

ГЕОМЕХАНИКА СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗЛОМОВ

Г. Кочарян, Д.Павлов, А.Остапчук
Институт динамики геосфер РАН
e-mail: gevorgkidg@mail.ru

3 Тектонофизическая конференция

8 Октября 2012

*I. Геомеханика сейсмичности –
мультимасштабная задача.*

*II. Структура локализации деформации в
зонах сейсмогенных разломов
(краткое обоснование постановки
лабораторных опытов)*

*III. Некоторые новые результаты
лабораторных экспериментов*

*IV. Геомеханические параметры и
эффективность сейсмического
источника.*

Long-term behavior of fault models with co-seismic weakening

Nadia Lapusta, Caltech

Hiroyuki Noda, Jim Rice, Junle Jiang, Ting Chen

ECGS Workshop 2012
European Center for Geodynamics and Seismology

European center for geodynamics and seismology
centre européen de géodynamique et de sismologie

Earthquake source physics on various scales



View of Luxembourg's Old City taken from the city quarter Grand.
© Luxembourg City Tourist Office

Luxembourg, October 3-5, 2012
Alvisse Parc Hotel Luxembourg

Scientific Committee

R. Abercrombie Boston University, USA	R. Archuleta University of California at Santa Barbara, USA	R. Madariaga Ecole Normale Supérieure, France	L. Malagnini Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italy
G. Beroza Stanford University, USA	G. Di Toro University of Padua, Italy	K. Mayeda University of California at Berkeley, USA	Winston Geophysical Corporation, USA
W. Ellsworth United States Geological Survey, USA	R. Harrington Karlsruhe Institute of Technology, Germany	A. Oth European Center for Geodynamics and Seismology, Luxembourg	Universidad de los Andes, Colombia
S. Ide University of Tokyo, Japan	N. Lapusta California Institute of Technology, USA	G. Prieto Université de Strasbourg, IRCS-EGOS, France	Los Alamos National Laboratory, USA

With the Support of

Fonds National de la Recherche Luxembourg

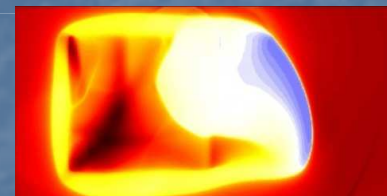
EUROPA

Ministère National de la Recherche, Luxembourg

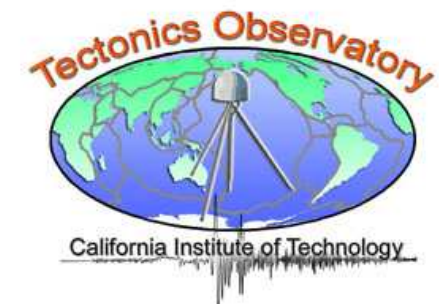
SSM

Seismological Society of America

USGS

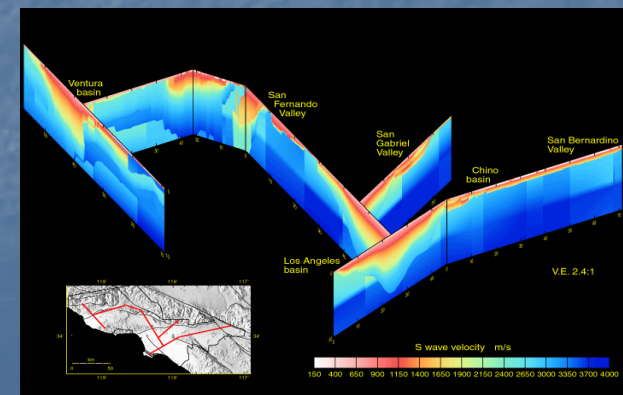
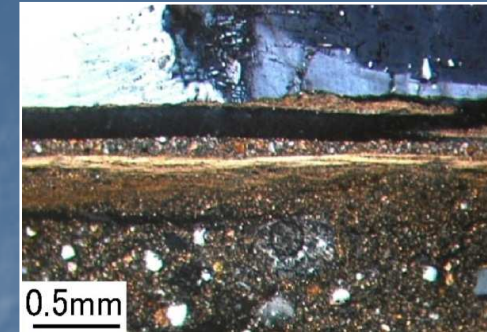


Can “decoupled” fault areas
host large seismic slip?



Геомеханика сейсмичности – задачи нескольких иерархических уровней

1. Лабораторное и математическое моделирование процессов, происходящих непосредственно в зоне сейсмогенного разрыва (PSZ).
2. Постепенное накопление деформации на квазиплоских границах в ходе медленного нагружения упругого объема.
3. Напряженное состояние внутри гетерогенных зон, изменение свойств из-за температуры и давления. Учет локальной «неплоскости» формы разломных зон, их переменной толщины.
4. Иерархия разломов, взаимодействие между ними, формирование крупномасштабных конгломератов разломных зон.



Иерархия процессов по времени

$10^9\text{с}-10^{10}\text{с}$ – медленное нагружение/крип

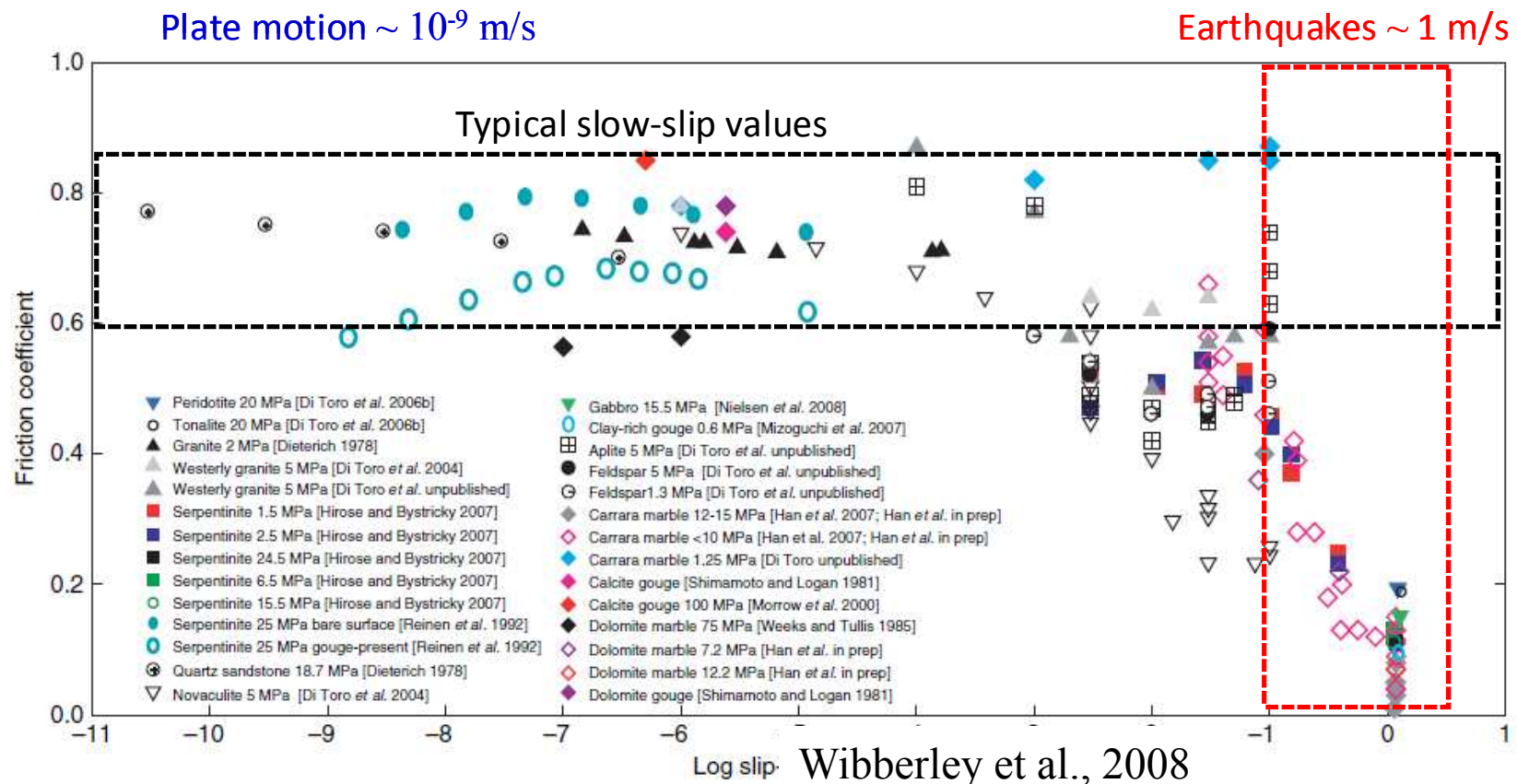
$10^5\text{с}-10^6\text{с}$ – процесс «зарождения» события

$1-100\text{с}$ - длительность землетрясения

$10^{-3}-10^{-1}\text{с}$ вариация напряжений и скорости деформации

Дополнительные сложности – сопротивление сдвигу на крупных разломах может оказаться существенно ниже.

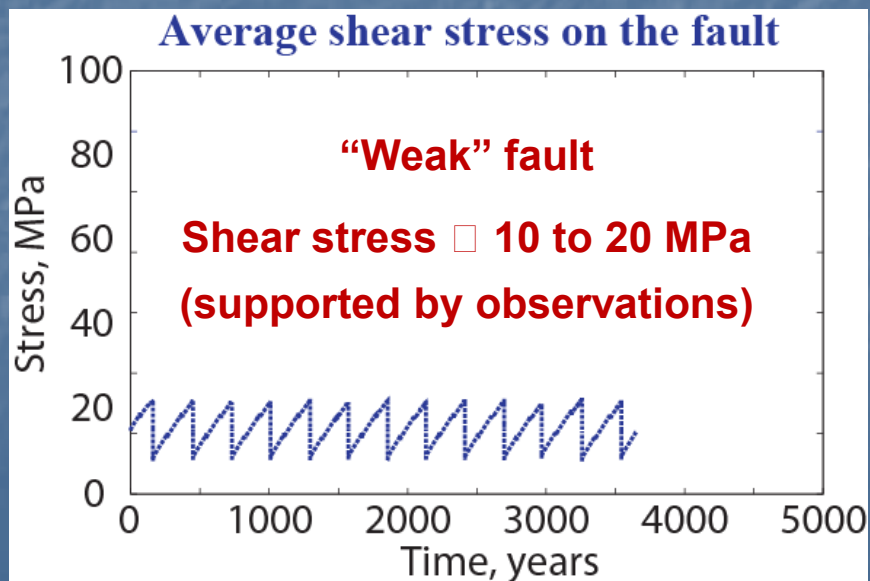
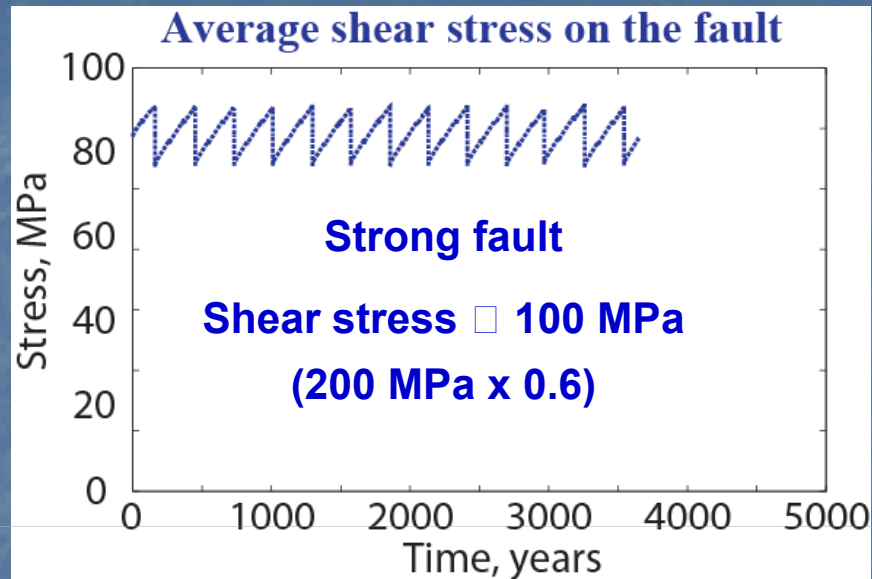
Нагревание и плавление, увеличение порового давления «пережатого флюида», и т.д.



Major mature faults appear to be “weak”

Lapusta
(2012)

Definition based on *average* shear stress level



Evidence for “weakness” of mature faults:

Steep angles between the max principal stress and fault trace (e.g., Townend and Zoback, 2004; Hickman and Zoback, 2005)

Long-term heat outflow (Brune et al., 1969; Henyey & Wassenburg, 1971; Lachenbruch & Sass, 1973, 1980).

Fault temperature measurements after earthquakes in drill sites (e.g., Kano et al., 2007)

Significant rotations of principal stresses due to stress drops (e.g., Wesson and Boyd, 2007).

Geometry of thrust-belt wedges (Suppe, 2007).

Why would faults be “weak” on average?

$$\tau = \bar{\sigma} f = (\sigma - p) f = (\text{normal stress} - \text{pore pressure}) \times \text{friction coefficient}$$

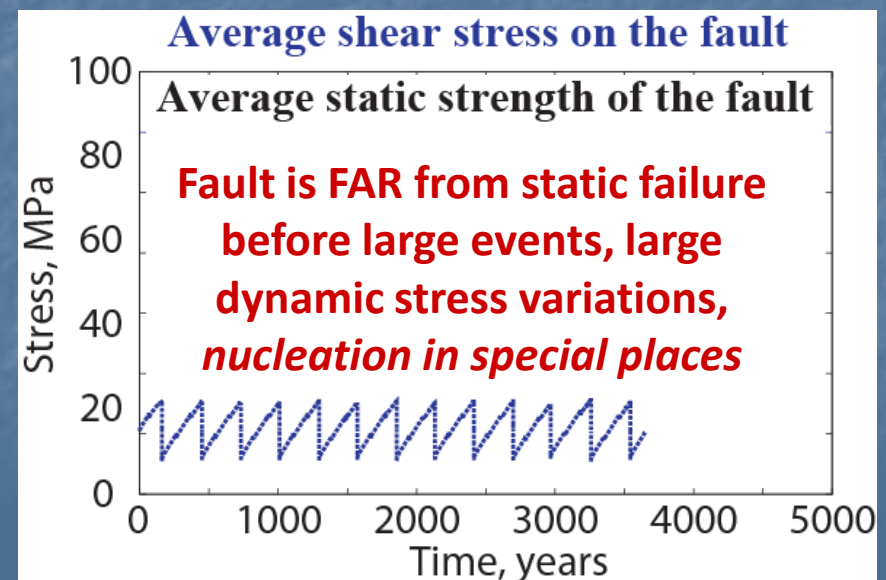
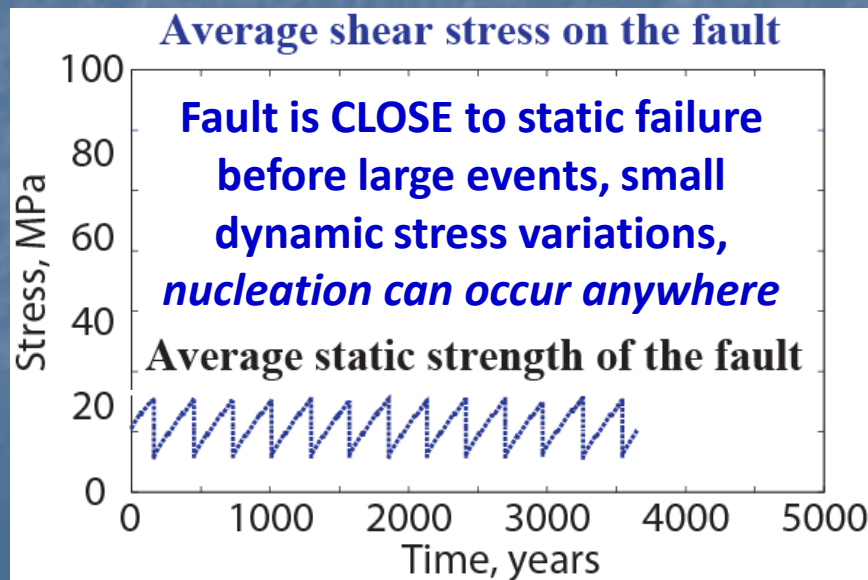
Common explanations

Low effective normal stress (< 40 MPa)
(high pore pressure) OR
low static friction coefficient (< 0.1) OR both

One more possibility

Faults are strong (~100 MPa) at low slip rates,
but weak (~10–20 MPa) at high slip rates,
with favorable spots to nucleate quakes
(Name? “Strong but very brittle”?)

