

УДК 550.343.6

ПРОГНОЗИРУЕМОСТЬ ПОТОКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

© 2019 г. А. И. Малышев

Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

**E-mail: malyshev@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 16.05.2019 г.

Принята в печать 22.06.2019 г.

В работе изложены результаты оценки прогнозируемости потока сейсмической энергии и сильных землетрясений Северной Америки по данным каталога Геологической службы США за 1900–2016 гг. В качестве математической модели используется нелинейное дифференциальное уравнение второго порядка, а алгоритмы оптимизации и оценки прогнозируемости представлены авторскими разработками. Выполненные оценки показывают высокую прогнозируемость потока сейсмической энергии. Из 1422 проанализированных сильных землетрясений для 1120 землетрясений выявлена форшоковая прогнозируемость (~215 тыс. определений), для 1410 землетрясений – афтершоковая прогнозируемость (более 3 млн определений). Прогнозируемость, связанная с сильными землетрясениями, проявляется на малых (1.5–3 км) радиусах гипоцентральных выборок и нарастает в количестве прогнозируемых землетрясений с увеличением радиуса выборок. Прогнозные дистанции по времени составляют в среднем десятки дней для форшоковой прогнозируемости и тысячи дней – для афтершоковой. Полученные результаты демонстрируют очень хорошие перспективы аппроксимационно-экстраполяционного подхода для прогноза как самих сильных землетрясений, так и последующего афтершокового затухания сейсмической активности.

Ключевые слова: алгоритм оптимизации, форшоковая прогнозируемость, афтершоковая прогнозируемость.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019659-75>

ВВЕДЕНИЕ

Прогноз таких природных катастроф, как извержения вулканов и разрушительные землетрясения, является фундаментальной научной проблемой, с древнейших времен привлекающей внимание исследователей. Однако несмотря на пристальное внимание, эта проблема по-прежнему далека от разрешения. Как отмечается в работе [Чебров и др., 2011, с. 269], «при всем обилии проведенных и проанализированных наблюдений в мире, место, время и магнитуда будущих разрушительных землетрясений даже в хорошо изученных регионах по-прежнему оказываются неожиданными». С современным состоянием проблемы можно ознакомиться в [Encyclopedia..., 2016].

Данная работа представляет собой развитие методов саморазвивающихся процессов и картирования сейсмической активности по плотности сейсмического потока [Тихонов, 2006; 2009].

Автор этих строк, являясь первоначальным разработчиком обоих вышеупомянутых методов, ни в коем случае не претендует на окончательное решение при их помощи проблемы прогноза природных катастроф, преследуя более скромные цели – оценить прогнозные возможности уравнения динамики саморазвивающихся природных процессов (уравнения ДСПП, см. ниже) и, в случае положительных перспектив, довести вышеупомянутые методы до стадии пригодности к практическому использованию. Подобная формулировка задачи предполагает постановку двух групп вопросов. Первая (оценочная) группа определяет правомерность самой постановки задачи прогноза при помощи указанных методов (насколько адекватно использование метода саморазвивающихся процессов при прогнозе потока сейсмической энергии? Как соотносятся с прогнозируемостью сейсмического потока входящие в его состав сильные землетрясения?). Вторая группа вопросов соответствует

изучению перспектив практического использования прогнозируемости сейсмического потока (возможно ли заблаговременное выделение зон активизации, предшествующей сильным землетрясениям? Возможен ли количественный прогноз усиления сейсмической активности в этих зонах? и др.). Естественно, что постановка практических вопросов правомерна лишь после получения ответов на вопросы первой группы. Поэтому первоначально предлагается абстрагироваться от прогноза сильных землетрясений и сконцентрировать внимание на прогнозируемости потока энергии землетрясений E , затем рассмотреть взаимосвязь прогнозируемости этого параметра с сильными землетрясениями, и, при наличии взаимосвязи, обсудить перспективы ее использования в прогнозах сильных землетрясений и афтершокового затухания сейсмичности.

Для расчета потока сейсмической энергии используется стандартная информация, содержащаяся в каталогах землетрясений: время начала землетрясения, положение его гипоцентра и энергетическая характеристика (магнитуда или энергетический класс). Положение гипоцентра характеризуется центральной точкой, данные о которой в современных каталогах приводятся с точностью ~ 100 м. Однако ошибка определения гипоцентра индивидуальна для каждого землетрясения. Она зависит от силы землетрясения, его положения относительно регистрирующей сети, плотности самой сети и используемых годографов. Учесть ошибку определения каждого гипоцентра в расчетах потока энергии не представляется возможным, поэтому в используемой методике она рассматривается как неизвестный случайный фактор. Ситуация с ошибками определения энергетической характеристики землетрясения аналогична. Поэтому для объективной оценки как прогнозных возможностей, так и перспектив их практического использования подобный анализ предполагается выполнить по нескольким регионам на основе (по возможности) различных источников сейсмических данных в виде нескольких однотипных работ, имеющих разное региональное содержание. Также это позволит собрать большой объем статистических данных, необходимый для следующего этапа исследований.

К настоящему времени подобное исследование выполнено для сейсмичности Камчатки по данным регионального каталога [Малышев, 2019], для потока сейсмической энергии северо-западного обрамления Тихого океана [Малышев, Малышева, 2018], Южной Европы

и Средиземноморья по данным каталога Геологической службы США, а также для сейсмичности Японии по данным каталога Японского метеорологического агентства.

Таким образом работа, во-первых, предполагает дать ответ на вопрос, есть ли вообще смысл в использовании уравнения ДСПП в целях прогноза, во-вторых, в ряду с несколькими аналогичными работами обеспечивает набор статистики прогнозируемости потока энергии в различных регионах и по данным различных информационных источников. На следующем этапе исследований анализ этой статистики позволит определить при каких параметрах уравнения и условиях формирования выборок отмечается наилучшая экстраполируемость потока сейсмической энергии. Третий этап исследований предусматривает использование полученных статистических данных для обеспечения устойчивой экстраполяции потока энергии в 3D-пространстве, включая выделение потенциально опасных областей с риском сильных землетрясений. И лишь после этого, на четвертом этапе исследований, можно будет приступить к прогнозу сейсмической активности как в реальном времени, так и в ретроспективе.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе используется уравнение ДСПП [Малышев, 1991; 2000; 2005]

$$x'' = k |(x')^\lambda - (x'_0)^\lambda|^{\alpha/\lambda}, \quad (1)$$

где: x – расчетная характеристика процесса, моделирующая имеющиеся фактические данные; x' и x'' – ее первая и вторая производные по времени t ; k – коэффициент пропорциональности, а показатели степени λ и α определяют нелинейность процесса, соответственно, в окрестностях стационарного состояния ($x' \approx x'_0$) и на значительном от него удалении ($x' \gg x'_0$).

Уравнение (1) было получено в результате обобщения эмпирически установленных закономерностей различных природных процессов [Малышев, 1991], а его логический смысл сводится к сделанному в терминах теории подобия предположению [Малышев, 2000] о том, что в случае саморазвивающихся процессов, «силы», возникающие при отклонении системы от стационарного состояния, формируются за счет развития самой системы и пропорциональны разности «энергии движения» системы в текущем и стационарном состояниях: $F_x = a |E_x - E_0|^\gamma$

или $m_x x' = a |m_x (x')^2 / 2 - m_x (x'_0)^2 / 2|^\gamma$. Здесь m_x , F_x и E_x , соответственно, «мера инертности», «сила» и «энергия движения» системы по параметру x . Несложные преобразования последнего выражения приводят к нелинейному дифференциальному уравнению второго порядка (1) при $\lambda = 2$, $\alpha = 2\gamma$ и $K = am_x^{\gamma-1}$. В связи с вышесказанным на основе уравнения (1) представляется возможным предложить универсальную методику прогноза количественных характеристик саморазвивающихся природных процессов.

Для прогноза потенциально катастрофических процессов наиболее интересен случай $x' \gg x'_0$. Поэтому в качестве аппроксимационной модели имеет значение уравнение:

$$x' = k(x')^\alpha. \quad (2)$$

Решения уравнения (2) представимы в явном виде. При $k = 0$ они соответствуют линейным зависимостям: $x = x_1 + x'(t - t_1)$, $x' = \text{const}$. При $k \neq 0$, $\alpha \neq 1$ и $\alpha \neq 2$: параболам ($\alpha < 1$), гиперболам ($1 < \alpha < 2$) и «супергиперболам» $x = X_a + [k(\alpha - 1)(T_a - t)]^{(\alpha-2)/(\alpha-1)} / [k(2 - \alpha)]$, где $T_a = t_1 + (x_1^{1-\alpha}) / [k(\alpha-1)]$, $X_a = x_1 + (x_1^{2-\alpha}) / [k(\alpha-2)]$. При $k \neq 0$ и $\alpha = 1$ решения представлены экспонентами: $x = X_a + (x_1 - X_a) \exp[k(t - t_1)]$, где $X_a = x_1 - x'_1 / k$. При $k \neq 0$ и $\alpha = 2$ – логарифмическими зависимостями: $x = x_1 + \ln |(T_a - t_1) / (T_a - t)| / k$, где $T_a = t_1 + 1 / (kx'_1)$. В этих выражениях x_1 , x'_1 и t_1 – начальные условия (значения параметра и скорости его изменения в определенные моменты времени), T_a и X_a – значения асимптот по времени и параметру. Следовательно, решения уравнения (2) представляют собой либо собственно линейную зависимость ($k = 0$), либо сводятся к линейным зависимостям при логарифмировании разностей между значениями параметра и/или времени и соответствующими асимптотами. При $k \neq 0$, $\alpha \neq 1$ и $\alpha \neq 2$ решения имеют линейный вид в двойных логарифмических координатах: $\ln |x - X_a| = A \ln |t - T_a| + B$, где $A = (\alpha - 2) / (\alpha - 1)$ и $B = \ln |k(\alpha - 1)| \times (\alpha - 2) / (\alpha - 1) - \ln |k(\alpha - 2)|$. При $k \neq 0$ и $\alpha = 1$ – линейный вид при логарифмировании логарифмических разностей по параметру $\ln |x - X_a| = At + B$, где $A = k$ и $B = \ln |x_1 - X_a| - k \times t_1$. При $k \neq 0$ и $\alpha = 2$ – линейный вид при логарифмировании асимптотических разностей по времени $x = A \times \ln |T_a - t| + B$, где $A = -1/k$ и $B = x_1 + \ln |T_a - t_1| / k$.

