

Доц. д-р **Емил Ботев**

НИГГГ – БАН  
Департамент Сеизмология  
София 1113,  
ул. „Акад. Г. Бончев“, бл. 3  
E-mail: ebotev@geophys.bas.bg



**Ем. Ботев** е завършил специалност Геофизика в СУ (1979). През 1985 г. защитава докторска дисертация в Института по физика на Земята към АН СССР в Москва. Постъпва в ГФИ – БАН, където се занимава с изследване строежа на средата чрез скоростно моделиране. От 1986 г. е включен към НОТССИ (от 1997 до 2005 г. я ръководи). През 1996 г. е избран за ст.н.с. (дн. доц.). През 2002-2005 г. е зам. директор на ГФИ-БАН, а от 2007 г. ръководител на отдела по Сеизмология към ГФИ (от 2010 г. Деп. Сеизмология в НИГГГ – БАН). От 1997 до 2009 г. е научен секретар на Експертния съвет по сеизмична опасност към Правителствената комисия за защита на населението от природни бедствия, аварии и катастрофи. От 2011 г. е член на УС на Фонд „Научни изследвания“. Има над 140 публикации в страната и в чужбина, посветени на сеизмичността, сеизмотектониката, геодинамиката, съставянето и унифицирането на каталози на земетресенията, оценката на сеизмичния риск, изучаването на регионалното сеизмично поле в България, сеизмичното райониране и др.



## СЕИЗМОТЕКТОНИКА НА БЪЛГАРИЯ ПО ДАННИ ЗА МЕХАНИЗМИТЕ НА ЗЕМЕТРЕСЕНИЯТА

### Анализ на сеизмологичните данни

Сеизмологичните изследвания в България по убедителен начин документират известният факт, че територията на страната и нейните прилежащи земи са били арена на силни земетресения от древността до днес. Най-малко 30 земетресения с магнитуд (M) над 6,0 са известни от 347 г. досега, съгласно детайлни проучвания по исторически данни (Grigorova et al., 1979; Christoskov et al., 1979). Най-малко 12 от тях са с  $M > 7,0$ , като най-силно е известното земетресение в района на Крупник-Кресна от 1904 г. То е с  $M = 7,8$  и се счита за едно от най-силните плиткни (корови) земетресения в цяла Европа (Christoskov & Grigorova, 1968; Sledzinski / ed., 2000). Около времето на това земетресение се набелязва и периодът на най-висока сеизмична активизация по нашите земи – само за 70 г., от втората половина на XIX в. до 1928 г., се случват около 20 земетресения с  $M > 6,0$ , а 6 от тях са с  $M > 7,0$  и интензивност на въздействие  $I_0 > VIII$  ст. по МШК-64.

Съгласно горепосочените източници, това са земетресенията от: 1858 г. в София; 1892 г. в Дулово, 1901 г. в Шабла; 1904 г. – 2 земетресения в района на Крупник-Кресна; 1913 г. в Горна Оряховица; 1928 г. в Пловдивско (фиг. 1). Забележително е, че след 1928 г. на територията на страната се е случило само едно земетресение с  $M > 5,5$ . При това, земетресението в района на Стражица от 1986 г.,

което е с магнитуд само 5,7 (Christoskov et al., 1988), частично или напълно разрушава около 15 000 сгради и взема 2 човешки жертви. Няколко години преди това катастрофалното земетресение във Вранча (Румъния) с  $M = 7,2$  (разположено на повече от 200 км от територията на България), доведе до частични или пълни разрушения в около 8500 сгради като причини смъртта на 125 човека. Веднага след това земетресение започва подготовката на Национална сеизмологична мрежа с висока чувствителност, която от 1980 г. позволява достоверна регистрация и на слабата сеизмичност в страната. Оттогава повече от 15 000 слаби земетресения са локализирани на територията на страната и на прилежащите ѝ земи. Повече от 95 % от тези трусове са микроземетресения – с  $M < 3,0$ . Предварителна информация за слабата сеизмичност на страната е предлагана периодично от Botev et al. (1991, ..., 2003). На анализа на специфични проблеми от сеизмичността на България през тези последни години са посветени и много други публикации (напр.: Glavcheva et al., 1981; Christoskov et al., 1988, Solakov et al., 1993; Glavcheva et al., 1996; Glavcheva et al., 2003; Glavcheva & Botev, 2004; Botev et al., 2005, Christoskov, 2005, etc.).

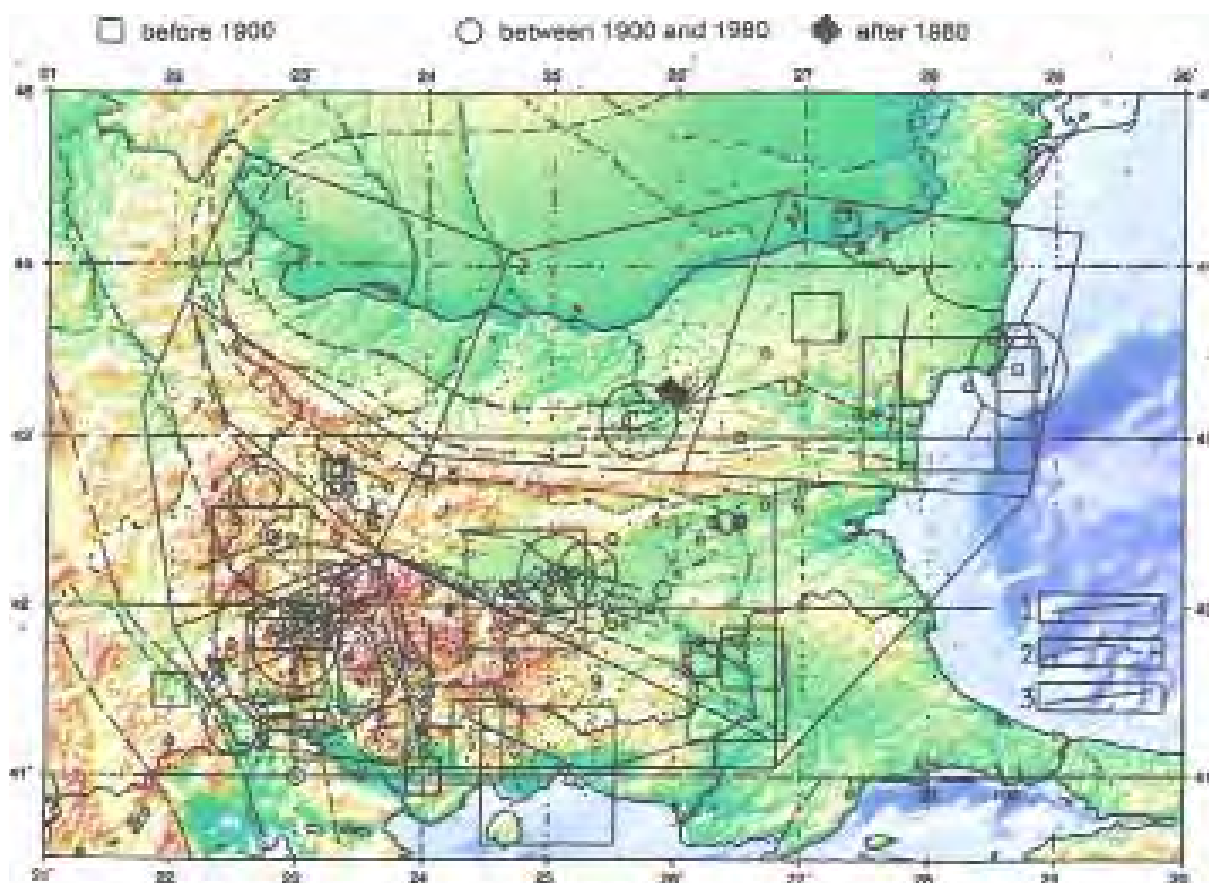
Схемата на фиг.1 представя историческата и съвременната сеизмичност на страната – показани са епицентрите на всички локализирани земетресения с  $M > 2,0$ . Базата данни е компилирана на основата на публикуваните каталози (Grigorova et al.,

1979; Christoskov et al., 1979; Solakov & Simeonova / eds/, 1993; Botev et al., 1991, ..., 1999) и на предварителните каталози в архива на Националната сеизмологична мрежа НОТССИ. Епицентрите на тези земетресения са представени на фигурата със символи, съгласно легендата, и големини, пропорционални на размерите на огнищата (съответстващи на техния магнитуд, съгласно релацията на Riznichenko, 1985). Трите вида епицентрални символи маркират периодите с много различна степен на точност на определяне координатите на земетресенията – историческия период, периода на инструментална регистрация (след 1900 г.), и периода на високоточна инструментална регистрация (след създаване на НОТССИ през 1980 г.).

