پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و دوم، شماره پیاپی ٦٥، شماره چهارم، زمستان ١٣٩٥
تاریخ وصول: ١٣٩٤/١١/٤ تاریخ پذیرش: ١٣٩٥/١٠/٨
صص ٨٧-١١٢

پتروگرافی و دیاژنز ماسه‌سنگ‌های سازند پادها (دونین زیرین-میانی) در برش بوژان، حوضه رسوبی بینالود، شمال شرق ایران

مهدی‌رضا پورسلطانی، *دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران**

چکیده

سازند سیلیسی آواری پادها (دونین زیرین-میانی)، در حوضه رسوبی بینالود، دارای حداکثر ضخامت ١٠٨ متر است. این توالی در منطقه بوژان به‌صورت ناپیوسته بر روی بازالت‌های اوردویسین قرار گرفته، و توسط رسوبات کربناته سازند سیبزار (دونین میانی)، به‌طور هم شیب پوشیده شده است. بیشتر ماسه‌سنگ‌ها غنی از کوارتز و فلدسپات بوده و بندرت شامل خرده سنگ‌های رسوبی و دگرگونی است. این سنگ‌ها تنوع ترکیبی زیادی نداشته، به‌طورعمده شامل کوارتزآرنایت، ساب آرکوز، و کمی آرکوز است. بنا بر مطالعات پترولوژیکی و ژئوشیمیایی، رخدادهایی مرحله ائوژنز شامل سیمانی شدن (کلسیت، دولومیت و اکسید آهن) و بندرت شکستگی است. رخدادهای مرحله مزوژنز، بیشتر سیمانی شدن (سیلیس، دولومیت، کلسیت، ترکیبات اکسید آهن، کانی‌های رسی)، فشردگی، شکستگی‌های درون دانه‌ای، دگرسانی دانه‌های ناپایدار، انحلال و جانشینی، انحلال فشاری، و بندرت آپاتیت است. رخدادهای فرعی انحلال و سیمانی شدن (دولومیت، آنکریت، سیدریت، اکسید آهن و بندرت کائولن) در مرحله تلوژنز اتفاق افتاده است. بیشتر تخلخل از نوع ثانویه با میانگین ٤/٧ درصد بوده، که حاصل انحلال و شکستگی است.

کلیدواژه‌ها: بینالود، سازند پادها، دونین، دیاژنز، تخلخل

* نویسنده مسؤول: ٠٩١٥٥٥٩١٦١٣
Email: mrpoursoltani@gmail.com

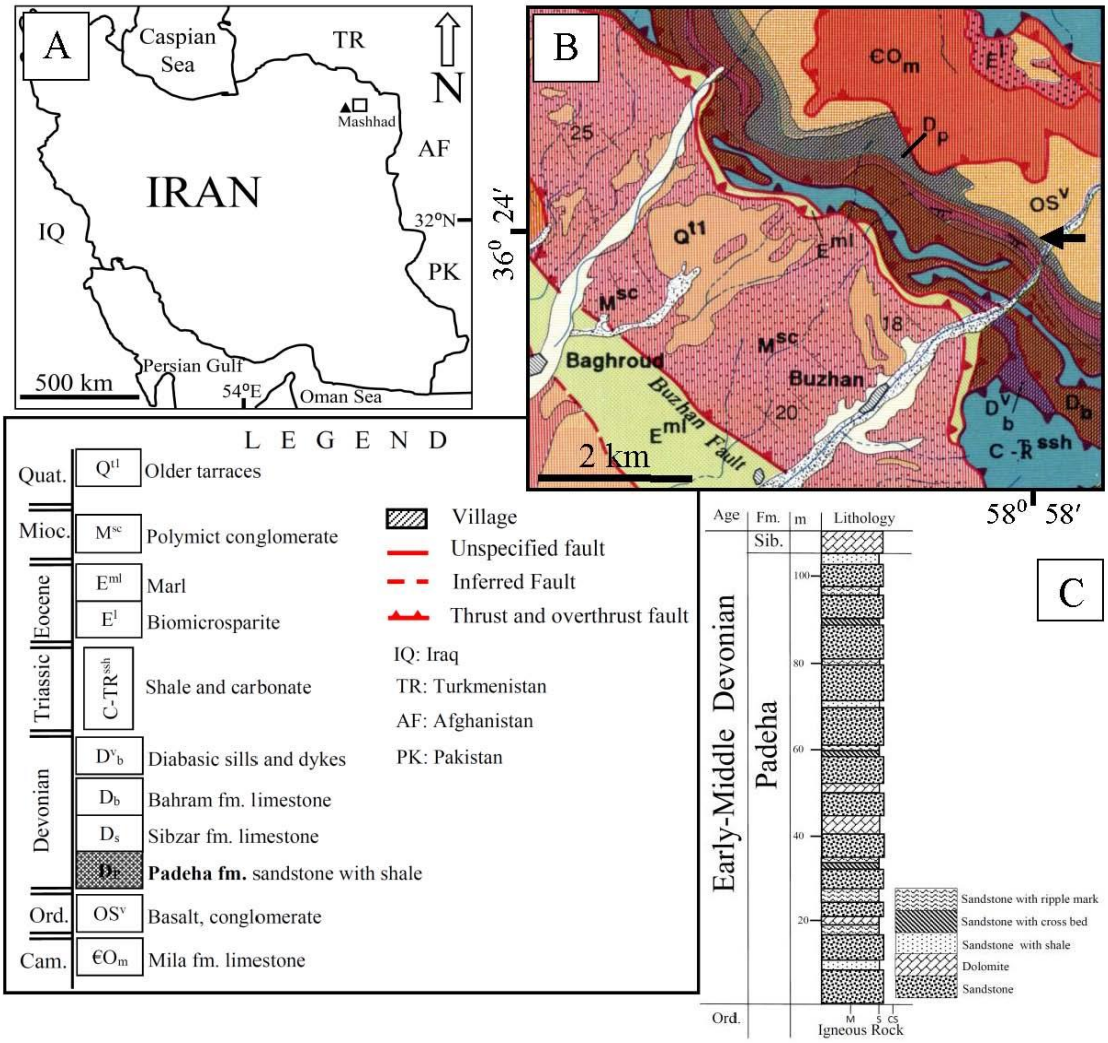
مقدمه

زیر پهنه بینالود در بخش شرقی روند شمال غربی – جنوب شرقی داشته که به تدریج به سمت غرب روند شرقی- غربی تا شمال شرقی – جنوب غربی پیدا می‌کند. علوی (Alavi 1991) معتقد است که ارتفاعات بینالود، نواری چین خورده و گسل خورده از نوع پوسته نازک است که پس از تصادم میان قطعات لیتوسفری ایران و توران در حاشیه شمال شرق ایران شکل گرفته، و دارای رسوبات پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک است (آقانباتی ۱۳۸۳). نبوی (۱۳۵۵) بینالود را زون تدریجی ایران مرکزی و البرز در نظر می‌گیرد، زیرا رسوبات و رخساره‌های پالئوزوئیک این زیرپهنه مشابه ایران مرکزی بوده، اما سنگ‌های مزوزوئیک آن شباهت بیشتری با البرز دارند. (شکل ۱).

سازند پادها دومین سازند از گروه گوش کمر، که بنا به جایگاه چینه‌شناسی و مطالعات پالینولوژی در مناطق مختلف سن دونین زیرین–میانی برای آن در نظر گرفته شده است (Alavi-Naini 1993; Wendt et al. 2002, 2005). مقطع تیپ این سازند در ایران مرکزی، در منطقه ازبک کوه با ضخامت ٤٩٢ متر توسط روتنر و همکاران (Ruttner et al. 1968) معرفی شده است. این سازند در مناطق مختلف دارای لیتولوژی‌های متفاوت بوده و دارای کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل و میان لایه‌های گچی است، که محققانی همچون حسینی‌برزی و سعیدی (۱۳۸۹) نیز مطالعاتی پترولوژیکی بر روی این سازند در ایران مرکزی انجام داده‌اند. در مناطق مختلف تغییرات رخساره‌ای در این سازند به خوبی مشهود است. بنا بر آنالیز رخساره‌ها و ساخت‌های رسوبی موجود این توالی در محیط‌های قاره‌ای، ساحلی تا کم عمق نهشته شده است (Aharipour et al. 2010; Zand-Moghadam et al. 2014).

سازند پادها در دره بوژان، واقع در زیر پهنه بینالود با موقعیت جغرافیایی ' ٢٤ ° ٣٦ شمالی و ' ٥٨ ° ٥٨ شرقی، با ضخامت قریب به ۱۰۸ متر رخنمون داشته که مورد بحث این تحقیق است. این توالی به صورت ناپیوستگی آذرین پی، بر روی توده‌های بازالتی با سن اوردویسین نهشته شده، و به‌طور هم‌شیب در زیر سازند کربناته سیبزار (دونین میانی) قرار گرفته است (قائمی و همکاران ۱۳۷۸). این توالی رسوبی از میزان ماسه‌سنگ نسبتاً بالایی تشکیل شده که در بخش‌هایی از این توالی میان لایه‌های دولومیتی و گاها شیل نیز شناسایی شده است (شکل 1C). کانال‌های حفرشده و پرشده در این بخش از سازند عمومیت داشته، و ریپل مارک و چینه‌بندی متقاطع از ساخت‌های رسوبی عمده این رسوبات است (شکل ۲).

آن‌جایی‌که در اکثر نقاط دنیا رسوبات ماسه سنگی دونین زیرین به عنوان یکی از سنگ مخزن‌های اصلی مواد هیدروکربوری محسوب می‌گردند (e.g., Luiz Fernando De Ros 1998; Avigad et al. 2005)، لذا بر آن شدیم در این زمینه نیز تحقیق اولیه‌ای که شامل مطالعات پترولوژیکی و تعیین میزان تخلخل است را بر روی سازند پادها، در منطقه بوژان بینالود به انجام رسانیم. گرچه در ایران سازند پادها به عنوان سنگ مخزن معرفی نشده است، اما به احتمال اینکه در برخی مناطق نیز این سازند دارای پتانسیل مواد هیدروکربوری باشد، این مطالعه انجام شده است. از طرفی با توجه به این‌که یکی از عوامل افزایش و یا کاهش میزان تخلخل مخازن حرکات تکتونیکی است، در این تحقیق منطقه بوژان که از مناطق فعال تکتونیکی محسوب می‌گردد (رحیمی و قائمی ۱۳۹۳)، مورد مطالعه قرار گرفته است. در این تحقیق علاوه بر تفسیر رخدادهای دیاژنتیکی، میزان تخلخل به‌طور نسبی نیز مطالعه گردیده، که خود می‌تواند نقطه عطفی برای تفسیر تاریخچه دیاژنز و میزان تخلخل در رسوبات مشابه باشد. گفتنی است مطالعات انجام شده بر روی تخلخل به‌صورت سطح الارضی انجام شده، که در صورت نیاز می‌توان مطالعات گسترده‌تری در دیگر مناطق و همچنین تعیین میزان نفوذپذیری که حاصل تأثیرات تکتونیکی است را در این زمینه انجام داد.

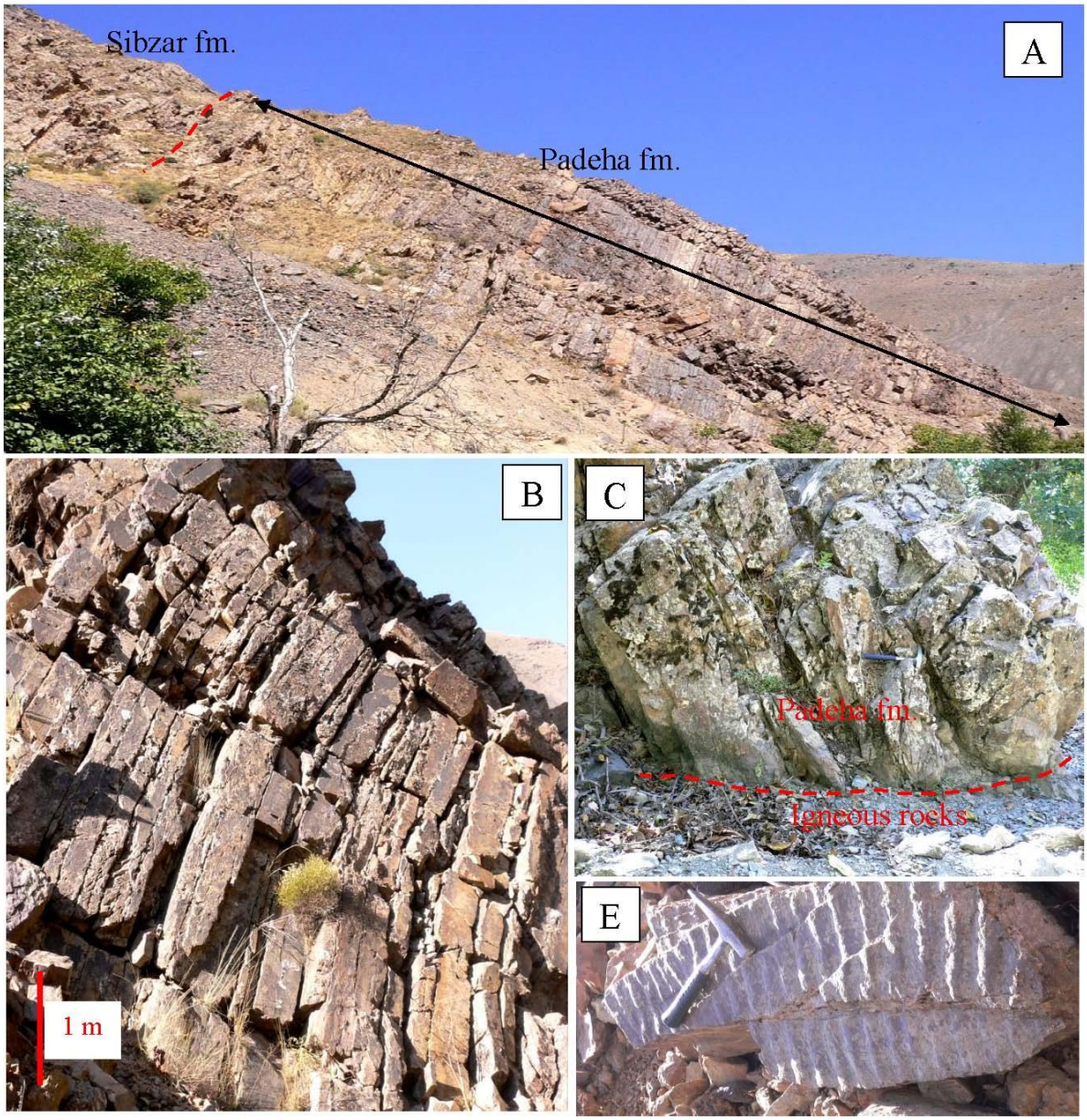


شکل ۱- A) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه؛ B) نقشه زمین‌شناسی منطقه بوژان و واحدهای رسوبی آن (بر گرفته از نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰چهارگوش نیشابور، قائمی و همکاران ۱۳۷۸)؛ **C) برش چینه‌شناسی سازند پادها در منطقه بینالود؛ (در شکل A علامت مثلث حدود موقعیت منطقه مورد مطالعه، در شکل B، علامت پیکان مکان برداشت برش چینه‌شناسی را نشان می‌دهد).**

روش مطالعه

به منظور مطالعات سنگ‌شناسی، به‌طور سیستماتیک، از هر لایه و به فواصل معین، تعداد ۹۸ نمونه ماسه‌سنگی برداشت شده، که از این میان تعداد ٦٣ مقطع نازک برای مطالعات سنگ‌شناسی انتخاب شده‌اند. در این راستا به منظور مطالعه تخلخل تعداد ۲۲ مقطع نازک نیز با چسب آغشته به ماده رنگی بلواپاکسی تهیه گردیده است. مطالعات سنگ‌شناسی به روش نقطه‌ای (Gazzi 1966)، ۵۰۰ نقطه در هر مقطع، با میکروسکوپ پلاریزان Nikon E200 انجام شده، و نام‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها نیز بر مبنای طبقه‌بندی فولک (Folk 1980)، صورت گرفته است.

