



<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-3-0072>

## SEISMIC IMPACT ESTIMATION FROM DATA ON DEFORMATIONS AND DISPLACEMENTS IN ROCK MASSIFS

M. V. Rodkin<sup>1,3</sup>, A. A. Nikonov<sup>2</sup>, S. V. Shvarev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

**Abstract:** Local rock dislocations and shifts, which occur due to strong seismic impacts, are studied. Natural cases under review include displacements that occurred after strong earthquakes in the 20<sup>th</sup> century and paleoseismic dislocations revealed by the authors in the crustal rocks in the south-eastern (Russian) part of the Fennoscandia shield. The major goal of the study was to determine parameters of the paleoseismic events in terms of intensity,  $I$ , and magnitude,  $M$ . Two independent options were used: (1) estimation with reference to similar cases in the instrumental measurements period and to the currently applied scaling systems, and (2) introduction of physical characteristics of disturbances of particular types and habitus and fixed values of displacements of the rock blocks. Numerous local disturbances of the rock massifs with significant rock shifts were systematically reviewed as a set of standard models. Values of mass velocities of seismic impacts (peak ground velocities, PGV), which were needed for initiation of the revealed dislocations, were estimated. In many cases, PGV values were above 1 m/sec, i.e. considerably higher than values conventionally accepted (for ground conditions). For clarifications, data on strong movements and explosions were used, and the whole set of data was found reasonably consistent. It was concluded that the cases with  $PGV > 1$  m/sec corresponded to focal areas of earthquakes with  $M > 6$  (mainly in the deglaciation period). A graphical chart is proposed for estimation of magnitudes and hypocentral distances of initiating earthquakes in case of maximum PGV within a range from 0.01 to 5.00 m/sec. Based on the graphical chart, parameters are estimated for earthquakes that might have caused the dislocations observed on the main sites of the region under study.

**Key words:** quantification of seismic impacts on rocks, major paleoearthquakes in Fennoscandia, impacts of earthquakes and explosions on crystalline rocks.

**Recommended by** V.S. Imaev 25 June 2012

**Citation:** Rodkin M.V., Nikonov A.A., Shvarev S.V., 2012. Seismic impact estimation from data on deformations and displacements in rock massifs. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (3), 203–237. doi:10.5800/GT-2012-3-3-0072.

## ОЦЕНКА ВЕЛИЧИН СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ ПО НАРУШЕНИЯМ И СМЕЩЕНИЯМ В СКАЛЬНЫХ МАССИВАХ

М. В. Родкин<sup>1,3</sup>, А. А. Никонов<sup>2</sup>, С. В. Шварев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия*

<sup>2</sup>*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия*

<sup>3</sup>*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия*

**Аннотация:** В работе рассматриваются локальные нарушения и смещения в скальных породах, возникающие при сильных сейсмических воздействиях. Натурный материал представлен примерами такого рода нарушений при известных сильных землетрясениях XX века, а также древними нарушениями и смещениями на ключевых участках

юго-восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита (по наблюдениям авторов). Конечная цель состояла в параметризации (в терминах интенсивности,  $I$ , и магнитуды,  $M$ ) палеоземлетрясений по оставленным ими специфическим сейсмонарушениям. Это осуществлялось двумя независимыми путями, а именно, с использованием аналогий других инструментальных наблюдений, а также существующих шкал (1) и путем выведения физических характеристик нарушений определенного типа, габитуса и фиксированных величин смещений скальных блоков (2). Систематизация многочисленных локальных нарушений скальных массивов со значительными смещениями блоков породы представлена в виде ряда типовых моделей. Оценены значения массовых скоростей импульсных воздействий, необходимых для инициирования наблюдаемых смещений. Во многих случаях они превысили 1 м/с, т.е. оказались существенно больше обычно принимаемых для грунтовых условий. Для объяснения привлечены данные по сильным движениям и по взрывам и показано согласие всего этого комплекса данных. Делается вывод о том, что случаи массовых скоростей  $>1$  м/с соответствуют эпицентральной областям землетрясений с магнитудой  $M > 6$  (в основном в период дегляциации). Предложена номограмма для оценки магнитуды и гипоцентрального расстояния инициирующего землетрясения при значениях максимальных массовых скоростей в диапазоне от 0.01 до 5.00 м/с. На основании номограммы оценены параметры землетрясений, которые могли вызвать наблюдаемые перемещения скальных блоков на ключевых участках региона.

*Ключевые слова:* квантификация сейсмических эффектов в скальных породах, сильные палеоземлетрясения в Фенноскандии, эффекты воздействия землетрясений и взрывов на кристаллические породы

## 1. ВВЕДЕНИЕ

Хорошо известно, что во многих сейсмоактивных регионах мира, особенно внутри протяженных поясов, будь то крупные складчатые пояса, рифтовые зоны или зоны субдукции, сейсмические очаги имеют значительную протяженность. При землетрясениях, например, с  $M \geq 7.5$  это сотни километров, особенно со сдвиговыми подвижками. При этом на поверхности возникают столь же протяженные или меньшие по размеру сейсмодислокации. Гораздо меньше внимания обращено на другие регионы, где даже сильные землетрясения, с  $M \geq 7$ , если и сопровождаются поверхностными разрывами, то несравненно меньшего протяжения ( $L$ , км). К такого рода регионам относится, например, Греция (суша и островной архипелаг). В Фенноскандии, материалами по которой в основном владеют авторы, землетрясения связаны с внутриплитными, чаще сбросовыми или надвиговыми, а не сдвиговыми разломами. Для внутриплитных землетрясений, и надвиговых в особенности, характерны большие значения сброшенных напряжений и, соответственно, относительно малые (всего в 20–40 км) размеры очага. Из-за редкости сильных внутриплитных землетрясений возникают трудности в получении и использовании соотношений  $M \sim L$ .

Протяженные линейные разломы (зоны разломов) новейшего времени, в том числе и с явными признаками сейсмических событий, в период от позднеледниковья до настоящего времени возникали главным образом в северных частях Фенноскандии [Lagerbäck, 1990]. Вместе с тем на большей части Фенноскандинавского щита, в первую очередь там, где кристаллические породы выходят к поверхности, обнаружены многочисленные локальные (первые десятки квадратных метров) и ареальные (сотни – первые тысячи квадратных метров) нарушения, блоковые смещения в ска-

льных массивах (нередко сопровождающиеся обвалами и развалами). Эта разновидность сейсмодеформаций до сих пор недостаточно привлекала внимание исследователей. На первом плане обычно оказываются нарушения в рыхлом покрове, а также оползни, в том числе и скальные, т.е. нарушения типа сейсмогравитационных. В данной работе рассмотрены скальные нарушения и смещения с второстепенной ролью гравитационной составляющей или относительно независимые от нее.

Полевые исследования авторов проводились в юго-восточной части Фенноскандинавского щита с выходами на поверхность скальных пород, обычно монолитных и заглаженных воздействиями ледниковых покровов. В этих условиях сильные сейсмические воздействия проявляются во множестве случаев локально в виде расщелений, разрывных нарушений, смещений, выколов, выбросов и т.п. деформаций, особенно в местах, ранее растресканных. Такие эффекты возникают локально (ареально). Немалое число таких участков теперь изучены, и результаты опубликованы [Lukashov, 1976, 1995; Zikov, 2001; Lukashov, Belashev, 2002; Nikonov, 2006, 2010; Nikolaeva, 2008]. Почти во всех подобных случаях участки максимальных нарушений занимают ограниченные площади, обычно десятки – первые сотни квадратных метров, даже если и выявляется их приуроченность к более вытянутым новейшим разломам. Впрочем, и последние в виде морфологически трассируемых в кристаллических породах линий редко вытягиваются на первые километры, хотя бывают и более протяженные. Таким образом ситуация в регионе вполне своеобразна, будучи отлична от тех, с какими обычно встречаются палеосейсмологи и сейсмотектонисты. В этих условиях авторы естественно сосредоточились на таких («ареальных») участках, где и проводят, в том числе по несколько лет подряд, подробные полевые исследования.

Специфика сейсмопроявлений (сильных воздействий) на скальных породах определила необходимость разработки специальных приемов распознавания и характеристики рассматриваемой группы нарушений. Фактически вопрос стал о выработке специфического подхода в палеосейсмологии, ибо объекты такого рода практически не рассматриваются в базовых и обширных сводках по палеосейсмологии [McCalpin, 1996, 2009, 2011; Grachev, 2000; Smekalin et al., 2011]. Очень важно при этом было использовать мировой опыт в изучении сейсмогравитационной группы нарушений, а также деформаций в рыхлых отложениях (в частности, ликвифакции), нашедший отражение в работе [Michetti et al., 2004].

Конечной целью исследования является получение количественной оценки инициирующих сейсмических воздействий на локальных скальных объектах. Ниже представлены результаты первого этапа решения этой задачи. Сначала приводятся примеры нарушений и смещений скальных блоков, наблюдаемых при сильных землетрясениях XX века в других регионах. Затем подробно обсуждаются характерные палеообъекты, выявленные многолетними натурными наблюдениями авторов в пределах юго-восточной окраины Фенноскандинавского (Балтийского) щита – области, вполне представительной и практически значимой в рассматриваемом отношении. Работа продолжает предшествующие усилия авторов по исследованию скальных сейсмонарушений [Nikonov, 2008; Nikinov et al., 2009], но с особым вниманием к разработке типовых моделей смещений скальных отдельностей и к количественной оценке инициирующих сейсмических воздействий. Такого рода объекты наименее изучены и слабо отражены в существующих макросейсмических шкалах. Важность такого подхода дополнительно подкрепляется тем, что новые карты сейсмического районирования предлагается составлять в терминах максимальных ускорений для скальных пород, а не грунтов второй категории, как это делалось ранее [Gusev, 2011a, 2011b].

Ниже отражены постановка задачи, особенности региона, специфика объектов исследования, исходные материалы, типовые примеры из других регионов, возможности оценки силы палеоземлетрясений традиционными способами.

## 2.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ И СЕЙСМОНАРУШЕНИЯХ НА ФЕННОСКАНДИНАВСКОМ ЩИТЕ

На Фенноскандинавском кристаллическом щите за последние примерно 400 лет произошли четыре сильных события (1627, 1786, 1819 и 1904 гг.), эпицентральная интенсивность которых оценивается около VIII баллов. Лишь в одном случае, при землетрясении на побережье Северной Норвегии в 1819 г., часть зоны

VIII-балльных сотрясений оказалась на суше, в горной местности. При этом стали известны нарушения рельефа и горных пород в виде растрескивания и склоновых смещений [Nikonov, 2003]. Трещины в грунтах возникали в регионе и при более слабых землетрясениях [Nikonov, 2004]. Этих данных совершенно недостаточно для выведения применительно к региону соотношений между спецификой, размерами сейсмонарушений и интенсивностью инициальных сейсмических воздействий, хотя они и не выходят за пределы макросейсмических шкал последних поколений. Это создает серьезную трудность и требует поисков иных путей решения вопроса о параметризации древних сейсмонарушений, тем более в скальных породах.

Работавший в Северной Швеции геолог Р. Лагербек установил там мощные землетрясения ( $M > 7$ ) в период дегляциации. Но сделано это на основании изучения молодых разломов протяженностью  $\geq 100$  км с вертикальными смещениями в 5–8 м [Lagerbäck, 1990]. Таковых в нашем регионе нет, или они располагаются в акваториях, что не дает возможности изучать их с необходимой подробностью. Богатый материал по деформациям, разрывам и смещениям скальных пород в Швеции приведен в работах [Sjoberg, 1994; Mörner, 2003, 2004], в которых рассматриваются все возможные причины таковых и сейсмическая выделяется как главенствующая. Всего в Швеции по комплексу признаков как в скальных, так и в рыхлых породах Н.-А. Мернер выделил около 40 сильных палеосейсмических событий с  $M \geq 6$ . Большая их часть пришлось на период 13–9 тыс. лет назад. Для семи событий магнитуда оценена  $M \geq 8$ , для 14 других –  $M \geq 7$  [Mörner, 2003, 2004]. Это означает, что половина из выделенных землетрясений (а считается, что недостаточно изученными остались и многие другие) были сильнейшими, т.е. имели  $M \geq 7$ , между тем как за исторический и инструментальный периоды ни одного подобного в стране не зафиксировано.

При этом, однако, интенсивность представленных в «каталоге» Н.-А. Мернера событий не определялась, а приводимые им значения магнитуд не сопровождаются объяснением способов определения. Известно только, что часть из событий, с которыми связаны крупные протяженные разрывы-новообразования в Северной Швеции, квалифицировались и квантифицировались именно по длине упомянутых разрывов [Lagerbäck, 1990]. Сам же Н.-А. Мернер работал с сейсмодетекторами разного типа, преимущественно в рыхлых отложениях [Mörner, 2003].

Значительные палеосейсмонарушения в пределах российской части Фенноскандинавского щита неоднократно отмечались и ранее. В работах А.Д. Лукашева, Д.С. Зыкова и авторов настоящей публикации показано, что значительная расчлененность рельефа Карелии и северной части Ленинградской области предопределена новейшими блоковыми движениями, в частности оживлением (участков) активных разломов в поздне-

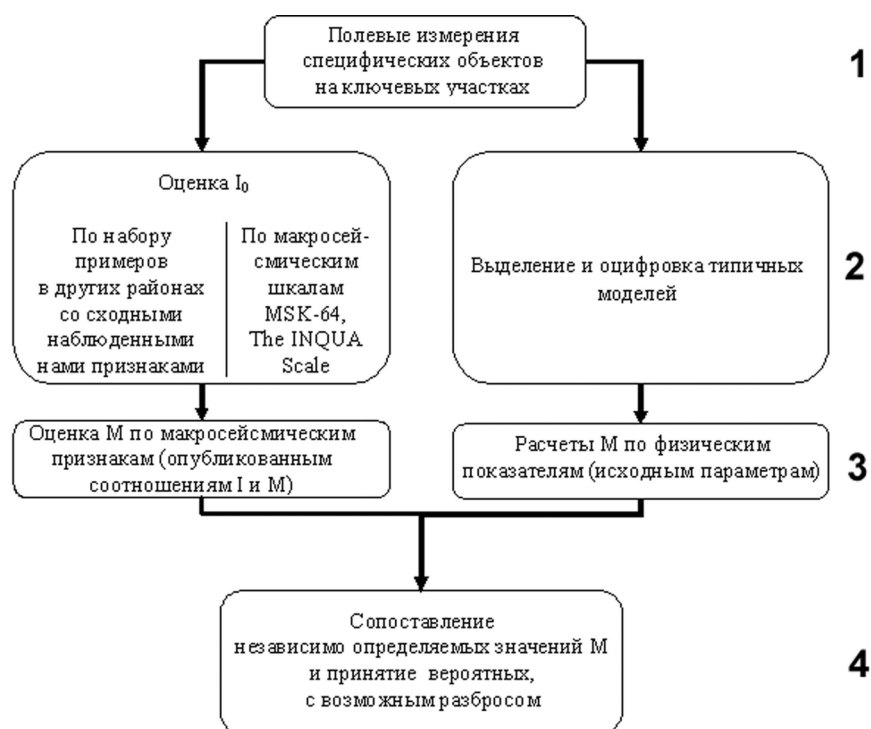


Рис. 1. Логическая схема реализуемого авторами подхода к оценке величин сейсмических воздействий на скальные массивы.

Fig. 1. The algorithm (logistics) of the research approaches developed by the authors for estimation of seismic impacts on rock massifs.

ледниковое и голоценовое время. Такое представление основывается не только на геоморфологических характеристиках (в том числе и выявляемых по материалам дистанционного зондирования), но и на наблюдениях в обнажениях и карьерах, подкрепляемых результатами  $^{14}\text{C}$  датирования [Lukashov, 1976, 1995; Zykov, 2001; Lukashov, Belashev, 2002; Nikonov, 2006, 2010; Shvarev, Nikonov, 2008].

В целом надо констатировать, что, хотя уверенные признаки древних сильных землетрясений фиксировались и в российской части Фенноскандии, и были попытки определять силу таковых [Lukashov, Belashev, 2002; Nikonov, 2008], надежные основы определения  $I$  и  $M$  палеоземлетрясений и здесь не разработаны.

Приходится, таким образом, признать, что по Фенноскандии отсутствуют надежные основания для уверенных оценок значений магнитуд сильных землетрясений прошлого, само возникновение которых давно уже не подвергается сомнению специалистами как в России, так и в скандинавских странах. Чтобы продвигаться в этом направлении, авторами разработан алгоритм достижения цели, включающий два независимых пути (подхода) (рис. 1): 1) сопоставление с примерами недавних сильных и достаточно надежно охарактеризованных событий в других регионах (в сходных условиях) (1а) и с макросейсмическими шкалами последних поколений (1б) и 2) оценка сейсмических воздействий на скальные объекты (выделенных типов) по фиксированным на изученных натурных объектах па-

раметрам палеосейсмонарушений через физические показатели (рис. 2–10). Первый путь можно считать рутинным (традиционным), хотя мы использовали несколько дополнений и усовершенствований. Вторым, исследовательский, путь предлагается впервые.

Как видно на рисунке 1, для решения поставленной задачи и в том и в другом подходах исходными послужили одни те же измерения на ключевых участках. Дальнейшие процедуры в каждом подходе осуществлялись независимо, в три последовательные стадии. На финальной стадии результаты сравнивались, сходные принимались, расхождения фиксировались с попыткой разумных объяснений. В заключение представлена таблица полученных оценок  $M$  для выбранных объектов на ключевых участках исследованного района (табл. 3).

## 2.2. ВЫДЕЛЯЕМЫЕ ВИДЫ ЛОКАЛЬНЫХ СЕЙСМОДЕФОРМАЦИЙ В СКАЛЬНЫХ ПОРОДАХ

По многолетнему опыту работ в условиях кристаллического щита и с учетом публикаций по сходным геологическим условиям (например [Chernov et al., 1974; Nikolaeva, 2008]) мы считаем целесообразным выделять следующие виды локальных сейсмонарушений в кристаллических породах.

**Трещины единичные** (ширина  $\leq 10$  см): простираение,

длина –

а) в массиве,

б) в отдельно лежащих глыбах (блоках).

**Расщеления (отщеления) единичные** (ширина  $>10$  см): простираение, длина, ширина –

а) в массиве,

б) в отдельно лежащих глыбах (блоках).

**Множественное раздробление массива:** основные направления, величина блоков.

**Выбивание блоков из массива:** размерность блоков, обломков, направление, величина смещений –

а) вверх от оглаженной ледником поверхности,

б) вбок по горизонтам и вверх,

в) только вверх.

**Разворот глыб в горизонтальной плоскости:** по часовой стрелке или против нее, угол разворота.

**Переворот глыб вокруг горизонтальной плоскости:** высота подбрасывания.

**Скальные вывалы с перемещением** по склону: направление, расстояние, площадь.

Как показано далее, в разделе «Примеры...», все эти виды нарушений скальных пород, в том или ином наборе и количестве, фиксировались в скальных породах при землетрясениях с инструментально определенной магнитудой  $M \geq 6.0-6.5$  в разных частях бывшего СССР, а также при палеоземлетрясениях в пределах Швеции [Sjoberg, 1994; Mörner, 2003].

Порождаемые землетрясениями нарушения скальных массивов в первом приближении можно подразделить на две группы, а именно – с сохранением общей целостности скального массива и со значительным смещением отдельных его частей, реализующимися зачастую не в направлении уклона местности. Нарушения первой группы могут выражаться в возникновении (расширении уже существовавших) трещин, дроблении, небольшом, до первых сантиметров – десятков сантиметров, перемещении блоков и глыб друг относительно друга. В зависимости от степени предшествующей раздробленности (подготовленности массива) такие смещения, если опираться на описания существующей макросейсмической шкалы в части повреждений зданий, можно (по аналогии) относить к воздействиям силой от VII до IX баллов.

Нарушения скальных пород второй группы, т.е. со значительным смещением и обрушением отдельных частей массива, могут инициироваться обычно воздействием силой в VIII баллов. Значительные обрушения скальных массивов, каменные обвалы, блоковые обрушения, блоковые оползни, способные превращаться в каменные лавины и каменно-грядовые потоки, как правило, требуют воздействий  $\geq IX$  баллов.

Данное выше подразделение нарушений скальных массивов основывается на опыте натурных наблюдений при сейсмических воздействиях разной интенсивности (определяемой по другим признакам макросейсмической шкалы и/или по геометрии макросейсмического поля). Применительно к случаям значитель-

ных перемещений скальных отдельностей, т.е. к объектам второй группы, оказалось возможным предложить ряд типовых модельных ситуаций, которые позволяют получать количественную оценку инициирующего воздействия, прежде всего величину максимальной массовой скорости  $V$ , м/с, – скорости движения поверхности скальных пород в проходящей сейсмической волне. В качестве типовых ситуаций нами ниже рассмотрены: 1) отскок скального обломка (блока, плиты) на значительное расстояние от материнской скальной стенки (когда обломок остается на месте приземления); 2) субгоризонтальное выдвигание блока породы из массива с возможным смещением прилежащего обломочного материала его фронтальной частью; 3) смещение крупного скального блока не в направлении максимального уклона склона; 4) выбивание из субгоризонтальной поверхности и наброс скального блока (плиты) на край ниши, исходно вмещавшей этот блок; 5) переворот скального блока на субгоризонтальном основании; 6) образование и вывал скальных отдельностей аномально большого размера ( $\geq$  нескольких метров в поперечнике). Модели (1) – (5) предварительно уже рассматривались в работе [Nikonov *et al.*, 2009], модель (6) вводится впервые.

