

دگرریختی چندمرحله‌ای در مجموعه دگرگونی باجگان، پایانه جنوب خاوری پهنه سنندج - سیرجان

محمدرضا شیخ‌الاسلامی^{۱*}^۱پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران

چکیده

مجموعه دگرگونی باجگان در پایانه جنوب خاوری پهنه سنندج - سیرجان و در شمال مکران واقع شده است. سنگ‌های دگرگون این مجموعه خاستگاه آذرین و رسوبی دارند و با همبندی گسله در کنار مجموعه‌های افیولیتی و آمیزه‌های رنگین قرار گرفته‌اند. ویژگی‌های سنگ‌شناسی این مجموعه به گونه‌ای است که می‌توان آنها را در قالب چهار واحد اصلی طبقه‌بندی کرد. این واحدها توسط رسوبات پلیوسن و کواترنری پوشیده شده‌اند. بررسی ساختاری در این مجموعه نشان‌دهنده سه مرحله دگرریختی هم‌زمان با دگرگونی در شرایط شکل‌پذیر است. ساختارهای اصلی در این ناحیه چین‌خوردگی‌ها، برگوارگی‌ها و خطوطاری‌های متعددی هستند که هر کدام طی مرحله مشخصی از دگرریختی به وجود آمده و بر روی یکدیگر فرانهاده شده‌اند. عناصر ساختاری شناخته شده در این مجموعه به ترتیب در زمان فرورانش، فرارانش افیولیت‌ها و پدیدارشدگی به وجود آمده‌اند.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۲۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۵/۲۹

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

مجموعه دگرگونی باجگان

پهنه سنندج - سیرجان

دگرگونی

دگرریختی

۱- پیش‌نوشتار

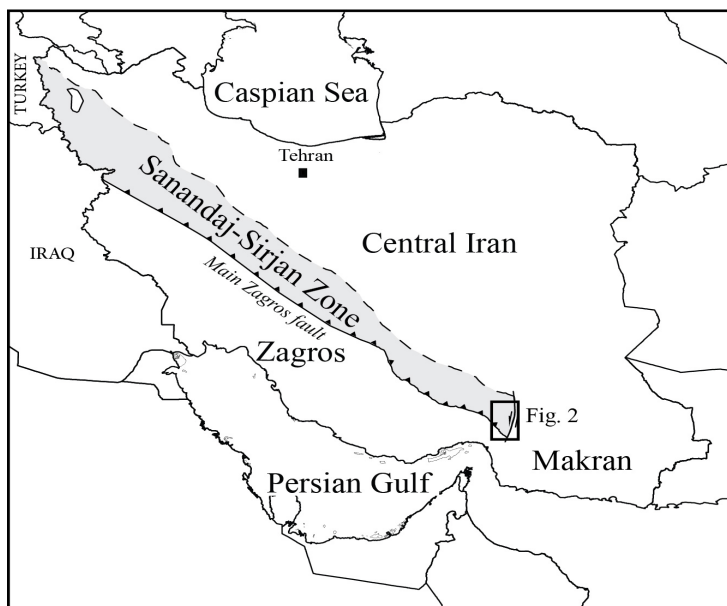
با توجه به چین‌خوردگی و به هم‌ریختگی ساختاری، اندازه‌گیری ستبرای واقعی مجموعه باجگان امکان‌پذیر نیست؛ اما ستبرای تقریبی ده هزار متر برای آن قابل تصور است (McCall, 1985). با وجود اهمیت این منطقه در بازسازی تحولات ژئودینامیکی جنوب خاوری ایران، به دلیل دورافتادگی و عدم دسترسی، مطالعات چندانی بر روی آن انجام نشده است. مقاله حاضر به بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی و ساختاری - دگرگونی مجموعه دگرگون باجگان می‌پردازد تا امکان مقایسه‌ای بین این مجموعه با دیگر مجموعه‌های دگرگونی ایران به ویژه در پهنه سنندج - سیرجان فراهم آید. در این نوشتار ابتدا به معرفی واحدهای مختلف دگرگونی پرداخته می‌شود و سپس رویدادهای دگرریختی ناحیه‌ای و عناصر ساختاری شکل گرفته در آنها در مقیاس رخنمون و مقیاس میکروسکوپی بررسی می‌شوند.

مجموعه دگرگونی باجگان واقع در پایانه جنوب خاوری پهنه سنندج - سیرجان (شکل ۱) شامل توالی وسیعی از سنگ‌های دگرگون با خاستگاه رسوبی و آذرین است که مساحتی حدود ۲۶۰۰ کیلومتر مربع از چهارگوش میناب را می‌پوشاند. نام آن از روستای باجگان گرفته شده که در بخش جنوبی این مجموعه واقع شده است. این مجموعه توسط بیشتر پژوهشگران به عنوان پی‌سنگ دگرگونی پالئوزویک یا کهن‌تر و بقایای کوچک قاره‌ای در نظر گرفته شده که برخورد آن با بلوک لوت منجر به بسته شدن حوضه اقیانوسی مکران شمالی شده است (McCall, 1985; Hunziker et al., 2015; McCall and Kidd, 1982; Dorani et al., 2017; Burg, 2018).

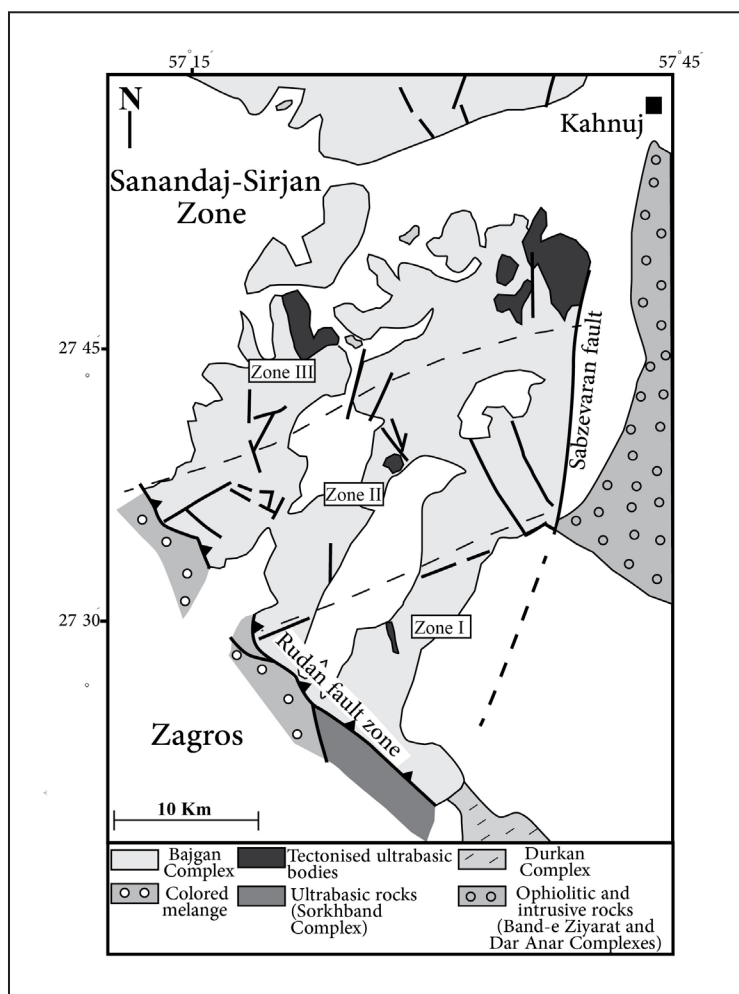
بر پایه مطالعات جدید پاندولفی و همکاران (Pandolfi et al., 2021)، مجموعه باجگان به عنوان متافیولیت و رسوبات پلاژیک دگرگون شده ژوراسیک پسین تا کرتاسه پیشین همراه به طور کامل خاستگاه اقیانوسی دارند. این نتایج با دانسته‌های پیشین که مجموعه باجگان - دورکان را بقایای یک پوسته قاره‌ای می‌دانند، در تضاد است. با این وجود در مورد وجود دگرگونی فشار بالا و دمای کم حاصل فرورانش کرتاسه در این مجموعه اتفاق نظر وجود دارد (McCall, 1985; Hunziker et al., 2015; Burg, 2018; Pandolfi et al., 2021).

۲- جایگاه زمین‌شناسی مجموعه باجگان

مجموعه باجگان در جنوب خاوری ایران در باختر مجموعه افیولیتی بندزیارت، در بخش شمالی چهارگوش میناب قرار گرفته است. این مجموعه در بخش جنوب توسط گسله اصلی رودان و گسله‌های عرضی دیگر از مجموعه اولترامافیک‌های سرخ‌بند و آمیزه‌های رنگین جدا می‌شود (شکل ۲).



شکل ۱- جایگاه مجموعه دگرگونی باجگان در بخش جنوب خاوری پهنه سندج- سیرجان.



شکل ۲- مجموعه باجگان در جنوب خاوری ایران و واحدهای سنگی مجاور آن شامل آمیزه رنگین، توده‌های سنگی اولترابازیک دگرشکل، مجموعه دورکان و مجموعه‌های افیولیتی و نفوذی بند زیارت و درانار (باز رسم از McCall, 1985). سه پهنه متفاوت دگرگونی در مجموعه باجگان با خط چین از یکدیگر جدا شده‌اند.

گسله، مجموعه باجگان را با یک پهنه خرد شده، در تماس با مجموعه بند زیارت و مجموعه دره انارک قرار می‌دهد (شکل ۲). مجموعه باجگان در حاشیه جنوب و جنوب باختری خود توسط گسله اصلی راندگی رودان در تماس با سنگ‌های آمیزه رنگین و اولترابازیک‌های سرخ‌بند قرار می‌گیرد. پهنه برشی در مقیاس کیلومتری در مرز بین این دو مجموعه شکل گرفته است (Delavari et al., 2016). گسله راندگی رودان دارای روند شمال باختر- جنوب خاور و شیب حدود ۷۰ درجه به سمت شمال خاور است. این گسله به‌طور محلی حدود ۱۰۰ متر پهنه خرد شده دارد.