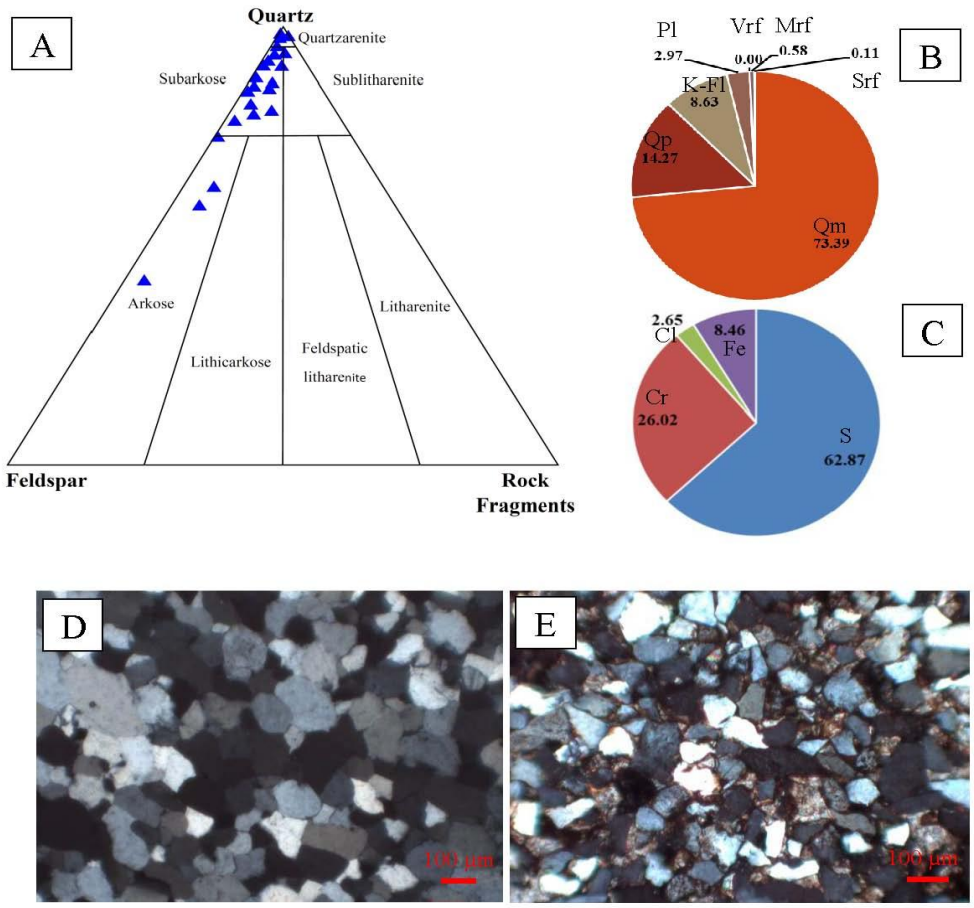
علاوه بر این، تعداد ٦ نمونه برای مطالعه با میکروسکوپ الکترونی مدل LEO 450vp با ولتاژ 30kv، مجهز به دستگاه EDS متصل به SEM، برای مطالعات ژئوشیمیایی، سپس برای شناسایی مراحل تشکیل سیمان کربناته با میکروسکوپ کاتدولومینسانس مدل HC4-LM، در شرایط خلاء، در دانشگاه سنت مریس کانادا مورد مطالعه قرار گرفته است.



شکل ۲- A) نمای کلی از ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در منطقه بوژان، پیکان وسعت بخشی از ماسه‌سنگ‌های مطالعه شده را نشان می‌دهد. خط منقطع حدود مرز بالایی سازند را نشان می‌دهد؛ B) نمای نزدیک قسمتی از شکل A، خمیدگی در لایه‌های ماسه‌سنگی سازند پادها که متأثر از حرکات تکتونیکی بوده، یکی از عوامل ایجاد شکستگی و تخلخل در این سازند محسوب می‌گردد؛ C) کنتاکت زیرین با خط منقطع نشان داده شده است؛ D) ریپل مارک از ساخت‌های رسوبی عمده در این توالی است.

مطالعات پتروگرافی

طی مطالعات پتروگرافی و صحرایی سه نوع رخساره ماسه‌سنگی، دولومیتی و به‌طور جزئی شیل شناسایی شده است. رخساره‌های ماسه‌سنگی عمده رسوبات این توالی را شامل شده است. در برخی قسمت‌های این توالی نیز رخساره دولوستون شناسایی شده (شکل C ۱)، که در این تحقیق فقط رخساره‌های ماسه‌سنگی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند.



شکل ۳- A) نوع ماسه‌سنگ‌های موجود در بخش ماسه‌سنگی سازند پادها در منطقه بوژان با استفاده از طبقه‌بندی فولک (۱۹۸۰)؛ B) انواع ذرات تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌ها به‌طور میانگین بر حسب درصد؛ C) انواع سیمان شناسایی شده به‌طور میانگین برحسب درصد؛ D) ماسه‌سنگ از نوع کوارتز آرنایت؛ E) ماسه‌سنگ از نوع ساب آرکوز .

(Qm: microcrystalline quartz; Qp: polycrystalline quartz; K-Fl: K-feldspar; Pl: plagioclase; Vrf: volcanic rock fragment; Mrf: metamorphic rock fragment; Srf: sedimentary rock fragment; S: Silica; Cr: Carbonate; Cl: Clay; Fe: Fe-oxide)

اجزائ تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌ها بر اساس مشاهدات میکروسکوپی شامل کوارتز، فلدسپات، خرده سنگ‌های رسوبی و دگرگونی و کانی‌های فرعی هستند. دانه‌های کوارتز دارای میانگین ۸۷/۹ درصد است، که به‌طور نوع تک بلوری با میانگین ۷۳/۷ درصد عمده دانه‌های کوارتز را به خود اختصاص داده است. میانگین دانه‌های کوارتز چند بلوری ۱٤/۲ درصد بوده، گرچه در برخی نمونه‌ها انواع چند بلوری تا حدود ۲۳/۵ درصد افزایش نشان می‌دهد (جدول ۱). از دیگر دانه‌های اصلی شناسایی شده، فلدسپات با میانگین ۱۱/۵ درصد بوده که از این میان نوع فلدسپات پتاسیم‌دار با میانگین ۸/٦ درصد، فراوان‌ترین نوع است. خرده سنگ‌های شناسایی شده نسبت به کوارتز و فلدسپات دارای درصد کم‌تری است. عمده خرده سنگ‌های شناسایی شده از نوع دگرگونی (کوارتزیت) با میانگین ۰/۵ درصد و رسوبی با میانگین ۰/۱ درصد است، گرچه برخی نمونه‌ها دارای درصد بالاتری هستند. کانی‌های گروه میکا، همانند بیوتیت و مسکویت نیز از کانی‌های فرعی شناسایی شده است، که در برخی نمونه‌ها به شدت دگرسان شده‌اند (شکل ۵C-D). کانی‌های سنگین در

نمونه‌های مورد مطالعه متفاوت بوده، به‌طوری‌که ترکیبات اکسید آهن از عمده‌ترین آن‌ها به‌شمار رفته، در برخی لایه‌ها لامیناسیون‌هایی را تشکیل داده‌اند. علاوه بر این کانی‌های سنگین دیگری نظیر زیرکان و تورمالین نیز شناسایی شده‌اند (شکل ٤C-D). در نهایت بر اساس اجزائ شناسایی شده، ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه طبق نام‌گذاری فولک (Folk 1980)، به طور عمده از نوع کوارتزآرنایت، ساب آرکوز و کمی آرکوز هستند (شکل ۳).

سیمان موجود در این رخساره‌ها از نوع سیلیس با میانگین ٦۲/۹ درصد، کربنات با میانگین ۲٦ درصد، اکسیدآهن با میانگین ۸/۵ درصد و کانی‌های رسی با میانگین ۲/۷ درصد است (جدول ۱). شکل ۳C میانگین سیمان موجود در این رخساره‌ها را نشان می‌دهد. سیمان کربناته شامل کلسیت، دولومیت، آنکریت، و بندرت سیدریت بوده، که توسط مطالعات ژئوشیمیایی شناسایی شده‌اند (جدول ۲؛ شکل های ۵B، ۷).

جدول ۱- اجزای تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌های سازند پادها، منطقه بوژان؛ در جدول زیر فقط اجزای متشکله نمونه‌هایی که به روش شمارش نقطه‌ای مطالعه شده‌اند آورده شده است. (ماتریکس و کانی‌های فرعی در درصدگیری منظور نشده‌اند.)

Sample No	Depth (m)	Porosity (%)	Grains							Sum	Cements				Sum
			Quartz		Feldspars		Rock Fragments								
			Qm	Qp	K-Fl	Plag	Vrf	Mrf	Srf		Silica	CAR.	CLAY	FE-OX.	
6	4	2	76.1	9.2	12.9	1.3	0.0	0.5	0.0	100	37.3	60.1	0.0	2.6	100
8	9	1.2	72.3	14.8	12.9	0.0	0.0	0.0	0.0	100	33.7	63.9	0.0	2.4	100
9	14	2.6	78.8	7.0	12.2	1.2	0.0	0.8	0.0	100	27.8	72.2	0.0	0.0	100
12	19	3.4	84.4	14.1	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	100	92.2	0.0	7.8	0.0	100
15	25	13.1	79.8	8.1	9.3	2.4	0.0	0.4	0.0	100	54.7	35.2	2.3	7.8	100
17	30	0.8	39.0	2.6	32.7	22.2	0.0	2.5	1.1	100	58.9	32.9	2.0	6.1	100
19	35	2.3	81.0	15.8	2.8	0.0	0.0	0.5	0.0	100	57.1	28.6	0.0	14.3	100
21	38	14.4	78.9	12.3	6.7	1.6	0.0	0.5	0.0	100	66.5	19.0	0.0	14.6	100
26	42	6.9	52.0	22.7	14.4	10.3	0.0	0.0	0.7	100	36.0	50.0	0.0	14.0	100
27	49	3.7	71.4	19.0	6.1	2.9	0.0	0.0	0.6	100	30.5	69.5	0.0	0.0	100
30	53	0.7	71.0	7.4	14.2	5.8	0.0	1.5	0.0	100	81.0	12.7	6.3	0.0	100
33	61	8.4	75.0	16.9	7.3	0.8	0.0	0.0	0.0	100	100.0	0.0	0.0	0.0	100
36	69	2	73.3	12.3	12.5	1.9	0.0	0.0	0.0	100	59.5	0.0	19.8	20.7	100
38	74	0.8	80.7	12.3	4.9	2.1	0.0	0.0	0.0	100	100.0	0.0	0.0	0.0	100
41	80	11.4	69.6	13.4	12.9	4.1	0.0	0.0	0.0	100	15.7	76.5	2.9	4.9	100
45	85	7.6	88.2	8.0	1.9	0.0	0.0	1.9	0.0	100	76.9	14.8	2.4	5.9	100
48	89	2.1	73.4	17.3	6.3	3.0	0.0	0.0	0.0	100	100.0	0.0	0.0	0.0	100
51	92	4.9	77.1	19.8	2.6	0.0	0.0	0.5	0.0	100	100.0	0.0	0.0	0.0	100
52	95	3.2	79.8	16.7	2.1	0.6	0.0	0.8	0.0	100	75.2	15.0	0.0	9.8	100
56	98	1.5	69.7	23.5	4.4	1.2	0.0	1.2	0.0	100	83.9	0.0	5.8	10.3	100
58	102	3.7	71.0	24.9	4.1	0.0	0.0	0.0	0.0	100	96.3	0.0	3.7	0.0	100
60	107	7.1	78.4	14.3	5.3	1.3	0.0	0.7	0.0	100	0.0	22.1	5.2	72.7	100
Avr.		**4.7**	**73.7**	**14.2**	**8.6**	**2.9**	**0.0**	**0.5**	**0.1**		**62.9**	**26.0**	**2.7**	**8.5**	

جدول ۲- نتیجه آنالیز سیمان کربناته برخی از نمونه‌ها برای تشخیص نوع سیمان کربناته در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در منطقه بینالود که به روش EDS انجام شده است.

No	Mineral	FeO	MgO	CaO
7-1	Dolomite	4.68	48.9	45.53
7-2	Dolomite	5.76	48.28	45.95
7-3	Dolomite	11.05	1.5	45.65
7-4	Ankerite	59.04	3.9	35.17
7-5	Ankerite	52.84	4.28	42.87
7-6	Dolomite	11.61	42.18	46.2
7-7	Calcite	6.2	2.09	91.09
7-8	Dolomite	5.04	48.23	46.72
7-9	Siderite	91.32	2.46	6.41
40-1	Ankerite	13.95	31.83	54.21
40-2	Calcite	5.7	13.13	80.4
40-3	Ankerite	19.49	10.91	69.59
40-4	Ankerite	17.34	28.42	54.23
40-5	Ankerite	13.60	32.17	54.21
40-6	Ankerite	26.76	7.87	65.35
40-7	Ankerite	17.61	24.46	57.91
40-8	Ankerite	13.47	6.45	80.06
40-9	Ankerite	17.16	29.25	53.58
40-10	Dolomite	0.72	41.04	58.24
40-11	Dolomite	0.68	41.17	57.77
40-12	Dolomite	0	40.96	58.57
40-13	Dolomite	0.4	41.74	57.85
40-14	Dolomite	5.95	37.99	55.7
40-15	Ankerite	18.88	14.46	66.65
45-1	Dolomite	11.89	3.26	55.43
45-2	Ankerite	35.21	3.08	61.69
45-3	Calcite	16.37	4.2	79.34
45-4	Calcite	8.21	7.44	84.37
45-5	Dolomite	9.68	33.55	56.76
45-6	Dolomite	12.81	32.03	55.14

بافت رسوبی

همچنین رخساره‌ها از نظر فابریک نیز مورد توجه قرار گرفته‌اند. اندازه دانه‌ها در ماسه‌سنگ‌ها متغیر بوده و از خیلی ریز تا خیلی دانه درشت تغییر می‌کند، اما عمده آن‌ها دانه متوسط و دانه‌ریزند، گرچه برخی از ماسه‌سنگ‌ها دارای دانه‌بندی درشت و خیلی دانه درشت هستند، که درصد بالایی را شامل نمی‌شوند.

