

5. Характерни черти на сеизмичния процес и значението му за изследване на земната структура

Когато става дума за значението на сеизмичния процес за изследване на земната структура, трябва да се признае, че още първите негови изследователи много ясно са съзнавали изключителната му място в науките за Земята и по-специално за тези дълбоки земни структури, които са недостъпни за изследване с традиционните геоложки и геофизични методи. Позволявам си да цитирам част от предговора на първата сеизмоложка книга, издадена в България през 1902 г. от първия български сеизмолог Спас Вацов:

“Днес в Европа, Азия, Америка и пр. Съществуват многобройни сеизмични станции, на които числото не престава да расте. И колкото повече се разширява систематичното изучаване на земетресенията и изобщо на сеизмичните явления, толкова повече излиза наяве, че това изучаване има голяма и първостепенна важност както за чистата наука, така и за много практически цели. Между учения свят вече владее общо убеждение, че посредством подробните и тънки изучавания на сеизмическите явления ще се създаде една ярка светлина, която ще ни позволи да надникнем по-дълбоко в земната вътрешност и да се приближим по-скоро към правилното разрешение на извънредно важните проблеми относително нейната направа и нейния състав.”

Тук С.Вацов перефразираща думите на граф Голицин, всепризнатия създател на първия сеизмограф в света, казани още през 19 век.

Геотектонските регионални и локални предпоставки за съществуването на зони, имащи потенциал за генериране на земетресения

В предните лекции се запознахме със сеизмичността на Земята, разпределението на епицентрите на земетресенията, основните сеизмични пояси, сеизмичността в Егейския регион и на територията на България. Подчертана бе ролята на сеизмичността за създаването на стройната теория на Тектониката на плочите, обясняваща по най-добрия за сега начин геодинамичното развитие на нашата планета.

Географското разпределение на сеизмичната активност на Земята показва, че по-голямата част от земетресенията се групират в относително тесни зони, които се наричат “сеизмични зони”.

В действителност, местата, където стават земетресения се различават съществено по геоложки условия и обхващат както стари континентални плочи (например Източен Сибир и Канада), така и млади участъци на сушата (Курилските острови), които в момента се намират в състояние на активно развитие. Т.е. причините за земетресенията не са еднакви навсякъде. В последните години даже надделява и мнението, че сеизмичността вътре в главните плочи е от коренно различен произход в сравнение с тази, която се генерира по границите на плочите. Но в най-общ смисъл, според теорията на земетресенията, в местата където се натрупва излишна енергия, в зоните на големите разломи, включително и прилежащите към тях блокове на земната кора, се увеличава скоростта на приплъзване или възникват нови разломи, всичко това водещо до освобождаване

на сеизмична енергия. Направлението на движение по разлома зависи от характера на напреженията. При разтягащи напрежения се получават нормални разседи, а при доминиращи свиващи напрежения – възседи. Разбира се, положението на осите на тектонските напрежения в пространството и конкретната геоложка обстановка рядко благоприятстват подобни крайни ефекти. Най-често в природата се срещат комбинирани разсед-отседни движения.

Ще разгледаме тектонската картина на Калифорния, която е един класически пример за процесите по най-изучения активен разлом в света – Сан Андреас. Този разлом се проследява по континенталния бряг на Северна Америка на 110 km – от Калифорнийския залив на север до Поинт Арена. По разлома се наблюдава дясноотседно движение – западният блок се премества на север спрямо източния. Геоложката картина се усложнява от много други разломи, които съпътстват основния или са успоредни на него (Калаверас, Хейуърд – в Централна Калифорния; Сан Джасинто и Империял на юг), или даже перпендикулярни – разлома Гарлок (Фиг.5.1).

