.02
44	AKZA-79	Kezi	171	Sargelu	Core	2.52	44.38	0.74	0.44	2.08	0.04	519.337	0.02
45	AKZA-76	Kezi	168	Sargelu	Core	0.58	54.9	0.36	0.12	0.58	0.1	593.528	0.02
46	AKZA-72	Kezi	167	Sargelu	Core	1.05	50.69	0.38	0.22	0.72	0.05	370.955	0.01
47	AKZA-69	Kezi	167	Sargelu	Core	1.6	46.61	0.56	0.3	2.53	0.05	445.146	0.02
48	AKZA-62	Kezi	167	Sargelu	Core	1.5	51.36	0.44	0.28	0.88	0.05	519.337	0.02
49	AKZA-58	Kezi	166	Sargelu	Core	1.46	51.01	0.49	0.28	3.05	0.06	445.146	0.02
50	AKZA-55	Kezi	162	Sargelu	Core	3.11	42.55	0.99	0.62	3.59	0.05	445.146	0.01
51	AKZA-51	Kezi	150	Sargelu	Core	1.4	51.27	0.52	0.22	0.74	0.04	593.528	0.02

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

آنالیز میکروسکوپ کاتدلومینسانس (CL) و الکترونی (SEM)

همان‌طور که بیان شد نمونه‌های انتخاب‌شده برای آنالیز ژئوشیمیایی، عمدتاً از نوع شیل آهکی و مادستون (وکستون) بوده که در مطالعات پتروگرافی کمترین شواهد دیاژنتیکی را داشته‌اند. بررسی‌های صورت‌گرفته با میکروسکوپ CL و میکروسکوپ الکترونی بر نمونه‌ها، برای تأیید نهایی کیفیت مناسب نمونه‌های انتخاب‌شده بوده است. مطالعهٔ نمونه‌های سازند سرگلو نشان می‌دهد زمینهٔ میکریتی فاقد هرگونه لومینسانس است که بیانگر اثرنداشتن فرآیندهای دیاژنتیکی بر آنهاست (شکل ۶a-h). پوسته‌های دوکفه‌ای نیز مانند زمینهٔ میکریتی فاقد لومینسانس است؛ بنابراین بیانگر اثرنداشتن فرآیندهای دیاژنتیکی بر آنهاست (شکل ۶c-h). در تصاویر میکروسکوپی، دیوارهٔ دوکفه‌ای‌های پلاژیک درجهٔ حفظ‌شدگی خوبی را نشان می‌دهد که این موضوع تأییدکنندهٔ تفسیر بالا (میکروسکوپ CL) دربارهٔ اثرنداشتن فرآیندهای دیاژنتیکی بر نمونه‌های انتخاب‌شده است (شکل ۶a, c, e, g). پدیدهٔ درخور توجه دیگر، سیمان پرکنندهٔ داخل دوکفه‌ای‌هاست (شکل ۶ c, g). سیمان پرکنندهٔ داخل دوکفه‌ای‌ها در تصاویر CL، ویژگی لومینسانس مانند ماتریکس میکریتی دارد؛ بنابراین شرایط مشابه با آنها و اثرنداشتن دیاژنز متئوریک را نشان می‌دهد (شکل ۶d, h). این سیمان‌ها در میکروسکوپ الکترونی مرزهای صاف، مشخص و شارپ دارد (شکل ۷h) که نشان‌دهندهٔ توسعهٔ پدیدهٔ دیاژنتیکی تبلور مجدد میکریت، در شرایط دفن نیمه‌عمیق و ایجاد سیمان دروغین است. نمونه‌های مطالعه‌شده در میکروسکوپ الکترونی، عمدتاً بافت فشرده دارد (شکل ۷a-c)؛ اگرچه تخلخل‌های میکرونی به‌ویژه در نمونه‌های دارای مادهٔ آلی مشاهده‌شدنی است (شکل ۷d-g). توسعهٔ این تخلخل‌ها با تولید اسیدهای کربوکسیلیک در اثر فرآیند پختگی مواد آلی، در دفن نیمه‌عمق مرتبط و موجب انحلال و توسعهٔ تخلخل می‌شود (Mansurberg et al. 2012). در مواردی به‌صورت پراکنده، دولومیت‌های ریز بلور (۵۰ تا ۱۰۰ میکرون) نیمه‌شکل‌دار (planar-s) تا شکل‌دار (planar-e) نیز در رسوبات سازند سرگلو مشاهده می‌شوند که در ماتریکس میکریتی شناورند (شکل ۶i-k). در تصاویر CL، این دولومیت‌ها زون‌بندی متشکل از مرکز تیره و حاشیهٔ قرمز روشن دارند (شکل ۶j). با توجه به اندازهٔ کوچک و شکل این دولومیت‌ها، حالت مسطح آنها و پرکندگی در ماتریکس میکریتی، تشکیل آنها در دمای نسبتاً پایین (کمتر از ۵۰ تا ۶۰ درجه) و تدفین نیمه‌عمیق در نظر گرفته می‌شود (Mahboubi et al. 2010; Aghaei et al. 2014). تغییرات لومینسانس و وجود زون‌بندی در بلورهای دولومیت، بیانگر تغییرات شیمیایی سیالات دولومیت‌ساز در طی مراحل مختلف تشکیل آنهاست (Mahboubi et al. 2010; Aghaei et al. 2014).