بیشتر دانه‌ها دارای گرد شدگی خوب تا کمی زاویه‌دار است (شکل ٤A, B)، که در بسیاری از رخساره‌ها، عامل فشردگی باعث کاهش گردشدگی آن‌ها شده است. برخی از

دانه‌های کوارتز نیز دارای کرویت بالا بوده که می‌توان نتیجه حمل طولانی مدت باشد (شکل ٤B, E). جورشدگی دانه‌ها نیز از ضعیف تا خوب تغییر می‌کند (شکل ٤A, B). میزان ماتریکس در برخی نمونه‌ها به‌طور جزئی شناسایی شده، گرچه بسیاری از نمونه‌ها فاقد آن هستند. در میان رخساره‌های شناسایی شده، به‌طور عمده ماسه‌سنگ‌های خیلی ریز تا ریز بیشترین درصد ماتریکس را داشته که مربوط به ماسه‌سنگ‌های نازک لایه است. بنا به نتایج حاصل عمده ماسه‌سنگ‌های این سازند دارای بلوغ بافتی مچور تا ساب مچور هستند.

عامل فشردگی باعث ادغام دانه‌ها از جمله دانه‌های کوارتز در یکدیگر گردیده، که در نهایت باعث تغییر شکل دانه‌های اولیه نیز شده است. همچنین میزان فشردگی، باعث تنوع تماس دانه‌ها از نوع تماس نقطه‌ای، طولی، محدب – مقعر و مضرس شده، که کنتاکت محدب- مقعر و مضرس بیشترین نوع آن است (شکل ٤B, E).

رخدادهای دیاژنتیکی (Diagenetic Features)

تأثیر عوامل فیزیکی و شیمیایی بر روی رخساره‌های ماسه‌سنگی سازند پادها باعث ایجاد رخدادهای مختلف دیاژنتیکی گردیده است. به‌طوری‌که تأثیر عوامل فیزیکی، همانند فشارهای وارده اعم از تکتونیکی و وزن رسوبات، باعث فشردگی و شکستگی دانه‌های سخت، تغییر شکل دانه‌های نرم‌تر، درنهایت تغییر بافت سنگ گردیده است. از طرفی تأثیرات واکنش‌های شیمیایی نیز رخدادهایی همانند دگرسانی کانی‌های ناپایدار، انحلال فشاری، سیمانی شدن و انحلال را به‌دنبال داشته، که هر یک از رخدادهای فوق در ایجاد و یا کاهش تخلخل به‌طور مستقیم یا غیر مستقیم تأثیر گذاربوده است.

- سیمانی شدن (Cementation)

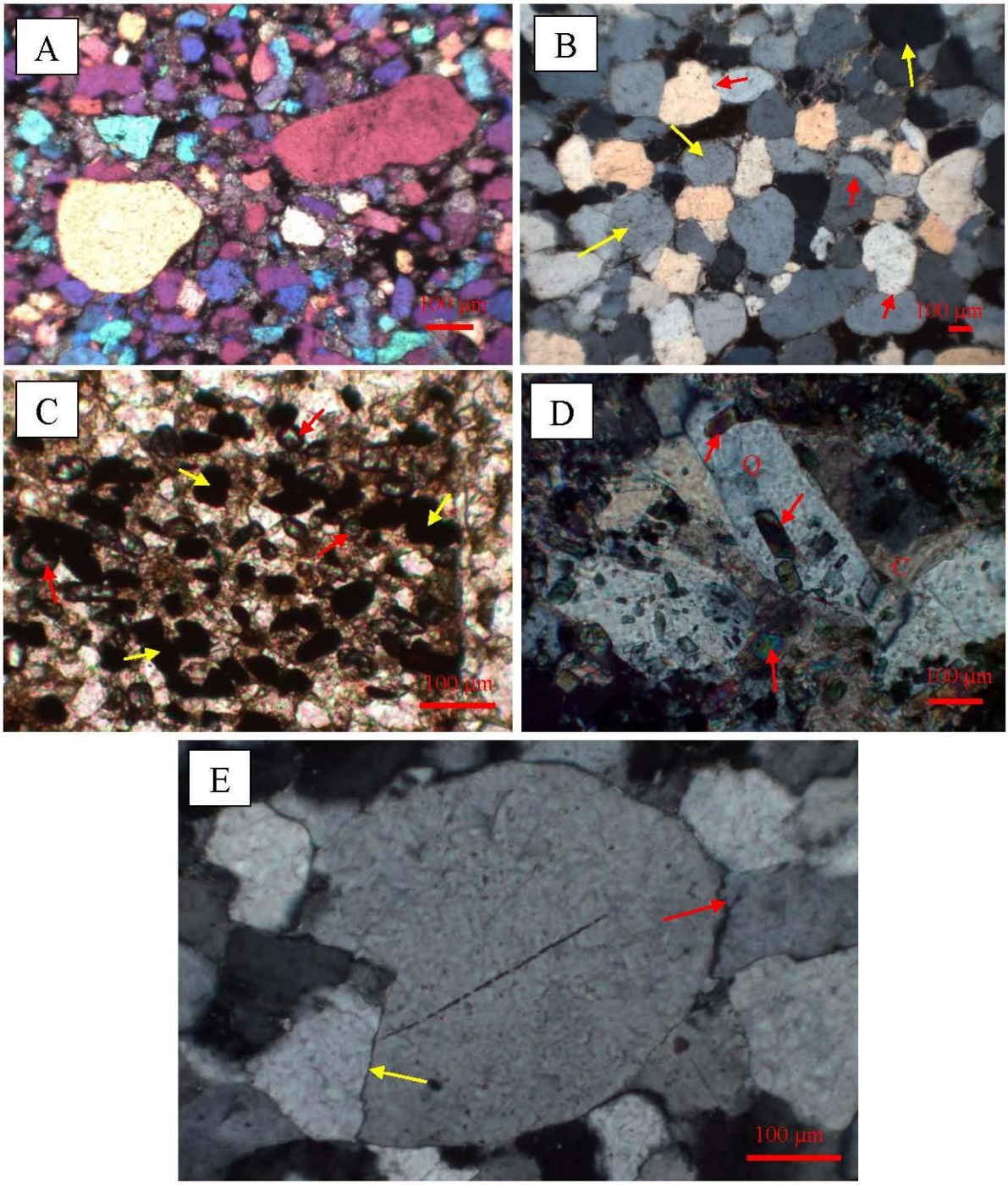
سیمان‌های شناسایی شده در ماسه‌سنگ‌های پادها به ترتیب فراوانی آن‌ها، شامل سیلیس، کربنات (کلسیت، دولومیت، آنکریت، سیدریت)، ترکیبات اکسید آهن، کانی‌های رسی (کائولن، ایلیت، کلریت)، و به‌طور جزئی کانی درجازای آپاتیت بوده، که پرکننده حفرات و شکستگی‌ها هستند.

الف) سیمان سیلسی

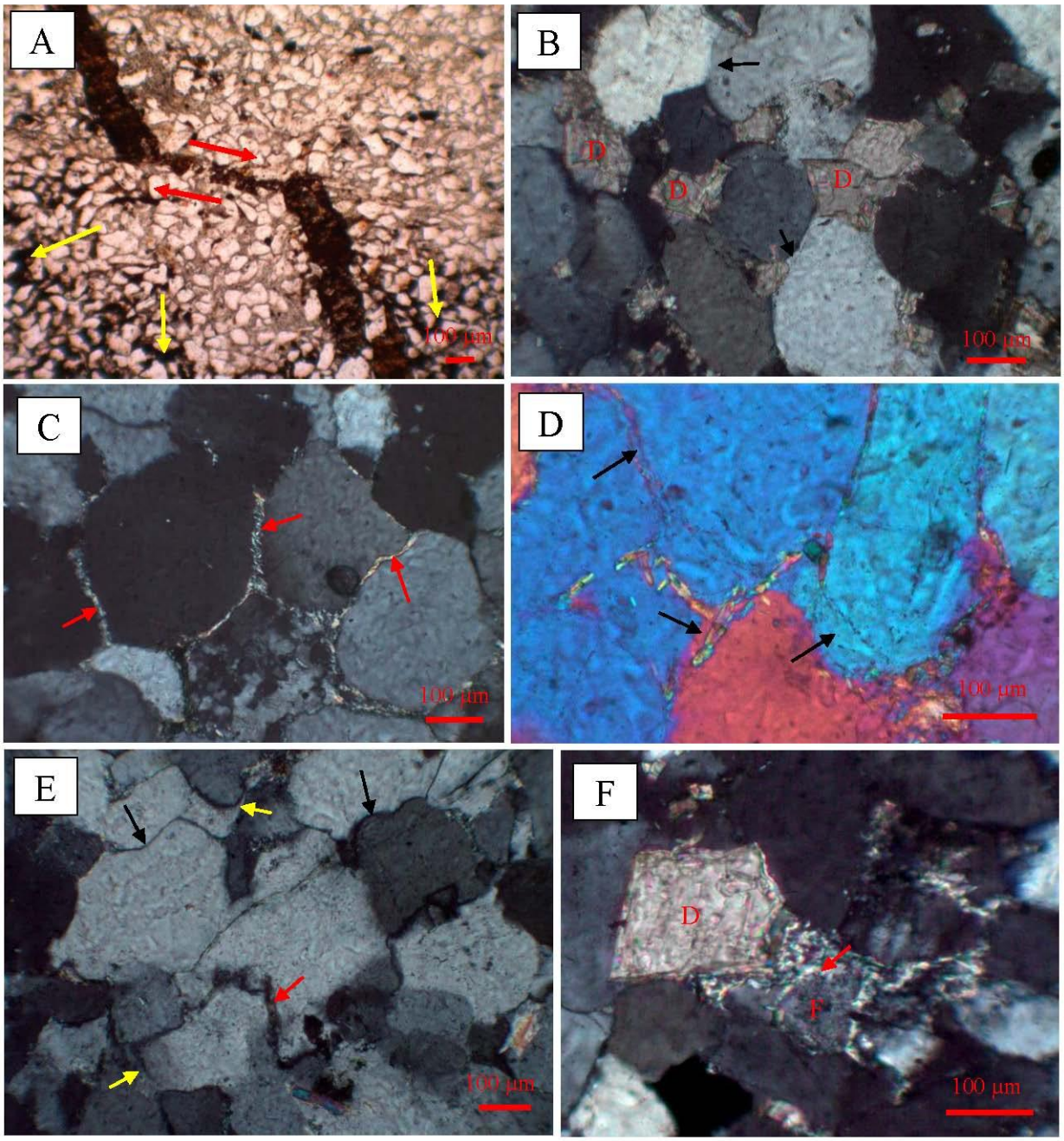
سیلیس به عنوان سیمان اصلی، به‌طور عمده به‌صورت رورشدی و پرکننده حفرات ظاهر شده است. سیمان رورشدی با هاله رسی، اکسید آهن و گاها ذرات سریسیت از دانه اصلی تمیز داده می‌شود (شکل ۵B, D). سیمان سیلیسی پر کننده حفرات بین دانه‌ها، که منشأ احتمالی آن می‌تواند انحلال فشاری و سیالات غنی از سیلیسی باشد، در برخی از رخساره‌ها شناسایی شده است (شکل ۵E؛ ۹D). از دیگر انواع سیمان سیلیسی می‌توان به تشکیل دانه‌های شکلدار کوارتز اشاره نمود که به‌صورت ثانویه در حواشی درزه‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۹A).

ب) سیمان کربناته

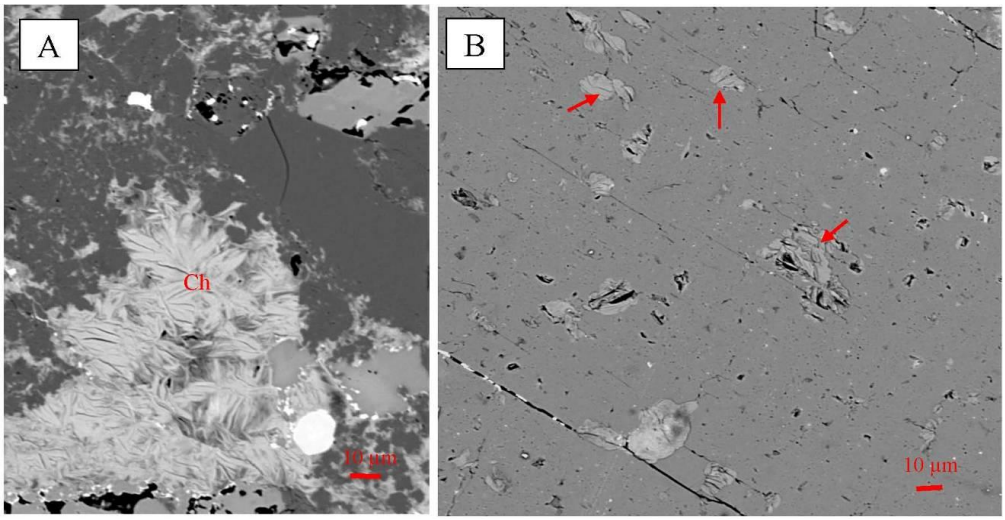
سیمان کربناته یکی از اصلی‌ترین سیمان‌های موجود در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها محسوب می‌گردد، گرچه برخی از نمونه‌های مورد مطالعه فاقد سیمان کربناته است. نتایج آنالیز برخی نمونه‌ها در جدول ۲ ارائه شده است. بر اساس آنالیزهای ژئوشیمیایی انجام شده، درصد زیادی از کلسیت و دولومیت‌ها از نوع آهن دارند (جدول ۲، شکل ۷). نتایج حاصل بیانگر وجود کانی‌های کربناته از جمله کلسیت، دولومیت، آنکریت و به‌طور جزئی سیدریت است. بلورهای دولومیت نیز در بیشتر موارد به‌صورت شکلدار ظاهر شده، ثانویه محسوب می‌گردند (شکل ۵B؛ ۸). آنکریت نیز از جمله سیمان‌های شناسایی شده بوده، که به‌صورت پرکننده حفرات بین دانه‌ای و شکستگی‌های موجود است (شکل ۸C). بنا بر مطالعات انجام شده کانی‌های کربناته پر کننده حفرات و درزه‌های ایجاد شده، هستند (شکل ۹A, B, C). وجود کانی‌های دولومیت و آنکریت را می‌توان حاصل پدیده جانشینی دانست که طی مراحل دیاژنز جانشین کلسیت شده‌اند.