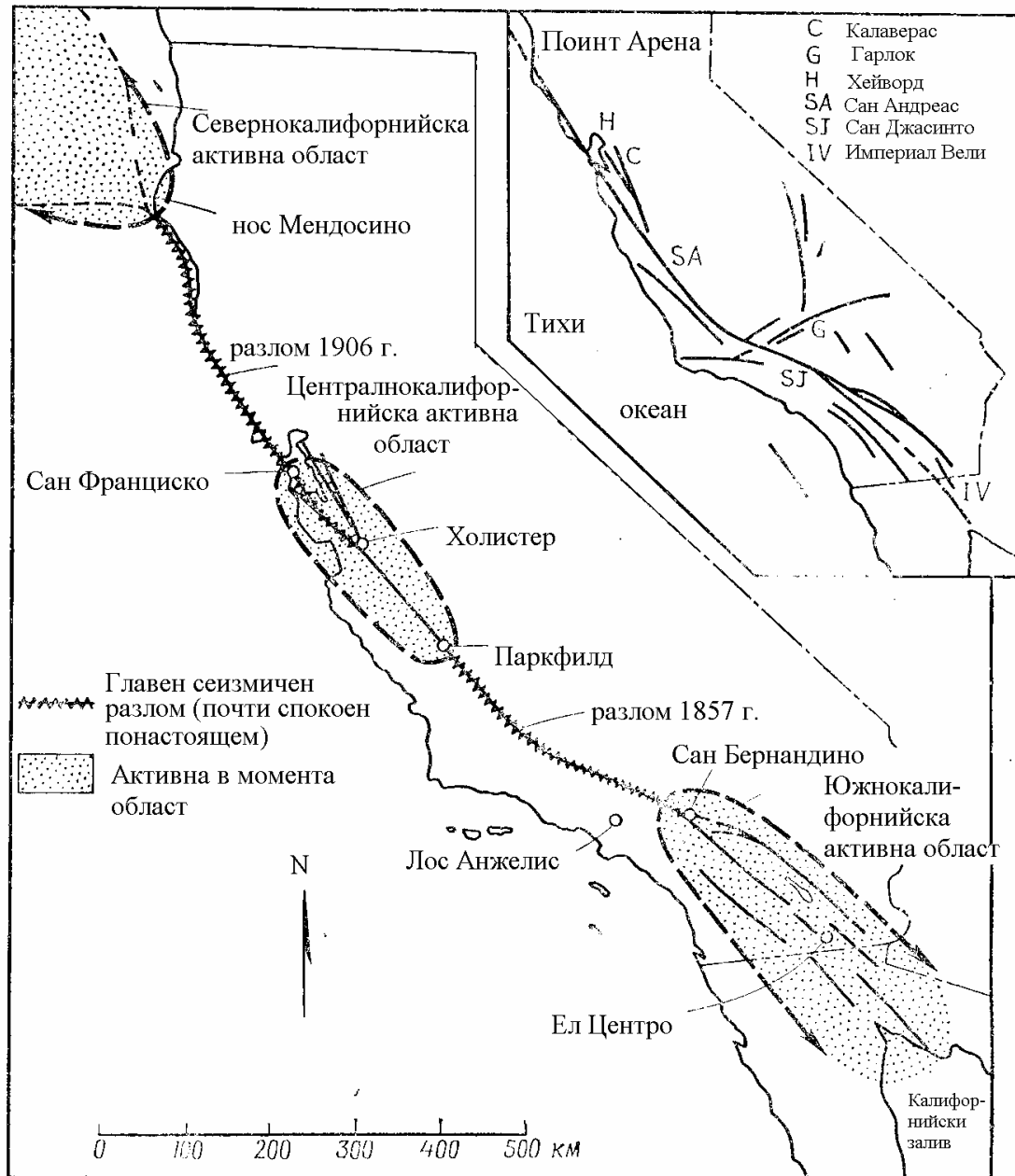
В този регион, отнасящ се към позната ни Тихоокеанска зона, където се генерират както силни, така и слаби земетресения, през последните 150 години са станали 30 силни земетресения (включително и земетресенията в Невада).

Кумулативно движение по разлома през геоложкото му развитие.

Стратиграфските изследвания са довели до откриването на значително дясно отсядане по системата на разлома Сан Андреас. Амплитудата на това отсядане за последните десетки милиони години е няколко стотин километра. След съпоставяне на резултатите от редица геоложки и геоморфоложки изследвания, Кларк и Нилсън са описали историята на движението по разлома в Централна Калифорния (фиг.5.2). Трябва да се отбележи, че дясното отсядане се е натрупвало в разлома за период от около 80 до 60 милиона години назад, след което в един междинен период (между 60 и 20 млн. години назад) няма данни за проява на земетресения. След това, някъде приблизително преди 20 млн. години започва запазилата се и до днес тенденция за преместване по разлома със скорост от около 2 cm годишно.

