

Microfacies, Depositional Sedimentary Environment and Primary Carbonates Mineralogy of the Cretaceous Succession in Bashm Mountain, South of Central Alborz

K. Bazargani-Guilani, M. Faramarzi

*School of Geology, University College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
Email: kbazargu@khayam.ut.ac.ir*

(Received:2006/8/30, received in revised form:2007/2/5)

Abstract: Cretaceous succession of Bashm mountain, located in south of Central Alborz, is a part of Alpine-Himalayan orogeny belt. In this paper, Cretaceous at the age of Albion-Turonian which consists well-bedded dolomite and limestone, cherty limestone and massive limestone and which have become host rock for Lead and Zinc deposits is studied. 6 profiles of this Cretaceous were selected from Reza-Abad, Heydar-Abad and Reza-Barak abandoned mines, and Bozmolla occurrence. Their outcrops thickness varies between 290-540 m. Petrography of the studies area revealed that the sediments are consist of 15 carbonate facies. Most likely this facies have been deposited in inner, outer and mid ramp. Beside this, tectonic characteristics of forland basins which is dominant in Cretaceous time for this area, has revealed the presence of carbonate ramp. The most important diagenetic processes in these studied facies were biogenic processes, compaction, dissolution, cementation, neomorphism, dolomitization, dedolomitization and silicification. The most important mineralization processes related to porosities were found in intergranular, intercrystalline (in dolomite), joints, faults and karsts. Formation TD-ICP chemical analysis of Ca, Mg, Sr, Mn, Zn, Pb elements and INAA chemical analysis of Fe, Na elements for 6 samples of Cretaceous showed decreasing in Sr and Na and increasing in Fe and Mn elements. These result may suggest, the comparison of aragonites of warm areas and calcites of recent temperate during diagenesis process. Comparing values of these elements with warm water Ordovician Gordon Limestone (Tasmania) and Mozduran carbonates (Upper Jurassic) showed mineralogy similarity between shallow carbonates of studied area and those which is mostly observed as an indicator of mineralogy of primary aragonite.

Keywords: *Cretaceous, Central Alborz, Bashm Mountain, facies, depositional environment, diagenesis, primary aragonite mineralogy.*



رخساره‌ها، محیط رسوبی و کانی‌شناسی کربناته‌های اولیه توالی کرتاسه کوه بشم، جنوب البرز مرکزی

کمال‌الدین بازرگانی گیلانی، مریم فرامرزی

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

پست الکترونیکی: kbazargu@khayam.ut.ac.ir

(دریافت مقاله ۱۳۸۵/۶/۸، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۵/۱۱/۱۶)

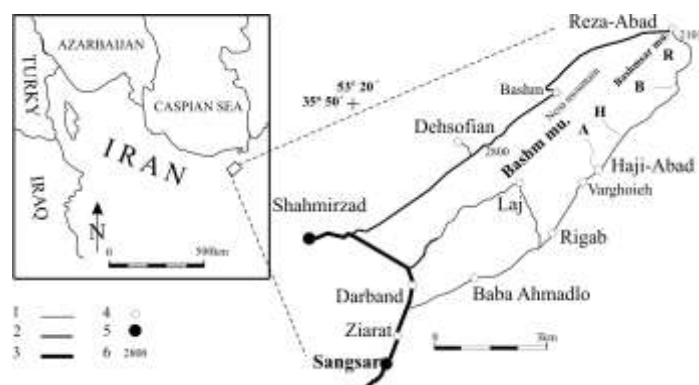
چکیده: توالی کرتاسه کوه بشم در جنوب البرز مرکزی، بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیاست. در این کار پژوهشی توالی کرتاسه با سن آلبین-تورونین، شامل دولومیت و آهک با لایه‌بندی خوب، آهک‌های چرتی و آهک‌های توده‌ای مورد مطالعه قرار گرفته‌اند که سنگ میزبان کانسارهای سرب و روی هستند. ضخامت بیرونزدگی‌های کرتاسه در شش برش اندازه‌گیری شده در معادن متروکه سرب و روی رضاآباد، حیدرآباد، و رضابک از ۲۹۰ تا ۵۴۰ متر در تغییر بوده‌اند. بر اساس مطالعات سنگ‌شناختی، ته‌نشست‌های منطقه مورد مطالعه شامل ۱۵ رخساره کربناته است. به احتمال زیاد این رخساره‌ها در یک رمپ با سه زیرمحیط رمپ داخلی، میانی، و خارجی برجا گذاشته شده‌اند. همچنین ویژگی‌های زمین‌ساختی حوضه‌های فورلند که در کرتاسه این منطقه حاکم بوده‌اند، حضور یک رمپ کربناته را تأیید می‌کنند. مهمترین فرایندهای درون‌زادی در رخساره‌های مطالعه شده عبارتند از: فرایندهای زیستی، فشردگی، انحلال، سیمانی‌شدن، نوشکلی، دولومیتی‌شدن، وادولومیتی و سیلیسی‌شدن. از مهمترین تخلخل‌های مرتبط با کانی‌زایی می‌توان از تخلخل‌های بین دانه‌ای، بین بلوری (در دولومیت‌ها)، درزه‌ها، شکستگی‌ها (گسل) و کارست‌ها نام برد. تجزیه شیمیایی TD-ICP عناصر Ca, Mg, Sr, Mn, Zn, Pb و INAA عناصر Fe, Na, ۶ نمونه کاهش Sr و Na و افزایش Fe و Mn را با مقایسه کربنات‌های کرتاسه با آراگونیت‌های نواحی گرمسیری و کلسیت‌های نواحی معتدل عهد حاضر در طول درون‌زادی پیشنهاد می‌کند. با مقایسه مقادیر این عناصر با آهک‌های بیشتر آراگونیتی آبهای گرم اردوئین تاسمانیا و ژوراسیک فوقانی مزدوران تشابه کانی‌شناسی کربنات‌های کم عمق گستره مورد مطالعه با این آهک‌ها دیده می‌شود که بیشتر بر کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی دلالت دارد.

واژه‌های کلیدی: کرتاسه، البرز مرکزی، کوه بشم، رخساره، محیط رسوبی، درون‌زادی، کانی‌شناسی اولیه آراگونیتی.

مقدمه

انواع سنگهای کربناته کرتاسه که در ناحیه کوه بشم (شمال سمنان) البرز مرکزی رخنمون دارد، میزبان کانسارها و آثار متعدد سرب و روی است. شناخت محیط ته‌نشستی و کانی‌شناسی اولیه سنگ‌میزبان، فرایندهای ته‌نشستی، درون‌زادی، زمین‌ساختی، و کانی‌سازی که آن را تحت تأثیر قرار داده‌اند در جهت نیل به ژنز این کانسارها از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند.

در ناحیه کوه بشم (شمال سمنان) [۱] ضخامتی از لایه‌های سرخ رنگ آهک‌های گلوکونیته و ماسه‌ای، آهک خاکستری تا کرم با لایه‌بندی خوب، آهک‌های چرتی، آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری روشن را به کرتاسه بالایی (کنیاسین-سانتونین) نسبت داده است. بررسیهای [۲] روی ریزچینه‌شناختی توالی کرتاسه بالایی ناحیه شمال سمنان در دربند و کوه ولهومند که سن سانتونین-کامپانین را برای آنها پیشنهاد کرده است، تاکنون بررسی سیستماتیک و کاملی روی این توالی از نظر سنگ‌شناسی و محیط ته‌نشستی صورت نگرفته است. لازم به یادآوری است که با توجه به مطالعات ریزچینه‌شناختی، این پژوهشگران سن آلبین-تورونین را برای توالی مورد مطالعه که تاکنون به عنوان کرتاسه بالایی شناخته شده بود محتمل‌تر دانستند. هدف از این کار پژوهشی تشخیص و تفکیک رخساره‌های موجود، تفسیر محیط ته‌نشستی با استفاده از مراجع [۳ تا ۵] با نگاه ویژه به طبقه‌بندی ژنتیکی تخته‌های کربناته براساس موقعیت زمین‌ساختی [۶]، ارائه مدل ته‌نشستی، بررسی پدیده درون‌زادی [۷ و ۸]، تغییر عناصر فرعی کربنات‌ها در طول آن، و تشخیص کانی‌شناختی اولیه [۹ تا ۱۵] در توالی کرتاسه کوه بشم (شمال سمنان) است (شکل ۱).

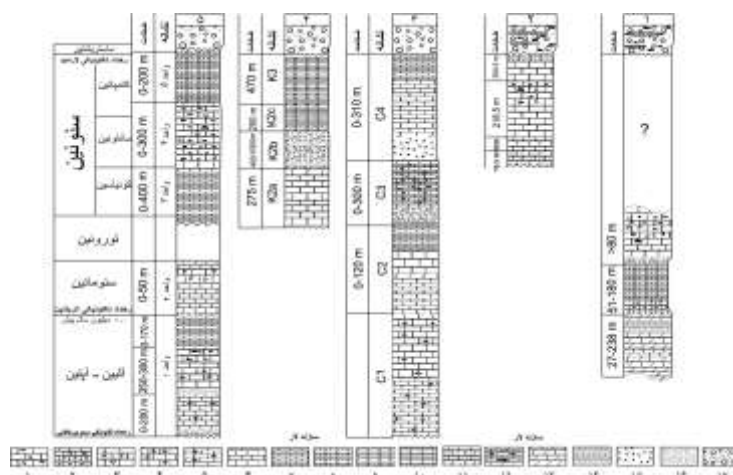


شکل ۱ نقشه راه‌های دسترسی و موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران. ۱- جاده خاکی، ۲- جاده آسفalte درجه ۳، ۳- جاده آسفalte درجه ۲، ۴- روستا، ۵- شهر، ۶- ارتفاع از سطح دریا. R موقعیت برش‌های رضا آباد، B موقعیت برش بزملا، H موقعیت برش حیدر آباد، و A موقعیت برش رضا برک.