شکل ٤- A) جورشدگی ضعیف با سیمان کربناته؛ B) جورشدگی خوب با دانه‌های گردشده و فشرده شده، پیکان‌ها برخی از تماس‌های محدب-مقعر که نشانه فشار بالا است را نمایش می‌دهند. پیکان‌های زرد دانه‌های کوارتز با کرویت بالا را نشان می‌دهند؛ C) تجمع کانی های اوپک با ترکیب اکسید آهن در نور معمولی که به‌صورت لامینه ظاهر شده‌اند (پیکان‌های زرد)، کانی زیرکان (پیکان‌های قرمز) نیز به همراه کانی‌های اوپک از فراوانی نسبتاً بالایی برخور دارند؛ D) کانی تورمالین در نور پلاریزان (پیکان)؛ E) گرد شدگی و کرویت بالا در دانه کوارتز، پیکان قرمز تماس مضرس و پیکان زرد تماس خطی را نشان می‌دهند (نور پلاریزان). (C: کربنات، Q: کوارتز، جهت تهیه تصویر A نیزاز تیغه λ ، و تصویر B از تیغه 1/4λ استفاده شده است.)



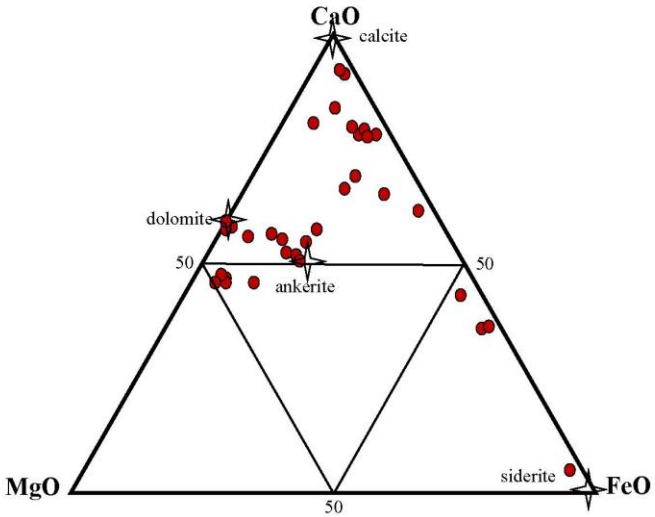
شکل ۵- **A**) سیمان اکسید آهن که پر کننده حفرات بین دانه ها است (پیکان‌های زرد)، درزه حاصل از تأثیر تکتونیک، پیکان‌های قرمز برای جابجایی را نشان می‌دهند؛ **B**) سیمان کربناته از نوع دولومیت **(D)** که بین دانه‌ها را پر نموده است. سیمان سیلیسی رورشدی با پیکان سیاه مشخص شده است؛ **C**) کانی سریسیت (پیکان)، که احتمالا اولیه بوده و بین دانه‌های کوارتز را پر نموده‌اند؛ **D**) سیمان سیلیسی از نوع رورشدی (پیکان)، کانی سریسیت مشخص کننده مرز بین سیمان رورشدی و دانه کوارتز اولیه است؛ **E**) فشردگی بالا در ماسه‌سنگ‌ها به تشکیل استیلولیت (پیکان قرمز)، و تماس‌های محدب-مقعر (پیکان‌های سیاه) منجر گردیده است. پیکان‌های زرد سیمان سیلیسی پر کننده حفرات را نشان می‌دهد. **F**) کانی فلدسپات **(F)** آلتره شده، پیکان قرمز آلتراسیون در امتداد رخ‌ها را نشان می‌دهد. کانی دولومیت **(D)** در مجاورت فلدسپات نیز مشهود است. (تصویر **D** با استفاده از تیغه λ تهیه شده است.)



شکل ٦- شکل ٦: A) کانی رسی از نوع کلریت (Ch) که به‌طور ثانویه تشکیل شده است (جدول ۳، نمونه ۵۲). B) کـانی فلدسپات آلتره شده، پیکان‌های قرمز کانی رسی کائولن حاصل از آلتراسیون را نشان می‌دهند (جدول ۳ نمونه ۵۸). (تصاویر به روش EDS تهیه شده‌اند.)

جدول ۳- نتایج آنالیز برخی از نمونه‌ها برای تشخیص نوع سیمان رسی به روش EDS در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها

Sample	SiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	K2O	K2O	Total	Mineral
7	34.27	22.81	18.22	24.72				100.02	Chlorite
7	35.34	23.3	15.49	25.64		0.22	0.22	99.99	Chlorite
52	42.51	21.54	14.58	18.55		2.84	2.84	100.02	Chlorite
52	38.01	22.83	16.33	22		0.82	0.82	99.99	Chlorite
40	43.49	22.6	12.12	16.78		4.79	4.79	99.98	Illite
40	52.35	22.15	8.74	9.97		6.56	6.56	100.01	Illite
58	60.92	34.67	0.51	1.96	0.99	0.93	0.93	99.98	Kaolinite



شکل ۷- ترکیب شیمیایی سیمان‌های کربناته در توالی پادها، که به روش EDS آنالیز شده است. علامت ستاره موقعیت کانی‌ها را بر اساس ترکیب شیمیایی معمول آن‌ها مشخص نموده است (برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود) .

پ) سیمان ترکیبات اکسید آهن

ترکیبات اکسید آهن، که به‌طور عمده شامل هماتیت و مگنتیت بوده، در برخی نمونه‌ها از سیمان‌های اصلی محسوب می‌گردد، به‌طوری‌که میانگین آن حدود ۸/۵ درصد بوده که در برخی رخساره‌های این میزان افزایش چشمگیری نشان می‌دهد (جدول ۱؛ شکل 3C). این سیمان پر کننده فضای خالی بین دانه‌ها، حفرات درون دانه‌ها و شکستگی‌ها است (شکل 5A؛ 10A). در برخی نمونه‌ها به‌طور جزئی بلورهای شکلدار مگنتیت در مجاورت کانی کربناته آنکریت تشکیل شده است (شکل 8D, E).

ت) سیمان کانی‌های رسی

در رخساره‌های ماسه‌سنگی پادها، سیمان رسی نسبت به دیگر انواع سیمان‌ها از فراوانی کم‌تری برخوردار است، به‌طوری‌که برخی از رخساره‌ها فاقد آن بوده، اما به‌طور میانگین سیمان رسی موجود در نمونه‌های مورد مطالعه تقریباً ۲/۷ درصد است (جدول ۱؛ شکل 3C). کانی‌های رسی موجود برخی احتمالاً حمل شده بوده، اما عمده آن‌ها درجازا بوده و طی مراحل مختلف دیاژنتیکی دراثر آلتره شدن کانی‌های ناپایدار تشکیل شده‌اند (شکل 5C؛ ٦). نتیجه آنالیز نمونه‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده وجود کانی‌های رسی از نوع کائولن، کلریت و ایلیت است (جدول ۳). در برخی موارد ایلیت جانشین موسکویت شده و در بعضی جاها پر کننده درزه‌های فلدسپات‌ها گردیده است. در چندین نمونه نیز ایلیت اطراف دانه‌ها را پوشانده است.

ث) کانی‌های درجازا (authigenic minerals)

از کانی‌های درجازای تشکیل شده در این رخساره‌ها، می‌توان به کانی آپاتیت اشاره نمود که به‌طور نادر شناسایی شده است. این کانی به‌صورت پر کننده حفرات در مجاورت کانی‌های کربناته، به‌خصوص دولومیت آهن‌دار و سیدریت تشکیل شده است (شکل 8B). وجود حاشیه‌های خورده شده حفرات، همچنین ایجاد رگه‌هایی از این کانی در بین کانی‌های کربناته، دلیل بر تشکیل این کانی به‌طور درجا و طی دیاژنز است.

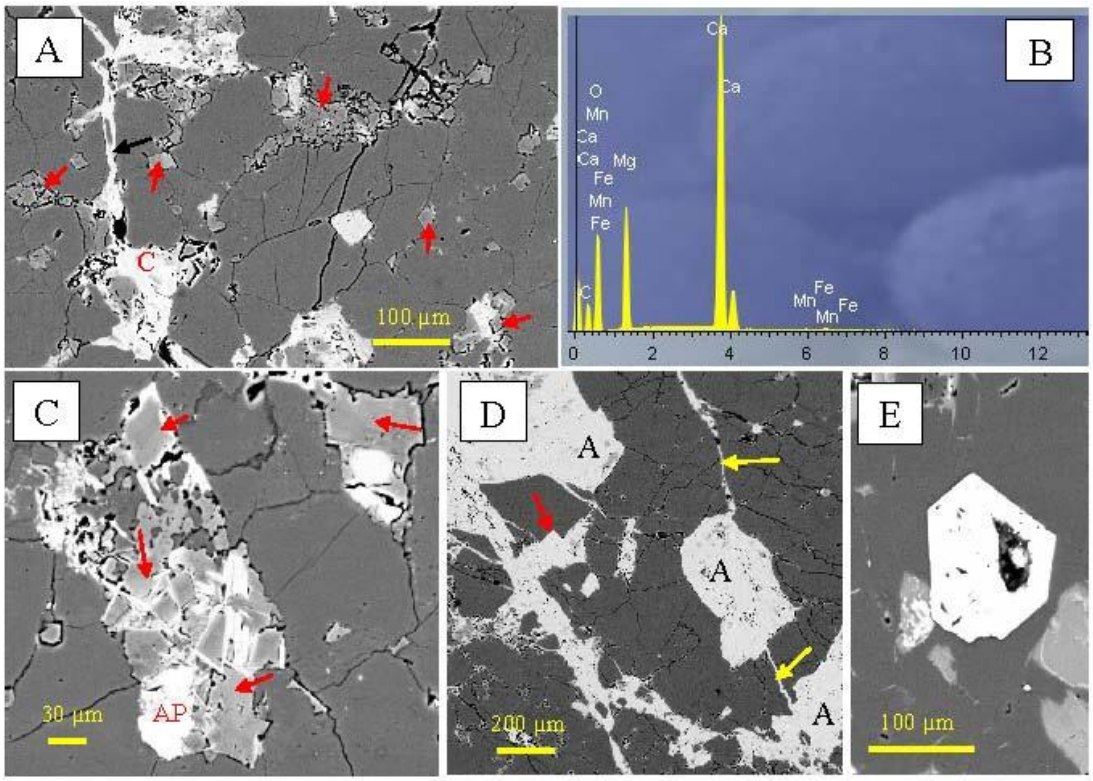
- دگرسانی (alteration)

دگرسانی نیز از رخدادهای دیاژنتیکی است که در تمام کانی‌های ناپایدار در رخساره‌ها بوقوع پیوسته است. اما به‌دلیل درصد پایین این نوع کانی‌ها در رخساره‌های مورد نظر، رخداد آلتراسیون کم‌تر مشاهده شده است. از این میان به‌دلیل حضور بیشتر کانی فلدسپات نسبت به دیگر کانی‌های ناپایدار، پدیده دگرسانی در این کانی بیشتر شناسایی شده است (شکل 5F).

- فشردگی و شکستگی (compaction and fracturing)

نتایج حاصل از مطالعات نشان می دهد که فشردگی در ماسه‌سنگ‌های پادها به دو صورت مکانیکی و شیمیایی تأثیر گذاشته است. در اکثر رخساره‌ها فشارهای شیمیایی باعث پدیده انحلال فشاری شده، که می‌تواند منشأی برای سیمان سیلیسی محسوب گردد. از طرفی فشارهای مکانیکی وارده نیز تأثیراتی را بر روی دانه‌ها و یا تمام سنگ گذاشته‌اند. فشردگی شیمیایی نیز باعث فرو رفتن دانه‌ها در یکدیگر و به تماس‌های طولی، محدب-مقعر، مضرس و گاها ایجاد استیلولیت گردیده منجر است (شکل‌های 5E؛ 9C , D). با توجه به این‌که ایجاد استیلولیت در ماسه‌سنگ‌ها بندرت اتفاق می‌افتد، اما وجود آن در ماسه‌سنگ‌های پادها نشانه فشار بالا است. از این میان تماس نوع محدب-مقعر و مضرس که نشانگر انحلال فشاری در مراحل پیشرفته‌ای از فشردگی است، از دیگر تماس‌ها بیشتر است. فشار نه تنها دانه‌های سخت را تحت تأثیر قرار داده بلکه باعث گردیده تا دانه‌ای قابل انعطاف همانند میکا نیز تغییر شکل پیدا نمایند (شکل 10B). فشارهای مکانیکی علاوه بر فرو رفتن دانه‌ها در یکدیگر و ایجاد تماس‌های مختلف، و یا تغییر شکل آن‌ها، سبب شکستگی در بسیاری از دانه‌های سخت همانند کوارتز

و فلدسپات‌ها شده است. در اغلب موارد، این شکستگی‌ها توسط سیمان سیلیسی، کربناته و یا اکسید آهن پر شده‌اند (شکل 9C, D). علاوه بر شکستگی‌های مذکور فوق، برخی شکستگی در کل سنگ قابل تعقیب بوده، که احتمالاً حاصل تأثیرات تکتونیکی است. بنا بر مطالعات رحیمی و قائمی (۱۳۹۳) منطقه بینالود از مناطق فعال بوده، به‌طوری‌که از کوهزایی سیمرین تا حرکات آلپ پسین به‌طور مدام تحت تأثیر این فعالیت‌ها قرار گرفته، گرچه منطقه از نظر فعالیت‌های تکتونیکی هنوز هم ناآرام است. این نوع حرکات باعث خمش لایه‌ها و شکستگی‌های نوع دوم گردد، که در مقیاس بزرگ و همچنین میکروسکوپی قابل مشاهده است (شکل 2A, B). بسیاری از شکستگی‌های میکروسکوپی توسط ترکیبات اکسید آهن، انواع کربنات، و سیلیس، به‌خصوص دانه‌های شکلدار کوارتز پر شده‌اند (شکل۹).

