СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2021

Нечеткие множества высокосейсмичных пересечений морфоструктурных линеаментов на Кавказе и в регионе Алтай–Саяны–Прибайкалье

А. Д. Гвишиани, Б. А. Дзебоев, С. М. Агаян, И. О. Белов, Ю. И. Николова 3

Воздействие магнитной бури на тектонические деформации и береговой эффект

Г. А. Соболев 11

Анализ движений и деформаций земной поверхности по тринадцатилетним GPS-наблюдениям до и во время землетрясений Риджкрест (июль 2019, США, Калифорния)

В. И. Кафтан 29

Следы сильных землетрясений в Ахсикете – древней столице Ферганской долины

А. М. Корженков, А. Анарбаев, М. Т. Усманова, С. Н. Родина, С. Кубаев, З. Кораева, Ш. Омонов, Т. Захидов 39

ДМА-алгоритмы регистрации проявления цунами в записях уровня моря

С. М. Агаян, Ш. Р. Богоутдинов, О. В. Иванченко, Д. А. Камаев 59

Энергетический спектр сейсмического процесса в приложении к долгосрочному сейсмическому прогнозу и среднесрочно-краткосрочному уточнению сейсмической опасности

А. В. Соломатин 67

Памяти члена редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология” Виктора Михайловича Сугробова 80

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ, 2021, № 2, с. 3–10

УДК 550.341

НЕЧЕТКИЕ МНОЖЕСТВА ВЫСОКОСЕЙСМИЧНЫХ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ МОРФОСТРУКТУРНЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ НА КАВКАЗЕ И В РЕГИОНЕ АЛТАЙ–САЯНЫ–ПРИБАЙКАЛЬЕ

© 2021 г. А. Д. Гвишиани[a, b], Б. А. Дзебоев[a, c, *], С. М. Агаян[a], И. О. Белов[a], Ю. И. Николова[a]

[a] *Геофизический центр РАН, ул. Молодежная, 3, Москва, 119296 Россия*

[b] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия*

[c] *Геофизический институт ВНЦ РАН, ул. Маркова, 93а, Владикавказ, 362002 Россия*

*****e-mail: b.dzeboev@gcras.ru*

Поступила в редакцию 30.10.2020 г.
После доработки 09.11.2020 г.
Принята к публикации 11.12.2020 г.

Статья посвящена распознаванию мест возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6.0$ на Кавказе и в регионе Алтай–Саяны–Прибайкалье. Предлагается новый подход к классификации пересечений морфоструктурных линеаментов с помощью определения нечеткого множества. Последнее дает возможность интегральной интерпретации единого результата (композиции) распознаваний высокосейсмичных зон, выполненных алгоритмами “Барьер-3” и “Кора-3”.

Ключевые слова: распознавание мест возможного возникновения землетрясений, EPA, Барьер-3, Кора-3, нечеткие множества, сейсмическая опасность, Кавказ, регион Алтай–Саяны–Прибайкалье

DOI: 10.31857/S0203030621020036

ВВЕДЕНИЕ

Эффективным инструментом поиска решений задачи определения мест возможного возникновения сильных землетрясений является распознавание образов [Гвишиани и др., 2019, 2020; Соловьев и др., 2014]. Принципиальная возможность использования такого подхода впервые была обоснована в 1972 г. в работе [Гельфанд и др., 1972]. Позже разработанный в работе [Гельфанд и др., 1972] метод, интегрирующий в себе кроме блока распознавания образов геолого-геофизические и геоморфологические исследования в рассматриваемом регионе, получил название EPA (Earthquake-Prone Areas) [Гвишиани и др., 2020; Кособоков, Соловьев, 2018; Соловьев и др., 2014 и др.].

За прошедшие с момента его создания и развития полвека EPA был применен для распознавания мест возможного возникновения сильнейших, сильных и значительных землетрясений в большинстве горных стран мира [Гвишиани и др., 2020; Соловьев и др., 2014; Gorshkov, Novikova, 2018]. Формализованная постановка проблемы EPA в ее классическом виде приведена в работах [Гвишиани и др., 2020; Соловьев и др., 2014].

До 2017 г. для выполнения классификации объектов распознавания на высоко- и низкосейсмичные в EPA использовались исключительно классические алгоритмы дихотомии с обучением: “Кора-3” [Бонгард и др., 1966; Вайнцвайг, 1973; Гвишиани и др., 2020 и др.], “Подклассы” [Гвишиани и др., 2020; Гельфанд и др., 1976 и др.] и “Правило Хемминга” [Гвишиани и др., 2020; Кособоков, 1981]. Эти алгоритмы являются частными случаями семейства алгоритмов ГНП (Голосование по Набору Признаков), построенного А.Д. Гвишиани и В.А. Гурвичем [Гвишиани, Гурвич, 1992].

Перечисленные алгоритмы осуществляют дихотомию с обучением множества пересечений морфоструктурных линеаментов [Габриэлов и др., 1977; Ранцман, 1979; Ранцман, Гласко, 2004; Alekseevskaya et al., 1977], являющихся объектами распознавания, на высоко- и низкосейсмичные подмножества. Базой обучения при этом является пара B_0 и H_0. В этой паре B_0 не может содержать в себе объектов противоположного низкосейсмичного класса H, т.е. является “чистой” обучающей выборкой высокосейсмичного класса B. В свою очередь, H_0 необходимо содержит в себе как высоко- так и низкосейсмичные объекты, т.е. не является “чистым” низкосейсмичным классом обучения.

Практика применения метода EPA в многочисленных горных странах мира продиктовала необходимость избежать в распознавании такой асимметричности обучения [Гвишиани и др., 2017]. Стало ясно, что для повышения достовер-

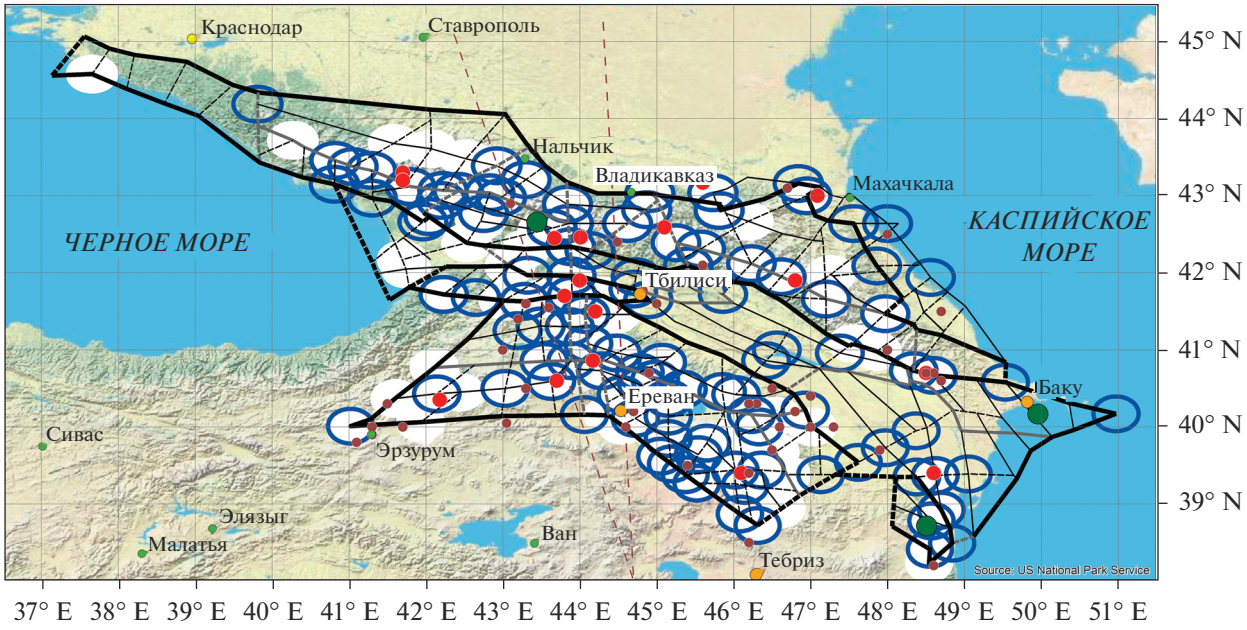

Рис. 1. Схема морфоструктурного районирования Кавказа (толстые черные линии – линеаменты I-го ранга, средние серые – II-го ранга, тонкие черные – III-го ранга, сплошными линиями показаны продольные линеаменты, пунктирными – поперечные) [Соловьев и др., 2013], места возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6.0$ (пустые эллипсы с темными границами – "Барьер-3" [Dzeboev et al., 2019], белые эллипсы – "Кора-3" [Соловьев и др., 2016], белые эллипсы с темными границами – оба алгоритма) и эпицентры землетрясений с $M \geq 6.0$ (маленькие коричневые точки – до 1900 г., средние красные точки – за период 1900–1992 гг., большие темно-зеленые точки – начиная с 1993 г.). Бордовыми вертикальными пунктирными линиями отмечено Транскавказское поднятие (по [Акопян и др., 2017]).

ности результатов распознавания следует создать алгоритм с обучением по единственному высокосейсмичному классу B_0, включающему в себя объекты, в окрестностях которых сильные землетрясения уже известны [Гвишиани и др., 2020].

В 2017 г. авторами работы [Гвишиани и др., 2017] был создан принципиально новый алгоритм "Барьер" для его использования в качестве нового блока распознавания метода EPA. В 2019 г. этот алгоритм был модифицирован. Новая версия алгоритма получила название "Барьер-3" [Дзебоев и др., 2019; Dzeboev et al., 2019]. Принципиальным отличием алгоритмов "Барьер" и "Барьер-3" от алгоритмов, ранее используемых в EPA, является то, что процесс обучения в них ведется лишь по одной достоверной выборке B_0 высокосейсмичного класса. Эта выборка не содержит в себе заведомых ошибок классификации. "Барьер-3" хорошо зарекомендовал себя при распознавании высокосейсмичных зон в регионе Алтай–Саяны–Прибайкалье [Дзебоев и др., 2019] и на Кавказе [Dzeboev et al., 2019].

В настоящей статье на примере регионов Алтай–Саяны–Прибайкалье и Кавказ строится совместная интерпретация мест возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6.0$, распознанных по одному ("чистому") и двум ("чистому" и "смешанному") классам обучения. Интерпретация базируется на композиции конструкции нечеткого множества и результатов, полученных независимо алгоритмом "Барьер-3" и классической дихотомией "Кора-3".

МЕСТА ВОЗМОЖНОГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С $M \geq 6.0$ НА КАВКАЗЕ

В 2013 г. в работе [Соловьев и др., 2013] была построена схема морфоструктурного районирования (МСР) Кавказа. На ней выделено 237 пересечений осей морфоструктурных линеаментов трех рангов (рис. 1). В 2016 г. в работе [Соловьев и др., 2016] с помощью алгоритма дихотомии "Кора-3" на Кавказе было выполнено распознавание мест возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6.0$. В 2019 г. в работе [Dzeboev et al., 2019] было выполнено независимое распознавание с использованием алгоритма "Барьер-3" в качестве блока классификации объектов метода EPA.

На рис. 1 представлено сравнение классификаций пересечений линеаментов на Кавказе, полученных алгоритмами "Барьер-3" и "Кора-3". Отметим, что в обоих алгоритмах в качестве обучающей выборки B_0 высокосейсмичного класса использовались 16 пересечений морфоструктурных линеаментов, в окрестностях которых известны эпицентры коровых землетрясений с $M \geq 6.0$, начиная с 1900 г. (17 землетрясений за период

1900–1992 гг.). Алгоритм "Барьер-3" распознал как высокосейсмичные 108 пересечений линеаментов (пустые эллипсы с темными границами, см. рис. 1) [Dzeboev et al., 2019], "Кора-3" – 107 пересечений (белые эллипсы, см. рис. 1) [Соловьев и др., 2016], одновременно оба алгоритма – 73 (белые эллипсы с темными границами, см. рис. 1). Совокупность окрестностей пересечений линеаментов, классифицированных как высокосейсмичные, – эллипсов (см. рис. 1), используемых для вычисления значений геолого-геофизических и геоморфологических характеристик объектов распознавания, согласно подходу EPA [Гвишиани и др., 2020; Кособоков, Соловьев, 2018; Соловьев и др., 2014], определяет места возможного возникновения землетрясений (в данном случае для $M \geq 6.0$).

Из рис. 1 видно, что объекты, расположенные на продольных линеаментах II-го ранга и независимо классифицированные обоими алгоритмами как высокосейсмичные в Центральном и Юго-Восточном сегментах Большого Кавказа, образуют протяженные зоны вдоль оси Главного хребта. Хорошее совпадение результатов наблюдается в восточном секторе Малого Кавказа и на Армянском вулканическом нагорье.

Совокупность объектов, расположенных на поперечных линеаментах II-го ранга и отнесенных алгоритмами "Барьер-3" и "Кора-3" к высокосейсмичному классу B, образует в пределах Транскавказского поперечного поднятия протяженную субмеридиональную зону, соединяющую места возможного возникновения сильных землетрясений на Большом и Малом Кавказе. Также достаточно хорошая согласованность высокосейсмичных зон наблюдается в районе Талышских гор. Заметим, что значительная часть известных в регионе землетрясений с $M \geq 6.0$ произошла в окрестности объектов, образующих описанные зоны.

Анализ рис. 1 показал, что все 17 эпицентров землетрясений (1900–1992 гг.) с $M \geq 6.0$, используемых для формирования обучающих выборок B_0 алгоритмов, находятся внутри зон, распознанных обоими алгоритмами как высокосейсмичные. Из 42 эпицентров землетрясений с $M \geq 6.0$, произошедших до 1900 г. (см. рис. 1) и составлявших при распознавании материал экзамена, внутри зон, распознанных алгоритмами "Барьер-3" и "Кора-3", находятся 35 и 34 эпицентра соответственно.

На рис. 1 показаны эпицентры трех землетрясений с $M \geq 6.0$, произошедших на Кавказе начиная с 1993 г. Информация об этих землетрясениях никак не использовалась при формировании обучающих выборок алгоритмов и тем самым представляет собой материал чистого эксперимента. Два эпицентра находятся строго внутри высокосейсмичных зон, распознанных обоими алгоритмами (см. рис. 1).

Таким образом, из 62 рассматриваемых на Кавказе землетрясений $M \geq 6.0$ вне высокосейсмичных зон, распознанных алгоритмами "Барьер-3" и "Кора-3", находятся, соответственно, 8 и 9 эпицентров.

Полученные независимо положительные варианты распознавания алгоритмами "Барьер-3" и "Кора-3" (см. рис. 1) делают их контрольными экспериментами друг для друга. В силу достаточной близости результатов эти контрольные эксперименты следует признать удачными, что повышает оценку достоверности распознавания.

МЕСТА ВОЗМОЖНОГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С $M \geq 6.0$ В РЕГИОНЕ АЛТАЙ–САЯНЫ–ПРИБАЙКАЛЬЕ

На рис. 2 показаны места возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6.0$ в регионе Алтай–Саяны–Прибайкалье, распознанные независимо алгоритмами "Барьер-3" и "Кора-3". Здесь в качестве B_0 использовались 16 пересечений линеаментов, в окрестности которых известны эпицентры коровых землетрясений с $M \geq 6.0$, начиная с 1900 г. (15 землетрясений за период 1900–2012 гг.). Сравнительный анализ результатов показал их хорошую согласованность. Алгоритм "Барьер-3" распознал как высокосейсмичные 32 пересечения линеаментов из 97 [Дзебоев и др., 2019], "Кора-3" – 33 пересечения [Горшков и др., 2018]. При этом оба алгоритма отнесли 25 объектов к классу B.

Из рис. 2 видно, что различия в классификации объектов алгоритмами "Барьер-3" и "Кора-3" наблюдаются в Чуйской степи и предгорьях Курайского и Чулышманского хребтов на Восточном Алтае. Здесь "Кора-3" распознал на 4 пересечения линеаментов больше. Различия также наблюдаются на Окинском плоскогорье, ограниченном Окинским хребтом и южной частью Восточных Саян, и на северном и западном побережьях оз. Байкал (см. рис. 2).

Если в качестве мест возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6.0$ в регионе Алтай–Саяны–Прибайкалье рассматривать объединение подмножеств пересечений линеаментов, классифицированных алгоритмами "Барьер-3" и "Кора-3" как опасные, то из рис. 2 видно, что потенциально высоксейсмичные зоны группируются вдоль границ горных систем. Так, высокосейсмичным является продольный линеамент II-го ранга, отделяющий изучаемый регион от Монгольского Алтая. 4 из 5 находящихся на нем пересечений распознаны как опасные. Аналогично высокосейсмичным является поперечный линеамент I-го ранта (4 из 5 пересечений), отделяющий

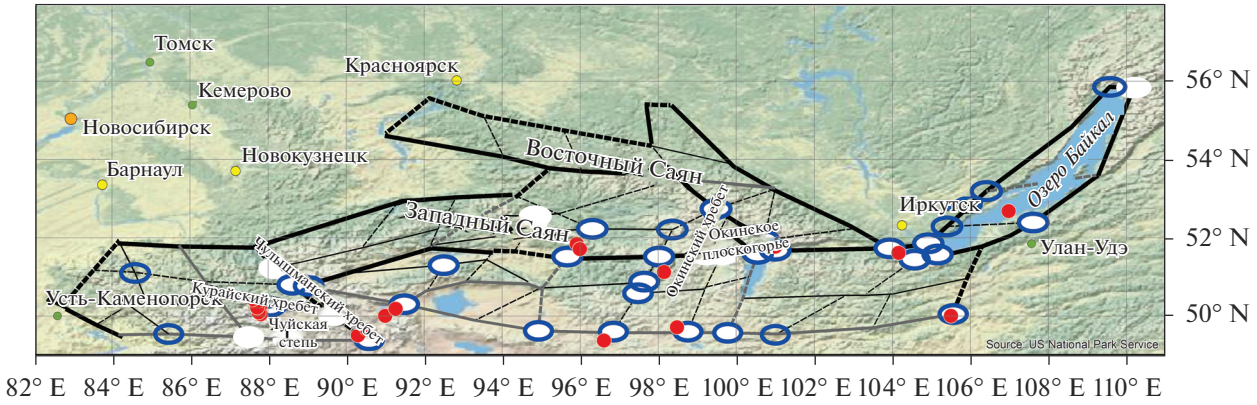

Рис. 2. Схема морфоструктурного районирования региона Алтай–Саяны–Прибайкалье [Горшков и др., 2018] (обозначения см. рис. 1), места возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6.0$ [Горшков и др., 2018; Дзебоев и др., 2019] (обозначения см. рис. 1) и эпицентры землетрясений с $M \geq 6.0$ (1900–2012 гг.).

Восточный Алтай от Западных Саян. На продольном линеаменте I-го ранга, отделяющем Западный и Восточный Саяны от горных хребтов Хангая, распознаны как высокосейсмичные все 7 пересечений.

На юге рассматриваемого региона (см. рис. 2) классифицированы как высокосейсмичные 8 из 10 объектов на продольном линеаменте II-го ранга. 6 из 7 объектов объявлены опасными на поперечном линеаменте III-го ранга в центральном сегменте изучаемого региона. Сейсмоопасным признан продольный линеамент I-го ранга, обрамляющий западное побережье оз. Байкал.

Следует отметить, что эпицентры всех 15-ти рассматриваемых в регионе землетрясений с $M \geq 6.0$ (1900–2012 гг.) расположены строго внутри зон, распознанных обоими алгоритмами.

Результаты распознавания мест возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6.0$ в регионе Алтай–Саяны–Прибайкалье, полученные алгоритмами “Барьер-3” (один класс обучения) и “Кора-3” (два класса обучения), достаточно хорошо согласуются (см. рис. 2). Это говорит в пользу достоверности обоих результатов, т.к. распознавание производилось независимо.

НЕЧЕТКИЕ МНОЖЕСТВА ВЫСОКОСЕЙСМИЧНЫХ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ЛИНЕАМЕНТОВ

Понятие нечеткого множества было введено в 1965 г. основоположником “нечеткой математики” Лофти Заде в статье “Fuzzy Sets”, опубликованной в журнале “Information and Control” [Zadeh, 1965]. Этот выдающийся математик расширил классическое понятие множества, допустив, что его характеристическая функция может принимать любые значения в интервале [0, 1], а не только значения 0 и 1. Расширив, таким образом, класс характеристических функций, Л. Заде назвал их функциями принадлежности.

Определение 1. Под нечетким множеством A понимается совокупность упорядоченных пар, составленных из элементов x универсума X и соответствующих степеней принадлежности $\mu_A(x)$ [https://ru.wikipedia.org]:

$$A = \{(x, \mu_A(x)) | x \in X\}.$$

При этом $\mu_A(x)$ – *функция принадлежности* (обобщение понятия характеристической функции классических четких множеств) указывает, в какой степени (мере) элемент x принадлежит нечеткому множеству A.

Функция $\mu_A(x)$, вообще говоря, принимает значения в некотором линейно упорядоченном множестве M [Фихтенгольц, 2015], которое называют множеством принадлежности. В его качестве мы выбираем отрезок [0, 1], заведомо являющийся линейно упорядоченным множеством. Заметим, что если $M = \{0,1\}$ (т.е. множество принадлежностей состоит их двух элементов), то нечеткое множество превращается в классическое.

Пусть A – нечеткое множество с элементами из универсума X и его $M = [0,1]$.

Определение 2. Носителем (support) A называется множество:

$$\{x | x \in X, \mu_A(x) > 0\} = suppA.$$

Определение 3. Верхняя грань, вычисленная как $\sup_{x \in X} \mu_A(x)$, называется высотой нечеткого множества A.

Нечеткое множество нормально, если его высота равна 1. Если высота A строго меньше 1, нечеткое множество A называется субнормальным.

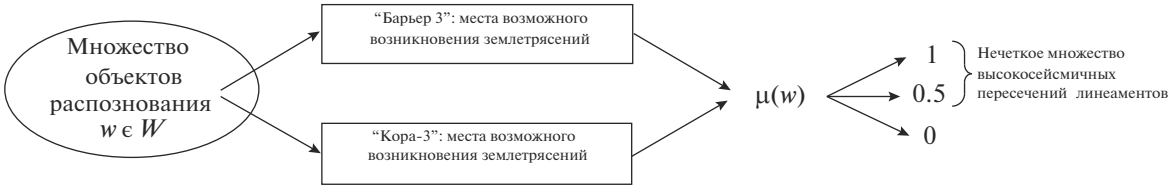

Рис. 3. Схема построения нечеткого множества высокосейсмичных пересечений линеаментов.

Нечеткое множество пусто, если $\forall x \in X : \mu_A(x) = 0$.

Элементы $x \in X$, для которых $\mu_A(x) = 0.5$, называются точками перехода нечеткого множества A.

Применим конструкцию нечеткого множества для построения интегрального результата, равноценный вклад в который вносят алгоритмы "Барьер-3" и "Кора-3".

Положим универсум X равным множеству W всех пересечений морфоструктурных линеаментов (объектов) в регионе, где уже проведено независимое распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений алгоритмами "Барьер-3" и "Кора-3". Определим искомое нечеткое множество высокосейсмичных объектов, в окрестности которых возможны землетрясения с $M \geq 6.0$, как множество пар:

$$B = \{w, \mu_B(w) | w \in W\}. \quad (1)$$

При этом функция принадлежности $\mu_B(w)$ задается формулой:

$$\mu_B(w) = \mu_{B_Б, B_К}(w) = \begin{cases} 1, w \in B_Б \cap B_К \\ 0.5, w \in B_Б \Delta B_К = \\ 0, w \notin B_Б \cup B_К \end{cases} \quad (2)$$
$$= (B_Б \cup B_К) \setminus (B_Б \cap B_К),$$

где $B_Б$ и $B_К$ – множества объектов, распознанных как высокосейсмичные алгоритмами "Барьер-3" и "Кора-3" соответственно.

Согласно формулам (1)–(2) интегральный результат распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений может быть интерпретирован как непустое нормальное нечеткое множество. Из (1)–(2) следует, что это имеет место для любой пороговой магнитуды M_0, такой, что задача имеет смысл, и соответствующее распознавание обоими алгоритмами выполнено.

Высокосейсмичными объектами в интегральном результате будем считать пересечения для которых $\mu_{B_Б, B_К}(w) > 0$ (рис. 3). Иными словами, мы ищем объекты $w \in W$, принадлежащие носителю нечеткого множества B, определенного формулой (1). Таким образом, на основе формулы (2) нам нужно определить $supp B$.

На рис. 4 показаны примеры интерпретации результатов распознавания мест возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6.0$ на Кавказе и в регионе Алтай–Саяны–Прибайкалье с помощью конструкции нечеткого множества (1)–(2).

Все рассматриваемые в регионе Алтай–Саяны–Прибайкалье землетрясения с $M \geq 6.0$ (см. рис. 2) использовались для формирования обучающих выборок высокосейсмичного класса алгоритмов "Барьер-3" и "Кора-3" [Горшков и др., 2018; Дзебоев и др., 2019]. В силу полученных результатов указанные эпицентры располагаются в окрестностях объектов, отнесенных к классу B обоими алгоритмами (см. рис. 4а). Отсюда количество "пропусков цели" распознавания, полученного с помощью нечеткой функции (см. рис. 4а), такое же, как у каждого из алгоритмов в отдельности (см. рис. 2). Во всех трех случаях это число равно нулю. В данном случае распознавание с помощью формул (1)–(2) не влияет на качество результата, а лишь увеличивает количество искомых высокосейсмичных объектов, где сильные землетрясения до настоящего времени не были зарегистрированы.

Иная ситуация имеет место на Кавказе. Подход с помощью нечеткой функции априорно улучшает здесь качество результата. Напомним, что на рис. 1 из 62 эпицентров рассматриваемых землетрясений с $M \geq 6.0$ вне высокосейсмичных зон, распознанных алгоритмами "Барьер-3" и "Кора-3", находятся 8 и 9 эпицентров соответственно. При этом всего 4 эпицентра находятся за пределами зон, определенных как высокосейсмичные по (1)–(2) (см. рис. 4б).

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как было показано на рис. 1 и 2, места возможного возникновения сильных землетрясений в регионах Алтай–Саяны–Прибайкалье и Кавказ, распознанные алгоритмом "Барьер-3" (один класс обучения) и классическим алгоритмом дихотомии "Кора-3" (два класса обучения), хорошо согласуются. В пользу близости результатов говорит и схожесть критериев высокой сейсмичности [Гвишиани и др., 2020], выявленных алгоритмами в изученных регионах [Горшков и др., 2018; Дзебоев и др., 2019; Соловьев и др., 2016; Dzeboev et al., 2019].

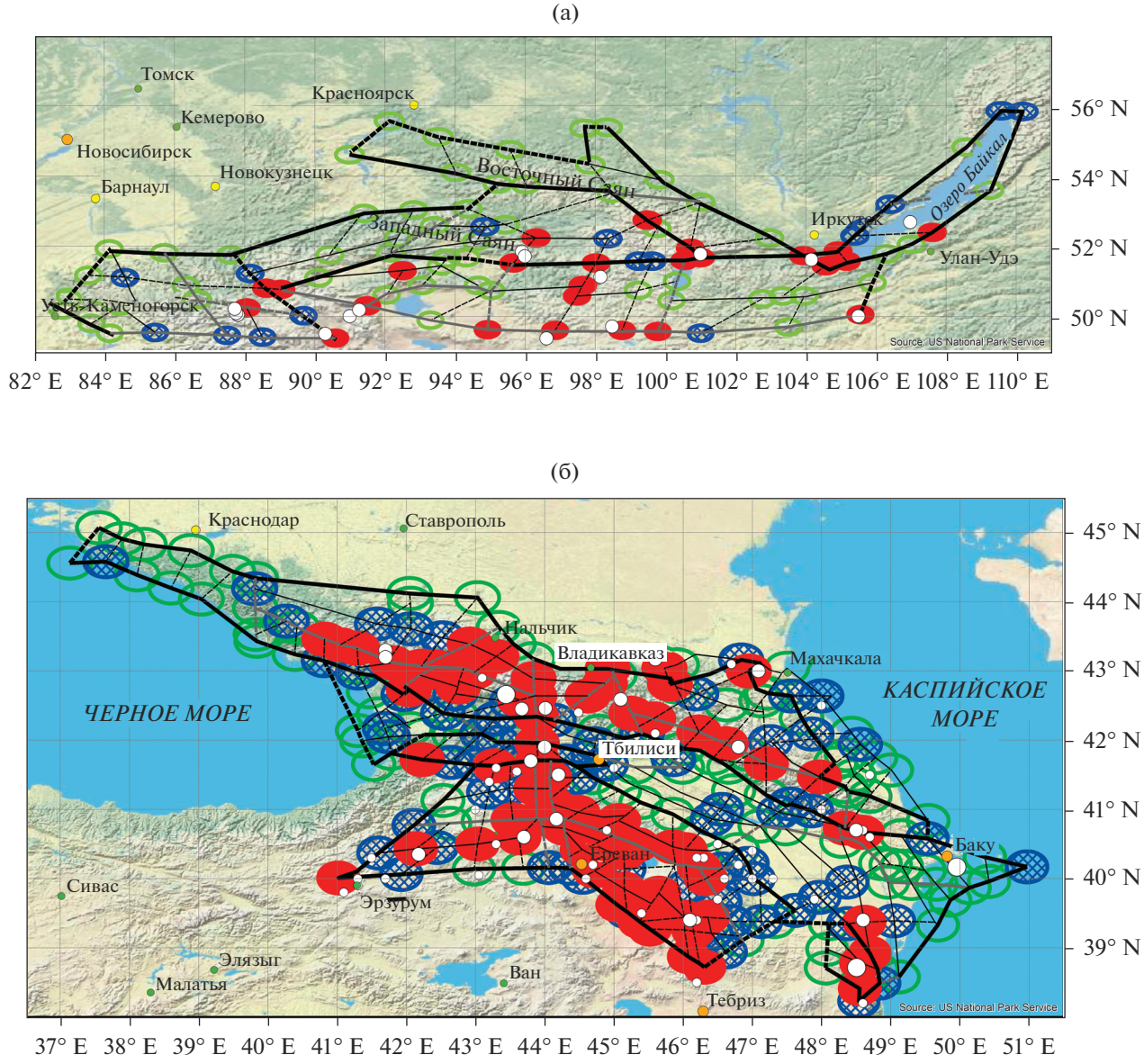

Рис. 4. Распознавание мест возможного возникновения землетрясений с $M \geq 6.0$ с помощью нечеткой композиции (1–2) алгоритмов “Барьер-3” и “Кора-3”.
а – регион Алтай–Саяны–Прибайкалье (белые точки – эпицентры землетрясений с $M \geq 6.0$); б – Кавказ (белые точки – эпицентры землетрясений с $M \geq 6.0$: маленькие – до 1900 г., средние – 1900–1992 гг., большие – после 1992 г.). Объекты с функцией принадлежности $\mu_{B_Б, B_К} = 1$ показаны красным цветом (сплошные эллипсы), синим (заштрихованные эллипсы) – $\mu_{B_Б, B_К} = 0.5$, зеленым (пустые эллипсы) – $\mu_{B_Б, B_К} = 0$.

Высокосейсмичные зоны, определенные обоими алгоритмами, хорошо согласуются как с эпицентрами исторических и инструментальных сильных землетрясений, произошедших до выполнения распознавания, так и с эпицентрами землетрясений, не участвовавших в формировании обучающих выборок и, соответственно, являющихся материалом чистого эксперимента.

Алгоритмы “Барьер-3” и “Кора-3” классифицировали как высокосейсмичные, соответственно, 46 и 45% пересечений линеаментов на Кавказе (см. рис. 1), 32 и 34% – в регионе Алтай–Саяны–Прибайкалье (см. рис. 2). В интегральном результате, полученном с помощью нечеткого множества, высокосейсмичными объявлено 41.2% объектов в регионе Алтай–Саяны–Прибайкалье (см. рис. 4а) и 59.9% – на Кавказе (см. рис. 4б). При этом в проблеме EPA [Гвишиани и др., 2020; Кособоков, Соловьев, 2018; Соловьев и др., 2014 и др.], как правило, результат считается нетривиаль-

ным, если не более 60% объектов классифицированы как высокосейсмичные [Соловьев и др., 2014].

Распознавание, полученное по формулам (1)–(2) (см. рис. 4), для обоих регионов удовлетворяет этому условию. Таким образом, это позволяет получить новый нетривиальный результат для обоих регионов и вдвое уменьшить количество "пропусков цели" на Кавказе.

Улучшение результата связано с тем, что использование нечеткой математики позволяет интегрировать воедино различные критерии двух независимых распознаваний, выполненных алгоритмами "Барьер-3" и "Кора-3". Это позволяет в какой-то мере компенсировать неполноту, а иногда и дефектность исходных данных.

Предложенная в настоящей статье математическая конструкция, представляющая собой композицию нечеткого множества и классификаций высокосейсмичных зон, независимо распознанных с обучением по одному и двум классам, является шагом на пути к созданию инструмента системного анализа. Этот инструмент может оказаться весьма полезным для дальнейшего изучения проблемы определения мест возможного возникновения сильнейших, сильных и значительных землетрясений.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-70054 "Системный подход к комплексированию алгоритмов распознавания для оценки сейсмической опасности".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акопян С.Ц., Бондур В.Г., Рогожин Е.А. Технология мониторинга и прогнозирования сильных землетрясений на территории России с использованием метода сейсмической энтропии // Физика Земли. 2017. № 1. С. 34–53.
https://doi.org/10.7868/S0002333717010021

Бонгард М.М., Вайнцвайг М.Н., Губерман Ш.А., Извекова М.Л., Смирнов М.С. Использование обучающейся программы для выявления нефтеносных пластов // Геология и геофизика. 1966. № 6(II). С. 15–29.

Вайнцвайг М.Н. Алгоритм обучения распознаванию образов "Кора" // Алгоритмы обучения распознаванию образов. М.: Сов. Радио, 1973. С. 8–12.

Габриэлов А.М., Горшков В.И., Ранцман Е.Я. Опыт морфоструктурного районирования по формализованным признакам // Распознавание и спектральный анализ в сейсмологии / Под ред. В.И. Кейлис-Борока // Вычислительная сейсмология. 1977. Вып. 10. С. 50–58.

Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Дзебоев Б.А., Белов И.О. Распознавание мест возможного возникновения эпицентров сильных землетрясений с одним классом обучения // Докл. АН. 2017. Т. 474. № 1. С. 86–92.
https://doi.org/10.7868/S0869565217130175

Гвишиани А.Д., Гурвич В.А. Динамические задачи классификации и выпуклое программирование в приложениях. М.: Наука, 1992. 360 с.

Гвишиани А.Д., Кафтан В.И., Красноперов Р.И., Татаринов В.Н., Вавилин Е.В. Геоинформатика и системный анализ в геофизике и геодинамике // Физика Земли. 2019. № 1. С. 42–60.
https://doi.org/10.31857/S0002-33372019142-60

Гвишиани А.Д., Соловьев А.А., Дзебоев Б.А. Проблема распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений: актуальный обзор // Физика Земли. 2020. № 1. С. 5–29.
https://doi.org/10.31857/S0002333720010044

Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.Л., Кейлис-Борок В.И., Ранцман Е.Я. О критериях высокой сейсмичности // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202. № 6. С. 1317–1320.

Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И., Кнопов Л., Пресс Ф.С., Ранцман Е.Я., Ротвайн И.М., Садовский А.М. Условия возникновения сильных землетрясений (Калифорния и некоторые другие регионы) // Вычислительная сейсмология. Вып. 9. Исследование сейсмичности и моделей Земли / Под ред. В.И. Кейлис-Борока. М., 1976. С. 3–91.

Горшков А.И., Соловьев А.А., Жарких Ю.И. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений в регионе Алтай–Саяны–Прибайкалье // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 3. С. 333–335.
https://doi.org/10.7868/S0869565218090219

Дзебоев Б.А., Гвишиани А.Д., Белов И.О., Татаринов В.Н., Агаян С.М., Барыкина Ю.В. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений на основе алгоритма с единственным чистым классом обучения: I. Алтай–Саяны–Прибайкалье. $M \geq 6.0$ // Физика Земли. 2019. № 4. С. 33–47.
https://doi.org/10.31857/S0002-33372019433-47

Кособоков В.Г. Распознавание мест сильных землетрясений востока Средней Азии и Анатолии методом Хемминга // Вычислительная сейсмология. Вып. 14. Модели строения Земли и прогноза землетрясений / Под ред. В.И. Кейлис-Борока. М., 1981. С. 76–81.

Кособоков В.Г., Соловьев А.А. Распознавание образов в задачах оценки сейсмической опасности // Чебышевский сборник. 2018. Т. 19. Вып. 4. С. 53–88.
https://doi.org/10.22405/2226-8383-2018-19-4-55-90

Ранцман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука, 1979. 172 с.

Ранцман Е.Я., Гласко М.П. Морфоструктурные узлы – места экстремальных природных явлений. М.: МедиаПресс, 2004. 224 с.

Соловьев А.А., Гвишиани А.Д., Горшков А.И., Добровольский М.Н., Новикова О.В. Распознавание мест возможного возникновения землетрясений: методология и анализ результатов // Физика Земли. 2014. № 2. С. 3–20.
https://doi.org/10.7868/S0002333714020112

Соловьев А.А., Новикова О.В., Горшков А.И., Пиотровская Е.П. Распознавание расположения потенциальных очагов сильных землетрясений в Кавказском регионе с использованием ГИС-технологий // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 5. С. 599–601.
https://doi.org/10.7868/S0869565213170222

Соловьев Ал.Ан., Горшков А.И., Соловьев Ан.Ал. Применение данных по литосферным магнитным аномалиям в задаче распознавания мест возможного возникновения землетрясений // Физика Земли. 2016. № 6. С. 21–27. https://doi.org/10.7868/S0002333716050148

Фихтенгольц Г.М. Основы математического анализа. Санкт-Петербург: Лань, 2015. Ч. 1. 448 с., Ч. 2. 464 с.

Alekseevskaya M., Gabrielov A., Gelfand I., Gvishiani A., Rantsman E. Formal morphostructural zoning of mountain territories // Geophysics. 1977. V. 42(2). P. 227–233.

Dzeboev B.A., Soloviev A.A., Dzeranov B.V., Karapetyan J.K., Sergeeva N.A. Strong earthquake-prone areas recognition based on the algorithm with a single pure training class. II. Caucasus, $M \geq 6.0$. Variable EPA method // Russian J. Earth Sciences (RJES). 2019. V. 19. P. ES6005. https://doi.org/10.2205/2019ES000691

Gorshkov A., Novikova O. Estimating the validity of the recognition results of earthquake-prone areas using the ArcMap // Acta Geophysica. 2018. V. 66. Iss. 5. P. 843–853. https://doi.org/10.1007/s11600-018-0177-3

https://ru.wikipedia.org/wiki/Нечеткое_множество.

Zadeh L.A. Fuzzy sets // Information and Control. 1965. V. 8. P. 338–353.

Fuzzy Sets of High Seismicity Crossings of Morphostructural Lineaments in the Caucasus and in the Altai–Sayan–Baikal Region

A. D. Gvishiani[1, 2], B. A. Dzeboev[1, 3, *], S. M. Agayan[1], I. O. Belov[1], and J. I. Nikolova[1]

[1]Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Molodezhnaya str., 3, Moscow, 119296 Russia

[2]Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia

[3]Geophysical Institute – the Affiliate of Vladikavkaz Scientific Centre, Russian Academy of Sciences, Markova str., 93a, Vladikavkaz, 362002 Russia

**e-mail: b.dzeboev@gcras.ru*

The article is devoted to earthquake-prone areas recognition with $M \geq 6.0$ in the Caucasus and in the Altai–Sayan–Baikal region. A new approach to the classification of intersections of morphostructural lineaments using the definition of a fuzzy set is proposed. The latter enables an integral interpretation of a single result (composition) of high seismicity zones recognition performed by the "Barrier-3" and "Cora-3" algorithms.

Keywords: earthquake-prone areas recognition, EPA, Barrier-3, Cora-3, fuzzy sets, seismic hazard, Caucasus, Altai–Sayan–Baikal region

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ, 2021, № 2, с. 11–28

УДК 550.334

ВОЗДЕЙСТВИЕ МАГНИТНОЙ БУРИ НА ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ И БЕРЕГОВОЙ ЭФФЕКТ

© 2021 г. Г. А. Соболев*

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

**e-mail: sobolev@ifz.ru*

Поступила в редакцию 20.10.2020 г.
После доработки 03.12.2020 г.
Принята к публикации 11.12.2020 г.

Изучены записи 58 идентичных широкополосных сейсмических станций во время сильных геомагнитных бурь. Исследованы колебания с периодами в несколько часов. Они сопоставлены с синхронными вариациями земных приливов. На станциях, расположенных в приграничных областях континент–океан, проявлялись после бури аномальные изменения скорости деформаций. Они длились несколько суток с амплитудой до нескольких миллиметров в минуту.

