

**Геофизическая служба РАН
Министерство по чрезвычайным ситуациям
Республики Армения
Служба сейсмической защиты
Michigan State University**

**СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ
И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

**Материалы Девятой Международной сейсмологической школы
Республика Армения, 8–12 сентября 2014 г.**

**MODERN METHODS OF PROCESSING
AND INTERPRETATION OF SEISMOLOGICAL DATA**

**Proceedings of the Ninth International Seismological Workshop
Republic of Armenia, September 8–12, 2014**

Обнинск – 2014

Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Девятой Международной сейсмологической школы / Отв. редактор А.А. Маловичко. – Обнинск: ГС РАН, 2014. – 400 с.

Сборник содержит материалы, представленные на Девятой Международной сейсмологической школе «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных», состоявшейся в Республике Армения 8–12 сентября 2014 года. Рассматривается широкий круг вопросов современной сейсмологии.

Публикуемые материалы представляют интерес для сейсмологов, геофизиков, геологов и других специалистов в области наук о Земле.

Редакционная коллегия

Член-корреспондент РАН А.А. Маловичко (отв. редактор), С.Г. Пойгина (техн. редактор), канд. физ.-мат. наук И.П. Габсатарова, канд. геол.-мин. наук С.В. Горожанцев, канд. физ.-мат. наук Д.А. Маловичко, канд. физ.-мат. наук Р.С. Михайлова, канд. физ.-мат. наук О.Е. Старовойт, канд. физ.-мат. наук Л.С. Чепкунас.

Девятая Международная сейсмологическая школа «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных» проведена при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН и Мичиганского государственного университета США.

Modern methods of processing and interpretation of seismological data. Materials of the Ninth International Seismological Workshop / Editor A.A. Malovichko. – Obninsk: GS RAS, 2014. – 400 p.

This paper contains materials presented at the Ninth International Seismological Workshop «Modern methods and interpretation of seismological data» taken place at the Republic of Armenia on September 8–12, 2014. The broad range of problems of modern seismology is observed.

The published materials are of interest for seismologists, geophysicists, geologists and other specialists working in the area of sciences of the Earth.

Editorial Staff

Corresponding member of RAS A.A. Malovichko (responsible editor), S.G. Poygina (technical editor), PhD I.P. Gabsatarova, PhD S.V. Gorozhantsev, PhD D.A. Malovichko, PhD R.S. Mikhaylova, PhD O.E. Starovoit, PhD L.S. Chepkunas.

The Ninth International Seismological Workshop «Modern methods of processing and interpretation of seismological data» held with financial support from the Earth Sciences Branch of RAS and Michigan State University, USA.

ГОСУДАРСТВЕННАЯ СТРАТЕГИЯ ОСВОЕНИЯ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИИ И ЗАДАЧИ ГС РАН ПО РАЗВИТИЮ СИСТЕМ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В АРКТИКЕ

¹А.А. Маловичко, ²А.Н. Виноградов, ²Ю.А. Виноградов

¹Геофизическая служба РАН, г. Обнинск

²Кольский филиал ГС РАН, г. Анапиты

Аннотация. Рассмотрены задачи Геофизической службы (ГС) РАН по развитию методов и технологий геофизического мониторинга потенциально опасных геодинамических процессов в литосфере и криосфере, входящих в перечень основных риск-факторов для эксплуатации природно-технических систем и транспортных коридоров, создание которых предусмотрено государственной стратегией освоения Арктической зоны Российской Федерации. Показано, что существующий научный задел позволяет сформировать в Карско-Баренцевоморском нефтегазовом бассейне инновационную региональную мониторинговую систему нового поколения, базирующуюся на интегрировании опорных сейсмоинфразвуковых комплексов берегового базирования с локальными донными волоконно-оптическими измерительными сетями на вводимых в эксплуатацию морских нефтегазовых промыслах.

Abstract. A scope of main geodynamic risk factors for offshore operations in the Arctic is presented, and priorities for research and development activity of the Geophysical Survey RAS in the West Arctic region are distinguished, taking into consideration the goals of national strategy for sustainable and safe development Arctic territories of the Russian Federation. As shown, the recent scientific potential provide an adequate base for designing in the Western Arctic an innovative system for remote geophysical monitoring hazardous processes in lithosphere and cryosphere with high sensitivity and reliability due to integrating seismoinfrasound onshore groups with bottom-based off-shore fiber-optic seismometric networks.

Введение

В последние годы в число приоритетных направлений экономического развития России включено ускоренное освоение ресурсного потенциала Арктической зоны Российской Федерации (АЗРФ). В 2013 г. Президентом РФ была утверждена «Стратегия развития АЗРФ и обеспечения национальной безопасности на период до 2020 года» [1], а Правительством РФ принят план первоочередных мероприятий по реализации этой стратегии. Примечательной особенностью этого плана является особое внимание к обеспечению промышленной и экологической безопасности в Арктике с учетом повышенной чувствительности ее экосистем к антропогенному стрессу и огромной технической сложности ликвидации последствий аварийных ситуаций в ледовых условиях. В качестве одной из приоритетных профилактических мер для снижения рисков при освоении арктического континентального шельфа и прибрежной зоны АЗРФ предусмотрено развитие сетей дистанционного мониторинга геофизической обстановки с целью минимизации воздействия экстремальных геофизических процессов (естественного и искусственного происхождения) на среду обитания человека и транспортную инфраструктуру.

По сложившейся с середины XX в. практике ведущую роль в организации мониторинга геофизической среды в России играют Геофизическая служба РАН и ряд специализированных исследовательских институтов Российской академии наук [2], в поле зрения которых находятся все аспекты вариаций волновых полей в земной коре, гидросфере, атмосфере, магнитосфере и ионосфере, от которых зависит планирование

мероприятий по противодействию негативным эффектам, возникающим при отклонении от «нормы» геодинамического режима недр или «космической погоды». К первому из упомянутых риск-факторов в настоящее время проявляется пристальное внимание в регионах, через которые проходят пояса повышенной сейсмичности, где регулярно повторяются землетрясения разрушительной силы. АЗРФ не относят к такого рода территориям. Принято считать, что большая ее часть представлена «асейсмичными областями», в которых сильные землетрясения практически не зафиксированы за весь период инструментальных наблюдений (рис. 1).

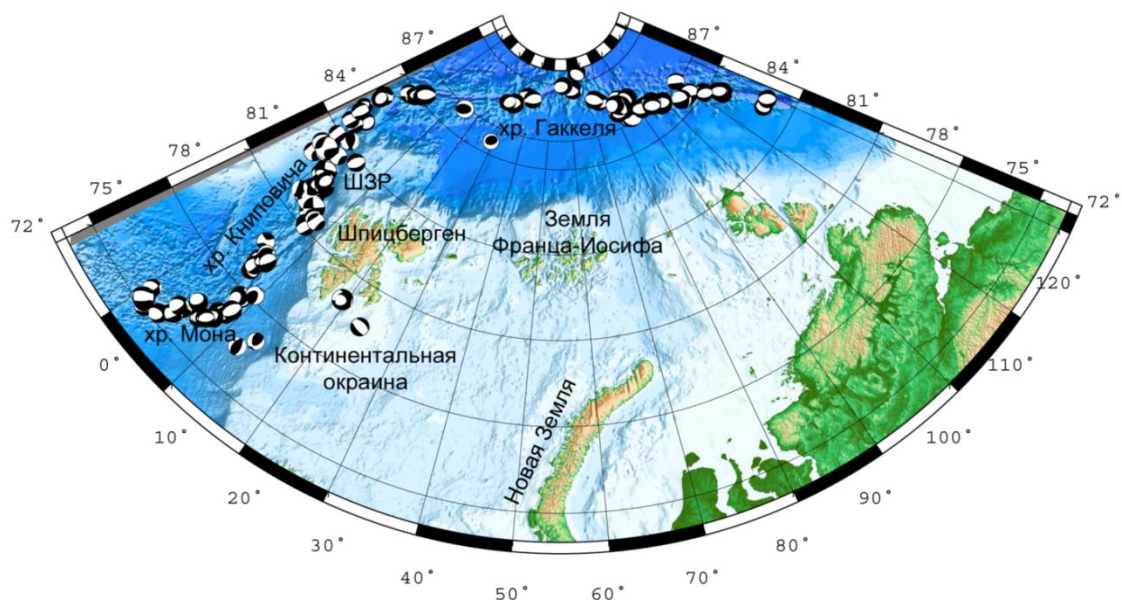


Рис. 1. Пространственное распределение очагов землетрясений Арктики с $M > 4.5$ по данным мировой и российской сети сейсмического мониторинга в XX веке (по [3])

Это представление в значительной мере оправдывало низкую плотность региональной сети сейсмологического мониторинга в Арктике: всего 50 цифровых сейсмостанций севернее параллели $55^\circ N$, обеспечивающих представительство регистрации сейсмических событий на шельфе от $M > 4.5$ (рис. 2).

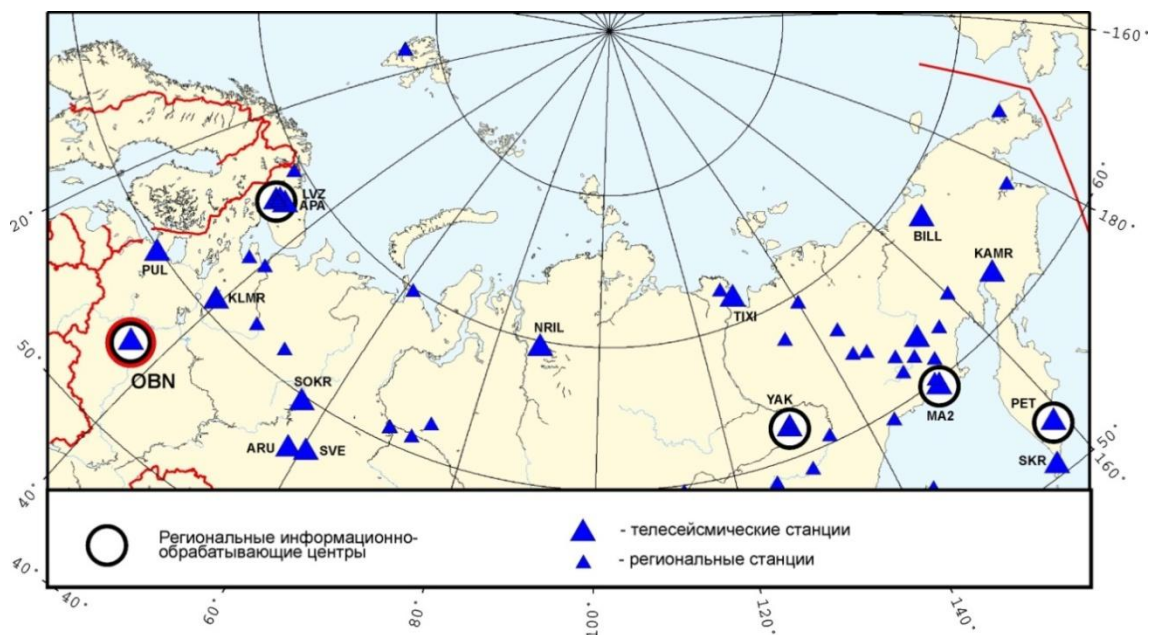


Рис. 2. Сеть опорных сейсмических станций ГС РАН, обеспечивающая сейсмологический мониторинг в АЗРФ

До начала XXI в. этот уровень представительности удовлетворял практические потребности, поскольку при строительстве индустриальных объектов на суше землетрясения с $M < 4.5$ принято считать безопасными для большинства сооружений. При обустройстве морских промыслов на арктическом шельфе этот порог риска должен быть существенно понижен, потому что здесь даже слабые землетрясения (с $M < 3$) могут провоцировать крупные оползни и сплывы слабых грунтов при уклонах рельефа дна в первые градусы. К примеру, у побережья Норвегии в зоне освоения газового месторождения «Ормен Ланге» выявлен оползень Сторегга, переместивший 8200 лет назад по склону шельфа около 100 млрд т литокластической породной массы [4]. На площади Штокмановского газоконденсатного месторождения в Баренцевом море был установлен оползень длиной около 30 км и мощностью более 12 м, сошедший по тальвегу неглубокой депрессии с уклоном дна менее 5° [5].

Следовательно, при районировании арктического шельфа по фактору сейсмического и геодинамического риска возникает практическая потребность в оконтуривании в пределах нефтегазовых полей ареалов слабой сейсмичности и отслеживания их режима во времени. Эта задача может быть разрешена только путем существенного повышения чувствительности региональных мониторинговых сетей в АЗРФ, переводу их регистрационных и аналитических возможностей с традиционного «макроуровня», когда отслеживаются только сильные землетрясения, на «микроуровень», при котором предметом мониторинга становятся «неощутимые» сейсмические события.

Первой страной, добившейся к началу XXI в. снижения порога регистрации землетрясений до $M=3$ в осваиваемых зонах Норвежского и Баренцева морей, стала Норвегия. Результатом этого стало открытие принципиально важных особенностей геодинамического режима арктического шельфа, не учтенных в действующих руководствах по инженерному обустройству морских промыслов в Арктике. Благодаря совместным исследованиям Норвежского геоинформационного центра NORSAR, ГС РАН и сейсмологических служб Финляндии и Польши было установлено, что в Западной Арктике, наряду с межплитным Северо-Атлантическим поясом сильных тектонических землетрясений (аналогичным Срединно-Арктическому поясу хребта Гаккеля), существуют очаговые ареалы слабой внутриплитной сейсмичности (рис. 3). Природа сейсмичности в них отлична от океанических поясов: доминирующими причинами служат флюидодинамические процессы в осадочном чехле шельфа (грязевой вулканизм и дегазация дна) и деструкция ледниковых покровов на арктических архипелагах (льдотрясения и отколы айсбергов).

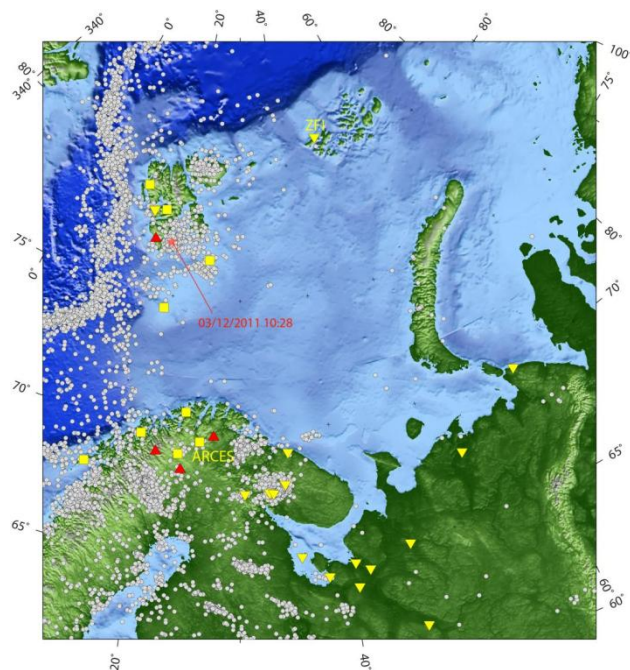


Рис. 3. Пространственное распределение сейсмических событий (серые кружки) в Евро-Арктическом / Баренцевом регионе. Квадраты и треугольники – действующие в настоящее время цифровые сейсмические станции Баренцевоморской мониторинговой сети [6]

Переоценка сейсмической опасности на шельфе Западной Арктики

Обновленная база данных о сейсмической активности баренцевоморского шельфа послужила основанием для пересмотра традиционного набора геодинамических риск-факторов, создающих потенциальные угрозы при развитии оффшорных нефтегазовых промыслов на арктическом шельфе [7]. Было обращено внимание на то обстоятельство, что геомеханическая среда шельфа создает предпосылки для гораздо большей амплитуды просадок кровли нефтегазовых месторождений по сравнению с континентальными районами газодобычи. Эта особенность в свою очередь увеличивает вероятность проявления при эксплуатации оффшорных промыслов техногенно-индуцированных землетрясений, способных вызвать серьезные повреждения инженерных систем. Примером такого негативного сценария эволюции природно-технической системы может служить месторождение «Экофиск» в Северном море, после 30 лет отработки которого мульда проседания превысила 8 м и под ней на глубине 1.5–3 км возник очаг землетрясения с $M_w=4.1-4.4$, вызвавшего интенсивное сотрясение добычных платформ [8]. С учетом норвежского опыта и новых моделей [7] были переоценены возможные масштабы сейсмической опасности при отработке Штокмановского газоконденсатного месторождения-гиганта на шельфе Баренцева моря и показано, что уже через десять лет при добыче газа на уровне 71 млрд м³ в год вследствие формирования мульды проседания глубиной более 15 м может произойти землетрясение с $M>5.7$ и интенсивностью сотрясений грунтов в местах размещения подводных добычных комплексов до 10 баллов по шкале MSK-64. Не исключено, что столь мощный толчок на морском дне может спровоцировать волну цунами, способную достичь Мурманского побережья и оказать разрушительное воздействие на инженерные сооружения по берегам фьордов и заливов, устья которых открыты к фронту волны [9].

Задачи ГС РАН по обеспечению безопасности морехозяйственной деятельности в АЗРФ

Научно-практическая деятельность ГС РАН в части расширения «горизонта знаний» об условиях природопользования в Арктике и обеспечения опережающей проработки тех проблем, по которым опыт работ в средних широтах оказывается недостаточным в специфической геофизической обстановке арктического шельфа, выстраивается в полном соответствии с приоритетами государственной стратегии [10–12].

В частности, в настоящее время уделяется особое внимание слабо изученным и до сих пор не получившим адекватной оценки факторам риска, связанным с современным «грязевым» вулканизмом и дегазацией донных осадочных формаций на арктическом шельфе. Эти процессы резко усилились в период потепления климата полярных областей вследствие деградации слоев твердых газогидратов метана, выявленных на обширных площадях арктического шельфа [13–15]. При прорыве газов к поверхности дна возникают грязевые вулканы, периоды активности которых отмечаются всплесками сейсмичности с энерговыделением на уровне $M=2-4.5$.

О масштабах нарушения геодинамического режима и его влиянии на геоэкологическую обстановку на шельфе можно судить на примере активного в настоящее время сейсмического ареала в проливе Стур-фьорд на юго-востоке архипелага Шпицберген, мониторинг которого ведется Кольским филиалом (КФ) ГС РАН более пяти лет [16–17]. 22 февраля 2008 г. здесь произошло внутриплитное тектоническое землетрясение с $M=6.2$, обусловленное раскрытием раздвиг в осевой части пролива. За этим самым сильным за 100-летнюю историю сейсмомониторинга в Западной Арктике землетрясением последовала аномально длительная серия (более 30000) афтершоков с магнитудой 1–4, природа которых связана как с релаксацией напряжений в очаговой зоне (толчки с $M>2$), так и с нарушением флюидодинамического равновесия в осадочной толще морского дна, вызванного механической деструкцией в приповерхностном этаже шельфового чехла. Наведенная фоновая сейсмичность в очаговом ареале флюидодинамического генезиса невысока (интенсивность сотрясений грунтов в эпицентре вряд ли превышает

5 баллов) и сама по себе не представляет опасности для инженерных сооружений, но достаточна для возбуждения многокилометровых оползней нелитифицированных осадков на неровностях дна и существенного изменения экологической ситуации в акватории, приводящим к значительным изменениям конфигурации и продуктивности рыбопромысловых зон в Баренцевоморском бассейне [18].

Еще одним важным и перспективным направлением развития геофизического мониторинга в Арктике становится дистанционный контроль деструкции ледниковых покровов на арктических островах. Практическая значимость этого вида мониторинга определяется возможностью раннего обнаружения схода в акваторию крупных айсбергов, потенциально опасных для судоходства и оффшорных промысловых сооружений. В период потепления климата Арктики на рубеже тысячелетия резко усилились потери массы ледников вследствие повышения стока льда в море посредством откола айсбергов. В Баренцевом море суммарная длина фронта айсбергообразования достигает 3000 км, а в базе данных ААНИИ Росгидромета за период с 1928 по 2007 г. зарегистрировано 23700 айсбергов в акватории, при этом наиболее крупные из них имели массу до 8 млн т и линейные размеры до 749 м по длинной оси [19]. Система течений в Баренцевом море организована таким образом, что айсберги, откалывающиеся от ледниковых покровов Северо-Восточной Земли Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Северного острова Новой Земли, выносятся в центральный район моря, достигая акваторий над газоносными структурами распределенного или подлежащего распределению фонда недр. К примеру, в 2003 г. в акватории Штокмановского газоконденсатного поля было зарегистрировано 110 айсбергов, что позволило оценить вероятность катастрофического столкновения добычной платформы с крупным айсбергом как одно событие в интервале 35 лет [19]. В 2009–2013 гг. в проливе Вилькицкого между Таймыром и Северной Землей на главной трассе Северного морского пути космическая съемка фиксировала в теплый сезон более 250 крупных айсбергов, и были отмечены аварийные столкновения с ними судов (в том числе атомного ледокола).

На пике потепления в Западной Арктике в 2007–2010 гг. айсбергообразование, по видимому, активизировалось, о чем свидетельствует проявление до той поры не известных в регионе «льдотрясений» с магнитудами, приближающимися к классической области мощного айсбергообразования – Гренландии. Так, в октябре 2010 г. Баренцевоморская региональная сеть сейсмомониторинга зафиксировала вблизи Русской Гавани на Северном острове Новой Земли сейсмическое событие с $M=4$ и нулевой глубиной очага. НПЦ «Планета» Росгидромета при детальной целенаправленной обработке космоснимков в эпицентральной области события выявил появление после толчка в акватории вблизи выводного ледника Визе самого большого из встреченных в Баренцевом море айсбергов – 0.8×4 км с ориентировочно оцененной массой от 100 до 300 млн т [20].

Есть основания полагать, что в ближайшие 10–15 лет ледовые условия в районах освоения углеводородных ресурсов в Карско-Баренцевоморской нефтегазовой провинции в целом не будут существенно отличаться от среднегодовых параметров последнего десятилетия, поэтому необходимо усилить системы контроля айсберговой опасности в зонах морских промыслов и на трассах транспортных коридоров. В частности, представляется целесообразной организация на островах, обрамляющих нефтегазовую провинцию и западный фланг СМП, геофизической мониторинговой сети, позволяющей своевременно обнаруживать мобилизацию выводных ледников и откалывание от них крупных айсбергов. Нет сомнения в том, что эффективность прогнозирования и раннего обнаружения опасных явлений в краевых зонах ледовых шапок будет повышена при применении инновационной технологии комплексирования сейсмологических и инфразвуковых методов контроля динамических процессов в криосфере, разработанной в ГС РАН [21]. Определенным преимуществом сейсмоинфразвуковой сети мониторинга перед космической и высотной фотосъемкой является работоспособность системы при любом состоянии облачного покрова и в период полярной ночи, когда другие средства визуального контроля Арктики «слепнут».

Перспективная программа развития сети сейсмоинфразвукового мониторинга зон промышленного освоения западно-арктического шельфа

Многолетний опыт интернационального мониторинга сейсмических событий естественного и техногенного генезиса в Западной Арктике, осуществляемый КФ ГС РАН в кооперации с Норвежским геоинформационным центром NORSAR, показал, что надежная регистрация и классификация разномасштабных и сложных по природе сейсмических событий на арктическом шельфе на удаленностях до 1000 км возможна только при помощи интегрированных сейсмоинфразвуковых групп [22–23]. С учетом этого опыта в 2010 г. экспертная группа РАН под руководством вице-президента РАН академика Н.П. Лаверова представила в правительственные органы ряд аналитических докладов, в которых была обоснована необходимость включения в число приоритетных задач государства создание по периметру Карско-Баренцевоморского бассейна сети геофизических обсерваторий для сейсмоинфразвукового мониторинга опасных динамических процессов в литосфере (землетрясения, грязевой вулканизм и оползневые явления на морском дне), криосфере (деструкция ледниковых шапок на арктических островах с проявлением мощных льдотрясений и сходом в акваторию моря крупных айсбергов) и атмосфере (вторжение болидов, падение фрагментов космических аппаратов и ракет). Оперативным практическим откликом на рекомендации РАН стало включение в Федеральную целевую программу «Снижение рисков и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Российской Федерации до 2015 года», утвержденную Правительством РФ 7 июля 2011 г., специального задания по формированию в 2013–2015 гг. Баренцевоморско-Карского сегмента системы геофизического мониторинга (БКС СГМ) и комплексного контроля разномасштабных динамических явлений природного и техногенного генезиса в пределах подлежащих освоению нефтяных и газовых полей Арктической зоны. В оптимальной конфигурации БКС СГМ должен состоять из двух подсистем – береговой сети сейсмоинфразвукового мониторинга и донной сети сейсмомониторинга (рис. 4).



Рис. 4. Концептуальная схема Баренцевоморско-Карской сети сейсмоинфразвукового мониторинга геодинамического режима шельфа Западной Арктики.

Условные обозначения: желтые «шары» – сейсмоинфразвуковые комплексы (СИЗК), подобные действующему прототипу СИЗК «Апатиты»; желтые «кнопки» – трехкомпонентные сейсмомостанции; красные «капли» – крупнейшие месторождения нефти («О») и газа («G»), намеченные к первоочередному освоению; красные «пятна» – перспективные нефтегазовые поля на границе морских владений России и Норвегии, подлежащие разведке и освоению до 2020 г.

По нашим расчетам, БКС СГМ обеспечит обнаружение и точную локацию событий с магнитудой не менее 2 и даст возможность определять координаты гипоцентров толчков в контурах и в ближней периферии будущих мульд проседания, формирующихся над обрабатываемыми нефтегазовыми месторождениями. С целью формирования системы раннего предупреждения о возникновении айсберговой опасности целесообразно создать СИЗК в районах потенциального айсбергового стока на архипелаге Шпицберген, на Земле Франца-Иосифа и на Северном острове Новой Земли. В связи с начавшейся эксплуатацией газовых месторождений Ямала и подготовкой к освоению углеводородных полей карского шельфа целесообразно приступить к формированию и на территории Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО) РФ аналогичной сети сейсмоинфразвукового мониторинга с размещением опорных СИЗК на острове Белом, в поселках Сабетта, Харасавей и Амдерма (рис. 4). Это позволит локализовать участки повышенного риска на шельфе, ассоциированные с полями активной дегазации дна вследствие деструкции газогидратного слоя, а также обеспечит раннее оповещение о сходе крупных айсбергов на трассы СМП, пролегающие у берегов Новой Земли и Ямала.

Следует подчеркнуть, что береговая сеть с шагом в 600–700 км между опорными СИЗК, улучшая на два-три порядка освещение геодинамической обстановки в регионе в целом, не может обеспечить контроль за вариациями режима недр в пределах обрабатываемых месторождений в режиме 4D (т.е. с пространственным отображением картины происходящих в течение определенного отрезка времени изменений физико-механических параметров в обрабатываемом блоке подземного пространства), что необходимо для оптимального управления процессом отбора углеводородов и предупреждения опасных проявлений аномально повышенных давлений. Для этого требуется техника иного класса – локальные пространственно распределенные сети с большим числом регистрирующих ячеек (рис. 5).

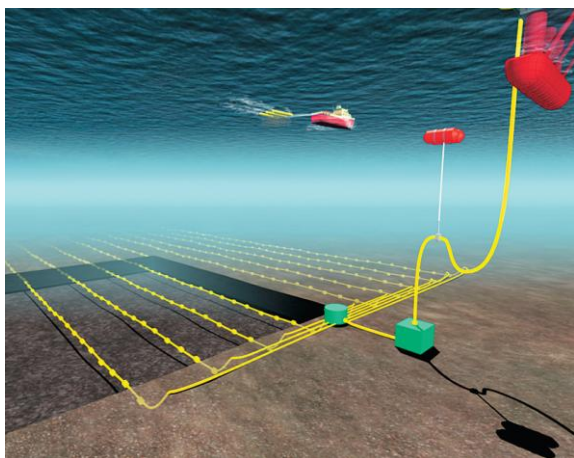


Рис. 5. Принципиальная схема построения донной сейсмоакустической многокомпонентной сети на основе волоконно-оптических измерительных систем

Наибольшими перспективами в этом плане обладают мониторинговые комплексы на основе волоконно-оптических измерительных систем (ВОИС). Норвежская компания PGS на основе конверсионных разработок английского концерна Stingray Geophysical с 2009 г. обеспечивает применение на промыслах Северного моря донных мониторинговых систем OPTOSEIS™ площадью до 64 км² с 1200 регистрационными ячейками, состоящими из трехкомпонентных акселерометров и датчиков давления. Чувствительность и разрешающая способность сети, работающей по принципу «фазовой решетки» в сравнении с традиционными электромеханическими средствами сейсмомониторинга и контроля вариаций давления возросла на два-три порядка, а отсутствие каких-либо электрических соединений в подводной части делает систему настолько надежной и долговечной, что производители гарантируют бесперебойную работу без подъема сети из воды в течение 25 лет, т.е. практически весь период «жизни» промысловой площадки. В настоящее время разрабатывается оптоволоконная система с миллионом каналов, применение которой может привести к прорывным результатам в обустройстве «интеллектуальных» нефтегазовых промыслов, повысив коэффициент извлечения нефти вдвое [24].

С позиций обеспечения промышленной безопасности объединение в единую интегрированную систему геофизического мониторинга в Арктике подобного рода донных сетей на основе ВОИС, размещаемых на эксплуатируемых месторождениях, с береговыми комплексами сейсмоинфразвукового мониторинга даст возможность решить те задачи по обеспечению промышленной безопасности морехозяйственной деятельности, которые обозначены как приоритетные в государственной стратегии освоения АЗРФ.

Заключение

Очевидно, что уже в ближайшей перспективе западный сектор АЗРФ станет областью интенсивной разработки наземных и морских месторождений нефти и газа, сравнимой с уже освоенными шельфовыми провинциями Северного и Норвежского морей по насыщенности дорогостоящими и потенциально опасными природно-техническими комплексами.

К основным опасным геодинамическим явлениям в зонах предполагаемого освоения арктического шельфа и развития морских транспортных коридоров в АЗРФ относятся:

- землетрясения, приводящие к повреждениям нефтегазопромысловых сооружений, разрывам трубопроводов, деформациям скважин;
- обвалы, осыпи, оползни, сплывы, вызывающие механические повреждения сооружений, разрушение оснований, погребение инженерных сооружений на дне моря;
- геокриологические явления, связанные с промерзанием геологической среды и воздействием плавучих льдов, айсбергов, приводящие к повреждениям инженерных сооружений, деформации или разрушению морских платформ и искусственных островов;
- деградация газовых гидратов, просачивание газа из газоносных толщ, разложение органики, приводящие к разупрочнению илисто-глинистых оснований, переход песков в плавунное состояние, аварийным ситуациям при разведке и добыче газа.

В настоящее время адекватных новым потребностям промышленности систем геофизического мониторинга и прогноза сейсмической и айсберговой опасности в зонах предполагаемого освоения арктического шельфа в мире нет. Следовательно, в число приоритетных задач ГС РАН на ближайшие годы должна быть поставлена задача развития технологий и технических средств для формирования в АЗРФ системы комплексного геофизического мониторинга, отвечающей потребностям XXI века. Имеющийся научный задел позволяет решить эту задачу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Стратегия развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2020 г.* // Арктические ведомости. – 2013. – № 1 (5). – С. 162–182.
2. *Маловичко А.А., Виноградов А.Н., Виноградов Ю.А.* Развитие систем геофизического мониторинга в Арктике // Арктика: экология и экономика. – 2014. – № 2 (14). – С. 16–23.
3. *Vinogradov A.N., Baranov S.V.* Recent geodynamic regime of the Eurasia – North American interplate boundary: Evidences from seismology of Arctic // Вестник МГТУ: Труды Мурманского государственного технического университета. – 2012. – Т. 15, № 2. – С. 435–438.
4. *Haflidason H., Sejrup H.P., Nygard A. et al.* The Storegga Slide: Architecture, geometry and slide development // Mar. Geol. – 2004. – V. 213. – P. 201–234.
5. *Кранивнер Р.Б.* О неотектонической активности и сейсмичности баренцевоморского шельфа // Нефть и газ арктического шельфа – 2006. Материалы Международной конференции. – Мурманск: Изд-во ЗАО «Арктикшельф», 2006 (электронная публикация на CD).
6. *Виноградов А.Н., Виноградов Ю.А., Кременецкая Е.О., Петров С.И.* Формирование системы сейсмологического и инфразвукового мониторинга в Западной Арктике в XX в. и перспективы ее дальнейшего развития // Вестник Кольского научного центра. – 2012. – № 4. – С. 145–163.
7. *Мельников Н.Н., Калашник А.И.* Шельфовые нефтегазовые разработки: геомеханические аспекты. – Апатиты: КНЦ РАН, 2009. – 140 с.
8. *Ottmöller L., Nielsen H.H., Atakan K. et al.* The 7 May 2001 induced seismic event in the Ekofisk oil field, North Sea // J. Geophys. Res. – 2005. – V. 110. – P. 1–15.

9. **Виноградов А.Н., Виноградов Ю.А., Асминг В.Э., Баранов С.В.** Сейсмичность баренцево-морского шельфа и обеспечение геодинамического мониторинга при эксплуатации Штокмановского газоконденсатного месторождения // Нефть и газ арктического шельфа – 2006. Материалы Международной конференции. Секция 5. Геоэкология, мониторинг и охрана окружающей среды. – Мурманск: Изд-во Ассоциации «АрктикШельф», 2006. – С. 63–66.
10. **Калинников В.Т., Виноградов А.Н.** Актуальные задачи научного обеспечения освоения и развития Арктической зоны России // Российский Север: модернизация и развитие. Вып. 1. – М.: Центр стратегического партнерства, 2012. – С. 296–301.
11. **Лавёров Н.П.** О вкладе Российской академии наук в современное освоение и развитие Арктики // Арктика: экология и экономика. – 2014. – № 1 (13). – С. 4–9.
12. **Матишов Г.Г., Дженюк С.Л.** Задачи научного обеспечения морской деятельности в зоне Северного морского пути // Арктика: экология и экономика. – 2014. – № 1 (13). – С. 48–56.
13. **Thatcher K.E., Westbrook G.K., Sarkar S., Minshull T.A.** Methane release from warming-induced hydrate dissociation in the West Svalbard continental margin: Timing, rates, and geological controls // J. Geophys. Res. Solid Earth. – 2013. – V. 118. – P. 22–38.
14. **Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A. et al.** Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf // Science. – 2010. – V. 327. – P. 1246–1250.
15. **Judd A., Hovland M.** Seabed fluid flow. The impact on geology, biology, and the marine environment. – Cambridge University Press, 2007. – 476 p.
16. **Баранов С.В., Виноградов А.Н.** Возможные причины аномальной сейсмической активности в проливе Стур-фьорд (архипелаг Шпицберген) в 2008–2009 гг. // Вестник Санкт-Петербургского университета. – 2010. – Сер. 7, № 4. – С. 23–31.
17. **Баранов С.В.** Афтершоковый процесс землетрясения 21.02.2008 г. в проливе Стур-фьорд (архипелаг Шпицберген) // Вулканология и сейсмология. – 2013. – № 3. – С. 1–15.
18. **Виноградов А., Баранов С., Жичкин А., Моисеев Д.** Влияние сейсмичности на распределение рыбных скоплений на западной окраине Баренцево-морского бассейна // Рыбные ресурсы. – 2011. – № 2. – С. 18–21.
19. **Бузин И.В., Глазовский А.Ф., Гудошников Ю.П. и др.** Айсберги и ледники Баренцева моря: исследования последних лет. Часть 1. Основные продуцирующие ледники, распространение и морфометрические особенности айсбергов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2008. – № 1 (78). – С. 66–80.
20. **Виноградов Ю.А., Виноградов А.Н., Кровотынцева В.А.** Применение геофизических методов для дистанционного контроля динамики процессов деструкции ледовых покровов Арктики // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 87–89.
21. **Виноградов Ю.А., Асминг В.Э., Баранов С.В., Фёдоров А.В., Виноградов А.Н.** Сейсмоинфразвуковой мониторинг деструкции ледников (пилотный эксперимент на архипелаге Шпицберген) // Сейсмические приборы. – 2014. – Т. 50, № 1. – С. 5–14.
22. **Виноградов Ю.А.** Сейсмоакустический комплекс «Апатиты» – современный инструмент мониторинга природной среды // Физическая акустика. Распространение и дифракция волн. Геоакустика. Сборник трудов XVI сессии Российского акустического общества. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2005. – С. 358–362.
23. **Виноградов А.Н., Кременецкая Е.О., Виноградов Ю.А.** Перспективы дистанционного сейсмологического и инфразвукового мониторинга динамических процессов в пульсирующих ледниках Шпицбергена и в донных отложениях прилегающего шельфа и континентального склона // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Материалы IX Международной научной конференции. – М.: ГЕОС, 2009. – С. 210–213.
24. **Ампилов Ю.П., Батулин Д.Г.** Новейшие технологии сейсмического мониторинга 4D при разработке морских месторождений нефти и газа // Технологии сейсморазведки. – 2013. – № 2. – С. 31–36.

ПРОГРАММА ОЦЕНКИ ТЕКУЩЕЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ «HUYS»

Г.М. Петросян,
Агентство «Служба сейсмической защиты» МЧС РА,
г. Ереван, Республика Армения

Аннотация. Программа «HUYS» дает возможность определить по отдельным параметрам мониторинга и по их комплексу зону S текущей сейсмической опасности и интервал времени опасности Δt на территории Республики Армения (РА) для землетрясений с $M_{\max} \geq M \geq 3.5$. Рассчитывается значение текущей сейсмической опасности $Z_{\text{тек}}$ (в условных баллах). Если значение $Z_{\text{тек}}$ равно или больше значения критической сейсмической опасности $Z_{\text{крит}}$ (в тех же условных баллах), полученного для данной зоны долгосрочной сейсмической опасности территории РА, то с большой вероятностью на территории Армении или сопредельных территориях может произойти землетрясение с магнитудой $M \geq 3.5$. Величина M_{\max} для зоны S определяется по графику зависимости кумулятивного количества и магнитуды землетрясений, показывающей количество накопленной энергии, которая может выделиться в текущий период времени Δt в заданной зоне S (по Гуттенбергу-Рихтеру), а также по графику кумулятивного количества и выделенной энергии деформаций землетрясений с магнитудой $M \geq 2.5$ (по Бенъоффу).

Abstract. The "HUYS" software enables us to determine for individual monitoring parameters and their complex area S current seismic hazard and the time interval Δt hazard on the territory of the Republic of Armenia for earthquakes with $M_{\max} \geq M \geq 3.5$. It calculates the value of the current seismic hazard Z_{cur} (in conventional unit) on the territory of Armenia. If the value is equal to or greater Z_{cur} values of the critical seismic hazard Z_{crit} (in the same conventional unit) obtained for the area of long-term seismic hazard in Armenia, with a high probability in the territory of Armenia and neighboring areas could occur an earthquake with magnitude $M \geq 3.5$. Magnitude M_{\max} for zone S is determined by plotting the cumulative number and magnitude of earthquakes, showing the amount of stored energy that can be released in the current time period Δt in a given area S (Gutenberg-Richter), as well as graphics and cumulative amount of energy released by strain earthquakes with $M \geq 2.5$ (by Benioff).

Основные сведения о программе

База данных программы включает:

- каталог землетрясений Республики Армения и прилегающих регионов Кавказа;
- данные многолетнего многопараметрового мониторинга территории РА;
- карту долгосрочной сейсмической опасности территории РА и соседних регионов масштаба 1:500 000, созданную в Национальной службе сейсмической защиты (НССЗ) РА в 1998 г.;
- сеймотектоническую модель территории РА и соседних регионов (НССЗ, 1998 г.).

База знаний включает:

- формы (образы) проявления аномалий-предвестников протестированных землетрясений для 15 параметров, полученные в результате тестирования 11 сильных региональных ($M \geq 6.0$) и семи местных ощутимых ($3.7 \leq M \leq 5.0$) землетрясений [1, 2];
- величины вероятности сейсмической реализации предвестников протестированных землетрясений [1, 2];
- результаты тестирования программы «HUYS» по 31 землетрясению с магнитудой $M \geq 3.5$, произошедшему в 1992–2012 гг. на территории РА и соседних районов;
- опыт работы пользователей программой.

Принцип работы программы. В ее основу положена величина показателя суточной динамики $\Delta P_{\text{отн}}^j$ значений параметра P . Это отношение значения максимальной суточной динамики (ΔP_j) для расчетного временного интервала к среднему значению максимальной суточной динамики $\Delta P_{\text{ср}}$ многолетнего временного ряда:

$$\Delta P_{\text{отн}}^j = \Delta P_j / \Delta P_{\text{ср}}, \quad (1)$$

где j – количество дней расчетного временного интервала.

Значение $\Delta P_{\text{отн}}^j$ считается аномальным, если: а) $\Delta P_{\text{отн}}^j > k$ ($k=1, 2, 3, \dots$) или б) $\Delta P_{\text{отн}}^j \leq 0.3$ в течение десяти суток подряд; эта последняя аномалия называется затишьем (lull). Порог k (basic) задает пользователь.

Кроме того, пользователь имеет возможность исключить по своему усмотрению конкретную аномалию из списка аномалий.

Основные понятия программы следующие:

Аномалия – это непрерывная последовательность аномальных значений.

Началом аномалии считается первый из последовательных дней, где превышен порог k , т.е. $\Delta P_{\text{отн}}^j > k$.

Длительностью аномалии считается разность в днях между последним из дней, где превышен порог, и началом аномалии.

Амплитуда аномалии – это максимальное значение $\Delta P_{\text{отн}}^j$ для последовательности дней, составляющих аномалию.

Определение критической сейсмической опасности $Z_{\text{крит}}$

Для определения значений $Z_{\text{крит}}$ для разных зон долгосрочной сейсмической опасности территории Армении и по разным параметрам мониторинга ретроспективно протестированы 24 землетрясения с $M \geq 3.5$, которые произошли на территории Армении в 1992–2010 гг. [3–5]. При тестировании этих землетрясений рассчитаны фактические значения текущей сейсмической опасности $Z_{\text{тек}}$, которые и принимаются как $Z_{\text{крит}}$ для данной зоны долгосрочной сейсмической опасности территории Армении и по данному параметру мониторинга. В результате расчетов определены значения $Z_{\text{крит}}$ по вариациям трех мониторинговых параметров (уровня подземных вод (ГГД-поле), концентрации подпочвенного радона и полного вектора напряженности геомагнитного поля) для четырех зон долгосрочной сейсмической опасности территории Армении с максимально возможными значениями горизонтальных ускорений грунтов – 0.2, 0.3, 0.4 и 0.5 g.

Расчеты по программе «HUY» проводятся по следующим параметрам мониторинга: ГГД-поле, подпочвенный радон, геомагнитное поле, атмосферное давление, а также по их комплексу. Вначале выделяются сейсмогенные аномалии, примеры которых приведены на рис. 1. При расчетах по конкретным параметрам мониторинга в окне опций программа показывает, в частности, параметр мониторинга, временной интервал расчетов, аномальные станции (при необходимости оператор-специалист имеет возможность снять из расчетов ту или иную станцию), координаты точки текущей опасности и интервал времени опасности. При расчетах по комплексу параметров мониторинга в окне опций выводятся, в частности, охваченные в расчетах параметры мониторинга координаты точки опасности по каждому параметру мониторинга, а также координаты комплексной точки опасности и итоговый интервал времени опасности. Опыт тестирования программы показал, что именно конечное время опасности (date_end) хорошо согласуется с реальными временами протестированных землетрясений, в том числе и Гаварского землетрясения 2007 г. (рис. 2).

Получена хорошая сходимость расстояний между эпицентрами протестированных землетрясений и рассчитанными зонами текущей сейсмической опасности (R), а также между рассчитанными временами землетрясений и их реальным временем (Δt). В табл. 1 приведены значения R и Δt , рассчитанные по комплексу трех использованных параметров – ГГД-поля, концентрации подпочвенного радона и геомагнитного поля.

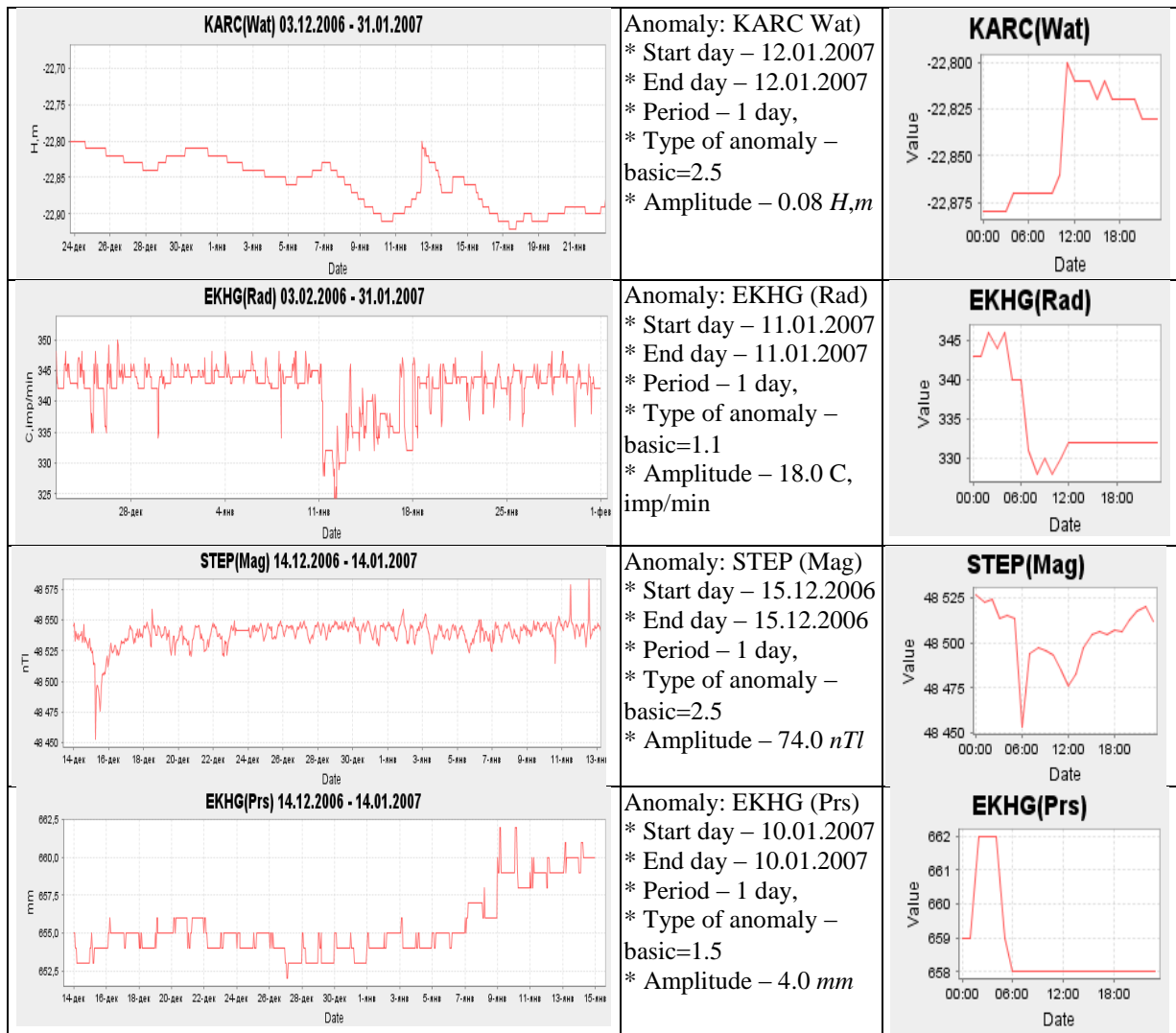


Рис. 1. Примеры предвестников Гаварского (12.01.2007 г., $M=3.7$) землетрясения на станциях «Карцахпюр» (уровень подземных вод), «Ехегнадзор» (подпочвенный радон), «Степанаван» (геомагнитное поле) и «Ехегнадзор» (атмосферное давление)

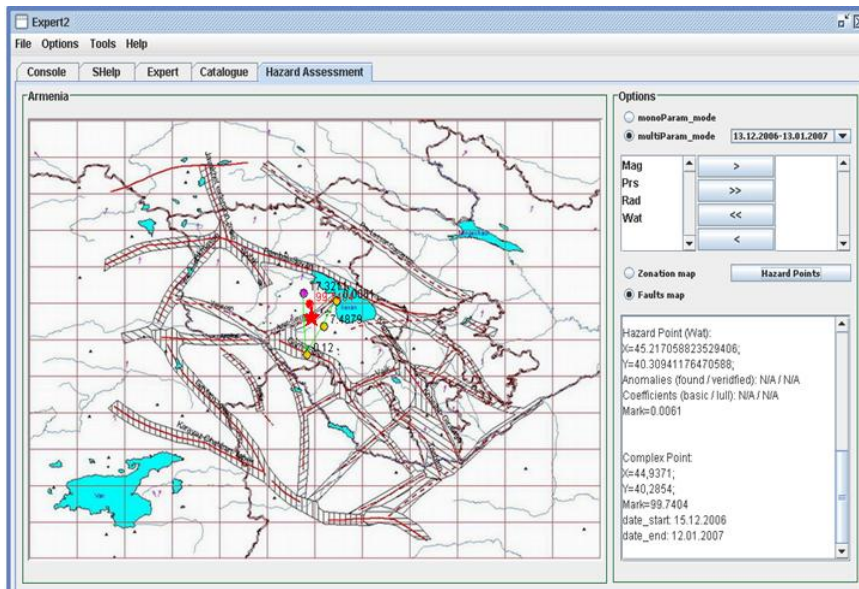


Рис. 2. Зоны и величины (в условных баллах) текущей сейсмической опасности по комплексу четырех параметров. Гаварское землетрясение 12.01.2007 г., $M=3.7$. Временной интервал расчетов – 13.12.2006 г. – 13.01.2007 г.

Таблица 1

№	Дата <i>дд.мм.гггг</i>	Магнитуда	φ , °N	λ , °E	По комплексу (Wat+Rad+Mag)		Регион
					R , км	Δt , дни	
1	10.12.1992	5.0	40.10	45.19	22	+5	Мартуни
2	19.02.1993	3.7	40.61	44.98	38	-2	Цовагюх
3	24.02.1993	3.7	40.02	44.27	30	0	Ранчпар
4	07.06.1993	4.1	40.01	46.12	92	0	Варденис
5	09.10.1993	3.8	40.29	44.92	31	0	Гавар
6	10.10.1993	3.7	40.35	44.92	37	0	Гавар
7	10.10.1993	3.8	40.38	44.95	40	0	Гавар
8	18.05.1994	4.2	40.88	43.97	73	0	Бавра
9	20.01.1996	4.4	40.40	45.55	43	0	Варденис
10	09.06.1996	4.1	40.82	43.62	88	0	Ашоцк
11	01.03.1997	3.7	40.12	44.47	28	0	Паракар
12	31.05.1997	3.7	41.12	44.02	74	+16	Бавра
13	18.07.1997	4.4	41.12	44.95	93	0	Ноемберян
14	25.10.1998	3.7	40.75	44.38	47	-3	Ванадзор
15	19.08.2000	3.7	41.10	44.17	31	+79	Ташир
16	04.02.2002	3.8	41.08	44.18	85	0	Ташир
17	13.03.2005	4.0	40.18	45.93	31	-1	Варденис
18	12.01.2007	3.7	40.28	45.08	7	0	Гавар
19	09.07.2007	3.5	41.10	43.90	83	0	Бавра
20	09.07.2007	3.5	41.08	43.88	83	0	Бавра
21	24.07.2007	4.0	41.20	43.73	98	0	Бавра
22	29.04.2008	3.6	40.31	45.83	50	0	Варденис
23	18.06.2009	3.8	40.27	44.86	5	-1	Гарни
24	17.01.2010	3.2	40.21	45.00	24	-2	Гарни

Величины расстояния R между эпицентрами протестированных землетрясений и рассчитанными зонами текущей сейсмической опасности колеблются от 5 до 98 км, в среднем составляя 51 км. Значения R выше среднего (73–98 км) получены при тестировании землетрясений, произошедших в приграничных районах и большей частью приуроченных к Джавахетской зоне растяжения на северо-западе республики. Значения R ниже среднего (5–50 км) получены при тестировании сейсмических событий, которые произошли в центральных районах республики. Такое расхождение объясняется неравномерным расположением наблюдательных пунктов, так как последние установлены не по квадратной сетке, а в зонах активных разломов и узлах их сочленения. Значения же R для приграничных землетрясений, скорее всего, будут в пределах средних, если использовать аналогичные данные с наблюдательных пунктов, расположенных в сопредельных районах с соседними странами.

Время опасности Δt для протестированных землетрясений колеблется от трех дней до события до точного дня события, за исключением трех случаев. В 16 случаях из 24 (67%) Δt завершилось в реальный день события. Во всех случаях время опасности начиналось до сейсмического события. Максимальная магнитуда M_{\max} возможного землетрясения определяется, как сказано выше, по сейсмологическим данным.

С целью определения результативности работы программы непосредственно при оценке текущей сейсмической опасности, она протестирована по сейсмическим событиям последних лет. Вначале были рассмотрены 79 землетрясений с $M \geq 3.5$, которые произошли в течение временного интервала 01.01.2011 г. – 15.05.2012 г. на территории Армении и сопредельных территориях (за исключением афтершоков землетрясений). Удаленность от ближайшей границы РА эпицентров землетрясений, произошедших вне республики, на территориях четырех соседних стран, составила от 6 до 420 км

(эти расстояния приведены в графе $R_{арм}$ табл. 2). С учетом расстояния $R_{арм}$ и магнитуд этих 79 землетрясений, из них для тестирования было выбрано 31 землетрясение со следующим подходом:

- при $0 \leq R_{арм} < 70$ км – землетрясения с $M \geq 3.5$;
- при $70 \leq R_{арм} < 120$ км – землетрясения с $M \geq 4.0$;
- при $120 \leq R_{арм} < 170$ км – землетрясения с $M \geq 4.5$.

Таблица 2

№	Дата дд.мм.гггг	φ , °N	λ , °E	M	$R_{арм}$	$Z_{тек}$	$Z_{крит}$	ΔZ	Регион
1	14.01.2011	41.17	46.23	3.8	64	0.0254	0.05	-0.0246	Грузия–Азерб. пригран. зона
2	22.02.2011	38.97	42.42	4.6	162	0.0576	0.05	0.0076	Турция – Буланик
3	14.03.2011	38.48	44.02	4.6	152	0.0043	0.05	-0.0457	Турция – Иран, пригран. зона
4	25.03.2011	39.23	47.27	4.4	65	0.0039	0.06	-0.0561	Иран – Азерб. пригран. зона
5	30.05.2011	41.62	46.45	4.1	111	0.00078	0.05	-0.0492	Западный Азербайджан
6	11.06.2011	40.42	45.50	3.8	0	0.1583	0.06	0.0983	Армения – Варденис
7	23.06.2011	38.58	39.60	5.2	397	0.1084	0.06	0.0484	Восточная Турция
8	02.08.2011	41.57	44.40	3.6	41	0.0535	0.04	0.0135	Грузия – Тбилиси
9	02.08.2011	40.97	46.23	3.7	52	0.0535	0.04	0.0135	Азербайджан – Гянджа
10	09.08.2011	41.38	46.02	3.6	63	0.0535	0.04	0.0135	Восточная Грузия
11	22.09.2011	39.79	38.84	5.5	420	0.0752	0.04	0.0352	Турция – Ван
12	27.09.2011	41.25	44.00	4.3	6	0.1105	0.05	0.0605	Грузия – Ниноцминда
13	09.10.2011	40.10	46.18	3.7	17	0.1108	0.04	0.0708	НКР
14	14.10.2011	40.30	44.85	3.7	0	0.1488	0.04	0.1088	Армения – Гарни
15	23.10.2011	38.68	43.22	7.2	174	0.1502	0.06	0.0902	Турция – Ван
16	25.10.2011	38.85	43.60	5.6	137	0.1502	0.06	0.0902	Турция – Ван
17	29.10.2011	38.83	43.60	5.1	137	0.1022	0.05	0.0522	Турция – Ван
18	08.11.2011	38.71	43.11	5.3	178	0.0537	0.06	-0.0063	Турция – Ван
19	09.11.2011	38.42	43.29	5.7	187	0.0537	0.06	-0.0063	Турция – Ван
20	14.11.2011	38.75	43.17	5.2	174	0.0396	0.05	-0.0104	Турция – Ван
21	18.11.2011	38.85	43.87	5.0	122	0.0396	0.05	-0.0104	Турция – Ван
22	30.11.2011	38.52	43.41	5.0	179	0.0745	0.07	0.0045	Турция – Ван
23	11.03.2012	41.53	46.62	4.3	113	0.005	0.04	-0.0350	Азербайджан – Закатала
24	11.03.2012	40.90	42.67	3.5	70	0.005	0.04	-0.0350	Турция – Ардаган
25	18.03.2012	41.62	44.05	3.6	41	0.0028	0.05	-0.0472	Грузия – Гори
26	25.03.2012	39.93	42.88	3.9	68	0.0763	0.05	0.0263	Турция – Алашкерт
27	26.03.2012	39.25	42.27	5.0	153	0.0763	0.05	0.0263	Турция – Буланик
28	31.03.2012	38.90	43.95	4.0	113	0.0766	0.05	0.0266	Турция – Чалдран
29	13.04.2012	39.02	44.27	4.3	88	0.073	0.06	0.0130	Иран – Маку
30	29.04.2012	38.48	45.53	4.1	67	0.1087	0.05	0.0687	Иран – Маранд
31	07.05.2012	41.50	46.67	5.6	116	0.1992	0.04	0.1592	Азербайджан – Закатала

Основные параметры этих землетрясений приведены в табл. 2, а карта их эпицентров – на рис. 3. Для каждого из 31 землетрясения рассчитаны значения $Z_{тек}$, $Z_{крит}$ и $\Delta Z = Z_{тек} - Z_{крит}$ (которые также приведены в табл. 2), рассчитаны координаты зон (точек) текущей сейсмической опасности, интервал времени текущей сейсмической опасности T , построены карты оценки текущей сейсмической опасности. В табл. 2 темным фоном выделены те 20 землетрясений, при которых $\Delta Z \geq 0$, а их эпицентры отдельно показаны на карте на рис. 4.

В качестве примера представим результаты по некоторым из 31 землетрясений, зарегистрированных в разных странах региона (Армения, Азербайджан, Грузия, Турция).

1. Армения, эпицентр в 38 км северо-западнее г. Варденис, 11.06.2011 г., $M=3.8$, интенсивность $I=5$ баллов:

– перед землетрясением (эпицентр находится в зоне $0.4g$) аномалии-предвестники и зоны текущей сейсмической опасности расположены вокруг г. Варденис;

– за семь дней до землетрясения $Z_{тек}$ гораздо больше превышало $Z_{крит}$, чем перед землетрясениями, произошедшими за пределами РА.

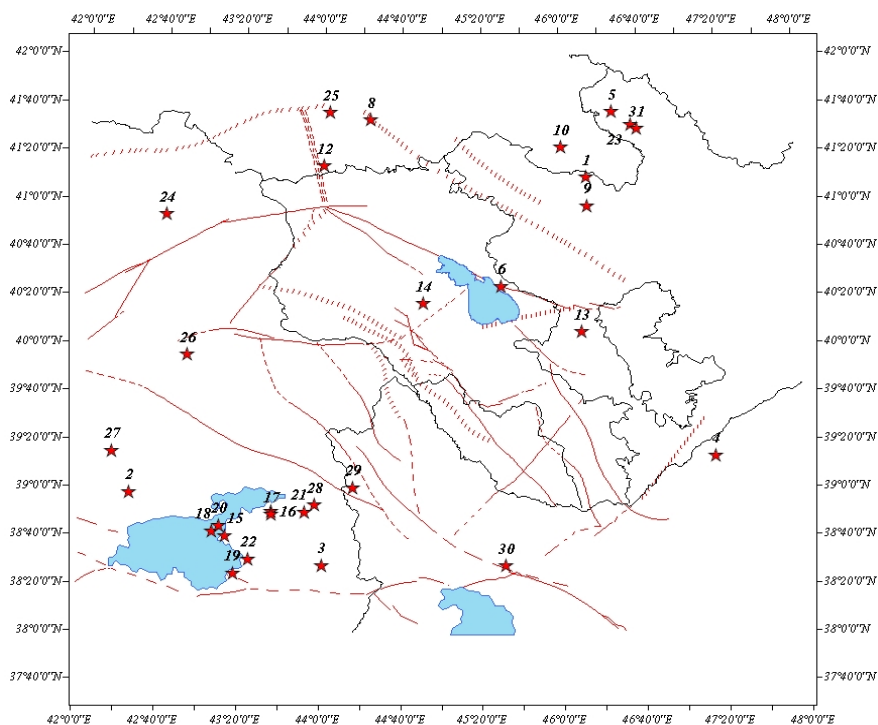


Рис. 3. Карта эпицентров 31 протестированного землетрясения

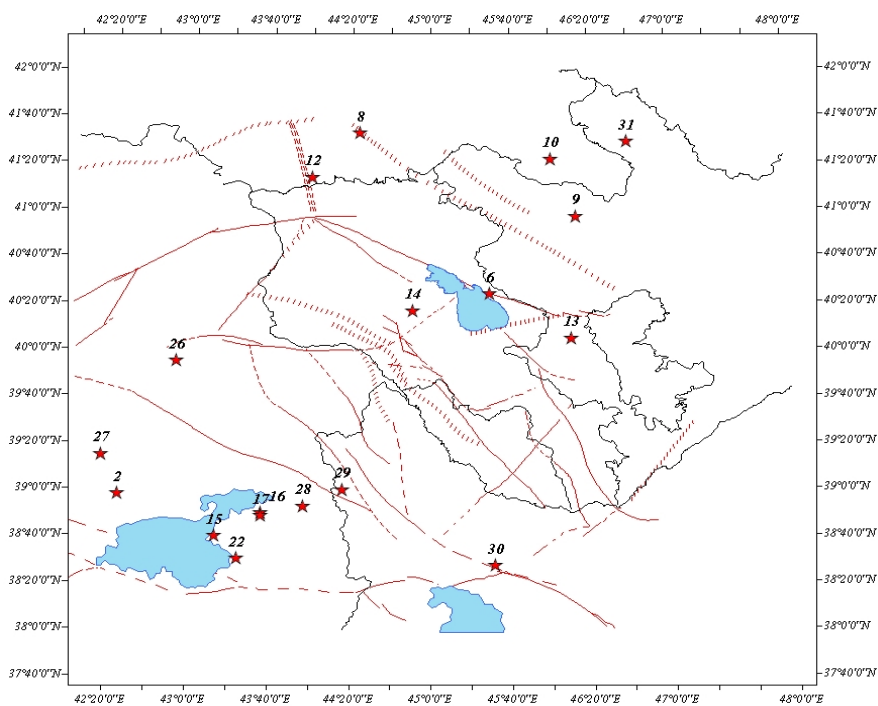


Рис. 4. Карта эпицентров 20 землетрясений, при которых $\Delta Z \geq 0$

2. Турция, в 24 км юго-восточнее г. Буланик, 22.02.2011 г., $M=3.6-4.6$, $I=5-6$ баллов (семь событий):

- перед землетрясениями (эпицентр находится в зоне $0.3g$) аномалии-предвестники и зоны ТСО расположены в приграничной зоне Армении и Турции;
- за три дня до первого землетрясения $Z_{тек}$ превышало $Z_{крит}$.

3. Грузия, в 36 км юго-западнее г. Тбилиси, 02.08.2011 г., $M=3.6$, $I=5$ баллов:

- перед землетрясением (эпицентр находится в зоне $0.2g$) аномалии-предвестники и зоны ТСО расположены в северной части РА;
- за 16 дней до землетрясения $Z_{тек}$ превышало $Z_{крит}$.

4. Грузия, в 24 км юго-восточнее г. Ниноцминда, 27.09.2011 г., $M=4.3$, $I=5-6$ баллов:
 – перед землетрясением (эпицентр находится в зоне 0.4g) аномалии-предвестники и зоны ТСО расположены в центральной части территории РА;
 – за девять дней до землетрясения $Z_{тек}$ превышало $Z_{крит}$.
5. Азербайджан, в 34 км северо-западнее г. Гянджа, 02.08.2011 г., $M=3.7$, $I=5$ баллов:
 – перед землетрясением (эпицентр находится в зоне 0.2g) аномалии-предвестники и зоны ТСО расположены в северо-восточной части территории РА;
 – за 16 дней до землетрясения $Z_{тек}$ превышало $Z_{крит}$.

Рассмотрим вероятность правильного ретроспективного прогнозирования 31 протестированного землетрясения, произошедшего с 01.01.2011 г. по 15.05.2012 г. В этом временном интервале расчеты текущей сейсмической опасности проводились практически ежедневно. В 20 случаях (выделены темным фоном) из 31 значения $\Delta Z \geq 0$ (табл. 2, рис. 3 и 4). Значения ΔZ представлены также в графической форме на рис. 5.

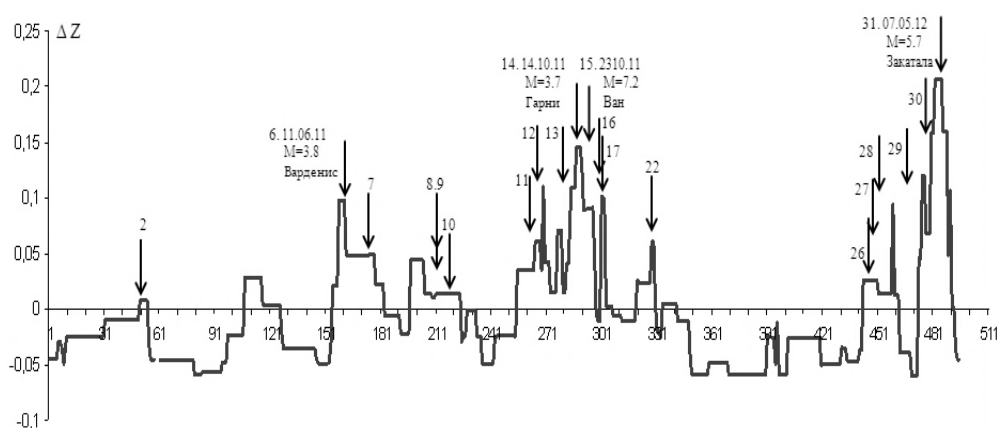


Рис. 5. Значения ΔZ (в условных единицах) во временном интервале 01.01.2011 г. – 15.05.2012 г., когда произошло 31 протестированное землетрясение. Стрелками показаны моменты 20 землетрясений, при которых $\Delta Z \geq 0$

Вероятность наступления сейсмического события P выражена простым отношением:

$$P=20/31=0.65. \quad (2)$$

Зависимость амплитуды параметра ΔZ от магнитуды землетрясения для 20 сейсмических событий, при которых $\Delta Z \geq 0$, определена для прогноза места и силы будущего землетрясения. Известно, что учет эпицентрального расстояния улучшает корреляцию, что свидетельствует о связи места возникновения предвестника с очагом готовящегося землетрясения. Амплитуда параметра ΔZ дана в условных единицах, а магнитуда землетрясений нормирована по величине $R_{эpic}$ – в данном случае, расстоянию в км между эпицентром протестированного землетрясения и расчетной зоной (точкой) текущей сейсмической опасности (рис. 6). Пунктирными линиями выделена полоса разброса точек.

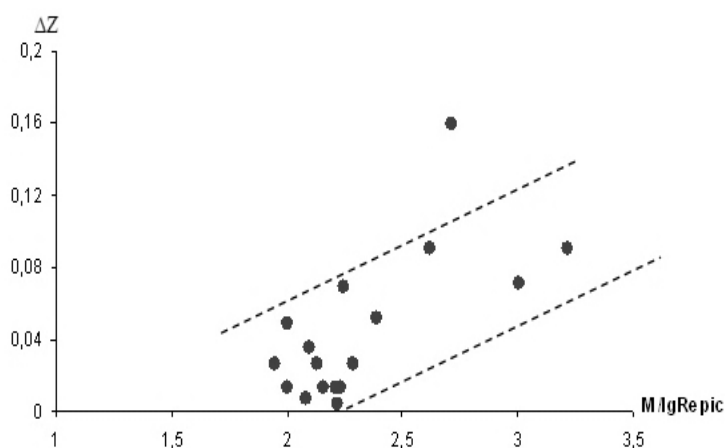


Рис. 6. Зависимость амплитуды параметра ΔZ (в условных единицах) от магнитуды землетрясения, нормированной по величине $R_{эpic}$ (в км)

Как видно на рис. 6, наблюдается прямая зависимость между амплитудой параметра ΔZ и магнитудой землетрясения (нормированной по величине R_{epic}). Иначе говоря, чем сильнее будущее землетрясение, тем четче отражается его подготовка в расчетном параметре текущей сейсмической опасности программы «HUYS».

Выводы

По итогам ретроспективного тестирования программы «HUYS» и ее использования для оценки текущей сейсмической опасности приходим к следующим выводам.

1. В результате ретроспективного тестирования по трем мониторинговым параметрам и по их комплексу, по 24 сейсмическим событиям с $M \geq 3.5$, произошедшим на территории РА с 1992 по 2010 г., получена хорошая сходимость расстояний между эпицентрами протестированных землетрясений и рассчитанными зонами (местами) текущей сейсмической опасности, а также между рассчитанными временами землетрясений и их реальным временем.

2. Использование программы при оценке текущей сейсмической опасности в течение последних лет показало:

а) перед землетрясениями станции с аномалиями-предвестниками и зоны текущей сейсмической опасности были расположены недалеко от эпицентра будущего сейсмического события (для территории Армении) или в приграничной зоне ближе к эпицентру события (для сопредельных территорий);

б) по крайней мере, за три дня до землетрясений $Z_{\text{тек}}$ превышало $Z_{\text{крит}}$ (т.е. $\Delta Z > 0$), а это означает, что с большой вероятностью на территории Армении или сопредельных территориях через несколько дней может произойти землетрясение с $M \geq 3.5$, что и осуществилось в виде вышеупомянутых сейсмических событий; причем и параметр ΔZ , и интервал времени сейсмической опасности ΔT имели более высокие значения в случае землетрясений с большей магнитудой.

3. Вероятность правильного ретроспективного прогнозирования 31 протестированных землетрясений равна $20/31=0.65$.

4. Для прогноза места и силы будущего землетрясения определена зависимость амплитуды параметра ΔZ от магнитуды землетрясения (с поправкой по расстоянию между расчетной зоной опасности и эпицентром протестированного землетрясения) для 20 протестированных землетрясений, при которых $\Delta Z \geq 0$. Наблюдается прямая зависимость между амплитудой параметра ΔZ и магнитудой землетрясения. Иначе говоря, чем сильнее будущее землетрясение, тем четче отражается его подготовка в расчетном параметре текущей сейсмической опасности программы «HUYS».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Петросян Г.* Тестирование и прогноз землетрясений. – Ереван: Сурб-Сер, 2004. – 160 с.
2. *Петросян Г.* Предвестники и прогноз землетрясений на территории Республики Армения. – Ереван: Феномен, 2009. – 134 с.
3. *Петросян Г.М., Варданян Г.Р.* Тестирование системы «HUYS» по комплексу предвестников землетрясений. Кризисное управление и технологии // Сборник научных и научно-методических статей. – Ереван, 2010. – № 1. – С. 61–67.
4. *Petrosyan H.* "HUYS" – a new automated system for current seismic hazard assessment // NATO Science for Peace and Security. Series E: Human and Societal Dynamics. – Amsterdam-Berlin-Tokyo-Washington: IOS Press, 2011. – V. 80. – P. 144–150.
5. *Petrosyan H.* A new expert system for seismic hazard assessment // BlackSeaHazNet Series. – Ohrid, Republic of Macedonia, 2011. – V. 1. – P. 235–242.

25 ЛЕТ ПОСЛЕ РАЗРУШИТЕЛЬНОГО СПИТАКСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1988 ГОДА

Г.Р. Абгарян, К.А. Мхитарян, Э.А. Мугнецян,
С.Н. Назаретян, Г.В. Саргсян
«Северная служба сейсмической защиты»
МЧС РА, г. Гюмри, Республика Армения

Аннотация. Проведен обзор сейсмической ситуации Армянского нагорья и сопредельных территорий до и после Спитакского землетрясения 1988 года. На основе сейсмологических исследований выявлены наиболее сейсмоопасные зоны.

Abstract. A review of seismic activity of Armenian plateau and nearby regions before and after Spitak earthquake is presented. Most active seismic zones are revealed on the base of the researches.

7 декабря 1988 г. произошло разрушительное землетрясение с $M=7.0$ на севере Республики Армения (РА) в районе г. Спитак. За считанные секунды были практически полностью разрушены города Спитак, Ленинакан (Гюмри), Кировакан (Ванадзор), Степанаван, а также многочисленные населенные пункты. На рис. 1 представлена карта изосейст, построенная на основе данных, полученных из пунктов наблюдений на территории Армении, а также сопредельных государств. Длина разрыва, вышедшего на поверхность, составляла примерно 35 км. Зона макросейсмических проявлений охватила площадь 484 тыс. км² (таблица).

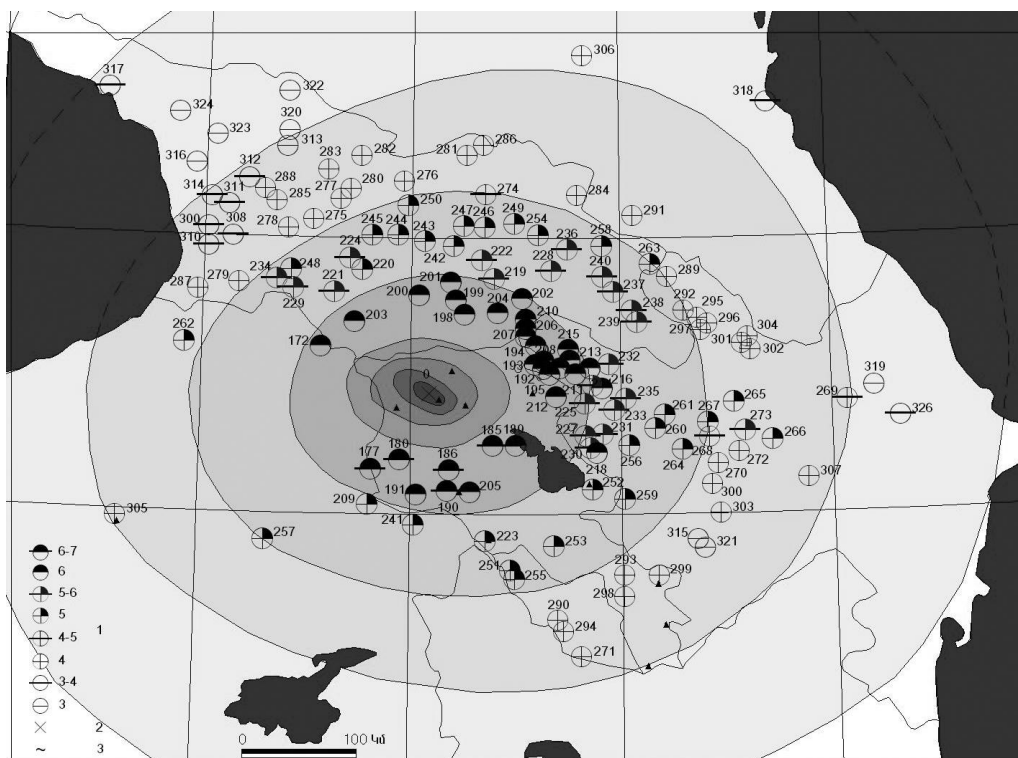


Рис. 1. Карта изосейст Спитакского землетрясения 1988 г.

Для изучения афтершоковых процессов в эпицентральной зоне в Армению прибыла большая группа сейсмологов АН СССР (И.А. Нерсесов, В.И. Халтурин, Н.В. Шибалин, В.И. Уломов, Т.Г. Раутиан и др.), а также американские и французские сейсмологи, которые установили сеть телеметрических станций.

**Таблица. Основные параметры макросейсмического поля
Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. с $M=7.0$**

I_i , баллы	Геометрические параметры поля изосейст, км							
	I_{10}	I_9	I_8	I_7	I_6	I_5	I_4	I_3
l_1/l_2	0.448	0.5	0.609	0.671	0.788	0.783	0.803	0.868
Площадь S_i зоны, км ²	296	1145	3620	9050	35945	105877	236367	484405
\bar{l}	19.4	38.2	67.9	107.4	214	367.3	548.7	785.5
l_1 , км	13	27	53	88	190	325	492	732
l_2 , км	29	54	87	131	241	415	612	843

Примечание. \bar{l} является средним геометрическим $\bar{l} = \sqrt{l_a \cdot l_b}$.

Разрушительное Спитакское землетрясение и последовавшие разрушительные землетрясения в соседних государствах – Иранское 1990 г., Рачинское 1991 г., Ардебильское 1997 г. и Измитское 1999 г. – свидетельствуют об активизации всего Кавказского региона и его окружения.

Анализ пространственно-временного распределения сейсмичности Кавказа

Для анализа сейсмического процесса нами выбран период до и после Спитакского землетрясения. До 1991 г. анализ проводился на основании данных, полученных ЕССН СССР, с 1992 г. – на основе данных национальной сети сейсмологических наблюдений НССЗ Республики Армения по представительным данным с $M \geq 2.5$ [1–5].

Для детального изучения сейсмического режима Армянского нагорья были выбраны неравные периоды времени, куда входило хотя бы одно сильное землетрясение: 1983–1987, 1988–1989, 1990–1992, 1993–1995, 1996–1998, 1999–2002, 2003–2013 гг.

1983–1987 гг. Этот период времени предшествует Спитакскому землетрясению и включает Эрзурумское землетрясение 1983 г. с $MS=7.5$. За весь период наблюдалось сейсмическое затишье в очаговой зоне Спитакского землетрясения. Сейсмически активной была зона Ван-Урмия (Турция–Иран) на юге, а также центральная часть Республики Армения, где в августе 1984 г. произошло Ереванское землетрясение с $MS=4.0$, $I_0=6$ баллов. Зангеланское землетрясение 09.04.1985 г. с $I_0=7$ баллов возникло на юге, на границе Азербайджана и Армении. Параванийское землетрясение 13.05.1986 г. с $MS=5.0$, произошедшее на территории Грузии, охватило довольно большую часть территории Северной Армении. Сейсмическая активность территории Кавказа резко понизилась в 1987 году.

1988–1989 гг. 1988 г. начался Егегнадзорским землетрясением 27 января с $I_0=6-7$ баллов. Перед Спитакским землетрясением с июля наблюдались рои на севере региона около городов Грозный и Пятигорск с $MS=3.0-4.0$ и в пределах РА на побережье оз. Севан с $M=1.5-3.0$. Процесс в очаге Спитакского землетрясения развивался в юго-восточном направлении с небольшим заглублением. Через 4 мин после главного толчка последовал основной афтершок с $MS=5.8$. По данным региональной сети, подвижка в очаге произошла по нодальной плоскости близширотного простирания. Тип подвижки – взброс северного крыла с правосторонним сдвигом. Падение плоскости – на север под углом 55° . Ось сжатия с азимутом 323° – близгоризонтальна. Основная часть афтершоковой области имеет форму дуги из двух фрагментов, простирающихся на северо-запад к Джавахетскому нагорью и по направлению Ленинанканской очаговой зоны 1926 г. [1].

В 1989 г. суммарная высвобожденная сейсмическая энергия (ΣE) по всему Кавказу уменьшилась.

1990–1992 гг. В 1990 г. продолжалось затухание афтершоков Спитакского землетрясения. Осталась активной северо-западная часть РА, сопредельная с Джавахетским нагорьем. Здесь 16.12.1990 г. произошло землетрясение с $MS=5.0$, $I_0=7$ баллов, охватившее большую площадь на территории Армении и Грузии.

Перед разрушительным Иранским землетрясением 20.06.1990 г. с $MS=7.5$, эпицентр которого находился в 70 км южнее Каспийского моря, наблюдались рои на территории Южного Дагестана с $K=10-11$. После долгого затишья на Джава-Гагринском разломе главного Кавказского хребта 29.04.1991 г. произошло сильное Рачинское землетрясение с $MS=7.0$. Ему предшествовали рои в районе села Бавра на северо-западе РА с приграничным Джавахетским нагорьем. Подвижка в очаге основного толчка – правосторонний взбросо-сдвиг с преобладающей компонентой взброса [3]. Рачинское землетрясение по магнитуде равносильно Спитакскому землетрясению, но оно не привело к таким разрушениям и жертвам. Оно ощущалось и на территории Армении и сопровождалось большим количеством афтершоков. Облако афтершоков имело форму эллипса, вытянутого в северо-западном направлении.

13.03.1992 г. произошло сильнейшее землетрясение в Турции с $MS=6.7$ на глубине 30 км под г. Эрзинджан, Турция. Эпицентр главного толчка расположен в Северо-Анатолийской тектонической зоне, где в 1939 г. произошло землетрясение с $M=8$, в результате которого погибли около 33000 человек.

В октябре 1992 г. произошло сильное землетрясение с $MS=6.3$ в Грузии, в Гудамарском ущелье, которое непосредственно связано с Рачинским землетрясением, глубина залегания очага составила 25 км.

09.12.1992 г. на побережье озера Севан произошло Мартунинское землетрясение с $MS=5$ и $I_0=7$ баллов – самое сильное в Республике Армения после Спитакского землетрясения. Сейсмический процесс этого землетрясения отличается по своему форшоковому и афтершоковому распределению. Суммарная высвобожденная энергия форшоков ($2.14 \cdot 10^{10}$ Дж) несколько превысила суммарную энергию афтершоков ($1.207 \cdot 10^{10}$ Дж).

1993–1995 гг. В 1993–1994 гг. наблюдалось понижение сейсмического фона на всей исследуемой территории. Слабые толчки отмечаются лишь в пределах Памбак-Севанского разлома. 18.05.1994 г. на северо-западе РА произошло Баврийское землетрясение с $MS=4.2$.

1996–1998 гг. 1996 г. известен серией Дзюрашенских землетрясений в очаговой зоне Спитакского землетрясения – с конца мая после долгого затишья активизировалось ее северо-западное крыло. В июне произошли ощутимые землетрясения со сложным характером в районе Дзюрашена, а также наблюдалась активизация сейсмичности в северо-восточной части Республики Армения. Цепочки эпицентров с $M \leq 4.0$, расположенные параллельно друг к другу, вытянуты к Кавказскому хребту.

28.02.1997 г. на территории Ирана произошло разрушительное Ардебильское землетрясение с $MS=7.0$, сопровождавшееся афтершоками с $MS=4$. Это землетрясение ощущалось в 300-километровой зоне.

18 июля 1997 г. к северо-востоку от Спитакской очаговой зоны произошло двойное Ноемберянское землетрясение с $MS=3.8$ ($K=11.6$) и через 20 с – с $MS=4.2$ ($K=12.0$). Землетрясение сопровождалось гулом. Ноемберянское землетрясение имело сбросово-сдвиговой характер подвижки, а через 20 с произошел обратный процесс – взбросовая подвижка, наблюдалось углубление очага. В плейстосейстовой зоне произошли разрушения [6–9].

В 1998 г. наиболее сильное землетрясение произошло 25 октября с $MS=3.7$ в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения в районе г. Спитак на глубине 8 км.

1999–2002 гг. 1999 г. начался ощутимым землетрясением 14 января на границе Армения–Грузия с $MS=4.2$, которое было приурочено к Абул-Самсарскому разлому. Афтершоковая область имела форму эллипса, направленного на север к Дманиси. Наблюдалось углубление афтершоков вблизи Дманиси. С 20 января, перед Дагестанским землетрясением 31.01.1999 г. с $MS=5.6$, наблюдались рои слабых событий в районе с. Бавра. 17.08.1999 г. произошло катастрофическое землетрясение с $MS=7.5$ в пределах Анатолийского глубинного разлома на территории Турции в районе г. Измит.

Это землетрясение – одно из сильнейших в этом регионе. За первые 48 часов произошло 300 афтершоков с $M \geq 3$. Самый сильный афтершок с $MS=5.6$ произошел 13 сентября. Всего погибло около 17 тыс. человек и остались без крова около 500 тыс. человек [6–9].

2000 г. – более умеренный по уровню сейсмичности на Кавказе. Затишье в Баяндурской очаговой зоне 1926 г. нарушено активизацией 9 августа в виде серии землетрясений с $K=9.6$. Несмотря на малую энергию, эти землетрясения по своей ощутимости охватили довольно большую область из-за большой глубины очага (~20 км). Жители г. Гюмри были в испуге.

4 февраля 2002 г. произошло землетрясение на севере Республики Армения с $K_p=11$, $MS=4.0$, глубина залегания очага составляла 5 км.

С 1 июля 2004 г. произошло несколько сильных ($K_p \approx 12$) землетрясений на территории Турции вблизи городов Игдыр и Догубаязит: 1 июля в 22^h30^m с $K_p=12.0$ и $I_0=6-7$ баллов; 30 июля в 07^h14^m с $K_p=12.0$, $I_0=6$ баллов и в 07^h16^m с $K_p=11.8$; 10 августа в 08^h17^m и 23^h45^m с $K_p=11.7$ и 11.6. Их эпицентры находятся вблизи границы с Республикой Армения с густонаселенными пунктами и объектами важного значения, как, например, Армянская АЭС и столица Армении г. Ереван. Очаги Игдыр-Догубаязитских землетрясений связаны с Араратским глубинным разломом общекавказского направления, а также со Спитак-Араратским и Севано-Араратским разломами, проходящими по юго-западу Армении.

2003–2013 гг.

Сисианское землетрясение (Армения) 13 марта 2005 г. с $K_p=12.0$, $M_w=4.7$, $I_0=6$ произошло на юге Республики Армения в 9 км северо-западнее от г. Сисиан. Глубина залегания очага, определенная по макросейсмическим данным, равна $h_{10M}=18-25$ км. Сисианское землетрясение имело сложный характер – оно оказалось сдвоенным, с разницей во времени, равной 8 с ($t_{01}=13^h02^m12^s$, $t_{02}=13^h02^m20^s$). Это хорошо видно на записи цифровой станции ГС РАН «Кисловодск», извлеченной И.П. Габсатаровой из архива записей сильных землетрясений в ИОЦ ГС РАН по просьбе *ред.* Но решения эпицентра других сейсмологических центров указывают лишь время в очаге, близкое к t_{02} , в среднем равное $t_0=13^h02^m25.2^s$.

Дзорашенское землетрясение (Армения) 24 мая 2006 г. с $K_p=10.3$, $I_0=5-6$ баллов произошло в 03^h17^m в очаговой зоне Спитакского землетрясения 1988 года. Его эпицентр локализован вблизи пос. Дзорашен ($\Delta=5$ км).

Севанское землетрясение (Армения) 17 октября 2006 г. с $K_p=10.3$, $M_d=3.5$, $I_0=5-6$ баллов возникло на севере бассейна оз. Севан. Очаг находился на глубине $h=10$ км.

Гаварское землетрясение (Армения) 12 января 2007 г. с $K_p=10.6$, $MS=3.7$, $I_0=5-6$ баллов произошло в центральной части территории республики у побережья оз. Севан, вблизи населенных пунктов Ланджахпюр, Гавар и Гандзак.

Мартакертское землетрясение (Арцах) 19 сентября 2007 г. с $MS=4.3$, $M_d=4.1$, $I_0=5-6$ баллов произошло на территории Нагорного Карабаха в районе города Мартакерт. Географические координаты землетрясения – $\varphi=40.41^\circ N$, $\lambda=46.85^\circ E$, глубина залегания очага – 20 км.

Гарнийское землетрясение (Армения) 18 июня 2009 г. произошло в 07^h34^m в 20 км к северо-востоку от села Гарни. Большая ось макросейсмического поля направлена на северо-восток в сторону оз. Севан. Оно приурочено к Арарат-Севанскому разлому [10, 11].

23 октября 2011 г. в 10^h41^m в Турции в районе Вана произошло разрушительное землетрясение с $M=7.4$ на глубине 15 км, повлекшее разрушения и человеческие жертвы. Оно сопровождалось многочисленными афтершоками с $M > 4.5$, которые ощущались по всей западной части Армении с интенсивностью до 4 баллов.

11 августа 2012 г. в 12^h23^m и 12^h34^m произошли два сильных землетрясения на северо-западе Ирана с $M=6.5$ и $M=6.4$ соответственно. На юге Армении они ощущались с I_0 до 5 баллов. Число жертв, по данным ИТАР-ТАСС, составило 300 человек.

У многих землетрясений Кавказа затухание афтершокового процесса подчиняется закону $N=n_1 \cdot t^{-p}$ (t – время в днях, отсчитанное с момента главного толчка; p – постоянная, характеризующая спад афтершоковой активности; n_1 – количество афтершоков, произошедших в течение первого дня). Например, длительность активного афтершокового процесса Спитакского землетрясения составляла 13 месяцев.

7-балльная зона Спитакского землетрясения 1988 г. охватывает большую часть территории Кавказа, изосейсты вытянуты в северной части – по Кавказскому направлению, в южной – по Североанатолийскому разлому, включая оз. Урмия. В центральной части до Спитакского землетрясения изосейсты имели антикавказское направление.

По вытянутости изосейст сильных землетрясений Кавказа четко прослеживается направление глубинных разломов вдоль южного склона восточной части Большого Кавказа – Куринский разлом, Севано-Амасийский глубинный разлом, Севано-Базумский разлом и зона разломов, имеющих общекавказское простирание, хотя есть и антикавказское простирание от гор Казбека через Джавахетское нагорье к Североанатолийской зоне [12].

Параметры сейсмического режима были исследованы на основе исходного сейсмологического материала до и после Спитакского землетрясения.

Большую информативность для Кавказа при оценке степени сейсмической опасности и прогнозе землетрясений имеет наклон графика повторяемости $b(\gamma)$, изучая его как долгосрочный и краткосрочный параметр. При градации времени анализировалось поведение наклона графика повторяемости по выше отмеченным периодам. Оценка параметров закона повторяемости $\lg N(M) = a - b \cdot (M - M_0)$ [13] сделана по методу наименьших квадратов и методу максимального правдоподобия.

За период 1962–2002 гг. имеем $b=0.88$, $a=4.95$, поэтому для изучаемой территории за среднее значение долгосрочного параметра углового коэффициента принимается $b=0.88$. За период после Спитакского землетрясения $b=0.72$ (рис. 2). За период наблюдения 1983–1987 гг., т.е. между разрушительными Эрзурумским и Спитакским землетрясениями, наблюдается понижение значения наклона до $b=0.56$.

За период 1988–1989 гг. $b=0.54$, число землетрясений за год уменьшилось, угловой коэффициент графика повторяемости b медленно восстановился. Для более детального изучения сейсмического режима построена карта сейсмической активности $\bar{A}_{3.5}$ для территории Армении (рис. 3).

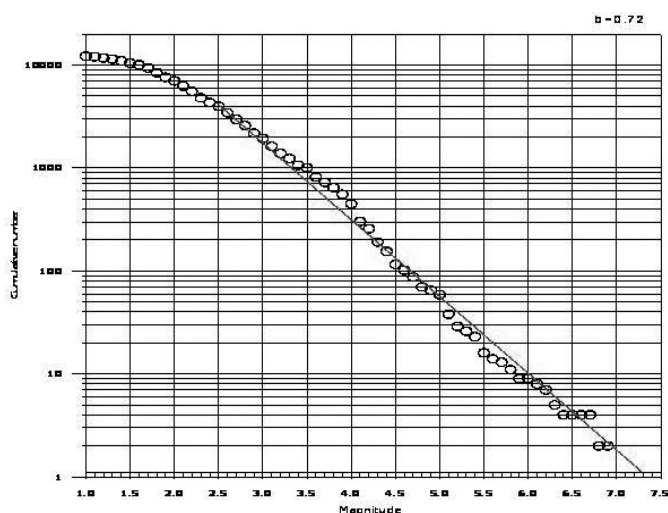


Рис. 2. График повторяемости землетрясений на территории Кавказа в послеспитакский период времени

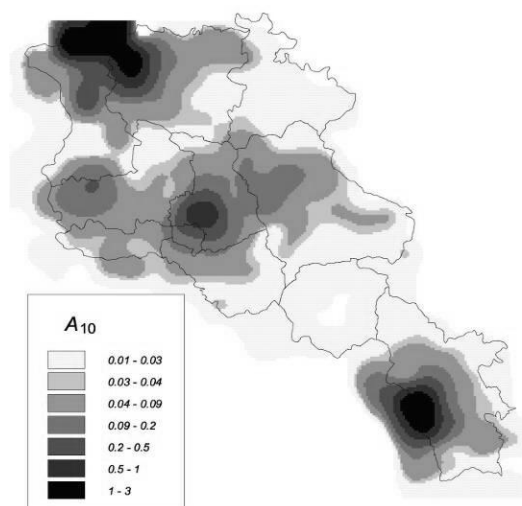


Рис. 3. Карта сейсмической активности \bar{A}_{10} Республики Армения

Очаговая зона Спитакского землетрясения 1988 г. с $I=8-10$ баллов, вытянутая на северо-запад и север, находится в области сейсмической активности, $\bar{A}_{3,5}=2$. Вся 7-балльная изосейста находится в зоне активности со значением $\bar{A}_{3,5}=0.2-0.5$. Повышенные значения активности ($\bar{A}_{3,5}=0.5$) наблюдаются и в центральной части республики с центром в г. Ереван и на юге республики в Каджаранской зоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Саргсян Г.В., Саргсян Л.С., Мхитарян К.А., Геворкян Л.А.* Сейсмичность Армянского нагорья после Спитакского разрушительного землетрясения 1988 года // Сейсмичность Северной Евразии. Материалы Международной конференции. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 269–276.
2. *Саргсян Г.В., Гаспарян В.Р.* Особенности сейсмичности Кавказа после Спитакского разрушительного землетрясения // Сборник научных трудов, посвященный 40-летию ИГИС им. А. Назарова НАН РА. – Гюмри, 2002. – С. 214–230.
3. *Паналашвили В.Г. (по региону), Агаларова Э.Б. (АзССР), Кахиани Л.А. (ГССР), Саргсян Г.В. (АрмССР), Габсатарова И.П. (ОМЭ ИФЗ АН СССР), Мусалаева З.А. (ОМП ГИ Дагфил. АН СССР).* Кавказ // Землетрясения в СССР в 1988 году. – М.: Наука, 1991. – С. 236–247.
4. *Гедакян Э.Г., Голинский Г.Л., Паналашвили В.Г., Хромецкая Е.А., Шебалин Н.В.* Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г., карты изосейст // Землетрясения в СССР в 1988 году. – М.: Наука, 1991. – С. 74–86.
5. *Саргсян Г.В. и др.* О сейсмичности 7-балльной изосейстовой зоны Спитакского землетрясения за последнее десятилетие // Труды научной конференции, посвященной 10-летию Спитакского землетрясения // Вестник строителей Армении. Особый выпуск. – 1999. – № 4. – С. 39–41.
6. *Гедакян Э.Г., Голинский Г.Л. и др.* Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. Карта изосейст // Землетрясения в СССР в 1988 году. – М.: Наука, 1991. – С. 74–87.
7. *Саргсян Г.В. и др.* Армения // Землетрясения Северной Евразии в 1995–1999 гг. – Обнинск: ФОП, 2001–2005.
8. *Аракелян А.Р., Саргсян Г.В., Маргарян С.С., Гаспарян В.Р., Асатрян Л.С.* Армения // Землетрясения Северной Евразии в 1996 году. – М.: ГС РАН, 2002. – С. 28–31.
9. *Саргсян Г.В., Гаспарян В.Р.* Об активизации северо-западного крыла очаговой зоны Спитакского землетрясения 1988 года // Вестник МАНЭБ. – СПб., 2002. – Т. 7, № 6 (54). – С. 37–40.
10. *Асланян А.Т., Ананян Э.В., Агамалян К.А., Караханян А.С., Микаелян А.С.* Карты разломов центральной части Армянской ССР. Масштаб 1:200000 // Научно-технический отчет по проблеме «Прогноз землетрясений». – Ереван: ИГН АН АрмССР, 1981. – 63 с. (Фонды ИГИС НАН РА).
11. *Пирузян С.А.* Опыт детального сейсмического районирования территории Большого Ереванского района. – Ереван: Айастан, 1969. – 97 с.
12. *Sargsyan H., Gasparyan V., Abgaryan G.* Space time analysis of seismicity of the Caucasus // Asian Seismological Commission V General Assembly. – Yerevan, Armenia, 2004.
13. *Шебалин Н.В.* Опорные землетрясения и уравнения макросейсмического поля // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. – М.: Наука, 1977. – С. 20–31.

СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНА СТРОИТЕЛЬСТВА ОСОБО ОТВЕТСТВЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ

¹Е.И. Алёшина, ¹Л.И. Карпенко, ¹Л.В. Гунбина, ^{1,2}Б.М. Седов

¹Магаданский филиал ГС РАН, г. Магадан

²Северо-Восточный КНИИ ДВО РАН, г. Магадан

Аннотация. С учетом последних геолого-геофизических и сейсмологических материалов для района строительства особо ответственных сооружений проведены работы по исследованию региональной сейсмичности.

Abstract. Works on the research of the regional seismicity were carried out with account of the latest geological-geophysical and seismological sources for the construction of essentially critical facilities.

Введение

Прогноз сейсмической опасности и расчетных сейсмических воздействий для особо ответственных сооружений, расположенных в сейсмически активных зонах, уменьшение сейсмического риска от возможных сильных землетрясений зависят от точности сейсмической информации, используемой как на стадии проектирования, так и в период эксплуатации сооружения. Площадь исследований представляет прямоугольник, в центре которого располагается территория строящегося горнодобывающего предприятия в поселке Омчак Тенькинского района Магаданской области. В пределах этой территории находятся три зоны возникновения очагов землетрясений (ВОЗ), землетрясения в которых проявляются максимальными сотрясениями.

Основные сведения о сеймотектонике района исследований

Район работ расположен в юго-восточной части Верхояно-Колымской складчатой системы, протягивающейся от побережья Северного Ледовитого океана до Охотского моря. Особенностью складчатой системы являются зоны концентрации линейных структур преимущественно северо-западного простирания [1]. В пределах Верхояно-Колымской складчатой зоны располагается сейсмический пояс Черского, геодинамика которого определяется взаимодействием Евразийской и Северо-Американской литосферных плит [2]. Землетрясения этого пояса представляют основную сейсмическую опасность для строительства промышленных сооружений. Участок строительства находится в юго-восточной части пояса Черского, в юго-западном крыле Аян-Юряхского антиклинория. Район работ расположен в пределах главного структурного элемента антиклинория – Тенькинской антиклинали, в непосредственной близости (около 6 км) от Тенькинской зоны разломов северо-западного простирания [3]. Главные структурные элементы зоны разломов – это системы крутопадающих разрывных нарушений типа взбросов и надвигов. Глубинный характер зоны разлома устанавливается по большой протяженности (200 км), большой глубине заложения (до 25 км по геофизическим данным), длительности и многофазности развития. В физических полях зона выражена слабо повышенным магнитным полем. В геологическом строении района принимают участие геосинклинальные терригенные отложения перми и триаса, представленные преимущественно алевролитоглинистыми сланцами и песчаниками.

Сейсмичность района

За период наблюдений (с 1924 г. по июнь 2013 г.) в районе строительства, на удалении от него до 150 км локализованы эпицентры 1200 местных землетрясений с энергетическими классами $K_p=5.3-14$ (рис. 1).

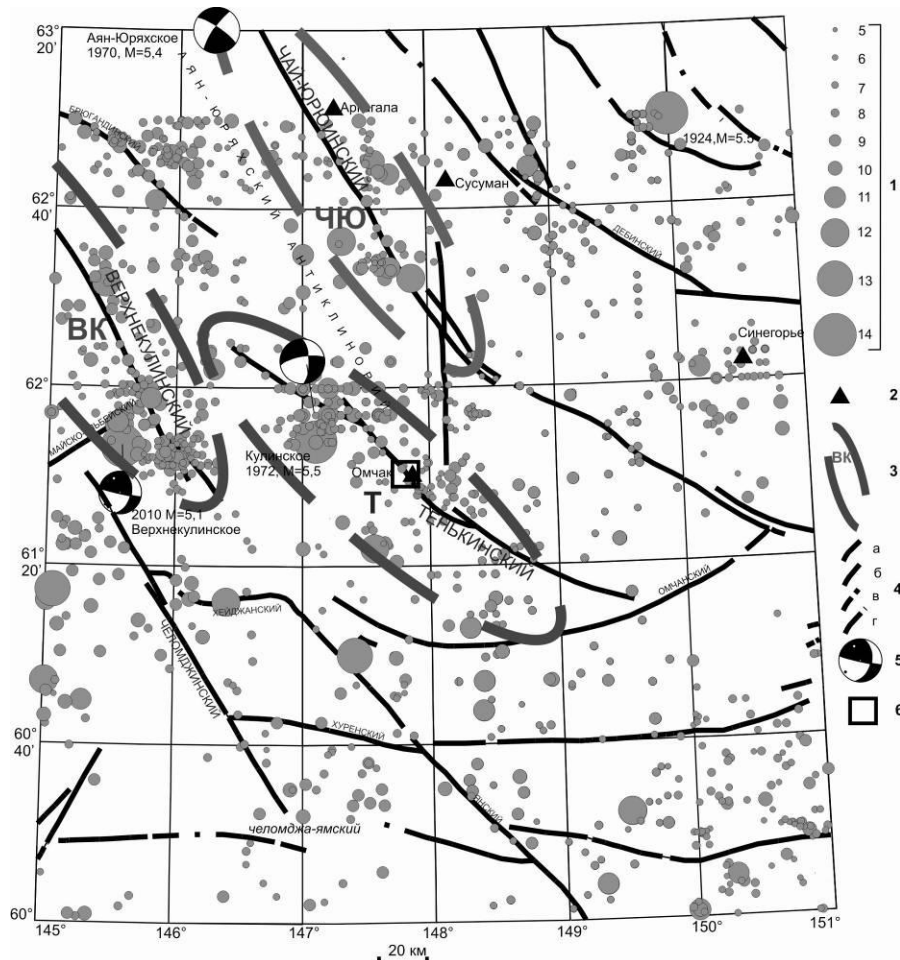


Рис. 1. Положение эпицентров землетрясений, крупнейших разломов, и зон ВОЗ на территории строительства.

Разломы даны по тектонической схеме В.М. Кузнецова [3]: 1 – энергетический класс; 2 – сейсмостанция; 3 – зона ВОЗ: ВК – Верхнекулинская, Т – Тенькинская, ЧЮ – Чай-Юрюинская; 4 – крупнейшие разломы: а – установленные, б – предполагаемые, в – скрытые установленные, г – скрытые предполагаемые; 5 – стереограмма механизма очага в проекции нижней полусферы, зачернена область волн сжатия; 6 – участок строительства

Гипоцентры землетрясений расположены в пределах земной коры на глубинах $h \leq 33$ км. Основное количество событий сконцентрировано в диапазоне глубин 5–6 км. Самые сильные землетрясения (с $K_p \geq 13$) регистрировались на глубинах 15–24 км. Эпицентры сильнейших землетрясений приурочены к крупнейшим глубинным разломам: Верхнекулинскому, Майско-Ульбейскому, Чай-Юрюинскому, Тенькинскому. Слабая сейсмичность наблюдается вдоль разломов БрЮгадинский и Дебинский (с $K_p \leq 10.0$). В южной части района зарегистрированы отдельные слабые землетрясения энергетического класса $K_p \leq 8.0$. Большинство из них располагаются в пределах Янского прогиба и Арманской депрессии.

Наибольшее количество землетрясений на территории произошли в периоды 1973–1976 гг. ($n=46-59$) и 2009–2012 гг. ($n=51-99$) (рис. 2). Спокойным в сейсмическом отношении был 2006 г., когда было зарегистрировано 20 землетрясений; годовое количество энергии, выделенное ими, было минимальным ($E_{\Sigma} = 0.021 \cdot 10^{11}$ Дж). Небольшое количество землетрясений, если не брать в расчет начальный период (по 1970 г.), регистрировалось в 1983–2001 гг. ($n=3-19$). Однако количество выделенной энергии в эти годы было высоким, т.е. фиксировались в основном сильные землетрясения с $K_p=8-12$. Вероятно, это связано с регистрационными возможностями сети сейсмических станций. Большое количество землетрясений в 2010–2012 гг. связано с афтершоковым процессом, возникшим после Верхнекулинского землетрясения 2 августа 2010 года.

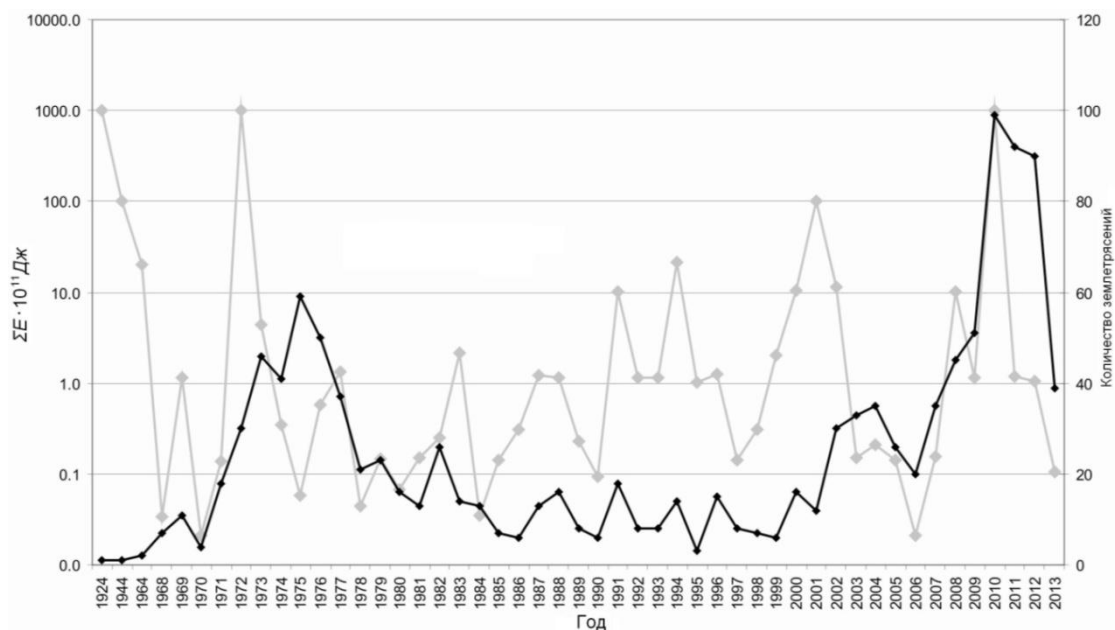


Рис. 2. Распределение количества землетрясений и выделенной ими энергии по годам. Серая линия – суммарная сейсмическая энергия, черная линия – количество землетрясений

Инструментальные данные позволяют получить основные количественные характеристики сейсмичности района. При этом отметим некоторую неоднородность используемых материалов. Так, данные раннего периода наблюдений по отношению к последнему десятилетию менее представительны по землетрясениям малых энергетических классов ($K_p < 9$), что, впрочем, не сказывается на данных по сильным событиям, представляющим основной интерес при оценке исходного балла сейсмичности. Закономерность сейсмичности территории определяется графиком повторяемости (рис. 3). Его наклон равен $\gamma = 0.491$, что близко к среднему значению для большинства районов мира.

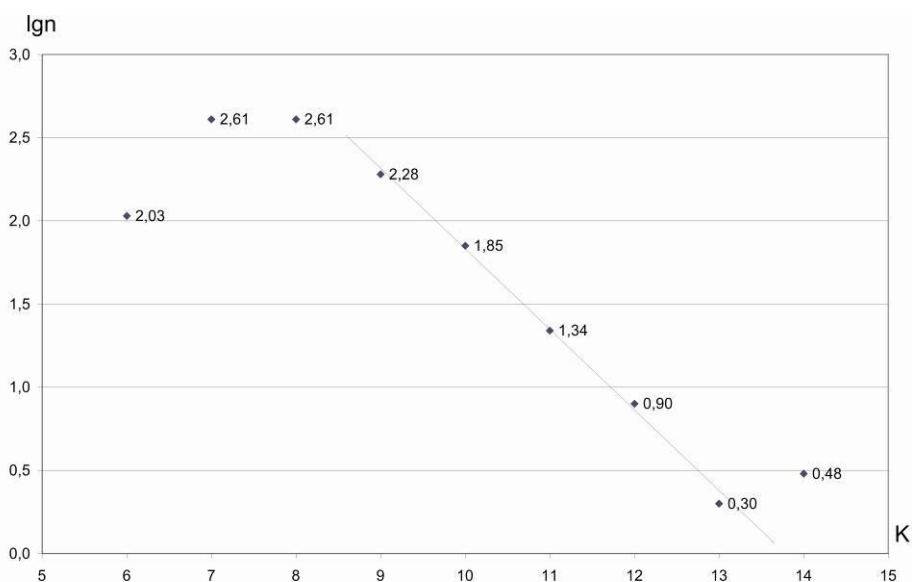


Рис. 3. График повторяемости землетрясений в исследуемом районе

Зоны ВОЗ в окрестностях строительства промышленных сооружений

Для прогнозного анализа сейсмической опасности территории строительства промышленных сооружений определено положение зон ВОЗ. На рис. 1 показаны эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений в районе, окружающем участок строительства. Рассмотрим вариант выделения зон ВОЗ, в котором очаги

землетрясений генетически связаны с активными тектоническими разломами. Для этого используем схему тектонического районирования Колымо-Охотского водораздела масштаба 1: 1 000 000 В.М. Кузнецова [3]. На территории выделены три зоны ВОЗ, которые по основным сейсмогенерирующим разломам названы Верхнекулинская (ВК), Тенькинская (Т) и Чай-Юрюинская (Ч-Ю). Эти зоны ВОЗ имеют северо-западное простирание, пространственно расположены вдоль сейсмического пояса Черского (рис. 1).

Характеристика сильнейших событий зон ВОЗ

В районе Верхнеколымского нагорья 05.06.1970 г. в 10^h31^m произошло *Аян-Юряхское землетрясение* с магнитудой $M=5.4-5.6$ [4–6]. Землетрясение находилось в зоне Чай-Юрюинского разлома северо-западного простирания, заложившегося в верхнем палеозое, в мезозое развивавшегося как конседиментационный сброс, в позднем мезозое и кайнозое – как правый сдвиг [5]. Глубина заложения разлома, по геофизическим данным, – до 25 км. Землетрясение ощущалось в близлежащем к эпицентру пос. Кадыкчан ($\Delta=67$ км) с силой 4–5 баллов. Из пос. Омчак ($\Delta=225$ км) макросейсмических данных не поступало. Отметим отсутствие афтершоков после Аян-Юряхского землетрясения. Тип перемещений в очаге землетрясения совпадает с движениями по разлому и соответствует левому сдвигу.

Самое крупное на Северо-Востоке России *Артыкское землетрясение* с $M=6.4-7.1$ [4–6] произошло 18.05.1971 г. в 22^h44^m. Землетрясение связано с подвижками по Чай-Юрюинскому разлому. До конца 1971 г. было зарегистрировано более 1200 афтершоков, они образовали эпицентральною область, вытянутую в северо-западном направлении от эпицентра главного толчка, вдоль линии Чай-Юрюинского глубинного разлома. Тип перемещений в очаге землетрясения совпадает с движениями по разлому в мезокайнозойское время и соответствует левому сдвигу. Артыкское землетрясение ощущалось в пос. Омчак с интенсивностью 5 баллов (эпицентральное расстояние $\Delta=290$ км).

Эпицентры Аян-Юряхского и Артыкского землетрясений расположены в пределах Чай-Юрюинской зоны ВОЗ. Отметим, что от площадки строительства эпицентры удалены более чем на 150 км.

Кулинское землетрясение с $M=5.5, 5.7$ [4, 6] произошло 13.01.1972 г. в 17^h24^m. Землетрясение находилось в пределах Тенькинской зоны ВОЗ и, вероятно, связано с подвижками по Тенькинскому разлому северо-западного простирания ($A_Z=330^\circ$). На дневной поверхности он выражен зонами дробления и рассланцевания, кинематический тип разлома – правый сдвиг [5]. Глубина заложения разлома по геофизическим данным – до 25 км. В течение 1972 г. зарегистрировано более 80 афтершоков, большинство из них произошли к востоку и северо-востоку от основного события.

Верхнекулинское землетрясение с $K_p=13.6$ ($MPV=5.1$) зарегистрировано 02.08.2010 г. в 14^h17^m на границе с Республикой Саха (Якутия), в верховьях реки Кулу. Это событие относится к Верхнекулинской зоне ВОЗ. Землетрясение сопровождалось форшоками и большим количеством афтершоков с $K_p=6.1-11.6$, оно ощущалось на значительной площади, в том числе в пос. Омчак, удаленном на расстояние 121 км от эпицентра, с интенсивностью 5 баллов. Эпицентры основного толчка, форшоков и афтершоков приурочены к зоне сочленения Верхнекулинского разлома северо-западного простирания ($A_Z=330^\circ$) и Майско-Ульбейского разлома северо-восточного простирания ($A_Z=55^\circ$). Область концентрации эпицентров афтершоков 2009–2012 гг. вытянута вдоль Верхнекулинского разлома на расстояние около 60 км, а вдоль Майско-Ульбейского разлома – на 40 км. Угол простирания большой оси – около 320° . Гипоцентры роя землетрясений расположены на глубинах до 33 км. Тип перемещений в очаге землетрясения – левосторонний сдвиг с компонентами взброса [5, 7].

Выводы

1. Большинство землетрясений, в том числе и самые сильные, приурочены к крупнейшим глубинным разломам – Верхнекулинскому, Чай-Юрюинскому и Тенькинскому.
2. Основное количество событий сконцентрировано в диапазоне глубин 5–6 км. Самые сильные землетрясения (с $M \geq 5$) регистрировались на глубинах 15–24 км.
3. Наклон графика повторяемости землетрясений равен $\gamma = -0.405$, что близко к среднему значению по другим регионам.
4. Сотрясения на изучаемой территории не превышали 5 баллов, что существенно ниже, чем указано на картах ОСР–97.
5. Выделены три зоны ВОЗ северо-западного простирания, связанные с крупнейшими сейсмогенерирующими разломами, – Верхнекулинская, Чай-Юрюинская, Тенькинская. Наиболее опасная – Тенькинская зона, находящаяся на расстоянии не более 6 км от площадок строительства промышленных сооружений.
6. Согласно механизмам очагов сильнейших землетрясений, современные типы подвижек по разломам – сдвиги, близ эпицентров землетрясений преобладают субвертикальные смещения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А.* Наталкинское золоторудное месторождение. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. – 250 с.
2. *Mackey K.G., Fujita K., Hartse H.E., Stead R.J., Steck L.K., Gunbina L.V., Lesuk N., Shibaev S.V., Kozmin B.M., Imaev V.S., Gordeev E.I., Chebrov V.N., Massal'ski O.K., Gileva N.A., Bor-motov V.A., Voitenok A.A., Levin Y.N., Fokina T.A.* Seismicity map of Eastern Russia, 1960–2010 // *Seismol. Res. Lett.* – September/October 2010. – V. 81, N 5. – P. 761–768.
3. *Кузнецов В.М.* Схема тектонического районирования Колымо-Охотского водораздела, масштаб 1:1 000 000. – Магадан: ФГУП «Магадангеология», 2001. – 8 листов.
4. *Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.* / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. – М.: Наука, 1977. – 536 с.
5. *Козьмин Б.М.* Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов землетрясений. – М.: Наука, 1984. – 125 с.
6. *Searching the ISC Bulletin* // International Seismological Centre [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/>.
7. *The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) 1992–1999* // *Ann. Geofis.* – Roma, Italy, 1999. – V. 42, N 6. – P. 955–1230.

ХАРАКТЕРИСТИКА РОЕВ И АФТЕРШОКОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

¹Е.И. Алёшина, ^{1,2}Б.М. Седов, ¹Л.В. Гунбина
¹Магаданский филиал ГС РАН, г. Магадан
²Север-Восточный КНИИ ДВО РАН, г. Магадан

Аннотация. Анализируются основные характеристики и процессы нескольких наиболее значительных в Магаданской области афтершоковых зон и роев землетрясений.

Abstract. Main properties and processes of several most important aftershock zones and earthquakes clusters in Magadan region are analyzed.

Введение

Афтершоки и рои землетрясений важны, поскольку позволяют исследовать параметры гипоцентральных зон. Через их характеристики принципиально можно выходить на прочность массивов пород, геодинамические и иные параметры, определяющие сейсмичность конкретного района или структуры. Особо интересны повторяющиеся афтершоковые рои землетрясений, поскольку они должны ответить на один из главных вопросов сейсмологии: прогноз сейсмических событий.

По данным регионального каталога землетрясений Северо-Востока России за период 1952–2013 гг., составленного Магаданским филиалом ГС РАН, был выявлен ряд афтершоковых зон и роев землетрясений (рис. 1).

Характеристика зон роев землетрясений

Между поселками Галимый и Меренга в 1998 г. наблюдался рой, включающий более 200 землетрясений, из которых локализованы 73 события с $K_p=8.1-11.1$ [1]. Их эпицентры образуют компактную группу, вытянутую в субширотном направлении. Большинство гипоцентров находятся на глубинах около 10 км. Главным структурным элементом этого района является Верхнесугойская кайнозойская впадина, заполненная отложениями общей мощностью свыше 200 м. Она приурочена к Буксундинскому глубинному разлому северо-восточного простирания [2]. По геолого-геофизическим данным впадина возникла в результате сбросо-сдвиговых движений по разломам. Очаговая область землетрясений пространственно тяготеет к юго-восточному окончанию впадины, где вертикальная амплитуда смещений по безымянному разлому составляет более 200 м. По геологическим данным большинство разломов имеют северо-восточное простирание и характеризуются левосторонними сдвигами [3].

В 2004 г., восточнее произошедшего в 1998 г. роя, возник другой, названный Наяханским. Он включал 17 землетрясений с $K_p=7.2-10.0$, зарегистрированных в период с 21 января по 5 марта 2004 г. [4]. Рой находился вблизи побережья Гижигинской губы. Эпицентры приурочены к северному краю Наяханского вулканического поля. Их область вытянута в субмеридиональном направлении (рис. 1). Все эпицентры, кроме одного, располагаются севернее очага самого сильного события с $K_p=10.0$.

В районе Наяханского вулканического поля рои землетрясений возникали и ранее – в 1981, 1990, 2007, 2008–2009 и 2010 гг. В 1981 и 1990 гг. их эпицентры располагались в Охотском море. В 2007 г. зарегистрированы 12 землетрясений с $K_p=7.2-9.7$. Область эпицентров слегка вытянута в субмеридиональном направлении. В 2010 г. зарегистрированы 19 землетрясений с $K_p=7.1-10.5$. Область эпицентров имеет изометричную форму размером 27×24 км, длинная ось вытянута в субмеридиональном направлении. Отметим, что лишь зона роя, произошедшего в 1998 г., имеет субширотное простирание, остальные – субмеридиональное.

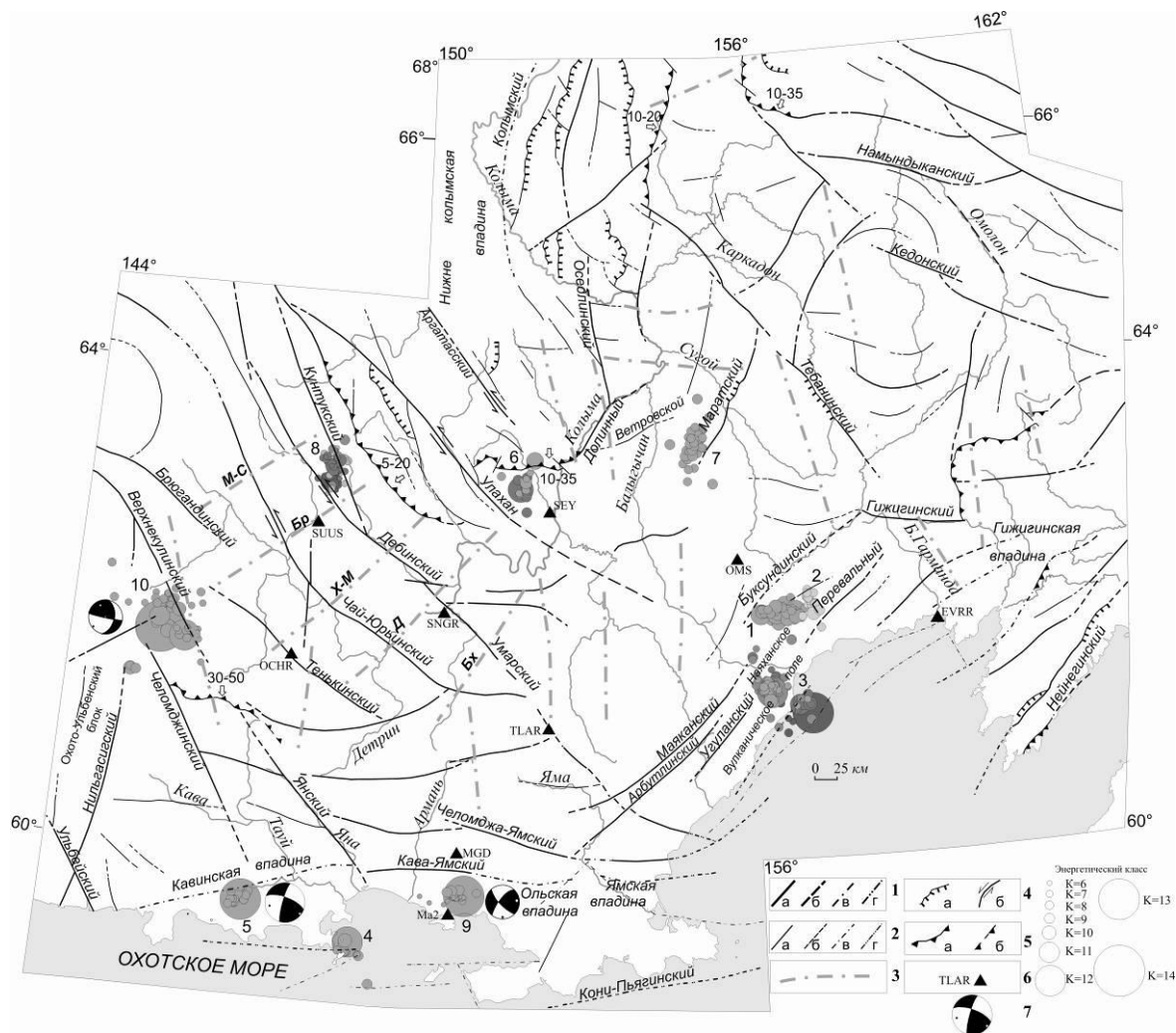


Рис. 1. Схема тектонического районирования Охотско-Колымского водораздела [2] и положение эпицентров землетрясений афтершоковых зон и роев:

1 – крупнейшие разломы: установленные (а), предполагаемые (б), скрытые под молодыми образованиями (в) и в акватории моря (г); 2 – прочие тектонические нарушения: установленные (а), предполагаемые (б), скрытые под молодыми образованиями (в) и в акватории моря (г); 3 – скрытые разломы фундамента: М-С – Малык-Сиенский, Бр – Берелёхский, Х-М – Хейджано-Мылгинский, Д – Детринский, Бх – Бахапчинский; 4 – разломы с указанием угла наклона поверхности сместителя: надвиги (а), сдвиги (б); 5 – красвые ограничения установленных (а) и предполагаемых (б) шарьяжей, интерпретированная амплитуда их смещения, м; 6 – сейсмическая станция; 7 – механизм очага. Цифрами обозначены афтершоковые зоны: 1 – Галимый-Меренга, 1998 г.; 2 – Наяханская, 2004 г.; 3 – Наяханская, 1981, 1990, 2007, 2008, 2009, 2010 гг., 4 – Спафарьевская, 2001 г.; 5 – Мотыклейская, 2001 г.; 6 – Сеймчанская, 2002–2003 гг.; 7 – Маратская, 2004 г., 8 – Дебин-Кунтукская, 2003, 2008, 2009, 2011 гг., 9 – Ланкучанская, 2009–2010 гг.; 10 – Верхнекулинская, 2010–2011 гг.

Рой, названный Маратским, располагался в 110 км к северо-западу от пос. Омсукчан. Он включал 76 толчков с $K_p=7.1-10.8$ с эпицентрами между Сугойским и Насучанским синклиниями, в пределах Нягаинской мулды.

В 38 км от г. Сусуман 14 мая 2003 г. произошло сильное землетрясение $K_p=11.1$. Ему предшествовал один форшок (29 марта с $K_p=9.3$). Оно сопровождалось афтершоками с $K_p=6.2-8.6$. Все землетрясения, включая форшок и афтершоки, располагались в районе Иньяли-Дебинского синклиория, в пределах Морджотской тектономагматической зоны между двумя разломами северо-западного простирания – Дебинским и Кунтукским. Форшок и афтершоки находились севернее эпицентра основного толчка. Землетрясение с $K_p=11.1$ ощущалось в Сусумане с интенсивностью 4 балла. Многие респонденты отмечали нарастающий подземный гул.

После сильного события 2003 г. в этом районе между разломами Дебинский и Кунтукский в 2008, 2009 и 2011 гг. возникли рои слабых землетрясений с $K_p=5.6-10.1$. Две трети событий имели малый энергетический класс ($K_p \leq 8$). Область всех эпицентров роя Дебин-Кунтук вытянута в северо-западном направлении (вдоль разломов). Отмечается некоторое смещение областей эпицентров со временем на север, т.е. эпицентры 2003 г. располагаются южнее эпицентров 2008, 2009 и 2011 гг.

Характеристика основных афтершоковых зон

Афтершоковые землетрясения являются более частыми событиями, по сравнению с роями на Северо-Востоке России. Для них характерны и более длительные периоды действия.

Ланкучанская афтершоковая зона

Ланкучанское землетрясение, произошедшее 26 декабря 2009 г. в 23^h22^m, было наиболее сильным ($K_p=12.9$) в Примагаданье за весь период инструментальных наблюдений (с 1952 г.) на Северо-Востоке России [5]. Максимальный макросейсмический эффект в г. Магадане достигал 6 баллов. Это землетрясение сопровождалось сильным подземным гулом, похожим на удаленный взрыв, который был слышен на расстоянии до 30 км от эпицентра. При проведенных на следующий день полевых обследованиях эпицентральной зоны не было найдено следов схода снежных лавин и срывов снежных карнизов. Зарегистрировано более 100 афтершоков, из них локализованы 33. Суммарная сейсмическая энергия, выделившаяся в эпицентральной зоне, составила $\Sigma E=1.0 \cdot 10^{13}$ Дж. При основном толчке 26.12.2009 г. высвободилась энергия, равная $E=1.0 \cdot 10^{13}$ Дж или 99.9% от суммарного ее значения.

Все афтершоки Ланкучанского землетрясения располагались западнее эпицентра основного толчка, лишь один из них – восточнее. Большая ось области эпицентров вытянута вдоль тектонических нарушений северо-западного простирания, пересекающих Киш-Анмандыканскую зону разломов [6]. Вблизи их пересечения находится эпицентр основного события – Ланкучанское землетрясение. Глубины афтершоков изменяются от 7 до 33 км (рис. 2 а).

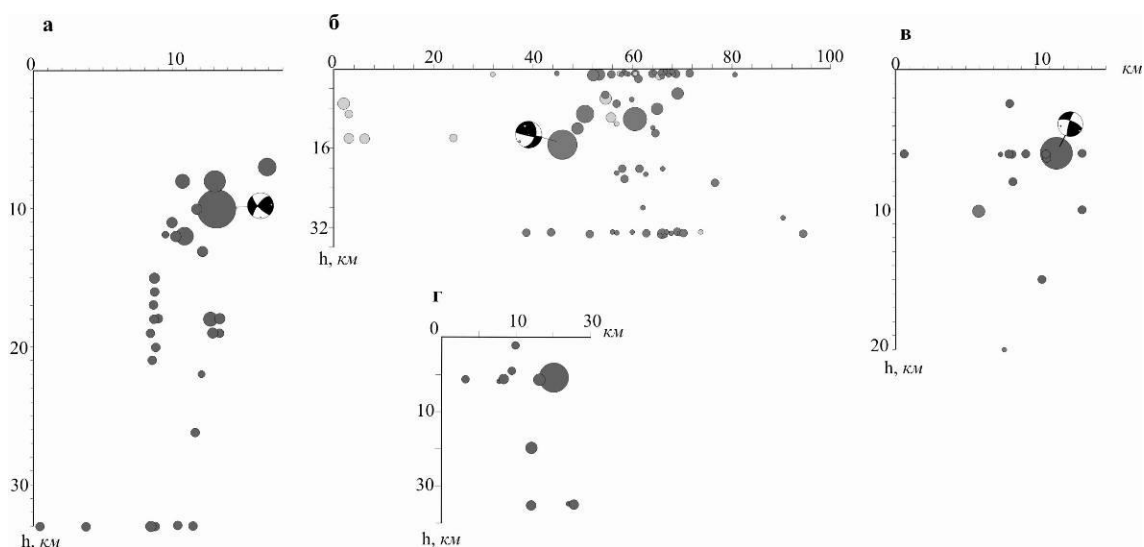


Рис. 2. Положение проекций гипоцентров основного толчка и афтершоков Ланкучанского (а), Верхнекулинского (б), Мотыклейского (в) и Спафарьевского (г) землетрясений на вертикальную плоскость, расположенную вкрест простирания области афтершоков

Верхнекулинская афтершоковая зона

В верховьях р. Кулу, на границе с Республикой Саха (Якутия) 2 августа 2010 г. в 14^h17^m произошло Верхнекулинское землетрясение с $K_p=13.6$. Максимальный макросейсмический эффект в г. Сусумане достигал 5 баллов. Его сопровождали форшоки

и афтершоки. Суммарная сейсмическая энергия, выделившаяся в эпицентральной зоне Верхнекулинского землетрясения, составила $\Sigma E = 4.041 \cdot 10^{13}$ Дж. При основном толчке высвободилась энергия, равная $E = 3.981 \cdot 10^{13}$ Дж, или 98.5% от суммарного ее значения.

Эпицентры основного толчка, форшоков и афтершоков располагались в пределах Верхнеиндигирского синклиория и были приурочены к зоне сочленения Верхнекулинского разлома северо-западного простирания и Майско-Ульбейского разлома северо-восточного простирания. Это одна из наиболее сейсмически активных зон Северо-Востока России. Здесь и ранее неоднократно происходили сильные землетрясения. Так, 13 января 1972 г. произошло Кулинское землетрясение с $K_p = 14.0$. Его эпицентр располагался восточнее, в 82 км от эпицентра 2010 года. В ноябре 2011 г. здесь произошло землетрясение с $K_p = 11.6$. Область эпицентров верхнекулинских афтершоков 2009–2011 гг. вытянута вдоль Верхнекулинского разлома. Гипоцентры всех землетрясений расположены на глубинах до 33 км (рис. 2 б).

Мотыклейская афтершоковая зона

Мотыклейское землетрясение с $K_p = 13.1$ произошло 7 января 2001 г. в 06^h27^m. Оно ощущалось в поселках Магаданской области с интенсивностью до 6 баллов. Землетрясение сопровождалось серией из 15 афтершоков с $K_p = 7.2$ –8.6. Мотыклейское землетрясение приурочено к одноименной неотектонической впадине, заполненной континентальными рыхлыми песчано-глинистыми отложениями максимальной мощностью до 1200 м [2]. Впадина отмечается отрицательными локальными аномалиями силы тяжести Δg_b . В основании впадины залегают вулканогенные толщи Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Современная активность разломов Мотыклейской впадины подтверждается геотермальными источниками. Область эпицентров афтершоков вытянута вдоль субширотного Кава-Ямского разлома. Главное событие и большинство афтершоков находились на глубине 6 км (рис. 2 в).

Спафарьевская афтершоковая зона

Спафарьевское землетрясение с $K_p = 12.0$ произошло 4 января 2001 г. в 14^h57^m на акватории Тауйской губы. Оно ощущалось в Магадане и поселках области с $I = 3$ –5 баллов. Событие сопровождалось девятью афтершоками с $K_p = 7.1$ –9.6. Землетрясение и его афтершоки приурочены к Спафарьевскому поднятию акустического фундамента протяженностью около 200 км [7]. Его глубина, по данным морской сейсморазведки МОГТ, – менее 0.5 км. На юге поднятие ограничено субширотным разломом с амплитудой вертикальных смещений 1–4.5 км. Поднятие разбито поперечными разломами с правосторонним сдвигом, при горизонтальных амплитудах – до 1 км. Эти нарушения субпараллельны друг другу при северо-западном простирании ($A_z \approx 135^\circ$). Их направления близки активным разломам сейсмического пояса Черского. Зона эпицентров афтершоков Спафарьевского землетрясения также вытянута в северо-западном направлении. Основное событие и большинство афтершоков находятся на глубине 6 км (рис. 2 г).

Заключение

Исследования зон роев и афтершоков Северо-Востока России позволили выявить следующие основные закономерности.

1. Большинство афтершоковых зон и роев приурочено к окончаниям (концевым частям) протяженных тектонических нарушений. Это позволяет предполагать, что они связаны с разрядкой геодинамических напряжений, приводящих к продвижению зон разрывов.

2. Часть афтершоковых событий носит квазипериодический характер. При этом афтершоковые зоны перемещаются и не совпадают друг с другом. Это свидетельствует о том, что после разрядки напряжений и образования зоны нарушения сплошности среды область концентрации напряжений смещается.

3. Гипоцентры афтершоков образуют эллипсоидные области. Положение проекций гипоцентров Ланкучанской, Верхнекулинской, Мотыклейской и Спафарьевской афтершоковых зон на вертикальную плоскость показывают, что большая ось области афтершоков имеет субвертикальный наклон, что подтверждается механизмами очагов [8].

4. Главное событие практически всегда является ограничивающим положение афтершоков с одной из сторон эллипсоида, за пределами которой события отсутствуют.

5. С главным событием связано выделение основной энергии (98–99% от суммарной).

6. Наблюдается прямая связь размеров афтершоковой зоны и величины K_r главного события.

7. Для шести афтершоковых зон разницы магнитуд между главным событием и сильнейшим афтершоком изменяются от 1.0 до 2.4 при среднем значении 1.7. Согласно закону Бота, магнитуда сильнейшего афтершока на 1.2 меньше, чем главного толчка [9].

8. Главные события, предваряющие афтершоки, иногда сопровождаются звуком, напоминающим нарастающий подземный гул или отдаленный взрыв. Он слышен на расстоянии до 40 км от эпицентра. Звук не является результатом каких-либо поверхностных явлений, поскольку при обследовании эпицентральных зон землетрясений, произошедших зимой, не выявлено снежных лавин, срывов карнизов, свежих оползней и свалов грунтов.

9. Суммарная энергия, выделенная отдельным роем, существенно меньше, чем высвобождаемая при афтершоках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гунбина Л.В., Лещук Н.М., Седов Б.М.* Северо-Восток России // Землетрясения Северной Евразии в 1998 году. – Обнинск: ФООП, 2003. – С. 169–172.
2. *Кузнецов В.М.* Тектоническая карта Охотско-Колымского водораздела, масштаб 1:1000000. – Магадан: «Магадангеология», 2000. – 8 листов.
3. *Геология СССР.* Т. XXX. Северо-Восток СССР. Книга 1. Геологическое описание. – М.: Недра, 1970. – 548 с.
4. *Алёшина Е.И., Гунбина Л.В., Комарова Р.С., Седов Б.М.* Северо-Восток России // Землетрясения Северной Евразии, 2004 год. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 199–206.
5. *Гунбина Л.В., Карпенко Л.И., Алёшина Е.И., Смирнов В.Н.* Ланкучанское землетрясение 26 декабря 2009 г. (Магаданская обл.) // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 81–85.
6. *Аноров П.Н., Юдина Г.М., Соцкий Э.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Магаданская серия. О-56-I (Магадан), О-56-II (Ола). – Комитет природных ресурсов по Магаданской области ФГУП «Магадангеология», 2001.
7. *Sedov V.M.* The setting of the Okhotsk Sea micro plate northern boundary and its seismicity // Abs. AGU, meeting. – San-Francisco, 2004.
8. *Global CMT Web Page* // Lamont Doherty Earth Observatory, Columbia University, USA [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.globalcmt.org>.
9. *Рухтер Ч.Ф.* Элементарная сейсмология. – М.: Издательство иностранной литературы, 1963. – 670 с.

ИЗМЕНЕНИЯ ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ НА ВРЕМЕННОМ ИНТЕРВАЛЕ 1961–1992 ГГ.

В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик
Институт динамики геосфер РАН, г. Москва

Аннотация. Приведен краткий обзор исследований линейного тренда времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени на эпицентральных расстояниях от 1 до 146°.

Abstract. It presents a brief review of studies of the linear trend of *P*-wave travel time in calendar time at epicentral distances between 1 and 146°.

В процессе сейсмологического контроля проведения подземных ядерных испытаний было обнаружено изменение времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени на одной и той же трассе. После публикации точных гипоцентральных координат и времени испытаний стало возможным исследовать вариации времени пробега сейсмических волн, как правило, не превышающие ± 0.5 с вне зависимости от эпицентрального расстояния. В результате исследований была обнаружена достаточно четкая зависимость линейного тренда времени пробега от эпицентрального расстояния: уменьшение – до 5120 км и увеличение – на расстояниях более 5450 км. Методика и результаты исследования линейного тренда времени пробега продольной волны на различных трассах опубликованы в [1–6]. В настоящей работе они сведены воедино с некоторыми исправлениями и дополнениями.

Для анализа времен пробега сейсмических волн рассмотрены результаты наблюдений подземных ядерных испытаний на Невадском (NTS) и Семипалатинском (СИП) полигонах сейсмическими станциями «Семипалатинск» (SEM), «Боровое» (BRVK), «Талгар» (AAB), «Пржевальск» (PRZ), «Фрунзе» («Бишкек», FRU), «Каджи-Сай» (KDS), «Манас» (MNS), «Арал» (ARL), «Нарын» (NRN), «Свердловск» (SVE), «Норильск» (NRI), «Хейс» (KHE), «Иультин» (ILT), «Сеймчан» (SEY), «Бодайбо» (BOD), «Закаменск» (ZAK), «Мирный» (MIR). На сейсмической станции «Боровое» с 23 июля 1966 г. осуществлялась цифровая регистрация [7], а на остальных – фотооптическая со скоростью записи 60–120 мм/мин стандартными короткопериодными каналами СКМ с увеличениями порядка 25000–100000 [8].

На трех основных площадках Невадского полигона в период 1961–1992 гг. проведено 872 испытания, из них 85 – в скважинах на площадке «Пахьют» (Pahu), 51 – в штольнях на площадке «Рейниер» (Rainier) и порядка 300 с $m_b > 4.1$ – на площадке «Юкка» (Yucca) [9]. Наиболее мощные испытания проводились на площадке «Пахьют». На Семипалатинском полигоне в период 1961–1989 гг. выполнено 352 испытания: 106 – в скважинах на площадке «Балапан» (Bal), 219 – в штольнях на площадке «Дегелен» (Deg) и 27 – в скважинах на площадках «Сары-Узень» и «Телькем» [10].

Методика исследования линейного тренда времени пробега в календарном времени $t=F(T_{\text{years}})$ достаточно проста [2]. По координатам станции и эпицентра испытания рассчитывается эпицентральное расстояние Δ , а по времени испытания в гипоцентре, пересчитанном к уровню моря, и времени вступления продольной волны на станции определяется время пробега t . По результатам анализа рассчитывается локальный годограф продольной волны $t=F(\Delta)$ на интервале анализа, в соответствии с которым все времена пробега отдельных испытаний пересчитываются к среднему значению Δ . Изменение приведенного времени пробега продольной волны в календарном времени δt является оценкой линейного тренда.

Линейный тренд волны *PKiKP* на трассе Bal–BRVK исследовался по иной методике. Выбирались участки записей длиной 40 с и ожидаемым вступлением волны

PKiKP по годографу примерно в их середине. Амплитуда записей на выбираемых участках должна, с одной стороны, значительно превышать сейсмический фон, а с другой – не иметь ограничений амплитуды. По таким критериям удалось отобрать 31 сейсмограмму за период с 1976 по 1989 год. На первом этапе в соответствии с ожидаемым частотным составом волны *PKiKP* выбранные участки были отфильтрованы полосовым фильтром Баттерворта с угловыми частотами 1 и 4 Гц и логарифмическим склоном 4. На втором этапе были определены относительные временные сдвиги между волнами *PKiKP* в пределах предполагаемого их вступления. Предварительный анализ показал, что волна *PKiKP* представляет собой волновой пакет, состоящий обычно из двух минимумов и двух максимумов. При этом доминируют первый минимум («ведущий») и второй максимум, а остальные элементы сильно варьируют и могут даже отсутствовать. Поэтому за основу был выбран один полный период, местоположение которого на сейсмограмме определяется «ведущим» минимумом. На последнем этапе вычислялись окончательные временные сдвиги волн *PKiKP*.

В табл. 1 приведены основные характеристики исследованных сейсмических трасс: Δ , t_p , T – интервалы эпицентрального расстояния (в километрах или градусах), времени пробега продольной волны и годы принятых в обработку испытаний, а также t_{cp} – среднее значение времени пробега, N – количество испытаний и H_{max} – максимальная глубина траектории сейсмического луча по модели *ak135* [11]. Эпицентральное расстояние Δ приведено в километрах или градусах – так, как оно использовалось в цитируемой работе по данной трассе. Количество и годы принятых в обработку испытаний по одной и той же площадке полигона для различных станций существенно различаются. Это связано со многими причинами: период работы станции, увеличение вертикального короткопериодного канала, надежность поправок станционной службы времени, а иногда – чисто организационными. Так, например, в некоторые интервалы времени станции SEM было предписано прекращать регистрацию.

Таблица 1. Основные характеристики сейсмических трасс

Трасса	Тип волны	Δ , км / °	t_p , с	t_{cp} , с	T , годы	N	H_{max} , км
Bal-SEM [2]	P_g	97–130 км	15.8–21.3	18.5	1978–1989	66	20.0
СИП-SEM	P_g	97–177 км	15.8–29.4	22.6	1964–1989	126	35.2
Deg-SEM	P_g	164–177 км	27.1–29.4	28.2	1964–1989	60	35.2
Deg-BRVK	P_n	645–659 км	88.1–89.8	88.9	1961–1989	160	42.1
СИП-BRVK	P_n	645–698 км	88.1–93.8	91.0	1961–1989	249	43.1
Bal-BRVK [1]	P_n	678–698 км	91.6–93.8	92.7	1968–1989	89	43.1
Bal-AAB [4]	P	740–767 км	99.5–102.5	101.0	1965–1989	92	45.0
Bal-PRZ [4]	P	820–846 км	108.9–113.8	111.3	1965–1989	78	47.4
Bal-FRU [4]	P	841–872 км	110.3–115.2	112.7	1969–1989	75	48.3
Bal-KDS [6]	P	7.82–8.05°	114.7–117.6	116.1	1972–1989	48	49.1
Bal-MNS [6]	P	8.52–8.82°	122.4–126.2	124.3	1973–1989	40	52.2
Bal-ARL [6]	P	8.56–8.85°	125.9–129.5	127.7	1968–1989	53	52.3
Bal-NRN [4]	P	961–989 км	126.8–130.8	128.8	1965–1989	75	52.5
Bal-SVE [3]	P	1417–1437 км	179.2–181.5	180.3	1971–1989	53	74.1
Bal-NRI [3]	P	2212–2238 км	270.5–273.4	271.9	1971–1989	82	449.2
Deg-NRI	P	2250–2262 км	273.9–275.6	274.7	1970–1989	61	452.5
Bal-KHE [3]	P	3489–3513 км	382.8–384.8	383.8	1965–1989	77	780.8
Pahu-ILT [2]	P	5065–5085 км	502.7–504.1	503.4	1968–1992	60	1104.2
NTS-ILT [5]	P	45.56–46.09°	502.3–506.2	504.2	1964–1992	198	1114.3
Bal-ILT [2]	P	5448–5480 км	526.8–529.5	528.1	1965–1989	84	1207.1
NTS-SEY [5]	P	58.00–58.44°	594.7–598.2	596.4	1969–1992	71	1496.6
NTS-BOD [5]	P	76.11–76.51°	709.0–711.1	710.0	1963–1992	71	2157.1
NTS-ZAK [5]	P	85.90–86.29°	761.6–763.9	762.7	1966–1992	59	2574.3
Pahu-BRVK [3]	P	9977–9992 км	781.2–782.1	781.6	1962–1991	66	2740.7
NTS-BRVK [1]	P	89.78–90.14°	781.2–783.2	782.2	1962–1991	319	2741.2
Bal-KHE [3]	PcP	3492–3513 км	555.3–556.4	555.8	1965–1989	79	2891.5
Bal-ILT	PcP	5448–5480 км	611.0–612.3	611.6	1965–1989	85	2891.5
Pahu-MIR [3]	$PKiKP_{BC}$	16237–16256 км	1179.9–1180.9	1180.4	1966–1991	57	4648.7
Bal-BRVK [1]	$PKiKP$	6.11–6.25°	991.8–992.2	992.0	1976–1989	31	5153.5

Для Семипалатинского полигона наибольшее число исследований выполнено по результатам регистрации подземных испытаний на площадке «Балапан». Это обусловлено двумя причинами: во-первых, на этой площадке произведены испытания наибольшей мощности; во-вторых, известны скорости продольных волн в гипоцентре для пересчета времени испытания к уровню моря. В нашем распоряжении не оказалось данных по скоростям пробега продольных волн для испытаний в штольнях площадки «Дегелен». В связи с этим в наших расчетах приведения времени испытания к уровню моря для всех испытаний на площадке «Дегелен» была принята одна и та же скорость $V_p=5.4 \text{ км/с}$, что, безусловно, не соответствует действительности, но позволяет сравнивать результаты анализа по этой площадке на различных трассах.

Для каждой трассы в табл. 2 представлены уравнения локального годографа и локального линейного тренда, а также оценка линейного тренда δt на интервале времени исследования в миллисекундах за год и в процентах от среднего значения времени пробега на данной трассе $t_{\text{ср}}$.

Таблица 2. Локальные годографы и оценки линейного тренда времени пробега продольной волны

Трасса	Тип волны	Локальный годограф на интервале анализа $t=F(\Delta^\circ \text{ или } \Delta_{\text{км}}), \text{ с}$	Линейный тренд времени пробега на интервале анализа $t=F(T_{\text{years}}), \text{ с}$	Оценка линейного тренда времени пробега	
				$\delta t, \text{ мс/год}$	$\delta t/t_{\text{ср}}, 10^{-3} \% \text{ в год}$
Bal-SEM	P_g	$0.25+(0.1640\pm 0.0040)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$19.25-(0.0057\pm 0.0089)\cdot T$	-5.7 ± 8.9	-30.8
СИП-SEM	P_g	$0.11+(0.1651\pm 0.0008)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$23.52-(0.0094\pm 0.0068)\cdot T$	-9.4 ± 6.8	-41.6
Deg-SEM	P_g	$3.57+(0.1441\pm 0.0146)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$28.64-(0.0073\pm 0.0071)\cdot T$	-7.3 ± 7.1	-25.9
Deg-BRVK	P_n	$7.69+(0.1245\pm 0.0038)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$88.89-(0.0006\pm 0.0016)\cdot T$	-0.6 ± 1.6	-0.7
СИП-BRVK	P_n	$22.31+(0.1022\pm 0.0006)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$91.13-(0.0026\pm 0.0013)\cdot T$	-2.6 ± 1.3	-2.9
Bal-BRVK	P_n	$6.68+(0.1250\pm 0.0018)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$93.06-(0.0046\pm 0.0015)\cdot T$	-4.6 ± 1.5	-5.0
Bal-AAB	P	$18.45+(0.1094\pm 0.0048)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$101.63-(0.0102\pm 0.0059)\cdot T$	-10.2 ± 5.9	-10.1
Bal-PRZ	P	$-31.59+(0.1717\pm 0.0077)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$112.53-(0.0128\pm 0.0084)\cdot T$	-12.8 ± 8.4	-11.5
Bal-FRU	P	$-16.47+(0.1509\pm 0.0055)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$115.00-(0.0270\pm 0.0072)\cdot T$	-27.0 ± 7.2	-24.0
Bal-KDS	P	$34.28+(10.3649\pm 0.5866)\cdot\Delta^\circ$	$117.58-(0.0132\pm 0.0074)\cdot T$	-13.2 ± 7.4	-11.4
Bal-MNS	P	$16.16+(12.4866\pm 0.4612)\cdot\Delta^\circ$	$123.82+(0.0069\pm 0.0078)\cdot T$	$+6.9\pm 7.8$	$+5.6$
Bal-ARL	P	$22.07+(12.1076\pm 0.3077)\cdot\Delta^\circ$	$127.74-(0.0031\pm 0.0042)\cdot T$	-3.1 ± 4.2	-2.4
Bal-NRN	P	$2.64+(0.1294\pm 0.0071)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$129.45-(0.0074\pm 0.0088)\cdot T$	-7.4 ± 8.8	-5.7
Bal-SVE	P	$12.73+(0.1174\pm 0.0043)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$180.37-(0.0019\pm 0.0047)\cdot T$	-1.9 ± 4.7	-1.1
Bal-NRI	P	$269.49+(0.0929\pm 0.0039)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$272.12-(0.0008\pm 0.0058)\cdot T$	-0.8 ± 5.8	-0.3
Deg-NRI	P	$93.08+(0.0806\pm 0.0085)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$275.12-(0.0043\pm 0.0053)\cdot T$	-4.3 ± 5.3	-1.6
Bal-KHE	P	$78.86+(0.0871\pm 0.0032)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$384.05-(0.0034\pm 0.0033)\cdot T$	-3.4 ± 3.3	-0.9
Pahu-ILT	P	$241.67+(0.0516\pm 0.0055)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$503.46-(0.0009\pm 0.0036)\cdot T$	-0.9 ± 3.6	-0.2
NTS-ILT	P	$166.51+(7.3668\pm 0.0997)\cdot\Delta^\circ$	$504.24-(0.0013\pm 0.0020)\cdot T$	-1.3 ± 2.0	-0.3
Bal-ILT	P	$104.07+(0.0776\pm 0.0020)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$528.03+(0.0001\pm 0.0028)\cdot T$	$+0.1\pm 2.8$	$+0.02$
NTS-SEY	P	$227.23+(6.3429\pm 0.1986)\cdot\Delta^\circ$	$595.66+(0.0105\pm 0.0042)\cdot T$	$+10.5\pm 4.2$	$+1.8$
NTS-BOD	P	$387.86+(4.2210\pm 0.1504)\cdot\Delta^\circ$	$709.50+(0.0059\pm 0.0026)\cdot T$	$+5.9\pm 2.6$	$+0.8$
NTS-ZAK	P	$740.51+(3.7446\pm 0.1842)\cdot\Delta^\circ$	$762.23+(0.0082\pm 0.0036)\cdot T$	$+8.2\pm 3.6$	$+1.1$
Pahu-BRVK	P	$373.33+(0.0409\pm 0.0034)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$781.47+(0.0017\pm 0.0017)\cdot T$	$+1.7\pm 1.7$	$+0.2$
NTS-BRVK	P	$384.56+(4.4190\pm 0.0973)\cdot\Delta^\circ$	$781.68+(0.0054\pm 0.0010)\cdot T$	$+5.4\pm 1.0$	$+0.7$
Bal-KHE	PcP	$452.02+(0.0297\pm 0.0030)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$555.41+(0.0065\pm 0.0031)\cdot T$	$+6.5\pm 3.1$	$+1.2$
Bal-ILT	PcP	$609.31+(0.0379\pm 0.0019)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$611.80-(0.0008\pm 0.0028)\cdot T$	-0.8 ± 2.8	-0.1
Pahu-MIR	$PKiKP_{BC}$	$1013.07+(0.0103\pm 0.0058)\cdot\Delta_{\text{км}}$	$1180.10+(0.0034\pm 0.0027)\cdot T$	$+3.4\pm 2.7$	$+0.3$
Bal-BRVK	$PKiKP$	constant 6.18°	$991.42+(0.0067\pm 0.0043)\cdot T$	$+6.7\pm 4.3$	$+0.7$

Примечание: T_{years} – десятки и единицы календарных годов (например, 70 – это 1970 г.).

В [1] линейный тренд на трассах Bal-BRVK, NTS-BRVK (волна P) и Bal-BRVK (волна PcP) рассчитывался для среднегодовых значений времен пробега продольной волны. В дальнейшем мы отказались от среднегодовых значений. В настоящей работе тренд вычислен по календарному распределению испытаний. При разной методике

оценки тренда тенденция изменения времени пробега продольной волны в календарном времени сохраняется. Исследование линейного тренда времени пробега продольной волны сейсмических станций ААВ, PRZ, FRU и NRN выполнена по данным оперативных донесений этих станций [4]. Обработка материалов станций KDS, MNS и ARL выполнялась по фотокопиям фрагментов сейсмограмм [6]. Обработка сейсмограмм станции SEM выполнена сотрудниками Института геофизических исследований Национального ядерного центра Республики Казахстан [2]. Измерение времен вступлений волны P на остальных станциях выполнено по сейсмограммам архива Геофизической службы РАН. Вариации времен пробега по данным станции BRVK анализировались в основном по цифровым сейсмограммам [7].

Оценка линейного тренда времени пробега продольной волны в календарном времени изменяет свою полярность в интервале между трассами NTS–ILT и Val–ILT, т.е. на глубинах в пределах 1114 и 1207 км по модели *ak135*. На всех трассах, менее протяженных NTS–ILT, время пробега t уменьшается, а на трассах протяженнее Val–ILT t – увеличивается. Исключения составляют трассы Val–MNS (волна P) и Val–ILT (волна PcP). На трассе Val–MNS наблюдается увеличение времени пробега продольной волны P на интервале 1973–1989 гг. Пока нет веских оснований утверждать реальность этого факта по следующим причинам. Как видно из табл. 1, на этой трассе – наименьшее количество экспериментальных данных и наиболее короткий календарный интервал наблюдений. На трассе Val–ILT приведенное время пробега волны PcP уменьшается в календарном времени, в отличие от трассы Val–КНЕ, где оно увеличивается. Эпицентральное расстояние Val–ILT почти на 2000 км больше Val–КНЕ. Станция ИЛТ расположена на Чукотке, а станция КНЕ – на архипелаге Земля Франца-Иосифа. Одним словом, исследования вариаций времени пробега волны P в Среднеазиатском регионе, а также волны PcP в различных регионах мира необходимо продолжить.

Погрешность определения момента вступления волны P на различных трассах различная. На станции BRVK поправка станционной службы времени определялась по сигналам точного времени (СТВ) с погрешностью до 0.001–0.01 с. Время вступления волны P на сейсмограммах станций SEM, ААВ, PRZ, FRU и NRN определено сотрудниками станций с точностью до 0.1 с. На фрагментах сейсмограмм KDS, MNS и ARL поправка времени указана также с точностью до 0.1 с. На остальных станциях погрешность на момент вступления определялась по ближайшим сигналам (предыдущему и последующему) проверки времени (СПВ), которые передавались «с погрешностью, не превышающей 0.3 с для европейской территории СССР и 0.5 с для других районов страны» [12]. Однако маршруты ретрансляции СПВ на сейсмические станции в этот период мало изменялись, так что с некоторой вероятностью можно считать их относительно постоянными. Другими словами, с метрологической точки зрения только на станции BRVK времена вступления сейсмических сигналов можно считать наиболее надежными.

Приведение времени испытания к уровню моря для площадки «Балапан» выполняется по скорости продольной волны V_p . Поправка составляет от -0.027 до $+0.049$ с, если принимать значение V_p на всю глубину до уровня моря. Для площадок «Пахьют», «Рейниер» и «Юкка» поправки находятся в пределах $+0.125 \dots +0.520$ с. При этом эти поправки определены не по скоростному разрезу каждой отдельно взятой скважины, а по осредненному разрезу всей испытательной площадки [13]. Очевидно, что в обоих случаях допускается некоторое приближение.

Несмотря на многие вопросы, на которые пока нет ответа, предварительные выводы можно сделать. Время пробега продольной волны на одной и той же трассе в период 1961–1992 гг. изменяется. Обращает на себя внимание достаточно четкая смена полярности оценки линейного тренда времени пробега продольной волны в интервале максимальной глубины траектории сейсмического луча в пределах 1114–1207 км по модели *ak135*. На трассах до $H_{\max}=1114$ км оно уменьшается, а на трассах с H_{\max} больше 1207 км – увеличивается. В первом приближении это можно объяснить увеличением плотности среды выше 1114 км и уменьшением – на глубинах более 1207 км в период 1961–1992 гг.

Исследование вариаций времени пробега сейсмических волн, по нашему мнению, необходимо продолжить путем наблюдений на сейсмических станциях за взрывами в постоянно действующих промышленных карьерах. Необходимо выбрать в асейсмиче- ных и сейсмоактивных регионах такие трассы, на которых можно организовать наблю- дения в течение длительного времени. Правда, затруднение может вызвать необходи- мость регистрации координат эпицентра не хуже одной угловой секунды и времени взрыва с погрешностью менее 0.01 с. В настоящее время это не техническая, а, скорее, организационная проблема. Сложнее поддерживать эту программу в течение многих десятилетий. Безусловно, мощность карьерных промышленных взрывов недостаточна для зондирования больших глубин. Тем не менее такая методика позволит исследовать вариации внутреннего строения Земли.

Авторы благодарят А.А. Маловичко, О.Е. Старовойта, С.Г. Пойгину, Е.Б. Терехо- ву, Л.С. Петухову (Геофизическая служба РАН, г. Обнинск) за многолетнюю помощь в выполнении данных исследований, а также сотрудников Института динамики геосфер РАН В.В. Адушкина, В.М. Овчинникова, Д.Н. Краснощекова, Т.В. Челюбееву за посто- янное внимание и поддержку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адушкин В.В., Ан В.А., Каазик П.Б., Овчинников В.М.* О динамических процессах во внут- ренних геосферах Земли по временам пробега сейсмических волн // ДАН. – 2001. – Т. 381, № 6. – С. 822–824.
2. *Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б., Челюбеева Т.В.* Подземный ядерный взрыв в исследо- ваниях динамики внутреннего строения Земли // Современные методы обработки и интерпре- тации сейсмологических данных. Материалы Международной сейсмологической школы. – Об- нинск: ГС РАН, 2006. – С. 14–19.
3. *Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.* К вопросу об изменении времени пробега сейсмической волны в календарном времени // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологи- ческих данных. Материалы Второй Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2007. – С. 8–12.
4. *Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.* Линейный тренд времени пробега продольной сейсми- ческой волны по наблюдениям на станциях Казахстана и Кыргызстана // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 14–18.
5. *Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.* Изменения времени пробега продольной волны P на трассе Невадский полигон – сейсмические станции «Иультин», «Сеймчан», «Бодайбо», «Зака- менск» // Вестник НЯЦ РК. – 2013. – Вып. 2. – С. 56–63.
6. *Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.* Оценка тренда времени пробега волны P на сейсмиче- ских станциях «Каджи-Сай», «Манас», «Арал» // Современные методы обработки и интер- претации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 28–31.
7. *Ан В.А., Башилов И.П., Каазик П.Б., Коновалов В.А.* О нормалях магнитных цифровых за- писей архива геофизической обсерватории «Боровое» // Вестник НЯЦ РК. – 2010. – Вып. 3. – С. 62–69.
8. *Кондорская Н.В., Фёдорова И.В.* Сейсмические станции Единой системы сейсмических наблюдений СССР (ЕССН) на 01.01.1990 г. – М.: ОИФЗ РАН, 1996. – 36 с.
9. *Springer D.L., Pawloski G.A., Ricca J.L., Rohrer R.F., Smith D.K.* Seismic source summary for all U.S. below surface nuclear explosions // Bull. Seismol. Soc. Am. – 2002. – V. 92, N 5. – P. 1806–1840.
10. *Ядерные испытания СССР* / Под ред. В.Н. Михайлова. – М.: ИздАТ, 1997. – 304 с.
11. *Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R.* Constrains on seismic velocities in the Earth from trav- el times // Geophys. J. Int. – 1995. – V. 122. – P. 108–124.
12. *Эталонные сигналы частоты и времени* // Бюллетень В-07-1986. – М.: Изд-во стандартов, 1986. – 26 с.
13. *Taylor S.R.* Three dimensional crust and upper mantle structure at the Nevada test site // J. Ge-ophys. Res. – 1983. – V. 88, N 133. – P. 2220–2232.

ОСОБЕННОСТИ ПОСТРОЕНИЯ АРХАНГЕЛЬСКОЙ СИСТЕМЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

Г.Н. Антоновская

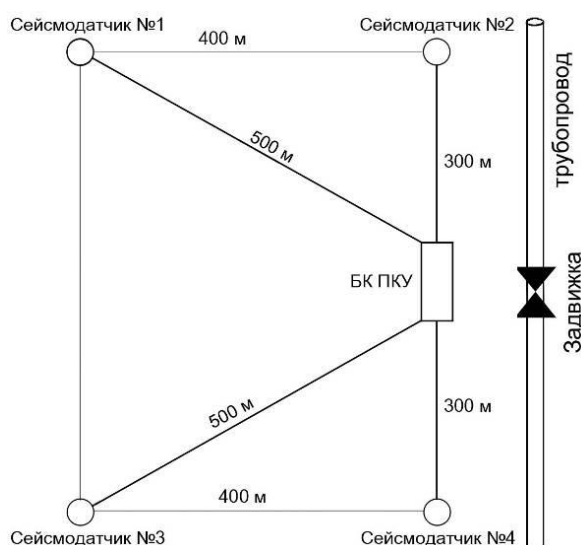
Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск

Аннотация. Предложена концепция построения Архангельской системы сейсмического мониторинга, связывающей воедино наблюдения сейсмичности и контроль состояния объектов. Это дает основу для изучения связи местной сейсмичности и геодинамических процессов, для уточнения карт сейсмического районирования и для снижения рисков возникновения чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Евро-Арктическом регионе.

Abstract. The concept of the Arkhangelsk seismic monitoring system, linking together the monitoring of seismicity and object state monitoring is proposed. This provides a basis for studying the local seismicity and geodynamics, for refining seismic hazard maps and for reducing the risk of natural and human-caused emergencies in Euro-Arctic region.

Введение

Согласно стратегии развития Арктической зоны РФ и обеспечения национальной безопасности на период до 2020 г. количество ответственных объектов на территории Крайнего Севера будет возрастать [1]. При этом, чем более разнообразна промышленная деятельность и чем более хрупкая природная система, тем больше рост количества сочетаний природных и техногенных воздействий и возникающих опасных процессов. Для основных ответственных объектов действуют отраслевые нормативы, требующие мониторинг их состояния и внешних воздействий, но системы наблюдения нацелены на решение узконаправленных задач. Примером служит система контроля сейсмических воздействий (СКСВ) в ВСТО ОАО «Транснефть» (рис. 1) [2] для определения уровня сейсмического воздействия на нефтепровод и выдачи сигналов «сильное землетрясение» и «опасное землетрясение» при превышении уровней 6 и 8 баллов. При выдаче сигналов «опасное землетрясение» двумя и более сейсмостанциями, расположенными по трассе нефтепровода, должна производиться остановка перекачки нефти [2]. Для этого реализуется группа скважинных сейсмометрических наблюдений устройствами сбора, анализа и передачи данных, но параметры используемых устройств таковы,



что позволяют решать только поставленную задачу СКСВ. При модернизации системы, требующей относительно скромных затрат (типы датчиков и регистраторов), можно получить линейные сейсмические группы, ведущие дополнительно сейсмологический мониторинг значительных мало освоенных территорий.

Рис. 1. Схема размещения сейсмических датчиков СКСВ [2]. БК ПКУ – блок-контейнер пункта контроля и управления

Следствием трудностей объединения наблюдений является недостаточная оперативность реакции на аномальную ситуацию, причины аварий часто не анализируются достаточно полно, т.е. выводы не исчерпывают весь круг опасностей. Индикатором этого служат не прекращающиеся чрезвычайные ситуации (ЧС), что свидетельствует о присутствии процессов и явлений, которые остаются вне рассмотрения как используемых нормативов, так и вообще представлений о происходящей ситуации.

Все это показывает необходимость предъявления расширенных требований к системам мониторинга, выработке новой концепции комплексного мониторинга ответственных объектов и территорий, на основе имеющейся приборной базы и ее методических возможностей с привлечением современных научных знаний, а также междисциплинарного подхода к мониторингу.

Концепция современного сейсмического мониторинга территории Европейского Крайнего Севера РФ

Основная цель предлагаемой концепции – оперативный и междисциплинарный анализ текущего состояния сейсмичности территории и безопасности ответственных объектов, нацеленный на раннее обнаружение и прогнозирование чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера. Достижение поставленной цели осуществляется двумя путями:

- создание региональной сейсмической сети для проведения фундаментальных исследований геодинамики района, уточнения сейсмического режима, выявления потенциально опасных природных явлений и прогноза сейсмических воздействий на объекты;
- создание сейсмической группы на инженерном сооружении или локальной территории для мониторинга состояния с дальнейшим объединением их с региональной сейсмической сетью.

Идея объединения различных систем мониторинга не нова и определяется опытом обследований крупных сооружений ответственных объектов и построения систем сейсмического мониторинга на них. Как правило, для построения целостной картины бывает недостаточно либо сейсмологических сведений, либо данных о текущем состоянии объекта, а если и то, и другое присутствует, бывает сложно сопоставить данные. В качестве примера приведем схему взаимодействия систем мониторинга согласно нормативам для гидротехнических сооружений (ГТС), разработанную сотрудниками ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева (рис. 2). По СО 153-34.20.501–2003 в сейсмоактивных районах для ГТС I и II классов ответственности необходимо выполнение сейсмологического, инженерно-сейсмометрического мониторингов и виброконтроль агрегатов [3]. Для обеспечения безопасности предусматривается обмен данными (отмечен стрелками на рис. 2).

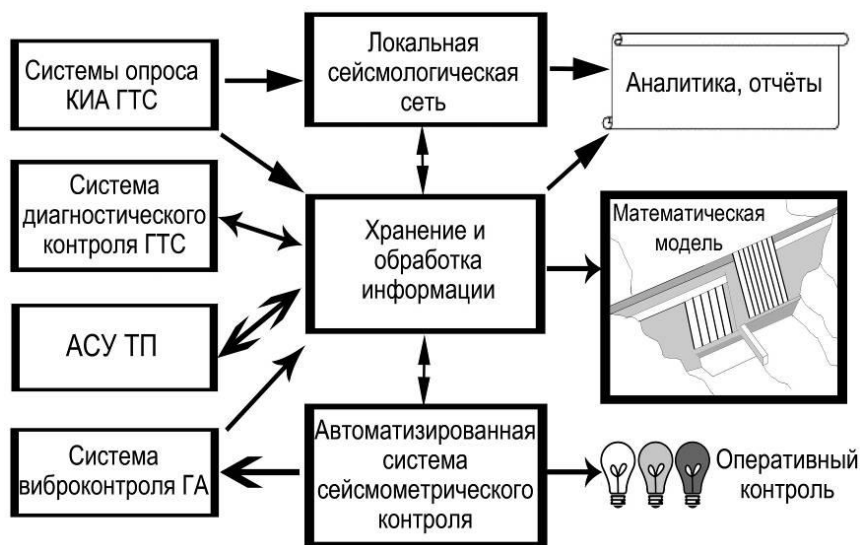


Рис. 2. Информационные связи ГТС

Как показывает опыт, аппаратурно-методическая реализация систем мониторинга существенно затрудняет такой обмен [4]. Ярким примером служит тот факт, что при виброконтроле агрегатов не решенной проблемой оперативного реагирования является отделение импульсных событий, связанных с работой агрегата, от «внешних» для системы землетрясений, т.к. привлечение сведений сейсмологического мониторинга происходит не на аппаратном уровне, когда требуется реакция системы не более 20 с.

Реализация предлагаемой концепции инженерно-сейсмометрических и сейсмологических наблюдений требует решения следующих задач:

- расширение частотного диапазона регистрации как минимум до 100 Гц;
- увеличение динамического диапазона до 130 дБ и более при уменьшении шумов регистрирующего канала (использование специальных микросхем, 32-битного АЦП);
- повышение точности привязки наблюдений к единому времени.

Использование высокоточного времени играет существенную роль при организации сейсмических групп, расположенных в теле сооружения или требующих анализа фазовых соотношений сигналов – все это характерно для мониторинга. Использование стандартного типа GPS-сенсора приводит к ошибке при локализации эпицентра события, которая в масштабах глобального сейсмического мониторинга не так значительна, как для построения картины состояния ответственного объекта или локального сейсмического мониторинга с созданием сейсмических групп. Для мониторинга ответственных сооружений необходима специализированная привязка точек к единому времени (РТР протокол по стандарту IEEE1588, точность – не хуже 5 мкс) или для автономных станций с использованием GPS-синхронизатора (GPS disciplined oscillator, точность – 100 нс). Все это требует специального нестандартного технического решения, как, например, для Чиркейской ГЭС [5].

Архангельская система сейсмического мониторинга

Для отработки различных аппаратурно-методических подходов предлагаемой концепции территория Архангельской области, считавшаяся асейсмичной, является прекрасным полигоном, в том числе это согласуется со Стратегией [1]. Отметим, что территория Архангельской области, впрочем как и большая часть Арктического региона, недостаточно полно изучена в сейсмологическом плане.

С 1992 г. при переходе на цифровую аппаратуру и организацию взаимодействия сейсмических сетей Кольского филиала ГС РАН (КФ ГС РАН) и NORSAR (Норвегия) была сформирована система сейсмического и акустического мониторинга с регистрацией на всей площади Евро-Арктического региона событий с $m_b > 3.0$ [6]. Но восток этого региона (территория Архангельской области) по-прежнему оставался практически не охваченным сейсмологическими наблюдениями из-за отсутствия сейсмических станций [7].

Для системы сейсмического мониторинга на территории Архангельской области, отличающейся достаточно мощным осадочным чехлом (в отдельных районах – до 6–8 км), сложными климатическими условиями и отсутствием необходимой инфраструктуры на всей ее территории принят поэтапный подход. Первый этап (2001–2004 гг.) – заложение основ сейсмического мониторинга. Совместно с ГС РАН было установлено четыре опорных пункта сейсмических наблюдений, охватывающих центральную (материковую) часть Архангельской области. На этом этапе отрабатывались методические подходы по локализации телесейсмических землетрясений – подбор фильтров, анализ волновых форм, закладывались основы сейсмологического бюллетеня и принцип формирования самой структуры сейсмической сети (способы сбора, передачи и хранения данных). Второй этап (2005–2010 гг.) – расширение системы с установкой дополнительно трех пунктов сейсмических наблюдений. На данном этапе отрабатывались подходы по выявлению природы регистрируемых событий и их локации, подбирались фильтры, были заложены основы базы данных волновых форм техногенных событий и соответствующего бюллетеня.

Третий этап (с 2011 г. по настоящее время) – установка опорных пунктов сейсмических наблюдений в северо-восточной части Евро-Арктического региона, захватывающей арктические острова и побережье. В настоящее время ведется активная работа, т.к. пока установлено только два арктических пункта – «Амдерма» и «Земля Франца-Иосифа».

Четвертый этап, разворачиваемый в настоящее время – создание малоапертурных сейсмических групп (МСГ), опираясь на опыт коллег из КФ ГС РАН и NOR SAR (Норвегия), но с учетом имеющейся инфраструктуры и геологических особенностей региона. Отметим, что на всей арктической территории РФ пока действует только одна сейсмическая группа, принадлежащая КФ ГС РАН. МСГ позволяет лоцировать слабые сейсмические события на региональных расстояниях, тем самым осуществлять дистанционный контроль сейсмической обстановки на обширных территориях, в особенности тех районов, где установка сейсмических станций затруднена или малоэффективна из-за высокого уровня шумов.

Пятый этап – установка сейсмических групп на ответственных объектах с объединением и увязкой результатов с данными по региональной сейсмической сети. Реализация данного этапа уже начата путем макетных разработок для пилотных ответственных объектов (нефтехранилищ, плотин) и подразумевает разработку технологии интеллектуального сейсмовибрационного мониторинга для обеспечения безопасности ответственных объектов. Объединение сейсмических сетей различного уровня позволит отличить признаки опасных изменений в состоянии объекта от свойственных ему характерных вариаций во времени (например сезонные вариации), что повысит эффективность работы системы мониторинга данного объекта.

В перспективе Архангельская система сейсмического мониторинга позволит решать следующие задачи:

- выделение сейсмогенерирующих структур в Евро-Арктическом регионе и увязка их с геодинамикой;
- уточнение строения земной коры и верхней мантии Евро-Арктического региона;
- проработка методических вопросов локации сейсмических событий природного и техногенного характера Евро-Арктического региона;
- проведение сейсмовибрационного мониторинга ответственных объектов;
- повышение детальности существующей карты сейсмического районирования с получением данных о реальных сейсмических воздействиях на инженерные сооружения для оценки возможных опасностей при строительстве ответственных объектов или разработке месторождений полезных ископаемых в Арктике.

Большая часть из перечисленных выше этапов и задач уже реализована.

1. С использованием Архангельской сети проводятся сейсмологические наблюдения на территории Евро-Арктического региона. Результатом является создание ежемесячного сейсмического каталога [8]. Направления дальнейших исследований – анализ слабой сейсмичности и углубленное изучение природы и особенностей проявления региональной сейсмичности.

2. Получены первые результаты по построению скоростных моделей юго-восточной части Евро-Арктического региона с применением методологии приемных функций *P*- и *S*-волн.

3. Проработаны технико-методические приемы по установке сейсмических станций в условиях Крайнего Севера, представлены рекомендуемые типы сейсмического оборудования, способы сбора и передачи данных.

4. Отработаны методические подходы по сейсмомониторингу ответственных объектов и грунтов оснований на ответственных объектах разных типов и разного назначения: плотина Song Tranh-2 (Вьетнам), Чиркейская ГЭС (Дагестан, Россия), Тарко-Салинская газокompрессорная установка (ЯНАО, Россия), архитектурные памятники (Архангельская область, Вологодская область, Россия), высотные здания г. Москвы.

5. Проводятся опытно-методические исследования по совершенствованию мониторинга ответственных сооружений. Разработаны технические задания на аппаратуру высокоточного мониторинга с прецизионной привязкой к точному времени.

6. Разработан экспериментально-расчетный подход оценки допустимых вибраций для безопасного функционирования сооружения.

Таким образом, реализация предложенной концепции системы сейсмического мониторинга позволит снизить риски возникновения чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в районах освоения нефтегазовых месторождений и других видов деятельности в Евро-Арктическом регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Стратегия развития Арктической зоны Российской Федерации* и обеспечения национальной безопасности на период до 2020 г. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.youngscience.ru/pages/main/documents/5124/11484/index.shtml>.
2. *ОТТ СКСВ* Магистральный трубопроводный транспорт нефти и нефтепродуктов // Система контроля сейсмических воздействий. Общие технические требования. – М.: ООО «НИИ ТНН», 2012. – 41 с.
3. *СО 153-34.20.501–2003*. Правила технической эксплуатации электрических станций и сетей Российской Федерации // Госэнергонадзор Минэнерго России. – 2003 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.complexdoc.ru/ntd/550226>.
4. *Рогожин Е.А., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н.* Современное состояние сейсмических наблюдений в районах размещения ответственных промышленных объектов. (В наст. сб.).
5. *Капустян Н.К.* Сейсмобезопасность: обобщение опыта мониторинга зданий и сооружений // Проектирование и инженерные изыскания. – 2012. – № 4 (18) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.acdjournal.ru/Priz%2018/3/p.html>.
6. *Виноградов А.Н., Виноградов Ю.А., Кременецкая Е.О., Петров С.И.* Формирование системы сейсмологического и инфразвукового мониторинга в Западной Арктике в XX в. и перспективы ее дальнейшего развития // Вестник КНЦ РАН. – 2012. – № 4. – С. 145–163.
7. *Юдахин Ф.Н., Французова В.И.* Сейсмичность Архангельской области // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. – М.: ГС РАН, 2001. – С. 128–139.
8. *Сейсмологический бюллетень* // ИЭПС УрО РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.iepn.ru/?page=32>.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ ПО ДАННЫМ ГСЗ И МОВЗ

¹Ф.О. Аракелян, ²И.Н. Кадурин, ²В.А. Ракитов

¹ООО «Атомсейсмоизыскания», г. Москва

²Филиал ОАО «ВНИИГеофизика» – Центр «ГЕОН», г. Москва

Аннотация. Рассматриваются результаты изучения глубинного строения и сейсмичности на территории Республики Армения (РА) на основе данных ГСЗ и МОВЗ за период с 1969 по 1973 г. и в 1988 году. Установлена связь особенностей поверхностной геологии, строения сейсмических границ в коре, положения разрывных нарушений, в том числе в очаговой зоне Спитакского землетрясения.

Abstract. This paper presents the results of studying the deep structure and seismicity in the territory of the Republic of Armenia (RA) based on the seismic converted waves data and Deep Seismic Sounding on deep seismic profiles for the period since 1969 till 1988. The data analysis has revealed good correlation between earth crust tectonic structure peculiarity with anomalously zones of high seismic waves attenuation and seismic activity.

Комплексное изучение сейсмоактивных зон методами разведочной геофизики проводилось институтом «ВНИИГеофизика» с конца 1960-х гг. вдоль сети региональных профилей сейморазведочным методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в пределах высокой (до 8 баллов) сейсмоактивной территории Армении [1]. В геоструктурном отношении район работ был приурочен к Приараксинской, Армянской и Сомхето-Кафанской тектоническим зонам.

Эффективность МОВЗ обеспечивается путем одновременной регистрации, наряду с обменными, также рефрагированных и отраженных волн от попутных взрывов и близких землетрясений. Совместное использование разных типов волн позволяет повысить достоверность выполненных построений, оценивать скоростные характеристики разреза и обеспечивать локализацию очагов местных землетрясений при проведении сейсмического мониторинга. Немаловажное значение имеет и то обстоятельство, что метод обладает мобильностью, экологической безопасностью, сравнительной экономичностью и в комплексе с другими геофизическими методами (МТЗ, грави-, магнито-разведка) эффективен при решении задач геодинамики. Полученные результаты можно рассматривать как глубинную геолого-геофизическую основу для обеспечения работ по детальному сейсмическому районированию.

Записи далеких и близких землетрясений используются в целях:

- изучения глубинного строения литосферы (по временам запаздывания волн *PS* относительно *P*-волны);
- построения скоростного разреза (по временам пробега *P*- и *S*-волн от промышленных взрывов);
- построения схемы местной сейсмичности.

Аппаратура и методика полевых работ МОВЗ

Регистрация сейсмических событий различного класса и взрывов осуществлялась за период полевых наблюдений 1969–1973 гг. по профильной или профильно-площадной системе наблюдений с шагом 3–5 км, обеспечивающим решение поставленной задачи, причем ввиду близвертикального подхода лучей расстановка пунктов

наблюдения может иметь изломы, что важно при проведении работ в сложных условиях горной местности. Использовались до 15 аналоговых сейсмических станций «Земля», укомплектованных трехкомпонентными сейсмоприемниками ВЭГИК с собственной частотой 1 Гц. Далее работы методом МОВЗ на территории Армении продолжались силами ПО «Армгеология».

Частотный диапазон регистрации сигналов составлял 0.1–10.0 Гц. При выборе частотного диапазона регистрации было принято во внимание, что диапазону 0.6–1.5 Гц соответствует минимальный уровень на границе низко- и высокочастотных микросейсмических колебаний, и он менее всего зависит от сезонных факторов при временных вариациях микросейсм. Поэтому данный диапазон является оптимальным для устойчивого прослеживания вдоль профиля цуга *P*-волны от телесейсмических событий и являющегося исходным для выделения обменных волн от внутрикоровых границ раздела, в том числе основных – поверхности фундамента и Мохо.

С целью прогнозирования вероятной сейсмичности в районе строящейся АрмаЭС ИГИС НАН РА (г. Гюмри) совместно с «ВНИИГеофизика» в 30-километровой зоне от площадки были выполнены сейсмологические исследования МОВЗ с шагом 3–5 км (1974 г.) [2]. После катастрофического Спитакского землетрясения силами СРГЭ НПО «Нефтегеофизика» с аппаратурой «Черепаша» был выполнен профиль ГСЗ «Армаш-Ахалцихе» и рассечка МОВЗ «Ленинакан-Атан» через очаговую зону [3].

Обработка и интерпретация данных МОВЗ

Обработка полученного полевого материала МОВЗ осуществлялась с использованием записей *P*-, *S*- и *PS*-волн широкого класса событий (далеких и близких землетрясений, взрывов), что обеспечивает повышение информативности и достоверности глубинных построений.

Процесс выделения обменных волн при дискретных наблюдениях следует рассматривать как статистически устойчивое накопление на пункте наблюдения достаточно большого (обычно 7–20) количества сейсмограмм землетрясений. Согласно теоретическим расчетам, при точности получения доверительных интервалов существования границ 5%, вероятности 0.90–0.99, число обменных волн для одной границы на пункте наблюдения должно составлять не менее пяти-семи. С увеличением времени запаздывания, как правило, количество выделяемых *PS*-волн уменьшается.

При построении сейсмических разрезов применялся метод последовательного наращивания глубины с использованием разницы во времени волн *PS*, сменивших поляризацию на кровле и подошве слоя. Для построения поверхности фундамента на отдельных участках использовались записи преломленных волн от промвзрывов. По данным обработки записей промвзрывов и близких землетрясений определялись положения гипоцентров, магнитуды, скоростные характеристики и параметры поглощения среды.

Результаты работ

1. В результате обработки и интерпретации сейсмологических материалов МОВЗ для территории Армении получена новая информация о тектонической расчлененности, блоковой делимости коры и верхней мантии, глубине проникновения выявленных зон тектонических нарушений. Подтверждено наличие шовных зон глубинного заложения, контролирующей региональные морфотектонические особенности строения земной коры Армении. Выявлены скоростные и структурные неоднородности в разрезе земной коры, составлены геофизические разрезы, построена схема поверхности фундамента (рисунок).

2. Анализ записей по-разному поляризованных обменных волн (типа *SV* и *SH*) обеспечил изучение анизотропных свойств среды, которые в большей степени определяются ее напряженным состоянием. Применительно к территории Армении было выявлено две анизотропные зоны, являющиеся областями концентрации упругих напряжений в земной коре. В пределах одной из них – Севано-Акеринской – в 1988 г. произошло катастрофическое Спитакское землетрясение [1].