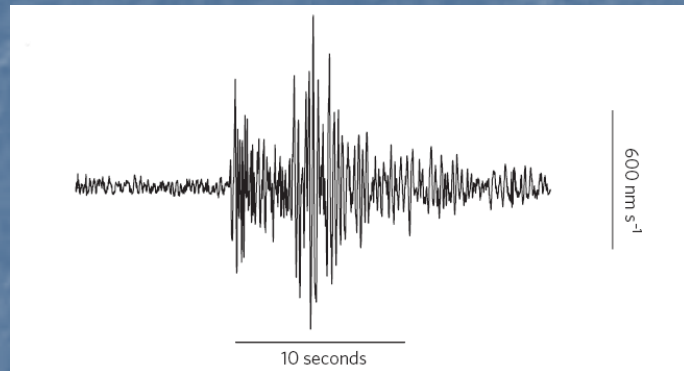
(Lapusta, Noda, Rice, 2012)



Различные режимы реализации энергии деформирования

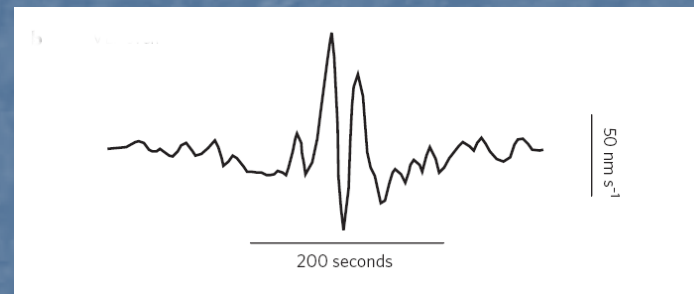
Обычное землетрясение

$$V_r \sim 1.5 - 3 \text{ км/с}$$



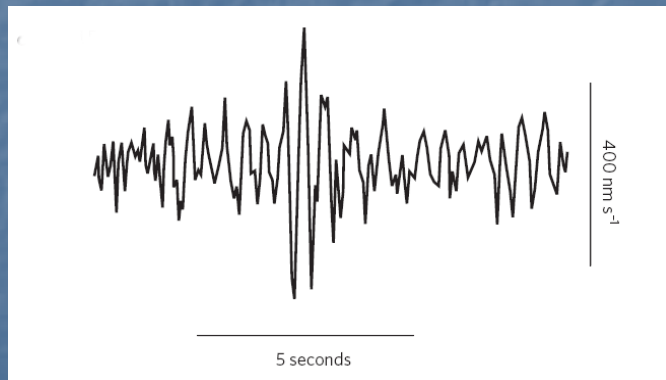
Очень Низкочастотное землетрясение (VLFEq)

$$V_r \sim 10-100 \text{ м/с}$$



Низкочастотное землетрясение (LFEq)

$$V_r \sim 50-500 \text{ м/с}$$

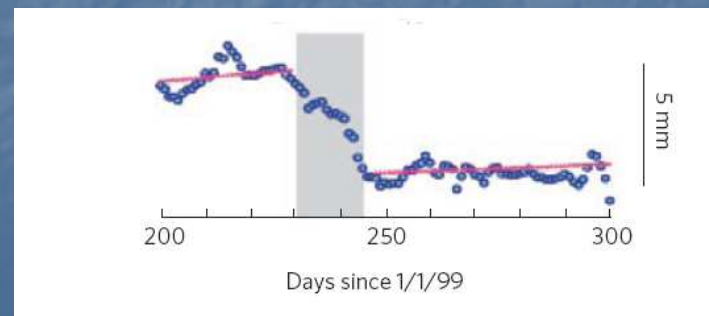


Медленные землетрясения (Slow Eq)

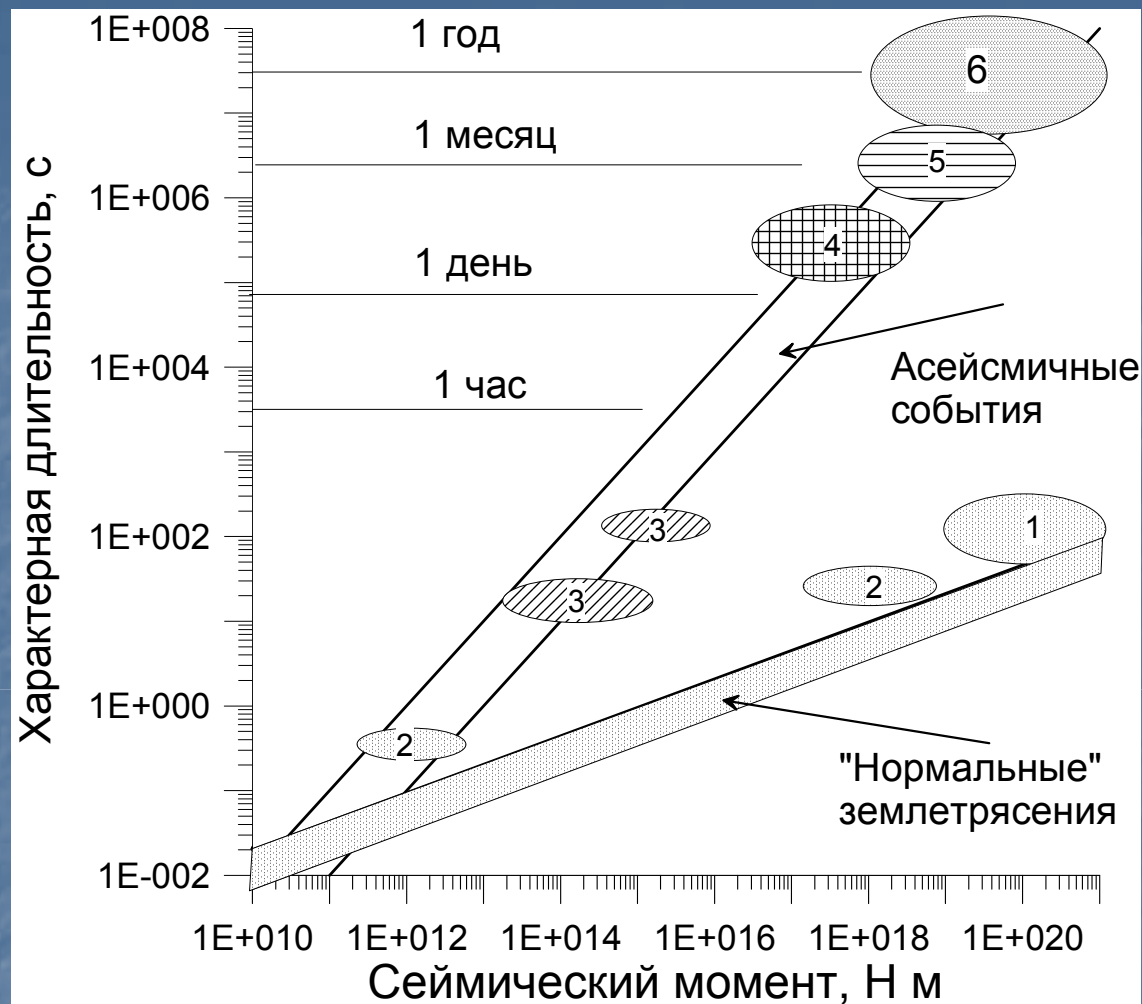
Явления медленного скольжения (SSEq)

Тихие землетрясения (Silent Eq)

$$V_r < \sim 1-10 \text{ км/день}$$

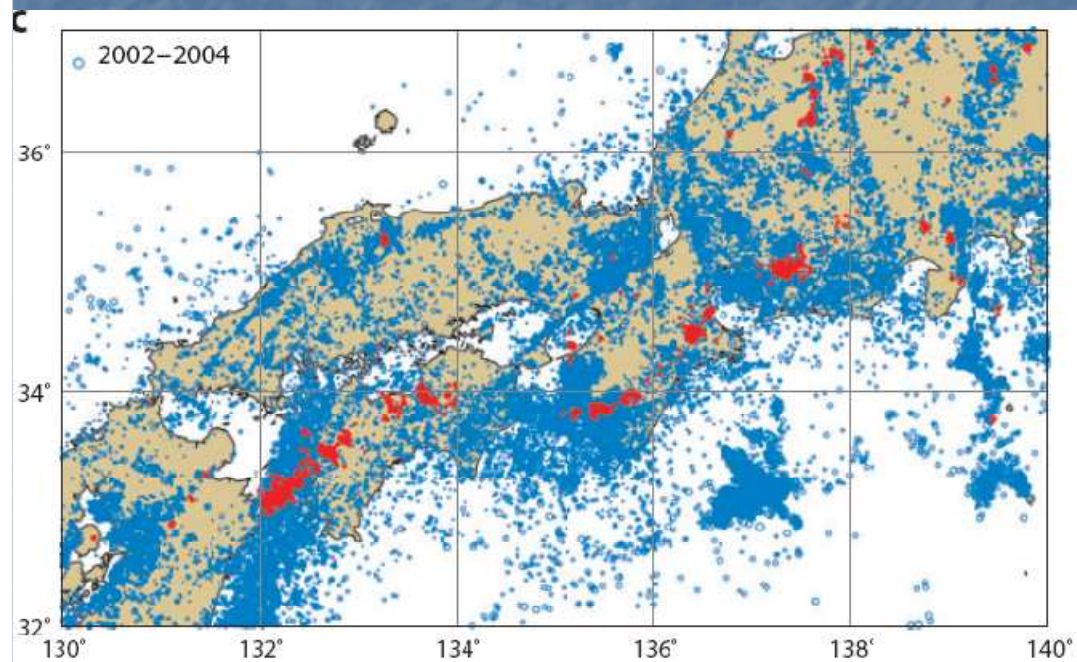


Peng, Gomberg 2010

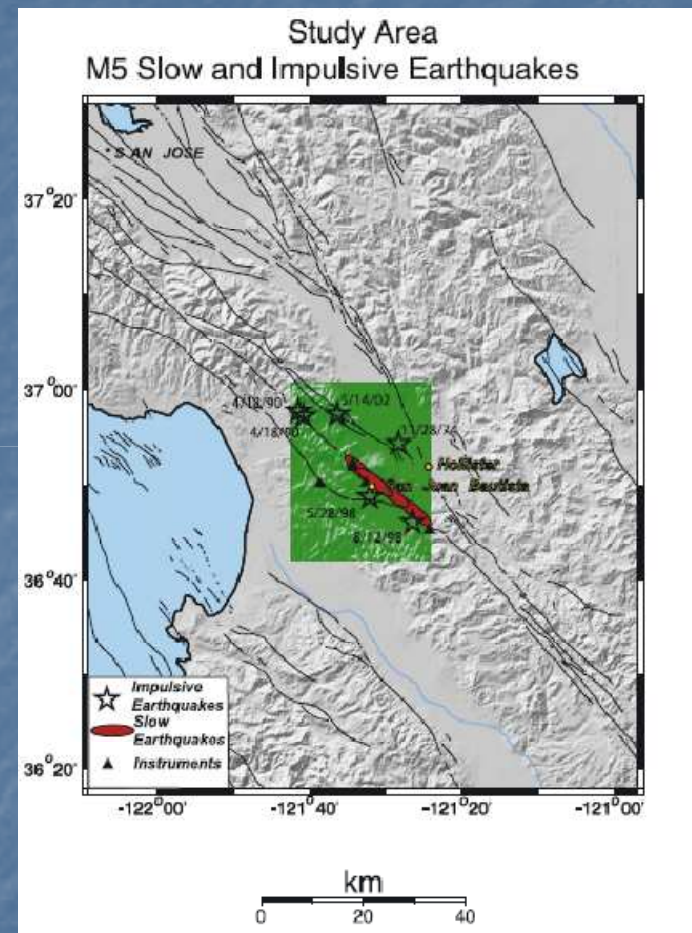


Диапазоны длительности движения в событиях различных типов в зависимости от сейсмического момента.

1- цунамигенные землетрясения; 2 – LFE землетрясения; 3 – VLF землетрясения; 4, 5 – медленные землетрясения и явления медленного скольжения (SE и SSE); 6- тихие землетрясения (Silent Earthquakes)



События в Японии 2002-04г.г. синие кружки – EQ, красные LFE
(*Beroza, Ide, 2011*)

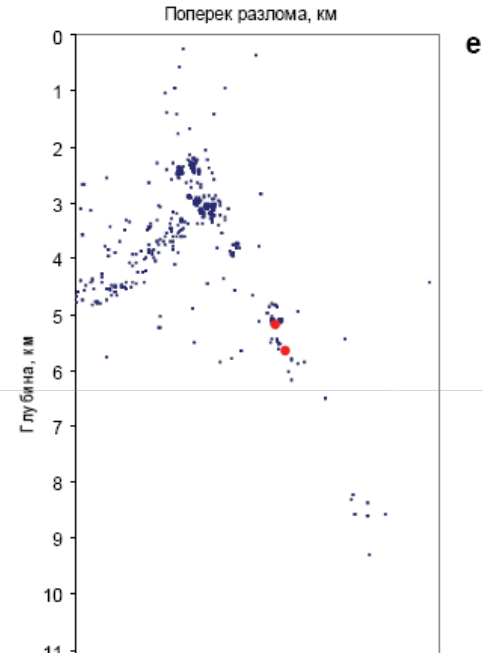
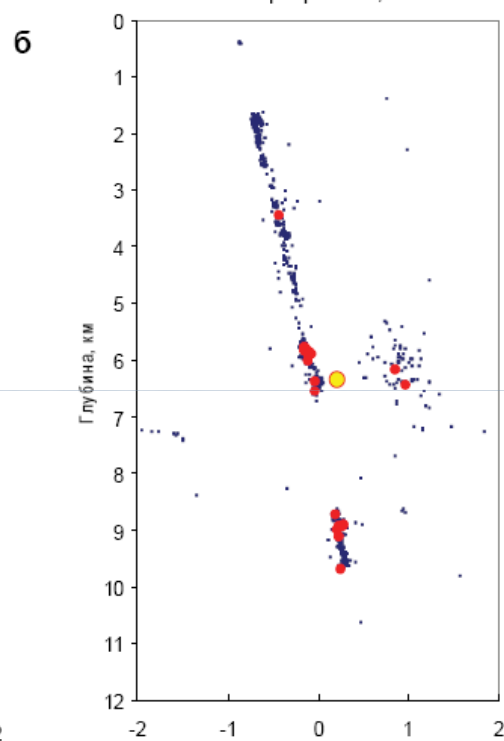
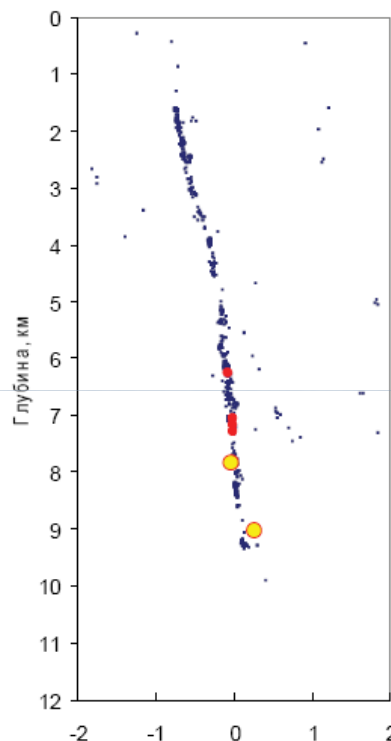
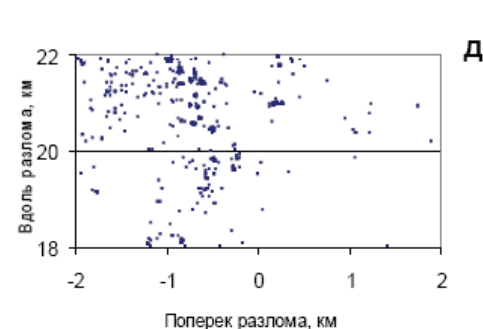
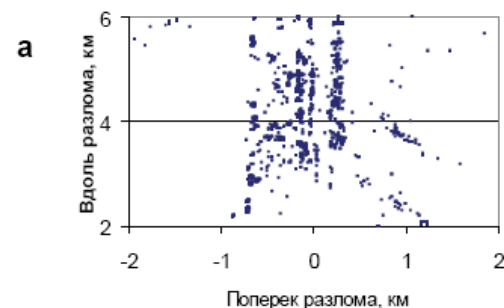
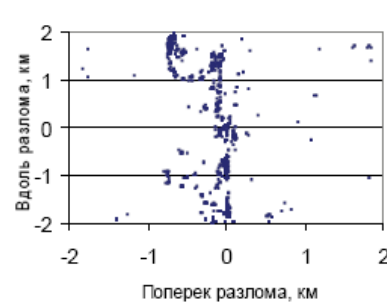


События в San Juan Bautista
(*Politz, Johnston, 2006*)

Важнейшие вопросы:

- Является ли определенный режим скольжения неотъемлемым свойством разлома, или он определяется текущими условиями?
- Какие микро- и макро- характеристики разломов влияют на реализацию того или иного режима деформирования (динамический, стабильное скольжение - крип, низкочастотные и медленные события)?
- Зависит ли режим деформирования от способа инициирования процесса?
- Можно ли каким либо воздействием изменять режим деформирования?

Структура локализации деформаций в
разломных зонах
(краткое обоснование постановки опытов)



GEODYNAMICS
&
TECTONOPHYSICS



ГЕОДИНАМИКА
И
ТЕКТОНОФИЗИКА

2010. Vol. 1. № 4. 419–440

ISSN 2078-502X

PUBLISHED BY THE INSTITUTE OF THE EARTH'S CRUST

RESEARCH ARTICLE

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПОРТРЕТ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ. ЧТО МОЖЕТ ДАТЬ АНАЛИЗ ТОЧКОЙ СТРУКТУРЫ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ ОЧАГОВ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ?

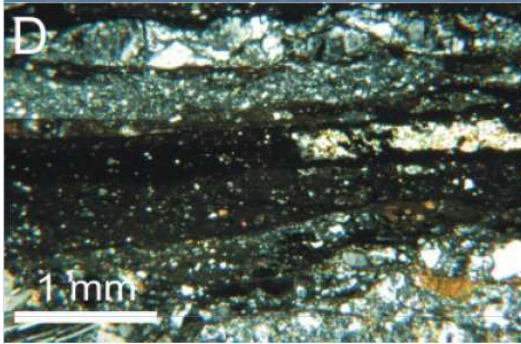
Г. Г. Кочарян, С. Б. Кишкина, А. А. Остапчук

Институт динамики геосфер РАН, 119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корпус 1, Россия

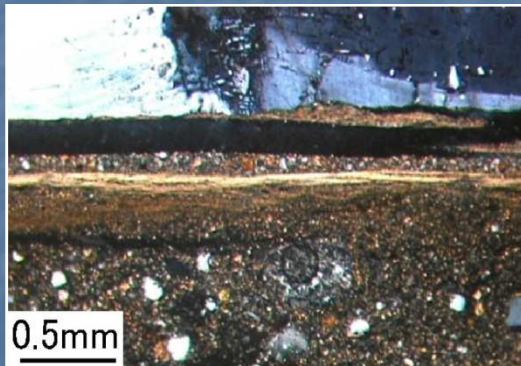


При медленном асейсмическом крепе зона магистрального разрыва - смесь индивидуальных сместителей и зон распределенных сдвиговых деформаций.