Продължаващи движения по разлома

Извършените от различни групи геодезични измервания по дължината на разлома откриват, че при силните земетресения става косеизмично движение, които водят и до натрупването на дясноотседното отместване за съответния участък от разлома. Обаче, освен тези внезапни отмествания, за някои отделни участъци са били измерени движения от крипов тип (крип – непрекъснато движение без земетресения). Това е станало при наблюдаване на лозята в Холистър и при някои изкуствени линейни съоръжения. Броун и Уолес, след анализ на съответните данни, за пръв път през 1968 г. стигат до извода, че средната скорост на преместването по разлома в участъка, прилежащ до г.Холистър (Централна Калифорния) е 2 cm годишно. Съвременните геодезични изследвания дават висока скорост на движението по разлома в Централна Калифорния – 3.2 ± 0.5 cm годишно.

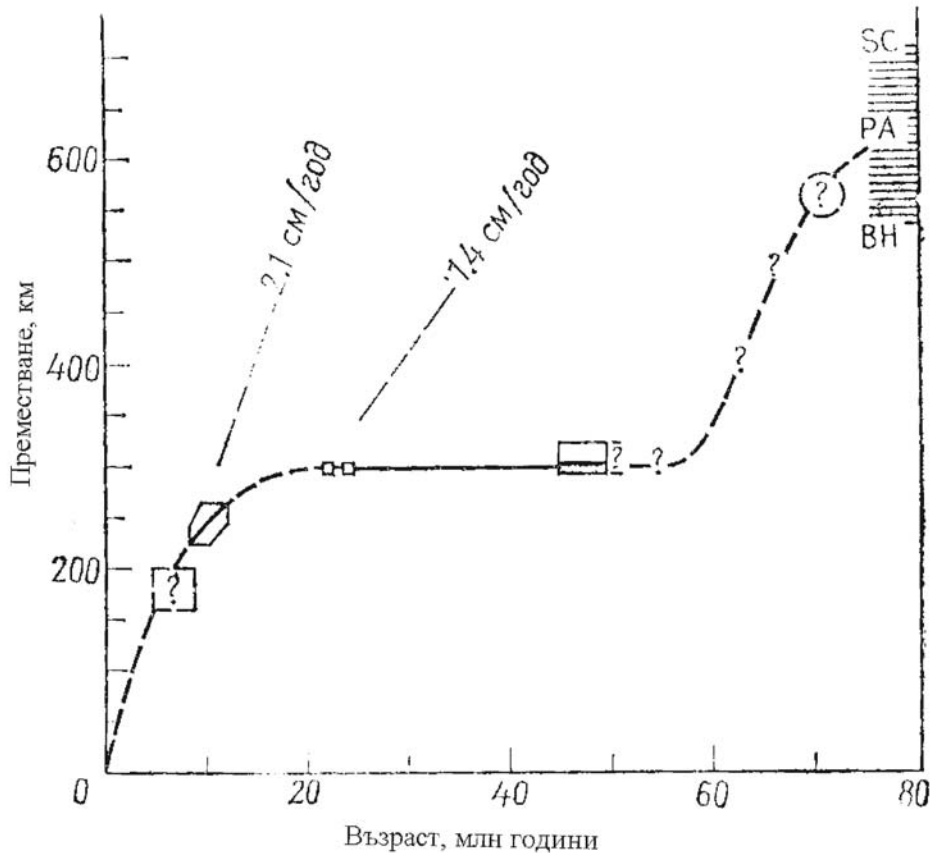


Фиг.5.1 Области на контрастни сеизмични състояния по разломната зона Сан Андреас в Калифорния (по Allen, 1968)

Земетресения в зоната на разлома

За района на Калифорния всички земетресения, било то слаби или силни, се групират около разломите и техните механизми в огнището и разломните повърхности (там където се разкриват) съответстват с вида на движението за всяко отделно място. Трябва да се отбележи отсъствието на огнища на земетресения по дълбоки от 15-18 km, което е характерно за сеизмичността на Калифорния. Това е указание за това, че разломната повърхност на тази дълбочина се намира в

специфично физическо състояние, при което е невъзможно натрупване на достатъчни за генериране на земетресения деформации.



