

تکتونیک صفحه‌ای و مکانیزم پدیده‌های زمین‌لرزه

چکیده

قبول همه جانبه انگاره تکتونیک صفحه‌ای در بیست سال اخیر منجر به توجه بسیاری از پیچیده ترین مسائل زمین شناسی شد؛ که پیش از آن اغلب، با دشواریهای فراوان همراه بود. کلاً جنبشهای لرزه ای ایرانزمین را که ارتباط نزدیکی با حرکت مجدد گسله های فعال موجود دارد می توان به چهار گروه اصلی به شرح زیر تقسیم کرد:

(۱) در نوار چین خورده رورانندی زاگرس که انقباض و کوتاه شدگی پوسته در اثر حرکت گسله های معکوس طولی^۱ موجود در پی سنگ^۲ پره کامبرین در تمامی پهنه آن صورت می گیرد، معمولاً حرکت گسله در ژرفا به وسیله لایه های شکل پذیر^۳ پوشش رسوبی سطحی جذب می شود و در نتیجه هیچگونه گسلس زمین لرزه ای به سطح زمین نمی رسد. به احتمال فراوان مکانیزم اصلی آن بازجوانی گسله های قدیمی باشد که در اثر اتساع و بازشدگی پی سنگ حاشیه قاره ای مزوزوئیک تولید می گردد.

(۲) در سوسیدانس یا فرونشست خزر جنوبی که پوسته اقیانوسی آن در حال زیر راندگی به زیر کوههای چین خورده حاشیه خود(البرز، کپت داغ، نالش، قفقاز) است. لرزههای کنونی زمین در این منطقه جز نتیجه حرکت صفحات چیز دیگری نیست.

(۳) در تیغه های افزایشی^۴ فلیشی (رخساره های پیش از حرکات اصلی کوهزایی) مکران واقع در جنوب شرق ایران که فرورانش^۵ پوسته اقیانوسی دریای عمان (صفحه عربستان) به زیر ساحل مکران صورت می گیرد.

(۴) در فلات ایران مرکزی که زمین لرزه ها معمولاً با حرکات مجدد گسله های سطحی معکوس حاشیه ای^۶ همراه می باشد. ما از چهار پدیده یاد شده در بالا به مکانیزم زمین لرزه های صفحات جنوبی خزر بسته می کنیم.

در صفحات جنوبی خزر و شمال غرب ایران



دکتر عبادالله قنبری
دانشگاه تبریز

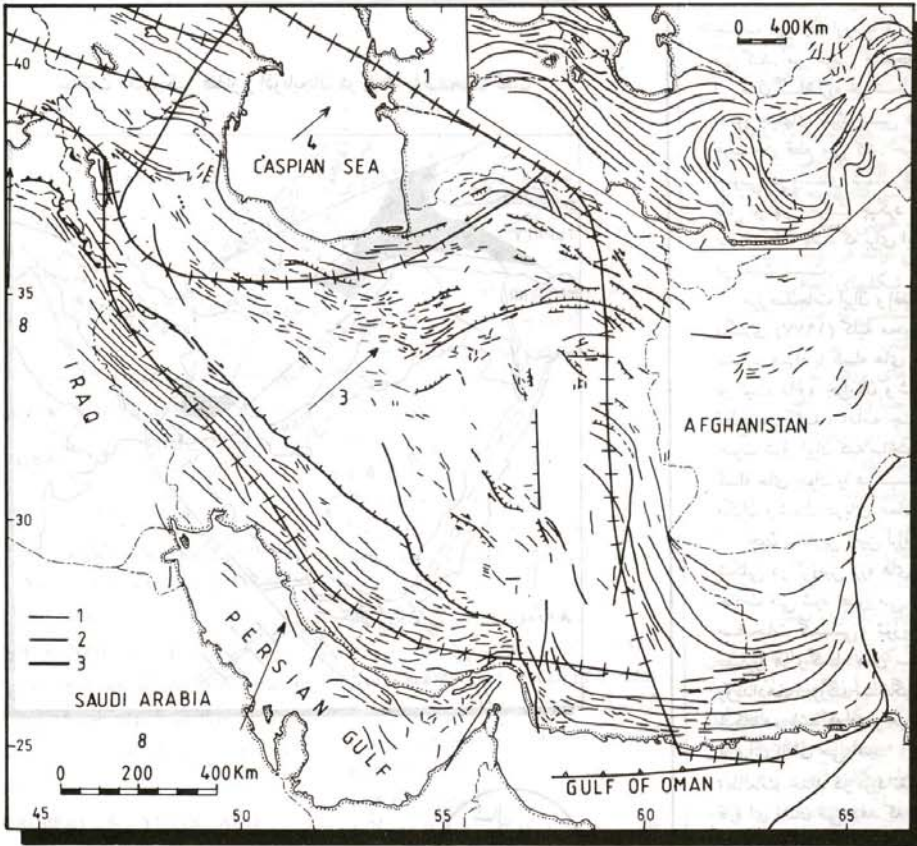
با توجه به کروی بودن زمین چنین استنباط می گردد که صفحات سازنده زمین مسطح و مستوی نبوده، بلکه به شکل عرقچینه‌های کروی هستند، این صفحات قسمتی از جبه فوقانی بالا آمده را که شامل پوسته قاره ای و اقیانوسی می باشد به خود اختصاص می دهند.