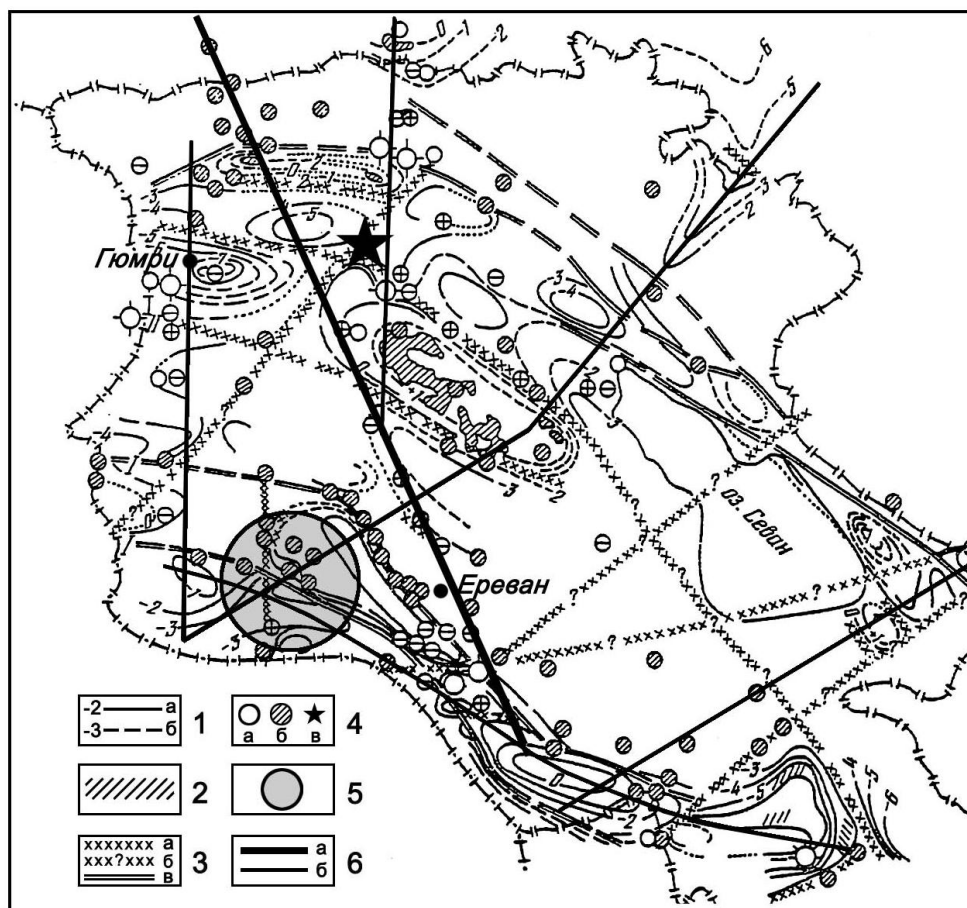


Рис. Схема строения поверхности фундамента территории Армении по данным МОБЗ [1]:
 1 – изолинии поверхности фундамента: а – уверенные, б – менее уверенные; 2 – выступы фундамента на дневную поверхность; 3 – разломы: а – уверенные, б – менее уверенные, в – структурно-тектонические швы; 4 – эпицентры землетрясений разной магнитуды (звездочкой показан эпицентр Спитакского землетрясения); 5 – площадные работы МОБЗ в районе АрмаЭС; 6 – региональные профили ГСЗ (а) и МОБЗ (б)

3. Работами МОБЗ в районе АрмаЭС было установлено, что взаимные пересечения выявленных глубинных разломов, расположенных в западной части исследованного района, образуют узлы, к которым приурочены скопления очагов особенно сильных землетрясений [2].

4. Вдоль выполненного профиля ГСЗ «Армаш-Ахалцихе» по результатам решения прямой задачи ГСЗ было установлено, что мощность земной коры в пределах очаговой зоны Спитакского землетрясения достигает 50–52 км и постепенно уменьшается к краям профиля до 45–48 км [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Егоркина Г.В., Егорова Л.М., Ракитов В.А. и др.** Структура земной коры и верхней мантии Малого Кавказа (Армения) по данным обменных волн // Структура земной коры верхней мантии Центральной и Восточной Европы / Под ред. В.Б. Сологуба. – Киев: Наукова Думка, 1978. – С. 199–205.
2. **Аракелян Ф.О.** Научно-технические и методические вопросы, решенные на примере Армянской АЭС // Методика и результаты исследований сейсмической опасности площадок АЭС. – Ереван: Егея, 2009. – С. 53–69.
3. **Щукин Ю.К., Астахов Т.П., Белов А.А., Кадурын И.Н. и др.** Геолого-геофизические условия в очаговой зоне Спитакского землетрясения (к 10-летию трагедии) // Геофизика. – 1998. – № 5. – С. 54–66.

ВОЗМОЖНЫЕ ВЗРЫВЫ В КАТАЛОГЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ РЕСПУБЛИКИ АРМЕНИЯ ЗА 2006–2008 ГГ.

Е.В. Артёмова, Р.С. Михайлова
Геофизическая служба РАН, г. Обнинск

Аннотация. Выявлены промышленные взрывы на трех площадках территории ответственности подготовки каталога землетрясений Армении за 2006–2008 гг.: на юге Республики Армения, в приграничных участках на севере Ирана и на юге Грузии.

Abstract. Industrial explosions at three sites on territory responsibility cataloging earthquakes in Armenia in 2006–2008 are revealed: Southern Armenia, the border areas in the North Iran and South Georgia.

Объемы информации в каталогах землетрясений Республики Армения (РА), при- сланных в редколлегию сборника «Землетрясения Северной Евразии» для трех послед- них выпусков (за 2006–2008 гг.), резко возросли и составили $N_{\Sigma}=1306$, 1901 и 1667 сейс- мических событий соответственно, в то время как, например, в 2004 и 2005 гг. было 560 и 546 землетрясений. Все события представлены авторами каталогов в качестве земле- трясений. Столь резкое увеличение количества событий заслуживает специального рас- смотра и имеет важное значение для правильной оценки пространственно-временной динамики сейсмических процессов на территории Армении.

С этой целью сравним карты эпицентров землетрясений Республики Армения за 2005 [1] и 2008 г. [2]. Эти карты изображены на рис. 1.

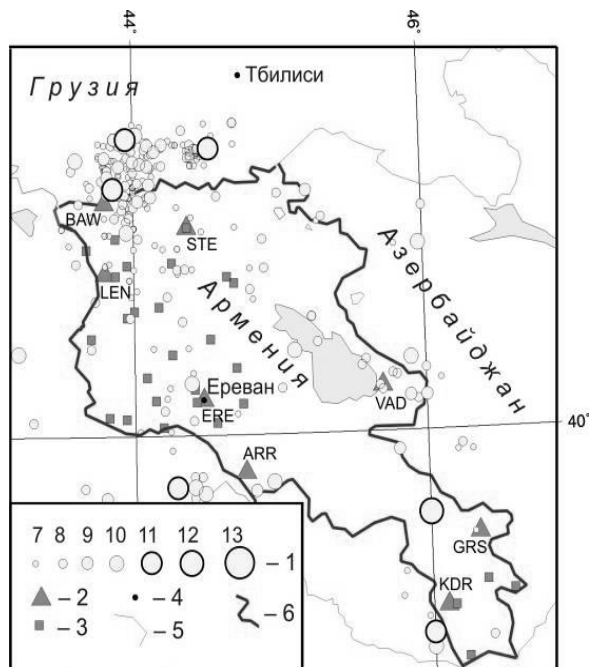


Рис. 1 а. Карта эпицентров землетрясений в пределах РА за 2005 г.:

1 – энергетический класс K_p ; 2, 3 – сейсмическая станция, аналоговая и телеметрическая соответственно; 4 – населенный пункт; 5, 6 – государственная граница соседних стран и Республики Армения соответственно

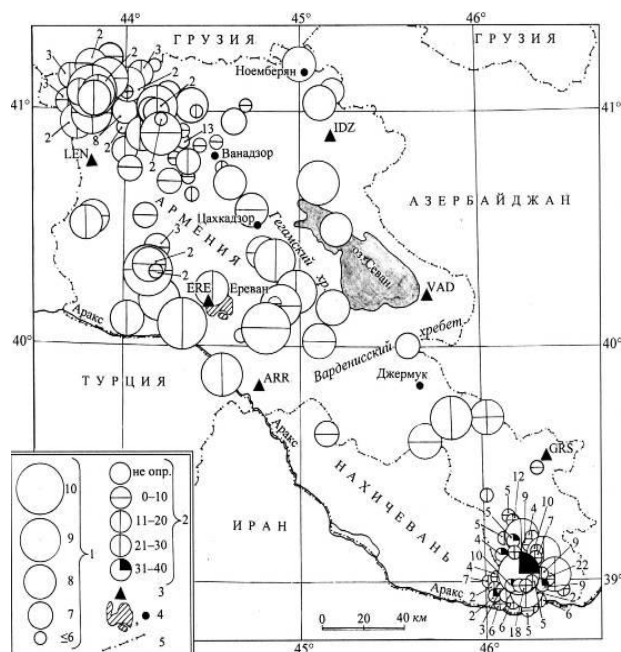


Рис. 1 б. Карта эпицентров сейсмических событий в пределах РА за 2008 г.:

1 – энергетический класс K_p ; 2 – глубина h гипоцентра, км; 3 – сейсмическая станция; 4 – г. Ереван и населенный пункт соответственно; 5 – государственные границы

На представленных картах, несмотря на разные форматы, сейсмичность РА севернее широты $\varphi_1=40^\circ\text{N}$ как в 2005 г., так и в 2008 г. характеризуется примерно одним уровнем. Абсолютно другая ситуация наблюдается на юге Армении вблизи широты $\varphi_2=39^\circ\text{N}$: в 2005 г. здесь зафиксировано всего три события, а в 2008 г. – 187. Рост числа событий на юге Армении начался еще в 2006 г., когда их суммарное число составило $N_\Sigma=26$. В 2007 г. оно возросло до $N_\Sigma=63$. Общая картина последовательного нарастания количества событий разных энергетических классов во времени изображена на рис. 2 и заслуживает отдельного анализа.

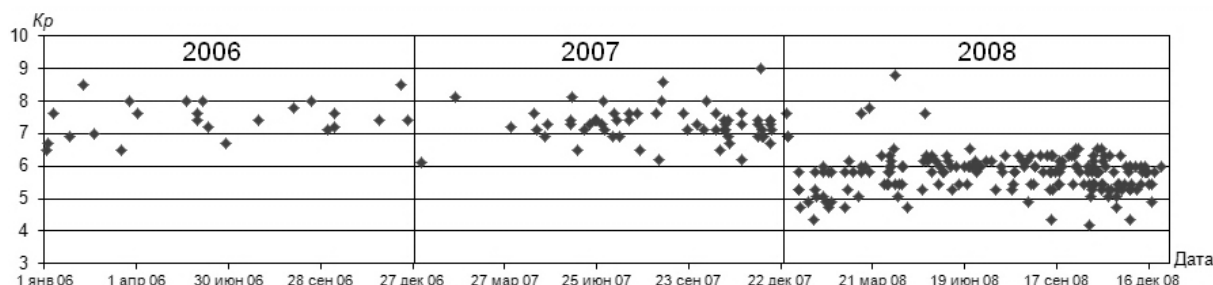


Рис. 2. Развертка во времени сейсмических событий разных энергетических классов на юге РА за 2006–2008 гг.

Ширина энергетического диапазона событий по годам составила: в 2006 г. $\Delta K=8.5-6.5=2.0$, т.е. все 26 событий слабые и их классы варьируют в пределах двух порядков энергии; в 2007 г. – $\Delta K=9.0-6.1=2.9$, т.е. в пределах трех порядков. Совершенно иной вид имеет график за 2008 год. Событий стало еще больше (187), максимальный класс в пределах основной полосы данных составил $K_{\max}=6.5$, минимальный – $K_{\min}=4.2$, $\Delta K=2.3$, т.е. при сохранении в целом ширины энергетического диапазона вся полоса энергетических классов за 2008 г. сместилась вниз примерно на два порядка. Причина такого явления не ясна и необходимы дополнительные исследования.

Возвращаясь к событиям на юге Республики Армения (вблизи пос. Агарак), проанализируем время их возникновения. Для этого применим тест на взрывы, введенный в сейсмологическую практику А.А. Годзиковской [3], а именно, построим лепестковые диаграммы распределения числа событий по часам суток – $N(t)$. Если это землетрясение, то такое распределение в течение суток достаточно равномерно, если же это – взрывы, то оно становится резко асимметричным, поскольку взрывы производят чаще днем и в случае массового их производства – в определенные часы. Рассмотрим функции $N(t)$ за три года, где t – время в очаге. Результат изображен на рис. 3.

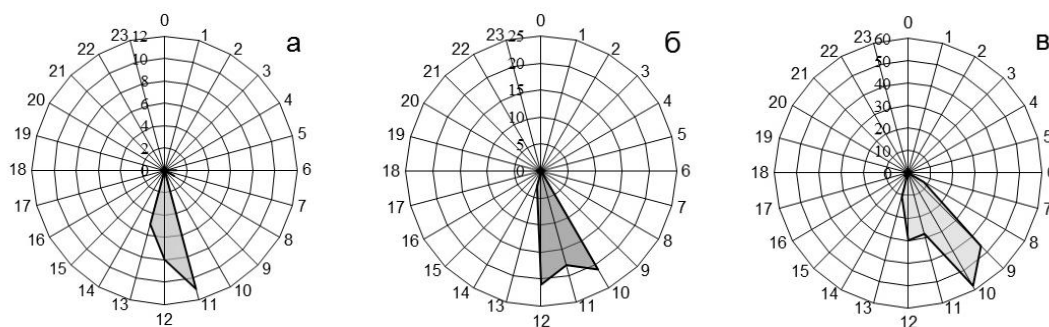


Рис. 3. Распределение сейсмических событий на юге РА по часам суток: а – 2006 г. ($N_\Sigma=26$); б – 2007 г. ($N_\Sigma=63$); в – 2008 г. ($N_\Sigma=187$)

Как видим, на всех трех диаграммах распределения $N(t)$ асимметричны, время возникновения событий в основном в $11-13^{\text{h}}$ – в 2006 г., в $10-12^{\text{h}}$ – в 2007 г., в $09-12^{\text{h}}$ – в 2008 году.

Откуда же на юге Армении могли появиться взрывы?

Статья в Википедии сообщает нам о поселке Агарак ($\varphi=38^{\circ}52'N$, $\lambda=46^{\circ}12'E$) следующее: «Медно-молибденовое месторождение было открыто здесь еще в 1853 г., а в 1958 г. в поселке был открыт медно-молибденовый комбинат, который включает карьер и обогатительную фабрику. В 1989 г. работа комбината прекратилась и была возобновлена только в 2000 г. За первое полугодие в 2004 г. комбинат произвел продукции на 3.9 млрд драм или +11.9% к предыдущему году. Экспорт за этот период увеличился на 8.5% и составил 1.7 млрд драм. В настоящее время комбинат обеспечивает работой около 1000 человек, т.е. пятую часть всего населения города». Таким образом, взрывы, скорее всего, связаны с добычей руды для медно-молибденового комбината.

Рассмотрим теперь скопления эпицентров на соседних территориях – в Иране и Грузии (рис. 4).

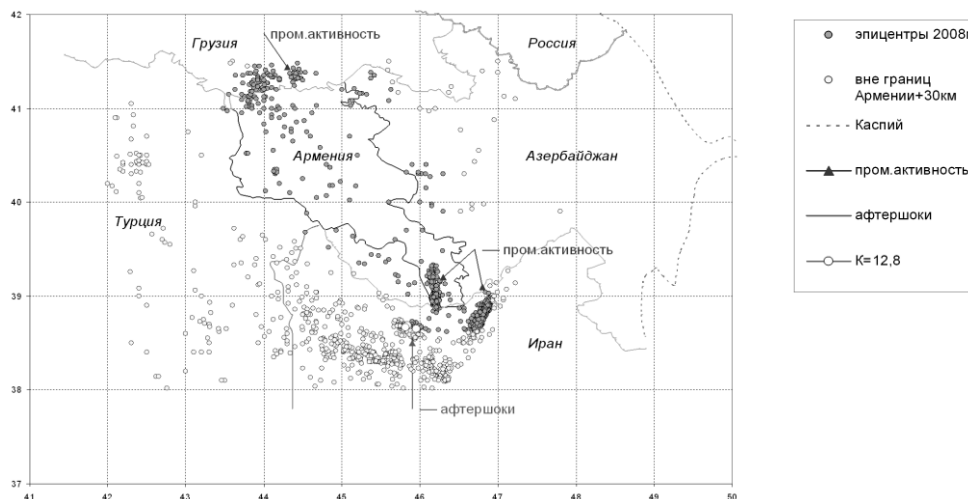


Рис. 4. Три площадки взрывов на карте эпицентров сейсмических событий РА и прилегающих территорий на примере данных за 2008 г.

На севере Ирана (рис. 4), как и на юге РА, число событий с каждым годом возрастало: $N_{\Sigma}=96$ в 2006 г., 301 – в 2007 г., 450 – в 2008 году. Развертка событий разных классов по времени их реализации дана на рис. 5. Рассмотрим ее более детально.

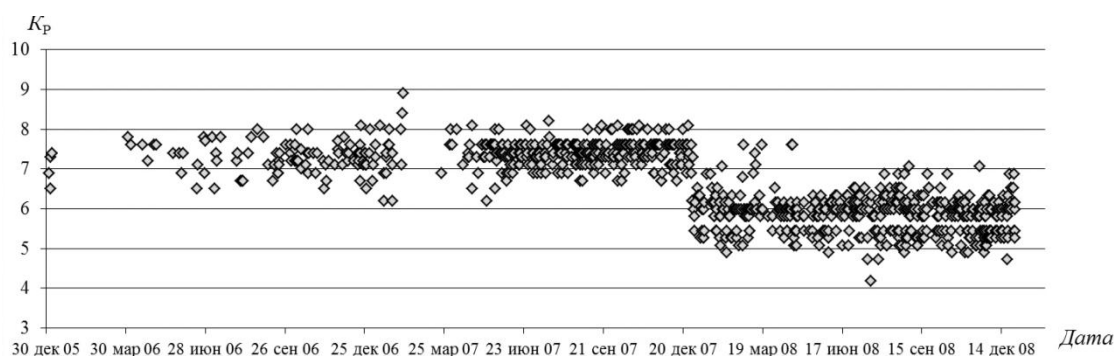


Рис. 5. Развертка во времени сейсмических событий разных энергетических классов на севере Ирана за 2006–2008 гг.

Здесь так же, как и на рис. 2, вся полоса значений энергетических классов за 2008 г. лежит на графике ниже, чем за 2006–2007 гг. Из 450 событий за 2008 г. максимальный класс равен $K_{\max}=7.6$, т.е. на порядок меньше, чем на юге Республики Армения, минимальный класс также упал на два порядка и равен $K_{\min}=4.2$. Распределение времени возникновения всех указанных событий по часам суток за 2006–2008 гг. дано на диаграммах рис. 6 а–в. Эти диаграммы свидетельствуют однозначно о техногенной природе сейсмических событий с выделенной площадки, т.к. почти все они возникли примерно в $8^h (30 \pm 5)^m$ по Гринвичу.

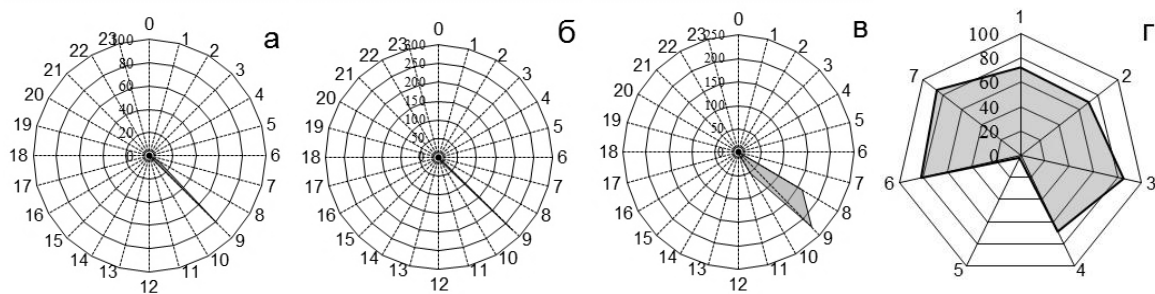


Рис. 6. Распределение сейсмических событий на севере Ирана по часам суток:
а – 2006 г. ($N_{\Sigma}=96$); б – 2007 г. ($N_{\Sigma}=301$); в – 2008 г. ($N_{\Sigma}=450$);
г – распределение числа событий в 2008 г. по дням недели

На четвертом фрагменте (рис. 6 г) дана диаграмма распределения событий 2008 г. по дням недели, откуда видно, что в пятницу (день молитвы у мусульман) событий нет.

Чем же могут быть вызваны взрывные работы в этом районе? Горная энциклопедия в статье про Иран приводит горнопромышленную карту (http://www.mining-enc.ru/images/z/8/iran3_resize.jpg). На ней видно несколько месторождений в исследуемом районе, в том числе медные рудники Сунгун (Sungun Copper Mine; $\varphi=38.689^{\circ}\text{N}$, $\lambda=46.704^{\circ}\text{E}$). Возможно, взрывные работы связаны и со строительством газопровода Тебриз (Иран)–Мегри (РА) или с другой деятельностью. Первый этап проекта газопровода Иран–Армения включал строительство участка в 100 км по территории Ирана – Тебриз–Мегри и 41 км участка по территории Республики Армения – Мегри–Каджаран. Строительство армянского участка газопровода началось в Агараке в ноябре 2004 года. Участок Тебриз–Мегри–Каджаран был сдан в эксплуатацию в марте 2007 года. Тогда возможно, что часть техногенных событий, рассмотренная на рис. 1 б, связана и со строительством названного газопровода.

И, наконец, третья группа «подозрительных» сейсмических событий расположена на юге Грузии (рис. 4), но в пределах 30-километровой приграничной полосы перекрытия обработки землетрясений Республики Армения с Грузией. Именно по этой причине они присутствуют в каталогах РА. Речь идет о маленьком облаке эпицентров в пределах координат $\varphi=41.23\div 41.48^{\circ}\text{N}$, $\lambda=44.33\div 44.53^{\circ}\text{E}$ чуть восточнее Джавахетского нагорья, хорошо известного сейсмологам своей постоянной сейсмической активностью. Эпицентры землетрясений в Джавахетском нагорье приблизительно в пределах координат $\varphi=40.90\div 41.46^{\circ}\text{N}$, $\lambda=43.63\div 44.20^{\circ}\text{E}$ также хорошо видны на рис. 4.

Близость названных площадок может быть использована в данном исследовании в сравнительных целях: как распределены во времени тектонические землетрясения Джавахетского нагорья и техногенные события на небольшом удалении от него, вблизи пос. Казрети. На этих площадках в 2008 г. локализовано 111 и 27 сейсмических событий соответственно, однако, как следует из лепестковых диаграмм (рис. 7), природа у них разная: в Джавахетском нагорье – землетрясения, т.к. они достаточно равномерно распределены по часам суток, а в окрестности Казрети получено асимметричное распределение событий с временем возникновения в 9–13^h по Гринвичу, что похоже на взрывы.

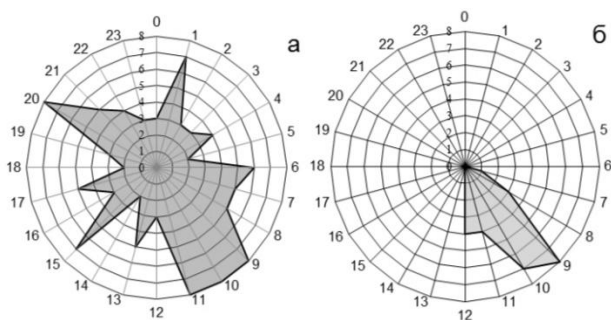


Рис. 7. Распределение землетрясений в Джавахетском нагорье по часам суток ($N_{\Sigma}=111$, а) и сейсмических событий вблизи пос. Казрети ($N_{\Sigma}=27$, б) за 2008 г.

Далее анализируются только события вблизи пос. Казрети. Развертка их энергетических классов за 2005–2008 гг. вдоль временной оси дана на рис. 8 и свидетельствует о довольно активной стабильной деятельности в карьере Казрети.

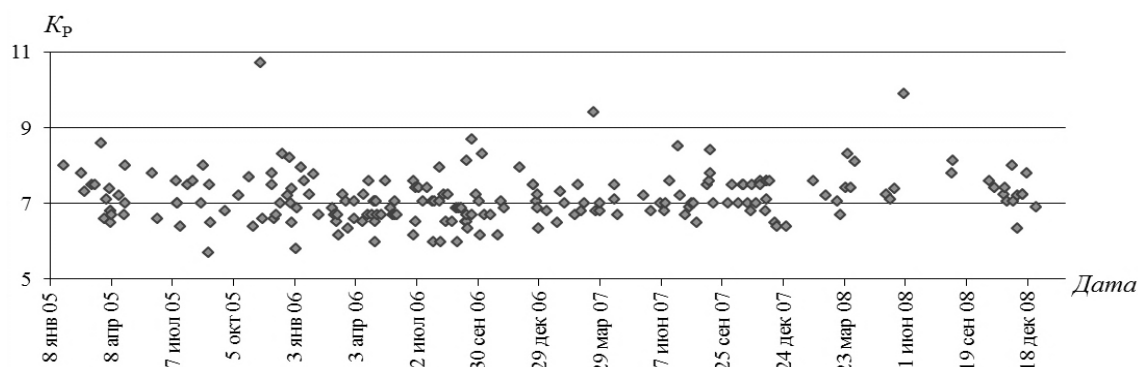


Рис. 8. Развертка во времени сейсмических событий разных энергетических классов на юге Грузии за 2006–2008 гг.

Особо отметим, что на этом графике (рис. 8) полоса значений классов K_p тянется примерно на одинаковом уровне $K_p=7\pm 1$ все четыре года, и абсолютно нет смещения вниз полосы в 2008 г., как на юге Армении и севере Ирана.

Построенные для событий вблизи пос. Казрети лепестковые диаграммы распределения их по часам суток в 2005–2008 гг. (рис. 9) неопровержимо свидетельствуют о том, что все они являются взрывами, т.к. имеют только определенные часы их реализации в течение суток.

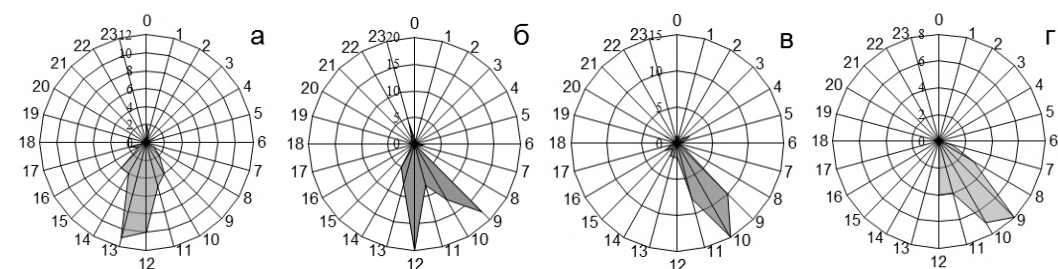


Рис. 9. Распределение сейсмических событий в карьере Казрети по часам суток: а – 2005 г. ($N_{\Sigma}=48$); б – 2006 г. ($N_{\Sigma}=85$); в – 2007 г. ($N_{\Sigma}=52$); г – 2008 г. ($N_{\Sigma}=27$)

Подводя итоги, можно утверждать наличие взрывов в каталогах землетрясений Республики Армения за 2005–2008 гг., присланных в ГС РАН (г. Обнинск) для публикации в сборниках «Землетрясения Северной Евразии». Поэтому в каталоге за 2008 г. нужно выразить сомнение в природе некоторых событий меткой «возможно взрыв». Крайне важно также вернуться к прямым измерениям энергетического класса, избегая пересчетов его величины из магнитуды M_d по длительности записи, принятым в каталогах землетрясений Республики Армения за 2006–2008 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Саргсян Г.В., Абгарян Г.Р., Саргсян Л.С. Армения // Землетрясения Северной Евразии, 2005 год. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 84–90.
2. Саргсян Г.В., Мазманиян Л.В., Байбуртян Е.Г., Саргсян Л.С., Демирчян О.М., Геворкян А.А. Армения // Землетрясения Северной Евразии, 2008 год. – Обнинск: ГС РАН (в печати).
3. Годзиковская А.А. Выявление взрывов в каталогах землетрясений и на аналоговых сейсмограммах // Землетрясения Северной Евразии, 2003 год. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 403–410.

ГРУЗИНО-ДАГЕСТАНСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 17 СЕНТЯБРЯ 2013 Г. ($K_p=13$, $MS=4.9$, $I_0=6$)

О.А. Асманов, М.Г. Даниялов, Х.Д. Магомедов
Дагестанский филиал ГС РАН, г. Махачкала

Аннотация. Анализируется сильное 6-балльное землетрясение, произошедшее 17 сентября 2013 г. с $MS=4.9$ в Грузино-Дагестанской пограничной зоне. Изучено эпицентральное поле на основе макросейсмического исследования, а также распределение очагов по глубине. Составлена карта изосейст по шкале MSK-64 на основе макросейсмических данных и данных сети сейсмостанций Дагестанского филиала ГС РАН.

Abstract. The strong 6-ball earthquake that occurred on September 17, 2013 with $MS=4.9$ on the Georgian-Dagestan bordering zone is analyzed. The epicentral field and focuses allocation by depth is studied on the basis of macroseismic research. It was obtained the map of the izoseist MSK-64 scale based on macroseismic data and data of network seismic of the Dagestan branch of Geophysical Service RAS.

Эпицентр землетрясения, произошедшего 17 сентября 2013 г. в 04^h09^m, находился в юго-западной части Большого Кавказского хребта в 10–15 км от границы Республики Дагестан. Координаты эпицентра данного события, определенные по данным 14 сейсмических станций Дагестанского филиала (ДФ) ГС РАН: $\varphi=42.12^\circ\text{N}$ и $\lambda=45.74^\circ\text{E}$. Магнитуда этого землетрясения по данным международных сейсмологических центров составила: Служба срочных донесений Геофизической службы РАН – $MS=5.4$; Служба сейсмологического мониторинга Грузии – $M=5.3$; Центр сейсмологической службы НАН Азербайджана – $M=5.8$; МЧС Республики Армения – $M=5.0$. По сообщениям СМИ Грузии, колебания ощущались во многих населенных пунктах, в некоторых поселениях это вызвало панику среди жителей. В Азербайджане и Армении интенсивность сотрясений составила 3–4 балла.

Последствия землетрясения на территории Дагестана были обследованы сотрудниками ДФ ГС РАН и ГУ МЧС России по Дагестану с участием представителей администраций сельских поселений Тляртинского и Цунтинского районов Республики Дагестан. В результате обследования установлено, что объектов, подвергшихся разрушению, в этих районах не имеется. Вместе с тем восемь объектов Министерства образования в Цунтинском районе (Хутрахская, Хибиятлинская, Шапихская, Гениятлинская, Мококская, Асахская, Сагадинская и Зехидинская школы), относящиеся к ветхим постройкам, подверглись повреждениям средней степени и находятся в непригодном для ведения образовательной деятельности состоянии.

Визуальное обследование частных домовладений граждан в 26 из 46 населенных пунктов района показало, что значимые повреждения приходятся на пункты Генух и Китури. Из 151 строения, обследованного в указанных населенных пунктах, 96 получили повреждения легкой степени, 20 домов находятся в аварийном состоянии.

Характерными повреждениями обследованных объектов являются образование новых и раскрытие имевшихся старых трещин.

В результате обследования населенных пунктов Тляртинского района установлено, что объектов, подвергшихся разрушению на территории района, не имеется. Подверглись повреждениям легкой степени частные домовладения граждан в населенных пунктах Саниорта, Сикар, Барнаб, Надар, Чадаколюб – 4–5 баллов, Тлянда, Тохота – 4 балла, Гениколоб – 3–4 балла по шкале MSK-64.

Оценка расчетной интенсивности сотрясений в эпицентре I_0 по известному уравнению Н.В. Шебалина [1] $I_0=bM-Ulgh+C$ с использованием средних по стране параметров дала значение $I_0=6.1$ балла. При применении макросейсмического уравнения с коэффициентами затухания на территории Дагестана [2] $b=1.5$, $U=3.6$, $C=3.1$ и значения $MS=4.9$ при глубине 18 км получили $I_0=6.2$ балла.

В зоне сотрясений 5–6 баллов на территории Дагестана оказались населенные пункты Хупра, Кимяли, Удок, Хибиятль, Шапих, Терутули, Цибара, Мокок. В этих селах люди испугались тряски стен и крыш, образовались трещины в штукатурке до нескольких миллиметров и тонкие трещины на стенах. Наблюдалось беспокойство животных.

Сотрясения 5 баллов охватили населенные пункты Гутали и Кидеро Цунтинского района. Отмечено, что многие люди ощущали землетрясение в спокойном состоянии и смогли определить направление и длительность колебаний, в единичных случаях образовались или вскрылись трещины в штукатурке.

Сотрясения 4–5 баллов в горной части территории Дагестана охватывают большую часть Тляратинского, Цумадинского районов и Бежтинского участка. Здесь землетрясение ощущалось населением как на первых, так и на вторых этажах домов. Люди заметили дрожание мебели, оконных стекол, движение незакрытых дверей и окон, раскачивание люстр, в некоторых домах появились волосяные трещины в штукатурке.

Сотрясения интенсивностью 3–4 балла зарегистрированы в населенных пунктах Ботлих, Гочоб, Хебда, Ириб, Цуриб, Мехельта, Гуниб, Гергебиль, Верхний Каранай, Дылым, Леваша, Вачи, Буйнакск, Аксай, Кизилюрт.

Сотрясения интенсивностью 3 балла (есть одиночные сведения) ощущались в Махачкале, Манаскенте, Уркарахе, Сулаке.

Не ощущалось землетрясение в Южном и Северном Дагестане.

Результаты обработки макросейсмической информации представлены в табл. 1.

**Таблица 1. Макросейсмические данные
Грузино-Дагестанского землетрясения по шкале MSK-64 [3]**

№	Населенный пункт	Δ , км	№	Населенный пункт	Δ , км
5–6 баллов			3–4 балла (продолжение)		
1	Мокок	37	14	Гергебиль	129
4–5 баллов			15	Верхний Каранай	134
2	Бежта	47	16	Дылым	144
3	Хонох	55	17	Леваша	154
4	Тлярата	62	18	Вачи	135
5	Агвали	69	19	Буйнакск	151
6	Цимилух	69	20	Хасавюрт	164
7	Карата	84	21	Кизилюрт	166
8	Ботлих	85	3 балла		
4 балла			22	Махачкала	186
9	Хебда	89	23	Манаскент	191
3–4 балла			24	Уркарах	169
10	Ириб	99	25	Сулак	208
11	Цуриб	104	2–3 балла		
12	Мехельта	114	26	Бабаюрт	200
13	Гуниб	116	27	Дербент	226

На рис. 1 приведена карта изосейст данного землетрясения, с которой были сняты координаты макросейсмического эпицентра (центр излучения сейсмической энергии), равные $\varphi=42.05^\circ\text{N}$, $\lambda=45.55^\circ\text{E}$, $h=16$ км.

Форшоковая и афтершоковая активность данного очага в радиусе 20 км представлена в табл. 2.

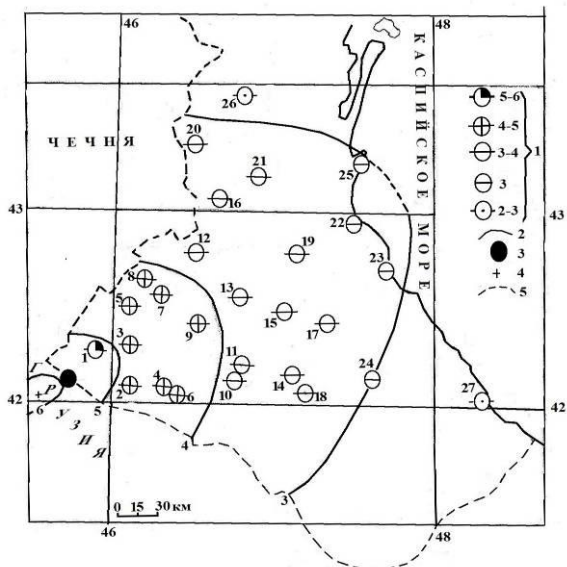


Рис. 1. Схема изосейст Грузино-Дагестанского землетрясения 17 сентября 2013 г. с $MS=4.9$, $I_0=6$: 1 – балльность; 2 – изосейста; 3 – инструментальный эпицентр; 4 – макросейсмический эпицентр; 5 – государственная граница

Таблица 2. Форшоковая и афтершоковая активность Грузино-Дагестанского землетрясения 17 сентября 2013 г.

Дата	Время в очаге	Гипоцентр			K_p
		φ , °N	λ , °E	h , км	
28.05.2013	08:41:08.91	41.96	45.77	16.5	7.3
16.06.2013	23:10:51.92	42.17	45.52	12.5	6.0
17.06.2013	15:13:16.20	42.06	45.94	11.5	7.8
17.07.2013	19:14:42.33	42.02	45.69	11.5	7.2
27.08.2013	03:44:33.67	42.14	45.87	12.0	8.1
17.09.2013	04:09:15.47	42.14	45.75	14.5	12.9
17.09.2013	04:14:23.71	42.12	45.78	14.5	9.0
17.09.2013	05:05:23.97	42.13	45.69	16.0	7.1
17.09.2013	05:46:18.84	42.10	45.93	4.5	7.7
17.09.2013	07:47:18.69	42.15	45.69	17.0	7.2
17.09.2013	08:02:43.16	42.13	45.71	15.5	7.0
17.09.2013	08:03:59.89	42.00	45.75	13.5	7.2
17.09.2013	09:39:29.23	42.13	45.73	13.5	7.4
18.09.2013	00:23:32.21	42.13	45.70	12.0	10.6
18.09.2013	01:21:37.12	42.18	45.55	16.0	6.3
18.09.2013	13:53:25.56	42.24	45.85	12.0	8.2
18.09.2013	18:02:33.62	42.11	45.58	15.0	7.2
18.09.2013	18:18:49.67	42.17	45.74	11.5	7.9
18.09.2013	18:19:57.07	42.18	45.65	14.0	7.6
18.09.2013	20:03:52.20	42.16	45.63	12.0	8.2
25.09.2013	06:27:54.34	42.28	45.90	15.0	7.3
28.09.2013	19:03:50.07	42.10	45.60	15.0	8.6
02.10.2013	22:32:44.12	42.29	45.62	12.5	7.1
06.10.2013	11:20:21.81	41.98	45.79	15.0	7.6
07.10.2013	07:05:27.06	42.02	45.92	14.5	8.2
10.10.2013	13:18:00.30	42.09	45.72	16.5	9.1
12.10.2013	05:31:41.61	42.24	45.83	13.0	7.5
23.10.2013	23:29:51.02	42.08	45.76	17.0	7.2
27.10.2013	22:29:12.46	42.14	45.66	13.0	7.1
27.11.2013	01:08:36.64	42.08	45.78	13.5	5.8
04.12.2013	01:51:10.44	42.19	45.88	15.0	7.0
31.12.2013	09:19:21.03	42.11	45.97	13.0	7.7

Параметры исторических землетрясений, имевших место в 20-километровой зоне от данного очага, а также их распределение по зоне представлены в табл. 3 и на рис. 2.

Таблица 3. Исторические сведения о сильных землетрясениях в 20-километровой зоне Грузино-Дагестанского землетрясения 17 сентября 2013 г.

№ п/п	Дата	Время возникновения	Координаты гипоцентра			MS	I ₀	Источник
			φ, °N	λ, °E	h, км			
1	17.10.1902	07:21	42.10	45.80	7	4.5	7	[4, 5]
2	04.07.1961	19:25	42.00	45.80	15	4.2	5–6	[4, 5]
3	23.08.1962	02:18	42.10	45.90	18	4.2	5	[4, 5]
4	04.08.1974	15:06	42.10	45.90	18	5.2	6–7	[5, 6]
5	29.07.1976	05:00	42.12	45.57	10	4.5	5–6	[7]
6	04.07.1985	05:08	42.10	45.73	25	4.8	5	[7]
7	21.06.1990	22:25	42.10	45.77	25	4.5	5	[7]

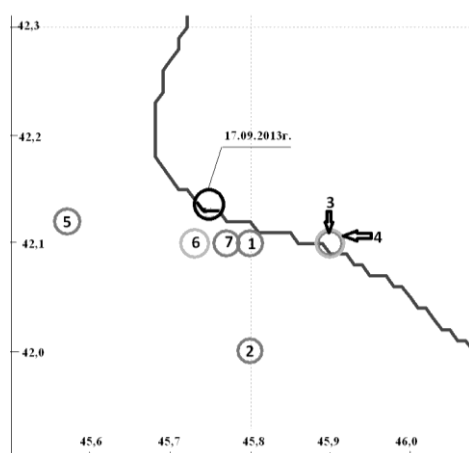


Рис. 2. Распределение исторических землетрясений с 1902 по 1990 г. в 20-километровой зоне Грузино-Дагестанского землетрясения 17 сентября 2013 г.

Как видно, в зоне данного землетрясения происходили и 7-балльные сотрясения, в частности в 1902 г. [4, 5]. Землетрясение с наибольшей магнитудой $MS=5.2$ зарегистрировано уже в инструментальный период, т.е. в 1974 г. [5, 6] с эпицентром к юго-востоку от эпицентра Грузино-Дагестанского события 17.09.2013 года. На этом фоне событие 2013 г. по энергетическому уровню следует считать вполне обычным явлением для данного района исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Шебалин Н.В.** Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. – М.: Наука, 1968. – С. 95–111.
2. **Асманов О.А., Мусалаева З.А.** Определение коэффициентов уравнения макросейсмического поля Дагестана // Сейсмологический бюллетень Кавказа 1976 г. – Тбилиси: Мецниереба, 1979. – С. 134–138.
3. **Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В.** Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. – М.: МГК при Президиуме АН СССР, 1965. – 11 с.
4. **Цхакая А.Д., Папалашвили В.Г.** Сейсмические условия Кавказа. – Тбилиси: Мецниереба, 1973. – 115 с.
5. **Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.** / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. – М.: Наука, 1977. – С. 69–170.
6. **Асманов О.А., Арефьев С.С., Идармачев Ш.Г., Кахиани Л.А., Левкович Р.А., Папалашвили В.Г., Шебалин Н.В.** Бежтинское землетрясение 4 августа 1974 года // Землетрясения в СССР в 1975 г. – М.: Наука, 1978. – С. 31–35.
7. **Общий каталог землетрясений на территории Дагестана.** Макросейсмические и инструментальные данные о землетрясениях за период с VII в.н.э. до 2005 года. – Махачкала: Эпоха, 1997. – 394 с.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ВОСТОЧНО-БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА

Б.А. Ассиновская, М.К. Овсов
Геофизическая служба РАН, г. Санкт-Петербург

Аннотация. Приводятся результаты вероятностной оценки сейсмической опасности в регионе Восточной Балтики. В работе использовались ранее построенная схема сеймотектонической регионализации и компьютерная система CRISIS 2007. В итоге рассчитаны ускорения движения грунта для периодов повторяемости землетрясений 100, 500, 1000 и 5000 лет.

Abstract. The results of the probabilistic seismic hazard assessment in the eastern Baltic region are presented. The previously constructed seismotectonic regionalization scheme and the computer system CRISIS 2007 were used. Eventually acceleration of ground motion for periods of earthquake recurrence 100, 500, 1000 and 5000 years are calculated.

Регион акватории Балтийского моря оказался вне современных оценок сейсмической опасности по двум причинам: во-первых, вследствие своего географического расположения между Россией и Европейским союзом; во-вторых, из-за того, что по большей части является водным пространством, плохо изученным в части тектоники, современной геодинамики и параметров сильных сейсмических движений. В данной работе учтены указанные обстоятельства.

Оценка сейсмической опасности проведена в несколько этапов:

1. Осуществлена сейсмическая регионализация территории [1];
2. Проведены сбор и унификация данных о землетрясениях региона [2, 3];
3. Рассчитаны параметры сейсмического режима;
4. Получена региональная модель сейсмического затухания.

Далее применена компьютерная система CRISIS 2007 [4], которая строит вероятностную модель сейсмической опасности с учетом скорости сейсмического процесса, характеристик затухания и географической приуроченности землетрясений.

Сейсмическая регионализация проводилась путем применения собственной ГИС-технологии «Структурный анализ», особенно эффективной в районах недостаточно изученных тектонически и с низкой сейсмической активностью, когда активные разломы не выходят на поверхность. В качестве входной информации использовались данные по гравиметрии и магнитометрии, тепловому потоку, топографии и батиметрии, геодинамике (скоростям вертикальных и горизонтальных GPS-перемещений).

В результате была построена карта сеймотектонического районирования, состоящая из ряда площадных и линейных структур. Данные структуры были ранжированы по величине максимально возможной магнитуды землетрясения.

Наиболее значимыми в части потенциальной сейсмической опасности оказались квазилинейные Калининградская, Готландская и Эстонская зоны. Всего на исследуемой территории выделено 16 структур, из которых некоторые не имеют собственной сейсмичности и признаны неактивными.

Оценка M_{\max} проводилась на основе связи этого параметра с длинами всего разлома, части разлома или сейсмогенной зоны в целом. Использовались эмпирические соотношения различных авторов. Необходимые параметры сейсмического режима, а именно – наклон графика повторяемости, пороговая магнитуда M_{\min} , количество событий в год с магнитудой M_{\min} , а также погрешности вычисления указанных величин получены на основе унифицированного к магнитуде M_w каталога землетрясений региона.

Уравнение повторяемости событий имеет следующий вид:

$$\lg N/T = -0.848M_w + 2.132 \text{ при величине достоверности аппроксимации } R^2 = 0.953.$$

Особое внимание уделялось составлению уравнения затухания сильных движений в терминах ускорений движения грунта. Для региона Восточной Балтики практически нет инструментальных записей сейсмических воздействий, однако имеются многочисленные данные об ошутимости некоторых умеренных по силе землетрясений последних десятилетий, например Осмуссаарского, Калининградских и некоторых других, с использованием которых составлено уравнение макросейсмического поля [5], связывающее магнитуду, расстояние и интенсивность сотрясений. Последнее уравнение было переформатировано с тем, чтобы рассчитать нужные количественные параметры.

С помощью системы CRISIS 2007 [4] рассчитаны ускорения движения грунта для периодов повторяемости землетрясений при 10% вероятности превышения в ближайшие 10, 50, 100 и 500 лет. Построены соответствующие карты, охватывающие как прибрежные районы востока Балтийского моря от запада Калининградской области до реки Нарва, так и всю акваторию (рисунок). Решена также обратная задача – рассчитаны повторяемости сильных движений интенсивностью 100 и 50 $см/с^2$, что соответствует 7 и 6 баллам шкалы MSK-64 соответственно.

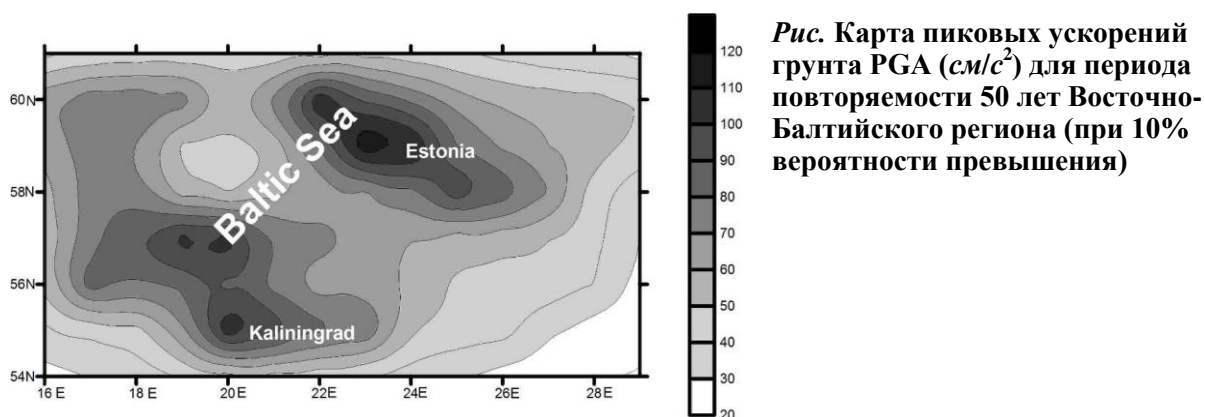


Рис. Карта пиковых ускорений грунта PGA ($см/с^2$) для периода повторяемости 50 лет Восточно-Балтийского региона (при 10% вероятности превышения)

Рисунок демонстрирует наиболее используемое в строительстве распределение по площади интенсивности сотрясений в ускорениях для периода повторяемости 50 лет при 10% вероятности превышения этих величин. Видно, что на юге региона области наибольшей опасности, генерируемые Калининградской и Готландской зонами, практически слились, образуя обширную зону интенсивности более 100 $см/с^2$ (более 7 баллов по шкале MSK-64). В северо-восточной части поперечная Финскому заливу Осмуссаарская сейсмогенная зона также может генерировать ускорения интенсивностью более 100 $см/с^2$. Соответственно, для периода повторяемости 100 и 5000 лет ожидаемые ускорения составят величины более 50 (6 баллов MSK-64) и более 200 $см/с^2$ (более 8 баллов MSK-64). Минимальные ожидаемые периоды повторяемости для ускорений 100 $см/с^2$ будут равны 300 лет на северо-западе региона и 500 лет – на юге.

Полученные результаты могут быть использованы при строительстве ответственных сооружений на акватории (газопроводы) и на берегах (атомные станции).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Ассиновская Б.А., Овсов М.К.** Сеймотектоническое зонирование Восточной Балтики с применением компьютерных методов анализа // Геориск. – 2013. – № 3. – С. 48–56.
2. **Ассиновская Б.А., Овсов М.К.** Сеймотектоническая позиция Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 года // Физика Земли. – 2008. – № 9. – С. 32–43.
3. **Аронов А.Г., Аронова Т.И.** Сеймотектонические критерии долгосрочного прогноза Калининградских землетрясений // Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – С. 136–151.
4. **Ordaz M., Aguilar A., Arboleda J.** CRISIS 2007. Derechos Reservados. – Mexico, UNAM: Instituto de Ingeniería, 1987–2007.
5. **Assinovskaya B., Nikonov A.** Felt earthquakes of the XXth century in the Eastern Baltic shield // XVI General Assembly of the European Seismological Commission. Abstr. – Israel, Tel-Aviv, 1998.

К ПРОБЛЕМЕ ИЗУЧЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Л.А. Ахвердян, Т.А. Григорян
*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА,
г. Гюмри, Республика Армения*

Аннотация. В целях изучения динамических процессов в земной коре центральной части Армении, а также поиска предвестников землетрясений и установления их характерных черт необходимы длительные и систематические наблюдения за режимами геофизических, сейсмологических и геохимических полей за промежутки времени, исчисляемый многими годами.

Abstract. It is necessary to carry out long-lasting and systematic observations of regimes of geophysical, seismological and geochemical fields for several years for the purpose of study of dynamic processes of earth crust of the Central part of Armenia and for the search of earthquake precursors and defining their characteristics.

Согласно данным наблюдений за режимами геофизических, сейсмологических и геохимических полей в Средней Азии, осуществленных ИФЗ АН СССР и академиями заинтересованных республик стран СНГ, предвестники землетрясений с магнитудами $M > 6.0$ могут проявляться на огромных площадях протяженностью на многие сотни километров. Поэтому следует считать разумным предложение академика А.Г. Назарова (после известного Зангезурского землетрясения 1968 г.) об организации единой сейсмопрогностической службы Армении с центром в Гарнийской геофизической обсерватории, поскольку она занимает центральное положение на территории Армении, а, самое главное, находится вблизи очага известного Гарнийского землетрясения 1679 г. с $M = 7.0$. В обсерватории будет организована базовая система наблюдений, и при возможности для прогноза землетрясений с $M > 6.0$, а также три полигона, входящие в единую систему Республики Армения, для более детального изучения предвестников землетрясений с $M > 3.5$:

1. Араратский полигон в Араратской долине, включающий зону Большого Еревана со вспомогательной детализированной службой для прогноза относительно слабых землетрясений на территории Армянской атомной электростанции (ААЭС).

2. Ширакская долина, включающая в себя Гюмри и окружающие его поселения, (Ашоцк, Артик, Спитак, Амасия и т.д.).

3. Зангезур.

Успех сейсмопрогностических исследований в значительной мере зависит не только от научного и технического уровня полигонов и баз, но, пожалуй, и в не меньшей мере от уровня организации самих исследований. Схематически представляется следующая организация сейсмопрогностических работ. Каждый полигон имеет свой центр сбора, хранения и переработки информации. Организовывается общереспубликанский центр в обсерватории «Гарни», куда перекачивается наиболее актуальная часть информации с трех полигонов. Все данные, поступающие из полигонов, будут приведены к абсолютным значениям, после чего будут оценены все методические ошибки. Результат переработки всей информации от центра («Гарни») перекачивается обратно в центры трех полигонов. Одновременно часть информации, представляющая практический интерес, направляется в центр МЧС.

Таким образом, полная информация хранится в центрах первичных прогностических полигонов (Ереван, Гюмри, Каджаран).

Гарнийская геофизическая обсерватория освобождается от сбора ненужной ей информации. Полная информация может быть передана геофизикам, сейсмологам, геохимикам, геологам и другим специалистам полигонов, хорошо знающим его локальные условия. По ходу работы обсерватория «Гарни» может потребовать перекачки к ней полной информации с любого полигона за любой отрезок времени.

На стадии оперативного прогноза, возможно, понадобится полная и непрерывная передача информации с центров полигонов (Ереван, Гюмри, Каджаран) в обсерваторию «Гарни». В этом случае, представители от полигонов могут быть вызваны в центр («Гарни») для участия в работе по оперативному прогнозу. Надо полагать, что при таком способе многоступенчатого сотрудничества научно-технического персонала наилучшим способом обеспечится стратегия и тактика прогноза землетрясений.

Такова предполагаемая схема организации сейсмопрогностической службы. Она позволяет вовлечь в работу по прогнозу широкий круг специалистов, что доведет до минимума возможные ошибки.

Как было отмечено выше, основой для поисков предвестников землетрясений является наблюдение за режимом геофизических, сейсмологических, геохимических, гидрогеодинамических, термических, а также спутниковых технологий дистанционного зондирования, наблюдения за деформациями, наклонами поверхности Земли, а также за биоиндикаторами перед сильными землетрясениями.

Эти наблюдения могут быть осмыслены лишь при хорошо разработанной теории физики очага. В последние годы в этом направлении хотя и получены существенные результаты, но еще далеко не достаточные. По существу, теория очага сведена к теории формирования трещинообразования, рассмотренной с позиции механики сплошных сред. Нет систематического исследования глубинных процессов в мантии и коре с точки зрения появления предвестников землетрясения. Поэтому необходимо расширить и углубить исследования с обязательным учетом глубинных тепловых процессов. Процесс подготовки землетрясения сопровождается разнообразными электромагнитными процессами. Хотя энергия их, по-видимому, очень мала, по сравнению с энергией механических и тепловых процессов, но все же они должны быть учтены, так как электромагнитные предвестники землетрясений могут оказать существенную помощь в проблеме прогноза землетрясений в силу гибкости, оперативности и относительной дешевизны отвечающей им регистрирующей аппаратуры.

Таким образом, теория очага должна развиваться не только на базе механических, но также учитывать и тепловые, и электромагнитные процессы. Только в этом случае может идти речь о создании адекватной модели очага. Эта проблема трудна. Для ее решения потребуются совместные исследования физиков-теоретиков, математиков-программистов, сейсмологов и т.д. Как указывалось выше, наблюдения в Средней Азии показывают, что предвестники землетрясений могут возникать на расстоянии в сотни километров от эпицентра будущего землетрясения. В результате оказывается, что легче предсказать время, нежели место возникновения землетрясения. Но затруднительно и с точки зрения социальной, и с точки зрения экономики объявлять угрожаемое положение для густонаселенной территории в несколько сотен километров. Поэтому проблема уточнения местоположения эпицентра землетрясения, естественно, должна возрастать по мере приближения к эпицентру, во всяком случае при однородном строении земной коры в горизонтальном направлении. Чем ближе идет возрастание интенсивности предвестника землетрясения, т.е. чем выше ее градиент, тем легче обнаружить положение эпицентра и тем меньшее количество аппаратуры понадобится для этой цели. Наоборот, при медленном возрастании градиента предвестника, что возможно ожидать при больших протяженностях поверхности земли, в которой наблюдается предвестник, понадобится большее количество аппаратуры и статистическая обработка полученных показаний. Чем меньше градиент интенсивности землетрясения и выше уровень помех, тем труднее установить местонахождение эпицентра.

Значительные трудности возникают, если поля изменяются не только вследствие формирования землетрясения, но и по другим причинам, которые при поставленной нами цели являются помехами. Проблеме устранения или учета возмущений, вызванных помехами, также должно быть уделено пристальное внимание. Отметим, что если будет иметь место сильное возрастание градиента интенсивности предвестника в сторону очага, например, если он близок к поверхности и относительно маломощен, то и в этом случае поиск эпицентра будет затруднен, так как зона проявления предвестника будет занимать небольшую площадь. И в этом крайнем случае понадобится применение большого количества аппаратуры при поиске эпицентра такого рода землетрясения.

При организации наблюдений для обнаружения предвестников для неглубоких землетрясений на заранее фиксированных площадках, например, для ААЭС, задача прогноза облегчается.

Необходимы обширные теоретические и экспериментальные исследования для выявления закономерностей в интенсивности предвестников и их градиентов в зависимости от глубины очага, сейсмического момента ожидаемого землетрясения и данной геологической обстановки.

В работе приводится теоретическая задача по определению зависимости длительности гравитационного предвестника от магнитуды землетрясения, решена также задача о связи времени проявления деформационного предвестника с магнитудой землетрясения и эпицентральным расстоянием [1].

Для разрушительных землетрясений ($M > 6$) времена проявления гравитационных предвестников на порядок меньше времен проявления предвестниковых деформаций и движений земной коры и близки к временам проявления радоновых предвестников, а также к предвестникам по вариациям электросопротивления, уровня подземных вод и дебита источников (рисунок). Таким образом, гравитационные предвестники возникают по прошествии не менее 0.9 временного интервала проявления деформационного предвестника, т.е. на стадии сильно развитых предвестниковых деформаций.

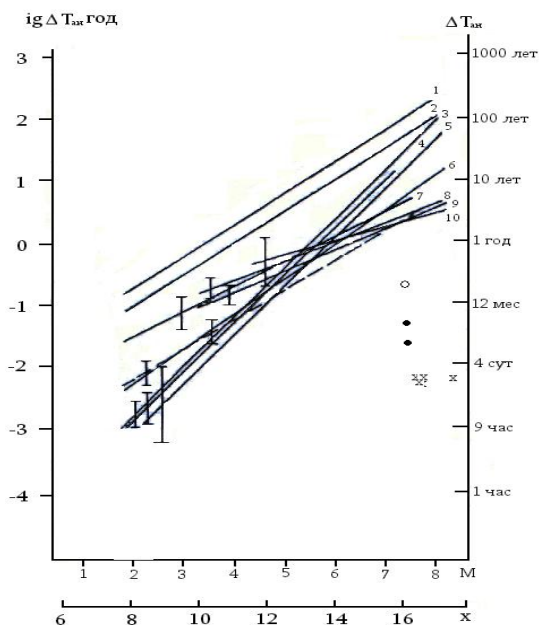


Рис. Магнитудные зависимости времени возникновения долгосрочных предвестников землетрясений:

1 – периоды повторения землетрясений (М.А. Садовский); 2 – максимальные времена возникновения предвестников; 3 – деформации и движения земной коры; 4 – геомагнитное поле; 5 – вариации сейсмического режима; 6 – характеристики распространения сейсмических волн; 7 – содержание радона; 8 – электросопротивление; 9 – уровень воды; 10 – дебит источников; пунктир – гравитационные предвестники

Перейдем к вопросу о механизме возникновения гравитационного предвестника. Вариации силы тяжести (СТ) могут быть связаны либо с изменением плотности горных пород, либо с изменениями высоты земной поверхности. Как известно, степень изменения СТ с высотой составляет 3.08 мкГал/см . С позиций «дилатантской модели» изменения плотности (и связанные с ним изменения СТ) в локальных объемах горных пород вызваны изменениями напряженного состояния земной коры в период подготовки землетрясения.

В [2] приводится теоретический расчет величины гравитационного эффекта в очаговой области землетрясения, моделируемой цилиндром высотой H и радиусом R на стадии накопления деформаций сжатия:

$$\Delta g = 2 \cdot \pi \cdot G \cdot \rho [1-d(1-d)] \cdot \frac{\delta}{E} \cdot R \cdot \Phi \left(\frac{H}{R} \right), \quad (1)$$

$$\text{где } \Phi \left(\frac{H}{R} \right) = 1 + \frac{H}{R} - \sqrt{1 - \left(\frac{H}{R} \right)^2}. \quad (2)$$

Как известно, размер очаговой зоны зависит от энергии готовящегося землетрясения. Если учесть это обстоятельство и принять диаметр цилиндра d за горизонтальную протяженность очага L , а высоту цилиндра H – за вертикальную протяженность I , изменяющиеся с магнитудой M землетрясения по формулам Н.В. Шебалина [3]:

$$\lg d = \lg L = 0.7M - 2.8, \quad (3)$$

$$\lg H = \lg I = 0.3M - 0.8, \quad (4)$$

то, подставляя (3) и (4) в (1) и (2), получаем зависимость величины гравитационного предвестника в очаговой зоне от магнитуды землетрясения:

$$\Delta g = 2 \cdot \pi \cdot G \cdot \rho [1-d(1-2d)] \frac{T}{E} 10^{0.7M-2.8} \cdot \Phi \left(\frac{H}{R} \right), \quad (5)$$

$$\text{где } \Phi \left(\frac{H}{R} \right) = 1 + 2 \cdot 10^{-0.4M+2} - \sqrt{1 - 4 \cdot 10^{0.8M+4}}. \quad (6)$$

Зависимость (5) верна для сильных землетрясений с $M > 5.8$.

Необходимо отметить, что приведенные теоретические соображения нуждаются в дальнейшей экспериментальной проверке и уточнении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Ахвердян Л.А., Давтян А.М., Манасерян Г.П.** Оценка некоторых геофизических и сейсмологических параметров литосферной плиты при геодинамических процессах. – Армения, Ереван: Изд-во «Гитутюн» НАН РА, 2011. – С. 299.
2. **Казинский В.А.** Гравитектонический эффект, наблюдаемый в окрестности Каджаранского очага землетрясения // Доклады АН СССР. – 1972. – Т. 203, № 3. – С. 574–577.
3. **Шебалин Н.В.** Замечания о преобладающих периодах, спектре и очаге сильного землетрясения // Сейсмические исследования для строительства. Вопросы инженерной сейсмологии. – Вып. 14. – М.: Наука, 1971. – С. 50–78.

МЕТОДИКА КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА АФТЕРШОКОВОЙ АКТИВНОСТИ

¹С.В. Баранов, ²П.Н. Шебалин

¹Кольский филиал ГС РАН, г. Апатиты

²Институт теории прогноза землетрясений
и математической геофизики РАН, г. Москва

Аннотация. Предлагается методика краткосрочного прогноза афтершоковых процессов в различных диапазонах магнитуд. Методика основана на оценке параметров модели затухания афтершокового процесса на базисном временном интервале, переносе оцененных значений на прогнозный интервал и оценки количества афтершоков с различными магнитудами с помощью закона Гуттенберга–Рихтера. Проверка методики на афтершоковых процессах сильных землетрясений из районов с различными типами сейсмогенеза показала высокое соответствие прогнозных и реальных данных для событий с магнитудой большей или равной магнитуде полноты каталога.

Abstract. The technique of short-term forecasting of aftershock processes in different magnitude ranges is presented. The methodology of short term forecasting of aftershock processes in different magnitude ranges is suggested. It is based on estimating parameters of an aftershock decay rate model, transferring the estimated values to the future time for estimating the number of aftershocks with different magnitudes using Gutenberg–Richter's law. Checking the methodology for aftershock processes produced by some strong earthquakes from the regions with different types of seismicity showed well fitness of forecasted and observed data for events with the magnitudes equal or greater than the completeness ones.

Введение

Прогнозирование афтершоков не менее актуально, чем прогнозирование сильных основных толчков, поскольку здания и сооружения, получившие незаметные внутренние повреждения при основном толчке, могут быть разрушены серией менее сильных повторных толчков. В отличие от основных толчков, афтершоковая активность является более определенным процессом, который аналогичен процессу образования трещин при хрупком разрушении горной породы. Благодаря успехам механики разрушения, в XX в. были предложены модели афтершоковых процессов, которые впоследствии были апробированы на огромном материале сейсмологических наблюдений.

После разрушительных землетрясений практически во всем мире различными службами делаются оценки ожидаемой афтершоковой активности. Однако на сегодняшний день фактически отсутствует методика прогнозирования афтершоковых процессов, пригодная для использования в центрах сейсмологического мониторинга. Исследования в данном направлении проводятся во многих научных центрах. В частности, под патронажем Геологической службы США (USGS) создана виртуальная лаборатория по изучению предсказуемости землетрясений (the Collaboratory for the Study of Earthquake Predictability – CSEP). На сайте CSEP¹ приводится описание методик, используемых для прогнозирования сейсмической активности и результатов их применения. Одна из этих методик была принята в качестве официальной методики USGS для оценивания вероятности землетрясений на следующий день, однако впоследствии официальное использование метода было остановлено из-за неточности получаемых прогнозов.

¹ Сайт CSEP <http://reim.cseptesting.org/home>

Для тестирования предлагаемой методики были отобраны восемь афтершоковых последовательностей из районов с различным сейсмогенезом (таблица), свойства которых хорошо изучены. Афтершоковые последовательности Камчатки рассмотрены в [1], Тувы – в [2], Кавказа – в [3] и Шпицбергена – в [4].

Таблица. Основные толчки и параметры соответствующих афтершоковых последовательностей длительностью 30 суток после основных толчков.

M_m – магнитуда основного толчка, M_0 – магнитуда полноты каталога

Место	Дата	M_m	M_0	Количество афтершоков
Камчатка, область Кроноцкого	12.05.1997	7.0	4	845
Камчатка, Олюторское	20.04.2006	7.1	3.5	342
АССО, Бусингольское	27.12.1991	6.7	2.0	1304
АССО, Тувинское-I	27.12.2011	6.3	2.0	445
Кавказ, Рачинское-I	29.04.1991	6.9	2.5	677
Кавказ, Рачинское-II	15.06.1991	6.2	2.5	170
Кавказ, Курчалойское	10.11.2008	5.8	2.0	496
Шпицберген, пролив Стур-фьорд	21.02.2008	6.0	2.0	496

Подходы к прогнозированию афтершоковой активности

К настоящему времени сложилось два подхода к прогнозированию афтершоковой активности. Первый подход основан на Монте-Карло симуляции афтершокового процесса с заданной интенсивностью для генерации возможных сценариев будущей сейсмичности. Этот подход используется тогда, когда невозможно (или очень сложно) получить аналитические выражения вероятности прогнозируемых событий, например в модели ETAS [5]. Второй подход основан на моделировании афтершокового процесса на базисном интервале времени $(0, t)$ и последующем переносе параметров модели на прогнозный интервал $(t, t+h)$, здесь t – время после основного толчка. В данной работе мы придерживаемся второго подхода. Достаточно полный обзор методов прогноза постсейсмической активности приведен в [6].

Одним из первых исследований по оценке сейсмической опасности после сильного землетрясения является работа П. Ризенберга и Л. Джонс [7]. Фактически в работе предложен подход к вероятностному оцениванию количества афтершоков в различных диапазонах магнитуд в разные интервалы времени. Суть подхода – число афтершоков задается произведением законов Гуттенберга–Рихтера и Омори–Утсу. Закон Омори–Утсу описывает затухание афтершокового процесса с течением времени, а закон Гуттенберга–Рихтера масштабирует это затухание в зависимости от магнитуды.

Согласно подходу Ризенберга и Джонс, интенсивность потока афтершоков с магнитудой, большей или равной M , в момент времени t задается следующим образом:

$$n(t, M) = 10^{-bM} A(t + c)^{-p}, \quad (1)$$

где t – время после основного толчка; M_0 – магнитуда представительности; b – параметр закона Гуттенберга–Рихтера: $(\lg N = a - bM)$; A, c, p – параметры закона Омори–Утсу [8].

Выражение (1) основано на предположении, что интенсивность потока афтершоков с магнитудами, большими или равными M , совпадает с точностью до множителя, определяемого законом Гуттенберга–Рихтера, с интенсивностью всех афтершоков.

Согласно оценкам, полученным по 62 афтершоковым последовательностям Калифорнии за период с 1933 по 1987 г. [7], параметр b меняется от 0.5 до 1.4 (с учетом экспоненциального вида (1) это изменение почти на порядок); параметр p – от 0.4 до 1.65, значение A варьирует весьма значительно, главным образом в зависимости от магнитуды основного толчка. Оценки для других регионов имеют аналогичные разбросы [1–4]. Очевидно, что при таких значительных отличиях параметров от серии к серии практически невозможно пользоваться априорными оценками для всех параметров, и для каждого сильного землетрясения необходимо проводить самостоятельную оценку параметров.

Вместе с тем идея Ризенберга и Джонс о представлении афтершокового процесса произведением законов Гуттенберга–Рихтера и Омори–Утсу представляется весьма плодотворной по следующим причинам: во-первых, используются общепризнанные и многократно апробированные на большом материале законы Гуттенберга–Рихтера и Омори–Утсу; во-вторых, в выражении (1) закон Омори–Утсу может быть заменен на любую другую модель афтершокового процесса без ограничения общности.

Методика прогнозирования афтершоковой активности

На первом шаге оцениваются параметры модели афтершокового процесса и закона Гуттенберга–Рихтера на базисном интервале (0 до t) (0 – время основного толчка). На втором шаге вычисляется ожидаемое количество афтершоков на прогнозном интервале ($t, k \cdot t$), где $k > 1$ с магнитудой, большей или равной M :

$$N(kt, M) = F(t, M) + \int_M^{\infty} dm \int_t^{kt} n(s, m) ds, \quad (2)$$

где $F(t, M)$ – фактическое число афтершоков с магнитудой, большей или равной M , произошедших на базисном интервале (0, t). При этом на каждом шаге правый край базисного интервала увеличивается: $t = t + \Delta t$.

В процессе исследования авторами были опробованы различные модели афтершоковых процессов. Также тестировался выбор лучшей модели на базисном интервале, в смысле информационных критериев Акайке и Байеса. В результате было установлено, что лучшая в статистическом смысле модель часто не дает лучший прогноз. Лучшие результаты при прогнозировании большинства афтершоковых процессов дает закон Омори–Утсу. В этом случае интенсивность афтершокового процесса n в (2) задается соотношением (1).

Результаты тестирования

Для проверки методики использовались афтершоковые последовательности, представленные в таблице. Параметры закона Омори–Утсу оценивались на базисном интервале (0, t), на каждом шаге время t увеличивалось на 0.5 суток. Прогноз выполнялся на момент времени $1.5t$ для магнитуд, больших или равных M_0 и $M_m - 2$, где M_0 – магнитуда полноты каталога, M_m – магнитуда основного толчка (таблица).

Для всех афтершоковых последовательностей (таблица) результаты прогнозирования количества афтершоков с магнитудами, большими или равными магнитуде полноты каталога, соответствуют реальным данным – прогнозные значения укладываются в 95%-ный доверительный интервал (рис. 1).

Иная картина наблюдается при повышении нижнего порога рассматриваемых магнитуд (рис. 2). Для последовательностей, у которых при повышении порога магнитуд сохраняются свойства потока событий (область Кроноцкого землетрясения 1997 г.; Тувинское-I 2011 г.; Курчалойское 2008 г.; Шпицберген, пролив Стур-фьорд, 2008 г.) наблюдается соответствие прогноза реальным данным. Для остальных последовательностей афтершоки происходят настолько редко, что каждое землетрясение резко меняет интенсивность потока событий. Такой эффект приводит к запаздыванию реакции модели на изменение потока событий. Особенно четко это проявляется у Олюторского и Бусингольского землетрясений.

Каковы причины ухудшения прогноза при повышении нижнего порога магнитуд рассматриваемых событий? Первая причина – изменение наклона графика повторяемости афтершокового процесса с течением времени, наблюдаемый как в лабораторных экспериментах [9], так и на реальных данных [10]. Этот эффект определяет отклонение значений параметра b , рассчитанных на базисном интервале (0, t) от значений, рассчитанных на интервале (0, $k \cdot t$), и особенно заметен в начальной стадии афтершокового процесса. Вторая причина – отклонение сильных афтершоков от прямой Гуттенберга–Рихтера. По всей видимости, параметры закона Гуттенберга–Рихтера для сильных афтершоков отличаются от параметров для основной массы событий.

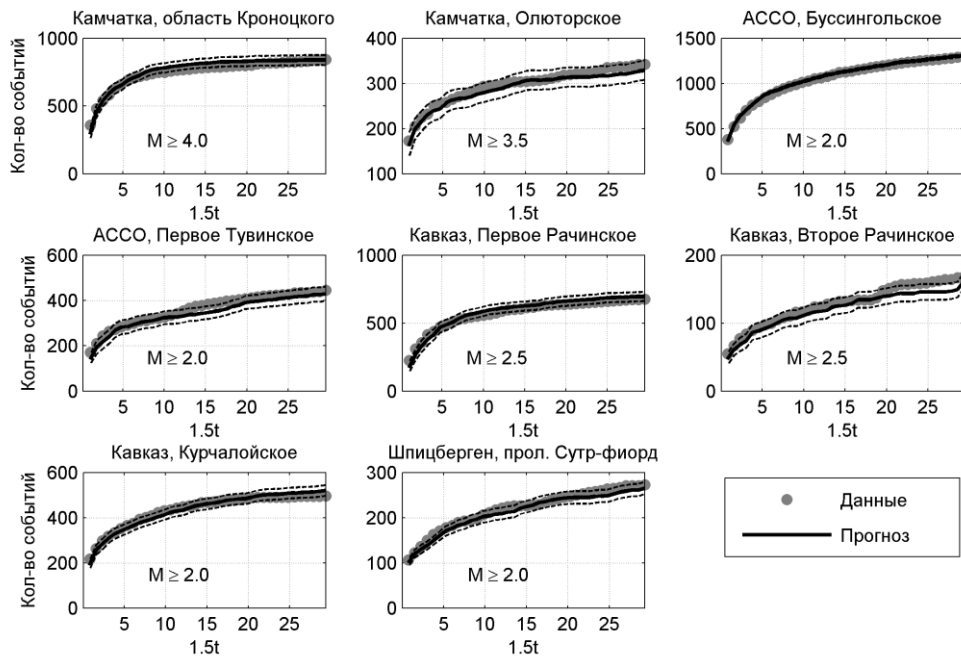


Рис. 1. Наблюденное и прогнозное количество афтершоков с $M \geq M_0$, произошедших к $1.5t$. Горизонтальная ось – время в сутках после основного толчка; пунктиром показаны границы 95%-ного доверительного интервала

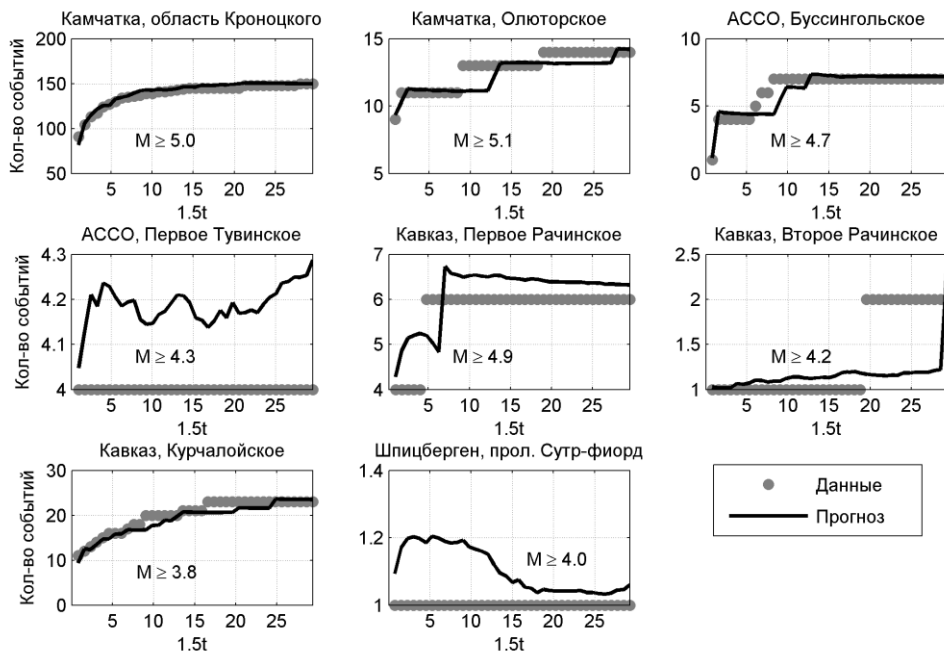


Рис. 2. Наблюденное и прогнозное количество афтершоков с $M \geq M_m - 2$, произошедших к $1.5t$. Горизонтальная ось – время в сутках после основного толчка

Заключение

Предложена методика краткосрочного прогнозирования афтершоковой активности после сильных землетрясений, основанная на представлении афтершокового процесса производением временной модели и закона Гуттенберга–Рихтера. Проверка методики на афтершоковых процессах сильных землетрясений из районов с различными типами сейсмогенеза показала высокую степень соответствия прогнозных и фактических данных для событий с магнитудами, большими магнитуды полноты каталога. При прогнозировании редких сильных афтершоков наблюдается ухудшение прогноза, обусловленное отклонением сильных событий от прямой Гуттенберга–Рихтера.

Предложенная методика пригодна для использования в центрах сейсмологического мониторинга для краткосрочной оценки афтершоковой активности после сильного землетрясения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00158).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Баранов С.В., Чебров Д.В.** Моделирование и прогнозирование афтершоковых процессов Камчатки // Физика Земли. – 2012. – № 11–12. – С. 35–46.
2. **Баранов С.В., Герман В.И., Осеев В.Г.** Афтершоковый процесс Тувинского землетрясения 27.12.2011 г. // Геофизические исследования. – 2013. – Т. 14, № 1. – С. 16–30.
3. **Баранов С.В.** Моделирование афтершоковой активности западной части Главного Кавказского хребта с 1991 по 2012 год // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 51–57.
4. **Баранов С.В.** Афтершоковый процесс землетрясения 21.02.2008 г. в проливе Стур-фьорд (архипелаг Шпицберген) // Вулканология и сейсмология. – 2013. – № 3. – С. 1–15.
5. **Ogata Y.** Seismicity analysis through point-process modeling: A Review // Pure Appl. Geophys. – 1999. – V. 155, N 2–4. – P. 471–507.
6. **Helmstetter A., Sornette D.** Predictability in the epidemic-type aftershock sequence model of interacting triggered seismicity // J. Geophys. Res. – 2003. – V. 108, N B10. – P. 8–1 – 8–18.
7. **Reasenberг P.A., Jones L.M.** Earthquake hazard after a main shock in California // Science. – 1989. – V. 242, N 4895. – P. 1173–1176.
8. **Utsu T.** A statistical study on the occurrence of aftershocks // Geophys. Mag. – 1961. – V. 30. – P. 521–605.
9. **Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Бернар П., Патонин А.В.** Закономерности переходных режимов сейсмического процесса по данным лабораторного и натурального моделирования // Физика Земли. – 2010. – № 2. – С. 17–49.
10. **Chen Y.J., Huang C.S.** Time-dependent b value for aftershock sequences // Available in web, http://www.ism.ac.jp/~ogata/Statsei4/abstr/Chen_3.pdf.

СОВРЕМЕННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА СЕЛИТЕБНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ В ЗОНЕ РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

¹И.М. Басакина, ¹Г.Н. Антоновская, ^{2,1}Н.К. Капустян
¹*Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск*
²*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва*

Аннотация. Представлен сейсмометрический метод определения состояния конструкций зданий после разрушительных землетрясений на примерах обследования типового здания и архитектурного памятника.

Abstract. A seismic method for the building state estimation after the destructive earthquakes is represented on the experimental examples, the typical dwelling survey and historical buildings.

Введение

Статистика показывает, что ежегодно на Земле происходит минимум одно разрушительное землетрясение с интенсивностью сотрясений выше 8 баллов по шкале MSK-64, около 18 землетрясений – от 7–8 баллов и 120 – 6–7 баллов [1]. Катастрофическое Спитакское землетрясение в Армении 7 декабря 1988 г. практически полностью разрушило города Спитак, Кировакан, Степанаван, Ленинакан (ныне Гюмри). Для сейсмоактивных территорий определение состояния целостности конструкций зданий и возможность их «пережить» очередное землетрясение становится первоочередной задачей. В России обследование состояния инженерных сооружений осуществляется в соответствии с СП 13-102-2003 [2].

Методы обследования сооружений делятся на разрушающие (вскрытие конструкций, стен и т.д.) и неразрушающие (визуальное наблюдение, инструментальное обследование, маяки и др.). Наиболее достоверную информацию о состоянии сооружения дает использование инструментальных методов в сочетании с компьютерным моделированием сооружений, включая грунты оснований при статических и/или динамических нагрузках. Среди инструментальных методов, на наш взгляд, наиболее информативными являются сейсмометрические методики, позволяющие получить целостную картину состояния здания [3–5].

Методы исследований реакции сооружений на сейсмическое воздействие можно разделить на две группы: активные и пассивные. К активным сейсмометрическим методам относятся вибрационное тестирование и тестирование ударом или оттягиванием (быстрым освобождением нагрузки), к пассивным – исследования колебаний здания при воздействии сигналов различной природы (землетрясения, взрывы, вибрации от транспортных средств, микросейсмы). Оценка состояния сооружений с использованием микросейсмических колебаний является одним из дешевых и технологичных методов, активно развиваемых в последнее время, и наиболее подходящим для массового обследования зданий, пострадавших от землетрясений.

Микросейсмический метод обследования зданий

Методика работ включает несколько этапов: сейсмометрические наблюдения динамики обследуемого объекта (построение основных форм собственных колебаний), обследование грунтов оснований, создание расчетной схемы по результатам инструментальных наблюдений. При необходимости возможно дополнение работ записями акселерограмм техногенных воздействий и отклика сооружения с последующим расчетом отклика модели на вибровоздействие.

В градостроительных планах городов присутствуют типовые застройки и историко-архитектурные памятники. В зависимости от поставленных задач микросейсмическая методика может применяться как целиком, так и по этапам. Наиболее рациональным является вариант экспресс-обследования состояния сооружения с выделением наиболее ослабленных мест, если такие имеются, в которых в дальнейшем концентрируются основные инструментальные исследования. Привлечение расчетных моделей упрощает проводимые исследования, т.к. позволяет оценить (смоделировать) вклад тех или иных будущих воздействий на сооружение, а также разработать необходимые реставрационные мероприятия с учетом нанесенных повреждений. Например, оценка целостности сооружения после землетрясения и подбор наиболее эффективных реставрационных мероприятий основывается лишь на классической информации: результатах визуального анализа и лабораторных испытаний, которые формируют приближенную картину состояния объекта. Совершенствование инструментальной базы, технологий сейсмических наблюдений и обработки данных позволяет развивать методы обеспечения целостности зданий, объединяя обследования и реставрацию.

Продемонстрируем на примерах современные возможности сейсмометрической методики, созданной и развиваемой совместно Институтом экологических проблем Севера (ИЭПС) УрО РАН и Институтом физики Земли (ИФЗ) РАН.

1. Обследование типового жилого здания после аварии

В Архангельске в 2004 г. взрывом газа практически полностью была разрушена крайняя секция панельного дома (рис. 1 а). Этот пример иллюстрирует возможности методики оперативного оценивания состояния зданий, пострадавших от землетрясения или техногенного ЧП. Измерения проводились на грунте вблизи аварийного дома, на первом и девятом этажах соседней секции, длительность регистрации – один час. Для сравнительного анализа было обследовано целое здание этой же серии, стоящее рядом. Сравнение диаграмм спектрально-временного анализа (СВАН) вертикальных компонент (Z) разрушенного здания и целого выявляет отсутствие пика на частоте 1.9 Гц – собственной частоте колебаний для аварийного здания (рис. 1 б). Это же видно из сравнения спектров мощности (рис. 1 в), которое при этом показывает практически идеальное совпадение кривых для горизонтальных компонент. Из этого можно сделать вывод, что в пострадавшем доме нарушены вертикальные связи в строительных конструкциях и перед заселением он нуждается в существенном укреплении.

2. Обследование и реставрация архитектурного памятника

Памятник архитектуры XIX в. – Преображенская гостиница Соловецкого монастыря (Архангельская область) – сильно поврежден: частично отсутствуют перекрытия, имеются трещины в стенах (рис. 2 а), что аналогично состоянию здания после разрушительного землетрясения. Для его восстановления необходимо решить вопрос о возможности реставрации и о мероприятиях по укреплению несущих конструкций. Для этого, помимо выявления трещин, необходимо определить реальные деформационные свойства материалов здания. Выполненные лабораторные исследования проб кирпича и раствора не дают нужных оценок интегральных параметров жесткостей, которые определяют напряженно-деформированное состояние конструкций и отражаются в формах собственных колебаний.

Определить эффективность мероприятий целесообразно путем создания расчетной модели, причем основные проблемы связаны с заданием параметров материала стен и перекрытий, условий закрепления здания в грунте. Для получения картины динамики сооружения принимались осредненные, эффективные значения параметров здания, т.к. вся мозаика параметров детально не известна, экспериментальные данные по колебаниям в свою очередь характеризуются определенной погрешностью (не менее 10%). Были выбраны данные по колебаниям наиболее интенсивной формы. Для моделей были выполнены расчеты с перебором основных величин, характеризующих конструкции – модуля Юнга (E) и плотности (ρ) материалов, результаты расчетов сравнивались с экспериментальными данными.

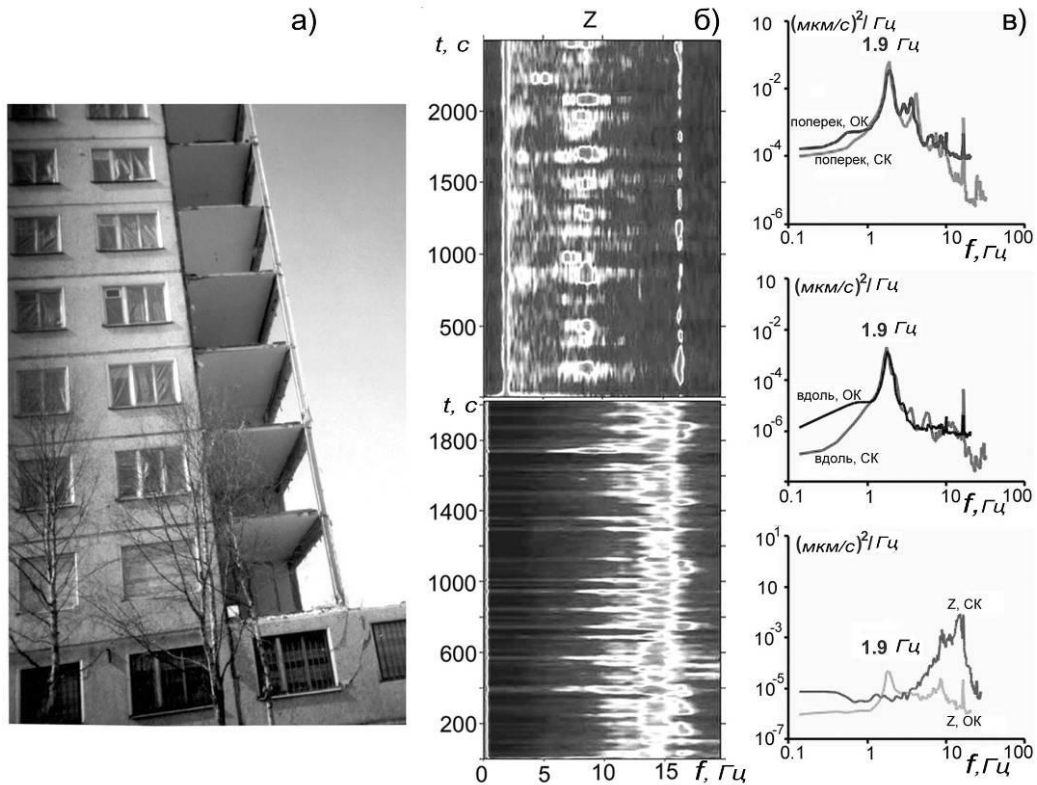


Рис. 1. Исследования разрушенного здания в г. Архангельске:
 а – фото аварийного дома; б – СВАН-диаграммы Z-компоненты целого (вверху)
 и разрушенного (внизу) зданий; в – спектры мощности записей на 9-м этаже
 в разрушенном (СК) и целом (ОК) зданиях

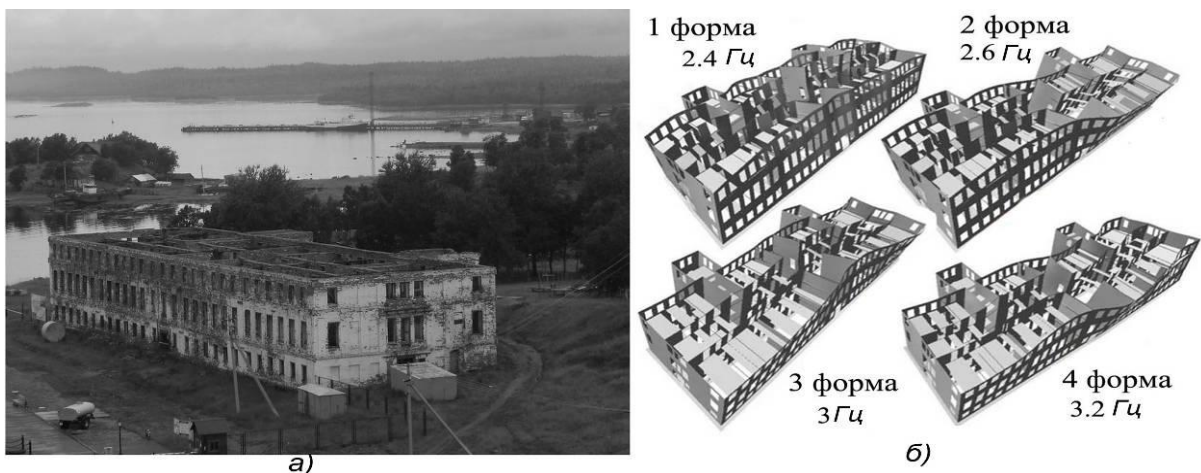


Рис. 2. Гостиница Преображенская, Большой Соловецкий остров, Архангельская обл.:
 а – фото состояния; б – расчетные модели основных форм колебаний

Экспериментальные наблюдения собственных колебаний проводились по следующей схеме: один сейсмометр неподвижен (корреляционный), другие – перемещаемые по точкам на здании, что позволяло «сшивать» данные, получаемые в разные моменты времени. Сейсмометры располагались на подоконниках второго этажа гостиницы, это наиболее доступные места для проведения измерений. Датчики регистрируют колебания по трем направлениям (Z, X, Y), ориентированным по плану здания. Был промерен набор точек на фасаде, на угловых секциях, а также в ключевых для динамики здания точках.

Собственные колебания здания удобнее всего выделять на спектрах мощности записей. Спектр мощности характеризуется большим набором максимумов (пиков). Соответствие пиков собственным колебаниям целостного здания должно удовлетворять

следующим признакам: пик должен присутствовать в большинстве точек наблюдения; частота пика не должна быть кратна 50 Гц, что связано с вибрацией электрических машин; амплитуда пика наибольшая – на горизонтальной компоненте; амплитуда в точке наблюдения увеличивается с высотой [5]. Для разрушенного здания первый признак – присутствие пиков на определенных частотах и постоянство частоты пика в точках – может не соблюдаться (рис. 3 а).

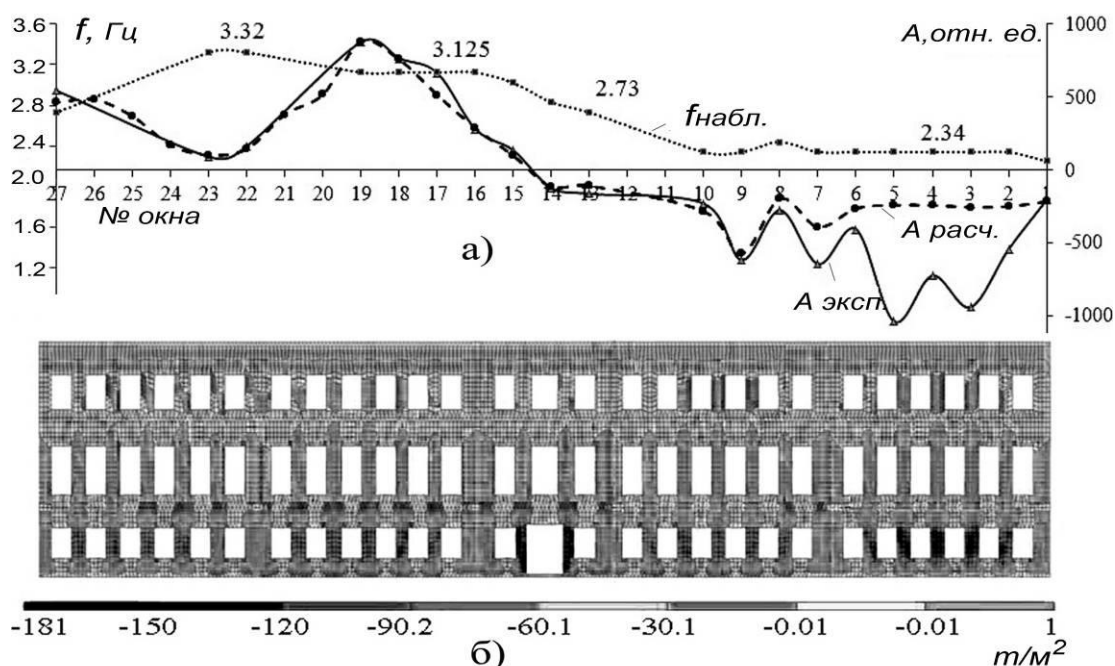


Рис. 3. Результаты обследования Преображенской гостиницы:

а) вверху – график значений частот f , соответствующих абсолютному максимуму в диапазоне возможных значений собственных частот здания; внизу – амплитуды колебаний здания в точках наблюдения на частотах f : $A_{\text{эксп}}$ – экспериментальные данные; $A_{\text{расч}}$ – расчетные амплитуды; б) главные сжимающие напряжения по вертикали (в m/m^2) от постоянных нагрузок для модели по проекту реставрации, внизу дана шкала сопротивления сжатию (прочность), m/m^2

По выделенным частотам здание можно разбить на блоки с индивидуальной динамикой и характерными значениями собственных частот (в нашем случае – от 2.34 до 3.3 Гц). Для выбранных частот с учетом соотношений фаз колебаний строится график распределения амплитуд ($A_{\text{эксп}}$) вдоль фасада здания (рис. 3 а). Эта кривая принимается как экспериментальная форма колебаний гостиницы.

Сравнение результатов расчетов и эксперимента

Основой для сравнения являлось совпадение значений собственных частот и профиля амплитуд для наблюдаемых и расчетных форм собственных колебаний. Учитывая вариации частот, разумно предположить, что регистрируемый максимум представлен не строго одной формой, а суперпозицией колебаний – набором форм с близкими частотами. На основании расчетов и значений доминирующих частот наблюдаемого максимума подбирается суперпозиция расчетных колебаний, максимально удовлетворяющая экспериментальной кривой; к сложению принимались значения амплитуд с весовым коэффициентом, зависящим от величины доминирующей частоты. На рис. 3 б видно, что достигнуто практически идеальное совпадение расчетной и экспериментальной кривых (выпадают только два окна, где плохие условия установки датчиков).

Таким образом, методом подбора моделей, различающихся модулем деформации кладки и плотности материала, получена расчетная модель здания, отвечающая его реальному состоянию. На основе полученной реальной модели создают новую модель,

в которую вносят все реставрационные мероприятия (в нашем случае – восстановление перекрытий) и проводят статистический расчет, используя полученное значение модулей деформации. В результате расчета получают поля главных сжимающих напряжений для модели реставрации (рис. 3 б). Полученные величины сравнивают с предельной прочностью, тем самым выясняют эффективность реставрации. В нашем случае для модели реставрации гостиницы несущая способность здания – «с запасом», т.е. не требуется дополнительных расходов средств на укрепление стен [6].

Выводы

Представленные результаты сейсмометрического метода показывают возможности его применения в разнообразных ситуациях, в том числе при массовом обследовании зданий в городах после сильных землетрясений. Метод прост в исполнении, позволяет получать информацию о состоянии сооружения в целом, дает возможность получения модели сооружения, наиболее полно отражающей его реальное состояние, и может определять эффективность реставрационных мероприятий.

Работа выполнена при финансовой поддержке инициативного проекта УрО РАН № 12-У-5-1006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Самые мощные землетрясения* // Все сильнейшие землетрясения за историю наблюдений [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.vigivanie.com/vigivanie-pri-zemletryaseni/1625-vse-zemletryaseniya.html>.
2. *СП 13-102-2003* Правила обследования несущих строительных конструкций зданий и сооружений. – М.: ГУП ЦПП, 2003 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.ozis-venture.ru/files/docs/norm/SP_13-102-2003.pdf.
3. *Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками* / Отв. ред. Г.М. Цибульчик. – Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, Филиал «Гео» Изд-ва СО РАН, 2004. – 387 с.
4. *Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н.* Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствий. – Екатеринбург: УрО РАН, 2007. – 416 с.
5. *Сейсмологические исследования в арктических и приарктических регионах* / Под ред. чл.-корр. Ф.Н. Юдахина. – Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – 244 с.
6. *Капустян Н.К., Антоновская Г.Н., Басакина И.М.* Сейсмометрическая диагностика состояния здания в задачах реставрации // В мире неразрушающего контроля 4[54]: Ежеквартальный журнал. – СПб., 2011. – С. 16–20.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИДЕНТИФИКАЦИИ ПЛОСКОСТИ РАЗЛОМА ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ФОКАЛЬНЫХ МЕХАНИЗМОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Б.Г. Букчин

*Институт теории прогноза землетрясений
и математической геофизики РАН, г. Москва*

Аннотация. Одной из основных характеристик землетрясения является его фокальный механизм, определяющий две ортогональные нодальные плоскости. Одна из этих плоскостей является плоскостью разлома, а другая – плоскостью, ортогональной к вектору подвижки. При описании очага землетрясения в приближении точечного двойного диполя эти две плоскости не различимы по сейсмологическим данным. При учете конечных размеров очаговой области идентификация плоскости разлома становится принципиально возможной. В данной работе проанализирована возможность такой идентификации при описании очага в приближении вторых моментов и ее зависимость от фокального механизма землетрясения.

Abstract. Focal mechanism is one of the main earthquake characteristics. It defines two orthogonal fault planes. One of these planes is the fault plane and another one is the plane orthogonal to the slip vector. These two planes can't be distinguished by seismological data when the source is described in approximation of point double-couple. When the finiteness of the source is taken into account, the fault plane identification becomes possible in principle. In this study we have analyzed the possibility of such identification and its dependence on the earthquake focal mechanism, when the source is described in approximation of second moments.

Описание очага землетрясения в приближении вторых моментов

Предполагаем, что производная по времени тензора плотности сейсмического момента, описывающая неупругие процессы в очаге землетрясения, может быть представлена в виде произведения неотрицательной скалярной функции $f(x,t)$ и нормированного тензора момента m . Поместим начало системы координат в точку пространственного центра q_c и будем отсчитывать время от момента, совпадающего с временным центроидом τ_c , т.е. полагаем $q_c=0$ и $\tau_c=0$. Тогда первые моменты функции $f(x,t)$ относительно начала системы координат $x=0$ и начала отсчета времени $t=0$ равны нулю. При этих условиях спектры поверхностных волн на периодах, достаточно длинных по сравнению со временем действия источника, можно рассчитать через тензор момента источника, глубину центра и вторые моменты функции $f(x,t)$ [1–6]. Ограничиваясь рассмотрением плоского источника, можно выразить вторые моменты функции $f(x,t)$ через шесть следующих параметров: Δt – интегральную оценку продолжительности действия источника, l_{\max} – интегральную оценку максимального среднего размера очага (длину большой оси), φ_l – угол между направлением большой оси и направлением простирания, l_{\min} – интегральную оценку минимального среднего размера очага (длину малой оси), v – абсолютное значение средней скорости v мгновенного пространственного центра и φ_v – угол между направлением v и направлением простирания. Эти шесть параметров, описывающих форму очага и его развитие во времени, мы определяем по амплитудным спектрам поверхностных волн. Если все характеристики среды, глубина эквивалентного мгновенного точечного источника и его тензор сейсмического момента известны, а также одна из нодальных плоскостей идентифицирована как плоскость разлома, то для любой комбинации значений, определяемых шести параметров могут быть рассчитаны амплитудные спектры поверхностных волн для всех точек регистрации.

Сравнение рассчитанных значений спектров с наблюдаемыми дает значение нормированной функции невязки (различия) амплитудных спектров $\varepsilon(\Delta t, l_{\max}, \varphi_l, l_{\min}, v, \varphi_v)$ для каждой комбинации значений искомых параметров. Оптимальные значения параметров, минимизирующие ε , мы принимаем за оценки этих параметров. Мы их ищем полным перебором на сетке в шестимерном параметрическом пространстве. Для оценки степени разрешения каждого из этих параметров мы строим частные функции невязки.

Идентификация плоскости разлома

В приближении точечного мгновенного источника очаг землетрясения описывается тензором момента. В случае плоской подвижки нормированный тензор момента m может быть представлен в виде:

$$m = n\Delta u^T + \Delta u n^T,$$

где n – единичный вектор нормали к плоскости разлома, Δu – единичный направляющий вектор подвижки, а T – символ транспонирования. Как видно из формулы (1), векторы n и Δu входят в нее симметрично, откуда следует, что они неразличимы, и в приближении точечного источника в качестве плоскости разлома может быть выбрана любая из двух нодальных плоскостей. В случае же описания очага в приближении вторых моментов диаграмма излучения поверхностных волн в общем случае зависит от того, какая из двух нодальных плоскостей выбрана в качестве плоскости разлома. Соответственно та из плоскостей, выбор которой обеспечивает меньшие различия между наблюдаемыми и синтетическими амплитудными спектрами поверхностных волн, и может быть идентифицирована в качестве плоскости разлома. Но такой выбор не всегда возможен. Рассмотрим вторые моменты функции $f(x, t)$, зависящие от выбора плоскости разлома. Вектор смешанного момента определяет среднюю скорость мгновенного центра v , лежащую в плоскости разлома, и зависит от ее выбора. Матрица второго пространственного момента определяет ориентацию и размер большой и малой осей очага землетрясения. Эти две ортогональные оси лежат в плоскости разлома и определяют ее выбор. В то же время вклады в поверхностно-волновое излучение, обусловленные размерами этих осей, относятся как квадраты их длин. Таким образом, если длина большой оси очага в несколько раз превосходит длину его малой оси, то в приближении вторых моментов очаг можно считать одномерным. В этом приближении выбор плоскости разлома обусловлен тем фактом, что в ней лежат как большая ось очага, так и средняя скорость мгновенного центра v . Этот выбор становится невозможным в случае, когда и большая ось очага, и вектор скорости v направлены вдоль линии пересечения нодальных плоскостей, т.е. могут лежать в обеих плоскостях. Если линия пересечения нодальных плоскостей горизонтальна, то рассмотренный источник представляет собой сдвиг по падению: взброс или сброс.

Очаг, ориентированный вдоль направления простирания

Рассмотрим часто встречающийся тип очага землетрясения, большая ось которого и скорость мгновенного центра направлены вдоль оси простирания. Выясним, как зависит возможность идентификации плоскости разлома такого очага от фокального механизма. Без потери общности значение угла простирания фиксируем равным нулю, т.к. любое другое его значение означает поворот источника на этот угол вокруг вертикальной оси и не влияет на все дальнейшие выводы. Для каждой возможной комбинации значений углов падения и подвижки на сетке с шагом $30 \times 30^\circ$ мы рассчитываем амплитудные спектры фундаментальных мод Лява и Релея в полосе периодов от 200 до 300 с для шести точек регистрации, равномерно окружающих очаг землетрясения. Параметры, определяющие очаг в приближении вторых моментов, заданы следующими значениями, фиксированными для всех фокальных механизмов: сейсмический момент – $0.75 \cdot 10^{22} \text{ Н}\cdot\text{м}$, глубина – 40 км, интегральная оценка продолжительности события – 50 с, длина большой оси – 150 км, угол между направлением простирания и большой осью – 0° , длина малой оси – 25 км, средняя скорость мгновенного центра – 3 км/с,

угол между направлениями простирания и скорости – 180° . Заметим, что значения углов соответствуют ориентации большой оси очага и средней скорости мгновенного центроида вдоль направления простирания.

Текущие значения фокального механизма определяют плоскость разлома и направление вектора подвижки, лежащего в этой плоскости. Рассматривая рассчитанные амплитудные спектры в качестве наблюдаемых, сравниваем их со спектрами, излучаемыми источником, лежащим во второй нодальной плоскости для всех возможных комбинаций значений параметров, определяющих его вторые моменты. Ассоциируя минимальное значение нормированной функции невязки этих спектров $\varepsilon(\Delta t, l_{\max}, \varphi_l, l_{\min}, v, \varphi_v)$ с текущим фокальным механизмом строим функцию минимальной невязки $\varepsilon(\lambda, \delta)$, где λ и δ – значения углов подвижки и падения соответственно. Если эта функция для некоторых значений λ и δ пренебрежимо мала, то это означает, что нодальные плоскости для данного источника неразличимы и идентификация плоскости разлома невозможна. В случае же если функция $\varepsilon(\lambda, \delta)$ существенно отлична от нуля, то плоскость разлома может быть идентифицирована, и тем надежнее, чем больше значение этой функции. Рассчитанная функция минимальной невязки приведена на рис. 1. Как видно из рисунка, плоскость разлома может быть надежно идентифицирована для сдвигов по простиранию ($\lambda=0$ или 180°) и не может быть идентифицирована для сдвигов по падению ($\lambda=90$ или 270°). Проверим, подтверждаются ли эти выводы для реальных землетрясений.

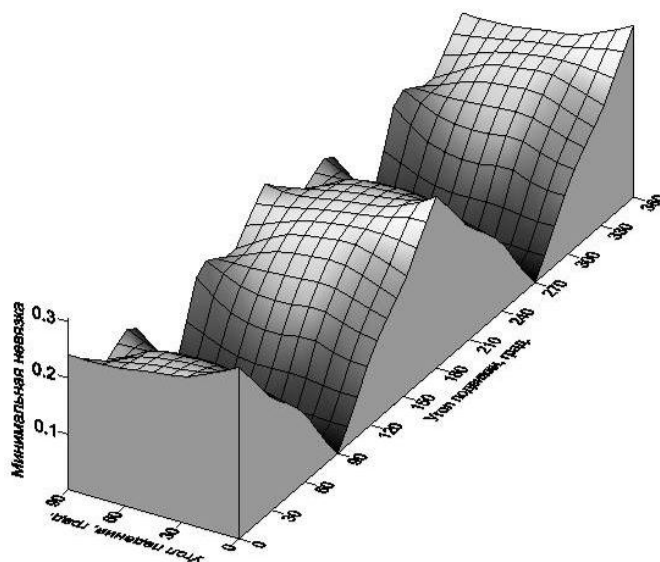


Рис. 1. Функция минимальной невязки, характеризующая возможность идентификации плоскости разлома для различных фокальных механизмов

Землетрясение 11 апреля 2012 г. у побережья Северной Суматры, $M_w=8.6$. Для оценки фокального механизма, глубины источника, времени его действия, формы очаговой области и скорости распространения разрыва мы использовали спектры основных мод Лява и Релея в полосе периодов от 200 до 300 с. Землетрясение представляет собой сдвиг по простиранию с небольшим взбросом (P1: 200, 80, 20° ; P2: 106, 70, 169°). Полученная величина сейсмического момента $0.88 \cdot 10^{22} \text{ Н}\cdot\text{м}$ соответствует значению магнитуды $M_w=8.6$. Оптимальное значение глубины равно 35–40 км.

На рис. 2 сплошными линиями представлены частные функции невязки, полученные в предположении, что нодальная плоскость с углом простирания 106° является плоскостью разлома. Пунктирными линиями на том же рисунке представлены результаты аналогичных расчетов, полученные в предположении, что плоскостью разлома является нодальная плоскость с углом простирания 200° .

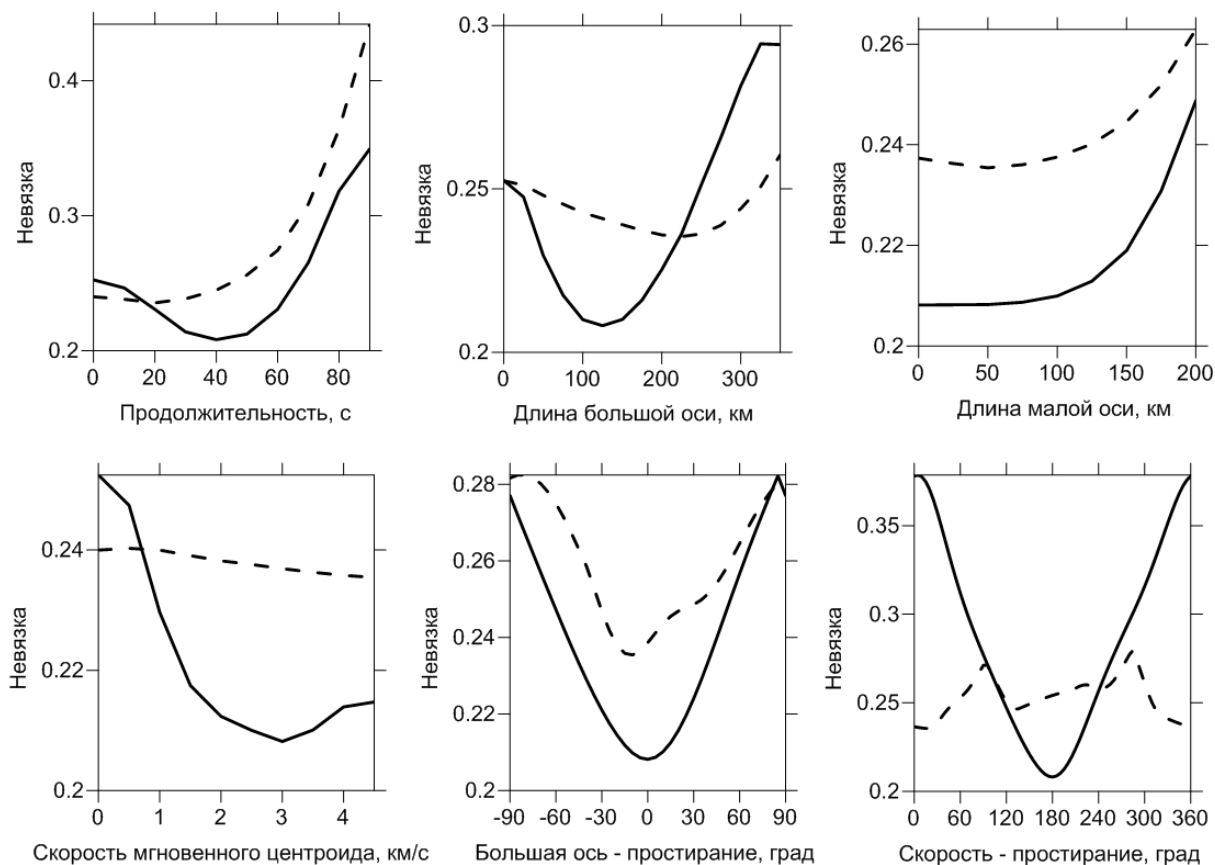


Рис. 2. Частные функции невязки, характеризующие разрешение параметров землетрясения близ Северной Суматры

Как видно из рис. 2, минимальная невязка в этом случае оказалась значительно больше, что позволяет нам сделать выбор в пользу разлома с субширотным простиранием. Этот вывод хорошо согласуется с результатами расчетов, приведенными на рис. 1.

Чилийское землетрясение в Мауле 27 февраля 2010 г., $M_w=8.8$. Для оценки фокального механизма и глубины источника, рассматривая источник как точечный и мгновенный, мы использовали спектры основных мод Лява и Рэлея в полосе периодов от 250 до 500 с. Землетрясение представляет собой взброс с небольшим сдвигом (P1: 15, 15, 105°; P2: 179, 76, 86°). Полученная величина сейсмического момента $1.8 \cdot 10^{22} \text{ Н}\cdot\text{м}$ соответствует значению магнитуды $M_w=8.8$. Оптимальное значение глубины равно 15 км. Для оценки продолжительности землетрясения, формы очаговой области и скорости распространения разрыва мы использовали спектры основных мод Лява и Рэлея в полосе периодов от 200 до 300 с.

На рис. 3 сплошными линиями представлены частные функции невязки, полученные в предположении, что полого падающая на восток нодальная плоскость с углом простирания 15° является плоскостью разлома. Пунктирными линиями на том же рисунке представлены результаты аналогичных расчетов, полученные в предположении, что плоскостью разлома является круто падающая на запад нодальная плоскость с углом простирания 179°. Как видно из рис. 3, минимальные невязки в этих двух случаях незначительно отличаются друг от друга, что не позволяет нам сделать выбор в пользу одной из нодальных плоскостей и однозначно идентифицировать плоскость разлома. Этот результат подтверждает сделанный выше вывод о том, что в рассматриваемом случае плоскость разлома не может быть надежно идентифицирована для сдвигов по падению.

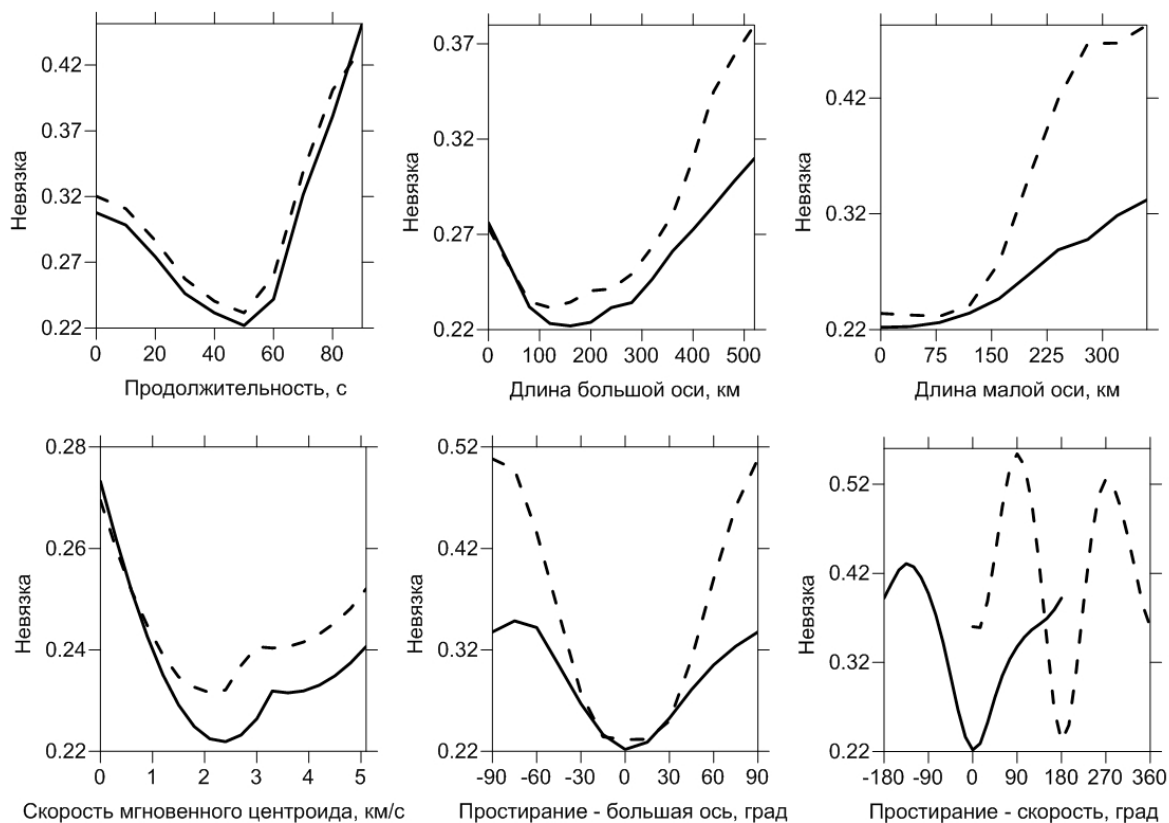


Рис. 3. Частные функции невязки, характеризующие разрешение параметров Чилийского землетрясения

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 4 «Природная среда России: адаптационные процессы в условиях изменяющегося климата и развития атомной энергетики».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Букчин Б.Г., Левшин А.Л., Ратникова Л.И., Дост Б., Нолет Г.** Оценка пространственно-временных характеристик очага Спитакского землетрясения по широкополосным записям поверхностных волн // Проблемы прогноза землетрясений и интерпретация сейсмических данных // Вычислительная сейсмология. Вып. 25. – М.: Наука, 1992. – С. 238–250.
2. **Букчин Б.Г., Мостинский А.З.** Интегральные характеристики очагов землетрясений на Суматре 26.12.2004 г. и 28.03.2005 г. // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 4. – С. 58–68.
3. **Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В., Букчин Б.Г., Бармин М.П., Ратникова Л.И., Итс Е.Н.** Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. – М.: Наука, 1987. – 278 с.
4. **Bukchin B.** Determination of stress glut moments of total degree 2 from teleseismic surface wave amplitude spectra // Tectonophysics. – 1995. – N 248. – P. 185–191.
5. **Gomez J.M., Bukchin B., Madariaga R., Rogozhin E.A.** A study of the Barisakho, Georgia Earthquake of October 23, 1992 from broad band surface and body waves // Geophys. J. Int. – 1997. – V. 129, N 3. – P. 613–623.
6. **Gomez J.M., Bukchin B., Madariaga R., Rogozhin E.A., Bogachkin B.M.** Space-Time study of the 19 August 1992 Susamyr earthquake, Kyrgyzstan // J. Seismol. – 1997. – V. 1, N 3. – P. 219–235.

ПРОЯВЛЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

¹В.Ю. Бурмин, ²А.М. Аветисян, ²К.С. Казарян, ³А.К. Товмасын

¹*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва*

²*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА,
г. Гюмри, Республика Армения*

³*Агентство «Служба сейсмической защиты» МЧС РА,
г. Ереван, Республика Армения*

Аннотация. Рассматриваются некоторые аспекты проявления сейсмичности на территории Армении на основе каталога землетрясений за период с 1962 по 2011 год. Выявлены сезонная цикличность высвобождаемой энергии при землетрясениях и изменение сейсмичности от года к году. Всего каталог землетрясений для территории Армении за указанный период содержит около 5200 событий с магнитудой от -1.5 до 6.5 .

Abstract. Some aspects of the seismicity in the territory of the Republic of Armenia (RA) based on the earthquake catalog for the period since 1962 till 2011 are presented. The seasonal cycle of energy released during earthquakes and seismicity changes is revealed. Total catalog of earthquakes for the territory of the Republic of Armenia for the period comprises about 5200 events with magnitudes from -1.5 to 6.5 .

Анализ сейсмичности той или иной территории в значительной степени облегчает понимание геодинамических процессов, происходящих в недрах земли региона. К настоящему времени опубликовано множество работ, посвященных различным аспектам сейсмичности, как глобальной, так и региональной. К наиболее популярным аспектам этой темы относятся: связь сейсмичности с солнечной активностью [1, 2]; зависимость глобальной сейсмичности от положения небесных тел, и в частности Луны [3, 4]; годовая и сезонная периодичность глобальной и локальной сейсмичности [5–11] и другие аспекты (см., например [12]). В большей степени изучение сейсмичности в этих работах преследует прогностические цели, в меньшей – геодинамические.

В настоящей работе обсуждаются два аспекта проявления сейсмичности на территории Армении: как меняется высвобождающаяся энергия при землетрясениях от года к году и сезонная цикличность этой энергии.

Связь энергетических классов землетрясений Армении с их магнитудами

Для анализа сейсмичности Кавказа из различных источников [13–15] авторами работы [16] был составлен единый каталог землетрясений с 1962 по 2011 год. Для изучения сейсмичности Армении нами был использован этот же каталог, но территория изучения была ограничена координатами $39\div 41^\circ\text{N}$ и $43\div 47^\circ\text{E}$. В этом каталоге приведены как энергетические классы землетрясений, так и их магнитуды. В большинстве случаев в каталоге приведены классы и магнитуды землетрясений одновременно, однако в некоторые периоды времени приведены только классы или только магнитуды. В [16] авторы обратили внимание на то обстоятельство, что в различные годы магнитуды кавказских, и в частности армянских землетрясений, определялись различными способами, что выразилось в различных зависимостях энергетического класса землетрясений от их магнитуды. В связи с этим обстоятельством в [16] была получена зависимость значений энергетических классов кавказских землетрясений от их магнитуды. Для этого были взяты события из каталога NEIC с 1973 по 2011 г. и те же события из единого каталога и построена зависимость k от m . Результаты построений представлены на рис. 1.

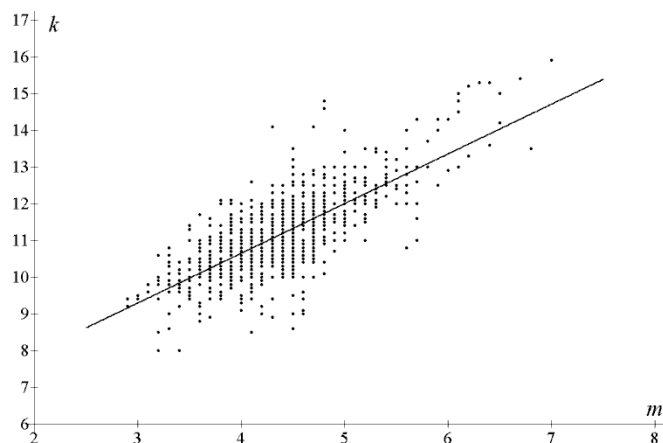


Рис. 1. Связь энергетических классов с магнитудами для кавказских землетрясений, полученная в [16]

Распределение точек на рис. 1 аппроксимируется отрезком прямой линии:

$$k=5.23+1.35m. \quad (1)$$

Обратная зависимость имеет вид:

$$m=(k-5.23)/1.35. \quad (2)$$

После того как зависимость k от m была определена для всего рассматриваемого каталога, магнитуды землетрясений были пересчитаны по формуле (2), а там, где не были указаны энергетические классы, последние определялись по формуле (1).

График повторяемости землетрясений

После того, как каталог был заполнен, построен график повторяемости землетрясений (рис. 2). Закон повторяемости Гуттенберга–Рихтера в прямолинейной форме записывается в виде [17]:

$$\lg N = a - bm, \quad (3)$$

где N – среднее число землетрясений за определенный период времени на исследуемой территории, магнитуда которых лежит в интервале $[m-\Delta m, m+\Delta m]$; a и b – параметры закона (графика) повторяемости.

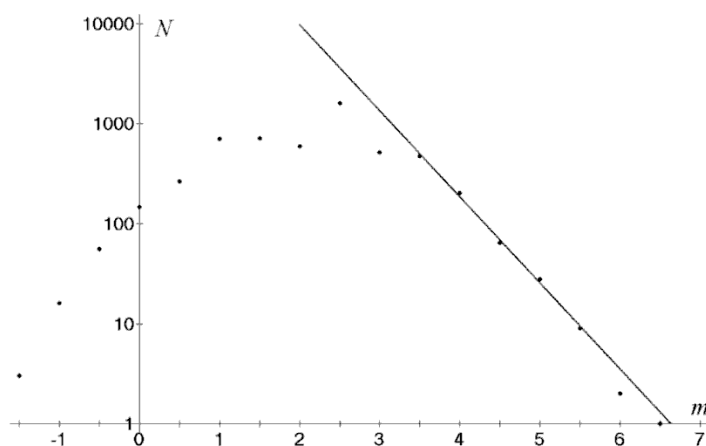


Рис. 2. График повторяемости землетрясений Республики Армения за период с 1962 по 2011 г.

Из графика повторяемости видно, что представительны землетрясения с $M=3.5-6.5$. На этом участке наклон графика повторяемости $b=0.86$, а свободный член $a=5.71$, что достаточно близко к соответствующим значениям для всего Кавказа [16].

Годовая зависимость сейсмичности на территории Армении

Для изучения годовой зависимости сейсмичности на территории Армении был построен график изменения выделившейся сейсмической энергии от года к году (рис. 3).

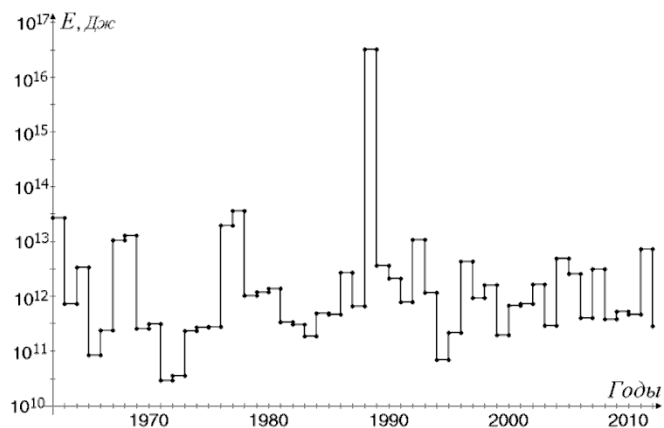


Рис. 3. График выделившейся на территории Республики Армения сейсмической энергии от года к году за период с 1962 по 2011 г.

Связь между магнитудой m и энергией $E_{эрг}$ (эрг) сейсмических волн, высвобождаемой при землетрясении, определяется формулой Гуттенберга-Рихтера [18]:

$$\lg E_{эрг} = 9.4 + 2.14m - 0.054m^2,$$

или между классом землетрясения k и энергией $E_{дж}$ (Дж) [19]:

$$\lg E_{дж} = k.$$

Из рис. 3 хорошо видно, что, во-первых, сейсмическая активность в регионе распределяется по годам неравномерно; во-вторых, наблюдается некоторая цикличность в нарастании активности за периоды 1971–1994 и 1995–2011 гг., т.е. фактически по настоящее время. Понятно, что сильный выброс на графике в 1988 г. связан со Спитакским землетрясением.

Сезонная зависимость глобальной сейсмичности Кавказа

На рис. 4 представлен график распределения энергии землетрясений по месяцам года за период с 1962 по 2011 г., нормированный на период наблюдений. Из этого рисунка хорошо видно, что максимум интенсивности приходится на двенадцатый месяц, т.е. декабрь. Кроме этого сильного выброса, который, скорее всего, связан со Спитакским землетрясением 1988 г., хорошо прослеживаются локальные максимумы в январе, апреле, июне и сентябре. Заметим, что сезонная зависимость для отдельных районов Тихоокеанского региона изучалась в [11, 12]. В этих работах максимум коровой сейсмичности также приходится на декабрь.

На рис. 5 представлен график распределения числа землетрясений по месяцам года за период с 1962 по 2011 г., который также нормирован на период наблюдений – 50 лет. На этом рисунке локальные максимумы приходятся на январь, март и сентябрь. Интересно, что повышенная сейсмичность в марте наблюдается для многих регионов земного шара и для всех глубин землетрясений [11].

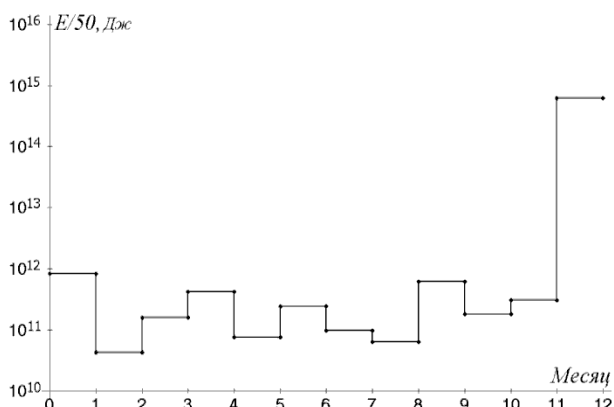


Рис. 4. Распределение энергии землетрясений Республики Армения по месяцам года за период с 1962 по 2011 г.

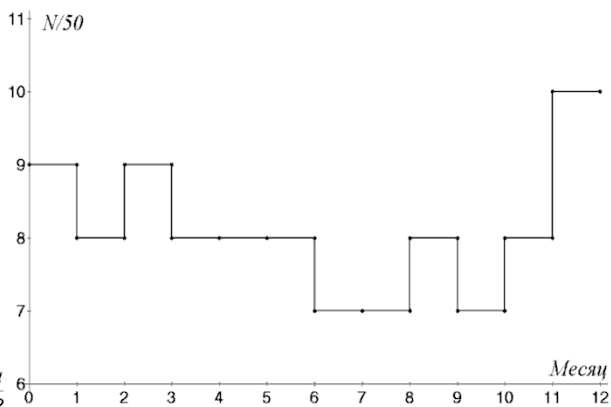


Рис. 5. Распределение числа землетрясений Республики Армения по месяцам года за период с 1962 по 2011 г.

Заключение

Из анализа сейсмичности Республики Армения следует вывод, что за последние 50 лет сейсмическая активность региона менялась от года к году. Причем, несмотря на достаточно резкие колебания, с 1971 по 1994 г. и с 1995 по 2011 г. наблюдается постепенное увеличение сейсмичности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Сытинский А.Д.** О связи сейсмичности Земли с солнечной активностью // Успехи физических наук. – 1973. – Т. 111, № 10. – С. 367–369.
2. **Сытинский А.Д.** О связи землетрясений с солнечной активностью // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1989. – № 2. – С. 13–30.
3. **Knoroff L.** Correlation of earthquakes with lunar orbital motions // Moon. – 1970. – V. 2. – P. 140–143.
4. **Хомутов С.Ю.** Исследование зависимости глобальной сейсмичности от положения Луны // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 4. – С. 88–102.
5. **Децереvская Е.В., Сидорин А.Я.** Ложная годовая периодичность землетрясений, обусловленная сезонными изменениями помех // Доклады РАН. – 2005. – Т. 400, № 6. – С. 798–802.
6. **Сидорин А.Я.** Годовая и суточная периодичность землетрясений Нурекского района // Геофизические исследования. – 2003. – Вып. 4. – С. 99–114.
7. **Левин Б.В., Сасорова Е.В., Журавлёв С.А.** Внутригодовая повторяемость активизации сейсмического процесса для Тихоокеанского региона // Доклады РАН. – 2005. – Т. 403, № 4. – С. 534–540.
8. **Уломов В.И.** О глобальных изменениях сейсмического режима Земли в период 1965–2005 гг. // Доклады РАН. – 2007. – Т. 414, № 3. – С. 398–401.
9. **Уломов В.И.** О глобальных изменениях сейсмического режима Земли и уровня водной поверхности Земли // Физика Земли. – 2007. – № 9. – С. 3–17.
10. **Бурмин В.Ю.** Некоторые закономерности проявления глобальной сейсмичности // Уроки и следствия сильных землетрясений. Сборник материалов Международной конференции. – Симферополь, 2007. – С. 82–84.
11. **Бурмин В.Ю.** Некоторые закономерности проявления сейсмичности западной части Тихого океана // Наука и технические разработки. – 2011. – Т. 90, № 3. – С. 40–46.
12. **Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В.** О возможной природе сейсмической границы на глубине 70 км // Доклады РАН. – 2007. – Т. 414, № 1. – С. 101–104.
13. **Землетрясения в СССР** в 1962–1991 гг. – М.: Наука, 1964–1997.
14. **Землетрясения Северной Евразии**, 1992–2005 гг. – М.–Обнинск: ГС РАН, 1997–2011.
15. **Earthquake Archive Search & URL Builder** // U.S. Geological Survey [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/>.
16. **Бурмин В.Ю., Аветисян А.М., Сергеева Н.А., Казарян К.С.** Некоторые закономерности проявления современной сейсмичности Кавказа // Сейсмические приборы. – 2013. – Т. 49, № 4. – С. 68–74.
17. **Richter C.** Instrumental earthquake magnitude scale // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1935. – V. 25, N 1. – P. 1–32.
18. **Gutenberg B., Richter C.** Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1956. – V. 46, N 2. – P. 105–145.
19. **Бунэ В.И., Гзовский М.В., Запольский К.К., Кейлис-Борок В.И., Крестников В.Н., Малиновская Л.Н., Нерсесов И.Л., Павлова Г.И., Раутиан Т.Г., Рейснер Г.И., Ризниченко Ю.В., Халтурин В.И.** Методы детального изучения сейсмичности // Труды Института физики Земли. – 1960. – № 9 (176). – 327 с.

СОЗДАНИЕ ИНТЕГРИРОВАННОЙ СИСТЕМЫ СБОРА ДАННЫХ ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ РАЗНОМАСШТАБНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА В РЕЖИМЕ, БЛИЗКОМ К РЕАЛЬНОМУ ВРЕМЕНИ

П.Г. Бутырин, М.В. Кичигин
Горный институт УрО РАН, г. Пермь

Аннотация. Приведены основные требования, учитываемые при создании и эксплуатации системы сейсмологического мониторинга регионального масштаба. Рассмотрены технические и организационные мероприятия, необходимые для надежного сбора и хранения данных, при ведении мониторинга на опасных объектах в пределах г. Березники.

Abstract. The main specifications for development and operation of the regional size seismological monitoring system are presented. Technical and managerial arrangements for fail-safe data acquisition and saving are accounted and used for dangerous objects monitoring in Berezniki.

Уральский регион, с одной стороны, характеризуется низким уровнем природной сейсмичности, а, с другой – увеличением техногенной нагрузки на недра при разработке нефтяных, калийных месторождений и добыче строительных материалов. Развитие региональной сети мониторинга начиналось с развертывания локальной сейсмологической сети на территории Второго рудника ОАО «Сильвинит» после Соликамского землетрясения, произошедшего 5 января 1995 г. [1]. Ввод в строй федеральной сейсмической станции «Соликамск» (SOKR) в 1999 г. расширил возможности регионального мониторинга за счет применения широкополосных сейсмодатчиков. За последние 20 лет региональная сеть мониторинга расширялась и неоднократно меняла свою конфигурацию [2]. На начало 2014 г. сеть насчитывала 13 современных цифровых сейсмических станций, в том числе:

- пять детальных сетей мониторинга в зонах повышенных скоростей оседания земной поверхности в районе г. Березники;
- пять локальных сетей мониторинга рудников ОАО «Уралкалий»;
- десять региональных станций («Верхнечусовские Городки» – PR0R, «Власы» – PR4R, «Добрянка» – PR2R, «Кунгур» – PR3R, «Каменск-Уральский» – KAUR, «Романово» – PR1R, «Свердловск» – SVE, «Североуральск» – SVUR, «Сараны» – PR7R, «Уфа» – BA1R) и одну сейсмическую группу («Екимята» – PR6R);
- две телесеismicические станции («Арти» – ARU, «Соликамск» – SOKR).

Сложная геодинамическая ситуация в районе Верхнекамского месторождения калийных солей вызвала расширение и совершенствование системы сейсмологического мониторинга всего Пермского края. Большая часть информации поступала в обрабатывающие центры в режиме, близком к реальному времени, однако с некоторых объектов данные доставлялись при помощи съемных дисков и поступали в обработку только спустя сутки. Для своевременной обработки, интерпретации и публикации сведений о сейсмической обстановке в системе поддерживаются три обрабатывающих центра: Соликамский, Березниковский и Единый центр сбора и обработки сейсмических данных в г. Перми [2].

Рассматривая систему сейсмологического мониторинга Уральского региона с учетом масштабных факторов и интеграции сетей в единое целое, можно использовать 4-уровневый подход к сбору, обработке и интерпретации сейсмических данных. В данном случае деление условно и представляет уровни:

- детальный (временные малоапертурные сейсмические группы);
- локальный (шахтный);

- региональный;
- телесеismicкий.

Разноуровневый подход к разработке и эксплуатации системы мониторинга структурирует требования при выборе оборудования, систематизирует сбор данных, диагностику и ремонт. Частотно-магнитудное наложение уровней расширяет интерпретационные возможности и увеличивает надежность регистрации сейсмических явлений.

При создании и модернизации всей системы мониторинга были выявлены общие требования:

- увеличение количества передаваемой и хранимой информации при увеличении детальности;
- расширение разнообразия архитектуры элементов системы;
- повышение оперативности при диагностике и ремонте;
- автоматизация сбора, архивирования, резервирования и обработки информации и оповещения;
- работа всех пунктов сбора сейсмических данных в режиме, близком к реальному времени.

Появление и выполнение этих требований по большей части связано с аварийной ситуацией на первом Березниковском руднике. Если геодинамическая активность на соликамских рудниках СКРУ-1, СКРУ-2, СКРУ-3 за последние годы значительно не менялась, то в районе г. Березники динамика развития зон провалов и появление других потенциально опасных зон привели к необходимости установки новых пунктов наблюдения. Так, в 2012 г. появились детальные подсистемы в центре города и в районе пос. Нартовка, а в 2013 г. были дополнительно развернуты сейсмологические системы на восточной окраине (микрорайон МЖК) и на участке к югу от Семинского пруда. Для экспресс-оценки геодинамической ситуации также была подготовлена мобильная группа станций.

Одно из направлений развития системы – вывод обособленных сейсмических станций в режим передачи данных, близкий к реальному времени. Такие работы были проведены для станции «Нартовка» (4-й ствол БКПРУ-1) и для системы сбора данных на провале вблизи БШСУ, где было обеспечено постоянное подключение к сети Интернет при помощи оптического кабеля.

Эксплуатация проводного подключения к Интернету в Березниковском центре сбора данных показала большую зависимость задержки интерпретации от работоспособности этого соединения. Уже в первой половине 2013 г. большинство регистраторов были настроены на передачу данных непосредственно в Единый обрабатывающий центр в г. Перми, что повысило надежность и оперативность. Кроме того, было организовано дополнительное высокоскоростное подключение, предназначенное только для передачи данных между Березниковским центром и ГИ УрО РАН в г. Перми. Для соединения федеральной сейсмостанции «Соликамск» и Единого обрабатывающего центра применяется высокоскоростной туннельный доступ с использованием шифрования.

В 2012–2013 гг. была подготовлена, испытана и введена в эксплуатацию серия новых стандартизированных сейсмических станций ПТК ПИН (программно-технический комплекс пунктов инструментальных наблюдений). Все станции выполнены на основе современных цифровых сейсмических регистраторов, оборудованы системами бесперебойного питания, имеют беспроводное или проводное подключение к сети Интернет для передачи данных в Единый обрабатывающий центр.

Региональная сеть развивалась в меньшей степени. Принципиально поменялось оборудование и система передачи данных только для сейсмической станции «Романово» PR1R. В 2014 г. сейсмостанция представляет собой:

- трехкомпонентный велосиметр GeoSpace SeisMonitor;
- регистратор REFTEK 130S-01/3;
- промышленный персональный компьютер SBOX-30 под управлением операционной системы UBUNTU и пакета сбора данных SeisComp3 используется для архивирования, контроля и визуализации данных;

– два канала (спутниковый и 3G-модем) соединения с глобальной сетью для передачи данных и управления. Равномерное распределение потоков информации и резервирование каналов выполняется при помощи автобалансировщика сетевого трафика.

Возрастание потока входящей информации в Единый обрабатывающий центр потребовало модернизации и расширения вычислительной базы и систем хранения данных. В такой ситуации «узким местом» стал шлюзовой узел, объединяющий все сети сбора данных в регионе. Для устранения этого недостатка были подготовлены и введены в эксплуатацию два сервера, объединенные в зеркальный кластер. На серверах установлена отказоустойчивая операционная система FreeBSD 9. В результате время восстановления шлюзового узла при аппаратных сбоях составляет не более 10 минут.

Для организации каналов связи подготовлен новый сервер, поддерживающий в том числе всю публикацию WEB-ресурсов для системы мониторинга и систему NRTS (Near Real Time System), предназначенную для потокового приема информации с некоторых региональных сейсмостанций.

Системы хранения данных (СХД) представлены двумя массивами RAID 0+1. Сетевая файловая система равномерно распределена между массивами, что повышает производительность совершения операций ввода/вывода для больших объемов информации [3]. Общий объем СХД на конец 2013 г. составляет 13.3 Тб. На данный момент использовано около 40% общего объема.

Увеличение производительности при передаче данных достигнуто, в том числе, благодаря применению автобалансировочных технологий в локальной вычислительной сети лаборатории природной и техногенной сейсмичности (ПТС) ГИ УрО РАН. Так, все серверы и СХД подключены через сетевой коммутатор, обеспечивающий кластеризацию сетевых портов.

Для обеспечения автоматизированной обработки и интерпретации сейсмологической информации, касающейся г. Березники и его окрестностей, подготовлен и введен в строй специальный сервер, на котором в непрерывном режиме работает автоматизированный пакет обработки и интерпретации сейсмологических данных SeisComp3. Успешное апробирование схемы сбора данных на основе этого пакета программ позволило также получать и использовать данные станций «Романово», «Северо-Уральск», «Арти» и «Уфа».

Таким образом, выполненный комплекс технических и организационных мероприятий по совершенствованию системы сейсмологического мониторинга Уральского региона позволил:

- увеличить надежность работы системы сбора данных в Уральском регионе – количество отказов при передаче данных сократилось;
- уменьшить время аварийного восстановления при отказе сетевых шлюзов до 10 мин;
- обеспечить объем для хранения данных на два года;
- увеличить защищенность каналов передачи данных за счет введения разделенных таблиц пользователей и шифрования во все потоки информации;
- обеспечить мобильность при проведении срочных мониторинговых исследований за счет широкого распространения GSM-технологий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маловичко Д.А., Кустов А.К. Соликамское землетрясение 5 января 1995 года ($M_S=4.2$) // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. – М.: ГС РАН, 2001. – С. 163–169.
2. Маловичко А.А., Дягилев Р.А., Маловичко Д.А., Шулаков Д.Ю., Бутырин П.Г., Верхоланцев Ф.Г. Четырехуровневая система сейсмического мониторинга на территории Среднего Урала // Геофизика. – 2011. – № 5. – С. 8–17.
3. Лобанов А.К. Методы построения систем хранения данных // Jet Info Online. – № 7. – 2003.

ГЛУБИННАЯ СЕЙСМОСТРАТИФИКАЦИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АКВАТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ

¹Ю.А. Бяков, ²Б.В. Сенин, ³В.А. Фоменко,

¹А.Ю. Бяков, ³А.В. Мащенко

¹Геофизическая служба РАН, г. Геленджик

²ОАО «Союзморгео», г. Геленджик

³ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», г. Геленджик

Аннотация. Рассматриваются результаты изучения возможной глубинной природы и характера сейсмической активности северо-восточной части Черного моря на основе совместного использования каталогов землетрясений Геофизической службы РАН за период с 2002 по 2013 г. и данных морских сейсмических исследований, осуществлявшихся Государственным научным центром «Южморгеология» (ГНЦ ФГУГП ЮМГ) в период с 2005 по 2013 год.

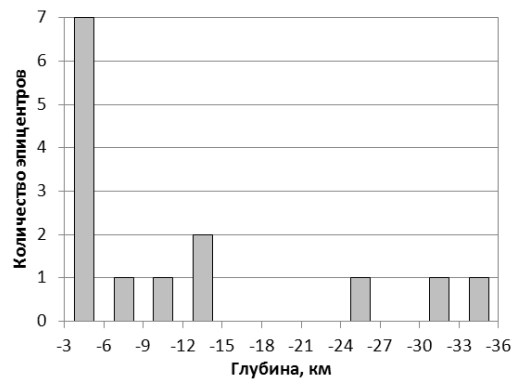
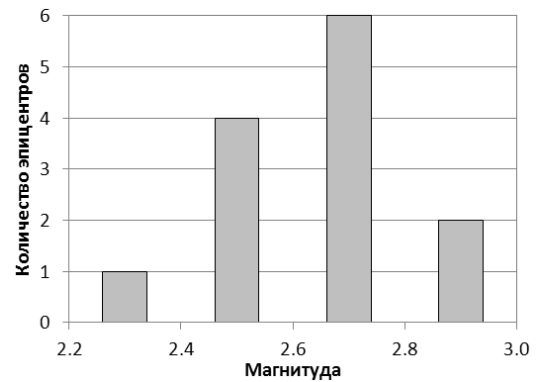
Abstract. Special features and possible depth nature of seismic activity in the north-east part of Black sea are studied on the base of 2002–2013 earthquake catalogues for the mentioned area issued by the Geophysical service of the Russian Academy of Sciences (Obninsk) as well as seismic marine investigations in 2005–2013 carried out by the State Scientific Centre Yuzhmorgeologia (GNC YuMG).

Изучение особенностей проявления сейсмичности Азово-Черноморского региона, относящегося к областям высокого сейсмического риска, является актуальной проблемой общегосударственного значения в связи с исключительно высокими темпами социально-экономического развития этого региона, а также с планированием новых трубопроводных систем в прибрежной части и через акваторию Черного моря («Южный поток»), возможным строительством в восточной части акватории Черного моря нефтяных и газовых промыслов.

С точки зрения оценки сейсмической опасности как для промышленных и социальных объектов, так и для морских объектов нефтегазовой и коммуникационной инфраструктуры (подводные трубопроводы, кабельные линии, морские нефтепромыслы), определенный интерес представляет уточнение стратификации очагов землетрясений в верхней сейсмоактивной зоне. Последняя соответствует достаточно хорошо изученной морской сейсморазведкой части осадочного чехла в Крымско-Анапской и Прикавказской зонах Черноморской глубоководной впадины (Туапсинский прогиб), в которой очаги землетрясений могут быть привязаны к конкретным геологическим структурам.

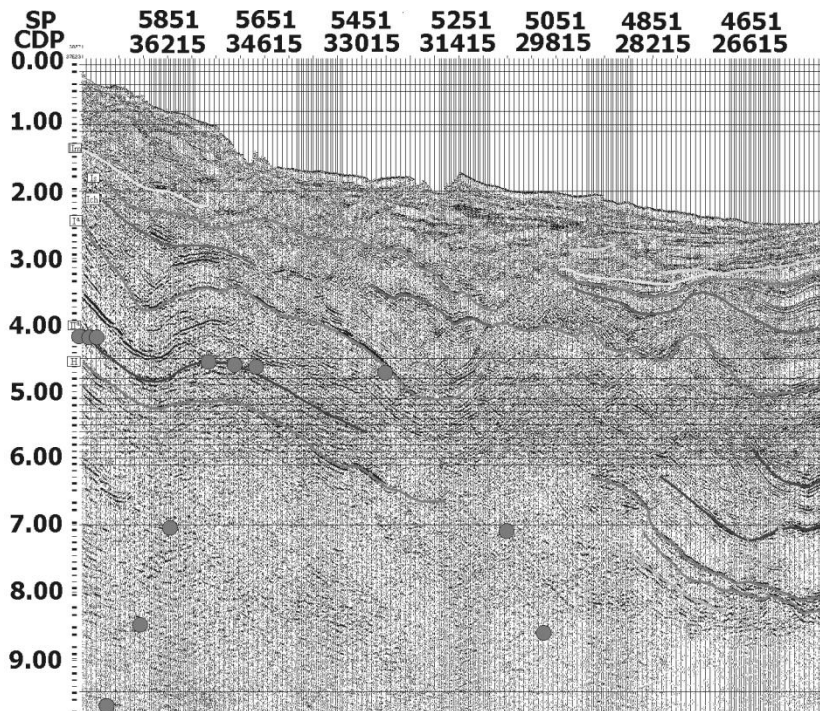
С целью изучения этих особенностей сейсмичности северо-восточной части Черного моря, по аналогии с ранее проведенными исследованиями в этом направлении [1], была предпринята попытка привязки очагов землетрясений к элементам геологического разреза, наблюдаемым вдоль линий двух сейсмических профилей (№ 60043 и № 60045), пересекающих Анапско-Новороссийско-Геленджикскую и Туапсинско-Сочинскую сейсмоактивные зоны. Параметры землетрясений были взяты из регионального каталога Геофизической службы РАН за период с 2002 по 2013 г. [2].

Привязка проводилась путем сноса (проектирования) на линию сейсмического профиля (вдоль осей пересекаемых ими линейных структурных зон) эпицентров землетрясений, зафиксированных на относительно небольшом удалении от него в полосе (0 ± 10 км), и пересчета глубин соответствующих этим эпицентрам очагов во временные сейсмические интервалы, с использованием характерных для соответствующих отрезков профилей графиков средних скоростей, применявшихся при глубинных построениях. Результаты вынесения очагов землетрясений на глубинные сейсмические разрезы профилей представлены, соответственно, на рис. 1 и 2.



а

б

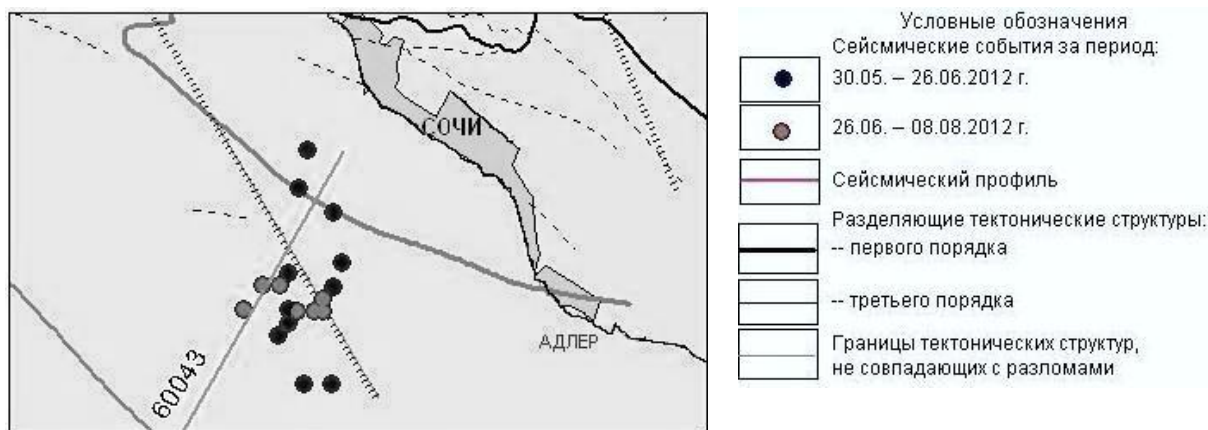


г

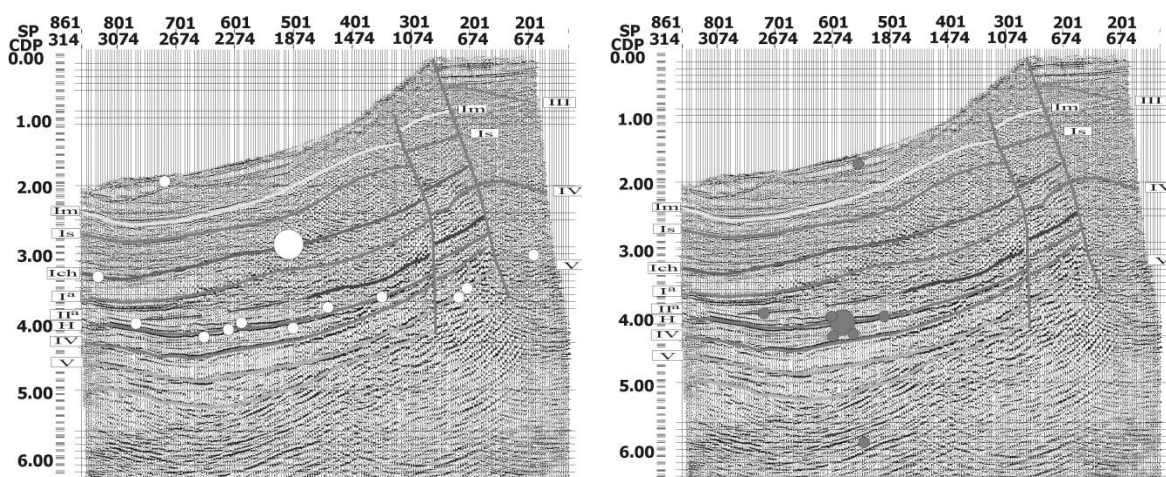
Рис. 1. Привязка очагов землетрясений к сейсмическому разрезу профиля № 60045 (г) на анапско-новороссийском шельфе (а) и гистограммы распределения очагов по магнитуде (б) и глубине (в)

На наиболее информативном, с точки зрения количества событий, профиле № 60045 (рис. 1) отчетливо выявляются две зоны повышенной сейсмической активности.

Первая зона приурочена к глубинам 4–5 км и соответствует средней и нижней частям осадочного чехла, имеющим достаточно отчетливо прослеживаемые сейсмические границы. Она примерно соответствует интервалу развития песчано-глинистых толщ майкопской серии и терригенно-карбонатных толщ верхнего мезозоя-эоцена [3, 4]. Вторая зона соответствует глубине порядка 10–12 км, которая приходится на практически не стратифицируемую часть сейсмического разреза и отвечает, возможно, верхнему комплексу разновозрастного фундамента.



а



б

в

Рис. 2. Карты-схемы распределения очагов землетрясений в плане на шельфовом участке вблизи Большого Сочи (а) за период с 30.05 по 26.06.2012 г. и с 26.06 по 08.08.2012 г. и расположение очагов землетрясений на сейсмическом временном разрезе для этих периодов наблюдений (б и в)

По результатам анализа, наряду с уже отмеченной выше стратификацией очагов по разрезу и их привязкой к майкопской толще и к верхней части фундамента, наметилась также связь очагов землетрясений с четырьмя группами сейсмоактивных геологических структур.

Первая группа структур представлена системой фронтальных взбросо-сдвиговых нарушений, ограничивающих с юго-запада распространение мел-палеогеновых карбонатно-флишевых комплексов Северо-Западного Кавказа.

Вторая группа образована взбросово-надвиговыми структурами, которые ограничивают складки, развитые в олигоцен-миоценовом осадочном разрезе Туапсинского прогиба.

Третья группа сейсмоактивных геологических структур представлена нарушениями неясной природы в жестком основании (фундаменте) Эвксинской глыбовой системы (вал Шатского – Туапсинский прогиб).

Четвертая группа связана с поверхностной и приповерхностной структурой дна Черноморской глубоководной котловины. Сейсмические события здесь могут быть вызваны в том числе и обвально-оползневыми процессами в нижней зоне континентального склона.

Особенности пространственного распределения очагов землетрясений для сейсмоактивной зоны шельфового участка вблизи Большого Сочи рассмотрены на примере сейсмического профиля № 60043. На рис. 2 а показан фрагмент карты-схемы распределения

очагов землетрясений в плане. Кружками разного цвета показаны последовательности землетрясений, произошедших в течение одного месяца после двух сильных событий – 30.05.2012 г. с магнитудой 4.3 и 26.06.2012 г. с магнитудой 4.0. Оба землетрясения сопровождались афтершоками. При этом афтершоки первого землетрясения выстраиваются в две линии субширотного простирания, а второго – в более компактную зону субмеридионального простирания. Диапазон изменения магнитуд афтершоков для обоих случаев находится в пределах от 2.0 до 3.5.

Что касается стратификации очагов, то для первого землетрясения характерна приуроченность гипоцентра главного события к кровле майкопской толщи, а серии афтершоков – к ее подошве – контакту терригенных и карбонатных пород.

Несколько иная картина наблюдается для землетрясения 26.06.2012 года. Очаг главного толчка и очаги афтершоков приурочены к одной границе в разрезе – контакту терригенных пород майкопского возраста и терригенно-карбонатных пород верхнего мезозоя-эоцена. В то же время слабые одиночные события отмечаются также на уровне фундамента и в приповерхностной зоне разреза.

Таким образом, в результате проведенных исследований подтверждается вертикальная стратификация сейсмической активности, предположительно обусловленная различными физическими свойствами земной коры (литосферы) на разных ее глубинных горизонтах. Она состоит в привязке очагов землетрясений северо-восточной части акватории Черного моря к следующим стратиграфическим интервалам разреза: подошве осадочного чехла или верхней зоне консолидированной земной коры; зоне контакта между песчано-глинистой толщей майкопа и терригенно-карбонатной толщей верхнего мезозоя-эоцена; майкопской толще, в которой распределение очагов регулируется ее структурной и плотностной дифференциацией; кровле майкопской толщи; приповерхностной зоне осадков, в которой размещение очагов слабых землетрясений связывается с крупными оползневыми структурами.

Наряду с установленными ранее комплексами сейсмогенных неотектонических структур [2], характерными в основном для орогенной приморской зоны Северо-Западного Кавказа (его Новороссийско-Лазаревского синклинория), выявлен ряд сейсмоактивных зон, связанных со структурой и динамикой развития приорогенного прогиба, каковым является Туапсинский прогиб в глубоководной области Черного моря. Все эти особенности распределения сейсмичности, безусловно, должны учитываться при планировании и строительстве инженерно-технических сооружений в пределах северо-восточной части акватории Черного моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Бяков Ю.А., Сенин Б.В., Фоменко В.А., Бяков А.Ю., Мащенко А.В.** Особенности локальной сейсмичности территории Анапско-Геленджикского полигона // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 77–81.
2. **Землетрясения России** в 2003–2011 гг. – Обнинск: ГС РАН, 2006–2013.
3. **Сенин Б.В.** Черное море // Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.Е. Хаина, В.И. Попкова. – Краснодар: Кубанский государственный университет, 2009. – С. 162–171.
4. **Хаин В.Е.** Тектоническое районирование региона // Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.Е. Хаина, В.И. Попкова. – Краснодар: Кубанский государственный университет, 2009. – С. 7–24.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И РАЗВИТИЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ НА УРАЛЕ В 2013 Г.

^{1,2}Ф.Г. Верхоланцев, ²Т.В. Верхоланцева
¹Геофизическая служба РАН, г. Пермь
²Горный институт УрО РАН, г. Пермь

Аннотация. Приведены результаты инструментальных наблюдений и анализа сейсмической активности на Урале за 2013 год. Представлены данные о новых сейсмических станциях Уральской сейсмологической сети.

Abstract. The paper presents the results of monitoring and analysis of seismic data of Ural region in 2013. Information about two new seismic stations of regional network is also included.

В 2013 г. были продолжены работы по инструментальному мониторингу Урала и прилегающих к нему окраин Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты. На начало 2013 г. сеть насчитывала 11 современных цифровых сейсмических станций, в том числе две телесеизмических («Арти» – ARU, «Соликамск» – SOKR), восемь региональных («Верхнечусовские Городки» – PR0R, «Власы» – PR4R, «Добрянка» – PR2R, «Кунгур» – PR3R, «Каменск-Уральский» – KAU, «Романово» – PR1R, «Свердловск» – SVE и «Североуральск» – SVUR) и одну сейсмическую группу («Екимьята» – PR6R) [1, 2]. В течение 2013 г. были проведены работы по выбору мест размещения и

установке двух новых региональных сейсмических станций – «Сараны» (PR7R) и «Уфа» (BA1R), а также проведена полная замена регистрирующего оборудования на сейсмической станции «Романово» (рис. 1).

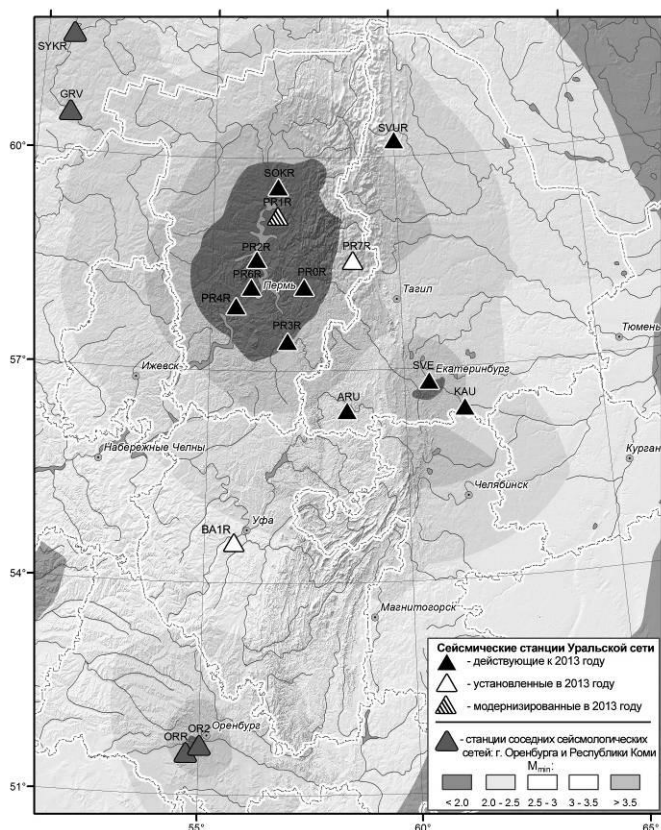


Рис. 1. Уральская сеть сейсмических станций и ее регистрационные возможности

В результате обработки и интерпретации данных сейсмологических наблюдений в 2013 г. станциями региона было зафиксировано более 5700 сейсмических событий различной природы. На рис. 2 представлены результаты регистрации разномасштабных событий по месяцам и типам.

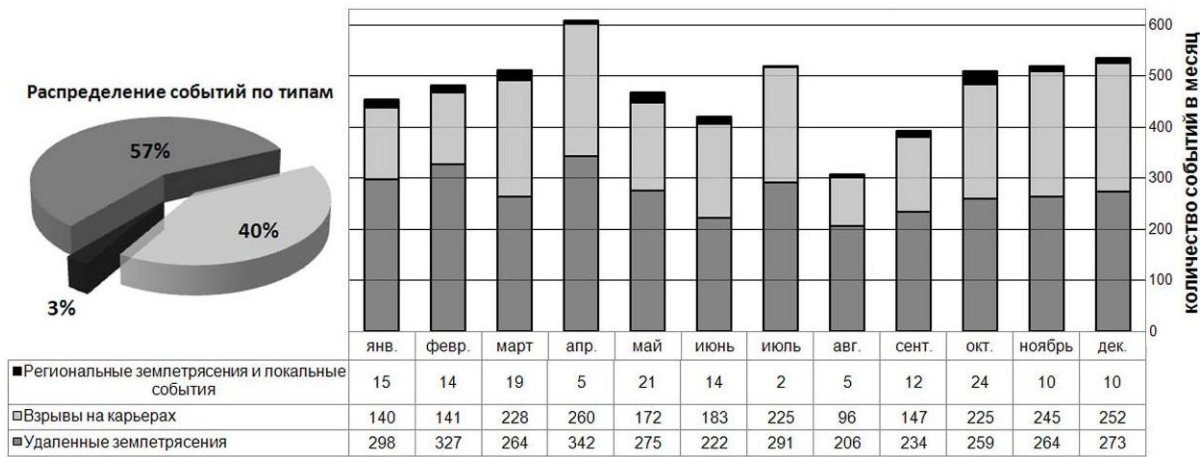


Рис. 2. Результаты регистрации разномасштабных сейсмических событий Уральской сетью станций

Как видно из рис. 2, основную массу событий составляют удаленные землетрясения (~3200). Около 2300 событий – массовые и технологические взрывы в шахтах и карьерах региона. Региональных и местных событий всего было зарегистрировано 151. Определить параметры очагов удалось только для 40 из них, в силу того, что большая часть из них имеют локальный характер и зарегистрированы одной, реже двумя станциями. Значительную часть таких событий (73%) представляют горные и горно-тектонические удары на Североуральских бокситовых рудниках (СУБР) (рис. 3). Второе место по числу событий (13%) принадлежит г. Березники, где продолжают развиваться карстовые процессы, связанные с затоплением калийного рудника БКПРУ-1. Остальные

события единичны и их эпицентры ложатся в зону влияния Главного Уральского разлома. Одно событие в Кунгурской ледяной пещере имело обвальную природу. Таким образом, можно констатировать, что сейсмический режим Уральского региона в 2013 г. характеризовался традиционными для него умеренными параметрами активности. Наиболее крупным сейсмическим событием стал горно-тектонический удар на шахте «Кальинская» (СУБР), произошедший 30 марта в 17:45:09 и имевший магнитуду $M_L=3.6$.

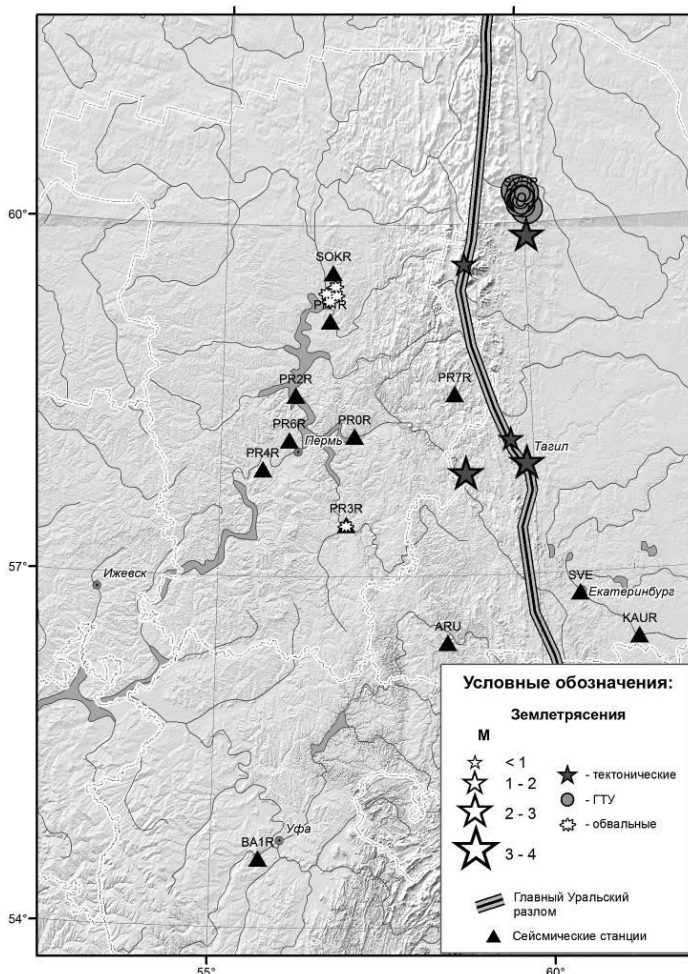


Рис. 3. Карта эпицентров сейсмических событий для Уральского региона за 2013 г.

Уникальным событием в истории инструментальных сейсмологических наблюдений как на Урале, так и во всем мире стал пролет и разрушение челябинского метеорита 15 февраля 2013 г. в 03:20:32. Сейсмическими станциями Уральской региональной сети ARU, PR1R, PR3R, PR4R, SVE, а также станциями других агентств [3, 4] был зафиксирован сейсмический эффект от ударно-воздушных волн (УВВ), распространявшихся из эпицентра разрушения (взрыва) метеорита, сопоставимый с эффектом от тектонического землетрясения с $ML=3.2$ (см. статью [5]).

По данным [6], в Челябинске почти три тысячи многоквартирных домов пострадали от прохождения УВВ. Были зафиксированы многочисленные повреждения окон. Основной урон от катастрофы пришелся на шесть населенных пунктов Челябинской области: города Еманжелинск, Копейск, Коркино, Южно-Уральск, Челябинск и на село Еткуль.

Сравнивая результаты обработки наблюдений за 2013 г. с данными за предыдущие годы [2, 7], необходимо отметить одну особенность – существенное возрастание количества массовых взрывов на горнодобывающих предприятиях. Если ранее доля взрывов в общем количестве зарегистрированных событий стабильно составляла порядка 25–27%, то в 2013 г. она выросла до 40%.

Количество зарегистрированных массовых взрывов в 2013 г. составило 2314, что является максимальным значением за весь период инструментальных наблюдений. Рост данного показателя отражает увеличение объемов добычи полезных ископаемых на Урале.

На проблему существенного вклада взрывных работ в сейсмичность территории Европейской России и Урала указывают авторы [7]. По их оценкам, поток сейсмической энергии, генерируемый промышленными взрывами, может на два-три порядка превышать поток сейсмической энергии природных землетрясений. Это приводит к двум следствиям:

– взрывные работы маскируют процессы природной сейсмичности, затрудняя ее изучение;

– отработка месторождений полезных ископаемых с использованием массовых взрывов и перемещением больших масс горных пород изменяет геодинамическое равновесие в верхней части земной коры, что приводит к интенсификации природных сеймотектонических процессов.

Развитие и модернизация инструментальной сети Уральского региона создает предпосылки для детального изучения всех компонент сейсмического режима территории. В 2013 г. были открыты две новые сейсмические станции – «Сараны» (PR7R) и «Уфа» (BA1R). Также было модернизировано регистрирующее оборудование сейсмостанции «Романово» (PR1R) (таблица). До этого момента в последний раз работы по установке станций проводились в 2007 г., когда были запущены в работу сейсмостанции «Североуральск» и «Каменск-Уральский» (рис. 1).

Таблица. Вновь открытые и переоснащенные в 2013 г. станции Уральской сейсмологической сети

Код	Название	Дата открытия	Дата переоснащения	φ , °N	λ , °E	h , м	Грунт	A_N , мкм/с (0.5–8 Гц)
BA1R	Уфа	06.08.2013	–	54.59	55.71	119	Суглинок	0.3
PR7R	Сараны	26.11.2013	–	58.55	58.76	440	Кристалл. массив (габбро-перидотит)	0.09
PR1R	Романово	18.08.2000	24.12.2013	59.18	56.74	150	Глина	0.03

Необходимость размещения сейсмической станции на территории Республики Башкортостан назрела достаточно давно. По результатам инструментальных наблюдений Уральской сейсмологической сетью за последние десять лет в Башкирии было зафиксировано несколько достаточно сильных ($ML \geq 3$) сейсмических событий различной

природы, многие из которых сопровождались макросейсмическими проявлениями, что вызывало тревогу, а иногда и панику среди местных жителей [8–9]. Эти события регистрировались на больших (для региона) эпицентральных расстояниях и на пределах чувствительности сейсмологической сети. Поэтому наличие хотя бы одной сейсмической станции на территории республики для контроля сейсмического режима и получения более полных сведений о геодинамической обстановке Республики Башкортостан является очень важным. В результате частногосударственного партнерства между ООО «Картография» и ГС РАН, а также при содействии Центра космических услуг Башкирского государственного университета (БашГУ) был выполнен полный комплекс работ по выбору места для размещения сейсмической станции – измерены уровни микросейсмического шума в пяти потенциальных пунктах размещения оборудования. По результатам обработки данных был выбран наиболее тихий из них – д. Лекаревка, расположенная в 20 км на юго-восток от г. Уфа. Здесь был оборудован бункер, а также помещение для сейсмостанции, которые обеспечивают сохранность, бесперебойное электропитание и стабильный канал связи как до Обнинска, так и до регионального информационно-обрабатывающего центра (РИОЦ) в г. Пермь. Подробно оснащение сейсмической станции «Уфа» описано в статье [10].

Место для размещения сейсмической станции «Сараны» было выбрано исходя из необходимости расширения пространственной геометрии сейсмологической сети и обеспечения более уверенной регистрации и существенно лучшей локации событий, связанных как с проявлениями техногенной сейсмичности из Уральского горно-промышленного района, так и с природной составляющей сейсмичности, приуроченной к Главному Уральскому разлому. Поскольку станция устанавливалась в ноябре, для размещения сейсмометров был оборудован временный поверхностный сейсмопавильон, который планируется в летний период заменить на постоянный заглубленный бункер. Станция оснащена короткопериодным трехкомпонентным сейсмометром «Sercel L-4C-3D 1 Hz» [11], который подключен к цифровому широкополосному сейсмическому регистратору «Reftek 130S-01», ведущему запись непрерывно с частотой 40 Гц и в триггерном режиме с частотой 100 Гц [12]. Передача данных осуществляется в режиме, близком к реальному времени, по резервированному каналу GPRS/EDGE с использованием модема iRZ RUH²V в РИОЦ г. Пермь.

Сейсмическая станция «Романово» на момент открытия в 2000 г. была оснащена современным сейсмическим оборудованием – сейсмометрами CM-3KB и цифровым регистратором SDAS v.2.0. За 13 лет эксплуатации оно устарело как морально, так и физически. Кроме того, существовала проблема весеннего подтопления бункера размещения сейсмометров тальми водами, что нередко приводило к выходу их из строя и необходимости ремонта и замены. В связи с этим комплексом причин была произведена замена регистрирующего оборудования сейсмической станции на современный комплекс сбора данных, а сейсмометров – на герметичные, не боящиеся затопления. В качестве регистратора был установлен однотипный с PR7R модуль «Reftek 130S-01». Комплект из трех однокомпонентных сейсмометров CM-3KB заменен на герметичный однокорпусной трехкомпонентный сейсмометр SeisMonitor «OYO Geospace» [13]. Датчик закрыт водозащитным контейнером по образу водолазного колокола, чтобы исключить его затопление в весенний период. Канал передачи данных остался неизменным – двунаправленная спутниковая связь с резервированием через GPRS/EDGE.

Открытие новых сейсмических станций Уральской сейсмологической сети в 2013 г. привело к существенному улучшению регистрационных возможностей системы инструментальных наблюдений на юге и востоке региона. Здесь удалось добиться расширения диапазона представительных магнитуд и повышения точности локации сейсмических событий.

Это в свою очередь позволило более детально изучать сложную, многокомпонентную сейсмичность Уральского региона и более обоснованно делать выводы о сейсмическом режиме территории, где сосредоточен огромный промышленный потенциал, большое количество горно-добывающих предприятий и опасных (химических, металлургических) производств, многие из которых являются уникальными, а их безопасная эксплуатация является важной народно-хозяйственной задачей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Маловичко А.А., Дягилев Р.А., Маловичко Д.А., Шулаков Д.Ю., Бутырин П.Г., Верхованцев Ф.Г.* Четырехуровневая система сейсмического мониторинга на территории Среднего Урала // Геофизика. – 2011. – № 5. – С. 8–17.
2. *Верхованцев Ф.Г., Голубева И.В., Дягилев Р.А.* Сейсмичность Уральского региона за период с 2002 по 2013 г. по данным инструментальных наблюдений Уральской сейсмической сети // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 94–98.
3. *National Earthquake Information Center* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>.
4. *Казахстанский национальный центр данных* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.kndc.kz>.
5. *Верхованцева Т.В., Варлашова Ю.В.* Импактное событие, произошедшее 15 февраля 2013 г. (В наст. сб.).
6. *Падение метеорита Челябинск* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://ru.wikipedia.org/wiki/Падение_метеорита_Челябинск.
7. *Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России* / Под ред. академика РАН В.В. Адушкина и член-корреспондента А.А. Маловичко. – М.: ГЕОС, 2013. – 384 с.
8. *Верхованцев Ф.Г., Голубева И.В.* О сейсмической активности на юго-востоке Республики Башкортостан по данным инструментальных наблюдений в 2011–2012 гг. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 84–87.
9. *Дягилев Р.А., Чепуров Е.В., Верхованцева Т.В.* Макросейсмические и инструментальные исследования Учалинского землетрясения 5 сентября 2012 г. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 159–162.
10. *Верхованцев Ф.Г., Голубева И.В., Кутушев Ш.-И.Б.* Сейсмостанция «Уфа» и первые результаты инструментальных наблюдений. (В наст. сб.).
11. *Analog Seismic Sensors*. – Sercel, 2010. – 16 p. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [ftp://ftp.sercel.com/pdf/brochures/Analog Seismic Sensors Specifications.pdf](ftp://ftp.sercel.com/pdf/brochures/Analog%20Seismic%20Sensors%20Specifications.pdf).
12. *Third Generation Broadband Seismic Recorder*. – 2013 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.reftek.com/pdf/130S-01-Front-Back.pdf>.
13. *Seis-Monitor Seismology Geophone*. – 2012 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.geospace.com/seis-monitor-seismology-geophone>.

карстовых пустот в Пермском и Башкирском Предуралье»). В историческом плане на исследуемой территории также не было зарегистрировано ни одного ощутимого местного землетрясения. Вместе с тем, по результатам инструментальных наблюдений Уральской сейсмологической сети, за последние десять лет в Башкирии было зафиксировано несколько крупных ($ML \geq 3$) сейсмических событий различной природы (рис. 1).

Первое инструментально зафиксированное тектоническое землетрясение произошло в 2007 г. в районе пос. Дюртюли с локальной магнитудой $ML=3.6$ [3]. Позже, в 2011 и 2012 гг., произошла серия тектонических землетрясений в районе г. Мелеуз [4, 5]. Наиболее сильное из них с локальной магнитудой $ML=3.8$ имело макросейсмические проявления [4], что вызвало большой общественный резонанс и тревогу населения [5]. Также в 2012 г. в районе г. Учалы произошло техногенное землетрясение (горно-тектонический удар) в пределах горного отвода Учалинского горно-обогатительного комбината с локальной магнитудой $ML=3$. Оно ощущалось людьми как в самом г. Учалы, так и в соседних населенных пунктах. Данное событие, так же, как и событие в районе г. Мелеуз, вызвало тревогу среди населения. Люди звонили в муниципальные органы власти, МЧС и спрашивали о причинах данного явления (табл. 1).

Таблица 1. Параметры инструментально зарегистрированных землетрясений на территории Республики Башкортостана

Населенный пункт	Дата	Время в очаге	φ , °N	λ , °E	h , км	ML
пос. Дюртюли	21.05.2007	01:52:31	55.40	54.50		3.6
г. Мелеуз	11.03.2011	23:15:07	53.10	55.94	10	3.8
г. Мелеуз	25.11.2011	16:41:22	52.98	56.25	6	3.3
г. Мелеуз	08.04.2012	13:19:35	52.99	56.31	11	3.3
г. Учалы	05.09.2012	20:11:03	54.31	59.43	1	3.0

Все указанные события регистрировались инструментально на больших (для региона) эпицентральных расстояниях и во многих случаях – на пределах чувствительности сейсмологической сети. В связи с этим наличие хотя бы одной сейсмической станции на территории Республики Башкортостан для контроля сейсмического режима и получения более полных сведений о геодинамической обстановке – настоятельная необходимость. Кроме того, принципиальным моментом при наличии местного инструментального сейсмологического контроля является недопущение паники среди населения и устранение почвы для распространения различных слухов о причинах сотрясений с опорой на своевременное оповещение о сейсмических событиях органов местного самоуправления, структур ГО и ЧС.

В 2013 г. вопрос об открытии первой сейсмической станции на территории Республики Башкортостан перешел в практическую плоскость. К работам по обустройству сейсмической станции удалось привлечь частную организацию – ООО «Картография» (г. Уфа). Также неоценимую помощь в проведении всего комплекса работ оказал Центр космических услуг Башкирского государственного университета. По согласованию с ГС РАН было определено, что сейсмическая станция должна находиться в радиусе до 30 км от г. Уфа.

Для выбора места размещения сейсмической станции были измерены уровни микросейсмического шума в пяти пунктах, в которых уже удовлетворялось большинство необходимых критериев:

- наличие охраняемого помещения для сохранности и установки аппаратуры;
- наличие в помещении сети снабжения электроэнергией и телефонной линии, обеспечивающей возможности передачи сейсмических данных в информационно-обработывающий центр (ИОЦ), либо канала передачи данных по GPRS\EDGE;
- наличие подъездных путей для автотранспорта.

По результатам обработки данных (рис. 2) была выбрана наилучшая точка наблюдения – поселок Лекаревка, удовлетворяющая последнему критерию (приемлемый уровень микросейсмического шума).

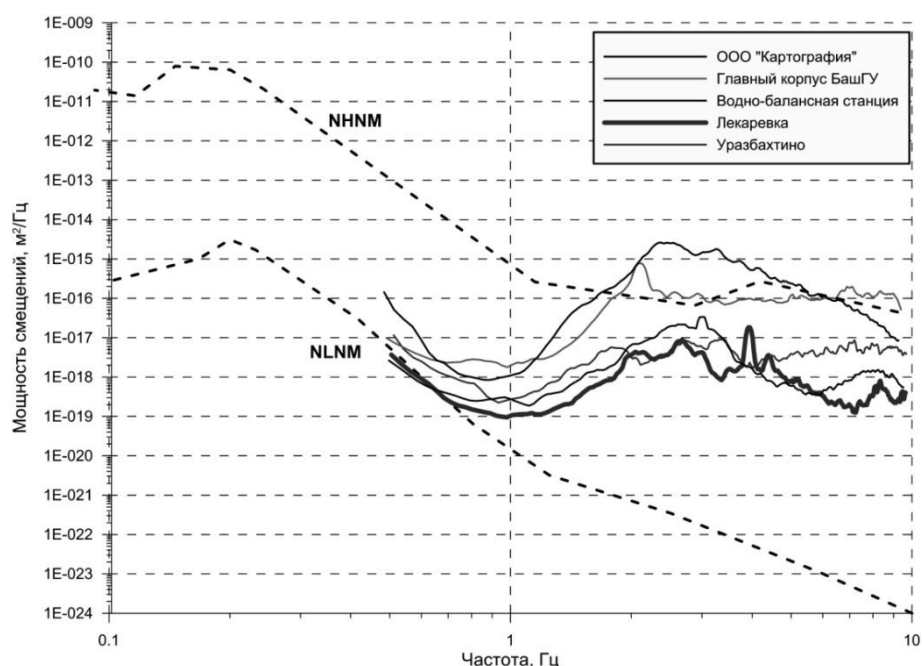


Рис. 2. Спектры мощности смещений микросейсмического шума для всех точек наблюдения, вертикальная компонента

Для установки сейсмометров был оборудован гидроизолированный бункер, в котором на глубине примерно 5 м от поверхности земли на массивном (1×1 м) бетонном постаменте размещен трехкомпонентный комплект короткопериодных сейсмометров СМ-ЗКВ. Рядом с бункером оборудовано помещение, где установлена 24-битная сейсмическая станция «UGRA». Регистрация ведется по трем каналам в непрерывном режиме с частотой оцифровки 50 Гц. Для сейсмостанции обеспечено бесперебойное питание и сохранность. Передача данных осуществляется в режиме, близком к реальному времени, по резервированному каналу GPRS/EDGE с использованием модема iRZ RUH²V в РИОЦ г. Пермь, дисковая петля также дублируется на сервер в г. Обнинск. Сейсмической станции присвоено наименование «Уфа» и международный код BA1R (табл. 2).

