روابط تضعیف شدت زمین‌لرزه در ایران

علی سیاهکالی مرادی*، نوربخش میرزایی* و مهدی رضاپور*

*موسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵

(دریافت مقاله: ۸۲/۶/۲۹، پذیرش مقاله: ۸۳/۴/۱۶)

چکیده

به صورت تجربی، شدت زمین‌لرزه با انرژی آزاد شده مربوطه در کانون مرتبط است. از آن‌جا که انرژی با توجه به اصل گسترش هندسی با فاصله از رومرکز تضعیف می‌شود، می‌توان با استفاده از رابطهٔ تجربی بین شدت زمین‌لرزه و انرژی آزاد شده، روابط مشابهی را برای تضعیف شدت زمین‌لرزه ارائه نمود.

قوانین تضعیف شدت زمین‌لرزه در ایران با استفاده از نقشه‌های هم‌شدت ۲۲ زمین‌لرزه با بیش از ۱۰۵ منحنی هم‌شدت مورد مطالعه قرار گرفت و روابط بین شدت زمین‌لرزه I و فاصلهٔ رومرکزی R با استفاده از بزرگی مشخص M_s، تعیین شد. با توجه به کشیدگی خطوط هم‌شدت در راستای گسل، روابط برای دو راستای امتداد گسل و عمود بر آن و نیز رابطهٔ میانگین ارائه شده‌است که به ترتیب به صورت زیرند.

تضعیف شدت در امتداد گسل $I_a = 11.564 + 0.943M_s - 2.508Ln(R_a + 33)$ $\sigma = 0.79$ $R_a < 200km$

تضعیف شدت در راستای عمود بر گسل $I_b = 9.469 + 0.717M_s - 2.121Ln(R_b + 13)$ $\sigma = 0.49$ $R_b < 140km$

میانگین تضعیف شدت $I = 11.926 + 0.831M_s - 2.7Ln(R + 22)$ $\sigma = 0.49$ $R < 167km$

مقایسهٔ مقادیر به‌دست آمده از این روابط، با روابط ارائه شده برای شرق و غرب چین ، ناحیهٔ سیسیل و کالابریا در جنوب ایتالیا ، صرف‌نظر از ویژگی‌های متفاوت زمین‌ساختی آنها، نشان می‌دهد که تضعیف شدت در ایران کمی سریع‌تر از نواحی یاد شده است.

کلیدواژه‌ها: شدت زمین‌لرزه، رابطهٔ تضعیف، فاصلهٔ رومرکزی، منحنی هم‌شدت، ایران

۱ مقدمه

ایران به‌دلیل قرار گرفتن در منطقهٔ زمین‌ساختی فعال، در طول تاریخ شاهد زلزله‌های ویرانگری بوده است که خسارات فراوان مالی و جانی به همراه داشته‌اند. این ویژگی، ما را برآن می‌دارد تا هر چه بیشتر در راستای شناخت این پدیده و کاهش خسارات ناشی از آن گام برداریم. شدت زمین‌لرزه پارامتری است که به‌طور مستقیم با خرابی ناشی از زمین‌لرزه مرتبط است و مقدار آن از برآورد اثرات ناشی از زمین‌لرزه روی سازه‌ها، انسان و طبیعت ارزیابی می‌شود. از شدت زمین‌لرزه در تحقیقات مختلفی مانند تخمین بزرگی زمین‌لرزه‌های تاریخی، برآورد خطر زمین‌لرزه و آسیب‌پذیری استفاده می‌شود. نیاز سازمان‌های امدادرسانی به آگاهی سریع از مناطق آسیب‌دیده از زمین‌لرزه سبب شده است که مطالعات گسترده‌ای در مورد ارتباط شدت زمین‌لرزه با دیگر مؤلفه‌های جنبش زمین که به صورت دستگاهی تعیین می‌شود، صورت پذیرد.

۲ تضعیف شدت

هاول و شولز (۱۹۷۵) ، برای تعیین شدت در فواصل مختلف، برحسب مقیاس مرکالی، در مواقعی که بزرگی و یا بیشینه شدت یک زمین‌لرزه، معلوم باشد، روابطی را ارائه کردند. روش آنها بر پایه میانگین‌گیری از داده‌های نقشه‌های هم‌شدت زمین‌لرزه‌ها استوار بود. آنها برای به دست آوردن شدت، از رابطه تضعیف کارنیک (۱۹۶۹) ، به صورت زیر ، استفاده کردند:

$$I = k_1 + k_2 Ln\,\Delta + k_3\Delta \qquad (۱)$$

در این رابطه، k_1 ، k_2 و k_3 ثابت‌اند. این معادله با فرض اینکه به‌طور تجربی در هر مکان، شدت با لگاریتم چگالی انرژی لرزه‌ای، E، مطابق رابطه ۲ متناسب است، به‌دست آمده است.