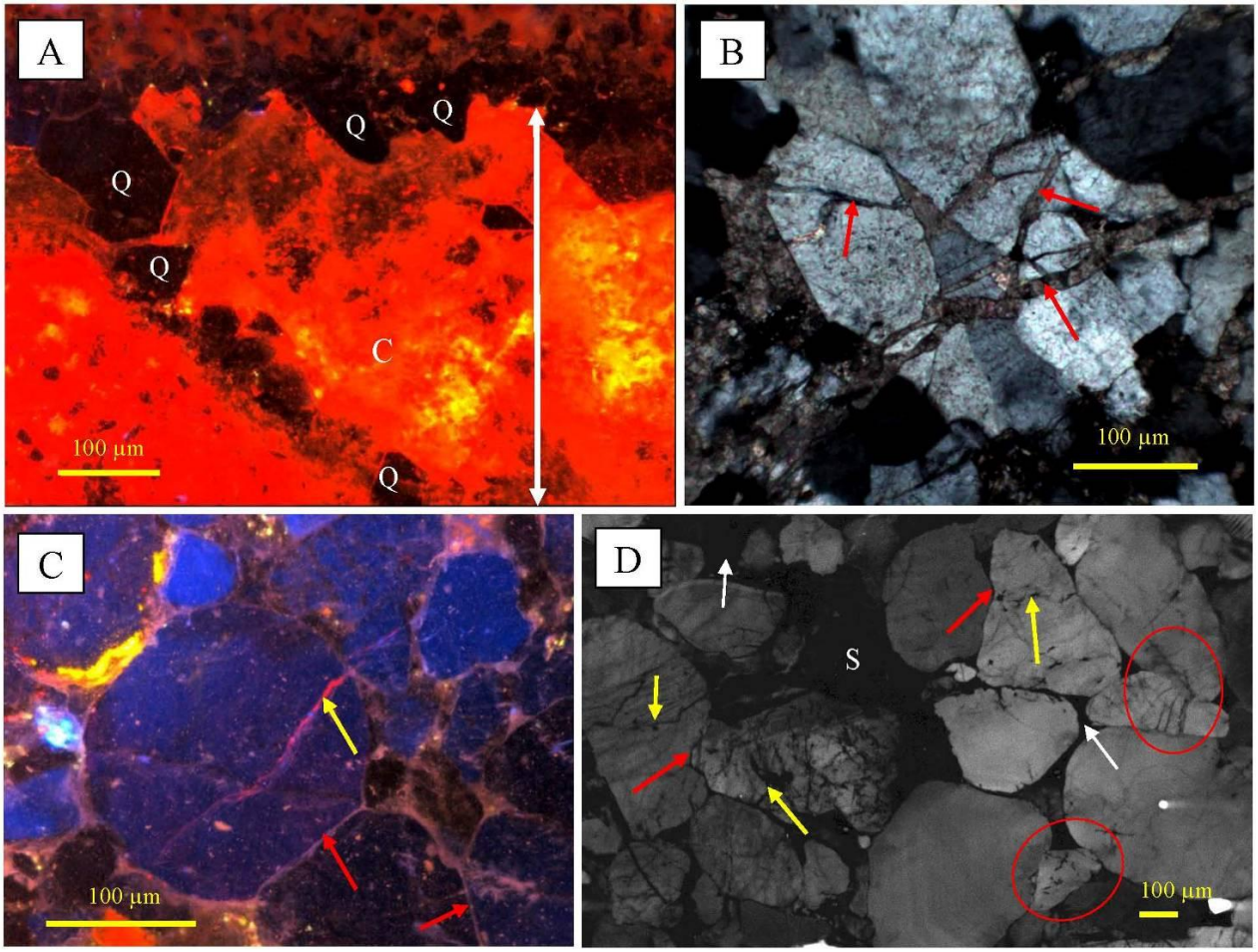


Sample	SiO2	FeO	CoO	CuO	Total	Mineral
7	4.79	90	3.33	1.59	99.99	Magnetite
52	4.02	91.66		2.44	99.98	Magnetite
52	2.14	96.83		1.03	100	Magnetite

شکل ۸- A) سیمان کربناته؛ دولومیت‌زایی به‌طور پراکنده مشهود است (پیکان). دولومیت‌ها به‌طور عمده از نوع غنی از آهن هستند (جدول ۲؛ نمونه ۳-۷، ٦-۷). کلسیت از نوع آهن‌دار (C) نیز برخی از حفرات را پر نموده است. درزه‌های پر شده توسط اکسید آهن از نوع مگنتیت با پیکان سیاه مشخص شده است. B) نمودار حاصل از آنالیز کانی دولومیت غنی از آهن؛ C) سیمان کربناته از نوع دولومیت آهن‌دار (پیکان‌های قرمز)، کانی آپاتیت (AP) نیز در گوشه چپ-پایین مشهود است، که به‌طور درجا تشکیل شده است. C) سیمان کربناته از نوع آنکریت (A) که پر کننده درزه‌ها و حفرات بین دانه‌ها است. پیکان زرد نشان‌دهنده مگنتیت بوده که پر کننده درزه‌های ایجاد شده است. پیکان قرمز نشان‌دهنده بلور نیمه شکلدار مگنتیت است که در مجاورت کانی کربناته آنکریت تشکیل شده است. E) بلور کاملا شکلدار مگنتیت (تصاویر به روش EDS تهیه شده است. جدول نتیجه آنالیز انجام شده بر روی کانی مگنتیت در تصویر D، نمونه ۷ و تصویر E نمونه‌های ۵۲ است.)

– انحلال و جانشینی (dissolution and dissolution)

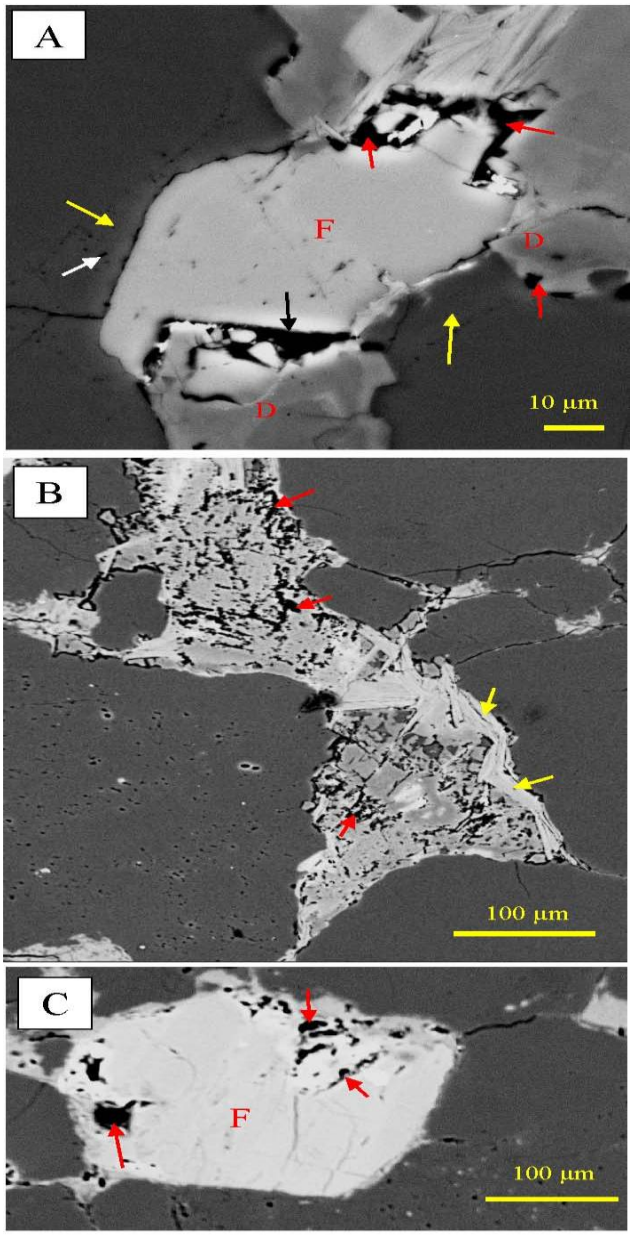
انحلال از رخدادهای مهم بوده که در کلیه سنگ‌های رسوبی باعث افزایش تخلخل و در نهایت توان اقتصادی آن‌ها می‌گردد. این پدیده در ماسه‌سنگ‌های پادها در قطعات ناپایدار و سیمان ها به‌خصوص سیمان کربناته، دانه‌های کوارتز اتفاق افتاده است (شکل ۱۰). در بسیاری موارد انحلال حاصل توسط سیمان‌های مختلف پر شده، که می‌توان همان پدیده جانشینی را عنوان نمود، اما در برخی موارد به‌صورت تخلخل ثانویه باقی مانده‌اند. در برخی رخساره‌ها دانه‌های کوارتز نیز تحت تأثیر انحلال قرار گرفته‌اند، گرچه در تمام رخساره‌ها عمومیت ندارد. در فلدسپات‌ها و کربنات‌ها انحلال بیشتر در امتداد رخ‌ها صورت گرفته، که بسیاری به‌صورت تخلخل ثانویه باقی مانده‌اند (شکل ۱۱A).



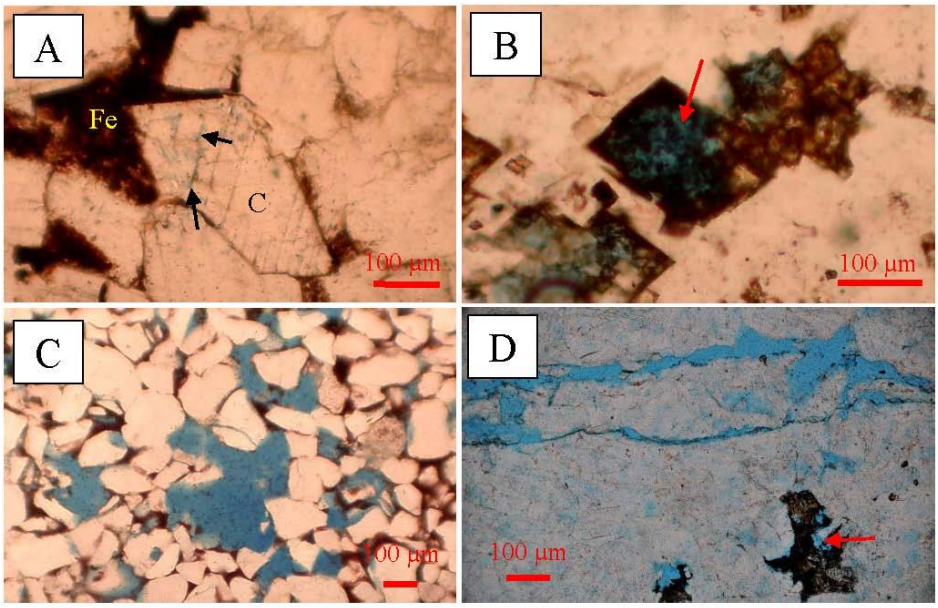
شکل ۹– A) درزه پر شده با بلورهای شکلدار کوارتز (Q) و سیمان کربناته (C) که در مراحل مختلف شکل گرفته است. رنگ‌های مختلف سیمان مراحل مختلف تشکیل آن را نشان می‌دهد. فلش نشانه میزان بازشدگی شکستگی است. B) درزه حاصل در کانی‌های کوارتز که با سیمان کربناته پر شده است (پیکان). C) دانه‌های گرد شده کوارتز با کرویت بالا که در اثر فشردگی بالا تماس خطی پیدا کرده است (پیکان قرمز)، درزه ایجاد شده در این دانه با سیمان کربناته پر شده است (پیکان زرد). D) فشردگی بالا که موجب تماس‌های محدب مقعر (پیکان‌های قرمز) و شکستگی دانه‌های کوارتز (پیکان زرد و دوایر) شده است. سیمان سیلیسی (S) پر کننده حفرات بوده، که با پیکان‌های سفید مشخص شده است. (تصاویر A و C با میکروسکوپ کاتودولومینسانس، تصویر B با نور پلاریزه، و تصویر D به روش SEM-CL تهیه شده‌اند) .

تخلخل (porosity)

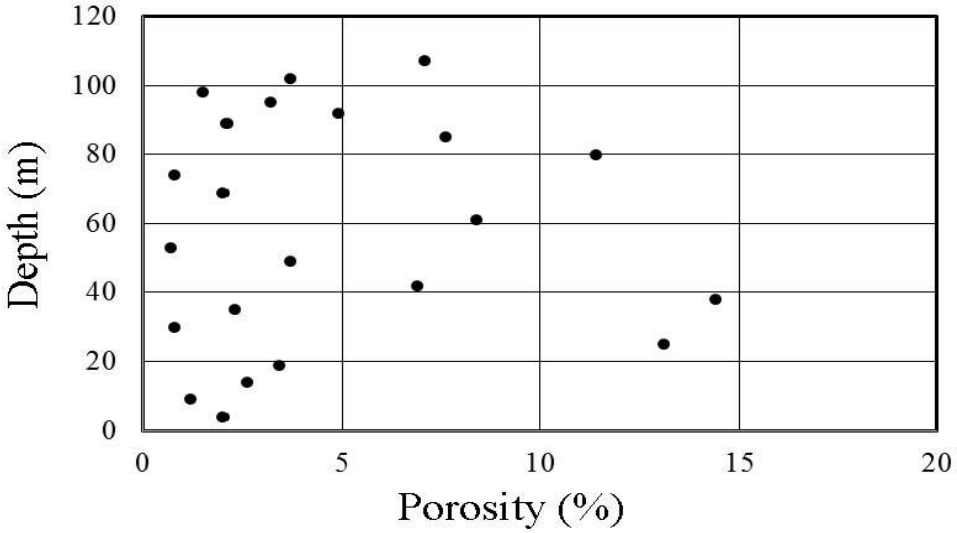
بر اساس مطالعات دوبعدی مقاطع میکروسکوپی، میانگین تخلخل ٤/٧ درصد محاسبه شده، در صورتی‌که دارای حداکثر تخلخل ١٤/٤ درصد بوده که مربوط به بخش پایین توالی است (جدول ۱؛ شکل ۱۲). عمده تخلخل ثانویه بوده و حاصل شکستگی و انحلال است (شکل ۱۱). بنا بر مطالعات انجام شده تخلخل‌های بین ۵ الی ۱۵ درصد حاصل از شکستگی بوده و فقط این گونه تخلخل‌ها با یکدیگر مرتبط هستند. بیشتر تخلخل‌های حاصل از انحلال در سیمان کربناته اتفاق افتاده، که دارای حدود ۳-٦ درصد تخلخل هستند (شکل ۱۰ و ۱۱). همچنین انحلال فلدسپات‌ها نیز درصد بسیار کمی از تخلخل را شامل گردیده است (شکل ۱۰C). گرچه انحلال در برخی دانه‌های کوارتز اتفاق افتاده اما این رخداد آن‌قدر جزئی است که در میزان تخلخل تأثیر چندانی ندارد. خوردگی حاشیه‌های دانه‌ها و منافذ نتیجه انحلال دانه‌ها و سیمان است. در نهایت آن‌چه از رخدادهای دیاژنتیکی در ایجاد تخلخل رخساره‌های سازند پادها در منطقه مورد مطالعه نقش داشته‌اند شکستگی و انحلال است. رخدادهای دیاژنتیکی همانند فشردگی و سیمانی شدن از عوامل کاهنده میزان تخلخل در این رسوبات محسوب می‌گردند.