Най-общо може да се каже, че каталожните данни показват значимо съвпадение на епицентралните разпределения за историческо и сегашно време. Характерни за земетресенията от историческия период и периода на първоначална инструментална регистрация са дълбочините от 10 до 30 км, като в редки случаи в югозападната част на стра-

ната се наблюдават и по-дълбоки земетресения (до 50 км). Като най-високо сеизмоактивен се очертава югозападният Струмско–Местенски регион, следван от разположената на север-североизток Пловдивска област в централна България. С по-ниско ниво на активност са разположените още по на север-североизток Горно-Оряховска и Калиакренска сеизмоактивни области. Много интересна е Одринската област (на контакта между България, Турция и Гърция), където на фона на силната историческа сеизмичност се наблюдават много малко на брой, при това слаби съвременни земетресения.

Картината на сеизмичността в периода на високоточна регистрация на слабите земетресения (след 1980 г.) показва формиране на високоактивна югозападна област, разширяваща се към централна България и съседните райони на Македония и Северна Гърция. Извън тази област могат да се обособят 2-3 „облака“ от епицентри, дължащи се преди всичко на съответните афтершокови серии. Характерна за земетресенията през периода на по-високоточна регистрация е приповърхностната



**Фиг. 1.** Епицентрално разпределение на земетресенията с  $M > 2,0$ .

1 – кватернерно активни разломи, 2 – граници между структурните провинции, 3 – граници между сеизмичните зони. За доп. обяснения вж. в текста.

**Fig. 1.** Epi-central distribution of earthquakes of  $M > 2,0$ .

1- Quaternary active faults, 2 – borders between structural provinces, 3- borders between seismic zones. For additional explanations see the text.

им дълбочина (до 20 км) с различни локални максимуми (от 5 до 15 км) за отделно обособените сеизмоактивни райони. По-големи дълбочини са характерни отново за южните и югозападни райони на страната.

Макар и много кратък, приведенният по-горе преглед на сеизмичността, както и предварителните резултати от някои решения на механизми на земетресения, показват, че един последващ геодинамичен анализ се нуждае от отчитане спецификата на обособените сеизмоактивни райони или от сеизмично зонироване. Вариант на такова зонироване е представен на фиг.1 (предложено от E. Votев, 2000 и E. Votев et al., 2002). То се основава на комплексен анализ на няколко известни зонирования (Grigorova et al., 1980; Bonchev et al., 1982; Christoskov, 1999; Christoskov, 2000), извършен при съблюдаване на няколко задължителни стъпки.

Първата стъпка се състои в повторна идентификация на основните сеизмоогнищни зони при отчитане на геотектонските данни за активни съвременни разломи. В нашия случай геотектонска информация за кватернерно активните разломи на територията на страната и прилежащите земи е взета от Iv. Zagorchev (1992), B. Vrabljanski and G. Milev (1993), Iv. Vaptzarov et al. (1995), G. Alexiev (1999).

Втората стъпка представлява обособяване на основните сеизмотектонски зони в рамките на относително общо приетите (в по-горе цитираната литература) структурни провинции като Мизийска платформа, Балканиди, Средногорие, Краищиди, Родопски масив. Това обособяване е извършено по общи или подобни сеизмологични, геофизични и геологични свойства и признаци.

Третата стъпка се състои в идентификация на известни трансверсни дислокации (Bonchev et al., 1982; Dachev, 1988), които са от особена важност за по-нататъшното подразделяне на основните сеизмотектонски зони в отделни сеизмогенни зони. В някои случаи геофизични данни за дълбочинния строеж на средата (Dachev, 1988) са използвани като допълнителна информация за определяне точните граници на окончателните сеизмогенни (или за по-просто сеизмични) зони.

За фиксиране на окончателните граници между отделните зони в някои спорни ситуации е използвана и информация за съществуващо групиране на механизмите на земетресенията.

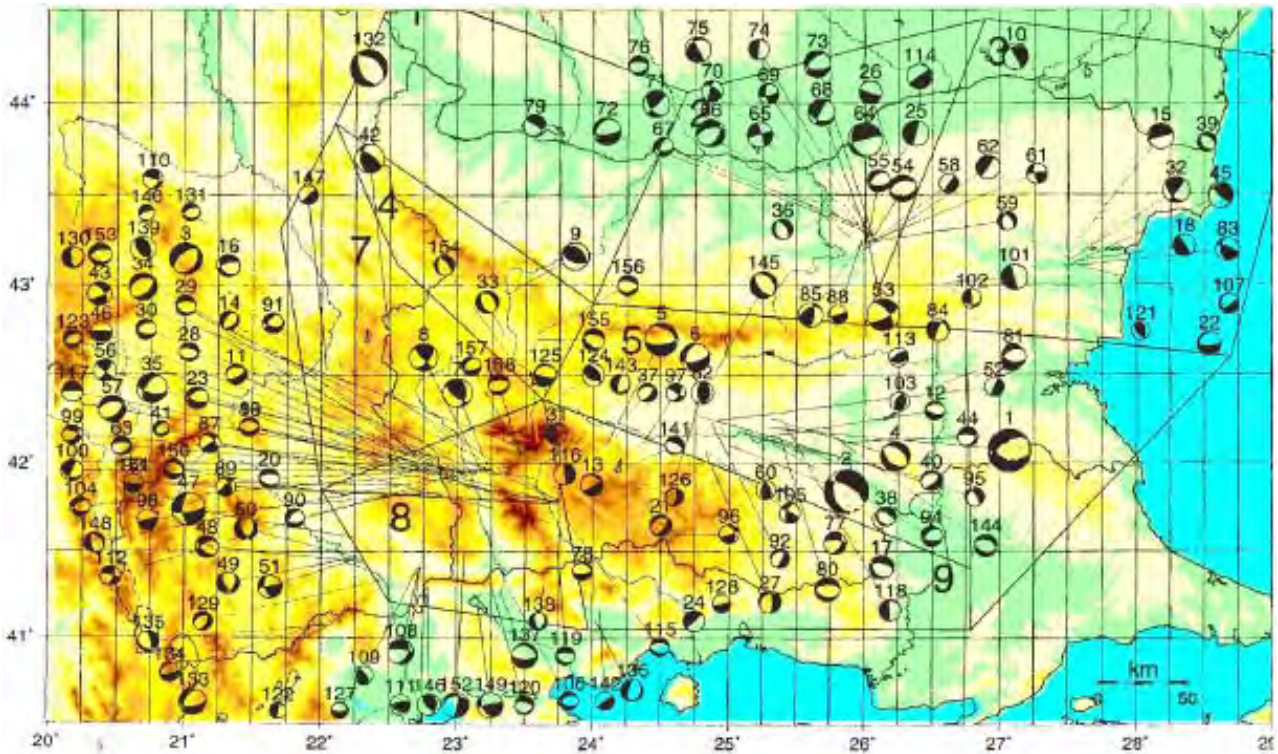
Обобщавайки, трябва да отбележим, че така предложеното зонироване разделя територията на страната и прилежащите земи на 9 различни сеизмични зони, във всяка от които решенията на фокалните механизми на земетресенията (и съответно данните за геодинамичните напрежения) се групират и анализират като база за последващото моде-

лиране на тензорите на регионалните напрежения и реализираните деформации.