Таблица 2. Параметры сейсмической станции «Уфа»

Код	Дата открытия	φ, °N	λ, °E	h, м	Подпочва	A_N , мкм/с (0.5–8 Гц)
BA1R	06.08.2013	54.59	55.71	119	Суглинок	0.3

Инструментальные данные

Сейсмическая станция «Уфа» фиксирует разные типы сейсмических событий: удаленные землетрясения, массовые и технологические взрывы, проводимые на территориях Республики Башкортостан, Свердловской и Челябинской областей, наиболее крупные ($ML \geq 2.4$) с территории Пермского края, а также местные (локальные) сейсмические события. Как правило, наибольший интерес представляют именно локальные сейсмические события, характеризующие тектоническую активность региона. Они требуют более детального исследования для уточнения и подтверждения природы события, чтобы не создавать ложных очаговых зон сейсмической активности.

20 мая 2014 г. в 18:26:21 на расстоянии 5 км к юго-западу от сейсмостанции «Уфа» было зафиксировано сейсмическое событие с $ML=2.8$, а через 1^м31^с (в 18:27:52) – его афтершок с $ML=1.6$ (табл. 3, рис. 1). Первый наиболее сильный толчок сопровождался макросейсмическим эффектом. Вблизи от эпицентра нет предприятий, производящих

какие-либо взрывные работы, поэтому техногенный фактор маловероятен. Локализация сейсмических событий производилась для первого землетрясения по двум станциям (BA1R, ARU) на удалениях от 5 до 250 км, для второго – по данным одной станции (BA1R). Расчет всех необходимых параметров проводился в программе WSG. Волновая картина сейсмических записей BA1R представлена четкими импульсными вступлениями объемных (Pg , Sg) волн по всем трем составляющим (SHZ, SHN, SHE), по их разнице рассчитывалось гипоцентральное расстояние ($\Delta=0.042^\circ$) (рис. 3).

Таблица 3. Основные параметры зарегистрированных землетрясений

Дата	Время в очаге	φ , °N	λ , °E	h , км	ML	Станции, зарегистрировавшие землетрясение
20.05.2014	18:26:21	54.55	55.65	4	2.8	BA1R, ARU
20.05.2014	18:27:52	54.55	55.65	4	1.6	BA1R

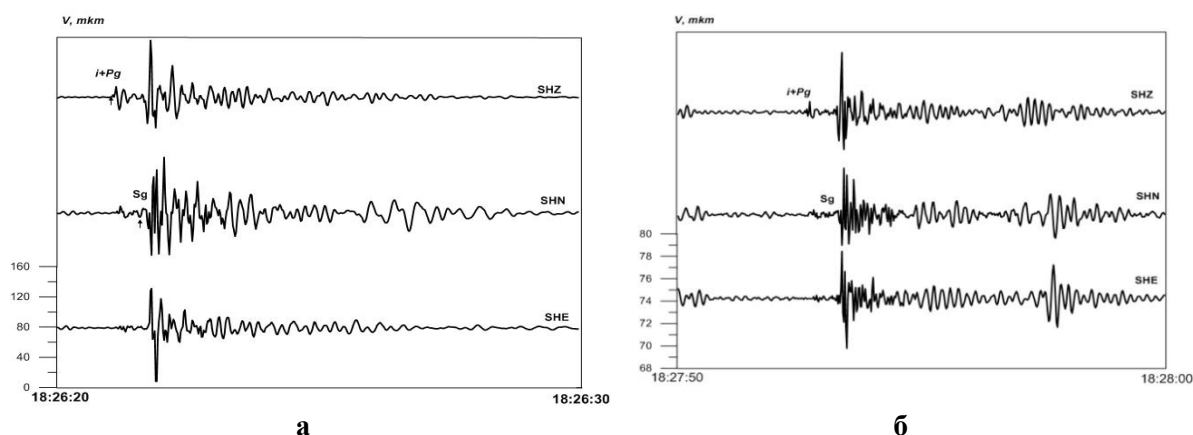


Рис. 3. Трехкомпонентные записи землетрясений 20 мая 2014 г:
а – основное событие; б – афтершок

Анализ записей волновых форм и их спектров является одним из важных этапов интерпретации сейсмических событий. На рис. 4 представлены записи спектрального состава зарегистрированных землетрясений.

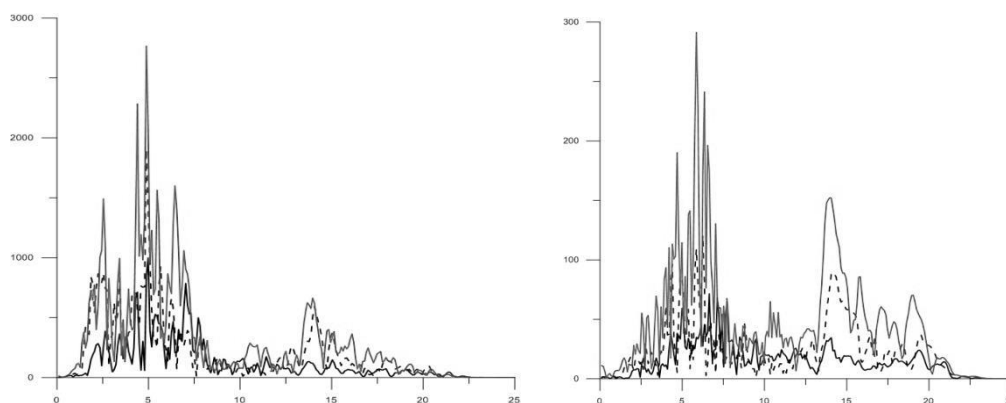


Рис. 4. Спектральный состав зарегистрированных землетрясений

В спектре записи четко выделяются локальные максимумы спектральных составляющих в диапазоне частот 3.0–8.0 и 14.0–16.0 Гц, события отличаются лишь локальной магнитудой и длительностью (8 и 4 с). Для определения координат эпицентра сейсмических событий был вычислен азимут со станции BA1R на эпицентр. Поляризационный анализ трехкомпонентных записей показал, что оси движения в первых вступлениях обоих событий имеют одинаковую ориентацию (рис. 5).

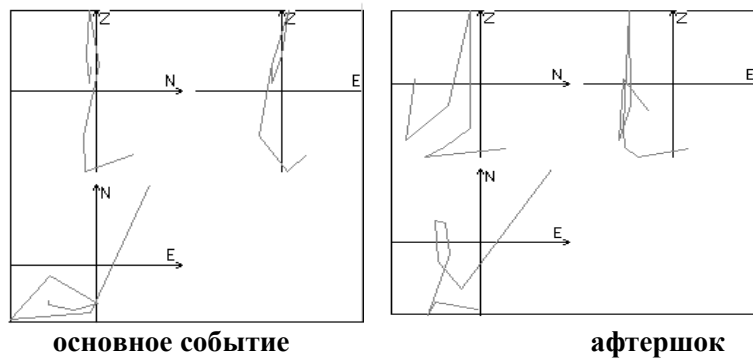


Рис. 5. Направление движения частиц первых вступлений

Опрос местного населения на наличие макросейсмического эффекта от первого, наиболее сильного, землетрясения проводили при содействии сотрудников Центра космических услуг БашГУ. По специально разработанным маршрутам с разных азимутов были обследованы девять населенных пунктов. Прямые наблюдения и опросы проводились по общепринятой методике макросейсмического обследования с использованием опросных листов. Землетрясение активно проявилось по макросейсмическим данным в 35 км от г. Уфы в селе Кляшево Чимшинского района. По словам сельчан, ощущалось дребезжание почвы, был слышен гул, звенела посуда, наблюдалось волнение животных. Некоторые были сильно напуганы и выбегали из домов. Сопоставляя полученные результаты с описанием макросейсмических проявлений, можно уверенно сказать, что эпицентр находился к юго-западу от сейсмической станции. Согласно схеме тектонического районирования Республики Башкортостан [6], данные события приурочены к восточной окраине Русской платформы в пределах Благовещенской впадины.

Вновь установленная сейсмическая станция «Уфа» позволяет фиксировать широкий спектр сейсмических событий. Регистрация таких событий и неуверенность в интерпретации волновой картины наводит на мысль о необходимости расширения сети сейсмических станций. Также целесообразно в каждом регионе создавать специальную базу макросейсмических данных с ее пополнением по мере поступления новых сведений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маловичко А.А., Дягилев Р.А., Маловичко Д.А., Шулаков Д.Ю., Бутырин П.Г., Верхоланцев Ф.Г. Четырехуровневая система сейсмического мониторинга на территории Среднего Урала // Геофизика. – 2011. – № 5. – С. 8–17.
2. *Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы* / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. – Петрозаводск: КНЦ РАН, 2007. – 381 с.
3. Голубева И.В. Наиболее крупные сейсмические события, зафиксированные Уральской сейсмологической сетью станций за период с 1999 по 2008 г. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 54–59.
4. Шакуров Р.К. Землетрясение в Башкортостане // Экологический журнал «Табигат». – Апрель 2011. – № 3. – С. 30–31.
5. Дягилев Р.А., Верхоланцева Т.В., Чепуров Е.В. Макросейсмические и инструментальные исследования Учалинского землетрясения 5 сентября 2012 г. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 159–162.
6. *Карст Башкортостана* / Под ред. Р.Ф. Абдрахманова, В.Г. Попова. – Уфа: УНЦ РАН, 2002. – 384 с.

ИМПАКТНОЕ СОБЫТИЕ, ПРОИЗОШЕДШЕЕ 15 ФЕВРАЛЯ 2013 Г.

¹Т.В. Верхоланцева, ^{1,2}Ю.В. Варлашова
¹Горный институт УрО РАН, г. Пермь
²Геофизическая служба РАН, г. Пермь

Аннотация. Приведены результаты изучения взрыва челябинского метеорита по сейсмическим данным. Были установлены параметры взрыва по данным Уральской сейсмологической сети и произведено уточнение по сейсмической сети Коркинского разреза.

Abstract. The research results of the seismic data of Chelyabinsk meteor are given in the article. Explosion parameters were found according to the Ural seismological network and were defined more exactly via Korkino network.

Метеоритные (импактные) землетрясения достаточно редки. Атмосфера эффективно защищает от мелких метеоритов, что значительно снижает их начальную кинетическую энергию на большой высоте, заставляя их замедляться и распадаться. В большинстве случаев упругие волны инициируются ударной волной метеорита. Самым знаменитым метеоритом считается Тунгусский, но ввиду плохого развития сейсмических сетей он был зарегистрирован малым количеством сейсмических станций. На Урале, по крайней мере, два исторических события, судя по их описанию, могут быть отнесены к сотрясениям импактного происхождения [1–3].

1. 12.09.1841 г. на Нижне-Тагильском заводе наблюдалось легкое колебание почвы, от которого мебель и домашняя утварь пришли в сотрясение. Подземный гул, слышанный на поверхности земли, как перекаты, раздался в шахтах, как сильный удар грома, с треском. Точно такие же явления наблюдались на Чернореченском заводе. «В Нижнем Тагиле в 4 утра небо озарилось розоватым заревом как бы от пожара». «Атмосфера с самого появления красного сияния была наполнена сильным, имевшим перегорелый запах, дымом». Появление дыма было повсеместным во всей губернии. Возможно, это было падение метеорита, вызвавшее лесной пожар [1]. Согласно [4], координаты падения 57.80°N и 59.70°E , $M=4.1$, интенсивность по шкале MSK-64 – 5 баллов.

2. 30.08.1887 г. в селе Частые Оханского уезда Пермской губернии на р. Каме произошло колебание почвы, вызванное толчком. «Сила толчка была настолько велика, что стекла в рамках зазвенели и в деревянных непрочных зданиях заколебались стены. Над Пермью в это же время пролетал аэролит. Он упал в версте от селения Таборы, в 15 верстах от Оханска, на поле, с таким треском, что работавший поблизости крестьянин упал без чувств. Гром был слышен в селе Острожном. Из Спешковской волости сообщают о целом дожде камней небольшой величины, которым поврежден хлеб и лес» [5]. Параметры источника: координаты – 57.30°N и 55.00°E , $M=2.5$, интенсивность – 4 балла.

Челябинский метеорит – это первый крупный космический объект, чей вход в атмосферу детально задокументирован. Он демонстрирует, к каким последствиям может привести вход в атмосферу Земли даже не очень крупного космического объекта. Падение челябинского метеорита – столкновение с земной поверхностью фрагментов небольшого астероида, разрушившегося в результате торможения в атмосфере Земли 15 февраля 2013 г. примерно в $09^{\text{h}}20^{\text{m}}$ по местному времени (UTC+6). Суперболид взорвался в окрестностях Челябинска на высоте 15–25 км [6, 7].

На рис. 1 представлена карта местоположений взрывов этих трех метеоритов.

По расчетам НАСА [8], астероид диаметром около 17 м и массой порядка 10 тыс т вошел в атмосферу Земли на скорости около 18 км/с. Судя по продолжительности атмосферного полета, вход в атмосферу произошел под очень острым углом. Спустя примерно 32.5 с после этого небесное тело разрушилось. Разрушение представляло собой серию событий, сопровождавшихся распространением ударных волн.

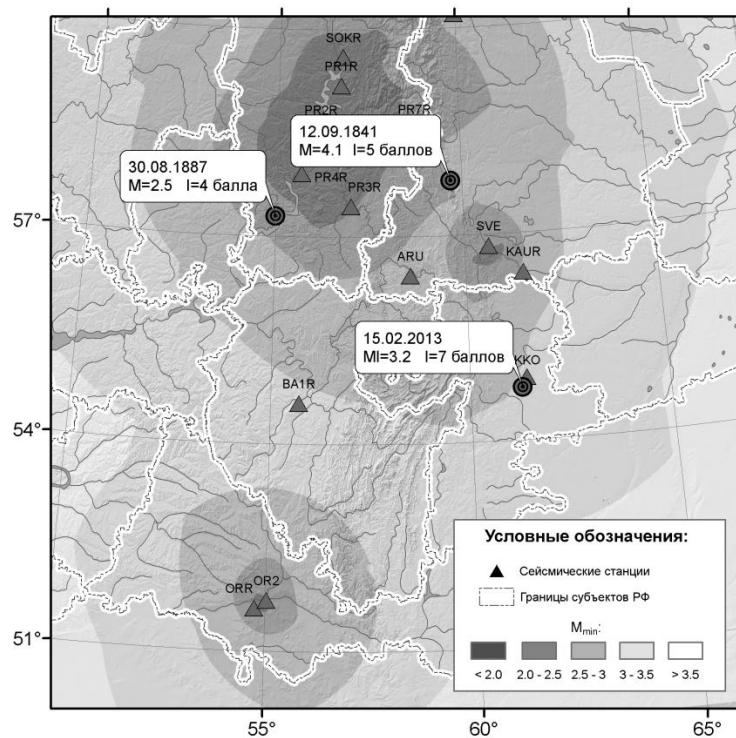


Рис. 1. Карта местоположений взрывов метеоритов и Уральской сейсмологической сети с ее регистрационными возможностями

Общее количество высвободившейся энергии, по оценкам НАСА, составило около 440 *Kt* в тротиловом эквиваленте, по оценкам РАН – 100–200 *Kt* [9]. По оценкам сотрудников Института астрономии Российской академии наук (ИНАСАН), мощность взрыва составляла от 0.4 до 1.5 *Mt* в тротиловом эквиваленте [10]. По оценкам НАСА, это самое большое из известных небесных тел, падавших на Землю после Тунгусского метеорита 1908 г., оно соответствует событию, происходящему в среднем раз в 100 лет.

Первыми движение тела по небу увидели жители Костанайской и Актюбинской областей Казахстана, позже – жители Оренбурга. Также его след наблюдался в Свердловской, Курганской, Тюменской, Челябинской областях и Башкортостане. Самой далекой точкой с видеофиксацией полета метеорита является район поселка Просвет в Волжском районе Самарской области, удаленный от Челябинска на 750 км [11].

По официальным данным, предоставленным ГУ МЧС России по Челябинской области [12], пострадали 7320 зданий. В «зоне поражения» зафиксированы случаи выбитых стекол, сорванных подвесных потолков, выломанных оконных петель и т.д. Из-за ударной волны пострадали 1613 человек, большинство – от выбитых стекол. Были госпитализированы по разным данным от 40 до 112 человек, двое пострадавших были помещены в реанимационные отделения. Ударная волна также повредила здания. В Красноармейском, Коркинском и Увельском районах Челябинской области был введен режим чрезвычайной ситуации [13]. Небесное тело не было обнаружено до его вхождения в атмосферу. Первые осколки в виде небольших метеоритов были найдены несколькими днями позже. Большое количество инструментальных видео- и фотофиксаций доступно на электронных ресурсах.

Анализ инструментальных сейсмологических данных

15.02.2013 г. в 09^h20^m по местному времени новость о метеорите прозвучала в прямом эфире радиопередачи. Сотрудниками лаборатории природной и техногенной сейсмичности (ПТС) Горного института (ГИ) УрО РАН в течение 15 мин была выполнена предварительная оценка координат эпицентра и магнитуды, информация была передана в Службу срочных донесений ГС РАН (г. Обнинск).

Сетью региональных станций (PR1R, PR3R, PR4R, ARU, АВКАR, ККО) (рис. 2), а также сейсмическими станциями других агентств (таблица) зафиксирован сейсмический эффект от ударной волны в эпицентре 15 февраля 2013 г. в 03^h20^m32^s, сопоставимый с эффектом от землетрясения с $ML=3.2$ (по оценке ГИ УрО РАН). Были определены первичные координаты эпицентра взрыва.

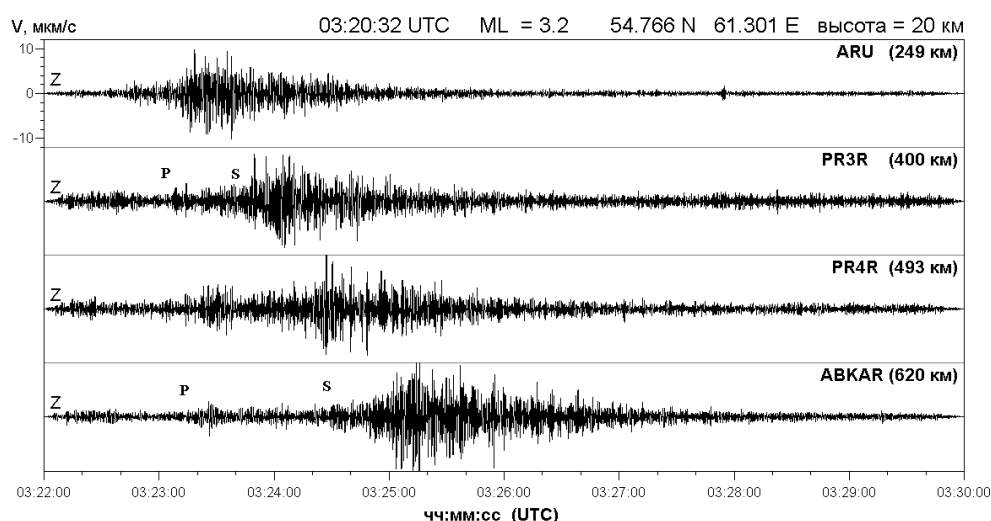


Рис. 2. Сейсмограммы взрыва метеорита, упавшего 15 февраля 2013 г. в районе г. Еманжелинск в Челябинской области

Таблица. Разные решения параметров взрыва челябинского метеорита 15 февраля 2013 г.

Агентство	t_0 , ч мин с	Координаты гипоцентра			Магнитуда
		φ , °N	λ , °E	h , км	
PERM	03:20:32	54.766	61.301	-20 f	$ML=3.2$
NEIC	03:20:26	55.150	61.410	0 f	$MN=4.2$
KNDC	03:21:59	54.7222	61.5721	4 f	$m_b=3.5, MPV=3.1$

Примечание. PERM – ГИ УрО РАН, г. Пермь; NEIC – National Earthquake Information Center, США [14]; KNDC – Казахстанский национальный центр данных [15].

Челябинский метеорит был широко зарегистрирован и в планетарном масштабе. Имеются сейсмограммы более чем с 70 цифровых широкополосных станций, расположенных на расстояниях до 4000 км в широком азимутальном створе. На телесеismicких расстояниях идентификация сигнала от метеорита затруднена из-за наложения волновых форм от тектонического землетрясения на островах Тонга в 03^h02^m03^s с $M_w=5.7$ [16].

В течение часа были привлечены дополнительные данные, уточнен эпицентр и энергетические оценки. Уточнение местоположения сделано после привлечения данных видеокамер г. Челябинска, на которых по временной задержке между вспышкой и ударной волной можно рассчитать расстояние (41 км от привокзальной площади), и данных сейсмической сети Коркинского разреза (азимут – 195–220°, расстояние – 20 км), любезно предоставленных ОАО «ВНИМИ» (рис. 3). По углу выхода звуковой волны в Коркино (45°) установлены координаты (54.766°N и 61.301°E) и высота взрыва (~20 км).

Падение челябинского метеорита является уникальным событием. С помощью сейсмологических данных Уральской сети, а также локальной сети Коркинского разреза были оперативно установлены основные параметры взрыва. В дальнейшем планируется произвести сравнительный анализ задокументированных исторических взрывов метеоритов, произошедших в XIX в., и взрыва челябинского метеорита.

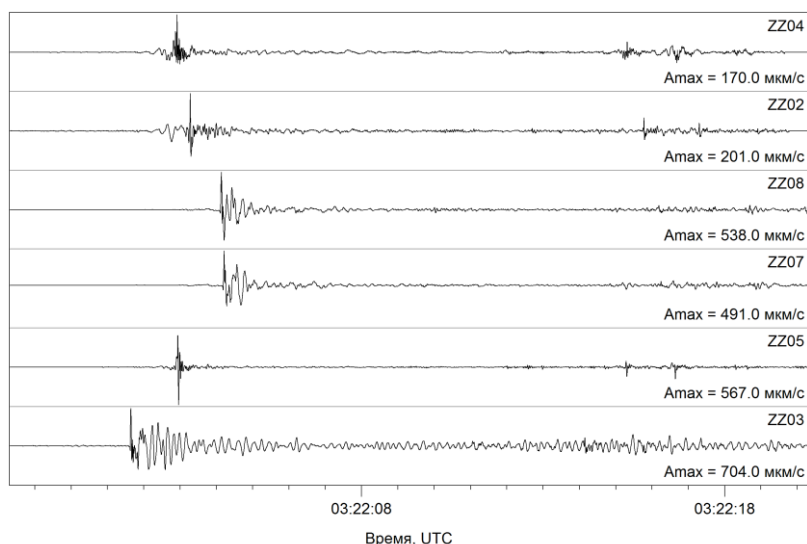


Рис. 3. Сейсмограммы взрыва метеорита в районе г. Коркино Челябинской области по данным локальной сейсмической сети Коркинского разреза

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Вейс-Ксенофонтова З.Г., Попов В.В.** К вопросу о сейсмической характеристике Урала // Труды Сейсмологического института АН СССР. – № 104. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1940. – 12 с.
2. **Мушкетов И., Орлов А.** Каталог землетрясений Российской Империи. – С.-П.: Типография императорской АН, 1893. – 580 с.
3. **Никонов А.А.** Нетектонические землетрясения Восточно-Европейской платформы // Природа. – № 10. – 1995. – С. 26–37.
4. **Попова О.П., Шувалов В.В., Рыбнов Ю.С., Харламов В.А., Глазачев Д.О., Емельяненко В.В., Карташова А.П., Дженнискенс П.** Параметры челябинского метеорита: анализ данных // Динамические процессы в геосферах. Сборник научных трудов ИДГ РАН. – Вып. 4. – М.: ГЕОС, 2013. – С. 10–21.
5. **Кашубин С.Н., Дружинин В.С., Гуляев А.Н., Кусонский О.А.** Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. – Екатеринбург: УрО РАН, 2001. – 124 с.
6. **Heimann S., Gonzalez A., Wang R., Cesca S., Dahm T.** Seismic characterization of the Chelyabinsk Meteor's terminal explosion // Seismol. Res. Lett. – 2013. – V. 84, N 6. – P. 1021–1025.
7. **В трех районах Челябинской области введен режим ЧС** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.rg.ru/2013/02/15/reg-urfo/vlasti-anons.html>.
8. **ГУ МЧС России по Челябинской области** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.74.mchs.gov.ru>.
9. **Землетрясения, зарегистрированные на территории Урала до 2000 г.** // Сейсмологический мониторинг территории Западного Урала. Горный институт УрО РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://pts.mi-perm.ru/region/history.htm>.
10. **Казахстанский национальный центр данных** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.kndc.kz>.
11. **На Урале выпал метеоритный дождь** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://lenta.ru/articles/2013/02/15/meteorit/>.
12. **Бобчинский С.** Мощность взрыва над Челябинском завысила в разы [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.utro.ru/articles/2013/02/20/1102314.shtml>.
13. **Экспертная рабочая группа по космическим угрозам** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.inasan.rssi.ru/rus/asteroid_hazard/news.html.
14. **Orbit of the Russian Meteor** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.webcitation.org/6FArcjJxQ>.
15. **Russia Meteor Not Linked to Asteroid Flyby** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.nasa.gov/mission_pages/asteroids/news/asteroid20130215.html#.U42TKjfcIX8.
16. **National Earthquake Information Center** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic>.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ ПО УТОЧНЕНИЮ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Ю.А. Виноградов, В.Э. Асминг
Кольский филиал ГС РАН, г. Апатиты

Аннотация. Приводится описание работ по подбору скоростных моделей активной сейсмической зоны – Хибинского массива. Для построения скоростных моделей применялась специально разработанная компьютерная программа «СейсмоКонфигуратор». По результатам эксперимента выработана предварительная трехмерная скоростная модель Хибинского массива и окружающей территории, достоверно объясняющая наблюдаемые аномалии скоростей пробега волн.

Abstract. A work on fitting of velocity model for active seismic zone (Khibiny massif) is described in the article. Specially designed computer software "Seysmo-konfigurator" was applied for this. A three-dimensional velocity model of the Khibiny Massif and the surrounding area that reliably explains the observed data was developed.

Введение

В 2013 г. Кольским филиалом Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) проводились работы, направленные на разработку эффективных методов мониторинга сейсмической активности Хибинского массива – одной из сеймотектонических зон Балтийского щита, в которой ведется активная добыча апатито-нефелиновых руд. В настоящее время мониторинг проводится системами сейсмостанций ОАО «Апатит» и сейсмостанциями КФ ГС РАН. В 2010 г. эти сети были объединены, вступила в эксплуатацию объединенная система контроля состояния массива (ОСКСМ) [1]. ОСКСМ позволяет проводить наблюдения, оценивать геодинамическую обстановку в Хибинском массиве в режиме, близком к реальному времени.

Опыт эксплуатации системы показал, что точность локации сейсмических событий в 50-километровой зоне производственной деятельности ОАО «Апатит» существенно ниже, чем в зоне подземных рудников, контролируемых системой сейсмических станций ОАО «Апатит», где высокая точность достигается за счет расстановки десятков пунктов сейсмического наблюдения на ограниченном пространстве – в пределах Кировского и Расвумчоррского рудников. В то же время для мониторинга оставшейся зоны используются три сейсмические станции КФ ГС РАН. Малое количество станций наблюдений по периметру зоны контроля приводит к неоднозначности определения глубины сейсмического события. Кроме того, дополнительную погрешность вносит и то, что для локации используются однородные скоростные модели, в то время как Хибинский массив представляет собой сложно устроенную трехмерную среду.

Повышение точности локации возможно двумя способами – увеличением количества станций наблюдения и уточнением используемой скоростной модели с переходом к технологиям сейсмической локации по трехмерной модели. В то же время обеспечение максимальной точности локации путем насыщения района мониторинга сейсмическими станциями на всей контролируемой территории экономически нецелесообразно и трудноосуществимо по техническим причинам. Таким образом, актуальной становится задача выбора оптимальной схемы расположения сейсмических станций исходя из конкретных задач по обеспечению необходимой детальности наблюдений в заданных районах зоны контроля, а также с учетом реальных мест их расположения исходя из технических возможностей установки, подключения и последующего обслуживания.

Описание работ

Для проведения измерений сейсмических сигналов с целью уточнения скоростной модели Хибинского массива и прилегающих территорий использовались две постоянные (APZ9, AP0) и шесть временных (SHU, AN2, AN3, CGM, RIZ, KLP) станций КФ ГС РАН, сейсмическая сеть ОАО «Апатит», а также одна постоянная станция международной сети наблюдения (LVZ), принадлежащая Консорциуму IRIS.

Дополнительно использовалась одна временная мобильная сейсмостанция для регистрации точного времени инициации промышленных взрывов, которая устанавливалась максимально близко к месту подрыва. В тексте ей соответствуют коды KOAS, NJOR, POL и PO2. Координаты станций приведены в табл. 1, а схема их расположения и места проведения взрывов – на рисунке.

Также использовались данные сейсмических сетей Расвумчоррского и Кировского рудников.

Таблица 1. Используемые сейсмостанции

Код	Тип	φ, °N	λ, °E	Название
APA	Постоянная	67.5690	33.4050	Апатиты
AP0	Постоянная	67.60615	32.992285	Апатитский ARRAY
LVZ	Постоянная	67.8979	34.6514	Ловозеро
KLP	Временная	67.80235	33.60211	Куэльпорр
RIZ	Временная	67.87070	33.10704	Риж-Губа
CGM	Временная	67.66040	33.72658	ЦГМ
AN3	Временная	67.54462	33.72796	АНОФ-3
AN2	Временная	67.619	33.371	АНОФ-2
SHU	Временная	67.63410	33.20055	Щучье
POL	Временная	67.6341	34.1661	Полевая-1
PO2	Временная	67.62407	33.87842	Полевая-2
KOAS	Временная	67.64117	34.04572	Коашва
NJOR	Временная	67.65926	34.12699	Ньоркпахк

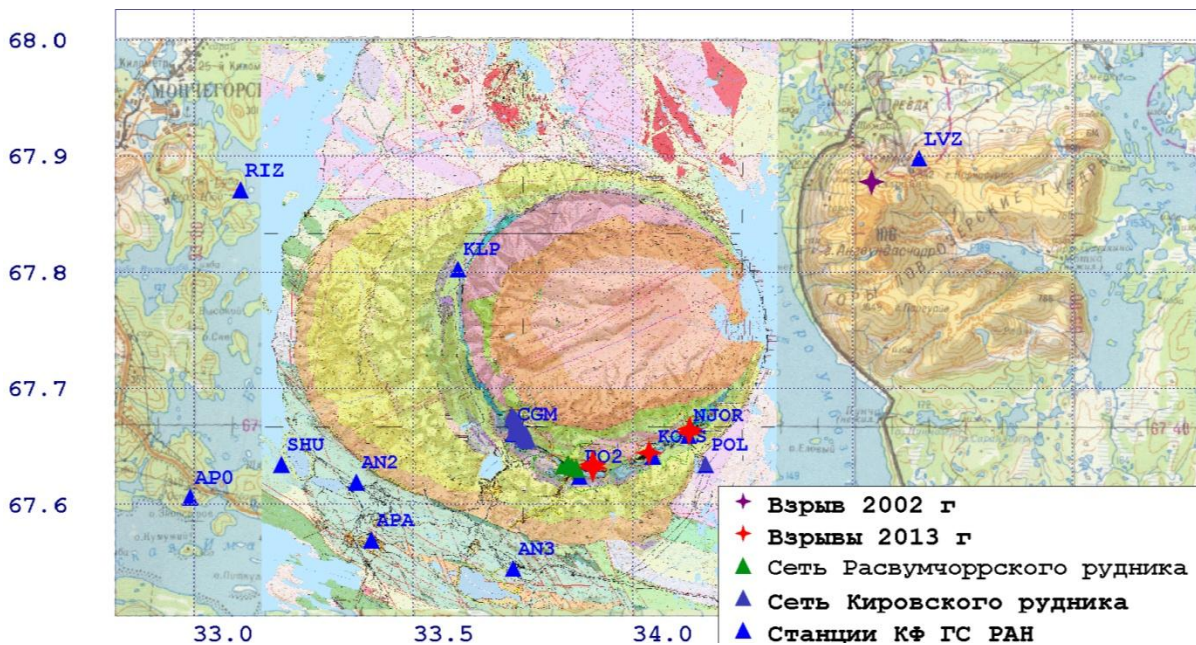


Рис. Карта расположения взрывов и сейсмостанций

Были зарегистрированы промышленные взрывы на рудниках «Центральный» и «Восточный» (карьеры «Коашва» и «Ньоркпахк»). Дополнительно были использованы данные калибровочного взрыва в Ловозерском массиве, проведенного 10 сентября 2002 г. [2]. Результаты его регистрации были аккуратно переобработаны.

Для каждого взрыва по одной или нескольким ближайшим станциям оценивалось время в очаге, рассчитывались кажущиеся скорости пробега P -волн от источника до станций. Для расчета скоростей использовались только те станции, на которых были четко видны первые вступления волн. Если время в очаге или время вступления не удавалось рассчитать точно, оценивался интервал, в который попадали кажущиеся скорости.

Понятно, что информации о временах пробега сейсмических волн по нескольким десяткам путей, соединяющим сейсмостанции и источники взрывов, недостаточно для того, чтобы детальным образом определить структуру столь сложного образования, как Хибинский массив. Поэтому при построении скоростной модели пришлось опираться не только на времена пробега, но и на прочую информацию о структуре Хибинского массива – о его геологическом строении, объемной структуре, плотностных свойствах пород и т.п. Такая информация представлена, в частности, в [3–5].

Скоростной моделью мы считаем структуру, состоящую из объемных (или плоских, если подбирается двухмерная модель) тел с заданными в них скоростями сейсмических волн, привязанную географически к рассматриваемому участку местности. Скоростная модель принимается соответствующей наблюдениям, если рассчитанные по ней кажущиеся скорости по путям от источников взрывов до сейсмостанций окажутся в пределах заданной погрешности. Скоростных моделей, соответствующих наблюдениям, может получиться много. Мы выбираем такую из них, которая, во-первых, соответствовала бы имеющимся представлениям о структуре Хибинского массива и окружающих территорий и, во-вторых, была бы максимально проста (содержала бы минимальное количество элементов, необходимых для достижения согласия между модельными и экспериментальными значениями скоростей).

Основным инструментом подбора скоростных моделей в данной работе явилась программа «СейсмоКонфигуратор» – специально разработанная компьютерная программа, которая позволяет создавать трехмерные модели сейсмических сред, лоцировать в них сейсмические события, оценивать ошибки локации, а также рассчитывать кажущиеся скорости пробега сейсмических волн от источников до станций. С ее помощью можно, задав координаты источника, протрассировать сейсмическую волну в приемники. Задавая координаты взрывов, мы рассчитывали модельные кажущиеся скорости сейсмических волн и подбирали модель, согласующуюся с экспериментом.

В качестве первой, исходной, модели была принята плоская (без глубины) модель. В Хибинском массиве наиболее низкие скорости – в месторождениях апатито-нефелиновых руд, средние значения которых хорошо известны благодаря работам, выполненным при калибровке сейсмостетей ОАО «Апатит». Среднее значение скорости P -волны здесь 5.74 км/с . В применяемой модели Хибинский массив задавался контуром, скорость в котором 6 км/с , а в зонах месторождений – 5.7 км/с . Окружающая среда – более быстрая, скорость в ней 6.5 км/с . Данная модель была описана на языке входных данных программы «СейсмоКонфигуратор» и введена в программу. Затем задавались точки, соответствующие взрывам, считались модельные кажущиеся скорости для путей от взрывов до станций и сравнивались со скоростями, полученными экспериментально.

Для взрывов на Кировском руднике были получены значения 6.117 км/с для станции АРА и 6.233 км/с – для станции АР0. Это очень близко к значениям, полученным в 2010 г.: 6.118 и 6.202 км/с соответственно. Для взрывов на руднике «Центральный» результаты моделирования и эксперимента также близки. Для взрывов на карьере «Кашва» модель дает хорошее совпадение скоростей для станций LVZ и RIZ, а также для станций в Хибинах. Однако модельные скорости для станций АРА и АР0 оказались несколько занижены. Такую же, и даже более утрированную картину наблюдаем для взрывов на карьере «Ньюоркпахк». Модельные скорости для станций АРА, АР0 и LVZ сильно занижены, по сравнению с экспериментальными. Для калибровочного взрыва в Ловозерском массиве модель дает близкие к экспериментальным значения скорости.

Таким образом, плоская модель адекватно работает везде, за исключением района Восточного рудника (карьеры «Ньюкпахк» и «Коашва»). Приходится предположить, что волны, идущие из этого района в направлении станций в Апатитах, проходят некий более скоростной участок, который должен быть приближен уже полностью трехмерной моделью.

Для того чтобы увеличить модельные скорости, необходимо подложить некую более скоростную структуру в этот район ниже основной части. Сделать это можно большим количеством разных способов. Для достижения достоверного результата необходимо изучение литературных источников. Некоторый намек можно найти в работе А.А. Арзамасцева и др. [4]: «Восточный контакт массива... субвертикален до глубин 3–4 км с тенденцией к резкому выполаживанию на глубине 4–5 км».

Мы попытались смоделировать такое выполаживание, задавая фрагмент Хибинского массива в виде объемного тела, состоящего из двух связанных контуров – большего сверху и меньшего – снизу (на глубине 2.5 км). Аналогично были заданы и рудные тела. Сравнение экспериментальных и полученных в результате моделирования скоростей *P*-волны для различных путей следования приведено в табл. 2.

Таблица 2. Сравнение экспериментальных и полученных в результате моделирования скоростей *P*-волны для взрывов из различных рудников

Станция	Диапазон экспериментальных значений (км/с)	Модельное значение для плоской модели (км/с)	Модельное значение для трехмерной модели (км/с)
Взрыв на руднике «Центральный»			
SHU	6.03–6.13	6.06	6.09
AP0	6.12–6.20	6.19	6.24
APA	6.1–6.16	6.11	6.15
LVZ	6.03–6.13	6.05	6.11
CGM	5.75	5.8	5.75
Взрыв на руднике «Коашва»			
APA	6.18–6.36	6.07	6.22
AP0	6.17–6.20	6.16	6.24
Взрыв на руднике «Ньюкпахк»			
APA	6.23–6.52	6.13	6.24
AP0	6.16–6.38	6.13	6.2
LVZ	6.16–6.42	6.06	6.14
Взрыв в Ловозерском массиве			
APA	6.00–6.06	6.07	6.07
AP0	6.1–6.15	6.12	6.12

Таким образом, даже простая трехмерная модель дает намного лучшие совпадения скоростей от взрывов в карьерах Восточного рудника («Ньюкпахк» и «Коашва»), чем двухмерная модель, и незначительно изменяет остальные скорости.

Выводы

По результатам эксперимента подобрана предварительная трехмерная скоростная модель Хибинского массива и окружающей территории, объясняющая наблюдаемые аномалии скоростей пробега волн. Полученная модель пока является очень упрощенной и нуждается в уточнении, главным образом в подборе более точных границ объемных тел и уточнении скоростей волн в них. Для выработки более точной модели необходимо провести детализационные работы, связанные с анализом всей имеющейся информации о геологической и геофизической структуре Хибинского массива.

Показано, что разработанная программа «СейсмоКонфигуратор» позволяет подбирать как плоские, так и трехмерные скоростные модели среды, проводить математическое моделирование конфигурации сейсмических станций и ошибок локации сейсмических событий. С помощью данного программного обеспечения можно теоретически определить, насколько необходим в той или иной конфигурации станций учет выработанных объемов пород, какова необходимая детализация скоростной модели, какова минимально достижимая ошибка локации, в том числе по глубинам событий. Также разработанное ПО поможет рассчитать оптимальную схему расстановки сейсмических датчиков внутри горных выработок и за их пределами для достижения требуемых параметров по точности локации и чувствительности сети наблюдения с учетом прогнозных изменений конфигурации горных выработок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Аккуратов М.В., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А., Корчак П.А.** Объединенная система контроля состояния Хибинского горного массива на базе сетей сейсмических станций Кольского филиала ГС РАН и ОАО «Апатит» // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск, ГС РАН, 2011. – С. 7–10.
2. **Kremenetskaya E., Asming V., Baranov S., Vinogradov Yu.** Seismic profiling and calibration of seismic travel-time models for Barents region // Geophys. Res. Abstr. – 2004. – V. 6, N 00881.
3. **Arzamastsev A.A., Glaznev V.N., Raevsky A.B., Arzamastseva L.V.** Morphology and internal structure of the Kola Alkaline intrusions, NE Fennoscandian Shield: 3D density modeling and geological implications // J. Asian Earth Sci. – 2000. – N 18. – P. 213-228.
4. **Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б.** Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского комплексов. Кольский полуостров: петролого-геофизическая модель // Петрология. – 1998. – Т. 6, № 5. – С. 478-496.
5. **Жирова А.М.** Изученность Хибинского массива геофизическими методами // Труды VI Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской сессии. – Апатиты: Изд-во ООО К&М, 2009. – С. 213–216.

ОСОБЕННОСТИ ЗАПИСЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ИЗ КАТАЛОГА АРМЕНИИ ЗА 2008 Г. ПО СТАНЦИИ «ГАРНИ»

И.П. Габсатарова

Геофизическая служба РАН, г. Обнинск

Аннотация. Представлены результаты различия волновой и спектральной картины по записям «Гарни» для некоторых сейсмических событий, отнесенных предположительно к техногенным явлениям, и тектонических землетрясений в трех зонах сейсмического мониторинга Армянской сейсмической сети.

Abstract. The results of the spectral differences and wave pattern on records of "Garni" seismic station for some seismic events, supposedly related to man-made phenomena and tectonic earthquakes in three areas of seismic monitoring of an Armenian seismic network are presented.

Проблема очищения каталогов природных явлений от событий, имеющих техногенную природу, весьма актуальна во многих сейсмоактивных регионах. При анализе каталога землетрясений Республики Армения за 2008 г. в период подготовки обзорной статьи по сейсмичности Армении в 2008 г. для ежегодника «Землетрясения Северной Евразии» в редколлегии было высказано предположение, что в нескольких зонах, возможно, регистрируется техногенная сейсмичность [1]. В основу анализа в [1] были положены временной и пространственный факторы распределения событий. Выделенные районы с предположительно техногенной сейсмичностью показаны на рис. 1.



Рис. 1. Положение сейсмической станции «Гарни» и районов с предположительно техногенной сейсмичностью.

Звездочкой показано самое сильное землетрясение 02.09.2008 г. в 20^h00^m с $M_S=4.3$

В дополнение к проведенным в [1] исследованиям для ряда событий рассмотрены цифровые записи станции «Гарни» (GNI), входящей в Глобальную сеть сейсмических наблюдений IRIS, с целью возможного нахождения признаков на записях, которые могут быть дополнительно использованы для распознавания природы сейсмических событий из каталога [2]. Ориентировочные значения удаленности станции «Гарни» составили: для района I – 140 км; II – 160–180 км; III – в среднем 230 км.

Для исследования были использованы архивы Глобальной сети IRIS, поступающие в информационно-обрабатывающий центр ГС РАН из NEIC (Геологическая служба США). Использовалась методика, применяемая для распознавания взрывов и землетрясений на Северном Кавказе [3].

Результаты анализа записей станции «Гарни»

В каждом районе с предположительно техногенной сейсмичностью [1] было выбрано по 10–15 событий с наибольшими значениями энергетических классов. Для просмотра и анализа использовались программы WSG [4] и Geotool [5]. Качественный анализ записей станции «Гарни» для этих сейсмических событий показал, что на расстояниях 130–230 км «Гарни» далеко не всегда отчетливо регистрирует слабые события с $K=6\div 8$, т.е. сигналы сейсмических фаз регистрируются с низким отношением сигнал/шум (≤ 3), слабо увеличивающимся при фильтрации. Это, конечно, затрудняло опробование способов распознавания. Однако несколько событий в каждой из выборок были пригодны для анализа и выявления особенностей волновых форм, а также построения спектрограмм. По ним и проведено настоящее исследование.

Установлено, что на записях предположительно взрывов из всех районов I–III (рис. 1) преобладают колебания с относительно низкочастотным составом, как правило, с максимумом энергии в полосе 1–2 Гц, особенно это характерно для районов I и II. Более высокие частоты регистрируются только в самом начале *P*-волны (район II). Записи землетрясений в ближайших к ним районах имеют более широкий частотный состав, который выдержан по частотам как в *P*, так и в *S*-волнах (рис. 2 б).

Так, в районе I – приграничная территория Грузии (вблизи Казрети) – на записях событий «возможно взрыв» при имеющихся различиях, которые могут быть объяснены механизмом взрывания, отмечаются и похожие черты, которые особенно проявляются в частотном составе, более длительной по времени записи и часто – в отсутствии четких вступлений вторичных сейсмических фаз (рис. 2 а, 3).

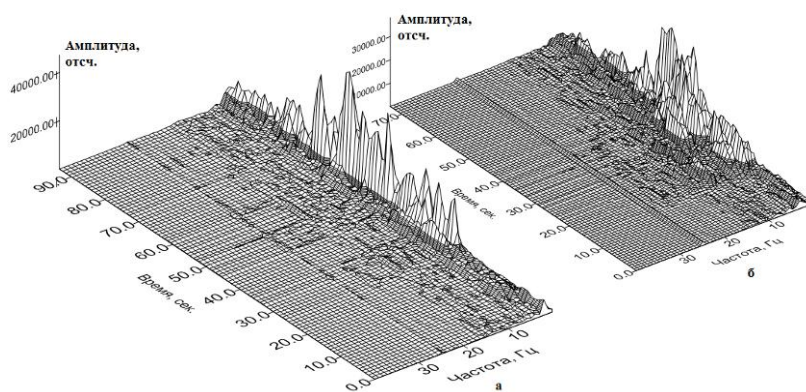


Рис. 2. 3D-спектрограммы события «возможно взрыв» 27 марта 2008 г. в $10^{\text{h}}25^{\text{m}}$ с $K=8.3$ (а) и землетрясения 9 июля 2008 г. в $03^{\text{h}}20^{\text{m}}$ с $K=7.6$ (б)

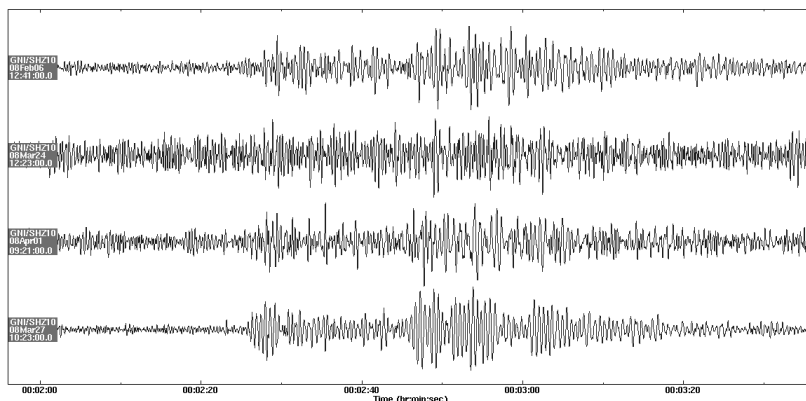


Рис. 3. Фрагменты записей *Z*-компоненты четырех сейсмических событий «возможно взрыв». Записи, отфильтрованные в полосе частот 1–5 Гц, сверху вниз:
– 06.02.2008 г. в $12^{\text{h}}43^{\text{m}}$ с $K=7.6$;
– 24.03.2008 г. в $12^{\text{h}}25^{\text{m}}$ с $K=7.4$;
– 01.04.2008 г. в $09^{\text{h}}23^{\text{m}}$ с $K=7.4$;
– 27.03.2008 г. в $10^{\text{h}}25^{\text{m}}$ с $K=8.3$

Землетрясения, напротив, имеют более четко выраженные вступления, цуги сейсмических фаз и более широкую частотную полосу в спектре (рис. 2 б).

В районе II – юг Армении – различия в спектральном составе записей землетрясений и «возможно взрыв» также хорошо заметны. Записи землетрясений, зарегистрированных вблизи района II во временной и спектральной области, выглядят иначе,

чем события «возможно взрыв» (рис. 4 и 5). У землетрясений амплитуды S -волн на всех компонентах преобладают над амплитудами P -волн (рис. 4 и 5). У событий «возможно взрыв» S -волна на всех компонентах проявляется только на частотах 1–4 Гц, в высокочастотной области (5–15 Гц) колебания в группе S -волн практически на уровне шумов. Спектральные отношения P/S в этой полосе будут значительно выше 1.0, а на вертикальной компоненте могут достигать 2.5 (рис. 6 б). А вот у землетрясений, наоборот, спектральная амплитуда S -волн выше, чем P -волн в интервале частот от 1–12 Гц и практически равна в интервале 13–20 Гц, т.е. спектральные отношения P/S в этой полосе будут ниже 1.0 (рис. 6 а).

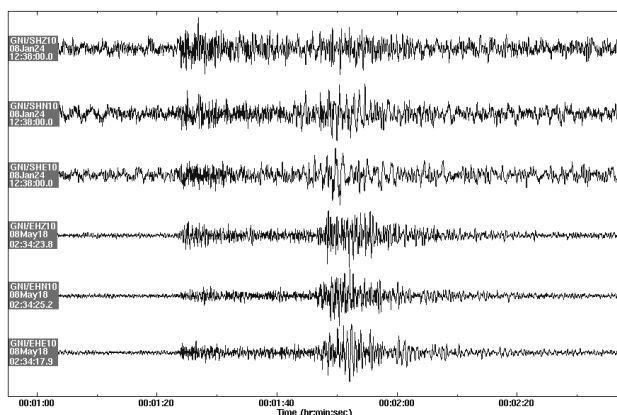


Рис. 4. Трехкомпонентные записи двух событий: три верхних – «возможно взрыв» 24 января, три нижних – землетрясение 18 мая (нефильтрованные записи)

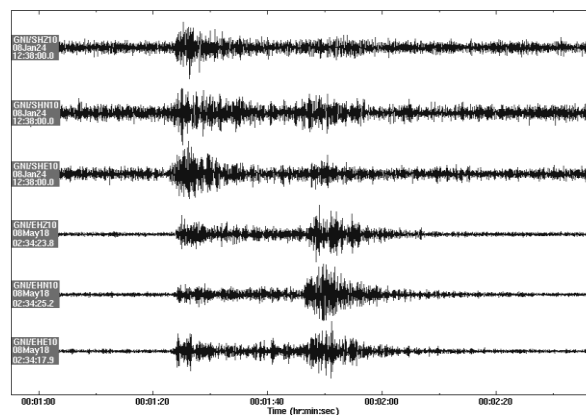


Рис. 5. Трехкомпонентные записи двух событий: три верхних – «возможно взрыв», три нижних – землетрясение. Записи отфильтрованы в полосе 5–15 Гц

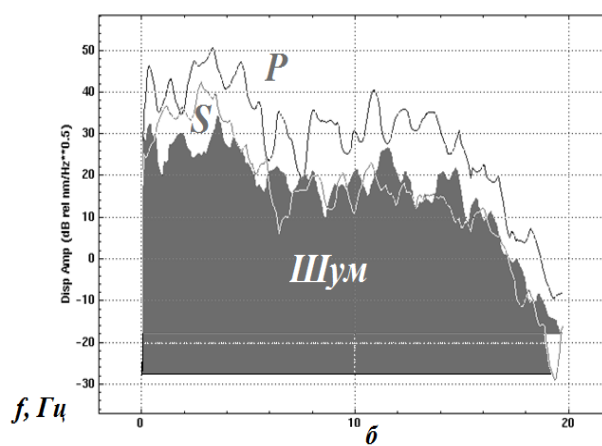
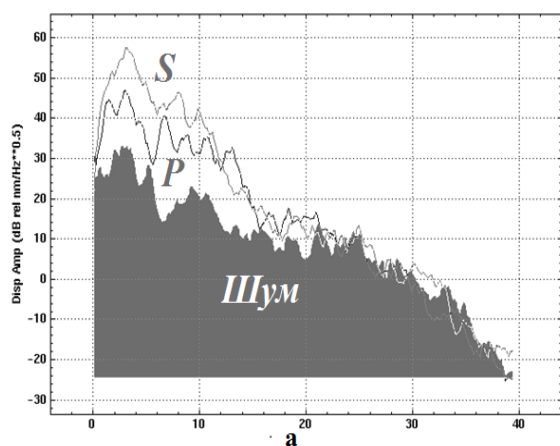


Рис. 6. Спектры 8-секундных интервалов записи на вертикальной компоненте шума, P - и S -волн для землетрясения 18 мая 2008 г. в 02^h35^m с $K=8.4$ (а) и события «возможно взрыв» 24 января 2008 г. в 12^h40^m с $K=7.1$ (б)

Записи сейсмических событий типа «возможно взрыв» в приграничной области с Ираном на первый взгляд похожи на записи землетрясений – регистрируются основные для расстояний примерно 230 км сейсмические фазы, которые более отчетливо видны при фильтровании записи в полосе 1–5 Гц (рис. 7).

Однако после анализа спектров этих событий и сопоставления спектров P - и S -волн сомнений в их различной природе с землетрясениями почти не остается – они так же, как и в двух других районах, значительно различаются по частотному составу (рис. 8). Колебания в группе S -волн имеют низкочастотный спектр (1–5 Гц) (рис. 8 а), спектр P -волны более насыщен высокими частотами, а это значит, что спектральное отношение P/S будет больше 1.0.

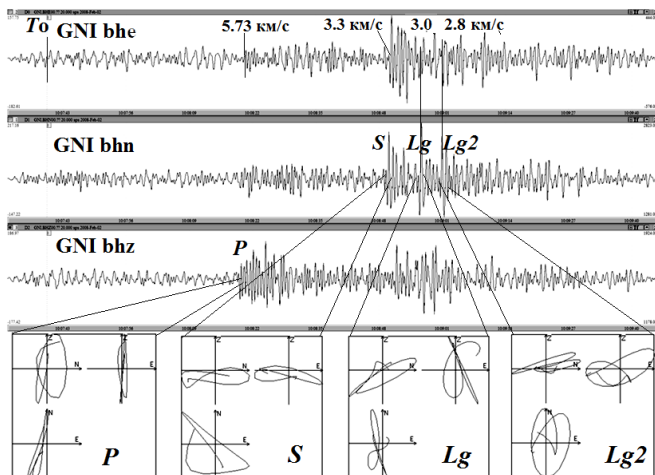


Рис. 7. Трехкомпонентная запись сейсмического события «возможно взрыв» 2 февраля 2008 г. в 10^h07^m с $K=7.9$, отфильтрованная в полосе 1–5 Гц (на верхней сейсмограмме показаны значения групповых скоростей) и диаграммы движения частиц в первых цугах сейсмических фаз

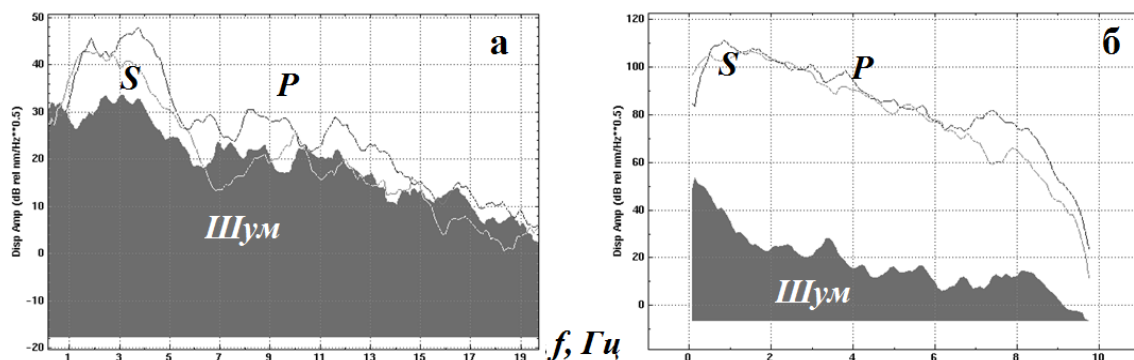


Рис. 8. Спектры 8-секундных интервалов записи на Z-компоненте шума, P- и S-волн: а – события «возможно взрыв» 2 февраля 2008 г. в 10^h07^m с $K=7.9$; б – землетрясения 2 сентября 2008 г. в 20^h00^m с $K=12.8$

В спектрах P- и S-волн землетрясений наблюдается примерная идентичность по частотам и амплитудам в широкой полосе частот (рис. 8 б), что хорошо видно на спектрограмме основного толчка сильного землетрясения 2 сентября 2008 г. в 20^h00^m с $K=12.8$ и его ближайших по времени афтершоков (рис. 9), эпицентры которых находились несколько западнее, также в приграничной иранской территории (рис. 1). Однако при переходе на более широкую полосу частот (канал ЕНЗ) различия становятся не столь явными.

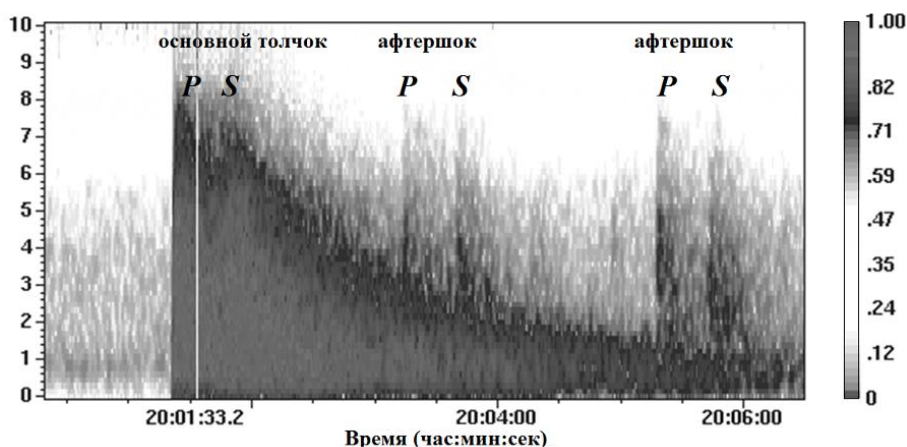


Рис. 9. Спектрограмма, построенная по фрагментам 1-секундных интервалов записи на Z-компоненте шума, P- и S-волн: а – события «возможно взрыв» 2 февраля 2008 г. в 10^h07^m с $K=7.9$; б – землетрясения 2 сентября 2008 г. в 20^h00^m с $K=12.8$

Выводы и рассуждения

Проведенные исследования особенностей волновой картины и спектров сейсмических событий предположительно различной природы на основе записей станции «Гарни» (GNI), расположенной на эпицентральных расстояниях 130–230 км, показали, что существуют спектральные особенности записей для событий различной природы. Особенно это проявляется на расстояниях 130–180 км от станции. На большем удалении (иранские события) различия не столь явные, возможно, за счет большого влияния неоднородностей среды на трассе очаг–станция.

Различия могут быть объяснены физическими условиями формирования сил в очагах этих событий: в случае землетрясения разрыв возникает под действием упругих сдвиговых напряжений и сформированные поперечные волны несут в себе большую энергию, в случае взрывного точечного источника типа расширения генерируются в основном продольные волны.

Однако в реальной слоистой среде, имеющей неоднородности, наблюдаемое сейсмическое волновое поле, регистрируемое после взрыва, может также осложняться процессом высвобождения напряжений, накопленных в среде. Кроме того, взрывы часто – не точечные, а групповые, распределенные по площади и короткозамедленные при взрывании. Это тоже накладывает отпечаток на волновую картину, которая формируется за счет интерференции и образования мощных каналовых и поверхностных волн, что, собственно, и наблюдается на записях отдельных событий «возможно взрыв», особенно в Казреги.

Использование критерия спектрального отношения P/S для распознавания взрывов в отдельных карьерах может быть усилено за счет выявления характерных особенностей записей, которые в различных азимутальных направлениях могут меняться. Поэтому целесообразно создавать банк портретов-записей станция–карьер, как это делается во многих региональных центрах.

Необходимо подкреплять полученные результаты сбором априорной информации о местах, времени проведения взрывов и их мощности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артёмова Е.В., Михайлова Р.С.* Возможные взрывы в каталоге землетрясений Армении за 2006–2008 г. (В наст. сб.).
2. *Саргсян Г.В. (отв. сост.), Абгарян Г.Р., Саргсян Л.С., Гонян А.А.* Каталог (оригинал) землетрясений Армении за 2008 г. ($N=1667$). – Обнинск: Фонды ГС РАН, 2013. – 36 с.
3. *Габсатарова И.П.* Исследование пространственно-временных особенностей сейсмичности на Северном Кавказе // Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. физ.-мат. наук. – М.: ИФЗ РАН, 2011. – 178 с.
4. *Красилов С.А., Коломиец М.В., Акимов А.П.* Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». – Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 77–83.
5. *Coyne J., Clark K., Lloyd S.* IDC Documentations Geotool Software User Tutorial. – 2003. – 59 p.

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В ЦЕНТРАЛЬНОМ ПРЕДКАВКАЗЬЕ

И.П. Габсатарова, Л.Н. Королецки
Геофизическая служба РАН, г. Обнинск

Аннотация. Приводятся материалы анализа современной сейсмической активности в Центральном Предкавказье. Этот район по некоторым прогнозным оценкам является потенциально опасным. Современная активизация в Центральном Предкавказье происходит в основном в пределах Невинномысской зоны ВОЗ ($M_{\max}=4.0-4.1$), однако наблюдается миграция очагов в сторону Кисловодской зоны ВОЗ ($M_{\max}=5.6-5.8$). Приводятся параметры механизмов очагов шести землетрясений.

Abstract. The materials of the analysis of the recent seismic activity in the Central Caucasus are provided. This area is potentially seismic hazards zone. Modern activation in Central Ciscaucasia occurs mainly within the areas of Nevinnomyssk PEE (possible expected earthquakes) zone ($M_{\max}=4.0-4.1$), but there is source migration towards Kislovodsk PEE zone ($M_{\max}=5.6-5.8$). The parameters of focal mechanisms for six earthquakes are presented.

Возможности современной сейсмической сети ГС РАН на Северном Кавказе по регистрации сейсмических событий широкого спектра магнитуд с $M \geq 1$ в Центральном Предкавказье позволяют детально исследовать современную активизацию в этой зоне по данным за последнее двадцатилетие.

После Рачинского 1991 г. и Барисахского 1992 г. землетрясений известны несколько попыток предвидеть ход событий в развитии сейсмической активизации на Северном Кавказе [1–5].

Возможный сценарий развития событий, согласно анализу сейсмогеодинамической ситуации и однонаправленной миграции очагов сильных землетрясений в 1966–1992 гг., предусматривал продвижение фронта волны сеймотектонической деформации и сейсмической активизации далее к северу примерно вдоль долготы 43°E . Были выделены три опасных участка в Предкавказье – Эльбрусский, Нальчикский и Кавминводский, последний по геолого-структурным данным признавался потенциально более опасным [3].

В [4] было рассмотрено несколько сценариев дальнейшего развития событий с учетом существующих пространственно-временных моделей фаз подготовки сильного землетрясения и аналогичных прецедентов в других регионах и на Кавказе. По мнению А.А. Никонова, вариантов развития сейсмического процесса может быть два: один – это вспарывание разрыва северо-западного простирания, при котором очаг может располагаться на глубине 6–15 км; другой, более опасный, и не менее возможный вариант, но, вероятно, несколько более отдаленный, – это возникновение землетрясения по зоне разлома северо-восточного простирания, при этом глубина может оказаться 20–30 км.

Такая прогнозная оценка требует повышенного внимания к сейсмичности Эльбрусско-Минераловодской области и исследования пространственно-временных особенностей проявления сейсмичности за последние 20 лет в Центральном Предкавказье по данным наблюдений региональной сети Северного Кавказа ГС РАН.

Тектоническое строение Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа

Общепринятое тектоническое районирование этой области отражает прежде всего основную субширотную зональность Кавказского складчатого сооружения. Рассматриваемый участок захватывает северную часть осевой зоны Главного хребта, Северо-Кавказский краевой массив (включающий Лабино-Малкинскую моноклинали), зону Предкавказских краевых прогибов (Восточно-Кубанского и Терско-Кумского прогиба,

а также разделяющую их Минераловодскую седловину) и южную часть Скифской плиты (Ставропольское поднятие). Указанные структуры разделены региональными зонами разрывов – Тырнаузской, Черкесской и Нагутской соответственно.

Весьма четко выражены структуры северо-западного простирания. Наиболее крупными из них являются Карачаевская, Кабардинская (Зауково-Кисловодская), Невинномысско-Нальчикская и Нагутско-Лысогорская складчато-дизъюнктивные зоны. Дизъюнктивные структуры северо-западного простирания в разрывной структуре верхних горизонтов альпийского чехла проявлены относительно слабо, однако они играют существенную роль в общей структуре Минераловодского района, находящегося в створе крупнейшей структуры – Транскавказского сдвига [6, 7].

В размещении и кинематических особенностях большей части локальных, региональных и сквозных дизъюнктивных систем рассматриваемого района отмечается четкая упорядоченность:

– структуры северо-западной и северо-восточной ориентации несут признаки право- и левосторонних деформаций;

– вдоль структур субширотного и субмеридионального простирания происходят взбросо-сдвиговые и сбросо-раздвиговые перемещения соответственно.

Историческая справка

В районе Кавказских Минеральных Вод [5], по оценкам сейсмического потенциала Кавказа по межрегиональному методу с учетом палеосейсмологических и сейсмотектонических данных, был выделен Кисловодский потенциальный очаг с $M_{\max}=6.5\div 7.8$. Наиболее сильные землетрясения в XX в. в этом очаге – 7-балльные землетрясения: Усть-Джегутинское 18 апреля 1909 г. в $10^{\text{h}}45^{\text{m}}$ с $M=4.6$, Пятигорское 4 июля 1912 г. с $M=4.7\pm 0.5$ и $I_0=VI-VII\pm 0.5$, Кисловодское 29 июня 1921 г. $11^{\text{h}}56^{\text{m}}$ с $M=5.6$ (по данным А.А. Никонова, $M=6\pm 0.3$, $I_0=VII-VIII\pm 0.5$, эпицентр – в окрестностях г. Пятигорска) и Кавминводское 28 февраля 1978 г. $22^{\text{h}}58^{\text{m}}$ с $M=4.5$. Установлено, что эпицентральные зоны и их вытянутость у перечисленных землетрясений соотносятся с зонами разломов, соответственно, северо-западного и северо-восточного простирания, которые в этих условиях естественно считать сейсмогенерирующими и потенциально опасными.

Современная сейсмичность

Эльбрусско-Минераловодский район сейсмически активен и относится к 7- и 8-балльным зонам на карте ОСР-97. В пределах района выделяются две главные сейсмоактивные зоны – Минераловодская и Чхалта-Тебердинская, разделенные Эльбрусско-Бечасынским «сейсмичным блоком» [7]. Эти сейсмоактивные зоны хорошо выделяются на карте эпицентров землетрясений за 1992–2014 гг. по данным материалов, опубликованных в ежегодниках «Землетрясения Северной Евразии» и «Землетрясения России».

В последние годы наиболее заметными в рассматриваемой зоне были землетрясения:

– Верхне-Янкульское 19 октября 1999 г. с $M=4.4$ и интенсивностью в эпицентре 6–7 баллов;

– Суворовское 22 июля 2006 г. с $M=4.1$, интенсивностью в эпицентре 5–6 баллов;

– Заветненское землетрясение 2 мая 2012 г. с $M=4.0$, интенсивностью в эпицентре 4–5 баллов вблизи с. Заветное Ставропольского края;

– Учкеекское землетрясение 15 декабря 2012 г. с $M=3.8$, ощущалось в Учкеекене – 4 балла; Кисловодске, Черкесске – 3 балла;

– землетрясение 7 марта 2014 г. с $M=3.9$, ощущалось силой 2–3 балла в Зольском районе Кабардино-Балкарской Республики (Каменномостское, Хабаз, Сармаково и Кич-Малка); в пос. Учкеек Малокарачаевского района Карачаево-Черкесской Республики, а также в городах Кавказских Минеральных Вод (Кисловодск, Ессентуки, Пятигорск, Железноводск) Ставропольского края.

На фоне карты зон ВОЗ сейсмичность Центрального Предкавказья в 1923–2014 гг. показана на рис. 1. Значительная часть эпицентров расположена вдоль Армавиرو-Невинномысского глубинного разлома (Невинномысская зона ВОЗ по данным [8]), значительно сгущаясь к Кисловодской зоне ВОЗ (северо-восточное направление). Заметны скопления эпицентров в тектонических узлах, в пересечении Бешпагирской и Нагутской, Калаузской и Нагутской, Кумской и Черкесской зон ВОЗ, но особенно – в пересечении Черкесской и Кисловодской зон ВОЗ. Карачаевская зона ВОЗ наименее сейсмичная, несмотря на присвоенный ей высокий сейсмический потенциал. Она попадает в выделяемый ранее Е.Е. Милановским по материалам наблюдений до 1984 г. Эльбруско-Бечасынский асейсмичный блок [7].

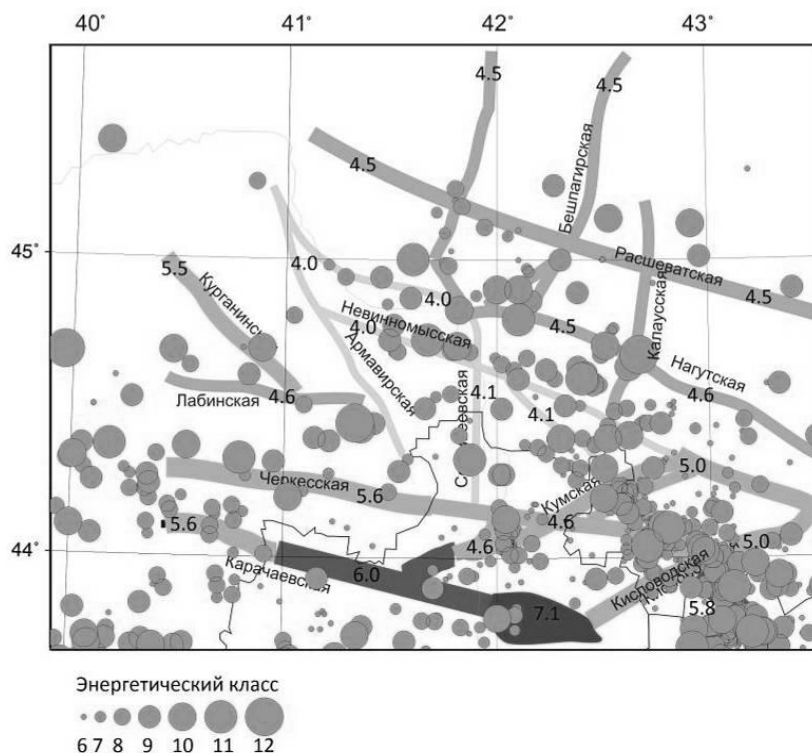


Рис. 1. Сейсмичность Кавминводского участка в 1923–2014 гг. на фоне выделенных зон ВОЗ [8]

Особо нужно остановиться на оценках глубин эпицентров, определяемых в ИОЦ ГС РАН. Глубины землетрясений в 2003–2012 гг. показаны на профиле (рис. 2). Сечение выполнено вдоль Армавиرو-Ессентукского разлома от Ставропольского свода на севере через весь Минераловодский выступ. Несмотря на некоторую рассеянность гипоцентров, что может быть объяснено погрешностями вычисления, которые в этом районе достигают 5–7 км, отчетливо видно, что в северной части профиля фиксируются очаги с малыми глубинами, не превышающими 10 км, а в юго-восточной зоне очаги заглубляются до 20–25 км. Значительная их часть лежит в интервале 10–20 км. По данным Е.Е. Милановского [7], в Минераловодской сейсмоактивной зоне преобладают глубины 13–17 км, что хорошо согласуется с нашими данными.

Сводное макросейсмическое поле и механизмы очагов

Изосейсты названных наиболее сильных землетрясений, а также изосейсты сильнейшего в Минераловодской зоне 7–8-балльного землетрясения 28 февраля 1978 г., по данным Э.А. Казина [8], сведены нами в единое макросейсмическое поле, которое также показывает, что выделяются два квазиперпендикулярных направления, по которым вытянуты эллипсы изосейст: северо-западного направления – вдоль Армавино-Невинномысского глубинного разлома (Невинномысская зона ВОЗ) и северо-восточного направления, согласующегося с Транскавказским поперечным поднятием – вдоль Кисловодской зоны ВОЗ [9].

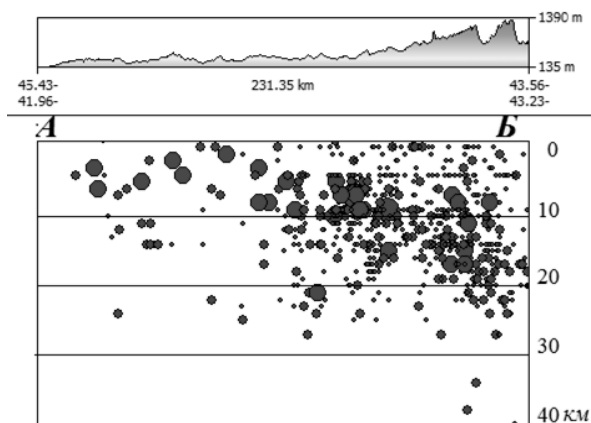
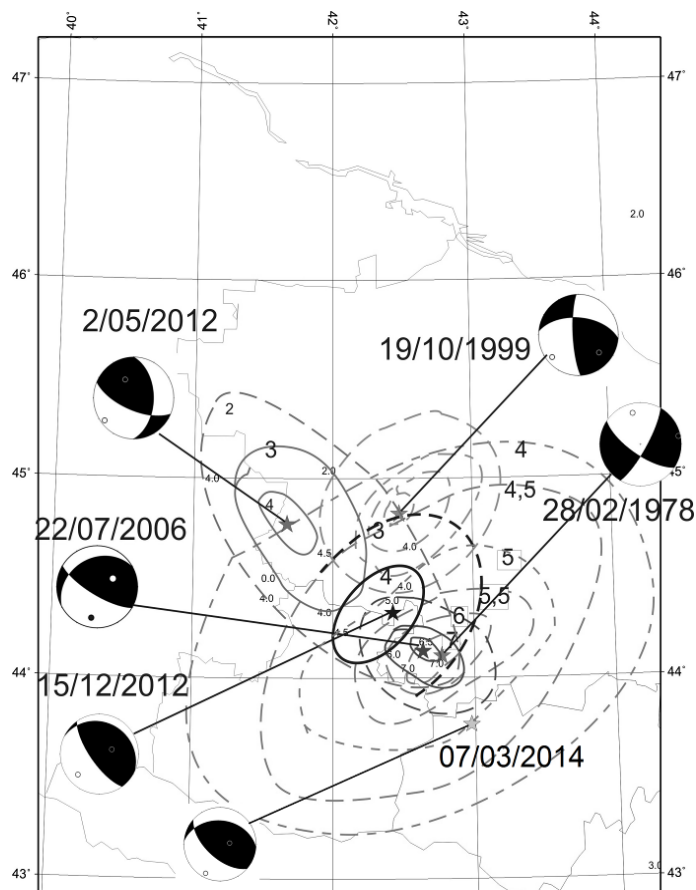


Рис. 2. Вертикальный профиль распределения гипоцентров землетрясений района Кавказских Минеральных Вод в направлении с северо-запада на юго-восток

Механизмы очагов шести землетрясений, построенные в ГС РАН по знакам первого движения в *P*-волне, находятся в хорошем согласии с данными Е.Е. Милановского [7], детально исследовавшего новейшую геодинамику Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа. Суворовское 2006 г., Заветненское 2012 г., Учкеевское 15 декабря 2012 г. и Кичмалкинское 7 марта 2014 г. землетрясения представлены взбросо-сдвигами, для которых одна из нодальных плоскостей ориентирована субвертикально, простирается ее согласуется с Армави́ро-Невинномы́ским разломом, тектонодинамическая ось сжатия субгоризонтальна и направлена с юго-запада ($A_2=200-230^\circ$). Эти четыре землетрясения относятся к первому типу, выделяемому Е.Е. Милановским. Механизм



разрушительного Кисловодского землетрясения 1978 г. относится ко второму типу, для которого ось сжатия субмеридиональна, а растяжения – субширотна. Кроме того, эпицентр землетрясения 1978 г. относится к выделяемой Е.Е. Милановским с соавторами Эльбрусско-Минераловодской сбросо-сдвиговой зоне, а полученный нами по знакам первого движения в *P*-волне тип механизма также представляет собой сбросо-сдвиг (рис. 3).

Рис. 3. Макросейсмическое поле и механизмы очагов шести землетрясений района Кавказских Минеральных Вод

Выводы

Проведенное сопоставление эпицентров землетрясений Кавминводской области Центрального Предкавказья с выделенными ранее зонами ВОЗ [8] позволяет сделать вывод, что современная активизация в Центральном Предкавказье наблюдается в основном в пределах Невинномысской зоны ВОЗ ($M_{\max}=4.0-4.1$), вдоль которой происходит

разрядка геодинамических напряжений, т.е. работает сценарий северо-западного направления. В этом направлении наблюдается миграция очагов в сторону Кисловодской зоны ВОЗ ($M_{\max}=5.6-5.8$).

Координаты двух землетрясений – Кавминводского 28.02.1978 г. и Суворовского 22.07.2006 г. – близки, но изосейсты балльности, построенные по наблюдаемым данным, имеют различное направление вытянутости и различные механизмы. Это позволяет отнести их к различным структурам и зонам ВОЗ.

Глубины очагов землетрясений, определяемые по современной сети станций и методике, использующей местный скоростной разрез, находятся в хорошем согласии с представлениями геологов о возможных глубинах очагов землетрясений в этой зоне.

В зоне Эльбрусско-Бечасынского асейсмичного блока и Карачаевской ВОЗ ($M_{\max}=6.0-7.1$) продолжается затишье.

Современная сейсмичность Эльбрусско-Минераловодской зоны требует повышенного внимания при мониторинге этой зоны. Несмотря на расширение сети станций в целом на Северном Кавказе, эта зона нуждается в улучшении регистрационных возможностей за счет: возобновления наблюдений на станции «Гум-Баши» (Верхняя Мара) и открытия нового пункта ориентировочно в районе Казинка – Курсавка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Рогожин Е.А., Хованский Б.Н.** О прогнозе землетрясений на Кавказе // Вестник Российской академии наук. – 1994. – Т. 64, № 9. – С. 818–820.
2. **Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П., Шумилина Л.С.** К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли. – 2007. – № 7. – С. 31–45.
3. **Никонов А.А.** Сеймотектоническая активизация Западного Кавказа и возможность последующих землетрясений с $M \geq 6$ // ДАН. – 1993. – Т. 329, № 1. – С. 29–32.
4. **Никонов А.А.** О сейсмической активизации Предкавказья в зоне Транскавказского поперечного поднятия: приближение опасности?! // Электронная презентация устного доклада на науч. семинаре 07.06.2012. – М.: ИФЗ РАН, 2012.
5. **Никонов А.А.** Значительные землетрясения и сейсмический потенциал района Кавказских Минеральных Вод (по макросейсмическим данным) // Физика Земли. – 1994. – № 2. – С. 10–18.
6. **Рогожин Е.А.** Современная геодинамика и потенциальные очаги землетрясений Кавказского региона // Современные математические и геологические модели природной среды. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – С. 244–254.
7. **Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю.** Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. – М.: Наука, 1989. – С. 99–105.
8. **Казин Э.А.** Кавминводское землетрясение 28 февраля 1978 г. // Сейсмологический бюллетень Кавказа. 1979 год. – Тбилиси: Мецниереба, 1982. – С. 215–226.
9. **Лутиков А.И., Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н.** Методика оценки сейсмической опасности на стадии уточнения исходной сейсмичности // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Третьей Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 81–86.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА ПЛОТНОСТНОЙ ГРАНИЦЫ РАССЛОЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ НА СЕЙСМИЧЕСКУЮ АКТИВНОСТЬ

^{1,2}Н.К. Гайдай, ^{1,2}Л.Ю. Калинина

¹Северо-Восточный КНИИ им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан

²Северо-Восточный государственный университет, г. Магадан

Аннотация. Выполнен анализ связи сейсмической активности и удельной плотности разломов с градиентом изменения рельефа плотностной границы расслоения для земной коры участка профиля 3-ДВ (Оротукан–Ягодное–Сусуман).

Abstract. The dependency of seismic activity and specific density of faults with a gradient density topography changes in stratification crustal section of the profile 3-DV (Orotukan–Yagodnoye–Susuman) was analyzed.

Неоднородности различной природы, определяющие особенности глубинной структуры любой территории, являются одним из определяющих факторов ее сейсмической активности. Наиболее достоверным источником информации о существующих глубинных неоднородностях являются результаты сейсмического зондирования. Однако профилей ГСЗ – крайне ограниченное количество, что не дает возможности исследовать глубинную структуру любой интересующей исследователя территории. Особенно актуальна эта проблема для территории Северо-Востока России. Поэтому для исследования связи сейсмичности с глубинным строением необходимо привлечение результатов других геофизических исследований. В нашем случае строение земной коры изучается путем построения ее трехмерных плотностных моделей, в основе которых лежит интерпретация аномалий поля силы тяжести методами новой интерпретационной гравиметрии [1, 2]. Выбор данного метода определяется наличием гравитационной съемки практически для всей территории региона.

Стремительное развитие компьютерных технологий в последние годы позволило увеличить детальность трехмерных плотностных моделей земной коры. Соответственно, детализировались и исследования, для которых используются результаты плотностного моделирования. В частности, результаты детального моделирования позволяют на количественной основе исследовать закономерности распределения гипоцентров землетрясений.

Ранее было проведено исследование связи между размещением гипоцентров землетрясений и особенностями глубинного строения для двух различных по своей сейсмической активности территорий: зоны сочленения Аян-Юряхского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория (в пределах координат 61–62°N и 147–150°E общей площадью 22.5 тыс. км²) и Южно-Омолонского поднятия (в пределах координат 63°14'–64°N и 156–159°E площадью 12.9 тыс. км²). Установлено, что для обеих территорий 90% гипоцентров располагаются в областях резкого погружения плотностной границы расслоения [3]. Однако эти выводы получены на основании визуального наблюдения, т.е. являются качественными, а, следовательно, субъективными.

Целью данного исследования является поиск количественной связи между размещением землетрясений и градиентом изменения глубины плотностной границы расслоения в земной коре.

Объектом исследования выступает земная кора зоны сочленения Аян-Юряхского антиклинория и Иньяли-Дебинского синклинория в пределах координат 62–63°N

и 148–152°Е общей площадью 24 тыс. км². Выбор территории определялся в том числе тем фактом, что здесь проходит новый сейсмический профиль 3-ДВ (его участок Оротукан–Ягодное–Сусуман). Таким образом, установленные плотностным моделированием особенности глубинного строения для данной территории позволят не только проследить их связь с сейсмичностью, но и послужат дополнительным материалом для расшифровки результатов зондирования.

Территория сложена разнообразными осадочными, осадочно-вулканогенными, вулканогенными, хемогенными и метаморфическими образованиями широкого возрастного диапазона [3, 4]. Максимальную часть занимают юрские отложения. Широко распространены интрузивные и субвулканические образования, преимущественно в виде крупных гранитоидных массивов возраста от позднеюрского до позднемелового.

За период с 1968 по 2013 г. зарегистрировано 252 землетрясения с энергетическим классом от 5.6 до 13 [5] (землетрясения с меньшим энергетическим классом не учитывались, т.к. они могли быть результатами промышленных взрывов). Для 70 землетрясений имеется информация о глубине гипоцентров, 66% из которых зафиксированы до глубины 10 км.

Методами новой интерпретационной гравиметрии определен рельеф плотностной границы расслоения в земной коре, разделяющий ее на две области: верхнюю часть (в которой наблюдается латеральное изменение плотности при переходе от одного блока к другому), и нижнюю (в которой отсутствуют различия в плотности соседних блоков, т.е. вещество находится в гомогенном состоянии). Причиной существования данной границы может быть переработка вещества нижней части земной коры мощными тепловыми потоками. Кроме этого, к появлению такой границы могли привести и различного характера тектонические процессы. И первый, и второй процессы, приведшие к образованию указанной плотностной границы расслоения, привели к изменению физических свойств вещества, что в свою очередь сказалось на возможности разрядки в таких областях механических напряжений, а, следовательно, и на характере сейсмичности.

Установлено, что на данной территории 74% гипоцентров землетрясений располагаются выше плотностной границы расслоения. Возможно, повышенный тепловой поток, ставший причиной образования плотностной границы, способствовал переводу вещества, находящегося ниже нее, в более пластичное состояние, препятствующее накоплению механической энергии. Замечено также, что энергетический класс всех землетрясений с гипоцентрами, расположенными ниже плотностной границы, не превышает 9. Вероятно, пластическое состояние вещества на данных глубинах препятствует накоплению энергии и дальнейшей ее разрядке в виде мощных землетрясений.

Для определения количественной связи между сейсмичностью и характером изменения рельефа плотностной границы расслоения были выполнены следующие построения. Определен градиент изменения глубины плотностной границы расслоения в области расположения каждого эпицентра землетрясения. Количество землетрясений определялось на площади круга с радиусом, равным расстоянию, в пределах которого определялся градиент изменения рельефа плотностной границы. При этом эпицентр землетрясения располагался в центре круга. Для тех же точек были определены сейсмическая активность (по методике Ю.В. Ризниченко) [6], а также удельная плотность разломов (выделенных по неотектоническим данным) [7].

Выводы

В ходе проведенного исследования влияния рельефа плотностной границы расслоения в земной коре на сейсмичность исследуемой территории установлено, что зоны повышенной сейсмической активности в основном приурочены к областям с увеличенными значениями глубины плотностной границы расслоения в земной коре.

Анализ связи сейсмической активности и удельной плотности разломов с градиентом изменения рельефа плотностной границы расслоения показывает, что эпицентры преимущественно располагаются в зонах, где градиент изменения рельефа не превышает значения 1 (т.е. угол падения границы не превышает 45°). В таких областях расположены 80% гипоцентров. При этом максимальные значения сейсмической активности тяготеют к значению градиента, равному 0.5, т.е. к углу падения границы в 27° . То есть максимальная сейсмичность регистрируется там, где глубина погружения плотностной границы расслоения максимальна, и нет резких изменений рельефа данной границы. При этом ниже плотностной границы расслоения земной коры, на наш взгляд, вещество находится в достаточно однородном, маловязком и пластичном состоянии. Однако для накопления напряжений, которые приводят к максимальному количеству землетрясений, необходимо наличие достаточно больших объемов земной коры с высокой вязкостью и небольшой пластичностью. В пластичном и маловязком веществе ниже плотностной границы расслоения напряжения нивелируются быстрее. Период релаксации напряжений в таких породах значительно уменьшается, а, следовательно, уменьшается и вероятность возникновения землетрясений.

Работа выполнена при финансовой поддержке инициативных научных тем СВГУ (№ госрегистрации 01201151451 и 01201253471) и госбюджетной темы СВКНИИ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Ващилев Ю.Я.** Новая интерпретационная гравиметрия – вместо и вместе с глубинными сейсмическими исследованиями. Статья 1. Методические основы новой интерпретационной гравиметрии // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2005. – № 3. – С. 2–16.
2. **Гайдай Н.К.** Новая интерпретационная гравиметрия. Понятия. Возможности. Перспективы использования // Вестник Северо-Восточного государственного университета. Спецвыпуск. – Магадан: Изд-во СВГУ, 2010. – № 13. – С. 10–14.
3. **Геологическая карта и карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона.** Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка в 4-х книгах. Кн. 1. Геологическое описание // Полезные ископаемые, минерагеническое районирование и прогнозная оценка территории / Под ред. Г.М. Сосунова. – Магадан: ГП «Магадангеология», 1999. – 181 с.
4. **Геологическая карта и карта полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона.** Масштаб 1:500 000 / Под ред. К. В. Симакова. Авторы-составители: Кузнецов В.М., Гагиев М. Х., Дылевский Е. Ф. и др. Объяснительная записка. – Магадан: ГП «Магадангеология», 1998. – 207 с.
5. **Шарафутдинов В.М., Малиновский С.Б.** Геоинформационная система «Сейсмичность Магаданской области» // Свидетельство о государственной регистрации Федеральной службы по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам № 2011615022 от 24.06.2011.
6. **Ризниченко Ю.В.** Сейсмическая активность территории СССР. – М.: Наука, 1979. – 192 с.
7. **Калинина Л.Ю., Смирнов В.Н., Кондратьев М.Н.** Анализ пространственной связи землетрясений с сетью рельефообразующих разрывных нарушений на юго-западном фланге сейсмического пояса Черского // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – № 3. – 2013. – С. 18–23.

СЕЙСМОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

Э.Г. Геодакян, Б.В. Саакян

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА,
г. Гюмри, Республика Армения*

Аннотация. Рассмотрено общее геодинамическое состояние Анатолийско-Кавказского региона и на его основе изучены сейсмогеодинамические процессы, происходящие на территории Северной Армении и примыкающей к ней сейсмоактивной области Джавахетского нагорья. Проведенный анализ решений фокальных механизмов 156 землетрясений выявил характерные особенности проявления сейсмодинамических процессов в отдельных микроблоках исследуемой территории.

Abstract. The overall geodynamic condition of Anatoly-Caucasus region was considered, and on this basis seismogeodynamic processes occurring on the territory of Northern Armenia and the adjacent seismically active region of Javakheti Plateau were studied. The analysis of focal mechanisms solutions for 156 earthquakes revealed the characteristic features of display of seismotectonic slips in individual micro blocks of the studied area.

Введение

Богатые исторические сведения и современные инструментальные данные о сейсмичности указывают, что территория Северной Армении и примыкающая к ней область Джавахетского нагорья является одним из наиболее сейсмоактивных районов Кавказского региона. Анализ инструментальных каталогов землетрясений за период с 1962 по 2004 г. показывает, что на этой, сравнительно малой по величине территории (1.8% от общей площади Кавказа) локализуется около 30% среднегодового количества всех слабых и средних по величине ($M=1.5\div 3.5$) землетрясений, возникающих в Кавказском регионе (рис. 1) [1, 2].

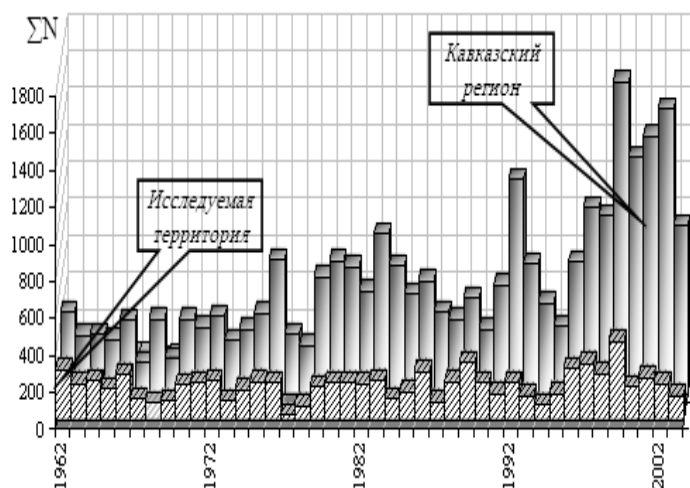


Рис. 1. Гистограмма распределения количества землетрясений по годам за период с 1962 по 2004 г.

В настоящей работе рассматриваются локальные проявления сейсмодинамических деформаций в отдельных микроблоках исследуемой территории на фоне региональных сейсмогеодинамических процессов.

Наличие в сейсмическом поле большого количества очагов сильных землетрясений, а также ряд исследований напряженно-деформированного состояния земной коры этой территории указывают на то, что здесь происходят интенсивные взаимосвязанные региональные и локальные сейсмогеодинамические процессы [3, 4]. Исследование этих процессов представляет определенный научный и практический интерес, связанный с выявлением характерных для региона особенностей проявления сейсмичности в процессе подготовки сильных землетрясений.

В качестве исходных данных приняты региональные каталоги землетрясений Кавказа за период с 1896 по 2010 г., а также решения 156 фокальных механизмов землетрясений, приведенных в различных литературных источниках [5–7].

Геотектоника региона и сейсмогеодинамические процессы в районе исследования

Исследуемая нами территория расположена на северо-западной части Малого Кавказа, которая занимает центральную часть Анатолийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского сейсмического пояса.

Геотектоника этого региона определяется взаимодействием Аравийской плиты на юге с Евразийской – на севере. Предполагается, что Аравийская плита по двум основным шовным зонам, представляющим собой крупные сейсмогенные линеаменты, вклинивается в структуры Малого и Большого Кавказа, раздвигая Восточно-Черноморскую и Анатолийскую мезоплиты к западу, а Южно-Каспийскую и Иранскую – к востоку. В центральной части расположены смежные с передовой зоной Аравийской плиты, выпуклые к северо-востоку, Южно-Армянский и Закавказский блоки (рис. 2) [8–10]. Этими

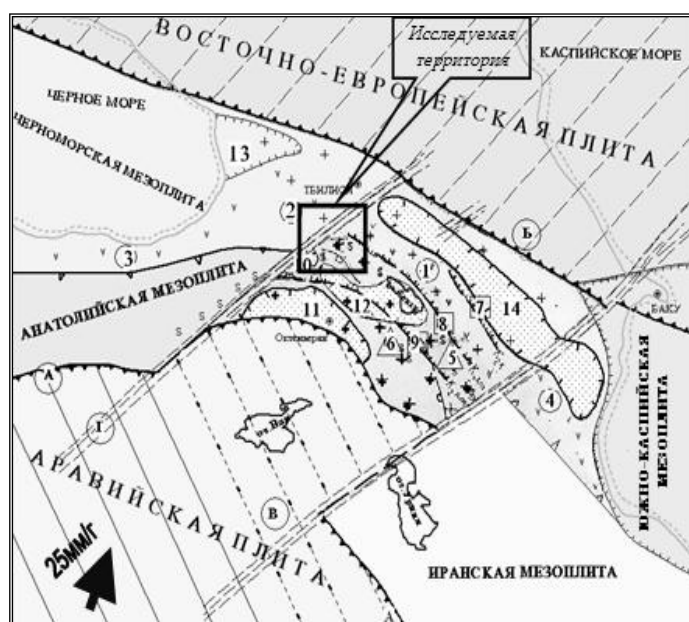


Рис. 2. Основные плитотектонические элементы Армении и сопредельных регионов [5]

Для изучения сейсмогеодинамических процессов в Северной Армении особый интерес представляет северная шовная зона – Казбек-Боржомский сейсмический линеамент, простирающийся от расположенного на Северо-Анатолийском разломе крупного Эрзинг-Эрзрумского сеймотектонического узла, на северо-восток, через Джавахетское нагорье к горе Казбек на Большом Кавказе [5, 8, 10].

Многочисленные инструментальные данные сильных сейсмических событий ($M > 5$), произошедших в северо-восточной части этого сейсмического линеаменты за период с 1896 по 2011 г., а также результаты исследований современных движений земной коры [12] свидетельствуют, что здесь происходят сложные современные геодинамические процессы, вносящие существенный вклад в общее геодинамическое состояние Кавказа в целом [6, 12].

Эти процессы хорошо прослеживаются на кумулятивном графике Беньоффа, составленном для более расширенной области, чем исследуемая территория (рис. 3). Для сравнения на этом же рисунке приводится также график Беньоффа по территории Северной Армении. Возле наиболее крупных событий указаны их магнитуды. По оси ординат приводятся значения относительных сеймотектонических деформаций, пропорциональных сумме квадратных корней высвобожденной сейсмической энергии E (Дж).

процессами обусловлена структура региональных разломов, образующих систему выпуклых к северу дуг, причем, западные фланги разломов представляют собой левосторонние сдвиги, а восточные – правосторонние [9].

В вершинах дуг наблюдается движения взбросо-сдвигового типа [2, 9]. Характерной особенностью региона является пересечение структур Малого Кавказа Транскавказским меридиональным поднятием, в результате которого сформировался крупный Ширакско-Сомхетский геоморфологический узел, с которым связана повышенная сейсмическая активность исследуемой территории [11, 12].

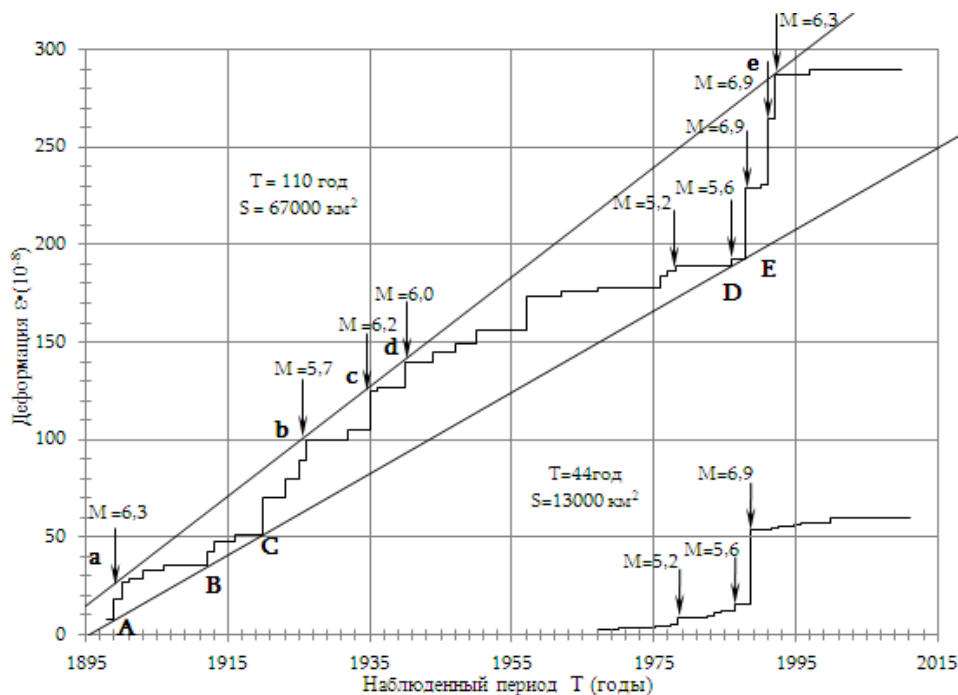


Рис. 3. Характеристика высвобождения деформаций

На графике (рис. 3) четко выделяются два периода сейсмической активизации, соответствующие 1899÷1950 гг. и 1978÷1992 гг. В первом периоде характерной особенностью проявления сейсмических событий является наличие большого количества землетрясений с магнитудами $M=5.0\div6.3$. В отличие от первого, во втором периоде активизации высвобождение накопленной сейсмической энергии происходило в основном за счет ряда сильнейших землетрясений. К таким землетрясениям следует причислить Нарманское 1983 г. с $M=6.8$, Спитакское 1988 г. с $M=6.9$, Рачинское 1991 г. с $M=6.9$ и Барисахское 1992 г. с $M=6.3$. Пространственно-временное распределение этих землетрясений указывает на наличие в этом сейсмогенном линеаменте процесса миграции очагов сильных землетрясений с юго-запада к северо-востоку. На графике Беньюффа период времени между этими активизациями 1950÷1978 гг. характеризуется относительным сейсмическим затишьем.

В [12] приведены результаты анализа современных вертикальных движений земной коры Малого Кавказа по геодезическим и морфоструктурным данным. Выделены две эпохи (1911/1929÷1940/1953) и (1940/1953÷1970/1972), соответствующие опусканию и поднятию земной коры Малого Кавказа. Выявлено, что современные вертикальные движения Малого и Большого Кавказа находятся в противофазах. По результатам повторных нивелировок, проведенных в 1978–1981 гг. по локальным профилям, пересекающим территорию Северной Армении и Джавахетского нагорья, выявлено интенсивное опускание в области будущего очага Параванского землетрясения 1986 г. с $M=5.6$ и поднятие очаговой зоны Спитакского землетрясения 1988 г. с $M=6.9$. Скорости этих вертикальных движений составляли, соответственно, -11.3 мм/год и $+10.5$ мм/год [6] и указывают, что в отдельных микроблоках исследуемой нами территории под воздействием региональных тектонических напряжений происходят сложные разнонаправленные сейсмодеоформационные процессы.

Сейсмичность и сейсмодеоформационные процессы исследуемой территории

Земная кора исследуемой территории имеет сложное сеймотектоническое строение. Системой разноранговых и разнонаправленных активных глубинных разломов она раздроблена на отдельные микроблоки (рис. 4) [6, 13, 14]. Практически вся исследуемая территория покрыта эпицентрами возникших здесь землетрясений.

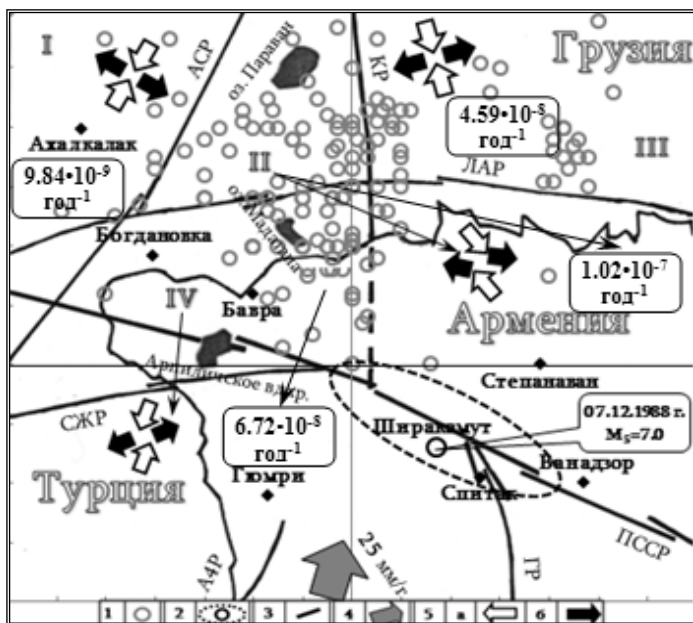


Рис. 4. Преобладающие направления осей сжатия и растяжения в очагах землетрясений:

1 – эпицентры землетрясений, имеющих решение механизмов очагов; 2 – очаговая зона Спитакского землетрясения; 3 – активные глубинные разломы по А.Д. Адамия и А. Караханяну [6, 9]; 4 – направление движения Аравийской литосферной макроплиты; 5 – оси сжатия (а), оси растяжения (б)

Во втором слое в основном расположены очаги землетрясений с $K > 10$. Они, по всей вероятности, указывают, что именно в этих зонах, переходных от «осадочного» к «гранитному» и от «гранитного» к «базальтовому» слоям, формируются сейсмодетформационные процессы [14]. Для анализа характерных особенностей их проявления в отдельных микроблоках исследуемой территории были привлечены решения фокальных механизмов 156 землетрясений в магнитудном диапазоне $M = 3.0 \div 6.9$ [5, 7, 15].

Пространственное распределение эпицентров этих очагов показывает, что сейсмостатический анализ направленности осей сжатия и растяжения возможно проводить для четырех микроблоков, показанных на рис. 4.

Для определения наличия в микроблоках преобладающей направленности главных осей сжатия и растяжения сеймотектонических напряжений был применен известный из математической статистики критерий распределения Пирсона χ^2 . Анализ результатов этих распределений показывает, что на исследуемой территории наблюдается общая тенденция сжимающих и растягивающих сеймотектонических напряжений близмеридионального и близширотного направления соответственно.

Вместе с тем в выделенных микроблоках наблюдается ряд характерных отклонений. Так, в I и IV микроблоках сжимающие напряжения имеют одинаковую направленность – с северо-востока к юго-западу. Во II микроблоке сжимающее напряжение резко меняет ориентацию с северо-запада на юго-восток, в III микроблоке они близмеридионально направлены.

Растягивающие напряжения во II, III и IV микроблоках имеют близширотную направленность. В отличие от них, в I микроблоке азимут растягивающих напряжений имеет направленность с северо-запада на юго-восток. В I и III микроблоках оси сжатия и растяжения расположены близгоризонтально и указывают, что здесь в основном происходят одноосные процессы сжатия и растяжения, свойственные сдвиговым подвижкам.

Иная картина наблюдается во II и IV микроблоках. При близгоризонтальной ориентации оси сжатия в IV блоке наблюдается резкое падение $\sim 60^\circ$ осей растяжения к горизонту. Такая ориентация характерна взбросо-сдвиговым подвижкам в очагах

Детальный пространственно-временной анализ сейсмичности, проведенный в [14], выявил ряд характерных особенностей пространственного распределения очагов землетрясений. В первую очередь это стягивание зон повышенной концентрации очагов землетрясений к субширотному – Памбак-Севан-Сюникскому активному глубинному разлому первого ранга и к двум близмеридионально простирающимся – Абул-Самсарскому и Кечутскому разломам. По данным глубин залегания очагов более 1100 землетрясений выявлено наличие в земной коре исследуемой территории двух сейсмоактивных слоев с ярким выраженными максимумами, соответствующими глубинам $H = 5$ и 10 км. К первому сейсмоактивному слою приурочены в основном очаги слабых землетрясений с $K = 8 \div 10$.

землетрясений. Во II микроблоке наблюдается диаметрально противоположная ориентация. Ось сжатия имеет крутое падение ($\sim 45 \div 70^\circ$) к горизонту, а ось растяжения расположена близгоризонтально. Здесь по данным механизмов очагов преобладают сбросовые процессы. По методике Ю.В. Ризниченко [16] для каждого микроблока были рассчитаны относительные скорости сеймотектонических деформаций - $\bar{\epsilon}$, численные значения которых показаны на рис. 4.

Вывод

Результаты проведенных исследований позволяют сделать вывод, что район исследования представляет важный по значению и сложный по характеру проявления сейсмических деформаций сеймотектонический узел. Напряженно-деформированное состояние земной коры исследуемой территории с характерными особенностями его проявления в отдельных микроблоках тесно взаимосвязано с сейсмогеодинамическими процессами, происходящими в Кавказском регионе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Государственного комитета по науке МОН Республики Армения (грант № 13-1E201).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Габриелянц Г.А., Клешев К.А., Шеин В.С.* Возможно нефтегазоносные бассейны Армении и их углеводородный потенциал // Геология нефти и газа. – № 1. – 2002. – С. 21–30.
2. *Геодакян Н.Э., Геодакян Э.Г.* Оценка сейсмических деформаций в районе Южной Армении и северо-запада Ирана // Сборник научных трудов конференции, посвященной 60-летию основания НАН РА. – Гюмри: Изд-во «Гитутюн» НАН РА, 2003. – С. 79–88.
3. *Геодакян Э.Г.* Пространственно-временное распределение сильных землетрясений Тавро-Кавказского региона и сейсмичность Армянской ССР // Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. физ.-мат. наук. – М.: ИФЗ АН СССР, 1986. – 21 с.
4. *Горшков А.И., Жидков М.П., Ранзман Е.Я., Тумаркин А.Г.* Морфоструктура Малого Кавказа и места возможных землетрясений ($M \geq 5.5$) // Физика Земли. – № 6. – 1991. – С. 30–36.
5. *Гоцадзе О.Д.* Построение сейсмических линеаментов и оценка основных эффектов сейсмичности Кавказа // Автореферат диссертации по соисканию ученой степени доктора физ.-мат. наук. – Тбилиси, 1984. – 38 с.
6. *Гоцадзе О.Д., Джигладзе Э.А., Папалашвили В.Г., Геодакян Э.Г. и др.* Параванское землетрясение 13 мая 1986 г. – М.: Наука, 1991. – 122 с.
7. *Землетрясения Северной Евразии, 1991–2004 гг.* – Обнинск: ФООП, ГС РАН, 1997–2010.
8. *Карпетян Н.К.* Напряженное состояние в очагах землетрясений Армении и механизмы их возникновения // Известия АН АССР. Науки о земле. – Ереван, 1977. – № 3. – С. 42–49.
9. *Караханян А.С.* Активная тектоника и сейсмичность // Геология Севана. – Ереван: Изд-во НАН РА, 1994. – С. 122–128.
10. *Лилиенберг Д.А., Яценко В.Р.* Анализ геодезических и морфоструктурных данных района катастрофического землетрясения в Армении // Геоморфология. – № 3. – 1991. – С. 23–28.
11. *Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. Избранные труды. – М.: Наука, 1985. – 405 с.
12. *Саакян Б.В., Оганесян А.Л.* Пространственно-временной анализ сейсмичности северо-западной части Армении // Четырнадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2013. – С. 225–230.
13. *Саакян Б.В.* Сеймотектонические подвижки в северной части Малого Кавказа // Пятнадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник научных материалов. – Екатеринбург: ГИ УрО РАН, 2014. – С. 204–206.
14. *Сейсмологический бюллетень Кавказа, 1962–1990 гг.* – Тбилиси: Мецниереба.
15. *Уломов В.И.* О сейсмогеодинамике линеаментных структур горного обрамления Скифско-Туранской плиты // Физика Земли. – № 7. – 2006. – С. 17–33.
16. *Эбралидзе З.Т.* Сеймотектонические деформации и некоторые временные особенности сейсмичности территории Кавказа // Академия наук Грузии. Институт геофизики им. М.З. Нодиа. – Тбилиси: Мецниереба, 1994. – С. 74.

ДЕТАЛЬНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СЕВЕРО-МУЙСКОМ РАЙОНЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

¹Н.А. Гилёва, ²В.И. Мельникова

¹Байкальский филиал ГС СО РАН, г. Иркутск

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Аннотация. Результаты детальных исследований сейсмичности Северо-Муйского района Байкальской рифтовой зоны за период работы локальной сети станций (1978–1993 гг.) и в целом за весь период инструментальных наблюдений (1962–2013 гг.) показали, что развитие сейсмического процесса здесь подчиняется структурно-тектоническим особенностям района, который находится под влиянием рифтовых процессов.

Abstract. The results of detailed researches of seismicity of Severo-Mujsk area of the Baikal rift zone for the period of work of a local network of stations (1978–1993) and for all period of tool supervision (1962–2013) have shown, that development of seismic process here submits structural-tectonic features of area which is under influence of the rifting processes.

Территория Северо-Муйского района Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) всегда выделялась повышенной сейсмической активностью. За период инструментальных наблюдений (1962–2013 гг.) здесь зарегистрировано около 25 тыс. землетрясений с $K_p \geq 5$. Особенно сейсмически активны в пределах исследуемой территории горные хребты – Северо-Муйский и Муяканский (рис. 1).

В 70-х гг. прошлого столетия началось всестороннее изучение Северо-Муйского района в связи со строительством Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (БАМ). В ряде работ [1–4] была опубликована чрезвычайно важная информация о геолого-геофизических условиях и сейсмичности рассматриваемой территории. К настоящему времени накоплены новые сейсмологические данные, анализу которых, совместно с материалами предыдущих исследований, посвящена настоящая работа.

Известно, что инструментальные сейсмологические наблюдения в Северо-Муйском районе осуществлялись как аналоговой (1962–1999 гг.), так и цифровой (с 2000 г. по настоящее время) стандартной короткопериодной аппаратурой. С 1978 по 1993 г. в районе действовала плотная система сейсмических наблюдений, состоящая из семи станций Северо-Муйского стационара, расположенных в пределах окружности радиусом 33 км (рис. 1), что позволило выполнить в этот период детальное изучение местных землетрясений [1].

Из графиков повторяемости сейсмических событий (рис. 2), рассчитанных для трех периодов наблюдений: 1) 1962–1977 гг. (до установки локальной сети), 2) 1978–1993 гг. (период работы локальной сети), 3) 1994–2013 гг. (с момента закрытия локальной сети до настоящего времени), следует, что в рассматриваемые интервалы времени уровни графиков и наклоны (γ) достаточно близки. Так, $\gamma_1 = -0.60 \pm 0.05$ ($K_p = 8-11$), $\gamma_2 = -0.58 \pm 0.01$ ($K_p = 7-11$), $\gamma_3 = -0.55 \pm 0.01$ ($K_p = 7-11$). Большая разница наблюдается лишь в количестве регистрируемых слабых землетрясений, особенно заметно это в период работы локальной сети станций, когда событий с $K_p = 6$ регистрировалось в 13 раз больше, чем в предыдущий период. Очевидно, что среднестатистические характеристики сейсмичности в рассматриваемом районе в разные периоды времени определены достаточно надежно. Согласно графику повторяемости (например $\gamma_3 = -0.55 \pm 0.01$) землетрясения с $K_p = 13.0$ ($M = 5.0$) здесь могут регистрироваться примерно один раз в 6–7 лет, с $K_p = 14.0$ ($M = 5.6$) – раз в 23 года, с $K_p = 15.0$ ($M = 6.4$) – раз в 70 лет [5].

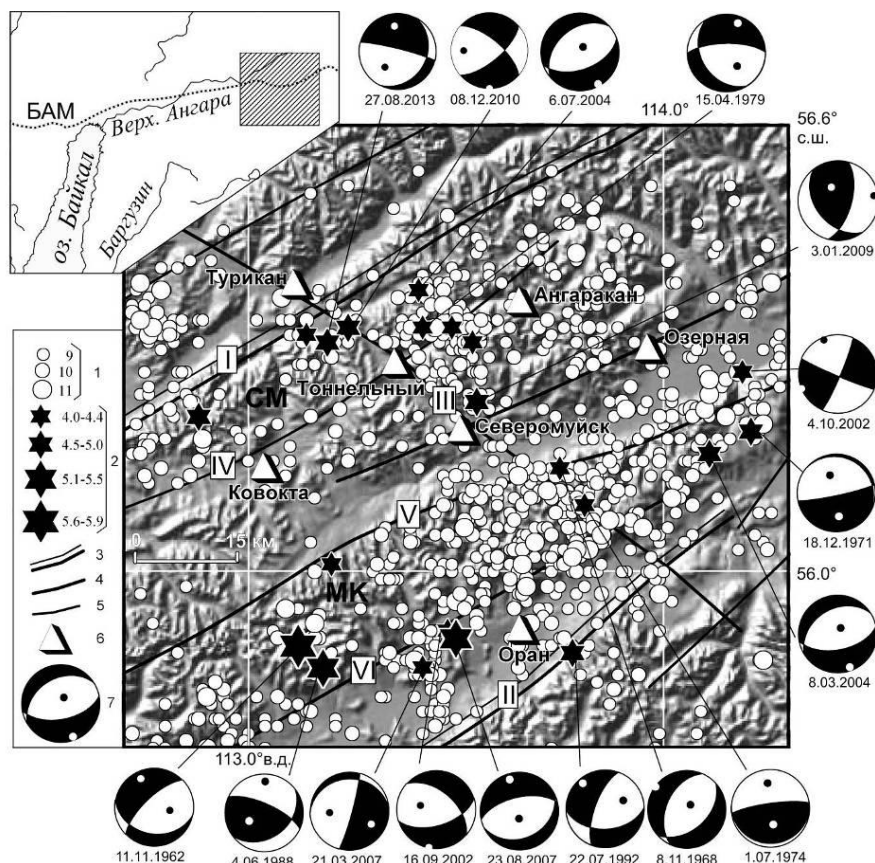


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений ($K_p \geq 9$) Северо-Муйского района за период 1962–2013 гг.

1 – энергетический класс ($K_p \geq 9$); 2 – магнитуда ($M \geq 4.0$); 3–5 – разломы, активизированные в кайнозое: 3 – межблоковые (I – Северомуйский, II – Верхнемуйский), 4 – внутриблоковые (III – Перевальный, IV – Ангараканский, V – Муяканский, VI – Южномуяканский), 5 – локальные внутриблоковые; 6 – сейсмическая станция локальной сети (1978–1993 гг.); 7 – стереограмма фокального механизма (проекция нижней полусферы) с указанием даты события (число, месяц, год), где области волн сжатия затемнены, а выходы главных осей напряжений сжатия и растяжения обозначены черными и белыми точками соответственно. Схема разломов по [4, 6]. Хребты: SM – Северо-Муйский, MK – Муяканский. На врезке показан район исследования (заштрихованная область)

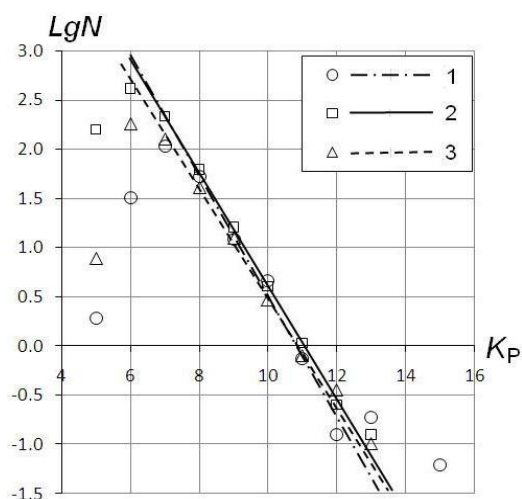


Рис. 2. Графики повторяемости землетрясений Северо-Муйского района различных энергетических классов (K_p) для трех периодов наблюдений:

1 – 1962–1977 гг. (до установки локальной сети);
 2 – 1978–1993 гг. (период работы локальной сети);
 3 – 1994–2013 гг. (с момента закрытия локальной сети до настоящего времени).

Данные нормированы на год в пределах каждого периода. N – число землетрясений

На карте плотности эпицентров всех землетрясений, зарегистрированных локальной сетью станций (рис. 3), резко выделяется активный район Ангараканского роя 1979–1993 гг. (координаты центра – $\varphi=56.32^\circ\text{N}$, $\lambda=113.52^\circ\text{E}$), приуроченный к зоне сочленения Перевального и Ангараканского разломов (рис. 1).

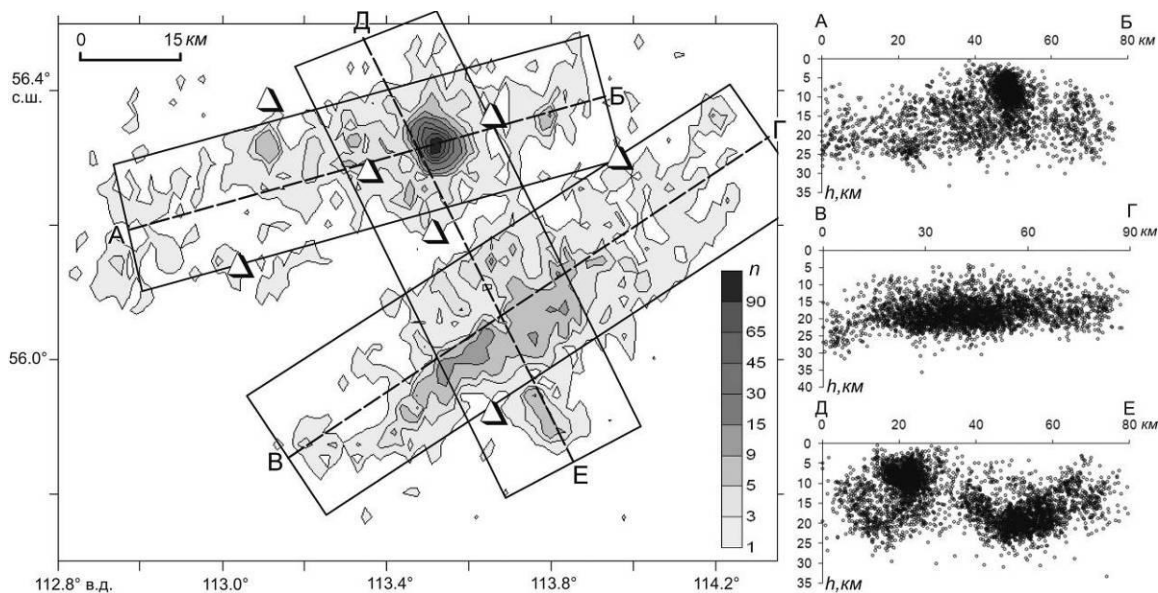


Рис. 3. Карта плотности эпицентров по всем землетрясениям (слева) за период 1978–1993 гг. и распределение очагов землетрясений (справа) по глубинам ($\delta h < 5$ км). Рисунок слева: $N=13748$, n – число событий на единичной площадке осреднения размером $\varphi=0.01^\circ$ и $\lambda=0.02^\circ$. Треугольники – сейсмические станции локальной сети. Рисунок справа: разрезы земной коры для трех оконтуренных областей вдоль профилей: АБ (в направлении Северо-Муйского хребта), ВГ (в направлении Муяканского хребта), ДЕ (поперек основных рифтовых структур)

Большое число землетрясений ($N=7881$) с достаточно надежными определениями их пространственных координат (стандартная ошибка – $\delta h < 5$ км), позволило выделить на карте плотности эпицентров три участка, для которых были построены разрезы земной коры. Разрезы АБ (вдоль Северо-Муйского хребта) и ДЕ (вдоль Перевального разлома) показали, что основная масса гипоцентров землетрясений приурочена к средней части коры ($h=10–25$ км), в то время как гипоцентры Ангараканского роя концентрируются на существенно меньших глубинах ($h=5–15$ км). В разрезе ВГ (вдоль Муяканского хребта) гипоцентры распределены достаточно ровно и занимают диапазон глубин ($h=10–25$ км).

Что касается информации о напряженно-деформированном состоянии земной коры Северо-Муйского района, то в этом плане он изучен достаточно детально. Установлено, что здесь доминирует сеймотектонический режим северо-западного субгоризонтального растяжения, который является основной, базовой характеристикой БРЗ в целом [7]. Как видно из рис. 1, относительно сильные землетрясения чаще всего реализуются при субгоризонтальном растяжении и субвертикальном или наклонном сжатии, что соответствует сбросовым типам смещений в очагах. В отдельных случаях оси меняются местами, и локальные очаги формируются с преобладанием сжимающих усилий. Таким образом, в механизмах очагов местных землетрясений в полной мере проявляется разноранговая блоковая структура земной коры Северо-Муйского района, которая подтверждается также другими геофизическими полями [3].

Отметим, что пространственное распределение сейсмичности и общий энергетический уровень сейсмической активности района определяются его структурно-тектоническими особенностями. Известно, что большая часть местных разломов несет следы кайнозойской активизации [1]. В тектоническом плане рассматриваемая территория захватывает часть горной перемычки между Верхнеангарской и Муйской рифтовыми впадинами. Здесь наблюдаются максимально раздробленные участки, в сложении которых преобладают блоковые поднятия, перемежающиеся с малыми, относительно молодыми впадинами байкальского типа, располагающимися кулисообразно или субпараллельно оси рифтовой зоны.

К крупным межблоковым разломам первого порядка относятся Северомуйский и Верхнемуйский разломы (рис. 1). Среди активных разломов второго порядка, хорошо выраженных морфологически, особый интерес вызывает зона Перевального разлома докайнозойского заложения, секущего поперек рифтовые структуры. Разлом имеет падение на северо-восток под углом 40–50° и характеризуется сбросовой кинематикой смещений (с незначительной амплитудой). Ему посвящены специальные исследования [1, 2], в результате которых установлено, что разлом как бы вкрест простирается «разламывает» Верхнеангарско-Муйскую межвпадинную перемычку и вместе с Муяканским делит район на четыре блока второго порядка. В каждом из этих блоков возможны землетрясения с магнитудой более 6.0, что подтверждается наличием в районе ряда палеосейсмических структур, с которыми связаны одноактные или многоактные палеоземлетрясения с магнитудами более 7 и интенсивностью не менее 9 баллов [8]. Высокий уровень сейсмической энергии, выделившейся на рассматриваемой территории, соответствует утверждению, что межвпадинные перемычки обладают максимальным тектоническим и сейсмическим потенциалом [1].

Таким образом, развитие сейсмического процесса в Северо-Муйском районе БРЗ отражает процессы рифтогенеза и подчиняется структурно-тектоническим особенностям района, где наибольшей сейсмической опасностью характеризуются горные перемычки, разделяющие рифтовые впадины.

Работа выполнена при финансовой поддержке междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 111.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кочетков В.М., Боровик Н.С., Мишарина Л.А., Солоненко А.В., Аниканова Г.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Гилева Н.А.* Ангараканский рой землетрясений в Байкальской рифтовой зоне (условия возникновения и особенности развития). – Новосибирск: Наука, 1987. – 81 с.
2. *Замараев С.М., Грабкин О.В., Мазукабзов А.М., Лащенин В.А., Мельников А.И.* Геология и сейсмичность зоны БАМ. Структурно-вещественные комплексы и тектоника. – Новосибирск: Наука, 1983. – 189 с.
3. *Письменный Б.М., Алакишин А.М., Полспеев А.В., Мишенькин Б.П.* Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение. – Новосибирск: Наука, 1984. – 173 с.
4. *Голенецкий С.И., Кочетков В.М., Солоненко А.В. и др.* Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность. – Новосибирск: Наука, 1985. – 192 с.
5. *Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Радзиминович Я.Б., Очковская М.Г., Середкина А.И.* Ощутимые землетрясения Северо-Муйского района в 2007 г. (Северное Прибайкалье): Мудриканское 5 апреля с $K_p=13.4$, $M_w=4.9$, $I_0=7$ и Южномуяканское 23 августа с $K_p=13.3$, $M_w=4.8$, $I_0=7$ // Землетрясения Северной Евразии, 2007 год. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 351–362.
6. *Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья.* Масштаб 1:2500000 / Под. ред. Н.А. Логачева. – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1982. – 1 л.
7. *Мельникова В.И., Гилева Н.А., Курушин Р.А., Масальский О.К., Шлаевская Н.С.* Выделение условных районов для ежегодных обзоров сейсмичности региона Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения Северной Евразии в 1997 году. – Обнинск: ФОП, 2003. – С. 107–117.
8. *Смекалин О.П., Имаев В.С., Чипизубов А.В.* Палеосейсмология Восточной Сибири. – Иркутск, 2011. – 99 с.

РАЗВИТИЕ СИСТЕМЫ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА САХАЛИН В 2013 ГОДУ

¹С.В. Горожанцев, ²Ю.Н. Левин, ²Е.П. Семёнова,
^{3,4}Ф.Г. Верхоланцев, ³М.С. Пятунин
¹Геофизическая служба РАН, г. Обнинск
²Сахалинский филиал ГС РАН, г. Южно-Сахалинск
³Геофизическая служба РАН, г. Пермь
⁴Горный институт УрО РАН, г. Пермь

Аннотация. На основе создания специальных программно-технических комплексов пунктов инструментальных наблюдений показаны возможности по непрерывной цифровой регистрации сейсмических сигналов, передачи сейсмических данных и их обработки в автоматическом и автоматизированном режимах.

Abstract. Continuous opportunities of digital seismic signals recording and transmission along with data processing in automatic modes are increased by creation of special software and hardware points of instrumental observations.

Сахалинская область является одним из немногих субъектов Российской Федерации, где наиболее опасными природными явлениями признаны землетрясения, интенсивность и частота которых достигают одних из самых высоких в мире показателей. Согласно карте ОСР-97-А, период повторяемости 8–9-балльных землетрясений по шкале MSK-64 составляет 500 лет, что определяет 10%-ную вероятность развития катастрофического землетрясения указанной силы один раз в 50 лет.

Особенно важно изучение сейсмичности южной части Сахалина, где плотность населения самая большая, а населенные пункты, в том числе областной центр – Южно-Сахалинск, расположены вблизи активных разломов. В последние годы на Сахалине ведется активное строительство нефте-, газодобывающих и перерабатывающих комплексов и сопутствующей инфраструктуры, в том числе и на юге острова – завод по сжижению природного газа в пос. Пригородном. Тянутся новые линии газо- и нефтепроводов, которые проходят по сейсмически опасным территориям. Уточнение степени сейсмической опасности и выявление мест, наиболее подверженных геодинамическому риску, поможет предотвратить или уменьшить возможный материальный и экологический ущерб.

Подробное изучение сейсмической активности дает возможность не только лучше изучить картину сейсмичности территории, но и создает предпосылки для прогноза сильных землетрясений. Так, сильное землетрясение, произошедшее 2 августа 2007 г. вблизи г. Невельск, оказалось успешно предсказано в рамках средне- и краткосрочных прогнозов сахалинскими сейсмологами [1].

Расширение сейсмологической мониторинговой сети [2–5] продиктовано еще и тем, что для более достоверных и полных научных выводов и дальнейших практических решений необходимо, особенно в сейсмически опасных районах, к которым, в частности, относится южная часть Сахалина, иметь информацию с большого числа сейсмических станций, расположенных на подобного рода территориях. Наглядной иллюстрацией этому является близлежащая Япония. На острове Хоккайдо, соизмеримом по площади с о. Сахалин, установлена наблюдательная сейсмическая сеть, в состав которой входит порядка 300 сейсмических приборов [6].

На Сахалине до недавнего времени работала сейсмическая сеть, состоящая из четырех наблюдательных стационарных сейсмических станций и десяти автономных полевых сейсмостанций.

В целях повышения точности регистрации и оперативности обработки сейсмических событий, поддержки принятия решений по локализации риска и ликвидации последствий сейсмических воздействий было предложено создание опытной зоны сейсмического мониторинга на юге острова Сахалин [2]. В этой связи в рамках реализации ФЦП «Снижение рисков и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Российской Федерации до 2015 года» начато развертывание сети инструментальных сейсмологических наблюдений, состоящей из однотипных унифицированных пунктов инструментальных наблюдений (ПИИ) за сейсмическим режимом зоны мониторинга.

Программно-технический комплекс (ПТК) ПИИ представляет собой пункт сейсмических наблюдений, оснащенный техническими и программными средствами каналов связи для передачи данных наблюдений в режиме, близком к реальному времени, в информационно-обрабатывающий центр (ИОЦ). Функциональная схема представлена на рис. 1.

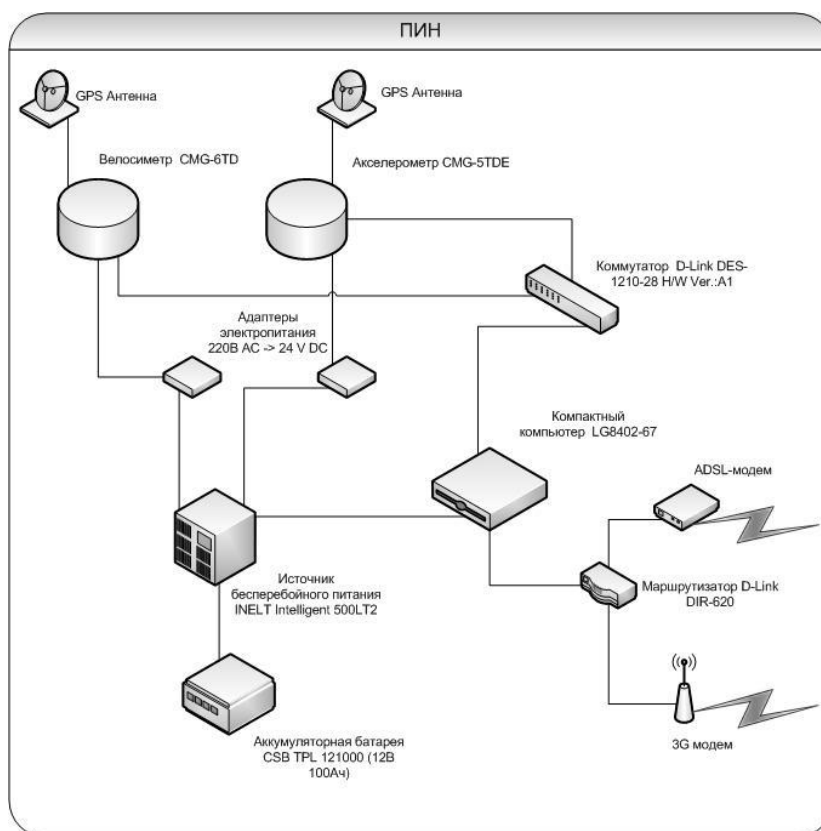


Рис. 1. Функциональная схема ПТК ПИИ

ПТК ПИИ предназначен для непрерывной регистрации сейсмических сигналов от региональных землетрясений с целью разработки и отладки методов, алгоритмов и технологий распознавания опасных сейсмических событий, сокращения времени их обнаружения, повышения надежности и достоверности выработки сигналов предупреждения о возможных последствиях события.

Схема специализированного ПИИ, показанная на рис. 1, является оптимальной и рациональной в условиях островного положения. Пункты наблюдения располагаются на межстанционных расстояниях ≥ 30 –70 км, что позволяет регистрировать как региональные, так и локальные события. Большинство возможных эпицентров сейсмических событий, возникших на островной территории, будут локализованы не менее чем тремя станциями, что способствует быстрейшему распознаванию опасных сейсмических событий, сокращению времени их обнаружения, повышению надежности и достоверности выработки сигналов предупреждения о возможных последствиях события.

Для получения полной информации о землетрясениях необходимо применение широкополосных сейсмометрических каналов регистрации скорости в частотном диапазоне как минимум 0.030–40 Гц. Для регистрации сигналов от ожидаемых сильных землетрясений на малых эпицентральных расстояниях ПИН должны иметь, наряду с каналами скорости, каналы для регистрации ускорений до 2 g. Передача данных от ПИН в ИОЦ должна осуществляться по каналам связи с минимальной задержкой в режиме, близком к реальному времени [3].

В настоящее время важными составляющими при выборе мест по установке новых сейсмостанций, кроме минимального уровня шумов, являются организационные вопросы и учет следующих критериев:

- возможность аренды охраняемого помещения для установки аппаратуры ПИН и программно-технических комплексов;
- наличие в помещении сети снабжения электроэнергией;
- наличие в помещении телефонной линии, обеспечивающей возможности передачи сейсмических данных ПИН в информационно-обрабатывающий центр, либо канала передачи данных по GPRS\EDG;
- наличие подъездных путей для автотранспорта.

В 2013 г. были выполнены работы, в результате которых проведены рекогносцировочные наблюдения, выбор потенциальных мест установки ПИН, удовлетворяющих всем вышеприведенным критериям, выполнены монтаж и установка ПТК ПИН в трех местах юга острова Сахалин. Первые два пункта измерительных наблюдений установлены на территории метеостанций в поселках Ильинский и Огоньки, третий – на территории пожарной части в поселке Новиково.

На основании проведения рекогносцировочных работ и по результатам сравнения спектров мощности смещений было установлено, что уровень шумов в пунктах ОГК (пос. Огоньки), ИЛУ (пос. Ильинский), NOV (пос. Новиково) сравним с уровнем шумов на сейсмической станции «Южно-Сахалинск» (SSH) и в целом, с учетом вышеуказанных критериев места, являются вполне пригодными для расположения ПТК ПИН в этих районах.

После установки новых ПТК ПИН было проведено испытание их функционирования в режиме реального времени. Для этого сигналы со всех пунктов были интегрированы в систему обработки сейсмологической информации в режиме реального времени. Также в систему была введена информация о координатах станций и информация об АЧХ. По завершении тестирования вновь установленные ПТК ПИН были введены в опытную эксплуатацию.

С вводом в опытную эксплуатацию трех новых пунктов инструментальных наблюдений в населенных пунктах Ильинское, Огоньки, и Новиково, сеть сейсмического мониторинга приобрела конфигурацию, показанную на рис. 2. Базовой станцией при этом является сейсмическая станция «Южно-Сахалинск» и одноименный РИОЦ. Как видно из представленного рисунка, с вводом в строй трех новых сейсмических станций, теперь вся южная часть острова Сахалин охвачена мониторингом с представительной регистрацией $M_{\min}=2.0-2.5$. Также существенно расширилась зона детальной регистрации с представительной регистрацией $M_{\min}<2.0$.

С июля по ноябрь 2013 г. в радиусе 250 км от РИОЦ «Южно-Сахалинск» было зарегистрировано около 200 сейсмических событий с магнитудой от $M=2$ до $M=5$, для которых были определены параметры очагов. Как пример на рис. 3 приведен результат определения положения гипоцентра землетрясения с $MS=4.8$, зарегистрированного 25 ноября 2013 г. в 03:23:53, с координатами 45.8°N, 141.7°E и глубиной очага $h=72$ км.

Эпицентр находился в акватории Японского моря у западного побережья мыса Крильон, в 147 км юго-западнее г. Южно-Сахалинск. Землетрясение ощущалось практически во всех населенных пунктах юга Сахалина интенсивностью до 5 баллов.

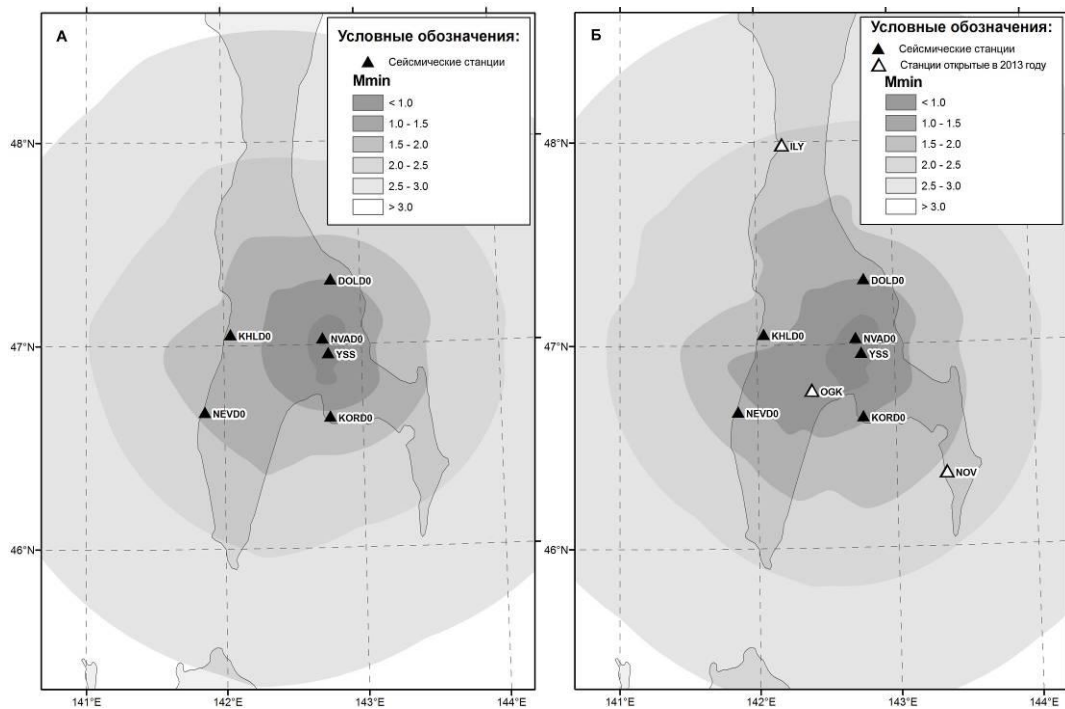


Рис. 2. Сравнение теоретически рассчитанных регистрационных возможностей сейсмологической сети на юге о. Сахалин: а – до размещения новых станций; б – после размещения новых станций

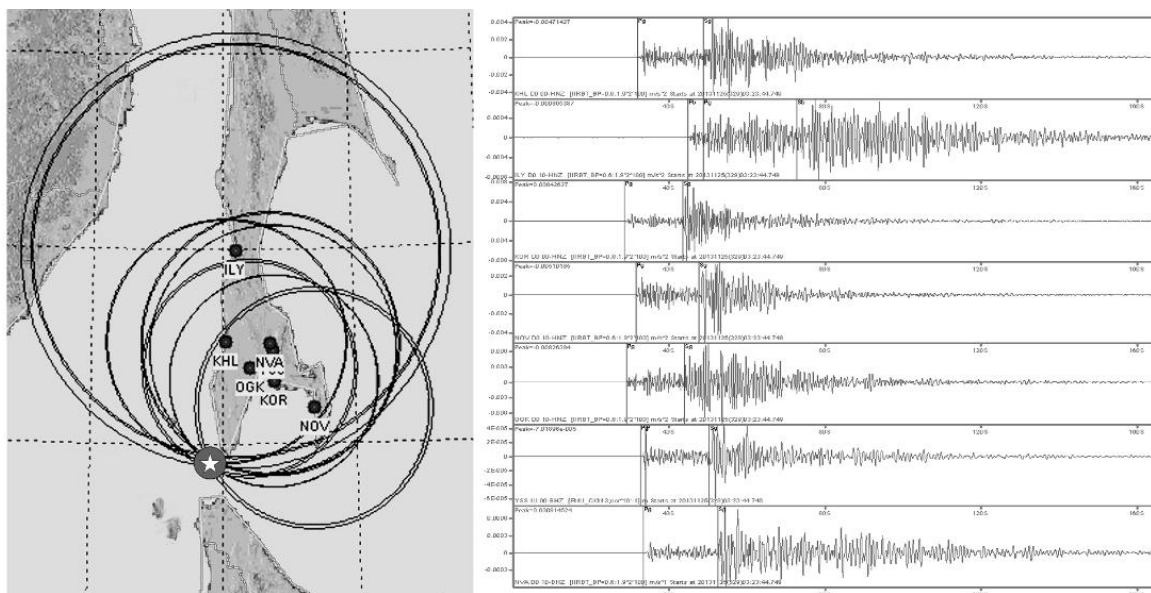


Рис. 3. Определение положения эпицентра по группе станций юга Сахалина

Обработка данных осуществляется с использованием программного комплекса DIMAS. В обработке использованы данные со всех пунктов инструментальных наблюдений, установленных на юге острова. Привлечение к обработке станций, установленных в населенных пунктах Огоньки, Ильинский и Новиково, позволяет:

- оперативно определять параметры слабых землетрясений с $M \leq 2.5$ с эпицентрами в зонах глубинных разломов Южного Сахалина;
- привлекать данные с этих станций к обработке сильных событий в зоне ответственности по Службе предупреждения о цунами (СПЦ);
- проводить сейсмологический мониторинг южной части острова;
- повышает регистрационные возможности сети сейсмических станций Сахалинского филиала ГС РАН.

На рис. 4 представлен кумулятивный график повторяемости Гуттенберга–Рихтера, построенный по данным каталога оперативной обработки землетрясений с эпицентрами на Южном Сахалине. Темным точкам на графике соответствует годовой интервал времени до расширения сейсмологической сети в 2013 г., светлым – после установки трех новых сейсмических станций.

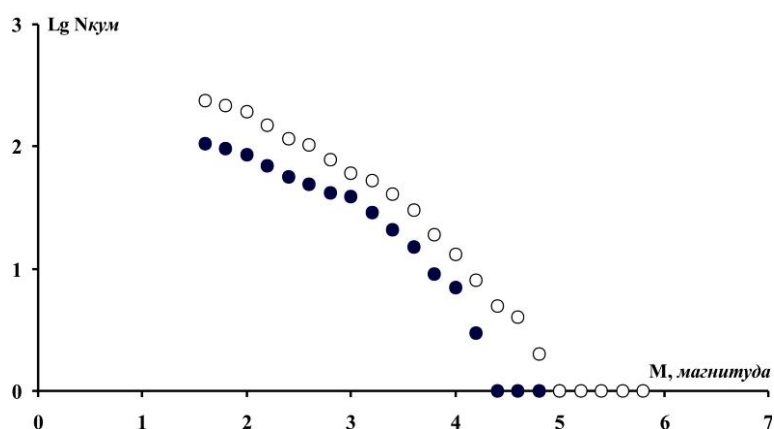


Рис. 4. Кумулятивный график повторяемости, построенный по данным каталога СФ ГС РАН

Из графика повторяемости хорошо видно, что до введения в опытную эксплуатацию трех новых пунктов инструментальных наблюдений – «Ильинское» (ILY), «Огоньки» (OGK), «Новиково» (NOV) – уровень представительной регистрации составлял $M=3.0$. После установки новых станций существенно увеличилось количество регистрируемых событий в магнитудном диапазоне $M=2.0\div 3.0$. Таким образом, удачное расположение станций относительно эпицентральных зон сильных землетрясений на юге Сахалина и расширение регистрационных возможностей за счет установки в 2013 г. новых цифровых сейсмических станций позволили качественно улучшить возможности регистрации умеренных и слабых землетрясений в регионе с самым высоким уровнем сейсмического риска.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Тихонов И.Н.** Сильные землетрясения в Сахалинской области: исследования и прогнозы // Вестник ДВО РАН. – № 1. – 2006. – С. 67–80.
2. **Лаверов Н.П., Маловичко А.А., Старовойт О.Е.** Российская сеть сейсмологических наблюдений: состояние и перспективы развития // Сейсмичность Северной Евразии. Материалы Международной конференции. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 5–14.
3. **Левин Ю.Н., Горожанцев С.В.** Об улучшении состояния защищенности от угроз сейсмического характера инфраструктурных объектов и объектов жизнеобеспечения южной части острова Сахалин // Теория и практика нефтяной геофизики. Материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 90-летию А.К. Урупова. – Пермь, 2013. – С. 84–91.
4. **Маловичко А.А.** Система сейсмологического мониторинга в России: состояние, развитие и новые возможности // Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений. Материалы конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Александра Кирилловича Маловичко. – Обнинск–Пермь, 2012. – С. 36–53.
5. **Маловичко А.А., Горожанцев С.В., Чебров В.Н., Левин Ю.Н.** О совершенствовании системы мониторинга цунамигенной обстановки на Дальнем Востоке Российской Федерации // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций. XII научно-практическая конференция. Сборник материалов. – М.: ФКУ Центр «Антистихия» МЧС России, 2012. – С. 82–84.
6. **National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.bosai.go.jp/e/>.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СОСТОЯНИЯ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД В ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ РЕГИОНАХ

Г.В. Гриб, М.В. Терещенко, Н.Н. Гриб
*Технический институт (филиал) Северо-Восточного
федерального университета, г. Нерюнгри*

Аннотация. Сейсмическое воздействие массовых взрывов на геологическую среду приводит к необратимым явлениям в сейсмическом процессе. Эффекты модификации режима локальной сейсмичности проявляются в виде активации тектонических структур в горнодобывающих регионах.

Abstract. Seismic influence of mass explosions to the geological environment leads to irreversible phenomena in the seismic process. The effects of modification of the local seismic regime manifests themselves in the form of activation of tectonic structures in mining areas.

В качестве основного компонента начальный сейсмический мониторинг включает в себя получение исходных данных о регистрируемых сейсмических эффектах от массовых взрывов, обработку первичных данных, накопление материалов измерений.

Для ведения сейсмического мониторинга в напряженно-деформируемых средах, к которым относится промышленная площадка разреза «Нерюнгринский», подверженная усиленному воздействию как природных, так и особенно техногенных воздействий, необходима система сейсмических наблюдений. В рамках данных исследований использовалась стационарная сейсмическая станция SDAS с комплектом сейсмометров СМ-ЗКВ. Данная станция расположена в 5–7 км от района взрывных работ и производит регистрацию сейсмических событий в непрерывном режиме.

По результатам непрерывных сейсмических наблюдений были установлены проявления техногенных землетрясений и смещения горных пород в бортах разреза, а также в отвалах и зоне ведения взрывных работ после производства массовых взрывов составлен каталог сейсмических событий разреза «Нерюнгринский» (таблица).

Таблица. Каталог сейсмических событий разреза «Нерюнгринский»

№	Дата	Время	φ , °N	λ , °E	K_p	Тип сейсмического события
1	02.02.2007	04:04:36	56.71	124.60	6.9	Взрыв
2	02.02.2007	04:04:41	56.72	124.60	8.9	Взрыв
3	02.02.2007	04:04:50	56.72	124.60	5.7	Смещение
4	16.02.2007	04:23:14	56.76	124.69	9.2	Взрыв
5	16.02.2007	04:23:14	–	–	–	Смещение
6	16.02.2007	05:29:05	56.75	124.69	4.9	Смещение
7	16.02.2007	07:52:46	57.00	124.62	7.9	Техногенное землетрясение
8	17.03.2007	03:15:11	56.62	124.70	5.8	Взрыв
9	17.03.2007	04:53:41	56.74	124.60	8.7	Техногенное землетрясение
10	17.03.2007	04:59:15	56.72	124.69	5.8	Смещение
11	25.04.2007	03:26:56	56.72	124.60	7.4	Взрыв
12	25.04.2007	03:27:07	56.71	124.60	8.5	Взрыв
13	25.04.2007	03:31:17	–	–	–	Смещение
14	11.05.2007	03:15:05	56.61	124.66	6.7	Взрыв
15	11.05.2007	03:15:08	56.62	124.66	8.3	Взрыв
16	11.05.2007	03:15:13	56.62	124.66	7.6	Взрыв
17	11.05.2007	03:17:36	56.62	124.67	5.3	Смещение
18	11.05.2007	03:21:30	56.68	124.68	5.1	Смещение

№	Дата	Время	φ , °N	λ , °E	M_p	Тип сейсмического события
19	11.05.2007	08:37:46	57.02	124.62	7.8	Техногенное землетрясение
20	25.05.2007	03:42:58	56.70	124.61	6.3	Взрыв
21	25.05.2007	03:43:25	56.72	124.69	–	Взрыв
22	25.05.2007	03:43:44	56.73	124.60	–	Взрыв
23	25.05.2007	04:44:03	56.73	124.68	–	Смещение
24	09.06.2007	03:10:08	56.74	124.69	6.9	Взрыв
25	09.06.2007	03:10:19	56.73	124.69	7.8	Взрыв
26	09.06.2007	05:07:22	56.48	124.66	6.9	Техногенное землетрясение
27	07.09.2007	04:49:59	56.71	124.60	7.6	Взрыв
28	07.09.2007	04:50:04	56.72	124.60	8.0	Взрыв
29	07.09.2007	04:55:10	56.71	124.60	7.6	Взрыв
30	07.09.2007	04:49:59	56.70	124.60	–	Смещение
31	07.09.2007	08:51:07	57.00	124.28	7.1	Техногенное землетрясение
32	26.09.2007	03:09:47	56.68	124.66	5.8	Взрыв
33	26.09.2007	03:09:49	56.62	124.67	7.1	Взрыв
34	26.09.2007	03:09:50	56.59	124.66	8.7	Взрыв
35	26.09.2007	03:09:53	56.60	124.66	8.0	Взрыв
36	26.09.2007	03:48:07	56.62	124.7	4.4	Смещение
37	11.01.2008	04:20:45	56.74	124.59	7.6	Взрыв
38	11.01.2008	04:20:47	56.70	124.61	8.0	Взрыв
39	11.01.2008	04:21:02	56.73	124.59	7.8	Взрыв
40	11.01.2008	04:21:30	56.71	124.60	5.4	Смещение

Как видно из таблицы, имеют место смещения горных пород в бортах разреза и отвалах, после массовых взрывов, по времени от нескольких минут до пяти часов и более, по координатам близки к координатам взрывов, по энергетическому классу соизмеримы с энергетическим классом взрывов.

Данные явления являются неблагоприятным фактором при ведении горных работ, так как могут вызвать необратимую деформацию и оползни в бортах разреза и отвалах. Особенно эти явления представляют опасность в весенне-осенний и летний периоды года, когда горные породы более обводнены. Пример волновых форм взрывов и инициированные ими смещения горных пород в борту разреза приведены на рис. 1.



Рис. 1. Волновые формы взрывов и смещение пород в борту разреза, инициированное взрывом 25.05.2007 г.

Землетрясения, происходившие на небольшой глубине и до 10 часов после взрывов, классифицировались как техногенные землетрясения. Интенсивное использование взрывной технологии на горнодобывающих предприятиях определяет значительный вклад массовых взрывов в наведенную сейсмичность Южно-Якутского региона (рис. 2).

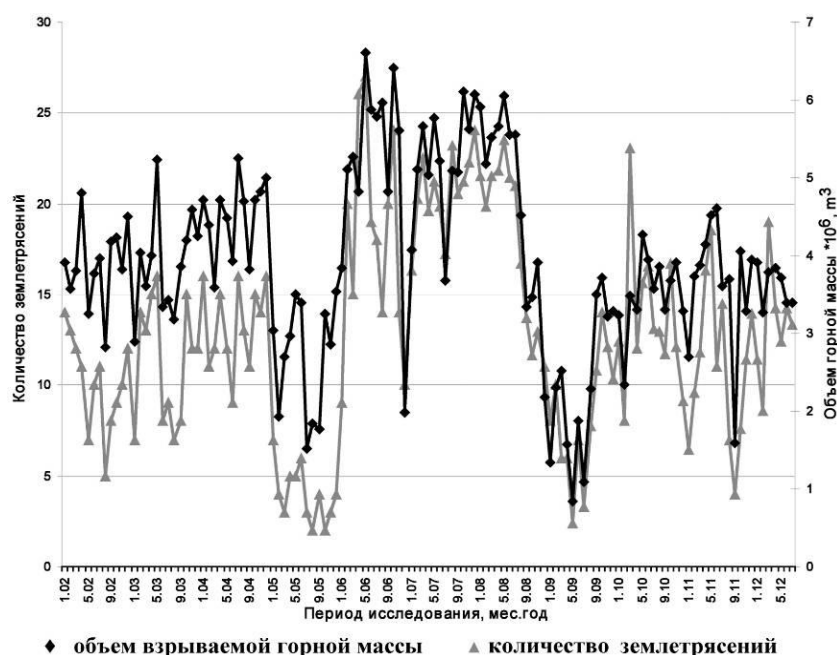


Рис. 2. Графики изменения объема взрываваемой массы и количества близких землетрясений в месяц за период 01.01.2002 г. – 31.07.2012 г.

При этом существенно повышается локальная природная сейсмичность, что ставит проблему массовых взрывов на одно из первых мест при оценке геоэкологического состояния территории Южной Якутии [1].

Исследования закономерностей проявления наведенной и природной сейсмичности в зоне открытых горных работ устанавливались на материалах пятилетних мониторинговых наблюдений сейсмостанции «Нерюнгри» (код – NYG). С 2002 по 2007 г. было произведено более 500 взрывов, зарегистрированных на станции в виде сейсмических событий в среднем 6-го энергетического класса.

Анализ по результатам мониторинга за 2002–2007 гг. показал, что из 135 (общее количество – 211) зарегистрированных землетрясений в ближней зоне 103 (165 в градусном квадрате) произошли в течение суток после взрывов, причем вблизи технологической площадки зарегистрировано 46 событий. Техногенное воздействие на среду трансформировалось в самостоятельный локальный сейсмический процесс. Иными словами, под действием массовых взрывов инициировался локальный поток сейсмических событий. Пространственное распределение взрывов и землетрясений приведено на рис. 3.

В данном случае можно говорить о локальной тектонической активизированной структуре. Причиной активизации локального разлома, по нашему мнению, является изменение напряженно-деформированного состояния массива горных пород в результате сейсмического воздействия взрывных работ проводимых на разрезе «Нерюнгринский».

Таким образом, нарастание техногенного давления на геолого-геофизическую среду приводит к необратимым явлениям в сейсмическом процессе. Эффекты техногенной модификации сейсмичности проявляются в виде активизации тектонических структур и формирования по косвенным признакам новых локальных нарушений земной коры [2]. Воздействие взрывных работ способно не только активизировать разломы вокруг зоны ведения горных работ, но и оказывать разгружающее воздействие на формирующиеся в недрах очаги сейсмической опасности, т.е. перераспределение энергии землетрясений в сторону снижения их энергетического класса [1].

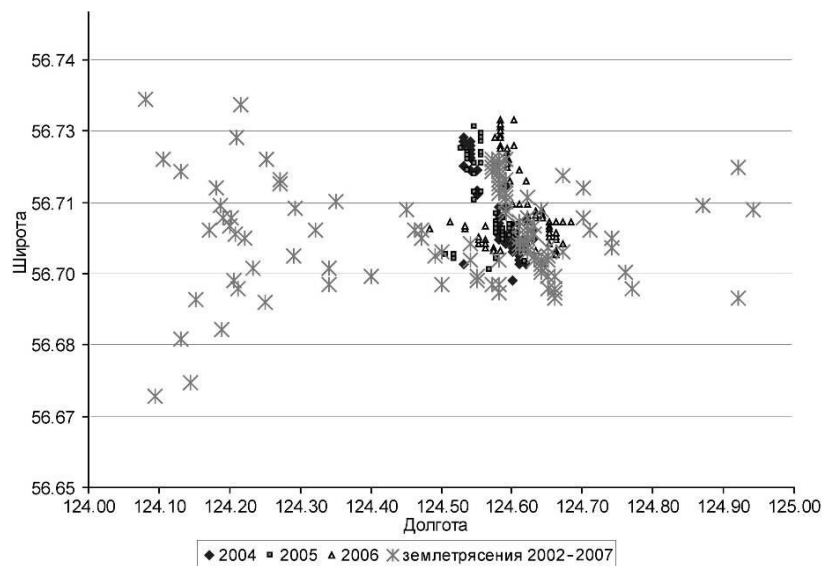


Рис. 3. Пространственное распределение пунктов взрывов и эпицентров слабых землетрясений ($K \leq 7$) вблизи технологической площадки НУР

С энергетической точки зрения накачка энергией взрывов земной коры и высвобождение энергии в виде землетрясений – это прямой и обратный процесс, который в замкнутой системе должен находиться в динамическом равновесии. Однако техногенные новообразования земной коры могут взаимодействовать с системой разломных структур, сформированных естественным сеймотектоническим процессом. Это означает, что техногенная структура (разрез) может проявить себя в виде очага будущего землетрясения. Что имеет место в нашем случае (таблица).

Сейсмическое воздействие крупных промышленных взрывов является наиболее значимым геоэкологическим фактором, особенно при открытом способе разработки полезных ископаемых, когда используются заряды ВВ большой массы (200 и более тонн).

Хотя техногенные землетрясения обычно не достигают угрожающей силы и не распространяются на большие территории, тем не менее они наносят ощутимый вред состоянию зданий и сооружений, находящихся в зоне, подверженной данным явлениям. Так, интенсивность техногенной сейсмической активности от промышленных взрывов, по полученным нами данным, составляет 0.5–2 балла, учитывая, что периодичность данных явлений достигает более 25 раз в месяц, негативное воздействие на здания и сооружения оказывается существенным.

Следовательно, непрерывные стационарные сейсмологические наблюдения крайне необходимы и являются одной из составных частей системы сейсмического мониторинга воздействия промышленных взрывов на геологическую среду и особо охраняемые объекты, которые позволяют выделить активизированные участки на карьерном поле и провести более детальное изучение сейсмических эффектов от взрывов, используя мобильные сейсмологические станции.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки (Задание № 5.1771.2014К).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Гриб Н.Н., Гриб Г.В.** Сейсмомониторинговые исследования техногенного воздействия на геологическую среду // Известия Самарского научного центра РАН. – 2011. – Т. 13 (39), № 1 (6). – С. 1319–1321.
2. **Имаев В.С., Трофименко С.В., Гриб Н.Н. и др.** Разломная тектоника и геодинамика в моделях очаговых зон сильных землетрясений Южной Якутии. – Нерюнгри: Изд-во Технического института (ф) ЯГУ, 2007. – 272 с.

О СОЗДАНИИ КАВКАЗСКО-КРЫМСКОГО ЗОНАЛЬНОГО ЦЕНТРА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

М.Г. Даниялов, Х.Д. Магомедов
Дагестанский филиал ГС РАН, г. Махачкала

Аннотация. Данное предложение базируется на анализе системы взаимодействия и организации структур, отвечающих за отдельные аспекты сейсмической безопасности территории бывшего СССР.

Abstract. The proposal is based on the analysis of the system of interaction and organization structures, responsible for certain aspects of the seismic safety of the territory of the former USSR.

Землетрясения занимают одно из первых мест среди других природных катастроф по разрушительным последствиям, возможному числу жертв и деструктивному воздействию на среду обитания человека. Предотвратить их невозможно. Ситуация усугубляется тем, что значительная часть территории России, республик Закавказья и других соседних стран подвержена землетрясениям с магнитудой $M \geq 5.0$. Результаты анализа последствий разрушительных землетрясений показывают, что заблаговременное проведение комплекса организационных и инженерно-технических мероприятий, а также грамотное руководство людьми при угрозе землетрясения и ликвидации его последствий в значительной мере снижают жертвы среди населения и материальный ущерб.

Одной из главных причин безнадзорности в сфере оценки сейсмической опасности и сейсмостойкого строительства является отсутствие соответствующего координирующего органа. Вместе с тем еще в начале прошлого века при Российской Императорской академии наук была создана Постоянная центральная сейсмическая комиссия. Она стала прообразом первой Международной ассоциации сейсмологии, председателем которой с 1911 г. был академик князь Б.Б. Голицын.

В советское время таким координирующим органом был Межведомственный совет по сейсмологии и сейсмостойкому строительству (МСССС) при Президиуме АН СССР. К сожалению, он прекратил свою деятельность после распада страны.

Функционировал также Кавказский зональный центр Единой системы сейсмологических наблюдений (КЗЦ ЕССН), который возглавляли в разное время А.Д. Цхакая, Е.Ф. Саваренский и В.Г. Папалашвили. В состав КЗЦ ЕССН входили представители Азербайджанской ССР, Армянской ССР, Грузинской ССР, Дагестанской АССР и ИФЗ АН СССР. Кавказский зональный центр ЕССН координировал научно-исследовательские работы по изучению землетрясений Кавказского региона, которые представлены в сборнике «Землетрясения в СССР в 1962–1989 гг.» и в издании «Ежегодный сейсмологический бюллетень Кавказа». КЗЦ проводил обследования последствий сильнейших землетрясений, особенно землетрясений, произошедших на границах двух союзных республик Кавказа с $I_0 \geq 7$ баллов. Совместными усилиями сейсмологов институтов России и республик Кавказа и были изучены последствия таких землетрясений, как Дагестанское 1970 г., Каспийское 1986 г., Спитакское 1988 г., Рачинское 1991 г. и др.

Что касается обобщения всего наблюдаемого материала сейсмических станций бывшего Советского Союза, то первая такая попытка была сделана в 50-х гг. XX в., когда по предложению Е.Ф. Саваренского был создан «Атлас землетрясений в СССР». В атласе были обобщены инструментальные данные с оценкой точности определения координат эпицентров и с классификацией землетрясений по магнитуде.

По решению МСССС, с 1961 г. материалы по обобщению сейсмологических наблюдений издавались в трех публикациях: оперативный бюллетень, сейсмологический бюллетень и ежегодник «Землетрясения в СССР». Координация работы по составлению

ежегодников осуществлялась путем постоянных контактов с составителями на ежегодных совещаниях КЗЦ ЕССН в Москве, Тбилиси, Ереване, Ленинакане, Махачкале.

После создания региональных опытно-методических геофизических экспедиций (ОМГЭ) региональные каталоги составлялись отдельно по республикам, а затем стыковались в КЗЦ ЕССН. При этом проводились переопределения по параметрам очага землетрясения. Унифицировались как энергетический класс, так и магнитуда, с использованием данных сейсмологического бюллетеня ИФЗ АН СССР.

В 1974–1976 гг. КЗЦ ЕССН под руководством Н.В. Кондорской и Н.В. Шебалина была проведена большая работа по унификации инструментальных и макросейсмических данных землетрясений Кавказского региона ($M \geq 4.0$ и $I_0 \geq 5$). Результатом такой работы явился один из лучших каталогов мира – «Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.». К сожалению, с 1993 г., в связи с распадом СССР КЗЦ ЕССН прекратил свою работу, что негативно сказалось на исследовательских работах институтов в области сейсмологии в масштабе всего Кавказского региона.

Задача сейсмологов Кавказа – создание нового центра, скажем, Кавказско-Крымского зонального центра сейсмологического мониторинга (ККЗЦСМ), в том числе и акваторий Черного и Каспийского морей. На начальном этапе в состав Кавказско-Крымского зонального центра могли бы войти представители следующих учреждений:

- Агентство «Служба сейсмической защиты» МЧС Республики Армения;
- Служба сейсмологического мониторинга Грузии;
- Республиканский центр сейсмологической службы НАН Азербайджана;
- Сейсмологическая служба Крыма;
- ИФЗ РАН;
- ГС РАН и ее кавказские филиалы.

Дагестанский филиал ГС РАН может взять на себя организационное, методологическое и другое необходимое сопровождение по созданию такого центра в г. Махачкале.

Со временем, по мере вступления в него сейсмологических служб государств, расположенных на сейсмоопасных территориях Востока и Запада Евразии, ККЗЦСМ можно было бы преобразовать в Евразийский международный центр сейсмологических наблюдений (ЕМЦСМ). Координация работ по составлению ежегодных каталогов осуществлялась бы путем постоянных контактов с составителями и на ежегодных совещаниях ККЗЦСМ. Результаты работ ККЗЦСМ по составлению бюллетеня землетрясений можно было опубликовать в возобновленном отдельном издании «Ежегодный сейсмологический бюллетень Кавказа и Крыма».

Результаты совместных обследований последствий сильнейших землетрясений, обобщенные инструментальные данные с количественной и качественной оценкой точности определения координат эпицентров землетрясений, с их классификацией по магнитуде можно было бы издать по образцу изданий «Атлас землетрясений СССР» и «Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен по 1975 г.». Указанные издания должны охватить периоды 1958–2013 и 1977–2013 гг.

Актуальность и значимость создания такого центра и усиления работ по комплексному мониторингу сейсмической ситуации обусловлены в первую очередь повышением геодинамических рисков, связанных с интенсивной добычей углеводородов в Черном и Каспийском морях, а также других полезных ископаемых на сейсмоопасных территориях.

Указанные обстоятельства делают эту задачу значимой не только в научно-теоретическом, но и практическом плане, имея в виду сейсмическую безопасность территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Папалашвили В.Г., Чичинадзе В.К.* Развитие сейсмологии в Грузии. – Тбилиси, 1999.
2. *Развитие сейсмологии в СССР* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://big-archive.ru/>.

ТЕСТИРОВАНИЕ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЫ СБОРА И АНАЛИЗА МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ДАННЫХ ПО СПИТАКСКОМУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЮ

¹В.И. Диденко, ²Е.А. Степанова

¹Обнинский институт атомной энергетики,
филиал НИЯУ МИФИ, г. Обнинск

²Геофизическая служба РАН, г. Обнинск

Аннотация. Описывается опыт использования автоматизированной системы сбора и анализа макросейсмических данных для количественной оценки интенсивности Спитакского землетрясения 1988 г. на примере сведений о разрушениях старинных церквей в различных населенных пунктах Республики Армения. Выполнено сравнение оценок интенсивности землетрясения в различных населенных пунктах Армении по данным экспертов и по результатам работы автоматизированной системы.

Abstract. The experience of using an automated system for the acquisition and analysis of macroseismic data to estimate the intensity of the 1988 Spitak earthquake on the example of the information about the destruction of ancient churches in different localities of the Republic of Armenia is presented. The comparison of earthquake intensity estimates in different settlements of Armenia according to the experts and the results of the automated system is made.

Введение

В Геофизической службе РАН разработана автоматизированная система DyfitWeb, предназначенная для сбора в сети Интернет и анализа данных о макросейсмических проявлениях ощутимых землетрясений, произошедших на территории России и стран СНГ. Описание системы и ее общая характеристика приведены в [1]. Ниже приведен пример тестирования системы путем ее использования для ретроспективной оценки интенсивности Спитакского землетрясения в 36 населенных пунктах Республики Армения.

Спитакское землетрясение

Спитакское землетрясение произошло 7 декабря 1988 г. в 11:41 по местному времени на северо-западе Армении и имело катастрофические последствия для республики. Интенсивность землетрясения в эпицентре, по разным оценкам, составляла до 10 баллов по шкале MSK-64 [2]. Были разрушены 11 городов и 58 сел. От землетрясения пострадала территория площадью 10000 км² (площадь зоны сильного разрушения составила 3000 км²), на которой проживало около 1 млн. человек [2]. Землетрясение вывело из строя около 40% промышленного потенциала Республики Армения.

В связи с тем, что Спитакское землетрясение является одним из наиболее изученных и при этом имеются достоверные данные о макросейсмических проявлениях землетрясения в различных населенных пунктах Армении, было решено использовать эти данные для демонстрации возможностей системы DyfitWeb в части представления и анализа макросейсмических данных.

В систему были введены приведенные в [3] анкетные данные обследования 36 церквей, получивших повреждения вследствие Спитакского землетрясения. Объекты исследования располагались в ближней к эпицентру землетрясения зоне – на расстояниях до 67 км.

В таблице приведены результаты автоматической обработки анкет после ввода их в систему.

Таблица. Сопоставление оценок интенсивности Спитакского землетрясения, полученных экспертами и автоматизированной системой

Населенный пункт	Интенсивность (оценка DufitWeb)	Интенсивность (экспертная оценка [3])	Количество откликов	Расстояние от эпицентра, км
Гогаран	10	10	1	1
Сараарт	10	10	1	4
Ширакамут	10	10	2	6
Дзорашен	10	10	1	11
Мец Парни	9	9–10	1	11
Мец Сариар	10	9	1	21
Гергер	7	9	1	21
Гюлагарак	9	9	2	24
Ванадзор	7	8	1	26
Арташен	7	8	1	26
Зуйгахбюр	8	8	1	28
Цохамарг	7	8	1	29
Куртан	7	8	1	31
Гетап	7	8	1	32
Гюмри	8	9	5	34
Арич	7	7–8	2	36
Мармашен	7	8–9	1	36
Артик	7	7–8	2	38
Пемзашен	7	7–8	3	42
Гусанагюх	7	8	1	44
Сарнахбюр	7	7–8	1	49
Дилижан	7	7–8	2	58
Агарцин	7	7	2	63
Обарци	7	8	1	67

Из таблицы видно, что модельная оценка интенсивности, выполненная системой DufitWeb, для подавляющего большинства случаев близка к оценкам, полученным экспертами. Лишь в двух случаях разница оценок достигает двух баллов.

На рис. 1 приведена гистограмма, иллюстрирующая расхождения между экспертными и модельными оценками для каждого из рассматриваемых населенных пунктов.

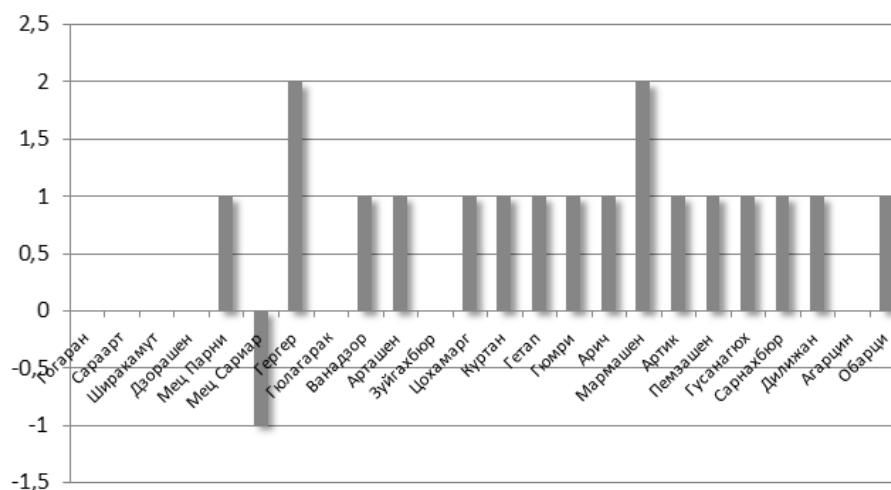


Рис. 1. Гистограмма расхождений экспертных и модельных оценок интенсивности

Можно отметить, что в 28 из 36 случаев имеет место систематическое занижение оценок, полученных автоматизированной системой. Это можно объяснить тем, что церкви являются старинными и очень прочными сооружениями, вследствие чего они получили меньшие повреждения во время землетрясения, чем типовые строения современных городов. Соответственно автоматизированная система по общим признакам повреждения современных сооружений присвоила им меньшие значения интенсивности.

На рис. 2 представлен график зависимости интенсивности от эпицентрального расстояния для Спитакского землетрясения. На графике видно, что оценки интенсивности, полученные после обработки анкет системой DufitWeb, хорошо коррелируются с графиком уравнения макросейсмического поля Н.В. Шебалина [4].

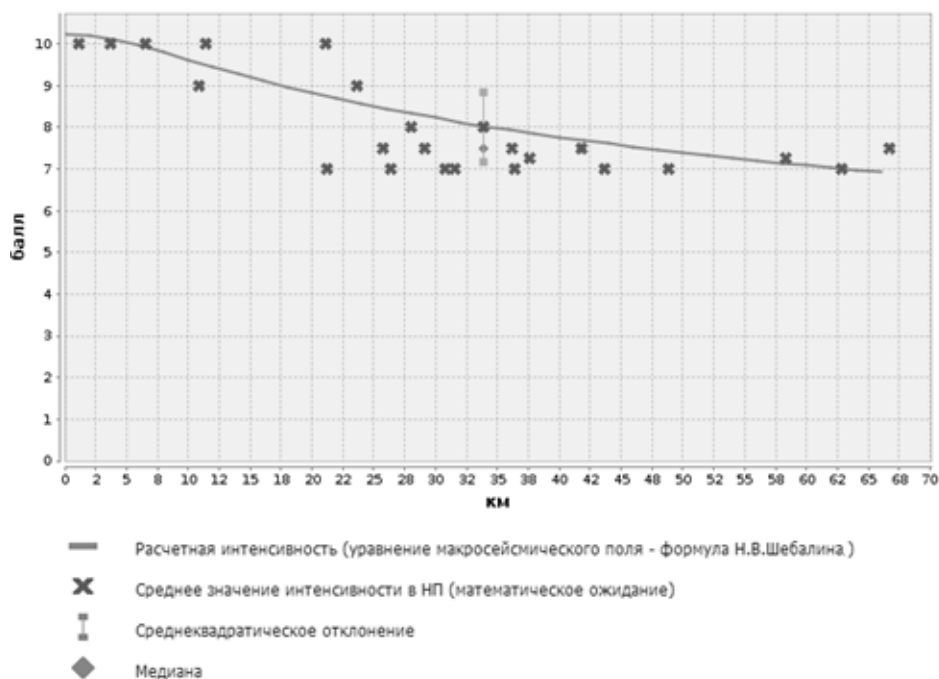


Рис. 2. Зависимость интенсивности от расстояния

В системе DufitWeb карты используются как удобное средство визуализации пространственных данных, позволяющее оценить взаимное расположение объектов и их удаленность друг относительно друга. На рис. 3 представлена карта, на которой отмечены эпицентр Спитакского землетрясения, а также населенные пункты, для которых были введены анкетные данные. Размер маркера означает количество населения, а цвет – интенсивность землетрясения в конкретном населенном пункте. При наличии достаточно подробных данных о макросейсмических проявлениях землетрясения подобная карта может быть использована для построения изосейст.

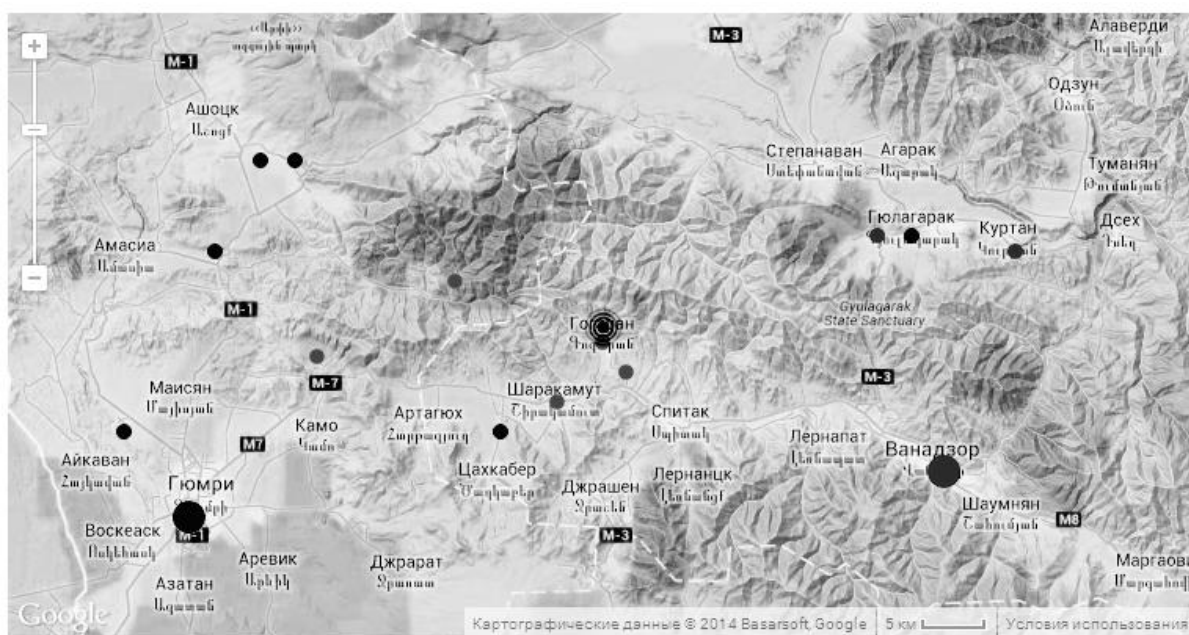


Рис. 3. Карта откликов для Спитакского землетрясения

Заключение

В заключение необходимо отметить, что выполненные в ГС РАН в течение последних нескольких лет разработки позволили создать единый распределенный сервис по сбору и анализу макросейсмических данных на территории России и стран СНГ. Подобный сервис может быть полезен самым разным группам пользователей: специалистам в области сейсмологии – как средство оперативного получения данных, необходимых для более точной оценки интенсивности землетрясений; службам быстрого реагирования (МЧС) – как удобный инструмент первичной оценки степени опасности землетрясений для населения, проживающего в зоне их воздействия, а также ретроспективного анализа рисков, связанных с сейсмической активностью земной коры на различных территориях; обычным людям – как средство получения достоверной информации о землетрясениях, повышения грамотности в части макросейсмических проявлений землетрясений и правил поведения в таких ситуациях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Маловичко А.А., Диденко В.И., Яцало Б.И.* Автоматизированная система сбора и анализа макросейсмических данных об ощутимых землетрясениях в режиме реального времени. (В наст. сб.).
2. *Шебалин Н.В., Антикаев Ф.Ф.* Развитие шкал типа MSK // Вычислительная сейсмология. – 2003. – Вып. 34. – С. 210–253.
3. *Назаретян С.Н.* Сейсмическая опасность и риск территории городов зоны Спитакского землетрясения 1988 г. – Ереван: «Гитутюн», 2013. – 211 с.
4. *Шебалин Н.В.* Очаги сильных землетрясений на территории СССР. – М.: Наука, 1974. – 54 с.

НОВАЯ ВЕРСИЯ ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В.Н. Дробышев

Владикавказский научный центр РАН, г. Владикавказ

Аннотация. В отличие от традиционных позиций исследования сейсмичности в Евклидовом пространстве с выделенным временным измерением, в статье демонстрируются позиции рассмотрения сейсмичности в пространственно-временном континууме с равноправным временным измерением, но не с Лоренцевой метрикой сигнатуры $\langle 1,3 \rangle$, справедливой для релятивистских физических моделей, а с метрикой Бервальда–Моора сигнатуры $\langle 4 \rangle$.

Abstract. In contrast to the traditional approach of studying seismicity in the Euclidean space with a separate temporal dimension, this paper demonstrates how to consider seismicity in a spatiotemporal continuum, which equally includes the temporal dimension. We consider not the Lorenz signature metric of $\langle 1,3 \rangle$, which is appropriate for relativistic physical models, but a Berwald–Moor signature metric of $\langle 4 \rangle$.

Основанием для возникновения новой точки зрения в сейсмологии послужил эксперимент по изучению стадийности разрушения изотропного эпоксидного образца кубической формы при медленно нарастающем одноосном сжатии [1] (рис. 1 а).

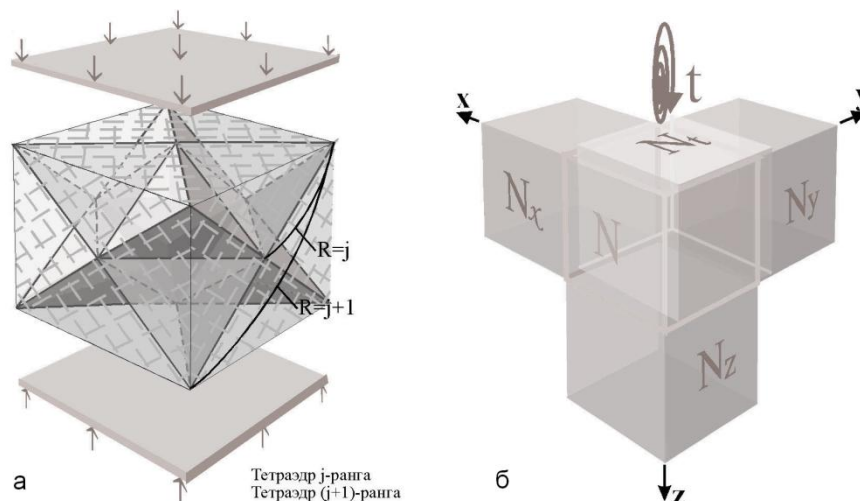


Рис. 1. Тетраэдрическая модель разрывообразования (а) и четыре измерения величины N (б)

Стремление к достижению высокого уровня однородности материала, составляющего тело образца, было обусловлено желанием рассмотреть поведение сейсмического процесса в условиях освобождающих его от всех искажающих факторов, которые объективно присутствуют в реальной геологической среде. На начальных стадиях сжатия в прозрачном теле образца отмечалось образование мелких обособленных трещин, по-разному ориентированных и достаточно равномерно распределенных в пространстве. Пересекающиеся системы трещин формировали на всех гранях эпоксидного куба рисунок в виде регулярной прямоугольной сетки, развернутой под углом 45° к направлению действия внешней силы. Для последующих стадий было характерно постепенное укрупнение разрывов посредством смыкания соседних трещин до логического предела, за которым следовало полное разрушение образца. Изучение процесса образования трещин в экспериментальном эпоксидном образце сопровождалось регистрацией звуковых сигналов, исходящих из него, – акустической эмиссии (АЭ). Интенсивность

звуковых импульсов отождествлялась с величиной образующихся трещин. В результате был получен график повторяемости акустических импульсов, аналогичный классическому графику повторяемости землетрясений Гуттенберга–Рихтера.

Возможность построения графика повторяемости (в дальнейшем – ГП) и его линейность для сред, как изотропных, так и анизотропных, позволяет полагать, что объективные причины, нарушающие пространственно-временную равномерность развития сейсмического процесса в реальных условиях, влияют только на геометрию и ритмы его проявления, не затрагивая его фундаментальные свойства [2].

Анализ наблюдений за развитием экспериментального сейсмического процесса во времени обусловил восприятие основного сейсмологического параметра N_i – повторяемости землетрясений определенной энергетической i -группы – как четырехмерного феномена. Определимся, что под повторяемостью землетрясений N_i подразумевается количество условно одинаковых по энергетике сейсмических событий (СС), последовательно возникающих в некотором конечном объеме литосферы $V(x,y,z)$ за период времени T .

Обозначим в пространстве (x,y,z) экспериментальной модели трехмерный малый фрагмент кубической формы ($x=r$; $y=r$; $z=r$), в объем которого $V=r^3$ попадает N_i сейсмических событий, возникших за время T (рис. 1 б). Увеличим один из линейных параметров фрагмента, допустим, длину x , в два раза. Полученный параллелепипед будет иметь размеры: $x=2r$, $y=r$, $z=r$ и объем его будет составлять $V_x=2r^3$. Из условия равномерности распространения сейсмического процесса по пространству модели в его объем попадает $2N_i$ событий.

Возвратившись к исходному фрагменту и произведя аналогичные действия с высотой z и шириной y поочередно, сформулируем очевидный вывод: при увеличении любого одного пространственного измерения исходного кубического фрагмента в k раз, объемом новообразованного параллелепипеда будет охватываться kN_i событий.