Фиг. 5.2 История на движението по разлома Сан Андреас в Централна Калифорния. Вероятните граници на вариации на възрастта и преместването са представени с многоъгълници. Защрихованата област съответства на движението на мезозойската гранитна основа от Игл Рост Пик до: ВН – Бodega Хед; PA – Пойнт Арена; SC – Шелтер Коув (по Clarke, Nilsen, 1973).

Два типа на освобождаване на деформациите

На фиг.5.1 зоната на разлома е разделена на два участъка, като се изхожда от типа на освобождаване на деформациите. Към първия участък се отнася участъка на катастрофалните земетресения от 1857 и 1906 г., в който нееднократно са се проявявали катастрофални земетресения. В междусеизмичния период не се наблюдават видими движения по разлома. За участъка от втория тип са характерни постоянни движения от крипов тип или многократни слаби земетресения. Това се наблюдава в Централна и Южна Калифорния. Изглежда, в този участък не възникват силни земетресения.

Тектонски условия

Активността по системата Сан Андреас може да се опише като северозападен дрейф на крайбрежната част на Калифорния спрямо цялата останала територия на Северна Америка. Данните, които са показани на фиг. 5.2 позволяват да се проследи историята на развитието от ранния миоцен до днес, но графикът не може да се екстраполира по-назад във времето еднозначно.

Изследването на магнитните линии на границата море-суша в Калифорния дава основната информация за историята на развитието на разлома Сан Андреас. Според модела на Атуотър (1970), приблизително преди 32 милиона години завършва субдукцията на плочата в извънбреговата зона. Когато част Източно Тихоокеанското издигане, която се движи на север спрямо Североамериканската плоча, се “удря” в Калифорния, започва движението по границата на част от плочата, там където издигането започва да се притиска към континенталния блок. Дължината на този участък започва да нараства с времето и в днешно време неговият северен край е нос Мендосино, а южният – Калифорнийският залив. Дясното преместване в системата на разлома Сан Андреас, изразяващо се в северозападно движение на приокеанската част от плочата спрямо континента може да се обясни с налагането на два процеса, отчитани спрямо Североамериканската плоча:

1. Преместване на Източно Тихоокеанското издигане на север;
2. Спрединг на Тихоокеанската плоча в западно направление от него.

От тази гледна точка системата на разлома Сан Андреас може да се разглежда като относително нов трансформен разлом, който се развива под ъгъл спрямо по-рано съществуващите подводни нарушени зони, простиращи се от запад на изток.

Скорост на развитие на процеса в различните тектонски зони

По-горе представеният пример за разлома Сан Андреас недвусмислено показва за натрупване на преместванията по разлома. Типът на тези натрупвания на преместванията може да е различен на различни места от разлома, но като сума те определят общото преместване по цялата му дължина. Съответно, приносът в общото движение по мегаразлома от всяко отделно сеизмично събитие може да се представи като осреднена величина по цялата дължина на мегаразлома. Така, ако се сумират последователно приносите на всички събития, станали в течение на дълъг период, може да се получи стойността на кумулативното предвижване по целия разлом.

Брюн предлага през 1968 година метод за изчисляване на скоростта на движение по главната зона на разлома на базата на сеизмологичните данни. Ако предположим, че зоната на разлома представлява проста повърхност, образувана за сметка на противоположно движещи се маси, то амплитудата на преместването U при земетресение има следния вид:

$$U = \frac{M_0}{\mu A}$$

където μ е якост, M_0 е моментът на източника, A е площта на преместване по разлома. Ако се означи общата площ на повърхността на изследвания мегаразлом с