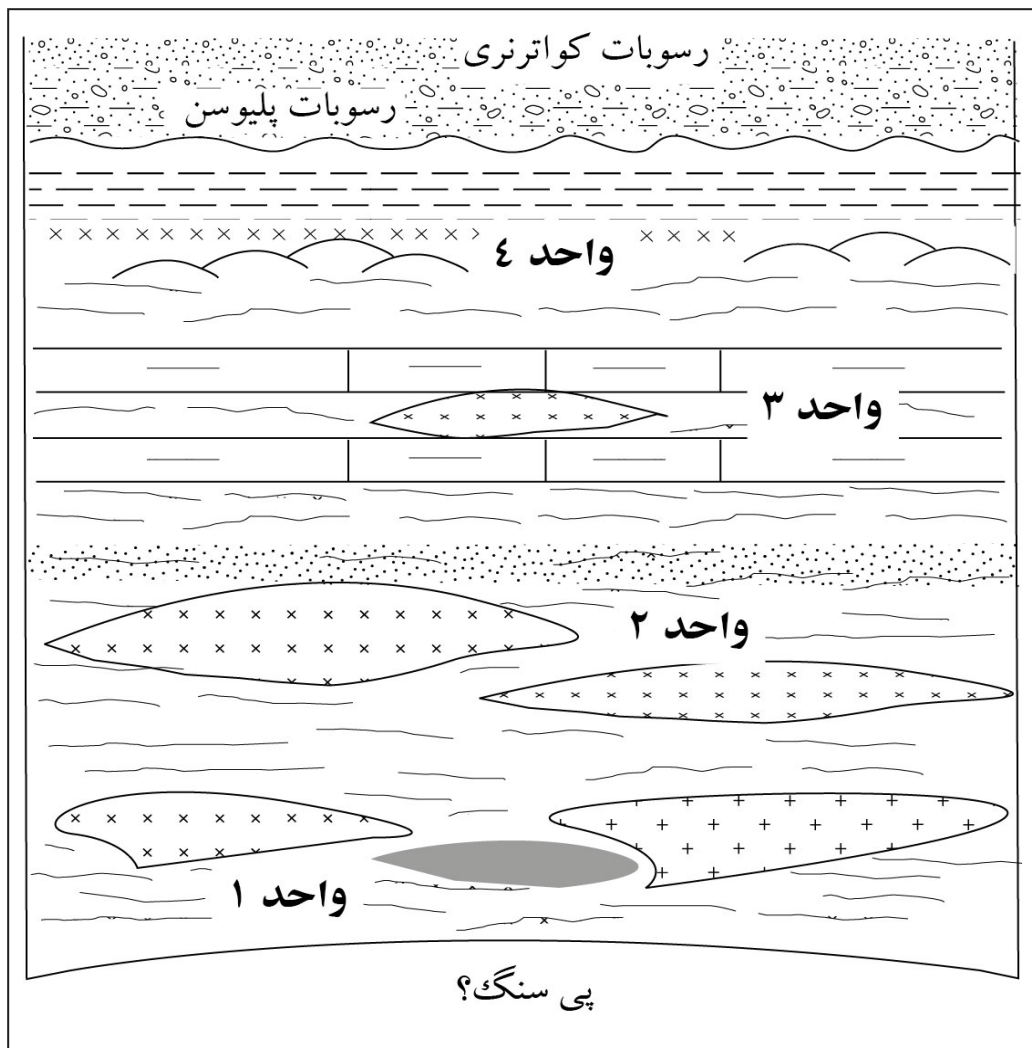
۳- ویژگی‌های سنگ‌چینه‌ای مجموعه باجگان

مجموعه دگرگونی باجگان شامل توالی گسترده‌ای از سنگ‌های باخاستگاه آذرین و رسوبی است. درجه دگرگونی در این مجموعه به سمت شمال افزایش می‌یابد. به‌طوری که در بخش‌های جنوبی، درجه دگرگونی در حد زیرخساره شیبست سبز بوده و در بخش‌های شمالی به رخساره آمفیولیت می‌رسد (McCall, 1985). سنگ‌های دگرگون ناحیه باجگان برخلاف مجموعه‌های دگرگونی سیرجان و نیریز توسط رسوبات جوان پوشیده می‌شوند. از این رو بررسی ارتباط آنها با مجموعه‌های غیردگرگون قابل بررسی نیست.

مجموعه باجگان را می‌توان بر پایه ویژگی‌های سنگ‌شناسی به چند واحد سنگی دگرگون به شرح زیر تقسیم کرد (شکل ۳).

به باور مک کال (McCall, 1985) مجموعه باجگان بخشی از واحد زمین‌شناسی شمال مکران است که توسط رخنمون‌های پراکنده از توریدیت‌های ائوسن- الیگوسن پوشیده شده‌اند. از شمال به جنوب چهار واحد زمین‌شناسی اصلی در ناحیه شمال مکران قابل شناسایی هستند. ۱) توالی افیولیتی کامل فنوج- مسکوتان (McCall, 1997; McCall, 2002) متشکل از سنگ‌های مافیک و اولترامافیک تا پیلو بازالتهای پشته‌های میان‌اقیانوسی که توسط سنگ‌آهک‌های محیط ژرف رادیولاریت و توریدیت‌ها پوشیده شده‌اند؛ ۲) توالی افیولیتی رمشک- مختارآباد (McCall, 1997) که سترای کمتری از مجموعه افیولیتی شمالی فنوج- مسکوتان دارد؛ ۳) مجموعه باجگان- دورکان (McCall and Kidd, 1982) شامل توده‌های گرانیتویدی و کربنات‌های کم‌ژرفا به سن پرمین و ژوراسیک؛ ۴) پهنه فلسی (Imbricate zone Burg, 2018) یا آمیزه رنگین (Colored mélange; McCall and Kidd, 1982) حاوی قطعات زمین‌ساختی با سنگ‌شناسی متفاوت مانند سنگ‌های افیولیتی و کمان آتشفشانی کرتاسه. راندگی بشاگرد این پهنه را محدود می‌کند و مرز ساختاری جنوب مکران را شکل می‌دهد.

سنگ‌های دگرگونی مجموعه باجگان به طول ۶۵ کیلومتر از شمال به جنوب و ۴۰ کیلومتر از خاور به باختر گسترش یافته‌اند. مرز خاوری مجموعه بخشی از گسله سبزواران است که تا شمال چهارگوش میناب نیز ادامه دارد. گسله سبزواران یک گسله رانده با شیب تند به سمت خاور با مؤلفه راست‌الغز راست‌بر است. این



شکل ۳- ستون سنگ‌چینه‌ای مجموعه دگرگون باجگان که در قالب چهار واحد سنگی طبقه‌بندی شده‌اند. این واحدها توسط رسوبات پلیوسن و کواترنری پوشیده می‌شوند.

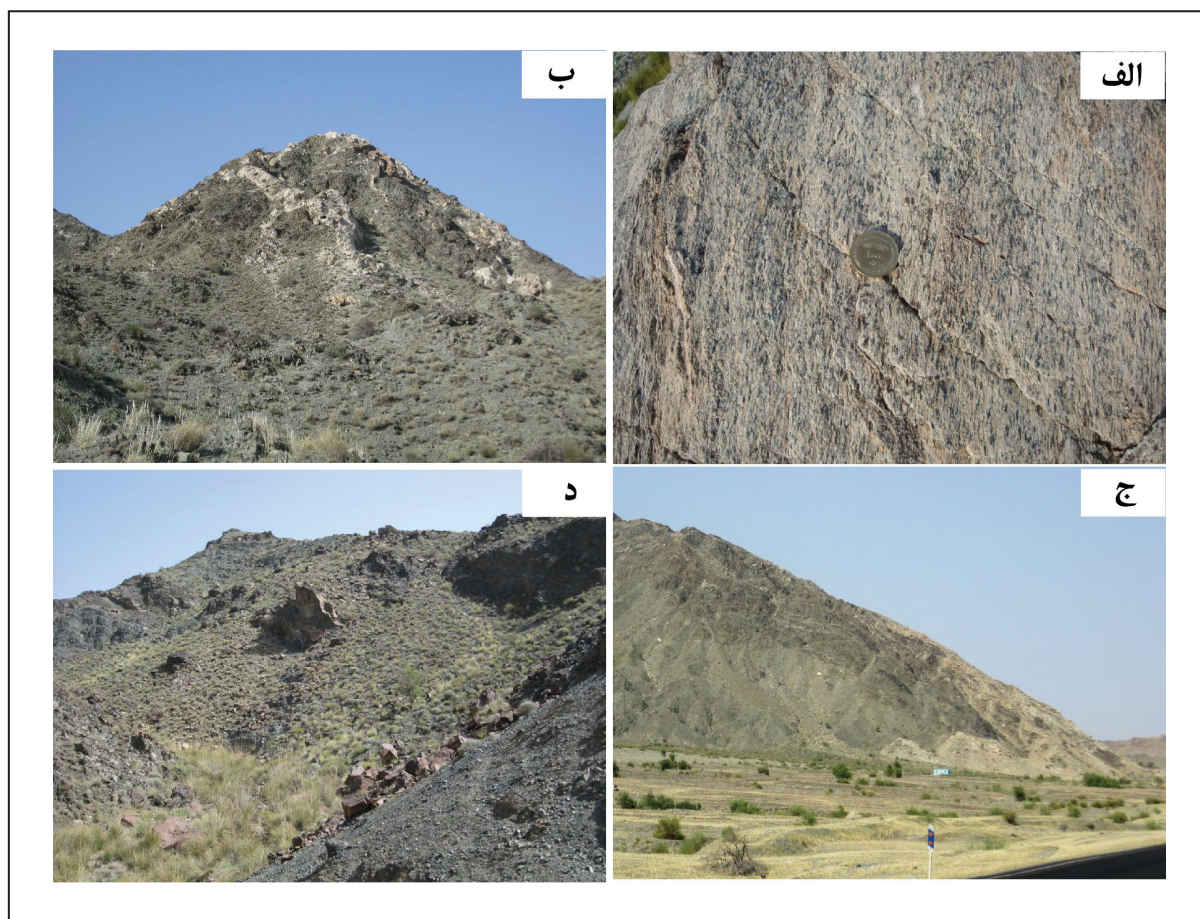
واحدهای سنگ‌های دیگر پراکنده است، ولی بیشترین رخنمون آن در بخش خاوری ناحیه مورد مطالعه دیده می‌شود. مرم‌های این مجموعه به صورت همساز بر روی آمفیبولیت شیست‌ها و متاولکانیک‌های واحد سنگی ۲ قرار می‌گیرند. این مرم‌ها به دو صورت مرم‌های دولومیتی و کلسیتی دیده می‌شوند. نمونه‌گیری فسیل‌شناسی از این مجموعه در چندین بخش به انجام رسید؛ اما به دلیل شدت دگرگونی و بازتبلور امکان تعیین سن وجود نداشت. با این وجود آثار فسیلی مشکوک به براکیوپود در بخش شمالی کوه سرخ‌بند مشاهده شدند. از دیدگاه ساختاری چین‌های فراوان از نسل‌های مختلف در این واحد سنگی شکل گرفته‌اند.

واحد سنگی ۴: رخنمون‌های این مجموعه با گسترش به نسبت زیاد در بخش‌های شمالی، جنوبی و خاوری ناحیه مورد مطالعه پراکنده‌اند. سنگ‌شناسی چیره در آنها شیست‌های بازیک، شیست سبز، فیلیت، کالک‌شیست و مقدار کمی شیست‌های پلیتی است (شکل ۴-د). ساختار بالشی در برخی بخش‌های این واحد دیده می‌شود. سنگ‌های کرناته دگرگون در این واحد گسترش محدودی دارند.