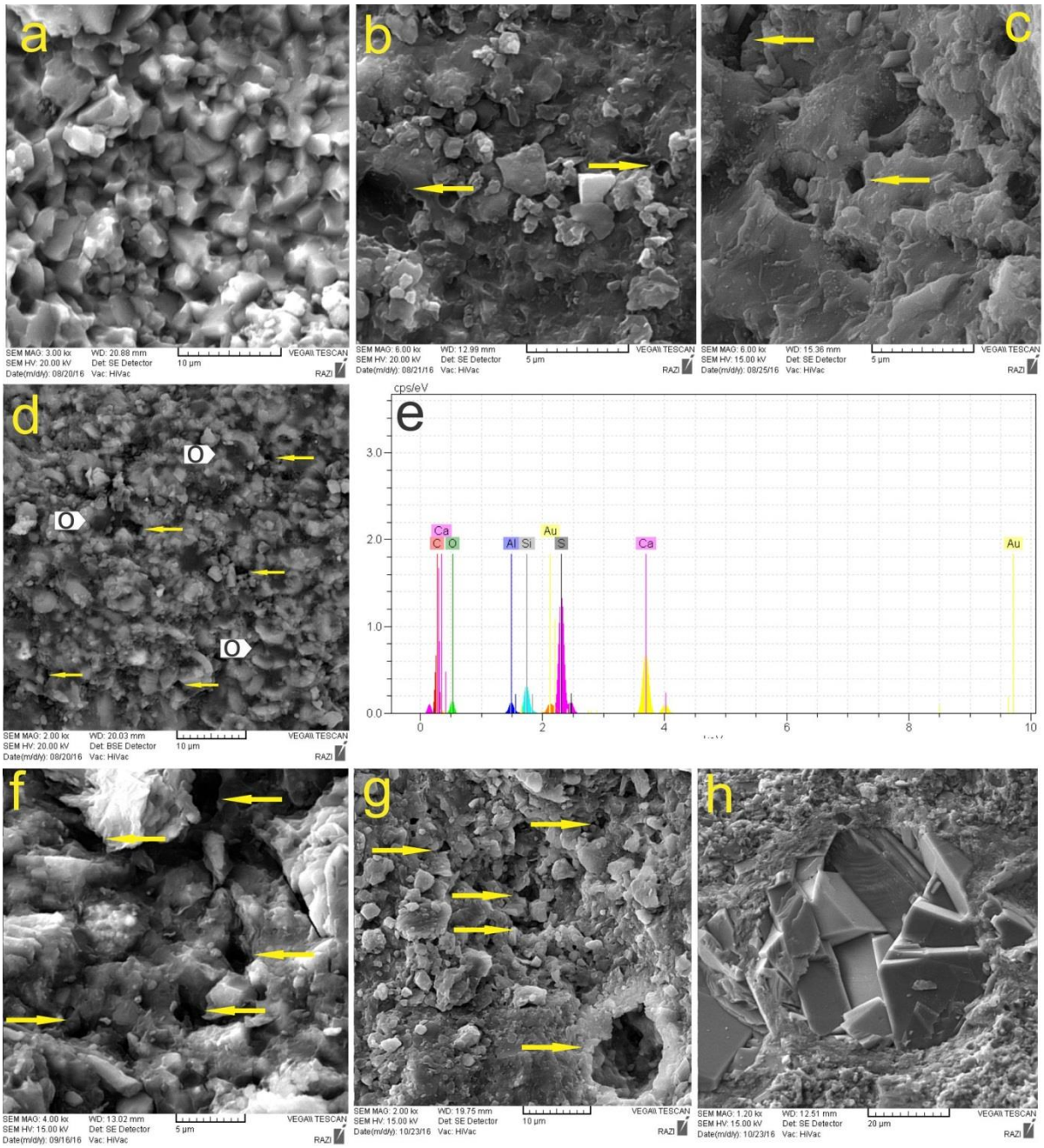
http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی و CL از نمونه‌های سازند سرگلو در ناحیهٔ لرستان. a و b) تصاویر میکروسکوپی و CL رخسارهٔ وکستون حاوی دوکفه‌ای‌های پلاژیک که در تصویر CL حالت یکدست بدون لومینسانس زمینهٔ میکریتی و دیوارهٔ دوکفه‌ای‌ها مشخص است؛ c –h) تصاویر میکروسکوپی و CL رخسارهٔ وکستون حاوی دوکفه‌ای‌های پلاژیک که در تصویر CL دیوارهٔ دوکفه‌ای‌ها و سیمان پرکننده، لومینسانس مشابه با میکریت دارد (فلش)؛ i و j) تصاویر میکروسکوپی و CL رخسارهٔ مادستون آهکی که در تصویر CL حالت یکدست زمینه، بدون لومینسانس و دولومیت‌های ریز بلور پراکنده با لومینسانس حاشیه‌ای قرمز روشن مشخص‌اند (فلش‌ها)؛ k) تصویر SEM از دولومیت‌های شکل دار.

Fig 6- Microscopic and CL images of the Sargelu Formation of the Lorestan area. a, b) Microscopic and CL images of the pelagic bivalve wackestone, which display homogenous non-luminescence character of the micritic matrix and bivalves, c-h) Microscopic and CL images of the pelagic bivalve wackestone, which display homogenous non- luminescence character of the micritic matrix, bivalves and infilling calcite cement (arrow), i, j) Microscopic and CL images of the lime mudstone, which display homogenous non-lominacace character of the micritic matrix including fine-crystals of the dolomite with rim light red luminescence (arrows), k) SEM of planar dolomite.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5



شکل ۷- تصاویر SEM و انالیز SEM-EDX نمونه‌های سازند سرگلو در ناحیهٔ لرستان. a-c) رخسارهٔ مادستون، دارای بافت متراکم و تخلخل پراکنده (فلش)؛ d) وجود مادهٔ آلی فراوان (o) و تخلخل‌های میکرونی (فلش) در رخسارهٔ مادستون (وکستون)؛ e) آنالیز SEM-EDX از مادهٔ آلی در تصویر d، f و g) تخلخل‌های میکرونی (فلش) که تا حدی با یکدیگر مرتبطاند؛ h) بلورهای کلسیت شکل‌دار با حاشیهٔ صاف و مسطح که در مرکز پوسته اسکلتی رشد کرده اند.

Fig 7- SEM and SEM-EDX analysis of the Sargelu sediments of the Lorestan area. a-c) Tight mudstone facies with sporadic porosity (arrows), d) Presence of the abundant organic material (o) and micro-porosity (arrow) in the mudstone (wackestone) facies, e) SEM-EDX of the organic material in Fig. 7d, f, g) Relatively connected micro-porosity (arrows), e) Planar calcite cement with straight boundaries infilling the fossils chamber.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

نتایج و بحث

کانی‌شناسی اولیه

شناسایی ترکیب کانی‌شناسی اولیهٔ کربنات‌های قدیم، حائز اهمیت فراوانی است؛ زیرا با دانستن ترکیب کانی‌شناسی اولیه، ارزیابی شرایط اکولوژی محیط دیرینه مانند دما، شوری و اثر فرآیندهای دیاژنتیکی با اطمینان بیشتری انجام می‌شود (Adabi et al. 2010). برای شناسایی ترکیب کانی‌شناسی اولیه، از مطالعات ژئوشیمیایی عناصر فرعی (به‌ویژه نسبت‌های Sr/Na و Sr/Mn) و ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن استفاده می‌شود (Mahboubi et al. 2010; Adabi et al. 2010; Shushtarian et al. 2011; Aghaei et al. 2014).