Линейность решений уравнения (2) в обычных или логарифмических координатах упрощает поиск наилучшего соответствия (оптимизацию) между частным решением уравнения (2) и аппроксимируемыми им фактическими данными. Прямая оптимизация решений уравнения (2) по пяти параметрам (показатель α , коэффициент k и начальные условия x_1 , x'_1 и t_1) сложна и затратна по вычислительным ресурсам, но при использовании обычной или логарифмической линейности оптимизация сводится к рассмотрению и сопоставлению между собой нескольких вариантов линейной регрессии. При этом в некоторых вариантах требуется оптимизация по одному или двум дополнительным параметрам – асимптотам T_a и/или X_a . Оптимальные показатель α , коэффициент k и начальные условия x_1 , x'_1 и t_1 для каждого варианта легко определяются аналитически по вышеприведенным формулам для констант линейности (A и B) и асимптот. Все это существенно упрощает процедуру оптимизации и снижает требования к вычислительным ресурсам.

Тем не менее, при сравнении вариантов линейной регрессии возникает проблема выбора критерия оптимизации – количественной характеристики соответствия между фактическими данными и аппроксимирующим их частным решением уравнения (2). Использование в качестве подобного критерия среднеквадратичного отклонения относительно линейных регрессий невозможно, так как в вариантах с логарифмическими координатами среднеквадратичное отклонение зависит от значений оптимизируемых асимптот. В частности, при использовании абсолютных величин отклонений в логарифмических координатах оптимальные значения асимптот уходят в бесконечность, в результате чего расстояния между точками (а следовательно, и среднеквадратичное отклонение) становятся бесконечно малыми. Использование относительных величин отклонений (относительно диапазона изменений логарифмов) приводит к обратной ситуации – в ходе оптимизационного поиска асимптоты максимально приближаются к краевым точкам аппроксимируемых данных, делая диапазон изменения логарифмов бесконечно большим, а величину относительных отклонений, соответственно, бесконечно малой. Поэтому все варианты линейной регрессии требуют сопоставления в обычных координатах. Однако и в этом случае поиск оптимального соответствия между решениями уравнения (2) и фактическими данными оказывается непростой задачей.

Здесь следует отметить, что уравнение (2) формально соответствует уравнению, предложенному Б. Войтом [Voight, 1988] для описания динамики хрупких разрушений в преддверии кульминации вулканических извержений. Уравнение Б. Войта используется в методе прогноза разрушений FFM (Forecasting Failure Method), однако в ряде современных работ [Bell et al., 2011; 2013; 2016] утверждается, что данный метод необъективен и неточен даже для ретроспективного анализа. Исходя из опыта автора этих строк, именно проблема с выбором критерия оптимизации стала причиной неудачи: стандартный метод наименьших квадратов, примененный исследователями, не обеспечивает устойчивости аппроксимационного моделирования и поэтому неэффективен.

Действительно, в случае резко нелинейных регрессионных зависимостей на участках с низкими скоростями изменения параметра, разброс его фактических значений много меньше, а по времени — много больше, чем на участках с высокими скоростями. Если использовать в качестве критерия оптимизации минимальность отклонений по параметру x , то аппроксимационная кривая будет подбираться так, чтобы лучше соответствовать участку с высокой активностью, тогда как небольшие отклонения на участке с низкой активностью в ходе оптимизации будут игнорироваться, и результирующая аппроксимационная кривая на этом участке пойдет с искажениями. При использовании в качестве критерия оптимизации отклонений по времени t ситуация сменится на противоположную — аппроксимационная кривая будет лучше всего оптимизирована на участке с низкими скоростями изменения параметра, тогда как на участках с высокими скоростями возможны искажения. Эти искажения тем выше, чем больше аппроксимируемая последовательность отличается от линейной зависимости, т. е. чем выше нелинейность исследуемого процесса.

Также не решают проблему аппроксимационных искажений попытки использования в качестве критерия оптимизации отклонений от нелинейной регрессии по нормали. В этом случае аппроксимационная кривая оптимизируется для максимального соответствия значениям параметра на участках с низкими скоростями его изменения, а на участках с высокими скоростями оптимизируется для соответствия значениям времени. Но одновременно при оптимизации игнорируется повышенный разброс данных по второй координате — по времени на участках с низкой активностью и по параметру на участках с высокой активностью.

Подобные искажения делают аппроксимационное моделирование неустойчивым, что, собственно, и предопределило приведенный выше вывод исследователей эффективности метода FFM. В результате искажений оптимальные параметры решений уравнения (2) становятся недостоверными и изменчивыми, что полностью исключает возможность их использования в прогнозных экстраполяциях. Тем не менее устранить искажения и повысить устойчивость аппроксимационного моделирования возможно, используя нестандартные критерии оптимизации [Малышев, 2005; Малышев, Тихонов, 2007]. В описываемой методике в этих целях используется среднеквадратичное бикоординатное отклонение $\Delta_{xt} = \{\Sigma(\Delta x_i \times \Delta t_i) / [n \times (x_n - x_1) \times (t_n - t_1)]\}^{0.5}$. Здесь: n — число точек на аппроксимируемом участке фактических данных; $(x_n - x_1)$ и $(t_n - t_1)$ — диапазоны изменения фактических данных на этом участке по параметру x и времени t , соответственно, (выполняют функции нормирования обеих координат на диапазон изменений от 0 до 1); Δx_i и Δt_i — отклонения каждой точки фактических данных от расчетной кривой по оси абсцисс и по оси ординат, соответственно. В геометрическом смысле бикоординатное отклонение каждой фактической точки соответствует стороне квадрата, равного по площади прямоугольнику со сторонами Δx_i и Δt_i , т. е. оно является средним геометрическим этих отклонений. Для повышения чувствительности оптимизационный поиск осуществляется по максимуму обратной величины — коэффициента упорядоченности $K_{reg} = 1/\Delta_{xt}$. В приведенных ниже таблицах для характеристики качества аппроксимации также используется уровень упорядоченности $L_{reg} = \lg(K_{reg})$.

В ретроспективных исследованиях прогнозируемости каждое событие анализируемого каталога последовательно рассматривается как «текущее» событие. Момент времени этого события принимается за «настоящее». Время, предшествовавшее данному событию, считается «прошлым», а последующее время — «будущим». В окрестностях гипоцентра текущего события формируется выборка землетрясений с заданным радиусом захвата. Опорный участок для прогнозных экстраполяций выбирается при помощи пробных аппроксимаций. Первая пробная аппроксимация включает минимальное число событий — 7, к каждой последующей добавляется ближайшее событие из «прошлого» вплоть до включения первого события в выборку. Все аппроксимации с $K_{reg} < 10$ игнорируются. Из числа пробных аппроксимаций для

ретропрогнозных оценок выбираются пять вариантов: первый — по максимуму коэффициента упорядоченности K_{reg} , остальные — по ближайшему и главному максимумам нелинейности как для активизации ($k > 0$), так и для затухания ($k < 0$). В качестве критерия нелинейности используется соотношение K_{reg}/K_{lin} , где K_{lin} — упорядоченность рассматриваемого участка в случае линейной аппроксимации. Первый вариант определяется всегда, остальные — в зависимости от наличия и сочетания текущих тенденций нелинейности процесса. Варианты нелинейности позволяют отслеживать на фоне главных тенденций начинающиеся (и поэтому пока еще слабо выраженные) новые тенденции развития.

Под прогнозируемостью здесь и далее понимается нахождение фактических данных «будущего» в полосе допустимых ошибок относительно расчетной кривой в ее экстраполяционной части. Для оценки прогнозируемости используется среднее отклонение от фактических точек от расчетной кривой по нормали в координатах, нормированных на диапазон от 0 до 1. Затем аппроксимация экстраполируется в «будущее» до тех пор, пока нормальное расстояние каждой последующей (прогнозируемой) фактической точки до расчетной кривой находится в полосе допустимых ошибок ($\pm 3\sigma$).

Количественная оценка дальности прогноза определяется через величину прогнозной дистанции $\Delta = \{[(t_p - t_n)/(t_n - t_1)]^2 + [(x_p - x_n)/(x_n - x_1)]^2\}^{0.5}$, где: x_p и t_p — значения параметра и времени предельного прогнозируемого события x_n и t_n — соответствующие значения для «текущего» события и x_1 и t_1 — для начального события в опорной (для аппроксимации и последующего прогноза) последовательности. Проекция прогнозной дистанции Δ на оси координат характеризуют дальность прогноза (прогнозные дистанции) по времени Δ_t и параметру Δ_x . Для оценки качества прогноза используется относительная прогнозная дистанция $\Delta_{rel} = \Delta/\sigma$ или ее десятичный логарифм — уровень прогнозируемости $L_p = \lg(\Delta_{rel})$.

Для дифференцированной оценки прогнозной статистики по активизации и затуханию, а также для определения важных для прогноза значений показателя степени нелинейности α в уравнениях (1) и (2) используется коэффициент прогнозной нелинейности $K_{pn} = \Delta_{rel} \times \lg|x'_p/x'_n|$, где $x'_p = x'((t_n + t_p)/2)$ — прогнозируемая на середину прогнозного интервала скорость изменения параметра, а $x'_n = x'(t_n)$ — ее текущее

значение. Более подробно методика оценки прогнозируемости изложена в работе [Малышев, 2016].

При пространственном анализе сейсмических данных оценка прогнозируемости осуществляется по фиксированным сферическим гипоцентральному выборкам с радиусами 1.5, 3, 7.5, 15, 30, 60 и 150 км. Выборки распределены по широте, долготе и глубине с шагом смещения, в 1.5 раза меньшим радиуса выборки (т.е., соответственно, 1, 2, 5, 10, 20, 40 и 100 км), что обеспечивает пространственное перекрытие выборок и исключает пропуск данных для прогностических оценок.