زمین شناسی و موقعیت چینه‌شناسی

منطقه مورد مطالعه، در واحد زمین ساختی- تهنشستی البرز قرار گرفته است که بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیاست. این مجموعه کوهزایی حاصل فروانش پوخته اقیانوسی پالتوتیس به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا و متعاقب آن برخورد میان خرده ورق ایران و توران در تریاس پسین است. البرز به صورت حوضه فورلند با عدم تقارن در عمق وارد دوره کرتاسه شده است [۱۶]. در البرز جنوبی، رخساره چیره سنگ‌های کرتاسه پایین، سنگ آهک‌های اربیتولین- دار است. ردیف‌های کرتاسه بالایی البرز جنوبی در شرایط تهنشستی متفاوتی نهشته شده‌اند و به همین دلیل، تغییر رخساره‌ها در خور توجه است و تاکنون ردیفی که نشانگر ویژگیهای عمومی کرتاسه بالایی البرز جنوبی باشد قابل نامگذاری و معرفی نبوده است [۱۷]. مقایسه ستون چینه‌شناسی حاصل از جمع‌بندی برش‌های مورد مطالعه و سایر برش‌های توالی کرتاسه بالایی نواحی دربند سمنان، فیروزکوه، لار، و سپاه در البرز مرکزی، نشان دهنده ویژگیهای سنگی متفاوت است (شکل ۲). توالی مورد مطالعه با توجه به تعداد کم نمونه‌های با فسیلهای شاخص Simpleorbitolina sp., Pfenderina sp., Dicyclina sp., Cuneolina sp. cf. C. pavonia, Heterohelix reussi, Calcisphaerula sp. cf. C. innominata, Pithonella ovalis, Nazzazata gyra, Stomiosphaera sphaerica, Hedbergella delrioensis, Ticinella sp. cf. T. roberti, Rugoglobigerina sp., Pithonella, Planomalina sp., Whiteinella sp., Praeglobotruncana sp., Rotalipora sp. cf. R. cushmani, Rotalipora ticinensis, Coskinolinoides sp. cf. C. Texana, Favreina, Hensonina sp., Nezzazatinella picardi, Chrysalidina sp., Trochospira sp., Sabaudia sp., Oligosteginid و دولومیتی‌شدن گسترده، احتمالاً دارای سن آلبین-تورونین است.

از نظر موقعیت چینه‌شناسی، توالی کرتاسه مورد مطالعه با ناپیوستگی هم شیب روی سازند لار قرار گرفته است. در مرز بالایی به وسیله گسل انزاب کنار آبرفت‌های کواترنری یا سازندهای شمشک و الیکا قرار می‌گیرد. این توالی با راستای کلی $N 45^{\circ} E$ و غالباً با شیب خیلی تند، در مواردی برگشته بیرون زدگی دارد. این واحد چینه‌ای در منطقه مورد مطالعه بین ۲۹۰ تا ۲۲۰۰ متر ضخامت دارد. در این کار پژوهشی ۵۴۰ متر از این توالی شامل دولومیت و آهک خاکستری تا کرم با لایه‌بندی خوب و یا آهک توده‌ای خاکستری روشن، آهک و مارن با لایه-بندی نازک و لامیناسیون برنگ خاکستری تا سرخ و آهک‌های توده‌ای خاکستری و چرت‌دار کرتاسه که سنگ میزبان کانی‌سازی سرب و روی در منطقه هستند مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. شکل‌های ۳، ۴ نماهایی از برش‌های چینه‌شناسی انتخاب شده را نشان می‌دهند.



شکل ۲ مقایسه ستون چینه‌شناسی کرتاسه در منطقه بشم (۱) با نواحی دیگر البرز مرکزی، ۲: دربند سنگسر [۲] ۳: غرب فیروزکوه [۱۸]، ۴: سپایه [۲۰]، ۵: دره لار [۱۹]، ۱: آهک توده‌ای چرت‌دار ۲: آهک با مارن و چرت ۳: آهک برشی ۴: آهک ضخیم لایه اوربیتولین‌دار ۵: آهک نازک لایه اوربیتولین‌دار ۶: آهک متوسط لایه ۷: آهک نازک لایه، ۸: آهک نازک لایه مارن‌دار، ۹: آهک و مارن‌های رنگارنگ، ۱۰: آهک و مارن‌های ماسه‌ای ۱۱: آهک ماسه‌ای، ۱۲: آهک نازک لایه چرت‌دار ۱۳: دولومیت آهک‌دار، ۱۴: دولومیت با تناوب مارن، ۱۵: آتشفشانی، ۱۶: ماسه سنگ، ۱۷: کنگلومرا و ماسه سنگ. بالاترین بخش در تمام نیمرخ‌ها کنگلومرای فجین است.



شکل ۳ دور نمایی از برش چینه‌شناسی (۲) رضا آباد که با برخورد گسلی به دشت ختم می‌شود و از سمت چپ به راست (شمال به جنوب) شامل D: دولومیت آهک‌دار، Ma: آهک و مارن، Ch: آهک چرت‌دار است.



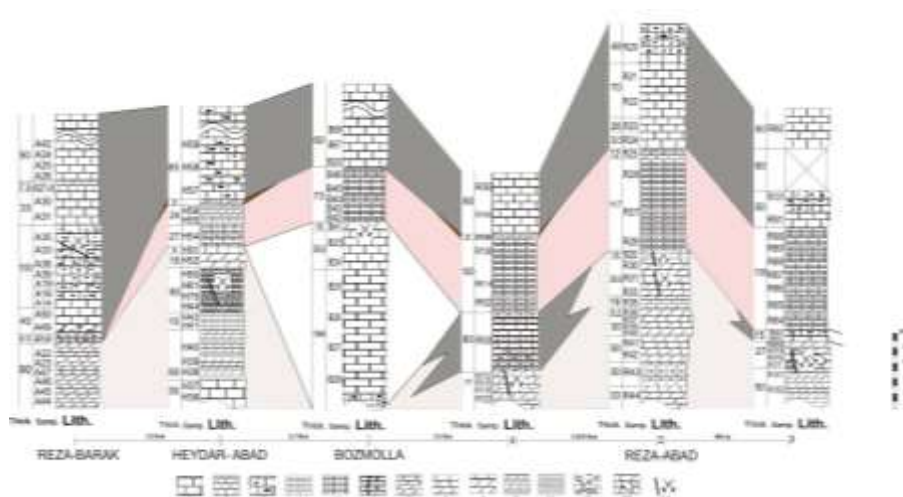
شکل ۴ دور نمایی از برش چینه‌شناسی حیدرآباد و از سمت راست به چپ (شمال به جنوب) شامل D: دولومیت آهک‌دار، Ma: آهک و مارن، Ch: آهک چرت‌دار است.

روش بررسی

در این کار شش برش از سنگ‌های کربناته معادن سرب و روی متروکه رضا آباد (R)، بزملا (B)، حیدرآباد (H)، و رضاپرک (A) انتخاب، و ضخامتهای آنها اندازه‌گیری شدند (شکل ۵). با جمع‌آوری بیش از ۱۰۹ نمونه براساس تغییرات رخساره‌ای، مقاطع میکروسکوپی نازکی از آنها تهیه و با آلزارین سرخ و فروسیانید پتاسیم، برای تشخیص سنگ‌شناختی سنگ‌های کربناته، و تعیین وجود یا عدم وجود دولومیت به روش [۲۱] رنگ‌آمیزی شدند. سپس اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی، سیمان، ماتریکس و ذرات آواری آنها شناسایی، و قطر آنها با یک میکرومتر تعیین شد. برای تعیین درصد فراوانی دانه‌ها، چارت مقایسه‌ای [۳] مورد استفاده قرار گرفت. نامگذاری نمونه‌ها بر اساس طبقه‌بندی‌های [۲۲ و ۲۳]، انجام گرفته است. تجزیه شیمیایی TD-ICP عناصر Ca, Mg, Sr, Mn, Zn, Pb و INAA عناصر Fe, Na ۶ نمونه در دانشگاه کلاوستان آلمان انجام گرفت. دقت اندازه‌گیری عناصر Ca, Mg, Fe, Na, $\pm 0.1\%$ و عناصر Sr, Mn, Zn ± 1 ppm و Pb ± 3 ppm بوده است.

توصیف رخساره‌ها

بررسیهای سنگ‌شناختی (تنوع کمی و کیفی اجزای اسکلتی و غیر اسکلتی و نیز تفاوت در اندازه ذرات تشکیل دهنده) و شواهد صحرایی تهنشستهای منطقه مورد مطالعه منجر به



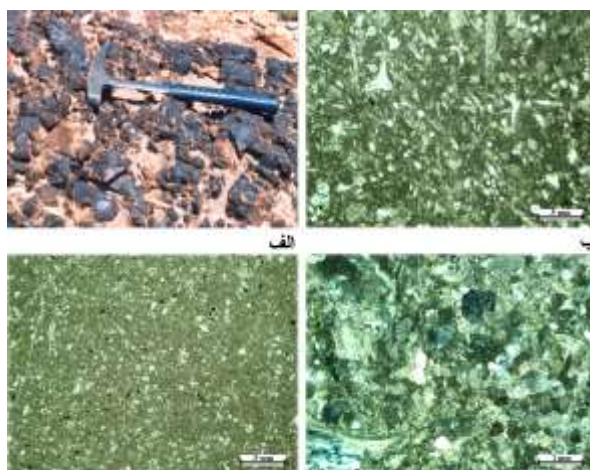
شکل ۵ ستون‌های چینه‌شناسی برش‌های کرتاسه مورد مطالعه. ۱: آهک توده‌ای، ۲: آهک ضخیم لایه، ۳: آهک چرت‌دار، ۴: آهک نازک لایه، ۵: آهک مارن‌دار، ۶: آهک پرشی، ۷: دولومیت زین اسبی، ۸: دولومیت آهک‌دار، ۹: دولومیت توده‌ای، ۱۰: دولومیت ضخیم لایه با تناوب مارن، ۱۱: دولومیت نازک لایه با تناوب مارن، ۱۲: کنگلومرا، ۱۳: حفره‌های کارستی، ۱۴: معدن، متروکه و گسل.

تشخیص ۱۵ رخساره شد که با استفاده از رخساره‌های استاندارد ارائه شده توسط [۳ تا ۵] می‌توان دریافت که این رخساره‌ها، با توجه به محیط تشکیل آنها در ۳ گروه قرار می‌گیرند. در زیر به ترتیب هریک از رخساره‌ها از سمت حوضه به ساحل توصیف می‌شوند؛

۱- **گروه رخساره A:** این گروه از سه رخساره A1, A2, A3 تشکیل شده است.