عناصر اصلی و فرعی

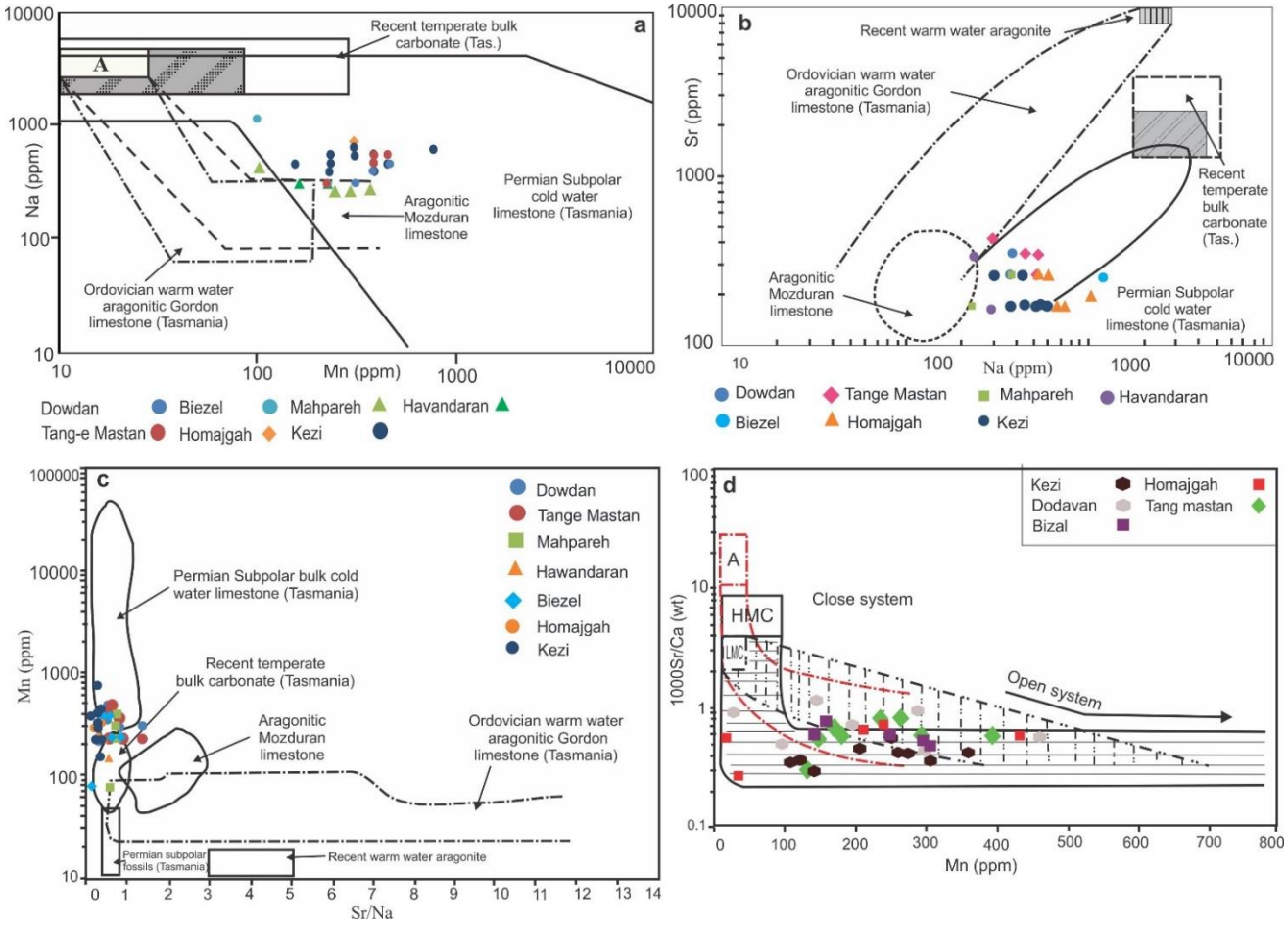
سدیم (Na)

عواملی همچون درجهٔ شوری، تفریق بیوشیمیایی (biochemical differentiation)، آثار جنبشی (kinetic)، ترکیب کانی‌شناسی و عمق آب، با تمرکز سدیم در رسوبات کربناتهٔ عهد حاضر در ارتباط‌اند (Royer et al. 2001; Mahboubi et al. 2010; Wendler et al. 2013; Rudko et al. 2014)؛ چنان‌که با افزایش شوری، عمق آب و میزان آراگونیت، مقدار سدیم افزایش می‌یابد (Adabi 2004). تغییرات سدیم در رسوبات آراگونیتی غیر بایوتیک حاره‌ای عهد حاضر، بین ۱۵۰۰ تا ۲۷۰۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۵۰۰ پی‌پی‌ام) است (Rao & Amini 1995). در سنگ‌های کربناته‌ای که تحت تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی متئوریک قرار می‌گیرد، محتوای سدیم پایین خواهد بود (Adabi et al. 2010). میزان سدیم در رسوبات سازند سرگلو، بین ۲۲۲ تا ۱۱۸۷ پی‌پی‌ام با میانگین ۴۱۷ پی‌پی‌ام است (جدول‌های ۱ و ۲). چنان‌که نمودارهای Na-Mn و Sr-Na نشان می‌دهند، نمونه‌های سازند سرگلو نیز در محدودهٔ کربنات‌های نیمه‌قطبی ساب پولار قرار می‌گیرند (شکل ۸a, b) و ترکیب کلسیتی اولیه را برای آنها تأکید می‌کنند. بالابودن میزان Na در نمونه‌های سازند سرگلو با عمق ته‌نشینی این رسوبات سازگار است که در بخش‌های رمپ خارجی و کف حوضه است.

استرانسیم (Sr)

میزان تمرکز Sr در مطالعهٔ شرایط دیاژنتیکی و تعیین ترکیب کانی‌شناسی اولیهٔ محیط‌های قدیم رسوبات کربناته استفاده می‌شود (Mahboubi et al. 2010; Aghaei et al. 2014)؛ به‌طوری که مقدار استرانسیم با افزایش میزان آراگونیت افزایش و با افزایش میزان کلسیت کاهش می‌یابد (Adabi et el. 2010). علاوه بر این، میزان استرانسیم با دمای آب دریا ارتباط مستقیم دارد (Mahboubi et al. 2010; Khatibimehr et al. 2013; Aghaei et al. 2014). در آراگونیت معمولاً میزان Sr بالا و میزان Mn پایین است (Adabi & Assadi 2008؛ Rao & Jayawardane 1994). در این ارتباط در شبکهٔ کلسیت غیر بایوتیک، حداکثر میزان Sr، ppm ۱۰۰۰ است (Adabi 2004). در آب‌های متئوریک، استرانسیم تمرکز پایینی دارد و درنتیجه در کربنات‌هایی که تحت تأثیر این آب‌ها قرار می‌گیرد، باعث کاهش میزان Sr در این کربنات‌ها می‌شود. مقدار Sr در نمونه‌های کل کربناتهٔ عهد حاضر، در مناطق حاره‌ای بین ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ پی‌پی‌ام (Rao & Amini 1995) و در مناطق معتدل بین ۱۶۴۲ تا ۵۰۰۷ پی‌پی‌ام (به‌طور متوسط ۳۲۷۰ پی‌پی‌ام) است (Adabi & Assadi 2008; Aghaei et al. 2014). میزان Sr در رسوبات سازند سرگلو بین ۸۵ تا ۱۳۵۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۰۰ پی‌پی‌ام) تغییر می‌کند (جدول‌های ۱ و ۲). چنان‌که در جدول‌های ۱ و ۲ مشاهده می‌شود، محتوای Sr در رسوبات کربناتهٔ سازند سرگلو پایین است. ازطرفی در نمودار Sr-Na، پایین‌بودن میزان استرانسیم در نمونه‌های سازند سرگلو، با کانی‌شناسی اولیهٔ کلسیت کم‌منیزیم ارتباط دارد. در این ارتباط پوسته‌های Posodonids که از جنس کلسیت کم‌منیزیم است، گسترش فراوانی در این سازند دارد که تاییدکنندهٔ تفسیر بالاست. عمق بالای ته‌نشینی این رسوبات با ترکیب اولیهٔ کلسیت کم‌منیزیم منطبق است.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5



