



**БЪЛГАРСКА АКАДЕМИЯ НА НАУКИТЕ
НАЦИОНАЛЕН ИНСТИТУТ ПО
ГЕОФИЗИКА, ГЕОДЕЗИЯ И ГЕОГРАФИЯ**



Мария Любомирова Попова

**Магнитудни оценки на съвременна и историческа
сеизмичност за България и околните земи**

АВТОРЕФЕРАТ

на
дисертация

за получаване на образователна и научна степен “доктор” по
специалност - Сеизмология и вътрешен строеж на земята

Научен ръководител:
Член кор. дфн. Димчо Солаков

Научен консултант:
Доц. д-р. Стела Симеонова

Рецензенти:
Проф. дфн Петър Ставрев
Доц. д-р Ирена Александрова

София, 2017 г.

Данни за дисертационния труд:

Брой страници	112
Брой фигури	28
Брой таблици	4
Брой цитирани заглавия	87

Дисертацията е обсъдена и допусната до защита на разширено заседание на департамент „Сеизмология“ на НИГГГ-БАН, състояло се на 29.09. 2017 г.

Защитата на дисертацията ще се състои на2018 г. от часа в зала 101 на НИГГГ-БАН на открито заседание на научно жури в състав:

1. Член кор. Проф. дфн. Димчо Солаков
2. Доц. д-р Ирена Александрова
3. Проф. дфн Петър Ставрев
4. Проф. дфн Стефан Димовски
5. Доц. д-р Елена Васева

Автор: Мария Любомирова Попова

Заглавие: Магнитудни оценки на съвременна и историческа сеизмичност за България и околните земи

Материалите за защитата са на разположение на интересуващите се в стая 105 на НИГГГ-БАН, ул. „Акад. Г. Бончев“, бл. 3.

СЪДЪРЖАНИЕ

	Стр.
ВЪВЕДЕНИЕ	5
I. ДИНАМИЧНИ ХАРАКТЕРИСТИКИ НА ЗЕМЕТРЕСЕНИЯТА	8
I.1 МАГНИТУД И МАГНИТУДНИ СКАЛИ	8
I.2 МАКРОСЕИЗМИЧНА ИНТЕНЗИВНОСТ И СКАЛИ	13
I.3 ОЦЕНКИ НА МАГНИТУД И МАКРОСЕИЗМИЧНА ИНТЕНЗИВНОСТ, ПРИЛАГАНИ В БЪЛГАРСКАТА СЕИЗМОЛОГИЧНА ПРАКТИКА	15
II. ВХОДНИ ДАННИ И ПРИЛОЖЕН СТАТИСТИЧЕСКИ АПАРАТ	20
II.1 ФОРМИРАНЕ НА ВХОДНА БАЗА ДАННИ	20
II. 2 СТАТИСТИЧЕСКИ АПАРАТ	24
III. СРАВНЕНИЕ НА МАГНИТУДНИТЕ ОЦЕНКИ, ПРИЛАГАНИ В РУТИННАТА ПРАКТИКА НА НОТССИ (M_R И M_L), С ОЦЕНКИ НА НАЦИОНАЛНИ И МЕЖДУНАРОДНИ СЕИЗМОЛОГИЧНИТЕ ЦЕНТРОВЕ	28
III.1 СРАВНЕНИЕ НА МАГНИТУДНИТЕ ОЦЕНКИ, ПРИЛАГАНИ В РУТИННАТА ПРАКТИКА НА НОТССИ (M_R), С ОЦЕНКИ (ПО СКАЛА - M_L) НА ЕВРОПЕЙСКИЯ СЕИЗМОЛОГИЧЕН ЦЕНТЪР EMSC(CSEM) И НАЦИОНАЛНИТЕ ЦЕНТРОВЕ НА СЪСЕДНИТЕ БАЛКАНСКИ СТРАНИ	28
III.2 СРАВНЯВАНЕ НА МАГНИТУДНИТЕ ОЦЕНКИ (M_D И M_R), ПРИЛАГАНИ В РУТИННАТА ПРАКТИКА НА НОТССИ, С МАГНИТУДНИ ОЦЕНКИ НА МЕЖДУНАРОДНИТЕ ЦЕНТРОВЕ- EMSC(CSEM), ISC И USGS/NEIC	35
IV. ОЦЕНКА НА МАГНИТУД ПО СЕИЗМИЧЕН МОМЕНТ, ИЗПОЛЗВАЙКИ МАКРОСЕИЗМИЧНА ИНТЕНЗИВНОСТ	39
IV.1 ВХОДНИ ДАННИ И ПРИЛОЖЕН СТАТИСТИЧЕСКИ АПАРАТ	41
IV.2 РЕЛАЦИИ, СВЪРЗВАЩИ МАГНИД ПО СЕИЗМИЧЕН МОМЕНТ M_W И МАКРОСЕИЗМИЧНА ИНТЕНЗИВНОСТ I_0/I_{max}	42
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	45
ЛИТЕРАТУРА	47
ПРИНОСИ	51
СПИСЪК НА ПУБЛИКАЦИИТЕ И ДОКЛАДИТЕ ПО ТЕМАТА НА ДИСЕРТАЦИЯТА	52
АБРЕВИАТУРИ И ИЗПОЛЗУВАНИ СИМВОЛИ	53

Благодаря на научните си ръководители член кор.дфн. Димчо Солаков и доц. д-р. Стела Симеонова за проявеното търпение, конструктивната критика и полезните съвети.

Благодаря на колегите от НОТССИ, които допринесоха за осъществяването на изследванията и представянето на получените резултати.

ВЪВЕДЕНИЕ

Земетресенията и последствията от тях са най-катастрофалните природни бедствия. Това се обуславя от спецификата на явлението земетресение – краткотрайно и силно въздействие с изключително не хуманни последствия върху голяма територия. За сеизмично активните райони земетресенията са неделима част от околната среда.

В обсега на нашите познания не съществува друго природно явление, което е така “безценно” от научна гледна точка и така катастрофално в социално-икономически и психологичен аспект. Дуализмът, присъщ на земетресението, обуславя взаимната връзка между основните направления в сеизмологията като наука (за земетресенията) - теоретично и приложно.

Коректна интерпретация на информацията от сеизмичните вълни, генерирани от земетресенията, и адекватно моделиране, обясняващо наблюдаваната картина са основните задачи на теоретичната сеизмология.

Основна задача на съвременната приложната сеизмология е на базата на теоретичните резултати и сеизмичните наблюдения да се оценят сеизмичните въздействия за дадена територия и прогнозираят последствията от тях.

За балансирано решаване на социално-икономическите проблеми, свързани със земетресенията, най-важният от които е антисеизмичното строителство, е необходима обективна оценка на очакваните въздействия. Обективната прогнозна оценка за възможните последствия от бъдещи силни земетресения е съществена за осъществяването както на ефективна превантивна дейност, така и на дейностите непосредствено след възникването на силно земетресение. Оценката на последствията от силно земетресение е от изключителна важност за разпределението на силите и средствата, необходими за посрещане на сеизмичния риск в превантивен план и за взимането на отговорни решения от съответните държавни органи в оперативен план. За да бъде решена тази задача трябва да се преодолеят редица трудности. От една страна е необходимо огромно количество демографска и икономическа информация за разглежданите райони. От друга страна, последствията са функция на редица случайни фактори, вариращи в широки граници, които трябва да бъдат адекватно моделирани на основата на физични съображения и на ограничено количество информация.

Най-общо за решаване на основните социално-икономически проблеми, свързани със земетресенията, е необходимо използване на голяма част от резултатите на теоретичната и приложна сеизмология. В най-голяма степен това важи за пространствено-времето и енергетичното разпределение на земетресенията. Кинематичните (време в огнището, координати и дълбочина) и динамичните (магнитуд и интензивност) параметри на земетресенията са в основата на почти

всички изследвания както в сеизмологията, така и в другите науки за Земята. Качеството на получените резултати зависи от коректното определяне на тези параметри.

Величината магнитуд е условен, скаларен, безразмерен показател за сеизмичната енергия освободена в огнището на земетресението. Магнитудът, (въведен от Рихтер през 1935 г.) като мярка за силата на земетресенията, е основно понятие в сеизмологията. Въвеждането на магнитуда позволява да се сравнява силата на земетресенията по инструментален начин в световен мащаб.

Въздействията от земетресенията, които са осезаеми за хората и оказват влияние на сградите, съоръженията и околната среда (наречени макросеизмични въздействия) се градира по степените на макросеизмичната интензивност и формират макросеизмичното поле. Макросеизмичната интензивност е интегрална не инструментална мярка за силата на земетръсните въздействия върху земната повърхност (хора, сгради, съоръжения и околна среда).

Настоящата разработка е в обсега на приложната сеизмология и основните ѝ задачи са в съответствие със сеизмологичната обстановка в България и настоящия етап от развитието на науката.

ЦЕЛ И ЗАДАЧИ НА ДИСЕРТАЦИОННИЯ ТРУД

Основна цел на проведеното изследване е хомогенизиране на магнитудните оценки в наличната сеизмологична информация и създаване на енергийно хомогенен каталог, обхващаща историческа и съвременна сеизмичност, реализирана в и около България. Такъв каталог дава възможност за надеждна оценка на енергетичното разпределение на земетресенията - важен етап в сеизмологичните изследвания и е от съществено значение за оценката на сеизмичния hazard.

За постигане на основната цел са формулирани следните задачи:

- Сравнение на магнитудните оценки за близки земетресения (реализирани на територията на страната и на разстояния до 150 km от нея), определени от българския сеизмологичен център (SOF по M_p) с оценките (по скала - M_L) на Европейския Сеизмологичен Център (EMSC) и националните центрове в съседните балкански страни (Румъния – BUC; Гърция – THE и NOA; Сърбия - BEO, Македония - SKO и Турция – KAN);
- Извеждане на релации между магнитудните оценки, прилагани в рутинната практика на HOTCCII (M_p, M_d), и тези на международните сеизмологични центрове: ISC, USGS и EMSC;
- Хомогенизиране на магнитудните оценки за историческа и инструментална сеизмичност чрез получаване на релации между магнитуд по сеизмичен момент M_w и макросеизмична интензивност I_0 (основен динамичен

параметър, оценяван за историческа сеизмичност – реализирана до 1900 г., преобладаващ в данните за ранно инструменталния период, оценяван и в инструменталния период).

СТРУКТУРА НА ДИСЕРТАЦИЯТА

Разработката е систематизирана във въведение, 4 глави и заключение. Допълнително са формулирани основните приноси на дисертационния труд и са представени публикациите и докладите по темата на дисертацията.

В **първа глава** са дефинирани основните динамични параметри на земетресенията – магнитуд и макросеизмична интензивност. Направен е обзор на основните магнитудни и макросеизмични скали. Разгледани, обобщени и представени са разработки, свързани с оценки на магнитуд и макросеизмична интензивност, прилагани в българската сеизмологична практика.

Във **втора глава** е представена входната сеизмологична база данни, формирана на три етапа в съответствие с поставените задачи и приложена в проведените изследвания. Описани са генерираните, за различни пространствено – времеви интервали и магнитудни оценки, файлове с данни. Представен е статистическият апарат, използван за регресионен анализ. Приложени са Метод на Най- малките Квадрати (МНК) и Метод на Ортогонална Регресия (МОР), за получените релации е оценен коефициента на линейна корелация (коефициент на Браве).

Трета глава се състои от две част. В първата част въз основа на 372 плитки земетресения, реализирани във времеви интервал 2007 - 2011 г., с магнитуд (M_p) в интервала $3.0 \leq M_p \leq 5.4$, са сравнени магнитудните оценки, прилагани в рутинната практика на НОТССИ (M_p), с оценки (по скала - M_L) на Европейския Сеизмологичен Център (EMSC/CSEM) и националните центрове на съседните балкански страни. Във втората част на базата на файл, съдържащ 1479 земетресения, локализирани в пространствен прозорец $40.0^\circ - 44.0^\circ \text{ N}$; $20.0^\circ - 29.0^\circ \text{ E}$, реализирани във времеви интервал 1981-2015г., с магнитуд в интервала $3.0 \leq M_L \leq 7.0$, са оценени релации между магнитудните оценки M_d и M_p , прилагани в рутината практика на НОТССИ, и магнитудни оценки на международните центрове - EMSC (CSEM), ISC и USGS/NEIC.

В **четвърта глава** са изведени релации $M_w = M_w(I_0/I_{\max})$, на базата на файл с данни, включващ 77 земетресения в магнитуден интервал $3.9 \leq M_w \leq 7.1$, реализирани в пространствен прозорец $39.0^\circ - 45.0^\circ \text{ N}$; $20.0^\circ - 30.0^\circ \text{ E}$ и времеви период 1912–2017 г. Тук получената много силна корелационна зависимост (с корелационен коефициент $R = 0.91$), между магнитуд по сеизмичен момент M_w и макросеизмична интензивност I_0 EMS-98, дава възможност за оценяване на M_w за исторически земетресения, реализирани преди 1900 г и събития от ранно инструментален период, за които съществува само оценка на макросеизмичната интензивност.

1. ДИНАМИЧНИ ХАРАКТЕРИСТИКИ НА ЗЕМЕТРЕСЕНИЕТО

Основните динамични параметри на земетресенията, свързани с освободената сеизмична енергия, са магнитуд и макросеизмична интензивност. Магнитудът е инструментална мярка за силата на земетресението, която характеризира освободената при неговата реализация енергия.

Макросеизмичната интензивност е не инструментален показател за силата на земетръсните въздействия върху хора, сгради и околна среда.

I.1 МАГНИТУД И МАГНИТУДНИ СКАЛИ

I. 1.1 Магнитуд

Магнитудът е мярка за силата на земетресенията, пропорционална на логаритъма от освободената енергия. Въвеждането ѝ позволява да се сравнява силата на земетресенията по инструментален начин в целия свят. Величината магнитуд е условен, скаларен, безразмерен показател за сеизмичната енергия отделена в огнището на земетресението.

Магнитудът, като мярка за силата на земетресенията, е основно понятие в сеизмологията. Въведен е от Ч.Рихтер през 1935 г. (Richter, 1935) за оценка на близки земетресения в Калифорния.

Общият вид на магнитудната оценка се дава с формулата:

$$M = \log_{10}A(mm) + S(\Delta) \quad (1.1)$$

където $A(mm)$ е максималната амплитудата в милиметри на сеизмограма от сеизмограф Wood-Anderson на разстояние Δ , $S(\Delta)$ -калибровъчна функция (фактор за разстояние).

Това е оригиналният Рихтеров магнитуд и е познат в сеизмологията като локален магнитуд M_L .

Магнитудът е от съществено значение както за научните, така и за приложните сеизмологични изследвания. Това е най-широко използваната мярка за оценка силата на земетресенията и е основен параметър в националните, регионалните (напр. EMSC) и глобалните (USGS/NEIC, ISC) каталози и бюлетини на земетресенията.

Магнитудът се използва за мащабиране на редица физични характеристики на земетресенията: излъчената сеизмична енергия (Gutenberg, Richter, 1936. Gutenberg, Richter, 1956). Връзка между магнитуд и енергия се дава с релацията:

$$\log E = 4.8 + 1.5M; \quad (1.2)$$

геометрични характеристики на сеизмичното огнище (дължина, ширина и площ на разкъсването) (Ризниченко 1976; Bonilla et al., 1984; Ambraseys, 1988; Wells, Coppersmith, 1994); преместване по разлома (Bonilla et al., 1984; Wells, Coppersmith,

1994); затихване на сеизмичните въздействия (макроеизмична интензивност, максимално ускорение, скорост и преместване, спектрални амплитуди и др.) с разстоянието (Ambraseys et al, 1996; Ambraseys et al, 2005 и др.); размер на афтершоковата област (Utsu, Seki, 1954, Konstantinou et al, 2005).

I.1.2 Магнитудни скали

Магнитудният принцип за класификация на земетресенията е широко навлязъл в сеизмологичната изследвания и практика. За системна класификация на земетресенията се използват магнитудните скали.

Рихтер полага основите на магнитудната скала с публикациите си от 1935 г. Скалата се основава на следното уравнение:

$$M_L = \log A - \log A_0, \quad (1.3)$$

където A е максималната амплитуда в (mm) на записано от стандартен сеизмограф земетресение на разстояние Δ , а A_0 е максималната амплитуда в (mm) на избраното еталонно земетресение от записа на същия сеизмограф и на същото разстояние Δ . Като стандартен е използван късопериоден торзионен сеизмограф Ууд-Андерсон (период 0,8s, увеличение 2800 пъти, затихване 0,8). Най-важна роля в магнитудното уравнение има така наречената калибровъчна функция:

$$CF(\Delta) = -\log A_0(\Delta) \quad (1.4)$$

Тя се определя експериментално и представлява антисиметричен на Δ образ на амплитудната крива.

$$A^*(\Delta) = \log A_0(\Delta). \quad (1.5)$$

За определяне на нивото на калибровъчната функция Рихтер е приел, че еталонно земетресение с магнитуд $M_L = 0$ ($A = A_0$) има максимална амплитуда 0,001mm на разстояние 100 km от източника.

