

# مطالعات تکتونیکی در کوههای سندج- سیرجان و رابطه آن با گسل زاگرس در منطقه اقلید- ده بید

دکتر محسن پورکرمانی

استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه تربیت معلم- زاهدان

## چکیده

منطقه اقلید- ده بید در شمال گسل زاگرس، بین اصفهان و شیراز واقع شده است (شکل ۱). این ناحیه به وسیله گسل های متعددی بریده شده و هیچ نوع مرز عادی بین سازندهای مختلف چینه شناسی آن دیده نمی شود. تشکیل ساختمانهای پیچیده (گسل های عادی، معکوس، امتدادی و چین ها) این منطقه به علت فازهای متعدد تکتونیکی بوده و به همین دلیل تهیه مقاطع کامل چینه شناسی در این منطقه بسیار مشکل و در حقیقت غیرممکن است.

اولین رسوباتی که روی سوکل قبل از کامبرین دیده می شود، ماسه سنگهای ژوراسیک پایینی می باشد که ضخامت آنها حدود ۶۵۰ متر است. به نظر می رسد که رسوبات قدیمی تر از ژوراسیک پایینی تشکیل نشده است. سن احتمالی حرکات کوهزایی برای قاعده ژوراسیک قبل از کامبرین (طراز، ۷۲) می باشد، که می تواند ناپوستگی چینه شناسی احتمالی ژوراسیک پایینی را روی سوکل دگرگون شده بیان کند. این حرکات بالآآمدگی منطقه را به صورت فرازمین، در فاصله زمانی قبل از کامبرین و تریاس پایانی، نشان می دهد.

— حرکات اواخر تریاس فرونشینی منطقه را در اوایل ژوراسیک مشخص می سازد.  
— حرکات فشاری بعد از ژوراسیک بالایی- قبل از بریازین یک بیرون آمدگی جدید نشان می دهد، که طی آن تمام منطقه به طور کامل از آب بیرون می آید.

— یک فرونشینی تشکیل رسوبات بریازین را باعث می شود.

— یک فرونشینی پسروی دریای آپسین را ممکن می سازد.

— حرکات بعد از اتوسن حالات زیر را مشخص می نماید:

\* چون سازند<sup>۲</sup> اتوسن پایینی برجا در ناحیه اقلید- ده بید دیده نشده است، بنابراین یک فاز تکتونیکی بعد از سنومانین- قبل از

اتوسن پایینی برای این منطقه وجود دارد.

\* اگر سازند ائوسن پایینی که به صورت حمل شده در الیگوسن- میوسن پایینی یافت شده است، به صورت نابرجا<sup>۳</sup> در منطقه وجود داشته باشد، می توان فاز بعد از سنومانین — قبل از ائوسن پایینی و فاز بعد از ائوسن پایینی — قبل از ائوسن میانی را در نظر گرفت.

فاز بعد از ائوسن بالای- قبل از الیگوسن- میوسن پایینی سبب پسروی دریای الیگوسن- میوسن پایینی شده است.  
علائم مشخصه میوسن پایینی عبارت است از:

\* بیرون آمدگی

\* پیشروی دریا

فاز تکتونیکی خیلی مهم بعد از میوسن پایینی باید با اولین رویهم رفتگی<sup>۴</sup> ایران مرکزی روی زاگرس مطابقت کند.  
حرکات فشاری بعد از میوسن بالای گاهی اوقات ایجاد گسل های امتدادی کرده است.

فعالیت تکتونیکی تا به امروز تعقیب شده، به طوری که نشان دهنده جدایی امتدادی سازند دوره کواترنری<sup>۵</sup> و وقوع زلزله های جدید می باشد.

## مقدمه

ساختمانی بسیار مهم بیان نموده اند. با مطالعات جدید، گانسر<sup>۱</sup> (۵۵) و فالکن<sup>۱۱</sup> (۶۱) این حد را یک حد اساسی در مقیاس ایران معرفی کرده و آن را گسل زاگرس نامیده اند. این گسل برای مدت زیادی مانند یک راندگی<sup>۱۲</sup> مشخص شده است. اما پاوونی<sup>۱۳</sup> (۶۱ و ۶۱) آن را ادامه گسل شمالی آناطولی<sup>۱۴</sup> پیشنهاد کرده است. ولمان<sup>۱۵</sup> (۶۵) جدایی بستر رودخانه ها توسط گسل ذکر شده را روی عکسهای هوایی به صورت گسل امتدادی راست لغز توصیف می کنند. یک مطالعه بسیار جدید نشان می دهد که این گسل به طور متوالی به صورت راندگی و گسل امتدادی راست لغز حرکت کرده است. ریکووبرو<sup>۱۷</sup> (۱۷) اشتوکلین<sup>۱۸</sup> (۷۴) معتقد است که گسل فوق از تریاس و احتمالاً از اواخر دوران اول<sup>۱۹</sup> فعالیت داشته است. اولین تفسیرهایی که از نتیجه بررسی های مغناطیس سنجی هواپردی<sup>۲۰</sup> در این قسمت از ایران به دست آمده، نشان می دهد که این گسل چند بار به وسیله گسل هایی با امتداد شمال شرقی جنوب غربی راست لغز قطع شده است. نبوی<sup>۲۱</sup> (۷۶)

## حرکات کوهزایی

الف- حرکات کوهزایی و ارتباط آنها با نبوده های چینه شناسی<sup>۲۲</sup> یا زمانهای بیرون آمدگی از آب

سنگهای دگرگونی منطقه اقلید- ده بید به وسیله طراز<sup>۱۳</sup> (۷۲) به قبل از کامبرین<sup>۲۴</sup> نسبت داده شده است. بر طبق بررسیهای انجام شده، این ناحیه قبل از کامبرین به طور کامل از آب بیرون بوده است. سازند ژوراسیک<sup>۲۵</sup> به طور مستقیم روی سوکل<sup>۲۶</sup> دگرگون شده مربوط به قبل از انفرآ- کامبرین<sup>۲۷</sup> قرار می گیرد.