Из условия равномерности развития экспериментального сейсмического процесса во времени, за время $2T$ в его объеме $V=r^3$ образуется также $2N_i$ событий, или в общем случае: при увеличении исходной длительности времени наблюдения T в k раз мы получаем в исходном фрагменте kN_i событий, т.е. в идеализированных условиях эксперимента величина N_i прямо пропорционально реагирует на изменение величины любого одного из четырех своих базисов измерения, что по своей сути демонстрирует их равноправность. При одинаковом увеличении сразу всех четырех базисов измерения величины N_i в пространстве-времени (x,y,z,t) , допустим, в k раз, величина N_i изменяется в k^4 раз.

Введем новую меру $\rho_i^4=N_i$, или $\rho_i=N_i^{0.25}$. Образованный параметр ρ можно воспринимать как метрическую функцию Бервальда–Моора в четырехмерной теоретико-физической конструкции $(\rho_1\rho_2\rho_3\rho_4)$ сигнатуры $\langle 4 \rangle$, которая легитимно заменяет традиционную позицию исследования сейсмичности – Евклидово пространство (x,y,z) сигнатуры $\langle 3 \rangle$ с выделенным временным измерением t [3, 4]. Представление N_i в пространственно-временном континууме сигнатуры $\langle 4 \rangle$ с равноправным временным измерением позволило критически пересмотреть способ организации графика повторяемости землетрясений Гуттенберга–Рихтера в системе координат: $x=K$; $y=\lg N$ и произвести замену шкалы $y=\lg N$ на шкалу $y=\rho=N^{0.25}$. В результате последовавшей трансформации график повторяемости в новой версии, не теряя линейности вида $\rho=a-K*b$, обретает определенность в интервале прогноза: $0<\rho<1$ (или $0<N<1$), что не свойственно графику повторяемости Гуттенберга–Рихтера вида $\lg N=a-K*b$.

Состоятельность новой версии графика повторяемости была подвергнута проверке на примерах выборок по эпицентральных зонам сильнейших землетрясений, взятых из сейсмологических каталогов. Констатация факта, что линейная экстраполяция графика до пересечения с осью магнитуд – M (или энергетического класса – K) определяет сейсмический потенциал M_{\max} (или K_{\max}) на локальном участке территории, основана на сходимости аналитически полученных результатов с фактическими значениями M (или K) катастрофических землетрясений (рис. 2).

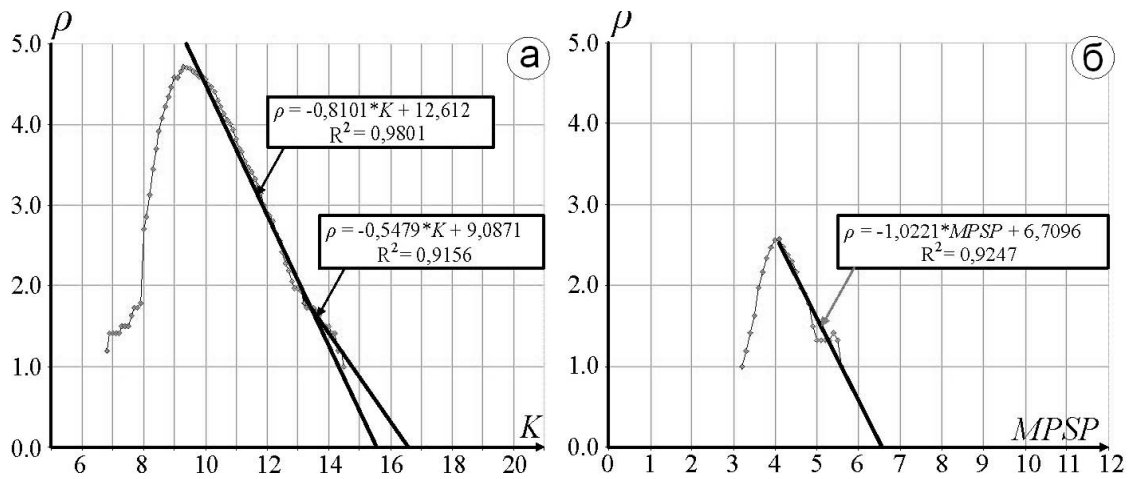
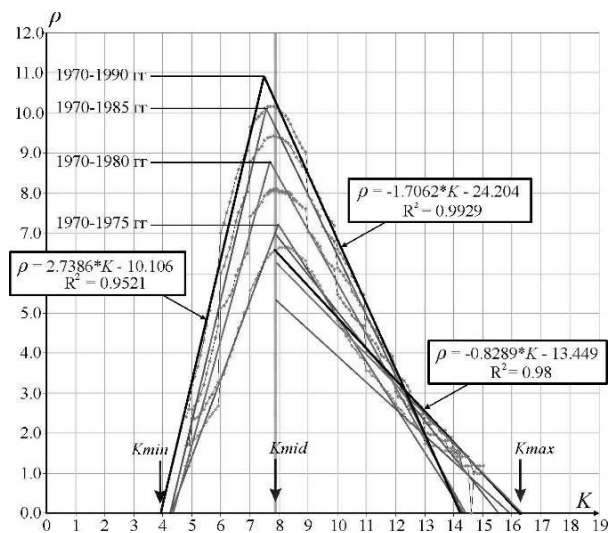


Рис. 2. Графики повторяемости афтершоков землетрясений:
а – Рачинского ($K=16.4$); б – Барисахского ($MPSP=6.6$)

На рис. 3 представлено семейство графиков повторяемости землетрясений, построенных при пошаговом увеличении длины рабочей выборки из каталога землетрясений



Кавказа на пять лет: 01.01.1970 – 31.12.1975 – 31.12.1980 – 31.12.1985 – 31.12.1990 гг. Обращает на себя внимание устойчивая нацеленность ветвей графика, построенных для различных временных срезов, на значения K_{min} и K_{max} .

Рис. 3. Семейство графиков повторяемости землетрясений, построенных для части территории Кавказа в границах рабочей выборки ($40.0-44.0^{\circ}N$; $41.0-50.0^{\circ}E$; период 01.01.1970 г. – 31.12.1990 г.; количество строк в выборке – 29222) при пошаговом увеличении длины выборки от момента 01.01.1970 г. на пять лет

Основанием для разработки вычислительных приемов по линейным трендам ГП, позволяющих делать прогнозные оценки, служат результаты эксперимента по изучению стадийности разрушения эпоксидного куба при медленном одноосном сжатии. Сочетание правильного тетраэдра с собственной инверсией демонстрирует идеальный вариант схемы трещинообразования в объеме кубического образца и однозначно расшифровывает решетчатую систему трещин, зафиксированную на всех гранях.

Исходя из построений, показанных на рис. 1 а, можно постулировать следующее:

1. Сейсмический разрыв – разрыв по плоскости (в идеальном варианте);
2. Простейшая блочная отдельность, образованная плоскостями, – тетраэдр;
3. Принимаемая версия: сейсмическое событие j -ранга есть разрыв по грани тетраэдра j -ранга;
4. Площадь грани тетраэдра $(j+1)$ -ранга больше площади грани тетраэдра j -ранга в четыре раза: $S_{j+1} = 4 \cdot S_j$;
5. В конечном объеме среды распространения сейсмического процесса количество (N_j) сейсморазрывов j -ранга в четыре раза меньше количества (N_{j-1}) сейсморазрывов $(j-1)$ -ранга;
6. Период повторяемости землетрясения j -ранга вычисляется по формуле:

$$t_{R=j} = \frac{T}{\rho_{R=j}^4},$$

где T – время составления непрерывной выборки; $\rho_{R=j}$ – ордината точки тренда ГП, абсцисса которой соответствует энергетическому интервалу j -ранга (включая и экстраполированный интервал тренда ГП для: $0 < \rho < 1$).

Появление схем вычисления периодов повторяемости (СС) старших рангов, наряду с расчетом значений M_{\max} (или K_{\max}) по экстраполированной (прогнозной) части тренда ГП, подтвердило целесообразность применения физико-теоретической конструкции $(\rho^1 \rho^2 \rho^3 \rho^4)$ с метрикой Бервальда–Моора в качестве новой научной позиции эффективного изучения сейсмического процесса.

В настоящем тексте развита мысль о внедрении новой концепции в изучение закономерностей развития сейсмического процесса, основанной на применении нового математического инструментария обработки сейсмологической информации из каталогов землетрясений. В отличие от традиционных позиций исследования сейсмичности в Евклидовом пространстве сигнатуры $\langle 3 \rangle$ с выделенным временным измерением, предлагаемые вычислительные схемы выстраиваются с позиции рассмотрения сейсмичности в пространственно-временном континууме с равноправным временным измерением, но не с метрикой Лоренца сигнатуры $\langle 1;3 \rangle$, справедливой для релятивистских физических моделей, а с метрикой Бервальда–Моора сигнатуры $\langle 4 \rangle$.

Эксцентричная метрика ρ , не являющаяся по своему генезису ни метром, ни секундой, позволяет, как ни странно, создавать качественные расчетные механизмы, которые можно успешно применять как для ретроспективного анализа сейсмичности, так и в прогнозе.

Результат ретроспективного расчета количества сильных ($K > 13.0$) землетрясений для территории Кавказа в пространственных границах рабочей выборки за 90 предшествующих лет, выполненный по экстраполированной части ($0 < N < 1$) самого молодого двадцатилетнего графика, хорошо согласуется с результатами подсчета количества землетрясений обозначенной энергетической группы из Исторического каталога. Расчет проводился с применением разработанной на основе пунктов 1–6 специальной схемы ранжирования в энергетической представительности сейсмических событий (СС) и подтверждает ее состоятельность. Возможность определения периодов повторяемости (СС) старших рангов по экстраполированной части графика повторяемости открывает перспективы для выработки прогнозных оценок.

Можно полагать, что применение вычислительных приемов, справедливых для идеальной модели развития сейсмического процесса, также справедливо и для решения практических задач сейсмологии.

В комплексе новая методология позволит создавать детальные карты сейсмического потенциала территорий, давать локальную оценку уровню подготовки землетрясений всех высоких рангов, сопровождая процедуру построения графиков повторяемости прогнозом стадийности их эволюции на несколько ближайших лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Соболев Г.А.** Основы прогноза землетрясений. – М.: Наука, 1993.
2. **Грачев А.Ф.** Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. – М.: Пробел, 2002. – С. 346–349.
3. **Дробышев В.Н.** Теоретические представления о принципе фрактальности в сейсмическом процессе // Вопросы инженерной сейсмологии. – М.: ИФЗ РАН, 2012. – Т. 39, № 3. – С. 21–32.
4. **Сипаров С.В.** Канонические уравнения Гамильтона и метрика Бервальда–Моора (О формализме физических теорий) // Гиперкомплексные числа в геометрии и физике. – № 2 (4). – М.: «МОЗЭТ», Российское гиперкомплексное общество, 2005. – С. 51–56.

АНАЛИЗ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ СОВРЕМЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ УРАЛА

Р.А. Дягилев
Горный институт УрО РАН, г. Пермь

Аннотация. Обобщены макросейсмические проявления современных землетрясений, зарегистрированных на Урале. Проанализирована их связь с инструментально определенной магнитудой и расстоянием до источника. Получено уточненное уравнение макросейсмического поля, характеризующее эффект от приповерхностных источников с глубиной до 1 км.

Abstract. The article summarizes macroseismic manifestations of modern earthquakes of the Urals. The Intensity-Magnitude-Distance relation was analyzed. A new macroseismic equation was obtained that describes seismic effect of near surface ($H < 1$ km) sources.

Сильные землетрясения на Урале с макросейсмикой – сравнительно редкие явления, поэтому за последние 15 лет наблюдений стационарной сейсмической сетью (1999–2013 гг.) их зафиксировано не более десятка. Несколько расширить объем инструментальных и макросейсмических данных позволяют локальные наблюдения в районе Верхнекамского месторождения калийных солей, которые ведутся с 1993 г. Приличный объем макросейсмических сведений удастся почерпнуть в результате взаимодействия со службами прогнозирования и предупреждения горных ударов (СППГУ), действующими на горнодобывающих предприятиях Урала (СУБР, Высокогорский ГОК и др.). Таким образом, за рассматриваемый период сформировался достаточно представительный объем и инструментальных, и макросейсмических данных о сравнительно сильных сейсмических событиях ($M=1.8-4.4$, $I=2-5$ баллов) природного и техногенного характера, которые пока совместно не рассматривались. Отдельные землетрясения ранее уже были освещены в [1–14]. В данной работе к общему списку добавлены и кратко описаны события, которые пока не получили должной аналитической оценки. Основные параметры всех рассмотренных событий (дата, время, координаты, глубина – H , магнитуда – M , интенсивность в эпицентре – I_0 , ближайший населенный пункт) представлены в таблице.

Таблица. Землетрясения Урала за 1993–2013 гг. с макросейсмическими проявлениями

Дата и время	φ , °N	λ , °E	H , км	M	I_0	Населенный пункт	Источник
1993.10.25 13:31:04	59.21	56.71	4	2.9 <i>MLH</i>	4–5	Березники	[8, 12]
1995.01.05 12:46:02	59.59	56.80	0.3	3.8 <i>MS</i>	5	Соликамск (СКРУ-2)	[9, 10]
1997.10.07 20:57:33	59.36	56.93	0.3	3.1 <i>MLH</i>	5	Березники	
2004.03.25 15:01:42	60.16	59.96	1	3.1 <i>ML</i>	3–4	Североуральск (СУБР)	
2007.04.27 20:29:16	57.70	59.29	1	3.1 <i>ML</i>	3–4	Нижний Тагил (шахта «Естюнинская»)	
2008.12.16 17:04:47	57.91	55.48	20	2.8 <i>ML</i>	≤ 2	Нытва	
2008.12.26 08:25:35	57.31	55.45	0	1.8 <i>ML</i>	4	Оса	
2009.10.01 16:21:46	57.96	59.80	1	2.0 <i>ML</i>	3	Нижний Тагил (шахта «Естюнинская»)	
2010.02.13 03:43:54	60.21	60.06	1	4.2 <i>ML</i>	4	Североуральск (СУБР)	
2010.03.29 03:02:18	58.86	59.16	21	4.4 <i>ML</i>	5	Качканар	[2, 3, 6]
2011.03.11 23:15:07	53.15	55.87	10	3.8 <i>ML</i>	4–5	Мелеуз	[1, 14]
2012.09.05 20:11:03	54.31	59.43	0.5	3.0 <i>ML</i>	5	Учалы (УГОК)	[5, 7]
2013.12.14 14:57:24	60.23	60.01	1	3.5 <i>ML</i>	4–5	Североуральск (СУБР)	

Приведем ниже сведения о тех из них, которые нигде ранее не описывались и которые могли бы дополнить общую картину макросейсмике уральских событий.

Отдельной публикации по событию 1997 г. в г. Березники нет, хотя землетрясение незаурядное и ощущалось почти на всей территории города. Имеются инструментальные записи вертикальной компоненты, полученные шахтной сейсмологической сетью в г. Соликамск. Макросейсмические данные подчерпнуты из показаний очевидцев и газет, вышедших на следующий день после события. Они недостаточно подробны, но позволяют оценить эффект в семи пунктах. Наиболее сильные проявления – до 5 баллов (смещение тяжелой мебели, испуг людей, выбегавших на улицы и наблюдавших визуально горизонтальные колебания поверхности) – отмечены вблизи эпицентра (д. Круглый Рудник и рудоуправление БКПРУ-2). 4-балльные сотрясения (дрожь, стук и небольшие смещения тяжелой мебели) ощущали на верхних этажах домов в южной части города (ул. Пятилетки и ул. Мира). 3-балльные колебания (ощутимая тряска предметов) были замечены диспетчером железнодорожной станции Березники и жителями в д. Трутни.

Горно-тектонические удары на СУБРе происходят сравнительно часто. Нередки случаи, когда они имеют макросейсмические проявления в радиусе первых десятков километров, куда попадают г. Североуральск, поселки Калья, Черёмухово и Третий Северный. Точные инструментальные оценки параметров очагов и результаты обследований очаговых зон в шахте любезно предоставлены СППГУ ОАО «СУБР». Региональная сейсмологическая сеть обеспечивает оценку магнитуды и сбор макросейсмических данных через интерактивную анкету в сети Интернет [12]. Практически все события, произошедшие здесь, ощущались примерно одинаково с интенсивностью от 3 до 5 баллов, при этом каждое из них дает несколько оценок интенсивности на разном удалении. Оценки расстояний для всех событий – сравнительно точные (ошибка не превышает 0.5 км). Интенсивность оценивалась по трем основным критериям: воздействие на наблюдателя, воздействие на окружающие предметы и воздействие на здания и сооружения – что позволило оценить дисперсию оценок интенсивности. Таким образом, для самого сильного события 12 февраля 2010 г. оценки интенсивности получены в общей сложности в десяти пунктах, для события 14 декабря 2013 г. – в девяти пунктах.

Другой район, где время от времени происходят горно-тектонические удары, – г. Нижний Тагил Свердловской области. Сведения о макросейсмических проявлениях, доступные для анализа, – лишь те, что опубликованы в новостных сводках, выпущенных сразу после очередного инцидента. Сильные события происходят в основном на шахте Естюнинская и ощущаются жителями в различных частях города. Однако на другом объекте – шахте Магнетитовая – такие события также возможны. Подробных описаний характера ощущений нет, но по площади их распространения можно говорить о 3–4-балльных сотрясениях. Местоположение большинства очагов определяется региональной сетью с ошибкой 10–20 км. Поэтому почти каждое событие, происходящее здесь, в системе координат «интенсивность–расстояние» рассматривается не как точка, а некая область возможных значений. Наименьшая неопределенность по местоположению существует для события, произошедшего 1 октября 2009 г., когда над очагом на поверхности имели место значительные вертикальные оседания амплитудой до 0.5 м, вызвавшие повреждения зданий и дорожного полотна. Принимая во внимание наличие подземных горных выработок, разрушения в эпицентральной зоне данного события в связи с оседаниями не рассматриваются как макросейсмический эффект. Макросейсмические оценки для него учитывают только ощущения городских жителей.

Землетрясение в районе г. Нытва имеет надежно установленный гипоцентр, так как ближайшая сейсмическая станция PR4R оказалась расположенной почти над очагом. При сборе макросейсмических данных, организованном на следующий день после землетрясения, были охвачены соседние населенные пункты Пермского края – Горшки, Суздалы, Голый Мыс, Новоильинский. Опрос местных жителей не выявил каких-либо проявлений данного землетрясения на поверхности, хотя ожидалось,

что в позднее вечернее время (событие произошло в 22:04 местного времени) его могли ощущать как 2–3-балльные сотрясения некоторые жители, находясь в спокойном состоянии в помещении. Поскольку таких фактов не было выявлено, интенсивность в эпицентре рассчитана из инструментальных оценок колебаний, зарегистрированных ближайшей станцией. При скорости смещения 0.07 см/с можно говорить о сейсмической интенсивности на уровне 2 баллов, что объясняет отсутствие ощутимых проявлений землетрясения на поверхности.

Необычное землетрясение произошло 26 декабря 2008 г. в 08:25:35 в районе Воткинского водохранилища около г. Оса. Событие имело магнитуду 1.8 и было зарегистрировано только одной ближайшей станцией на расстоянии 73 км. Однако оно имело макросейсмические проявления на поверхности, интенсивность которых оценивается в 3–4 балла. По описаниям очевидцев – жителей дома № 2 по ул. Мира – во время толчка здание покачнулось сначала в восточную сторону, затем в западную, был слышен треск стен, после чего люди в испуге выбегали на лестничные площадки. Обследование района эпицентра позволило установить нетектоническую причину события – образование сбросовой трещины в ледовом покрытии Воткинского водохранилища после снижения уровня воды.

Общепринятым способом анализа совокупности макросейсмических данных является их представление в виде макросейсмического уравнения, характеризующего затухание интенсивности с расстоянием от очага. Макросейсмическое уравнение вида:

$$I=1.5M-a\lg(R)+b$$

имеет эмпирические коэффициенты a и b , которые известны для всех сейсмически активных районов. Согласно исследованиям Н.В. Шебалина [11], для Урала коэффициенты имеют следующие значения: $a=3.5$, $b=3$. Однако стоит отметить важное обстоятельство, которое необходимо учитывать при их использовании в оценках сейсмической опасности территории Урала. При составлении карт ОСР-97 территория РФ в свое время была разделена на регионы, отличающиеся глубинным строением и связанным с ним сейсмическим режимом. Урал также был обособлен в самостоятельный регион, имеющий свой особый характер сейсмичности. Несмотря на это, при описании возможных макросейсмических эффектов Урал был объединен вместе с Восточно-Европейской платформой (ВЕП) и Западно-Сибирской плитой, так как совокупного количества исторических сведений о макросейсмических проявлениях при землетрясениях, произошедших отдельно в каждом сейсмически активном регионе, оказалось недостаточно. Таким образом, есть основания считать, что макросейсмическое уравнение Н.В. Шебалина описывает сейсмические эффекты землетрясений Урала лишь приблизительно и может быть уточнено при достаточном объеме эмпирических данных.

В сравнении с историческими данными и данными инструментального этапа до 1999 г., современные данные отличаются более высокой представительностью сведений по площади (местоположение очагов определяется на большей территории и точнее) и по магнитуде, что существенно расширяет область определения анализируемых параметров и позволяет привлечь к анализу очаги с незначительным макросейсмическим эффектом. В частности, имеются данные, полученные на очень близких гипоцентральных расстояниях от событий с небольшими магнитудами. Низкие магнитуды в свою очередь за счет более частой реализации обеспечивают количественную представительность данных.

Для уточнения коэффициентов макросейсмического уравнения каждое событие представлено в виде набора точек на плоскости, где по оси абсцисс отложено гипоцентрального расстояние R , а по оси ординат – величина $I - 1.5M$ (рисунок). Каждая точка представляет собой оценку интенсивности события, документально зафиксированную в некотором пункте пространства, где также установлены величины стандартных отклонений по σ_R и по σ_I . Для точек, имеющих плохую пространственную привязку

(координаты очага определены грубо или респондент указал свое местоположение приблизительно), величина стандартного отклонения σ_R принята равной ошибке локализации и составляет 10 км. Стандартное отклонение σ_I , если интенсивность установлена независимыми исследованиями и первичные результаты опроса недоступны, принята равной 0.5 балла. В случаях, когда опрос велся с помощью анкет среди населения, стандартное отклонение получено из трех значений, характеризующих воздействие на наблюдателя, воздействие на окружающие предметы и воздействие на здания и сооружения. Поскольку магнитуды событий имеют различный тип, все значения были приведены к одной шкале магнитуд MLH .

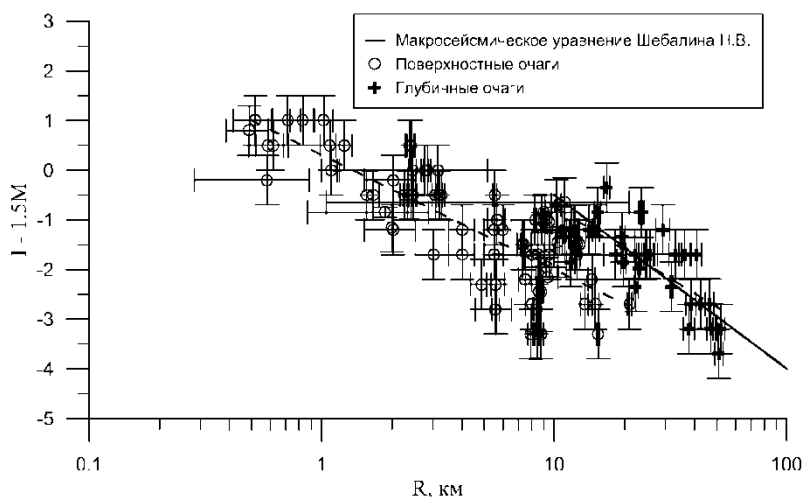


Рис. Зависимость макросейсмического эффекта уральских землетрясений от гипоцентрального расстояния

Предполагается, что пространственное распространение сейсмического эффекта будет иметь различный вид для очагов на поверхности и на глубине, так как в первом случае основная энергия передается поверхностными волнами, а во втором – объемными. Поэтому данные разделены на две соответствующие группы, для каждой из которых уточнение коэффициентов макросейсмического уравнения производилось отдельно. Как можно видеть из рисунка, прерывистая линия, аппроксимирующая затухание волн от глубинных источников, довольно близка к уравнению Шебалина, отличаясь лишь наклоном. Это вполне объясняется различием исходных данных. Принимая во внимание, что обе линии были получены на макросейсмических данных природных очагов, а новая аппроксимация сделана на меньшем наборе данных, заменять ею более представительную зависимость Шебалина нет особого смысла.

Уточненное макросейсмическое уравнение согласно представленному набору данных для поверхностных источников, напротив, имеет существенные отличия от зависимости Шебалина. Зависимость $I=1.5M-2.3\lg(R)+0.3$ с обновленными коэффициентами a и b захватывает диапазоны малых гипоцентральных расстояний и магнитуд, где ранее сведения не обобщались. Немаловажно, что новое уравнение позволяет оценивать сейсмический эффект именно для мелкофокусных очагов, которые характерны для техногенной сейсмичности горнодобывающих регионов. В частности, на примере Соликамского землетрясения 1995 г., которому в условиях отсутствия надежной инструментальной привязки очага по макросейсмическим данным была дана оценка глубины 8 ± 3 км [9, 10], легко показать, что новая зависимость при прочих равных параметрах дает более адекватную оценку глубины – 1–3 км.

Выводы

Обобщение макросейсмических данных значительно расширило диапазоны применимости уравнения макросейсмического поля для Урала. С одной стороны, это позволяет более обоснованно подходить к оценке параметров очагов в условиях нехватки

инструментальных данных. Принимая во внимание тот факт, что на большинстве горнодобывающих объектов сейсмологический мониторинг не входит в состав мероприятий по инструментальному контролю состояния массива, полученная зависимость может в какой-то мере компенсировать этот недостаток. С другой стороны, расширенная зависимость заставляет по-новому взглянуть уже на произошедшие события. Учитывая, что часть землетрясений на Урале, сведения о которых подчерпнуты из исторических документов, могла иметь небольшую глубину (например обвальные землетрясения), следует уделить внимание вопросу пересмотра их магнитуд, если таковые были получены из уравнения макросейсмического поля для глубинных очагов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Верхоланцев Ф.Г., Голубева И.В.** О сейсмической активности на юго-востоке Республики Башкортостан по данным инструментальных наблюдений в 2011–2012 гг. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 84–87.
2. **Верхоланцев Ф.Г., Дягилев Р.А.** Качканарское землетрясение 29 марта 2010 г. Макросейсмические проявления // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 46–55.
3. **Дружинин В.С., Пустовалов Н.А., Папиев Г.А., Косилова М.В., Тележук Н.В.** Косьинское сейсмическое событие 29 марта 2010 г. на Среднем Урале // Геориск. – 2010. – № 4. – С. 26–30.
4. **Дягилев Р.А.** Сейсмичность Западного Урала и по результатам инструментальных наблюдений // Стратегия и процессы освоения георесурсов. Материалы ежегодной научной сессии Горного института УрО РАН по результатам НИР в 2008 году. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2009. – С. 150–152.
5. **Дягилев Р.А., Верхоланцева Т.В., Чепуров Е.И.** Землетрясение 5 сентября 2012 г. в районе г. Учалы // Горное эхо. – 2012. – № 4. – С. 17–19.
6. **Дягилев Р.А., Голубева И.В.** Параметры Качканарского землетрясения 29 марта 2010 г. по инструментальным данным // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 89–93.
7. **Дягилев Р.А., Шулаков Д.Ю., Верхоланцева Т.В.** Макросейсмические и инструментальные исследования Учалинского землетрясения 5 сентября 2012 г. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 159–163.
8. **Маловичко А.А.** Березниковское землетрясение 25 октября 1993 г. // Проблемы безопасности при отработке месторождений полезных ископаемых в зонах градопромышленных агломераций. Материалы Международного симпозиума SPM-95. – Екатеринбург: УрО РАН, 1997. – С. 295–307.
9. **Маловичко А.А., Блинова Т.С., Лебедев А.Ю., Некрасова Л.В.** Соликамское землетрясение 5 января 1995 г. // Проблемы безопасности при отработке месторождений полезных ископаемых в зонах градопромышленных агломераций. Материалы Международного симпозиума SPM-95. – Екатеринбург: УрО РАН, 1997. – С. 307–315.
10. **Маловичко А.А., Маловичко Д.А., Кустов А.К.** Соликамское землетрясение 5 января 1995 г. ($M_S=4.2$) // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. – М.: ГС РАН, 2001. – С. 163–169.
11. **Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.** / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. – М.: Наука, 1977. – 536 с.
12. **Сейсмические события Уральского региона за 1914–2002 гг.** – М: ЦСГНЭО РАО «ЕЭС России», 2002. – 86 с.
13. **Сейсмологический мониторинг территории Западного Урала** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://pts.mi-perm.ru/region>.
14. **Шакуров Р.К.** Землетрясение в Башкортостане // Экологический журнал «Табигат». – 2011. – № 3. – С. 30–31.

ДОБРОТНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ПО КОДЕ S-ВОЛНЫ РАЙОНА РАЗМЕЩЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ GUZR

А.С. Заклюковская

Геофизическая служба РАН, г. Воронеж

Аннотация. По записям сейсмической станции GUZR, расположенной на территории Западного Кавказа, рассчитана добротность среды $Q_c(f)$ и частотный параметр n по методике кода S-волны. Вычисления были произведены для 40 землетрясений на пяти центральных частотах во временном окне 20 с. Была получена зависимость добротности от частоты.

Abstract. The seismic quality factor (Q_c) and frequency parameter (n) are obtained for the Western Caucasus using the seismic stations GUZR and 40 earthquakes recorded. Calculations were made for five central frequencies by the time window of 20 s. The frequency dependence from Q was obtained.

Введение

Уменьшение амплитуд сейсмических волн с увеличением гипоцентрального расстояния – затухание – обусловлено тремя факторами: геометрическим расхождением, поглощением и рассеянием. Изменение амплитуд сейсмических волн неотъемлемо связано с особенностями затухания сейсмической энергии в среде в различных частотных диапазонах. Сейсмическая добротность Q является безразмерным параметром, описывающим затухание сейсмической энергии при прохождении волны в геологической среде, и необходима при расчете искусственных сейсмограмм, изучении макросейсмических проявлений сильных землетрясений и т.д. [1].

В настоящей работе приведены результаты вычисления сейсмической добротности по методу поперечных кода-волн локальных землетрясений для литосферы в районе размещения сейсмостанции «Гузерибль» (GUZR), входящей в сеть OBN сейсмических станций в регионе Западного Кавказа.

Особенности сеймотектоники района исследования

Согласно оценкам действующей карты общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-97), вся территория исследования отнесена к 8- и 9-бальным зонам сейсмических воздействий [1]. В районе наблюдается существенная перестройка структурного плана на новейшем этапе, что является одним из основных геологических критериев выделения районов с повышенной сейсмической опасностью. Район характеризуется высокой сейсмической активностью. Характерной особенностью сейсмичности этого района являются рои землетрясений – большое количество толчков, слабо варьирующих по силе, связанных с ограниченной по площади областью и заполняющих промежутки времени от месяца до года [2]. За последние 150 лет 7–8-балльные землетрясения происходили здесь четырежды: в 1870, 1955, 1959 и 1970 гг. Сейсмоактивными являются система продольных взбросо-надвигов (Плестунский, Монастырский, Краснополянский, Бекишейский) и поперечная Пшехско-Адлерская зона разломов (рис. 1) [1].

Методика вычисления

Одним из распространенных способов определения добротности Q является метод определения по коду-волны. Возможность определения параметров затухания по коду (как и сама природа кода-волн) была рассмотрена в [3–6].

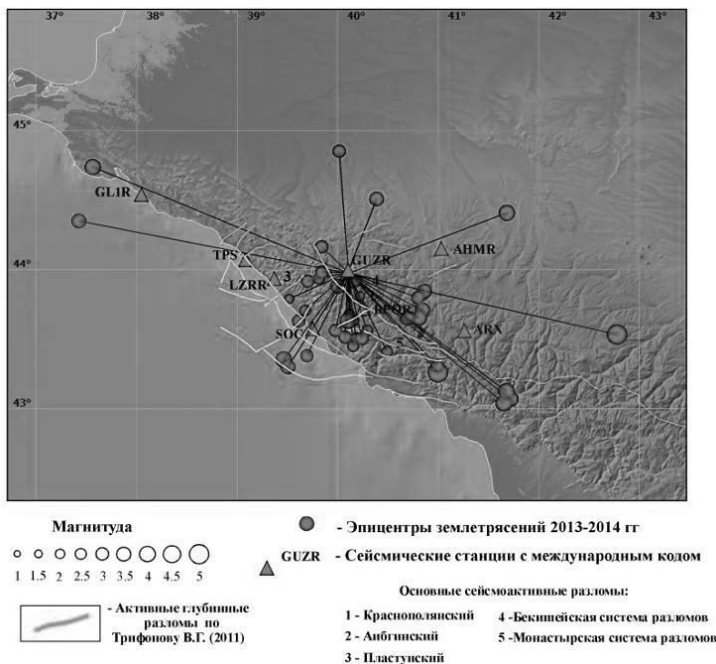


Рис. 1. Карта сейсмических трасс источник–приемник исследуемого региона

Кода на сейсмограмме возникает вследствие рассеяния сейсмических волн в среде в области между источником и приемником. Обычно добротность увеличивается с частотой согласно формуле [6, 7]:

$$Q_c(f) = Q_0 \cdot \left(\frac{f}{f_0}\right)^n, \quad (1)$$

где $Q_c(f)$ – добротность среды по коде; Q_0 – добротность на некоторой референтной частоте f_0 (как правило, 1 Гц) и n – частотный параметр, который близок к единице и меняется в зависимости от неоднородности среды региона. Амплитуда кода-волны в момент времени t от времени в очаге для сейсмограммы, отфильтрованной на центральной частоте f , связывается с добротностью следующим соотношением [6]:

$$A(f, t) = t^{-\beta} w(f) e^{\frac{-\pi f t}{Q_c(f)}}, \quad (2)$$

где β – характеристика геометрического расхождения (для объемных волн $\beta=1.0$); $W(f)$ – временная функция источника, $W(f)=A_0 \cdot e^{-\pi f k}$, где A_0 – амплитуда в очаге, k – приповерхностное затухание. Прологарифмировав (2), получим:

$$\ln(A(f, t) \cdot t) = \ln(W(f)) - \frac{\pi f t}{Q_c(f)}. \quad (3)$$

Согласно [3, 7], приведенные выше соотношения действительны для времен больших, чем удвоенное время пробега S -волны, т.к. для них очаговым процессом можно пренебречь. Наклон графика в выражении (3), построенного от времени t , на выбранной частоте f аппроксимируется прямой с углом наклона, равном $-\pi f / Q_c(f)$. Отсюда может быть определена добротность $Q_c(f)$ [3].

Вычисление добротности и результаты

Для вычисления добротности $Q_c(f)$ по методу коды S -волны были использованы результаты обработки сети станций OBN Северного Кавказа. Для расчета были отобраны 40 землетрясений, произошедших в 2013 и 2014 гг., на эпицентральных расстояниях от 3.5 до 222 км (рис. 1).

Магнитуда событий $ML=2.2-5.2$, глубина $H=2-28 \text{ км}$. На рис. 1 представлены трассы от источников – эпицентры землетрясений до приемника. Значения добротности были рассчитаны для пяти центральных частот (частотных диапазонов): 0.75 (0.5–1.0), 1.5 (1.0–2.0), 3.0 (2.0–4.0), 6.0 (4.0–8.0), 12.0 (8.0–16.0) Гц . Начало окна (рис. 2) для анализа кода-волны было выбрано с момента времени $2t_s$, равному удвоенному времени пробега S -волны, длина окна $W=20 \text{ с}$ [3, 7]. Для расчета использовались записи с отношением сигнала к помехе не менее 4, согласно [3]. Было вычислено 200 значений добротности $Q_c(f)$ для пяти центральных частот 0.75, 1.5, 3.0, 6.0, 12.0 Гц , соответственно, 115.1, 146.3, 269, 621.8, 1125.1.

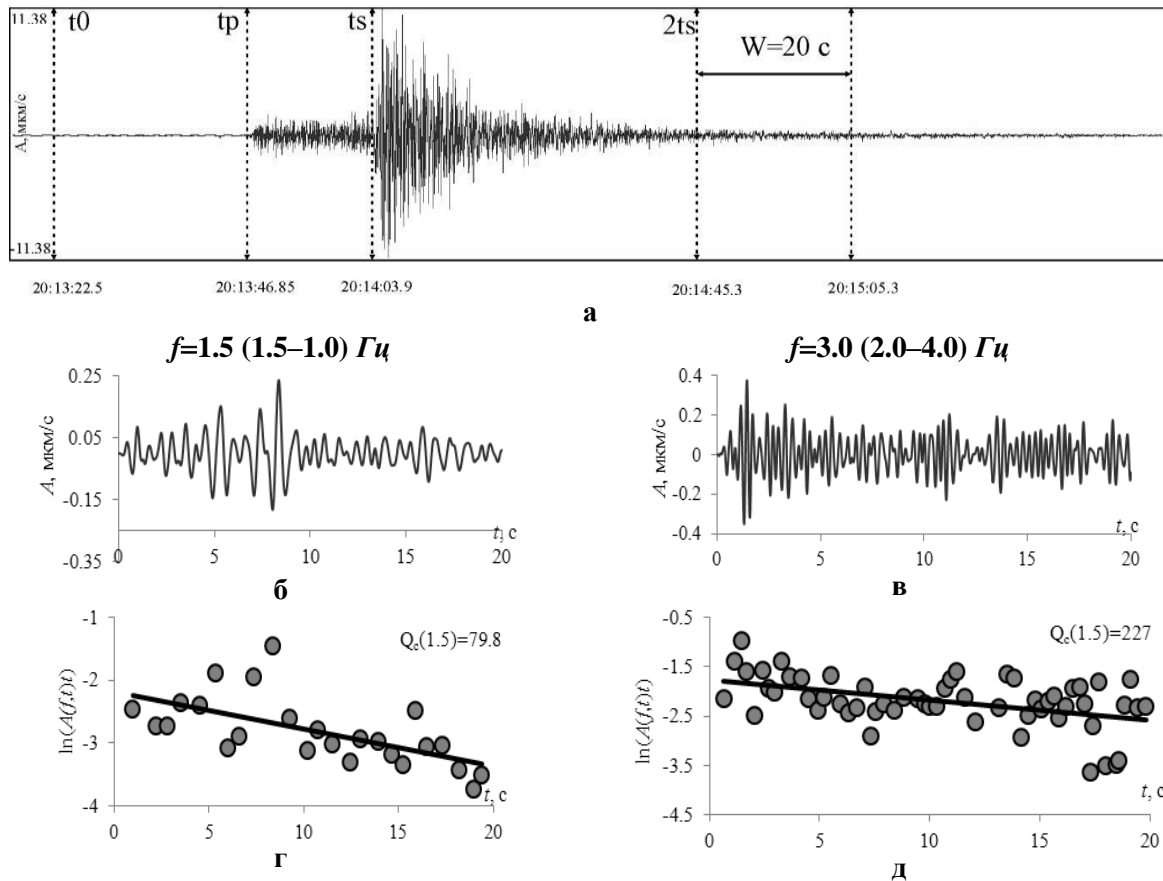


Рис. 2. Сейсмограмма землетрясения 13.03.2013 г. в 20:13, $ML=4.2$, $H=9$ км, полученная на сейсмостанции GUSR ($\Delta=143.38^\circ$), компонента NS:

а – запись с открытого канала; б, в – анализируемое окно записи кода-волны, отфильтрованное на центральных частотах 1.5 и 3.0 Гц соответственно; г, д – пример расчета добротности для выбранного участка на частотах 0.75 и 3.0 Гц; точками показаны измерения амплитуд колебаний, прямой линией – лучшая линейная аппроксимация зависимости $\ln(A(f,t)t)$ от времени t

Из рис. 3 наблюдается зависимость возрастания добротности с увеличением эпицентрального расстояния. Из анализа полученного результата были выбраны интервалы расчета добротности относительно эпицентрального расстояния 0–50, 50–100, >100 км. Из таблицы видно, что до 100 км получены более уверенные результаты, чем для расстояний 100–220 км. Это может быть связано с недостаточным количеством анализируемых данных и требует уточнения при большей выборке.

Таблица. Результаты вычисления добротности $Q_c(f)$ на разных эпицентральных расстояниях

$\Delta, \text{ км} \setminus f, \text{ Гц}$	0.75	1.5	3	6	12
0–50	91.3±60	103.7±46	185.1±81	412.9±207	893.8±477
50–100	91.4±28	150.3±18	260.3±24	547.1±76	1295.0±330
>100	186.4±158	227.6±138	445.7±216	1114.4±715	1417.8±750

Согласно [3], значение добротности, полученное для трассы источник–приемник, характеризует некоторый объем среды (предположительно эллипсоид), в фокусах которого находится очаг и сейсмическая станция. Таким образом, с увеличением расстояния между станцией и источником увеличивается глубина исследования. Из таблицы видно, что происходит возрастание добротности с увеличением эпицентрального расстояния и с глубиной. Добротность среды также изменяется в зависимости от выбранной центральной частоты сигнала и с ее увеличением растет значение добротности.

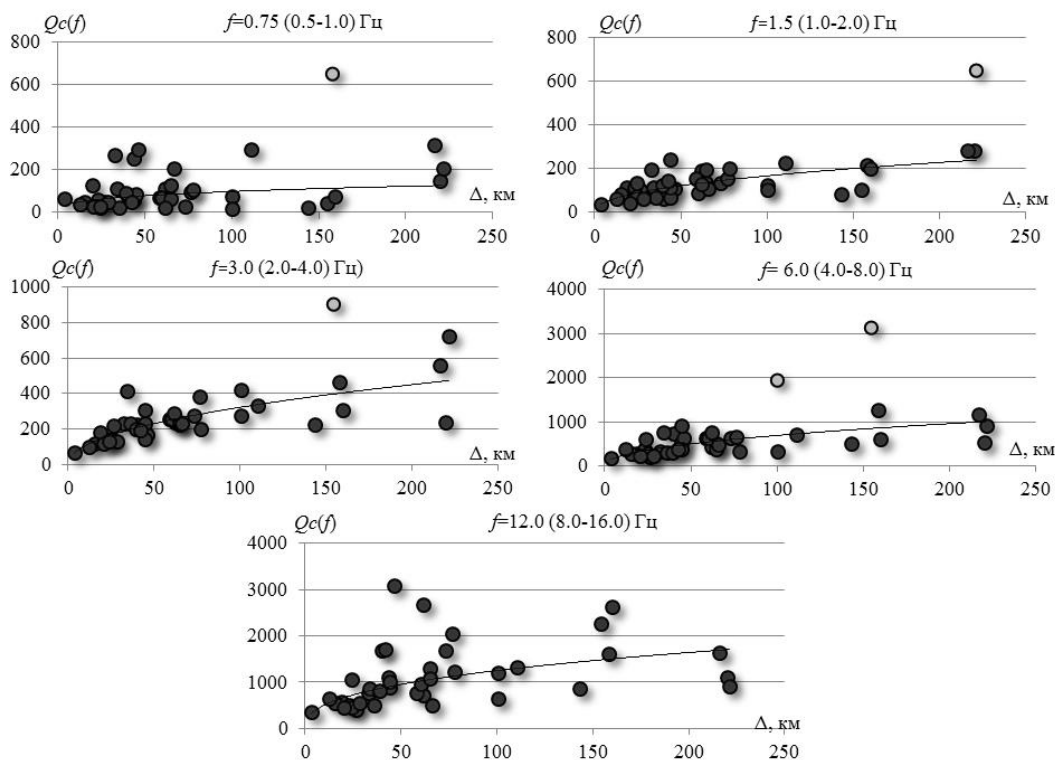


Рис. 3. Графики зависимости по записям сейсмической станции GUZR добротности $Q_c(f)$ от эпицентрального расстояния Δ , временное окно $W=20$ для пяти центральных частот

На рис. 4 представлен график зависимости добротности от центральной частоты. Из него получена функциональная эмпирическая зависимость согласно выражению (1) $Q_c(f)=92.8f^{0.93}$. Показатель зависимости добротности от частоты n (частотный параметр) также характеризует среду и увеличивается с интенсивностью тектонической активности региона.

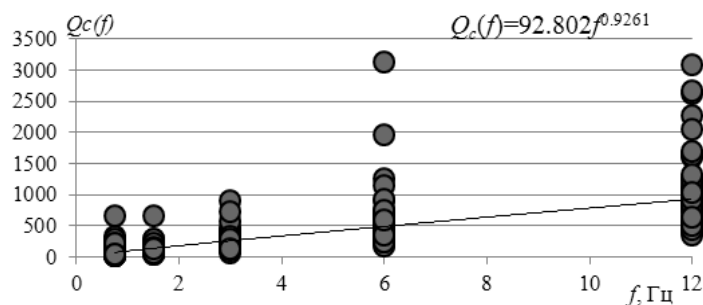


Рис. 4. График зависимости по записям сейсмической станции GUZR добротности $Q_c(f)$ от частоты, временное окно $W=20$

На затухание сейсмических волн, помимо степени неоднородности среды, влияют такие физические параметры, как давление, температура и содержание флюида в среде. Влияние этих факторов не равнозначно. Увеличение добротности и, соответственно, уменьшение затухания с глубиной, вероятно, отражают уменьшение неоднородности среды с глубиной, т.к. высокое литостатическое давление в нижней части коры приводит к закрытию трещин и проявлению пластических деформаций [7].

Низкие значения добротности, характерные для низких частот [5, 6], говорят о том, что низкочастотная часть кода состоит из поверхностных волн, рассеянных на неоднородностях в приповерхностной низкодобротной литосфере. Высокие значения Q , наблюдающиеся на частотах выше 10 Гц, с другой стороны, исключают возможность того, что эти волны – рассеянные поверхностные волны. На высоких частотах кода, очевидно, состоит из объемных волн, рассеянных неоднородностями в глубокой литосфере [8].

По данным сопоставления характеристик затухания сейсмических волн для разных регионов [7], полученная в настоящей работе зависимость $Q_c(f)=92.8$ и $n=0.93$ (рис. 4) характеризует изучаемую территорию в районе сейсмостанции GUSR как тектонически активную, что подтверждается высокой сейсмической активностью [1, 2]. Результаты вычислений хорошо согласуются с исследованиями О.В. Павленко, в работе которой была посчитана добротность коры и верхней мантии в районе Сочи $Q_c(f)\sim 80$, $n=0.9$ на базе 35–290 км [8].

Выводы

По методике кода S -волны были рассчитаны 200 значений добротности среды $Q_c(f)$ и частотный параметр n для литосферы региона размещения сейсмической станции GUSR. Была получена функциональная зависимость добротности от частоты $Q_c(f)=92.8f^{0.93}$. Сопоставление полученных данных с особенностями сейсмотектоники района, сейсмической активности и результатов работы другого автора [8] позволило сделать вывод, что район характеризуется высокой тектонической активностью. Значение добротности варьируется как в латеральном направлении в зависимости от эпицентрального расстояния, так и с глубиной. Добротность среды также изменяется в зависимости от выбранной центральной частоты сигнала и с ее увеличением растет значение добротности.

Полученные значения добротности для Западного Кавказа в районе размещения сейсмической станции GUSR являются первыми результатами, которые не противоречат известным представлениям [8], и по мере накопления данных, в особенности на расстояниях 100–250 км от станции, могут быть несколько скорректированы.

Автор выражает благодарность И.П. Габсатаровой за ценные конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Шварев С.В., Мараханов А.В., Новиков С.С.* Особенности сейсмотектоники Сочи-Краснополянского района // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 174–177.
2. *Заклюковская А.С.* Сейсмичность региона Большого Сочи за 2013 год по данным инструментальных наблюдений // Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник докладов. – Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2014. – С. 99–101.
3. *Havskov J., Ottemoller L.* Routine data processing in earthquake seismology with sample data, exercises and software. – Springer Science+Business Media B.V., 2010.
4. *Копничев Ю.Ф.* Короткопериодные сейсмические волновые поля. – М.: Наука, 1985. – 176 с.
5. *Aki K.* Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves // J. Geophys. Res. – 1969. – V. 74. – P. 615–631.
6. *Aki K., Chouet B.* Origin of the coda waves: source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res. – 1975. – V. 80. – P. 3322–3342.
7. *Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А.* Сейсмическая добротность литосферы юго-западного фланга байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 5. – С. 712–724.
8. *Павленко О.В.* Изучение закономерностей излучения и распространения сейсмических волн в коре и верхней мантии Северного Кавказа по записям сейсмостанций «Сочи» и «Анапа» // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 138–142.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ. ПРОГРАММА ДЛЯ РАСЧЕТА СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

^{1,2}Л.Ю. Калинина, ^{1,2}Н.К. Гайдай, ¹Д.А. Беспалов

¹Северо-Восточный государственный университет, г. Магадан

²Северо-Восточный КНИИ им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан

Аннотация. Дана характеристика сейсмичности Магаданской области за период инструментальных наблюдений (1968–2013 гг.). На основании разработанной программы определялись значения сейсмической активности A_{10} за разные интервалы времени. Отмечена миграция максимумов сейсмической активности с северо-запада к центральной, а затем к восточной части рассматриваемой территории.

Abstract. The characteristic is given for the seismicity of the Magadan region during instrumental monitoring period (1968–2013 years). The value of seismic activity A_{10} for different time intervals was obtained with the developed program. It was revealed migration of seismic activity maximums from the northwest to the center and then to the eastern part of investigated territory.

Магаданская область является регионом с развивающимся горнопромышленным комплексом в экстремальных для проживания природных условиях. Одним из важных аспектов экстремальной обстановки в регионе является повышенная сейсмичность его отдельных районов. Успешное решение проблемы прогноза землетрясений невозможно без изучения сейсмического режима территории, выявления пространственно-временных и энергетических закономерностей распределения сейсмичности, без комплексных исследований сейсмологических и геолого-геофизических данных. Для установления основных закономерностей распределения сейсмичности применяются различные методы анализа пространственно-временных и энергетических параметров сейсмичности [1–4].

Методика исследования

В данной работе анализ закономерностей распределения сейсмичности базировался на методике, предложенной Ю.В. Ризниченко [2, 5]. Для этого им введено понятие «сейсмическая активность».

Сейсмическая активность – это плотность очагов землетрясений в данной пространственно-временной области, т.е. их число, отнесенное к единице пространства, времени и приведенное к определенному энергетическому классу K (энергетический класс K связан с энергией землетрясения E (Дж) соотношением $K=\lg E$ [6]).

Значение активности A определялось по формуле:

$$A = \frac{1-10^{-\gamma}}{10^{-\gamma(K_{\min}-K_0)}} \cdot \frac{S_0 \cdot T_0}{S \cdot T} \cdot N_{\Sigma}, \quad (1)$$

где γ – наклон графика повторяемости землетрясений (для Магаданской области $\gamma=0.49$); K_{\min} – уровень представительности, т.е. минимальный энергетический класс землетрясений, регистрируемый на исследуемой территории без пропусков (для рассматриваемой территории мы принимали $K_{\min}=8$); K_0 – класс величины землетрясений, которому соответствует рассчитываемая активность A_0 ($K_0=10$); S – площадь площадки осреднения; T – период наблюдения землетрясений; S_0 – принятая в соответствии с A_0 единица нормирования по площади ($S_0=1000 \text{ км}^2$); T_0 – единица времени ($T_0=1 \text{ год}$); N_{Σ} – общее число землетрясений разных энергетических классов $K \gg K_{\min}$, наблюдаемых на площади S за время T .

Для расчета сейсмической активности разработана программа, которая определяет сейсмическую активность методом постоянной детальности, при котором размеры площадок осреднения принимают одинаковыми по всей карте [7]. Для этого исследуемая территория разбивалась на элементарные ячейки-квадраты со сторонами 0.1° по широте и 0.2° по долготе (приблизительно $10 \times 10 \text{ км}^2$). Для каждой ячейки определялось общее число N_Σ эпицентров землетрясений энергетического класса от K_{\min} и выше. Значения сейсмической активности приписывались центрам квадратов. В результате в выходной файл заносится таблица координатами центров окон и значением сейсмической активности.

Разработанная программа составлена максимально универсально. Ее можно применять для любых сейсмически активных территорий, для которых имеется электронный каталог землетрясений. Кроме того, она позволяет изменять параметры для расчета величины A : интервал времени, для которого определяется значение A_{10} ; площадь элементарной ячейки-квадрата; уровень представительности землетрясений (K_{\min}); границы района исследования.

Сейсмический режим и сейсмическая активность Магаданской области

Для исследования был выбран район, ограниченный координатами $58.5\text{--}65.0^\circ\text{N}$ и $145.0\text{--}163.0^\circ\text{E}$, включающий в себя Магаданскую область и прилегающие территории Якутии и Хабаровского края.

Сейсмичность территории рассматривалась за период с 1968 г. (год, когда была создана сеть сейсмостанций на территории Магаданской области) по февраль 2013 г. включительно. Пространственные и энергетические параметры землетрясений получены на основании каталогов Геоинформационной системы «Сейсмичность Магаданской области», разработанной В.М. Шарафутдиновым, первичными материалами являлись сейсмологические данные Магаданского филиала геофизической службы РАН [8, 9].

Всего на рассматриваемой территории с 1968 по 2013 г. зарегистрировано более 4600 сейсмических событий разных энергетических классов, из них 83 сильных землетрясения с $K \geq 12$. В год регистрируется от 34 до 305 землетрясений с $K > 8$. Построенные нами диаграммы распределения количества землетрясений по годам показали, что период изменения максимума годового числа землетрясений составляет приблизительно 7–10 лет. Минимальные количества землетрясений регистрировались в 1968–1972, 1978–1979, 1992–1995 гг. Максимальные количества землетрясений соответствуют 1975–1976, 1981–1982, 2000, 2004, 2009–2010 гг.

Однако резкое снижение числа регистрируемых землетрясений в 1993–1995 гг. может быть связано с сокращением сети сейсмостанций на территории Магаданской области в 90-е гг. XX в. (сеть сейсмостанций Магаданской области сократилась до пяти станций, вместо 15 в начале 1993 г.). Повышение числа землетрясений за последние 10–12 лет также может быть связано с переходом Геофизической службы РАН на цифровую технику и ростом числа сейсмических станций.

Для изучения закономерностей изменения сейсмичности рассматриваемой территории строились карты изолиний сейсмической активности Магаданской области за весь период инструментальных наблюдений, а также за разные временные интервалы: за год, пять лет, десять лет и др. Построенные карты изолиний сейсмической активности позволили выявить миграцию максимумов сейсмической активности от северо-запада к востоку территории.

Так, в период времени 1968–1978 гг. (рис. 1) максимальная сейсмичность фиксировалась на северо-западе Магаданской области, на границе с Якутией (центр сейсмического узла приблизительно соответствует координатам 64°N и 146°E). Именно здесь произошло крупнейшее сейсмическое событие на Северо-Востоке России – Артыкское землетрясение 1971 г. ($K=16.8$). Также повышенная активность фиксировалась в районе 62°N и 147°E – это район сильного Кулинского землетрясения 1972 г. ($K=14$), и в южной, центральной части Магаданской области (60°N и 153°E) – здесь за это время зарегистрировано несколько землетрясений с $K \geq 12$.

В период 1979–1989 гг. сейсмичность территории значительно снизилась, сейсмический максимум сместился на восток (62°N и 154°E) – к центру Магаданской области. Здесь в это время зарегистрированы сильные Купкинские землетрясения 1979 и 1981 гг. с $K=13.3$ и Омсукчанское (1987 г.) с $K=12.3$.

В следующее десятилетие (1990–2000 гг.) северо-запад территории становится практически асейсмичным. Максимальное количество землетрясений по-прежнему соответствует южной и центральной части Магаданской области (60°N и 153°E). Здесь вновь зарегистрировано несколько сильных землетрясений с $K \geq 12$. По-прежнему активен Купкинский район (62°N и 154°E), где в 1992 г. произошло землетрясение с $K=13.7$. Новый максимум сейсмичности фиксируется еще восточнее (62°N и 157°E) (рис. 2).

С 2001 по 2013 г. максимальная сейсмичность также сосредоточена на востоке. Но при этом северо-западная часть территории становится активнее, по сравнению с предыдущим десятилетием (рис. 3).

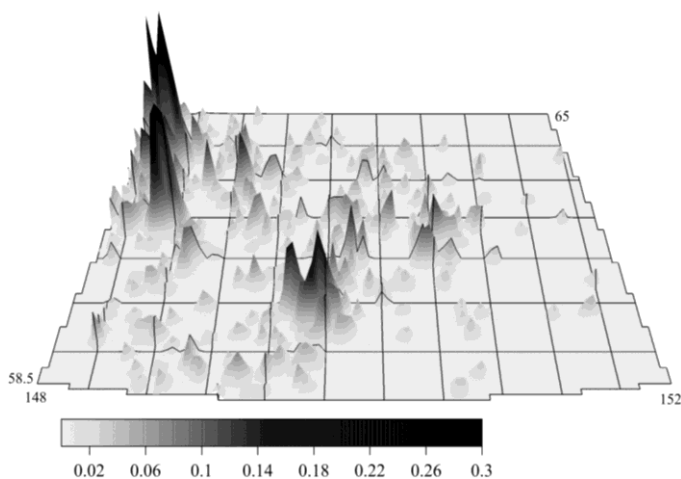


Рис. 1. Карта изолиний сейсмической активности A_{10} Магаданской области за период 1968–1978 гг.

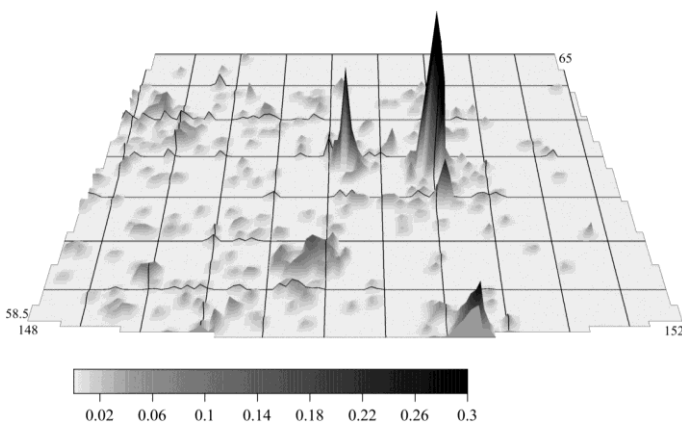


Рис. 2. Карта изолиний сейсмической активности A_{10} Магаданской области за период 1990–2000 гг.

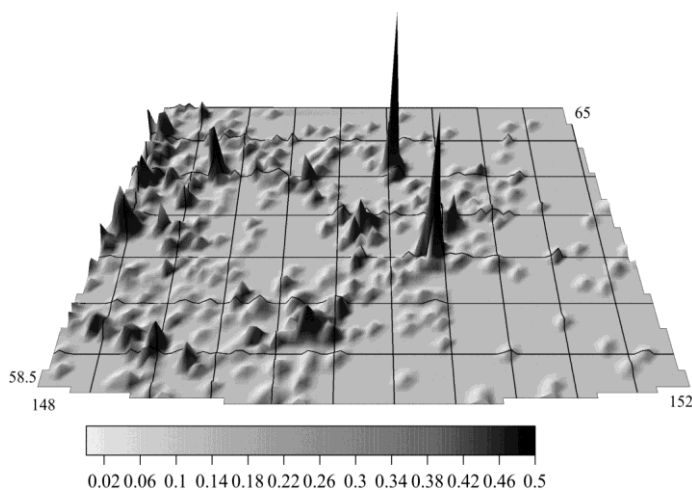


Рис. 3. Карта изолиний сейсмической активности A_{10} Магаданской области за период 2001–2013 гг.

Вывод о миграции максимумов сейсмической активности согласуется с результатами анализа тенденций сейсмичности Магаданской области, показавшими, что «локальная вспышка сейсмической активности продолжается не более десятка лет и сменяется новой вспышкой на другом участке» [1].

Заключение

На основе каталогов землетрясений и карт изолиний сейсмической активности A_{10} проведен анализ пространственно-временных и энергетических закономерностей распределения сейсмичности Магаданской области. Получены следующие выводы.

В год регистрируется от 34 до 305 землетрясений с $K > 8$, период изменения максимума годового числа землетрясений составляет приблизительно 7–10 лет.

Суммарная энергия землетрясений (за исключением 1971 г.) не превышает $10^{14.5}$ Дж в год и значительно не увеличивается, несмотря на увеличение в последние годы числа регистрируемых землетрясений.

За период инструментальных наблюдений (1968–2013 гг.) максимумы сейсмической активности смещались с северо-запада к центральной, а затем – к восточной части рассматриваемой территории. Можно предположить, что максимум сейсмичности вновь «вернется» на северо-запад территории в следующие десятилетия, а затем постепенно будет «продвигаться» на восток.

Работа выполнена при финансовой поддержке инициативных научных тем СВГУ (№ госрегистрации 01201151451 и 01201253471).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Мишин С.В., Шарафутдинов В.М.** Тенденции процесса сейсмической активности // Современные проблемы науки и образования. – 2009. – № 5. – С. 21–28.
2. **Ризниченко Ю.В.** Сейсмическая активность территории СССР. – М.: Наука, 1979. – 192 с.
3. **Салтыков В.А., Кравченко Н.М.** Параметры сейсмичности Камчатки в 2003 году // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. – 2004. – № 3. – С. 36–45.
4. **Уломов В.И.** Об основных положениях и технических рекомендациях по созданию новой карты сейсмического районирования территории Российской Федерации // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 2–3. – М.: ОИФЗ РАН, 1995. – С. 9–26.
5. **Сейсмическое районирование территории СССР.** Методические основы и региональное описание карты 1978 года. – М.: Наука, 1980. – 308 с.
6. **Раутиан Т.Г.** Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км // Труды Института физики Земли АН СССР. – 1964. – № 32 (199). – С. 88–93.
7. **Брачун Т.А., Калинина Л.Ю., Беспалов Д.А.** SeismoAc – программа для расчета сейсмической активности в Магаданской области // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2013618006 от 28.08.2013 г.
8. **Шарафутдинов В.М.** Разработка и формирование Геоинформационной системы «Сейсмичность Магаданской области», возможности ее применения // Геоинформатика. – 2009. – № 3. – С. 52–56.
9. **Шарафутдинов В.М., Малиновский С.Б.** Геоинформационная система «Сейсмичность Магаданской области» // Свидетельство о государственной регистрации Федеральной службы по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам № 2011615022 от 24.06.2011 г.

ОБ ОРГАНИЗАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ЮЖНОМ БЕРЕГУ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

В.В. Карпинский

Геофизическая служба РАН, г. Санкт-Петербург

Аннотация. Обосновывается необходимость организации сейсмических наблюдений на южном берегу Финского залива в районе Санкт-Петербургского геодинамического полигона. При проведении пробной регистрации возникла проблема подавления шума в рабочем частотном диапазоне. Описаны возможные источники шума.

Abstract. This work confirms the necessity to conduct seismic observations on the southern shore of Gulf of Finland close to Saint-Petersburg geodynamic polygon. Problem of noise suppression in the operating frequency range occurred during the trial registration. The possible noise sources are listed.

Целью исследований была оценка возможности расширения сейсмической сети ГС РАН, состоящей в Санкт-Петербургском регионе из станций «Валаам», «Выборг», «Красное озеро» и «Пулково». На южном берегу Финского залива в районе Соснового Бора – Шепелево сейсмической станции нет.

Между тем поблизости располагаются магистральные трубопроводные системы на дне Финского залива, порт и терминалы в Усть-Луге, а самое главное, две российские атомные станции – Ленинградские ЛАЭС-1 и ЛАЭС-2 и одна финская – Ловийса. Известно, что на ЛАЭС-1 функционируют четыре реактора старого опасного типа РБМК-1000. Кроме того, на территории ЛАЭС накапливаются ядерные отходы, для которых здесь же будет выстроено постоянное хранилище. Для осуществления оперативного сейсмического контроля за тектонической и техногенной сейсмичностью оказалось необходимым создание еще одной постоянно действующей точки наблюдения.

Результаты мониторинга сейсмических событий в регионе с привлечением доступных бюллетеней Института сейсмологии Хельсинки, Финляндия, показаны на рис. 1 в виде карты эпицентров за 2012 г. (1849 событий, в том числе 83 землетрясения). Большинство сейсмических событий – промышленные взрывы на горнодобывающих предприятиях Ленинградской области, Финляндии и Эстонии и местные землетрясения. Однако есть события неясного происхождения, особенно в Финском заливе. Для исследования их природы и необходима установка новой станции. Сеть регистрирует сейсмические события, возникающие в восточной части Финского залива только с магнитудного уровня $M_L \sim 1.8$, микроземлетрясения, весьма важные для изучения сейсмического режима и трассировки активных разломов, не записываются.

В Южной Финляндии работает девять станций и сейсмическая группа FINES, в соседней Эстонии действует еще три широкополосные сейсмические станции (рис. 1). В оперативном плане сейсмограммы всех этих станций недоступны для обработки.

Сейсмическая обстановка вокруг Финского залива определяется множеством слабых событий, сотрясающих северный берег, и редкими, но гораздо более сильными землетрясениями на юге. Всего для региона имеются сведения о 450 землетрясениях разного уровня. В последние годы их число увеличивается в связи с развитием сети и понижением уровня регистрируемых событий. Здесь имело место землетрясение с максимально наблюдаемой магнитудой до 4.7 – Осмуссарское землетрясение у берегов Эстонии, 25.10.1976 г. Наиболее близки к ЛАЭС очаговые зоны Нарвского землетрясения ($M=3.5$) и землетрясения 2007 г. ($M_L=2.5$) в Финском заливе.

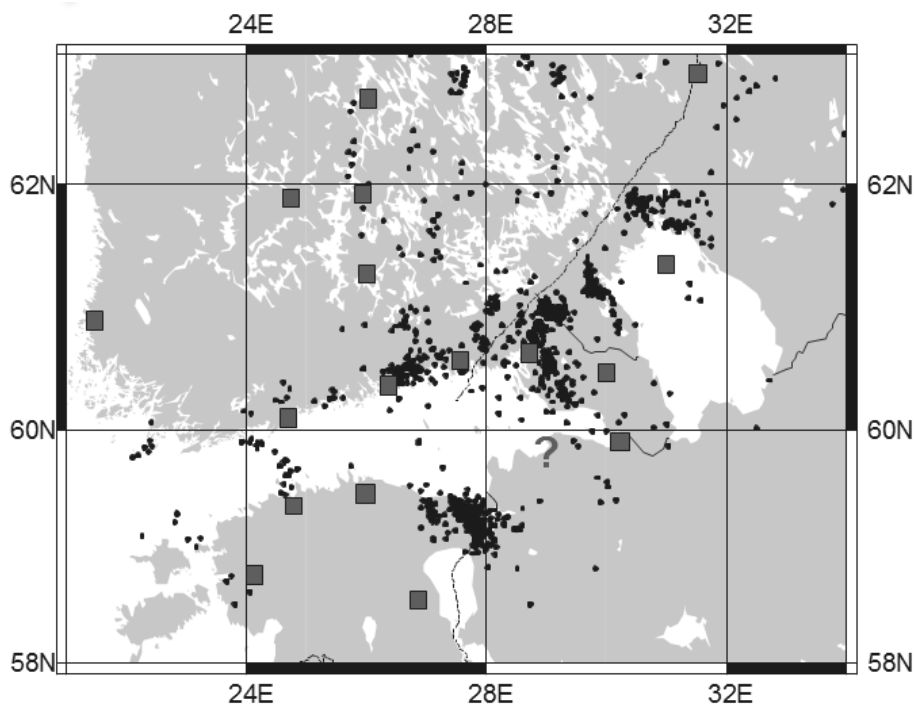


Рис. 1. Сейсмические события, зарегистрированные и локализованные Санкт-Петербургской сетью станций в 2012 г. Квадратами показаны сейсмические станции России, Финляндии и Эстонии. Вопросительный знак – место возможного размещения сейсмической станции

Б. Доссом [1] описано много событий, проявившихся макросейсмически на южном берегу залива. Нарвское землетрясение 28 января 1881 г. к тому же детально изучено А.А. Никоновым [2]. Интенсивность в очаге I_0 составила VI баллов, глубина очага землетрясения – 3–5 км, магнитуда $M=3-3.5$, радиус осязти – 20 км. Очаговая зона расположилась вдоль разлома северо-западного простирания. Не исключена приуроченность очага к сеймотектоническому узлу. Можно принимать, что сотрясения такой силы, как Нарвское 1881 г., происходят здесь не чаще одного раза в 200(?) лет. Вопрос состоит в том, может ли здесь возникнуть более сильное землетрясение в принципе, а если может, то когда, и имеются ли подобные зоны далее к востоку. Инструментально зона не изучена, российских станций вблизи очаговой зоны нет. Детальные сейсмические наблюдения позволили бы создать базу микроземлетрясений, оценить параметры сейсмического режима.

Второе землетрясение, о котором хотелось бы упомянуть, случилось в Финском заливе 11 июля 2007 г. в 15:45:28 с $ML=2.5$ и глубиной 2.9 км. Землетрясение было зарегистрировано всеми станциями Санкт-Петербургской сети, а также многими сейсмическими станциями Финляндии. Эпицентр был достаточно уверенно определен, очаг располагался на выходе из узкой части Финского залива. Тектонически он приурочен к области пересечения двух нарушений небольшой протяженности в фундаменте. Следует отметить высокочастотный характер записи данного события, что резко выделяет его среди многочисленных взрывов.

Наконец, в конце 2011 – начале 2012 гг. финскими и российскими сейсмическими станциями зарегистрирован рой мелкофокусных осязтимых землетрясений вблизи Коуволы – поселения, расположенного в 48 км от берега Финского залива (в зоне ответственности сети ГС РАН). Самое сильное событие роя с $ML=2.8$ произошло 1 декабря 2011 года. Сейсмическая активность продолжалась в течение декабря 2011 г. и в начале 2012 года. Всего было зарегистрировано более 80 землетрясений, большинство из которых имели магнитуду менее 1.5. 22 декабря 2011 г. был зарегистрирован еще один сильный толчок, его магнитуда составила 2.6.

Первым этапом работы по организации станции на южном берегу Финского залива был поиск места размещения, которое характеризовалось бы низким фоном микросейсмических шумов. С этой целью осенью 2012 г. была обследована точка в районе маяка Шепелево. Кроме того, в мае 2013 г. проведена временная регистрация на территории Шепелевского геодинамического полигона.

Указанный полигон – современный геодинамический и уровнемерный комплекс, сооружен в конце 80-х гг. XX в. в качестве дублера Кронштадтского футштока. Цель полигона – фундаментальное вековое закрепление нулей футштоков и мареографов на основе глубинных скважинных реперных постов в Кронштадте, Ломоносове и Шепелево и изучение послойных деформаций пород осадочного чехла. На полигоне сооружен куст наблюдательных гидрогеологических скважин на все водоносные горизонты в Шепелево. На полигоне силами Института физики Земли РАН периодически проводятся вековые гравиметрические и GPS-наблюдения. Разумеется, территория имеет развитую инфраструктуру и является охраняемой.

В рамках данной работы были проведены полевые сейсмометрические исследования летом 2013 г. с целью изучения уровня фона днем и ночью, наличия случайных и систематических помех, а также техногенных нагрузок в виде влияния автодороги, людей и пр. В 2013 г. в течение недели велась запись сейсмического фона. Использовались широкополосные сейсмометры GURALP CMG-6TD. Аппаратура была установлена в реперной – специально оборудованном павильоне, где имелся изолированный от стен массивный бетонный постамент, заглубленный в почву на 2.5 м. Согласно геологическому разрезу скважины, пробуренной в данном месте, основанием постамент служат породы моренного типа.

Анализ записей 2013 г. показал, что в отсутствие техногенных нагрузок уровень фона в данном месте достаточно низкий, но следует учесть, что измерения проводились в летний период времени и в хорошую погоду. Далее был проведен спектральный анализ полученных записей и осуществлено сравнение результатов как с предельными моделями сейсмического шума (NLNM и NHLM) по Дж. Петерсону [3], так и со спектрами записей сейсмической станции «Пулково» (рис. 2).

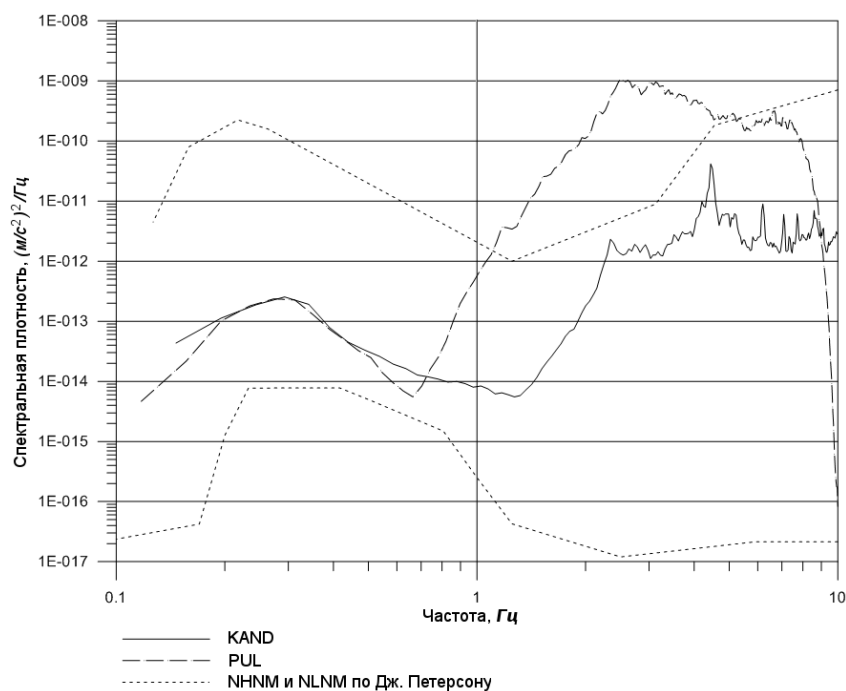


Рис. 2. Спектры мощности фона помех 27.05.2013 г. с 10:00 до 11:00 GMT по Z-составляющей станций KAND («Шепелево») и PUL («Пулково») в сравнении с усредненными мировыми данными [4]

Из рис. 2 следует, что фон дневных помех в мае 2013 г. на станции KAND во всем диапазоне частот ниже, чем в Пулково. Однако в рабочем диапазоне частот 2–8 Гц кривые находятся вблизи верхнего допустимого предела уровня шума по мировым данным. В интервале 3–4 Гц присутствует квазиимпульсное усиление фона, которое мы связывали с собственными колебаниями постамента.

Регистрация в стационарном режиме началась в феврале 2014 г. и продолжается в настоящее время. В качестве базовой используется станция «Угра» и комплект короткопериодных сейсмометров Teledyne Geotech GS-13. Непрерывная передача данных осуществляется по каналу мобильной связи.

В процессе обработки выявились некоторые особенности сейсмических шумов, сильно затрудняющих обработку, поэтому решено исследовать их возможную связь с качеством постамента. В мае 2014 г. была проведена синхронная регистрация сейсмического шума в другом месте павильона и за его пределами с помощью широкополосных сейсмометров Guralp CMG-6TD. «Уличный» сейсмометр был закопан в грунт на глубину 0.3 м, в качестве основания использовалась плита из силумина массой около 15 кг. Эти наблюдения не выявили гармоник, которые можно было бы интерпретировать как собственные колебания павильона и постамента. Правда, измерения проводились в ветреную погоду, так что общий высокий уровень фона мог их затушевать. Кроме того, был проведен расчет спектров мощности 30-минутных записей, взятых в ночное время (примерно в 00:00 GMT), с интервалом в пять дней (с 15.02 по 07.05.2014 г.). Значительные выбросы в расчет не принимались. Результаты представлены на рис. 3.

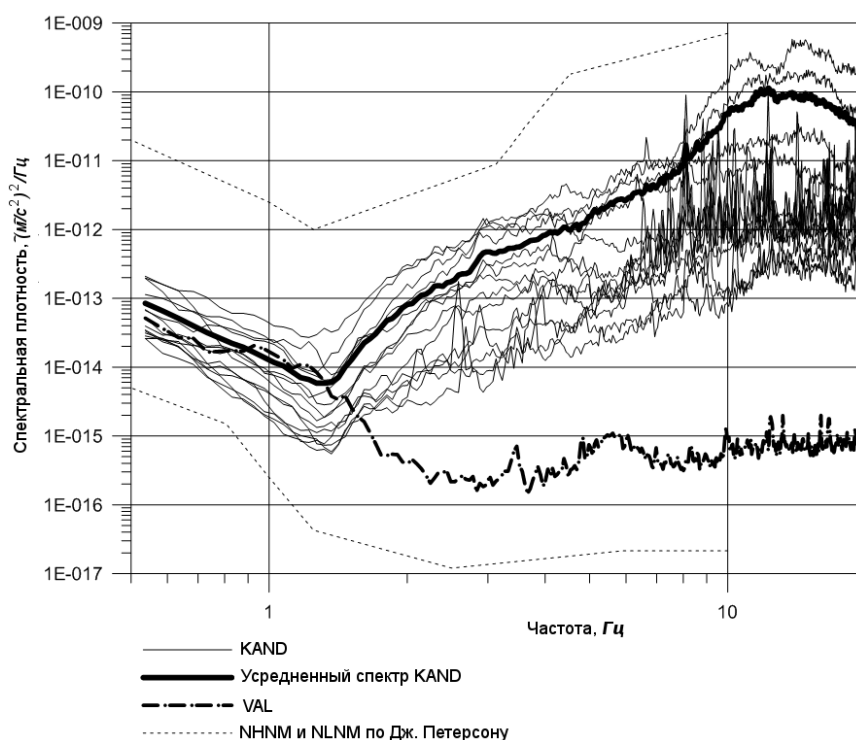


Рис. 3. Спектры мощности фона помех по Z-составляющей станции KAND в сравнении с усредненными мировыми данными [4]

Анализ рис. 3 позволил выявить специфические особенности шумов станции KAND, которые никогда не наблюдались, по крайней мере, на других станциях сети – VAL, VYB, IZM. Оказалось, что средний уровень шума в диапазоне 2–10 Гц может увеличиваться в 100 раз, а в высокочастотной области – в 1000 раз. Естественно, указанное резкое усиление препятствует качественной обработке сигналов. Например, для станции VAL этого нет (рис. 3).

Причины явления видятся главным образом в нестабильности постаментов. Построенный в 80-е гг. XX в., он, вероятно, подвержен сильному влиянию грунтовых вод и разрушается в нижней своей части. Нельзя исключить также воздействия природных помех, в качестве которых выступают штормовые и ветровые воздействия, а также достаточно слабые грунты. Хотя последние должны были быть выбраны при строительстве. При этом источников шумов на полигоне и в непосредственной близости немного, но движение автомашин по дороге А-121, проходящей в 600 м от полигона, заметно. Стоит ожидать увеличение уровня техногенных шумов в летнее время.

Несмотря на все сложности, по данным регистрации станций KAND, IZM, VYB, VAL за период с 13.02. по 31.03.2014 г. удалось обработать записи 95 сейсмических событий с $ML=0.8-2.4$, из которых десять в финской базе данных отсутствуют. Очаги большинства последних располагаются на границе Эстония – Россия. Обработка по четырём станциям вместо трёх, естественно, более уверенная, хотя выделение фаз на сейсмограммах станции KAND представляет определённую проблему.

Выводы

Обсерватория «Шепелево» обладает необходимой инфраструктурой для размещения сейсмической станции, однако цели и задачи, поставленные перед сейсмической регистрацией в данном месте, вряд ли смогут быть решены в силу высокого уровня помех. Поиски места установки аппаратуры должны быть продолжены.

Авторы благодарят Р.А. Дягилева (ГИ УрО РАН) за предоставление программы «MicroNoise», с помощью которой рассчитаны спектры мощности шумов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Doss B.** Die historisch beglaubigten Einsturzbeben und seismishakustischen Phänomene der russischen Ostseeprovinzen // Sonderabdruck aus Gerlands und Rudolphe Beiträgen zur Geophysik. – 1909. – Bd X, Heft 1. – P. 1–124.
2. **Никонов А.А.** Нарвское землетрясение 28.01.1881 г. в восточной части Финского залива // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2010. – Т. 37, № 4. – С. 35–46.
3. **Peterson J.** Observation and modeling of seismic background noise // U.S. Geological Survey. Open-File report 93-322. – 1993. – 95 p.
4. **New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2)** // IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam / Ed. P. Bormann. – 2012 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://nmsop.gfz-potsdam.de>.

ВРЕМЕННЫЕ РЯДЫ ДАННЫХ НЕПРЕРЫВНОЙ РЕГИСТРАЦИИ НА ШИРОКОПОЛОСНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЯХ КАМЧАТКИ И ИХ СТРУКТУРА

В.А. Касимова, Г.Н. Копылова, Л.Н. Таранова
Камчатский филиал ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Аннотация. Приводятся результаты спектрального анализа одноминутных и среднечасовых временных рядов сейсмических записей, зарегистрированных на канале ВНЗ на девяти широкополосных станциях, расположенных на территории Камчатского края и острова Парамушир. Обсуждаются особенности спектральной структуры временных рядов в зависимости от местоположения станции, времени года, уровня сейсмичности, метеорологических условий и других факторов.

Abstract. This paper presents the results of spectral analysis of 1-minute and hourly average time series of seismic records registered on channel ВНЗ at nine broadband stations located on the Kamchatka peninsula and Paramushir Island. The peculiarities of the time series spectral structure depending on the station location, time of year, the level of seismicity, weather conditions and other factors are discussed.

Введение

Доктором физ.-мат. наук А.А. Любушиным (Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, г. Москва) на примере Японии в [1, 2] продемонстрировано новое сейсмопрогностическое направление в использовании данных непрерывной регистрации низкочастотных сейсмических колебаний, записанных на сети широкополосных станций. В этих работах на примере сильнейших землетрясений, произошедших в Японии в 2003 и 2011 гг., убедительно показана возможность заблаговременного определения районов и времени возникновения таких сейсмических событий на основании распределения пространственно-временных эффектов линейной синхронизации вариаций параметров мультифрактальных спектров сингулярности, таких как логарифм дисперсии шума, нормализованной энтропии распределения квадратов ортогональных вейвлет-коэффициентов, ширины носителя спектра сингулярности и обобщенного показателя Херста многомерных временных рядов низкочастотного сейсмического шума.

В [1, 2] колебания в диапазоне периодов от двух до первых сотен минут рассматриваются в качестве наиболее информативных для сейсмопрогностических целей. Камчатским филиалом Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) и ИФЗ РАН проводятся совместные работы по исследованию прогностических свойств временных рядов сейсмических записей, записанных сетью широкополосных станций на территории Камчатского края и о. Парамушир с использованием методики, представленной в [1, 2].

В работе использовались исходные записи на канале ВНЗ с частотой оцифровки 100 Гц с 1 января 2011 г. по 31 декабря 2013 г. на девяти широкополосных станциях (таблица). При выполнении этих работ были созданы временные ряды данных непрерывной регистрации сейсмических колебаний с дискретизацией 1 минута, которые далее именуется одноминутными временными рядами [2, 3]. Также были созданы среднечасовые ряды путем усреднения одноминутных данных в окне 1 час. В работе рассматриваются особенности спектральной структуры одноминутных и среднечасовых временных рядов сейсмических записей в зависимости от расположения сейсмических станций (прибрежная или континентальная), времени года, регистрирующей аппаратуры и других факторов. Для создания одноминутных временных рядов из исходных записей на канале ВНЗ использовалось программное обеспечение, разработанное и созданное А.А. Любушиным.

Таблица. Характеристика сейсмических станций и аппаратуры

Станция	Код станции		Координаты		<i>h</i> , м	Сейсмо-метр	Частотный диапазон, Гц	Грунт
	региональный	международный	φ, °N	λ, °E				
<i>Беринг</i>	BKI	BKI	55.194	165.984	12	CMG-3TB	0.0083–40	Дисперсный уплотненный (глыбы, щебень, дресва)
Каменская	KM1	KMSK	62.467	166.206	45	CMG-6TD	0.033–40	Дисперсный уплотненный мерзлый (щебень, глина)
<i>Петропавловск</i>	PET	PET	53.023	158.650	100	STS-1	0.0027–10	Скальный (долериты, кремнистые сланцы)
<i>Тилички</i>	TL1	TILK	60.446	166.145	25	CMG-3TB	0.0083–40	Дисперсный уплотненный мерзлый (щебень, глина)
<i>Институт</i>	IVS	IVS	53.067	158.609	170	CMG-3TB	0.0083–40	Дисперсный уплотненный (глыбы, щебень, глина)
Ключи	KLY	KLY	53.317	160.857	35	KS-2000	0.01–40	
Паужетка	PAU	PAU	51.468	156.815	130	CMG-6TD	0.033–40	
<i>Северо-Курильск</i>	SKR	SKR	50.670	156.116	30	CMG-3TB	0.0083–40	
Тумрок источники	TUMD	TUMD	55.203	160.399	486	CMG-6TD	0.033–40	

Примечание: в графе «Станция» курсивом выделены прибрежные станции.

Методика исследований

Исходные сейсмические записи в формате *miniseed* преобразовывались в формат данных *ascii*. Затем выполнялся переход от 100 Гц записей к записям с интервалом дискретизации 1 мин путем вычисления средних значений и прореживания в последовательных (неперекрывающихся) временных окнах длиной 6000 значений. Далее одноминутные временные ряды в относительных величинах амплитуды сигнала пересчитывались в значения скорости вертикального смещения грунта с учетом чувствительности канала *BHZ* для каждой станции.

С использованием программы *Diagnos* [4] для каждой станции были созданы одноминутные временные ряды длиной от трех месяцев до трех лет, в том числе временные ряды длиной три года – с 01.01.2011 по 31.12.2013 г.; длиной два года – с 01.01.2011 по 31.12.2012 г.; длиной один год – с 01.01.2011 по 31.12.2011 г., с 01.01.2012 по 31.12.2012 г. и с 01.01.2013 по 31.12.2013 г.; длиной полгода – с 1 января по 30 июня и с 1 июля по 31 декабря для 2011–2013 гг.; длиной три месяца: декабрь–февраль (зима), март–май (весна), июнь–август (лето) и сентябрь–ноябрь (осень) за 2011–2013 гг.

С помощью программы разведочного анализа свойств временных рядов *Spectra_Analyzer* в одноминутных временных рядах выполнялась процедура устранения больших выбросов (винзоризация) [5]. Эта процедура позволяла убрать выбросы технического характера (калибровки, сбои аппаратуры) и амплитудные вариации, связанные с прохождением поверхностных волн от сильнейших землетрясений, в том числе от землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. с $M_w=9.1$, событий в районе о. Суматра 11.04.2012 г. с $M_w=8.7$ и $M_w=8.2$, глубокого Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. с $M_w=8.3$ (рис. 1). Из полученных «винзоризованных» одноминутных рядов были построены среднечасовые временные ряды путем усреднения значений исходного ряда в окнах длиной 60 значений (рис. 1). Затем из полученных одноминутных и среднечасовых рядов строились спектры мощности с использованием *AR*-модели [5]. При этом для одноминутных временных рядов скользящее временное окно составляло 2048 *отс.*, для среднечасовых – 720 *отс.* Порядок авторегрессии выбирался с учетом длины временного ряда и необходимости получения достаточной детальности спектра.

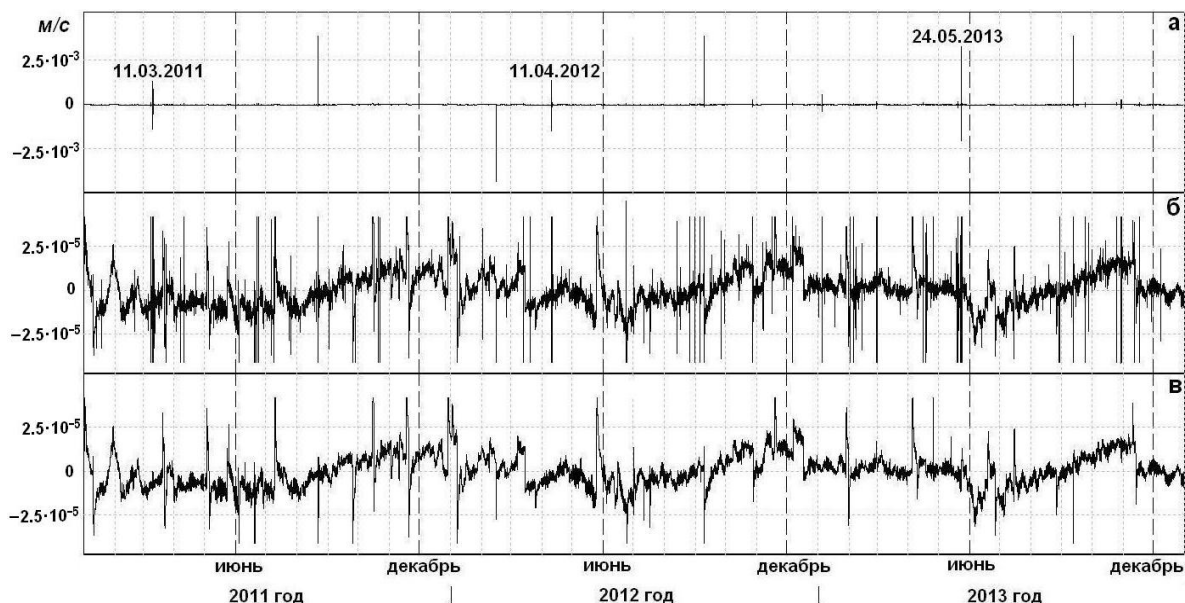


Рис. 1. Преобразование одномоментного временного ряда данных регистрации на канале BHZ на станции «Петропавловск» (PET):

а – одномоментный временной ряд с учетом чувствительности регистрирующего канала BHZ; **б** – одномоментный ряд после устранения больших выбросов (винзоризации); **в** – среднечасовой ряд

Обсуждение результатов

В спектрах мощности одномоментных временных рядов продолжительностью 1–3 года наблюдается монотонное увеличение амплитуд спектральных гармоник для всех рассматриваемых станций в диапазоне периодов от 10–20 до 1000 мин (рис. 2), что согласуется с общим характером поведения типичного спектра сейсмического шума [6, 7].

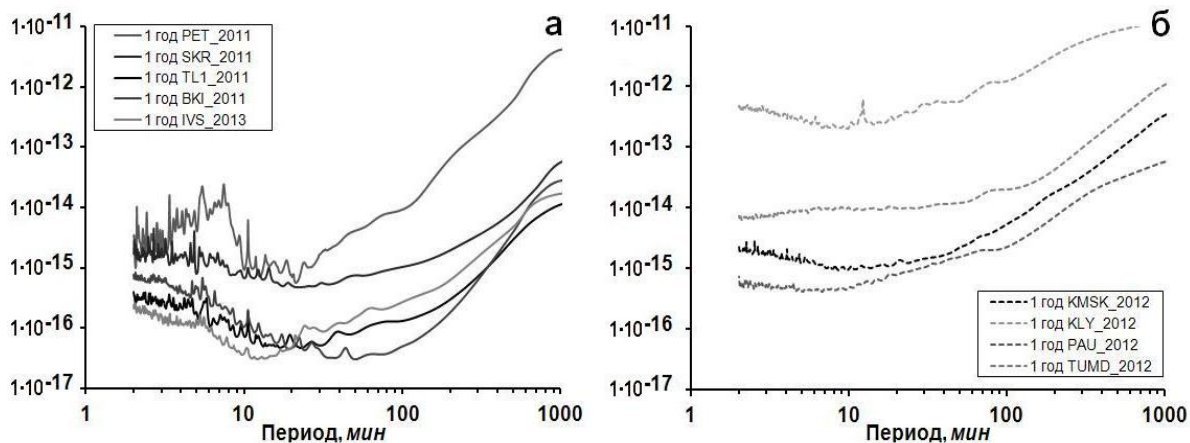


Рис. 2. Спектры мощности одномоментных рядов записей на канале BHZ на прибрежных сейсмических станциях PET, SKR, TL1, VKI, IVS (а) и континентальных станциях KMSK, KLY, PAU, TUMD (б) при их длине один год

В спектрах мощности одномоментных временных рядов продолжительностью от трех месяцев до трех лет для всех прибрежных станций в диапазоне периодов от 2 до 14 мин амплитуды спектральных гармоник выше, чем в спектрах мощности для континентальных станций (рис. 2, 3), что, по-видимому, обусловлено их расположением недалеко от береговой линии. Для прибрежной станции PET в диапазоне периодов 2–10 мин наблюдаются относительно повышенные амплитуды спектральных составляющих, что может быть связано с локальными сейсмогеологическими условиями (скальный грунт) и повышенной техногенной зашумленностью записей вследствие расположения станции в г. Петропавловске-Камчатском.

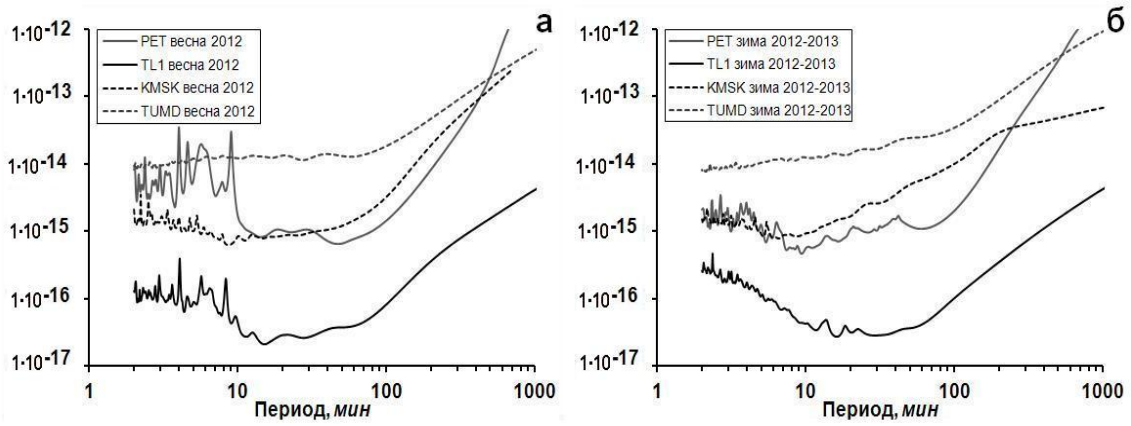


Рис. 3. Сопоставление спектров мощности одноминутных рядов записей на канале ВНЗ длиной три месяца на прибрежных (PET, TL1) и континентальных (KMSK, TUMD) сейсмических станциях, построенных для весеннего (а) и зимнего (б) времени года

На континентальных станциях в относительно высокочастотной области спектров наблюдается пониженный уровень амплитуд спектральных составляющих, по сравнению с прибрежными станциями. Это связано с затуханием штормовых микросейсм по направлению вглубь континента [6]. В целом спектры одноминутных временных рядов на прибрежных станциях, за исключением станции PET, имеют схожий внешний вид, что может быть обусловлено их расположением недалеко от береговой линии (прибрежные) и одинаковой регистрирующей сейсмометрической аппаратурой (таблица).

В спектрах мощности одноминутных временных рядов продолжительностью полгода и три месяца для прибрежных станций (таблица) в диапазоне периодов от 2 до 14 мин наблюдается относительное увеличение амплитуд спектральных составляющих в течение первых половин года (январь–июнь) и весеннего периода (март–май) (рис. 3). Такой эффект не прослеживается на внутриконтинентальных станциях, что свидетельствует об отсутствии зависимости интенсивности вариаций соответствующих одноминутных рядов от времени года.

Спектры мощности среднечасовых временных рядов также имеют особенности морфологической структуры для прибрежных и континентальных станций. Для прибрежных станций наблюдается четкое раздвоение спектральных максимумов на суточном и полусуточном периодах, в то время как на континентальных станциях суточный максимум не имеет такого раздвоения (рис. 4). Это свидетельствует о том, что компоненты, соответствующие по периоду суточным и полусуточным приливным волнам и обусловленные, по-видимому, морским приливом, выражены ярче на прибрежных станциях.

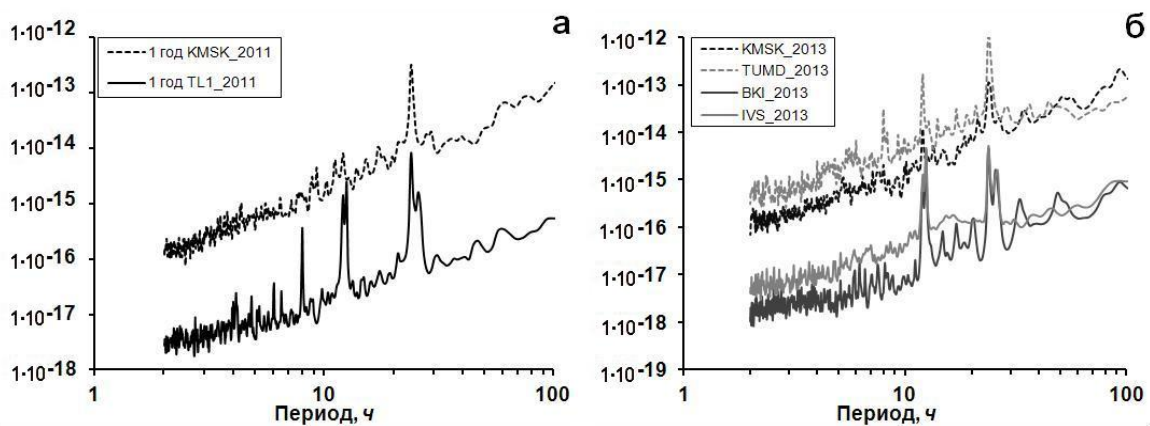


Рис. 4. Спектры мощности среднечасовых рядов длиной один год на континентальной (KMSK) и прибрежной (TL1) станциях (а) и спектры мощности среднечасовых рядов сейсмических записей на канале ВНЗ длиной один год на континентальных (KMSK, TUMD) и прибрежных (BKI, IVS) станциях (б)

Выводы

Обнаружена устойчивость спектральной структуры временных рядов одноминутных и среднечасовых сейсмических записей в течение различных сезонов года и за период времени до трех лет. В спектрах мощности одноминутных временных рядов в диапазоне периодов от 2 до ~14 мин отмечается повышенный уровень спектральных составляющих для прибрежных станций в первых половинах календарного года.

В спектрах мощности среднечасовых временных рядов для прибрежных станций, наряду с ровно суточной и полусуточной компонентами, отмечаются ярко выраженные спектральные максимумы, соответствующие приливным волнам O_1 (период 25.82 ч) и M_2 (период 12.42 ч), которые присутствуют в земном и океаническом приливе. Для континентальных станций в спектрах мощности среднечасовых рядов присутствует устойчивый суточный максимум на периоде 24 ч и менее выражены или практически отсутствуют спектральные максимумы, соответствующие компонентам с периодами 12 и 8 ч.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 12-05-00146-а, руководитель проекта – д.ф.-м.н. А.А. Любушин, ИФЗ РАН, г. Москва).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Любушин А.А.** Карты свойств низкочастотных микросейсм для оценки сейсмической опасности // Физика Земли. – 2013. – № 1. – С. 11–20.
2. **Любушин А.А., Копылова Г.Н., Касимова В.А., Таранова Л.Н.** Мультифрактальные характеристики сейсмического шума на Камчатке, 2011–2013 гг. // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой региональной научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский, 29 сентября – 5 октября 2013 г. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 471–475.
3. **Касимова В.А., Копылова Г.Н.** Спектральная структура низкочастотного сейсмического шума на широкополосных станциях Камчатки // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой региональной научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский, 29 сентября–5 октября 2013 г. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 64–68.
4. **Копылова Г.Н., Латыпов Е.Р., Пантюхин Е.А.** Информационная система «Полигон»: комплекс программных средств для сбора, хранения и обработки данных геофизических наблюдений // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. Материалы Международной геофизической конференции. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. – С. 393–399.
5. **Любушин А.А.** Разведочный анализ свойств временных рядов на основе использования интерактивной программы Spectra_Analyzer. Уч. пособие. – М.: РГГРУ, 2006. – 46 с.
6. **Яновская Т.Б.** Основы сейсмологии. – СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского университета, 2008. – 222 с.
7. **Peterson J.** Observation and modeling of seismic background noise // U.S. Geological Survey. Open-File report 93-322. – 1993. – 95 p.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МОНИТОРИНГА АРКТИЧЕСКИХ ТЕРРИТОРИЙ ПО ДАННЫМ АРХАНГЕЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ ЗА 2013 ГОД

^{1,2}Я.В. Конечная, ¹Н.В. Ваганова, ^{1,2}А.Н. Морозов
¹Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск
²Геофизическая служба РАН, г. Архангельск

Аннотация. Представлены структура регионального мониторинга арктических территорий и его первые результаты по данным станций Архангельской сейсмической сети. Приведены результаты статистической обработки данных, полученных при проведении регионального мониторинга в 2013 году.

Abstract. The structure of regional monitoring of the Arctic region according to the Arkhangelsk seismic network and its initial results are presented. The article shows the statistical results of the regional monitoring in 2013.

Проведение регионального и локального сейсмического мониторинга является первоочередной задачей любой сети сейсмических станций. Одной из задач Архангельской сети является проведение сейсмического мониторинга, который охватывает территорию, как самой Архангельской области, так и европейского побережья Северного Ледовитого океана (Скандинавский и Кольский полуостров, Республику Карелия, Ненецкий автономный округ, Полярный и Средний Урал). Установка сейсмических станций «Земля Франца-Иосифа» (в сентябре 2011 г.) [1] и «Амдерма» (в ноябре 2010 г.) [2] позволила включить в зону наблюдения территории архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и омывающих их морей.

Временно функционировали сейсмические станции «Ломоносово» (с июня по сентябрь 2011 г.) и «Нарьян-Мар» (с августа 2011 г. по декабрь 2013 г.), которые были закрыты по техническим причинам. Современное состояние Архангельской сейсмической сети показано на рис. 1.

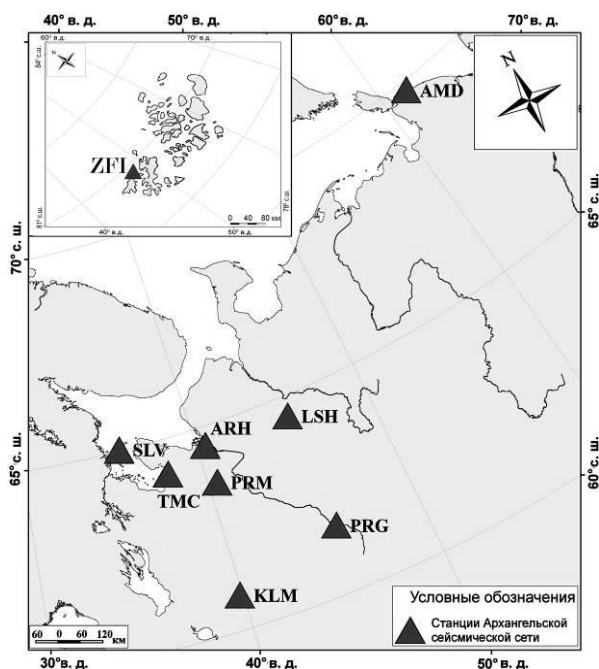


Рис. 1. Расположение станций Архангельской сейсмической сети по состоянию на начало 2014 г.

Проведение регионального мониторинга условно разбивается на два этапа: просмотр записей сейсмических станций и формирование промежуточного бюллетеня; совокупная обработка зарегистрированных событий, формирование окончательного сейсмологического каталога и построение карты сейсмичности. Остановимся подробнее на каждом этапе.

На первом этапе проводится анализ сейсмических записей следующих станций: «Климовская» (KLM), «Пермогорье» (PRG), «Тамица» (TMC), «Лешуконское» (LSH), «Соловки» (SLV), «Амдерма» (AMD), «Земля Франца-Иосифа» (ZFI). Данные остальных станций подключаются к обработке на втором этапе по мере необходимости.

По каждой станции операторы составляют индивидуальные бюллетени, которые позже объединяются в общий промежуточный бюллетень, формирующий каждую декаду месяца. Он представляет собой таблицу Excel и содержит следующую информацию: код зарегистрировавшей станции; дату и время вступления фаз на записях станции; вид зарегистрированного сейсмического события (землетрясение, взрыв и т.д.); тип события (региональное или локальное) и наличие информации о нем в других сейсмологических каталогах (ССД ГС РАН, NORSAR, Orfeus). Ежемесячно станциями Архангельской сети регистрируется от 100 до 170 региональных и локальных сейсмических событий различной природы, в том числе землетрясения, промышленные взрывы, техногенные катастрофы и пр.

На втором этапе промежуточный бюллетень передается для дальнейшей обработки. В качестве основного средства используется программный комплекс WSG, разработанный в Геофизической службе РАН, позволяющий проводить совокупную обработку данных нескольких сейсмических станций, с целью определения координат эпицентра, времени в очаге, магнитуды. В процессе обработки дополнительно к станциям Архангельской сети привлекаются записи станций соседних сетей, расположенных на архипелаге Шпицберген и Скандинавском полуострове (SPA0, HOPEN, BJO1, HSPB, KBS, ARE0, JOF, HEF и др.), принадлежащие международным сейсмологическим центрам Норвегии, Финляндии и Польши. В качестве основного используется годограф Varents, разработанный в Кольском филиале ГС РАН [3]. Пример совокупной обработки показан на рис. 2.

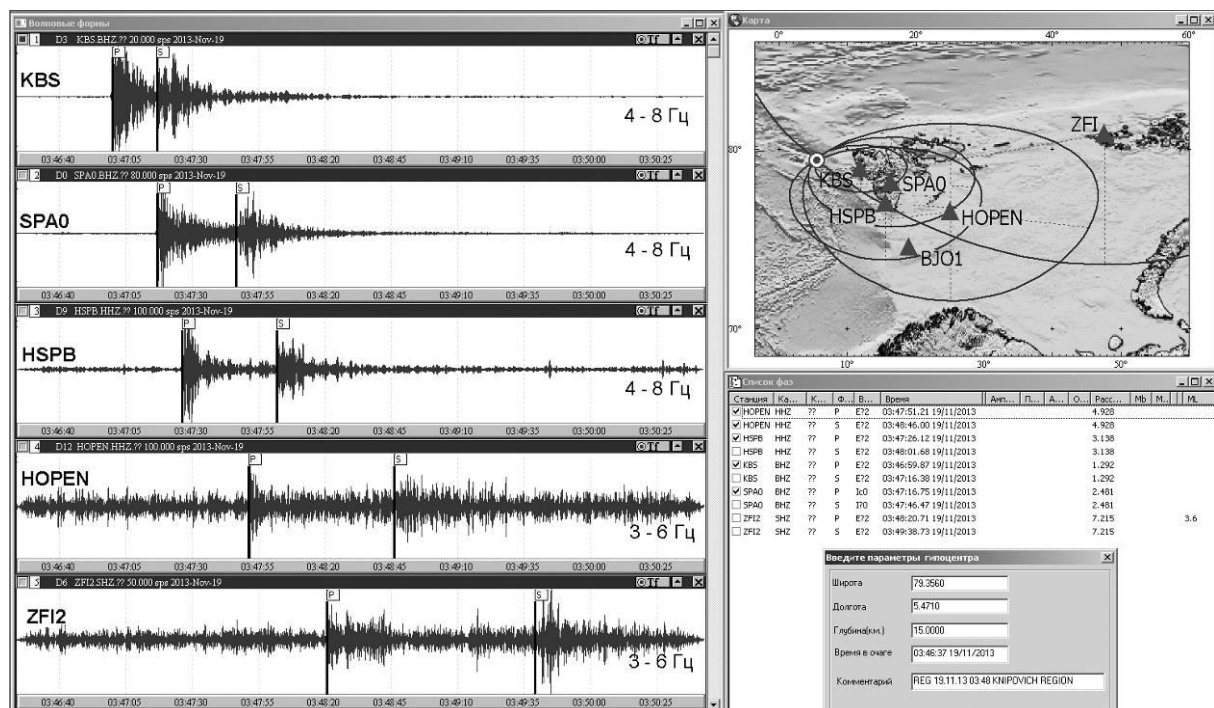


Рис. 2. Пример совокупной обработки землетрясения, произошедшего в районе архипелага Шпицберген 19.11.2013 г., $t_0=03:46:37$

Итогом совокупной обработки является формирование ежемесячного регионального каталога (рис. 3).

#20130528112201										
Origin time	Lat	Lon	Depth	Nsta	Region					
29.03.2013 01:38:09.000	76.96	18.56	10.00	3	REG STORFJORDEN-HEER LAND SVALBARD					
Sta	Dist	Az	Ph	Entry	time	Amp	T	Mag	MagType	
SPA0	1.33	-	P	Ic	29.03.2013 01:38:32.950	-	-	-	-	
SPA0	1.33	-	S	E?	29.03.2013 01:38:50.026	-	-	-	-	
KBS	2.34	-	P	E?	29.03.2013 01:38:46.909	-	-	-	-	
KBS	2.34	-	S	E?	29.03.2013 01:39:15.546	-	-	-	-	
ZFI2	6.64	-	P	E?	29.03.2013 01:39:46.254	-	-	-	-	
ZFI2	6.64	-	S	E?	29.03.2013 01:40:58.775	0.00	1.56	2.60	ML	
#20130529144742										
Origin time	Lat	Lon	Depth	Nsta	Region					
29.03.2013 02:49:20.000	67.48	64.40	0.00	1	URAL					
Sta	Dist	Az	Ph	Entry	time	Amp	T	Mag	MagType	
AMD	2.43	-	P	I?	29.03.2013 02:50:01.104	-	-	-	-	
AMD	2.43	-	S	I?	29.03.2013 02:50:31.373	0.00	0.21	1.20	ML	
#20130529145450										
Origin time	Lat	Lon	Depth	Nsta	Region					
29.03.2013 10:37:17.000	67.51	33.95	0.00	4	KOLA					
Sta	Dist	Az	Ph	Entry	time	Amp	T	Mag	MagType	
SLV	2.95	-	P	E?	29.03.2013 10:38:05.045	-	-	-	-	
SLV	2.95	-	S	E?	29.03.2013 10:38:40.687	0.03	0.30	2.90	ML	
ARE0	3.74	-	P	E?	29.03.2013 10:38:16.090	-	-	-	-	
ARE0	3.74	-	S	E?	29.03.2013 10:38:59.881	-	-	-	-	
JOF	4.65	-	P	E?	29.03.2013 10:38:31.493	-	-	-	-	
JOF	4.65	-	S	E?	29.03.2013 10:39:24.507	-	-	-	-	
KLM	7.09	-	P	E?	29.03.2013 10:39:04.716	-	-	-	-	
KLM	7.09	-	S	E?	29.03.2013 10:40:22.552	0.00	0.49	2.80	ML	
#20130528113603										
Origin time	Lat	Lon	Depth	Nsta	Region					
29.03.2013 17:48:30.000	77.00	19.46	10.00	3	REG STORFJORDEN-HEER LAND SVALBARD					
Sta	Dist	Az	Ph	Entry	time	Amp	T	Mag	MagType	
SPA0	1.35	-	P	Ic	29.03.2013 17:48:53.195	-	-	-	-	
SPA0	1.35	-	S	I?	29.03.2013 17:49:10.522	-	-	-	-	
KBS	2.46	-	P	E?	29.03.2013 17:49:07.361	-	-	-	-	
KBS	2.46	-	S	E?	29.03.2013 17:49:37.253	-	-	-	-	
ZFI2	6.50	-	P	E?	29.03.2013 17:50:07.346	-	-	-	-	
ZFI2	6.50	-	S	E?	29.03.2013 17:51:18.470	0.00	1.48	2.30	ML	
#20130530121801										
Origin time	Lat	Lon	Depth	Nsta	Region					
30.03.2013 03:15:16.000	75.97	7.25	20.00	2	REG KNIPOVICH REGION					
Sta	Dist	Az	Ph	Entry	time	Amp	T	Mag	MagType	
SPA0	2.85	-	P	Ic	30.03.2013 03:15:59.555	-	-	-	-	
SPA0	2.85	-	S	I?	30.03.2013 03:16:32.762	-	-	-	-	
ZFI2	9.08	-	P	E?	30.03.2013 03:17:24.164	-	-	-	-	
ZFI2	9.08	-	S	E?	30.03.2013 03:19:00.788	0.00	1.52	-	-	

Рис. 3. Пример текстового представления регионального каталога, создаваемого на основе данных станций Архангельской сети

Содержащая в нем информация может быть представлена как в виде текстового файла (рис. 3), так и в виде карты эпицентров, зарегистрированных сейсмических событий (рис. 4). На рис. 4 представлена карта распределения эпицентров сейсмических событий в 2013 году. Всего за прошедший год было зарегистрировано 1214 событий различной природы, обработано – 1050 событий. Рис. 4 показывает, что большинство землетрясений приурочено к зонам проявления межплитной сейсмичности – срединно-арктическому поясу землетрясений (хребты Гаккеля и Книповича). Повышенная сейсмическая активность также наблюдается в районе архипелага Шпицберген. Отмечается слабая сейсмичность на склоне континентального шельфа в северной части Баренцева и Карского морей [4].

На территориях Архангельской области и сопредельных регионов традиционно регистрируются сейсмические события, связанные с деятельностью добывающих предприятий. Станциями Архангельской сети фиксируются промышленные взрывы в карьерах «СОБР», «Савинский», «Покровское», КГК, расположенных в Архангельской области. Из сопредельных регионов регистрируются взрывы в карьерах Вологодской области, Республики Карелия и Кольского полуострова. Как отмечалось ранее [2], сейсмическая станция AMD регистрирует большое число техногенных событий из района Воркутинского горнопромышленного узла.

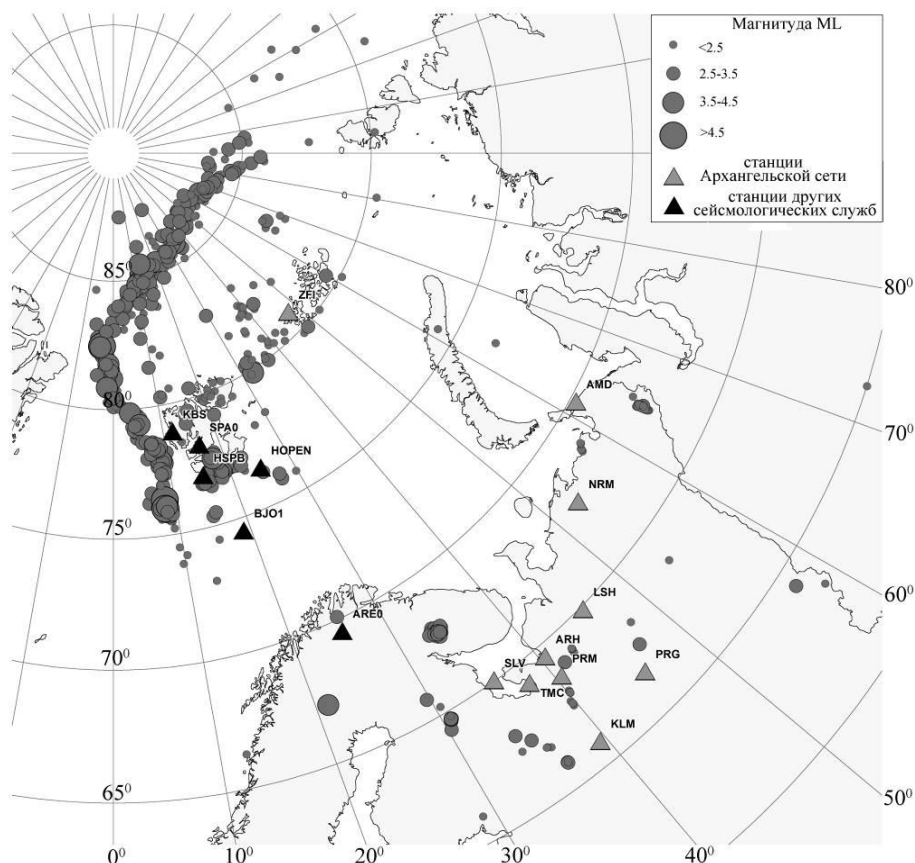


Рис. 4. Карта эпицентров сейсмических событий, зарегистрированных в 2013 г.

Наиболее значимым является землетрясение, произошедшее 28 марта 2013 г. в 80 км от г. Архангельск с магнитудой $ML=3.1$ [5, 6]. Несмотря на то, что оно было зарегистрировано всеми станциями Архангельской сети, к обработке привлекались станции соседних сетей, в том числе и зарубежных. Определены параметры очага: $t_0=07:02:14.7$, $\varphi=64.00^\circ$, $\lambda=41.39^\circ$.

Каждая из станций Архангельской сейсмической сети, которая участвует в региональном мониторинге, имеет особенности в регистрации событий. Так, сейсмическая станция ZFI регистрирует в подавляющем большинстве землетрясения из арктического региона, в том числе слабые локальные землетрясения, происходящие на склоне континентального шельфа, и сейсмические события, связанные с ледниковыми процессами, станция AMD – техногенные события из Воркутинского горнопромышленного узла, землетрясения из района Полярного Урала (например землетрясения 24.12.2012 г. [7] и 28.01.2014 г.) и арктические землетрясения с магнитудами выше 3.5. Станции сети, расположенные непосредственно на территории Архангельской области (KLM, LSH, TMC, SLV, PRG), позволяют проводить сейсмический мониторинг Архангельской области и сопредельных регионов.

Статистический анализ полученных результатов показал, что в 2013 г. было зарегистрировано 555 землетрясений и 496 техногенных событий. Наибольшее число землетрясений отмечалось в апреле, а наименьшее – в августе и сентябре 2013 года. Построенный кумулятивный график повторяемости для региональных землетрясений показал, что уровень $M_{пред}=2.7$ для станций Архангельской сети.

Следует отметить, что с установкой в Арктике станции ZFI изменились наши представления о региональной и локальной сейсмичности в районе архипелага Земля Франца-Иосифа [4], существенно дополнены знания о сейсмической активности Срединно-Арктического хребта. С точки зрения мониторинга техногенной сейсмичности северо-запада России, региональный каталог улучшил количественные показатели бюллетеня, существовавшего ранее в лаборатории сейсмологии ИЭПС УрО РАН.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-93080, №14-05-98801) и Программы Президиума РАН №12-П-5-1009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Данилов А.В., Антоновская Г.Н., Конечная Я.В.** Особенности установки пунктов регистрации сейсмических событий в Арктическом регионе России // Сейсмические приборы. – 2013. – Т. 49, № 3. – С. 5–24.
2. **Французова В.И., Конечная Я.В., Иванова Е.В.** Оценка регистрационных возможностей заполярной станции «Амдерма» // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 332–336.
3. **Скоростные модели** // Кольский филиал Геофизической службы РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.krsc.ru/defmon.htm>.
4. **Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Конечная Я.В.** Сейсмичность северной акватории Баренцева моря в районе трогов Франц-Виктория и Орла // Геотектоника. – Москва: Геологический институт РАН, 2014. – № 3. – С. 78–84.
5. **Ваганова Н.В., Морозов А.Н.** Параметры очага землетрясения в Архангельской области 28 марта 2013 года // Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Серия: Естественные науки. – 2013. – № 4. – С. 5–11.
6. **Морозов А.Н., Иванова Е.В., Асминг В.Э.** О природе сейсмического события, зарегистрированного в Архангельской области 28 марта 2013 года // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 214–218.
7. **Конечная Я.В., Ваганова Н.В., Морозов А.Н., Носкова Н.Н.** Землетрясение на Полярном Урале 24 декабря 2012 года // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 179–183.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА О. САХАЛИН

¹А.В. Коновалов, ¹Т.В. Нагорных, ^{1,2}Д.А. Сафонов

¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

²Сахалинский филиал ГС РАН, г. Южно-Сахалинск

Аннотация. Проанализированы основные представления о тектонической природе сахалинских коровых землетрясений в сопоставлении с новыми материалами о механизмах очага. Получены новые данные о пространственных и временных вариациях поля упругих напряжений в регионе. Показано, что на современном этапе геодинамического развития земная кора Сахалинского региона находится в условиях субширотного сжатия.

Abstract. The main concepts of the tectonic nature of the shallow earthquake in comparison with the new data on focal mechanisms of the origins in Sakhalin are analyzed. Spatial and temporal variations of the elastic stress field are studied and new results are obtained. The Earth's crust within Sakhalin is dominated by the sub latitudinal compression considering recent geodynamics features.

К настоящему времени предпринято множество попыток увязать коровую сейсмичность Сахалина со структурным районированием и тектоникой. Практически все исследователи, признавая главенствующими на о. Сахалин продольные разломы субмеридионального простираения, существенно расходятся во взглядах на геодинамическую обстановку, в которой они сформировались. Одни из них полагают, что о. Сахалин представляет область субширотного сжатия, и рассматривают большую часть продольных разломов как взброс или надвиг, плоскости сместителей которых падают на запад [1–5].

В.С. Рождественский [6] полагает, что основные праводвиговые смещения вдоль субмеридиональных разломов о. Сахалин произошли до образования позднемиоцен-плейстоценового орогенного комплекса. В позднем миоцене и четвертичном периоде, по его мнению, господствовали условия субширотного сжатия, бывшие правосторонние сдвиги трансформировались во взбросы и надвиги.

Т. Сено [7] приходит к заключению, что праводвиговые смещения характерны лишь для самой северной части Сахалина, где располагается полюс вращения Евразийской плиты относительно Охотоморской. В остальной части острова продольные разломы находятся в условиях субширотного сжатия и являются взбросами или надвигами.

В [8] основные черты структурной геологии о. Сахалин объясняются праводвиговой тектоникой по главным продольным разломам острова. В общем виде дизъюнктивные дислокации сахалинской сдвиговой системы упомянутые авторы приписывают двум сдвиговым зонам – Западно-Сахалинской и Восточно-Сахалинской.

Таким образом, ведущая роль сдвигов получила отражение в региональных построениях и интерпретации структурно-геологических материалов по Сахалину. Стронники мобилистских взглядов предлагают несколько вариантов сдвигового взаимодействия Евразийской и Охотоморской литосферных плит, границы которых проводят вдоль одного из главных продольных разломов Сахалина [9–11]. Независимо от того, какая из моделей верна, все они описывают западную границу Евразийской плиты как субмеридиональную транспрессионную зону, которая проходит через Сахалин на юг западнее о. Хоккайдо.

Коллективом авторов был подготовлен и проанализирован каталог механизмов землетрясений о. Сахалин, произошедших в 1962–2011 гг. Были рассмотрены наиболее сильные события с магнитудой $M > 4.5$, для многих из которых методом азимутального годографа удалось определить рабочую плоскость.

Детально проанализированы 11 наиболее сильных землетрясений: Ногликское 1964 г. ($MLH=5.8$), Монеронское 1971 г. ($MLH=7.5$), Нефтегорское 1995 г. ($MLH=7.2$), Углегорское 2000 г. ($MLH=7.0$), Такойское 2001 г. ($MLH=5.2$), Костромское 2004 г. ($MLH=4.8$), Пильтунское 2005 г. ($MLH=5.7$), Горнозаводское 2006 г. ($MLH=5.9$), Невельское 2007 г. ($MLH=6.2$), Уангское 2010 г. ($MLH=5.7$) и Тымовское 2011 г. ($MLH=4.9$).

Установлено, что землетрясения произошли в условиях близгоризонтальных сжимающих напряжений, ориентированных субширотно или диагонально о. Сахалин. Совмещение нодальных плоскостей облака афтершоков и осевых линий сегментов известных разломов в соответствующих проекциях в окрестностях сейсмогенной зоны позволило снять неопределенность в выборе рабочей плоскости механизма очага землетрясения. В отдельных случаях привлекались имеющиеся данные о поверхностных смещениях, полученные по полевым геологическим и геодезическим измерениям. Кроме того, для Такойской и Невельской серий землетрясений с использованием современных методов переопределения положения очагов получены четкие картины пространственно-временного распределения очагов форшок-афтершоковых последовательностей, что позволило исследовать тонкую структуру сейсмогенных зон и сопоставить ее с механизмами возникновения сильных землетрясений.

В большинстве случаев рабочие плоскости механизмов ориентированы субмеридионально и падают полого (или круто) на запад. Исключение составляют: Монеронское землетрясение 1971 г. – рабочая плоскость имеет северо-восточное простирание и крутое падение на юго-восток; Углегорское землетрясение 2000 г., рабочая плоскость которого круто падает на северо-восток; Такойское землетрясение 2001 г. имеет рабочую плоскость восточного падения.

Для статистического анализа параметров сейсмодислокаций выбран район исследований с координатами $46-55^{\circ}N$ и $141-145^{\circ}E$. Район поделен на три части (рис. 1): южную (I–III), центральную (IV) и северную (V–VII). Каждая из частей сегментирована на зоны (I–VII), к которым приурочены сильнейшие землетрясения и «сгущение» сейсмичности.

Преобладающие типы сейсмодислокаций в северной, центральной и южной частях острова различаются (рис. 1). В то время как в южных областях преобладают надвиги, в центральной и северной частях острова развиты преимущественно взбросо-сдвиговые типы дислокаций. Значительным сдвиговым землетрясением на севере о. Сахалин является Нефтегорское землетрясение 1995 года.

Северо-западный шельф острова (к западу от п-ова Шмидта) характеризуется взбросами, в то время как его восточная часть у западного края впадины Дерюгина представлена преимущественно сдвигами.

Получены оценки средних параметров сейсмодислокаций как с учетом скалярного сейсмического момента очага землетрясения, так и без него, для каждой из рассмотренных зон и всего региона в целом. Для этого использовались выборки тензора сейсмического момента $M_{ij}^{(k)}$ (k -ого землетрясения):

$$M_{ij}^{(k)} = M_0^{(k)} \cdot \hat{M}_{ij}^{(k)}, \quad (1)$$

где $M_0^{(k)}$ – скалярный сейсмический момент k -ого землетрясения; $\hat{M}_{ij}^{(k)}$ – компоненты единичного тензора k -ого землетрясения, которые определялись через параметры механизма очага (простирание, падение, подвижка) по формулам из [12] для сдвиговой дислокации произвольной ориентации; k – номер рассматриваемого землетрясения. Оценка $M_0^{(k)}$ выполнялась по межмагнитудным зависимостям $MLH-M_w$, полученным в [13], и формуле Канамори M_w-M_0 [14].

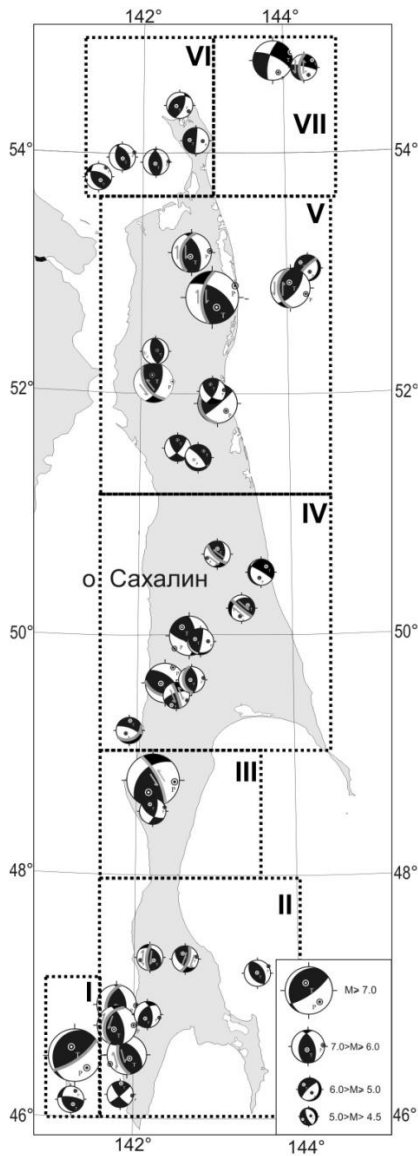


Рис. 1. Карта механизмов очагов коровых землетрясений о. Сахалин $M > 4.5$ за 1962–2011 гг. Серым цветом на стереограммах механизмов выделена предполагаемая рабочая плоскость, стрелками показано направление сдвиговой компоненты подвижки, пунктиром выделены районы I–VII сгущения эпицентров

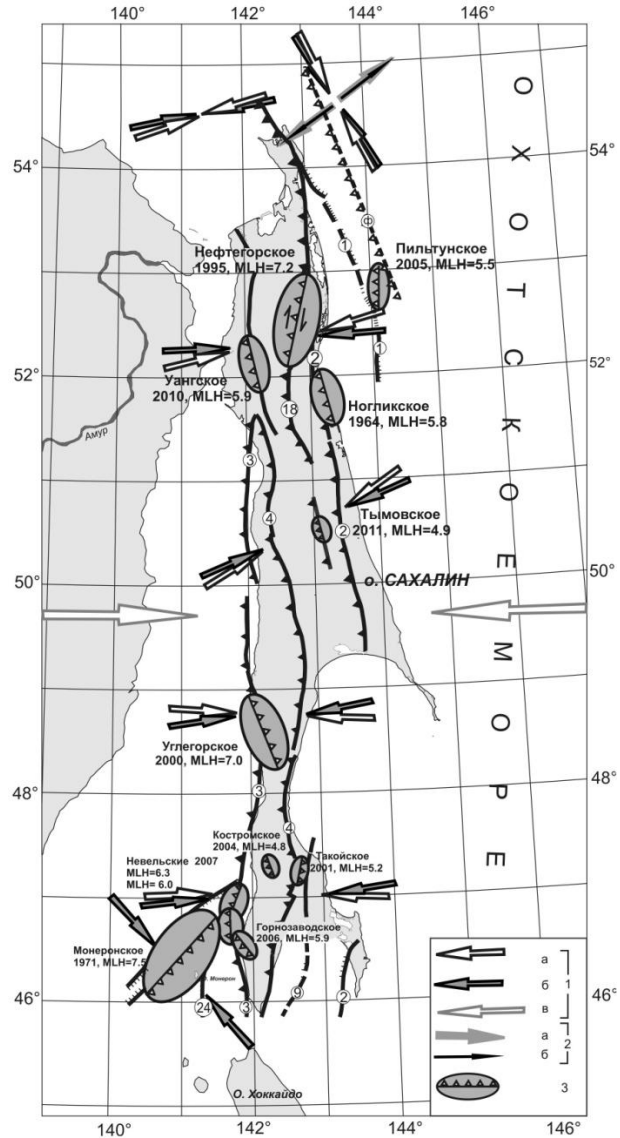


Рис. 2. Положение очаговых зон сильных Сахалинских землетрясений относительно разломов различных кинематических типов и направлений регионального тензора напряжений (по районам рис. 1):

1 – оси сжатия: а – с учетом магнитуды, б – без учета магнитуды, в – среднее направление сжатия региона (без учета магнитуды); 2 – оси растяжения: а – с учетом магнитуды, б – без учета магнитуды; 3 – очаговые зоны с рабочими плоскостями (берг-штрихами указаны направления падения этих плоскостей). Список разломов согласно В.В. Харинову [15]

Средний тензор момента обозначим как $\langle M_{ij} \rangle$, где $\langle \rangle$ обозначает суммирование компонент тензора по индексу k . Тогда:

$$\langle M_{ij} \rangle = \sum_k M_{ij}^{(k)} \quad (2)$$

Его нормированный аналог $\langle \hat{M}_{ij} \rangle$, который, по сути, определяет средний механизм и средние параметры сейсмодислокаций с учетом величины сейсмического момента, равен:

$$\langle \hat{M}_{ij} \rangle = \frac{\langle M_{ij} \rangle}{\|M\|} \quad (3)$$

где

$$\|M\| = \sqrt{\sum_{i,j} |\langle M_{ij} \rangle|^2} \quad (4)$$

есть Евклидова норма тензора $\langle M_{ij} \rangle$.

Определим таким же образом нормированный (единичный) средний механизм $\langle \hat{m}_{ij} \rangle$, который получается путем суммирования компонент единичного тензора момента $\hat{M}_{ij}^{(k)}$ и нормировки:

$$\langle \hat{m}_{ij} \rangle = \frac{\langle m_{ij} \rangle}{\|m\|}, \quad (5)$$

где

$$\langle m_{ij} \rangle = \sum_k \hat{M}_{ij}^{(k)}, \quad (6)$$

$$\|m\| = \sqrt{\sum_{i,j} |\langle m_{ij} \rangle|^2}. \quad (7)$$

Полученные результаты представлены на рис. 2 в виде ориентации главных осей напряжений.

Очевидно, что параметры $\langle \hat{M}_{ij} \rangle$ и соответствующие им направления главных осей напряжения определяются сильнейшими землетрясениями в каждой выборке, в то время как в результатах, основанных на $\langle \hat{m}_{ij} \rangle$, доминируют многочисленные события с наименьшей представительной магнитудой выборки, т.е. минимальной магнитудой, начиная с которой механизмы очагов землетрясений определялись без пропусков [16]. В нашем случае минимальная представительная магнитуда MLH близка к 4.5–5.0, что почти на 2–3 порядка меньше магнитуды сильнейших землетрясений в регионе.

Результаты представлены на рис. 2. Вариации поля упругих напряжений прослеживаются вдоль всего региона: субширотное сжатие на юге о. Сахалин и диагональное сжатие северо-восточного направления в центральной и северной частях острова (в том числе его северо-западного шельфа). Главные оси напряжений, связанные в каждой зоне с $\langle \hat{M}_{ij} \rangle$ и $\langle \hat{m}_{ij} \rangle$, имеют схожие ориентации. Разброс между ними не превышает 10°.

Таким образом, результаты анализа параметров сейсмодислокаций указывают, по всей видимости, на различные механизмы возникновения землетрясений и, как следствие, различные свойства разломообразования на Сахалине в целом, но относительно внутреннюю однородность поля упругих напряжений в каждой из областей.

Вместе с тем обнаруженные отличия поля упругих напряжений, оцененного с учетом момента и без него внутри каждой области (зоны), могут быть проинтерпретированы следующим образом. Как уже отмечалось ранее, вклад в оценку $\langle \hat{M}_{ij} \rangle$ дают преимущественно сильнейшие землетрясения в исследуемом районе. К таковым, например, на севере о. Сахалин относится Нефтегорское землетрясение 1995 года. Характерное время накопления хрупких деформаций, необходимых для возникновения землетрясения такой силы в пределах одного цикла, составляет около 400 лет. За это время происходит как минимум одно землетрясение с магнитудой $MLH \sim 7$, что, другими словами, эквивалентно времени усреднения (наблюдения) порядка 400 лет. Когда речь идет о параметре $\langle \hat{m}_{ij} \rangle$, то здесь основной вклад дают многочисленные землетрясения с $MLH = 4.5-5.0$, наблюдения за которыми непрерывно ведутся последние 40 лет. Таким образом, найденные отличия можно интерпретировать периодом наблюдения,

который отличается на порядок. Не исключено, что за столь большой промежуток времени (400 лет) возможна перестройка региональных тектонических напряжений, которые трансформируются от транспрессионного режима в субширотное сжатие. Такая тенденция прослеживается как по выделенным областям, так и для всего региона в целом (рис. 2), если рассматривать ориентации главных осей напряжений в привязке к $\langle \hat{m}_{ij} \rangle$, т.е. к наблюдениям за последние десятилетия. В пользу этого можно привести дополнительный аргумент: многочисленные землетрясения на Сахалине, в том числе и на севере острова, представлены не только правосторонними дислокациями, но и левосторонними сдвигами, например Углегорское 2000 г., Пильтунское 2005 г., Уангское 2010 г. и Тымовское 2011 года.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенков А.А.** Разломы Сахалина // Тихоокеанская геология. – 1984. – № 2. – С. 77–86.
2. **Fournier M. et al.** Noegene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99. – P. 2701–2725.
3. **Геология СССР.** В 48 т. / Гл. ред. А.В. Сидоренко. – М.: Недра, 1970. – Т. XXXIII: Остров Сахалин. Геологическое описание / Ред. В.Н. Верещагин. – 432 с.
4. **Мельников О.А.** Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. – М.: Наука, 1987. – 95 с.
5. **Коновалов А.В., Семёнова Е.П., Сафонов Д.А.** Результаты детального изучения очаговой зоны землетрясения 16 марта 2010 г. ($M_w=5.8$) на северо-западе о. Сахалин // Вулканология и сейсмология. – 2012. – № 4. – С. 37–49.
6. **Рождественский В.С.** Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина и месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. В 8-и т., т. I. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – С. 80–109.
7. **Seno T., Sakurai T., Stein S.** Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? // J. Geophys. Res. – 1996. – V. 101. – P. 11305–11315.
8. **Стрельцов М.И., Рождественский В.С.** Активные разломы Курило-Охотского региона, Сахалина, Приморья и Приамурья // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – М., 1995. – Вып. 2–3. – С. 387–407.
9. **Jolivet L., Kensaku T., Fournier M.** Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99, N B11. – P. 22237–22259.
10. **Apel E.V. et al.** Active tectonics of Northeast Asia: using block modeling to test Okhotsk Plate motion independent from North America // Western Pacific Geophysics Meeting Supplement. Abstract T344A-06 // Abs. Eos. Trans. – AGU, 2004. – V. 85, N 28.
11. **Василенко Н.Ф., Прытков А.С.** Моделирование взаимодействия литосферных плит на о. Сахалин по данным GPS наблюдений // Тихоокеанская геология. – 2012. – Т. 31, № 1. – С. 42–28.
12. **Аки К., Ричардс П.** Количественная сейсмология. Теория и методы. В 2-х т., т. 1. – М.: Мир, 1983. – 520 с.
13. **Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905–2005** / Л.Н. Поплавская и др. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. – 2006. – 103 с.
14. **Kanamori H.** The Energy Release in Great Earthquakes // J. Geophys. Res. – 1977. – V. 82, N 20. – P. 2981–2987.
15. **Харахинов В.В.** Нефтегазовая геология Сахалинского региона. – М.: Научный мир, 2010. – 276 с.
16. **Ben-Zion Y.** Collective behavior of earthquakes and faults: continuum-discrete transitions, progressive evolutionary changes, and different dynamic regimes // Rev. Geophys. – 2008. – V. 46. – 70 p.

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДА ШУМОВОЙ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЕТАЛЬНОЙ СКОРОСТНОЙ СТРУКТУРЫ ВЕРХНЕЙ КОРЫ НА ПРИМЕРЕ РЕГИОНА ФИНСКОГО ЗАЛИВА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Т.Ю. Королёва, Б.А. Ассиновская
Геофизическая служба РАН, г. Санкт-Петербург

Аннотация. Приводятся результаты исследования скоростной структуры верхней коры региона Финского залива и окружающих районов методом шумовой сейсмотомографии. Получено трехмерное распределение скорости поперечной волны до глубин 6 км. Установлена связь структуры поля скоростей с геологией региона.

Abstract. The paper presents the results of the velocity structure study of the upper crust in the region of Gulf of Finland and surrounding areas by the ambient seismic noise tomography. The three-dimensional distribution of shear velocity to a depth of 6 km is obtained. The connection between the velocity field structure and regional geology is revealed.

Введение

В последние годы появился и получил широкое распространение новый метод шумовой сейсмотомографии, позволяющий получить данные о дисперсии поверхностных волн на трассах между станциями по записям сейсмического шума [1] и, как следствие, получить трехмерное распределение скоростей V_S . При этом диапазон глубин, для изучения которых возможно применение метода, зависит от расстояния между станциями и их плотности – он применялся для глубин от 1.5 до 300 км.

Целью данного исследования являлось изучение возможных взаимосвязей скоростной структуры земной коры, определенной методом шумовой сейсмотомографии, с тектоникой, вещественным составом и сейсмичностью. В качестве региона исследований выбрана акватория Финского залива и окружающие районы.

Необходимо отметить, что метод применялся в рассматриваемой области [2], однако для изучения существенно больших глубин, что отчасти было связано с большими расстояниями между станциями в данной области. С введением в строй ряда новых станций, расположенных в Финляндии и Эстонии, выкладывающих данные в открытый доступ (сеть HE – с 2007 г.; сеть FN – с 2005 г., сеть EE – с 2005 г.), появилась возможность более детально изучить верхнюю часть коры, что и было сделано в данной работе.

Методика

Шумовая сейсмотомография – модифицированный вариант классической поверхностно-волновой томографии, в котором дисперсионные кривые поверхностных волн (как правило, волны Релея) определяются по кросскорреляционным функциям (ККФ) сейсмического шума. Это возможно, поскольку ККФ шума на двух станциях, осредненная за большой интервал времени, позволяет построить функцию Грина поверхностной волны и тем самым оценивать групповые и фазовые скорости [3].

Алгоритм подробно описан в [4]. Построение корреляционной функции производится после первичной обработки сейсмограмм, выполненной независимо для пары станций. Записи синхронизируются и фильтруются узкополосными фильтрами, и по фильтрованным записям вычисляются корреляционные функции. Полученные таким способом функции суммируются по дням за длительный период времени (как правило, за год). При этом считается, что скорость максимума огибающей ККФ соответствует

скорости центральной частоты того диапазона частот, в котором происходила фильтрация. Таким образом, определяется средняя дисперсионная кривая для трассы между парой станций.

Классическая трехмерная задача поверхностно-волновой томографии решается следующим образом: сначала решается двумерная задача томографии, т.е. от дисперсионных кривых между парами станций мы переходим к дисперсионной кривой в точках сетки (при этом вводится понятие радиуса сглаживания, т.е. области, в пределах которой усреднено решение) [5]. А потом решается задача определения скоростного разреза по дисперсионной кривой, в результате чего определяются скоростные разрезы, также сглаженные по некоторой области.

Данные

В данной работе использовались записи 14 станций, расположенных в окрестностях акватории Финского залива. Записи были получены с сайта программы GEOFON <http://geofon.gfz-potsdam.de>. Использовались данные либо за три месяца (1 января – 31 марта 2008 г), либо, если максимумы суммированной за такой временной интервал ККФ выделялись недостаточно уверенно, за год (1 января – 31 декабря 2008 г.). Вообще, ККФ, полученные по разным трассам, сильно отличались друг от друга по таким параметрам, как зашумленность, наличие дополнительных максимумов и прочих характерных особенностей, что в первую очередь связано с неравномерным распределением источников шума.

В работе рассматривались центральные частоты, соответствующие периодам 1.6, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 16, 20 с. Однако на интервале периодов от 7 до 16 с включительно максимумы ККФ достоверно выделялись лишь для небольшого числа трасс, что не позволило сделать томографию для этих периодов. Возможно, изучение сезонных вариаций сейсмического шума для этой территории позволило бы более корректно выбрать временной интервал и построить достаточное количество дисперсионных кривых (ДК) для этих периодов, однако это выходит за рамки данной работы. Таким образом, в данной работе использовались ДК для периодов 1.6, 2, 3, 4, 5, 6 с, что позволило определить распределение скоростей V_S до глубин 6 км. Для поверхностно-волновой томографии использовались ДК, полученные по 56 трассам, в рассматриваемой далее области радиус области сглаживания в основном не превышал 200 км.

Решение было построено в области 59–62°N и 22–31°E с шагом 1° по долготе и 0.5° – по широте. При построении скоростных разрезов выбор нулевого приближения происходил следующим образом. Для точек сетки, лежащих в окрестности профиля VALTIC, оно выбиралось на основании распределения скоростей вдоль этого профиля [6]. Далее в соседних точках в качестве нулевого приближения было взято решение, полученное в предыдущей точке. Программы для поверхностно-волновой томографии и для построения скоростных разрезов были предоставлены профессором Санкт-Петербургского государственного университета Т.Б. Яновской.

Результаты и их обсуждение

Так как скорости V_S были определены только до глубин 6 км, это ограничивает сравнение с сейсмичностью, поскольку очаги сравнительно сильных землетрясений региона находятся на глубинах порядка 15 км. Правда, вблизи северного берега Финского залива имеется ряд мелкофокусных ($h=0.5-1.5$ км) сейсмогенных зон [7].

На рис. 1 представлены карты распределения скоростей поперечных волн V_S для шести уровней в интервале глубин 0–6 км. Значения скоростей по результатам этой работы составили 3.36–3.64 км/с, что сравнимо со скоростными параметрами, определенными по результатам глубинных сейсмических исследований и петрофизическим данным. Известно, например, что величины V_S в гранитоидах меняются в пределах от 2.9 до 3.5 км/с, базитах – от 3.5 до 4.1 км/с, метаморфических породах (гнейсах) – от 2.7 до 3.7 км/с, амфиболитах – от 3.6 до 4 км/с [7]. В гранитах рапакиви обнаружены совсем низкие значения скоростей – так, по [8], скорость на глубине 0–0.8 км составляет 3.18 км/с.

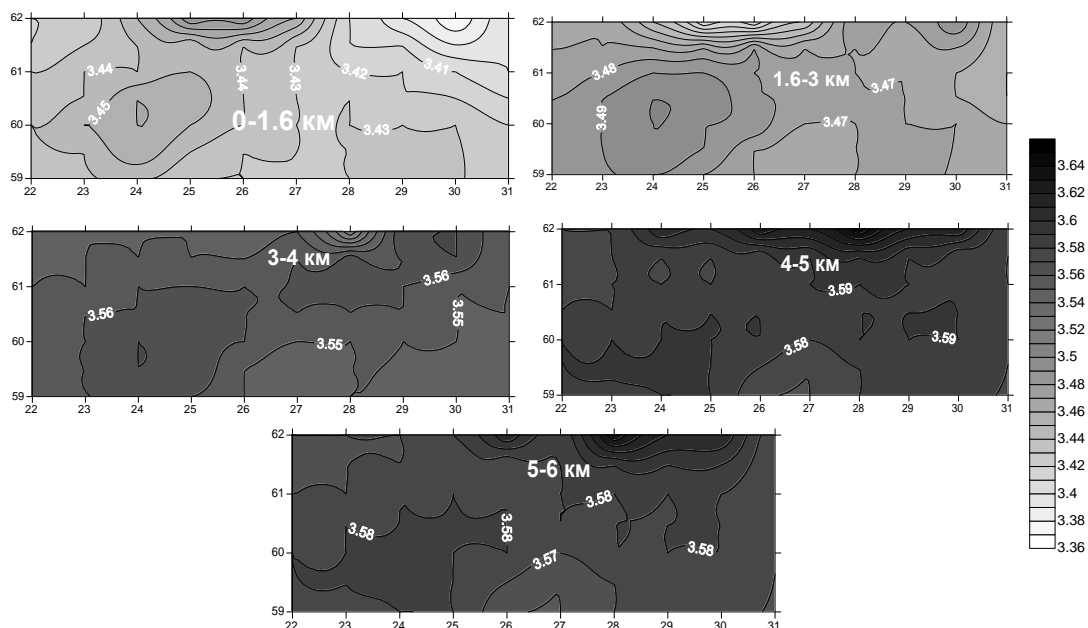


Рис. 1. Карты распределения скоростей поперечных волн на глубинах 0–1.6, 1.6–3, 3–4, 4–5, 5–6 км для региона $\varphi=22\text{--}31^\circ\text{E}$, $\lambda=59\text{--}62^\circ\text{N}$

Значения скоростей V_S в данной работе закономерно увеличиваются с глубиной. Их распределение имеет мозаичную структуру на всех представленных уровнях, но особенно сложна морфология параметра на верхних глубинах (см. карты 0–1.6 и 1.6–3 км), однако наиболее общие особенности свойственны всем уровням. На верхних двух картах можно выделить три зоны: субширотные – юго-западную высокоскоростную и восточную низкоскоростную, а также субмеридиональную промежуточную. В геологическом плане юго-западная зона – это Эстонский гранулитовый массив базитового состава [9], относительно низкие значения скоростей восточной части представляют собой интегральную характеристику пониженных значений параметра, свойственных метаморфическим породам осадочного происхождения, гранитам рапакиви, слагающим Выборгскую интрузию, существенно раздробленным гранитоидам Карельского перешейка и Северного Приладожья, а также терригенно-ледниковым осадочным породам поверхностной части разреза. Субмеридиональная зона на долготе 26–28°E, вероятно, представляет собой на севере область сочленения структур Фенноскандинавского щита, сложенных метавулканиками и метаосадками. Соответственно, на юге она определяется рядом тектонических узлов и гранитоидных структур. На более глубоких уровнях к этой зоне приурочена зона относительно пониженных скоростей.

Севернее 61°N на всех картах определимо южное окончание кольцевого геологического образования – Центрально-Финляндской гранитоидной интрузии.

Сравнение с поверхностной геологией, вероятно, наиболее корректно проводить по картам глубин 0–1.6 и 1.6–3 км, однако если считать, что корни интрузий обычно протягиваются до глубин 5–6 км, то именно они обнаруживаются, например, на соответствующей карте.

Сопоставление с картой эпицентров землетрясений региона (рис. 2) показало следующее. Эстонская сейсмогенная зона [10], которая частично вошла в район исследования, на глубинах 5–6 км приурочена к области повышенных скоростей, ограниченной изолинией значения скорости $V_S=3.58$, которая имеет сложную конфигурацию, протягиваясь как субширотно, так и в северо-западном направлении.

Если анализировать положение в пространстве роя мелкофокусных землетрясений Anjalankoski с общим эпицентром $\varphi=60.82^\circ\text{N}$, $\lambda=26.82^\circ\text{E}$, то получается, что он возник вблизи описанной меридионально направленной области сравнительно резкого градиентного изменения значения скорости поперечных волн. Финские сейсмологи отмечают связь этих землетрясений с мелкими активными тектоническими зонами внутри структуры рапакиви, возникшими в местах внедрения мелких интрузий габбро.

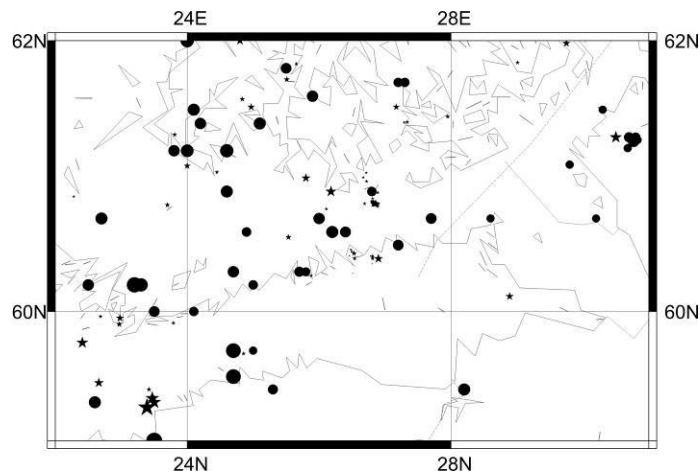


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений с исторических времен до 2010 г. для региона $\varphi=22\text{--}31^\circ\text{E}$, $\lambda=59\text{--}62^\circ\text{N}$.
Магнитуда событий пропорциональна $M/100$

Выводы

Программа обработки сейсмического шума для построения ККФ модифицирована для случая малых периодов (1.6–10 с), что позволило впервые с ее помощью исследовать верхнюю часть земной коры. Для региона Финского залива получены достаточно детальные сведения о 3D-распределении скоростей поперечных волн в интервале глубин 0–6 км. Полученная скоростная структура определенным образом увязывается с тектоникой, вещественным составом верхней коры и отчасти с сейсмичностью. Исследования должны быть продолжены в части повышения глубинности метода с тем, чтобы в будущем была возможность получать трехмерные скоростные изображения очаговых зон землетрясений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H.* High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise // *Science*. – 2005. – V. 307. – P. 1615–1618.
2. *Королёва Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С.* Скоростное строение верхней мантии Восточно-Европейской платформы по данным сейсмического шума // *Физика Земли*. – 2010. – № 8. – С. 38–47.
3. *Sabra K.G., Roux P., Kuperman W.A.* Emergence rate of the time-domain Green's function from the ambient noise correlation function // *J. Acoust. Soc. Am.* – 2005. – V. 118. – P. 3524–3531.
4. *Королёва Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С.* Использование сейсмического шума для определения структуры верхней толщи Земли // *Физика Земли*. – 2009. – № 5. – С. 3–14.
5. *Дитмар П.Г., Яновская Т.Б.* Обобщение метода Бэйкуса–Гильберта для оценки горизонтальных вариаций скорости поверхностных волн // *Физика Земли*. – 1987. – № 6. – С. 30–40.
6. *Tesauro M., Kaban M.K., Cloetingh S.* 3D crustal model of Western and Central Europe as a basis for modeling Mantle Structure / Cloetingh S., Negendank J.F. (Eds.) // *New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences (International Year of Planet Earth)*. – Springer-Verlag, 2009. – P. 39–69.
7. *Крылов С.В., Брыксин А.В., Тен Е.Н.* Упругие свойства силикатных минералов и кристаллических горных пород для изотропной модели // *Геология и геофизика*. – 1990. – № 12. – С. 101–113.
8. *Uski M., Tiira T., Korja A., Elo S.* The 2003 earthquake swarm in Anjalankoski, South-Eastern Finland // *Tectonophysics*. – 2006. – V. 422. – P. 55–69.
9. *Koistinen T.* (Ed.) *Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area. Scale 1:1000000*. – Espoo: Geological Survey of Finland, 1994.
10. *Ассиновская Б.А., Овсов М.К.* Сеймотектоническое зонирование Восточной Балтики с применением компьютерных методов анализа // *Геориск*. – 2013. – № 3. – С. 48–55.

ВАРИАЦИИ УРОВНЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННЫЙ ПЕРЕД ИЗВЕРЖЕНИЯМИ 2000–2012 ГГ.

Ю.А. Кугаенко, В.А. Салтыков, П.В. Воропаев, А.А. Коновалова
Камчатский филиал ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Аннотация. По каталогу Ключевской группы вулканов проанализирована динамика уровня сейсмичности вулкана Безымянный перед извержениями 2000–2012 гг. по методике СОУС'09. Построена номограмма уровня сейсмичности. Выявлены статистически значимые вариации уровня сейсмичности, предвалявшие извержения и имевшие предвестниковый характер.

Abstract. This study presents some results of statistical estimations of seismicity level before the eruptions of Bezymianny volcano. It was used seismic catalog for Klyuchevskoy volcano group. The state of seismicity is described by the nomogram, constructed according to SESL'09 technique. Statistically significant variations of the seismicity level preceded the eruptions were detected and discussed.

Вулкан Безымянный расположен в центральной части Ключевской группы вулканов на Камчатке, его возраст оценивается в 5–5.5 тыс. лет. Еще в середине XX в. он считался недействующим вулканом. Однако более чем 1000-летний период покоя Безымянного закончился катастрофическим извержением 1955–1956 гг., кульминация которого связана с направленным взрывом 30.03.1956 г., уничтожившим часть постройки вулкана. При этом эруптивное облако пепла поднялось на высоту 35–40 км, а пирокластические потоки распространились на расстояния до 18 км [1].

В последние десятилетия на вулкане Безымянный происходит в среднем один-два кратковременных, но сильных эксплозивно-эффузивных извержения в год, которые представляют значительную опасность для авиации [2–4]. Так, с 1977 г. по настоящее время (май 2014 г.) зафиксировано 42 извержения, при которых высота пепловых облаков достигала 15 км.

В настоящее время имеется значительный опыт выявления различных предвестников извержений вулкана Безымянный, а также ряд успешных прогнозов его эруптивной деятельности [5–8]. По аналогии с предыдущими периодами активизации вулкана Безымянный и, исходя из оценок их длительности, предполагается, что современный эруптивный цикл вулкана продлится еще не менее 100–200 лет [9]. Таким образом, поиск дополнительных предвестников извержений остается актуальным.

Для вулкана Безымянный характерна слабая мелкофокусная сейсмичность, которая в основном носит спорадический характер: появление землетрясений связано непосредственно с извержениями или предшествует им. Сейсмичность является наиболее надежным источником информации при выявлении потенциальной предвестниковой ситуации для этого вулкана.

Исходные данные

В работе использован каталог Ключевской группы вулканов с 2000 по 2012 г., полученный по данным радиотелеметрических сейсмических станций Камчатской региональной сети, расположенных в районе этой вулканической структуры. Каталог содержит данные об основных параметрах локальных тектонических и вулканотектонических землетрясений до глубины 40 км.

Для построения оценок уровня сейсмичности из каталога были выбраны землетрясения, зафиксированные в радиусе 6 км от вершины вулкана Безымянный. Отметим, что ~98% сейсмических событий приходится на диапазон глубин до 5 км. Анализируемый

массив данных имеет следующие характеристики: уровень надежной регистрации $K_S=4$ по энергетической классификации С.А. Федотова [10], общее число землетрясений 2610, число землетрясений надежной регистрации 1213; логарифм суммарной выделившейся сейсмической энергии 8.89, максимальный класс землетрясений $K_S=8.8$.

О методике оценки уровня сейсмичности

Методика СОУС'09, подробно описанная в работе [11], позволяет формализованно производить оценки уровня сейсмичности различных пространственно-временных областей в качественных терминах. В качестве базового параметра используется статистическая функция распределения выделившейся сейсмической энергии в заданном временном интервале ΔT . Для описания состояния сейсмичности введены основные уровни: экстремально высокий, высокий, фоновый, низкий и экстремально низкий. Исходя из такого разбиения, 95% времени сейсмичность пребывает на фоновом уровне, по 2% времени приходится на высокий и низкий и по 0.5% – на экстремально высокий и низкий уровни. Для повышения детальности фоновый уровень разделяется на три подуровня: фоновый повышенный, фоновый средний, фоновый пониженный. Существенным шагом представляется программная реализация методики, что повышает оперативность ее применения [12]. В настоящее время методика СОУС'09 внедрена и используется в Камчатском филиале Геофизической службы РАН для мониторинга Камчатской сейсмоактивной зоны, для ежегодной оценки уровня сейсмичности регионов России, а также вулканических областей на примере Ключевского вулкана.

Построение функций распределения и номограмм уровня сейсмичности

Для оценки состояния сейсмичности исследуемого сейсмоактивного объема построены эмпирические функции распределения выделившейся сейсмической энергии во временных окнах 7, 15, 30 и 90 суток и номограмма СОУС'09, которые представлены на рис. 1. При построении функций распределения из анализа исключались временные интервалы, когда сейсмический мониторинг вулкана Безымянный был невозможен из-за сильного вулканического дрожания при активизациях Ключевского вулкана, а также периоды пропуска данных по техническим причинам.

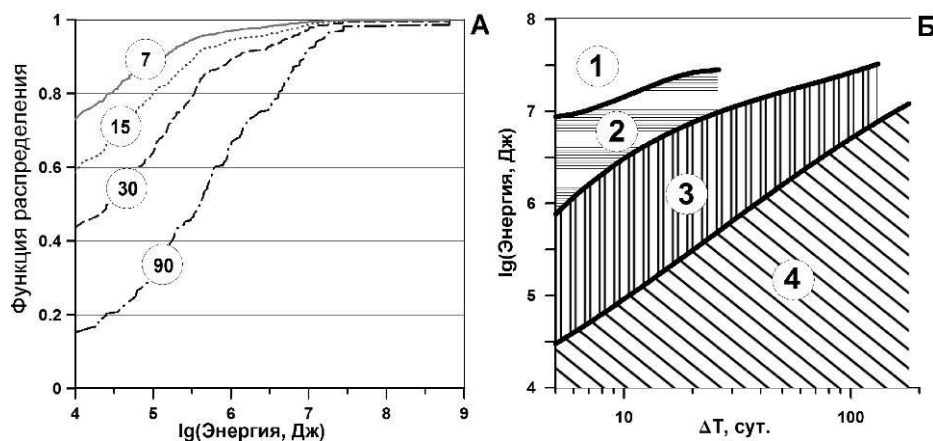


Рис. 1. Функции распределения (А) во временных окнах 7, 15, 30 и 90 суток и номограммы СОУС'09 (Б) для вулкана Безымянный.

На номограммах выделены зоны, соответствующие различным уровням сейсмичности: 1 – экстремально высокий, 2 – высокий, 3 – фоновый повышенный, 4 – фоновый средний

Низкий, экстремально низкий и фоновый пониженный уровни сейсмичности для рассматриваемого массива данных статистически не определены. Фоновый средний уровень имеет смысл рассматривать во временных окнах от 5 суток, временные окна меньшей длительности для данного объекта по используемой методике не могут быть проанализированы. Эти ограничения статистических оценок связаны с тем, что имеются продолжительные временные интервалы, в которых не были зарегистрированы землетрясения представительного класса.

Данная номограмма формализует понятие «сейсмический фон» для вулкана Безымянный.

Фоновый уровень сейсмичности находится в границах $\lg E$ (Дж): для окна 5 суток – от 4.0 до 5.9; для окна 10 суток – от 4.0 до 6.3.

Фоновый средний уровень сейсмичности находится в границах $\lg E$ (Дж): для окна 5 суток – от 4.0 до 4.5; для окна 10 суток – от 4.0 до 4.7.

Активизации сейсмичности перед извержениями в параметрах СОУС'09

Временной ход уровня сейсмичности рассчитывался в различных временных окнах с шагом одни сутки. Этим эмитировалась возможность ежедневного мониторинга состояния сейсмичности. Выявлены статистически значимые переходы сейсмичности с фонового среднего на фоновый повышенный, а затем на высокий (экстремально высокий) уровень перед большинством извержений вулкана Безымянный в 2000–2012 гг. Примеры временного хода перед извержениями представлены на рис. 2 для временных окон 5, 7 и 10 суток.

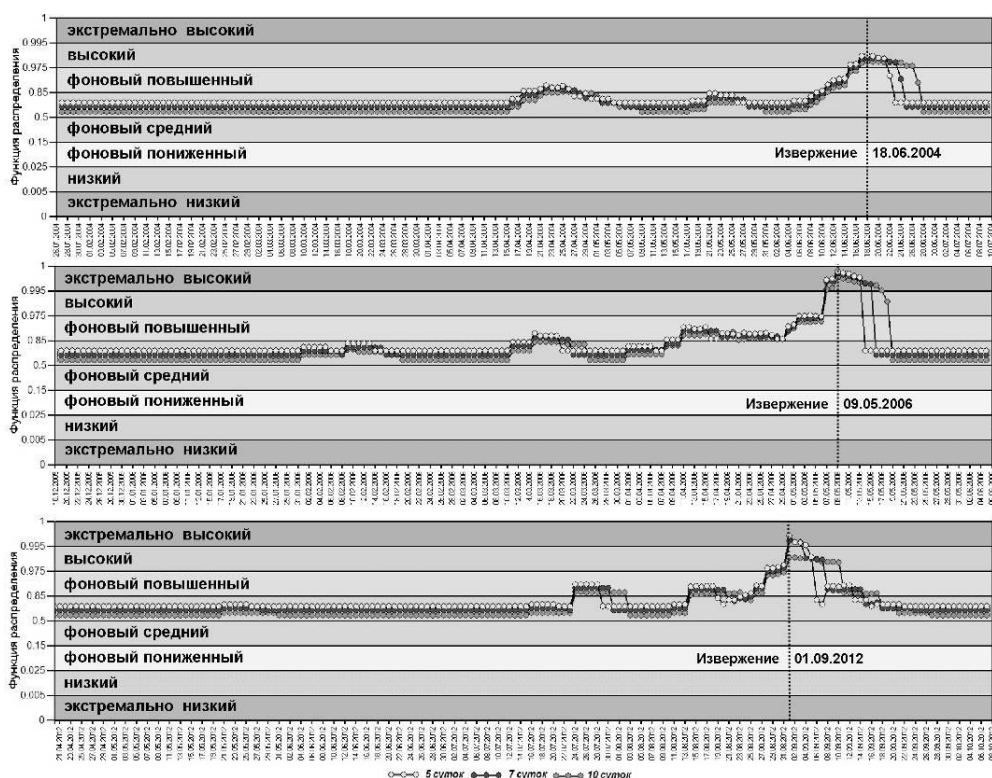


Рис. 2. Вариации уровня сейсмичности перед извержениями вулкана Безымянный

В 2000–2012 гг. произошло 20 извержений вулкана Безымянный. В двух случаях (11.05.2007 г. и 31.05.2010 г.) сейсмический мониторинг был невозможен из-за высокого уровня вулканического дрожания, связанного с активностью Ключевского вулкана. Поэтому только перед 18 извержениями имеется каталог, пригодный для статистического анализа. В таблице обобщены результаты исследования активизаций сейсмичности перед извержениями вулкана Безымянный при применении методики СОУС'09.

Только в трех случаях из 18 непосредственно перед извержениями не выявлено статистически значимое повышение уровня сейсмичности (№ 13, 16, 17 в таблице).

В 15 случаях из 18 перед извержениям наблюдался выход уровня сейсмичности с фонового среднего на фоновый повышенный с заблаговременностью до 40 дней. При этом в девяти случаях сейсмичность затем выходила на высокий уровень. Отметим, что по данным за 2000–2012 гг. выявлен еще лишь один случай выхода сейсмичности на высокий уровень, который не закончился извержением. Трижды перед извержениями был достигнут экстремально высокий уровень сейсмичности (№ 1, 9, 11 в таблице). Случаев, когда выход сейсмичности на экстремально высокий уровень не закончился бы извержением, на исследуемом временном интервале не выявлено.

**Таблица. Заблаговременность проявления предвестника
(уровня сейсмичности во временном окне 5 суток)
перед извержениями вулкана Безымянный в 2000–2012 гг.**

№	Дата извержения дд.мм.гггг	Заблаговременность выхода сейсмичности на заданный уровень, количество дней		
		Фоновый повышенный	Высокий	Экстремально высокий*
1	13.03.2000	29	22	15
2	30.10.2000	12	–	–
3	06.08.2001	17	–	–
4	15.12.2001	24	2	–
5	25.12.2002	9	–	–
6	26.07.2003	3	–	–
7	13.01.2004	4	2	–
8	18.06.2004	8	3	–
9	11.01.2005	17	4	1
10	30.11.2005	12	1	–
11	09.05.2006	28	7	2
12	24.12.2006	29	–	–
13	14.10.2007	–	–	–
14	19.08.2008	40	–	–
15	16.12.2009	15	6	–
16	13.04.2011	–	–	–
17	08.03.2012	–	–	–
18	01.09.2012	18	4	–
Итого дней		15	9	3
Длительность		3–40	1–22	1–15

Можно утверждать, что для вулкана Безымянный выход уровня сейсмичности на высокий и экстремально высокий уровень носит характер предвестника извержения со значительной вероятностью, а уровни сейсмичности в различных временных окнах можно рассматривать как дополнительные прогностические параметры, обоснованные статистически. Сложнее обстоит дело с прогностической информативностью ситуации, когда сейсмичность выходит на фоновый повышенный уровень, так как имеется ряд случаев, когда такие вариации наблюдались вне связи с извержениями.

Представленные результаты являются предварительными, работа в этом направлении продолжается. Цель – формализовать предвестник в параметрах СОУС'09 и оценить его прогностическую эффективность.

Заключение

Проведен ретроспективный анализ вариаций уровня сейсмичности вулкана Безымянный по методике СОУС'09 [11]. Оценки сделаны на основе использования функций распределения сейсмической энергии, выделившейся в различных временных окнах, по данным каталога Ключевской группы вулканов. Построены функции распределения и номограмма уровня сейсмичности. Статистически обосновано и формализовано понятие «сейсмический фон» для вулкана Безымянный.

Вариации уровня сейсмичности сопоставлены с извержениями вулкана Безымянный, которые произошли в 2000–2012 гг. Показано, что в большинстве случаев (15 из 18) извержения предварялись статистически значимым повышением уровня сейсмичности с заблаговременностью до 40 суток, при этом в девяти случаях сейсмичность затем выходила на высокий уровень и в трех – на экстремально высокий уровень. Таким образом, уровень сейсмичности по шкале СОУС'09 для вулкана Безымянный может рассматриваться как самостоятельный прогностический параметр.

Небольшая длительность представленных предвестниковых аномалий позволяет сформулировать требования к регламенту мониторинга: (1) ежедневная оценка уровня сейсмичности и (2) оперативность получения каталога для анализа.

Работа будет продолжена в направлении формализации предвестника по параметру «уровень сейсмичности по шкале СОУС'09» и оценки его прогностической эффективности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Богоявленская Г.Е., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. и др.** Вулкан Безымянный // Действующие вулканы Камчатки. – Т. 1. – М.: Наука, 1991. – С. 168–194.
2. **Girina O.A.** Chronology of Bezymianny Volcano activity, 1956–2010 // J. Volcanol. Geoth. Res. – 2013. – V. 263. – P. 22–41.
3. **Вулкан Безымянный:** каталог активных вулканов Камчатки и Курильских островов // Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volc.php?name=Bezymianny>.
4. **Активность вулканов Камчатки** // Камчатский филиал Геофизической службы РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>.
5. **Гирина О.А.** О предвестнике извержений вулканов Камчатки, основанном на данных спутникового мониторинга // Вулканология и сейсмология. – 2012. – № 3. – С. 14–22.
6. **Иванов В.В.** Средне- и краткосрочные прогнозы извержений вулканов на Камчатке (1956–2012 гг.) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2013. – Вып. 22, № 2. – С. 98–119.
7. **Сенюков С.Л.** Прогноз извержений вулканов Ключевской и Безымянный на Камчатке. – Saarbrucken: Lambert Academic Publishing, 2013. – С. 152.
8. **West M.E.** Recent eruptions at Bezymianny volcano – a seismological comparison // J. Volcanol. Geoth. Res. – 2013. – V. 263. – P. 42–57.
9. **Богоявленская Г.Е., Гирина О.А.** Вулкан Безымянный: 50 лет активности // Проблемы эксплозивного вулканизма (к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный). – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006. – С. 11–17.
10. **Федотов С.А.** Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. – М.: Наука, 1972. – 116 с.
11. **Салтыков В.А.** Статистическая оценка уровня сейсмичности: методика и результаты применения на примере Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 2011. – № 2. – С. 53–59.
12. **Воропаев П.В., Салтыков В.А.** Вычислительная система оценки уровня сейсмичности // Геология и геофизика юга России. – 2013. – № 2. – С. 18–25.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА НИЗКОЧАСТОТНОГО МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ КОНФИГУРАЦИИ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (НА ПРИМЕРЕ ТРЕЩИННЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ТОЛБАЧИНСКОГО ДОЛА, КАМЧАТКА)

¹Ю.А. Кугаенко, ¹В.А. Салтыков,
²А.В. Горбатиков, ²М.Ю. Степанова

¹*Камчатский филиал ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский*
²*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва*

Аннотация. Глубинное строение магматической системы и питающих каналов Толбачинского Дола исследуется с использованием новой технологии пассивной сейсмологии – метода низкочастотного микросейсмического зондирования. В 2010–2013 гг. микросейсмическая съемка с использованием сейсмометров CMG-6TD проводилась на детально размеченном полигоне. Выявлены элементы магматической системы, которые проявляются как низкоскоростные аномалии. Выдвинуто предположение, что существует закономерность в конфигурации магматической питающей системы исследуемого района, и построена ее предварительная 3D-модель.

Abstract. Studies were conducted to improve our knowledge of the geological structure and the magmatic feeding system at Tolbachik Dol (regional zone of monogenetic cinder cones of Plosky Tolbachik volcano) based on recordings of microseisms by broadband digital instruments CMG-6TD. We identified regions of magma chambers at different depths together with the conduits. It was shown that the composition of the magmatic system beneath studied fissure vents is very similar. It is hypothesized that there is regularity in the configuration of plumbing systems in the middle part of the Tolbachik Dol, and we propose preliminary 3D-model of the magmatic feeding system.

В данной работе используется новый метод пассивной сейсмологии, разработанный группой исследователей Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, направленный на исследование структуры геологической среды – метод низкочастотного микросейсмического зондирования (МНМЗ) [1], в котором в качестве зондирующего сигнала используется низкочастотный микросейсмический фон Земли. В последние десятилетия этот источник информации широко используется в науках о Земле, в том числе для исследования глубинной структуры земной коры. Основой метода является физика взаимодействия фундаментальной моды волны Релея с заглубленными скоростными неоднородностями. Неоднородности земной коры искажают спектр низкочастотного микросейсмического поля в своей окрестности, причем низкоскоростные неоднородности проявляются повышением амплитуды волны Релея на поверхности на некоторой частоте, а высокоскоростные – понижением амплитуды. При этом частота связана с глубиной залегания неоднородности. Для построения глубинного разреза в МНМЗ используется эмпирическое соотношение, связывающее фазовую скорость волны Релея V_R , частоту в спектре f и глубину H через мультипликативный коэффициент:

$$H(f)=0.4 \lambda(f)=0.4 V_R(f)/f.$$

В отличие от известных сейсмических методов, данный подход не определяет абсолютные скорости сейсмических волн, а позволяет получить разрезы только по контрастам сейсмических скоростей.

Особенности МНМЗ определяются поверхностно-волновым характером зондирующих волн, направление распространения которых – горизонтальное. Поэтому этот метод особо чувствителен к субвертикальным структурам в среде.

МНМЗ хорошо зарекомендовал себя при решении широкого круга задач при исследовании различных геологических объектов. В последние годы расширяется применение этого метода для исследования областей активного вулканизма [2–4]. Эти работы представляют сравнительно небольшой, но интересный опыт применения МНМЗ для исследования строения вулканических объектов (вулканические острова Канарского архипелага, Узон-Гейзерная вулкано-тектоническая депрессия и Толбачинская вулканическая зона на Камчатке), что позволяет использовать МНМЗ для расширения наших знаний о глубинном строении магматических питающих систем.

В данной работе исследуется глубинное строение Толбачинского Дола – крупной зоны ареального базальтового вулканизма, протянувшаяся почти на 40 км на юг от действующего вулкана Плоский Толбачик (южная часть Ключевской группы вулканов на Камчатке). Это линейная структура, сформировавшаяся в течение последних 10 тыс. лет и сохраняющая высокую эруптивную активность. Во всем Курило-Камчатском вулканическом поясе по средней продуктивности в голоцене Толбачинский Дол уступает только Ключевскому вулкану. Достоверно известно четыре исторических извержения этой зоны ареального вулканизма: описанное С.П. Крашенинниковым извержение 1740 г., прорыв 1941 г., Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976 гг. (БТТИ) [5], Трещинное Толбачинское извержение 2012–2013 гг. им. 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50).

Главной особенностью Толбачинского Дола является большая концентрация шлаковых конусов в его осевой части: в узкой полосе шириной 3–4 км, отвечающей крупной зоне разломов, сосредоточено около 80% всех эруптивных центров в виде многочисленных трещин и цепочек шлаковых конусов, образующих отчетливо выраженную в рельефе вулканическую гряду.

В рамках технологии МНМЗ регистрация фонового микросейсмического излучения может проводиться последовательно в различных точках сети одним переносным прибором. Долговременные тренды и вариации микросейсмического сигнала снимаются путем использования второго прибора – стационарно установленной «базовой станции», которая работает непрерывно в течение всего периода проведения наблюдений. Длительность записи в каждой точке должна обеспечить достижение статистической устойчивости спектра микросейсмического сигнала и составляет несколько часов. Очевидно, что эти особенности проведения микросейсмической съемки существенны для практического использования метода и обеспечивают его реализуемость при наличии лишь малого числа широкополосных сейсмических станций, а также в условиях бездорожья и сложного рельефа вулканических районов.

В 2010–2013 гг. проведены специально спланированные полевые работы на детально размеченном полигоне, захватывающем центральную часть Толбачинского Дола и область ТТИ-50. Полигон включает несколько профилей и область эквидистантной площадной микросейсмической съемки. Шаг съемки – 500 м. Для регистрации использовались портативные широкополосные цифровые велосиметры Guralp CMG-6TD. Частота дискретизации – 100 *отс/с*, частотный диапазон – 0.03–25 *Гц*. Профили микросейсмической съемки имеют длину 14–15 км. Площадная съемка выполнена в 300 точках с шагом 500 м. Полигон был размечен с помощью цифровых карт на этапе подготовки полевых работ с занесением координат точек наблюдения в портативные GPS-навигаторы. Такой подход обеспечил линейность профилей и равномерность реперов регистрации.

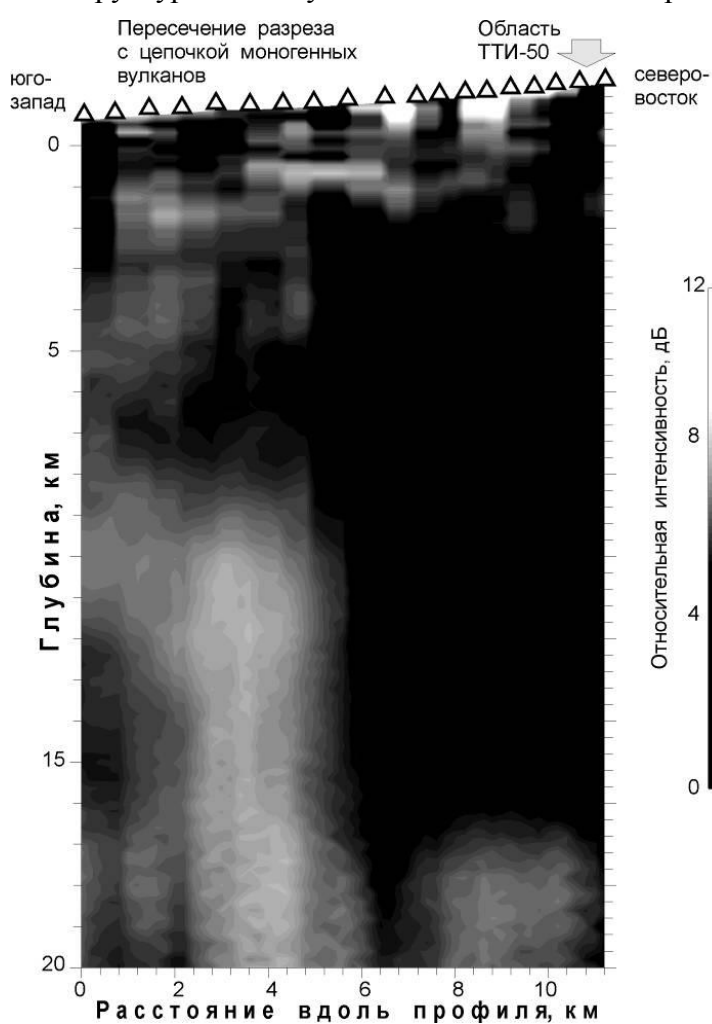
По данным микросейсмической съемки построены глубинные разрезы до 20 км, отражающие распределения относительных скоростей поперечных сейсмических волн вдоль профилей. Разрезы демонстрируют сложное строение зоны современного

ареального вулканизма. При интерпретации выявленных неоднородностей мы учитывали, что во всех случаях профили прошли через зоны реально существовавших извержений, в ходе которых имел место подъем глубинного вещества к поверхности. Поэтому мы считаем возможным при интерпретации результатов наших построений употреблять термины «магматический очаг», «магмовод», «питающий канал извержения», не исключая из внимания и возможные обширные зоны трещиноватости, сопутствующие внедрению и образованию магматических тел.

Под тремя разновозрастными трещинными прорывами Толбачинского Дола показаны элементы магматической системы, которые проявляются как низкоскоростные аномалии. Выявленные аномалии сопоставлены с данными по геофизической изученности глубинного строения исследуемого района и проинтерпретированы как разноточные области магматических очагов и соединяющих их питающих каналов. Показано, что элементы магматической питающей системы под тремя изученными эруптивными центрами схожи между собой.

Выдвинуто предположение, что существует закономерность в конфигурации питающих систем извержений средней части Толбачинской региональной зоны ареального вулканизма. Повторяемость результатов вдоль трех профилей свидетельствует в пользу того, что выявленные структуры действительно существуют.

По результатам площадной съемки построена предварительная 3D-модель глубинной структуры исследуемой области. Выявлены различия строения в ее разных частях.



В октябре 2012 г., за полтора месяца до начала ТТИ-50, микросейсмическая съемка была проведена в районе, где впоследствии прошла южная часть питающей трещины ТТИ-50, и сформировался наиболее активный эруптивный центр. Профиль ориентирован на вершину вулкана Плоский Толбачик для исследования области магматического очага. Пока он пройден лишь частично и заканчивается за конусом Красным, в области южных эруптивных центров ТТИ-50 (рисунок).

Рис. Микросейсмический профиль, отражающий глубинное распределение относительных скоростей сейсмических волн в зоне голоценовых трещинных извержений Толбачинского Дола. Светлые тона соответствуют относительно пониженной скорости, темные – повышенной

Важным результатом является то, что в этой области, по нашим данным, не выявлены субвертикальные низкоскоростные каналы, которые могли бы ассоциироваться с подводящими каналами древних извержений или каналом готовящегося извержения. Представленная информация может быть использована при разработке моделей

трещинного извержения 2012–2013 гг. Вероятно, питание извержения на начальном этапе обеспечивалось основным магматическим очагом, расположенным под вулканом Плоский Толбачик, что подтверждается сейсмической активизацией 2012 г., охватившей всю постройку вулкана.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00117).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е.* Закономерности формирования микро-сейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. – 2008. – № 7. – С. 66–84.
2. *Gorbatikov A.V., Montesinos F.G., Arnosó J., Stepanova M.Yu., Benavent M., Tsukanov A.A.* New features in the subsurface structure model of El Hierro Island (Canaries) from low-frequency microseismic sounding. An insight into the 2011 seismo-volcanic crisis // Surv. Geophys. – 2013. – V. 34, I. 4. – P. 463–489.
3. *Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю.* Глубинная структура района Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии по данным микросейсмического зондирования // Доклады РАН. – 2010. – Т. 435, № 1. – С. 96–101.
4. *Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю.* Особенности глубинного строения района Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. по данным микросейсмического зондирования // Вулканология и сейсмология. – 2013. – № 5. – С. 23–39.
5. *Большое трещинное Толбачинское извержение.* – М.: Наука, 1984. – 683 с.

АРХИТЕКТУРА СИСТЕМЫ СБОРА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ САХАЛИНСКОГО ФИЛИАЛА ГС РАН

Ю.Н. Левин, Д.В. Костылев

Сахалинский филиал ГС РАН, г. Южно-Сахалинск

Аннотация. Рассматриваются аспекты создания и функционирования системы сбора, обработки и хранения сейсмологических данных Сахалинского филиала ГС РАН, а также особенности конфигурирования программных и аппаратных средств для организации сейсмического мониторинга Дальневосточного региона.