A_0 , то значението на U за отделен разлом с площ A може да се приведе към ефективно еднородно движение по цялата зона на разлома:

$$\langle U \rangle = U \frac{A}{A_0} = \frac{M_0}{\mu A_0}$$

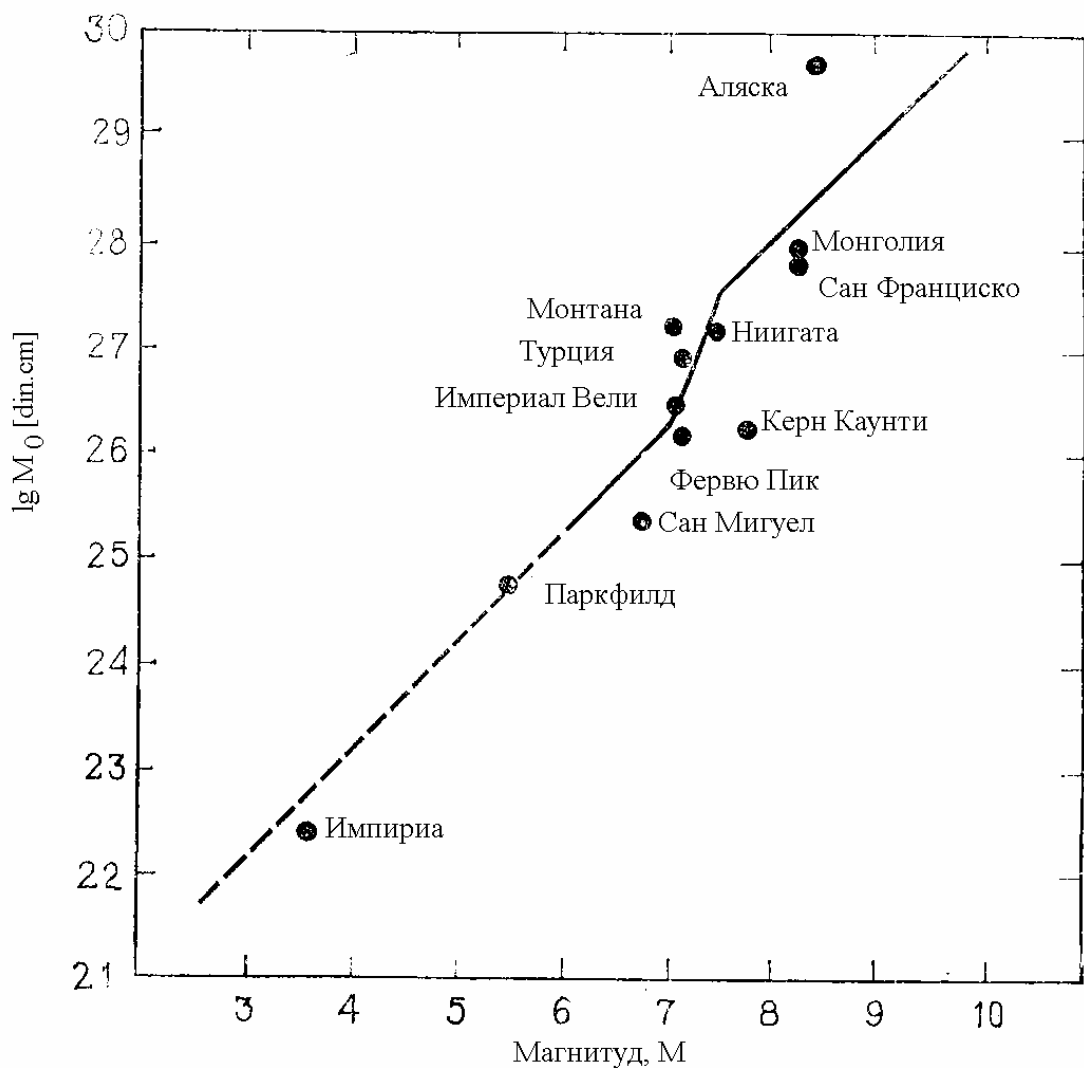
За получаване на общото преместване за някакъв период трябва да се сумират отделните приноси от различни събития:

$$\sum \langle U \rangle = \frac{1}{\mu A_0} \sum M_0$$

Когато е известно значението на M_0 [din.cm] за всички сеизмични събития, които са се случили в зоната на разлома в течение на достатъчно дълъг период от време, последната формула позволява да се изчисли натрупаното в разлома движение и съответно неговата скорост.