Ради определенности под сильными землетрясениями понимаются такие землетрясения, которые в кумулятивном распределении по энергии превышают порог 99.9% от общего числа землетрясений. В связи с различиями в регистрируемости сейсмического потока в разных районах земного шара данное определение применяется по фиксированным сферическим гипоцентральному выборкам с радиусом 100 км, в которых зарегистрировано более 1000 землетрясений. В том случае, если в выборке зарегистрировано от 100 до 1000 землетрясений, под сильным землетрясением понимается самое сильное землетрясение выборки. В выборках со слабой (от 10 до 100) и очень слабой (менее 10 землетрясений) регистрируемости сейсмического потока землетрясений сильные землетрясения в составе выборок не выделяются.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве исходных данных в работе используется Всемирный каталог Геологической службы США по состоянию на 1 января 2017 г.¹ Прогнозируемость потока сейсмической энергии Северной Америки изучалась в пределах координат $30^\circ - 75^\circ$ по широте, $170^\circ - 180^\circ$ и $-180^\circ - (-70^\circ)$ по долготе при глубине от -4.9 до 300.0 км. В рассматриваемых пределах расположены гипоцентры 1 514 937 землетрясений с магнитудой $M = -1.0 \dots +9.2$ при ее среднем значении 1.5. В соответствии с приведенным выше определением в числе этих землетрясений выделяются 1422 сильных толчка с $M = 2.9 - 9.2$ (в среднем 5.1). В качестве параметра x рассматривается сумма энергии землетрясений E . При этом энергия одиночного землетрясения оценивается согласно имеющейся зависимости между

¹ <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

его магнитудой M и энергетическим классом K [Kanamori, 1977]: $K = 1.5 \times M + 4.8$.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Сводная статистика ретропрогнозных оценок приведена в табл. 1. В большинстве прогнозных определений (73.9%) прогнозная дистанция Δ более чем в 3 раза превышает величину средней ошибки σ , т.е. подобные прогнозные определения рассматриваются как значимые. Максимальные уровни прогнозируемости L_p соответствуют превышению прогнозной дистанции Δ над средним отклонением σ на 6.0–8.6 порядка, причем максимальная прогнозируемость потока сейсмической энергии отмечается на малых гипоцентральных радиусах выборок (1.5–3 км). Средние уровни прогнозируемости соответствуют превышению прогнозной дистанции Δ над средним отклонением σ на 1.4 порядка. Средневзвешенные значения прогнозных дистанций по времени Δ_t составляют от нескольких дней до нескольких месяцев для активизации сейсмичности и несколько лет для ее затухания.

На рис. 1 отображены значения прогнозной нелинейности² для всех определений, у которых $|K_{pn}| > 1$, а также отображены экстремумы прогнозной нелинейности, связанные с сильными землетрясениями. Как можно видеть, экстремумы прогнозной нелинейности, свойственные сильным землетрясениям, как правило, соответствуют аналогичным экстремумам сейсмического потока в целом.

Статистические оценки прогнозно значимого показателя степени α демонстрируют (см. табл. 1 и рис. 2), что нелинейность как активизации сейсмического процесса, так и его затухания, определяется классом гиперболических функций ($1 < \alpha < 2$). Однако достаточно большой разброс значений показателя α не позволяет ограничиться равнобокой гиперболой ($\alpha = 1.5$) в качестве математической модели для ретропрогнозных оценок.

В табл. 2 приведена общая статистика ретропрогнозов сильных землетрясений Северной Америки по потоку сейсмической энергии. Форшковая прогнозируемость (хотя бы однократное попадание «будущего» сильного землетрясения в полосу допустимых ошибок относительно расчетной кривой в ее экстраполяционной части) фиксируется для 1120 из 1422 сильных

² Здесь и далее прогнозная нелинейность определяется величиной $|K_{pn}|$, прогнозируемость – величиной L_p .

Таблица 1. Статистика ретропрогнозов потока сейсмической энергии Северной Америки в 1900–2016 гг.

Радиус, км	Число определений				L_p		Δ_t , сут*		$\lg(\Delta_t/\sigma_t)$ **		$\lg(\Delta_x/\sigma_x)$ **		α^*	
	всего	значимых	активизация	затухание	макс.	средний	активизация	затухание	активизация	затухание	активизация	затухание	активизация	затухание
1.5	1858728	1332107	542554	774714	8.2751	1.3502	10.39	883.6	0.3031	4.1859	3.6329	0.0422	1.4758	1.7864
3	2561277	1883261	763171	1100550	8.6306	1.3816	4.741	929.2	0.3525	4.4457	3.5743	0.0589	1.5028	1.7719
7.5	3196678	2373744	955134	1398351	7.3120	1.3713	51.49	890.3	0.4045	4.5929	3.2394	0.0493	1.4582	1.7613
15	3371016	2503063	956001	1526345	7.3299	1.3706	57.81	868.2	0.4260	4.7022	3.0017	0.0338	1.4634	1.7429
30	3438244	2551777	928634	1600794	6.7195	1.3615	64.38	741.6	0.4421	4.7295	2.6949	0.0480	1.4782	1.7444
60	3279054	2433215	853445	1553910	7.2855	1.3915	187.6	693.4	0.4559	4.8113	2.4340	0.0502	1.5011	1.7370
150	2784275	2063840	660428	1387782	5.9819	1.4477	217.5	741.5	0.4590	4.8933	2.2879	0.0218	1.4869	1.7108
Все	20489272	15141007	5659367	9342446	8.6306	1.3826	14.47	810.8	0.4105	4.6660	2.9697	0.0431	1.4901	1.7473

Примечание: * – рассчитывается как средневзвешенное с использованием в качестве веса модуля коэффициента прогнозной нелинейности $|K_{pn}|$; ** – рассчитывается как средневзвешенное с использованием в качестве веса десятичного логарифма отношения прогнозной скорости x'_p к текущей x'_c .

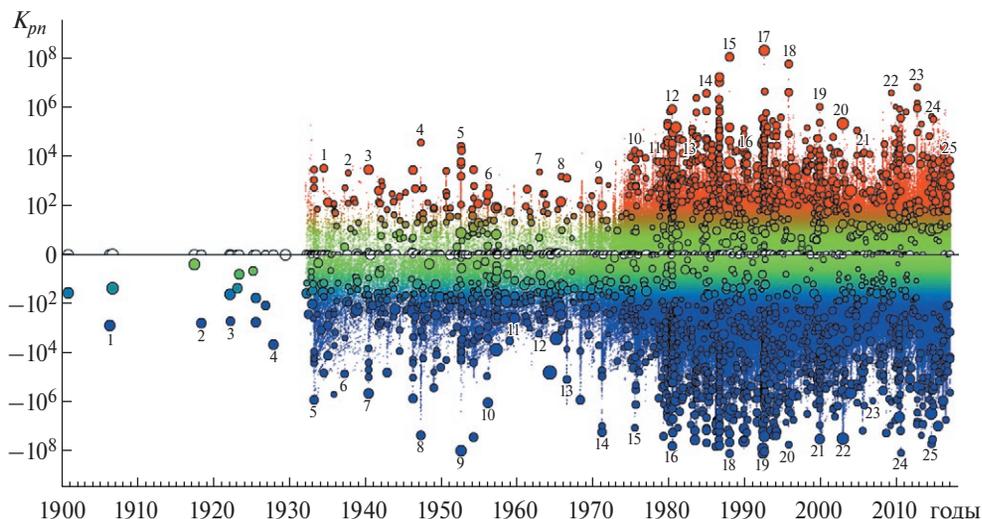


Рис. 1. Прогнозируемость потока сейсмической энергии и сильных землетрясений Северной Америки в 1962–2016 гг.

Круги соответствуют экстремумам прогнозной нелинейности сильных землетрясений. Верхняя половина диаграммы характеризует прогнозы на активизацию сейсмического потока и форшоковую прогнозируемость сильных землетрясений, нижняя – прогнозы на снижение сейсмической активности и афтершоковую прогнозируемость. Нумерация сильных землетрясений в верхней части диаграммы соответствует табл. 4, табл. 6 и рис. 3; в нижней части диаграммы – табл. 5 и табл. 7.

землетрясений региона. Она характеризуется почти ~215 тысячами ретропрогнозных определений, для которых сильное землетрясение оказывается в полосе ошибок ($\pm 3\sigma$) экстраполяционной части прогнозной зависимости (рис. 3). Форшоковая прогнозируемость сильных землетрясений по потоку сейсмической энергии начинает проявляться в количестве прогнозируемых землетрясений на малых (1.5 и 3 км) радиусах гипоцентральных выборок, с последующим быстрым возрастанием на средних (от 7.5 до 30 км) радиусах, а затем более плавно продолжает увеличиваться на больших (60 и 150 км) радиусах. На малых гипоцентральных радиусах отмечаются в среднем более высокие уровни прогнозируемости и прогнозной нелинейности. Средняя прогнозная дистанция по времени в форшоковой прогнозируемости меняется от нескольких дней на малых радиусах до нескольких месяцев на средних радиусах и превышает полгода на больших радиусах.

Статистика ретропрогнозов затухания сейсмичности после сильных землетрясений приведена в табл. 3. Афтершоковая прогнозируемость по выделяющейся сейсмической энергии прослеживается для 1410 из 1422 сильных землетрясений и характеризуется 3 млн ретропрогнозных определений, что на порядок больше по сравнению с форшоковой прогнозируемостью. Афтершоковая прогнозируемость

затухания сейсмичности после сильных толчков появляется и быстро нарастает на малых (1.5 и 3 км) радиусах гипоцентральных выборок, а затем более плавно увеличивается на средних (от 7.5 до 30 км) и больших (60 и 150 км) радиусах. Наиболее высокие уровни прогнозируемости

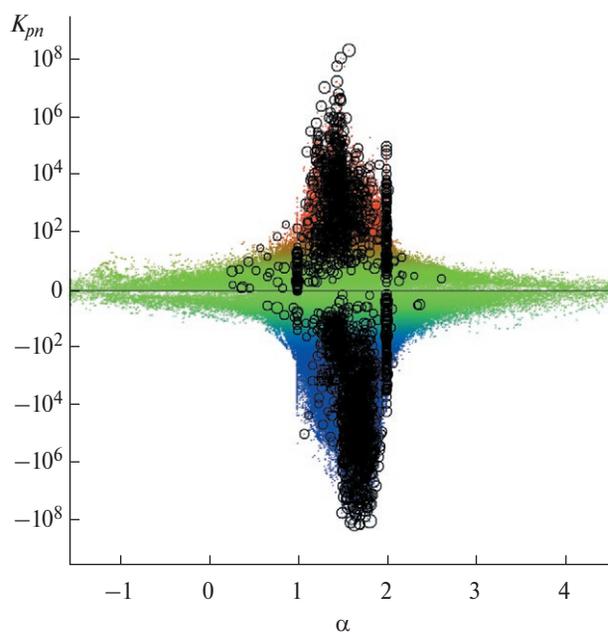


Рис. 2. Прогнозная значимость показателя степени нелинейности α . См. примечание к рис. 1.