Това означава, че амплитудната крива има стойност:

$$A^*(100) = \log A_0(100) = -3 \quad (1.6)$$

и съответната калибровъчна функция е:

$$CF(100) = -\log A_0(100) = 3 \quad (1.7)$$

Тогава съгласно уравнение (1.3) ако дадено земетресение на разстояние 100 km има измерена амплитуда $A = 1$ mm ($\log A = 0$), то ще има магнитуд $M_L = 3$

От дефиниционното равенство (1.3) се разбира, че магнитудът е условен или относителен показател за енергията на сеизмичните източници спрямо енергията на еталонен източник с нулев магнитуд. Той се базира на редица уравнения, които в съвременната представа могат да бъдат обобщени в едно основно магнитудно уравнение:

$$M_k = \log \left(\frac{A}{T} \right)_k + \tau_k(\Delta) + \sum \delta M_k, \quad (1.8)$$

където: K - означава типа на вълната; (A/T) - максимална скорост на колебание на почвата в alm/s ; A - амплитудата на колебание на почвата; T - принадлежащия ѝ период; $\tau_k(\Delta)$ - калибровъчна функция в общия случай зависеща от епицентралното разстояние Δ ; $\sum \delta M_k$ - сума от корекционни членове, чието устойчиво средно значение определя станционната поправка S .

Уравнението се отнася както за хоризонтална, така и за вертикалната скорост на колебание. Калибровъчната функция $\tau_k(\Delta)$ се определя по емпиричен път и отразява реалния закон за затихване на скоростта на колебание на земните частици за всеки вълнов тип с епицентрално разстояние.

От така оформената дефиниция, следват основните характеристики и особености на магнитудните скали:

1. Величината магнитуд е условен, скаларен, безразмерен показател (число) за сеизмичната енергия на огнището или източника, корелиращ се пряко с общата освободена енергия във вид на еластични вълни;

2. Класификацията е относителна - магнитудът на текущото земетресение се определя чрез сравнение и по отношение на нормиращото, еталонно земетресение. Сравнението е абсолютно по смисъла на дефиниционната формализация, а нулата на скалата зависи от определението на еталонното земетресение;

3. Оценката се извършва сравнително бързо и просто по данните от преките измервания с помощта на емпирично определена калибровъчна функция;

4. Калибровъчната функция има ясно изразен физически смисъл;

5. Не са наложени никакви сложни теоретични концепции, които могат да бъдат променяни в процеса на усъвършенстването им. Допуснато е постоянство на магнитудната единица, с което се дефинира линейността на вътрешната структура на магнитудната скала;

6. В неявен вид са допуснати следните физически правдоподобни свойства на сеизмичните източници: стойността на действащите в огнището напрежения не зависи от геометричните размери на огнището; средната скорост на разпространение е еднаква за различните по размери огнища; в най-общ вид съществува подобие във формата и линейна пропорционалност в размерите на надлъжните и напречните сечения на огнищните обеми за различните по сила земетресения; спектралните характеристики на основните вълни, излъчени от източника се изменят с нарастването на обема на огнището; с изменение на физичните условия за натрупване на напрежение в земните пластове плавно и едноточно се изменят описаните по-горе свойства на сеизмичните източници.

7. Реалната среда, в която се разпространяват сеизмичните вълни променя само мащабно спектралните характеристики на излъчените вълни с нарастване на

епицентралното разстояние. Това изменение се компенсира с помощта на калибровъчната функция за различните по сила, а следователно и по спектрални свойства, източници на сеизмични вълни. Формално използване на това следствие може да доведе до некоректни резултати.

8. Основното дефиниционно уравнение поставя пред системите за регистрация на сеизмичните колебания едно важно изискване – да бъде възможно документирането на максималната реална скорост на движение на почвата (или максималното преместване) в точката на регистрация независимо от отдалечеността до източника. Това означава, че динамичния обхват и увеличението на сеизмографа трябва да съответстват на динамичните и спектрални свойства на сеизмичните колебания.

Понастоящем магнитудните скали са основен инструмент за класификация на земетресенията. Това се обяснява със следните съображения: висока ефективност на магнитудния принцип за класификация, обективност на връзките между магнитуда и физическите характеристики на източниците, инженерна приложимост на магнитудните оценки, изследователска роля за изучаване на реалните среди.

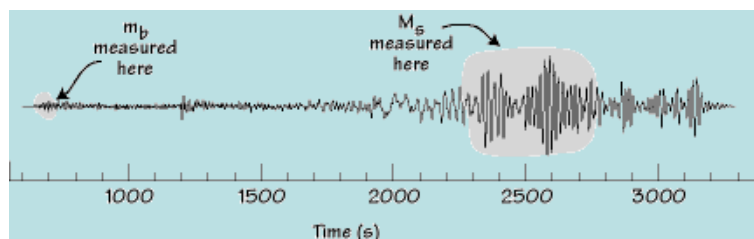
Най-често прилаганите магнитудни скали

Локален магнитуд M_L (Рихтеров магнитуд) - определя се от максималната амплитуда на записа, която при близки земетресения (на епицентрални разстояния до 100 км.) или е в S-вълната, или в късо-периодните повърхностни вълни.

През 40-те и 50-те години на 20-ти век Гутенберг и Рихтер въвеждат две магнитудни скали за оценка силата на далечни телесеизмични земетресения:

Магнитуд по обемни вълни m_b (Gutenberg, 1945b; Gutenberg, Richter, 1956) – определя се по късо-периодни Р-вълни, използвайки първите 5 секунди от записа (илюстриран на Фиг.1). Прилага се в международни сеизмологични центрове – ISC, NEIC за магнитудна оценка на земетресения на телесеизмични разстояния.

Магнитуд по повърхностни вълни M_s (Gutenberg, 1945) - определя се от максималната амплитуда на дълго-периодни 20s повърхностни Rayleigh вълни (илюстриран на Фиг.1.1).



Фиг.1.1 Определяне на магнитуд по обемни m_b и повърхностни M_s вълни

Магнитуд по сеизмичен моментен M_w (Kanamori, 1977; Hanks, Kanamori, 1979) – оценява се от сеизмичен момент M_0 - величина, която обединява площта на разкъсване и остатъчното преместването по разлома с якостните свойства на средата - модул на срязване μ .

Сеизмичен момент = $\mu \times S$ (площ на разкъсването) $\times \Delta U$ (остатъчно преместване по разлома) или

$$M_0 = \mu S \Delta U \quad (1.9)$$

Обикновено сеизмичният момент се измерва директно от сеизмограмите – размерът на дългопериодните вълни, генерирани от едно земетресение е пропорционален на сеизмичния момент. Сеизмичният момент е физически единици – сила $\times$ разстояние и се измерва с dyne-cm.

Връзката между M_w и се дава с формулата на Канамори :

$$M_w = 2 / 3 * \log(M_0) - 10.73, \quad (1.10)$$

където M_0 – магнитуд по сеизмичен момент, в dyne-cm.

В момента се използват и редица други магнитудни скали: магнитуд по продължителност (Bisztricsany, 1959; Lee et al, 1972); магнитуд за японските регионални земетресения (Tsuboi, 1956); магнитуд по късо-периодни обемни (главно Р-вълни) вълни (използван в международни сеизмологични центрове – ISC, NEIC); мантиен магнитуд (Okal, Talandier, 1987; Okal, Talandier, 1989); кода магнитуд (Griscom, Arabasz, 1979); магнитуд по L_g вълни (Nuttli, 1973); магнитуди, определени по интензивност и макросеизмични данни (Nuttli, Zollweg, 1974; Utsu 1979); магнитуд по енергията на сигнала (Dineva, Mereu, 2009) и др.

Повечето от съществуващите магнитудни скали са основани главно на емпирични зависимости, съдържащи няколко константи. Тези константи се определят по такъв начин, че магнитудите по новата скала да са в съгласие (поне в определен магнитуден интервал) с вече съществуваща скала. Въпреки сериозните изследвания, насочени към унифициране на магнитудните определения на обемни и повърхностни вълни на телесеизмични разстояния, еднозначни и общо приемливи резултати не са постигнати. Разликата в магнитудните оценки влияе съществено на статистиката на земетресенията в глобален мащаб.

Магнитудът има някои „недостатъци”. Всички магнитудни оценки са директно следствие от опита един толкова комплексен процес като земетресението, да се характеризира с едно единствено число. Поради спецификата на геоложките условия и строежа на средата, калибровъчните функции за различни региони трябва да се различават и оттам се получават различаващи се дефиниции, например за локален магнитуд. Дълбоките земетресения не генерират силни повърхностни вълни, както плитките. Поради тази причина магнитудните оценки, базирани на повърхностни вълни ще бъдат отместени към по-ниските стойности за дълбоките

земетресения. Максималната амплитуда на земните движения, особено за по-силните земетресения, не отчита други важни характеристики като продължителността на процеса. Сеизмологичната регистрираща апаратура се развива с бързи темпове и плътността на станциите расте с всеки изминат ден. Това налага разширяване на магнитудните скали и въвеждането на нови, което още повече задълбочава проблема за оценка силата на земетресенията. От казаното следва, че за дадено земетресение могат да съществуват различни магнитудни оценки, на което се дължи разликата в оповестяваните магнитуди от различните сеизмологични центрове.

За съжаление опитите да се въведе в световната практика стандартна магнитудна скала до сега се оказват неуспешни (Karnik et al, 1962; Bath (ed.), 1969; Christoskov et al, 1979, 1983; Ванек и др, 1980).

I.2 МАКРОСЕИЗМИЧНА ИНТЕНЗИВНОСТ И СКАЛИ

Сеизмичните вълни, генерирани при реализацията на едно земетресение, въздействуват върху хората, сградите, съоръжения и околната среда. Това въздействие (наричано макросеизмично) е резултантен ефект от действието на надлъжните, напречните и повърхностни вълни.

Интензивността на макросеизмичното въздействие зависи основно от силата (магнитуда M) и дълбочината (H) на сеизмичния източник, както и от епицентралното разстояние (Δ) между източника и уязвената територия. Силата на въздействието е в пряка зависимост и от механизма на източника, строежа на средата, в която се разпространяват сеизмичните вълни, локалния геоложки строеж, ниво на подпочвените води и др. Следователно макросеизмичното въздействие, наблюдавано върху земната повърхност е многофакторен сумарен ефект, а наблюдаваната интензивност (макросеизмична степен) е една интегрална мярка за това въздействие.

I.2.1 Макросеизмична интензивност

Макросеизмичната интензивност (степен) е интегрален не инструментален показател за силата на земетръсните въздействия върху земната повърхност (хора, сгради, съоръжения и околна среда). Определя се в съответствие с описанията (дефинициите) за различните степени на въздействие според използваната макросеизмична скала.

Тази специфика на макросеизмичната интензивност ограничава възможността за непосредственото ѝ инструментално определяне, поради което оценката се извършва с помощта на описателните макросеизмични скали и само частично като допълнение могат да се използват и инструментални данни. Причините, определящи флуктуациите в оценките на интензивността са разнообразни. В епицентралната зона преобладаващо значение имат огнищните параметри (сила/магнитуд, размер,

механизъм, дълбочина на източника, честотен състав на излъчените вълните), а на по-големи разстояния ($\Delta > 3H$) съществено влияние оказват локалните фактори в уязвената територия (релеф, геоложки разрез, грунтови условия, подпочвени води

I. 2.2 Макросеизмични скали

Изучаване влиянието и ефектите от въздействието на земетръсните вълни върху земната повърхност започва от древността. Първите опити за обективна систематизация на наблюдаваните земетръсни ефекти са от 16 век, а към края на 19 век са създадени над 30 скали за класификация на земетръсните въздействия, които са в основата на съвременните макросеизмични скали за определяне степените на въздействие на сеизмичните вълни върху земната повърхност (Христосков, 2007).

Макросеизмичните (интензивностни) скали представляват серии от описания на ефекти, породени от различни по сила сеизмични въздействия, които са осезаеми за хората, увреждат сградите, съоръженията и околната среда. Ефектите се наричат макросеизмични и в скалите се градира по степени на интензивността (I). Сензорите (въздействуваните обекти), по чиято реакция се съди за силата на сеизмичното въздействие се разделят на 4 големи групи: живи същества; предмети от ежедневието (напр. книги, часовници и много други); сгради и съоръжения; околна среда.

Макросеизмичните скали се появяват много по-рано от инструменталните и до настоящия момент те остават единствената възможност за комплексно оценяване на въздействията от земетресенията и за картиране на последствията от тях. Инструменталните скали дават възможност да се оцени силата на земетръсните източници, но не са пригодени за непосредствено класифициране на интегралните сеизмични въздействия върху околната среда, хората и сътвореното от тях.

Сред ранните скали създадени и използвани в Европа е десет степенната скала на Роси-Форел (RF от 1873 г.) и дванадесет степенните скали на Форел-Меркали (FM, 1904 г.), Меркали-Канкани-Зибберг (MCS от 1912 г.) и др. През 1917 г. скалата MCS е приета за международна от Международната асоциация по сеизмология.

Дванадесет степенната скалата MM, наричана модифицирана скала на Меркали, е преработка, модернизация и адаптация на скалата MCS за условията в САЩ и е осъществена през 1931 г. от Ууд и Нойман. Уточнения и модификации в скалата внася Рихтер през 1956 г. (Richter, 1958). Скалата е разпространена основно в земетръсните страни от Северна, Централна и Южна Америка.

През 1952 г. професор Медведев (от ИФЗ-Москва) създава вариант на дванадесет степенна скала (ИФЗ-52), близка до MCS, с по-подробна описателна част. По късно, Медведев (Москва), Шпонхойер (Йена) и Карник (Прага) извършват едно осъвременяване на скалите MCS, ИФЗ-52 и MM, като разширяват и конкретизират описателна част, въвеждат някои количествени характеристики и категории за повредите в сградите и съоръженията и приписват числени характеристики на

макроеизмичните степени, като интервал от ускорение, скорост и преместване (Medvedev et al., 1965). Тази преработка става известна като скала на Медведев-Шпонхойер-Карник от 1964 година (МШК-64 или MSK-64). Скалата MSK-64 е широко прилагана в страните от Източна Европа (в България от 1965 г.), в някои страни от Западна Европа и останалия свят.

Най-новата макроеизмична скала, прилагана понастоящем в европейските страни е Европейска Макроеизмична Скала EMS-98. Най-общо EMS-98 = MSK-64. Едно предимство на скалата EMS-98 е, че тя позволява по-точно определяне на интензивността и не се допускат неопределености, като например 4-5^{та} MSK или 6-7^{ма} MSK (Grüntal, 1998). В Европейска макроеизмична скала EMS-98 е потърсено решение на проблемите, забелязани при прилагане на MSK-64.

I. 3 ОЦЕНКИ НА МАГНИТУД И МАКРОСЕИЗМИЧНАТА ИНТЕНЗИВНОСТ, ПРИЛАГАНИ В БЪЛГАРСКАТА СЕИЗМОЛОГИЧНА ПРАКТИКА.

Сеизмологичната информация за територията на България и близките околности може условно да се разделят на три времеви категории (Отчет ГФИ, 2007, 2008, 2009) с различна точност на определяне на земетръсните параметри (H_0 , ω , λ , H, M - времето в огнището, географска дължина, географска ширина, дълбочина, магнитуд):

1) Преди 1900, пред-инструментален, исторически период; източниците на информация са само исторически и макроеизмични (ниска точност на определените земетръсни параметри).

През този период магнитудът и дълбочината на земетресенията се оценяват по емпирични релации от вида $I=I(M, \Delta, H)$. В световната практика се използва формулите на Blake (1941), обикновено представени чрез по-новите трактовки в каталога на Shebalin et al. (1974):

$$I=bM - s \log(\Delta^2 + H^2)^{1/2} +c, \quad (1.11)$$

където: s е коефициент, отразяващ ефективното затихване с отдалечаване от източника, c - емпирична константа, I -степен на въздействие на епицентрално разстояние Δ , h - хипоцентрална дълбочина. В частност за I_0 (епицентрална интензивност), т.е. $\Delta=0$ се получава:

$$I_0=bM -s \log h+c. \quad (1.12)$$

На основата на наблюдавано макроеизмично поле се оценяват параметрите s и c и релациите се прилагат за оценката на M и h .

2) 1900-1970, ранно инструментален период - основната информация е не-инструментална (макроеизмична).

За земетресенията (особено за по-слабите), реализирани на територията на България преди 1945 г. преобладават макросейсмични данни. Прилагани са две макросейсмични скали: 10 степенната RF (Роси-Форел) от 1900 до 1912 г. и 12 степенната FM (Форел-Меркали) -между 1913 и 1945 г.

Инструментални данни преобладават за периода 1945-1970 (земетръсните параметри са определени със следната точност: време в огнището от 1 min до 1 h; координати 0.5-1.0 градус; фокална дълбочина 5-30 km; епицентрална интензивност 0.5-1 МШК, магнитуд 0.3-0.5).

За оценка на макросейсмичната интензивност са прилагани две 12 степенни скали - MCS (Меркали-Канкани-Зибег) от 1946 до 1964 г. и от 1965 г. MSK-64 (Медведев, Шпонхойер и Карник).

За първи път през 1962 г. са публикувани магнитудни оценки на близки плиткi земетресения (на разстояния до 500 km) по инструментални наблюдения от станция София в работата на Григорова и Григоров (1962). Магнитудите са оценени по релацията:

$$M = \lg A - \lg A_0 + C + D, \quad (1.13)$$

където A е максималната амплитуда на S вълна в микрометри на записано от сеизмограф Вихерт земетресение на разстояние Δ , а A_0 е максималната амплитуда в микрометри на избраното еталонно земетресение от записа на същия сеизмограф на същото разстояние Δ . Параметрите C и D са съответно, станционна корекция и корекция свързана с механизма на земетресението.