### Решения на фокалните механизми на земетресенията

През периода на по-високоточна регистрация на земетресенията (след 1980 г.) на територията на България се появила поредица решения на механизмите на земетресения (над 190). Относително невысокият брой и лошото качество на тези решения се дължи както на естеството на регистрираните предимно слаби земетресения, така и на факта, че високочувствителна сеизмологична апаратура на Балканите бе инсталирана едва в началото на 80-те години на XX в. За целите на настоящото изследване са потърсени и анализирани всички решения на механизмите на 192 земетресения на територията на страната и прилежащите ѝ земи през последните десетилетия на XX в. (Georgiev, 1987, 1994, 1999; Oncescu et al., 1990; Stanishkova and Slejko, 1991; Sokerova and Dineva, 1992; Shanov et al., 1992; Shanov and Georgiev, 1995; Bulgaria catalogue of earthquakes 1981-1990, Solakov and Simeonova, 1993; Glavcheva et al., 1996; Aleksiev and Georgiev, 1996, 1997, 1999; Dimitrov et al., 1999). За периода преди 1980 г. са използвани източници като A. Ritsema (1974), R. Glavcheva (1984), Jackson and McKenzie (1988) и Van Eck and Stoyanov (1996). За подбор на най-точното решение в случаите на наличие на повече от едно решение са използвани критерии като оценката на качеството на решението (когато съществува такава), количеството на регистриращите станции с ясни първи встъпления, процента на съгласуващи се първи встъпления с крайното решение. Като помощен критерий е използвано и евентуалното наличие на допълнителна информация в публикациите, както и сравнителен анализ на качествата на използваните методики. Поради недостатъчно екзактно или несъгласувано представяне на фокалните параметри в някои работи се наложи повторното им пресмятане по процедура, описана в L. Christoskov (1999). С цел хомогенизация и съгласуваност на фокалните параметри е извършена детайлна проверка, тестване и евентуално рекалкулиране на решенията. В последна сметка всички параметри на фокалните механизми са унифицирани и представени във вида, изискван от дефинициите на Aki and Richards (1980). Така полученият комплекс от фокални данни за 192 земетресения е детайлно анализиран и допълнително тестван, в резултат на което са отстранени 34 събития и е съставен окончателният представителен каталог от 158 земетресения с достатъчно високоточни и съгласувани данни за техните механизми.

С изключение на 4 случая, всичките земетресения от окончателния каталог с решения на ме-



**Фиг. 2.** Разпределение на фокални механизми на земетресенията, използвани за оценка на регионалните напрежения и деформации

**Fig.2.** Distribution of focal mechanisms of earthquakes, used for valuation of regional tensions and deformations

ханизмите принадлежат на периода на високочестна регистрация (1980–2000 г.). Преобладаващата част от решенията (69 %) са от периода 1981-1990 г. (Dineva, 1993). Средните грешки в определяне на хипоцентралните параметри са: 1,8 km по географска ширина, 1,9 km по географска дължина, 3,1 km в дълбочина и 0,32 s средноквадратична грешка на решението. Средният магнитуд на земетресенията е 3,9, средната им дълбочина е 11,8 km (90 % от случаите са локализиращи в интервала 8 – 20 km), и средният брой на отбелязани полярности (посока на ясни първи встъпления) е 28. Тук трябва да отбележим, че минималният брой на полярностите е 8. Всичките 158 земетресения имат  $M > 3,0$  (с 1 изключение), но повечето от тях са слаби земетресения: 111 имат магнитуд между 3,0 и 4,0; 20 – между 4,0 и

5,0; 5 – между 5,0 и 6,0, и магнитудът само на едно земетресение надвишава 6,0.

Болшинството решения на механизмите от окончателния каталог са класифицирани по качествен показател. Този показател идва от оценката на доверителния интервал в стойностите на получените решения за направлението на нодалните равнини и осите на локалните напрежения. Разглеждайки доверителния интервал като един вид отклонение от истинското решение, качественият показател е представен като увеличаващо се отклонение (или намаляваща точност) за класове А, В, С и D. Случаите със затруднена количествена оценка (26 %) на доверителния интервал в отклонението на параметрите на механизмите са отнесени към третия клас на точност С. Като резултат, решенията на ме-

**Табл. 1.** Статистика на фокалните параметри на земетресенията  
**Table. 1.** Statistics of focal parameters of earthquakes

N of polarities	8 – 10			11 – 20			21 – 40			41 – 80			81 – 160		
Quality	D	C	A,B	D	C	A,B	D	C	A,B	D	C	AB	D	C	A,B
Weight	1	2	3	2	3	4	3	4	5	4	5	6	5	6	7
N of events	3	19	11	6	70	19	11	9		2	3		2	3	

All events: 158

33

95

20

5

5

ханизмите на земетресенията в каталога са класифицирани както следва: 11 в клас А, 34 в клас В, 104 в клас С и 9 в клас D. Ниският брой събития в последния клас на точност се дължи на отстраняването на 34-те събития с лошо обусловени решения. При последващите моделни пресмятания на тензорите на регионалните напрежения и деформации на решенията на механизмите на земетресенията са приписвани тегловни коефициенти, пропорционални на класовете точност и на броя на полярностите. Процедурата на класификация на решенията на механизмите и някои нейни статистически показатели са представени в таблица 1.

Относно параметрите на решенията на механизмите в окончателния каталог можем да обобщим, че земетресенията са предимно от разседно-възседен тип с известна отседна компонента (вж. Ботев и др., 2011, с. 12).

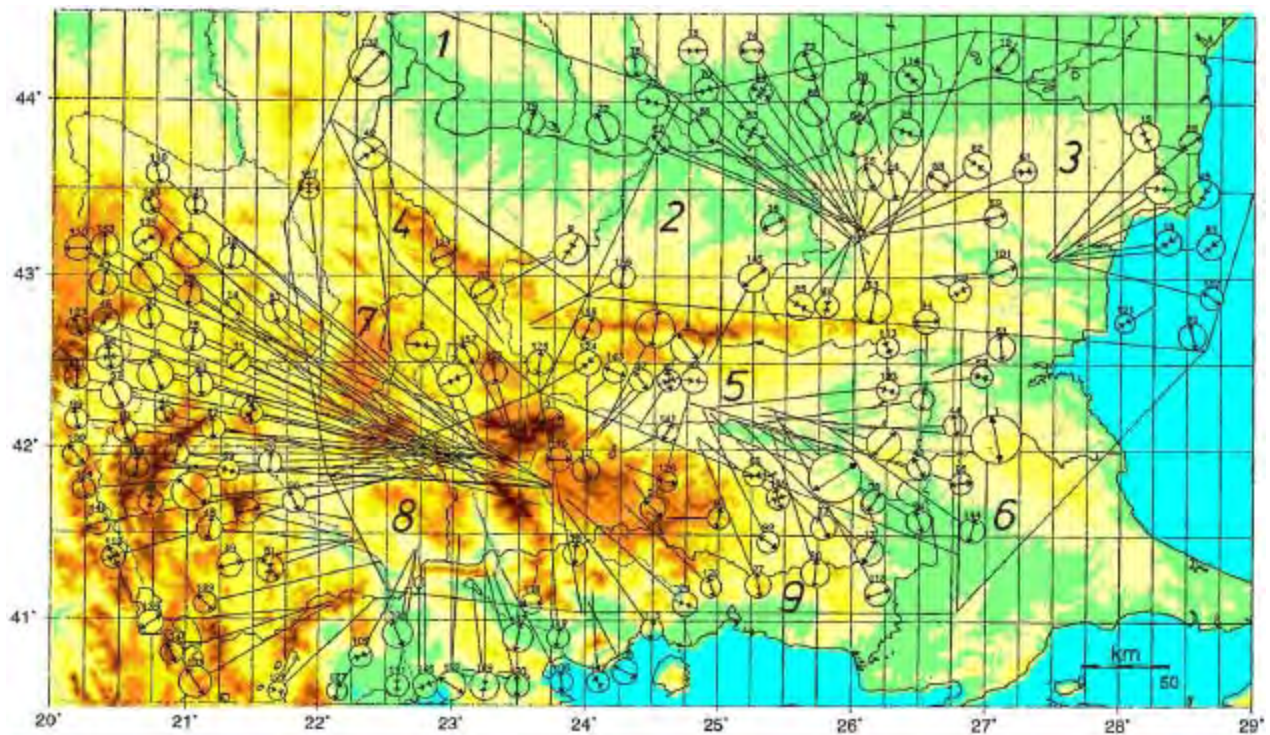
### Основни сеизмологични и фокално-геодинамични характеристики на сеизмичните зони