رخساره A1 (اسپیکولیت): این رخساره شامل مادستون با سوزنهای اسفنج تک محوره و سه محوره سیلیسی می‌باشد. *Heterohelix reussi*, *Pithonella ovalis*, *Calcisphaerula* sp. cf. *C. innominata* و روتالیا در این میکروفاسیس حضور دارند. اجزای دیگر آن گلوکونیت ۳-۵ درصد، کوارتز ۱۵ درصد و پیریت است (شکل ۶). در روی زمین این رخساره به صورت آهک خاکستری توده‌ای با ندولهای چرت سیاه و قهوه‌ای دیده می‌شود (شکل ۶).

رخساره A2 (وکستون بایوکلستی): این رخساره شامل فرامینیفرهای پلاژیک *Hedbergella*, *Rugoglobigerina* sp., *Ticinella* sp. cf. *T. roberti*, *delrioensis*، بریوزوئر، اویستر، *Oligosteginid*, *Calcisphaerula* sp., *Stomiosphera sphaerica*, *Pithonella* اکینوئید است (شکل ۶ ج). صدف‌های اویستر بیشتر سیلیسی شده‌اند. آشفستگی زیستی نیز در تعدادی از نمونه‌ها دیده می‌شود. اجزای دیگر این رخساره شامل گلوکونیت ۱ درصد، کوارتز و فلدسپات ۲-۱ درصد است. فرامینیفرهای پلاژیک این رخساره بیشتر به وسیله پیریت پر



شکل ۶ الف) آهک‌های خاکستری توده‌ای با ندول‌های چرت مربوط به رخساره اسپیکولیت. (ب) رخساره اسپیکولیت (A1) با سوزن‌های اسفنج یک محوره و سه محوره، نمونه R20، (PPL). (ج) رخساره وکستون بایوکلستی (A2) شامل فرامینیفرهای پلاژیک که بیشتر با پیریت پر شده‌اند نمونه B45، (PPL). (د) رخساره پکستون-گرین استون بایوکلستی (A3) دارای فرامینیفر، اویستر سیلیسی، کراینوئید و قطعات خرد شده بایوکلستی، نمونه R21، (XPL).

شده‌اند. این رخساره در روی زمین به صورت آهک خاکستری نازک لایه، با لامیناسیون ظریف، مارن و آهک ضخیم لایه، با لامیناسیون ظریف است. بیشترین گسترش این رخساره در برش بزملا دیده می‌شود (شکل ۵).

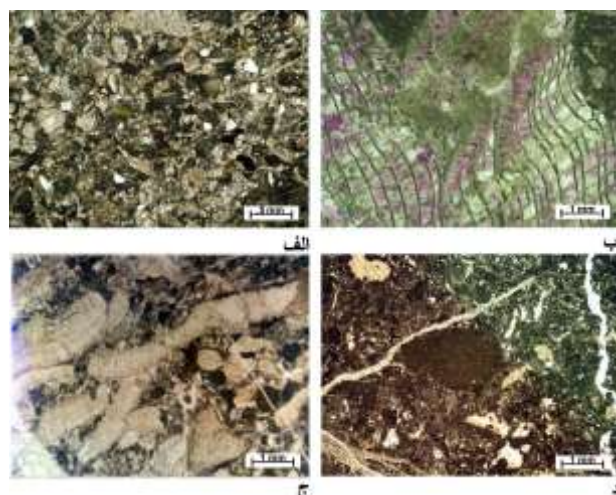
رخساره A3 (پکستون-گرین/استون بایوکلاستی): این رخساره دارای فرامینفر، بریوزوئرها، درشت، پلسی پود (اویستر و اینوسراموس)، کراینوئید، اکتینودرم و قطعات خرد شده بایوکلاستی است (شکل ۶). میزان کراینوئید به ۳۰ درصد می‌رسد. اجزای دیگر آن شامل کوارتز و پیریت است که درون میکروفسیل‌ها را پر کرده‌اند، و در روی زمین به صورت آهکهای خاکستری تیره و توده‌ای به صورت بین انگشتی با رخساره‌های A1, A2 دیده می‌شوند.

۲- گروه رخساره B: این گروه از ۴ رخساره B1, B2, B3, B4 تشکیل شده‌است که عبارتند از: رخساره B1 (پکستون/کراینوئیدی بایوکلاستی): این رخساره حاوی کراینوئید تا ۵۰ درصد، فرامینفر، بریوزوئر، اویستر (سیلیسی) و جلبک است. از دیگر اجزای آن کوارتز ۱۰ درصد، گلوکونیت ۱۰-۵ درصد، چرت و فلدسپات است (شکل ۷). این رخساره در روی زمین به صورت آهک خاکستری و توده‌ای دیده می‌شود.

رخساره B2 (باند/استون بایوکلاستی): شامل صدف‌های پلسی پود مانند قطعات دیواره رودیست‌ها با ساختار منشوری، و نیز بریوزوئر و فرامینفر است (شکل ۷). این رخساره در حیدرآباد و رضابک دیده می‌شود.

رخساره B3 (گرین استون-پکستون اینوسراموس‌دار و بایوکلاستی): این رخساره دارای ۶۰ درصد پلسی پودهای بزرگ و شکسته مانند اینوسراموس، ۲۰-۳۰ درصد جلبک، ۱۰ درصد پلت و آئید میکرایتی، و ۵ درصد فرامینفر (میلیولیده)، کوپرولیت، اکتینودرم، بریوزوئر و گاستروپود است. قطعات پلسی پود ابعاد $6\text{mm} - 100\mu\text{m}$ دارند. حاشیه برخی از اجزای اسکلتی مثل پلسی پودها را پوشش میکرایتی گرفته و بیشتر دچار گردشگی و شکستگی شده‌اند (شکل ۷) که نشان می‌دهد انرژی محیط نسبتاً زیاد بوده است و این نمونه‌ها به منطقه (Sea ward shole) مربوطند. در روی زمین این رخساره به صورت آهک خاکستری توده‌ای است.

رخساره B4 (پکستون جلبکی بایوکلاستی پلوئیدی): این رخساره دارای ۵۰ درصد جلبک سرخ است که آثار جا به جا شدگی در آنها دیده می‌شود. از دیگر اجزای آن ۱۰ درصد فرامینفر (میلیولیده)، پلسی پود ۱۵ درصد، پلوئید ۲۰-۱۰ درصد است. گلوکونیت ۵-۰ درصد، ذرات تخریبی و کوارتز ۱۰-۱ درصد از این رخساره را تشکیل می‌دهند. این رخساره به صورت آهک خاکستری و سرخ مایل به قهوه‌ای توده‌ای در برش رضابک مشاهده می‌شود. (شکل ۷).



شکل ۷ الف) رخسارهٔ پکستون کراینوئیدی بایوکلستی (B1) که دارای خرده‌های کراینوئید، فرامینیفر، بلورهای سیاه پیریت، گلوکونیت و بلورهای کوارتز به رنگ سفید، نمونه R21، (PPL). ب) رخسارهٔ باند استون بایوکلستی (B2) با قطعات رودیستی، نمونه A42، (PPL). ج) رخسارهٔ گرین استون-پکستون اینوسراموس دار و بایوکلستی (B3) شامل پلسی پودهای بزرگ و شکسته با پوشش میکرایتی، پلت و آئید، نمونه R23، (PPL). د) رخسارهٔ پکستون جلبکی بایوکلستی پلوئیدی (B4) حاوی جلبک سرخ، میلیولیده، پلوئید و قطعات بایوکلستی، نمونه A25، (PPL).

۳- گروه رخساره C: در این گروه ۸ رخساره C8, C7, C6, C5, C4, C3, C2, C1 شناسایی شده‌اند.

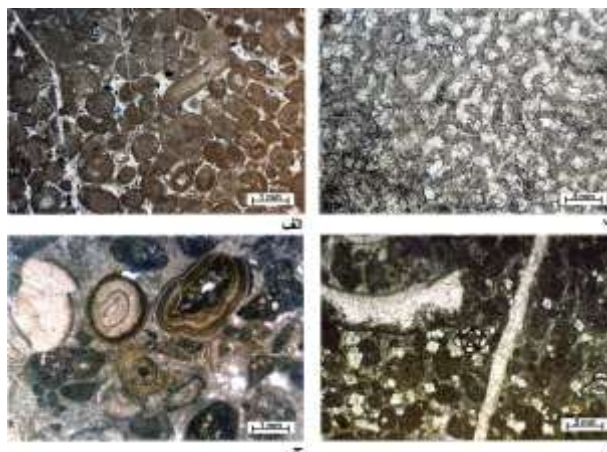
رخساره C1 (گرین استون/آلیتی/اینتراکلستی): آئید فراوان‌ترین آلوم موجود در این رخساره است. اندازهٔ متوسط آنها بین ۱۴۰۰-۵۰۰ میکرون با مقطع دایره‌ای، بیضوی، و میله‌ای با فراوانی ۷۰ درصد است. این آئیدها میکرایتی هستند و برخی از آنها تنها یک لایهٔ خارجی دارند. هستهٔ برخی از آنها فرامینیفر و گاستروپود است. پلت، فرامینیفر و گاستروپود از دیگر اجزای این رخساره‌اند (شکل ۸ الف). در روی زمین به رنگ کرم مایل به قهوه‌ای و متوسط تا ضخیم لایه (۱-۰/۲ متر) دیده می‌شود.

رخساره C2 (فریم استون مرجانی): دارای قطعات مرجانی است (شکل ۸ ب) و به طور محدود در رضا آباد وجود دارد.

رخساره C3 (گرین استون-پکستون/آلیتی/اینتراکلستی پلتی): این رخساره ۲۰-۴۰ درصد آئید با قطر متوسط ۸۰۰ میکرون، ۱۰-۴۰ درصد اینتراکلست، ۲۰-۳۰ درصد پلت و بایوکلست

دارد. در مواردی آئیدها شکسته شده و به صورت هسته‌ای برای آئید بعدی در آمدند. برخی از آئیدها به صورت دوتایی به یکدیگر چسبیده‌اند. هسته برخی از آئیدها نیز اینتراکست‌های قبلی هستند. آئیدها دارای بافت کاملاً حفظ شده هم مرکز، شعاعی و یا ترکیبی از هر دو هستند (شکل ۸ ج). با توجه به داده‌ها [۲۴] ۳ نوع لامینه در این آئیدها نیز قابل تشخیص‌اند: ۱- لامینه میکرایتی ۲- لامینه کلسیت رشته‌ای- شعاعی ۳- لامینه آراگونیتی؟. این رخساره برگشتگی بافتی را نشان می‌دهد. در روی زمین این رخساره به صورت آهک کرم رنگ با دانه‌هایی در حد ماسه به رنگ قهوه‌ای و خاکستری که همان آئیدها و اجزای دیگر است، دیده می‌شود. گسترش این رخساره تنها در برش رضا آباد به صورت محدود و عدسی مانند است.