Таблица 2. Статистика ретропрогнозов сильных землетрясений Северной Америки в 1900–2016 гг.

Радиус, км	Кол-во сильных землетря- сений, имеющих форшоковую прогнозируемость	Кол-во форшоковых ретропрогноз- ных опреде- лений	Средняя прогнозная дистанция по времени, сут*	$\lg K_{pn} $		L_p		α^*
				макс.	средн.	макс.	средн.	
1.5	211	4902	7.937	8.041	1.732	8.275	2.201	1.482
3	400	18651	2.349	8.344	1.616	8.631	2.134	1.508
7.5	647	48149	48.85	6.668	1.432	5.888	2.031	1.485
15	753	52532	82.57	5.664	1.305	5.784	1.914	1.486
30	830	36031	79.73	5.577	1.404	5.444	1.909	1.483
60	872	28953	256.3	5.342	1.429	5.378	1.891	1.509
150	892	25505	323.3	4.474	1.394	4.969	1.862	1.532
Все	1120	214723	10.56	8.344	1.414	8.631	1.956	1.498

Примечание: * – рассчитывается как средневзвешенное с использованием в качестве веса модуля коэффициента прогнозной нелинейности $|K_{pn}|$.

Таблица 3. Статистика ретропрогнозов затухания сейсмичности после сильных землетрясений Северной Америки в 1900–2016 гг.

Радиус, км	Кол-во сильных землетря- сений с прогнози- руемым затуханием сейсмичности	Кол-во афтершоковых ретропрогноз- ных опреде- лений	Средняя прогнозная дистанция по времени, сут*	$\lg K_{pn} $		L_p		α^*
				макс.	средн.	макс.	средн.	
1.5	573	71534	6611	7.811	2.066	7.103	2.490	1.654
3	861	185394	5671	8.101	2.055	7.428	2.482	1.647
7.5	1097	402312	5768	8.086	1.890	7.312	2.344	1.642
15	1210	529754	6319	7.986	1.815	7.330	2.291	1.671
30	1327	607465	1907	7.248	1.759	6.720	2.254	1.671
60	1362	651773	2320	6.843	1.736	6.424	2.258	1.703
150	1378	646558	593.4	6.292	1.660	5.707	2.203	1.644
Все	1410	3094790	5390	8.101	1.785	7.428	2.281	1.658

Примечание: * – рассчитывается как средневзвешенное с использованием в качестве веса модуля коэффициента прогнозной нелинейности $|K_{pn}|$.

и прогнозной нелинейности отмечаются для выборок с гипоцентральной радиусом 3 км, тогда как по мере увеличения радиусов прослеживается тенденция к уменьшению уровней прогнозируемости и прогнозной нелинейности. Средняя прогнозная дистанция по времени в афтершоковой прогнозируемости более чем на два порядка выше аналогичного параметра форшоковой прогнозируемости, на радиусах 1.5–15 км она превышает 10 лет, а при дальнейшем увеличении радиуса гипоцентральных выборок снижается до 1.5 лет.

Табл. 4 и табл. 5 содержат сведения по статистике, соответственно, форшоковой и афтершоковой прогнозируемости некоторых сильных землетрясений Северной Америки по потоку сейсмической энергии. Табл. 6 и табл. 7 содержат характеристики ретропрогнозных зависимостей с экстремальной прогнозной нелинейностью соответствующих землетрясений из табл. 4 и табл. 5. Рис. 4 иллюстрирует пространственное распределение сильных землетрясений Северной Америки и их форшоковую и афтершоковую прогнозируемость.

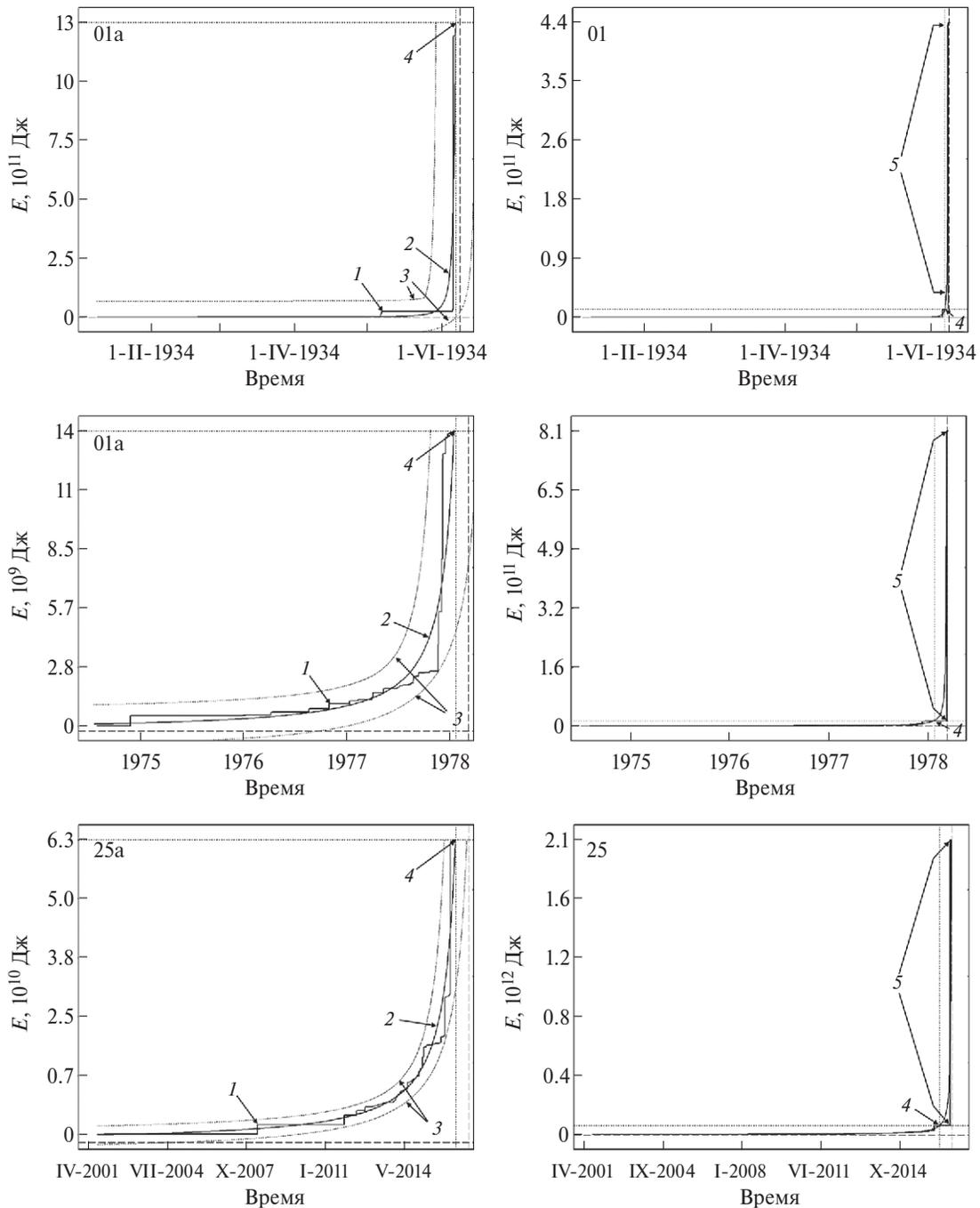


Рис. 3. Графики ретропрогнозных определений, соответствующих максимумам нелинейной прогнозируемости некоторых сильных землетрясений: 1 – кривая фактических данных, 2 – расчетная кривая, 3 – полоса ошибок ($\pm 3\sigma$), 4 – момент ретропрогноза, 5 – сильное землетрясение. Порядковые номера графиков соответствуют нумерации в табл. 4 и табл. 6. Графики слева характеризуют аппроксимационные части прогнозных определений, справа – прогнозные зависимости в целом. Пересечение точечных вертикальных и горизонтальных линий на графиках соответствует «текущим» значениям времени и параметра, левее и ниже этого пересечения – «прошлое», правее и выше – «будущее». Пунктирными линиями показано положение асимптот T_a и X_a .

Таблица 4. Прогнозируемость некоторых сильных землетрясений Северной Америки в 1900–2016 гг.