Отчитайки териториалното разпределение на фокалните механизми (фиг. 2), отново трябва да отбележим очевидното преобладаване на разседните механизми, както и намаляването на това преобла-

даване от югозапад на североизток. Този феномен се вижда най-добре от представения по-долу кратък преглед на сеизмологичните и фокални характеристики на сеизмичните зони. Още повече, че в този преглед са включени и коментари за наличните активни разломи като основа на реалната сеизмогенеза. В геодинамичен аспект е отделено специално внимание на фокалните параметри и съответните им геодинамични напрежения (фиг. 3), получени по сеизмологични данни.

Както беше отбелязано по-горе, районът на изследване включва територията на България и прилежащите ѝ земи. Той е разделен на 9 отделни зони със специфични сеизмични и фокално-геодинамични характеристики (фиг. 1, 2 и 3). Това зонирание е близко до предложено в L. Christoskov (2005), поради което наименованията на зоните в повечето случаи са аналогични.

**Видинската зона** (№ 1 на фиг. 1, 2 и 3) включва западните части на Мизийската платформа и Предбалкана. Основната морфоструктура тук е Ломската депресия на Мизийската платформа, където дебелината на седиментната покривка достига 10-12 км – една стабилна в тектонско отношение зона. Източната граница на зоната се асоциира с доли-



**Фиг. 3.** Разпределение на осите на разтягане и на свиване, получени от решенията на механизмите на земетресенията

**Fig. 3.** Distribution of stretching and shrinking axes, obtained by the solutions of earthquake mechanisms

ната на р. Искър. В сеизмично отношение това е зоната с най-слаба активност за цялата българска територия, а данни за спорадични земетресения с магнитуд около и по-голям от 4,0 са известни само за сръбската част от зоната. Двете земетресения от последните години с данни за фокалните механизми са крайно недостатъчни за статистически анализ и моделиране на тензорите на регионално напрежение и деформация.

**Горно-Оряховската зона** (№ 2) се намира в централната част на Северна България и включва централните части на Мизийската платформа и Предбалкана, както и северната ивица от същинска Стара планина. Силната сеизмична активност в тази зона се свързва с тектонските прояви по периферията на Ресенския ров, където се разполага и долината на р. Янтра на границата между Мизийската платформа и Предбалкана. Основният кватернерно активен разлом е Хотнишкият с дължина около 32 км. Най-добре документираното силно земетресение тук се случва през 1913 г. с магнитуд 7,0 и разрушителни последици за гр. Горна Оряховица. Има много бедна информация за подобно по сила земетресение в исторически времена. По североизточното продължение на Ресенския ров е разположена Стражишката депресия, в чиято източна покрайнина (и нейното продължение на североизток) през 1986 г. се реализира много дълга земетръсна поредица с максимален магнитуд 5,7. Тази сеизмична проява се свързва с 25 км дълъг сегмент на кватернерно активния Стражишки разлом. Преобладаващият вид разломно движение в зоната е с нормален разседен фокален механизъм, но значима част от решенията на механизмите (10 от общо 26 на брой) са с ясно изразена възседна компонента. Три от земетресенията с разседно движение имат значителна отседна компонента. Нодалните плоскости на събитията в Стражишката област (където са повечето земетресения в зоната) са с големи вариации, поради което не може да се говори за обединяващ тренд в техните азимутални направления и наклони. Липсата на тренд е характерна и за осите на компресия (Р-осите) на локалните напрежения, докато в същото време известна съгласуваност се наблюдава за осите на декомпресия или на опън (Т-осите). В направлението на тези оси се оформя известен север-северозападен (юг-югоизточен) азимутален тренд. Характерно за наклоните на Т-осите е отсъствието на субвертикално положение, докато повече от 35 % от тях са със субхоризонтални ъгли (от 0° до 15°).

**Шабленската зона** (№ 3) включва източните части Мизийската платформа и Предбалкана, както и северната ивица от Източна Стара планина. Основната тектонска морфоструктура тук е Северобългарското подуване. Границата с Горнооряхов-

ската зона се маркира приблизително от северното продължение на Твърдишкия линеймент (Bonchev et al., 1982), който е много добре дефиниран в Старопланинската област. Източната граница на зоната се асоциира с Черноморския шелф и местоположението на Калиакренската разломна система, определен по многочислени сеизмични профили в акваторията на Черно море. Земетресенията тук са редки, но силни, с хипоцентри понякога достигащи до 40 км дълбочина. Сеизмичността в зоната се свързва главно с проявите на Калиакренската разломна система (Шабленското огнище е с максимален магнитуд 7,5) и по слабоземетръсните Провадийски и Добрички разломи (максимален магнитуд под 5,0). Съществуват известни признаци за индуцирана сеизмичност в Провадийския район (вж. напр. Votев et al., 2005), където от години се експлоатира голямото Миrowsко солно находище. Процентът на възседните фокални механизми е относително голям и вече само половината от земетресенията с такива данни (общо 12 на брой) са с нормални разседни движения по нодалните плоскости (фиг. 2). При всички земетресения не съществуват значими хоризонтални отседни движения и не се забелязва общ тренд в направлението на нодалните плоскости. Само за възседните механизми обаче може да се говори за известен тренд от 30° в наклона на Р-осите и 50° в наклона на Т-осите на локалните напрежения. Някакво обяснение за значителния процент възседни механизми по Калиакренската и даже Провадийската разломни системи, и двете успоредни на Черноморския бряг, може да се търси в тектонския натиск на плочата с океански тип земна кора, предизвикан от меридионалното отваряне на кората в централната част на Черно море.

**Софийската зона** (№ 4) включва западната част на Средногорската структурна провинция, както и южната ивица от Западна Стара планина. Основната тектонска морфоструктура тук е Софийската депресия, която е със северозападно ориентирано удължаване. Основният кватернерно активен разлом е Витошкият, разположен в южната периферия на Софийския грабен. Значима преди всичко в исторически план, сеизмичността тук се свързва с тектонската активност по бордовете на Софийския грабен. Най-силните земетресения от по-ново време са още от началото на ХХ в. – през 1904 г. (M = 5,2) и 1917 г. (M = 5,1). Земетресенията с обработени фокални механизми са само 5 на брой (фиг. 2). Четири от тези земетресения се асоциират със Софийската депресия: те са от нормален разседен тип и нодалните им плоскости са субпаралелни на бордовете на грабена, разположени от север и от юг. Осите на декомпресия (Т-осите) на локалните напрежения са със субхоризонтална ССИ ориентация, а Р-осите са субвертикални. Този резултат се съгласува добре с

геоложката концепция за късноалпийската еволюция на депресията с добре известна продължителна фаза на потъване на самия грабен.