Как видно из перечня, анализируются нарушения скальных массивов, которые не объясняются экзогенным (в том числе гравитационным) воздействием и, строго говоря, не относятся к группе сейсмогравитационных явлений. Собственно гравитационная компонента при одних типовых перемещениях практически отсутствует, а при других имеет второстепенное значение.

Отметим, что во всех моделях предполагается, что скальный массив был уже предварительно сильно нарушен; по сути, рассматривается перемещение несвязанных жесткоскальных отдельностей. Отказ от этого предположения приводит к совершенно нереальным оценкам силы сейсмических воздействий (которые даже и в рамках этого предположения оказываются неожиданно большими).

Среди множества видов скальных сейсмонарушений мы постарались по характерным, повторяющимся примерам выделить модельные случаи с целью последующего, с учетом размерностей и величин смещений, обсчета в физических показателях, чего ранее не делалось. Исследуя локальные сейсмонарушения при палеоземлетрясениях, естественно начать с документированных случаев их возникновения при сильных землетрясениях недавнего прошлого.

### 2.3. ПРИМЕРЫ ЛОКАЛЬНЫХ И АРЕАЛЬНЫХ СКАЛЬНЫХ НАРУШЕНИЙ И СМЕЩЕНИЙ ПРИ СОВРЕМЕННЫХ ИНСТРУМЕНТАЛЬНО ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Один из авторов уже публиковал ранее сводки наблюдений случаев выброса грунта и скального мате-

риала (блоков) от горизонтальных и субгоризонтальных поверхностей, склонов разной крутизны и от вертикальных стенок обнажений, происходивших при сильных исторических и недавних землетрясениях [Nikonov, 1992, 1993; Aksenov, Nikonov, 2005]. Далее приводятся некоторые наиболее характерные примеры такого рода.

Специальное внимание к скальным нарушениям и блоковым «навалам» как последствиям недавних землетрясений и возможным объектам палеосейсмогеологических исследований проявил Г.А. Чернов при изучении последствий Каргыйского землетрясения 28.02.1972 г. в юго-восточной части Республики Тыва (тогда Тувинской АССР) с  $M=5.7$ ;  $I=VII-VIII$  [Chernov et al., 1974]. В эпицентральной области землетрясения, располагавшейся в горной, сильно расчлененной местности, по скальным, сложенным мраморами и известняками склонам возникли многочисленные разрушения в трещиноватых породах, причем не только такие, как падения блоков по крутопадающим «трещинам разгрузки», но и в виде выбросов глыб с горизонтальных поверхностей (надколы) и из-под горизонтальных навесов (подколы), а также выбрасывания глыб из обнажений, по-видимому, под воздействием удара снизу вверх (выколы) [Chernov et al., 1974]. Наблюдались многочисленные камнепады, скальные обвалы и осыпи. Отчленились блоки размером в поперечнике до 1 м и более, причем они валялись часто со значительным отклонением от направления наибольшего уклона склона. Г.А. Чернов выделил охарактеризованные выше нарушения в отдельную группу сейсмобросов, под которыми понимал «явление и форму перемещения оторванных масс под воздействием сейсмического удара» [Chernov, 1978].

Среди разрозненных наблюдений сильных землетрясений XX века укажем ряд подобных примеров разной полноты описания.

Сильнейшее Цецерлегское землетрясение 9.VII.1905 г. в Северной Монголии с  $M=7.6$ ,  $I=X-XI$  сопровождалось разрывами общей длиной до 130 км, в том числе на участках выходов кристаллических пород. Вдоль разлома людей и животных сбивало с ног, верховых сбрасывало с коней, «деревья повалились улицей вдоль трещин», вырывались с корнями [Voznesensky, 1962; Solonenko, Florensov, 1985]. Это предполагает значения скорости смещений заведомо более 1 м/с.

При Казанджикском землетрясении в Туркмении 4 ноября 1946 г.,  $M=7.0$ ,  $I=VIII-IX$ , тяжелый мотор весом 2.5 т, стоявший на шпалах, от удара сдвинулся в южном направлении на 5–10 см, а тележка передвижного станка весом в 1.5 т сдвинулась на 3–4 см [Kondorskaya, Shebalin, 1977].

При Хаитском землетрясении 1949 г. в Южном Тянь-Шане,  $M=7.4$ ,  $I=X$ , в его эпицентральной зоне зафиксированы следующие показательные факты [Semenov, Semenova, 1958; Nikonov, 2009]. Слезавший с лошади всадник был отброшен в сторону на 20 м, гру-

зовая автомашина на ходу подброшена так, что люди из кузова вылетели в сторону, после этого уже преимущественно горизонтальных толчках автомашина каталась из стороны в сторону до 10 м.

Во время Мондинского землетрясения 4 апреля 1950 г.,  $M=7$ ,  $I=IX$ , в Восточной Сибири образовалась система сбросовых трещин общей протяженностью 2.0–2.5 км при ширине трещин до 1–2 м и амплитуде сбросо-сдвиговых смещений 0.3–0.8 м. В некоторых местах в этой зоне трещинами были расколоты свободные лежащие глыбы гранита и гранитогнейса [Kondorskaya, Shebalin, 1977].

Тас-Юряхское землетрясение 18 января 1967 г.,  $M=7.0$ ,  $I=IX\pm 0.5$ . На площади 100–110 км<sup>2</sup> в бассейне р. Тас-Юрях (левый приток р. Олекмы) в глыбовых россыпях элювиально-делювиальный материал претерпел сильную встряску с перемещением глыб. На слабонаклоненных (5–15°) водоразделах глыбы изверженных пород объемом ~70 м<sup>3</sup> были выбиты со своих мест и переместились. Многие из них, поставленные «с ног на голову», оказались лежащими на боку или глыба на глыбе, некоторые раскололись и развалились на части [Kondorskaya, Shebalin, 1977].

При Сарыкамьшском землетрясении 5 июня 1970 г.,  $M=6.8$ ,  $I=VIII-IX$ , образовалась зона трещиноватости длиной до 0.5 км с вертикальными перемещениями крыльев до 1.5 м. На центральном участке возникшей зоны отмечено перемещение гранитных глыб весом от 0.5 до 10.0 т на 0.1–0.5 м. Отдельные глыбы были подброшены вверх, некоторые перевернуты [Grigorenko et al., 1973]. На гребне гряды у горы Кольтор глыбы весом по 1.5–10.0 т единообразно смещены на 0.10–0.15 м без воздействия гравитации. В публикации [Amankulov, 1979] дополнительно указывается, что в эпицентре по земле пробегали волны, сидящих на земле людей подбрасывало вверх, а встававшие не могли стоять на ногах.

При Сусамырском землетрясении с  $M=7.3$ ,  $I=IX$ , в Северном Тянь-Шане в 1993 г. вдоль одной из зон нарушений с трещинами растяжения и отседания склонов наблюдались отбросы обломков горных пород весом по 40–70 кг на расстояние 2–5 м, а глыбы весом до 2 т перемещались на 0.3 м и более [Bogachkin et al., 1993]. В эпицентральной зоне неоднократно наблюдались смещения крупных валунов и глыб по субгоризонтальным поверхностям. В одном случае отмечено смещение с переворотом гранитного блока весом около 1.5 т на 2 м по субгоризонтальной поверхности [Ghose et al., 1997].

Горизонтальные выдвигания крупных каменных блоков с образованием козырьков или ниш наблюдались одним из авторов [Nikonov, 1991] на Кавказе в зонах IX-балльных Чхалтинского 1963 г. и Спитакского 1988 г. землетрясений. Подобные наблюдения вместе с крупными палеосейсмодеформациями известны и в других районах, например в Магаданской области [Shvedov, 2010].

Т а б л и ц а 1. Характеристика сильных землетрясений инструментального периода и возникших при них скальных нарушений

Table 1. Characteristics of strong earthquakes in the instrumental period and rock disturbances that occurred due to earthquakes

Землетрясение	Год	M	I <sub>0</sub>	Размер/вес обломков и глыб	Смещение, амплитуда (A)	
					вертикальное	горизонтальное
Ялтинское, Крым	1927	6.8	VII–VIII		Трещины до нескольких см шириной в скальных породах (Ласточкино гнездо)	
Каргыйское, Саяны	1972	5.7	VII–VIII	до 1 м	Выбросы, выколы, подколы	
Култукское, Байкальская зона	2008	6.1	VII–VIII		Расширение трещин в гранитах и гнейсах до 1 см, перемещение мелких блоков	
Казанджикское, Туркмения	1946	7.0	VIII–IX	~1×2 м		0.05–0.10 м
Сарыкамышское, Киргизия	1970	6.8	VIII–IX	Вес 0.5–10.0 т	0.1–0.5 м	0.10–0.15 м
Мондинское, Прибайкалье	1950	7.0	IX	~2–4 м	Расколоты глыбы гранита и гнейса, свободно лежавшие на поверхности, отдельные предметы подсакивали (A=0.3–0.8 м)	
Сусамырское, Киргизия	1993	7.3	IX	Вес 40–70 кг 1.5–2.0 т		2–5 м 0.5–2.0 м
Могодское, Монголия	1967	7.8	(X)	Объем блоков 70 см <sup>3</sup>	Расколы, перебрасывание и выбивание скальных пород, встряска глыбовых россыпей	
Цецерлегское, Монголия	1905	7.6	X–XI		Людей и животных сбивало с ног, всадников сбрасывало с коней, деревья вырывало с корнями	
Болнайское, Монголия	1905	8.2 ±0.5	X±1		Людей переворачивало через голову несколько раз, весь скот упал на землю, особенно верблюды Разрывы по контакту гранитов и эффузивов, оседание скального массива на 3.5 м	

Обобщая имеющиеся данные, с учетом предшествующих публикаций [Nikonov, 1992, 1993; Aksenov, Nikonov, 2005], можно сформулировать ряд характерных особенностей остаточных сейсмогенных эффектов на скальных выходах: 1) фиксируются смещения, вывалы и выбросы скальных блоков от массивов (скальных обнажений) вбок и вверх; 2) случаи бокового раскачивания, когда блок, получив боковой удар, начинает качаться на неровном основании и, возможно, остается в наклоненном положении; перемещения блоков породы (и иных тяжелых предметов) на горизонтальных и субгоризонтальных поверхностях наблюдались не только на возвышенностях, но иногда и в понижениях рельефа; 3) при особо сильных землетрясениях (IX и X баллов) раскалывание и дробление скальных пород возникают не только в массиве, но и в отдельно лежащих глыбах; 4) отмечались перевороты глыб, лежащих на субгоризонтальных поверхностях; 5) указанные эффекты наблюдались при сейсмических воздействиях силой VII–VIII баллов, более систематически – при сотрясениях IX и X баллов; 6) наблюдаемые нарушения тяготеют к выступам рельефа и обрывистым склонам, участкам развития сеймотектонических дислокаций (свежих разрывов, скарпов), к зонам тектонических разломов и их влияния.

Как видно из таблицы 1, мелкие нарушения в скаль-

ных породах на поверхности (не говоря о тонких трещинах и смещениях в первые сантиметры) могут возникать при сотрясениях VII–VIII баллов ( $M=5-7$ ), тогда как более серьезные, сходные с изучавшимися нами, появляются при толчках силой VIII–IX баллов ( $M=6.8-7.3$ ). Перемещения с превышением значения силы тяжести отвечают сотрясениям в X баллов ( $M=7.8$ ). Ранее было показано, что последние могут возникать и при IX и даже в отдельных случаях при VIII–IX-балльных землетрясениях [Nikonov, 1992, 1993; Aksenov, Nikonov, 2005].

Выполненные наблюдения, однако, в своем большинстве охарактеризованы не настолько полно, чтобы на основе приведенных описаний был возможен их количественный анализ. Такой анализ проведен авторами по данным специально осуществленных полевых работ 2005–2011 гг. на участках возникновения сильных палеоземлетрясений в юго-восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Полевые исследования осуществлялись большей частью в пределах северной части Карельского перешейка и Северного Приладожья, где обнажаются архейские кристаллические породы – граниты, гранитогнейсы – высокой степени прочности. Ввиду их экзарационной обработки ледниковыми покровами, в том числе последнего скандинавского оледенения, на поверхность обычно

выходят монолитные и часто заглаженные тела, хотя встречаются и разбитые трещинами блоковые отдельные блоки разного размера. Иные агенты дробления пород и перемещения свежих блоков, кроме сейсмических воздействий, обычно не обнаруживаются.

Важным аргументом в пользу именно сейсмического происхождения служат многочисленные наблюдения возникновения таких же нарушений при известных сильных землетрясениях недавнего прошлого. Абстрактное предположение о том, что изучаемые деформации и смещения – это результат морозного растрескивания и раздвигания щелей, никак не оправдывается. Такому варианту объяснения противоречат следующие факты.

1. Объекты, как правило, или располагаются вблизи крутых скальных стенок, или сами являются скальными выступами, а рассекающие их щели имеют открытый выход вбок или вниз, так что вода в трещинах и щелях не задерживается, а сразу исчезает (что легко проверяется после дождей).

2. На многих объектах мы фиксируем группирование (обычно разновозрастных) смещений в определенных направлениях, без всякой связи с рельефом, экспозицией, уклонами и т.п., но в соответствии с тектоническими зонами, если таковые выявляются на объекте или поблизости.

3. В ближайшем окружении скального объекта нередко удается вскрыть канавами и шурфами примыкающие к скальным выходам рыхлые, чаще всего водно-ледниковые, отложения, в которых обнаруживаются пликативные и разрывные нарушения (определенного возраста), ориентировка которых вполне согласуется с таковой нарушений в скальных породах по соседству. Нарушения в рыхлых породах имеют репрезентативные признаки импульсных, сейсмогенных образований (и датируются!).

4. На скальных раздробленных объектах сколь угодно значительного размера обычно удается обнаружить если не зеркала скольжения, то отчетливые притертости со штрихами, не уничтоженные выветриванием, что неизбежно произошло бы, если бы морозное выветривание имело место.

5. Немало встречается случаев такого взаиморасположения и/или зацепления соседних блоков, причем как в латеральном, так и в вертикальном направлениях, которые могли возникнуть исключительно при импульсных, моментальных воздействиях, но никак не при криповом и сезонном режиме смещений.

Авторы работали, а тем более принимали в качестве ключевых именно нарушения и смещения такого рода, т.е. такие, которые не поддаются объяснению воздействиями никаких иных факторов помимо сильных сейсмических событий.

Большинство фиксируемых расщелений и смещений к тому же имеют такие конфигурации и размеры (ширину особенно), что допускать в них даже кратковременное застаивание и скопление воды и образова-

ние льда просто невероятно.

Все рассмотренные ниже примеры базируются на натуральных наблюдениях в указанном районе. Авторы изучали отдельные скальные выступы кристаллических пород и их совокупности, на которых раздробленность и расщеление последних, с признаками именно сейсмических воздействий, проявлены особенно отчетливо. Часть из них пространственно и генетически приурочена к вытянутым уступам неотектонического характера. Участки такого раздробления обычно занимают ограниченную (до первых сотен квадратных метров) площадь без явной линейной ориентированности. Этим они отличаются от множества известных в других регионах крупных нарушений и разрывов длиной в сотни метров и километры, нередко возникающих при сильных ( $I \geq IX$ ) землетрясениях. Вместе с тем в нашем районе размеры раздробленных блоков и величины их подвижек, к тому же заведомо без участия силы тяжести, вполне соответствуют тем, что наблюдались при сильных землетрясениях в подобной природной обстановке или в случаях разрушения крупных сооружений и конструкций типов Б и В по макросейсмической шкале, когда сила воздействия независимым образом определялась в  $I \geq IX$  баллов.

В рамках рассматриваемой задачи уместно напомнить и опираться на известные в общемировом масштабе факты о не столь уж редких, как оказалось, случаях превышения ускорений значения силы тяжести при сильных землетрясениях [Nikonov, 2003]. Высокие значения ускорения определяются как по инструментальным записям, так и по фиксированным перемещениям и предметам, и натуральных объектов, причем при независимо определяемой интенсивности толчков начиная с VIII–IX и, чаще, IX–X баллов. Важно, что они фиксируются на поверхности земли в отдельных пунктах, практически если не в эпицентре, то в эпицентральной области. Значения ускорения до  $2g$  фиксировались в вертикальном направлении и (даже более высокие) в горизонтальном. В согласии с этими данными, по Ф.Ф. Аптикаеву, при интенсивности 9.5 балла пиковые ускорения составляют  $\sim 1100 \text{ см/с}^2$ , а пиковые скорости –  $170 \text{ см/с}$  [Aptikaev et al., 2006].

Последнее особенно значимо для изученного региона, где признаки именно горизонтальных перемещений скальных блоков многочисленны, и именно они вовлекались нами в изучение в первую очередь.

Более мощные и протяженные (линейно ориентированные), по сравнению с изученными нами, сейсмические нарушения прошлого в пределах российской части Фенноскандинавского кристаллического щита известны в нескольких случаях. Если для них принимать максимальные воздействия,  $I \sim X$  баллов, то и в сравнении с ними изученные нами логично оценивать как менее сильные.

В свете изложенного выше мы считаем правомерным принимать выбранные и изученные нами в качестве ключевых объекты за эпицентральной области



Т а б л и ц а 2. Соотношения значений интенсивности и магнитуд сильных землетрясений (по разным авторам)

Table 2. Ratios of intensities and magnitudes of strong earthquakes (according to data published by different researchers)

$I_0$	M, Авторы					
	Richter, 1958	Shebalin, 1961	Vvedenskaya, 1962	Solonenko, 1963	Medvedev, Shebalin, 1967, при h=10 км	Karnik, 1968, 1971
VII	5 (VI–VII)	4.5–4.7	5.4	5.0–5.7		4.9–5.5
VII–VIII	6					
VIII		5.3–5.5	6.5	6.0–6.5		5.0–6.0
VIII–IX					6	
IX		6.0	7.2	6.5–6.7		5.3–6.5
IX–X	7				7	
X						5.6–7.1
XI	8					6.5–7.5

сильных палеоземлетрясений, и получаемые разными способами параметры событий относим к эпицентральным характеристикам.

#### 2.4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СИЛЫ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ЛОКАЛЬНЫМ СКАЛЬНЫМ НАРУШЕНИЯМ В СООТНОШЕНИИ С МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИМИ ШКАЛАМИ И КОРРЕЛЯЦИЯМИ

Фактически возможность применения по относительной аналогии к нашим природным объектам макросейсмической шкалы MSK-64 (разумеется, с рядом оговорок) по разделу «повреждения зданий» начинается с принятия во внимание зданий крупноблочных и из тесанного естественного камня (тип Б) и каркасных железобетонных зданий (тип В) и повреждений 4 и 5-й степени (обрушение частей зданий и полное разрушение зданий, соответственно). Это означает, что, если и проводить аналогии, хотя это и не надежный способ определения интенсивности в конкретных природных проявлениях, начинать приходится только с IX баллов.

Природные скальные образования обычно прочнее, чем здания даже типов Б и В. Их скорее можно сопоставлять с монументальными из натурального блочного камня массивными сооружениями древности разного назначения – оборонительного, культового, представительского. Таких зданий в существующих шкалах мы не найдем, но историкам, археологам и археосейсмологам известно, что их повреждения возникали при землетрясениях не ниже IX баллов, а обрушения – при более сильных.

Насколько известно, первым общее соотношение значений магнитуды с интенсивностью вывел Ч. Рихтер на основании собранных к тому времени сведений по Калифорнии [Richter, 1958] (табл. 2). Их можно рассматривать лишь как приближенные, на что указывал и сам автор. Мы так и поступаем, тем более что сколько-нибудь надежных данных по глубине очагов сильных ( $M \geq 6$ ) землетрясений в регионе ни по инструментальным, ни по макросейсмическим данным получить не удастся. Позднее выведенные на основе обширных

данных по Европе соотношения не могут быть предпочтительны применительно к Фенноскандии, поскольку, во-первых, основаны на малом числе случаев (всего 8), а во-вторых, среди них нет высокобалльных землетрясений. Для справки все же приводим формулу В. Карника для района Фенноскандии –  $M = 0.48I_0 + 2.0$  [Karnik, 1968].

В сводной таблице 2 даны опубликованные разными исследователями соотношения значений интенсивности и магнитуд сильных землетрясений.

