

## تکتونیک لبه شرقی پهنه لوت در منطقه نهبندان؛ موردی از معماری یک حاشیه همگرای قدیمی

سیده نارسیس خادمی<sup>۱</sup>، ساسان باقری<sup>۲\*</sup>، محمد نبی گرگیج<sup>۳</sup>، پیتر اوزوارت<sup>۴</sup>، صفیه جعفری<sup>۵</sup>

- ۱- کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زاهدان، زاهدان، ایران.
- ۲- استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زاهدان، زاهدان، ایران.
- ۳- دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زاهدان، زاهدان، ایران.
- ۴- استادیار، گروه تحقیقاتی ETLE-MTM-ATM، پالئونولوژی، بوداپست، مجارستان.
- ۵- کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زاهدان، زاهدان، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۰/۲۴

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۱۲



### چکیده

حاشیه شرقی پهنه لوت در منطقه نهبندان با توالی ضخیمی از سنگ‌های سیلیسی - کلاستیکی ریزدانه متناسب به تریاس فوقانی - ژوراسیک مشخص می‌شود. مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی چهار واحد تکتونو - استراتیگرافی را برای منطقه مذکور پیشنهاد می‌کنند که به ترتیب از غرب به شرق با راستای تقریبی شمالی - جنوبی کشیده شده‌اند. این واحدها عبارتند از: (۱) واحد شیلی - ماسه‌سنگی تریاس - ژوراسیک؛ این واحد توسط پلوتون‌های ژوراسیک بالایی قطع و با بقایایی از توالی ولکانو - کلاستیکی ژوراسیک بالایی پوشانیده می‌شود. در مرز شرقی، میان لایه‌های آهک پلاژیک همراه با بازالت‌ها، رادیولاریت‌های تریاس فوقانی را نشان می‌دهد. (۲) واحد ایستولیتی؛ توالی به هم ریخته ایستوسترومی که بلوک‌های ماسه‌سنگ در درون یک ماتریکس فیلیتی شده سرگردان بوده و بقایایی از بازالت‌های بالشی به چشم می‌خورد. (۳) کمر بند سبز؛ کمر بند چند کیلومتری از بازالت‌های دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز با سن جوانتر از ژوراسیک مشخص است؛ ژئوشیمی این سنگ‌ها حکایت از مناطق بالای پهنه فرورانش و مورب دارند. دگرشکلی شدید و چین‌های بزرگ خوابیده به سمت شرق تا شمال شرق در حاشیه این واحد، حکایت از جابجایی سفره‌های رانده عظیم در لبه لوت به سمت پهنه جوش خورده سیستان دارد. (۴) واحد فیلیتی؛ از سنگ‌های پلیتی با دگرگونی ضعیف تشکیل شده و باشاخه‌های گسل نه‌غربی بریده شده است. اثر فسیلی پالئودیکتیون با سن احتمالی ائوسن در این واحد تشخیص داده شده است. ماهیت و وضعیت قرارگیری واحدهای تکتونیک منطقه شباهت به یک کمپلکس افزایشی در حاشیه شرقی پهنه لوت دارد که از گوه‌های افزایشی کرتاسه - ائوسن و تریاس - ژوراسیک تشکیل یافته است. چنین وضعیتی ممکن است استمرار فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر لبه لوت از اواخر تریاس تا ائوسن را بازگو کند که با یک حادثه برخورد در شرق ایران به اتمام رسیده باشد.

**کلید واژه‌ها:** پهنه لوت؛ پهنه جوش خورده سیستان؛ رشته کوه‌های بوبک؛ گوه افزایشی؛ نئوتیس.



## ۱- مقدمه:

ساختار تکتونیکی فلات ایران به صورت چند خرد قاره چسبیده بهم تفسیر شده است که نتیجه پیوستن بلوک‌های مشتق شده از گندوانا به اوراسیا بعد از بسته شدن حوزه‌های اقیانوسی مرتبط با پالئوتیس و نئوتیس است (Berberian and King, 1981; Sengor, 1990; Ri-; cou, 1994; Bagheri and Stampfli, 2008). برخورد های قاره‌ای بین اوراسیا و صفحه‌های عربی و هند تاریخچه تکتونیکی ایران را پیچیده تر کرده‌اند. دگرشکلی‌های پیشرونده و فعالیت‌های لرزه‌ای شدید نتیجه فعالیت‌هایی بوده که در طول گسل‌های تشکیل شده یا دوباره فعال شده متمرکز شده‌اند (Walker and Jackson, 2004; Jenkins et al., 2013). بحث‌های متعددی بر تاریخچه تکتونیکی سنوزوئیک و مزوزوئیک یعنی فاصله زمانی تولد و بسته شدن حوزه‌های اقیانوسی قدیمی وجود دارد (Berberian and king, 1981; Sengör, 1984; Decourt et al, 1986; Golonka 2004; Bagheri and Stampfli, 2008; Hassanzadeh and Wernicke, 2016). در این مطالعات تاریخچه تشکیل و گسترش رشته کوه‌های شرق ایران بین دو بلوک قاره‌ای لوت و افغان، که از آن بیشتر با عنوان پهنه جوش خورده سیستان یاد می‌شود، قابل تأمل است (Tirrul et al., 1983). این منطقه جوش خورده رشته کوه‌های شرق ایران را دربرمی‌گیرد و از شمال به پهنه لوت و از جنوب به کمربند چین - راندگی جوان مکران محدود می‌شود (Aghanabati, 1994).

در شرق ایران افق‌های ضخیمی از رسوبات دریایی آب‌های عمیق همراه با ملائز افیولیتی رخنمون دارند (Stocklin, 1968; Delaloy and Desmons, 1980; Tirrul et al., 1983). جوش خورده سیستان گسترش یافته‌اند و نشانه‌ای از مرز بین پهنه لوت (بخش شرقی خرد قاره ایران مرکزی) و بلوک قاره‌ای افغان (بخش غربی بلوک کاراکروم - پامیر) هستند (Tapponnier et al., 1981; Montecat, 2009). بر اساس تئوری تکتونیک صفحه‌ای، بیشتر رشته کوه‌های کره زمین در مرزهای صفحه‌های همگرا ساخته می‌شوند. منشورهای افزایشی به عنوان یکی از خصوصیات زون‌های فرورانش سهم بسزایی را در رشد و تحولات حاشیه صفحات بر عهده داشته و حوادث چین خوردگی، گسلش، فعالیت‌های آذرین و دگرگونی متعددی را در تجمعات ضخیم رسوبات خود ثبت می‌کنند (Dewey and Bird, 1970; Gill, 1981; Lash, 1987; Dickinson, 1995; Taylor and Natland, 1995; Flower, et al., 1998; Tatsumi and Kogiso, 2003; Eiler, 2004).

منشورهای افزایشی در بالای پهنه‌های فرورانش و در پیشانی حوزه‌های پیش کمان میان اقیانوسی یا کمان‌های قاره‌ای توسعه

می‌یابند (Dickinson and Seely, 1979; Davis et al., 1983; Dahlen, 1990; Lallemand, 1994; Dickinson, 1995). همچنین زون‌های فرورانش می‌توانند در محدوده کاملاً متغییری از رژیم‌های تکتونیکی کششی تا فشارشی ظاهر شوند (Uyeda and Kanamori, 1979).

نظریه‌های مختلفی برای سیر تکاملی اقیانوس قدیمه سیستان و حاشیه‌های قاره‌ای اطراف آن پیشنهاد شده؛ می‌توان آن‌ها را به سه گروه اصلی تقسیم نمود. اقیانوس سیستان یک حوزه اقیانوسی با دوره حیات کوتاه بوده که در کرتاسه پسین بین بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان ظاهر می‌شود و در بازه زمانی کوتاهی بعد از یک فرورانش با شیب به سمت شرق به زیر حاشیه قاره‌ای افغان کاملاً بسته شده است (Tirrul et al., 1983; Agard et al., 2011; Angi-; boust et al., 2012).

در مقابل گروهی از محققین به فرورانش سنگ کره اقیانوسی سیستان به زیر لوت باور دارند (Pang et al., 2013). این حادثه در کرتاسه به وقوع پیوسته و تا اواخر پالئوسن به اتمام رسیده است. این رخداد به خوبی توسط فعالیت‌های ماگمایی درونی و بیرونی سنگ‌های کالک - آلکالین ماستریشین و پالئوسن تأیید می‌شود.

در این راستا برخی نویسندگان پیشنهاد داده‌اند که بلوک افغان یک خرد قاره مستقل کوچکی بوده است که سرتاسر اقیانوس نئوتیس را به سمت شمال غرب، در زمان ژوراسیک تا اوایل کرتاسه طی نموده و در زمان قبل از کرتاسه زیرین به نزدیکی لوت و حاشیه‌های قاره‌ای اوراسیا رسیده است (Wittekindt, 1973; Stocklin, 1977; Tapponnier and Molnar, 1977; Blaise et al., 1978; Mattauer et al., 1978; Molnar and Tapponnier, 1978; Cassaigneau, 1979; Norton and Sclater, 1979; Tapponnier et al., 1981; Siehl, 2015). بر اساس این فرضیه اقیانوس سیستان در زمان ژوراسیک در اثر حرکت انتقالی بین بلوک‌های لوت و افغان باز شده است و در پی آن بسته شدن شاخه اقیانوسی بین بلوک‌های لوت و افغان در زمان ائوسن - الیگوسن در طی یک فرورانش میان اقیانوسی با شیب به سمت شرق رخ داده است (Saccani et al., 2010). ایشان در پژوهش‌های خود بیان می‌دارند که وجود افیولیت‌هایی از نوع افیولیت‌های بالای مناطق فرورانش نشان می‌دهند که فرورانش به زیر بلوک افغان با گسترش یک کمان میان اقیانوسی همراه بوده است. Arjmanzadeh et al., (2011) در مطالعات خود، فرورانش نامتقارن دو سویه‌ای را پیشنهاد نموده و شواهدی را برای فرورانش به زیر پهنه لوت در زمان ترشیری ارائه داده است.

محمودی و همکاران (Mohammadi et al., 2016) پیشنهاد



صحرايي در چند مرحله به منظور شناسايي واحدهاي مختلف تکتونیکي و چينه‌اي، ارتباط اين واحدها با یکدیگر، چين خوردگی‌ها، گسل‌ها مطالعه شده و نمونه‌برداری‌های لازم، انجام گرفته است. هدف از انجام اين پژوهش، تعيين سن حداقل بخشی از حاشیه شرقی په‌نه لوت، بر اساس داده‌های دیرینه‌شناسی جدید و نائل شدن به درک مناسبی از محیط تکتونیکي متشکل از مجموعه سيلیسی - کلاستيکی شرق شاه‌کوه است که برخی از آن‌ها به شکل یک مجموعه بهم افزوده شده‌اند.

تعدادی از سنگ‌های مافیک منطقه نمونه‌برداری شده و پس از انجام مطالعات میکروسکوپی انتخاب و تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کیمیا و خاکی کیمیا به روش طیف‌نگاری جرمی (ICP-MS) بر روی آن‌ها صورت پذیرفته است. برخی از نمونه‌های سنگی رسوبی جهت تعیین سن و مطالعات دیرینه‌شناسی به کشور مجارستان ارسال و به کمک میکروسکوپ الکترونی فسیل‌های رادیولاریت تشخیص و تعیین سن گردیده است.

### ۳- زمین‌شناسی عمومی منطقه:

په‌نه لوت یک سرزمینی با راستای شمالی - جنوبی است که بر اساس گفته Stocklin (۱۹۶۸) پایدار بوده و بخش جنوب شرقی ایران مرکزی را تصرف کرده است. این په‌نه با سرزمین‌های شدیداً دگرشکل شده‌ای احاطه شده است که در بخش‌های شمالی، جنوبی و شرقی وابستگی‌های اقیانوسی روشنی با سری‌های افیولیتی و فیلش‌ها دیده می‌شود (شکل ۱). رخنمون‌های افیولیت ملانژ به سمت غرب، شمال و شرق در اطراف په‌نه لوت، بقایایی از این حوضه اقیانوسی کوچک در زمان کرتاسه هستند. تا زمان ژوراسیک، په‌نه لوت به قلمرو قاره‌ای ایران مرکزی تعلق داشته است. با مقایسه این موقعیت با وضعیت حال حاضر آن، په‌نه لوت یک چرخش ۳۰° - ۹۰° را خلاف جهت عقربه‌های ساعت احتمالاً در زمان ترشیری در نتیجه برخورد هند با اوراسیا داشته است (Conrad et al., 1982; Bagheri and Stampfli, 2008). با این فرض، می‌توان چنین تصور نمود که مرز شرقی امروزی په‌نه لوت، مرز جنوبی آن در زمان مزوزوئیک در راستای حاشیه فعالی بوده است که نئوتتیس به زیر ایران مرکزی فرورانش می‌کرده است (Decourt et al., 1986; Esmacily et al., 2005; Bagheri et al., 2013). بر این اساس یک گوه افزایشی تغییر شکل یافته و یک حوضه جلوی کمان مرتبط با آن ممکن است از جنوب شرق بیرجند تا ایرانشهر در حاشیه شرقی لوت گسترش یافته باشد.

می‌کنند که رخدادهای حرارتی، ماگماتیسم و تغییر شکل‌های ائوسن و الیگوسن در زون جوش خورده سیستان بعد از برخورد به زیر ایران مرکزی کنترل شده و با فرورانش قدیمی‌تر به زیر بلوک افغان سازگار است.