شکل ۸- **a) نمودار دوتایی مقادیر Na در برابر Mn. b) تغییرات مقادیر سدیم در برابر استرانسیم؛ c) نمودار دوتایی تغییرات Sr/Na در برابر Mn؛ d) نمودار دوتایی تغییرات مقادیر Mn در برابر Sr/Ca. در این شکل‌ها محدودهٔ سنگ‌های آهکی سازند سرگلو با محدوده‌های ارائه‌شده برای سنگ‌های آهکی مزدوران، مربوط به بخش کم‌عمق حوضه (Adabi & Rao 1991)، سنگ‌های آهکی گوردون اردویسین تاسمانیا (Rao 1990)، سنگ‌های آهکی نیمه‌قطبی پرمین تاسمانیا (Adabi & Rao 1996)، نمونه‌های کل کربنات معتدلهٔ عهد حاضر تاسمانیا (Rao & Amini 1995) و محدودهٔ آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر (Milliman 1974) مقایسه شده است. نمونه‌های سازند سرگلو در محدودهٔ سنگ آهک‌های ساب پولار پرمین و معتدله قرار می‌گیرد که بیانگر ترکیب اولیهٔ کلسیتی برای آنهاست. در شکل d با توجه به محدوده‌های که برند و وایزر (Brand & Veizer 1980) برای روندهای دیاژنتیکی آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم‌منیزیم (LMC) و پراکندگی نسبی نمونه‌ها تعریف کرده‌اند، نمونه‌های آهکی سازند سرگلو تا حدی تحت تاثیر دیاژنز اولیهٔ دریایی و تدفینی در یک محیط بسته تا نیمه‌بسته قرار داشته‌اند.**

Fig 8- a) Binary plot of Na vs. Mn of the Sargelu Formation, b) Variations of Sr vs. Na of the Sargelu Formation, c) Binary plot of Sr/Na vs. Mn in the Sargelu Fm, d) Mn and Sr/Ca variations in the Sargelu carbonates. These plots compared with fields of shallow marine Mozdoran limestones (Adabi & Rao 1991)**, Ordovician carbonate sediments of Tasmania** (Rao 1990)**, subpolar cold-water Permian limestone** (Adabi & Rao 1996)**, recent temperate bulk carbonate** (Rao & Amini 1995)**, recent tropical shallow-marine aragonite** (A, Milliman 1974)**. Note that all Sargelu samples fall within the sub-polar Permian and temperate displaying original LMC mineralogy. In Fig. 8d, trend shows that carbonate sediments of the Sargelu Fm. were affected by marine phreatic and burial fluids in a closed to semi-closed diagenetic system** (Brand & Veizer 1980)**.**

منگنز (Mn)

مقادیر Fe و Mn در رسوبات کربناتهٔ آراگونیتی تروپیکال عهد حاضر، کمتر از ۲۰ ppm (Rao & Amini 1995) و در کربنات‌های معتدلهٔ عهد حاضر بیش از ۳۰۰ پی‌پی‌ام است

(Rao & Amini 1995). مقدار آهن و منگنز در کلسیت‌های ارگانیکی و آراگونیت‌های ارگانیکی متفاوت است. وجود شرایط اکسیدان، افزایش میزان رسوب‌گذاری، وجود ترکیب کانی‌شناسی اولیهٔ آراگونیتی و عدم دیاژنز متئوریکی، موجب کاهش میزان منگنز می‌شود (Adabi & Rao 1991; Adabi & Assadi 2008; Mahboubi et al. 2010; Aghaei et al. 2014). به‌دلیل ضریب بالای توزیع منگنز (حدود ۱۵) (Adabi et al. 2010) و بالابودن میزان این عنصر در آب‌های متئوریکی، کربنات‌های متأثر از دیاژنز متئوریکی مقادیر منگنز بالایی خواهند داشت. همچنین حاکمیت شرایط احیایی در محیط رسوبی، موجب غنی‌شدن این عناصر در سنگ‌های کربناته می‌شود (Asadi & Adabi 2013; LaGrange et al. 2020). میزان منگنز در نمونه‌های مطالعه‌شدهٔ سازند سرگلو، بین ۱۴ تا ۱۲۱۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۶۲ پی‌پی‌ام) است (جدول‌های ۱ و ۲). در نمودار Na-Mn، نمونه‌های سازند سرگلو در محدودهٔ کربنات‌های پرمین ساب پولار تاسمانیا قرار می‌گیرد که ترکیب اولیهٔ کلسیتی را برای این نمونه تأکید می‌کند (شکل a۸). قرارگیری در این محدوده، با وجود غلبهٔ رخساره‌های پلاژیک حاوی دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا در نمونه‌های سازند سرگلو همخوانی دارد.

آهن (Fe)

مقادیر آهن در رسوبات سازند سرگلو، بین ۲۰۰ تا ۴۵۳۹۰ پی‌پی‌ام (میانگین ۴۱۰۰ پی‌پی‌ام) است (جدول‌های ۱ و ۲). میانگین عنصر آهن در آراگونیت‌های مناطق حاره‌ای عهد حاضر، ۲۰ پی‌پی‌ام و در کربنات‌های مناطق معتدلهٔ عهد حاضر ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام است؛ ولی اثر محلول‌های متئوریک سبب افزایش میزان آهن در سنگ‌های کربناته می‌شود (Adabi 2004). دیاژنز متئوریک، شرایط احیایی و دیاژنز دفنی سبب افزایش مقدار آهن در سنگ‌های کربناته می‌شود. با توجه به نتایج بررسی‌شده دربارهٔ عناصر Sr، Na و Mn که پیش‌تر توضیح داده شد و همچنین وجود مقادیر فراوان مواد آلی، پیریت‌های خوشه‌ای و کوبیک (شکل‌های b۷ و 9) که نشان‌دهندهٔ وجود شرایط احیایی در زمان ته‌نشست رسوبات سازند سرگلو و در مراحل دیاژنز تدفینی است (Sharafi et al. 2012, 2021)، می‌توان نتیجه گرفت که این غنی‌شدگی عنصر آهن در رسوبات مطالعه‌شده در سازند سرگلو، متأثر از شرایط احیایی در بستر رسوبی و تا حدی عملکرد دیاژنز تدفینی است.

نسبت استرانسیم به سدیم (Sr/Na)

تفکیک کربنات‌های حاره‌ای و غیر حاره‌ای قدیم و عهدحاضر، با استفاده از نسبت استرانسیم به سدیم و مقدار منگنز امکان‌پذیر است (Adabi & Assadi 2008; Adabi et al. 2010; Shushtarian et al. 2011; Khatibimehr et al. 2013). در سنگ‌های آراگونیتی حاره‌ای عهد حاضر، مقدار Mn پایین و نسبت Sr/Na بالا (حدود ۳ تا ۵) است؛ در حالی که در سنگ آهک‌های کلسیتی مناطق معتدلهٔ عهدحاضر، مقدار Mn بالا و نسبت Sr/Na پایین (حدود ۱) است (Adabi & Rao 1991). مقادیر Sr/Na در نمونه‌های سازند سرگلو، بین ۰/۰۶ تا ۴/۵۵ (میانگین ۰/۷۱۷) است. با توجه به نمودار Sr/Na-Mn، نمونه‌های سازند سرگلو در برش‌های مطالعه‌شده، در محدودهٔ کربنات‌های کلسیتی ساب پولار تاسمانیا و مناطق معتدله قرار می‌گیرد و Sr/Na کمتر از یک و Mn حوالی ۱۰۰ و بیشتر دارد که مشخصهٔ ترکیب کانی‌شناسی کلسیتی برای این رسوبات است.

