مجله علوم دانشگاه تهران
جلد بیست و نهم (۱۳۸۲) شماره ۱ (۲۱۱-۱۸۷)

توصيف خصوصيات پتروگرافيكي و ژئوشيميايي انواع مختلف دولوميتها درسازند باروت (البرز مركزي)

محمد حسين آدابي، مريم ميرشاهاني
بخش زمين‌شناسي، دانشكده علوم زمين، دانشگاه شهيدبهشتي، تهران، ايران
e-mail: m–Adabi @ cc.sbu.ac.ir
e-mail: Maryam-Mirshahani@ yahoo.com
(دريافت: ۸۱/۱۰/۷ ؛ پذيرش: ۸۲/۱/۲۰)

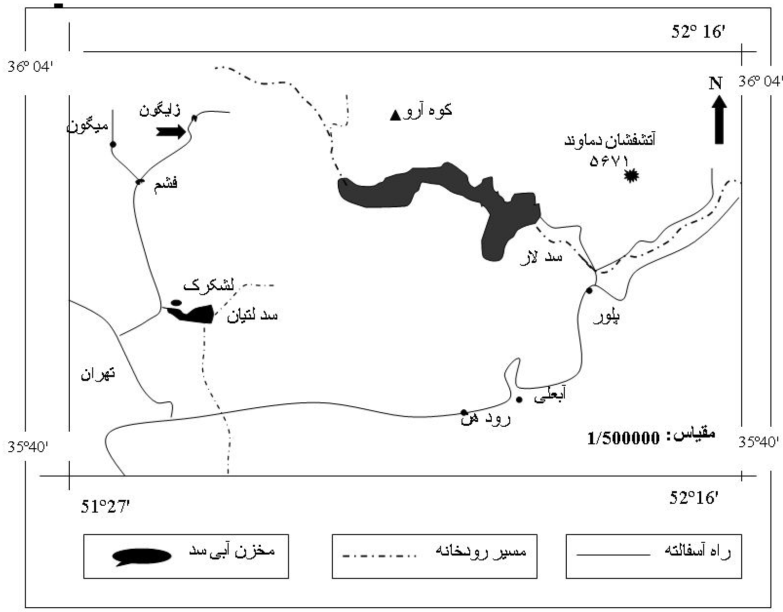
چكيده

نهشته‌هاي كربناته- تخريبي سازند باروت با سن احتمالي پركامبرين در مقطع مورد نظر از ۲۷۰ متر توالي شيلهاي رنگارنگ، ماسه‌سنگ بسيار ريزدانه، سيلت استون با بيش از ۳۰ ميان لايه آهكي و دولوميتي تشكيل يافته است. اين مقطع در شمال شرق تهران در جاده تهران-فشم و در ۱ كيلومتري غرب روستاي زايگون (در البرز مركزي) واقع است. بخش كربناتـه ايـن سـازند عمـدتاً شـامل سـنگهاي اسـتروماتوليتي اسـت كـه غالبـاً از نـوع اسـتروماتوليتهاي مسـطح بـوده ولـي بـه اشـكال [laterally link hemispheroid (LLH)] و نيـز [stacked hemispheroid (SH)] ديـده مـي‌شـود. بـر اسـاس شـواهد پتروگرافی) اندازه دانه و فابريك(و ژئوشيميايي (نظير آناليزهاي ايزوتـوپي δ18O و δ13C و عنصـري Mg,Na,Sr,Fe,Mn و Ca) چهار نوع مختلف دولوميت در سازند باروت تشخيص داده شده است. علت تنوع دولوميتها بـه دليـل تـاثير فراينـدهاي ديآژنتيكي اوليه و تاخيري است كه منجر به تغيير تركيب سيالات دولوميت ساز و در نتيجه تغيير در انواع اين دولوميتها گشـته است. بر اساس مطالعات ژئوشيميايي بنظر مي‌رسد كه دولوميتهاي سـازند بـاروت عمـدتا" در شـرايط احيـايي و تحـت تـاثير ديآژنز تدفيني (كم عمق، متوسط و عميق) تشكيل شـده باشـند. Mg مـورد نيـاز بـراي تشـكيل دولوميـت نـوع ۱ كـه بعنـوان دولوميت اوليه و يا همزمان با رسوبگذاري در نظر گرفته مي‌شود، از آب دريا تامين شده، درحاليكـه Mg لازم بـراي تشـكيل ساير انواع (دولوميتهاي ديآژنتيكي) از تراكم شيلها و شورابه‌هاي حوضه‌اي نتيجه شده است. با توجه به فراواني رسـهاي مونـت موريونيتي و كلريتي در شيلهاي سازند باروت و بر اساس كاهش مقدار MgO در اين رسها بترتيب به ميزان ۳۷ و ۸۴ درصد (مطالعـات XRD و XRF شـيلها)، مـي‌تـوان گفـت كـه Mg لازم بـراي دولـوميتي شـدن بـه احتمـال زيـاد از تـراكم شـيلها (shale pressing) نتيجه شده است. محاسبه مقدار مواد آلي در نمونه‌هاي كربناته سازند باروت نشان داده است كه درصد مواد آلي در دولوميتها ۳ برابر آهكها است. عقيده براين است كه فرايند دولوميتي شدن در لايه‌هاي آهكي غني از مواد آلـي با سرعت بيشتري صورت مي‌گيرد و لذا بخشي از فرآيند دولوميتي شدن در اين سازند را مي‌توان به وفور نسبي مواد آلـي در دولوميتها نسبت داد. دماي تشكيل دولوميتهاي اوليه سازند باروت با توجه به معادله لنـد (۱۹۸۵) و بـا در نظرگـرفتنδW آب درياي پركامبرين فوقاني ۱ ±۳- و سـنگين تـرين δ18O دولوميكرايتهـا معـادل۵/۰۵۲- بـين ۴۲ تـا ۵۰ درجـه سـانتيگراد محاسبه شده است.

واژه‌هاي‌كليدي: پتروگرافي، ژئوشيمي، دولوميت، سازند باروت، البرز مركزي

مقدمه

رسوبات سازند باروت درگستره وسيعي دررشته كوههاي البرز، بلنديهاي سلطانيه و بسوي شمال‌غرب و غرب ايران در بلنديهاي تكاب، مهاباد و آذربايجان برونزد دارد. دراين تحقيق برشي‌از نهشته‌هاي كربناته- آواري سازند باروت درمنطقه روستاي زايگون درشمال‌شرق تهران واقع دربخش‌جنوبي البرزمركزي انتخاب گرديده‌است (شكل۱). مطالعاتي‌كه پيش از اين بر روي اين‌سازند صورت گرفته منحصراً برمبناي شواهد سنگ‌نگاري بوده است. ليكن دراين تحقيق براي توصيف خصوصيات باندهاي دولوميتي سازند باروت، تفكيك انواع آنها و تعيين روند دياژنز در آنها از تلفيق مطالعات پتروگرافي و روشهاي ژئوشيميايي، نظير استفاده‌ازتغييرات عناصراصلي و فرعي (Major & Trace Element) و ايزوتوپهاي پايدار (Stable Isotopes) اكسيژن و كربن، استفاده شده‌است. درسالهاي اخير براي تفكيك انواع دولوميتها از اندازه بلورها، شكل مرز بلورها و ويژگيهاي ژئوشيميايي آنها استفاده شده است (Sibley and Gregg, 1987 ; Lee and Friedman, 1987 ; Amthor and Friedman, 1992 ; Mazzullo, 1992, 2000;Ye and Mazzullo, 1993). اين مطالعات مي‌تواند درنهايت به تعيين منشاء دولوميتها كمك نمايد.



شكل۱- موقعيت جغرافيايي و راههاي دسترسي‌به منطقه مورد مطالعه (اقتباس با تغييراتي‌از نقشه توپوگرافي تهران، سازمان جغرافيايي كشور).

روش مطالعه

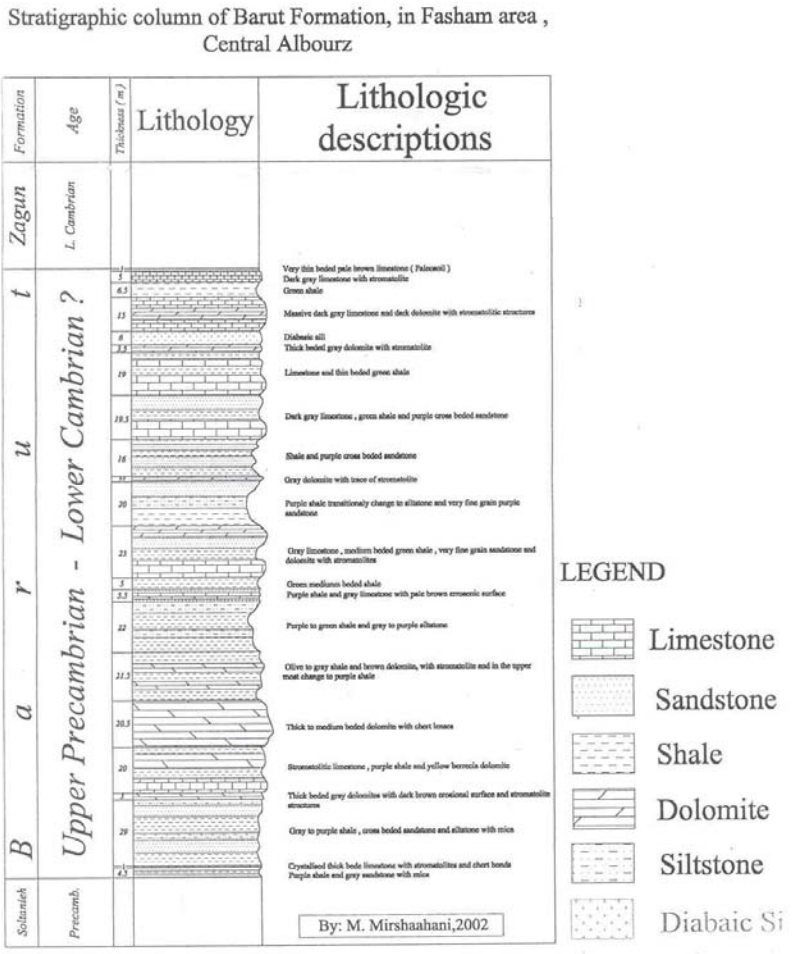
به‌منظور انجام مطالعات پتروگرافي تعداد۷۰ نمونه از دولوميتهاي سازند باروت انتخاب و مقاطع نازك از آنها تهيه و مورد مطالعه ميكروسكوپي قرار گرفته است. تمامي مقاطع نازك توسط محلول آليزارين قرمز (ARS) و فروسيانيدپتاسيم به‌منظور تشخيص مينرال كلسيت از دولوميت به‌روش ديكسون(Dickson, 1965) رنگ‌آميزي شده‌اند.