Ключевые слова: сейсмические станции, тектонические деформации, магнитная буря, земной прилив, береговой эффект

DOI: 10.31857/S0203030621020061

ВВЕДЕНИЕ

В отдельных, еще малочисленных публикациях, было исследовано влияние электромагнитного излучения Солнца и магнитных бурь на сейсмичность [Барсуков, 1991; Соболев и др., 2001; Yesugey, 2009; Jeffrey, Jeremy, 2013; Тренькин, 2015]. В работе [Закржевская, Соболев, 2004] было продемонстрировано, что число землетрясений с магнитудами ≥3 возрастало в течение 2–7 сут после бурь в некоторых районах Средней Азии, Кавказа и Америки. Однако было отмечено отсутствие эффекта на Аляске. Исследовалось также влияние на сейсмический шум магнитных бурь [Sobolev, Zakrzhevskaya, 2019] и быстрых изменений атмосферного давления [Соболев, Закржевская, 2020]. Резкие изменения компонент напряженности магнитного поля практически одновременно сопровождались импульсами шума на сейсмических станциях в разных районах мира. В настоящей работе изучался шум при сильных магнитных бурях уже в часовом диапазоне периодов. Использованы ежесекундные записи широкополосных сейсмических станций IRIS, оснащенных сейсмометрами STS-1 [Wieland, Streckeisen, 1982]. Из базы GSNet_152.dat взяты данные по 58 станциям, которые непрерывно работали во время некоторых сильных магнитных бурь. Их расположение на глобусе показано на рис. 1. Канал LHZ каждой станции регистрирует вертикальную скорость смещения грунта; далее мы будем использовать более простой термин – скорость деформации.

МЕТОДИКА

На рис. 2а график P демонстрирует приливные вертикальные перемещения земной поверхности, вычисленные для координат сейсмической станции PFO [33.60 с.ш.–116.45 з.д.] по программе PETGTAB [Wenzel, 1999] с дискретностью один отсчет в минуту. На графике dP приведена производная по времени, демонстрирующая ежеминутную скорость изменения прилива. График dS представляет скорость деформации на сейсмической станции PFO. Исходная запись с дискретностью 1 отсчет в секунду усреднена до 10 с и очищена фильтром Гаусса [Hardle, 1989; Любушин, 2007] с радиусом 30 от микросейсм секундного диапазона периодов. Далее она приведена осреднением к минутным отсчетам, а чувствительность уменьшена, чтобы приравнять размах dS к вариациям скорости изменения прилива dP. Таким образом, размах колебаний на оси ординат для dS представлен в условных единицах, удобных при вычислении разности между показаниями сейсмического канала и скоростью прилива. Из сопоставления графиков dS и dP следует, что станция отчетливо воспроизводит полусуточные и суточные колебания скорости прилива. Коэффициент корреляции значений dS и dP составляет 0.99. На графике dif приведена разность амплитуд dif = dS – dP. Результаты аналогичных расчетов для станции COR [44.586 с.ш.–123.303 з.д.] показаны на рис. 2б.

Амплитуда колебаний dif на разных станциях изменялась от 0.25 до 0.5 dP. Анализ формы таких вариаций приводит к предположению, что эти

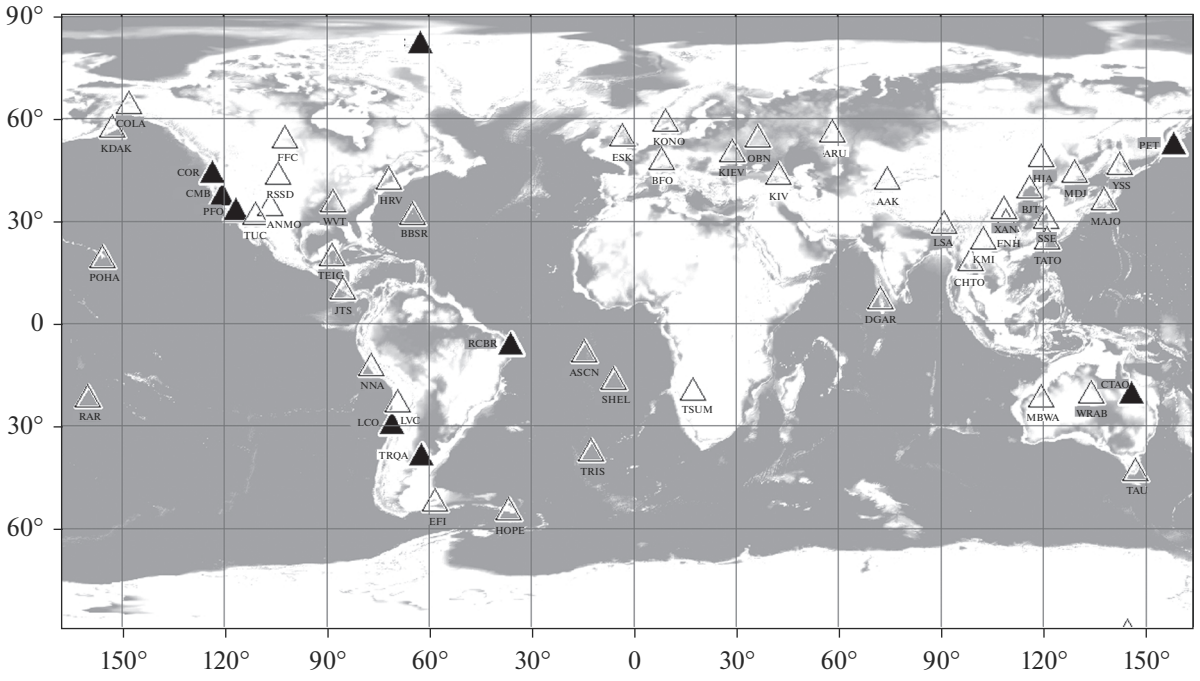

Рис. 1. Расположение проанализированных в работе широкополосных сейсмических станций; черным цветом обозначены станции, на которых обнаружен береговой эффект.

“остаточные” колебания вызваны разной реакцией сейсмической станции на вызванные приливами фазы растяжения и сжатия. Отличия диаграмм растяжения и сжатия твердых материалов хорошо известны [Малинин, 1975]. Величина “остаточных” колебаний зависит от неупругих свойств горных пород в области расположения конкретной станции, что не учитывается при расчете теоретического прилива. Из сопоставления графиков dif и P следует, что амплитуда dif не зависит от формы прилива. Таким образом, имеется возможность искать эффекты изменения деформаций вследствие других причин. Аналогия записей сейсмической станции и теоретически вычисленного прилива в некоторых случаях ухудшается. Известно, например, что на показаниях высокогорных станций сказываются колебания дневной и ночной температуры [Sobolev, Zakrzhevskaya, 2019]. Область равной и максимальной чувствительности широкополосного сейсмографа STS-1 лежит в диапазоне 0.2–360 с. На более длинных периодах чувствительность уменьшается на два порядка при 10-кратном удлинении периода. При периодах $>10^3$ с происходит постепенный переход свойств сейсмометра в свойства гравиметра [Рыков, 1979]. Это обусловлено воздействием силы тяжести на пружину маятника. При дальнейшем удлинении периодов чувствительность меняется мало, что позволяет надежно воспроизводить суточные колебания земных приливов (см. рис. 2а, б).

Сведения о сильных магнитных бурях получены из архива http//www.spaceweatherlive.com. В таблицах архива приведены значения планетарных Kp-индексов – отклонений магнитного поля Земли от нормы в течение трехчасовых интервалов соответствующих суток (GFZ Potsdam official Kp-index). Значения Kp-индексов лежат в диапазоне от 0 до 9. Во время очень сильных магнитных бурь значения Kp = 9 проявляются в нескольких трехчасовых интервалах. В архиве приведен список 50 сильнейших магнитных бурь, произошедших за период 1994–2017 гг. Они расположены в порядке убывания Ap-индексов. Последние вычисляются по восьми Kp-индексам за сутки, характеризуют среднесуточную планетарную амплитуду возмущения магнитного поля Земли в линейной шкале и измеряются в нанотеслах (нТл).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Рассмотрим на рис. 3 записи станций PFO [30, RSSD [44.12 с.ш.–104.04 з.д.], HRV [42.51 с.ш.–71.56 з.д.] во время бури 29–31 октября 2003 г. Видно, что в интервале больших значений Kp-индексов больше 8 на графиках станций RSSD и HRV проявлены высокочастотные всплески, которых не заметно на графиках COR и PFO. Мы проверили, не являются ли эти отличия следствием разной структуры магнитной бури в местах

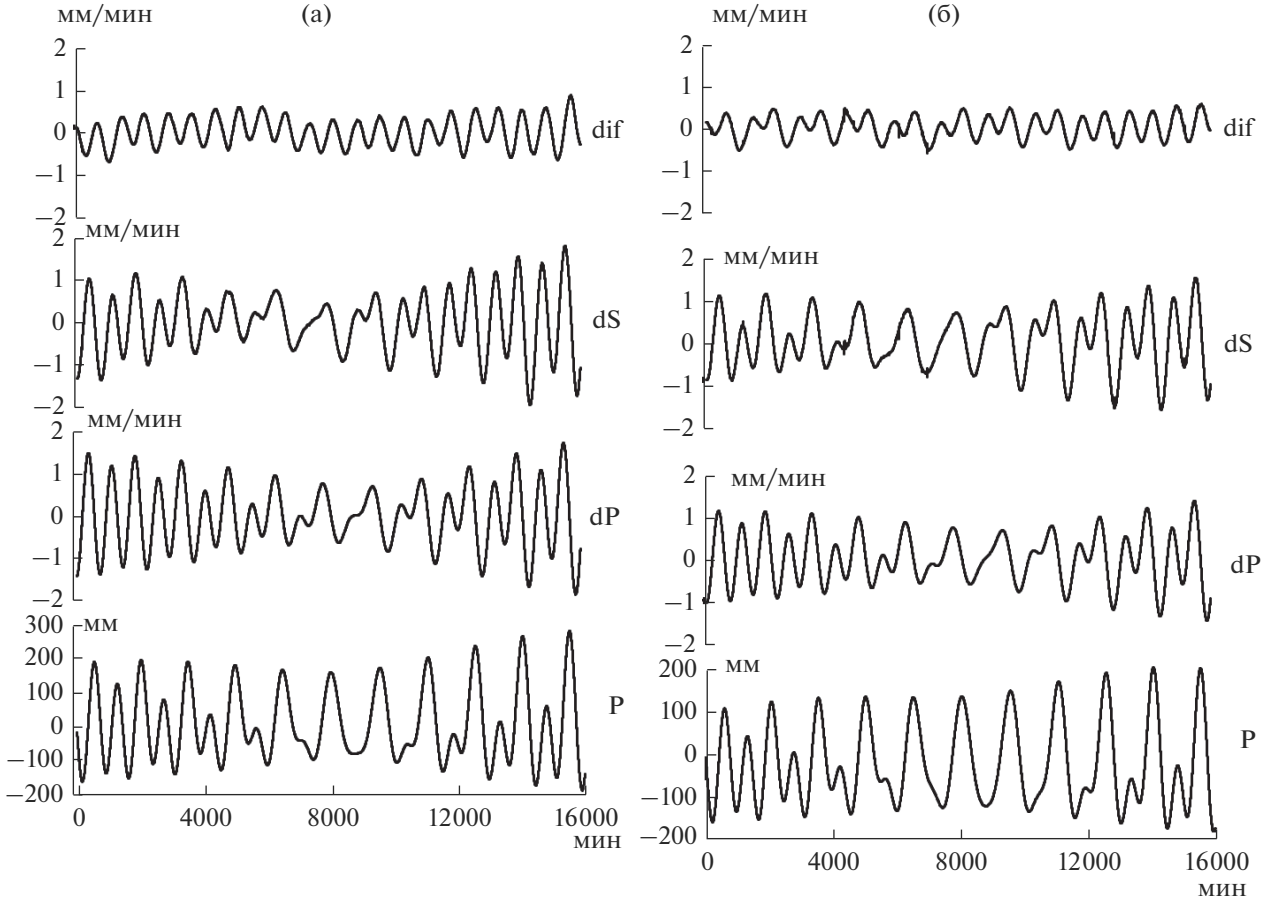

Рис. 2. Станции PFO (а) и COR (б).
P – прилив; dP – скорость изменения прилива; dS – запись сейсмической станции; dif = dS – dP.

расположения станций. Были использованы данные компонент напряженности магнитного поля из INTERMAGNET Data по ряду геомагнитных обсерваторий. На рис. 4 представлены записи геомагнитных обсерваторий FRN [37.09 с.ш.–119.72 з.д.], NEW [48.27 с.ш.–117.12 з.д.], BOU [40.14 с.ш.–105.24 з.д.]. Они расположены на расстояниях 134, 183, 130 км от сейсмических станций PFO, COR и RSSD. Взят четырехсуточный интервал с 28 по 31 октября, и первые пики на графиках соответствуют началу интенсивных колебаний, когда величины Kp-индексов превысили значения 8. Обратим внимание на следующую особенность записей. Высокочастотные вариации геомагнитных компонент ярче проявлены на обсерватории NEW вблизи сейсмической станции COR по сравнению с обсерваторией BOU, расположенной возле сейсмической станции RSSD. В то же время из рис. 3 следует, что высокочастотные сейсмические колебания наблюдались более отчетливо как раз на станции RSSD и малозаметны на станциях PFO, COR. Соответственно, причина их появления не объясняется структурой магнитного поля в буре. Возможно, причину нужно искать в изменениях свойств и водонасыщенности пород в области соответствующих станций.

Вызванные магнитными бурями сейсмические колебания минутного диапазона изучались нами по данным большого количества широкополосных сейсмических станций в работе [Sobolev et al., 2020], где были, в частности, сделаны следующие выводы. Возникавшие при бурях сейсмические импульсы наблюдались в записях всех станций, расположенных на континентах. Они отсутствовали на станциях, находящихся на небольших островах посреди глубоководного океана. Это объяснялось скин-эффектом поглощения электромагнитных колебаний высокопроводящей океанской водой и свидетельствовало, что источники возникновения сейсмических импульсов находятся в твердой земле. В настоящем исследовании мы не будем проводить анализ вариаций минутного диапазона периодов. Разде-

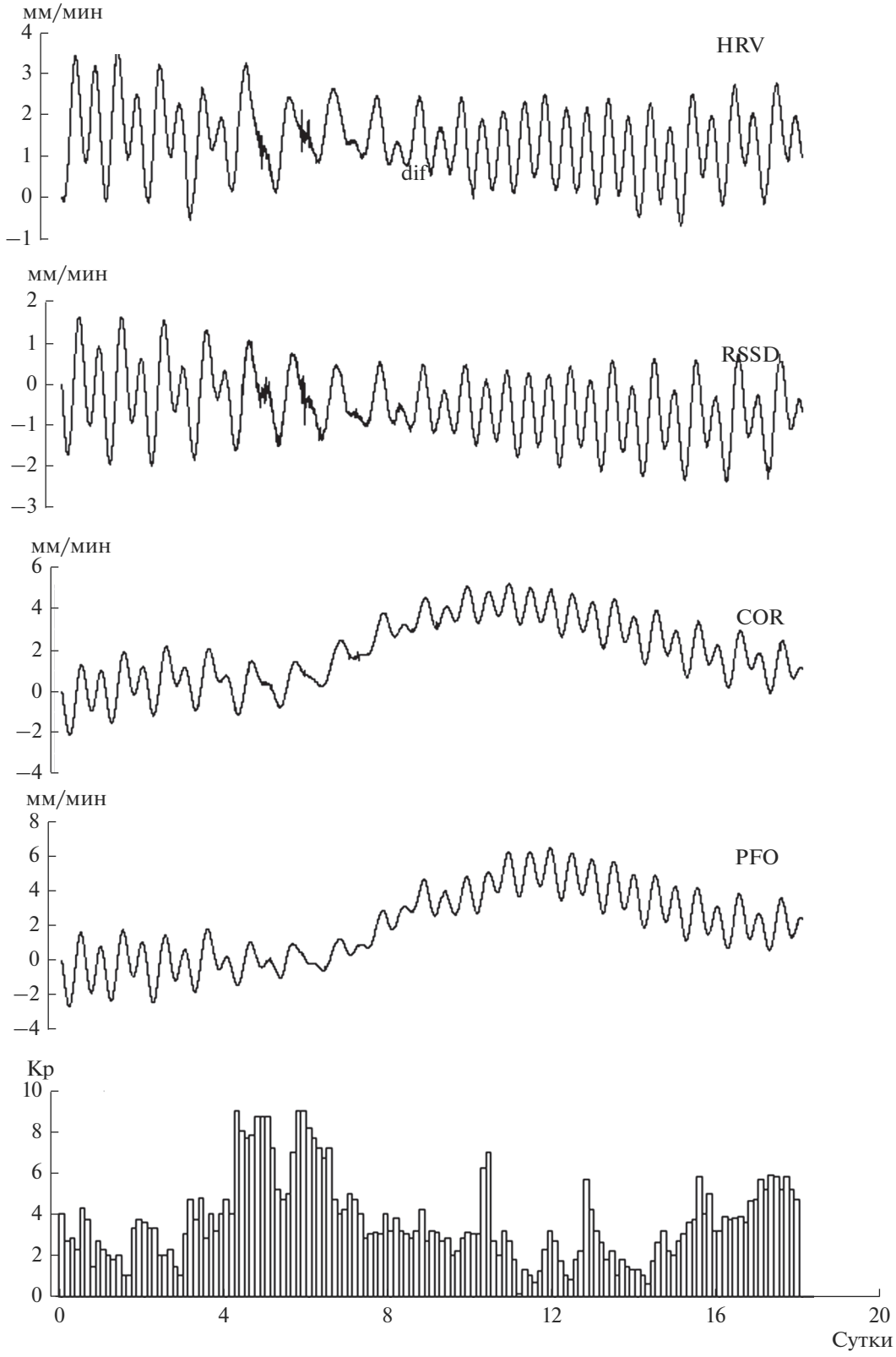

Рис. 3. Записи сейсмических станций, расположенных вблизи границы материк–океан (PFO, COR) и удаленных от нее (RSSD, HRV) во время бури 29–31 октября 2003 г.
Kp – планетарные амплитуды Kp-индексов, характеризующие интенсивность бури.

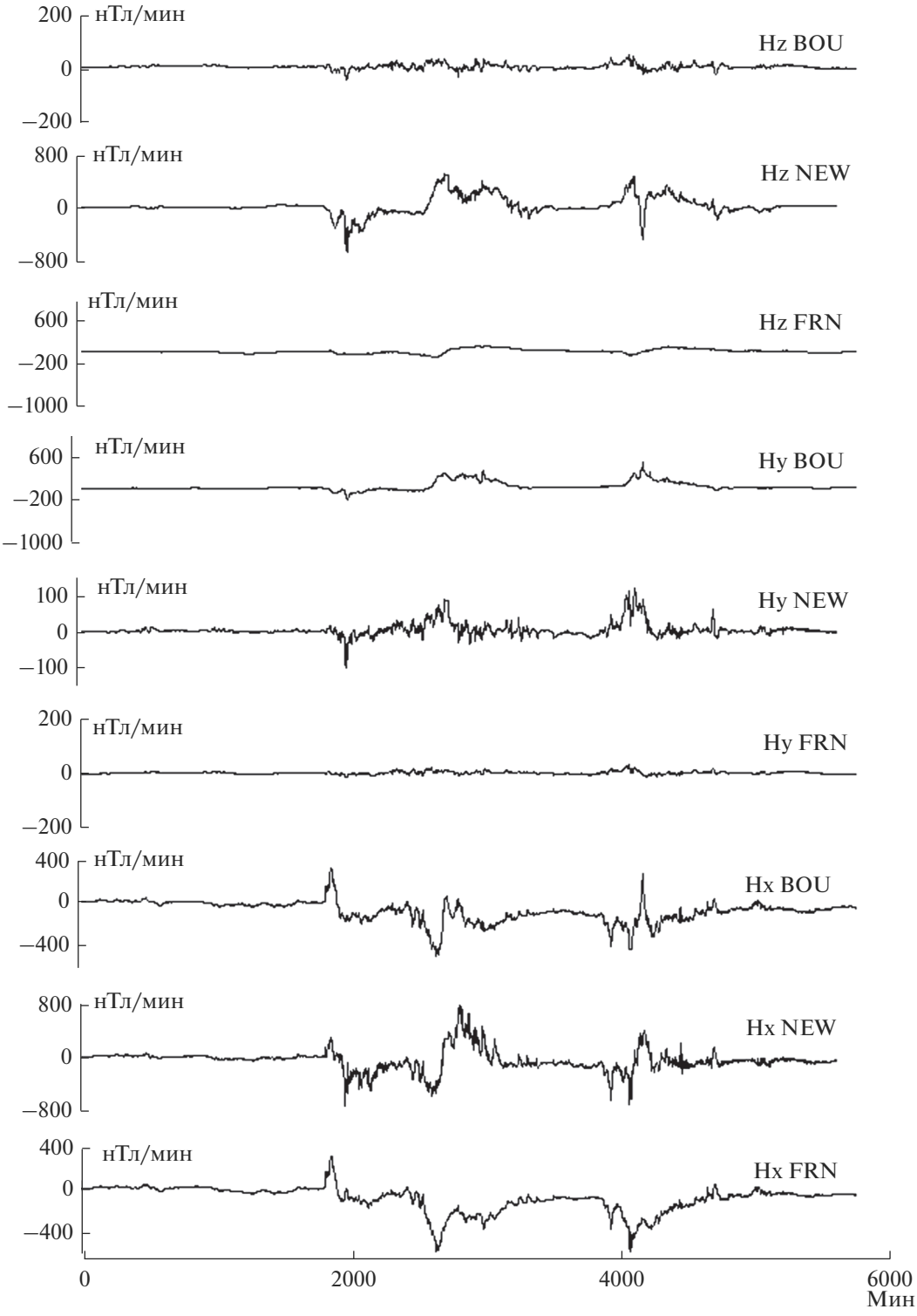

Рис. 4. Изменения компонент напряженности магнитного поля во время бури 29–31 октября 2003 г. на геомагнитных обсерваториях FRN, NEW, BOU, расположенных вблизи сейсмических станций PFO, COR, RSSD.

лим исходные ряды наблюдений на 2 поддиапазона, используя фильтр Гаусса с радиусом 90 мин. Спектральный анализ показал, что в более высокочастотном поддиапазоне отчетливо выделяются импульсы с периодами от 6 до 30 мин, а в низкочастотном – 12 и 24 ч. Названия низкочастотных рядов наблюдений при дальнейшем анализе будем дополнять цифрами 90.

Вариации деформаций в часовых диапазонах периодов

Времена появления и прекращения больших планетарных Kp-индексов (>8) будем условно называть терминами начала и конца бури. Каждый Kp-индекс определялся, как указывалось выше, в трехчасовом окне; на рис. 3 они занимали интервал 4.2–6.8 сут. Не останавливаясь на высокочастотных импульсах (станции RSSD и HRV), отметим, что в часовом диапазоне (станции PFO и COR) не видно явных изменений во время начала бури (Kp > 8). Поставим вопрос: можно ли формализованно их обнаружить? Скорость деформации dS с высокой точностью описывает изменения земного прилива dP, что отмечалось на рис. 2а, б. Предположим, что вызванный земным приливом регулярный процесс будет нарушен во время бури. Изучим возможность выявить это при вычислении меры когерентности разных рядов наблюдений. Под когерентностью в физике понимается согласованность нескольких колебательных процессов во времени.

Используем программу А.А. Любушина *WBRCM.exe,* любезно предоставленную автором [Любушин, 2007]. Робастная вейвлетная мера когерентности вычислялась по формуле:

$$\kappa(\tau,\beta) = \prod_{k=1}^{q} |\overline{\nu}_k(\tau,\beta)|, \qquad (1)$$

где $\nu_k(\tau, \beta)$ – коэффициент, описывающий силу связанности процесса с номером k со всеми прочими сигналами; τ – временная координата правого конца скользящего временного окна, β – уровень детальности вычисления коэффициентов $c_j^{(\beta,\tau)}(k)$ дискретного ортогонального вейвлет-преобразования. Временная “зона ответственности” коэффициента $c_j^{(\beta,\tau)}(k)$ определяется степенным законом $\Delta T = 2^{\beta}$. Вычисляется также минимально возможное значение числа вейвлет-коэффициентов L_{min} для уровня детальности с номером β, при котором допустимо вычисление корреляций. Значения меры (1) могут лежать в пределах от 0 до 1. Чем больше значение $k(\tau, \beta)$, тем сильнее совокупная связь между анализируемыми процессами. Величина меры представляет произведение q неотрицательных величин по модулю меньших 1. Наибольший интерес представляют не абсолютные значения, а относительные величины для различных τ. В ниже представленных результатах число вейвлет-коэффициентов было выбрано $L_{min} = 14$ и вычислялись Sym02 вейвлеты HAAR. Более устойчивые результаты были получены при сопоставлении разностей последовательных значений в каждой из выборок.

Для оценок меры когерентности мы применили следующую схему. В записи выбранной станции выделялись 3 последовательных интервала, сдвинутых во времени на 1440 мин (1 сут), и вычислялась величина $k(\tau, \beta)$ при их совместном анализе в движущемся окне со сдвигом 1 мин. Предполагалось, что эта мера будет иметь высокие значения, если процесс описывается повторяющимися в течение трех последовательных суток периодическими колебаниями вследствие земного прилива. Влияние дополнительного источника (магнитной бури), нарушающего приливный процесс, должно было приводить к уменьшению меры когерентности. Количественные результаты вычислений $k(\tau, \beta)$ будем обозначать знаком **ког** (когерентность).

Использование описанной схемы для выявления изменений деформационного процесса во время бури было целесообразно в тех случаях, когда в записях сейсмических станций не было пропусков или техногенных помех. Рассмотрим на рис. 5 результаты анализа в интервале 22 октября–11 ноября 2003 г. на примере станции RSSD, находящейся в центре Северной Америки (см. рис. 1). Здесь и далее кривые черного цвета демонстрируют скорость деформации dS и меру когерентности **ког** по данным сейсмической станции; графики красного цвета представляют результаты аналогичных вычислений по данным теоретического прилива. Начальные значения графиков **ког** сдвинуты на 4320 мин, ушедших на вычисление $k(\tau, \beta)$ в первом из движущихся трех суточных окон. В результате все графики синхронизированы по времени. Треугольники указывают на время начала и конца бури 29–31 октября в интервале Kp > 8. Видно, что на протяжении первых 7 сут (~10000 мин) до бури мера когерентности имела близкие к 1 значения, указывая на высокую степень периодичности процесса. Понижение меры началось в то время, когда правый конец движущегося трехсуточного окна достиг начала бури. Затем мера когерентности продолжала падать на протяжении 4-х сут, указывая на все большее рассогласование процесса в последовательных интервалах. Минимум **ког** отмечен через двое суток после конца бури (второй треугольник). Полученный результат означает, что буря привела к изменению скорости деформаций.

Однако во время бури изменялась форма скорости колебаний прилива, что видно на графике RSSD красного цвета. Это, естественно, должно было сказаться на вариациях меры когерентности по вышеописанной программе *WBRCM.exe*. Результат расчета только по кривой прилива показан на графике **ког** красной линией. Большая разность амплитуд **ког** (графики черного и красного цвета) позволяет сделать вывод, что изменения деформации во время бури не вызваны только формой прилива.

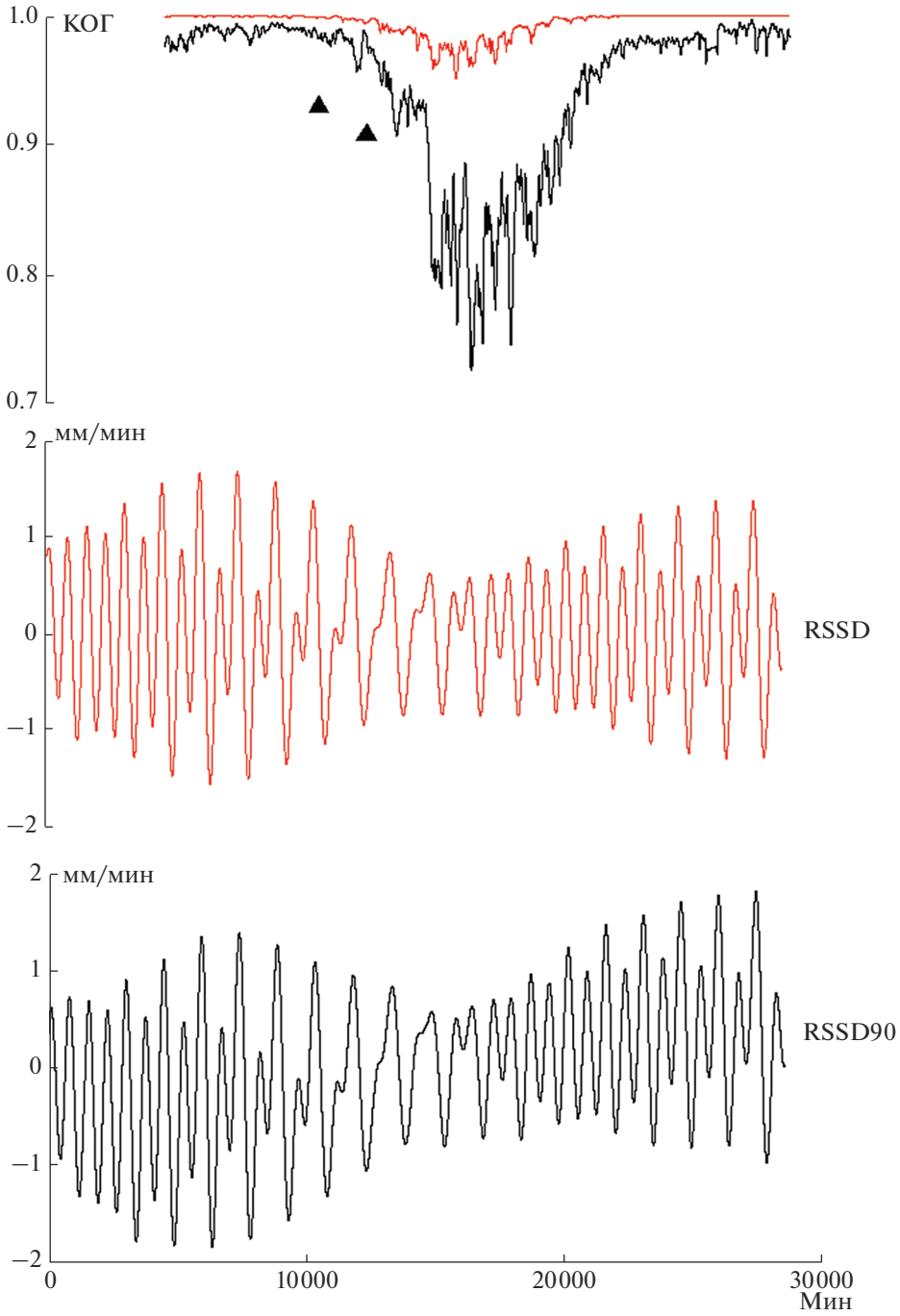

Рис. 5. Уменьшение меры когерентности **ког** последовательных суточных участков записи станции RSSD во время бури 29–31 октября 2003 г. (черный цвет). Красным цветом показаны результаты аналогичных расчетов по записи прилива. Треугольники указывают на время начала и конца бури в интервале Kp-индексов >8.

Результаты аналогичных вычислений для станции COR представлены на рис. 6. Эта станция расположена на западе Северной Америки, на расстоянии 1500 км от станции RSSD. Так же как и для станции RSSD, аномальное понижение величины меры когерентности в скорости деформации в несколько раз превышает изменение только за счет формы прилива. Следующий рис. 7 демонстрирует картину изменений когерентности в записях станции RAR, находящейся на о. Раратонга в глубоководной части Тихого океана. Здесь мы видим меньшие изменения в амплитуде **ког** во время магнитной бури. Если на материке и в прибрежной к океану области (см. рис. 5,

6) минимальные амплитуды достигали значений 0.7–0.8, то на станции RAR уменьшение составило всего 0.92. В работе [Соболев и др., 2020] было установлено, что на расположенных в океане небольших островах во время магнитных бурь не обнаруживались сейсмические импульсы в минутном диапазоне периодов. Теперь мы видим, что в часовом диапазоне влияние бури на скорость деформации на острове меньше, чем на материке. Возможно, это связано с тем, что электромагнитные колебания преобразуются в деформации в основном под островом, а в окружающих слоях под ложем океана их энергия уменьшена скин-эффектом высокопроводящих пород. На рис. 8 представлены результаты изменения скорости деформации на расположенных в разных местах земного шара станциях: SSE [31.095 с.ш.–121.186 в.д.] (восток Китая), CMB [38.035 с.ш.–120.386 з.д.] (запад США) и SNZO [41.310 ю.ш.–174.705 в.д.] (Новая Зеландия). Эффект уменьшения меры когерентности проявлен четко и в первом приближении не зависит от местоположения станций.

Отметим общие свойства исследуемого явления. В интервалах до начала бури все станции демонстрировали близкие к 1 значения **ког**, что отражало устойчивую периодичность процесса, контролируемого земным приливом. Начало падения меры когерентности совпадает с началом магнитной бури с точностью примерно ±2 ч. Такой разброс проистекает вследствие следующих причин: а) величина Kp-индексов вычисляется как среднее значение в трехчасовом интервале, б) понижение **ког** происходит не ступенчато, а плавно. Если знак минус в оценке разброса имеет физический смысл, то это означает, что понижение меры когерентности начинается раньше магнитной бури. Заметим в связи с этим, что в работе [Тарасов, 2019] автор обнаружил изменения потока землетрясений еще до вариаций напряженности геомагнитного поля во время магнитных бурь. Он связывал это с приходом к Земле порожденного солнечной вспышкой ионизирующего электромагнитного излучения Солнца. Постепенное падение на рис. 5–8 меры когерентности после магнитной бури, очевидно, вызвано тем, что изменения скорости деформации занимают все больший интервал в движущемся трехсуточном окне. Возвращение к высоким значениям свидетельствует об уменьшении влияния бури на деформацию.

Результаты по всем станциям на качественном уровне совпадают. На настоящем этапе исследований установлен только сам факт изменения деформаций. Не ясно, какие параметры и какой величины меняются. Например, расчеты длительности промежутков между последовательными максимумами или минимумами от средних (1440 мин) показали, что отличия не выходят за уровень случайного разброса данных. В этом смысле, примененная методика вычисления когерентности продемонстрировала эффективную избирательную способность. В итоге, мы можем с большой долей уверенности сказать, что буря вызвала тектонические деформации в часовом диапазоне периодов в разных районах земного шара. Предполагаемая геофизическая причина – появление дополнительного к приливу источника.

Береговой эффект в тектонических деформациях

При анализе скорости деформации по данным 58 станций, исправно работавших в период магнитной бури 29–31 октября 2003 г. на некоторых из них было обнаружено изменение тренда записей после бури. Вернемся к рис. 3 и сравним записи после бури близких к восточному берегу Тихого океана станций PFO (100 км от берега), COR (96 км) и более удаленных – RSSD (1600 км) и HRV (4050 км). Аналогия в развитии тренда записей прибрежных станций PFO и COR и отсутствие его изменений на станциях RSSD и HRV свидетельствует о существенной роли границы раздела океан–материк.

Сопоставим на рис. 9 записи показавших изменение тренда прибрежных станций с вариациями других геофизических процессов, которые могли повлиять на данный эффект. График 1 демонстрирует развитие бури 29–31 октября 2003 г. по уровню Kp-индексов. Структура сейсмических колебаний dS представлена на североамериканских станциях PFO и COR и находящейся примерно на той же широте в восточном полушарии станции PET (графики 2, 3, 4). Над графиками приведены координаты и высота расположения этих станций. Они находятся в прибрежных областях Тихого океана. Обе американские станции PFO и COR показали почти синхронное возрастание уровня тренда после высоких значений Kp > 8. Длительность нарастания уровня тренда до последующего спада составила примерно 5 сут. Расстояние между станциями PFO и COR (см. рис. 1) равно 1350 км; разница в высоте их расположения dH = (1311–121 м) превышает 1 км. Таким образом, изменение тренда прослеживается вдоль восточного побережья Тихого океана более чем на 1000 км и не связано с высотой расположения станции. На расположенной в другом полушарии станции PET изменение тренда также проявилось, хотя и в другой конфигурации. С учетом удаленности станций от берега, зона его распространения вглубь материка превысила 100 км.

Длительность изменений тренда на графиках 2, 3, 4 лежит в диапазоне двухнедельных колебаний земных приливов. В связи с этим по программе PETGTAB [Wenzel, 1999] были рассчитаны приливы в точках расположения станций PFO, COR PET; они представлены на графиках 5, 6, 7

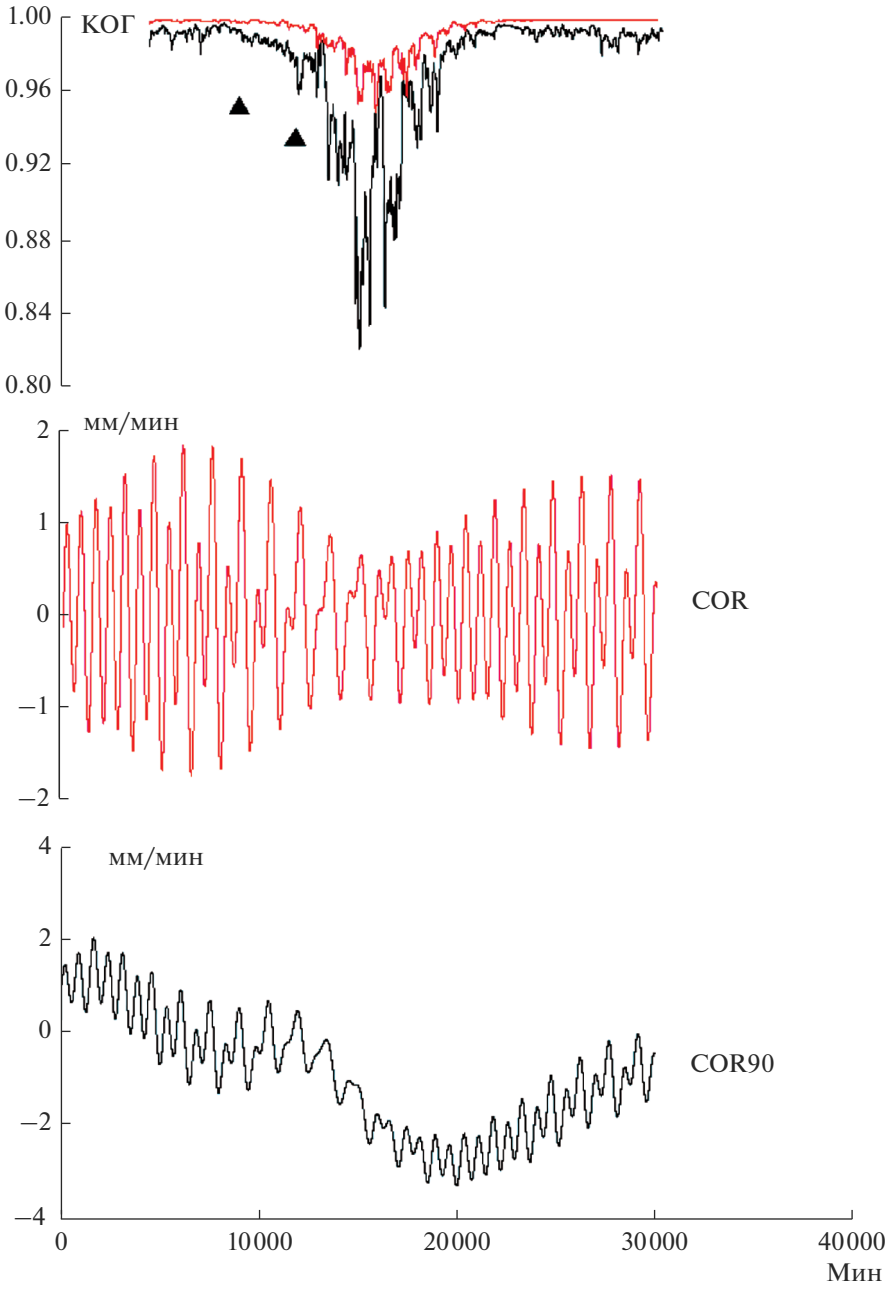

Рис. 6. Уменьшение меры когерентности **ког** последовательных суточных участков записи станции COR во время бури 29–31 октября 2003 г. (черный цвет). Красным цветом показаны результаты аналогичных расчетов по записи прилива. Треугольники указывают на время начала и конца бури в интервале Kp-индексов >8.