واحد سنگی ۱: این واحد از سنگ‌های کوارتز - فلدسپاتیک، گرانیت دگرریخت، مسکوویت شیست، متادیا باز، متاگابرو، لوکوگابروهای دگرگون و مقدار کمی شیست و سرپانتینیت تشکیل شده است (شکل ۴-الف). رخنمون‌های این مجموعه با گسترش اندک در بخش‌های شمالی و خاوری مجموعه باجگان رخنمون دارند.

واحد سنگی ۲: آمفیبولیت، شیست‌های بازیک، لوکوگابرو، شیست‌های پسامیتی، کوارتز مسکوویت شیست و سنگ‌های کالک‌سیلیکاته تشکیل‌دهنده‌های اصلی این واحد سنگی هستند. رخنمون‌های این واحد با گسترش به نسبت قابل توجه در بخش‌های شمالی و خاوری ناحیه دیده می‌شوند. از ویژگی‌های این واحد سنگی حضور رگه‌های تفریق‌یافته سیلیس در مجموعه سنگ‌های دگرگون شده بازیک است (شکل ۴-ب). در بخشی از رخنمون‌ها شدت این تفریق به گونه‌ای است که با ظهور میگماتیت همراه است.

واحد سنگی ۳: این بخش از سنگ‌های دگرگون باجگان بیشتر ماهیت کرناتاتی داشته و شامل سنگ‌آهک‌های بازبلورین شده، مرم و مقدار قابل توجهی از شیست‌های پلیتی هستند (شکل ۴-ج). اگرچه رخنمون این مجموعه در میان



شکل ۴- الف) نمونه‌ای از سنگ‌های کوارتز - فلدسپاتیک واحد دگرگونی ۱، جنوب کوه میش بادام؛ ب) رگه‌های سیلیسی تفریق‌یافته در میان سنگ‌های آمفیبولیتی واحد ۲، شمال خاور ده کهن (نگاه به سمت شمال خاور)؛ ج) مرم‌های کلسیتی واحد ۳ در ناحیه شمال دشت منوجان که بر روی واحد ۲ قرار گرفته‌اند؛ د) شیست سبز و متاولکانیک‌های واحد ۴ در بخش شمالی کوه دیلم، نگاه به سمت شمال.

۴- سن مجموعه باجگان

۴-۱- سن سنگ مادر (پروتولیت)

هوشمندزاده (Hushmand Zadeh, 1977) از لایه‌های مرم‌ری کوه خواجو (بخش شمال خاوری مجموعه باجگان) اشاره کرد که سن دونین دارند. پون‌های دونین توسط هوشمندزاده و بربریان (Hushmand Zadeh and Berberian, 1972) در ناحیه دهرسد یافت شده‌اند.

با توجه به دگرگون بودن واحدهای سنگی مجموعه باجگان، شواهد فسیلی در آن بسیار اندک است. سنگ‌آهک‌های این مجموعه تجدید تبلور بسیار یافته‌اند و اگرچه حاوی بقایای فسیلی هستند، اما تعیین سن آنها امکان‌پذیر نیست. از معدود داده‌های فسیلی مناطق مجاور می‌توان به فسیل‌های جمع‌آوری شده توسط

۲-۴- سن دگرگونی

هوشمندزاده (Hushmand Zadeh, 1977) با روش پتاسیم-آرگون، سن ۳۶۲-۴۰۴ میلیون سال را برای سنگ‌های دگرگون درجه بالای ناحیه اسفندقه (شمال کهنوج) به دست آورده که نشان‌دهنده دگرگونی پالئوژئیک (سیلورین-دونین) در این ناحیه است. سبزه‌ای (Sabzehei, 1974) بر پایه بررسی‌های میدانی، رویداد پیش از ژوراسیک را عامل اولین دگرگونی سنگ‌ها در این ناحیه می‌داند.

در ناحیه اسفندقه- سبزوآران، سنگ‌های دگرگونی به گونه دگرشیب با سنگ‌آهک‌های ژوراسیک و دیگر سنگ‌های جوان‌تر پوشیده می‌شوند. اگرچه در چهارگوش میناب، شواهد روشنی از چنین دگرشیبی دیده نمی‌شود، اما به باور سبزه‌ای (Sabzehei, 1974)، دگرگونی‌های باجگان بسیار شبیه به مجموعه سنگ‌های ناحیه اسفندقه هستند و ممکن است که دگرگونی مشابهی در مجموعه باجگان روی داده باشد. داده‌های رادیومتریک، سن جوان‌تر سنومانین را نیز به دست داده‌اند (McCall, 1985) که به احتمال مربوط به دگرگونی پسروده بر روی دگرگونی سیمین پیشین است. به نظر می‌رسد که دگرگونی فرانهاد سنومانین در مجموعه باجگان در ارتباط با جایگیری نفوذی‌های افیولیت (مجموعه بندزیارت و غیره) در حوضه حاشیه‌ای شبه ریفت در خاور بوده است. ویژگی‌های سنی مشابهی نیز در ناحیه نیریز وجود دارد. در آن ناحیه نیز سن‌های مشابه ۲۰۰ میلیون سال (رویداد سیمین) و ۸۳ میلیون سال (تورونین پسین-سانتوین پیشین) از سنگ‌های دگرگونی به دست آمده است (Sheikholeslami, 2002; Sheikholeslami et al., 2003). از آنجا که شواهد اولیه سنگ‌شناسی و ساختاری تا حد زیادی محو شده یا تغییر کرده، شناسایی و بررسی توالی رویدادها، مشکل است با این حال می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های پیش از ژوراسیک توسط دگرگونی ناحیه‌ای سیمین پیشین تحت تأثیر قرار گرفته و یک مرحله دگرگونی درجه پایین بر روی دگرگونی‌های پیشین فرانهاد شده است.

مک کال (McCall, 1985) سنگ‌آهک و مرمرهای با سن کربونیفر، پرمین و ژوراسیک را در مجموعه باجگان گزارش کرده است. در این مجموعه فسیل‌های تریاس و ژوراسیک زیرین یافت نشده‌اند. این امر به یک وقفه رسوبی یا فرسایش بعدی نسبت داده شده است. مجموعه باجگان- دورکان با ناپیوستگی توسط سنگ‌آهک‌های پلاژیک همراه با میان‌لایه‌های شیلی، ماسه‌سنگ، چرت و گدازه‌های آلکالن پوشیده شده (McCall, 1985; Hunziker et al., 2015) و توسط توده‌های گرانیتی به سن ۱۷۰ تا ۱۷۵ میلیون سال و پلاژیوگرانیت-ترنجمیت-دیوریت‌های با سن ۱۵۲ تا ۱۶۵ میلیون سال مورد نفوذ قرار گرفته‌اند (Hassanzadeh and Wernicke, 2016; Hunziker et al., 2015).

بر پایه مطالعات جدید پاندولفی و همکاران (Pandolfi et al., 2021)، متافیولیت‌ها، متاگابروها و متابازالت‌های مجموعه باجگان از نوع پشته‌های میان‌اقیانوسی هستند که همراه با فوران بازالت‌های مرتبط با جزایر اقیانوسی و پشته‌های میان‌اقیانوسی ایجاد شده‌اند. سنگ‌های متافیولیتی‌ها با سنگ‌های رسوبی دگرگونی همراه هستند که توسط این پژوهشگران به عنوان پوشش پلاژیک رسوبی متافیولیت‌ها تفسیر شده‌اند. سن سنجی اورانیم-سرب روی زیرکن‌ها نشان می‌دهد که سن تشکیل سنگ‌های نفوذی دگرگون شده از ۱۶۱ تا ۱۱۴ میلیون سال (آکسفوردین تا آپتین) متغیر است. از این رو مجموعه باجگان نمی‌تواند سن پالئوژئیک داشته باشد (Pandolfi et al., 2021).

سن دگرگونی برپایه روش آرگون-آرگون بر روی میکای سفید شکل گرفته در جریان دگرریختی ۹۰-۱۰۰ میلیون سال (سنومانین-تورونین) تعیین شده است. همچنین سن پدیدارشدگی (Exhumation) مجموعه باجگان بر پایه این روش بر روی دایک‌های فلیسیک غیر دگرگون اتوسن میانی برآورد شده است (Pandolfi et al., 2021).

۵-۴- مرحله‌های دگرریختی در مجموعه باجگان

ناحیه باجگان در جریان تکامل ساختاری و زمین‌شناسی خود چندین مرحله دگرریختی را تحمل کرده است. این دگرریختی‌ها در قالب رویدادهای زمین‌ساختی ناحیه‌ای بر روی سنگ‌های ناحیه اثر گذاشته‌اند. هر کدام از این رویدادها با ایجاد ساختارهای ویژه‌ای همراه هستند. معرفی این ساختارها و هندسه آنها موضوع اصلی مورد بررسی در این نوشتار است. گفتنی است در بررسی‌های اخیر انجام شده توسط پاندولفی و همکاران (Pandolfi et al., 2021) از مجموعه باجگان، چهار مرحله دگرریختی شکل‌پذیر در آن تشخیص داده شده است. به باور آنان بر گوارگی S2 مربوط به مرحله دوم دگرریختی، بر گوارگی چیره در منطقه است. مطالعات انجام شده صحرائی و بررسی‌های ریزساختاری در این پژوهش دارای تفاوت‌هایی با نتایج ساختاری آنان است. پیش از توصیف مرحله‌های دگرریختی در مجموعه باجگان، ساختارهای پیش از عملکرد رویدادهای زمین‌ساختی معرفی می‌شوند.

۵-۱- ساختارهای پیش از دگرریختی

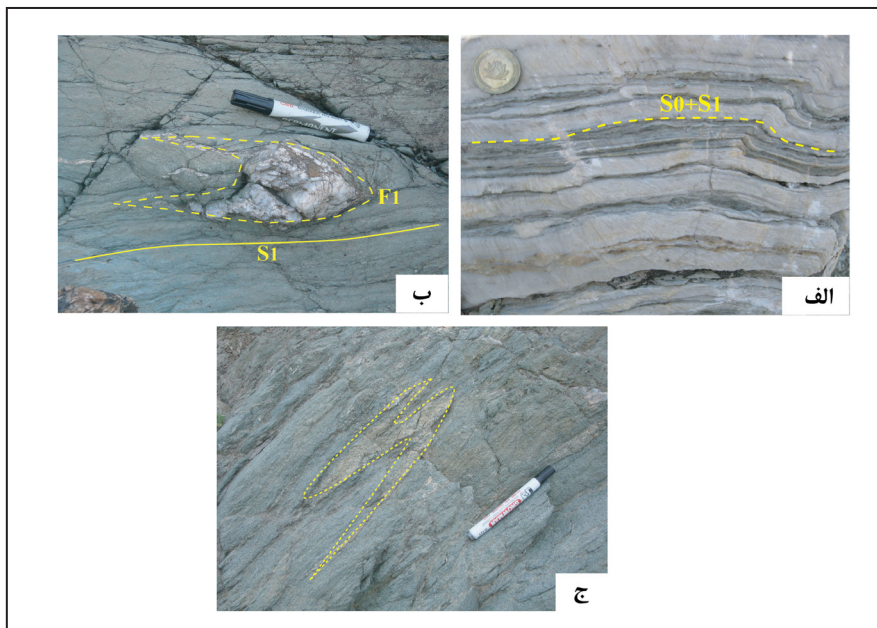
با وجود اثر شدید رویدادهای زمین‌ساختی و فرایندهای پیچیده دگرگونی در مجموعه باجگان، ساختارهای اولیه مربوط به زمان تشکیل سنگ‌ها در برخی مناطق قابل تشخیص هستند. این ساختارها که شامل لایه‌بندی اولیه و مرزهای سنگ‌شناسی هستند در مکان‌هایی حفظ شده‌اند که تفاوت بارز سنگ‌شناسی بین واحدهای سنگی مختلف وجود دارد. نمونه روشنی از این ساختارها در سنگ‌آهک‌های دگرگون قابل تشخیص است. با توجه به درجه متفاوت خلوص سنگ‌آهک و نیز نوع کرنات اولیه که ممکن است کلسیت یا دولومیت باشد، می‌توان اثرهای لایه‌بندی اولیه (S0) را در مرمرها شناسایی کرد (شکل ۵-الف). همچنین حضور طبقات شیبی در میان طبقات کرنات یا سمی پلیتی و مرز بین واحدهای سنگی آذرین و رسوبی از دیگر نمودهای لایه‌بندی اولیه و مرز سنگ‌شناسی در ناحیه مورد مطالعه هستند.