Толщина деформационных полос метры - десятки метров (среднее для крупных разломных зон около 15м) (*Sibson, 2003*).



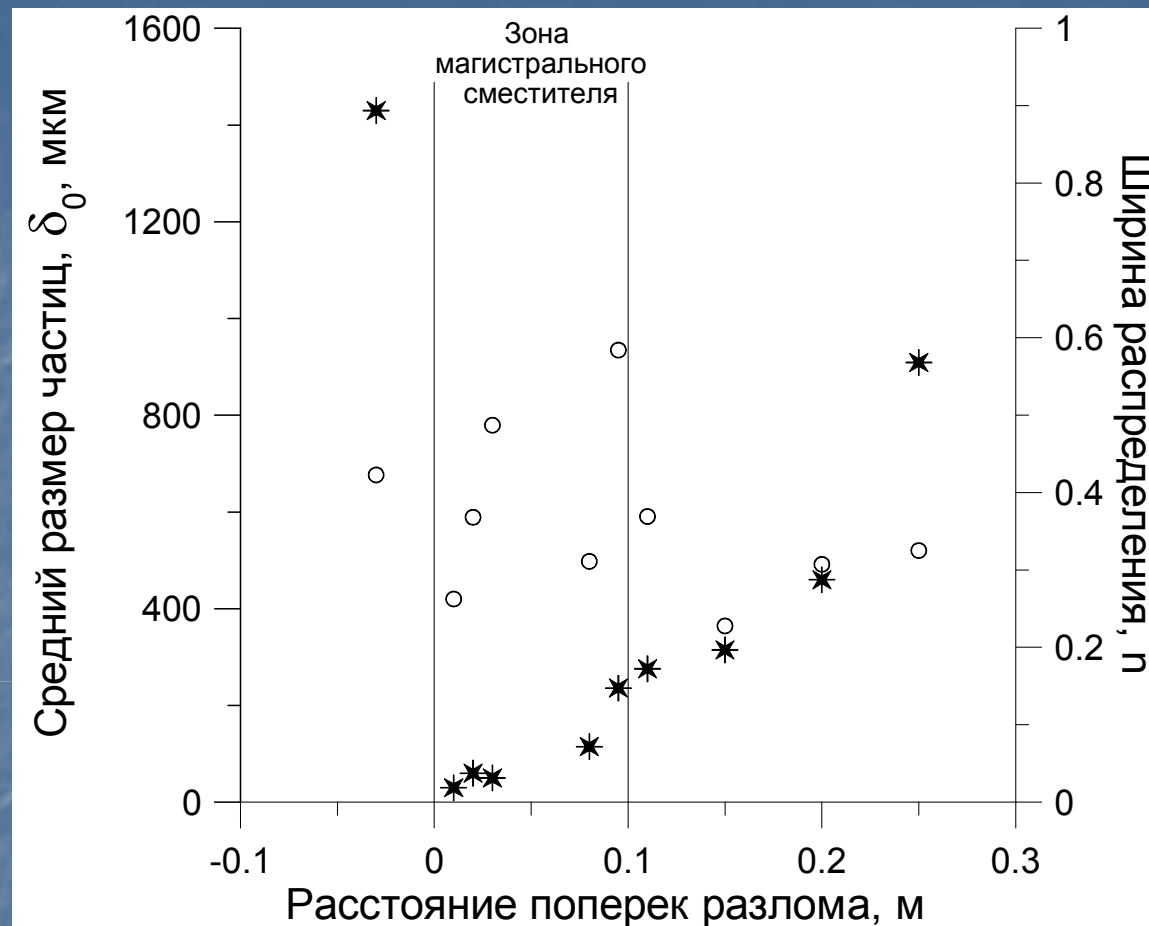
Shipton et al. 2006



Mizoguchi et al (2004)

В сейсмически активных разломных зонах:

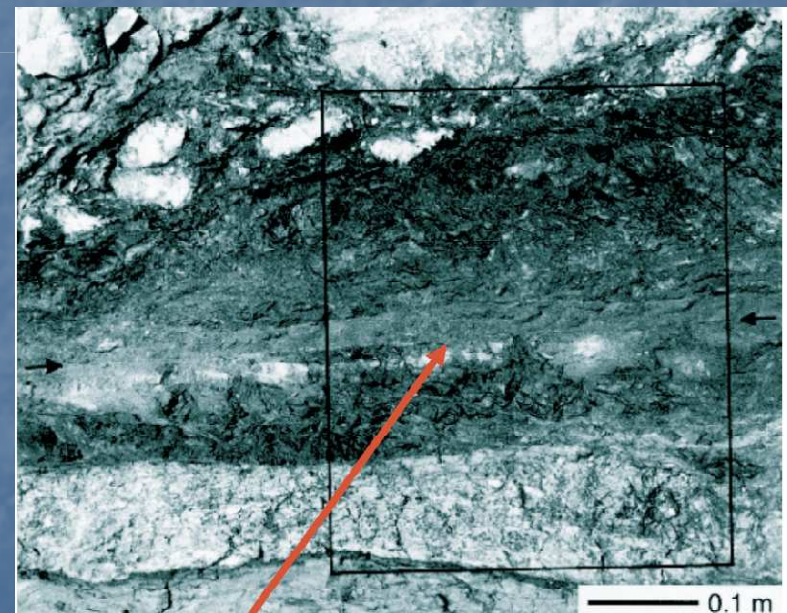
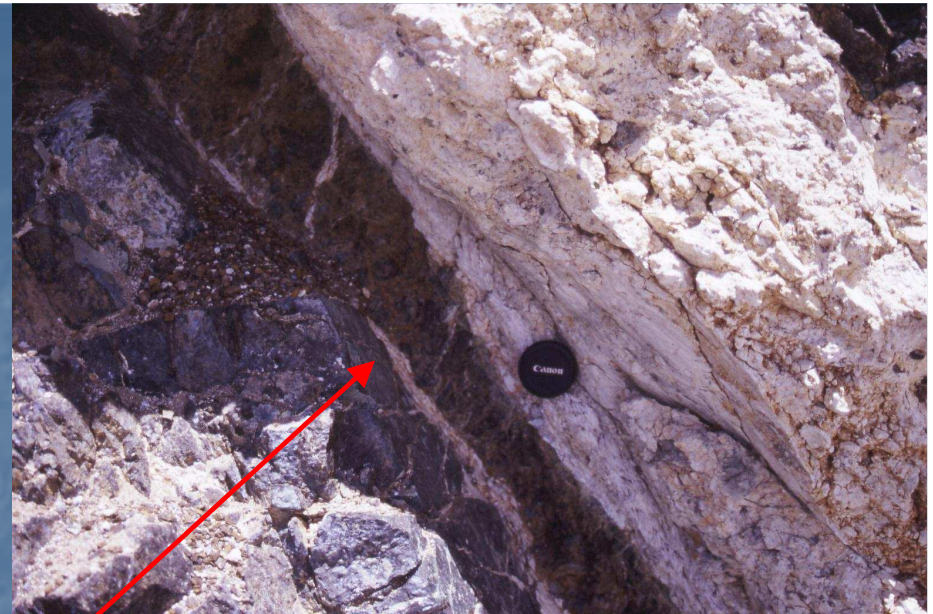
- **существенно более высокая степень локализации**
 - толщина магистрального сместителя не более чем 1-10 см. (Chester and Chester, 1998)
- **большая часть деформаций имеет косейсмический характер**
 - Punchbowl Fault - из 10 км сдвига лишь 100 м локализовано в зоне трещиноватости толщиной около 100 м, а все остальное смещение произошло внутри узкого ультракатаклизитового ядра от 4 см до 1 м толщиной. (Chester et al. 2005).
- **косейсмические разрывы часто происходят вдоль одной и той же поверхности**, сформированной ультракатаклизитами, образованными на предыдущих стадиях деформирования. Исключение – участки фрикционного плавления (Sibson, 2003)
- **перемещения по вторичным, вновь образованным нарушениям сплошности, невелики** и не вносят существенного вклада в кумулятивную амплитуду перемещения бортов разлома. (Shipton et al. 2006)



В PSZ – слое локализованной деформации толщиной от 1-5мм до 50-100мм частицы распределены в диапазоне от 10нм до 100μm

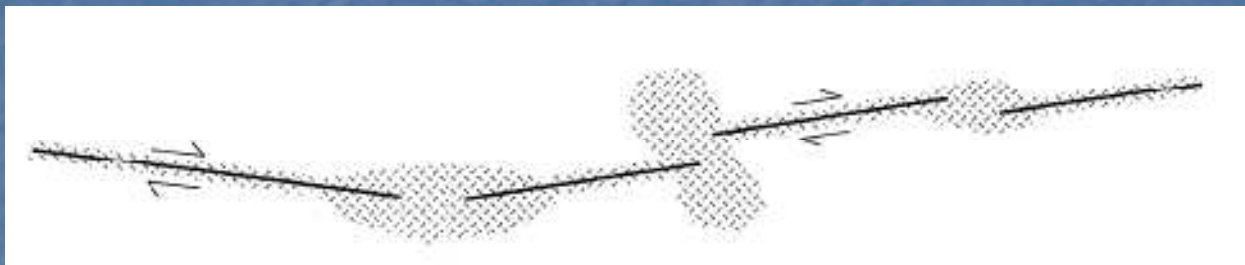
Изменения параметров распределения по размерам частиц заполнителя центральной части разлома

Темные значки – средний размер частиц, светлые – ширина распределения.

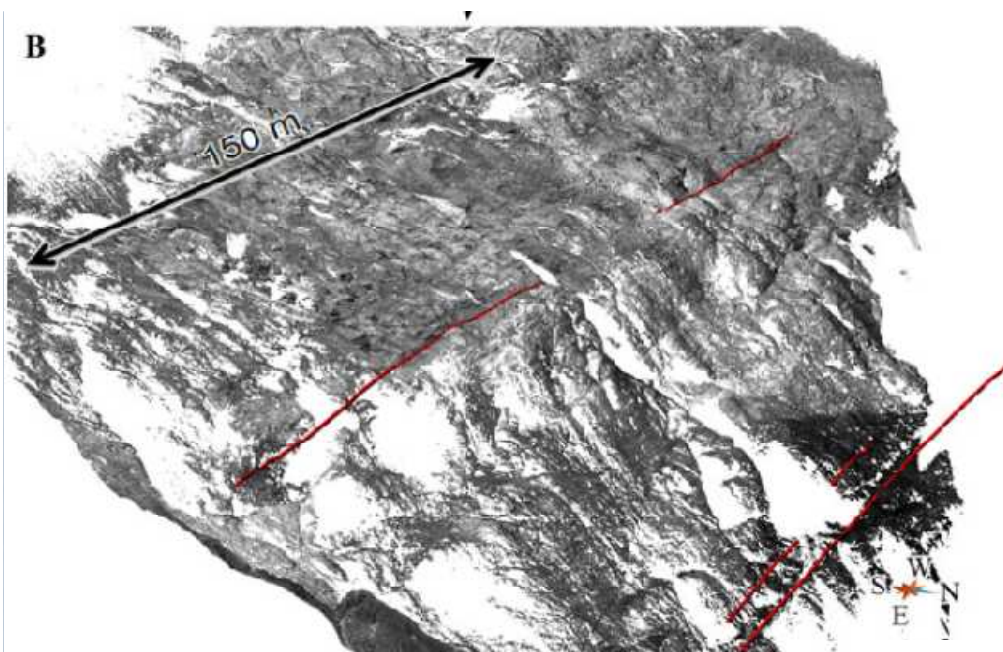


Chester and Chester, 1998

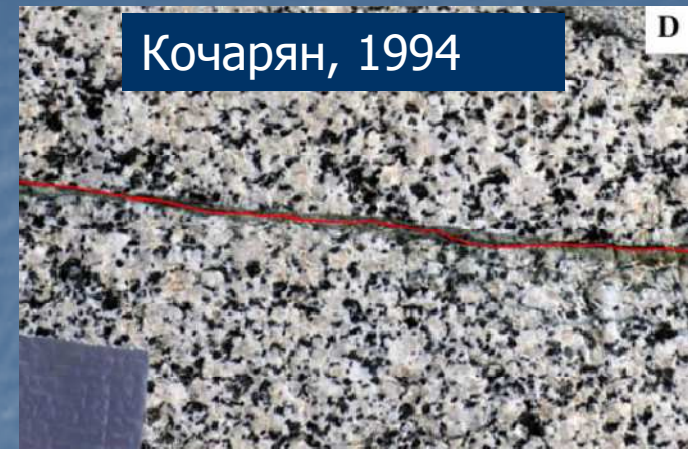
Chester and Chester (1998)



Происходит "взаимодействие" магистральных сместителей через зоны распределенных катакластических деформаций без ясных следов единого разрыва в последних. Такие сублинейные конгломераты отдельных магистральных сместителей и участков гетерогенной трещиноватости могут формировать единую магистральную зону разлома.



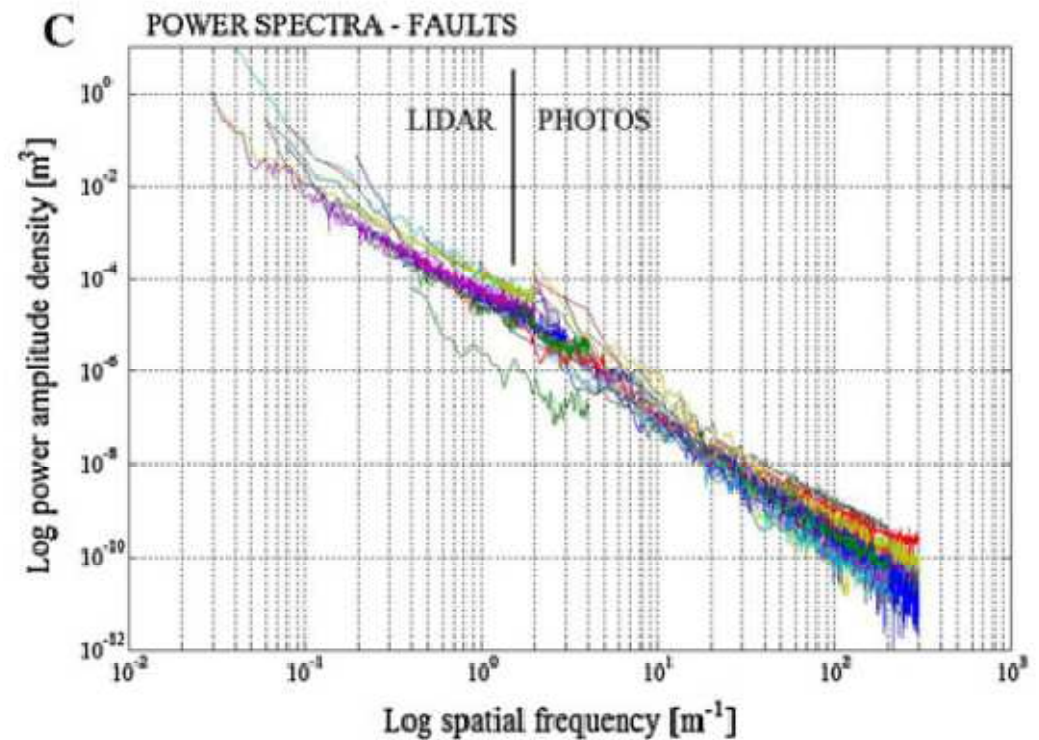
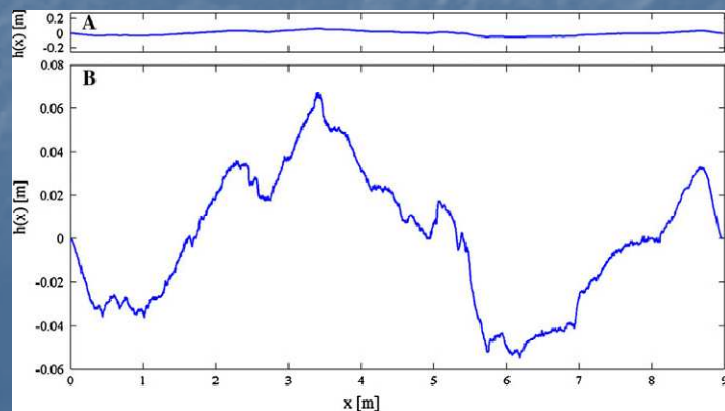
Насколько существенна
«кривизна» разлома?