همچنين جهت انجام مطالعات ژئوشيميايي تعداد۳۰ نمونه از دولوميتها انتخاب شده و پودر آنها توسط مته‌هاي دندانپزشكي (dental drill) تهيه و جهت تعيين عناصر اصلي و فرعي با دستگاه جذب اتمي (AAS) در آزمايشگاه ژئوشيمي دانشكده علوم زمين دانشگاه شهيدبهشتي مورد آزمايش قرار گرفته‌اند. تعداد ۷ نمونه از آنها براي انجام آناليز ايزوتوپ اكسيژن ($\delta^{18}o$ ‰) و كربن($\delta^{13}c$ ‰) انتخاب و به استراليا ارسال گرديده است. دراين آناليز ۱۵ ميلي‌گرم از پودر نمونه بمدت ۲٤ ساعت در درجه حرارت ۲۵ درجه سانتيگراد تحت تاثير اسيدفسفريك۱۰۰ درصد قرارگرفته تا گازCO_2 متصاعد شده از هرنمونه به‌كمك دستگاه طيف‌سنجي‌جرمي مدل 602D اندازه‌گيري شود. خطاي اندازه‌گيري ايزوتوپي درحد ‰ ۰/۱ ± بوده است.

در پايان به‌منظور تعيين تركيب و نوع كانيهاي رسي درسازند باروت تعداد ٤ نمونه از شيلهاي اين سازند انتخاب و مورد انجام آزمايشXRD به روشهاي حرارتي و اشباع از اتيلن‌گليكول قرار گرفتند. همچنين براي تعيين مقدار Mg موجود دراين نمونه‌ها، آزمايشXRF نيز توسط دستگاه Philips مدل ۱٤۸۲ بر روي نمونه‌ها صورت گرفت.

چينه‌شناسي

سازند باروت درمقطع مورد نظر با ضخامت ۲۶۹ متر از توالي شيلهاي ارغواني، قرمز، سبز و سيلت استون و ماسه‌سنگهاي بسيار ريزدانه و با بيش از۳۰ ميان‌لايه آهكي و دولوميتي تشكيل شده‌است (شكل۲). كنتاكت‌زيرين و بالاي سازند باروت دراين منطقه كاملاً هم‌شيب و تدريجي با لايه‌هاي زيرين و بالايي است. اين توالي‌ها با مرز مشخص برروي سازند سلطانيه قرار گرفته و پس‌از تغييرات فراوان ليتولوژي درپايان به‌يك باند بسيار نازك۳۰ سانتيمتري آهك ختم مي‌گردد. لايه اخير كه به‌عنوان خاك قديمه (Paleosoil) درنظر گرفته شده داراي مرز بسيار مشخص و دقيقي با سازند زايگون در بالا مي‌باشد.



شكل۲- ستون چينه‌شناسي سازند باروت درمقطع مورد مطالعه (اقتباس از ميرشاهاني، ۱۳۸۱).

بخش‌كربناته اين‌سازند شامل سنگهاي‌آهكي استروماتوليتي‌است‌كه‌طبق تقسيم‌بندي لوگن غالباً ازنوع استروماتوليتهاي‌مسطح (Stratiform) بوده ولي به اشكال LLH و SH نيز ديده مي‌شوند (Logen, *et al.*, 1964). استروماتوليتها اشكال بسيارمتنوعي، بخصوص درمحدوده زماني اينفراكامبرين وكامبرين، داشته‌اند. بهترين‌محيط براي‌رشد و فعاليت اينگونه جلبكها پهنه‌هاي

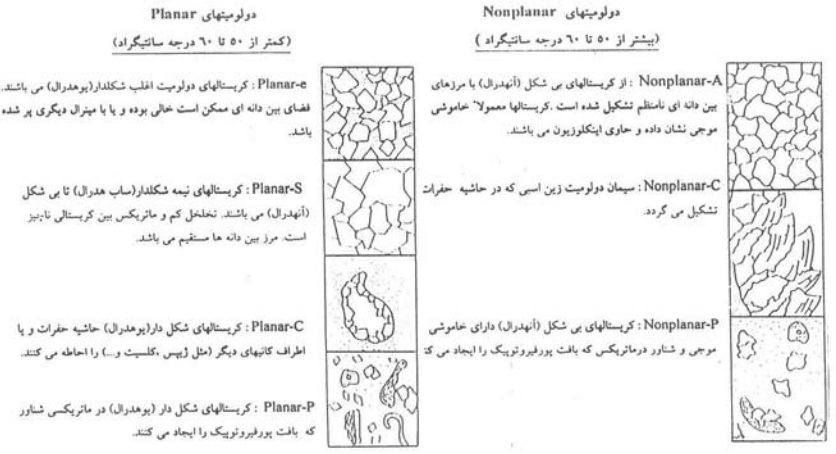
جزرومدي و بويژه زون سوپراتايدال مي‌باشد (Donaldson &Rickett, 1979). شوري بالا، انرژي امواج و سرعت رسوبگذاري از عواملي هستندكه درتشكيل و چگونگي گسترش استروماتوليتها دريهنه‌هاي جزر و مدي موثر مي‌باشند (Browne *et al.*, 2000).

از پديده‌هاي ديآژنزي رايج درسنگهاي كربناته استروماتوليتي، سيليسي‌شدن (silisification) و دولوميتي‌شدن (dolomitization) مي‌باشد كه هردوي اين پديده‌ها درسنگهاي كربناته سازند باروت بوفور به چشم مي‌خورد. دررابطه با پديده دولوميتي‌شدن در استروماتوليتها، گلوماك و والكر(Glumac & Walker, 1997) عقيده‌دارند زماني‌كه سيالات دولوميت‌ساز درمراحل خيلي اوليه ديآژنز(Very early diagenesis) نهشته‌هاي استروماتوليتي را تحت تاثير قرار دهند، فرايند دولوميتي‌شدن بطور چشمگير رخ خواهد داد. در استروماتوليتها، معمولا" انواع صفحه‌اي (stratiform)، LLH و SH كه درمحيطهاي اينترتايدال بالايي و سوپراتايدال تشكيل مي‌گردند بيشتر دولوميتي مي‌شوند، درحاليكه انواع ديگر كه درمحيطهاي اينترتايدال پايييني و ساب تايدال رشد مي‌كنند بيشتراز كلسيت ميكروكريستالين تشكيل شده‌اند (Glumac and Walker, 1997).

مطالعات پتروگرافي

دولوميت دراشكال و انواع مختلف يكي‌از مهمترين سنگهاي تشكيل‌دهنده سازند باروت بشمار مي‌رود بطوريكه اغلب ميان لايه‌هاي كربناته اين‌سازند از دولوميت تشكيل شده‌است. براي نامگذاري دولوميت‌ها از تلفيقي از طبقه‌بندي‌هاي فريدمن (Friedman,1965)، سيبلي و گرگ (Sibley & Gregg,1987)، و مازولو (Mazzullo,1992) استفاده شده‌است. اين‌مطالعات نشان مي‌دهدكه دولوميتهاي سازند باروت تاريخچه ديآژنتيكي پيچيده‌اي داشته و فرآيند دولوميتيزاسيون درمراحل‌زماني مختلفي صورت‌گرفته‌است (ميرشاهاني و آدابي، ۱۳۸۰). تنوع مختلف دولوميتها مي‌تواند بازتابي‌از زمان تشكيل، منشاء و يا تركيب سنگ آهك اوليه باشد.

دولوميتهاي سازند باروت بر اساس فابريك و با توجه به توزيع اندازه بلورها (يوني‌مدال يا پلي‌مدال) و شكل مرز بلورها (مسطح يا غير مسطح، (شكل۳) به چهار گروه مختلف تقسيم شده‌اند. اندازه بلورها بوسيله انرژي‌هاي رشد و هسته‌سازي كنترل مي‌شود، درحاليكه شكل مرز بلورها تنها بوسيله رشد بلورها كنترل مي‌گردد (Sibley & Gregg, 1987).



شكل۳- طبقه‌بندي‌بافتي و ژنتيكي دولوميت‌ها (اقتباس از **Mazzullo, 1992**).

بطوركلي دردماي پايين سطوح‌بلوري صاف (planar) و بلورهاي شكل‌دار (euhedral) تا نيمه شكل‌دار (subhedral) رشد مي‌كنند، درحاليكه دربالاتر از درجه حرارت بحراني[(بين۵۰ تا ۱۰۰ درجه(Critical Roughening Temperature)] سطوح‌بلوري غيرمسطح (nonplanar) و بلورهاي بي‌شكل (anhedral) توسعه مي‌يابند(Gregg & Sibley,1984; Gregg & Shelton, 1990).

دراين مطالعه اندازه بلورهاي دولوميت از روي حداكثر قطر بلورها و با توجه به‌مقياس فولك (۱۹۷٤) تعيين شده‌است.

