

# حل معکوس امواج پیکری دور لرزه در حوزه زاگرس

مهرداد مصطفی زاده، عضو هیأت علمی پژوهشکده زلزله شناسی

## ۱- چکیده

حوزه ها ابتدا در جهت قائم با افزایش ضخامت پوسته همراه بوده، اما به دلیل افزایش فشار لیتواستاتیک جهت آن همراه با کوتاه شدگی در جهت افقی تغییر نموده است.

حوزه زاگرس توسط بسیاری از محققین مورد مطالعه قرار گرفته- است [۲، ۳، ۴، ۵، ۶ و ۷]. بکارگیری روشهای کلاسیک توسط این محققین برای تثبیت سازوکار زلزله ها، غالباً با ضریب خطای بالا همراه بوده است؛ به گونه ای که، در مدل‌های زمین ساختی ارائه شده تفاوت چشمگیری در تعیین جهت حرکت صفحات زمین ساختی ملاحظه می‌شود.

سازوکار غالب زلزله ها در حوزه جنوبی زاگرس از نوع راندگی، در زاگرس میانی امتداد لغز و در نواحی شمالی زاگرس به صورت ترکیبی از هر دو، گزارش شده است [۲ و ۳]. تراکم بالای لرزه خیزی در نواحی چین خورده جنوب تا حدود طول جغرافیایی ۴۵° ادامه یافته، سپس سیر نزولی و پراکنده زلزله ها آغاز می‌گردد. شواهد عمقی ( $h > 100 \text{ Km}$ ) بعضی از زلزله ها در زاگرس گویای وجود احتمالی یک فرورانش با شیب حدود ۱۰-۲۰ درجه می‌باشد [۲]؛ در حالی که، به دلیل عدم قطعیت موجود در تعیین فازهای عمقی  $p^p$  وجود چنین فرورانشی از جانب دیگر محققان تأیید نگردیده است [۸].

در این بررسی برای تعیین سازوکار پنج زلزله بزرگ که در طول گستره زاگرس رخ داده، از روش مدل‌سازی شکل موج کمک گرفته شده است. رومرکز این زلزله‌ها در شکل‌های (۱)، (۲) و (۳) مشخص گردیده- است. علاوه بر آن، تعدادی از زلزله های بزرگ نیز که سازوکار آنها به روش مدل‌سازی شکل موج توسط دیگر محققین به دست آمده، در جدول (۱) معرفی گردیده است.

## ۳- تابع زمان چشمه (Source Time Function)

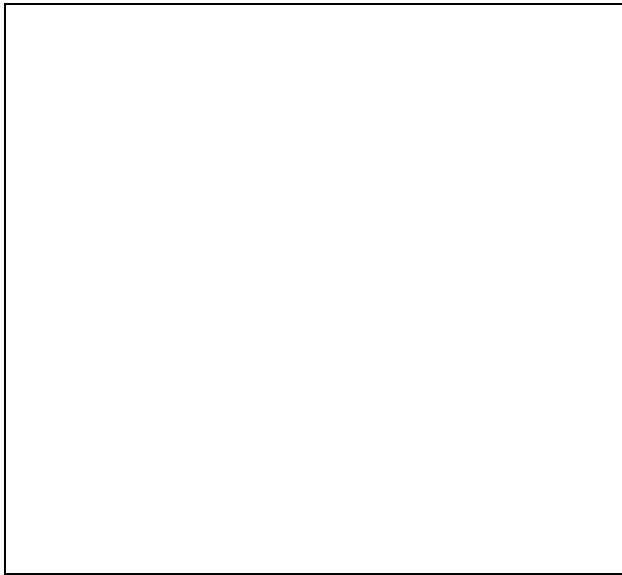
در این مقاله از اطلاعات ثبت شده سه مؤلفه ای ایستگاههای

حوزه زاگرس به دلیل بالا بودن تراکم لرزه خیزی در تقسیم بندی لرزه زمین ساختی ایران از اهمیت ویژه ای برخوردار می‌باشد. پراکندگی حوزه های تنش در طول گستره زاگرس باعث گردیده تا منطقه از نظر لرزه خیزی دارای روندی غیریکسان باشد. در این بررسی برای تعیین سازوکار زلزله ها از روش مدل‌سازی شکل موج استفاده شده است [۱]. هدف از بکارگیری این روش حل بهینه پارامترهای کانون لرزه است به گونه ای که افزایش ضریب خطا در روشهای کلاسیک (تعیین جهت حرکت اولیه فاز  $P$ )، که ناشی از توزیع غیریکسان ایستگاههای ثبت می‌باشند، برطرف گردد.