هیچ اثری از رسوب و فرسایش سازند دوران اول و تریاس<sup>۲۸</sup> تا به امروز برای این منطقه به اثبات نرسیده است. در این منطقه سه

منطقه اقلید- ده بید در شمال زاگرس، بین اصفهان و شیراز واقع شده است. (شکل ۱)، این ناحیه به وسیله گسل های متعددی بریده شده، و هیچ نوع مرز عادی بین سازندهای مختلف چینه شناسی آن دیده نمی شود. تشکیل ساخت های پیچیده (گسل های عادی، معکوس، امتدادی و چین ها) این منطقه به علت فازهای<sup>۶</sup> متعدد تکتونیکی بوده و به همین دلیل تهیه مقاطع کامل چینه شناسی در این منطقه بسیار مشکل و در حقیقت غیرممکن است.

در منطقه اقلید- ده بید، در بعضی موارد طول گسل های عادی به چند کیلومتر می رسد. اکثر این گسل ها به موازات گسل زاگرس می باشد. تعیین حرکات گسل ها در روی بیرون زدگی ها به سختی امکان پذیر است. بعضی از بیرون زدگی ها نشان دهنده گسل های مایل می باشد.

شکل و شدت چین خوردگی ها به محل و جنس طبقات بستگی دارد. بخش وسیعی از منطقه پوشیده از چین های کوچک و متری می باشد، که به شکل های استوانه ای، مخروطی کینگ باند<sup>۷</sup> و جناغی<sup>۸</sup> بوده و به صورت های خوابیده یا برگشته نیز مشاهده می شود. یادآوری می گردد که محور اکثر این چین ها به موازات گسل زاگرس می باشد.

باید توجه داشت که قسمت جنوبی منطقه اقلید- ده بید به عرض ۳ تا ۵ کیلومتر متشکل از آهکهای خرد شده می باشد، که اصطلاحاً محل مذکور منطقه خرد شده<sup>۹</sup> نامیده می شود و فقط از آهکهای کوتاه تشکیل شده است.

در حد جنوبی منطقه مطالعه شده، گسل زاگرس (با امتداد ۱۴۰-۱۳۰ درجه) قرار دارد که رشته کوههای سندیج- سیرجان (در شمال) را از کوههای زاگرس (در جنوب) جدا می کند. نویسندگان قدیمی این گسل را نسبت به گسل های دیگری حد

مجموعه چینه‌شناسی (ژوراسیک پایینی تا بالایی، بریازین<sup>۲۹</sup>، والانژی نین<sup>۳۰</sup> و بارمین<sup>۳۱</sup>، آهک‌های اوریتولین دار<sup>۳۲</sup> آپسین<sup>۳۳</sup> تا سنومانین<sup>۳۴</sup>) دیده می‌شود. با وجود این، مرز این سه مجموعه هرگز به صورت چینه‌شناسی نمی‌باشد. با مقایسه اطلاعات به اثبات رسیده نواحی مشابه مانند کرمانشاه (گفته شفاهی برو) می‌توان بیرون آمدگی‌های زیر را برای منطقه اقلید-دهبید در نظر گرفت.

به‌طور مطمئن یک نبود چینه‌شناسی بعد از ژوراسیک بالایی-قبل از بریازین، احتمال یک بیرون آمدگی یا نبود چینه‌شناسی بعد از والانژی نین و قبل از بارمین، در نواحی داخلی تر، بیرون آمدگی در تمام مدت بعد از ژوراسیک بالایی-قبل از آپسین پایینی ادامه داشته است.

این منطقه شامل یک نبود چینه‌شناسی از سنومانین تا ائوسن میانی<sup>۳۵</sup> نیز می‌باشد. ائوسن میانی در موقعیت برج<sup>۳۶</sup> و ائوسن پایینی فقط به صورت حمل شده در سازند الیگوسن میوسن پایینی<sup>۳۷</sup> شناخته شده است. از بیان مطالب فوق می‌توان احتمال یکی از بیرون زدگی‌های زیر را پذیرفت:

بیرون آمدگی بعد از سنومانین-قبل از ائوسن پایینی و یا بیرون آمدگی بعد از سنومانین-قبل از ائوسن میانی که به احتمال قوی در طی آن ائوسن پایینی فرسایش حاصل کرده است.

در نتیجه مطالعات انجام شده در مناطق مجاور به طرف شمال غرب (برو، ۷۷)، یا به طرف جنوب شرق (ریکو، ۷۱) و یا در منطقه اصفهان (سیدامامی و دیگران، ۷۱)، به نظر می‌رسد که نبود چینه‌شناسی مزبور با فاز تکتونیکی سنومانین مطابقت دارد.

در فاصله ائوسن تا الیگوسن-میوسن پایینی نیز یک نبود چینه‌شناسی دیده می‌شود که برای آن می‌توان یک بیرون آمدگی منطقه‌ای را در نظر گرفت.

در مدت الیگوسن-میوسن پایینی دریا منطقه اقلید-دهبید را فراگرفته است، اما پیدایش میوسن بالایی دریاچه‌ای یک تغییر جدید جغرافیای دیرین<sup>۳۹</sup> را بین این دو زمان نشان می‌دهد.

ب- سن فازهای اصلی کوهزایی که از روی ویژگی‌های تکتونیکی آنها مشخص شده است.

چین‌های کوچک استوانه‌ای و مخروطی شکل به ابعاد متری یا چند ده متری، با امتداد محوری ۱۵۰-۵۰ درجه سازند ژوراسیک را در بر می‌گیرد. ضمناً شیستوزیته‌های ذیل در این ناحیه دیده شده است.

۱- شیستوزیته برشی<sup>۴۰</sup> در سازند ژوراسیک. امتداد این شیستوزیته بین ۱۲۵-۱۰۰ درجه بوده، رابطه آنها با چین‌های دارای امتداد محوری ۱۵۰-۵۰ درجه قابل مشاهده نیست.

۲- شیستوزیته جریانی<sup>۴۱</sup> در آهک‌های او اولیتی، ماسه سنگها و

شیست‌های ژوراسیک.