شکل ۱۰- A) پیکان‌های قرمز انحلال در سیمان کربناته از نوع دولومیت (D) را نشان داده و پیکان‌های زرد سیمان سیلیسی که به‌صورت رورشدی تشکیل شده‌اند را نشان می‌دهند. پیکان سفید نشانگر انحلال سیلیس است. چنین به نظر می‌رسد که انحلال نیز در بخشی از کانی فلدسپات (F) توأم با جانشینی دولومیت اتفاق افتاده است (پیکان سیاه). B) انحلال در سیمان کربناته از نوع دولومیت آهن‌دار (پیکان‌های قرمز)، کانی‌های مسکویت در اثر فشار تغییر شکل داده‌اند، مشهود است (پیکان زرد)؛ C) انحلال در کانی فلدسپات پتاسیم‌دار (F) (پیکان) (تصاویر به روش EDS تهیه شده است.)



شکل ۱۱- انواع تخلخل در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها، منطقه بینالود؛ A) انحلال در امتداد رخ در کانی کلسیت (C) (پیکان)، سیمان اکسید آهن (Fe) نیز در این تصویر مشهود است؛ B) تخلخل حاصل از انحلال بلورهای دولومیت؛ C) تخلخل بین دانه‌ای حاصل از انحلال سیمان؛ D) انحلال حاصل از شکستگی، انحلال سیمان کربناته (پیکان). تصاویر در نور معمولی تهیه شده‌اند.



شکل ۱۲- تغییرات میزان تخلخل در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش بوژان، عمق از کنتاکت زیرین محاسبه شده است.

بحث (Discussion)

سیمانی شدن

از رخدادهای مهمی که بر اساس تنوع ترکیبی و شرایط مختلف تشکیل هر یک از آن‌ها، همانند دما، عمق و زمان، می‌توان مراحل احتمالی دیاژنز را تفسیر نمود، سیمان‌ها هستند.

سیمان سیلیسی

نتایج پتروگرافی رخساره‌های ماسه‌سنگی سازند پادها، نشانگر وجود سیمان سیلیسی به عنوان یکی از رخدادهای مهم دیاژنتیکی است. این سیمان به صورت‌های مختلف (پرکننده حفرات و رورشدی) شناسایی شده است. عواملی مانند زمان طولانی، دمای بالا، وجود سیالات اشباع از یون سیلیس و فضای مناسب، توأم با یکدیگر، در تشکیل سیلیس به‌صورت‌های مختلف مؤثرند (Bennett and Siegel 1987; Goldstein and Rossi 2002). بسیاری از محققان دمای تشکیل سیمان سیلیسی رورشدی را بالاتر از ۷۰ الی ۹۰ درجه سانتیگراد عنوان نموده‌اند (Dutton and Diggs 1990; De Ros 1998; Lander et al. 2008). تشکیل این نوع سیمان، به‌طور عمده طی مرحله دیاژنز دفنی عمیق اتفاق می‌افتد (Kim and Lee 2003; Lander et al. 2008). اما مک براید (McBride 1989)، بر این اعتقاد است که رشد بلوری کوارتز از مرحله دیاژنز اولیه شروع شده، و با افزایش میزان سیلیس و دما، در مرحله دیاژنز دفنی عمیق کامل‌تر می‌گردد. بنابر وجود این نوع سیمان، تشکیل آن را در رخساره‌های ماسه‌سنگی سازند پادها مربوط به انتهای مرحله دیاژنز اولیه دانست که طی مرحله دیاژنز دفنی عمیق نیز ادامه داشته است. نوع دیگر سیمان کوارتزهای شکلدار است که در درزه‌ها تشکیل شده‌اند. این نوع سیمان می‌تواند به مرحله انتهایی دیاژنز مرتبط باشد، به‌طوری‌که پس از ایجاد شکستگی‌ها در سنگ این رخداد بوقوع پیوسته است (پورسلطانی ۱۳۹٤).

سیمان کربناته

از رخدادهای مهم دیاژنتیکی، تشکیل سیمان کربناته بوده که در بیشتر مراحل دیاژنتیکی با ترکیبات مختلف ایجاد می‌گردد (شکل ۷). کلسیت از سیمان‌های کربناته معمول بوده که به‌صورت آهن‌دار و غیر آهن دار ظاهر شده است. این کربنات به‌طور عمده طی مراحل دیاژنز اولیه و انتهایی تشکیل می‌شود. دمای بالاتر از ۷۰-۲۰ درجه سانتیگراد از عوامل مؤثر در ته‌نشست این نوع کربنات بوده، که در شرایط نزدیک به سطح اتفاق می‌افتد (Reed et al. 2005; Salem et al. 2005). کلسیت آهن‌دار در شرایط دفنی با دمای بیشتر تشکیل می‌گردد (Lundegard and Trevena 1990). در مواردی که سیمان کلسیتی با سیلیس همراه است، تشکیل کلسیت بعد از تشکیل سیلیس اتفاق افتاده و مربوط به انتهای مرحله دیاژنز دفنی و یا دیاژنز انتهایی است.

دولومیت از کربنات‌های تشکیل شده در این سازند بوده، که در رخساره‌های ماسه‌سنگی به‌صورت ثانویه، با ترکیب غنی از آهن و یا فاقد آن، تشکیل شده است. دولومیت آهن‌دار احتمالاً در طی دیاژنز دفنی عمیق جانشین کلسیت گردیده، که در دمای ۱۳۰-٦۵ درجه سانتیگراد شکل می‌گیرد (e.g. El-ghali et al. 2006; Mansurbeg et al. 2008) در صورتی‌که دولومیت فاقد آهن در این رخساره‌ها در مرحله دیاژنز اولیه و دمای پایین‌تر به‌صورت جانشینی تشکیل شده است (e.g. Souza and Assis Silva 1998; Dill et al. 2005).

آنکریت از دیگر کانی‌های کربناته بوده که در بسیاری از رخساره‌ها شناسایی شده است. این کانی که به‌طور عمده جانشین کلسیت شده بعد از تشکیل کلسیت نهشته شده است، که می‌تواند در اواخر مرحله دیاژنز دفنی یا مرحله دیاژنز انتهایی اتفاق افتاده باشد، گرچه برخی محققان دمای حدود ۱۵۰ درجه سانتیگراد برای تشکیل آنکریت، البته به‌طور محلی پیشنهاد نموده‌اند (e.g. Giroir et al. 1989; El-ghali et al. 2006; Mansurbeg et al. 2008).

سیدریت نیز نوع دیگر بوده که در حفرات و شکستگی‌ها تشکیل شده است. کربنات‌های غنی از آهن همانند سیدریت به‌طور عمده، به‌صورت جانشینی در انتهای مرحله دیاژنز دفنی عمیق در دمای حدود ۱۷۰-۱۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل می‌شوند (De Ros 1998)، گرچه احتمال تشکیل آن در دیاژنز انتهایی هم وجود دارد (Dill et al. 2005; Reed et al. 2005). با توجه به این‌که سیدریت همانند آنکریت در بیشتر موارد جانشین کلسیت شده، لذا بعد از آن تشکیل گردیده است. البته

چنانچه درزه‌های حاصل از شکستگی در مرحله انتهایی را پر نماید مربوط به دیاژنز انتهایی خواهد بود. این نوع پر شدگی در برخی از نمونه‌ها شناسایی شده است.

ترکیبات اکسید آهن

اکسید آهن با ترکیبات متفاوت طی مراحل مختلف دیاژنتیکی در رسوبات پادها تشکیل شده است. هاله اکسید آهن در اطراف برخی دانه‌ها نشانه تشکیل آن طی در دیاژنز اولیه و همزمان با رسوب‌گذاری بوده که حاکی از محیطی اکسیدان است (Liu 2002, Reed et al. 2005, Götte et al. 2013). اما تشکیل این ترکیبات در درزه‌ها و شکستگی‌ها و حفرات بین دانه‌ای نشانگر نهشته شدن آن در دیاژنز انتهایی بوده، بعد از شکستگی رخ داده، گرچه مگنیت شکلدار احتمالاً به مرحله دیاژنز دفنی مرتبط است (Poursoltani and Gibling 2011).

کانی‌های رسی

به‌طور معمول بنا به شرایط حاکم تشکیل کانی‌های رسی در مراحل مختلف دیاژنتیکی رخ می‌دهد، گرچه نوع کانی رسی تشکیل شده در هر مرحله فرق می‌کند (Lanson, et al. 2002). کلریت در فشار بالا و دمای بیشتر از ۱۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل می‌شود، که تقریباً از انتهای دیاژنز اولیه شروع شده و تا انتهای دیاژنز دفنی عمیق ادامه می‌یابد (Hillier 1994; Reed et al. 2005). زمان تشکیل کانی ایلیت مربوط به اواخر مرحله دیاژنز اولیه بوده، که تا انتهای دیاژنز دفنی عمیق ادامه دارد (Hartmann et al. 2000; Piper et al. 2009). از طرفی وجود کانی کربناته به‌صورت سیمان، همراه با کانی رسی ایلیت، به‌طور معمول وجود دمای بیش از ۱۲۰ درجه سانتیگراد را هنگام تشکیل نشان داده که مؤید تأثیر دمای بالا مربوط به دیاژنز دفنی عمیق است (Karim et al. 2010; Poursoltani and Pe-Piper 2015). گرچه محققانی مانند منصور بگ وهمکاران (Mansurbeg et al. 2008)، کیم و همکاران (Kim et al. 2007)، القالی و همکاران (El-ghali et al. 2006) دمای بالاتر از ۱۵۰ درجه برای تشکیل ایلیت و کلریت را گزارش نموده‌اند. کانی رسی کائولن در مرحله دیاژنز اولیه تشکیل شده، که طی مرحله دفنی عمیق به کانی‌های پایدارتری تبدیل می‌گردد (Boles and Frank 1979)، اما وجود این کانی ناپایدار می‌تواند دلیلی بر تشکیل آن پس از اتمام دیاژنز دفنی عمیق و طی دیاژنز انتهایی باشد (Giroir et al. 1989).

آپاتیت

وجود آپاتیت به همراه سیدریت می‌تواند دلیل بر افزایش درجه حرارت باشد (Huggett et al. 2010) . کربنات موجود در این کانی‌های می تواند منشأ اکسیداسیون متان به‌صورت غیر هوازی (Anaeribic Methanogenic Oxidation – AMO) باشد. گرچه وجود مواد هیدروکربوری در این توالی به اثبات نرسیده است. این پدیده می‌تواند از دیاژنز اولیه شروع شده و تا دیاژنز دفنی عمیق ادامه پیدا کند. بنابراین با افزایش متانزایی، دما و عمق تدفین افزایش پیدا کرده که دلیل بر دیاژنز دفنی عمیق است (e.g. Huggett et al. 2010).

فشردگی و شکستگی

فشردگی از جمله رخدادهای دیاژنتیکی بوده که به محض رسوب‌گذاری در رسوبات از مرحله اولیه شروع شده و تا مرحله دیاژنز انتهایی ادامه دارد (Macbride et al.1987; Liu 2002; Kim and Lee 2003). افرادی مانند میلیکن (Millikan 1994)، دیکینسون و میلیکن (Dickinson and Milliken 1995)، ماکوویتز و همکاران (Makowitz et al. 2006) اعتقاد بر این دارند که فشردگی مکانیکی به‌طور عمده در مرحله دیاژنز دفنی عمیق اتفاق می‌افتد. فشردگی شیمیایی که از آن به انحلال فشاری نیز می‌توان یاد کرد، از جمله فرآیندهای دیاژنتیکی دفنی عمیق محسوب گردیده (Renard et al. 2000)، که در ماسه‌سنگ‌های سازند پادها بوقوع پیوسته است. بنا بر مطالعات مک براید (McBride 1989)، اشمید و همکاران (Schmid et al. 2004) وجود رخداد انحلال فشاری حاکی از

دمای بالاتر از ۹۰ درجه سانتیگراد و عمق بیش از ۲ کیلومتر بوده، که در مرحله دفنی عمیق اتفاق می‌افتد.

پدیده شکستگی نیز از فرآیندهای دیاژنتیکی بوده، که در تمامی مراحل احتمال وقوع آن است. بر مبنای فرآیند تشکیل درزه‌ها و شکستگی‌ها، شکستگی‌های حاصل تأثیرات تکتونیکی به‌طور عمده پس از سیمانی شدن اتفاق افتاده که بیشتر مربوط به آخر مرحله دیاژنز دفنی عمیق و مرحله دیاژنز انتهایی است (پورسلطانی ۱۳۹٤). نوع دوم شکستگی مربوط به دانه‌های سخت بوده، که حاصل فشرده شدن دانه‌ها به یکدیگر ایجاد شده است. اکثر محققان این نوع شکستگی را به مرحله دیاژنز دفنی عمیق نسبت می‌دهند (e.g. Makowitz and Milliken 2003; Baron and Parnell 2007; Zhang et al. 2012; Poursoltani and Gibling 2015).

انحلال

انحلال از دیگر رخدادهای دیاژنتیکی محسوب می‌گردد، که در تمام مراحل دیاژنتیکی اتفاق می‌افتد، گرچه تأثیر آن بر روی دانه‌ها و سیمان‌های مختلف فرق می‌کند (Tang et al. 1997). حضور سیالات و وجود درزه‌ها برای نفوذ سیالات از عوامل اصلی انحلال محسوب شده، گرچه شرایط شیمیایی و افزایش دما، قدرت خورندگی نیز از دیگرعوامل تأثیرگذار محسوب می‌گردند (Wahab 1998; Liu 2002). مطالعات نشان داده است که به‌طور معمول رخداد انحلال کربنات‌ها از دیاژنز اولیه شروع شده، حتی در دیاژنز انتهایی نیز ادامه دارد. اما انحلال کانی‌های سیلیکاته مانند کوارتز و فلدسپات به‌طور عمده طی دیاژنز دفنی عمیق و به‌طور جزئی در مرحله انتهایی اتفاق می‌افتد، که عامل اصلی این رخداد عبور سیالات حلال و افزایش دما است (Reed et al. 2005; Liu 2002).

منشأ ترکیبات (source of components):

برخی منابع احتمالی تأمین یون‌های تشکیل‌دهنده سیمان و کانی‌های درجازا در منطقه مورد شناسایی قرار گرفته است. سیمان سیلیسی از منابع مختلف همانند دگرسانی دانه‌های ناپایدار به خصوص فلدسپات‌ها می‌تواند حاصل شده باشد. بسیاری از این دانه‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه دگرسان شده‌اند، که طی مراحل مختلف دیاژنتیکی اتفاق افتاده است. دگرسانی فلدسپات را می‌توان توسط واکنش فلدسپات در حضور آب که به تشکیل سیلیس و کانی رسی منجر می‌گردد، توجیه نمود (Siebert et al. 1984). سیلیس حاصل از دگرسانی می‌تواند به فرم آزاد در آب درون حفره‌ای وارد شده و پس از اشباع شدن، در بین دانه‌ها و یا به فرم رورشدی ته‌نشین شود.