Как следует из таблицы 2, соотношения между  $I_0$  и  $M$  в интересующем нас интервале значений имеют, во-первых, значительный разброс, во-вторых, наиболее мощные сейсмические события оказываются слабо обеспеченными обоими показателями (менее изученными). Уже поэтому данный способ оценки  $M$  по  $I_0$  может приниматься только в качестве первого приближения, тем более что в наших случаях глубина очага, как правило, остается неизвестной или малообоснованной, хотя понятно, что для высокомагнитудных событий малую глубину допускать трудно. При более внимательном рассмотрении таблицы 2 можно обнаружить несколько позиций. У Ч. Рихтера [Richter, 1958] в целом оценки  $M$  выше и относятся к большему диапазону интенсивностей и магнитуд. Из остальных авторов ближе к данным Ч. Рихтера оценки у Н.В. Введенской и В.П. Солоненко [Vvedenskaya, 1962; Solonenko, 1963], которые включали в рассмотрение более сильные землетрясения и из большего числа сейсмических регионов мира, т.е. имели дело с большим разнообразием особенностей землетрясений и механизмов их очагов (в том числе сдвиговых, которых в Европе, например, почти нет). Эти обстоятельства склоняют нас к принятию этих более высоких оценок магнитуд трех названных авторов, тем более что наш собственный региональный наблюдательный материал определенно свидетельствует о преимущественно горизонтальных сейсмических импульсах.

Отдельно стоит обратить внимание на определение нижнего предела интенсивности толчков в нашем массиве данных. Из изученных и обработанных нами до

сих пор скальных сейсмонарушений в регионе самые мелкие (по размерам и величинам перемещений) оцениваются путем сопоставления с параметризованными в период инструментальных наблюдений событиями и со сходными, фиксированными в других регионах страны, деформациями, получившими по независимым признакам значения интенсивности не менее VII–VIII баллов. Это означает, что другие, более крупные из изученных нами палеосейсмонарушений, следует относить к более сильным воздействиям. Важно также заметить, что по сейсмонарушениям в рыхлых отложениях по соседству с каждым пунктом скальных нарушений получались согласные с приведенными оценки. (Исходные материалы по нарушениям в рыхлых отложениях будут приведены в специальной публикации).

Для косвенной оценки нижнего предела интенсивности оцениваемых нами скальных сейсмонарушений можно сослаться на примеры возникновения трещин в скальных породах при недавнем Култукском землетрясении 28.VIII. 2008 г. в Южном Прибайкалье,  $M=6.1$ ,  $I=VII-VIII$  баллов. В зоне максимальной интенсивности землетрясения зафиксированы лишь незначительные трещины, а именно: «в коренном выходе гранитов приоткрылись трещины до 1 см»; в обнажении гнейсов в зоне трещиноватости приоткрылись сколы, наблюдалось смещение мелких блоков; трещины возникли и в бетонных фундаментах домов в пос. Култук [Levi, Berzhinsky, 2011].

При исследовании палеосейсмонарушений в скальных породах Фенноскандии мы, как правило, имели дело с трещинами и расщелинами шириной  $\geq 10$  см, которые естественно считать возникшими за счет более сильных воздействий – не менее VIII баллов.

Знакомство с приведенными выше описаниями убеждает, что во всех перечисленных случаях в скальных породах наблюдались сейсмонарушения такого же характера, габаритов и величин перемещения (сходного типа), что фиксировались нами на кристаллическом щите. Они возникали при землетрясениях, интенсивность и магнитуда которых определялись по другим (независимым) признакам в интервалах  $I$  от VII–VIII до X баллов и  $M$  от 5.7 до 7.8. Уже это дает предварительное основание соотносить обнаруженные и охарактеризованные нами на Фенноскандинавском щите сейсмонарушения в скальных породах с землетрясениями силой в соответствующих пределах. Попытка соотнести их с принятой в России шкалой MSK-64 малопродуктивна из-за отсутствия в ней характеристик объектов такого рода. В некотором смысле показательным для наших объектов может служить определение «скалы обваливаются» в этой шкале, что соответствует интенсивности IX баллов.

Обращение к новой шкале по природным признакам «The INQUA scale» [Michetti et al., 2004] обнаруживает большие возможности квантификации именно скальных сейсмических новообразований, поскольку

ней упоминаются «компетентные» грунты (но не выделены отдельно кристаллические породы). В этой шкале находим следующие определения: «VIII баллов – «могут наблюдаться трещины в сухих компетентных породах до 1 см шириной» [Michetti et al., 2004, p. 22]; IX баллов – «поверхностные разрывы со смещениями обычно меньше 10–20 см», «в компетентных породах разрывы достигают 10 см»; X баллов – «первичные разрывы становятся ведущими, тектонические опускания и поднятия поверхности могут возникать с максимальной амплитудой порядка нескольких метров, часты обвалы (на склонах) объемом  $>10^3-10^4$  м<sup>3</sup>, раскрытие трещин в компетентных породах достигает нескольких дециметров» [Michetti et al., 2004, p. 23]; XI баллов – «тектонические опускания или поднятия могут иметь амплитуды многие метры, крупные обвалы объемом  $>10^5-10^6$  м<sup>3</sup>, в компетентных породах трещины достигают 1 м» [Michetti et al., 2004, p. 24]. Отметим, что применительно к сейсмогенным разрушениям большую роль играет прочность не образцов породы, а массивов, часто изначально трещиноватых. Поскольку понятие компетентные породы не однозначно (и, скорее всего, не включает массивные скальные породы), применять его к специфическим объектам Фенноскандии можно только для общей ориентировки. Опираясь на эти определения при работе на Фенноскандинавском щите (и вообще на щитах) мы не считаем возможным по следующим причинам. 1. Геологические условия в изучаемом нами регионе иные, чем в Средиземноморье, на материалах которого строилась шкала. Это проявляется и в иной прочности, и в других физических свойствах «компетентных» пород, в иной степени их трещиноватости и податливости разного рода динамическим воздействиям. 2. Геоморфологические условия, в первую очередь расчлененность рельефа с выходами скальных пород, на щите совершенно иные, чем в остальной части Европы. К тому же нарушения в шкале отражены в основном склоновые, тогда как мы имеем дело главным образом с горизонтальными и субгоризонтальными поверхностями. 3. В шкале отражены протяженные сеймотектонические разрывы, километры и многие километры, для сильных и сильнейших землетрясений, тогда как в условиях нашего региона дело приходится иметь с ограниченными, ареальными участками развития скальных сейсмодетформаций. 4. Даже простое сравнение соотношений размеров и величин смещений в скальных породах в приведенных нами примерах сильных землетрясений в пределах СССР (см. табл. 1) с признаками сильных землетрясений в шкале «The INQUA scale» обнаруживает существенное занижение в этой шкале оценок интенсивности породивших наблюдаемые нами реальные сейсмодетформации. Объяснение этому можно искать как в отсутствии (у авторов шкалы) наблюдений над нарушениями рассматриваемых нами типов и условий их проявления, так и в недостаточном учете последствий столь сильных землетрясений на севере Европей-

ского континента.

Все это не дает возможности руководствоваться признаками шкалы и особенно количественными показателями нарушений для оценки интенсивности воздействий. Они могут служить только для общей ориентировки с учетом необходимости совершенствования применительно к другим объектам и регионам и, в первую очередь, на территории Фенноскандинавского щита. В этих условиях авторы оказались перед непростой задачей поиска иных подходов к параметризации, в терминах  $I$  и  $M$ , наблюдаемых скальных нарушений.

## 2.5. КОНКРЕТНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СИЛЫ ПАЛЕОСОБЫТИЙ В РЕГИОНЕ

В свете вышеизложенного мы считаем правомерным принимать изученные, выбранные нами в качестве ключевых, объекты за эпицентрально-областные палеоземлетрясения. Именно потому, в отсутствие до настоящего времени других возможностей в регионе, авторы сочли целесообразным и актуальным использование применительно к избранным, специально изучавшимся объектам, иных, вполне независимых, способов оценки сейсмических воздействий в терминах физических величин. Сделано это не столько для переноса получаемых этим способом значений для определения величин сейсмических воздействий в наших случаях, сколько в целях сопоставления.

В рамках рассматриваемой задачи уместно напомнить известные факты о не столь уж редких, как оказалось, случаях превышения значения ускорения силы тяжести при землетрясениях [Nikonov, 1992, 1993; Ak-senov, Nikonov, 2005]. Важны при этом несколько характерных явлений. Во-первых, такие ускорения определяются как по инструментальным записям, так и по поведению и предметам, и натуральных объектов, причем при независимо определяемой интенсивности толчков, начиная с VIII–IX и чаще IX–X баллов. Во-вторых, превышения до  $2g$  (единично – более) возникают при ускорениях в вертикальном направлении и в несколько раз больше – в горизонтальном. Фиксируются они на поверхности в отдельных пунктах, практически если не в эпицентре, то в эпицентральной области. Поскольку мы рассматриваем сейсмические нарушения при древних землетрясениях как возникавшие именно в эпицентральных областях, эти факты имеют для последующих оценок принципиальное значение, ибо делают предлагаемые реконструкции вероятными и, во всяком случае, выводят их из категории невозможных.

Для правильной оценки значимости дальнейших процедур важно подчеркнуть, что в качестве ключевых нами выбирались объекты с признаками приуроченности к эпицентрально-областным палеоземлетрясениям. Эта приуроченность рассматриваемых ниже сейсмонарушений (среди множества подобных, обследованных в других пунктах региона) выводится по следующим группам признаков: 1. Нахождение вблизи

неотектонических, с признаками молодой активности, разломов и/или в зонах их влияния. 2. Сосредоточенность именно на этих участках сейсмодиформаций (обычно более крупных) как в скальных породах, так нередко и в рыхлых отложениях. 3. Уменьшение (в отдельных случаях) числа, размеров нарушений и величин смещений в них в стороны от участка с максимальными проявлениями. 4. Обнаружение в изученном месте проявлений чаще всего нескольких разделяемых во времени сильных событий.

Ниже рассмотрен новый подход к оценке силы палеособытий по локальным сейсмонарушениям в скальных породах при сильных импульсных воздействиях на них. Сделано это на тех же материалах натуральных наблюдений, что использованы и в первом подходе, но после их систематизации в виде типовых моделей, пригодных для расчетов. Оценены значения массовых скоростей импульсных воздействий, необходимых для инициирования наблюдаемых смещений, привлечены данные по сильным движениям и по взрывам, делается вывод о том, что случаи массовых скоростей  $>1$  м/с соответствуют эпицентрально-областным землетрясениям с магнитудой  $M > 6$  (в основном в период дегляциации). В заключение предложена номограмма для оценки магнитуды и гипоцентрального расстояния инициирующего землетрясения при значениях максимальных массовых скоростей в диапазоне от 0.01 до 5.00 м/с. На этом основании оценены параметры землетрясений, которые могли вызвать наблюдаемые перемещения скальных блоков на ключевых участках региона исследований.

## 3.1. ТИПОВЫЕ МЕХАНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА СКАЛЬНЫЕ МАССИВЫ

Ранее авторы уже описывали примеры аномально сильных эффектов, предположительно связанных с палеоземлетрясениями на юго-востоке Фенноскандинавского кристаллического щита [Nikonov, 1993, 2008; Nikonov et al., 2009]. Для интерпретации выявленных примеров перемещений скальных отдельностей (глыб, блоков, плитных фрагментов) было предложено несколько простых моделей, позволивших оценить значения массовых скоростей сейсмических волн, необходимых для реализации таких перемещений. Эти модели были описаны в [Nikonov et al., 2009]. Ниже приводится краткое описание этих и новой модели (рис. 2). Затем подробно обсуждаются полученные результаты. Выбор для анализа именно массовой скорости (а не величин максимальных смещений или ускорений) связан не в последнюю очередь с тем, что именно значения массовых скоростей в наибольшей степени характеризуют величину сейсмического воздействия, в частности разрушающую способность взрывов [Sadovsky, 1987] и землетрясений [Shebalin, 1974].

Модель 1. Рассматривается случай, когда блок по-

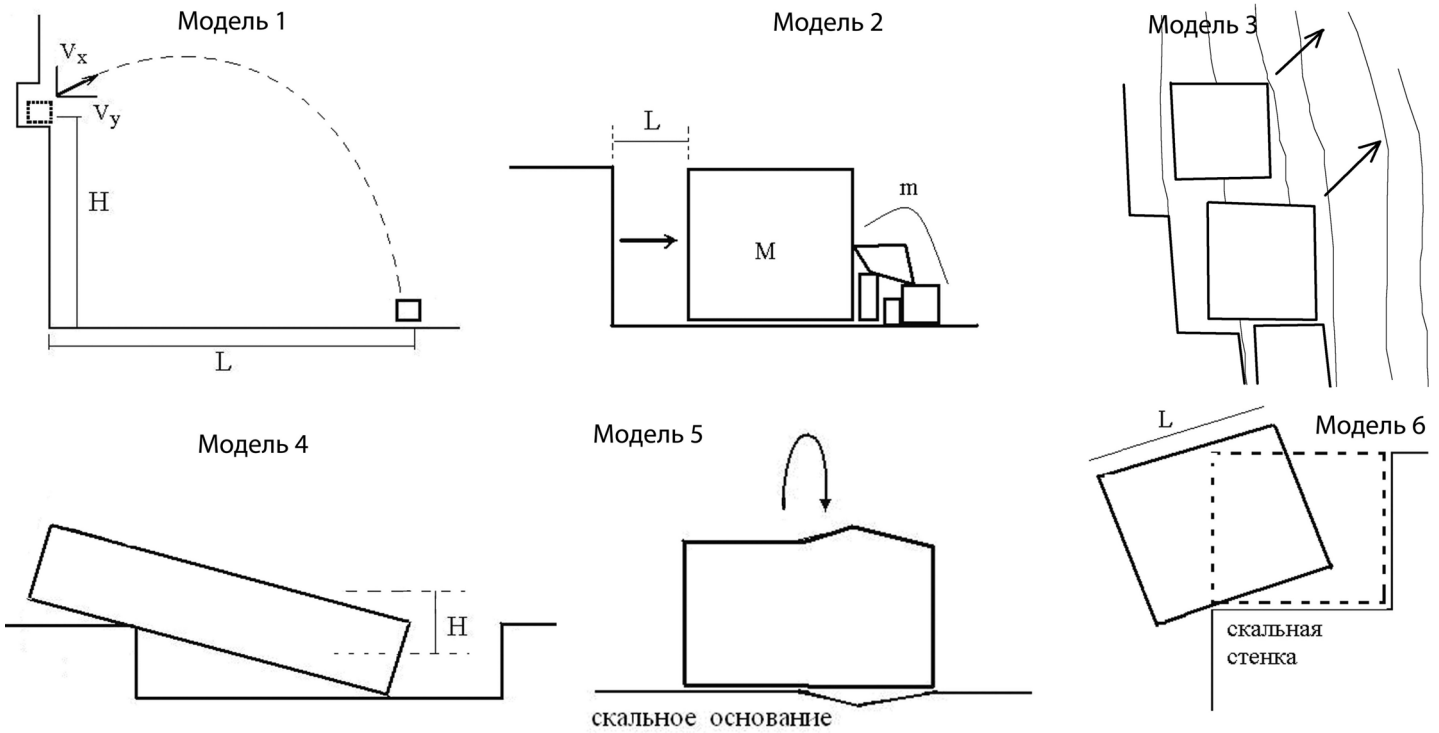


Рис. 2. Типовые физические модели сейсмических воздействий на скальные массивы (описание в тексте).

Fig. 2. Standard physical models of seismic impacts of rock massifs (see their descriptions in the text).

роды при сейсмическом ударе отделяется от скальной стенки на высоте  $H$  и падает (оставаясь на месте падения) на расстоянии  $L$  от скальной стенки (рис. 2 (модель 1)). В модели, для простоты, рассматривается только перпендикулярная к скальной стенке компонента скорости. Это упрощение не принципиально и может только уменьшить значение рассчитываемой необходимой начальной скорости блока.

Для точки падения блока имеем систему уравнений:

$$\begin{cases} gt^2/2 - v_y t = H \\ v_x t = L \end{cases}, \quad (1)$$

где  $v_y$  и  $v_x$  – компоненты исходного значения скорости,  $g$  – ускорение свободного падения.

Требуется найти минимальное значение начальной скорости, обеспечивающее падение камня в наблюдаемую точку. Минимальное значение скорости  $V$  (несложный вывод не приводится) задается выражением:

$$V^2 = v_x^2 + v_y^2 = (gt/2 - H/t)^2 + (L/t)^2 = \min. \quad (2)$$

Используем подстановку  $\tau = t^2$  и получаем условие минимума  $V$ :

$$\tau = 2 \sqrt{(H^2 + L^2)/g}, \quad (3)$$

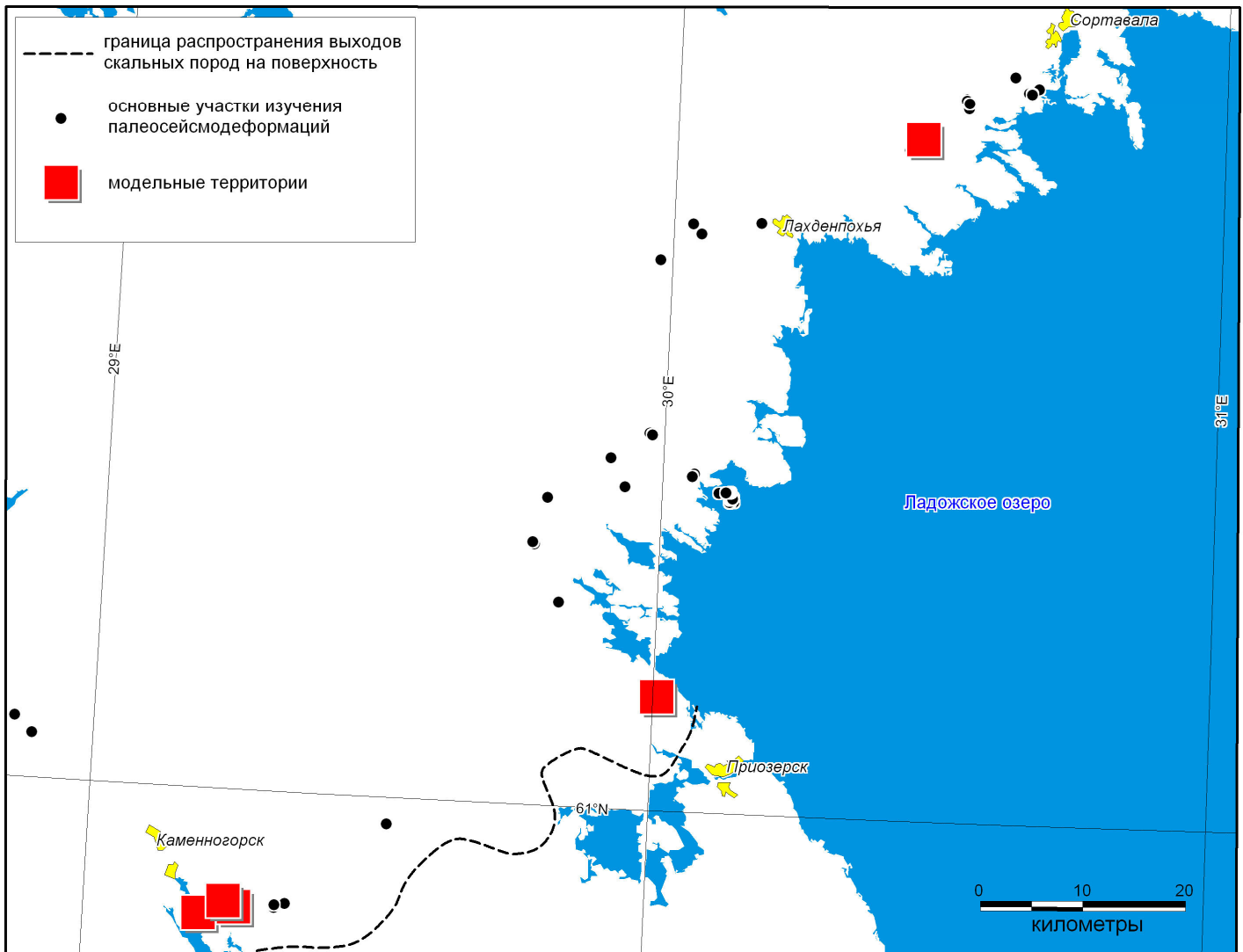
подставляя теперь (3) в (2), получаем требуемое значение скорости  $V^2_{\min}$

$$V^2_{\min} = gH (\sqrt{1 + (L/H)^2} - 1). \quad (4)$$

При  $H > L$  (что обычно выполняется при больших отбросах) получаем приближенное соотношение  $V_{\min} \approx \sqrt{L^2 g / 2H}$ , использованное ранее в [Lukashov, Belashev, 2002] и в [Nikonov et al., 2009].

Показательным примером является ситуация с тремя субвертикально стоящими рядом плитообразными отдельностями размера  $0.5 \times 1.0 \times 1.0$  м (рис. 5).