Изведена е и релация свързваща оценените магнитуди с епицентралната интензивност за земетресения с дълбочина $H < 20$ km:

$$M = 0.5 I_0 + 1.1 \quad (1.14)$$

През 1968 магнитудите за най-силните 12 земетресения, реализирани на територията на България в началото на 20^{ти} век, са оценени магнитудите по инструментални записи от световната сеизмологична мрежа и представени в публикацията Христосков и Григорова (1968). Магнитудите на събитията са оценени по различни магнитудни скали:

Магнитуд по обемни вълни m_b - приложена е релацията

$$M_K = \lg(A/T)_K + \sigma_K(\Delta) + \sum \delta M_i^K, \quad (1.15)$$

където: k - съответен тип вълна; A/T –максимална скорост на колебание в точката на регистрация; A -амплитуда в микрометри; T -период в секунди; Δ - епицентрално разстояние в градуси; $\sum \delta M_i^K$ – сума от корекционни членове.

Използвани са стандартни калибровъчни функции за отделните типове вълни.

Магнитуд по повърхностни вълни Ms – приложени са релациите:

$$MLH = \lg A/T + 1.66 \lg \Delta^\circ + 3.21 + \Sigma \delta M_s^{LH} \quad (1.16)$$

$$MLV = \lg A/T + 1.467 \lg \Delta^\circ + 3.70 + \Sigma \delta M_s^{LV} \quad (1.17)$$

Символите са същи както при релация (1.16).

Магнитуд по продължителност на сеизмичните колебания M_τ - изведени са две релации:

за механичен сеизмограф Вихерт:

$$M_\tau = 1.99 + 2.59 \lg \tau - 0.22 \cdot 10^{-2} \Delta^\circ \quad (1.18)$$

за галванометричен сеизмограф Кирнос:

$$M_\tau = 1.81 + 2.59 \lg \tau - 0.22 \cdot 10^{-2} \Delta^\circ, \quad (1.19)$$

където τ е продължителност на сеизмичните колебания в секунди и Δ° е епицентрално разстояние в градуси

За хомогенизиране на сеизмологичната информация е изведена релация (Григорова и Христосков, 1968) за оценка на магнитуда по епицентрална интензивност, $M = M(H, I_0)$. Зависимостта се дава с уравнението:

$$M = 0.07 I_0 + 1.56 \lg H + 0.05 I_0^2 + 0.55, \quad \sigma = \pm 0.1 \quad (1.20)$$

Релацията е в сила за магнитуден интервал $3.0 \leq M < 8.0$.

На базата на изведените релации наличната сеизмологична информация е хомогенизирана и се създават два отделни каталога Catalogue of earthquakes in Bulgaria and adjacent regions (Grigorova et al., 1979) и New catalogue of the earthquakes in Bulgaria for the period V century BC to XIX century (1899) (Christoskov et al., 1979);

3) След 1970, инструментален период, налични са инструментални данни за земетресенията, което осигурява висока точност на определените земетръсни параметри. Точността на определение на каталожните данни (след 1970 г.) е: време в огнището 0.1-1 s, координати 0.02-0.2 от градуса, дълбочина 1-10 km, максимална интензивност 0.5 MSK-64, магнитуд 0.1-0.3.

Сега съществуващата (от 1981 г.) Българска сеизмична мрежа в рамките на Националната Оперативна Телеметрична Система за Сеизмологична Информация (НОТССИ) към БАН осигурява надеждна регистрация и качествена информация за земетресенията с $M \geq 3.0$, реализирани на територията на България и околностите.

Магнитудът на земетресенията се оценява по продължителността на сеизмичните колебания, прилага се емпиричната релация, изведена и публикувана в работата на Христосков и Самарджиева (1983), за късопериодни сеизмографи тип Teledyne Geotech S-13:

$$M_d = 1.98 + 2.72 \lg(\tau) - 0.026\Delta + S, \quad (1.21)$$

където τ е продължителност на регистрирания сигнал в минути, Δ - епицентрално разстояние в градуси и S - съответната станционна корекция. Магнитудната оценка M_d се изчислява за всяка станция. В каталога се дава средната аритметична стойност на станционните оценки. Магнитудната оценка M_d е нормирана към магнитуд по повърхностни вълни M_s .

Допълнително за някои от по-силните събития се определя и магнитуд по амплитудите на обемните P и S вълни

Магнитуд по амплитуда се оценява по формулата:

$$M = \log_{10}(A/T)_{\max} + S(\Delta) + s, \quad (1.22)$$

където $(A/T)_{\max}$ е максималната скорост на колебание за определен тип вълна, Δ епицентрално разстояние, $S(\Delta)$ е съответната калибровъчна функция, а s е станционна корекция за съответната вълна за съответната станция. Прилагат се калибровъчни функции и станционни корекции, представени в Самарджиева (1986).

За периода 1981-1990 г. е съставен и публикуван каталог, в който са включени земетресения с магнитуд $M \geq 3.0$, станали в България и околностите (Solakov, Simeonova 1993). Магнитудните оценки са по продължителност на сеизмичния сигнал - M_d .

През 2005 г. е извършена цялостна модернизация на NOTCСИ (NOTSSI). Модернизираната цифрова мрежа се състои от Сеизмологичен Център и 15 станции оборудвани с широколентови сеизмоприемници от американската фирма "Refraction Technology". Модернизираната мрежа предоставя надеждни цифрови данни.

За прецизиране на магнитудните оценки са определени (Christoskov et al., 2012) калибровъчна крива и станционни магнитудни корекции за PV (PV_s) вълни за ВВ (широко лентови) инструменти, прилагайки базисната формула, представена в работите на: Christoskov et al., 1985, Bath, 1969, Vanek et al., 1962, Ванек и др., 1980:

$$M = \log(A/T)_{\max} + \sigma(\Delta) + S \quad (1.23)$$

където M е магнитуд, A/T максимална скорост на вибрация, измерена в $\mu m/s$ (A – амплитуда, а T съответния период), $\sigma(\Delta)$ е калибровъчна функция, S – магнитудна станционна корекция.

Тази универсална формула е приложима както за обемни, така и за повърхностни вълни в много широк диапазон от епицентрални разстояния Δ .

Съгласно уравнение (19) ако броят на станциите $n_s \gg 1$, то магнитуда за станция i ($i=1,2,\dots,n_s$) за дадено земетресение k ($k=1,2,\dots,n_e$) се определя с уравнението:

$$M_{ik} = \log(A/T)_{ik} + \sigma(\Delta_{ik}) + S_i \quad (1.24)$$

и средният магнитуд за мрежата M_k за земетресенито k ($k=1,2,\dots,n_e$) е:

$$M_k = \frac{1}{n_s} \sum_{i=1}^{i=n_s} M_{ik}, \quad (1.25)$$

където станционната корекция S_i ($i=1,2,\dots,n_s$) може да се оцени по метода на “среден магнитуд” или метод на “базисната станция” (напр. във Ванек и др., 1980, Christoskov et al., 1991, Христосков, 2005, Христосков, 2007, Солаков, 1993). Обикновено базисната станция е първата станция на мрежата ($i=1$) и се предполага, че станционната ѝ корекция е нула, т.е. $S_1 \equiv 0$. Ако са известни нивото и формата на калибровъчна функция $\sigma(\Delta)$ процедурата за определяне на станционната корекция S_i може да се специфицира като процедура на “нулев градиент” (Samardjieva and Christoskov, 1985; Christoskov and Samardjieva, 1988). Методът на “базисната станция” е версия на “нулев градиент”, при която се изисква на равни епицентрални разстояния сравняване стойностите на $\log(A/T)$ за всяка станция с базисната, за да се елиминира затихването на $\log(A/T)$ с Δ .

Така корекцията на i -та станция спрямо базисната ще бъде:

$$S_i = 1/n \sum_{l=1}^n [\log(A/T)_i - \log(A/T)_1]_l, \quad (1.26)$$

т.е. S_i е средната стойност на $n \gg 1$ наблюдения на разстояния $\Delta_1 = \Delta_i$.

Въз основа на магнитудните релация са получени (Christoskov, 1994) амплитудните криви $A(\Delta)\sigma$ и съответните калибровъчни функции $\sigma(\Delta)$ за Централни Балкани за епицентрални разстояния $\Delta < 10^0$, които се дефинират с релацията:

$$A_j(\Delta) = -\sigma_j(\Delta) = \log(A/T)_j + S_j - M \quad (1.27)$$

където j - тип вълна, Δ - епицентрално разстояние и S_j е станционната корекция за дадения тип вълна.

Прилагайки горните формули за PV (PV_S) вълни за широко лентови (BB) инструменти се получава релацията, по която се оценява магнитуд M_P :

$$M_P = \log(A/T)_{\max} + \sigma_{BB}(\Delta) + S, \quad (1.28)$$

където $(A/T)_{\max} = (V_{\max}/2\pi)$, $V_{\max}$ е максималната скорост на трептене в $\mu m/s$, асоциирана с максималната амплитуда в Р-фазата на записа върху вертикалната компонента на сеизмометъра, $\sigma_{BB}(\Delta)$ е калибровъчна функция и S е магнитудна станционна корекция.

II ВХОДНИ ДАННИ И ПРИЛОЖЕН СТАТИСТИЧЕСКИ АПАРАТ

II.1. ФОРМИРАНЕ НА ВХОДНА БАЗА ДАННИ

Базата от входни данни е формирана на три етапа в съответствие с поставените задачи и провежданите изследвания. Генерирани са файлове с данни в различни пространствено – времеви интервали и магнитудни оценки.

През първия етап са сравнени магнитудните оценки, прилагани в НОТССИ, с оценките на европейския сеизмологичен център EMSC (CSEM) и националните центрове на съседни балкански държави.

За решаване на поставената задача е генериран файл (представен в Таблица 2.1) от 372 плитки земетресения, локализирани в пространствен прозорец 40.0° - 44.5° N; 21.0° – 29.0° E, реализирани във времеви интервал 2007 - 2011 г., с магнитуд (M_p) в интервала $3.0 \leq M_p \leq 5.4$ (долният магнитуден праг $M=3.0$ е определен спрямо НОТССИ, като в изследването е използвана абривиатурата SOF).

През периода 2007 - 2011 г. магнитудните оценки в НОТССИ са M_p – магнитудът се определя по максималната амплитуда на обемни Р- вълни. За оценка на M_p се прилага релацията, изведена за широколентови цифрови прибори (Christoskov L. et al., 2012):

$$M_p = \log(A/T)_{\max} + \sigma_{\text{BB}}(\Delta) + S, \quad (2.1)$$

където $(A/T)_{\max} = (V_{\max}/2\pi)$, $V_{\max}$ е максималната скорост в $\mu\text{m/s}$ на Р-вълна, отчетена на вертикалната компонента, $\sigma_{\text{BB}}(\Delta)$ е калибровъчна функция и S станционна корекция.

В генерирания файл за всяко земетресение (372 събития) са дадени: година; месец; ден; време в огнището (час, минута, секунда); географски координати (ϕ , λ); дълбочина H ; магнитудно определение на SOF (M_p) със съответната грешка и брой станции, използвани за оценката; магнитудни определения на EMSC и магнитудни оценки на националните центрове BUC (Румъния), THE (Гърция); KAN (Турция); SKO (Македония); BEO (Сърбия); и NOA (Гърция).

Използуваните в изследването данни с оценки на M_L са съответно: 315 земетресения, определени от EMSC (CSEM); 88 земетресения, определени от BUC; 299 земетресения, определени от THE; 105 земетресения, определени от KAN; 115 земетресения, определени от SKO; 115 земетресения, определени от BEO; и 189 земетресения, определени от NOA. Използуваните данни са от страниците на: EMSC; NOTSSI, Sofia, Bulgaria; Dep. Geoph., Univ. of Thessaloniki и NOA, Greece; KOERI, Istanbul, Turkey; NIEPh, Bucarest, Romania.

Втората задача от настоящото изследване е извеждане на релации, свързващи магнитудните оценки, прилагани в рутинната практика на НОТССИ (M_d и M_p), и

оценки по най-често прилаганите магнитудни скали от международните сеизмологични центрове: ISC, USGS/ NEIC и EMSC (CSEM)..

За решаване на поставената задача е генериран файл от 1479 земетресения, локализиращи в пространствен прозорец $40.0^{\circ} - 44.0^{\circ} \text{ N}$; $20.0^{\circ} - 29.0^{\circ} \text{ E}$, реализирани във времеви интервал 1981-2015 г., с магнитуд в интервала $3.0 \leq M_L \leq 7.0$ (долният магнитуден праг $M=3.0$ е определен спрямо НОТССИ).

През периода 1981-2015 г. в сеизмологичната практика на НОТССИ са прилагани две магнитудни скали:

– магнитуд по продължителност на сеизмичните колебания (M_d) - прилага се от 1981 г. до 2006 г. M_d се оценява чрез емпирична релация, изведена от Христосков и Самарджиева (1983), за късопериодични сеизмографи тип Teledyne Geotech S-13:

$$M_d = 1.98 + 2.72 \lg(\tau) - 0.026\Delta + S, \quad (2.2)$$

където τ е продължителност на регистрирания сигнал в минути, Δ - епицентрално разстояние в градуси и S - съответната станционна корекция. Магнитудната оценка M_d е нормирана към магнитуд по повърхностни вълни M_{LN} .

- след 2006 г. в НОТССИ се оценява магнитуд M_p – магнитуд по максимална амплитуда на обемни Р- вълни. За оценка на M_p се прилага релация (2.1).

На фигури 2.1 и 2.2 е илюстрирано пространственото разпределение на земетресенията с магнитуд M_p и M_d , включени в генерирания файл.

Връзката между двете магнитудни скали (M_p и M_d) е представена на Фиг.2.3.

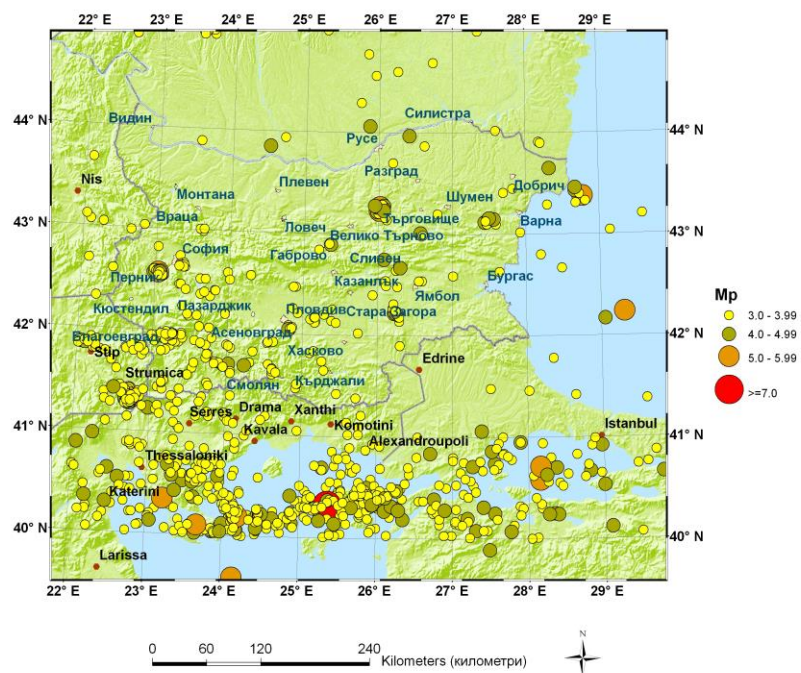
В генерирания файл за всяко земетресение са дадени: година; месец; ден; време в огнището (час, минута, секунда); географски координати (ϕ , λ); дълбочина H ; магнитудно определение на НОТССИ със съответната грешка, броят станции, използвани за оценката, и магнитудни определения по най-често прилаганите магнитудни скали (M_L , M_s и m_b) от международните сеизмологични центрове: ISC, USGS/ NEIC и EMSC (CSEM).