**Средногорската зона (№ 5)** включва централната част на Средногорската структурна провинция, както и южната ивица от Централна Стара планина и северните склонове на Рило-Родопския масив. Източната граница на зоната се свързва с меридионално ориентираната долина на р. Тунджа. Основната тектонска морфоструктура тук е Горнотракийската депресия – най-голямата негативна структура на територията на страната. Сеизмичността в зоната се свързва с тектонската активност на Маришката и Тунджанската разломни ситеми. Зоната е със силно изявена историческа сеизмичност, като последните катастрофални земетресения стават в Маришката долина през 1928 г. – две земетресения през м. април с магнитуд 6,8 и 7,0, последвани от четиригодишна афтершокова серия и повече от 100 км дълги разкъсвания на земната повърхност с максимални амплитуди 1-2 м. Кватернерна активност е развита и по долината на р. Тунджа в източната маргинална част на Средногорската зона. Максималният магнитуд тук е 5,9 (за земетресение, станало в Ямболската огнищна зона през 1909 г.). Друго сеизмично огнище, свързано с Тунджанската разломна система, е разположено в Одринската област. Известно с няколко катастрофални земетресения в историческо време, през XX в. тук се наблюдава слаба сеизмична активност – няколко десетки слаби труса са концентрирани източно от Одрин, на турска територия. Като цяло, Средногорската зона включва данни за механизмите на разкъсване на 24 земетресения, повечето от които (75 %) са с нормално разседно движение по нодалните плоскости. Ориентацията на тези плоскости не показва ясен тренд на ориентация, въпреки че се формира известно преобладаващо изток-западно направление. Наклонът на нодалните равнини варира в много широки граници – от 30° до 80°. Тези особености на фокалните равнини се съгласуват с тектонския строеж на Средногорската зона, която се разглежда като система от няколко суперпозирани басейна с удължение в изток-западно направление. Болшинството (65 %) от Т-осите са с наклон в интервала 0° – 23°, докато Р-осите са субвертикални. Само 5 случая са със субхоризонтални Р-оси (съответстващи на преобладаващо отседно движение), чието направление варира в широки граници.

**Бургаската зона (№ 6)** включва източната част на Средногорската структурна провинция, както и южната ивица от Източна Стара планина на север и Странджа планина на юг. Източната граница се асоциира с Черноморското крайбрежие. Основната тектонска морфоструктура тук е Бургаската депре-

сия, която е маркирана от отчетлива гравитационна аномалия. Сеизмичността в зоната е относително слаба – историческите и съвременните земетресения са с магнитуд под 5,0. В последните десетилетия сеизмичните събития са още по-слаби, без достатъчно ясни първи встъпления – не са налични успешни решения на механизми на земетресения.

**Кюстендилската зона (№ 7)** е разположена в централната част на Западна България и обхваща северната част на Струмската структурна провинция или Краищидите. На северозапад зоната се изтегля в сръбска територия, а на североизток граничи със Софийската зона. Основната тектонска морфоструктура тук е Краищидната купуловидна нагъната формация. Максималният магнитуд тук е макросеизмично определен ( $M = 7,0$ ) за земетресение, станало в близост до гр. Кюстендил през 1641 г. Тази сеизмична проява се свързва с Кюстендилския тектонски линеамент, ограничаващ Краищидната позитивна морфоструктура от юг. Съвременната сеизмичност в зоната е значително по-слаба и за разлика от историческата се свързва преди всичко с активността на тектонските структури в централната и в северната част. Най-силните земетресения през XX в. стават по време на известната регионална активизация през 1904 г. (магнитуди 6,5; 5,2; 5,5) и по-късно през 1907 г. ( $M = 4,6$ ), 1911 г. ( $M = 5,0$ ) и 1965 г. ( $M = 4,6$ ). В по-ново време само две земетресения в зоната позволяват уверено определяне на фокалните им параметри, което обезмисля техния статистически анализ и последващо моделиране на регионалното напрежение.

**Струмската зона (№ 8)** е разположена в Юго-западна България и обхваща южната част на Струмската структурна провинция, както и западната част на Родопската структурна провинция (Рилския и Пиринския хорстове) и източната част на Сръбскомакедонския масив (Беласишка и Огражденска планина). На запад зоната се простира в територията на Македония, а на юг навлиза в Гърция, обхващайки разломните структури по Средноместенския линеамент. Максималният магнитуд 7,8 е реализиран в Крупнишкото земетръсно огнище преди повече от 100 години (април, 1904 г.) и се счита за едно от най-силните корови земетресения в Европа. Тази сеизмична проява се свързва с Крупнишкия разлом линеамент, който ограничава Симитлийската негативна морфоструктура от юг. Съвременната сеизмичност тук е значително по-слаба, но с най-висока честота на слабите сеизмични прояви (около 1/3 от микроземетресенията в България, регистрирани през последните 2-3 десетилетия). Към тази земетръсна активност в наши дни причисляваме и дифузната сеизмичност по североизточното продължение на Крупнишкия линеамент – няколко роєви

многочислени поредици от слаби земетресения се реализират в южния дял на Рила планина. Максималното земетресение в Беласишкото земетръсно огнище (югозападния ъгъл на изследвания район) е с магнитуд 6,7. Характерно и за двете разломни системи – Крупнишката и Беласишката – е напречното им разположение спрямо първоранговия Струмски разломен линеамент с близка до меридионалната ориентация. За него обаче отсъстват явни доказателства за съвременна активност. Източната граница на зоната минава през западните склонове на Родопите, включвайки по този начин Горноместенската субмеридионална разломна система, за последно активирана през 1972 г. ( $M = 5,0$ ). Високата честота на слабите земетресения в последните десетилетия обуславя и голямия брой определения на фокални механизми в тази зона. Над 80 % от 57-те решения на механизми в зоната са с преобладаващо нормален разседен тип, но и със значителна отседна компонента на движение по нодалните плоскости, чиито азимутални ориентации варират в много тесни граници – от  $70^\circ$  до  $90^\circ$ . Тази посока съвпада с ориентацията на Крупнишката и Беласишката разломни системи. Наклоните на нодалните плоскости са основно (60 %) в границите от  $30^\circ$  до  $60^\circ$ , което също отговаря на представите ни за реалното залягане на разломните равнини по тези системи. Забележителна характеристика за тази зона е ясно изразеният тренд на ориентация на Т-осите – почти хоризонтална със север-северозападна азимутална посока. Няма единен тренд за Р-осите, с изключение на случаите със субхоризонтална ориентация, когато изток-североизточната посока ясно доминира – комбинация, предполагаща отседни движения. На практика голяма част от тези случаи се свързват с действителни прояви на известни с отседните си характеристики тектонски разломи.

**Родопската зона** (№ 9) е разположена в централната част на Южна България и обхваща значителна част от Рило-Родопската структурна провинция. На юг-югоизток зоната се изтегля в гръцка територия, а на север и запад граничи със Средногорската и Струмската зони. Основната тектонска морфоструктура са Родопите, а на северозапад се включва и значителна част от източния дял на Рила. Максималните магнитуди са макросейсмично определени ( $M = 6,9$  и  $M = 7,3$ , съгласно Parazachos et al., 2000) за земетресения, станали в южните склонове на Родопите на гръцка територия през 1829 г. Тези земетресения се свързват с активността на Средноместенския разломен линеамент. Сейсмичните прояви на българска територия са значително по-слаби – отсъстват данни за силни исторически земетресения, а максималните магнитуди през ХХ в. са по-малки от 5,5. Сейсмичността през периода на високоточна регистрация на земетресенията

(след 1980 г.) е още по-слаба и за разлика от историческата, се свързва преди всичко с активността на тектонските структури в централните и северозападните части на Родопския масив. Това са основно разломните системи на Чепинската, Доспатската, Девинската и Ардинската депресии. Епицентрите на 20-те земетресения с решения на фокалните механизми са дифузно разпределени по цялата територия на зоната (фиг. 2) и не могат да се свържат с преобладаващото влияние на конкретни разломни структури. Доминиращият тип разломни движения съгласно решенията на фокалните механизми отново е разседният, но вариациите в посоката и наклона на нодалните плоскости са достатъчно големи – не се набелязва определена тенденция за групиране на тези параметри. Осите на максимална декомпресия (Т-осите) са ориентирани основно (над 50 %) в посока север-юг и имат преобладаващ субхоризонтален наклон. Осите на максимална компресия (Р-осите) клонят към вертикална ориентация – над 50 % от ъглите на наклона са по-големи от  $50^\circ$ . Значителна част от останалите оси на компресия са ориентирани субхоризонтално – над 25 % от земетресенията са свързани с преобладаващо отседни движения с по-голяма или по-малка разседна компонента.