$$I = k_4 + k_5 LnE \qquad (۲)$$

با توجه به رابطهٔ کلاسیک افت انرژی (هاول و شولز، ۱۹۷۵):

$$E=(E_0/4\pi).\Delta^{-b}e^{-c\Delta} \quad (۳)$$

که در آن، E_0 انرژی کل آزاد شده، b ثابت بیانگر اثر گسترش هندسی و c ثابت نشان دهندهٔ نرخ جذب محیط است. با جای‌گذاری $(1.5M_s\text{-}1.5)$ به جای I_0، بر اساس رابطهٔ تجربی گوتنبرگ - ریشتر (۱۹۵۶)، رابطهٔ ۴، ارتباط بین بزرگی M_S و شدت I_0 برحسب مرکالی اصلاح شده را نشان می‌دهد،

$$M_s = 1+\frac{2}{3}I_0 \quad (۴)$$

می‌توان رابطهٔ زیر را به دست آورد.

$$I=(1.5M_s-1.5)+a_1-b_1Ln\Delta-c_1\Delta \quad (۵)$$

با توجه به این رابطه، می‌توان معادلاتی برای تضعیف شدت زمین‌لرزه با استفاده از بزرگی آن ارائه نمود که به صورت کلی زیر خواهند بود:

$$I=a+bM_s-cLn\Delta-d\Delta \quad (۶)$$

در این رابطه ضریب d، نشان‌دهندهٔ نرخ جذب و c، نشان دهندهٔ اثر گسترش هندسی است. به کمک این معادله روابط تضعیف شدت با فاصله از کانون و یا فاصله از رومرکز زمین‌لرزه برای مناطق مختلف دنیا به‌دست آمده است. لازم به ذکر است که معمولاً در تعیین روابط تضعیف شدت، از نرخ جذب که عدد کوچکی است چشم‌پوشی می‌شود.

در سال ۱۹۹۱ روابطی برای تضعیف شدت در چین بر اساس رابطهٔ ۷ که همانند رابطهٔ بالا است ارائه شد، که در آن از نرخ جذب چشم‌پوشی شده‌است.

$$I=a_0+a_1M_s+a_2Ln(R+R_0) \quad (۷)$$

در این رابطه I شدت زمین‌لرزه،M بزرگی زمین‌لرزه بر حسب بزرگی امواج سطحی و R فاصله از رومرکز است. در این رابطه a_0، a_1 و a_2 ضرایب ثابتی هستند و R_0 ثابتی برای بهتر کردن انطباق رابطه با داده‌ها است. چینی‌ها به کشیدگی خطوط هم شدت در راستای گسل توجه داشته‌اند (سازمان زلزله‌شناسی چین، ۱۹۹۱) و روابط تضعیف را برای دو راستا در جهت قطرهای کوچک و بزرگ بیضی فرضی ارائه نموده‌اند.

در ایران نیز، چاندرا و همکاران (۱۹۷۹)، به کمک نقشه‌های هم‌شدت ۱۲ زمین‌لرزه از مناطق مختلف ایران، روابط ۸ تا ۱۰ را برای تضعیف شدت در ایران ارائه نمودند. آنها از رابطهٔ $I(R)=I_0+a+bR+cLog(R+R_0)$ برای به‌دست آوردن رابطه تضعیف استفاده کرده‌اند که در آن R_0، ثابتی انتخابی برای کم کردن خطا است. باید خاطر نشان کرد که در به‌دست آوردن روابط ۸ تا ۱۰ برای کم کردن انحراف معیار، تنها از ۹ زمین‌لرزه از ۱۲ زمین‌لرزه، استفاده شده است؛ در نتیجه، این روابط به دلیل استفاده از تعداد کم منحنی‌های هم‌شدت نمی‌توانند به‌خوبی تضعیف شدت زمین‌لرزه با فاصلهٔ رومرکزی، در ایران را ارائه دهند.

رابطهٔ تضعیف میانگین

$$I(R)=I_0+6.453-0.00121R-4.96Log(R+20) \quad (۸)$$
$$R<120km$$

رابطهٔ تضعیف در راستای کشیدگی خطوط هم شدت

$$I(R)=I_0+4.824-0.00548R-3.708Log(R+20) \quad (۹)$$
$$R<160km$$

رابطهٔ تضعیف در راستای عمود بر کشیدگی خطوط هم شدت

$$I(R)=I_0+8.729-0.01158R-6.709Log(R+20) \quad (۱۰)$$
$$R<110km$$

در این روابط،I(R)، شدت زمین‌لرزه در فاصله R، بر حسب کیلومتر از رومرکز زمین‌لرزه است. همان‌طور که از روابط مشخص است، کشیدگی و بیضوی شدن خطوط هم‌شدت در امتداد گسل مورد توجه قرار گرفته است.

۳ زمین‌لرزه‌های مورد مطالعه

در این مطالعه از ۲۲ زمین‌لرزه که در نواحی مختلف ایران رخ داده‌اند و نقشهٔ خطوط هم شدت آنها موجود بوده

استفاده شده است. مشخصات زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در جدول ۱ ارائه شده‌است.