Abstract. The report is devoted to aspects of creation and operation of acquisition, archiving and processing system of seismic data in Sakhalin Branch of RAS including *software and hardware configuration features for real-time seismic monitoring of Far East region.*

История формирования системы сбора, обработки и хранения сейсмологических данных в Сахалинском филиале Геофизической службы (СФ ГС) РАН включала в себя несколько этапов, непосредственно связанных с развитием сети цифровых сейсмических станций, расположенных на территории филиала. В результате к 2013 г. система сбора сейсмологических данных состояла из трех не связанных между собой источников сейсмологических данных:

– системы сбора, обработки, хранения и представления данных и результатов их обработки, созданной в Камчатском филиале (КФ) ГС РАН по проекту «Развитие сети сейсмологических наблюдений и средств обработки и передачи данных в целях предупреждения о цунами» в рамках ФЦП «Снижение рисков и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Российской Федерации до 2010 года» [1] (далее и на рис. 1 – сервер Цунами1);

– NRTS-сервера отдела сейсмического мониторинга (ОСМ) ГС РАН, предоставляющего данные дальневосточных станций ГС РАН и данные станций сети GSN-IRIS (далее и на рис. 1 – сервер NRTS);

– системы для обработки сейсмических данных формата WIN [2] от семи станций, расположенных в префектуре Хоккайдо (Япония), установленной в рамках Соглашения о научном сотрудничестве между СФ ГС РАН и Институтом сейсмологии и вулканологии Хоккайдского университета (г. Саппоро, Япония) (сервер WIN на рис. 1).

Поскольку для автоматизированной обработки сейсмических сигналов в СФ ГС РАН используется разработанный в Камчатском филиале (КФ) ГС РАН Д.В. Дрозниным пакет программного обеспечения DIMAS [3], основным источником данных являлась система Цунами1. В основе этой системы лежат данные сетей региональных ИОЦ ГС РАН «Южно-Сахалинск» и «Петропавловск-Камчатский», а также сейсмических станций, установленных в рамках ФЦП в целях предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России.

Данные прочих систем фактически не использовались для обработки в режиме, близком к реальному времени. Кроме того, модернизация сети сейсмических станций СФ ГС РАН и установка новых станций требовали дополнительных вычислительных ресурсов. В результате в 2013 г. в СФ ГС РАН был введен в эксплуатацию дополнительный сервер сбора. Задачей сервера была интеграция существующих систем и возможность обработки данных новых цифровых станций, прежде устанавливаемых в рамках проекта «Создание в южной части острова Сахалин опытной зоны системы мониторинга....» (сервер Сахалин1 на рис. 1).

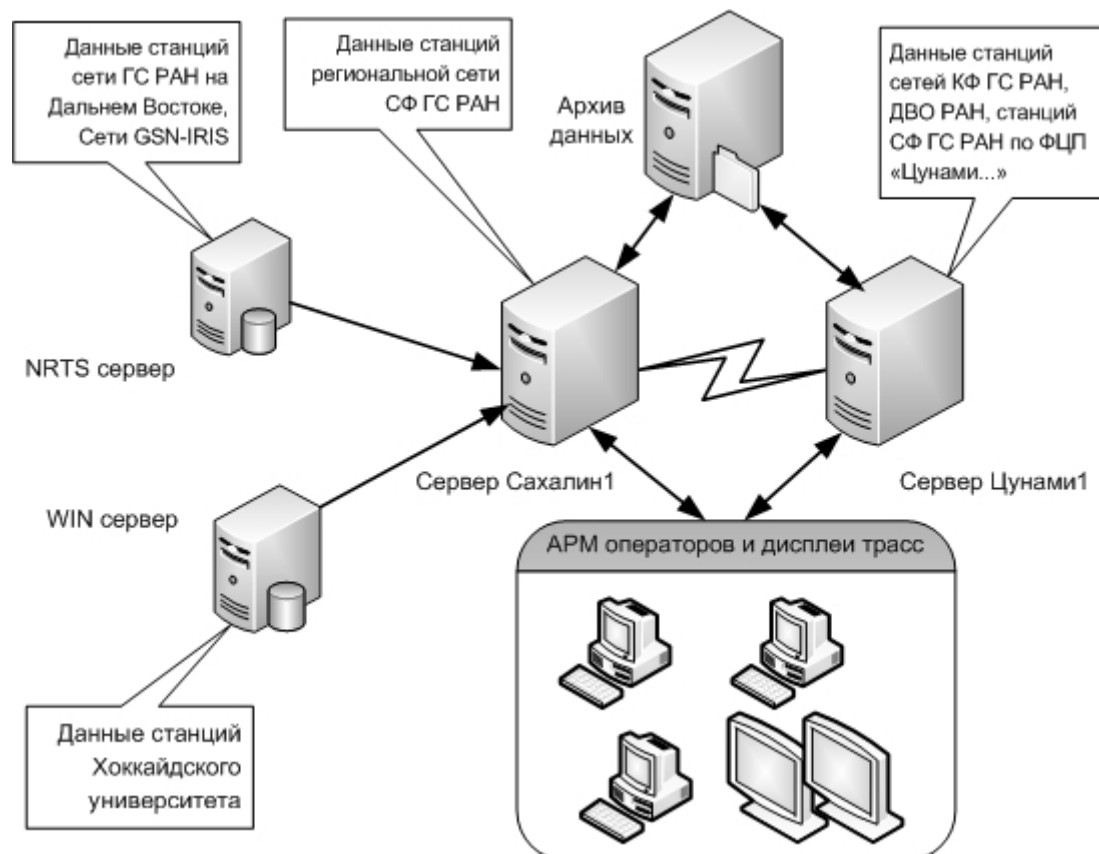


Рис. 1. Структурная схема автоматизированной системы сбора информации

Для решения этих задач была выбрана архитектура, повторяющая структуру основного сервера сбора РИОЦ «Южно-Сахалинск» – Цунами1, хорошо зарекомендовавшая себя в предыдущие годы. Кроме того, этот выбор позволил безболезненно интегрировать новый сервер в общую информационную систему РИОЦ, организовать обмен данными между серверами и, при необходимости, дублировать потоки данных. Также данный сервер успешно решает задачи конвертации, сбора и хранения информации, поступающей с серверов NRTS и WIN.

На сегодняшний день интеграция систем сбора фактически завершена, и архитектуру системы сбора можно представить в следующем виде (рис. 1).

Серверы сбора данных Цунами1 и Сахалин1 организованы на серверной платформе ASUS TS300 и операционной системе FreeBSD. Серверы производят установку соединения с регистраторами данных и удаленными серверами, прием пакетов данных в форматах источника, преобразование данных в формат miniseed и создание кольцевых буферов данных по каждой станции на дисковых массивах. Доступ к данным с удаленных или локальных АРМ осуществляется по протоколу TCP/IP и производится по технологии клиент-сервер в двух режимах:

- режим непрерывной передачи данных, близкий к реальному времени;
- режим доступа к кольцевым буферам данных по запросу.

Основным файловым хранилищем является специализированный архивный сервер сейсмических данных на платформе Intel Server Systems S5520HC с RAID массивом общей емкостью 4 Tb.

Таким образом, в настоящее время в систему регистрации и обработки в режиме, близком к реальному времени, поступают данные с 26 станций (рис. 2), входящих в сейсмическую сеть СФ ГС РАН, а также данные станций ДВО РАН и ГС РАН на Дальнем Востоке и семи станций, расположенных в префектуре Хоккайдо (Япония). Дополнительно для задач оперативной обработки и повышения надежности оценок параметров землетрясений организована буферизация потоков данных со станций сети GSN-IRIS.

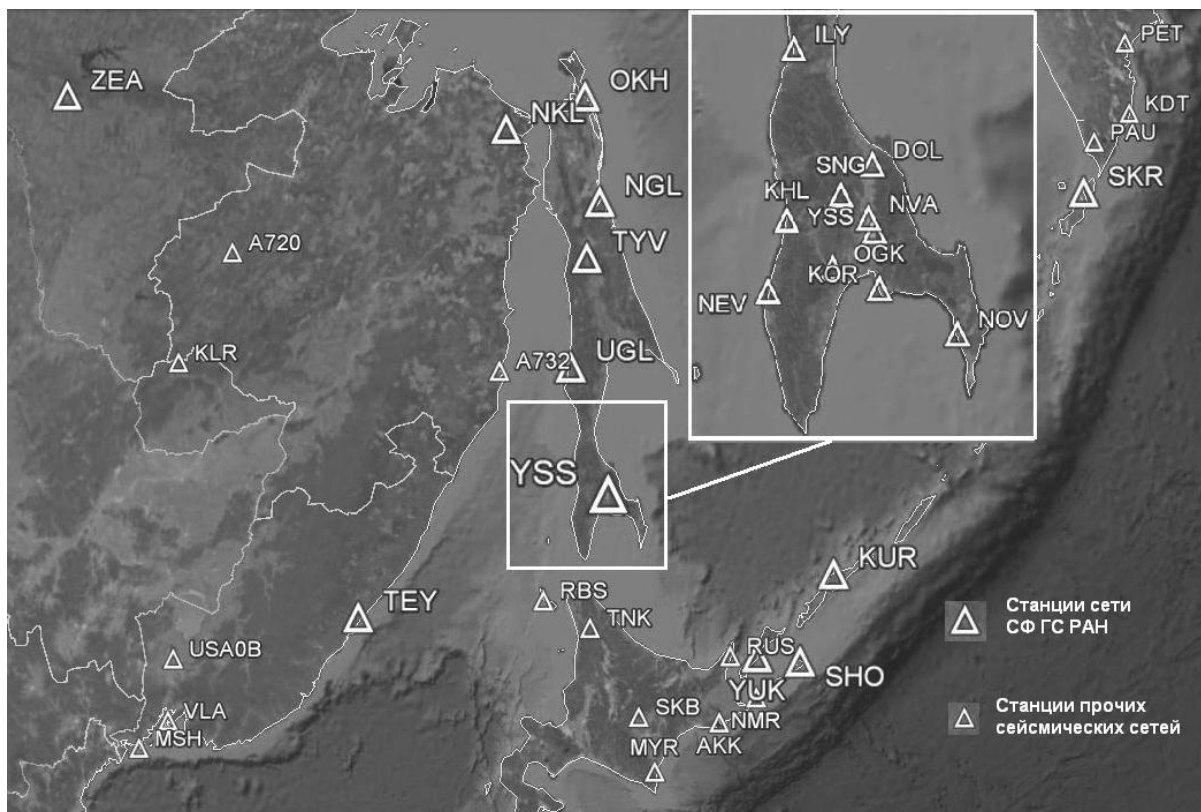


Рис. 2. Сейсмические станции на Дальнем Востоке, используемые СФ ГС РАН для мониторинга в режиме, близком к реальному времени

Как видим, проведенная модернизация обеспечила создание в СФ ГС РАН единого информационного поля, которое позволило получить доступ к данным независимо от оборудования и исходных форматов источников этих данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Чебров В.Н., Дрознин Д.В., Сергеев В.А., Пантюхин Е.А.** Система сбора, обработки, хранения и представления сейсмологических данных и результатов их обработки в СП СПЦ, технические средства, алгоритмы и ПО // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Второй региональной научно-технической конференции. – Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. – С. 332–336.
2. **WIN SYSTEM** // Earthquake Research Institute, the University of Tokyo [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://eoc.eri.u-tokyo.ac.jp/WIN/show_man_index_en.html.
3. **Дрознин Д.В., Дрознина С.Я.** Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. – 2010. – Т. 46, № 3. – С. 22–34.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА САХАЛИНЕ

Ю.Н. Левин, В.И. Михайлов, Е.П. Семёнова
Сахалинский филиал ГС РАН, г. Южно-Сахалинск

Аннотация. Использование в практике сейсмологических наблюдений Сахалинского филиала ГС РАН разномасштабных сетей наблюдений позволяет решать задачи от регистрации сильных землетрясений с $M \geq 7.0$ до проведения детальных наблюдений в зонах возможных очагов землетрясений. В статье приведена характеристика сейсмометрической аппаратуры, установленной на территории острова Сахалин.

Abstract. Sakhalin branch GS RAS operates various-scale networks for seismological monitoring solves large range of issues: from registering strong earthquakes with $M \geq 7.0$ to conducting detailed observations in the areas of possible earthquakes sources. This article describes the characteristics of seismometric equipment installed across the Sakhalin Island.

Введение

Из всего многообразия стихийных явлений на острове Сахалин – высокая сейсмичность, циклоны и тайфуны, оползни, снежные лавины, береговая абразия – наиболее тяжелыми по характеру последствий являются землетрясения. Естественно, изучение таких опасных природных явлений, связи их с особенностями литосферы и происходящими в ней процессами актуально и важно.

Сейсмический мониторинг

Сейсмический мониторинг на островной части и прилегающем шельфе Сахалина осуществляется системой непрерывных круглогодичных наблюдений за сейсмическими событиями в широком диапазоне энергий и расстояний и включает в себя:

- региональную сеть стационарных сейсмических станций Сахалинского филиала (СФ) ГС РАН;
- локальную сеть полевых станций СФ ГС РАН на юге Сахалина;
- локальную сеть полевых станций Института морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН на севере Сахалина.

Контроль на региональном уровне обеспечивается сетью стационарных сейсмических станций СФ ГС РАН (рисунок, а), оснащенных широкополосными сейсмическими станциями известных производителей сейсмометрического оборудования фирм Guralp Systems (Англия), Streckeisen (Швейцария), Geosig Ltd (Швейцария) и НПП Геотех (Россия). За время эксплуатации это оборудование зарекомендовало себя как достаточно надежное и эффективное. В табл. 1 показаны характеристики сейсмометрических каналов сейсмических станций на Сахалине.

Сеть стационарных сейсмических станций дополняет группа из пяти выносных пунктов сильных движений сейсмостанции «Южно-Сахалинск», установленных в рамках ФЦП «Снижение рисков и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера до 2010 года» и три наблюдательных пункта («Ильинское», «Новиково» и «Огоньки»), установленных по проекту «Создание в южной части острова Сахалин опытной зоны системы мониторинга состояния защищенности от угроз сейсмического характера инфраструктурных объектов и объектов жизнеобеспечения» (рисунок, б). Все пункты оборудованы акселерометрами Guralp CMG-5T(TD).

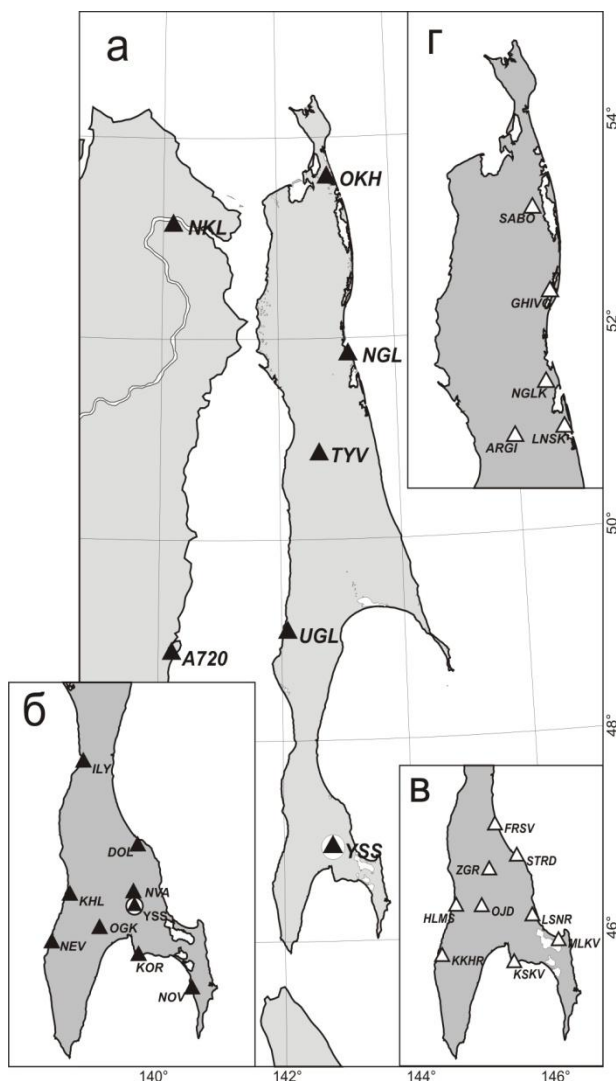


Рис. Карта расположения сейсмических станций на Сахалине:
а – стационарные сейсмические станции;
б – выносные пункты сильных движений;
в – локальная сеть полевых станций на юге Сахалина;
г – локальная сеть станций на севере Сахалина

Регистрационные возможности станций региональной системы сейсмических наблюдений позволяют регистрировать землетрясения с $M \geq 3$.

Данные сети стационарных сейсмических станций и станций сильных движений (табл. 2) в режиме, близком к реальному времени, принимаются и используются в обработке операторами регионального информационно-обрабатывающего центра (РИОЦ) в Южно-Сахалинске.

Таблица 1. Характеристика сейсмометрических каналов на станциях региональной системы наблюдений

Датчик / тип канала (v – велосиметр, a – акселерометр)	Частотный диапазон регистрации (Гц)	Амплитудный диапазон регистрации v – м/с, a – м/с ²	Коэффициент передачи v – отс/м/с, a – отс/м/с ²
CMG-3TB + GSR24 / v	0.0083–40	$1 \cdot 10^{-8}$ – $2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^8$
CMG-6TD / v	0.033–40	$1 \cdot 10^{-9}$ – $2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^9$
CMG-5T + GSR24 / a	0–40	$3 \cdot 10^{-6}$ –10	$5 \cdot 10^5$
CMG-5TD / a	0–40	$3 \cdot 10^{-6}$ –10	$6 \cdot 10^5$
CM-3OC + UGRA / v	0.02–7	$1 \cdot 10^{-7}$ – $2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^9$
STS-1 / v (IRIS)	0.0027–10	$1 \cdot 10^{-8}$ – $8 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^9$
GS-13 / v (IRIS)	1–10	$2 \cdot 10^{-9}$ – $2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^9$

Таблица 2. Перечень стационарных сейсмических станций на Сахалине с установленным на них цифровым оборудованием

№	Название станции	Код станции	Дата пуска	Тип прибора
1	Ильинское	ILY	06.07.2013	CMG-5TD
2	Николаевск-на-Амуре	NKL	21.06.2013	CM-3OC + UGRA
			12.10.2013	CMG-5TD
3	Новиково	NOV	27.09.2013	CMG-5TD

№	Название станции	Код станции	Дата пуска	Тип прибора
4	Новоалександровск	NVA	26.10.2010	CMG-6TD
			26.10.2010	CMG-5T + CMG-DAS-S6
5	Ноглики	NGL	18.10.2010	CMG-6TD
			18.10.2010	CMG-5TD
6	Огоньки	OGK	07.07.2013	CMG-5TD
7	Оха	OKH	29.06.2005	L4C-3D, STS-2 + LS7000XT
			28.11.2009	CMG-3 + GSR-24
			28.11.2009	CMG-5T + GSR-24
8	Тымовское	TYV	26.06.2005	L4C-3D, STS-2 + LS7000XT
			21.09.2010	CMG-5TD
			21.09.2010	CMG-6TD
9	Углегорск	UGL	12.09.2010	CMG-5TD
			12.09.2010	CMG-6TD
10	Южно-Сахалинск	YSS	01.07.1992	STS-1, GS-13 + Q330HR
			10.10.2008	CMG-3 + GSR-24
			10.10.2008	CMG-5TD
	Долинск	DOL	10.10.2008	CMG-5T + GSR-24
	Корсаков	KOR	10.10.2008	CMG-5T + GSR-24
	Невельск	NEV	10.10.2008	CMG-5T + GSR-24
Холмск	KHL	10.10.2008	CMG-5T + GSR-24	

Информация обрабатывается в следующих режимах:

– срочный – в течение нормативного времени после регистрации сейсмического события передаются донесения с параметрами зарегистрированного землетрясения в ЦУКС Главного управления МЧС России по Сахалинской области и в Службу срочных донесений ГС РАН;

– стационарный – с составлением сейсмологических бюллетеней стационарных сейсмических станций;

– оперативный – в течение суток после регистрации для внесения результатов сводной обработки в оперативный каталог.

Также РИОЦ передает в местные административные органы сведения о местных сильных и ощутимых землетрясениях. Эти сведения являются результатом сводной обработки всех имеющихся на этот момент инструментальных и макросейсмических данных. Служба срочных донесений в СФ ГС РАН осуществляется в соответствии с основными положениями «Регламента работы на цифровых сейсмических станциях Геофизической службы РАН» от 20 декабря 2007 года.

В южной части острова непрерывные инструментальные наблюдения проводятся локальной сетью из десяти полевых сейсмических станций типа DAT-4 (CloverTech, Токио, Япония) в комплекте с сейсмометрами LE-3Dlite (производитель Lennartz Electronic, Германия) (рисунок, в). Характеристики сейсмоприемника LE-3Dlite – в табл. 3.

Таблица 3. Характеристика сейсмометрических каналов сейсмоприемника LE-3Dlite

Количество компонент	3
Чувствительность, В/м/с	400
Полоса частот, Гц	1–80
СКЗ шума на 1 Гц, не более, нм/с	3
Динамический диапазон, дБ	136
Температурный диапазон, °С	–15...+60
Габариты, мм	095×65(1 модуль)
Вес нетто (без кабелей), кг	1.8
Питание, В	10...16

Автономность работы станции, в зависимости от типа источника питания, составляет два месяца и более. Сбор данных со станций сейсмического мониторинга (табл. 4) производится раз в месяц. Контроль и анализ работы полевых станций осуществляют сотрудники отдела полевых наблюдений СФ ГС РАН непосредственно в пунктах наблюдений при смене флэш-карт и обработке данных с помощью программ 2Gterm, XdatSegy, DatView и Ls8_wve_2.

Таблица 4. Перечень полевых станций локальной сети на юге Сахалина с установленным на них оборудованием

№	Название станции	Код станции	Дата пуска	Тип прибора
1	Загорское	ZGR	05.06.2001	DAT-4 + LE-3Dlite-1Hz
2	Колхозное	KKHR	14.08.2006 20.09.2009	DAT-4 + LE-3Dlite-1Hz DAT-5A + JEP-6A3-3Hz
3	Корсаков	KSKV	24.05.2001	DAT-4 + LE-3Dlite-1Hz
4	Лесное	LSNR	31.05.2002	DAT-4 + LE-3Dlite-1Hz
5	Мальково	MLKV	04.07.2003	DAT-4 + LE-3Dlite-1Hz
6	Ожидаево	OJD	22.05.2001	DAT-4 + LE-3Dlite-1Hz
7	Стародубское	STRD	22.10.2012	DAT-4 + LE-3Dlite-1Hz
8	Фирсово	FRSV	01.11.2008	DAT-4 + LE-3Dlite-1Hz
9	Холмск	HLMS	26.07.2011	DAT-4 + LE-3Dlite-1Hz
10	Южно-Сахалинск	YSSR	07.01.2013	DM LS7000XT+ LE-3Dlite-1Hz

Возможности локальной сети полевых станций позволяют регистрировать без пропусков землетрясения с магнитудой $M=1.2$. Регулярные наблюдения локальной сетью полевых станций на юге Сахалина ведутся на протяжении более двенадцати лет и дают реальную возможность детального изучения сейсмичности на юге острова. Результаты наблюдений нашли свое отражение в ряде работ, посвященных изучению таких сильных сахалинских землетрясений, как Углегорско-Айнского 2000 г. с $M=7.0$, Такойского 2001 г. с $M=5.6$, Костромского 2004 г. с $M=4.7$, Горнозаводского 2006 г. с $M=5.9$ и Невельского 2007 г. с $M=6.2$ [1–6].

В северной части о. Сахалин с 2006 г. функционирует локальная сеть станций ИМГиГ ДВО РАН. В качестве сейсмоприемников, как и в локальной сети юга острова, используются проверенные временем и разными условиями эксплуатации сейсмические датчики LE-3Dlite. Сейсмический датчик имеет собственную частоту 1 Гц , а его амплитудно-частотная характеристика на частотах выше собственной частоты колебаний задается постоянным коэффициентом – чувствительностью датчика. В качестве цифровых регистраторов используются отечественные сейсмические станции Дельта-03 (ООО «Логис», Россия) (рисунок, г). Шаг дискретизации на всех станциях составляет 125 отс/с . Станции SABO, CHIVO, NGLK, ARG1 и LNSK соединены в VPN-сеть, построенную на базе технологий GPRS, XDSL и IPSEC. Каждая станция представляет собой удаленный сейсмический узел и составляет часть единой системы сейсмического мониторинга. Узел имеет типовую организацию и состоит из регистратора вспомогательного промышленного компьютера (ПК), которые взаимодействуют друг с другом локально при помощи технологии Ethernet [7].

Регистрационные возможности локальной сети полевых станций на севере Сахалина дополнили региональную сеть наблюдений за сейсмичностью и позволяют регистрировать землетрясения с $M \leq 2.0$. Непрерывный мониторинг сейсмической обстановки станциями локальной сети в северной части острова дал возможность собрать материал для изучения эпицентральных зон Уангского землетрясения 2010 г. с $M=5.8$ [8].

Выводы

Общее количество сейсмических станций с пунктами регистрации сильных движений, которые обеспечивают непрерывный сейсмический мониторинг территории Сахалина в 2013 г., составляет 29.

Регистрационные возможности станций региональной системы сейсмологических наблюдений позволяют регистрировать землетрясения с $M \geq 3.0$ с эпицентрами в южной части острова и с $M \geq 3.5-4.0$ в его северной части. Уверенная регистрация слабых землетрясений с $M \leq 2.0$ полевыми станциями локальных сетей на Северном и Южном Сахалине дополняет региональную сеть сейсмологических наблюдений.

Созданная за последние годы система сейсмологических наблюдений дает возможность решать фундаментальные и прикладные задачи сейсмологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Поплавская Л.Н., Назорных Т.В., Фокина Т.А., Поплавский А.А., Пермикин Ю.Ю., Стрельцов М.И., Ким Ч.У., Сафонов Д.А., Мельников О.А., Рудик М.И., Оскорбин Л.С.* Углегорско-Айинское землетрясение 4 августа 2000 г. с $MS=7.0$, $I_0=8-9$ (Сахалин) // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году. – Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 265–284.
2. *Коновалов А.В., Иващенко А.И., Ким Ч.У., Сычѳв А.С.* Структура и особенности сейсмического режима очаговой зоны Такойского землетрясения 1 сентября 2001 г. ($M_w=5.2$) // Тихоокеанская геология. – 2007. – Т. 26, № 2. – С. 93–102.
3. *Поплавская Л.Н., Назорных Т.В., Мельников О.А., Сафонов Д.А., Ким Ч.У.* Афтершоковый процесс и механизмы очага Костромского землетрясения 30 мая 2004 г., о. Сахалин // Тихоокеанская геология. – 2011. – Т. 30, № 6. – С. 58–66.
4. *Левин Б.В., Ким Ч.У., Тихонов И.Н.* Горнозаводское землетрясение 17 (18) августа 2006 г. на юге острова Сахалин // Тихоокеанская геология. – 2007. – Т. 26, № 2. – С. 102–108.
5. *Ким Ч.У., Михайлов В.И., Сен Р.С., Семѳнова Е.П.* Невельское землетрясение 02.08.2007 г.: анализ инструментальных данных // Тихоокеанская геология. – 2009. – Т. 28, № 5. – С. 4–15.
6. *Ким Ч.У., Семѳнова Е.П., Жердева О.А., Сен Р.С., Михайлов В.И., Левин Ю.Н., Паришина И.С., Урбан Н.А., Касахара М., Ичиянаги М., Такахашии Н.* Каталог землетрясений юга острова Сахалин за период с 2000 по 2010 г. (по данным автономных цифровых сейсмических станций). – Владивосток: Дальнаука, 2011. – 357 с.
7. *Степнов А.А., Гаврилов А.В., Коновалов А.В., Отеллер Л.* Новая архитектура автоматизированной системы сбора, хранения и обработки сейсмологических данных // Сейсмические приборы. – 2013. – Т. 49, № 2. – С. 11–22.
8. *Коновалов А.В., Семѳнова Е.П., Сафонов Д.А.* Результаты детального изучения очаговой зоны землетрясения 16 марта 2010 г. ($M_w=5.8$) на северо-западе о. Сахалин // Вулканология и сейсмология. – 2012. – № 4. – С. 37–49.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СЕТЬ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В ИНСТИТУТЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК НАН РА

А.Ф. Левонян, Л.С. Саркисян, Э.Э. Саакян, Р.Р. Дургарян
Институт геологических наук НАН РА, г. Ереван, Республика Армения

Аннотация. Описывается создание геодинимической сети ИГН НАН РА, состоящей из стационарных пунктов GPS-наблюдений и широкополосных сейсмических станций. Описаны способы и результаты обработки местных и близких землетрясений, составлена карта эпицентров и график зависимости Гуттенберга–Рихтера. Приводится сравнение параметров землетрясений по данным Европейско-Средиземноморского сейсмологического центра (EMSC) и рассчитанных с помощью программ DIMAS и HYPO71.

Abstract. This paper describes the geodynamic network of IGN NAS consisting of stationary points of GPS observations and broadband seismic stations. The methods and results of the processing of local and near earthquakes are described, the map of epicenters and Gutenberg-Richter curve were obtained. The comparison was done for the earthquake parameters obtained by European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC) and calculated with DIMAS and HYPO71 programs.

Сеть наблюдений и ее оснащение

Геодинимическая сеть Института геологических наук (ИГН) НАН РА содержит 14 стационарных пунктов наблюдений, оснащенных GPS-приемниками и цифровыми широкополосными сейсмическими станциями. Для работы в режиме «быстрого реагирования» (task forces) имеются четыре полевые сейсмостанции и GPS-приемник Leica с антенной «Token ring».

В октябре 2010 г. на территории Бюраканской астрофизической обсерватории размещена станция Guralp CMG-6TD. В 2011–2012 гг. построены и оснащены приборами, полученными в рамках проектов ISTC A-1418 и SFP NATO, станции «Арзакан», «Гегард» и «Нор Эдесия». Дальнейшее расширение сейсмической сети продолжается на основе Меморандума о сотрудничестве с Тайваньским университетом и Академией наук КНР, предоставившими оборудование для стационарных пунктов GPS и широкополосные станции Guralp CMG-6TD в рамках совместного проекта. Поскольку сейсмостанции являются частью геодинимической сети, развернутой в 2012–2013 гг. в северной и центральной частях Армении (еще ранее – в Грузии), выбор мест вновь размещаемых пунктов наблюдений в большей мере обусловлен решением геодинимических задач в масштабах Закавказья, нежели локальных, сейсмологических. Это существенное обстоятельство оказывает влияние на требования к допустимому фону микросейсм в местах заложения станций, и, как следствие, на уровень представительной магнитуды регистрируемых землетрясений для территории, охватываемой сетью. В 2012–2013 гг. сейсмическая сеть расширилась, введены в эксплуатацию станции «Алаверди», «Бавра», «Лчашен», «Цапатах», «Заринджа», «Навур». В 2014 г. заложены станции «Кечут» и «Гавар».

В настоящее время построена стационарная сейсмическая сеть пассивного типа с накоплением и периодическим сбором данных, состоящая из 14 станций (рис. 1). В зависимости от встроенного объема памяти, станции обеспечивают непрерывную запись и хранение информации в течение 160 или 320 суток, оборудованы системами резервного питания, к местам их размещения подведены линии электроснабжения 220 В, все пункты обеспечены охраной. Часть сейсмостанций совмещена с сетью GPS-наблюдений, оснащенной приемниками GarminNET R9 и антеннами Zephyr Geodetic2.

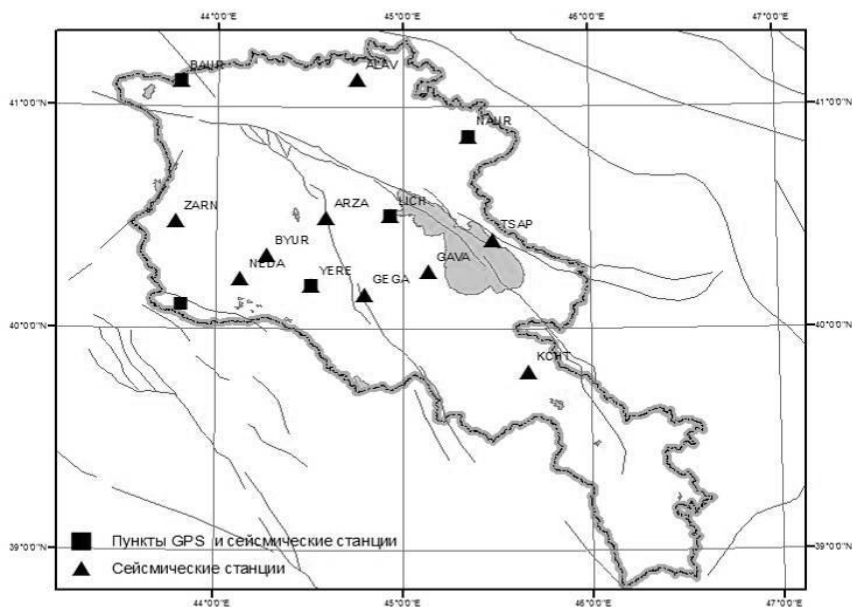
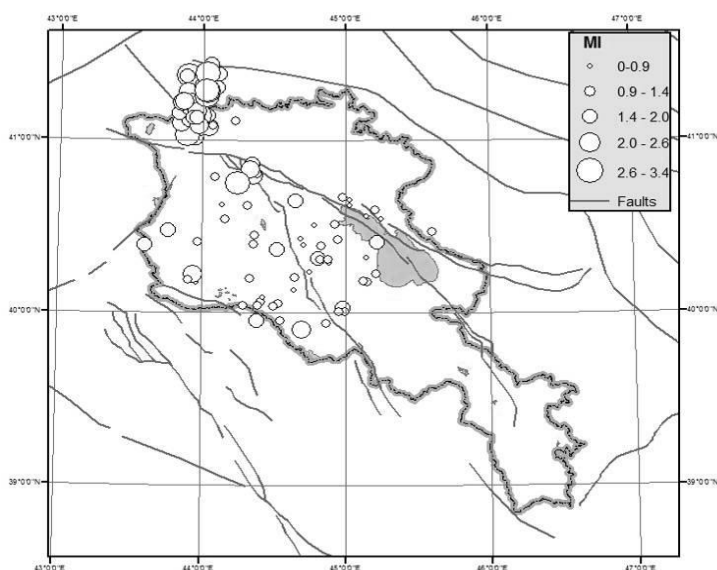


Рис. 1. Геодинамическая сеть наблюдений и сейсмические станции

Рекогносцировочные работы по выбору мест, пригодных для установки новых станций и пунктов GPS-наблюдений, обустройство станций, инсталляцию оборудования, техническое обслуживание сети, сбор, хранение и обработку сейсмических данных осуществляет лаборатория мониторинга и инноваций ИГН НАН РА.

Сейсмические данные и обработка

Исходные данные преобразуются в формат miniseed для предварительной обработки программой DIMAS [1]: выделения времен вступлений, построения графиков Вадати, эмуляции характеристик приборов Wood-Anderson и расчета локальной магнитуды ML . На предварительной стадии обработки используется стандартная одномерная модель IASPEI91 с плавным градиентом по глубине. В зоне охвата сети (рис. 1), на расстояниях между станциями 30–60 км, на сейсмограммах первыми вступают объемные волны групп Pg и Sg , несколько позже – волны, отраженные и преломленные на слабо прослеживаемой границе Конрада. В целом модель IASPEI91 можно считать первым приближением для оценки координат эпицентров сравнительно близких и неглубоких землетрясений, но для эпицентральных расстояний порядка 100–150 км сказывается влияние глубины поверхности Мохо (порядка 45 км) и отличие годографов волн Pn и Sn от принятых в этой модели [2]. На рис. 2 представлена карта эпицентров за период с октября 2012 г. до октября 2013 года. Координаты событий рассчитаны по программе DIMAS, диапазон локальных магнитуд находится в пределах $0 < ML < 3.4$.



риод с октября 2012 г. до октября 2013 года. Координаты событий рассчитаны по программе DIMAS, диапазон локальных магнитуд находится в пределах $0 < ML < 3.4$.

Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений за период 10.2012 г. – 10.2013 г.

В основном зарегистрированы слабые события, магнитуда наибольшего – $ML=3.4$. Наблюдается выраженная сейсмическая активность Джавахетского нагорья. Ряд событий зарегистрировано в Спитакской разломной зоне и центральной части Армении, для которой рассчитанные гипоцентры оказались расположенными сравнительно глубже (рис. 3). Учитывая недостаточное количество экспериментальных данных и сильное влияние скоростной модели на получаемый результат, следует отметить, что данный вопрос требует дальнейшего изучения.

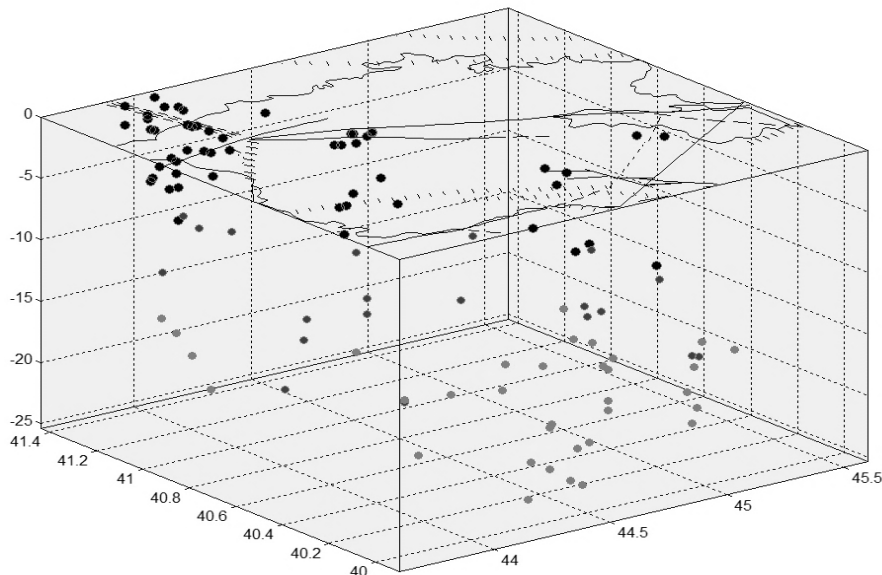


Рис. 3. Расположение гипоцентров в трехмерной проекции

График повторяемости землетрясений за исследуемый период характеризуется представительной магнитудой $M_C=1.1$ и недостаточным количеством землетрясений с магнитудами от 3 и более (рис. 4) [3]. Зависимость количества землетрясений от магнитуды представлена гистограммой на рис. 5.

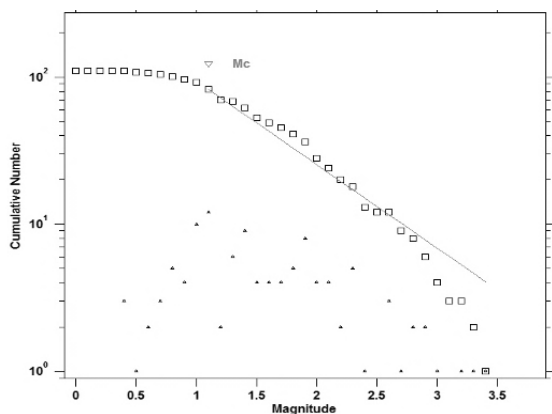


Рис. 4. График Гуттенберга–Рихтера по каталогу за период 10.2012 г. – 10.2013 г.

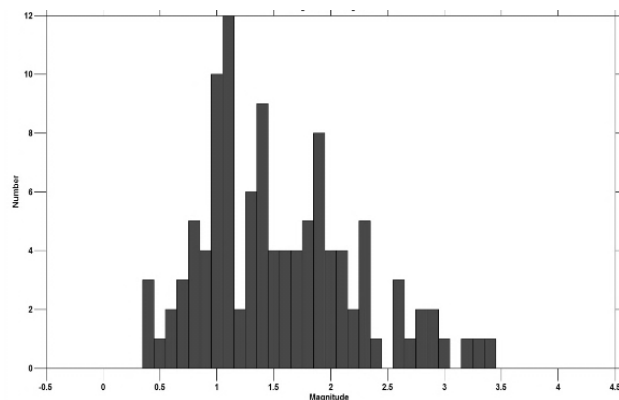


Рис. 5. Гистограмма зависимости числа событий N от магнитуды ML

В настоящее время по мере накопления и обработки записей уточняются параметры эмпирической скоростной модели, используемой для окончательного расчета гипоцентров программой HYPO71 [4]. Для этого используются доступные данные сейсмических станций Грузии, Турции и Азербайджана из Европейско-Средиземноморского сейсмологического центра. Представленная ниже таблица содержит выборку событий и основные параметры землетрясений, зарегистрированных наибольшим количеством региональных сейсмических станций сопредельных стран и станциями геодинамической сети ИГН НАН РА.

Таблица

Дата	Время в очаге	ML	DIMAS			HYPO71			EMSC		
			φ, °N	λ, °E	h, км	φ, °N	λ, °E	h, км	φ, °N	λ, °E	h, км
17.11.2012	15:31	2.1	41.075	44.047	2	41.034	44.120	4.15			
21.11.2012	05:49	1.5	40.029	44.985	15.9	40.030	44.980	8.11			
24.11.2012	19:58	1.4	40.007	44.993	14.9	40.051	45.005	4.72			
18.12.2012	10:43	2.9	41.377	43.899	0	41.345	43.952	10.84	41.38	43.86	2
02.01.2013	18:06	1.0	40.011	44.955	14.7	40.063	44.918	9.39			
09.01.2013	18:35	1.1	40.599	45.210	20.5	40.582	45.206	9.17			
12.01.2013	23:11	2.0	41.334	43.958	1.8	41.328	43.998	13.83			
13.01.2013	12:32	1.4	40.391	44.833	15.7	40.364	44.805	9.35			
15.01.2013	09:15	1.0	40.204	44.648	6.3	40.195	44.638	8.56			
20.01.2013	02:24	1.0	40.410	43.973	8.7	40.413	44.001	5.94			
25.01.2013	02:07	1.3	40.472	45.604	20.6	40.498	45.581	14.37			
25.01.2013	20:56	3.3	41.032	43.890	1	40.934	43.965	0.32	40.97	43.89	2
31.01.2013	21:24	1.2	40.181	45.150	21.1	40.207	45.110	18.16			
01.02.2013	00:04	1.0	40.184	45.126	22.3	40.214	45.112	17.68			
10.03.2013	21:15	2.3	40.222	43.943	15.4	40.272	43.975	20.4	40.26	43.97	2
11.03.2013	11:11	2.6	40.223	43.943	15.4	40.254	43.964	17.86	40.24	43.98	10
16.04.2013	02:10	1.9	41.157	43.837	15.4	41.115	43.901	4.3	41.16	43.93	5
23.04.2013	04:18	1.6	40.413	45.220	12.7	40.490	45.184	12.4			
27.04.2013	16:36	2.1	39.903	44.701	5.4	39.976	44.837	19.13			
27.05.2013	21:58	2.3	41.086	43.977	21.3	41.029	44.055	5.47	41.03	43.96	8
01.06.2013	08:35	2.6	41.391	44.035	0	41.445	44.046	6.82	41.41	43.98	7
02.06.2013	10:18	2.3	40.833	44.334	0	40.825	44.320	7.6			
05.06.2013	16:12	2.9	41.205	43.924	5.6	41.226	43.920	12.57	41.18	43.89	2
09.06.2013	19:05	1.8	40.773	44.225	7.3	40.760	44.264	4.72			
12.06.2013	20:05	1.8	41.285	44.042	0	41.284	44.158	22.75	41.29	44.01	12
13.06.2013	20:40	2.2	41.166	43.960	0.2	41.134	44.028	3.67	41.18	43.91	6
16.06.2013	17:10	2.6	41.219	43.855	4.5	41.217	43.917	9.36	41.21	43.84	2
17.06.2013	03:07	1.4	40.041	44.499	20.5	40.046	44.499	19.66			
21.06.2013	03:26	1.8	40.767	44.223	0	40.753	44.252	4.54			
23.06.2013	15:02	1.4	40.202	44.339	16.2	40.206	44.362	14.06			
07.07.2013	18:09	1.9	40.392	43.602	14.3	40.385	43.632	18.24	40.42	43.6	10

Сравнение полученных в представленной выборке решений показывает удовлетворительное соответствие по координатам данных EMSC и рассчитанных в DIMAS и HYPO71 по данным сети, но наблюдается разброс по глубинам гипоцентров, обусловленный трудностью сведения сильно различающихся по структурно-геологическим свойствам областей к одной обобщенной скоростной модели. Накопление экспериментальных данных позволит в дальнейшем методом инверсии волнового поля построить трехмерную скоростную модель для территории Армении и повысить точность определения гипоцентров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дроздин Д.В., Дроздина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // **Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России. В 2-х т., т. 2.** Труды региональной научно-технической конференции / Отв. ред. В.Н. Чебров, В.А. Салтыков. – Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. – С. 117–122.
2. *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2)* // IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam / Ed. P. Bormann. – 2012 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://nmsop.gfz-potsdam.de>.
3. Wyss M. Evaluation of proposed earthquake precursors. – Washington, 1997. – 94 p.
4. Lee W.H.K. HYPO71 (Revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes // USGS, Open-File Report 75-311. – Menlo Park, California, 1975.

АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА СБОРА И АНАЛИЗА МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ОБ ОЩУТИМЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ В РЕЖИМЕ РЕАЛЬНОГО ВРЕМЕНИ

¹А.А. Маловичко, ²В.И. Диденко, ²Б.И. Яцало
¹Геофизическая служба РАН, г. Обнинск
²Обнинский институт атомной энергетики,
филиал НИЯУ МИФИ, г. Обнинск

Аннотация. Изложены технические аспекты реализации автоматизированной системы сбора и анализа данных по макросейсмическим проявлениям ощутимых землетрясений на территории России и стран СНГ. Описаны принципы построения системы и особенности представления результатов обработки анкет-опросников в виде таблиц, графиков и электронных карт.

Abstract. The technical aspects of the implementation of an automated system for the collection and analysis of the macroseismic manifestation data for strong earthquakes on the territory of Russia and CIS countries are presented. The principles of the system construction and the presentation peculiarities of the processing results for questionnaires in the form of tables, graphs, and electronic maps are described.

Введение

В настоящее время многими зарубежными сейсмологическими центрами разработаны различные Интернет-системы, имеющие целью сбор откликов от населения об ощутимых землетрясениях. Наиболее известной является система «Did You Feel It», созданная Геологической службой США (<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/dyfi/>). Она представляется наиболее совершенной в плане функциональности. Использование английского языка позволяет ей охватывать практически весь земной шар, поскольку англоязычное население имеется на всех континентах. Вместе с тем, территория России и стран СНГ, а также русскоязычная аудитория сети Интернет остаются не охваченными этой системой.

На протяжении 2010–2014 гг. в Центральном отделении Геофизической службы (ГС) РАН (г. Обнинск) проводились работы по созданию современной автоматизированной Интернет-системы для сбора и анализа данных о макросейсмических проявлениях ощутимых землетрясений, произошедших на территории России и стран СНГ. По аналогии с американским прототипом она получила название DyfitWeb. Актуальность разработки системы обусловлена возможностью использования сети Интернет для оперативного сбора откликов от огромного количества людей в разных странах и, как следствие, быстрой оценки интенсивности землетрясений и масштабов их последствий на земной поверхности.

Основы построения системы и ее архитектура

При разработке системы DyfitWeb большое внимание было уделено изучению уже существующих Интернет-систем по сбору откликов от населения, их тестированию и выявлению сравнительных достоинств и недостатков. Это позволило определить основные требования к системе, а также избежать целого ряда ошибок на стадии проектирования. Полезным заданием при создании системы DyfitWeb оказались разработанные Камчатским филиалом ГС РАН и Байкальским филиалом ГС СО РАН региональные системы сбора и анализа макросейсмической информации [1].

Ключевыми требованиями к системе стали:

1. *Доступность.* Единственным требованием для клиентских рабочих мест является подключение к сети Интернет и наличие современного браузера. Требования к аппаратной части минимальны. Можно использовать как персональные компьютеры

и ноутбуки, так и планшеты, а также другие мобильные устройства, обеспечивающие возможность работы в сети Интернет;

2. *Удобство и простота использования.* Пользовательский интерфейс системы интуитивно понятен. Компоновка страниц такова, что позволяет быстро находить пользователям нужные элементы управления или блоки информации;

3. *Реализация развитых функций сбора, обработки, представления и анализа макросейсмических данных;*

4. *Использование современных открытых технологий.* Акцент на использование открытых технологий позволил минимизировать затраты на программное обеспечение.

Система DyfitWeb имеет трехуровневую архитектуру, в которой выделяются презентационная, прикладная и информационная части. Основными преимуществами такой архитектуры являются хорошая масштабируемость и конфигурируемость решения, высокая безопасность и надежность, а также низкие требования к скорости каналов связи и производительности клиентских рабочих станций. Важным преимуществом многоуровневого подхода является возможность распределения нагрузки между несколькими (как правило, мощными) серверами, что упрощает процесс сопровождения и развития системы.

Информационный уровень системы отвечает за хранение данных, организацию доступа к ним, а также первоначальную их обработку посредством выполнения запросов различной степени сложности. Информационный уровень системы DyfitWeb представлен СУБД PostgreSQL v.9. В базе данных (БД) хранятся системные настройки, данные о землетрясениях, анкеты респондентов и промежуточные результаты их обработки.

Прикладной уровень отвечает за реализацию прикладной логики (бизнес логики) работы приложения, а также осуществляет взаимодействие между презентационным и информационным уровнями. На данном уровне осуществляется обработка клиентских запросов и данных, полученных из БД, а также выполняются вычислительные операции и формируются результаты. Прикладной уровень системы DyfitWeb работает под управлением сервера приложения Oracle Glassfish v.3. Программные компоненты системы на данном уровне реализованы средствами Java SE 7 и Java EE 6.

Презентационный уровень реализует пользовательский интерфейс системы, а также осуществляет обмен данными с сервером приложений. Взаимодействие с пользователями осуществляется посредством гипертекстовых страниц и форм для ввода данных. При разработке пользовательского интерфейса использовались следующие основные технологии: HTML 4, CSS 3, JavaScript. Интерактивные электронные карты реализованы с использованием программного интерфейса открытого картографического сервиса Google Maps [1]. В качестве клиентского приложения для работы с системой может использоваться любой современный Web-браузер, поддерживающий перечисленные выше технологии (Google Chrome, Mozilla Firefox, IE).

Рабочая версия системы DyfitWeb

К концу 2013 г. разработка рабочей версии системы DyfitWeb была закончена. После полугодового тестирования системы в августе 2014 г. ее полнофункциональная версия запущена в эксплуатацию и через сайт ГС РАН к ней открыт свободный доступ для пользователей сети Интернет. Вход в систему осуществляется с главной страницы сайта ГС РАН (<http://www.ceme.gsras.ru>) по ссылке «Вы ощутили землетрясение? Сообщите нам об этом». Оформление главной страницы системы показано на рис. 1.

Основными компонентами системы являются база макросейсмических данных и целый ряд программных модулей, отвечающих за оперативное обновление базы данных землетрясений, сбор и обработку макросейсмических данных, представление данных по землетрясениям в различных форматах (электронные карты, табличные формы и графики).

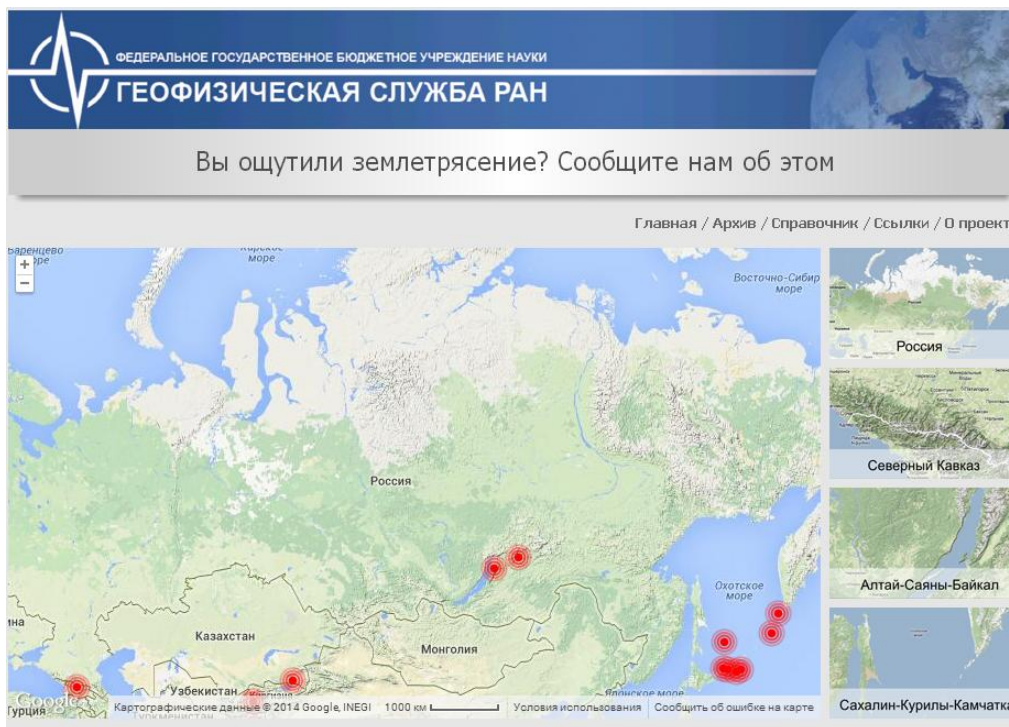


Рис. 1. Главная страница системы DyfitWeb

База макросейсмических данных предназначена для хранения анкет-опросников, привязанных к конкретным событиям (землетрясениям). БД включает в себя следующие основные объекты:

1. Таблицы, отвечающие за хранение исходных данных по землетрясениям. Для каждого события хранятся следующие основные данные: его описание, координаты эпицентра, значение магнитуды, дата и время события;
2. Таблицы с подготовленными вариантами ответов на типовые вопросы электронной анкеты-опросника;
3. Таблицы с результатами опросов для каждого из респондентов. Ответы разбиты на логически связанные группы, отражающие характер воздействия последствий землетрясения на людей, строения, природную среду и инфраструктуру;
4. Хранимые процедуры, реализующие часть логики выполнения поисковых запросов. Они используются для реализации развитых возможностей поиска записей в БД по заданным критериям.

В настоящее время БД системы насчитывает 55 таблиц, три последовательности и три хранимых процедуры.

Основными программными компонентами, реализующими функциональность системы DyfitWeb, являются:

1. *Модуль оперативного обновления исходных данных по землетрясениям.* Данный модуль реализован как серверный агент, проверяющий наличие новых записей в БД Службы срочных донесений ГС РАН с заданным интервалом по времени (по умолчанию 15 минут);
2. *Поисковый модуль.* Реализует развитые возможности поиска землетрясений в БД системы по заданным параметрам. В качестве параметров поиска могут выступать название события (или его часть), магнитуда, количество откликов и/или время события. Время события может задаваться уточнено (точная дата и время), интервалом (год, месяц, диапазон) или как перечисление дат (интервалов);
3. *Модуль представления данных по землетрясениям.* Отвечает за представление данных по землетрясениям (параметры землетрясения и макросейсмические данные) на интерактивных электронных картах, а также в табличных формах или в виде графиков.

Пример интерактивной электронной карты приведен на рис. 2. С помощью табличных форм представляется список откликов, полученных от населения в ответ на произошедшее землетрясение, список ближайших к эпицентру землетрясения населенных пунктов (в радиусе 100 км) и др. В виде графиков представляются данные, полученные от модуля анализа результатов сбора макросейсмических данных от населения;

4. *Модуль обработки электронных форм-опросников.* Отвечает за получение от пользователей макросейсмических данных, их первичную автоматическую обработку (включая оценку интенсивности землетрясения с использованием модели MMSK-92 [3]) и загрузку результатов опроса в БД макросейсмических данных с привязкой их к конкретному событию. Для точного перевода местного времени во время по UTC (всемирное координированное время) используется сервис определения часового пояса по координатам местоположения респондента Geonames Timezone [3];

5. *Модуль анализа данных, полученных от респондентов.* Данный модуль позволяет генерировать графики, отражающие различные зависимости между собранными и измеренными данными. В текущей версии системы реализована возможность построения графиков зависимости количества откликов от времени после землетрясения и интенсивности землетрясения от расстояния до эпицентра. На рис. 3 приведен пример работы модуля анализа данных.

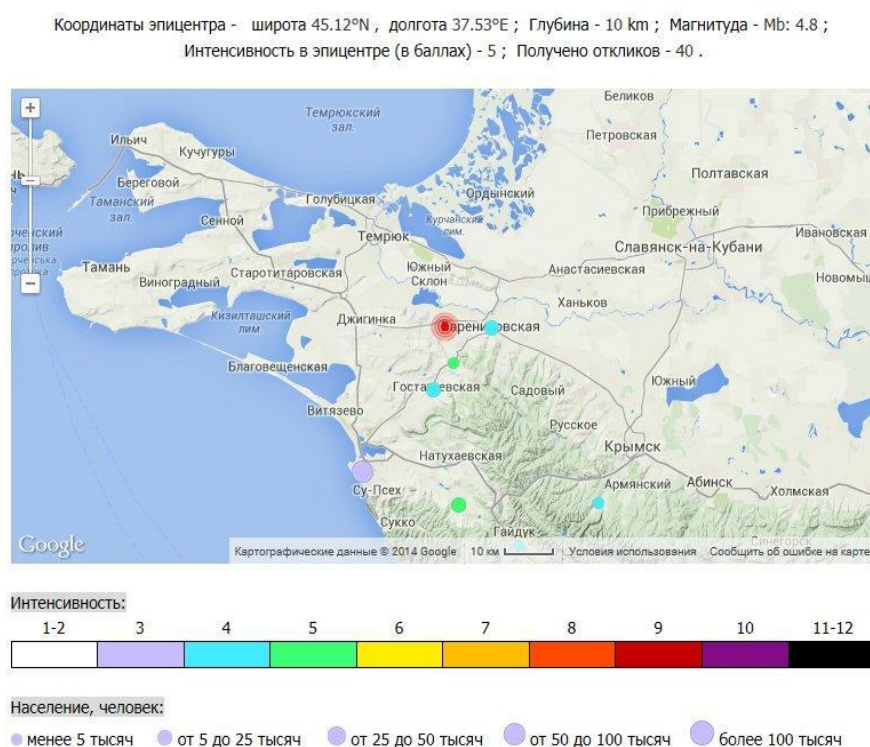


Рис. 2. Отображение эпицентра землетрясения 10.12.2012 г. в Краснодарском крае ($m_b=4.8$) и пунктов с макросейсмическими проявлениями

Тестирование системы

К настоящему времени выполнен большой объем тестирования системы на примере различных сильных и умеренных землетрясений, произошедших в основных сейсмоактивных регионах Российской Федерации. По результатам тестирования был выполнен целый ряд корректировок системы, который повысил устойчивость ее работы при оценке интенсивности землетрясений. Один из примеров успешного использования системы приведен в [5], где анализировались повреждения и разрушения церквей в Республике Армения в результате Спитакского землетрясения 1988 года. Для 94% случаев расхождения экспертных оценок и оценок, полученных автоматизированной системой, не превысили 1 балла, что может считаться вполне приемлемым результатом.

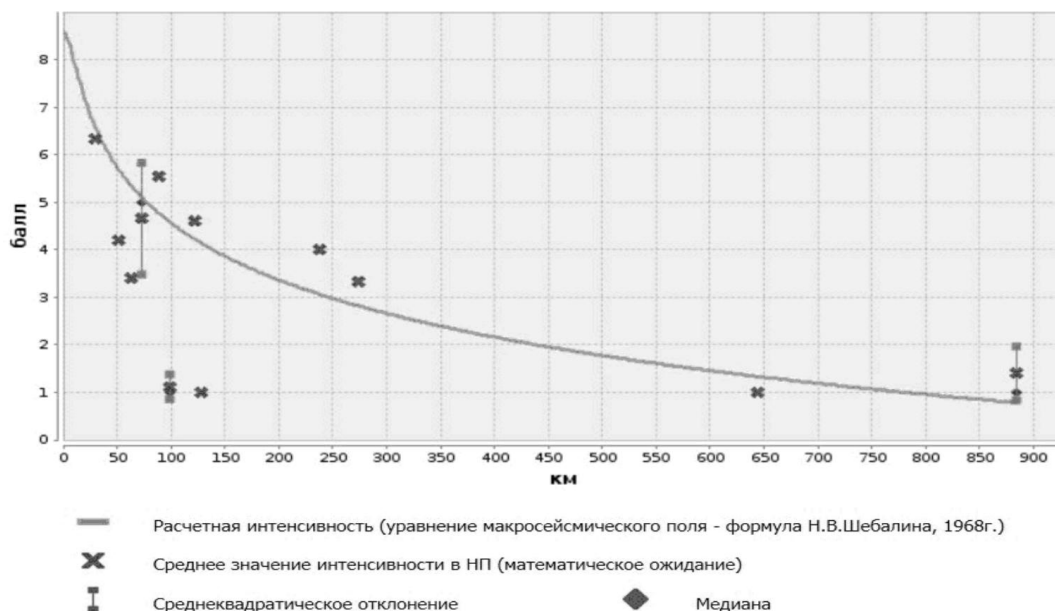


Рис. 3. Результат работы модуля анализа данных для землетрясения в районе озера Байкал 27.08.2008 г. ($M_S=6.1$)

Выводы

1. В итоге целенаправленных работ, выполненных в течение последних четырех лет в Центральном отделении ГС РАН, разработана полнофункциональная версия автоматической системы сбора и анализа макросейсмических данных об ощутимых землетрясениях на территории России и стран СНГ с использованием сети Интернет.

2. Разработанная система по своим характеристикам не уступает зарубежным аналогам.

3. Внедрение системы в процесс мониторинга позволит повысить оперативность получения информации об интенсивности ощутимых землетрясений и масштабах последствий при реализации сильных и катастрофических землетрясений на территории России и стран СНГ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Матюшкина С.В., Раевская А.А., Токарев А.В., Чеброва А.Ю., Чемарев А.С.** Программа для автоматизированной обработки макросейсмической информации: возможности и результаты использования // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Сборник докладов IV научно-технической конференции. – Петропавловск-Камчатский, 2013. – CD.
2. **Google Developers** – API Google Карт [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://developers.google.com/maps/?hl=ru>.
3. **Шебалин Н.В., Антикаев Ф.Ф.** Развитие шкалы MSK // Проблемы макросейсмологии. Вычислительная сейсмология. – Вып. 34. – М.: ГЕОС, 2003. – С. 210–253.
4. **Geonames** – WebServices Overview [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.geonames.org/export/ws-overview.html>.
5. **Spring** – Spring Security [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://projects.spring.io/spring-security>.
6. **Диденко В.И., Степанова Е.А.** Тестирование автоматизированной системы сбора и анализа макросейсмической информации на примере данных по Спитакскому землетрясению. (В наст. сб.).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ДВУХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ ГЛУБОКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

¹А.А. Маловичко, ²Р.А. Дягилев, ²Т.В. Верхоланцева
¹Геофизическая служба РАН, г. Обнинск
²Горный институт УрО РАН, г. Пермь

Аннотация. 28 июня 2002 г. и 24 мая 2013 г. в Дальневосточном регионе Российской Федерации произошли два сильных глубокофокусных землетрясения, которые ощущались практически на всей территории страны (на расстояниях до 6500 км). Приведены результаты сравнительного анализа сейсмического эффекта этих землетрясений на территории европейской части России.

Abstract. Two strong deep-focus earthquakes in Far East Russia are occurred on June 28, 2002 and May 24, 2013. They were felt throughout almost the entire territory of country (up to 6500 km). Comparative analysis of seismic effect of these earthquakes on the territory of European part of Russia is presented.

За сравнительно короткий 11-летний период времени в Дальневосточном регионе Российской Федерации зафиксировано два глубокофокусных землетрясения, которые характеризовались аномально большими масштабами макросейсмических проявлений. Первое из них, произошедшее 28 июня 2002 г., имело эпицентр в пограничном районе России (Приморский край) и Китая, а второе, произошедшее 24 мая 2013 г., – в Охотском море вблизи западного побережья Камчатки. Оба землетрясения ощущались в населенных пунктах европейской части России, которые были удалены на расстояния 5000–6500 км от эпицентров [1, 2].

Очаги этих землетрясений приурочены к Японско-Курило-Камчатской зоне субдукции и характеризуются значительными глубинами – соответственно 566 и 609 км. События на столь больших глубинах достаточно редки. Что касается Охотоморского землетрясения, то для глубины 600 км оно является сильнейшим сейсмическим событием ($m_b=7.7$ и $M_w=8.3$) за всю историю инструментальных наблюдений [3].

Ниже выполнен сравнительный анализ сейсмических записей этих землетрясений, полученных двумя широкополосными станциями – «Арти» (ARU) и «Москва» (MOS).

Основные параметры и характеристики рассматриваемых землетрясений представлены в табл. 1.

Широкополосная сейсмостанция ARU расположена в поселке Арти Свердловской области в 133 км к юго-западу от г. Екатеринбурга и в 220 км к юго-востоку от г. Перми (рис. 1). Станция является одной из опорных станций Геофизической службы РАН (ГС РАН), а также входит в состав международных сейсмологических сетей IRIS и СТВТО. Регистрирующая аппаратура размещена в помещении технического здания геофизической обсерватории. Высокочувствительные сейсмодатчики STS-1 установлены в подземном приборном сооружении (бункере) на бетонном постаменте на глубине примерно 6 м от поверхности [4]. В сентябре 2009 г. датчики были перенесены в соседний бункер, в котором были созданы более благоприятные условия регистрации.

Сейсмическая станция MOS расположена в центральной части г. Москвы в пределах Садового кольца. Она является опорной станцией телесейсмической сети ГС РАН. Хотя уровень микросейсмических шумов на сейсмостанции достаточно высок, однако он существенно ниже, чем во многих других пунктах г. Москвы [5].

Таблица 1. Сравнительная характеристика землетрясений

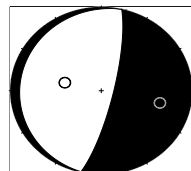
	28 июня 2002 г.	24 мая 2013 г.
Параметры очага [2]: время, чч:мм:сс координаты глубина, км магнитуда	17:19:31 43.76°N, 130.68°E 566 $m_b=7.0; M_w=7.3$	05:44:49 54.89°N, 153.34°E 609 $m_b=7.7; M_w=8.3$
Механизм очага HARVARD, Global CMT Catalog (США) [3]	Взброс по вертикальной плоскости, надвиг – по пологой 	Сброс по вертикальной плоскости, правосторонний сдвиг – по пологой 
Расстояние до сейсмо- станций (км) и азимут (°)	ARU: $\Delta=5088, A_z=312$ MOS: $\Delta=6313, A_z=318$	ARU: $\Delta=5482, A_z=313$ MOS: $\Delta=6438, A_z=323$
Тектоническая позиция	Эпицентр расположен на Японском сегменте Японско-Курило- Камчатской зоны субдукции	Эпицентр расположен на границе двух сегментов (Курило-Южно- Камчатского и Северо-Камчатского) Японско-Курило-Камчатской зоны субдукции



Рис. 1. Схема расположения эпицентров глубокофокусных землетрясений и анализируемых сейсмостанций

В апреле 1999 г. на станции MOS было установлено отечественное цифровое регистрирующее оборудование SDAS. В первое время в состав цифровой станции входили сейсмометры СКД, а с сентября 2004 г. – широкополосные сейсмометры CM-30C [5].

Амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) датчиков, установленных на сейсмостанциях ARU и MOS, по состоянию на 2002 и 2013 гг. представлены на рис. 2. Отметим, что в частотном диапазоне 0.03–10 Гц характеристики можно считать плоскими. Для 2012 г. АЧХ станций ARU и MOS практически совпадают.

На рис. 3 представлены 20-минутные фрагменты сейсмограмм вертикальных компонент скоростей смещения землетрясений, произошедших 28.06.2002 г. и 24.05.2013 г. Как видно, записи имеют много общего. Наиболее интенсивные колебания приурочены к фазам объемных продольных (*P*) и поперечных (*S*) волн. Первыми регистрируются прямые продольные (*P*) волны, затем приходят волны *PcP* и *PP* и первая поперечная волна *PcS*. Через 6–7 минут после продольной волны приходит прямая поперечная волна (*S*). Затем последовательно вступают поперечные волны *ScS* и *SS*, отраженные от ядра и поверхности Земли. Наконец, последней из наиболее интенсивных волн приходит волна *SSS*, которая представляет собой волну, дважды отразившуюся от поверхности Земли. Отметим, что эта волна хорошо прослеживается на сейсмических записях станции MOS, но ее практически не видно на записи станции ARU.

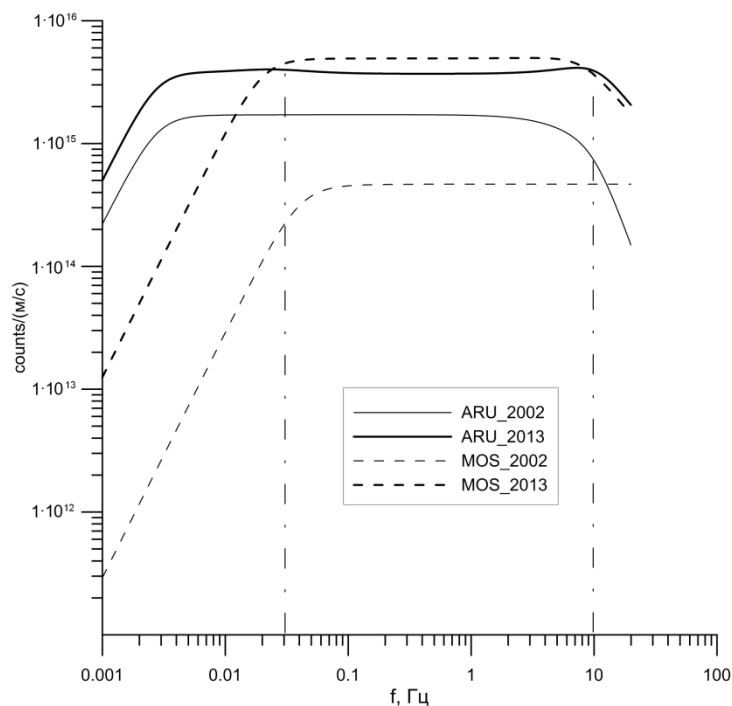


Рис. 2. Амплитудно-частотные характеристики датчиков на сейсмостанциях ARU и MOS

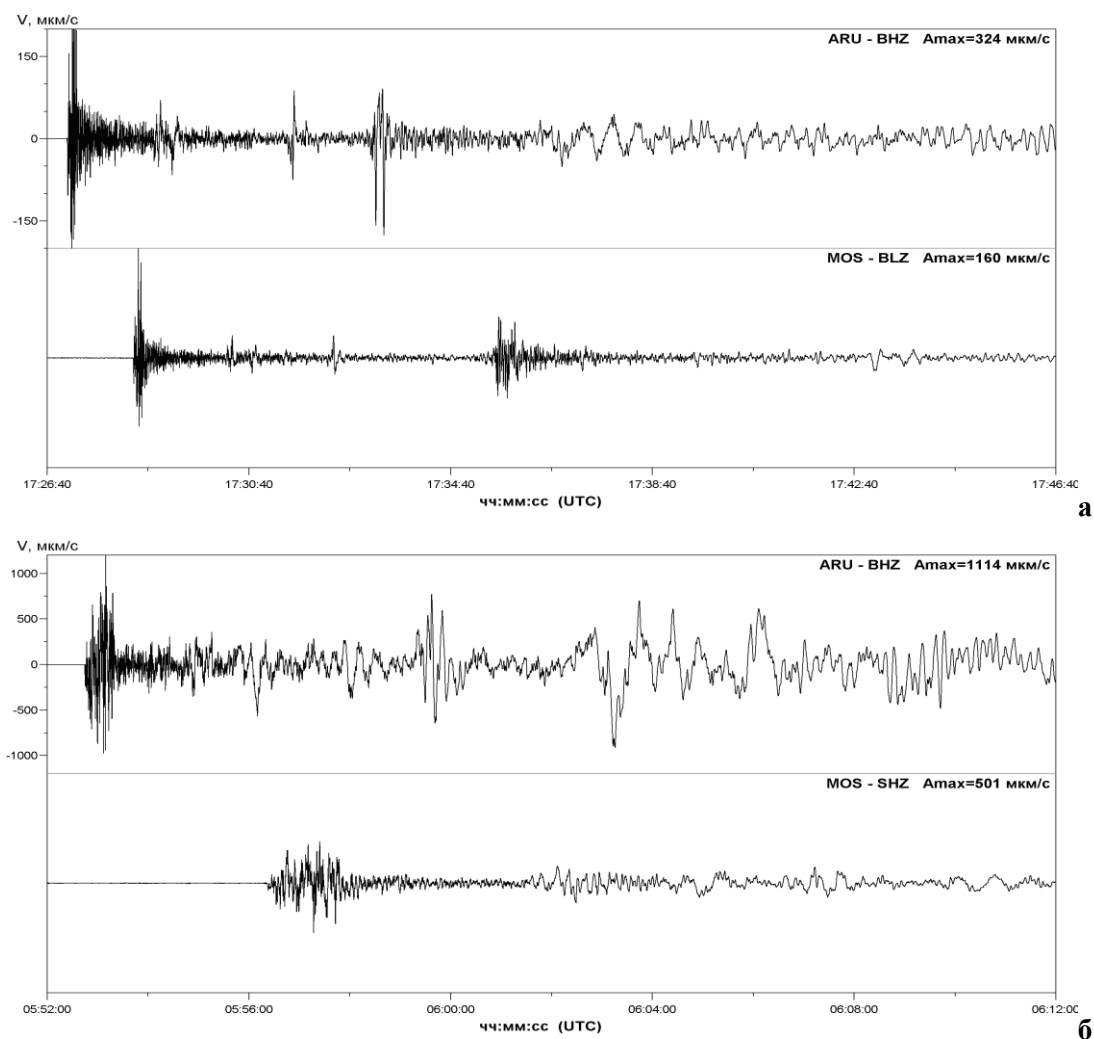


Рис. 3. Сейсмограммы вертикальных компонент землетрясений 28 июня 2002 г. (а) и 24 мая 2013 г. (б) для сейсмостанций ARU и MOS

В табл. 2 представлены значения максимальных амплитуд скоростей смещения. Для обоих землетрясений на станциях ARU и MOS имеют место одинаковые соотношения амплитуд различных волн. Наибольшую амплитуду имеет прямая P -волна на вертикальной компоненте. Немного уступает ей амплитуда прямой S -волны на горизонтальной компоненте EW .

Таблица 2. Максимальные амплитуды скоростей смещений по нефигурованным записям

Сейсмостанция	Волна	Z , мкм/с	NS , мкм/с	EW , мкм/с
Землетрясение 28.06.2002 г.				
ARU	P	323	103	158
	S	133	180	311
MOS	P	164	121	131
	S	74	221	300
Землетрясение 24.05.2013 г.				
ARU	P	1114	470	500
	S	708	947	1013
MOS	P	501	503	297
	S	232	702	837

Все амплитуды волн для землетрясения 28.06.2002 г. примерно в 3.0–3.5 раза ниже по сравнению с амплитудами для землетрясения 24.05.2013 г. Это означает, что на значительных телесеизмических расстояниях макросейсмический эффект для землетрясения 28.06.2002 г. примерно на один балл ниже, что и определило значительно меньшую ошутимость этого землетрясения в различных населенных пунктах на территории России.

Был выполнен также сравнительный анализ амплитудных спектров волн P , S и SSS (рис. 5) для рассматриваемых глубокофокусных землетрясений. Для спектрального анализа были взяты интервалы записей от начала вступления соответствующих волн до затухания основных фаз их колебаний. Для P -волн была исследован 30-секундный интервал по Z -компонентам, для S -волн – 50-секундный по EW -компонентам, для SSS -волн – 90-секундный интервал Z -компоненты (для сейсмостанции MOS).

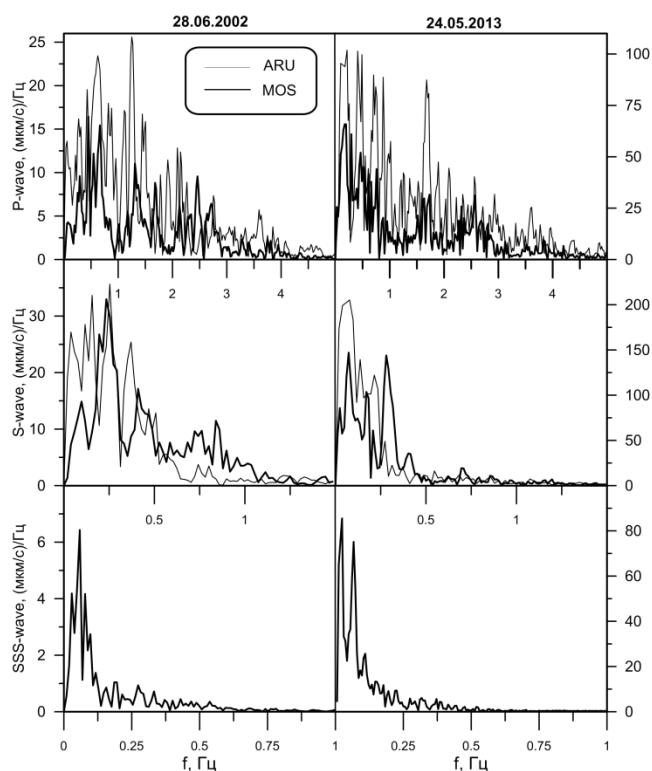


Рис. 5. Амплитудные спектры различных типов сейсмических волн для землетрясений 28.06.2002 г. и 24.05.2013 г.

Анализируя спектры на рис. 5, можно сделать вывод об их общем подобии для двух анализируемых землетрясений. Более сильное землетрясение 24 мая 2013 г., соответственно, имеет более низкий частотный состав, а также более высокие значения амплитуд гармоник. Основная доля гармоник, составляющих сейсмический сигнал P -волны, лежит в диапазоне до 3 Гц. Спектры поперечных S -волн характеризуются более низкочастотным составом – до 0.5–1.0 Гц. Наконец, спектр SSS -волны имеет еще более низкочастотный состав – до 0.15 Гц.

Таким образом, выполненный анализ позволил выявить сходные черты волновых процессов двух уникальных дальневосточных землетрясений. Их ощутимые макросейсмические проявления на сверхдальних расстояниях (до 6500 км) сделали актуальными вопросы изучения грунтовых условий крупных городов, а также резонансных характеристик многоэтажных зданий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Маловичко А.А., Маловичко Е.А.* Макросейсмические проявления в Москве от глубокофокусного землетрясения 24 мая 2013 г. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 3–9.
2. *Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Рыжикова М.И.* Анализ макросейсмических данных глубокого землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 10–16.
3. *Чебров В.Н., Кузнецов Ю.А., Викулина С.А., Кравченко Н.М., Матвеев Е.А., Митюшкина С.В., Раевская А.А., Салтыков В.А., Чебров Д.В., Ландер А.В.* Глубокое Охотоморское землетрясение 24.05.2013 г. с магнитудой $M_w=8.3$ – сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2013. – Вып. 21, № 1. – С. 17–24.
4. *Кусонский О.А.* Геофизические обсерваторские исследования на Урале. – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. – 280 с.
5. *Маловичко А.А.* Сейсмологические наблюдения на территории Москвы: состояние и перспективы // Сейсмологические наблюдения на территории Москвы и Московской области. Материалы научной конференции. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 5–21.

ПОСТРОЕНИЕ КАРТ КОНЦЕНТРАЦИОННОГО КРИТЕРИЯ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

¹А.А. Маловичко, ²Р.А. Дягилев, ³А.А. Скоркина, ⁴Г.М. Петросян
¹Геофизическая служба РАН, г. Обнинск,
²Горный институт УрО РАН, г. Пермь,
³Геофизическая служба РАН, г. Пермь,
⁴Агентство «Служба сейсмической защиты» МЧС РА,
г. Ереван, Республика Армения

Аннотация. Представлены результаты построения объединенного каталога землетрясений для территории Кавказа за 2007–2012 гг. На основании составленного каталога выполнен расчет карт концентрационного критерия.

Abstract. The results of the construction of a unified earthquake catalog for the Caucasus for 2007–2012 are presented. Maps of the concentration criterion have been calculated based on created catalog.

В настоящее время сейсмический мониторинг территории Кавказа осуществляется сейсмологическими центрами четырех государств: Геофизической службой Российской академии наук (ГС РАН) с главным офисом в г. Обнинск, Службой сейсмической защиты Министерства по чрезвычайным ситуациям Республики Армения (г. Ереван), Центром сейсмического мониторинга Грузии (г. Тбилиси) и Республиканским центром сейсмологической службы Национальной академии наук Азербайджана (г. Баку).

Проводимые этими центрами режимные сейсмологические наблюдения позволяют осуществлять контроль за сейсмической ситуацией в соответствующем регионе. Основой для получения различных оценок сейсмической опасности или прогнозных показателей являются каталоги землетрясений.

Выпускаемые этими центрами каталоги базируются на различных энергетических и магнитудных шкалах. Так, в региональных каталогах ГС РАН для Северного Кавказа используются энергетический класс K_p и магнитуда по продольным волнам $MPVA$, а в каталогах Армении, Азербайджана и Грузии – локальные магнитуды ML . Для сильных и умеренных сейсмических событий Кавказского региона есть определения магнитуд m_b (по продольным волнам), которые выполняются Международным сейсмологическим центром (ISC) в Англии. Каталог ISC считается представительным для магнитуд $m_b \geq 3.7$ [1].

Нами при построении объединенного каталога землетрясений Кавказа в качестве основного показателя была выбрана магнитуда m_b .

Существует большое количество различных формул, связывающих параметры m_b , K_p и ML . Нами использованы два следующих соотношения, предложенные, соответственно, в работах [2] и [3]:

$$0.77m_b - 0.64ML = 0.73, \quad (1)$$

$$m_b = 5.6 + 0.391(K_p - 14), \quad (2)$$

и которые, как показало тестирование, обеспечивают удовлетворительную сходимость получаемых оценок.

Объединенный каталог землетрясений Кавказа за период с 2007 по 2012 г. был создан для прямоугольной области размером примерно 900×1250 км, ограниченной по широте значениями $\varphi_n = 38^\circ N$ и $\varphi_k = 46^\circ N$, и по долготе – $\lambda_n = 38^\circ E$ и $\lambda_k = 52^\circ E$. Эта область, помимо территорий упомянутых выше стран СНГ, включает также и прилегающие территории соседних государств (Турции и Ирана).

Общее число землетрясений, зарегистрированных различными сейсмологическими центрами Кавказского региона за рассматриваемый период времени, составило более 11500 событий.

Исходная информация по землетрясениям была заимствована из ежегодных каталогов по региону Северный Кавказ, публикуемых ГС РАН [4, 5], а также из электронных ресурсов, созданных сейсмологическими центрами и доступных через сеть Интернет [6–9].

Составление объединенного каталога представляло собой нетривиальную задачу, потребовавшую достаточно больших затрат времени. После удаления дублей землетрясений и афтершоковых последовательностей, а также уточнения параметров ряда землетрясений в окончательном каталоге осталось 3690 событий (табл. 1).

Анализ графика повторяемости позволяет сделать вывод, что полученный каталог является представительным, начиная с магнитудного уровня $m_b=3.0$.

Таблица 1. Параметры рассматриваемых каталогов землетрясений для Кавказа

Агентство	Временной диапазон, годы	M_{\min} (K_{\min})	Количество событий		
			Общее	Представительные	Без дублей
Геофизическая служба РАН	2007–2012	$K_{\min}=8.5$	8701	1807	1190
Служба сейсмической защиты Республики Армения	2007–2012	$M_{\min}=2.5$	2088	2088	1892
Центр сейсмического мониторинга Грузии	2007–2012	$M_{\min}=3$	493	493	326
Республиканский центр сейсмологической службы НАН Азербайджанской Республики	2009–2012	$M_{\min}=4$	307	307	282

Для рассматриваемого периода сильнейшими (с $m_b>5.5$) на территории Кавказского региона оказались следующие семь землетрясений: 11.10.2008 г. с эпицентром на границе Чеченской Республики и Республики Дагестан; 07.09.2009 г. – в пограничном районе Грузии и Южной Осетии; 19.01.2011 г. – вблизи г. Кутаиси (Грузия); 23.10.2011 г. – вблизи г. Ван (Турция); 07.05.2012 г. – на территории Азербайджана вблизи границы с Дагестаном; 14.10.2012 г. – в пограничном районе Грузии, Азербайджана и России; 23.12.2012 г. – в Черном море к юго-западу от г. Очамчира (Грузия).

Параметры землетрясений приведены в табл. 2. Для сравнения в последних пяти столбцах показаны результаты определения разных магнитуд различными сейсмологическими центрами.

Таблица 2. Параметры сильных землетрясений Кавказа за 2007–2012 гг.

№	Дата, время в очаге (UTC)	φ , °N	λ , °E	h , км	ГС РАН		ЦСМ	РЦСС	ISC
					MPSP	K_p	ML	ML	m_b
1	11.10.2008 09:06:10	43.29	46.25	19		14.5			5.6
2	07.09.2009 22:41:36	42.56	43.38	6		14.2	6.0		5.7
3	19.01.2011 09:17:49	41.92	42.71	9	5.4		5.6		5.5
4	23.10.2011 10:41:20	38.62	43.39	9	6.7				6.8
5	07.05.2012 04:40:26	41.48	46.74	10	6.0	13.0		5.6	6.0
6	14.10.2012 10:13:37	41.73	46.31	7	5.6	12.4	5.4	5.8	5.5
7	23.12.2012 13:31:37	42.49	41.07	7		14.1	5.9		5.6

Опыт исследований по прогнозу землетрясений во многих регионах Земного шара свидетельствует [9, 10], что одним из наиболее эффективных прогностических показателей сейсмической обстановки является параметр плотности сейсмогенных разрывов (концентрационный критерий) K_{cp} . Этот параметр имеет ясный физический смысл и представляет собой отношение среднего расстояния между сейсмогенными разрывами, произошедшими в некотором сейсмоактивном объеме V_0 за время ΔT к их средней длине [11]:

$$K_{cp} = \frac{\mu^{-1/3}}{l_{cp}}, \quad (3)$$

где μ – объемная плотность (концентрация) разрывов, идентифицируемая по произошедшим землетрясениям, а l_{cp} – средняя длина разрыва по ансамблю трещин.

По физической природе параметр концентрации сейсмогенных разрывов носит кумулятивный характер и является величиной пороговой. Он характеризует близость макротрещин друг к другу и, следовательно, способность их к взаимодействию и слиянию.

При изучении поведения параметра концентрации трещин в лабораторных условиях в качестве времени начала отсчета T_0 естественно принимают время начала нагружения испытываемого образца. В реальных условиях сейсмоактивного региона при выборе T_0 исходят из представлений о сейсмическом цикле. В соответствии с ними каждый сейсмоактивный объем V_i (или группа объемов) проходит свой сейсмический цикл, начиная от стадии накопления тектонических деформаций до стадии сбрасывания напряжений в результате произошедшего землетрясения, сопровождающегося афтершоками, или без них. На последнем этапе среда возвращается в свое начальное состояние, при котором сейсмичность отсутствует или незначительна. Известно, что за некоторое время до момента будущего землетрясения в области его гипоцентра формируются зоны пониженных значений K_{cp} [11].

А.Д. Завьяловым с коллегами [9, 10] в начале 1990-х гг. был выполнен расчет комплекта прогностических карт для территории Кавказского региона, в том числе и карт параметра плотности сейсмогенных разрывов. Использовался региональный каталог землетрясений Кавказа за 1962–1988 гг., включавший около 9000 землетрясений с $K_p \geq 8.5$. Построенные карты параметра K_{cp} показали наибольшую прогностическую эффективность.

К сожалению, после распада СССР (в 1991 г.) единая система сейсмологического мониторинга Кавказского региона прекратила свою работу, закрылось большое количество сейсмических станций. Это привело к снижению реальной чувствительности функционировавших в республиках региональных сейсмических сетей. Все это существенно осложнило работу по составлению единого каталога для Кавказского региона.

Примерно к 2001–2005 гг. системы сейсмологических наблюдений во всех республиках Кавказского региона практически восстановили свою работоспособность. Большинство закрытых сеймостанций возобновило свою работу, при этом на многих из них было установлено цифровое оборудование. Все это создало реальную основу для возобновления работ по созданию единого кондиционного каталога землетрясений Кавказа на новом параметрическом уровне.

Как отмечено выше, объединенный каталог землетрясений для периода 2007–2012 гг. является представительным с $m_b \geq 3.0$, что соответствует $K_p \geq 7.5$. Такой уровень представительности каталога дает возможность провести в полном объеме комплекс прогностических исследований для территории всего Кавказского региона, как это делалось в «советский» период времени [9, 10].

Ниже представлены первые результаты исследований по ретроспективной оценке параметра плотности сейсмогенных разрывов (концентрационного критерия) K_{cp} .

Данные объединенного каталога анализировались с шагом в один месяц по ячейкам 100×100 км с шагом 25 км и с порогом сильных событий – $m_b \geq 5.3$. Шаг наблюдений в один месяц позволил проследить динамику изменения параметра K_{cp} и выявить основные направления развития сейсмических процессов на территории региона.

Анализ полученных данных показал, что эпицентры всех землетрясений с $m_b > 5.5$ попали в зоны низких значений концентрационного критерия ($K_{cp} < 2.0$), которые имели размеры по широте и долготе в первые сотни километров (рисунок). Формирование этих зон начиналось за два-три года до землетрясения.

Отметим важность учета сильных событий ($m_b \geq 5.5$), происходящих на приграничных и близлежащих территориях (в нашем случае, в Турции и Иране). Последние оказывают существенное влияние на карты распределения параметра K_{cp} , так как после таких событий происходит разгрузка массива пород на площадях, имеющих поперечные размеры в первые сотни километров.

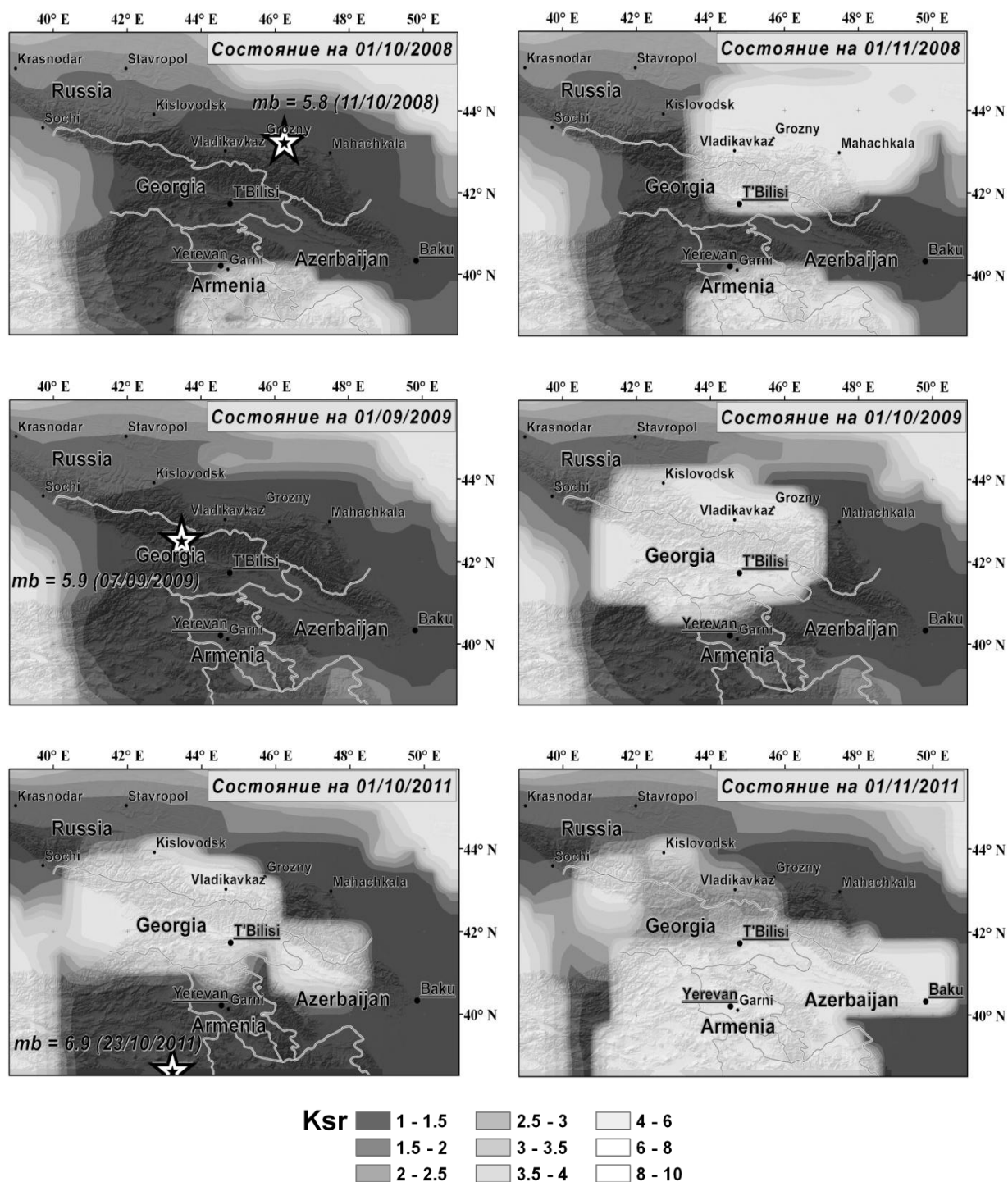


Рис. Карты распределения концентрационного критерия K_{cp}

Таким образом, первые результаты тестирования концентрационного критерия K_{cp} для территории Кавказского региона на данных современного объединенного каталога за 2007–2012 гг. подтвердили высокую эффективность показателя для прогнозной оценки развития сейсмической ситуации.

Выводы

1. Для территории Кавказского региона построен объединенный каталог землетрясений за 2007–2012 гг., насчитывающий 3690 событий и являющийся представительным с магнитудного уровня $m_b \geq 3.0$.

2. Ретроспективный анализ карт концентрационного критерия K_{cp} для территории Кавказского региона показал, что этот показатель обладает удовлетворительными прогностическими характеристиками – все семь сильных землетрясений за 2008–2012 гг. оказались приуроченными к зонам его пониженных значений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Summary of the Bulletin of the International Seismological Centre*. – Thatcham, United Kingdom, 2010. – V. 47 (1–6).
2. *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2)* // IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam / P. Bormann (Ed.). – 2012 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://nmsop.gfz-potsdam.de>.
3. *Rautian T.G., Khalturin V.I., Fujita K., Mackey K.G., Kendall A.D.* Origins and methodology of the Russian energy K -class system and its relationship to magnitude scales // *Seismol. Res. Lett.* – 2007. – V. 78. – P. 579–590.
4. *Землетрясения России в 2008–2012 гг.* – Обнинск: ГС РАН, 2010–2014.
5. *Землетрясения Северной Евразии в 2007 году.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – 506 с.
6. *Каталог сейсмических событий Национальной службы сейсмической защиты Армении г. Ереван* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.nssp.gov.am/>.
7. *Каталог сейсмических событий Республиканского центра сейсмологической службы НАН Азербайджана* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.seismology.az/>.
8. *Каталог сейсмических событий Центра сейсмического мониторинга Грузии г. Тбилиси* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://seismo.iliauni.edu.ge/eqs/eqs.php>.
9. *Соболев Г.А., Челидзе Т.Л., Завьялов А.Д., Славина Л.Б.* Карта ожидаемых землетрясений Кавказа и ее динамика // *Модельные и натурные исследования очагов землетрясений*. Сборник. – М.: Наука, 1991. – С. 106–116.
10. *Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. – М.: Наука, 2006. – 254 с.
11. *Завьялов А.Д.* Параметр концентрации сейсмогенных разрывов как предвестник сильных землетрясений Камчатки // *Вулканоология и сейсмология*. – 1986. – № 3. – С. 58–71.

ВЛИЯНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА НА ИНТЕНСИВНОСТЬ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ УДАЛЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ Г. МОСКВЫ

Е.А. Маловичко
Геофизическая служба РАН, г. Обнинск

Аннотация. Рассмотрены особенности макросейсмических проявлений в Москве, обусловленных глубокофокусным землетрясением 24 мая 2013 г. в Охотском море. Выполнен анализ интенсивности проявлений сотрясений в зависимости от различных геологических и геоморфологических факторов на территории Москвы.

Abstract. The features of macroseismic manifestations in Moscow due to deep-focus earthquake of May 24, 2013 in the Sea of Okhotsk are presented. The analysis of the intensity of the manifestations of shock according to different geological and geomorphological factors of Moscow territory is carried out.

Произошедшее 24 мая 2013 г. на глубине 600 км в районе Охотского моря вблизи западного побережья Камчатки землетрясение с магнитудой $m_b=7.7$ ($M_w=8.3$) оказалось уникальным по масштабам макросейсмических проявлений. Последние были зафиксированы практически на всей территории России, а также в ряде соседних государств [1–5]. Впервые сейсмические сотрясения на территории Москвы были вызваны очагом землетрясения, удаленным на столь большое расстояние – около 6400 км (57.5°). Все фиксировавшиеся до этого в Москве сейсмические сотрясения были связаны [6–8] исключительно с очагами глубоких землетрясений в Восточных Карпатах (Румыния) или в Среднеазиатском регионе (Туркменистан), удаленными на расстояния 1400–2200 км.

Следует отметить большое количество надежно зафиксированных различных макросейсмических проявлений от землетрясения в Охотском море на территории Москвы [1, 3]. В первые же минуты после того, как сейсмические волны достигли столицы, в Городское управление МЧС России по г. Москве начали поступать многочисленные телефонные звонки жителей о необычных ощущениях. Всего диспетчерами МЧС было зафиксировано 52 звонка, имевших удовлетворительную территориальную и временную привязку. Положительный результат дало обращение заведующего лабораторией Института физики Земли РАН д.ф.-м.н. А.Д. Завьялова в агентство «РИА Новости». После размещения в новостной ленте специального обращения к жителям Москвы с просьбой о передаче сведений об осязатости события в ИФЗ РАН было получено более сотни сообщений [3]. Многочисленные данные были получены также благодаря использованию различных социальных сетей в Интернете. В целом удалось собрать надежные данные из 158 различных пунктов в пределах территории г. Москвы, где ощущалось землетрясение. Такой сравнительно представительный объем данных дал возможность выполнить анализ влияния различных геологических и геоморфологических факторов на интенсивность проявления сейсмических сотрясений от данного землетрясения в различных частях города Москвы.

Особенности проявления землетрясения в зависимости от ландшафтно-геоморфологических особенностей территории г. Москвы

Современная Москва, имея площадь 1091 км² (по состоянию на 2005 г.), включает в себя территории трех ландшафтно-геоморфологических районов: северо-западная часть столицы расположена на низких отрогах Смоленско-Московской возвышенности (Северная водораздельная равнина); восточная часть – на Мещерской низменности; юго-западные и южные районы Москвы – на Москворецко-Окской равнине. Долины

рек Москвы и Яузы на территории города являются естественными границами между физико-географическими областями, которые различаются по истории геологического развития, рельефу и другим природным показателям [9].

Распределение пунктов, где ощущалось Охотоморское землетрясение, на геоморфологической карте Москвы (рис. 1) имеет неравномерный характер. Проведенный анализ (табл. 1) показал, что самое большое количество пунктов $N=47$, где ощущались колебания, пришлось на третью надпойменную террасу, наименьшее ($N=21$) – на первую и вторую надпойменные террасы. Следует заметить, что геоморфологические элементы занимают различные по площади территории. Если учесть различие в площадях и рассчитать относительный показатель – количество событий, происходящих на 10 км^2 площади, то ранжирование геоморфологических элементов по интенсивности проявления сотрясений изменится коренным образом. Наибольшая интенсивность проявления сотрясений ($U=2.4$) имеет место, соответственно, в пределах поймы

и первой, и второй надпойменных террас. Наименьшие проявления интенсивности сотрясений ($U=0.8-0.9$) отмечены в пределах моренной и флювиогляциальной равнин.

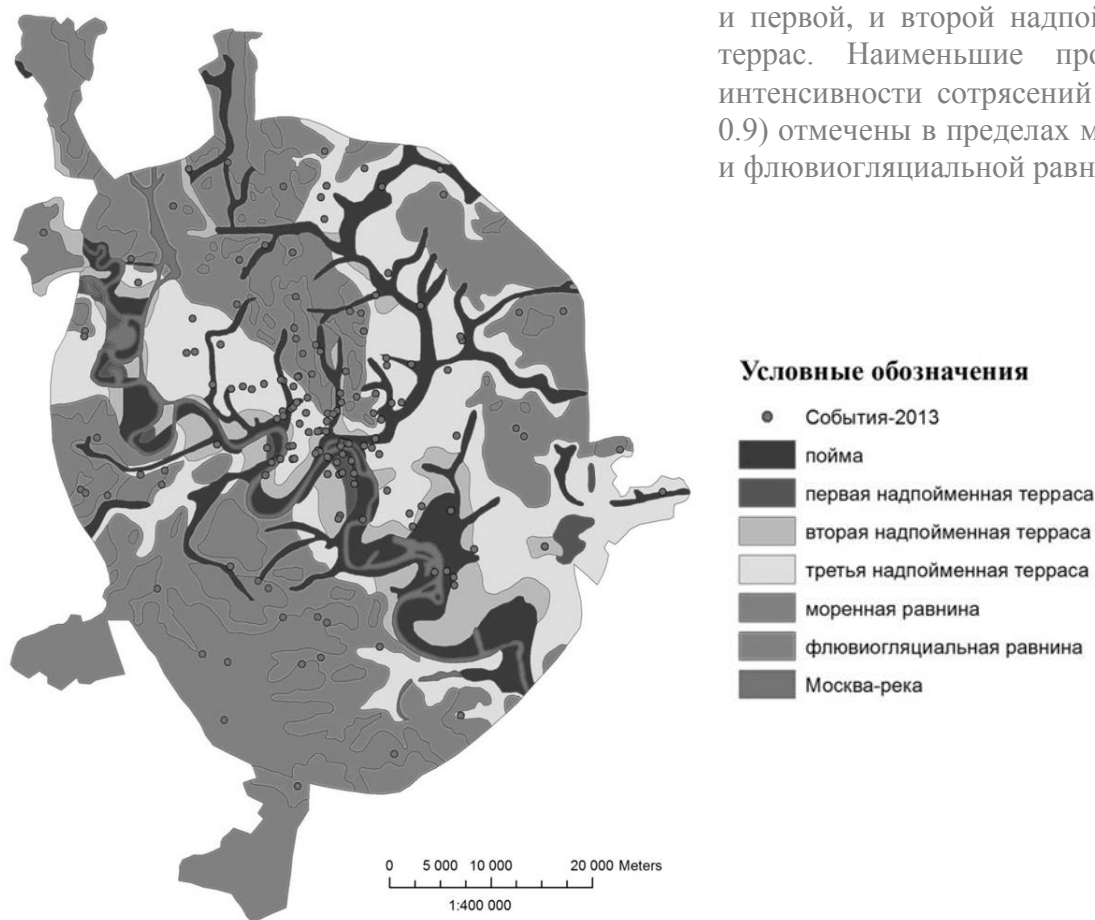


Рис. 1. Геоморфологическая схема Москвы [9] с нанесением пунктов ощущения землетрясения 24.05.2013 г.

Такое соотношение показателя относительной интенсивности сотрясений U имеет логичное физическое объяснение, связанное с изменением свойств грунтов. При переходе от пойменных участков и участков первой и второй надпойменных террас к участкам моренной и флювиогляциальной равнин закономерно изменяются свойства грунтов, залегающих в самой верхней части разреза (до глубин 20–40 м). Они меняются от преимущественно рыхлых до преимущественно консолидированных. Таким образом, проведенный анализ макросейсмических проявлений позволяет выявить четкую связь интенсивности сотрясений с геоморфологическими особенностями участков – интенсивность проявлений характеризуется наибольшими показателями в пределах пойменных участков и участков первой и второй надпойменных террас, которые имеют наиболее рыхлые грунты.

**Таблица 1. Проявления Охотоморского землетрясения в Москве
в зависимости от геоморфологии территории**

Геоморфологические элементы	Количество пунктов (<i>N</i>)	Площадь территории (в %)	Количество пунктов на 10 км ² (<i>U</i>)
Пойма	39	14.3	2.4
Первая и вторая надпойменные террасы	21	7.7	2.4
Третья надпойменная терраса	47	24.9	1.7
Моренная равнина	23	25.2	0.8
Флювиогляциальная равнина	28	27.9	0.9
Всего:	158	100	

Особенности проявления землетрясения в зависимости от различных локальных особенностей строения территории г. Москвы

Для территории города Москвы выполнен большой объем различных инженерно-геологических, а также специализированных геофизических исследований [10]. Результаты этих исследований были использованы автором для создания специального ГИС-проекта, включающего более десяти цифровых карт и базу данных с пунктами, где ощущались колебания от Охотоморского землетрясения 24 мая 2013 г. и землетрясения из зоны Вранча (Румыния) 10 ноября 1940 г. [6].

Выполненный с использованием программного комплекса ArcGIS 10.0 анализ позволил выявить зависимость интенсивности проявлений не только от различных инженерно-геологических факторов, но и от ряда специфических факторов (оседаний земной поверхности, степени устойчивости к динамическим воздействиям и др.).

Наибольшая интенсивность проявления землетрясения отмечена в пределах весьма опасных и опасных участков карстовой и карстово-суффозионной опасности. Для этих участков показатель достиг максимальных значений – $U=3.5$.

Значительная величина показателя $U=3.2$ получена для участков с большими оседаниями земной поверхности (40 мм и более), вызванными откачкой подземных вод [10]. На стабильных участках, где оседания близки или равны нулю, показатель $U=1.0$

Усиление интенсивности проявления землетрясений приурочено также к зонам, относящимся к категории неустойчивых к динамическим воздействиям ($U=2.7$). Воздействия, соответственно, ослабевают на относительно устойчивых и устойчивых площадях.

Особенности проявления землетрясения для зданий различной этажности

Из 158 сообщений об ощутимости сотрясений для 138 удалось получить надежные данные об этажности зданий и местоположении респондента в момент землетрясения. Здания были распределены по этажности на четыре группы, и для каждой группы был выполнен отдельный анализ влияния различных локальных особенностей геологического строения территории г. Москвы.

Для примера рассмотрим влияние геоморфологических особенностей на интенсивность проявления сотрясений для зданий различной этажности (табл. 2).

**Таблица 2. Проявления Охотоморского землетрясения для зданий
разной этажности в различных геоморфологических зонах г. Москвы**

Геоморфологические элементы	Пойма		I и II надпойменные террасы		III надпойменная терраса		Моренная равнина		Флювиогляциальная равнина	
	<i>N</i>	<i>U</i> (на 10 км ²)	<i>N</i>	<i>U</i> (на 10 км ²)	<i>N</i>	<i>U</i> (на 10 км ²)	<i>N</i>	<i>U</i> (на 10 км ²)	<i>N</i>	<i>U</i> (на 10 км ²)
Площадь территории (в %)	14.3		7.7		24.9		25.2		27.9	
Этажность зданий	<i>N</i>	<i>U</i> (на 10 км ²)	<i>N</i>	<i>U</i> (на 10 км ²)	<i>N</i>	<i>U</i> (на 10 км ²)	<i>N</i>	<i>U</i> (на 10 км ²)	<i>N</i>	<i>U</i> (на 10 км ²)
1–4 этажа	8	0.6	1	1.1	3	0.1	3	0.1	1	0.1
5–8 этажей	12	0.7	8	1.6	15	0.6	4	0.2	9	0.3
9–13 этажей	12	0.7	2	0.2	10	0.4	5	0.2	5	0.2
>14 этажей	6	0.4	2	0.2	10	0.4	11	0.4	11	0.4

На рис. 2 для наглядности приведены гистограммы интенсивности проявления землетрясения для зданий разной этажности в различных геоморфологических зонах г. Москвы.

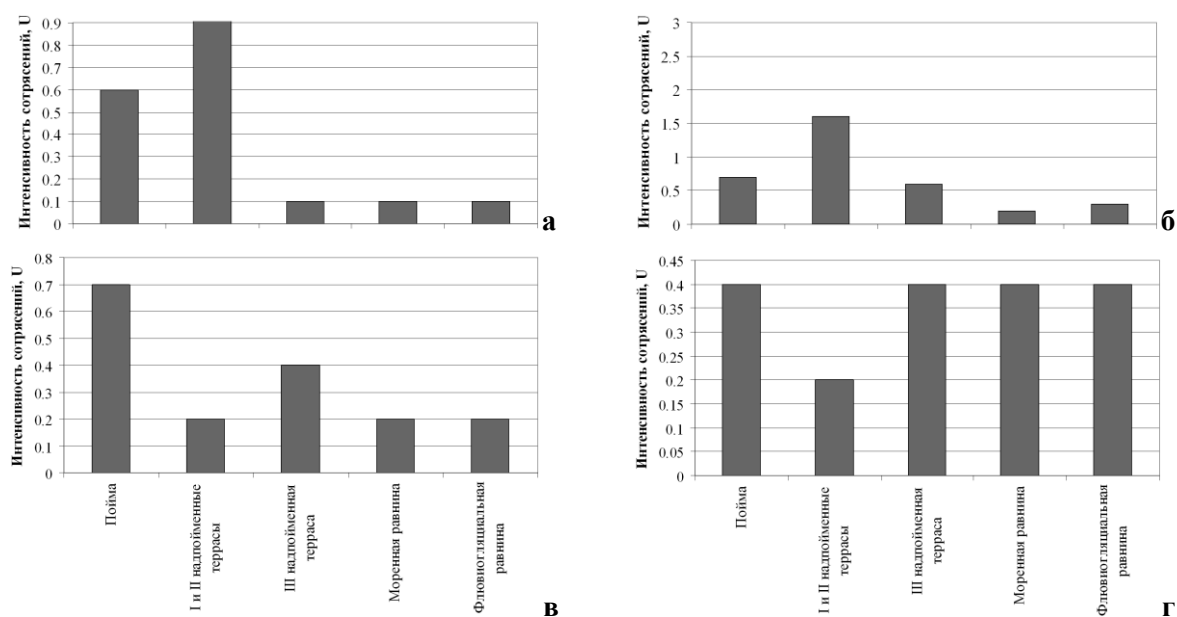


Рис. 2. Интенсивность проявления землетрясения для зданий разной этажности в разных геоморфологических зонах г. Москвы: а – 1–4-этажные здания; б – 5–8-этажные здания; в – 9–13-этажные здания; г – здания выше 14 этажей

Анализ приведенных гистограмм позволяет сделать следующий вывод. Для зданий малой и средней этажности (1–4, 5–8 и 9–13 этажей) наибольшая интенсивность сотрясений в случае Охотоморского землетрясения имела место в пределах поймы и I и II надпойменных террас. Для высотных зданий (14 этажей и выше) распределение по разным геоморфологическим зонам имеет практически равномерный характер, т.е. в случае Охотоморского землетрясения высотные здания практически одинаково реагировали на сейсмические воздействия во всех геоморфологических зонах.

Анализ влияния других геологических факторов (карстовой и карстово-суффозионной опасности и др.) на интенсивность проявления землетрясения для зданий разной этажности также позволил сделать вывод о выделении категории высотных зданий (>14 этажей), для которых реакция на сейсмические воздействия оказалась примерно одинаковой и не зависела от выделяемых зон.

Выводы

1. Глубокофокусное землетрясение в Охотском море, имевшее на территории Москвы интенсивность проявления в 2–3 балла, хотя и не вызвало каких-либо нарушений и повреждений в промышленных и гражданских объектах, но имело большой социальный и психологический эффект.

2. Обобщение всех данных о проявлениях Охотоморского землетрясения в Москве показало, что распределение пунктов по территории города имеет крайне неравномерный характер.

3. С использованием программы ArcGIS 10.0 выполнен анализ интенсивности проявлений сотрясений U в зависимости от различных факторов, который позволил выявить следующие особенности геоморфологии и геологического строения разреза, которые на территории г. Москвы вызывают повышение интенсивности сотрясений:

– приуроченность участка к пойме, либо к первой или второй надпойменным террасам ($U=2.5$);

– приуроченность участка к зонам весьма опасной или опасной категории карстовой и карстово-суффозинной опасности ($U=3.5$);

– приуроченность участка к зонам повышенных (>40 мм) оседаний земной поверхности ($U=3.2$);

– приуроченность участка к зонам, относящимся к категории неустойчивых к динамическим воздействиям ($U=2.7$).

4. Анализ влияния этажности зданий на характер проявления сотрясений позволил установить, что геологические и геоморфологические особенности строения разреза вызывают повышение интенсивности сотрясений для зданий малой и средней этажности (1–13 этажей). Для категории высотных зданий (14 этажей и выше) интенсивность сотрясений крайне слабо зависит от особенностей геоморфологии и геологического строения разреза и является примерно постоянной для всей территории Москвы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Маловичко А.А., Маловичко Е.А.** Макросейсмические проявления в Москве от глубокофокусного землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 3–9.
2. **Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Рыжикова М.И.** Анализ макросейсмических данных глубокого землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 10–16.
3. **Рогожин Е.А., Завьялов А.Д., Зайцева Н.В.** Макросейсмические проявления Охотского землетрясения 24.05.2013 г. на территории г. Москвы // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2013. – № 3. – С. 46–59.
4. **Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., С.А. Викулина С.А., Кравченко Н.М., Матвеев Е.А., Митюшкина С.В., Раевская А.А., Салтыков В.А., Чебров Д.В., Ландер А.В.** Глубокое Охотоморское землетрясение 24.05.2013 г. с магнитудой $M_w=8.3$ – сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2013. – Вып. 21, № 1. – С. 17–24.
5. **Татевосян Р.Э., Косарев Г.Л., Быкова В.В., Мацевский С.А., Уломов В.И., Аптекман Ж.Я., Вакарчук Р.Н.** Глубокофокусное землетрясение с $M_w=8.3$, ощущавшееся на расстоянии 6500 км // Физика Земли. – 2014. – № 3. – С. 154–162.
6. **Медведев С.В.** О последствиях Карпатских землетрясений 1940 года // Труды Геофизического института АН СССР. – 1948. – № 1 (128). – С. 74–79.
7. **Уломов В.И.** О сейсмических воздействиях на высотные здания и сооружения г. Москвы // Строительные материалы, оборудование, технологии XXI века. – 2008. – № 2. – С. 62–65.
8. **Никонов А.А.** Макросейсмические эффекты Карпатских глубокофокусных землетрясений в Москве – исторические уроки // Сейсмологические наблюдения на территории Москвы и Московской области. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 70–77.
9. **Лихачева Э.А.** Ландшафтно-геоморфологические районы // Москва: геология и город / Гл. ред. В.И. Осипов, О.П. Медведев. – М.: АО «Московские учебники и Картолитография», 1997. – С. 12–21.
10. **Москва: геология и город** / Гл. ред. В.И. Осипов, О.П. Медведев. – М.: АО «Московские учебники и Картолитография», 1997. – 400 с.
11. **Зиангиров Р.С., Петренко С.И.** Оседание поверхности территории города // Москва: геология и город / Гл. ред. В.И. Осипов, О.П. Медведев. – М.: АО «Московские учебники и Картолитография», 1997. – С. 259–265.

РАЗРАБОТКА И ПРОИЗВОДСТВО ЦИФРОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ ST-3-4

¹В.Б. Мкртчян, ¹С.Р. Шахпаронян, ²Г.А. Макарян, ²А.С. Гаспарян
¹ЗАО «Сейсмик-Технолоджис», г. Гюмри, Республика Армения
²«Северная служба сейсмической защиты» МЧС РА,
г. Гюмри, Республика Армения

Аннотация. Разработан и изготовлен опытный образец цифровой сейсмической станции, которая регистрирует три компоненты скорости и три компоненты ускорения грунта. Станция состоит из сейсмоприемника и дейта логгера, которые имеют небольшие размеры. Функции дейта логгера – многоцелевые и позволяют накапливать данные с возможностью удаленного доступа к данным и подключения к сети через Ethernet board.

Abstract. A testing sample of digital seismic station that registers the three components of velocity and the three components of acceleration of the ground is developed and prepared. The station consists of small size seismic receiver and data logger. The multi-functional data logger enables to collect data of remote access and make connections through the Ethernet board.

Мобильная цифровая сейсмическая станция ST-3-4 предназначена для записи сигналов от внешних датчиков с целью регистрации землетрясений с магнитудой $M \geq 2$. Изготовленный опытный образец прошел испытания на сейсмической станции «Гюмри». На рис. 1 и 2 представлены записи двух землетрясений, зафиксированные станцией ST-3-4.

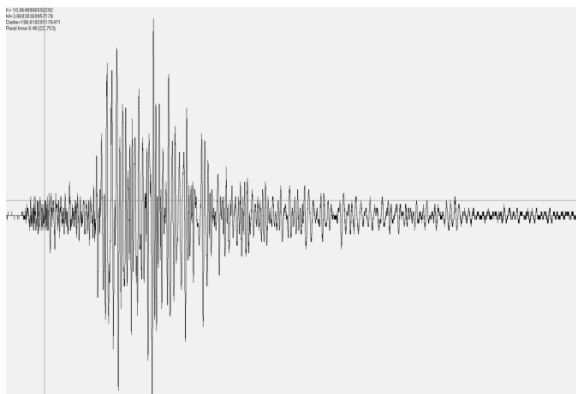


Рис. 1. Запись землетрясения 17.09.2013 г. ($M=3.0$) на сейсмической станции «Гюмри»

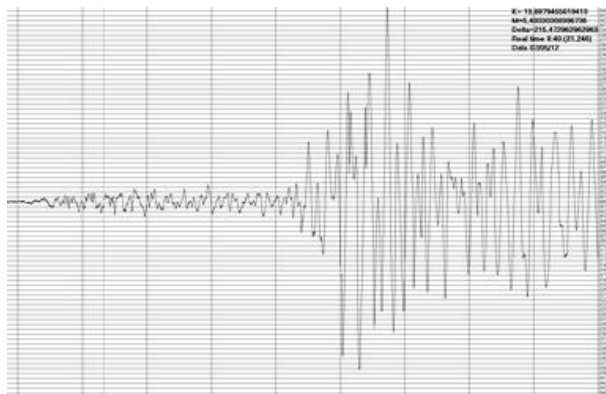


Рис. 2. Запись землетрясения 07.05.2012 г. ($M=2.6$) на сейсмической станции «Гюмри»

Описание сейсмоприемника

Сейсмическая станция ST-3-4 состоит из электронного сейсмометра и логгера. В разработанном сейсмоприемнике маятник углового качания замещен маятником вертикального качания с использованием электронных схем. Относительное смещение инертной массы преобразуется в электрическое напряжение. Выходное напряжение направляется на устройство измерения и накопления, а также на цепи обратной связи, где осуществляется компенсационная обратная связь по смещению маятника. Частота свободных собственных колебаний маятника определяется интегральной обратной связью по смещению маятника. Через активный интегратор на операционном усилителе стабилизируется «нуль» сейсмометра обратной связью по интегралу от смещения маятника. Параметры сейсмометра приведены в таблице.

Таблица. Параметры сейсмометра

Диапазон измерений	0.5–20 Гц	Чувствительность	2000 в/м/с
Скорость	0.0006–0.08 м/с	Коэффициент затухания	0.6
Ускорение	0.12–8 м/с ²		

На рис. 3 приведены амплитудно-частотная и амплитудная характеристики сейсмоприемника.

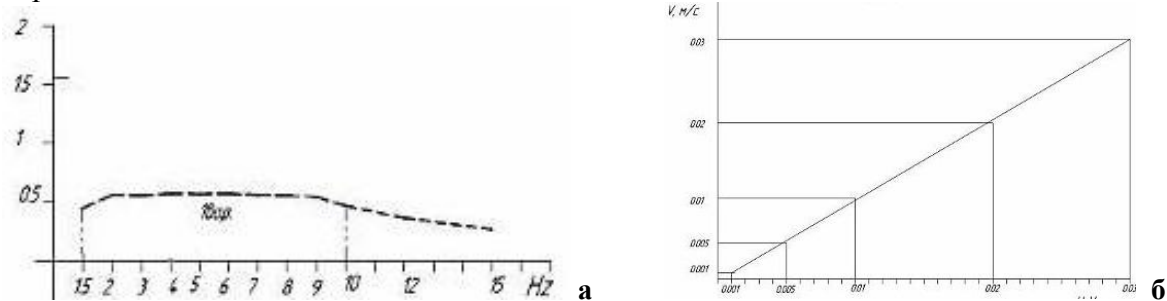


Рис. 3. Амплитудно-частотная (а) и амплитудная (б) характеристики сейсмоприемника

Описание логгера

Сейсмические сигналы от датчиков через буферный усилитель поступают на вход 24-битного аналого-цифрового преобразователя. Работой АЦП управляет микропроцессорная плата на основе контроллера STM-32 со встроенным Ethernet-адаптером. Далее сигнал по локальной сети подается на сетевой концентратор, к которому подключен микрокомпьютер типа MARS board, работающий под управлением операционной системы Linux. Там же запущена и управляющая программа, посредством которой поступающие на микрокомпьютер сейсмические данные преобразуются в формат miniseed и в этом формате записываются на карту памяти. Микрокомпьютер оснащен часами параллельного времени, синхронизация которых осуществляется посредством GPS-приемника (рис. 4).

В приборе предусмотрено подключение Wi-Fi-адаптера для удаленного доступа к данным или подключения к сети через Ethernet board.

Длительность непрерывного накопления данных зависит от емкости внешней карты (SD-карточки), например, на карту емкостью 16 Гб можно записать информацию за один месяц.

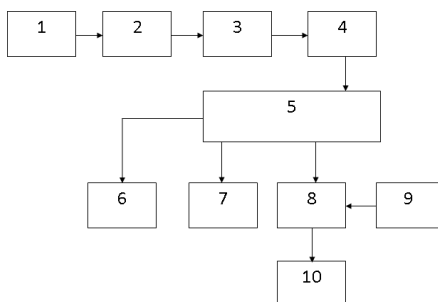


Рис. 4. Блок-схема логгера:

1 – сейсмоприемник, 2 – буферный усилитель, 3 – АЦП (24 бит), 4 – STM board со встроенным Ethernet-адаптером, 5 – сетевой концентратор (HUB), 6 – Wi-Fi-адаптер (опционально), 7 – Ethernet-порт, 8 – микрокомпьютер на основе ОС Linux со встроенными (RTC) часами реального времени, 9 – GPS для синхронизации времени, 10 – карта памяти SD (16–32 бит)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Борисевич Е.С., Кирнос Д.П., Фрейд В.М., Харин Д.А.** Приборы для регистрации сильных землетрясений // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1974. – № 10. – С. 127–136.
2. **Рыков А.В.** Влияние обратной связи на параметры маятника // Известия АН СССР. Серия геофизическая. – 1963. – № 7. – С. 1040–1050.
3. **Дараган С.К.** Методика синтеза и расчета сейсмического канала с активной обратной связью // Автореф. канд. дис. – М.: ИФЗ АН СССР, 1970.
4. **Трапезников Н.Л.** Вопросы устойчивости длиннопериодных сейсмографов с обратной связью // Сейсмические приборы. Вып. 10. – М.: Наука, 1977. – С. 64–57.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕЙСМИЧНОСТИ И СКОРОСТНОЙ СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА «КОНТИНЕНТ–ОКЕАН» В БАРЕНЦЕВО-КАРСКОМ РЕГИОНЕ АРКТИКИ

^{1,2}А.Н. Морозов, ²Н.В. Ваганова, ^{1,2}Я.В. Конечная

¹Геофизическая служба РАН, г. Архангельск

²Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск

Аннотация. Приведены результаты сейсмического мониторинга зоны перехода «континент–океан» Баренцево-Карского региона за период с 2011 по 2014 год. Вычислена скоростная структура земной коры в районе сейсмической станции ZFI на о. Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа.

Abstract. This paper presents the results of time-lapse seismic data monitoring obtained from the “continent-ocean” transition zone of the Barents-Kara region during the period from 2011 to 2014. The crustal velocity structure beneath the ZFI seismic station located on Alexander Island in the Franz Josef Land Archipelago is also calculated.

В настоящее время проведению фундаментальных и прикладных научных исследований шельфа и континентального склона в Арктике уделяется большое внимание. Это обусловлено несколькими причинами: во-первых, открытие крупных месторождений нефти и газа и необходимость их промышленного освоения; во-вторых, общая относительно слабая изученность тектонических и геодинамических вопросов взаимодействия континентальной и океанической коры.

Важной в этом контексте становится информация о современной сейсмичности изучаемых территорий. Информация о сейсмичности, представляющая собой, что немаловажно, количественные данные, является основой в исследованиях сейсмической опасности и современных геодинамических процессов. Однако проведение сейсмического мониторинга в Арктике сталкивается с рядом объективных трудностей: во-первых, редкая сеть сейсмических станций не позволяет регистрировать слабые землетрясения; во-вторых, конфигурация (расположение в пространстве) станций порой не всегда позволяет достоверно определять такие параметры очага землетрясений, как координаты, глубина, магнитуда и фокальный механизм.

Возобновление с 2011 г. инструментальных сейсмических наблюдений на архипелаге Земля Франца-Иосифа (о. Земля Александры) с помощью современной широкополосной и короткопериодной аппаратуры позволило создать благоприятные условия для проведения сейсмического мониторинга ряда районов Арктики, в частности зоны перехода «континент–океан» в Баренцево-Карском регионе. А привлечение в процесс локализации землетрясений данных сейсмических станций, функционирующих на архипелаге Шпицберген и севере Скандинавии, создало условия для максимально достоверного в данных условиях определения параметров их очагов.

Сейсмический мониторинг района исследования проводился на основе данных сейсмической станции ZFI за период с октября 2011 г. по январь 2014 г. по району, ограниченному координатами: по широте – от 80.5 до 84.5°N; по долготе – от 5.0 до 115.0°E. Станция ZFI входит в Архангельскую сейсмическую сеть и функционирует на о. Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа.

Для минимизации ошибки в определении координат эпицентров дополнительно привлекались данные сейсмических станций, функционирующих на архипелаге Шпицберген и севере Скандинавии: KBS из сети GE (GEOFON – Global Seismic Network);

HSPB из сети PL (Polish Seismic Network); HOPEN и BJO1 из сети NS (Norwegian National Seismic Network University of Bergen Norway); SPA0 и ARA0, входящие в сейсмические группы соответственно; SPITS и ARCES (NORSAR); KEV из сети IU (Global Seismograph Network). Доступ к данным осуществлялся с помощью электронного ресурса GEOFON [1].

Непосредственно анализ исходных данных сейсмических станций с целью получения параметров очага проводился в программном комплексе WSG совместной разработки ГС РАН и «НПП Геотех» (автор программы – А.П. Акимов). Для определения координат землетрясений и времени в очаге использовалась разработанная в Кольском филиале ГС РАН скоростная модель распространения объемных волн BARENTS [2]. Процедура анализа сейсмических данных проводилась вручную опытными обработчиками ГС РАН и Института экологических проблем Севера УрО РАН.

Однако не каждое землетрясение, зарегистрированное станцией ZFI в районе континентального склона, могло быть выявлено на записях других станций даже при использовании процедуры фильтрации. В этом случае использовался метод определения координат эпицентров землетрясений по записям одной станции, реализованный в программе EL [3]. Для минимизации возможной ошибки в определении координат эпицентров анализировались только землетрясения с четкими вступлениями фаз P и S , т.е. с высоким значением «сигнал/шум». В итоговом сейсмическом каталоге для 26 из 52 землетрясений значения координат эпицентров определялись в программе EL.

Для определения скоростной структуры земной коры в подстанционной области применялась методология приемных функций PRF [4], эффективно использовавшаяся ранее для севера Русской плиты [5]. Методология PRF направлена на регистрацию, выделение и интерпретацию обменных волн P_s , которые распространяются от источника как продольные P , а на границах в области сейсмической станции преобразуются в поперечные SV . В качестве исходной информации использовались широкополосные трехкомпонентные записи, которые имели четкие вступления P -волны с превышением амплитуды первого вступления над шумом более чем в три раза.

За период с октября 2011 г. по январь 2014 г. в районе зоны перехода «континент–океан» Баренцево-Карского региона было зарегистрировано 52 землетрясения с ML от 0.7 до 3.3. Для каждого землетрясения были рассчитаны параметры очага. Однако из-за небольших значений магнитуд и удаленности сейсмических станций вычислить значений глубин не удалось.

Пространственное распределение эпицентров имеет ряд характерных особенностей (рис. 1). Прослеживается четкая приуроченность эпицентров к отрицательным морфоструктурам континентального склона (грабенам). Большая часть зарегистрированных землетрясений приходится на грабены Франц-Виктория и Святой Анны. В районе самих грабенов эпицентры землетрясений также расположены неравномерно.

В районе грабена Франц-Виктория эпицентры землетрясений тяготеют к нескольким его частям. Большинство эпицентров располагаются в устьевой части грабена непосредственно у континентального склона. Небольшие группы эпицентров располагаются на границе грабена с поднятием Белый и Виктория в северной и центральной частях грабена. Несколько эпицентров слабых землетрясений приурочены к материковому подножию напротив устьевой части.

Эпицентры землетрясений, зарегистрированные в районе грабена Святой Анны, тяготеют к его широкой устьевой части в районе материкового подножия. В этой части грабена 07.04.2013 г. произошло землетрясение с магнитудой 3.3, максимальной из рассматриваемой выборки. Два землетрясения произошли непосредственно в его устьевой части ближе к бровке шельфа.

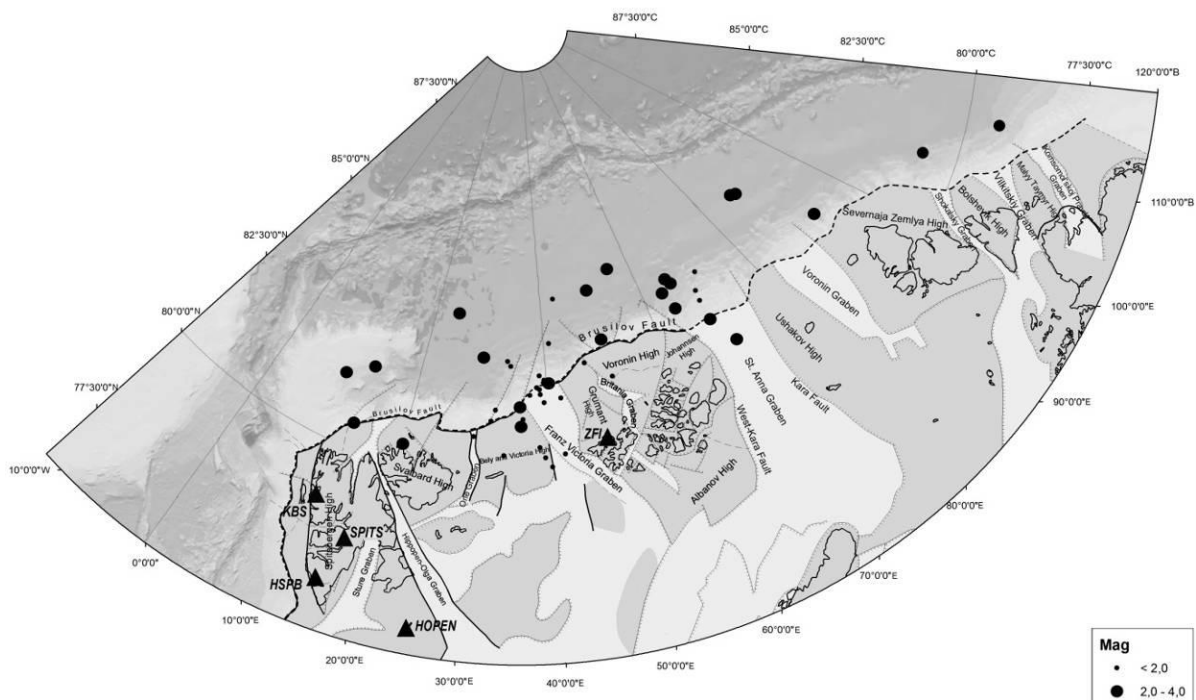


Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений в зоне перехода «континент–океан» Баренцево-Карского региона

Севернее архипелага Земля Франца-Иосифа в районе грабена Британия зарегистрировано два слабых землетрясения с $M < 2.0$ и одно с $M = 2.9$ непосредственно на континентальном склоне.

В районах грабенов Франц-Виктория, Британия и Святой Анны сосредоточены практически все землетрясения с магнитудами до 2.0, в отличие от грабенов, расположенных восточнее. Это можно объяснить удаленностью от сейсмической станции ZFI. Однако отсутствие слабой сейсмичности в районе грабена Орла, в котором зарегистрировано только одно слабое землетрясение в его устьевой части за весь период наблюдений, объяснить удаленностью от станции нельзя.

На грабене Воронина зарегистрировано три землетрясения: одно – на склоне, два – на материковом подножии напротив устьевой части. Два слабых землетрясения зарегистрированы на материковом подножии напротив устьевых частей грабенов Шокальского и Комсомольской правды. Как уже отмечалось, удаленность от станции не позволяет получить исчерпывающую информацию о проявлении сейсмичности в этих районах. Далее постараемся определить, маркером какого геодинамического процесса являются зарегистрированные землетрясения.

Формирование рифтогенных структур в Баренцево-Карском регионе является следствием процессов растяжения земной коры при формировании Евразийского суббассейна. Заложение регмагной структуры желобов началось на доспрединговом этапе развития этого бассейна (стадия «break-up»). Согласно данным, приведенным в [6], стадия «break-up» охватила период времени около 100 млн лет от второй половины юры до конца мела. Дальнейшее формирование этих рифтов шло по сложной схеме с участием не столько разрывных, сколько реидных деформаций. Поэтому к настоящему времени период активного рифтогенеза завершился, и он не должен нести существенного вклада в уровень сейсмичности рассматриваемого региона.

Данный вывод подтверждается исследованиями по изучению теплового потока в грабене Франц-Виктория, который характеризуется в целом фоновыми значениями для Баренцева моря [7]. Имеются также данные геоакустического профилирования [8] по желобам Франц-Виктория и Святой Анны, которые не дают оснований для выделения разрывных нарушений.

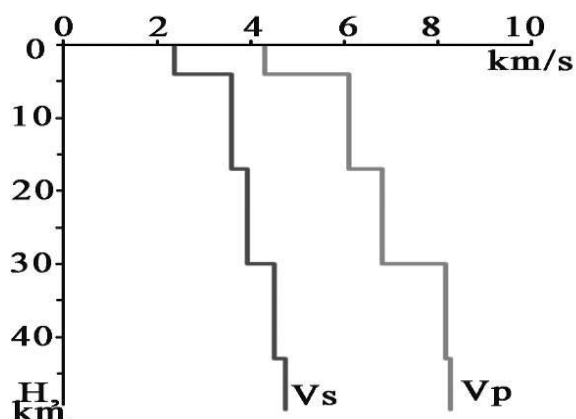
Однако исследования теплового потока, проведенные в районе желоба Орла, показали аномально высокие значения – от 300 до 520 mW/m^2 , что почти в десять раз выше уровня фоновых значений [7]. Аномально высокий поток характерен для всего желоба Орла и для его продолжения на континентальном склоне вплоть до изобары в 1200 м. Авторы исследований предполагают в районе желоба деструкцию коры на всю ее мощность с внедрением в фундамент горячего мантийного вещества, что говорит уже об активной фазе развития грабена. Высокой температурой в литосфере можно объяснить практически полное отсутствие зарегистрированных землетрясений из района желоба Орла.

В 2006–2009 гг. сотрудниками Геологического института РАН совместно с Норвежским нефтяным директором были проведены три экспедиции по уточнению строения отдельных участков зоны перехода «континент–океан» северо-западного обрамления Баренцева моря [8]. В ходе экспедиций на континентальном склоне Северного Ледовитого океана была выявлена система крупных оползневых тел, а в толще желоба Орла были выявлены признаки интенсивного выноса крупнообломочного материала турбидитной фракции и формирование конусов выноса. На западном борту наблюдались нарушения, возникшие, скорее всего, из-за изостатической компенсации лавинного осадконакопления. Поэтому можно предположить, что восточные грабены, начиная с грабена Франц-Виктория, также являются своего рода каналами для транспортировки осадочного материала.

Сотрудниками Кольского филиала ГС РАН [9] изучался характер проявления сейсмичности в западной части шельфа Баренцева моря в районе континентального склона. Для слабой сейсмичности ($M \leq 2.2$) в районе от пролива Стур-фьорд до острова Медвежий была выявлена сезонность в количестве зарегистрированных землетрясений. Была выдвинута гипотеза, согласно которой большая часть слабых землетрясений является следствием оползневых процессов на крутых участках шельфа, а их сезонность – результат резкого изменения массопотока аллювиального материала в теплый сезон года. В частности, авторы, анализируя записи сейсмической группы SPITS, выявили волновые формы от оползневых явлений на севере Шпицбергена.

Таким образом, обобщая имеющиеся геофизические, геотектонические и полученные сейсмические данные, можно предположить, что превалирующим геодинамическим фактором, отвечающим за возникновение слабых землетрясений, является изостатическая компенсация лавинного осадконакопления в зоне перехода «континент–океан».

За период функционирования сейсмической станции ZFI, кроме землетрясений на локальных и региональных расстояниях, регистрировались землетрясения и на телесеизмических расстояниях. Это дало возможность оценить скоростную структуру земной коры в подстанционной области с помощью метода PRF. Была отобрана 41 запись землетрясений со всех азимутальных направлений и эпицентральных расстояний от 35 до 90°. Магнитуды землетрясений варьировались от 5.8 до 8.3, а глубины очагов до 300 км. Расчеты проводились по программам, разработанным в Институте физики Земли РАН к.ф.-м.н. Г.Л. Косаревым [10].



В разрезе (рис. 2) наблюдаются несколько границ раздела, выделенные по разной степени прослеживаемости обменных волн.

Рис. 2. 1-D скоростные модели земной коры и верхней мантии под станцией ZFI

Наиболее рельефно в земной коре выделяются (снизу вверх) раздел Мохо на глубине 30 км со скоростями в подстилающей мантии $V_P=8.15$ км/с и $V_S=4.5$ км/с, граница внутри консолидированной коры на глубине 17 км с $V_P=6.8$ км/с и $V_S=3.9$ км/с, граница осадочного слоя общей мощностью около 4 км с $V_P=4.3$ км/с и $V_S=2.36$ км/с.

Особенностью полученного глубинного разреза является небольшая глубина залегания раздела «кора–мантия» ($H=30$ км). Наблюденное утончение консолидированной коры до 26 км (без учета осадочного покрова) является результатом образования рифтогенных структур, связанных с растяжениями земной коры в условиях континентального рифтогенеза и перехода континентальной коры в океаническую. При этом полученные скорости продольных и поперечных волн в земной коре и верхах мантии не являются аномальными и имеют значения, характерные для континентальной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *GEOFON Global Seismic Network* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://geofon.gfz-potsdam.de/geofon/>.
2. *Kremenetskaya E., Asming V., Vinogradov Yu.* Seismic profiling and calibration of seismic travel-time models for Barents region // *Geophys. Res. Abstr.* – 2004. – V. 6, 00881.
3. *Kremenetskaya E., Asming V.* Problems of regional seismic event location and depth estimation in the European Arctic // *Workshop on IMS Location Calibration and Screening.* – N 4. – Oslo, Norway, 2002.
4. *Vinnik L.P.* Detection of waves converted from *P* to *S* in the mantle // *Phys. Earth. Planet. In.* – 1977. – V. 15. – P. 39–45.
5. *Французова В.И., Ваганова Н.В., Юдахин Ф.Н., Винник Л.П., Косарев Г.Л., Орешин С.И.* Строение литосферы по данным обменных волн под сейсмостанцией «Климовская» // *Вестник Воронежского государственного университета. Серия «Геология».* – 2011. – № 1. – С 176–183.
6. *Верба М.Л.* Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспектив нефтегазоносности // *Нефтегазовая геология. Теория и практика.* – 2007. – Т. 2 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ngtp.ru/rub/4/026.pdf>.
7. *Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р.* Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // *Доклады РАН.* – 2009. – Т. 424, № 2. – С. 1–7.
8. *Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П.* Строение зоны перехода континент–океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006–2009 гг.) // *Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный полярный год.* – Т. 4. – М.: Paulsen, 2010. – С. 111–157.
9. *Виноградов А.Н., Баранов С.В.* Возможное влияние оползневых процессов на сейсмичность северо-западной части Баренцева моря // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 99–103.
10. *Kosarev G.L., Makeyeva L.I., Vinnik L.P.* Inversion of teleseismic *P*-wave particle motions for crustal structure in Fennoscandia // *PEPI.* – 1987. – V. 47. – P. 11–24.

FULL SYSTEM CALIBRATION OF DIGITIZED SKM AND SM-3 SEISMOMETERS

¹K.G. Mackey, ¹D.R. Burk, ²H.E. Hartse

¹*Michigan State University, East Lansing, Michigan, USA*

²*Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, New Mexico, USA*

Abstract. Many seismic stations currently operating in the republics of the Former Soviet Union (FSU) continue to operate older electro-mechanical seismometers with digital recorders. The many different recorders being used result in difficulties to obtain full station calibrations. We present the fundamental materials here for using a laser positioning sensor to obtain a full station calibration in the field.

Аннотация. На многих сейсмических станциях в республиках бывшего СССР продолжают использовать устаревшие электромеханические сейсмометры совместно с цифровыми регистраторами. Применение многочисленных различных регистраторов создает трудности получения полной калибровки станций. Мы представляем здесь фундаментальные материалы по использованию датчика лазерного позиционирования для проведения полной калибровки станции в полевых условиях.

The key to the calibration procedure we have developed is the addition of a precision laser position measurement system to track mass position changes of the seismometer. We have installed the laser measuring system on digitally recorded SM-3 and SM-3KV vertical and horizontal seismometers and SKM and VEGIK vertical seismometers to develop the procedure. Many seismic stations operating across the Former Soviet Union still utilize SM-3 or SKM seismometers. For the sake of illustrating our calibration procedure in a simple manner, most of the discussion below relate to preliminary work done on an SKM instrument. The calibration procedure for an SM-3, SM-3KV, VEGIK, etc. is identical in theory.

Theory

For all mechanical seismometers that are pendulum based, it is possible to relate the displacement of the mass relative to ground motion at any arbitrary frequency, ω , if the free period frequency ω_0 and the damping ratio, h , are known, using the equation:

$$Amp = \frac{\omega^2}{\sqrt{(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + (4h^2\omega^2\omega_0^2)}}.$$

Using this relationship, if the displacement of the mass in a seismometer is known at a specific frequency, it is only a matter of calculation to determine true ground motion at the same frequency. By knowing the true ground motion as input, and directly comparing it to the digitizer output, a calibration curve for the seismic station can be determined.

Mass Displacement Measurement

To physically measure displacement of the mass, we installed a Keyence LK-031 (Fig. 1 a) precision laser measurement system on an SKM vertical seismometer (Fig. 1 b). The laser directly measures the displacement of the mass using a small metal reflector mounted on the pendulum arm of the seismometer. The laser control unit (Keyence LK-2001; Fig. 1 a) has an analog output, which we record on a free channel of the seismic station digitizer. The output of the seismometer is also recorded at the same time. We recently upgraded to Keyence LK-G3001 systems having improved resolution.

Calibration Coil

To generate a full system calibration, it is necessary that the seismometer be equipped with a calibration coil. As our SM-3 and SKM seismometers were not equipped with calibration coils, we fabricated them and mounted them in such a way as to impart motion onto the pendulum arm of the seismometer (Fig. 1 b).

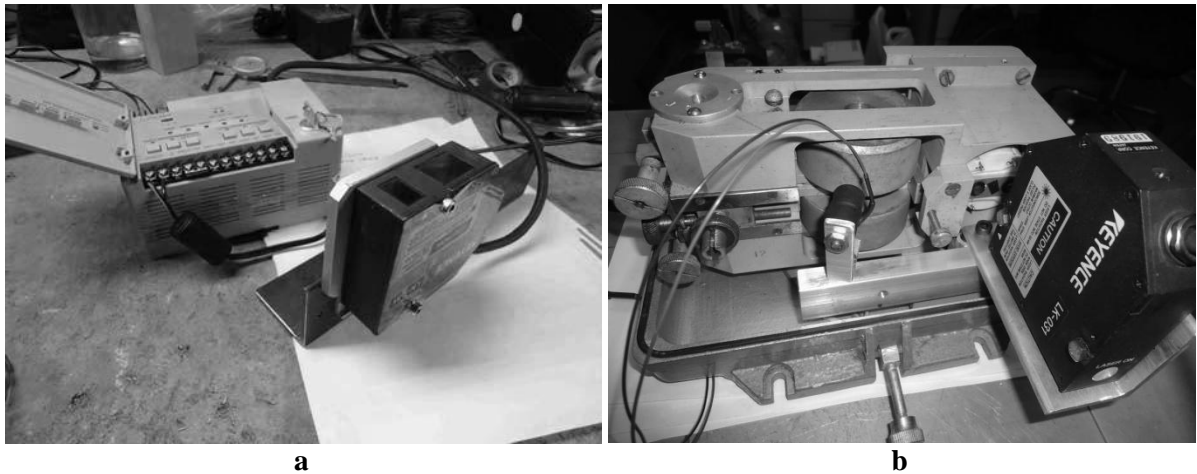


Fig. 1: a – Keyence LK-031 Laser and LK-2001 control box for precision measurements. The system has a linear response across 1cm with a precision of 1 micron; b – The LK-031 laser and calibration coil mounted on an SM-3 seismometer

Using a function generator signal as input to the calibration coil, we can drive the seismometer mass at different frequencies and directly measure the physical displacement of the seismometer mass and the seismometer coil output. Note that the signal from the seismometer coil represents velocity, while the measurement from the laser system represents displacement. We also record the signal from the function generator on a free channel of the digital station. Fig. 2 a is a plot showing the relation between the outputs of the seismometer, laser, and function generator.

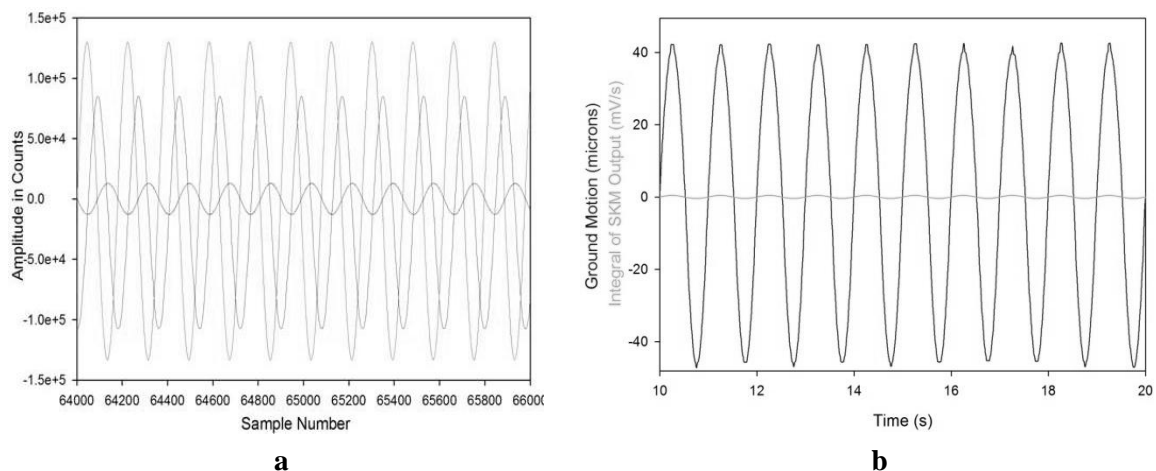


Fig. 2: a – Plot showing the relation of the function generator used as the calibration coil input (high amp.), mass displacement (mid. amp.) and seismometer output (low amp.) from our test SKM instrument. The velocity output of the seismometer relative to mass displacement is clear; b – Comparison of ground motion (high amp.) determined from coil position by the laser system and the integral of the digitized output signal of the SKM seismometer (low amp.). Both signals, as expected, are in-phase

Determination of Calibration Curve

The final generation of a calibration curve can be done by linking several discrete calibration points of different frequencies. For each frequency, the calibration coil is used to drive the seismometer mass using a sine wave, and both the laser and seismometer output are recorded. Both values are initially in counts from the digitizer.

The seismometer output is converted to millivolts as per the resolution of the digitizer. Following this, the integral of the seismometer output is calculated, and divided by the period of the sample rate, which gives us millivolts per second.

The laser output is used to determine the true amplitude of ground motion from the amplitude of the coil. First, the counts recorded at the digitizer are converted to microns by multiplying the resolution of the digitizer (in millivolts/count) and the constant of the laser output (in microns/millivolt). It is also necessary to add an amplitude multiplier because the laser readings are determined on the pendulum arm of the seismometer at a smaller radius than the coil. Finally true ground motion is calculated by dividing the amplitude of the coil by the theoretical ratio of seismometer coil motion to ground motion for the appropriate frequency, free period, and damping ratio. Results are in microns.

Fig. 2 b compares the integral of the seismometer output in millivolts/second and true ground motion in microns determined from the coil displacement at a frequency of 1.0 Hz. The final calibration curve is determined by repeating the procedure for several points (Figs. 3 a, b).

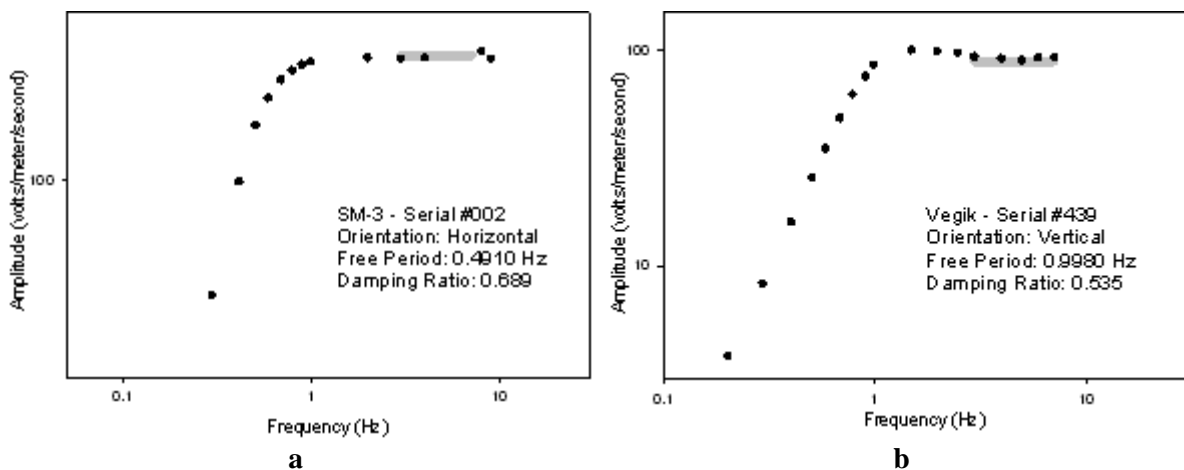


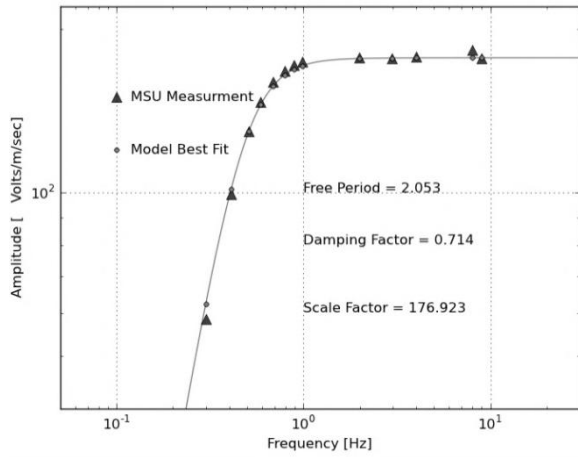
Fig. 3: a – Full station calibration of a SM-3 horizontal seismometer recorded on a Symmetric Research USB4CH digitizer. The gray line represents the sensitivity of the same sensor as calibrated by the Geophysical Survey RAS, in Obninsk;

b – Full station calibration of a VEGIK vertical component seismometer recorded on a Symmetric Research USB4CH digitizer. The gray line represents the sensitivity of the same sensor as calibrated by the Geophysical Survey RAS, in Obninsk. Note that this VEGIK is underdamped

We have verified the calibration procedure outlined here using several different SM-3 seismometers and a VEGIK seismometer. Each of the seismometers used for verification were independently calibrated in Obninsk by the Geophysical Survey RAS. The GS RAS calibrates seismometers over a frequency range from 3 to 7 Hz and is shown by the gray line in Figs. 3 a, b. In this frequency range, our calibrated sensitivities are within a few percent of the GS RAS’s calibration.

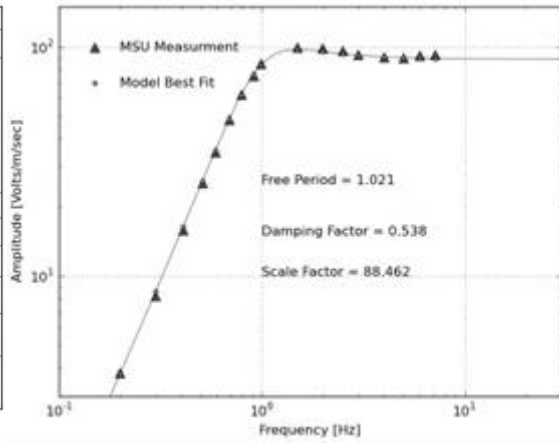
Determination of Poles and Zeroes from Calibration Curves

Laser measurements of the seismometers motion provides us with observations of amplitude (as counts per units of ground velocity) versus frequency. We are conducting grid search routine to fit the Frequency vs. Amplitude data as determined by the laser process and determine a SAC formatted poles and zeros file. In this process, we independently estimate the instrument free-period and a damping factor during the fitting process. Results showing the theoretical poles and zeros fit for our test SM-3 and VEGIK seismometers are shown in Figs 4 a, b. Note that the best fit free period and damping factor are quite close to those directly measured from the seismometer. We use the Obspy Python scripting package (<https://github.com/obspy/obspy/wiki>) to estimate poles and zeros to define the instrument response curve shape, and we use the flat portion of the MSU amplitude versus frequency measurements to scale the response curve (Figs. 4 a, b). The key Obspy functions we use are `cornFreq2Paz` and `pazToFreqResp`.



```
ZEROS 3
POLES 2
-2.184326e+00 -2.144453e+00
-2.184326e+00 2.144453e+00
CONSTANT 1.769231e+02
```

a



```
ZEROS 3
POLES 2
-3.309119e+00 -5.188943e+00
-3.309119e+00 5.188943e+00
CONSTANT 8.846154e+01
```

b

Fig. 4: a – Full station theoretical poles and zeros fit to laser calibration data from an SM-3 horizontal seismometer. The poles and zeroes file is also shown; b – Full station theoretical poles and zeros fit to laser calibration data from a VEGIK vertical seismometer. The poles and zeroes file is also shown

Currently, from our Python code, we are obtaining the poles and zeros that define the response curve shape, and we are saving those values in a text file format usable within the instrument correction function “transfer” of the Seismic Analysis Code (SAC) software package. We can save the poles and zeros in other formats as well.

Acknowledgments

This work is supported by the U.S. Department of Energy Seismic Cooperation Program via LANL subcontract No. 276363 and U.S. Department of Energy award No. DE-AC52-09NA29323, both issued to Michigan State University. We would also like to thank the Magadan Branch GS RAS, the Crimean Seismological Network, the Albuquerque Seismological Laboratory, and the Geophysical Survey RAS for assistance with this project.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВЫСОКОМАГНИТУДНЫХ ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПЛОЩАДКИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОБЪЕКТОВ ПОВЫШЕННОЙ ОПАСНОСТИ

^{1,2}Л.И. Надёжка, ³И.Л. Витковский, ¹С.П. Пивоваров,
¹М.А. Ефременко, ^{1,2}Э.В. Калинина
¹Геофизическая служба РАН, г. Воронеж
²Воронежский государственный университет, г. Воронеж
³Филиал ОАО «Концерн Росэнергоатом»
«Нововоронежская атомная станция», г. Нововоронеж

Аннотация. Рассмотрено влияние телесеismicких землетрясений на площадки размещения объектов повышенной важности. Оценена интенсивность колебаний частиц грунта для различных групп волн глубокофокусных и верхнекоровых землетрясений.

Abstract. The influence of teleseismic earthquakes on the local objects of the increased importance is considered. The estimation was done for vibration intensity of the earth particles influenced by various groups of waves from deep focus and upper crust earthquakes.

Обеспечение экологической безопасности особо ответственных объектов, и в частности атомных электростанций, требует высокого уровня инженерных изысканий. Повышенное внимание уделяется оценке сейсмической и геологической опасности, а также учету нелинейных эффектов, возникающих при сильных динамических воздействиях [1].

Лаборатория сейсмического мониторинга Воронежского кристаллического массива (ЛСМ ВКМ) ГС РАН уже несколько лет проводит сейсмический мониторинг площадки и района размещения Нововоронежской атомной электрической станции (НВАЭС). Целью сейсмического мониторинга является изучение сеймотектонических условий района размещения НВАЭС и оценка их стабильности. Важное значение при этом имеет регистрация, анализ и интерпретация местных, региональных и телесеismicких землетрясений. По результатам этих работ выявлено, что основное сейсмическое воздействие на район исследования оказывают местные и локальные сейсмические события. Однако известно, что высокомагнитудные телесеismicкие землетрясения могут оказывать значительное сейсмическое воздействие (так, землетрясение в Охотском море 24.05.2013 г. с $m_b=7.7$ и $h=600$ км создало макросейсмический эффект на достаточно обширной территории, в том числе и в районе НВАЭС 2–3 балла по шкале MSK-64 [2–6]). Анализ количества телесеismicких землетрясений показывает, что в среднем ежедневно на геологическую среду площадки и района размещения НВАЭС воздействуют пять-шесть телесеismicких землетрясений с магнитудой 4.0 и более.

«При каждом сильном землетрясении сейсмостойкость здания или сооружения испытывает три последовательных акта сейсмических воздействий. Сначала – значительное по величине ускорений срезающее воздействие от резкого вступления в основном поперечных волн. Следом за ним идет главная фаза колебаний, вызывающая раскачивание объекта, и, наконец, финальная фаза воздействий, проявляющаяся в виде неравномерных, в силу неоднородности свойств, деформаций грунтов в основании зданий или сооружений» [1].

Существуют два подхода к оценке интенсивности регистрируемого землетрясения: один – макросейсмический, при котором интенсивность землетрясения оценивается баллами макросейсмической шкалы; другой – инструментальный. На практике интенсивность землетрясений на площадках АЭС принято оценивать инструментально измеряемыми максимальными величинами – ускорения, скорости или смещения [1].

В данной работе было рассмотрено влияние сильных телесейсмических землетрясений на основе данных сейсмической станции «Сторожевое», которая расположена в непосредственной близости от промплощадки НВАЭС [7, 8]. В табл. 1 приведены основные параметры некоторых сильных землетрясений.

Таблица 1

№	Дата	Время в очаге	φ , °N	λ , °E	h , км	m_b/MS	Δ , °	Регион
1	01.04.2014	23:46:46	-19.60	-70.95	20	6.9/8.0	117.5	Чили
2	24.05.2013	05:44:47	54.89	153.34	600	7.7/-	60.77	Охотское море
3	14.08.2012	02:59:37	49.82	145.26	580	7.4/-	61.19	Охотское море
4	15.11.2006	11:14:14	46.66	153.20	28	6.4/8.2	67.05	Курильские о-ва
5	27.01.2006	16:58:46	-5.38	128.16	340	7.0/-	93.42	Море Банда
6	26.12.2004	00:58:48	3.39	95.84	10	6.7/8.8	66.94	Р-он Северной Суматры

Как видно из табл. 1, выбранные землетрясения произошли в различных районах нашей планеты, имеют достаточно большой разброс как по глубине гипоцентров, так и по расстоянию до станции наблюдения. Для оценки интенсивности воздействия указанных выше землетрясений на грунты ближнего района размещения НВАЭС были произведены замеры максимальных амплитуд скорости смещения. Результаты замеров приведены в табл. 2.

Таблица 2

Дата	m_b/MS	V , мкм/с								
		P			S			LR		
		Z	N	E	Z	N	E	Z	N	E
24.05.2013	7.7/-	475.5	430.7	319.1	212.3	520.4	434.1	-	-	-
14.08.2012	7.4/-	205.2	96.4	84.8	132.4	213.1	210.5	-	-	-
27.01.2006	7.0/-	19.25	8.79	9.58	42.91	99.78	45.57	-	-	-
01.04.2014	6.9/8.0	8.12/ 32.53*	0.62/ 5.66*	1.38/ 15.1*	69.1**	16.12**	67.3**	122.8	73	91.2
15.11.2006	6.4/8.2	89.6	35.7	29.6	46.13	87.2	116.3	740.92	482.7	495.2
26.12.2004	6.7/8.8	134.3	44.5	81.7	77.4	242.5	146	852.5	800.4	664.6

* $P/PKIKP$,

** SKS .

Рассмотренные землетрясения по глубине гипоцентра были разделены на две группы: глубокофокусные и верхнекоровые (рис. 1, 2). Как видно из рис. 1 и табл. 2, высокие амплитуды скорости движения частиц грунта наблюдаются в группах объемных волн, при этом максимальные значения отмечаются в группе поперечных волн. Для верхнекоровых землетрясений (рис. 2) наблюдается схожая картина отношения амплитуд поперечных волн к продольным, однако максимальные значения амплитуд скорости смещения частиц грунта отмечаются в группе поверхностных волн (фаза Эйри).

Сопоставляя полученные результаты замеров (табл. 2) с приведенной в работе А.С. Алёшина [1] таблицей корреляции инструментальных характеристик землетрясений с балльностью I , получено, что сейсмические воздействия, вызванные землетрясениями 24.05.2013 г. в Охотском море, 15.11.2006 г. в районе Курильских островов и 26.12.2004 г. в районе Северной Суматры, соответствуют интенсивности 2 балла. Для остальных землетрясений сейсмическое воздействие было менее 1 балла.

Несмотря на то, что максимальные амплитуды скорости движения частиц грунта верхнекоровых землетрясений приходятся на группу поверхностных волн, из-за большого периода колебаний происходит постепенное нарастание скоростей смещения, что менее ощутимо (в частности для человека и сооружений) по отношению к воздействию, оказываемому гораздо более высокочастотными колебаниями объемных волн со схожими скоростями смещения.

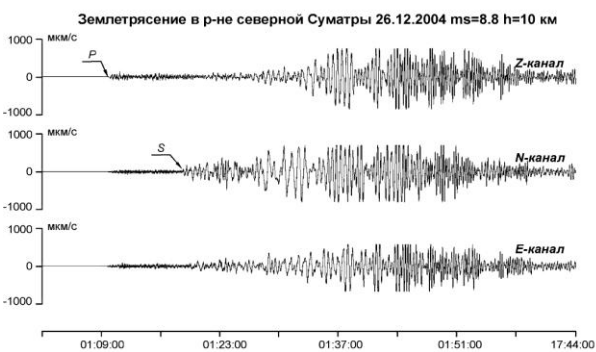
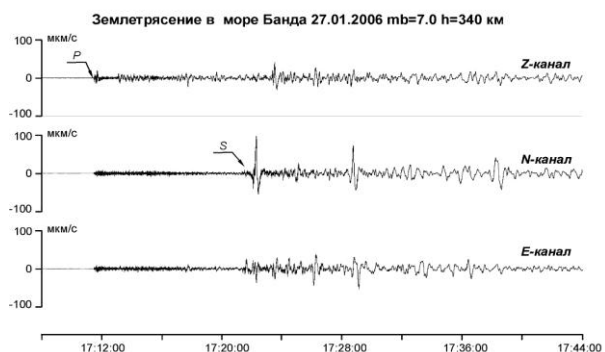
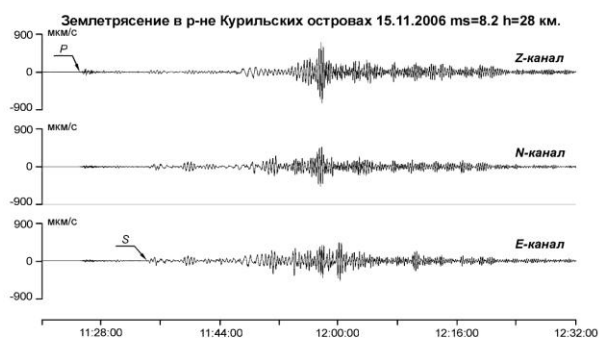
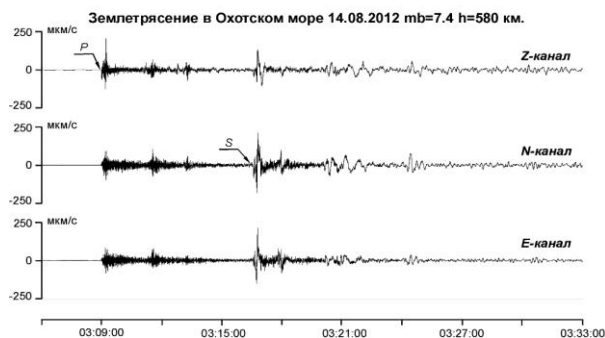
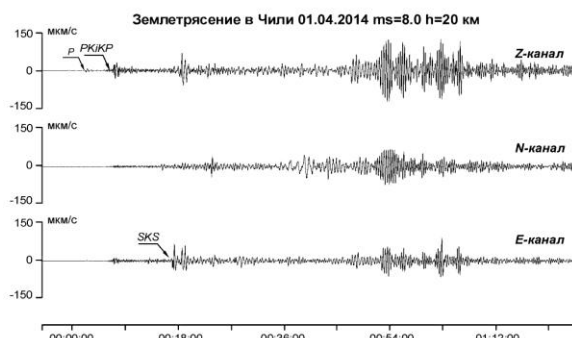
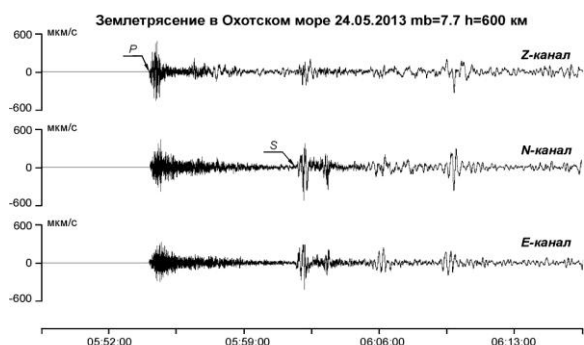


Рис. 1. Пример записи волновых форм глубокофокусных телесейсмических землетрясений сейсмической станцией «Сторожевое»

Рис. 2. Пример записи волновых форм верхнекоровых телесейсмических землетрясений сейсмической станцией «Сторожевое»

В целом на основе анализа записи высокомагнитудных телесейсмических землетрясений можно сделать вывод, что при оценке сейсмических условий района размещения НВАЭС и других экологически ответственных объектов необходимо оценивать сейсмические эффекты, вызванные телесейсмическими землетрясениями, так как они могут достигать нескольких баллов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алёшин А.С. Сейсмическое микрорайонирование особо ответственных объектов. – М.: Светоч Плюс, 2012. – 304 с.
2. Маловичко А.А., Маловичко Е.А. Макросейсмические проявления в Москве от глубокофокусного землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 3–9.
3. Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Рыжикова М.И. Анализ макросейсмических данных глубокого землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 10–16.

4. **Рогожин Е.А., Завьялов А.Д., Зайцева Н.В.** Макросейсмические проявления Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. на территории г. Москвы // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2013. – Т. 40, № 3. – С. 46–59.
5. **Ефременко М.А., Калинина Э.В., Пивоваров Р.С.** Некоторые особенности записей глубокофокусных землетрясений региона Охотского моря на территории Воронежского кристаллического массива // XV Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник научных материалов. – Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2014. – С. 96–98.
6. **Надёжка Л.И., Ефременко М.А., Калинина Э.В., Пивоваров Р.С.** Сейсмический эффект землетрясения в Охотском море 24.05.2013 г. в восточной части Воронежского кристаллического массива // Гелиогеофизические исследования. Материалы IX Международной научно-практической конференции. Ч. 1. – М., 2014.
7. **Пивоваров С.П., Ефременко М.А., Пивоваров Р.С.** Регистрационные возможности сейсмической станции «Сторожевое» // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 259–261.
8. **Надёжка Л.И., Ефременко М.А., Сафронич И.Н.** Особенности записи телесеизмических событий региональной Воронежской сетью // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Пятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 120–124.

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

^{1,2}Л.И. Надёжка, ^{1,2}А.Е. Семёнов, ^{1,2}И.Н. Сафронич,
¹С.П. Пивоваров, ^{1,2}А.М. Семёнов, ¹М.А. Ефременко
¹Геофизическая служба РАН, г. Воронеж
²Воронежский государственный университет, г. Воронеж

Аннотация. Даны краткая характеристика и результаты сейсмологического мониторинга на территории Воронежского кристаллического массива за период 1999–2013 гг.

Abstract. The short characteristic and results of seismological monitoring in the territory of the Voronezh crystal massif during 1999–2013 are given.

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) представляет собой основание Воронежской антеклизы, занимающей центральную часть Восточно-Европейской платформы. В эрозионном срезе ВКМ выделяются два крупных мегаблока – Курский и Хопёрский, разделяет их Лосевская шовная зона. Мегаблоки существенно отличаются геологическим строением эрозионного среза докембрия, глубоких горизонтов кристаллической коры и верхов мантии [1].

В географо-экономическом плане Воронежский кристаллический массив пространственно соответствует Центрально-Черноземному экономическому региону. Регион характеризуется развитой инфраструктурой, здесь сосредоточены объекты повышенного экологического риска (две атомные станции, химкомбинат, продуктопроводы, объекты спецназначения и т.п.).

Вместе с тем территория Воронежского кристаллического массива по историческим данным является наиболее сейсмически активной в пределах Восточно-Европейской платформы. С целью фактической оценки сейсмической активности в декабре 1996 г. был начат сейсмический мониторинг территории региона. Центральной опытно-методической экспедицией, при поддержке академика В.Н. Страхова в регионе была установлена первая сейсмическая аналоговая станция, которая располагалась в подвале научно-исследовательского института на окраине г. Воронежа. Станция функционирует и в настоящее время (код VORR) [2]. В 1998 г. в заповеднике «Дивногорье» была организована первая цифровая сейсмическая станция (VORD). Дальнейшее развитие сети сейсмических станций осуществлялось совместными усилиями Геофизической службы РАН и Воронежского государственного университета при участии МЧС России по Воронежской области и администрации Воронежской области.

В настоящее время в регионе функционирует 11 цифровых сейсмических станций и одна аналоговая, которые осуществляют непрерывный сейсмический мониторинг в рамках лаборатории сейсмического мониторинга ВКМ ГС РАН и лаборатории глубинного строения, геодинамики и сейсмического мониторинга им. А.П. Таркова Воронежского государственного университета. Пять станций образуют региональную сеть, шесть – две локальные сети вокруг атомных станций (рис. 1).

В качестве регистраторов используются SDAS или UGRA, сейсмометры, в основном СМ-ЗКВ и СМ-ЗОС. Основные характеристики станций даны в [3].

Сейсмические станции региональной и локальных сетей установлены в подвалах на глубине 1.5–2 м, вынесенных за пределы жилых построек.

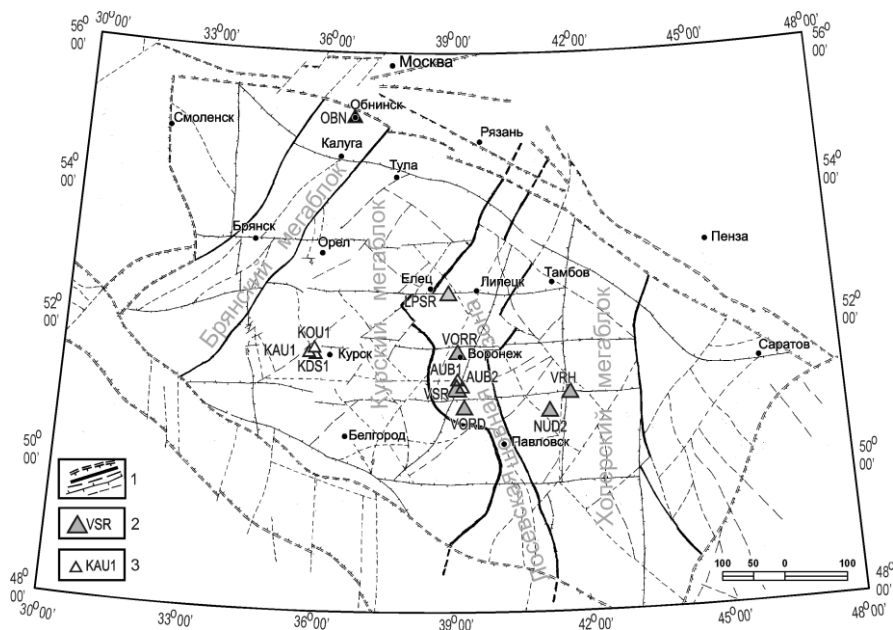


Рис. 1. Схема расположения сейсмических станций на ВКМ:
1 – разломы различного ранга; 2 – сейсмические станции региональной сети;
3 – сейсмические станции локальных сетей

Геологические условия в местах установки сейсмических станций различны. Три из пяти станций региональной сети расположены в пределах Лосевской шовной зоны. Эрозионный срез фундамента представлен здесь породами вулканогенно-осадочной лосевской толщи. Мощность осадочного чехла в районе сейсмической станции «Сторожевое» (VRS) составляет 250 м, в районе станции «Дивногорье» (VORD) – 200 м, в районе станции «Галичья гора» (LPSR) мощность осадочного чехла существенно больше и составляет порядка 500 м. Две станции региональной сети расположены в Хопёрском мегаблоке, эрозионный срез в пределах которого представлен сланцево-гнейсовой воронцовской серией. Осадочный чехол в районе станции «Новохоперск» (VRH) имеет мощность 350 м, в структуре его преобладают известняки, мел и глины девонского возраста. В районе станции «Желтые пруды» (NUD2) мощность осадочного чехла составляет 250 м.

Сейсмические станции локальных сетей расположены таким образом, чтобы оптимально решались задачи по оценке сейсмической ситуации в районе размещения объектов атомной энергетики.

Кроме того, ежегодно организуются временные сети (от трех до семи станций) с целью решения целого ряда задач: изучение микросейсмического шума в различных геологических и геодинамических условиях, анализ степени отражения в его характеристиках неоднородностей осадочного чехла и кристаллической коры, исследование характера затухания волновых полей, вызванных взрывами, телесеismicкими землетрясениями и др.

Одной из важных характеристик каждой из станций является характеристика сейсмического шума. Эта характеристика позволяет оценить чувствительность станций и существенно влияет на качество записей событий. Мировые модели шума высокого (NHNМ) и низкого (NLNM) являются пределом допустимых значений шума [4]. На рис. 2 изображены две мировые модели шума и осредненные спектры плотности мощности сейсмического шума в дневное и ночное время в районе станций региональной сети.

Как видно из рис. 2, спектральные характеристики сейсмического шума в районе станции тяготеют к нижней модели. В дневное время в области частот выше 2.0 Гц сейсмический шум выше, чем в ночное время, однако он ниже среднего динамического уровня мировых данных. В целом полученные оценки позволяют сделать вывод, что сейсмический шум в районе всех станций укладывается в диапазон, определенный эмпирическими моделями.

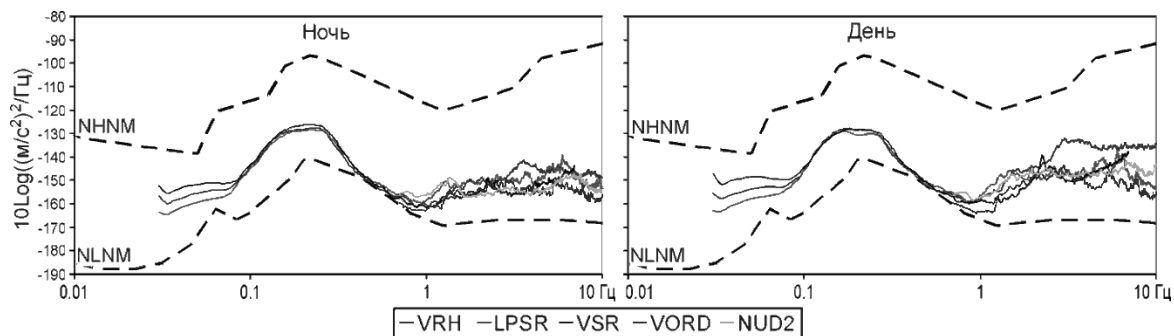


Рис. 2. Спектры Z-составляющей сейсмического шума в районе сейсмических станций региональной сети

Исходя из уровня сейсмического шума рассчитана чувствительность сейсмических станций региональной и локальных сетей [5]. Показано, что сейсмические станции могут регистрировать сейсмические события, начиная с $K_p=2$.

Данные со станций региональной сети поступают в центр обработки лаборатории сейсмического мониторинга ВКМ в режиме, близком к реальному времени, с применением различных Интернет-технологий. Подробно методика поступления данных, хранения их на сервере и доступ к ним изложены в [6, 7]. Отметим, что система хранения данных достаточно динамична и позволяет оперативно использовать данные для обработки и интерпретации. Обработка исходной информации выполняется с использованием программы WSG.

В процессе выполнения мониторинга два раза в год все станции сверяются с тестовой станцией, которая прошла сверку в ГС РАН (г. Обнинск). Совместно анализируются фазовые и амплитудные характеристики записей аналогичных каналов. Такая процедура позволяет совместно обрабатывать данные сейсмических станций сети.

Региональной сетью сейсмических станций регистрируются телесеismicкие землетрясения, местные сейсмические события (взрывы и землетрясения) и локальные события со второго энергетического класса. Проводится динамический анализ телесеismicких землетрясений: характер записей на разных сейсмических станциях; сейсмический эффект; затухание волнового поля в разных азимутах. Полученные данные свидетельствуют об анизотропии коэффициента затухания волнового поля в различных частотных диапазонах.

Анализ местных сейсмических событий показал, что значительная часть их является записями взрывов. На рис. 3 представлена динамика взрывных работ в регионе с 2000 года. Из рисунка видно, что 2007 и 2013 гг. характеризуются активизацией взрывных работ. Так, в 2013 г. зарегистрировано более 740 взрывов разной мощности.

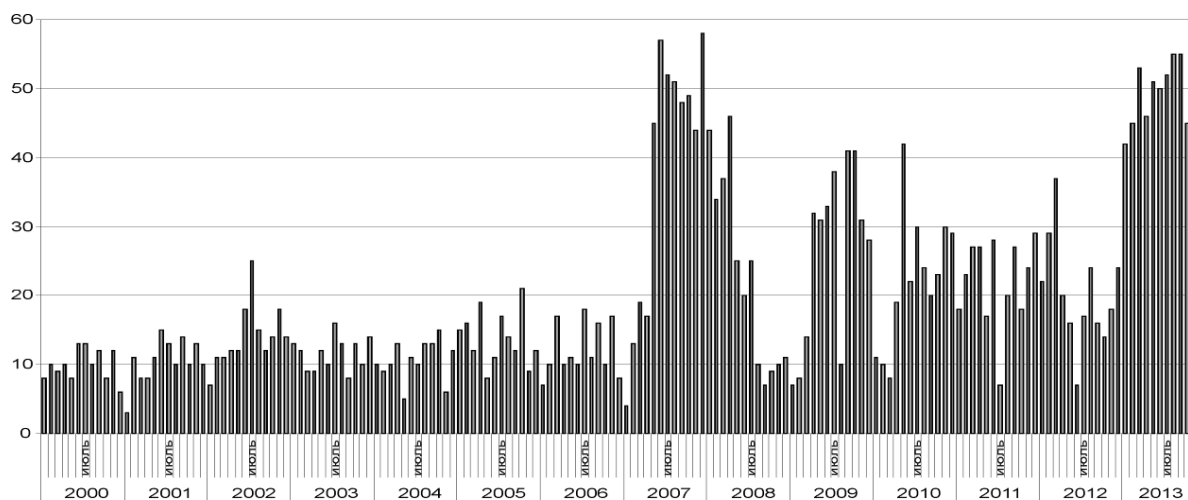


Рис. 3. Временная динамика количества промышленных взрывов в карьерах, расположенных на территории района исследований

Анализ тектонической сейсмичности за последние 15 лет позволил выявить основные пространственно-временные закономерности за исследуемый период. Показано, что сейсмическая активность имеет квазипериодический характер. Два-три года сейсмического затишья сменяются одним-двумя годами сейсмической активности (рис. 4).

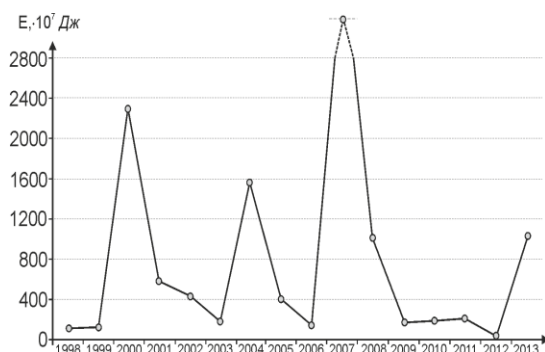


Рис. 4. Распределение энергии землетрясений по годам для ВКМ и сопредельной территории

Наиболее сейсмически активной территорией в пределах ВКМ является Хоперский мегаблок. В его пределах 31.03.2000 г. произошло 5-балльное Никольское землетрясение. Анализ пространственного положения эпицентров землетрясений показывает, что наблюдается два типа сейсмичности: упорядоченная и рассеянная. Упорядоченная сейсмичность образует зоны эпицентров, тяготеющие к разломам различного ранга. Рассеянная сейсмичность отражает сейсмическую (динамическую) активность определенных локальных объектов, в частности интрузивных тел. К последним в Хоперском мегаблоке приурочено 70% эпицентров землетрясений.

Таким образом, сейсмические исследования на территории Воронежского кристаллического массива позволяют оценить сейсмические воздействия на геологическую среду, вызванные телесеизмическими землетрясениями и промышленными взрывами, а также изучить характер фактической сейсмической активности региона и выявить ее пространственно-временные закономерности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Литосфера Воронежского кристаллического массива по петрофизическим и геофизическим данным* / Под ред. Н.М. Чернышова. – Воронеж: Научная книга, 2012. – 326 с.
2. *Страхов Н.Н., Старовойт О.Е., Надёжка Л.И., Мехрюшев Д.Ю., Сафронич И.Н., Чепкунас Л.С., Сорокин Б.А.* О сейсмологических исследованиях на Воронежском кристаллическом массиве // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Материалы Международной конференции. – Воронеж, 2001. – С. 9–11.
3. *Надёжка Л.И., Сафронич И.Н., Пивоваров С.П., Савенков А.В., Семёнов А.Е., Колесникова С.И.* Сеть сейсмических станций на территории Воронежского кристаллического массива // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 117–121.
4. *Peterson J.* Observation and modeling of seismic background noise // U.S. Geological Survey. Open-File report 93-322. – 1993. – 95 p.
5. *Пивоваров С.П.* Теоретический расчет чувствительности станций локальной сейсмической сети // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН. 2012. – С. 256–258.
6. *Красилов С.А., Семёнов А.М.* Оснащение ИОЦ ВКМ программно-аппаратурными средствами для организации наблюдений в режиме, близком к реальному времени, на примере сеймостанции «Сторожевое» // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Второй Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2007. – С. 117–120.
7. *Сафронич И.Н., Семёнов А.М.* Некоторые аспекты проведения сейсмического мониторинга на территории Воронежского кристаллического массива // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 191–194.