مساحت تقریبی چشمه ( $S$ ) با بکارگیری تابع زمان چشمه ( $Source\ Time\ Function$ ) و گشتاور لرزه ای، محاسبه و مقادیر  $48 < S < 138 \text{ Km}^2$  به دست آمده است و عمق زلزله های ( $h$ ) مورد استفاده در این تحقیق حدوداً  $5 < h < 15 \text{ Km}$  تثبیت گردیده است. تراکم حوزه های تنش در فواصل عمقی مذکور ناشی از گسل پذیری حوزه های رسوبی با منشأ پی سنگی و همچنین رفتار زمین ساختی گنبد های نمکی است. با تعیین سازوکار زلزله ها و ترسیم بردار لغزش در نقاط مختلف حوزه زاگرس، همسویی تقریبی این بردارها با راستای نزدیکی صفحات زمین ساختی منطقه مشاهده گردیده است.

## ۲- مقدمه

بررسی حرکات جنبشی در پوسته قاره ای برای آگاهی بیشتر در خصوص رابطه زمین شناسی ساختاری، امواج لرزه ای و عمق زلزله ها، از ضروریات علم زلزله شناسی محسوب می‌شود. لرزه خیزی در پوسته های قاره ای برخلاف پوسته های اقیانوسی به گونه ای غیرهمگن در گستره های عریض و پراکنده ظاهر می‌شوند. در حوزه زاگرس، که حاصل برخورد صفحات زمین ساختی عربستان و ایران مرکزی می‌باشد، لرزه خیزی نامتجانس به وضوح مشاهده می‌شود. راستای دگرشکلی در این



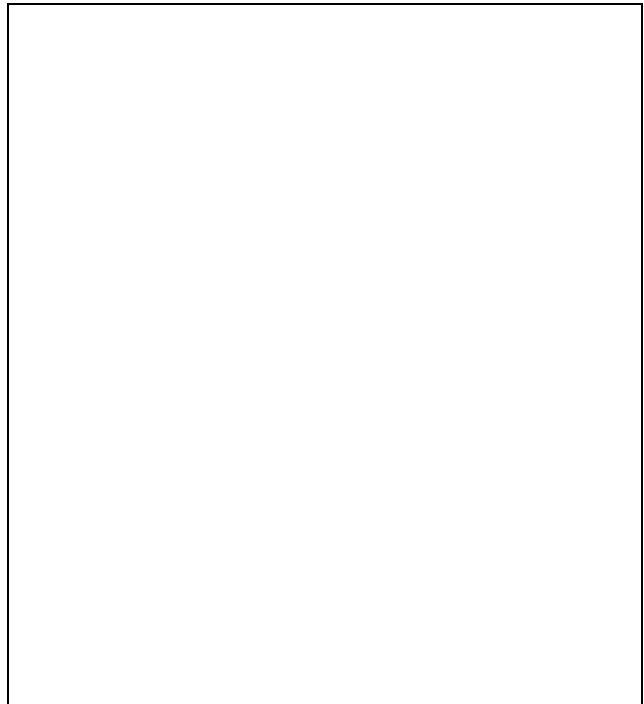
شکل (۳): رو مرکز زلزله ۱۹۸۰/۱۲/۱۸ با علامت ← بر روی نقشه مشخص شده است.

GDSN (Global Digital Seismic Network) برای مدلسازی شکل امواج دورلرزه استفاده شده است. ایستگاهها به گونه ای انتخاب شده اند که در برگیرنده فازهای عمقی  $P$  و  $S$  در فواصل ایستگاهی  $30-90$  درجه باشند. حل بهینه مجموع مربعات پارامترهای دینامیکی و کینماتیکی کانون زلزله منطبق ریاضی مورد استفاده در این بررسی می باشد [۹، ۱۰، ۱۱]. تغییرات گسلش نسبت به تابع زمان چشمه،  $\Omega(t)$ ، از یک رشته پالس های کمپلکس،  $\beta(t)$ ، تشکیل شده که به صورت رابطه (۱) ارائه می گردد [۹].