در این منطقه، فاز چین خوردگی بعد از سنومانین یک فاز تکتونیکی مهم به‌شمار می‌رود. موضوع جالب توجه، رابطه این فاز با فاز سنومانین اصلی بوده که به وسیله ریکو<sup>(۷۱)</sup> در ناحیه نی ریز گزارش شده است. فاز بعد از سنومانین در قسمت خرد شده این منطقه نیز مشاهده می‌گردد. چین‌های با امتداد محوری ۱۵۰-۱۲۰ درجه که سنومانین را تحت تأثیر قرار می‌دهد (شکل ۸)، در رسوباتی که با پیشروی دریا در ائوسن میانی تشکیل شده است، دیده نمی‌شود. یادآوری می‌گردد که به واسطه کشف ائوسن پایینی حمل شده در الیگوسن-میوسن پایینی، فاز چین خوردگی با امتداد ۱۵۰-۱۲۰ درجه را می‌توان در موقعیت‌های زیر قرار داد:

— پایین سنومانین و ائوسن پایینی

— پایین ائوسن پایینی و ائوسن میانی

دلایلی که باعث برتری حالت اول می‌شود، به شرح زیر است:

برای این که یک نبود چینه‌شناسی خیلی طولانی به دریا امکان دهد که بر روی یک سطح توپوگرافی<sup>۴۲</sup> منظم شده پیشروی نماید، وجود یک فاز تکتونیکی مهم ضرورت دارد.

فاصله زمانی (۵ تا ۶ میلیون سال) بین ائوسن پایینی و میانی

برای انجام عمل فرسایش خیلی کوتاه بوده است.

به احتمال قوی، چین خوردگی‌ها تحت یک بار<sup>۴۲</sup> معین رسوبی تشکیل شده است. این عمل با نهشته‌های<sup>۴۳</sup> بالا آمده سنومانین که قبل از ائوسن پایینی فرسایش حاصل کرده است، بهتر مطابقت می‌نماید. در ضمن به عقیده ریکو، یک فاز تکتونیکی مهم در کرتاسه<sup>۴۴</sup> پایانی وجود دارد.

به نظر می‌رسد که فاز چین خوردگی مطالعه شده در منطقه اقلید-دهبید و فاز سنومانین ریکوبهم وابسته و احتمالاً در یک فاز می‌باشد.

در سازند ائوسن این منطقه هیچ نوع چین خوردگی دیده نمی‌شود، برعکس یک تکتونیک شکننده ائوسن بالایی را در بر می‌گیرد.

در منطقه اقلید-دهبید، سازندهای دریایی الیگوسن-میوسن پایینی شکسته، خرد و ساییده شده است. تغییر شکل این سازند نسبت به سازند میوسن بالایی دریاچه‌ای بسیار شدیدتر است. به نظر می‌رسد که خردشدگی سازند ذکر شده با اولین فاز رو بهم رفتگی<sup>۴۵</sup> زاگرس مطابقت می‌کند.

به عنوان فرضیه می‌توان مطالب فوق را تأیید کرد، زیرا رو بهم رفتگی ایران مرکزی روی منطقه خرد شده بعد از نهشته‌های میوسن بالایی و همچنین بختیاری (ریکو و دیگران ۷۷) رخ داده است (اگر فازهای کرتاسه بالایی و الیگوسن-میوسن پایینی را در نظر نگیریم).

سازند میوسن بالایی توسط دو گروه چین به شرح زیر تحت تأثیر قرار گرفته است. (شکل ۹ و ۱۰)

چین های مخروطی با ابعاد متری و امتداد محوری ۲۰۰-۱۶۰ درجه با تمایل محوری به طرف جنوب.

چین های مخروطی با ابعاد متری و امتداد محوری ۱۲۰-۵۰ درجه با تمایل محوری به طرف شمال شرقی و جنوب غرب یا غرب و جنوب غرب.

نمودار استرئوگرافی دو گروه چین (شکل های ۱ و ۲ و ۳) بیانگر این نیست که آیا آنها همزمان می باشد؟

یا یک گروه توسط فاز بعدی مجدداً چین خورده است؟

یا چین هایی می باشد که با خمیدگی های متفاوت در ناحیه گسل های امتدادی زاگرس دیده می شود؟

به نظر می رسد که چین های با امتداد محوری ۱۲۰-۵۰ درجه همزمان با گسل امتدادی زاگرس تشکیل شده است. گسل زاگرس دارای امتداد ۱۳۵ درجه بوده که حرکت آن راست لغز و دارای تنش<sup>۴۶</sup> فشاری بین امتداد شمال شرقی، جنوب غربی و شمال غربی جنوب شرقی می باشد.

چین های مخروطی با امتداد محوری ۲۲۰-۱۶۰ درجه به احتمال خیلی زیاد مربوط به حرکت گسل زاگرس می باشد.

### ج: تکتونیک منطقه خرد شده

این منطقه از برخورد شبه قاره های<sup>۴۷</sup> عربی و اروپا-آسیا تشکیل شده است. سن این برخورد یا تلاقی به احتمال قوی قبل از میوسن بالایی می باشد استونلی<sup>۴۸</sup> (۷۴)، (شکل های ۵ و ۶). به نظر همین نویسنده باز شدن دریای سرخ در غرب شبه قاره عربی قبل از میوسن شروع گردیده که جابه جایی را به طرف شمال شرقی شبه قاره عربی می کشاند. در شرق شبه قاره عربی، این حرکت باعث بسته شدن دریای تیتس<sup>۴۹</sup> و تلاقی دو قاره مزبور شده است. این نویسنده یادآوری می نماید که بازشدگی دریای سرخ درست به همان نسبتی است که ساخت های چین خورده و گسله زاگرس کوتاه شده است. بسیاری از زمین شناسان علل چین خوردگی های زاگرس را بازشدگی دریای سرخ می دانند. بدین معنی که صفحه ایرن مرکزی (اروپا-آسیا) و صفحه آفریقا نسبت به یکدیگر ثابت بوده، در صورتی که صفحه عربی در بین آنها حرکت می کرده است.