Брюн е предложил също и емпирична връзка между момента и магнитуда (фиг.5.3), които той е използвал при изчисленията. Това се оказало доста полезно, защото по-голямата част от статистиката, свързана със земетресенията се основава на магнитудната скала.

Същият учен е направил и разчети за сеизмичността в областта Империял Уели (Южна Калифорния). За всеки магнитуден диапазон е изчислена честотата на земетресенията за периода от 1934 до 1963 г., като са използвани земетресения с $M > 3$. След преминаването от M към M_0 , общият момент се получава от сумирането на отделните компоненти по целия диапазон и се е получил 7.4×10^{26} din.cm. За да се определи A_0 дълбочината на зоната се е възприела 20 km. Нейната дължина е 120 km и така, за напречното сечение се получава 2.4×10^{13} cm². След изчисленията



Фиг. 5.3 Емпирични съотношения между момента и магнитуда (по Brune, 1968).

по формулата за сумарното преместване се получава, че за 29 годишен период неговата стойност е 93 cm, или което е скорост от 2.3 cm годишно. За сравнение, скоростта на преместване, измерена по геодезичен път за същото място е 4-5 cm годишно. Теоретично определената скорост, имайки предвид всички условности, участващи в изчисленията, добре се съгласува с измерванията.

Брун е използвал формулите и за определяне на скоростите на движение и в други сеизмични зони. В Таблица 5.1 е дадена част от неговите резултати. Разбира се, не винаги има достатъчно данни за извършването на подобни изчисления. Нещо повече, самият автор на тези анализи е стигнал до извода, че определянето на скоростта се влияя много силно от това, дали използвания период (т.е. извадката от

земетресения) е достатъчен за получаване на действителни средни значения на скоростта на преместване по разлома.

Таблица 5.1. Пресметнати скорости на движения за зоните на големите разломи [по Brune, 1968]

Зона	Период (години)	L km	D km	$\sum M_0$ din.cm	Скорост на преместването cm/y	Скорост на преместването (измерена) cm/y
Южна Калифорния	1934—63					
Импириал Вели		120	20	$7.4 \cdot 10^{26}$	3.2	
Малък разлом Сан Андреас		130	20	$6.6 \cdot 10^{24}$	0.03	
Керн Каунти		134	20	$4.4 \cdot 10^{27}$	17	
За цялата област		754	20	$8.3 \cdot 10^{27}$	5.8	
Разлом Сан Джасинто	1912-63	280	20	$1.4 \cdot 10^{27}$	1.5	
Южно Калифорнийска област	1912-63	754	20	$9.5 \cdot 10^{27}$	3.7	
Малък разлом Сан Андреас	1800-67	1240	20	$9.0 \cdot 10^{28}$	6.6	
Нова Зеландия	1914—48	1350	20	$2.2 \cdot 10^{28}$	7.2	1.7
Турция (Анадолски разлом)	1939—67	1240	20	$2.5 \cdot 10^{28}$	11	
Островни дъги:						
Тонга (дълбочина 0 — 60 км)	1920—54	1500	85	$7.4 \cdot 10^{28}$	5.2	9.1
Тонга (дълбочина 100—700 км)	1920—54	1500	800	$5.7 \cdot 10^{28}$	0.23 **	
Япония	1905—55	800	60	$1.2 \cdot 10^{29}$	15.7	8.8, 9.0
Алеутски острови	1905-67	3200	85	$2.1 \cdot 10^{29}$	3.8	5.3—6.3

* Ако не е специално определено μ се приема за равно на $3.3 \cdot 10^{11}$ din/cm²
** $\mu = 6.6 \cdot 10^{11}$ din/cm²

Повтаряемост на земетресенията

От по-горе представения пример става ясно, че движенията по разлома, който генерира земетресения, могат да се представят като ефект от повтарящи се сеизмични движения. В най-идеализиран вид това са периоди на натрупване на деформации и последващо тяхно освобождаване чрез земетресения. Или става дума за цикличност на сеизмичността, която за дадена сеизмична зона, която е добре изучена, може да бъде даже използвана за статистическо прогнозиране на земетресенията.