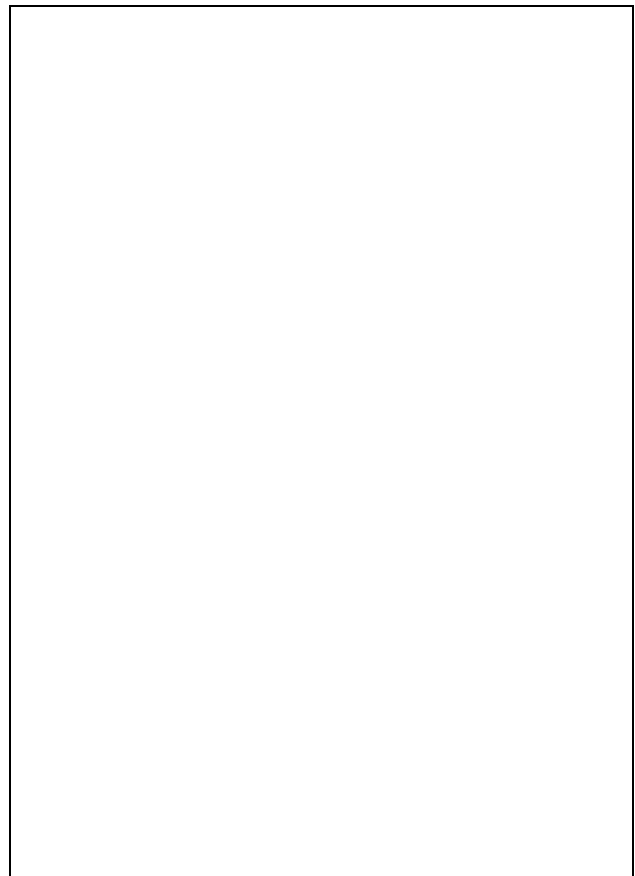
$$\Omega(t) = \sum_{k=1}^N \omega_k \beta_{\Delta\tau}(t - \tau_k) \quad (1)$$

در رابطه (۱)،  $k$  شماره اعضای تشکیل دهنده تابع چشمه،  $N$  شماره چشمه،  $\omega_k$  مقدار دامنه مربوط به عضوهای تابع چشمه و  $\tau_k$  تغییر زمان می باشد.

ارائه تابع زمان چشمه به صورت رابطه (۱)، معرف نامتجانس بودن گسلش می باشد؛ لذا، دو دیدگاه ناهمواری (Asperite) و مرزی (Barrier) در این مدل فیزیکی به کار گرفته شده است [۱۱]. از دیدگاه ناهمواری، گسل که عامل وقوع زلزله است توسط حوزه های تنجش احاطه گردیده است که در لحظه فرایش (Rising Portion) تنها یک پالس و به دنبال آن موجکها (Ripples) ایجاد می شوند. از دیدگاه مرزی، گسلش از ترکهایی تشکیل شده که در صورت تفکیک آنها می توان تابع زمان چشمه را به صورت پالس های متعدد تحلیل نمود. تابع گرین برای امواج  $P$  و  $S$  به صورت رابطه (۲) تعریف شده است [۱۱].



شکل (۱): رو مرکز زلزله های ۱۹۸۷/۴/۲۹ و ۱۹۸۷/۷/۱۲ با علامت ← بر روی نقشه مشخص شده است



شکل (۲): رو مرکز زلزله های ۱۹۸۳/۵/۲۸ و ۱۹۸۶/۷/۱۲ با علامت ← بر روی نقشه مشخص شده است.

جدول (۱): زمان وقوع، مختصات رو مرکز، ژرفا، بزرگا و مراجع  
T (This Study), NB (Ni and Barazangi, 1986), BJP (Baker, Jakson and Priestly, 1993).