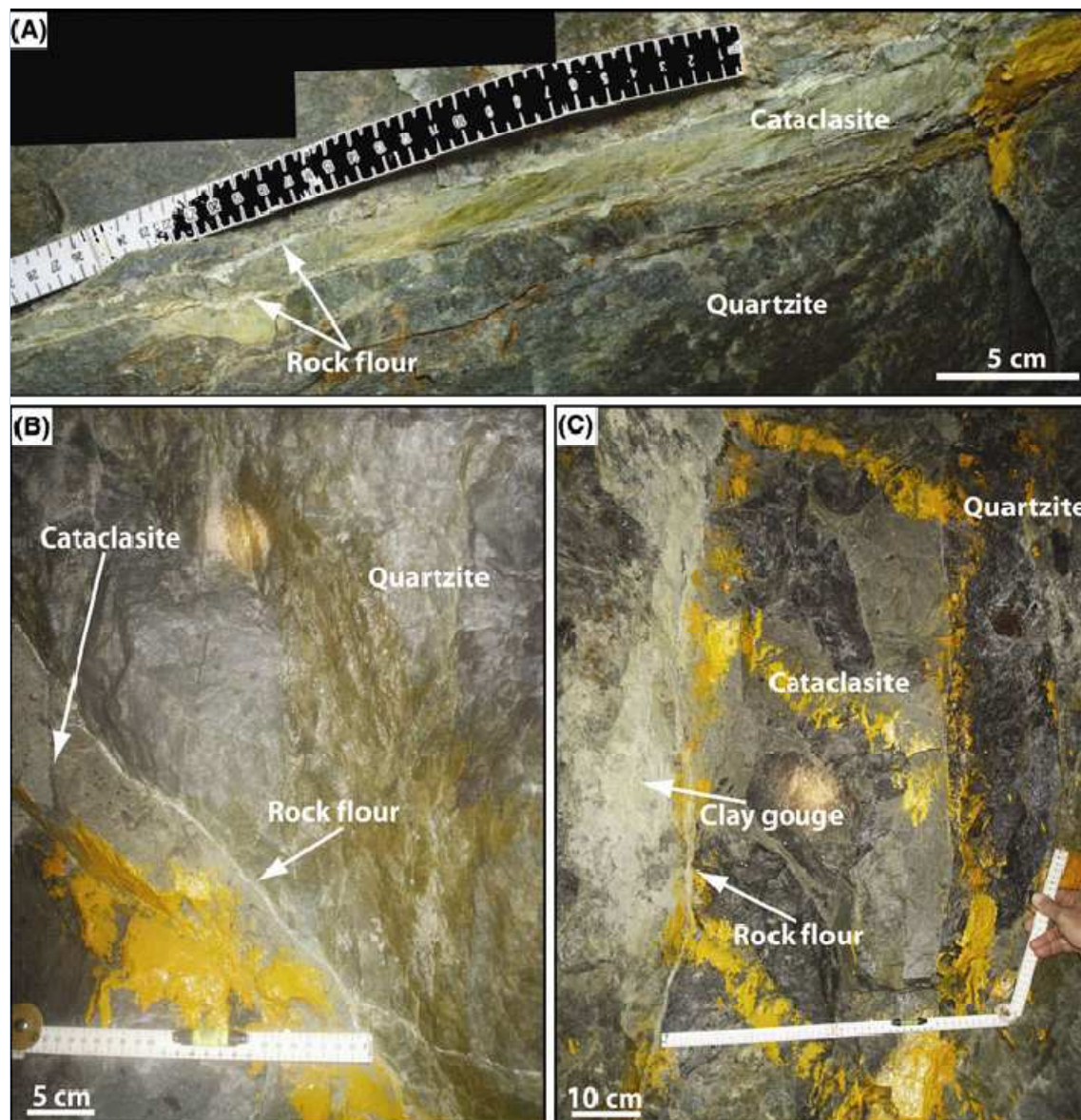


Сейсмогенная сдвиговая зона
Gole Larghe Fault Zone поднятая с
глубины 10км.

Bistacchi et al.
PAGEOPH, 2011

Sagy, Brodsky et al.
2007, 08, 09

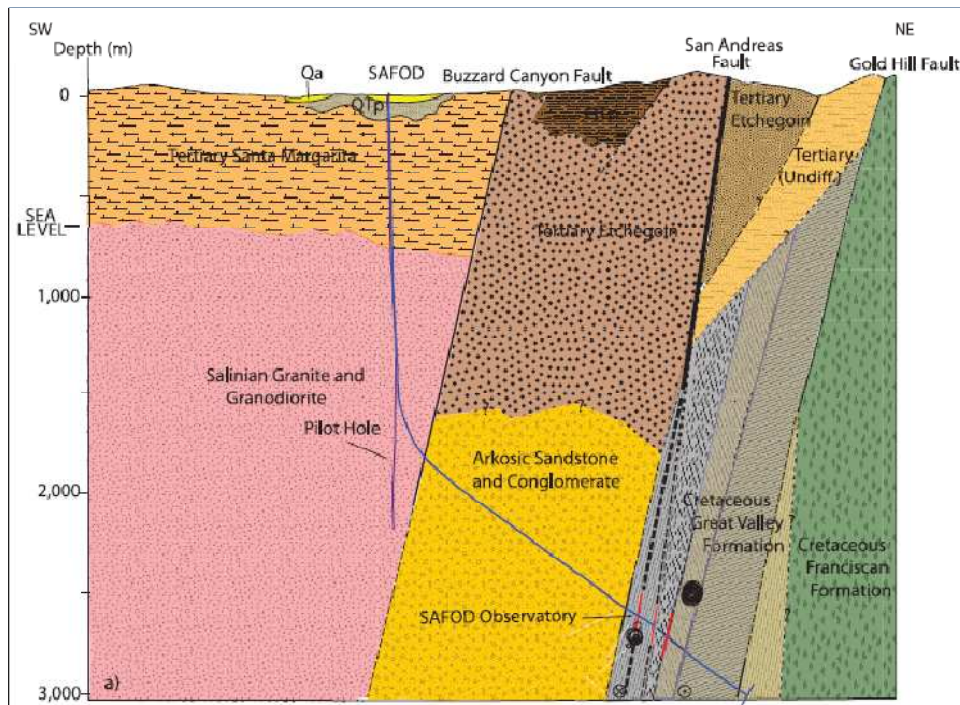




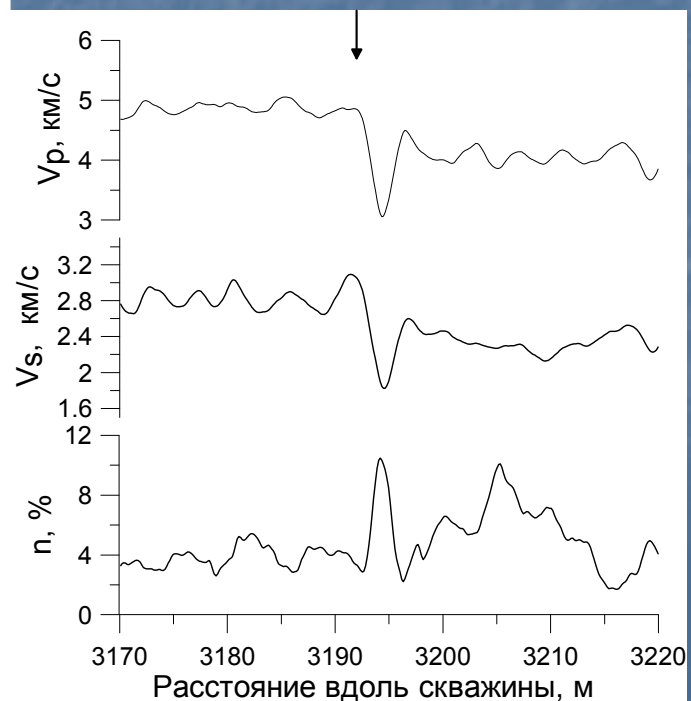
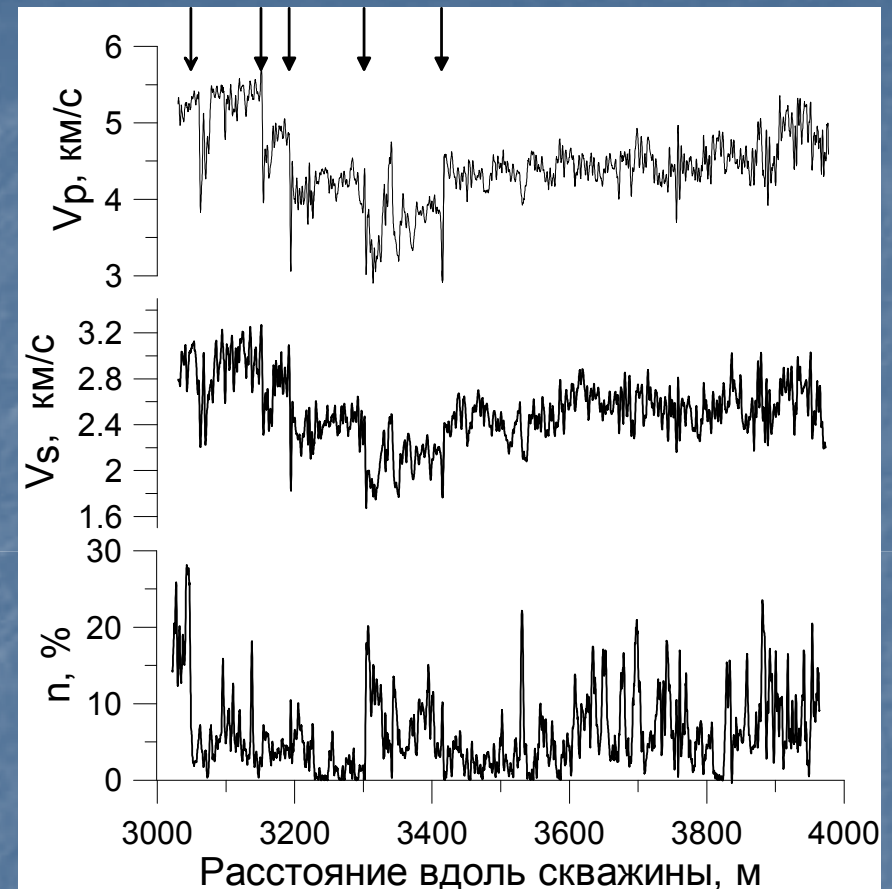
- (1) Смещение произошло почти исключительно вдоль 4-х уже существовавших больших квазиплоских сегментов древней разломной зоны;
- (2) Участки скольжения содержат хрупкие катакластические зоны до 0.5м толщиной не параллельные друг другу;
- (4) Зоны глиинки трения (gouge zones), 1–5 мм толщиной, состоящие из пертертой породы, сформированы почти исключительно вдоль контактов смещенных сегментов;
- (5) локально, новые, свежие трещины ветвились из скользящих сегментов и распространялись в виде трещин сдвига-растяжения;
- (6) Максимально наблюдаемое сдвиговое перемещение 25 мм в виде косого-нормального слипа.

Heesakkers, Pageoph, 2011,
#12

$M=2.2$ $H=3.6\text{ км}$



Характеристики материала центральной части разломной зоны

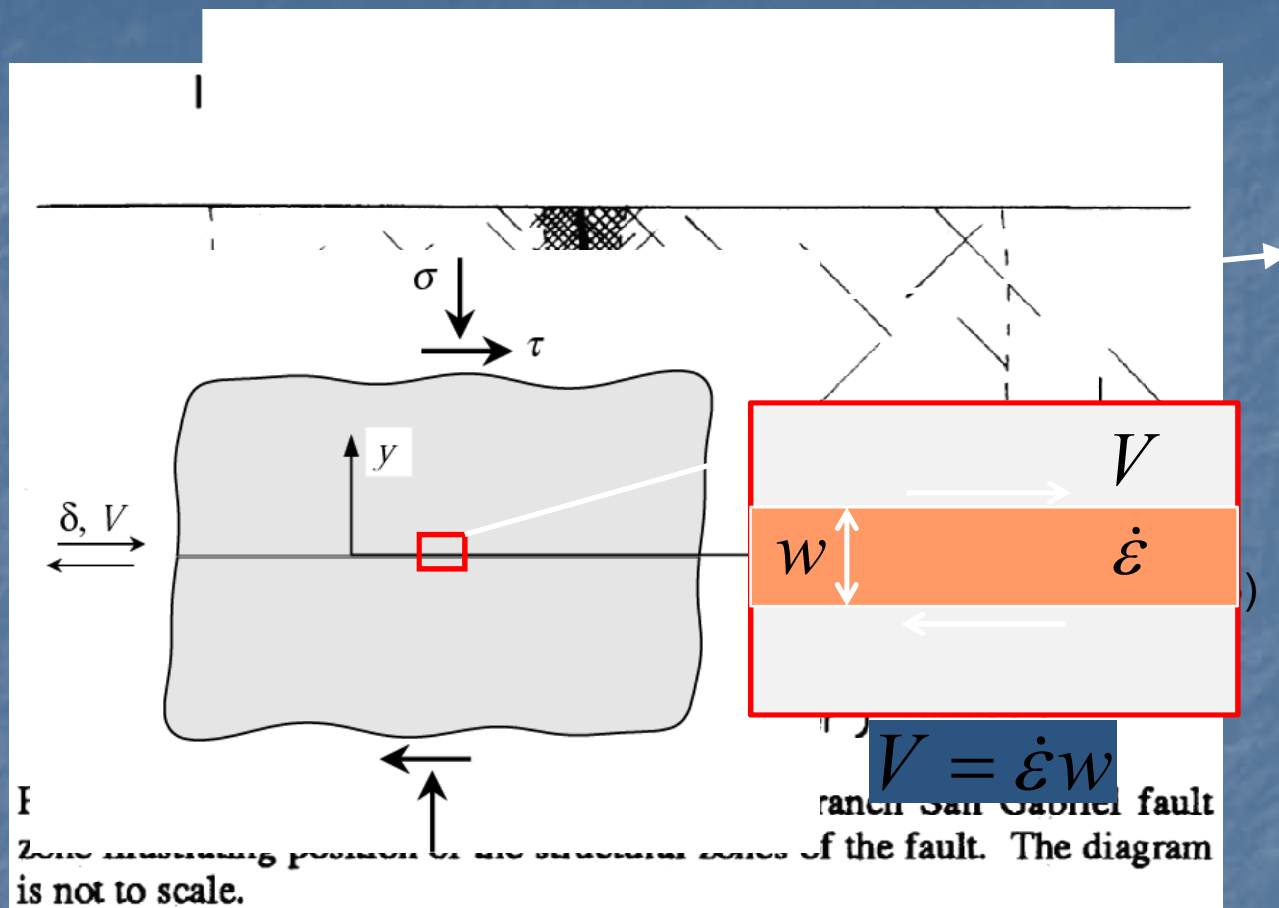


Пористость на участках локализации достигает 15-25%.

Исходные данные из работы (*Jeppson et al. 2010*)

ИТАК

1. Динамические деформации локализуются в чрезвычайно узкой области центральной части разломной зоны.
2. Материал в центральной части разломной зоны имеет тонкодисперсную структуру, широкое распределение частиц по размеру и, вероятно, достаточно высокую пористость.
3. Взаимодействие отдельных квазилинейных сегментов разломных зон происходит через зоны распределенных катакластических деформаций.
4. Кривизна границ структурных блоков слабо сказывается на закономерностях динамического сдвига по разлому.

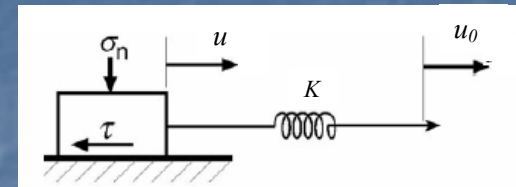


Chester and Chester, 1998

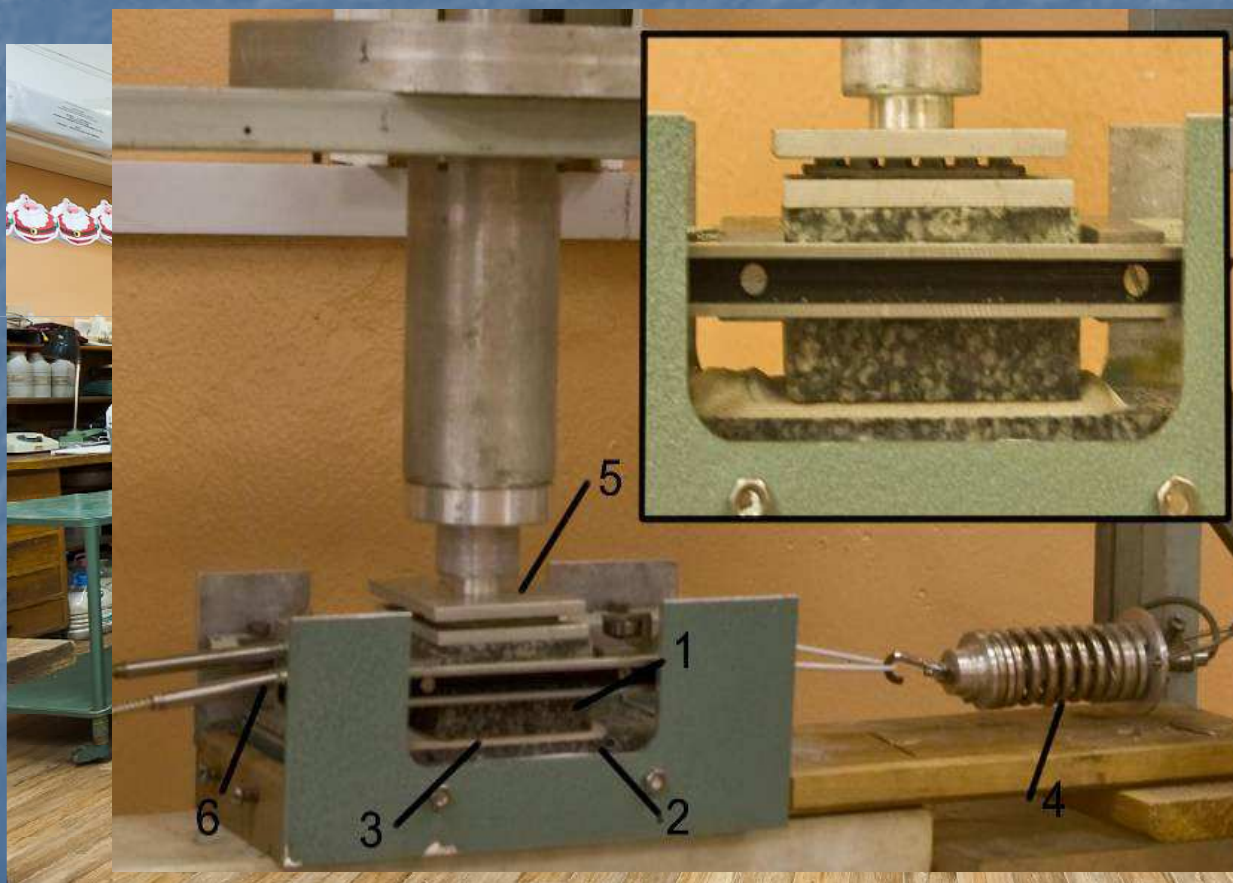
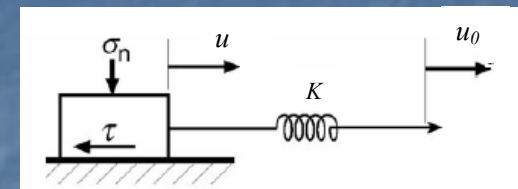
Для численного моделирования необходимо использовать выбранные законы сопротивления сдвигу.