انواع دولوميت‌ها

۱- دولوميت خيلي ريز بلور يا دولوميكرايت (Dolomicrite)

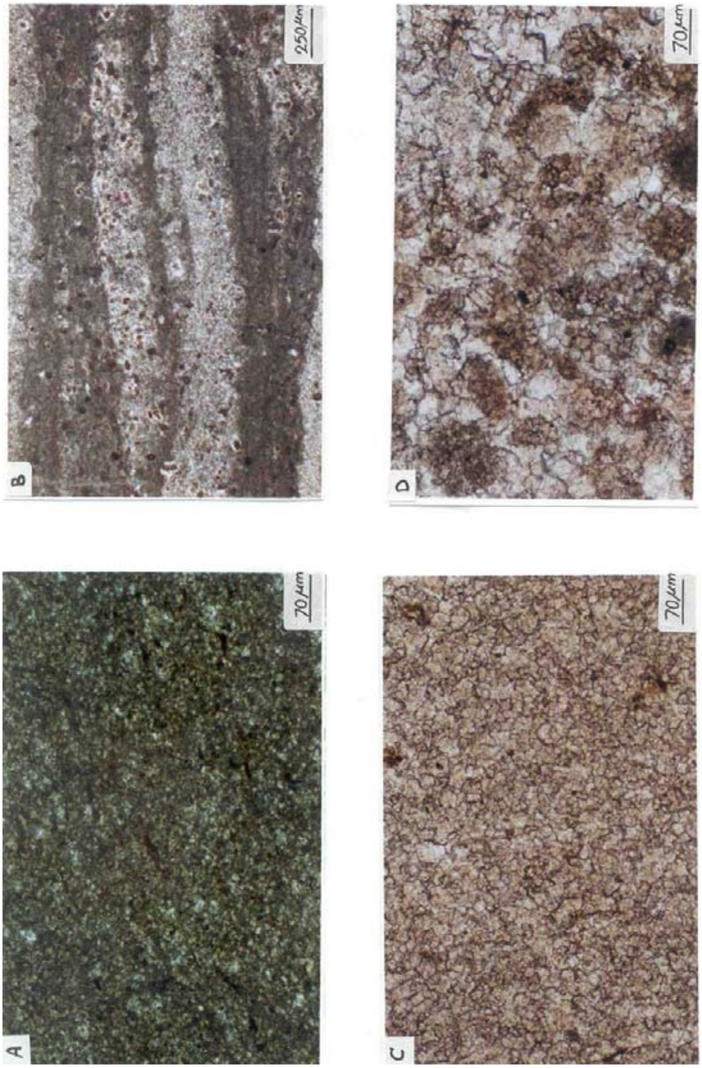
اين نوع دولوميت كه تحت‌عنوان دولوميت نوع ۱معرفي شده‌است از بلورهاي بي‌شكل (Anhedral) تشكيل شده‌است (شكل٤A). اندازه بلورهاي دولوميت بين ۵ تا ۱٦ ميكرون (ميانگين۱۱ميكرون) درتغيير مي‌باشد. دولوميكرايتها معمولاً متراكم و فاقد تخلخل بوده و رنگ خاكستري تيره دارند. اين‌نوع بافت معادل بافت زينوتاپيك (xenotopic) فريدمن(۱۹٦۵)، nonplanar-A مازولو (۱۹۹۲) و زينوتاپيك (xenotopic-A) گرگ و سيبلي (۱۹۸٤) مي‌باشد. دراين بافت معمولاً اثراتي از بافتهاي رسوبي اوليه مانند لاميناسيون و اينتراكلست ديده مي‌شود و معمولاً با دانه‌هاي كوارتز تخريبي نيز همراه است. بطوركلي اندازه بلورهاي دولوميت مي‌تواند

براي تشخيص دولوميتهاي ديآژنتيك اوليه از ثانويه مورد استفاده قرار گيرد (Amthor& Friedman,1992; Ye & Mazzullo, 1993).

باتوجه به فابريك و اندازه كريستالي بسيار ريز، وجود ذرات كوارتز تخريبي پراكنده درمتن دولوميكرايتها، وجود اثراتی از قالبهای تبخيری و حفظشدن بافتهاي رسوبي اوليه (شكل٤B) به‌نظر مي‌رسد كه دولوميتهاي نوع ۱ تحت شرايط درجه‌حرارت كم و نزديك سطح تشكيل شده‌اند (Gregg & Shelton,1990). اصولاً دولوميتهاي دانه‌ريز بعنوان دولوميت همزمان با رسوبگذاري و يا دولوميت تشكيل‌شده درمراحل اوليه ديآژنز(Very Early Diagenesis) دريك محيط سوپراتايدال يا اينترتايدال بالايي درنظر گرفته مي‌شوند (Adabi, 2002). دراين نوع دولوميتها آب دريا (Land, 1985) يا محلولهاي بين‌دانه‌اي غني‌از Mg ممكن است عامل دولوميتيزاسيون باشند.

۲- دولوميتهاي ريزبلور يا دولوميكرواسپارايت: **(Dolomicrosparite)**

دولوميت نوع ۲ عمدتاً از بلورهاي متراكم و هم‌اندازه (unimodal) نيمه‌شكلدار تا بي‌شكل و داراي مرزهاي بين بلوري مسطح (planar-s) تشكيل شده‌است (شكل٤C). رنگ بلورها خاكستري روشن بوده و اندازه آنها بين ١٦ تا ٦٢ ميكرون (ميانگين ٤٥ ميكرون) تغيير مي‌كند. اين نوع دولوميت معادل بافت هيپيديوتوپيك (hypidiotopic) فريدمن (١٩٦٥)، ايديوتوپيك گرگ و سيبلي (١٩٨٤) و planar-s مازولو(١٩٩٢) مي‌باشد. دولوميكرواسپارايتها معمولا" از جانشيني سنگهاي آهكي و يا از تبلور مجدد (recrystallization) دولوميكرايتها (دولوميت نوع١) بوجود مي‌آيند (Adabi, 1996). اين فرايند ممكن است بصورت ناقص (٤D) و يا كامل (٤C) صورت گيرد. سيبلي و گرگ (١٩٨٧) عقيده دارند كه فابريك مسطح درنتيجه رشد آهسته بلور دراثر تداوم انتشار سيال دولوميت‌ساز در دماي پايين مي‌باشد. دولوميكرواسپارايتها فراوانترين نوع دولوميت در سازند باروت مي‌باشند.



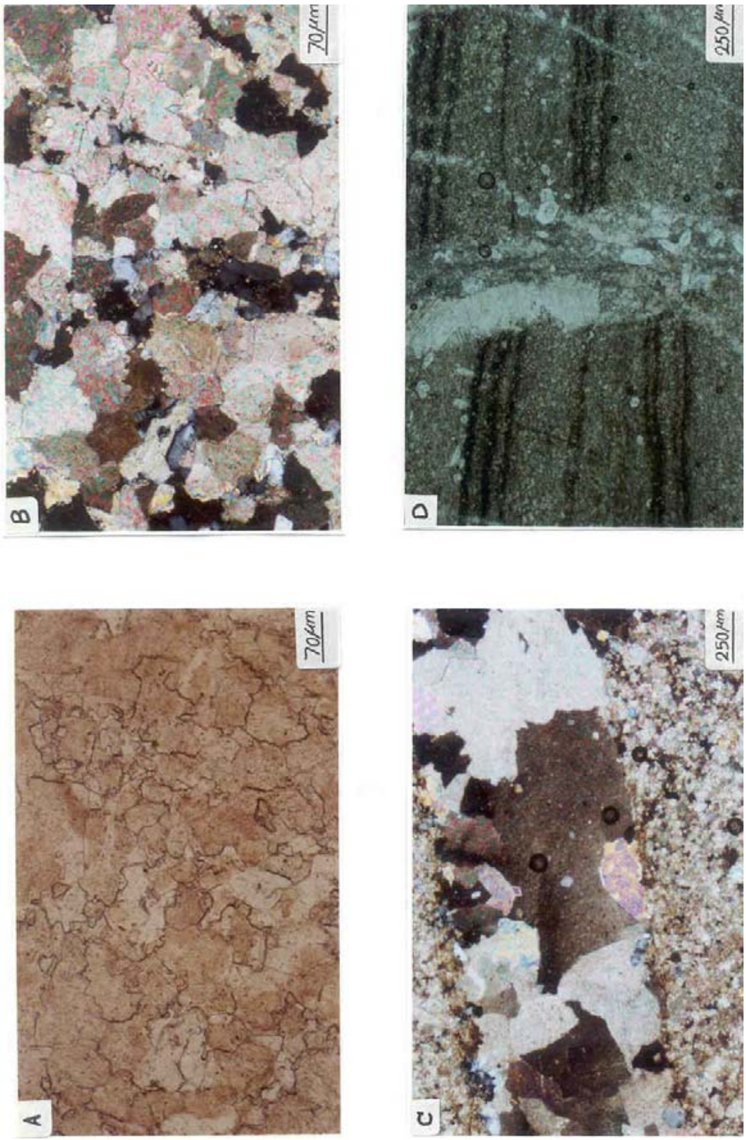
شکل٤-**A**) تصويري‌از دولوميت نوع۱، دولوميکرايت. اين‌نوع دولوميت مي‌تواند بعنوان دولوميت اوليـه يا دولوميتي‌که درمراحل‌اوليه دياژنز تشکيل‌شده‌است تلقي‌گردد. **B**) به‌تناوب لايه‌هاي دولوميکرايت و دولوميکرواسپارايت و همچنين ذرات پلت‌که درمتن سنگ پراکنده‌اند توجـه نمائيـد. درايـن تصـوير لاميناسـيونهاي ظريـف اسـترومatoliتي حفـظ شـده اسـت.**C**) تصـويري‌از دولوميـت نـوع۲، دولوميکرواسپارايت. اغلب بلورهاي دولوميت براثر تبلور مجدد درشت‌تر شده‌انـد. **D**) وصـلهـهـايي از دولوميکرايت اوليه درزمينـه دولوميکرواسـپارايت را مشـاهده مـي‌کنيدکـه حـاکي‌از هضـم نـاقص **(incomplete diagestion)** دولوميکرايت مي‌باشد.

۳- دولوميت متوسط بلور يا دولواسپارايت **(Dolosparite)**

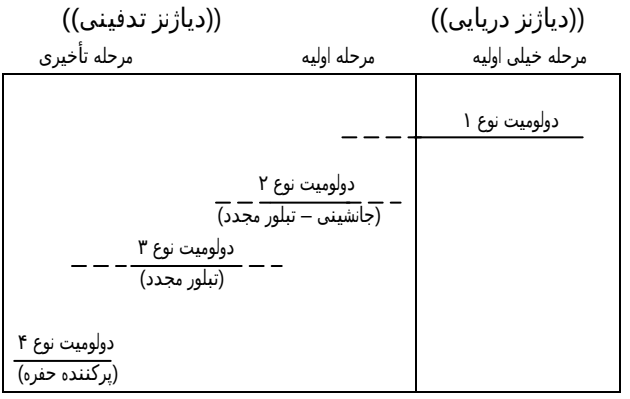
اندازه بلورهاي اين نوع دولوميت بين٦٢ تا ۲۷۰ ميكرون(ميانگين۱۷۰ ميكرون) تغيير مي‌كند. دولواسپارايتها از موزائيكهاي درشت بلور سفيد رنگ، متراكم، بي‌شكل (anhedral) و در اندازه‌هاي مختلف (polymodal) تشكيل شده‌است (شكلA, B ۵). مرزهاي بين بلوري از نوع غيرمسطح (nonplanar) بوده ومعادل زينوتاپيك فريدمن (۱۹٦۵)، nonplanar-A مازولو (۱۹۹۲) مي‌باشد. دولواسپارايتها معمولاً دولوميكرايتها (دولوميتهاي‌اوليه) و دولوميكرواسپارايتها (دولوميتهاي ديا‌ژنتيكي‌اوليه) را قطع مي‌كنند و بعنوان دولوميتهاي ديا‌ژنتيكي تاخيري (late diagenetic dolomite) درنظر گرفته مي‌شوند. بطوركلي تغيير در فابريك دولوميت از دولوميكرايت به دولوميكرواسپارايت و به دولواسپارايت در دولوميتهاي سازند باروت نشان‌دهنده افزايش درجه دگرساني (Alteration) در دولوميت مي‌باشد. به نظر مي‌رسد كه دولوميت نوع۳ دراثر تبلور دولوميكرواسپارايتها ياجانشيني سنگ‌آهك‌اوليه درطي تدفين‌متوسط تشكيل شده‌است.