شماره	تاریخ	N (درجه)	E (درجه)	ژرفا (کیلومتر)	بزرگا (Mb)	مرجع
۱	۱۹۸۰/۱۲/۱۸	۳۶/۰۰	۴۴/۶۷	۱۴±۱	۵/۴	T
۲	۱۹۶۳/۰۴/۲۴	۳۴/۴۴	۴۷/۸۰	۸±۳	۵/۵	NB
۳	۱۹۶۷/۰۱/۱۱	۳۴/۰۹	۴۵/۶۷	۱۰±۴	۵/۶	NB
۴	۱۹۷۲/۰۶/۱۲	۳۲/۹۸	۴۶/۲۵	۱۱±۳	۵/۳	NB
۵	۱۹۸۳/۰۵/۲۸	۳۲/۵۹	۴۸/۵۸	۱۴±۰/۸	۵/۶	T
۶	۱۹۷۷/۰۴/۰۶	۳۱/۹۹	۵۰/۷۰	۸±۳	۵/۴	NB
۷	۱۹۷۲/۰۷/۰۲	۳۰/۰۹	۵۰/۸۷	۹±۳	۵/۴	NB
۸	۱۹۶۸/۰۶/۲۳	۲۹/۸۱	۵۱/۱۶	۸±۴	۵/۲	BJP
۹	۱۹۸۶/۰۷/۱۲	۲۹/۹۴	۵۱/۵۱	۸±۰/۵	۵/۷	T
۱۰	۱۹۷۱/۰۴/۰۶	۲۹/۸۰	۵۱/۸۸	۶±۲	۵/۲	BJP
۱۱	۱۹۷۶/۰۴/۲۲	۲۸/۷۱	۵۲/۱۲	۶±۲	۵/۹	NB
۱۲	۱۹۷۲/۰۴/۱۰	۲۸/۴۳	۵۲/۸۲	۱۰±۲	۶/۱	NB
۱۳	۱۹۶۶/۰۹/۱۸	۲۷/۸۱	۵۴/۳۰	۱۲±۳	۵/۹	NB
۱۴	۱۹۷۱/۱۱/۰۸	۲۷/۰۴	۵۴/۴۷	۹±۳	۵/۶	NB
۱۵	۱۹۷۰/۰۲/۲۳	۲۷/۸۳	۵۴/۵۲	۹±۳	۵/۴	NB
۱۶	۱۹۷۵/۱۲/۲۴	۲۷/۰۴	۵۵/۵۰	۸±۳	۵/۵	NB
۱۷	۱۹۷۶/۰۳/۱۶	۲۷/۳۳	۵۵/۰۰	۹±۴	۵/۴	NB
۱۸	۱۹۷۷/۱۰/۱۹	۲۷/۸۰	۵۴/۹۲	۹±۳	۵/۵	NB
۱۹	۱۹۸۳/۰۲/۰۷	۲۶/۸۳	۵۷/۵۶	۱۳±۳	۵/۷	NB
۲۰	۱۹۸۷/۰۴/۲۹	۲۷/۳۹	۵۶/۰۷	۱۲±۱	۵/۹	T
۲۱	۱۹۸۳/۰۷/۱۲	۲۷/۶۰	۵۶/۳۸	۱۴±۰/۹	۵/۹	T
۲۲	۱۹۶۵/۰۶/۲۱	۲۸/۱۲	۵۵/۸۹	۸±۳	۵/۷	NB
۲۳	۱۹۷۱/۰۴/۱۲	۲۸/۳۰	۵۵/۱۱	۱۰±۳	۶/۰	NB

در رابطه (۳)،  $t$  زمان انتشار موج و  $\phi$  مقدار متوسط کاهندگی است. عدم قطعیت موجود در پارامتر  $t^*$  موجب می‌گردد محاسبه گشتاور لرزه ای خطایی حدود ۵-۱۵ درصد به همراه داشته باشد [۱۱]. تعیین ابعاد هندسی چشمه، از گشتاور لرزه ای تأثیرپذیر نمی‌باشد؛ لذا، می‌توان با اطمینان بیشتری در مورد پارامترهای هندسی چشمه اظهار نظر نمود. در این مدل مجموع زمان شکستگی روی صفحه گسل به صورت رابطه (۴) تعریف شده است [۱۲].

$$T_R = \left(\frac{1}{2}\right)\delta t_1 + \delta t_2 + \left(\frac{1}{2}\right)\delta t_3 \quad (4)$$

در رابطه (۴)،  $\delta t_1$  اوج تابع زمان چشمه،  $\delta t_2$  گستره زمانی که بیشترین

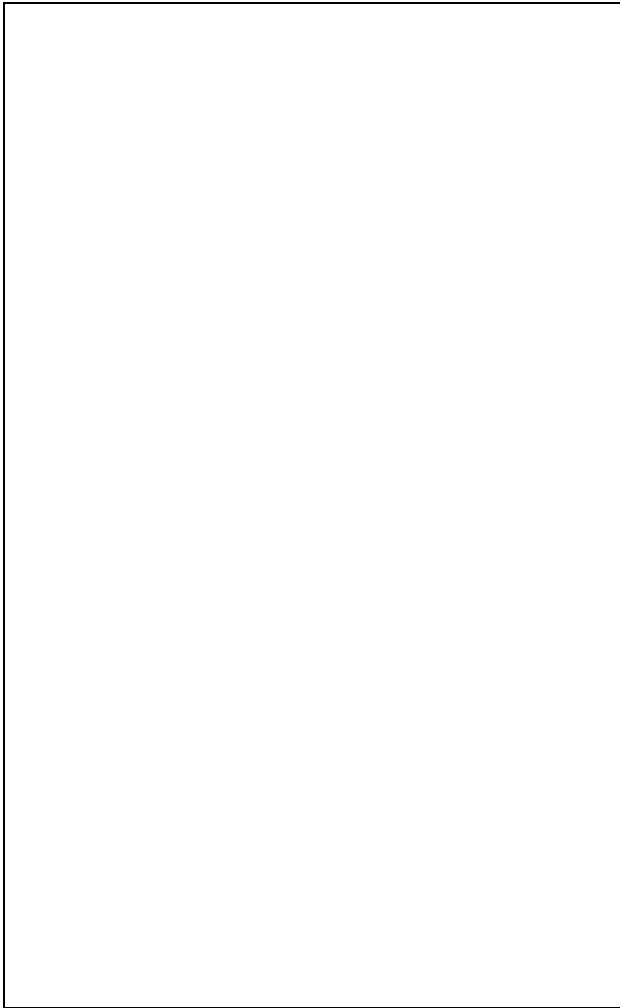
$$g(t) = C^R(t) * M(t) * g^S(t) \quad (2)$$