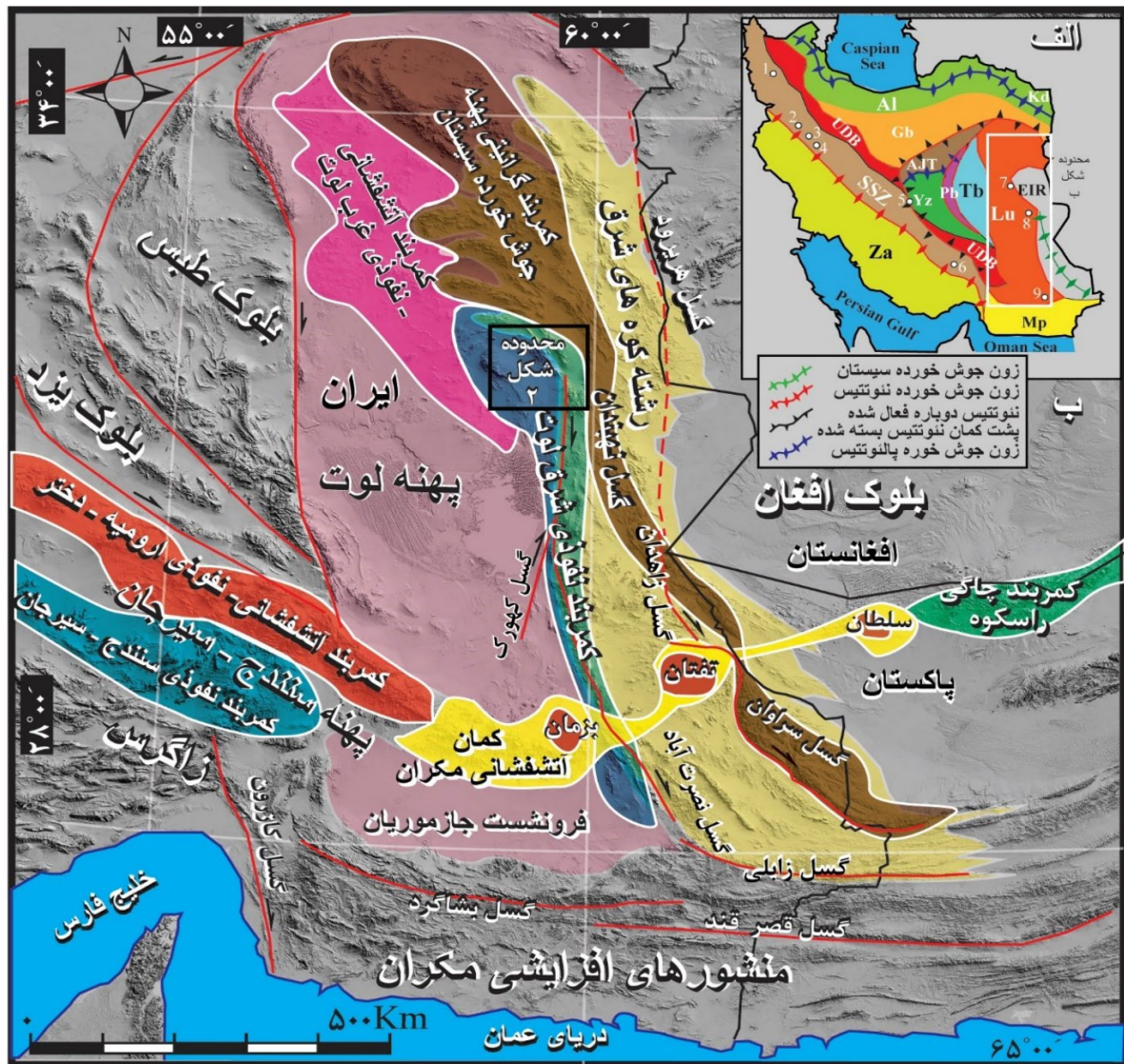
همان‌گونه که در مدل‌های فوق بیان گردیده است، اکثر مدل‌های مورد توافق امروزی از حاشیه غربی بلوک افغان به عنوان حاشیه‌ای فعال نام می‌برند و از این رو استنباط می‌گردد که حاشیه شرقی لوت در اغلب مدل‌های ارائه شده بنظر در جایگاه یک حاشیه غیر فعال تصور گردد. اغلب تفکراتی که حاشیه لوت در منطقه نه‌بندان را حاشیه غیرفعال په‌نه لوت می‌دانند، از شواهدی استفاده می‌کنند که خارج از لبه لوت بوده و تنها استناد به گوه‌های افزایشی کمپلکس‌های افیولیتی په‌نه جوش خورده سیستان دارند. اگر قرار باشد که حوضه شرق ایران موسوم به اقیانوس سیستان (برای مثال: Tirrule et al., 1983; McCall, 1985; Babazadeh and De Wever, 2004) بنا بر این انتظار می‌رود که یک توالی رسوبی نسبتاً پیوسته‌ای، از کرتاسه تا ائوسن بر روی لبه شرقی په‌نه لوت وجود داشته باشد. اما در مقابل چند دگرشیبی شاخص بین ژوراسیک تحتانی یا فوقانی با رسوبات کرتاسه تحتانی یا فوقانی به چشم می‌خورد (مانند کوه شیشه) که در مناطقی حتی به شکل دگرشیبی زاویه‌دار مشاهده می‌شود. همچنین نبود قابل توجه سنگ‌های رسوبی متعلق به پالئوژن و وفور سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مزید بر علت است (گرگیچ و همکاران، ۱۳۹۴؛ حبیبی مود و همکاران، ۱۳۹۵). در مقابل اغلب مدل‌هایی که تأکید بر فرورانش رو به غرب دارند تاکنون نتوانسته‌اند شواهد کافی مبنی بر حضور گوه‌های افزایشی به سمت غرب را ارائه نمایند.

چندین مدل ژئودینامیکی برای تکامل حوضه اقیانوسی سیستان ارائه شده است (Tirrul et al., 1983; Dercourt et al., 1986; Sen-gor et al., 1988). اغلب مدل‌های ارائه شده برای این منطقه بر اساس شواهد سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی فراهم آمده‌اند، اما نبود داده‌های ساختاری، سنگ‌شناسی، دیرینه‌شناسی و ژئوشیمیایی در حاشیه په‌نه لوت، که جایگاه تکتونیکي این بخش را مشخص و محدود می‌نماید تاکنون گزارش نشده است.

در این مقاله بر اساس داده‌های جدید در منطقه نه‌بندان که یک ناحیه کلیدی بین زون جوش خورده و حاشیه شرقی په‌نه لوت است، به موارد اشاره شده در فوق پرداخته می‌شود.

### ۲- روش پژوهش:

این پژوهش بر مبنای مطالعه تصاویر ماهواره‌ای، پیمایش‌های



شکل ۱. الف) نقشه پهینه‌بندی ساختاری - رسوبی ایران به همراه موقعیت پهینه لوت و رشته کوه‌های شرق ایران؛ ب) موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصاویر ماهواره‌ای srtm (برگرفته از Ghodsi et al., ۲۰۱۶ با پاره ای تغییرات).

پتاسیم بالا و موقعیت زمین ساختی حاشیه فعال قاره‌ای را برای این سنگ‌ها متصور شده و آن را شهادی بر فرورانش به زیر پهینه لوت دانسته‌است.

اشتوکلین و همکاران (Stocklin et al., 1972) سنگ‌های نفوذی در داخل پهینه لوت را به دو رشته نسبت داده که به ترتیب شامل ۱- اکثر گرانیت‌های بعد از ژوراسیک زیرین؛ گرانیت شاه‌کوه را در بر گرفته و همچنین گرانیت‌ها و گرانیت گنیس‌هایی که شدیداً دگرشکل شده‌اند را در مرز شرقی پهینه لوت جای داده است. ۲- رشته دیگر نفوذی‌ها شامل گرانودیوریت‌ها، دیوریت‌ها و میکرودیوریت‌های نیمه آتشفشانی با سن اوایل تا اواسط تشریری می‌باشد. (Berberian and Berberian, 1981) گرانیت شاه‌کوه را به رخداد ژوراسیک نسبت داده و بیان می‌کند که شاه‌کوه پلوتونی

پهینه لوت از سنگ‌های دگرگونی قبل از ژوراسیک، ماسه‌سنگ و شیل‌هایی با سن ژوراسیک تشکیل یافته که گرانیت‌ها و همچنین سنگ‌های آتشفشانی تشریری در آن نفوذ کرده‌اند. این بلوک به طور غالب با سنگ‌های آتشفشانی دوران سوم با ترکیب آندزیتی، داسیتی و نهشته‌های قاره‌ای نئوژن پوشیده شده و ردیف‌های ناقصی از رسوبات دوران اول و دوم نیز در آن نمایان است. همچنین نفوذی‌های اندکی با سن دوران دوم و سوم هم در آن به چشم می‌خورد (Stocklin et al., 1972). باتولیت شاه‌کوه (Berberian and Berberian, 1981) و گرانیت سرخ‌کوه (Tarkhian et al., 1983) با منشأ گوشته‌ای نشانگر شروع فعالیت ماگمایی در ژوراسیک میانی لوت هستند. (Miri-Beydokhti, ۲۰۱۵) با در نظر گرفتن سنگ‌های گرانیتیوئیدی ماهور، تعیین سرشت کالک‌آلکان



متفاوتی از یک کمر بند ناپیوسته با روند شمالی - جنوبی از زاهدان تا بیرجند امتداد دارند. اصلی ترین آن‌ها عبارتند از چهل کوره، افیولیت‌های نهبندان و بیرجند.

بر اساس نظریه تیروول و همکاران (Tirrul et al., 1983) زون جوش خورده سیستان را می‌توان به دو سرزمین کمپلکس نه - رتوک و حوضه سفیدآبه تقسیم نمود، که به ترتیب، نشان دهنده یک گوه‌افزایی و یک حوضه جلو کمان است، هر دوی این زون‌ها شامل ملاثر به هم پیوسته‌ای از سنگ‌های افیولیتی هستند که همراه با فیلیت‌های کرتاسه - ائوسن، رسوبات آواری پالئوژن و سنگ‌های رسوبی دریایی دیده می‌شوند. کمپلکس افیولیتی نهبندان، از انواع سنگ‌های افیولیتی ساخته شده و شامل ملاثر تکتونیک - رسوبی است. سنگ‌های رسوبی دریایی سنومانین تا ائوسن حوضه سفیدآبه بر روی گوه‌افزایی کمپلکس نه - رتوک با پیشروی دریا قرار گرفته‌اند.

اوزوارت و همکاران (Ozsvart et al., 2019) در راستای تعیین سن رسوبات پلاژیک همراه با افیولیت‌های شرق ایران در لبه پهنه لوت بیان می‌دارد که سن افیولیت کرتاسه زیرین است و از این رو نتایج جدید نمی‌توانند تأیید کننده این باشند که گوه‌های افزایشی پهنه شرق ایران به سمت پهنه لوت جوان می‌گردند. بنابراین این امکان وجود دارد که کمپلکس رتوک مجدداً در حاشیه پهنه لوت تکرار شده باشد.

توالی ضخیم سیلیسی - کلاستیکی منتسب به دوره‌های تریاس - ژوراسیک در حاشیه پهنه لوت و در شمال غرب شهرستان نهبندان (حمزه پور، ۱۳۷۳) از جمله مناطق در ظاهر ساده و یکنواخت و در باطن پیچیده و متنوعی است که تاکنون ناشناخته باقی مانده و یا مهم انگاشته نشده است. توده عظیم با ابعاد ۴۳\*۱۶ کیلومتری رشته کوه‌های بوبک در شمال غرب نهبندان، در میانه حاشیه شرقی بلوک واقع شده است. منطقه مورد مطالعه بین طول‌های جغرافیایی ۵۰°۵۰' و ۵۰°۳۰' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۱°۴۰' و ۳۱°۵۰' شمالی واقع شده است (شکل ۲). قدیمی ترین سنگ‌های شناخته شده در ورقه چهار فرسخ با سن ژوراسیک زیرین که معادل سازند شمشک بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه مشخص شده‌اند (حمزه پور، ۱۳۷۳)، سازند عمدتاً تخریبی نایند با سن تریاس بالایی با ضخامت زیاد نهشته شده، در حالی که سازند شمشک ترکیبی از نهشته‌های آواری شامل شیل سیلتی و رسی به رنگ سبز زیتونی و لایه‌هایی از ماسه سنگ کوارتزی می‌باشد (حمزه پور، ۱۳۷۳).

است که در نزدیکی یک حاشیه فعال قرار گرفته و با افیولیت ملاثرها مشخص می‌شود. (Arjmandzadeh et al., 2011) با مطالعه اشکال عناصر گرانیته‌های شاه کوه و چاه شلجمی بیان می‌دارند که این نفوذی‌ها به فعالیت ماگمایی مرتبط با زون فرورانش وابسته‌اند. داده‌های سنی جدید توسط داده‌های پتاسیم - آرگون از انواع سنگ‌های اصلی توده گرانیته شاه کوه (Esmaily et al., 2005) تأیید می‌کنند که این توده محدوده سنی از ۱۵۸ تا ۱۶۸ میلیون سال پیش دارد.