### Моделиране на регионалните напрежения и деформации

#### Получаване на тензора на регионалното напрежение

Посоките и относителната големина на принципните оси на тензорите на регионалните напрежения в отделните зеизмични зони са определени по метода на инверсия на данните за фокалните механизми на земетресенията. Използвана е техниката на W. Gephart and D. Forsyth (1984) и W. Gephart (1990), която дава ориентацията на главните напрежения  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  (съответно минималното, междинното и максималното напрежение) и параметъра

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_3 - \sigma_1}$$
 като мярка за относителните големина на напреженията. Параметърът R, определящ отношението между големините на  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ , позволява

теоретически да се определи преобладаващият режим на напреженията. Когато R е около 1/2, то имаме приблизително равенство в големините на трите главни напрежения. При R, клонящо към 1, имаме случай на режим на преобладаваща екстензия, а при R, клонящо към 0, съществува режим на преобладаваща компресия.



Основната презумпция на използваната методика е, че за даден набор от понякога твърде различни механизми на множество земетресения в един регион, регионалният тензор на напреженията е един и същ. Такава хипотеза е особено подходяща за случаите на дълговременно активни и със сложен тектонски строеж региони, където съществуват множество разнообразни предварително ослабени зони. Основният подход при използваната методика е намирането на един общ тензор на напреженията, който минимизира ъгловото отклонение между наблюдавания върху всяка разломна равнина вектор на преместването и посоката на моделираното тангенциално напрежение. По такъв начин програмата търси минимизация на ъгловите разлики между изчислените принципни (или главни – за един общ тензор на напреженията) и наблюдаваните отделни оси на напреженията за всички земетресения в региона. Решаването на обратната задача за полето на напреженията практически се свежда до определяне на девиаторната част на общия тензор на напреженията, т.е. параметрите, които се определят са четири – посоките на трите принципни напреже-

ния  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  и параметърът  $R$ , които отговарят на модела, отклоняващ се най-малко от наблюденията. Такъв модел се получава чрез многократни тествания на различни видове варианти на общия тензор на напреженията, докато се достигне до такъв, спрямо който изчислените отклонения за всички земетресения съответстват на предварително зададен минимален мисфит. Този тензор на напреженията се приема за максимално правдоподобен и съответно най-близък до регионалния.

Програмата на W. Gephart and D. Forsyth (1984) дава възможност да се определят доверителните граници за най-доброто моделно решение на тензора на напреженията в съответната статистическа норма L1. По този начин качеството на инверсното решение се тества чрез 95 % доверителен интервал на най-добрия модел за напреженията :

$$\alpha = \left( \frac{1.96(\pi/2 - 1)^{1/2} n^{1/2} + n}{n - k} \right) \alpha_{\min} \quad (1)$$

където  $\alpha_{\min}$  е минималното средно отклонение на ъглите на ротация на наблюдаваните оси на напреженията спрямо моделните,  $n$  е броят на наблюденията (отделните фокални механизми), а  $k$  е броят на променливите, изчислявани за модела, в нашия случай  $k = 4$ .

Съвместимостта на наблюдаваните механизми на огнището на земетреенията с моделното решение за параметрите на тензора на регионалното напрежение ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  и параметъра  $R$ ) се проверява посредством тест на Mohr-Coulomb. Моделният тензор на напреженията е съвместим,

когато площите на общоприетите кръгове на Mohr, определени по 95 % доверителни интервали за ориентацията на  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , не се застъпват на стереомрежата. Като най-общо се приема условието, че много добра съвместимост на наблюдаваните данни с модела съществува, когато едната (реалната) нодална плоскост за всяко отделно земетресение показва ъглова ротация до  $20^\circ$ , а в същото време другата нодална плоскост показва ъглова ротация с най-малко  $10^\circ$  по-голяма от тази на първата (действителната) плоскост.

Основните преимущества на метода на W. Gephart и D. Forsyth са в следното: осите на локалните напрежения, определени чрез фокалните механизми, могат да не съвпадат с тези на главните регионални напрежения (отчита се възможността разрушаването на средата да става по ослабени зони с различна ориентация); получават се обективни доверителни граници за полето на напреженията; оценява се по коя от двете нодални плоскости е извършено реалното движение; оценява се каква е степента на мисфит (несъвместимост) на данните за фокалните механизми с конкретния модел на тензора на регионалното напрежение.

Окончателните резултати от пресмятането на тензорите на регионалните напрежения с изложения по-горе метод за всички зони с необходимия минимум от данни са представени в табл. 2. След предварителните тестове за съвместимост при конкретното прилагане на данните за фокалните механизми се наложиха някои незначителни редукиции, отразени в броя на използваните земетресения по зони.

### Получаване на тензора на деформациите

Полето на деформациите в настоящата работа се анализира посредством оценката на ориентацията на принципните (главните) оси на тензора на деформация във всяка сеизмична зона. Елементите на тензора на реализираната (освободена) деформация се пресмята с помощта на моментния тензор на огнищата на земетресенията съгласно релацията на В. Kostrov (1974):

$$\varepsilon_j^k = \frac{1}{2\mu V} \sum_k M_j^k$$

където  $\mu$  е модулът на твърдостта ( $3 \cdot 10^{10}$  Pa);  $V$  е обемът на земната кора, обхваната от земетръсния процес в зоната;

$M_j^k$  е моментният тензор на отделните ( $k$ -то) земетресения.

Моментният тензор се свързва със скаларния сеизмичен момент посредством релацията:

$$M_j^k = M_0^k (u_i^k n_j^k + u_j^k n_i^k)$$

където  $u_i^k$  е единичният вектор, нормален към плоскостта на разлома;

$u_j^k$  е единичният вектор, паралелен на посоката на плъзгане.

Поради отсъствието на други данни, скаларният сеизмичен момент  $M_0$  се пресмята с помощта на известния магнитуд на земетресенията  $M$  посредством релацията на J. Riznichenko (1985):

$$\text{Log } M_0 = 1.6M + 8.4 \pm 0.5$$

Изчислените по тези формули елементи на тензора на деформацията се разглеждат по аналогия с елементите на тензора на регионалното напрежение. Съответните елементи от тензора на деформацията, представени като направления на главните оси на деформацията за всяка зона с необходимия минимум от данни, са изложени в табл. 3.

### Резултати от моделирането на регионалното напрежение и деформация

Съгласно приетата абrevиатура Z1, Z2, Z3, , , Z9 за съкратено означаване на 9-те сеизмични зони в България, разгледани по горе, в таблиците 2 и 3 липсва информация за Z1, Z4, Z6 и Z7. Това означава, че данните за фокалните механизми в тези зони не са били достатъчно за коректна количествена моделна оценка на параметрите на техните обобщени регионални тензори на напреженията.

Както е известно, за целите на геодинамичния анализ на тектонски активните области с преобладаваща плитка (или приповърхностна) сеизмичност от съществено значение е видът на тектонското напрежение в приповърхностен план.