در این رابطه،  $C^R(t)$  پاسخ زمین نسبت به امواج  $P$  و  $S$  در ایستگاه،  $M(t)$  پاسخ گوشته نسبت به امواج  $P$  و  $S$  و  $g^S(t)$  پاسخ زمین نسبت به امواج  $P$  و  $S$  در کانون می‌باشد.

عدم یکنواختی موجود در ساختار زمین باعث گردیده انرژی موج نسبت به زمان و فاصله تغییر نماید؛ لذا، برای بکارگیری موارد مذکور در محاسبات کاربرد  $t^* = Is$  برای موج  $P$  و  $t^* = 4s$  برای موج  $S$  رابطه (۳) در نظر گرفته شده است [۱].

$$t^* = \frac{t}{\phi} \quad (3)$$

بالای لرزه خیزی این منطقه می باشد. در مدل فیزیکی به کار گرفته شده برای تعیین سازوکار زلزله ها به ترتیب مقدار  $N_T=2$  برای زلزله  $1983/7/12$  و مقدار  $N_T=1$  برای زلزله  $1987/4/29$  انتخاب گردیده است. طول گستره تابع زمان چشمه برای هر یک به ترتیب ۶ و  $3/1$  ثانیه می باشد، لیکن طی بهینه سازی مرتبه دوم (Second Iteration) مقدار شش ثانیه ای تابع چشمه لرزه  $1983/7/12$  به میزان دو ثانیه کاهش یافته است. نهایتاً از مدل ارائه شده برای هر دو زلزله سازوکاری از نوع راندگی به دست آمده است (شکل ۴). مساحت تقریبی کانونهای لرزه به ترتیب ۱۳۸ و ۱۰۶ کیلومتر مربع محاسبه گردیده است (جدول ۲).



شکل (۴): محاسبه سازوکار زلزله ها به روش مدلسازی شکل موج

گسل لرزه زای کازرون از جمله واحدهای فعال زمین ساختی در حوزه زاگرس می باشد که در گذشته نیز زلزله های تاریخی سالهای ۱۸۲۴ و ۱۸۹۱ میلادی حوالی آن گزارش شده است [۶]. رومرکز زلزله  $1986/7/12$  در حوزه چین خورده زاگرس نزدیک به این واحد زمین ساختی

شکستگی طی آن ایجاد می شود و  $\delta t_3$  شروع افت شکستگی بر روی سطح گسل می باشد.

در زمان وقوع زلزله های بزرگ شکستگیهایی به طول دهها کیلومتر در سطح زمین ایجاد می گردد؛ لذا، در این شرایط تصور تک نقطه ای بودن (Point Source) کانون زلزله دور از واقعیت خواهد بود. در این شرایط بحث جهت پذیری کانون (Directivity) و گستره زمانی شکست برای کانونهای چند نقطه ای در این مدل فیزیکی گنجانده شده است. رابطه جهت پذیری به صورت رابطه (۵) معرفی می گردد [۹]:

$$Z = \tau_o (1 - p v_r \cos \Psi) \quad (5)$$

در رابطه (۵)،  $\tau_o$  گستره زمانی متغیر،  $P$  پارامتر کاهندگی (از نمودار مسافت زمان به دست می آید)،  $\Psi$  زاویه بین صفحه شکست با پرتو و  $v_r$  سرعت شکستگی بر روی سطح گسل می باشد.