В лабораторных опытах для определения закономерностей деформирования центральной части разлома мы используем простую модель – слой зернистого материала, расположенный между жесткими шероховатыми границами.

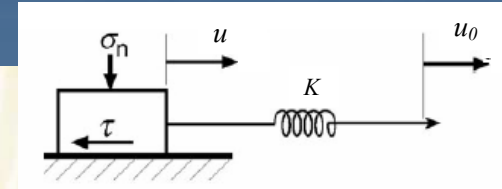
Лабораторные исследования фрикционного взаимодействия блоков



Лабораторные исследования фрикционного взаимодействия блоков



Точность измерения перемещений 0.01мкм в полосе частот 0-20kHz



JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 110, B08409, doi:10.1029/2004JB003399, 2005

Influence of particle characteristics on granular friction

Jennifer L. Anthony¹ and Chris Marone

Мы использовали различные смеси, чтобы получить желаемые стик-слип свойства.

Материалы-заполнители



1

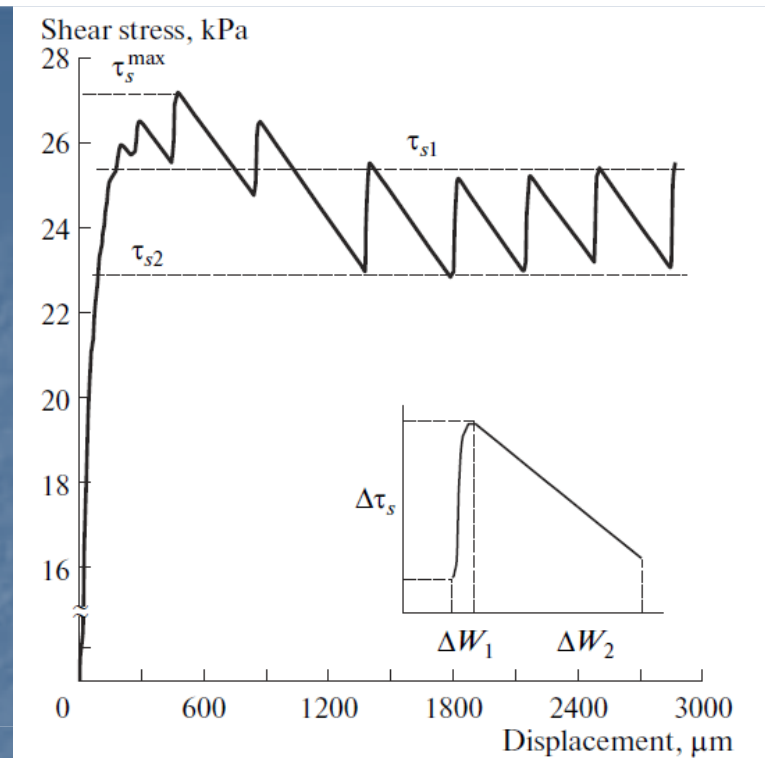
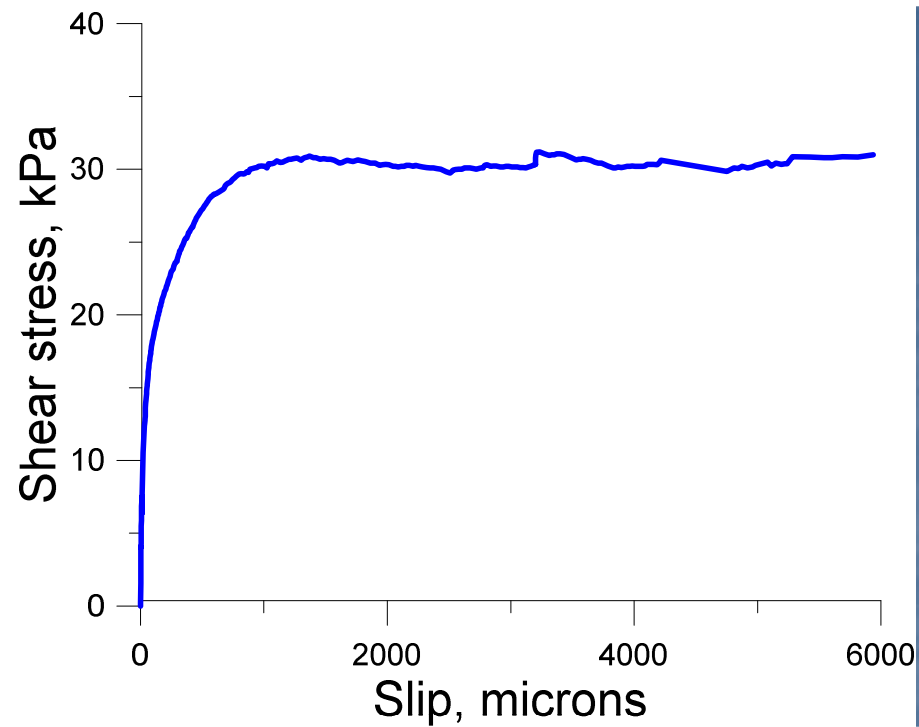


2



3

1. Стекланные шары диаметром 250 - 450 мкм.
2. Кварцевый песок разной влажности с диам. зерен 200 - 350 мкм.
3. Гранитная крошка со средним размером зерна около 300 мкм с различной шириной грансостава.

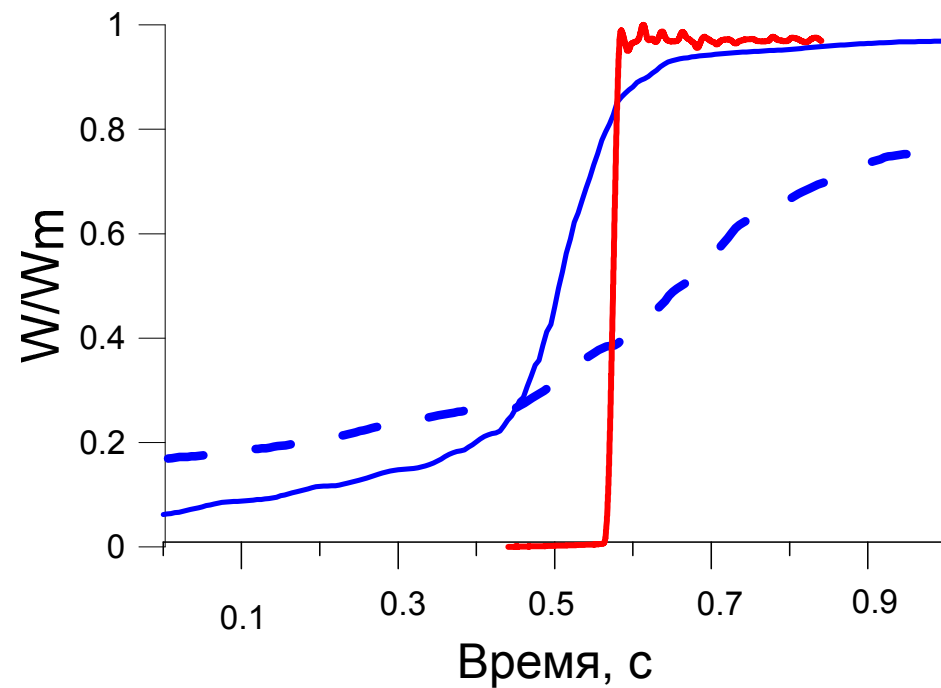


Используя различные смеси мы смогли обеспечить широкий диапазон режимов деформирования:

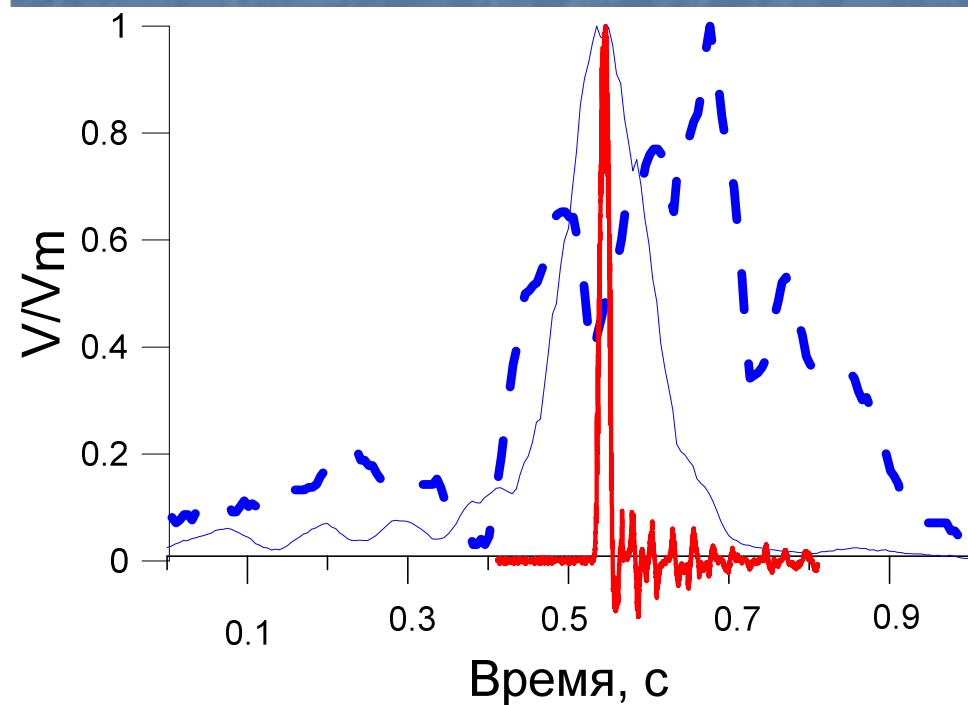
Стабильное скольжение (асейсмический крип)

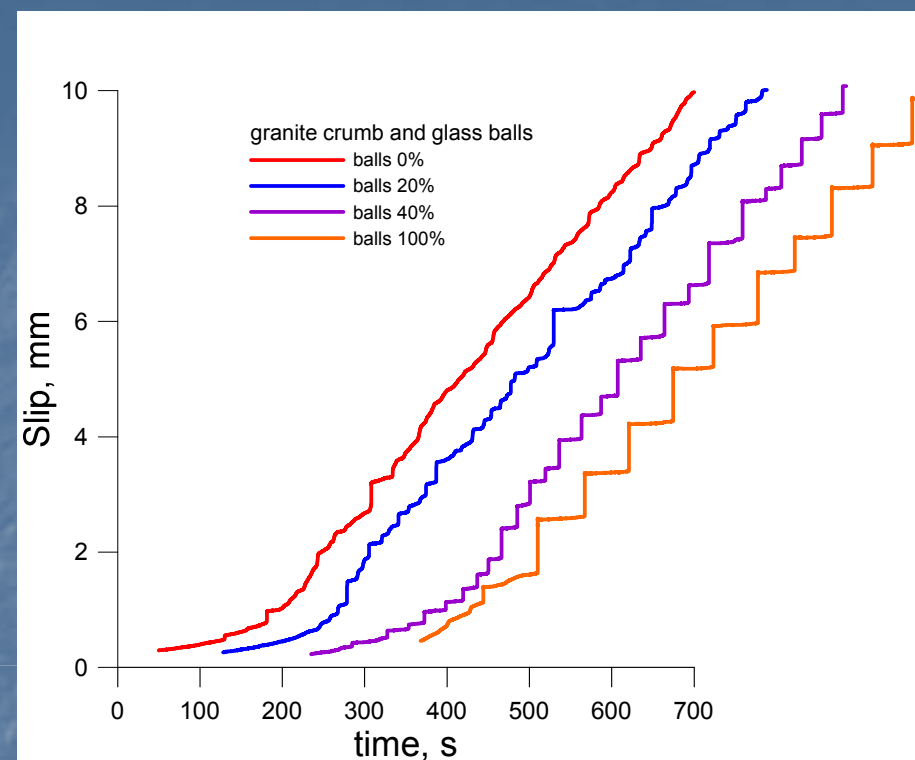
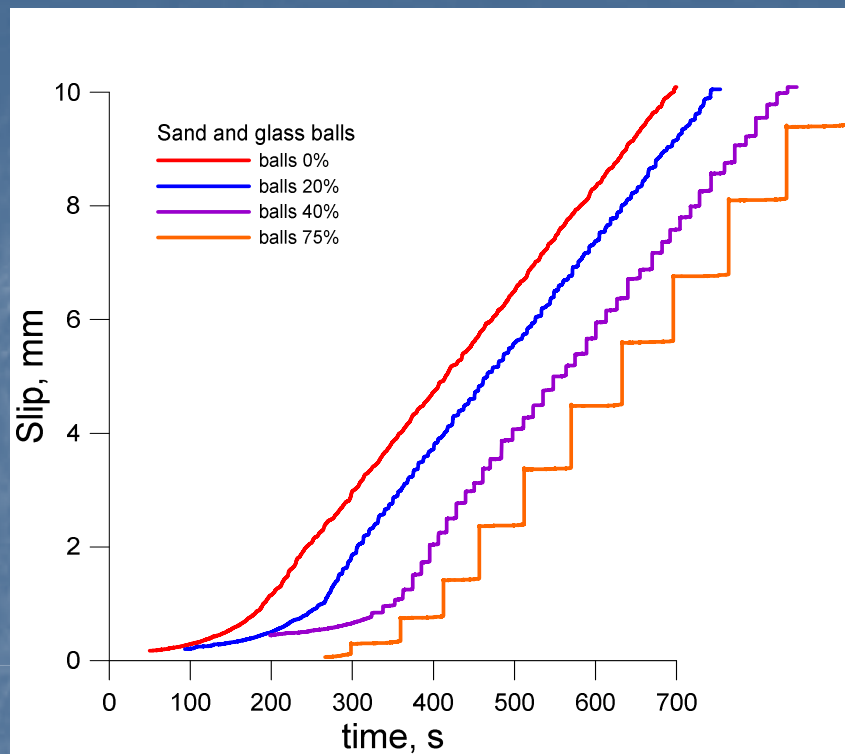
Серии медленных сдвигов (“тихие землетрясения”)

Прерывистое скольжение с различной амплитудой перемещения («землетрясения» разного масштаба)



Примеры
смещения и
скорости
смещения
при
событиях
разного
типа.

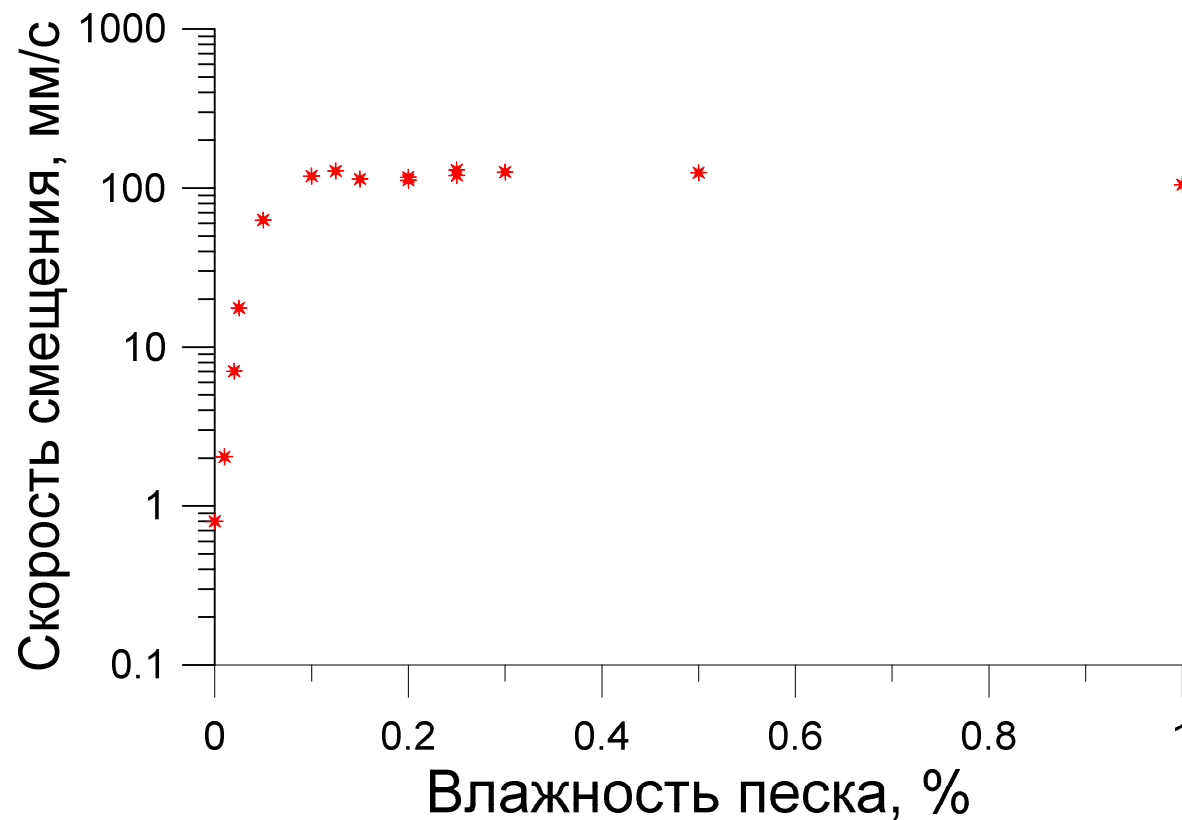




Зависимости смещения от времени для
заполнителей различных типов.

Слева – смеси кварцевого песка и стеклянных шаров.

Справа – смеси гранитной крошки и стеклянных шаров.