красным цветом. Для сопоставления трендов полусуточные и суточные колебания были подавлены фильтром Гаусса с радиусом 4320 отсчетов (трое суток). Значимой попарной корреляции трендов между записями скорости деформации (2, 3, 4) и приливов (5, 6, 7) не обнаружено. Еще одной причиной изменений тренда могли бы быть вариации погодных условий. Для проверки этого предположения были получены часовые значения атмосферного давления $P_{атм}$ по данным близких к PFO, COR, PET метеостанций Palm Springs [33.82°N, 116.55°W], Corvallis [44.56°N, 123.28°W], Elizovskoe [53.15°N, 158.45°E]. Значимой корреляции их структуры (графики 8, 9, 10 синего цвета) с часовыми значениями скорости деформации (графики 2, 3, 4) также не найдено. Приходим к предположению, что в регистрируемых прибрежными сейсмическими станциями

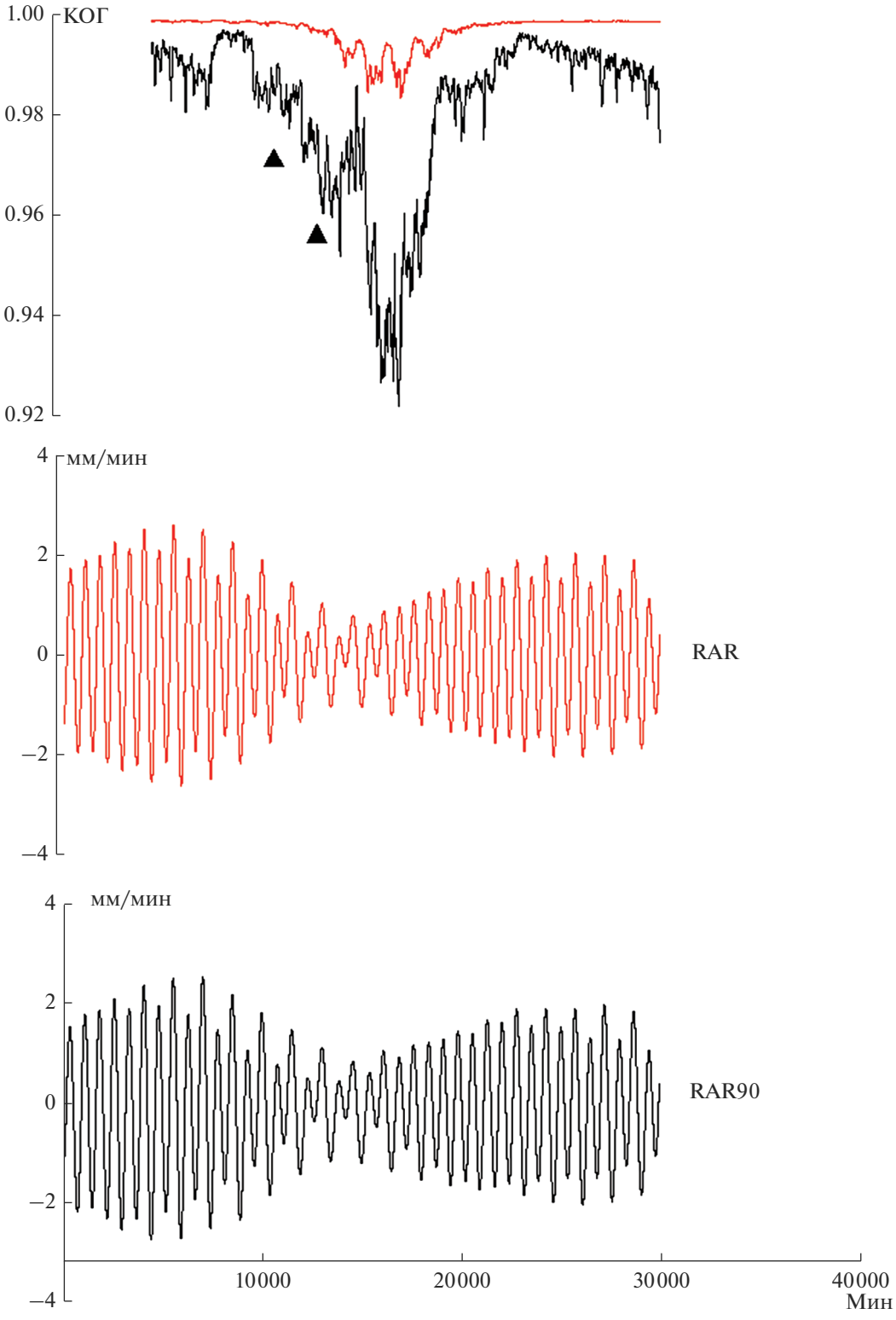

Рис. 7. Уменьшение меры когерентности **ког** последовательных суточных участков записи станции RAR во время бури 29–31 октября 2003 г. (черный цвет). Красным цветом показаны результаты аналогичных расчетов по записи прилива. Треугольники указывают на время начала и конца бури в интервале Kp-индексов >8.

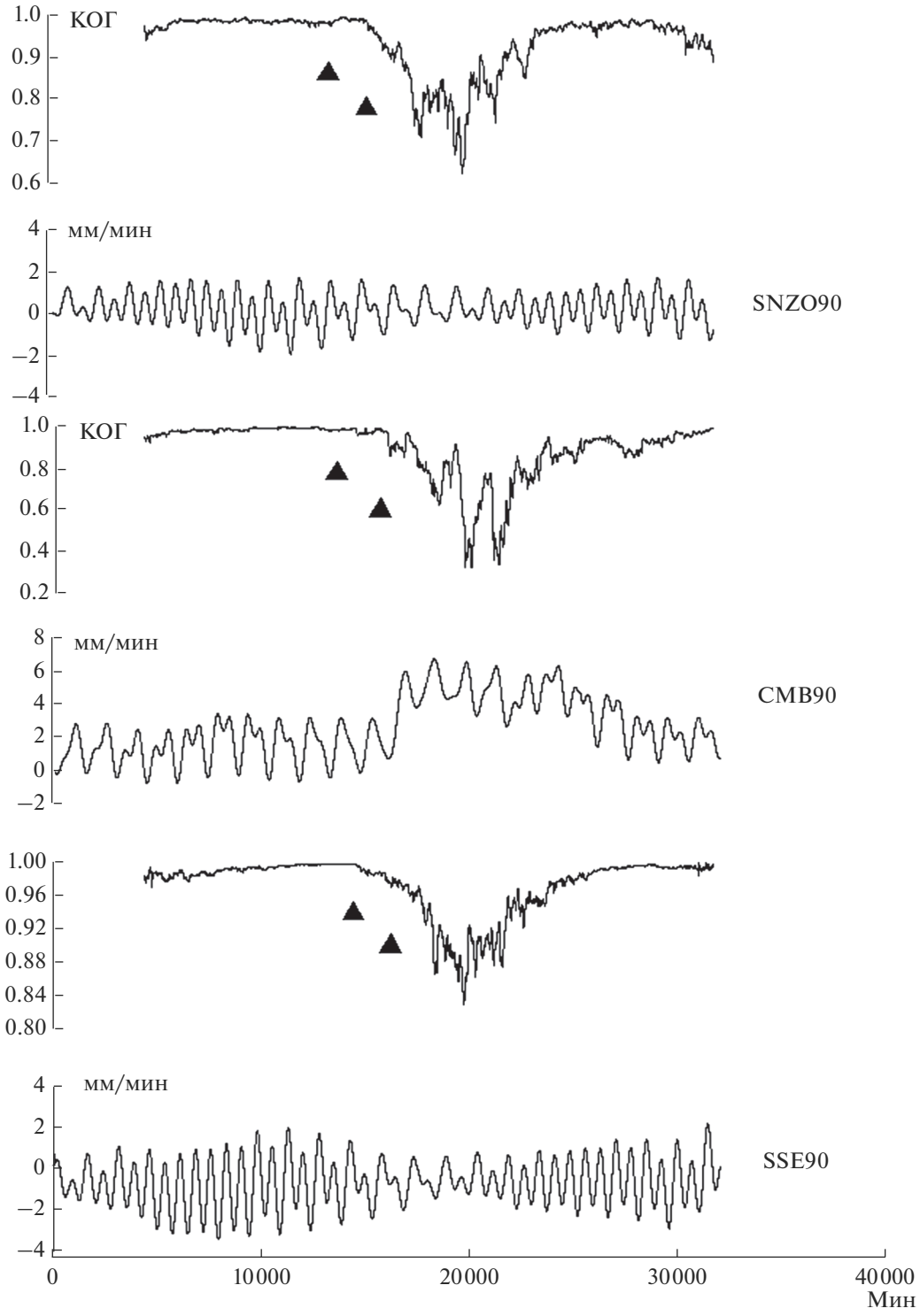

Рис. 8. Уменьшение меры когерентности **ког** последовательных суточных участков записей станций SSE, CMB, SNZO во время бури 29–31 октября 2003 г. Треугольники указывают на время начала и конца бури в интервале Kp-индексов >8.

тектонических деформациях отражается “береговой” эффект [Parkinson, 1962; Мороз, Самойлова, 2017]. До этого он был кратко представлен в нашей предыдущей работе [Соболев, 2020].

Рассмотрим на рис. 10 это явление в более длительном интервале наблюдений. Приведены записи трех станций, в работе которых на протяжении нескольких месяцев не было перерывов или

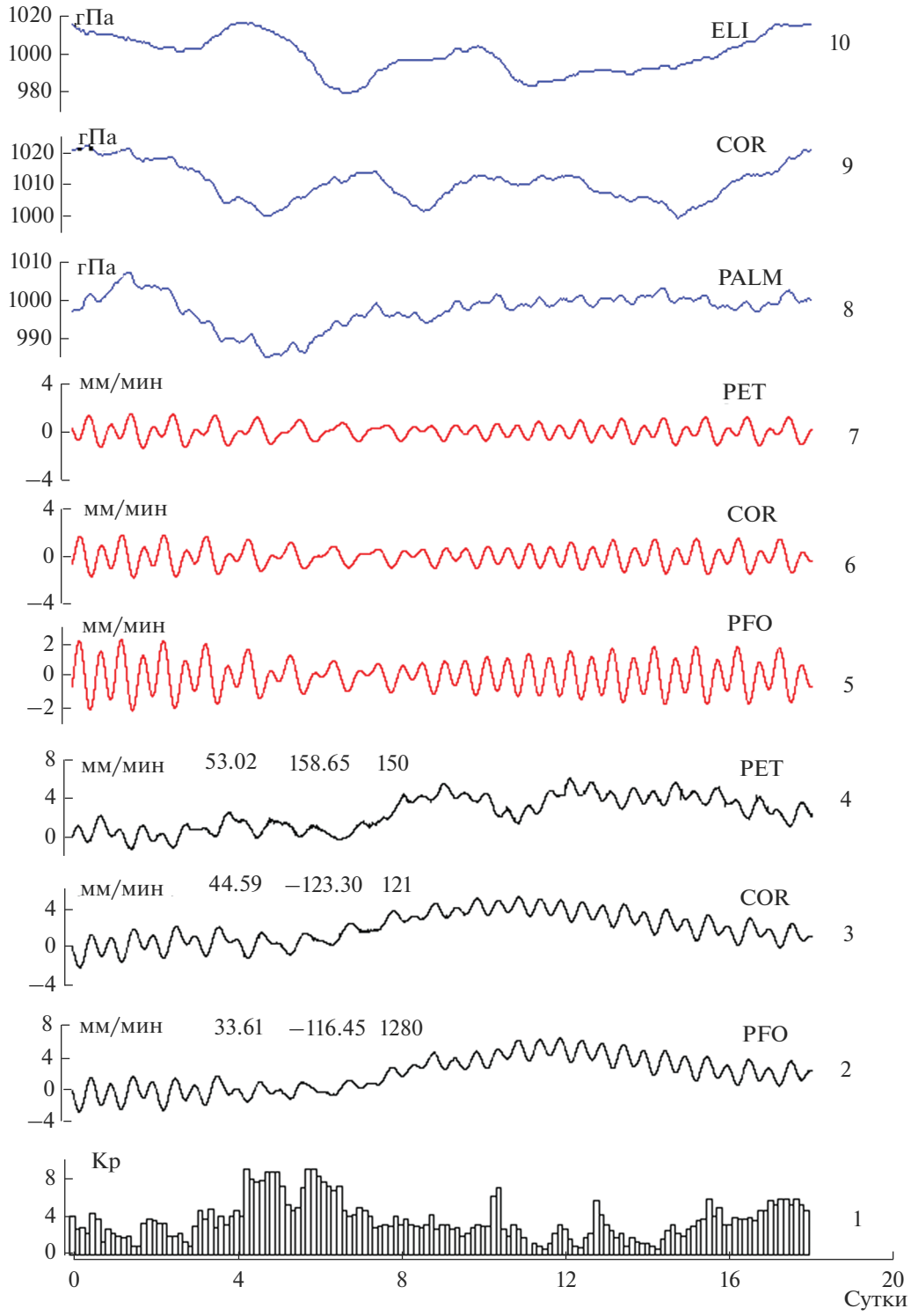

Рис. 9. Вариации различных геофизических параметров во время магнитной бури 29–31 октября 2003 г.
1 – Kp – интенсивность бури; изменения – 2–4 – скорости деформации и 5–7 – земного прилива на сейсмических станциях PFO, COR, PET; 8–10 – изменения атмосферного давления на близко расположенных к ним метеостанциях PALM, COR, ELI.

техногенных помех перед бурей 29–31.10.2003 г. Графики на рис. 10 охватывают интервал с 1 сентября по 11 ноября 2003 г. и представляют минутные значения dS на станциях PFO, COR и RSSD. Более темные участки с повышенными амплитудами полусуточных и суточных колебаний соответствуют двухнедельным циклам земного прилива. Видимые в записях станции COR вариации длительностью примерно 3 недели, возможно, связаны с локальными условиями данной станции и в рамках настоящей работы не исследуются. Для нас важны следующие особенности: а) проявлены изменения тренда после бури (треугольники) на станциях PFO и COR, б) отсутствуют столь явные изменения тренда на станции RSSD. Эти факты также соответствуют предположению о влиянии берегового эффекта на деформации, регистрируемые прибрежными к океану станциями.

Является ли изменение тренда свойством станции, оснащенной сейсмометром STS-1? На расположенных в прибрежной зоне материк–океан станциях PFO и ALE кроме сейсмометров STS-1 одновременно работали во время бури 29–31.10.2003 г. также сейсмометры другого типа – STS-2. (рис. 11). Максимальная чувствительность последних ограничена периодами ≤100 с, но все же они регистрируют суточные и полусуточные колебания. График 2 на рис. 11 повторяет график 2 на рис. 9 (STS-1), а график 3 относится к сейсмометру STS-2. Видим, что изменения тренда после бури проявлены в записях обоих инструментов. Графики 4, 5 на рис. 11 относятся к станции ALE [82.50 с.ш.–62.558 з.д.], расположенной в Арктике на берегу Северного Ледовитого океана (см. рис. 1). Искажения тренда после бури также проявлены на обоих приборах. Более резкие изменения тренда после бури на станции ALE по сравнению со станцией PFO связаны, по-видимому, с большей интенсивностью бури вблизи ALE. По данным INTERMAGNET, напряженность магнитного поля на высокоширотной обсерватории THL [77.47 с.ш.–69.29 з.д.] – вблизи ALE была в течение бури в 5 раз выше по сравнению с обсерваторией FRN [37.09 с.ш.–119.72 з.д.] – вблизи PFO. Броски наиболее интенсивных горизонтальных компонент **Hx** характеризовались, соответственно, величинами 2000 и 400 нТл.

Изучение записей других, расположенных на берегу материк–океан станций показало, что структура, амплитуда и полярность вариаций тренда после бури на разных станциях различались. Береговой эффект той или иной формы и амплитуды обнаружен в записях следующих станций: COR (запад Америки), PFO (запад Америки), ALE (северо-восток Канады), CMB (запад Америки), CTAO (северо-восток Австралии), LCO (запад Южной Америки) TRQA (запад Южной Америки), RCBR (восток Южной Америки). В записях не искаженных пропусками или помехами прибрежных станций SSE (восток Китая) и NNA (запад Южной Америки) эффект не удалось выявить.

Не было возможности изучить большое количество береговых станций из-за пропусков исходных ежесекундных данных. На основании анализа записей выше перечисленных станций сложилось впечатление, что береговой эффект лучше проявляется в относительно прямолинейных продолжительных прибрежных полосах материк–океан. На Западе Северной Америки область его проявления в меридиональном направлении протягивалась более чем на 1000 км.

Изменения в регистрируемых станциями деформациях и проявление берегового эффекта отмечены и при других бурях. Серьезным ограничением было принятое нами условие использовать при многосуточном анализе ежесекундные данные без пропусков и сбоев, исключив любую аппроксимацию. Приведем на рис. 12 пример, когда при буре 27.07.2004 устойчиво работала та же станция COR, результаты по которой анализировались при буре 29–31.10.2003. Эффекты искажения скорости деформаций и изменения тренда проявлены в обоих случаях. Есть и отличия. При буре 27.07.2004 падение величины меры когерентности **ког** проявилось позже максимальных значений Kp-индексов, и длительность подъема–спада тренда была короче. Возможно, это объясняется следующими причинами: а) буря 27.07.2004 имела меньшую интенсивность (Kp = 8.6, Ap = 186) по сравнению с бурей 29–31.2003 (Kp = 9, Ap = = 204); б) она развивалась с постепенного нарастания величины Kp-индексов (от 7 до 8.6), в то время как буря 29–31.10.2003 начиналась с максимального значения Kp = 9.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление меры когерентности **ког** разных участков записи скорости деформации dS по данным широкополосных сейсмических станций показывает, что **ког** уменьшается во время магнитных бурь по сравнению с предыдущим фоном. До начала бури станции демонстрируют близкие к 1 значения **ког**, что отражает устойчивую периодичность процесса. Начало падения меры когерентности, в первом приближении, совпадает с появлением высоких амплитуд Kp-индексов (>8), характеризующих силу бури. Интервал низких значений **ког** продолжается несколько суток. Данный эффект искажения контролируемых земным приливом квазипериодических деформаций свидетельствует, по-видимому, о воздействии во время бури дополнительного к приливу источника.

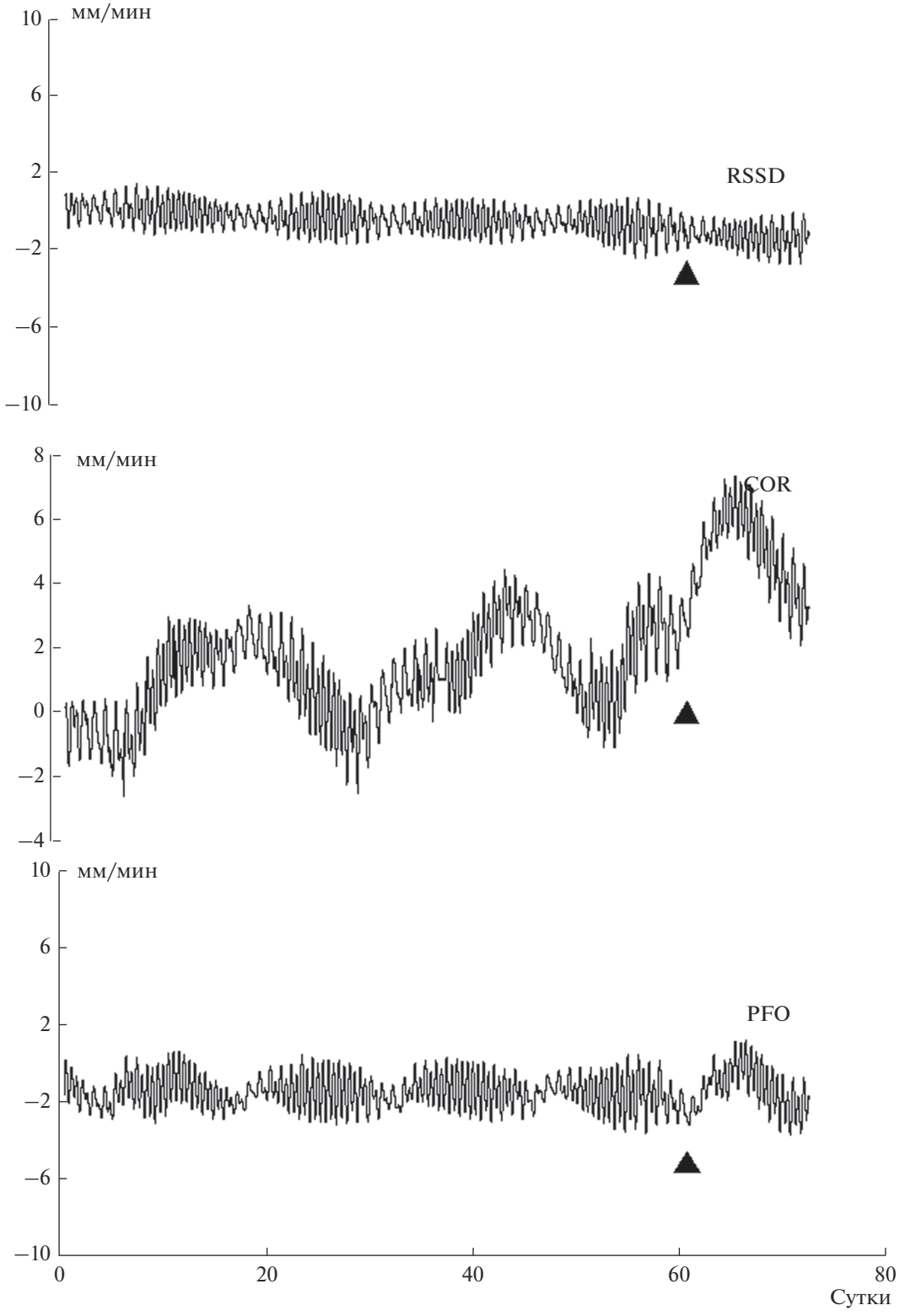

Рис. 10. Долговременные изменения скорости деформации dS на станциях PFO, COR, RSSD до и после бури 29–31.10.2003. Треугольник обозначает начало бури.

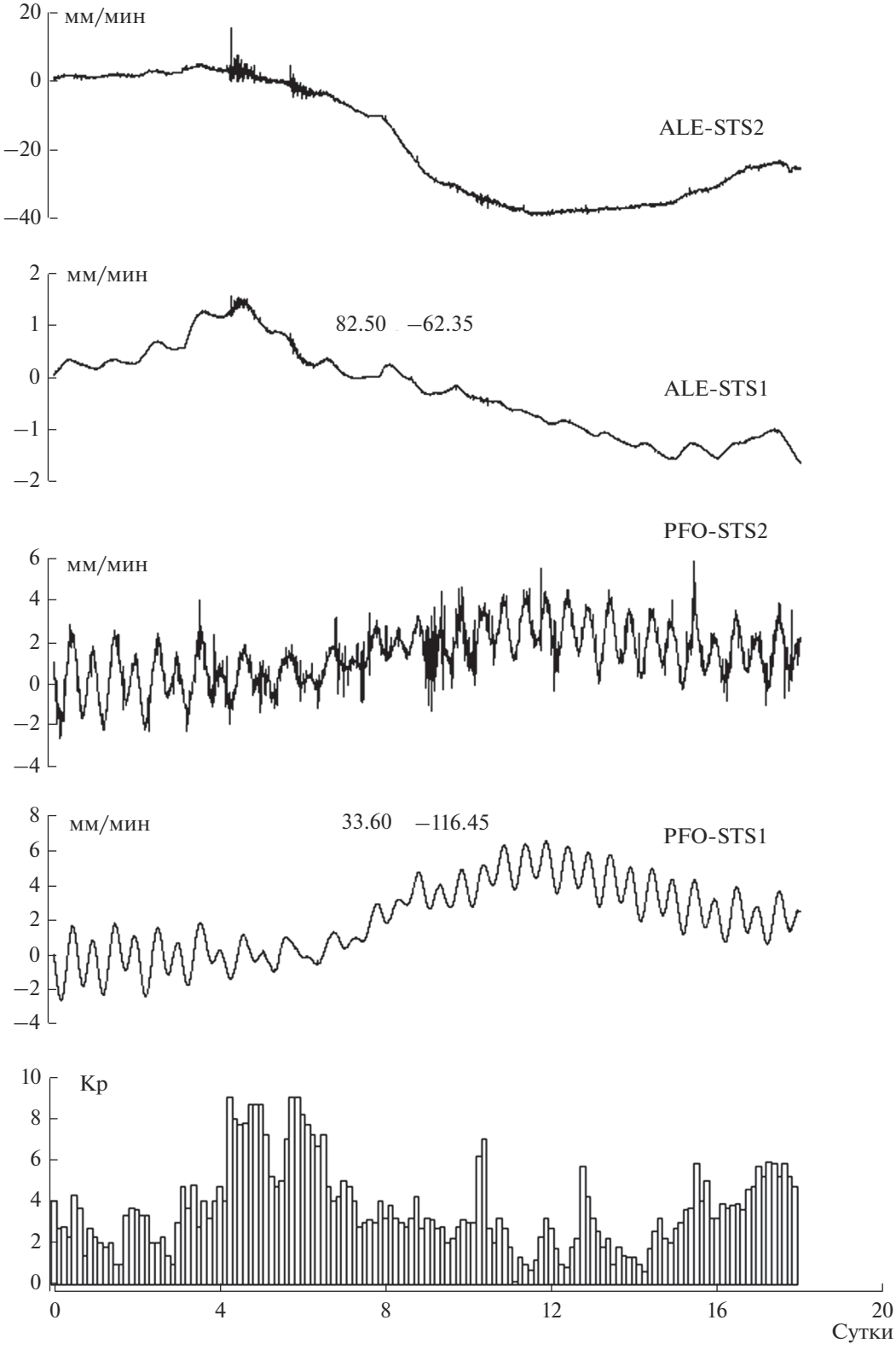

Рис. 11. Проявления трендов после бури 27–31.10.2003 на станциях PFO и ALE с сейсмографами STS-1 и STS-2. Координаты станций указаны над графиками; знаки минус относятся к западной долготе. Kp – интенсивность бури.

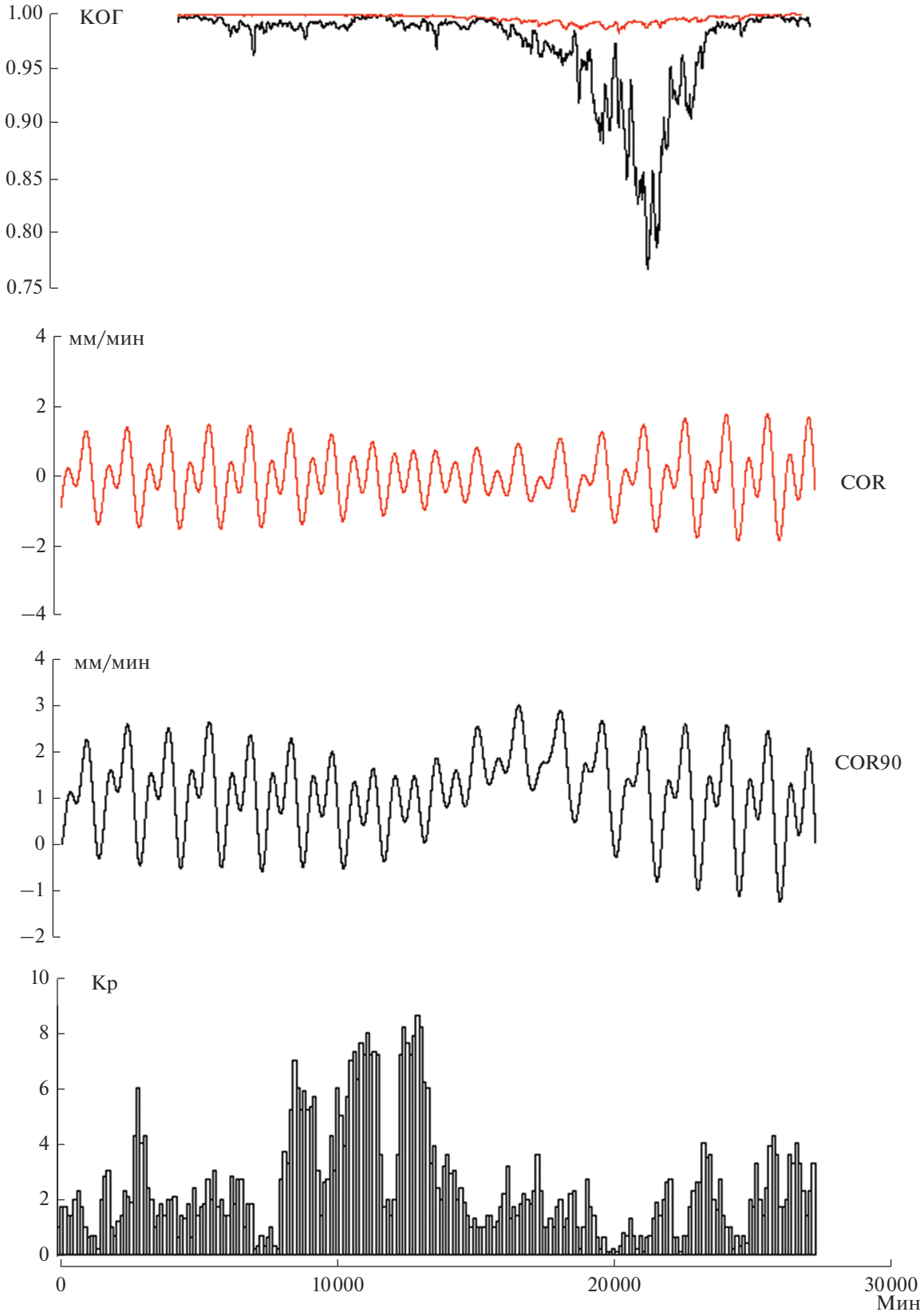

Рис. 12. Уменьшение меры когерентности **ког** последовательных суточных участков записи станции COR во время бури 27.07.2004 г. (черный цвет). Красным цветом показаны результаты аналогичных расчетов по записи прилива. Кр – интенсивность бури.

В литературе неоднократно описывались случаи влияния магнитных бурь на землетрясения и сейсмический шум. В качестве источников преобразования в твердой Земле упоминались пьезоэлектрический, сейсмоэлектрический, тектономагнитный эффекты, явления электрической поляризации и другие. Представленные в настоящей работе результаты позволяют привести аргументы в пользу влияния воды. Изменения во время бури деформаций проявлены на разных станциях примерно на одном и том же уровне, несмотря на различия в составе окружающих станцию горных пород. Например, под станциями PFO, COR и RSSD залегают, соответственно, песчаники морского происхождения, вулканогенные породы и известняки.

Проявление берегового эффекта указывает на преобразование: электрический ток–вода. В основе лежит геомагнитный береговой эффект, который изучался неоднократно [Мардерфельд, 1977; Бердичевский и др., 1992; Мороз, Самойлова, 2017]. Он связан с концентрацией электрических токов в береговой зоне между высокопроводящей (океан) и низкопроводящей средой (материк). Следствием является увеличение амплитуды теллурических токов на прилегающей к берегу суше. Судя по оценкам электропроводности различных слоев литосферы с применением метода магнитотеллурического зондирования, влияние геомагнитного берегового эффекта сказывается до глубин в сотни километров.

Ключевую роль механизма преобразования электрического поля в деформации играют электрокинетические явления. Усиление токов ведет к изменению скорости фильтрации жидкости вследствие электроосмоса. Лабораторные эксперименты показывают, что скорость фильтрации возрастает пропорционально увеличению силы тока [Соболев и др., 2020]. Повышение скорости фильтрации ведет к ряду явлений, имеющих прямое отношение к вариациям тектонических деформаций. Их природа различается в зависимости от степени насыщенности пород глубинным флюидом, содержание которого в литосфере существенно меняется [Родкин, Рундквист, 2017]. В условиях неоднородного сжатия в заполненных жидкостью породах может возрастать внутрипоровое давление. Это ведет к изменению эффективных тектонических напряжений в соответствии с модифицированным законом Кулона–Мора и, как следствие, к процессам микроразрушения. Заполнение пор относительно сухих пород приводит к изменениям плотности. Разнообразие, величины и закономерности разных механизмов обсуждались при изучении взаимосвязей геофизических полей [Adushkin, Spivak, 2019] и в лабораторной работе [Smirnov et al., 2020].

Эффективность влияния перечисленных механизмов на формирование берегового эффекта тектонических деформаций не известна. Она, очевидно, зависит от состава и свойств, слагающих литосферу горных пород. Величины вышеописанных изменений деформаций также не могут быть оценены аккуратно, так как мы не знаем чувствительность широкополосного сейсмометра в суточном диапазоне периодов. Но из рис. 3, 8, 10 и других следует, что изменения скорости деформации во время и после бури соизмеримы с вариациями земного прилива. Последние характеризуются величинами ~2 мм/мин при колебаниях высоты прилива на 400 мм (200 мкГал) [Мельхиор, 1968]. Зарегистрированные вариации тектонических деформаций такой величины объяснимы, если пористость горной породы с плотностью 3.5 г/см^3 изменилась под сейсмической станцией всего на 10^{-3}% в слое мощностью 1 км. Заметим, что вызванные береговым эффектом изменения силы тяжести могли бы быть измерены абсолютным гравиметром, установленным возле береговой линии.

ВЫВОДЫ

Выявлены изменения во время бури тектонических деформаций, вызванных земным приливом.

Обнаружен береговой эффект тектонических деформаций, выраженный их изменением после бури в прилегающих к океану областях литосферы.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана грантом РФФИ № 18-05-00026.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барсуков О.М. Солнечные вспышки, внезапные начала и землетрясения // Физика Земли. 1991. № 12. С. 93–97.

Бердичевский М.Н., Колдаев Д.С., Яковлев А.Г. Магнитотеллурическое зондирование на берегу океана // Физика Земли. 1992. № 6. С. 87–96.

Закржевская Н.А., Соболев Г.А. Влияние магнитных бурь с внезапным началом на сейсмичность в различных регионах // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 63–75.

Любушин А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука, 2007. 228 с.

Малинин Н.Н. Прикладная теория пластичности и ползучести. М.: Машиностроение, 1975. 400 с.

Мардерфельд Б.Е. Береговой эффект в геомагнитных вариациях. М.: Наука, 1977. 80 с.

Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968. 454 с.

Мороз Ю.Ф., Самойлова О.М. Особенности регионального и локального береговых эффектов в магнитотеллурическом поле Камчатки // Геофизические исследования. 2017. Т. 18. № 3. С. 81–94.

Родкин М.В., Рундквист Д.В. Геофлюидогеодинамика. Долгопрудный: Издательский Дом “Интеллект”, 2017. 288 с.

Рыков А.В. К проблеме наблюдений колебаний Земли. Аппаратура, методы и результаты сейсмометрических наблюдений // Сейсмические приборы. Вып. 12. М.: Наука, 1979. С. 3–8.

Соболев Г.А. Возникновение берегового эффекта тектонических деформаций вследствие магнитной бури // Докл. АН. 2020. Т. 495. № 11. С. 47–51.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А. Локальные тектонические деформации и близкие по месту и времени землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2020. № 3. С. 1–9.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Харин Е.П. О связи сейсмичности с магнитными бурями // Физика Земли. 2001. № 11. С. 62–72.

Соболев Г.А., Пономарев А.В., Киреенкова С.М., Майбук З.-Ю.Я. Экспериментальное исследование влияния постоянного электрического тока на фильтрацию суспензий в горной породе // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 3. С. 19–33.

Тарасов Н.Т. Влияние солнечной активности на сейсмичность Земли // Инженерная физика. 2019. № 6. С. 23–33.

Тренькин А.А. Возможное влияние теллурических токов на сейсмичность земной коры в сейсмоактивных областях // Геомагнетизм и аэрономия. 2015. Т. 55. № 1. С. 139–144.

Adushkin V.V., Spivak A.A. Problems Related to the Interaction of Geospheres and Physical Fields in Near-Surface Geophysics // Izv., Phys. Solid Earth. 2019. V. 55. P. 1–11.

Hardle W. Applied nonparametric regression. Cambridge, N.Y., New Rochell, Melbourne, Sydney: Cambridge University Press, 1989 / Русский перевод: В. Хардле Прикладная непараметрическая регрессия. М.: Мир, 1993. 349 с.

Jeffrey J.L., Jeremy N. Thomas. Insignificant solar-terrestrial triggering of earthquakes // GRL. 2013. V. 40. P. 1165–1170.
https://doi.org/10.1002/grl.50211

Parkinson W.D. The influence of continents and oceans on geomagnetic variations // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1962. V. 6. P. 441–449.

Smirnov V.B., Ponomarev A.V., Isaeva A.V. et al. Fluid Initiation of Fracture in Dry and Water Saturated Rocks // Izv., Phys. Solid Earth. 2020. V. 56. P. 808–826.

Sobolev G.A., Zakrzhevskaya N.A. Spatial and Temporal Structure of Global Low-Frequency Seismic Noise // Izv., Phys. Solid Earth. 2019. V. 55. P. 529–547.

Sobolev G.A., Zakrzhevskaya N.A., Migunov I.N. et al. Effect of Magnetic Storms on Low-Frequency Seismic Noise // Izv., Phys. Solid Earth. 2020. V. 56. P. 291–315.

Wenzel G. Program PETGTAB. Version 3.01. Hannover: Universite, 1999.

Wieland E., Streckeisen G. The leaf-spring seismometer – design and performance // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1982. V. 72. P. 2349–2367.

Yesugey S.C. Comparative evaluation of the influencing effects of geomagnetic storms on earthquakes in the Anatolian Peninsula // Earth Sci. Res. J. 2009. V. 13. P. 82–89.

Influence of Magnetic Storm on Tectonic Deformations and Coast Effect

G. A. Sobolev*

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,
Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia
**e-mail: sobolev@ifz.ru*

The records from fifty-eight identical broadband seismic stations have been studied during the strong geomagnetic storms. Oscillations with the periods of several hours have been analyzed. They were compared with the synchronous readings of theoretical earth tides. Seismic stations located on the boundary continent–ocean demonstrated anomalous variations in the strain rate after the storm. The effect lasted for a few days, and its amplitude reached several millimeters per minute.

Keywords: seismic stations, tectonic deformations, magnetic storm, earth tide, coastal effect

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ, 2021, № 2, с. 29–38

УДК 528+550.3+551.24

АНАЛИЗ ДВИЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ТРИНАДЦАТИЛЕТНИМ GPS-НАБЛЮДЕНИЯМ ДО И ВО ВРЕМЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ РИДЖКРЕСТ (ИЮЛЬ 2019, США, КАЛИФОРНИЯ)

© 2021 г. В. И. Кафтан*

Геофизический центр РАН, ул. Молодежная, 3, Москва, 119269 Россия

**e-mail: v.kaftan@gcras.ru*

Поступила в редакцию 03.08.2020 г.
После доработки 15.09.2020 г.
Принята к публикации 22.10.2020 г.

Землетрясения с магнитудами $M_w = 6.4$ и $M_w = 7.1$ произошли 4 и 6 июля 2019 г. одно за другим с интервалом 34 ч в нескольких километрах друг от друга вблизи города Риджкрест округа Керн, Калифорния, США. В 1995 г. в непосредственной близости от эпицентров будущих землетрясений произошел умеренный толчок магнитудой $M_w = 5.8$. Примерно в ста километрах к северу в 1872 г. произошло сильное землетрясение с $M_w = 7.4$. Для изучения сейсмо-деформационного процесса, в связи с указанными событиями, были использованы данные непрерывных GPS-наблюдений на 51-й станции, с суточным интервалом регистрации. Начальная эпоха наблюдений была отнесена на 13 лет до последних событий (июль 2006 г.), а конечная – примерно на месяц (август 2019 г.) после таковых. Область изучаемой территории имеет диаметр порядка 250 км и включает в себя эпицентры современных и исторических землетрясений. На каждые сутки наблюдений получены цифровые модели распределения горизонтальных деформаций полного сдвига и дилатации. Объединение временной последовательности полученных моделей в ускоренную кинематическую визуализацию сейсмо-деформационного процесса [https://www.researchgate.net/publication/343577013_Ridgecrest_total_shear_strain_and_seismicity_evolution] позволило увидеть интересные особенности. Начало образования экстремума сдвиговой деформации близко к моменту умеренного землетрясения $M_w = 5.2$, произошедшего за 10 лет до событий 2019 г. примерно в 70 км от него, и, предположительно, запустившего триггерный механизм “вспарывания” будущего сейсмического разрыва с началом развития ослабленной вытянутой зоны в районе вулканического поля Коso. Область аномального сдвига распространялась в направлении будущих событий и достигла их положения к моменту главных толчков. Анализ пространственно-временного распределения длины векторов поверхностных смещений показал потенциальную возможность прогноза места будущего сильного события по многолетним непрерывным GPS-наблюдениям в сейсмоактивных областях.