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКАЯ ШКАЛА НА ОСНОВЕ ПОВРЕЖДЕНИЙ ИСТОРИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ВСЛЕДСТВИЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ АРМЕНИИ)

С.Н. Назаретян, К.А. Мхитарян, М.Т. Тигранян
*«Северная служба сейсмической защиты» МЧС РА,
г. Гюмри, Республика Армения*

Аннотация. Впервые сделана попытка составления специальной макросейсмической шкалы для оценки интенсивности сильных исторических землетрясений на территории Армении. Существующие богатые письменные сведения о землетрясениях почти за последние 2000 лет истолковывались по-разному, т.к. в существующих макросейсмических шкалах отсутствует описание зданий армянских церквей, которые занимают господствующее место в исторических письменных сведениях. Новая предварительная шкала составлена на основе анализа повреждений церковей зоны 7–10-балльной интенсивности Спитакского землетрясения 1988 года.

Abstract. An attempt of drawing up a special macro-seismic scale for an estimation of intensity of historical strong earthquakes on the territory of Armenia is made for the first time. The existing invaluable written information on earthquakes almost for the last 2000 were interpreted in different ways, since in existing macro-seismic scales there is no description of the Armenian churches, which occupy a prevailing place in described historical information. The new preliminary scale is made on the basis of the analysis of damages of churches caused by 7–10 MSK Spitak earthquake.

Существуют многочисленные письменные сведения о сильных землетрясениях на территории Армении за последние две тысячи лет. Эти данные описывают поведение наиболее значимых монументальных архитектурных сооружений, к которым относятся армянские церкви, храмы, дворцовые сооружения, крепости и т.п. Имеющаяся ценная историческая информация в основном касается повреждений и разрушений зданий церковей, построенных с IV века. Несмотря на это, трудно оценить интенсивность исторических землетрясений, используя существующие шкалы (MSK-64, EMS-98, MM и др.), так как в описательных частях шкал отсутствуют данные о повреждениях армянских церковей. При определении интенсивности этих землетрясений разные специалисты по-своему трактовали описанные факты (повреждения церковей), что не может быть объективным. Поэтому необходимо составление шкалы сейсмической интенсивности, основанной на степени повреждений зданий армянских церковей. При составлении такой шкалы целесообразно сохранить принципы, примененные в шкале MSK-64 [1], в том числе 12-балльную градацию интенсивности.

Методика составления новой шкалы

Известно, что трудно найти две абсолютно одинаковые, даже по внешнему виду, церкви. Но, несмотря на это, имеется очень много факторов, таких, как конструктивные схемы типов и подтипов, размеры, использованные стройматериалы, особенности технологии строительства и др., которые с точки зрения сейсмостойкости позволяют объединить их в группы и поставить в основу макросейсмической шкалы. В конструктивном отношении в зданиях армянских церковей важное место занимает центральный купол, высота которого часто соизмерима с высотой самого здания. Поэтому исследованные нами здания разделены на две группы – церкви с куполами и без них. Почти все здания армянских церковей построены из плотного туфа на известковом растворе кладкой типа «мидис». Толщина стен в среднем составляет 0.8–1.0 м. Исследования

показывают, что площадки для строительства церквей выбраны тщательно, с учетом, по возможности, грунтовых, гидрогеологических и топографических особенностей территорий. Качество строительства зданий высокое. Конструктивные схемы выбраны исходя из многовекового опыта строительства церквей и анализа поведения сооружений при сильных землетрясениях [2–6].

Методика составления новой шкалы заключается в следующем. Выбираются сильные ($M \geq 5.5$) землетрясения, для которых были составлены надежные карты изосейст по шкале MSK-64, т.е. на основе исследования зданий и геологических явлений. Затем изучаются повреждения зданий церквей, расположенных в зоне интенсивности 7 и более баллов. Отдельно изучаются местные – грунтовые, гидрогеологические и топографические – условия, влияющие на величину сейсмической интенсивности. На этой основе определяется возможное приращение балльности для каждой церкви и вводится поправка в значение сейсмической интенсивности для местоположения церкви. Составляется таблица наиболее характерных повреждений церквей вследствие землетрясения, а затем и новая итоговая макросейсмическая шкала. Естественно, для составления новой макросейсмической шкалы необходим набор статистических данных о повреждениях зданий церквей, по возможности, при большом количестве землетрясений. Однако выбор таких землетрясений очень мал. На наш взгляд, к числу таких землетрясений, которые позволяют составить макросейсмическую шкалу (для интенсивности 7–10 баллов) на территории Республики Армения, относятся три: Зангезурское 1931 г. (интенсивность 9 баллов), Ленинаканское 1926 г. (8–9 баллов) и Спитакское 1988 г. (9–10 баллов). Из этих землетрясений наиболее информативным для составления шкалы является Спитакское землетрясение 1988 г., т.к. имеется достаточно надежная и подробная карта изосейст в диапазоне интенсивности проявления 6–10 баллов, составленная на основе обобщения результатов подробных макросейсмических исследований армянских, грузинских, азербайджанских и турецких специалистов [7]. Существует техническая возможность проведения надежных дополнительных макросейсмических исследований состояния выстоявших зданий церквей.

Макросейсмические проявления Спитакского землетрясения 1988 г.

С этой целью заново исследованы более 50 церквей, расположенных в зоне 7–10-балльной интенсивности Спитакского землетрясения 1988 г. (табл. 1). Так как количество зданий церквей, расположенных в зоне 10 баллов, было сравнительно мало, то, по возможности, нами обследованы почти все церкви. Был разработан формат, и для всех зданий церквей составлены специальные анкеты, которые включали в себя данные о местоположении зданий церквей, их названия и план, год строительства, характеристики грунтов и местности, влияющие на уровень сейсмичности, данные об основных использованных стройматериалах, перекрытиях, наличии купола, старых (до Спитакского землетрясения 1988 г.) повреждениях и др. Отдельно представлено описание новых повреждений, полученных вследствие Спитакского землетрясения, которое сопровождается соответствующими иллюстрациями. Замечено также, что здания церквей с высоким коэффициентом уязвимости во время Спитакского землетрясения 1988 г. получили большие повреждения (табл. 1).

Таблица 1. Некоторые данные, касающиеся обследованных церквей, получивших повреждения вследствие Спитакского землетрясения 1988 г.

Номер анкеты	Название и местоположение церкви	Зона балльности по карте изосейст	Категория грунтов	Балл по средним грунтам	Коэффициент уязвимости
1/1	Церковь возле с. Ширакамут, ЛО	X	2–3	X	3.0
1/2	Церковь Сурб Аменапркич, г. Гюмри, ШО	IX	3	X	6.75
1/3	Церковь Сурб Аствацацин, г. Гюмри, ШО	IX	2–3	IX–X	6.75
1/4	Церковь Сурб Ншан, г. Гюмри, ШО	IX	2 (2–3)	IX	4.5

Номер анкеты	Название и местоположение церкви	Зона балльности по карте изосейст	Категория грунтов	Балл по средним грунтам	Коэффициент уязвимости
1/5	Церковь Святого Николая Чудотворца (Плплан Жам), г. Гюмри, ШО	IX	2	IX	–
1/6	Главная церковь, Мармашен, ШО	IX	2	IX	2.0
1/7	Церковь Сурб Хач, с. Мец Сариар, ШО	IX	2	IX	4.5
1/8	Церковь Сб. Карапета-Погоса, с. Гергер, ЛО	IX	1	VIII	3.0
1/9	Церковь Гневанк, около с. Куртан, ЛО	VIII	2	VIII	5.0
1/10	Церковь Огеванк, с. Сарнахбюр, ШО	VII–VIII	2	VII–VIII	2.0
1/11	Церковь Сурб Аракелоц, с. Пемзашен, ШО	VII–VIII	2	VII–VIII	2.0
1/12	Церковь Макараванк, с. Пемзашен, ШО	VII–VIII	1	VI	1.0
1/13	Церковь Ерахоран, с. Пемзашен, ШО	VII–VIII	2	VII–VIII	0.5
1/14	Церковь Сурб Мариам Аствацацин, с. Одзун, ЛО	VII–VIII	1	VI	4.5
1/15	Церковь Сурб Григора (Джухтакванк), около г. Дилиджан, ТО	VII–VIII	2	VII–VIII	3.5
1/16	Церковь Сурб Аствацацин, с. Арич, ШО	VII–VIII	1–2	VII–VIII	3.0
1/17	Церковь Сурб Григора Просветителя, с. Арич, ШО	VII–VIII	1	VI	2.0
1/18	Церковь Сурб Аствацацин, г. Артик, ШО	VII–VIII	2	VII–VIII	1.5
1/19	Церковь Сурб Григора, г. Артик, ШО	VII–VIII	2	VII–VIII	5.0
1/20	Церковь, Лмбатаванк, г. Артик, ШО	VI	1–2	VI	2.0
2/1	Церковь Сурб Аствацацин, с. Ширакамут, ЛО	X	2–3	X	10.5
2/2	Церковь, с. Дзорашен, ШО	X	2	X	10.5
2/3	Церковь Сурб Аствацацин, с. Гогаран, ЛО	X	2–3	X	7.0
2/4	Церковь Сурб Аствацацин, с. Сараарт, ЛО	X	2	X	9.0
2/5	Церковь, с. Мец Парни, ЛО	IX–X	1	IX	9.0
2/6	Церковь Сб. Мариам Аст., с. Гюлагарак, ЛО	IX	2–3	IX–X	9.0
2/8	Церковь Сурб Григора Просветителя, г. Гюмри, ШО	IX	2	IX	9.0
2/9	Православная церковь квартала Мясокомбинат, г. Гюмри, ШО	IX	2–3	IX	–
2/10	Церковь Сурб Геворга (Гтеванк), между селами Вардаблур и Куртан, ЛО	VIII–IX	1	VII–VIII	3.5
2/11	Церковь Сурб Саркиса, с. Куртан, ЛО	VIII	1	VI	7.0
2/12	Церковь, с. Гусанагюх, ШО	VIII	2	VIII	3.0
2/13	Церковь, с. Гетап, ШО	VIII	1–2	VII–VIII	9.0
2/14	Церковь, с. Цохамарг, ШО	VIII	2	VIII	9.0
2/15	Церковь, с. Арташен, ШО	VIII–IX	2	VIII–IX	9.0
2/16	Церковь Сб. Аствацацин, с. Вардаблур, ЛО	VIII–IX	2	VIII–IX	9.0
2/17	Часовня на окраине г. Ванадзор, ЛО	VIII	1	VI	5.25
2/18	Церковь, с. Зуйгахбюр, ШО	VIII–IX	1–2	VIII–IX	10.5
2/19	Церковь, с. Леджан, ЛО	VIII	2	VIII	9.0
2/20	Крепость в селе Гусанагюх, ШО	VIII	1	VI	–
2/21	Церковь, Джграшен, ЛО	VIII	2	VIII	7.0
2/22	Церковь, с. Обарци, ЛО	VIII	2–3	VIII–IX	7.0
2/23	Церковь Сурб Аствацацин (Джухтакванк), около г. Дилиджан, ТО	VII–VIII	2	VII–VIII	2.0
2/24	Церковь, с. Лернакерт, ШО	VII–VIII	2	VII–VIII	10.5
2/26	Церковь Сб. Тадевоса Аракяла, с. Сарнахбюр	VII–VIII	2	VII–VIII	2.0
1/27	Церковь Сб. Тадевоса Аракяла, Агарцин, ТО	VI	2	VI	5.5
1/28	Церковь Сб. Церковь Сб. Григора Агарцин	VI	2	VI	3
1/29	Церковь Сб. Аствацацин, Агарцин, ТО	VI	2	VI	4.5
2/30	Трапезня монастыря церкви Агарцин, ТО	VI	2	VI	4.0

Примечания: 1. Категория грунтов дана по сейсмическим свойствам согласно нормам [8]. 2. Уязвимость зданий церквей оценена с учетом трех важных параметров: конструктивного решения подтипа, внешних размеров, сейсмического воздействия архитектурно-строительного периода [2, 3, 6]. Высокий коэффициент уязвимости зданий указывает на их низкую сейсмостойкость.

На основе данных анкет составлена таблица наиболее характерных повреждений армянских церквей в зависимости от интенсивности проявления Спитакского землетрясения 1988 г. (табл. 2). Из табл. 2 видно, что количество случаев данного типа повреждений довольно стабильно. Это позволило в предпоследней графе табл. 2 определить преобладающее (число случаев больше двух) значение балла, вследствие которого здание церкви может получить данные повреждения.

Таблица 2. Наиболее характерные повреждения армянских церквей вследствие Спитакского землетрясения 1988 г.

№	Наиболее характерные повреждения церквей	Конкретные случаи, (номер анкеты и балл *)		Преобладающий балл
		церкви с куполами	церкви без купола	
1	полное разрушение	1/1 (X)	2/1 (X); 2/2 (X); 2/3 (X)	X
2	– сильное разрушение (более 50%), – падение центрального купола	1/2 (X); 1/7 (IX);	2/4 (X); 2/6 (IX–X); 2/8 (IX)	IX–X
3	– частичное разрушение (менее 50%), – сильное повреждение (наличие 4 и более сквозных трещин по высоте всех стен)	1/3 (IX); 1/6 (IX); 1/4 (IX)	2/5 (IX); 2/15 (VIII–IX); 2/18 (VIII–IX)	IX
4	наличие нескольких (двух-трех) сквозных трещин по всей высоте церкви	1/12 (VII); 1/11 (VII–VIII)	2/13 (VII–VIII); 2/14 (IX); 2/22 (VIII–IX)	VIII–IX
5	– единичная сквозная трещина по всей высоте церкви; – сквозные трещины в отдельных частях церкви	1/8 (VIII); 1/15 (VII–VIII); 1/9 (VIII); 1/18 (VII–VIII); 1/13 (VII–VIII); 1/19 (VII–VIII)	2/26 (VII–VIII); 2/12 (VIII); 2/17 (VII); 2/21 (VIII); 2/23 (VII–VIII)	VIII
6	наличие небольших трещин, падение отдельных камней	1/16 (VII–VIII); 1/10 (VII–VIII)	2/10 (VII–VIII); 2/19 (VIII); 2/20 (VII); 2/16 (VIII); 2/24 (VII–VIII)	VII–VIII
7	отсутствие заметных трещин	1/27 (VII); 1/28 (VII), 1/29 (VII); 1/14 (VII); 1/20 (VII); 1/17 (VII)	2/25 (VII); 2/11 (VII); 2/30 (VII)	VII

Примечания: 1. Интенсивность Спитакского землетрясения в баллах на территории церкви определена с учетом карты изосейст [7] и грунтовых условий; 2. Данные по зданиям русских православных церквей (анкеты 1/5 и 2/9) не учтены при составлении шкалы, т.к. они имеют другие конструктивные схемы.

Новая макросейсмическая шкала

При объединении типов повреждений, которые могут получать здания при данной интенсивности, составлена первая предварительная макросейсмическая шкала интенсивности (табл. 3).

Таблица 3. Новая предварительная макросейсмическая шкала для оценки интенсивности землетрясений по характерным повреждениям армянских церквей

№	Балл по новой шкале	Ускорение грунта, g	Описание наиболее характерных эффектов	Примечание
1	X	>0.40	– полное разрушение, – сильное разрушение (более 50%)	Разрушаются как церкви с куполами, так и без куполов.
2	IX	0.20–0.40	– падение центрального купола, – частичное разрушение (менее 50%), – сильное повреждение	Возможно частичное разрушение центрального купола. Образование трех и более сквозных трещин по высоте практически всех стен. Частичное разрушение церквей, наиболее характерно базиликам.

№	Балл по новой шкале	Ускорение грунта, <i>g</i>	Описание наиболее характерных эффектов	Примечание
3	VIII	0.10–0.20	– наличие нескольких сквозных трещин по всей высоте стен, – единичная сквозная трещина по всей высоте церкви, – сквозные трещины в отдельных частях церкви, – наличие небольших трещин, падение отдельных камней	Образование одной-двух сквозных трещин по всей высоте стен шириной до 3 мм. Непротяженные сквозные трещины образуются в наиболее слабых местах, где качество строительства низкое или фундамент дает просадку.
4	VII	0.05–0.10	отсутствие заметных трещин	Большинство церквей не получают заметные повреждения. Расширяются старые трещины.

Примечание: значение ускорения грунта определено на основе перехода от балльности к ускорениям согласно строительным нормам РА (СНРА П-6.02-2006) [8].

Логично, что, как первая попытка, составленная новая шкала может иметь определенные недостатки, но собранный богатый материал и примененная методика анализа позволила составить первую, предварительную шкалу балльности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В.* Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. – М.: МГК при Президиуме АН СССР, 1965. – 11 с.
2. *Саакян Т.А.* Особенности сейсмостойкости армянских церквей XII–XIV вв. типа с купольным залом // Сборник научных трудов Ереванского государственного университета. Т. 3. Строительство. – Ереван, 2003. – С. 27–30 (на армянском языке).
3. *Арутюнян В.М.* История Армянской архитектуры. – Ереван, 1992. – 254 с. (на армянском языке).
4. *Саргсян Г.Г., Таманян Ю.А.* Вокруг сейсмостойкости армянских исторических сооружений // ИФЖ. – 1970. – № 1 (48). – С. 211–226 (на армянском языке).
5. *Мушегян Г.Р.* О некоторых вопросах сейсмостойкости древнеармянских архитектурных сооружений // Вопросы сейсмостойкого строительства. – Ереван, 1970. – С. 111–120.
6. *Назаретян С.Н.* Карта изосейст Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. // Известия АН АрмССР. Науки о Земле. – 1990. – № 2. – С. 74–78.
7. *Нормы проектирования сейсмостойкого строительства в РА* (СНРА П-6.02–2006). – Ереван, 2006. – 85 с.
8. *Пирузян С.А., Хачиян Э.Е., Чугарян В.В., Шахсуварян Л.В.* Оценка максимальной интенсивности землетрясений района строительства Армянской АЭС по данным исследований древних сооружений // Расчет сооружений на сейсмические воздействия. – Ереван: Айастан, 1982. – С. 48–53.

РОЛЬ БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГЕНЕРАЦИИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

¹С.Н. Назаретян, ²Т.А. Шахбекян

¹«Северная служба сейсмической защиты» МЧС РА,
г. Гюмри, Республика Армения

²Ереванский государственный университет
г. Ереван, Республика Армения

Аннотация. На примере блокового строения земной коры территории Республики Армения (РА) и особенностей пространственно-временного распределения сильных землетрясений устанавливается связь между ними. Подчеркивается, что при составлении сеймотектонических схем в обязательном порядке в число сейсмогенных элементов необходимо включать активные блоки, региональные разломы и разломные узлы. Только в этом случае вероятно полное выявление возможных связей между ними и составление схем генераторов сильных землетрясений.

Abstract. The connection is revealed between block structure of the earth crust on the territory of Armenia and peculiarities of time-space distribution of strong earthquakes. It is emphasized that the active blocks, regional faults and fault junctions must be included during the construction of seismic-tectonic maps. Only in that case probably the full revealing of connections among them and construction of the schemes of generating the strong earthquakes is possible.

Приуроченность землетрясений к границам мегаблоков, блоков и разломным узлам

Тектонисты считают, что сильные и средней силы землетрясения генетически связаны с активными региональными разломами [1–6]. Эти разломы часто являются границами блоков разного ранга [1, 3, 4, 6, 7]. Кроме этого, особыми местами тектонического взаимодействия одновременно нескольких соседних блоков являются зоны контакта трех и более блоков, или, как принято в специализированной литературе, разломные узлы. Если рассмотреть возникновение землетрясений на территории РА только как следствие активизации разломов, то это будет неполноценным, так как движения по этим разломам и, следовательно, возможные накопления тектонических напряжений невозможно представить без учета активизации блоков вообще. Особая роль принадлежит разломным узлам – местам взаимодействия нескольких разломов или блоков, где вероятность накопления больших тектонических напряжений больше [2]. Соглашаясь с мнением ряда специалистов, мы также считаем, что в деле возникновения землетрясений средней и большей силы с активными разломами одновременно, как важный структурный элемент, необходимо рассматривать активные блоки и разломные узлы.

Из рис. 1 следует, что большинство эпицентров землетрясений с $M \geq 4.0$ территории Армении [8] пространственно приурочены к границам мегаблоков, блоков I и II ранга. Очевидно, что высокую сейсмическую активность имеют Ереванский глубинный разлом, являющийся границей первого и второго мегаблоков, и Хуступ-Гиратахский разлом – южная граница второго и третьего мегаблоков [1]. Однако то же самое нельзя сказать о северной границе второго и третьего мегаблоков, где фактически приуроченность землетрясений к разлому не наблюдается.

Таким образом, можно сделать вывод, что границы мегаблоков действительно играют определенную роль в возникновении землетрясений средней и большей силы, но не по всей длине границ мегаблоков наблюдается сейсмическая активность.

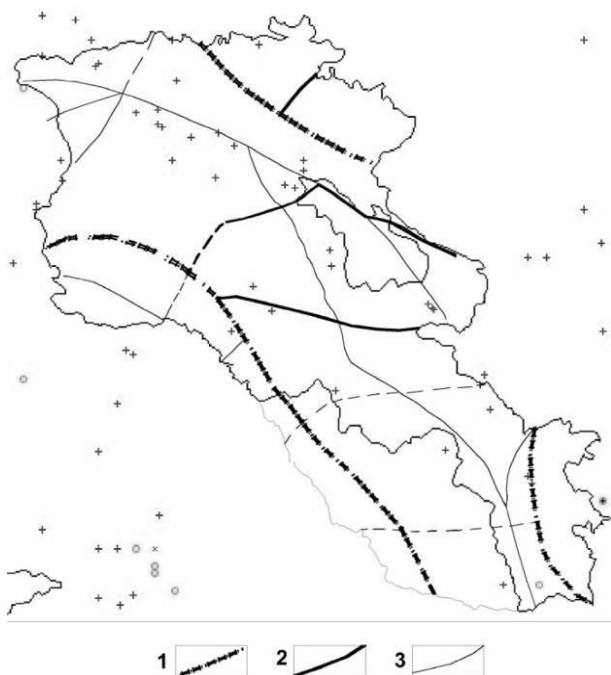


Рис. 1. Схема блокового строения земной коры территории РА [7] и карта эпицентров землетрясений с $M \geq 5.5$ [8]: 1 – границы мегаблоков; 2 – границы блоков I ранга; 3 – границы блоков II ранга

Примерно то же самое можно сказать о границах блоков I ранга. Например, если Памбак-Севанский разлом [1], являющийся границей между блоками I ранга, в отрезке Севанских гор сейсмически активен [7], то этого нельзя сказать о разломе, протягивающемся от города Севан до Еревана, который также является границей блоков I ранга. Высокую сейсмическую активность имеют также Памбак-Севанский, Ахурянский, Дебаклинский разломы, являющиеся границами блоков I ранга [7].

На юге второго мегаблока, вдоль разлома, протягивающегося от Варденисских гор к Зангезуру, между землетрясениями и разломами нет надежной пространственной связи, однако очевидно активен его северо-западный отрезок, с которым связаны Гарнийское (1679 г.), Цахкадзорское (1827 г.) и Спитакское (1988 г.) сильные землетрясения [6, 8].

Таким образом, с точки зрения сейсмичности определенно активны границы мегаблоков, но с оговоркой, что эти границы сейсмоактивны не по всей длине, а на определенных отрезках. Во всяком случае такая закономерность наблюдается по сейсмическим данным за последние 2000 лет. То есть границы мегаблоков, с точки зрения сейсмической активности, дифференцированы и разделены на отдельные фрагменты. Утверждать, что более сильные землетрясения являются следствием только активности разломов, являющихся границами мегаблоков, неоднозначно, поскольку приуроченность землетрясений того же класса к разломам, являющимся границами блоков I и II рангов, очевидна.

Высокую сейсмическую активность имеет Ахурянский разлом северо-восточного простирания, который является границей между блоками I ранга. С этим разломом связаны Текорское, Анийские и Ленинаканское сильные землетрясения [7], а также многочисленные слабые и средней силы землетрясения. Пожалуй, это самый активный разлом северо-восточного простирания. На территории РА более очевидна связь между границами блоков и эпицентрами землетрясений с $M \geq 5.5$. Почти все сильные землетрясения находятся на границах блоков разных рангов (рис. 2).

Также большой интерес представляет связь между очаговыми зонами сильных землетрясений и разломными узлами. Исходя из вытянутости изосейст сильных землетрясений, на рис. 3 изображены очаги сильных землетрясений. Большинство из них вытянуты по длине разлома, и только очаг в северо-западной части озера Севан имеет изометрическую форму. Изображая на рисунке очаговые зоны землетрясений, учитывались магнитуда и вытянутость очага по макросейсмическим данным. Очевидно, что вытянутость очагов имеет как северо-западное, так и северо-восточное направления.

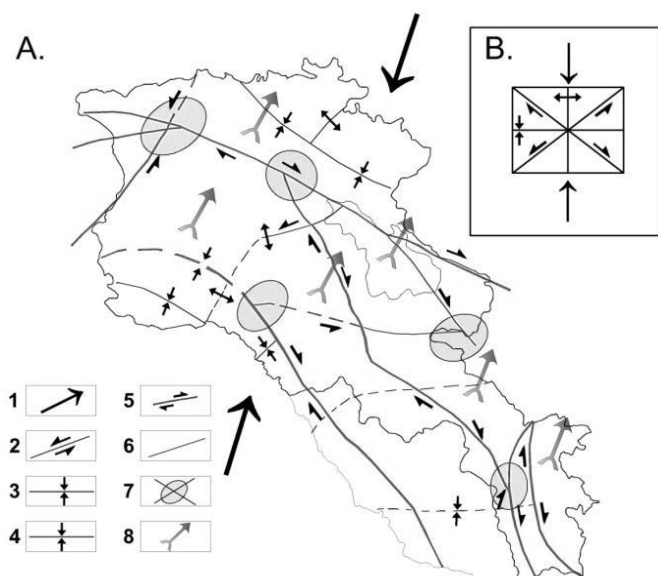


Рис. 2. Элементы блокового строения земной коры территории РА и вероятные активные тектонические элементы:

1 – направление напряжений регионального тектонического сжатия по данным GPS [9, 10] и параметров механизма очагов землетрясений с $M > 4.0$ [11]; 2 – направления перемещений по разломам; 3 – зоны сжатия разломов (пунктирами – предполагаемые); 4 – зоны растяжения разломов; 5 – активные разломы; 6 – разломы с низкой активностью; 7 – активные разломные узлы; 8 – направления перемещений блоков по данным GPS [10]

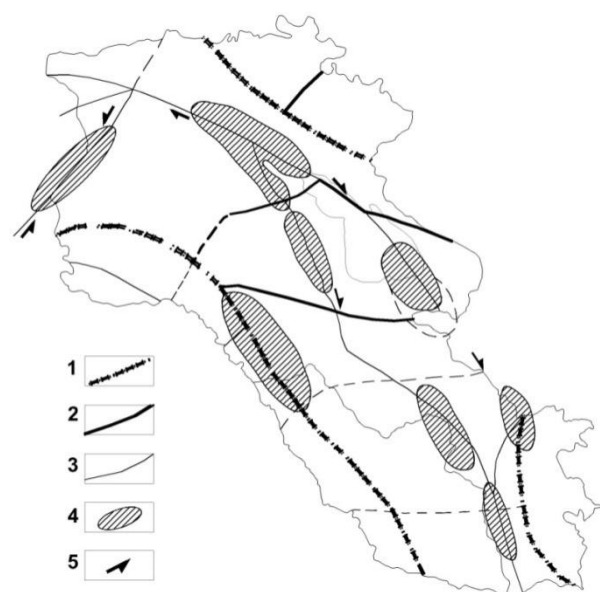


Рис. 3. Схема блокового строения земной коры территории РА [7] и карта проекций известных основных очаговых зон:

1 – границы мегаблоков; 2 – границы блоков I ранга; 3 – границы блоков II ранга; 4 – известные очаговые зоны, где происходило одно или несколько землетрясений; 5 – направление перемещений по разломам

Из рис. 1–3 следует, что значительная часть землетрясений происходила в местах пересечений разломов разного направления или в районах взаимодействия трех-четырёх блоков. Более очевидными сейсмоактивными разломными узлами являются Спитакская, Севанская, Зангезурская и Анийская зоны.

Исходя из предложенной нами схемы блокового строения и направления тектонических напряжений, действующих в верхних частях земной коры Армении, можно считать логичным генетическую связь землетрясений с разломными зонами северо-западной и северо-восточной вытянутости. Разломы меридионального и поперечного направления с точки зрения сейсмичности не должны проявлять высокую активность. Приблизительное отражение этого мы видим на территории РА, только с одним исключением, что по имеющимся фактическим данным не все разломы и их фрагменты кавказского и северо-восточного направления с точки зрения сейсмичности активны.

Роль блокового строения в возникновении сильных землетрясений

Очевидно, что кинематика активных разломов разного ранга и блоков обусловлена полем тектонического напряжения – сжатием приблизительно на север–юг [1–4, 10, 11]. Однако также очевидно, что связи между геодинамической и сейсмической активностью на территории РА сложные и не до конца понятные. Большинство специалистов превосходство в сейсмическом процессе дают взбросам со сдвиговым компонентом, т.к. исследования с помощью GPS в Армении за последние годы позволили выявить активные сдвиговые разломные системы, скорости перемещений по которым составляют от 0.5 до 4 мм/г [4, 6]. Однако для изучения активной тектоники и связанной с ней сейсмичности обсуждение проблемы надо начинать с принятых схем тектоники. Принято, что

Анатолия-Кавказ-Иранский регион разделен на несколько жестких, недеформированных подплит и блоков разных рангов, которые взаимодействуют друг с другом из-за дрейфа Аравийской плиты на север со скоростью 2 см/г , а Кавказ, в том числе и территория РА, подвергается коллизии [9, 10]. Это в свою очередь генерирует активацию разломов, а территории, ограниченные разломами, подвергаются воздействию упругих деформаций, скорость и характер которых может меняться во времени и пространстве.

Таким образом, мы попытались предусмотреть степень активности тектонических элементов земной коры и возможные перемещения блоков территории РА и сопредельных районов, опираясь на фактические данные, в особенности GPS, сейсмологические данные и на данные активных разломов, а также на составленную нами схему блокового строения. На рис. 2 представлена наиболее обоснованная и полная схема вероятных активных тектонических элементов территории Армении. Учитывая, что угол падения зон региональных разломов близок к вертикальному – $60\text{--}90^\circ$ [2, 6], нетрудно предположить, что вследствие сильных землетрясений перемещение по разломам будет как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, с большей амплитудой вертикальной компоненты по отношению к горизонтальной компоненте. Более вероятный режим движений по разломам – импульсно-криповый. Если бы территория РА не находилась в зоне коллизии плит, тогда господствующими были бы сдвиги.

По статистическим данным и сейсмотектоническим расчетам выделенные сейсмогенные элементы могут генерировать землетрясения с магнитудой до 7.5. На схеме (рис. 4) толстыми непрерывными линиями представлены активные региональные разломы, а пунктирами – предполагаемые активные разломы.

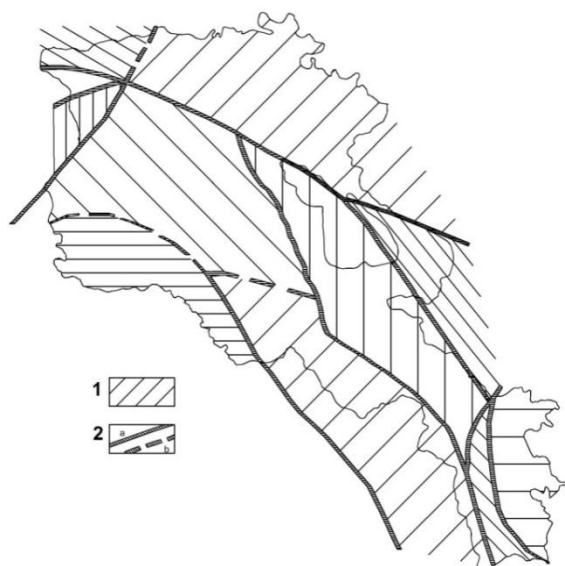


Рис. 4. Участки жестких, мало деформирующихся фрагментов земной коры территории РА (блоки или их комбинации) и разделяющие их друг от друга активные разломные зоны: 1 – жесткие участки; 2 – разломные зоны (пунктирами – предполагаемые)

Для каждого разлома представлены направления возможных перемещений блоков, а также разломы, которые имеют зоны сжатия и растяжения (рис. 2). Из схем следует, что некоторые разломы, в том числе разломы, являющиеся границами мегаблоков, тектонически неактивны. Выделено также пять разломных узлов, которые имеют высокую сейсмическую активность, что объясняется вероятным механизмом, предложенным С.Н. Назаретяном [2]. Однако из этой схемы

нельзя делать заключение, что нет других разломных узлов или активных разломов. Просто на данный момент из существующих фактов возможно было составление активных тектонических элементов, представленных на рис. 2. На схеме отдельными стрелками показаны направления горизонтальных перемещений блоков, в основном исходя из данных GPS и параметров механизмов очагов средней силы и сильных землетрясений [9–11].

Определенный интерес представляет также схема условно жестких, мало деформирующихся фрагментов земной коры, представленных на рис. 4. Говоря «жесткий фрагмент земной коры», понимаем те участки, которые, находясь в зоне коллизии Кавказа, при действующих тектонических напряжениях не подвергаются существенным деформациям. То есть деформации, происходящие внутри фрагмента, незначительны, по сравнению с деформациями границ. Эти недеформирующиеся фрагменты разделены друг от друга активными региональными разломами. В некоторых местах их границы нанесены предположительно. Если сравнить предложенную нами схему блокового строения

земной коры территории РА с недеформирующимися фрагментами земной коры, то, кроме очевидного соответствия, есть и различия. В частности, недеформирующиеся фрагменты иногда состоят из нескольких элементов блокового строения. Так, например, третий мегаблок и блоки II ранга составили единый жесткий фрагмент, который называется Тавушским. Таким образом, кажется, что есть противоречие между схемой блокового строения (рис. 1) и рис. 4. Однако когда представляем, что блоковое строение земной коры территории РА сформировалось в результате неоднородностей, возникших в разные этапы развития земной коры, которые отражены в современных геофизических полях, то кажущееся несогласие снимается, поскольку рассматриваемые активные тектонические элементы отражают или являются следствием сегодняшних действующих тектонических напряжений, а схема блокового строения является следствием происходящих процессов в течение исторического развития земной коры. Не исключается также, что в будущем произойдет активизация других элементов блокового строения. Если сравнить схему активных блоков, предложенную в [4, 10], со схемой на рис. 4, то очевидны как соответствия, так и отличия, которые относятся к количеству блоков и расположению их границ. Кроме того, для южной части территории Армении такая схема составлена впервые.

Таким образом, опираясь на схему блокового строения земной коры, и с учетом наиболее полного количества возможных сейсмогенных элементов предлагаются новые схемы элементов активной тектоники и сеймотектоники, которые можно использовать при составлении новой карты сейсмического районирования территории РА.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П.* Сеймотектоника Армянской ССР. – Ереван: Изд-во Ереванского университета, 1981. – 284 с.
2. *Назаретян С.Н.* Глубинные разломы территории Армянской ССР (по геофизическим данным). – Ереван: Изд-во АрмССР, 1984. – 138 с.
3. *Avagyan A. et al.* Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions // Geological Society. – London: Special Publications, 2010. – V. 340. – P. 393–408.
4. *Davtyan V., Doerflinger E., Karakhanyan A., Philip H., Avagyan A., Champollion C., Aslanyan R.* Fault slip rates in Armenia by the GPS data // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. – 2006. – Т. LIX, N 2. – С. 3–18.
5. *Назаретян С.Н., Шахбекян Т.А.* Общие закономерности пространственного и временного распределения землетрясений территории Республики Армения // Геология в развивающемся мире. Материалы VII научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых с международным участием. Т. 2. – Пермь, 2014. – С. 251–256.
6. *Karakhanyan A.S., Djr bashiyan R.T., Trifonov V.G., Philip H., Ritz J.F.* Active faults and strong earthquakes of the Armenian Upland. Historical and pre historical earthquakes in the Caucasus / Ed. by Giardini D. and Balassanian S. // NATO ASI series. Kluwer Academic Publishers. – 1997. – V. 2, N 28. – P. 181–187.
7. *Nazaretyan S., Shakhbekyan T.* Block structure of the earth crust of the territory of Armenia // J. of the Georgian Geophysical Society. Issue (A). Physics of Solid Earth. – 2013. – V. 15a. – P. 69–76.
8. *Каталог землетрясений территории Республики Армения и сопредельных районов.* – Ереван: Фонды НССЗ МЧС РА, 2013. – 495 с.
9. *Reilinger R. et al.* GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // J. Geophys. Res. Solid Earth. – 2006. – V. 111, N B5. – P. 125–131.
10. *Karakhanyan A., Vernant P., Doerflinger E., Avagyan A., Philip H., Aslanyan R., Champollion C., Arakelyan S., Collard P., Baghdasaryan H., Peyret M., Davtyan V., Calais E., Masson F.* GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus // Tectonophysics. – 2013. – V. 592. – P. 39–45.
11. *Назаретян С.Н., Киракосян А.А., Гаспарян В.С., Микаелян Э.М.* Направления региональных напряжений в верхних частях земной коры территории Армении и вероятные активные глубинные разломы // Геодинамика Кавказа. – М.: Наука, 1989. – С. 165–170.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ В ЮЖНОМ ПРЕДУРАЛЬЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ

М.Ю. Нестеренко, Ю.М. Нестеренко, А.В. Бухвалова
Оренбургский научный центр УрО РАН, г. Оренбург

Аннотация. Исследованы геодинамические процессы и техногенные изменения в водной и газовой системах продуктивных пластов в районах разрабатываемых месторождений углеводородов в Южном Предуралье. Максимальная сейсмическая активность пространственно приурочена к гидродинамическим воронкам. Разработан подход к выявлению и трассированию природных и техногенных нарушений геологической среды на основе сети сейсмических станций.

Abstract. The geodynamic processes and anthropogenic changes of water and natural gas systems on the territory of hydrocarbon deposit areas under development are researched in South Ural. The influence of the human activity on the Earth's crust seismicity is multivariable. The maximal seismicity is localized in the zone of hydrodynamic craters. An approach was developed for identification and tracing of violations of the geological environment based on a network of seismic stations.

Интенсификация производственной деятельности в нефтегазовых регионах, приводит к непрерывному росту антропогенной нагрузки на геологическую среду. Эти нагрузки приобретают значительный масштаб и способны вызвать значительные техногенные изменения в геологической среде и перестройку гидрогазодинамических и геодинамических процессов в земной коре на глубины до десяти и более километров на площадях до нескольких десятков тысяч квадратных километров, создавая условия возникновения ряда экологических проблем, существенно влияющих на развитие природы и качество жизни населения в регионе.

В связи с этим выявление предвестников техногенных катастроф на земной поверхности и в недрах при добыче полезных ископаемых, их прогнозирование и разработка методов управляемой разгрузки напряжений становятся важной задачей науки.

В настоящее время в большинстве промышленно развитых стран ведется разработка способов мониторинга и прогнозирования геодинамических процессов. В их основе лежит исследование сейсмических волн, порождаемых геодинамическими процессами в земной коре, анализом их характеристик и взаимосвязи с сейсмическими событиями.

В разрабатываемых крупных нефтегазоносных районах развиваются опасные техногенно-природные физико-геологические процессы, обуславливающие повышение сейсмической активности с непредсказуемыми последствиями [1–4].

Решение этой проблемы возможно на основе междисциплинарного комплексного исследования процессов, идущих в недрах под влиянием добычи углеводородов (УВ) с использованием ряда научных дисциплин – математики, физики, геологии, гидрогеологии и гидравлики, учения о техногенезе и др. В основном лишь на стыке наук возможно эффективное решение поставленных задач по изучению техногенеза в недрах. Познание этих процессов позволит ответить на многие вопросы по повышению безопасности добычи нефти и газа, их транспортировке трубопроводным транспортом, обеспечению безопасности населения и его деятельности в регионе. Сложность проблемы заключается в охвате техногенезом больших объемов верхней части сложной по строению земной коры.

В основу решения обусловленных добычей УВ геозкологических проблем положены результаты исследования техногенно-природных изменений в геофизических и геодинамических процессах в районах разрабатываемых нефтегазовых месторождений Южного Предуралья и выявление геофизических, геодинамических и других индикаторов техногенной трансформации геологической природной среды [5].

Спровоцированные добычей УВ землетрясения уже произошли и происходят при разработке газа и нефти в районе Газли в 1976 и 1984 гг. (интенсивностью 9 баллов), в Западной Сибири, на ряде месторождений США (месторождения нефти Rangely, Mukawa), Канады (месторождения Strachan, Eagle&Eagle Wes) и других регионах. В Татарстане в настоящее время происходит одно-два землетрясения в год интенсивностью 3 и более баллов. По данным наших исследований, на разрабатываемых месторождениях нефти и газа в Южном Предуралье фиксируется в среднем два-три сейсмических события в месяц с магнитудой $ML=1-2$ и более, что на порядок больше, чем за пределами месторождений.

В основу методологии исследования геодинамических процессов геологической среды в условиях техногенного воздействия на нее принят комплексный подход, сочетающий инструментальные и информационные средства, обработку полученных данных и их анализ. Инструментальные средства включают мониторинг сейсмической активности на базе стационарных и мобильных сейсмических станций, измерение давления в разрабатываемых продуктивных пластах УВ, пластовых водах и прилегающих водоносных горизонтах, а также исследование геологического строения с использованием 3D геофизических съемок. Обработка исходных данных включает выявление сейсмических событий с помощью программного обеспечения WSG, разработанного Геофизической службой РАН, и собственной разработки, обработка и анализ сведений о техногенных изменениях в геологической среде района эксплуатируемых месторождений УВ. Для анализа полученных результатов полевых исследований используются разработанные программы составления карт техногенной сейсмичности, пластового давления, динамики подземных вод, геологического строения и параметров напряженно-деформированного состояния.

Южное Предуралье по своему геологическому строению является уникальной территорией. Оно расположено на стыке трех крупнейших структур: Волго-Уральской антеклизы, Предуральского краевого прогиба и Прикаспийской синеклизы. С другой стороны, Южное Предуралье является по большей части платформенной территорией, которая отражает черты внутриплатформенных районов.

В Южном Предуралье на месторождениях УВ солевые отложения кунгурского яруса предохраняют залежь от разгерметизации, поэтому необходимо учитывать строение и тектонику кунгурских отложений при их разработке, строительстве и эксплуатации инженерных, инфраструктурных, социальных и других объектов.

Выполненный нами анализ позволяет сделать вывод о том, что структурные построения, сделанные по данным 3D сейсморазведки и по данным гравиметрических работ, принципиально совпадают. Это дает возможность составить сводную тектоническую схему для объединенного детального участка (рисунок) и выделить в его пределах зону предполагаемого сброса.

Сейсмические события, зарегистрированные в 2007–2014 гг. в пределах Оренбургского блока, тяготеют к выделенной сбросовой зоне. Выяснилось, что в сейсмическом отношении не все гравиметрические аномалии обладают одинаковыми свойствами. В частности, в центре северной части Оренбургского вала на карте локальных аномалий силы тяжести выделяется единственная линейная субширотная зона, которая полностью контролирует пространственное распределение сейсмических событий. На рисунке эта зона обозначена как «Предполагаемый глубинный разлом», или ППР. Предварительным основанием для такого вывода послужили линейный характер аномалии, а также ее близость и почти полная параллельность известному Оренбургскому разлому.

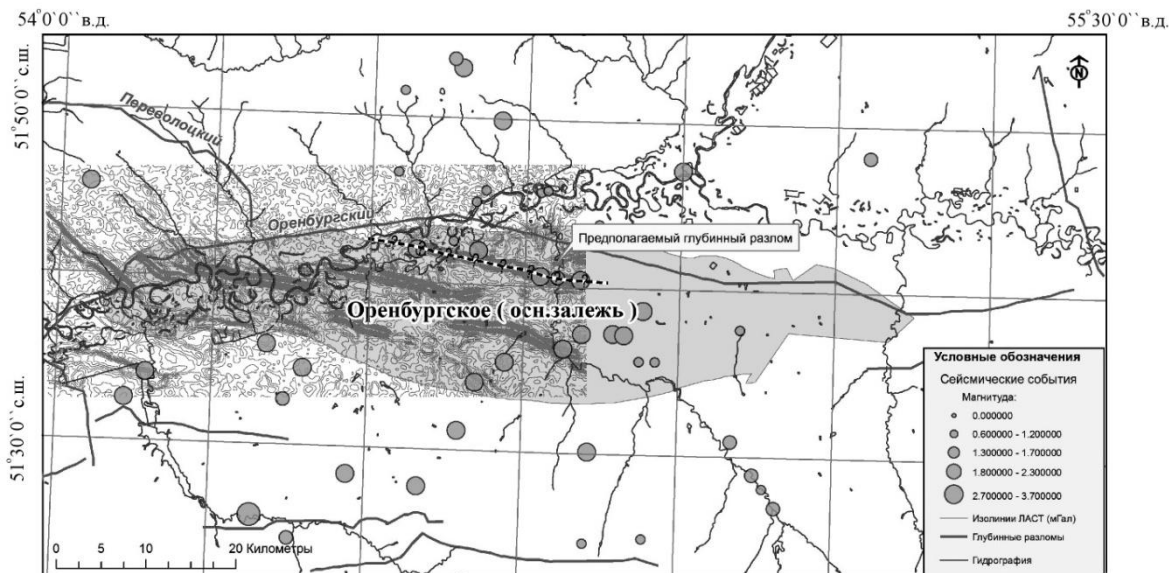


Рис. Сводная карта локальных аномалий силы тяжести и распределения сейсмических событий на Оренбургском нефтегазоконденсатном месторождении (ОНГКМ)

Вследствие этого актуальной является задача выявления и трассирования тектонических и техногенных нарушений с помощью сети сейсмических станций, в основе которой лежат экранирующие свойства тектонических разломов и нарушений по отношению к сейсмическим волнам [6]. Соприкосновение двух блоков земной коры приводит к тому, что упругие возмущения из одной среды переходят в другую. Следовательно, между деформациями и напряжениями частиц, которые расположены в соседних блоках, существует определенная связь, ослабевающая при переходе (за счет экранирующих свойств разлома). Вид и сила (теснота) этой связи устанавливается физическими свойствами среды [7].

Имеющаяся на территории ОНГКМ сеть сейсмических станций позволяет исследовать возможность подобного сейсмологического подхода для выявления и трассирования нарушений в земной коре.

На примере Южного Предуралья нами установлено, что добыча УВ оказывает основное влияние на верхнюю часть земной коры через водную систему. Техногенно измененная динамика подземных вод перераспределяет напряжения в геологической среде. В ней при значительных изменениях давлений в водной системе формируется новая структура напряженно-деформированного состояния и повышается сейсмическая активность. Анализ распределения сейсмической активности недр с использованием специально созданных программ показывает, что основная часть сейсмических событий располагается в районах интенсивно разрабатываемых месторождений УВ. Территории, удаленные от зон техногенных нарушений (центральная и восточная части Предуралья, юго-восток Прикаспийской синеклизы и др.) с ненарушенной динамикой подземных вод имеют многократно меньшую частоту сейсмических событий, и, вероятно, они вызваны естественными тектоническими процессами. События, произошедшие в зонах техногенных нарушений геологической среды (добыча нефти и газа и др.), происходят более часто и имеют более сложную природу, и их, по-видимому, следует относить к техногенным или природно-техногенным.

В связи с особенностями влияния добычи УВ на недра необходима соответствующая методика их мониторинга. Однако, несмотря на то, что на ряде месторождений УВ зарегистрированы техногенные сейсмические события с большой магнитудой, а целый ряд нефтегазодобывающих компаний эксплуатируют объекты в сейсмоактивных регионах (Северный Кавказ, Сахалин и т.д.), в настоящее время отсутствует

соответствующая нормативно-инструктивная база по постановке систем геофизического и геодинамического мониторинга в рамках работ по обеспечению эколого-промышленной безопасности объектов нефтегазового комплекса. По причине ее отсутствия служба горного и промышленного надзора России предложила для мониторинга геодинамических процессов при добыче УВ использовать методику, разработанную для мониторинга добычи твердых полезных ископаемых РД 07-603–03 «Инструкция по производству маркшейдерских работ».

В условиях интенсивной эксплуатации месторождений УВ основной причиной смещения (изменения) отметок земной поверхности являются геодинамические процессы в недрах. Без контроля этих процессов не представляется возможным безопасная эксплуатация недр. В современных условиях геодинамические процессы в них могут контролироваться мониторингом сейсмических событий [11].

В целях обеспечения безопасной эксплуатации месторождений УВ целесообразно принять непрерывный контроль сейсмической активности основным методом их геофизического и геодинамического мониторинга, сохранив методы контроля деформации земной поверхности лишь на участках аномально высокой сейсмической активности, которые выявляются по результатам сейсмического мониторинга. Замена части геодинамических полигонов геодезического контроля деформации земной поверхности сейсмическим мониторингом позволит повысить безопасность объектов нефтегазового комплекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Киссин И.Г.** Землетрясения и подземные воды. – М.: Наука, 1982. – 176 с.
2. **Нестеренко Ю.М., Нестеренко М.Ю., Днистрянский В.И., Глянецв А.В.** Влияние разработки месторождений углеводородов на геодинамику и водные системы Южного Предуралья // Литосфера. – 2010. – № 4. – С. 28–41.
3. **Hubbert M.K., Rubey W.W.** Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting // Geol. Soc. Am. Bull. – 1959. – V. 70.
4. **Pennington W.D., Davis S.D., Carlson S.M., Dupree J., Ewing T.E.** Evolution of seismic barriers and asperities caused by the depressuring of fault planes in oil and gas of South Texas // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1986. – V. 76. – P. 939–948.
5. **Нестеренко М.Ю.** Геоэкология недр нефтегазоносных районов Южного Предуралья. – Екатеринбург: УрО РАН, 2012. – 137 с.
6. **Бухвалова А.В.** Исследование анизотропности геологической среды по распространению сейсмических волн // XV Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник докладов. – Екатеринбург: ИГф УрО РАН, 2014. – С. 44–46.
7. **Гурвич И.И., Боганик Г.Н.** Сейсмическая разведка. Учебник для вузов. 3-е изд., перераб. – М.: Недра, 1980. – 551 с.
8. **Нестеренко М.Ю., Бухвалова А.В., Пелагеин А.А.** Распознавание слабознергетических сейсмических событий при изучении техногенной сейсмичности // Вестник Самарского государственного технического университета. Серия «Технические науки». – 2012. – № 2 (34). – С. 75–81.
9. **Нестеренко Ю.М., Нестеренко М.Ю., Никонорова О.А., Бухвалова А.В.** Программа для ЭВМ «Автоматизированная система распознавания слабознергетических сейсмических событий» // Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2011617503 от 27 сентября 2011 года.
10. **Нестеренко М.Ю., Бухвалова А.В.** Мониторинг природной и техногенной сейсмической активности районов нефтегазодобычи // III Всероссийский конгресс молодых ученых. Сборник тезисов докладов. Вып. 3. – СПб.: Университет ИТМО, 2014. – С. 46–47.
11. **Nesterenko M., Nikonorova O.** Geodynamics monitoring method by means of seismologic network on the fields under development // J. Environ. Sci. Eng. – 2012. – V. 1. – P. 827–831.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 28 ЯНВАРЯ 2014 Г. НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

¹Н.Н. Носкова, ²Н.Л. Пономарёва

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

²Геофизическая служба РАН, г. Махачкала

Аннотация. Представлены результаты инструментальной обработки записей землетрясения 28 января 2014 г. на Северном Урале. В тектоническом отношении сейсмическое событие приурочено к Тагило-Магнитогорской мегазоне и обусловлено современными движениями Урала.

Abstract. This paper presents the results of the instrumental data processing of the earthquake in the Northern Urals, dated January 28, 2014. Tectonically, the seismic event was referred to Tagilo-Magnitogorsk mega zone and provoked by the late-stage movement of the Urals.

28 января 2014 г. произошло землетрясение на Северном Урале, на самой границе Республики Коми и Ханты-Мансийского автономного округа. Событие зарегистрировано сейсмостанциями Института геологии Коми НЦ УрО РАН «Сыктывкар» (SYK) и «Грива» (GRV), а также станциями сейсмической сети Урала (PR1R, PR3R, SVUR, PR7R), Архангельской сети (LSK, AMD) и станцией «Арти» ARU ГС РАН (рис. 1). Станции SYK и GRV оснащены цифровыми 16-разрядными короткопериодными сейсмометрами СМ-3КВ.

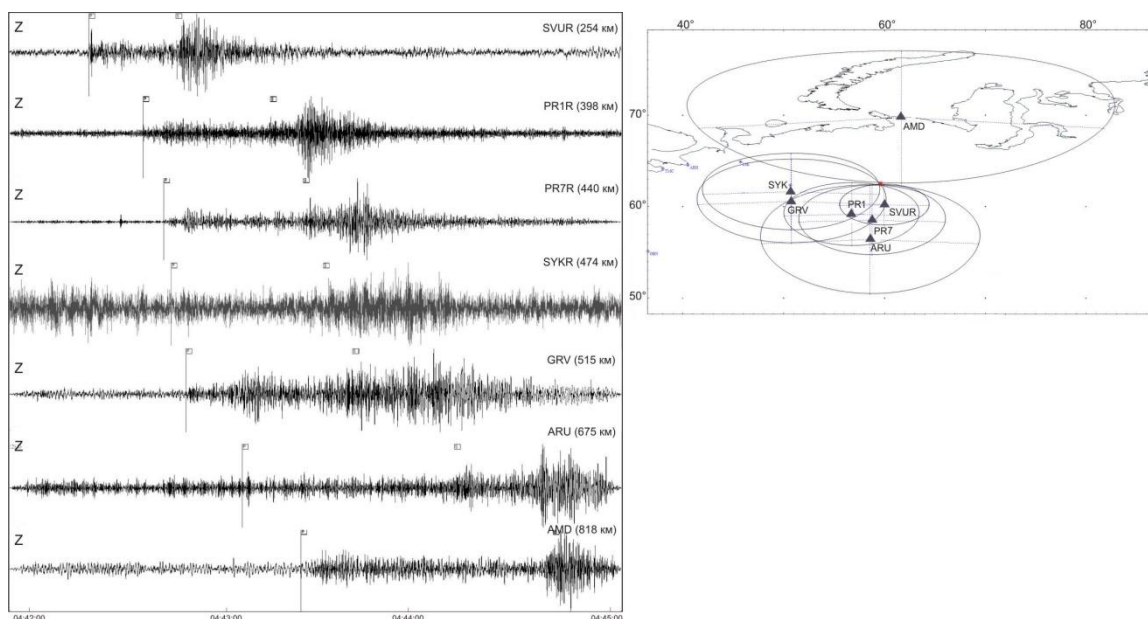


Рис. 1. Фрагменты записи и обработки землетрясения 28.01.2014 г.

Расчет всех необходимых параметров сейсмического события проводился в программных комплексах WSG и НУРО71 [1]. В обработке землетрясения использовались записи станций SYK, GRV, SVUR, PR1R, PR7R, ARU и AMD. Эпицентральное расстояние до станций SYK и GRV – 475 и 515 км соответственно.

Параметры землетрясения, рассчитанные по программе WSG: время в очаге – 04:41:39; координаты – 62.469°N, 59.629°E; глубина $h=19$ км; локальная магнитуда $ML=3.4$; энергетический класс по Т.Г. Раутиан $K_p=9.9$. Координаты события по программе НУРО71 – 62.4417°N, 59.5933°E, время в очаге – 04:41:37.3, $h=10$ км. Расстояние между эпицентрами составляет 3.5 км.

По нашим расчетам событие произошло всего лишь в 30 км от геологического памятника России – хребта Маньпупунер Северного Урала на территории Печоро-Ильчского государственного природного заповедника.

Урал характеризуется слабой интенсивностью землетрясений (рис. 2). За последние 300 лет в центральной части Уральского региона было отмечено 42 ощутимых землетрясения природного характера интенсивностью от 3–4 до 5–6.5 баллов по шкале MSK-64 [2, 3]. Эпицентры большей части Уральских ощутимых землетрясений локализованы в пределах Среднего и примыкающих к нему частей Северного и Южного Урала, в так называемой Средне-Уральской области повышенной сейсмичности [4], охватывающей восточную часть Восточно-Европейской платформы и Средне-Уральский сегмент Уральского палеозойского горно-складчатого пояса. Ни севернее, ни южнее участков подобной концентрации эпицентров ощутимых землетрясений на Урале не выявлено [5].

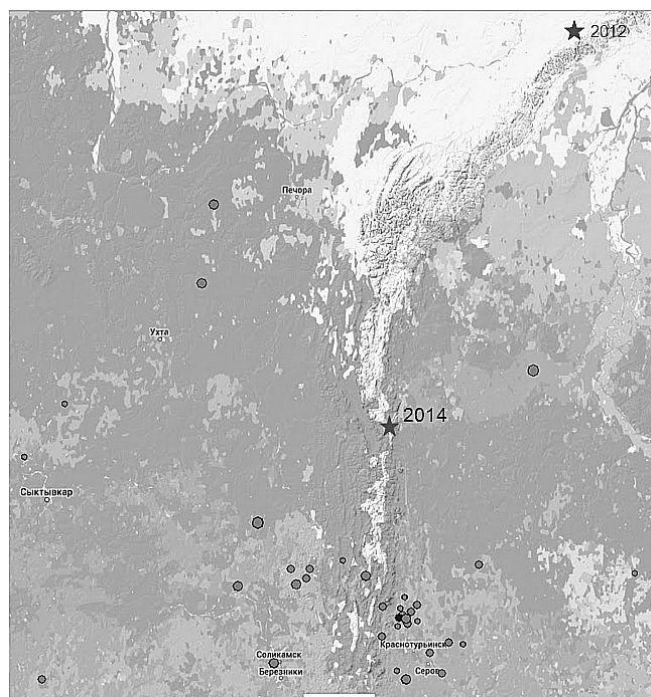


Рис. 2. Положение эпицентра землетрясения 28 января 2014 г., а также инструментально зарегистрированные сейсмические события Урала и прилегающих территорий по данным IRIS

В тектоническом отношении землетрясение 28 января 2014 г. приурочено к Тагило-Магнитогорской палеозойской мегазоне (рис. 3) [2]. С запада мегазоне отделяет от Центрально-Уральской мегазоны сутура Главного Уральского разлома (ГУР). Зона ГУР в Тагильском сегменте Тагило-Магнитогорской мегазоны осложнена сбросами. Разлом трассируется узкими лентовидными телами серпентинитовых тектонитов офиолитового Саламатинского аллохтона.

Интересно, что и эпицентр сейсмического события 24 декабря 2012 г. на Полярном Урале (рис. 2, 3) [6] также расположен вблизи Войкаро-Сынинского офиолитового комплекса. Как известно, офиолитовые ультрабазиты развиты на Урале широко и приурочены к тектоническим швам разного порядка.

Наблюдения на станциях спутниковой геодезической сети (GPS) показывают, что горизонтальные перемещения блоков Урала происходят и в настоящее время. Сохраняется глобальное движение на север. Измерения горизонтальных движений на Северном Урале указывают на то, что движение блоков земной коры происходит в основном на восток с небольшим отклонением на север или юг [7]. Зафиксированный палеомагнитными методами и начавшийся в девоне поворот Урала на восток (по часовой стрелке), судя по ориентировке азимутов максимальных напряжений верхней части земной коры Урала, продолжается и в настоящее время [8].

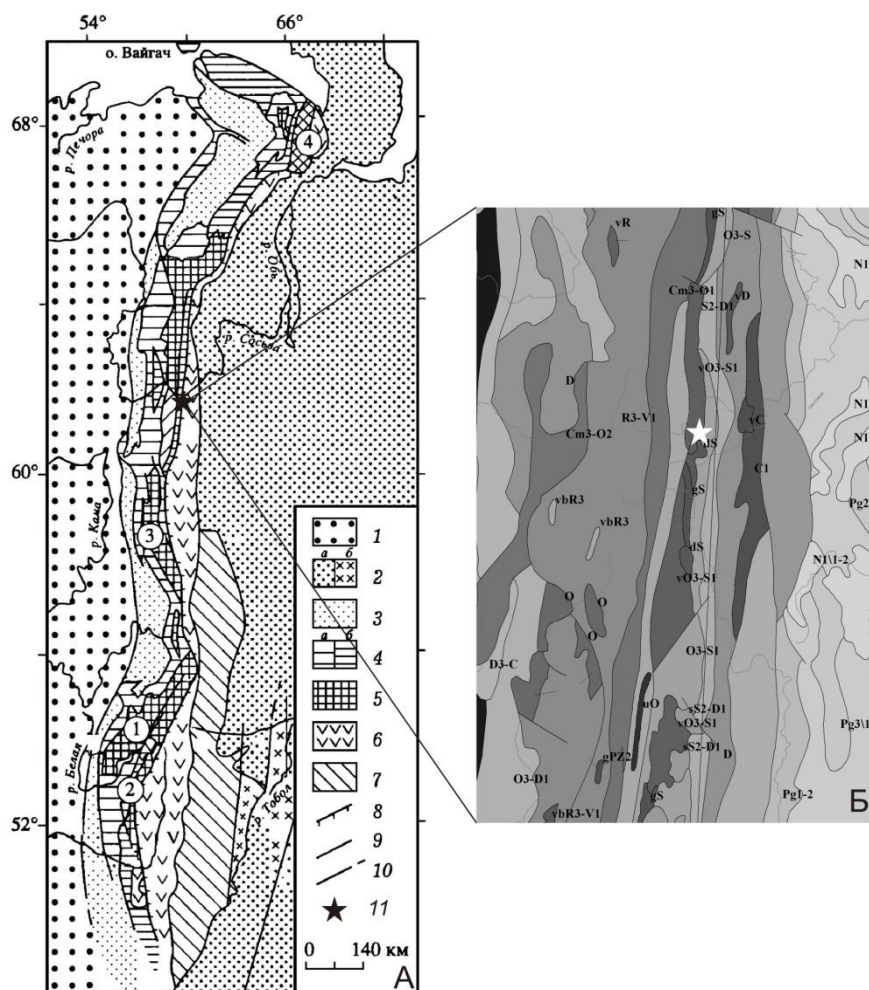


Рис. 3.

А – Схема тектонического районирования Урала по [2]:

1 – отложения чехла Русской платформы; 2 – Западно-Сибирская плита: а – чехол, б – палеозойские отложения Зауральской мегазоны Урала под чехлом плиты; 3 – пермская моласса Предуралья Краевого прогиба; 4 – Западно-Уральская мегазона: а – осадки Бельско-Елецкой зоны, б – Зилаиро-Лемвинской зоны; 5 – Центрально-Уральская мегазона (цифрами в кружках обозначены поднятия: 1 – Башкирское, 2 – Урал-Тау, 3 – Кваркушское, 4 – Харбейское); 6 – Тагил-Магнитогорская мегазона; 7 – Восточно-Уральская мегазона; 8 – Главный Уральский разлом; 9 – границы мегазон; 10 – разломы; 11 – эпицентр землетрясения 28 января 2014 г.

Б – Фрагмент геологической карты, масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Р–40, 41

Для Урала определено преимущественное направление неотектонических сил как субширотное сжатие [9, 10]. На Среднем Урале и прилегающих к нему частях Северного Урала амплитуда новейших вертикальных деформаций земной коры оценивается в пределах 225–450 м [11]. Субгоризонтальная ось сжатия в основном меняет свое простирание от широтного на Северном Урале через северо-западное на Приполярном до субмеридионального на Полярном Урале. Региональное поле неотектонических напряжений Восточно-Европейской платформы и структур обрамления обусловлено также и альпийским орогенезом [10].

В целом сейсмическая активность земной коры Урала низкая, что, вероятно, обусловлено низкой скоростью деформации земной коры в новейшее время и на современном этапе [5]. Фиксируемые слабые сейсмические события на Урале могут быть обусловлены горизонтальными напряжениями покровно-складчатых структур Урала.

Авторы признательны В.И. Арихиной (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН) за помощь в обработке. Благодарим наших коллег из ГС РАН (г. Архангельск и г. Пермь) за предоставленные записи сейсмических событий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Программное обеспечение* // Геофизическая служба РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ceme.gsras.ru/soft.htm>.
2. **Пучков В.Н.** Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.
3. **Верхоланцев Ф.Г., Голубева И.В., Дягилев Р.А.** Сейсмичность Уральского региона за период с 2002 по 2013 г. по данным инструментальных наблюдений Уральской сейсмической сети // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 94–98.
4. **Кашубин С.Н., Дружинин В.С., Гуляев А.Н.** Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона. – Екатеринбург: УрО РАН, 2001. – 124 с.
5. **Гуляев А.Н.** Сеймотектоника центральной части Уральского региона // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Шестые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. – Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – С. 99–102.
6. **Конечная Я.В., Ваганова Н.В., Морозов А.Н., Носкова Н.Н.** Землетрясение на Полярном Урале 24 декабря 2012 года // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 179–183.
7. **Уткин В.И., Белоусова А.А., Тягунов Д.С. и др.** Исследование геодинамики Северного и Среднего Урала по данным GPS // Доклады Академии наук. – 2010. – Т. 431, № 2. – С. 246–251.
8. **Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В.** Геодинамическая реконструкция Тагильской палеоостроводужной системы на основе геологических и геофизических данных // Отечественная геология. – 2000. – № 4. – С. 14–20.
9. **Алейников А.Л., Белагин О.В., Дружинин В.С. и др.** Связь сейсмичности с некоторыми особенностями строения и развития Урала // Доклады Академии наук. – 1994. – Т. 334, № 5. – С. 662–664.
10. **Сим Л.А., Брянцева Г.В.** Новейшие напряжения и неотектоника севера Западно-Сибирской плиты // Бюллетень МОИП. Отд. геол. – 2007. – Т. 82, № 6. – С. 3–10.
11. **Новейшая тектоника Урала** / Под ред. А.П. Сигова, В.А. Сигова. – Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1975. – 104 с.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГЕОДИНАМИКА АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Р.А. Пашаян, К.Г. Товмасын
*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА,
г. Ереван, Республика Армения*

Аннотация. Рассмотрены данные по сейсмичности территории Армении за 2009–2013 гг., исследуется пространственно-временное распределение сейсмических процессов. Показаны современные тектонические движения Армянского нагорья. Оценка сейсмичности территории с целью выявления геодинамических процессов земной коры.

Abstract. The data on seismicity of the territory of Armenia in 2009–2013 is considered, time space distribution of seismic processes is being observed. The modern tectonic movements of Ararat Highland are brought. The assessment was done for seismicity of this territory to define geodynamic processes of earth crust.

Введение

Рассмотрен Ереванский сеймотектонический регион Армянского нагорья, который выделяется сложными сочетаниями линейных и дуговых структур, аномальной сейсмичностью и современными тектоническими движениями. Определена пространственно-временная характеристика распределения сейсмичности территории Армении. Дана оценка напряженности земной коры региона.

Сеймотектоника Армянского нагорья

Складчато-глыбовое геологическое сооружение Армянского нагорья Альпийского тектонического комплекса [1] подразделяется на краевые: Южно-Кавказский, Восточно-Понтийский, Таврский складчатые комплексы и на Центральную микроплиту. Отмеченная плита через Хой-Мерендский и Эрзрум-Юрнджинский узлы сближенных складчатых комплексов переходит к аналогичным структурам, слагая Анатолийско-Иранскую микроплиту [2] или субконтинент [3]. Ереванский сеймотектонический регион охватывает междуречье Аракс-Раздан-Арпи и выделяется сложными сочетаниями линейных и дуговых структур, а также аномальной сейсмичностью. Были изучены дугообразные структуры и выяснены особенности сеймотектоники Ереванского региона. Выделены узлы разломов СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ простирающихся. Развитие современных тектонических движений вырисовывается расположением эпицентров сильных землетрясений вдоль Раздан-Паракарского, Ереванского и Азатского разломов, 8–9-балльной изосейстой, охватывающей среднее низовье бассейнов рек Джрвеж, Азат, Веди, развитием на Гарнийском разломе современных взбросо-сдвиговых подвижек, направлениями тектонических движений по разломам. Таким образом, современные тектонические движения активно развиваются в пределах Ереванского сеймотектонического узла, который образовался на границе относительно мобильных Ереванского поперечного и Ереванского продольного синклиналиев, которые характеризуются пластическими деформациями [4].

Развитие сейсмических процессов во времени и пространстве в регионе

В статье более подробно рассмотрены данные по сейсмичности региона. Сейсмичность региона Армении формируется геодинамическими процессами, происходящими в северном, центральном и южном районах. Данные о параметрах землетрясений получены из каталогов землетрясений за 2009–2013 гг., составленных Национальной службой сейсмической защиты РА и цифровой станцией «Академия» НАН РА. Сделана выборка землетрясений с $M \geq 2$ и построен график хода сейсмического

процесса во времени (рис. 1) для территории Армении за 2009–2013 гг. За последние пять лет в регионе произошло 260 землетрясений. Из графика следует, что наибольшее количество землетрясений имело место в 2012 году.

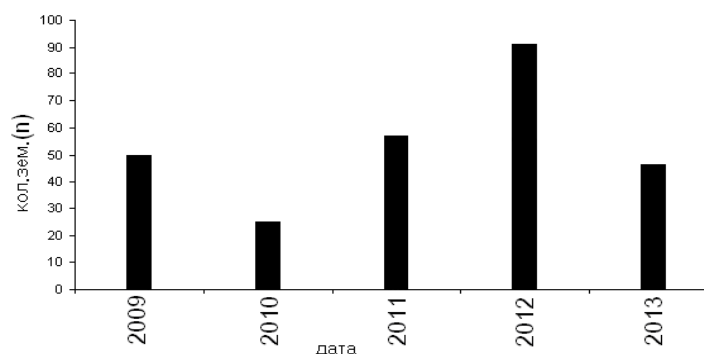


Рис. 1. График распределения сейсмического процесса во времени на территории Армении

Наибольшее количество из произошедших землетрясений соответствовали $M=2$, на десятки единиц меньше – с $M=3$ и несколько землетрясений – с $M=4$ (рис. 2).

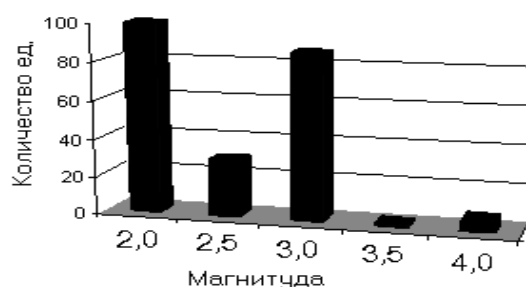


Рис. 2. Гистограмма распределения магнитуд землетрясений

Распределение гипоцентров произошедших землетрясений (рис. 3) указывает на то, что очаги землетрясений в основном находились в интервале глубин от 5–10 км, за исключением данных за 2013 г., где преобладающая глубина гипоцентров – 10 км.

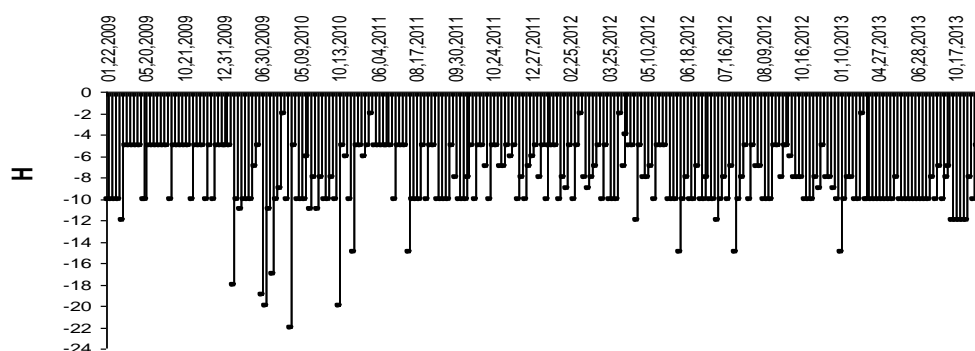


Рис. 3. График распределения глубин гипоцентров землетрясений

По каталогу данных за пять лет построен график повторяемости землетрясений (рис. 4), на котором в логарифмическом масштабе показано распределение числа землетрясений за пять лет по магнитуде M (по закону $\lg N = a - bM$). Основное количество землетрясений – в диапазоне магнитуд от 2.0 до 3.5. Определены параметры графика повторяемости: $a=4.54$, $b=1.06$. Параметр наклона графика к оси абсцисс за этот период равен $b=1.06$ – полученная величина выше, чем среднее значение ($b=0.5$) по территории Армении. Исходя из графика повторяемости, можно сказать о повышенной сейсмичности региона за исследуемый период времени.

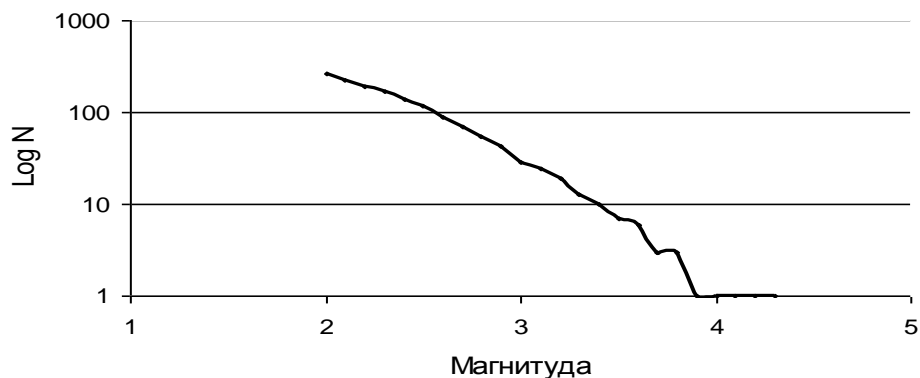


Рис. 4. График повторяемости землетрясений 2009–2013 гг. ($a=4.54$, $b=1.06$)

Наиболее значимое землетрясение ($M=4.1$) произошло 18.06.2009 г. на Гарнийском разломе, в селе Гарни. По данным гидрогеохимического мониторинга Гарнийской геофизической обсерватории за неделю до сейсмического события минерализация воды минерального источника «Гегард» снизилась от 1308 до 722 мг/л. Землетрясение 14.10.2011 г. с $M=3.6$, $D=1.7 \cdot 10^{-6}$ произошло на расстоянии 15 км от обсерватории «Гарни». Эпицентр также располагался на Гарнийском разломе, но чуть южнее. На территории обсерватории в связи с вышеуказанным землетрясением и землетрясением в Турции 23.10.2011 г. ($M=7.1$, $D=6.9 \cdot 10^{-7}$) отмечался резкий спад значения почвенного радона (Rn), далее – уменьшение амплитуды колебания. Здесь же, на территории Араратской впадины, произошло землетрясение 19.10.2011 г. с $M=3.4$, эпицентр которого находился на Ереванском глубинном разломе на глубине 10 км. Землетрясение 18.10.2013 г. с $M=3.3$, $D=10^{-7}$ произошло на расстоянии 20 км от гидрогеодинамической скважины «Ширакамут» (Спитакский разлом).

Составлена карта эпицентров землетрясений территории Армении и близлежащих регионов (рис. 5), отражающая пространственное распределение сейсмических событий по всему региону. На основе карты можно дать характеристику сейсмического процесса. Основное скопление эпицентров землетрясений наблюдается в северной части в районе Ашоцка и продолжается до Джавахетского нагорья. В центральной части скопление эпицентров приурочено к Ереванскому глубинному и Гарнийскому разломам. Разброс эпицентров землетрясений наблюдается вокруг озера Севан и Памбак-Севанского разлома, а в южной части – небольшое скопление эпицентров на юго-западе, вдоль границы.

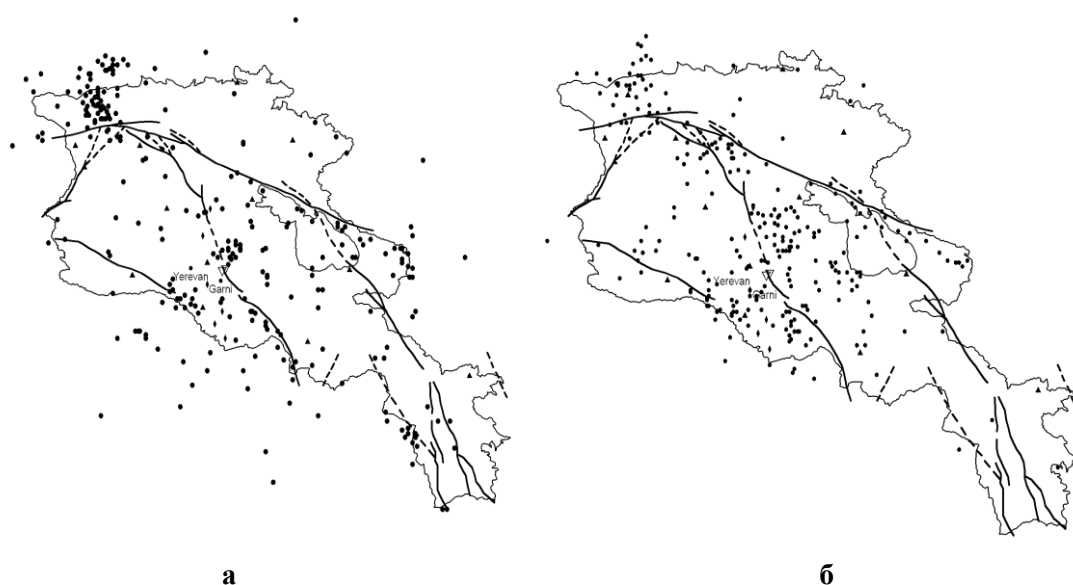
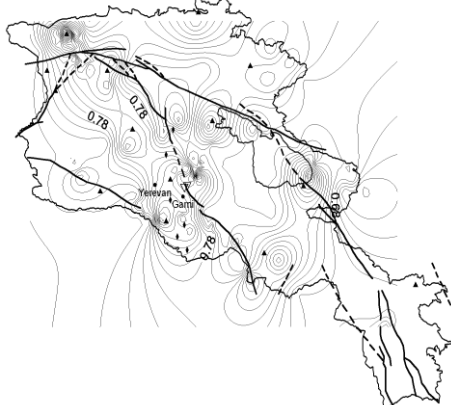


Рис. 5. Карта эпицентров землетрясений за 2009–2013 гг.:
а – $M \geq 2$; б – $M < 2$ (фоновое значение); ● – эпицентры землетрясений

Для сопоставления карты пространственного распределения сейсмических событий (рис. 4) с фоновым значением сейсмических процессов построена карта эпицентров 279 землетрясений с $M < 2.0$, произошедших за исследуемый период (рис. 5).

Карта фоновых значений землетрясений отражает пространственную плотность эпицентров землетрясений на территории центральной и северной частей Армении, а также практически отсутствием их в северо-восточном и южном районах региона. Сопоставление полученных карт указывает на локализацию эпицентров землетрясений (рис. 5) по Ереванскому глубинному, Гарнийскому, Базум-Севанскому разломам и на юго-западной части границы.

За исследуемый период получена карта гидрогеодеформационного поля земной коры [5, 6] (рис. 6), которая отражает локализацию напряжения в центральной части региона Армении, куда входит Араратская впадина, где значения деформации численно



равны: $D=10^{-6}$; 10^{-7} . По карте также наблюдается скопления напряжений вдоль Гарнийского, Памбак-Севанского, Ереванского, Арарат-Севанского разломов.

Рис. 6. Гидрогеодеформационное поле земной коры Армении

Выводы

Современные тектонические движения земной коры Армении обусловлены сейсмическими процессами земной коры и активной геодинамикой глубинных разломов продольного и поперечного простираний. Результатами геодинамических движений являются формирование геологических структур и изменение гидрогеодинамики и геохимии мониторинговых подземных вод.

Сопоставление палеотектонических и сейсмологических данных способствует пояснению динамики современных тектонических движений.

Оценка распределения сейсмических процессов во времени и пространстве создает возможность для выявления напряженных и менее спокойных участков земной коры региона Армении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Абих Г.** Геология Армянского нагорья. Западная и восточная части // Кавказское отделение Географического общества. Кн. XXI и XXII. – Тифлис–Пятигорск, 1989. – С. 68.
2. **Асланян А.Т.** Основные черты геологического строения и тектонического развития Тавро-Кавказского региона // Известия АН АрмССР. Науки о Земле. – 1983. – № 3. – С. 23–32.
3. **Габриелян А.А.** Сеймотектоника Армянского нагорья // Известия АН АрмССР. Науки о Земле. – 1989. – № 4. – С. 19–29.
4. **Туманян Г.А., Ахвердян Л.А.** Сеймотектоника Ереванского региона // Сборник научных трудов конференции, посвященной 60-летию основания НАН РА. – Ереван: Изд-во «Гитутюн» НАН РА, 2004. – С. 139–143.
5. **Вартанян Г.С.** Гидрогеодеформационное поле при Спитакском и Калифорнийском землетрясениях // Советская геология. – 1992. – № 1. – С. 3–9.
6. **Пашаян Р.А., Саргсян А.З.** Гидрогеодеформационная характеристика земной коры территории Армении (2002–2004 гг.) // Известия НАН РА. Науки о Земле. – 2006. – Т. LXX, № 3. – С. 30–36.

НОВАЯ МЕТОДОЛОГИЯ КОМПЛЕКСНОЙ ОЦЕНКИ ТЕКУЩЕЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Г.М. Петросян

*Агентство «Служба сейсмической защиты» МЧС РА,
г. Ереван, Республика Армения*

Аннотация. Методология включает определенные последовательные действия, основанные на использовании данных ежедневного многопараметрового сейсмического мониторинга, геологических и сейсмотектонических данных, специальных компьютерных программ и экспертных систем. Методология ретроспективно протестирована на примере местного несильного, но ощутимого землетрясения (Армения, Гаварский рой землетрясений, 12.01.2007 г., $M_{\max}=3.7$).

Abstract. The methodology includes a sequence of actions based on the use of daily data multiparameter monitoring seismic, geological and seismotectonic data, special computer programs and expert systems. Methodology retrospectively tested on the example of the local low-energy, but perceptible earthquake (Armenia, Gavar swarm of earthquakes, 12.01.2007 г., $M_{\max}=3.7$).

Введение

Оценка текущей сейсмической опасности является промежуточным решением сложнейшей научной проблемы, каковой является прогноз сильных землетрясений. Знание закономерностей проявления предвестников землетрясений на основе анализа комплекса физических полей значительно повышает однозначность и надежность выявления прогностических признаков.

После Спитакского разрушительного землетрясения (Армения, 07.12.1988 г., $M=7.0$) прошло более 25 лет, и каждый год неизбежно приближает нас к следующему сильному землетрясению. Последствия ряда сильных землетрясений, произошедших за последние годы в мире и нашем регионе, вновь заставили обратить внимание на проблему снижения сейсмического риска, важной составной частью которой является своевременная и правильная оценка текущей сейсмической опасности и, впоследствии, прогноз сильных и ощутимых местных землетрясений.

Методология и ее применение

Методология включает следующие последовательные действия.

Изучение исторической сейсмичности, геологических и сейсмотектонических условий региона

На начальном этапе комплексной оценки текущей сейсмической опасности определяются основные параметры землетрясения: время, магнитуда, координаты гипоцентра, а также интенсивность в эпицентральной зоне; отмечаются сейсмические станции, которые зарегистрировали сейсмическое событие. Определяются населенные пункты на территории РА и сопредельных территориях, где почувствовали землетрясение и с какой интенсивностью, с использованием всех доступных достоверных источников. Необходимо уточнить геологическую и, в частности, сейсмотектоническую позицию очага землетрясения, его приуроченность к тому или иному активному разлому; изучить историческую сейсмичность данного района и региона в целом, выделить параметры наиболее сильного землетрясения, зарегистрированного в данном районе и регионе, и максимальный сейсмический потенциал активной тектонической структуры, контролирующей очаг.

Изучение сейсмичности региона

Для оценки сейсмической опасности и изучения дальнейшего развития сейсмичности проводится сейсмологический анализ территории данного района и региона в целом на основе анализа Национального сейсмического каталога. Изучается магнитудно-временное распределение сейсмической активности территории на базе сеймотектонической модели территории для определения уровня количественного и магнитудного фона. Исследуется пространственное распределение сейсмической активности территории для вероятностной оценки динамики сейсмической активности.

Выделение полезных аномалий по мониторинговым параметрам «геофизического блока»

Выделяются полезные аномалии с использованием программы SeisHelp, разработанной в НССЗ Армении при участии автора настоящей работы. Программа SeisHelp предназначена для ввода поступающих с наблюдательных станций мониторинговых данных (создание и развитие базы данных), их визуализации и предварительной обработки. Для визуализации выбирается нужная станция, параметр и временной интервал наблюдений. Программа дает возможность изменять горизонтальную (время) и вертикальную (значения параметра) оси графиков, осреднять данные по дням, неделям и месяцам; видеть значение и время регистрации любой точки графика, выполнять другие действия. Можно одним окном рассмотреть временные ряды пяти лет – на той же временной оси, либо последовательно, в зависимости от поставленной задачи.

Определение вероятности сейсмической реализации текущих аномалий

Проводится путем сопоставления текущих аномалий с подобными тестовыми аномалиями-предвестниками протестированных землетрясений на базе составленного нами ранее Каталога тестовых аномалий-предвестников 18 протестированных землетрясений по 15 параметрам мониторинга. Значения вероятности сейсмической реализации тестовых аномалий-предвестников, представленные в [1], были определены для аномалий, наблюдавшихся на данной станции, по данному параметру и имеющих данную форму (образ) проявления. Вероятность выражена отношением $P=m/n$, где m – количество реализовавшихся аномалий, т.е. тех аномалий, после которых произошли протестированные сейсмические события, n – общее количество таких аномалий в имеющемся банке данных НССЗ. Для этого аномалии, предвещающие сейсмические события, были сгруппированы по методам (параметрам), станциям наблюдений и типам (среднесрочные, краткосрочные, оперативные).

При определении вероятности сейсмической реализации текущих аномалий, последние сопоставляются с подобными тестовыми аномалиями-предвестниками протестированных землетрясений, выделенными на той же станции, по тому же параметру и имеющими подобный графический образ (см. Каталог тестовых аномалий-предвестников в [1]).

Выделение сейсмогенных аномалий

Выделение сейсмогенных аномалий проводится с помощью методики «Динамических полей» (Dynamic Fields – DF), разработанной С.Ю. Баласаняном. Программа DF предназначена для обработки геофизических параметров и выделения среднесрочных, краткосрочных и оперативных сейсмогенных аномалий различных полей [2, 3]. Строятся графики зависимости измеряемых параметров от времени. Вычисляется показатель максимальной динамики δP , среднее значение P_{cp} , дисперсия σ^2 измеряемых параметров на каждой наблюдательной станции, показатель выделения (или поглощения) энергии ΔE и показатель перераспределения энергии $movE$ на станции, другие характеристики. Перечисленные величины объединены в интегральные характеристики DF. Аномалии ΔE указывают на присутствие энергоактивных ($\Delta E > 0$) и энергопроницаемых ($\Delta E < 0$) объектов. Аномалии $movE$ раскрывают нелинейную природу объектов, которая выражается в способности к перераспределению энергии в регистрируемом частотном диапазоне, т.е. из одних частот в другие. Совпадающие аномалии ΔE и $movE$ – наиболее интересные.

Вероятностная оценка зоны, величины и интервала времени текущей сейсмической опасности с помощью программы «Эксперт»

Программа «Эксперт» разработана в НССЗ Армении в 1993 г. при участии автора настоящей работы. На основе этой программы по выделенным сейсмогенным аномалиям на различных станциях наблюдений определяют место, время и величину текущей сейсмической опасности [3, 4]. Назначение программы «Эксперт»:

– тестирует сейсмогенные аномалии для определения времени Δt их опасности, радиуса R опасности и величины опасности Z ;

– определяет зону текущей сейсмической опасности S , интервал времени Δt и величину текущей опасности $Z_{\text{тек}}$ путем совместного анализа времени, радиуса и величины опасности аномалий;

– сопоставляет величину текущей опасности $Z_{\text{тек}}$ с критической величиной $Z_{\text{крит}}$, определенной для каждой точки пространства на территории Армении.

При $Z_{\text{тек}} \geq Z_{\text{крит}}$ в определенной зоне S в течение времени Δt следует ожидать землетрясение с $M_{\text{max}} \geq M \geq 3.5$. Величина M_{max} для зоны S определяется по графикам Бень-оффа и Гуттенберга–Рихтера. При $Z_{\text{тек}} < Z_{\text{крит}}$ следует считать, что текущая опасность не будет реализована в виде разрыва земной коры, адекватного землетрясению с $M \geq 3.5$.

«Эксперт» – самообучающаяся программа, ежедневно пополняющаяся текущими данными, анализ которых в свою очередь тестирует эффективность и корректирует «Эксперт» при оценке текущей сейсмической опасности. С помощью системы «Эксперт» расчеты фактически проводятся во временном интервале не более 20 дней.

Вероятностная оценка зоны, величины и интервала времени текущей сейсмической опасности с помощью программы «HUYS»

На базе программы «Эксперт» разработана новая полу автоматизированная программа оценки текущей сейсмической опасности «HUYS». Автор настоящей работы руководил работами в целом и поэтапно, принимая активное ежедневное участие в обсуждении данных и результатов [4–7]. В основе программы лежат данные долгосрочных измерений различных параметров, полученные на мониторинговых станциях Национальной сети наблюдений, в частности, те аномалии, которые проявляются в результате изменений разных геофизических полей, вызванных сеймотектоническими процессами.

При разработке программы «HUYS» были преодолены недостатки и ограничения программы «Эксперт». Программа «HUYS» соответствует современным требованиям программирования, написана на языке JAVA и работает в среде Windows, в то время как «Эксперт» написан на языке Pascal и работает в среде DOS. Доработан алгоритм программы «Эксперт». С прикладной точки зрения отметим, что введенные в программу «HUYS» определенные операции повышают доступность и скорость расчетов.

«HUYS» имеет ряд преимуществ, по сравнению с программой «Эксперт», и дает возможность пользователю:

– считать текущую сейсмическую опасность по нескольким параметрам и затем по их комплексу, а не только по ГГД-данным, как это делается при использовании программы «Эксперт»;

– оценивать аномалии, полученные в результате расчетов в «HUYS», имея информацию о результатах тестирования землетрясений, проведенного после создания программы «Эксперт»;

– считать сейсмическую опасность во временном промежутке более 20 дней;

– использовать в базе данных временные ряды более 20 лет;

– добавлять новые параметры и новые станции;

– изымать во время расчетов некачественные данные из базы данных;

– быстрее и легче готовить данные к расчетам;

– работать в среде Windows, а не в среде DOS.

В настоящее время в результате расчетов по программе «HUYS» по отдельным параметрам и по их комплексу определяется зона S текущей сейсмической опасности

и интервал времени опасности Δt на территории РА для землетрясений с $M_{\max} \geq M \geq 3.5$. Величина M_{\max} для зоны S определяется по графикам Беньоффа и Гуттенберга–Рихтера.

«HUYS», как и «Эксперт» – самообучающаяся программа, которая ежедневно пополняется текущими данными. Ее алгоритм предусматривает следующие основные операции:

- выявление одиночных аномалий и серии аномалий (процессов);
- определение времени опасности для процессов;
- определение баллов аномалий в зависимости от их амплитуды;
- расчет баллов аномалий в зависимости от их амплитуды и длительности, метрологической аттестованности и коэффициента значимости предвестника;
- определение точек опасности по каждому из предвестников и общей зоны (центра) опасности;
- расчет времени сейсмической опасности для каждого пункта наблюдения и для каждого центра опасности.

Комплексная оценка текущей сейсмической опасности

Проводится в результате анализа полученных данных и имеющихся материалов. Строится сводная карта оценки текущей сейсмической опасности на фоне карты долгосрочной сейсмической опасности (сейсмического районирования) территории РА. На карту выносятся: эпицентр и основные параметры землетрясения; мониторинговые параметры, по которым выделены текущие аномалии на тех или иных станциях; типы текущих аномалий, их завершенность или незавершенность; величины вероятности сейсмической реализации текущих аномалий; «аномальные» станции, рассчитанные по программе DF по разным параметрам мониторинга; зона и величина наибольшей текущей сейсмической опасности, рассчитанные по ГГД-данным по программе «Эксперт» и по данным четырех параметров с использованием «HUYS». Учитываются также ареалы скопления «аномальных» станций и их территориальная приуроченность к зонам активных разломов и зонам долгосрочной сейсмической опасности территории Армении.

Результаты комплексной оценки текущей сейсмической опасности

Методология комплексной оценки текущей сейсмической опасности ретроспективно применена на примере Гаварского (Армения, 12.01.2007 г., $M=3.7$ и семь афтершоков) землетрясения. Результаты таковы.

1. Землетрясения, произошедшие в районе Гавара, по всей вероятности, обусловлены слабыми процессами трещинообразования в этом регионе.

2. Сейсмическая активность в центральной части территории Армении и зоне, примыкающей к бассейну оз. Севан, находится в пределах количественного фона.

3. Некоторый дефицит количества землетрясений в зоне бассейна оз. Севан в настоящее время восполняется. В определенной мере восполнился и дефицит энергии в виде упомянутых Гаварских землетрясений.

4. Наблюдается изменение сейсмичности, которое выражается изменением нейтральной зоны в центральной части территории Армении.

5. Дефицит сейсмической энергии может восполниться как несколькими слабыми толчками, так и одним сильным землетрясением. Наибольшая магнитуда землетрясения, ожидаемого в примыкающей к бассейну оз. Севан зоне, не превысит предел $M_{\max}=5.0$, а в центральной части территории Армении – $M_{\max}=5.5$.

6. Выделенные по разным мониторинговым параметрам «геофизического блока» краткосрочные и оперативные аномалии проявлены на разных станциях, расположенных в основном в центральной части республики, преимущественно в пределах обеих зон наибольшей долгосрочной сейсмической опасности территории РА.

7. Все аномалии – не завершенные до момента Гаварского землетрясения, а их значительная часть реализовалась в виде Гаварского землетрясения.

8. Тестовые аномалии-предвестники, два аналога которых имеются в группе текущих аномалий, выделены только при местных ощутимых землетрясениях. Обе текущие аномалии, судя по низким значениям вероятности сейсмической реализации $P=1/7$ тестовых аналогов, опасности не представляют.

9. По расчетам интегральных характеристик динамических полей в двухнедельном интервале перед Гаварским землетрясением наиболее заметные аномалии выделены на станциях «Кучак», «Ванадзор» и «Артик», а за несколько дней до Гаварского землетрясения – на станциях «Севан» и «Арташат». Эти станции расположены в центральной и северо-западных частях территории Армении.

10. Согласно расчетам по программе «Эксперт», зона текущей сейсмической опасности находится практически в эпицентре Гаварского землетрясения. Величина текущей опасности в этой зоне меньше величины критической опасности, следовательно, вероятность сейсмического события незначительна.

11. Согласно расчетам по программе «HUYS», по Гаварскому землетрясению получено следующее:

– по ГГД-данным, сейсмическое событие должно было произойти 12.01.2007 г., т.е. в день события, а расстояние R между расчетной зоной S и эпицентром Гаварского землетрясения составило 25 км;

– по радонометрическим данным, сейсмическое событие должно было произойти также 12.01.2007 г., а расстояние R составило 33 км;

– по геомагнитным данным – 19.12.2006 г., т.е. раньше на 24 дня, а расстояние R составило 21 км;

– по данным атмосферного давления – 10.01.2007 г., т.е. раньше на два дня, а расстояние R составило 59 км;

– наконец, по комплексу этих четырех параметров, Гаварское землетрясение должно было произойти 12.01.2007 г., в 8 км от фактического эпицентра события.

Величина M_{\max} , определенная по сейсмологическим данным, не должна была превысить предел 5.0 для зоны, примыкающей к бассейну оз. Севан, и предел 5.5 – для центральной части территории Армении. Магнитуда же Гаварского землетрясения, как известно, была равна 3.7.

Выводы

Применение новой методологии комплексной оценки текущей сейсмической опасности как целостного комплекса определенных последовательных действий при ретроспективной оценке ТСО на завершающей стадии подготовки и реализации уже произошедшего землетрясения, выбранного в качестве примера, показало ее достаточно высокую результативность даже в случае несильного местного, но ощутимого землетрясения. Величина M_{\max} определена по сейсмологическим данным. Основные параметры «будущего» сейсмического события – место, время, сила – определены достаточно точно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Петросян Г.* Тестирование и прогноз землетрясений. – Ереван: Сурб-Сер, 2004. – 160 с.
2. *Баласаян С.Ю., Петросян Г.М., Аванесян А.С., Геворкян Э.Л.* Информативность радонометрических наблюдений на территории Армении при подготовке и реализации землетрясений // Сейсмостойкое строительство. – М., 1999. – № 1. – С. 36–40.
3. *Balassanian S.Y.* The anomalous daily dynamic of local geophysical and geochemical fields (ADF) effect study in the connection with earthquake preparation and occurrence // Phys. Chem. Earth. – 1999. – V. 24, N 8. – P. 741–752.
4. *Петросян Г.* Предвестники и прогноз землетрясений на территории Республики Армения. – Ереван: Феномен, 2009. – 134 с.
5. *Петросян Г.М., Варданян Г.Р.* Тестирование системы «HUYS» по комплексу предвестников землетрясений // Кризисное управление и технологии. Сборник научных и научно-методических статей. № 1. – Ереван, 2010. – С. 61–67.
6. *Petrosyan H.* "HUYS" – a new automated system for current seismic hazard assessment // NATO Science for Peace and Security. Series E: Human and Societal Dynamics. – Amsterdam–Berlin–Tokyo–Washington: IOS Press, 2011. – V. 80. – P. 144–150.
7. *Petrosyan H.* A new expert system for seismic hazard assessment // BlackSeaHazNet Series. – Ohrid, Republic of Macedonia, 2011. – V. 1. – P. 235–242.

РЕАКЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ НА ОБРАЗОВАНИЕ СЕЛЯ 17 МАЯ 2014 Г. В ГРУЗИИ

Э.В. Погода, А.А. Саяпина, И.Ю. Дмитриева, О.Г. Кабирова
Северо-Осетинский филиал ГС РАН, г. Владикавказ

Аннотация. Приведена предварительная оценка реакции сейсмических станций на процесс схода селя 17 мая 2014 г. в Грузии.

Abstract. The article provides a preliminary assessment of the seismic stations reaction on landslide process in Georgia May 17, 2014.

Утром 17 мая 2014 г. на восточном склоне горы Казбек, на Девдоракском леднике и Дарьяльском ущелье реки Терек произошел катастрофический сход селя, повлекший за собой человеческие жертвы и перекрытие русла р. Терек на территории Грузии.

В пределах горных территорий селявые процессы распространены практически повсеместно. Основная часть селей в Грузии (97%) сходит в период с мая по сентябрь [1], что характерно и для рассматриваемого селя.

Процесс схода селя был записан девятью цифровыми станциями локальной сети сейсмического мониторинга Северо-Осетинского филиала (С-ОФ) ГС РАН [2] и приведен на рис. 1.

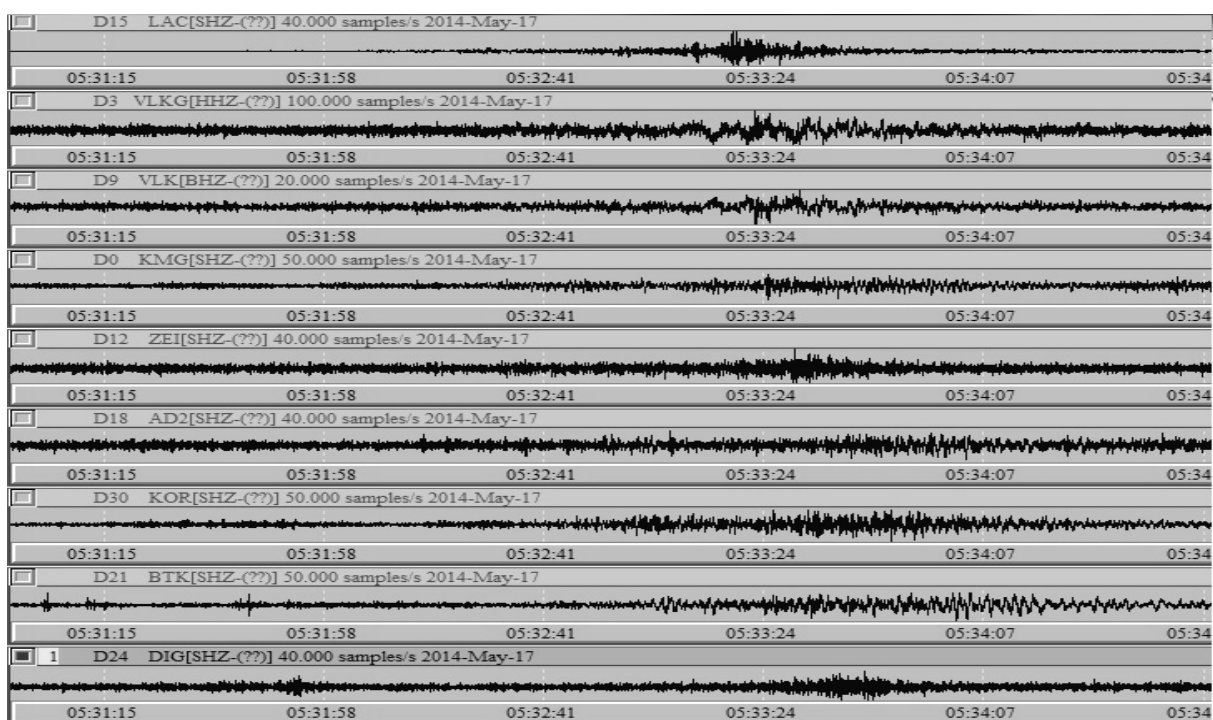


Рис. 1. Запись процесса схода селя 17 мая 2014 г. на станциях С-ОФ ГС РАН

Длительность зарегистрированных сигналов является составной частью траектории схода селя. Запись селя не имеет четкого первого вступления, характеризуется медленным нарастанием и угасанием амплитуд. Начало регистрации процесса ближайшей сейсмостанцией в 05:31 по Гринвичу. На рис. 2 показаны записи трех станций – «Лац» (LAC), «Владикавказ» (VLKG) и «Батако» (ВТК), удаленных на расстояния 22, 40, 73 км соответственно. Процесс схода селя проявился превышением амплитуд шума в трехминутном интервале.

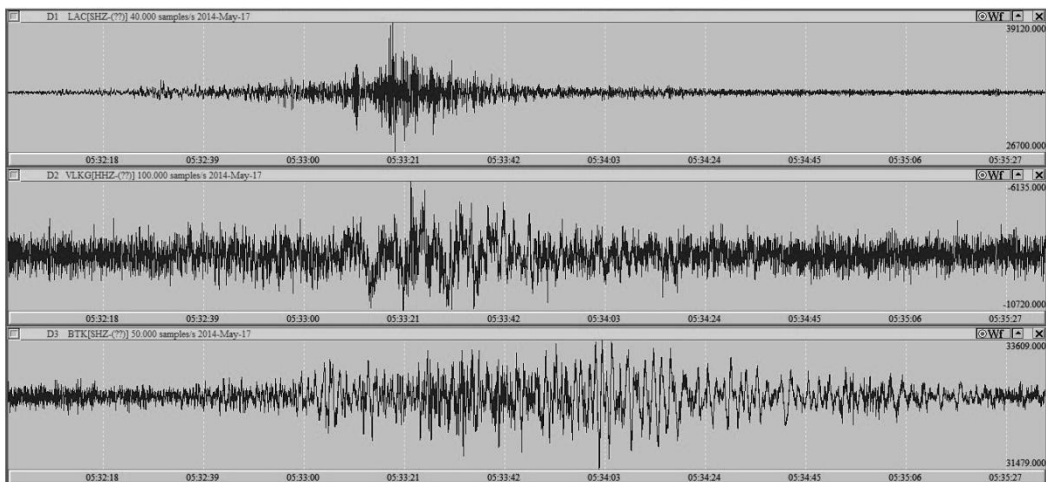


Рис. 2. Записи процесса схода селея 17 мая 2014 г. на станциях LAC, VLKG и BTK

Из рис. 3 видно, что амплитудные спектры, построенные по записи этого события, имеют общие максимумы в районе 0.5, 0.6 и 0.9 Гц – аналогично спектру оползня в ущелье Талды-Булак 13 марта 2004 г. [3].

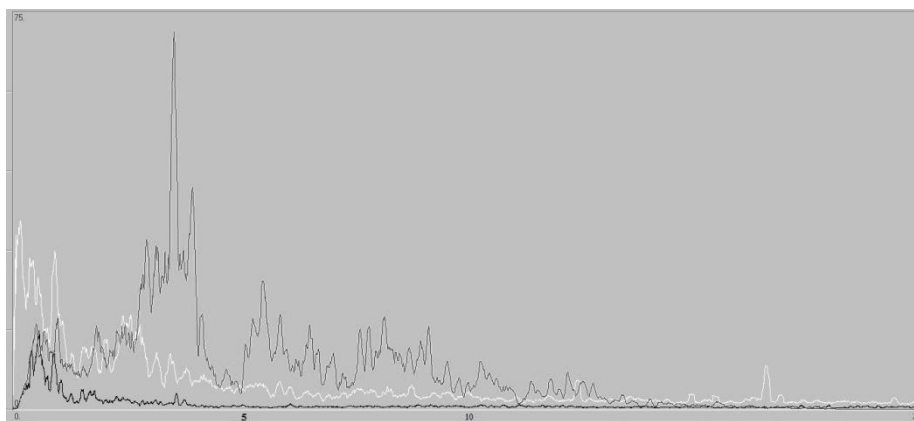


Рис. 3. Сравнение спектров схода селея 17 мая 2014 г. на станциях LAC, VLKG и BTK

Явное превышение амплитудного уровня в полосе частот 3–4 Гц присуще только близрасположенной сейсмостанции «Лац», т.к. при толчках поверхностного происхождения лишь небольшая доля энергии проникает в землю на большие глубины и регистрируется удаленными станциями [4].

Поляризационные свойства колебаний в записи селея исследованы через графики движения частиц для станций «Лац» и «Батако» в полосе частот 0.7–1 Гц и приведены на рис. 4. Поляризация в максимуме записи эллиптическая, характерная для поверхностных волн.

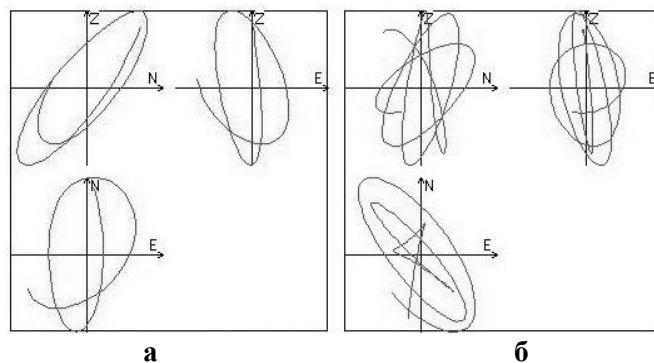


Рис. 4. Поляризация максимумов сигналов по записям селея на станциях «Лац» (а) и «Батако» (б)

Используем для расчета магнитуды по длительности записи формулу [5, 6]:

$$M=2.4\lg\tau+1.6,$$

где τ – длительность в минутах. Получим $M=2.7$. Следовательно, энергия зарегистрированного события приблизительно соответствует землетрясению с $K=8.9$.

Помимо анализируемого сигнала, с 15 мая сейсмостанции регистрировали некоторые события, схожие по характеру записи, но отличающиеся по спектру с селем. Распределение этих событий по времени показано в табл. 1 и на рис. 5. Их координаты нельзя определить по сейсмометрическим данным.

Таблица 1. Распределение зарегистрированных событий по дате

Дата	15.05.2014	16.05.2014	17.05.2014	сель	17.05.2014	18.05.2014	10.06.2014
Количество событий	4	6	>31			8	1

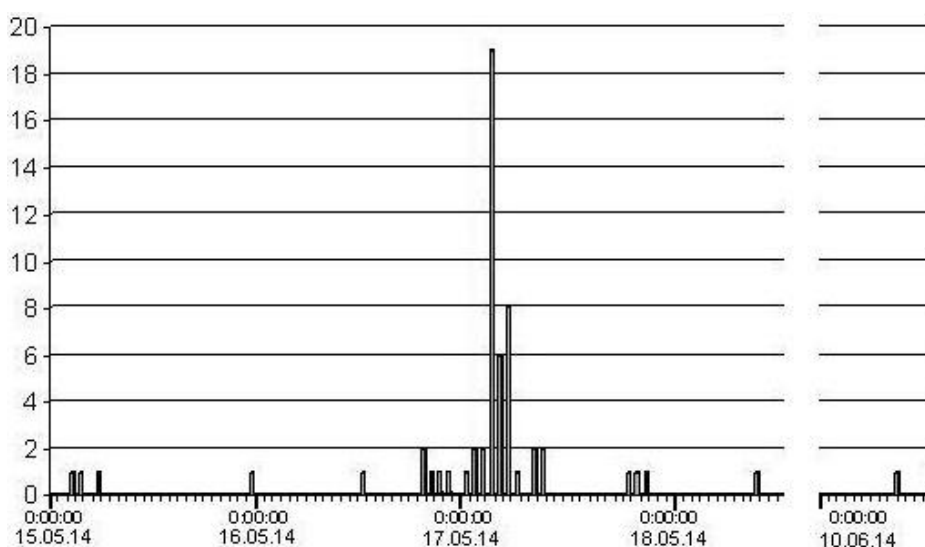


Рис. 5. Почасовое распределение зарегистрированных событий с 15.05.2014 г. по 10.06.2014 г.

На рис. 6 показаны записи рассматриваемых событий на сейсмической станции «Лац» по одному за 15–18 мая и 10 июня.

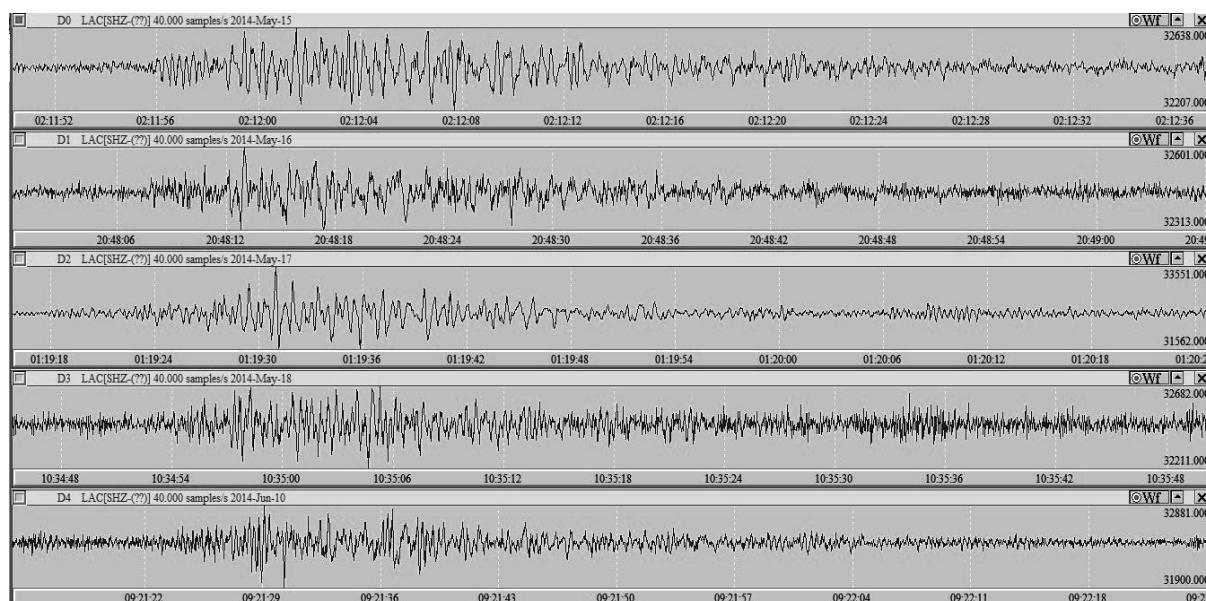


Рис. 6. Фрагменты записей на вертикальной компоненте станции «Лац». Сверху вниз: 15, 16, 17, 18 мая и 10 июня 2014 г.

Для спектров рассматриваемых событий, показанных на рис. 7, характерны максимумы на частотах 1, 2 и 3 Гц.

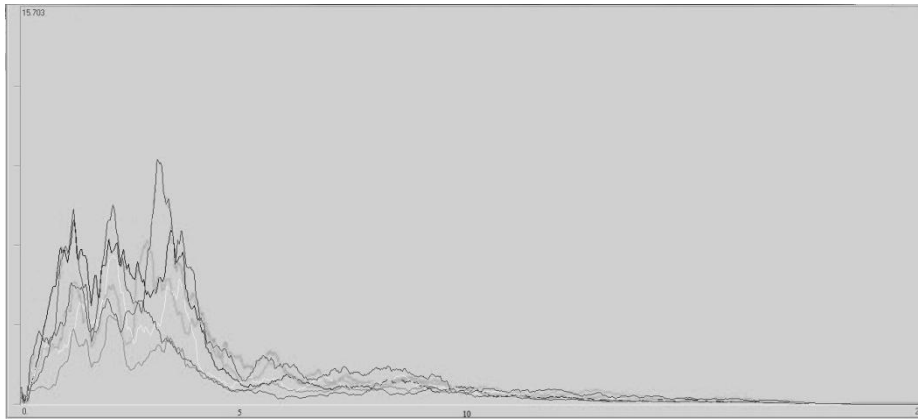


Рис. 7. Спектры событий, предшествующих сходу селея

На рис. 8 приведена поляризация сейсмического сигнала одного из предшествующих событий. Эллиптическая поляризация колебаний говорит о преобладании на записи поверхностной волны.

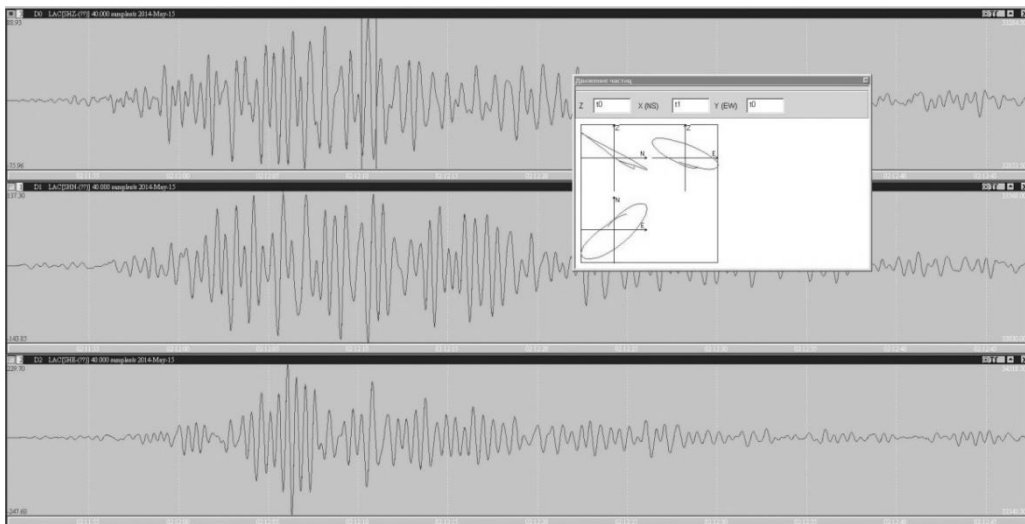
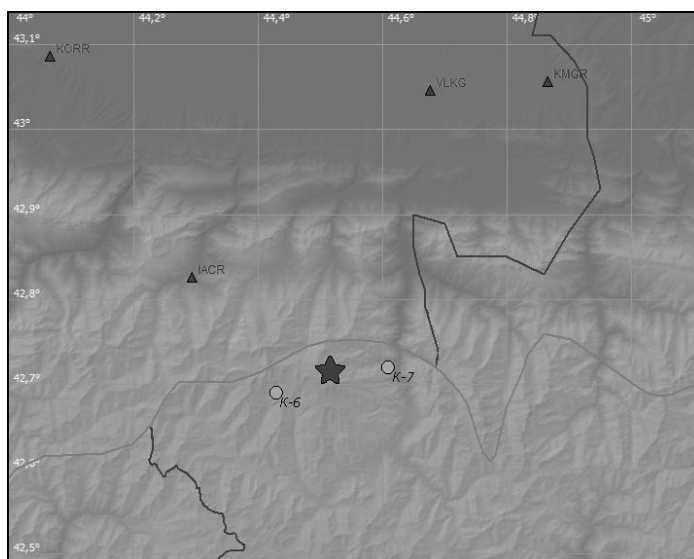


Рис. 8. График движения частиц записи одного из предшествующих селю событий



Для оценки возможного влияния естественной сейсмичности на сход селея проанализирована сейсмическая активность в районе схода селея за май 2014 г. и показана на рис. 9. Всего зарегистрировано два землетрясения с параметрами, приведенными в табл. 2, которые, на наш взгляд, не могли спровоцировать данный процесс.

Рис. 9. Карта района схода селея. Звездочка – место схода селея; кружки – эпицентры землетрясений за 9, 10 мая 2014 г.

Таблица 2. Основные параметры землетрясений, зарегистрированных в районе схода селя

Дата	Время в очаге	Координаты		h , км	K_p	M	Расстояние до селя, км
		φ , °N	λ , °E				
09.05.2014	02:52	42.72	44.61	11	6.6	2.9	8.2
10.05.2014	03:47	42.69	44.43	5	6.3	2.7	7.7

Предварительная оценка зарегистрированных сигналов позволяет сделать следующие выводы:

– землетрясения, произошедшие в районе схода селя, не могли его спровоцировать;

– зарегистрированные события не являются тектоническими.

Исследование реакции сейсмических станций на сели, оползни, снежные лавины и т.д. представляет интерес для изучения и идентификации этих процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Перов В.Ф.** Селеведение. – М., 2012. – С. 197–198.
2. **Погода Э.В., Габсатарова И.П., Головкова Л.В., Коломиец Ю.Н., Перевозникова А.А.** Состояние и перспективы развития системы сейсмического мониторинга Республики Северная Осетия–Алания // Сейсмичность Северной Евразии. Материалы Международной конференции. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 229–232.
3. **Соколова И.Н., Шепелев О.М.** Идентификация записей оползней на сейсмограммах // Вестник НЯЦ РК. – Вып. 2. – 2005. – С. 165–168.
4. **Рихтер Ч.Ф.** Элементарная сейсмология. – М.: Иностранная литература, 1963. – С. 148–150.
5. **Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Каширгова Р.Р., Долов С.М.** Современное состояние сейсмического мониторинга в Кабардино-Балкарии // Сейсмические приборы. – 2011. – Т. 47, № 2. – С. 56–72.
6. **Маламуд А.С.** Использование длительности колебаний для энергетической классификации // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Т. II. – М., 1974. – С. 180–192.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В РАЙОНАХ РАЗМЕЩЕНИЯ ОТВЕТСТВЕННЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

¹Е.А. Рогожин, ^{1,2}Н.К. Капустян, ²Г.Н. Антоновская

¹*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва*

²*Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск*

Аннотация. Анализируется опыт сейсмических наблюдений на территориях размещения значительных по площади ответственных объектов (АЭС, ГЭС и пр.). На экспериментальных примерах предлагаются инновации для гидроэнергетики: объединение сейсмологических и инженерно-сейсмометрических систем мониторинга, сейсмодетекционные наблюдения региональных геодинамических процессов путем просвечиваний с использованием техногенных вибраций.

Abstract. The experience of seismic monitoring in areas of big and significant importance facilities (nuclear power plants, HPS, etc.) is discussed. The innovations for hydropower are offered: 1) combining of monitoring systems – seismological and engineering, 2) seismo-strain monitoring of regional geodynamic processes by technical vibrations sounding.

Безопасность ответственных промышленных объектов является одной из важнейших задач природопользования, причем сейсмические наблюдения имеют определяющее значение. Во-первых, они позволяют оценить активность территории, получить исходные сейсмические условия для строительства, следить за изменением сейсмического режима района при эксплуатации. Во-вторых, набор сейсмических методов обследования сооружений и грунтов оснований [1, 2] применяется для оценки состояния и мониторинга ответственных объектов. Проработка методов, использование их в комплексе с сейсмологическими наблюдениями определяет направление существенного повышения безопасности районов. В настоящее время территории, занятые ответственными объектами (водохранилищами ГЭС, площадками АЭС, магистральными трубопроводами совместно с хранилищами и перекачивающими станциями и пр.), неуклонно увеличиваются, причем существенная часть приходится как на густонаселенные, так и на сейсмоактивные районы.

Функционирование ответственных объектов регулируется отраслевыми нормами, как правило, содержащими требования по сейсмологическому мониторингу территорий размещения объекта и по инженерно-сейсмометрическому обследованию его сооружений. Задачи этих видов наблюдений и их взаимосвязь понимается по-разному в разных отраслях. Например, при мониторинге магистральных трубопроводов от сейсмологии требуется определение эпицентра события и оценка скорости распространения воздействия (для возможности оперативного отключения). Состояние трубопровода контролируется сейсмическими и акустическими методами для поиска утечки, возникшей вследствие землетрясения. Наблюдения взаимосвязаны и даже система доведена до автоматизированной системы управления (АСУ) [3]. По существу, вдоль нефтепровода, проходящего по сейсмоактивной территории с довольно редкой сетью сейсмических станций, устанавливается линейная группа приемников, ориентированных на сейсмологические наблюдения, но решающая узкоспециальную задачу. Тем самым получаемый обширный и уникальный объем данных фактически не входит в научный оборот, в частности в оценку сейсмического режима территорий.

Сейсмический мониторинг в гидроэнергетике: состояние и возможности

Более сложная ситуация в гидроэнергетике. В соответствии с РД 34.20.501–95, для сооружений I и II классов ответственности в сейсмоактивных районах необходимо выполнение следующих видов мониторинга: сейсмологического (для района с водохранилищем и нижним бьефом), инженерно-сейсмометрического (как правило, для плотины) и вибрационного (работа агрегатов). Следует отметить, что в этой отрасли круг задач сейсмологического мониторинга достаточно велик, включая оценки не только воздействий на сооружения, но и анализ геодинамики района.

В настоящее время указанные виды наблюдений выполняются разными системами и разными типами аппаратуры, что существенно затрудняет сопоставление результатов. Это иллюстрирует рис. 1, где сравниваются сейсмограммы местного землетрясения, записанные локальной сейсмологической сетью Бурейской ГЭС (БГЭС) и датчиками в теле плотины [4]. Наглядно видно, что на записях инженерно-сейсмометрической системы мониторинга событие не выделяется, т.к. маскируется шумами. По существу, система настроена на сильные события, происходящие несколько раз в год, оценка состояния плотины по более слабым событиям не предполагается, т.е. система «простаивает» большую часть времени.

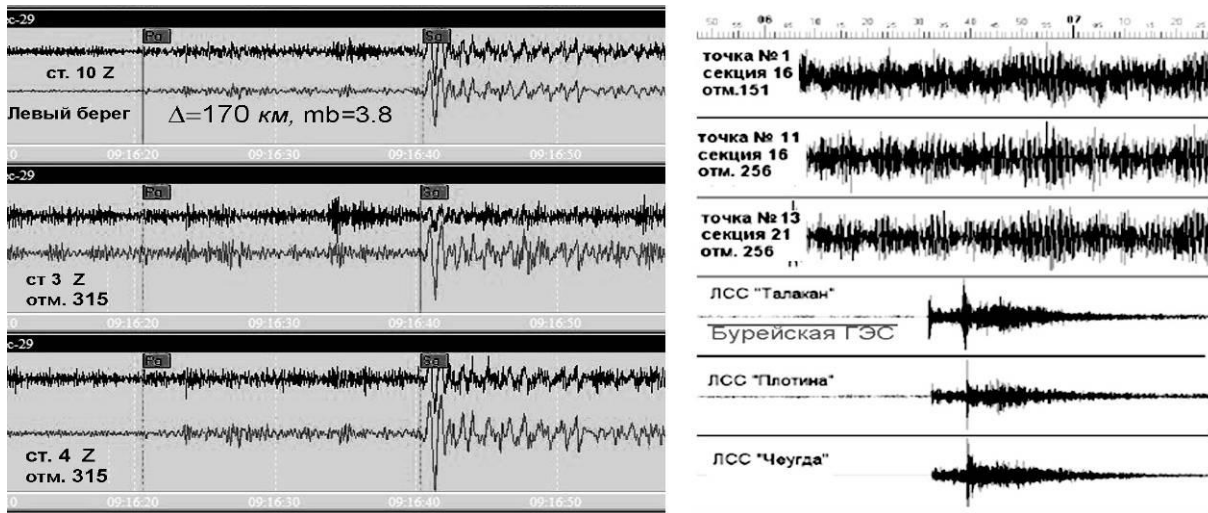


Рис. 1. Сравнение записей землетрясений на системах мониторинга: слева – Чиркейской ГЭС на берегу (ст. 10) и на плотине (ст. 3, 4), справа – по материалам [4] для Бурейской ГЭС на плотине (верхние три сейсмограммы) и в районе водохранилища

Природа шумов в данном случае определяется не только техногенными вибрациями и собственными колебаниями сооружения, но и используемой аппаратурой, в первую очередь длинными линиями передачи аналогового сигнала в галереях плотины. Применение другой, более современной аппаратуры и сейсмологических датчиков (а не пьезоакселерометров, как на БГЭС) позволяет существенно снизить аппаратные шумы, что видно из наших данных по Чиркейской ГЭС (ЧГЭС) (рис. 1). Для ЧГЭС сравнение записей местного землетрясения ($\Delta=170$ км, $m_b=3.8$) в точках в верхней части плотины (отм. 315 м) и в скальных породах берега показывает, что волновые формы подобны. Различия проявляются в последующих фазах вследствие отклика плотины на сейсмическое воздействие. Слабые первые вступления осложнены наложением собственных колебаний плотины, что несколько ухудшает их выделение, более интенсивные вступления S-волн читаются четко. Имея набор датчиков в теле плотины и в бортовых примыканиях, а также высокоточную привязку к времени, можно воспользоваться корреляционной обработкой (группированием) для повышения соотношения сигнал/помеха и выделения вступлений.

Приведенный пример для ЧГЭС иллюстрирует свойство волновых полей, существенное для построения системы наблюдений – для определения кинематики и локации событий датчики в теле плотины использовать допустимо. Этот факт открывает широкие возможности – одни и те же датчики будут «работать» на разные виды мониторинга, причем включать также виброконтроль работы агрегатов. В качестве примера на рис. 2 приведены записи, на которых присутствуют разные по природе события – местное землетрясение и пуск агрегата ЧГЭС. Различить эти события, помимо особенностей волновых форм, помогает спектрально-временной анализ (СВАН), т.к. они имеют разный частотный состав. Отметим, что для традиционной вибродиагностики агрегатов по датчикам, устанавливаемым в машинном зале, существует проблема разделения внутренних и внешних (относительно машинного зала) событий, что затрудняет автоматизацию отключения устройств при превышении уровня колебаний. Таким образом, комплексирование вибродиагностики и сейсмометрии улучшает контроль безопасности.

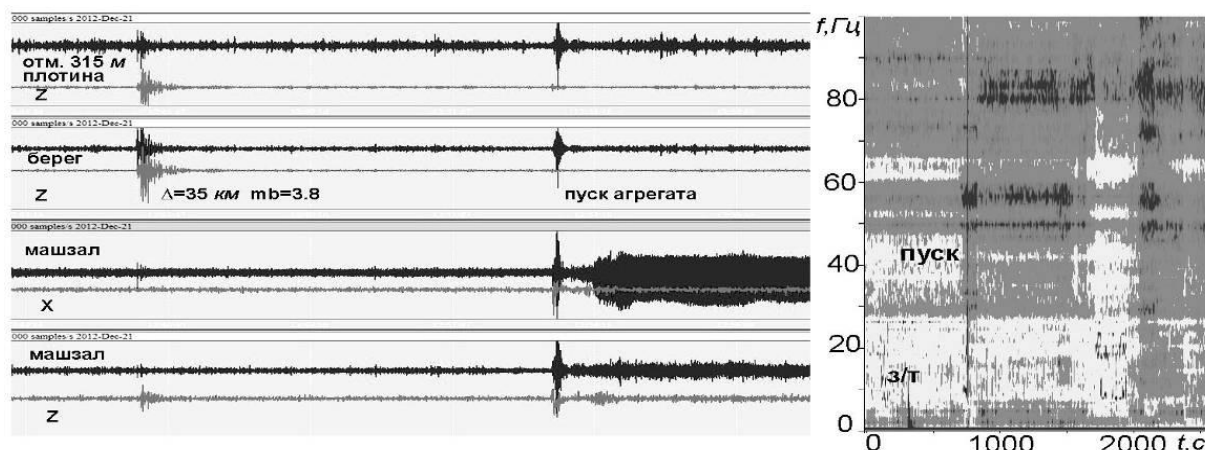


Рис. 2. Пример регистрации местного землетрясения и пуска агрегата ЧГЭС: слева – сейсмограммы, справа – СВАН одной из записей

Возможность создания единой системы сейсмологического мониторинга для ГЭС, решающей комплекс задач безопасности, требует аппаратного оснащения с основными параметрами: применение высокочувствительных сейсмических датчиков и аналого-цифрового преобразования – встроенного или рядом с ним, расширенной полосы частот до 100 Гц, динамический диапазон канала – не менее 130 дБ, точность привязки к единому времени – не хуже 5 мкс. Реализация такой системы сейсмологического мониторинга выполнена нами на ЧГЭС [5, 6], передача данных в пункт сбора, обработки и хранения осуществляется по оптоволоконным линиям в теле плотины и по региональной системе связи с сейсмостанцией «Дубки» Дагестанского филиала ГС РАН, где оборудована точка мониторинга рядом со стационарными датчиками. Система запущена в 2012 г. и успешно работает.

Объединение видов наблюдения в единую систему имеет ряд достоинств: во-первых, это экономия средств и трудозатрат, возможность дистанционного управления системой (калибровкой, настройкой); во-вторых, данные существенно более высокого качества, что позволяет расширить круг анализируемых процессов в среде и в сооружении, выявлять взаимодействия типа «плотина–берега», «плотина–агрегат–водовод», количества пусков агрегатов и приплотинной сейсмичности и пр. Отметим, что последнее представляется важным фактором безопасности, т.к. каждый пуск соответствует событию примерно в 3 балла, таких пусков бывает по три-четыре в сутки. Анализ уровня микросейсм показывает, что количество и ритм пусков отражается в сейсмическом энерговыделении береговых примыканий. Наконец, появляются новые возможности изучения среды, рассмотренные ниже.

Сейсмодеформационная методика оценки состояния объекта

Помимо метода собственных колебаний [1], на ряде плотин, в том числе ЧГЭС, опробована методика просвечивания тела плотины механическими вибрациями, возникающими при работе агрегатов. Амплитуды сигналов достаточно быстро меняются во времени, что определяется рядом природных и техногенных факторов, поэтому удобно анализировать отношение значений амплитуд сигнала в различных точках. Учитывая, что добавочная деформация в просвечиваемом участке среды $\Delta\varepsilon = V_{os}/V$, где V_{os} – колебательная скорость, т.е. амплитуда, V – скорость распространения, получаем, что участок среды работает как своеобразный деформометр. При анализе временных рядов относительных амплитуд просвечивающих сигналов (шаг по времени – 1 час) лунно-солнечные приливы ($\Delta\varepsilon \sim 10^{-8}$) являются наибольшими по величинам временных изменений амплитуд.

После снятия приливных вариаций (путем фильтрации скользящим средним) временной ряд относительных амплитуд демонстрирует ритм, присутствующий практически постоянно во всех точках регистрации – периодичность 60–65 час (рис. 3). Сравнение с известными периодичностями техногенных (работа ГЭС) и естественных процессов (литосферных, планетарных, атмосферных) не проясняет природы ритмов. Не удалось также связать их с сейсмическим режимом района.

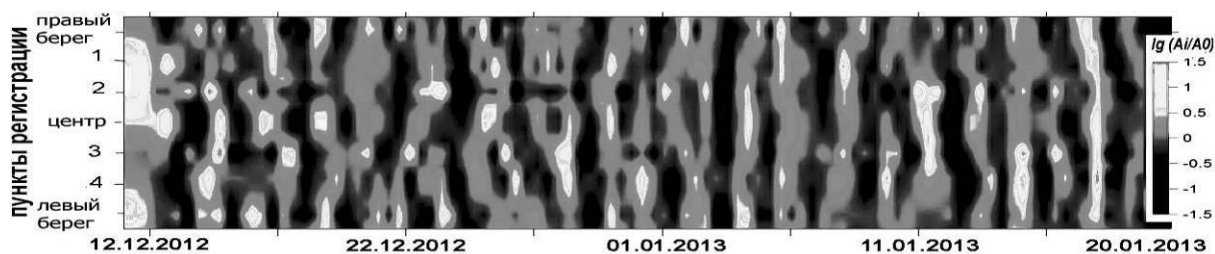


Рис. 3. Временные вариации относительных амплитуд (X-канал) на профиле вдоль тела плотины ЧГЭС

Тем не менее была отмечена связь всплесков амплитуд с местной сейсмичностью северо-восточной части Дагестанского клина (рис. 4, черные кружки). Природа ритмических вариаций с периодом 60–65 час, возможно, связана с деформациями, вызванными относительно сильными землетрясениями из юго-восточного района (крупный черный кружок на рис. 4). После события наблюдается отчетливый цуг вариаций амплитуд сигнала, просвечивающего плотину в направлении вдоль тела плотины (Y).

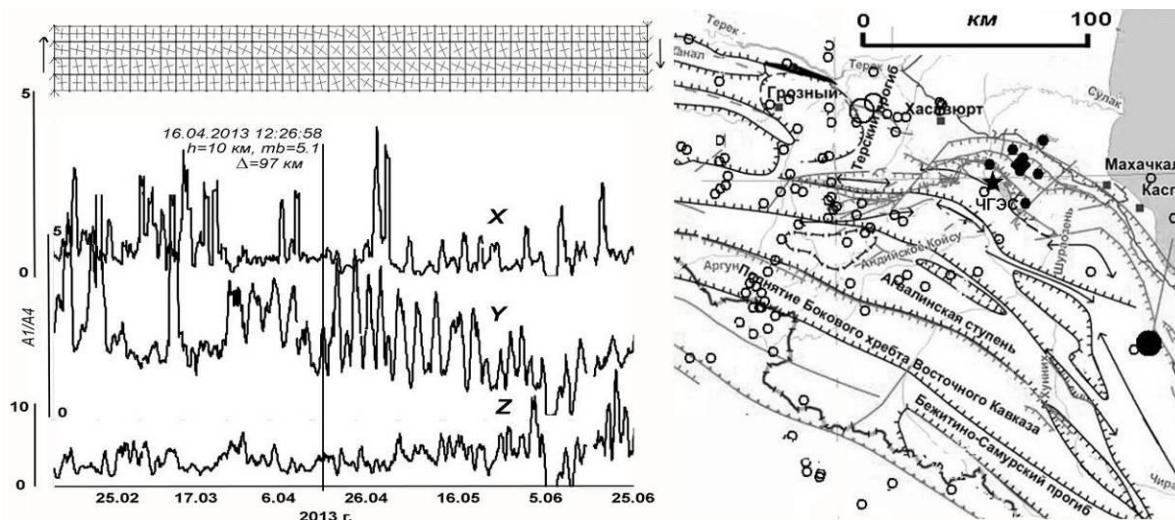


Рис. 4. Сопоставление сейсмодеформационных процессов с геодинамикой Дагестана: слева сверху – схема деформирования плотины при сдвиге берегов; слева внизу – временной ход относительных амплитуд при просвечивании плотины; справа – карта разрывных нарушений, кружки – землетрясения

Сравнение с расчетной картиной деформирования балки (рис. 4) показывает, что такую знакопеременную деформацию можно получить при движении бортов плотины в противоположных направлениях. Показан самый яркий пример, подобный ход (но более короткий, менее одного месяца) наблюдается также для более слабых землетрясений с юго-востока от плотины. Землетрясений с северо-запада от нее, так же относительно сильных, плотина «не чувствует».

Заключение

Анализ современного состояния сейсмических наблюдений в районах размещения ответственных промышленных объектов, в первую очередь ГЭС, показывает, что в настоящее время академическая наука располагает набором современных аппаратурно-методических возможностей для совершенствования систем мониторинга. Следующим шагом является внедрение этих инновационных разработок в отраслевую деятельность, что является реальным путем повышения безопасности природопользования – объектов и территорий их размещения.

Модернизация отраслевых систем сейсмомониторинга позволит использовать данные системы и как инструмент фундаментальных исследований, в том числе для наблюдения сейсмодеформационных процессов в регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Кузьменко А.П. и др.* Детальные инженерно-сейсмометрические исследования зданий и сооружений // Методы изучения, строение и мониторинг литосферы. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. – С. 61–72.
2. *Нго Т.Л., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н.* Комплекс сейсмических методик для обследования гидротехнических сооружений // Жилищное строительство. – 2013. – № 10. – С. 36–45.
3. *Красовский А.А.* О применении информационно-управляющей системы, основанной на интеграции различных методов обнаружения утечек и посторонних воздействий на магистральных нефтепроводах // Нефть, газ и бизнес. Научно-технический журнал. – № 4. – М., 2011. – С. 48–54.
4. *Храпков А.А., Егоров А.Ю., Злобин Д.Н., Никифоров А.А., Скоморовская Е.Я., Харитонов М.Е.* О новых возможностях автоматизированной системы сейсмометрического контроля Бурейской ГЭС // Известия ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева. – 2012. – Т. 266. – С. 3–11.
5. *Kapustyan N., Rogozhin E.* A new approach to seismic monitoring networks: objects, equipment, temporal processes // Comprehensive nuclear-test-ban treaty. Science and Technology CBTO. – Vienna: T3-P2, 2013. – P. 96.
6. *Гамзатов Т.Г., Саидов М.А., Баксараев А.М., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н.* Инновационная сейсмологическая система мониторинга плотин ГЭС в Дагестане // Строительные материалы, оборудование, технологии XXI века. – 2014. – № 5. – С. 28–31.

ИЛЬПЫРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 13.03.2013 Г.: АНОМАЛЬНАЯ ПРОТЯЖЕННОСТЬ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ КАК АРТЕФАКТ

В.А. Салтыков, С.Я. Дрознина
Камчатский филиал ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Аннотация. Рассмотрена последовательность афтершоков Ильпырского землетрясения 13 марта 2013 г. ($ML=6.2$, $M_w=5.8$) в районе Карагинского залива (Северная Камчатка). По данным оперативной обработки были отмечены необычные особенности последовательности этих землетрясений: ярко выраженная линейность облака афтершоков, большая протяженность этой линейной группы – ~ 150 км. Последующий анализ сейсмических данных и переопределение гипоцентров позволил квалифицировать эти аномалии как артефакт.

Abstract. It is considered the sequence of aftershocks from Ilypyskoye Earthquake 2013, March 13 ($ML=6.2$, $M_w=5.8$) in the region of Karaginsky Gulf (Northern Kamchatka). The unusual features of aftershock sequence (linearity of aftershock distribution and large size (~ 150 km) of this group of earthquakes) were found by primary processing. The analysis of seismic data and recalculation of hypocenters allows qualifying these anomalies as artifacts.

Введение

Одним из интересных сейсмических эпизодов 2013 г. на Камчатке является активизация в районе Карагинского залива, начавшаяся землетрясением (далее – Ильпырское) 13 марта 2013 г. в 03:12 с $ML=6.2$, $M_w=5.8$ (рис. 1). Особенности последовательности зарегистрированных землетрясений являются: ярко выраженная линейность облака афтершоков, большая протяженность этой линейной группы (~ 150 км), что на порядок превышает размеры афтершоковой области для землетрясения с магнитудой $M \approx 6$. Эти особенности стали очень привлекательны при анализе региональной тектоники и геодинамики, так как могут интерпретироваться как активизация крупной разломной структуры. Ниже приведены фактические данные, относящиеся к самому Ильпырскому землетрясению и его афтершокам, а также обсуждаются некоторые аспекты обработки таких землетрясений.

Наблюдательная сеть на севере Камчатки

Как видно на рис. 1, региональные сейсмические станции в районе землетрясения 13 марта 2013 г. немногочисленны и имеют линейное расположение, что предполагает худшую точность эпицентрии в поперечном направлении (что соответствует положению облака эпицентров).

График повторяемости демонстрирует достаточно неплохую представительность каталога в настоящее время – энергетический класс $K=8.7$, что близко к среднему значению для всей Камчатки. Наклон графика повторяемости γ , оцениваемый как 0.49 ± 0.06 , также соответствует среднему для Камчатки – 0.50.

Механизм землетрясения

Механизм Ильпырского землетрясения определен как взбросо-сдвиг (табл. 1). Ориентация нодальной плоскости $NP2$ близка направлению простираения облака афтершоков (рис. 2).

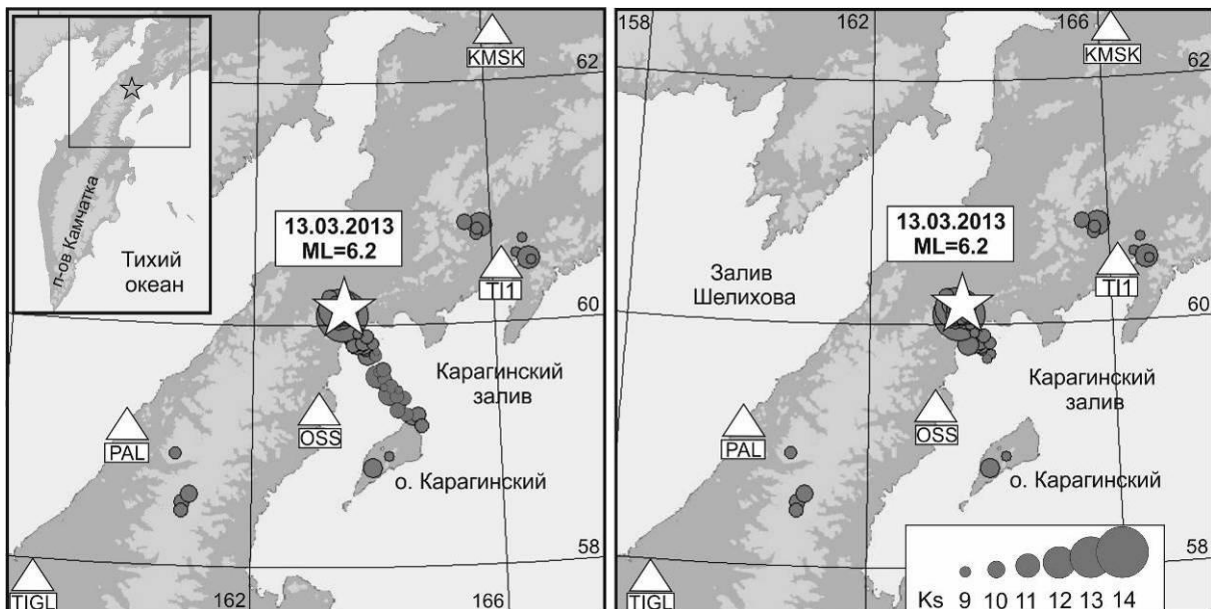


Рис. 1. Афтершоки Ильпырского землетрясения по результатам оперативной обработки (слева) и после перерасчета эпицентра (справа). Показаны афтершоки с $K \geq 8.7$. Звездочкой отмечен инструментальный эпицентр мейншока. Треугольники соответствуют ближайшим сейсмическим станциям

Таблица 1. Параметры механизма очага землетрясения 13.03.2013 г.

Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс	h , км	Оси главных напряжений						Нодальные плоскости						Агентство	
			T		N		P		$NP1$			$NP2$				
			PL	AZM	PL	AZM	PL	AZM	STK	DIP	$SLIP$	STK	DIP	$SLIP$		
13.03.2013	03:12:52	12	58	135	30	339	11	243	176	62	124	301	43	44	Global CMT	

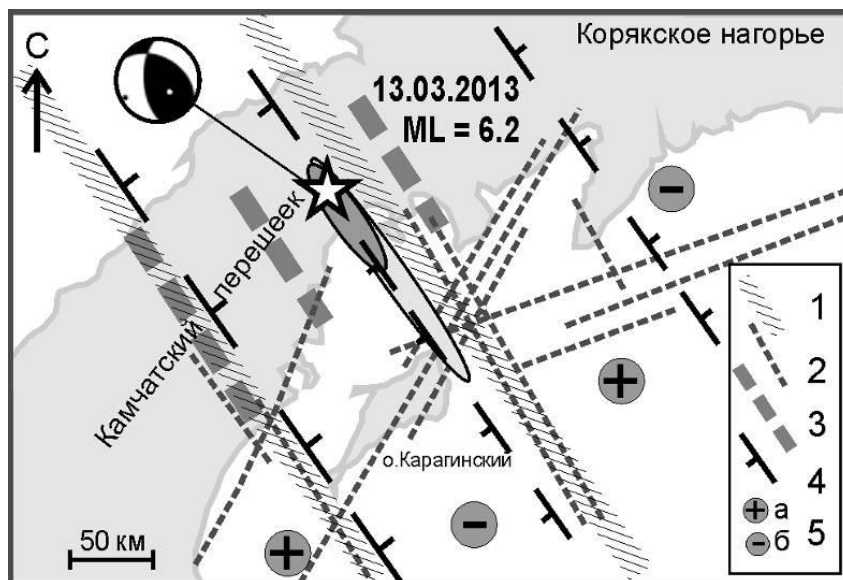


Рис. 2. Очаговая зона Ильпырского землетрясения на тектонической схеме: 1 – региональные зоны тектонических нарушений по геофизическим данным [1, с. 55]; 2 – тектонические нарушения по [2]; 3 – глубинные разломы северо-западного (алеутского) направления трансформного типа по [1, с. 71–72]; 4 – поперечные межглыбовые (сквозькоровые) разломы северо-западного (алеутского) направления по [1]; 5 – направления субвертикальных движений сопредельных глыб коры по [1]: а – вздымающиеся, б – опускающиеся (опаздывающие во вздымании). Эллипсы соответствуют облакам афтершоков по оперативному каталогу и данным переопределения (длинный и короткий эллипс соответственно)

Тектоника региона

Тектонические особенности Карагинского залива представлены на карте (рис. 2). Следует отметить: 1) соответствие в положении и ориентации облака эпицентров рассматриваемой последовательности землетрясений и выделенных на карте тектонических структур; 2) соответствие механизма землетрясения с нодальной плоскостью $NP2$ знакам вертикальных движений блоков коры в районе землетрясений.

Историческая сейсмичность

Каталог землетрясений для рассматриваемого района имеет существенно более низкое качество, по сравнению с каталогом Южной и Центральной Камчатки. Уровень надежной регистрации достиг приемлемого уровня лишь в последние годы (после организации регистрации на станциях «Оссора», «Палана», «Тиличики», «Каменское», «Тигиль»). Однако можно предполагать, что подобная сейсмическая аномалия была бы выявлена и на недостаточно детальном исходном материале. По данным Камчатского регионального каталога подобные ситуации в этом районе ранее не наблюдались. Для зоны с линейными размерами $200 \times 200 \text{ км}^2$ рассматриваемое землетрясение является сильнейшим за время детальных сейсмологических наблюдений (с 1962 г.). Да и для существенно большего района такие землетрясения большая редкость – ближайшими соседями являются Олюторское землетрясение 20 апреля 2006 г. с $M=7.3$ и Озерновское 22 ноября 1969 г. с $M=7.7$. То есть сам факт возникновения землетрясения с магнитудой около 6 в этом районе уже примечателен. Никакие линейные структуры в сейсмичности (за исключением рассматриваемой) не выявляются.

Афтершоковая последовательность

Кумулятивный график накопления числа землетрясений рассматриваемой последовательности (до конца 2013 г.) не выявляет никаких аномалий (рис. 3) и достаточно близок закону Омори, который описывается уравнением: $\frac{dN}{dt} = At^{-p}$, где N – число афтершоков, t – время, отсчитываемое от основного события. В нашем случае зависимость N от t аппроксимируется степенной функцией с показателем 0.22, что соответствует $p=0.78$. Следует отметить, что из расчета исключались первый час после мэйншока, в течение которого представительность каталога существенно искажается. По характеру временной зависимости возникновения землетрясений эти землетрясения могут рассматриваться как типичная затухающая афтершоковая последовательность.

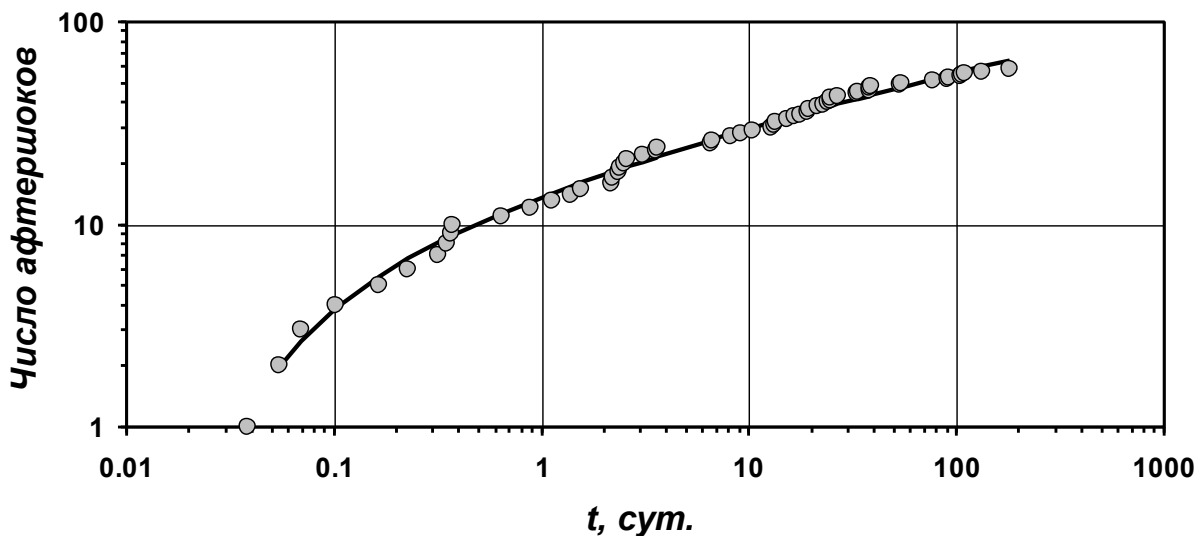


Рис. 3. Кумулятивный график числа афтершоков, аппроксимированный степенной функцией в соответствии с законом Омори

Проблемы обработки землетрясений в зонах пониженной разрешающей способности сети

Оперативный каталог КФ ГС РАН с 2010 г. формируется в сетевой базе данных в режиме, близком к реальному времени. Данные сетевой базы открыты для общего доступа в Интернете по адресу: <http://www.emsd.ru/ts/>. Определение параметров очагов землетрясений производится с помощью программы DIMAS [3].

Приводимые в оперативном каталоге КФ ГС РАН оценки точности определения координат свидетельствуют в пользу аномально большой протяженности сейсмической активизации – ошибки определения координат существенно меньше размеров активизации. Перерасчет гипоцентрии для тех же исходных данных, но по другой программе [4] также не дал повода усомниться в реальности этой аномалии. Однако использование поляризационного анализа показывает, что с высокой вероятностью мы имеем дело с артефактом.

Исходя из того, что азимут поляризации *P*-волн должен быть близок к направлению от станции на эпицентр землетрясения, была проведена проверка этого соответствия для главного события и нескольких наиболее сильных землетрясений, чьи эпицентры находятся на юго-восточном краю эпицентральной зоны. Рассматривались волновые формы, полученные на станциях «Оссора» и «Тиличики». Результаты расчета приведены в табл. 2. Для юго-восточных землетрясений расхождение между азимутами на эпицентр и поляризацией оказались весьма существенными. Но главное, что средний азимут поляризации *P*-волн для этих землетрясений на станции «Оссора» ($15 \pm 7^\circ$) и на станции «Тиличики» ($273 \pm 10^\circ$) соответствуют азимутам поляризации для основного события – 17 и 282° соответственно. Это однозначно указывает на ошибку в определении эпицентрии, а, значит, все вышеотмеченные особенности распределения гипоцентров, включая большую протяженность зоны активизации, ставятся под сомнение. Последнее обстоятельство обосновало необходимость повторной обработки землетрясений и перерасчета эпицентрии.

Таблица 2. Азимуты на эпицентр и поляризаций *P*-волн землетрясений на двух региональных сейсмических станциях

Землетрясение	Широта / долгота, ° (по оперативному каталогу)	Станция «Оссора» азимут на эпицентр/ азимут поляризации <i>P</i> -волны, °	Станция «Тиличики» азимут на эпицентр/ азимут поляризации <i>P</i> -волны, °
13.03.2013 03:12:52 $M_L=6.2$	60.08 / 163.47	14 / 17	255 / 282
13.03.2013 04:31:34 $M_L=4.0$	59.22 / 164.59	93 / 9	213 / 268
13.03.2013 04:52:08 $M_L=4.2$	59.10 / 164.68	101 / 18	209 / 285
13.03.2013 11:35:43 $M_L=4.0$	59.25 / 164.69	91 / 8	211 / 280
13.03.2013 07:53:58 $M_L=4.0$	59.43 / 164.27	75 / 26	223 / 259

До конца 2013 г. было обработано и занесено в оперативный каталог 61 землетрясение представительного класса из эпицентральной зоны Ильпырского землетрясения. 40% из них были обработаны с привлечением данных пяти и более сейсмических станций. Для этих землетрясений было получено устойчивое решение, повторная обработка не проводилась. При пристальном рассмотрении волновых форм землетрясений было выяснено следующее: если используются данные только трех станций, расположенных практически на прямой линии, то «возникает» протяженная зона афтершоков в результате появления двух практически равнозначных решений при расчете гипоцентрии (рис. 4), что и произошло при оперативной обработке. Добавление в обработку данных станций «Палана» и «Каменское» делает решение единственным, и параметры его согласуются с данными поляризационного анализа.

Но характерной особенностью сейсмической записи афтершоков на этих станциях является маленькая амплитуда *P*-волн, поэтому первое вступление трудно выделить на фоне шума, особенно для более слабых землетрясений.

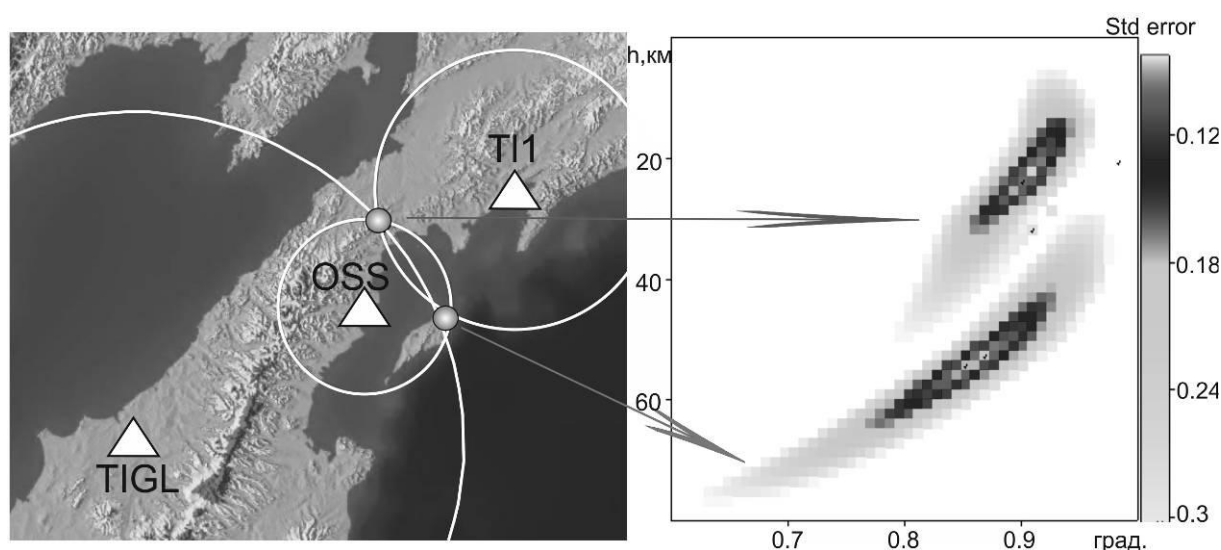


Рис. 4. Обработка по трем станциям:

слева – два равнозначно возможных положения эпицентра одного из афтершоков Ильпирского землетрясения; справа – облака невязок, соответствующие двум решениям

Выводы

1. 13 марта 2013 г. произошло редкое для севера Камчатки землетрясение с магнитудой около 6.

2. Согласно оперативному каталогу, землетрясение вызвало активизацию линейной пространственной области, существенно превышающей по своим размерам типичную афтершоковую зону для землетрясений с магнитудой $M \approx 6$.

3. Анализ показал, что выявленная при оперативной обработке линейная структура эпицентров в Карагинском заливе в марте–сентябре 2013 г. является артефактом. Причиной этого стало неудачное линейное расположение ближайших сейсмостанций и попадание эпицентральной зоны Ильпирского землетрясения на эту ось.

4. В результате пересчета размеры эпицентральной зоны Ильпирского землетрясения существенно уменьшились и стали сопоставимы с обычными размерами очага такой магнитуды. При этом ориентация облака афтершоков осталась прежней и соответствует как простиранию разломных дислокаций, так и механизму мэйншока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Яроцкий Г.П.** Поперечные дислокации активных окраин континентов Тихоокеанского рудного пояса. – Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга, 2008. – 307 с.
2. **Ежов Б.В.** Геоморфоструктурное развитие Курило-Камчатской секции Тихоокеанского подвижного пояса. – Владивосток, 1983. – 144 с.
3. **Дрознин Д.В., Дрознина С.Я.** Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. – 2010. – Т. 46, № 3. – С. 22–34.
4. **Гусев А.А.** Определение гипоцентров близких землетрясений Камчатки на ЭВМ // Вулканология и сейсмология. – 1979. – № 1. – С. 74–81.

ОПЫТ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МАЛОАПЕРТУРНЫХ ГРУПП

¹И.А. Санина, ¹И.О. Китов, ¹Н.Л. Константиновская,
¹М.А. Нестёркина, ²С.Г. Волосов, ²О.Ю. Ризниченко
¹Институт динамики геосфер РАН, г. Москва
²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Аннотация. Изложен многолетний опыт наблюдений с помощью малоапертурных групп на территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Приведены примеры повышения разрешающей способности групп при использовании метода кросскорреляции для идентификации и локации сейсмических событий различной природы.

Abstract. The results are presented for 10 years of seismological observations with the use of small-aperture arrays on the East European Platform. It is shown how the resolution property of the array is enhanced due to the application of cross-correlation method for the identification and location of seismic events of different origin.

Введение

Институт динамики геосфер (ИДГ) РАН на протяжении многих лет разрабатывает методы регистрации и анализа геодинамических, сейсмических и гидрогеологических процессов, развивающихся в земной коре и окружающей среде при техногенных и природных воздействиях.

Происходящие время от времени тектонические землетрясения свидетельствуют о наличии и развитии сеймотектонических процессов на территории ВЕП, изученность которых геофизическими методами весьма низкая, существенно ниже, например, чем их изученность на сейсмически активных территориях. В наше время интенсивного развития атомной, химической и добывающих отраслей промышленности даже слабые сейсмические воздействия могут сопровождаться заметными рисками, что выдвигает в число первоочередных задач изучение тектонического режима слабоактивных территорий [1].

В 1990-е гг. Институтом физики Земли (ИФЗ) РАН при помощи мобильных сейсмических групп малой апертуры проводились исследования параметров тонкой пространственной структуры сейсмических волновых полей в различных районах Восточно-Европейской платформы, на Кавказе и на Балтийском щите. Были опробованы группы с различной конфигурацией, в том числе с кольцевой типа NORESS: «Домодедово» в Московской области (1992 г.), «Стрижамент» на Северном Кавказе (1995 г.), RUKSA в Карелии (1999 г.) [2, 3]. Одновременно с этим разрабатывались теоретические основы методов определения параметров когерентности, рассеяния и поглощения сейсмических волн. Результаты, полученные при экспериментах в Московской области, имели принципиальное значение для обоснования возможности создания групп малой апертуры в условиях центральной части ВЕП.

Результаты наблюдений на группе «Михнево»

Группа «Михнево» (рис. 1) ИДГ РАН (MHVAR) начала функционировать в непрерывном режиме в 2004 г. и является единственной малоапертурной сейсмологической группой на территории центральной части Русской плиты [4]. Свидетельством эффективности регистрации событий с помощью группы «Михнево» служит тот факт, что среди более чем 1000 событий, происходящих на ВЕП в течение года, около 700 с магнитудой от 0.7 до 3.5, являющихся, как правило, карьерными взрывами, регистрируются только группой «Михнево» [5].

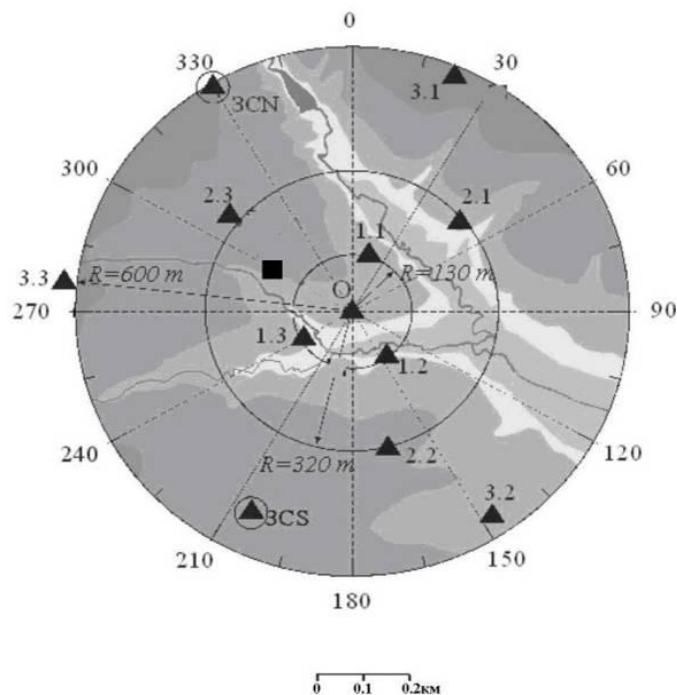


Рис. 1. Схема расположения сейсмических пунктов МСА «Михнево». Вертикальный датчик «0» расположен в центре антенны, которая считается референсной точкой для расчета относительных времен задержек. Девять пунктов наблюдения (1.1, 1.2, 1.2, 2.1, 2.2, 2.3, 3.1, 3.2, 3.3) оборудованы вертикальными датчиками и образуют три concentric окружности радиусом 130, 320 и 600 м. Два трехкомпонентных пункта наблюдения (3CN и 3CS) расположены вблизи внешнего круга. Квадрат обозначает инфразвуковую станцию

Сложность регистрации и идентификации природных событий для территории Восточно-Европейской платформы связана с интенсивными взрывными работами на многочисленных карьерах. Энергия, выделяемая при взрывах на ряде из них, таких, как, например, Лебединский, расположенный в Белгородской области, достигает магнитуды 3–3.5, т.е. сопоставима с энергией наиболее мощных землетрясений, произошедших на ВЕП. При этом карьеры располагаются в тех местах, где теоретически возможно возникновение землетрясений: места пересечения разломов, бортовые части рифтов, линеаментные зоны.

Сейсмическая антенна имеет большое преимущество в обнаружении сигналов перед трехкомпонентной станцией, обусловленное подавлением микросейсмического шума при суммировании записей.

Увеличение отношения сигнал/шум при формировании луча, соответствующего приходу плоской волны, достигается при учете задержки между временами вступления плоской волны на отдельные станции группы. Простой способ расчета времен задержек основан на предположении о постоянстве скорости сейсмической волны под антенной. Для некоррелированного между каналами микросейсмического шума среднее ожидаемое значение улучшения отношения сигнал/шум (SNR) равно \sqrt{J} , где J – число станций в группе. Консервативная оценка увеличения SNR для 12 вертикальных каналов станций «Михнево» составляет 3.5 раза или 0.5 единицы магнитуды.

Автоматическое обнаружение сигналов на МСА «Михнево» основано на заранее подготовленном наборе медленностей от 0.01 до 0.4 с/км с шагом 0.01 с/км. Разрешение по азимуту, то есть изменение значения времен задержек с азимутом линейно увеличивается с ростом медленности. В подготовленном наборе разрешение по азимуту составляет примерно 5° для 0.1 с/км и 1° – для 0.4 с/км. Нами используется детектор сигналов, основанный на отношении средних абсолютных амплитуд в коротком (STA) и длинном (LTA) временном окне: STA/LTA, которое также используется в качестве оценки отношения сигнал/шум: $SNR=STA/LTA$. На рис. 2 приведены несколько суммарных трасс сигналов от известных карьеров, которые были обнаружены автоматически.

За годы эксплуатации на МСА «Михнево» создана уникальная база данных о волновых формах взрывов из почти 100 карьеров.

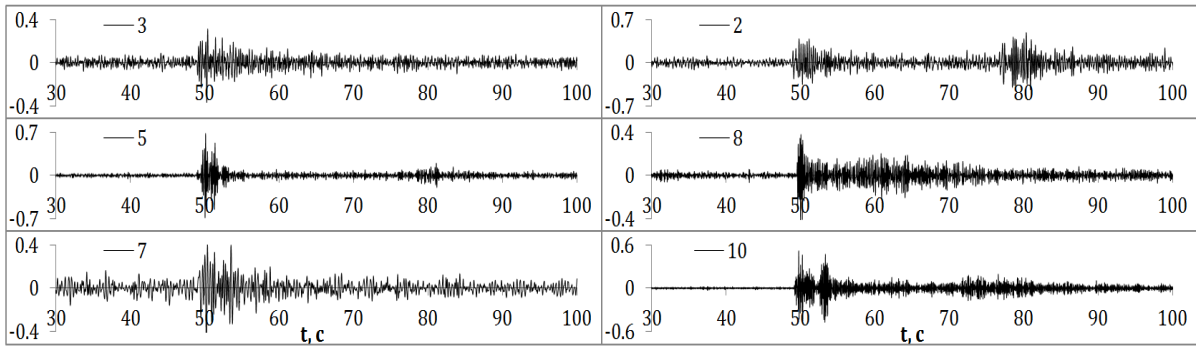


Рис. 2. Суммарные трассы для нескольких карьеров.

Перед суммированием индивидуальные записи нормируются. Максимальная амплитуда сигнала всегда меньше 1. Чем меньше максимальная амплитуда, тем больше потеря энергии сигнала при суммировании

Искусственные события, многократно повторяющиеся в одном и том же месте с практически постоянными механизмами источника, характеризуются высокой степенью подобия волновых форм как на локальных, так и на региональных расстояниях. Наиболее эффективным методом обнаружения повторяющихся сигналов является метод согласованного фильтра, т.е. обнаружение известного сигнала в неизвестном с помощью кросскорреляции [6].

Высококачественные и наиболее представительные сигналы, ассоциированные с повторяющимся сейсмическим источником, могут служить в качестве известных (шаблонных) волновых форм или мастер-событий. Главным преимуществом согласованного фильтра при обнаружении шаблонного сигнала с помощью кросскорреляции является максимизация отношения сигнал/шум (SNR) в присутствии аддитивного стохастического шума. Для МСА «Михнево» создана обширная база мастер-событий, в основном включающая искусственные источники. Однако методика выделения повторяющихся событий на локальных и региональных расстояниях и создания новых мастер-событий не исключает возможности использования землетрясений.

Хорошим примером использования согласованного фильтра при обнаружении слабых сигналов от повторяющихся источников является серия подземных испытаний в КНДР. Самый слабый взрыв был проведен в 2006 г. и не был обнаружен на МНВАР даже методом формирования луча. Используя сигналы от второго (2009 г.) и третьего (2013 г.) взрыва в качестве шаблонной (рис. 3) нам удалось уверенно (SNR=4) обнаружить сигнал от первого взрыва.

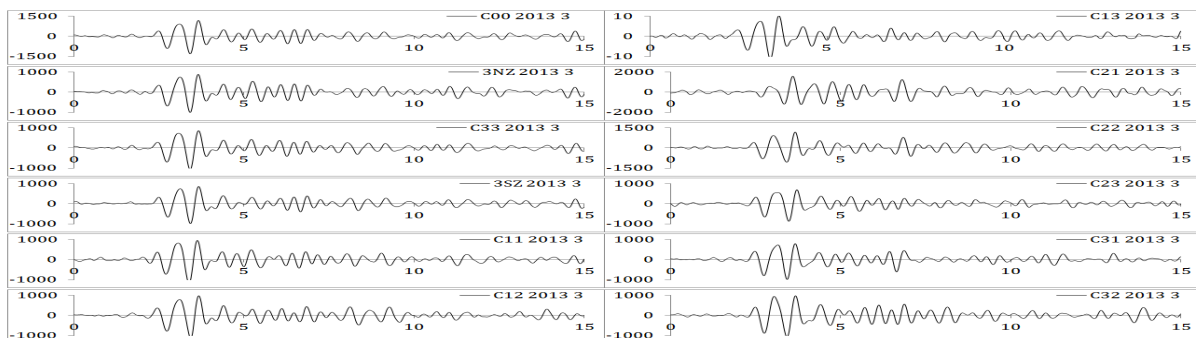


Рис. 3. Записи на 12 вертикальных каналах от взрыва 2013 г., использованные в качестве шаблонных для поиска взрыва 2006 г. методом согласованного фильтра. Записи отфильтрованы фильтром Баттерворта 3 порядка 2–4 Гц

Практически оператор-обработчик при анализе данных концентрирует свое внимание на «неизвестных» событиях, т.е. тех, шаблоны которых не содержатся в базе данных, что значительно сокращает время обработки и повышает надежность идентификации события.

Сейсмический мониторинг площадок размещения АЭС

Опыт наблюдений за сейсмическими событиями, полученный на МСА «Михнево», был применен к организации высокочувствительного сейсмологического мониторинга на проектируемых площадках Ленинградской АЭС-2 (группа «Сосновый Бор») и Нижегородской АЭС (группа «Монаково»).

Одна из основных задач сейсмологического мониторинга в платформенных условиях сводится к регистрации и идентификации микроземлетрясений в непосредственной близости от площадки. Мировая практика сейсмических наблюдений доказала эффективность применения малоапертурных сейсмических групп для регистрации слабых сигналов. Именно регистрация слабых сейсмических событий позволяет в обозримые сроки накопить представительную статистику для построения графика повторяемости и, соответственно, для оценки основных параметров проектных основ в пределах слабоактивных территорий.

На группе «Монаково», расположенной в непосредственной близости от Нижегородской АЭС, нами были проведены наблюдения в течение трех лет циклами по 2.5–4 месяца. На всех пунктах регистрации установлены 24-разрядные регистраторы Reftek-130, приемники GPS; частота опроса – 100 Гц. Динамический диапазон сейсмических каналов – 120–140 дБ. Датчики установлены на бетонные плиты, заглубленные в грунт на 0.5–0.7 м, защищены от воздействия ветра и влаги. Каждая точка оснащена регистратором/накопителем данных и временными источниками питания (аккумуляторами).

Процесс интерпретации результатов наблюдений включал анализ волновых форм, определение координат событий и их идентификацию. В среднем за каждый цикл наблюдений регистрировалось от 300 до 600 событий различной природы. Большую часть из них составляют техногенные события. Так, по наблюдениям в 2011 г., акустические сигналы составляли 50%, удаленные землетрясения – 11%, взрывы – 32%, события в ближней зоне – 3% и события, природа которых не определена – 4%.

На основе анализа космических снимков был проведен автоматизированный линеаментный анализ, позволивший построить блоковую схему территории с выделением ранжированных по активности блоковых и межблоковых структур, отражающих эндогенную и экзогенную составляющие современного геодинамического процесса. Координаты зарегистрированных очагов локальных сейсмических событий, полученных по данным натурных наблюдений с помощью малоапертурной группы, в основном совпадают с линеаментами, ранее выделенными геоморфологическими методами.

Выводы

Десятилетний опыт наблюдений на малоапертурной группе «Михнево» показал высокую эффективность использования сейсмических антенн при мониторинге слабых событий на платформенных территориях и контроле стабильности площадок размещения особо ответственных объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России* / Под ред. В.В. Адушкина и А.А. Маловичко. – М.: ГЕОС, 2013. – 384 с.
2. *Невский М.В., Чулков А.Б., Морозова Л.А., Еременко О.А.* Проблемы и перспективы развития систем сейсмологических наблюдений в XXI веке // Проблемы геофизики XXI века. – М.: Наука, 2003. – С. 180–212.
3. *Nevskiy M.V., Ryznichenko O.Yu., Sanina I.A., Volosov S.G.* RUKSA Seismic array: data and progress // Working group 5th Workshop. Abstracts. – Laami, Finland, 2000. – P. 89.
4. *Sanina I., Gabsatarova I., Chernykh O., Ryznichenko O., Volosov S., Nesterkina M., Konstantinovskaya N.* The Mikhnevo small aperture array enhances the resolution property of seismological observations on the East European Platform // J. Seismol. – 2012. – V. 15. – P. 545–556.
5. *Землетрясения России в 2011 году.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 208.
6. *Bobrov D., Kitov I., Zerbo L.* Perspectives of cross-correlation in seismic monitoring at the International Data Centre // Pure Appl. Geophys. – 2014. – V. 171, N 3–5. – P. 439–468.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕНЗОРА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КУРИЛО-ОХОТСКОГО И САХАЛИНСКОГО РЕГИОНОВ

^{1,2}Д.А. Сафонов, ¹А.В. Коновалов

¹*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

²*Сахалинский филиал ГС РАН, г. Южно-Сахалинск*

Аннотация. Проведена адаптация программного пакета ISOLA для определения тензора сейсмического момента очагов землетрясений Курило-Охотского и Сахалинского регионов методом инверсии волновых форм. Оценены границы применимости алгоритма. Показана хорошая согласованность получаемых результатов с определениями других источников и с использованием других методик.

Abstract. ISOLA software was applied for the moment tensor determination considering earthquake sources in the Kuril-Okhotsk and Sakhalin regions. The validity range of the waveform inversion method was estimated. We have got a good agreement between calculated moment tensors and the solutions taken from different agencies and used different methods of determination.

Описание программного продукта

Программный пакет ISOLA разрабатывается с 2003 г. профессором Дж. Заградником (J. Zahradnik, Charles University, Прага, Чехия) и доктором Е. Сокосом (E. Sokos, University of Patras, Греция) [1, 2]. ISOLA-GUI – это графический интерфейс, разработанный в программной среде Matlab, позволяющий совместить скорость обработки программных алгоритмов ISOLA, написанных на фортране, с удобным интерфейсом «Матлаба». Особенностью ISOLA-GUI является эффективная обработка данных, интерактивное управление процессом инверсии и широкие возможности графического отображения результатов. Новые версии программы свободно распространяются через Интернет (<http://seismo.geology.upatras.gr/isola>).

Программа ISOLA основана на представлении нескольких точечных источников и итерационном методе деконволюции, подобно [3] для телесеismicких записей, в то время как полное волновое поле и функция Грина рассчитываются методом дискретных волновых чисел [4]. Таким образом, метод применим для региональных и местных событий. Используются широкополосные записи (велосиграммы).

Программа позволяет рассчитывать полный тензор момента землетрясения, однако рекомендуется ограничиваться девиаторной частью, как более стабильной. Показателем оптимальности решения служит параметр уменьшения дисперсии (variance reduction, Vr), отражающий сходимость реальной и синтетической волновых форм, и имеющий смысл коэффициента корреляции. Неизвестными величинами, помимо компонент тензора момента, являются параметры центроида – положение центра и время, определяемые относительно заданных стартовых величин. Важным входным параметром программы является одномерная дискретная скоростная модель строения геологической среды, наибольшим образом влияющая на качество решения. Другими необходимыми данными являются координаты и калибровочные параметры сейсмических станций, записи которых используются для инверсии.

Основным управляющим параметром поиска оптимального решения, доступным оператору, служит диапазон частот фильтрации волновых форм, зависящий от множества факторов: магнитуды, глубины, удаленности гипоцентра землетрясения, относительного положения сейсмостанций, амплитудно-частотного уровня сейсмических помех.

Помимо этого, необходим подбор оптимального числа волновых форм, на которых землетрясение записано наилучшим образом, а также шага поиска решения по времени и координатной сетке.

Применение в региональных условиях

Для инверсии волновых форм, реализованной в программе ISOLA, необходимы записи сейсмоприемников, способных регистрировать без существенных искажений колебания земной поверхности в интервале частот 0.005–0.1 Гц, с такой задачей в Сахалинском и Курило-Охотском регионах справляются датчики STS-1, STS-2 и Reftek-151-120. В то время как короткопериодные сейсмические датчики, а также акселерометры, развитие сетей которых в настоящий момент проходит на о. Сахалин и Южных Курилах, малоприменимы для определения тензора сейсмического момента.

В Сахалинском и Курило-Охотском регионах оптимальным условиям для использования метода инверсии отвечают районы Южных Курил (наличие трех широкополосных сейсмостанций и большого числа станций на соседних островах Японии), Центрального и Северного Сахалина (сеть Сахалинского филиала (СФ) ГС РАН, с учетом новых станций ДВО РАН [5]). На остальной территории применимость методики зависит от каждого конкретного случая. Сильные землетрясения ($M \geq 6.0$), уверенно регистрируемые всеми станциями региона, в большинстве случаев могут быть успешно обработаны. Для слабых событий ($M \leq 4.5$) даже в оптимальных существующих условиях регистрации не всегда удается получить надежное решение.

Апробация программы ISOLA проводилась в 2012–2014 гг. на данных наиболее характерных землетрясений Сахалинского и Курило-Охотского регионов, произошедших примерно в то же время. К настоящему моменту получено около сотни решений тензоров сейсмического момента землетрясений региона. В качестве базовой модели строения коры и верхней мантии была принята модель, используемая в настоящий момент агентством NIED, Япония (<http://www.fnet.bosai.go.jp>) для аналогичных целей.

Критерии оценки результата

Основным критерием качества полученного решения является параметр Vr , изменяющийся от единицы до отрицательных величин. Хорошим можно признать решение, для которого $Vr \geq 0.5$. Однако этот параметр нельзя считать достаточным, т.к. он зависит от числа использованных данных. Так, для решения, полученного по данным только одной станции, можно получить высокий показатель Vr , однако такое решение будет крайне неустойчивым, поскольку в зависимости от параметров очага эти данные можно интерпретировать по-разному. В то же время с ростом количества задействованных каналов данных растет их рассогласованность, в первую очередь вызванная различием скоростей сейсмических волн между очагом и разными сейсмостанциями. В случае недостатка исходного материала каналы со слабой сходимостью позволяют получить устойчивое решение, при этом общий показатель Vr существенно снизится.

Другим важным контрольным параметром является расчетное время центроида, служащее ключевой переменной величиной в итерационном процессе поиска наилучшего решения. Для оптимального решения время центроида t_c должно примерно соответствовать верно определенному времени в очаге t_0 , хотя с ростом размера очага землетрясения величина $t_c - t_0$ может достигать значений в несколько десятков секунд, при этом оставаясь положительной. Особенностью метода инверсии является присутствие в поле возможных решений альтернативных максимумов корреляции (как минимум одного, отличного от основного знаком волнового поля), смещенных друг относительно друга примерно на период середины полосы фильтрации записей. Контрольным параметром для определения ошибочного максимума служит $t_c - t_0$.

Третьим показателем качества полученного решения является параметр DC , отражающий величину двухдипольной составляющей полученного тензора момента. Большинство землетрясений происходят в результате плоской подвижки вдоль разрыва,

отвечающей модели двухдипольного источника. Устойчивое решение с высоким показателем Vr и хорошо согласованным временем центра тяжести чаще всего имеет DC , близкий к 100%. Однако многократно зафиксированы устойчивые решения для тензора сейсмического момента землетрясений с преобладанием $CLVD$ -компоненты, поэтому низкое значение параметра DC не может служить однозначным показателем неверности решения, но является сигналом для более внимательного подбора параметров расчета.

Сравнение результатов

Полученные решения тензора сейсмического момента очагов региональных землетрясений сравнивались с решениями, полученными другими агентствами (GCMT, NIED), и другими методами (метод первых вступлений: FOCMEC, МЕН [6]).

Как видно из сопоставления стереограмм двухдипольного приближения тензоров сейсмического момента и механизма очага, полученного методом полярности первых вступлений (таблица), результаты в большинстве случаев достаточно близкие. Результаты расчетов по методу инверсии (2 и 3 колонка стереограмм) более походят друг на друга, по крайней мере, тип сейсмодислокации и ориентация нодальных плоскостей во всех случаях практически совпадает. Механизмы очага, полученные с использованием программы FOCMEC (1 колонка), сильнее отличаются от результатов ISOLA, что может быть связано с ограничениями методики полярности первых вступлений – вблизи о. Уруп, где зарегистрированы рассматриваемые землетрясения, сейсмических станций практически нет, что негативно влияет на устойчивость решения. Однако причиной может быть и принципиальное отличие методического подхода к поиску решения механизма очага: в случае анализа первых вступлений P -волны результат описывает модель первого разрыва, начинающего вспарывать тектонический очаг, в то время как метод инверсии имеет дело с осредненным модельным очагом, который может не совпадать с направлением первичной подвижки [7].