گرفتند که رومرکز آنها در شکل ۱، نشان داده شده‌است. نقشه‌های هم‌شدت این زمین‌لرزه‌ها رقومی شد، سپس

جدول ۱. زمین‌لرزه‌های مورد مطالعه (پارامترهای زمین‌لرزه‌ها بر اساس میرزایی و همکاران، ۱۳۸۱)

Name	Date y m d	Time h m s	Lat. (N^0)	Lon. (E^0)	h (km)	Magnitude		
						m_b	M_s	M_w
Salmas	1930.05.06	2234	38.25	44.60		7.2	7.2	
Baharestan	1939.06.10	83641	33.50	56.50			5.4	
Troud	1953.02.12	815	35.39	55.08	10	6.9	6.5	
Sangchal	1957.07.02	042	36.07	52.47		7	6.8	
Farsinaj	1957.12.13	145	34.58	47.82		6.5	6.7	
Nahavand	1958.08.16	1913	34.30	48.17		6.2	6.6	
Lar	1960.04.24	1214	27.70	54.29		6	5.8	
Buyin-Zahra	1962.09.01	1920	35.71	49.81		6.9	7.2	
Torbat-e-Heydarieh	1962.10.05	200227	35.10	58.72	33	5	4.7*	
Karkhaneh	1963.03.24	124400	34.50	48.02	10	5.3	5.8	
Maku	1968.04.29	170155	39.28	44.27	17	5.3	5.5	
Dasht-e-Bayaz	1968.08.31	104737	34.02	58.96	13	6	7.3	
Qarnaveh	1970.07.30	5219	37.67	55.89	19	5.7	6.6	
Qir	1972.04.10	20653	28.38	52.98	33	6.1	6.9	
Khurgu	1977.03.21	211854	27.59	56.45	29	6.9	6.9	6.7
Naghan	1977.04.06	133637	31.90	50.76	41	5.5	6.6	6
Bob-tangol	1977.12.19	233434	30.90	56.61	31	5.4	5.8	5.9
Tabas	1978.09.16	153556	33.40	57.12	34	6.4	7.4	7.4
Sirch	1981.07.28	172222	29.98	57.77	11	5.9	7	7.2
Rudbar	1990.06.20	210011	36.99	49.35	19	6.2	7.4	7.4
Garmkhan	1997.02.04	103751	37.74	57.29	35	5.8	6.6	6.5
Qaen	1997.05.10	75729	33.88	59.82	6	6.2	7	7.2

*بزرگی بر اساس رابطهٔ $M_s=2.0m_b-5.28$ 5.28 (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۷) به دست آمده است.

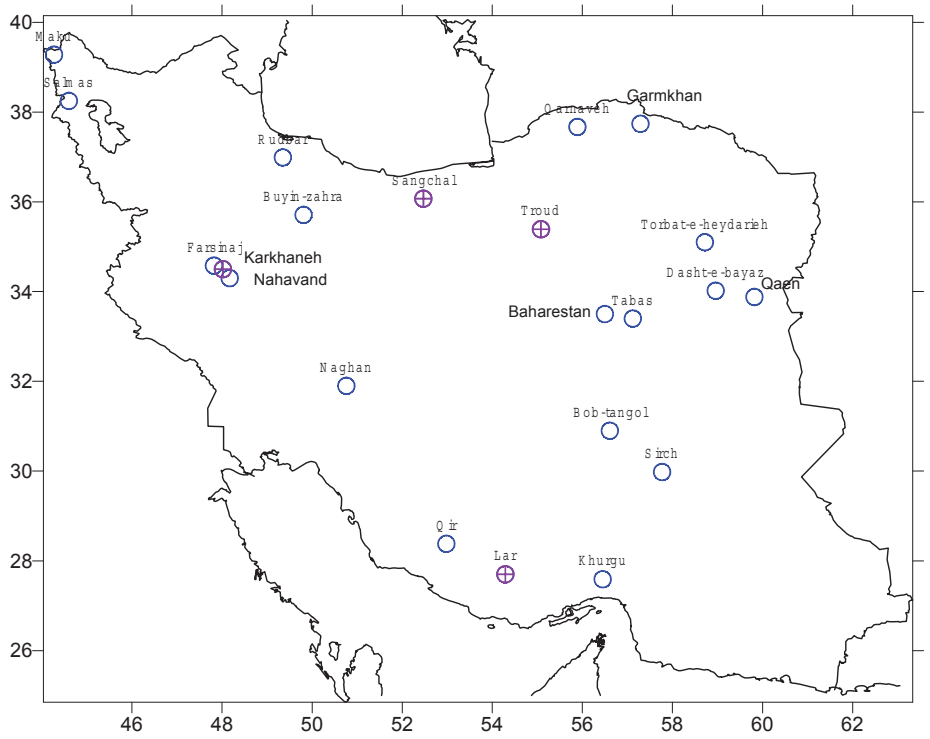
بزرگی زمین‌لرزه‌های مورد استفاده بین ۴/۷ و ۷/۴ برحسب امواج سطحی است. اولین زمین‌لرزهٔ مورد استفاده، زمین‌لرزهٔ ۶ مه ۱۹۳۰ سلماس با بزرگی M_s=۷/۲ و آخرین آنها، زمین‌لرزهٔ ۱۰ مه ۱۹۹۷ قائن با بزرگی M_s= ۷ است.