در نتیجه حرکت روی سه بلوک ایران مرکزی، عربی و آفریقا بررسی می شود. دووی و دیگران<sup>۵۰</sup> (۷۳) قبلاً حرکات نسبی صفحه اروپا-آسیا را نسبت به صفحه آفریقا نشان داده اند. این نویسندگان سن برخورد بین دو صفحه عربی و اروپا-آسیا را در پلیوسن<sup>۵۱</sup> قرار می دهند.

قسمت جنوبی منطقه خرد شده در ناحیه اقلید-ده دید به صورت رو بهم رفتگی روی سازند الیگوسن زاگرس، ژوراسیک میانی تا بالایی، ائوسن میانی تا بالایی و میوسن بالایی قرار گرفته است. این قسمت چین خوردگی های خیلی مهمی را نشان می دهد که محور این چین ها دارای امتداد ۱۴۰-۱۳۰ درجه می باشد. در مقایسه با چین های ستونانین منطقه مطالعه شده، می توان آنها را به فاز بعد از ائوسن نسبت داد. این چین ها به وسیله گسل های فاز بعدی بریده شده است. (گسل های معکوس با امتداد ۱۰۶ درجه و گسل های راست لغز با امتداد ۱۳۵ درجه). این گسل ها احتمالاً با فازهای میوسن بالایی همزمان می باشد. ضمناً گسل های کوچک (عادی، معکوس و امتدادی) در تمام منطقه خرد شده دیده می شود که متأسفانه تعیین سن آنها امکان پذیر نیست، هم چنین آهکهای منطقه خرد شده دارای سنگهای تزریقی بوده که به شدت بریده شده است. این مواد شامل دایکها و گدازه های سطحی است. در مقاطع نازکی که از این سازندها تهیه شده، کانیهای الیون، پیروکسن آهن دار، کلسیت، کلریت اپیدوت، سر پانتین و پلاژیوکلاز نشان دهنده سنگهای دولریت و بازالت پورفیری می باشد.

### د- گسل زاگرس

علایم تکتونیک کششی<sup>۵۲</sup> (خطوط<sup>۵۳</sup> عادی، شکافها) روی گسل زاگرس دیده شده و سازند ائوسن بالایی را نیز در بر گرفته است. امتداد کشش نزدیک به ۳۵ درجه بوده که به طرف جنوب هم مشاهده می شود (گفته شفاهی اوهانیان<sup>۵۴</sup>، ۴۸). در این محل حرکت به شکل گسل عادی بوده که توسط آن آهکهای ائوسن در مقابل آهکهای اوربیتولین دار قرار می گیرد.

باید یادآوری نمود که فقدان اثرات تکتونیک کششی جدید (بعد از پلیوسن) در منطقه نشانگر این موضوع است که حرکات کششی قبل از حرکات فشاری یا گسل<sup>۵۵</sup> امتدادی راست لغز رخ داده است (شکل ۷). حرکات فشاری در بعضی نقاط این گسل به شرح زیر دیده شده است.

— رو بهم رفتگی آهکهای ژوراسیک بر روی آهکهای ائوسن.

— رو بهم رفتگی آهکهای اوربیتولین دار بر روی آهکهای ائوسن.

— رو بهم رفتگی آهکهای اوربیتولین دار بر روی آهکهای الیگوسن-میوسن پایینی.

— رو بهم رفتگی آهکهای منطقه خرد شده بر روی آهکهای الیگوسن زاگرس.

این ساخت به طور معمولی یک رو بهم رفتگی نیست (شیب عادی بیشتر از ۳۰ درجه) بلکه اغلب با یک گسل عادی تطبیق می کند. ولی به طرف شمال غربی، در ناحیه خرم آباد یک

رویهم رفتگی می باشد که سن آن بعد از بختیاری (پلیوسن) است (برتیه و دیگران<sup>۵۶</sup> ۷۴). دامنه بزرگی<sup>۵۷</sup> رویهم رفتگی در این منطقه قابل رویت نمی باشد. اکثر شکاف هایی که به موازات گسل زاگرس است، گسل های امتدادی راست لغز (خطوط) بوده و حرکت آنها بعد از رویهم رفتگی می باشد. به نظر ریکو و برودر منطقه کرمانشاه و نی ریزرویهم رفتگی و راندگی جدید می باشد، زیرا کنگومراهای بختیاری را تحت تأثیر قرار می دهد که سن آنها با توجه به قرار گرفتن روی سازند آغاچاری (میوسن بالایی یا حتی پلیوسن زاگرس برجا) پلیوسن یا خیلی جدیدتر در نظر گرفته شده است.

در مقایسه با بررسیهای برتیه و دیگران در ناحیه خرم آباد با شک و تردید می توان بیان نمود که رویهم رفتگی و راندگی در میوسن بالایی و به احتمال زیاد بعد از آن عمل کرده است. در ناحیه اقلید- ده بید، به عنوان فرضیه می توان اولین حرکت را بعد از میوسن پایینی در نظر گرفت، زیرا سازندهای بعد از ائوسن- میوسن پایینی نسبت به سازند مجاور که سن میوسن بالایی دارد کاملاً خرد و فرسایش یافته است.

همچنین رویهم رفتگی خیلی مهم سازند کرتاسه (آهکهای اوربیتولین دار) روی سازند الیگوسن- میوسن پایینی ناحیه دگرگون شده همدان و روی الیگوسن زاگرس قابل مشاهده می باشد. این مطلب روشن می کند که خردشدگی الیگوسن- میوسن پایینی احتمالاً با فاز رویهم رفتگی ایران مرکزی روی زاگرس، همزمان است. براساس فرضیه، این فاز می توان با اولین حرکات برخورد بین قاره های عربی و اروپا- آسیا که توسط استونلی (۵۵) در نظر گرفته شده است، تطبیق کند.