Взаимное пространственное положение этих блоков и стенки отрыва практически не требует иной интерпретации как одновременный отрыв при импульсном воздействии этих трех ранее субгоризонтально лежавших один на другом блоков, с их отбрасыванием вбок и вниз по склону. При этом все три скальные плиты в процессе перемещения единообразным образом перевернулись на  $90^\circ$  вокруг горизонтальной оси так, что оказались стоящими субвертикально. Первый (нижний) из этих блоков фактически только перевернулся из горизонтального в субвертикальное положение, необходимое для такого переворота начальное значение его кинетической энергии не могло быть меньше увеличения потенциальной энергии блока за счет изменения его положения с горизонтального на субвертикальное. Начальные значения скорости для двух дру-



**Рис. 3.** Участки изучения типовых моделей сейсмических воздействий на скальные породы (см. таблицу 3).

**Fig. 3.** Sites for studies of standard models of seismic impacts of rock massifs (see Table 3).

гих блоков оценивались на основе изменения высоты их центра тяжести с учетом слабого уклона склона в направлении падения блоков (рис. 5). Полученные оценки исходной скорости всех трех блоков составляют 3.2, 4.4 и 5.5 м/с (табл. 3, пример № 10).

Повторимся, что в рамках данной модели все иные предположения о направлении сейсмического импульса ведут только к увеличению значения скорости смещения скальной поверхности. К уменьшению полученных оценок скорости может привести только сползание отброшенного скального блока вниз по склону от исходной скальной стенки. Однако наклоны поверхности земли у подножия скальных стенок если и имеются, то обычно малы, вдобавок при падении блок часто зарывается в грунт, отсюда существенные перемещения такого рода весьма маловероятны.

**Модель 2.** Рассмотрим теперь случай субгоризонтального выдвигания из цельного скального массива

блока массы  $m$ , возможно смещающего перед собой породу массой  $m$  на расстояние  $L$  (рис. 2). Рассмотрим случай смещения заранее отчлененного горизонтальными и вертикальными трещинами блока породы, т.е. слабосвязанного с массивом. Мы рассматриваем только случаи смещения блоков на величину, существенно большую, чем величина раскрытия трещин, поэтому такое смещение блока не может вызываться накоплением в трещинах воды и расширением трещин при ее замерзании. При этом субгоризонтальность плоскости подвижки исключает заметную роль гравитационной компоненты.

Первоначально полученное значение кинетической энергии блока  $E = mV^2/2$  приравнивается к работе (произведению) силы трения  $f$  на перемещение на расстояние  $L$ , где сила трения задается выражением  $f = kg(m+m)$ , где  $k$  – коэффициент трения основания блока по поверхности коренного массива. Значения

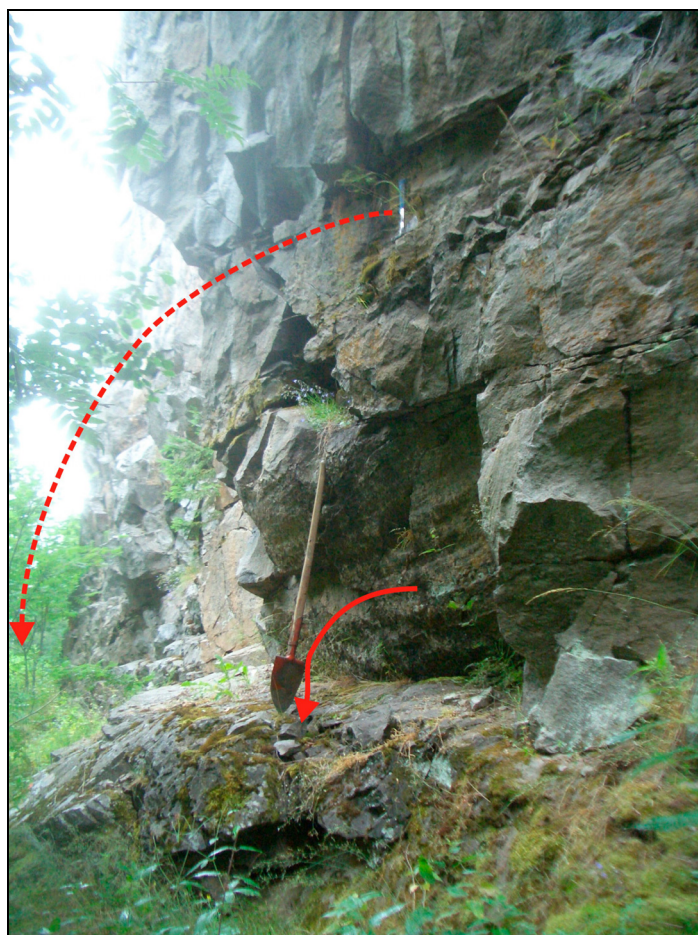


Рис. 4. Пример реализации модели № 1 в естественных условиях.

Fig. 4. An example of Model 1 application to natural conditions.

коэффициента  $k$  достаточно неопределенны. Экспериментальные значения коэффициента сухого трения горных пород дают значение  $k$  от 0.6 до 1.0, отсюда среднее значение  $k=0.8$  [Zang, Stephansson, 2010]. Можно допустить, что в природных условиях (вследствие наличия различного рода водных, снежно-ледовых и иных прослоек) значение  $k$  будет меньше. Вряд ли, однако, уменьшение будет очень значительным, так как реально скольжение происходит в пределах выступов породы, где присутствие смазки минимально. Не исключено также, что экстремально большие смещения происходят в тех случаях, когда вследствие сильных сейсмических колебаний земля как бы «уходит» из под перемещающегося блока; при этом могли бы реализоваться условия уменьшения эффективного коэффициента трения и увеличения величин выдвигания перемещенного блока. Ниже при расчетах приняты значения  $k=0.4$  и  $k=0.8$ .

Отметим близость принятых значений  $k$  к значениям трения в очагах неглубоких землетрясений. Согласно детальным исследованиям области разлома Сан-Андреас [Hickman, Zoback, 2004], эффективный коэффициент трения оценивается величиной  $k \approx 0.6$  в при-

поверхностной части, но быстро убывает до  $k \approx 0.2$  и ниже на глубинах 5–10 км. В обсуждаемом модельном случае скорость необходимого исходного горизонтального сейсмического импульса  $V$  оценивается величиной

$$V = \sqrt{\{(2kgL)(1+M/m)\}}, \quad (5)$$

где  $M$  – масса основного блока,  $m$  – масса сдвигаемой им осыпи, смысл обозначений ясен из рис. 2, модель 2.

Ранее [Lukashov, Belashev, 2002; Nikonov et al., 2009] уже были выявлены и описаны примеры перемещений скальных отдельностей на расстояния от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров от их исходной позиции. Согласно (5), величины перемещений более полуметра могут реализовываться в условиях обычного трения при скоростях в сейсмической волне, превышающих 3 м/с. Такие значения скорости близки к величинам, максимально наблюдавшимся при сейсмических воздействиях, хотя и резко превышают обычно ожидаемые значения (табл. 4). Отсюда следовало ожидать, что существенно чаще реализуются меньшие значения массовых скоростей и, соответственно, меньшие величины смещений. Проведенные в 2010 г. специальные наблюдения подтвердили наличие относительно большего числа смещений меньшей амплитуды (в пределах от 3–5 до 15–25 см, примеры 3, 4, 8 в табл. 3). Отвечающие этим смещениям значения  $V$  уже не столь сильно отличаются от величин, принимаемых в более поздних вариантах шкал типовых макросейсмических воздействий [Aptikaev et al., 2006]. Отметим, что еще более слабые палеосейсмические воздействия, приводящие к смещениям скальных отдельностей величиной в несколько сантиметров, как правило, не могут уже быть надежно диагностированы при полевых наблюдениях.

**Модель 3.** В этой модели рассматриваются смещения крупных скальных блоков, реализующиеся в направлении, сильно отличающемся от направления максимального уклона местности (рис. 2). Естественным

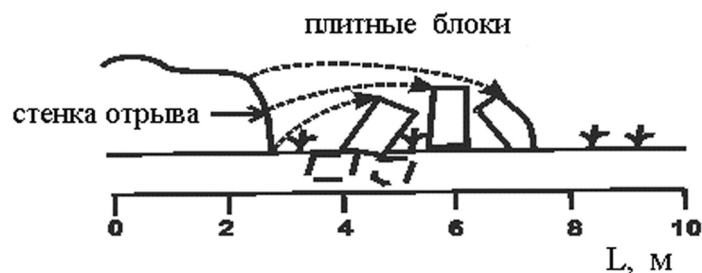


Рис. 5. Вариант скола блоков от стенки массива в соответствии с моделью № 1.

Fig. 5. A variant of block chipping from the rock massif's wall, as per Model 1.

Т а б л и ц а 3. Примеры перемещений скальных отделиностей в эпицентральных зонах сильных палеоземлетрясений на юго-востоке Фенноскандинавского щита и сравнительная оценка параметров землетрясений

T a b l e 3. Cases of rock displacements in focal area of strong paleoearthquakes in the south-eastern part of the Fennoscandian Shield, and comparative analysis of earthquake parameters

Локализация	Номер примера	Размер смещенного блока, м	Номер модели	Параметры смещений* (м)	Оценка параметров события			второй подход		
					первый подход (традиционный)			M	M	
					I <sub>0</sub>	по табл. 1	I <sub>0</sub> ср			V, м/с
					шкала INQUA	шкала MSK	по табл. 2)			
Приозерский район Ленинградской области (вблизи пос. Кузнечное)	1	1.0×1.3×0.25	4	H=0.25	8–9	8–9	8.5±0.5	6.0±0.5	2–3.2	7.5–7.6
	2	1.2×1.8×0.2	4	H=0.2	8–9	≥ 8–9	8.5±0.5	6.0±0.5	2–2.8	7.5
	3	0.6×0.5×0.5	2	L=0.25	8–9	≥ 8–9	8.5±0.5	6.0±0.5	1.5	7.3
	4	1.8×0.8×0.6	2	L=0.2	8–9	≥ 8–9	8.5±0.5	6.0±0.5	1.3	7.2
	5	1.2×1.8×0.2	4	H=0.4	9±0.5	–	9±0.5	6.4±0.5	2.8–4	7.5–7.7
	6	1.5×0.8×0.4	5	H=0.5	9	–	9	6.4±0.5	3.2	7.6
Лахденпохский район Республики Карелия (вблизи пос. Реускула)	7	7.0×15.0×18.0	3	L=6. H=2	9.5±0.5	–	10±0.5	7.0±0.5	3.2	7.6
	8	Группа объектов 0.5–0.6 м в поперечнике от 1.5 до 3.0 м 0.5×1.0×1.0	2	L=0.05–0.30	8–9	8–9	8.5±0.5	6.0±0.5	0.5–1.6	6.7–7.4
Выборгский район Ленинградской области (вблизи г. Каменногорска)	9		6	L=2	(9)	9	9±0.5	6.6±0.5	2.8	7.5
	10		1	H=0.5; L=2. H=0.24 L=3. H=0.8	–	10	(10)±0.5	7.0±0.5	3.2	7.6

П р и м е ч а н и е. \* – H – величины смещений по вертикали; L – величины смещений по горизонтали.

N o t e. \* – H – vertical displacement; L – horizontal displacement.



**Рис. 6.** Примеры реализации модели № 2 в естественных условиях. Стрелками показано направление смещения обломков от массива. На всех фотографиях представлено горизонтальное смещение отколотых фрагментов от скальных выходов (с субгоризонтальной поверхностью, обработанной ледником). Наблюдается геометрическое соответствие формы стенок коренного массива и сопряженных отколотых фрагментов. Верхний ряд, слева направо: 1) вид сбоку, отодвигание единичного блока вправо от наблюдателя; 2) вид сверху, отодвигание единичного блока вперед от наблюдателя; 3) вид сверху, отодвигание части массива влево от наблюдателя. Средний ряд, слева направо: 1) вид сверху, отодвигание единичного блока вперед и вправо от наблюдателя; 2) вид сверху, отодвигание серии блоков вперед и влево от наблюдателя. Нижний ряд слева направо: 1) вид сбоку, отодвигание серии блоков влево от наблюдателя; 2) вид сверху, отодвигание единичного блока влево от наблюдателя с разворотом по часовой стрелке.

**Fig. 6.** Examples of Model 2 application to natural conditions. Arrows show directions of displacement of the rocks from the massif. All the photos show horizontal displacements of chipped fragments from rock outcrops (with the sub-horizontal surface smoothed by the glacier). It is observed that the shape of the bedrock massif and the associated chipped fragments are geometrically compatible. Top row, left to right: 1) Side view; displacement of the single block rightwards from the observer; 2) Top view; displacement of the single block forward from the observer; 3) Top view; displacement of the massif's parts leftwards from the observer. Medium row, left to right: 1) Top view; displacement of the single block forward and rightwards from the observer; 2) Top view; displacement of several blocks forward and leftwards from the observer. Bottom row, left to right: 1) Side view; displacement of several blocks leftwards from the observer; 2) Top view; displacement of the single block leftwards from the observer and its clock-wise rotation.



Таблица 4. Характеристики колебаний грунтов при землетрясениях различной интенсивности по [Sobolev, 1997] на основе шкал MMSK-86 и MMSK-92

Table 4. Characteristics of ground vibration during earthquakes of various intensity rates, according to [Sobolev, 1997], on the basis of MMSK-86 and MMSK-92 scales

Интенсивность (I), баллы	Ускорение (A), см/с <sup>2</sup>	Скорость (V), см/с	Смещение (D), мм
V	12–25	1–2	0.5–1.0
VI	25–50	2.1–4.0	1.1–2.0
VII	50–100	4.1–8.0	2.1–4.0
VIII	100–200	8.1–16.0	4.1–8.0
IX	200–400	16.1–32.0	8.1–16
X	400–800	32.1–64.0	16.1–32

объяснением резкого отклонения направления смещения обвалных и оползневых масс от гравитационно обусловленного направления является воздействие сильного сейсмического импульса. Приняв, что смещение блока вниз по склону происходило одновременно со смещением вдоль склона, по аналогии с подходом, использованным при расчете модели 2, получаем для оценки скорости  $V$  соотношение:

$$V = \sqrt{\{2(kg\sqrt{(H^2+L^2)}-gH)\}}, \quad (6)$$

где  $H$  – уменьшение высоты сместившегося блока,  $L$  – величина смещения обвалной массы по горизонтали. Используя соотношение (6), для случая 7 из табл. 1, получаем для характерных значений  $L=6$  м и  $H=2$  м оценочное значение  $V=3.2$  м/с.

Модель 4 описывает случай выбивания скального



**Рис. 7.** Примеры реализации модели № 3 в естественных условиях. На фотографиях представлено смещение отколотых фрагментов скальных выходов на склонах с отклонением от направления их максимальной крутизны. Фото слева, вид сверху: отодвигание (вперед от наблюдателя) ромбовидного блока вдоль склона крутизной 3–5° (наклоненного вправо от наблюдателя). Фото справа, вид сверху: отодвигание серии сомкнутых блоков (части массива) от коренного уступа на склоне крутизной 15–20°. Склон наклонен вперед и вправо от наблюдателя, движение блоков влево от наблюдателя.

**Fig. 7.** Examples of Model 3 application to natural condition. The photos show displacements of chipped fragments of the rock outcrops on the slopes with deviations from the direction of the maximum steepness of the slopes. Left photo, top view: Displacement (forward from the observer) of the diamond-shaped block along the slope (3–5°) (inclined rightwards from the observer). Right photo, top view: Displacement of several closely spaced blocks (the massifs part) from the bedrock bench on the slope (15–20°). The slope is inclined forward and rightwards from the observer; blocks' movement leftwards from the observer.



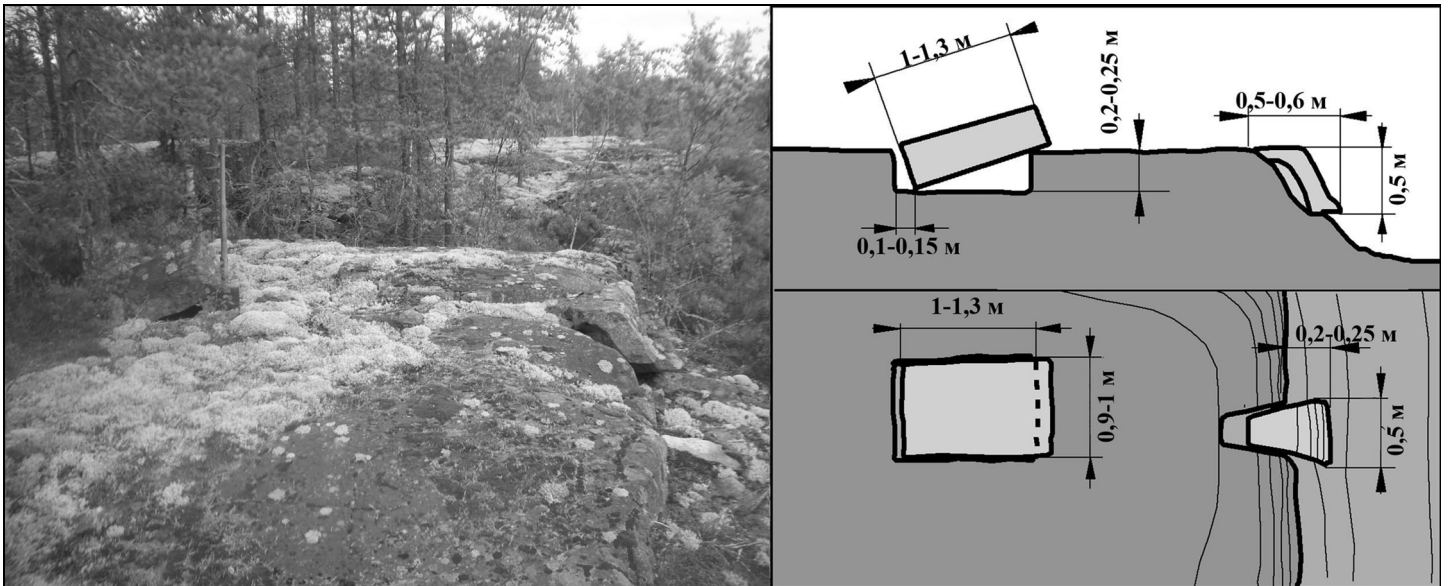
**Рис. 8.** Примеры реализации модели № 4 в естественных условиях. На фотографиях представлено выбивание фрагментов субгоризонтальных скальных выходов (со следами ледниковой обработки) вверх с «набрасыванием» их на возникший в результате дробления уступ (на край ниши выбивания). Верхний ряд, слева направо: 1) вид сбоку, выбивание единичного блока из ниши с субгоризонтальным дном с набрасыванием на ее край влево от наблюдателя; 2) вид сбоку, выбивание единичного блока из субгоризонтальной ниши с набрасыванием на ее край вправо от наблюдателя. Нижний ряд, слева направо: 1) вид сбоку, наброс блока (плиты) на край уступа влево от наблюдателя; 2) вид сбоку, наброс серии блоков на край уступа вправо от наблюдателя.

**Fig. 8.** Examples of Model 4 application to natural conditions. The photos show fragments that were knocked out from the sub-horizontal rock outcrops (with traces of glaciation impact) upwards and 'thrown' onto the bench that resulted from rock crushing (towards the edge of the knock-out niche). Top row, left to right: 1) Side view; knock-out of the single block from the niche with the sub-horizontal bottom; it was thrown to the niche's edge leftwards from the observer; 2) Side view; knock-out of the single block from the niche with the sub-horizontal bottom; it was thrown to the niche's edge rightwards from the observer. Bottom row, left to right: 1) Side row; the block (plate) was thrown onto the bench's edge leftwards from the observer; 2) Side row; several blocks were thrown onto the bench's edge rightwards from the observer.

блока (плиты) из квазигоризонтального скального основания с набрасыванием выбитого блока на борт образовавшейся ниши (рис. 2; примеры 1, 2, 5 в табл. 3). Согласно натурным наблюдениям, горизонтальные размеры выколотого и брошенного блока составляют обычно около 1.0–1.5 м при толщине блока 0.4–0.6 м, величина наброса по горизонтали обычно не более 1/5 длины блока (плиты). При этом и пространственное расположение, и значительные размеры блока практически исключают возможность медленного

выпираания блока под действием экзогенных факторов (например, расширения воды при замерзании). Выбивание и набрасывание блоков в таких случаях может объясняться исключительно сильным динамическим импульсом, направленным под углом к субгоризонтальной поверхности отрыва.

Минимально необходимая исходная скорость брошенного блока задается изменением его потенциальной энергии, оцениваемым по изменению положения центра тяжести блока по вертикали и горизон-



**Рис. 9.** Локализация примеров моделей 2 и 4 на одном участке. На фотографии (слева, вид сбоку) и соответствующих ей профиле (справа вверху) и плановой схеме (справа внизу) показано выбивание единичного блока вверх с набросом его на край ниши выбивания (вправо от наблюдателя), «синхронное» с горизонтальным выдвиганием фрагмента скального массива от уступа в том же направлении (вправо от наблюдателя).