И така, един от най-важните елементи на сеизмичния режим, изясняващ взаимоотношенията в определена съвкупност земетресения за дадено пространство и време, е **повтаряемостта на земетресенията**.

Законът на Гутенберг (в руската литература се нарича Гутенберг-Ризниченко), или законът за повтаряемост на земетресенията се описва от формулата:

$$\lg N_M = a - bM$$

където N_M е количеството земетресения с магнитуд M . Линейна зависимост е изведена въз основа на статистика на сравнително силните земетресения за Земята. Така Гутенберг определя за цялата Земя:

$$\lg N = 9.1 - 1.1M$$

Тази зависимост може да се изведе за всеки район на Земята, за всяка сеизмична зона. Ако за дадена територия известните земетресения се разделят на групи по магнитуди и тяхното количество във всяка група се раздели на периода от време, за което са били определени тези данни, ще се получи нормираното количество земетресения към 1 година за цялата зона на изследването. Тази нормировка може да бъде и за период от 100 години. Може да се направи и нормиране към определена площ – т.е. нормираното за определен период количество земетресения в даден магнитуден диапазон да се раздели на единица площ (1, 100, 1000 km²). Ризниченко предлага като мярка за сеизмичната активност да се използва графикът на повтаряемост за площ от 1000 km² и за период от 1 година, като равнището на енергията да бъде $\lg E$ [J] = 10, или това означава минимален магнитуд 3.3, ако се изхожда от емпиричната връзка между енергията излъчена в земетръсното огнище и магнитуда:

$$\lg E = 4 + 1.8M$$

Следователно, ако площта на нашия район е S km², а срокът на наблюдение T години, то:

$$N^* = \frac{N \cdot 1000}{S \cdot T}$$

На практика, нормирането на количеството земетресения от даден магнитуден интервал може да бъде съобразено с конкретните сеизмични условия, количеството данни и задачата, която се решава. Същото се отнася и за минималното магнитудно ниво, от което нагоре ще се използва информацията.

След определянето на нормираните стойности за всяка енергийна група (магнитуди) се изчислява линейната регресионна зависимост за конкретната изследвана територия.

Коефициентите на регресията имат важно значение за анализиране на сеизмичния режим и за статистически прогнозиране.

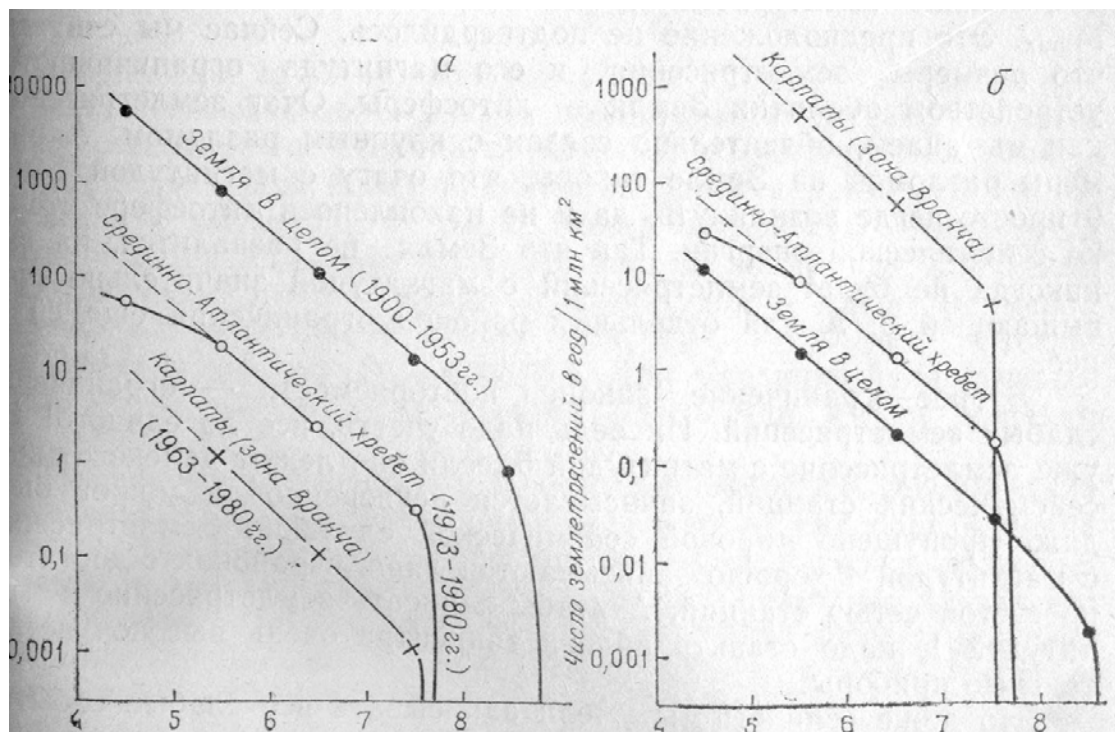
Наклонът на графика на повтаряемост е първият важен параметър (коефициент b в линейната регресия). Колкото е по-голям наклонът на регресията, толкова по-голямо е количеството на по-слабите земетресения и по-рядко могат да се очакват силни земетресения. При малък наклон на регресията може да се очакват силни земетресения с по-голяма честота.