Разпределението на магнитудните оценки по центрове е както следва:

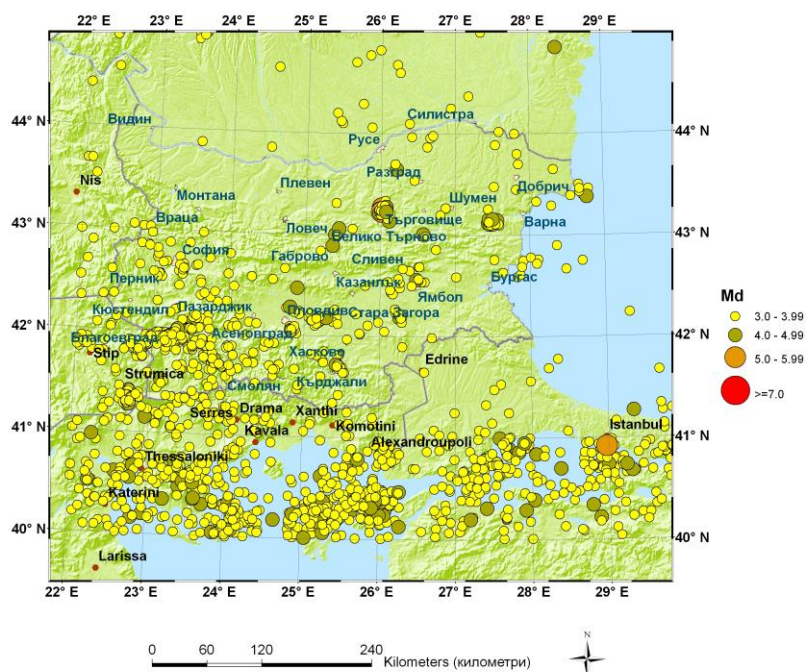
EMSC (CSEM): m_b - 30, M_L - 1120;

ISC: M_s -64, m_b - 213;

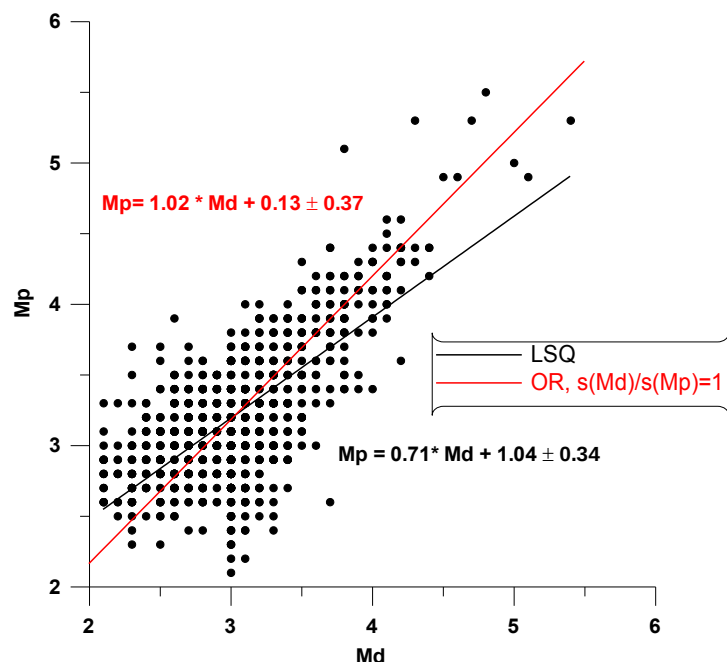
USGS/ NEIC: M_L -224, m_b - 181



Фиг. 2.1. Сеизмичност, реализирана в и около територията на България (с магнитуд $M_p \geq 3.0$)



Фиг. 2.2. Сеизмичност, реализирана в и около територията на България (с магнитуд $M_d \geq 3.0$)



Фиг.2.3 Връзка между магнитудните скали (M_p и M_d), прилагани в НОТССИ

За решаване на третата задача, т.е. извеждане на релации $M_W = M_W(I_0/I_{\max})$, е генериран файл с информация за земетресения с магнитуд над 4.0 ($M > 4.0$), реализирани в пространствен прозорец $39.0^\circ - 45.0^\circ \text{ N}$; $20.0^\circ - 30.0^\circ \text{ E}$ и времеви период, включващ както съвременни, така и исторически събития.. Файлът включва събития с магнитудни оценки M_w за период 1912 – 2017 г.

Данните за земетресенията с магнитудни оценки по M_w са от каталози на ISC, USGS/ NEIC, EMSC (CSEM) и допълнително използвания ISC_GEM каталог (Lee and Engdahl, 2015), съдържащ M_w оценки за земетресения, реализирани след 1900 г .

$I_0/I_{\max}$ са оценени основно, по налична макросейсмична информация от НОТССИ. Информацията е допълнена с оценки на международните сеизмологични центрове. Оценките на интензивността са по Европейска макросейсмична скала EMS-98, която като степени на интензивността съвпада с MSK (дванадесет степенната макросейсмична скала на Медведев, Шпонхоер и Карник, използвана в България от 1965 г.)

Допълнително е наложено изискване - оценката за $I_{\max}$ да бъде отчетена на епицентрално разстояние Δ до 20 km. Това изискване се основава на сравняване на $I_0 = I_0(H, M)$ с $I_i = I_i(H, M, \Delta)$, при което са оценени епицентралните разстояния Δ , за които може да се приеме, че $I_0 \approx I_i = I_{\max}$.

Така генерираният файл с данни съдържа 34 събития, за които са дадени следните параметри: дата на земетресението (година; месец; ден); време в огнището (час, минута, секунда); географски координати (ϕ , λ); дълбочина H ; магнитудно определение M_w от USGS/ NEIC, ISC EMSC и оценки на I_0/I_{max} по скалата EMS-98.

За увеличаване броя на събития и разширяване на покрития магнитуден интервал е генериран допълнителен файл със събития, за които в НОТССИ съществуват оценки (по налична макросеизмична информация) на I_0 . Магнитудните оценки на тези земетресения (M_d/M_p) са трансформирани към M_w по предварително изведени релации. Така полученият файл съдържа 43 събития, генерирани в и близо до територията на България през периода 1981-2016 г.

Двата файла са обединени и в анализа е използван файл със 77 събития в магнитуден интервал $3.9 \leq M_w \leq 7.1$, реализирани в и около територията на България през периода 1912-2017 г.

II.2. СТАТИСТИЧЕСКИ АПАРАТ

В проведеното изследване е приложен регресионен анализ. В статистиката регресионният анализ е метод за моделиране и анализ на числови данни, състоящи се от стойности на зависима променлива и една или повече независими променливи. Зависимата променлива се моделира като функция на независимите променливи, съответни параметри (константи) и грешка. Грешката се третира като случайна величина и отчита вариациите (които не могат да се обяснят) в зависимата променлива.

Регресията може да се използва за прогнозиране, тестване на хипотези, моделиране на зависимости и др. Параметрите се оценяват така, че да се постигне най-добро съгласие (в един или друг смисъл) между зависимата променлива и моделните променливи.

Съществуват два вида математични модели за описание на връзката между една или повече независими променливи $X=(x_1, x_2, \dots, x_n)$ и зависима променлива Y :

- линейни модели по отношение на параметрите и
- не линейни модели по отношение на параметрите.

В настоящото изследване, за определяне на релациите между различните магнитудни скали е приложен линеен модел:

$$M_1 = a + b M_2 \quad (2.3)$$

Оценките на коефициентите са направени по метода на най-малките квадрати и метода на ортогоналната регресия при предположение, че е разгледана извадка от n земетресения с магнитудни оценки по двете скали $(x_1, y_1), (x_2, y_2) \dots (x_n, y_n)$.

Метод на най- малките квадрати (МНК)

МНК е метод за приближено решаване на преопределени системи уравнения (броят на уравненията е по-голям от броя на неизвестните, представен напр. Солаков, 2010).

Нека имаме преопределена система линейни уравнения:

$$y_i = \sum_{j=1}^n a_{ji} x_j, i = 1, 2, \dots, m; n < m, \quad (2.4)$$

където m е броят на уравненията в системата, n е броят на неизвестните.

Матричната форма е $Y=AX$, където $Y=(y_1, y_2, \dots, y_m)$, $X=(x_1, x_2, \dots, x_n)$, $A=(a_{ji})$, $j=1, 2, \dots, m; i=1, 2, \dots, n$.

Определя се решение, даващо минимално средноквадратично отклонение:

$$\min S = \min \sum_{i=1}^m (y_i - a_{1i}x_1 - a_{2i}x_2 - \dots - a_{ni}x_n)^2 \quad (2.5)$$

Решението се дава от релацията (представена, напр. в Солаков, 2010):

$$X = (A^T A)^{-1} A^T Y, \quad (2.6)$$

където A^T е транспонираната на A матрица, A^{-1} – обратната на A матрица.

Ако за линейната регресия между две магнитудни скали (релация 2.3) се предположи, че x_i ($i=1, 2, \dots, n$) са фиксирани стойности на моделната променлива x , а $y_1, y_2, \dots, y_n$ са съответните стойности на зависимата променлива y , то коефициентите a и b се оценяват чрез уравненията:

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad a = \bar{y} - b\bar{x}, \quad (2.7)$$

където

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad \text{и} \quad \bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n}$$

МНК е приложим при решаване на много от практическите задачи, защото за този метод не е необходимо да се знае разпределението на случайните грешки, а е достатъчно да има сведения за някои негови параметри. Най-общо сред класа на неотместените оценки, които са линейна функция на изходните данни, оценката по МНК е с най-малка дисперсия.

Ортогонална регресия (МОР)

Методът на ортогонална регресия изследва линейната връзка между две променливи. За разлика от обикновената линейна регресия отговорът и

предсказването в ортогоналната регресия съдържат грешка при измерването. При МНК се приема, че само зависимата променлива съдържа грешка при измерването.

Ако се предположи, че променливите x и y са със стандартни отклонения σ_x^2 и σ_y^2 и е известно отношение между тях - $\eta = \frac{\sigma_y^2}{\sigma_x^2}$, то коефициентите ***a*** и ***b*** в релация (2.3) се оценяват с уравненията:

$$b = \frac{m_{yy} - \eta m_{xx} + \sqrt{(m_{yy} - \eta m_{xx})^2 + 4\eta m_{xy}^2}}{2m_{xy}}, \quad a = \bar{y} - b\bar{x} \quad (2.8)$$

където

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}, \quad \bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n}, \quad m_{xx} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}, \quad m_{yy} = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n} \quad (2.9)$$

$$m_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n}$$

Двата метода са сравнени в работата на Lolli, Gasperini (2012). Сравнението е представено на Фиг.2.4. Установено е, че при подходящи условия по двата метода се оценяват близки регресионни коефициенти и много подобни (но различни) грешки.

За изчисляване коефициента на линейна корелация (коефициент на Браве) е приложена релацията:

(2.10)

$$R_{YX} = \frac{\sum (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{n\sigma_X\sigma_Y} = \frac{\sum (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum (X_i - \bar{X})^2 \sum (Y_i - \bar{Y})^2}}$$

Изчисляването на коефициента се извършва от първични статистически данни, т.е. за неговото изчисляване не се налага да е оценен съответния регресионен коефициент. Друго предимство на коефициента на линейна корелация е, че той има стойности в интервала от (-1) до $(+1)$, т.е. той освен силата показва и посоката на зависимостта.

Скала за интерпретация на корелационните коефициенти:

$0 \leq R_{YX} < 0.3$ корелационната зависимост е слаба;

$0.3 \leq R_{YX} < 0.5$ корелационната зависимост е умерена;

$0.5 \leq R_{YX} < 0.7$ корелационната зависимост е значителна;

$0.7 \leq R_{YX} < 0.9$ корелационната зависимост е силна;

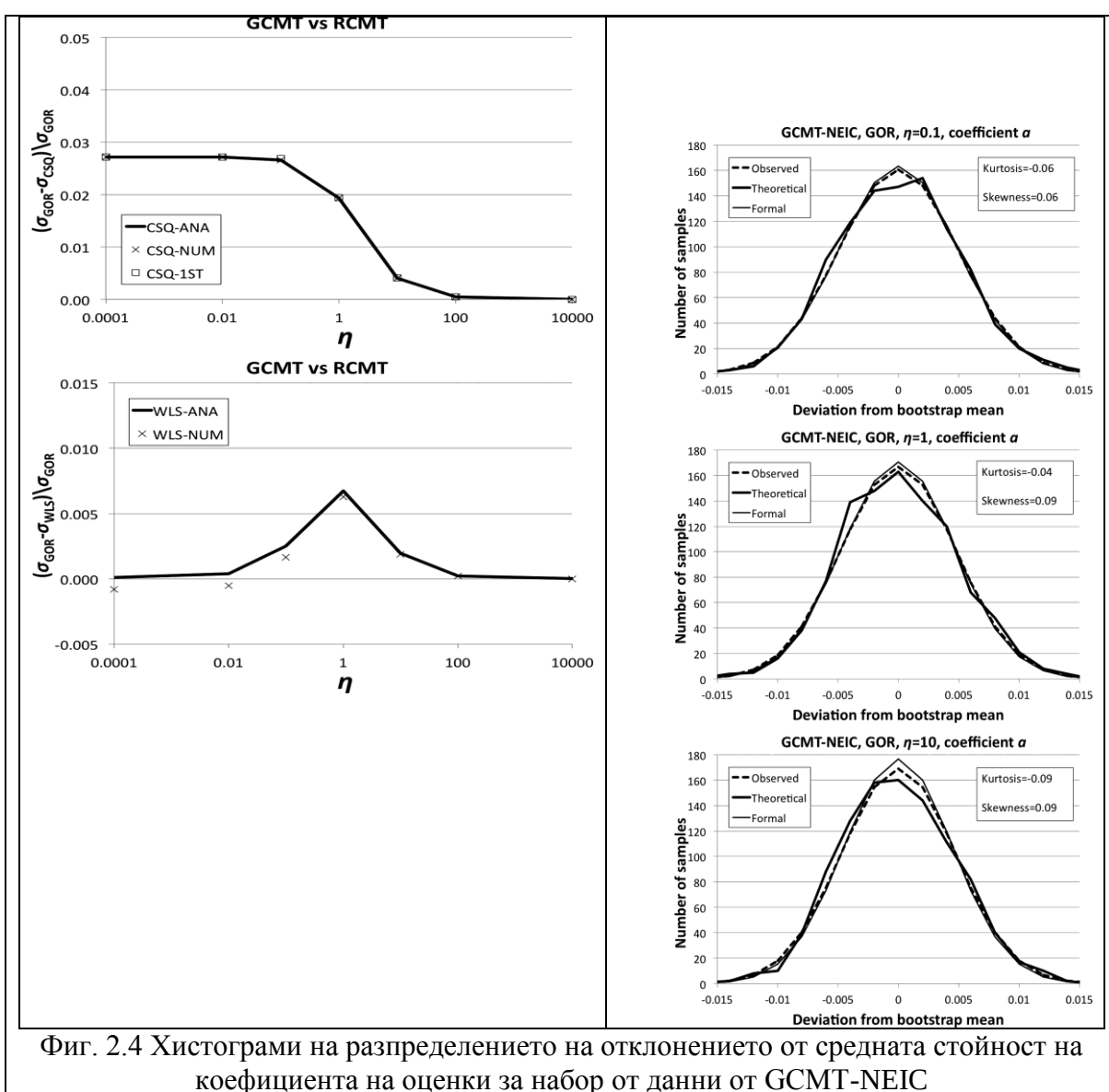
$0.9 \leq R_{YX} < 1.0$ корелационната зависимост е много силна;

$R_{YX} = 1$ корелационната зависимост преминава във функционална.

Изчисляване на стандартна грешка на корелационния коефициент

В математическата статистика е доказано, че размерът на стандартната грешка на коефициента на обикновена корелация може да се изчисли по релацията:

$$\mu_R = \frac{\sqrt{1 - R^2}}{n - 2} \quad (2.11)$$



III. СРАВНЕНИЕ НА МАГНИТУДНИТЕ ОЦЕНКИ, ПРИЛАГАНИ В РУТИННАТА ПРАКТИКА НА НОТССИ (M_p И M_D), С ОЦЕНКИ НА НАЦИОНАЛНИ И МЕЖДУНАРОДНИ СЕИЗМОЛОГИЧНИТЕ ЦЕНТРОВЕ

III.1 СРАВНЕНИЕ НА МАГНИТУДНИТЕ ОЦЕНКИ, ПРИЛАГАНИ В РУТИННАТА ПРАКТИКА НА НОТССИ (M_p), С ОЦЕНКИ (ПО СКАЛА - M_L) НА ЕВРОПЕЙСКИЯ СЕИЗМОЛОГИЧЕН ЦЕНТЪР (EMSC/CSEM) И НАЦИОНАЛНИТЕ ЦЕНТРОВЕ НА СЪСЕДНИТЕ БАЛКАНСКИ СТРАНИ

Сравнени са магнитудните оценки, прилагани в рутинната практика на НОТССИ (M_p , дефиниран в Christoskov et al., 2012) с оценките на локален магнитуд (M_L) на международния център EMSC (CSEM) и националните центрове в съседните балкански страни (Румъния – BUC; Гърция - THE и NOA; Турция – KAN; Македония - SKO и Сърбия - BEO). Сравняването на магнитудни оценки е извършено на два етапа:

Първи етап – сравнени са магнитудните оценки на всички национални центрове (SOF, BUC, THE, KAN, SKO, BEO и NOA) с M_L оценките на EMSC (CSEM). Приема се, че магнитудните оценки на EMSC (CSEM) са с най-голяма достоверност, защото се базират на голяма извадка сеизмологични данни от еднотипна апаратура.

Втори етап – сравнени са магнитудните оценки на M_p с M_L оценките на националните центрове (BUC, Румъния; THE и NOA, Гърция; KAN, Турция; SKO, Македония; и BEO, Сърбия).

III.1.1 Изходни данни и приложена методика

Изследването е проведено на базата на 372 плитки земетресения, локализирани в пространствен прозорец $40.0^\circ - 44.5^\circ$ N; $21.0^\circ - 29.0^\circ$ E, реализирани във времеви интервал 2007 - 2011 г., с магнитуд (M_p) в интервала $3.0 \leq M_p \leq 5.4$ (долният магнитуден праг $M=3.0$ е определен спрямо българския сеизмологичен център (в изследването е обозначен с аббревиатурата SOF).

Използуваните в изследването данни с оценки на M_L са съответно: 315 земетресения, определени от EMSC; 88 земетресения, определени от BUC; 299 земетресения, определени от THE; 105 земетресения, определени от KAN; 115 земетресения, определени от SKO; 115 земетресения, определени от BEO; и 189 земетресения, определени от NOA

Приложен е регресионен анализ, минимизиращ средно квадратичното отклонение, използвайки метода на най-малките квадрати (МНК).