٤-۱-٤-۳- دولوميت رگه‌اي **(Vein Dolomite)**

دولوميت رگه‌اي از بلورهاي درشت بي‌شكل (Anhedral) با مرزهاي بلوري غيرمسطح (Nonplanar) كه اندازه آنها بين۲۰۰ تا ۱۱۰۰ ميكرون (ميانگين٦۰ ميكرون) درتغيير بوده، تشكيل شده‌است. (شكلهايC, D ۵). بلورهاي دولوميت رگه‌اي دربسياري موارد خاموشي موجي مشابه با دولوميت زين اسبي (Saddle dolomite) نشان مي‌دهند كه اين امر نشان‌دهنده تشكيل آنها دردمايي بين٦۰ تا۱۵۰ درجه (Radke and Mathis, 1980) مي‌باشد. دولوميتهاي رگه‌اي بعنوان آخرين محصول دولوميتيزاسيون درسازند باروت محسوب مي‌شوند. سكانس پاراژنتيكي دولوميتهاي سازند باروت در شكل٦ آورده شده‌است.



شکل۵- **B, A**) مقطعي‌از دولوميت نوع۳ (دولواسپارايت) درهر دو نور معمولي و پلاريزه **C**) مقطعي‌از دولوميت نوع٤(دولوميت رگه‌اي). بلورها خاموشي‌موجي‌مشابه‌با دولوميت زين‌اسبي (**saddle dolomite**) نشان مي‌دهند. به اختلاف اندازه مشهود بين دولوميت پركننده رگه (نوع٤) و دولوميت موجود در متن سنگ (نوع۲) توجه نمائيد. **D**) مقطعي از دولوميت رگه‌اي همراه با بلورهايي از كوارتز اتوژن كه درون رگه ديده مي‌شود.



شكل٦- سكانس پاراژنتيكي انواع دولوميتها درسازند باروت. خطوط پيوسته حاكي‌از زمان نسبي فرآيند دولوميتي‌شدن و خطوط منقطع نشان‌دهنده زمان احتمالي اين رخداد است.

مطالعات ژئوشيميايي

يكي از مراحل اساسي درمطالعه دولوميتها تعيين مقادير عناصر اصلي و فرعي و تركيب ايزوتوپي آنها مي‌باشد. با بررسي اين مطالعات مي‌توان اطلاعات پرارزشي در مورد منشاء دولوميت (اوليه يا ثانويه)، زمان‌تشكيل، تركيب‌سيال دولوميت‌ساز، مدل دولوميتي‌شدن و روند ديا‍ژنز بدست آورد. محققان بسياري در زمينه ژنز دولوميت و مكانيسم‌هاي دولوميتيزاسيون مطالعاتي را انجام داده‌اند (e.g., Zenger *etal*.,1980; Morrow,1982a,b; Hardie, 1987; Shukla and Baker, 1988; Mazzullo, 2000)

از آنجائيكه شناسايي فرايندهاي ديا‍ژنتيكي در دولوميتها به تركيب سيال دولوميت‌ساز (Dolomitizing fluids) بستگي دارد (Veizer, 1983; Land,1985; Rao,1996)، لذا شناسايي تركيب عناصر كلسيم، منيزيم، سديم، استرانسيوم، منگنز و آهن در دولوميتها مي‌تواند تركيب سيالات دولوميت‌ساز را مشخص نمايد.

Ca, Mg

ميزان Ca در دولوميت‌هاي سازند باروت از ۱۷ درصد تا ۲۱/۳۷ درصد(ميانگين ۱۸/٦٦ درصد) تغيير مي‌كند. ميزان Mg دراين دولوميتها از ۸/٦٥ تا ۱۱/٥٥ درصد (ميانگين۱۰/۳۰ درصد) در تغيير مي‌باشد. كاهش مقدار Mg در دولوميتهاي ريز بلور نوع ۱ نسبت به ساير دولوميتها به دليل بالاتر بودن مقدار Ca دراين نوع دولوميت‌ها مي‌باشد.

Sr

ازبين عناصر فرعي مختلف موجود در دولوميتها، عنصر Sr همواره بيشترين توجه را به خود مبذول داشته است (Land, 1985; Veizer, 1983). ازآنجائيكه عنصر Sr بطورمعمول جايگزين Ca ميگردد و مقدار Ca دردولوميت نصف مقدارCa موجود دركلسيت است، لذا مقدار تمركز Sr دردولوميتها كمتر از سنگ آهك ميباشد (Rao, 1996). اصولا" تمركز Sr با افزايش اندازه بلورها كاهش مييابد و بهمين‌دليل دولوميتهاي دياژنتيكي كه درشت بلورتر از دولوميتهاي اوليه‌هستند حاوي مقادير كمتري Sr ميباشند (Shukla, 1988). ازطرف‌ديگر مقدار Sr مينرال اوليه‌اي كه دولوميت جايگزين آن شده‌است نيز بسيار مهم ميباشد. هامفري عقيده دارد كه وجود مقادير بالاي Sr در دولوميتها حاكي از دولوميتي‌شدن آهكهاي آراگونيتي درمحيطهاي نسبتاً بسته دياژنتيكي ميباشد (Humphrey, 1988).

مقدار Sr در دولوميتهاي سازند باروت بين۷۳ تا ۲۰٦ پي‌پي‌ام (ميانگين ۱۱٦ پي‌پي‌ام) تغيير ميكند. تمركز Sr در دولوميتهاي نوع ۱ نسبتاً بالاتر از ساير دولوميتها است. مطالعات ژئوشيميايي كه بر روي آهكهاي اين سازند صورت گرفته حاكي از مينرالوژي اوليه آراگونيتي دراين آهكها است (ميرشاهاني،۱۳۸۱). ترسيم نمودار Sr درمقابل Mg درانواع مختلف دولوميتها حاكي‌از يك روند افزايشي است، بطوريكه ميزان Sr با افزايش Mg افزايش مييابد (شكل۷) كه اين احتمالاً بدليل غيراستوي شيومتريك بودن (نامنظم بودن شبكه كريستالي) دولوميتها ميباشد (Vahrenkamp and Swart,1990).

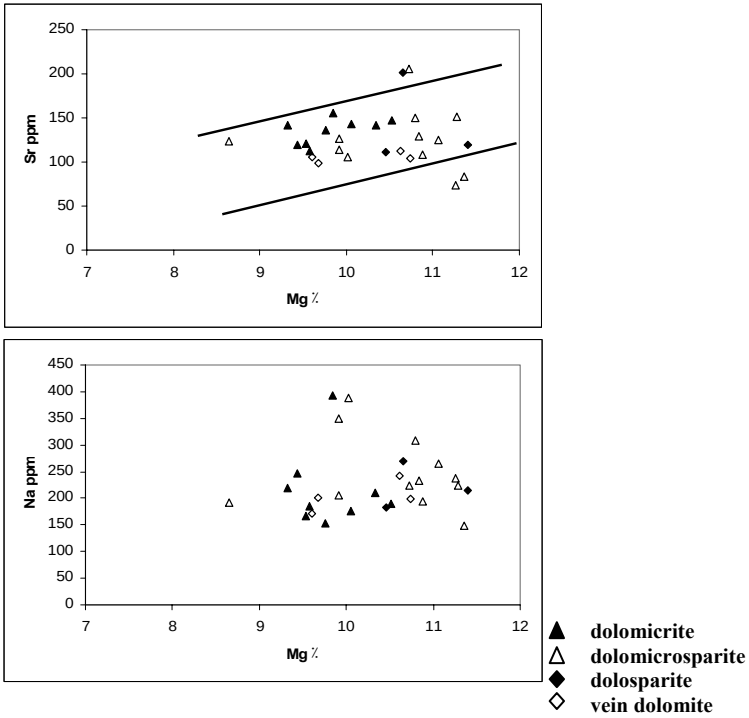
Na

سديم فراوانترين كاتيون موجود درآب دريا ميباشد و بعنوان شاخصي براي پي بردن به درجه شوري سيالات قديمه (Paleosalinity) استفاده ميشود (Sass and Bein, 1988). تمركز Na در دولوميتهاي مورد مطالعه بين ۹۹ تا ۳۹۳ پي‌پي‌ام (ميانگين ۲۰۹ پي‌پي‌ام) در نوسان ميباشد. ترسيم نمودار Na در مقابل Mg نشان ميدهد كه تمركز Na با افزايش مقادير Mg افزايش مييابد (شكل۷). مقدار Na همانند Sr در دولوميتهاي استوي شيومتري بسيار پايين ميباشد و لذا مقدار نسبتاً بالاي سديم دردولوميتهاي باروت حاكي‌از حالت غيراستوي شيومتريك(non-stoichiometry) آنها است(Adabi,1996).