رخداد انحلال فشاری از عوامل مؤثر دیگر در تشکیل سیمان سیلیسی است (McBride 1989; Molenaar et al. 2007). بر اثر تأثیر فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی، به دلیل فشردگی دانه‌های کوارتز با یکدیگر و یا با دیگر دانه‌های آواری سخت، سیلیس آزاد شده، که در طی زمان به‌صورت سیمان ته‌نشست می‌گردد (Goldstein and Rossi 2002; Ketzer et al. 2005). از دیگر منابع تأمین سیلیس می‌توان به وجود استیلولیت اشاره نمود، که در اثر فشار وارده می‌تواند سیلیس آزاد نماید. این مکانیزم همانند مکانیزم انحلال فشاری قابل توجیه است (Walderhaug and Bjørkum 2003; McBride 2012).

از منشأهای تأمین یون کربناته می‌توان به حضور سازند کربناته سیبزار در بالا و همچنین لایه‌های دولومیتی که در برخی از بخش‌های سازند نهشته شده است، اشاره نمود. البته باید توجه داشت که این تأثیر به‌طور عمده در مرحله دیاژنز انتهایی، هنگامی که در معرض تأثیر آب‌های جوی قرارگرفته، بیشتر مؤثر بوده است (مثال: پورسلطانی و قطبی راوندی ۱۳۹۳؛ Poursoltani and Gibling 2011). وجود یون کربنات می‌تواند در تشکیل کانی آپاتیت نیز نقش داشته باشد، گرچه میزان آن بسیار نادر است (Huggett et al. 2010).

منشأ یون منیزیم و آهن برای کربنات‌های دارای این ترکیبات می‌تواند از منابع مختلف تامین گردد، از جمله این منابع دیابازهای نفوذی در بخش‌های بالاتر (شکل ۱)، همچنین آلتراسیون کانی‌های فرومنیزین را می‌توان نام برد (e.g. Morad and Aldaham 1986; McBride et al. 1987; Ros et

al. 1997; Uysal et al. 2000). گرچه وجود محیط اکسیدان نیز شرایط تشکیل یون آهن را فراهم می‌کند (e.g.Wanas 2008). از دیگر منابع احتمالی تأمین یون آهن وجود لامینه‌هایی از ترکیبات اکسید آهن است، که در بسیاری از رخساره‌ها شناسایی شده است (مثال: پورسلطانی و قطبی راوندی ۱۳۹۳) (شکل ٤C).

توالی پاراژنتیکی (Paragenetic sequences)

به‌طور معمول دیاژنز اولیه در عمق کم‌تر از ۲ کیلومتر و دمای کم‌تر از ۷۰ درجه سانتیگراد، دیاژنز دفنی عمیق در حدود ۲ کیلومتر و دمای بیش از ۷۰ درجه سانتیگراد و دیاژنز انتهایی در اثر بالاآمدگی حادث می‌گردد (Morad et al. 2000). در این تحقیق بر مبنای اطلاعات موجود تعیین عمق و دما به‌طور دقیق میسیر نبوده، اما بر اساس شواهد و حدوث رخدادهای دیاژنتیکی تا حدی می توان شرایط را تفسیر نمود (شکل ۱۳).

دیاژنز اولیه (Eodiagenesis)

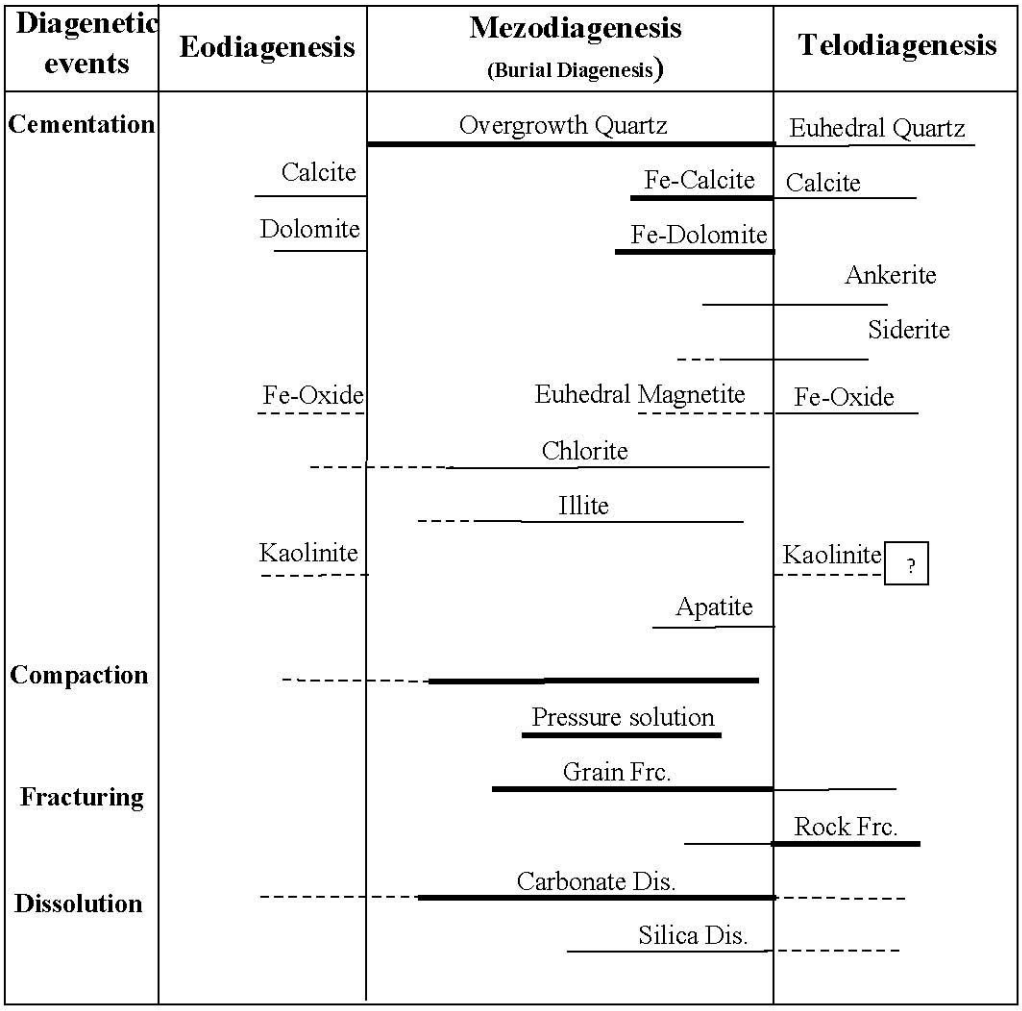
دیاژنز اولیه از نهایی تری زمان رسوب‌گذاری شروع شده و تا شروع تدفین رسوبات ادامه می‌یابد. در این زمان به‌طور شیمیایی تحت تأثیر آب‌های محبوس شده در رسوبات و یا دیگر سیالات احتمالی قرار می‌گیرد (Schmidt and McDonald 1979; Salem et al. 2005). در رخساره‌های ماسه‌سنگی سازند پادها نیز پارامترهایی مانند ترکیب دانه‌ها و ترکیب سیالات احتمالا رسوبات را در مرحله دیاژنز اولیه تحت تأثیر قرار داده است (e.g. Salem et al. 2005). از طرفی، به دلیل این‌که رخدادهای دیاژنز اولیه و انتهایی نزدیک به سطح و در شرایط مشابهی همچون دما و فشار اتفاق افتاده‌اند، بنابراین تمیز دادن برخی از رخدادهای این دو مرحله قدری مشکل است. رخدادهای حادث شده در این مرحله شامل سیمان از نوع کلسیت فاقد آهن، دولومیت فاقد آهن، کائولن، فشردگی و انحلال کربنات‌ها به میزان کم و اکسید آهن هستند.

دیاژنز دفنی عمیق (Mesodiagenesis)

بیشترین رخدادهای دیاژنتیکی طی مرحله دیاژنز دفنی عمیق، که طولانی‌ترین مرحله محسوب می‌گردد اتفاق افتاده است. رخدادهایی که این رخساره‌ها را تحت تأثیر قرار داده، شامل سیمانی شدن از نوع کوارتز رورشدی، کلسیت آهن‌دار، دولومیت آهن‌دار، آنکریت و سیدریت به میزان جزئی، کلریت، ایلیت و آپاتیت، مگنتیت شکلدار، فشردگی، انحلال فشاری، شکستگی دانه‌های سخت، انحلال سیلیس و کربنات است. دمای بالای تشکیل بسیاری از سیمان‌ها و دیگر رخدادهای دیاژنتیکی دلالت بر تأثیر دیاژنز دفنی عمیق بر این رسوبات است.

دیاژنز انتهایی (Telodiagenesis)

به‌دلیل اثرات تکتونیک بر منطقه در طول زمان زمین‌شناسی، رسوبات منطقه از جمله سازند پادها نیز تحت تأثیر این حرکات تکتونیکی قرار گرفته، که این حرکات می‌توانند در شکل‌گیری مرحله دیاژنز انتهایی نقش داشته باشند. ایجاد شکستگی‌ها و پر شدن آن‌ها با سیمان‌های مختلف همانند آنکریت و سیدریت به‌طور جزئی، کانی کوارتز شکلدار، اکسید آهن، تشکیل کانی رسی از نوع کائولن به‌طور احتمالی، انحلال کربنات و سیلیس به‌طور جزئی از رخدادهای دیاژنتیکی شناسایی شده در این رسوبات بوده، که مشخص‌کننده وقوع مرحله دیاژنز انتهایی است.



شکل ۱۳- توالی دیاژنتیکی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در منطقه بوژان؛ (خطوط پر رنگ رخدادهای اصلی، خطوط کم رنگ رخدادهای فرعی و خطوط نقطه چین رخدادهای احتمالی را نشان می‌دهد).

نتیجه

طی مطالعات پتروگرافی و صحرایی سازند پادها در برش بوژان سه نوع رخساره ماسه‌سنگی، دولومیتی و به‌طور جزئی شیل شناسایی شده که رخساره‌های ماسه‌سنگی عمده رسوبات این توالی را تشکیل داده است.

اجزای تشکیل‌دهنده ماسه‌سنگ‌ها بر اساس مشاهدات میکروسکوپی شامل کوارتز، فلدسپات، خرده سنگ‌های رسوبی و دگرگونی و کانی‌های فرعی است، که دانه‌های کوارتز دارای میانگین ۸۷/۹ درصد بیشترین درصد است. بر اساس اجزای شناسایی شده، ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه به طور عمده شامل کوارتزآرنایت، ساب آرکوز، و کمی آرکوز هستند.

رخدادهای اصلی دیاژنتیکی این رسوبات شامل سیمانی شدن، دگرسانی، فشردگی و شکستگی، انحلال و جانشینی، انحلال فشاری است. سیمانی شدن به‌عنوان یکی ازرخدادهای دیاژنتیکی اصلی این رخساره‌ها، به ترتیب فراوانی شامل سیلیس، کربنات (کلسیت، دولومیت، آنکریت، سیدریت)، ترکیبات اکسید آهن (هماتیت و مگنتیت)، کانی‌های رسی (کائولن، ایلیت، کلریت)، و به‌طور جزئی کانی درجازای آپاتیت بوده، که پرکننده حفرات و شکستگی‌ها هستند.

فشردگی در ماسه‌سنگ‌های پادها به دو صورت مکانیکی و شیمیایی مشاهده می‌گردد. فشارهای شیمیایی باعث پدیده انحلال فشاری، و فرو رفتن دانه‌ها در یکدیگر و ایجاد تماس‌های طولی، محدب-مقعر، مضرس و گاها استیلولیت گردیده است. فشارهای مکانیکی وارده باعث شکستگی دانه‌های سخت، تغییر شکل دانه‌ها نرم و همچنین شکستگی در سنگ شده است.

در نهایت، رخدادهایی فرعی همانند سیمانی شدن (کلسیت، دولومیت و اکسید آهن) و بندرت شکستگی در مرحله ائوژنز، رخدادهای اصلی دیاژنتیکی سیمانی شدن (سیلیس، دولومیت، کلسیت، ترکیبات اکسید آهن، کانی‌های رسی)، فشردگی، شکستگی‌های درون دانه‌ای، دگرسانی دانه‌ها ناپایدار، انحلال و جانشینی، انحلال فشاری، و بندرت آپاتیت در مرحله مزوژنز، برخی رخدادها همانند انحلال و سیمانی شدن (دولومیت، آنکریت، سیدریت، اکسید آهن و بندرت کائولن) در مرحله تلوژنز اتفاق افتاده است.

منابع احتمالی تأمین یون‌های تشکیل دهنده سیمان سیلیسی دگرسانی فلدسپات و انحلال فشاری است. از منشأهای تأمین یون کربناته می‌توان به حضور سازند کربناته سیبزار در بالا و لایه‌های دولومیتی که در برخی از بخش‌های مختلف سازند نهشته شده، اشاره نمود. یون منیزیم و آهن برای کربنات‌های دارای این ترکیبات می‌تواند از منابع مختلف همانند دیابازهای نفوذی در بخش‌های بالاتر، همچنین آلتراسیون کانی‌های فرومنیزین تأمین گردد.

میانگین تخلخل ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه ٤/٧ درصد است. بیشتر تخلخل‌های بین ۵ الی ۱۵ درصد حاصل از شکستگی بوده در صورتی‌که تخلخل‌های حاصل از انحلال دارای حدود ۳-٦ درصد است. در نهایت عمده تخلخل موجود ثانویه بوده و حاصل شکستگی و انحلال است.

تشکر و قدر دانی

نویسندگان از داوران محترم که با پیشنهادات ارزشمند خود باعث بهبود این نوشتار گردیده‌اند، صمیمانه قدردانی می‌نمایند. از دانشگاه سنت مریس کانادا برای انجام برخی آزمایشات نیز سپاسگزاری می‌گردد.

منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ٥٨٦ صفحه.

پورسلطانی، م.ر.، و م.ر. قطبی راوندی، ۱۳۹۳، تاریخچه دیاژنز ماسه‌سنگ‌های کامبرین زیرین، در رخنمون گزوئیه، ایران مرکزی: نشریه پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ش ٤، ص ۱۰۳-۱۲۵.

پورسلطانی، م.ر.، ١٣٩٤، فشردگی، شکستگی و سیمانی شدن، رخدادهای اصلی دیاژنتیکی- مثالی از کوارتزیت بالایی سازند لالون، منطقه بینالود، ایران: دو فصلنامه رخساره‌های رسوبی (زیر چاپ).

قائمی، ف.، ف. قائمی، و ک. حسینی، ۱۳۷۸، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ۱۰۰،۰۰۰ : ۱ نیشابور: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

حسینی‌برزی، م.، و م. سعیدی، ۱۳۸۹ ، برخاستگاه زمین ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند پادها در برش سمیرکوه، ایران مرکزی: با در نظر گرفتن تأثیر فرایندهای دیاژنزی بر ترکیب ماسه‌سنگ‌ها: فصلنامه علوم زمین، ش ۷۸ ، ص ۱۵۸ – ١٤٧.