۴ روش کار

به منظور تعیین رابطهٔ تضعیف شدت برای زمین‌لرزه‌ها در ایران، ۲۲ زمین‌لرزه ذکر شده در جدول ۱ مورد تحلیل

قرار مساحت‌های محصور در هر منحنی هم‌شدت محاسبه شد و از روی آن شعاع معادل R برای نواحی محصور با خطوط هم‌شدت به دست آمد. برای ارائهٔ رابطهٔ تضعیف شدت زمین‌لرزه، رابطهٔ ۷ که در ایتالیا و چین نیز مورد استفاده قرار گرفته است، مناسب‌تر دیده شد. یکی از مزایای استفاده از این رابطه نبود نیاز به مقدار شدت در رومرکز، I_o، است؛ زیرا، در بسیاری از زمین‌لرزه‌ها مقدار

آن مشخص نیست و هرگونه انتخاب I_o که با استفاده از روابط تجربی و یا برون‌یابی از روی نمودار شدت- فاصله در این روابط I شدت زمین‌لرزه بر حسب مقیاس مرکالی اصلاح شده، M_S بزرگی زمین‌لرزه بر حسب امواج



شکل ۱. نقشهٔ پراکندگی رومرکز زمین‌لرزه‌های مورد استفاده برای تعیین روابط تضعیف شدت در ایران: ○، زمین‌لرزه‌هایی که در محاسبات وارد نشده‌اند: ⊕.

سطحی برای این زمین‌لرزه‌ها صورت پذیرد، با خطای قابل ملاحظه‌ای همراه خواهد بود. ضرایب، α_o، α_1 و α_2 در رابطه تضعیف به کمک روش کم‌ترین مربع‌ها، محاسبه شد. در مراحل پردازش، زمین‌لرزه‌های سنگچال، کارخانه و لار به‌دلیل ایجاد خطای زیاد، کنار گذاشته شدند و زمین‌لرزهٔ ترود نیز به‌دلیل غیرواقعی به‌نظر آمدن مقادیر شدت ارائه شده، حذف شد. بنابراین، عملاً ۱۸ زمین‌لرزه در تعیین رابطهٔ تضعیف شدت مورد استفاده قرار گرفت.

رابطه میانگین به‌دست آمده برای ایران بر اساس نقشه‌های هم‌شدت زمین‌لرزه‌های ذکر شده به‌صورت زیر است.

$$I = 11.926 + 0.831M_s - 2.7Ln(R+22) \qquad (۱۱)$$
$$\sigma=0.49, \qquad R<167km$$

(M_S) و R فاصله از رومرکز زمین‌لرزه است. از آن‌جا که خطوط هم‌شدت در راستای گسل مسبب زمین‌لرزه دچار کشیدگی می‌شوند، می‌توان خطوط هم‌شدت را، بیضی‌وار تصور نمود. در نتیجه، رابطهٔ ۷ را باید به‌طور جداگانه برای قطر بزرگ بیضی(راستای گسل) و قطر کوچک بیضی (راستای عمود بر گسل) به کار بریم و برای هر قطر بیضی یک رابطه تضعیف ارائه دهیم. برای این کار ابتدا قطرهای بزرگ و کوچک بیضی معادل برای هر خط هم شدت، محاسبه شد. نیم قطرهای مربوط به ترتیب با R_a و R_b مشخص شده‌است. در این صورت R_a نشان‌دهندهٔ فاصلهٔ نقاط با شدت I در راستای محور اصلی همان راستای گسل نیز هست، و R_b در راستای عمود بر آن واقع است. به کمک داده‌های مربوط و روش کم‌ترین مربع‌ها روابط

۱۲ و ۱۳ برای تضعیف شدت زمین‌لرزه در ایران به‌دست آمده است. رابطهٔ ۱۲، نشان‌دهندهٔ تضعیف شدت زمین‌لرزه با فاصله در جهت قطر بزرگ بیضی، یا همان راستای گسل زمین‌لرزه‌ای، و رابطهٔ۱۳، نشان‌دهندهٔ تضعیف شدت زمین‌لرزه با فاصله در جهت قطر کوچک بیضی، یعنی عمود بر راستای گسل زمین‌لرزه‌ای است.

$$I_a = 11.564 + 0.943M_s - 2.508Ln(R_a + 33) \quad (۱۲)$$
σ=0.79 , Ra<200km

$$I_b = 9.469 + 0.717M_s - 2.121Ln(R_b + 13) \quad (۱۳)$$
σ=0.49 Rb<140km

به نظر می‌رسد، این روابط با توجه به انحراف معیار پایین نسبت به روابط موجود در مناطق مختلف، از دقت قابل قبول برخوردار هستند. توجه به این نکته ضروری است که انحراف‌معیار برای کارهای مشابه در نقاط مختلف دنیا برای چنین روابطی گاهی به ۱/۱۷۵ نیز می‌رسد (مایوگری، ۱۹۹۳). امروزه برای کاهش انحراف معیار از فنون مختلفی استفاده می‌کنند، یکی از این فنون که برای داده‌های با پراکندگی زیاد مورد استفاده قرار می‌گیرد (مثلاً مایوگری و همکاران، ۱۹۹۳؛ لی و کیم، ۲۰۰۲) این است که ابتدا زلزله‌ها را به ترتیب شدت مرتب می‌کنند، از داده‌های مربوط به زلزله هایی که دارای I_1 (اولین خط هم شدت مرکزی رسم شده) یکسان هستند میانگین‌گیری می‌کنند. پس از این مرحله، چند دسته داده ایجاد می‌شود که هر دسته مربوط به زمین‌لرزه‌هایی با I_1 یکسان است. با به‌کارگیری این روش رابطهٔ تضعیف شدت زمین‌لرزه برای ایران به صورت روابط ۱۴، ۱۵ و ۱۶ خواهد بود.