رخساره C4 (گرین/استون- پکستون پلتی/آلیتی): این رخساره حاوی ۷۰-۳۰ درصد پلت، ۴۰-۱۰ درصد آئید، ۱۰ درصد اینتراکست، و فرامینیفر است. مقطع طولی پلت ۲۳۰-۴۰ میکرون است. برخی از آئیدها دارای ۱ یا ۲ لایه هستند. پیریت و اکسیدهای آهن نیز در این رخساره وجود دارند. دولومیت خودشکل جانشین سیمان آلومکها شده است (شکل ۸ د). اجزای برخی از این نمونه‌ها میکرایتی شده‌اند. این آهک‌ها با لایه‌بندی ۷۰-۴۰ سانتیمتر، به رنگ خاکستری، کرم تا قهوه‌ای و برخی دارای استیلولیت موازی لایه‌بندی دیده می‌شوند.



شکل ۸ الف) رخساره گرین استون آلیتی اینتراکستی (C1) حاوی آئید میکرایتی با مقطع دایره، بیضوی و میله‌ای است، نمونه R109، (XPL). ب) رخساره فریم استون مرجانی (C2) دارای قطعات مرجانی که تحت تأثیر دولومیتیزاسیون قرار گرفته‌اند، نمونه R36، (PPL). ج) رخساره گرین استون- پکستون آلیتی اینتراکستی پلتی (C3) شامل آئیدها، اینتراکست، پلت و قطعات بایوکستی، که هسته برخی آئیدها از اینتراکست‌های قبلی است، نمونه R29، (PPL). د) رخساره گرین استون- پکستون پلتی آلیتی (C4) شامل پلت، آئید میکرایتی، میلولید، قطعات بایوکستی و دولومیت خودشکل، نمونه R41، (PPL).

رخساره C5 (گرین/استون- پکستون پلتی): این رخساره شامل پلت و نوعی کوپرولیت به نام فاوریناست [۲۵]. پلت‌ها با اشکال کروی و میله‌ای و فراوانی در حدود ۸۰ درصد دارای قطری در حدود ۴۰-۴۴۰ میکرون هستند. اجزای دیگر آن شامل آئید بیشتر دو لایه‌ای، کوپرولیت با مقطع طولی ۱۲۰۰-۶۰۰ میکرون و عرضی ۸۰۰-۳۰۰ میکرون، ۵-۰ درصد فرامینفر، ۵-۰ درصد بایوکلست، گاستروپود و جلبک است (شکل ۱۰ الف و ب). در مواردی علاوه بر ذرات کربناته ذرات آواری کوارتز در حدود ۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. دانه‌های کوارتز در حد سیلت بوده و تیغه‌ای شکل و کشیده هستند. در روی زمین این آهک‌ها به رنگ خاکستری و نازک لایه‌اند.

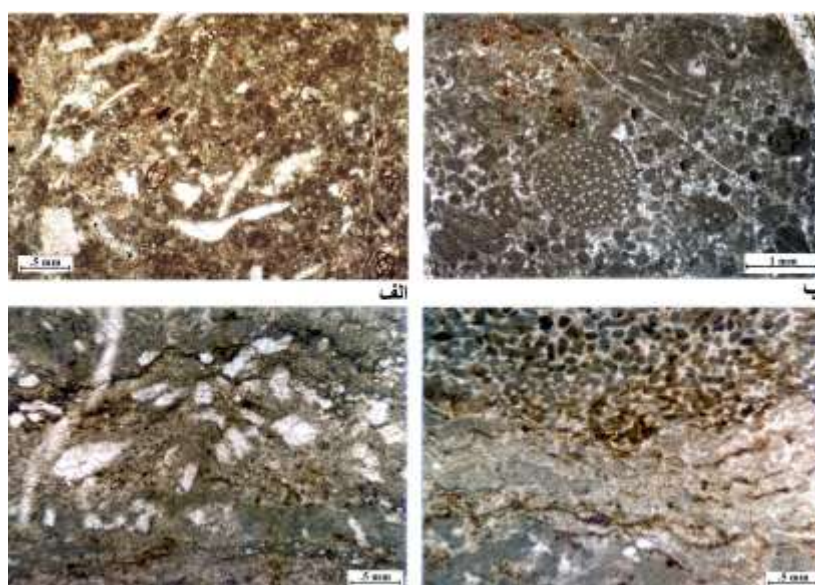
رخساره C6 (بایند/استون جلبکی پلتی یا مادستون جلبکی پلتی): این رخساره حاوی جلبک استروماتولیت است که دانه‌های پلت با اندازه ۴۰۰-۸۰ میکرون تا ۴۰ درصد و کوپرولیت با مقطع طولی ۱۶۰۰-۸۰۰ میکرون به میزان ۱۰ درصد در آن بدام افتاده‌اند. برخی از دانه‌های پلت در امتداد لایه‌بندی استروماتولیت‌ها ردیف شده‌اند (شکل ۱۰ د). اکسید آهن رنگ سرخ به این رخساره بخشیده است. این نمونه‌ها دارای لامیناسیون ظریف، لایه‌بندی نازک و مارن‌دار هستند (شکل ۹ الف). ساختار چشم پرنده‌ای (فنسترال) از نوع لامینه‌ای و نامنظم (شکل ۱۰ د) و قالب‌های ژپس (شکل ۱۰ ج) نیز در این رخساره حضور دارند. با توجه به مطالعات [۲۶] این دو نوع ساختار چشم پرنده‌ای ناشی از خشک‌شدن و سنگ‌شدگی بر اثر رخنمون فروجوی تهنشسته‌ها هستند. در برخی نمونه‌ها بلورهای دولومیت با استیلولیت‌ها و یا به صورت خودشکل و کوچک در امتداد لایه‌بندی قرار دارند.

رخساره C7 (کلسی مادستون): این رخساره تماماً از گل آهکی تشکیل شده است و هیچگونه آثاری از اجزای اسکلتی در آن دیده نمی‌شود. رگه‌های استوکورکی کلسیتی و نیز استیلولیت در بیشتر نمونه‌های این رخساره مشخص است. پیریت نیز که حاشیه خود را قهوه‌ای کرده است در این رخساره دیده می‌شود.

رخساره C8 (تمپستایت): این رخساره از قطعات آهکی با جورشدگی و گردشدگی بد در اندازه ۱ میلیمتر تا ۳ سانتیمتر تشکیل شده که سیمان آنها کلسیت اسپاری است. قطعات تشکیل دهنده آن شامل مادستون با بلورهای پراکنده دولومیت و کانی‌های آهن، پکستون پلتی اینتراکلاستی با ذرات کوارتز، چرت و قطعات دولومیتی توالی‌های پایین‌تر است. بر اساس تقسیم‌بندی [۲۷] این کنگلومرا درون سازندی بوده و از نظر بافتی ارتوکنگلومرا و از نظر ترکیبی کنگلومرای پلی میکتیک است. این رخساره با گسترش محدود به صورت عدسی در رضا آباد و حیدر آباد مشاهده می‌شود (شکل ۹ ب).



شکل ۹ الف) آهک با لامیناسیون ظریف، لایه‌بندی نازک و مارن‌دار در رخساره باینداستون جلبکی پلتی (C6) ب) رخساره تمپستایت (C8)، کنگلومرای درون سازندی از قطعات آهکی با جورشدگی و گردشدگی بد.

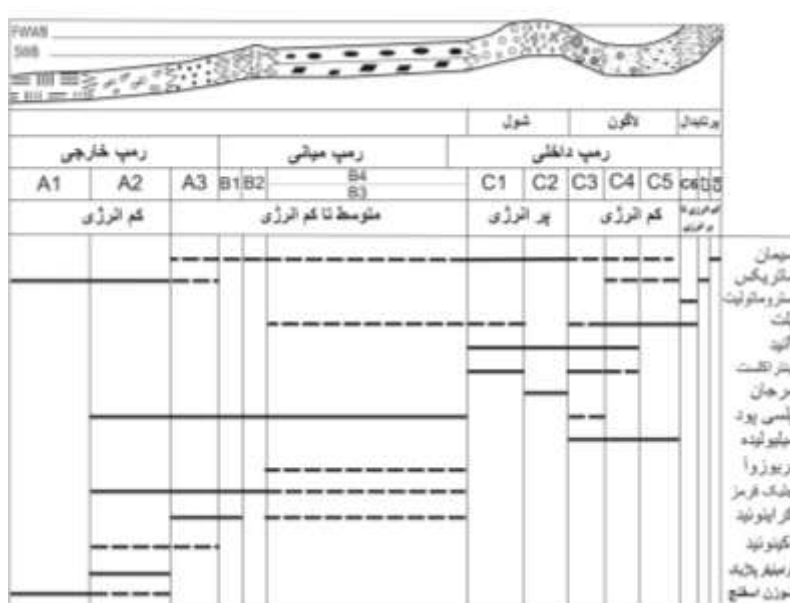


شکل ۱۰ الف) رخساره گرین استون- پکستون پلتی (C5) که اجزای اسکلتی، فرامینیفر (میلیولید) و پلت در آن مشاهده می‌شود، نمونه R51-A، (PPL). ب) رخساره گرین استون- پکستون پلتی (C5) شامل پلت و فاورینا، نمونه R26، (XPL). ج) رخساره باینداستون جلبکی پلتی (C6) حاوی جلبک استروماتولیت، قالب‌های ژپیس و استیلولیت، نمونه R27، (PPL). د) رخساره باینداستون جلبکی پلتی (C6) که دانه‌های پلت در استروماتولیت بدام افتاده‌اند. ساختمان چشم پرنده‌ای (فنسترال) و استیلولیت نیز مشاهده می‌شوند، نمونه R27، (PPL).