## نتایج

نتایج مهم کوهزایی این منطقه به شرح زیر می باشد:  
اولین رسوباتی که روی سوکل قبل از کامبرین دیده می شود، ماسه سنگهای ژوراسیک پایینی می باشد که ضخامت آنها حدود ۶۵۰ متر است. به نظر می رسد که رسوبات قدیمی تر از ژوراسیک پایینی تشکیل نشده است. سن احتمالی حرکات کوهزایی برای قاعده ژوراسیک قبل از کامبرین (طراز، ۷۲) می باشد، که می تواند ناپیوستگی چینه شناسی احتمالی ژوراسیک پایینی را روی سوکل دگرگون شده بیان کند. این حرکات بالآآمدگی منطقه را به صورت فرارزمین در فاصله زمانی قبل از کامبرین و تریاس پایانی، نشان می دهد.  
— حرکات اواخر تریاس فرونشینی منطقه را در اوایل

ژوراسیک مشخص می سازد.

— حرکات فشاری بعد از ژوراسیک بالایی- قبل از بریازین یک بیرون آمدگی جدید نشان می دهد، که طی آن تمام منطقه به طور کامل از آب بیرون می آید.

— یک فرونشینی تشکیل رسوبات بریازین را باعث می شود.

— یک فرونشینی پسروی دریای آپسین- را ممکن می سازد.

— حرکات بعد از ائوسن حالات زیر را مشخص می نماید:

\* چون سازند ائوسن پایینی برجا در ناحیه اقلید- ده بید دیده نشده است، بنابراین یک فاز تکتونیکی بعد از سنومانین- قبل از ائوسن پایینی برای این منطقه وجود دارد.

\* اگر سازند ائوسن پایینی که به صورت حمل شده در الیگوسن- میوسن پایینی یافت شده است، به صورت نابرجا<sup>۵۸</sup> در منطقه وجود داشته باشد، می توان فاز بعد از سنومانین- قبل از ائوسن پایینی و فاز بعد از ائوسن پایینی- قبل از ائوسن میانی در نظر گرفت.

فاز بعد از ائوسن بالایی- قبل از الیگوسن- میوسن پایینی سبب پسروی دریای الیگوسن- میوسن پایینی شده است.

علائم مشخصه میوسن پایینی عبارت است از:

\* بیرون آمدگی

\* پیشروی دریا

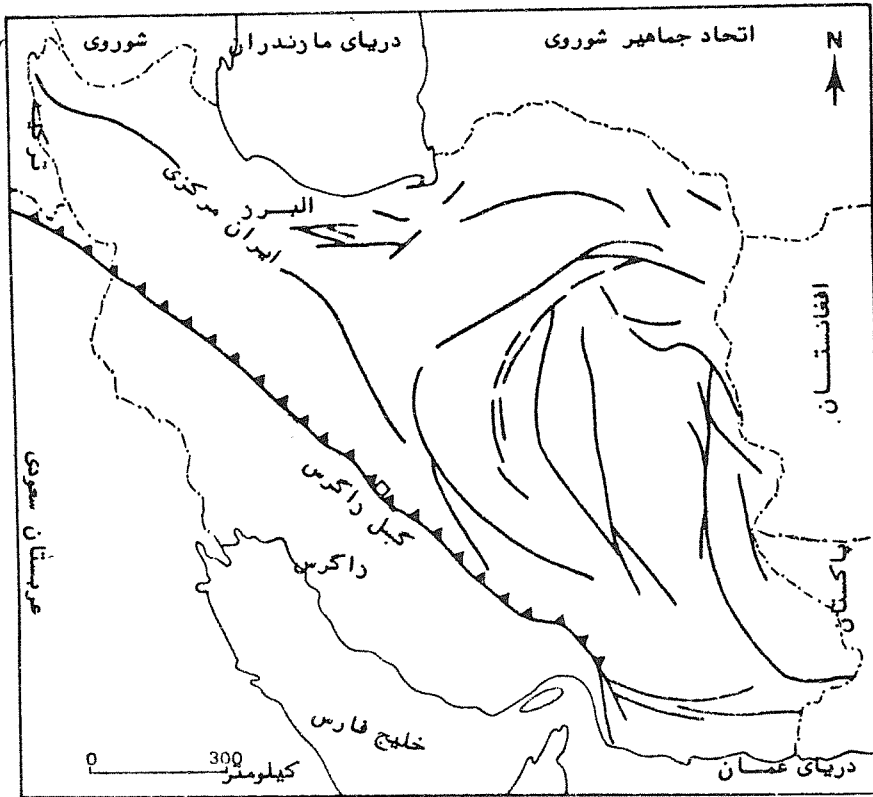
فاز تکتونیکی خیلی مهم بعد از میوسن پایینی باید با اولین رویهم رفتگی ایران مرکزی روی زاگرس مطابقت کند.

حرکات فشاری بعد از میوسن بالایی گاهی اوقات ایجاد گسل های امتدادی کرده است.

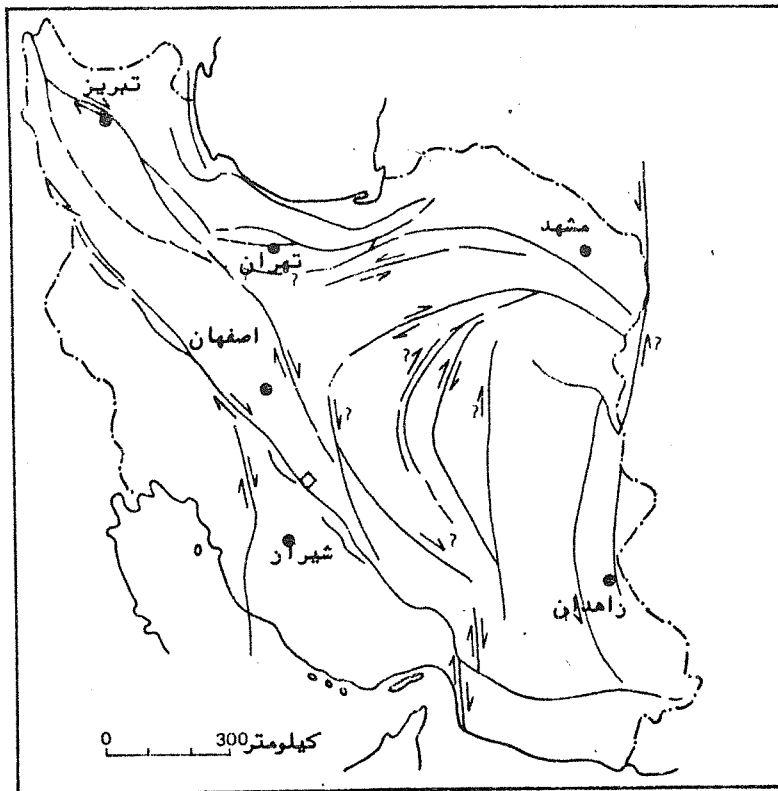
فعالیت تکتونیکی تا به امروز تعقیب شده، به طوری که نشان دهنده جدایی امتدادی سازند دوره کواترنری<sup>۵۹</sup> و وقوع زلزله های جدید می باشد.