**Fig. 9.** Locations of Models 2 and 4 on one site. The photo at the left (side view), the corresponding profile (top right) and the scheme (right bottom) show the single block knocked out and thrown to the niche's edge (rightwards from the observer), which was 'synchronous' to the horizontal forward movement of the rock massif's fragment away from the edge (rightwards from the observer).

тальной (возможно частично вращательной) компонентой движения блока, необходимой для его набрасывания на возникшую при отрыве вертикальную стенку в основании. Предположим равномерное распределение энергии по этим двум необходимым степеням свободы. Полагая остальные теоретически возможные, но не обязательные компоненты равными нулю, получаем приближенное соотношение для оценки минимально возможной максимальной скорости  $V$  поверхности скального основания в момент прохождения сейсмической волны

$$V = 2\sqrt{(g H)}, \quad (7)$$

где  $H$  – высота смещения центра тяжести блока по вертикали (м). В пределе отсутствия горизонтальной и вращательной компоненты движения минимальная необходимая энергия будет вдвое меньше, тогда минимально возможное значение скорости составит

$$V = \sqrt{2 g H}. \quad (7')$$

Особый интерес представляет случай близкого расположения двух выбитых и брошенных блоков (примеры 1 и 2 в табл. 3). На фото (рис. 9) видно одностороннее смещение вправо двух блоков, с набрасыванием одного из них на край основания. В этом случае получаем близкие оценки максимальной массовой скорости около 3 м/с.

Модель 5 отвечает случаю переворачивания блока на субгоризонтальной поверхности вокруг горизонтальной оси (рис. 2). Представляется, что такое переворачивание могло произойти только при подбрасывании блока в воздух при дополнительной ротационной компоненте, возникающей за счет ротационной компоненты подошедшей сейсмической волны и/или вследствие специфической геометрии исходного положения блока и основания. Для случая подбрасывания и переворота в воздухе плиты породы радиусом  $R$  получаем, из тех же простых соображений равенства кинетической и потенциальной энергии блока, оценку

$$V = \sqrt{2R g}. \quad (8)$$

Модель (5) представлена примером 6 в табл. 3.

В модели (5) гипотетически возможное медленное сползание блока вниз не влияет на оценку значения  $V$ . Изменения характера сейсмического импульса (изменения вклада его вращательной и поступательной компоненты) также не позволят заметно уменьшить оценку величины  $V$ .

Модель 6 позволяет описать зависимость максимального характерного размера обваливающегося блока от величины массовой скорости. Согласно ранее установленной эмпирической зависимости [Nikonov, 2008], более сильным сейсмическим воздействиям отвечают большие по объему и по размеру блоки обвалы скальной породы; однако количественной модели

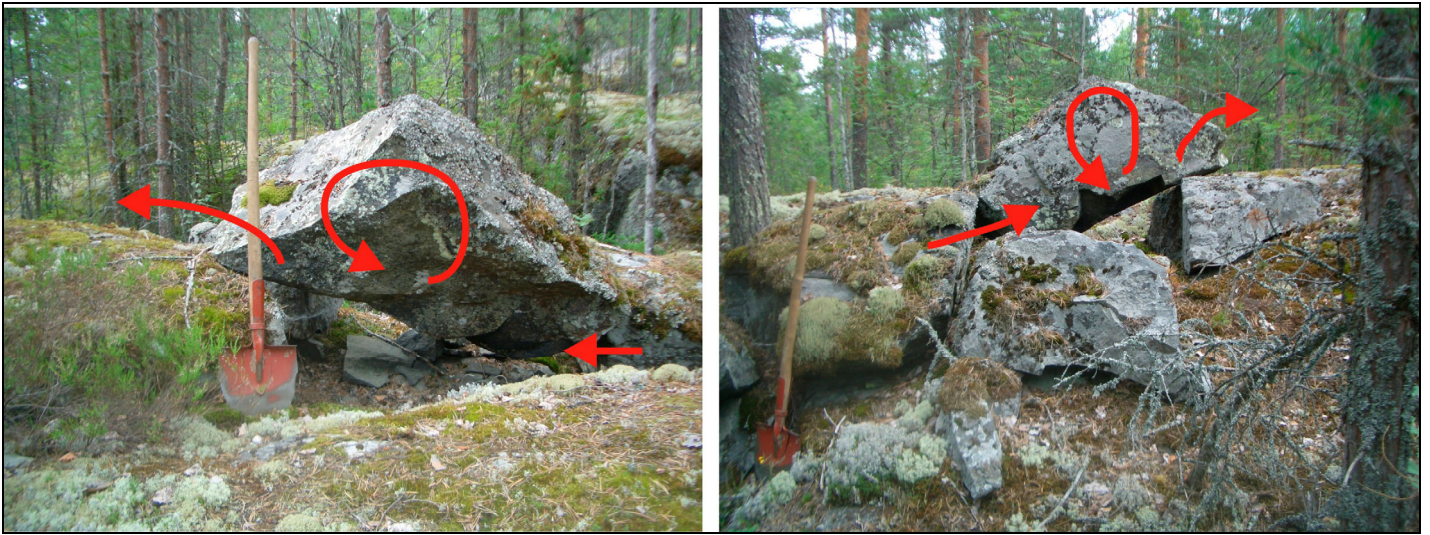


Рис. 10. Реализация модели № 5 в естественных условиях.

Fig. 10. Model 5 application to natural conditions.

предложено не было. Рассмотрим блок горной породы, отделенный трещинами от основного массива и расположенный в верхней (как правило, наиболее разрушенной) части скальной стенки. Блок обвалится, если в результате импульса скорости, полученного от прошедшей сейсмической волны, он сместится до точки потери равновесия (см. рис. 2). Отсюда, для распространного случая (почти) кубического блока характерного размера  $L$  на субгоризонтальном основании имеем соотношение между кинетической энергией блока и энергией, затрачиваемой на трение блока при его перемещении на расстояние  $L/2$ :

$$\rho L^3 V^2 / 2 = \rho L^3 k g L / 2, \quad (9)$$

где  $\rho$  – плотность пород блока,  $k$  – коэффициент трения блока при скольжении. Из (9) получаем искомое модельное соотношение:

$$V = \sqrt{k g L}. \quad (10)$$

Исходя из (10), для характерного максимального размера наиболее крупных блоков скального обвала  $L \approx 2$  м (пример 9 в табл. 3) получаем оценку  $V \approx 2.8$  м/с. Максимальные оценки скорости для того же объекта по модели (2) дали значение  $V \approx 1.5$  м/с. Отметим в этой связи, что по результатам обследования последствий Веньчуанского землетрясения 2008 г.,  $M_s = 8$  [Wang et al., 2010], многочисленные обвалы возникли вблизи станций регистрации, зафиксировавших массовые скорости более 1.5 м/с.

Завершая обсуждение типовых моделей, отметим, что в моделях 2, 3 и 6 (соотношения (5), (6), (10)) значение скорости  $V$  существенно зависит от коэффициента трения смещаемого блока по скальному основа-

нию. Этот коэффициент в соответствии с экспериментальными данными был принят равным 0.4 и 0.8. Но это значение справедливо для скальных образцов без учета возможного обледенения плоскости подвижки, заполнения ее глинистыми фракциями и иных подобных факторов. Указанные факторы, вообще говоря, могут существенно, в разы, снизить коэффициент трения; при этом оценки величин массовой скорости уменьшились бы как корень квадратный из этой величины. Отметим, однако, что в большинстве случаев изменения коэффициента трения, возможно, не столь велики. Действительно, ввиду неровностей трущихся поверхностей основную роль играет не частичное заполнение трещины глинистыми материалами, наличие водного слоя или обледенения, но наличие слоя смазки между трущимися выступами смещающихся блоков породы. Но в области трущихся выступов блоков породы развитие глинистых включений, обледенений и иных подобных эффектов будет минимально. Отсюда можно предположить, что и вариации эффективных значений коэффициента трения также окажутся не столь большими. Отметим в этой связи и то обстоятельство, что в формулы для оценки величин массовой скорости значение коэффициента трения  $k$  входит в виде  $\sqrt{k}$ . Подчеркнем также, что обледенению плоскости подвижки должно было бы сопутствовать смирзание блоков породы, засыпание их снегом, что, вероятно, сильно препятствовало бы возможности их перемещений.

Помимо значений массовых скоростей, характеристиками величины сейсмических воздействий являются величины ускорений и остаточных смещений. Что касается палеоускорений, то их значения, по-видимому, не могут быть достаточно просто оценены по результатам полевых наблюдений. Можно только заключить,

Таблица 5. Значения ускорений (см/с<sup>2</sup>) при интенсивности I=VI, VII, VIII и IX баллов по разным шкалам в СССР и в России по [Sobolev, 1997]Table 5. Acceleration (cm/sec<sup>2</sup>) in case of intensity rates I=VI, VII, VIII and IX, according to different scales applied in the USSR and Russia (according to [Sobolev, 1997])

Шкала	Год утверждения или публикации	Интенсивность (I), баллы			
		VI	VII	VIII	IX
ОСТ ВКС 4537	1931	5–10	10–25	25–50	50–100
ГОСТ 6245–52	1952	35–70	70–140	140–280	280–560
MSK–64	1964	25–50	50–100	100–200	200–400
MMSK–86	1986	41–90	91–200	201–400	401–800

что пиковые ускорения иногда превышали величину  $g$ . Случаи остаточных смещений будут рассмотрены в другой работе авторов. Повторимся, однако, что при оценке перемещений скальных блоков особое внимание следует уделить возможности их медленного сползания по склону под действием силы тяжести. Измерения такого рода деформаций затруднены и в настоящее время единичны [Rodionov, Razorenov, 2007]. Обычно считается, что на пологих склонах такими смещениями можно пренебречь. Скорее всего, это не вполне правильно, и медленные криповые смещения все же имеют место. Учет этого обстоятельства, однако, вряд ли существенным образом изменил бы приведенные выше оценки. Как уже отмечалось выше, примерно в половине моделей возможность медленного сползания вниз по склону не может уменьшить получаемые оценки величины массовой скорости.

Значения максимальных массовых скоростей  $V$ , полученные на основе разных моделей (№ 1–6), оказались довольно близки. В большинстве случаев они варьируются в пределах 2–4 м/с, хотя встречаются и значения до 7 м/с. Таким образом, если отбросить (как возможно завышенные) редкие значения, то величины  $V$  в пределах 3–5 м/с следует признать вытекающими из проведенного исследования. Однако такие величины оказались заметно большими, чем обычно принимаемые значения скоростей смещения грунта при землетрясениях (табл. 4). Такое рассогласование не позволило (как предполагалось изначально) получить оценки балльности палеоземлетрясений, исходя из общепринятых макросейсмических шкал (например, MMSK-86 или MMSK-92). Интерпретация полученных значительно более высоких оценок массовых скоростей потребовала сравнения данных по сильным движениям и по взрывам.

### 3.2. СРАВНЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ОЦЕНОК ДЛЯ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СО ШКАЛАМИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Полученные оценки массовых скоростей при палеоземлетрясениях (см. табл. 3) значительно превышают характерные значения массовых скоростей, ука-

зываемые даже для максимальных значений балльности (табл. 4). Действительно, в соответствии с методическим руководством [Sobolev, 1997], базирующемся в значительной степени на шкале MSK-64, ожидаемый диапазон массовых скоростей, даже для балльности  $I=X$ , составляет всего 32–64 см/с. Согласно более поздней версии шкалы MMSK-92, значения пиковых массовых скоростей для тех же значений балльности заметно выше. Но и эти увеличенные значения существенно меньше приведенных в табл. 3, поэтому, несмотря на простоту и ясность приведенных выше интерпретационных моделей, были основания усомниться в правомерности такой интерпретации.

Более детальный анализ показал, однако, что противоречия между полученными нами оценками максимальных скоростей смещения поверхности скальных обнажений при палеоземлетрясениях и инструментальными сейсмическими данными по землетрясениям, по-видимому, нет. Прежде всего отметим, что приведенные в табл. 4 характерные значения сейсмических воздействий имеют тенденцию к росту в последующих по времени редакциях шкал балльности (табл. 5). Такая тенденция уже указывает на возможность еще больших значений амплитуд сейсмических воздействий. И действительно, ссылаясь на табл. 5, авторы [Sobolev, 1997] указывают, что приведенные в этой таблице значения возможных ускорений, вероятно, занижены. Например, по данным шкалы MMSK-92, характерные значения скоростей и ускорений уже принимались существенно большими; по этой шкале характерные значения массовых скоростей для интенсивности IX баллов указываются равными 51–100 см/с, с типовым значением скорости 66 см/с. При этом подчеркивается, что инструментально регистрируемые значения сильных движений могут сильно превышать значения, принятые не только в шкале MMSK-86, но и в шкале MMSK-92. В целом можно констатировать, что для всего диапазона величин балльности имеет место тенденция существенного увеличения возможных значений сейсмических воздействий в более поздних редакциях шкал.

Согласно последним по времени разработкам [Artikaev et al., 2006; Artikaev, Erteleva, 2007, 2008; Ar-

tikaev, 2011], каждое значение балльности характеризуется уже не узким диапазоном возможных значений ускорений, скоростей и смещений, а их широким интервалом. Согласно наиболее исследованным случаям ускорений, квантили 0.02 и 0.98 максимального значения ускорения различаются при этом до 10 и более раз, а интервалы значений, допустимые при соседних целых значениях балльности, сильно перекрываются (табл. 6). Распределение максимальных величин ускорения для данного значения балльности в табл. 4 подчиняется при этом логнормальному закону, и, если охарактеризовать его квантилями, используемыми при оценке стандартного отклонения, то получим разброс относительно характерного значения в среднем в полтора раза, что близко к характерной ошибке определения величин пиковых ускорений, PGA [Aptikaev, Erteleva, 2008].

Для оценки максимальных значений массовой скорости и величин смещений в проекте новой российской шкалы интенсивностей RIS-04 [Aptikaev et al., 2006] приведены значения (табл. 7), значительно (иногда более чем на порядок) превышающие максимально ожидаемые значения по шкале MMSK-86 и MMSK-92.

Данные таблицы 7 резко сокращают разрыв между полученными нами оценками максимальных массовых скоростей при палеоземлетрясениях (см. табл. 3) и современными шкалами интенсивности. Однако разрыв все же остается. Для обсуждения этого рассогласования обратимся к данным по взрывам и по сильным движениям.

### 3.3. СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ ПО ВЗРЫВАМ

Данные по сильным движениям в эпицентральных зонах землетрясений до недавнего времени были относительно немногочисленны. Наблюдений по характеру разрушения кристаллических пород в эпицентральных зонах землетрясений еще меньше (часть из них упомянуты выше), и они носят описательный характер. Напротив, значительная часть измерений при взрывах сосредоточена в непосредственной близости от источника, и характер возникающего при этом разрушения горных пород специально исследовался. Несмотря на очевидное отличие характера очага при землетрясениях и взрывах, было естественно обратиться к данным о величинах массовых скоростей и о характере разрушения в кристаллических породах при взрывах. Детальный обзор данных, полученных в результате многолетних работ по взрывам, и комплекс подходов к их интерпретации представлены в монографии [Kocharyan, Spivak, 2003]. На рис. 11 по данным этой монографии приведены значения массовых скоростей по результатам измерений на испытательной площадке «Дегелен» Семипалатинского полигона. Горный массив Дегелен, представляющий собой куполовидное поднятие диаметром 18 км с абсолютными отметками поверхности от 600 до 1085 м и относительными пре-

вышениями от 100 до 450 м, сложен кристаллическими породами: гранитами, кварцевыми порфиритами и сиенитами, то есть геологические условия площадки «Дегелен» схожи с условиями кристаллического щита Фенноскандии, что является дополнительным аргументом в пользу такого сравнения.

Данные по взрывам отличаются от сейсмических существенно меньшими расстояниями от источника (взрыва), меньшей энергией источника и зачастую существенно большими амплитудами сейсмических воздействий. Отсюда можно предположить, что сейсмические эффекты взрывов могут быть использованы для сопоставления с сейсмическими воздействиями в эпицентральных зонах сильных землетрясений. При этом сейсмические данные по взрывам существенно многочисленнее сравнимых по амплитуде записей тектонических землетрясений.

Величины воздействий от взрывов принято представлять иначе, чем при исследовании землетрясений. Эффекты взрывов сравниваются в зависимости от приведенного относительно энергии взрыва ( $Q$ ) расстояния ( $R_{\text{норм}}$ ):

$$R_{\text{норм}} = R/Q^{1/3}, \quad (11)$$

где  $R$  – расстояние до точки взрыва (м), а  $Q$  измеряется в килотоннах ТНТ (тротилового) эквивалента.

Представление данных в зависимости от приведенного расстояния ( $R_{\text{норм}}$ ) обусловлено рядом обстоятельств. Во-первых, это отвечает соотношению геометрического подобия, принятого при анализе эффектов взрывов и следующего из теории распространения ударной волны в газодинамике. Во-вторых, при такой нормировке лучше выявляются общие тенденции изменения с расстоянием свойств сигнала и реакции среды.

Для согласования энергетических потенциалов взрывов и землетрясений данные по последним были представлены в нормированном по энергии виде. Сейсмическая энергия  $E$  при этом оценивалась стандартным образом, по формуле [Kasahara, 1981; Sobolev, 1993]:

$$\lg E = 11.8 + 1.5 \cdot M, \text{ эрг.} \quad (12)$$

Полная энергия сейсмического события  $E_p$ , для сравнения с полной энергией взрыва  $Q$ , принималась равной  $E_p = 20 E$ . Такой выбор отвечает принятой в [Sadovsky, 1987] величине сейсмического КПД для землетрясений. Отметим также, что изменение этого отношения в пределах 1–10 % не сказывается принципиальным образом на приводимых результатах анализа. Использовалось также известное соотношение: энергия взрыва 1 т ТНТ =  $4.184 \times 10^9$  Дж.

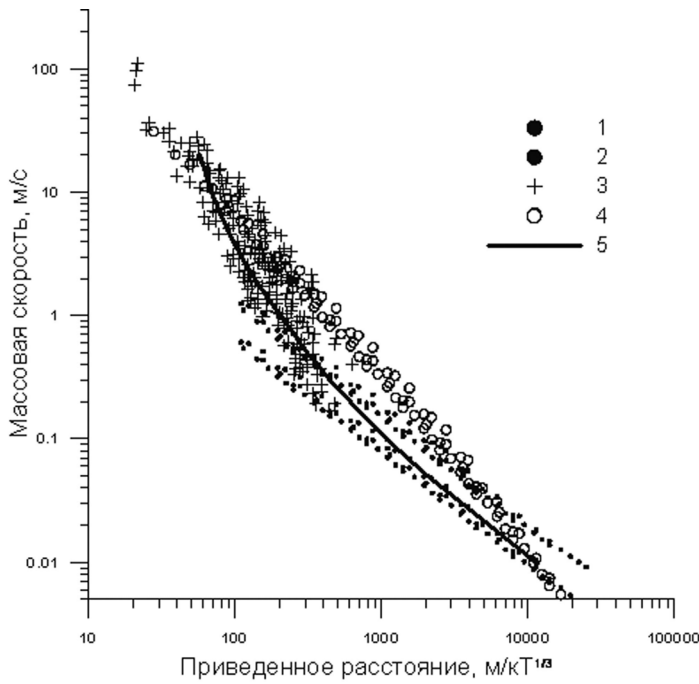
На том же рис. 11 в принятом для взрывов представлении приведены данные по землетрясениям на основе шкал интенсивности из табл. 4 и 7. В обоих

Т а б л и ц а 6. Шкала ускорений, реализующихся с разной вероятностью  $p$ , при разных значениях интенсивности  $I$ , по [Artikaeв et al., 2006]Т а б л и ц а 6. The scale of accelerations which probability ( $p$ ) is variable for various intensity rates ( $I$ ), according to [Artikaeв et al., 2006]

$p$	Интенсивность ( $I$ ), баллы															
	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5	5.5	6	6.5	7	7.5	8	8.5	9	9.5
0.02	0.33	0.53	0.85	1.3	2.1	3.3	5.3	8.5	13	21	46	74	130	205	325	515
0.05	0.42	0.67	1.05	1.7	2.7	4.2	6.7	10.5	17	27	55	88	155	245	390	610
0.10	0.53	0.84	1.34	2.1	3.4	5.3	8.4	13.4	21	33	65	105	175	275	440	695
0.16	0.62	0.98	1.57	2.5	3.9	6.2	9.8	15.7	25	39	74	115	200	310	495	780
0.30	0.84	1.33	2.12	3.4	5.3	8.4	13.3	21.2	33	53	91	145	240	375	595	935
<b>0.50</b>	<b>1.1</b>	<b>1.75</b>	<b>2.8</b>	<b>4.4</b>	<b>7</b>	<b>11</b>	<b>17.5</b>	<b>28</b>	<b>44</b>	<b>70</b>	<b>110</b>	<b>175</b>	<b>280</b>	<b>440</b>	<b>700</b>	<b>1100</b>
0.70	1.45	2.3	3.7	5.8	9.2	14.5	23	37	58	92	130	210	330	515	820	1290
0.84	1.96	3.1	5.0	7.8	12.4	19.6	31	50	78	125	165	260	395	620	990	1550
0.90	2.3	3.7	5.9	9.2	14.8	23	37	59	92	145	185	295	445	695	1110	1740
0.95	2.9	4.6	7.4	11.6	18.4	29	46	74	115	185	220	350	505	790	1260	1980
0.98	3.7	5.9	9.6	14.8	24	37	59	94	145	235	260	415	600	940	1500	2350

Т а б л и ц а 7. Максимальные величины массовых скоростей ( $V$ ), максимальных смещений ( $D$ ) и остаточных смещений ( $A$ ) при разных значениях интенсивности ( $I$ ), по данным проекта новой сейсмической шкалы [Artikaeв et al., 2006]Т а б л и ц а 7. Maximum values of mass velocities ( $V$ ), maximum displacements ( $D$ ), and residual shifts ( $A$ ) for various intensity rates ( $I$ ), according to data consolidated in New Seismic Scale Project [Artikaeв et al., 2006]

Интенсивность ( $I$ ), баллы																
	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5	5.5	6	6.5	7	7.5	8	8.5	9	9.5
$V$ , см/с	0.05	0.086	0.15	0.25	0.44	0.75	1.3	2.2	3.8	6.5	11	19	33	57	98	170
$D$ , см	0.001	0.003	0.006	0.014	0.030	0.065	0.14	0.3	0.66	1.4	3.2	7	15	33	72	160
$A$ , см									< 0.2	0.2–0.5	0.6–2.0	2.1–6.9	7–18	19–48	49–99	100–200



**Рис. 11.** Зависимости величин массовых скоростей от приведенного расстояния для взрывов и землетрясений. 1, 2 – характерные пределы зависимости для землетрясений по данным табл. 2; 3 – данные по взрывам на скальной площадке «Дегелен» Семипалатинского полигона (по [Kocharyan, Spivak, 2003]); 4 – характерные максимальные значения для землетрясений, по табл. 5; 5 – характерная общая тенденция изменчивости по данным (1–3).