№ п. п.	Землетрясение				Статистика прогнозируемости				α^*			
	Время	К	Гипоцентр		Кол-во определений	Дистанция по времени**, сут	$\lg K_{пр} $			L_p		
			широта	долгота			глубина	макс.		средн.	макс.	средн.
1	1934.06.08 04:47:46	13.6	35.846	-120.666	6.0	14	1.403	3.531	2.794	3.533	3.050	1.540
2	1937.09.01 13:48:09	11.4	34.181	-117.557	0.3	2	10.02	3.343	2.655	3.136	2.618	1.280
3	1940.05.19 04:36:41	15.2	32.844	-115.381	6.0	17	127.5	3.481	2.521	3.935	2.729	1.619
4	1947.04.11 07:47:09	12.3	34.959	-116.526	6.0	16	0.123	4.578	3.082	4.431	3.336	1.264
5	1952.07.25 19:43:24	13.2	35.304	-118.468	6.0	31	3.427	4.424	2.751	4.113	2.966	1.494
6	1956.03.16 20:29:34	11.9	34.289	-116.775	2.7	13	6.545	2.750	1.306	3.272	1.888	1.827
7	1962.12.02 00:41:40	11.5	34.301	-116.886	6.0	6	17.85	3.377	2.373	3.325	2.729	1.322
8	1965.09.25 17:43:44	12.5	34.714	-116.432	6.0	20	43.39	3.184	0.488	3.706	1.369	1.985
9	1970.09.12 14:30:53	12.6	34.255	-117.534	10.8	11	65.92	3.037	0.792	3.558	1.650	1.950
10	1975.06.01 01:38:48	12.7	34.512	-116.488	0.1	101	12.66	4.263	1.506	4.685	1.976	1.837
11	1978.03.11 23:57:51	11.9	32.601	-115.294	10.0	49	30.91	3.840	1.176	3.407	1.640	1.473
12	1980.05.25 19:44:50	14.5	37.696	-118.750	6.0	328	25.82	5.949	2.888	5.319	3.231	1.516
13	1982.10.01 14:29:01	12.5	35.743	-117.756	3.0	2351	66.11	3.759	1.663	3.457	2.035	1.554
14	1984.11.23 19:12:34	13.1	37.432	-118.607	10.5	8	0.194	6.595	3.861	5.870	4.048	1.497
15	1987.11.24 13:15:56	14.6	33.010	-115.850	1.0	170	0.028	8.072	3.177	7.155	3.449	1.492
16	1990.02.28 23:43:36	13.4	34.140	-117.690	10.0	67	284.9	4.097	2.738	3.673	2.932	1.465
17	1992.06.28 11:57:34	15.8	34.200	-116.437	-0.1	2583	1.159	8.344	2.908	8.631	3.127	1.556
18	1995.09.20 23:27:36	13.4	35.761	-117.638	4.7	4892	9.221	7.788	2.266	6.905	2.466	1.468
19	1999.10.21 01:54:06	12.3	34.867	-116.393	3.1	706	0.908	6.043	2.648	5.509	2.847	1.419
20	2002.11.03 22:12:41	16.7	63.517	-147.444	4.9	9	11.66	5.351	4.363	4.889	4.260	1.435
21	2005.09.02 01:27:19	12.5	33.153	-115.646	1.2	796	82.06	4.183	1.958	4.556	2.230	1.552
22	2009.03.24 11:55:43	12.0	33.317	-115.728	6.0	189	1.420	6.607	1.911	5.896	2.382	1.425
23	2012.08.26 19:31:23	12.8	33.017	-115.554	8.3	339	0.089	6.833	1.299	6.090	1.949	1.466
24	2014.10.21 00:36:58	12.3	65.151	-149.040	12.8	33	46.19	5.537	2.846	5.017	2.970	1.331
25	2016.12.14 16:41:05	12.3	38.822	-122.841	1.5	209	162.18	3.849	1.628	3.818	2.292	1.612

Примечание: * — рассчитывается как средневзвешенное с использованием в качестве веса модуля коэффициента прогнозной нелинейности $|K_{пр}|$, ** — от момента ретропрогноза до момента сильного землетрясения.

Таблица 5. Прогнозируемость затухания потока энергии после некоторых сильных землетрясений Северной Америки в 1900–2016 гг.

№ п. п.	Землетрясение				Кол-во определений	Статистика прогнозируемости				α^*		
	Время	K	Гипоцентр			Δr , сут	$\lg K_{pm} $		L_p			
			широта	долгота			глубина	на экстремуме K_{pm}	макс.		средн.	макс.
1	1906.04.18 13:12:27	16.4	38.056	-122.403	10.0	7693	4966	2.872	1.311	3.145	1.936	1.270
2	1918.04.21 22:32:29	14.9	33.647	-117.433	10.0	11923	10766	2.770	0.428	3.145	0.642	1.363
3	1922.03.10 11:21:04	14.6	34.243	-119.097	10.0	2190	9402	2.705	0.748	2.947	1.059	1.325
4	1927.11.04 13:51:03	15.2	34.813	-120.774	10.0	1664	15323	3.639	1.303	3.441	1.988	1.439
5	1933.03.11 01:54:10	14.4	33.631	-118.000	6.0	7705	6916	5.906	1.761	5.421	2.372	1.695
6	1937.03.25 16:49:03	13.8	33.400	-116.250	6.0	3487	1446	4.836	0.923	4.481	1.606	1.698
7	1940.05.19 04:36:41	15.2	32.844	-115.381	6.0	4733	1370	5.642	1.248	5.183	1.727	1.666
8	1947.04.10 15:58:06	14.6	34.983	-116.532	6.0	4116	10256	7.360	1.344	6.659	1.837	1.787
9	1952.07.21 11:52:15	16.1	34.958	-118.998	6.0	43733	21174	7.986	1.265	7.330	2.010	1.785
10	1956.02.09 14:32:42	15.0	31.832	-116.231	6.0	8455	4573	6.015	1.332	5.477	1.937	1.751
11	1959.08.18 06:37:20	15.6	44.630	-110.891	10.0	4517	6949	2.581	0.840	3.100	1.405	1.276
12	1962.10.29 02:42:54	12.3	34.349	-116.866	6.0	314	800.2	3.202	0.923	3.289	1.532	1.733
13	1966.06.28 04:26:16	13.0	35.791	-120.294	6.0	978	368.5	5.079	1.842	4.964	2.228	1.690
14	1971.02.09 14:00:41	14.7	34.416	-118.370	9.0	13474	879.2	7.228	1.765	6.682	2.374	1.638
15	1975.06.01 01:38:48	12.7	34.512	-116.488	0.1	2457	4940	7.050	1.529	6.511	2.087	1.740
16	1980.05.25 19:44:50	14.5	37.696	-118.750	6.0	40165	9666	7.794	1.402	7.177	1.831	1.650
17	1984.11.23 18:08:25	14.0	37.460	-118.607	8.1	29405	5322	7.148	1.400	6.454	2.059	1.585
18	1987.11.24 01:54:14	13.8	33.080	-115.780	5.0	3616	8422	8.101	0.854	7.428	1.080	1.668
19	1992.04.25 18:06:04	15.5	40.368	-124.316	14.9	1481	6810	8.086	2.555	7.312	2.735	1.607
20	1995.09.25 04:47:29	12.2	35.809	-117.616	8.5	13900	3884	7.726	0.661	6.877	0.817	1.621
21	1999.10.16 09:46:44	15.5	34.603	-116.265	13.7	91698	4320	7.512	2.429	7.016	2.889	1.691
22	2002.11.03 22:12:41	16.7	63.517	-147.444	4.9	21003	3543	7.487	1.876	6.869	2.283	1.684
23	2006.10.08 02:48:26	11.6	46.850	-121.600	1.6	3078	2217	5.944	1.717	5.496	2.149	1.723
24	2010.07.07 23:53:33	12.9	33.417	-116.475	12.3	24176	1464	8.077	2.164	7.330	2.552	1.636
25	2014.07.17 11:49:33	13.8	60.349	-140.333	10.0	5141	838.7	7.688	2.265	6.926	2.803	1.571

Примечание: * – рассчитывается как средневзвешенное с использованием в качестве веса модуля коэффициента прогнозной нелинейности $|K_{pm}|$.

Таблица 6. Характеристики зависимости, соответствующих экстремальным значениям прогнозной нелинейности K_{pn} для некоторых сильных землетрясений Северной Америки (см. табл. 4)