۵-۲- مرحله اول دگرریختی (D1)

عناصر ساختاری مربوط به مرحله اول دگرریختی، چین‌های F1، بر گوارگی S1 و خطوارگی L1 هستند.

چین‌های F1: این چین‌ها لایه‌بندی اولیه رسوبی و یا مرز واحدهای سنگ‌شناسی را تحت تأثیر قرار داده و بر روی آنها فرانهاد شده‌اند. از آنجا که این چین‌خوردگی با افزایش درجه حرارت و فشار ناشی از دگرگونی ناحیه‌ای همراه بوده است، تبلور کانی‌های دگرگونی در مواردی باعث از بین رفتن لایه‌بندی اولیه شده و یا تشخیص آن را با مشکل مواجه ساخته است. گسترش این دسته چین‌ها با سنگ‌شناسی و رئولوژی واحدهای درگیر ارتباط دارد، به گونه‌ای که این چین‌ها در سنگ‌های با خاستگاه آذرین گسترش کمتر و در سنگ‌های رسوبی به ویژه مرمر، گسترش بیشتری دارند. به دلیل شدت دگرریختی و نیز اثر رویدادهای بعدی، هندسه اولیه این چین‌ها دچار تغییرات پیاپی شده و به گونه بازچین‌خورده، چین‌های فشرده و تک شیب، و یا به صورت چین‌های بدون ریشه (شکل‌های ۵-ب و ج) دیده می‌شوند. این چین‌ها به طور غالب یال‌های کشیده و لولای سبتر شده دارند.

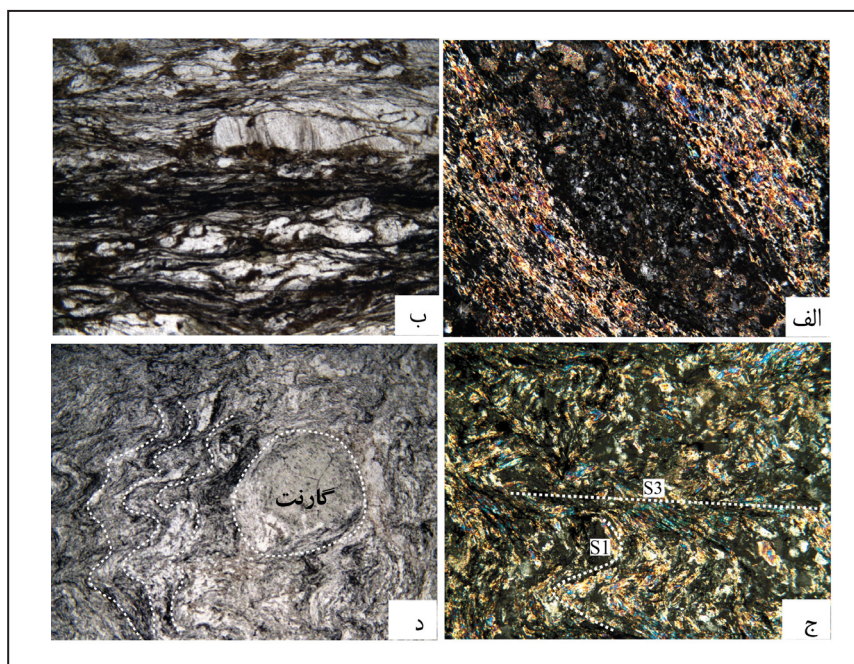
بر گوارگی S1: این بر گوارگی به طور معمول با تبلور انواع کانی‌های ورقه‌ای به ویژه مسکوویت و بیوتیت و نیز کانی‌های گروه آمفیبول شکل می‌گیرد. گسترش این بر گوارگی یکنواخت نبوده و تابع شرایط سنگ‌شناسی واحدهای سنگی درگیر است. بر این اساس، بر گوارگی در سنگ‌هایی که قابلیت تولید کانی‌های ورقه‌ای در جریان دگرگونی را دارند (مانند سنگ‌های پلیتی) گسترش بیشتری دارد، اما سنگ‌های با خاستگاه آذرین بازیک و به ویژه اولترابازیک که فاقد این ویژگی هستند، بر گوارگی کمتری دارند.



شکل ۵- الف) اثر لایه‌بندی اولیه در مرمر، لایه‌های با ترکیب متفاوت توسط دگرگونی و دگرریختی تحت تأثیر قرار گرفته‌اند و برگوارگی S1 به موازات آن تشکیل شده است؛ ب) نمونه‌ای از چین‌های بدون ریشه F1 در شیست‌های پسامیتی. این چین‌ها دارای لولای سبتر و یال نازک و کشیده هستند. برگوارگی S1 به موازات صفحه محوری این چین‌ها شکل می‌گیرد؛ ج) چین F1 بدون ریشه از نوع S شکل در کالک‌شیست.

مقدار بالای کوارتز و یا کربنات، این دو کانی با جهت‌یافتگی ناشی از پهن‌شدگی، برگوارگی را به وجود می‌آورند. با بالا رفتن درجه دگرگونی در سنگ‌های پلیتی، کانی‌های گارنت، مسکوویت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز محتوای این برگوارگی را تشکیل می‌دهند.

برگوارگی S1 در شیست‌های پلیتی با ایجاد بخش‌های غنی از میکا و بخش‌های میکرولیتون (مناطق دارای برگوارگی اندک و یا بدون برگوارگی) همراه است. در بخش میکرولیتون کانی‌های کوارتز-فلدسپاتیک و در بخش غنی از میکا مسکوویت، بیوتیت و یا کلریت تجمع می‌یابند (شکل ۶ - الف). در شیست‌های با



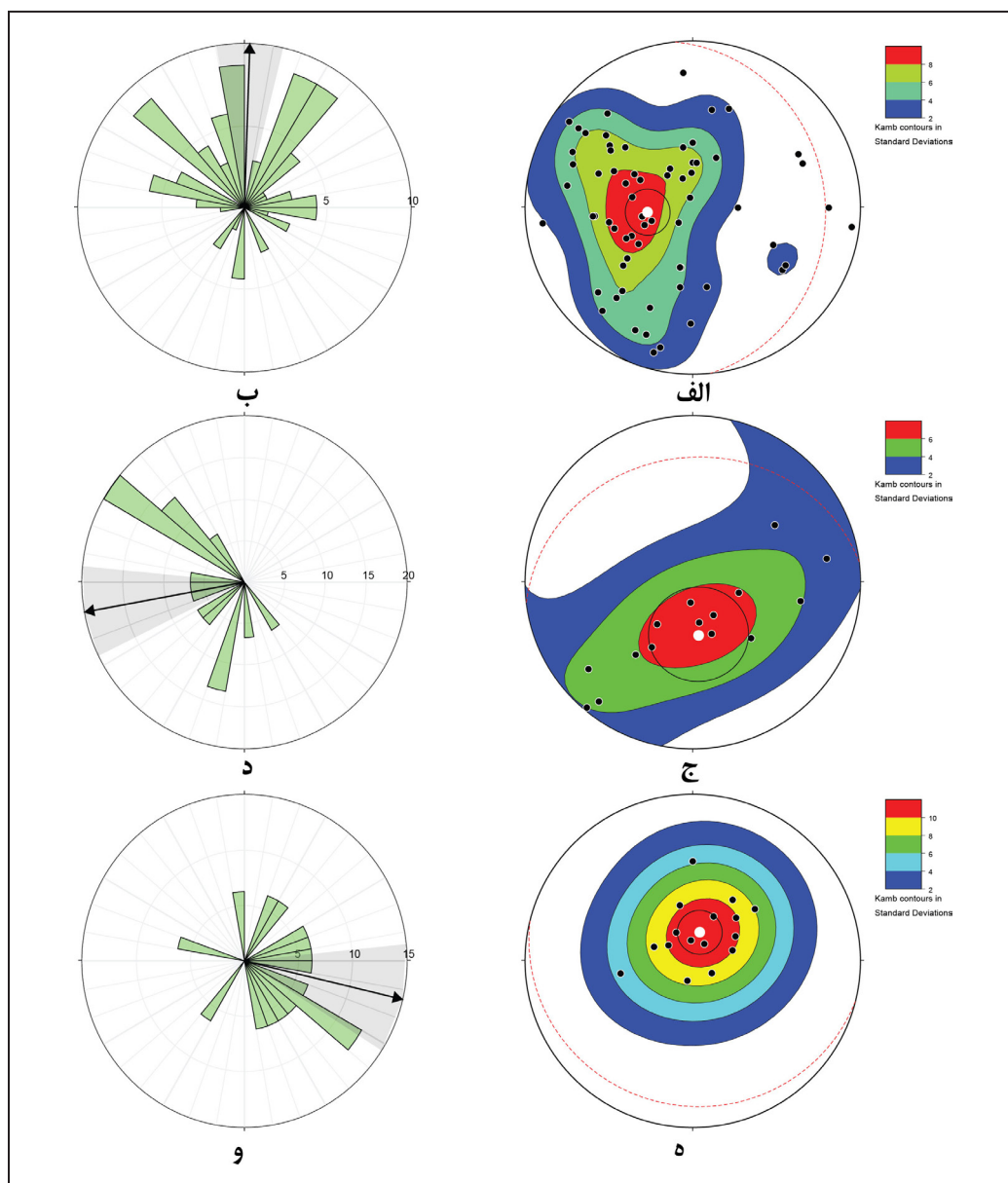
شکل ۶- نسل‌های مختلف برگوارگی در شیست‌های پلیتی مجموعه باجگان. الف) برگوارگی S1 در میکاشیست. برگوارگی دارای دو بخش غنی از میکا (M-domain) و غنی از کوارتز-فلدسپار و کربنات (میکرولیتون، Microlithon) است، نور پلاریزه بزرگنمایی 4X؛ ب) برگوارگی میلوئیتی حاوی قطعات کشیده و پورفیروکلست‌های کوارتزی در زمینه کانی‌های میکایی، نور عادی بزرگنمایی 2.5X؛ ج) ریزچین خوردگی برگوارگی زمینه S1 و ایجاد برگوارگی S3 به گونه برگوارگی فاصله‌دار در مرحله سوم دگرریختی. نور پلاریزه، بزرگنمایی 10X؛ د) ریزچین خوردگی برگوارگی زمینه در مرحله سوم دگرریختی و شکل‌گیری بلور گارنت به صورت بلور میان‌زمین‌ساختی، نور عادی، بزرگنمایی 2.5X.