محیط ته‌نشستی و مدل ته‌نشینی

با توجه به مطالعات صحرایی، سنگ‌شناختی، و براساس قانون والتر که بنابر آن رخساره‌هایی که روی یکدیگر قرار می‌گیرند در زمان تشکیل مجاور هم بوده‌اند و نیز با مقایسه با کارهای [۳، ۴ و ۲۸-۳۰]، می‌توان برای سنگ‌های آهکی کرتاسه در منطقه مورد مطالعه یک تختگاه کربناته کم عمق از نوع رمپ با بخش جلویی شیب‌دار که سه کمر بند رخساره‌ای رمپ خارجی، رمپ میانی و رمپ داخلی در آن قرار دارند پیشنهاد کرد (شکل ۱۱).

نتایج حاصل از مطالعات سنگ‌شناختی نشان می‌دهد که گروه رخساره A به دلیل داشتن سوزن‌های اسفنج سیلیسی، فرامینیفرهای پلاژیک، بریوزوئرها درشت، پلسی پود، کراینوئید، و اکینودرم همراه با مقدار زیادی گل در یک محیط با انرژی پائین و نرخ ته‌نشستی آرام که متناسب با محیط دور از ساحل است، در رمپ خارجی و یا میانی برجا گذاشته شده‌اند. رخساره دارای سوزن اسفنج مشابه حوضه Sverdrup کانادا [۳۰] در رمپ خارجی یا میانی نهشته شده است. رخساره‌های A3 و B1 تشکیل شده از خرده‌های فسیلی به ویژه کراینوئید، وابستگی زیادی به توربیدیت‌ها دارند. بسیاری از سنگ‌های آهکی آب‌های عمیق از خرده‌های کراینوئید، مشتق شده از تختگاه‌های کم عمق، تشکیل شده‌اند [۳۱]. لذا این رخساره‌ها می‌توانند بازگو کننده یک رمپ با بخش جلویی شیب‌دار باشند که خرده‌های کراینوئیدها از طریق شیب جلوی آن‌ها به بخش‌های عمیق‌تر ریخته شده‌اند. گروه رخساره B، شامل اجزائی چون باند استون رودیستی، پلسی پودهای بزرگ و شکسته با پوشش میکرایتی مانند اینوسراموس و اویستر (سیلیسی)، جلبک سرخ، اکینودرم، کراینوئید، بریوزوئر، فرامینیفر (میلیولیده و تکستولاریا)، پلت، کوپرولیت، و گاستروپود است. نوار سنگی رودیستی رخساره B2 یک ریف کومه‌ای را در بالای شیب رمپ ایجاد کرده است. این رخساره‌ها در رمپ میانی نهشته شده‌اند. گروه رخساره C، در رمپ داخلی نهشته شده است که قابل تقسیم به زیر محیط‌های دریای باز، دریای محدود، سد ماسه‌ای، لاگون، و زون پرتایدال است. محیط تشکیل آئیدها در رخساره C1 و C2 مربوط به سد آئیدی است. رخساره C3 به دلیل برگشتگی بافتی مربوط به سمت لاگون سد آئیدی بوده و رخساره‌های C4 و C5 با داشتن پلت، کوپرولیت و خرده‌های اسکلتی نظیر میلیولیده، تکستولاریا، و گاستروپود به همراه گل و با لایه‌بندی نازک در صحرا، ویژگی‌های تشکیل در محیط لاگون را نشان می‌دهند. رخساره C6 شامل بینداستون جلبکی پلتی دارای بافت ورقه‌ای ظریف و مارن‌دار با قالب‌های ژپس، و رخساره C7 که مادستونی فاقد اجزای اسکلتی است در زون پرتایدال قرار داشته‌اند. رخساره C8 که به یک افق نازک کنگلومرایی مؤید پسروری دریا و خروج منطقه از آب و ته‌نشستی در محیط ساحلی اشاره دارد در زون پرتایدال نهشته شده است. اجزای این کنگلومرا از فرسایش افق‌های کربناته‌ای که قبلاً بر جای گذاشته شده‌اند ریشه گرفته است.



شواهد زمین‌ساختی تأیید کننده نوع تختگاه کربناته

رمپ‌های کربناته اساساً در رژیم‌های زمین‌ساختی با فرونشست آرام مانند فورلندهای کوهزایی، حاشیه‌های کم عمق حوضه‌های درون کراتونی، حاشیه‌های غیرفعال فازهای پس از کافتن، و شیب تند بلوکهای گسلی کششی رخ می‌دهند. رمپهای بزرگ روی حاشیه‌های غیر فعال، حوضه‌های فورلند و حوضه‌های درون کراتونی به طور کلی به شکل منشورهای تهنشستی خطی، صدها کیلومتر کشیده شده‌اند [۲۸]. کرتاسه بالایی البرز مرکزی (بخشی از نوار کوهزایی آلپ- هیمالیا) در یک حوضه فورلندی نهشته شده است. در یک حوضه فورلند، گوه‌های کوهزایی، در آغاز حوضه به آرامی بارگذاری می‌شوند. توپوگرافی تهنشستی و الگوهای رخساره‌های کربناته در پاسخ به این اختلاف بارگذاری در این نقطه نسبت به بخشهای دیگر گسترش می‌یابند. این اختلاف بارگذاری ماندگار به طور پیوسته فضای تهنشستی را در طول نیمرخ تهنشستی خلق می‌کند. دلیل اینکه چرا اغلب تختگاههای کربناته در حاشیه حوضه‌های فورلند رمپ‌اند احتمالاً نتیجه این پدیده است [۶]. البرز یک کمربند در حال بالا آمدن در دوره کرتاسه است و لذا گوه‌های کوهزایی در این حوضه به طور پیوسته در حال بارگذاری بوده‌اند.

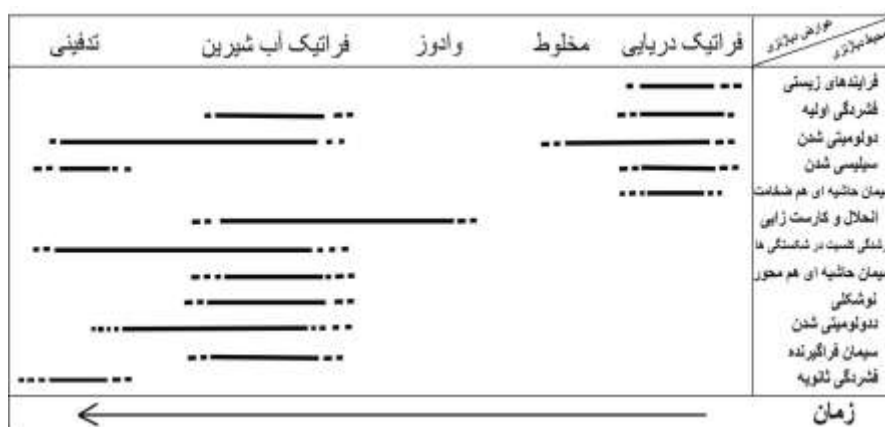
درونزادی کربنات‌ها

با توجه به مطالعات [۳، ۴، ۷، ۸، ۳۱] مهمترین فرایندهای درون‌زادی در رخساره‌های مطالعه شده (شکل ۱۲) عبارتند از:

۱- **فرایندهای زیستی:** این پدیده به شکل بایوتوربیشن یا آشفستگی زیستی در ته‌نشست‌هاست که حاصل فعالیت موجودات حفار است. آشفستگی زیستی در رخساره‌های حاکم بر محیط‌های منطقه کشندی، لاگون و دریای باز دیده می‌شود. تشکیل پوشش میکرایتی تیره در اطراف دانه‌ها به ویژه پلسی پودها نیز در اثر فرایندهای زیستی است. این پوشش‌ها بیشتر از سیانوباکتری‌های اندولیتیک، قارچ‌ها و... تشکیل می‌شوند. در برخی موارد میکرایتی‌شدن تا آنجا ادامه می‌یابد که یک دانه کاملاً میکرایتی شده، پلوئید را تولید می‌کند. این فرایند در محیط فراتیک دریایی صورت می‌گیرد (شکل ۷ ج، د).

۲- **فشرددگی:** پدیده فشرددگی به دوشکل فیزیکی و شیمیایی است. در مرحله اول در اثر فشرددگی فیزیکی، آرایش ذرات، و چفت و بست شدن آنها تغییر می‌کند، و خمش و شکستگی در دانه‌ها رخ می‌دهد (شکل ۸ الف). در مرحله دوم و در اثر فشرددگی شیمیایی، رگه‌های انحلال فشاری و استیلولیت‌ها تشکیل می‌شوند که می‌توان آنها را به محیط تدفین نسبت داد.

۳- **انحلال:** یک فرایند اصلی در محیط‌های درون‌زادی نزدیک به سطح است و ممکن است منجر به تشکیل کارست شود، ولی این عمل می‌تواند در بستر دریا و هنگام فرایند دفن عمیق نیز انجام گیرد. کارست‌زایی را در توالی کرتاسه به صورت میکروکارست و یا کارست‌های بزرگ می‌توان مشاهده کرد (شکل ۵).



شکل ۲ فرایندهای درون‌زادی و محیط تشکیل آنها در رخساره‌های مورد مطالعه در طول زمان.

۴- **سیمانی شدن:** دو نسل سیمان در این رخساره‌ها دیده می‌شوند. نسل اول، سیمان حاشیه‌ای هم ضخامت که بلافاصله پس از ته‌نشستی تشکیل شده و محیط فراتیک دریایی را نشان می‌دهد (شکل ۸ الف). نسل دوم، کلسیت اسپاری، سیمان حاشیه‌ای هم محور پیرامون قطعات خارپوستان که در محیط فراتیک آب شیرین اشباع تشکیل می‌شود، و سیمان فراگیرنده یا پویکی‌لوتوپیک که در محیط فراتیک آب شیرین اشباع یا تدفینی ایجاد شده است، را شامل می‌شود.

۵- **نوشکلی:** این پدیده به شکل حل‌شدن و تبلور میکرایت به میکرواسپارایت- اسپار دروغین (نوشکلی افزایشی) در برخی از نمونه‌ها قابل مشاهده است. همچنین کلسیتی‌شدن اسکلت‌ها، آئیدها و سیمان آراگونیتی اولیه از انواع متداول نوشکلی افزایشی است. این پدیده به محیط فراتیک آب شیرین نسبت داده می‌شود.