رحیمی، ب.، و ف. قائمی، ۱۳۹۳، رسوب‌گذاری در ارتباط با تکتونیک راندگی‌ها در کوه‌های بینالود: دوفصلنامه رخساره‌های رسوبی، ش۷، ص۲۳۲-۲۱۲.

نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران: ۱۰۹ ص.

Aharipour, R., M.R. Moussavi, H. Mosaddegh, and B. Mistiaen, 2010, Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation)

El-ghali, M.A.K., H. Mansurbeg, S. Morad, I. Al-Aasm, and G. Ajdanlisky, 2006, Distribution of diagenetic alterations in fluvial and paralic deposits within sequence stratigraphic framework: Evidence from the Petrohan Terrigenous Group and the Svidol Formation, Lower Triassic, NW Bulgaria: Sedimentary Geology, **v.** 190, p. 299–321

Folk, R.L., 1980, Petrology of Sedimentary Rock, Hemphill Publishing Co., Texas, 182 p.

Gazzi, P., 1966, Learenariedelfly schsopracretaceodell' Appenninomodenese; correlazioni con ilflysch di Monghidoro: Mineralogy Petrography Acta., **v.** 12, p. 69–97.

Goldstein, R.H., and C. Rossi, 2002, Recrystallization in quartz overgrowths: Journal of Sedimentary Research, **v.** 72, p. 432-440.

Giroir, G., E. Merino and D. Nahon, 1989, Diagenesis of Cretaceous sandstone reservoirs of the South Gabon Rift Basin, West Africa: mineralogy, mass transfer, and thermal evolution: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 59, p. 482-493.

Götte, T., K. Ramseyer, T. Pettke, and M. Koch-Müller, 20013, Implications of trace element composition of syntaxial quartz cements for the geochemical conditions during quartz precipitation in sandstones: Sedimentology, **v.** 60, p. 1111–1127.

Hartmann, B.H., K. Ramseyer, and A. Matter, 2000, Diagenesis and pore-water evolution in Permian sandstones, Gharif Formation, Sultana of Oman: Journal of Sedimentary Researh, **v.** 70, p. 533-544.

Huggett, J.M., A.S. Gale and D. McCarty, 2010, Petrology and palaeoenvironmental significance of authigenic iron-rich clays, carbonates and apatite in the Claiborne Group, Middle Eocene, NE Texas: Sedimentary Geology, **v.** 228, p. 119–139.

Hillier, S., 1994, Pore-lining chlorites in siliciclastic reservoir sandstones: electron microprobe, SEM and XRD data, and implications for their origin: Clay Minerals, **v.** 29, p. 665-679.

Karim, A., G. Pe-Piper, and D.J.W. Piper, 2010, Controls on diagenesis of Lower Cretaceous reservoir sandstones in the western Sable Subbasin, offshore Nova Scotia: Sedimentary Geology, **v.** 224, p. 65-83.

Ketzer, J.M., L.F. De Ross, and D. Norberto, 2005, Kaolinitic meniscus bridges as an indicator of early diagenesis in Nubian sandstone, Sinai, Egypt – discussion: Sedimentology, **v.** 52, p. 3213-217.

in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran: Facies, **v.** 56, p. 279–294.

Alavi, M., 1991, Sedimentary and structural characteristics of thePaleo-Tethys remnants in northeastern Iran: Geol. Soc. of Amer. Bull, **v.** 103, p. 983-992.

Alavi-Naini, M., and S.M. Amidi, 1968, Geology of Western part of Takab Quadrangle: Geology Survey of Iran, Note no. 49, 98 p.

Alavi-Naini, M., 1993, Paleozoic stratigraphy of Iran: Geology Survey of Iran, Treatise on the Geology of Iran, **v.** 5, 492 p. (in Persian).

Avigad, D., A. Sandler, K. Kolodner, R.J. Stern, M. McWilliams, N. Miller, and M. Beyth, 2005, Mass-production of Cambro-Ordovician quartz-rich sandstone as a consequence of chemical weathering of Pan-African terranes: Environmental implications: Earth and Planetary Science Letters, **v.** 240, p. 818-826.

Baron, M., and J., Parnell, 2007, Relationships between stylolites and cementation in sandstone reservoirs: Examples from the North Sea, U.K. and East Greenland: Sedimentary Geology, **v.** 194, p. 17-35.

Bennett, P., and D.I. Siegel, 1987, Increased solubility of quartz in waterdue to complexing by organic comounds: Nature, **v.** 326, p. 684-686.

Boles, J.R., and S.G. Franks, 1979, Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 49, p. 55-70.

De Ros, L.F., 1998, Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the Silurian-Devonian Fumas Formation of the Paran Basin, southern Brazil: Sedimentary Geology, **v.** 116, p. 99-128.

Dickinson, W.W., and K.L., Milliken, 1995, The diagenetic role of brittle deformation in compaction and pressure solution, Elltjo Sandstone, Namibia: Journal of Geology, **v.** 103, p. 339-347.

Dutton, S.P., and T.N. Diggs, 1990, History of quartz cementation in the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, east Texas: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 60, p. 191-202.

Dill, H.G., S. Khishigsuren, S. Melcher, J. Bulgamaa, K. Bolorma, R. Bot, and U. Schwarz-Schampera, 2005, Facies-related diagenetic alteration in lacustrine–deltaic red beds of the Paleogene Ergeliin Zoo Formation (Erdene Sum area, S. Gobi, Mongolia): Sedimentary Geology, **v.** 181, p. 1-24.

Makowitz, A., and K.L. Milliken, 2003, Quantification of brittle deformation in burial compaction, Frio and Mount Simon Formation sandstones: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 73, p. 999-1013.

Makowitz, A., R.H. Lander, K.L. Milliken, 2006, Diagenetic modeling to assess the relative timing of quartz cementation and brittle grain processes during compaction: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **v.** 90, p. 873-885.

McBride, E.F., 2012, Heterogeneous packing and quartz cementation of the Eureka quartzerinte (Middle Ordovician), Utah and Nevada, U.S.A.: Journal of Sedimentary Research, **v.** 82, p. 664-680.

Milliken, K.L., 1994, The widespread occurrence of healed microfractures in siliciclastic rocks: evidence from scanned cathodoluminescence imaging. In Nelson, P. P. and Laubach, S. E. (Eds.), Rock Mechanics: Models and Measurements, Challenges from Industry: 1st North American Rock Mechanics Symposium, A. A. Balkema, p. 825-832.

Morad, S., J.M. Ketzer, L.F. De Ros, 2000, Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins: Sedimentology, **v.** 47, p. 95–120.

Piper, D.J.W., T. Hudert, G. Pe-piper, and A.C. Okwese, 2009, The role of pedogenesis and diagenesis in clay mineral assemblages: Lower Cretaceous fluvial mudrocks, Nova Scotia, Canada: Sedimentary Geology, **v.** 213, p. 51-63.

Poursoltani, M.R., and M.R. Gibling, 2011, Composition, porosity and reservoir potential of the Middle Jurassic Kashafrud Formation, northeast Iran: Marine and Petrolume Geology, **v.** 28, p. 1094-1110.

Poursoltani, M.R., and M.R. Gibling, 2015, Compaction, brittle grain fracturing and silica cement, the main diagenetic events: Cambrian sandstones, Central Iran: The ^{2}nd International Applied Geoscience Conference, p. 121-126.

Poursoltani, M.R., and G. Pe-Piper, 2015, Source and diagenesis of Middle Jurassic mudstones, Kopet-Dagh Basin, NE Iran: Geopersia, **v.** 2, no. 5, p. 93- 109 .

Reed, J.S., K.A. Eriksson, and M. Kowalewski, 2005, Climatic, depositional and burial controls on diagenesis of Appalachian Carboniferous sandstones: qualitative and

Kim, Y., and Y.I. Lee, 2003, Diagenesis of shallow marine sandstones, the Lower Ordovician Dongjeom Formation, Korea: response to relative sea-level changes: Journal of Asian Earth Sciences, **v.** 23, p. 235-245.

Kim, C.K., Y. Lee, and K. Hisada, 2007, Depositional and compositional controls on sandstone diagenesis, the Tetori Group (Middle Jurassic - Early Cretaceous), central Japan: Sedimentary Geology, **v.** 195, p. 183-202.

Lander, R.H., R.E. Larese, and L.M. Bonell, 2008, Toward more accurate quartz cement models: the importance of euhedral versus noneuhedral growth rates: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **v.** 92, p. 1537–1563.

Lanson, B., D. Beaufort, G. Berger, A. Bauer, A. Cassagnabère, and A. Meunier, 2002, Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones: A Review: Clay Mineral, **v.** 37, p. 1–22.

Liu, K.W., 2002, Deep-burial diagenesis of the siliciclastic Ordovician Natal Group, South Africa: Sedimentary Geology, **v.** 154, p. 177-189.

Lundegard, P.D., and A.S. Trevena, 1990, Sandstone diagenesis in the Pattani Basin (Gulf of Thailand): history of water-rock interaction and comparison with the Gulf of Mexico: Applied Geochemistry, **v.** 5, p. 669-685.

Mansurbega, H., S. Morada, A. Salemc, R. Marfild, M.A.K. El-ghalie, J.P. Nystuenf, M.A. Cajad, A. Amorosig, D. Garciah, and A. La Iglesia, 2008, Diagenesis and reservoir quality evolution of palaeocene deep-water,marine sandstones, the Shetland-Faroes Basin, British continental shelf: Marine and Petroleum Geology, **v.** 25, p. 514–543.

Mcbride, E.F., 1989, Quartz cement in sandstones: A review: Earth–Science Reviews, **v.** 26, p. 69 – 112.

Mcbride, E.F., L.S. Land, and L.E. Mack, 1987, Diagenesis, Norphler Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, **v.** 71, p. 1019-1034.

Molenaar, N., J. Cyziene, and S. Sliaupa, 2007, Quartz cementation mechanisms and porosity variation in Baltic Cambrian sandstones: Sedimentary Geology, **v.** 195, p. 135-159.

Morad, S., and A.A. Aldaham, 1986, Diagenetic alteration of detrital biotite in Protrozoic sedimentary rocks from Sweden: Sedimentary Geology, **v.** 47, p. 95-107.

Northwestern China: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin. **v.** 81, p. 1843 – 1865.

Uysal, I.T., S.D. Golding, and M. Glikson, 2000, Petrographic and isotope constraints on the origin of authigenic carbonate minerals and the associated fluid evolution in Late Permian coal measures, Bowen Basin (Queensland), Australia: Sedimentary Geology, **v.** 136, p. 189-206.

Wahab, A.A., 1998, Diagenetic history of Cambrian quartzarenites, Ras Dib–Zeit Bay area, Gulf of Suez, eastern desert, Egypt: Sedimentary Geology, **v.** 121, p. 121–140.

Wanas, H.A., 2008, Calcite-cemented concretions in shallow marine and fluvial sandstones of the Birket Qarun Formation (Late Eocene), El-Faiyum depression, Egypt: Field, petrographic and geochemical studies: Implications for formation conditions: Sedimentary Geology, **v.** 212, p. 40-48.

Walderhaug, O., and P.A. Bjørkum, 2003, The effect of stylolite spacing on quartz cementation in the Lower Jurassic Sto Formation, southern Barents Sea: Journal of Sedimentary Research, **v.** 73, p. 146-156.

Wendt, J., B. Kaufmann, Z. Belka, N. Farsan and A. Karimi-Bavandpur, 2002, Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and paleogeography of Iran, Part I. Southeastern Iran: Acta Geologica Polonica, **v.** 52,129–168.

Wendt, J., B. Kaufmann, Z. Belka, N. Farsan, A. Karimi-Bavandpur, 2005, Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and paleogeography of Iran Part II. Northern and central Iran: Acta Geologica Polonica, **v.** 55, 31–97.

Zand-Moghadam, H., R. Moussavi-Harami, and A. Mahboubi, 2014, Sequence stratigraphy of the Early–Middle Devonian succession (Padeha Formation) in Tabas Block, East-Central Iran: Implication for mixed tidalflat deposits, Palaeoworld, **v.** 23, PP. 31–49.

Zhang, B., J. Zhang, S. Yan, Z. Gu, and X. Wang, 2012, Detrital quartz and quartz cement in Upper Triassic reservoir sandstones of the Sichuan basin: Characteristics and mechanisms of formation based on cathodoluminescence and electron backscatter diffraction analysis: Sedimentary Geology, **v.** 267-268, p. 104–114.

quantitative methods: Sedimentary Geology, **v.** 176, p. 225-246.

Ros, L.F., De., S. Morad and I.S. Al-Aasm, 1997, Diagenesis of siliciclastic and volcaniclastic sediments in the Cretaceous and Miocene sequences of the NW African margin (DSDP Leg 47A, Site 397): Sedimentary Geology, **v.** 112, p. 137-156.

Renard, F., E. Brosse, and J.P. Gratier, 2000, The different processes involved in the mechanism of pressure solution in quartz-rich rocks and their interactions. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), Quartz Cementation in Sandstones: Blackwell Science, p. 67-78.

Ruttner, A., M.H. Nabavi, and J. Hajian, 1968, Geology of Shirgesht area (Tabas area, East Iran): Geological Survey of Iran, 133 p.

Salem, A.M., J.M. Ketzer, S. Morad, R.R. Rizk, and I.S. Al-Aasm, 2005, Diagenesis and Reservoir-Quality evolution of incied-valley sandstones: Evidence from the Abu Madi Gas Reservoirs (Upper Miocene), The Nile Delta Basin, Egypt: Journal of Sedimentary Research, **v.** 75, p. 572-584.

Siebert, R.M., G.K. Moncure, and R.W. Lanhann, 1984, A theory of framework grain dissolution in sandstones, In: Clastic Diagenesis (Ed, D. A. Mcdonald and R. C. Surdan). Tulsa, Oklahama, U.S.A.: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, **v.** 37, p. 163-176.

Schmid, S., R.H. Worden, and Q.J. Fisher, 2004, Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood Sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, west of Ireland: Marine and Petroleum Geology, **v.** 21, p. 299-315.

Schmidt, V., and D.A. McDonald, 1979, The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: Scholle, P.A., Schluger, P.R. (Eds.), Aspects of Diagenesis: SEPM, Special Publication, **v.** 26, p. 175-207.

Souza, R.S., and C.M. Assis Silva, 1998, Origin and timing of carbonate cementation of the Namorado Sandstone (Cretaceous), Albacora Field, Brazil: implications for oil recovery: Sedimentology, **v.** 26, p. 309 – 325.

Tang, Z., Parnell, J., and F.J. Longstaffe, 1997, Diagenesis and reservoir potential of Premian Triassic fluvial/lacustrine sandstone in the Southern Junggar Basin,