روابط ۱۴ و ۱۵ به ترتیب برای تضعیف شدت در راستای قطرهای بزرگ و کوچک بیضی که همان راستاهای گسل و عمود بر گسل هستند و رابطهٔ ۱۶، رابطهٔ تضعیف میانگین برای کل ایران است.

$$I_a = 13.784 + 2.103M_s - 4.99Ln(R_a + 25) \quad (۱۴)$$
σ=0.22

$$I_b = 7.528 + 0.879M_s - 2.033Ln(R_b + 8) \quad (۱۵)$$
σ=0.26

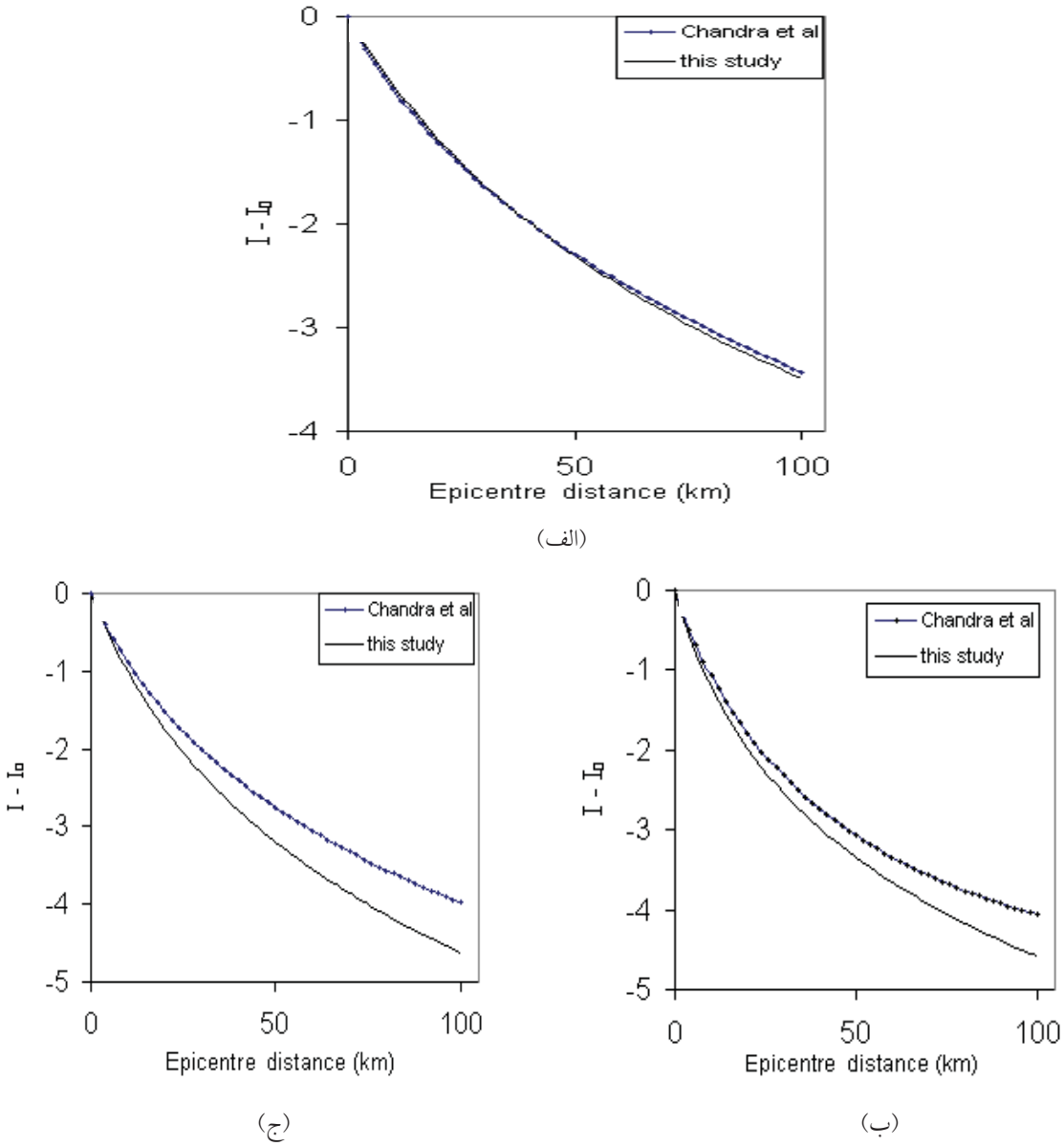
$$I = 9.271 + 1.211M_s - 2.851Ln(R + 14) \quad (۱۶)$$
σ=0.20

اما این روابط با وجود انحراف‌معیار کم نمی‌توانند روابط مناسبی برای تضعیف شدت در ایران باشند، زیرا دلیل کاهش انحراف‌معیار در این روابط، میانگین‌گیری و پیرو آن کاهش داده‌ها در عملیات تعیین ضرایب است. هم‌چنین میانگیری کردن سبب کاهش فاصله‌ای می‌شود که رابطهٔ تضعیف در آن صادق است.