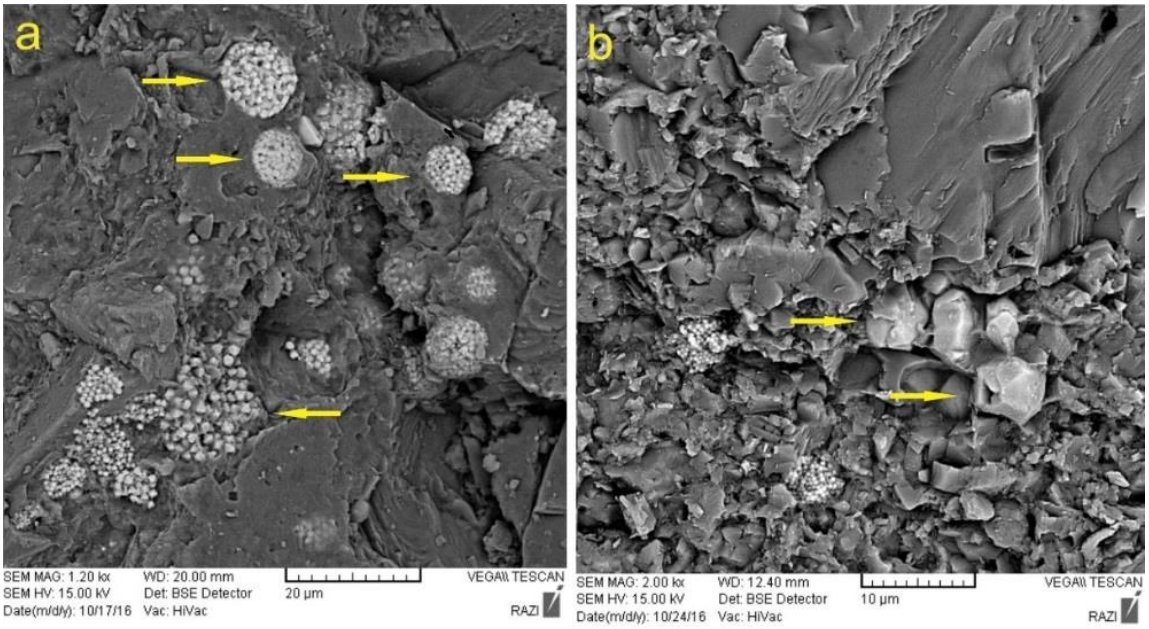
سیستم دیاژنتیکی

نسبت استرانسیم به کلسیم (Sr/Ca)

با استفاده از نمودار دوتایی Sr/Ca، برحسب Mn روند دیاژنز در سیستم‌های باز و بسته تعیین می‌شود (Adabi & Assadi 2008; Mahboubi et al. 2010; Khatibimehr et al. 2013; Aghaei et al. 2014). در این نمودار روندهای دیاژنتیکی برای آراگونیت، کلسیت پرمنیزیم و کلسیت کم‌منیزیم مشخص شده‌اند (Brand & Veizer 1980). زیادبودن تبادل آب–سنگ در

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

سیستم‌های دیاژنتیکی باز، باعث کاهش نسبت استرانسیم به کلسیم و افزایش مقادیر منگنز می‌شود؛ در حالی که پایین‌بودن این تبادلات در سیستم‌های دیاژنتیکی بسته و نیمه‌بسته باعث می‌شود که مقادیر Sr/Ca در فازهای دیاژنزی، تغییرات محسوسی نسبت‌به ترکیبات اولیه نداشته باشد؛ به‌طورکلی کاهش منگنز در کلسیت دیاژنتیکی، نمایانگر بسته‌بودن سیستم دیاژنتیکی است. چنان‌که در شکل d۸ مشخص است، نمونه‌های کربناتهٔ سازند سرگلو در محدودهٔ سیستم دیاژنتیکی بسته تا نیمه‌بسته قرار گرفته است. تغییرات میزان منگنز در نمونه‌ها و غنی‌شدگی در تعدادی از نمونه‌ها، با شرایط احیایی در بستر رسوبی و دیاژنز تدفینی مرتبط است که موجب تسهیل ورود Mn به درون ترکیبات کربناته شده است. وجود مقادیر فراوان مواد آلی، پیریت‌های خوشه‌ای و کوبیک درشت بلور در نمونه‌های سازند سرگلو، تأییدکنندهٔ شرایط احیایی در بستر رسوبی و محیط دیاژنز تدفینی است (Sharafi et al. 2012, 2021) (شکل‌های b۷ و 9). شناسایی دولومیت‌های ریزبلور تشکیل‌شده در محیط دفن نیمه‌عمیق و سیمان دروغین ناشی از تبلور دوبارهٔ میکریت، اثر نسبی دیاژنز تدفینی نیمه‌عمیق در یک سیستم بسته–نیمه‌بسته را تأیید می‌کند.



شکل 9- a و b) به‌ترتیب تصاویر SEM-BSE از پیریت‌های خوشه‌ای و کوبیک درشت بلور در سازند سرگلو.

Fig 9- a, b) SEM-BSE image of the framboidal and cubic pyrites in the Sargelu Fm., respectively.

تغییرات ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن در سازند سرگلو

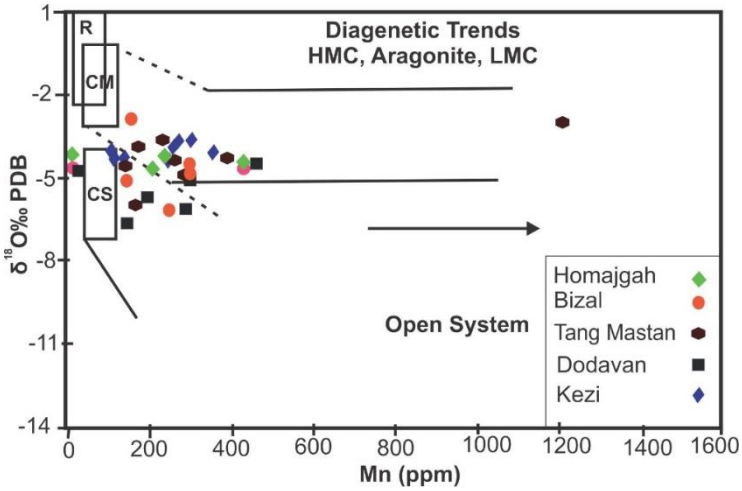
نسبت ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن همراه با عناصر فرعی، اطلاعات ارزشمندی را در ارتباط با تغییرات دمای محیط رسوب‌گذاری، دما در فازهای مختلف دیاژنتیکی و تفکیک کربنات‌ها در عرض‌های مختلف جغرافیایی به دست می‌دهد (Adabi & Assadi Mehmandosti 2008; Adabi et al. 2010; Wendler et al. 2013; Aghaei et al. 2014; Coimbra et al. 2016; Grabowski et al. 2019; Briard et al. 2020).

ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ در برابر منگنز

تغییرات نسبت اکسیژن ۱۸ در برابر منگنز، در شکل ۱۰ ترسیم شده است. در این نمودار روندهای دیاژنتیکی در ترکیبات کلسیت کم‌منیزیم، کلسیت با منیزیم بالا و آراگونیت برای سازنده‌های عهد حاضر، محدوده‌های برلینگتون در ایالت می‌سی‌سی‌پی آمریکا و آهک‌های Readbay سیلورین کانادا نشان داده شده‌اند (Brand & Veizer 1980). چنان‌که در شکل ۱۰ مشاهده می‌شود نمونه‌های سازند سرگلو در محدودهٔ

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

سنگ آهک‌های Redbay قرار می‌گیرد و نشان‌دهندهٔ سیستم دیاژنتیکی بسته برای این نمونه‌هاست. چنان‌که در بخش پیش توضیح داده شد پراکندگی نسبی نمونه‌ها به‌دلیل اثر شرایط احیایی در بستر محیط رسوبی بر میزان منگنز نمونه‌ها، در زمان تشکیل رسوبات سازند سرگلو است.



شکل ۱۰- نمودار دوتایی تغییرات نسبت ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ به منگنز برای نمونه‌های سازند سرگلو. در این نمودار روندهای دیاژنتیکی در کلسیت کم‌منیزیم (LMC)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و آراگونیت (A) برای متشکله‌های عهد حاضر (R)، محدوده‌های برلینگتون (Burlington) می‌سی‌سی‌پی در ایالت آمریکا (CM) و آهک‌های Readbay سیلورین کانادا (CS) نشان داده شده‌اند (Brand & Veizer 1980). همان‌طور که ملاحظه می‌شود، نمونه‌های کربناتهٔ سازند سرگلو در برش‌های مطالعه‌شده، در سیستم دیاژنتیکی بسته تا نیمه‌بسته قرار می‌گیرد.

Fig 10- Binary plot of ^{18}O vs. Mn including diagenetic trend of the LMC, HMC and aragonitic carbonates for the recent components, Burlington, Misissipi, USA, and Cilurian Readbay, Canada (Brand & Veizer 1980). **The carbonate sediments of the Sargelu Fm. place within closed to semi-closed diagenetic system.**

به‌طور خلاصه می‌توان بیان کرد که نتایج ژئوشیمی عناصر فرعی، ایزوتوپ‌های پایدار و آنالیز با میکروسکوپ‌های کاتد و SEM، نشان‌دهندهٔ ترکیب کلسیتی اولیه برای رسوبات سازند سرگلو است. عمق بالای تهنشینی رسوبات سازند سرگلو این تفسیر را تأیید می‌کند که با وجود فراوانی رخساره‌های پلاژیک و همی‌پلاژیک غنی از دوکفه‌ای‌های پلاژیک، پوسیدونیا با پوستهٔ کلسیتی خوب حفظ‌شده، مشخص می‌شود. ایجاد چینه‌بندی در آب، تهویه و گردش آب ضعیف در حوضهٔ رسوبی سرگلو ناشی از شرایط گلخانه‌ای در دورهٔ ژوراسیک میانی، موجب توسعهٔ یک حوضهٔ رسوبی راکد (مشابه با شرایط حاکم بر اقیانوس‌های ژوراسیک) شده و دانه‌ریزبودن رسوبات سازند سرگلو، مانع اثر شدید فرآیندهای دیاژنتیکی بر آنها شده است؛ به‌طوری که تنها دیاژنز اولیهٔ دریایی در سطح بین آب–رسوب و دیاژنز تدفینی در یک سیستم بسته تا نیمه‌بسته بر این رسوبات عمل کرده است.

تخمین دمای دیرینه

تعیین دمای دیرینهٔ آب دریا در زمان تهنشست کربنات‌ها، یکی از کاربردهای مهم ایزوتوپ ^{18}O است (Adabi & Assadi

2008; Adabi et al. 2010; Aghaei et al. 2014; Kalanat & Vaziri-Moghaddam 2019). به‌منظور تعیین دمای آب دریا در زمان ته‌نشست رسوبات یا به عبارتی دمای اولیهٔ دیاژنتیکی (هنگامی که رسوبات نزدیک سطح بوده است) از نمونه‌های با کمترین دگرسانی و یا سنگین‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و برای محاسبهٔ دمای دیاژنتیکی، از سبک‌ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ استفاده می‌شود (Adabi 1996). برای محاسبهٔ دمای آبی که کلسیت در آن نهشته شده است، از معادلهٔ Anderson & Arthur (1983) استفاده می‌شود:

$$T^{\circ}C = 16 - 4.14 \times (\delta_c - \delta_w) + 0.13 \times (\delta_c - \delta_w)^2$$

که در این معادله T: درجهٔ حرارت برحسب درجهٔ سانتیگراد.

δ_c: مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ محاسبه‌شده در کلسیت، برحسب PDB توسط دستگاه اسپکترومتر جرمی.

δ_w: مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان تشکیل کلسیت برحسب SMOW.

مقدار δ_w برای دوره‌های مختلف زمین‌شناسی متفاوت است و برای ژوراسیک مقدار آن SMOW ‰ -1.2 است (Grocke et al. 2003). دمای محاسبه‌شده با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ‌های اکسیژن ۱۸ برای سازند سرگلو ۲۷ درجهٔ سانتیگراد است.

حوضهٔ مطالعه‌شده در زمان ته‌نشینی رسوبات کربناتهٔ سازند سرگلو (ژوراسیک میانی)، در حدود عرض ۲۰–۲۵درجهٔ جنوبی قرار داشته و آب‌وهوای گرم و مرطوب منتج از فعالیت‌های شدید ولکانیکی، توسعهٔ ایالت‌های ولکانیکی متعدد در اقیانوس تتیس و خروج مقادیر درخور توجه گاز CO_2 در دورهٔ ژوراسیک حکمرانی می‌کرده است (Jenkyns 2010; Korte et al. 2015) و بنابراین با داده‌های درجه حرارت در چنین شرایطی انطباق نشان می‌دهد. چنین وقایعی معمولاً با رسوب‌گذاری وسیع و گستردهٔ رسوبات غنی از کربن آلی، در محیط‌های پلاژیک و همی‌پلاژیک همراه بوده است (Jenkyns 2010). شرایط گلخانه‌ای شدید و بالاآمدگی جهانی سطح آب دریاها، موجب توسعهٔ اقیانوس‌های راکد (stagnant ocean) با حداقل میزان گردش جریانات اقیانوسی، ایجاد تهویهٔ ضعیف و شرایط احیایی در حوضه‌های رسوبی شده است که ماحصل آن، تشکیل رسوبات غنی از مواد آلی در حوضه‌های رسوبی مختلف، مانند حوضهٔ سرگلو است (Erbacher et al. 2001; Jenkyns 2010; Sharafi et al. 2021). مجموع این عوامل، موجب افزایش درجهٔ حرارت آب‌های اقیانوسی در زمان ژوراسیک میانی شده است. چنان‌که در بخش زمین‌شناسی اشاره شد، رسوبات سازند سرگلو به‌طور کامل از رخساره‌های پلاژیک و همی‌پلاژیک ریزدانه با مقادیر فراوان دوکفه‌ای‌های پوسیدونیا و مواد آلی تشکیل شده است که در یک محیط دریایی عمیق با میزان رسوب‌گذاری پایین و در شرایط آرام با گردش آب اندک ته‌نشست یافته‌اند. مقادیر بسیار اندک موجودات کف‌زی، فراوانی بسیار اندک آشفتگی‌های زیستی، وجود مقادیر فراوان مواد آلی و پیریت‌های خوشه‌ای در این رسوبات، نشان‌دهندهٔ وجود یک شرایط کم‌اکسیژن تا احیایی در بستر رسوبی حوضهٔ گرو بوده است (Sharafi et al. 2012, 2021).