## یادآوری

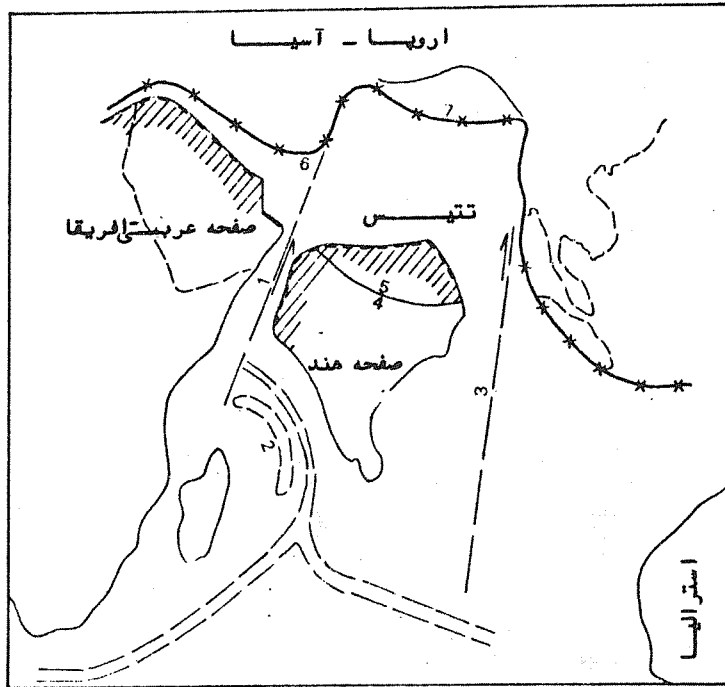
در سال ۱۹۷۳، گسل با بزرگی ۵/۵ بیشتر<sup>۶۰</sup> در ساعت ۷.۱۵ دقیقه به وقت گرینویچ<sup>۶۱</sup> تقریباً ۱۰۰۰ منزل را در قشلاق- ده بید و پنج دهکده اطراف منطقه را خراب کرد، که در نتیجه آن یک نفر کشته و هشت نفر به شدت زخمی شدند. مرکز<sup>۶۲</sup> زلزله روی گسل مهم جدیدی با امتداد ۵۳. و شیب ۳۰. درجه به طرف شرق قرار داشته است (چالانکو<sup>۶۳</sup> و برو، ۷۴). این گسل، یک گسل امتدادی راست لغز دوره کواترنری می باشد که بین قسمت جنوب غربی ایران مرکزی و شمال شرقی زاگرس واقع شده است. گسل ذکر شده با یک گسل واحد تطبیق نمی نماید، بلکه با یک ناحیه گسله شده به شکل پله ای برابری می کند. مجموعه گسل یک حرکت امتدادی راست لغز را نشان می دهد.