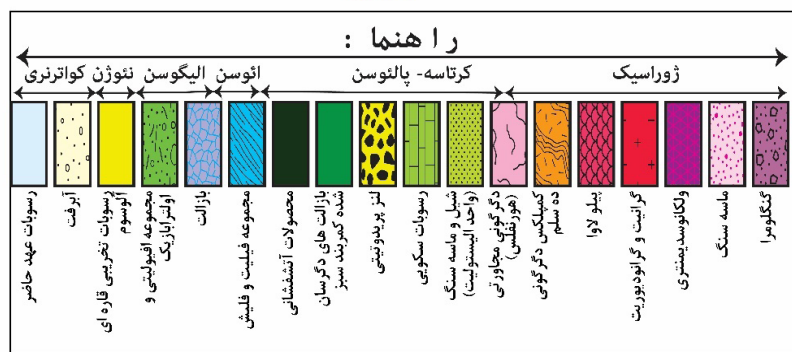
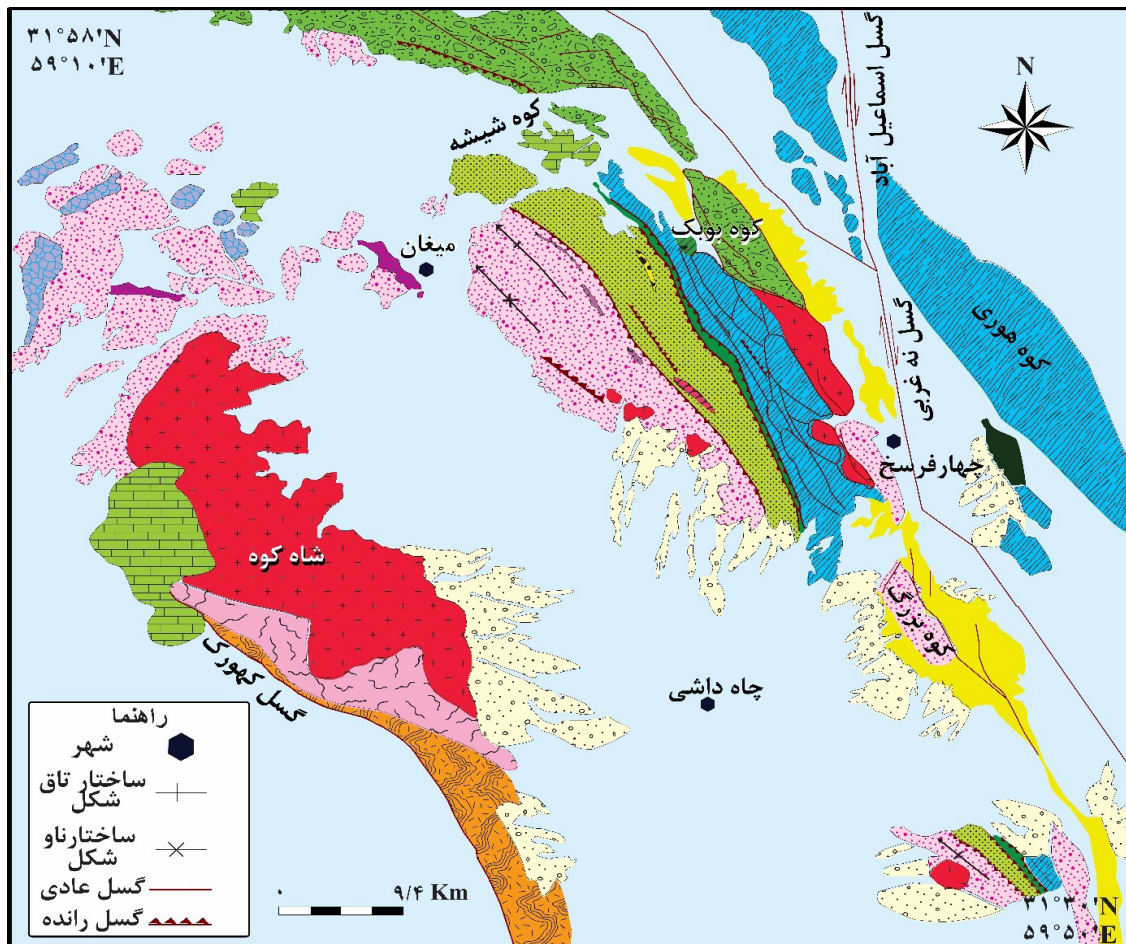
مجموعه گسترده دگرگونی ده سلم که در بخش شرقی پهنه لوت رخنمون دارد، احتمالاً نشانگر بالازدگی بخش سخت شده پی سنگ پهنه لوت است (Stocklin et al., 1972). نفوذی شاه کوه در زمان ژوراسیک پسین در سازندهای معادل شمشک نفوذ کرده و کمپلکس دگرگونی ده سلم را در سمت جنوب تشکیل داده است (Stocklin, 1968).

ناصری اسفندقه و همکاران (۱۳۹۴) حضور مجموعه‌های مافیک و اولترامافیک دگرگون شده در کنار دیگر سنگ‌های کمپلکس دگرگونی ده سلم رانشان دهنده جایگزینی برش‌هایی از افیولیت پیش تا همزمان با ژوراسیک میانی در حاشیه شرقی پهنه لوت می‌دانند و بیان می‌کنند که این مجموعه بعد از جایگیری با آرایش ساختاری کنونی خود دچار دگرگونی شده است.

مطالعات قدیمی تر پیشنهاد می‌کنند که حوضه اقیانوسی سیستان در زمان اواخر کرتاسه باز شده که از بلوک‌های ملاثری شامل آهک‌های تورنین تا ماستریشتین استنباط گردیده است (Tirrul et al., 1983; Guillou et al., 1983; Tirrul et al., 1989; Alavi et al., 1990). در مطالعات (Naini et al., 1990)، داده‌های زیست‌چینه‌ای از رادیولاریت‌های بدست آمده از رسوبات، سن آپتین - آلبین را نشان داده و پیشنهاد می‌کنند که اقیانوس سیستان قبل از زمان کرتاسه پیشین فعال و در حال گسترش بوده است. روابط سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که جایگیری افیولیت در زمان کرتاسه پسین رخ داده است اما رسوب‌گذاری مرتبط با آب‌های عمیق تا اوایل ائوسن ادامه داشته است.

ظهور گسترده کمر بند دست نخورده نهشته‌های حوضه سفیدآبه در زمان ائوسن میانی، به عنوان آثاری از ورود پهنه لوت به داخل زون فرورانش تفسیر شده است. انتهای رسوبگذاری دریایی در زمان ائوسن میانی و شروع چین خوردگی مهم حوضه سفیدآبه در این زمان، دلیلی از برخورد پهنه لوت با کمپلکس فرورانشی نه و رتوک می‌باشد (Tirrul et al., 1983).

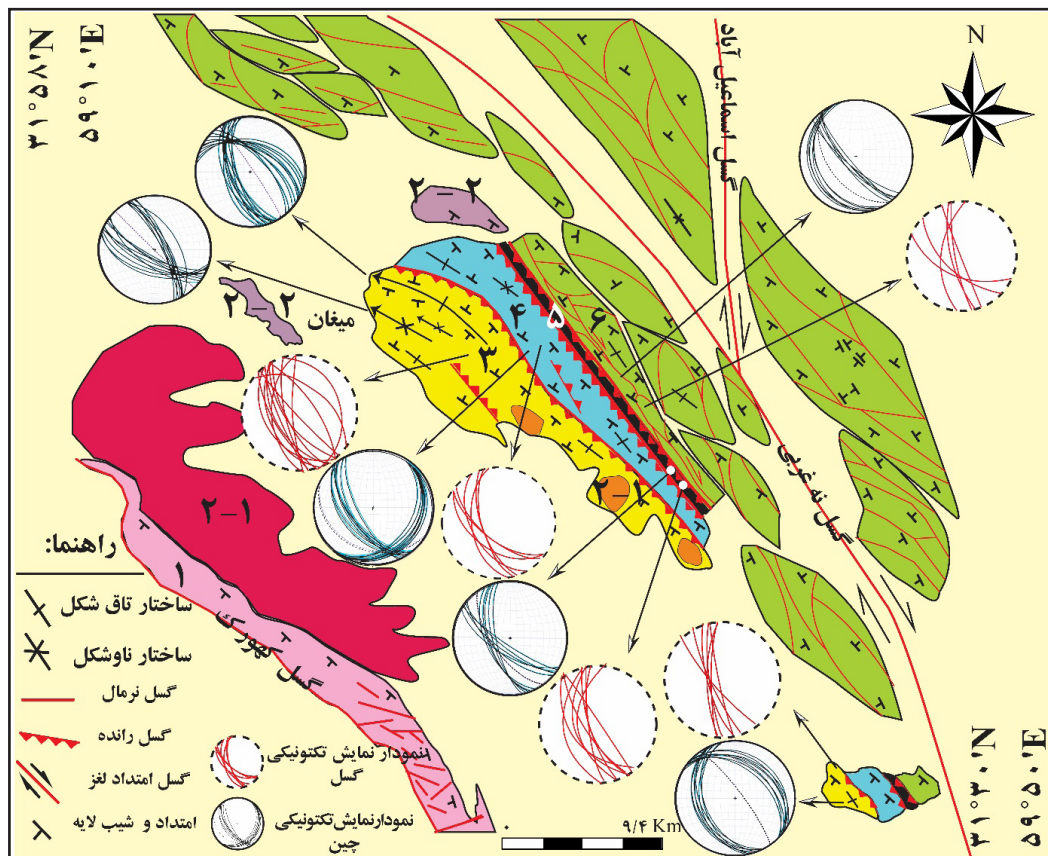
در امتداد زون جوش خورده سیستان، کمپلکس‌های افیولیتی



شکل ۲. نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه های ۱/۱۰۰۰۰۰ از زمین شناسی ورقه های چهارفرسخ (حمزه پور، ۱۳۷۳) و بصیران (Behrouzi and Nazer, 1992)، با پاره ای تغییرات.

۴- تقسیم بندی جدید واحدهای تکتونو- استراتیگرافی:  
 پیمایش های فراوان صحرایی و مطالعه دقیق عکس های ماهواره ای مادر منطقه مذکور پدیده از تفاوت قابل توجه بین نقشه های زمین شناسی منطقه با نام گذاری سازنده های شمشک و نایبند برای مجموعه مورد نظر و پژوهش های ما آشکار ساخته است. تمایز گسترده این مجموعه با سنگ های ایفولیتی متعلق به کمپلکس نه که در طول گسل نه غربی رخنمون دارد، شناسایی گردیده است. از جمله این ویژگی ها وجود بازالت های حفره دار (شکل ۱۱) و دگرگون شده، بازالت های بالشی، حضور دایک های گابرویی به همراه لزهایی از پریدوتیت، نفوذی های گرانیتی در کوه های سرمه - بوبک - کوه سفید (شکل ۷)، سنگ های رسی با دگرگونی ضعیف در حد فیلیت (شکل ۱۷) و شیست، بلوک های ایستولیتی عظیم در زمینه ماسه سنگ (شکل ۸) و سایر ویژگی های دقیق تر، از جمله اختلافاتی است که در منطقه مورد مطالعه با سازند ماسه سنگی شمشک و نایبند به چشم می خورد. چندین پهنه تکتونیکی از غرب به شرق با راستای عمومی شمالی - جنوبی شناسایی شده است (شکل ۳):

حضور دایک های گابرویی به همراه لزهایی از پریدوتیت، نفوذی های گرانیتی در کوه های سرمه - بوبک - کوه سفید (شکل ۷)، سنگ های رسی با دگرگونی ضعیف در حد فیلیت (شکل ۱۷) و شیست، بلوک های ایستولیتی عظیم در زمینه ماسه سنگ (شکل ۸) و سایر ویژگی های دقیق تر، از جمله اختلافاتی است که در منطقه مورد مطالعه با سازند ماسه سنگی شمشک و نایبند به چشم می خورد. چندین پهنه تکتونیکی از غرب به شرق با راستای عمومی شمالی - جنوبی شناسایی شده است (شکل ۳):



شکل ۳. موقعیت واحدهای تکتونیک منطقه. ۱- کمپلکس دگرگونی دهسلم ۱-۲- کمان ماگمایی (نفوذی‌های ژوراسیک) ۲-۲- کمان ماگمایی (محصولات جلوی کمان) ۳- حوضه جلوی کمان (رسوبات سیلیسی - کلاستیک) ۴- گوه افزایشی (سیلیسی - کلاستیک) دگرگون شده) ۵- کمربند سبز ۶- کمربند افیولیتی ائوسن و ملائز افیولیتی مرتبط.

شمشک در منطقه نفوذ کرده و به صورت دگرشیب با کنگلومراهای کم شیب و آهک‌های حاوی اریتولین با سن کرتاسه پایینی پوشیده شده است (Stocklin et al., 1972).

اسماعیلی و همکاران (Esmaily et al., 2005) به روش K - Ar و Ar - Ar نشان داد که گرانیت شاه کوه به ژوراسیک میانی تعلق دارد؛ ممکن است این توده در یک محیط زمین ساختی قوس آتشفشانی و در اثر فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی تشکیل شده باشد (Bagheri et al., 2009). درحالی که محمودی و همکاران (Mahmoudi et al., 2009) منشاء این توده را به یک محیط پشت کمان نسبت می‌دهند.

۴-۲-۲- کمان ماگمایی (محصولات آتشفشانی): در غرب میغان (در ورقه زمین شناسی بصیران, Behrouzi and Nazer, 1992) ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها به صورت هم‌شیب توسط لایه‌های آهکی که حاوی فسیل‌های ژوراسیک میانی است پوشیده شده است (حمزه پور، ۱۳۷۳). در غرب روستای میغان بر روی واحد شیلی و ماسه سنگی گدازه‌های سیاه رنگ آندزیتی و محصولات آذر آواری قرار می‌گیرد (افتخار نژاد و همکاران، ۱۳۷۱).

۴-۱- کمپلکس دگرگونی دهسلم: یک مجموعه ضخیم از کربنات‌های پلاتفرمی و میان‌لایه‌های بازالتی قاره‌ای با سن احتمالی پرمین - تریاس به نام کمپلکس دگرگونی دهسلم رخنمون دارد (Behrouzi and Nazer, 1992). از نگاه دیگر، این مجموعه افیولیتی احتمالاً به حاشیه ریفتی نئوتتیس اضافه شده است که بعدها در موقعیت کمان ماگمایی در زمان ژوراسیک فوقانی دچار دگرگونی حرارت بالا - فشار کم شده است (Bagheri et al., 2009). اسلیت، فلیت، شیست، مرمر، گنیس، آندالوزیت و استارولیت شیست، رگه‌ها و دایک‌های پگماتیته، آمفیبولیت، سیلیمانیت شیست و میگماتیت‌ها سازندگان اصلی کمپلکس دگرگونی دهسلم به شمار می‌روند (نادری میقان و اکرمی ۱۳۸۳؛ عارف نژاد ۱۳۸۸؛ بهرام نژاد و همکاران ۱۳۹۵). بخش شرقی این مجموعه، بالا آمدگی بیشتری نسبت به بخش غربی داشته که دلیل آن را به بالا آمدگی شاه کوه و عملکرد همزمان گسل‌هایی با روند شمالی - جنوبی نظیر گسل کهور، نسبت می‌دهند (ناصری اسفندقه و همکاران، ۱۳۹۴).