Ключевые слова: деформации земной поверхности, ГНСС, деформационные волны, триггерный эффект, прогноз землетрясений

DOI: 10.31857/S0203030621010041

ВВЕДЕНИЕ

Сегодня пространственные изменения поверхности Земли уверенно контролируются средствами глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) с субсантиметровой точностью. Наблюдательная сеть ГНСС, обеспечивающая информацией геодинамические исследования, содержит около двух десятков тысяч постоянно действующих станций. Наиболее плотное пространственное распределение этих станций характерно для территорий Северной Америки, Японского архипелага и Европы. Некоторые станции функционируют уже более трех десятилетий, и их значительное число покрывает наблюдениями более чем десятилетний интервал. Благодаря открытому сервису Геодезической лаборатории Невады (США) сегодня доступны для исследователей временные ряды точных пространственных координат постоянно действующих станций ГНСС с временным разрешением в одни сутки [Blewitt и др., 2018]. В регионах высокой сейсмической активности эти станции позволяют отслеживать изменения земной поверхности на всех стадиях сейсмического цикла, во временном интервале, охваченном непрерывными наблюдениями. Сегодня во многих случаях удается исследовать процесс накопления деформаций перед сильными событиями на завершающей стадии межсейсмической фазы на протяжении нескольких лет и даже первых десятилетий. Это обстоятельство позволяет обнаруживать и изучать деформационные предвестники [Kaftan, Melnikov, 2018], а также пространственную миграцию деформаций, провоцирующих и сопровождающих сейсмическое событие [Kaftan, Melnikov, 2019]. Можно говорить о том, что достаточно плотные и обширные сети непрерывных

ГНСС станций позволяют наблюдать и изучать сейсмо-деформационный процесс на стадиях сейсмической подготовки, разрядки и релаксации, представляя тем самым эмпирическую основу для разработки моделей прогнозирования крупных и сильных сейсмических событий.

На Западном побережье Северной Америки произошло уже несколько сильных и крупных землетрясений в пределах достаточно плотных ГНСС сетей. Перед сейсмическими событиями накоплены измерительные данные на интервалах более 10 лет. Поэтому интересным экспериментальным районом явилось место возникновения серии землетрясений Риджкрест 2019 г.

Землетрясения с магнитудами $M_w = 6.4$ и $M_w = 7.1$ произошли в июле 2019 г. одно за другим с интервалом 34 часа в нескольких километрах друг от друга вблизи города Риджкрест округа Керн, Калифорния, США. Примечательно, что в 1995 г. в непосредственной близости от эпицентров новых землетрясений произошел умеренный толчок магнитудой $M_w = 5.8$. Немногим более чем в ста километрах к северу от эпицентров современных событий в 1872 г. произошло сильное землетрясение с $M_w = 7.4$.

По мнению авторов [Wang et al., 2020], крупное землетрясение $M_w = 6.4$ является форшоком более сильного события.

Эта серия землетрясений изучена с использованием ГНСС наблюдений в ряде публикаций [Matiolli et al., 2019; Wang et al., 2020]. В то же время пока что не встречаются публикации с анализом деформаций земной поверхности на более чем десятилетнем временном интервале и на территории большего охвата.

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Опыт анализа движений и деформаций земной поверхности в районах возникновения крупных и сильных землетрясений, а также в зонах активного вулканизма [Кафтан, Родкин, 2019; Kaftan, Melnikov, 2019] показал, что размеры контрольных сетей не должны быть слишком малы и ограничиваться исключительно размерами эпицентральных зон форшоков и афтершоков главных событий. Зачастую локальные геодезические наблюдения в непосредственной близости от эпицентральных зон и внешних проявлений вулканизма не полностью контролируют соответствующий деформационный процесс, упуская из вида его важные стороны. Контрольные сети прогностического назначения должны покрывать территории радиусом на порядок больше длины сейсмического разрыва, характерной для события соответствующей магнитуды [Ризниченко, 1985].

Для изучения сейсмо-деформационного процесса нами были использованы данные непрерывных GPS-наблюдений 51-й станции, с суточным интервалом регистрации [Blewitt и др., 2018]. Временные ряды координат наблюдательных пунктов были получены с использованием стратегии точного определения местоположения – Precise Point Positioning (PPP), с использованием точных эфемерид и поправок часов спутников GPS, а также другой точной продукции Международной службы Глобальных навигационных спутниковых систем (International GNSS Service). Используемые временные ряды содержат среднесуточные определения координат в системе отсчета IGS14. Точность определения пространственного положения пункта для данной стратегии оценивается как субсантиметровая. Разрывы в наблюдениях заполнялись значениями координат, интерполированными с помощью сплайнов Эрмита. Конфигурация контрольной геодезической сети представлена на рис. 1.

Область покрытия территории наблюдательной сетью имеет диаметр около 250 км и включает в себя эпицентры как современных, так и упомянутых выше исторических событий.

Начальная эпоха определения движений и деформаций была отнесена примерно на 13 лет до серии землетрясений Риджкрест (июль 2006 г.), а конечная – на месяц (август 2019 г.) после таковых.

АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ РАЙОНА

На каждые сутки наблюдений были получены цифровые модели распределения горизонтальных деформаций полного сдвига и дилатации. Заметим, что в анализе использованы только горизонтальные деформации, в связи с особенностями механизма взаимодействия Северо-Американской и Тихоокеанской плит в данном районе.

Для вычисления деформаций конечных элементов был использован тензор горизонтальной деформации (оси n и e направлены на север и восток)

$$T_\varepsilon = \begin{pmatrix} \varepsilon_n & \varepsilon_{ne} \\ \varepsilon_{en} & \varepsilon_e \end{pmatrix},$$

элементы которого были равными $\varepsilon_n = \dfrac{\partial u_n}{\partial n}$, $\varepsilon_e = \dfrac{\partial u_e}{\partial e}$ и

$$\varepsilon_{en} = \varepsilon_{ne} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_n}{\partial e} + \frac{\partial u_e}{\partial n}\right)$$

соответственно, где $\dfrac{\partial u_n}{\partial e} + \dfrac{\partial u_e}{\partial n} = \gamma_{ne} = \gamma_{en}$ – относительный сдвиг.

Элементы тензора деформации формируются частными производными смещений u_n и u_e по осям координат n и e.

Для изучения пространственно-временно́го распределения горизонтальных деформаций были рассчитаны следующие инвариантные характеристики.

1) Главные деформации ε_1 и ε_2

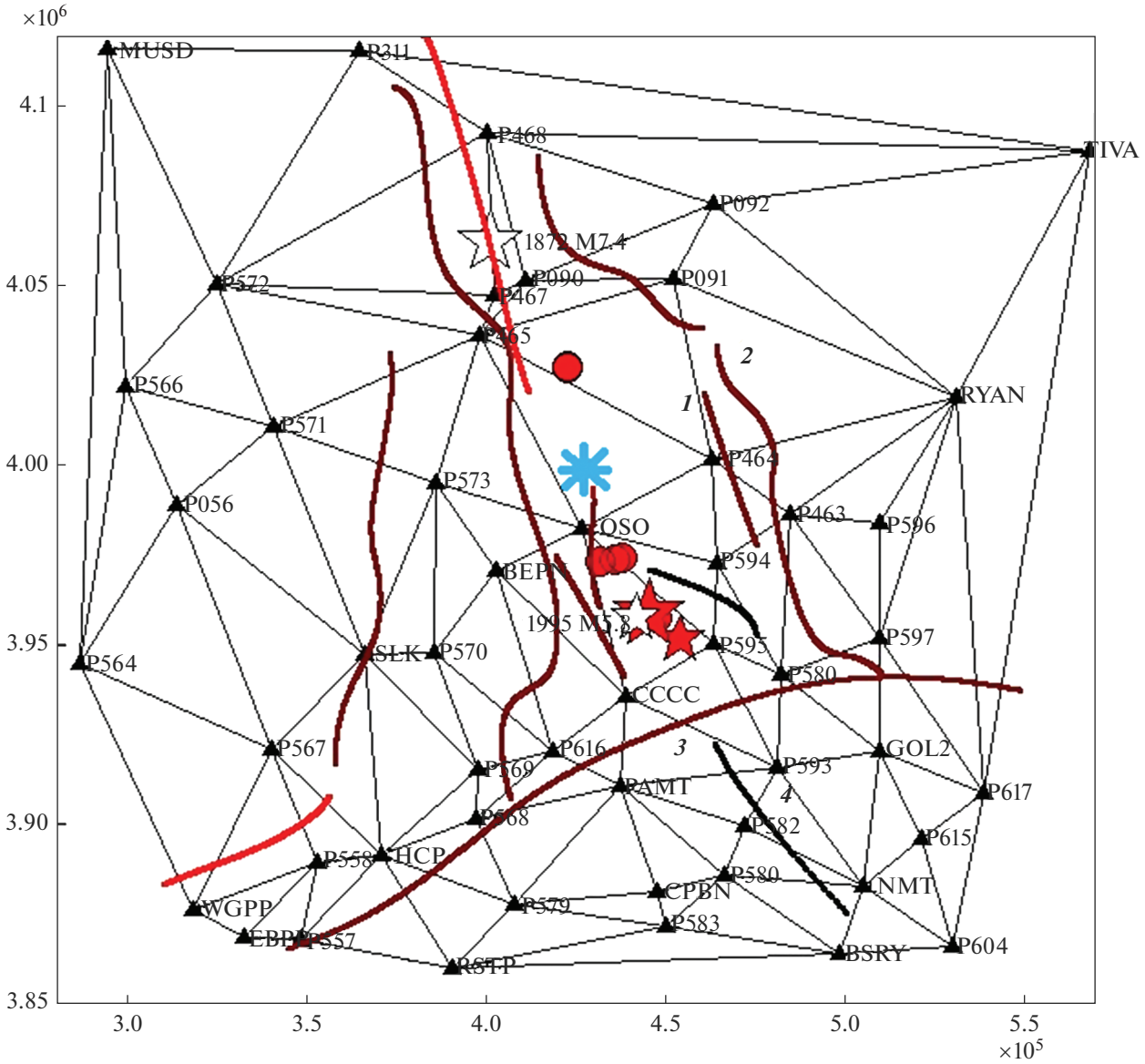

Рис. 1. Конфигурация конечных элементов сети непрерывно действующих GPS-станций (черные треугольники). Тектоническая обстановка по информации Базы данных о четвертичных разломах Геологической службы США (USGS) Quaternary fault database): красные линии – современные сейсморазрывы возрастом активизации менее 150 лет; коричневые линии – позднечетвертичные разломы моложе 15000 лет; черные кривые – недифференцированные четвертичные разломы моложе 1.6 млн лет.
1 – разлом Аш Хилл, ***2*** – разломная зона Панаминт Велли, ***3*** – разломная зона Гэрлок, ***4*** – разломная зона Блеквотер. Эпицентры сейсмических событий: белые звезды – исторические землетрясения; красные звезды – сильное и крупное землетрясения Риджкрест; красные окружности – умеренные землетрясения последнего десятилетия; синяя восьмиконечная звезда – расположение Вулканического поля Косо; координатная сетка на рамке рисунка дана в универсальной поперечной проекции Меркатора (UTM).

$$\varepsilon_{1,2} = \frac{1}{2}\left[\varepsilon_n + \varepsilon_e \pm \sqrt{(\varepsilon_n - \varepsilon_e)^2 + \gamma_{ne}^2}\right].$$

2) Полный сдвиг $\gamma = \left((\varepsilon_n - \varepsilon_e)^2 + \gamma_{ne}^2\right)^{\frac{1}{2}}$.

3) Дилатация $\Delta = \varepsilon_1 + \varepsilon_2$.

Компоненты деформаций были вычислены по методу, описанному Wu et al. [2006].

Ввиду существенной неравновеликости конечных элементов (см. рис. 1), значения деформаций были приведены к средней площади треугольника сети [Kaftan, Melnikov, 2018]. Объединение временно́й последовательности полученных моделей в ускоренную кинематическую визуализацию сейсмо-деформационного процесса [https://www.researchgate.net/publication/343577013_Ridgecrest_

total_shear_strain_and_seismicity_evolution] позволило обнаружить и изучить его принципиальные особенности. Начало образования экстремума сдвиговой деформации (рис. 2б) расположено вблизи вулканического поля Коso [Simakin, Ghassemi, 2007], где с 2006 г. продолжается серия слабых землетрясений с $M < 5$ и, возможно, также связано с умеренным землетрясением $M_w = 5.2$, произошедшим за 10 лет до событий Риджкрест 2019 г. примерно в 70 км к северу от их эпицентров (см. рис. 2а). Это землетрясение сопровождалось серией более слабых толчков. Область аномального сдвига распространялась в направлении будущих более сильных землетрясений и своим южным флангом достигла их положения к моменту разрывообразования (см. рис. 2в, г). Деформация развивалась также и на восток, затрагивая зоны разломов Аш Хил и Панаминт Велли, проявляющих механизм правостороннего смещения по простиранию. Развитие деформации после главных сейсмических событий и их афтершоков показано на рис. 2г–е.

Наблюдаемые визуально эволюция рассчитанных деформаций земной поверхности и распределение эпицентров зарегистрированных землетрясений, по данным архива Национального центра информации о землетрясениях Геологической службы США [Benz, 2017], демонстрируют их взаимную согласованность. При этом наблюдается определенное сходство с поведением деформации полного сдвига перед землетрясением Напа, $M_w = 6.01$, 2014 г. (Калифорния, США), изученном в работе [Kaftan, Melnikov, 2019]. В случае землетрясения Напа деформационная аномалия полного сдвига, величиной 0.27×10^{-5}, образовалась примерно в 100 км южнее будущего крупного события в результате пары умеренных толчков, произошедших практически одновременно на южном окончании разлома Хайвард. Деформационная аномалия распространялась вдоль разлома на север со скоростью около 20 км/год.

Достигнув места расположения эпицентра землетрясения Напа, эта аномалия преобразовалась в косейсмический сдвиг величиной 1.5×10^{-5}. Такое поведение указало на возможность проявления триггерного эффекта, спровоцировавшего крупное землетрясение. В случае землетрясений Риджкрест узконаправленный “поток” деформации, имевший место в связи с землетрясением Напа, не наблюдается. Виден “размазанный” деформационный фронт, распространяющийся как на юг, так и на восток от Вулканического поля Коso (см. рис. 2в, г). Но в данном случае, в отличие от землетрясения Напа, отсутствует явно выраженный подвижный разлом, играющий роль проводника для перемещения фронта деформации полного сдвига. Геометрически нелинейная форма распространения аномалии сдвига в случае событий Риджкрест, по-видимому, связана с наличием в ее центре термального поля Коso, имеющего множество мелких разрывных нарушений над общим магматическим очагом [Simakin, Ghassemi, 2007]. Вероятно, этим объясняется отличие формы мигрирующего “потока”, а также меньшая величина деформации по отношению к случаю землетрясения Напа. На переднем крае фронта она составляет порядка 0.18×10^{-5}. Скорость ее распространения около 7 км/год. То есть в три раза медленнее, чем в случае землетрясения Напа. Это замедление также предположительно можно объяснить отсутствием подвижного квазилинейного разрывного нарушения по направлению распространения деформационного фронта, способствующего быстрому перемещению деформации сдвига. Косейсмический полный сдвиг в этом случае достигает 3×10^{-5}. Он вдвое превысил соответствующую оценку для землетрясения Напа с $M_w = 6.01$, по энергии на порядок меньшего, чем главное событие серии Риджкрест. Учитывая вышесказанное, мы можем предположить определенное сходство эволюции сейсмо-деформационного процесса для обоих случаев.

Эволюцию дилатации мы можем отследить на аналогичном видео, а также на рис. 3, по нескольким его наиболее существенным кадрам. Ввиду того, что смещения по разрывным нарушениям данного региона представляют собой правосторонний сдвиг, обусловленный тенденциями взаимных движений Тихоокеанской и Северо-Американской тектонических плит, деформация дилатации играет второстепенную роль и является подчиненной деформации сдвига. На это показывают диполи дилатации (пары смежных экстремумов растяжения–сжатия), образованные за сутки перед сильными событиями (см. рис. 3в–д), а не за годы, как деформация сдвига. Экстремумы дилатации образуются фронтами сдвиговой деформации по обе стороны от образованного нового сейсмического разрыва, маркируемого сильными, умеренными и слабыми событиями (см. рис. 3д), сжимая и растягивая земную кору по обе стороны от разлома. Эти особенности показывают роль деформаций сдвига и дилатации, регистрируемых средствами ГНСС, в подходах к прогнозированию сильных сейсмических событий [https:// www.researchgate.net/publication/344562745_Thirteen-year_evolution_of_the_dilatation_deformation_before_the_Ridgcrest_earthquake_sequence].

ПРОВЕРКА ВОЗМОЖНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ МЕСТА БУДУЩЕГО СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

С целью обнаружения очагов будущих сильных землетрясений проводятся исследования особенностей механизмов происходящих землетрясений и пространственно-временно́го распределения их гипоцентров. Работ в данном направлении довольно много. Они весьма разноплановые. Поэтому мы рассмотрим лишь те из них, которые имеют отношение к изучаемому району и, собственно, серии землетрясений Риджкрест, а

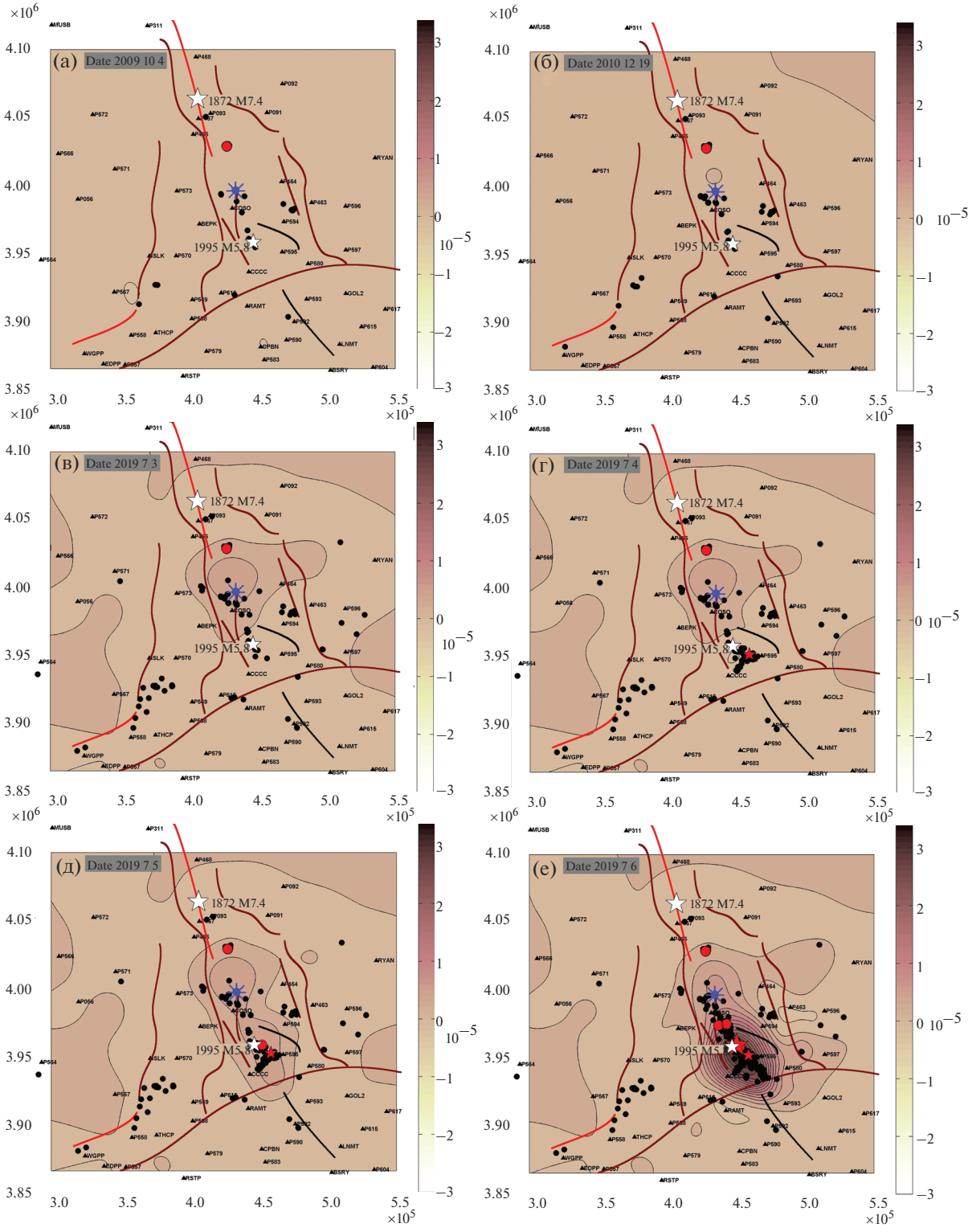

Рис. 2. Распределение деформации полного сдвига перед землетрясениями Риджкрест 2019 г. Сечение изолиний деформации 2×10^{-6}. Легенду разрывных нарушений и сейсмических событий см. рис. 1. Черные окружности – эпицентры слабых землетрясений с $M < 5$. Точность определения деформаций не хуже 10^{-7}.

также предложим свой подход как дополнение к общей совокупности комплексных исследований.

Геофизиками активно разрабатываются и развиваются методы распознавания мест сильных землетрясений с использованием средств дискретного математического анализа. Применение одного из таких методов позволило считать область, охватывающую эпицентры событий Риджкрест, как зону возможного землетрясения с $M > 6.5$ [Дзебоев и др., 2018] за год до его возникновения. Оба главных события серии Риджкрест попали в эту зону. Примененный при этом метод детально описан в работах [Гвишиани и др., 2013, 2016]. Отметим, что распознанные таким образом места могут являться объектами исследования движений и деформаций земной поверхности в прогностических целях, как это делается в нашем случае.

В работах [Bondur et al., 2017; Бондур и др., 2020] на примере двух сильных землетрясений в Южной Калифорнии, одно из которых произошло именно в районе Риджкрест, показано, что разработанный авторами метод, основанный на геомеханической модели, может быть использован для мониторинга сейсмоопасных территорий с целью прогнозирования сильных землетрясений. При этом осуществляется контроль за миграцией максимумов вариаций градиентов напряженного состояния земной коры на протяжении нескольких месяцев. Авторами [Бондур и др., 2020] обнаружена локальная аномалия напряженного состояния земной коры в пределах первых десятков километров от сильного землетрясения Риджкрест с $M = 7.1$ за полгода до него.

В работе [Nanjo, 2020], наряду с сейсмологическими и геодезическими наблюдениями, с целью предсказания расположения очага будущего сильного события предлагается отслеживать пространственно-временну́ю эволюцию значений b-value. Показано, что начало разрушения в области низких значений b-value, свидетельствующих о высоких напряжениях, имело место для обеих сильнейших событий серии Риджкрест. Эволюция b-value после землетрясения с $M_w = 7.1$ показала, что существует еще одна зона с низким значением этой характеристики, которая избежала сейсморазрыва и находится вблизи разлома Гарлок, где происходили крупные и сильные исторические землетрясения. Авторы обсуждают сценарий дальнейшего проявления сейсмичности, которая могла бы повлиять на активность разлома Гарлок.

Авторы работы [Stein, Toda, 2020] рассматривают сценарий последующей сейсмической активизации разлома Сан-Андреас. Они полагают, что сейсмическая активность на разломе Гарлок, который распространяется от района событий Риджкрест в направлении разлома Сан-Андреас, может спровоцировать сильное землетрясение в его пределах. Это обстоятельство рассматривается в качестве сценария для относительно продолжительного раннего предупреждения о вероятном землетрясении жителям Лос-Анджелеса.

В связи с вышеупомянутыми сценариями рассмотрим результаты проведенных нами исследований.

Наблюдения за деформационным процессом на протяжении десятилетий перед сильными сейсмическими событиями несут информацию не только о миграции деформационных фронтов, которые могут провоцировать снятие напряжений во время реализации событий, но также и показывают области наибольших напряжений, где следует искать места возникновения будущих сильных коровых землетрясений, разрывы от которых выходят на дневную поверхность. Следуя гипотезе упругой отдачи Рейда [Савиных и др., 2013], местом будущего события является “запертая” зона активного разлома, иначе говоря, зона минимальных деформаций в области подготовки землетрясения. Такую зону в сейсмоактивной области можно картировать по величинам полных смещений пунктов ГНСС, представляющих собой длины векторов горизонтальных смещений. Чем меньше длина вектора смещения, тем менее подвижна территория его расположения. В сейсмоактивной области место минимальных движений, исходя из модели упругой отдачи, является местом максимальных напряжений. И как показано ниже, оно не обязательно бывает связано с картированными сейсмогенерирующими разломами. Рассчитав длины векторов смещений, мы получили цифровые модели их пространственного распределения на каждые сутки и объединили их в видеофильм – визуализацию деформационного процесса [https://www.researchgate.net/publication/344174534_Thirteen-year_evolution_of_the_low-displacement_zone_before_the_Ridgecrest_earthquake_ sequence]. Принципиальные кадры фильма представлены на рис. 4. Первый кадр (см. рис. 4а) соответствует моменту возникновения умеренного землетрясения, явившегося, по нашему предположению, пусковым. На этот момент за 3.5 г. наблюдений накоплены лишь первые сантиметры смещений. Тем не менее уже видна их локализация в вытянутой примерно с севера на юг области возникновения сильнейших сейсмических событий (темно-коричневая зона). По мере накопления наблюдений, зона сужается и за сутки до возникновения сильных событий (см. рис. 4в) она становится достаточно узкой, шириной 20–50 км. Такую особенность демонстрируют также пространственно-временны́е изменения векторов горизонтальных смещений в районах подготовки других сильных землетрясений [Kaftan, Melnikov, 2018]. Вблизи этой зоны происходит серия землетрясений Риджкрест (см. рис. 4г–е). Заметим, что на протяжении всего интервала наблюдений эта зона не является однородной. Она нарушается сейсмическими событиями малой и умеренной величины. Так на рис. 4а–г, внутри “запертой” зоны развивается подвижная светлая область – зона вулканического поля Косо, внутри которой происходят слабые сейсмические события, согласованно с ее размерами и

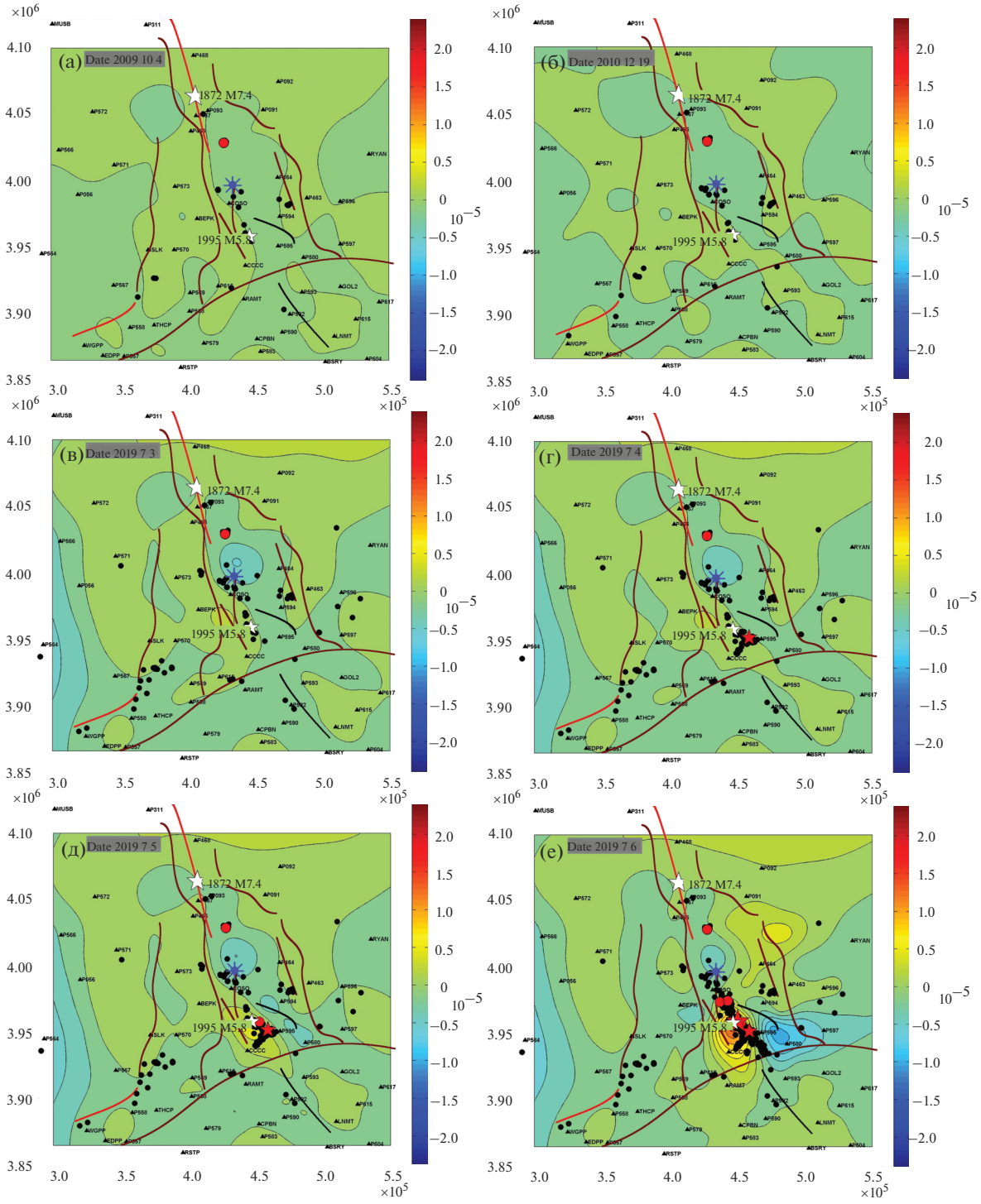

Рис. 3. Распределение деформации дилатации перед землетрясениями Риджкрест 2019 г. Сечение изолиний деформации 2×10^{-6}. Легенду разрывных нарушений и сейсмических событий см. рис. 1. Черные окружности – эпицентры слабых землетрясений с $M < 5$. Точность определения деформаций не хуже 10^{-7}.

формой. Их число внутри области возрастает, увеличивая подвижность этой территории. Мы бы сочли эти землетрясения форшоками событий Риджкрест, но они удалены от положений их эпицентров на десятки километров. В то же время они находятся в области миграции аномальной деформации полного сдвига (см. рис. 2в–д), т.е. обуславливают эту подвижность.

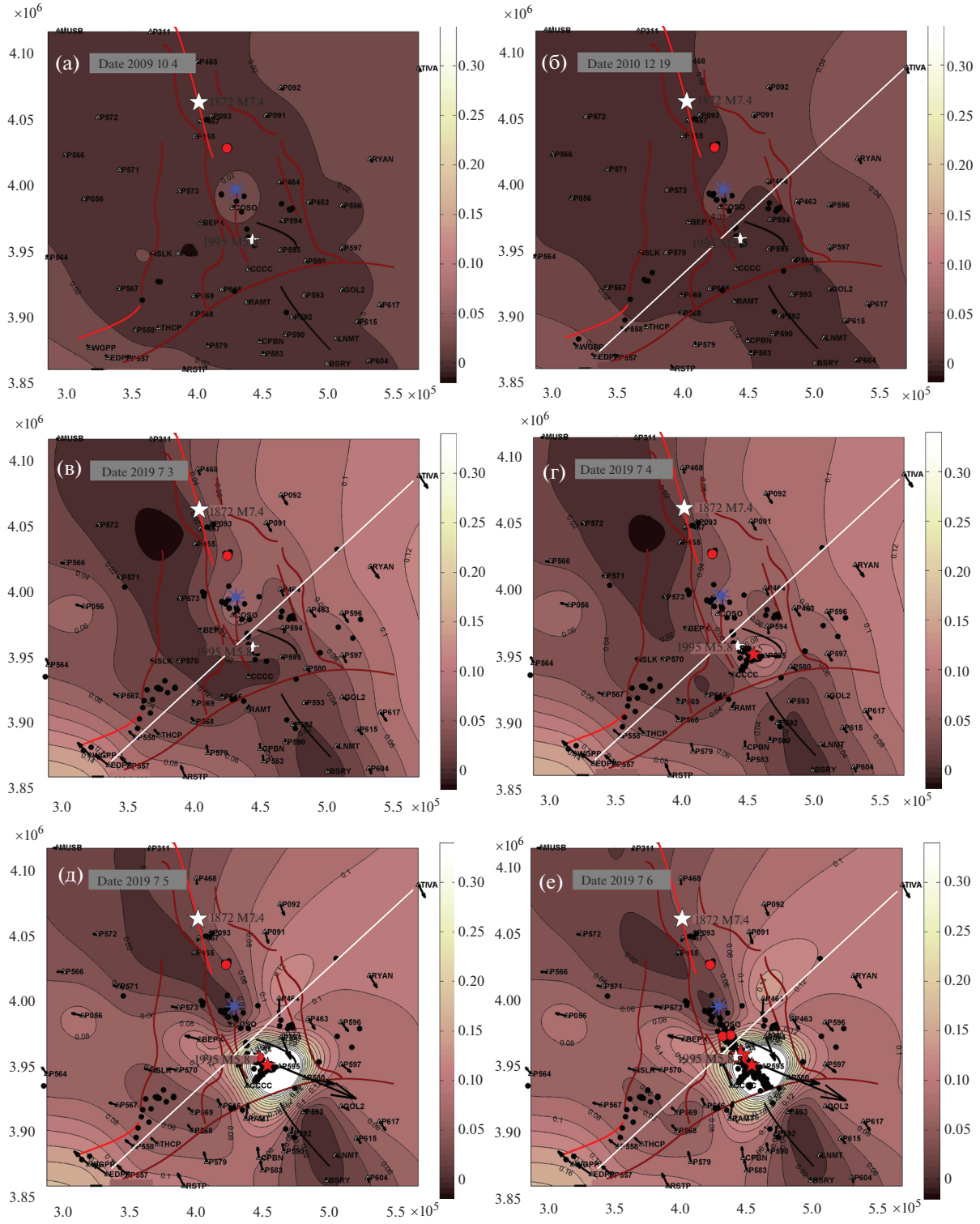

Рис. 4. Распределение полных смещений перед землетрясениями Риджкрест 2019 г. Сечение изолиний полного смещения – 2 см. Стрелки представляют собой векторы горизонтальных смещений пунктов. Легенду разрывных нарушений и сейсмических событий см. рис. 1. Черные окружности – эпицентры слабых землетрясений с $M < 5$. Точность определения полного смещения не хуже 5 мм.

После реализации крупных и сильных событий область минимальных смещений разрушается, образуя на полученных изображениях белые пространства (см. рис. 4г–е). Эти проявления демонстрируют возможность регистрации области ожидания сильных сейсмических событий анало-

гичного типа, там, где наблюдаются интенсивные сдвиговые деформации земной поверхности. Остается понять, как в таких “напряженных” областях, вытянутых на сотни километров, можно более точно локализовать место будущего сильного события. Гипотеза упругой отдачи предоставляет такую возможность, предполагая, что землетрясение происходит в области минимальных движений, но максимального упругого искривления земной поверхности по профилю, перпендикулярно пересекающему запертую зону [Савиных и др., 2013]. Такой профиль на своих окончаниях имеет максимальные движения ГНСС станций в противоположных направлениях. Он показан на рис. 4 белой прямой линией, соединяющей наиболее подвижные пункты (TIVA на северо-востоке и EDPP на юго-западе) в исследуемой области, имеющие наибольшие векторы смещений в противоположных направлениях. Можно видеть, что серия землетрясений Риджкрест произошла на удалении первых десятков километров от точки пересечения вытянутой зоны минимальных движений (максимальных напряжений) и линии наибольшего искривления земной поверхности. Заметим, что зона минимальных движений не была стабильной во времени. Она нарушалась слабыми землетрясениями, предшествующими более сильным событиям. Это осложняло фиксацию места будущего землетрясения.

ДИСКУССИЯ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имея ввиду, что совокупность эпицентров форшоков и афтершоков исследуемых событий образует узкий вытянутый кластер, как видимое продолжение сейсморазрыва 1872 г., протяженностью около ста км, можно предполагать, что это историческое сейсмическое событие генетически связано с серией землетрясений Риджкрест и, вероятно, их последовательность формирует единый сейсмический цикл продолжительностью ~150 лет.

Существование медленных деформационных волн теоретически предсказывалось, например, в работах [Sherman, 2013; Bykov, 2018]. Физическое моделирование деформационных волн в сдвиговой зоне осуществлено в работе [Борняков и др., 2018]. В платформенных зонах деформационные волны были зарегистрированы во второй половине прошлого столетия по данным высокоточного нивелирования [Kuz’min, 2012]. Настоящее исследование демонстрирует существование волн сдвиговых деформаций в сейсмоактивных районах и характеризует их роль в сейсмическом процессе. Сходство развития мигрирующих деформаций для случаев землетрясения Напа (2014 г.) и серии землетрясений Риджкрест (2019 г.) позволяет предполагать наличие триггерного эффекта, способствующего сбросу критических напряжений, – поверхностной деформационной волны как в первом, так и во втором случаях.

Достаточно плотные сети непрерывно действующих ГНСС станций представляют важную информацию о развитии сейсмо-деформационного процесса. Модели площадного распределения полного смещения ГНСС пунктов и визуализации их временной эволюции позволяют продемонстрировать возможность обнаружения места будущего сильного землетрясения за годы до него при условии непрерывных наблюдений не менее 10 лет до события.

В отношении сценариев распространения сейсмогенерирующих напряжений на разлом Гарлок и дальнейшего влияния этих напряжений на разлом Сан-Андреас можно предположить следующее.

Как показывают рис. 4д, е, после серии Риджкрест напряжения мигрировали на юг, по направлению продолжения общей зоны повышенных напряжений, но также и на юго-запад, охватывая Гарлок и соседний разлом к северо-западу от него. Эта особенность свидетельствует в пользу правдоподобности сценариев сейсмической активизации разломов Гарлок и, в последствии, Сан-Андреас.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бондур В.Г., Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А. Локальная аномалия напряженного состояния земной коры перед сильным землетрясением (M = 7.1) 05.07.2019 г. в районе г. Риджкрест (Южная Калифорния) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 1. С. 17–21.
https://doi.org/10.31857/S2686739720010016

Борняков С.А., Пантелеев И.А., Черемных А.В., Каримова А.А. Экспериментальное исследование периодической активизации разлома в сейсмической зоне // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 653–670.
https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0366

Дзебоев Б.А., Красноперов Р.И., Белов И.О., Барыкина Ю.И., Вавилин Е.В. Модифицированная алгоритмическая система FCAZm и зоны возможного возникновения эпицентров сильных землетрясений в Калифорнии // Геоинформатика. 2018. № 2. С. 2–8.

Кафтан В.И., Родкин М.В. Деформации района вулкана Этны по данным GPS-измерений, интерпретация, связь с режимом вулканизма // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 14–24.
https://doi.org/10.31857/S0203-03062019114-24

Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии // Избранные труды. М.: Наука, 1985. С. 19–23.

Савиных В.П., Певнев А.К., Ямбаев Х.К. Теория упругой отдачи, дилатансия, геодезия – прогноз // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2013. № 5. С. 29–34.

Benz H. Building a National Seismic Monitoring Center: NEIC from 2000 to the Present // Seismol. Res. Lett. 2017. V. 88(2B). P. 457–461.
https://doi.org/10.1785/0220170034

Blewitt G., Hammond W.C., Kreemer C. Harnessing the GPS data explosion for inter-disciplinary science // Eos. 2018. V. 99. https://doi.org/10.1029/2018EO104623

Bondur V.G., Garagash I.A., Gokhberg M.B. The dynamics of the stress state in Southern California based on the geomechanical model and current seismicity: Short term earthquake prediction // Russ. J. Earth. Sci. 2017. V. 17. ES1005. https://doi.org/10.2205/2017ES000596

Bornyakov S.A., Panteleev I.A., Cheremnykh A.V., Karimova A.A. Physical modeling experiments to study periodic activation of fault in seismic zones // Geodynamics and Tectonophysics. 2018. V. 9(3). P. 653–670. https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0366

Bykov V. Prediction and observation of strain waves in the Earth // Geodynamics & Tectonophysics. 2018. V. 9(3). P. 721–754. https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0369

Fielding E.J., Liu Z., Stephenson O.L., Zhong M., Liang C., Moore A., Yun S.-H., Simons M. Surface Deformation Related to the 2019 M_w 7.1 and 6.4 Ridgecrest Earthquakes in California from GPS, SAR Interferometry, and SAR Pixel Offsets // Seismol. Res. Lett. 2020. V. 20. P. 1–12. https://doi.org/10.1785/0220190302

Kaftan V.I., Melnikov A.Yu. Revealing the deformational anomalies based on GNSS data in relation to the preparation and stress release of large earthquakes // Izv. Phys. Solid Earth. 2018. V. 54(1). P. 22–32. https://doi.org/10.1134/S1069351318010093

Kaftan V., Melnikov A. Migration of Earth Surface Deformation as a Large Earthquake Trigger / Eds G. Kocharyan, A. Lyakhov // Trigger Effects in Geosystems. Springer Proc. in Earth and Environ. Sci. Cham: Springer, 2019. https://doi.org/10.1007/978-3-030-31970-0_8

Kuz'min Yu. Deformation autowaves in fault zones // Izv. Phys. Solid Earth. 2012. V. 48(1). P. 1–16. https://doi.org/10.1134/S1069351312010089

Nanjo K.Z. Were changes in stress state responsible for the 2019 Ridgecrest, California, earthquakes? // Nat. Commun. 2020. V. 11. P. 3082. https://doi.org/10.1038/s41467-020-16867-5

Reid H.F. The elastic-rebound theory of earthquakes // Bull. Dep. Geol. California: University of California Publication, 1911. V. 6. P. 413–444.