№	Момент ретропрогноза	Аппроксимационная зависимость	n_a	n_e	T_a	E_a	α	k	L_{reg}	L_p	L_{kpn}	Δ_t , сут	Параметры выборки			
													шир., град.	долг., град.	глуб., км	рад., км
1	1934.06.06 22:40	$E = E_a + 3.89 \cdot 10^{12} \times T_a - t ^{-2.16}$	16	9	1934.06.08 12:59	$2.59 \cdot 10^{15}$	1.317	$2.55 \cdot 10^{-4}$	1.28	3.27	3.53	2.030	35.644	-120.185	0.0	150.0
2	1937.08.31 23:52	$E = E_a + 2.94 \cdot 10^9 \times T_a - t ^{-2.53}$	10	4	1937.09.01 16:16	$1.15 \cdot 10^{15}$	1.283	$5.64 \cdot 10^{-3}$	1.33	3.14	3.34	0.582	33.861	-117.108	0.0	150.0
3	1940.05.19 02:26	$E = E_a + 1.33 \cdot 10^{13} \times T_a - t ^{-0.37}$	125	22	1940.05.19 13:21	$8.79 \cdot 10^{14}$	1.732	$7.05 \cdot 10^{-10}$	1.50	3.87	3.48	0.718	33.861	-116.024	0.0	150.0
4	1947.04.11 07:24	$E = E_a + 1.05 \cdot 10^8 \times T_a - t ^{-3.88}$	22	8	1947.04.11 09:17	$6.31 \cdot 10^7$	1.205	$8.37 \cdot 10^{-2}$	1.86	4.43	4.58	0.347	34.961	-116.554	6.0	3.0
5	1952.07.21 23:11	$E = E_a + 1.34 \cdot 10^{11} \times T_a - t ^{-1.03}$	18	49	1952.07.22 00:15	$2.67 \cdot 10^9$	1.492	$6.67 \cdot 10^{-6}$	1.74	4.08	4.42	5.768	35.299	-118.459	10.0	15.0
6	1956.03.16 19:43	$E = 4.49 \cdot 10^{13} - \ln T_a - t / 7.18 \cdot 10^{-10}$	10	13	1956.03.16 19:43	—	2.000	$7.18 \cdot 10^{-10}$	1.28	3.27	2.75	0.208	34.064	-117.033	0.0	60.0
7	1962.11.12 15:57	$E = E_a + 4.90 \cdot 10^{13} \times T_a - t ^{-3.00}$	19	21	1962.11.19 12:48	$3.82 \cdot 10^{10}$	1.250	$1.15 \cdot 10^{-3}$	1.32	3.33	3.38	22.29	34.284	-116.883	5.0	7.5
8	1965.09.10 14:55	$E = 1.51 \cdot 10^{16} - \ln T_a - t / 1.27 \cdot 10^{-10}$	9	8	1965.09.25 16:48	—	2.000	$1.27 \cdot 10^{-10}$	1.04	3.71	3.18	15.14	34.752	-117.629	0.0	150.0
9	1970.09.12 14:10	$E = 6.89 \cdot 10^{12} - \ln T_a - t / 4.46 \cdot 10^{-10}$	13	8	1970.09.12 14:10	—	2.000	$4.46 \cdot 10^{-10}$	1.43	3.56	3.04	0.451	34.422	-117.676	0.0	60.0
10	1975.06.01 01:35	$E = E_a + 1.10 \cdot 10^9 \times T_a - t ^{-0.26}$	19	2	1975.06.01 01:36	$1.52 \cdot 10^{14}$	1.795	$2.40 \cdot 10^{-7}$	1.59	4.68	4.26	0.002	34.422	-116.368	0.0	60.0
11	1978.01.26 12:57	$E = E_a + 1.39 \cdot 10^{12} \times T_a - t ^{-1.16}$	77	4	1978.03.12 14:47	$5.75 \cdot 10^{10}$	1.463	$4.85 \cdot 10^{-6}$	1.23	3.47	3.84	49.71	32.576	-115.282	10.0	7.5
12	1980.05.25 18:13	$E = E_a + 6.45 \cdot 10^9 \times T_a - t ^{-1.14}$	14	6	1980.05.25 18:35	$1.19 \cdot 10^{12}$	1.466	$5.37 \cdot 10^{-5}$	1.95	5.30	5.95	0.070	37.654	-118.723	5.0	7.5
13	1982.06.10 23:10	$E = E_a + 8.43 \cdot 10^{13} \times T_a - t ^{-1.56}$	91	407	1982.09.01 15:47	$1.36 \cdot 10^{11}$	1.391	$7.85 \cdot 10^{-6}$	1.34	3.39	3.76	173.9	35.734	-117.735	4.0	3.0
14	1984.11.23 18:57	$E = E_a + 3.42 \cdot 10^7 \times T_a - t ^{-1.04}$	13	25	1984.11.23 19:00	$2.19 \cdot 10^7$	1.491	$4.02 \cdot 10^{-4}$	2.01	5.87	6.60	0.036	37.424	-118.620	10.0	3.0
15	1987.11.24 12:44	$E = E_a + 6.53 \cdot 10^8 \times T_a - t ^{-1.04}$	31	15	1987.11.24 13:42	$1.08 \cdot 10^8$	1.490	$9.57 \cdot 10^{-5}$	2.11	7.16	8.07	0.144	33.002	-115.837	0.0	3.0
16	1989.03.06 05:01	$E = E_a + 2.36 \cdot 10^{14} \times T_a - t ^{-1.21}$	141	623	1989.05.25 02:24	$2.32 \cdot 10^{11}$	1.453	$6.25 \cdot 10^{-7}$	1.20	3.67	4.10	411.4	34.149	-117.684	10.0	7.5
17	1992.06.28 10:57	$E = E_a + 9.65 \cdot 10^8 \times T_a - t ^{-0.72}$	21	4	1992.06.28 11:56	$2.07 \cdot 10^{10}$	1.582	$1.23 \cdot 10^{-5}$	1.97	8.63	8.34	0.042	34.206	-116.451	2.0	3.0
18	1995.09.13 18:09	$E = E_a + 1.78 \cdot 10^{10} \times T_a - t ^{-1.25}$	126	33	1995.09.20 23:36	$3.55 \cdot 10^8$	1.445	$5.54 \cdot 10^{-5}$	1.70	6.91	7.79	7.221	35.756	-117.631	4.0	1.5
19	1999.10.20 16:23	$E = E_a + 1.42 \cdot 10^{10} \times T_a - t ^{-1.45}$	25	101	1999.10.21 02:02	$2.06 \cdot 10^9$	1.408	$1.52 \cdot 10^{-4}$	2.11	5.56	6.04	2.741	34.853	-116.395	2.0	3.0
20	2002.10.24 01:52	$E = E_a + 2.68 \cdot 10^{14} \times T_a - t ^{-1.09}$	48	188	2002.10.24 09:41	$-1.19 \cdot 10^9$	1.478	$2.54 \cdot 10^{-7}$	2.21	4.89	5.35	11.76	63.593	-147.604	0.0	30.0
21	2005.09.01 14:17	$E = E_a + 1.76 \cdot 10^9 \times T_a - t ^{-0.41}$	28	2	2005.09.01 14:52	$1.86 \cdot 10^{11}$	1.712	$7.04 \cdot 10^{-7}$	1.37	4.56	4.18	0.465	33.146	-115.644	0.0	3.0
22	2009.03.23 08:06	$E = E_a + 2.25 \cdot 10^8 \times T_a - t ^{-1.42}$	18	5	2009.03.23 17:05	$1.86 \cdot 10^8$	1.414	$7.31 \cdot 10^{-4}$	1.87	5.90	6.61	1.172	33.320	-115.721	6.0	1.5
23	2012.08.26 18:43	$E = E_a + 9.37 \cdot 10^7 \times T_a - t ^{-1.16}$	39	33	2012.08.26 19:24	$9.43 \cdot 10^{11}$	1.464	$4.05 \cdot 10^{-4}$	2.05	6.09	6.83	0.088	33.002	-115.558	6.0	3.0
24	2014.05.24 17:06	$E = E_a + 3.12 \cdot 10^{23} \times T_a - t ^{-5.93}$	80	1475	2015.01.10 03:58	$1.17 \cdot 10^{11}$	1.144	$2.20 \cdot 10^{-3}$	1.15	5.02	5.54	158.3	65.120	-149.002	0.0	15.0
25	2016.06.28 12:47	$E = E_a + 2.45 \cdot 10^{13} \times T_a - t ^{-1.12}$	1961	302	2017.01.11 01:37	$1.48 \cdot 10^{10}$	1.472	$9.63 \cdot 10^{-7}$	1.54	3.49	3.85	182.5	38.821	-122.854	2.0	1.5

Примечание: n_a и n_e — число событий в аппроксимационной и экстраполяционной (прогнозной) частях последовательности, значения асимптоты X_a и коэффициента k приведены с учетом размерности параметра E — Дж; $L_{reg} = \lg|K_{reg}|$, $L_{kpn} = \lg|K_{pn}|$.

Таблица 7. Характеристики зависимости затухания потока сейсмической энергии после некоторых сильных землетрясений Северной Америки (см. табл. 5), соответствующие экстремумам прогнозной нелинейности K_{pn}