۴-۲-۱- کمان ماگمایی (نفوذی‌های ژوراسیک): نفوذی‌های منطقه شاه کوه در زمان ژوراسیک پسین در سازند معادل



شامل ترکیبی از شیل سیلتی، شیل رسی، شیل ماسه‌ای به رنگ سبز زیتونی، همراه با میان لایه‌هایی از ماسه و گنگلومرامی باشد. توالی‌های شیلی، ماسه سنگی و کنگلومرامی در این واحد معمولاً، توالی ریزدانه شونده‌ای به سمت بالا را نشان می‌دهند که بیانگر عادی بودن توالی لایه‌های مورد اشاره می‌باشد (شکل ۴). بخش‌های فوقانی این واحد شباهت زیادی به سازند شمشک دارد چرا که هیچ‌گونه کرنات و تورق دگرشکلی در سنگ‌های آن به چشم نمی‌خورد. همچنین در این واحد لنزهای کوارتزیتی و کنگلومرامی به خوبی دیده می‌شوند. بسیار به ندرت لایه‌هایی از آهک در این توالی به چشم می‌خورند. عدسی‌های کنگلومرامی درون این واحد که در بخش شمال غربی رخنمون یافته‌اند دارای قله‌هایی حاوی فسیل‌های با سن کربونیفر میانی بوده که نشان‌دهنده محیط دریایی باز در پالئوزوئیک بوده که در طی مزوزوئیک از آب خارج گشته‌اند. در کوه شیشه واحد ژوراسیک تحتانی با یک ناپیوستگی زاویه‌دار توسط کنگلومرامی قاعده‌ای کرتاسه بالایی پوشیده شده است (شکل ۵). در بخش‌های زیرین این واحد لایه‌های آهک‌های پلاژیک، بازالت‌های موجود را همراهی می‌کنند. فسیل‌های رادیولاریت استخراج شده از این کرنات‌ها در طی تصویربرداری با میکروسکوپ الکترونی تشخیص و تعیین سن گردیده است. سن این فسیل‌ها در محدوده سنی از تریاس میانی تا ژوراسیک زیرین می‌باشد (شکل ۶). از مهمترین ویژگی‌های این واحد حضور نفوذی‌های استوک مانند تا دیکی از سنگ‌های حدواسط تا فلسیک بوده (Bagheri et al., 2013) که علی‌رغم ابعاد کیلومتری‌شان، هیچ‌یک از آن‌ها بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه ثبت نگردیده‌اند. این نفوذی‌ها اغلب جنس دیوریتی، تونالیتی تا داسیتی دارند؛ احتمالاً هم‌منشأ بانفوذی‌های ژوراسیک میانی شاه کوه هستند که نهشته‌های پلاتفرمی تا قاره‌ای ژوراسیک زیرین این منطقه را قطع نموده‌اند. ضخامت چند متری از هورنفلس‌های تیره رنگ آن‌ها را فرا گرفته و به خوبی بر روی عکس‌های ماهواره‌ای منطقه (شکل ۷) قابل رویت می‌باشند (حمزه پور ۱۳۷۳، سهندی و همکاران، ۱۳۷۱). تا اواخر ژوراسیک این حوضه به یک حوضه دریایی کم عمق تبدیل شده ولی همچنان با محصولات ماگمایی کالک آلکالن تغذیه می‌شده است. اما نهشته‌های کرنات‌ه سکویی کرتاسه - پالئوسن با ناپیوستگی بر روی مجموعه شدیداً دگرشکل شده و دچار نفوذ پلو تونیسیم عظیم ژوراسیک فوقانی گشته، حضور داشته و حکایت از کم عمق شدن پلاتفرم دارد.

در این واحد، شناسایی چین‌هایی با مقیاس عظیم، به صورت ناودیس‌ها و تاقدیس‌هایی با پلاتر به سمت شمال غرب در پهنه نام‌برده تشخیص داده شده که در این مطالعه، آن‌ها را تاقدیس و

توالی‌های رسوبی موجود در برش کوه شیشه در شمال غرب نهبندان عمدتاً شامل نهشته‌های آواری و کرنات‌ه می‌باشد که روزنیران بنتیک موجود در واحدهای سنگی سنی معادل کامپاین - ماستریشتین را در محیط لاگون باز و نیمه‌محصور، پشته‌های زیردریایی و دریای باز را برای این توالی‌ها نشان می‌دهند (حبیبی مود و همکاران، ۱۳۹۵). حد زیرین این نهشته‌ها در بررسی‌های صحرایی یک ناپیوستگی از نوع زاویه‌دار بوده و حد بالایی آن شامل کنگلومرامی قاعده‌ای حاوی پیل‌های ولکانیکی است (حمزه پور، ۱۳۷۳). در خصوص سن نسبی سنگ‌های حد زیرین این مقطع می‌توان با توجه به جایگاه چینه‌نگاری آن‌ها سنی معادل ژوراسیک بالایی عنوان نمود که احتمالاً توسط رسوبات پالئوسن پوشیده می‌شوند (حبیبی مود و همکاران، ۱۳۹۵). در کوه سفید واقع در شمال غرب روستای دهنو، نهشته‌های پالوسن به صورت ناپیوسته بر روی آهک‌های کرتاسه پیشین قرار گرفته است (افتخارنژاد، ۱۳۷۱).

**۳-۴- حوضه جلوی کمان (رسوبات سیلیسی - کلاستیکی):** در بسیاری از حاشیه‌های همگرا، یک حوضه کم عمق تا عمیق و وسیع، ناحیه بین کمان آتشفشانی و دیواره داخلی پر شیب گودال را می‌پوشاند. این حوضه جلوی کمان، شامل چینه‌هایی هستند که از فرسایش و محصولات کمان آتشفشانی و زیر لایه‌های کمان حاصل آمده‌اند. عموماً چینه‌های حوضه جلوی کمان، بروی بخش‌های قدیمی تر و نشست کرده منشور افزایشی قرار می‌گیرند. همچنین به طور محلی این چینه‌ها ممکن است بر روی پوسته اقیانوسی که بین محور کمان و گودال در آغاز فرورانش به دام افتاده‌اند، نیز قرار گیرند (Davis and Reynolds, 1996). این انباشتگی رسوبی معمولاً با ضخامت زیاد رسوبات دریایی و سنگ‌های رسوبی مشخص می‌شود که در مناطق کم عمق تا عمیق دریا رسوب می‌کنند و یک توالی عمق شونده‌ای به سمت بالا را نشان می‌دهد (Davis and Reynolds, 1996). افزایش فشار و دما در بخش‌های عمیق تر گوه‌های افزایشی رخ می‌دهد و سنگ‌هایی با فابریک ساخت فلسی توسط فرآیندهای دینامیکی عمل‌کننده در داخل منشور رادگرگون و دگرشکل می‌کنند.

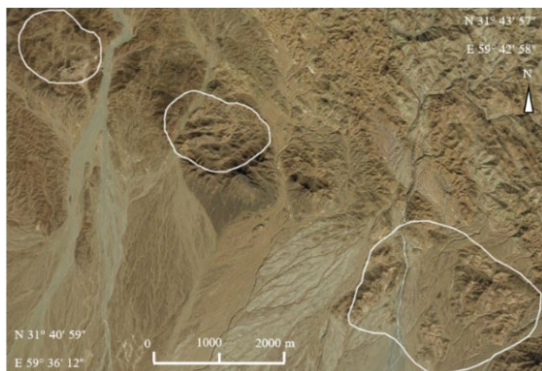
نهشته‌های سیلیسی - کلاستیکی تریاس بالا - ژوراسیک تحتانی این منطقه در فضای میان کمان ماگمایی تا گوه‌های افزایشی شرقی احتمالاً متعلق به یک حوضه جلوی کمان نئوتیس گسترش دارند. این نهشته‌ها از بخش‌های شدیداً دگرشکل شده گوه افزایشی زیرین خود جدا می‌شوند. در این پهنه، لیتولوژی غالب شامل ضخامت زیادی از توالی‌های شیل و ماسه‌سنگ با رخساره‌های ساحلی تا دریایی کم عمق همراه با کانال‌هایی از کنگلومرا است. لیتولوژی





شکل ۶. فسیل‌های رادیولاریت در کرنتهای سیلیسی در موقعیت جغرافیایی "N 31° 44' 56" و "E 59° 29' 37".

*Pseudoheliodiscus* sp. cf. *P. quadriradiatus* (Kozur and Mostler, 1972) 2. ?*Pseudoheliodiscus* sp. 3. ?*Paronaella* sp. 1. 4. ?*Paronaella* sp. 2. 5. ?*Bulboecyrtium* sp. 6. *Ruesticytiidae* sp. gen. indet 7. *Ruesticytiidae* sp. gen. indet



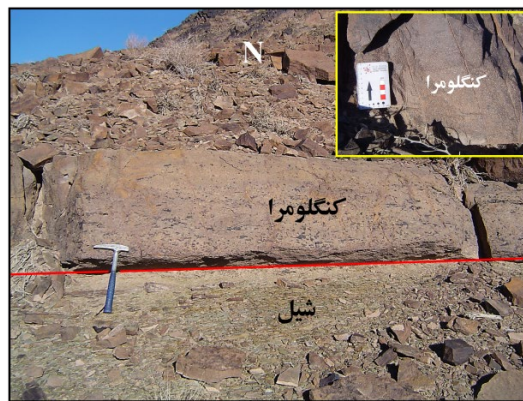
شکل ۷. نمای تصاویر ماهواره‌ای از توده‌های نفوذی ژوراسیک در واحد ۳ یا نهشته‌های حوضه جلوی کمان.

#### ۴-۴- گوه‌افزایشی (سیلیسی) - کلاستیک‌های دگرگون شده:

این واحد از شمال شرق بر روی واحدهای منشورهای افزایشنده جوان‌تر توسط کمربند سبز رانده شده است در حالی که از سمت غرب خود به‌طور ناپیوسته در زیر واحد سوم قرار می‌گیرد (شکل ۴). این مرز ناپیوسته با یک کنگلومرا حاوی قطعات منشاء گرفته از پی‌سنگ مشخص می‌گردد، اما در اغلب مناطق گسل‌های جوانتر این مرز را مخدوش کرده‌اند. به این واحد در نقشه‌های زمین‌شناسی چهارفرسخ و چاه‌داشی، سن ژوراسیک نسبت داده شده است. آثار دگرگونی درجه ضعیف و تورق رخ اسلیتی را می‌توان در اینجا مشاهده کرد.

این مجموعه ضخامت عظیمی از سنگ‌های توریدایته با بلوک‌هایی ماسه‌سنگی با ابعاد متفاوت است که در خمیره شیل‌های متورق، پراکنده هستند. خادمی و همکاران (۱۳۹۳) این کمربند را نوار الیستوستروم نام نهاده‌اند. در بررسی‌های صحرائی و با اندازه‌گیری لایه‌بندی در درون بلوک‌ها با مشخصات N20E/50SE

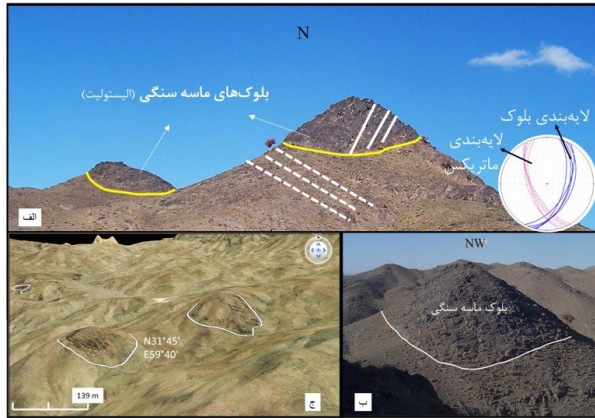
ناودیس میغان نام نهاده‌ایم (شکل ۳). چین‌های موجود در این واحد، مجموعه‌ای از چین خوردگی‌های پارازیتی با مقیاس کوچک‌تر در درون ناودیس و تاقدیسی با مقیاس بسیار بزرگ می‌باشد. همچنین چین‌هایی برگشته با مقیاس متوسط و کوچک، در واحد سیلیسی - کلاستیک ژوراسیک به وفور دیده شده است. روند غالب سطح محوری چین‌های فوق‌الذکر شمال غرب - جنوب شرق بوده و دارای برگشتگی به سمت شمال شرق می‌باشند. امتداد غالب سیستم گسلی که این واحد را تحت تأثیر خود قرار داده است، شمال غرب - جنوب شرق بوده و برخی دارای شیبی به سمت شمال شرق می‌باشند که احتمالاً راندگی به عقب محسوب می‌شوند. همچنین چین‌های این واحد بر اساس زاویه بین یالی در دسته چین‌های باز قرار می‌گیرد.



شکل ۸. مرز ناپیوستگی کنگلومرا بین واحدهای ۳ و ۴ با موقعیت جغرافیایی "N 31° 50' 02" و "E 59° 34' 38".



شکل ۹. ناپیوستگی زاویه‌دار در کوه شیشه با موقعیت جغرافیایی "N 31° 33' 44" و "E 59° 30' 00". ۱- توالی سبز واحد حوضه جلوی کمان، ۲- نوار قرمز کنگلومرای قاعده، ۳- آهک‌های کرتاسه بالایی.



شکل ۸. بلوک‌های نابرجا و گردشده ماسه سنگی؛ (الف) با قطری در حدود ۵۰ متر در خمیره شیلی با لایه بندی متفاوت؛ (ب) نمای نزدیک از الیستولیت ماسه سنگی؛ (ج) نمای از بالا روی تصویر گوگل ارث.



شکل ۹. بازالت‌های حفره دار از واحد تکتونیکی کمربند سبز.



شکل ۱۰. چین خوردگی لایه‌های ماسه سنگی به همراه استریوگرام، دید به سمت شمال.



شکل ۱۱. چین خوردگی لایه‌های بازالتی با میان لایه‌های آهک پلاژیک به همراه استریوگرام، دید به سمت شمال غرب.

و ماتریکس متورق شیلی با مشخصات N25W/60SW در این واحد تفاوت آشکاری احساس می‌گردد (شکل ۸). از این رو به نظر می‌رسد که بلوک‌های ماسه سنگی دچار جابه‌جایی و چرخش محسوسی از محل اولیه خود شده‌اند. شیب قاره ممکن است محلی باشد که این بلوک‌ها قابلیت جابجایی داشته‌اند. از این رو این بلوک‌ها را الیستولیت نام نهاده‌ایم. لایه بندی درون بلوک ماسه سنگی‌ها نشان‌دهنده امتداد شمال شرقی است در حالی که تورق زمینه روند شمال غرب داشته و این خود چرخش بلوک ماسه سنگی در زمینه را نشان می‌دهد (شکل ۸ الف).