پوسته اقیانوسی در اثر فرورانش (سابدکشن) در سطح گودالهای اقیانوسی ناپدید می شود و با فعالیت مجدد ولکانیکی در رشته های پشته اقیانوسی نمایان می گردد.

تفاوت اصلی بین انگاره اشتقاق قارها(نظریه واگن) و تکتونیک صفحه ای در این است که در تئوری اشتقاق قاره فرض بر این است که قاره ها

سیالیک (قشر سیال) به صورت قطعاتی بر روی پی سنگ سیمیک (قشر بازالت) شناور بوده و جا به جا می شود(مثال کشتی روی آب)، در صورتی که در تئوری تکتونیک صفحه ای قاره ها به صورت هم آهنگ با کف اقیانوسی (شبه قطعات چوب در سطح توده های بزرگ یخی) جا به جا شده و به صورت شناور بر روی آستوسفر یا سست کره قرار دارد.

در منطقه فرورانش خزر وضعیت هندسی سطح بنیوف^۷ به مانند سایر مناطق فرورانش یکسان نبوده، زیرا علاوه بر تغییراتی که در طول آن دیده می شود مقدار زاویه ای که در حین فرورفتن به خود می گیرد متغیر است (تغییرات درجه ای سطح بنیوف بین ۱۵ تا ۷۵ درجه است) ضمناً چگونگی فرورانش و نوع دو صفحه ای که به هم برخورد می کند متفاوت است و حالات مختلف در آن اتفاق می افتد از جمله نوعی گودالشی و عمیق کردن در طول ناحیه فرورانش منجر به پیدایش یک فرورفتگی ممتد و طولی می گردد که با گودال اقیانوسی انطباق دارد و به وسیله



نگاره ۱۵

(۱۹۷۲) در راستای شمال غربی است. از جانب دیگر بر اساس الگوی نوروزی (۱۹۷۲) صفحه ایران به سمت شمال غربی حرکت می کند در حالی که در مدل مکتزی (۱۹۷۲) جهت حرکت در راستای شمال شرقی است. در مدل مکتزی (۱۹۷۲ - ۱۹۷۷) مرز صفحه خزر جنوبی که در راستای آن انقباض و کوتاه شدگی لیتوسفر زمین اتفاق می افتد، محور چینهای نئوژن پسین و کواترنر پیشین در جنوب غرب خزر چندین گسله لرزه خیز را قطع می کند (نگاره ۱۵)، مرز شمال غربی صفحه ایران نیز گسله لرزه زای اصلی جوان زاگرس^۸ همراه با روراندهگی اصلی زاگرس را در

(۱۹۷۲-۱۹۷۷)، نوروزی (۱۹۷۲) و دیوئی و همکاران (۱۹۷۳) ارائه شده است؛ مدل ارائه شده توسط نوروزی و مکتزی هر دو بر اساس داده های زمین لرزه کوتاه مدت، و مکانیزم زمین لرزه های بزرگ عمقی و داده های محدود نکتونیک طرح ریزی شده اند. اختلاف دو مدل یاد شده بسیار اندک است صفحه لوت و نواحی اطراف آن با سیستم نکتونیک کششی که به وسیله آتشفشانهای جدید مشخص می شوند و در الگوی نوروزی ارائه شده، در مدل مکتزی دیده نمی شود. جهت حرکت صفحه خزر در مدل مکتزی (۱۹۷۲) دارای امتداد شمال شرقی است در حالی که در الگوی نوروزی

یک ناهنجاری ایزوستازی منفی قابل توجه نمایان است.

مانند حالتی که در حاشیه کوههای آند از شبلی تا کلمبیا در آمریکای جنوبی مشاهده می شود و در آن صفحه نازکابه زیر صفحه آمریکای جنوبی رانده شده است. به نظر می رسد که این چنین زیرراندگی با گسترش عظیم آتشفشانهای آندزیتی و ضخامت زیاد لبه قاره ای به سان آنچه در البرز، تالش، آذربایجان (به ویژه کناره ارس) دیده می شود همراه می باشد.