**Fig. 11.** Dependencies of mass velocity values from averaged distances for explosions and earthquakes. 1, 2 – typical limits of the relationship for earthquakes according to data from Table 2; 3 – data on explosions at the Degelen rock site of the Semipalatinsk polygon (according to [Kocharyan, Spivak, 2003]); 4 – typical maximum values for earthquakes according to data from Table 5; 5 – typical general trend of changeability, as per data in (1–3).

этих случаях при пересчетах балльности в набор возможных значений энергии землетрясения и расстояния до очага использовались известные уравнения макросейсмического поля [Shebalin, 1961; Shebalin, Aptikaev, 2003]:

$$I_{эп} = 1.5M - 3.5 \lg(h) + 3.0$$

и

$$I_{эп} - I_r = 3.5 \lg((r^2 + h^2)^{1/2} / h), \quad (13)$$

где  $I_{эп}$  – балльность в эпицентре,  $I_r$  – балльность на расстоянии  $r$  км от эпицентра,  $h$  – глубина события. Соотношения (12) и (13) для наших целей, возможно, не вполне точны, но мы не обладаем другой возможностью перейти от значений максимальных величин массовых скоростей из таблиц 4 и 7, через балльность, к энергии событий и расстояниям до очага, что нужно для сравнения с данными по взрывам.

Данные по взрывам и землетрясениям обычно разнесены в разные диапазоны по величинам энергии источника и расстояния до источника. Энергия взрывов, как правило, на несколько порядков меньше энергии сильных землетрясений, а типичные расстояния до источника в случае взрывов составляют десятки и сотни метров, а в случае землетрясений – десятки километров и более. После нормировки расстояния от источника на кубический корень из энергии источника параметры по взрывам и землетрясениям частично перекрываются. При этом в области перекрытия нормированные значения оказались довольно близкими (рис. 11). Вообще говоря, учитывая существенное различие характера очагов (сдвиговая асимметричная подвижка в случае землетрясений и как бы сферически симметричный источник давления в случае взрыва), можно было предположить и большее их различие.

Но даже и после нормировки область перекрытия типичных данных по взрывам и землетрясениям ограничена довольно узким диапазоном приведенных расстояний: 200–500 м/кТ<sup>1/3</sup>. Для больших значений приведенных расстояний в используемой нами подборке данных слабо представлены данные по взрывам. Для меньших значений приведенных расстояний не представительны стандартные данные по землетрясениям. Известно также, что ситуация в очаговой зоне плохо описывается обычными соотношениями макросейсмического поля [Steinberg, 1981; Aptikaev, Erteleva, 2008].

Обращает на себя внимание то, что облака точек «значения массовых скоростей – приведенное расстояние» для взрывов и для землетрясений (по данным табл. 4) различаются наклоном в двойных лог-координатах «величина массовой скорости – приведенное расстояние». Если для землетрясений – на относительно больших приведенных расстояниях – значения массовых скоростей с приведенным расстоянием изменяются примерно как  $1/r$ , то для взрывов – на относительно меньших приведенных расстояниях как  $1/r^n$ , где  $n \approx 1.5-2.0$ .

Наблюдаемое различие, как нам представляется, связано не с разной природой источника (взрыв или землетрясение), а с различиями амплитуд колебаний на разных приведенных расстояниях до источника. Действительно, известно, что с ростом значений приведенного расстояния уменьшение значений массовых скоростей для взрывов замедляется, приближаясь к соотношению  $1/r$ , справедливому для землетрясений [Kocharyan, Spivak, 2003; Adushkin, Spivak, 2007]. Как нам представляется, различие связано с большим поглощением упругих волн большой амплитуды, когда прохождение волны дополнительно сопровождается потерями энергии на разрушение материала. Действительно, согласно [Aptikaev, 1969], при экстремально высоких значениях массовой скорости величины поглощения очень велики, почти не зависят от вида материала и определяются величиной массовой скорости. Максимальные значения массовых скоростей  $V$  для земле-



трясений по данным новой редакции сейсмической шкалы (табл. 7) лучше согласуются с данными по взрывам, чем пересчеты на основе сейсмической шкалы MMSK-92 (см. табл. 4).

Завершая сравнение с данными по взрывам, обратим внимание на то, что при величинах массовых скоростей в несколько метров в секунду при взрывах наблюдаются массовые разрушения горных пород и вывалы пород в штольни и с бортов карьеров [Kocharyan, Spivak, 2003]. Такие же массовые разрушения наблюдались нами в полевых условиях; локализации точек с высокими значениями оценок массовой скорости повсеместно соседствуют с каменными обвалами.

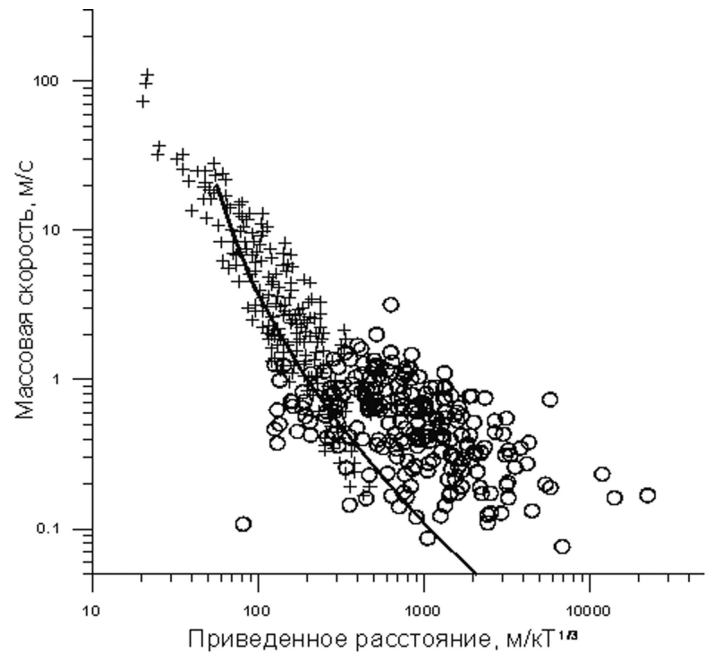
Таким образом, наблюдается довольно близкое качественное, и даже количественное, соответствие между данными по взрывам и по сейсмическим проявлениям в ближней зоне сильных фиксируемых инструментально событий, а также палеоземлетрясений. Отсюда представляется допустимым использовать многочисленные данные по взрывам в качестве грубой оценки значений массовых скоростей в очаговой зоне землетрясений, где сейсмические данные представлены недостаточно полно. Последнее замечание в особенности касается зон кристаллических щитов, где современная сейсмичность слаба и записи сильных движений практически отсутствуют.

### 3.4. СРАВНЕНИЕ С ДАННЫМИ ПО СИЛЬНЫМ ДВИЖЕНИЯМ

Сравнение с данными по сильным движениям [McGarr, Fletcher, 2007; Anderson, 2010; Huyse et al., 2010] свидетельствует, что приведенные выше неожиданно высокие оценки массовых скоростей не являются невозможными. Так, в приведенной в [Anderson, 2010] подборке данных измерений за 2007 г. приводится 40 случаев регистрации массовых скоростей величиной  $V > 1$  м/с (максимальное значение 320 см/с). Более того, указывается на возможность даже еще больших значений массовых скоростей, возможно до 12 м/с [McGarr, Fletcher, 2007]. Значения около 10 м/с предполагаются при этом максимально возможными, определяемыми прочностью пород и слабозависящими от магнитуды землетрясения. Предполагается, что магнитуда землетрясения характеризует размер области, где такие экстремально большие значения могут проявляться.

Из приведенных на рис. 12 данных выборки по сильным движениям за 2007 г. [Anderson, 2010] видно, что распределение облака точек «приведенные расстояния – максимальные скорости массовых движений» в целом близко к распределению точек для типичных сейсмических эффектов (по данным табл. 2 и 5, рис. 11 и 12), но смещено по оси ординат в область больших значений массовой скорости. Это естественно, так как в подборке сильных движений представлены не типичные, а именно максимальные значения.

По данным о сильных движениях подтверждается



**Рис. 12.** Сопоставление данных по взрывам (+) и по сильным движениям (o). Жирной линией показана кривая, аппроксимирующая комплекс типичных данных по взрывам (по [Kocharyan, Spivak, 2003, рис. 3.1]) и по землетрясениям (см. табл. 4).

**Fig. 12.** Comparison of explosions data (+) and strong movements data (o). The solid line shows the curve that approximates the set of typical data on explosions (according to [Kocharyan, Spivak, 2003, Figure 3.1]) and earthquakes (see Table 4).

то, что типичные значения приведенных расстояний для землетрясений оказываются систематически заметно больше приведенных расстояний по данным о взрывах (рис. 12). При этом значения массовых скоростей в пределах более 1.5 м/с по данным измерений сильных движений довольно редки, что не позволяет выявить какой-либо статистической зависимости величины скорости от приведенного расстояния до очага. Напротив, данные по взрывам в этом диапазоне массовых скоростей достаточно многочисленны, и зависимость значений массовой скорости от приведенного расстояния может быть охарактеризована вполне определенно (рис. 12).

Представляется оправданным, за неимением лучшего, использовать данные по взрывам для статистического описания сейсмических эффектов в пределах очаговых зон в кристаллических породах. При таком подходе, по сути дела, предпринимается попытка связать наблюдаемые аномально высокие значения массовой скорости с высокими значениями поглощения упругих волн большой амплитуды. Высокое поглощение естественным образом связывается с потерей энергии на (микро)разрушение горных пород. Величины поглощения при этом задаются параметрами, полученными при взрывах. Попытка реализации такого подхода в целях параметризации палеосейсмических очагов представлена ниже.

### 3.5. НОМОГРАММА ОЦЕНКИ ВОЗМОЖНЫХ ЗНАЧЕНИЙ МАГНИТУДЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И РАССТОЯНИЯ ДО ИСТОЧНИКА ПО ВЕЛИЧИНАМ МАССОВОЙ СКОРОСТИ

Выше был сделан вывод о том, что данные по взрывам могут быть полезны для моделирования сейсмических эффектов в эпицентральной зоне землетрясений, где сейсмических данных недостаточно. Последнее в особенности касается землетрясений, реализовавшихся на кристаллических щитах. Такие структуры обычно малоактивны в сеймотектоническом отношении и потому слабо представлены данными по сильным движениям. В то же время многие взрывы производятся в кристаллических породах, аналогичных породам кристаллических щитов. Таковы, в частности, геологические условия на площадке Дегелен, данные по которой представлены на рис. 11 и 12.

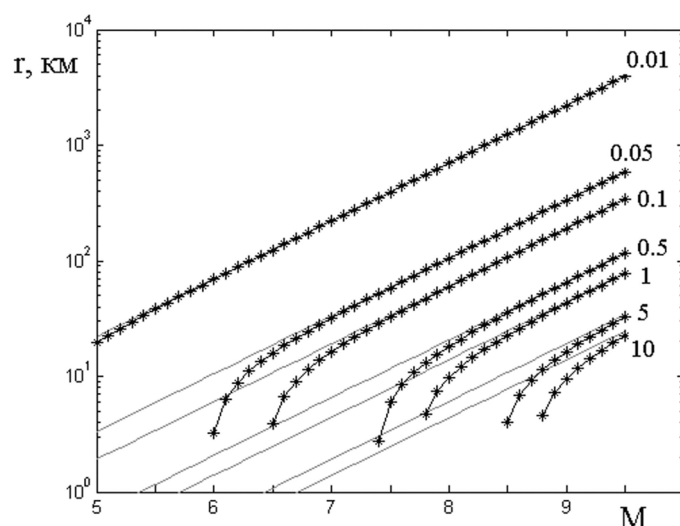
Используем совокупность данных по типичным сейсмическим эффектам (см. табл. 4) и данных по взрывам [Kocharyan, Spivak, 2003] для описания возможной зависимости между значениями массовых скоростей  $V$  и величинами приведенного расстояния  $R_{\text{норм}}$ . Такая зависимость показана на рис. 11 и 12 жирной линией и описывается регрессионным соотношением:

$$\text{Lg}(V) = 0.37 \text{lg}^2(R_{\text{норм}}) - 3.52 \text{lg}(R_{\text{норм}}) + 6.17, \quad (14)$$

где  $V$  измеряется в м/с, а  $R_{\text{норм}}$  – в м/кГ<sup>1/3</sup>.

Необходимость использования квадратичной регрессии обусловлена различием наклона облака точек при малых (<200 м/кГ<sup>1/3</sup>) значениях приведенного расстояния (в основном данные по взрывам) и при больших значениях приведенного расстояния (в основном по данным о землетрясениях). Характерный разброс отдельных значений скорости  $V$  вокруг линии регрессии составляет примерно полтора-два раза, что близко к типичной погрешности определения величин  $V$  по регрессионным соотношениям.

Для целей сейсмического районирования большой интерес представляет, однако, не зависимость массовых скоростей  $V$  от приведенного расстояния, а зависимость  $V$  от магнитуды и от расстояния до очага землетрясения. Требуемые параметры можно оценить следующим образом. Соотношение (14) позволяет получить оценку нормированного расстояния  $R_{\text{норм}}$  до источника колебаний по известной величине массовой скорости  $V$ . Далее, для данного значения  $R_{\text{норм}}$  по соотношениям (11) и (12) можно получить совокупность пар чисел величины энергии (магнитуды) события и расстояния до источника, удовлетворяющих данному значению приведенного расстояния  $R_{\text{норм}}$ . На рис. 13 представлен пример такой номограммы для набора типичных значений массовой скорости, равных 0.01, 0.05, 0.10, 0.50, 1.00, 5.00 и 10.00 м/с и для модельных глубин очага 0 и 10 км. Модельные глубины очагов

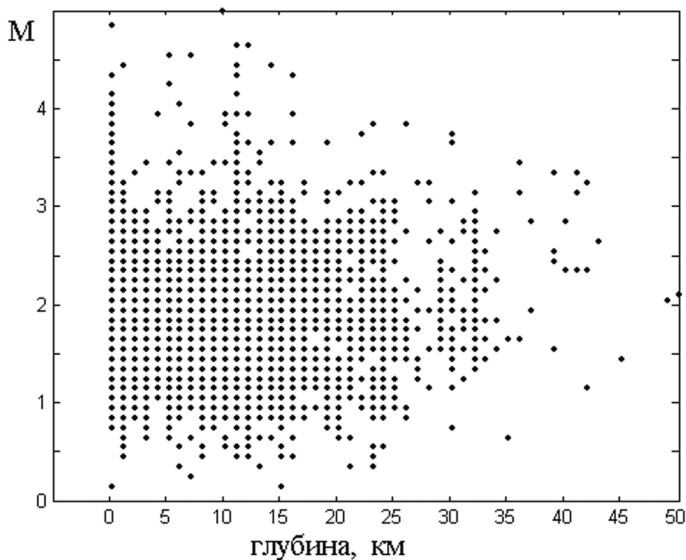


**Рис. 13.** Номограмма для оценки допустимых пар значений магнитуды землетрясения  $M$  и эпицентрального расстояния  $r$  для данной величины массовой скорости. Значения массовых скоростей указаны в м/с. Черные линии и звездочки отвечают очагам глубиной 10 км, серые – 0 км.

**Fig. 13.** Graphical chart for estimation of acceptable pairs of earthquake magnitude values,  $M$  and epicentral distance,  $r$  for the given mass velocity value. Mass velocity values are given in m/sec. Black lines and stars correspond to the earthquake foci at 10 km depths, grey – 0 km.

выбраны применительно к условиям Фенноскандии, и такой выбор обосновывается ниже. Номограмма будет использована далее для оценки магнитуд землетрясений, отвечающих приведенным выше (см. табл. 3) значениям массовых скоростей.

Подчеркнем важный момент, касающийся применения номограммы в эпицентральной зоне землетрясений. В [Steinberg, 1981; Suzuki et al., 2010; Graizer, Kalkan, 2011; Gusev, 2012] интенсивность колебаний в ближней зоне определяется не всей областью подвижки, а параметрами ближайшей к точке наблюдения области выхода разлома на поверхность или положением ближайшего жесткого включения в очаге землетрясения (в случае отсутствия в окрестности точки наблюдения выхода очага на поверхность). Субочаг понимается нами как проявление надежно установленной неоднородности сдвиговой зоны, включающей протяженные «мягкие» зоны и малые по размерам «жесткие» включения [Rautian, 1991; Mikumo et al., 1998; Gusev, 2012]. При этом, согласно [Rautian, 1991], энергия, излучаемая жестким субочагом, может составлять значительную долю общей энергии излучения всего землетрясения. Учет этого обстоятельства особенно важен для сильных землетрясений с большими размерами очаговой зоны. Получаемые по номограмме значения величин магнитуды и расстояния до источника (при малых значениях приведенного расстояния) будем трактовать далее как характеристики ближайшего



**Рис. 14.** Зависимость магнитуды землетрясений Фенноскандии от глубины очага по 4375 событиям за 1990–2005 гг., по [Uski, Pelkonen, 2006].

**Fig. 14.** Dependence of earthquake magnitudes from depths, according to data on 4375 events that occurred in Fennoscandia from 1990 to 2005 (according to [Uski, Pelkonen, 2006]).

к точке наблюдения жесткого субочага и как расстояние до этого субочага. Применительно к условиям кристаллического щита с высококомпетентными породами вплоть до самой поверхности ближайшей жесткой зоной обычно оказывается ближайший участок выхода разлома на поверхность.

### 3.6. ВАРИАНТ ОЦЕНКИ МАГНИТУД И ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ РАССТОЯНИЙ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ФЕННОСКАНДИИ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЯ СКАЛЬНЫХ НАРУШЕНИЙ

Уточним применение номограммы применительно к условиям Фенноскандии. Согласно данным новейшего каталога землетрясений Фенноскандии [Uski, Pelkonen, 2006], для землетрясений, произошедших после 1990 г., среднее значение глубины составляет 8 км. При этом значения глубины определяются со значительной погрешностью, и даже для второй половины XX в. большое число землетрясений приписывается нулевой глубине. Четкие максимумы распределения относительно сильных ( $M=4-5$ ) землетрясений отвечают глубинам 0 и 10 км (рис. 14). Можно предположить, что сильные палеоземлетрясения также имели неглубокие очаги, во всяком случае, что наименее глубокие жесткие включения в их очагах располагались близко к поверхности.