Теоретично, режимът на преобладаващи напрежения зависи както от големината на параметър

ра  $R$ , така и от вида на наклоните (субхоризонтален, субвертикален) на съответните оси на максимална

компресия  $\sigma_1$  и екстензия  $\sigma_3$ . Най-общо, за всички зони прави впечатление доминирането на условия за нормален разседен тип движения – параметърът  $R$  демонстрира наличието на преобладаващ екстензионен режим на напрежение по големината, а осите на декомпресия  $\sigma_3$  (или екстензия) са с почти хоризонтална ориентация. Практически геодинамичните условия в земните недра рядко позволяват вариране на параметърът  $R$  в широки граници около нормалната стойност  $R = 0,5$ . В този смисъл известна несъгласуваност (или наличие на силно нееднородна среда) се наблюдава в две от зоните с относително нисък брой на фокални механизми, където параметърът  $R$  достига стойности 0,8. Значителното изменение на параметърът  $R$  (от 0,3 до 0,8) сочи, че големините на принципните напрежения в отделните зони се различават значително една спрямо друга – индикация за твърде нееднородна по напрегнатост земна кора като цяло.

От анализа на резултатите, представени в табл. 2 по зони, се вижда, че в приповърхностен хоризонтален план Горнооряховската зона (Z2) се характеризира с преобладаващи север-северозападни екстензионни напрежения. В същото време максималните компресивни напрежения са ориентирани в посока изток-запад. Нормален екстензионен режим се наблюдава също в Шабленската зона (Z3) и в Средногорската зона (Z5). Максималните компресивни напрежения са ориентирани в посока изток-югоизток за Шабленската зона, докато за Средногорската зона са ориентирани в североизточна посока. Максималните компресивни напрежения за всички дотук изброени зони са с почти вертикална ориентация, докато екстензионните напрежения са практически хоризонтални и имат север-североизточна (Z2, Z3) или чисто се-

Табл. 2. Ориентация на главните оси на тензора на напреженията  
Table. 2. Orientation of the tensor main axes tensions

Zone	N	Misfit	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		R
			Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	
Z2	22	5,2	84	67	244	22	337	7	0,3
Z3	12	7,8	103	79	257	10	348	5	0,8
Z5	20	5,0	45	75	213	15	304	3	0,8
Z8	49	7,1	79	37	270	52	173	5	0,5
Z9	18	7,3	264	6	12	72	172	17	0,7

вероизточна (Z5) ориентация. Режим на напреженията за разседен характер на приповърхностните движения, но със значителна отседна компонента се създава в Струмската зона (Z8). Екстензионните напрежения и тук отново са практически хоризонтални със северна ориентация, докато компресивните напрежения вече са значително по-полегати с изток-североизточна ориентация и биха могли да доведат до хоризонтални придвижвания по предварително оформени разломни плоскости с подходяща посока. Родопската зона (Z9) се характеризира с параметри на тензора на напреженията за типично отседен режим – максималните компресивни напрежения са практически хоризонтални с посока изток-запад, а екстензионните са по нормалата им са почти хоризонтални.

Така направеният коментар за условията на напрегнатост на средата в отделните зони би бил идеално валиден при достатъчен брой добре обусловени решения на механизмите на земетресенията в тях. Практическите обстоятелства са различни и неравноправни (табл. 2), което ни дава основание да направим някои ограничителни бележки. Резултативният тензор на напреженията в Шабленската зона (Z3) трябва да се приема като твърде приблизителен поради неголемия брой N (12) на съместимите решения на механизми, използвани от инверсната програма. Не можем да не отбележим съмнителността на факта, че тъкмо за зоните с относително малко механизми на земетресения (Z3, Z5, Z9) се получават най-високите, не толкова популярни, стойности за параметъра R. Известно противоречие се забелязва и в резултата, че зоните с най-нисък мисфит са със статистически невисок брой N на съместими решения на механизмите.

В табл. 3 са представени главните елементи на тензора на деформацията, отразяващи азиму-

талните направления и ъглите на принципните оси на регионалните тензори на общата деформация във всяка зона. Трябва да подчертаем, че съгласно процедурите, описани по-горе, параметрите на тензорите на деформация са получени чрез директни изчисления и усредняване на косвени наблюдателни данни, а не чрез сравнения с обобщен модел и минимизация на наблюдателните разлики. При сравнението с параметрите на тензорите на напреженията в табл. 2 трябва да се има предвид, че моделът се свързва еднозначно с регионалното поле на напреженията. В същото време тензорът на деформацията представлява само усреднена сеизмична деформация, а не цялостното регионално тектонско поле на деформация. В този смисъл сравнението на данните от табл. 3 с реални данни за тектонски деформации трябва да се приема достатъчно условно. При сравнението на параметрите на регионалните полета на напрежения в зоните (табл. 2) с тези на регионалните тензори на сеизмична деформация (табл. 3) се установява, че направленията на отделните главни оси на напрежения в повечето случаи не съвпадат с тези на съответните главни оси на деформация. При условие, че приемем полето на сеизмичната деформация като достатъчно представително за тектонското поле на деформациите, можем да направим поредния извод относно силно хетерогенния характер на полето на напреженията в българските сеизмични зони. Този извод се базира на факта, че несъвпаденията между полетата на напреженията и деформациите е характерно за земите с дълговременна активна тектоника (наличие на многообразни отслабени структури). В такива райони тектонското поле на напреженията е хетерогенно и защото кората е, най-общо казано, неравномерно напрегната (Wyss et al., 1992).

**Табл. 3.** Ориентация на главните оси на тензора на деформациите  
**Table 3.** Orientation of the main tensor axes deformations

ZONE	N	$\varepsilon_1$		$\varepsilon_2$		$\varepsilon_3$	
		Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge	Azimuth	Plunge
Z2	22	133	43	260	33	12	30
Z3	12	113	34	220	23	337	47
Z5	20	54	16	314	31	167	55
Z8	49	134	80	235	2	325	10
Z9	18	324	65	92	16	188	19