نظریهٔ کلی بر این است که در بازهٔ زمانی ژوراسیک میانی، نیمکرهٔ جنوبی یک شرایط آب‌وهوایی گرمسیری و نیمه‌گرمسیری داشته است که تا عرض‌های جغرافیایی بالا نیز کشیده می‌شده است (Hesselbo 2000; Hay 2008; Jenkyns 2010). مثال‌های مشابه از افزایش درجهٔ حرارت آب‌های اقیانوسی در عرض‌های جغرافیایی بالا گزارش شده است که از آن جمله به اقیانوس‌های جنوبی در زمان ژوراسیک میانی–کرتاسه (Jenkyns 2010)، گذرگاه دریایی بین دریای Boreal و اقیانوس نئوتتیس در ژوراسیک میانی در عرض‌های جغرافیایی ۳۰–۴۵ درجهٔ شمالی (Korte et al. 2015) اشاره می‌شود.

نتیجه

در این مطالعه، کانی‌شناسی اولیهٔ رسوبات و تعیین دمای دیرینهٔ حوضهٔ رسوبی سازند کربناتهٔ سرگلو در ناحیهٔ لرستان با استفاده از تغییرات عناصر فرعی، ایزوتوپ‌های کربن و

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

اکسیژن، آنالیز میکروسکوپ کاتد و SEM ارزیابی شده است. ترسیم نمودارهای دوتایی Na-Mn، Sr-Na، Sr/Na-Mn و میزان پایین تمرکز استرانسیم، نشان‌دهندهٔ ترکیب اولیهٔ کلسیت با منیزیم پایین برای رسوبات سازند سرگلو است. عمق بالای ته‌نشینی رسوبات سازند سرگلو و حفظ‌شدگی بالای فابریک پوستهٔ دوکفه‌ای‌های پلاژیک کلسیتی این تفسیر را تأیید می‌کند.

ترسیم نمودارهای Sr/Ca-Mn و ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ به منگنز، نشان‌دهندهٔ اثر نسبی دیاژنز تدفینی در یک سیستم بسته تا نیمه‌بسته بر رسوبات سازند سرگلو است. همچنین فراوانی پیریت‌های خوشه‌ای در این رسوبات، بیانگر اثر دیاژنز دریایی (در سطح بین آب–رسوب) بر این رسوبات است. در بعضی موارد پراکندگی نمونه‌ها، بیانگر اثر فازهای مختلف دیاژنتیکی (دریایی کم‌عمق و تدفینی) است که با وجود مقادیر بالای پیریت‌های خوشه‌ای و کوبیک مشخص می‌شود و به‌ترتیب نشان‌دهندهٔ وجود شرایط احیایی در بستر رسوبی (که تسهیل‌کنندهٔ ورود منگنز به ترکیب کربنات‌هاست) و اثر دیاژنز تدفینی بر رسوبات است.

دمای محاسبه‌شده برای محیط دیرینهٔ رسوبات سازند سرگلو، با استفاده از سنگین‌ترین ایزوتوپ O^{18}، حدود ۲۷ درجهٔ سانتیگراد است که منطبق با جایگاه جغرافیایی دیرینهٔ حوضهٔ سرگلو، در زمان ژوراسیک میانی در عرض ۲۵درجهٔ جنوبی است. شرایط گلخانه‌ای غالب در زمان ژوراسیک میانی و افزایش شدید فشار دی‌اکسید کربن اتمسفر، موجب ایجاد چینه‌بندی در آب دریای حوضهٔ رسوبی سرگلو و درنتیجه مانع از گردش آب مناسب، راکدشدن آن، ایجاد تهویهٔ ضعیف و ایجاد شرایطی احیایی غالب در بستر حوضهٔ رسوبی و درنهایت افزایش دمای آب دریا در این حوضه شده است.

References

Adabi M.H. 1996. Sedimentology and geochemistry of Upper Jurassic (Iran) and Precambrian (Tasmania) carbonates. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Tasmania, Australia, 407 p.

Adabi M.H. 2004. Sedimentary geochemistry. Arian Zamin, 448p.

Adabi M.H. and Asadi-Mehmandosti E. 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tange-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 33: 267-277.

Adabi M.H. and Rao C.P. 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation), Sarakhs Area, Iran. Sediment Geology, 72: 253–267.

Adabi M.H. and Rao C.P. 1996. Petrographic elemental and isotopic criteria for the recognition of carbonate mineralogy and climates during the Jurassic (e.g., from Iran and England): 13th Geol. Conv., Australia, (abst.), p. 6.

Adabi M.H. Salehi M. and Ghabeishavi A. 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 39(3): 148-160.

Aghaei A. Mahboubi A. Harami R.M. Nadjafi M. and Chakrapani G.J. 2014. Carbonate diagenesis of the Upper Jurassic successions in the west of Binalud—Eastern Alborz (NE Iran). Journal of the Geological Society of India, 83(3): 311-328.

Alavi M. 1991. Sedimentary and Structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in north eastern Iran. G.S.A.Bulletin, 103: 983-992.

Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304: 1-20.

Anderson T.F. Arthur M.A. 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: Arthur, M. A. (Ed.), Stable isotopes in sedimentary geology. SEPM short course, 10: 1-151.

Asadi E. and Adabi M.H. 2013. Application of geochemical data as evidence of water-rock interaction in the Sarvak Formation, Izeh Zone, Zagros, Iran. Procedia Earth and Planetary Science, 7: 31-35.

Bates N.R. and Brand U. 1990. Secular variation of calcium carbonate mineralogy; an evaluation of ooid and micrite chemistries. Geologische Rundschau, 79: 27-46.

Brand U. and Veizer J. 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; 2, Stable isotopes. Journal of Sedimentary Petrology, 51: 987-997.