I.1.2 Получени резултати

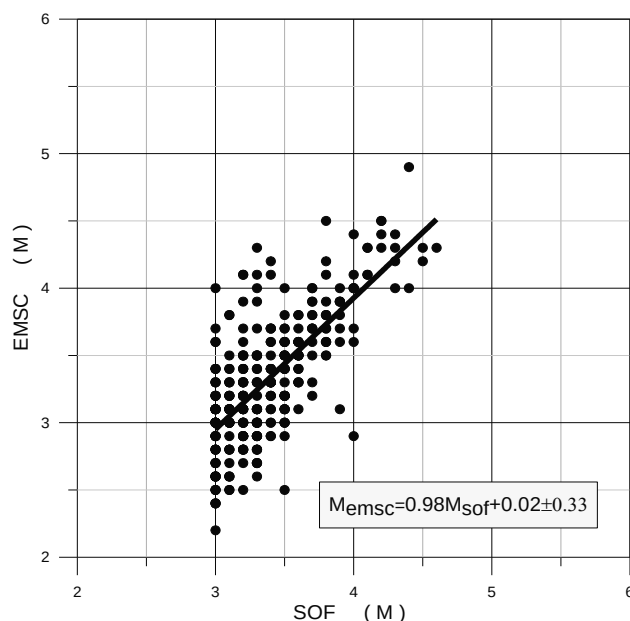
Първи етап – сравнени са магнитудните оценки на всички национални центрове (SOF, BUC, THE, KAN, SKO, BEO и NOA) с M_L оценките на международния център EMSC(CSEM) Резултатите, получени на първи етап от настоящото изследване са представени на Фиг. 3.1-3.4. Диаграмите илюстрират връзката между магнитудните оценки на съответния национален център с оценките на регионалния център EMSC (CSEM).

Анализът на получените резултати показва, че най-близки до магнитудните оценки на EMSC са оценките на българския национален център (SOF), и турския национален център (KAN), представени съответно на Фиг.3.1 и Фиг.3.2. Най-големи отклонения от магнитудните оценки на EMSC се наблюдават за оценки на националните центрове на Румъния – BUC и Сърбия- BEO (Фиг.3.3 и Фиг. 3.4).

Връзката между магнитудните оценки EMSC/SOF е представена на Фиг.3.1. Диаграмата на Фиг.3.1 е построена на базата на 315 магнитудни оценки. Очевидно е доброто съвпадение M_{EMSC} и M_{SOF} , което се илюстрира от релацията, свързваща магнитудните оценки на EMSC и SOF :

$$M_{EMSC} = 0.98 M_{SOF} + 0.02 \pm 0.33. \quad (3.1)$$

Получената регресионна зависимост показва, че магнитудните оценки на SOF се различават несъществено от тези на EMSC (CSEM), въпреки че стандартната девиация (± 0.33) е относително висока. От фигурата се вижда, че дисперсията на данните намалява за мгнитуди над 3.5.

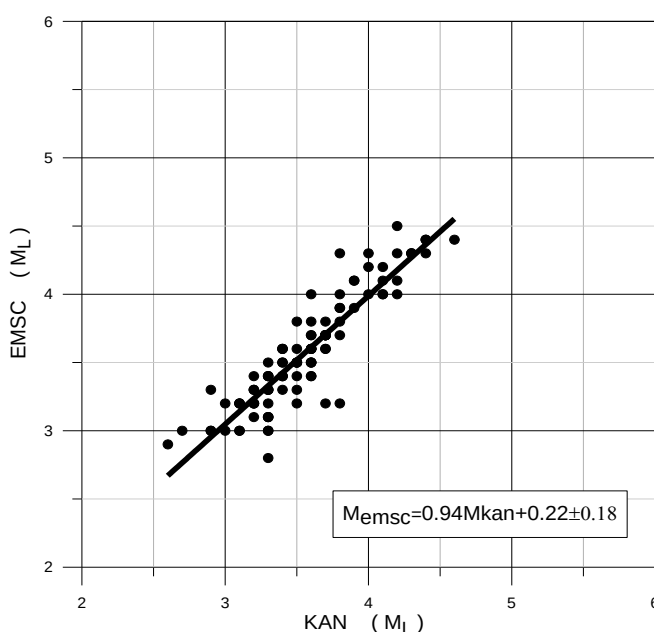


Фиг.3.1 Връзка между магнитудните оценки на национален център SOF (България) и EMSC(CSEM)

Връзката между магнитудните оценки EMSC/ KAN е представена на Фиг.3.2. Диаграмата е построена на базата на 105 магнитудни оценки. Регресионната зависимост за магнитудните оценки на двойката (M_{EMSC} ; M_{KAN}) се дава от уравнението:

$$M_{EMSC} = 0.94 M_{KAN} + 0.22 \pm 0.18. \quad (3.2)$$

Получената регресионна зависимост, с малка стойност на стандартната девиация (± 0.18) показва, че магнитудните оценки на KAN, са много близки до тези на EMSC, което се илюстрира и от Фиг.3.2

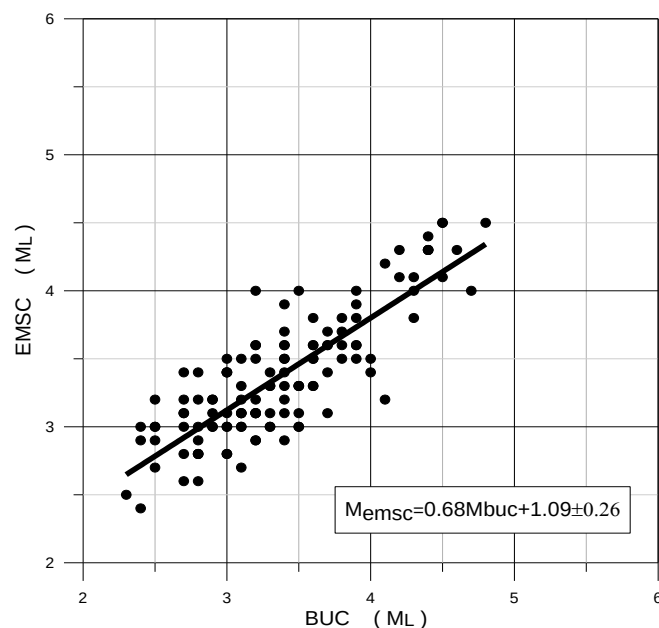


Фиг.3.2 Връзка между магнитудните оценки на KAN (Турция) и EMSC (CSEM)

На Фиг. 3.3 са представени магнитудните оценки EMSC/BUC. Диаграмата е построена на базата на 88 магнитудни оценки. Регресионната зависимост за магнитудните оценки на двойката (M_{EMSC} ; M_{BUC}) се дава от уравнението:

$$M_{EMSC} = 0.68 M_{BUC} + 1.09 \pm 0.26. \quad (3.3)$$

Получената регресионна зависимост показва, че магнитудните оценки на BUC, се различават от тези на EMSC. Като цяло оценките на BUC, са завишени спрямо оценките на EMSC, което се илюстрира и от Фиг.3.3.

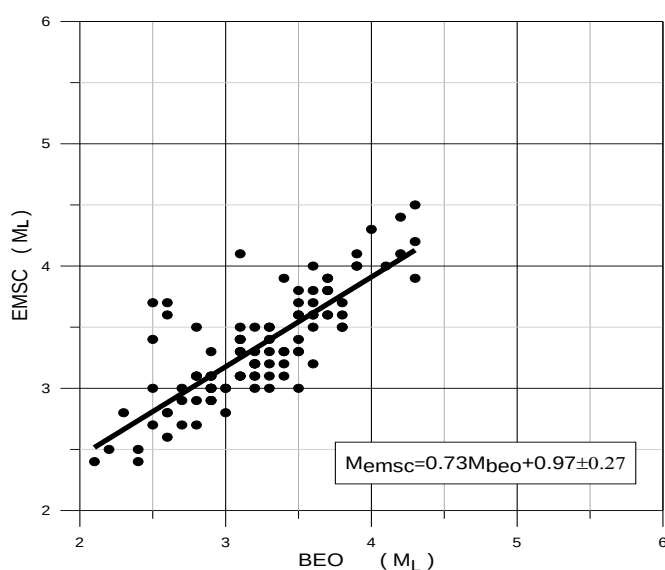


Фиг.3.3 Връзка между магнитудните оценки на национален център BUC (Румъния) и EMSC(CSEM)

На Фиг.3 4 са представени магнитудните оценки EMSC/BEO. Диаграмата е построена на базата на 115 магнитудни оценки за земетресения. Регресионната зависимост за магнитудните оценки на двойката (M_{EMSC} ; M_{BEO}) се дава от уравнението:

$$M_{EMSC} = 0.73 M_{BEO} + 0.97 \pm 0.27. \quad (3.4)$$

Получената регресионна зависимост със стойност на стандартната девиация ± 0.27 показва, че магнитудните оценки на BEO, се различават от тези на EMSC. Като цяло оценките на BEO, са занижени спрямо оценките на EMSC. Тази тенденция се наблюдава и на Фиг.3.4.



Фиг 3. 4 Връзка между магнитудните оценки национален център BEO (Сърбия) и EMSC

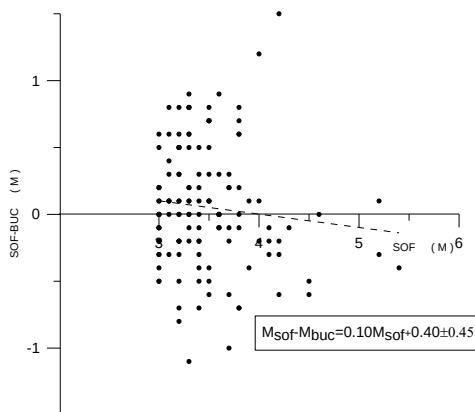
Втори етап - сравнени са магнитудните оценки M_R на SOF с M_L оценките на балканските националните центрове: (Румъния), THE (Гърция), KAN (Турция), SKO Македония, BEO (Сърбия) и NOA (Гърция). Получените резултати са представени на Фиг.3.5-3.9. На фигурите са съпоставени магнитудните оценки на SOF с разликите SOF - BUC, SOF - THE, SOF - KAN, SOF - SKO, SOF - BEO и SOF - NOA. За всяка двойка е оценена регресионна зависимост.

Анализът на получените резултати показват, че в разглеждания магнитуден интервал $3.0 \leq M \leq 5.4$ оценките на BUC (Румъния) и THE (Гърция) превишават оценките на SOF (България), представени съответно на Фиг.3.5 и Фиг.3.6. Магнитудните оценки на SOF (България) са по-високи от тези на SKO -Македония (Фиг.3.7) и BEO – Сърбия (Фиг.3.8). Най-близки до магнитудните оценки на българския сеизмологичен център SOF са оценките на националния център на Гърция – NOA (Фиг.3.9).

На Фиг 3.5 са съпоставени магнитудните оценки на SOF и разликите – SOF-BUC. Регресионната зависимост за двойката (M_{SOF} ; SOF-BUC) се дава от уравнението:

$$M_{SOF} - M_{BUC} = 0.1 M_{SOF} + 0.40 \pm 0.45. \quad (3.5)$$

Получената регресионна зависимост със стойност на стандартната девиация ± 0.45 показва, че магнитудните оценки на SOF се различават от тези на BUC. Като цяло, оценките на BUC са завишени спрямо оценките на SOF в разглеждания магнитуден интервал $3.0 \leq M < 5.5$.



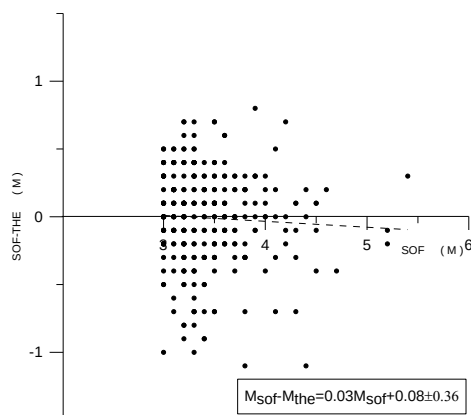
Фиг.3.5 Магнитудни оценки на SOF към магнитудните разлики SOF – BUC

На Фиг.3 6 са съпоставени магнитудните оценки на SOF и разликите SOF – THE.

Регресионната зависимост за двойката (M_{SOF} ; SOF- THE.) се дава от уравнението:

$$M_{SOF} - M_{THE} = 0.03 M_{SOF} + 0.08 \pm 0.36. \quad (3.6)$$

Получената регресионна зависимост със стойност на стандартната девиация ± 0.36 показва наличието на дисперсия. Както се вижда от Fig.3.6 преобладават отрицателни разлики, т.е магнитудните оценки на SOF са по-ниски от тези на THE.

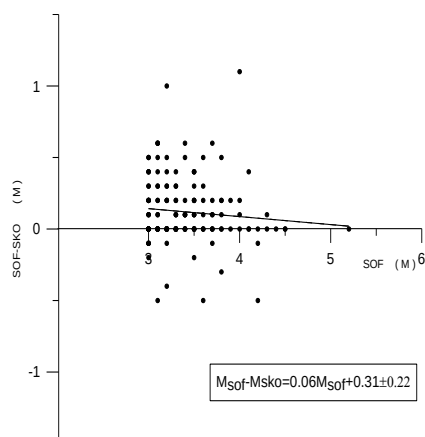


Фиг.3. 6 Магнитудни оценки на SOF към магнитудните разлики SOF - THE

На Фиг.3.7 са съпоставени магнитудните оценки на SOF и разликите - SOF-SKO. Регресионната зависимост за двойката (M_{SOF} ; SOF- SKO.) се дава от уравнението:

$$M_{SOF} - M_{SKO} = 0.06 M_{SOF} + 0.31 \pm 0.22. \quad (3.7)$$

Получената регресионна зависимост със стойност на стандартната девиация ± 0.22 отразява наличието на дисперсия. За разглеждания магнитуден интервал $3.0 \leq M < 5.5$ преобладават положителните разлики, т.е магнитудните оценки на SOF са по-високи от тези на SKO, което е добре илюстрирано на Фиг.3.7.

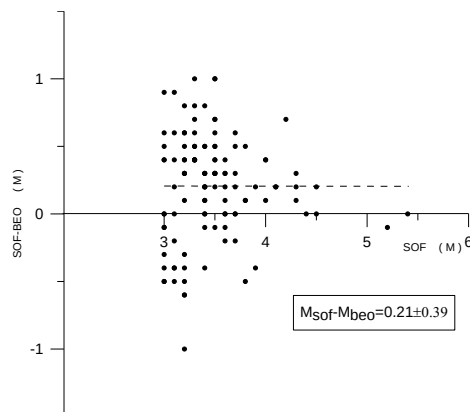


Фиг. 3.7 Магнитудни оценки на SOF към магнитудните разлики SOF – SKO

На Фиг.3.8 са съпоставени магнитудните оценки на SOF и разликите - SOF-BEO.

Регресионната зависимост за двойката (M_{SOF} ; $\text{SOF} - \text{SKO.}$) се дава от уравнението:

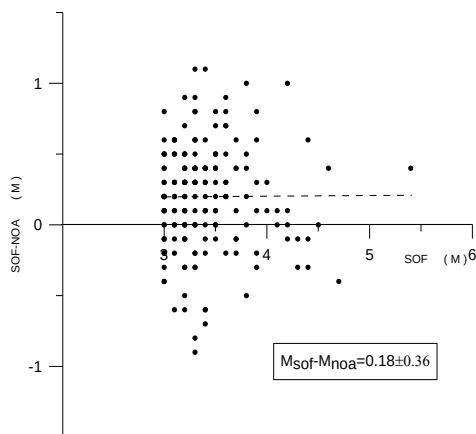
$$M_{\text{SOF}} - M_{\text{BEO}} = 0.21 \pm 0.39. \quad (3.8)$$



Фиг.3 8 Магнитудни оценки на SOF към магнитудните разлики SOF – BEO

Получената регресионна зависимост със стойност на стандартната девиация ± 0.39 отразява наличието на дисперсия. За разглеждания магнитуден интервал $3.0 \leq M < 5.5$ преобладават положителните разлики, т.е магнитудните оценки на SOF са по-високи от тези на BEO, добре илюстрирано на Фиг.3.8.

На Фиг.3.9 са съпоставени магнитудните оценки на SOF и разликите - SOF-NOA.



Фиг. 3.9 Магнитудни оценки на SOF към магнитудните разлики SOF – NOA

Регресионната зависимост за двойката (M_{SOF} ; $\text{SOF} - \text{NOA}$) се дава от уравнението:

$$M_{\text{SOF}} - M_{\text{NOA}} = 0.18 \pm 0.36. \quad (3.9)$$

Получената регресионна зависимост показва, че магнитудните оценки на SOF превишават тези на NOA средно с 0.18 (което е сравнително добро съвпадение).

Стойността на стандартната девиация ± 0.36 отразява наличието на дисперсия, която е по-силно изразена в магнитудния интервала – 3.0-4.0 и намалява за магнитуди над 4.0.

III.2 СРАВНЯВАНЕ НА МАГНИТУДНИТЕ ОЦЕНКИ (M_d и M_p), ПРИЛАГАНИ В РУТИНАТА ПРАКТИКА НА НОТССИ, С МАГНИТУДНИ ОЦЕНКИ НА МЕЖДУНАРОДНИТЕ ЦЕНТРОВЕ-EMSC (CSEM), ISC и USGS/NEIC

III.2.1 Входни данни и приложена методика

Изведени са релации, свързващи магнитудните оценки, прилагани в рутинната практика на НОТССИ (M_d и M_p) и оценките по най-често прилаганите магнитудни скали (M_L и m_b) от международните сеизмологични центрове: ISC, USGS/ NEIC и EMSC (CSEM).

За решаване на поставената задача е генериран файл от 1479 заметресения, локализирани в пространствен прозорец $40.0^\circ - 44.0^\circ \text{ N}$; $20.0^\circ - 29.0^\circ \text{ E}$, реализирани във времеви интервал 1981-2015 г., с магнитуд в интервала $3.0 \leq M_L \leq 7.0$ (долният магнитуден праг $M=3.0$ е определен спрямо НОТССИ).