Таблица. Сравнение решений механизма очага землетрясений Урупской серии 2012–2013 гг., сделанных в ИМГиГ ДВО РАН и агентством GCMT (фрагмент таблицы)

№	Дата	Время в очаге	φ , °N	λ , °E	h , км	MLH	M_w	По первым вступлениям (FOCMEC)	Метод инверсии (ISOLA)	GCMT
1	20.05.2012	06:54:45.6	44.79	151.75	44	5.0	5.1			
2	08.07.2012	11:33:02.5	45.20	151.72	43	5.9	6.0			
3	11.07.2012	02:31:15.8	45.02	151.88	40	6.1	5.6			
4	12.07.2012	12:51:59.1	45.15	152.06	46	5.8	5.6			
5	14.07.2012	03:44:00.6	45.20	151.71	55	5.3	5.3			
6	14.07.2012	04:31:00.6	45.22	151.72	50	5.4	5.4			
7	2012 11.09	01:28:18.1	45.01	151.72	52	5.6	5.4			
8	19.04.2013	03:05:50.2	45.80	151.27	118	6.9	7.0			

Помимо параметров механизма очага был проведен анализ дополнительных рассчитанных данных [8]. Наиболее уязвимой координатой, влияющей на конечное решение, является глубина очага. На рисунке (а) показан пример сравнения исходной глубины очага землетрясений, для которых производился расчет тензора сейсмического момента, с глубиной, полученной в результате расчета с помощью ISOLA. Заметна тенденция систематического занижения глубины центраида, однако, если сравнить этот результат с аналогичным, полученным агентством GСMT (рисунок, б), несмотря на значительный разброс полученных глубин центраида, систематическое смещение не прослеживается. С учетом относительно невысокой магнитуды рассматриваемых землетрясений такое расхождение сложно объяснить смещением центраида относительно гипоцентра, поэтому, скорее всего, имеет место завышение глубины гипоцентра в исходном оперативном каталоге СФ ГС РАН.

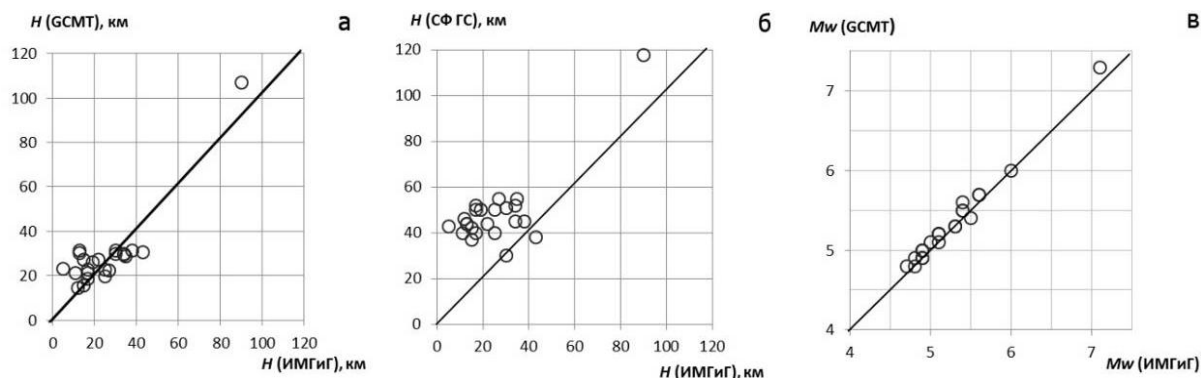


Рис. Сравнение глубины центраида и моментной магнитуды землетрясений Урупской серии 2012–2013 гг., полученных при расчете тензора сейсмического момента, с данными СФ ГС РАН (оперативный каталог) и агентства GСMT

Также было проведено сравнение рассчитанной моментной магнитуды с данными GСMT (рисунок, в). Как видно из диаграммы, в большинстве случаев расхождение не превышает 0.1, что можно признать хорошим результатом, систематического завышения или занижения также не наблюдается.

Выводы

Проведена апробация вычислительной программы ISOLA, предназначенной для расчета тензора сейсмического момента близких и региональных землетрясений. Показано, что программа позволяет достаточно уверенно определять параметры тензора момента землетрясений Курило-Охотского региона с получением результатов, хорошо согласующихся с данными наиболее авторитетного зарубежного источника – агентства Global СMT (Гарвард) и не противоречащих данным, получаемым с помощью других программных средств.

Для метода инверсии ситуация в регионе умеренно благоприятная ввиду наличия некоторого количества широкополосных сейсмических станций, однако наиболее представительные и стабильные результаты можно получать лишь вблизи Южных Курил, где достаточно плотная сеть позволяет обрабатывать землетрясения с магнитудой $M=4.0$, а в некоторых случаях и более слабые. На Северном и Центральном Сахалине плотность сети также позволяет обрабатывать относительно слабые землетрясения, однако используемый скоростной разрез земной коры, разработанный для Японии, на севере о. Сахалин дает значительную погрешность и затрудняет поиск устойчивых решений, кроме того, мелкофокусные землетрясения о. Сахалин именно из-за близости очага к земной поверхности особенно подвержены влиянию девиаций, вызванных неудачно подобранным скоростным разрезом. Для остальной территории региона обработка сильных землетрясений трудностей не вызывает, т.к. влияние погрешностей

скоростной модели падает с ростом размера очага землетрясения, а возможность выбора из большого числа успешно записавших землетрясение сейсмических станций позволяет получить более стабильный результат. Обработка землетрясений умеренной магнитуды в целом возможна, но лишь в условиях отсутствия значительных сейсмических помех, поэтому можно гарантировать представительный каталог тензоров сейсмического момента землетрясений с магнитудой $M \geq 5.0$ на всей территории юга Дальнего Востока России, а в отдельных районах – $M \geq 4.0$. Улучшению ситуации может способствовать уточнение скоростной модели строения земной коры и верхней мантии региона, а также расширение сети широкополосных сейсмических станций.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № МОЛ_А_2014-14-05-31060).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Sokos E.N., Zahradnik J.* ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data // *Comput. Geosci.* – 2008. – V. 34, I. 8. – P. 967–977.
2. *Sokos E., Zahradnik J.* Evaluating Centroid-Moment-Tensor Uncertainty in the New Version of ISOLA Software // *Seismol. Res. Lett.* – 2013. – V. 84. – P. 656–665.
3. *Kikuchi M., Kanamori H.* Inversion of complex body waves // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 1991. – V. 81. – P. 2335–2350.
4. *Bouchon M.* A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 1981. – V. 71. – P. 959–971.
5. *Ханчук А.И., Коновалов А.В., Сорокин А.А. и др.* Инструментальное и информационно-технологическое обеспечение сейсмологических наблюдений на Дальнем Востоке России // *Вестник ДВО РАН.* – 2011. – № 3. – С. 127–137.
6. *Сафонов Д.А., Коновалов А.В.* Апробация вычислительной программы ФОСМЕС для определения фокальных механизмов землетрясений Курило-Охотского и Сахалинского регионов // *Тихоокеанская геология.* – 2013. – Т. 32, № 3. – С. 102–117.
7. *Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. – М.: Наука, 1975. – 176 с.
8. *Сафонов Д.А., Гладырь Ж.В.* Урупская серия землетрясений 2012–2013 гг. // *Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 294–298.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И КОСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕКТОНИКИ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОВРЕМЕННУЮ СЕЙСМИЧНОСТЬ ЧУКОТСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Б.М. Седов

*Магаданский филиал ГС РАН, г. Магадан
Северо-Восточный КНИИ ДВО РАН, г. Магадан*

Аннотация. По материалам геолого-геофизических и аэро-, фото-, космических съемок на Чукотском полуострове выделены тектонические нарушения. Их современная активность подтверждается приуроченностью к ним эпицентров землетрясений, гидротермальных источников и кайнозойских вулканов. Сейсмичность Чукотского полуострова связана с напряжением растяжения, что отражается в механизме очагов землетрясений и существовании рифтогенных структур. Кроме линейных зон эпицентров, около 25% землетрясений относится к «рассеянным» и, по-видимому, связаны с изостазическим движением поверхности после таяния покровного льда последнего гляциального максимума на северо-востоке Азии.

Abstract. Based on geological-geophysical and aerospace photography data in Chukotka peninsula, tectonic disturbances were found. Earthquake epicenters, geothermal source and Neozoic volcanoes confirm their present activity. Chukotka peninsula's seismicity is related with tensile stress. It is confirmed by focal mechanisms of the earthquake's origins and rift genic structures. Along with epicenter zones, about 25% of all earthquakes are considered to be sparse, and apparently, concerned with isostatic movement of the surface after ice melted at the last glacial maximum in Northeast of Asia.

По силе произошедших в XX в. землетрясений на Северо-Востоке России Чукотский полуостров занимает первое место, при сравнении с прилегающими территориями – Западной Аляской, шельфом Берингова и Чукотского морей. Большинство исследователей их территория характеризуется единой геологической структурой с длительной (начиная с архея) историей развития [1]. При региональных различиях особенности сохраняются до настоящего времени. Например, оба полуострова характеризуются гидротермальной деятельностью, отражающей современную геодинамику, но по количеству источников и значениям их максимальных температур Чукотский полуостров превосходит Сьюард. Ряд различий относится к более древним периодам, например, во время верхней Перми на Чукотке возникла Колючинско-Мечигменская рифтогенная структура, заполненная ультраосновными породами. На полуострове и прилегающем шельфе Берингова моря к ней приурочена положительная аномалия силы тяжести и знакопеременное высокоградиентное магнитное поле. Но на п-ов Сьюард они не продолжают. На последнем, в отличие от Чукотки, широко проявлен молодой покровный вулканизм, выявлены многочисленные жерла вулканов.

Геодинамика и сейсмичность Чукотского полуострова

Сейсмичность Чукотского полуострова характеризуется рядом особенностей. Основная из них заключается в том, что ее определяют в основном землетрясения, эпицентры которых вытягиваются в несколько линейных зон северо-восточного простирания. На п-ове Сьюард, за исключением одной субмеридиональной зоны, расположенной на перешейке полуострова, сейсмичность является рассеянной. В первом десятилетии XXI в. американские и российские исследователи сейсмичность Чукотского

полуострова и п-ова Сьюард объясняют существованием единой структуры растяжения – рифта субширотного простирания, смещенного рядом трансформных разломов [2]. С рифтом отождествляется западная граница Берингоморской микроплиты. Напряжения растяжения в одном из секторов рифта отражают механизмы сильных землетрясений, зарегистрированных на телеметрических расстояниях. Эту геодинамику на Чукотском полуострове подтверждают и термальные источники с температурой воды более 90°C [3]. Например, Лоринские источники приурочены к разлому с углом падения около 70°, который подтвержден бурением. Их вода содержит значительное количество радона, что свидетельствует о глубинном заложении разлома. По значению температуры воды она достигает 3–5 км. Примерно такая же температура у источников, расположенных возле озера Иони и на восточном окончании полуострова вблизи пос. Уэлен.

Характеристика линейных зон землетрясений

Линейные зоны землетрясений: западные – Игельхвеевская, Северо-восточная и Менынвеевская разобщены участком протяженностью около 30 км. В его пределах сейсмичность на несколько порядков ниже и по плотности эпицентров соответствует рассеянной сейсмичности Чукотского полуострова (рис. 1). Концы зон соединяются линией, ортогональной их простиранию. Северо-восточная линейная зона наиболее сильных землетрясений имеет простирание, субпараллельное обеим зонам, и отстает от ближайшей средней зоны на 40–44 км. Обе сейсмогенные зоны приурочены к рекам Игельхвеем и Ананравеем, соединяются протяженным субмеридиональным разломом.

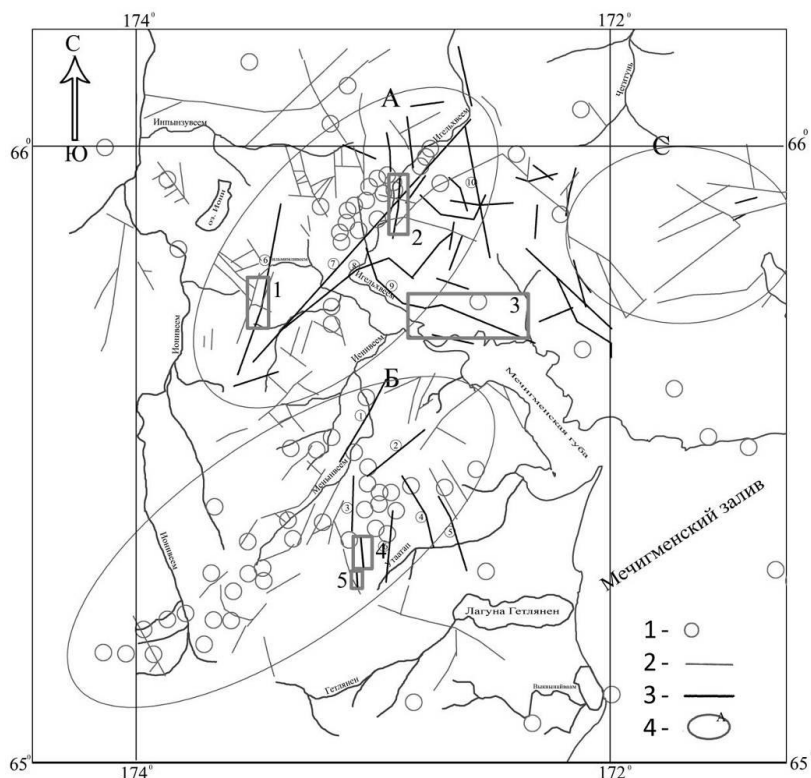


Рис. 1. Схема положения эпицентров землетрясений, тектонических нарушений и линеаментов с интерпретационными участками.

Условные обозначения: 1 – эпицентры землетрясений; 2 – тектонические разломы; 3 – линеаменты; 4 – участок примера интерпретации

Землетрясения Северо-восточной зоны, приуроченные к разломам и линеаментам того же направления, располагаются в пределах выходов на поверхность древних метаморфических толщ Уэленского выступа. Высокая прочность его пород приводит к тому, что напряжения в них разряжаются при достижении значений, существенно больших, чем в южных зонах. В этом причина возникновения сильных, но редких землетрясений.

Изолированная зона сосредоточенной сейсмичности, в которой произошел ряд сильных землетрясений, находится вблизи пос. Нешкан на побережье Чукотского моря. Последнее сильное землетрясение в этой зоне произошло в декабре 2012 года. Оно более года сопровождалось многочисленными афтершоками (до 25 и более в сутки), которые часто ощущались жителями поселка. Афтершоки образуют меридиональную зону протяженностью около 25 км [4]. В пределах этой зоны линеаменты субмеридионального простирания прослежены на шельфе при непрерывном сейсмическом профилировании (НСП) в рельефе дна ступенью высотой 4 м.

Линейность сейсмогенерирующих зон, ширина которых не превышает 4–8 км, не позволяет уверенно связывать их в единую рифтовую зону. В частности, она не выражена в поле силы тяжести: линейным зонам соответствуют различные значения, не имеющие признаков, характерных для рифтовых зон. На Сьюарде, по геологическим данным, рифтовые впадины имеют ширину 35 км и протяженность до 125 км [5]. Возможно, мелкий масштаб гравиметрической съемки (1:100000) на Чукотском полуострове не позволяет выделять современные рифты по отрицательным аномалиям.

Рассеянная сейсмичность, находящаяся вне линейных сейсмогенерирующих зон, на Чукотском полуострове может быть связана с вертикальными движениями за счет изостатического выравнивания поверхности, находившейся в период гляциального голоценового максимума под покровным оледенением мощностью более 2 км [6]. Под действием нагрузки льда поверхность прогибалась, а после таяния – вздымается вплоть до настоящего времени.

Землетрясения Чукотского полуострова и прилегающих акваторий по положению гипоцентров являются коровыми. Они возникают в результате хрупкой деформации, как правило, не глубже 15 км. Положение коровых землетрясений контролируется активными разломами. Поскольку тектоника Чукотского полуострова имеет длительную историю развития, часть разломов оказались неактивными, что затрудняет выделение активных сейсмогенерирующих нарушений. Осложняющим фактором является слабая выразительность этих разломов на дневной поверхности и в ее рельефе. Выделение активных разломов затруднено и слабой изученностью сейсмичности Чукотского полуострова, что обусловлено редкой сетью сейсмостанций в регионе. В ближайшие годы вряд ли удастся ее сгустить, в связи с чем при исследовании сейсмичности следует шире использовать данные геологии, геофизических, аэро- и космических съемок.

Линеаменты Чукотского полуострова

Учитывая связь землетрясений с дизъюнктивными нарушениями, необходимо изучить признаки линеаментов Чукотского полуострова, обращая внимание на линеаменты, расположенные в сейсмогенерирующих зонах. Для анализа использованы материалы среднемасштабных геологических и геофизических съемок, космические снимки высокого разрешения, каталоги землетрясений. Благодаря отсутствию на Чукотском полуострове древесно-кустарниковой растительности, использование материалов аэро- и космических съемок для выделения линеаментов, предположительно связанных с тектоническими разломами, оказалось исключительно плодотворным [7].

В качестве примера, для анализа характеристик разломов рассмотрим ряд сейсмогенерирующих зон. Игельхвеемская зона (рис. 1, А) находится в 25 км северо-западнее побережья Мечигменской губы. Большая ее часть приурочена к долине реки Игельхвеем, простираясь от изгиба реки, расположенного в 20 км от устья, и протягиваясь на 30 км северо-восточнее. Другая зона – Меньинвеемская (рис. 1, Б), расположена в 10 км от восточного побережья Мечигменской губы и в 222 км севернее лагуны Гетлянен. Она протягивается на 80 км в юго-западном направлении, пересекает долины рек Меньинвеем, Ионивеем и Утаатап. Плотность расположения эпицентров уменьшается по мере продвижения на юго-запад.

Для сравнения с этими зонами взят асейсмичный район, находящийся на северо-восточном продолжении Игельхвеевской зоны, удаленный от нее на 30 км (рис. 1, С). При дешифрировании аэро- и космоснимков выделены линеаменты различной ширины и протяженности. Наиболее протяженные: линеамент № 7 (рис. 1) – длина около 40 км – начинается от изгиба реки Игельхвеев, расположенного в 38 км севернее Мечигменской губы и протягивающийся в юго-западном направлении до района истоков реки Гильмимливеев. Линеамент № 9 (рис. 1), протяженностью в 24 км простирается от устья реки Ионивеев и далее в северо-западном направлении. В этом районе (долина Игельхвеев и Маргаукуннотвеев) расположена система более мелких разломов, пересекающих долину, либо находящихся южнее нее, – протяженностью от 10 км и менее. Более протяженный линеамент (рис. 1, № 5) длиной около 25 км пролегает в северо-западном направлении. К этой системе разломов и приурочена Игельхвеевская эпицентральная зона (рис. 1, А), включающая в себя около 25 эпицентров землетрясений.

Для количественной характеристики разломов, находящихся в сейсмогенерирующих зонах, параметры линеаментов, выделенных по комплексу данных, были подвергнуты статистической обработке (рис. 2). Поскольку в районах недостаточно изученной сейсмичности протяженность разломов часто принимается в качестве интегрального показателя уровня сейсмической опасности, длина разломов учитывалась при статистической обработке. На стереограмме азимутов простирания и протяженности разломов и линеаментов, построенной по данным геологических карт и результатов дешифрирования (рис. 2 а), видно, что наиболее крупные разломы протяженностью 10 км и более имеют субмеридиональное направление с отклонением около 20°.

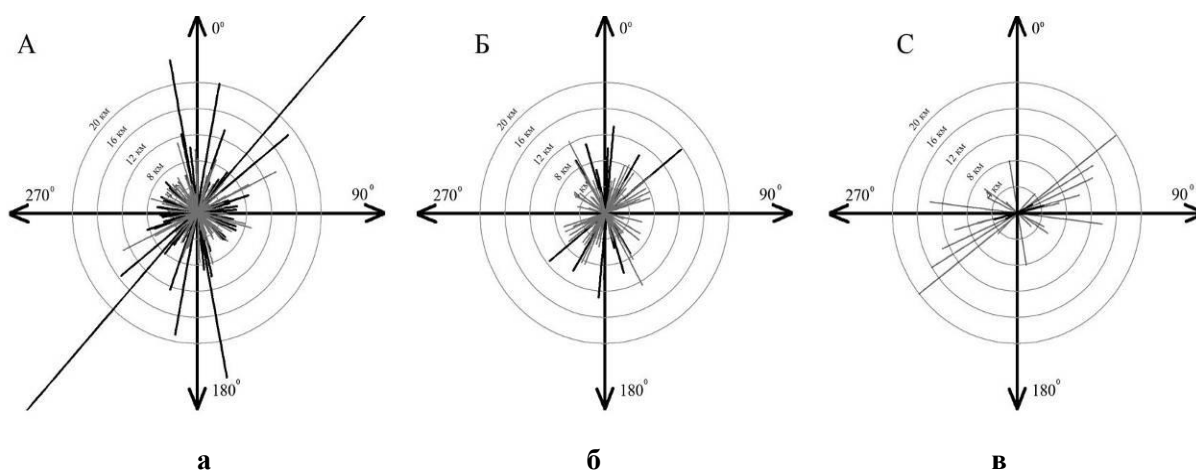


Рис. 2. Стереогаммы параметров разломов и линеаментов на участках А (а), Б (б) и С (в).

Положение участков показано на рис. 1

В южной части исследуемого района – Меньинвеевская зона (рис. 1, Б) – выделяются линеаменты 1 и 2 протяженностью 20 и 15 км, простирающиеся на юго-запад. Они начинаются, соответственно, в 8 км юго-западнее устья р. Ионивеев и в 30 км севернее лагуны Гетланен. Восточнее этих разломов, пересекая долину реки Утаатап, наблюдаются субпараллельные линеаменты 3, 4, 5 и 6 северо-восточного направления и протяженностью от 8 до 15 км. Два мелких разлома дешифрированы в западной части этой эпицентральной зоны. На стереограмме этого участка (рис. 2 б) видно, что разломы длиной 10 км и более имеют тоже субмеридиональное направление, но для них углы отклонения составляют 40–45°. В зоне С (рис. 1) количество разломов и выделенных линеаментов меньше (13), чем в зонах А и Б. Азимуты простирания (рис. 2 в) также отличаются и расположены в меньшем интервале: более крупные – 40–50°; мелкие – 280–300°.

Заключение

В результате анализа космических снимков, геологических карт и размещения эпицентров землетрясений можно сделать выводы, что линейные эпицентрально-зональные приурочены к районам наибольшей плотности разломов, и, судя по стереограммам, азимутальные простирания большинства разломов имеют субмеридиональное направление с небольшим отклонением. В асейсмичных зонах плотность разломов значительно меньше и азимутальные направления ближе к северо-восточному простиранию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Mackey R., Fujita K., Gunbina L. et al.* Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for the Bering block // *Geology*. – 1997. – V. 25. – P. 978–982.
2. *Fujita K., Mackey K., McGaleb R., Sedov B. et al.* Seismicity of Chukotka, Northern Russia // *Geol. Soc. Am.* – 2002. – Special Paper 360. – P. 259–272.
3. *Седов Б.М.* Динамика растяжения и термальные источники линейных зон сейсмичности и их отражение в структурно-геодинамическом факторе Чукотского полуострова // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонические концепции и следствие. Материалы Всероссийского совещания. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. – С. 45–50.
4. *Седов Б.М., Курткин С.В., Мяки К.Д.* Макросейсмические исследования Восточной Чукотки // *Вестник СМУ*. – 2005. – Вып. 4. – С. 53–60.
5. *Turner D.L., Swanson S.E.* Continental rifting – a new tectonic model for the Central Seward Peninsula // *Geophysical Institute Report UAG R-285*. – Fairbanks, 1981. – 125 p.
6. *Ганов А.П., Седов Б.М.* Гляциоизостазия и рифтогенез – энергетический источник геодинамики Чукотского полуострова и шельфа прилегающих морей // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонические концепция и следствие. Материалы Всероссийского совещания. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. – С. 139–146.
7. *Itti D., Sedov B.* Seismicity of Chukotka peninsula: sight space // 8 General Assembly ASC2010. – Hanoi-Viet-Nam, 2010. – S-32.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ ЯРО ОБЪЕКТОВ НИИАР (Г. ДИМИТРОВГРАД, УЛЬЯНОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

А.М. Соболев, С.А. Ефаров, А.Л. Петелин
ОАО «ГНЦ НИИАР», г. Димитровград Ульяновской обл.

Аннотация. Обсуждаются вопросы сейсмической безопасности ОАО «ГНЦ НИИАР». Приведены данные о сейсмических параметрах района расположения предприятия (г. Димитровград, Ульяновская область), об исследованиях сейсмичности, о нормативных требованиях и подходах к обеспечению сейсмической безопасности ЯРОО ОАО «ГНЦ НИИАР».

Abstract. The seismic safety of NIAR PLC is discussed. The information about seismic parameters for the region of location of the company (Dimitrovgrad Ulyanovsk Region) based on the studies of seismicity, regulatory requirements, and approaches to ensure the seismic safety of NIAR PLC is presented.

Обеспечение сейсмической безопасности объектов атомной энергии является обязательным условием их эксплуатации. Это условие распространяется и на институт ОАО «ГНЦ НИИАР». В институте эксплуатируются все категории объектов атомной энергии, включая шесть ядерных реакторных установок и полигон подземного размещения жидких радиоактивных отходов. Согласно действующим в стране нормативно-техническим документам (НТД), сейсмическая безопасность – это состояние, при котором путем выполнения правовых норм, инженерно-технических и сейсмозащитных требований, а также проведения соответствующих мероприятий, достигается уменьшение или практическое исключение негативного воздействия землетрясений на объекты [1, 2].

Обеспечению сейсмической безопасности в ОАО «ГНЦ НИИАР» уделяется значительное внимание. Регулярно выполняются комплексные исследования сейсмического состояния территории и геодинамических, сейсмотектонических, грунтовых и гидрогеологических условий района расположения института, проводится непрерывный и периодический сейсмический мониторинг. Процедуры обеспечения сейсмической безопасности ядерных и радиационно опасных объектов (ЯРОО) закреплены НТД России, документами МАГАТЭ [3–7].

Сейсмическая безопасность начинается с выбора соответствующей территории, удовлетворяющей требованиям НТД. Выбор площадки для института был произведен в 50-х гг. прошлого столетия. Промплощадка института является частью территории ВЕП с относительно низкой сейсмичностью с $M \leq 3.0$, расположенной на правом берегу реки Большой Черемшан – левого притока реки Волги – вблизи г. Димитровград Ульяновской области [1, 8]. По результатам анализа космических снимков района площадка находится на цельном монолитном участке (клиновидном блоке), ограниченном разрывными тектоническими нарушениями. В позднекайнозойское (новейшее) время в районе тектонические деформации имели исключительно изгибающую природу. Возникшие и продолжающиеся развиваться структуры представлены сводами и впадинами. Данных о наличии активных разрывных деформаций нет.

Для территории в радиусе 300 км характерны следующие геологические структуры: антеклизы, синеклизы, крупные выступы и впадины, авлакогены и зоны протяженных неотектонических разрывных нарушений. Возможные землетрясения, вызванные этими структурами, на промплощадке могут проявиться сотрясениями с интенсивностью до 4–6 баллов по шкале MSK-64. Достоверными считаются 14 землетрясений, произошедших между 1807 и 2008 гг. (временной интервал в 201 год), наблюдавшихся в 500-км круговой зоне с $M=3.5-5.0$. Для этих 14 землетрясений был рассчитан график повторяемости Гуттенберга–Рихтера $\lg N(M)=a+b \cdot M$, где $N(M)$ – кумулятивное число событий с магнитудой $\geq M$; a , b – коэффициенты. Полученные по алгоритму максимального

правдоподобия параметры соотношения Гуттенберга–Рихтера имеют следующие значения: $a=0.51\pm 0.264$; $b=0.48\pm 0.062$.

Сейсмичность района также определяют некоторые техногенные процессы, реализуемые в районе – это прежде всего нефтедобыча в Республике Татарстан (г. Альметьевск). Для землетрясений в районах нефтедобычи были характерны землетрясения с магнитудой от 3.5 до 5. В результате современных исследований с привлечением ИФЗ РАН и ИГЭ РАН была показана принципиальная ошибочность сеймотектонических предположений, определяющих до этих исследований параметры сейсмичности района г. Димитровграда Ульяновской области. В настоящее время магнитуда максимального возможного здесь сейсмического события оценивается в 4.2, гипоцентральные расстояния от зон ВОЗ до промплощадки – более 10 км. С учетом этих данных современная исходная сейсмическая интенсивность района оценивается в 6 баллов. На основе карт ОСР-97-В (повторяемость землетрясений – один раз в 1000 лет) сейсмичность в районе г. Димитровграда оценивается в 6 баллов, по карте ОСР-97-Д (повторяемость землетрясений один раз в 10000 лет) – 7.5 баллов. Потенциальный очаг землетрясения, представляющий наибольшую опасность для площадок строительства в районе г. Димитровграда, расположен в пределах домена D-0122 с максимальной магнитудой $M_S=5.5$ на эпицентральной расстоянии $\Delta=5\div 6$ км при глубине очага 5–6 км. Район г. Димитровграда подвержен сотрясениям от удаленных очагов сильных и катастрофических землетрясений, которые, в частности, периодически происходят в Туркменистане.

Территория промплощадки разделена на участки и подучастки микросейсмического районирования. Сейсмичность отдельных участков размещения объектов использования атомной энергии (ОИАЭ) определялась как рассчитанная по методу сейсмической жесткостей. В соответствии с нормативным документом РСН 65-87 «Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Технические требования к производству работ» суммарное приращение сейсмической интенсивности относительно исходной балльности ΔJ , принимаемой для района исследования, рассчитывалось по соотношению: $\Delta J = \Delta J_c + \Delta J_B + \Delta J_{PEZ}$, где $\Delta J_c, B, PEZ$ – приращения сейсмической интенсивности соответственно за счет различия сейсмической жесткости на изучаемом и эталонном грунтах, за счет ухудшения сейсмических свойств грунтов на изучаемом участке при обводнении (водонасыщении) и за счет возможного возникновения резонансных явлений при резком различии сейсмических жесткостей в покрывающей и подстилающей толще.

В результате обширных инженерных изысканий были изучены характеристики и свойства грунтов, слагающих участки, а также определены уровни грунтовых вод. Было показано, что территория и участки промплощадки сложены грунтами II категории (необводненные песчано-глинистые грунты, либо близкие по составу грунты, относящиеся ко II категории по сейсмическим свойствам и имеющие следующие параметры: $V_P=500\text{--}700$ м/с, $V_S=250\text{--}350$ м/с, $\rho=1.7\text{--}1.8$ г/см³), а приращения сейсмической интенсивности по методу сейсмической жесткости – существенно меньше единицы. Отдельно была оценена возможность разжижения грунта (водонасыщенные пески) при сейсмических событиях. В качестве критерия принималось отношение продольных и поперечных скоростей сейсмических волн и их абсолютные значения. Расчеты показали маловероятность разжижения грунтов при сейсмическом воздействии на промплощадку. Приращения сейсмической интенсивности (ΔJ) по материалам регистрации микросейсм оценивались по известной зависимости $\Delta J = 2 \lg(A_{\max i} / A_{\max \text{э}})$, где $A_{\max i}$ и $A_{\max \text{э}}$ – максимальные амплитуды микроколебаний на исследуемом и эталонном грунтах, соответственно [9]. По материалам измерений микросейсм относительно эталонного пункта с грунтами II категории в низкочастотном диапазоне колебаний ($1\div 4$ Гц) приращения ΔJ по данным измерения микросейсм отличались от 0 не более чем на ± 0.05 баллов.

Полученные данные о сейсмическом состоянии территории, геодинамических, сеймотектонических, сейсмологических, грунтовых и гидрогеологических условиях района позволили оценить сейсмическую опасность промплощадки ПЗ=5–6, а МРЗ=6–7 для разных участков строительства новых и существующих ЯРОО. Эти данные были учтены при проектировании новых объектов, строительстве сейсмостойких сооружений,

а также при проведении стресс-тестов для исследовательских ядерных установок (ИЯУ) предприятия в связи с событиями на АЭС «Фукусима».

Сейсмическая опасность территории района расположения ОАО «ГНЦ НИИАР» непрерывно контролируется. Для этого используется стационарная сейсмическая станция с четырьмя пунктами регистрации (три оснащены сейсмодатчиками ССМ-01 и ССМ-С; один – СМ-3КВ), расположенными по периметру промплощадки. Наблюдения на этой станции позволяют регистрировать удаленные землетрясения с $M > 3$ на расстояниях более 1000 км.

Дополнительная безопасность обеспечивается оснащением ИЯУ предприятия системами индустриальной антисейсмической защиты. Эти системы позволяют при сейсмическом воздействии на фундаменты ЯРУ включить системы аварийной защиты.

Выводы

Сейсмическая безопасность ЯРО объектов ОАО «ГНЦ НИИАР» обеспечивается совокупностью выполнения различных требований НТД и научно-инженерных действий:

- выбором территории расположения объектов с низкой фоновой сейсмичностью, отсутствием на ней тектонических явлений и значительно удаленных от действующих очагов землетрясений (зона Вранча, Кавказа и Копетдага и др.);
- использованием при проектировании ядерных и радиационно опасных объектов результатов ОСР-97D для Ульяновской области (г. Димитровград) с учетом данных микросейсмических исследований на участках предполагаемого строительства;
- проведением сейсмологических исследований для территории расположения проектируемых объектов на удалении до 300–500 км от объекта и участков строительства;
- использованием при сооружении объектов методов сейсмостойкого строительства с ПЗ=6 и МРЗ=7 баллов по шкале MSK-64;
- проведением периодических микросейсмометрических исследований для участков строительства новых ЯРОО и ЯРОО, эксплуатируемых сверх назначенных сроков;
- непрерывными инструментальными измерениями сейсмических проявлений на территории расположения промплощадки НИИАР и их анализом;
- оснащение ядерных и радиационно опасных объектов системами антисейсмической индустриальной защиты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бугаев Е.Г., Фихиева Л.М.* Проблемы сейсмического мониторинга районов размещения объектов использования атомной энергии России // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 58–61.
2. *СТО 95-103-XXXX* Руководство по методике комплексного инженерно-сейсмометрического и сейсмологического мониторинга состояния конструкций зданий и сооружений, включая площадки их размещения. – М., 2013.
3. *НП -031-01* Нормы проектирования сейсмостойких атомных станций.
4. *НП-032-01* Размещение атомных станций. Основные критерии и требования по обеспечению безопасности.
5. *НП-050-03* Размещение ядерных установок ядерного топливного цикла. Основные критерии и требования по обеспечению безопасности.
6. *ПиН АЭ-5.6* Нормы строительного проектирования АС с реакторами различного типа.
7. *РБ-019-01* Оценка сейсмической опасности участков размещения ЯРОО на основании геодинамических данных. – М., 2001.
8. *Астафьева Т.В., Соколов А.М., Гремячкин В.А.* Результаты сейсмометрических измерений на территории расположения ОАО «ГНЦ НИИАР» // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 47–50.
9. *Алешин А.С.* Сейсмическое микрорайонирование особо ответственных объектов. – М.: Светоч Плюс, 2010. – 303 с.

ГЛУБОКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ КИТАЕ С $M_B=7.0$ 28 ИЮНЯ 2002 Г.

О.Е. Старовойт, Л.С. Чепкунас, М.В. Коломиец, М.И. Рыжикова
Геофизическая служба РАН, г. Обнинск

Аннотация. Приводятся данные о макросейсмических проявлениях глубокофокусного землетрясения ($m_b=7.0$, $h=565$ км) в Северо-Восточном Китае на территории России. Проводится анализ волновой картины и спектрального состава сейсмических волн, зарегистрированных сейсмическими станциями MOS и OBN на телесеизмических расстояниях.

Abstract. The article provides data on macroseismic manifestations for deep-focus earthquake ($m_b=7.0$, $h=565$ км) in the northeast China on the territory of Russia. The paper presents analysis of the waveform and the spectral composition of seismic waves recorded by seismic stations MOS and OBN at teleseismic distances.

24 мая 2013 г. произошло сильное глубокофокусное землетрясение в Охотском море. Оно ощущалось на значительной территории Евразии, включая такие крупные города России, как Москва, Санкт-Петербург, Пермь, Новосибирск и др. [1–3]. В частности, оно инициировало интерес сейсмологов к другим глубокофокусным землетрясениям, макросейсмический эффект от которых также проявлялся на больших расстояниях от эпицентров. Одним из таких событий и было землетрясение 28 июня 2002 г. в приграничной области Северо-Восточного Китая с Россией [3, 4].

Параметры землетрясения

Параметры землетрясения по данным различных сейсмологических центров приведены в табл. 1.

Таблица 1. Параметры землетрясения 28 июня 2002 г.
по данным различных центров

Центр	Время в очаге	φ , °N	λ , °E	h , км	Число станций	Магнитуда/ число станций
ГС РАН [5]	17:19:30.1	43.75	130.68	565	223	$m_b=7.0/11$ $MPSP=6.5/38$
NEIC [6]	17:19:30.3	43.752	130.666	566	713	$m_b=6.7/205$ $M_w=7.3$
ISC [7]	17:19:30.6	43.763	130.665	568	1159	$m_b=6.6/256$

Сравнение параметров по данным разных центров показывает, что разброс по φ и λ не превышает 10 км, по времени в очаге – не больше 0.5 с, по глубине очага – до 3 км, что говорит о высокой точности определения глубины очага.

Положение очага землетрясения и исторические сведения

Положение эпицентра землетрясения 28 июня 2002 г. показано звездочкой на карте (рис. 1 а) совместно с известными в этом районе очагами за период 1955–2004 гг. Список наиболее сильных глубокофокусных землетрясений с $MPSP>6$ для региона с координатами между 41–46°N и 129–133°E приведен в табл. 2 (№ 1 – из [8], № 2–16 – из [5]), а также представлен на выделенном фрагменте карты (рис. 1 б) с известными механизмами очага [6].

На рис. 1 видно, что проекция области глубоких землетрясений ($h>500$ км) на поверхность земли достаточно компактна и невелика по размеру. Она вытянута в субмеридиональном направлении на 420 км, ее ширина не превышает 75 км. Глубокие землетрясения приурочены, по В.Е. Хаину [9], к Китайско-Корейскому кратону, являющемуся древней платформой.

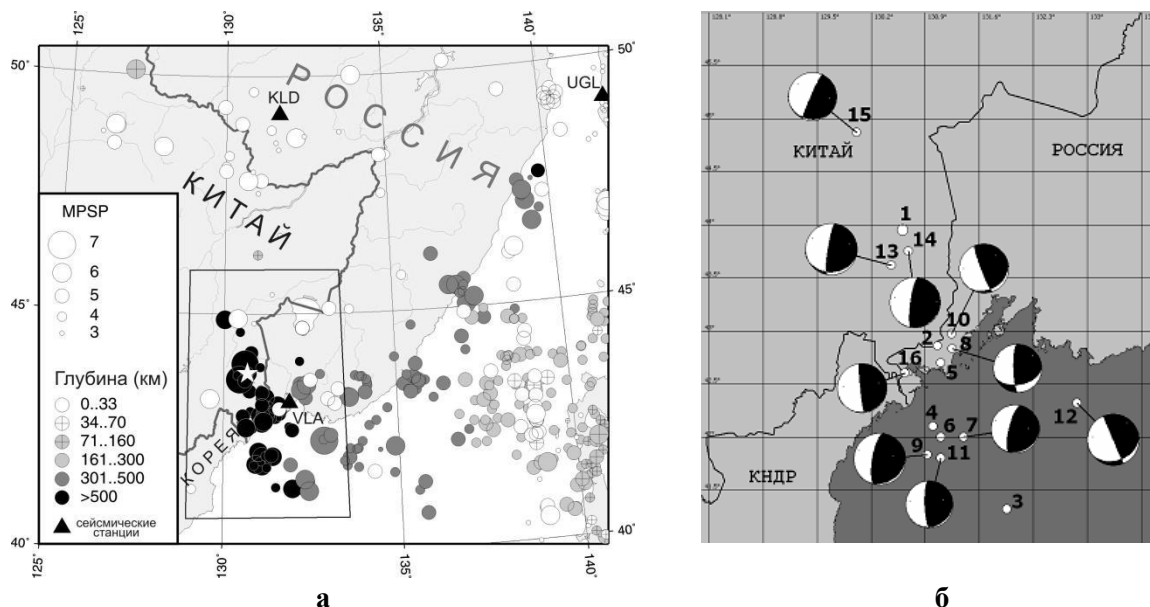


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений:
а – за период 1955–2004 гг.; б – глубокофокусных землетрясений
с $MPSP > 6$ с механизмами очага

Таблица 2. Список землетрясений с $MPSP > 6$ из региона
с координатами 41–46°N и 129–133°E

№	Год	Месяц	День	Время	φ , °N	λ , °E	h , км	$MPSP$
1	1957	01	03	12:48:28.0	43.95	130.61	570	7.4
2	1959	10	29	14:30:25.0	42.86	131.06	535	6.7
3	1960	07	02	12:44:22.0	41.32	131.96	530	6.2
4	1969	04	10	14:54:05.0	42.10	131.00	570	6.2
5	1973	09	10	07:43:34.0	42.70	131.10	580	6.4
6	1973	09	29	00:44:02.0	42.00	131.10	600	6.7
7	1977	03	09	14:27:54.0	42.00	131.40	560	6.2
8	1979	01	31	12:36:25.1	42.83	131.25	560	6.2
9	1979	08	16	21:31:26.0	41.83	130.93	600	6.7
10	1981	11	27	17:21:45.4	42.97	131.24	550	6.3
11	1990	05	11	13:10:19.9	41.80	131.10	593	6.1
12	1994	07	21	18:36:30.7	42.32	132.87	468	6.7
13	1999	08	04	13:10:34.5	43.62	130.46	570	6.7
14	2002	06	28	17:19:30.1	43.75	130.68	565	6.5
15	2002	09	15	08:39:32.0	44.87	130.01	576	6.2
16	2010	02	18	01:13:16.6	42.60	130.65	567	6.3

Макросейсмические проявления

Несмотря на значительную магнитуду землетрясения ($m_b=7.0$, $M_w=7.3$), макросейсмический эффект на поверхности был не столь велик по силе, как при поверхностных очагах, в то время как область осознания землетрясения была очень обширной.

Его эпицентр располагался в провинции Цзилинь на северо-востоке Китая, близ границы с Россией и КНДР. Землетрясение ощущалось в северных районах Китая, в провинциях Цзилинь, Хэйлунцзян, Ляонин, расположенных вблизи эпицентральной области. Кроме того, сообщается об осознании в Пекине и провинциях Шаньдун и Хэнань, расположенных на 1000 км южнее. Оно также ощущалось в отдельных частях Хэбэя, Хэнани, Внутренней Монголии, в Сеуле (Южная Корея). Толчки зарегистрированы силой 2 балла (по 7-балльной шкале JMA) в отдельных частях Восточного Хонсю и юга Центрального Хоккайдо, силой в 1 балл (по шкале JMA), в Центральном и Северном Хонсю и Южном Хоккайдо. При землетрясении были зарегистрированы сильные инфразвуковые излучения, на основе которых была определена глубина очага [10].

Эпицентральная область землетрясения приходится на зону крупных вулканов, самый сильный располагался в 300 км от эпицентра события 28.06.2002 года. В [11] обсуждается вопрос, не связано ли событие 28.06.2002 г. с этой вулканической зоной.

Подземные толчки ощущались на территории России, в Приморском крае: в пос. Славянка – силой 2–3 балла, в городах Уссурийск, Владивосток, Артем, Спасск-Дальний и Арсентьев – 2 балла по 12-балльной шкале MSK-64 [12].

Вместе с тем это землетрясение было необычным. Впервые были получены макросейсмические данные об ощутимости сильного глубокого землетрясения на телесеismicких расстояниях далеко за пределами Приморья. Землетрясение ощущалось на Урале (Екатеринбург, Пермь – $\Delta \approx 5100$ км) – силой до 3 баллов, в Усть-Каменогорске ($\Delta \approx 6300$ км) – 3–4 балла, Москве (на верхних этажах зданий юго-восточного округа, $\Delta \approx 6280$ км) и на Кавказе (в Махачкале) – 2–3 балла ($\Delta \approx 6400$ км, сотрясения отмечались выше 8-го этажа).

Анализ волновой картины и спектров

Записи сейсмических станций MOS и OBN были исследованы на предмет нахождения особенностей волновой картины, характерной для глубокофокусного землетрясения. В 2002 г. на станции MOS аппаратура состояла из регистратора DASS и сейсмометра СКД, на станции OBN работала цифровая сейсмическая станция IRIS-IDA MK-7 и сейсмометры STS-1 и CMG-3T.

На станциях MOS ($\Delta = 56.6^\circ$) и OBN ($\Delta = 57.7^\circ$) даже без фильтрации отмечаются глубинные фазы pP и sS . Волна SSS с периодом 35 с хорошо выделяется на вертикальной составляющей, на горизонтальных составляющих амплитуда и период меньше, возможно, из-за наложения с глубинной фазой sS . Отсутствие поверхностной волны также характерно для записей глубокофокусных землетрясений (рис. 2).

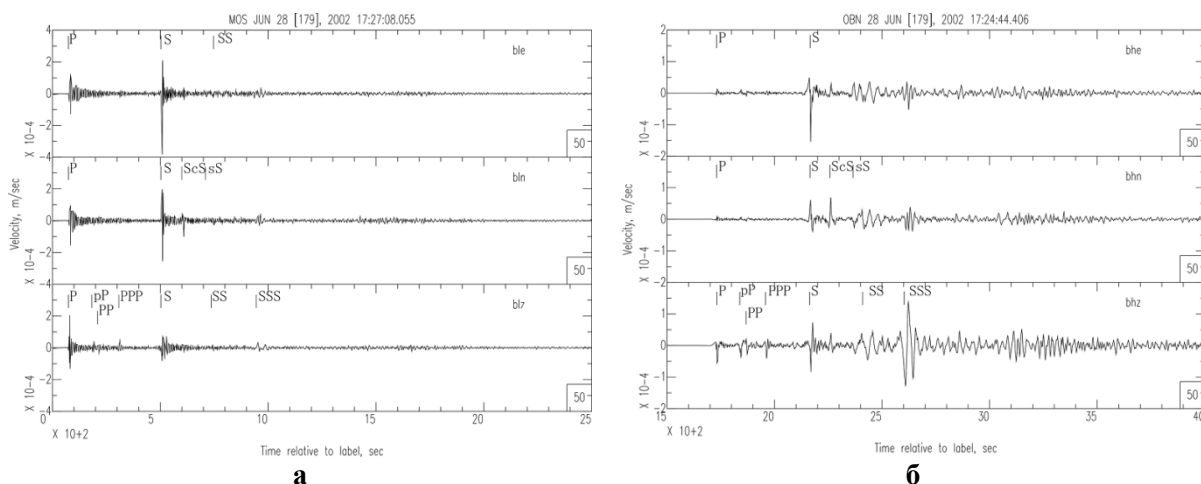


Рис. 2. Трехкомпонентные сейсмограммы землетрясения 28.06.2002 г. на станциях: а – MOS ($\Delta = 56.6^\circ$); б – OBN ($\Delta = 57.7^\circ$)

На рис. 3 представлены графики спектральной плотности ускорений движений грунта при землетрясении 28.06.2002 г. на станциях MOS и OBN. Преобладающие значения спектральной плотности находятся в интервале периодов от 0.4 до 3 с для волн P , S станции MOS и волны P станции OBN и от 1.1 до 6–7 с для волн S станции OBN.

Для получения оценок интенсивности по инструментальным данным на станциях MOS и OBN были определены максимальные (пиковые) значения скорости и ускорения (табл. 3).

В [13] приведены данные о корреляции сейсмической интенсивности с амплитудами колебаний грунта. В частности, интенсивности 2 балла соответствует интервал максимальных скоростей 0.029–0.086 см/с. Значение максимальной скорости, зафиксированное в S -волне на станции MOS, уверенно попадает в этот интервал, по станции OBN – крайнее снизу значение.

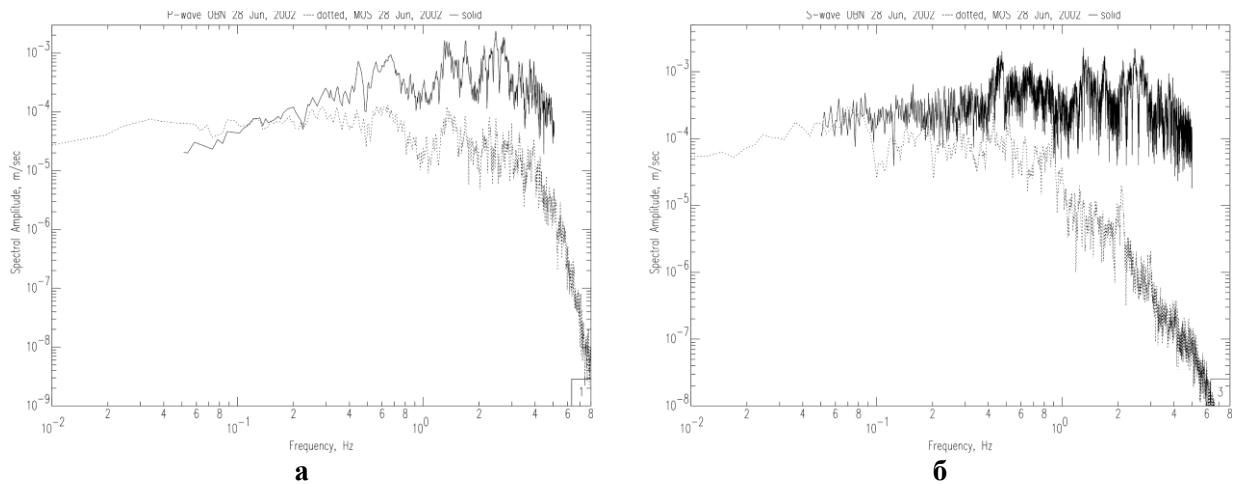


Рис. 3. Спектральная плотность ускорений движения грунта при землетрясении 28.06.2002 г. на станциях MOS и OBN: а – P-волна; б – S-волна (Z-составляющая)

Таблица 3. Максимальные ускорения и скорости для станций MOS и OBN

Станция	28.06.2002 г.				24.05.2013 г.			
	Скорость, см/с		Ускорение, см/с ²		Скорость, см/с		Ускорение, см/с ²	
	P	S	P	S	P	S	P	S
MOS	0.016	0.074	0.21	0.13	0.05	0.08	0.59	0.16
OBN	0.008	0.029	0.079	0.09	0.037	0.076	0.16	0.15

В [14] интервал максимальных ускорений, соответствующий интенсивности 2 балла, – 0.21–1.0 см/с². И в этом случае зафиксированное значение максимального ускорения в P-волне для станции MOS также соответствует интенсивности 2 балла. Для станции OBN (в Обнинске землетрясение не ощущалось) значения в P- и S-волне значительно меньше этого интервала. Для сравнения в табл. 3 приведены значения для землетрясения 24.05.2013 г. в Охотском море, описанном подробно в [3].

Механизм очага

Проанализированы механизмы очагов глубокофокусных землетрясений 28.06.2002 г. и 24.05.2013 г. (табл. 4, рис. 4). Они рассчитаны по методу тензора момента центра.

Таблица 4. Параметры механизма очага землетрясений

Оси главных напряжений						Нодальные плоскости					
T		P		N		NP1			NP2		
Pl	Azm	Pl	Azm	Pl	Azm	Stk	Dp	Slip	Stk	Dp	Slip
56	88	33	285	8	190	188	79	82	43	14	124
36	101	54	284	1	192	184	10	-98	12	81	-89

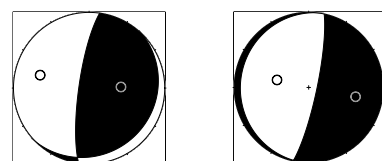


Рис. 4. Механизмы очагов землетрясений: а – 28.06.2002 г.; б – 24.05.2013 г.

Тип движения для двух землетрясений различный. В случае 28.06.2002 г. – это взброс по вертикальной плоскости, надвиг – по пологой, в случае 24.05.2013 г. – движение в очаге представлено чистым сбросом по вертикальной плоскости и сбросом с элементами правостороннего сдвига – по пологой. Как видно, несмотря на близкие значения глубин глубокофокусных землетрясений, отмечается различие в типе движения в их очагах, что связано, вероятно, с различным тектоническим строением регионов Северо-Востока Китая (регион Приморья России) и Охотского моря.

Все механизмы очага, представленные на рис. 1 б, отличаются похожим типом движения, с более выраженной надвиговой компонентой для землетрясений № 8, 10, 12, 13.

Заключение

Сейсмоактивная зона, расположенная в пограничном районе России, Китая и КНДР, характеризуется наличием глубокофокусных землетрясений, которые по геологическим данным связаны с древней Корейско-Китайской платформой. За последние 60 лет в этом районе произошло 16 землетрясений с $MPSP > 6$, в том числе землетрясение 28.06.2002 г., рассмотренное в этой статье. Анализ показал наличие макросейсмического эффекта на расстояниях порядка нескольких тысяч километров от эпицентра. Представляется целесообразным на базе этих событий продолжить изучение серии глубокофокусных землетрясений из этой зоны с целью выявления возможной связи силы макросейсмического эффекта с механизмом их очагов. Проблема изучения глубокофокусных землетрясений нуждается в любых экспериментальных данных, содержащих информацию о механизме их очагов. Трудно представить, что механизмы очагов коровых и глубокофокусных землетрясений, происходящих в существенно различной геолого-геофизической среде, могут описываться в рамках одной и той же модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Ассиновская Б.А., Карпинский В.В., Карпинская О.В., Панас Н.М.** Макросейсмические проявления в Санкт-Петербурге землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 17–20.
2. **Маловичко А.А., Маловичко Е.А.** Макросейсмические проявления в Москве от глубокофокусного землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 3–9.
3. **Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Рыжикова М.И.** Анализ макросейсмических данных глубокофокусного землетрясения 24 мая 2013 г. в Охотском море // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 10–16.
4. **Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Коломиец М.В.** Хроника сейсмичности Земли. Сейсмичность Земли в декабре 2012 г. – мае 2013 г. // Земля и Вселенная. – № 6. – 2013. – С. 96–101.
5. **Геофизическая служба РАН** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ceme.gsras.ru>.
6. **U.S. Geological Survey Home Page** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.usgs.gov/>.
7. **International Seismological Centre** [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.isc.ac.uk>.
8. **Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.** / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. – М.: Наука, 1977. – 536 с.
9. **Хаин В.Е.** Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001. – С. 179–192.
10. **Che I.-Y., Kim G., Le Pichon A.** Infrasound associated with the deep $M=7.3$ Northeastern China Earthquake of June 28, 2002 // *Earth Planets Space*. – 2013. – V. 65, N 2. – P. 109–113.
11. **Zhao D., Tian Y.** Changbai intraplate volcanism and deep earthquakes in East Asia: a possible link? // *Geophys. J. Int.* – 2013. – V. 195, N 2. – P. 706–724.
12. **Фокина Т.А., Коваленко Н.С., Рудик М.И., Сафонов Д.А.** Приамурье и Приморье // Землетрясения Северной Евразии, 2002 год. – Обнинск: ГС РАН, 2008. – С. 196–199.
13. **Сейсмические опасности.** Тематический том / Под ред. Г.А. Соболева. – М.: Издательская фирма «КРУК», 2000. – 296 с.
14. **Антикаев Ф.Ф., Шебалин Н.В.** Уточнения корреляций между уровнем макросейсмического эффекта и динамическими параметрами движения грунта // Исследования по сейсмической опасности. Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 29. – М.: Наука, 1988. – С. 98–108.

СТАТИСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ЗОНЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ АМУРСКОЙ И ЕВРАЗИЙСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

^{1,2}С.В. Трофименко, ¹В.Г. Быков, ²Н.Н. Гриб, ¹Т.В. Меркулова, ²Н.А. Иванова

¹*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

²*Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального университета, г. Нерюнгри*

Аннотация. Представлены результаты статистического моделирования сейсмического режима зоны конвергентного взаимодействия Амурской и Евразийской литосферных плит. Установлено, что в упорядоченных по долготе кластерах максимумы сейсмической активности образуют протяженные цепочки аномалий. Показано, что средняя скорость миграции сейсмической активности практически не изменяется. Определен период пространственной синхронизации сейсмической активности в годовых циклах. В рамках волновой модели показано, что инициирование сейсмической активности в годовых циклах возможно вследствие модуляции сейсмичности деформационными волнами типа «растяжение-сжатие».

Abstract. The results of statistical modeling of the seismic regime for the Amur and Eurasia lithosphere convergent plate interaction zone are presented. It was established that seismicity maxima form extended chains of anomalies in longitudinally arranged clusters. It is shown that the average rate of seismicity migration is constant. A period of spatial synchronization of seismicity in the annual cycles is determined. In the framework of the wave model, it is demonstrated that initiation of seismicity in the annual cycles is probable due to modulation of seismicity by strain waves.

Введение

Миграция очагов землетрясений, обнаруженная Ч. Рихтером при изучении сейсмичности Северо-Анатолийского разлома, послужила основанием для проведения исследований по двум направлениям: изучению динамики сейсмичности отдельных сейсмоактивных областей и построению моделей физических процессов, иницирующих миграцию землетрясений.

Район исследований охватывает части северной, северо-восточной и восточной границ Амурской плиты, западным ограничением которого выбрано Темулякит-Желтулакское сгущение эпицентров землетрясений субдолготного простирания. Северная граница трассируется полосой эпицентров землетрясений субширотного простирания от области меридиональных Темулякитских (Олёкминских) разломов до Удской губы Охотского моря.

Для изучения динамики сейсмичности и при сопоставлении результатов в отдельных областях исследуемая зона вдоль северной и северо-восточной границы Амурской и Евразийской литосферных плит была разделена на отдельные кластеры (рис. 1). При выделении кластеров принимался критерий группирования землетрясений вблизи активных разломов [1], геоморфологические и тектонические особенности составляющих элементов геологического строения [2]. Важной характеристикой при разделении всей области на кластеры являлось также наличие в пределах выделенных зон меридиональных (субмеридиональных) разломов первого порядка. Условные названия зон (кластеров) приведены в подрисуночной подписи рис. 1.

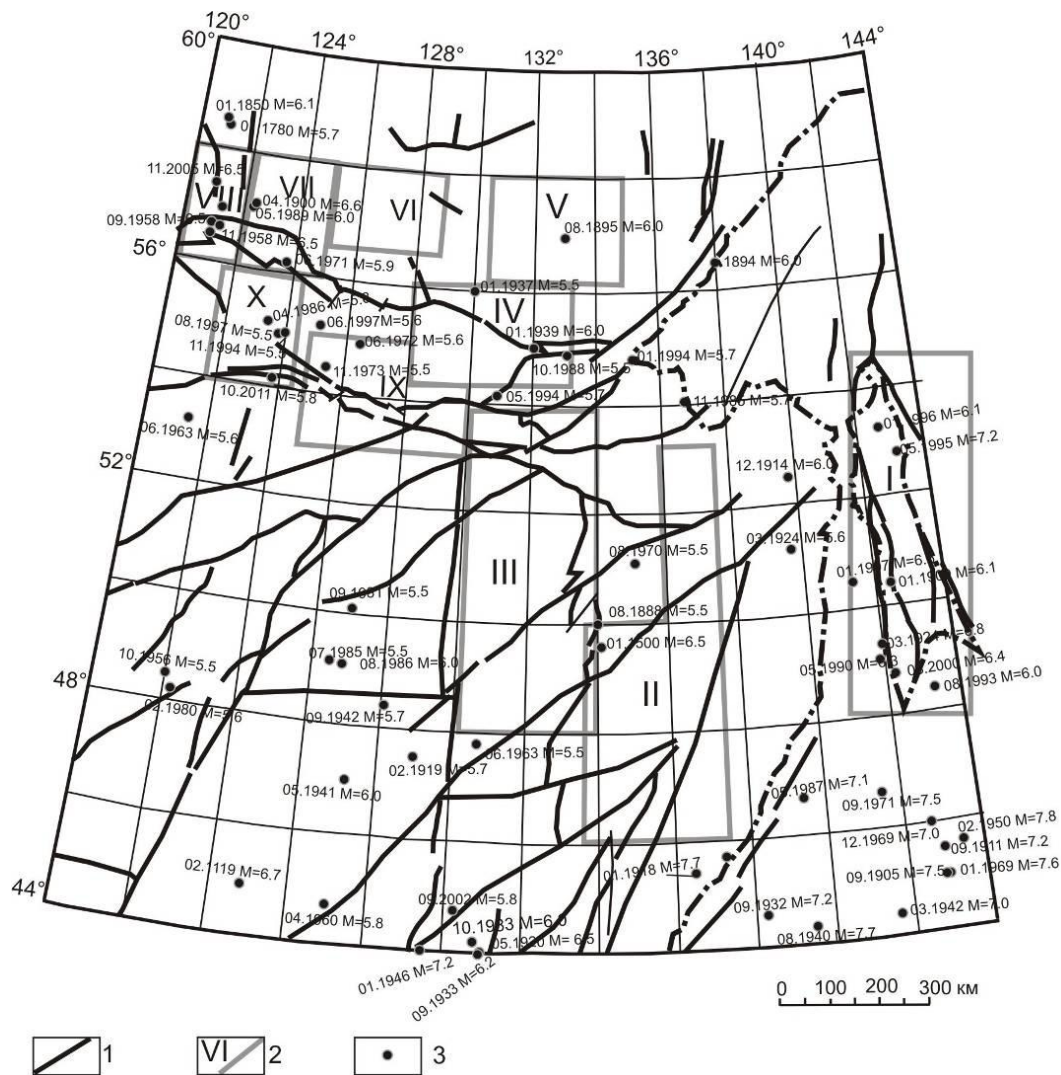


Рис. 1. Схема разломной тектоники в пределах северной и северо-восточной границ Амурской плиты:

1 – основные тектонические нарушения; 2 – условные сейсмоактивные зоны (кластеры) в пределах границы Амурской плиты; 3 – очаги землетрясений в пределах сейсмоактивных зон с $M > 5.5$. Условные сейсмоактивные блоки: I – Сахалин, I-I – приграничная восточная зона, 2 – восточная зона Тан Лу, III – западная зона Тан Лу, IV – юго-восточная зона ОСЗ, V – северо-восточная зона ОСЗ, VI – центральная зона ОСЗ, VII – западная зона ОСЗ, VIII – восточное замыкание Байкальской рифтовой зоны, IX – центральная зона южной ветви ОСЗ, X – западная зона южной ветви ОСЗ

Для статистического анализа сейсмичности использованы сейсмологические каталоги ГС РАН и региональные каталоги Сахалинского филиала ГС РАН и Якутского филиала ГС СО РАН [3–5]. В соответствии с результатами [6] рассматривались только коровые землетрясения. Координаты области исследований составили от 46 до 58°N и от 120 до 144°E.

По методике [7] подготовки каталогов для статистического анализа для каждого выделенного кластера рассчитывалось распределение количества землетрясений на каждый месяц в течение года за весь инструментальный период наблюдений.

Расположение кластеров в порядке убывания долготы позволило выделить ряд замечательных свойств. Во-первых, оказалось, что максимумы сейсмической активности по меридиональным сейсмоактивным зонам образуют устойчивые цепочки смещения в течение года. Во-вторых, западный дрейф максимумов, начиная с зоны VI (западный цикл), идентичен процессу восточного цикла, начинающемуся на Сахалине с коэффициентом корреляции, равным 0.89. В зонах I (Сахалин), VI (центральной области

Олёкмо-Становой сейсмической зоны) и VIII (переходной области от Байкальской рифтовой системы к Становой сейсмической зоне) наблюдается синхронизация сейсмической активности, т.е. максимумы и минимумы активности относятся к одному и тому же периоду года. Эти закономерности позволили оценить ряд динамических параметров сейсмического процесса.

1. Первый из полученных результатов по изучению динамических характеристик сейсмического процесса связан с определением скорости смещения максимумов сейсмической активности. По уравнениям линейной регрессии нами получено значение скорости, равное $16.2^\circ/\text{сут}$.

В обобщающей работе [8] и ссылками в ней рассчитанная нами скорость входит в диапазон представленных авторами результатов по регионам: п-ов Рейкьянес (Исландия), Средиземноморская зона (между Азорскими островами и Ираном), Южная Италия, Греция, Северо-Атлантический хребет соответственно. Близкие значения скорости совпадают по региону Камчатка [9]. Таким образом, рассчитанная скорость миграции сейсмической активности не просто дополняет результаты, ранее полученные авторами предыдущих исследований, но на основе строгих статистических построений (методики) обобщает эти результаты.

2. Определен пространственный период синхронизации максимумов сейсмической активности, среднестатистическая протяженность которой оказалась равной 7.26° . Этот параметр в точности равен удвоенному линейному размеру тектонических неоднородностей в пределах исследованной области конвергентного взаимодействия Амурской и Евразийской литосферных плит, определенному в результате статистического анализа геофизических полей [10].

3. Установлен факт модуляции сейсмической активности по результатам анализа форм статистических кривых распределения количества землетрясений в течение года для отдельных кластеров (рис. 2 и 3).

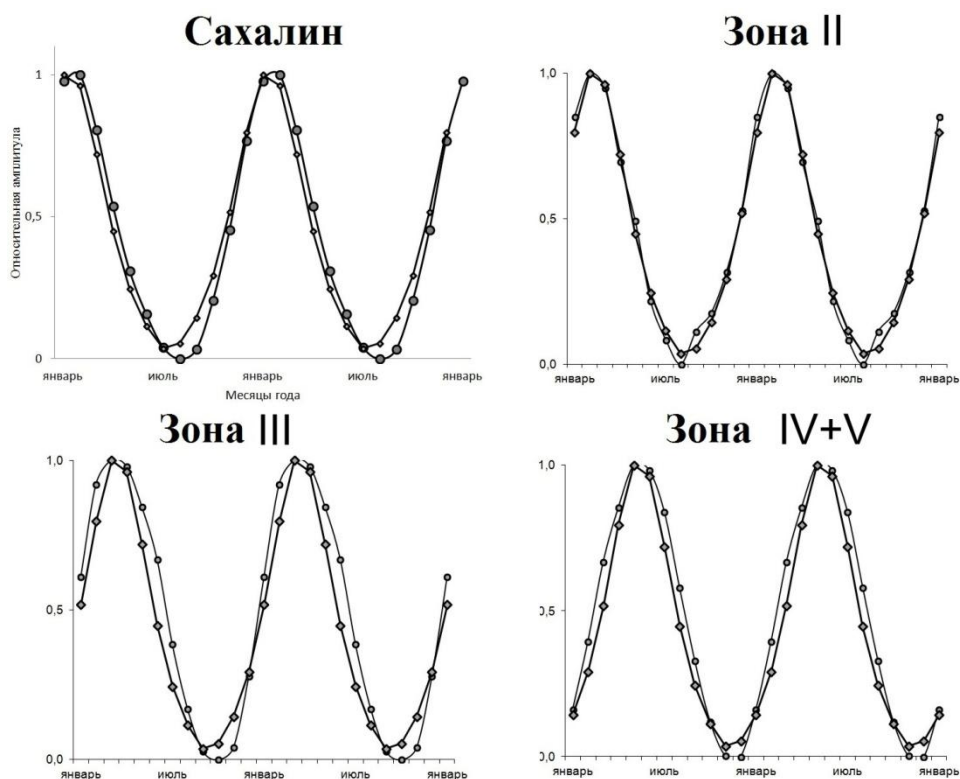


Рис. 2. Кривые статистических распределений сейсмической активности сейсмоактивных зон I–V (рис. 1) вдоль северной границы Амурской и Евразийской литосферных плит с вынесенной кривой косинусоиды с различной начальной фазой

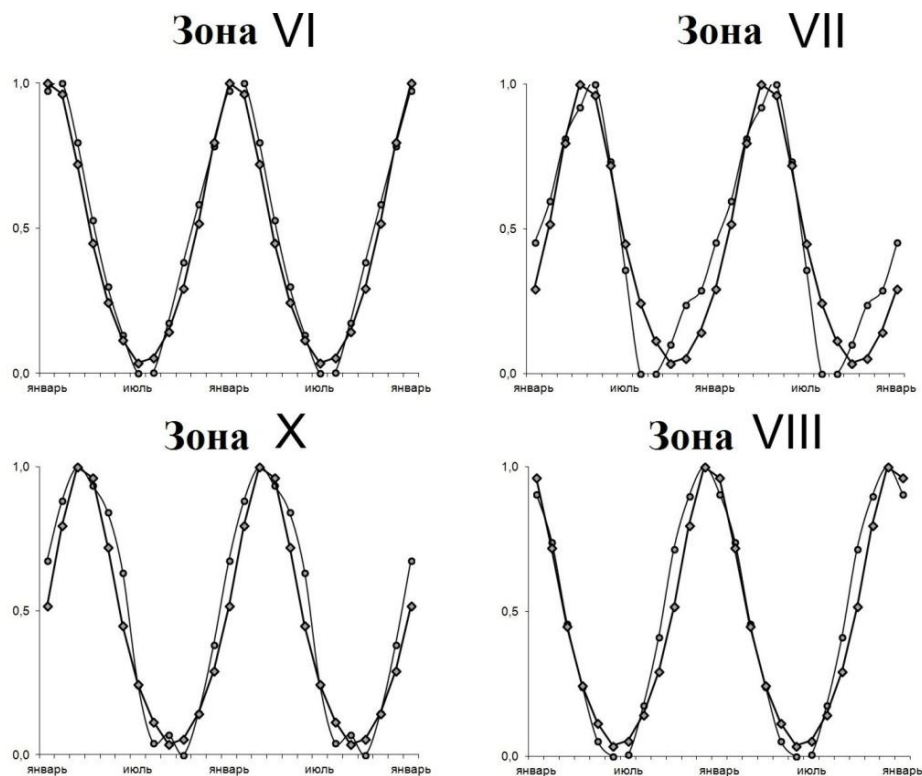


Рис. 3. Форма кривых статистических распределений сейсмической активности сейсмоактивных зон VI–X (рис. 1) вдоль северной границы Амурской и Евразийской литосферных плит с вынесенной кривой косинусоиды с различной начальной фазой

Сопоставление формы кривых с синусоидальным сигналом (рис. 2 и 3) показывает, что распределение количества землетрясений в зонах I (Сахалин), VI и VIII можно представить в виде $A_{\text{отн}}^i = \cos(\pi/12 \cdot i + \varphi)$, где $i \in (0,12)$, а начальная фаза $\varphi = 0$. Значение начальных фаз для оставшихся кластеров можно примерно принять следующими: зона II – $\varphi = \pi/4$, зоны III и X – $\varphi = \pi/2$, зона IV+V – $\varphi = \pi$, зона VII – $\varphi = 3\pi/4$.

Закономерное распределение фаз с востока на запад свидетельствует о том, что сейсмическая активность в годовых циклах модулируется внешней периодической нагрузкой. Причем изменение фазы сигнала $\Delta\varphi = 2\pi$ происходит на пространственном периоде в 7.26° . С учетом данного результата и того, что протяженность блоков на исследуемом участке составляет 3.5° [10], количество структурных разломов первого порядка по длине окружности земного шара составит $2 \times 360 / 7.26 \sim 100$.

На основе известных моделей сейсмического процесса [11] авторам представляется реалистичным предположение, что волновой процесс в виде плоской волны, фронт которой ориентирован вдоль меридиана и формируется на восточной границе Амурской плиты субмеридионального простирания, модулирует сейсмическую активность.

Так как установлено, что волновые процессы генерации уединенных волн-солитонов, формирующихся в виде волны «сжатие-расширение», связаны с движением блока [12], то можно считать, что одной из причин динамики фоновой сейсмичности является процесс модуляции сейсмичности при кинематическом взаимодействии блоков земной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта «Волновая динамика медленных деформационных процессов, активные тектонические структуры на Востоке Азии» по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 4 (грант ДВО РАН 12-И-П4-07).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Овсяченко А.Н., Трофименко С.В. и др.** Детальные геолого-геофизические исследования зон активных разломов и сейсмическая опасность Южно-Якутского региона // Тихоокеанская геология. – 2009. – Т. 28, № 4. – С. 55–74.
2. **Овсяченко А.Н., Трофименко С.В. и др.** Очаговые зоны сильных землетрясений Южной Якутии // Физика Земли. – 2009. – № 2. – С. 15–33.
3. **Землетрясения Северной Евразии**, 1993–1998 гг. – М.–Обнинск: ГС РАН, 1997–2004.
4. **Землетрясения России** в 2004–2008 гг. – Обнинск: ГС РАН, 2007–2010.
5. **Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905–2005.** – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. – 104 с.
6. **Левин Б.В., Родкин М.В., Сасорова Е.В.** О возможной природе сейсмической границы на глубине 70 км // Доклады РАН. – 2007. – Т. 414, № 1. – С. 101–104.
7. **Трофименко С.В., Иванова Н.А.** Методика и технология построения алгоритма для изучения динамики фоновой сейсмичности. (В наст. сб.).
8. **Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Беликов В.М., Ишанкулиев Г.А.** Миграция коровых землетрясений // Динамические процессы в геофизической среде. – М.: Наука, 1994. – С. 149–167.
9. **Викулин А.В.** Миграция очагов сильнейших Камчатских и Северо-Курильских землетрясений и их повторяемость // Вулканология и сейсмология. – 1992. – № 1. – С. 46–61.
10. **Трофименко С.В.** Тектоническая интерпретация статистической модели распределений азимутов аномалий гравимагнитных полей Алданского щита // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29, № 3. – С. 64–77.
11. **Быков В.Г.** Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 11. – С. 1176–1190.
12. **Трофименко С.В., Быков В.Г.** Модель движения блоков земной коры Южно-Якутского геодинамического полигона на основе GPS-данных // Тихоокеанская геология. – 2014. – Т. 33, № 4. – С. 18–27.

МЕТОДИКА И ТЕХНОЛОГИЯ ПОСТРОЕНИЯ АЛГОРИТМА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ДИНАМИКИ ФОНОВОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

^{1,2}С.В. Трофименко, ¹Н.А. Иванова

¹*Технический институт (филиал) Северо-Восточного
федерального университета, г. Нерюнгри*

²*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск*

Аннотация. Рассмотрены отдельные результаты по моделированию динамики сейсмической активности различных сейсмоактивных зон. На основе предложенных авторами технологий моделирования и полученных ими результатов разработана новая методика анализа сейсмического процесса с учетом низкоэнергетических классов землетрясений с магнитудой $M < 3$. Основные положения методики основаны на технологии кластерного анализа и корректных статистических критериев для точечных и интервальных оценок и прогнозирования временных рядов. Приведен краткий последовательный анализ моделирования сейсмической активности для зоны конвергентного сочленения Амурской и Евразийской литосферных плит.

Abstract. Specific results of modeling seismicity dynamics in different seismic zones are discussed. Based on authors' modeling techniques and the results obtained, a new method of analysis of the seismic process was developed taking into account low-energy classes of earthquakes with $M < 3$. The fundamentals of the technique are based on cluster analysis and correct statistical tests for point estimates and interval estimates and time series prediction. A brief serial analysis of simulation of seismicity for the Amur and Eurasia lithosphere convergent plate junction zone is given.

Введение

Первыми результатами по изучению статистических распределений количества землетрясений в годовых циклах было показано, что для всех сейсмоактивных зон северо-востока Азии характерно значительное отклонение статистики от равномерного распределения [1, 2].

В вопросах модуляции сейсмического процесса следует отметить работы [3–5]. Работа [3] послужила стимулом для детальных исследований сейсмической активности в различных регионах. В [4] приводятся результаты приливного анализа банков данных землетрясений по Байкальскому и Алтае-Саянскому регионам, проведенного с помощью специальной программы по методу накопления гистограмм. При анализе сейсмического процесса для событий с энергией 10^6 – 10^9 Дж на частотах полусуточного, суточного и долгопериодного диапазона получена модуляция глубиной от 10 до 30% для некоторых лунно-солнечных приливных волн. В [5] авторами рассмотрено воздействие приливов на слабую сейсмичность в очаговой зоне будущего сильного землетрясения. В результате статистического анализа выделены группы приливных землетрясений, образующие компактные области. Показана модуляция слабой сейсмичности отдельными компонентами лунно-солнечного прилива.

В контексте разработки методики данного исследования важно отметить, что, во-первых, мы априори принимаем к рассмотрению гипотезу о модуляции сейсмической активности, и, во-вторых, что внешний периодический потенциал воздействует на компактные области (кластеры).

Технология поиска закономерностей сейсмического процесса на основе кластерного анализа впервые предложена в [6], где разработаны принципы (подходы и требования к исходным данным) изучения миграции максимумов сейсмической активности на примере сильных землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса. В настоящем исследовании указанная технология была редуцирована к масштабу одной тектонической неоднородности, сформированной конвергентным взаимодействием Амурской и Евразийской литосферных плит.

Основные положения методики статистического анализа

Построение статистических кривых распределений количества землетрясений для изучения вариаций сейсмической активности требует тщательной подготовки каталогов. При поисках закономерностей в динамике фоновой составляющей сейсмического процесса на первом шаге обработки исходные каталоги очищают от афтершоковых последовательностей. Так как в задачи исследований ставятся вопросы изучения динамики сейсмичности, т.е. изучаются временные последовательности, то к расчетам принимаются все зарегистрированные землетрясения, в том числе и непредставительных классов. Дополнительное ограничение вводится на количество принятых к обработке событий в течение суток. То есть, если в течение суток зарегистрировано более одного землетрясения, то к расчету принимается одно событие максимальной энергии (магнитуды). На статистику магнитуда события влияния не оказывает, этот параметр учитывается при оценке суммарной энергии фоновой компоненты сейсмического процесса по отдельным кластерам. Ограничение на количество землетрясений в течение суток $n=1$ исключает из анализа небольшие рои, дуплеты и удаленные афтершоки. В совокупности эти элементы сейсмического процесса могут исказить формы результирующих кривых, особенно когда к расчетам принимаются выборки до 500 значений, т.е. примерно до 50 на каждый месяц и менее.

На втором шаге производится оценка представительности магнитуд для каждого выделенного кластера. Эта процедура является обязательной, т.к. для сравнения должны использоваться величины одинаковой представительности, в данном случае энергии. Выбор одного (единого) для всей изучаемой области энергетического уровня исключает из анализа неопределенность, связанную с возможностью неоднозначной интерпретации различных типов внешних воздействий, из-за энергетических барьеров отдельных кластеров. В целом требование к однородности сравниваемых выборок – это вопрос о корректности исходных данных и воспроизводимости результатов, это общее правило как физического лабораторного эксперимента, так и геофизического натурального моделирования.

На третьем шаге, после набора статистики количества землетрясений за выделенный период наблюдений, производится оценка форм статистических распределений. Так как при процедурах усреднения исходных данных форма кривых изменяется, а, значит, меняется положение экстремумов кривой, то очень важно, чтобы статистические распределения по отдельным кластерам относились к одному типу. Для сравнения различных выборок необходимо провести оценки степени асимметрии и эксцесса по отдельным кластерам. Наиболее точным и распространенным показателем асимметрии является моментный коэффициент асимметрии и оценка существенности показателя асимметрии. Можно для сравнения применять структурные показатели (коэффициенты) асимметрии, характеризующие асимметрию только в центральной части распределения, т.е. основной массы единиц, и независимых от крайних значений признака. В данном случае рассматривается статистика только для центральной части магнитудных распределений, определенных на втором шаге. Несмотря на то, что показатель эксцесса (островершинности) рассчитывается, как правило, для симметричных

распределений, для качественной интерпретации (сравнения выборок) необходимо провести оценку данного показателя. Эксцесс представляет собой выпад вершины эмпирического распределения вверх или вниз от вершины кривой нормального распределения. Если рассматриваемые выборки обладают одинаковой асимметрией (правосторонней-левосторонней) и одним знаком эксцесса (\pm), то процедура сравнения выборок считается корректной. Дополнительно проводится проверка гипотез о виде распределения (нормальное, равномерное и др.) для всех кластеров по критерию согласия Пирсона.

Здесь не приводятся формулы для расчета показателей, т.к. это стандартные процедуры расчетов, которые можно реализовать в любых доступных приложениях – как в электронных таблицах Excel, так и в специализированных пакетах программ STATISTIKA, МАТЕМАТИКА, R и др.

Последующий шаг – четвертый – для построения кривых связан с процедурой сглаживания. Если все требования к однородности сравниваемых статистик на шаге 3 удовлетворены, то данная процедура в пределах погрешности усреднения в равной степени влияет на все статистические распределения по всем кластерам.

В нашем случае для изучения статистики годовых распределений количества землетрясений, усредненных по месяцам за весь период инструментальных наблюдений, сглаживание проводилось в скользящем окне, без учета веса (количества землетрясений) по отдельным месяцам. То есть среднее значение, например, за декабрь–февраль относилось к середине января. Практика расчетов показывает, что учет фактических значений количества землетрясений (веса) приводит к смещению среднего значения по дате, не превышающему ± 5 суток. Учитывая, что период усреднения составляет 90 суток, относительная погрешность находится в пределах 5%-ного уровня значимости.

На первом этапе проводится сглаживание в скользящем окне по три месяца. Эта процедура позволяет очистить результирующие кривые от случайных помех, связанных с различным набором статистических данных в исходных временных рядах. Сглаженные кривые распределений сравниваются с теоретической синусоидальной кривой. Так как количество землетрясений по кластерам отличается, то исходные данные рядов нормируются на единичный интервал по формуле преобразования к относительной амплитуде $A^i_{\text{отн}} = (A_i - A_{\text{min}}) / (A_{\text{max}} - A_{\text{min}})$, где A_i , A_{max} , A_{min} – текущее, максимальное и минимальное значения ряда. Если среднеквадратическое значение разности между экспериментальными и теоретическими значениями не превышает 95% (на уровне 5%-ной значимости), то сглаженный ряд принимается к дальнейшему анализу. Однако в данных (сглаженных по три месяца) рядах будет содержаться вторая гармоника. Для подавления второй гармоники (если это необходимо) проводится повторное сглаживание в скользящем окне $n_5 = N/2 - 1$. Так как $N=12$, то сглаживание проводится в скользящем окне в пять месяцев.

Отдельным вопросом при сравнении динамики сейсмичности по отдельным зонам является процедура кластеризации, т.е. разделения изучаемой сейсмической области на отдельные фрагменты. Для построения статистических распределений, не нарушая чистоту эксперимента, допустимо, чтобы границы кластеров могли пересекаться. Здесь важно главное – чтобы размеры кластера были соизмеримы с характерной пространственной «длиной волны» изучаемого процесса. Так как заранее этот параметр (длина волны) не известен, то средняя линейная протяженность кластеров априори не должна превышать характерного среднестатистического размера блоковой неоднородности земной коры в пределах изучаемой области. То есть априорная кластеризация производится на основе всех имеющихся данных по пространственной неоднородности геофизической среды и по детальной геолого-геофизической изученности региона [7]. При выделении кластеров принимается критерий группирования землетрясений вблизи

активных разломов, геоморфологические и тектонические особенности составляющих элементов геологического строения [8, 9]. Важной характеристикой при разделении всей области на кластеры является также наличие в пределах выделенных кластеров меридиональных (субмеридиональных) разломов первого порядка.

Все последующие процедуры анализа и синтеза фрагментов кластеров направлены на уточнение параметров модели и получения состоятельных оценок.

Последний шаг (пятый) предназначен для определения среднего значения долготы (широты) отдельного кластера. В случае рассеянного распределения поля очагов землетрясений (равномерного распределения в смысле статистики) к расчету принимается среднеарифметическое значение долготы и широты эпицентров в пределах данного кластера. Более тонкие эффекты возникают при наличии в пределах кластера полей очаговой сейсмичности. В этом случае среднеарифметическое значение (и тем более средневзвешенное) приводит к смещению центра кластера в сторону компактной области (участка очаговой сейсмичности). В статистическом смысле эта процедура является корректной.

Однако при решении конкретной задачи, например, по определению скорости миграции вдоль широты, требуется исключать из рассмотрения фрагменты кластеров, содержащих рои землетрясений, расположенных асимметрично по отношению к географическому центру геологической структуры, определенной по сейсмологическому критерию, либо выделять их в отдельные кластеры. С точки зрения статистического анализа и разработки программных решений это единственная процедура, требующая интерактивного вмешательства интерпретатора.

Все процедуры статистических оценок временных рядов применительно к геофизическим процессам изложены в [10], аннотация которой размещена в прямом доступе на сайте РАЕ [11].

Первые результаты применения методики

Применение данной методики к рассмотрению особенностей пространственной неоднородности максимумов сейсмической активности в годовых циклах позволило установить ряд общих закономерностей. Установлено, что в упорядоченных по долготе кластерах максимумы сейсмической активности образуют протяженные цепочки аномалий. Показано, что средняя скорость миграции максимумов сейсмической активности остается постоянной на всем протяжении широтных Олёкмо-Становой и Тукурингра-Джагдинской сейсмических зон от меридионального восточного обрамления Амурской плиты, трассируемого эпицентрами землетрясений Сахалино-Японской островной дуги, до меридиональной Тукурингра-Джагдинской сейсмической зоны. Определен период пространственной синхронизации сейсмической активности в годовых циклах. В рамках волновой модели динамики [12] сейсмического режима показано, что инициирование сейсмической активности в годовых циклах возможно вследствие модуляции сейсмичности деформационной волной типа «сжатие-расширение».

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта «Волновая динамика медленных деформационных процессов, активные тектонические структуры на Востоке Азии» по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 4 (грант ДВО РАН 12-И-П4-07).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреева М.Ю., Сасорова Е.В., Левин Б.В.* Особенности внутригодового распределения землетрясений Курильского региона // Тихоокеанская геология. – 2009. – Т. 28, № 5. – С. 85–95.
2. *Трофименко С.В.* Суточные и годовые циклы сейсмической активности сейсмических поясов Северо-Востока Азии в модели блокового строения земной коры // Вестник СВФУ. – 2011. – Т. 8, № 1. – С. 55–63.

3. **Николаев А.В.** Реакция сильных землетрясений на фазы земных приливов // Физика Земли. – 1996. – № 11. – С. 49–58.
4. **Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Раумбеке М., Ардюков Д.Г., Лаврентьев М.Е., Седусов Р.Г.** Приливная модуляция слабой сейсмичности для южной части Сибири // Физическая мезомеханика. – 2008. – № 11 (4). – С. 81–93.
5. **Салтыков В.А., Иванов В.В., Кугаенко Ю.А.** Воздействие земных приливов на сейсмичность перед землетрясением 13 ноября 1993 г. $M_w=7.0$ (Камчатка) // Физика Земли. – 2004. – № 7. – С. 25–34.
6. **Кузнецов И.В., Кейлис-Борок В.И.** Взаимосвязь землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // ДАН. – 1997. – Т. 355, № 3. – С. 389–393.
7. **Трофименко С.В.** Тектоническая интерпретация статистической модели распределений азимутов аномалий гравимагнитных полей Алданского щита // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29, № 3. – С. 64–77.
8. **Овсяченко А.Н., Трофименко С.В. и др.** Детальные геолого-геофизические исследования зон активных разломов и сейсмическая опасность Южно-Якутского региона // Тихоокеанская геология. – 2009. – Т. 28, № 4. – С. 55–74.
9. **Овсяченко А.Н., Трофименко С.В. и др.** Очаговые зоны сильных землетрясений Южной Якутии // Физика Земли. – 2009. – № 2. – С. 15–33.
10. **Трофименко С.В.** Методы и примеры статистических оценок временных рядов. – Нерюнгри: Изд-во Технического института (ф) СВФУ, 2012. – 80 с.
11. **Трофименко С.В.** Методы и примеры статистических оценок временных рядов // Международный журнал экспериментального образования. – 2013. – № 9. – С. 41–42. – URL: www.rae.ru/meo/?section=content&op=show_article&article_id=4185.
12. **Быков В.Г.** Волны активизации разломов земной коры // Тихоокеанская геология. – 2000. – Т. 19, № 1. – С. 104–108.

О ВОЗМОЖНОСТИ АВТОМАТИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ПО ДАННЫМ ОДИНОЧНОЙ ТРЕХКОМПОНЕНТНОЙ СТАНЦИИ НА ПРИМЕРЕ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

А.В. Фёдоров, В.Э. Асминг
Кольский филиал ГС РАН, г. Анатиты

Аннотация. Описывается автоматический детектор-локатор сейсмических событий, реализующий некоторые новые подходы в обнаружении и локации сейсмических событий по одиночной трехкомпонентной станции. Этот детектор применен для обработки данных одиночной трехкомпонентной станции «Хорнсунд» (HSPB), расположенной на архипелаге Шпицберген. Показано, что применение нового детектора позволяет получать каталог событий с малым числом ложных срабатываний и с достаточно высокой точностью определения эпицентров, что в свою очередь позволяет пролить свет на некоторые особенности локальной сейсмичности и некоторые геофизические процессы.

Abstract. A new automatic single station seismic detector/locator is described. Some new approaches in phase detection and event location are implemented. Three-component seismic station HSPB data for 2011 were processed using the new detector and locator. Analysis of the results has shown that the application of intelligent detection algorithms allows obtaining events lists with small number of false alarms. Location accuracy is satisfactory for most events. This allows finding out some new features of the local seismicity and geophysical processes.

Введение

Автоматизация детектирования сейсмических сигналов и локализации эпицентров сейсмических событий является одной из приоритетных задач развития современной сейсмологии. В настоящее время существует ряд программных продуктов, предоставляющих пользователю возможности автоматической обработки данных, их сохранения, постобработки и редактирования (Antilopa, Earthwarm, Seisan, SeisComp3), однако алгоритмы, заложенные в них, нацелены на работу с большими сетями станций и сейсмическими группами и не позволяют получать автоматическую локацию по одиночным станциям. Однако зачастую при изучении локальной сейсмичности события регистрируются лишь одной ближайшей станцией. Особую актуальность проблема автоматического детектирования и локации сейсмических событий по одиночной станции имеет в арктических районах, где региональные сейсмологические сети представлены одиночными станциями, разнесенными на сотни километров. Поэтому, на наш взгляд, для целей детальных сейсмологических наблюдений за слабой локальной сейсмичностью необходимо развивать методы автоматической локации и детектирования сейсмических событий по одиночным трехкомпонентным станциям.

В ходе работ в данном направлении в Кольском филиале Геофизической службы (КФ ГС) РАН был разработан детектор-локатор, реализующий некоторые новые подходы в обнаружении и локации сейсмических событий по одиночной трехкомпонентной станции.

Методология

Развитие методов автоматической обработки сейсмических записей происходило синхронно с развитием аппаратуры цифровой регистрации. Одним из первых алгоритмов детектирования сейсмических сигналов является схема STA/LTA (short time average/long time average) детектора [1, 2]. По записи сейсмического канала одновременно

скользят два временных окна – LTA (рассчитывается среднее в длинном окне) и STA (рассчитывается среднее в коротком окне), и в каждой позиции считается отношение этих средних. Как только отношение превысит пороговый уровень, фаза объявляется обнаруженной. В случае детектирования вступления P -волны, среднее в окне LTA несет смысл уровня шума.

В настоящее время этот подход получил очень широкое распространение, стал классическим и продолжает развиваться [3].

Такой детектор отлично справляется с обнаружением первых вступлений P -волн, однако в случае вторичных фаз среднее в окне LTA перестает нести смысл уровня шума, а является оценкой амплитуды коды волн, пришедших до анализируемой. Соответственно, значения STA/LTA для вторичных фаз, особенно для близких событий, когда кода P не успевает затухнуть к приходу S , оказывается меньше, чем отношение сигнал/шум.

Чтобы обойти эту ситуацию, мы реализовали алгоритм детектирования, основанный на статистической оценке уровня шума. Алгоритм заключается в следующем. Пусть f_i – i -й отсчет сигнала (предварительно фильтрованного каким-либо полосовым фильтром). Построим трассу усредненных амплитуд сигнала S с шагом 1 секунда:

$$S_i = \sum_{j=1}^{N_s} |f_{i \cdot N_s + j}|, \quad (1)$$

где N_s – число отсчетов в секунду; S_i – последовательность положительных чисел. Оценим на ней уровень шума следующим образом: пусть $N(x)$ – число отсчетов в S_i , которые меньше x . Тогда уровень шума определим как

$$Noise = \min x : N(x) > \varepsilon \cdot N(0), \quad (2)$$

где ε – небольшое число, обычно 0.2–0.3.

Преобразуем трассу S в трассу SNR (сигнал/шум) по следующему правилу:

$$SNR_i = \begin{cases} 0, S_i \leq Noise \\ (S_i - Noise) / Noise, S_i > Noise \end{cases} \quad (3)$$

В SNR_i шум уже учтен, поэтому применение к ней критерия STA/LTA бессмысленно. Мы применяем критерий STA–LTA, который можно записать в виде $STA_i - LTA_i$, где

$$STA_i = \frac{1}{N_{STA}} \sum_{j=1}^{N_{STA}} SNR_{i+j-1}, \quad (4)$$

$$LTA_i = \frac{1}{N_{LTA}} \sum_{j=1}^{N_{LTA}} SNR_{i-j}. \quad (5)$$

В случае превышения $STA_i - LTA_i$ некоего порога фаза считается обнаруженной, а момент, когда значение критерия достигает максимума, – временем вступления фазы.

Ассоциация обнаруженных детектором фаз выполняется одновременно с определением обратного азимута на событие посредством алгоритма, получившего название «совместный поляризационный анализ». Совместный поляризационный анализ является развитием метода поляризационного анализа по одиночной трехкомпонентной станции, используемого в КФ ГС РАН [4], и реализован в нескольких программах [5]. Суть метода заключается в оценке гипотезы о том, что первая рассматриваемая фаза является P -волной, а вторая – S от одного и того же события. Для этого рассчитывается пара поляризационных параметров, зависящих от азимута, и на их основе вычисляется рейтинговая функция. Таким образом, по результатам работы алгоритма совместного поляризационного анализа мы имеем оценку того, являются ли две рассматриваемые фазы, соответственно, P - и S -волнами одного и того же события. В случае, если эта оценка превышает пороговый уровень, то значение азимута α , при котором она достигает максимального значения, принимается за обратный азимут на событие, и по разнице времен вступления фаз волн и обратному азимуту на источник производится локация эпицентра сейсмического события.

Как дополнительный критерий при ассоциации фаз волн мы используем параметр корреляции фрагментов огибающей для P - и S -волн. Если огибающая построена по сигналу, отфильтрованному в достаточно высоких частотах, т.е. когда низкочастотные поверхностные волны убраны, для большинства записей типичных сейсмических событий фрагменты огибающей на участках от P до S и от S и дальше очень похожи, за исключением того, что второй фрагмент растянут относительно первого пропорционально отношению скоростей волн (в $V_P/V_S \approx 1.7$ раза). Поэтому если значение корреляции фрагмента огибающей в интервале $[t_P, t_S]$, растянутого в V_P/V_S раз, и фрагмента в интервале $[t_S, t_S + (t_S - t_P) \cdot V_P/V_S]$, где t_P и t_S – времена фаз-претендентов на роли P - и S -волн, имеет высокое значение, это является дополнительным свидетельством в пользу проверяемой гипотезы.

Также в предложенном нами детекторе-локаторе оценивается параметр связности огибающих фаз-претендентов на P - и S -волну. Базовым моментом в данном анализе является тот факт, что для локальных эпицентральных расстояний (первые сотни километров) амплитуда коды P -волны в пункте приема не успевает затухнуть до уровня фонового сейсмического шума к моменту вступления S -волны. Таким образом, пакеты двух этих типов волн визуально связаны.

Формализация алгоритма определения связности заключается в оценке доли числа отсчетов огибающей сигнала между временами вступления предполагаемых P - и S -волн, превышающих пороговый уровень (6), где пороговый уровень пропорционален уровню шума (2). В нашем детекторе мы использовали порог, равный $2 \cdot \text{Noise}$.

$$\text{Conn} = \frac{N_m - N_l}{N}, \quad (6)$$

где N_m – количество отсчетов выше порога; N_l – количество отсчетов меньше порога; N – общее количество отсчетов между вступлением фазы предполагаемой P -волны и предполагаемой S -волны.

Для большинства реальных локальных и региональных сейсмических событий мера связности близка к единице, однако для слабых событий, записанных на фоне повышенного шума, может принимать меньшие значения – до 0.3.

Результаты применения детектора-локатора

Описанный выше детектор-локатор был применен к обработке данных норвежской сейсмической станции «Хорнсунд» (HSPB) в рамках исследования слабой локальной сейсмичности, ассоциируемой с активностью ледников.

Станция HSPB расположена в южной части о. Западный Шпицберген, регистрация сигналов ведется трехкомпонентным широкополосным сейсмометром STS-2, укомплектованным дигитайзером CMG-DM24.

Были обработаны данные станции HSPB за 2011 г. при помощи описанного детектора-локатора. Все приведенные ниже результаты получены автоматически.

На рис. 1 представлена карта эпицентров сейсмических событий, отобранных автоматическим детектором-локатором. Всего в результирующий каталог вошло более 5000 событий с локальными магнитудами от -1.1 до 4.4 .

Проведена проверка случайной выборки более 100 событий на достоверность. По результатам проверки более 95% просмотренных событий оказались реальными, и лишь незначительная их часть была определена как ложная или сомнительная ассоциация независимых сейсмических сигналов.

На представленной карте распределения эпицентров обнаруженных событий (рис. 1) выделяются три сейсмоактивные зоны: традиционная зона вдоль Срединно-Атлантического хребта, к западу от архипелага; зона пролива Стур-фьорд, активизированная сильнейшим землетрясением региона в 2008 г.; зона локальной сейсмичности вокруг станции HSPB. И если землетрясения из первых двух упомянутых зон регистрируются всеми станциями региональной сети, то локальная сейсмичность вокруг станции представлена в основном слабыми микроземлетрясениями, и большинство этих событий регистрируются лишь станцией HSPB.

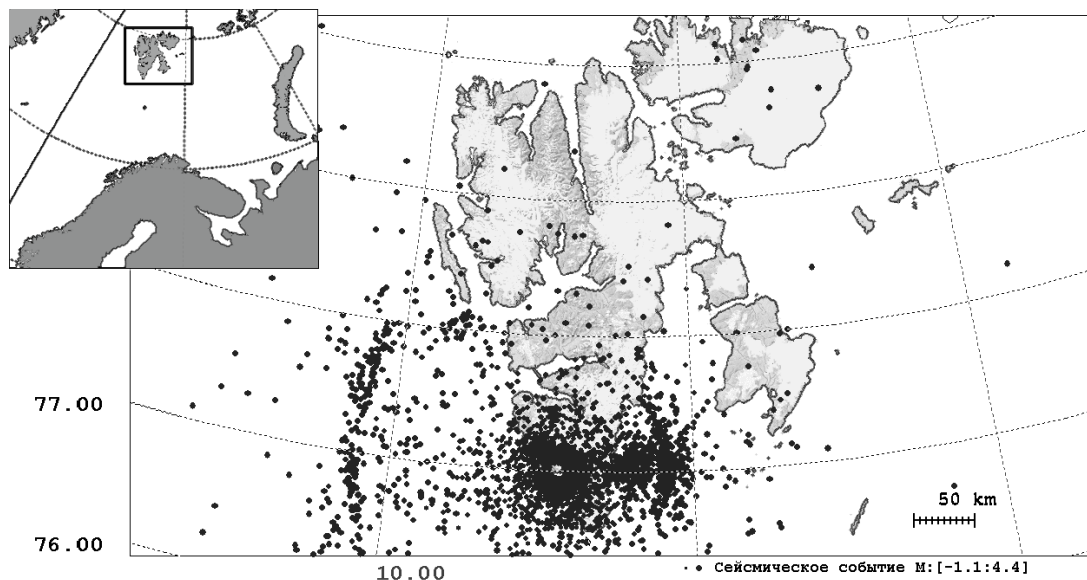


Рис. 1. Карта эпицентров сейсмических событий, обнаруженных автоматическим детектором-локатором по станции HSPB за 2011 г.

При детальном рассмотрении распределения эпицентров землетрясений вблизи станции HSPB (рис. 2) выявляются несколько пространственных кластеров к северу и северо-востоку от станции, а также некое облако эпицентров к югу. Примечательно, что данные кластеры пространственно приурочены к крупным ледникам.

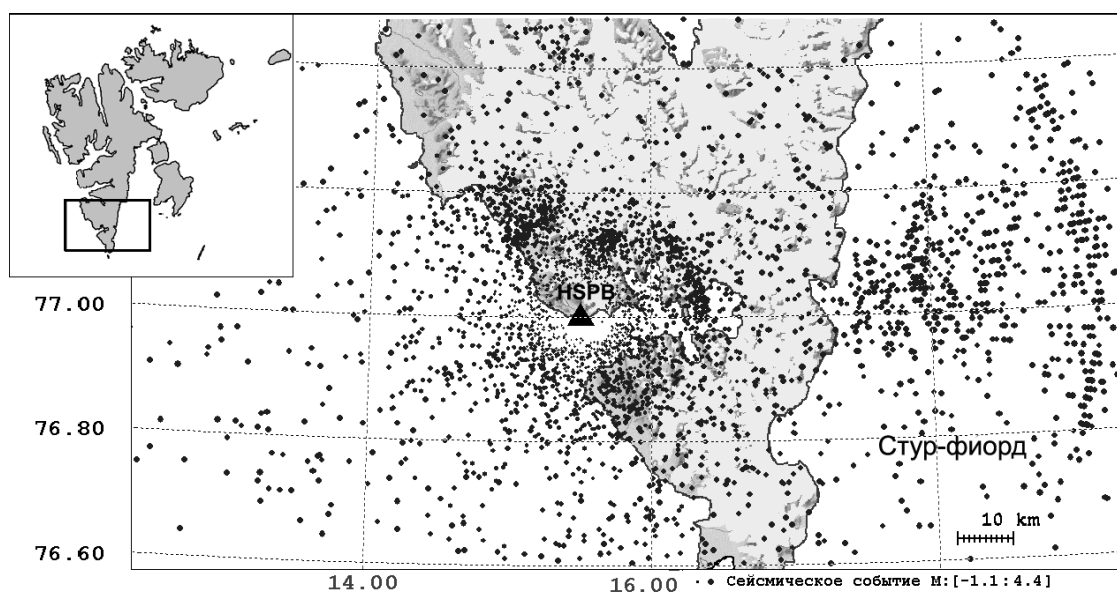


Рис. 2. Карта эпицентров локальных сейсмических событий, обнаруженных автоматическим детектором-локатором по станции HSPB за 2011 г.

Анализ волновых форм этих событий показал, что они характеризуются практически монохромным и низкочастотным составом. Практически вся энергия колебаний лежит в полосе 2–5 Гц, спектры продольной и поперечной волн идентичны. Локальные магнитуды приуроченных к ледникам событий не превышают 0.5.

Следует отметить, что подобные низкочастотные землетрясения, приуроченные к ледникам, описаны в литературе довольно давно и ассоциируются с процессами активизации и деструкции ледников [6]. Часть авторов связывают их с подвижками тела ледника по скальному основанию (*surging*) в результате снижения силы трения при активном таянии [7], часть – с процессами откалывания массивных глыб льда от ледникового терминауса (*calving*) [8] или же раскрытия трещин в теле ледника (*crevasing*) [9].

Заключение

На примере результатов обработки годового массива данных станции HSPB показано, что представленный автоматический детектор-локатор сейсмических событий по одиночной трехкомпонентной станции позволяет уверенно выделять локальные микроземлетрясения. Причем количество ложно отобранных событий не превышает 5% от общего числа. Точность автоматической локации эпицентров позволяет выделять пространственные кластеры сейсмических событий и ассоциировать их с конкретными структурами. Это в свою очередь позволяет пролить свет на некоторые особенности локальной сейсмичности и связанные с ней геофизические процессы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Allen R.** Automatic earthquake recognition and timing from single traces // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1978. – V. 68. – P. 1521–1532.
2. **Baer M., and Kradolfer U.** An automatic phase picker for local and teleseismic events // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1987. – V. 77. – P. 1437–1445.
3. **Han L., Wong J., Bancroft J.C.** Time picking on noisy micro seismograms // Proceeding of GeoCanada 2010. – Working with the Earth. – 2010.
4. **Asming V.E., Kremenetskaya E.O.** Experience in using a combination of 3C stations with a seismic array for automated detection and location // Workshop on IMS Location Calibration. – Oslo, Norway, 2003. – N 5.
5. **Асминг В.Э., Фёдоров А.В.** Модернизированный алгоритм автоматического детектирования и локации землетрясений по одиночной сейсмической группе и опыт его применения для изучения афтершоковой последовательности землетрясения в районе архипелага Шпицберген // Сейсмические приборы. – 2010. – Т. 46, № 2. – С. 48–57.
6. **Vanwormer D., Berg E.** Seismic evidence for glacier motion // J. Glaciol. – 1973. – V. 12. – P. 259–265.
7. **Stuart G., Murray T., Brisbourne A., Styles P., Toon S.** Seismic emissions from a surging glacier: Bakaninbreen, Svalbard // Ann. Glaciol. – 2005. – V. 42. – P. 151–157.
8. **O’Neel S., Marshall H.P., McNamara D.E., Pfeffer W.T.** Seismic detection and analysis of icequakes at Columbia Glacier, Alaska // J. Geophys. Res. – 2007. – V. 112, F03S23.
9. **Deichmann N., Ansorge J., Scherbaum F., Aschwanden A., Bernardi F., Gudmundsson H.** Evidence for deep icequakes in an Alpine glacier // Ann. Glaciol. – 2000. – V. 31. – P. 85–90.

СТРУКТУРА ЛОЖНОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ G23 АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

^{1,2}В.И. Французова, ¹К.Б. Данилов

¹Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск

²Геофизическая служба РАН, г. Архангельск

Аннотация. Представлены результаты изучения структуры магнитной аномалии G23 Золотицкого поля Архангельской алмазоносной провинции (ААП) по фоновым микросейсам и сопоставления ее со структурами трубок взрыва разного рода – «Ломоносовской» Золотицкого и С10 Неноксного полей ААП. Выявлено значимое отличие структур, что позволяет классифицировать кимберлитовые тела по типам. Последнее может быть использовано для экспресс-оценки перспективности их промышленной разработки.

Abstract. This paper presents the results of studying the structure of the magnetic anomaly G23 of Zolotitsky field in the Arkhangelsk diamondiferous province (ADP) according background microseisms. The structures of magnetic anomaly were compared with the structures of various pipes: Lomonosova and C10. Significant difference of structures that allows classifying kimberlitic bodies by types is revealed. The last can be used for an express assessment of prospects of their industrial development.

Архангельская алмазоносная провинция является второй после Якутии территорией РФ с разведанными запасами коренных месторождений алмазов. К настоящему времени здесь открыто более 50 кимберлитовых тел, в том числе два промышленных месторождения алмазов – им. М.В. Ломоносова и им. В. Гриба [1, 2]. Геофизические методы (электро-, магнито- и гравиразведки), по данным которых открывались эти месторождения, в течение долгого времени оставались достаточно эффективными. Вместе с тем эффективность заверки магнитных аномалий уже в 90-е гг. упала до 1% и менее, а в последнее десятилетие она составит менее 0.5% [1]. Это объясняется прежде всего, снижением интенсивности выделяемых аномалий магнитного поля и приближением их к уровню геологических помех, невысокой контрастностью кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции (ААП), а также связано с методиками разведочных исследований любого профиля [2–4]. В отчете НПО «Рудгеофизика» [5] указывается, что к 1985 г. фонд легко открываемых в Юго-Восточном Беломорье кимберлитовых трубок быстро убывает в силу слабой выраженности их в геофизических полях, либо из-за состава трубок, либо из-за вторичных их изменений. Известно также, что поскольку существующие геофизические методы поиска трубок взрывов малоэффективны, то для подтверждения выявленных геофизических аномалий требуют бурения большого числа заверочных скважин, что делает процесс поиска достаточно дорогостоящим. В этой связи возникает необходимость привлечения независимого дополнительного метода зондирования участков, перспективных на наличие кимберлитов, каковым является, по нашему мнению, метод низкочастотного микросейсмического зондирования (ММЗ), разработанного в ИФЗ РАН А.В. Горбатиковым [6].

В течение 2009–2012 гг. нами изучались возможности применимости метода ММЗ для изучения структуры ряда геологических объектов в пределах Архангельской области. В частности, эффективность метода ММЗ была проверена при изучении структуры верхней части земной коры, сначала на участке в г. Архангельске [7], а затем в пределах Онежского полуострова [8] и на о. Александра архипелага Франца-Иосифа [9]. Изучались также возможности применения метода и для поиска кимберлитовых тел

в пределах Архангельской алмазоносной провинции (ААП). Полигонами исследований первоначально служили Золотицкое поле (на примере эталонной, хорошо отрабатанной геофизическими методами, алмазоносной трубки «Ломоносовская»), а затем Неноксное поле (на примере непродуктивной трубки взрыва С10) [10–12]. В 2013 г. проведены экспедиционные работы по выявлению методом микросейсмического зондирования (ММЗ) структурных особенностей ложной магнитной аномалии G23 Золотицкого поля ААП. Необходимость проведения этого исследования заключается в выявлении различий на диаграммах интенсивностей микросейсм для кимберлитовых трубок разного рода с целью дальнейшей возможной классификации методом ММЗ трубок взрыва по типам (продуктивная, непродуктивная, ложная геофизическая аномалия и т.д.), важной для промышленного освоения месторождений. Результаты этих работ отражены в этом сообщении.

Известно [6, 13, 14], что метод микросейсмического зондирования основан на использовании естественного микросейсмического поля, вертикальная компонента которого преимущественно определяется суперпозицией цугов поверхностных волн, и на выявлении устойчивых во времени параметров микросейсмического поля и их пространственной корреляции с различными геологическими объектами. Предложенный метод инверсии измеряемого амплитудного микросейсмического поля в глубинный разрез среды определяется в большей мере наличием на вертикальном канале записей микросейсм основной моды поверхностных волн Релея, обладающей уникальной способностью отражать глубинные скоростные аномалии в вариациях интенсивности амплитуд на поверхности. Отметим, что метод ММЗ является в какой-то мере экспрессным, позволяющим выявлять достаточно детально геологические неоднородности быстро и с малыми затратами. Метод может использоваться как рекогносцировочный при необходимости обследования в краткие сроки площадей с прогнозируемыми наличием в них значительных нарушений блоковой среды, либо вертикальных неоднородностей сравнительно малого размера (например кимберлитовых тел, трубок взрыва).

Согласно [6, 13, 14], технология измерений и обработки данных замеров микросейсм, включает следующие процедуры:

- последовательные замеры микросейсм одновременно передвигаемой и опорной станциями, причем для статистической устойчивости она включает в себя накопление сигнала в течение экспериментально определенного периода стационарности сигнала;

- расчет распределения интенсивности микросейсм относительно опорной станции по данным профильных наблюдений;

- привязка полученной карты к соответствующей глубине выполняется по формуле $H(f) = KV_R(f)/f$ (1), где $H(f)$ – глубина слоя, для которого строится изображение, $V_R(f)$ – фазовая скорость волны, f – частота в спектре микросейсмического сигнала, K – численный коэффициент, приблизительно равный 0.4–0.5.

По результатам обработки строится геофизический разрез распределения относительной интенсивности микросейсм вдоль профиля и по глубине. Данное распределение и отражает относительное изменение скоростных характеристик среды. Исходя из вышеуказанного свойства основной моды волны Релея, зоны с пониженной интенсивностью микросейсм определяют участки с повышенными скоростными свойствами, а зоны с повышенной интенсивностью – участки пониженных скоростей.

Измерения микросейсм при экспедиционных работах 2013 г. производились с помощью двух комплектов широкополосных сейсмостанций. В качестве опорной использовалась станция CMG40-TDE, в качестве передвигаемых – две станции CMG-6TD. Структуры геофизической аномалии G23 и вмещающей среды были оценены по результатам замеров профилей № 1, 2, 3. Профиль № 1, направленный с севера на юг, включает 22 пункта замеров микросейсм с шагом 40 м. Профили № 2 и 3 пересекают исследуемую аномалию в меридиональном направлении и включают в себя 11 пунктов

замеров микросейсм с шагом 30 м для профиля № 2 и 40 м – для профиля № 3. Протяженность профилей № 2 и 3 составила, соответственно, 312 и 405 м. В каждом пункте замеров микросейсмические колебания регистрировались в течение 90 минут. Результаты обработки представлены ниже.

В верхней части разреза, представленного на рис. 1, вдоль профиля № 1 прослеживается низкоскоростная зона в пунктах 9–12 до глубин 300 м с внедрением более высокоскоростного фрагмента в пределах глубин 150–300 м. Начиная с глубины 120 м, при приближении к поверхности, зона становится еще более низкоскоростной. С южной стороны зона оконтуривается примерно на тех же глубинах (пункты 6–8) более высокоскоростным участком, за которым в южном направлении следует довольно размытый участок низкоскоростных пород, на глубинах 200–250 м. Ниже, начиная с глубины 300 м и до 600 м в пределах расстояний 0–300 м (пункты 1–8), располагается участок высокоскоростных пород, продолжающийся ниже перемежающимися участками высокоскоростных и низкоскоростных пород. К северу от этих участков (пункты 8–20) располагается широко развитая с боковыми раздувами структура низкоскоростных пород, уходящая узким хвостовым окончанием на глубину более 800 м.

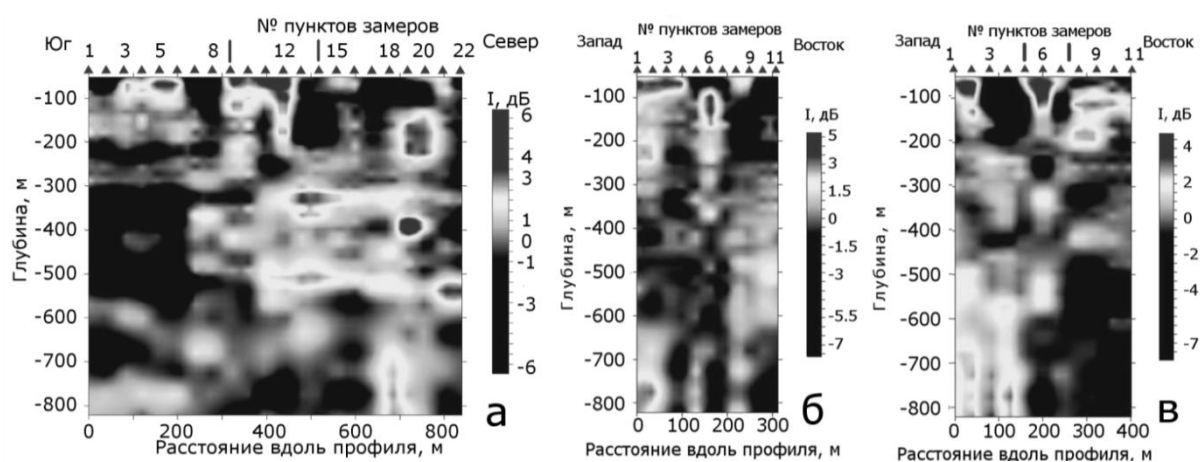


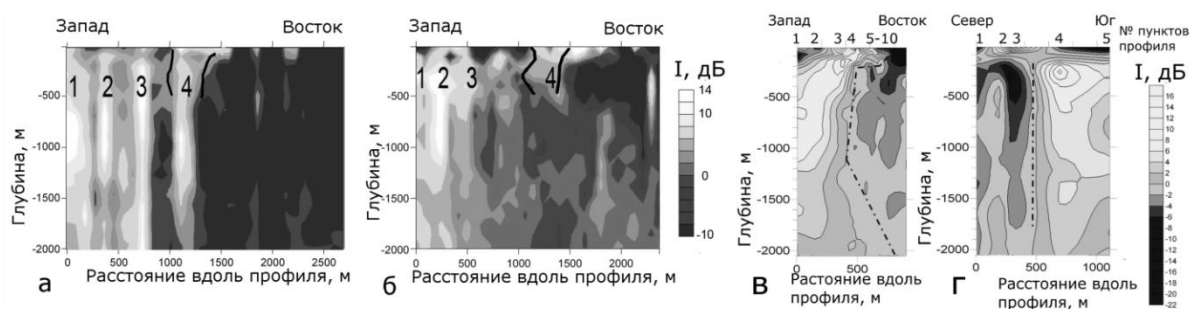
Рис. 1. Диаграммы распределения интенсивностей микросейсм ложной магнитной аномалии G23 (профили № 1, 2, 3) Архангельской алмазонасной провинции (ААП)

Можно высказать предположение, что эта структура, возможно, образовалась в процессе выдавливания кимберлитовой массы из мантии, когда при встрече ее с блоком пород другой плотности (резкая граница раздела) канал подъема кимберлитовой массы сузился, и последующее продвижение кимберлита к поверхности выполнялось уже по более узкому каналу. Возможно, это является причиной ложной по геофизическим данным аномалией.

Профиль № 2 пройден с запада на восток несколько южнее исследуемой аномалии. На диаграмме профиля № 2 проявлены три сравнительно низкоскоростные зоны. Две зоны прослеживаются, начиная от поверхности до глубин, соответственно, 200 и 350 м. Третья просматривается ниже высокоскоростной зоны, начинающейся от поверхности до глубины 250 м, далее она продолжается узким хвостовым окончанием до глубины более 800 м. В целом на диаграмме отражены мозаично расположенные, низко- и сравнительно высокоскоростные перемежающиеся зоны.

Профиль № 3 пересекает аномалию в пунктах 5–7. Здесь наблюдается низкоскоростная зона шириной 60–100 м, протягивающаяся до глубины 300 м. Далее до глубины 500 м видна картина мозаично располагающихся низко- и высокоскоростных зон. С запада и востока аномалию замыкают небольшой величины две высокоскоростные близповерхностные (до глубин 150–200 м) зоны. Ниже глубины 500 м до 800 м и, возможно, еще ниже с западной и восточной стороны располагаются, соответственно, зоны значительной и менее значительной интенсивности.

Сопоставление диаграмм ММЗ ложной геофизической аномалии G23 и трубок взрыва (продуктивной – «Ломоносовская» и непродуктивной – С10) показывает, что структура, выделяемая на диаграмме ММЗ, тела, соответствующего так называемой ложной геофизической аномалии (рис.1 а–в), существенно отличается от структур трубок взрыва Золотицкого и Ненокского полей (рис. 2 а–г). На рисунках просматривается существенное различие их структур, что, с одной стороны, доказывает возможности метода низкочастотного микросейсмического зондирования отражать реальные особенности структур кимберлитовых тел разного рода, с другой – позволяет подойти к классификации структур по типам, что перспективно для экспресс-оценки необходимости их промышленной разработки.



**Рис. 2. Геофизические разрезы вдоль профилей, пересекающих трубки взрыва:
а, б – первый и второй профили трубки им. М.В. Ломоносова;
в, г – первой и второй профили трубки С10 соответственно**

Отсюда следует, что, проводя тщательный анализ диаграмм распределения относительных интенсивностей амплитуд микросейсмического поля, можно по структуре выделенных неоднородностей расклассифицировать тип кимберлитовых тел (продуктивная, непродуктивная, ложная и т.д.), что может быть использовано при оценке необходимости их промышленной разработки. Представляется, что работа по изучению кимберлитовых тел с целью классификации их по типам на основе диаграмм метода ММЗ должна быть продолжена до стадии разработки соответствующих таблиц.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Вержак В.В., Гаранин К.В.** Экологические проблемы освоения месторождений алмаза Архангельской алмазоносной провинции и некоторые пути их решения // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж, 2005. – С. 246–260.
2. **Стогний В.В., Коротков Ю.В.** Поиск кимберлитовых тел методом переходных процессов. – Новосибирск: Изд-во «Малотиражная типография 2D», 2010. – 121 с.
3. **Губайдулин М.Г.** Физико-геологические модели поисковых объектов // Литосфера и гидросфера Европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. – Екатеринбург: УрО РАН, 2001. – С. 57–63.
4. **Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б.** Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-физических материалах. – Архангельск: ИЭПС УрО РАН, ОАО «ИПП Правда Севера», 2004. – 268 с.
5. **Разработка и внедрение методики сейсмических исследований при поисках кимберлитовых трубок в Юго-Восточном Беломорье** // Отчет о научно-исследовательской работе. – Ленинград: НПО «Рудгеофизика», 1989. – 90 с.
6. **Горбатилов А.В.** Патент РФ № 2271554 // Бюл. изобр. – 2006. – № 7.
7. **Французова В.И., Горбатилов А.В., Данилов К.Б.** Структура верхней части осадочного чехла на профиле г. Архангельска // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Пятые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы. – Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 2009. – С. 502–506.

8. **Французова В.И., Макаров В.И., Данилов К.Б.** Скоростные неоднородности земной коры Юго-Восточного Беломорья по данным метода микросейсмического зондирования // Геофизические исследования. – 2013. – Т. 14, № 3. – С. 46–54.
9. **Французова В.И., Данилов К.Б.** Изучение структуры осадочного чехла о. Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 227–231.
10. **Данилов К.Б.** Применение метода микросейсмического зондирования для изучения трубки взрыва им. М.В. Ломоносова (Архангельская алмазоносная провинция) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2011. – Вып. 17, № 1. – С. 231–237.
11. **Французова В.И., Данилов К.Б.** Изучение погребенной трубки взрыва по промерам фоновых микросейсм // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 319–323.
12. **Попов Д.В., Данилов К.Б., Жостков Р.А., Дударов З.И., Иванова Е.В.** Обработка цифровых записей микросейсм в программном комплексе ДАК // Сейсмические приборы. – 2013. – Т. 49, № 2. – С. 44–57.
13. **Горбатилов А.В., Ларин Н.В., Моисеев Е.И., Беляшов А.В.** Применение метода микросейсмического зондирования для изучения строения погребенной трубки взрыва // ДАН. – 2009. – Т. 428, № 4. – С. 526–530.
14. **Горбатилов А.В., Цуканов А.А.** Моделирование волн Релея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. – 2011. – № 4. – С. 96–112.

СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ В РЕГИСТРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ЗАПОЛЯРНЫМИ СТАНЦИЯМИ АРХАНГЕЛЬСКОЙ СЕТИ

^{1,2}В.И. Французова, ^{1,2}Е.В. Иванова, ^{1,2}Я.В. Конечная

¹Геофизическая служба РАН, г. Архангельск

²Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск

Аннотация. Для заполярных станций «Амдерма» и «Земля Франца-Иосифа» выявлено наличие сезонности в годовом распределении количества регистрируемых сейсмических событий. Предположительно наблюдаемое явление обусловлено воздействием вечномерзлых арктических грунтов на формирование микросейсмического поля.

Abstract. We revealed the presence of seasonality in the annual distribution of the number of registered seismic events for polar stations "Amderma" and "Franz Josef Land". Supposedly, the observed phenomenon is due to the influence of the Arctic permafrost soil on the formation of microseismic field.

С 2010 г. в составе Архангельской сети станций (рис. 1) работают заполярные станции «Амдерма» и «Земля Франца-Иосифа» (таблица), записи которых позволяют значительно повысить результативность мониторинга сейсмичности Арктической и Приарктической зон [1, 2].

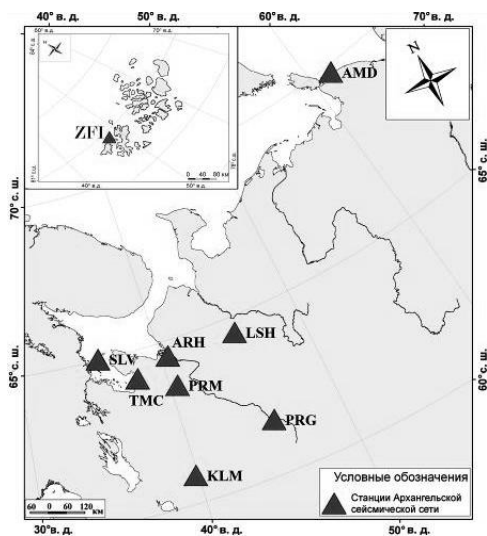


Рис. 1. Современное расположение сейсмических станций Архангельской сети

Выявленная особенность записей «Амдерма» (AMD) и «Земля Франца-Иосифа» (далее в статье рассматривается только комплект аппаратуры ZFI2 (таблица), поскольку он наиболее стабильно работал в период наблюдений и имеет максимальный набор данных) как заполярных станций, заключалась в наличии сезонности в количестве и качестве регистрации событий [2, 3]. По результатам имеющегося периода наблюдений появились основания полагать, что с установлением снежного покрова и стабильно низких температур количество

и качество регистрируемых заполярными станциями сейсмических событий возрастает, а с установлением стабильно высоких температур, соответственно, падает.

Таблица. Сведения о сейсмических станциях «Амдерма» и «Земля Франца-Иосифа» Архангельской сейсмической сети

№	Название станции и код сети	Код международный	Код региональный	Дата открытия	φ , °N	λ , °E	h , м	Тип оборудования
1	Амдерма (АН)	AMDE	AMD	01.11.2010	69.761	61.678	48	CMG-3ESP GSR-24; CMG-40T-1 GSR-24
2	Земля Франца-Иосифа (АН)	ZFI	ZFI	03.09.2011	80.807	47.659	17	CMG-6TD; CMG-40T-1 GSR-24; CMG-6TD
		ZFI2	ZFI2	08.09.2011	80.809	47.655	18	
		—	ZFI3	25.08.2012	80.809	47.613	18	

Прежде всего это оказалось заметным для месячного распределения количества зарегистрированных станциями региональных и локальных событий (рис. 2), которое показывает тенденцию к ежегодному повторению. Указанное наблюдение подтвердилось анализом распределения процентного соотношения зарегистрированных станцией AMD за годичный период времени телесеismicких землетрясений относительно данных каталога Службы срочных донесений ГС РАН, в сравнении с таковым для аналогичной короткопериодной станции Архангельской сети «Пермогорье» (PRG), расположенной ближе всего по широте к станции AMD, но южнее Полярного круга (рис. 3).

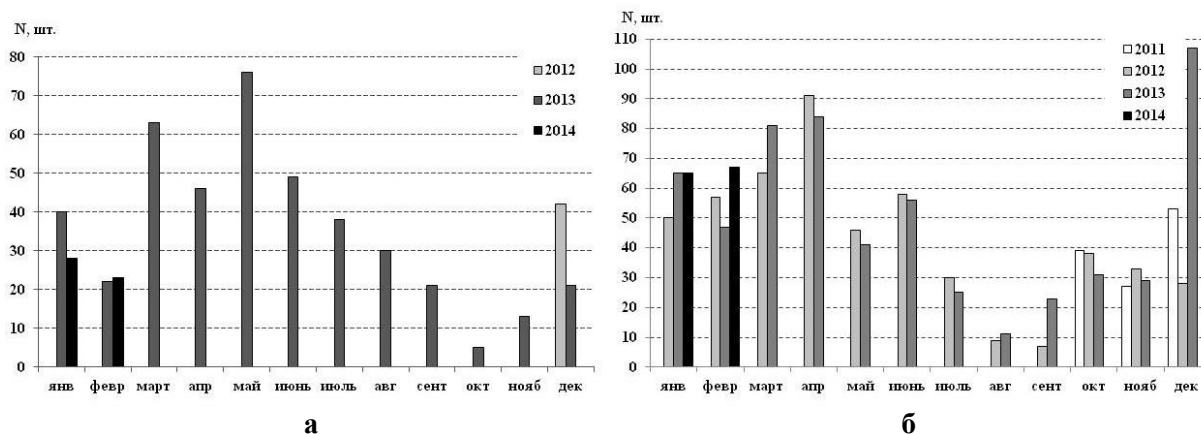


Рис. 2. Распределение по месяцам года количества зарегистрированных заполярными станциями региональных и локальных событий:
а – для станции AMD (декабрь 2012 г. – февраль 2014 г.);
б – для станции ZFI2 (октябрь 2011 г. – февраль 2014 г.)

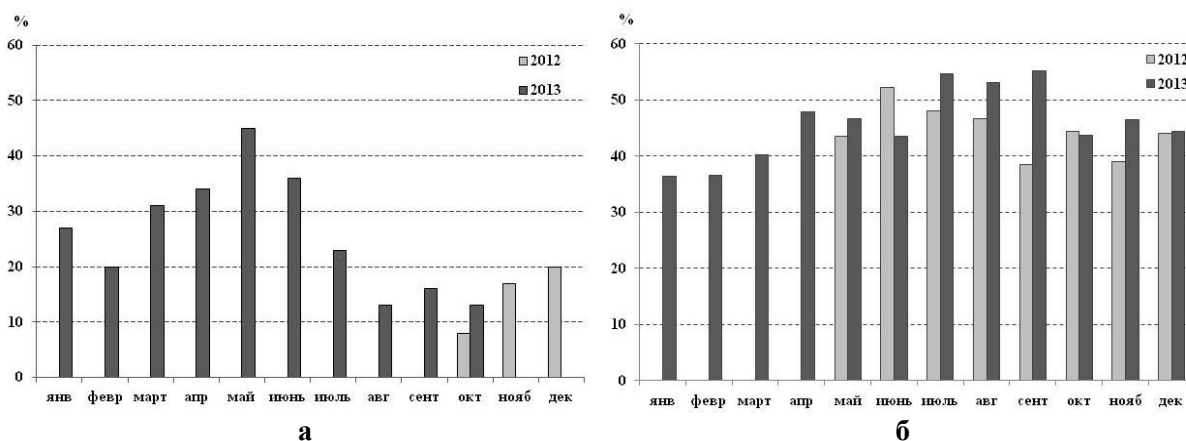


Рис. 3. Распределение по месяцам года процентного соотношения количества зарегистрированных телесеismicких землетрясений, от общего числа событий из каталога Службы срочных донесений ГС РАН:
а – для станции AMD (октябрь 2012 г. – октябрь 2013 г.); **б** – для станции PRG, находящейся южнее Полярного круга (май 2012 г. – декабрь 2013 г.)

На представленных гистограммах отчетливо прослеживается закономерность улучшения регистрации событий заполярными станциями в зимне-весенний период года и ухудшения – в летне-осенний. При этом для сейсмостанции AMD можно примерно определить наилучший период регистрации в мае, для «Земли Франца-Иосифа» – в апреле, наихудший – в октябре и августе-сентябре соответственно.

Предположительно наблюдаемое явление обусловлено воздействием вечномерзлых арктических грунтов на формирование микросейсмического поля. Действительно, обе рассматриваемые станции (AMD и ZFI) находятся в зоне многолетнемерзлых пород (ММП), в зоне сплошного распространения ММП мощностью от 250 м (рис. 4).

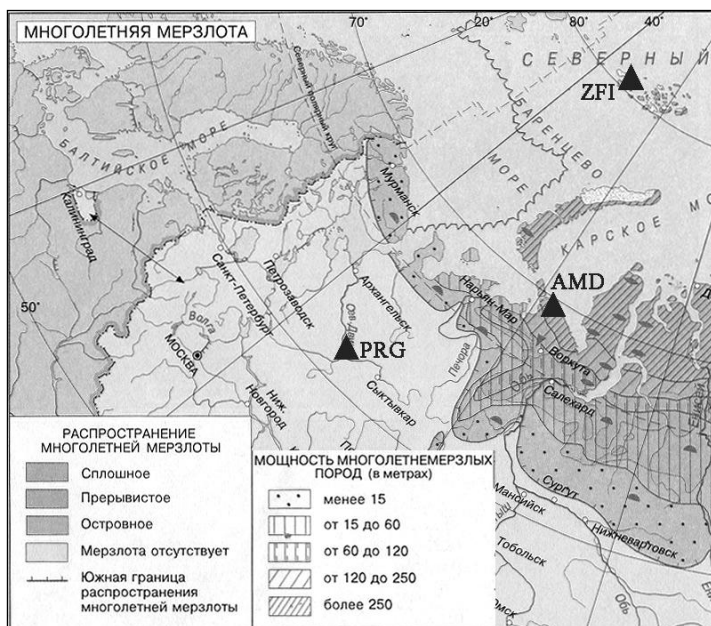


Рис. 4. Карта распространения многолетнемерзлых пород. Треугольниками показаны станции «Амдерма», «Земля Франца-Иосифа» и «Пермогорье»

Мерзлые почвы в период низких температур характеризуются большей сплошностью пород, нежели в период повышенных в летние месяцы температур, когда происходит подтаивание и замочка верхней части почвенного покрова под станциями. Вследствие этого изменяется способность среды под станциями проводить сейсмические сигналы:

на фоне увеличивающегося микросейсмического поля уменьшаются возможности выделения и интерпретации полезных сигналов, что приводит к уменьшению их количества (рис. 2 и 3 а).

Для проверки выдвинутой гипотезы был оценен уровень микросейсмического фона на рассматриваемых заполярных станциях. Построение велось в программе MicroNoise (собственная разработка лаборатории природной и техногенной сейсмичности Горного института УрО РАН [4]). На график также нанесены модельные кривые Д. Петерсона NHNM и NLNM [5].

Для анализа были выбраны месяцы наилучшей и наихудшей регистрации станций (для AMD – май и октябрь; для ZFI2 – апрель и сентябрь). Примеры спектра мощности микросейсмического фона для суточных участков записи представлены на рис. 5 а, б.

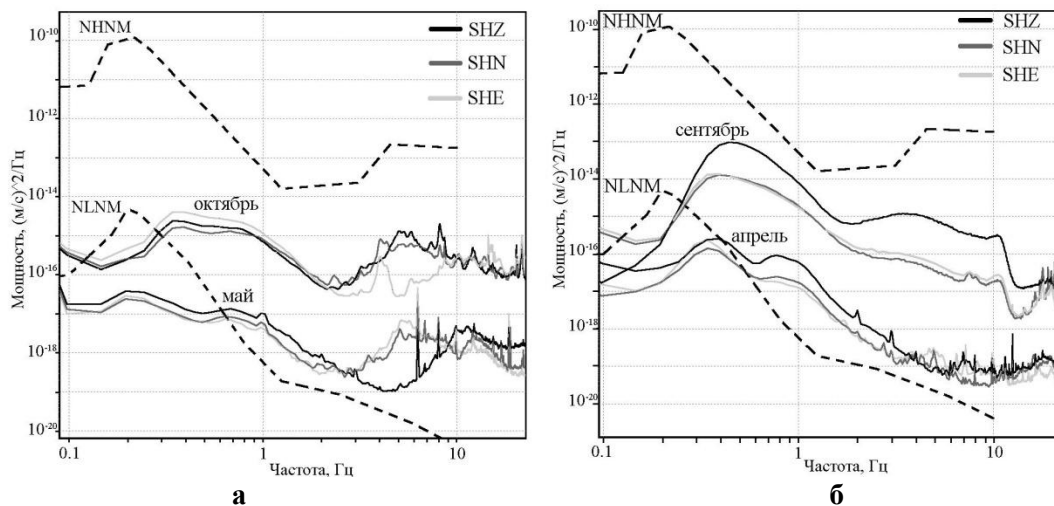


Рис. 5. Спектры мощности микросейсмического фона для трех регистрирующих каналов заполярных сейсмических станций в сравнении с модельными кривыми:
а – для станции «Амдерма» 13.10.2014 г. и 13.05.2014 г.;
б – для станции «Земля Франца-Иосифа» 13.09.2014 г. и 13.04.2014 г.

Из полученных графиков, во-первых, можно сделать вывод о хорошем соотношении построенных спектров мощности микросейсмического фона и кривых Петерсона – фон не превосходит уровня верхней кривой, смещен в большей степени к нижней кривой, что свидетельствует о качественном выборе места установки для обеих рассматриваемых станций. Во-вторых, видно, что спектр мощности микросейсмического фона

на всех трех каналах обеих станций для частот от 1 Гц и выше (диапазон регистрации региональных и локальных сейсмических событий) возрастает на два порядка при сравнении выборок из наихудшего и наилучшего периодов регистрации, что может служить прямым доказательством сезонного «зашумления» записей. Вследствие последнего и теряется качество регистрации событий. Логичными выглядят и вариации в регистрации телесеизмических землетрясений (рис. 3 а) на станции AMD, поскольку в частотном диапазоне до 1.5 Гц также имеет место возрастание на два порядка летне-осеннего периода относительно весенне-зимнего (рис. 5 а).

В целом возрастание наблюдается практически в равной мере для всего записываемого диапазона частот. Если бы существенную роль играли сезонные изменения не среды, а источников генерации микросейсм, то спектры мощности имели бы выраженные сдвиги на определенных частотных диапазонах.

Изменение свойств верхнего слоя грунта на вечной мерзлоте обусловлено сезонным воздействием комплекса климатических факторов (температура, ветер, осадки, освещенность, наличие и толщина снежного покрова). Косвенно данный вывод подтверждается разными длительностью и временем наступления периодов чередования наихудшей и наилучшей регистрации станций (рис. 2). Так, для станции AMD длительность летнего промежутка между временем максимальной и минимальной регистрации событий составляет четыре месяца (июнь, июль, август, сентябрь), а для ZFI2 – три (май, июнь, июль). Для станции AMD начало и конец этого промежутка (май–октябрь) смещены на месяц-полтора позже, чем для ZFI2 (апрель, август–сентябрь). Возможные причины этого смещения заключаются в том, что территориально окрестность станции AMD относится к природной зоне тундры, а станции ZFI2 – к зоне арктической пустыни. Кроме того, существует разница в координатах станций по широте и долготе порядка 10°. Указанные обстоятельства обуславливают разную длительность светового дня, особенности температурного режима, снежного покрова, движения воздушных масс и др.

В перспективе дальнейшее накопление записей станций Архангельской сети и привлечение записей других заполярных станций позволит исследовать более подробно вопрос о влиянии вечной мерзлоты на характер изменения свойств грунтов и, как следствие, проявления этого фактора на характер регистрации сейсмичности.

В заключение заметим, что значимость данных станций «Амдерма» и «Земля Франца-Иосифа» не определяется только существенным повышением эффективности сейсмомониторинга Арктического сектора. База накопленных записей волновых форм может служить хорошим подспорьем при решении фундаментальных задач по исследованию глубинного строения литосферы северных регионов России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Данилов А.В., Антоновская Г.Н., Конечная Я.В.* Особенности установки пунктов регистрации сейсмических событий в Арктическом регионе России // Сейсмические приборы. – 2013. – Т. 49, № 3. – С. 5–24.
2. *Францужева В.И., Конечная Я.В., Иванова Е.В.* Оценка регистрационных возможностей заполярной станции «Амдерма» // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 332–336.
3. *Данилов А.В.* Микросейсмические исследования архипелага Земля Франца-Иосифа // Четырнадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник научных материалов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2013. – С. 83–87.
4. *Дягилев Р.А.* Пакет прикладных программ для узких задач сейсмического мониторинга. Спектральный анализ сейсмических шумов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2012 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.mi-perm.ru/solution/nr?show_id=29.
5. *Peterson J.* Observation and modeling of seismic background noise // U.S. Geological Survey. Open-File report 93-322. – 1993. – 95 p.

ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА ПО ДАННЫМ ЦИФРОВЫХ СТАНЦИЙ СЕЛЕНГИНСКОЙ ЛОКАЛЬНОЙ СЕТИ

Л.Р. Цыдыпова, Ц.А. Тубанов, П.А. Предин, Е.И. Герман
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Аннотация. Впервые дана сравнительная оценка характеристик сейсмического шума для станций Селенгинской локальной сети. По каждой из трех компонент сейсмического шума рассчитаны спектральные кривые плотности, изучены временные вариации.

Abstract. For the first time the comparative assessment of seismic noise characteristics for Selenginskaya local network stations is presented. Spectral density curves were calculated for each of the three component of seismic noise, temporal variations were studied.

Основной целью настоящей работы являлось сравнительное изучение спектральных характеристик и временных вариаций различных частотных составляющих микросейсмического фона на четырех сейсмических станциях Селенгинской локальной сети – «Заречье», «Узур», «Улан-Удэ», «Хурумша». Выбор сейсмостанций не случаен и покрывает все возможные расположения сейсмостанций, такие, как зоны вне влияния озера Байкал – городская среда и вблизи малонаселенного пункта и в зоне влияния озера – на острове Ольхон на скальном основании, вне техногенного шума и на берегу озера. Все станции размещены на удалении от крупных промышленных предприятий и в целом распределены следующим образом по увеличению уровня техногенного шума: «Узур», находящаяся в малонаселенном месте на острове Ольхон озера Байкал вне влияния электрических сетей; «Хурумша», расположенная в малонаселенном месте вблизи населенного пункта Хурумша; «Заречье» – в пределах одноименного населенного пункта; «Улан-Удэ» – в черте города. Местная сейсмичность может быть охарактеризована по результатам сейсмического районирования территории Северной Евразии. Согласно карте сейсмического районирования ОСР-97А, станции находятся в зоне возможной интенсивности сотрясений до 8 баллов.

Все сейсмостанции оснащены цифровыми регистраторами Байкал-11, Байкал-112 и короткопериодными датчиками СМ-3, СМ-3КВ, находящимися в подземных сейсморезервуарах. Такие условия размещения сейсмометров обеспечивают достаточно хорошую защиту от внешних воздействий, таких, как ветер, изменения температуры и давления. Технические характеристики представлены в таблице.

Таблица. Данные о станциях

Станция			Тип АЦП и сейсмометра	Перечень каналов	Частотный диапазон, Гц	Частота опроса, отс/с	Разрядность АЦП
Название	Код	Координаты					
Заречье	ZRH	52.55°N 107.15°E	Байкал-112, СМ-3	NEZ	0.5–50	100	24
Узур	UZR	53.32°N 107.74°E	Байкал-112, СМ-3;	NEZ	0.5–50	100	24
Улан-Удэ	UUD	51.87°N 107.67°E	Байкал-11, СМ-3	NEZ	0.5–50	100	24
Хурумша	HRM	51.63°N 106.95°E	Байкал-11, СМ3-КВ;	NEZ	0.5–50	100	24

Сейсмические записи отбирались с учетом отсутствия на сейсмограмме импульсных сигналов и шумов от техногенных помех и сейсмических волн землетрясений и взрывов. Для отбора таких записей был разработан следующий алгоритм: из записей выбирались участки без сейсмических событий длиной по 10 мин каждый с минимальным разбросом по амплитудам в сутках. Было отобрано примерно по 150 таких отрезков для каждой станции по каждому сезону. Для изучения параметров сейсмического шума использованы записи станций за 2012 год.

Спектральная плотность сейсмического шума рассчитывалась для всех трех компонент сейсмических записей каждой станции, отдельно для ночного (15:00–19:00 GMT, 00:00–04:00 по местному времени) и дневного времени (01:00–10:00 GMT, 10:00–19:00 по местному времени) по сезонам в программном пакете MATLAB. После получения для станций набора спектров оценивался медианный спектр, который принимался за наиболее вероятный спектр сейсмического шума для данной выборки.

На рис. 1 изображены медианные спектры для дневного и ночного времени по Z-компоненте всех четырех сейсмостанций за весенний период в диапазоне частот от 1 до 25 Гц. Следует отметить, что ночные спектры отличаются более низким уровнем шумов, чем дневные на графиках по сейсмостанциям «Улан-Удэ», «Хурумша» и «Заречье», и почти не различаются на станции «Узур». Уровень шумов в рассматриваемой области частот приближен к верхнему уровню модели Д. Петерсона [1], и в среднем выдержан по вертикали.

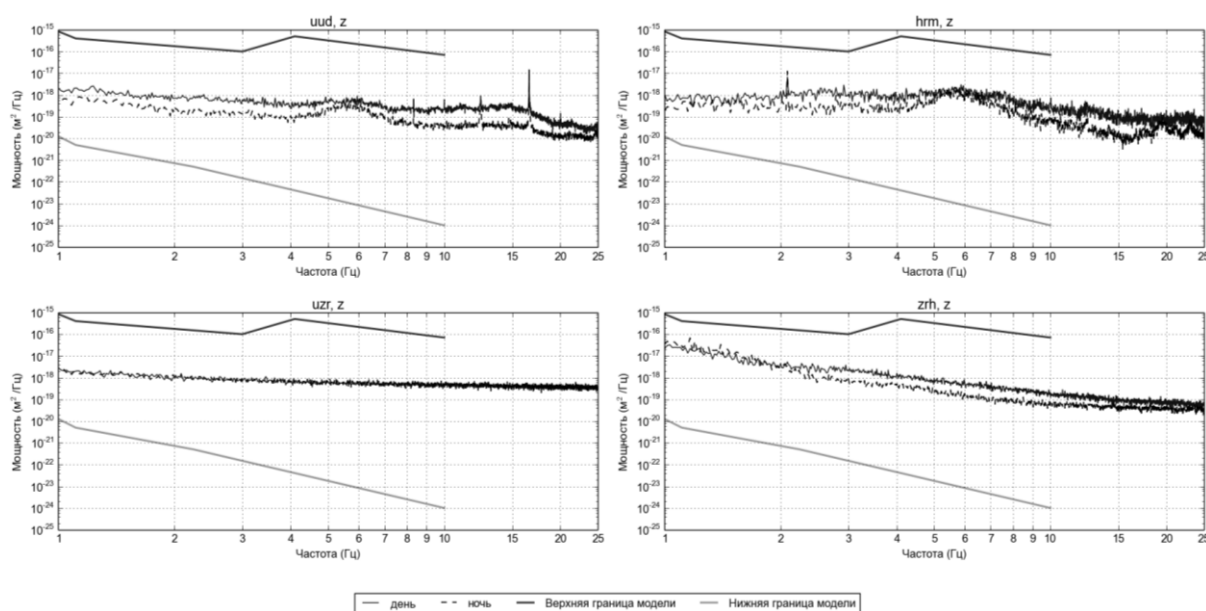


Рис. 1. Медианные спектры шума для дневного и ночного интервалов времени в весенний период

Для определения частотных областей, наиболее характерных для станций, проанализированы 10-минутные участки записи сейсмостанций за неделю с интервалом один час. Была выбрана неделя с 9 по 15 ноября 2012 года. По метео данным этот период был достаточно снежным, облачным, местами шли ливневые снега. Ветер был слабым – до 5 м/с. Температура воздуха в самое холодное время суток (утром) варьировалась от -20 до -8°C , а в самое теплое время суток (днем) – от -16 до -4°C .

По графикам медианных спектров шума были выбраны следующие диапазоны частот: 2–2.5 Гц с узкополосным пиком с частотой 2.1 Гц (станция «Хурумша»), а также широкие высокочастотные диапазоны 4–7 Гц («Улан-Удэ», «Хурумша»), 12–15 Гц («Улан-Удэ», «Хурумша»). Записи шума на сейсмостанциях «Узур» и «Заречье» имеют ровный характер, без всплесков.

Рассматривая значения спектральной плотности шума для каждого часа в выбранных интервалах частот (рис. 2), получили, что все выбранные диапазоны частот на станции «Улан-Удэ» имеют суточный характер, в то время как диапазон частот от 4 до 7 Гц уже идет без суточного хода на сейсмостанции «Хурумша». Станции «Узур» и «Заречье» характеризуются примечательной независимостью от суточного хода, при этом на станции «Заречье» характер хода спектра мощности отличается от станции «Узур» более изрезанным характером и общим повышением уровня спектральной плотности шума на 1–2 порядка в сравнении с остальными сейсмостанциями.

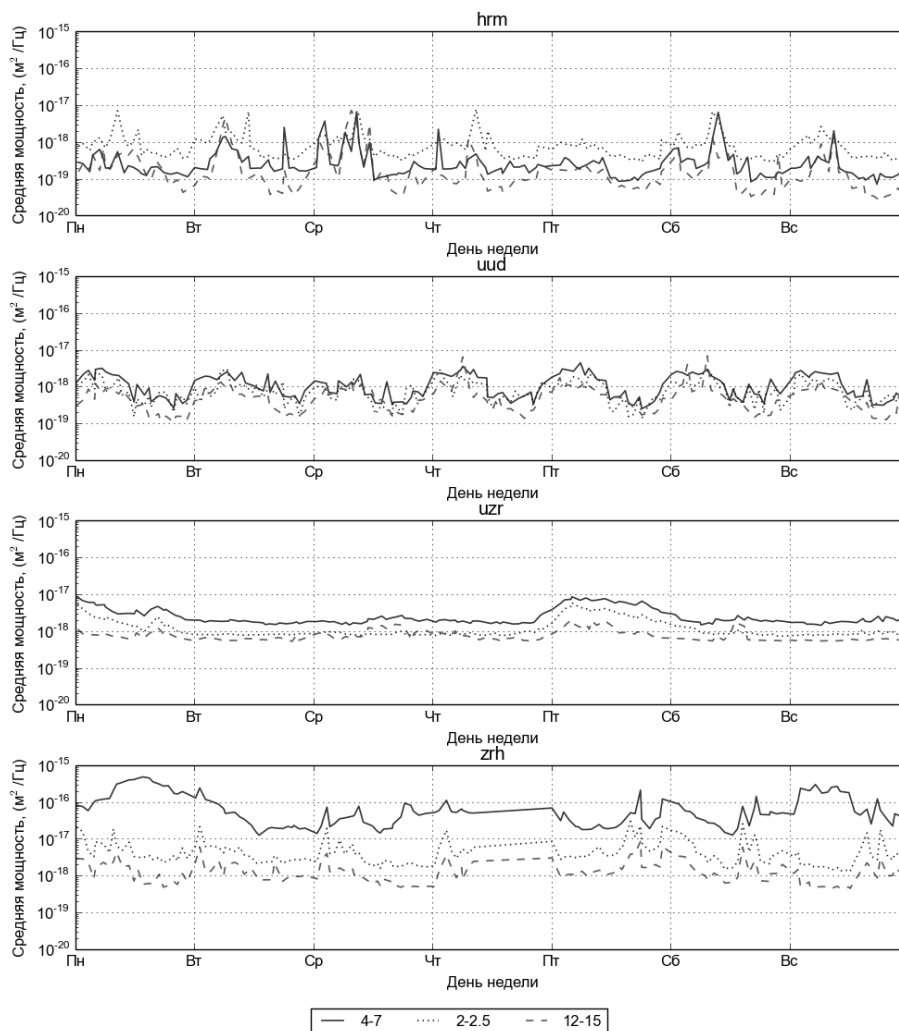


Рис. 2. Почасовой ход спектра мощности на станциях (сверху вниз) «Хурумша», «Улан-Удэ», «Узур» и «Заречье» за неделю в диапазоне частот 2–2.5, 4–7, 12–15 Гц

Техногенный шум (от движения транспорта и пр.) представлен сигналами в частотном диапазоне 2–2.5 Гц с одиночным пиком с частотой 2.1 Гц (станция «Хурумша»), в диапазоне от 12 до 15 Гц, природа которых пока не известна. Колебания в диапазоне частот 4–7 Гц определяются как микросейсмы природного происхождения (возможно, ветровые помехи). Микросейсмы на сейсмостанции «Улан-Удэ», расположенной в пределах городской черты, характеризуются наличием резонансных всплесков в высокочастотной области. В диапазоне частот от 8 до 25 Гц видны пики с частотами 8.3, 10.0, 12.4, 16.5 и 20.0 Гц, очевидно, являющиеся следствием городской жизнедеятельности.

На рис. 3 представлены вариации шума отдельно по каждой станции по всем четырем сезонам, свидетельствующие о том, что в зависимости от времени года характер спектральных кривых меняется произвольным образом. Однако можно выделить несколько особенностей.

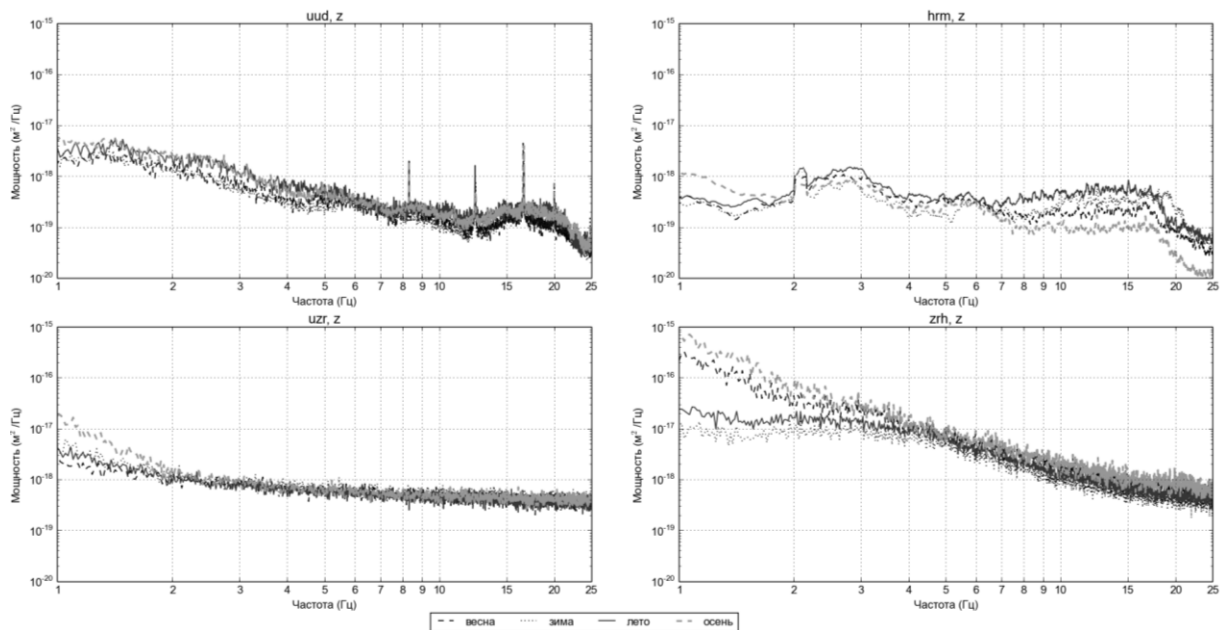


Рис. 3. Сезонные вариации сейсмического шума на станциях «Улан-Удэ», «Хурумша», «Узур» и «Заречье»

1. Осенний период в низкочастотной области до 2 Гц имеет максимальные значения спектра мощности и в целом продолжает эту тенденцию, оставаясь на уровне или выше, по сравнению с другими сезонами. Однако этого нельзя сказать о сейсмической станции «Хурумша», где кривая спектра мощности (осень), начиная с 7 Гц , имеет уже минимальные значения.

2. Станции «Узур», «Заречье» и «Улан-Удэ», начиная с 2 , 4 и 5 Гц соответственно, в целом не различаются по сезонам, разброс значений минимален.

3. Самым спокойным сезоном относительно микросейсм являются зима на станциях «Улан-Удэ» и «Заречье» и весна – на станции «Узур».

Таким образом, анализ динамических характеристик сейсмического шума сейсмических станций «Заречье», «Узур», «Улан-Удэ» и «Хурумша» показал следующее:

- в рассматриваемой частотной области уровень микросейсм на сейсмостанциях более близок к верхней границе модели Д. Петерсона;

- выявлены следующие частотные области: $4\text{--}7 \text{ Гц}$, вероятно связанная с природными источниками шумов; $2\text{--}2.5$ и $12\text{--}15 \text{ Гц}$, предположительно обусловленные техногенным фактором;

- самым «тихим» сезоном на станциях «Улан-Удэ» и «Заречье» является зима, на станции «Узур» – весна, а самым «шумным» – осень. На сейсмостанции «Хурумша» до 6 Гц «шумным» сезоном является осень, «тихими» – зима и весна. Выше 6 Гц картина меняется, и наиболее спокойным сезоном становится осень, а «шумным» – лето.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Peterson J.* Observation and modeling of seismic background noise // U.S. Geological Survey. Open-File report 93-322. – 1993. – 95 p.

МОДЕЛИРОВАНИЕ КАРТЫ ИЗОСЕЙСТ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА КАМЧАТКЕ С УЧЕТОМ АНИЗОТРОПИИ ЗАТУХАНИЯ

¹Д.В. Чебров, ^{2,1}А.А. Гусев, ¹В.Н. Чебров

¹Камчатский филиал ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский

Аннотация. Обсуждается задача построения для условий Камчатки карты изосейст сильного поверхностного землетрясения с учетом анизотропии затухания. Приведены первые результаты работы программы-прототипа, использующей физически обоснованную модель протяженного некогерентного очага и анизотропную модель затухания. Макросейсмические поля, построенные на основе такой модели, показывают удовлетворительное согласие с наблюдениями. Показана методика оценки анизотропии затухания среды. Предварительные результаты указывают, во-первых, на отсутствие существенной анизотропии в континентальной части Камчатки, а, во-вторых, на заметные вариации анизотропии вдоль Курило-Камчатской дуги.

Abstract. Problem of modeling isoseismal maps for strong shallow Kamchatka earthquakes anisotropic case is discussed for the case of anisotropic attenuation. We used physically substantiated model based on the concept of an incoherent extended earthquake source and anisotropic attenuation model. Macroseismic patterns, modeled this way, show good agreement with observations. The method of estimation of the degree of anisotropy of medium is demonstrated. Preliminary estimates of the degree of attenuation anisotropy indicate that is not uniform over the territory. Anisotropy is manifested prominently along the Pacific coast, but not uniformly; it is expressed at a lower degree near the junction of Kurile-Kamchatka and Aleutian arcs. Anisotropy is not seen for the continental part of Kamchatka.

Введение

В случае сильного землетрясения для населения, администрации и спасательных служб большой интерес представляет информация об ущербе, который был нанесен инфраструктуре и застройке, а также оценка возможных человеческих жертв. Эти данные необходимы для планирования аварийно-спасательных работ. Чем раньше будет произведена подобная оценка, тем эффективнее могут быть приняты меры. Однако даже первичный сбор информации о фактическом ущербе может занимать многие часы после события. Если в интересующем районе развернута сейсмическая сеть, то имеется техническая возможность в режиме, близком к реальному времени, оценить вероятные параметры движения грунта и масштаб сотрясений по территории и получить представление о возможном ущербе. Для использующейся в настоящее время в России макросейсмической шкалы интенсивности (MSK-64) существуют соотношения, позволяющие оценить балл шкалы по параметрам колебаний. Чаще используется связь балл-ускорение, но существуют и соотношения, связывающие балл-скорость, в некоторых случаях также используют длительность сотрясений. Таким образом, имеется возможность получить распределение интенсивности сотрясений, определенной инструментально (далее – инструментальная интенсивность), которое позволяет перейти к оценкам ущерба. Однако это задача относительно просто решается при наличии достаточно плотных и работающих онлайн сетей приборов сильных движений. При недостаточной плотности приборов полезно скомбинировать оценки по фактическим наблюдениям с прогнозными оценками на основе известных гипоцентра и магнитуды землетрясения.

Данная работа посвящена разработке технологии, учитывающей современное состояние сейсмических сетей Камчатки и ее географические условия, которая позволит получать реалистичные карты сотрясений как в оперативном, так и в отложенном режиме. Введение таких инструментов в повседневную практику сейсмической службы позволит поднять эффективность спасательных служб, обеспечить более точную оперативную оценку сотрясений в важнейших пунктах, а также служить средством популяризации сейсмологии среди населения.

Станции сейсмической сети, развернутой в настоящее время на Дальнем Востоке, тяготеют к населенным пунктам. Таким образом, если пытаться получить карту сотрясений только по инструментальным данным, то задача сводится к восстановлению распределения величины по наблюдениям в узлах нерегулярной и практически редкой сетки. Широко известный пример решения похожей задачи – восстановление распределения макросейсмических интенсивностей путем комбинации расчетного (модельного) макросейсмического поля и наблюдаемого (инструментального). Этот подход, известный под названием «ShakeMap», был опробован впервые в Калифорнии [1], затем распространен на остальную часть США. Большое достоинство этой технологии в том, что она способна генерировать реалистичные оценки для любого уровня обеспеченности данными. Заметим, что в «ShakeMap» используется упрощенная протяженная модель очага, описанная в [2]. Это позволяет избежать крайне неправдоподобных круговых изосейст, которые неизбежно получаются при использовании эмпирических соотношений типа балл–магнитуда–расстояние.

Таким образом, в условиях современной обеспеченности Камчатки сейсмическими станциями представляется целесообразным использовать зарекомендовавшие себя комплексные подходы типа «ShakeMap», учитывая при этом специфику региона. С точки зрения генерации карт распределения сотрясений, к наиболее важным особенностям Камчатки относятся крайне нерегулярная сейсмическая сеть, преимущественное расположение очагов далеко в открытом море, ярко выраженная анизотропия (зависимость от азимута луча) для затухания в среде. Кроме того, здесь возможны землетрясения максимально возможной для планеты магнитуды. Это накладывает особые требования к реалистичности модельного поля: используемая модель должна позволять введение неоднородностей и анизотропии среды, а также учитывать протяженность очага. Ко всему прочему технология должна быть устойчива к недостатку данных и обеспечивать высокий уровень оперативности.

Концептуальная модель очага землетрясения и оперативная оценка его параметров

В работе использовалась физически обоснованная модель, основанная на представлении протяженного некогерентного очага [3]. Предполагается, что вклады от некогерентно излучающих площадок суммируются в приемнике энергетически. Практически это позволяет разбить площадку очага на некоторое количество субисточников и просто суммировать их вклады в приемнике. Эта техника позволяет конструировать достаточно сложные очаги произвольной формы с любой желаемой детальностью. В данной работе использовался прямоугольный очаг с постоянной светимостью. Этот подход игнорирует временную структуру акселерограмм и использует прямую связь балла с интегралом от квадрата акселерограммы (интенсивностью по Ариасу).

В оперативном режиме в первые минуты после начала регистрации события мы можем рассчитывать лишь на положение гипоцентра землетрясения и его энергетическую оценку. В настоящее время нет работоспособных подходов к оценке геометрических параметров очага за срок порядка несколько минут. Поэтому для получения размеров очага приходится использовать какое-либо из многочисленных корреляционных соотношений. В данной работе используется связь моментной магнитуды с площадью разрыва, полученной в [4]. Ширина и длина разрыва находились по площади с помощью

соотношения длины и ширины (aspect ratio), заданного в виде зависимости от магнитуды землетрясения. При выборе ориентации плоскости разрыва решающим параметром остается азимут простирания очага землетрясения. Общепринятым подходом в подобных случаях является использование наиболее вероятного значения этого параметра. Угол падения не оказывает сильного влияния на вид макросейсмического поля. В данной работе он условно принят равным 25° , что приблизительно соответствует субдукционному надвигу. Характер распространения разрыва при расчетах принимался двухсторонним (симметрично от гипоцентра в обе стороны). Подстройка магнитуды в ретроспективном режиме выполнялась вручную, поскольку оперативные оценки магнитуды (по шкале $M_S(20R)$) отличаются от оценок моментной магнитуды M_W .

Анизотропия затухания и подходы к ее оценке по макросейсмическим данным

Модифицируем функцию затухания так, чтобы ее показатель затухания зависел от направления:

$$\Phi(r, \varphi) = r^{-2n} \exp\left(-\frac{r}{r_Q \theta(\varphi)}\right), \quad (1)$$

где n – показатель степени расхождения волн; $r_Q = cQ(f_1)/(2\pi f_1)$, где f_1 – средняя частота акселерограммы, cQ – скорость и добротность S -волн, а $\theta(\varphi)$ – функция направленности, обеспечивающая разные значения функции затухания в зависимости от направления. Подобное приближение для r_Q аккуратно в случае, когда нас интересует узкая полоса частот волн группы S , но применимо как приближенное и в случае реальной нефильтрированной акселерограммы.

Одним из очевидных способов получить эллипсовидные изосейсты в рамках изложенной модели затухания – использовать эллиптическую функцию направленности:

$$\theta(\varphi) = \frac{\beta}{\sqrt{1 - \epsilon_0^2 \cos^2(\varphi)}}, \quad (2)$$

где β – малая полуось эллипса, а ϵ_0 – его эксцентриситет. Здесь используется нормировка функции направленности по приведенному радиусу.

Заметим, что использование такой функции направленности будет порождать эллипсовидные изосейсты, не являющиеся строгими эллипсами. Однако соотношение большой и малой осей фигуры изосейсты l даст реальное представление о соотношении осей эллипса λ , задающего функцию направленности. Нетрудно показать, что $\lambda \approx l$.

Сформулируем теперь кратко методику оценки анизотропии затухания по макросейсмическим данным, учитывая такие специфические условия Камчатки, как скудность данных и расположение очагов землетрясений в открытом море.

Для того чтобы в максимальной степени избавиться от эффекта протяженного очага, следует стремиться использовать изосейсту, проведенную в дальней зоне землетрясения, для эпицентральных расстояний больших, чем размеры очага. Однако следует учитывать, что оценка по изосейсте, охватывающей слишком большую площадь, дает соответствующее осреднение. Это может сгладить локальные особенности. Поэтому представляется более удобным и разумным использовать макросейсмические данные о землетрясениях средней силы ($6.0 < M < 7.5$). Оценка отношения полуосей фигуры изосейсты дальней зоны такого землетрясения и азимута простирания ее большой оси дадут реалистичную оценку искомой функции направленности.

Заметим, что в большинстве случаев в условиях Камчатки очень сложно провести законченную изосейсту, а тем более их полный набор. Следует учитывать, что окончание большой оси фигуры изосейсты часто находится в открытом море, следовательно, оценки соотношения осей не могут считаться достаточно надежными. Однако их можно использовать в качестве первого приближения, а затем с помощью серии вычислительных экспериментов добиваться удовлетворительного согласия с наблюдаемыми данными.

Программный модуль и его тестирование

Программный модуль (рабочее название – MacroMap), обеспечивающий генерацию карты сотрясений в режиме, близком к реальному времени, интегрирован в среду БЛИЦ [5]. На вход MacroMap подаются координаты гипоцентра и магнитуда, а также значения инструментальной интенсивности сотрясений на всех доступных станциях. Такие параметры, как вид функции $\theta(\varphi)$, параметры калибровки соотношений балл–магнитуда–расстояние и т.п., являются настроечными и устанавливаются до запуска программы. Возможен запуск модуля для моделирования поля сотрясений для исторических, или сценарных землетрясений.

Расчет модельного макросейсмического поля производится на сетке узлов. Сетка задается автоматически: размер сетки – в зависимости от магнитуды, а расположение – в зависимости от положения эпицентра землетрясения.

Объединение данных двух полей интенсивности – модельного и эмпирического – реализовано методом взвешенного среднего, после пересчета обоих полей к единой координатной сетке, и подробно описано в [6].

Тестирование MacroMap производилось как в режиме эмуляции реального времени, так и в отложенном режиме для исторических событий и для сценарного землетрясения [6].

На нескольких примерах опробована техника оценки анизотропии затухания для Карымского землетрясения 1 января 1996 г. и для двух ощутимых землетрясений 2013 г. (28 февраля на юге Камчатки и 12 ноября вблизи Кроноцкого п-ова).

По данным макросейсмических опросов была оценена анизотропия затухания для каждого из этих случаев, а затем построены карты сотрясений: для Карымского землетрясения – карта модельного поля сотрясений в отложенном режиме, а для землетрясений 2013 г. – комплект карт с разной степенью комплексирования данных в режиме эмуляции реального времени и в отложенном режиме.

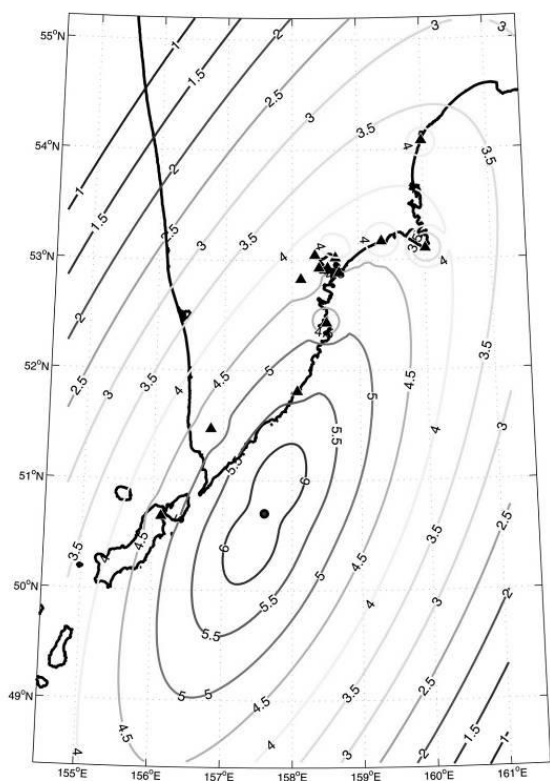


Рис. 1. Расчет макросейсмического поля для землетрясения 28.02.2013 г. с учетом инструментальных данных

Для Карымского землетрясения оцененная функция затухания оказалась близка к изотропной. Применение такой функции показало хорошее согласие с данными макросейсмического опроса в дальней зоне (IV–V баллов в Петропавловске и Мильково).

Оценка анизотропии для землетрясения 28 февраля показала неожиданно высокое отношение осей функции направленности – 3.5:1. Модельное поле показывает удовлетворительное согласие с инструментальными данными и с данными макросейсмического опроса (рис. 1). Степень искажения изосейст результирующего поля в большей степени объясняется особенностями выбора весовых функций при осреднении.

Оценка анизотропии для землетрясения 12 ноября соответствует соотношению осей функции направленности 1.7:1. Модельное поле демонстрирует хорошее согласие с инструментальными данными. Согласие с данными макросейсмического опроса не такое хорошее: сотрясения в ближайших к эпицентру точках оценены выше, чем предсказывает модель.

Заключение

Оперативные карты сотрясений – это наглядный и понятный продукт системы сейсмических наблюдений. Он может использоваться для информирования граждан и властей, при планировании аварийно-спасательных работ в случае сильного землетрясения, при учениях и тренировках, а также и для исследовательских работ. Внедрение соответствующих технологий в России сдерживалось отсутствием достаточно плотных сетей наблюдений. Однако прогресс, наметившийся здесь в последние годы, дает возможность применения подобных методик и в нашей стране.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект №14-17-00621).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Wald D., Quitoriano V., Heaton T., Kanamori H., Scrivner C., Worden C.* TriNet "ShakeMaps": Rapid generation of peak ground motion and intensity maps for earthquakes in Southern California // *Earthq. Spectra.* – 1999. – V. 15, N 3. – P. 537–555.
2. *Boore D.M., Joyner W.B., Fumal T.E.* Equations for estimating horizontal response spectral and peak acceleration from western North American earthquakes: A summary of recent work // *Seismol. Res. Lett.* – 1997. – V. 68. – P. 128–153.
3. *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.
4. *Гусев А.А., Мельникова В.Н.* Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // *Вулканология и сейсмология.* – 1990. – № 6. – С. 55–63.
5. *Чебров Д.В., Гусев А.А.* Автоматическое определение параметров цунамигенных землетрясений на Дальнем Востоке России в режиме реального времени: алгоритмы и программное обеспечение // *Сейсмические приборы.* – 2010. – Т. 46, № 4. – С. 35–57.
6. *Чебров Д.В., Гусев А.А., Чебров В.Н.* Первый вариант алгоритма и программы для автоматического создания карты сотрясений от произошедшего сильного землетрясения в оперативном режиме // *Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды IV научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский, 30 сентября – 6 октября 2013 г.* – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 294–298.

ОЦЕНКИ МАГНИТУД В СЛУЖБЕ ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ О ЦУНАМИ И СЛУЖБЕ СРОЧНЫХ ДОНЕСЕНИЙ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ

Д.В. Чебров, В.Н. Чебров, С.А. Викулина, Д.А. Ототюк
Камчатский филиал ГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Аннотация. Обсуждается практика применения различных магнитудных шкал в рамках Службы предупреждения о цунами (СПЦ) и Службы срочных донесений. Особое внимание уделяется опорной шкале СПЦ M_S . Обсуждается история применения этой шкалы на станции «Петропавловск» для целей СПЦ, а также систематическая поправка для нее. Показаны результаты использования недавно разработанной спектрально определенной магнитуды M_S (20R). Рассмотрены возможности внедрения быстрых оценок моментной магнитуды.

Abstract. Experience of using of magnitude scales for Tsunami Warning System and Urgent Message Survey is discussed. We focused on base magnitude scale of Tsunami Warning System, so-called Soloviev's surface-wave magnitude M_S . Timeline of M_S estimations on PET for Tsunami Warning System is discussed, including discrepancies with final estimations. Use of recently developed, spectral-defined magnitude scale M_S (20R) is demonstrated. Magnitude scales for fast estimations of moment magnitude are considered.

Введение

Региональный информационно-обрабатывающий центр (РИОЦ) «Петропавловск» ведет работу в рамках Службы предупреждения о цунами с момента организации этой службы. Несмотря на коренную модернизацию СПЦ в 2006–2010 гг., в том числе ее сейсмической части, и возросшие возможности по скорости и точности получения параметров землетрясений, и в настоящее время актуальным остается регламент Службы, разработанный для СПЦ-1958. Одно из существенных положений этого регламента – это правила оценки магнитуды землетрясения и, следовательно, определение его цунамигенности. В качестве опорной магнитуды в РИОЦ «Петропавловск» используется магнитуда M_S^{PET} , рассчитанная по данным единственной станции – РЕТ («Петропавловск»).

В ходе работ над развитием СПЦ была предложена новая, спектрально определенная магнитуда $M_S(20R)$, основанная на поверхностных волнах узкого диапазона периодов (16–25 с) [1]. Эта магнитуда должна, в перспективе, заменить устаревшую практику оценки цунамигенности по значениям M_S^{PET} . Данная шкала имеет очевидные преимущества: спектрально определенные оценки, легко формализуемую процедуру обмеров. Кроме того, предполагается использовать сетевую оценку, которая должна быть более устойчива, чем оценка по единственной станции.

Данная работа ставит своей целью изучить опыт оценки магнитуд M_S^{PET} и $M_S(20R)$ в РИОЦ «Петропавловск» в оперативном режиме, в рамках Службы цунами и Службы срочных донесений (ССД).

Оценки магнитуды M_S по данным станции «Петропавловск»

Известно, что индивидуальные станционные оценки могут иметь заметный разброс от среднесетевых и гораздо менее стабильны. Поэтому зачастую для станционных оценок устанавливается индивидуальная поправка, определяемая как среднеарифметическое (или в некоторых случаях – медиана) невязок магнитуды для некой рабочей выборки. Особое внимание этому уделялось для опорных станций Единой системы сейсмических наблюдений СССР (ЕССН), к которым относилась и станция РЕТ [2], кроме того, вскоре после открытия она стала нести службу в рамках Службы цунами. Заметим, что заниженные значения магнитуд для дальневосточных станций при регистрации тихоокеанских землетрясений были замечены достаточно быстро [3]. Таким образом, вопрос индивидуальной станционной поправки для станции РЕТ всегда стоял очень остро.

Первые определения и методики оценки магнитуды, предложенные еще в 30-е гг. [4], и развитые в 40–50-е гг. [5–7] XX в. давали вполне согласующиеся сведения о величине землетрясения, пока производились однотипными приборами на небольшом количестве станций. Однако бурное развитие сейсмических приборов и сейсмических сетей высветило проблему неоднозначности определения магнитуды одного и того же землетрясения. К началу 1970-х гг. в рамках ЕССН был накоплен достаточно большой опыт энергетических оценок, в том числе и на основе стандартизированной шкалы магнитуд [8]. Это создало предпосылки для широкого обсуждения унификации процедуры энергетической классификации землетрясений.

В рамках этих работ была установлена поправка для магнитуды M_S , определяемой по данным станции «Петропавловск». По результатам работы Н.С. Ландыревой [9], ее величина оказалась равной -0.6 для землетрясений из Дальневосточного региона, что означает, что оценки РЕТ сильно занижены относительно среднесетевых, которые в данном контексте принимаются за истинные. Эти результаты использовались в работе Службы срочных донесений ГС РАН, а также в Службе цунами. Ревизия индивидуальной поправки РЕТ, в общем, подтвердила выводы Н.С. Ландыревой, и до настоящего времени при объявлении тревоги цунами в РИОЦ «Петропавловск» используется поправка -0.5 (или, другими словами, при заданном магнитудном пороге 7.0 тревога цунами по данным станции РЕТ должна объявляться при $M_S^{\text{РЕТ}}=6.5$).

Начиная с 1998 г., станция «Петропавловск» подвергалась постоянному обновлению и улучшению средств регистрации и обработки данных [10]. В 2001 г. произошел окончательный переход на цифровую обработку данных, фотоэлектрическая регистрация прекратилась. Также продолжался процесс перехода на обработку землетрясений по данным сети станций. Работы в этом направлении ускорились с началом работ по коренной модернизации Системы предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России.

Сейсмическая подсистема (СП) СПЦ разрабатывалась с 2006 г. и введена в эксплуатацию в 2010 г. [11–13]. Станция «Петропавловск» продолжила выполнять свои обязанности по СПЦ на новом уровне уже как Региональный информационно-обработывающий центр в сети сейсмических станций Дальнего Востока России (после реорганизации в 2010 г. – РИОЦ «Петропавловск»).

Таким образом, к настоящему моменту накопилось достаточное количество материала, полученного путем цифровой обработки. Иными словами, поменялись как средства регистрации, так и методы обработки. Учитывая важность оценки $M_S^{\text{РЕТ}}$ для объявления тревоги цунами, эти данные требуют проверки на состоятельность и устойчивость.

Конкретная практическая задача заключается в том, чтобы оценить индивидуальную поправку станции РЕТ для умеренных и сильных землетрясений из зоны ее ответственности. Здесь имеется в виду зона ответственности по Службе цунами, в которую, согласно действующим регламентам, входят все землетрясения с эпицентральным расстоянием до 1000 км от станции РЕТ.

Итак, параметры изучаемой выборки можно записать так: $M_S \geq 5.5$, $\Delta \leq 1000$ км, $t_0 \leq 2013$ г. Оценки M_S извлекались из окончательного каталога ГС РАН (г. Обнинск), индивидуальные оценки $M_S^{\text{РЕТ}}$ – непосредственно из бюллетеней станции «Петропавловск», которые хранятся в архиве станции. Удалось получить оценки станции РЕТ вплоть до 1957 года. В более ранних бюллетенях не содержится прямых оценок M_S , а только замеры амплитуд и периодов. В качестве внешнего контроля результатов предполагалось использовать результаты [9], касающиеся дальневосточных землетрясений.

Уже беглый анализ данных показал, что для последних лет величина поправки -0.5 не соответствует действительности. Это свидетельствует о том, что эта величина меняется во времени. Для того чтобы проанализировать динамику величины $dM = M_S^{\text{РЕТ}} - M_S$, ее значения для каждого землетрясения были нанесены на временную ось, а потом получившийся временной ряд был сглажен методом скользящего среднего по 20 точек на окно. Значения t для получившихся значений $dM(t)$ устанавливались для начала интервала сглаживания. Для таких же окон рассчитывалась скользящая медиана. Полученные временные ряды представлены на рисунке.

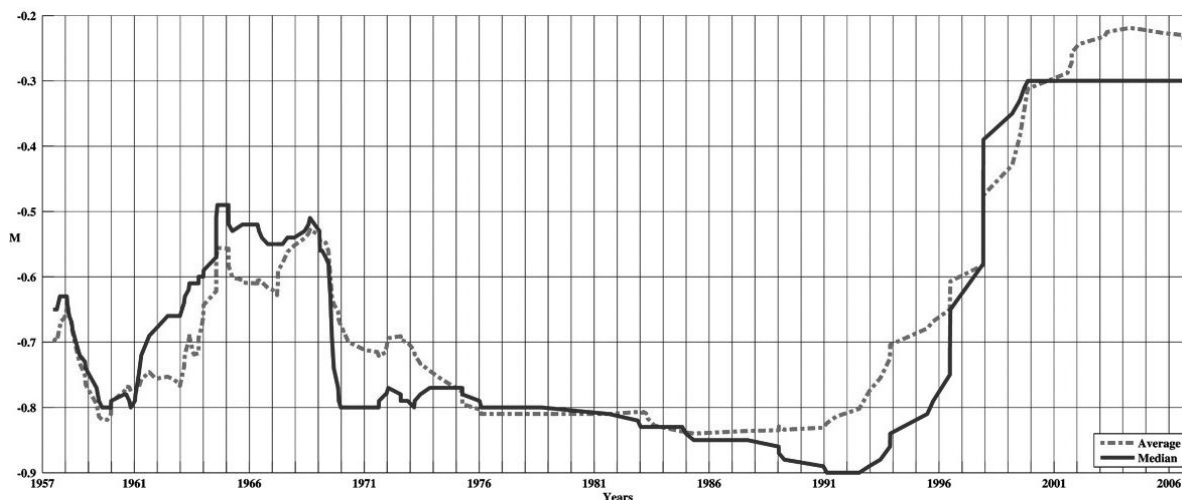


Рис. Временной ход невязки магнитуды $dM = M_S^{\text{PET}} - M_S$ за период с 1957 по 2012 г. Скользящее окно – по 20 событий

Анализ изменения dM во времени показывает, что за все время регистрации станции РЕТ наблюдались несколько выраженных особенностей: относительно высокие значения в период с 1965 по 1970 г., низкие значения dM с 1971 по 1998 г., и, наконец, резкий скачок на рубеже веков. Однозначно интерпретировать особенности хода dM до 1998 г. затруднительно, но совершенно ясно, что рост значений магнитудной поправки с 1998 по 2000 г. объясняется постепенным переходом на цифровую регистрацию и обработку сейсмических сигналов. Исходя из этого целесообразно разделить все время, занимаемое изучаемой выборкой, на две эпохи: аналоговую и цифровую обработку/регистрацию. Также отдельно проанализирован период с 1969 по 1972 г., который использовался в [9]. Любопытно, что выбранный период совпал с высокими значениями dM . Если бы изучался период, скажем, с 1975 по 1990 г., то принятая поправка для станции «Петропавловск» могла бы оказаться гораздо ниже.

Итоговые параметры распределений невязок магнитуд для трех выбранных периодов сведены в табл. 1. Оказалось, что для аналоговой эпохи поправка должна была бы быть установлена на уровне -0.7 , а для цифровой – на уровне -0.3 . Этот результат качественно повторяет выводы о заниженных оценках дальневосточных землетрясений на станции РЕТ, однако количественно отличается. Также заметим, что среднееарифметическое dM для периода 1969–1972 гг. близко к результату, полученному в [9]. Небольшая разница относится к несколько разным выборкам: 1000-километровая зона в настоящем исследовании и весь Дальний Восток в цитируемой работе. Заметим, что полученная большая разница в магнитудных поправках в разные эпохи, вероятнее всего, объясняется более устойчивыми процедурами обработки, а также тем, что замеры теперь преимущественно снимаются с эмулированной по данным широкополосного велосиметра STS-1 (0.1–360 с) записи прибора СКД, который имеет спад амплитудно-частотной характеристики, начиная с 18–20 с.

Таблица 1. Параметры распределений невязок магнитуд в разные периоды времени

Период	\overline{dM}	$dM_{0.5}$	σ	$X_{0.05}$	$X_{0.95}$	IQR	N
1957–1999	-0.715	-0.7	0.438	-1.5	0.015	0.4	148
2001–2012	-0.307	-0.3	0.293	-0.9	0.205	0.325	30
1969–1972	-0.632	-0.7	0.361	-1.225	0.1	0.4	26

В аналоговую эпоху, наряду с СКД, использовался прибор СК, у которого спад начинается с 10 с. При этом, согласно [2], СКД на станции «Петропавловск» был установлен только в 1967 г. и настроен на полосу пропускания 0.2–20 с.