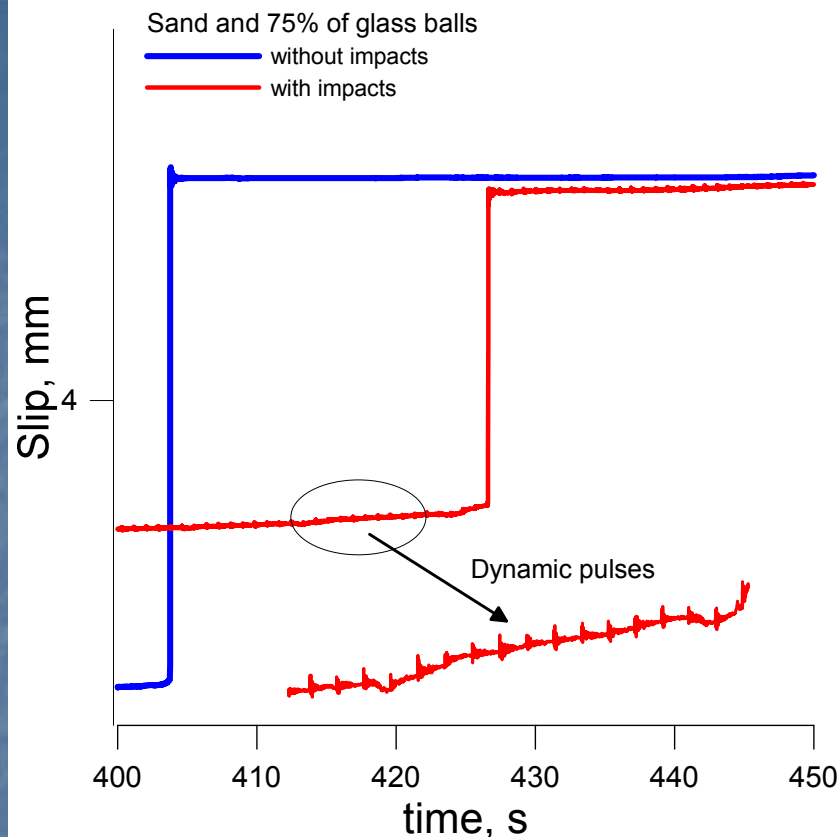
Средняя скорость смещения при подвижках для заполнителя-песка различной влажности.

Остапчук, 2012

размер зёрен, мм	влажность, %	плотность, г/см ³	пористость	сцепление, кг/см ²	коэффициент внутреннего трения, к	угол внутреннего трения
0,32	0	1,48	0,44	0,0001	0,78	38
0,32	0,25	1,25	0,54	0,0012	0,84	40
0,32	2,5	1,3	0,52	0,0026	0,86	41
0,32	5	1,35	0,51	0,0042	0,87	41
0,32	12	1,5	0,49	0,008	0,9	42
0,32	24	1,7	0,5	0,0125	0,93	43

Адушкин, Орленко

размер зёрен, мм	влажность, %	сцепление, кПа	угол внутреннего трения
"трехосное нагружение"			
250-315	0	2--10	37
"сдвиг слоя"			
250-315	0	3--5	27
	0,05	-	27
	0,1	-	27
	0,2	-	27,5
	0,5	-	27,5
	1	-	27,5
	2	-	28
	10	-	28



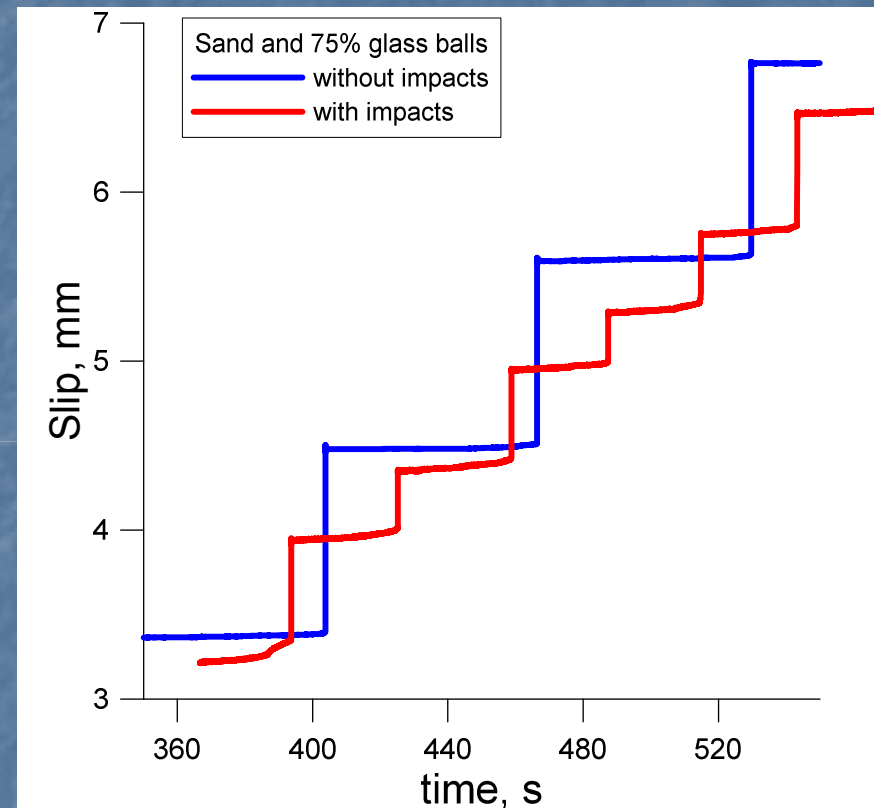
Примеры перемещения от времени во время одного цикла прерывистого скольжения.

На вставке при увеличении видны импульсы динамического возмущения.

The effect of vibration strongly depends on gouge properties (mode of deformation).

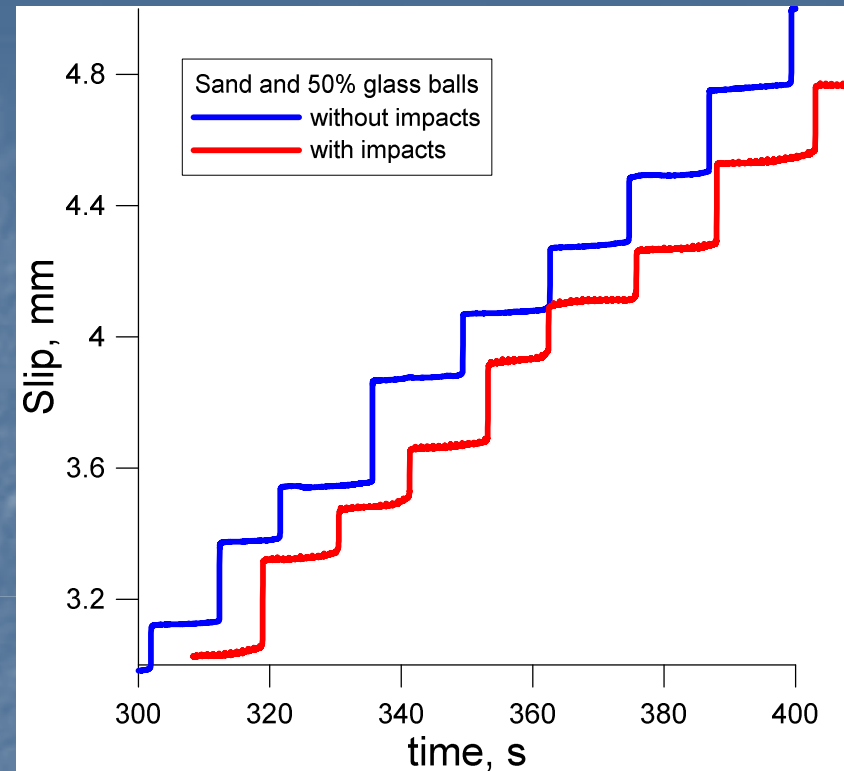
1. Regular stick-slip with high amplitude.

Slip vs time for mixture of sand and 75% of glass balls.



The vibration essentially reduces amplitudes of separate steps. However the cumulative “seismic moment” is almost the same. The decreasing of ΣM_0 due to vibration is about 10-15%.

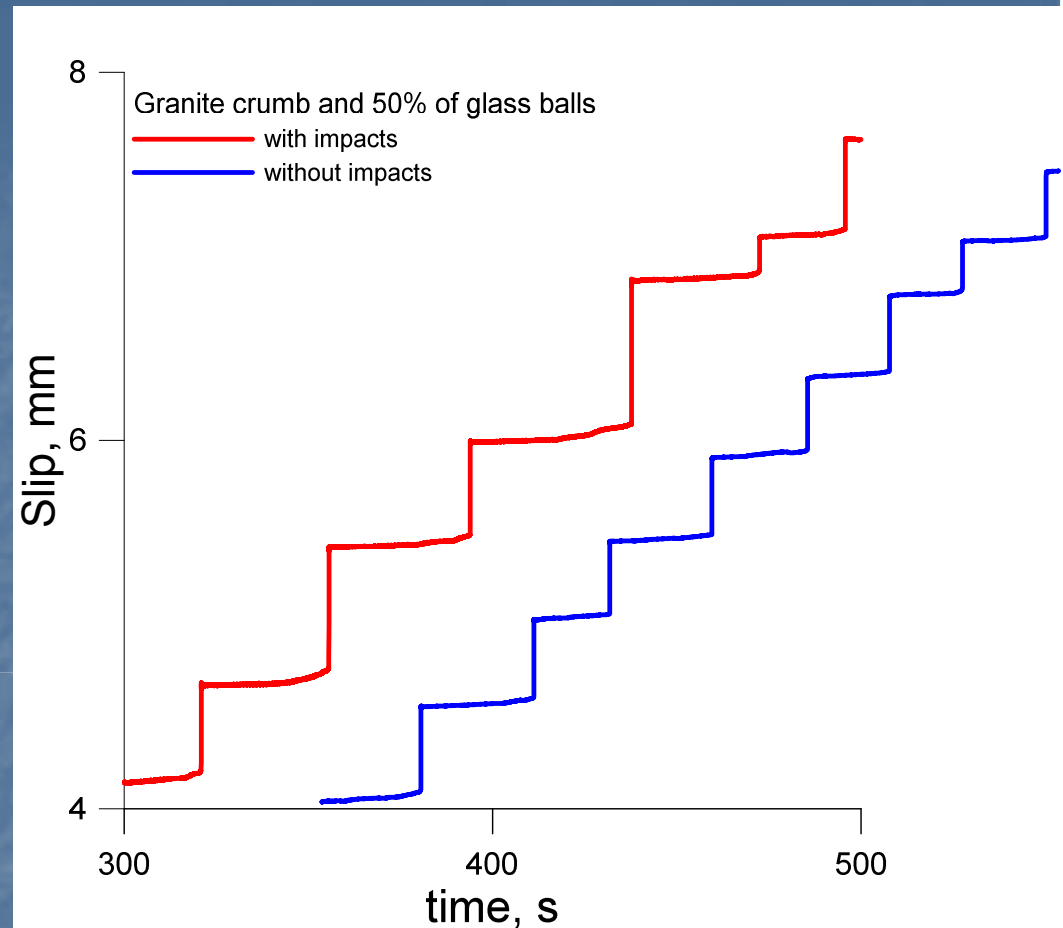
2. Stick-slip with medium amplitude. 50% of balls



Slip vs time for mixture of sand and 50% of glass balls.

The amplitudes of stick-slip steps are almost the same for both cases.

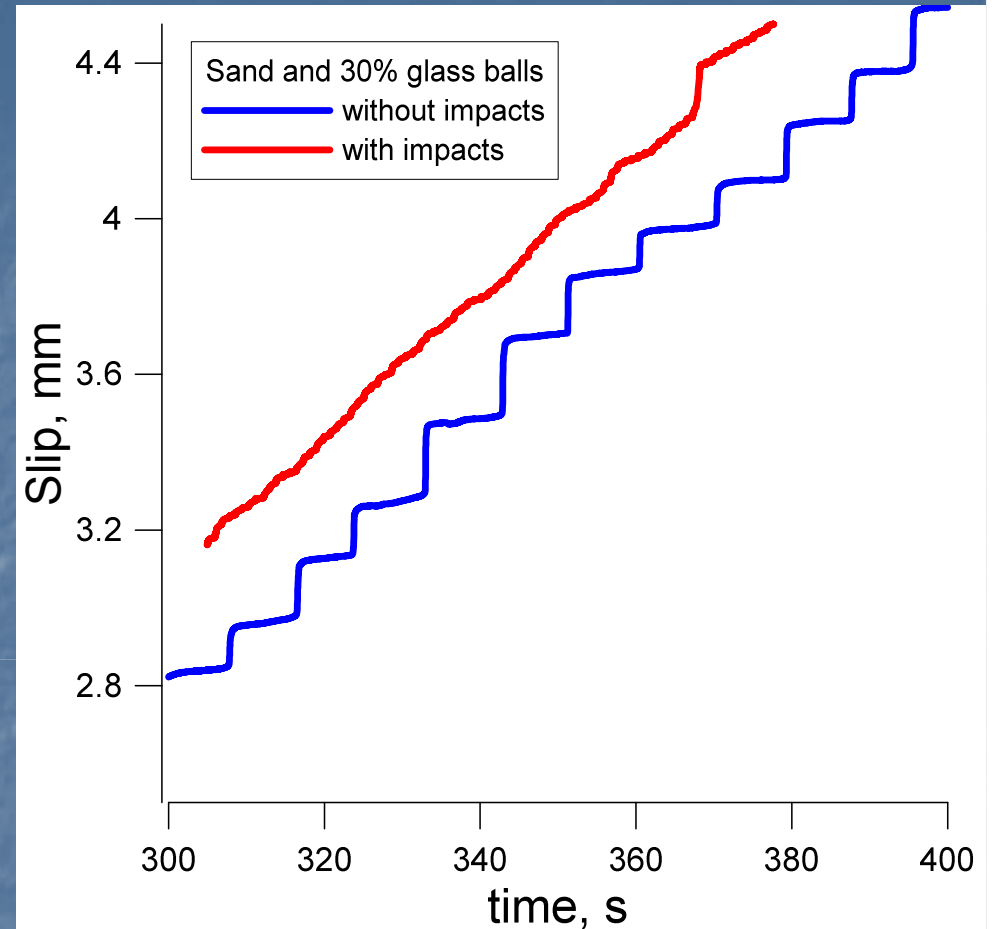
2. Stick-slip with medium amplitude. 50% of balls



The amplitudes of stick-slip steps even increase as the result of vibrations.