۶- **دولومیتی‌شدن:** دولومیتی‌شدن در این آهک‌ها در مواردی به صورت بافت کاملاً تخریب شده و بدون باقی‌ماندن آثاری از ته‌نشست اولیه صورت گرفته است. این نوع را در مرجان که بقایایی اندکی از ساختار آن باقی مانده است (شکل ۸ ب) و استروماتولیت‌ها می‌توان دید. نوع دیگر دولومیتی‌شدن انتخابی، و تنها به صورت مخرب جانشینی در زمینه است. این پدیده در زمینه آئیدها دیده می‌شود (شکل ۸ د). بنابر دستاوردهای [۳۲] ۶ نوع بافت در این دولومیت‌ها تشخیص داده شده‌اند.

۷- **وادولومیتی شدن:** آب‌های فرو رو یا جوی می‌توانند کلسیت را جانشین دولومیت کنند. که معمولاً با انحلال ژپس- انیدریت همراه است و نزدیک سطح زمین رخ می‌دهد. وادولومیتی شدن دفنی نیز ممکن است به وقوع بپیوندد.

۸- **سیلیسی‌شدن:** این فرایند در طول درون‌زادی اولیه یا نهایی می‌تواند انجام شود. در درون-زادی اولیه سیلیسی‌شدن به شکل جانشینی انتخابی در فسیل‌هایی مانند اویستر و یا گسترش ندول‌های چرتی (شکل ۶ الف) صورت گرفته است. حضور سوزن‌های اسفنج کلسیتی شده در سنگ آهک میزبان و رخداد‌های تصادفی مانند شبح سوزن‌های اسفنج در ندول‌های چرت و همخوانی فراوانی چرت با رخساره‌ی حاوی سوزن‌های اسفنج، نشان می‌دهد که سیلیس سوزن-های اسفنج درون سازندی، می‌تواند خاستگاه ندول‌های چرت باشد [۲۹]. این پدیده پس از ته‌نشینی کم عمق (حداکثر ۲/۵ متر)، پیش از اولین نسل سیمان کلسیتی غیر آهنی یا در طول شکل‌گیری آن صورت گرفته است [۷]. به علاوه سیلیس در زون‌های معدنی به صورت ریز کوارتز و یا کوارتز کلسدونی وجود دارد که می‌تواند از آب‌ها گرمایی ریشه گرفته باشد.

تغییرات عناصر کمیاب و کانی‌شناسی اولیه کربنات‌ها

در کربنات‌ها علاوه بر کانی‌های اصلی، عناصری به میزان 10^{-2} تا 10^{-3} درصد وزنی و یا حتی کمتر وجود دارند که به آنها عناصر کمیاب گفته می‌شود. مهمترین کاربردهای آنالیز عناصر کمیاب عبارتند از آنالیز رخساره، تأیید تشخیص رخساره‌ها، تقسیم‌بندی محیط‌های کم عمق دریایی، تشخیص آهک‌های آب‌های عمیق از کم عمق، آشنایی با فرایندهای درون‌زادی، شوری قدیمی، شناخت ترکیب اولیه ذرات کربناته، و ... [۳].

آراگونیت و به مقدار کمتر کلسیت با منیزیم بالا در آب‌های گرم گرمسیری تشکیل می‌شوند [۱۱]. در مناطق معتدل، کلسیت با منیزیم بالا و سپس کلسیت با منیزیم پایین به همراه مقادیر اندک آراگونیت، کانی‌های اصلی کربناته هستند [۳۳]. در کربنات‌های موجود در آب‌های زیرزمینی قطبی کلسیت با منیزیم پایین کانی کربناته اصلی است [۳۴]. تمرکز Mn و Fe در ته‌نشست‌های آراگونیتی آب‌های گرم کم عمق دریا‌های گرمسیری پایین و در حدود ۲۰ PPM است. مقدار Sr آنها در حدود ۱۰۰۰۰ PPM و Na حدود ۲۵۰۰ PPM است، و مقادیر بالایی را نشان می‌دهد [۱۱]. در ته‌نشست‌های کلسیتی آب‌های کم عمق مناطق معتدل، تمرکز میانگین Sr پایین و ۳۰۰۰ PPM، Na بالا در حدود ۵۰۰۰ PPM، در حدود Mn ۱۵۰ PPM و Fe در حدود ۱۰۰۰ PPM است [۱۲ و ۱۴].

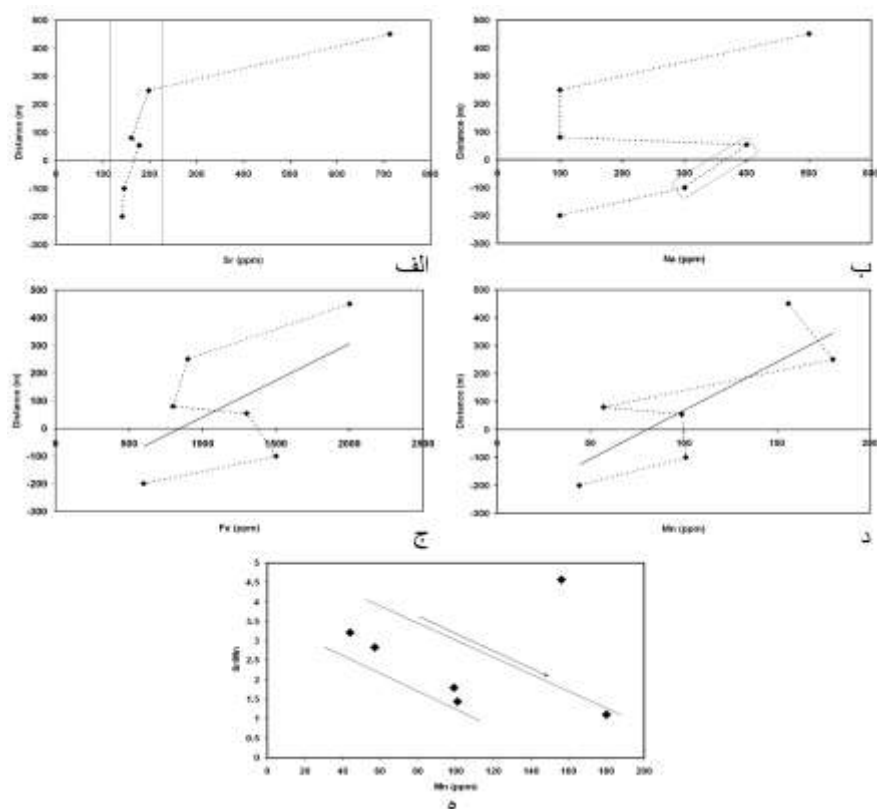
تمرکز Sr در آهک‌های منطقه مورد مطالعه بین ۱۴۱ تا ۷۱۳ ppm، با متوسط ۲۵۶ ppm، Na بین ۱۰۰ تا ۵۰۰ ppm، با میانگین ۲۵۰ ppm، Mn بین ۴۴ تا ۱۸۰ ppm، با میانگین ۱۰۶ ppm، و Fe بین ۰/۰۶ تا ۰/۲ درصد با متوسط ۰/۱۲ درصد است (جدول ۱). لذا کاهش Sr و Na و افزایش Fe و Mn از مقایسه کربنات‌های کرتاسه با آراگونیت‌های نواحی گرمسیری و کلسیت‌های نواحی معتدل زمان ما در طول درون‌زادی پیشنهاد می‌شود. تمرکز Sr و Na در کلسیت درون‌زاد اغلب به ضریب تفکیک و غلظت آنها در محلول‌های درون‌زادی بستگی دارد. از آنجاکه ضریب تفکیک Sr و Na کمتر از یک و غلظتشان در آب‌های جوی پایین است، لذا در طول فرایند درون‌زادی، سنگ کربناته تمرکزهای پایینی از این دو عنصر را نشان می‌دهد. از طرف دیگر، با افزایش تأثیر درون‌زادی، [۱۰] به خاطر ضریب تفکیک Mn در حدود ۱۵، و غلظت‌های بالای آن در آب‌های جوی تمرکز Mn افزایش می‌یابد.

در شکل ۱۳ الف مقادیر Sr نسبت به فاصله از کانسار سرب و روی در نیمرخ ۲ رضا آباد (شکل ۵) رسم شده است که نشان می‌دهد مقادیر Sr در این آهک‌ها یا آهک‌های دولومیت‌دار بستگی زیادی به فاصله از کانسار ندارد، و کاهش مقدار Sr در این نمونه‌ها تأثیر درون‌زادی

سطحی را نشان می‌دهد. در شکل ۱۳ ب مقدار Na نسبت به فاصله از کانسار در همان نیمرخ رسم شده است که نشان می‌دهد نمونه‌های دولومیتی شده نزدیک به کانسار، Na بالاتری دارند. شاید این افزایش به دلیل بالاتر بودن مقدار Na در شاره‌های کانسار ساز باشد. مقدار Mn و Fe نسبت به فاصله از کانسار در دامنه شمالی (فاصله‌های منفی) نیمرخ ۲ رضا آباد با توجه به شکل‌های ۱۳ ج، د کاهش، و برعکس در دامنه جنوبی (فاصله‌های مثبت) به سمت غسل انزاب افزایش می‌یابد. به دلیل حضور کانیهای آراگونیتی در محیط‌های کم عمق دریایی، مقادیر Mn در آنها اندک است، برعکس در محیط‌های عمیق دریایی به دلیل حضور کلسیت، Mn بیشتر است. مقادیر نسبتاً بالای Mn در برخی سطوح چینه‌شناختی به دوره‌های هوازدگی شدید قاره‌ها (نیز فعالیت آتشفشانی زیر دریایی) و / یا دسترسی فراوان Mn بر اثر کاهش بیشتر شرایط دریایی مربوط است. به نظر نمی‌رسد که Mn در طول درون‌زادی، به ویژه در طول تبدیل آراگونیت به کلسیت تغییرات شدیدی داشته باشد [۳۵]. لذا در دامنه جنوبی، بالا بودن مقادیر Mn، به دلیل حضور رخساره‌های پری تایدال سرخ که کاهش شرایط دریایی و هوازدگی شدیدی را نشان می‌دهند، بوده است. آخرین نمونه مربوط به رخساره عمیق اسپیکولیت است که دارای مقادیر بالای Mn و Fe است. همچنین یک تغییر ناگهانی و افزایش میزان Mn و Fe را در میانه نیمرخ ژئوشیمیایی و در نمونه‌های متأثر از دولومیتی شدن می‌توان دید که ناشی از آب‌های گرمابی است. در شکل ۱۳ ه، مقدار Sr/Mn بر حسب Mn ترسیم شده است. چنانکه مشاهده می‌شود با افزایش Mn نسبت Sr/Mn کاهش می‌یابد. این تغییرات به دلیل تأثیر شدید درون‌زادی بر کربنات‌های منطقه مورد مطالعه است.