Briard J. Puceat E. Vennin E. Daeron M. Chavagnac V. Jaillet R. Merle D. and de Rafelis M. 2020. Seawater paleotemperature and paleosalinity evolution in neritic environments of the Mediterranean margin: Insights from isotope analysis of bivalve shells. Palaeogeography

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5

Moghaddam H. and Sadeghi A. 2013. Microfacies, geochemistry and sedimentary environment of the Jahrum Formation in the Gach Kuh, SE Lar. Iranian Journal of Geology, 26: 97-118.

Korte C. Hesselbo S.P. Ullmann C.V. Dietl G. Ruhl M. Schweigert G. Thibault N. 2015. Jurassic climate mode governed by ocean gateway. Nature Communications, 6:1-7.

LaGrange M.T. Konhauser K.O. Catuneanu O. Harris B.S. Playter T.L. and Gingras M.K. 2020. Sequence stratigraphy in organic-rich marine mudstone successions using chemostratigraphic datasets. Earth-Science Reviews, 203: 103137.

Mahboubi A. Moussavi-Harami R. Carpenter S.J. Aghaei A. and Collins L.B. 2010. Petrographical and geochemical evidences for paragenetic sequence interpretation of diagenesis in mixed siliciclastic–carbonate sediments: Mozduran Formation (Upper Jurassic), south of Agh-Darband, NE Iran. Carbonates and Evaporates, 25(3): 231-246.

Mansurbeg H. Morad S. Bjorklund P.P. El-ghali M.A.K. Caja M.A. and Marfil R. 2012. Diagenetic alterations related to falling stage and lowstand systems tracts of shelf, slope and basin floor sandstones (Eocene Central Basin, Spitsbergen). International Association Sedimentologists Spec. Publ., 45: 353–378.

Milliman J.D. 1974. Recent sedimentary carbonates, part 1. Marine carbonates. Berlin, Springer, 379p.

Motiie H. 1993. Geology of Iran (stratigraphy of Zagros). Geological Survey of Iran, 536p.

Rao C.P. 1990. Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporites, 5: 209-222.

Rao C.P. and Amini Z.Z. 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonate, western Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporites, 10: 114–123.

Rao C.P. and Jayawardane M. 1994. Mineralogy and geochemistry of modern temperate carbonates from King Island, Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporates, 8: 170-180.

Royer D.L. and Berner R.A. Beerling D.J. 2001. Phanerozoic atmospheric CO_2 change: evaluating geochemical and paleobiological approaches. Earth-Science Reviews, 54(4): 349-392.

Rudko S.V. Kuznetsov A.B. and Piskunov V.K. 2014. Sr isotope chemostratigraphy of Upper Jurassic carbonate rocks in the Demerdzhi Plateau Crimean Mountains). Stratigraphy and Geological Correlation, 22(5): 494-506.

Sandberg F.A. 1983. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. Nature, 305: 19-22.

Sharafi M. Ashuri M. Mahboubi A. and Moussavi-Harami R. 2012. Stratigraphic application of Palaeoclimatology Palaeoecology, 543: 109582.

Casciello E. Verges J. Saura E. Casini G. Fernandes N. Blanc E. Homke S. and Hunt D.W. 2009. Fold patterns and multilayer rheology of the Lurestan Provience, Zagros Simply Folded Belt (Iran). Journal of the Geological Society, 166: 947-959.

Coimbra R. Azerêdo A.C. Cabral M.C. and Immenhauser A. 2016. Palaeoenvironmental analysis of mid-Cretaceous coastal lagoonal deposits (Lusitanian Basin, W Portugal). Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 446: 308–325.

Erbacher J. Huber B.T. Norris R.D. and Markey M. 2001. Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. Nature, 409: 325-327.

Grabowski J. Bakhmutov V. Kdýr S. Krobicki M. Pruner P. Reháková D. Schnabl P. Stoykova K. and Wierzbowski H. 2019. Integrated stratigraphy and palaeoenvironmental interpretation of the Upper Kimmeridgian to Lower Berriasian pelagic sequences of the VelykyiKamianets section (Pieniny Klippen Belt, Ukraine). Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 532: 109216.

Grocke D.R. Price G.D. and Ruffell A.H. 2003. Isotopic evidence for late Jurassic–Early Cretaceous climate change, Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 202, 1–2: 97–118.

Hay W.W. 2008. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. Cretaceous Research, 29(5): 725-753.

Hesselbo S.P. et al. 2000. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic Oceanic anoxic event. Nature, 406: 392–395.

Heydari E. 2008. Tectonics versus eustatic control on supersequences of the Zagros Mountains of Iran. Tectonophysics, 451(1): 56-70.

James G.A. and Wynd J.G. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. AAPG Bulletin, 49 (12): 2182-2245.

Jenkyns H.C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. Geochemistry Geophysics Geosystems, 11: 1-30.

Kalanat B. and Vaziri-Moghaddam H. 2019. Ecological changes and depositional sequences during Cenomanian/Turonian platform evolution in the Zagros Basin, SW Iran; an interplay between tectonics and aquifer-eustasy. Sedimentary Geology, 390: 31–44.

Kennedy W.J. Gale A.S. Huber B.T. Petrizzo M.R. Bown P. Barchetta A. and Jenkyns H.C. 2014. Integrated stratigraphy across the Aptian/Albian boundary at Col de Pré-Guittard (southeast France): A candidate global boundary stratotype section. Cretaceous Research, 51: 248-259.

Khatibimehr M. Adabi M.H. Moussavi R.M. Vaziri-

2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. GeoArabia, Special Publication, 2: 371.

Shushtarian F. Adabi M.H. Sadeghi A. Hosseini Barzi M. and Lotfpour M. 2011. Original mineralogy of the Ilam Formation, based on geochemical data in type locality, Payun Anticline and subsurface section DA # a. Journal of Stratigraphy and Sedimentary Researches, 44: 39-68.

Stocklin J. 1968. Structural history and tectonic of Iran: a review. Bulletin of American Association of Petroleum Geology, 52: 1229-1258.

Wendler I. Huber B.T. MacLeod K.G. and Wendler J.E. 2013. Stable oxygen and carbon isotope systematics of exquisitely preserved Turonian foraminifera from Tanzania—understanding isotopic signatures in fossils. Marine Micropaleontology, 102: 1-33.

Thalassinoides ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, northeastern Iran. Palaeoworld, 21: 202-216.

Sharafi M. Bayet-Goll A. Bagheri Tirtashi R. Kavoosi M.A. Rashidi M. Daryabandeh M. and Zamani Z. 2021. Facies analysis, depositional environments and palaecological analysis of deep marine deposits from the Sarglu Formation (Middle Jurassic) in Zagros Basin. Researches in Earth Sciences, in press.

Sharafi M. Biranvand B. Zeinalzadeh A. Bayet-Goll A. Moradpour M. and Kohansal P. 2021. Sedimentary facies and depositional environment of the Aitamir Formation in the Gorgan Plain: A wave-dominated shoreface model. Journal of Stratigraphy and Sedimentary Researches, 37 (2): 51-76.

Sharland P.R. Archer R. Casey D.M. Davies R.B. Hall S.H. Heward A.P. Horbury A.D. and Simmon M.D.

http://dx.doi.org/10.22108/jssr.2021.131337.1218 https://dorl.net/dor/20.1001.1.20087888.1401.38.1.2.5