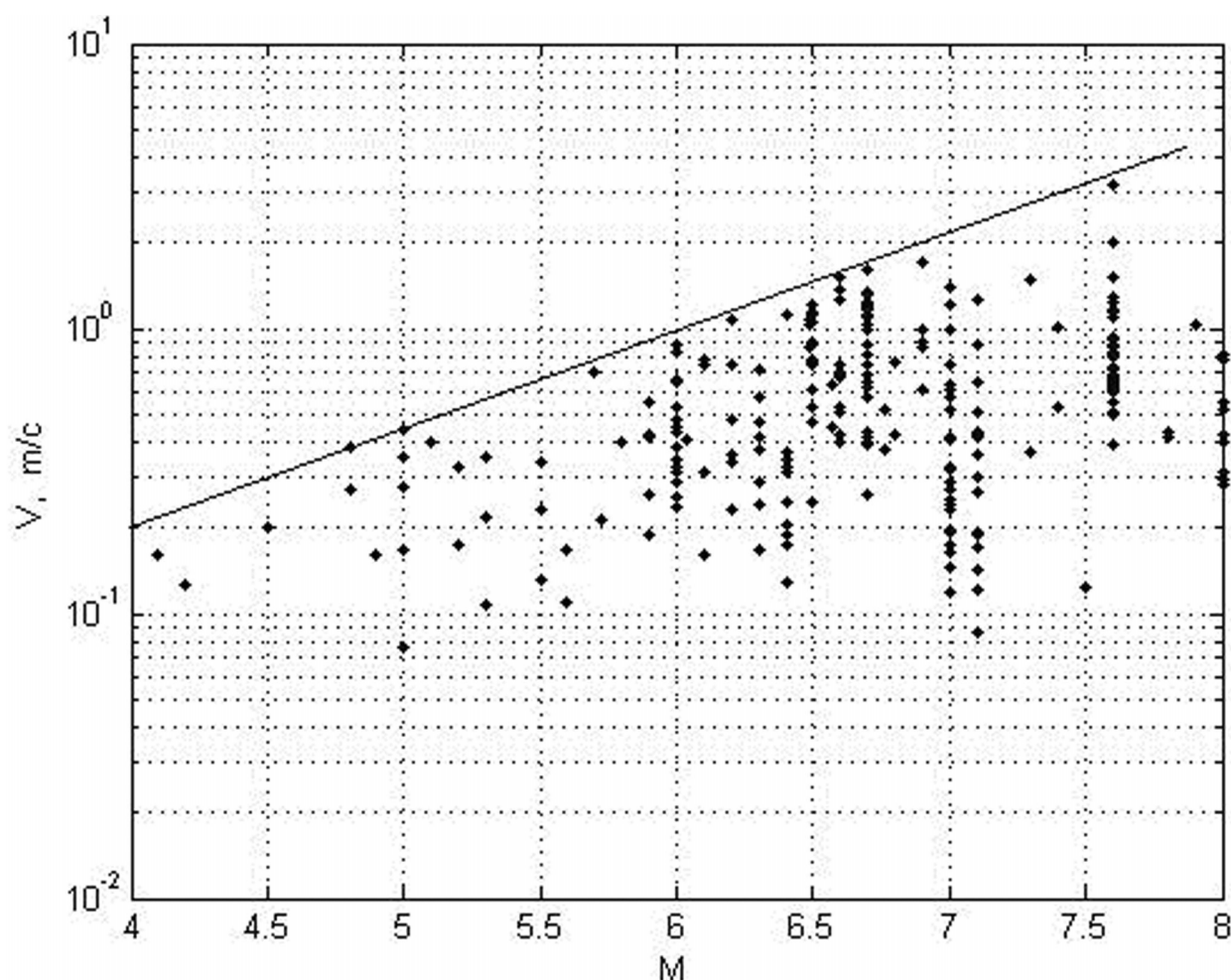
Используем номограмму для интерпретации результатов полевых наблюдений, представленных в табл. 3. Оценим магнитуды землетрясений, необхо-

димых для возникновения полученных значений массовой скорости в предположении, что воздействие наблюдается на расстояниях 1–2 км от эпицентра, а очаг располагается на глубине 5 км. Полученные при таких предположениях значения магнитуды приведены в последнем правом столбце табл. 3. Если предположить, что очаг находится на глубине 10 км, то необходимые значения увеличатся на 0.5–0.6 единицы магнитуды.

Модельная погрешность проведенного расчета связана с неточностью определения величины массовой скорости, разбросом значений вокруг регрессионного соотношения (14) и неизвестным соотношением собственно сейсмической и полной энергии землетрясения. В сумме две последние погрешности дают около 0.5 единицы магнитуды. Погрешность оценки величины массовой скорости должна оцениваться независимо, величина этой погрешности в решающей степени зависит от адекватности интерпретации наблюдаемых смещений в рамках той или иной типовой модели. Эту погрешность, однако, можно существенно уменьшить, если использовать взвешенную оценку, полученную по нескольким близкорасположенным объектам наблюдений. В настоящей работе эта оценка может быть систематически завышена, так как на начальном этапе исследований внимание привлекают наиболее выразительные примеры смещения скальных блоков, отвечающие большим значениям массовых скоростей и, соответственно, большим значениям магнитуд порождающих землетрясений.

Полученные оценки магнитуд (в интервале 6.7–7.9) значительно превосходят инструментально зафиксированные в течение XX в. значения магнитуды и даже оцененную на их основе максимально возможную для Фенноскандии магнитуду  $M_{\max}$ , равную  $5.9 \pm 0.2$  [Pisarenko, Rodkin, 2009, 2010]. Промежуточное положение занимают оценки максимальных магнитуд землетрясений за историческое время (за 400 лет), равные  $6.5 \pm 0.5$  [Nikonov, 2003]. Такие значения, хотя формально и не противоречат оценке максимально возможного события по инструментальным данным ( $M=5.9 \pm 0.2$ ), все же представляются большими. В целом же тенденция значительного роста величины магнитуд землетрясений в последовательности: современный инструментальный период, исторические землетрясения, палеоземлетрясения вполне отвечает закономерности снижения со временем скорости гляциоизостатического воздымания территории [Nikonov, 1977; Mörner, 2003].

В заключение подчеркнем некоторую условность описанной выше процедуры оценки величин магнитуды палеоземлетрясений. Эта условность связана не только с уже отмеченными источниками погрешности этой оценки. В работе [McGarr, Fletcher, 2007] аргументируется, что максимальное значение массовой скорости, регистрируемое в ближней окрестности сейсмогенерирующего разлома, определяется прочностными характеристиками разрушаемых горных пород.



**Рис. 15.** Данные подборки величин массовых скоростей сильных движений в зависимости от магнитуды [Anderson, 2010]. Линией показана эмпирическая зависимость максимальных значений массовых скоростей от магнитуды.

**Fig. 15.** Dependence of mass velocities of strong movements from magnitudes, according to data from [Anderson, 2010]. The line shows the empirical dependence of maximum values of mass velocities from magnitudes.

При этом магнитуда землетрясения определяет размер области, где фиксируются максимальные значения скорости, но не величину этой скорости. Тем не менее наличие связи между магнитудой землетрясения и величиной максимальной массовой скорости имеет место. На рис. 15 по данным подборки [Anderson, 2010] представлена зависимость измеренных значений массовых скоростей от магнитуды. Видно наличие связи максимальных значений зарегистрированных массовых скоростей от магнитуды. В частности, значения скорости, большие 1 м/с, не наблюдались при землетрясениях с магнитудой  $M < 6$ . Заметим, однако, что такая тенденция может носить статистический характер и обуславливаться тем, что размер области, где возможны экстремальные значения сейсмических эффектов, убывает заметно быстрее, чем растет число более слабых событий. Соответственно вероятность наблюдения таких эффектов уменьшается с уменьшением магнитуды землетрясения.

#### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявленные в ходе полевых исследований скальных выходов на юго-востоке Фенноскандинавского кристаллического щита нарушения авторами однозначно квалифицируются как следствия сейсмических воздействий при древних сильных, до IX и даже IX–X баллов, землетрясениях, притом как возникавшие именно в эпицентральных областях таковых. По характеру разрушений и перемещений скальных блоков выделено шесть различных модельных ситуаций, каждая из которых включает определенный тип импульсных остаточных нарушений скальных массивов в виде пространственно-временных показателей, поддающихся физической интерпретации.

Полученные нами оценки величин массовых скоростей, способных привести к зафиксированным натурным эффектам, оказались неожиданно большими, до 3–7 м/с, с типичными значениями в диапазоне 2.0–4.5

м/с. Столь большие значения не позволяют приписать исследуемым сейсмическим воздействиям значения балльности на основе использования известных макросейсмических шкал (MSK-64, MMSK-86, MMSK-92). Однако анализ подобных по характеру и размерам заведомо сейсмогенных нарушений скальных пород при ряде землетрясений в инструментальный период их фиксации в разных частях страны показывает возможность их возникновения в зонах воздействий силой VIII–X баллов. Дополнительные, более детальные натурные наблюдения авторов позволили выявить также относительно большее число более слабых палеосейсмических проявлений, приводящих к оценке значений массовых скоростей сейсмических волн в пределах 1 м/с и менее. Одновременно была подтверждена ожидавшаяся большая неопределенность интерпретации и параметризации более слабых палеосейсмических воздействий.

Полученные весьма высокие оценки массовых скоростей не могут объясняться только топографическим фактором, несмотря на то, что такие значения, как правило, фиксируются на скальных стенках и других крутых элементах рельефа. Согласно [Geli et al., 1988; Pedersen et al., 1994], значительные топографические эффекты (с усилением колебаний в три раза и более) имеют относительный характер и связаны с величиной отношения амплитуды на вершине и у подножия выступов рельефа. Рост амплитуды по отношению к фоновому уровню существенно меньше и редко превышает 1.5 раза (максимум два). Такое превышение значимо, но явно недостаточно для объяснения полученных оценок массовых скоростей до 3–5 м/с.

При сопоставлении значений массовых скоростей и приведенных (к энергии события) расстояний до источника типичные значения массовых скоростей при землетрясениях и взрывах и данные по сильным движениям формируют частично перекрывающееся облако точек, что допускает возможность их совместной интерпретации. Однако область перекрытия данных по землетрясениям и взрывам не велика, и в целом типичные значения по взрывам смещены в область высоких значений массовой скорости. В области больших значений массовой скорости данные по взрывам отвечают более сильной зависимости массовой скорости от приведенного расстояния до источника, чем это имеет место при меньших значениях массовой скорости в типичном для землетрясений диапазоне величин массовой скорости. Представляется естественным связать это различие с высоким поглощением энергии при распространении упругих волн большой амплитуды (и малой длины волны), когда значительная часть энергии необратимо затрачивается на разрушение горных пород. В рамках таких представлений допустима попытка описания характера сейсмического воздействия землетрясений и взрывов некоей общей зависимостью, несмотря на очевидное различие очагов: сдвигового асимметричного для землетрясений и предположи-

тельно сферически симметричного в случае взрыва.

На основании использованной совокупности данных о величинах массовых скоростей для разных значений приведенного расстояния до источника при землетрясениях и при взрывах рассчитана осредненная типовая зависимость величин массовых скоростей от приведенного расстояния до источника. Данная номограмма существенно отличается от распространенных вариантов уравнения макросейсмического поля для малых приведенных расстояний, указывая на возможность реализации в ближней зоне существенно больших по величине сейсмических эффектов, что, кстати, неоднократно ранее отмечалось. С использованием полученной осредненной зависимости составлена номограмма, представляющая для типовых значений массовых скоростей совокупность пар точек, характеризующих магнитуду события и расстояние до источника. В представляющей наибольший интерес ближней зоне землетрясений получаемые значения следует трактовать как оценку магнитуды ближайшего субочага и как расстояние до этого субочага.

Отметим также возможность альтернативной интерпретации, связывающей получаемые высокие значения массовых скоростей с наложением случайных эффектов от множества некогерентных высокочастотных источников, распределенных по плоскости подвижки, как это предполагается в рамках модели источника в работах [Gusev, Shumilina, 1999; Gusev, 1984, 2012]. В рамках такой модели источника максимальные значения сейсмических эффектов слабо зависят от магнитуды землетрясения и в большей степени определяются прочностными характеристиками разрушаемого геоматериала. Соответственно в рамках такой интерпретации значения массовых скоростей не характеризуют магнитуду землетрясения, но только указывают на нахождение точки наблюдения непосредственно вблизи зоны разрушения. Легко видеть, что вторая трактовка является менее продуктивной, нежели первая, связывающая значения массовых скоростей с субочагом (жестким включением в очаге). Далее будем исходить из первой трактовки.

На основании представленной номограммы оценены магнитуды палеоземлетрясений в пределах от 6.7 до 7.9, которые могли привести к возникновению остаточных нарушений в скальных породах (палеосейсмодетформациям). Такие значения магнитуды существенно превышают магнитуды землетрясений, инструментально зарегистрированных в Фенноскандии, но близки к указываемым в литературе [Mörner, 2003] для периода быстрого распада покровного оледенения и, соответственно, быстрого гляциоизостатического воздымания Фенноскандии. Более точные оценки описанным выше методом могут быть получены в результате детальных площадных наблюдений. Результаты таких работ авторы предполагают представить в следующих публикациях.

Полученные результаты, наряду с все более много-

численными и потому все более убедительными данными по сильным движениям, свидетельствуют о возможности реализации в очаговых зонах сейсмических эффектов, существенно превышающих по величине типичные оценки, представляемые различными вариантами уравнения макросейсмического поля. Важно, чтобы возможность таких экстремальных значений принималась во внимание при расчете сейсмической безопасности особо ответственных объектов. Естественно, что при этом следует учитывать также длительность сейсмического воздействия, а не только его единовременное максимальное значение [Gusev, Shumilina, 1999; Aptikaev et al., 2006].

Высокие скорости смещений, полученные авторами, производят впечатление неправдоподобных и нереальных, так их и восприняли вначале авторы. Но можно вспомнить, по аналогии, историю второй половины XX в. с получением сведений об ускорениях, превышающих 1 g. Первые инструментально зарегистрированные столь высокие значения были восприняты как совершенно исключительные. Ныне же сейсмические записи со столь высокими значениями ускорений исчисляются сотнями, и их рассматривают как вполне естественные проявления при событиях с  $M \geq 7$ . В последние годы значения скорости  $\geq 1-2$  м/с зафиксированы инструментально, есть даже запись скорости 5 м/с. Вероятно, число таких фактов будет нарастать. И история с переоценкой предельных ускорений повторится со скоростями.

Приводимые факты и обобщения, на взгляд авторов, имеют для последующих оценок силы землетрясений прошлого в регионе принципиальное значение, ибо делают предлагаемые реконструкции вероятными и, во всяком случае, выводят из категории невозможных. В свете современных тенденций обращения сейс-

мологов к скальным грунтам при базовой параметризации событий в целях сейсмического районирования [Gusev, 2011a, 2011b] проводимые разработки могут приобрести и более общее значение.

Расхождения в оценках  $M$ , полученные первым, традиционным, способом, и вторым, расчетным по моделям и физическим характеристикам для высоких магнитуд, значительны – до единицы  $M$  (см. табл. 3). Авторы не исключают, что получаемые традиционным способом оценки магнитуд при интенсивности IX–X баллов несколько занижены. Это может быть частично связано с недостаточностью соответствующего рассматриваемым признакам наблюдательного материала, а следовательно, и неразработанностью макросейсмических шкал в этом отношении. Еще большие неопределенности (неточности), по-видимому, возникают по отношению  $I \sim M$  в отношении землетрясений высшей интенсивности ( $> IX$  баллов) (см. табл. 3). На данном этапе исследования разумным представляется оперировать скорее интервальными оценками магнитуд, чем приводимыми конкретными. Во всяком случае, полученные расчетным путем высокие значения не представляются невозможными (во время деградации).

## 5. Благодарности

Работа выполнена при частичной поддержке двух авторов администрацией ИФЗ РАН, а третьего – РФФИ, проект № 09-05-01039. Авторы признательны В.В. Адушкину, Ф.Ф. Аптикаеву, Г.Г. Кочаряну и А.А. Спиваку за конструктивную критику, плодотворные обсуждения и консультации по широкому кругу затронутых вопросов.

## 9. ЛИТЕРАТУРА

- Adushkin V.V., Spivak A.A., 2007. Underground explosions. Nauka, Moscow, 579 p. (in Russian) [Адушкин В.В., Спивак А.А. Подземные взрывы. М.: Наука, 2007. 579 с.].
- Aksenov V.V., Nikonov A.A., 2005. Rotational wave as a mechanism of macroseismic effects. *Geofizicheskiye issledovaniya* 2, 44–61 (in Russian) [Аксенов В.В., Никонов А.А. Ротационная волна как механизм макросейсмических эффектов // Геофизические исследования. 2005. Т. 2. С. 44–61].
- Amankulov T.K., 1979. The source of the Sarykamysh earthquake of June 05, 1970. *Ilim*, Frunze, 105 p. (in Russian) [Аманкулов Т.К. Очаг Сарыкамьшского землетрясения 5 июня 1970 г. Фрунзе: Илим, 1979. 105 с.].
- Anderson J.G., 2010. Source and site characteristics of earthquakes that have caused exceptional ground accelerations and velocities. *Bulletin of the Seismological Society of America* 100 (1), 1–36. <http://dx.doi.org/10.1785/0120080375>.
- Aptikaev F.F., 1969. Seismic vibrations from earthquakes and explosions. Nauka, Moscow, 104 p. (in Russian) [Аптикаев Ф.Ф. Сейсмические колебания при землетрясениях и взрывах. М.: Наука, 1969. 104 с.].
- Aptikaev F.F., 2011. Different seismic scales for different distances? In: Conference “Seismic Safety of Russia”, December 16–17, 2011. Moscow. On CD-ROM (in Russian) [Аптикаев Ф.Ф. Разным расстояниям разные сейсмические шкалы? // Конференция “Сейсмотехника России” 16–17 декабря 2011 г. М., 2011. CD-ROM].
- Aptikaev F., Ananyin I., Erteleva O., Rogozhin E., Sherman S., Berzhinsky Y., Pavlenov V., Eisenberg J.J., Shestoperov G., Klyachko M., 2006. Project of Russian Seismic Intensity Scale RIS-04. In: Proceedings of First European conference on earthquake engineering and seismology 2006, Geneva, Switzerland 3–8 September 2006 (Joint event of the 13th European Conference on earthquake engineering & the 30th General Assembly of the European Seismological Commission).