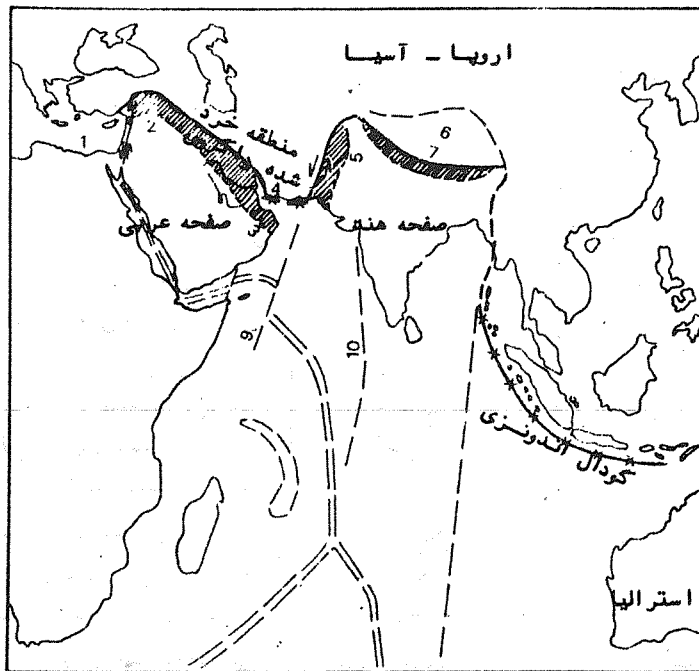
شکل ۱ - ساخت های اصلی در ایران



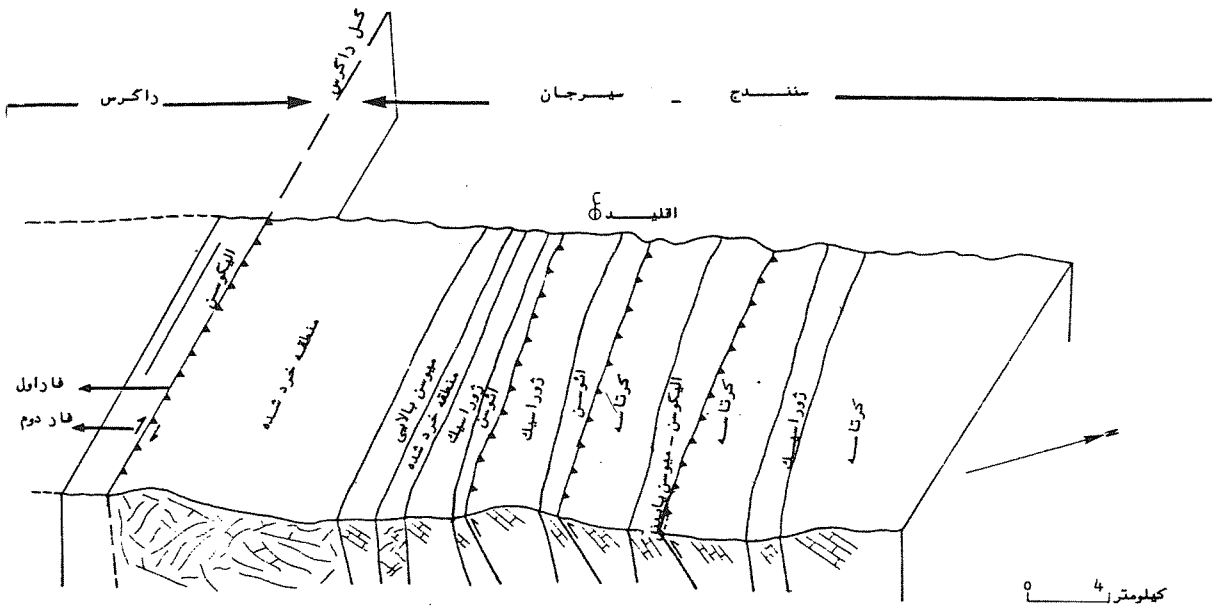
شکل ۲ - گسل های اصلی در ایران (اقتباس از نبوی، ۷۶).



- شکل ۳- بازسازی فرضی تتیس در کرتاسه بالایی (اقتباس از استونلی، ۷۴).  
 ۱- ناحیه شکاف اوون. ۲- رشته پشته ماسکارن. ۳- رشته پشته نصف النهار ۹۰ درجه شرقی  
 ۴- موقعیت شکاف اندوس در حالت امروزی ۵. شکاف اندوس. ۶- مکران. ۷- راندگی که خیلی دیرتر تبت را تحت تأثیر قرار داده است.



- شکل ۴- بازسازی شکستگی شکاف تتیس جنوبی (اقتباس از استونلی، ۷۴).  
 خط ممتد = شکاف بین صفحه اروپا-آسیا و صفحه گندوانا. نقطه = کرتاسه بالایی و فلیش دوران سوم در صفحه اروپا-آسیا.  
 هاشور = میوزئوسنکلینال حاشیه شمال شرقی قاره گندوانا. خط دوتایی = رشته پشته اقیانوسی. ۱- قبرس ۲- هاتاز ۳- عمان  
 ۴- مکران ۵- پاکستان ۶- تبت ۷- شکاف اندوس ۸- شکاف اوون ۹- رشته پشته ماسکارن ۱۰- رشته پشته شاگوس لاکادیو

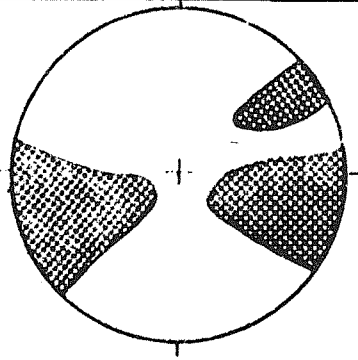
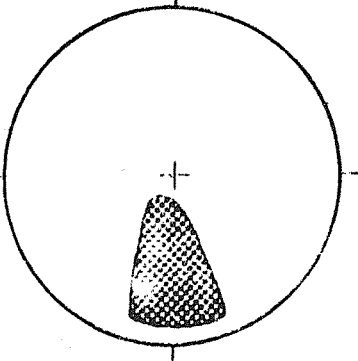
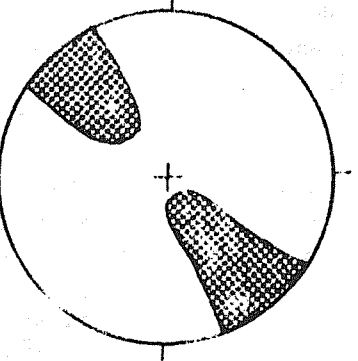


شکل ۵ - بلوک دیاگرام گسل های اصلی منطقه اقلید - دهبید.

سن سنگها	امتداد فشار (z <sub>c</sub> ) و کشش (x <sub>d</sub> )	سن محتمل فازها
میوسن بالایی	$z_c = 335^\circ$	بعد از میوسن بالایی، احتمالاً فاز دوراندگی گسل زاگرس
الیگوسن - میوسن پایینی	$z_c = N 0 4 5^\circ$	بعد از الیگوسن - میوسن پایینی قبل از میوسن بالایی، احتمالاً اولین فاز رو بهم رفتگی
اوسن	امتداد نامعلوم $x_d = N 0 3 5^\circ$	بعد از اوسن بالایی - قبل از میوسن پایینی
کرتاسه	$z_c = N 0 4 0 \text{ تا } 50^\circ$ $x_d = N 1 3 5^\circ$	بعد از سنومانین - قبل از اوسن میانی
ژوراسیک	امتداد نامعلوم $z_c =$	بعد از ژوراسیک بالایی - قبل از بریازین

شکل ۶ - تابلو فازهای تکنیکی شکننده.



چین ها	سن	نوع	موقعیت محور چین ها	تمایل محورها	جهت برگشتگی
B <sub>3</sub>	بعد از میوسن بالایی	مخروطی		۵ تا ۸۰ درجه	شرق و غرب
B <sub>2</sub>	بعد از میوسن بالایی	مخروطی		۲۰ تا ۸۵ درجه	شمال غرب و جنوب شرق
B <sub>1</sub>	بعد از ستومائین	استوانهای			شمال شرق و جنوب غرب

شکل ۷ - تابلو ساخت های چین خورده.