بر اساس انگاره نکتونیک صفحه ای سه مدل نکتونیک ناحیه ای بر پایه دگر شکلی پیچیده پوسته فلات ایران به وسیله مکتزی

موقعیت تکتونیکی قفقاز و آذربایجان در رابطه با صفحات فعال



جنوب دریاچه ارومیه و حوالی وان قطع می کند. مرز غربی صفحه خزر جنوبی در این مدل گسله لرزه خیز شمال تبریز را همراه با محور چینهای نئوژن پسین در ایران، قفقاز و غرب خزر قطع می کند. حرکت صفحه خزر جنوبی در راستای شمال غربی باید مقدار قابل توجهی حرکت چپگرد به مرز غربی این صفحه داده باشد که برای این حرکت دلیلی در دست نیست.

مرز صفحات ایران و افغانستان در الگوی مکتزی (۱۹۷۷) کلیه محور چینهای نئوژن پسین، همراه با گسله های جوان و لرزه زا را در کپت داغ، خراسان و شمال غربی ایران قطع می کند، ادامه جنوبی این مرز در جنوب شرق ایران کلیه ساختهای موجود همراه گسله های جوان را در سیستان و بلوچستان، مکران و شمال دریای عمان قطع می کند.

چون بیشترین زمین لرزه های از نوع دگر شکلی در اثر زمین لرزه های بزرگ نسبتاً نادر حادث می شود تصور می رود بررسی دقیق صفحات گسلی، توزیع و پراکندگی پس لرزه ها و گسله های سطحی مربوط به رویدادهای بزرگ نشانگر تغییر شکلهای شکنده، باشد که در نواحی وسیعی از پوسته قاره ای اتفاق می افتد.

مطالعات جدید در مورد تغییر شکلهای فعال قاره ای نشان می دهد که چنین فرآیندهایی نتیجه حرکات شدید افقی می باشد که اغلب در سیستم های باریک از نوع گسل امتداد لغز اتفاق می افتد، چنین به نظر می رسد که مکانیزم آن به جهش در آوردن قطعات بزرگ پوسته قاره ای باشد که معمولاً دور از مناطق برخورد، قرار دارند (زلزله رودبار ایران تابستان ۱۳۶۹)، چنین سازوکاری سبب جلوگیری از کوتاه شدگی و ضخیم شدن پوسته قاره ای می گردد (مکتزی ۱۹۷۲).

طبق نظر مکتزی در آن نواحی که پوسته قاره ای کوتاه می گردد، تغییر شکلهای لرزه ای در مناطق گسترده ای پخش می شوند که برخلاف فعالیتهای لرزه ای می باشد که بر روی گسله های امتداد لغز قرار دارند که به صورت نوارها و باریکه های محدود شده مشاهده می شود و به وسیله قطعات نسبتاً آرام و بدون زلزله مرزیندی



- گسل رورونده
- گسل با حرکت نسبی افقی
- زن سنگهای آتشفشانی
- مراکز انبساط کف اقیانوسی
- مراکز زمین لرزه که کانون آن بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر است
- واحد صفحه ای متحرک
- محدوده صفحات
- محدوده صفحات فرضی
- حدود بین المللی

- 10) After Shocks
 11) Main Shock
 12) Microearthquake
 13) San Andreas

منابع و بازگشتمانه ها

- 1) ATWATER, B.F. 1987, Evidence for great Holocene earthquakes along the coast of WASHINGTON science, N.236, P. 942,944.
 2) BERBERIAN M.(1983)- continental deformation in the IRANIAN PLATEAU. geological survey of IRAN Report No.52.
 3) MCKENZIE, D.P (1972) - Active tectonics of the Mediterranean region. Geophysical. Journal of the Royal Astronomical society. London, 30, pp. 109 - 185.
 4) ROBERT S. YEATS AND DAVID P. SCHWARTZ. (1990), paleoseismicity: Extending the record of earthquakes in to prehistoric time. Episodes. vol.13, No.1
 5) SIEH, K., STUIVER, M. and BRILLINGER, D (1989) a more precise chronology of earthquakes produced by the San Andreas fault in southern California Journal. of Geophysical Research. v.94, p.603 - 623.
 6) WALLACE, R.E (1986). OVERVIEW and recommendation in WALLACE, R.E. chairman, Active tectonics. in the colle. studies in geophy. Washington. D.C.P.3 - 19.