این برگوارگی بیشتر به صورت صفحات با شیب متوسط به سمت باختر در سنگ‌های ناحیه گسترش یافته است. صفحه میانگین این برگوارگی دارای شیب کم به سمت خاور است. مطابق نمودار گلسرخی شکل ۷- ب راستای چیره این برگوارگی شمالی- جنوبی است.

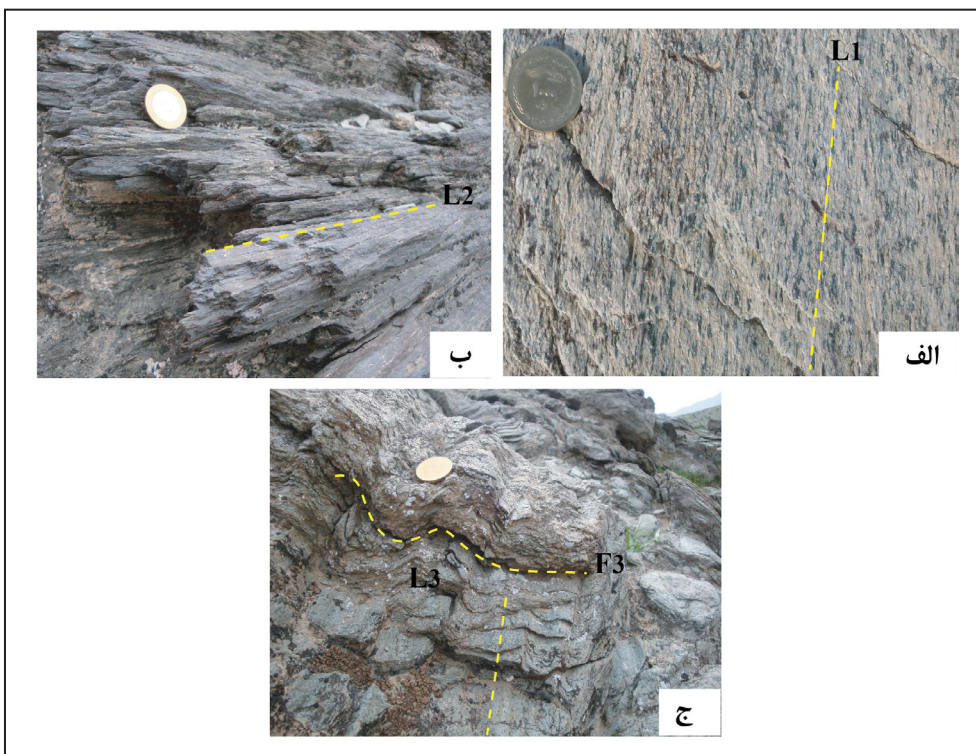
- **خطوارگی L1:** این خطوارگی بیشتر به صورت خطوارگی کانی و گاه خطوارگی کشیدگی دیده می‌شود. خطوارگی کانی توسط کانی‌های گروه آمفیبول در آمفیبولیت شیست‌ها گسترش یافته است. خطوارگی کشیدگی کانی توسط تجمع کانی‌های میکایی (شکل ۸- الف) و یا بلورهای پهن شده کوارتز قابل تشخیص است. خطوارگی L1 با راستای به نسبت پراکنده و با شیب کم در سنگ‌های دگرگون ناحیه گسترش دارد (شکل ۹- الف).

در شیست‌های سبز و آمفیبولیت شیست، برگوارگی S1 بیشتر از آرایش کانی‌های اپیدوت، کلریت و آمفیبول (ترمولیت و اکتینولیت) به وجود می‌آید. در سنگ‌های بازیک و اولترابازیک دگرگون شده به ترتیب کانی‌های کلریت و سربانتین و کانی‌های اپیدوت، کلریت، مسکوویت که از تجزیه کانی‌های اولیه ایجاد شده‌اند، برگوارگی S1 را به وجود می‌آورند.

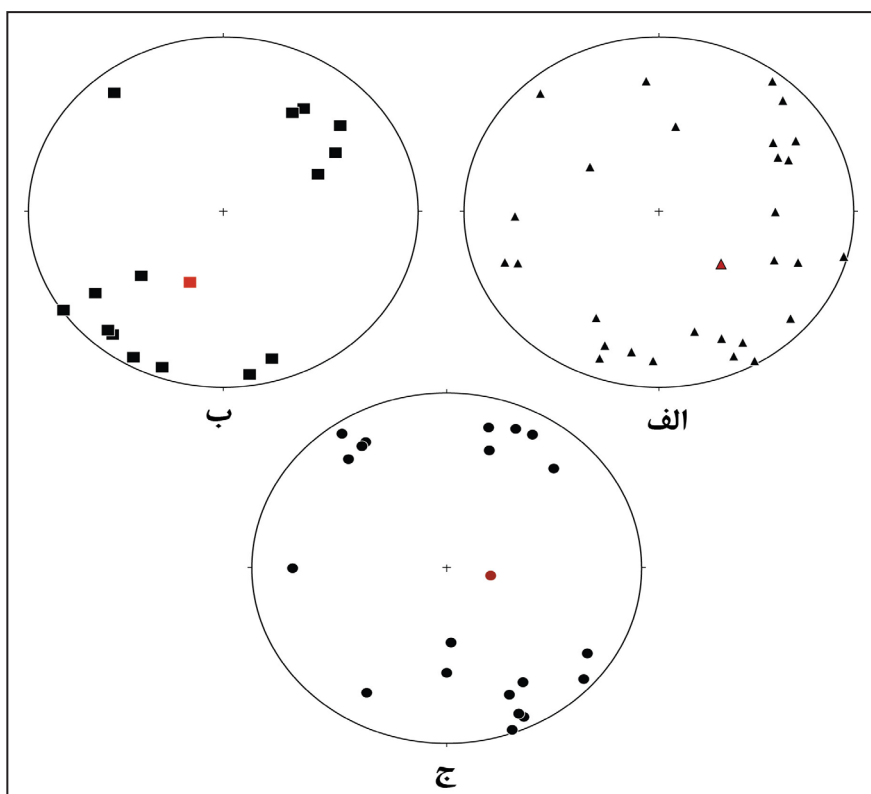
برگوارگی S1 در شمار برگوارگی‌های سطح محوری است و به موازات صفحه محوری چین‌های F1 به وجود می‌آید (شکل ۵- ب). در مواردی این برگوارگی موازی با برگوارگی اولیه است و گاهی با آن زاویه می‌سازد. پراکندگی قطب صفحات این برگوارگی و نمودار تراز آنها در استریوگرام شکل ۷- الف به نمایش درآمده است. همان‌گونه که از شکل برمی‌آید،



شکل ۷- وضعیت انواع برگوارگی‌ها در مجموعه باجگان. الف) استریوگرام مربوط به پراکندگی قطب‌ها و نمودار تراز برگوارگی S1. صفحه میانگین برگوارگی دارای وضعیت ۰۸۴/۲۲ است؛ ب) نمودار گلسرخی نشان‌دهنده راستای چیره شمالی- جنوبی برگوارگی S1 (۱۱ ± ۲)؛ ج) استریوگرام مربوط به پراکندگی قطب‌ها و نمودار تراز برگوارگی S2. صفحه میانگین برگوارگی دارای وضعیت ۳۵۳/۲۶ است؛ د) نمودار گلسرخی نشان‌دهنده راستای چیره شمال خاوری جنوب باختری برگوارگی S2 (۱۶ ± ۲۵۹)؛ ه) استریوگرام مربوط به پراکندگی قطب‌ها و نمودار تراز برگوارگی S3. صفحه میانگین برگوارگی دارای وضعیت ۱۹۸/۱۴ است؛ و) نمودار گلسرخی نشان‌دهنده راستای چیره شمال باختری - جنوب خاوری برگوارگی S3 (۱۹ ± ۱۰۳).



شکل ۸- نمونه‌هایی از خطوارگی‌های موجود در مجموعه دگرگون باجگان. الف) خطوارگی L1 به صورت خطوارگی کشیدگی کانی حاصل انتظام تجمع کانی‌های میکایی در سنگ‌های کوارتزفلدسپاتیک دگرگون شده؛ ب) خطوارگی L2 به گونه فابریک خطی چیره (L-tectonite)، حاصل کشیدگی کانی‌های کوارتز و فلدسپار در شیب‌های پسامیتی است؛ ج) خطوارگی L3 که به صورت محور ریزچین‌ها در شیب‌ها شکل گرفته است.



شکل ۹- وضعیت نسل‌های مختلف خطوارگی‌های در مجموعه دگرگون باجگان. الف) استریوگرام پراکندگی خطوارگی L1 در سنگ‌های مختلف دگرگونی به صورت سه گوش‌های تیره. برگوارگی میانگین (سه گوش قرمز) دارای وضعیت ۱۳۴/۵۴ است؛ ب) استریوگرام پراکندگی خطوارگی L2 در سنگ‌های مختلف دگرگونی به صورت سه گوش‌های تیره. برگوارگی میانگین (چهارگوش قرمز) دارای وضعیت ۲۰۳/۵۴ است؛ ج) استریوگرام پراکندگی خطوارگی L3 در سنگ‌های مختلف دگرگونی به صورت دایره‌های تیره. برگوارگی میانگین (چهارگوش قرمز) دارای وضعیت ۱۰۱/۷۲ است.