3. Stick-slip with low amplitude.

30% of balls

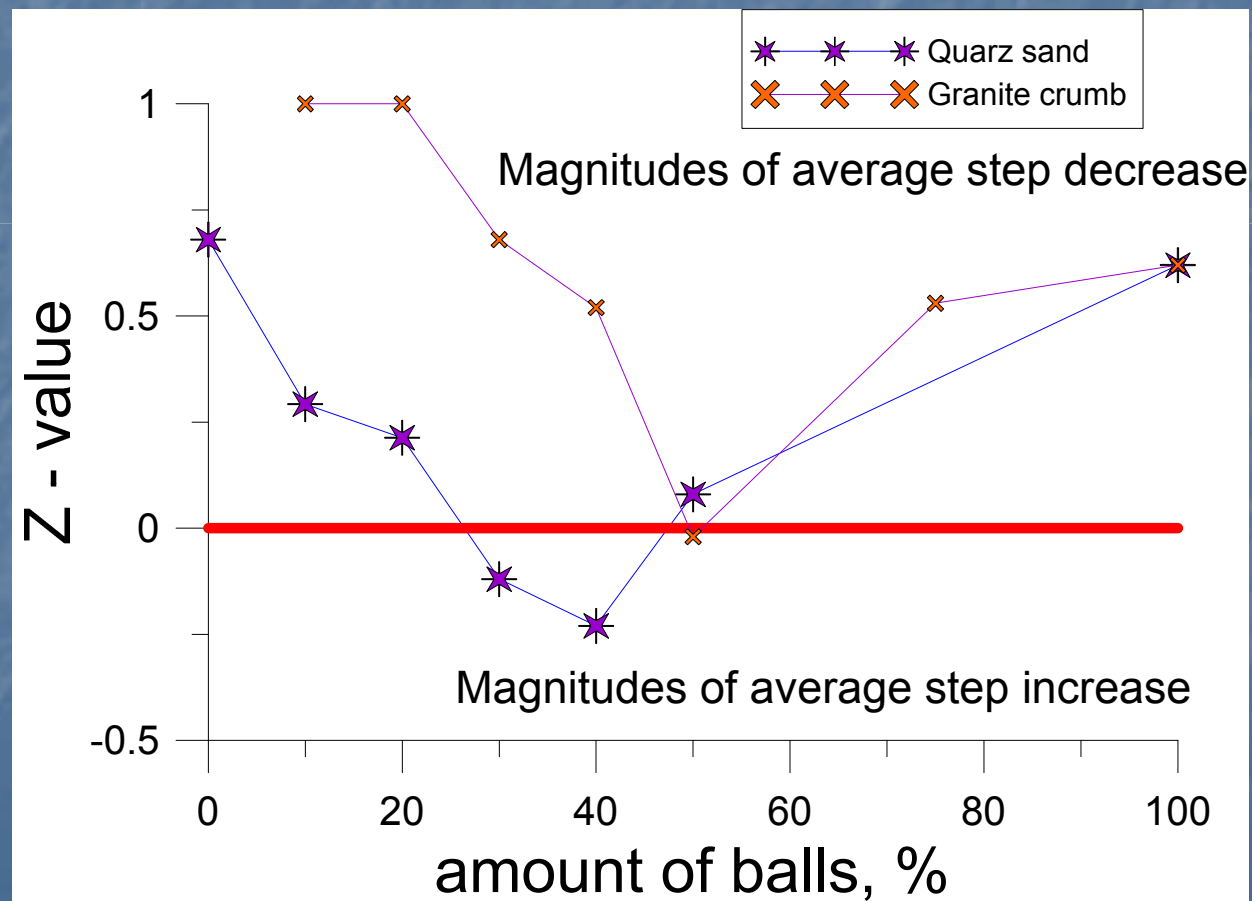


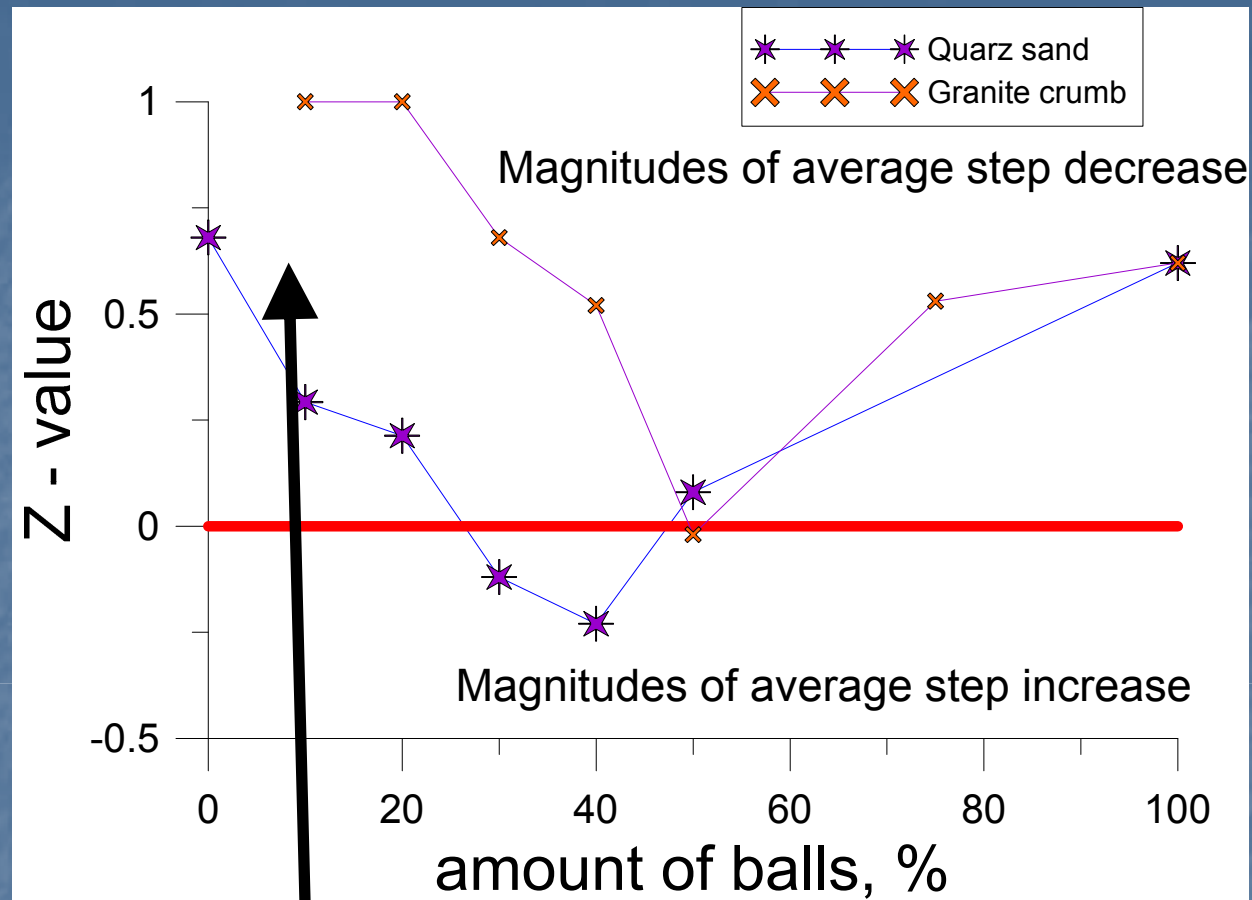
The vibrations totally transfer the potential energy to aseismic slip.

dW_0 – average value of the step without vibrations

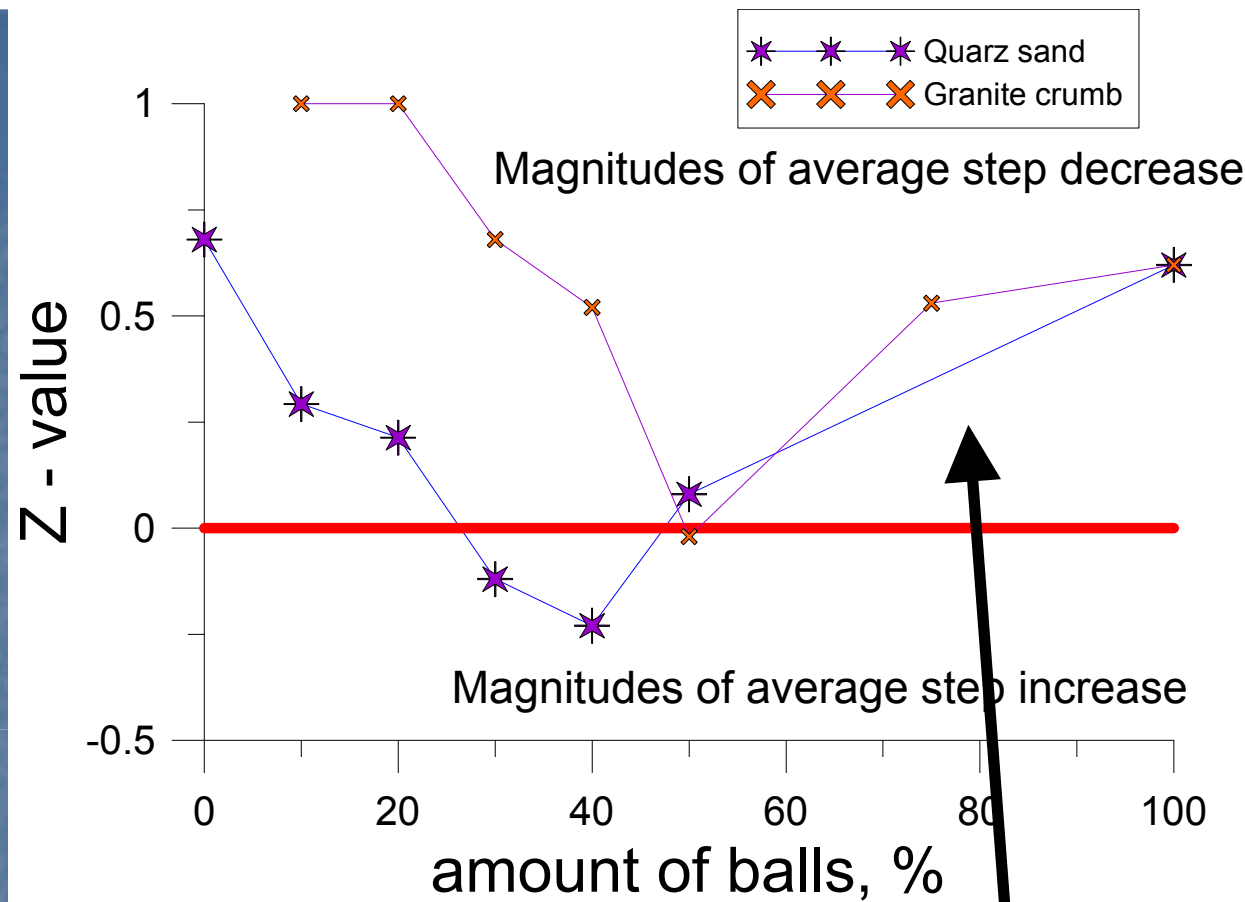
dW_i – average value of the step with vibrations

$$Z = (dW_0 - dW_i) / dW_0$$

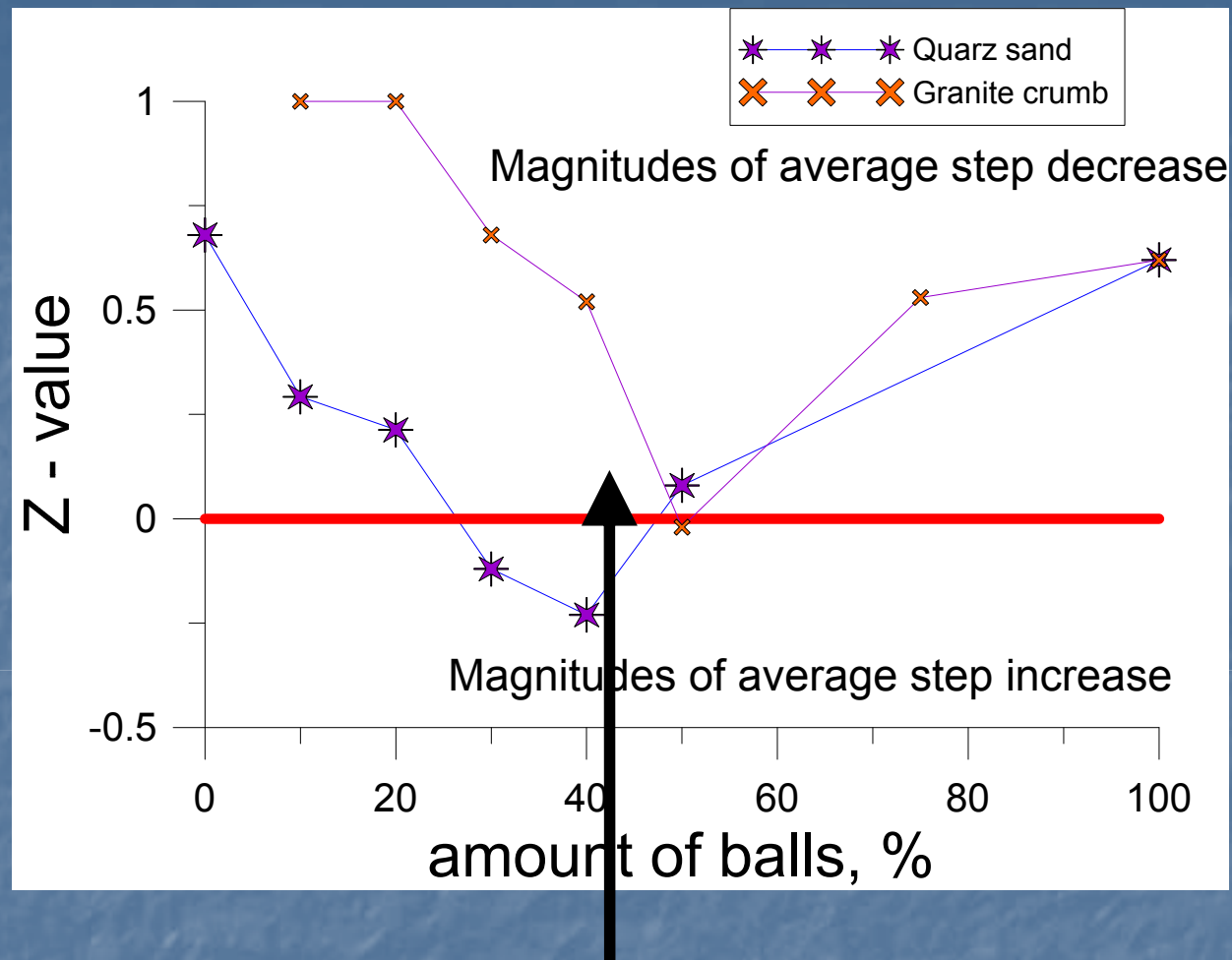




Vibrations, if applied to the parts of faults showing weak seismicity, can essentially diminish the number of dynamic events.

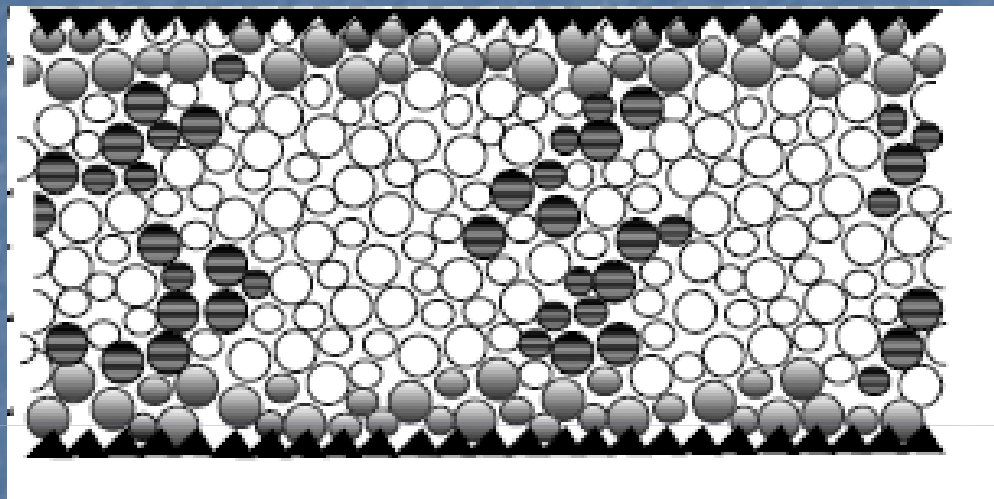


Acting on the sources of strong events may significantly reduce their magnitudes, but the total seismic moment, realized through dynamic events remains almost constant.



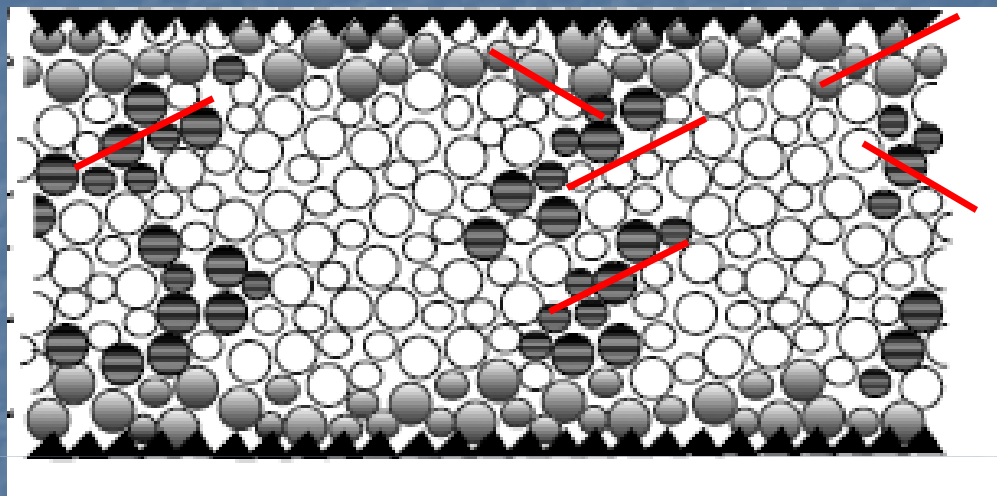
For stick-slip events of intermediate amplitudes the influence of vibrations is rather weak.

Асейсмический крип и слабая сейсмичность



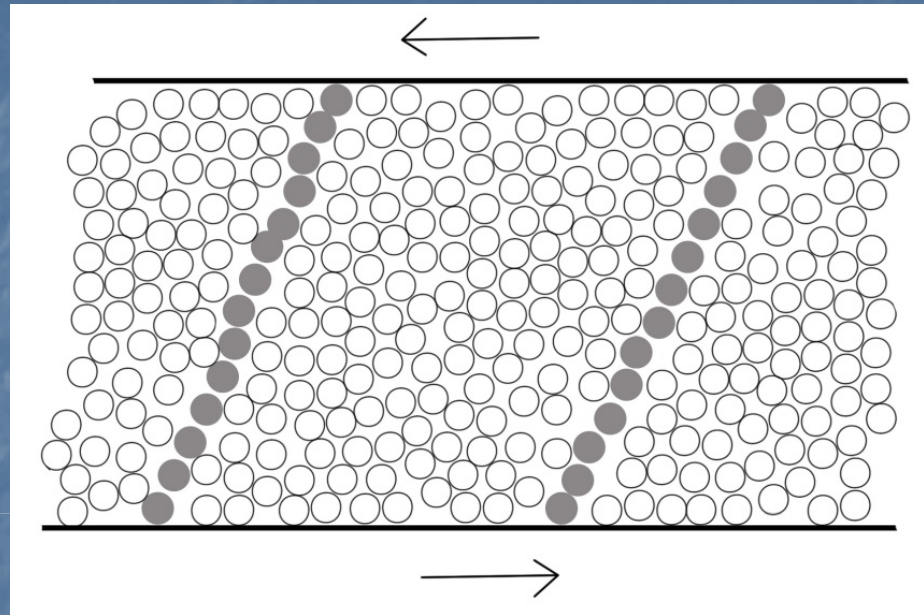
Много силовых цепочек. Они короткие и слабо напряжены.

Асейсмический крип и слабая сейсмичность



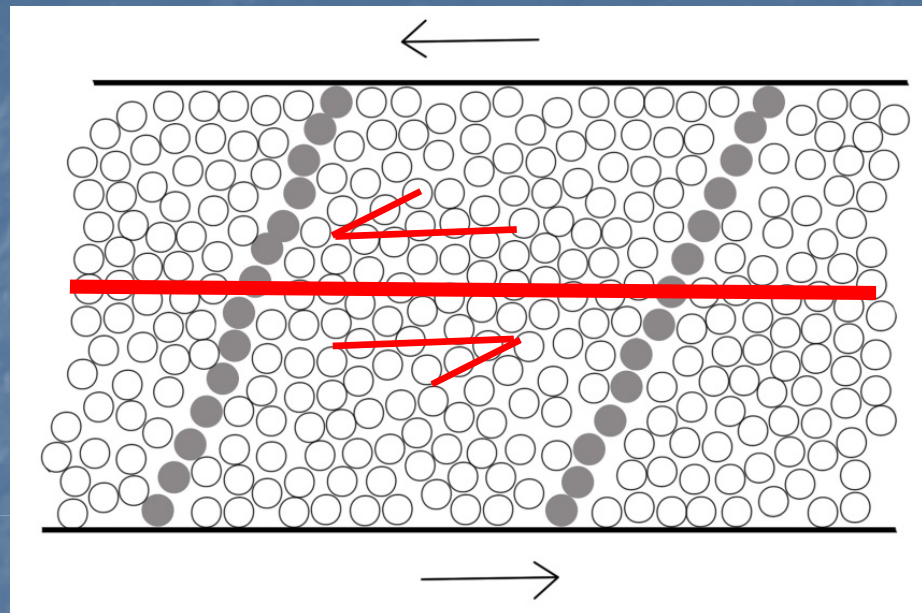
Много силовых цепочек. Они короткие и слабо напряжены. Вибрации ведут к постепенному разрушению цепочек и более однородному распределению деформаций. Результат – стабильное скольжение.