با توجه به این دو کاستی روابط ۱۴ تا ۱۶، روابط ۱۱ تا ۱۳ برای بیان تضعیف شدت در ایران مناسب‌ترند.

۵ مقایسهٔ روابط ارائه شده برای تضعیف شدت زمین‌لرزه در ایران

همان‌طور که ذکر شد چاندرا وهمکاران (۱۹۷۹) روابط ۸ تا ۱۰ را برای تضعیف شدت در ایران ارائه کردند. برای مقایسه روابط حاصل از این مطالعه، روابط ۱۱ تا ۱۳، با روابط ۸ تا ۱۰، منحنی‌های مربوط به کاهش شدت ($I-I_0$) با فاصله از رومرکز در شکل ۲ آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود با توجه به شکل ۲ برای تضعیف شدت در راستای گسل تا فاصلهٔ ۳۰ کیلومتر از رومرکز، رابطهٔ به‌دست آمده در این پژوهش، کاهش کمتر؛ بین ۳۰ تا ۴۸ کیلومتر کاهش یکسان و بیش از ۴۸ کیلومتر کاهش بیشتری را نسبت به رابطه‌های قبلی نشان می‌دهد. برای تضعیف در راستای عمود بر گسل و همچنین برای تضعیف میانگین با توجه به شکل ۲ مشاهده می‌شود که روابط جدید تضعیف بیشتری با فاصله از رومرکز را نمایش می‌دهند که بیانگر کشیدگی بیشتر منحنی‌های هم‌شدت در راستای گسل است.



شکل ۲. منحنی‌های تضعیف شدت زمین‌لرزه ($I-I_0$) در ایران، بر حسب فاصله از رومرکز. الف) در راستای قطر بزرگ، ب) در امتداد قطر کوچک، ج) تضعیف میانگین با توجه به روابط ۱۱ الی ۱۳ و روابط چاندرا و همکاران(۱۹۷۹).

۶ مقایسهٔ روابط به‌دست آمده با دیگر مناطق دنیا

روابطی مشابه رابطه‌های ۱۱ تا ۱۳ برای شرق و غرب چین و جنوب ایتالیا ارائه شده‌است.

برای شرق چین (سازمان زلزله‌شناسی چین، ۱۹۹۱):

در امتداد قطر بزرگ:

$$I = 6.046 + 1.480M_s - 2.081Ln(R + 25) \qquad (۱۷)$$

σ=0.49

در امتداد قطر کوچک:

$$I = 2.617 + 1.435M_s - 1.441Ln(R + 7) \qquad (۱۸)$$

σ=0.56

برای غرب چین (سازمان زلزله‌شناسی چین، ۱۹۹۱) :

در امتداد قطر بزرگ:

$$I = 5.643 + 1.538M_s - 2.109Ln(R+25) \quad (۱۹)$$
σ=0.64

در امتداد قطر کوچک:

$$I = 2.941 + 1.363M_s - 1.494Ln(R+7) \quad (۲۰)$$
σ=0.61

برای ناحیهٔ سیسیل و کالابریا در جنوب ایتالیا (مایوگری و همکاران، ۱۹۹۳):

تضعیف میانگین:

$$I = 4.988 + 1.609M_s - 2.005Ln(R+13) \quad (۲۱)$$
σ=0.908

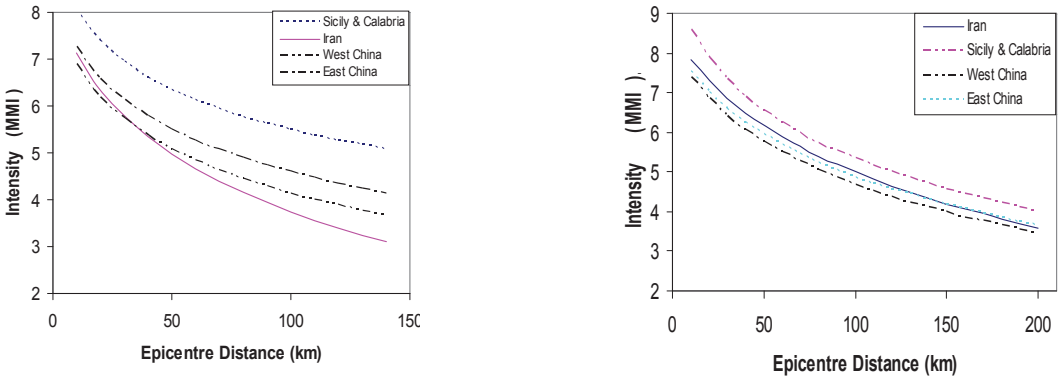
در امتداد قطر بزرگ:

$$I = 5.724 + 1.619M_s - 2.129Ln(R+15) \quad (۲۲)$$
σ=0.916

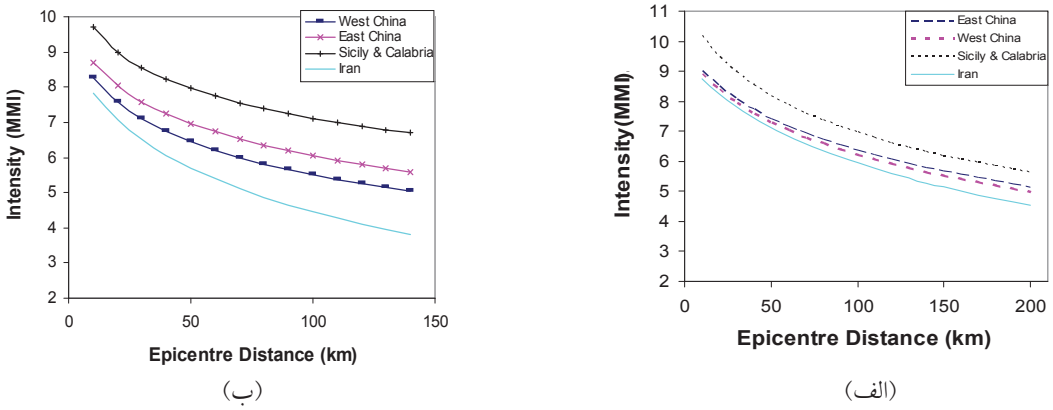
در امتداد قطر کوچک:

$$I = 1.796 + 1.617M_s - 1.286Ln(R+4) \quad (۲۳)$$
σ=0.914

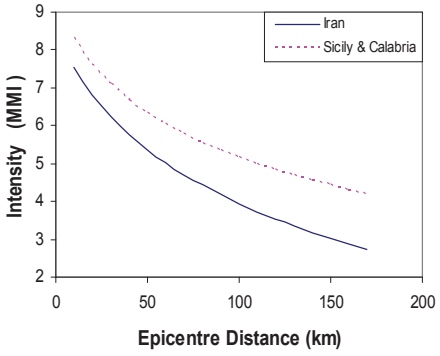
به کمک این روابط در شکل‌های ۳ تا ۵ منحنی‌های شدت زمین‌لرزه بر حسب فاصله برای مناطق یاد شده صرف نظر از ویژگی‌های زمین‌ساختی متفاوتشان با ایران، برای مقایسه ارائه شده‌است.



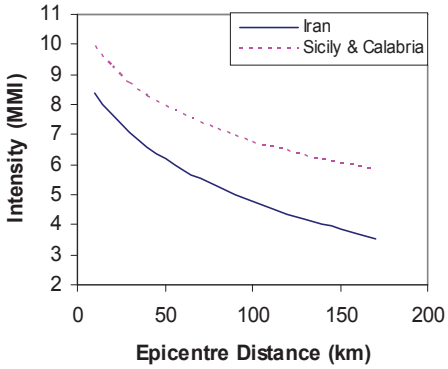
شکل ۳. شدت زمین‌لرزه بر حسب فاصله از رومرکز برای M_s= ۶/۰: الف) در راستای قطر بزرگ، ب) در امتداد قطر کوچک.



شکل ٤. شدت زمین‌لرزه بر حسب فاصله از رومرکز برای M_s= ۷/۰: الف) در راستای قطر بزرگ، ب) در امتداد قطر کوچک.



(الف)



(ب)

شکل ۵. شدت زمین‌لرزه بر حسب فاصله از رومرکز در تضعیف میانگین: الف) برای M_s= ۶/۰، ب) برای M_s= ۷/۰.

همان‌طور که در شکل‌های ۳ تا ۵ مشاهده می‌شود روند تضعیف شدت با فاصله از رومرکز برای ایران سریع‌تر از دیگر مناطق ذکر شده، صرف‌نظر از جایگاه‌های متفاوت زمین‌ساختی است.

۷ نتیجه‌گیری

با توجه به خطوط هم‌شدت ارائه شده برای ۲۲ زمین‌لرزه در ایران و با توجه به کشیدگی خطوط هم‌شدت در راستای گسل‌های مسبب زمین‌لرزه، روابط زیر، برای تضعیف شدت زمین‌لرزه در ایران ارائه می‌شود:

تضعیف در راستای گسل

$$I_a = 11.564 + 0.943M_s - 2.508Ln(R_a + 33)$$
$$\sigma = 0.79 \quad , \quad R_a < 200km$$

تضعیف در راستای عمود بر گسل

$$I_b = 9.469 + 0.717M_s - 2.121Ln(R_b + 13)$$
$$\sigma = 0.49 \quad , \quad R_b < 140km$$

تضعیف میانگین

$$I = 11.926 + 0.831M_s - 2.7Ln(R + 22)$$
$$\sigma = 0.49 \quad , \quad R < 167km$$

که در آنها، R فاصله از رومرکز، R_a فاصله از رومرکز در امتداد گسل و R_b ، فاصله از رومرکز در راستای عمود بر گسل است.