През разглеждания период (1981-2015 г.) в НОТССИ са прилагани две магнитудни скали: от 1981 г. до 2006 г. е оценяван магнитуд по продължителност на сеизмичните колебания (M_d); и от 2007 до 2015 се оценява магнитуд M_p – максималната амплитуда на обемни Р- вълни.

Разпределението на данни по магнитудни скали от международните центрове е както следва:

EMSC (CSEM): m_b - 30, M_L - 1120; ISC: M_s -64, m_b - 213; USGS/ NEIC: M_L - 224, m_b - 181.

Релациите са изведени по отделно за M_d и M_p и за най-често прилаганите от центровете магнитудни скали, за които има достатъчно входна информация. Релацията M_L по оценки на EMSC(CSEM) е оценена само за M_p , защото активната работа на този международен център (съответно наличната сеизмологична информация) е след 2006 г. Не са представени връзките между M_L на USGS/ NEIC и M_d/M_p на НОТССИ поради висока дисперсия на данните.

В изследването е приложен регресионен анализ, минимизиращ средно квадратичното отклонение, използвайки два статистически метода:

- метод на най-малките квадрати (МНК) – предполага се, че независимата променлива е точно определена;
- метод на ортогонална регресия (МОР) – предполага се, че двете променливи се оценяват с грешка и се знае отношението на стандартната девиация.

За получените релации е оценен коефициент на линейна корелация (коефициент на Браве)

III.2.1 Получени резултати

На Фигури 3.10-3.14 са представени релациите между магнитудните оценки M_p и M_d и оценки по скалите m_b и M_L на международните сеизмологични центрове: ISC, USGS/NEIC и EMSC(CSEM). На фигурите са представени линейните регресии, оценени по двата метода МНК (маркира на фигурите с MSQ) и метод на ортогонална регресия (маркира на фигурите с OR). Правите линии показват най-доброто съответствие между наблюденията и изчислената линейна регресия. За получените релации е оценен коефициент на линейна корелация (коефициент на Браве)

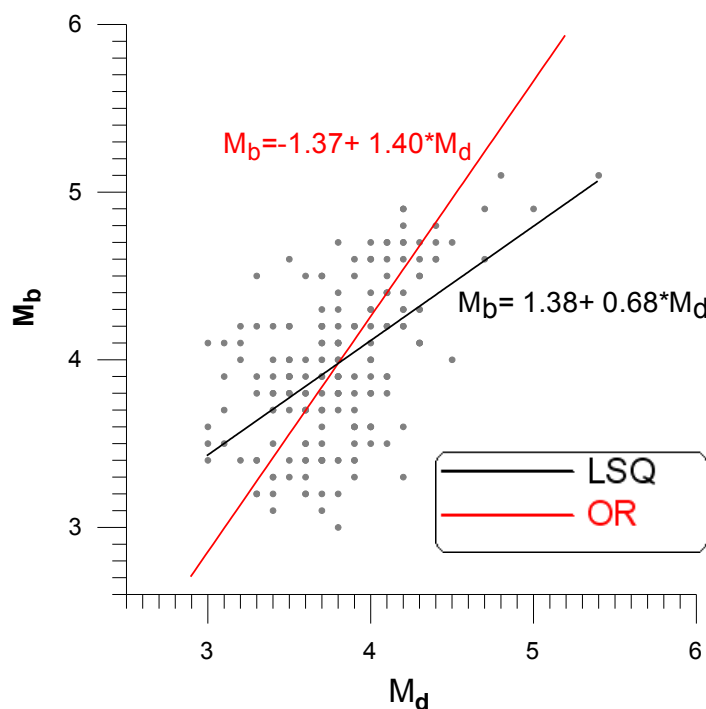
Фигура 3.10 илюстрира регресионните зависимости m_b/M_d (m_b -ISC; M_d - НОССИ), оценени по МНК (релация 3.14) и МОР (релация 3.15) въз основа на 183 събития, генерирани в пространствен прозорец $40.0^\circ - 44.0^\circ N$; $20.0^\circ - 29.0^\circ E$ за период 1981-2006 г.

Изведените релации се дават с уравненията:

$$m_b = 0.68 M_d + 1.38 \pm 0.39 \text{ (по МНК)} \quad (3.10)$$

$$m_b = 1.40 M_d - 1.37 \pm 0.41 \text{ (по МОР)} \quad (3.11)$$

Изчисленият коефициент на корелация $R=0.56$ показва значителна корелационна зависимост между m_b от ISC и M_d от НОССИ



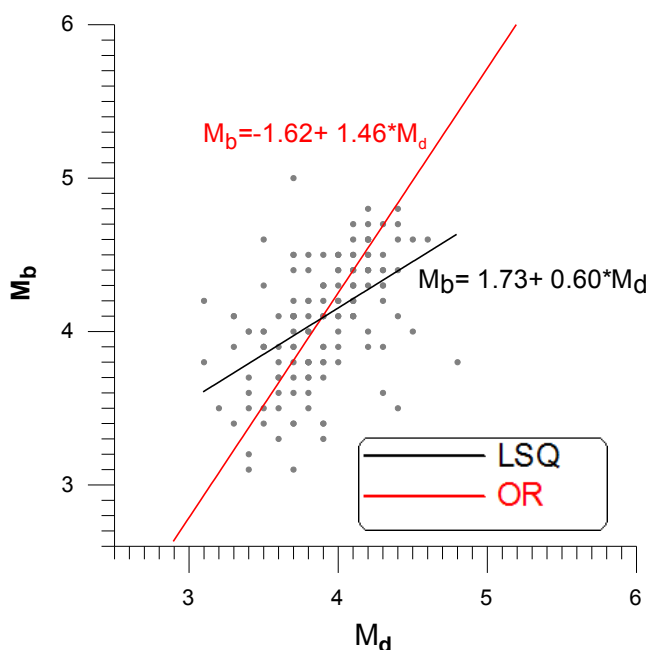
Фиг.3.10 Релации между m_b от ISC и M_d от НОССИ;
черна линия – МНК; червена линия –МОР

Фигура 3.11 илюстрира регресионните зависимости m_b/M_d (m_b - USGS/ NEIC; M_d -НОССИ), оценени по МНК (релация 3.12) и МОР (релация 3.13) въз основа на 147 събития, генерирани в пространствен прозорец $40.0^\circ - 44.0^\circ N$; $20.0^\circ - 29.0^\circ E$ за период 1981-2006 г. Изведените релации се дават с уравненията:

$$m_b = 0.60 M_d + 1.73 \pm 0.34 \quad (\text{по МНК}) \quad (3.12)$$

$$m_b = 1.46 M_d - 1.62 \pm 0.44 \quad (\text{по МОР}) \quad (3.13)$$

Изчисленият коефициент на корелация $R=0.5$ показва значителна корелационна зависимост между m_b от USGS/ NEIC и M_d (НОССИ)



Фиг.3.11 Релации между m_b от USGS/ NEIC и M_d от НОССИ;
черна линия – МНК; червена линия – МОР

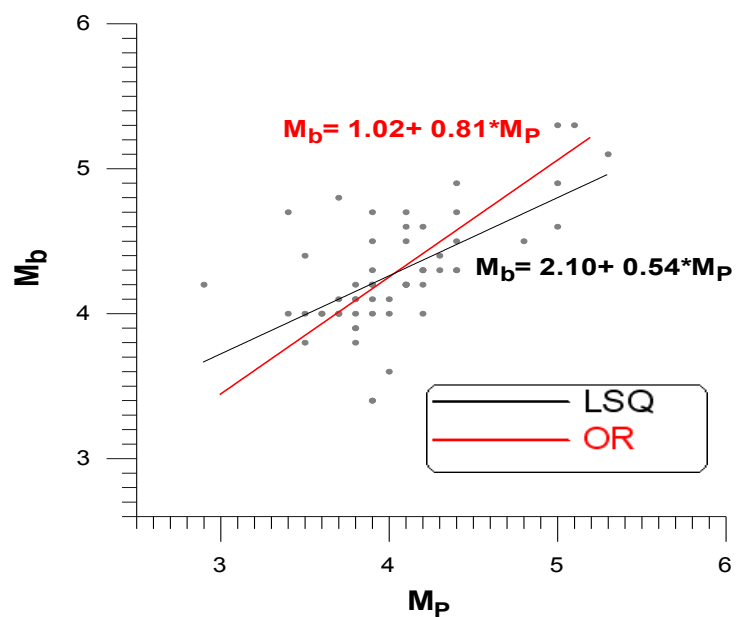
Фигура 3.12 илюстрира регресионните зависимости m_b/M_p (m_b -ISC; M_p - НОССИ), оценени по МНК (релация 3.14) и МОР (релация 3.15) въз основа на 59 събития, генерирани в пространствен прозорец $40.0^\circ - 44.0^\circ N$; $20.0^\circ - 29.0^\circ E$ за период 2006 -2015г.

Изведените релации се дават с уравненията:

$$m_b = 0.54 M_p + 2.10 \pm 0.31 \quad (\text{по МНК}) \quad (3.14)$$

$$m_b = 0.81 M_p + 1.02 \pm 0.34 \quad (\text{по МОР}) \quad (3.15)$$

Изчисленият коефициент на корелация $R=0.62$ показва значителна корелационна зависимост между m_b от USGS/ NEIC и M_d (НОССИ).

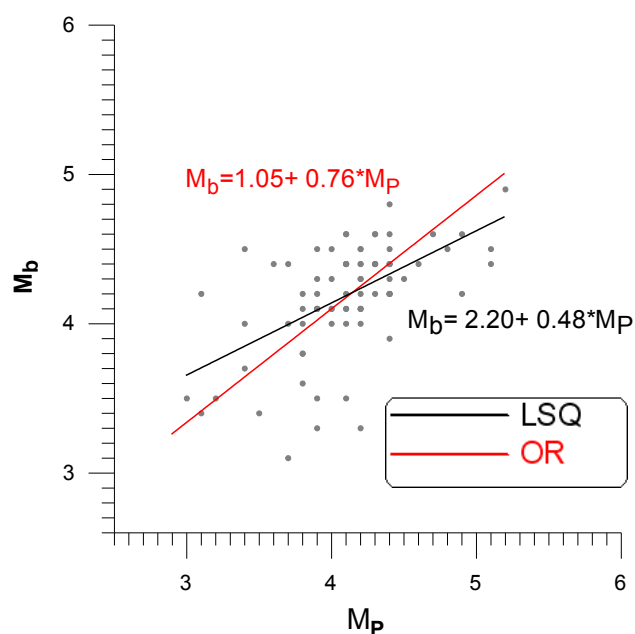


Фиг.3.12 Корелация между m_b от ISC и M_r от HOTССИ;
черна линия – МНК; червена линия –МОР

Фигура 3.13 илюстрира регресионните зависимости m_b/M_r (m_b - USGS/ NEIC; M_r -НОССИ), оценени по МНК (релация 3.20) и МОР (релация 3.21) въз основа на 59 събития, генерирани в пространствен прозорец $40.0^\circ - 44.0^\circ N$; $20.0^\circ - 29.0^\circ E$ за период 2006 -2015 г. Изведените релации се дават с уравненията:

$$m_b = 0.48 M_r + 2.20 \pm 0.30 \quad (\text{по МНК}) \quad (3.16)$$

$$m_b = 0.76 M_r + 1.05 \pm 0.32 \quad (\text{по МОР}) \quad (3.17)$$



Фиг.3.13 Релации между m_b от USGS/ NEIC и M_r от от HOTССИ;
черна линия – МНК; червена линия –МОР

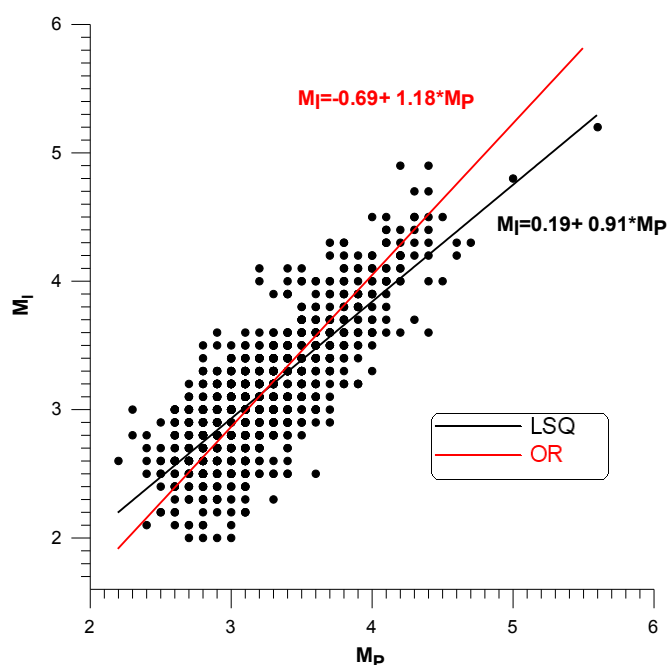
Изчисленият коефициент на корелация $R=0.56$ показва значителна корелационна зависимост между m_b от USGS/ NEIC и M_p (НОТССИ).

Фигура 3.14 илюстрира регресионните зависимости M_L/M_p (M_L - EMSC(CSEM); M_p -НОССИ), оценени по МНК (релация 3.20) и МОР (релация 3.21) въз основа на 987 събития, генерирани в пространствен прозорец $40.0^\circ - 44.0^\circ N$; $20.0^\circ - 29.0^\circ E$ за период 2006 -2015г. Изведените релации се дават с уравненията:

$$M_L = 0.91 M_p + 0.19 \pm 0.30 \quad (\text{по МНК}) \quad (3.18)$$

$$M_L = 1.19 M_p - 0.69 \pm 0.32 \quad (\text{по МОР}) \quad (3.19)$$

Изчисленият коефициент на корелация $R=0.8$ показва значителна корелационна зависимост между M_L от EMSC(CSEM) и M_p (НОТССИ).



Фиг.3.14 Релации между M_L , от EMSC(CSEM)и M_p от НОТССИ;
черна линия – МНК; червена линия –МОР

IV. ОЦЕНКА НА МАГНИТУД ПО СЕИЗМИЧЕН МОМЕНТ, ИЗПОЛЗВАЙКИ МАКРОСЕИЗМИЧНА ИНТЕНЗИВНОСТ

Сеизмологичната информация за територията на България и близките околности може условно да се разделят на три времеви категории (Отчет ГФИ, 2007, 2008, 2009). с различна точност на определяне на земетръсните параметри (T_0 , ϕ , λ , H , M , I_0/I_{max}):

1) Сеизмичност, реализирана преди 1900, пред-инструментален, исторически период; източниците на информация са само исторически и макросеизмични (ниска

точност на определените земетръсни параметри). За този период директно се определя само един динамичен параметър на земетресенията - $I_0/I_{\max}$.

За определяне магнитуда на историческите събития се прилагат емпирични зависимости, свързващи оценките за $I_0/I_{\max}$ с оценките за магнитуд по определена скала.

Най-общо магнитудът и дълбочината на земетресенията се оценяват по емпирични релации от вида $I=I(M, \Delta, H)$. В световната практика се използва формулите на Blake (1941), обикновено представени чрез по-новите трактовки в каталога на Shebalin et al. (1974):

$$I=bM - s \log(\Delta^2 + H^2)^{1/2} + c \quad (4.1)$$

където: s е коефициент, отразяващ ефективното затихване с отдалечаване от източника, c - емпирична константа, I -степен на въздействие на епицентрално разстояние Δ , H - хипоцентрална дълбочина. В частност за I_0 (епицентрална интензивност), т.е. $\Delta=0$ се получава:

$$I_0=bM -s \log h+c. \quad (4.2)$$

На основата на наблюдавано макросеизмично поле се оценяват параметрите s и c и релациите се прилагат за оценката на M и H .

2) Сеизмичност, реализирана през периода 1900-1970, ранно инструментален период; основната информация е не-инструментална (макросеизмична).

За ранно инструменталния период (1900-1970 г.) наличната земетръсна информация е предимно макросеизмична. За земетресенията (особено за по-слабите), станали в България преди 1960 г. преобладават макросеизмични данни.

Магнитудите на 12 най-силни земетресения, реализирани през периода 1900-1960 са оценени по инструментални записи от световната сеизмологична мрежа (представени в работата на Христосков и Григорова, 1968). Магнитудните оценки за този период са по повърхностни вълни M_s . През този период (в България) работи само една сеизмологична станция в гр.София.

За хомогенизиране на сеизмологичната информация е изведена релация (Григорова и Христосков, 1968) за оценка на магнитуда по епицентрална интензивност, $M = M(H, I_0)$. Зависимостта се дава с уравнението:

$$M = 0.07 I_0 + 1.56 \lg H + 0.05 I_0^2 + 0.55, \quad \sigma=\pm 0.1 \quad (4.3)$$

Релацията е в сила за магнитуден интервал $3.0 \leq M < 8.0$.

3) Сеизмичност, реализирана след 1970 г., инструментален период. Налични са съвременни инструментални данни за земетресенията (висока точност на определените земетръсни параметри).

Сега съществуващата (от 1981 г.) Българска сеизмична мрежа в рамките на Национална Оперативна Телеметрична Система за Сеизмологична Информация (НОТССИ) към НИГГГ- Българска Академия на Науките осигурява надеждна регистрация и качествена информация за земетресенията ($M \geq 3.0$), станали на територията на България и околностите ѝ.

През този период магнитудните оценки са по инструментални данни. За всички по-силни земетресения се оценяват и наблюдаваните макросеизмични въздействия, генерира се карта на макросеизмичното поле и се определя I_0 – епицентрална интензивност.