Sherman S.I. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere // Geodynamics & Tectonophysics. 2013. V. 4(2). P. 83–117 (In Russ). https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093

Simakin A.G., Ghassemi A. The mechanics of a magma chamber-fault system in trans-tension with application to Coso // J. Struct. Geol. 2007. V. 29. P. 1971–1983. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2007.08.009

Stein R.S., Toda S. Ridgecrest earthquakes could cause a San Andreas chain reaction // Temblor. 2020. https://doi.org/10.32858/temblor.103

Wang K., Dreger D.S., Tinti E., Bürgmann R., Taira T. Rupture Process of the 2019 Ridgecrest, California M_w 6.4 Foreshock and M_w 7.1 Earthquake Constrained by Seismic and Geodetic Data // Bull. Seismol. Soc. Am. 2020. V. 20. P. 1–24. https://doi.org/10.1785/0120200108

Wu J.C., Tang H.W., Chen Y.Q., Li Y.X. The current strain distribution in the North China Basin of eastern China by least-squares collocation // J. of Geodynamics. 2006. V. 41. P. 462–470. https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.01.003

Analysis of Movements and Deformations of the Earth's Surface from Thirteen Years GPS Observations Before and During The Ridgcrest Earthquakes (July 2019, USA, California)

V. I. Kaftan*

Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Molodezhnaya str., 3, Moscow, 119296 Russia

**e-mail: v.kaftan@gcras.ru*

Earthquakes with magnitudes $M_w = 6.4$ and $M_w = 7.1$ occurred in July 2019, one after the other with an interval of 34 hours, several kilometers apart near the city of Ridgecrest in Kern County, California, USA. There was a moderate shock with a magnitude of $M_w = 5.8$ in the immediate vicinity of the epicenters of future earthquakes in 1995. A strong earthquake with $M_w = 7.4$ occurred about a hundred kilometers to the north in 1872. To study the seismic-deformation process, in connection with these events, data from continuous GPS observations at the 51st station were used, with a daily recording interval. The initial observation epoch was attributed to 13 years prior to the latest events (July 2006), and the final epoch – about a month (August 2019) after those. The study area has a diameter of about 250 km and includes the epicenters of modern and historical earthquakes. Digital models of the distribution of horizontal deformations of complete shear and dilatation were obtained for each day of observations. Combining the time sequence of the obtained models into an accelerated kinematic visualization of the seismic-deformation process [https://www.researchgate.net/publication/343577013_Ridgecrest_total_shear_strain_and_seismicity_evolution] made it possible to see interesting features. The onset of shear deformation extremum formation close to the time of the moderate earthquake $M_w = 5.2$, which occurred 10 years before the events of 2019, about 70 km from it, and, presumably, triggered the trigger mechanism of "ripping open" of the future seismic rupture with the beginning of the development of a weakened elongated zone in the area of the Coso volcanic field. The area of anomalous shear spread in the direction of future events and reached their position at the time of the main shocks. Analysis of the space-time distribution of the length of the surface displacement vectors showed the possibility of determining the location of a future strong event based on long-term continuous GPS observations in seismically active areas.

Keywords: earth's surface deformation, GNSS, deformation waves, trigger effect, earthquake prediction

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ, 2021, № 2, с. 39–58

УДК 550.34.063;550.347.29;550.343.4;550.347.62

СЛЕДЫ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В АХСИКЕТЕ – ДРЕВНЕЙ СТОЛИЦЕ ФЕРГАНСКОЙ ДОЛИНЫ

© 2021 г. А. М. Корженков[a], *, А. Анарбаев[b], М. Т. Усманова[c], С. Н. Родина[a], С. Кубаев[b], З. Кораева[b], Ш. Омонов[b], Т. Захидов[c]

[a]*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия*

[b]*Национальный центр археологии АН Республики Узбекистан, ул. Мирза Улугбека, 81, Ташкент, 100047 Узбекистан*

[c]*Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН Республики Узбекистан, ул. Зулфияхоним, 3, Ташкент, 100128 Узбекистан*

**e-mail: korzhenkov@ifz.ru*

Поступила в редакцию 15.06.2020 г.
После доработки 12.07.2020 г.
Принята к публикации 11.12.2020 г.

В результате археосейсмологических исследований в Ферганской долине удалось выявить следы сильных землетрясений, которые происходили в древности. В наших предыдущих работах было отмечено, что древний город Эйлатан погиб в I в. до н. э. вследствие сильного землетрясения. Именно в это время сильно пострадал столичный г. Фаргана (Ахсикет). Здесь нами также был обнаружен выход сейсмического очага на поверхность и другие сильные деформации строительных конструкций, построенных до этого времени. Магнитуда сейсмической катастрофы ($M = 7.6$) была определена нами по максимальной, обнаруженной нами величине смещения по сейсмогенному разрыву, вышедшему на поверхность прямо на территории древнего городища. Сейсмические колебания полностью уничтожили или значительно деформировали все постройки и серьезно повредили и разрушили городские стены. Поэтому, видимо, новые цари Ферганской долины после 90-х гг. до н. э. построили себе новую резиденцию на Мугтепе, которая была упомянута в китайском источнике "Ханьшу" – как "Гуйшуань". По археологическим данным удалось определить, что вышеупомянутые монументальные фортификационные сооружения столицы были возведены между 104–90-м гг. до н. э., а само 10-балльное землетрясение произошло ориентировочно в 91–90 гг. до н. э. Оно охватило всю Ферганскую долину, но особенно сильно пострадали города и поселения Северной Ферганы. Ярким примером являются расседания массивных крепостных стен на цитадели и шахристане г. Фаргана (Ахсикет). Возможно, что сейсмогенное разрывообразование, вышедшее на поверхность в древних Ахсикете и Эйлатане, произошло в одно и то же время. Аналогичное сильное землетрясение произошло позже – в XI–первой половине XII вв. Следы этого сейсмического события были прослежены нами на ряде объектов Караханидского возраста в шахристане и рабаде. Полученные материалы должны быть учтены при новой оценке сейсмической опасности Ферганской впадины.

Ключевые слова: археосейсмология, сейсмические деформации, кинематические индикаторы, руины, сейсмические разрывы, Фергана, Ахсикет, древние города, Шелковый путь, сильные землетрясения

DOI: 10.31857/S0203030621020048

ВВЕДЕНИЕ

Сильные землетрясения характеризуются значительными размерами очаговых зон, сильнейшими колебаниями грунта в своих эпицентральных зонах и, чаще всего, выходами сейсмогенных разрывов на поверхность. В последнем случае, при надвиговых или сбросовых смещениях в очагах землетрясений, на земной поверхности образуются протяженные сейсмоуступы. В случае сдвигов вдоль плоскости разрыва образуются систематические изгибы всех форм рельефа, например русел временных водотоков и водоразделов между ними. Аналогичные деформации образуются и в населенных пунктах, когда сейсмогенный разрыв единообразно смещает все стены построек на всем своем протяжении. Так, например, плоскость сдвига–надвига сместила в начале XII века н. э. стены средневековой – *караханидской* – Каменской крепости в Северном Прииссыккулье почти на 4 м в горизонтальном направлении и на 2 м в вертикальном [Korjenkov et al., 2006].

Выход сейсмического очага на поверхность – это уже катастрофа для местного населения. Интенсивность сейсмических колебаний в эпицен-

тральной зоне в таком случае достигает $I_0 = 9–10$ и более баллов по Шкале МСК-64. Однако для сейсмогеологов это исключительная по важности информация: по параметрам сейсморазрыва, вышедшего на поверхность, по существующим эмпирическим формулам можно определить магнитуду (энергию) произошедшего землетрясения. Так, магнитуда сейсмического события, разрушившего Каменскую крепость, была определена как $M_s = 7.4$ (±0.5) [Корженков, 2006].

Городище Эски Ахси – когда-то столичный город важнейшего государства – представляет собой в настоящее время лишь оплывшие валы и холмы, на поверхности которых затруднительно собрать какую-либо информацию для специалистов любого профиля. Однако постоянно действующие эрозионные процессы и современная хозяйственная деятельность человека обнажают в некоторых местах строение подстилающих археологический памятник пород, а также уцелевшие части строительных конструкций. Такие обнажения имеются, прежде всего, вдоль южной окраины города, где его стены подмывает великая водная артерия Средней Азии – р. Сыр-Дарья (Яксарт древних). Автомобильная трасса, идущая вдоль западной стены крепости, также приводит к местным обрушениям оплывших склонов и обнажению скрытых доселе артефактов. Имеются также искусственные выемки – места археологических раскопок, где остатки стен и строение "материка" специально выставлены для обозрения под крышей специально сооруженного павильона. Мы постарались изучить все перечисленные обнажения в поисках в них возможных следов значительных древних землетрясений.

Археосейсмологические исследования остаточных деформаций, следов и воздействий древних сильных землетрясений на археологические памятники на территории Узбекистана были проведены впервые в 2019 г. в Наманганской области. Эта область находится на северо-востоке Ферганской впадины в центральной части Западного Тянь-Шаня. Статья посвящена археосейсмологическим исследованиям древнего г. Ахсикет, расположенного ныне в Туракурганском районе, вблизи кишлака Шаханд, на правом берегу р. Сыр-Дарья.

В Туракурганском, Касансайском, Чустском, Папском, Нарынском районах Наманганской области находится большое количество древних археологических памятников. Памятники были разрушены временем и природными катаклизмами. На руинах памятников нами были найдены остаточные деформации – следы древних землетрясений. Замерены азимуты простирания трещин, смещений по разрывам и углы падения сейсмодеформаций, обнаруженных на древних памятниках. Для понимания сейсмотектонических процессов и связанного с ними высокого уровня сейсмической опасности региона ниже будут рассмотрены геолого-тектонические предпосылки сейсмической активности региона.

По проведенным нами археологическим исследованиям было установлено, что с конца эпохи бронзы и в начале эпохи раннего железа в Ферганской долине широко осваиваются равнинные зоны правобережья р. Сыр-Дарья (рис. 1). В этих зонах, с появлением магистральных каналов, в течение первого тысячелетия до н. э. интенсивно развивается орошаемое земледелие и, соответственно, расширяется ареал антропогенного ландшафта. В частности, в X–IX вв. до н. э. на месте старого высохшего притока Касансая появляется искусственный канал, проходивший севернее современного села Бураматут и доходивший до населенного пункта Ахси. Благодаря этому каналу земледельцам удалось дополнительно освоить несколько десятков гектаров земель. В результате был основан новый микрооазис, названный нами Ахсикетским. Свидетельством последнего являются достаточно мощный агроирригационный слой (0.75 м) и керамика эпохи поздней бронзы [Анарбаев, 2013], зафиксированные под культурными слоями городища Эски Ахси (Ахсикет).

В древности ферганцы называли свое государство и главный столичный город одним топонимом "Фаргана", которое означало местность, окруженную горами (стенами) и имеющую вход с одной стороны. В китайских хрониках топоним "Фаргана" переводится как "Юань", а когда речь шла о государстве Фаргана было использовано словосочетание "Дай-Юань" (Большая Фаргана). Позже, со второй половины IX в., г. Фаргана в арабских источниках начинает упоминаться как Ахсикет, а по монетным данным устанавливается, что до середины XI в. он продолжает носить двойное название (Фаргана-Ахсикет). Только со второй половины XI в. в источниках он пишется Ахсикат, а в эпоху Бабура его упоминают как Ахси. Удалось установить также, что столичный г. Фаргана (Юань) находился на месте современного археологического памятника – городища Эски Ахси (Ахсикет).

Памятник находится на правом берегу р. Сыр-Дарьи (рис. 2), в 25 км к юго-западу от г. Намангана, рядом с селением Шаханд [Анарбаев, 2013]. Город был построен в III веке до н. э. и состоял из трех частей: арк (крепость), шахристан[1] (Ахси IA, Ахси IБ), пригород[2] (Ахси II, Ахси III, Ахси IV). В древности площадь города составляла более 50 га, а в раннем средневековье около 70 га. В эпоху развитого средневековья его площадь достигает бо-

[1] Шахристан (внутренний город).
[2] В средние века назывался рабад (внешний город).

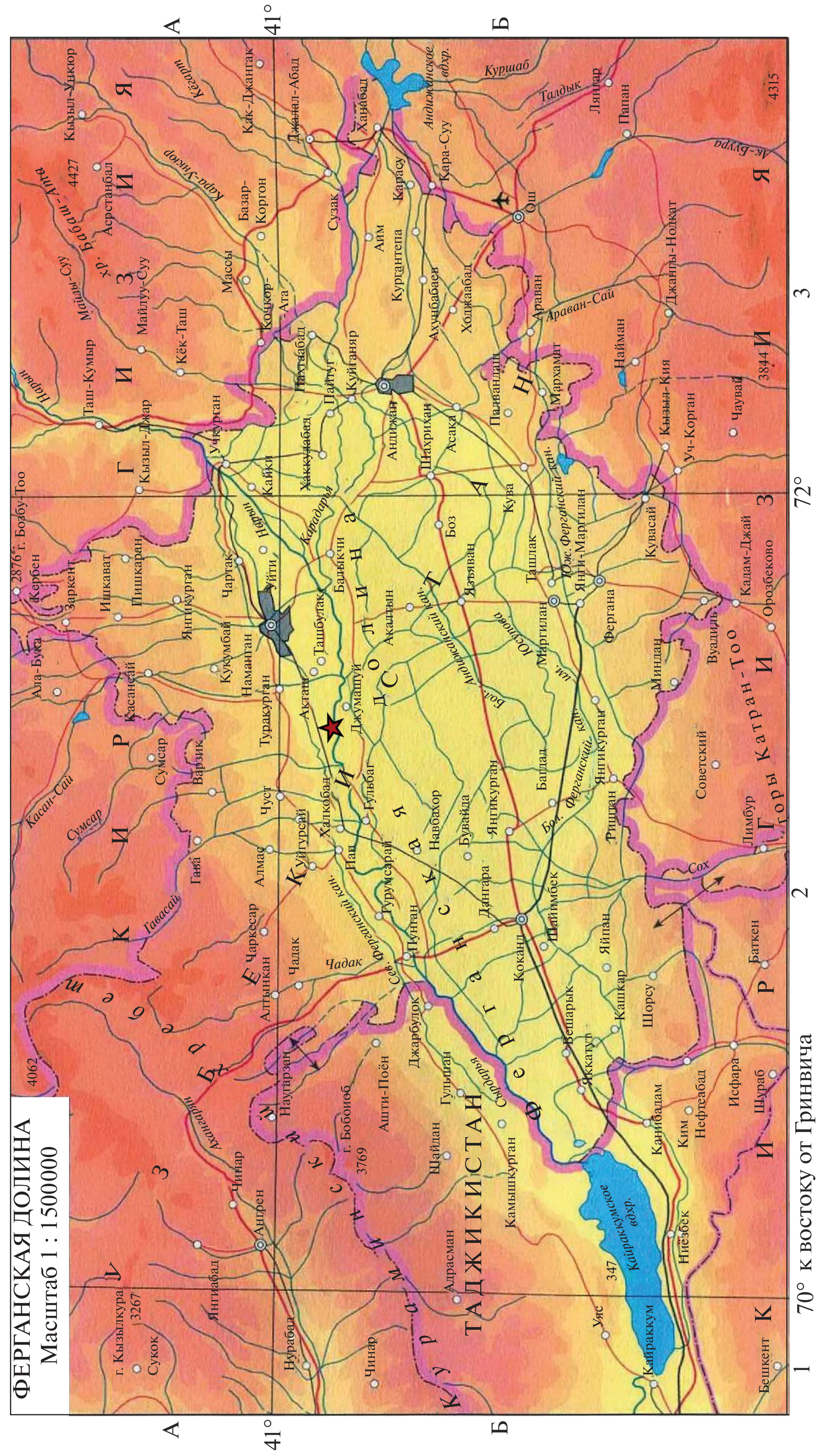

Рис. 1. Топографическая карта Ферганской долины. Красная звездочка указывает расположение изученного древнего города – Ахсикета.

Рис. 2. Космический снимок (GoogleEarth) городища Эски Ахси. Цифры означают номера рисунков в статье.

лее 400 га и, соответственно, население его составляло более 200 тыс. человек. В результате, в IX–XII вв. Ахсикет становится "мегаполисом" своего времени. Прослеживается эволюция материальной культуры: от ее ранних периодов до развитого средневековья, когда ахсикентцы достигли в ее развитии такого высокого уровня, который позволил им получать высококачественную сталь-булат и изготовлять из него различные виды оружия: клинки, кинжалы и доспехи [Анарбаев, 2019].

ПОЛУЧЕННЫЕ ДАННЫЕ

Историко-археологические исследования: столица древней Ферганы

Для Ферганы, как и для остальных регионов Средней Азии, период античности стал временем постепенной и поэтапной интеграции всех сфер общества в мировую цивилизацию. Наиболее ярким проявлением этих изменений является резкий подъем урбанизации, развитие предыдущих и появление новых городов. К этому времени миграционные процессы, начавшись на востоке, распространились почти по всей степной полосе Евразии. Фергана в II–I вв. до н. э. была охвачена событиями переселения народов. В частности, движение кочевых племен юечжи из Восточного Туркестана в Фергану и дальше на запад и юг Средней Азии подтверждается археологически. В этом передвижении участвуют многочисленные большие и малые народы Евразии. Какая-то их часть по пути оседала в Фергане, постепенно ассимилировалась с местным населением, став впоследствии ферганцами. Мигранты принесли в долину новый погребальный обряд, связанный с похоронами усопших в катакомбах и подбоях. С этого времени начался мощный демографический всплеск населения, связанный с освоением новых земель, появлением новых городов, селений и развитием горнорудной промышленности [Анарбаев, 2017].

Автор исторического труда "Шицзи" Сыма Цянь, используя отчет дипломата Чжан Цяня, который содержит сведения о событиях 138–90 гг. до н. э., описывает Фергану как страну с 70 городами. Здесь упоминаются названия только трех из них – Юань, Эрши и Ючен (Юйчен). Из них город Юань (Фаргана) был столицей конфедерации, а Ючен (Эйлатан) и Эрши (Мархамат) были центрами небольших владений. В древности ферганцы свою страну и главную столицу называли одним топонимом – Фаргана, который означал местность, окруженную горами (стенами) и имеющую вход с одной стороны. Перед китайским послом Чжан Цянем при описании путешествия встала задача различения г. Ферганы от государства Фаргана. Посол решил эту задачу путем добавления слова "дай" ("да") перед "юань". Иероглиф "дай" означает большой, великий, а "юань" – местность, окруженная горами или возвышенностью. В частности, в Шицзи несколько раз встречаются слова "Юаньченг" (город Юань) и "Юаньванг" (правитель Юань) [Ходжаев, 2009; Анарбаев, 2019].

Ханьский посол Чжан Цянь, посетивший Фергану (128–127 гг. до н. э.), был поражен вели-

колепными качествами местных лошадей, порода которых существенно отличалась от распространенной в древнем Китае. В китайских источниках об этом пишется так, что “Жители любят вино так, как их лошади любят траву му-су”[3] [Бичурин, 1950]. Чжань Цянь назвал ферганских коней “небесными”. Он красочно описывал небесных коней императору У-ду. В 105 г. до н. э. император У-ду послал в Фергану специальное посольство для приобретения породистых лошадей, но получил отказ, и в результате началась четырехлетняя война, завершившаяся в пользу китайцев. Все это хорошо отражено в исторических хрониках “Шицзи” и “Ханьшу”. Именно в этих сочинениях имеются первые сведения о политической и социально-экономической жизни Ферганы в эпоху античности. Согласно их сообщениям, государство древней Ферганы управлялось правителем, которому помогали два помощника. В политической жизни страны основную роль играл “Совет старейшин”. На нем обсуждались важнейшие вопросы государства, в частности: объявление войны, ведение мирных переговоров и в случае необходимости решалась даже судьба самого правителя [Бичурин, 1950].

После 90 г. до н. э. в политической жизни Ферганы происходят серьезные изменения, т.е. к власти приходят представители племен Больших Юечжи. Они построили небольшой город на городище Мугтепа, который находился в верхнем Касансае. Здесь находилась их политическая столица, точнее ставка новых ферганских царей. Она именуется в китайских хрониках “Гуйшуань”. Новые цари, видимо, жили в шатрах, о чем свидетельствует топография Мугтепа: судя по микрорельефу, в центральной пустующей части городища отсутствует монументальная архитектура, а на ее месте, видимо, находились шатровые сооружения.

Город Фаргана, оставаясь экономическим и культурным центром долины, не исчезает со страницы истории, вновь появляясь в книгах арабских историков и географов VIII–первой половины IX вв. [Табари, 1987; Ибн Хордадбех, 1986]. Со второй половины IX в. город Фаргана в арабских источниках упоминается как Ахсикет, а по нумизматическим данным устанавливается, что до середины XI в. он продолжает носить двойное название – Фаргана-Ахсикет. В эпоху Бабура (1493–94 гг.) город упоминается как Ахси [Бабурнаме, 1993].

Во II в. до н. э. и позже караванный путь, связавший Китай и Среднюю Азию, так называемый “Северный путь”, проходил через Фергану, то есть он из Кашгара вел через перевал Терекдаван в Ферганскую долину и оттуда вглубь Мавераннахра и далее через Великую степь к Северному Причерноморью. По этому пути китайский шелк и бронзовые изделия проникали в район нижней Волги, Приуралья, Северного Кавказа и Северного Причерноморья [Лубо-Лесниченко, 1988]. Обратно на Восток везли изделия из стекла, породистых лошадей, фрукты, хлопок, доспехи и т.д. В частности, Ханьскому двору Фергана предоставляла лошадей, доспехи, вино и хлопок.

Великий шелковый путь – это общение Востока с Западом, общение от берегов Средиземного моря до Китая и Кореи [Анарбаев, 2012]. По этой дороге двигались не только дипломатические посольства, паломники и путешественники, купцы везли с востока на запад и с запада на восток разнообразные товары: драгоценные камни, породистых лошадей, металлические изделия, фарфор, меха, диковинки разных стран, лекарства, красители и т.д. При этом самым дорогим товаром был шелк. Именно он дал имя этому пути. Однако здесь нельзя забывать, что другим не менее ценным товаром считались ферганские лошади. В результате многочисленных контактов происходил активный процесс обмена духовными и материальными ценностями.

Как показали археологические исследования, г. Фаргана (Фергана) возник в III в. до н. э. на территории памятника Эски Ахси (Ахсикет). Городище состоит из остатков цитадели (крепости), шахристана (внутреннего города) и рабада (внешнего города) (см. рис. 2). Археологически довольно отчетливо проявляются этапы изменений в его исторической топографии. Сначала город состоял из двух частей: арк (крепость) и шахристан (внутренний город) площадью более 40 га, позже, во втором веке до н. э., появился ремесленный пригород (Ахси II) площадью около 10 га. Теперь город состоял из трех частей и занимал площадь более 50 га. В раннем средневековье город расширяется на восток (Ахси III) и его площадь составляет примерно 70 га[4]. В IX–XII вв. площадь г. Ахсикета (Фарганы) достигает более 400 га, население более 200 тыс. человек. Хорошо прослеживается эволюция материальной культуры: от ее ранних периодов до развитого средневековья, когда ахсикетцы достигли в ее развитии такого высокого уровня, который позволил им получать высококачественную сталь – булат – и изготавливать из него различные типы оружия, в том числе так называемые знаменитые “дамасские клинки”.

В начале I в. до н. э. крепостные стены города приобретают внушительный вид, т.е. в течение около 10 лет создается мощная фортификационная система. В частности, на втором шахристане

[3] Люцерну.

[4] Основная часть восточного пригорода была уничтожена р. Сыр-Дарья.

(Ахси IБ) возводятся две мощные крепостные стены со своеобразными башнями из сырцового кирпича и пахсы[5]. Ширина стены у основания превышает 20 м, а высота составляла также не меньше 20 м. На цитадели башни прямоугольные и выступают за линии стен, а на втором шахристане (Ахси IБ) они располагались по периметру стен, возвышаясь над ней и не выступая из ее плоскости [Анарбаев, 2013]. Все эти фортификационные работы были осуществлены сразу после нашествия китайских войск, которые происходили в 104–99 гг. до н. э. Раскопки показали, что эти стены сохранились высотой до 15 м, а башни до 18 м, они до сих пор довольно прочные.

В раннем средневековье город расширяется на восток. Старые городские стены ремонтируются, строятся новые. Обороноспособность города повышается. В IX–XII вв. город расширяется на север, северо-запад за счет рабада. В это время шахристан заселен ремесленниками, которые заняты в основном черной металлургией и металлообработкой. Здесь в специальных печах – в тиглях – получали чистую сталь-булат, из которой изготовляли так называемые “дамасские клинки”. В середине X в. город был снабжен подземной водопроводной системой, которая прослужила более 250 лет. Водопровод был построен из жженых кирпичей в виде сводчатой галереи, внутри которой проложен трубопровод из керамических труб [Анарбаев, 2013].

Именно в IX–XII вв. Ахсикет (Фаргана) отличался высоким для своего времени уровнем благоустройства. В шахристане внутриквартальные улицы были вымощены жженными кирпичами. Жилые и ремесленные кварталы были снабжены подземными водопроводами. Городские хаузы[6] были обсажены различными деревьями. Городские ворота рабада утопали в зелени [Бетгер, 1957]. Повсеместное использование канализационных сооружений – ташнау[7] и бадрабов в виде мусорных и ретирадных ям – являлось весьма важным средством для обеспечения санитарии в условиях городской застройки [Анарбаев, 1981].

Почему же в истории такого важного регионального центра случались перерывы в развитии, а потом он вообще был заброшен? Только ли нашествия внешних врагов были причинами упадка и оставления Ахсикета местными жителями? Изучению этих вопросов и была посвящена данная работа.

[5] Хорошо обработанная глина.
[6] Хауз – пруд.
[7] Ташнау – канализационное сооружение.

Краткие сведения по геологии, тектонике и сейсмичности региона

Известно, что восточная и северная части Ферганской депрессии по периметру обрамляются системой хребтов Моголтау, Чаткал-Курама, Атойнак, Баубашата. Фундамент Ферганской депрессии представлен Кураминским верхнепалеозойским комплексом, мощность земной коры здесь достигает 45–50 км [Зуннунов и др., 1973]. Причем мезо-кайнозойские образования: юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные достигают мощности до 11 км. В тектоническом плане глубинные Северо-Ферганский разлом и Южно-Ферганская флексурно-разрывная зона являются структурно-контролирующими в регионе.

При этом следует отметить, что древняя столица Ферганы г. Ахсикет расположен между Северо-Ферганским разломом и Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоной. Северо-Ферганский разлом впервые был выделен В.И. Поповым [1938]. Этот дизъюнктив ограничивает Ферганскую депрессию с севера и протягивается вдоль предгорий Кураминского хребта и северных склонов Баястанской гряды (рис. 3).

Ширина зоны Северо-Ферганского разлома 20–25 км, а ее протяженность 240 км. Морфология разлома – взброс с амплитудой смещения 3 км, к юго-западу дизъюнктив меняет морфологию на взбросо-надвиг [Ибрагимов, 1976; Ярмухамедов и др., 1979]. По своей динамике и развитию разлом разделяется на северо-восточную и юго-западную части (табл. 1). Необходимо отметить, что западная часть разлома развивалась в орогенном периоде верхнего палеозоя. Более молодой ее возраст исключается ввиду отсутствия проявлений на дневной поверхности и на глубине в отложениях мезозоя [Ярмухамедов и др., 1979]. Однако по обе стороны разлома развиты неогеновые и четвертичные молассы, которые свидетельствуют об активных движениях в это время. Северо-восточная часть разлома заложена в мезозое, вдоль нее отмечается активность движений в палеоген–неогене.

В результате постоянного надвигания Чаткало-Кураминских гор в сторону Ферганской впадины по Северо-Ферганскому разлому оси новообразованных складок смещены на 200–500 м в сторону полосы антиклиналей: Чуст-Папская, Касансайская, Наманганская (рис. 4) [Попов, 1938; Рыжков, 1964; Якубов и др., 1986]. Как предполагали ранее В.И. Попов и О.А. Рыжков, Северо-Ферганский разлом не проходит как обычно по зоне контакта отложений палеозоя и мезокайнозоя, а смещен на 6–8 км на запад, юго-запад [Попов, 1938; Рыжков, 1964]. Этот факт был позже подтвержден сейсморазведочными исследова-

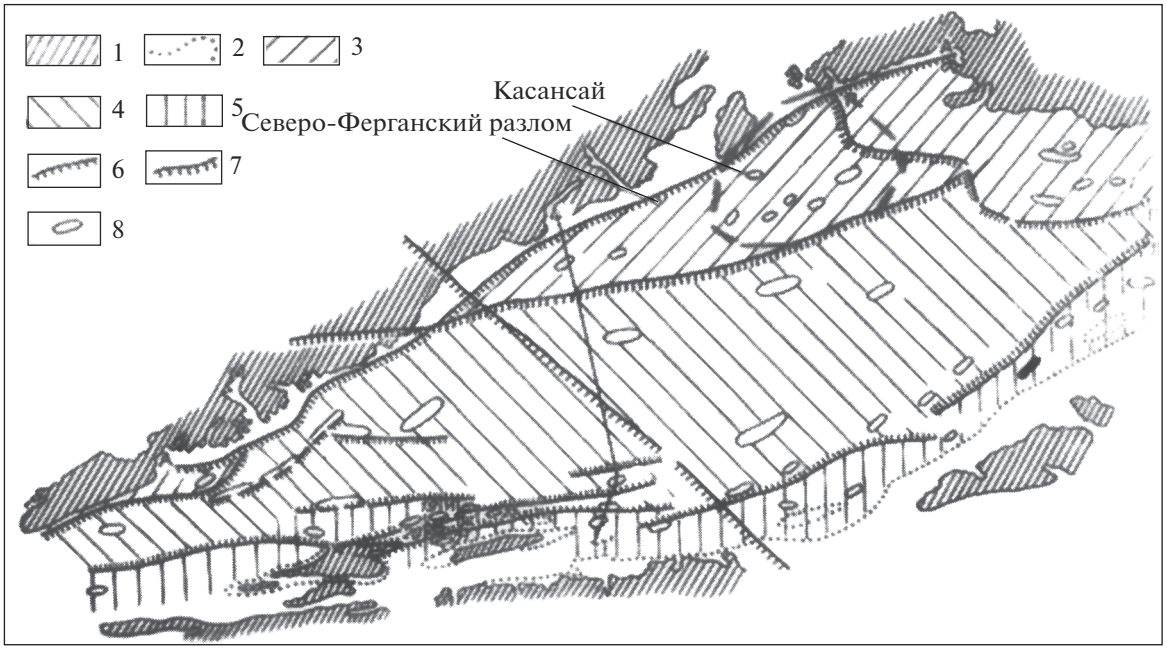

Рис. 3. Схема расположения важнейших разломов, флексур, антиклинальных складок Ферганской впадины ([Зунунов и др., 1973] с изменениями).
1 – выходы на поверхность домезозойских образований; 2 – линии размыва туркестанских слоев палеогена; 3 – северный борт; 4 – центральный грабен; 5 – южный борт; 6 – разломы; 7 – флексуры; 8 – антиклинальные складки, изученные сейсморазведкой и выраженные в палеогеновых отложениях; красной пунктирной линией выделена зона сейсмически активных антиклинальных складок.

ниями, изложенными в работе [Ибрагимов и др., 1986].

В геологическом строении Ферганской впадины известны отложения палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Однако задача настоящих исследований – изучение древних сильных землетрясений. В связи с этим, ограничимся краткой сводкой геологии района за период неоген–четвертичное время, во время которого накапливались отложения бактрийской, сохской, ташкентской, голодностепской свит.

Отложения бактрийской свиты Ферганской впадины, сложенные серыми конгломератами с прослоями светло-бурых алевролито-глинистых пород. Возраст бактрийской серии определен как верхний плиоцен–нижний плейстоцен [Грамм, 1962]. Нижнеплейстоценовые отложения – сохская свита Северной Ферганы – слагают пески и лессовидные суглинки. В зоне Чуст-Папской антиклинали представлены глинами и песчаниками. Среднеплейстоценовые отложения – ташкентская свита – серые конгломераты и мощный покров лесса. Верхнеплейстоценовые – голодностепская свита – отложения лесса, в основании галечники, которые распространены на трех террасах р. Сыр-Дарья, ее притоков и молодых конусов выноса [Ибрагимов, 1970]. Голоценовые отложения – сырдарьинская свита – пески, гравий, реже галечники.

На рис. 3 красной пунктирной линией выделена зона с высокой скоростью современных движений (см. табл. 1) и сейсмически активные семь антиклинальных складок: Наманганская-6, Исковатская-7, Шорбулакская-8, Кукумбайская-9, Туракурганская-10, Касансайская-11, Тергачинская-12.

Таблица 1. M_{max} некоторых сейсмогенных зон Восточного Узбекистана (Ферганская впадина [Ибрагимов, 1976, 1978; Ибрагимов и др., 1980, 1986, 2011])

№ сейсмогенной зоны	Названия сейсмогенных зон	Максимально возможная магнитуда M_{max}	Примечания
1	Северо-Ферганская, восточная часть	7.5	Единая сейсмогенная зона
2	Северо-Ферганская, западная часть	6.5	Единая сейсмогенная зона
3	Наманганская	7.5	–

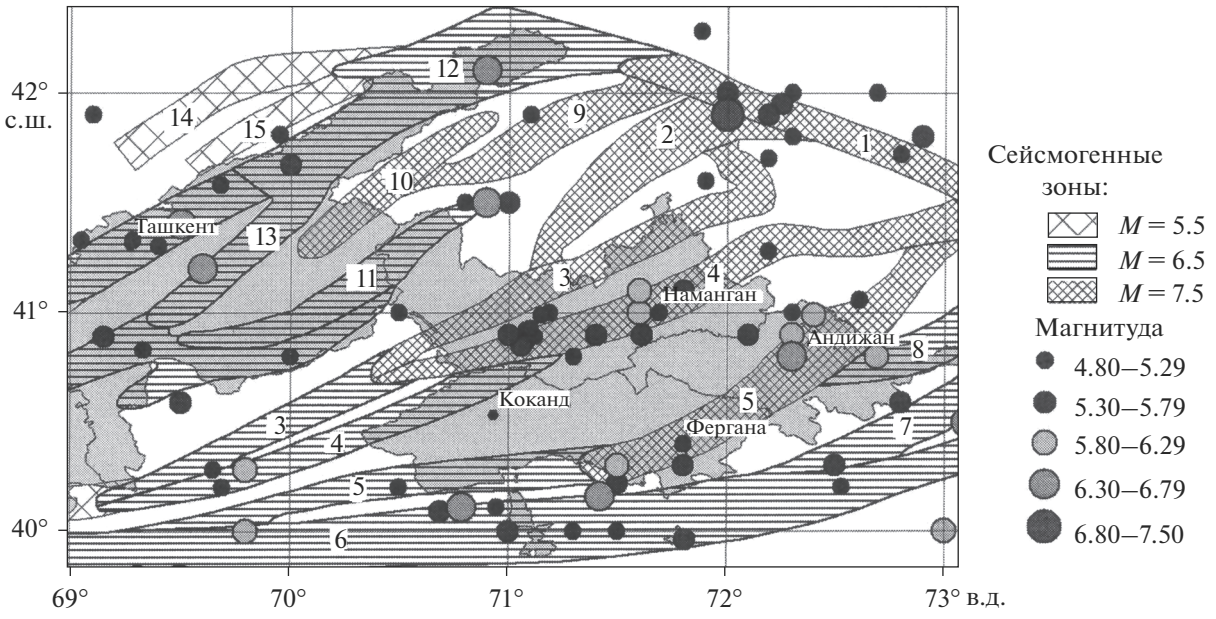

Рис. 4. Сейсмогенные зоны Восточного Узбекистана (по [Ибрагимов, 1976] с изменениями).
1 – Таласо-Ферганская; 2 – Чаткало-Атойнакская; 3 – Северо-Ферганская; 4 – Наманганская; 5 – Андижанская; 6 – Южно-Ферганская; 7 – Куршабская; 8 – Талдысуйская; 9 – Чаткальская; 10 – Сандалашская; 11 – Ангренская; 12 – Пскемско-Ташкентская; 13 – Нурекатинская; 14 – Лянгарская; 15 – Угам-Каржантауская.

Одной из важных характеристик разлома являются скорости современных движений земной коры района исследований. Для оценки скорости молодых и современных движений земной коры были проведены измерения высоты надпойменных террас, исходя из представлений, что глубина эрозионного вреза прямо пропорциональна поднятию [Ярмухамедов и др., 1979; Якубов и др., 1986] (см. табл. 1).

Как видно из табл. 2, где на примере р. Касансай приведены значения скорости поднятия среднегорья, который превышает в 2–3 раза скорости современных движений в низкогорьях и равнинах. Подобные высокие скорости тектонических движений в среднегорье также зарегистрированы в долинах рр. Намангансай, Чартаксай, Алмасай, Чадаксай. При этом нужно отметить, что низкогорный тип рельефа резко и дробно расчленен обширной зоной адыров.

Среди геофизических методов исследований наиболее достоверную информацию о наличии разрывных нарушений, их амплитуде и морфологии дает сейсморазведка, по данным которой Северо-Ферганский разлом четко выделяется по резким аномальным затуханиям отраженных и преломленных волн [Ибрагимов и др., 1986]. Анализ гравитационного поля Северо-Ферганской зоны (разлом и флексурно-разрывная зона) позволил Ш.М. Кадырову [Ибрагимов и др., 1986] сделать вывод о происхождении Чуст-Папской, Касансайской и Наманганской складок, которые возникли в результате деформации поверхности палеозойского фундамента, связанной с активностью глыбовой тектоники района, сопровождаемой сейсмичностью. Сейсмотектоническими исследованиями [Ибрагимов, 1976, 1978; Ибрагимов и др., 1980, 1986, 2011] были выделены сейсмогенные зоны, к которым приурочены сильные землетрясения региона с $M \geq 5.0$, с оцен-

Таблица 2. Амплитуды скорости тектонических движений за голоценовое время на участке Северо-Ферганского разлома [Ярмухамедов и др., 1979; Якубов и др., 1986]

Название реки	Среднегорье		Низкогорье	
	амплитуда, м	скорость, мм	амплитуда, м	скорость, мм
Касансай	42.4–98.6 (3) / 59.8	2.84–5.52 / 4.0	10.2–33.9 (3) / 25.33	0.67–2.30 / 1.68

Примечание. В числителе (3) – количество профилей и пределы колебаний амплитуды; в знаменателе – средние величины амплитуды; длительность голоцена принята 0.015 млн лет.

Таблица 3. Список сильных землетрясений Наманганской области за период 1400–2019 гг. [Новый каталог ..., 1977; Абдрахматов и др., 2008; Каталог сильных землетрясений ..., 2011; Корженков и др., 2019]

№ п/п	Название землетрясений	Дата	Географические координаты		Глубина, км	Магнитуда, M_{Lnew}/M_{Wnew}
			φ, с.ш.	λ, в.д.		
1	Наманганское	1494 г.	41.00	71.60	6	5.1–5.5
2	**Ахсинское***	1620 г.	**40.90**	**71.40**	6	5.8–6.0
3	**Наманганское***	1908 г. 24/03 22h 7m	**40.90**	**71.00**	26	5.4–5.7
4	Наманганское	1912 г. 23/01	41.00	71.70	12	5.2–5.6
5	**Наманганское***	1927 г. 08/12 10/22/47.00/	**41.00**	**71.60**	14	6.0–6.1
6	**Наманганское***	1941 г. 08/13 00/55/53.00/	**40.80**	**71.30**	20	5.1–5.5
7	Яртепинское	1942 г. 01/18 16/36/31.00/	41.10	71.60	21	5.9–6.0
8	Балыкчинское	1966 г. 04/30 13/41/10.00/	41.15	71.97	18	5.0–5.4
9	Папское	1984 г. 02/17 23/26/52.90/	40.85	71.06	20	5.5–5.6

Примечание. * Отмечены землетрясения, произошедшие вблизи древнего города Ахсикет.

кой максимально возможных землетрясений M_{max} в этих зонах (см. табл. 1, рис. 4).

Анализ каталога сильных землетрясений района работ с магнитудой $M \geq 5.0$ показал, что все землетрясения приурочены к этим зонам антиклинальных складок в сейсмогенных зонах (см. табл. 1) [Новый каталог ..., 1977; Абдрахматов и др., 2008; Каталог сильных землетрясений ..., 2011; Корженков и др., 2019].