Mn, Fe

آهن و منگنز بر خلاف Sr و Na در دولوميتهاي دياژنتيكي تاخيري نسبت به دولوميتهاي اوليه تمايل به افزايش نشان ميدهند. تمركز بيشتر Fe,Mn به‌شرايط احيايي حاكم‌بر محيط بستگي

دارد، بطوريكه مقاديرFe,Mn دردولوميتهاي اوليه نزديك‌به‌سطح به‌دليل شرايط اكسيداسيوني، نسبت‌به دولوميتهاي تدفيني‌كه درشرايط احيايي تشكيل مي‌گردند، پايين‌تر است (Tucker &Wright, 1990). تمركز Fe,Mn دردولوميتهاي سازند باروت بترتيب از ۳۸٤ تا ۱٤۹۳۲ (ميانگين۵۱۵۰ پي‌پي‌ام) و از۱۱۸۰ تا ۳۳٤٦٦ پي‌پي‌ام (ميانگين۱۲۰۷۲ پي‌پي‌ام) تغيير مي‌كند. Fe, Mn معمولا"جايگزين Mg مي‌شوند و چون مقدار Mg دردولوميتها بالاتر از آهكها است طبيعتاً تمركز اين عناصر نيز دردولوميت بالاتر خواهد رفت. تمركز بالاتر اين عناصر دردولوميتهاي باروت ممكن است نشاندهنده شرايط احيايي حاكم بر محيط باشد. شرايط احيايي با افزايش عمق تدفين افزايش مي‌يابد. درسازند باروت دولوميتهاي ديا‌ژنتيكي تاخيري كه درشريط احياء تشكيل شده‌اند (نوع۳و٤) مقادير Fe, Mn بالاتري نسبت به دولوميتهاي اوليه نزديك سطح (نوع۱و۲) دارند.



شكل۷- روند تغييرات **Na, Sr** درمقابل **Mg** درانواع دولوميتها. توجه‌كنيدكه درهـردو نمـودار رونـد افزايشي **Mg** درمقابل **Na, Sr** حاكي‌از حالت استوي شيومتريك بـودن دولوميتهـا درسـازند بـاروت مي‌باشد.

ایزوتوپ اکسیژن و کربن

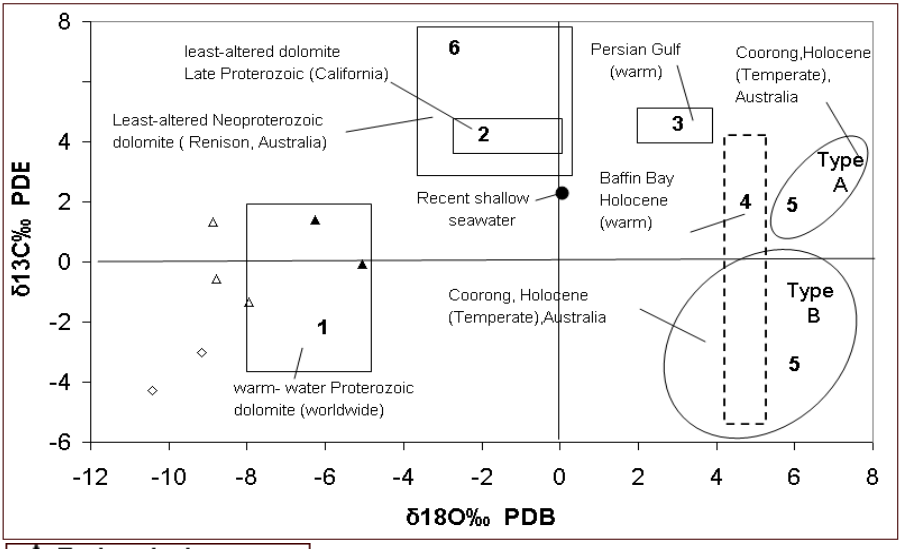
مقادير ايزوتوپ اكسيژن١٨ و ايزوتوپ‌كربن١٣ درانواع دولوميتهاي‌سازندباروت‌به‌قرارزير مي‌باشد: مقادير$\delta^{18}o$ در دولوميكرايتها بين ۵/۰۵- تا ‰ ٦/٢۵- ، در دولوميكرواسپارايتها بين ٧/٩۵- تا ‰ ٨/٨٦- و در دولواسپارايتها بين ٩/١۵- تا ‰ ١٠/٤۵- درتغيير مي‌باشد. كاهش مشخص درمقدار $\delta^{18}o$ از دولوميكرايتها (ميانگين‰ ۵/٦۵-) به‌دولوميكرواسپارايتها (ميانگين‰ ٨/۵٣-) و به دولواسپارايتها (ميانگين ‰ ٩/٧٨-) احتمالاً ناشي‌از افزايش دماي سيالات دولوميت‌ساز همراه با افزايش عمق تدفين مي‌باشد.

مقادير $\delta^{13}c$ دردولوميكرايتها بين٠/٠٦٧- تا ‰ ١/٤١+ ، در دولوميكرواسپارايتها بين١/٣٢- تا ‰ ١/٣۵ + و در دولواسپارايتها بين ٣- تا ‰ ٤/٣- در نوسان است. كاهش مشخص درمقدار $\delta^{13}c$ از دولوميكرايت (ميانگين ‰ ٠/٦٧+) و به دولوميكرواسپارايتها (ميانگين ‰ ٠/١٨-) و به دولواسپارايتها (ميانگين ‰ ٣/٦۵-) بعلت افزايش ميزان دگرساني مي‌باشد.

روند تغييرات$\delta^{18}o$ درمقابل$\delta^{13}c$ درشكل٨ ترسيم شده‌است. دراين نمودار نمونه‌هاي دولوميتي سازند باروت با دولوميتهاي پروتروزوئيك و عهد حاضر مقايسه شده است. چنانچه مشاهده مي‌شود با افزايش اندازه كريستال از دولوميكرايت به دولوميكرواسپارايت و به دولواسپارايت، مقادير$\delta^{18}o$ و$\delta^{13}c$ سبكتر مي‌گردند كه اين ويژگي خاص دياژنز تدفيني مي‌باشد (Choqutte and James,1987). لازم به ذكر است كه اغلب نمونه‌هاي دولوميتي سازند باروت درون و يا در مجاورت محدوده دولوميتهاي آب گرم پروتروزوئيك واقع شده‌اند.

ترسيم ايزوتوپ اكسيژن درمقابل عناصر فرعي

نمودارهاي ايزوتوپ اكسيژن١٨ درمقابل عناصرفرعيFe و Mn, Na, Sr درشكل٩ ترسيم شده‌است. مقادير Sr دردولوميكرايتهاكه از نظر$\delta^{18}o$ غني‌تر هستند بالاتر از دولوميكرواسپارايتها و دولواسپارايتها است، زيرا دولوميتهاي نوع١ درسازند باروت كمتر تحت تاثير فرايندهاي دياژنتيكي قرار گرفته اند. ترسيم نمودارNa در مقابل$\delta^{18}o$ نشان مي‌دهد كه مقدار Na از دولوميت نوع ١ به دولوميت نوع ٢ و٣ كاهش پيدا كرده‌است. دليل كاهش ميزان Na را مي‌توان به پايين‌بودن ميزان شوري سيالات دولوميت‌ساز دردولوميت‌هاي درشت بلور نسبت داد. ترسيم نمودار Mn وFe درمقابل $\delta^{18}o$ نشان مي‌دهد كه با سبك شدن ميزان $\delta^{18}o$ از دولوميكرايت به دولوميكرواسپارايت و به دولواسپارايت، مقادير Mn وFe افزايش قابل ملاحظه‌اي مي‌يابند. علت اين تغييرات را مي‌توان به شرايط احيايي حاكم‌بر محيط همراه با افزايش دما درطي تدفين(كم‌عمق تا عميق) نسبت داد (Adabi,1996).



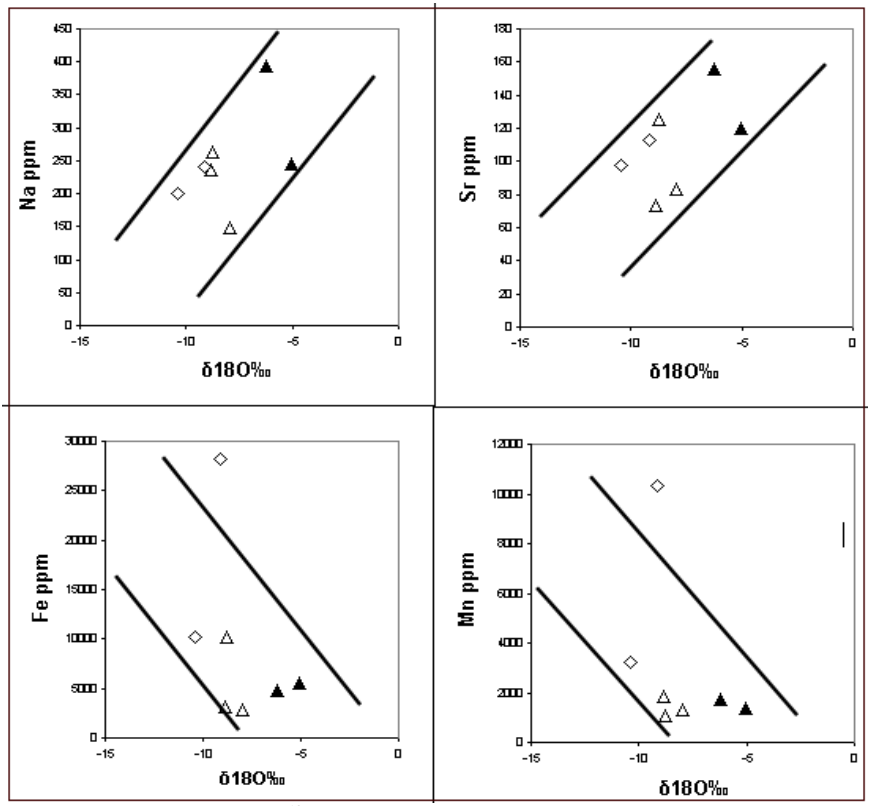
▲ Dolomicrite
△ Dolomicrosparite
◇ Dolosparite

شكل۸- نمودار تغييرات $\delta^{18}o$ در مقابل $\delta^{13}c$ دردولوميتهاي سازند باروت و مقايسه آنها با دولوميتهاي آبهاي‌گرم پروتروزوئيك جهاني، دولوميتهاي نئوپروتروزوئيك كاليفرنيا، رنسون استراليا و دولوميتهاي عهد حاضر. توجه‌كنيد كه نمونه‌هاي دولوميكرايت نسبت به دولوميكرواسپارايت و دولواسپارايت از نظر $\delta^{18}o$ و $\delta^{13}c$ غني‌تر مي‌باشند. اغلب نمونه‌هاي سازند باروت درون و يا در مجاورت محدوده دولوميتهاي آب‌گرم پروتروزوئيك واقع شده‌اند. منابع مورد استفاده براي محدوده‌هاي ترسيم شده عبارتند از:

(Schidlowsky *et al.*,1975;Williams, 1979; Veizer & Hoefs, 1976) (Adabi, 1996) (Zempolich, *et al.*, 1988) (Mckenzie, 1981) (Behrens & Land, 1972) (Warren, 1988)

ترسيم ايزوتوپ كربن درمقابل عناصر فرعي

رسم نمودار Na,Sr درمقابل $\delta^{13}c$ ، همانند $\delta^{18}o$ ، نشان مي‌دهد كه با افزايش ميزان دگرساني از دولوميت نوع ۱ به نوع ۲و۳ مقادير ايزوتوپ كربن و Na,Sr كاهش پيدا مي‌كند (شكل۱۰). ترسيم نمودار Fe,Mn درمقابل ايزوتوپ كربن نيز روندي مشابه با ايزوتوپ اكسيژن (شكل۹) نشان مي‌دهد. با افزايش ميزان Fe,Mn از دولوميت نوع ۱ به نوع ۲و۳ كه حاكي از افزايش تاثير فرايندهاي ديا‌ژنتيكي در محيطهاي تدفيني است، مقدار $\delta^{13}c$ نيز سبكتر مي‌گردد (شكل۱۰).