#### ۴- محاسبه نگاشتهای مصنوعی

آنچه که بر روی یک لرزه نگاشت ثبت می شود نتیجه همایخت توابع پاسخ در چشمه لرزه ( $G^S$ )، دستگاه نگاشت ( $I$ )، کاهندگی ناشی از عدم یکنواختی ساختار زمین ( $Q$ ) و دامنه توابع مثلثی کانون ( $A$ ) (Triangles Functions) می باشد [۱۱]:

$$E(t) = G^S * I * Q * A \quad (6)$$

مک کافری و همکاران [۹] با به کار گرفتن منطق ریاضی ارائه شده توسط ناپلک [۱۰] برای محاسبه نگاشتهای مصنوعی  $S(t)$  رابطه (۷) را ارائه نموده اند:

$$S(t) = G^M G^R \sum_{k=1}^{N_s} M_k \sum_{m=1}^{N_T} A_{mk} \sum_{j=1}^{N_p} E_J(t') \cdot U_{jk} \quad (7)$$

در رابطه (۷)،  $G^M$  پاشش هندسی،  $G^R$  پاسخ زمین در ایستگاه،  $M_k$  گشتاور لرزه ای،  $A_{mk}$  دامنه تابع مثلثی کانون لرزه،  $E_J(t')$  لرزه نگاشت و  $U_{jk}$  الگوی پرتو می باشد.

#### ۵- نتیجه گیری

کانون سطحی زلزله های  $1983/7/12$  و  $1987/4/29$  توسط USGS در حوزه جنوب شرقی زاگرس چین خورده نزدیک به تنگه هرمز گزارش شده است (شکل ۱). وقوع زلزله های ویرانگر تاریخی (۱۴۹۷ میلادی با بزرگای  $M=6.5$  و  $1907$  میلادی با بزرگای  $M=5.7$ ) و دستگاهی ( $1947/4/1$ ) با بزرگای  $M=7.0$  گویای توان

جدول (۲): محاسبه پارامترهای کانون زلزله ها به روش مدل سازی شکل موج

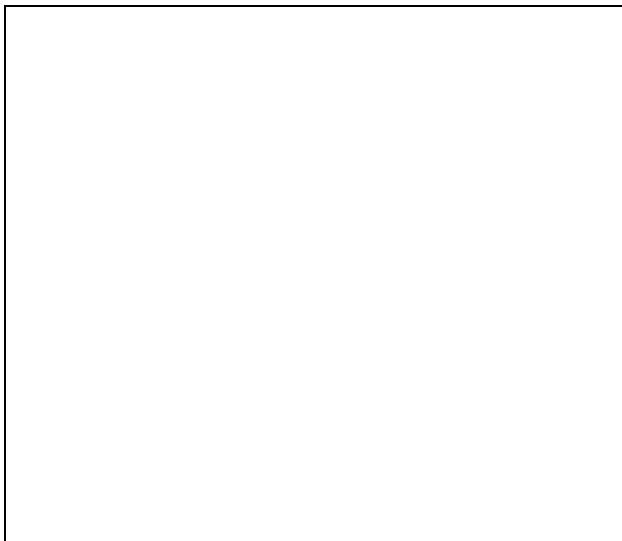
تاریخ	بزرگا ( $M_b$ )	ژرفا (کیلومتر)	راستا، شیب و افتادگی صفحه گسل (درجه)	راستا و شیب صفحه نودال (درجه)	$M_o(N.M)$	$CMT M_o(N.M)$	مساحت (کیلومتر مربع)
۱۹۸۰/۱۲/۱۸	۵/۹	۱۴±۱ ۱۵(CMT)	۲۴۷±۲ ۷۴±۶ ۱۳±۴	۱۵۳±۲ ۷۸±۶	$۱۶۷ * ۱۰^{۱۶}$	$۲/۰۱ * ۱۰^{۱۸}$	۶۳/۶
۱۹۸۷/۰۴/۲۹	۵/۹	۱۲±۱ ۱۵(CMT)	۲۷۴±۸ ۴۲±۲ ۱۱۳±۲	۶۲±۸ ۵۳±۲	$۱/۳ * ۱۰^{۱۸}$	$۰/۴۳۳ * ۱۰^{۱۸}$	۱۰/۶
۱۹۸۶/۰۷/۱۲	۵/۷	۸±۰/۵ ۳۳(CMT)	۲۶۷±۲۰ ۷۰±۲ ۳۳۶±۲۴	۳۵۸±۲۰ ۸۶±۲	$۰/۴۴ * ۱۰^{۱۸}$	$۰/۴۱۲ * ۱۰^{۱۸}$	۴۸/۱۸
۱۹۸۳/۰۵/۲۸	۵/۶	۱۴±۰/۸ ۲۷(CMT)	۳۱۴±۳ ۳۸±۱ ۱۱۳±۴	۱۰۶±۳ ۵۵±۱	$۰/۲۹ * ۱۰^{۱۸}$	$۰/۲۵۳ * ۱۰^{۱۸}$	۷۰/۸۰
۱۹۸۳/۰۷/۱۲	۵/۹	۱۴±۰/۹ ۴۶(CMT)	۲۴۴±۱۵ ۴۳±۲ ۱۱۵±۴	۸۰±۶ ۵۳±۵	$۱/۵ * ۱۰^{۱۸}$	$۲/۱ * ۱۰^{۱۸}$	۱۳۸