جدول ۱ داده‌های ژئوشیمیایی ۶ نمونه از آهک‌ها و آهک‌های دولومیت‌دار کرتاسه مورد مطالعه.

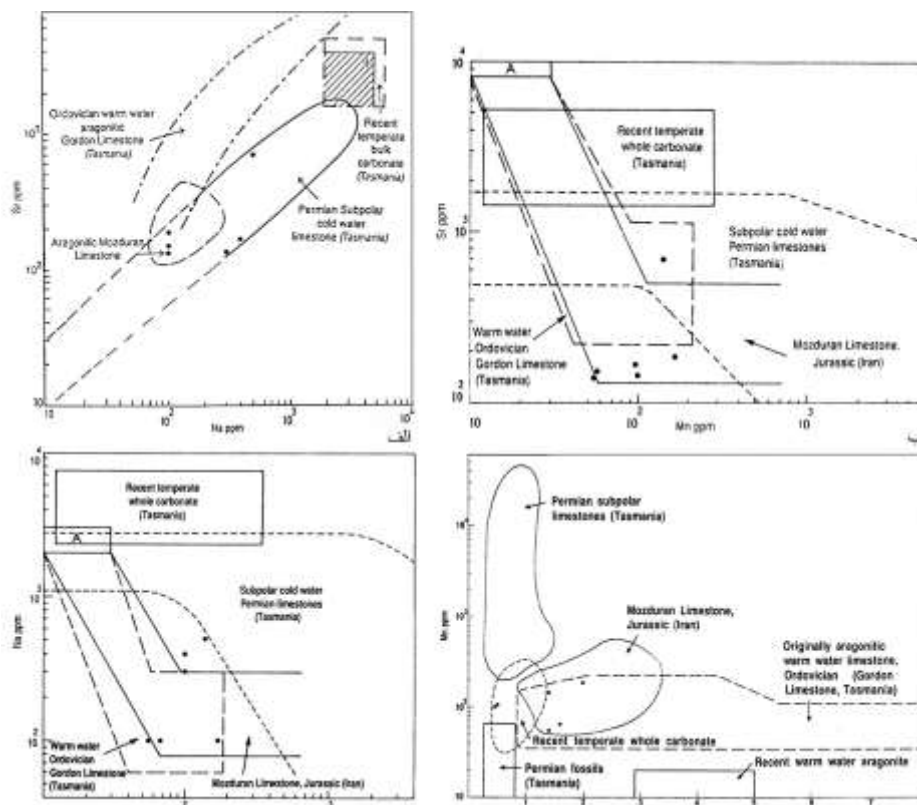
Sample	R20	R25	R31	R33	R40	R43
Ca (%)	۲۳٫۷	۳۱٫۴	۳۲٫۱	۲۳	۲۳٫۵	۳۲
Mg (%)	۰٫۲۶	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۸٫۲۳	۷٫۷۴	۰٫۱۵
Fe (%)	۰٫۲	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۰۶
Mn (ppm)	۱۵۶	۱۸۰	۵۷	۹۹	۱۰۱	۴۴
Sr (ppm)	۷۱۳	۱۹۸	۱۶۱	۱۷۸	۱۴۵	۱۴۱
Na (%)	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۱
Pb (ppm)	۱۱	۳۰	۲۳۹	۷۷	۲۷۵	۵۱
Zn (ppm)	۲۶۳	۷	۷۵	۲۲۱	۷۳۸	۳



شکل ۱۳ الف) تغییرات Sr بر حسب فاصله از کانسار در طول نیمرخ ۲ در منطقه رضا آباد. ب) تغییرات Na بر حسب فاصله کانسار در نیمرخ ۲ رضا آباد. نمونه‌های داخل مستطیل دولومیتی هستند. ج) تغییرات Fe بر حسب فاصله از کانسار در منطقه رضا آباد. د) تغییرات Mn بر حسب فاصله از کانسار در منطقه رضا آباد. ه) تغییرات Sr/Mn بر حسب Mn. فاصله‌ها در دامنه شمالی با منفی و در دامنه جنوبی با مثبت مشخص شده است. خط چین تغییرات عنصری در طول نیمرخ و خط روند کلی تغییر را نشان می‌دهد.

در شکل ۱۴ الف تغییرات Sr نسبت به Na ترسیم شده است. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده آهک‌های زیر قطبی (ساب پولار) پرمین تاسمانیا قرار می‌گیرند. این در حالی است که نیمی از آنها در ناحیه هم‌پوشی این آهک با آهک‌های آراگونیتی مزدوران هستند و به رخساره‌های کم عمق مربوط می‌شوند. نیمه دیگر یا مربوط به نواحی عمیق‌تر حوضه بوده و یا از کربناته‌های کم عمقی هستند که دولومیتی شده‌اند. این امر نشان دهنده تشابه بین کانی-

شناختی آهک‌های کلسیتی زیر قطبی تاسمانیا با کربنات‌های رخساره‌های عمیق و آهک‌های آراگونیتی مزدوران با رخساره‌های کم عمق کرتاسه مورد مطالعه است. در شکل ۱۴ ب تغییرات Sr نسبت به Mn ترسیم شده است. چنانکه در این نمودارها مشاهده می‌شود، بیشتر نمونه‌ها درون گستره مربوط به آهک‌های با کانی‌شناختی بیشتر آراگونیتی مزدوران [۹] و یا نزدیک به این گستره‌ها قرار گرفته‌اند. نمونه مربوط به رخساره عمیق در گستره هم پوشی کربنات‌های آب‌های گرم اردوئین و آهک‌های زیر قطبی پرمین تاسمانیا قرار دارد. در شکل ۱۴ ج مقدار Na نسبت به Mn ترسیم شده است. در این نمودار نیز بیشتر نمونه‌ها در گستره آهک‌های مزدوران [۹] و یا نزدیکی آنها قرار گرفته‌اند. این گستره تقریباً با کربنات‌های آب‌های گرم اردوئین تاسمانیا همخوانی دارد. نمونه مربوط به رخساره‌های عمیق به گستره آهک‌های زیر قطبی پرمین تاسمانیا نزدیک است. در هر دو شکل علت اینکه تعدادی از نمونه‌ها در بیرون از گستره آهک‌های مزدوران قرار گرفته‌اند، به دلیل تأثیر بیشتر درون‌زادی است. تفاوت Na و Sr با غلظت‌های Mn دو مرحله درون‌زادی را نشان می‌دهد (شکل ۱۴ ب، ج). مرحله اول به دلیل کاهش چشمگیر Sr و Na، بدون افزایش Mn، و در زمان تبدیل آراگونیت به کلسیت، تفسیر می‌شود. مرحله دوم با افزایش چشمگیر Mn بدون تغییر غلظت‌های Sr و Na همخوانی دارد و اساساً درون‌زادی جوی، تبلور کلسیت و سیمان کلسیت اسپاری را نشان می‌دهد [۹]. کربنات‌های گرمسیری زمان ما و قدیمتر از نظر نسبت Sr/Na با کربنات‌های غیر گرمسیری تفاوت دارند. آهک‌های آراگونیتی گرمسیری این زمان دارای مقادیر کم Mn و نسبت بالای Sr/Na و در حدود ۳ تا ۵، و کربنات‌های کلسیتی مناطق معتدل دارای Mn بالا و نسبت Sr/Na کمتر (در حدود ۱) هستند [۹]. نسبت Sr/Na در آهک‌های منطقه مورد مطالعه بین ۰/۴۴ تا ۱/۹۸ و به طور متوسط ۱/۲۲ است. این مقدار قابل مقایسه با نسبت Sr/Na به دست آمده از آهک‌های ژوراسیک فوقانی مزدوران و آهک‌های بیشتر آراگونیتی آب گرم اردوئین تاسمانیاست، که نشان می‌دهد کانی‌های اولیه آهک‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر آراگونیتی بوده‌اند (شکل ۴ د). دو نمونه‌ای که در گستره کربنات‌های کلسیتی نواحی معتدل زمان ما با متوسط Sr/Na برابر با ۱ دیده شده‌اند دولومیت آهکدارند، لذا در تعیین کانی‌شناختی اولیه توجه کمتری به آنها معطوف شده است. با توجه به اشکال ۱۴ الف، ب، ج، د آراگونیت به عنوان یکی از ترکیبات کانی‌شناسی اولیه محتمل است. نمونه مربوط به رخساره‌های عمیق در بیشتر شکل‌ها در گستره آهک‌های آب سرد پرمین تاسمانیا و یا نزدیک به آن قرار دارد. لذا احتمالاً دارای کانی‌شناسی اولیه کلسیتی است.



شکل ۱۴ مقایسه تغییرات عناصر Sr، Na و Mn نسبت به هم در آهک‌های کرتاسه گوه بشم (نمونه‌ها با نقطه سیاه مشخص شده‌اند) با گستره‌های یاد شده توسط [۹] که از داده‌های کربناته‌های آب‌های گرم اردوئین تاسمانیا [۱۳]، آهک‌های زیر قطبی پرمین تاسمانیا [۱۵]، آراگونیت گرمسیری زمان ما [۱۱]، نمونه‌های کل کربناته مناطق معتدل زمان ما [۱۴] و آهک‌های مزدوران استفاده کرده است. الف) تغییرات مقادیر Sr نسبت به Na، ب) تغییرات مقادیر Sr نسبت به Mn، ج) تغییرات مقادیر Mn نسبت به Na، و) تغییرات مقادیر Mn نسبت به Sr/Na.