## Литература

- Aki K. and Richards P.G. Quantative seismology: Theory and Methods. New York, pp. 801-802.
- Alexiev G. and Georgiev Tz. Geodynamic problems of the Kraiste-Srednogorie morphostrucural zone (in Bulgarian). *Problems of Geography*, 1980, 4, 37-46.
- Alexiev G. and Georgiev Tz. Morphotectonics and seismic activity of the Sofia depression (in Bulgarian). *Problems of Geography*, 1997, 1-2, 60-69.
- Alexiev G. The role of intense destructive taphrogenesis in shaping the morphostructural patterns of Bulgaria territory. *Problems of Geography*, 1999, 4, 46-57.
- Bonchev E., Boune V.I., Christoskov L., Karagjuleva J., Kostadinov V., Reisner G.J., Rizhikova Sn., Shebalin N.V., Sholpo V.N. and Sokerova D. A method for compilation of seismic zoning prognostic maps for the territory of Bulgaria. *GeologicaBalcanica*, 1982, 12.2, 3-48
- Botev E. Structure of the lithosphere of the Balkans from the seismological data. PhD thesis, Moscow (in Russian), 1985, 180 pp.
- Botev E. On the Seismotectonics of the Bulgarian territory. Final Report N236 / ICTP Program for training and research in Italian laboratories, 2000, Trieste, Italy, 87 pp.
- Botev E., Babachkova B., Dimitrov B., Velichkova S., Tzoncheva I., Donkova K., Dimitrova S. Preliminary data on the seismic events recorded by NOTSSI in January-June 1991 ... July-December 2003. *Bulg. Geophys. J.*, 16, 17, ...30.
- Botev E., Burmakov Ju.A., Treussov A.V and Vinnik L.P. 3-D velocity inhomogeneities in the mantle beneath the central part of Balkan region (in Russian). *Bulg.Geoph.J.*, 1987, 13, N1, pp 43-53.
- Botev E., Glavcheva R., Matova M., Dimitrova S., Tzoncheva I. Monitoring of Natural and Induced Seismicity of Provadia region (NEBulgaria). Report on the General Assembly 2005 of European Geosciences Union, Geophysical Research Abstract, 2005, Vol.7, EGU05-A-06857, pp 1607-1610.
- Botev E., Slejko D., Bressan G. and Bragato P. Stress and strain modeling of the Bulgarian area from the focal mechanisms. 3<sup>rd</sup> Balkan Geophysical Congress and Exhibition, 24-28 June 2002, Sofia, Book of abstracts, 329-330.
- Christoskov L. Physics of the seismic waves and sources. Lectures on seismology in Sofia University (in Bulgarian), 1999, 380 pp.
- Christoskov L. Earthquakes – hazard and contrameasures (in Bulgarian). 2000, Sofia M&M press, 62 pp.
- Christoskov L. Seismology – physics of the seismic waves and sources (in Bulgarian). 2005, Sof.Univ.Press. 362 pp.
- Christoskov, L., Glavcheva R., Georgiev Tz., Christova Tz., Donkova K., Simeonova S., Solakov D., Dineva S., Mihaylov D., Dimitrov B., Spassov E. Seismological features of the region of the 1986 earthquake sequence, *Bulg. Geophys. J.* 1988, 14 (2), 73-89.
- Christoskov L. and Grigorova E. Energetic and space characteristics of the destructive earthquakes in Bulgaria since 1990 (in Bulgarian). *Izv.BAS*, 1968, vol XII, 23-46.
- Christoskov L, Sokerova D. and Rizhikova Sn. New catalogue of the earthquakes in the territory of Bulgaria and adjacent region for the period V century BC to XIX century, Archives of the Geophysical Institute of BAS, Sofia, 1979.
- Dachev Hr. Structure of the earth crust in Bulgaria. Technika, Sofia, 1988, 334p, (in bulgarien).
- Dimitrov D., Ruegg J.-C., Armijo R., Meyer B. and Botev E. The 1928 Bulgarian earthquakes revised: fault geometry, geodetic data and modelling. *Tectonophysics*, 1999, v.213, 114-127.
- Dineva S.I. On the determination of fault plane solutions of earthquakes of the Carpatho-Balkan region (in Russian), *Physics of the Earth*, 1983, N8, pp. 90-100.
- Dineva S. Fault plane solutions, in: Solakov D. and Simeonova St. (eds.) Bulgaria catalogue of earthquakes 1981-1990. Bulgarian Academy of Sciences, Geophysical Institute, Seismological department, Sofia, 1993.
- Georgiev Tz. Fault plane solutions, pressure and tension axes for some earthquakes in SW Bulgaria. *Bulg.Geoph.J.*, 1987, v.13, N3, 102-108.
- Georgiev Tz. Seismotectonic characteristics of the dislocation line along the Strjama river valley (in Bulgarian). *Bulg.Geoph.J.*, 1994, v.20, N2, 50-56.
- Georgiev Tz. Geodynamics and seismotectonics of the Rila zone (in Bulgarian). In: "Geodynamic investigations concerning earthquakes of 1904 in Krupnik-Kresna", Proceedings of the Symposium in Blagoevgrad, April 27-28, 1999, pp. 223-230.
- Gephart J.W. and Forsyth D.W. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquakes focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, 1984, 89, 9305 – 9320.
- Gephart J.W. FMSI: A FORTRAN program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor. *Comput.Geosci.*, 1990, 16, 953-989.
- Glavcheva R. Some characteristics of the mechanic source processes of the 18 April 1928 earthquake (M = 7.0), South Bulgaria. *Bulg.Geophys.J.*, 1984, 10, N2, 13-21.
- Glavcheva R. & Botev E. Seismicity in the eastern part of Upper Thracia Lowland as an element of the geocologic hazard in the area of Thermal Power Plants "Maritsa-East" 1-3. Annual of University of Mining and Geology. Part 1: Geology & Geophysics, 2004, vol. 47, 237-241.
- Glavcheva R., Georgiev Tz., Botev E., Babachkova B. and Toteva T. Sofia valley and the 14 Dec. 1995 earthquake (in Bulgarian). *Bulg.Geophys.J.*, 1996, 22 (3), 44-50.
- Glavcheva R., Samardjieva E., Hrisrova Tz. Territory-Time Course of the Seismic Events in the Region of Western Stara Planina, *Bulg. Geophys. J.* 1981, 7 (4), 28–38.
- Grigorova E., Christoskov L., Rizhikova S. and Sokerova. Seismic lineaments and activity in the seismogenic levels in Bulgaria (in Bulgarian). In: Geodynamics of the Balkans, Technika, Sofia, 1980, 165 pp.
- Grigorova E., Glavcheva R. Foreshock and aftershock series of the earthquake of May 8, 1972. *Intern. Symp., Jena – April 1975. Veroeff. Zentralinst. Phys. d. Erde*, 1975, N 31, 275-280.
- Grigorova E., Sokerova D., Christoskov L. and Rizhikova Sn. Catalogue of the earthquakes in the territory of Bulgaria for the period 1900-1977., Archives of the Geophysical Institute of BAS, Sofia, 1979

Kostrov B.V. Seismic moment and energy of earthquakes and seismic flow of rock. *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth, Engl. Transl.*, 1974, 1, 23-44.

Ritsema A.R. The earthquake mechanisms of the Balkan region. UNDP Project REM/70/172, UNESCO report, *De Bild*, 1974, 87 p.

Riznichenko J.V. Problems of seismology (in Russian). Moscow, Science, 1985, 406 pp.

Simeonova S., Glavcheva R., Solakov D., Dineva S., Botev E., Hristova Tz., Babachkova B., Donkova K. and Aleksandrova I. Seismicity in Bulgaria for the period 1981 – 1990 (in Bulgarian). *Bulg. Geophys. J.*, 1993, 19 (4), 108-118.

Sledzinski J. /ed./ Geodynamic investigations on the territory of Bulgaria – investigations of the Krupnik-Kresna region related to the 1904 earthquake (monograph). Warsaw Univ. of Technology, Inst. of Geodesy and Geodetic Astronomy, Reports on Geodesy, 2000, 49 (4).

Solakov D. and Simeonova S. /eds/. Bulgaria catalogue of earthquakes 1981-1990. Bulgarian Academy of Sciences, Geophysical Institute, Seismological department, Sofia, 1993.

Vrablyanski B. and Milev G. Neotectonic features of the Struma fault zone. *Acta Mont. Igt ASCR*, 90 (4), 111-132. Wyss, M., Liang B., Tanigawa W.R. and Wu X. Comparison of orientations of stress and strain tensors based on fault plane solution in Kaoiki, Haway. *Journ. of Gephys. Res.* 97, 1993, n. B4, 4769-4790.

Wyss, M., Liang B., Tanigawa W.R. and Wu X. Comparison of orientations of stress and strain tensors based on fault plane solution in Kaoiki, Haway. *Journ. of Gephys. Res.* 97, 1992, n. B4, 4769-4790

Zagorchev I. Neotectonics of the central parts of the Balkan peninsula: basic features and concepts. *Geologische Rundschau*, 1992, v.81, N3, 635-654.

---

## SEISMIC TECTONICS OF BULGARIA BY DATA ABOUT EARTHQUAKES MECHANISMS

Assoc. Prof. **Emil Botev**, Ph.D.

National institute of Geophysics, Geodesy and Geography – BAS

### Summary

This paper reflects a view on Seismic Tectonics of Bulgaria, based mainly on seismic data about earthquake mechanisms. These mechanisms as well as the respective tensions of more than 190 earthquakes in Bulgaria and its adhering lands have been analyzed. For the purposes of quantitative modeling of pressures and deformations a preliminary seismic zoning has been offered, focused on the main seismic parameters (including focal ones) for each zone. In order to obtain the seismic tensor geotectonic pressure axes for each zone Gephart's (1990) computer program has been used, based on the Gephart & Forsyth (1980) methodology; valuation of the deformation realized has been carried out through the earthquakes local momentary tensors, in accordance with the Kostov's (1974) approach and relations. Local discrepancies between tensors and regional tensions and the deformations realized are discussed in the light of modern geodynamic hypotheses. Based on the current seismicity analysis, as well as on the pressures and deformations of the Bulgarian territory, a short summarizing discussion is offered about seismic-tectonic processes taking place in the central parts of the Balkans.