Заметим, что Ахсинское 1620 г. с сейсмической интенсивностью I = 9 баллов (по шкале MSK-64), Наманганское 1908 г. – I = 7 баллов, Наманганское 1927 г. – I = 8 баллов, Наманганское 1941 г. – I = 6–7 баллов землетрясения, приведенные в табл. 3, приурочены к Наманганской сейсмогенной зоне, где отмечается активное развитие одноименной группы антиклинальных складок (см. рис. 4). Анализ сильных землетрясений показал, что одно землетрясение с $M = 5.5$, остальные 3 землетрясения с $M = 6.0–6.1$, причем они произошли в разных временных интервалах в XV и XX вв. Согласно вышеприведенным данным по геологии, тектонике, сейсмотектонике и карте сейсмического районирования территории Узбекистана ОСР-2011 [Артиков, Ибрагимов, 2002], Наманганская область относится к 9-балльной зоне сейсмических сотрясений.

Археосейсмологические материалы

Очень не повезло древним жителям Ахсикета, но повезло нашей археосейсмологической группе: среди оплывших холмов мы нашли выход сейсмического очага на поверхность прямо на территории городища (см. рис. 2). При инспекции огромного обнажения на правом – северном склоне – крутом обрыве долины р. Сыр-Дарья, на бровке которого находятся остатки южной крепостной стеной Ахсикета, нам удалось обнаружить два параллельно идущих разрыва, смещающих крепостную стену (возможно, развалины башни, рис. 5) и подстилающие ее аллювиальные отложения. Обе разрывные плоскости – правосторонние сдвиги. Расстояние между ними – около 5 м, величина смещения по главному (восточному) – до 4 м, по западному – до 2 м. С обеих сторон этот дуплекс сопровождается небольшими сбросовыми плоскостями, развитыми лишь в кирпичной кладке. Сбросовые плоскости большей амплитуды имеются и к востоку от описанной разломной зоны. Таким образом, мы имеем дело с целым структурным ансамблем, состоящим из сдвигов и сбросов, формирование которого произошло, судя по археологическим данным, в первой половине I в. до н. э.

Сбросовые плоскости и небольшие – первые десятки сантиметров – смещения по ним типичны для восточной крепостной стены Ахсикета. Так, в нескольких сотнях метров к востоку от вышеописанной разломной зоны мы снова встречаем сравнительно хорошо сохранившиеся пакеты каменной кладки, представляющей внешний – восточный фас фортификационного сооружения (рис. 6). Остатки стены здесь разбиты сбросами, хотя для одного из разрывов (между блоками II и III, см. рис. 6) нами была отмечена лево-сдвиговая составляющая с амплитудой смещения до 0.5 м. Для соседнего же разрыва (между блоками III и IV, см. рис. 6) сбросовая компонента сочетается с небольшой право-сдвиговой составляющей – до 0.2 м. Описываемые разрывы секут здесь как кирпичную кладку насквозь, так и подстилающий ее слой переслаивающихся супесей и су-

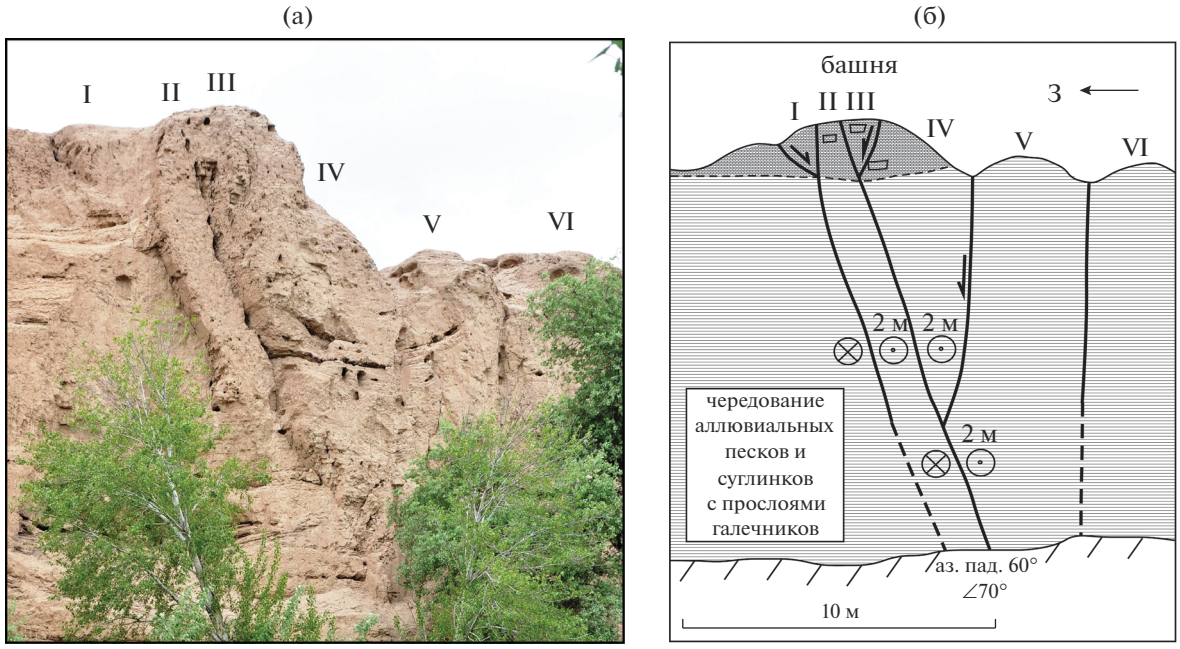

Рис. 5. Выход древнего сейсмического очага на поверхность. Восточная стена крепости, подмытая р. Сыр-Дарья (первая половина I в. до н. э.).
а – фотография, вид на ССВ, римскими цифрами указаны различные блоки кирпичной кладки и подстилающих ее отложений, разбитых разрывами; б – схематическая внемасштабная зарисовка, черные субвертикальные сплошные линии – плоскости разрывов, прерывистые линии – предполагаемые разрывы. Стрелки указывают направление смещения, так же как и кружки: с точками в середине (острие стрелы) – направление смещения блока на зрителя, кружок с перекрестием (оперение стрелы) – движение блока от зрителя.

глинков, однако ни одна из плоскостей не проникает ниже слоя галечников, залегающего еще ниже. Учитывая это обстоятельство, мы пришли к выводу, что эти разрывные нарушения возникли вследствие сильных поверхностных колебаний – "эффект небоскреба", а не вследствие сейсмотектонических подвижек или просадок. В случае просадки трещины должны раскрываться книзу. В нашем же случае была отмечена противоположная картина: максимальное раскрытие трещин-разрывов (до первых десятков см) отмечалось в их верхней части – близ поверхности.

В двух предыдущих точках наблюдения мы показали разрывы субмеридионального простирания, перпендикулярные простиранию восточной стены крепости. Однако в этой стене имеются и разрывные плоскости другого направления (рис. 7) – параллельные простиранию фортификационного сооружения. При сильных сейсмических колебаниях здесь произошло расседание мощной крепостной стены в целом, отрыв и наклон ее внутренней – северной – части на север с образованием раскрытия между разошедшимися частями. Важно отметить, что вышеописанный разрыв прошел прямо через кирпичную кладку.

Образование сбросовых плоскостей наблюдалось нами не только в крепостных стенах Ахсикета, но в городской стене, окружающей рабад (район, населенный ремесленниками). Так, в северной стене западного рабада во время сильного землетрясения по сопряженным сбросам образовались грабены (рис. 8). Сбросовые плоскости затухают вниз по стене, сверху выполненной кирпичной кладкой, а внизу состоящей из грунта: *in situ* или насыпного. Иногда вдоль сбросовых плоскостей образуются pull-apart'ы, что говорит о мгновенности смещений по разрывам. Эти факты подтверждают сейсмический генезис деформаций.

Расседания массивных крепостных стен при сильных землетрясениях могут сопровождаться не только образованием опустившихся и/или наклонившихся частей строительных конструкций, но также и формированием локальных поверхностных надвигов, вызванных латеральным давлением смежных – больших по объему и массе – частей фортификационного сооружения. Подобный надвиг был отмечен нами в заплывшей археологической траншее, пройденной в северной стене второго шахристана (Ахси IБ) (рис. 9). Мы немного зачистили восточную стенку траншеи и обнаружили разрыв в кирпичной кладке внешнего панциря, который относится к первой половине I века до н.э. Падение разломной плоскости юго-восточное (аз. пад. 130°), под углом 50°. Величина смещения – до 30 см. Этот надвиг привел

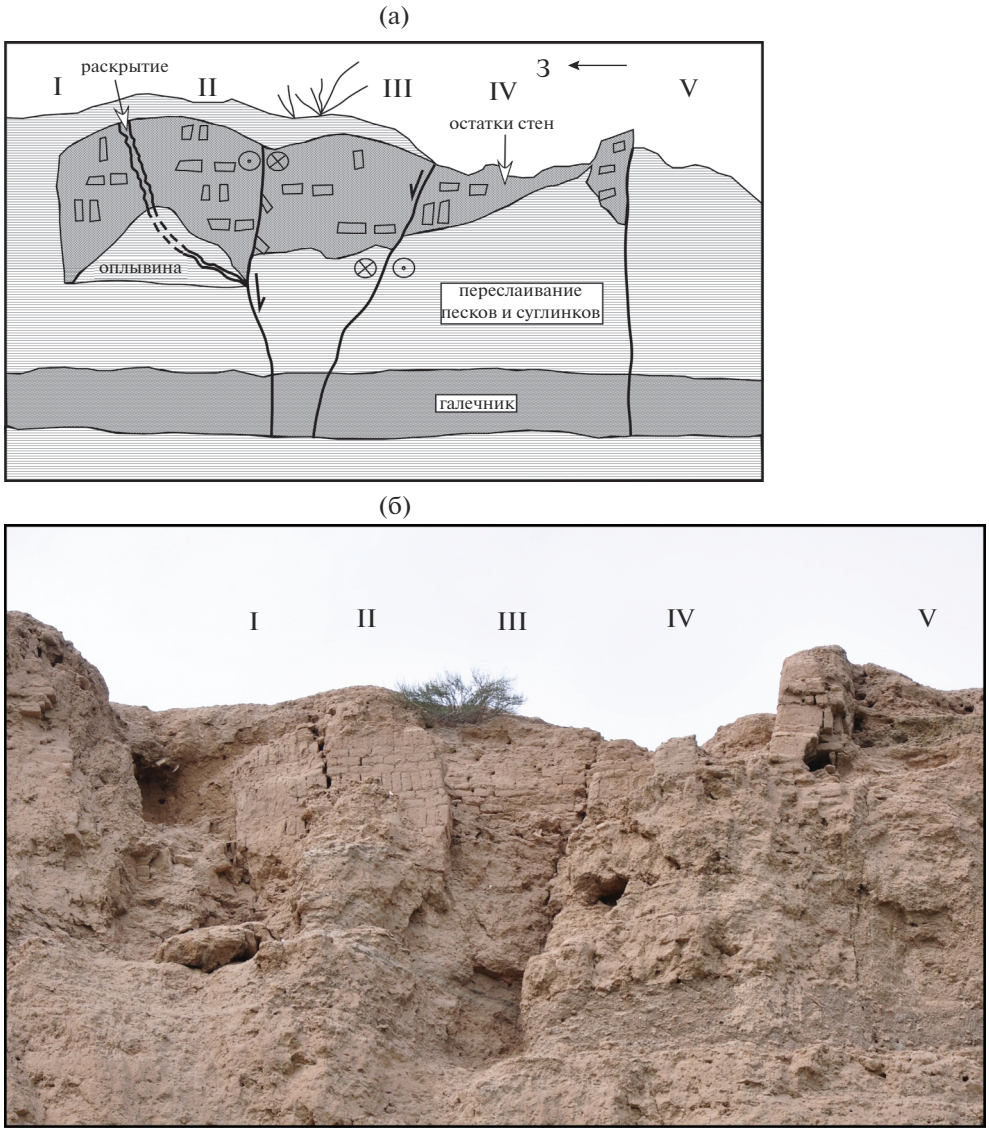

Рис. 6. Разрывные – преимущественно сбросовые деформации на южной части первого шахристана (Ахси IA), выходящей к р. Сыр-Дарья (X–XI вв). Сбросы “гаснут” в толще галечников. Римскими цифрами указаны различные блоки кирпичной кладки и подстилающих ее отложений, разбитых разрывами.
а – схематическая внемасштабная зарисовка, черные субвертикальные сплошные линии – плоскости разрывов, прерывистые линии – предполагаемые разрывы. Стрелки указывают направление смещения, так же как и кружки: с точками в середине (острие стрелы) – направление смещения блока на зрителя, кружок с перекрестием (оперение стрелы) – движение блока от зрителя; б – фотография, вид на север.

к сложной деформации: наклону кирпичей на север в нижней части висячего крыла разлома, расколу и аккумуляции битых обломков в верхней части дизъюнктива. В лежачем же крыле имело место образование двух взрезов с опусканием северных крыльев на 3 см. В тылу этого надвига по всей видимости образовались условия небольшого растяжения, что привело к синклинальной деформации переслаивающихся слоев супесей и суглинков, слагающих цоколь крепостной стены. Любопытно отметить, что цоколь здесь вторичный, насыпной: в перемежающихся слоях встречаются фрагменты керамики.

Если сильные сейсмические колебания рвут насквозь мощные пакеты из сырцовых кирпичей, слагающих крепостные стены, как вдоль, так и поперек, то следует ожидать деформаций в тех частях стен, которые состоят из подтесанного цоколя из коренных пород и бронирующей его “рубашки” (рис. 10). Такие деформации были отмечены нами в западной стене второго шахристана (Ахси IБ). В современной субширотной консеквентной промоине мы обнаружили цоколь фор-

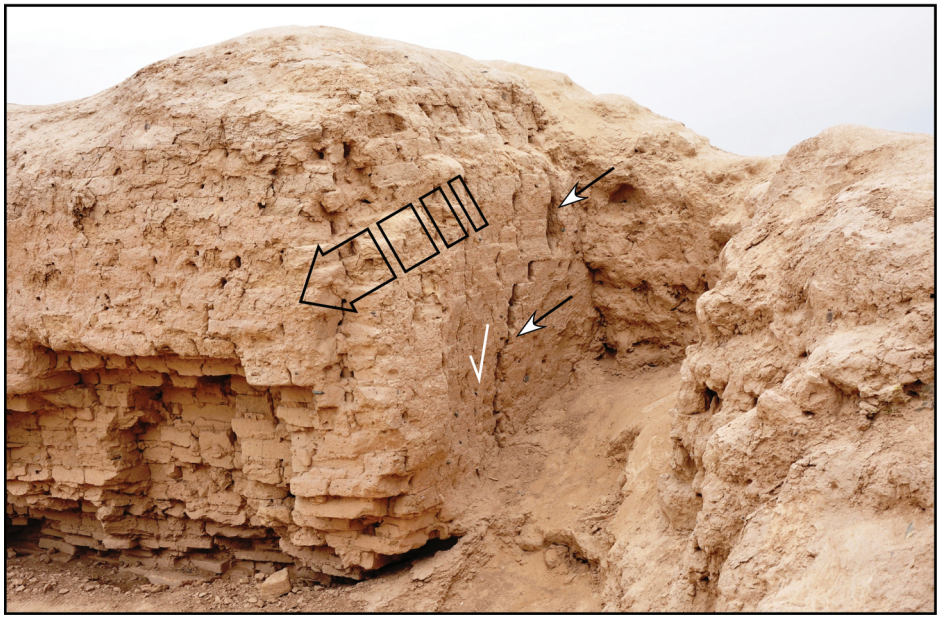

Рис. 7. Отседание части юго-восточной крепостной стены внутрь крепости (Караханидский период). Вид на ЮВ.

тификационного сооружения, сложенный в нижней части из переслаивающихся мелкозернистых песчаников и лессовидных суглинков и чередующихся аллювиальных галечников, среднезернистых песчаников, суглинков и глин в верней части (см. рис. 10а). Этот выход дислоцированных коренных отложений, когда-то отложенных р. Сыр-Дарья, был подтесан древними строителями, и к его внешней – западной – части был пристроен прочный внешний панцирь из сырцовых кирпичей. Сильное землетрясение расшатало прочное когда-то соединение цоколя и “рубашки”, что привело к раскрытию между различными частями стены и деформации (образованию нитевидной субвертикальной трещиноватости) смежных ее участков.

Сильные сейсмические колебания в древнем Ахсикете приводили не только к раскрытиям и трещиноватости на границе цоколь–“рубашка”, но и к образованию настоящих сквозных разрывов, секущих обе составные части стены (рис. 11). В западной городской стене, в нише, разобранной археологами, видно, что один из таких разрывов сечет породы различного гранулометрического состава. Он идет из плотных и массивных глин внизу обнажения вверх в галечники, а еще выше снова попадает в плотные и массивные глины. Здесь видно, как разрывная плоскость переходит в пакет из обожженных кирпичей, слагающих панцирь фортификационного сооружения. Нам удалось замерить элементы простирания разлома в верхнем слое глин: азимут 105°, угол 40°. Разрыв имеет небольшую – 4-сантиметровую – левостороннюю компоненту. Следует также отметить наличие субвертикальных трещин в кирпичной кладке, параллельных фасу фортификационного сооружения.

Деформация плит древней вымостки относится некоторыми археосейсмологами к доказательствам сейсмогенной природы повреждений [Altunel, 1998; Silva et al., 2009; Rodríguez-Pascua et al., 2011]. В Ахсикете в месте сохраненного археологического раскопа мы отметили такие сильные деформации (рис. 12). Скорее всего, они являются следствием просадки грунта. Однако и эта просадка образовалась в насыпных грунтах над зоной субвертикального разрыва.

Только в месте законсервированного археологического раскопа нам удалось обнаружить сейсмо-инерционные деформации. Это такие повреждения и разрушения строительных конструкций, которые образуются при сильных направленных сейсмических подвижках, когда нижние части построек смещаются вместе с грунтом от эпицентральной области (в случае надвиговой или взбросовой подвижки), а верхние части строений как бы остаются на месте вследствие сил инерции и наклоняются и/или обрушаются в сторону сейсмогенного разрыва [Korzhenkov, Mazor, 1999]. Таким образом наклонились и обрушились на З-ЮЗ части лестничного пролета и смежной с ним субмеридиональной стены (рис. 13) в месте законсервированного археологического раскопа в Эски Ахсинском городище.

Систематические наклоны стен и их обрушение в одном направлении наблюдались нами также в постройках рабата. Так, например, субмеридиональные стены одной из построек в западном рабате, сохранившиеся на высоту до 1 м, проде-

Рис. 8. Грабены в северной стене западного рабада (Ахси II). Образование pull-apart'ов вдоль разрывов означает мгновенное образование грабенов во время сильных землетрясений (Караханидский период). Жирные линии – разрывы, черные стрелки указывают направление смещения по ним.

монстрировали систематический наклон и последующее обрушение своих верхних частей на восток (рис. 14). Простирание этих стен 165°–170°, а угол наклона 70°–75°. Перпендикулярные стены постройки не сохранились.

Еще один пример инерционных сил при сильных землетрясениях мы наблюдали при обследовании западной крепостной стены Эски Ахсинского городища. Здесь в археологическом срезе цоколя стены, сложенного из насыпного грунта, мы обнаружили сохранившийся фрагмент керамической водопроводной трубы, идущей в сторону западного рабада (рис. 15). Во время сильного землетрясения восточная часть стены с сохранившейся трубой сместилась к югу, а ее западная часть обломилась, раскололась и осталась на месте – отлетела на север на расстояние 1 м.

Сильные колебания грунта могут приводить к выкалыванию угловых частей зданий (рис. 16). В случае если сейсмические подвижки действуют под углом к простиранию смежных стен (см. рис. 16б), то обе стены будут колебаться перпендикулярно своему простиранию. Место их соединения в таком случае может отсоединиться, и между выколовшейся угловой частью и смежными стенами может образоваться зияние. Именно такие деформации мы наблюдали в одной из построек западного рабада (IX–XI вв.) (см. рис. 16а).

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ МАТЕРИАЛОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате археосейсмологических исследований удалось выявить следы сильных землетрясений, которые происходили в древности. Сравнительный анализ археологических и письменных источников дал возможность связать эти землетрясения с определенными историческими периодами. В наших предыдущих работах было отмечено, что древний город Эйлатан погиб в I в. до н. э. вследствие сильного землетрясения [Корженков и др., 2019; Korzhenkov et al., 2019]. Именно в это время сильно пострадал столичный г. Фаргана (Ахсикет). Здесь нами также был обнаружен выход сейсмического очага на поверхность (см. рис. 5), а также другие сильные деформации строительных конструкций, построенных до этого времени (см. рис. 6, 9–11). Магнитуда сейсмической катастрофы была определена нами по максимальной, обнаруженной нами величине смещения по сейсмогенному разрыву, вышедше-

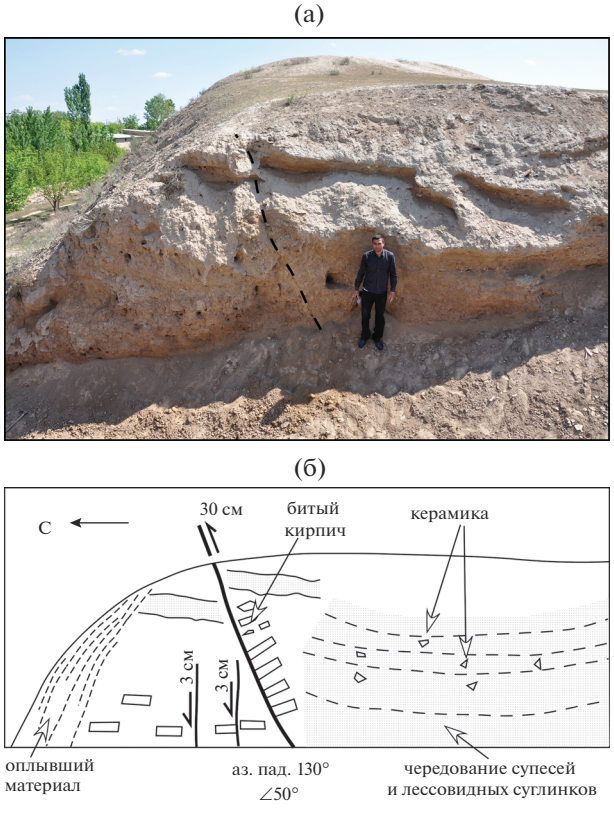

Рис. 9. Разрыв–надвиг в старой археологической траншее в северной стене Ахси IБ (I в. до н. э.).
а – фотография, вид на восток, прерывистая линия показывает главную разрывную плоскость; б – схематическая внемасштабная зарисовка, жирная линия – плоскость надвига, полужирные линии – вторичные разрывы во фронте надвига, черные стрелки показывают направление смещения.

му на поверхность прямо на территории древнего городища.

Обычно для расчетов используют формулы из работы [Wells, Coppersmith, 1994], однако мы ранее указывали [Корженков, 2006], что расчеты по этим формулам дают систематическое занижение значений магнитуды для региона Тянь-Шаньского орогена. Лучше всего для Центральной Азии подходят формулы А.А. Никонова [Nikonov, 1988]. Мы использовали одну из них:

$$M_w = 7.09 + 0.79 \lg D,$$

где D – максимальное смещение по сейсмогенному разрыву. По результатам расчета получена M = = 7.6. То есть интенсивность сейсмических колебаний разрушившего древний г. Ахсикет землетрясения составляла I_0 = 10 баллов по шкале MSK-64. Подобные сильнейшие сейсмические колебания полностью уничтожили или значительно деформировали все постройки и серьезно повредили и разрушили городские стены. Поэтому, видимо, новые цари Ферганской долины после 90-х гг. до н.э. построили себе новую резиденцию на Мугтепе, которая была упомянута в китайском источнике “Ханьшу” как “Гуйшуань”.

Теперь мы можем сузить временной интервал строительства крепостных стен столичного г. Фаргана и сильного землетрясения, которое нами было отнесено к I в. до н. э. [Корженков и др., 2019]. По археологическим данным удалось определить, что вышеупомянутые монументальные фортификационные сооружения столицы были возведены между 104–90-х гг. до н. э., а само 10-балльное землетрясение произошло ориентировочно в 91–90 гг. до н. э. Оно охватило всю Ферганскую долину, но особенно сильно пострадали города и поселения Северной Ферганы. Ярким примером являются расседания массивных крепостных стен на цитадели и шахристана г. Фаргана (Ахсикет).

Возможно, что сейсмогенное разрывообразование, вышедшее на поверхность в древних Ахсикете и Эйлатане, приозошло в одно и то же время. Однако, скорее всего, это был кластерный выплеск сейсмической активности в регионе. Подобные сейсмические “штормы” известны на Тянь-Шане. Так, на территории орогена произошли сейсмические катастрофы Земного шара конца XIX-го и начала XX-го вв.: Чиликское (M_{LH} = = 8.3) 1889 г., Кашгарское (M_{LH} = 8.2) 1902 г. и Кебинское (M_{LH} = 8.2) 1911 г. [Джанузаков и др., 2003] с интенсивностью сейсмических колебаний I_0 = 10–11 баллов. Землетрясения с магнитудами от 6.5 до 8.0, во время которых происходят изменения в рельефе, в рыхлых отложениях и скальных породах, случаются гораздо чаще. Следующее сильное землетрясение в Ферганской долине по археологическим данным произошло в IV–V вв.[8] Оно разрушило древнюю Куюльтепу. Его интенсивность составила 8–9 баллов. Следы этого землетрясения возможно имеются и на городище Эски Ахси (Ахсикет). Дополнительные археосейсмологические исследования требуются для выявления его следов. Аналогичное сильное землетрясение произошло позже: в XI–первой половине XII вв. Следы этого сейсмического события были прослежены нами на ряде объектов городища Эски Ахси (см. рис. 7, 8, 12–16).

Полученные нами археосейсмологические материалы сведены в пока еще неполную табл. 4. Дальнейшие исследования в Ферганской долине помогут дополнить и расширить параметризованный каталог сильных древних землетрясений.

Были ли еще сильные землетрясения в Ферганской долине? “Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших вре-

[8] В предыдущей работе оно было датировано первым веком н. э. [Корженков и др., 2019; Korzhenkov et al., 2019].

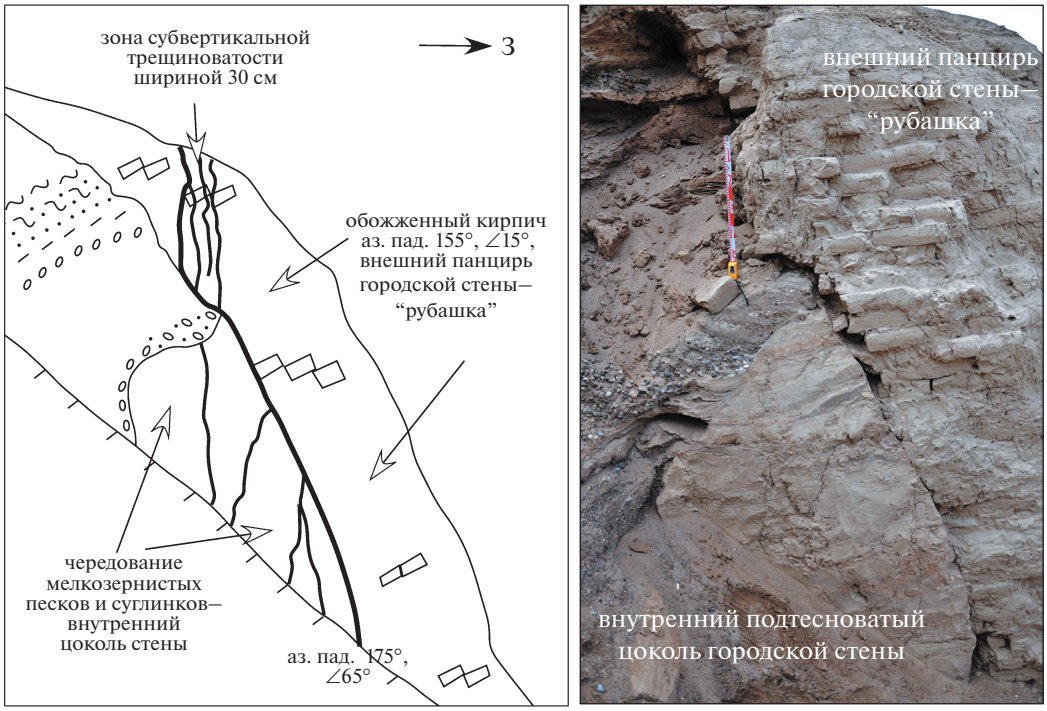

Рис. 10. Расхождение и образование зон трещиноватости на границе цоколь–“рубашка”. Западная стена Ахси IБ (I в. до н. э.).
а – схематическая внемасштабная зарисовка, жирная линия – граница сред, полужирные линии – трещины в полускальных грунтах и кирпичной кладке; б – фотография, вид на юг.

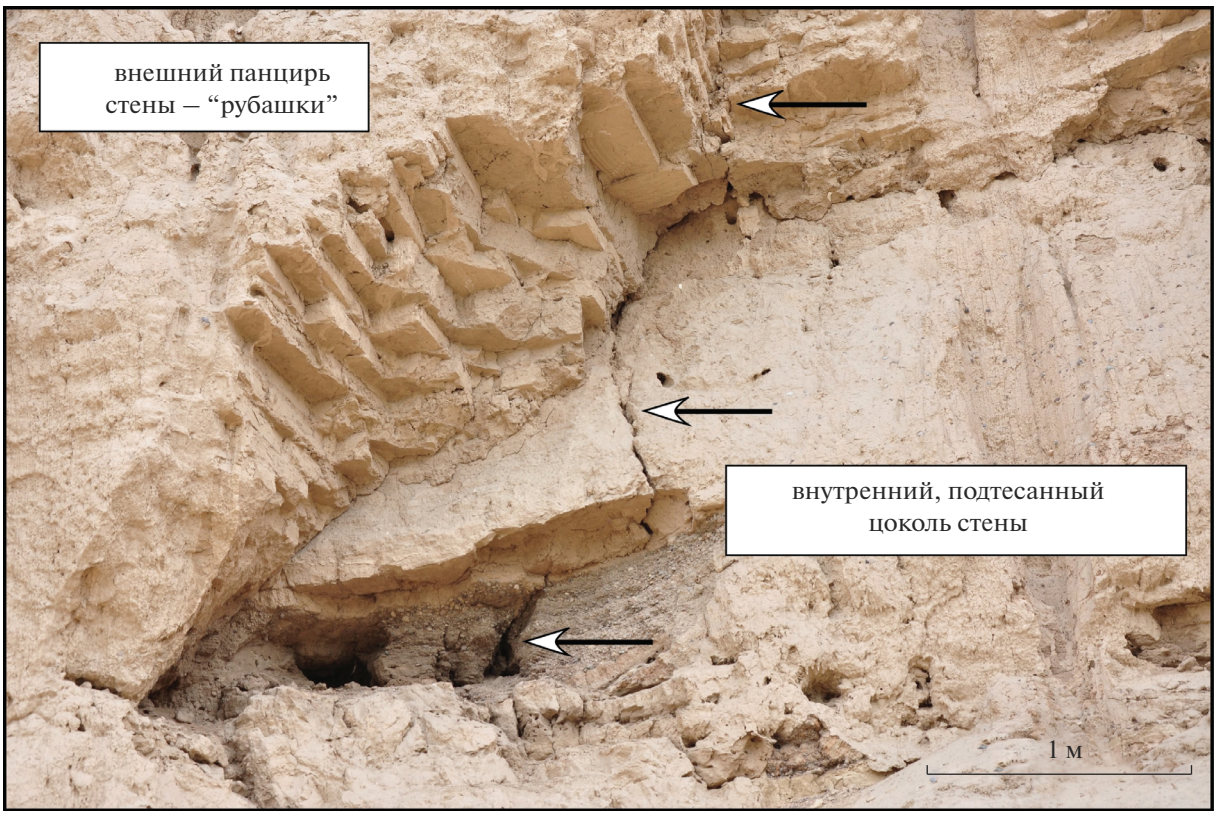

Рис. 11. Сквозная трещина, пробивающая как коренные отложения цоколя крепостной стены (аллювиальные галечники и перемытые лессовидные отложения), так и “рубашку” – внешний панцирь стены из сырцовых кирпичей (I в. до н. э.). Западная стена крепости, выходящая к региональной автотрассе. Вид на восток.

Рис. 12. Деформация плит вымостки, возможно связанная с просадкой в зоне разрыва (Караханидский период). Вид на СЗ. Высота опор ограждения 1 м.

мен до 1975 г." под ред. Н.В. Кондорской, В.М. Шебалина сообщает о Наманганском землетрясении 1494 г., I_0 = 8–9 баллов [Новый ..., 1977]. Сведения об этом землетрясении отрывочные, разнящиеся по разным историческим источникам. Однако факт сильного, разрушительного землетрясения в окрестностях г. Наманган в 1494 г. был подтвержден последующими исследованиями сейсмичности района [Новый ..., 1977; Ибрагимов и др., 1986; Бутовская и др., 1961].

Таблица 4. Список сильных исторических землетрясений Наманганской области, выявленных по археосейсмологическим данным авторами данной работы [Корженков и др., 2019, 2020]

№ п/п	Название землетрясений	Приблизительная дата	Географические координаты		Рассчитанная магнитуда, M_s	Интенсивность сейсмических колебаний, в баллах	Примечания
			φ, с.ш.	λ, в.д.			
1	Рой сильнейших землетрясений в Северной Фергане	90–91 гг. до н.э.	40°32′ (Ахсикет) 40°55′ (Эйлатан)	71°16′ (Ахсикет) 72°10′ (Эйлатан)	7.6 ± 0.5 (Ахсикет) 7.6 ± 0.5 (Эйлатан)	I_0 = 10 (Ахсикет) I_0 = 10 (Эйлатан)	Разрушены гг. Ахсикет и Эйлатан
2		IV–V вв.				I_L = 8–9	Разрушена древняя Куюльтепа
3		В конце VIII в. н.э.				I_L = 8–9	Деформации на Мугкалъа
4		В XI–первой половине XII вв.				I_L = 9	Следы этого сейсмического события на ряде объектов городища Эски Ахси

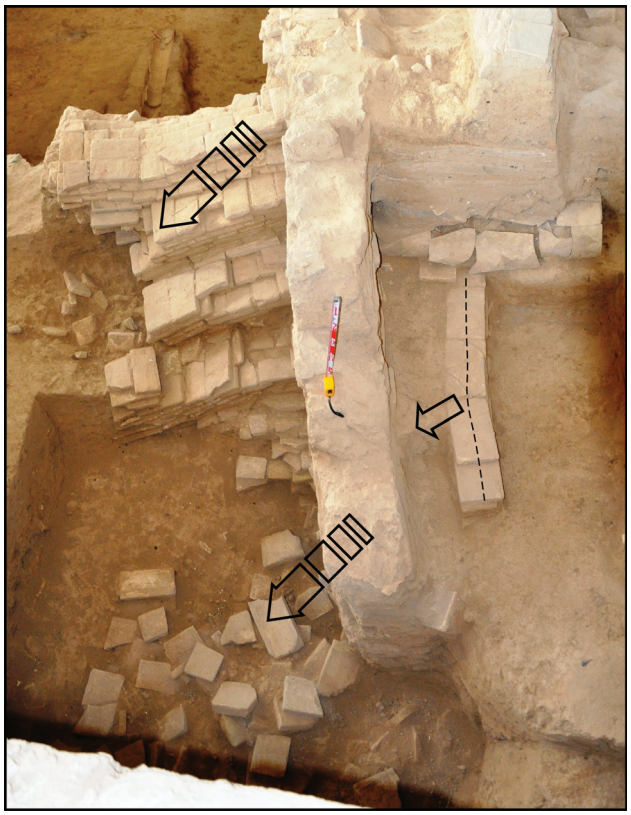

Рис. 13. Наклон конструкций и обрушение кирпичей, слагающих лестницу в З–ЮЗ направлении (Караханидский период).

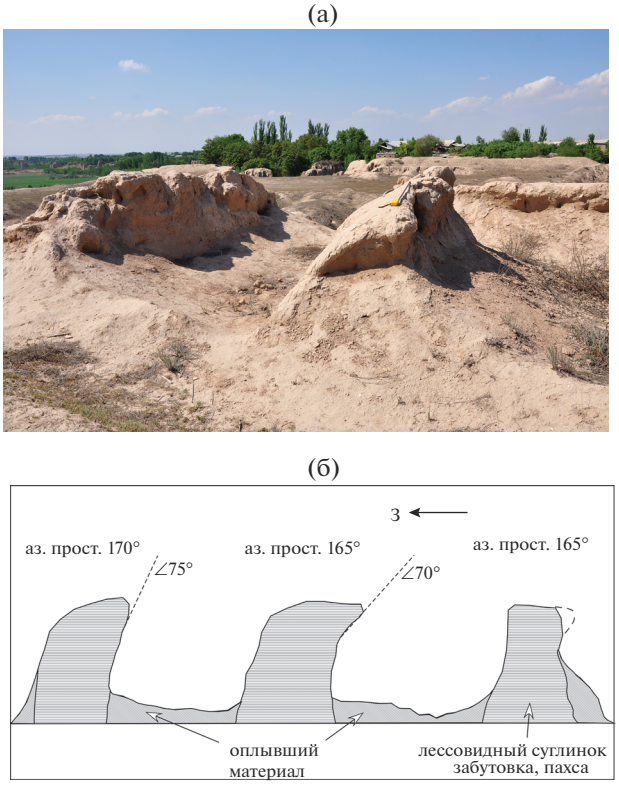

Рис. 14. Наклон субмеридиональных стен в одном из помещений жилого дома IX–XI вв. западного рабада. а – фотография западной и срединной стены, вид на З–СЗ; б – схематическая внемасштабная зарисовка – разрез стен.

Этот же каталог сообщает об Ахсинском землетрясении 1620 г. вблизи г. Наманган. В результате этого землетрясения г. Ахсы (Ахсикет) был разрушен до основания. По описаниям Мухаммеда-Тахири ибн Абул Касыми (цитирование по [Новый ..., 1977]), степень разрушения зданий и строений г. Ахсы, морфологические изменения земной поверхности (рельефа) соответствовали сейсмической интенсивности $I_0 = 9$ баллов, причем плейстосейстовая область располагалась в Северо-Ферганской сейсмогенной зоне.

После этого сейсмического события жизнь в Ахсикете полностью остановилась. Люди никогда более не селились на его развалинах и лишь в советское время колхозы начали теснить древний город, распахивая и выравнивая участки древних рабадов и вовлекая эти территории под сельскохозяйственную деятельность и под строительство. Не следует забывать, однако, о том, что разрушительные землетрясения в Ферганской долине – не редкость, интервал их проявлений – одно в несколько сот лет. Поэтому полученные материалы должны быть учтены при новой оценке сейсмической опасности Ферганской впадины.

Для оценки сейсмической опасности территории с максимально возможным землетрясением M_{max} с учетом периода повторяемости сильных землетрясений инструментальные сейсмологические данные за последние 100 лет оказались недостаточными. И в этом плане информация о произошедших древних землетрясениях в Наманганской области внесла бы ясность в понимание процессов повторяемости сильных землетрясений с $M \geq 7.5$.

Территория Восточного Узбекистана (Ферганская впадина) является одним из высокосейсмичных регионов Республики, где происходили в далеком прошлом и будут происходить 9-балльные катастрофические землетрясения

БЛАГОДАРНОСТИ

Благодарим анонимных рецензентов нашей рукописи за полезные и доброжелательные замечания.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Полевые исследования в Наманганской области, а также в камеральных условиях в гг. Москва, Самарканд и Ташкент были проведены при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 18-55-41005 Узб_т, 19-55-53017 ГФЕН_а и грантов Узбекистан–Россия

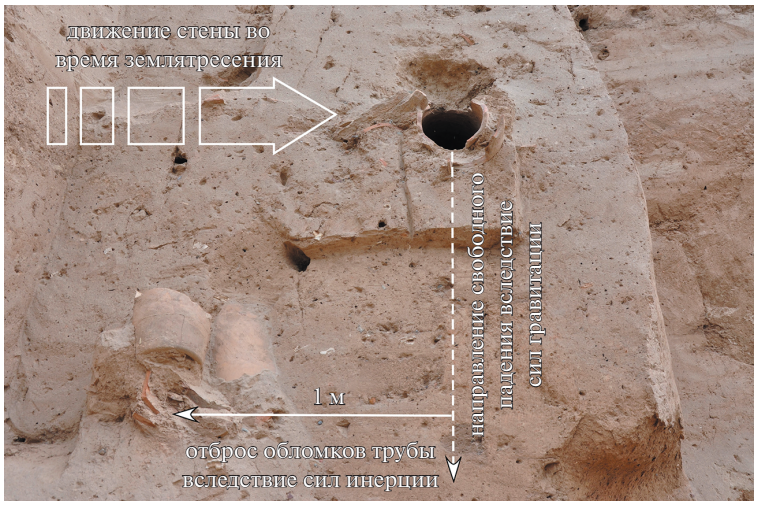

Рис. 15. Смещение к северу обломков керамической трубы во время землетрясения (Караханидский период). Западная стена крепости. Вид на восток.