پاورقی

- |                   |                          |                           |
|-------------------|--------------------------|---------------------------|
| 1 - HORST         | 9 - CRUSH ZONE           | 17 - RICOU ET BRAUD       |
| 2 - FORMATION     | 10 - GANSSER             | 18 - STOCKLIN             |
| 3 - AL L CHTONE   | 11 - FALCON              | 19 - PALÉOZOIQUE          |
| 4 - CHEVAUchement | 12 - CHARRIAGE           | 20 - LEVER AÉROMAGNETIQUE |
| 5 - QUATERNATRIE  | 13 - PAVONI              | 21 - NABAVI               |
| 6 - PHASES        | 14 - NORD - ANATOLIEN    | 22 - LACUNES              |
| 7 - KINCK - BANDS | 15 - WELLMAN             | 23 - TARAZ                |
| 8 - EN CEVRON     | 16 - DÉCROCHEMENT DEXTRE | 24 - PRÉ - CAMBRIEN       |

25 - JURASSIQUE  
26 - SOCLE  
27 - INFRA - CAMBRIEN

28 - TRIAS  
29 - BERRIASIEN  
30 - VALANGINIEN  
31 - BARRÉMIEN  
32 - CALCAIRE A ORBITOLINE  
33 - APTLEN  
34 - CÉNOMANIEN  
35 - EOCENE MOYEN  
36 - AUTOCHTON  
37 - OLIGOCENE - MIOCÈNE INFÉRIEUR  
38 - PALÉOGÉOGRAPHIE  
39 - SCHISTOSITÉ DE FRACTURE  
40 - SCHISTOSITÉ DE FLUX  
41 - TOPOGRAPHIE  
42 - CHARGE  
43 - DÉPÔTS

44 - CRÉTACÉ  
45 - CHEVAUCHEMENT  
46 - CONTRAINTE  
47 - PTATEFORMES  
48 - STONELY  
49 - TÉTHYS  
50 - DEWEY ET AL.  
51 - PLIOCÈNE  
52 - TECTONIQUE EN EXTENSION  
53 - STRIES  
54 - OHANIAN  
55 - MOUVEMENTS EN COMPRESSION  
56 - BERTHIER ET AL.  
57 - AMPLEUR  
58 - ALLOCHTONE  
59 - QUATERNAIRIE  
60 - RICHTER  
61 - GREENWICH  
62 - ÉPICENTRE  
63 - TCHALENKO

منابع:

- 1 - ALRIC G. et VIRLOGEUX D. (1977) - Etude pétrologique des complexes métamorphiques de la région de Deh Bid et de la vallée de Bawenat (Fars - Iran). *Thèse de 3e cycle*. Grenoble.
- 2 - ANGELIER J. (1979) Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. C., r., Acad. Sci., Paris, t. (1979).
- 3 - ARTHAUD F., MATTE PH. (1977) Late paleozoic strike - slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Survey of America Bull. V. 88, Doc. no. 70909*.
- 4 - BERTHIER F., BILLIAULT J. P., HALBRONN B. et MAURIZOT P. (1974) - Etude stratigraphique, pétrologique et structurale de la région de Khorramabad (Zagros - Iran). *Thèse de 3e cycle*, U. S. M. G.
- 5 - BRAUD J. (1971) La nappe du Kuh - e - Garun (région de Kermanchan Iran), chevauchement de L'Iran Central sur le Zagros. *B. S. G. F. (7), XIII, n° 3, 4, p. 416-419*
- 6 - BRAUD J. et RICOU L. E. (1971) - L'accident du Zagros Main Thrust, un charriage et un coulissement. *C. R. Ac. Sc. Paris, (D), 272, p. 203 - 206.*
- 7 - BRAUD J. et RICOU L. E. (1975) - Eléments de continuité entre le Zagros et la Turquie du Sud - Est. *B. S. G. F., (7) XVII, n° 6.*
- 8 - CAREY E. (1979) Recherches des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *rév. de géol. dynam. et de géogra. physi. vol. xxi, fasc, 1, 1979.*
- 9 - DEWEY J. F., PITMAN W. C., RYAN W. B. F. et BONNIN J. (1973) - Plate tectonics and evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull. vol.84, p. 3137-3180.*
- 10 - FALCON N. L. (1967) - The Geology of the North - East Margin of the Arabian Basement Shield: *Adv. Sc. sept., p. 31 - 42.*
- 11 - MERCIER J., MATTAUER M. (1980) Microtectonique et grande tectonique. Extrait du livre jubilaire de la soc. géo. de France, Men. H-S. no. 10.
- 12 - NABAVI M. H. (1970) - Introduction à la Géologie de l'Iran *G. S. I., p. 1 - 109, Téhéran.*
- 13 - POURKERMANI M. (1975) - *Rapport sur les diaclases. D. E. A. U. S. T. L., Montpellier.*
- 14 - POURKERMANI M. (1983) - Tectonique et évolution structurale de la région d'Eghlid - Deh Bid. Ecole Normale Supérieure de Zahédan - Iran (Rapport interne).
- 15 - RICOU L. E. (1974) - L'étude géologique de la

Région de Neyriz (Zagros Iranien et L'évolution structurale des Zagrides. *Thèse Doct. Etat*, Univ. de Paris - Sud, centre d'Orsay.

- 16 - STOCKLIN J. (1968) - Structural history and tectonics of Iran. A review *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* vol. 52, n° 7, p. 1229-1258.
- 17 - STONELY R. (1974) - Evolution of the continental Margins. Bounding a former Southern Tethys. *Geol. Contin. Margins*, p. 889 - 903, NewYork Springer Verlag.
- 18 - TARAZ H. (1972) - Géologie de la région Sourmagh - Deh Bid, Iran Central *Thèse Doct. ès Sciences*, Univ. Paris - sud, Orsay.
- 19 - TCHALENKO J. S. et AMBRASEYS N. N. (1970) - Structural analysis of the Dasht - e - Bayaz earthquake fractures. *Geol. Soc. Am. Bull.* vol. 81, p. 41-60.
- 20 - TREMOLIERES P. (1981) - Mécanismes de la déformation en zones de plate forme: méthode et application au bassin de paris. *Révue de I. F. P.* vol. 36. no. 4 (1981).
- 21 - WELLMAN H. W. (1965) - Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan *Geol. Rds.*, 55, p. 1717-1773.
- 22 - WELLS A. J. (1969) - The «Crush Zone» of the Iranian Zagros Mountains, and its implications *Geol. Mag.*, vol. 106 (5).