IV.1 ВХОДНИ ДАННИ И ПРИЛОЖЕН СТАТИСТИЧЕСКИ АПАРАТ

За извеждане на релации $M_W = M_W(I_0/I_{\max})$, е генериран файл с информация за земетресения с магнитуд над 4.0 ($M > 4.0$), реализирани в пространствен прозорец $39.0^\circ - 45.0^\circ \text{ N}$; $20.0^\circ - 30.0^\circ \text{ E}$ и времеви период 1912 – 2017 г. Генерираният файл включва събития от ранно инструментален и инструментален период. Данните за земетресенията с магнитудни оценки по сеизмичен момент (M_W) са от международните сеизмологични центрове ISC, USGS/ NEIC, EMSC (CSEM). Допълнително е използван ISC_GEM каталог, съдържащ M_W оценки за земетресения, реализирани след 1900 г период.

$I_0/I_{\max}$ са оценени по налична макросеизмична информация от НОТССИ и допълнени с оценки на международните сеизмологични центрове. Оценките на интензивността са по европейската макросеизмична скала EMS-98, която като степени на интензивността съвпада с MSK (дванадесет степенната макросеизмична скала на Медведев, Шпонхоер и Карник, използвана в България от 1965 г.) Допълнително е наложено изискване - оценката за $I_{\max}$ да бъде отчетена на епицентрално разстояние Δ до 20 km. Това изискване се основава на сравняване на $I_0 = I_0(H, M)$ с $I_i = I_i(H, M, \Delta)$, и оценяване на епицентралните разстояния Δ , за които може да се приеме, че $I_0 \approx I_i = I_{\max}$.

Така формираният файл съдържа 34 събития (в магнитуден интервал $[4.1; 7.1]$), за които е оценен магнитуд по сеизмичен момент M_W и $I_0/I_{\max}$ по скалата EMS-98.

За получаване на по-голям магнитуден обхват допълнително, е генериран файл със събития, за които в НОТССИ съществуват оценки (по налична макросеизмична информация) на I_0 . Магнитудните оценки на тези земетресения (M_d/M_p) са трансформирани към M_W по налични релации. Файлът съдържа 43 събития, генерирани в и близо до територията на България през периода 1981-2016 г.

Двата файла са обединени и в анализа е използван файл със 77 събития в магнитуден интервал $3.9 \leq M_W \leq 7.1$, реализирани в и около територията на България.

В изследване е приложен регресионен анализ, използвайки Методът на Най-малките Квадрати (МНК) и Метод на Ортогонална регресия (МОР).

За получените релации е оценен коефициент на линейна корелация (коефициент на Браве).

IV.2 РЕЛАЦИИ, СВЪРЗВАЩИ МАГНИД ПО СЕИЗМИЧЕН МОМЕНТ И МАКРОСЕИЗМИЧНА ИНТЕНЗИВНОСТ $M_w = M_w(I_0)$

На базата на 34 събития с магнитуд по сеизмичен момент M_w в интервала [4.1;7.1] и оценки на макросеизмична интензивност I_0/I_{max} по скалата EMS-98 са оценени линейни регресии по метода на най- малките квадрати (МНК) и метода на ортогонална регресия (МОР). Получените резултати са представени на Фиг.4.1.

Оценената линейна регресия по МНК се представя с релацията:

$$M_w = 0.45 I_0 + 2.477 \pm 0.39 \quad (4.4)$$

Изчисленият коефициент на корелация $R=0.89$ показва силна корелационна зависимост между параметрите M_w и I_0 .

Оценената линейна регресия по МОР се представя с релацията:

$$M_w = 0.47 I_0 + 2.233 \pm 0.39 \quad (4.5)$$

Получените релации показват много близки оценки на M_w по двата метода, което се илюстрира и от Фигура 4.1.

На базата на 77 събития с магнитуд по сеизмичен момент M_w в интервала $3.9 \leq M_w \leq 7.1$, и оценки на макросеизмична интензивност I_0/I_{max} по скалата EMS-98 са оценени линейни регресии по метода на най- малките квадрати (МНК) и методът на ортогонална регресия (МОР). Получените релации са представени на Фиг.4.2.

Оценената линейна регресия по МНК се представя с релацията:

$$M_w = 0.517 I_0 + 1.813 \pm 0.41 \quad (4.6)$$

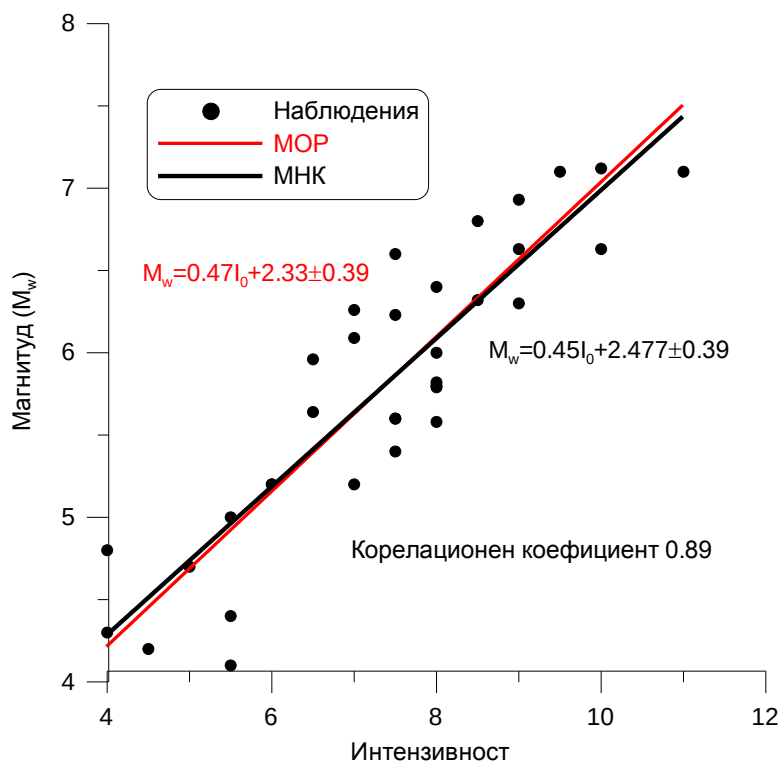
Изчисленият коефициент на корелация $R=0.91$ показва много силна корелационна зависимост между параметрите M_w и I_0 .

Оценената линейна регресия по МОР се представя с релацията:

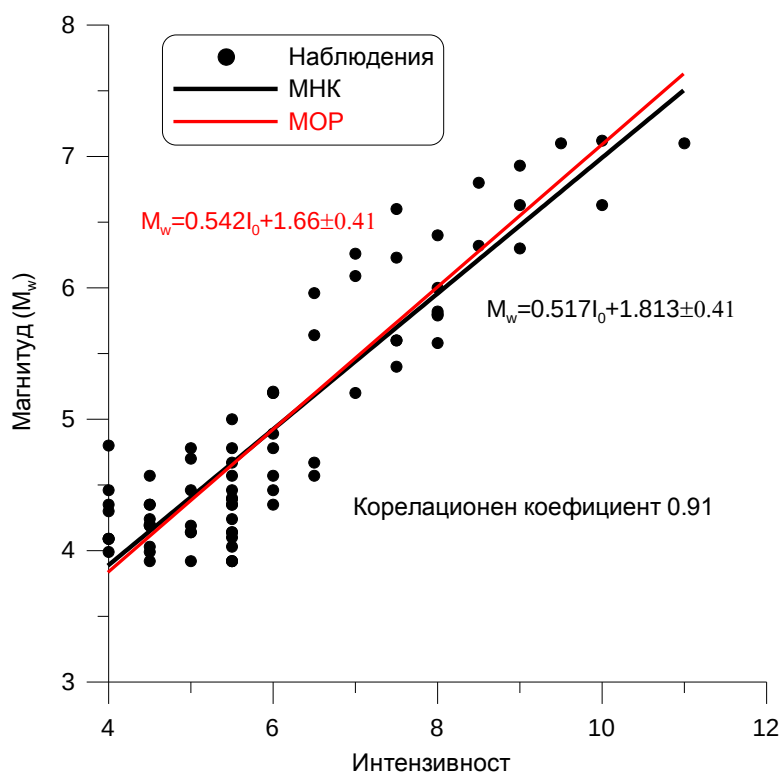
$$M_w = 0.542 I_0 + 1.66 \pm 0.41 \quad (4.7)$$

Леко завишени са оценките за магнитуд по-голям от 6.2 ($M_w > 6.2$) и макросеизмична интензивност I_0 над 8 EMS-98 ($I_0 > 8$ EMS-98), получени по метода на ортогоналната регресия (МОР).

Релациите, изведени на базата на двете извадки (от 34 и 77 събития) са сравнени на Фиг.4.3.



Фиг.4.1 Релации, свързващи магнитуд по сеизмичен M_w с интензивност I_0 , оценени на базата на 34 събития по МНК (черен цвят) и по МОР (червен цвят)

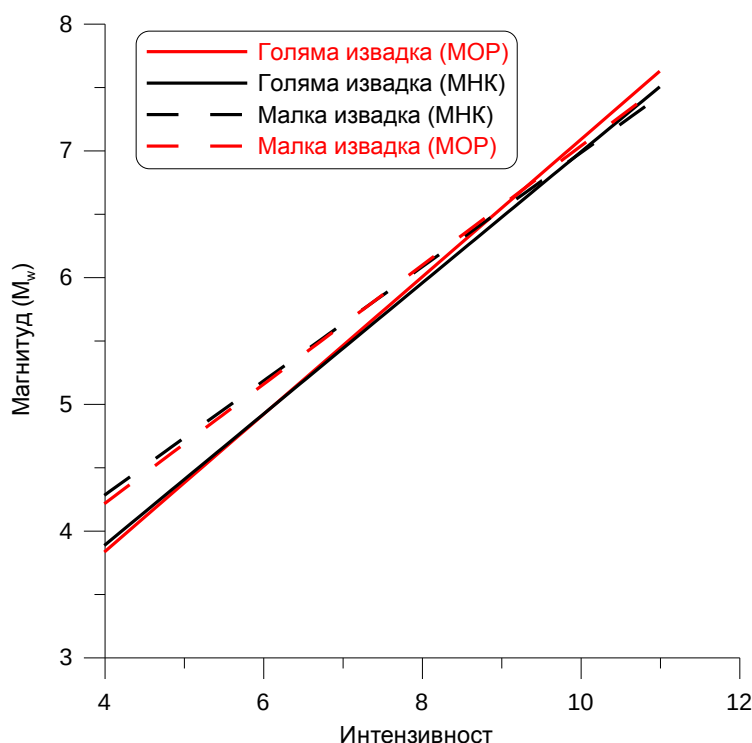


Фиг.4.2 Релации, свързващи магнитуд по сеизмичен M_w с епицентрална макросеизмична интензивност I_0 , оценени на базата на 77 събития по МНК (черен цвят) и по МОР (червен цвят)

Фигурата показва, че магнитудните оценки по четирите релации са в добро съвпадение за магнитуд по сеизмичен момент по-голям или равен на 6.0 ($M_w \geq 6.0$) и макросеизмична интензивност I_0 над 8.5 EMS-98 ($I_0 > 8.5$ EMS-98).

Релациите, получени по двата метода (МНК и МОР) от по-малката извадка входни данни (34 събития), завишават оценки за магнитуди под 6.0 ($M_w < 6.0$) и макросеизмична интензивност под 8.5 EMS-98 ($I_0 < 8.5$ EMS-98).

Тук получената силна и много силна корелационна зависимост (с корелационни коефициенти съответно, $R=0.89$ и $R=0.91$), между магнитуд по сеизмичен момент M_w и макросеизмична интензивност I_0 EMS-98, дава възможност за оценяване на M_w за исторически земетресения, реализирани преди 1900 г и събития от ранно инструментален период, за които съществува само оценка на макросеизмичната интензивност. Така може да се осъществи хомогенизиране на магнитудните оценки в наличната сеизмологична информация и създаване на хомогенизиран каталог, който осигурява съвместимост на входната сеизмологична информация и надеждна оценка на енергетичното разпределение на земетресенията - важен етап в сеизмологичните изследвания и от съществено значение за оценката на сеизмичната опасност.



Фиг 4.3 Сравнение на релациите, свързващи магнитуд по сеизмичен момент M_w с епицентрална интензивност I_0 , оценени по МНК (черен цвят) и по МОР (червен цвят) на базата на: малка извадка от 34 събития, означена с пунктир; голяма извадка от 77 събития, означени с непрекъсната линия

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Определяне на пространствено-времето и енергетичното разпределение на земетресенията е от съществено значение за решаване на социално-икономическите проблеми, свързани със земетресенията. Кинематичните (време в огнището, координати и дълбочина) и динамичните (магнитуд и интензивност) параметри на земетресенията са в основата на почти всички изследвания както в сеизмологията, така и в другите науки за Земята. Качеството на получените резултати зависи от коректното определяне на тези параметри.

Основните динамични параметри на земетресенията, свързани с освободената сеизмична енергия, са магнитуд и макросеизмична интензивност. Магнитудът (въведен от Рихтер през 1935) е инструментално мярка за силата на земетресението, която характеризира освободената при неговата реализация енергия. Въвеждането на магнитуда позволява да се сравнява по инструментален начин силата на земетресенията в целия свят. Макросеизмичната интензивност е интегрален не инструментален показател за силата на земетръсните въздействия върху хора, сгради и околна среда. Въздействията от земетресенията се градира по степените на макросеизмичната интензивност и формират макросеизмичното поле.

Настоящата разработка е в обсега на приложната сеизмология и основните ѝ задачи са в съответствие със сеизмологичната обстановка в България и настоящия етап от развитието на науката. Основна цел на проведеното изследване е хомогенизиране на магнитудните оценки в наличната сеизмологична информация и създаване на енергетично хомогенизиран каталог, обхващаща историческа и съвременна сеизмичност, реализирана в и около България. Такъв каталог дава възможност за надеждна оценка на енергетичното разпределение на земетресенията (магнитудно-честотна зависимост) - важен етап в сеизмологичните изследвания и от съществено значение за оценката на сеизмичната опасност.

Изследването е проведено въз основата на файлове от входни данни, формирани в съответствие с поставените задачи. За сравнение на магнитудните оценки, прилагани в НОТССИ, с оценките на европейския сеизмологичен център EMSC (CSEM) и националните центрове на съседни балкански държави е генериран файл от 372 плитки земетресения, локализиращи в пространствен прозорец 40.0° - 44.5° N; 21.0° – 29.0° E, реализирани във времеви интервал 2007 - 2011 г., с магнитуд в интервала $3.0 \leq M_p \leq 5.4$.

За извеждане на релации, свързващи магнитудните оценки, прилагани в рутинната практика на НОТССИ (M_d и M_p) и оценките на магнитуда от международните сеизмологични центрове: ISC, USGS/ NEIC и EMSC (CSEM) е генериран файл от 1479 земетресения, локализиращи в пространствен прозорец 40.0°

- 44.0° N; 20.0° – 29.0° E, реализирани във времеви интервал 1981-2015 г., с магнитуд в интервала $3.0 \leq M_L \leq 7.0$.

За извеждане на релации $M_W = M_W(I_0/I_{max})$, е генериран файл от 77 земетресения с магнитуд в интервала $3.9 \leq M_W \leq 7.1$, реализирани в пространствен прозорец 39.0°-45.0° N; 20.0° – 30.0° E през времеви период, включващ както съвременни, така и исторически събития (от 1912 до 2016 г.). Данните за земетресенията с магнитудни оценки по M_W са от каталози на ISC, USGS/ NEIC, EMSC (CSEM) и ISC_GEM каталог, съдържащ M_W оценки за земетресения, реализирани след 1900 г. Допълнително са включени събития, за които в НОТССИ съществуват оценки (по налична макросеизмична информация) на I_0 . Магнитудните оценки на тези земетресения (M_d/M_p) са трансформирани към M_W по предварително изведени релации.

Чрез анализ на получените резултати се достига до следните заключения:

1. Сравнението на магнитудните оценки (M_p), на българския сеизмологичен център, с оценките M_L на Европейския Сеизмологичен Център (EMSC/CSEM) и националните центрове в съседните балкански страни (Румъния – BUC; Гърция – THE и NOA; Сърбия - BEO, Македония - SKO и Турция – KAN) показва, че за разглеждания магнитуден интервал $3.0 \leq M \leq 5.4$:

- най-близки до магнитудните оценки M_L на EMSC са оценките M_p на българския сеизмологичен център и M_L оценките на KAN (Турция);
- най-големи отклонения от магнитудните оценки на EMSC се наблюдават за оценки на националните центрове на Румъния – BUC и Сърбия- BEO;
- оценките M_p на българския сеизмологичен център са сравнително близки до M_L оценките на националния център на Гърция –NOA;
- M_L оценките на BUC (Румъния) и THE (Гърция) са по-високи от оценките M_p на българския сеизмологичен център;
- M_L оценките на SKO (Македония) и BEO (Сърбия) са сравнително по-ниски от оценките M_p на българския сеизмологичен център.

2. Изведени са релации, свързващи магнитудните оценки, прилагани в рутинната практика на НОТССИ (M_d и M_p) и оценките по най-често прилаганите магнитудни скали (M_L и m_b) от международните сеизмологични центрове: ISC, USGS/ NEIC и EMSC (CSEM). Анализът на получените резултати показва:

- значителна корелационна зависимост (с корелационни коефициенти, съответно $R=0.5$ и $R=0.56$) между магнитудните оценки M_d на българския сеизмологичен център и m_b оценките на USGS/NEIC и ISC;

- значителна корелационна зависимост (с корелационни коефициент $R = 0.62$ и $R=0.56$) между оценките M_R на българския сеизмологичен център и m_b оценките, съответно на ISC и USGS/ NEIC;
- силна корелационна зависимост (с корелационен коефициент $R = 0.8$) между M_L на EMSC (CSEM) и магнитудните оценки M_R на българския сеизмологичен център.