زمین ( $C^R$ ) و یکسان نبودن تعداد چشمه ها در طول نوار زاگرس حاکی از نامتجانس بودن حوزه های تنش در این منطقه می باشد؛ به گونه ای که، وضعیتهای مرزی و ناهمواری در کل سیستم آشکارا دیده می شود. سازوکارهای به دست آمده در این بررسی به همراه سازوکارهای ارائه شده از جانب دیگر پژوهشگران [۱۳] در شکل (۵) مشاهده می شود. بردارهای لغزش حاصل از سازوکار زلزله ها در شکل (۶) ارائه گردیده است.

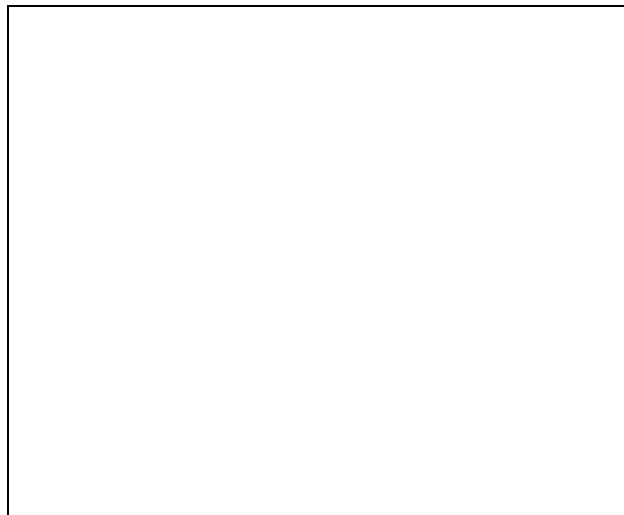
تعیین گردیده است (شکل ۲)، باکر و همکاران [۱] با محاسبه ژرفای مرکزی چشمه ( $Centroid Depth$ ) برای تعدادی از زلزله های بزرگ این منطقه فعالیت لرزه ای موجود را ناشی از پی سنگ متبلور زاگرس گزارش نموده اند.

در این مدل فیزیکی سازوکار زلزله ۱۹۸۶/۷/۱۲، مقادیر  $N_T=2$  با گستره تفکیکی  $\tau_o = 0/78$  ثانیه و مجموع گستره زمانی شکست حدود  $T_R = 1/56$  ثانیه از نوع امتداد لغز تعیین گردیده است (شکل ۴).

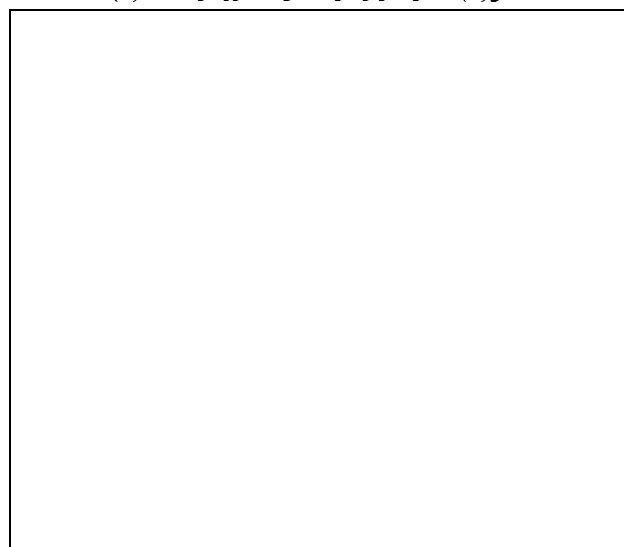
رومرکز زلزله ۱۹۸۳/۵/۲۸، در حوزه چین خورده زاگرس میانی گزارش شده است (شکل ۲). تعداد کانونهای اختیار شده در این مدل  $N_T=2$ ، گستره تفکیکی کانون  $\tau_o = 0/95$  ثانیه، مجموع گستره زمانی شکست  $T_R = 2/85$  ثانیه و مساحت تقریبی  $S=71 Km^2$  می باشد که سازوکار امتداد لغز را به همراه داشته است. برای زلزله ۱۹۸۰/۱۲/۱۸ واقع در شمال غربی حوزه زاگرس تعداد چشمه لرزه  $N_T=1$  با گستره تفکیکی  $\tau_o = 1/2$  ثانیه، مجموع گستره زمانی شکست  $T_R = 1/8$  ثانیه و مساحت تقریبی  $S=64 Km^2$  سازوکاری از نوع امتداد لغز معرفی گردیده است (شکل ۴). مقادیر پاسخ زمین ( $C^R$ ) برای کلیه زلزله ها حدوداً  $۰/۴۲۹۸ - ۰/۹۹۹۵$  در نوسان بوده است. تفاوت مقادیر پاسخ