Inter - union در آمریکا پیشنهاد می کند که اطلاعاتی در مورد گسله های جنبان و مناطق فرورانش یا فرونشست در سراسر جهان و همچنین اطلاعاتی در مورد مناطق زلزله خیز در نواحی داخل صفحات جمع آوری گردد(۴).

گسلی که فعال است بار دیگر حرکت خواهد کرد، اگر گسله از نوع امتداد لغز بوده و عامل پیدایش زمین لرزه باشد، در چنین صورتی پیش پیش. بینی حوادث جا به جایی اهمیت ویژه ای پیدا می کند، پیش بینی فعالیت بعدی زمین لرزه به چگونگی استفاده از اطلاعات رفتاری گذشته گسله بستگی دارد. یکی از روشهای انجام چنین کاری تعیین میزان لغزش و جا به جایی گسله می باشد یعنی: $t = d/v$.

در این فرمول فرض می شود که گسله در زمین لرزه پسین به همان مقدار زمین لرزه نخستین گسستگی و شکست ایجاد خواهد کرد.

به عنوان نمونه Sieh و دیگران در سال ۱۹۸۹، ۱۲/ مورد زمین لرزه را در MOJAVE, PALLETT. CREEK آندره آس^{۱۳} کالیفرنیا در آمریکا مورد شناسایی قرار دادند و با استفاده از روشهای بسیار دقیق زمان سنجی به وسیله رادیو کربن در مورد ده مورد زمین لرزه های قدیمی دریافتند که زمین لرزه ها معمولاً به صورت دسته ای و در گروههای ۲ یا ۳ عددی و به فاصله های زمانی ۲۰۰ تا ۳۰۰ ساله اتفاق می افتد.

و بعلاوه دریافتند که فاصله وقوع زمین لرزه در تک زمین لرزه ها از ۴۴ تا (۱۵ ± ۳۳۲) سال متغیر می باشد.

- 1) Longitudinal reverse fault
- 2) Substratum
- 3) Ductile
- 4) Accretionary Wedge
- 5) Subduction
- 6) Mountain-bordering revers e fault
- 7) Benioff - Zone
- 8) Main recent fault
- 9) Strike Slip

می شود، به عنوان مثال روراندگیهای از نوع زاویه کم و گسله های با زاویه معکوس موجب پیدایش فرآیندهای تکنونیکسی پیچیده می گردد.

تنها با بررسی همه جانبه فرآیندهای دگر شکلی کنونی یعنی مطالعه زمین لرزه ها است که اختلاف رفتار پوسته های قاره ای و اقیانوسی، به خوبی روشن می شود. این بررسی ها می تواند در نهایت بینش ما را نسبت به دگر شکلهای اتفاقی در زمانهای گذشته زمین شناسی به هنگام کوهزاییهای قدیمی بیشتر کند.

زمین لرزه های بزرگ بهترین داده ها را در باره گسلش جنبان و دگر شکلی کنونی زمین در اختیار ما قرار می دهد. با این که زمین لرزه های کوچکتر که بیشتر روی می دهند نشان دهنده وجود گسله های جنبان نیز می باشند، ولی بیشترین لغزش لرزه ای زمین لرزه در فاصله های دور (مکانیزم عمقی زمین لرزه ها) می تواند ما را در شناسایی راستای گسلش و ساز و کار آن یاری دهد.

پسلرزه ها^{۱۱} که آزاد شدن لرزه ای تنش انباشته شده بعد از لرزه اصلی^{۱۱} است، نشان دهنده دگر شکلهای پی آمد لرزه اصلی است و می توانند روشنگر طرح هندسی گسله ها و مکانیزم آنها در زرفا باشد. بررسی کلهرزه^{۱۲} در نواحی با لرزه خیزی کم یا متوسط اطلاعات جالبی در مورد شناسایی گسله های جنبان و زمین ساخت ناحیه در اختیار ما قرار می دهد. پسلرزه های فراوان که به دنبال یک زمین لرزه اصلی و بزرگ روی می دهد ممکن است قابل مقایسه با لرزه اصلی بوده و با درکل بزرگتر از آن باشد. پسلرزه ها معمولاً نشاندهنده آزاد شدن انرژی از قسمتهایی است که به هنگام لرزه اصلی در فشار بوده اند. لازم به یاد آوری است که پسلرزه ها همیشه در طول گسله زمین لرزه اصلی روی نمی دهند و ممکن است در امتداد گسله های دیگر مجاور نیز اتفاق بیافتند. مکتزی و بربریان (۱۹۸۱-۱۹۷۹).

کلاً به منظور پیش بینی فعالیتهای زمین لرزه می بایست تاریخ فعالیت گذشته گسله ها را تعیین کنیم، گروه یک کمیسون