برداشت

مقایسه ستون چینه‌شناسی حاصل از جمع‌بندی برش‌های مورد مطالعه و برش‌های دیگر توالی کرتاسه در این منطقه با نواحی در بند سمنان، فیروزکوه، لار، و سپاه در البرز مرکزی، نشان دهنده ویژگی‌های سنگی متفاوت است. نتایج مطالعات سنگ‌شناختی نشان داده است که ته‌نشست‌های منطقه مورد مطالعه در یک رمپ با سه زیر محیط رمپ داخلی، میانی و خارجی با ۱۵ رخساره کربناته نهشته شده‌اند. شامل گروه رخساره A (A1, A2, A3) که به دلیل داشتن

سوزن‌های اسفنج سیلیسی، فرامینفرهای پلاژیک، بریوزوئ‌های درشت، پلسی پود (اویستر و اینوسراموس)، کراینوئید و اکینودرم به همراه مقدار زیادی گل در رمپ خارجی و یا میانی برجا گذاشته شده است. گروه رخساره B (B1, B2, B3, B4) حاوی کراینوئید، فرامینفر، بریوزوئ، جلبک، پلسی پودهای بزرگ و شکسته مانند اینوسراموس و اویستر، پلت، آئید میکرایتی، کوپرولیت، اکینودرم و گاستروپود و . . . است. این گروه در رمپ میانی نهشته شده‌اند. ریف کومه‌ای رودیستی در این گروه قرار می‌گیرد. گروه رخساره C (C1, C2, C3, C4, C5, C6, C7, C8) که در رمپ داخلی نهشته شده‌اند. این گروه دارای آئید، پلت، کوپرولیت، فرامینفر (میلیولیده و تکستولاریا)، جلبک استروماتولیت، گاستروپود، اینتراکست و بایوکست است. سد آلیتی که در رمپ داخلی برجا گذاشته شده در این گروه قرار دارد. ویژگی‌های زمین‌ساختی حوضه‌های فورلند که در کرتاسه این منطقه حاکم بوده‌اند نیز حضور یک رمپ کربناته را تأیید می‌کنند. مهمترین فرایندهای درون‌زادی در رخساره‌های مطالعه شده عبارتند از: فرایندهای زیستی، فشردگی، انحلال، سیمانی شدن، نوشکلی و دولومیتی‌شدن، وادولومیتی، سیلیسی شدن.

تجزیه شیمیایی TD- ICP عناصر Fe, Ca, Mg, K, Sr, Mn, Zn, Pb و INAA عناصر Na, Kاهش Na و Sr و افزایش Na و افزایش Fe و Mn را از مقایسه کربنات‌های کرتاسه بالایی با آراگونیت- های نواحی گرمسیری و کلسیت‌های نواحی معتدل زمان ما در طول درون‌زادی پیشنهاد می‌کند. نمونه‌های دولومیتی نزدیک به کانسار Na بالاتری نسبت به بقیه توالی دارند. این افزایش احتمالاً باید به دلیل بالاتر بودن مقدار Na در شاره‌های دولومیت ساز باشد. مقدار Fe و Mn در در دامنه شمالی کانسار رضا آباد کاهش، و در دامنه جنوبی به سمت گسل انزاب افزایش می‌یابد. مقایسه مقادیر این عناصر در نمونه‌های مربوط به نواحی کم عمق (رمپ داخلی) با آهک‌های ژوراسیک فوقانی مزدوران و آهک‌های بیشتر آراگونیتی آب گرم اردوئین تاسمانیا، نشان می‌دهد که کانی‌سازی اولیه آهک‌های کرتاسه منطقه مورد مطالعه در این بخش بیشتر آراگونیتی بوده است. نمونه مربوط به رخساره‌های عمیق (اسپیکولیت) نزدیک به گستره آهک‌های زیر قطبی پرمین تاسمانیا قرار دارد و دارای محتوای Mn بالایی است. لذا احتمالاً دارای کانی‌های اولیه کلسیتی است. همچنین میان رخساره‌ها، ژئوشیمی عناصر و کانی‌شناسی اولیه در این نمونه‌ها برآزش خوبی مشاهده می‌شود.

تشکر و قدردانی

از آقای دکتر دانشیان در دانشگاه تربیت معلم، بخاطر شناسایی فسیل‌ها و تعیین سن توالی مورد مطالعه تشکر می‌شود. از آقای پروفیسور د برند لمن (Bernd Lehman) از دانشگاه کلاوستال آلمان که هزینه و انجام تجزیه ژئوشیمیایی ده نمونه را تقبل کرده‌اند و نیز مسئولین بخش ژئوشیمی سازمان زمین‌شناسی و آقای دکتر رحیم‌پور به خاطر راهنمایی‌های ارزشمندشان سپاسگذاری می‌شود.

مراجع

- [۱] نبوی، م. ح.، "زمین‌شناسی ناحیه سمنان"، چهار گوش شماره ۶۶۶۱ سری ۱۰۰/۰۰۰: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۶۶).
- [۲] زحمتکش ق.، "میکرواستراتیگرافی رسوبات کرتاسه فوقانی شمال سمنان (منطقه دربند)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، (۱۳۷۵) ص ۱۸۲.
- [3] Flügel E., "Microfacies analysis of limestone", Springer-Verlag, Berlin (1982) 633.
- [4] Flügel E., "Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application", Springer-Verlag, Berlin (2004) 976.
- [5] Wilson J.L., "Carbonate facies in geological history", Springer-Verlag, New York (1975) 471.
- [6] Bosence D., "A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic", Sed. Geol. 175 (2005) 49-72
- [۷] فیض نیا س.، "سنگهای رسوبی کربناته"، انتشارات آستان قدس رضوی، (۱۳۷۷) ص ۳۰۴.
- [8] Longman M.W., "Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments", AAPG 64 (1980) 461-487.
- [9] Adabi M.H., Rao, C.P., "Petrographic and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran", Sed. Geol. 72 (1991) 253-267.
- [10] Brand U., Veizer J., "Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system- 1: trace elements", J. Sed. Pet. 50 (1980) 1219-1236.
- [11] Milliman J.D., "Recent sedimentary carbonates, I. marine carbonates", Springer-Verlag, Berlin (1974) 375.

- [12] Rao C.P., "Geochemistry of temperate-water carbonates Tasmania, Australia", Mar. Geol. 71 (1986) 363-370.
- [13] Rao C.P., "Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes, Gordon Group carbonates (Ordovician), Floretine Valley, Tasmania, Australia", Sed. Geol. 66 (1990a) 83-97.
- [14] Rao C.P., "Geochemical characteristics of cool-temperate carbonates, Tasmania, Australia", Carbonates and Evaporites 5 (1990b) 209-221.
- [15] Rao C.P., "Geochemical differences between subpolar (Permian), temperate (Recent and Pleistocene) and tropical (Ordovician) carbonates, Tasmania, Australia", Carbonates and Evaporites 6 (1991) 83-106.
- [۱۶] رحیمی ب.، "مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان"، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، (۱۳۸۱) ص ۲۰۸.
- [۱۷] آقا نباتی س.ع.، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۳) ص ۵۸۶.
- [18] Steiger R., "Die Geologie der West-Firuzkuh-Area (Zentralelburz, Iran)", Mitteilung geologisches Institut, ETH-Zurich (1966) 145.
- [19] Assereto R., "Geological Map of Upper Djadgerud and Lar Valleys (centrale Elburz, Iran) with Explanatory Notes", Inst. Geol. Univ. Milano, ser G., pub 1 (1966) 232.
- [20] Dellenbach J., "Contribution a l'etude geologique la la region situee a l'est de Teheran (Iran)" Fac. Sci. Univ. Strasbourg (France), (1964) 117.
- [21] Dicson J.A.D., "A modified staining teqnique for carbonate in thin section", Nature 205 (1965) 207.
- [22] Dunham R.J. "Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in : W.E. Ham (ed.), Classification of carbonate rocks", AAPG 1 (1962) 108-121.
- [23] Wright V.R., "A revised classification of limestones", Sed. Geol. 76 (1992) 177-185.
- [24] Chow N., James N. P., "Facies-specific, calcitic and bimineralic ooids from middle and upper Cambrian platform carbonates, Western Newfoundland, Canada", J. Sed. Pet. 57 (1987), 907-921.
- [۲۵] خسرو تهرانی خ.، "شناخت رخساره‌های رسوبی در مقیاس میکروسکوپی «میکروفاسیس-ها»"، (۱۳۶۰) انتشارات دانشگاه تهران، ص ۳۵۲.

- [26] Grover JR. G., Read J.F., "Fenestral and associated vadose diagenetic fabrics of tidal flat carbonates, Middle Ordovician New Market Limestone, Southwestern Virginia", J. Sed. Pet. 48 (1978) 453-473.
- [27] Pettijohn F.J., "Sedimentary rocks: 3rd edition", Harper & Row, New York (1975) 628 pp.
- [28] Burchette T.P., Wright V.P., "Carbonate ramp depositional systems", Sed. Geol. 79 (1992) 3-57.
- [29] Maliva R.G., Siever R., "Chertification histories of some Late Mesozoic and Middle Palaeozoic platform carbonates", Sedimentology 36 (1989) 907-926.
- [30] Gates L.M., James N.P., Beauchamp B., "A glass ramp: shallow-water Permian spiculitic chert sedimentation, Sverdrup basin, Arctic Canada", J. Sed. Geol. 168 (2004) 125-147.
- [31] Tucker M.E., "Sedimentary Petrology", BlackWells, Oxford (1991) 260.
- [۳۲] بازرگانی گیلانی ک.، فرامرزی م.، "ژئومتری، پتروگرافی و ترکیب دولومیت کرتاسه شهمیرزاد، البرز مرکزی"، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین (۱۳۸۴) ص ۸.
- [33] Rao C.P., "Cementation in cold-water bryozoan sand, Tasmania, Australia", Mar. geol., 40 (1981a) M25-M33.
- [34] Rao C.P., "Criteria for recognition of cold-water carbonate sedimentation: Berriedale Limestone (Lower Permian), Tasmania, Australia", J. Sediment. Petrol., 51 (1981b) 491-506.
- [35] Bencini A., Turi A., "Mn distribution in the Mesozoic carbonate rocks from Lima Valley, Northern Apennines", Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists 44 (1974) 774-782.