Доколкото коефициентът a представлява пресечката на правата линия с ординатната ос ($\lg N$), то той се влияе силно от извадката данни с които се работи. При добре дефиниран закон за повтаряемост за даден район, новите данни би трябвало само да “отместват” линейната регресия нагоре. За даден период от време

може да се изчисли количеството земетресения с магнитуд над дадена стойност (3.4.5 и т.н.). Например: $\lg N_{M=4} = A_4$ е пресечката на правата с ординатата при магнитуд 4. Това е мерило за сеизмичната активност на района за земетресения с магнитуд над 4.

Налага се да се направят някои уточнения, касаещи приложимостта на закона за големите и малките магнитуди. Ако направим изчисления по формулата на Гутенберг за Земята за разлом с площ 130 млн km^2 , ще се окаже, че веднъж на 100 000 години може Земята да се разцепи на две. Но това не е вярно! Оказва се, че изведената линейна емпирична зависимост има ограничение откъм високите магнитуди. Това ограничение идва от строежа и дебелината на литосферата. Вече беше казано, че не съществуват на практика магнитуди над 9.0, за някои райони ограниченията са още по-силни. Огнището на земетресението обикновено се свързва с разлом, а именно потенциалните възможности на този разлом да генерира земетресения с някакъв максимален магнитуд ограничават графика на повтаряемост на земетресенията в зоната на високите магнитуди.

Второто ограничение е за интервала на ниските магнитуди. Чувствителността на сеизмичната регистрация се увеличи значително през последните десетилетия, подобриха се и сеизмичните мрежи за регистрация на земетресенията, корто доведе до снижаване на нивото на регистрираните магнитуди. Но все още няма достатъчно статистическа информация за слабите земетресения, затова графици на повтаряемост не са обезпечени за магнитудни нива под 3.0.



Фиг. 5.4 Графици на повтаряемост на земетресенията (по Друмя, Шебалин, 1985)

Приложение Изчисляване на линейна регресия

Ако имаме едно множество от данни $X \equiv x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ на което отговаря друго множество от данни $Y \equiv y_1, y_2, y_3, \dots, y_n$, така че $Y = f(X)$ и се предполага, че корелационната зависимост между двете множества е линейна от вида:

$$Y = a + b.X$$

то коефициентите на регресията a и b се определят от зависимостите:

$$a = E[Y] - \rho \frac{\sigma_Y}{\sigma_X} E[X]$$

$$b = \rho \frac{\sigma_Y}{\sigma_X}$$

$E[X]$ и $E[Y]$ са математическите очаквания за X и за Y , или това са средните за съответното множество значения.

σ_X и σ_Y са съответно стандартните отклонения за X и за Y . Коефициентът на корелация между двете множества е ρ .

На практика, коефициентите на линейната регресия за n броя данни за x и y се изчисляват лесно по формулите:

$$a = \frac{\sum x_i^2 \sum y_i^2 - \sum x_i \sum x_i y_i}{n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2}$$

$$b = \frac{n \sum x_i y_i - \sum x_i \sum y_i}{n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2}$$