V. 10, Paper number 1291, p. 5–38.

- Aptikaev F.F., Erteleva O.O., 2007. Features of seismic waves propagation near fault. In: XIV General Assembly of IUGG. Perugia, Italy, p. 18–26.
- Aptikaev F.F., Erteleva O.O., 2008. The ratio of amplitudes of various components of ground accelerations in the epicentral zone. *Voprosy inzhenernoy seismologii* 35 (1), 55–62 (in Russian) [Аптикаев Ф.Ф., Эртелева О.О. Соотношение амплитуд различных компонент ускорений грунта в эпицентральной зоне // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2008. Т. 35. № 1. С. 55–62].
- Bogachkin B.M., Mishatkin V.N., Petrosyan A.E., Pletnev K.G., Rogozhin A.A., Romanov A.A., 1993. The tectonic position, geological and seismological aspects of the Susamyr earthquake focus in Kyrgyzstan. *Doklady AN* 329 (2), 158–162 (in Russian) [Богачкин Б.М., Мишаткин В.Н., Петросян А.Э., Плетнев К.Г., Рогожин Е.А., Романов А.А. Тектоническая позиция, геологические и сейсмологические проявления очага Сусамырского землетрясения в Киргизии // *Доклады АН*. 1993. Т. 329. № 2. С. 158–162].
- Chernov G.A., 1978. The study of seismogeology and neotectonics of the Altai-Sayan mountain region. In: Seismogeology of the eastern part of the Altai-Sayan mountain region. Nauka, Novosibirsk, p. 6–27 (in Russian) [Чернов Г.А. К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской горной области // *Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области*. Новосибирск: Наука, 1978. С. 6–27].
- Chernov G.A., Zhalkovsky N.D., Tsibulchik I.D., 1974. The Kargyi earthquake of February 28, 1972. *Geologiya i Geofizika* 7, 124–132 (in Russian) [Чернов Г.А., Жалковский Н.Д., Цибульчик И.Д. Каргыйское землетрясение 28 февраля 1972 года // *Геология и геофизика*. 1974. № 7. С. 124–132].
- Geli L., Bard P.-Y., Jullien B., 1988. The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78 (1), 42–63.
- Ghose S., Mellors R.J., Korjenkov A.M., Hamburger M.W., Pavlis T.L., Pavlis G.L., Omuraliev M., Mamyrov E., Muraliev A.R., 1997. The  $M_s=7.3$  1992 Suusamyr, Kyrgyzstan, Earthquake in the Tien Shan: 2. Aftershock Focal Mechanisms and Surface Deformation. *Bulletin of the Seismological Society of America* 87 (1), 23–38.
- Grachev A.F., 2000. The recent tectonics, geodynamics and seismicity of Northern Eurasia. “Probel” Publishing house, Moscow, 487 p. (in Russian) [Грачев А.Ф. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: “Пробел”, 487 с.].
- Graizer V., Kalkan E., 2011. Modular Filter-Based Approach to Ground Motion Attenuation Modeling. *Seismological Research Letters* 82 (1), 21–31. <http://dx.doi.org/10.1785/gssrl.82.1.21>.
- Grigorenko P.G., Mamyrov E., Sadybakasov I.S. et al., 1973. Structural geology and engineering geology of the Sarykamysh earthquake area. Ilim, Frunze, 100 p. (in Russian) [Григоренко П.Г., Мамыров Э., Садыбакасов И.С. и др. Геолого-структурные и инженерно-геологические условия района Сарыкамьшского землетрясения. Фрунзе: Илим, 1973. 100 с.].
- Gusev A.A., 1984. The descriptive statistical model of earthquake foci radiation and its application for estimation of strong movements. *Vulkanologiya i seismologiya* 1, 3–22 (in Russian) [Гусев А.А. Описательная статистическая модель излучения очага землетрясения и ее применение к оценке сильных движений // *Вулканология и сейсмология*. 1984. № 1. С. 3–22].
- Gusev A.A., 2011a. About principles for mapping of seismically hazardous regions of the Russian Federation and rating of seismic loads in terms of seismic accelerations (Part 1). *Inzhenernyye izyskaniya* 10, 20–29 (in Russian) [Гусев А.А. О принципах картирования сейсмоопасных регионов Российской Федерации и нормирования сейсмических нагрузок в терминах сейсмических ускорений (часть 1) // *Инженерные изыскания*. 2011а. № 10. С. 20–29.].
- Gusev A.A., 2011b. About principles for mapping of seismically hazardous regions of the Russian Federation and rating of seismic loads in terms of seismic accelerations (Part 2). *Inzhenernyye izyskaniya* 11, 66–77 (in Russian) [Гусев А.А. О принципах картирования сейсмоопасных регионов Российской Федерации и нормирования сейсмических нагрузок в терминах сейсмических ускорений (часть 2) // *Инженерные изыскания*. 2011б. № 11. С. 66–77].
- Gusev A.A., 2012. High-frequency radiation from an earthquake fault: a review and a hypothesis of fractal rupture front geometry. *Pure and Applied Geophysics* (in press). <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-012-0455-y>.
- Gusev A.A., Shumilina L.S., 1999. Modeling of the intensity-magnitude-distance ratio on the basis of the concept of an incoherent extended source. *Vulkanologiya i seismologiya* 4–5, 29–40 (in Russian) [Гусев А.А., Шумилина Л.С. Моделирование связи балл-магнитуда-расстояние на основе представления о некогерентном протяженном очаге // *Вулканология и сейсмология*. 1999. № 4–5. С. 29–40].
- Hickman S.H., Zoback M.D., 2004. Stress orientations and magnitudes in the SAFOD pilot hole. *Geophysical Research Letters* 31 (15), L15S12. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL020043>.
- Huysse L., Chen R., Stamatakos J.A., 2010. Application of generalized Pareto distribution to constrain uncertainty in peak ground accelerations. *Bulletin of the Seismological Society of America* 100 (1), 87–101. <http://dx.doi.org/10.1785/0120080265>.
- Karnik V., 1968. Seismicity of the European Area. Part I. Academia, Prague and Reidel, Dordrecht, 364 p.
- Karnik V., 1971. Seismicity of the European Area. Part II. Academia, Prague and Reidel, Dordrecht, 218 p.

- Kasahara K., 1981. Earthquake mechanics. Cambridge University Press, Cambridge, 284 p.
- Kocharyan G.G., Spivak A.A., 2003. The dynamics of deformation of block massifs of rocks. Akademkniga, Moscow, 424 p. (in Russian) [Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 424 с.].
- Kondorskaya N.V., Shebalin N.V. (Eds.), 1977. The New Catalogue of strong earthquakes in the USSR territory. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 536 с.].
- Lagerbäck R., 1990. Late Quaternary faulting and paleoseismicity in Northern Fennoscandia, with particular reference to the Lansjärv area, Northern Sweden. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar* 112 (4), 333–354. <http://dx.doi.org/10.1080/11035899009452733>.
- Levi K.G., Berzhinsky Yu.A. (Eds.), 2011. The 27 August, 2008, Kultuk earthquake, South Baikal. Institute of the Earth's crust, Irkutsk, 160 p. (in Russian) [Култукское землетрясение на юге Байкала 27 августа 2008 г. / Под ред. К.Г. Леви, Ю.А. Бержинского. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. 160 с.].
- Lukashov A.D., 1976. The recent tectonics of Karelia. Nauka, Leningrad, 108 p. (in Russian) [Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 108 с.].
- Lukashov A.D., 1995. Paleoseismotectonics in the northern part of Lake Onega. Geological Survey of Finland, Nuclear Waste Disposal Research. Report Yst-90. Espoo, 36 p.
- Lukashov A.D., Belashev B.Z., 2002. Physical models of paleoearthquake intensity. In: *Geology and Mineral Resources of Karelia*, V. 5, p. 140–145 (in Russian) [Лукашов А.Д., Белашев Б.З. Физические модели интенсивности палеоземлетрясений // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2002. Вып. 5. С. 140–145].
- McCalpin J.P. (Ed.), 1996. Paleoseismology. 1st ed. Academic press, San-Diego, 585 p.
- McCalpin J.P. (Ed.), 2009. Paleoseismology. 2nd ed. Academic Press, Amsterdam–London, XVI, 613 p.
- McCalpin J.P. (Ed.), 2011. Paleoseismology. Nauchnyy Mir, Moscow, v. 1, 560 p.; v. 2, 400 p. (in Russian) [Палеосейсмология / Под ред. Дж.П. МакКалпина. М.: Научный мир, 2011. Т. 1, 560 с.; Т. 2, 400 с.].
- McGarr A., Fletcher J.B., 2007. Near-fault peak ground velocities from earthquake and laboratory data. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97 (5), 1502–1510. <http://dx.doi.org/10.1785/0120060268>.
- Medvedev S.V., Shebalin N.V., 1967. Setting wits to an earthquake may be possible. Nauka, Moscow, 132 p. (in Russian) [Медведев С.В., Шебалин Н.В. С землетрясением можно спорить. М.: Наука, 1967. 132 с.].
- Michetti A.M., Esposito E., Gürpınar A., Mohammadioun B., Porfido S., Rogozhin E., Serva L., Tatevossian R., Vittory E., Audemard F., Comerci V., Marco S., McCalpin J., Morner N.A., 2004. The INQUA scale. An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically induced ground effects in natural environment. In: *Memorie descrittive della carta geologica d'Italia*, v. 67, 118 p.
- Mikumo T., Miyatake T., Santoyo, A., 1998. Dynamic rupture of asperities and stress change during a sequence of large interplate earthquakes in the Mexican subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (3), 686–702.
- Mörner N.-A., 2003. Paleoseismicity of Sweden. Stockholm, 320 p.
- Mörner N.-A., 2004. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and second effects. *Tectonophysics* 380 (3–4), 139–157. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.018>.
- Nikolaeva S.B., 2008. Disastrous earthquakes in the vicinities of the town of Murmansk: Paleoseismological and geological evidence. *Journal of Volcanology and Seismology* 2 (3), 189–198. <http://dx.doi.org/10.1134/S0742046308030068>.
- Nikonov A.A., 1977. The Holocene and recent movements of the Earth's crust. Nauka, Moscow, 240 p. (in Russian) [Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.].
- Nikonov A.A., 1991. Destructive earthquakes in the epicentral area of the Spitak earthquake of 1988 in the past. *Izvestiya AN SSSR, ser. Fizika Zemli* 12, 3–16 (in Russian) [Никонов А.А. Разрушительные землетрясения в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения 1988 года в прошлом // Известия АН СССР, сер. Физика Земли. 1991. № 12. С. 3–16].
- Nikonov A.A., 1992. About seismic acceleration limits. *Doklady AN SSSR* 323 (1), 70–73 (in Russian) [Никонов А.А. О предельных сейсмических ускорениях // Доклады АН СССР. 1992. Т. 323. № 1. С. 70–73].
- Nikonov A.A., 1993. Phenomena of blowouts of soil and objects due to strong earthquakes. Problems of Engineering Seismology. Issue 34 (Setting of seismic impacts). Nauka, Moscow, p. 115–123 (in Russian) [Никонов А.А. Явления выброса грунтов и предметов при сильных землетрясениях // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 34 (Задание сейсмических воздействий). М.: Наука, 1993. С. 115–123].
- Nikonov A.A., 2003. Fennoscandia – an underestimated seismogenic province. In: *Geophysics of the 21st century. 2002: Proceedings of the 4th Geophysics Convention named after V.V. Fedynsky*. Nauchnyy Mir, Moscow, p. 207–214 (in Russian) [Никонов А.А. Фенноскандия – недооцененная сейсмогенерирующая провинция // Геофизика XXI столетия. 2002 год: сборник трудов IV геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир, 2003. С. 207–214].
- Nikonov A.A., 2004. Seismogenic gaps and shifts in the Fennoscandian Shield (review of observations recorded in the 20th century). In: *Technogenic seismicity in mining operations: foci models, forecast, and prevention: Proceedings of the International Workshop*. Apatity, Kirovsk, April 14–16, 2004. CD-ROM, p. 41–42 (in Russian) [Никонов А.А. Сейсмо-



- генные разрывы и смещения на Фенноскандинавском щите (обзор документированных наблюдений XX в.). Техногенная сейсмичность при горных работах: модели очагов, прогноз, профилактика // Тезисы докл. Междунар. совещ. Апатиты–Кировск, 14–16 апреля 2004 г. CD-ROM. С. 41–42].
- Nikonov A.A., 2006. The most recent and young tectonic activation of the south-eastern periphery of the Fennoscandian craton – a new phase of knowledge. In: Areas of active tectogenesis of the recent and ancient history of the Earth: Interagency Tectonic Workshop. V. 2. Moscow, p. 74–77 (in Russian) [Никонов А.А. Новейшая и молодая тектоническая активизация юго-восточной периферии Фенноскандинавского кратона – новая ступень познания // Области активного тектогенеза современной и древней истории Земли: Межведомственное тектоническое совещание. М., 2006. Т. II. С. 74–77].
- Nikonov A.A., 2008. Seismogravity disturbances of slopes in the Northern Ladoga region // Sortavala Local History Collection. Issue 2. Proceedings of the 2nd International Research and Application Conference. Publishing House of the Petrozavodsk State University, Petrozavodsk, p. 7–25 (in Russian) [Никонов А.А. Сейсмогравитационные склоновые нарушения в Северном Приладожье // Сортавальский краеведческий сборник. Вып. 2. Материалы II международной научно-практической конференции. Петрозаводск: Изд-во Петрозаводского госуниверситета, 2008. С. 7–25].
- Nikonov A.A., 2009. The Khait catastrophe. Retrospect after 60 years. *Природа* 11, 38–50 (in Russian) [Никонов А.А. Хаитская катастрофа. Взгляд через 60 лет // *Природа*. 2009. № 11. С. 38–50].
- Nikonov A.A., 2010. The Ladoga graben as an inherited structure at the south-eastern periphery of the Fennoscandian Shield In: Materials of All-Russian Scientific Seminar in Memory of N.A. Logachev, Irkutsk, 7–10 June 2010. V. 1. Institute of the Earth's crust, Irkutsk, p. 253–256 [Никонов А.А. Ладожский грабен как унаследованная структура на юго-восточной окраине Фенноскандинавского щита // Материалы Всероссийского научного семинара памяти Н.А. Логачева, Иркутск, 7–10 июня 2010 г. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 1. С. 253–256].
- Nikonov A.A., Rodkin M.V., Shvarev S.V., 2009. Rock falls as indicators of seismotectonic movements (as exemplified by the Fennoscandian Shield). In: Faulting and seismicity of the lithosphere: Tectonophysical concepts and consequences. V. 1. Institute of the Earth's crust, Irkutsk, p. 177–180 (in Russian) [Никонов А.А., Родкин М.В., Шварев С.В. Скальные обвалы как индикаторы сейсмотектонических подвижек (на примере Фенноскандийского щита) // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия: Материалы Всероссийского совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 1. С. 177–180].
- Pedersen H., Le Brun B., Hatzfeld D., Campillo M., Bard P.-Y., 1994. Ground motion amplitude across ridges. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (6), 1786–1800.
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V., 2009. The instability of the  $M_{\max}$  parameter and an alternative to its using. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (12), 1081–1092. <http://dx.doi.org/10.1134/s1069351309120052>.
- Pisarenko V.F., Rodkin M., 2010. Heavy-tailed distributions in disaster analysis. Dordrecht, Springer, XII, 190 p.
- Rautian T.G., 1991. Seismically active environment and earthquake foci. In: Earthquake foci modeling and field studies. Nauka, Moscow, p. 35–48 (in Russian) [Раутиан Т.Г. Сейсмоактивная среда и очаги землетрясений // Модельные и натурные исследования очагов землетрясений. М.: Наука, 1991. С. 35–48].
- Richter C.F., 1958. Elementary seismology. W.H. Freeman and Co., San Francisco, 768 p.
- Rodionov V.N., Razorenov A.A., 2007. About results of the first experience of recording slow movements at the slope. In: Physical fields and dynamics of interacting geospheres: Collection of scientific works of IDG RAS. GEOS, Moscow, p. 305–314 (in Russian) [Родионов В.Н., Разоренов А.А. О результатах первого опыта регистрации медленных движений на склоне // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер: Сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2007. С. 305–314].
- Sadovsky M.A., 1987. The seismics of explosions and seismology. *Izvestiya AN SSSR, ser. Fizika Zemli* 11, 34–42 (in Russian) [Садовский М.А. Сейсмика взрывов и сейсмология // *Известия АН СССР, сер. Физика Земли*. 1987. № 11. С. 34–42].
- Semenov P.G., Semenova V.A., 1958. The catalogue of earthquakes recorded in the territory of Tajikistan in the periods from 1865 to 1940 and from 1941 to 1952. *Trudy Instituta seismologii AN Tadzhikskoy SSR* 31 (3), 1–143 (in Russian) [Семенов П.Г., Семенова В.А. Каталог землетрясений, ощущавшихся на территории Таджикистана за периоды 1865–1940 и 1941–1952 гг. // *Труды Института сейсмологии АН Таджикской ССР*. 1958. Т. 31. № 3. С. 1–143].
- Shebalin N.V., 1961. Intensity, magnitude and depth of an earthquake focus. In: Earthquakes in the USSR. Academy of Sciences Publishing House, Moscow, p. 126–138 (in Russian) [Шебалин Н.В. Бальность, магнитуда и глубина очага землетрясений // *Землетрясения в СССР*. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 126–138].
- Shebalin N.V., 1974. Foci of strong earthquakes in the USSR. Nauka, Moscow, 54 p. (in Russian) [Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.].
- Shebalin N.V., Aptikaev F.F., 2003. The development of MSK-type scales. In: Computational Seismology. Issue 34. GEOS, Moscow, p. 210–253 (in Russian) [Шебалин Н.В., Аптикаев Ф.Ф. Развитие шкал типа MSK // *Вычислительная сейсмология*. Вып. 34. М.: ГЕОС, 2003. С. 210–253].
- Shvarev S.V., Nikonov A.A., 2008. The lineament field of the north-western Lake Ladoga region and its potential structural interpretation. In: Relations between surface and deep structures of the Earth's crust: Proceedings of the 14th International Conference, Petrozavodsk, October 27–31, 2008. Part 2. Petrozavodsk, p. 343–346 (in Russian) [Шварев С.В.,

- Никонов А.А. Линеаментное поле северо-западного Приладожья и его возможная структурная интерпретация // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: Материалы 14 Международной конференции, Петрозаводск, 27–31 октября 2008 г. Ч. 2. Петрозаводск, 2008. С. 343–346].
- Shvedov S.D., 2010. New data on paleoseismicity of the north-eastern Russia. In: Properties, structure, dynamics and mineralogy of the lithosphere of the East European platform: Proceedings of the 16th International Conference. V. 2. Voronezh, p. 351–356 (in Russian) [Шведов С.Д. Новые данные по палеосейсмичности северо-востока России // Свойства, структура, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы: Материалы XVI Международной конференции. Воронеж, 2010. Т. 2. С. 351–356].
- Sjoberg R., 1994. Bedrock caves and fractured rock surfaces in Sweden. Occurrence and origin. Stockholm, 110 p.
- Smekalin O.P., Imaev V.S., Chipizubov A.V., 2011. Paleoseismology of East Siberia (Practical application cases). Institute of the Earth's crust, Irkutsk, 100 p. (in Russian) [Смекалин О.П., Имаев В.С., Чипизубов А.В. Палеосейсмология Восточной Сибири (некоторый опыт практического применения). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. 100 с.].
- Sobolev G.A., 1993. Fundamentals of earthquake prediction. Nauka, Moscow, 313 p. (in Russian) [Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.].
- Sobolev G.A., 1997. Estimation of seismic hazard and seismic risk. Moscow, 54 p. (in Russian) [Соболев Г.А. Оценка сейсмической опасности и сейсмического риска. М., 1997. 54 с.].
- Solonenko V.P., 1963. Seismic zonation of East Siberia. Irkutsk, 31 p. (in Russian) [Солоненко В.П. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. Иркутск, 1963. 31 с.].
- Solonenko V.P., Florensov N.A. (Eds.), 1985. Earthquakes and fundamentals of seismic zoning of Mongolia. Nauka, Moscow, 225 p. (in Russian) [Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 225 с.].
- Steinberg V., 1981. Fluctuations of soil in the vicinity of an earthquake source. *Izvestiya AN SSSR, ser. Fizika Zemli* 6, 18–31 (in Russian) [Штейнберг В.В. Колебания грунта вблизи очага землетрясения // Известия АН СССР, сер. Физика Земли. 1981. № 6. С. 18–31].
- Suzuki W., Aoi S., Sekiguchi H., 2010. Rupture process of the 2008 Iwate–Miyagi Nairiku, Japan, earthquake derived from near-source strong-motion records. *Bulletin of the Seismological Society of America* 100 (1), 256–266. <http://dx.doi.org/10.1785/0120090043>.
- Uski M., Pelkonen E., 2006. Earthquakes in Northern Europe 2005. Report R–232. Institute of Seismology, University of Helsinki, Helsinki, 159 p.
- Voznesensky A.V., 1962. The study of the area of the Hangai earthquakes in 1905 in Northern Mongolia. Leningrad, 72 p. (in Russian) [Вознесенский А.В. Исследование области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии. Л., 1962. 72 с.].
- Vvedenskaya N.A., 1962. Generalization of data for seismic zonation of the territory of Central Asia. In: *Trudy IFZ, AN SSSR*, 22 (189), Issue 7, p. 25–45 (in Russian) [Введенская Н.А. Обобщение сейсмостатистических данных при сейсморайонировании территории Средней Азии // Труды ИФЗ АН СССР. 1962. № 22 (189). Вып. 7. С. 25–45].
- Wang X., Nie G., Wang D.W., 2010. Relation between ground motion parameters and landslides induced by Wenchuan earthquake. *Earthquake Science* 23 (3), 233–242. <http://dx.doi.org/10.1007/s11589-010-0719-5>.
- Zang A., Stephansson O., 2010. Stress field of the Earth's crust. Springer, Potsdam, 322 p. <http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-8444-7>.
- Zukov D.S., 2001. The recent geodynamics of the North Karelian zone (Baltic Shield). GEOS, Moscow, 148 p. (in Russian) [Зыков Д.С. Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 148 с.].



**Родкин Михаил Владимирович**, докт. физ.-мат. наук, г.н.с.  
Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН  
117997, Москва, ул. Профсоюзная, 84/32, Россия,  
✉ e-mail: [rodkin@mitp.ru](mailto:rodkin@mitp.ru)

**Rodkin, Mikhail V.**, Doctor of Geology and Mineralogy, Chief Researcher  
International Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS  
84/32 Profsoyuznaya street, Moscow 117997, Russia  
✉ e-mail: [rodkin@mitp.ru](mailto:rodkin@mitp.ru)



**Никонов Андрей Алексеевич**, докт. геол.-мин. наук, г.н.с.  
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН  
123995, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, Россия  
Тел.: 8-499-254-90-81; e-mail: [nikonov@ifz.ru](mailto:nikonov@ifz.ru)

**Nikonov, Andrei A.**, Doctor of Geology and Mineralogy, Chief Researcher  
Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS  
10 Bolshaya Gruzinskaya street, GSP-5, D-242, Moscow 123995, Russia  
Tel.: 8-499-254-90-81; e-mail: [nikonov@ifz.ru](mailto:nikonov@ifz.ru)



**Шварев Сергей Валентинович**, канд. техн. наук, в.н.с.  
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН  
123995, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, Россия  
Тел.: 8-499-254-90-95; e-mail: [shvarev@ifz.ru](mailto:shvarev@ifz.ru)

**Shvarev, Sergei V.**, Candidate of Technical Sciences, Lead Researcher  
Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS  
10 Bolshaya Gruzinskaya street, GSP-5, D-242, Moscow 123995, Russia  
Tel.: 8-499-254-90-95; e-mail: [shvarev@ifz.ru](mailto:shvarev@ifz.ru)