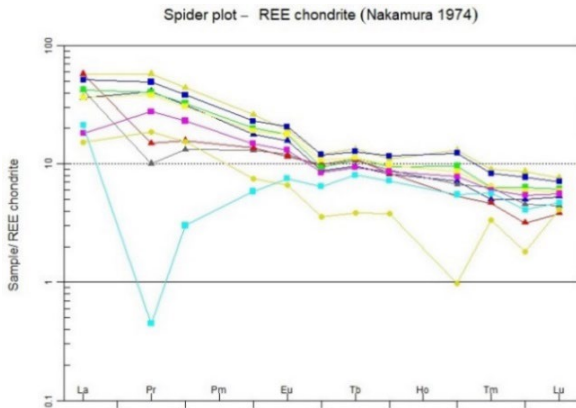
علاوه بر بلوک‌های ماسه سنگی سرگردان، که فراوانی و گسترش در خور توجهی را در واحد الیستوسترومی دارند، توده‌های عدسی شکلی از سنگ‌های مافیک با جنس‌های گابرو، بازالت‌های بالشی حفره‌دار (شکل ۹)، اولترامافیک پریدوتیت از نوع ورلیت احتمالاً کومه‌ای، به همراه ماسه سنگ‌ها و فیلیت‌هایی را نیز شاهد هستیم (جعفری، ۱۳۹۱). از این رو این واحد شباهت زیادی به آمیزه رسوبی - تکتونیکی حاوی قطعات افیولیتی دارد. حضور گدازه‌های بالشی که شباهت زیادی به گدازه‌های کمپلکس افیولیتی کرتاسه فوقانی نه دارند و این تصور را ایجاد می‌کند که این برش تکتونیکی به‌طور نابرجا در این محل ظاهر شده است.

شکستگی‌های موجود در این واحد نسبت به واحد قبل بیشتر شده است. چین خوردگی‌های موجود در این واحد تکتونیکی از غرب به شرق زاویه بین یال‌ها بسته‌تر می‌شود. چین‌های موجود در شرق این واحد با مشخصات سطح محوری N17W/40NE، مشخصات فضایی با مقدار  $39^{\circ}$ ، به سمت جنوب شرق و زاویه بین یالی در حدود  $60^{\circ}$ ، بر حسب طبقه‌بندی چین‌ها به روش فلوتی، چین مورد نظر در دسته چین‌های بسته با شیب و میل متوسط محسوب می‌گردد (شکل ۱۰). در غرب منطقه چین‌هایی با مشخصات سطح محوری N41W/62SW، میل محور  $6^{\circ}$  به سمت شمال غرب بوده و با دارا بودن زاویه بین یالی در حدود  $96/8^{\circ}$ ، چین مورد بررسی در گروه چین‌های خوابیده و با در نظر گرفتن زاویه بین یالی در دسته چین‌های باز قرار می‌گیرد (شکل ۱۱).

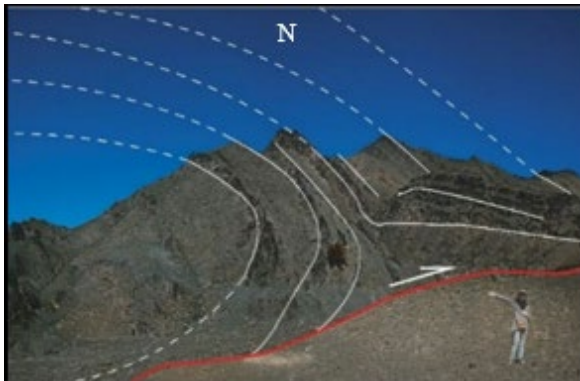
اغلب چین‌ها دارای برگشتگی به سمت شمال شرق بوده و بر اساس زاویه بین یالی اکثر چین‌های این واحد در دسته چین‌های بسته تا تنگ جای گرفته‌اند در حالی که چین‌های غربی متقارن‌تر و بازتر ظاهر گشته‌اند. گسل‌های موجود در این واحد در دسته گسل‌های معکوس با مؤلفه امتدادی چپ‌بر محسوب می‌گردند.



شرق در بخش جنوبی کمر بند سبز شیبی به سمت جنوب غرب دارند. مرز شرقی این واحد نیز با واحد فیلیتی، توسط گسل هایی معکوس با شیبی به سمت غرب محدود می شود.



شکل ۱۲. تعداد ۹ نمونه، بهنجار شده نسبت به MORB - N؛ مربوط به بازالت های کمر بند سبز. بازالت های دگرسان شده، تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش طیف نگاری جرمی (ICP-MS) در شرکت زرآزمای کرمان.



شکل ۱۳. چین خوردگی عظیم برگشته در واحد بازالتی کمر بند سبز در موقعیت جغرافیایی 31°43'38" N و 59°44'27" E.

#### ۴-۶- کمر بند فیلیتی ائوسن و ملائز افیولیتی مر تبط:

شرقی ترین واحد تکتونیک رسته کوه های بوبک، واحد فیلیتی می باشد. مرز غربی این واحد فیلیتی با یک راندگی از واحد کمر بند سبز جدا گشته و مرز شرقی آن با گسل های راستالغز راست براز دیواره غربی دره چهار فرسخ، افیولیت ملائزهای کرتاسه فوقانی، گرانیت های ائوسن و مجموعه های دگرگونی حرارت بالا جدا می گردد. بخش اعظم توالی های سنگی رخنمون یافته در این واحد تکتونیک، شامل شیل ها و توالی های توریدایتی شدیداً متورق شده می باشند. شیل ها حاوی پیریت هایی هستند که در مطالعات میکروسکوپی حاشیه های تزئینی نشان داده که مربوط به تبلور بلورهای کوارتز در فضاهای خالی و مرتبط با توسعه تورق اسیلیتی در سنگ می باشد. کنگلومراها در این واحد در کانال های پر شده در میان سنگ های

۴-۵- کمر بند سبز: پس از گذر از واحد گوه افزایشی قدیمی شرقی در حرکت از غرب به شرق، یک نوار باریک چند صد متری اما با طولی بیش از ۳۰ کیلومتر با راستای تقریبی شمالی - جنوبی از توده های سبز رنگ به چشم می خورد. مرز شرقی این واحد نیز با واحد فیلیتی ائوسن غربی، با گسل هایی محدود می شود.

این واحد عمدتاً از سنگ های خروجی بازیگ تشکیل شده است. سنگ های مذکور بازالت های شدیداً خرد شده، متورق گشته و دگرسان شده ای هستند که تنها در محدود رخنمون هایی ساخت های حبابی قابل شناسایی نشان می دهند. مقادیری چرت، شیل های سیلیسی و کربنات های نازک لایه در کنار رگه های سیلیسی مجموعه مافیک سبزرنگ را همراهی می کنند. کمر بند مذکور کاملاً متفاوت و متمایز از سنگ های افیولیتی رخنمون یافته متعلق به کمپلکس نه غربی است.

در این جا برای نائل شدن به درک بهتری از جایگاه زمین ساختی واحد مذکور بررسی ژئوشیمیایی برای تعیین منشأ سنگ های ولکانیکی و موقعیت آن ها به مطالعه برخی از اکسیدها و عناصر فرعی پرداخته شده است. سنگ های مافیک موجود در محدوده مورد مطالعه شدیداً دگرسان و تا حدودی دگرگون شده اند؛ به گونه ای که تشخیص ماهیت آن ها با توجه به مطالعات سنگ شناسختی میکروسکوپی به سختی صورت پذیرفت. از آن جا که سنگ های مورد مطالعه تغییرات شیمیایی شدیدی را در رابطه با عناصر متحرک متحمل شده اند، نمودارهای حاصل از عناصر فرعی به دلیل کم تحرک بودن این عناصر قابل قبول تر هستند (جدول ۱). شیب زیاد منحنی های بهنجار شده برای عناصر نادر خاکی برخی از نمونه های سالم تر بازالتی به کندریت ها نشانگر غنی شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE)، شباهت زیاد الگوی این عناصر را با ماگماتیسیم کالکوآلکالن بالای منطقه فرورانش نشان می دهند (شکل ۱۲). بر این اساس نمودارهای زمین ساختی - ماگمایی، محیط تکتونوماگمایی منطقه مورد بررسی را می توان جزء محیط های بالای مناطق فرورانش و حاشیه فعال قاره ای به شمار آورد.

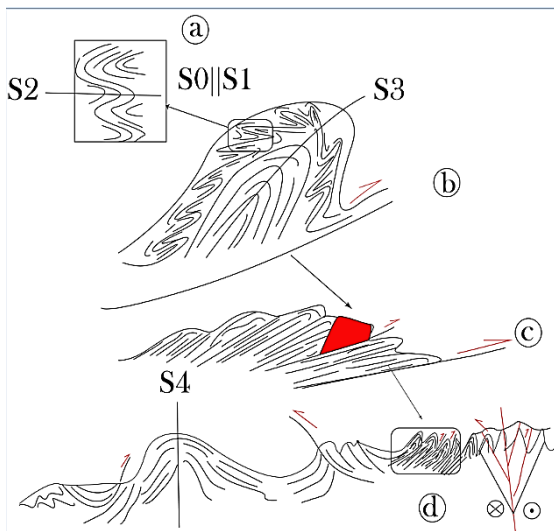
حاشیه شرقی کمر بند سبز با پهنه برشی بارزی به همراه دگرشکلی برشی مشخص می شود. چین های بزرگ و متعدد برگشته تا خوابیده به سمت شرق تا شمال شرق در محدوده کوه های شمالی بوبک مشاهده شده است (شکل ۱۳). این گونه به نظر می رسد که چین های خوابیده، شبیه به سفره ها یا برگه های راندگی بوده اند که بر روی پهنه های کم شیب جدایشی مرتبط با فرورانش رو به غرب شکل گرفته باشند. امتداد غالب گسل های موجود در این کمر بند شمالی - جنوبی با شیب به سمت غرب و امتداد های شمال غرب - جنوب



### حوادث دگرشکلی:

گونه‌های افزایشی به عنوان پهنه‌های نزدیک به حاشیه‌های فعال صفحات تکتونیکی مناسب‌ترین مکان‌ها برای ثبت و ضبط حوادث دگرشکلی هستند (Moore, 1989). واحدهای تکتونیکی گونه‌های افزایشی و حوضه‌های جلو کمان در حاشیه شرقی لوت در منطقه نهبندان، مساعدترین پهنه‌ها برای نشان دادن ساختارهای تداخلی و همپوشان دگرشکلی هستند.

دگرشکلی در کوه‌های بوبک را می‌توان در ظهور چند عنصر فابریکی چین، گسل و تورق بحث نمود. بدلیل تنوع ابعاد این عناصر ساختاری می‌توان آن‌ها را در چندین مرتبه (Order) جای داد (شکل ۱۵)



شکل ۱۵. رخدادهای دگرشکلی منطقه از S0 تا S4 در چهار طرح ساده شده a تا d از ژوراسیک تا الیگوسن.

ساختارهای عظیم چین خورده در مرتبه اول جای می‌گیرند و شامل چین‌های کیلومتری نظیر زوج تاق‌شکل و ناوشکل شرق میغان می‌باشند (S4). این چین‌ها ماهیت مخروطی دارند و به سمت شمال همگرا هستند و به موازات گسل‌های راستالغز اصلی منطقه ظاهر شده‌اند (حادثه دگرشکلی D4).

این دو چین خود حاوی یال‌های چین خورده هستند که در مرتبه دوم قرار می‌گیرند و در مقیاس چند ده تا صد متری گسترش دارند. این چین‌ها در ارتباط با کمربند سبز با زاویه بین یالی در محدوده چین‌های تنگ تا موازی برگشتگی به سمت شرق (شکل ۱۳) نشان می‌دهند (S3) و اغلب مرتبط با راندگی‌هایی می‌باشند (حادثه دگرشکلی D3). مرتبه بعدی چین‌ها در مقیاس مزوسکوپی و با رخنمون‌های ساتی متری تا چند متری به شکل چین‌های موازی (شکل ۱۶) تا بسته (S2) به موازات تورق نافذ رخ اسلیتی دیده می‌شوند (حادثه D2) که

تخریبی دانه‌ریز تا متوسط مشاهده گردیده است. کانال‌ها به احتمال زیاد، کانال‌های زیر دریایی اصلی یا فرعی بر روی شیب قاره بوده‌اند که توسط رسوبات آواری درشت‌دانه پر شده‌اند. در واحد فیلیتی نیز همچون واحد تکتونیکی کمربند سبز رگه‌های سیلیسی و کلسیتی به صورت قابل ملاحظه‌ای به چشم می‌خورند. برگه‌های نابرجا از مرمرهای خرد شده احتمالاً متعلق به ژوراسیک در برخی از مناطق به صورت راندگی‌هایی بر روی فیلیت‌های منطقه سلطان آباد قرار گرفته‌اند (جعفری، ۱۳۹۱). با پدیدار شدن آثار فسیلی پالئودیکتیون در این واحد تکتونیکی این اثر فسیلی توسط جعفری (۱۳۹۱) در منطقه شناسایی و مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۱۴). از این رو سن احتمالی ائوسن برای این واحد سنگی حاصل آمد هر چند حادثه دگرگونی کمی جوان‌تر بوقوع پیوسته است. در این واحد بندرت عدسی‌هایی از گدازه‌های بالشی و رسوبات عمیق همراه با آن را شاهد هستیم. این واحد به سبب نزدیکی بسیار به گسل نه غربی، تحت تأثیر شدید این گسل قرار گرفته است، از این رو ساختارهای خمیری شکل به ندرت در این واحد به چشم می‌خورد.

با استناد به نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ چهارفرسخ (حمزه‌پور، ۱۳۷۳) مجموعه دگرگونی فشار کم - حرارت بالا آندالوزیت شیست به ژوراسیک نسبت داده شده‌اند. از آنجائی که این سنگ‌های دگرگونی کم فشار و حرارت بالا اغلب در مجاورت توده‌های گرانیتی جوان قرار دارند و با توجه به این نکته که این مجموعه به صورت کمربندی در سنگ‌های پالئوژن و نئوژن رخنمون یافته‌اند. بنابراین بایستی در سن آن‌ها تردید نمود خصوصاً این که تاکنون داده‌های رادیومتریکی منتشر نشده است. این تردید زمانی بیشتر جلوه می‌کند که این سنگ‌ها مستقیماً در توالی‌های دگرگونی منطقه سنگ‌ریزه که سرپانتینیت‌ها مستقیماً به فیلونیت تبدیل شده و یا گرانیت‌های ائوسن - الیگوسن ظاهری گرانیت گنیس یافته‌اند، به وفور یافت می‌شود.



شکل ۱۴. نمونه اثر فسیلی یافت شده با سن احتمالی ائوسن.