شكل۹- ترسيم روند تغييرات عناصر فرعي **Fe, Mn, Na, Sr** درمقابل $\delta^{18}O$ در انواع مختلف دولوميتهاي سازند باروت.

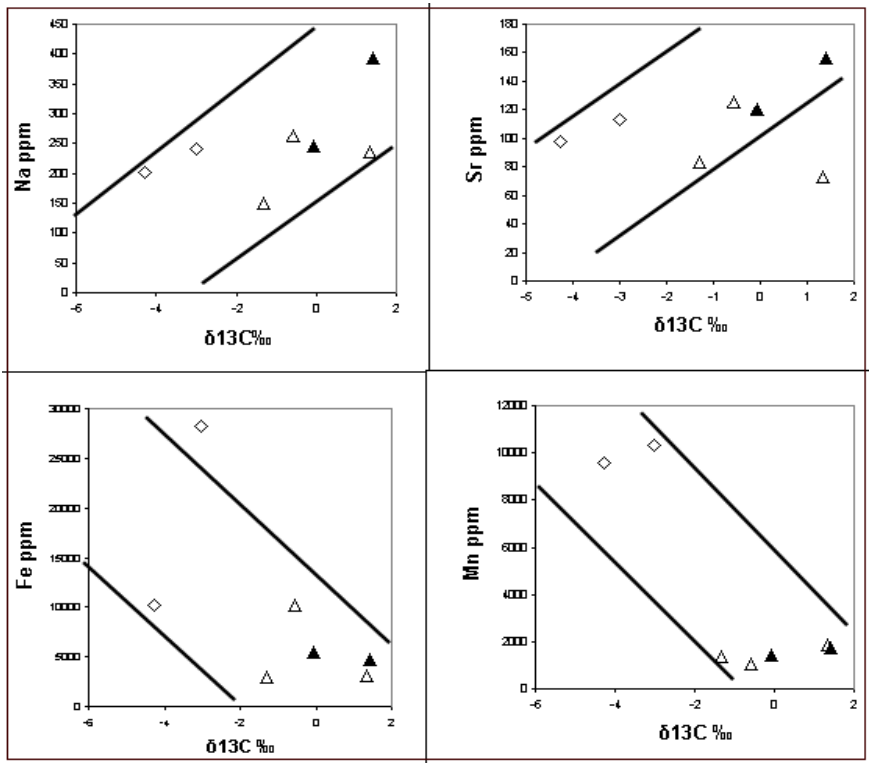
محاسبه دماي تشكيل دولوميتها

امروزه يكي‌از مهمترين مباحث درمطالعه دولوميتها، محاسبه دماي تشكيل دولوميت با استفاده از ايزوتوپ اكسيژن۱۸ مي‌باشد. دراين مطالعه براي محاسبه دماي تشكيل دولوميت از معادله لند (Land,1985) استفاده شده‌است كه بصورت زير بيان مي‌گردد:

$$T\ ^{o}C = ١٦/٤ - ٤/٣\ (\ [\delta^{18}o_{dol} - ٣/٨\ ] - \delta_{water}) + ٠/١٤\ (\ [\delta^{18}o_{dol} - ٣/٨\ ] - \delta_{water})^{٢}$$

در اين معادلهT دما برحسب سانتيگراد، $\delta^{18}o_{dol}$ مقدار ايزوتوپ اكسيژن۱۸ درنمونه برحسب PDB، δ_{water} مقدار ايزوتوپ اكسيژن۱۸ آب دريا برحسب SMOW درزمان تشكيل دولوميت مي‌باشد، براي محاسبه دماي دولوميت‌هاي‌اوليه (early diagenetic) از دولوميت نوع۱ (دولوميتهاي با حداقل دگرساني) كه داراي سنگين‌ترين مقدار$\delta^{18}o$ (معادل۰/۰۵۲-) مي‌باشد

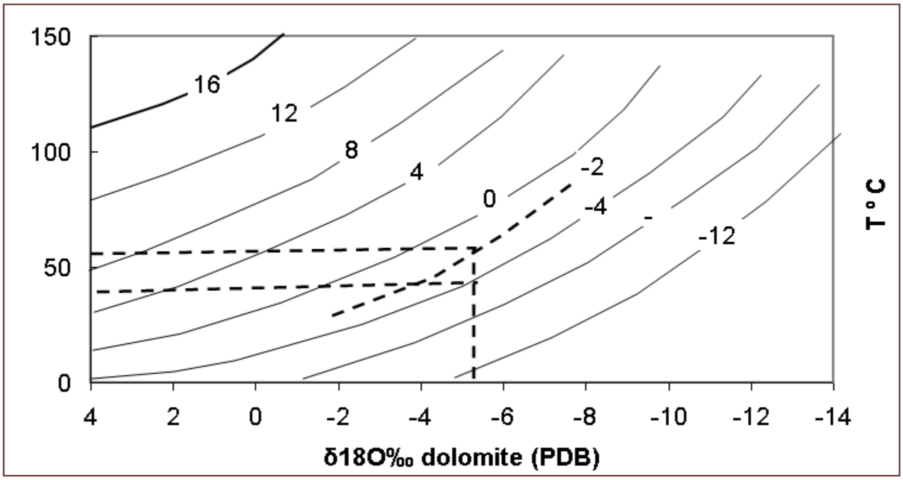
استفاده شده‌است. لازم به ذكر است كه درخصوص مقدار$\delta^{18}o$ آب دريا درزمان پركامبرين اختلاف نظرهاي زيادي وجود دارد و تغييرات $\delta^{18}o$ آب دريا در آن زمان بين صفر تا ‰۱۱- (ميانگين ‰ ٤-) توسط دانشمندان مختلف درنظر گرفته شده است (Tucker, 1986; Fairchild &Spiro, 1987) و لذا محاسبه دقيق دما درمورد دولوميتهاي پركامبرين امري دشوار است.



شكل۱۰- ترسيم روند تغييرات عناصـر فرعـي **Fe, Mn, Na, Sr** درمقابـل **$\delta^{13}c$** در انـواع مختلـف دولوميتهاي سازند باروت. به روندهاي افزايشي و كاهشي **$\delta^{13}c$** درمقابل عناصر فرعي توجه نمائيد.

با توجه به اينكه سن سازند باروت حدود۶۰۰ ميليون سال در نظر گرفته مي شود و با احتساب ايزوتوپ اكسيژن آب دريا معادل ۱± ۳- = δ_w (Fairchild and Spiro,1987) دماي دولوميكرايتها بترتيب۴۰ و ۵۲ درجه سانتيگراد محاسبه شده است (شكل۱۱). جالب توجه اينكه تغييرات دماي محاسبه شده براي دولوميتهاي ديازنتيكي اوليه سازند باروت (٤٠ تا ۵۲

درجه سانتيگراد) مشابه با دماي تعيين شده (۳۵ تا ۵۸ درجه سانتيگراد) براي دولوميتهاي آب گرم پروتروزوئيك (Tucker, 1986) مي‌باشد.



شكل۱۱- نمودار محاسبه دما بر اساس مقادير $\delta^{18}o$ در دولوميت‌ها. دراين نمودار خطوط مورب نشاندهنده تغييرات $\delta^{18}o$ آب دريا مي‌باشد (اقتباس از **Land, 1983**).

مدل دولوميتي‌شدن درسازند باروت

مطالعات ژئوشيميايي نشان‌داده‌است كه دولوميتهاي سازند باروت درچندين مرحله شكل‌گرفته‌اند. انواع مختلف اين دولوميتها درمحيطهاي دياژنتيكي متفاوت و درزمان‌هاي متفاوت تشكيل شده و از اينرو داراي خصوصيات پتروگرافي و ژئوشيميايي متفاوتي مي‌باشند.

بطور كلي مي‌توان گفت دولوميتيزاسيون دررسوبات كربناته سازند باروت درمنطقه مورد مطالعه به دو صورت زير رخ داده است:

۱) دولوميتي شدن توسط آب دريا (Seawater dolomitization)

۲) دولوميتي شدن تدفيني (Burial dolomitization)

باتوجه به شواهد پتروگرافي نظير بافت بسيار ريز بلور دولوميكرايتها (دولوميت نوع ۱)، حفظ شدن لاميناسيونهاي ظريف استروماتوليتي، همراهي با ذرات كوارتز تخريبي و فابريك فنسترال و نيز شواهد ژئوشيميايي نظير سنگين‌تر بودن $\delta^{18}o$ و $\delta^{13}c$ و بالابودن مقاديرNa, Sr و پايين‌تر بودن Fe, Mn نسبت به ساير دولوميتها، دولوميت نوع ۱ بعنوان دولوميت تقريباً همزمان با رسوبگذاري يا دولوميت دياژنتيكي اوليه (early diagenetic) درنظر گرفته مي‌شود و

لذا مدل دولوميتي‌شدن دريايي براي اين‌نوع دولوميت پيشنهاد مي‌گردد. با توجه به اينكه محيط تشكيل اين نهشته‌ها معمولاً پهنه‌هاي جزر و مدي بويژه سوپراتايدال مي‌باشد مي‌توان گفت كه منشاء Mg براي اين نوع دولوميتها صرفاً آب دريا بوده است. اما باتوجه‌به شواهد پتروگرافي و ژئوشيميايي براي دولوميتهاي نوع ۲، ۳ و ٤ مدل دولوميتي‌شدن تدفيني ارائه مي‌گردد. به نظر مي‌رسد كه دولوميكرواسپارايتها (دولوميت نوع۲) از جايگزيني سنگ‌آهك اوليه و يا از تبلور مجدد دولوميكرايتها درطي مراحل اوليه تدفين (كم‌عمق) حاصل شده‌اند. وجود لخته‌هايي(patch) از دولوميت نوع ۱ درزمينه دولوميكرواسپارايتها دربعضي‌از نمونه‌ها و همچنين مقادير نسبتاً بالاي Na, Sr و مقادير پايين Fe, Mn و سنگين‌تر بودن $\delta^{13}c$ و $\delta^{18}o$ (نسبت به دولوميت نوع ۳) نيز تاييد كننده اين مطلب مي‌باشد.