شکل (۷): نقشه تغییرات عمق گوشته زمین [۱۴].



شکل (۵): سازوکار زلزله های مذکور در جدول (۱)



شکل (۶): بردار حرکت حاصل از سازوکار زلزله ها

## ۶- مراجع

- 1-Baker, C., Jackson, J. and Priestley, K., 1993. Earthquakes on the Kazerun line in the Zagros Mountains of Iran: Strike-Slip Faulting Within a Fold- and-Thrust Belt. *Geophys. J. Int.*, 115: 41-61.
- 2-Nowroozi, A., (1972). Focal Mechanisms of Earthquakes in Persia, Turkey-West Pakistan, and Afghanistan and Plate Tectonics of the Middle East. *Bull. Soc.* 62(3), 823-850.
- 3-Mckenzie, D., (1972). Active Tectonics of Mediterranean Region. *Geophys. J. R. Astr. London*, 30, 109-185.
- 4-Dewey, J. F., Pitman, W.D.F., and Nonnin, J., (1973). Plate Tectonics and Evolutions of the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3138-3180.
- 5-Nowroozi, A.A., (1976). Seismotectonics Province of Iran, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66(4), 1249-1276.
- 6-Berberian, M. (1995). Master Blind Thrust Faults Hidden under the Zagros Faults: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics. *Tectonophysics* 241, 193-224.
- 7-Sengor, A.M.C., W.S.F. Kid, (1979). Post-Collisional Tectonics of the Turkish and Iranian Plateaus a Comparison with Tibet, *Tectonophysics*, 55, 361-375.
- 8-Akasheh, B., (1975). Travel Time Residuals in Iranian Plateaus, *J. Geophys.* 41, 281-288.
- 9-McCaffery, R. Abers, G. Zwick P, (1991). Inversion of Teleseismic Body Waves. In: *Digital Seismograms Analysis and Waveform Inversion* (ed. By W.H.K.Lee), IASPEI

تغییرات عمق گوشته زمین با اختلاف عمقی حدود ۱۰ کیلومتر در حوزه چین خورده و بلندیهای زاگرس در شکل (۷) مشاهده می شود [۱۴]. متفاوت بودن راستای بردار لغزش در مدلهای زمین ساختی ارائه شده از جانب دیگر محققین [۲، ۳، ۴] گویای خطای زیاد در الگوریتم های به کار گرفته شده در محاسبات آنسان می باشد. در این شرایط، برای ارائه مدلهای زمین ساختی جدید لزوم مطالعات بیشتر لرزه زمین ساختی آشکارا حس می شود.

- 10-Nabelek, J. L. (1984). Determination of Earthquake Source Parameters from Inversion of Body Waves, Ph.D. Thesis, MIT, Cambridge Massachusetts.
- 11-Taymaz, T., 1990. Earthquake Source Parameters in the Eastern Mediterranean Region, Ph.D thesis. Drawing Collge Cambridge.
- 12-Langston, C.A. and D.V. Helmberger (1975). A Procedure for Modelling Shallow Dislocation Sources, Geophys. J. 42, 117-130.
- 13-Ni, J. and Barzangi, M. (1986). Seismotectonics of the Zagros Continental Collision Zone and a Comparison with the Himalayas, J. Geophys. Res., 89, 1147-1163.
- 14-Seber, D., Vallve, M., Sanvol, e., Steer, D., Barzangi., M, (1997). Middle East Tectonics: Applications of Geographic Information Systems (GIS). Institute for the Study of the Continents, Cornell University, Snee Hall, Ithaca, NY 14853-1504.