شرقی ورقه چهارفرسخ (بخش شرقی کوه هوری) دیده می‌شود. مرزهای این واحدهای سنگی نئوژن با توالی ائوسن میانی اغلب به صورت دگرشیب است؛ بر این اساس واضح است که گودال‌های تکتونیکی پس از ائوسن میانی با رسوبات قاره‌ای پر شده‌اند. حادثه مهم گسلش، چین خوردگی و بالا آمدگی رسوبات به نظر در اواخر ائوسن تا الیگوسن تکوین یافته است. این حادثه بنظر همان کوهزایی همزمان با بسته شدن اقیانوس سیستان به عنوان شاخه‌ای از اقیانوس نئوتتیس اصلی بوده است. اغلب این گودال‌ها در امتداد گسل اصلی نه غربی متمرکز شده و به نظر تحولات این حوضه‌های طویل و باریک تحت کنترل این گسل‌ها صورت پذیرفته است.

پس از حادثه بسته شدن حوضه فلیش شرق ایران و شکل‌گیری زون جوش خورده سیستان این ناحیه مجدداً دچار دگرشکلی گردیده است. در این رخداد احتمالاً گسل‌های جوان‌تر واحدهای تکتونیکی منطقه شمال غرب نهبندان را تحت تأثیر قرار داده و آن‌ها را جابه‌جا کرده که احتمالاً با فعالیت مجدد گسل‌های قدیمی‌تر نیز همراه بوده است. یکی از گسل‌های جدید شکل گرفته گسل اسماعیل‌آباد است که با زاویه تندی ساختار دوپلکس امتدادلغز نه غربی را بریده و مجموعه‌های فلیشی ائوسن را کیلومترها در راستای شمالی - جنوبی با جهت برش راست بر جابه‌جا نموده است (بیلویی، ۱۳۸۸). این گسل‌ها به موازات سیستم گسله نه شرقی و هم‌منشأ با آن هستند. همچنین گسل‌هایی با روند شمال غرب - غرب در منطقه ظاهر شده‌اند که سنگ‌های تخریبی - دریاچه‌ای نئوژن با امتداد شمال غرب - جنوب شرق (شامل کنگلومرا، مارن و ماسه‌سنگ) با سن میوسن را علاوه بر سنگ‌های قدیمی‌تر را با مؤلفه امتدادلغزی چپ‌بر بریده‌اند. شاید بتوان تلفیقی از این دو سیستم برشی مکمل را یک سیستم گسله مزدوج در نظر گرفت. این رخداد اخیر ممکن است مربوط به حادثه کوهزایی آلپ انتهایی باشد. همچنین در شمال روستای سلطان‌آباد و جنوب چاه‌شور سنگ‌های دگرشکل نشده نئوژن به صورت برش‌هایی در میان سنگ‌های دگرشکل و دگرگون شده آندالوزیت‌شیست، پریدوتیت و فلیش ظاهر شده که احتمالاً حکایت از فعالیت گسل (یا شاخه‌های فرعی گسل) نه غربی در این منطقه دارد. گسل اسماعیل‌آباد (و یا گسل بیچند؟، بیلویی ۱۳۸۸) نیز رسوبات نئوژن را تحت تأثیر قرار داده است.

#### ۶- مدل فرورانش حاشیه شرقی پهنه لوت:

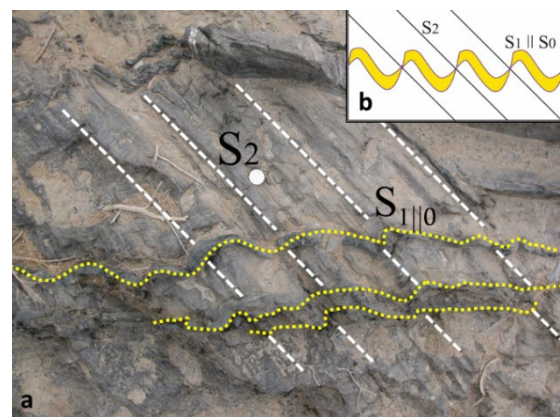
گسترش سنگ‌های توریدایتی پالئوژن با حجم زیاد و همراهی ملائزهای افیولیتی کرتاسه در حوضه فلیش شرق ایران در مجاورت بلوک قاره‌ای لوت، مشخصات قابل قبولی از سوپر قاره سیمیرین

در مقیاس میکروسکوپی به شکل تورق موجی ظاهر شده‌اند. نهایتاً قدیمی‌ترین حادثه دگرشکلی (D1) تورق اسلیتی به موازت لایه‌بندی اولیه (S0) می‌باشد (شکل ۱۷).

این چهار حادثه دگرشکلی در طول دوره‌های ژوراسیک تا اواخر سنوزوئیک در منطقه اثر گذاشته‌اند. چنین به نظر می‌رسد که آخرین حادثه چین خوردگی در کنار جابه‌جایی بزرگ مقیاس در طول گسل‌های راست‌لغز منطقه مثل گسل نه غربی و گسترش پهنه برشی تا شکننده خصوصاً در حاشیه شرقی منطقه همزمان با بسته شدن حوضه اقیانوس سیستان توأم گشته است.



شکل ۱۶. چین ایزوکلینال کوچک مقیاس موجود در لایه آهکی در موقعیت جغرافیایی  $39^{\circ}50'E$  و  $20^{\circ}49'N$ .



شکل ۱۷. (a) نمای دو تورق متقاطع S1 و S2 که به شکل نوعی تورق اسلیتی موجی شکل، در موقعیت جغرافیایی  $22^{\circ}4.03'N$  و  $16^{\circ}56'E$  بازسازی دو تورق. (b)

#### ۵- حوادث تکتونیکی پس از برخورد: در محدوده برگه

چهار فرسخ در اغلب جاها لایه کنگلومرای مشاهده می‌شود که از واریزه‌های سنگ‌های ائوسن تشکیل شده است و قاعده لایه‌های نئوژن را شکل می‌دهد (حمزه‌پور ۱۳۷۳). در بخش فوقانی این کنگلومرا، گدازه‌های آندزیتی و پیروکلاستیک با لایه‌بندی خوب به رنگ سبز و قرمز تیره قرار دارد که در بخش بیرونی کم کم به مارن قرمز و ماسه‌سنگ تبدیل می‌شود. این توالی قاره‌ای تنها در بخش



آن‌ها به سن ژوراسیک میانی - بالایی اغلب سنگ‌های سیلیسی - کلاستیکی غربی منطقه را قطع می‌کنند و منظره یک کمان ماگمایی کالکوآلکان حاشیه قاره (Esmaily et al., 2005) را به تصویر می‌کشند. این در حالی است که سنگ‌های ماگمایی افیولیتی کرتاسه و سنگ‌های نفوذی گرانیتی همزمان با برخورد در بخش غربی ظاهر شده‌اند. همچنین بازالت‌های درون گوه افزایشی شواهد ژئوشیمیایی نزدیک به ماگمای بالای مناطق فرورانش را نشان می‌دهند. بنابراین ماگماتیسیم از شرق به غرب حس افزایش یافتن از تیپ برخوردی به تیپ فرورانش را تعبیر می‌کند.

**شدت دگرگونی و دگرشکلی؛ کمپلکس دگرگونی دهسلم** دگرگونی حرارت بالا فشار کم خاص کمان‌های ماگمایی را به نمایش می‌گذارد. در حالی که به سمت شرق با افزایش عمق سنگ‌ها تنها تورق نافذ اسلیتی تا برشی را به نمایش می‌گذارند. درجه دگرگونی در حد رخساره شیبست سبز ظاهر شده است.

**ساختارهای همزمان با رسوب‌گذاری؛ گسترش واحدهای الیستوسترومی و بلوک‌های الیستولیتی** بیان می‌کند که بلوک‌های عظیم ماسه سنگی به درون حوضه‌ای افتاده‌اند که حاوی سنگ‌های پلاژیک می‌باشند. چنین مساله‌ای حکایت از شیب تند لبه قاره دارد که جریان‌های دریایی این جابجایی‌ها را سبب شده‌اند. به نظر می‌رسد که این بلوک‌ها از پلاتفرم در غرب به سمت حوضه عمیق در شرق جابجا شده‌اند.

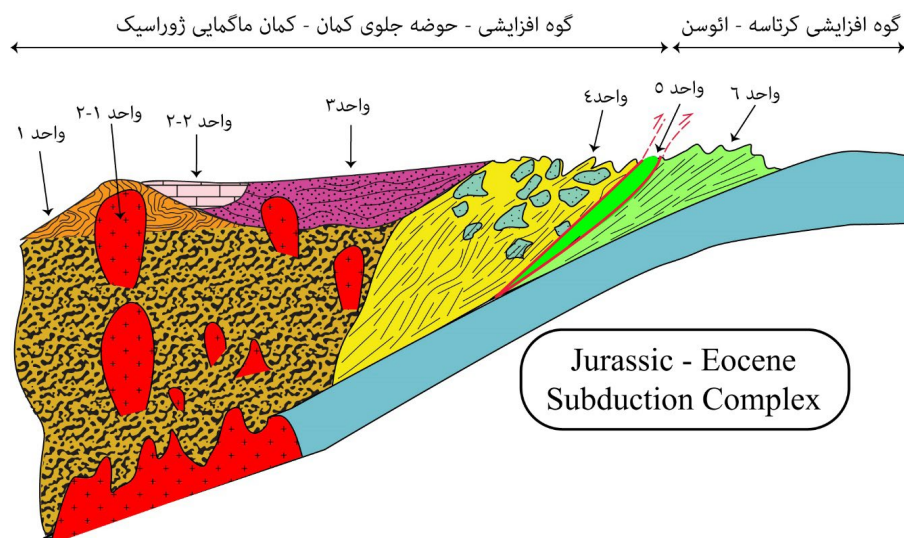
**گسترش پلاتفرم رسوبی؛ توالی رسوب‌گذرای وقفه‌های مرتبط با فعالیت‌های آتشفشانی** در منطقه قابل تأمل است. این مساله بیان می‌دارد که مرتباً دریا از شرق به غرب بر روی لبه لوت پیشروی می‌کرده و سپس با ظهور ماگماتیسیم لبه قاره مجدداً به سمت شرق پسروی کرده است (شکل ۱۸).

ظن حضور یک سیستم فرورانش به زیر حاشیه شرقی پهنه لوت را تقویت می‌سازد. در واقع پهنه لوت بخشی از حاشیه جنوبی اورازیا در مزوزوئیک بوده است و رفتار حاشیه قاره‌ای را به نمایش می‌گذارد (Stampfli, 2000). چنین فرضیه‌ای با توجه به شواهد زیر توجه و تأمل بیشتری را جلب می‌کند:

چیدمان واحدهای تکتونواستراتیگرافی بر اساس سن؛ کمپلکس دگرگونی دهسلم با سن پروتولیت اواخر پالئوزوئیک - تریاس (؟) احتمالاً بخشی از توالی حاشیه پهنه لوت بوده است که در ژوراسیک دگرگون شده است. این کمپلکس به طور ناهمساز توسط رسوبات تخریبی ژوراسیک و کربنات‌های جوانتر پوشیده می‌شود. در مقابل به سمت شرق ضخامت زیادی از نهشته‌های سیلیسی - کلاستیکی تریاس بالا - ژوراسیک، فضای عمده نیمه شرق پهنه لوت را اشغال کرده‌اند.

واحد بعدی در بردارنده پیلولا و اهایی با منشأ احتمالی افیولیتی هستند که شباهتی به مجموعه‌های افیولیتی کرتاسه دارند. در منتهی الیه شرقی کمپلکسی از دگرگونی فیلیتی ائوسن گسترش دارد. این چیدمان نشان می‌دهد که سن واحدها از غرب به شرق جوان می‌شوند.

**وضعیت ساختاری؛ واحدهای تکتونیک شرق علی‌رغم جوان‌تر بودنشان همواره مرز گسله و رانده با واحدهای غربی خود دارند.** در واقع واحدهای غربی قدیمی بر روی واحدهای شرقی جوان‌تر رانده شده‌اند تا جایی که ساختار کلی فلسی شکلی را به نمایش می‌گذارند که شیب کلی به سمت غرب دارند. این مساله با حضور چین‌های برگشته تا خوابیده به سمت شرق تایید می‌گردد. این چیدمان منظره عمومی از توزیع گوه‌های افزایشی را تداعی می‌کند. **ماگماتیسیم؛** مجموعه سنگ‌های نفوذی و معادل‌های بیرونی



شکل ۱۸. نیم‌رخ تفکیک واحدهای تکتونیک منطقه.



## ۷-بحث:

صورت است که چین‌های بسته، خوابیده تا برگشته با تمایل به سمت شرق تا شمال شرق (شیب سطح محوری به سمت غرب تا جنوب غرب) در بخش شرقی بیشتر نمایان است، در حالی که چین خوردگی بخش غربی بیشتر در محدوده چین‌های باز تا ایستاده و تقریباً بدون تمایل قرار می‌گیرند. حوادث دگرشکلی و چین خوردگی جوان‌تر توانسته ترتیب آرایش و شیب لایه‌ها را برهم زند، اما به‌طور کلی استنباط می‌شود که شیب ساختار در حالت کلی به سمت غرب است. عدسی‌هایی کنگلو‌مرایی درون پهنه مورد مطالعه در بخش شمال غربی رخنمون یافته و حاوی قلو‌ه‌هایی با فسیل‌های پالئوزوئیک بوده که نشان می‌دهد این سنگ‌ها از فاصله کمتری از پلاتفرم قدیمی پالئوزوئیک لوت از سمت غرب سرچشمه گرفته‌اند. میزبان این کانال‌ها نهشته‌های عمیق پلاژیکی هستند که سن یک لایه از آن علی‌رغم دگرگونی محسوس تریاس میانی را نشان می‌دهند. از مهم‌ترین ویژگی‌های دیگر این واحد حضور نفوذی‌های استوک مانند تا دایکی از سنگ‌های حدواسط تا فلسیک می‌باشد (Bagheri et al., 2013) که هیچ‌یک از آن‌ها علی‌رغم ابعاد کیلومتری‌شان بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه ثبت نگردیده‌اند. این نفوذی‌ها که اغلب جنس دیوریتی، تونالیتی تا داسیتی دارند، احتمالاً هم‌منشأ بانفوذی‌های ژوراسیک میانی شاه‌کوه هستند که نهشته‌های پلاتفرمی تا قاره‌ای ژوراسیک زیرین این منطقه را قطع نموده‌اند. ضخامت چند متری از هورنفلس‌های تیره رنگ آن‌ها را فرا گرفته و به‌خوبی بر روی عکس‌های ماهواره‌ای منطقه قابل رویت می‌باشند. این توده‌ها بر روی نقشه ۱۰۰,۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور (حمزه‌پور ۱۳۷۳، سهندی و همکاران، ۱۳۷۱) ماسه‌سنگ ترسیم شده‌اند. برش‌های نازکی از سنگ‌های متابازیت به همراه رسوبات کربناتی نازک لایه و شیل سیلیسی مشابه، مربوط به محیط‌های عمیق‌تر به‌طور تکتونیک در این پهنه جایگزین شده‌اند و همچنان مکانیزم جایگزینی مرتبط با گسل‌های رانده‌ای را دارند که شیبی به سمت غرب داشته و چین‌های برگشته‌ای به سمت شرق دارند. درجه دگرگونی و دگرشکلی از شرق به غرب تا دشت چاه‌داشی مرتباً کاهش یافته و خود نشانگر کاهش عمق رخنمون دگرگونی و دگرشکلی است. بر این اساس، این پهنه به چهار واحد تکتونیک تقسیم گشته است که هر واحد از واحد مجاور خود با گسل و یا دگرشیبی جدا می‌گردد. بنابراین شواهد اخیر ما می‌تواند تا حدودی فرورانش به سمت غرب و به زیر پهنه لوت را تأیید نماید. در هر صورت این شواهد می‌توانند سرخ‌های جدی برای فعالیت‌های بیشتر آینده در منطقه را در اختیار بگذارند.