3. Получена е много силна корелационната зависимост (с корелационен коефициент $R = 0.91$) между магнитуд по сеизмичен момент M_W и макросеизмична интензивност I_0 (основен динамичен параметър, оценяван за историческа сеизмичност – реализирана до 1900 г., преобладаващ в ранно инструменталния период, оценяван и в инструменталния период). Изведената релация дава възможност за хомогенизиране на магнитудните оценки в наличната сеизмологична информация и създаване на хомогенизиран каталог. Енергийно хомогенизиран каталог, осигуряване съвместимост на входната сеизмологична информация и надеждна оценка на енергетичното разпределение на земетресенията - важен етап в сеизмологичните изследвания и от съществено значение за оценката на сеизмичната опасност.

ЛИТЕРАТУРА

- Ambraseys N., 1988. Magnitude – fault length relationships for earthquakes in the Middle East, In: Historical Seismograms and Earthquakes of the World, Lee, W.H., Meyers, H. & Shimazaki, K. eds, Acad. Press Inc., 309-310.
- Ambraseys, N., K. Simpson, J. Bommer, 1996. Prediction of horizontal response spectra in Europe, Earthquake Eng. and Struc. Dyn., 25(4), 371-400.
- Ambraseys, N., J. Douglas, S.K. Sarma, and P. M. Smit, 2005. Equations for the Estimation of Strong Ground Motions from Shallow Crustal Earthquakes Using Data from Europe and the Middle East: Horizontal Peak Ground Acceleration and Spectral Acceleration. Bulletin of Earthquake Engineering, 3, 1–53.
- Barbara L., G. Paolo, 2012. A comparison among general orthogonal regression methods applied to earthquake magnitude conversions, Geophysical Journal, Volume 190, Issue 2, pp. 1135-1151
- Bath M., 1969. Handbook on magnitude determinations, Mich., VESIAC Spec. report, 158.
- Bisztricsany, E., 1959. On a new method of determining earthquake magnitudes. Publ. BCIS, Trav. Sci., Fasc., A20, 9-15.
- Blake A., 1941, On estimation of focal depth from macroseismic data. Bull. Seismol. Soc. Am., 1 31, 3, 787-791.
- Bonilla M., R. Mark J. Lienkaemper, 1984. Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface fault displacement. Bull. Seism. Soc. Am., 74, p. 2379-2411.
- Christoskov, L., D. Sokerova and S. Rijikova, 1979. New catalogue of the earthquakes in Bulgaria for the period V century BC to XIX century (1899), Geoph. Inst., BAS, Sofia.

- Christoskov L., N.V. Kondorskaya, J. Vanek, 1985. Magnitude calibrating functions for a multidimensional homogeneous system of reference stations. *Tectonophysics*, Vol.118, 213-226.
- Christoskov L., E. Samardjieva. 1988. A calibrating function for short-period P-waves at distances up to 10^0 , *Proceedings XIX Gen. Ass. ESC, Moscow 1984*, "Recent Seismological Investigation in Europe", 231-237.
- Christoskov L., N.V.Kondorskaya, J.Vanek, 1991. Homogeneous magnitude system with unified level for usage in seismological practice. *Studia geoph. et geod.*, 35, 221-233.
- Christoskov L., 1994. Amplitude-distance curves of P, S and L waves in Central Balkans for short and medium period seismographs. *Annali Di Geofisica*, XXXVII, 3, 355-363.
- Christoskov L., L.Dimitrova, D.Solakov, 2012. Magnitude determinations of P wave by digital broadband seismometers of NOTSSI network for local and regional events. *Comptes Rendus de L'Academie Bulgare des Sciences*, 65 (5).
- Dineva, S., R. Mereu, 2009. Energy magnitude: A case study for Southern Ontario/Western Quebec (Canada). *Seism. Res. Letters*, 80, 136-147.
- Grigorova, E., D. Sokerova, L. Christoskov and S. Rijikova, 1979. Catalogue of the earthquakes in Bulgaria for the period 1900-1977, *Geoph. Inst., BAS, Sofia*.
- Griscom, M., and W. J. Arabasz (1979). Local magnitude (M_L) in the Wasatch Front and Utah region: Wood-Anderson calibration, coda-duration estimates of M_L , and M_L versus M_b , in *Earthquake Studies in Utah, 1850 to 1978*, W. Arabasz, R. Smith, and W. Richins (Editors), Special Publication, University of Utah Seismograph Stations, Salt Lake City, Utah, 433-443.
- Grünthal, G., 1998. European Macroseismic Scale 1998 – EMS 98, Luxembourg, 99 pp.
- Gutenberg, B., C. Richter, 1936. Magnitude and energy of earthquakes, *Science*, 83, 183-185.
- Gutenberg, B. C. Richter, 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 46, 105-145.
- Gutenberg, B., 1945a. Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 35, 3-12
- Gutenberg, B., 1945b. Amplitudes of P, PP and S and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 35, 57-69.
- Hanks, T. C., and H. Kanamori (1979), A Moment Magnitude Scale, *J. Geophys. Res.*, 84(B5), 2348–2350.
- Kanamori, K., 1977. The energy relation of great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987.
- Karnik, V., Kondorskaya, N.V., Riznichenko, Yu.V., Savarensky, Ye.F., Soloviev, S.L., Shebalin, N.V., Vanek, J., and Zatopek, A., 1962. Standardization of the earthquake magnitude scales. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 6, 41-48
- Lee, W., R. Bennett, K. Meagher, 1972. A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. *U.S. Geol. Surv., Open-file Rep.*, pp. 28
- Lee, W.H.K. and E.R. Engdahl, 2015. Bibliographical search for reliable seismic moments of large earthquakes during 1900-1979 to compute MW in the ISC-GEM Global Instrumental Reference Earthquake Catalogue (1900-2009), *Phys. Earth Planet. Int.*, 239, 25-32
- Medvedev, S., W. Sponheuer and V. Kärnik, 1965. Seismic Intensity Scale Version MSK64 by, UNESCO/NS/SEISM/28, Paris, 7 May 1965, 7 pp.

- Nuttli, O., 1973. Seismic wave attenuation and relation for North America. J. Geophys. Res., 78, 876-885.
- Nuttli, O., J. Zollweg, 1974. The relation between felt area and magnitude for central United States. Bull. Seismol. Soc. Am., 64, 73-85.
- Okal, E., J. Talandier, 1987. M_m : Theory of a variable-period mantle magnitude, Geophys. Res. Letts., 14, 847-839.
- Okal, E., J. Talandier, 1989. M_m : A Variable-Period Mantle Magnitude, J. Geophys. Res., 94(B4), 4169-4193.
- Richter, C., 1935. An instrumental earthquake scale: Seismological Society of America Bulletin, 25, 1, p. 1-32.
- Samardjieva E., L. Christoskov. 1985. On the elaboration of unified magnitude classification of the earthquakes by short period seismographs for distances up to 10^0 . Research Contributions. Bulg. Ac. Sci., 1, 111-129.
- Shebalin, N., V. Karnik and D. Hadzievski (Editors), 1974. Catalogue of Earthquakes, Part I and Part II, UNDP/UNESCO Survey of the seismicity of the Balkan region, Sk., pp 600.
- Solakov, D., S. Simeonova (Editors), 1993. Bulgaria Catalogue of Earthquakes 1981-1990, BAS, Geoph.Inst., Seism.Dep., Sofia, pp 39.
- Tsuboi, C., 1956. Earthquake energy, earthquake volume, aftershock area and strength of the earth's crust. Journ. Phys, of the Earth, 4, 63.
- Utsu T., Seki A. 1954. A relation between the area of aftershock region and the energy of mainshock. J. Seism. Soc. Japan, 7, 233-240.
- Vanek, I., A. Zatopek, V. Karnik, N.V. Kondorskaia, Iu.V. Riznichenko, E.F. Savarenskij, S.L. Soloviov, and N.V. Shebalin, 1962. Standardization of magnitude scales.(in Russian) Izvestia ANSSSR, seria Geophisicheska, 2, 108-111.
- Wells D., K.Coppersmith, 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.
- Ванек, И., Н. Кондорска, Л. Христосков, 1980. Магнитудът на земетресенията в сеизмологичната практика. С., сс 263.
- Григорова Е. и Б. Григоров, 1962. Определяне магнитудите на близки земетресения по инструментални наблюдения в сеизмична станция София. Изв. на Геоф. Инст., III, 193-201.
- Григорова Е., Л. Христосков, 1968. Върху определяне магнитуда и енергията на земетресенията по макросеизмични данни на базата на корелацията им с инструментални наблюдения. Изв. на Геоф. Инст., XIII, 139-143.
- Отчет ГФИ, 2007. Сеизмично райониране на Република България, съобразено с изискванията на Еврокод 8, Част I, Българска Академия на Науките, Геофизичен Институт, София, стр.205.
- Отчет ГФИ, 2008. Сеизмично райониране на Република България, съобразено с изискванията на Еврокод 8, Част II, Българска Академия на Науките, Геофизичен Институт, София, стр.187.
- Отчет ГФИ, 2009. Сеизмично райониране на Република България, съобразено с изискванията на Еврокод 8 Част III, Българска Академия на Науките, Геофизичен Институт, София, стр.79.

- Ризниченко Ю., 1976. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент, Исследования по физике землетрясений, с.9-27, Наука, Москва.
- Самарджиева, Е., 1986. Магнитудна класификация на близки земетресения по късопериодични сеизмографи и някои приложения у нас. Дисертация, сс 254
- Солаков Д. 1993 Един алгоритъм за определяне на основните кинематични параметри на близки земетресения. БГС, XIX, 1, 56-69
- Солаков Д., 2010. Математико статистически методи и изследвания в сеизмологичната практика, автореферат, С. стр.55.
- Христосков, Л., Е. Григорова, 1968. Енергетична и пространствено-временна характеристика на разрушителните земетресения в България след 1900 година, Изв. на Геоф. Инст., XII, 79-107.
- Христосков, Л., Е. Самарджиева, 1983. Изследване върху продължителността на сеизмичните колебания като енергетична характеристика на земетресенията. БАН, БГС, IX, 1, 79-87
- Христосков Л., 2005. Сеизмология – част I Сеизмични вълни в изотропни среди. Университетско издателство “Св. Климент Охридски”, София, 362 с.
- Христосков Л., 2007. Сеизмология – част II Земетръсни източници и вълново поле в Земята. Университетско издателство “Св. Климент Охридски”, София, 455 с.
- Международни и национални сеизмологични центрове**
- Department of Geophysics, Univ. of Thessaloniki, Greece, <http://geophysics.geo.auth.gr/>
- EMSC, <http://www.emsc-csem.org/Earthquake/>
- ISC, Global Instrumental Earthquake Catalogue
<https://www.globalquakemodel.org/what/seismic-hazard/instrumental-catalogue/>
- KOERI, Istanbul, Turkey, <http://sismo.deprem.gov.tr/>
- NIEPh, Bucarest, Romania, <http://infp.ro/>
- NOTSSI, BAS, Sofia, Bulgaria, <http://ndc.niggg.bas.bg/>
- Seismological Survey of Serbia Belgrad, Serbia
- Seismological Observatory Skopje, FYR of Macedonia
- USGS, <https://earthquake.usgs.gov/>

ПРИНОСИ

1. Сравнени са магнитудните оценки (M_p) на българския сеизмологичен център с оценките M_L на Европейския Сеизмологичен Център (EMSC/CSEM) и националните центрове в съседните балкански страни (Румъния – BUC; Гърция – THE и NOA; Сърбия – BEO; Македония – SKO; и Турция – KAN). Установено е, че за разглеждания магнитуден интервал $3.0 \leq M \leq 5.4$:

- най-близки до магнитудните оценки M_L на EMSC са оценките M_p на българския сеизмологичен център и M_L на KAN (Турция);
- оценките M_p на българския сеизмологичен център са сравнително близки до M_L оценките на националния център на Гърция – NOA, по ниски от M_L оценките на BUC (Румъния) и THE (Гърция) и по-високи от M_L оценките на SKO (Македония) и BEO (Сърбия).

2. Оценени са релации между магнитудните оценки, използвани в рутинната практика на HOTCCH (M_d и M_p) и оценките m_b и M_L на международните сеизмологични центрове: ISC, USGS/NEIC и EMSC. Установена е :

- значителна корелационна зависимост (с корелационни коефициенти, съответно $R=0.5$ и $R=0.56$) между M_d оценките на българския сеизмологичен център и m_b оценките, съответно на USGS/NEIC и ISC;
- силна корелационна зависимост (с корелационен коефициент $R=0.8$) между оценките M_L на EMSC (CSEM)..и M_p на българския сеизмологичен център.

3. Получената много силна корелационна зависимост (с корелационен коефициент $R=0.91$) между магнитуд по сеизмичен момент M_w и макросеизмична интензивност I_0 дава възможност за хомогенизиране на магнитудните оценки в наличната сеизмологична информация и създаване на хомогенизиран каталог. Енергийно хомогенизиран каталог осигурява съвместимост на входната сеизмологична информация и надеждна оценка на енергетичното разпределение на земетресенията - важен етап в сеизмологичните изследвания и от съществено значение за оценката на сеизмичната опасност.

СПИСЪК НА ПУБЛИКАЦИИ И ДОКЛАДИ ПО ТЕМАТА НА ДИСЕРТАЦИЯТА

ПУБЛИКАЦИИ

1. Солаков, Д., С.Симеонова, Л. Христосков, Пл. Райкова, М.Попова, 2015. Пространствено-времеви вариации на сеизмичността, реализирана в Софийска зона през периода 1985-2014 г. In proceeding of 7 th BgGS National Conference With International Participation "GEOPHYSICS 2015" (CD available)
- 2 Popova M., D. Solakov, S. Simeonova, P. Raykova , 2016. Empirical relations converting M_p (magnitude used in Bulgarian Seismological Network) to M_L (Richter magnitude). 8-ма Нац. Конф. по Геофиз.2ноември,610, (CD available)
3. М. Popova. Relations between M_p and M_L magnitude scales, Bulgarin Geophysycal Journal, 2017, под печат.

ДОКЛАДИ

1. Райкова Пл., М. Попова, Анализ на афтершоковата активност след земетресението от 22 май 2012 г. в Софийска сеизмична зона, Национален научен семинар, гр. Хисаря
2. Ludmil Christoskov, Dimcho Solakov, Stella Simeonova, Maria Popova, 2016. Empirical relations converting M_d and M_p (magnitudes used in Bulgarian seismological network) to m_b , M_L and M_w , 35rd General Assembly of the European Seismolog. Commission, Trieste, Italy
3. Popova M., D. Solakov, S. Simeonova, P. Raykova, 2016. Empirical relations converting M_p (magnitude used in Bulgarian Seismological Network) to M_L (Richter magnitude). 8-ма Национална Конференция по Геофизика, 25 ноември, 6-10, CD.,
4. Solakov D., S. Simeonova, P. Raykova, V. Protopopova, I. Aleksandrova & M. Popova, 2015. A Study of the 2012 M_w 5.6.Earthquake Aftershock Sequence. In proceeding of 8th Congress of the Balkan Geophysical Society, Chania, Greece.
5. Работата по настоящото изследване е подкрепена от Българска Академия на Науките по Програма за подпомагане на млади учени на БАН, договор ДФНП-10/20.04.2016

АБРЕВИАТУРИ И ИЗПОЛЗУВАНИ СИМВОЛИ

БАН	Българска Академия на Науките
БЕО	Национален сеизмологичен център – Сърбия
BUC	Национален сеизмологичен център - Румъния
GMT	Време по Гринуич
E	Епицентър на земетресението
EMS-98	Европейска макросеизмична скала (дванадесет степенна)
EMSC (CSEM)	Европейски средиземноморски сеизмологичен център
FM	Дванадесет степенна макросеизмична скала Форел-Меркали
H	Фокална дълбочина в km
h	Час
I	Макросеизмична интензивност (степен)
I_0	Епицентрална интензивност (степен)
$I_{\max}$	Максимална макросеизмична интензивност (степен)
ISC	Международен сеизмологичен център
KAN	Национален сеизмологичен център - Турция
LSQ/MHK	Метод на най-малките квадрати
M	Магнитуд
M_0	Сеизмичен момент
M_L	Локален магнитуд (по Рихтер)
M_p	Магнитуд, определен по максимума на Р-вълна
m_b	Магнитуд по обемни вълни
M_s	Магнитуд по повърхностни вълни
M_w	Магнитуд по сеизмичен момент
MCS	Дванадесет степенна макросеизмична скала Меркали-Канкани-Зибург
min	Минути
MSK	Дванадесет степенна макросеизмична скала на Медведев, Шпонхоер и Карник
НИГГГ	Национален Институт по Геофизика, Геодезия и География

HOTCCI	Национална Оперативна Телеметрична Система за Сеизмологична Информация
NOA	Национален сеизмологичен център – Гърция
OR/MOP	Метод на ортогонална регресия
RF	Десет степенната макросеизмична скала Роси-Форел
SKO	Национален сеизмологичен център - Македония
SOF	Национален сеизмологичен център - България
t	Време
T ₀	Време в огнището (по GMT)
THE	Национален сеизмологичен център – Гърция
USGS/NEIC	Международен сеизмологичен център
Δ	Епицентрално разстояние
φ	Географска ширина
λ	Географска дължина