(а)

(б)

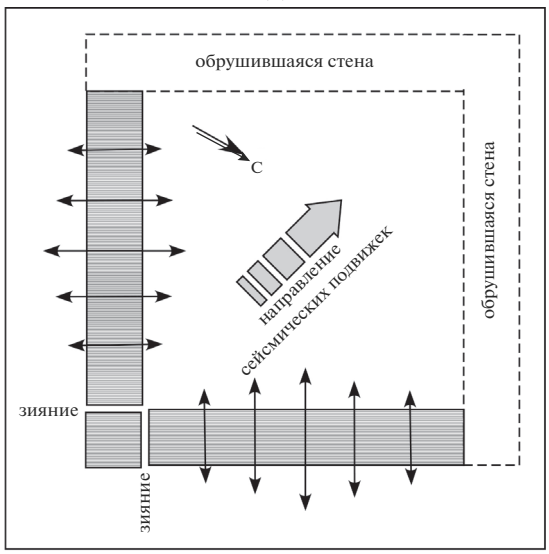

Рис. 16. Выкалывание угловой части постройки западного рабада (Ахси II) вследствие различия амплитуды колебаний перпендикулярных стен во время землетрясения.

а – фотография 2019 г.; б – схематическая внемасштабная зарисовка, план.

MRU-FA-61/2017 и ФА-Ф–8-006 Института сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН Республики Узбекистан, а также госпрограммы исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдрахматов К.Е., Кальметьева З.А., Михайлова Н.Н., Усманова М.Т. и др. Сейсмологическая база данных Центральной Азии как основа изучения региональных геодинамических процессов (Каталог землетрясений Центральной Азии с 2000 г. до н. э. по 2005 г. н. э.) // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы // Материалы 4 Международного симпозиума г. Бишкек, 15–20 июня 2008 // Бишкек: НС РАН, 2008. С. 297–302.

Анарбаев А. Благоустройство средневекового города Средней Азии. Ташкент: Фан, 1981. 120 с.

Анарбаев А.А. Самаркандский Согд и Фергана на Великом шелковом пути // Silkroad. Korea: Geong Gi, 2012. P. 21–29.

Анарбаев А. Ахсикет – столица древней Ферганы. Ташкент: Tafakkur, 2013. 535 с.

Анарбаев А. Древнеземледельческая культура Ферганы и динамика развития урбанизации // История и археология Турана. Самарканд, 2017. С. 89–102.

Анарбаев А. Древняя Фергана и Великий шелковый путь // Человеческий капитал. № 2(22). М., 2019. С. 56–65.
https://doi.org/10.25629/HC.2019.02.06

Артиков Т.У., Абдуллабеков К.Н., Ибрагимов Р.Н., Ибрагимов Р.С., Зияудинов Ф.Ф. Карта сейсмического районирования территории Республики Узбекистан (ОСР-2011), масштаб 1 : 600000. Ташкент: Госкомземгеодезкадастр РУз, 2012. Тираж 100 экз.

Бичурин Н.Я. Собрание сведений о народах, обитавших в Средней Азии в древние времена. Т. II. М., Л., 1950. 333 с.

Бабур-наме. Записки Бабура. Главная редакция энциклопедий. Ташкент, 1993. 463 с.

Бетгер Е.К. Извлечение из книги “Пути и страны” Абул Касыма Ибн Хаукаля // Труды Среднеазиатского Государственного университета. Археология Средней Азии. 1957. Вып. IV. С. 13–39.

Бутовская Е.М., Коньков А.Т., Нерсесов И.Л., Уломов В.И., Пак В.А., Тростянский Г.Д. Сейсмичность Ферганской долины. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1961. 100 с.

Джанузаков К., Омуралиев М., Омуралиева А., Ильясов Б., Гребенникова В.В. Сильные землетрясения Тянь-Шаня в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов стран Центральной Азии. Бишкек: Илим, 2003. 216 с.

Зуннунов Ф.Х., Зильберштейн М.Б., Перельман И.И. Глубинное геологическое строение Ферганской межгорной впадины и его изучение геофизическими методами. Ташкент: Изд-во ФАН Узбекской ССР, 1973. 192 с.

Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Восточного Узбекистана и сейсмическое районирование // Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976. С. 48–66.

Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 144 с.

Ибрагимов Р.Н., Зияудинов Ф.Ф., Садыков Ю.М., Ходжаев А.К., Нурматов У.О. Карта сейсмогенных зон Узбекистана, масштаб 1 : 600000. Ташкент: Госкомземгеодезкадастр РУз, 2011.

Ибрагимов Р.Н., Садыков Ю.М., Ходжаев А.К. Сейсмотектоника некоторых районов Узбекистана. Ташкент: Фан АН УзССР, 1980. 175 с.

Ибрагимов Р.Н., Усманова М.Т., Кадыров Т.М. Сейсмотектоника, сейсмический режим и условия возникновения Папского землетрясения 1984 г. // Папское землетрясение 1984 г. / Под ред. Г.Ю. Азизова, Р.Т. Юнусхаджиева, В.Н. Яковлева и др. / Отв. ред. В.Г. Гафуров. Ташкент: Фан, 1986. С. 5–10.

Каталог сильных землетрясений Центральной Азии с древнейших времен по 2009 г. / Составители: Н.Н. Полешко, И.Л. Аристова, А.С. Мукамбаев, Г.О. Куликова / Под ред. Н.Н. Михайловой. Алматы, 2011. www.kndc.kz

Корженков А.М. Сейсмогеология Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов). Бишкек: Илим, 2006. 289 с.

Корженков, А.М., Усманова М.Т., Анарбаев А.А., Максудов Ф.А., Муродалиев Р.Х., Захидов Т.К., Рахманов З.О. Недооцененная сейсмическая опасность Ферганской впадины: новые археосейсмологические данные // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 3. С. 77–90.

Корженков А.М., Усманова М.Т., Анарбаев А.А., Саидов М., Насриддинов Ш., Захидов Т.К. Сейсмические деформации в археологических памятниках Мугкалъа и Мугтепа (Ферганская впадина, Узбекистан) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 3. С. 5–27.

Лубо-Лесниченко С.М. Великий Шелковый путь // Восточный Туркестан в древности и раннем средневековье. История. Культура. Связи. М., 1988.

Новый Каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. Ч. II, III. Средняя Азия и Казахстан. М.: Наука, 1977. С. 198–296.

Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во Ком. наук УзССР, 1938. 297 с.

Рыжков О.А. К сейсмотектонике Узбекистана // Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1964. С. 61–67.

Смирнова О.И. Очерки из истории Согда. М., 1970.

Табари. История ат-Табари // Избранные отрывки / Пер. с арабского В.И. Беляева. Ташкент, 1987. 440 с.

Ходжаев А. К этимологии топонима Дайюань (Давань) в китайских источниках Фарғона водийси тарихи янги тадқиқотларда. Фарғона, 2009.

Ибн Хордадбех. Книга путей и стран / Пер. с арабского, комментарии, исследования, указатели и карты Н. Велихановой. Баку, 1986.

Ярмухамедов А.Р., Якубов Д.Х., Саттаров А.С. Современная геодинамика Восточного Узбекистана. Ташкент: Изд-во Фан УзССР, 1979. 111 с.

Altunel E. Evidence for Damaging Historical Earthquakes at Priene, Western Turkey // Tr. J. Earth Sciences. 1998. № 7. P. 25–35.

Korjenkov A.M., Arrowsmith J.R., Crosby C., Mamyrov E., Orlova L.A., Povolotskaya I.E., Tabaldiev K. Seismogenic destruction of the Kamenka medieval fortress, Northern Issyk-Kul region, Tien Shan (Kyrgyzstan) // J. Seismol. 2006. № 10. P. 431–442.

Korzhenkov A.M., Mazor E. Structural reconstructionof seismic events: Ruins of ancient cities asfossil seismographs // Sci. and New Technol. 1999. № 1. P. 62–74.

Korzhenkov A.M., Usmanova M.T., Anarbaev A.A., Maksudov F.A., Murudaliev R.Kh., Zakhidov T.K., Rakhmanov Z.O. Underestimated Seismic Hazard of the Ferghana Depression: New Archeoseismological Data // Izv., Atmos. Oceanic Phys. 2019. V. 55. № 10. P. 1536–1546.

Nikonov A.A. Reconstruction of the main parameters of old large earthquakes in Soviet Central Asia using the paleoseismogeological method // Tectonophysics. 1988. V. 147. № 3–4. P. 297–312.

Rodríguez-Pascua M.A., Pérez-López R., Giner-Robles J.L., Silva P.G., Garduño-Monroy V.H., Reicherter K. A comprehensive classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) in archaeoseismology: Application to ancient remains of Roman and Mesoamerican cultures // Quaternary International. 2011. V. 242. P. 20–30.

Silva P.G., Reicherter K., Grützner C., Bardají T., Lario J., Goy J.L., Zazo C., Becker-Heidmann P. Surface and subsurface palaeoseismic records at the ancient Roman city of Baelo Claudia and the Bolonia Bay area, Ca'diz (south Spain) / Eds K. Reicherter, A.M. Michetti, Silva P.G. // Palaeoseismology: Historical and Prehistorical Records of Earthquake Ground Effects for Seismic Hazard Assessment // The Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 316. P. 93–121.

Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. V. 84. P. 974–1002.

Traces of Strong Earthquakes in Ahsiket – the Ancient Capital of Ferghana Valley

A. M. Korzhenkov[1, *], A. Anarbaev[2], M. T. Usmanova[3], S. N. Rodina[1], S. Kubaev[2], Z. Koraeva[2], Sh. Omonov[2], and T. Zakhidov[3]

[1]Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia
[2]National Center of Archeology AS RUz, Mirzo Ulugbek str., 81, Tashkent, 100047 Uzbekistan
[3]Institute Seismology AS RUz, Zulfiyakhonim str., 3, Tashkent, 100128 Uzbekistan
**e-mail: korzhenkov@ifz.ru*

As a result of archeoseismological research in the Ferghana valley, it was possible to identify traces of strong earthquakes that occurred in ancient times. In our previous works, it was noted that the ancient city of Eilatan died in the first century BC due to a strong earthquake. It was at this time that the capital city of Farghana (Ahsiket) was severely damaged. Here we also found the exit of a seismic focus to the surface, as well as other strong deformations of building structures built up to this time. The magnitude of the seismic disaster (M = = 7.6) was determined by us from the maximum value of the displacement detected by us from the seismogenic rupture that came to the surface directly on the territory of the ancient settlement. Seismic vibrations completely destroyed or significantly deformed all buildings and seriously damaged and destroyed the city walls. Therefore, it seems that the new kings of the Ferghana valley after 90 BC built a new residence on Mugtepe, which was mentioned in the Chinese source "Hanshu" as "Guishuan". According to archaeological data, it was possible to determine that the above-mentioned monumental fortifications of the capital were built between 104–90 BC, and the 10-point earthquake itself occurred, approximately in 91–90 BC. It covered the entire Ferghana valley, but the cities and settlements of Northern Ferghana were particularly hard hit. A striking example is the subsidence of massive fortress walls on the citadel and Shahristan of the city of farghana (Ahsiket). It is possible that the seismogenic rupture that came to the surface in ancient Ahsikent and Eilatan occurred at the same time. A similar strong earthquake occurred later: in the XI–first half of the XII century. Traces of this seismic event were traced by us on a number of objects of Karakhanid age in Shahristan and rabad. The obtained materials should be taken into account in the new assessment of the seismic hazard of the Ferghana depression.

Keywords: archaeoseismology, seismic deformations, kinematic indicators, ruins, seismogenic rupture, Fergana, Ahsiket, ancient cities, silk road, strong earthquakes

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ, 2021, № 2, с. 59–66

УДК 550.34

ДМА-АЛГОРИТМЫ РЕГИСТРАЦИИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЦУНАМИ В ЗАПИСЯХ УРОВНЯ МОРЯ

© 2021 г. С. М. Агаян[a, *], Ш. Р. Богоутдинов[a, b, **], О. В. Иванченко[c], Д. А. Камаев[d]

[a]Геофизический центр РАН, ул. Молодежная, 3, Москва, 119296 Россия

[b]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

[c]Национальный исследовательский ядерный университет "МИФИ", Каширское шоссе, 31, Москва, 115409 Россия

[d]Научно-производственное объединение "Тайфун", ул. Победы, 4, Обнинск, Калужская область, 249038 Россия

*e-mail: s.agayan@gcras.ru

**e-mail: shm@gcras.ru

Поступила в редакцию 28.07.2020 г.
После доработки 20.11.2020 г.
Принята к публикации 11.12.2020 г.

В настоящей работе исследуются возможности применения методов дискретного математического анализа (ДМА) для разработки алгоритмов регистрации проявления цунами по оперативным данным измерения уровня моря. Алгоритмы формируются на основе связи регрессионной производной с характером тренда записи: области ее положительных (отрицательных) значений соответствуют возрастающим (убывающим) трендам, а границы между ними – экстремумам. В статье приведены три ДМА-алгоритма регистрации проявления цунами в записях уровня моря, выполнен их сравнительный анализ.

Ключевые слова: дискретный математический анализ, регрессионная производная, тренд, волна цунами

DOI: 10.31857/S0203030621020024

ВВЕДЕНИЕ

Тихоокеанское побережье России, на котором находится значительная часть населения и экономики российского Дальнего Востока, подвержено разрушительному воздействию цунами, вызванных подводными землетрясениями и относящихся к чрезвычайно опасным явлениям. Своевременный и качественный прогноз катастрофических волн цунами является актуальной задачей. Служба предупреждения о цунами (СПЦ) в настоящее время основывается в своих прогнозах на оперативных сейсмологических данных, исходя из магнитудно-географического критерия (места расположения очага подводного землетрясения и его энергетического класса) [Чебров, 2007].

Принятый метод прогноза обеспечивает низкую оправдываемость [Соловьев, 1968; Гусяков, 2010], поэтому ее повышение может быть обеспечено за счет использования оперативных данных измерений уровня моря. Идея создания расположенных в открытом океане гидрофизических станций и заблаговременной регистрации с их помощью волн цунами была предложена член-корр. АН СССР С.Л. Соловьевым [Жак, Соловьев, 1971].

Кроме гидрофизических станций в открытом океане в СПЦ развернута сеть береговых станций, с помощью которых осуществляется мониторинг проявления волн цунами у берега. Получаемые данные об уровне моря используются для уточнения прогноза и оперативного предупреждения об опасности цунами, оценки продолжительности действия тревоги цунами и включения в единую систему сбора информации об уровне моря. В частности, по оперативным данным об уровне моря осуществляется автоматическое обнаружение факта вступления волны с последующей автоматической подачей сигнала океанологу. Разработка эффективных процедур автоматической регистрации волны цунами на основе обработки записей уровня моря осложнено следующими обстоятельствами. Данные записи уровня моря, получаемые береговыми станциями, представляют собой среднее за 1 мин значение уровня моря. Запись уровня содержит приливную составляющую. Кроме того, на формирование записи цунами оказывают влияние локальные особенности рельефа дна, форма берега и пр. Записи уровня моря могут содержать пропуски.

Используемая в настоящее время в СПЦ процедура оценки времени вступления волны разработана в рамках задачи о выделении сигнала на

фоне шума [Куликов, 1990]. Факт вступления волны цунами отождествляется с превышением порогового значения скорости изменения уровня (разностью двух соседних значений уровня) – 5 см/мин. Для расположенных в открытом океане гидрофизических станций используемая процедура дает удовлетворительные результаты. При обработке данных, полученных от береговых станций, используемый алгоритм обнаружил ряд недостатков [Ивельская, Шевченко, 2010], в частности, неоднократно приводил к ложным сигналам. Таким образом, представляется актуальной задача разработки более гибких процедур обработки записей уровня моря для регистрации волны цунами.

Одним из возможных подходов к разработке процедур оценки времени вступления волны заключается в использовании экспертной информации, которая может учесть особенности данных измерений. Эксперт просматривает график записи уровня моря, стараясь уловить тенденцию его изменения, не принимая во внимание кратковременные незначительные изменения, имеющие характер нерегулярных возмущений. В процессе просмотра эксперт охватывает взглядом не всю запись сразу, а ее фрагмент, попадающий в скользящее временное окно просмотра фиксированной ширины. Анализируя запись уровня, находящуюся в пределах окна просмотра, эксперт определяет характер тренда: уровень моря эволюционирует в сторону возрастания/убывания или не меняется. Затем окно просмотра сдвигается вправо по оси времени и анализ повторяется.

Если в пределах некоторого окна просмотра экспертом фиксируется смена тренда: изменение уровня моря стало происходить с характерной для цунами интенсивностью, то делается вывод о появлении в записи уровня моря цунамиподобной компоненты в момент времени, приблизительно совпадающий с моментом смены тренда.

Таким образом, анализ поведения ряда предполагает локализацию: рассмотрение его значений не только в отдельной точке – временном узле, но и одновременный учет значений в некоторой его окрестности. Локализация осуществляется с помощью нечеткой структуры, которая выполняет для каждого узла роль окрестности и выражает свойство близости к нему остальных узлов. Совокупность значений ряда вместе с введенной нечеткой структурой близости называется нечетким образом ряда.

В настоящей работе исследуются возможности применения методов дискретного математического анализа (ДМА) [Гвишиани и др., 2010] для разработки процедуры регистрации вступления волны цунами по оперативным данным измерения уровня моря.

ИСХОДНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ОБОЗНАЧЕНИЯ

Далее термины “временно́й ряд” и “запись уровня” будут использоваться как синонимы, подразумевая под ними результаты измерений уровня моря.

Пусть $BP[a,b]$ – N-мерное пространство конечных временных рядов $x=\{x(t_i), i=1,\ldots,N\}$ на дискретном отрезке $[a,b]$ с узлами $t_i, i=1,\ldots,N$, $t_1=a$, $t_N=b$.

Роль окрестности узла t_i выполняет нечеткая структура $\delta_{t_i}(t_j)$, выражающая свойство близости к t_i остальных узлов: $\delta_{t_i}(t_j)$ – мера близости узла t_j к узлу t_i. Всегда должно быть: $\delta_{t_i}(t_j)\in[0,1]$, $\delta_{t_i}(t_i)=1$, при этом возможны случаи $\delta_{t_i}(t_j)\neq\delta_{t_j}(t_i)$.

С мерой близости $\delta_{t_i}(t_j)$ связана матрица

$$A=(a_{ij}),\quad a_{ij}=\frac{\delta_{t_i}(t_j)}{\sum\limits_{k=1}^{N}\delta_{t_i}(t_k)},\quad i=1,\ldots,N,\quad j=1,\ldots,N,\quad \sum_{j}^{N}a_{ij}=1. \tag{1}$$

Далее будет использоваться локальная конструкция близости:

$$\delta_{t_i}(t_j)=\begin{cases}\left(1-\dfrac{|t_j-t_i|}{r}\right)^p, & |t_j-t_i|\le r\\ 0, & |t_j-t_i|>r\end{cases},\quad p>0. \tag{2}$$

Тренд дискретного ряда x удобно описывать, используя понятие регрессионной производной [Агаян и др., 2019]: в нечеткой окрестности $\delta_{t_i}(\bullet)$ (2) узла t_i исходный ряд аппроксимируется функцией линейной регрессии: $y_i(t)=\alpha_i(t-t_i)+\beta_i$, $i=1,\ldots,N$, где α_i,β_i – коэффициенты регрессии, которые находятся из минимума функционала $J(\alpha,\beta)=\sum_j a_{ij}\left[x_j-\alpha(t_j-t_i)-\beta\right]^2$. Угловой коэффициент α_i называется регрессионной производной ряда x в узле t_i и обозначается $(RDx)(t_i)=D_x(i)$.

ДМА-АЛГОРИТМЫ РЕГИСТРАЦИИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЦУНАМИ В ЗАПИСЯХ УРОВНЯ МОРЯ

В приводимых ниже алгоритмах время прихода волны цунами рассматривается как момент изменения тренда ряда. Алгоритмы различаются трактовкой средствами ДМА момента изменения тренда.

Обозначим через $\mathfrak{D}_x$ ряд абсолютных величин регрессионной производных: $\mathfrak{D}_x=\{|D_x(i)|, i=$

$= 1,\ldots,N\}$, а через $\mathfrak{D}_x(i) = \mathfrak{D}_x\left(i, h^-, h^+\right)$ его фрагменты в интервале $\left[i-h^-, i+h^+\right]$, где h^-, h^+, $h^- \geq h^+$ – параметры обзора.

Пусть $\rho_i(j) > 0$ – несимметричная весовая функция, задающая значимость точек обзора по отношению к центру "i":

$$\rho_i(j) = \begin{cases} \dfrac{j-i+1+h^-}{h^-+1}, & j \in \left[i-h^-, i\right] \\ \dfrac{-j+i+1+h^+}{h^++1}, & j \in \left[i, i+h^+\right] \end{cases}. \quad (3)$$

Функция $\rho_i(j)$ (3) предназначена для построения левосторонних и правосторонних регрессионных производных. Возможно использование и других выражений для весовой функции.

Опишем структуру **алгоритма 1** регистрации проявления цунами в записях уровня моря [Агаян и др., 2019].

Пусть $p_i(\varphi)$, $\varphi \geq 0$ – нечеткая мера "быть больше $D_x(i) + d$ при условии нулевой оценки для точек интервала $(0, D_x(i))$"

$$p_i(\varphi) = \begin{cases} 0, & 0 \leq \varphi \leq D_x(i) \\ d^{-1}(\varphi - D_x(i)), & D_x(i) \leq \varphi \leq D_x(i) + d \\ 1, & D_x(i) + d \leq \varphi. \end{cases} \quad (4)$$

Функцию $p_i(\varphi)$ (4) можно понимать как меру принадлежности к нечеткому понятию "скачка регрессионной производной D_x в момент времени t_i величиною в d".

Через $\overline{p}_i(\varphi)$ обозначим нечеткое отрицание $1 - p_i(\varphi)$.

Нечеткое сравнение $\mu(t_i) \equiv \mu(i) = \dfrac{\sigma^+(i) - \sigma^-(i)}{\max\left\{\sigma^-(i), \sigma^+(i)\right\}} \in [-1,1]$ рассматривается как нечеткая мера смены тренда в момент времени t_i, где $\sigma^-(i) = \sum_{j \in \left[i, i+h^+\right]} \overline{p}_i\left(D_x(j)\right)\rho_i(j)$ – "аргумент" в пользу того, что в момент t_i не произошло изменения тренда, а $\sigma^+(i) = \sum_{j \in \left[i, i+h^+\right]} p_i\left(D_x(j)\right)\rho_i(j)$ – "аргумент" в пользу изменения тренда.

При помощи меры $\mu(t_i)$ вводится критерий смены тренда: "t_i" – точка смены тренда уровня не ниже α, если $\mu(t_i) > \alpha$; если $\mu(t_i) \leq \alpha$, то следует считать, что в точке t_i изменения тренда не наблюдалось.

Для интерпретации момента времени t_i как момента вступления волны условие $\mu(t_i) > \alpha$ необходимо дополнить условием "изолированности": на отрезках $\left[i-h^-, i-1\right]$ и $\left[i+1, i+h^+\right]$ совокупная мера смены тренда должна быть невелика. Условие "изолированности" формализуется с помощью односторонних мер

$$\mathfrak{L}_\alpha\mathfrak{D}_x(i) = \frac{\sum_{j \in \left[i-h^-, i-1\right]} \rho_i(j) : \mu(j) > \alpha}{\sum_{j \in \left[i-h^-, i-1\right]} \rho_i(j)},$$
$$\mathfrak{R}_\alpha\mathfrak{D}_x(i) = \frac{\sum_{j \in \left[i+1, i+h^+\right]} \rho_i(j) : \mu(j) > \alpha}{\sum_{j \in \left[i+1, i+h^+\right]} \rho_i(j)}. \quad (5)$$

Точка t_i считается (α, λ)-точкой вступления на записи "x", если выполняются условия: $\mu(i) > \alpha$, $\mathfrak{L}_\alpha\mathfrak{D}_x(i) < \lambda$, $\mathfrak{R}_\alpha\mathfrak{D}_x(i) < \lambda$.

Алгоритм 1 имеет параметры p, r, h^-, h^+, d, α, λ и сводится к последовательности шагов:

1. Вычисление на дискретном отрезке $\left[t_{1+h^-}, t_{k-h^+}\right]$ ряда $\mathfrak{D}_x(i)$;

2. Проверка для каждой точки $j \in \left[t_{1+2h^-}, t_{k-2h^+}\right]$ выполнения условий смены тренда:

$$\mu(j) > \alpha, \quad \mathfrak{L}_\alpha\mathfrak{D}_x(j) < \lambda, \quad \mathfrak{R}_\alpha\mathfrak{D}_x(j) < \lambda;$$

3. Определение момента вступления волны ≡ ≡ {наименьшее значение $j \in \left[t_{1+2h^-}, t_{k-2h^+}\right]$, для которого выполнены условия смены тренда}.

Перейдем к описанию **алгоритма 2** регистрации проявления цунами в записях уровня моря.

В данном алгоритме потребуется дополнительное разбиение фрагмента $\mathfrak{D}_x(i)$ на левую и правую части:

$$\mathfrak{D}^l_x(i) = \left\{\left|D_x(j)\right|, \quad j \in \left[i-h^-, i-1\right]\right\},$$
$$\mathfrak{D}^r_x(i) = \left\{\left|D_x(j)\right|, \quad j \in \left[i, i+h^+\right]\right\}. \quad (6)$$

Рассмотрим функцию распределения $\mathcal{F}_i(s)$ для правого фрагмента $\mathfrak{D}^r_x(i)$:

$$\mathcal{F}_i(s) = \frac{\left|\{j : \left|D_x(j)\right| < s, j \in [i, i+h^+]\}\right|}{h^+}. \quad (7)$$

Если $\beta \in [0,1]$, то правее квантиля $\alpha_{1-\beta}(i)$ распределения $\mathcal{F}_i(s)$ (7) находится $100\beta\%$ элементов из множества $\mathfrak{D}^r_x(i)$ (6). β можно понимать как уровень экстремальной "массовости" во фрагменте $\mathfrak{D}^r_x(i)$ (6).

Критерий вступления волны вводится на основе нечеткого сравнения (в данном случае инду-

цированного арктангенсом) квантили $\alpha_{1-\beta}$ с левым фрагментом $\mathfrak{D}^l_x(i)$ (6): t_i есть момент вступления волны, если $\mu(i) > \gamma$:

$$\mu(i) = \frac{2}{\pi}\arctan\left|\frac{\sum D_x(j): j \in \left[i - h^-, i-1\right] - \alpha_{1-\beta}}{h^-}\right|. \quad (8)$$

Алгоритм 2 имеет параметры p, r, h^-, h^+, β, γ и сводится к последовательности шагов:

1. Вычисляются фрагменты $\mathfrak{D}_x(i)$, $\mathfrak{D}^l_x(i)$, $\mathfrak{D}^r_x(i)$;

2. Строится функция распределения для правого фрагмента $\mathfrak{F}_i(s)$;

3. Вычисляется квантиль $\alpha_{1-\beta}$;

4. Проверяется условие момента вступления $\mu(i) > \gamma$.

Рассмотрим **алгоритм 3** регистрации проявления цунами в записях уровня моря.

Идея алгоритма заключается в том, чтобы формализовать ответы на вопросы: в какой степени, с точки зрения поведения записи x, в момент времени t_i цунами наблюдается слева и справа от точки t_i на временной оси?

Формализацию можно провести следующим образом: пусть $p^l_x(t_i) \equiv p^l_x(i), p^r_x(t_i) \equiv p^r_x(i)$ представляют собой функции принадлежности к нечетким понятиям "цунами наблюдается слева" и "цунами наблюдается справа" от t_i.

Способ построения функций $p^l_x(i)$, $p^r_x(i)$ основан на понятии условной интенсивности изменения уровня моря в момент времени t_j при взгляде на него с позиции момента t_i. Если $p_x(t_j|t_i) \equiv p_x(j|i)$ – функция нечеткой принадлежности к этому понятию, и h^-, h^+ – параметры локального обзора слева и справа в момент времени t_i, то в качестве $p^l_x(i)$, $p^r_x(i)$ нужно взять усреднения:

$$p^l_x(i) = \frac{\sum\limits_{j\in\left[i-h^-,i-1\right]} p_x(j|i)}{h^-}, \quad p^r_x(i) = \frac{\sum\limits_{j\in\left[i+1,i+h^+\right]} p_x(j|i)}{h^+}. \quad (9)$$

Функция условной интенсивности $p_x(j|i)$ получается из возрастающей функции $\varphi_s(l)$ с условиями $|\varphi_s(l)| \le 1$ и $\varphi_s(s) = 0$ подстановкой $s = |D_x(i)|$, $l = |D_x(j)|$:

$$p_x(j|i) = \frac{\varphi_{|D_x(i)|}(|D_x(j)|) - \varphi_{|D_x(i)|}(-\infty)}{2}, \quad (10)$$

где функцию $\varphi_s(l)$ можно задать, например, следующим образом $\varphi_s(l) = \dfrac{l-s}{1+|s|+|l-s|}$.

С помощью функций $p^l_x(i)$, $p^r_x(i)$ (9) и выбора порога наблюдаемости $\alpha \in (0.5,1)$ возникает полная классификация моментов t на каком-либо отрезке относительно наблюдаемости цунами в трехзначной шкале: "цунами не наблюдается", "цунами возможно" и "цунами наблюдается". Попадание ответа в полуоткрытый интервал $[0,1-\alpha)$ означает "цунами не наблюдается", попадание ответа в интервал $[1-\alpha,\alpha]$ означает "цунами возможно", попадание ответа в полуоткрытый интервал $(\alpha,1]$ означает "цунами наблюдается".

Из полученной классификации моментов времени с точки зрения интенсивности записи нас интересуют следующие ситуации, которые можно трактовать как "регистрируется цунами": слева – "цунами не наблюдается", справа – "цунами наблюдается":

$$p^l_x(i) < 1-\alpha, \quad p^r_x(i) > \alpha; \quad (11)$$

"возможно, регистрируется цунами": слева – "цунами возможно", справа – "цунами наблюдается":

$$1-\alpha \le p^l_x(i) \le \alpha, \quad p^r_x(i) > \alpha. \quad (12)$$

Условием вступления волны цунами в момент времени t_i будем считать первое по времени выполнение неравенства:

$$p^r_x(i) - p^l_x(i) > 2\alpha - 1. \quad (13)$$

Если для t_i ситуация определяется как "возможно, регистрируется цунами", то этот момент считается предварительной оценкой времени вступления волны.

Алгоритм 3 имеет параметры p, r, h^-, h^+, α и сводится к последовательности шагов:

1. Вычисляются производные $D_x(i)$;

2. Строятся функции $p^l_x(i)$, $p^r_x(i)$;

3. Проверяется условие момента вступления волны $p^r_x(i) - p^l_x(i) > 2\alpha - 1$.

Замечание: возникновение ситуации "возможно, регистрируется цунами" в результате обработки записи может использоваться в центре предупреждения о цунами в качестве предварительного сигнала дежурному океанологу для перехода в режим повышенной готовности.

ПРИМЕНЕНИЕ ДМА-АЛГОРИТМОВ

Приведенные выше алгоритмы обработки применялись к записям цунами Тохоку (11 марта

2011 г.), полученным береговыми автоматизированными постами вблизи побережья Курильской гряды и полуострова Камчатка и глубоководными станциями DART в северо-западной части Тихого океана. Также использовались записи цунами от землетрясения в районе о. Самоа (29 сентября 2009 г.) и землетрясения у берегов Чили (27 февраля 2010 г). С целью выделения составляющей волны цунами из записи уровня моря вычиталась приливная составляющая, вычисленная по гармоническим постоянным.

Приведем соображения, на основе которых подбирались параметры алгоритмов для проведения вычислений.

Для алгоритмов значения параметров обзора h^-, h^+ определяют размер нечеткой окрестности момента времени, для которого вычисляется регрессионная производная, знак которой должен отразить преобладающий тренд. Поэтому значения h^-, h^+ не должны быть слишком малыми, в противном случае график производной будет содержать множество резких изменений знака, которые по большей части имеют шумовую природу. Однако величина $2h^+$ определяет нижнюю границу запаздывания срабатывания процедуры, поэтому ее значение следует выбирать по возможности малым.

Мера близости $\delta_{t_i}(t_j)$(2) выбиралась одинаковая, ее вид полностью определяется параметрами $r \geq 1$ и $p > 0$. Их значения следует выбирать так, чтобы график регрессионной производной достаточно точно отражал исходные вариации ряда измерений. Однако занижение значения r и завышение значения p приводят к тому, что график регрессионной производной содержит множество резких изменений знака, обусловленных шумами.

Для алгоритма 1 пороговые значения (α, λ) знакопеременных нечетких мер в соответствии с принципами применения нечетких сравнений следует выбирать $\alpha \geq 0$, $\lambda \leq 0$. Величина d выбирается из представления о том, что характерная скорость изменения уровня моря во время наката на берег сильного цунами (амплитуда волн цунами существенно больше амплитуды "шума") имеет значение порядка 3–5 см/мин.

Для алгоритма 2 величина β – уровень массовости, регулирующий количество элементов из множества $\mathfrak{D}_x^r(i)$ (6), находящихся правее квантили $\alpha_{1-\beta}$. Выбирая этот параметр равным единице, мы требуем, чтобы все элементы из множества $\mathfrak{D}_x^r(i)$ (6) были правее квантили α_0. Т.е. находим квантиль из уравнения $\mathcal{F}(\alpha_0) = 1$, что покажет нам максимальное значение правых производных. Соответственно, при $\beta = 0$ получим минимальное значение правых производных. Параметр $\gamma \geq 0$ является пороговым значением меры $\mu_i(\alpha_{1-\beta})$ и подбирается в соответствии с принципами применения нечетких сравнений.

Наиболее чувствительными параметрами оказались для алгоритма 1 параметры d и α, для алгоритма 2 – параметр γ и для алгоритма 3 – параметр α. Если выбраны значения остальных параметров, то может быть обеспечена автоматическая подстройка этих параметров следующим способом. В соответствии с действующим регламентом службы предупреждения о цунами, после получения дежурным океанологом сообщения о цунамигенном сейсмическом событии автоматизированные посты переводятся в режим ежеминутной передачи данных измерений уровня моря. Затем, океанолог по данным о землетрясении с помощью соответствующих средств выполняет вычисление t_k – консервативной оценки снизу времени вступления волны цунами в пункт измерений. Далее производится накопление не содержащего цунами начального массива данных $x[t_e, t_k] = \{x(t_l), l = e, \ldots, k\}$, t_e – время начала регистрации землетрясения и вычисление на основе его части $x\left[t_{e+h^-}, t_{k-h^+}\right]$ для алгоритма 1 оценки значения $d^* = \max\limits_{i,j \in \left[e+h^-, k-h^+\right]} \left|D_x(j) - D_x(i)\right|$ и $\alpha^* = \max\limits_{i \in \left[e+h^-, k-h^+\right]} \mu(i)$; для алгоритма 2 – $\gamma^* = \max\limits_{i \in \left[e+h^-, k-h^+\right]} \mu(i)$ и для алгоритма 3 – $\alpha^* = \frac{1}{2}\left(1 + \max\limits_{i \in \left[e+h^-,\ k-h^+\right]} \left(p_x^r(i) - p_x^l(i)\right)\right)$.

Итак, при вычислениях выбирались следующие параметры:

1. Алгоритм 1. $h^- = h^+ = 5$ мин, $r = 5$ мин, $p = 2$, $\lambda = 0$, параметры α и d подбирались автоматически;

2. Алгоритм 2. $h^- = 10$ мин, $h^+ = 5$ мин, $r = 5$ мин, $p = 2$, $\beta = 0.75$, параметр γ подбирался автоматически;

3. Алгоритм 3. $h^- = 10$ мин, $h^+ = 5$ мин, $r = 5$ мин, $p = 2$, параметр α подбирался автоматически.

Для каждого алгоритма посчитано время вступления волны цунами $T_i, i = 1, 2, 3$ и вычислена разница между экспертной оценкой и T_i. Для выборки полученных результатов $\left|T_i - T_{f1,2,3}\right|$ вычислены следующие оценки: выборочное среднее M_i, $i = 1, 2, 3$ и среднеквадратичное отклонение σ_i, $i = 1, 2, 3$. Получены следующие оценки. Для алгоритма 1 – $M_1 = -3.8$ мин, $\sigma_1 = 5.9$ мин (рис. 1), для алгоритма 2 – $M_2 = -0.6$ мин, $\sigma_2 = 9.8$ мин (рис. 2), для алгоритма 3 – $M_3 = 0.6$ мин, $\sigma_3 = 10$ мин

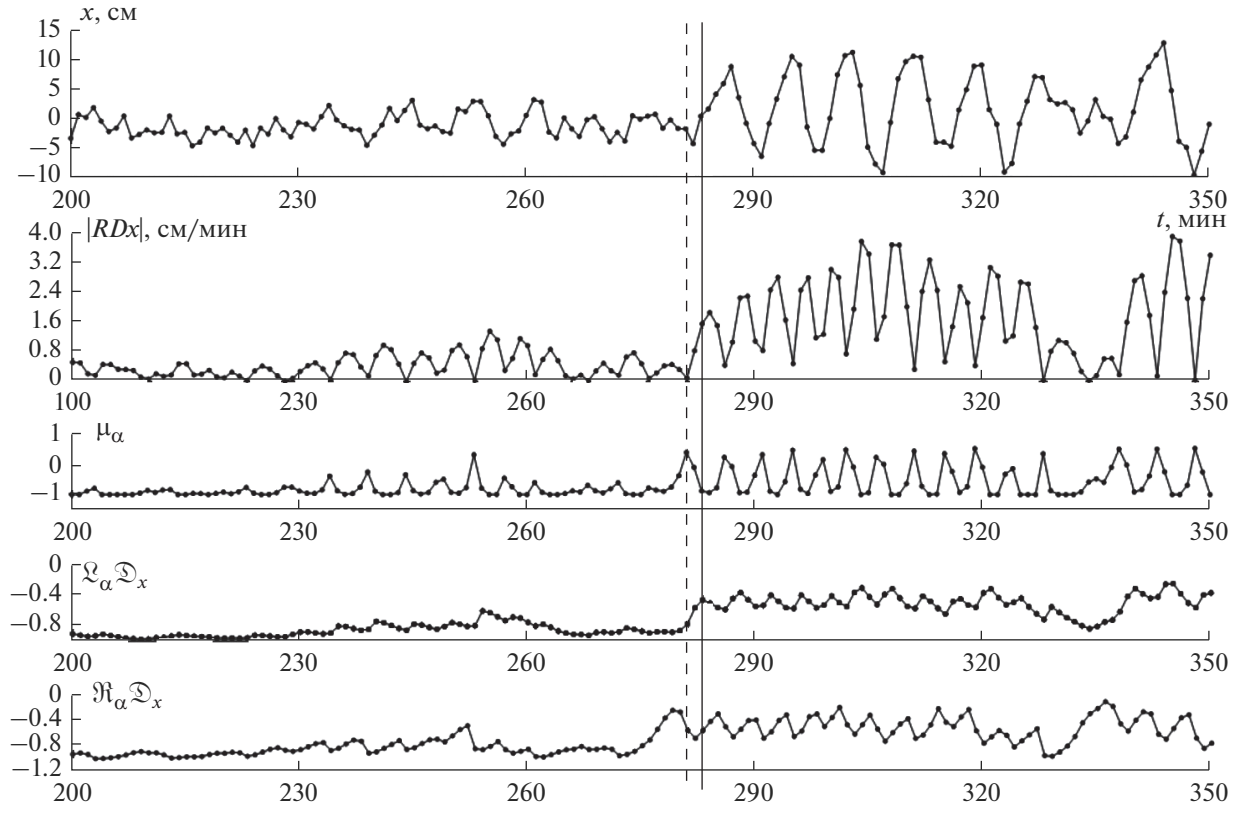

Рис. 1. Результаты распознавания алгоритмом 1 цунами в Самоа, пункт измерения на о. Шикотан, бухта Маячная (43°49′28″N, 146°54′29″E). Сплошная вертикальная линия – оценка эксперта, пунктирная линия – оценка по алгоритму.