№	Момент ретропрогноза	Аппроксимационная зависимость	n_a	n_e	T_a	E_a	α	k	L_{reg}	L_p	L_{kpn}	Δ_t , сут	Параметры выборки			
													шир., град.	долг., град.	глуб., км	рад., км
1	1996.01.23 10:20	$E = E_a - 6.03 \cdot 10^{17} \times T_a - t ^{-1.30}$	5850	5557	1905.03.19 09:45	$2.51 \cdot 10^{16}$	1.435	$-3.73 \cdot 10^{-8}$	2.50	3.14	2.87	6669	38.367	-122.675	40.0	60.0
2	1938.05.31 08:34	$E = E_a - 2.23 \cdot 10^{15} \times T_a - t ^{-0.70}$	123	2737	1917.11.27 03:53	$8.00 \cdot 10^{14}$	1.589	$-1.90 \cdot 10^{-9}$	1.68	2.88	2.77	28699	33.772	-117.514	20.0	30.0
3	1950.01.24 21:57	$E = E_a - 1.07 \cdot 10^{15} \times T_a - t ^{-1.11}$	66	1111	1921.12.11 15:31	$3.98 \cdot 10^{14}$	1.475	$-1.48 \cdot 10^{-7}$	1.96	2.95	2.71	15864	34.311	-118.839	0.0	30.0
4	1934.12.17 11:09	$E = E_a - 6.90 \cdot 10^{14} \times T_a - t ^{-0.91}$	18	1052	1927.10.11 13:46	$2.59 \cdot 10^{15}$	1.523	$-3.52 \cdot 10^{-8}$	1.58	3.44	3.64	29965	34.422	-120.726	0.0	60.0
5	1933.06.23 14:54	$E = E_a - 4.27 \cdot 10^{11} \times T_a - t ^{-0.54}$	20	77	1933.03.11 01:53	$2.58 \cdot 10^{14}$	1.650	$-6.35 \cdot 10^{-8}$	2.42	5.42	5.91	20039	33.610	-118.022	5.0	7.5
6	1937.03.27 12:27	$E = E_a - 4.43 \cdot 10^{11} \times T_a - t ^{-0.22}$	24	52	1937.03.25 16:49	$6.77 \cdot 10^{13}$	1.819	$-1.23 \cdot 10^{-9}$	1.41	4.47	4.84	282.5	33.347	-116.268	0.0	60.0
7	1940.06.01 23:59	$E = E_a - 1.89 \cdot 10^{12} \times T_a - t ^{-0.47}$	29	33	1940.05.19 04:36	$1.88 \cdot 10^{15}$	1.682	$-1.04 \cdot 10^{-8}$	2.00	5.18	5.64	2496	32.629	-115.089	0.0	60.0
8	1947.04.11 18:43	$E = E_a - 1.15 \cdot 10^{12} \times T_a - t ^{-0.30}$	46	115	1947.04.10 15:58	$4.02 \cdot 10^{14}$	1.772	$-1.65 \cdot 10^{-9}$	1.55	6.66	7.36	16930	34.958	-116.583	5.0	7.5
9	1952.07.23 22:32	$E = E_a - 1.40 \cdot 10^{13} \times T_a - t ^{-0.23}$	42	1026	1952.07.21 11:52	$1.26 \cdot 10^{16}$	1.812	$-8.57 \cdot 10^{-11}$	1.69	7.33	7.99	23495	35.030	-118.884	0.0	15.0
10	1956.02.11 06:11	$E = E_a - 2.43 \cdot 10^{13} \times T_a - t ^{-0.19}$	32	89	1956.02.09 14:32	$1.23 \cdot 10^{15}$	1.842	$-2.62 \cdot 10^{-11}$	1.40	5.48	6.02	2649	31.796	-116.122	0.0	30.0
11	1981.04.15 18:46	$E = E_a - 5.85 \cdot 10^{13} \times T_a - t ^{-0.17}$	89	4317	1959.08.18 06:37	$4.07 \cdot 10^{15}$	1.858	$-8.34 \cdot 10^{-12}$	1.42	3.10	2.58	13044	44.462	-111.429	0.0	60.0
12	1962.11.02 22:35	$E = E_a - 1.59 \cdot 10^{10} \times T_a - t ^{-0.38}$	15	8	1962.10.29 02:42	$9.52 \cdot 10^{12}$	1.723	$-1.15 \cdot 10^{-7}$	1.59	3.29	3.20	28.05	34.222	-116.867	10.0	15.0
13	1966.07.09 01:12	$E = E_a - 9.29 \cdot 10^8 \times T_a - t ^{-0.61}$	52	15	1966.06.28 04:26	$1.07 \cdot 10^{13}$	1.623	$-5.71 \cdot 10^{-6}$	2.62	4.96	5.08	119.5	35.856	-120.305	5.0	7.5
14	1971.02.11 17:35	$E = E_a - 1.27 \cdot 10^{10} \times T_a - t ^{-0.52}$	27	38	1971.02.09 14:00	$5.02 \cdot 10^{14}$	1.659	$-5.11 \cdot 10^{-7}$	2.64	6.68	7.23	885.4	34.404	-118.392	8.0	3.0
15	1975.06.06 13:06	$E = E_a - 3.43 \cdot 10^9 \times T_a - t ^{-0.25}$	39	25	1975.06.01 01:38	$5.02 \cdot 10^{12}$	1.798	$-9.28 \cdot 10^{-8}$	1.77	6.51	7.05	6274	34.515	-116.502	0.0	1.5
16	1980.06.03 07:24	$E = E_a - 2.16 \cdot 10^{10} \times T_a - t ^{-0.43}$	61	268	1980.05.25 19:44	$3.17 \cdot 10^{14}$	1.698	$-1.56 \cdot 10^{-7}$	2.58	7.18	7.79	13133	37.743	-118.760	5.0	7.5
17	1984.11.30 08:02	$E = E_a - 1.76 \cdot 10^9 \times T_a - t ^{-0.90}$	59	173	1984.11.23 18:07	$1.32 \cdot 10^{14}$	1.525	$-2.81 \cdot 10^{-5}$	2.88	6.45	7.15	5263	37.454	-118.597	9.0	1.5
18	1987.11.26 11:58	$E = E_a - 4.31 \cdot 10^9 \times T_a - t ^{-0.43}$	35	39	1987.11.24 01:54	$6.35 \cdot 10^{13}$	1.700	$-4.65 \cdot 10^{-7}$	2.40	7.43	8.10	9502	33.074	-115.783	4.0	3.0
19	1992.04.26 09:49	$E = E_a - 5.65 \cdot 10^{10} \times T_a - t ^{-0.57}$	104	673	1992.04.25 18:06	$3.16 \cdot 10^{15}$	1.639	$-3.07 \cdot 10^{-7}$	2.49	7.31	8.09	8294	40.394	-124.316	10.0	7.5
20	1995.09.25 07:00	$E = E_a - 6.05 \cdot 10^8 \times T_a - t ^{-0.55}$	16	78	1995.09.25 04:47	$1.61 \cdot 10^{12}$	1.646	$-4.86 \cdot 10^{-6}$	1.58	6.88	7.73	6664	35.809	-117.622	8.0	1.5
21	1999.11.12 13:18	$E = E_a - 9.95 \cdot 10^9 \times T_a - t ^{-0.74}$	106	588	1999.10.16 09:46	$3.19 \cdot 10^{15}$	1.574	$-3.76 \cdot 10^{-6}$	3.50	6.96	7.51	5866	34.643	-116.278	15.0	7.5
22	2002.11.09 00:36	$E = E_a - 1.28 \cdot 10^{11} \times T_a - t ^{-0.54}$	39	240	2002.11.03 22:12	$5.01 \cdot 10^{16}$	1.651	$-1.36 \cdot 10^{-7}$	3.11	6.87	7.49	5164	63.490	-147.373	0.0	7.5
23	2006.10.15 04:10	$E = E_a - 2.33 \cdot 10^9 \times T_a - t ^{-0.16}$	54	68	2006.10.08 02:48	$4.02 \cdot 10^{11}$	1.860	$-4.89 \cdot 10^{-8}$	1.45	5.50	5.94	3600	46.842	-121.602	4.0	3.0
24	2010.07.08 03:14	$E = E_a - 6.80 \cdot 10^7 \times T_a - t ^{-0.44}$	31	131	2010.07.07 23:53	$7.98 \cdot 10^{12}$	1.696	$-9.09 \cdot 10^{-6}$	2.37	7.33	8.08	2154	33.433	-116.466	14.0	3.0
25	2014.07.17 19:00	$E = E_a - 5.33 \cdot 10^6 \times T_a - t ^{-0.99}$	27	31	2014.07.17 11:49	$6.31 \cdot 10^{13}$	1.502	$-8.40 \cdot 10^{-4}$	2.68	6.89	7.69	813.2	60.359	-140.287	10.0	3.0

Примечание: см. табл. 6.

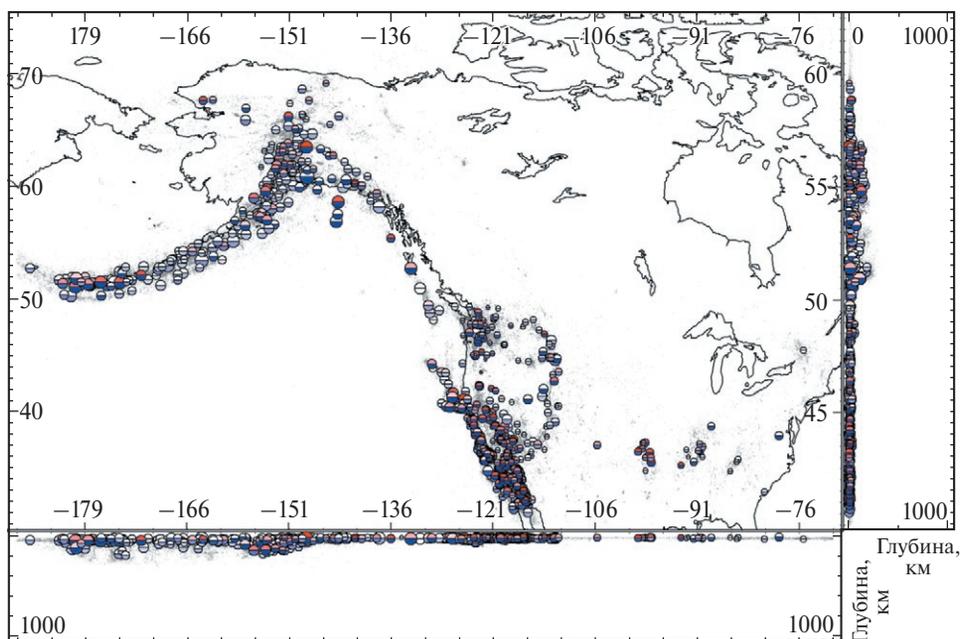


Рис. 4. Пространственное распределение сейсмичности и прогнозируемость сильных землетрясений Северной Америки в 1900–2016 гг. Точками серого цвета показано положение гипоцентров землетрясений по данным каталога Геологической службы США. Круги соответствуют гипоцентрам сильных землетрясений; интенсивность заливки верхнего и нижнего полукружий пропорциональна, соответственно, форшоковой и афтершоковой прогнозируемости данного землетрясения (по экстремуму прогнозной нелинейности).

Высокая прогнозируемость сейсмического потока (сохранение аппроксимационных тенденций при их экстраполяции в будущее, см. табл. 1) свидетельствует, что уравнение (2) при использовании описанной методики адекватно моделирует динамику потока сейсмической энергии. Это делает возможным применение уравнения (2) для дифференцирования потоковых характеристик сейсмичности, т. е. для определения скоростей и ускорений сейсмического потока. В свою очередь анализ пространственного распределения этих производных позволяет определить локализацию имеющихся тенденций к изменению сейсмичности. Поскольку сильные землетрясения приурочены к экстремумам прогнозируемой нелинейности сейсмического потока (см. рис. 1), то пространственные локализации с экстремальными тенденциями к его изменчивости представляют интерес для прогноза как самих сильных землетрясений, так и афтершокового затухания сейсмичности, т. е. именно в этих локализациях имеют смысл экстраполяции существующих тенденций в будущее. По сути мы получаем комбинацию методов саморазвивающихся процессов и картирования сейсмичес-

кой активности по плотности сейсмического потока [Тихонов, 2006; 2009].

Потенциальную эффективность изложенной методики отчасти подтверждают ранее полученные данные [Малышев, 2014]: на картах ускорений сейсмической активности, построенных при сканировании с шагом 10 км (гипоцентральный радиус выборок 15 км) зона предстоящего Восточно-Японского землетрясения (11.03.2011 г., $M=9.0$) начинает отчетливо выделяться за несколько дней до толчка. Зона подготовки имеет размеры примерно $100 \times 80 \times 40$ км, что существенно превышает шаг сканирования. Это также согласуется с результатами данной работы (см. табл. 2), свидетельствующими о том, что прогнозируемость сильных землетрясений проявляется на средних (от 7.5 до 30 км) и больших (60 и 150 км) радиусах гипоцентральных выборок. Таким образом, предлагаемая методика устанавливает, как минимум, наличие перед Восточно-Японским землетрясением хорошо выраженных предвестников, использование которых позволило бы расширить интервал времени на предотвращение разрушительных последствий землетрясения с 10–30 минут (время дости-

жения волной цунами побережья) до нескольких суток.