دولوميت نوع ۳ يا دولواسپارايتها نيز دراثر تبلور مجدد دولوميتهاي قبلي تشكيل شده‌اند. همراهي دولواسپارايتها با استيلوليتها، مقادير سبك $\delta^{13}c$ و $\delta^{18}o$ افزايش چشمگير Fe, Mn و مقادير پايين Na, Sr دراين نوع دولوميتها حاكي‌از تشكيل آنها دردماي‌بالا و درطي شرايط تدفين متوسط مي‌باشد (Sachan, 1993).

آخرين حوادث دولوميتيزاسيون تدفيني درسازند باروت منجر به تشكيل دولوميتهاي رگه‌اي (دولوميت نوع ٤) گشته است كه شامل كريستالهاي درشت پركننده رگه‌ها و شكستگي‌ها مي‌باشد و بعنوان محصولات تدفين عميق درنظر گرفته مي‌شود. شواهد ژئوشيميايي شامل Na, Sr پايين و Fe, Mn بالا نيز گواهي بر اين ادعا است.

بطوركلي مي‌توان گفت كه كاهش مقادير Na, Sr و افزايش مقادير Fe, Mn و سبكترشدن مقادير ايزوتوپي اكسيژن و كربن از دولوميكرايتها به دولوميكرواسپارايتها و به دولواسپارايتها و دولوميتهاي رگه‌اي نتيجه قرار گرفتن درمعرض فرايندهاي ديازنتيكي با حرارت بالا و تحت شرايط احيايي و تدفين (كم‌عمق، متوسط و عميق) بوده است (Brand & Veizer, 1980). به نظر مي‌رسد كه دولوميتي‌شدن درسازند باروت درمراحل اوليه توسط آب دريا و سپس توسط ديازنز تدفيني دنبال و تكميل شده است.

منشاء Mg

به نظر مي‌رسد كه براي دولوميتيزاسيون اوليه و يا همزمان با رسوبگذاري، تنها منشاء Mg، آب دريا مي‌تواند باشد(Land, 1985). اين منشاء فقط براي دولوميتهاي ريزبلور (نوع ۱) كه قديم‌ترين دولوميت بوده و در نزديك سطح و تحت شرايط درجه‌حرارت پايين دريك محيط جزر و مدي و احتمالا" در اثر پمپاژ آب دريا به اين پهنه، تشكيل شده‌اند، درنظرگرفته مي‌شود.

دولوميتهاي تشكيل شده از اين طريق معمولا" داراي $\delta^{18}o$ و $\delta^{13}c$ سنگين‌تري نسبت به ساير انواع مي‌باشند. اما در رابطه با Mg مورد نياز براي تشكيل دولوميتهاي نوع ۲، ۳ و ٤ به‌نظر مي‌رسد كه محتمل‌ترين منشاء Mg براي تشكيل اين نوع دولوميتها (دولوميتيزاسيون تدفيني) از تراكم شيلهاي موجود درمنطقه حاصل شده‌است (Mattes and Mountjoy,1980). تبديل مينرالهاي رسي و يا تراكم شيلها درحين دياژنز باعث خروج منيزيم بسمت بالا گرديده و سبب دولوميتيزاسيون لايه‌هاي كربناته بالاي خود مي‌شوند (Mattes and Mountjoy,1980).

فراواني شيل و سيلت استون درسكانس‌رسوبي سازند باروت كه بطور متناوب با لايه‌هاي كربناته قرار گرفته‌اند تاييدي‌بر اين نظريه است. مطالعات XRD درشيلهاي سازند باروت حاكي‌از فراواني رسهاي مونت موريونيت و كلريت دراين شيلها بوده و مطالعات XRF نشان‌داده است كه مقدار MgO موجود دراين رسها نسبت‌به رسهاي با تركيب استاندارد (Chamley, 1989) به ترتيب ۳۷ و ۸٤ درصد كاهش داشته‌اند، كه‌اين كاهش‌را مي‌توان به فرايند شستشو(Leaching) و خروج MgO از شيلهاي سازند باروت دراثر تراكم درمحيطهاي تدفيني نسبت داد. بنابراين مي‌توان گفت قسمت عمده‌اي از Mg لازم براي تشكيل دولوميتهاي نوع ۲ و ۳ به احتمال قوي‌از تراكم شيلها ناشي شده‌است (ميرشاهاني ،۱۳۸۱).

تعيين مقدار ماده آلي دركربناتها

تحقيقات نشان‌داده است كه معمولاً فرايند دولوميتي‌شدن درلايه‌هاي كربناته‌اي كه تاحدي ازنظر كربن آلي غني هستند نسبت به رسوبات فاقد مواد آلي، باسرعت بيشتري صورت مي‌گيرد (Burn,etal,1988; Adabi,1996). براي آزمايش اين نظريه سعي شده‌است تا مقدار كربن آلي موجود درآهكها و دولوميتهاي سازند باروت تعيين گردد.

براي اندازه‌گيري دقيق مقدار كربن آلي (Organic carbon) در سنگهاي كربناته معمولاً از دستگاه Carlo Ebra استفاده مي‌شود كه بعلت عدم دسترسي به‌اين دستگاه، از روش كروم و برنر (Krom and Berner, 1983) استفاده شده و درصد تقريبي افت ماده الي (Loss) محاسبه گرديده است. مقدار ماده آلي درآهكهاي سازند باروت بطور ميانگين ۰/٤۱درصد و در دولوميتهاي اين سازند ۱/٤۷ درصد مي‌باشد.

مطالعات انجام‌شده بر روي كربناتهاي سازند مزدوران و معدن رنسون (Adabi,1996) نشان داده است كه كربن آلي (Organic carbon) اندازه‌گيري شده توسط دستگاه Carlo Ebra معمولاً ¼ مقدار ماده آلي (Loss) محاسبه شده از روش كروم و برنر (۱۹۸۳) مي‌باشد. مقادير نسبتاً بالاي مواد آلي در دولوميتها نسبت به آهكها درسازند باروت (نسبت ۳ به ۱) حاكي از اين

است كه آهكهاي غني‌از مواد آلي درمقابل فرايند دولوميتي‌شدن مستعدتر بوده‌اند، و لذا بخشي از فرايند دولوميتي‌شدن درسازند باروت را مي‌توان به غني‌بودن بعضي‌از سنگ آهكها از كربن آلي نسبت داد. معمولاً مواد آلي بمقدار زيادي از فيتوپلانكتونهايي‌كه درسطح فوقاني آب زندگي مي‌كنند مشتق مي‌گردد، اما در كربناتهاي سازند باروت مقادير نسبتاً بالاي مواد آلي را مي‌توان به منشاء جلبكي نسبت داد. اين نتيجه‌گيري عمدتاً براساس وفور ساختمانهاي زيستي (Microbial structure) و اجزاء جلبكي درسازند باروت استنباط شده‌است. دولوميتهاي غني‌از مواد آلي درسازند باروت مشابه دولوميتهاي سازند مزدوران (Adabi, 1996) و نيز رسهاي كيمرجين (Kimmeridgian Clay) در انگلستان (Irwin,1980) مي‌باشد.

نتيجه‌گيري

سازند باروت درمقطع مورد مطالعه از۲۷۰ متر توالي شيلهاي رنگارنگ، ماسه سنگهاي ريزدانه، سيلت استون با بيش از ۳۰ ميان لايه آهكي و دولوميتي تشكيل شده است. براساس مطالعات پتروگرافي چهارنوع دولوميت درسازند باروت تشخيص داده‌شده‌است: دولوميت نوع۱ (دولوميكرايت، اندازه بين ۵ تا ۱٦ ميكرون) بعنوان دولوميت تقريباً همزمان با رسوبگذاري (Early diagenetic) درنظر گرفته‌شده‌است. دولوميت نوع۲ (دولوميكرواسپارايت، ۱٦ تا ٦۲ ميكرون) از جايگزيني كربنات‌كلسيم اوليه و درطي مراحل اوليه تدفين تشكيل شده‌است. دولوميت نوع۳ (دولواسپارايت، دراندازه ٦۲ تا ۲۵۰ ميكرون) دراثر تبلور مجدد دولوميتهاي قبلي و يا در اثر جايگزيني سنگ‌آهك اوليه درطي تدفين متوسط حاصل شده است. دولوميت نوع٤ (دولوميت رگه‌اي) پركننده تركها و شكستگي‌ها بوده و بعنوان محصولات نهايي تدفين عميق درنظرگرفته مي‌شود

مطالعات ژئوشيميايي بر روي دولوميتهاي سازند باروت حاكي از اين است كه مقادير Sr و Na در دولوميتهاي درشت بلور(نوع ۳و٤) نسبت به دولوميتهاي ريزبلور (نوع۱و۲) كمتر و مقادير $\delta^{18}o$ و $\delta^{13}c$ آنها سبكتر مي‌باشد. درحاليكه مقادير Mn و Fe دردولوميتهاي درشت بلور بيشتراز دولوميتهاي ريزبلور است. افزايش مقادير Fe, Mn و سبكتر بودن ايزوتوپهاي اكسيژن و كربن در دولوميتهاي درشت بلور بدليل تاثير فرايندهاي ديا‌ژنتيكي حرارت بالا، طي مراحل مختلف تدفين (كم عمق، متوسط و عميق) و تحت شرايط احيايي بوده است.