گروهی از مدل‌های تکتونیک خصوصاً در دهه اخیر حاشیه لوت در مناطق نهپندان و بیرجند را از دو دیدگاه متفاوت در چارچوب مباحث تکتونیک صفحه‌ای مورد توجه قرار داده‌اند. گروهی که پیرو تفکر فرورانش به سمت شرق هستند (Tirrule et al., 1983) و اخیراً با استناد به داده‌های پترولوژیکی مربوطه به سنگ‌های دگرگونی فشار بالا (Fotoohi Rad et al., 2005; Angiboust et al., 2012) یا ژئوشیمی سنگ‌های افیولیتی نهپندان (Saccani et al., 2010) این مسئله را تأیید کرده‌اند و بر این اساس حاشیه لوت در منطقه نهپندان را به‌عنوان یک حاشیه غیرفعال پذیرفته‌اند. گروه دوم که اعتقاد به فرورانش به سمت غرب و به زیر پهنه لوت دارند (افتخارزاد، ۱۳۵۲) که اغلب به حضور کمان آتشفشانی کالک‌آلکان شرق لوت استناد می‌کنند (برای مثال: Decourt et al., 1986; Zarrinkoub et al., 2012)، طبیعتاً گروه دوم اعتقاد به حاشیه فعال لبه شرقی لوت دارند. در این میان تفکرات پراکنده دیگری مثل فرورانش دوسویه (Ar-jemandzadeh et al., 2011) و یا شکل‌گیری زون جوش خورده سیستان در اواخر کرتاسه و یک مرحله کشش پس از برخورد در پالئوژن (Zarrinkoub et al., 2012) نیز به چشم می‌خورد. اغلب تفکراتی که نهپندان را حاشیه غیرفعال قاره لوت می‌دانند از شواهدی استفاده می‌کنند که خارج از لبه لوت بوده و تنها استناد به گوه‌های افزاینده کمپلکس‌های افیولیتی پهنه جوش خورده سیستان دارند. اگر قرار باشد که حوضه شرق ایران موسوم به اقیانوس سیستان (برای مثال: Tirrule et al., 1983; McCall, 1985) قبل از آپسین باز شده باشد (Babazadeh and De Wever, 2004) بنابراین انتظار می‌رود یک توالی رسوبی نسبتاً پیوسته هم‌زمان تا پس از ریفت از کرتاسه تا ائوسن بر روی لبه شرقی پهنه لوت وجود داشته باشد. اما در مقابل چند دگرشیبی شاخص بین ژوراسیک تحتانی یا فوقانی با رسوبات کرتاسه تحتانی یا فوقانی بچشم می‌خورد (کوه شیشه) که در مناطقی حتی به شکل دگرشیبی مشاهده می‌شود. همچنین نبود قابل توجه سنگ‌های رسوبی متعلق به پالئوژن و وفور سنگ‌های آتشفشانی ائوسن مزید بر علت است. در مقابل اغلب مدل‌هایی که تأکید بر فرورانش رو به غرب دارند تاکنون نتوانسته‌اند شواهد کافی مبنی بر حضور گوه‌های افزایشی رو به غرب ارائه نمایند. در این پژوهش مدارک بیشتری به دست آمده که داده‌های ارائه شده مبنی بر حضور بقایای یک کمان ماگمایی ژوراسیک فوقانی شامل نفوذی‌های شاه‌کوه و کمپلکس ولکانوسدیمتری میغان (Ba-gheri et al., 2009) را تأیید می‌کند. این شواهد اضافه عبارتند از: تغییرات زاویه بین یالی چین‌های منطقه از شرق به غرب به این



## نتیجه گیری:

مهم ترین نتایج به دست آمده از این پژوهش به قرار زیر است:  
رخنمون عظیم رشته کوه های بوبک منتسب به توالی تخریبی های دگرگون شده یکنواخت ژوراسیک شمال غرب نهندان مورد بحث این تحقیق، براساس این پژوهش به چهار واحد تکتونیکی (از غرب به شرق) مجزا تقسیم می شود:

۱- نهشته های سیلیسی - کلاستیکی تریاس فوقانی - ژوراسیک تحتانی متعلق به یک حوضه پیش کمان ژوراسیک و بخش های شدیداً دگرشکل شده و گوه افزایشی زیر آن که تا اواخر ژوراسیک به یک حوضه دریایی کم عمق تبدیل شده ولی هم چنان از فعالیت های ماگمایی کالک آلکالن تغذیه شده است. این مجموعه در اواخر ژوراسیک چین خورده و دچار نفوذ پلوتون های عظیم ژوراسیک فوقانی مثل گرانت شاه کوه گشته است.

۲- واحد الیستوسترومی که حاوی بلوک های متعدد با ابعاد مختلف عمدتاً ماسه سنگی است که در درون یک خمیره دانه ریز قرار گرفته اند و حکایت از عمق و شیب رسوب گذاری زیاد دارد که احتمالاً سنی قبل از کرتاسه داشته است.

۳- یک نوار طویل چند ده کیلومتری با پهنای کم به شکل یک کمر بند سبز حاوی بازالت های اقیانوسی و بقایای شدیداً دگرشکل و دگرگون شده ای که با رسوبات پلاژیک همراه بوده و دو گوه افزایشی طرفین خود را جدا می سازد. این واحد شامل خروجی هایی با ترکیب مورب تا منطقه بالای فرورانش بوده و با چین های عظیم برگشته به سمت شرق مشخص می گردد.

۴- یک واحد سیلیسی - کلاستیکی توریدایته عمیق ائوسن که تا حدودی دگرگون و دگرشکل شده و ندرتاً عدسی هایی از گدازه های بالشی کرتاسه فوقانی و رسوبات آب های عمیق همراه با آن را در بر دارد. این واحد متعلق به گوه افزایشی ائوسن است و حکایت از تدوام فرورانش نئوتتیس از ژوراسیک تا ائوسن به سمت حاشیه پهنه لوت داشته است. استخراج اثر فسیل های پالئودیکتیون در این واحد، سن احتمالی ائوسن را برای آن پیشنهاد می دهد.

چهار واحد نخست، به طور متوالی از شرق به غرب معماری یک کمپلکس گوه های افزایشی حوضه پیش کمان و کمان ماگمایی ژوراسیک تا ائوسن را به نمایش می گذارند که در حاشیه ی یک پوسته اقیانوسی در حال فرورانش به سمت غرب (براساس موقعیت جغرافیایی کنونی و نه موقعیت گذشته) شکل گرفته است.

بر اساس یافته های ما در این پژوهش، ما نیازمند بازسازی یک پهنه فرورانشی هستیم که از زمان ژوراسیک تا ائوسن در زیر پهنه لوت برقرار بوده است. بنابراین با اقیانوس دیرپایی روبه رو هستیم که از

نظر زمانی طول عمری شبیه به اقیانوس نئوتتیس و بلکه خود اقیانوس نئوتتیس بوده است. بر این اساس چگونه می توان پذیرفت که ریفتم شرق ایران در کرتاسه باز شده در حالی که این اقیانوس مدت ها قبل در اواخر پالئوزوئیک گسترش یافته است!

## منابع:

« افتخارنژاد، ج.، اسدیان، ع.، رستگار میرزایی، ع.، ۱۳۷۱. سن مجموعه دگرگونی ها و افیولیت های شاندرمن - اسالم و ارتباط ژئودینامیکی آنها با پالئوتتیس و پوسته شبه اقیانوسی خزر، فصلنامه علوم زمین، سال اول، شماره ۳، ص ۴۳-۳۷.

« افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۲. مطلبی چند درباره تشکیل حوضه رسوبی فیلیش در خاور ایران و توجه آن با تئوری تکتونیک صفحه ای، سازمان زمین شناسی کشور، ۲۲، ۶۷-۷۱.

« بهرام نژاد، الف.، باقری، س.، احمدی، ع.، زاهدی، الف.، ۱۳۹۵. دگرگونی پیش رونده در متاپلیت های کمپلکس دگرگونی ده سلم، خاور پهنه لوت، به استناد دماسنجی زوج گارنت - بیوتیت. مجله علوم زمین شماره ۱۰۲، صفحه ۳۲۵-۳۳۸.

« جعفری، ص.، ۱۳۹۱، مطالعه جنبش گسل نه غربی در منطقه شمال غرب نهندان؛ شرق ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۶۴ ص.

« حبیبی مود؛ ش.، خسرو تهرانی؛ خ.، گرگیج؛ م.ن.، آقاباتی؛ س.ع.، سعیدی؛ ع.ا.، ۱۳۹۵، تحلیل رخساره ای و محیط های رسوبی نهشته های کرتاسه بالایی شمال بندان (برش دغال)، مجله علوم زمین، شماره ۹۹، ص ۳۹-۴۶.

« حمزه پور ب.، ۱۳۷۳، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار فرسخ، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

« خادمی، س. ن.، باقری، س.، گرگیج، م. ن.، ۱۳۹۳. ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی کمر بند سبز مرتبط با توالی تخریبی منتسب به ژوراسیک شمال غرب نهندان، شرق ایران، هجدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ص ۱۰.

« سهندی، م.، محجل، م.، بربریان، م.، سهیلی، م.، ۱۳۷۱. نقشه زمین - شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ده سلم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

« عارف نژاد، م.، ۱۳۸۸. مطالعه دگرشکلی سنگ های دگرگونی منطقه غرب چاه داشی (کمپلکس ده سلم)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

« گرگیج، م.ن.، بردبار، آ.، نجفی، م.، ۱۳۹۴. ویژگی های ریز رخساره ای، محیط های رسوبی و چینه نگاری کرتاسه بالایی در





دگرگونی ده سلم و گلوگاه، خاور په‌نه لوت.، مجله علوم زمین، ۹۸، ص. ۳۶۳-۳۷۴.

◀ ییلویی، م.، ۱۳۸۸. معرفی زون های برشی منطقه نه‌بندان (شرق ایران)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۲۰۱ ص.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. In: Lacombe, O., Grasemann, B., Simpson, G. (Eds.), *Geodynamic Evolution of the Zagros*. Geological Magazine, 148, 692–725.
- Aghanabati, A., 1994. Geological map of Khash, scale: 1/250,000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Alavi Naini, M., Eftekharnazhad, J., Aghanabati, A., 1990. Geological map of Zabol. Scale 1/250000. Geological Survey of Iran.
- Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J.C.M. Omarani, J., 2012. Structure, P-T evolution and geochemistry of the Siestan “melang” ophiolitic belt (Ratuk complex, Eastern Iran). *Lithos*. 30, 31-67.
- Arjmandzadeh R, Karimpour MH, Mazaheri SA, Santos JF, Medina JM, Homam SM, 2011. Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, eastern Iran). *J Asian Earth Sci* 41, 283-296.
- Babazadeh SA, De Wever P 2004. Radiolarian Cretaceous age of Soulabešt radiolarites in ophiolite suite of eastern Iran. *B Soc geol Fr* 175, 121-129.
- Babazadeh, S.A., De Wever, P., 2004. Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Siestan Suture (eastern Iran). *Geodiversitas* 26, 185–206.
- Bagheri, S., Aref Nejad, M., Yabaloui, 2009. M., Tectonic history of the Lut Blouck in Nehbandan area, Eastern Iran, Swiss geological Meeting, Neuchatel, Tectonic Session.
- Bagheri, S., Khademi, S. N., Jafari, S., 2013. Tectonic history of the eastern margin of the Lut Block in the Nehbandan area, Eastern Iran, 125th GSA, poster presentation.
- Bagheri, S., Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451, 123–155.

شمال غرب نه‌بندان (برش بصیران)، پژوهش های چینه نگاری و رسوبی، شماره ۶۰، صفحه ۹۵-۱۱۶.