Положительный ответ на вопросы первой группы (из сформулированных во введении) позволяет в общих чертах наметить перспективы практического использования прогнозируемости сейсмического потока. Если количественно определить активизацию сейсмического потока как величину, обратно пропорциональную расчетному времени для удвоения скорости выделения энергии, то при помощи этой величины возможно картирование зон быстрой активизации (рис. 5). Использование гипоцентров землетрясений в выборках с наибольшей величиной активизации позволяет статистически установить зону ее максимума и, далее, прогнозировать развитие сейсмичности уже в пределах этой зоны, т. е. выявлять имеющиеся тенденции выделения энергии и на их основе оценивать вероятность сильных землетрясений.

Естественно, что рис. 5 лишь иллюстрирует принципиальные возможности 3 D-картирования перед сильными землетрясениями. Окончательный вариант подобного картирования будет определен на третьем (из упомянутых во Введении) этапе исследований. Однако для перехода к этому этапу необходимо рассмотреть статистические данные по устойчивости экстраполяций потока энергии в зависимости от параметров уравнения ДСПП и условий формирования выборок.

Тем не менее полученные результаты позволяют утверждать, что мониторинг на основе метода саморазвивающихся процессов с предварительным картированием нелинейности сейсмического потока для Северной Америки имеет смысл на всех радиусах гипоцентральных выборок: с повышением радиуса выборок увеличивается число сильных землетрясений, имеющих прогнозируемость по потоку сейсмической энергии, тогда как уменьшение радиуса приводит к возрастанию уровней прогнозируемости и прогнозной нелинейности потока энергии, а также к повышению точности определения пространственного положения экстремумов нелинейности потока сейсмической энергии, к которым приурочены сильные землетрясения.

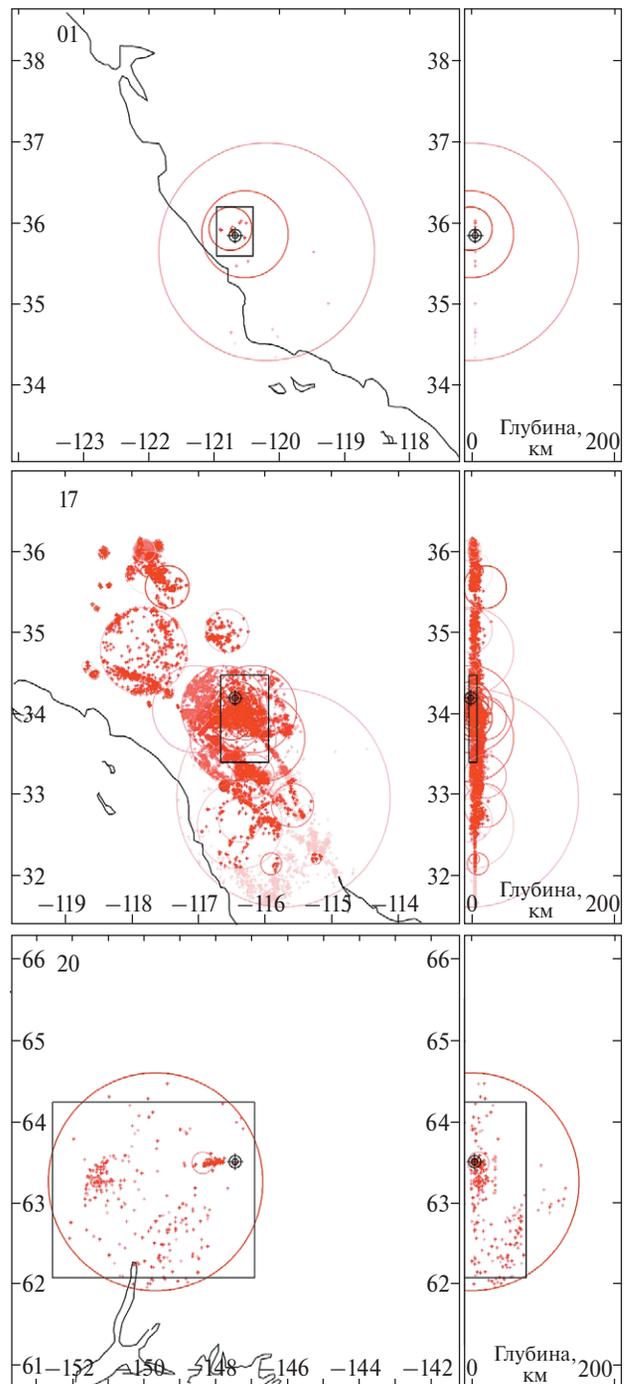


Рис. 5. Зоны форшоковой активизации перед некоторыми сильными землетрясениями: 01 – за сутки до землетрясения 08.06.1934 г. ($M = 5.8$); 17 – за 30 суток до землетрясения 28.06.1992 г. ($M = 7.3$); 20 – за 5 суток до землетрясения 03.11.2002 г. ($M = 7.9$). Нумерация соответствует табл. 4 и верхней части рис. 1. Двойной круг с перекрестием – гипоцентр будущего сильного землетрясения; окружности соответствуют выборкам, в которых выявлена активизация; крестики – гипоцентры землетрясений, входящих в последовательности активизации; прямоугольник ограничивает средневзвешенную зону активизации ($\pm 3\sigma$ от ее статистического центра).

ВЫВОДЫ

Проанализированный для Северной Америки поток сейсмической энергии показывает хорошую прогнозируемость. Следовательно, уравнение (2) при использовании описанной методики адекватно моделирует динамику сейсмичности и его можно использовать для картирования экстремальной нелинейности сейсмического потока. Комбинация метода саморазвивающихся процессов с предварительным картированием позволяет перейти к прогнозу сейсмичности в зонах экстремальной нелинейности. Полученные результаты демонстрируют очень хорошие перспективы аппроксимационно-экстраполяционного подхода для прогноза как самих сильных землетрясений, так и последующего афтершокового затухания сейсмической активности. При этом суммарная энергия землетрясений E представляет собой характеристику сейсмического потока, которую возможно непосредственно использовать для прогноза энергии землетрясений. Получение аналогичных результатов по нескольким регионам на основе различных источников сейсмических данных позволяет перейти ко второму этапу исследований – обобщающей оценке прогностического потенциала уравнения ДСПП и статистической настройке его параметров на максимальную эффективность прогноза трендов потока сейсмической энергии.

ФИНИНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН № АААА-А19-119072990020-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Малышев А.И. Динамика саморазвивающихся процессов // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 61–72.

Малышев А.И. Гиперболические закономерности сейсмической подготовки извержения вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. // Вулканология и сейсмология. 2000. № 3. С. 70–78.

Малышев А.И. Закономерности нелинейного развития сейсмического процесса. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2005. 111 с.

Малышев А.И. Первые результаты 3D-мониторинга сейсмической активности и его перспективы. Ежегодник-2013. Тр. Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого. Вып. 161. 2014. С. 390–395.

Малышев А.И. Оценка прогнозируемости сейсмического потока на примере извержения вулкана Шивелуч 1964 г. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 22–36.

Малышев А.И. Прогнозируемость сейсмического потока и сильных землетрясений Камчатки в 1962–2014 г. // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 52–66.

Малышев А.И., Малышева Л.К. Прогнозируемость потока сейсмической энергии северо-западного обрамления Тихого океана по данным каталога USGS // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2. № 3. С. 141–153.

Малышев А.И., Тихонов И.Н. Нелинейные закономерности развития сейсмического процесса во времени // Физика Земли. 2007. № 6. С. 37–51.

Тихонов И.Н. Методы и результаты анализа каталогов землетрясений для целей средне- и краткосрочного прогнозов сильных сейсмических событий. Владивосток, Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2006. 214 с.

Тихонов И.Н. Методология прогноза сильных землетрясений по потоку сейсмичности на примере северо-западной части Тихоокеанского пояса. Дисс. ... докт. физ.-мат. наук. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2009. 192 с.

Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Прогнозирование землетрясений на Камчатке. М.: Светоч Плюс. 2011. 304 с.

Encyclopedia of Earthquake Engineering. Springer. 2016. 3965 p.

Bell A.F., Kilburn C.R.J., Main I.G. Volcanic eruptions, real-time forecasting of. Encyclopedia of Earthquake Engineering. Springer. 2016. P. 3892–3906.

Bell A.F., Naylor M., Heap M.J., Main I.G. Forecasting volcanic eruptions and other material failure phenomena: An evaluation of the failure forecast method // Geoph. Res. Letters. 2011. V. 38. Iss. 15. L15304. DOI: 10.1029/2011 GL048155

Bell A.F., Naylor M., Main I.G. The limits of predictability of volcanic eruptions from accelerating rates of earthquakes // Geophys J Int. Geophys. J. Int. 2013 V. 194. P. 1541–1553. DOI: 10.1093/gji/ggt191

Kanamori H. The Energy Release in Great Earthquakes // JGR. 1977. V. 82. № 20. P. 2981–2987.

Voight B. A method for prediction of volcanic eruptions // Nature. 1988. V. 332. P. 125–130.

Predictability of the Rate of Seismic Energy in North America

A. I. Malyshev^{a,}*

*^aZavaritsky Institute of Geology and Geochemistry,
Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, 620016 Russia*

**E-mail: malyshev@igg.uran.ru*

Received November 21, 2017

The predictability of the rate of seismicity and strong earthquakes of North America is assessed based on the catalog of the U.S. Geological Survey for 1900–2016. A second-order nonlinear differential equation is used as the mathematical model of the study; the algorithms for optimization and predictability assessment are developed by the author. The conducted estimates show high predictability of the rate of seismic energy. Among 1422 analyzed strong earthquakes, the foreshock predictability is revealed for 120 earthquakes (~215 thousand determinations) and the aftershock predictability for 1410 earthquakes (more than 3 million determinations). The predictability related to the strong earthquakes appears at small (1.5–3 km) radius of the samples of hypocenters and increases in terms of the number of the predicted earthquakes with the increase in the radius of the samples. The forecast distances in time are, on average, tens of days for foreshock predictability and thousands of days for aftershock predictability. The obtained results demonstrate a very promising potential of the approximation-extrapolation approach for forecasting both the strong earthquakes themselves and the subsequent aftershock decay of seismic activity.

Keywords: optimization algorithms, foreshock predictability, aftershock predictability