مطابق روابط به‌دست آمده، صرف‌نظر از جایگاه‌های متفاوت زمین‌ساختی، تضعیف شدت در ایران کمی سریع‌تر از تضعیف شدت در شرق و غرب چین، هم‌چنین سریع‌تر از ناحیهٔ سیسیل و کالابریا در ایتالیا است.

تشکر و قدردانی

از موسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران به‌خاطر فراهم آوردن امکانات به انجام رساندن این تحقیق، تشکر و قدردانی می‌کنیم.

منابع

پرهیزکار، ط.، روحانی، م.، رزاقی آذر، ن.، فرزانگان، ا.، ماجدی اردکانی، م.، مجیدزمانی، س.، میرزایی‌علویجه، ح. و نیری، ع.، ۱۳۸۱، گزارش مقدماتی- فوری زمین‌لرزهٔ چنگوره- آوج (اول تیر ۱۳۸۱)، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن.

رمضی، ح.، نیری، ع.، خادمی، م.، یثربی، ف. و فرزانگان، ا. ۱۳۷۵، گزارش مقدماتی- فوری زمین‌لرزهٔ ۱۶ بهمن ۱۳۷۵ گرمخان (شمال بجنورد)، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن. نشریهٔ شماره **۲۴۰**.

میرزایی، ن.، قیطانچی، م.، ناصریه، س.، رئیسی، م.، ظریفی، ز. و طبائی، ق.، ۱۳۸۱، پارامترهای مبنایی زمین‌لرزه‌های ایران، انتشارات دانش‌نگار، تهران.

Chandra, U., McWhorted, J. G. and Nowroozi, A. A., 1979, Attenuation of intensities in Iran: Bull. Seism. Soc. Am., **69**, 237-250.

Gutenberg, B., and Richter, C. F., 1956, Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration (second paper): Bull. Seism. Soc. Am., **46**, 105-145.

Howell, B. F., and Schultz, T. R.,1975, Attenuation of modified mercalli intensity with distance from the epicenter: Bull. Seism. Soc. Am., **65**, 651-665.

Lee, K., and Kim, J. K., 2002, Intensity attenuation in sino-korean craton: Bull. Seism. Soc. Am., **92**, 783-793.

Maugeri, M., Motta, E. and Zeng, X., 1993, Attenuation laws of seismic intensity in the regions of sicily and Calabria: Soil Dyn. Earthq. Eng., **12**, 25-35.

Mirzaei, N., Gao, M., Chen, Y. T. and Wang, J., 1997, A uniform catalog of earthquakes for seismic hazard assessment in Iran: Acta Seismological Sinica, **10**, 713-726.

State seismological Bureau., 1991, Explanation of seismic Intensity zoning map of China., Seismological Press. 21 pp.

J. Earth & Space Physics. Vol. 30, No. 1 (2004) P. 31

Attenuation relationships of seismic intensity in Iran■

Siahkali Moradi, A.,* Mirzaei, N.* and Rezapour. M.*

*Institute of Geophysics, University of Tehran, P. O. Box 14155-6466,Tehran, Iran

Abstract

The isoseismal maps for 22 earthquakes in different regions of Iran were analyzed to study the attenuation of seismic intensity with the distance from the epicentre under a certain surface wave magnitude (Ms). The attenuation relationships were derived by using an iterative least squares fit procedure. These equations were derived from more basic concepts assuming that the intensity is proportional to the logarithm of seismic energy density at any location empirically. The isoseismal maps are elongated in the direction of local structural trend of causative faults. Therefore, attenuation relationships for the main direction of fault, transverse to it and average attenuation were derived.

$I_a = 11.564 + 0.943M - 2.508Ln(R_a + 33)$ $\sigma = 0.79$ Ra <200km along the main direction of fault

$I_b = 9.469 + 0.717M - 2.121Ln(R_b + 13)$ $\sigma = 0.49$ Rb<140km transverse to the main direction of fault

$I = 11.926 + 0.831M - 2.7Ln(R + 22)$ $\sigma = 0.49$ R<167km average attenuation

Where M is the surface wave magnitude and I is the intensity at a distance R(km) from the epicenter.
The attenuation of seismic intensity in Iran is faster than the East and West of China and Sicily and Calabria in Italy, apart from different tectonic characteristics of these regions.

Keywords: Seismic intensity, Attenuation relationships, Isoseismal map, Epicentral distance, Iran

Prestack depth migration on seismic data of an oil field in southern Iran■

Emami, K.* and Riahi, M. A.*

*Institute of Geophysics, University of Tehran, P. O. Box 14155-6466,Tehran, Iran

Abstract

The migration process removes the effect of wave propagation from the recorded seismic data. As an application of this operator, seismic events will move towards their correct positions, diffractions have to collapse and dipping events have to move to their correct subsurface locations.
In this article different algorithms of the migration operator have been considered and applied on real data. Based on the results, the Kirchhoff migration, which is the most common algorithm, was chosen and used to apply for pre-stack depth migration on real data. The data obtained from an oil field in the southern part of Iran. Subsequently the obtained results were compared.

Keywords: Depth migration, Prestack, Seismic image, Lateral velocity, Complex structures

■ Full paper in Farsi section