۵-۳- مرحله دوم دگرریختی (D2)

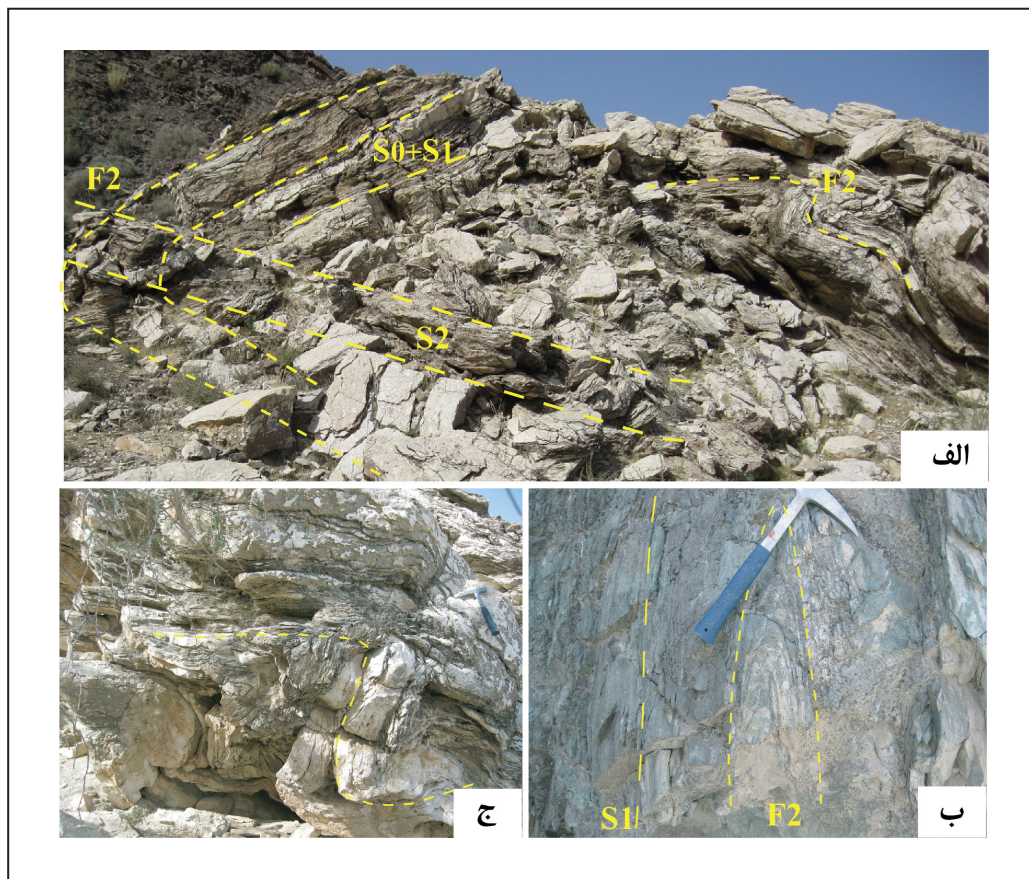
در جریان این مرحله از دگرریختی عناصر ساختاری شکل گرفته در مرحله پیشین دستخوش تغییر وضعیت می‌شوند و یا اینکه ساختارهای جدیدی شکل می‌گیرند. عناصر ساختاری که در این مرحله از دگرریختی به وجود می‌آیند، چین‌های F2، برگوارگی S2 و خطوارگی L2 هستند.

چین‌های F2: این دسته از چین‌ها برگوارگی S1 را تحت تأثیر می‌دهند. چین‌های F2 از لحاظ هندسی به گونه چین‌های خوابیده، تک شیب و چین‌های مایل دیده می‌شوند. این چین‌ها به طور معمول در پهنه‌های برش شکل می‌گیرند. در مورد چین‌های تک شیب، برگوارگی S2 به موازات صفحه محوری چین و نیز برگوارگی S1 شکل می‌یابد (شکل‌های ۱۰- الف و ب) ولی در مورد چین‌های مایل صفحه محوری چین مایل است. چین‌های مایل به دو دسته چین‌های S و یا Z شکل یافت می‌شوند (شکل ۱۰- ج).

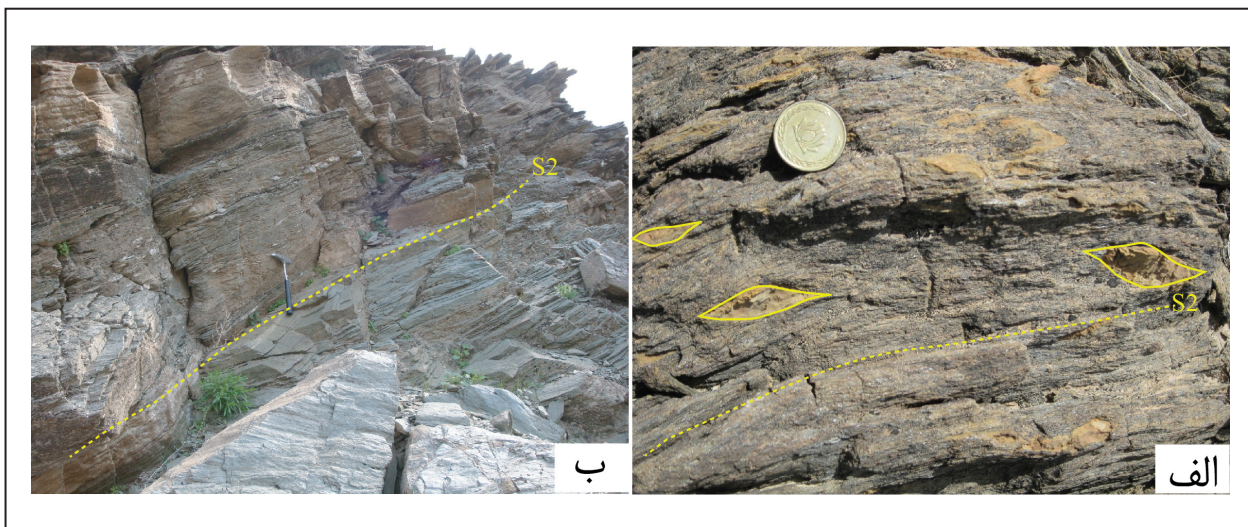
برگوارگی S2: برگوارگی S2 به طور غیرفراگیر سنگ‌های ناحیه را تحت تأثیر خود قرار داده است. این برگوارگی بیشتر در پهنه‌های برشی و به صورت برگوارگی میلونیتی دیده می‌شود. گسترش آن با حضور قطعات سنگی و کانی‌هایی که به صورت لیتوکلست

درآمده و یا لایه‌بندی کاذب در مرمرها همراه است (شکل‌های ۱۱- الف و ب). صفحه میانگین این برگوارگی دارای راستای شمال خاور جنوب باختر و شیب به سمت شمال باختر دارد (شکل ۷- ج). در مقیاس میکروسکوپی بافت میلونیتی به صورت کانی‌های کشیده کوارتز در زمینه کانی‌های گروه میکا شامل مسکوویت و بیوتیت نمایان هستند (شکل ۶- ب). این برگوارگی به صورت صفحات موازی هم که در بین آنها برگوارگی S1 دچار چین خوردگی شده نیز دیده می‌شوند. کانی‌های درجه پایین دگرگونی به موازات برگوارگی S2 متبلور و آرایش می‌یابند. گسترش این برگوارگی در شیب‌ها و مرمهرای ناحیه بیشتر است.

خطوارگی L2: این خطوارگی بیشتر در پهنه‌های برشی بر روی برگوارگی S2 ظاهر می‌شود. خطوارگی L2 بیشتر از نوع خطوارگی کشیدگی کانی حاصل کشیدگی کانی‌های کوارتز و فلدسپار است و در مناطقی به بافت خطی چیره (L-tectonite) تبدیل می‌شود (شکل ۸- ب). راستای چیره این برگوارگی، شمال خاوری جنوب باختری است و خطوارگی میانگین با راستای شمال خاوری - جنوب باختری دارای میل متوسط به سمت جنوب باختری دارد (شکل ۹- ب).



شکل ۱۰- چین‌های F2 مربوط به مرحله دوم دگرریختی. الف) چین F2 که بر روی برگوارگی S0+S1 اثر کرده و برگوارگی S2 به صورت برگوارگی سطح محوری ایجاد شده است؛ ب) چین F2 از نوع خوابیده با صفحه‌ی محوری موازی با برگوارگی زمینه (S1) که در یک پهنه برشی شکل گرفته است؛ ج) چین F2 از نوع Z شکل با صفحه‌ی محوری مایل به برگوارگی زمینه شکل گرفته است.



شکل ۱۱- برگوارگی میلونیته S2 در کالک شست‌های باختر کوه پشنگ، الف) حضور قطعات کرناته به صورت پورفیروکلیست‌های سیگما در میان برگوارگی سوی برش چپ بر را نشان می‌دهد؛ ب) گسترش برگوارگی S2 در مرمرهای دولومیتی و کلسیتی که به صورت لایه‌بندی کاذب تظاهر یافته است.

۵-۴- مرحله سوم دگرریختی (D3)

در جریان این مرحله از دگرریختی چین‌های F3، برگوارگی S2 و خطوارگی L3 شکل گرفته‌اند.

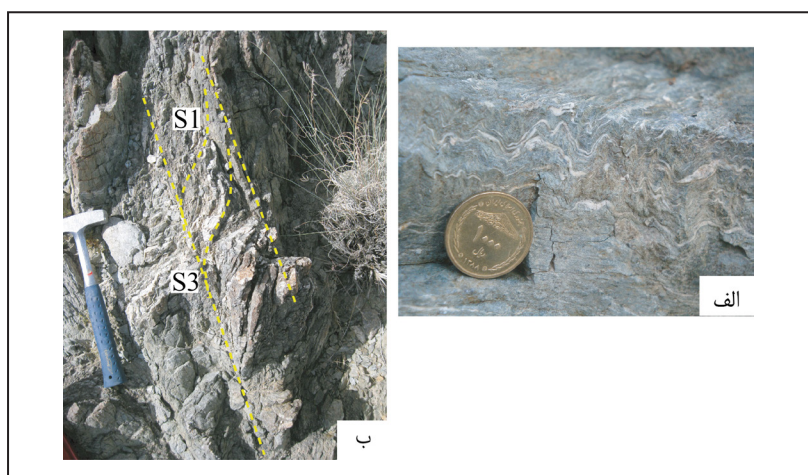
– **چین‌های F3:** در مرحله سوم دگرریختی برگوارگی‌های پیشین (بیشتر برگوارگی S1) تحت تأثیر چین‌خوردگی‌های F3 قرار گرفته و برگوارگی S3 به صورت برگوارگی ریزچین از نوع فاصله‌دار ایجاد می‌شود. این دسته از چین‌ها به صورت چین‌های میان‌مقیاس تاریزچین‌های میکروسکوپی دیده می‌شوند (شکل ۱۲- الف).
– **برگوارگی S3:** این برگوارگی در مقیاس رخنمون و مقیاس میکروسکوپی به صورت برگوارگی فاصله‌دار دیده می‌شود. برگوارگی‌های پیشین در میان صفحات برگوارگی S3، دچار چین‌خوردگی می‌شوند (شکل‌های ۶- ج، ۱۲- ب). از لحاظ هندسی این برگوارگی پراکنده است و صفحه محوری میانگین آن دارای شیب کم به سمت جنوب است (شکل ۷- ه). راستای چیره این برگوارگی شمال باختری جنوب خاوری است (شکل ۷- و). محتوای کانی‌شناسی این برگوارگی شمال‌کانی‌های درجه پایین دگرگونی است و سازوکار دگرریختی بیشتر از نوع انحلال می‌باشد. کانی‌های شاخصی چون گارنت که در مرحله اول دگرریختی شکل گرفته‌اند، در مرحله سوم دگرریختی به صورت پورفیروبلست‌های میان‌زمین‌ساختی

(Intertectonic porphyroblast) نمایان می‌شوند (شکل ۶- د).