◀ نادری میقان، ن.، اکرمی م.ع.، ۱۳۸۳. نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ چاه-داشی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

◀ ناصری اسفندقه، ا.، بیابانگرد، ح.، باقری، س.، ۱۳۹۴. بررسی سنگ شناسی و ژئوشیمی متابازیت و متاپریدوتیت های کمپلکس

- Behrouzi, A. and Nazer, N. Kh., 1992. Geological Map of Basiran, 1:100000, GSI, Tehran.
- Berbarian, M., King, G.C.P., 1981. To wards a paleo geography and tectonic evolution of Iran, Report No. 52. Geological Survey of Iran.
- Berberian, F., Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran, Zagros, Hindu Kush, Himalaya: geodynamic evolution. *Geodynamics Series*. AGU, Washington, DC, 3, 5–32.
- Blaise, J., Border, P., Carbonnel, J.P., Montenat, C., 1978. Flyschset ophiolites dans la roigion de Panjaw: une suture Eocimmerienne en Afghanistan Central, *Bull. Soc. Gool. Fr.* 7, XX, No. 5 210-204.
- Cassaigneau, C. 1979. Contribution al’etude des sutures Inde-Eurasie: la zone de suture de Khost (S.E. Afghanistan).
- Conrad, G., Montigny, R., Thuizat, R. and Westphal, 1982. Dynamique cenozoique de “bloc du lut” (Iran) d’apres les donnees Paleomagnetiques, isotopiques et structurales, *Geologie Mediterranee*, IX, n 1, 23-32.
- Dahlen, F. A., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annual Reviews Earth Planetary Science* 18, 55–99.
- Davis, D., Suppe, J., and Dahlen, F., 1983. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, 88, 1153–1172.
- Davis, G.H. and Reynolds, R., 1996. *Structural Geology of Rocks and Region*, John Wiley, Newyork, pp. 564-618.
- Delaloye, M., Desmons, J., 1980. Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics* 68, 83–111.
- Decourt J., Zonenshian L.P., Ricou L.-E., Kazmin V.G., Le Pichon X., et al., 1986. Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Dewey, J. F., and Bird, J. M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics, *Jour. Geophys. Research* 75 (14), 2625–2647.
- Dickinson, W. R., 1995. Forearc basins, in



- Busby, C.J., and Ingrsoll, R.V., eds., *Tectonics of Sedimentary Basins*: Cambridge, Massachusetts, Blackweell Science, p.221-261.
- Dickinson, W. R., and Seely, D. S., 1979. Structure and stratigraphy of fore arc regions, *American Association of Petroleum Geologists bulletin* 63, 2-31.
  - Eiler, J., 2004. Inside the subduction factory. *Gophysical monograph* sris, vol.138, 324.
  - Esmacily D., Bellon H., Valizadeh M.V., 2005. "Isotopic chronology and trace elements eochemistry of the Shah-Kuh granite, Eastern Iran". The International Earth Sciences colloquium on the Aegean region (IESCA). Abstract book, OCTOBER 4-7, Izmir, Turkey.
  - F. Dewey, J., M. Bird, J., 1970. Mountain Belts and the New Global Tectonics. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 10, 625-638.
  - Flower, M.F.J., Tamaki, K. and Hoang, N. 1998. Mantle extrusion, a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the western Pasific. In: Flower, M.F.J., Chung, S.-L., Lo, C.-H and Lee, T.\_Y (Eds) *Mantle dynamics and plate intractions in East Asia*. Aerican Geophysical Union, *Geodynamics Sieris*, 27, 67-88.
  - Fotoohi Rad, G.R., Droop, G.T.R., Amini, S., Moazzen, M., 2005. Eclogites and Blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran, *Lithos*, 84, 1-24.
  - Ghodsi, M.R., Boomeri, M., Bagheri, S., Ishiyamab, D., and Corfu, F., 2016. Gochemistry, zircon U-Pb age and tectonic constraints on the Bazman Granitoid Complex, southeast Iran: *Turkish Journal of Earth Sciences*, 25, 311- 340.
  - Gill, J. B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Minerals and Rocks. Berlin, Heidelberg, New York: Springer Berlin.16: 390.
  - Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 38, 235-273.
  - Guillou, Y., Maurizot, P., Vaslet, D., Villéon, H., 1983. Geological map of Gazik. Scale 1/250000. Geological Survey of Iran.
  - Hassanzadeh, J., & Wernicke, B. P. 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. *Tectonics*, 35, 586-621.
  - Jenkins, C.N., Pimm, S.L., Joppa, L.N., 2013. Global patterns of terrestrial vertebrate diversity and conservation. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 110, E2602-E2610
  - Kozur, H., and Mostler H., 1972. Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil I: Revision der Überfamilie Coccodiscacea Haeckel 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter.'Geologisch and Paläontologische Mitteilungen Innsbruck' 2: 60.
  - Lallemand, S., Schnürle, P., and Malavieille, J., 1994. Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *J. Geophys. Res.*, 99, 12033-12055.
  - Lash, G. G., 1987. Geodynamic evolution of the lower Paleozoic central Appalachian foreland basin, in Beaumont, C., and Tankard, A. J., eds., *Sedimentary basins and basin-forming mechanisms*: Canadian Society of Petroleum Geology Memoir 12, 413-423.
  - Mahmoudi, S., Masoudi, F., Mehrabi, B., 2009. Magmatic and metamorphic history of the Deh-Salm metamorphic Complex, Eastern Lut block, (Eastern Iran), from U-Pb geochronology. *International Journal of Earth Sciences* 99, 11153-11165.
  - Mattauer, M., Proust, F., Tapponnier P., Cassaigneau, C., 1978. Ophiolites, obductions et tectonique globale dans PEst de l'Afghanistan, *C.R. Acad. Sci. Paris*, S4r. D, 287 ,983-985.
  - McCall, G.J.H., 1985. Structurall study in east Iran, Project area, Report No.57. *Geo. Surv. Iran*, PP.634.
  - Miri Beydokhti, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Klotzli, U., 2015. U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Mahoor granitoid rocks (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 111, 192-205.
  - Mohammadi, A., J- P. Burg, P. Boulihol, J. Ruh, 2016. U-Pb Geochronology and geochemistry of Zahdan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of South Sistan suture zone, *Journal of Lithos*, P 293-308, vol 248-251.
  - Molnar P., Tapponnier, P., 1978. Active tectonics of Tibet, *J. Geophys. Res.* 83 5361-5375.
  - Montenat, C., 2009. The Mesozoic of Afghanistan: *GeoArabia*.14,147-210.
  - Moore. J.C. 1989. Tectonics and hydrogeology of accretionary prisms: role of the decollement zone. *Journal of Structural Gology*, 11, 95-106.
  - Nakamura N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757-775.



- Norton, LO., Sclater, J.G., 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the break up of Gondwanaland, *J. Geophys. Res.* 84, 6803-6830.
- Ozsvart, P., Bahramnejad, E., Bagheri, S., and Sharifi, M., 2020. New Albian (Cretaceous) radiolarian age data from the Dumak ophiolitic mélange in Shuru area, Eastern Iran. *Cretaceous Research Journal*, YCRES\_2019\_213\_R1 (Under review).
- Pang KN, Chung SL, Zarrinkoub MH, Khatib MM, Mohammadi SS, Chiu HY, Lo CH, 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos* 180, 234-251.
- Ricou, L.E. 1994. Tethys reconstructed: plates continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia *Geodinamica Acta*, 7, 169–218
- Saccani E., Delavari M., Beccaluva L. and Amini S.A., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117, 1-4.
- Sengor A.M.C., Altner D., Cin A., Ustaomer T. and Hsu K.J., 1988. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land, In: M.G. Audley-Charles and A.E. Hallam (Eds.), *Gondwana and Tethys*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 37, 119-181.
- Sengor, A.M.C. 1990. A New Model for the Late Palaeozoic-Mesozoic Tectonic Evolution of Iran and Implications for Oman. In, A.H.F. Robertson, M.P. Searle and A.C. Ries (Eds.), *the Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society of London, Special Publication. 49, 797-831.
- Şengör, A.M.C., 1984. The cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America Special Paper*, 195, 1-82.
- Siehl, A., 2015. Structural setting and evolution of the Afghan orogenic segment – a review. In: Brunet, M.-F., McCann, T. and Sobel, E.R. (Eds) *Geological Evolution of Central Asian Basins and the Western Tien Shan Range*. Geological Society, London, Special Publications, 427. First published online August 3, 2015.
- Stampfli, G. M., 2000. Tethyan oceans, in Bozkurt, E., Winchester, J.A., and Piper, J.D.A., eds., *Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area*, Geological Society of London, Special Publication, 173, 163–185.
- Stocklin, J., 1968. Structural History and tectonics of Iran A review, *am. Assocpetrol. Geol* 52. 1229–1258.
- Stocklin, J., 1972. Iran Central, septentrional et orientale, *Luxique stratigraphique International III. Fascicule 9b*, Iran, center national De La Recherche scientifique, Paris, PP: 1-283.
- Stöcklin, J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Mémoires Société Géologique de France* 8, 333–353.
- Stöcklin, J., Eftekhar-Nezhad, J., Hushmand-Zadeh, A., 1972. Geological Reconnaissance Map of Central Lut, Geological Survey of Iran, Tehran. Report -22.
- Tapponnier, P., Mattauer, M., Proust, F., Cassaigneau, C., 1981. *Earth and Planetary Science Letters*, 52, 355-371
- Tapponnier, P., Mercier, J. L., Armijo, R., 1981. Field evidence for active normal faulting in Tibet Han Tonglin & Zhou Ji *Nature* 294, 410–414.
- Tapponnier, P., Molnar, P., 1977. Active faulting and Cenozoic tectonics of China, *J. Geophys. Res.* 82 2905 -2930.
- Tarkhian, M., Lotfi, M. and Baumann, A., 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran, Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, 51, 357-383.
- Tatsui, Y. and Kogiso, T. 2003. The subduction factory: its role in the evolution of the Earth's crust and mantle. In *Geological Society of London, Special Publication* (Larter, R.D. and Leat, P.T. Eds). Geological Society of London, London, 55-80.
- Taylor, B., Natland, J. (Eds), 1995. *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. AGU Geophysical Monograph, vol. 88, 350.
- Tirrul, R., Bell, R., Griffis, H. and Camp, E., 1983. The Sistan Suture Zone of Eastern Iran: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 134-150.
- Tirrul, R., Johns, J.W., Willoughby, N.O., Camp, V.E., Griffis, R.J., Bell, I.R., Meixner, H.M., 1989. Geological map of Nehbandan. Scale 1/100000. Geological Survey of Iran.
- Uyeda, S., and Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, 84, 1049–1061.
- Walker, R.T., Jackson, J., Baker, C., 2004. Thrust Folding in Eastern Iran: Source Parameters and Surface Deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows Earthquake Sequences, *Geophysical Journal International*, 152, 749-765.
- Wittekindt, H., 1973. Erläuterungen zur



geologischen Karte von Zentral- und Slid-Afghanistan, 1/500 000 (Bundesanstalt für Bodenforschung).

- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee,

H.Y., and Lo, C.H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region, eastern Iran, Elsevier. 306-307, 40-53.

ضمیمه ۱:

جدول ۱. مقادیر عناصر فرعی موجود در سنگ های مافیک منطقه مورد مطالعه.

sample	Dy	Er	Eu	Gd	La	Lu	Nd	Pr	Sm	Tb	Tm	Yb	Ca
Sol1	2.8	1.61	1.21	2.43	12	0.18	20	4.59	3.59	0.45	0.15	1.1	0.48
H13	3.77	2.94	1.49	3.35	19	0.26	27.8	6.44	5.29	0.63	0.27	1.9	0.36
SOR8	3.06	1.51	0.93	2.62	14	0.15	8.3	1.13	2.64	0.5	0.19	1	0.86
SOR12	2.85	1.21	0.89	2.75	19	0.13	9.9	1.67	2.77	0.52	0.14	0.7	0.08
NEH-SHI1	4	2.77	1.59	3.29	17	0.24	24.1	5.52	4.67	0.6	0.25	1.7	0.13
GLB	3.24	2.17	1.37	2.58	14	0.21	20.6	4.55	4.06	0.53	0.19	1.4	0.64
GBDI	3.34	1.95	1.37	2.98	12	0.2	19.4	4.29	3.85	0.53	0.19	1.3	0.3
4FAR4	2.97	1.76	1.01	2.33	6	0.19	14.6	3.1	3.02	0.44	0.18	1.2	0.29
SOR6	2.47	1.24	0.58	1.78	7	0.16	1.9	0.05	1.19	0.38	0.17	0.9	0.42
SOL6	1.31	0.22	0.51	0.99	5	0.14	9.7	2.1	1.52	0.18	0.1	0.4	0.34

**Tectonics of the eastern edge of the Lut Zone in Nehbandan area;  
example of an ancient convergent plate margin architecture**

**Seyyedeh Narsis Khademi<sup>1</sup>, Sasan Bagheri<sup>2\*</sup>, Mohammad Nabi Gorgij<sup>3</sup>, Peter Ozsvart<sup>4</sup>, Safiyeh Jafari<sup>5</sup>**

1- Master of Science, Department of Geology, Zahedan University, Zahedan, Iran.

2- Assistant Professor, Department of Geology, Zahedan University, Zahedan, Iran.

3- Assistant Professor, Department of Geology, Zahedan University, Zahedan, Iran.

4- Assistant Professor, MTA-MTM-ELTE Research Group for Paleontology, Budapest, Hungary.

5- Master of Science, Department of Geology, Zahedan University, Zahedan, Iran.



**Abstract:**

The eastern edge of the Lut Zone in the Nehbandan area is characterized by the fine - grained sequence of the Late Triassic - Jurassic siliciclastic rocks. Field and satellite investigations as well as laboratory studies the whole region along with Satellite image investigations, resulted into the identification of the four tectono - stratigraphic units extending along the N - S direction, developed from west to east as follows; (1) the Triassic-Jurassic the shale - sandstone unit; this unit was intruded by the late Jurassic intrusions and covered by the volcano - clastic rock remnants with the same age. There, the pelagic layers which are accompanied the basalts yield the late Triassic radiolarites. (2) An olistolitic unit; a chaotic olistostrome assemblage including sandstone olistolites and a cleaved matrix. Pillow basalts and pelagic limestone slices were sporadically observed. (3) The green belt; it's a narrow and lengthy belt of basalts younger than Jurassic times underwent the green - schist - facies metamorphism. Geochemistry of the basalts reveals significant similarities with those of the mafic rocks in the supra - subduction zone and/ or the MOR. Moreover, the presence of large recumbent fold documents an eastward regional transport direction of thrust sheets from Lut to the Siestan suture zone side. (4) The easternmost unit is dominated by phyllitic rocks with a pelitic source. The Paleodictyon trace fossils were found led us to conclude about its Eocene protolith age. The nature and arrangement of the units are supposing presence of an accretionary complex along the Lut Zone documenting the existence of a long - standing subduction zone under the Lut Zone for the Triassic - Eocene times.

**Keywords:** Lut Zone; Siestan Suture Zone; Bubak Mountains; Accretionary prism; Neo - Tethys.

---

\* sasan.bagheri@science.usb.ac.ir