با توجه به اينكه دولوميكرايتها درنزديكي سطح تشكيل شده‌اند به نظر مي‌رسد كه Mg مورد نياز آنها از آب دريا تامين شده است. اما منشا Mg درساير انواع دولوميتها مي‌تواند عمدتاً از تراكم شيلهاي حاوي رسهاي Mg دار نظير مونت موريونيت و كلريت نتيجه شده‌باشد. كاهش

مقدار MgO دررسهاي مونت موريونيتي و كلريتي سازند باروت درمقايسه با رسهاي مونت موريونيتي و كلريتي استاندارد به ميزان ۳۷ و ۸٤ درصد، حاكي از فرايند شستشو (Leaching) و خروج MgO از شيلها درمحيطهاي تدفيني مي‌باشد. محاسبه مقدار ماده آلي درنمونه‌هاي كربناته سازند باروت نشان داده‌است كه درصد ماده آلي نمونه‌هاي دولوميتي ۳ برابر آهكها است. نظر بر اين است كه آهكهاي غني‌از مواد آلي نسبت به آهكهاي فاقد مواد آلي براي فرايند دولوميتي‌شدن مساعدتر مي‌باشند. با توجه به وفور نسبي مواد آلي درنمونه‌هاي دولوميتي مي‌توان گفت بخشي از فرايند دولوميتي‌شدن در سازند باروت به اين مسئله بوده است.

Reference

Adabi, M.H. (1996) *Sedimentology and geochemistry of carbonates from Iran and Tasmania*, Ph.D. thesis (Unpublished).University of Tasmania. Australia.470 p .

Adabi, M.H. (2002) *Petrographic and geochemical criteria for recognition of unaltered cold water and diagenetically altered*, Neoproterozoic dolomite, western Tasmania,Australia, 16 th AGC, P.350.

Amthor, J.E., and Friedman, G.M. (1992) *Early – to late –diagenetic dolomitization of platform carbonates*: Lower Ordovician Ellenburger Group, Permian basin, West Texas: Jour. Sed. Petrology, **62,** 131–143.

Behrens, E.W., and Land, L.S. (1972) *Subtidal Holocene dolomite*, Baffin Bay, Texas: Jour. Sed.Petrology, **42,** 155-161.

Brand, U., and Veizer, J. (1980) *Chemical diagenesis of multicomponent carbonate system*, II: stable isotopes: Jour.Sed.Petrology, **51,** 987-997.

Brown, K.M., Golubic,S., and Seong– Joo.L., (2000) *Shallow marine microbial carbonate deposits*, In:Riding, R.E., and Awramik, S.M., (eds.) Microbial Sediments: Springer, 233 –249.

Burns, S.J., Baker, P.A., and Showors, W.J. (1988) *The factors controlling the formation and chemistry of dolomite in organic rich sediments*: Miocene Drakes Bay Formation, California, in Shukla, v., and Baker, P.A., (eds.), Sedimentology and Geochemistry of Dolostones : Soc. Econ. Paleont. Mineral.Spec. Pub No.**43,** 41 –52.

Chamely, H. (1989) *Clay Sedimentology,* Spring- Verlag, New York, 623p.

Choquette, P.W., and James, N.P. (1987) *Diagenesis in limestones – 3, the deep burial environment*, Geoscience Canada, **14,** 3–35.

Dickson, J.A.D. (1965) *A modified staining technique for carbonate in thin section*: Nature, 205, 587.

Donaldson, J.A., and Ricketts, B.D. (1979) *Beachrock in Proterozoic dolostone of the Belcher Islands*, NWT, Canada: Jour. Sed. Petrology, **49,** 1287-1294.

Fairchild, I.J., and Spiro,B. (1987) *Petrological and isotopic implications of some contrasting Late Precambrian carbonates,* NE Spitsbergen: Sedimentology, **34,** 973-989 .

Folk, R.L., (1974) *Petrology of Sedimentary Rocks*: Hemphill pub., Co., Austin, Texas, 182 p.

Friedman, G.M. (1965) *Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks*: Jour.Sed.Petrology, **35,** 643-655.

Glumac, B., and Walker, k. (1997) *Selective dolomitization of Cambrian microbial carbonate deposits*: A Key to mechanisms and environments of origin: Palaios, **12,** 98-110.

Gregg, J.M., and Shelton, K.L., (1990) *Dolomitization and neomorphism in the back reef facies of the Bonneterre and Davies Fomations (Cambrian), southeastern Missouri* : Jour. Sed.Petrology, **60,** 549-562.

Gregg, J.M., and Sibley, D.F. (1984) *Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture*: Jour. Sed.Petrology, **54,** 908-931.

Hardie, L.A., (1987) *Dolomitization*: a critical view of some current views: Jour. Sed. Petrology, **57,** 166–183.

Humphrey, J.D. (1988) *Late Pleistocene mixing-zone dolomitization, southeastern Barbadose, West Indies*: Sedimentology, **35,** 327-348.

Irwin, H., (1980) *Early diagenetic carbonate precipitation and pore fluid migration in the Kimmeridge Clay of Dorset, England*: Sedimentology, **27,** 577-591.

Krom, M.D., and Berner, R.A. (1983) *A rapid method for the determination of organic and carbonate carbon in geological sample*: Jour. Sed.Petrology, **53,** 660-663.

Land, L.S. (1983) *The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problem of diagenesis of clastic sediments*: in Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Soc. Econ. Paleo. Mineral., Short Course, **10,** 4.1 – 4.22.

Land, L.S. (1985) *The origin of massive dolomite*: Jour. Geol. Education, **33,** 112-125.

Lee, Y.I., and Friedman, G.M. (1987) *Deep – burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger Group carbonates in west Texas and southeastern New Mexico*: Jour. Sed.Petrology, **57,** 544-557.

Logan, B.W., Rezak, R., and Ginsburg, R.N. (1964) *Classification and environment significance of algal stromatolites*: Jour. Geology, **72,** 62-83.

Mattes, D.H., and Mountjoy, E.W. (1980) *Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup*, Jasper National Park, Alberta, In: Zenger, D.H., Dunham, J.B., and Ethington, R.L. (eds.) Concepts and Models of Dolomitization. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., **28,** 259-297 .

Mazzullo, S.J. (1992) *Geochemical and neomorphic alteration of dolomite*: a review.Carbonates and Evaporites. **7,** 21-37 .

Mazzullo, S.J. (2000) *Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments,* Jour. Sed. Res. **70,** 10-23.

Mckenzie, J.A. (1981) *Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi,U.A.E:a stable isotope study*, Jour. Geology, **89,** 185-198.

Morrow, D.W. (1982a) Diagenesis *1 Dolomite, part 1:The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation*: Geoscience Canada, **9,** 5-13.

Morrow, D.W. (1982b) *Diagenesis 2. Dolomite, part 2 : Dolomitization models and ancient dolostones*: Geoscience Canada, **9,** 95-107.

Radke, B.M., and Mathis, R.L. (1980) *On the formation and occurrence of saddle dolomite*: Jour. Sed.Petrology, **56,** 1149-1168.

Rao, C.P. (1996) *Elemental composition of marine calcite modern temperate shelf brachiopods*, bryozoans and bulk carbonates, eastern Tasmania, Australia: Carbonates and Evaporites, **11,** 1-18.

Sachan, H.K. (1993) *Early–replacement dolomitization and deep–burial modification and stabilization*: A case study from the Late Precambrian of the Zawar area, Rajasthan (India), Carbonates and Evaporites, **8(2),** 191-198.

Sass, E., and Bein, A. (1988) *Dolomites and Salinity:a comparative geochemical Study*: in Shukla,v., and Baker,P.A., (eds.),Sedimentology and Geochemistry of Dolostones: Scon. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub., **43,** 223-233.

Schidlowsky, M., Eichmann, R., and Junge, C.E. (1975) *Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implication for the terrestrial oxygen budget* : Precambrian Res., **2,** 1-69.

Shukla, V. (1988) *Sedimentology and geochemistry of a regional dolostone*: correlation of trace elements with dolomite fabrics. in: Shukla,V., and Baker, P.A., (eds.),Sedimentology and Geochemistry of Dolostones, Soc. Eon. Paleont. Mineral.Spec. Pub. **43,** 143-156.

Shukla, V., and Baker, P.A. (1988) *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. **43,** 266 p .

Sibley, D.F., and Gregg, J.M. (1987) *Classification of dolomite rock texture*: Jour. Sed. Petrology, **57,** 967-975.

Tucker, M.E. (1986) *Formely aragonitic limestones associated with tillites in the late Precambrian of Death Valley,California*, Jour. Sed. Petrology, **56,** 818-830.

Tucker, M.E., and Wright, V.P. (1990) *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Sci Pub, London, 482 p .

Vahrenkamp, V.C., and Swart, P.K. (1990) *New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomites and its implication for the formation of ancient dolomites*: Geology, **18,** 387-391.

Veizer, J., (1983) *Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique*: Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Soc. Econ. Palaeont. Mineral. short course No.10, 3-1 to 3-100.

Veizer, J., and Hoefs, J. (1976) *The nature of O18 / O16 and C13 / C12 secular trends in sedimentary carbonates*: Geochim.Cosmochim.Acta, **40,** 1387-1395.

Warren, J.K. (1988) *Sedimentology of Coorong dolomite in the Salt Creek region, South Australia*: Carbonates and Evaporites, **3,** 175-199.

Williams, G.E. (1979) *Sedimentology,stable-isotope geochemistry and paleoenvironment of dolostones capping late Precambrian glacial sequences in Australia*: Jour. Geol. Soc. Australia, **26,** 377-386.

Ye.Q., and Mazzullo, S.J. (1993) *Dolomitization of Lower Permian platform facies, Wichita Formation, north platform, Midland Basin, Texas*: Carbonates and Evaporites, **8,** 55-70.

Zempolich, W.G., Wilkinson, B.H., and Lohmann, K.C. (1988) *Diagenesis of late Proterozoic carbonates:The Beck Spring Dolomite of eastern California*, Jour. Sed. Petrology, **57,** 656-672.

Zenger, D.H., Dunham, J.B., and Ethington, R.L. (1980) *Concepts and Models of dolomitization*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spev. Pub., **28,** 320 p.

ميرشاهاني، م. (۱۳۸۱) *مطالعات پتروگرافي و ژئوشيميايي نهشته‌هاي كربناته سازند باروت در البرز مركزي (فشم)*. رساله كارشناسي ارشد، دانشگاه شهيد بهشتي، ۱۶۵ صفحه.

ميرشاهاني، م.، آدابي، م.ح.، (۱۳۸۰) *تعيين روند ديا‌ژنتيكي و تفكيك دولوميتهاي سازند باروت (البرز مركزي) بر مبناي مطالعات پتروگرافي و ژئوشيميايي*، چكيده مقالات بيستمين گردهمايي علوم زمين، صفحه۳۹۵.