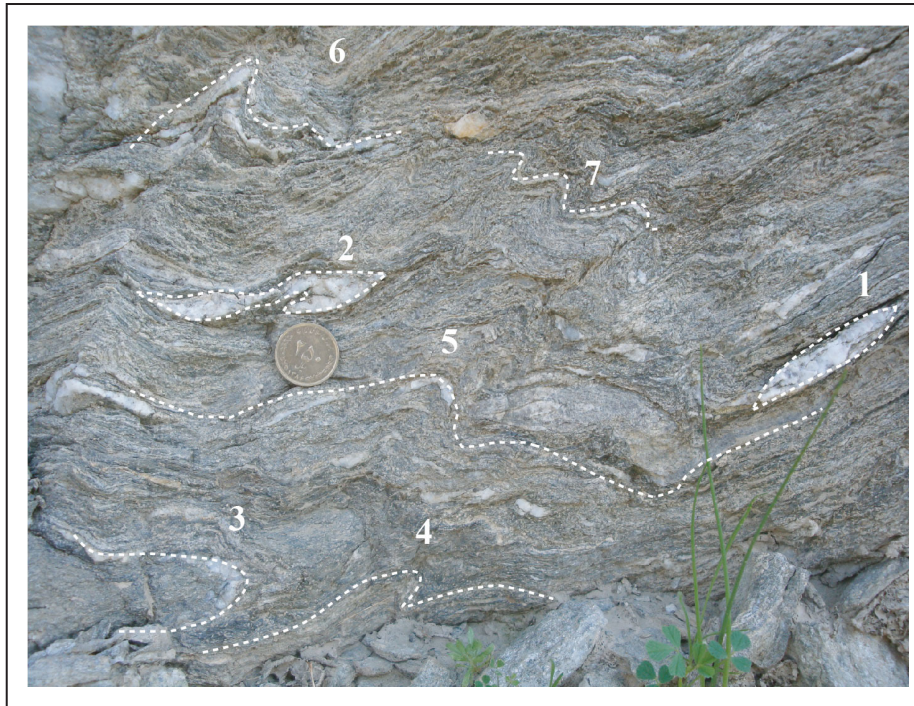
– **خطوارگی L3:** خطوارگی L3 به‌گونه‌ای لولای محوری چین‌های F3 شکل می‌گیرد (شکل ۸- ج). از لحاظ هندسی این خطوارگی پراکنده است و محور میانگین دارای روند جنوب خاوری با زاویه زیاد است (شکل ۹- ج).

۶- فرانهادگی (Overprinting) عناصر ساختاری

با توجه به ایجاد ساختارهای مختلف در جریان مرحله‌های دگرریختی توصیف شده، فرایند فرانهادگی این ساختارها نیز قابل انتظار خواهد بود. در برخی رخنمون‌های سنگ‌های شستی، کالک‌شست و مرمر، توالی ساختارهای شکل گرفته در مرحله‌های مختلف دگرریختی و فرانهادگی آنها قابل شناسایی است. شکل ۱۳ نمونه‌ای از این رخنمون‌ها در کالک‌شست است که عناصر ساختاری مختلف مربوط به دگرریختی‌های متوالی در آن شناسایی شده‌اند. در این رخنمون چین F1 به صورت چین بدون ریشه، چین F2 به صورت تک شیب با صفحه محوری به تقریب موازی با برگوارگی و در نهایت چین‌های F3 مربوط به آخرین رویداد دگرریختی حضور دارند.



شکل ۱۲- الف) ریزچین‌های مرحله سوم دگرریختی در شست‌های کرناته؛ ب) برگوارگی ریزچین S3 به‌گونه برگوارگی فاصله‌دار که در میان آن برگوارگی S1 دچار چین‌خوردگی شده است.



شکل ۱۳- نمونه‌ای از فرانهادگی ساختارها در کالک شیبست‌های مجموعه دگرگونی باجگان، ساختارها به ترتیب شماره‌های روی شکل به شرح زیر هستند: (۱) بودین‌شدگی در جریان کشش همزمان با چین‌خوردگی در مرحله اول دگرریختی؛ (۲) چین F1 به صورت چین بدون ریشه؛ (۳) چین F2 به گونه تک شیب با صفحه محوری موازی با برگوارگی؛ (۴، ۵ و ۶) چین F2 با صفحه‌ی محوری به تقریب مایل نسبت به برگوارگی زمینه؛ (۷) چین F3 مربوط به آخرین مرحله دگرریختی شکل‌پذیر (D3).

۷- بحث و نتیجه‌گیری

نزدیک‌تر و از محل برخورد فاصله دارد، روی داده و دگرگونی فشار بالاتر در بخش جنوبی و نزدیک به محل برخورد یا خط درز زاگرس گسترش یافته است. سازوکار تظاهر شیبست‌های آبی در این ناحیه را می‌توان نتیجه برخورد مکانیکی بین صفحه بالایی و صفحه فرورونده و به دنبال آن فراراندگی (obduction) مواد پایینی پوسته (گلوکوفان شیبست) که پیشتر در جریان فرورانش شکل گرفته‌اند، به سمت سطح زمین دانست (Agard et al., 2006).

نتایج حاصل از بررسی‌های ساختاری در واحدهای سنگی مختلف مجموعه باجگان نشان داد که دگرریختی ناحیه‌ای در قالب سه مرحله رویداد دگرریختی بر آنها اثر گذاشته است. هر کدام از این مرحله‌های دگرریختی با ایجاد عناصر ساختاری ویژه‌ای همراه هستند. به دنبال وارد آمدن اولین تنش‌های زمین‌ساختی به ناحیه، مجموعه سنگ‌های رسوبی و آذرین اولیه دچار دگرریختی شده و همزمان با بالا رفتن درجه حرارت و فشار، کانی‌های دگرگونی در راستای تنش ایجاد شده به صورت جهت‌دار متبلور شده‌اند. حاصل این فرایند شکل‌گیری اولین و قوی‌ترین رویداد دگرریختی (D1) است که با چین‌خوردگی و ایجاد برگوارگی سطح محوری S1 به گونه‌ای فراگیر همراه بوده است. با توجه به محتوای کانی‌شناسی، دگرگونی همراه با این رویداد بالاترین دگرگونی در منطقه بوده و در شرایط رخساره آمفیبولیت ایجاد شده است (Dorani et al., 2017).

مرحله دوم دگرریختی با ایجاد کانی‌های درجه پایین دگرگونی مسکوویت، بیوتیت و اپیدوت و جایگزینی گارنت‌های مرحله اول دگرگونی با کلریت و اپیدوت است. این شرایط نشانگر رخساره شیبست سبز و کاهش دما و فشار طی دگرگونی برگشتی است. دورانی و همکاران (Dorani et al., 2017) درجه حرارت ۲۷۰-۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳-۶ کیلوبار را برای این مرحله از دگرگونی برآورد نموده‌اند. با توجه به ایجاد پهنه‌های برشی طی این مرحله از دگرریختی و

بررسی میکروسکوپی نمونه‌های سنگی مجموعه باجگان نشان می‌دهد که دگرگونی به گونه یکنواخت در آن توسعه پیدا نکرده است. بر این اساس شیبست‌های بازیک و پلیتی مجموعه باجگان توسط مک‌کال (McCall, 1985) به سه پهنه دگرگونی تقسیم شده‌اند (شکل ۲). کانی‌های شاخص سنگ‌های بازیک و پلیتی مطابق جدول ۱ در این سه پهنه شناسایی شده‌اند.

جدول ۱ نشان می‌دهد که بر پایه محتوای کانی‌شناسی سنگ‌های دگرگون، دو نوع دگرگونی متفاوت در بخش جنوبی و بخش شمالی ناحیه باجگان روی داده است. مطالعات دورانی و همکاران (Dorani et al., 2017) نشان می‌دهد که شیبست‌های گارنت‌دار موجود در بخش شمالی مجموعه باجگان فشار بیش از ۹ کیلوبار و دمای بین ۵۶۰ تا ۶۷۵ درجه سانتی‌گراد را در شرایط اوج دگرگونی تحمل کرده‌اند. گرادیان زمین‌گرمایی به دست آمده برای این دگرگونی ناحیه‌ای، ۱۹ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر برآورد شده که نشان می‌دهد سنگ‌های این مجموعه تا ژرفای حدود ۳۱ کیلومتری پوسته فرو رفته‌اند. همچنین بر اساس مطالعات هونزیکر (Hunziker, 2014) دما و فشار تشکیل شیبست‌های آبی در بخش جنوبی مجموعه باجگان ۳۴۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد و ۹ تا ۱۳ کیلوبار تعیین شده که معادل ژرفایی برابر ۳۰ کیلومتر است.

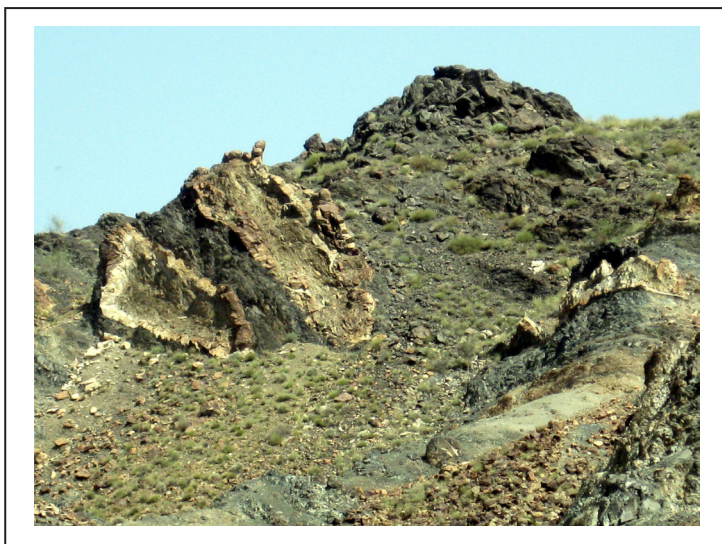
وجود دو نوع دگرگونی متفاوت در مجموعه باجگان را می‌توان با مدل کمربند جفت دگرگونی توضیح داد (Miyashiro, 1961). بر اساس این مدل بخش جنوبی سندانج سیرجان از دو پهنه دگرگونی، با دما و فشار متفاوت تشکیل شده است (Sarkarinejad, 1999; Sarkarinejad and Azizi, 2008; Davoudian et al., 2008). مطابق الگوی ارائه شده توسط آکسبورگ، تورکات و کی‌ری (Oxburgh and Turcotte, 1971; Keary et al., 2009) دگرگونی با فشار کمتر در بخش شمالی مجموعه که به ادامه کمان ماگمایی سندانج- سیرجان