Регулярный стик-слип



Силовых цепочек относительно мало, но они сильно напряжены.

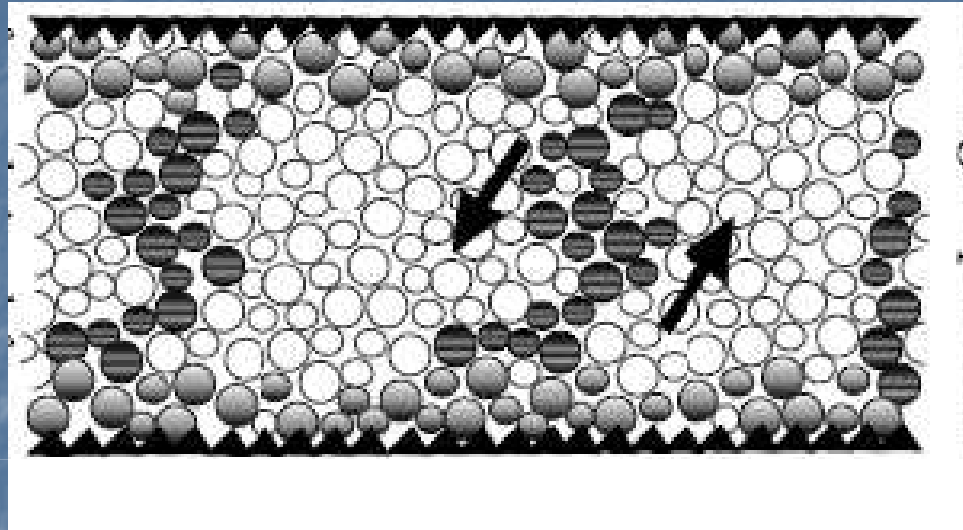
Регулярный стик-слип



Силовых цепочек относительно мало, но они сильно напряжены. Разрушение даже отдельных цепочек снижает эффективную прочность контакта и ведет к динамическому событию. Степень локализации деформации очень высока.

В результате магнитуды событий снижаются под действием вибрации.

Промежуточный случай



Существует большое количество силовых цепочек. Разрушение некоторых не ведет к полному разрушению до тех пор, пока не будет достигнут предел статической нагрузки.

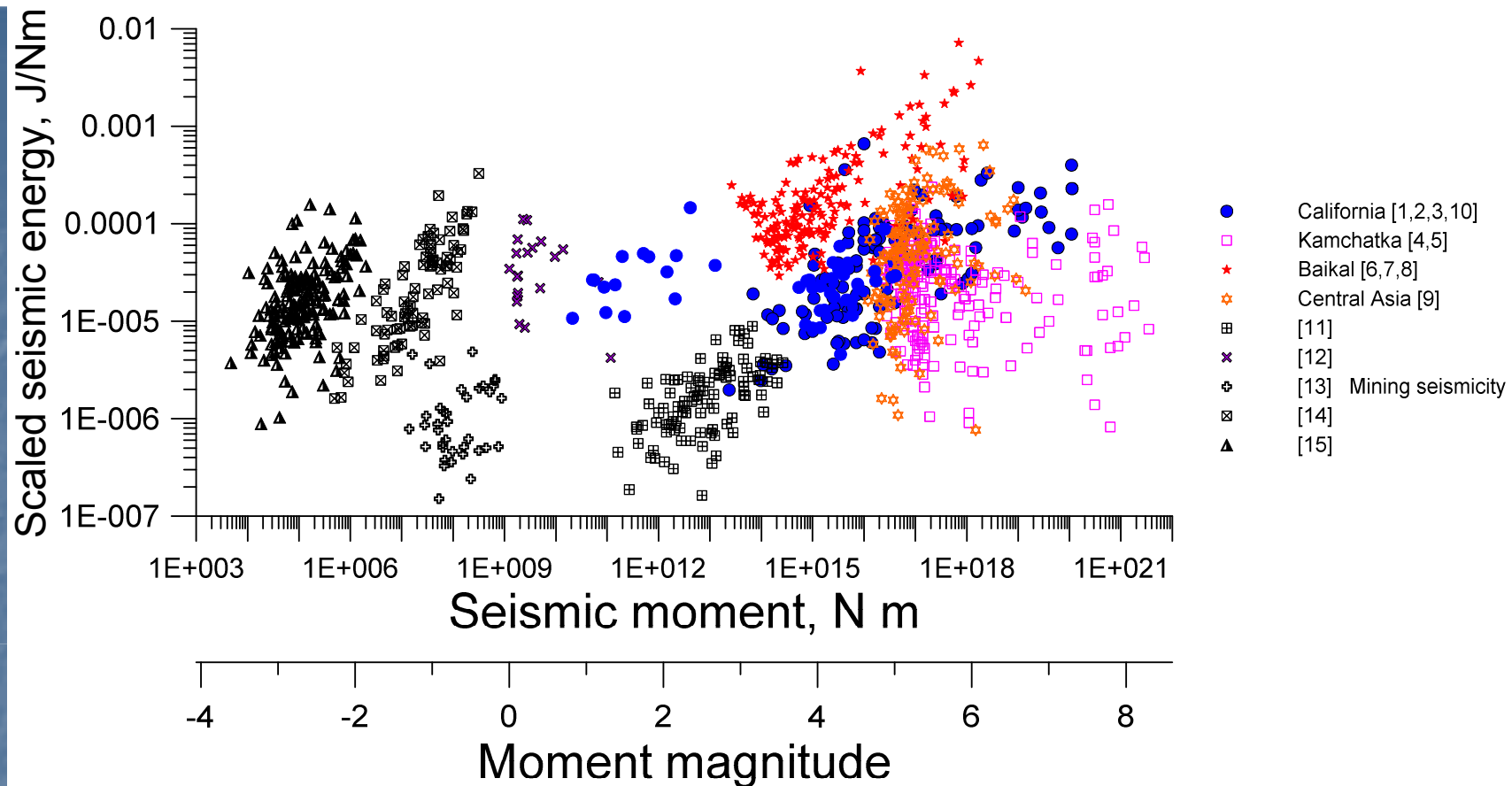
Усложнение физики процесса, при переходе к событиям большой магнитуды ставит вопрос:

Сохраняются ли основные соотношения между параметрами излучения при изменении масштаба?

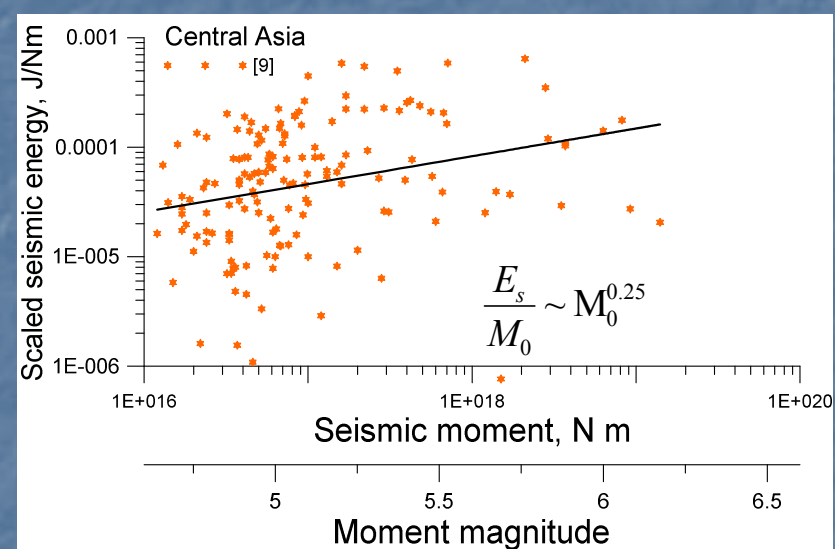
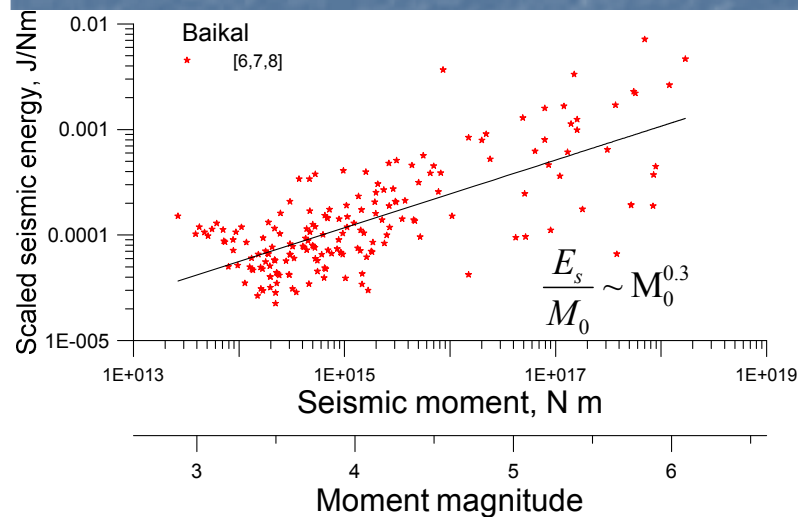
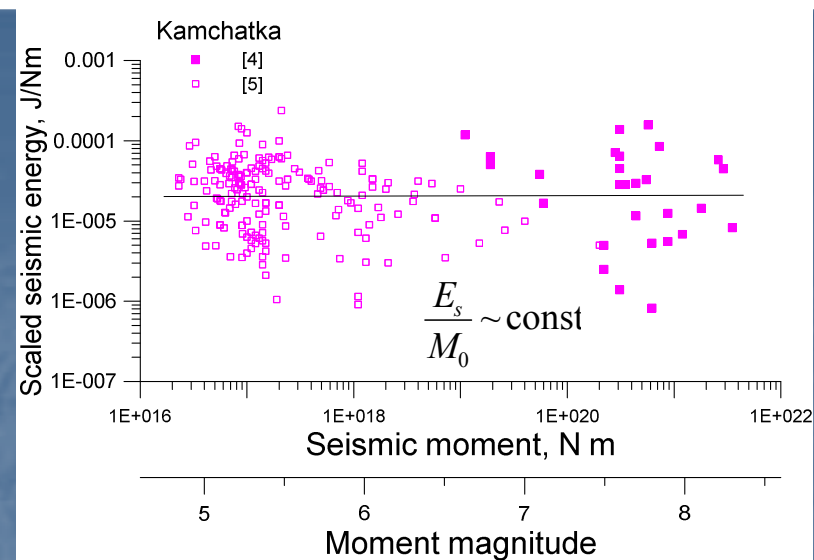
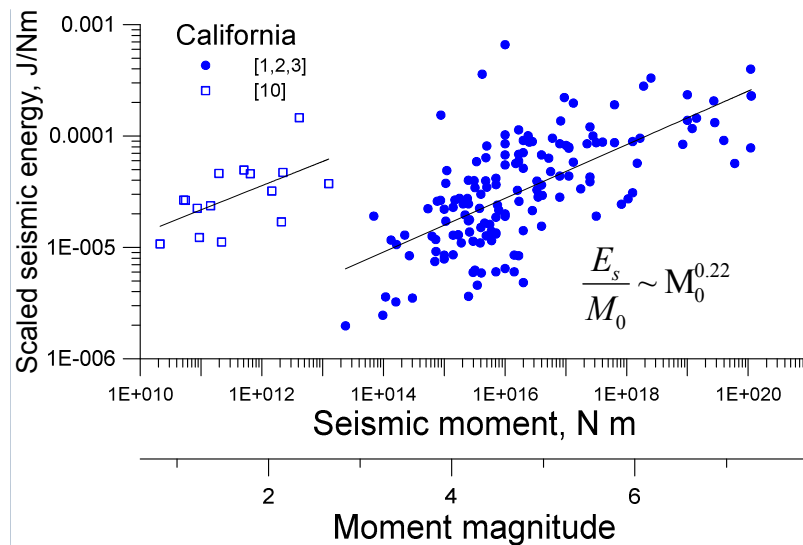
E_s/M_0 – const ???????????

$$\eta = \frac{E_s}{\Delta E_e}$$

$$\eta_R = \frac{E_s}{E_s + \Delta E_{sur}}$$



При изменении сейсмического момента на 19 порядков - в диапазоне от $10^3 N/m$ до $10^{22} N/m$, практически все данные лежат в диапазоне $E_s/M_0 \sim 10^{-6} - 10^{-3}$. Таким образом, если рассматривать весь комплекс данных, то явной зависимости этого отношения от масштаба землетрясения не обнаруживается, что соответствует самоподобной среде с линейными характеристиками.

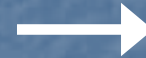


Рассмотрение отдельных рядов данных приводит к обнаружению зависимости эффективности излучения от масштаба события

Какой макроскопический параметр может отвечать за излучательную эффективность?

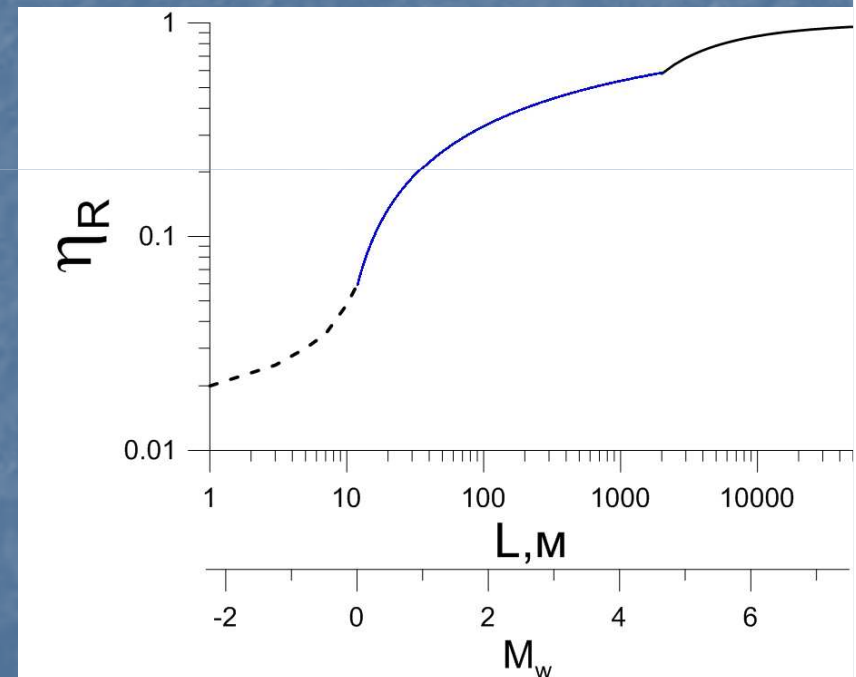
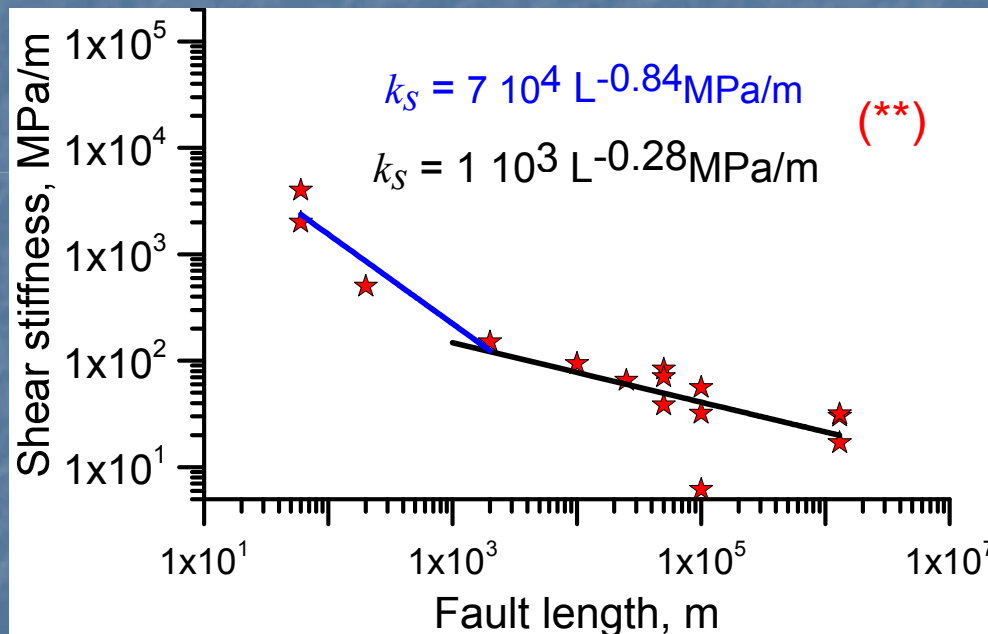
$$\eta_R = \frac{E_s}{E_s + \Delta E_{sur}} = \dots = 1 - \frac{k_m}{k_s} \approx 1 - \frac{3\mu}{L \cdot k_s} \quad (*)$$

(*) + (**)



$$\eta_R = \begin{cases} 1 - \frac{1.4}{L^{0.16}} & , 50 \text{ м} < L < 2000 \text{ м} \\ 1 - \frac{100}{L^{0.72}} & , L > 2000 \text{ м} \end{cases}$$

В линейном случае $k_f \sim 1/L$



- Закономерность изменения с масштабом сдвиговой жесткости разломов, определяет тенденцию увеличения

Выводы

- Режим деформации разломной зоны может определять эффективность инициирования землетрясений сейсмическими волнами.
- Для больших событий вибрации не снижают величину кумулятивного сейсмического момента, реализуемого через динамические срывы.
- Для слабой сейсмичности вибрации могут полностью перевести потенциальную энергию деформации в асейсмическое скольжение.

Макроскопическим геомеханическим параметром, контролирующим сейсмическую эффективность землетрясений, приуроченных к той или иной разломной зоне, является эффективная сдвиговая жесткость последней. Это означает, что режим скольжения фактически является свойством разлома в данный геологический момент эволюции. При этом наблюдается тенденция постепенного возрастания с масштабом излучательной эффективности землетрясений, происходящих в близких тектонических условиях.