Точность оценок $M_S(20R)$. Перед тем, как принять шкалу $M_S(20R)$ в качестве опорной магнитуды Службы цунами, следует, среди прочего, изучить точность ее оценок, особенно полученных в оперативном режиме. Для этой цели будем анализировать распределение величины $dM_S=[M_S(20R)-M_S]$, где $M_S(20R)$ – оценки этой магнитуды в РИОЦ «Петропавловск», а M_S – оценки, произведенные разными сейсмическими агентствами: NEIC, Службой срочных донесений ГС РАН (г. Обнинск), а также оценки, произведенные РИОЦ «Петропавловск» с использованием классической шкалы M_S .

Кроме данных, полученных в оперативном режиме, анализировались данные, полученные при обработке землетрясений в отложенном режиме. Отложенный режим обработки позволяет вовлечь в обработку больше станций, тем самым получить более устойчивую сетевую оценку $M_S(20R)$, а также большее количество индивидуальных станционных оценок.

Основываясь на гистограммах распределения dM_S , можно принять в качестве нулевой гипотезы, что данная величина имеет нормальное распределение. Однако видно, что, несмотря на достаточно хорошее согласие данных, имеются случаи достаточно большой недооценки магнитуды относительно классических шкал M_S . Поэтому в качестве характеристик распределения были выбраны не только стандартные величины, такие, как среднее арифметическое и среднеквадратичное отклонение, но и значения характерных квантилей (5 и 95%), а также межквантильное расстояние dQ . Значения $X_{0.05}$ и $X_{0.95}$ показывают интервал величины dM_S , в котором находятся 90% элементов конкретной выборки.

Несмотря на то, что магнитуда $M_S(20R)$ используется как сетевая магнитуда, может возникнуть ситуация, когда решение должно быть принято по данным одной станции. Поэтому были проанализированы оценки магнитуды на отдельных станциях и проведено их сравнение с опорными данными. В данном случае в качестве опорных данных были выбраны оценки M_S , произведенные РИОЦ «Петропавловск», поскольку именно эта магнитуда использовалась долгое время в качестве опорной в системе цунами. С другой стороны, оценки $M_S(PET)$, $M_S(NIEC)$ и $M_S(OBN)$ находятся в удовлетворительном согласии, и нет особой разницы в том, какие из них привлекать в качестве референсных данных.

Параметры построенных распределений сведены в табл. 2.

Таблица 2. Параметры распределения расхождения оценок магнитуд M_S , произведенных РИОЦ «Петропавловск» в оперативном режиме, и другими сейсмическими агентствами

Сейсмическое агентство (шкала магнитуд)	$\overline{dM_S}$	$[dM_S]_{0.5}$	σ_{M_S}	$[dM_S]_{0.05}$	$[dM_S]_{0.95}$	dQ	N
$M_S(20R) - M_S^{NEIC}$	-0.258	-0.3	0.259	-0.6	0.1	0.3	128
$M_S(20R) - M_S^{OBN}$	-0.295	-0.3	0.27	-0.61	0.11	0.3	150
$M_S(20R) - M_S^{PET}$	-0.168	-0.2	0.310	-0.600	0.4	0.4	121
$M_S^{PET} - M_S^{YSS}$	-0.275	-0.2	0.429	-0.855	0.4	0.4	60
$M_S^{PET} - M_S^{NEIC}$	-0.055	0.0	0.232	-0.500	0.3	0.3	115

Из представленных таблиц видно, что в целом оценка $M_S(20R)$ занижена по отношению к стандартной оценке M_S . Кроме того, оценка $M_S(20R)$, произведенная в отложенном режиме, ближе к M_S , чем произведенная в оперативном режиме. Это объясняется не только тем, что в отложенном режиме в обработку вовлечено больше станций, но и тем, что с начала эксплуатации шкалы $M_S(20R)$ опыт работы с ней нарабатывался постепенно.

Также небезынтересно сравнить оценки магнитуды, произведенные в Петропавловске-Камчатском и Южно-Сахалинске. Как и ожидалось, оценка РИОЦ «Петропавловск», основанная на данных станции PET, оказалась заниженной по отношению к оценке РИОЦ «Южно-Сахалинск».

Заключение

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

Расхождение оценок магнитуды по поверхностным волнам, рассчитанных на станции РЕТ, с окончательными оценками заметно менялось в течение последних 50 лет. Последний сильный скачок был замечен в 1998 году. Очевидно, он связан с техническим перевооружением станции.

Используемая в данный момент при объявлении тревоги цунами поправка к магнитуде $M_S^{\text{РЕТ}}$, которая в настоящий момент составляет -0.5 , представляется чрезмерно заниженной оценкой. По результатам эксплуатации СП СПЦ последних 10 лет следует установить эту поправку на уровне -0.3 .

Шкала магнитуд $M_S(20R)$ демонстрирует вполне состоятельные оценки, по сравнению с оценками магнитуд по поверхностным волнам других сейсмических агентств. При этом требуется тщательно проанализировать опыт применения данной магнитуды в реальных условиях с целью введения соответствующих поправок (общих и станционных).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Чубарова О.С., Гусев А.А., Викулина С.А.** Двадцатисекундная региональная магнитуда $M_S(20R)$ для Дальнего Востока России // Сейсмические приборы. – 2010. – Т. 46, № 3. – С. 58–63.
2. **Сейсмическая станция «Петропавловск-Камчатский». Паспорт** / Сост.: Л.Г. Синельникова. – Петропавловск-Камчатский: Фонды КФ ГС РАН, 1986. – 43 с.
3. **Соловьёв С.Л.** Сопоставление амплитудных полей объемных волн от Курило-Камчатских и Средиземноморских землетрясений // Известия АН СССР. Серия геофизическая. – 1964. – № 4.
4. **Richter C.F.** An instrumental earthquake magnitude scale // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1935. – V. 25. – P. 1–32.
5. **Gutenberg B.** Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1945. – V. 35. – P. 3–12.
6. **Gutenberg B., Richter C.F.** Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1956. – V. 46. – P. 105–145.
7. **Соловьёв С.Л.** О классификации землетрясений по величине их энергии // Труды Геофизического института АН СССР. – 1955. – № 30 (157). – С. 3–21.
8. **Ванек И., Затопек А., Карник В., Кондорская Н.В., Ризниченко Ю.В., Саваренский Е.Ф., Соловьёв С.Л., Шебалин Н.В.** Стандартная шкала магнитуд // Известия АН СССР. Серия геофизическая. – 1962. – № 2. – С. 153–158.
9. **Ландырева Н.С.** Определение MLH при составлении «Сейсмологического бюллетеня сети опорных сейсмических станций ЕССН» // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Сборник статей в двух томах. Т. 2. – М.: ИФЗ АН СССР, 1974. – С. 9–18.
10. **Чебров В.Н., Чебров Д.В., Викулин А.В., Викулина С.А., Ототюк Д.А.** Сейсмическая станция «Петропавловск». К 60-летию непрерывных наблюдений. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – 50 с.
11. **Чебров В.Н.** Развитие системы сейсмологических наблюдений для целей предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. – 2007. – № 1, вып. 9. – С. 27–36.
12. **Чебров В.Н., Гусев А.А., Гусяков В.К., Мишаткин В.Н., Поплавский А.А.** Концепция развития системы сейсмологических наблюдений для целей предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России // Сейсмические приборы. – 2009. – Т. 45, № 4. – С. 41–57.
13. **Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Захарченко Н.З., Мишаткин В.Н., Сергеев В.А., Синицын В.И., Шевченко Ю.В.** Опорная сейсмическая станция «Петропавловск» для службы предупреждения о цунами // Сейсмические приборы. – 2010. – Т. 46, № 1. – С. 5–15.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В РЕСПУБЛИКЕ КАРЕЛИЯ

Н.В. Шаров

*Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск;
Петрозаводский государственный университет, г. Петрозаводск*

Аннотация. Сейсмичность является одним из наиболее ярких проявлений современной тектонической активности. Карта сейсмического районирования России ОСР-97 относит территорию Карелии к зонам вероятной интенсивности V–VII баллов для периода повторяемости 5000 лет. Сейсмическая активность приурочена к палеорифту Кандалакша-Двина и Ладожско-Ботнической шовной зоне. Несмотря на относительно низкий уровень сейсмической активности, детальное изучение территории Карелии представляет не только теоретический, научный интерес, но и имеет практическое значение, заметно возросшее в связи с наличием в регионе крупных промышленных комплексов, газопроводов и гидротехнических сооружений.

Abstract. On the seismic demarcation map of Russia OSP-97 Karelia is shown as a zone of possible magnitude 5–7 seismic activity with a recurrence period of 5000 years. Seismic activity is restricted to the Kandalaksha-Dvina paleorift and to the Ladoga-Bothnian suture zone. In spite of a relatively low seismic activity level, the detailed study of Karelia is not only of theoretical, scientific interest, but is also of practical value which has increased markedly because there are big industrial facilities, gas pipelines and hydrotechnical facilities in the region.

Современные движения земной коры (ЗК) Фенноскандинавского щита определяются двумя главными моментами: сводообразным вертикальным поднятием щита в целом и автономными блоковыми движениями. Сводовое поднятие ЗК является продолжением прежних движений, заложенных еще в допалеозойское время. Все блоки ЗК участвуют в общем сводообразном поднятии щита и многие из них одновременно завершают чисто индивидуальные по отношению к соседним блокам дисгармоничные движения. По современным представлениям сейсмический режим изучаемой территории в значительной степени зависит от геодинамического воздействия на соответствующий объем ЗК со стороны зон субдукции и рифтогенеза. Область перехода от щита к Русской плите (зона сопряжения) наиболее подвержена современным геодинамическим изменениям.

Сейсмичность северо-запада России, хотя и не приводит к катастрофическим последствиям, но при существующей концентрации в этом районе промышленных предприятий, подземных коммуникаций, газопроводов, наличии Ленинградской и Кольской АЭС может вызвать чрезвычайные ситуации, например, прорыв подземных вод, распространение радиоактивных и химических отходов из существующих могильников. Осуществление мониторинга техногенных землетрясений на Костомукшском железнодорожном месторождении позволяет вести контроль сейсмичности района. Ее повышение связано с выработкой и перемещением большой массы горных пород.

Инструментальная система регистрации

Сейсмические станции региональной сети Карелии, принадлежащие Институту геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, оснащены системой сбора Cossack Ranger II (CR-II), которая включает четыре пункта [1]. Схема расположения станций приведена на рис. 1. Точная и абсолютная привязка станции ко времени необходима, особенно при их работе в составе региональной сети. Ошибка синхронизации данных CR-II с мировым временем не превышает ± 10 мкс.

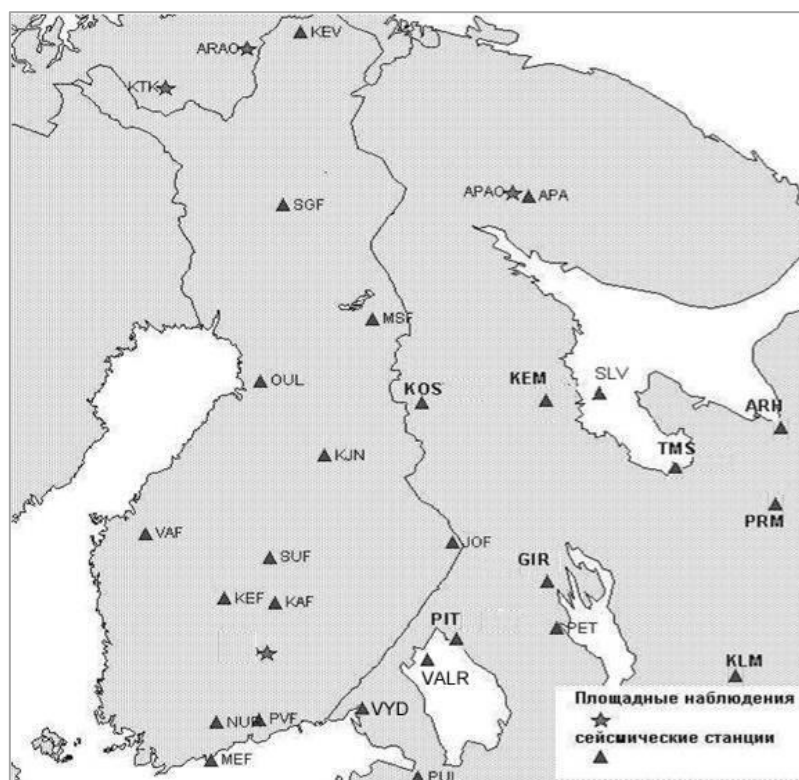


Рис. 1. Сеть сейсмических станций Финляндии, Норвегии и России, осуществляющих наблюдение за сейсмическими событиями в Карельском регионе

Процесс развертывания сейсмической сети начался летом 2000 г. с установки станции «Петрозаводск» (PET). Датчики были установлены в подвале деревянного двухэтажного здания на постаменте, связанном с выходом коренных пород. Передача данных осуществлялась по радиоканалу, напрямую связывающему станцию с сервером данных ИГ КарНЦ РАН [1]. Станция эффективно работала до октября 2007 г. и временно закрыта в связи с ликвидацией здания, в котором располагался регистратор. Летом и осенью 2006 г. после проведения рекогносцировочных работ были установлены станции KOS, PIT и KEM (рис. 1), а также станция ИФЗ РАН (В.Ю. Бурмин) GIR в поселке Гирвас.

Станция KOS установлена на территории школы в центре г. Костомукша. Две другие станции (KEM и PIT) расположены на территории компаний ОАО «Северо-западный Ростелеком» и «Радиотелевизионный передающий центр Республики Карелия», где обеспечено бесперебойное питание от сети и сохранность оборудования. Во всех случаях для датчиков оборудованы постаменты, связанные с выходом коренных пород.

Удаленный контроль работы станций (KEM, PIT, KOS) и передача данных осуществляется при помощи GPRS – модемов мобильных телефонов, связывающих станции с сетью Интернет. Существенным недостатком такого подключения оказывается то, что в часы высокой загруженности сети скорость передачи данных сильно падает и любые операции, проводимые со станцией удаленно, либо обрываются, либо обрабатываются очень медленно.

Регистрируемые события

Станции Карельской сети регистрируют в основном местные взрывы и локальные события в приграничных областях, на территории Архангельской, Ленинградской, Вологодской областей, а также Финляндии и Швеции. Кроме локальных событий, Карельская сеть регистрирует и телесеismicкие события.

Землетрясения на территории Карелии происходят крайне редко, примерно раз в два года, и небольшой интенсивности. 27 сентября 2008 г. сейсмостанциями КарНЦ РАН зарегистрировано землетрясение с магнитудой 2.4. Землетрясение произошло на севере Карелии, в районе озера Паанаярви. 21 октября 2010 г. произошло техногенное землетрясение в Хибинском массиве Мурманской области, его запись приведена на рис. 2.

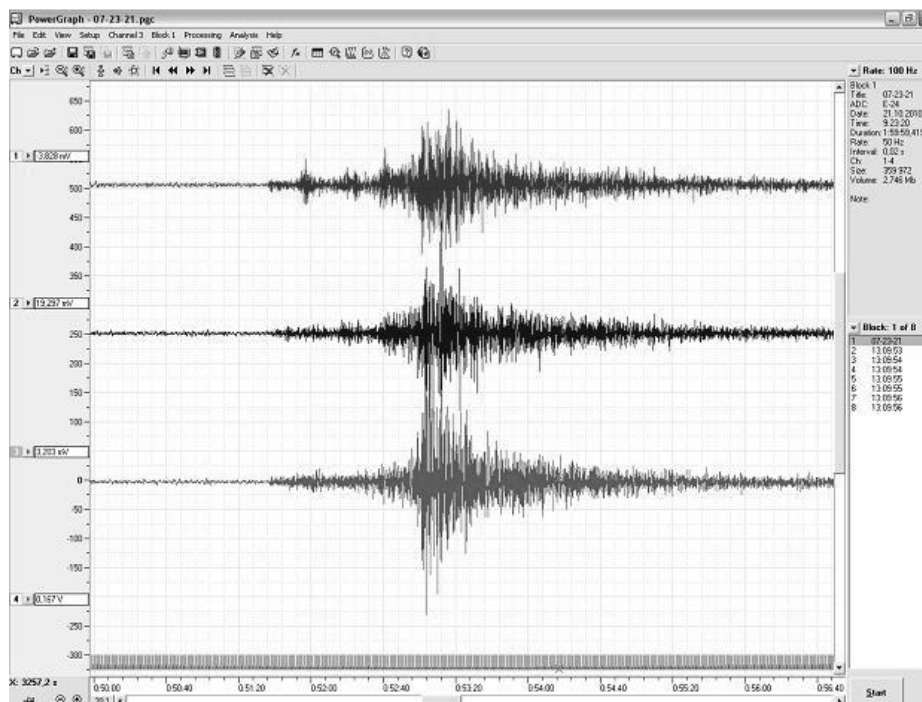


Рис. 2. Сейсмограмма станции GIR техногенного землетрясения 21.10.2010 г. с $M=3.9$ в Хибинском массиве

Утилизация боеприпасов. В июне–сентябре 2010 г. передвижная сейсмостанция ИГ КарНЦ РАН в районе пос. Новая Вилга регистрировала сейсмоакустические воздействия на здания от уничтожения боеприпасов на военном полигоне. Были выбраны оптимальные заряды и удаление места взрыва от поселка, что позволило уничтожить отработавшие срок хранения боеприпасы без нанесения ущерба жителям. Наибольшее беспокойство населению доставляют звуковые волны от взрывов, т.к. импульсный сигнал от максимума спадает.

Промышленные взрывы. Для слабоактивной в сейсмическом отношении территории Карелии наиболее яркими сейсмическими событиями до сих пор являются карьерные взрывы. Исследование карьерных взрывов представляет особый интерес, связанный с возможностями решения на его основе многих сейсмологических задач [1]. Для составления сейсмологических каталогов в настоящее время используется изучение типовых характеристик сейсмических сигналов от многочисленных карьерных взрывов, как источников помех при исследовании слабых местных землетрясений.

Частыми и регулярными событиями на наших записях являются взрывы в карьере г. Костомукша. Карьер ОАО «Карельский окатыш» – самый крупный железорудный карьер на территории Республики Карелия. Взрывы в этом карьере мощные – до 1000 т, регулярные и производятся в одно и то же время (по средам и пятницам в 13 ч по местному времени). Общая масса короткозамедленного взрыва (заряда) достигает несколько сотен тонн.

Менее регулярно на территории Карелии проводятся взрывы в 14 карьерах (рис. 3) по добыче облицовочного камня и щебенки. Производство взрывных работ (до 200 взрывов ежегодно) на этих карьерах выполняет ООО «Карелвзрывпром». Общая масса заряда изменяется от 10 до 50 тонн.

Заключение

Опыт организации и эксплуатации региональной сейсмической сети короткопериодных станций на территории Карелии позволяет сделать вывод о том, что станции CR-II являются надежными, недорогими и позволяют вести мониторинг сейсмичности на представительном уровне. При локации местных землетрясений и взрывов в 15 карьерах есть возможность использовать сейсмические записи этих событий финскими станциями, Архангельской и Кольской сейсмическими сетями.



Рис. 4. Схема расположения основных действующих карьеров на территории Республики Карелия.

Составлена В.А. Шековым

Республика Карелия и прилегающие к ней территории плохо изучены в сейсмологическом плане, хотя именно здесь в случае возникновения землетрясений возможны наибольшие разрушения промышленных объектов, опасных в экологическом отношении, с соответствующими последствиями.

Возможно возникновение на этой территории слабых сейсмических событий с магнитудой до 3–4, которые способны спровоцировать в ослабленных зонах землетрясения с последующими разрушениями расположенных вблизи промышленных, транспортных и жилых объектов. При оценке сейсмической опасности территории основное внимание должно уделяться выделению и изучению зон сейсмической активности.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы* / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – 381 с.

ЗИМНИЕ ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОНЫ АФТЕРШОКОВ АБЫЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2013 Г. НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЯКУТИИ

¹С.В. Шибяев, ²К.Д. Мяки, ^{1,3}Б.М. Козьмин, ¹А.Ф. Петров,
¹Д.М. Пересыпкин, ¹С.В. Петрунин, ¹Н.Н. Старкова, ¹К.В. Тимиршин
¹Якутский филиал ГС СО РАН, г. Якутск
²Университет штата Мичиган, г. Восточный Лансинг, США
³Институт геологии алмаза
и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Аннотация. Рассматривается одно из сильных в Северо-Восточной Якутии за последние 42 года Абыйское землетрясение 14 февраля 2013 года. Приводятся особенности зимних полевых сейсмологических наблюдений в экстремальных условиях севера. Анализируются сеймотектоническая обстановка в районе землетрясения, его афтершоковая деятельность, макропроявления и поле тектонических напряжений.

Abstract. This work investigates Abyi earthquake of February 14, 2013 being one of the strongest events registered in North-East Yakutia over the last 42 years. Peculiarities of wintertime field seismological observation in extreme northern conditions are presented. Seismotectonic conditions in the area of this earthquake, its aftershock activity, macroseismic manifestations, and the tectonic stress field are analyzed.

Самым крупным сейсмическим явлением в Северо-Восточной Якутии за последние 42 года после 9-балльного Артыкского толчка 1971 г. было Абыйское землетрясение с $m_b=6.9$, которое произошло 14 февраля 2013 г. [1]. Его эпицентр с координатами 67.58°N и 142.67°E располагался в северо-западных отрогах Момского хребта на границе с Индигиро-Зырянской впадиной в ненаселенной горно-таежной местности. Землетрясение тяготеет к сеймотектонической зоне хребта Черского, которая представляет континентальную часть Арктико-Азиатского сейсмического пояса [2]. Последний пересекает Северный Ледовитый океан, северо-восток Азии и продолжается на юго-восток через Охотское море к Камчатке. Пояс соединяет сейсмичность в Арктике с ее проявлениями в Тихоокеанском регионе, являясь границей между Евразийской и Североамериканской литосферными плитами.

Макросейсмические сведения

Время возникновения Абыйского землетрясения по Гринвичу – $13^{\text{h}}13^{\text{m}}51.6^{\text{s}}$ (полночь по местному времени). Несмотря на ночное время, большая часть населения почувствовали это событие. 7-балльные макроэффекты наблюдались в двух ближайших к эпицентру поселках – Куберганя (75 км к северо-востоку от эпицентра) и Сыганнах (100 км к северу). В момент подземного удара наблюдались мощный гул и такое сильное сотрясение, что, казалось, разваливаются дома. Проснулись все жители. Общий испуг населения. В некоторых семьях началась паника, стали будить детей, одевать и выводить на улицу при температуре -52°C . Отмечены деформации отдельных частей домов (перекос косяков, трещины в печных трубах, содрогание стен, полов и др.), отказала сотовая связь. Были опрошены очевидцы из 22 населенных пунктов, расположенных в междуречье Яны-Индигирки-Колымы. Сотрясения в 2–3 балла наблюдались в радиусе более 400 км от эпицентра (пос. Усть-Куйга, Чокурдах, Казачье и др.). Общая площадь, охваченная сейсмическими воздействиями в восьми арктических районах Республики Саха (Якутия) (РС(Я)), составила свыше 500 тыс. км². Интенсивность

в эпицентре при глубине очага 10 км и магнитуде $m_b=6.9$ [1] могла достигать 9 баллов. Следует отметить, что если бы сейсмический удар пришелся на летнее время во время оттаивания грунтов, то сила сотрясений могла быть, как минимум, на один балл больше.

Система полевых наблюдений и аппаратное обеспечение

После главного удара последовала продолжительная серия повторных толчков. Для их регистрации и изучения сеймотектонической обстановки была организована совместная российско-американская полевая экспедиция. В ее исследованиях приняли участие четыре сотрудника Якутского филиала Геофизической службы СО РАН и доцент К.Д. Мяки из Университета штата Мичиган (США). В течение марта 2013 г. вблизи эпицентральной зоны были установлены четыре полевые автоматические сейсмические станции, которые вместе с сетью из четырех стационарных станций (рис. 1) начали фиксировать афтершоки разной интенсивности. Тип сейсмической аппаратуры, задействованной на полевых пунктах наблюдений, приведен в таблице.

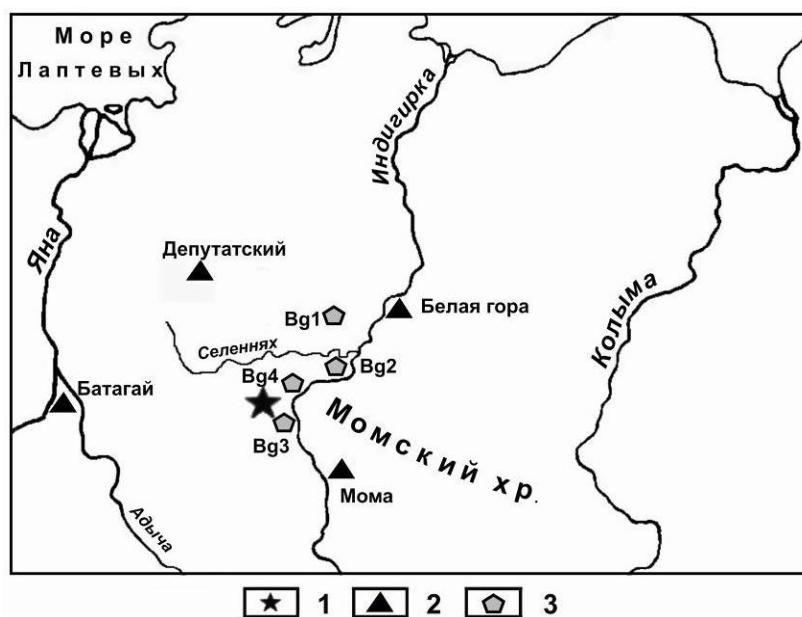


Рис. 1. Сеть стационарных и полевых цифровых сейсмических станций для наблюдения за афтершоками Абыйского землетрясения в марте 2013 г.: 1 – инструментальный эпицентр; 2 – стационарная станция; 3 – временная станция

Таблица. Аппаратурные данные полевых цифровых сейсмических станций

№	Название станции, код и координаты	Тип АЦП и сейсмометра	Перечень каналов	Частотный диапазон, Гц	Частота опроса данных, Гц	Разрядность АЦП	Чувствительность, велосигграф – $отс/(м/с)$
1	Сыганнах BG1 68.3723°N 143.6344°E	СМЗ-КВ + Байкал-112	SH (NZE)	0.5–20	100	24	$1.5 \cdot 10^{11}$
2	Куберганя BG2 67.7719°N 144.4829°E	СМГ-ЕСРС + CD-24 (GURALP)	BH (NZE) HH (NZE)	0.03–50 0.03–50	20 100	24 24	$1.01 \cdot 10^9$ $1.01 \cdot 10^9$
3	BG3 67.5389°N 142.9903°E	KS-2000 + Байкал-8	BH (NZE)	0.01–50	100	24	$7.79 \cdot 10^9$
4	BG4 67.4582°N 142.5285°E	KS-2000 + Байкал-8	BH (NZE)	0.01–50	100	24	$7.79 \cdot 10^9$

Особенностью этих полевых работ явилось испытание цифровой сейсмической аппаратуры с использованием нетрадиционных источников питания в виде солнечных батарей для компьютерных устройств в условиях суровой якутской зимы при внешней температуре ниже -50°C . Так, для утепления приборов использовались специальные чехлы из пенофола. Они одевались на сейсмометр, регистратор и аккумуляторы. Сверху на них устанавливались кожухи. Затем все это засыпалось толстым (до 1–1.5 м) слоем снега. Такое «снежное одеяло» позволяло только за счет аккумуляторного питания поддерживать внутри приборов рабочую температуру до $-4-5^{\circ}\text{C}$. Снаружи оставалась лишь солнечная батарея, подзаряжающая аккумуляторы. Как показал эксперимент, несмотря на короткий световой день и частые туманы, приборы работали в штатном режиме, что подтверждает возможность их применения даже в форс-мажорных обстоятельствах и экстремальных условиях севера.



Всего в районе исследований было развернуто четыре временные станции (рис. 1). Две из них оборудованы в ближайших к эпицентру поселках Сыганнах (станция BG1, $\Delta=95$ км) и Куберганя (BG2, $\Delta=80$ км). Остальные пункты регистрации – BG3 ($\Delta=20$ км) и BG4 ($\Delta=15$ км) – располагались на левом берегу р. Индигирки рядом с зоной афтершоков в безлюдной местности. При этом сейсмометры вместо фундаментов устанавливались на лед промерзших до дна мелких притоков р. Индигирки. На рис. 2 приводится фрагмент установки аппаратуры на станции BG4 перед тем, как она будет засыпана снежным покровом.

Рис. 2. Установка приборов на полевой станции BG4:
1 – сейсмометр; 2 – регистратор;
3 – аккумуляторы; 4 – солнечная батарея

Афтершоковая деятельность. Обработка и интерпретация цифровых сейсмограмм, полученных на постоянных и полевых станциях, показала, что за главным толчком возникла длительная серия афтершоков. Их число в течение февраля–мая 2013 г. превысило четыре тысячи, в среднем – по 60 толчков в сутки. В первые три дня (14–16 февраля) они происходили еще чаще – до 10–15 толчков в час. В их числе свыше 20 имели магнитуду $m_b=4.4-5.2$ и интенсивность в эпицентре до 5–7 баллов.

Пространственно главный толчок и его афтершоковая область расположились на северо-западном окончании Илин-Тасского разлома в пределах кряжа Андрей-Тас. Эпицентры повторных толчков образовали полосу шириной до 15 км при длине до 60 км и общей площадью около 500 км^2 , вытянутую вдоль Илинь-Тасского разлома (рис. 3). Они заняли водораздел между рекой Индигиркой и ее левым притоком р. Селеннях и фиксировались также на правом берегу Индигирки. Гипоцентр землетрясения тяготеет к структурной зоне, контролируемой Илинь-Тасским разломом, который протягивается почти на 500 км с юго-востока на северо-запад вдоль области сочленения Индигиро-Зырянской впадины с горным поднятием Момского хребта и его орографическим продолжением на левом берегу р. Индигирки – кряжем Андрей-Тас. В магнитном поле вдоль этого дизъюнктива фиксируется изменение рисунка магнитных аномалий, а в поле силы тяжести ему отвечает резкая гравитационная ступень [3]. Рассматриваемый разлом является крупной фронтальной границей, по которой древние толщи юры и мела Момского поднятия взброшены и надвинуты на молодые кайнозойские образования Индигиро-Зырянской впадины. Эта граница имеет яркое геоморфологическое выражение, за ней горы «встают стеной» [4].

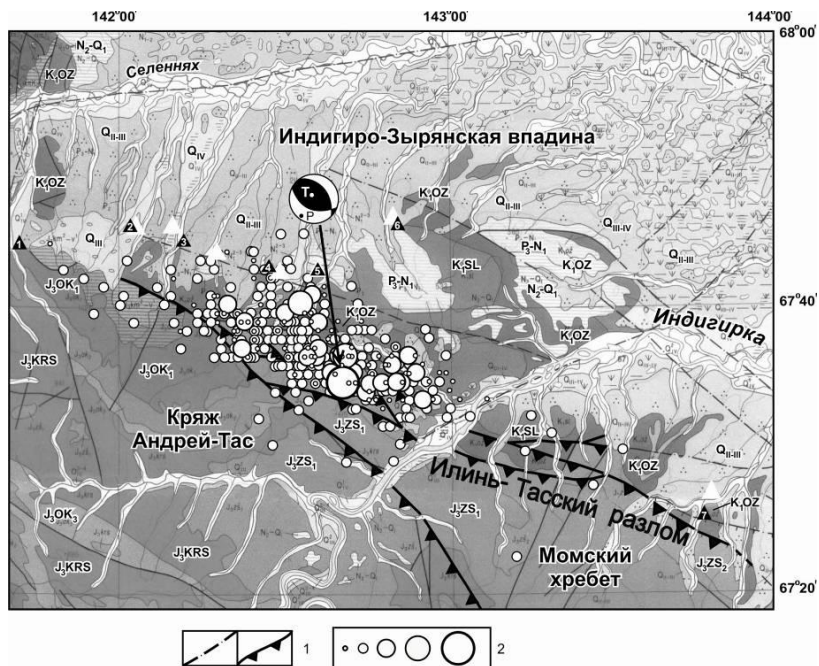


Рис. 3. Схема афтершоков и геолого-тектоническая структура района Абыйского землетрясения:

1 – разломы, выявленные по данным геологической съемки масштаба 1:500 000, соответственно, предполагаемые и установленные; 2 – эпицентры афтершоков с магнитудой m_b , соответственно, ≤ 2.0 , 2.1–3.4, 3.5–4.5, 4.6–5.4, 5.5–6.9. Стереодиаграмма – фокальный механизм главного события. Светло-серый фон – отложения кайнозоя, темно-серый – отложения юры и мела

Сопоставляя морфо-кинематическую характеристику Илинь-Тасского взбрасывающего сдвига, основанную на данных геолого-структурных наблюдений (простираение $310\text{--}320^\circ$, падение на юго-запад под углом $40\text{--}60^\circ$) [3] с механизмом очага землетрясения по сейсмологическим данным (простираение плоскости $1\text{--}345^\circ$, падение на юго-запад – под углом 57°) можно убедиться, что они совпадают, при этом смещение в гипоцентре соответствует взбросу. Близгоризонтальное напряжение сжатия действовало в очаге в северо-восточном направлении (азимут 42°), а растяжение было близвертикально и направлено на юго-восток (азимут 121°) [5]. Таким образом, Абыйское землетрясение возникло в обстановке северо-восточного сжатия, вызвавшего надвигание юрских и меловых отложений на молодые кайнозойские толщи в результате коллизии Евразийской и Североамериканской плит [2].

9-балльное Абыйское землетрясение еще раз подтвердило высокий сейсмический потенциал сеймотектонической зоны хр. Черского на северо-востоке Якутии, который, несомненно, нужно учитывать в связи с планами комплексного развития территории Востока России, в том числе арктических районов Республики Саха (Якутия).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геофизическая служба РАН* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ceme.gras.ru>.
2. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сеймотектоника Якутии. – М.: ГЕОС, 2000. – 227 с.
3. *Гусев Г.С., Веклич В.С., Третьяков Ф.Ф.* Морфо-кинематическая характеристика разломов восточной части Сибирской платформы // Разломная тектоника территории Якутской АССР. – Якутск: ИГ ЯФ СО АН СССР, 1976. – С. 150–159.
4. *Гайдук В.В., Прокопьев А.В.* Методы изучения складчато-надвиговых поясов. – Новосибирск: Наука, 1999. – 160 с.
5. *Global CMT Catalog Search* // Lamont Doherty Earth Observatory, Columbia University, USA [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.

РАЗВИТИЕ СИСТЕМЫ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ТЕРРИТОРИИ Г. БЕРЕЗНИКИ

Д.Ю. Шулаков

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

Аннотация. Описывается конфигурация системы сейсмологического мониторинга в г. Березники. Рассматриваются ее параметры, организация сбора, обработки и визуализации результатов.

Abstract. This paper describes configuration of seismological monitoring system in Berezniki city. Its parameters and organization of data acquisition, processing and visualization of results are described.

В октябре 2006 г. в руднике БКПРУ-1 был обнаружен аварийный приток рассола, вызванный разрушением водозащитной толщи (ВЗТ). Поскольку разрабатываемые предприятием соли характеризуются очень высокой растворимостью, даже небольшое поступление в выработки надсолевых вод приводит к катастрофическим последствиям. В течение последующих дней скорость поступления воды в выработки стремительно нарастала, работа рудника была прекращена, и в 2007 г. он был полностью затоплен. Особую остроту данной ситуации придавало то, что над выработками этого рудника расположен г. Березники с населением около 150 тыс. человек.

Локализация зоны нарушения сплошности ВЗТ была важнейшей задачей, решение которой было необходимо для прогнозирования дальнейшего развития негативных процессов, связанных с затоплением рудника. Для ее решения был использован широкий комплекс геофизических методов, важное место среди которых заняли сейсмологические наблюдения. Они показали свою высокую эффективность как при прогнозе места образования провала над участком прорыва, так и при мониторинге его развития. Система сейсмологического мониторинга позволила в режиме, максимально приближенном к реальному времени, отслеживать процесс развития провала, и в некоторой степени прогнозировать его рост. В дальнейшем локальные сейсмические сети использовались для мониторинга двух новых провалов, образовавшихся в районе железной дороги и здания АБК БШСУ. На этих объектах сейсмологический мониторинг также зарекомендовал себя в качестве оперативного и достоверного способа отслеживания процессов деформирования и разрушения в горных породах.

В связи с этим в течение 2012–2013 гг. системами сейсмологического мониторинга были охвачены не только все аварийные участки, но и потенциально опасные зоны на территории г. Березники. По своей сути система сейсмологического мониторинга состоит из нескольких локальных сетей, охватывающих относительно компактные участки (как правило, размером в первые сотни метров). Схема пространственного расположения сеймопавильонов представлена на рис. 1. Данные каждой из этих сетей могут обрабатываться как отдельно, так и совместно с другими. Первоначально записи с регистраторов собирались в ручном режиме и затем обрабатывались оператором, что обеспечивало задержку в получении результатов до двух суток. В 2013 г. была поставлена задача обеспечить поступление данных со всех установленных сейсмических станций в режиме, близком к реальному времени, максимально повысить оперативность обработки и представления результатов заинтересованным должностным лицам.

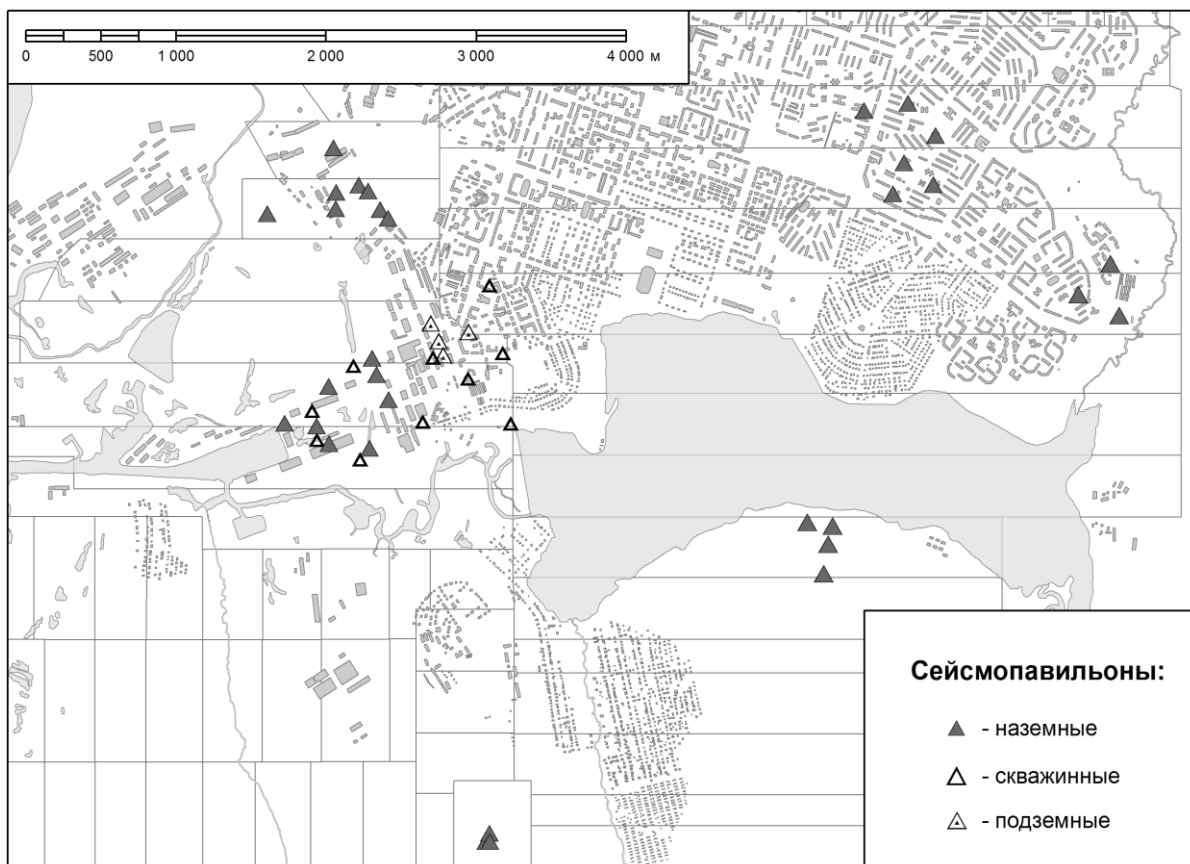


Рис. 1. Схема пространственного размещения сейсмических станций на территории г. Березники

Решение данной задачи оказалось нетривиальной проблемой. Дело в том, что, по логике построения и способу взаимодействия, установленные сейсмические станции соответствуют региональным системам сейсмологического мониторинга, но размеры контролируемой территории при этом на порядки меньше. Решаемая задача не является типичной ни для шахтной, ни для «традиционной» сейсмологии. В связи с этим для ее решения было необходимо либо разработать новый программный пакет, либо адаптировать один из имеющихся. Поскольку разработка и отладка новой программной системы требует неприемлемо больших временных затрат, было произведено изучение имеющегося готового программного обеспечения. Анализ возможностей ряда систем автоматической обработки с учетом всех требований позволил выделить среди них одну – SeisComP3 (разработчик – GeoForschungs Zentrum, Германия) [1]. Этот программный продукт представляет собой развитую систему сбора, обработки и хранения сейсмологических данных с широкими возможностями конфигурирования. Данный пакет состоит из отдельных модулей, взаимодействующих между собой по протоколу TCP/IP, что позволяет распределять нагрузку между несколькими компьютерами, а также использовать удаленное подключение для работы и управления. SeisComP3 не является свободным программным обеспечением, однако распространяется бесплатно и доступен для большинства операционных систем семейства Linux. К минусам его можно отнести относительно слабые возможности интерактивной обработки сейсмограмм и некоторую сложность конфигурирования. Поскольку изначально данный программный пакет создавался для обработки данных региональных и глобальных систем сейсмологического мониторинга, для адаптации его к работе в масштабах объектов, измеряемых сотнями метров и первыми километрами, пришлось произвести серьезные изменения в его конфигурации, о которых будет рассказано ниже.

Общая схема обработки сейсмограмм пакетом SeisComP3 состоит из следующих этапов.

Сбор данных

Действующая на территории г. Березники сеть сейсмических станций представлена регистраторами различного типа, использующими разные подходы к сбору и обработке сейсмологических данных. На данный момент она включает в себя станции, оборудованные логгерами Reftek-130 (производство США), QS и GS (производство ISS Int., ЮАР). Регистраторами Reftek оснащены станции, установленные на потенциально опасных участках в черте г. Березники, QS и GS используются в системе мониторинга провала №1 и панелей переходного периода. Для ввода сейсмических станций в систему сбора данных для всех них были составлены файлы-описатели в формате Dataless SEED [2, 3], содержащие всю необходимую для дальнейшей обработки сейсмограмм информацию. Если с получением данных с регистраторов Reftek принципиальных сложностей не возникло (потребовалась лишь корректная настройка параметров станций в системе SeisComP3 и организация промежуточного сервера, собирающего данные с отдельных станций и централизованно отдающего их в систему обработки), то с регистраторами QS и GS возникли определенные сложности. В сотрудничестве с представителями компании ISS пришлось выполнить доработку внутреннего микрокода, в результате чего они получили возможность вести регистрацию в непрерывном режиме и передавать эти данные пакету SeisComP3.

Выделение полезного сигнала

Регистрируемые волновые формы пропускаются через специальную программу – «пикировщик», задача которой – выделить на фоне микросейсмических шумов сигналы, потенциально представляющие интерес для последующего анализа. Для этого выполняется предварительная полосовая фильтрация, повышающая отношение «сигнал/помеха», после чего сейсмограмма анализируется при помощи алгоритма STA/LTA (отношение энергии сигнала в коротком и длинном временном окнах). При этом очень важен корректный подбор параметров обработки, чтобы, с одной стороны, минимизировать пропуски целевых сигналов, а, с другой – избежать большого количества ложных срабатываний. Наибольшую сложность при этом представляет подбор полосового фильтра, максимизирующего отношение «сигнал–помеха». Данный фильтр должен определяться для каждой станции индивидуально, т.к. каждый пункт наблюдений характеризуется своим «шумовым портретом», т.е. определенными частотами помех. Для решения данной задачи была разработана специальная утилита, позволяющая на основе анализа записи целевого сигнала конкретной станцией определить оптимальные параметры полосового фильтра и величины короткого и длинного временных окон.

Ассоциирование вступлений

Потенциальные вступления волн сейсмических сигналов, полученные на предыдущем этапе обработки, должны быть проанализированы с целью определения их возможной принадлежности к одному событию. Для этого предполагаемый источник сигнала помещается в узлы заранее подготовленной сетки, и расчетные времена вступлений сейсмических фаз сравниваются с наблюдаемыми. Если разность времен находится в пределах допустимой погрешности, то считается, что данные вступления принадлежат одному событию. Для расчета времени пробега сейсмических волн в пакет обработки необходимо ввести скоростную модель среды, которая задается в виде годографов для разных типов волн. В связи с этим на основании априорной скоростной модели и данных ранее проведенных сейсмологических наблюдений для территории г. Березники были рассчитаны годографы продольных и поперечных волн и интегрированы в систему обработки данных пакета SeisComP3.

Отдельной задачей является подготовка сетки, по которой проводится поиск предварительного решения. Если ее задавать с большим шагом, возможен пропуск целевых сигналов или ложные срабатывания алгоритма, маленький шаг приводит к необходимости проведения очень большого объема расчетов, что значительно увеличивает время обработки сейсмического события, а в некоторых случаях может привести к неработоспособности системы обработки данных. В связи с этим было решено использовать сетку с неравномерной плотностью: в целом по территории шахтного поля БКПРУ-1 она задается с шагом в 550 м в плане и 300 м – по глубине, однако на потенциально опасных участках шаг между ее узлами уменьшается до 110 м в плане и 150 м – по глубине.

Определение параметров гипоцентра

После того, как «ассоциатор» определит, что несколько вступлений потенциально принадлежат к одному сейсмическому событию, производится определение параметров гипоцентра (координат, выделившейся энергии, магнитуды). На этой стадии некоторые вступления могут быть отбракованы как ложные или определенные с недостаточной точностью. Для корректной работы процедуры автоматической локации необходимо, чтобы были доступны точные характеристики всех регистрирующих станций, а также должно быть определено минимальное количество кондиционных вступлений N_{\min} , по которым может быть проведено определение координат гипоцентра. На основании математического моделирования и обработки реальных сейсмограмм установлено, что в условиях г. Березники для автоматической обработки оптимально установить $N_{\min}=6$. Когда количество кондиционных вступлений составляет менее N_{\min} , автоматическая обработка не производится, однако данное сейсмическое событие остается доступным для последующей ручной обработки оператором.

Представление результатов работы

Пакет SeisComP3 предоставляет широкие возможности по созданию различных сценариев визуализации результатов автоматической и ручной обработки сейсмических событий, а также рассылки информационных сообщений. В настоящее время выполнена разработка ряда скриптов, обеспечивающих доступ через специально созданный информационный сайт к данным о работоспособности системы мониторинга, волновым формам и результатам определения параметров гипоцентров сейсмических событий. Кроме того, имеется возможность автоматической рассылки на электронную почту информационных сообщений о произошедших сейсмических событиях и критических сбоях в работе системы сбора и обработки данных. При масштабе контролируемой территории в первые десятки км² и используемых программно-аппаратных средствах передачи и обработки данных время между возникновением сейсмического события и отправкой первого автоматического сообщения с результатами обработки составляет от 30 с до 2 мин.

Таким образом, на сегодняшний день вся сеть сейсмологического мониторинга территории г. Березники объединена в одну систему, производящую сбор, обработку и хранение данных в режиме, близком к реальному времени, а также предоставляющую доступ к архиву волновых форм и результатов обработки. Для оперативного информирования заинтересованных должностных лиц разработан информационный сайт, а также предусмотрена возможность автоматической рассылки информационных сообщений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *SeisComP 3 documentation* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.seiscomp3.org/wiki/doc>.
2. *Case R. Portable data collection center (PDCC) v3.8. User Manual.* – 2012 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.iris.edu/pub/programs/pdcc/PDCC_3.8_User_Manual.pdf.
3. *Ahern T., Dost B. SEED Reference Manual. Standard for the exchange of earthquake data.* – 2012 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.fdsn.org/seed_manual/SEEDManual_V2.4.pdf.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ АЛГОРИТМОВ ДЛЯ РЕГРЕССИОННОГО АНАЛИЗА СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

М.В. Щукин

Сахалинский филиал ГС РАН, г. Южно-Сахалинск

Аннотация. Рассмотрен принцип действия генетического алгоритма, произведен эксперимент по использованию генетического алгоритма в качестве инструмента регрессионного анализа сейсмологических данных. В результате проведенного исследования установлено, что точность вычисления по формулам, полученным в результате работы генетического алгоритма, не уступает точности формул, используемых в практике сейсмологических наблюдений.

Abstract. This article discusses the principle behind genetic algorithm, the author conducted experimental usage of genetic algorithm as instrument for regression analysis of seismic data. The study found that the accuracy of calculation formulas obtained by the algorithm is not less than the accuracy of those used in the practice.

Введение

Наблюдение за естественными процессами в природе показало, что живые организмы обладают непревзойденной способностью решать проблемы, которые недоступны программам. Эта удивительная способность стала целью исследований, результатом которых стало появление алгоритмов, подражающих поведению живых организмов. В статье рассмотрен один класс этих алгоритмов – «генетический алгоритм» (ГА) и исследованы возможности его применения для регрессионного анализа сейсмологических данных.

Принцип работы генетических алгоритмов

Идея генетических алгоритмов заимствована у живой природы и состоит в организации эволюционного процесса, конечной целью которого является получение оптимального решения в сложной комбинаторной задаче. Разработчик генетических алгоритмов должен правильно установить законы эволюции, чтобы достичь желаемой цели как можно быстрее [1].

Некоторым, обычно случайным образом создается множество генотипов начальной популяции. Они оцениваются с использованием «функции приспособленности». Из полученного множества решений («поколения») с учетом значения «приспособленности» выбираются решения, к которым применяются «генетические операторы» (в большинстве случаев «скрещивание» – crossover и «мутация» – mutation), результатом чего является получение новых решений. Для них также вычисляется значение приспособленности, и затем производится отбор («селекция») лучших решений в следующее поколение. Этот набор действий повторяется итеративно. Так моделируется «эволюционный процесс», продолжающийся несколько циклов (поколений), пока не будет выполнен критерий останова алгоритма.

Генетические алгоритмы служат, главным образом, для поиска решений в многомерных пространствах поиска.

Исходные материалы

Информационной базой для исследования является «Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905–2005», «Каталог землетрясений юга острова Сахалин за период с 2000 по 2010 г. (по данным автономных цифровых сейсмических станций)», материалы макросейсмических наблюдений в эпицентральных зонах сильнейших

землетрясений: Нефтегорского землетрясения 1995 г. с $M=7.2$, Углегорско-Айнского 2000 г. с $M=7.0$, Такойского 2001 г. с $M=5.6$, Костромского 2004 г. с $M=4.7$, Горнозаводского 2006 г. с $M=5.9$ и Невельского 2007 г. с $M=6.2$ [2, 3].

Постановка задачи

Перед автором была поставлена задача: применяя генетический алгоритм, произвести расчет формулы макросейсмического поля. В качестве входных параметров были использованы значения магнитуды землетрясения M , глубины очага h , расстояния от эпицентра землетрясения до населенных пунктов, наблюдаемая балльность. Искомая формула должна рассчитать теоретическую интенсивность сотрясений от землетрясения в конкретном населенном пункте.

«Функция приспособленности» была выведена на основе статистических данных по определенным землетрясениям и имеет следующий вид:

$$F(x) = \text{def}(x, a_1) + \text{def}(x, a_2) + \text{def}(x, a_3) + \dots + \text{def}(x, a_n),$$

где x – текущее решение, $a_1 \dots a_n$ – набор данных (магнитуда, глубина, расстояние до эпицентра, интенсивность сотрясений по каждому населенному пункту) $\text{def}(x, a)$ – функция расчета отклонения значения интенсивности сотрясений для решения x от данных a :

$$\text{def}(x, a) = S - (f_1(M) + f_2(R) + C),$$

в которой S – наблюдаемая интенсивность сотрясений, $f_1(M)$, $f_2(R)$ – неизвестные функции, зависящие от магнитуды M , гипоцентрального расстояния R и константы (поправочного коэффициента) C .

В качестве допустимых зависимостей для неизвестных функций были выбраны самые распространенные зависимости – линейная, степенная, логарифмическая, экспоненциальная.

Результаты

Результаты вычислений по формуле, найденной с использованием ГА, были сопоставлены с результатами используемых в Сахалинском филиале ГС РАН уравнений макросейсмического поля.

1. Формула Л.С. Оскорбина [4] была выведена в 1972 г. при помощи метода наименьших квадратов на основе статистических данных Монеронского землетрясения 1971 года. Она имеет вид:

$$I_{\text{ОСК}} = 1.6 \cdot M - 4.3 \cdot \lg(R) + 3.3. \quad (1)$$

2. Формула Д.А. Сафонова [5] была выведена в 2008 г. при помощи метода регрессивного анализа на основе статистических данных 13 наиболее крупных землетрясений юга Сахалина. Она имеет вид:

$$I_{\text{САФ}} = 1.59 \cdot M - 3.41 \cdot \lg(R) + 0.98. \quad (2)$$

3. В результате работы генетического алгоритма с данными Невельского землетрясения с $M=6.2$ была выведена следующая формула:

$$I_{\text{ГА}} = 2.18 \cdot M - 4.54 \cdot \lg(R) + 0.88. \quad (3)$$

Для сравнительной оценки формул были собраны данные по восьми землетрясениям Сахалина. В таблице приводятся сравнительные результаты вычислений интенсивности сотрясений от Горнозаводского землетрясения 2006 г. с $M=5.9$.

Таблица. Сравнение результатов вычислений интенсивности сотрясений по формулам (1)–(3)

$I_{\text{НАБЛ}}$	Δ	$I_{\text{ОСК}}$	$I_{\text{НАБЛ}} - I_{\text{ОСК}}$	$I_{\text{САФ}}$	$I_{\text{НАБЛ}} - I_{\text{САФ}}$	$I_{\text{ГА}}$	$I_{\text{НАБЛ}} - I_{\text{ГА}}$
7	11	7.45	0.45	6.16	0.84	6.41	0.59
6.5	13	7.30	0.80	6.05	0.45	6.26	0.24
6	5	7.82	1.82	6.46	0.46	6.81	0.81
6	14	7.23	1.23	5.99	0.01	6.19	0.19

$I_{\text{НАБЛ}}$	Δ	$I_{\text{ОСК}}$	$I_{\text{НАБЛ}}-I_{\text{ОСК}}$	$I_{\text{САФ}}$	$I_{\text{НАБЛ}}-I_{\text{САФ}}$	$I_{\text{ГА}}$	$I_{\text{НАБЛ}}-I_{\text{ГА}}$
5.5	13	7.30	1.80	6.05	0.55	6.26	0.76
5	57	5.14	0.14	4.34	0.66	3.98	1.02
4.5	26	6.45	1.95	5.37	0.87	5.36	0.86
4.5	46	5.52	1.02	4.63	0.13	4.38	0.12
4.5	48	5.44	0.94	4.58	0.08	4.30	0.20
4	74	4.67	0.67	3.96	0.04	3.49	0.51
4	82	4.49	0.49	3.82	0.18	3.29	0.71
4	88	4.36	0.36	3.71	0.29	3.15	0.85
4	101	4.11	0.11	3.51	0.49	2.89	1.11
3.5	46	5.52	2.02	4.63	1.13	4.38	0.88
3.5	52	5.30	1.80	4.46	0.96	4.15	0.65
3.5	109	3.97	0.47	3.40	0.10	2.74	0.76
3	62	4.99	1.99	4.22	1.22	3.82	0.82
3	108	3.98	0.98	3.42	0.42	2.76	0.24
3	108	3.98	0.98	3.42	0.42	2.76	0.24
3	138	3.53	0.53	3.06	0.06	2.28	0.72
3	153	3.34	0.34	2.91	0.09	2.08	0.92
2.5	75	4.65	2.15	3.95	1.45	3.46	0.96
2.5	118	3.82	1.32	3.29	0.79	2.59	0.09
2.5	118	3.82	1.32	3.29	0.79	2.59	0.09
2.5	124	3.73	1.23	3.21	0.71	2.49	0.01
		Дисперсия	0.21		0.12		0.09
		Среднее отклонение	1.21		0.54		0.38

Как видно из таблицы, выведенная на основе ГА формула продемонстрировала конкурентоспособные результаты по отношению к формулам Л.С. Оскорбина и Д.А. Сафонова. Таким образом, можно сделать вывод, что в пределах данного исследования на примере сейсмологических данных генетический алгоритм продемонстрировал себя как достаточно эффективный инструмент регрессионного анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дискретные задачи размещения. Оптимизационные алгоритмы. Генетические алгоритмы* // Институт математики им. С.Л. Соболева СО РАН [Электронный ресурс] – Режим доступа: http://www.math.nsc.ru/AP/benchmarks/UFLP/uflp_ga.html.
2. *Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905–2005* / Отв. ред. Л.Н. Поплавская. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. – 104 с.
3. *Ким Ч.У., Семёнова Е.П., Жердева О.А., Сен Р.С., Михайлов В.И., Левин Ю.Н., Паришина И.С., Урбан Н.А., Касахара М., Ичиянаги М., Такахашии Н.* Каталог землетрясений юга острова Сахалин за период с 2000 по 2010 г. (по данным автономных цифровых сейсмических станций). – Владивосток: Дальнаука, 2011. – 357 с.
4. *Оскорбин Л.С.* Уравнения сейсмического поля сахалинских землетрясений // Сейсмическое районирование Сахалина. – Владивосток, 1977. – С. 34–45.
5. *Сафонов Д.А.* Динамика сейсмичности Южного Сахалина на основе современных инструментальных и макросейсмических данных // Автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2008. – 24 с.

МЕТОДИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ

СООТНОШЕНИЯ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО КЛАССА K_p С МАГНИТУДАМИ ПО ПОВЕРХНОСТНЫМ ВОЛНАМ MS , M_S , MLH ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РЕГИОНАХ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Н.В. Петрова, Р.С. Михайлова
Геофизическая служба РАН, г. Обнинск

Аннотация. Установлены корреляционные соотношения между магнитудами по поверхностным волнам MS , M_S , MLH и энергетическими классами по шкале Т.Г. Раутиан K_p для регионов Северной Евразии, демонстрирующие существенные региональные различия. Обнаружена разница в 0.3 единицы M между магнитудами по вертикальной (MS , M_S) и горизонтальным составляющим поверхностных волн (MLH), которую необходимо учитывать при объединении региональных каталогов и составлении унифицированного каталога в практике сейсмического районирования.

Abstract. Correlation relations between surface wave magnitudes MS , M_S , MLH and T.G. Rautian energy K -class system calculated for the Northern Eurasia regions show significant regional differences. There is a difference of 0.3 units between the magnitudes of the vertical (MS , M_S) and horizontal components of the surface waves (MLH), which must be considered at combining regional catalogs and compiling a unified catalogs in the practice of seismic zoning.

Одним из основных продуктов деятельности Геофизической службы РАН являются каталоги землетрясений, публикуемые, в продолжение традиций ежегодников «Землетрясения в СССР» [1] (1964–1991 гг.), в двух сборниках – «Землетрясения Северной Евразии» (с 1992 г.) [2] и «Землетрясения России» (с 2003 г.) [3]. Региональные данные России в [3] объединяются в единый каталог на принципах, используемых при создании однородных (унифицированных) каталогов землетрясений России и сопредельных стран в практике сейсмического районирования [4–6]. Энергетические характеристики землетрясений в таких каталогах представлены в единой магнитуде M , аналогичной магнитуде MLH по сумме горизонтальных составляющих поверхностных волн. В случае отсутствия прямого определения MLH единая магнитуда M для большинства слабых и умеренных землетрясений, классифицированных в энергетических классах Т.Г. Раутиан [7, 8], пересчитывается в M с помощью рекомендованного автоами каталога [5] соотношения:

$$K_p = a M + b = 1.8M + 4. \quad (1)$$

В соотношении (1), полученном Т.Г. Раутиан на материале местных и близких землетрясений Гармского района [7], коэффициент $a=1.8$ соответствует наклону корреляционной билогарифмической зависимости между суммой максимальных амплитуд P - и S -волн на сейсмограммах ВЭГИК, приведенной к фиксированному расстоянию $R=10$ км, и энергией землетрясения, а коэффициент b соответствует логарифму энергии землетрясения с локальной магнитудой Рихтера $ML=0$. Однако в сейсмологических исследованиях в ряде регионов и в практике сейсмического районирования территории России и сопредельных стран [4–6] уравнение (1) обычно используется как соотношение между энергетическим классом и магнитудой MLH .

С 1992 г. в Сейсмологических бюллетенях [9] вместо магнитуд MLH начали публиковаться магнитуды MS по вертикальной составляющей волн Релея, которые при пополнении унифицированного каталога [5] новыми данными для задач сейсмического

районирования территории России 2012 г. использовались как аналог MLH . Основанием для этого послужили, вероятно, данные [10] о практическом равенстве магнитуд MLH и MLV (аналог MS) в диапазоне $M=4\div 8$. При составлении специализированного каталога землетрясений Северной Евразии [6] для глобальной оценки сейсмической опасности в качестве аналога MLH была использована магнитуда M_S по данным ISC [11]. Таким образом, предполагается равенство между магнитудами MLH , M_S , MS и выполнение соотношения (1) при подстановке в него этих магнитуд вместо M .

Позже автор шкалы энергетических классов Т.Г. Раутиан опубликовала обзор системы энергетической классификации землетрясений в странах бывшего СССР [12], в котором приведены, в частности, соотношения $K_p(M_S)$, полученные для разных регионов России и сопредельных стран на материалах сборников «Землетрясения в СССР» и «Землетрясения Северной Евразии» за 1970–1997 гг. Соотношения различны для большинства регионов и не соответствуют уравнению (1). Занижение в Копетдагском регионе магнитуд MS и M_S по отношению к MLH , а также отличие коэффициентов a и b в зависимостях $K_p(M_S)$, $K_p(MS)$, $K_p(MLH)$ по сравнению с таковыми в (1), отмечено в [13].

Цель данной работы – уточнение для регионов Северной Евразии связей между магнитудами по поверхностным волнам MS , M_S , MLH , их соотношений с энергетическим классом K_p и проверка правильности использования соотношения (1) для единой магнитудной классификации землетрясений при объединении региональных каталогов.

Методика вычислений

Корреляционные связи между оценками величины землетрясений искались в виде линейных зависимостей типа:

$$Y = a \cdot X + b, \quad (2)$$

$$\text{где } b = \bar{Y} - a \cdot \bar{X}, \quad (3)$$

$$a = \frac{\sigma_Y}{\sigma_X}. \quad (4)$$

Здесь \bar{X} и \bar{Y} – средние значения X и Y ; σ_X и σ_Y – их стандартные отклонения.

При нахождении коэффициента регрессии a использовалась ортогональная среднеквадратическая регрессия, минимизирующая сумму квадратов отклонений, перпендикулярных искомой прямой, для случая, когда разброс точек в корреляционной связи X и Y обусловлен только их случайными погрешностями δ_X и δ_Y , которые в свою очередь пропорциональны стандартным отклонениям σ_X и σ_Y :

$$\frac{\delta_X}{\sigma_X} = \frac{\delta_Y}{\sigma_Y}. \quad (5)$$

Предположение (5) выполняется для большинства экспериментальных данных и используется, когда нет информации о величинах случайных ошибок. При этом формула (2) представляет собой среднее геометрическое прямых регрессий $X(Y)$ и $Y(X)$.

Учитывая зависимость коэффициента a в (2) от выбранного диапазона магнитуд и энергетических классов, а также эффект насыщения энергетических классов при $K_p > 14$ и возможность попадания в каталоги расчетных K_p при оценке энергии землетрясений с $M > 5.5$, соотношения $K_p(M)$ устанавливались для диапазона магнитуд $M \leq 5.6$.

Исходные данные

Использованы региональные каталоги землетрясений из сборников «Землетрясения Северной Евразии» за 1992–2007 гг. [2]. В большинстве регионов (рис. 1) для оценки величины землетрясений используется шкала энергетических классов Т.Г. Раутиан $K_p = \lg E$, за исключением Сахалина, Курило-Охотского региона (K_C), Камчатки (K_S) и Крыма (K_{Π}). Для умеренных и сильных землетрясений в [2] приводятся также магнитуды по разным типам волн по данным региональных и международных сейсмологических центров. Анализировались магнитуды MS из [9], M_S из [11] и энергетические классы K_p из [2] в тех регионах, где K_p классифицированы по шкале Т.Г. Раутиан [7, 8]. Для установления связей между магнитудами по поверхностным волнам привлекались данные Курило-Охотского региона, Сахалина, Карпат, Приамурья и Приморья из [2], где в настоящее время в массовом порядке определяются магнитуды MLH .

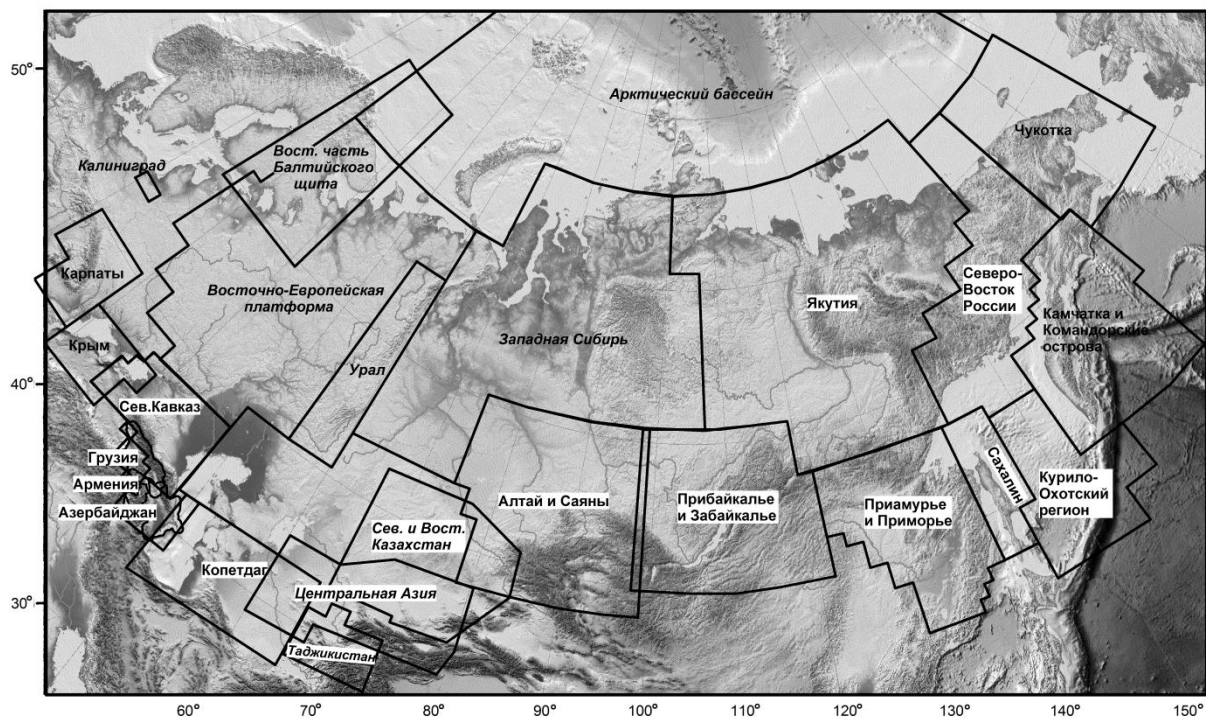


Рис. 1. Регионы и территории в сборниках «Землетрясения Северной Евразии» [2]. Белым фоном выделены названия использованных региональных каталогов

Анализ данных

Установлены соотношения между магнитудами по поверхностным волнам (рис. 2):

$$MLH = 0.99 (\pm 0.01) M_S + 0.3 (\pm 0.06), r=0.93, N=805, \quad (7)$$

$$MLH = 0.87 (\pm 0.01) MS + 0.9 (\pm 0.07), r=0.95, N=386, \quad (8)$$

где r – коэффициент корреляции; N – число использованных данных.

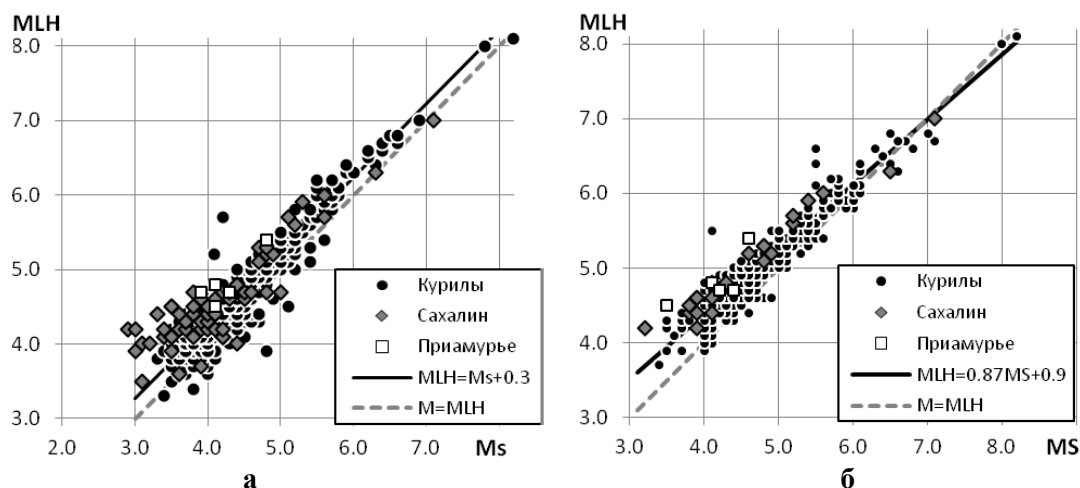


Рис. 2. Соотношения между магнитудами MLH по данным Курило-Охотского региона, Сахалина, Приамурья и Приморья и M_S из [11] (а), MS из [9] (б)

Отметим как минимум вдвое большее число определений магнитуд M_S в бюллетене ISC [11], по сравнению с MS в Сейсмологическом бюллетене [9], для территории Северной Евразии. Несмотря на это, коэффициент корреляции в уравнении (8) не ниже, чем в (7), что указывает на меньший разброс магнитуд MS , по сравнению с M_S .

Из (7) и (8) следует, что $MLH > M_S$ на 0.3 единицы M в диапазоне $M_S = 3-8$. Разница между MLH и MS уменьшается от 0.5 при $MS = 3$ до 0.2 при $MS = 5$, тогда как $MLH \approx MS$ при $MS > 6$.

Регрессии MS на M_S установлены на материале региональных каталогов Кавказа, Копетдага, Центральной Азии, Алтая, Курил, Прибайкалья и Забайкалья:

$$MS = 1.08(\pm 0.01) \cdot M_S - 0.35(\pm 0.06), r=0.96, N=661. \quad (8)$$

Согласно (8), разницей между магнитудами MS и M_S в диапазоне $M < 6$ можно пренебречь, т.к. она не превышает по абсолютной величине ± 0.1 .

В таблице представлены параметры корреляционных зависимостей между энергетическим классом K_p и магнитудами по поверхностным волнам MS и M_S , установленными для регионов Северной Евразии (рис. 3), – коэффициенты a и b с ошибками их определения в скобках, коэффициенты корреляции r и число использованных данных N . Регион «Кавказ» в таблице содержит параметры соотношений, полученных с использованием объединенного каталога землетрясений Северного Кавказа, Армении, Азербайджана и Грузии. Анализ установленных отдельно для каждой из этих территорий уравнений связи $K_p(MS)$, $K_p(M_S)$ показал, что они близки.

Таблица. Параметры a и b с указанием ошибок их определения в скобках, коэффициенты корреляции r и число данных N , использованных при установлении региональных соотношений типа (2) между K_p и магнитудами MS , M_S

Регион, территория	$K_p(MS)$				$K_p(M_S)$			
	a	b	r	N	a	b	r	N
1. Центральная Азия	1.84(±0.09)	3.96(±0.43)	0.83	134	1.71(±0.06)	4.67(±0.22)	0.73	491
2. Таджикистан	1.88(±0.11)	4.17(±0.43)	0.75	183	1.73(±0.12)	4.86(±0.42)	0.64	145
3. Казахстан					1.69(±0.14)	4.92(±0.54)	0.73	83
4. Алтай и Саяны	1.71(±0.18)	4.95(±0.81)	0.79	39	1.88(±0.11)	4.13(±0.37)	0.68	235
5. Северо-Восток					1.72(±0.26)	4.73(±1.10)	0.58	38
6. Копетдаг	1.60(±0.13)	5.35(±0.59)	0.78	66	1.45(±0.07)	5.91(±0.29)	0.78	172
7. Кавказ	1.36(±0.12)	6.18(±0.46)	0.73	89	1.44(±0.08)	5.90(±0.31)	0.66	253
8. Прибайкалье и Забайкалье	1.46(±0.17)	6.38(±0.61)	0.64	53	1.51(±0.10)	6.17(±0.38)	0.55	197
9. Якутия					1.38(±0.15)	6.53(±0.59)	0.72	85

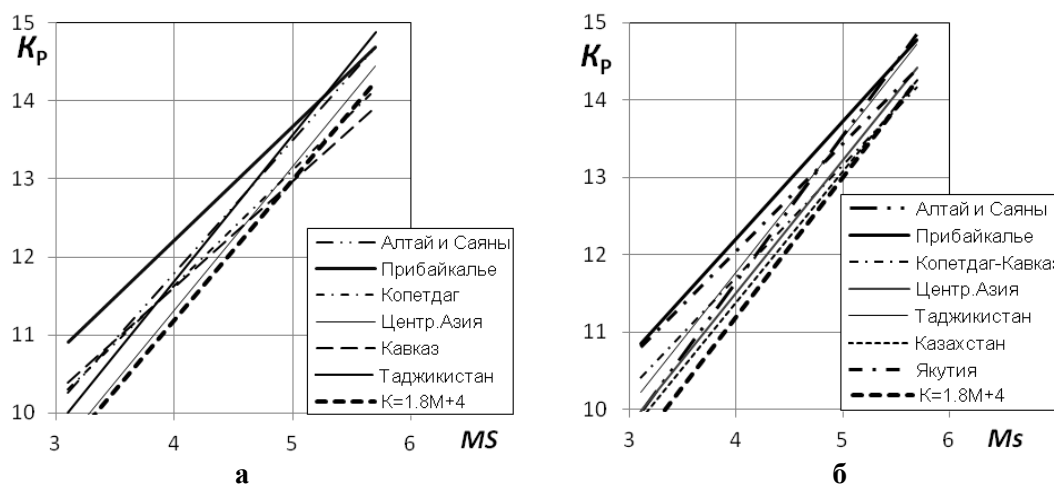


Рис. 3. Соотношения энергетического класса K_p с MS (а) и M_S (б) в сейсмоактивных регионах Северной Евразии

На основе близости коэффициентов a и b в уравнениях связи $K_p(M_S)$, $K_p(MS)$ и с учетом ошибок их определения, представленные в таблице регионы можно разделить на три группы. К первой относятся регионы 1–5, для которых коэффициенты a в соотношениях $K_p(M_S)$, $K_p(MS)$ близки к таковым в (1) – $a=1.69–1.88$. Во вторую группу можно объединить регионы 6–7, для которых рассматриваемые корреляционные зависимости близки, а наклон графиков (рис. 3) гораздо ниже, чем в (1), – $a=1.36–1.6$. К третьей группе можно отнести регионы 8–9 с коэффициентами $a=1.38–1.51$, аналогичными наблюдаемым в группе 2, но с более высокими коэффициентами $b=6.17–6.53$. Для этой группы фиксированной магнитуде MS или M_S соответствуют

более высокие энергетические классы, чем в остальных регионах (рис. 3). При этом соотношения $K_p(M_S)$, $K_p(MS)$ для всех регионов требуют более высоких значений энергетических классов при фиксированной магнитуде MS или M_S , по сравнению с K_p , согласно (1), что может быть связано с установленной разницей между магнитудами MS , M_S и MLH (рис. 2), а также с местными условиями регистрации станций в составе региональных сетей.

Выводы

1. Установлены соотношения между энергетическим классом K_p и магнитудами MS [9], M_S [11] по поверхностным волнам для сейсмоактивных регионов Северной Евразии, которые демонстрируют существенные региональные различия, связанные, вероятно, с обусловленными тектоническими особенностями регионов различиями в спектральном составе колебаний и с местными условиями регистрации.

2. Установлено превышение магнитуд MLH по определениям региональных сетей станций Курило-Охотского региона, Сахалина, Приамурья и Приморья над магнитудами и M_S , и MS в среднем на 0.3 единицы.

3. Графики корреляционных зависимостей $K_p(M_S)$, $K_p(MS)$ для всех исследованных регионов лежат выше по уровню, по сравнению с применяемым в практике сейсмического районирования, соотношением $K=1.8M+4$, что требует введения поправок к магнитудам MS и M_S при их использовании в качестве M при дополнении унифицированных каталогов [4, 5] современными данными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Землетрясения в СССР* в 1962–1991 гг. – М.: Наука, 1964–1997.
2. *Землетрясения Северной Евразии*, 1992–2007 гг. – М. – Обнинск: ГС РАН, 1997–2013.
3. *Землетрясения России* в 2003–2011 гг. – Обнинск: ГС РАН, 2006–2013.
4. *Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г.* / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. – М.: Наука, 1977. – 536 с.
5. *Унифицированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен до 1995 г.* [Special earthquake catalogue of Northern Eurasia from ancient times through 1995 / Eds. N.V. Kondorskaya, V.I. Ulomov]. – URL: <http://www.segis.ru> System of data bases. – JIPE RAS, 1996.
6. *Kondorskaya N.V., Ulomov V.I.* Special Catalogue of Earthquakes of the Northern Eurasia (SECNE). – URL: <http://www.seismo.ethz.ch/static/gshap/neurasia/nordasiacat.txt>.
7. *Раутиан Т.Г.* Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. – М.: АН СССР, 1960. – С. 75–114.
8. *Раутиан Т.Г.* Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км // Труды ИФЗ АН СССР. – М.: Наука, 1964. – 32 (199). – С. 88–93.
9. *Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) за 1992–2007 гг.* / Отв. ред. О.Е. Старовойт. – Обнинск: ГС РАН, 1992–2008.
10. *Горбунова И.В., Захарова А.И., Чепкунас Л.С.* Магнитуды MLH и MLV // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Т. II. – М: ИФЗ АН СССР, МСССС, 1974. – С. 87–93.
11. *Searching the ISC Bulletin* // International Seismological Centre. – 1992–2007 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/>.
12. *Rautian T.G., Khalturin V.I., Fujita K., Mackey K.G., Kendall A.D.* Origins and methodology of the Russian energy K-class system and its relationship to magnitude scales // Seismol. Res. Lett. – 2007. – V. 78. – P. 579–590.
13. *Петрова Н.В.* Соотношения между оценками величины землетрясений Копетдага по данным различных сейсмологических центров // Землетрясения Северной Евразии, 2004 год. – Обнинск: ГС РАН, 2010. – С. 409–417.

КАЛИБРОВОЧНЫЕ ФУНКЦИИ ЛОКАЛЬНОЙ МАГНИТУДЫ ДЛЯ СЕВЕРНОГО И ЮЖНОГО САХАЛИНА

А.В. Коновалов, А.С. Сычѳв
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск

Аннотация. Выполнены калибровки шкал локальной магнитуды ML и определены стационарные поправки к ним для сети наблюдений на Северном и Южном Сахалине. Выполнено массовое определение энергетических величин землетрясений, зарегистрированных за инструментальный период наблюдений, и сравнение ML с другими типами магнитуд. Полученные калибровочные параметры могут быть рекомендованы к использованию Сахалинским филиалом Геофизической службы РАН в рутинной обработке.

Abstract. The calibration of local magnitude scale was performed. The station correction coefficients were defined for seismic networks operated at the Northern and Southern Sakhalin. The mass estimate of energy value was evaluated for earthquakes, recorded during instrumental epoch of observations. The comparison between local magnitude and other magnitude scales was performed. The obtained calibration parameters could be recommended for routine data processing in the Sakhalin Branch of Geophysical Survey of RAS.

Введение

Определение магнитуды землетрясения основывается на различных методических подходах и зависит от плотности сети наблюдений и типа измерительного оборудования. В большинстве случаев для оценки энергетической величины местных землетрясений используется локальная магнитуда ML [1], концепция которой была создана Ч. Рихтером [2].

Характер затухания сейсмических волн зависит от особенностей скоростного строения земной коры, геологических особенностей региона, теплового потока, глубины залегания очагов землетрясений и т.д. Это не позволяет создать международную стандартизированную калибровочную функцию локальной магнитуды для определения энергетической величины местных землетрясений. Однако исходное определение шкалы ML [3] позволяет унифицировать процедуру расчета калибровочной функции с учетом местных условий.

До 2012 г. оценка магнитуды местных землетрясений на о. Сахалин проводилась с использованием эмпирической номограммы, приведенной к энергетическому классу Т.Г. Раутиан K_p . Данная шкала не имеет принципиальных отличий от локальной магнитуды Рихтера и связь между ними имеет вид $K_p = 1.8 \cdot M + 4.0$. Эквивалентом данной номограммы является калибровочная функция:

$$M_{Kp} = \lg V + 2.45 \cdot \lg \Delta - 5.39, \quad (1)$$

где V – максимальная амплитуда поперечных волн в nm/c ; Δ – эпицентральное расстояние в km .

Тем не менее в (1) имеется несколько существенных недостатков, которые могут приводить к искажению магнитуды. Во-первых, исходная номограмма класса Т.Г. Раутиан строилась по данным региональной сети наблюдений, а ее экстраполяция на близкие расстояния не учитывает местных характеристик затухания сейсмических волн. Во-вторых, в практике рутинной обработки не учитываются стационарные поправки к магнитуде.

В совокупности это привело к необходимости калибровки шкалы локальной магнитуды применительно к условиям локальных сетей наблюдений на севере и юге о. Сахалин. Попутно ставится задача приведения разнотипных магнитуд к единой шкале и поиск межмагнитудных связей. В первую очередь это касается энергетического класса по С.Л. Соловьеву K_S и магнитуды MLH , которая является базовой энергетической величиной в опубликованных сводках и каталогах коровых землетрясений о. Сахалин (см., например [4]).

Исходные данные и их обработка

С конца 2006 г. на севере о. Сахалин проводятся детальные сейсмологические наблюдения, целью которых является изучение динамики сейсмического режима в районе нефтегазовых месторождений северо-восточного шельфа острова. В период наблюдений 2007–2009 гг. локальная сеть состояла из восьми пунктов наблюдений. В настоящей работе использованы данные шести из них (рис. 1).

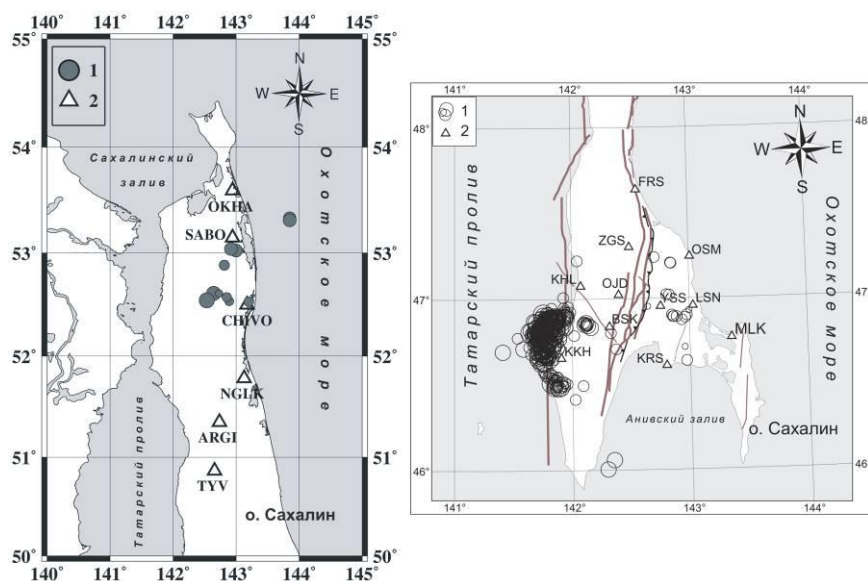


Рис. 1. Карты Северного и Южного Сахалина:

**1 – эпицентры землетрясений, отобранных для калибровки магнитуды;
2 – цифровые сейсмические станции, используемые в данной работе**

На юге о. Сахалин локальная сейсмическая сеть цифровых станций сформирована с начала 2000-х гг., и современную постоянно действующую конфигурацию она приобрела к 2005 году. По состоянию на конец 2013 г. сеть состояла из десяти станций. В настоящей работе использованы данные девяти из них (рис. 1).

Подготовка исходных данных, просмотр записей землетрясений и расчеты параметров очага были выполнены с использованием пакета вычислительных программ SEISAN [5] на базе разработанного автоматизированного рабочего места сейсмолога. Аппаратные, технологические и методологические аспекты при проведении детальных сейсмологических наблюдений на севере о. Сахалин подробно приведены в [5, 6].

К настоящему времени для Северного Сахалина накоплен и обработан огромный архив инструментальных данных. Всего за период с конца 2006 по 2013 г. зарегистрировано более 2500 местных землетрясений с $M \geq 1.0$. Для Южного Сахалина сформирована цифровая база данных за период с 2005 по 2013 г., насчитывающая порядка 1000 местных землетрясений с $M \geq 2.0$, зарегистрированных минимум тремя станциями, при этом опубликованный каталог землетрясений Южного Сахалина содержит порядка 10000 событий [7].

Основные критерии отбора сейсмических событий для анализа в данной работе – уверенная регистрация землетрясения всеми станциями с хорошим отношением сигнал–шум на записях сейсмических колебаний.

В силу выраженной меридиональной протяженности острова и сети станций, наличия пропусков в работе отдельных станций в связи с поэтапным развитием сети наблюдений и проработкой технико-эксплуатационных условий для регистрации землетрясений, для Северного Сахалина было отобрано 11 сейсмических событий в диапазоне эпицентральных расстояний от 15 до 280 км, зарегистрированных в 2007–2009 гг. (рис. 1).

Для Южного Сахалина было отобрано 353 сейсмических события в диапазоне эпицентральных расстояний от 10 до 150 км, зарегистрированных в 2005–2009 гг. (рис. 1).

Для расчета калибровочных параметров шкалы локальной магнитуды Северного Сахалина использовались авторские алгоритмы, написанные на языке программирования FORTRAN и алгоритм LSQR в этом же коде [8]. Методика калибровки рассмотрена в [9]. Для определения калибровочной функции локальной магнитуды Южного Сахалина использовалась программа MAG2 пакета вычислительных программ SEISAN.

Результаты калибровки

Определение локальной магнитуды землетрясения осуществлялось полосовой фильтрацией исходной волновой формы в диапазоне частот от 1 до 25 Гц с последующим синтезом сейсмограммы Вуда–Андерсона. В случае микроземлетрясений использовался более узкополосный фильтр – 5–25 Гц, – для устранения коротко- и длиннопериодных микросейсм. Поиск максимальной амплитуды осуществлялся на вертикальной компоненте в первых 10 с записи S-волны в соответствии с рекомендациями Международной комиссии по сейсмологическим наблюдениям и интерпретации данных IASPEI.

При калибровке шкалы локальных магнитуд первоначально осуществляется выбор калибровочных параметров R_{ref} и $M_{L\text{ref}}$, определяемый лучшим приближением к эталонной калибровочной функции для Южной Калифорнии, а также географическим масштабом задачи. Для шкалы [3] амплитуда смещения в поперечной волне $A=480.8$ нм (1 мм для сейсмометра Вуда–Андерсона с увеличением сигнала 2080) на гипоцентральных расстояниях $R_{\text{ref}}=100$ км соответствует $M_{L\text{ref}}=3$, для $R_{\text{ref}}=17$ км соответствует $M_{L\text{ref}}=2$. Конфигурация сейсмической сети на Северном Сахалине такова, что гипоцентральные расстояния до очагов локализуемых землетрясений в большинстве случаев либо не превышают 70–80 км, либо, значительно реже и для более сильных землетрясений, составляют более 200 км. Гипоцентральные расстояния до очагов землетрясений Южного Сахалина принимают значения на всем диапазоне от 10 до 150 км. Поэтому искомые калибровочные зависимости на указанных интервалах дистанций должны давать значения магнитуды, близкие к оценкам для шкалы [3], по возможности исключая занижение магнитуды землетрясений.

В данной работе для определения калибровочной функции для Северного Сахалина были использованы $R_{\text{ref}}=17$ км и $M_{L\text{ref}}=2$. Для Южного Сахалина – $R_{\text{ref}}=100$ км и $M_{L\text{ref}}=3$. Получены устойчивые решения вида:

$$ML = \lg A + a \cdot \lg R + b \cdot R + c, \quad (2)$$

где $a=1.84 \pm 0.26$, $b=0.0011 \pm 0.0014$ и $c=-2.97 \pm 0.34$ для Северного Сахалина. Стационарные поправки к магнитуде приведены в таблице, их диапазон составил от –0.41 до +0.14. Поправка к магнитуде для станции СНІVO оценивалась отдельно по разности независимых определений магнитуд для этой станции и всей сети в целом. Больше, по сравнению с остальными пунктами, значение поправки к магнитуде для станции ОКНА, обусловлено, по всей видимости, грунтовыми условиями (пески).

Для Южного Сахалина калибровочные параметры имеют вид: $a=1.49 \pm 0.52$, $b=0.0016 \pm 0.0040$ и $c=-2.82 \pm 1.44$. Стационарные поправки к магнитуде приведены в таблице, их диапазон составил от –0.58 до +0.34. Относительно большие ошибки в определении калибровочных параметров обусловлены неоптимальными условиями наблюдений подавляющего большинства землетрясений, локализованных у западной границы сейсмической сети.

Таблица. Параметры станций и поправки к локальной магнитуде

Код станции	Местоположение	Координаты и высота над уровнем моря			Станционная поправка
		$\varphi, \text{ }^\circ\text{'N}$	$\lambda, \text{ }^\circ\text{'E}$	$h, \text{ м}$	
Северный Сахалин					
ОКНА	г. Оха	53°35.58'	142°56.43'	10	-0.41
SABO	пос. Сабо	53°08.80'	142°56.60'	15	0.14
CHIVO	береговой комплекс переработки «Чайво»	52°30.00'	143°10.40'	10	-0.10
NGLK	пгт Ноглики	51°47.00'	143°07.50'	10	0.06
ARGI	пос. Арги-Паги	51°21.00'	142°44.00'	10	0.08
TMSK (TYV)	пгт Тымовское	50°51.80'	142°39.40'	160	0.14
Южный Сахалин					
KKH	с. Колхозное	46°39.36'	141°54.42'	10	-0.43
KHL	г. Холмск	47°04.56'	142°04.56'	10	0.34
BSK	пос. Белые Скалы	46°50.34'	142°19.08'	50	0.14
OJD	с. Ожидаево	47°01.74'	142°23.94'	230	0.33
KRS	г. Корсаков	46°36.60'	142°48.06'	100	0.34
OSM	м. Острый	47°14.70'	143°00.60'	30	0.32
LSN	пос. Лесное	46°57.48'	143°01.86'	30	-0.58
MLK	с. Мальково	46°46.14'	143°21.24'	10	-0.12
ZGS	с. Загорское	47°18.18'	142°29.58'	120	-0.34

Определение межмагнитудных связей

Для оценки межмагнитудных переходных зависимостей привлекались данные из разных каталогов за период 2005–2013 гг. Исходным источником информации служил рабочий каталог с оцененными значениями ML , а также его вариант со значениями M , пересчитанными по формуле (1). Для объективного сравнения рассчитанных калибровочных функций с другими типами магнитуд привлекались данные из региональных каталогов и бюллетеней.

Найденные значения ML были сопоставлены с магнитудами M , рассчитанными по (1), для 428 сейсмических событий Северного Сахалина за 2007–2010 гг. (рис. 2 а) (линейная и ортогональная регрессия соответственно):

$$ML = (0.97 \pm 0.01) \cdot M - (0.25 \pm 0.03), \quad (3)$$

$$ML = (1.00 \pm 0.05) \cdot M - (0.32 \pm 0.13). \quad (4)$$

Межмагнитудные связи для 665 сейсмических событий Южного Сахалина за 2005–2013 гг. (рис. 2 б), полученные методом линейной и ортогональной регрессий, имеют вид:

$$ML = (1.08 \pm 0.01) \cdot M + (0.00 \pm 0.03), \quad (5)$$

$$ML = (0.98 \pm 0.06) \cdot M + (0.24 \pm 0.15). \quad (6)$$

Найденные значения ML также были сопоставлены с оценками энергетического класса по С.Л. Соловьеву, K_s , для 191 сейсмического события Северного Сахалина за период 2006–2010 гг. и для 111 сейсмических событий Южного Сахалина за период 2005–2013 гг. (рис. 3 а и рис. 3 б).

Переходная зависимость для Северного Сахалина, полученная методом линейной регрессии, имеет вид:

$$ML = (0.55 \pm 0.02) \cdot K_s - (1.42 \pm 0.16). \quad (7)$$

Переходная зависимость для Южного Сахалина, полученная методом линейной регрессии, имеет вид:

$$ML = (0.62 \pm 0.03) \cdot K_s - (1.26 \pm 0.25). \quad (8)$$

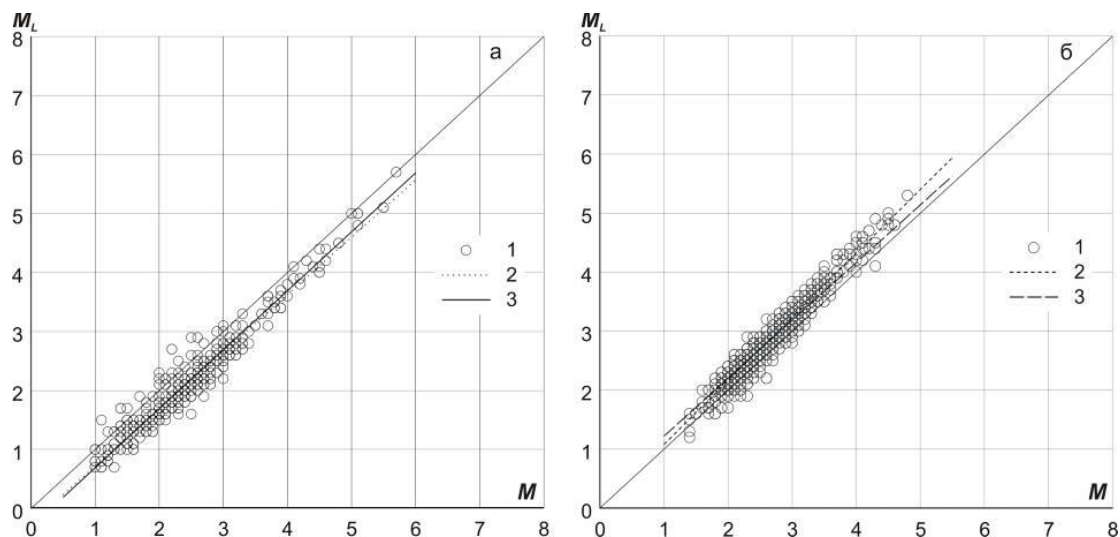


Рис. 2. Переходная зависимость между магнитудой M , приведенной к энергетическому классу по Т.Г. Раутиан K_p , и локальной магнитудой ML для Северного (а) и Южного (б) Сахалина:

1 – исходные данные (для Северного Сахалина $N=428$ за 2007–2010 гг., для Южного Сахалина $N=665$ за 2005–2013 гг.); 2 – линейные регрессии межмагнитудных зависимостей $ML(M)$, 3 – переходные соотношения $ML(M)$, полученные методом ортогональной регрессии

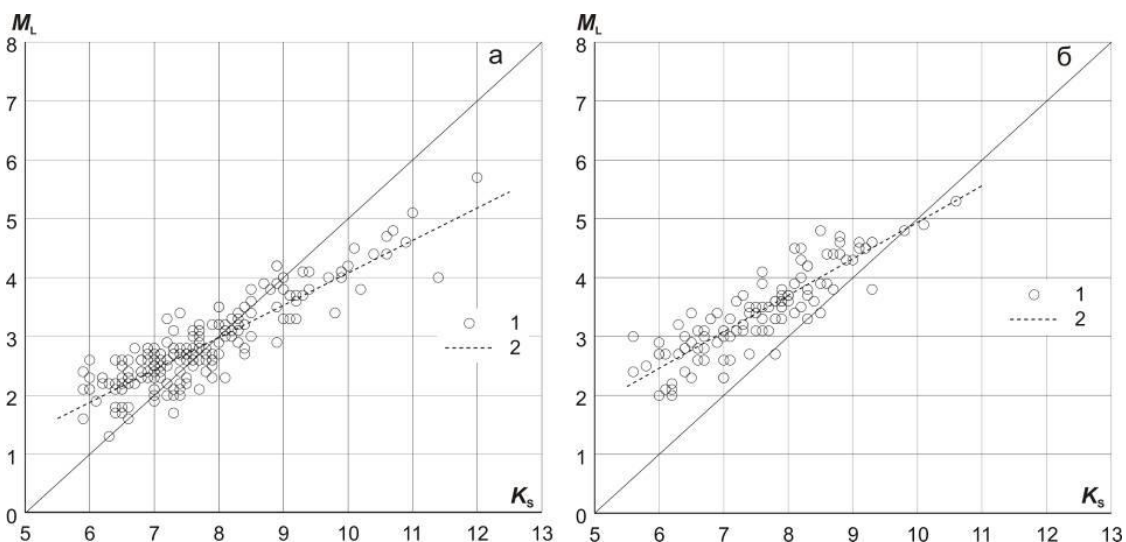


Рис. 3. Переходная зависимость между энергетическим классом по С.Л. Соловьеву K_s и локальной магнитудой ML для Северного (а) и Южного (б) Сахалина:

1 – исходные данные ($N=192$ для Северного Сахалина за 2006–2010 гг., $N=111$ для Южного Сахалина за 2005–2013 гг.); 2 – аппроксимирующие межмагнитудных зависимостей $ML(K_s)$

Переходная зависимость вида $ML(MLH)$ определялась только для Северного Сахалина, поскольку географический масштаб сети на севере острова позволяет регистрировать пригодные для обработки (не обрезанные) волновые формы сильных землетрясений. На юге острова сравнительно малый размер локальной сети в случае сильных землетрясений приводит к регистрации не пригодных для обработки (обрезанных) записей, что вкупе с дефицитом инструментальных определений MLH не позволило выполнить определение межмагнитудной связи вида $ML(MLH)$.

Переходная зависимость $ML(MLH)$ была получена по совокупности данных, как инструментальных измерений MLH , общее количество которых за период 2006–2010 гг. составило $N=15$, так и значениям, полученным пересчетом фиксированных параметров энергетического класса по С.Л. Соловьеву K_s [10] для медианных значений ML .

Несколько событий со значениями магнитуды MLH , не укладывающимися в линейную регрессию, были отброшены, как вероятно недостоверно оцененные (по одной или двум станциям или за пределами сети наблюдений, что без учета станционной поправки может существенно исказить оцениваемую магнитуду). Общее число используемых точек составляет 26 магнитудных пар (рис. 4). Как видно из рис. 4, сравниваемые магнитуды не имеют принципиальных различий в пределах рабочего интервала магнитуд от 2.0 до 6.0. Межмагнитудная связь имеет вид:

$$ML = (0.97 \pm 0.04) \cdot MLH + (0.04 \pm 0.16). \quad (9)$$

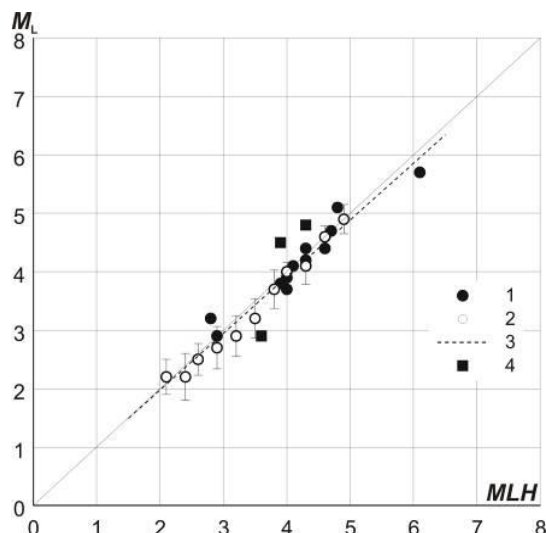


Рис. 4. Переходная зависимость между магнитудами MLH и ML для Северного Сахалина:

1 – инструментально измеренные значения MLH за 2006–2010 гг. ($N=15$); 2 – групповые средние значения MLH и их стандартные отклонения, оцененные по переходной зависимости $MLH(K_S)$ [10] (группирование осуществлялось по K_S с шагом $\Delta K_S=0.5$); 3 – линия межмагнитудной зависимости $ML(MLH)$; 4 – отброшенные значения MLH

Заключение

Впервые для условий Северного и Южного Сахалина получены калибровочные параметры и станционные поправки для определения локальной магнитуды коровых землетрясений. Шкала для Северного Сахалина применима на гипоцентральных расстояниях до 280 км, для Южного Сахалина – до 150 км.

Сравнение между магнитудой, приведенной к энергетическому классу Т.Г. Раутиан, и локальными магнитудами не выявило значимых различий, хотя обнаружило сравнительно небольшие систематические смещения. Получены корреляционные соотношения между шкалой локальной магнитуды ML и энергетическим классом по С.Л. Соловьеву K_S , а также магнитудной шкалой MLH . Переходные зависимости $ML(K_S)$ и для севера, и для юга острова близки к переходной зависимости между K_S и MLH , полученной в [11], что хорошо согласуется с видом корреляционной зависимости $ML(MLH)$, демонстрирующей близость оценок магнитуд для слабых и умеренных местных землетрясений Северного Сахалина. Это, в частности, исключает необходимость пересчета магнитуд в пределах исследованного интервала магнитуд при работе с унифицированными по MLH каталогами землетрясений, произошедших на севере острова [4].

По мере накопления банка цифровых данных шкалы локальной магнитуды будут уточняться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Anderson J., Wood O.** Description and theory of the torsion seismometer // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1925. – V. 15. – P. 1–72.
2. **Richter C.** Elementary Seismology. – San Francisco, Calif.: W.H. Freeman, 1958. – 578 p.
3. **Hutton L.K., Boore D.M.** The ML scale in Southern California // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1987. – V. 77, N 6. – P. 2074–2094.
4. **Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905–2005** / Отв. ред. Л.Н. Поплавская. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2006. – 104 с.

5. **Коновалов А.В., Степнов А.А., Патрикеев В.Н.** Организация автоматизированного рабочего места сейсмолога с использованием пакета сейсмологических программ SEISAN // Сейсмические приборы. – 2012. – № 3. – С. 34–49.
6. **Степнов А.А., Гаврилов А.В., Коновалов А.В., Отемолер Л.** Новая архитектура сбора, хранения и обработки сейсмологических данных // Сейсмические приборы. – 2013. – Т. 49, № 2. – С. 27–38.
7. **Ким Ч.У., Семёнова Е.П., О.А. Жердева и др.** Каталог землетрясений юга острова Сахалин за период с 2000 по 2010 г. (по данным автономных цифровых сейсмических станций). – Владивосток: Дальнаука, 2011. – 358 с.
8. **Paige C., Saunders M.** An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares // ACM T. Math. Software. – 1982. – V. 8, N 2. – P. 195–209.
9. **Сычёв А.С., Коновалов А.В.** Калибровочные параметры локальной магнитудной шкалы для южной части острова Сахалин // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 325–330.
10. **Соловьёв С.Л., Соловьёва О.Н.** Соотношение между энергетическим классом и магнитудой Курильских землетрясений // Физика Земли. – 1967. – № 2. – С. 13–23.
11. **Оскорбин Л.С., Волкова Л.Ф.** Параметры основного толчка и сейсмический режим афтершоков Монеронского землетрясения 5(6) сентября 1971 г. // Обработка сейсмологических наблюдений и поиск предвестников землетрясений на Дальнем Востоке. – Владивосток, 1978. – С. 68–87.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В АЛТАЕ-САЯНСКОМ РЕГИОНЕ

А.Г. Филина

Алтае-Саянский филиал ГС СО РАН, г. Новосибирск

Аннотация. Проведено сопоставление магнитуд m_b , Mlh , Mlv и M_C с энергетическим классом K_p в Алтае-Саянском регионе, а также сопоставление расчетов K_p с соседними регионами – Казахстаном и Прибайкальем.

Abstract. Comparison of magnitudes m_b , Mlh , Mlv & M_C with energy K -class system was done for Altai-Sayan region, as well as comparison of the energy class calculations with neighboring regions – Kazakhstan and the Baikal region.

Исторически сложилось так, что в Алтае-Саянском регионе, как и большинстве других сейсмоактивных регионов России для оценки энергии использовался и до сих пор используется энергетический класс по шкале Т.Г. Раутиан [1]. Магнитуда землетрясений определялась по приведенной в этой же работе формуле пересчета:

$$K_p = 4.0 + 1.8 M.$$

В конце 70-х гг. XX в. была предпринята попытка создания сквозной магнитудной шкалы по кода-волнам для территории СССР. Основой послужила работа К. Аки и Б. Шуэ [2]. Кода-волны по [2] – это рассеянные колебания, регистрируемые на временах, больших двух-трех пробегов регулярных волн S . Характерной их особенностью является выход на асимптоту огибающей, так что для каждого землетрясения данного региона можно построить обобщенную огибающую. Их совокупность для данного региона устойчива и характеризуется малым разбросом амплитуд. Амплитуда смещения в кода-волнах пропорциональна полной излученной энергии, а не мощности, как в случае определения магнитуд и энергетических классов по мгновенному значению амплитуды смещения регулярных волн. В 1981 г. Т.Г. Раутиан, В.И. Халтуриным и другими опубликована работа [3], положившая начало созданию магнитудных шкал по коде в некоторых регионах России и бывшего СССР. В Алтае-Саянском регионе такая шкала действует с начала 80-х гг. прошлого века [4] наряду со шкалой энергетических классов.

В 1990-х гг. в России начался период бурного перехода на цифровую регистрацию. В Алтае-Саянском регионе окончательный переход на цифровую регистрацию завершился в 2001 году. Этот процесс сопровождался переходом с регистрации смещений на регистрацию скоростей смещений сейсмического сигнала. На рис. 1 показаны амплитудно-частотные характеристики аналоговой аппаратуры и цифровой в пересчете на смещения для удобства сравнения.

Строго говоря, использование пересчетной из скорости в смещения амплитудно-частотной характеристики нельзя назвать корректным, но это была вынужденная мера, поскольку все инструменты энергетических оценок были изначально ориентированы на смещения, мы пошли по пути копирования алгоритма обработки, существовавшего в «доцифровой» период. Сравнение корреляционных связей K_p и M_C не дало существенного расхождения между цифровой и аналоговой аппаратурой. На рис. 2 приведена зависимость K_p и M_C , на которой показаны значения моментной магнитуды (M_w), т.е. магнитуды, определяемой по полному спектру записи. Оценки M_w взяты из сейсмологических бюллетеней ISC и IRIS [5, 6].

Далее были сопоставлены с энергетическим классом магнитуды m_b также за периоды цифровой и аналоговой регистрации (рис. 3).

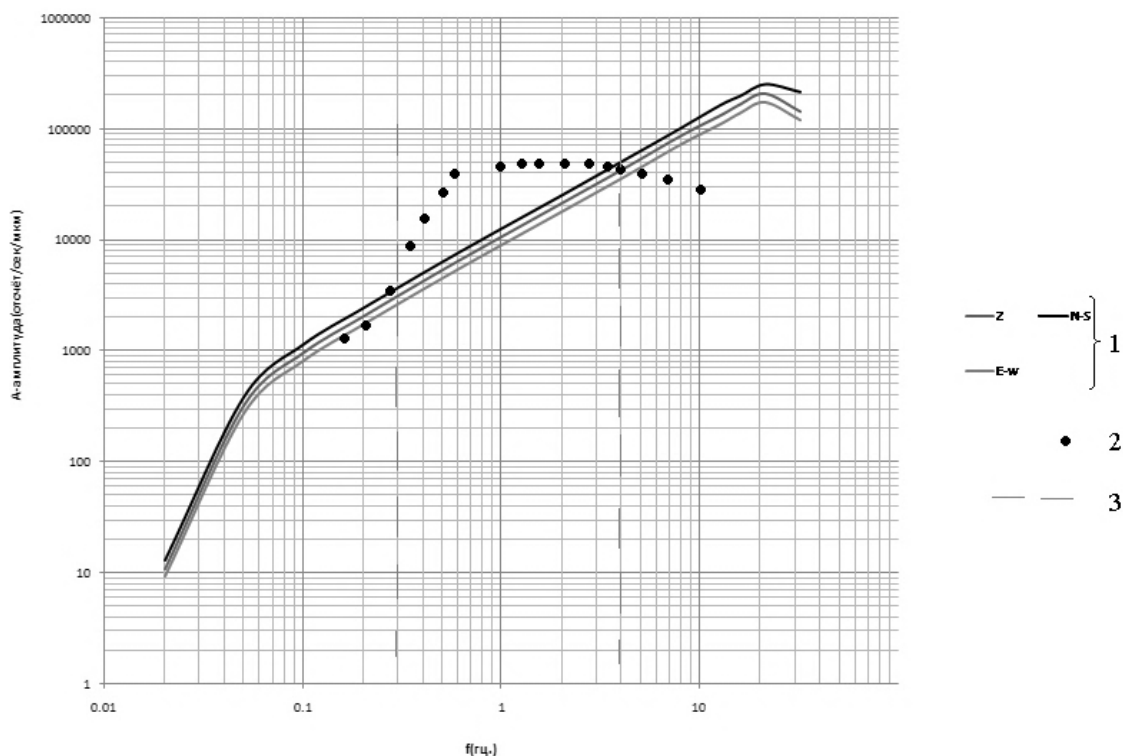


Рис. 1. Сравнение амплитудно-частотных характеристик цифровой и аналоговой аппаратуры сейсмической станции «Новосибирск» по смещению: 1 – характеристики трех каналов цифровой аппаратуры; 2 – характеристика Z-канала аналоговой аппаратуры; 3 – преобладающий интервал полосовой фильтрации по цифровым записям

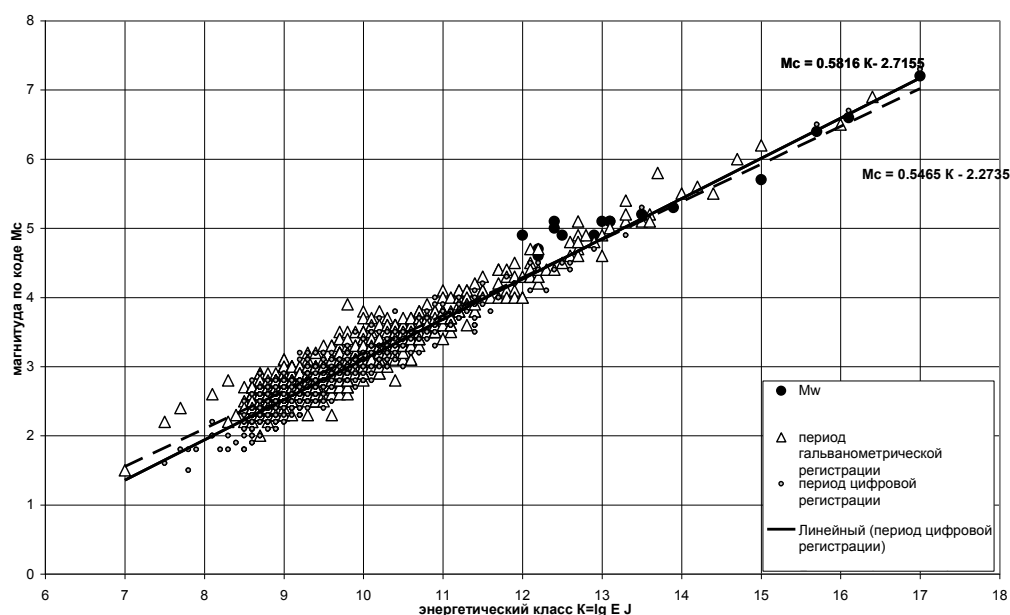


Рис. 2. Корреляционная зависимость M_C и K_p при аналоговой и цифровой регистрации

Магнитуда m_b в пределах разброса не меняется по отношению к «доцифровому» периоду, как видно из рис. 3. Любое из приведенных на рис. 3 соотношений может быть использовано для пересчета магнитуды в класс, и наоборот. Тем не менее для цифровой регистрации примем:

$$m_b = 0.3693 K_p + 0.2342.$$

Поскольку с конца 2011 г. появилась возможность автоматической обработки данных с получением значений локальных магнитуд Mlv и Mlh , мы провели сопоставление и с магнитудами этого типа.

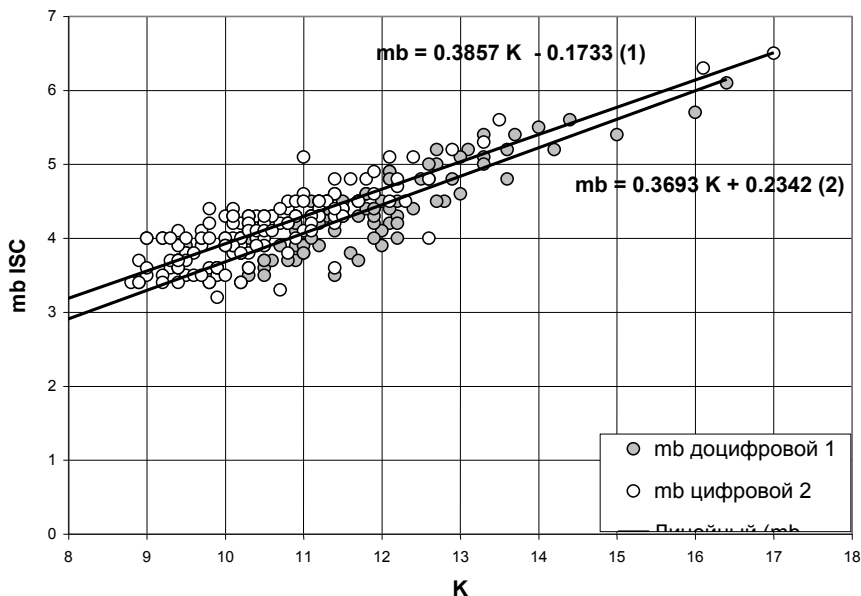


Рис. 3. Зависимость m_b ISC от энергетического класса K_p в период гальванометрической («доцифровой») и цифровой регистрации

Локальные магнитуды, получаемые в процессе автоматической обработки, рассматривались по данным за декабрь–май 2012 года. На рис. 4 приведены линии регрессии для Mlh и Mlv . Локальные магнитуды и энергетический класс связывают следующие соотношения:

$$K_p = 1.5849 Mlh + 2.9678,$$

$$K_p = 1.5254 Mlv + 3.2999.$$

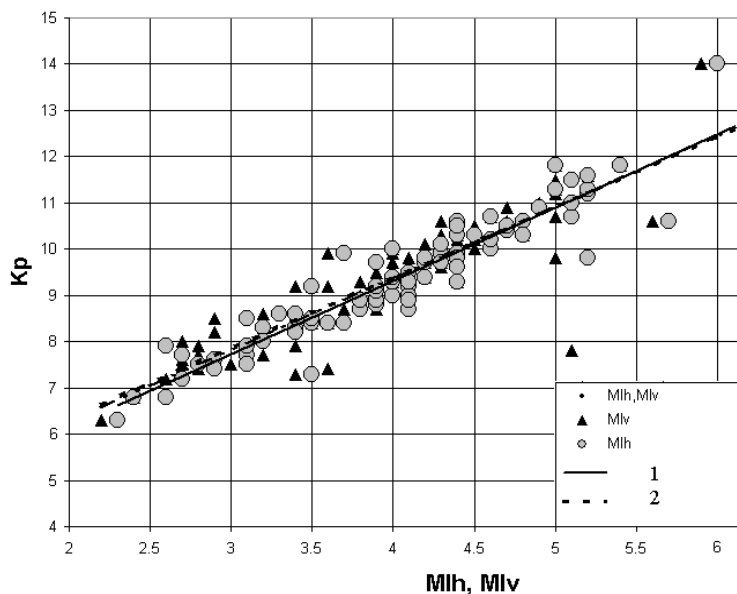


Рис. 4. Локальные магнитуды Mlh , Mlv и энергетический класс K_p : 1 – корреляционная зависимость для Mlh ; 2 – корреляционная зависимость для Mlv

Среднее соотношение, взятое суммарно по обоим типам магнитуд, выглядит следующим образом:

$$K_p = 1.5514 (Mlh, Mlv) + 3.1511.$$

В самом деле, если преобразовать соотношения K_p и M_C (рис. 2), то получим:

$$K_p = 1.7194 M_C + 4.7.$$

Поскольку магнитуда определяется по амплитуде смещения в первой степени, а энергетический класс – по квадрату амплитуды, то более близкий к 2 коэффициент в уравнении $K \sim f(M)$ представляется более обоснованным физически.

Для целей сейсмологической практики необходимо сопоставить оценки энергетических классов в сопредельных регионах в сравнении с Алтае-Саянским. Нами проанализирована выборка K_p по данным НЯЦ Казахстана и АСФ СО РАН для одних и тех же землетрясений. На рис. 5 можно наблюдать практически полную их идентичность. Это обстоятельство было использовано для получения большего количества материала для сопоставления K_p и M_l . На рис. 6 приведена соответствующая зависимость.

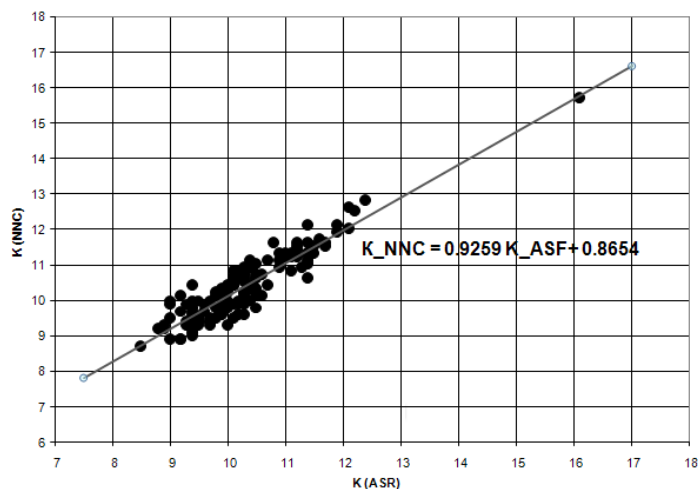


Рис. 5. Сравнение оценок энергетического класса K_p по данным НЯЦ Казахстана и АСФ ГС СО РАН

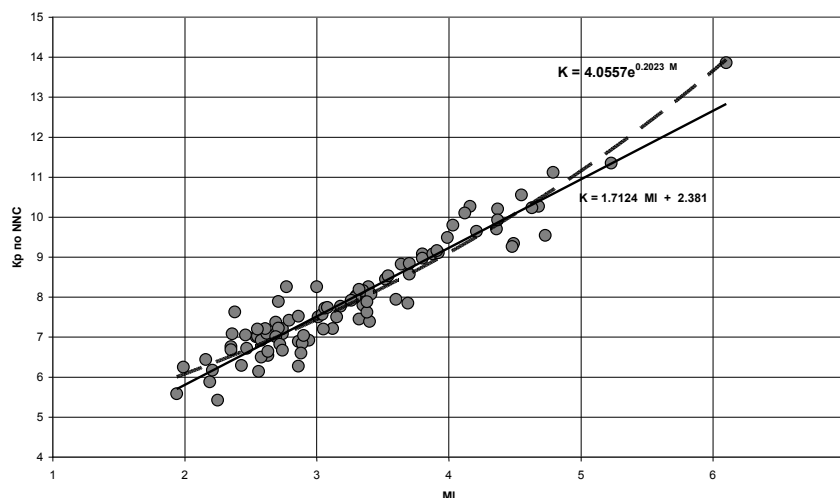


Рис. 6. Связь между энергетическим классом K_p по данным НЯЦ Казахстана и магнитудой M_l по Алтае-Саянскому региону. Сплошная линия – линейная аппроксимация, пунктирная – экспоненциальная

При линейной аппроксимации зависимость K_p от магнитуды M_l приблизилась к аналогичной зависимости для M_c , т.к. углы наклона прямых практически сравнялись, но остался систематический сдвиг по уровню примерно на две единицы K_p . Таким образом получается, что одному и тому же классу K_p соответствует M_l , на две единицы большая, чем M_c . При этом при пересчете из M_l энергетический класс занижается, в среднем на одну-две единицы. Пока мало данных для уверенного вывода, но складывается впечатление, что аппроксимировать полученные данные прямой неверно, что на малых энергетических классах зависимость иная, нежели при значениях $K_p > 10.5$. В качестве иллюстрации на рис. 6 приведена экспоненциальная зависимость, которая несколько точнее соответствует экспериментальным данным. Это может говорить о несоответствии магнитудной калибровочной кривой региональным особенностям. Работу по уточнению магнитудной классификации в регионе необходимо продолжать.

По «общим» землетрясениям Прибайкалья и Алтае-Саянского региона мы имели возможность сравнить данные на разных отрезках времени. Как показано на рис. 7, различие в средних по станциям оценках растет с течением времени.

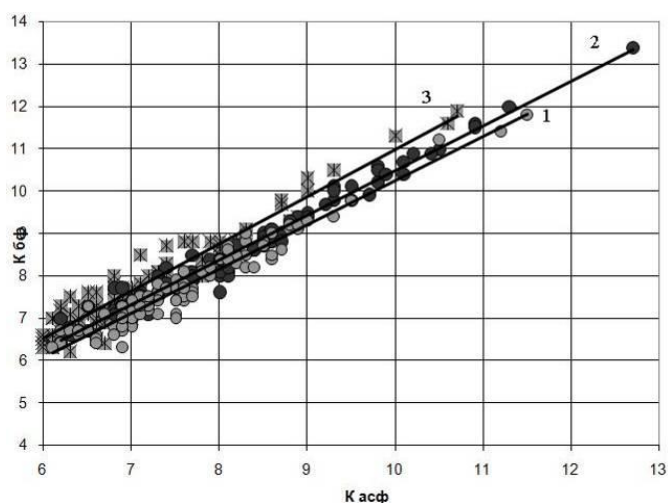


Рис. 7. Корреляция значений энергетического класса одних и тех же землетрясений по данным АСФ ГС СО РАН и БФ ГС СО РАН: 1 – 1999 г., гальванометрическая регистрация; 2 – 2001 г., начало цифровой регистрации; 3 – 2007 г., цифровая регистрация

Во время гальванометрической регистрации систематический сдвиг в средних оценках K_p составлял 0.2–0.5 единицы класса, в начале цифровой регистрации (2001 г.) это были 0.5 и в 2007 г. – до 1.

В поисках объяснения этого факта были сопоставлены средние значения энергетических классов по группе примерно из 60 землетрясений по разным станциям и в разные периоды времени (рис. 8 и 9). В выборках преобладали землетрясения с $K_p=6-8$. На рис. 8 представлены данные 2001 г., т.е. начала цифровой регистрации в Алтае-Саянском регионе.

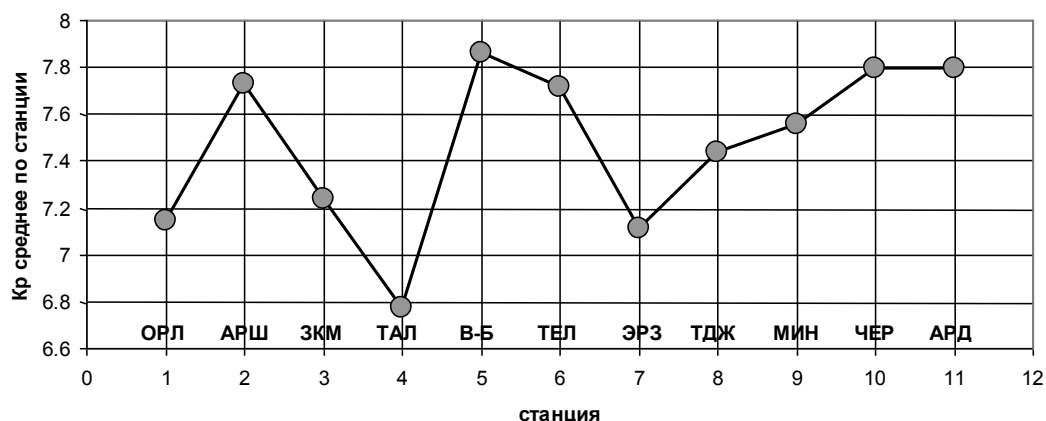


Рис. 8. Значения среднего по выборке энергетического класса, в зависимости от станции, в 2001 г.

Первые четыре станции на графике принадлежат Байкальскому филиалу (БФ) ГС СО РАН и наиболее часто используются в совместной обработке, а следующие – Алтае-Саянскому филиалу (АСФ) ГС СО РАН.

При отсутствии систематического сдвига по K_p по группе одного региона по отношению к другому две станции дают отличие в $K_{ср}$ порядка 1, разброс по основной массе станций не превышает 0.6. На рис. 9, напротив, четко просматривается систематическое понижение K_p с востока на запад. Большинство станций АСФ ГС СО РАН попадает в эту область.

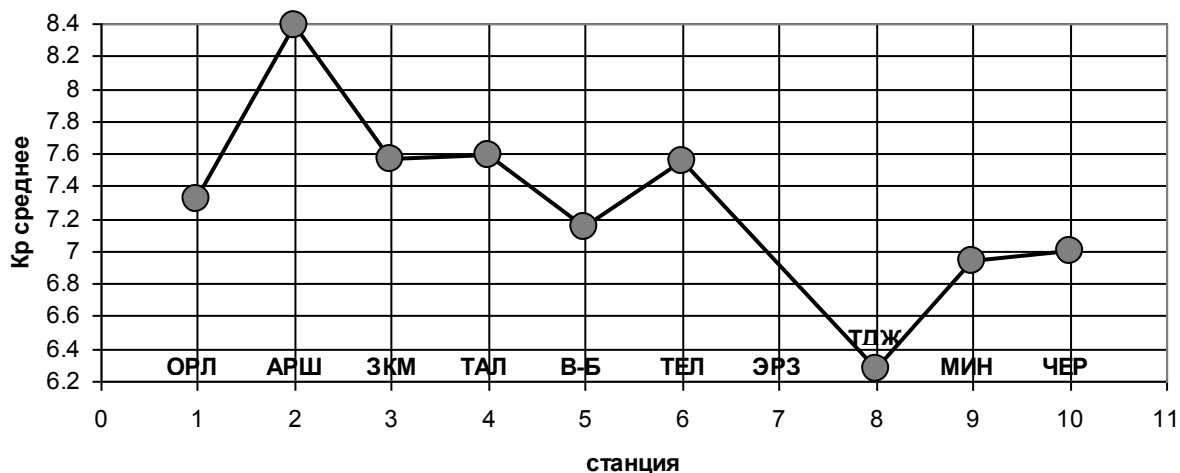


Рис. 9. Значения среднего по выборке энергетического класса, в зависимости от станции, в 2008 г.

Весьма вероятно, что высокая чувствительность цифровой аппаратуры и усилия по стандартизации ее характеристик позволили выявить эффект, который ранее не был так заметен. С наращиванием потенциала цифровой регистрации этот вопрос будет рассмотрен более детально.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Методы детального изучения сейсмичности* // Труды Института физики Земли АН СССР / Отв. ред. Ю.В. Ризниченко. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – № 9 (176). – С. 75–114.
2. *Aki K., Chouet B.K. Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects* // *J. Geophys. Res.* – 1975. – V. 80. – P. 3322–3342.
3. *Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. и др. Экспериментальные исследования сейсмической коды.* – М.: Наука, 1981. – С. 70–74.
4. *Филина А.Г. Землетрясения Алтая и Саян* // *Землетрясения Северной Евразии в 1993 г.* – М.: НИИ-Природа, 1999.
5. *ISC Bulletin: event catalogue search* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue>.
6. *IRIS. Query for events, primary origins, preferred magnitudes* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.iris.edu/SeismiQuery/sq-eventsmag.htm>.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Абгарян Гоар Рафиковна

вед. специалист
«Северной службы сейсмической
защиты» МЧС РА,
г. Гюмри, Республика Армения
ovash@yandex.ru

Аветисян Андрей Мергевосович

д-р физ.-мат. наук, профессор,
вед. науч. сотр. Института геофизики
и инженерной сейсмологии НАН РА,
г. Гюмри, Республика Армения
avet.andrey@mail.ru

Алёшина Евгения Ильинична

науч. сотр.
Магаданского филиала ГС РАН,
г. Магадан
Evgeniya@memsd.ru

Ан Вадим Александрович

канд. техн. наук, ст. науч. сотр.
Института динамики геосфер РАН,
г. Москва
vadiman@idg.chph.ras.ru

Антоновская Галина Николаевна

канд. техн. наук, зав. лаб.
Института экологических проблем
Севера УрО РАН, г. Архангельск
essm.ras@gmail.com

Аракелян Фридрих Оганесович

канд. физ.-мат. наук, ген. директор
ООО «Атомсейсмоизыскания»,
г. Москва
atomseis@gmail.com

Артёмов Елен Витальевна

ст. геофизик
ГС РАН, г. Обнинск
Artemova_E@mail.ru

Асманов Осман Абдуллаевич

канд. физ.-мат. наук, зав. отд.
Дагестанского филиала ГС РАН,
г. Махачкала
dtaim@dbgsras.ru

Асминг Владимир Эрнестович

канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотр.
Кольского филиала ГС РАН,
г. Апатиты
asmingve@mail.ru

Ассиновская Бэла Александровна

канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотр.
ГС РАН, г. Санкт-Петербург
assin.bela@gmail.com

Ахвердян Леон Артаваздович

д-р геол. наук, зав. лаб.
Института геофизики и инженерной
сейсмологии НАН РА,
г. Ереван, Республика Армения
hakhleon@sci.am

Баранов Сергей Владимирович

канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.
Кольского филиала ГС РАН,
г. Апатиты
bars.vl@krsc.ru

Басакина Ирина Михайловна

канд. техн. наук, ст. науч. сотр.
Института экологических проблем
Севера УрО РАН, г. Архангельск
ibasakina@yandex.ru

Беспалов Данил Александрович

студент Северо-Восточного
государственного университета,
г. Магадан
DanilBespalov@yandex.ru

Букчин Борис Григорьевич

канд. физ.-мат. наук, зав. лаб.
Института теории прогноза
землетрясений и математической
геофизики РАН, г. Москва
bukchin@mitp.ru

Бурмин Валерий Юрьевич

д-р физ.-мат. наук, гл. науч. сотр.
Института физики Земли
им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва
burmin@ifz.ru

Бутырин Павел Генрихович

канд. техн. наук, науч. сотр.
Горного института УрО РАН,
г. Пермь
pbg2000@mail.ru

Бухвалова Анастасия Владимировна

вед. инженер
Оренбургского научного
центра УрО РАН, г. Оренбург
bukh_a@rambler.ru

Быков Виктор Геннадьевич

д-р физ.-мат. наук, зав. лаб.
Института тектоники и геофизики
им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
г. Хабаровск
urovsky@yandex.ru

Бяков Алексей Юрьевич

канд. техн. наук, науч. сотр.
ГС РАН, г. Геленджик
alex@gelendzhik.ws

Бяков Юрий Алексеевич

канд. геол.-мин. наук, вед. науч. сотр.
ГС РАН, г. Геленджик
alex@gelendzhik.ws

Ваганова Наталья Владиславовна

канд. геол.-мин. наук, науч. сотр.
Института экологических проблем
Севера УрО РАН, г. Архангельск
nvag@yandex.ru

Варлашова Юлия Викторовна

вед. инженер, аспирант
Горного института УрО РАН;
мл. науч. сотр. ГС РАН,
г. Пермь
ivanova@mi-perm.ru

Верхоланцев Филипп Геннадьевич

мл. науч. сотр. ГС РАН;
мл. науч. сотр.
Горного института УрО РАН,
г. Пермь
sombra@mail.ru

Верхоланцева Татьяна Викторовна

мл. науч. сотр.
Горного института УрО РАН,
г. Пермь
tati.verkholantseva@gmail.com

Викулина Светлана Алексеевна

науч. сотр.
Камчатского филиала ГС РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
oppets3@emsd.ru

Виноградов Анатолий Николаевич

канд. геол.-мин. наук,
академик РАЕН, директор
Кольского филиала ГС РАН,
г. Апатиты
vino@admksk.apatity.ru

Виноградов Юрий Анатольевич

канд. техн. наук, зам. директора
Кольского филиала ГС РАН,
г. Апатиты
vin@krsc.ru

Витковский Игорь Леонидович

зам. гл. инженера
Филиала ОАО «Концерн Росэнергоатом»
«Нововоронежская атомная станция»,
г. Нововоронеж
vitkovskiy@nvnpp1.rosenergoatom.ru

Волосов Сергей Георгиевич

ст. науч. сотр.
Института физики Земли
им. О.Ю. Шмидта РАН,
г. Москва
irina@idg.chph.ras.ru

Воропаев Петр Валентинович

науч. сотр.
Камчатского филиала ГС РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
chicoli@emsd.ru

Габсатарова Ирина Петровна

канд. физ.-мат. наук, зав. лаб.
ГС РАН, г. Обнинск
ira@gstras.ru

Гайдай Наталия Константиновна

канд. геол.-мин. наук, доцент,
директор Политехнического
института Северо-Восточного
государственного университета;
ст. науч. сотр. Северо-Восточного
КНИИ им. Н.А. Шило ДВО РАН;
г. Магадан
nataly_mag@rambler.ru

Гаспарян Ашот Саркисович

инженер-конструктор
ЗАО «Сейсмик-Текнолоджис»,
г. Гюмри, Республика Армения
Ashot-gasparian@rambler.ru

Геодакян Эдуард Григорьевич

канд. физ.-мат. наук, зав. отд.
Института геофизики
и инженерной сейсмологии НАН РА,
г. Гюмри, Республика Армения
sahakyan_babken@mail.ru

Герман Евгений Иванович

инженер
Геологического института СО РАН,
г. Улан-Удэ
net-admin@list.ru

Гилёва Надежда Алексеевна

гл. геофизик
Байкальского филиала ГС СО РАН,
г. Иркутск
nagileva@crust.irk.ru

Годунова Людмила Дмитриевна

ст. инженер
Института динамики геосфер РАН,
г. Москва
goduns@rambler.ru

Голубева Инга Викторовна

зав. сектором ГС РАН;
мл. науч. сотр. Горного
института УрО РАН, г. Пермь
Gol@hotbox.ru

Горбатиков Андрей Вениаминович
канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотр.
Института физики Земли
им. О.Ю. Шмидта РАН,
г. Москва
avgor70@mail.ru

Горожанцев Сергей Владимирович
канд. геол.-мин. наук,
зам. директора ГС РАН,
г. Обнинск
sgor@gsras.ru

Гриб Галина Владиславовна
канд. геол.-мин. наук, зав. лаб.
Технического института (филиала)
Северо-Восточного федерального
университета, г. Нерюнгри
nss@neru.sakha.ru

Гриб Николай Николаевич
д-р техн. наук, профессор, зам. директора
Технического института (филиала)
Северо-Восточного федерального
университета, г. Нерюнгри
grib@nfygu.ru

Григорян Тигран Ашотович
аспирант Института геофизики
и инженерной сейсмологии НАН РА,
г. Ереван, Республика Армения
tigran_grigoryan83@yahoo.com

Гунбина Лариса Владиленовна
директор
Магаданского филиала ГС РАН,
г. Магадан
glv@memsd.ru

Гусев Александр Александрович
д-р физ.-мат. наук, зав. лаб.
Института вулканологии
и сейсмологии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
gusev@emsd.ru

Данилов Константин Борисович
мл. науч. сотр.
Института экологических проблем
Севера УрО РАН, г. Архангельск
danilov_kostea@mail.ru

Даниялов Марат Гаджиалиевич
директор
Дагестанского филиала ГС РАН,
г. Махачкала
dtaim@dbgsras.ru

Диденко Владимир Иванович
нач. Центра информационных технологий
Обнинского института атомной
энергетики, филиала НИЯУ МИФИ,
г. Обнинск
vdidenko74@gmail.com

Дмитриева Изольда Юрьевна
ст. инженер
Северо-Осетинского
филиала ГС РАН,
г. Владикавказ
iza_ka@mail.ru

Дробышев Валерий Николаевич
инженер Владикавказского
научного центра РАН,
г. Владикавказ
vnc_ran@yandex.ru

Дрознина Светлана Ярославовна
науч. сотр.
Камчатского филиала ГС РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
sva07@emsd.ru

Дургарян Раффи Рашимович
канд. геол. наук, зав. лаб.
Института геологических
наук НАН РА,
г. Ереван, Республика Армения
raffie_d@yahoo.com

Дягилев Руслан Андреевич
канд. физ.-мат. наук, зав. лаб.
Горного института УрО РАН,
г. Пермь
dr@mi-perm.ru

Ефаров Сергей Алексеевич
нач. отд.
ОАО «ГНЦ НИИАР»,
г. Димитровград
sam@pub.niiar.ru

Ефременко Марина Алексеевна
канд. геол.-мин. наук, мл. науч. сотр.
ГС РАН, г. Воронеж
2880@mail.ru

Заклюковская Анастасия Сергеевна
инженер-исследователь
ГС РАН, г. Воронеж
Zaklyukovskaya@gmail.com

Иванова Екатерина Владимировна
инженер-исследователь ГС РАН;
аспирант Института экологических
проблем Севера УрО РАН,
г. Архангельск
kredalamber@yandex.ru

Иванова Надежда Александровна
аспирант
Технического института (филиала)
Северо-Восточного федерального
университета, г. Нерюнгри
urovsky@yandex.ru

Каазик Пётр Бернхардович
канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.
Института динамики геосфер РАН,
г. Москва
kaazik@mail.ru

Кабирова Оксана Гивиевна
инженер Северо-Осетинского
филиала ГС РАН,
г. Владикавказ
pogoda@globalalania.ru

Кадуриин Игорь Николаевич
зав. отд.
Филиала ОАО «ВНИИГеофизика»-
Центр «ГЕОН», г. Москва
cntrgeon@mail.ru

Казарян Карлен Суренович
инженер
Института геофизики
и инженерной сейсмологии НАН РА,
г. Гюмри, Республика Армения
g.karlen90@bk.ru

Калинина Лада Юрьевна
канд. геол.-мин. наук, доцент
Северо-Восточного
государственного университета;
ст. науч. сотр. Северо-Восточного
КНИИ им. Н.А. Шило ДВО РАН,
г. Магадан
Lada_Kalinina@mail.ru

Калинина Элеонора Владимировна
инженер Воронежского
государственного университета,
г. Воронеж
elakalinina@gmail.com

Капустян Наталия Константиновна
д-р физ.-мат. наук, гл. науч. сотр.
Института физики Земли
им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва;
гл. науч. сотр.
Института экологических проблем
Севера УрО РАН, г. Архангельск
nkapustian@gmail.com

Карпенко Лариса Ивановна
канд. геол.-мин. наук, уч. секр.
Магаданского филиала ГС РАН,
г. Магадан
Larisa@memsd.ru

Карпинский Владимир Вадимович
ведущий инженер
ГС РАН, г. Санкт-Петербург
karp@plkv.gsras.ru

Касимова Виктория Александровна
мл. науч. сотр.
Камчатского филиала ГС РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
vika@emsd.ru

Китов Иван Олегович
д-р физ.-мат. наук, вед. науч. сотр.
Института динамики геосфер РАН,
г. Москва
ikitov@mail.ru

Кичигин Максим Викторович
инженер
Горного института УрО РАН,
г. Пермь
kichiginmv@mi-perm.ru

Коломиец Марина Викторовна
зав. отд.
ГС РАН, г. Обнинск
kolmar@gsras.ru

Козьмин Борис Михайлович,
канд. физ.-мат. наук, гл. геофизик
Якутского филиала ГС СО РАН;
вед. науч. сотр. Института
геологии алмаза и благородных
металлов СО РАН, г. Якутск
b.m.kozmin@diamond.ysn.ru

Конечная Яна Викторовна
инженер-исследователь ГС РАН;
аспирант Института экологических
проблем Севера УрО РАН,
г. Архангельск
arh-seismo@yandex.ru

Коновалов Алексей Валерьевич
канд. физ.-мат. наук, зав. лаб.
Института морской геологии
и геофизики ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск
konovalov@imgg.ru

Коновалова Анна Александровна
мл. науч. сотр.
Камчатского филиала ГС РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
nik@emsd.ru

Константиновская Наталия Львовна
мл. науч. сотр.
Института динамики геосфер РАН,
г. Москва
konstnat@list.ru

Копылова Галина Николаевна
д-р геол.-мин. наук, доцент, зав. лаб.
Камчатского филиала ГС РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
gala@emsd.ru

Королёва Татьяна Юрьевна
канд. физ.-мат. наук, мл. науч. сотр.
ГС РАН, г. Санкт-Петербург
assin.bela@gmail.com

Королецьки Людмила Николаевна
ст. геофизик
ГС РАН, г. Обнинск
korol@gsras.ru

Костылев Дмитрий Викторович
инженер
Сахалинского филиала ГС РАН,
г. Южно-Сахалинск
kostylev@seismo.sakhalin.ru

Кугаенко Юлия Александровна
канд. физ.-мат. наук, уч. секр.
Камчатского филиала ГС РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
ku@emsd.ru

Кутушев Шайхил-Ислам Бурганович
канд. техн. наук, доцент,
директор Центра космических услуг
Башкирского государственного
университета; г. Уфа
islam-kutushev@yandex.ru

Левин Юрий Николаевич
директор
Сахалинского филиала ГС РАН,
г. Южно-Сахалинск
levin@seismo.sakhalin.ru

Левонян Ара Феликсович
инженер
Института геологических наук НАН РА,
г. Ереван, Республика Армения
seis@geology.am

Магомедов Хаскил Джарулаевич
зам. директора
Дагестанского филиала ГС РАН,
г. Махачкала
dtaim@dbgsras.ru

Макарян Грачик Альбертович
инженер-электронщик
ЗАО «Сейсмик–Текнолоджис»,
г. Ереван, Республика Армения
hrach.makaryan@gmail.com

Маловичко Алексей Александрович
член-корреспондент РАН,
директор ГС РАН,
г. Обнинск
amal@gsras.ru

Маловичко Елена Алексеевна
мл. науч. сотр.
ГС РАН, г. Обнинск
alena_mob@mail.ru

Машенко Анна Валерьевна
инженер 2 кат.
ГНЦ ФГУГП «Южморгеология»,
г. Геленджик
mascy@mail.ru

Мельникова Валентина Ивановна
д-р геол.-мин. наук, вед. науч. сотр.
Института земной коры СО РАН,
г. Иркутск
vimel@crust.irk.ru

Меркулова Татьяна Владимировна
канд. геол.-мин. наук, ст. науч. сотр.
Института тектоники и геофизики
им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
г. Хабаровск
urovsky@yandex.ru

Михайлов Валентин Иванович
нач. отд.
Сахалинского филиала ГС РАН,
г. Южно-Сахалинск
mikhailov@seismo.sakhalin.ru

Михайлова Раиса Степановна
канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.
ГС РАН, г. Обнинск
raisa@gsras.ru

Мкртчян Ваник Борисович
нач. сети сейсм. набл.
«Северной службы сейсмической
защиты» МЧС РА,
г. Гюмри, Республика Армения
vanmkr@mail.ru

Морозов Алексей Николаевич
канд. техн. наук,
мл. науч. сотр. ГС РАН;
ст. науч. сотр. Института
экологических проблем
Севера УрО РАН, г. Архангельск
morozovalexey@yandex.ru

Мугнецян Эдгар Арамович
специалист 1 кат.
«Северной службы сейсмической
защиты» МЧС РА,
г. Гюмри, Республика Армения
maedgar@mail.com

Мхитарян Карен Аветикович
директор
«Северной службы сейсмической
защиты» МЧС РА,
г. Гюмри, Республика Армения
karen-1982@mail.ru

Нагорных Татьяна Васильевна
науч. сотр. Института морской
геологии и геофизики ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск
nagornyh@imgg.ru

Надёжка Людмила Ивановна
канд. геол.-мин. наук, зав. лаб.
ГС РАН;
зав. лаб. Воронежского
государственного университета,
г. Воронеж
nadezhka@geophys.vsu.ru

Назаретян Сергей Норайрович
д-р геол.-мин. наук, профессор,
советник директора «Северной службы
сейсмической защиты» МЧС РА,
г. Гюмри, Республика Армения
snaznssp@mail.ru

Нестеренко Максим Юрьевич
д-р геол.-мин. наук, зав. лаб.
Оренбургского научного
центра УрО РАН, г. Оренбург
n_mu@mail.ru

Нестеренко Юрий Михайлович

д-р геогр. наук, зав. отд.
Оренбургского научного
центра УрО РАН, г. Оренбург
geocol-ONC@mail.ru

Нестёркина Маргарита Алексеевна

науч. сотр.
Института динамики геосфер РАН,
г. Москва
nes-rita@yandex.ru

Носкова Наталия Николаевна

канд. геол.-мин. наук, науч. сотр.
Института геологии Коми НЦ
УрО РАН, г. Сыктывкар
noskova@geo.komisc.ru

Овсов Михаил Константинович

канд. техн. наук, мл. науч. сотр.
ГС РАН, г. Санкт-Петербург
mkovsov@mail.ru

Ототюк Дмитрий Анатольевич

зав. сектором
Камчатского филиала ГС РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
oppets2@emsd.ru

Пашаян Ромела Артаваздовна

канд. геол.-мин. наук, ст. науч. сотр.
Института геофизики
и инженерной сейсмологии НАН РА,
г. Ереван, Республика Армения
romella.pashayan@geology.am

Пересыпкин Дмитрий Михайлович

зам. директора
Якутского филиала ГС СО РАН,
г. Якутск
dimaperes@yandex.ru

Петелин Алексей Леонидович

гл. инженер
ОАО «ГНЦ НИИАР»,
г. Димитровград
sam@pub.niiar.ru

Петров Анатолий Фирсович

канд. геол.-мин. наук, гл. геолог
Якутского филиала ГС СО РАН,
г. Якутск
petrov@emsd.ysn.ru

Петрова Наталия Владимировна

канд. физ.-мат. наук, уч. секр.
ГС РАН, г. Обнинск
npetrova@gsras.ru

Петросян Грачья Манукович

канд. геол. наук, начальник
Агентства «Служба сейсмической
защиты» МЧС РА,
г. Ереван, Республика Армения
hrachikp@gmail.com

Петрунин Сергей Владимирович

нач. группы
Якутского филиала ГС СО РАН,
г. Якутск
shibaev@emsd.ysn.ru

Пивоваров Сергей Павлович

науч. сотр.
ГС РАН, г. Воронеж
serg@geophys.vsu.ru

Погода Эдуард Всеволодович

директор
Северо-Осетинского
филиала ГС РАН,
г. Владикавказ
pogoda@globalalania.ru

Пономарёва Наталья Лаврентьевна

науч. сотр., рук. станции
ГС РАН, г. Махачкала
natalymak@yandex.ru

Предеин Петр Алексеевич

инженер
Геологического института СО РАН,
г. Улан-Удэ
crmpeter@gmail.com

Пятунин Михаил Сергеевич

инженер-исследователь
ГС РАН, г. Пермь
mishkas30@yandex.ru

Ракитов Владимир Александрович

гл. геофизик
Филиала ОАО «ВНИИГеофизика»-
Центр «ГЕОН», г. Москва
maria_rakitova@mail.ru

Ризниченко Оксана Юрьевна

канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотр.
Института физики Земли
им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва
Riznichenko@ifz.ru

Рогожин Евгений Александрович

д-р геол.-мин. наук, профессор,
зам. директора Института физики
Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
г. Москва
eurog@ifz.ru

Рыжикова Мария Игоревна

мл. науч. сотр.
ГС РАН, г. Обнинск
masha@gsras.ru

Саакян Бабкен Вазгенович

мл. науч. сотр.
Института геофизики
и инженерной сейсмологии НАН РА
г. Гюмри, Республика Армения
sahakyan_babken@mail.ru

Саакян Эля Эмиловна
инженер-геолог, аспирант
Института геологических наук НАН РА,
г. Ереван, Республика Армения
elya.sahakyan@gmail.com

Салтыков Вадим Александрович
канд. физ.-мат. наук, доцент, зав. лаб.
Камчатского филиала ГС РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
salt@emsd.ru

Санина Ирина Альфатовна
д-р физ.-мат. наук, зав. лаб.
Института динамики геосфер РАН,
г. Москва
irina@idg.chph.ras.ru

Саргсян Гегине Владимировна
гл. геолог
«Северной службы сейсмической
защиты» МЧС РА,
г. Гюмри, Республика Армения
heghinesar@mail.ru

Саркисян Лилит Самвеловна
канд. геол. наук, науч. работник
Института геологических наук НАН РА,
г. Ереван, Республика Армения
lilit_geo@yahoo.com

Сафонов Дмитрий Александрович
канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.
Института морской геологии
и геофизики ДВО РАН;
программист Сахалинского
филиала ГС РАН,
г. Южно-Сахалинск
safonov@seismo.sakhalin.ru

Сафронич Игорь Николаевич
мл. науч. сотр. Воронежского
государственного университета;
мл. науч. сотр.
ГС РАН, г. Воронеж
igor@geophys.vsu.ru

Саяпина Анна Анатольевна
нач. сектора
Северо-Осетинского
филиала ГС РАН,
г. Владикавказ
perev-anna@yandex.ru

Седов Борис Михайлович
д-р геол.-мин. наук, вед. науч. сотр.
Магаданского филиала ГС РАН;
профессор Северо-Восточного
КНИИ им. Н.А. Шило ДВО РАН,
г. Магадан
sedov@neisri.ru

Семёнов Александр Евгеньевич
мл. науч. сотр. ГС РАН;
мл. науч. сотр.
Воронежского государственного
университета, г. Воронеж
nadezhka@geophys.vsu.ru

Семёнов Андрей Михайлович
инженер ГС РАН;
инженер Воронежского
государственного университета,
г. Воронеж
nadezhka@geophys.vsu.ru

Семёнова Елена Петровна
нач. сейсм. станции
Сахалинского филиала ГС РАН,
г. Южно-Сахалинск
semenova@seismo.sakhalin.ru

Сенин Борис Васильевич
д-р геол.-мин. наук, ген. директор
ОАО «Союзморгео», г. Геленджик
smg@soyuzmorgeo.ru

Скоркина Анна Александровна
инженер
Горного института УрО РАН,
г. Пермь
scorkina@mail.ru

Соболев Александр Михайлович
нач. лаб. - гл. эколог
ОАО «ГНЦ НИИАР»,
г. Димитровград
sam@pub.niiar.ru

Старкова Нюргустана Николаевна
нач. группы
Якутского филиала ГС СО РАН,
г. Якутск
stark_nn@mail.ru

Старовойт Олег Евгеньевич
канд. физ.-мат. наук, академик РАЕН,
зам. директора
ГС РАН, г. Обнинск
ostar@gsras.ru

Степанова Екатерина Александровна
инженер ГС РАН,
г. Обнинск
vdidenko74@gmail.com

Степанова Марина Юрьевна
канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.
Института физики Земли
им. О.Ю. Шмидта РАН,
г. Москва
mars@sumail.ru

Сычёв Андрей Сергеевич

ст. лаборант
Института морской геологии
и геофизики ДВО РАН,
г. Южно-Сахалинск
sychov@imgg.ru

Таранова Лариса Николаевна

инженер-исследователь
Камчатского филиала ГС РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
lara7@emsd.ru

Терещенко Максим Викторович

инженер
Технического института (филиала)
Северо-Восточного федерального
университета, г. Нерюнгри
terexa@pochta.ru

Тигранян Мурад Тигранович

ст. специалист
«Северной службы сейсмической
защиты» МЧС РА,
г. Гюмри, Республика Армения
muradtigranyan@mail.ru

Тимиршин Константин Васильевич

канд. геол.-мин. наук, зам. директора
Якутского филиала ГС СО РАН,
г. Якутск
konst@emsd.ysn.ru

Товмасян Ашхен Карленовна

зам. начальника
Агентства «Служба сейсмической
защиты» МЧС РА,
г. Ереван, Республика Армения
ashkent@yahoo.com

Товмасян Кристина Гагиковна

инженер
Института геофизики
и инженерной сейсмологии НАН РА,
г. Ереван, Республика Армения
tomella.pashayan@geology.am

Трофименко Сергей Владимирович

д-р геол.-мин. наук, профессор
Технического института (филиала)
Северо-Восточного федерального
университета, г. Нерюнгри;
вед. науч. сотр. Института тектоники
и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН,
г. Хабаровск
urovsky@yandex.ru

Тубанов Цырен Алексеевич

канд. геол.-мин. наук, зав. лаб.
Геологического института СО РАН,
г. Улан-Удэ
siren65@mail.ru

Фёдоров Андрей Викторович

канд. физ.-мат. наук, науч. сотр.
Кольского филиала ГС РАН,
г. Апатиты
Andrey_V_Fedorov@inbox.ru

Филина Альбина Гавриловна

ст. науч. сотр. Алтае-Саянского
филиала ГС СО РАН,
г. Новосибирск
filina@gs.nsc.ru

Фоменко Владимир Александрович

канд. техн. наук, нач. отд.
ГНЦ ФГУП «Южморгеология»,
г. Геленджик
fomenko@ymg.ru

Французова Валентина Ивановна

канд. физ.-мат. наук,
зав. сектором ГС РАН;
вед. науч. сотр.
Института экологических проблем
Севера УрО РАН, г. Архангельск
francuzovavi@yandex.ru

Цыдыпова Лариса Ринчиновна

канд. геол.-мин. наук, науч. сотр.
Геологического института СО РАН,
г. Улан-Удэ
laraMGU@yandex.ru

Чебров Виктор Николаевич

канд. техн. наук, директор
Камчатского филиала ГС РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
chebr_n@emsd.ru

Чебров Данила Викторович

канд. физ.-мат. наук, зав. лаб.
Камчатского филиала ГС РАН,
г. Петропавловск-Камчатский
danila@emsd.ru

Чепкунас Любовь Семёновна

канд. физ.-мат. наук, вед. науч. сотр.
ГС РАН, г. Обнинск
luba@gsras.ru

Шаров Николай Владимирович

д-р геол.-мин. наук, академик РАЕН,
профессор Петрозаводского
государственного университета;
зав. лаб. Института геологии КарНЦ РАН,
г. Петрозаводск
sharov@krc.karelia.ru

Шахбекян Тигран Акопович

аспирант Ереванского
государственного университета,
г. Ереван, Республика Армения
shtigran14@rambler.ru

Шапаронян Сергей Рафикович

инженер-программист
«Северной службы сейсмической
защиты» МЧС РА,
г. Гюмри, Республика Армения
ssh@arminco.com

Шебалин Пётр Николаевич

д-р физ.-мат. наук, гл. науч. сотр.
Института теории прогноза
землетрясений и математической
геофизики РАН, г. Москва
p.n.shebalin@gmail.com

Шибаяев Сергей Валентинович

директор
Якутского филиала ГС СО РАН,
г. Якутск
shibaev@emsd.ysn.ru

Шулаков Денис Юрьевич

канд. техн. наук, науч. сотр.
Горного института УрО РАН,
г. Пермь
shulakov@mi-perm.ru

Щукин Михаил Анатольевич

инженер-программист
Сахалинского филиала ГС РАН;
аспирант Южно-Сахалинского института
экономики, права и информатики,
г. Южно-Сахалинск
vgcat.zero@gmail.com

Яцало Борис Иванович

д-р техн. наук, профессор, зав. кафедрой
Обнинского института атомной
энергетики, филиала НИЯУ МИФИ,
г. Обнинск
vdidenko74@gmail.com

Burk Daniel R.

PhD., Candidate Student,
Research Assistant
Department of Geological Sciences,
Michigan State University,
Lansing, Michigan, USA
burkdani@msu.edu

Hartse Hans E.

PhD., Research Seismologist
Geophysics Group
Earth and Environmental Sciences Division
Los Alamos National Laboratory,
Los Alamos, USA
hartse@lanl.gov

Mackey Kevin George

PhD., Associate Professor
Department of Geological Sciences,
Michigan State University,
Lansing, Michigan, USA
mackeyke@msu.edu

СОДЕРЖАНИЕ

А.А. Маловичко, А.Н. Виноградов, Ю.А. Виноградов. Государственная стратегия освоения Арктической зоны России и задачи ГС РАН по развитию систем геофизического мониторинга в Арктике	3
Г.М. Петросян. Программа оценки текущей сейсмической опасности «НУYS»	12
Г.Р. Абгарян, К.А. Мхитарян, Э.А. Мугнецян, С.Н. Назаретян, Г.В. Саргсян. 25 лет после разрушительного Спитакского землетрясения 1988 года	20
Е.И. Алёшина, Л.И. Карпенко, Л.В. Гунбина, Б.М. Седов. Сейсмичность района строительства особо ответственных сооружений на территории Магаданской области	26
Е.И. Алёшина, Б.М. Седов, Л.В. Гунбина. Характеристика роев и афтершоков Северо-Востока России	31
В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик. Изменения времени пробега продольной сейсмической волны на временном интервале 1961–1992 гг.	36
Г.Н. Антоновская. Особенности построения Архангельской системы сейсмического мониторинга	41
Ф.О. Аракелян, И.Н. Кадурын, В.А. Ракитов. Глубинное строение земной коры на территории Армении по данным ГСЗ и МОВЗ	46
Е.В. Артёмова, Р.С. Михайлова. Возможные взрывы в каталоге землетрясений Республики Армения за 2006–2008 гг.	49
О.А. Асманов, М.Г. Даниялов, Х.Д. Магомедов. Грузино-Дагестанское землетрясение 17 сентября 2013 г. ($K_p=13$, $M_S=4.9$, $I_0=6$)	54
Б.А. Ассиновская, М.К. Овсов. Оценка сейсмической опасности Восточно-Балтийского региона	58
Л.А. Ахвердян, Т.А. Григорян. К проблеме изучения динамических процессов в земной коре на территории Армении	60
С.В. Баранов, П.Н. Шебалин. Методика краткосрочного прогноза афтершоковой активности	64
И.М. Басакина, Г.Н. Антоновская, Н.К. Капустян. Современные возможности сейсмометрических наблюдений на селитебных территориях в зоне разрушительных землетрясений	69
Б.Г. Букчин. О возможности идентификации плоскости разлома для различных фокальных механизмов землетрясения	74
В.Ю. Бурмин, А.М. Аветисян, К.С. Казарян, А.К. Товмасын. Проявление современной сейсмичности на территории Армении	79
П.Г. Бутырин, М.В. Кичигин. Создание интегрированной системы сбора данных для регистрации разномасштабных сейсмических явлений на территории Уральского региона в режиме, близком к реальному времени	83
Ю.А. Бяков, Б.В. Сенин, В.А. Фоменко, А.Ю. Бяков, А.В. Мащенко. Глубинная сейсмостратификация очагов землетрясений в пределах северо-восточной части акватории Черного моря	86
Ф.Г. Верхоланцев, Т.В. Верхоланцева. Результаты инструментальных наблюдений и развитие сейсмологической сети на Урале в 2013 г.	90
Ф.Г. Верхоланцев, И.В. Голубева, Ш.Б. Кутушев. Установка сейсмостанции «Уфа» и первые результаты инструментальных наблюдений	95
Т.В. Верхоланцева, Ю.В. Варлашова. Импактное событие, произошедшее 15 февраля 2013 г.	100

Ю.А. Виноградов, В.Э. Асминг. Предварительные результаты работ по уточнению скоростной модели Хибинского массива	104
И.П. Габсатарова. Особенности записей сейсмических событий из каталога Армении за 2008 г. по станции «Гарни»	109
И.П. Габсатарова, Л.Н. Королецки. Особенности современной сейсмичности в Центральном Предкавказье	114
Н.К. Гайдай, Л.Ю. Калинина. Влияние рельефа плотностной границы расслоения в земной коре на сейсмическую активность	119
Э.Г. Геодакян, Б.В. Саакян. Сейсмогеодинамические процессы на территории Северной Армении	122
Н.А. Гилёва, В.И. Мельникова. Детальные сейсмологические исследования в Северо-Муйском районе Байкальской рифтовой зоны	127
С.В. Горожанцев, Ю.Н. Левин, Е.П. Семёнова, Ф.Г. Верхоланцев, М.С. Пятунин. Развитие системы сейсмологических наблюдений в южной части острова Сахалин в 2013 году	131
Г.В. Гриб, М.В. Терещенко, Н.Н. Гриб. Сейсмический мониторинг состояния массива горных пород в горнодобывающих регионах	136
М.Г. Даниялов, Х.Д. Магомедов. О создании Кавказско-Крымского зонального центра сейсмического мониторинга	140
В.И. Диденко, Е.А. Степанова. Тестирование автоматизированной системы сбора и анализа макросейсмической информации на примере данных по Спитакскому землетрясению	142
В.Н. Дробышев. Новая версия графика повторяемости землетрясений	146
Р.А. Дягилев. Анализ макросейсмических проявлений современных землетрясений Урала	150
А.С. Заклюковская. Добротность литосферы по коде S-волны района размещения сейсмической станции GUSR	155
Л.Ю. Калинина, Н.К. Гайдай, Д.А. Беспалов. Сейсмический режим Магаданской области. Программа для расчета сейсмической активности	160
В.В. Карпинский. Об организации сейсмических наблюдений на южном берегу Финского залива	164
В.А. Касимова, Г.Н. Копылова, Л.Н. Таранова. Временные ряды данных непрерывной регистрации на широкополосных сейсмических станциях Камчатки и их структура	169
Я.В. Конечная, Н.В. Ваганова, А.Н. Морозов. Результаты регионального мониторинга арктических территорий по данным Архангельской сейсмической сети за 2013 год	174
А.В. Коновалов, Т.В. Нагорных, Д.А. Сафонов. Сеймотектонические аспекты возникновения сильных землетрясений на о. Сахалин	179
Т.Ю. Королёва, Б.А. Ассиновская. Опыт использования метода шумовой сейсмотомографии для исследования детальной скоростной структуры верхней коры на примере региона Финского залива и его обрамления	184
Ю.А. Кугаенко, В.А. Салтыков, П.В. Воропаев, А.А. Коновалова. Вариации уровня сейсмичности вулкана Безымянный перед извержениями 2000–2012 гг.	188
Ю.А. Кугаенко, В.А. Салтыков, А.В. Горбатиков, М.Ю. Степанова. Использование метода низкочастотного микросейсмического зондирования для исследования конфигурации магматической системы (на примере трещинных извержений Толбачинского дола, Камчатка)	193
Ю.Н. Левин, Д.В. Костылев. Архитектура системы сбора сейсмологических данных Сахалинского филиала ГС РАН	197

Ю.Н. Левин, В.И. Михайлов, Е.П. Семёнова. Современное состояние сейсмологических наблюдений на Сахалине	200
А.Ф. Левонян, Л.С. Саркисян, Э.Э. Саакян, Р.Р. Дургарян. Геодинамическая сеть и сейсмологические наблюдения в Институте геологических наук НАН РА	205
А.А. Маловичко, В.И. Диденко, Б.И. Яцало. Автоматизированная система сбора и анализа макросейсмических данных об осязаемых землетрясениях в режиме реального времени	209
А.А. Маловичко, Р.А. Дягилев, Т.В. Верхованцева. Сравнительный анализ сейсмического эффекта двух Дальневосточных глубоководных землетрясений на территории европейской части России	214
А.А. Маловичко, Р.А. Дягилев, А.А. Скоркина, Г.М. Петросян. Построение карт концентрационного критерия для территории Кавказского региона	219
Е.А. Маловичко. Влияние геоморфологических условий и геологических процессов в верхней части разреза на интенсивность макросейсмических проявлений удаленных землетрясений на территории г. Москвы	224
В.Б. Мкртчян, С.Р. Шахпаронян, Г.А. Макарян, А.С. Гаспарян. Разработка и производство цифровой сейсмической станции ST-3-4	229
А.Н. Морозов, Н.В. Ваганова, Я.В. Конечная. Новые данные о сейсмичности и скоростной структуре земной коры зоны перехода «континент–океан» в Баренцево-Карском регионе Арктики	231
K.G. Mackey, D.R. Burk, H.E. Hartse. Full system calibration of digitized SKM and SM-3 seismometers	236
Л.И. Надёжка, И.Л. Витковский, С.П. Пивоваров, М.А. Ефременко, Э.В. Калинина. Оценка влияния высокомагнитудных телесейсмических землетрясений на площадки размещения объектов повышенной опасности	240
Л.И. Надёжка, А.Е. Семёнов, И.Н. Сафронич, С.П. Пивоваров, А.М. Семёнов, М.А. Ефременко. Основные характеристики сейсмологических исследований на территории Воронежского кристаллического массива	244
С.Н. Назаретян, К.А. Мхитарян, М.Т. Тигранян. Макросейсмическая шкала на основе повреждений исторических памятников вследствие сильных землетрясений (на примере Армении)	248
С.Н. Назаретян, Т.А. Шахбекян. Роль блокового строения земной коры в генерации сильных землетрясений	253
М.Ю. Нестеренко, Ю.М. Нестеренко, А.В. Бухвалова. Геодинамический мониторинг природных и техногенных объектов в Южном Предуралье с использованием сейсмологической сети	258
Н.Н. Носкова, Н.Л. Пономарёва. Землетрясение 28 января 2014 г. на Северном Урале	262
Р.А. Пашаян, К.Г. Товмасын. Пространственно-временная сейсмичность и геодинамика Армянского нагорья	266
Г.М. Петросян. Новая методология комплексной оценки текущей сейсмической опасности	270
Э.В. Погода, А.А. Саяпина, И.Ю. Дмитриева, О.Г. Кабирова. Реакция сейсмических станций на образование селя 17 мая 2014 г. в Грузии	275
Е.А. Рогожин, Н.К. Капустян, Г.Н. Антоновская. Современное состояние сейсмических наблюдений в районах размещения ответственных промышленных объектов	280
В.А. Салтыков, С.Я. Дрознина. Ильпирское землетрясение 13.03.2013 г.: аномальная протяженность очаговой зоны как артефакт	285
И.А. Санина, И.О. Китов, Н.Л. Константиновская, М.А. Нестёркина, С.Г. Волосов, О.Ю. Ризниченко. Опыт сейсмологических наблюдений на Восточно-Европейской платформе с использованием малоапертурных групп	290

Д.А. Сафонов, А.В. Коновалов. Определение тензора сейсмического момента землетрясений Курило-Охотского и Сахалинского регионов	294
Б.М. Седов. Результаты использования геолого-геофизических и космических данных для исследования тектоники и ее влияние на современную сейсмичность Чукотского полуострова	299
А.М. Соболев, С.А. Ефаров, А.Л. Петелин. Сейсмическая безопасность ЯРО объектов НИИАР (г. Димитровград, Ульяновская обл.)	304
О.Е. Старовойт, Л.С. Чепкунас, М.В. Коломиец, М.И. Рыжикова. Глубокое землетрясение в Северо-Восточном Китае с $m_b=7.0$ 28 июня 2002 г.	307
С.В. Трофименко, В.Г. Быков, Н.Н. Гриб, Т.В. Меркулова, Н.А. Иванова. Статистическое моделирование динамики сейсмической активности в зоне взаимодействия Амурской и Евразийской литосферных плит	312
С.В. Трофименко, Н.А. Иванова. Методика и технология построения алгоритма для изучения динамики фоновой сейсмичности	317
А.В. Фёдоров, В.Э. Асминг. О возможности автоматического мониторинга локальной сейсмичности по данным одиночной трехкомпонентной станции на примере архипелага Шпицберген	322
В.И. Французова, К.Б. Данилов. Структура ложной магнитной аномалии G23 Архангельской алмазоносной провинции	327
В.И. Французова, Е.В. Иванова, Я.В. Конечная. Сезонные вариации в регистрации сейсмических событий заполярными станциями Архангельской сети	332
Л.Р. Цыдыпова, Ц.А. Тубанов, П.А. Предеин, Е.И. Герман. Изучение динамических характеристик сейсмического шума по данным цифровых станций Селенгинской локальной сети	336
Д.В. Чебров, А.А. Гусев, В.Н. Чебров. Моделирование карты изосейст сильного землетрясения на Камчатке с учетом анизотропии затухания	340
Д.В. Чебров, В.Н. Чебров, С.А. Викулина, Д.А. Ототюк. Оценки магнитуд в Службе предупреждения о цунами и Службе срочных донесений на Дальнем Востоке России	345
Н.В. Шаров. Сейсмологические наблюдения в Республике Карелия	350
С.В. Шибаев, К.Д. Мяки, Б.М. Козьмин, А.Ф. Петров, Д.М. Пересыпкин, С.В. Петрунин, Н.Н. Старкова, К.В. Тимиршин. Зимние полевые исследования зоны афтершоков Абыйского землетрясения 2013 г. на северо-востоке Якутии	354
Д.Ю. Шулаков. Развитие системы сейсмологического мониторинга территории г. Березники	358
М.В. Щукин. Перспективы использования генетических алгоритмов для регрессионного анализа сейсмологических данных	362
Методический раздел	
Н.В. Петрова, Р.С. Михайлова. Соотношения энергетического класса K_p с магнитудами по поверхностным волнам M_S , M_s , MLH землетрясений в регионах Северной Евразии	365
А.В. Коновалов, А.С. Сычёв. Калибровочные функции локальной магнитуды для Северного и Южного Сахалина	370
А.Г. Филина. Определение энергетических характеристик землетрясений в Алтае-Саянском регионе	377
Сведения об авторах	383

CONTENTS

A.A. Malovichko, A.N. Vinogradov, Yu.A. Vinogradov. State development strategy for the Arctic zone of Russia and tasks of GS RAS for development of geophysical monitoring in the Arctic	3
G.M. Petrosyan. Program assessment of current seismic hazard "HUYS"	12
G.R. Abgaryan, K.A. Mkhitarian, E.A. Moughnetsyan, S.N. Nazaretyan, G.V. Sargsyan. 25 years after the devastating 1988 Spitak earthquake	20
E.I. Aleshina, L.I. Karpenko, L.V. Gunbina, B.M. Sedov. Seismicity of construction areas of essentially important structures in Magadan Region	26
E.I. Aleshina, B.M. Sedov, L.V. Gunbina. Characteristic of earthquake swarms and aftershocks in Northeast Russia	31
V.A. An, L.D. Godunova, P.B. Kaazik. Changes in travel time of longitudinal seismic waves in the time interval 1961–1992	36
G.N. Antonovskaya. Features of Arkhangelsk seismic monitoring system construction	41
F.O. Arakelyan, I.N. Kadurin, V.A. Rakitov. Deep crustal structure in Armenia according to the seismic converted waves data and Deep Seismic Sounding	46
E.V. Artemova, R.S. Mikhailova. Probable explosions in the list of Republic of Armenia earthquakes for the years 2006–2008	49
O.A. Asmanov, M.G. Daniyalov, H.J. Magomedov. Georgian-Dagestan earthquake September 17, 2013 ($K=13$, $MS=4.9$, $I_0=6$)	54
B.A. Assinovskaya, M.K. Ovsov. Seismic hazard assessment of the Eastern Baltic Region	58
L.A. Hakhverdyan, T.A. Grigoryan. The problem of study of geodynamic processes of the Earth's crust on the territory of Armenia	60
S.V. Baranov, P.N. Shebalin. A methodology for short term forecasting of aftershock activity	64
I.M. Basakina, G.N. Antonovskaya, N.K. Kapustyan. Modern opportunities of seismic observations for residential buildings in devastating earthquakes zones	69
B.G. Bukchin. On the possibility of fault plane identification for different earthquake focal mechanisms	74
V.Yu. Burmin, A.M. Avetisyan, K.S. Kazaryan, A.K. Tovmasyan. Manifestation of modern seismicity in Armenia	79
P.G. Butyrin, M.V. Kichigin. Development of the integrated acquisition data system for multiscale seismic events at Ural Region in near real-time mode	83
Yu.A. Byakov, B.V. Senin, V.A. Fomenko, A.Yu. Byakov, A.V. Mashchenko. Deep seismic stratification earthquake sources within north-eastern part of the Black Sea	86
F.G. Verkholtantsev, T.V. Verkholtantseva. Instrumental observation data and development of seismological network of the Ural Region in 2013	90
F.G. Verkholtantsev, I.V. Golubeva, S.B. Kutushev. Installing seismic station "Ufa" and the first results of instrumental observations	95
T.V. Verkholtantseva, Yu.V. Varlashova. Impact event, happened February 15, 2013	100
Yu.A. Vinogradov, V.E. Asming. Preliminary results of the Khibiny Massif velocity model refining	104
I.P. Gabsatarova. Specificity records of seismic events from the catalog Armenia-2008 for station "Garni"	109
I.P. Gabsatarova, L.N. Koroletski. Specificity of recent seismicity in Central Ciscaucasia	114

N.K. Gayday, L.Yu. Kalinina. Influence of relief the stratification of density in the crust on seismic activity	119
E.G. Geodakyan, B.V. Sahakyan. Seismogeodynamic processes on the territory of Northern Armenia	122
N.A. Gilyova, V.I. Melnikova. Detailed seismological research Severomuisk district of Baikal Rift Zone	127
S.V. Gorozhantsev, Yu.N. Levin, E.P. Semyonova, F.G. Verkholtantsev, M.S. Pyatunin. Development of seismological observation system in the south part of the Sakhalin Island in 2013	131
G.V. Grib, M.V. Tereshchenko, N.N. Grib. Time-lapse seismic monitoring of rock mass conditions in mining regions	136
M.G. Daniyalov, H.D. Magomedov. On creation of the Caucasus and the Crimea zonal center of seismic monitoring	140
V.I. Didenko, E.A. Stepanova. Testing of the automated system for the collection and analysis of the macroseismic information on the example of data over the Spitak earthquake	142
V.N. Drobyshev. New version of the graph for earthquakes reoccurrence	146
R.A. Dyagilev. Analysis of macroseismic manifestations of modern earthquakes of Urals	150
A.S. Zaklyukovskaya. The seismic quality factor (Q_C) for the Western Caucasus using data of GUZR seismic station and <i>S</i> -wave coda method	155
L.Yu. Kalinina, N.K. Gayday, D.A. Bespalov. The seismic regime of the Magadan Region. The program for calculation of seismic activity	160
V.V. Karpinsky. On seismic observation at the south shore of Gulf of Finland	164
V.A. Kasimova, G.N. Kopylova, L.N. Taranova. Time series data of continuous recording at broadband seismic stations in Kamchatka and their structure	169
Yu.V. Konechnaya, N.V. Vaganova, A.N. Morozov. The results of the regional monitoring of the Arctic territories by Arkhangelsk seismic network for 2013	174
A.V. Konovalov, T.V. Nagornyykh, D.A. Safonov. Seismotectonic nature of large earthquakes in Sakhalin Island	179
T.Yu. Korolyova, B.A. Assinovskaya. On an experience of the noise seismotomography method application for studying of detailed velocity structure of the upper crust using the Gulf of Finland region and its surroundings as an example	184
Yu.A. Kugaenko, V.A. Saltykov, P.V. Voropayev, A.A. Konovalov. Variation of seismicity level Bezymyanny volcano before eruptions 2000–2012	188
Yu.A. Kugaenko, V.A. Saltykov, A.V. Gorbatikov, M.Yu. Stepanova. The use of low-frequency microseismic sounding for research of magmatic system configuration (for example, fissure eruptions of Tolbachinsky dale, Kamchatka)	193
Yu.N. Levin, D.V. Kostylev. Architecture of seismological data collection system Sakhalin branch GS RAS	197
Yu.N. Levin, V.I. Mikhailov, E.P. Semyonova. Current state of Sakhalin seismological monitoring	200
A.F. Levonyan, L.S. Sargsyan, E.E. Sahakyan, R.R. Durgaryan. Geodynamical network and seismological observation in the Institute of Geological Sciences, NAS, RA	205
A.A. Malovichko, V.I. Didenko, B.I. Yatsalo. Automated system for the collection and analysis of the macroseismic data on feeling earthquake in real time	209
A.A. Malovichko, R.A. Dyaghilev, T.V. Verkholtantseva. Comparative analysis of the seismic effect of two Far East of deep earthquakes in the European part of Russia	214

A.A. Malovichko, R.A. Dyaghilev, A.A. Skorkina, G.M. Petrosyan. Mapping the concentration criterion for the territory of the Caucasus Region	219
E.A. Malovichko. Influence of geomorphological conditions and geological processes in the soil formation on intensity of macroseismic manifestations from remote earthquakes on the territory of Moscow	224
V.B. Mkrtychyan, S.R. Shahparonyan, G.A. Makaryan, A.S. Gasparyan. Development and manufacture of digital seismic stations ST-3-4	229
A.N. Morozov, N.V. Vaganova, Ya.V. Konechnaya. New data on seismicity and crustal velocity structure transition zone "continent-ocean" in the Barents-Kara Arctic region	231
K.G. Mackey, D.R. Burk, H.E. Hartse. Full system calibration of digitized SKM and SM-3 seismometers	236
L.I. Nadezhka, I.L. Vitkovsky, S.P. Pivovarov, M.A. Efremenko, E.V. Kalinina. Evaluation of the influence of teleseismic earthquakes with a large magnitude on the location area of increased danger facilities	240
L.I. Nadezhka, A.E. Semyonov, I.N. Safronich, S.P. Pivovarov, A.M. Semyonov, M.A. Efremenko. The main characteristics of seismological research on the territory of the Voronezh crystalline massif	244
S.N. Nazaretyan, K.A. Mkhitaryan, M.T. Tigranyan. Macroseismic scale on the basis of historical monuments damaged by the strong earthquakes (in case of Armenia)	248
S.N. Nazaretyan, T.A. Shahbekyan. The role of block structure of the crust in the generation of strong earthquakes	253
M.Yu. Nesterenko, Yu.M. Nesterenko, A.V. Buhvalova. Geodynamical monitoring of natural and technogenic objects in the South Ural with use of seismological network	258
N.N. Noskova, N.L. Ponomareva. January 28, 2014 earthquake in the Northern Urals	262
R.A. Pashayan, K.G. Tovmasyan. Time space seismicity and geodynamics of Armenian Highland	266
G.M. Petrosyan. New methodology for integrated assessment of current seismic hazard	270
E.V. Pogoda, A.A. Sayapina, I.Yu. Dmitrieva, O.G. Kabirova. Reaction of seismic stations on mudflow occurrence, May 17, 2014 in Georgia	275
E.A. Rogozhin, N.K. Kapustyan, G.N. Antonovskaya. Current state of seismic observations in areas where industrial facilities are available	280
V.A. Saltykov, S.Yu. Droznina. Ilpyrskoye earthquake, March 13, 2013: abnormal length of the focal zone as an artifact	285
I.A. Sanina, I.O. Kitov, N.L. Konstantinovskaya, M.A. Nestyorkina, S.G. Volosov, O.Yu. Riznichenko. Small-aperture arrays in the seismological studies on the East-European Platform	290
D.A. Safonov, A.V. Konovalov. Regional moment tensor determination in the Kuril-Okhotsk and Sakhalin regions	294
B.M. Sedov. The results of applying the geological, geophysical, and space data in studying tectonics and its influence on present seismicity of Chukotka Peninsula	299
A.M. Sobolev, S.A. Efarov, A.L. Petelin. Seismic safety of RIAR/objects (Dimitrovgrad, Ulyanovsk region)	304
O.E. Starovoit, L.S. Chepkunas, M.V. Kolomiyets, M.I. Ryzhikova. Deep earthquake in Northeast China with $m_b=7.0$ June 28, 2002	307
S.V. Trofimenko, V.G. Bykov, N.N. Grib, T.V. Merkulova, N.A. Ivanova. Statistical modeling dynamics of seismic activity in the area of interaction between Amur and Eurasian Lithospheric Plates	312

S.V. Trofimenko, N.A. Ivanova. Methods and technology of algorithm development to be used in study the dynamics of background seismicity	317
A.V. Fyodorov, V.E. Asming. On the possibility of automatic monitoring of local seismicity by a three-component single station on the example of Svalbard archipelago	322
V.I. Frantsuzova, K.B. Danilov. Structure of false magnetic anomaly G23 in Arkhangelsk diamondiferous province	327
V.I. Frantsuzova, E.V. Ivanova, Ya.V. Konechnaya. Seasonal variations in seismic events registered by Zapolyarny Arkhangelsk network	332
L.R. Tsydypova, Ts.A. Tubanov, P.A. Predein, E.I. German. The study of dynamic characteristics of seismic noise by digital stations Selenga LAN	336
D.V. Chebrov, A.A. Gusev, V.N. Chebrov. Modeling of macroseismic patterns for strong shallow earthquake in Kamchatka for anisotropic attenuation case	340
D.V. Chebrov, V.N. Chebrov, S.A. Vikulina, D.A. Ototyuk. Estimations of magnitudes by Tsunami Warning System and Urgent Message survey in Russian Far East	345
N.V. Sharov. Seismological observations in the Republic of Karelia	350
S.V. Shibaev, K.G. Mackey, B.M. Koz'min, A.F. Petrov, D.M. Peresypkin, S.V. Petrunin, N.N. Starkova, K.V. Timirshin. Winter fieldwork Abyi earthquake aftershock zone in 2013 in Northeastern Yakutia	354
D.Yu. Shulakov. Development of the seismological monitoring system in the city of Berezniki	358
M.V. Shchukin. Perspectives of usage of genetic algorithms for regression analysis of seismic data	362
Methodical section	
N.V. Petrova, R.S. Mikhailova. The ratio of energy <i>K</i> -class system to magnitudes of surface waves <i>MS</i> , <i>M_S</i> , <i>MLH</i> for the earthquakes of Northern Eurasia regions	365
A.V. Konovalov, A.S. Sychev. Calibration function of local magnitude for the Northern and Southern Sakhalin	370
A.G. Filina. Determination of the energy characteristics of earthquakes in the Altai-Sayan region	377
Data on authors	383

Научное издание

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ
СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Материалы Девятой Международной сейсмологической школы

Республика Армения, 8–12 сентября 2014 г.

Редактор, компьютерная верстка: С.Г. Пойгина

Сдано в набор 18.08.2014 г.
Формат 60×90/8. Усл. печ. л. 50.
Тираж 250 экз.

Отпечатано ООО «Альтпринт»
249030, Калужская обл., г. Обнинск, пр. Маркса, д. 14
Тел./факс 8 (48439) 4-47-77. E-mail alp@yandex.com