دورکان در نظر می‌گیرند که توسط افیولیت‌های ناین بافت از ایران مرکزی جدا شده‌اند (برای مثال؛ Burg, 2018; Hunziker, 2014; McCall and Kidd, 1982; Dorani et al., 2017). با این وجود پاندولفی و همکاران (Pandolfi et al., 2021) برپایه یافته‌های سنی و ژئوشیمیایی جدید، خاستگاه به طور کامل اقیانوسی را برای مجموعه باجگان در نظر می‌گیرند. با توجه به وجود سنگ‌های گرانیتی، کوارتز-فلدسپاتیک و طبقات ستر مرم به نظر نمی‌رسد بتوان خاستگاه اقیانوسی را به تمام واحدهای سنگی این مجموعه تعمیم داد. از آنجا که شکل‌گیری مجموعه باجگان به عنوان بخشی از گوه افزایشی مکران به صورت پهنه‌های فلسی (imbricate zones) بوده و با توجه به اینکه گوه‌های افزایشی به طور معمول از بخش‌های مختلفی همچون بازالت‌های کف اقیانوسی، رسوبات پلاژیک، رسوبات مربوط به گودال اقیانوسی، کمان آتشفشانی قاره‌ای و توده‌های قاره‌ای مجاور پهنه فرورانش تشکیل می‌شوند، به نظر می‌رسد سنگ مادر مجموعه باجگان نیز از واحدهای سنگی با خاستگاه متفاوت (قاره‌ای و اقیانوسی) تشکیل شده باشد که طی فرایند فرورانش و تشکیل گوه افزایشی با هم درآمخته‌اند. به این ترتیب گمان میرود نتایج داده‌های ژئوشیمیایی و سنی به دست آمده توسط پاندولفی و همکاران (Pandolfi et al., 2021) همگی مربوط به بخش‌های با خاستگاه اقیانوسی از این مجموعه باشند و خاستگاه اقیانوسی قابل تعمیم به کل این مجموعه نیست.

کانی‌های درجه پایین شکل گرفته طی دگرگونی همراه آن، این مرحله را می‌توان مرتبط با فراراندگی مجموعه شیست‌های آبی، انتقال مواد سنگی زیرین به سطوح بالایی و کاهش فشار وارده بر سنگ‌های ناحیه دانست. رویداد دگرریختی سوم با ایجاد برگوارگی ریزچین فاصله‌دار در مجموعه باجگان به‌ویژه در شیست‌های آن همراه است. با توجه به اینکه کانی‌های دگرگونی قابل توجهی طی این رویداد شکل نگرفته‌اند، دمای دگرریختی بالا نبوده و این دگرریختی در سطوح بالایی پوسته بر مجموعه باجگان اثر کرده است.

مجموعه دگرگونی باجگان پس از دگرگونی تحت‌تأثیر رویدادهای دگرریختی آلپی سنوزوییک ناشی از فرایند برخورد قاره‌ای قرار گرفته است. طی این رویدادها مجموعه باجگان در اثر تنش‌های فشاری بر روی افیولیت‌ها رانده شده و سپس توسط گسله‌های راستالغز جابه‌جا شده است. این دگرریختی‌ها بیشتر در شرایط شکننده روی داده‌اند اما در بخش‌هایی که میزان تنش افزایش می‌یابد ساختارهای شکل‌پذیر همانند چین‌های غلافی نیز به وجود می‌آیند (شکل ۱۴). دو نمونه از ساختارهای بارز شکل گرفته در این مرحله گسله‌های رودان و سبزواران هستند.

بیشتر پژوهشگران با ارائه شواهدی مجموعه باجگان را به عنوان یک پی‌سنگ قاره‌ای دگرگون به سن پالئوزوییک پیشین یا کهن‌تر متعلق به صفحه باجگان-



شکل ۱۴- پهنه گسلی شکل‌پذیر در اثر عملکرد گسله رودان و ایجاد چین غلافی در مرز بین شیست‌های مجموعه باجگان و افیولیت‌ها. ناحیه کوه دلم (نگاه به سمت شمال باختر).

جدول ۱- پراکندگی کانی‌های دگرگونی در سه پهنه در مجموعه دگرگون باجگان (برگرفته از McCall, 1985).

پهنه	محتوای کانی‌شناسی شیست‌های پلیتی	محتوای کانی‌شناسی شیست‌های بازیک
I	مسکوویت + کلریت	گلوکوفان + اکتینولیت + کلریت + آلپیت + کلینوزویت.
II	مسکوویت + کلریت + آلپیت - گارنت	اکتینولیت یا هورنبلند + آلپیت پورفیروبلستیک + کلریت + کلینوزویت
III	مسکوویت + بیوتیت + گارنت + کلریت	هورنبلند + آلپیت یا الیگو کلاز + کلینوزویت + کلریت فرعی

References

- Agard, P., Monié, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Meyer, B., Labrousse, L., Vrielynck, B., Jolivet, L., and Yamato, P., 2006. Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics. *J. Geophys. Res.* 111, B11401. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB004103>, 28 pp.
- Burg, J.-P., 2018. Geology of the onshore Makran accretionary wedge: Synthesis and tectonic interpretation. *Earth Sci. Rev.* 185, 1210-1231.
- Davoudian, A. R., Genser, J., Dachs, E., and Shabanian, N., 2008. Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Mineralogy and Petrology* 92, 393–413.
- Delavari, M., Dolati, A., Marroni, M., Pandolfi, L., and Saccani E., 2016. Association of MORB and SSZ ophiolites along the shear zone between Coloured Mélange and Bajgan Complexes (North Makran, Iran): Evidence from the Sorkhband area. *Ofoliti*, 41, 21-34.
- Dorani, M., Arvin, M., Oberhänsli, R., and Dargahi, S., 2017. P-T evolution of metapelites from the Bajgan complex in the Makran accretionary prism, south eastern Iran. *Geochem.* 77, 459–475.
- Hassanzadeh, J., and Wernick, B.P., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics* 35, 586–621.
- Hunziker, D., 2014. Magmatic and Metamorphic History of the North Makran Ophiolites and Blueschists (SE Iran): Influence of Fe³⁺/Fe²⁺ Ratios in Blueschist Facies Minerals on Geothermobarometric Calculations. ETH Zurich, Switzerland, Zürich (ETH-Zürich 364 pp).
- Hunziker, D., Burg, J.P., Bouilhol, P., and Quadt, A., 2015. Jurassic rifting at the EurasianTethys margin: geochemical and geochronological constraints from granitoids of North Makran, SE Iran. *Tectonics* 34 (3), 571–593.
- Hushmand Zadeh, A., and Berberian, M., 1972. A brief note on early kimmerian orogeny and high grade metamorphism in the Sanandaj-Sirjan belt, Iran. Ministry of Economy, Geological Survey of Iran
- Hushmand Zadeh, A., 1977. Ophiolites of south Iran and their problems: unpublished report field, Geological and Mineral Survey of Iran.
- Keary, P., Klepeis, K.A., and Vine, F.J., 2009. *Global Tectonic*, third ed. Wiley-Blackwell, 482 p.
- McCall, G.J.H., 1985. Explanatory Text of the Minab Quadrangle Map: 1:250,000, No. J13. Geological Survey of Iran, Tehran, 530 p.
- McCall, G.J.H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *J. Asian Earth Sci.* 15, 517-531.
- McCall, G.J.H., and Kidd, R.G.W., 1982. The Makran southeastern Iran: the anatomy of a convergent margin active from Cretaceous to present. In: Leggett, J.K. (Ed.), *Trench-forearc geology: sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins*, Geological Society of London Special Publications vol. 10, pp. 387-397.
- McCall, G.J.H., 2002. A summary of the geology of the Iranian Makran. Geological Society, London, Special Publications, v. 195, p. 147-204
- Miyashiro, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology* 2, 277–311.
- Oxburgh, E.R., and Turcotte, D.I., 1971. Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in Island arc regions?. *J. Geophys. Res.* 76, 1315–1327.
- Pandolfi, L., Barbero, E., Marroni, M., Delavari, M., Dolati, A., Di Rosa, M., Frassi, C., Langone, A., Farina, F., MacDonald, C. S., and Saccani, E., 2021. The Bajgan Complex revealed as a Cretaceous ophiolite-bearing subduction complex: A key to unravel the geodynamics of Makran (southeast Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 222, 104965
- Sabzehei, M., 1974. Les mélanges ophiolitiques de la région d’Esfandageh (Iran méridional). Etude pétrologique et structurale; interprétation dans le cadre Iranien, Ph.D. thesis, 306 pp., Université de Grenoble, Grenoble, France
- Sarkarinejad, K., 1999. Tectonic finite strain analysis using: Ghouri deformed conglomerate, Neyriz area, Southwestern Iran. *Iranian Journal of Science and Tecnology.* 23, 352–363.
- Sarkarinejad, K., and Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpressio along the Zagros Thrust System, Iran. *Journal of Structural Geolgy.* 30, 116–136.
- Sheikholeslami, M.R., 2002. Evolution structurale et métamorphique de la marge sud de la microplaque de l’Iran central: les complexes métamorphiques de la région de Neyriz (zone de Sanandaj-Sirjan), Thèse, université de Brest, 194 p.
- Sheikholeslami, R., Bellon, H., Emami, H., Sabzehei, M., and Pique, A., 2003. Nouvelles données structurales et datations ⁴⁰K/⁴⁰Ar sur les roches métamorphiques de la region de Neyriz (zone de Sanandaj-Sirjan, Iran méridional). Leur intérêt dans le cadre du domaine néotéthysien du Moyen-Orient. *C. R. Geosci.* 335, 981–991.

Original Research Paper

Polyphase deformation in Bajgan metamorphic complex, southeastern Sanandaj-Sirjan termination zone

Mohammad Reza Sheikholeslami*

¹Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran**ARTICLE INFO***Article history:*

Received: 2022 February 12

Accepted: 2022 August 20

Available online: 2022 December 22

Keywords:

Bajgan metamorphic complex

Sanandaj-Sirjan zone

Metamorphism

Deformation

ABSTRACT

Bajgan metamorphic complex is located at the southeastern termination of the Sanandaj-Sirjan zone in north of Makran. The metamorphic rocks, having igneous and sedimentary origins, are in tectonic contact with ophiolite assemblages and colored mélangé. The rocks can be divided in four units based on lithological characteristics. These units are covered by Pliocene and Quaternary sediments. Structural study indicates the presence of three syn-metamorphic stages of deformation in ductile condition. The main structures elements are different generation of folds, foliation and lineation, each of them has been generated during a specific stage and superimposed on each other. The structural elements in this complex have emerged during subduction, ophiolite obduction and exhumation, respectively.

* Corresponding author: Mohammad Reza Sheikholeslami; E-mail: rezasheikholeslami@yahoo.com

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/gsj.2022.329408.1982

dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.4.27.3