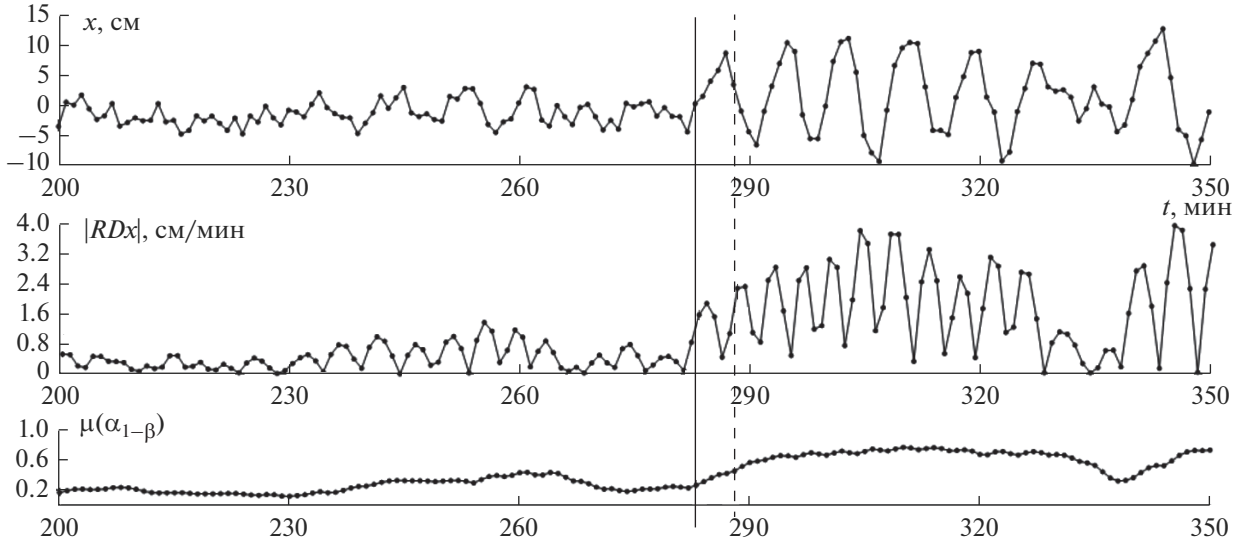

Рис. 2. Результаты распознавания алгоритмом 2 цунами в Самоа, пункт измерения на о. Шикотан, бухта Маячная (43°49′28″N, 146°54′29″E). Сплошная линия – оценка эксперта, пунктирная линия – оценка по алгоритму.

(рис. 3). Предварительные оценки времени вступления волны “возможно цунами”, полученные с помощью алгоритма 3, в среднем оказывались на 14 мин раньше, чем основные оценки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе сравнительного анализа результатов обработки записей уровня моря с помощью приведенных в работе ДМА-алгоритмов реги-

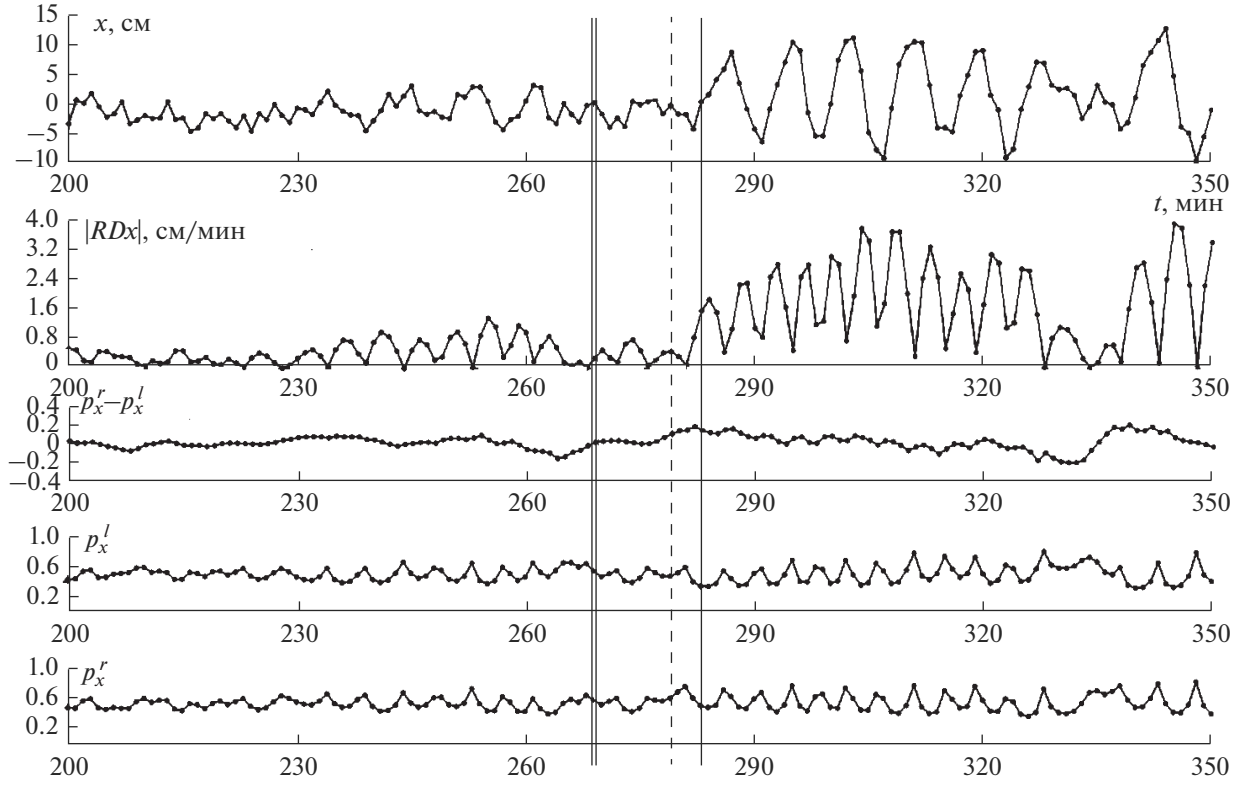

Рис. 3. Результаты распознавания алгоритмом 3 цунами в Самоа, пункт измерения на о. Шикотан, бухта Маячная (43°49′28″N, 146°54′29″E). Сплошная линия – оценка эксперта, двойная сплошная линия – предварительная оценка "возможно цунами", пунктирная линия – оценка по алгоритму.

страции проявления цунами можно сделать следующие выводы:

1. При сравнении результатов применения приведенных в работе ДМА-алгоритмов с экспертной оценкой времени вступления волны цунами наилучший результат показал алгоритм 3. При этом алгоритм определяет время вступления волны цунами в среднем по использованному массиву записей цунами раньше, чем эксперт.

2. Минимальный разброс (среднеквадратичное отклонение) результатов имеет алгоритм 1, при этом он лучше срабатывает на слабых цунами. На сильных цунами отклонения от экспертной оценки в трех алгоритмах близки и равны 1–5 мин.

3. Наибольшее различие между экспертной оценкой и оценками, полученными с помощью алгоритмов 1, 2 и 3, наблюдается для записей слабых цунами. Это обусловлено, по-видимому, близостью значений амплитуд волны цунами и "шума". Следует отметить, что в случае слабых цунами экспертная оценка времени вступления выполняется неуверенно, поэтому также может содержать значительную ошибку.

4. Все алгоритмы достаточно просты в реализации и не требуют больших вычислительных мощностей, но алгоритм 3 является наиболее удобным и простым, поскольку имеет наименьшее количество параметров, причем порог наблюдаемости цунами можно подобрать автоматически.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А.В. Лоскутову за предоставленные записи цунами.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Иванченко О.В., Камаев Д.А. Регрессионные производные и их применение для регистрации вступления волны цунами по записи уровня моря // Вычислительные технологии. 2019. Т. 24. № 1. С. 28–41.

Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Камаев Д.А., Добровольский М.Н. Стохастические тренды на основе нечеткой математики // Чебышевский сборник. 2019. Т. 20. Вып. 3. С. 25–39.

Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Соловьев А.А. Дискретный математический анализ и геолого-геофизические приложения // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. 16. С. 109–125.

Гусяков В.К. Магнитудно-географический критерий прогнозирования цунами: анализ практики применения за 1958–2009 гг. // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 5–21.

Жак В.М., Соловьев С.Л. Дистанционная регистрация слабых волн цунами на шельфе Курильских островов // Докл. АН СССР. 1971. Т. 198. № 4. С. 816–817.

Ивельская Т.Н., Шевченко Г.В. Результаты опытной эксплуатации автоматических постов наблюдения за уровнем моря в портах Корсаков и Холмск // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России // Труды Второй региональной научно-технической конференции, Петропавловск-Камчатский, 11–17 октября 2009 г. / Отв. ред. В.Н. Чебров. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2010. С. 264–268.

Куликов Е.А. Измерение уровня океана и прогноз цунами // Метеорология и гидрология. 1990. № 6. С. 61–68.

Соловьев С.Л. Проблема цунами и ее значение для Камчатки и Курильских островов // Проблема цунами. М.: Наука, 1968. С. 7–50.

Чебров В.Н. Развитие системы сейсмологических наблюдений для целей предупреждения о цунами на Дальнем Востоке России // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 27–36.

DMA-Algorithms for Registration of a Tsunami Arrival in Sea-Level Records

S. M. Agayan[1, *], S. R. Bogoutdinov[1, 2, **], O. V. Ivanchenko[3], and D. A. Kamaev[4]

[1]The Geophysical Center of the RAS, Molodezhnaya str., 3, Moscow, 119296 Russia

[2]Schmidt Institute of Physics of Earth RAS, Bolshaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia

[3]National Research Nuclear University MEPhI, Kashirskoe highway, 31, Moscow, 115409 Russia

[4]Research and Prodaction Association "Typhoon", Pobedi str., 4, Obninsk, Kaluzhskaya obl., 249038 Russia

**e-mail: s.agayan@gcras.ru*

***e-mail: shm@gcras.ru*

The research addresses the possibility of application of the discrete mathematical analysis (DMA) methods to develop algorithms for registration tsunami arrival on the base of operational data for measuring sea level. Algorithms are based on the relationship between the regression derivative and the trend of the record: areas of derivatives positive (negative) values correspond to increasing (decreasing) trends. Boundaries between areas of derivatives are extremes. The article describes three DMA-algorithms for registration tsunami arrival, and performs a comparative analysis.

Keywords: discrete mathematical analysis, regression derivative, secular trend, tsunami wave

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ, 2021, № 2, с. 67–79

УДК 550.343.6

Посвящается светлой памяти моего учителя академика РАН Сергея Александровича Федотова

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ СПЕКТР СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В ПРИЛОЖЕНИИ К ДОЛГОСРОЧНОМУ СЕЙСМИЧЕСКОМУ ПРОГНОЗУ И СРЕДНЕСРОЧНО-КРАТКОСРОЧНОМУ УТОЧНЕНИЮ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

© 2021 г. А. В. Соломатин*

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

**e-mail: alf55@mail.ru*

Поступила в редакцию 15.06.2020 г.
После доработки 29.10.2020 г.
Принята к публикации 11.12.2020 г.

Анализируется развитие сейсмического процесса в очаговых зонах сильнейших ($M \sim 8$) землетрясений Тихоокеанского сейсмоактивного пояса и Юго-Восточной Азии. Для повышения однородности данных, относящихся к различным сейсмоактивным регионам, предложено представление об обобщенном энергетическом классе землетрясений. Это представление является перспективной альтернативой существующей методике энергетической классификации землетрясений. Рассмотрена важная характеристика развития очаговой зоны сильнейшего события – энергетический спектр сейсмического процесса, первым приближением которого считается закон Гутенберга–Рихтера. Предложена методика ее исследования, выявлены значимый пикообразный рост наклона графика повторяемости землетрясений в период от 5 до 10 лет до сильнейшего события и его уменьшение непосредственно перед ним. Отмеченные пиковые аномалии, предположительно, носят повторяющийся, квазипериодичный характер, причем периоды их проявления перед сильнейшим событием могут отличаться в разных регионах. Полученные результаты в дальнейшем могут быть использованы как для повышения надежности долгосрочных сейсмических прогнозов, так и для среднесрочно-краткосрочных уточнений степени сейсмической опасности.

Ключевые слова: сейсмический процесс, закон Гутенберга–Рихтера, энергетический спектр сейсмического процесса, сейсмический прогноз

DOI: 10.31857/S0203030621020073

ВВЕДЕНИЕ

Приведенные в статье исследования относятся к важнейшему направлению сейсмологии: мониторингу сейсмического процесса и прогнозированию на его основе природных сейсмических катастроф. Важная проблема сейсмического прогноза заключается в сложности и многостадийности процесса развития очагов землетрясений и, прежде всего, очагов наиболее опасных из них – сильнейших, а также в широком спектре определяющих это развитие факторов. Эти аспекты, наряду с недостаточной изученностью сейсмотектонических механизмов, не позволяют к настоящему времени построить точную и надежную методику оценки сейсмической опасности.

Как правило, наибольшей надежностью обладают долгосрочные сейсмические прогнозы, основанные на самых общих и потому более устойчивых долговременных закономерностях развития сейсмического процесса. Временная точность таких прогнозов обычно невелика.

Среднесрочные и краткосрочные сейсмические прогнозы опираются на относительно кратковременные закономерности, поэтому обладают большей временной точностью. При этом важно отметить, что такие закономерности в значительно большей степени осложнены локальными вариациями условий развития сейсмического процесса. Этот фактор существенно снижает надежность таких прогнозов.

Концепция решения проблемы сочетания надежности и точности сейсмического прогноза представлена в предложенном акад. С.А. Федотовым методе долгосрочного прогноза сейсмической опас-

ности для Курило-Камчатской дуги и Северо-Восточной Японии – ДССП (ДолгоСрочный Сейсмический Прогноз). Этот метод, разработанный более полувека назад, успешно развивается вплоть до настоящего времени [Федотов, 1965, 1968, 2005; Федотов и др., 1980; Федотов, Соломатин, 2019]. Главная идея указанной концепции заключается в том, что долговременные, наиболее устойчивые, закономерности развития очагов сильнейших землетрясений представляются базовым элементом изучения механизма сейсмической активности и прогноза ее развития, так и основой для краткосрочно-среднесрочного уточнения уровня сейсмической опасности. Как следствие, результаты работ по долгосрочному сейсмическому прогнозу должны определять развитие и применение методов среднесрочных и краткосрочных прогнозов [Федотов, 2005; Федотов и др., 1993, 2012; Соломатин, 2013].

Не будет большим преувеличением считать, что в последние десятилетия долгосрочным, наиболее фундаментальным и устойчивым характеристикам сейсмической активности в сейсмологии уделяется недостаточное внимание. Поиск таких характеристик на основе распределения землетрясений по их величине (в дальнейшем также – энергетического спектра сейсмического процесса) на заключительной стадии развития очагов сильнейших землетрясений – одна из основных задач настоящей работы.

В полном соответствии со сложившейся практикой работ по методу ДССП в дополнение к долгосрочным оценкам сейсмической опасности в статье предлагается также направление развития среднесрочно-краткосрочных методик ее уточнения.

О ПРИНЦИПИАЛЬНОЙ ВОЗМОЖНОСТИ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА

Учитывая существующий пессимистический взгляд на возможность сейсмического прогноза, определяемый серией неудач целевых исследовательских проектов конца прошлого века, а также отсутствием решения этой важнейшей прикладной задачи до настоящего времени, необходимо обоснование принципиальной ее разрешимости.

Прежде всего, в методе ДССП выделяется класс сильнейших землетрясений ($M \geq 7.7$), для очагов которых характерны долгосрочные, устойчивые закономерности развития. Именно такие землетрясения во многих случаях, в частности в Курило-Камчатской дуге и прилегающих регионах, являются критически опасными.

Представление о “сейсмических брешах” – важнейшее положение, позволяющее прогнозировать наиболее вероятные места следующих сильнейших землетрясений [Федотов, 1965; Федотов и др., 2008]. Это положение метода ДССП апробировано уже в течение более чем полувекового периода. В работах [Соломатин, 2013; Моги, 1988] в развитие этого представления отмечена общность сейсмических брешей разных рангов, а также определены тенденции их развития в период подготовки сильнейших землетрясений.

Позитивный взгляд на возможность прогноза сильнейших землетрясений во временном плане основан на таком базовом положении метода ДССП, как цикличность развития их очагов [Федотов, 1968]. В дополнение к этой идее в работе [Федотов и др., 1993] была предложена эффективная методика краткосрочного сейсмического прогноза, основанная на предваряющих сильнейшие землетрясения сильных ($M \geq 6$) событиях, – “сценарий форшоков”. Такие события за двое суток предваряют примерно четверть сильнейших Тихоокеанских землетрясений. Учитывая малый период ожидания сильнейшего события, этот метод прогноза, несмотря на определенные недостатки, обладает очень высокой эффективностью.

В работах [Федотов и др., 2011; Соломатин, 2014] была показана возможность прогноза сильнейших землетрясений на основе некоторых других долгосрочных (годы–десятилетия) периодичностей. Подобные периодичности и возможность сейсмического прогноза на их основе были рассмотрены в работах [Широков, 1978; Гусев, 2008; Хаин, Халилов, 2008; Серафимова, Широков, 2012 и др.].

О СЕЙСМИЧЕСКИХ АКТИВИЗАЦИЯХ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКОМ СПЕКТРЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Заканчивая рассмотрение важных предпосылок, принципиально позволяющих построить в достаточной степени точный и одновременно надежный метод сейсмического прогноза, необходимо остановиться на одном из базовых параметров сейсмического процесса – уровне его интенсивности, также используемом в методе ДССП [Федотов, 1968, 2005; Федотов и др., 1980, 2011; Родкин, 2008].

В работе [Соломатин, 2013] показано, что активизации являются важнейшей составляющей сейсмического процесса. На подобном представлении основан и широко используемый для представления хода сейсмического процесса метод ETAS [Ogata, 1989], а также его более современные модификации. Однако повышение уровня сейсмической активности нельзя считать однородным по всему энергетическому диапазону [Соболев и др., 2009]. Учитывая это, естественным выглядит представление об энергетическом спектре сейсмического процесса, фактическим и

первым приближением которого является закон Гутенберга–Рихтера.

Существенным аспектом сейсмического процесса являются также сейсмические затишья, наиболее изученным в практическом применении примером которых являются упомянутые выше "сейсмические бреши" в области очагов готовящихся сильнейших землетрясений [Федотов, 1965, 2005]. Представления о сейсмических брешах рассматриваются также в работах [Моги, 1988; Wyss, Habermann, 1988; Тихонов, 2005 и др.]. На характер тенденций их заполнения на заключительном этапе подготовки очагов сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги указано в работе [Соломатин, 2013]. Тем не менее, удовлетворительного решения задачи определения роли сейсмических брешей в сейсмическом процессе, по-видимому, до сих пор нет. Вследствие этого, в дальнейшем они используются в качестве простой, аддитивной составляющей сейсмической активности.

Величина наклона графика повторяемости γ – основного параметра закона Гутенберга–Рихтера [Соболев и др., 2009], определяется физикой процесса разрушения или, согласно [Востриков, 1994], процесса сейсмического течения. Рост параметра γ в обоих случаях связан с преобладанием проявления сравнительно мелких разрывов (слабых землетрясений). Предполагается также [Соболев и др., 2009], что при определенной концентрации таких нарушений сплошности среды возникают взаимодействия между мелкими разрывами вплоть до слияния, что приводит к уменьшению наклона графика повторяемости, наблюдающегося перед образованием главного разрыва (сильнейшего события).

Подобные физические модели – мощный инструмент исследования энергетических свойств сейсмического процесса. Тем не менее, аспект проблемы, заключающийся в представлении этих свойств не для всего энергетического диапазона – в виде наклона графика повторяемости, а для его отдельных, относительно независимых, частей – в виде энергетического спектра, не имеет до сих пор адекватного решения.

В дополнение к закону Гутенберга–Рихтера в работе [Соломатин, 2011] с опорой в теоретическом плане на работу [Садовский, Писаренко, 1999] было предложено представление об энергетическом балансе сейсмического процесса. В общем виде этот баланс определяет соотношение средних энергий выше и ниже каждого из энергетических уровней. В идеальном случае ($\gamma = 1/2$) такие средние величины постоянны во всем диапазоне.

Важно, что энергетический баланс сейсмического процесса [Соломатин, 2011] представлен в виде двух независимых выражений. Это указывает на закономерность его локальных нарушений в некоторых точках энергетического диапазона. На практике это приводит к характерным изломам на графиках повторяемости. Считая эталонным энергетический спектр сейсмического процесса при строгом соответствии закону Гутенберга–Рихтера, можно говорить об искажении линейной формы первого. Такое же представление напрашивается и на основании более детального рассмотрения отмеченных выше моделей развития сейсмичности [Востриков, 1994; Соболев и др., 2009].

В качестве перспективного направления, проблема изучения формы энергетического спектра сейсмического процесса должна рассматриваться с учетом влияния на разрывообразование флюидной компоненты [Киссин, 2016; Kiryukhin et al., 2018]. Такая гипотетическая роль глубинных флюидов прослеживается как в квазипериодичности сейсмических активизаций, так и в чувствительности сейсмоактивной среды к удаленным воздействиям [Федотов и др., 2012; Федотов, Соломатин, 2015; Герус, Викулин, 2017; Тарасов, 2017; Соболев, 2018; Соболев и др., 2018; Федотов, Соломатин, 2019; Тарасов, Тарасова, 2019].

Таким образом, задача изучения энергетического спектра сейсмической активности является сложной, многоплановой и крайне важной. Не претендуя на полное ее решение, предлагаемая работа является продолжением в этом направлении планомерных полувековых исследований свойств сейсмического процесса на основе метода долгосрочного сейсмического прогноза (ДССП) С.А. Федотова с целью его развития, повышения надежности и точности прогнозных оценок на его основе.

МОДЕЛЬ ИЗУЧЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО СПЕКТРА СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Для настоящего исследования важно предположение об относительной независимости энергетического аспекта сейсмической активности и, как следствие, о потенциальной информативности его вариаций в дополнение к другим методам исследования. Результаты работы [Соломатин, 2011] позволяют сделать это предположение.

При аномалиях сейсмической активности, проявляющихся в различных частях ее энергетического диапазона и приводящих к нелинейности при представлении данных о величинах землетрясений соотношением Гутенберга–Рихтера, оценки значений наклона графика повторяемости становятся нестабильными. Эта нестабильность проявляется в большей степени при использовании метода [Aki, 1965], в несколько меньшей степени – при использовании регрессионных оценок на основе закона Гутенберга–Рих-

тера, и в еще меньшей степени – регрессионных оценок на основе метода [Соломатин, 2011] (см. выражения (6)–(8) соответственно). В результате, сравнение оценок на основе указанных выражений может в самом первом приближении использоваться для изучения свойств энергетического спектра сейсмического процесса.

МОДЕЛЬ ПОСТРОЕНИЯ ОБОБЩЕННОГО ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО КЛАССА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Важной идеей настоящей работы, позволяющей существенно упростить исследования, является введение строго подчиняющегося закону Гутенберга–Рихтера обобщенного энергетического класса землетрясений $\boldsymbol{K_F}$. Его основой является энергетический класс $\boldsymbol{K}$ землетрясений, связанный с их магнитудным представлением M, выражением:

$$K = 1.5M + 4.6 \text{[Федотов, 1972]}. \quad (1)$$

Вместе с тем, принципиальной характеристикой K_F является то, что наклон графика повторяемости γ для K_F фиксирован в случае достаточно представительных выборок и строго равен 1/2. Согласно [Соломатин, 2011], при этом соблюдается строгий энергетический баланс спектра сейсмического процесса – равенство средних значений энергии, соответствующих различным участкам последнего.

Последовательное развитие идеи обобщенного энергетического класса в дальнейшем предполагает уход от существующего представления энергетической классификации землетрясений за счет переноса акцента в этой проблеме с аппаратурно-методического аспекта их регистрации на аспект генерации землетрясений в сейсмическом процессе. Аппаратурно-методические проблемы, как и подобные выражению (1) соотношения, естественно, при этом не исчезают, но ставятся в подчиненное положение.

Рассмотрим упрощенный, в значительной степени – концептуальный, алгоритм построения обобщенного энергетического класса. Пусть имеется выборка из N землетрясений с магнитудами M, которая охватывает достаточно большой временной интервал наблюдений в исследуемой области. На этом основании выборка считается полной для потенциально точного соответствия закону Гутенберга–Рихтера с учетом сбалансированности энергетического спектра представляемого ей сейсмического процесса. В этом случае предполагается, что ей можно поставить в соответствие выборку обобщенных энергетических классов K_F (в дальнейшем для упрощения индексных выражений – K), которая, будучи упорядоченной по убыванию, в точности удовлетворяет соотношению Гутенберга–Рихтера:

$$K_i = -\text{Lg}(i/N)/0.5 + K_{\min}, \quad (2)$$

где $K_{\min}$ – некоторое значение, общее для всех выборок, используемых в работе.

Далее упорядоченные по убыванию значения магнитуд M заменяются на значения обобщенного энергетического класса K, рассчитанные в соответствии с (2):

$$M_{\max} \to K_1, \ldots, M_i \to K_i, \ldots, M_{\min} \to K_N \equiv K_{\min}. \quad (3)$$

При этом в выражении (2) на основе (1) принимается нормировка:

$$M = 6 \to K = 13.6. \quad (4)$$

Условный выбор в качестве нормировочной точки значения $M = 6$, как предполагается, оптимален для совмещения различных магнитудных шкал землетрясений.

Таким образом, предложенная процедура, с одной стороны, приводит к точному соответствию каждой из исследуемых выборок, взятых в целом, закону Гутенберга–Рихтера с фиксированным параметром $\gamma = 1/2$, с другой стороны, она сохраняет ранговые соотношения величин землетрясений в соответствующих этим выборкам временных рядах.

Особенно важно, что приведенная выше методика построения обобщенной энергетической шкалы величин землетрясений позволяет избежать проблемы с нелинейностью используемых шкал и проблемы пересчета между ними, а также повысить однородность данных.

Выбор минимального уровня магнитуд для всех выборок может в значительной мере повлиять на общий результат, и для наилучшей точности построения необходимо, чтобы общее значение $M_{\min}(K_{\min})$ было определенно выше уровня надежной регистрации землетрясений. Для исследования этого аспекта в работе рассмотрены различные варианты его выбора $M_{\min}(K_{\min})$.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

С 1965 г. работы по методу ДССП традиционно охватывают наиболее активные участки сейсмогенной зоны Курило-Камчатской островной дуги и Северо-Восточной Японии [Федотов, 1965, 1968]. Этот район отличается очень высокой сейсмичностью. Здесь возникают сильнейшие землетрясения с $M = 9$, способные вызвать мощные катастрофические цунами, такие как цунами после Большого Камчатского землетрясения 4 ноября 1952 г. и цунами после землетрясения Тохоку 11 марта 2011 г. Все это определяет практическую для данного региона важность продол-

жения и развития работ по сейсмическому мониторингу и прогнозу.

В настоящей работе район исследования существенно расширен, в него включена значительная часть неглубоких землетрясений других сейсмоактивных областей Тихоокеанского сейсмического пояса, а также Юго-Восточной Азии. Естественно при этом ожидать определенной неоднородности сейсмологического материала. Ниже этот аспект учитывается наряду с другим подобным аспектом – значительным промежутком времени, охваченным исследованием: в этот длительный, в несколько десятилетий, период происходило существенное развитие международной сети наблюдений, что вело к росту полноты получаемых на ее основе сейсмологических данных.

В работе использованы сейсмологические данные каталога ISC [International ..., 2020], удобного для доступа к большим выборкам, и каталога NEIC [USGS ..., 2020], удобного для предварительного просмотра выборок землетрясений. Одно из наиболее значимых изменений для этих каталогов, как показали предварительные оценки, относится к 1990-ым гг. Подобные изменения могут оказать существенное влияние на долгосрочные (несколько десятилетий) оценки при использовании широкого энергетического диапазона землетрясений, включающего наиболее слабые из них. Использование в расчетах наиболее слабых землетрясений, как показано ниже, имеет важное значение в рамках настоящей работы.

В Тихоокеанском регионе и районе Юго-Восточной Азии на основе указанных каталогов с 1997 г. были отобраны наиболее сильные (M = = 7.5–7.6 и выше) – сильнейшие. К выделенному классу “сильнейших”, в соответствии с методом ДССП, относятся землетрясения с $M \geq 7.7$. Необходимо отметить, что в данной работе предполагается снижение границы землетрясений этого класса до указанного выше уровня 7.5–7.6. Это сделано исходя из необходимости увеличения объема используемого материала и принципиально допустимо. Для работы были отобраны землетрясения, чьи очаги в первые семь суток после основного события уверенно выделялись афтершоками на фоне сейсмичности окружающих областей и при этом не перекрывались с афтершоковыми областями предыдущих сильнейших землетрясений. Было выделено таких 35 событий (табл. 1).

В качестве модели области очага каждого из выделенных сильнейших землетрясений в работе принимался прямоугольник, охватывающий основную часть его афтершоков первых семи суток или их наибольший обособленный кластер. Последний вариант использовался для исключения вероятной сопутствующей главному событию активизации в соседних сейсмотектонических структурах.

За период 01.01.1964 г. по 31.12.2016 г. для 26-ти из указанных сильнейших событий количество предшествующих землетрясений с $K_{\min} = 10$ ($M_{\min} = 3.6$) в их очагах оказалось больше 50-ти – условного минимума[1]. Для 23-х событий эти пространственно-временные выборки содержали более чем 50 землетрясений с $K_{\min} = 12$ ($M_{\min} = 4.9$) (см. табл. 1).

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ВАРИАЦИЙ СЕЙСМИЧНОСТИ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИХ ПРОЦЕСС ПОДГОТОВКИ СИЛЬНЕЙШЕГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

С учетом большого временного интервала используемых данных и принципиального для настоящей работы включения в рассмотрение наиболее слабых событий, в точности линейному соотношению Гутенберга–Рихтера обобщенные энергетические классы K, построенные по указанной выше методике, удовлетворяют лишь в целом. В большей мере ему должны удовлетворять последние, наиболее полные данные, однако использованная при построении K процедура приводит к искажениям и в этом случае. Тем не менее, такие искажения в настоящей работе – допустимый и контролируемый компромисс, позволивший эффективно объединить в общий ряд временные выборки по очаговым областям всех сильнейших землетрясений.

Объединение выборок по рассматриваемым очагам сильнейших землетрясений в общий ряд, который, как предполагается, представляет наиболее устойчивые характеристики сейсмичности на завершающей стадии подготовки очага сильнейшего землетрясения, проводилось методом “наложения эпох” с нулевым отсчетом – сильнейшим землетрясением для каждой из рассматриваемых выборок:

$$t_q = t_{ij} - t_{0j} \forall i \in \{1 \ldots N_j\} \quad \text{и} \quad \forall j \in \{1 \ldots L\} \text{ и при } q \to \{i, j\}, \tag{5}$$

где t_{ij} – время события i из временной выборки по области очага сильнейшего землетрясения j при общем числе таких событий N_j; t_{0j} – время сильнейшего землетрясения j (см. табл. 1) при общем числе таких землетрясений L; t_q – время события i из выборки j в общей временной шкале развития сильнейшего землетрясения при сведении всех значений t_{0j} к нулю.

[1] Указанный минимум размера используемых выборок в 50 событий обеспечивает приемлемую устойчивость оценок при достаточном количестве исследуемых областей очагов сильнейших землетрясений.

Таблица 1. Параметры использованных землетрясений класса “сильнейшие” 1997–2018 гг. и соответствующих им выборок предваряющих событий 1964–2016 гг.

№ п/п	Дата, дд.мм.гггг	H, км	M	Координаты эпицентра (NEIC)		Количество событий в выборке
1	**05.12.1997**	**33**	**7.8**	**162.035°E**	**54.841°N**	**112/54**
2	29.11.1998	33	7.7	124.891°E	2.071°S	7/5
3	20.09.1999	33	7.7	120.982°E	23.772°N	15/10
4	**16.11.2000**	**30**	**7.8**	**153.102°E**	**5.233°S**	**1087/729**
5	13.01.2001	60	7.7	88.660°W	13.049°N	120/47
6	**23.06.2001**	**33**	**8.4**	**73.641°W**	**16.265°S**	**118/81**
7	**08.09.2002**	**13**	**7.6**	**142.945°E**	**3.302°S**	**81/64**
8	**10.10.2002**	**10**	**7.6**	**134.297°E**	**1.757°S**	**250/168**
9	22.01.2003	24	7.6	104.104°W	18.770°N	11/10
10	**25.09.2003**	**27**	**8.2**	**143.910°E**	**41.815°N**	**168/112**
11	**17.11.2003**	**33**	**7.8**	**178.650°E**	**51.146°N**	**258/133**
12	23.12.2004	10	8.1	161.345°E	49.312°S	0/0
13	**26.12.2004**	**30**	**9.1**	**95.982°E**	**3.295°N**	**578/317**
14	20.04.2006	22	7.6	167.089°E	60.949°N	38/22
15	**03.05.2006**	**55**	**8.0**	**174.123°W**	**20.187°S**	**639/423**
16	**15.11.2006**	**10**	**8.3**	**153.266°E**	**46.592°N**	**663/351**
17	**01.04.2007**	**24**	**8.1**	**157.043°E**	**8.466°S**	**821/557**
18	15.08.2007	39	8.0	76.603°W	13.386°S	99/49
19	**19.03.2009**	**31**	**7.6**	**174.660°W**	**23.043°S**	**696/437**
20	15.07.2009	12	7.8	166.562°E	45.762°S	29/20
21	**29.09.2009**	**18**	**8.1**	**172.095°W**	**15.489°S**	**1597/826**
22	**07.10.2009**	**35**	**7.8**	**166.382°E**	**12.517°S**	**1015/664**
23	**27.02.2010**	**23**	**8.8**	**72.898°W**	**36.122°S**	**372/254**
24	**11.03.2011**	**29**	**9.1**	**142.373°E**	**38.297°N**	**2521/1183**
25	**06.07.2011**	**17**	**7.6**	**176.340°W**	**29.539°S**	**594/391**
26	31.08.2012	28	7.6	126.638°E	10.811°N	79/24
27	28.10.2012	14	7.6	132.101°W	52.788°N	9/5
28	**01.04.2014**	**25**	**8.2**	**70.769°W**	**19.610°S**	**156/79**
29	**19.04.2014**	**43**	**7.5**	**155.024°E**	**6.755°S**	**912/567**
30	**16.09.2015**	**22**	**8.3**	**71.674°W**	**31.573°S**	**515/267**
31	13.11.2016	15	7.8	173.054°E	42.737°S	47/31
32	**08.12.2016**	**40**	**7.8**	**161.327°E**	**10.681°S**	**516/329**
33	**17.07.2017**	**10**	**7.7**	**168.857°E**	**54.443°N**	**290/136**
34	**08.09.2017**	**47**	**8.2**	**93.899°W**	**15.022°N**	**188/87**
35	23.01.2018	14	7.9	149.166°W	56.004°N	–/–

Примечание. Через слеш приведены: объем пространственно-временных выборок землетрясений с $K_{min} = 10$ ($M_{min} = 3.6$), предшествовавших каждому из рассмотренных главных событий в его очаговой области с 1964 г., и объем аналогичных выборок при $K_{min} = 12$ ($M_{min} = 4.9$); серым фоном выделены главные события, для которых пространственно-временные выборки содержат более чем 50 событий, удовлетворяющих первому критерию. Жирным шрифтом выделены события, выборки которых содержат более 50 землетрясений, удовлетворяющих второму критерию.

После указанного объединения выборка t_q ($t_q < 0$) упорядочивается по возрастанию и считается временной шкалой $T–T_0$ развития обобщенного сейсмического процесса, предшествовавшего сильнейшему событию в области его готовящегося очага. Изучаемые вариации сейсмичности отражаются парами значений $\{t_q; K_q\}$.

На рис. 1 представлены данные $\{t_q; K_q\}$ для пяти сильнейших землетрясений с наибольшим числом предваряющих сейсмических событий. По объему эти данные составляют половину всего использованного в работе материала. Параметр K_q здесь представлен кумулятивным числом событий с $K_q \geq K_{min}$. Область очагов этих пяти землетрясений относится к большому региону в южной части Тихого океана, расположенному между меридианами 153.1°E и 172.1°W (см. табл. 1, события 4, 21, 22, 29), а также включает землетрясение в Северо-Восточной Японии (событие 24).

Нормировка с учетом представительности данных для каждого из исследуемых участков в работе не проводилась – считается, что большое количество предшествующих событий позволяет лишь более уверенно выделить исследуемый эффект, существующий для всех выборок априори. Определение степени надежности полученного

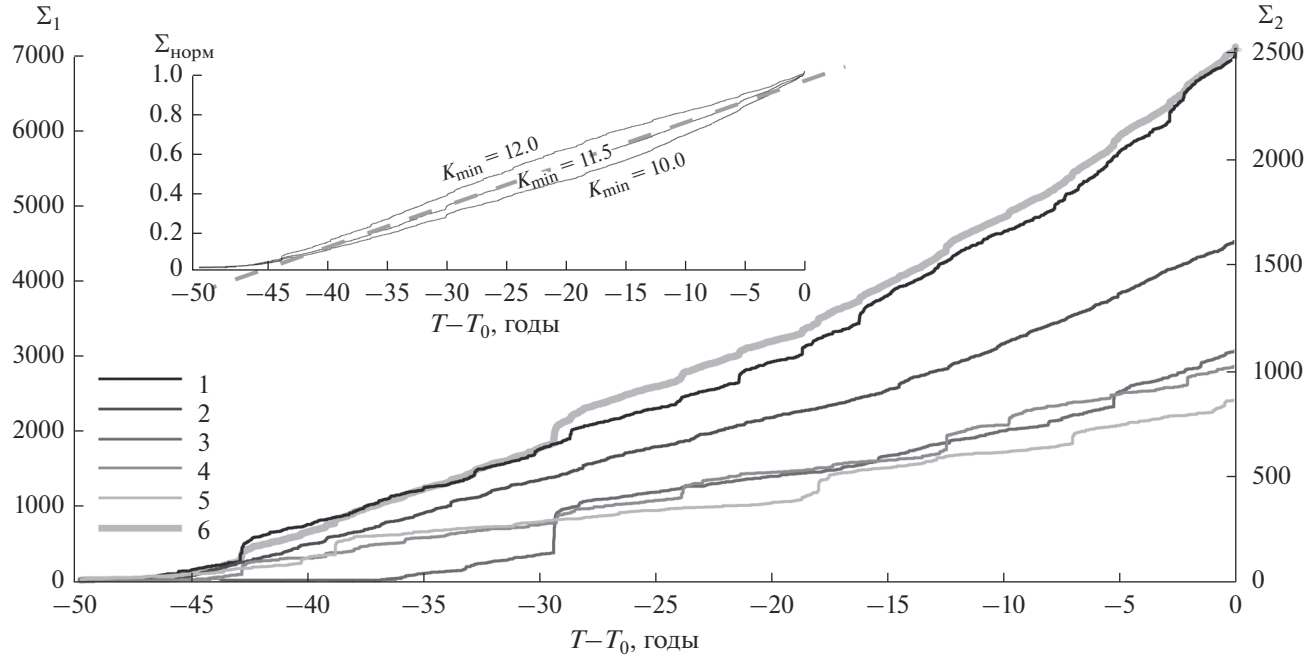

Рис. 1. Кумулятивные кривые числа событий по выборкам из очаговых областей сильнейших землетрясений (см. табл. 1) во временной шкале $T–T_0$.
1–5 – кумулятивные кривые для выборок №№ 24, 21, 4, 22, 29 соответственно (правая вертикальная ось Σ_2), $K_{\min}$ = = 10.0 ($M_{\min}$ = 3.6); 6 – аналогичная, но общая для этих выборок кумулятивная кривая (левая вертикальная ось Σ_1). На врезке приведены нормированные по общему числу значений кумулятивные кривые по всем выборкам (см. табл. 1) с $K_{\min}$ = 10.0–12.0 ($M_{\min}$ = 3.6–4.9) и их аппроксимация прямой линией.

результата предполагается на основе других критериев.

Практически непрерывно увеличивающийся наклон кумулятивных кривых (см. рис. 1) при $K_{\min} = 10.0$ ($M_{\min} = 3.6$) отчасти отражает рост полноты данных мирового каталога в последние десятилетия. Этот же эффект, по-видимому, связан и с увеличением в среднем сейсмической активности на заключительной стадии сейсмического цикла [Федотов, 1965, 2005; Родкин, 2008; Федотов и др., 2011]. Монотонность роста полноты данных мировых каталогов, а также рассмотрение различных пороговых уровней позволяют далее сделать полезные выводы без дополнительного анализа возможности разделения этих аспектов.

Вид трех кумулятивных кривых с $K_{\min}$ = 10.0–12.0 ($M_{\min}$ = 3.6–4.9) (см. рис. 1, врезка) отражает зависимость их хода от величины нижнего уровня $K_{\min}$. При их построении использовались данные для всех 35-ти сильнейших событий. Учитывая относительную полноту данных при $K_{\min}$ = 12.0 ($M_{\min}$ = 4.9) за весь используемый интервал времени, а также удовлетворительную их полноту при $K_{\min}$ = 11.0 ($M_{\min}$ = 4.3), что показано ниже, различия формы всех трех кривых отражают изменения в графике повторяемости в период подготовки сильнейшего события. Это наиболее важный предварительный вывод.

МЕТОДИКИ РАСЧЕТА НАКЛОНА ГРАФИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ

На следующем этапе исследования на основе пар значений $\{t_q; K_q\}$ был проведен расчет наклонов графиков повторяемости. Расчет проводился с использованием субвыборок заданного объема N: $\{t_i; K_i\}...\{t_{i+N-1}; K_{i+N-1}\}$ и его результаты относились к последней по времени точке.

Использованные методы расчета наклона графика повторяемости для каждой из субвыборок выглядят следующим образом:

$$\gamma_1 = \mathrm{Lg}(\mathrm{e}) \Big/ \left(\sum_{i=1}^{N} K_i/N - K_{\min} \right) \text{ [Aki,1965]}; \quad (6)$$

$$\mathrm{Lg}(i/N) \sim \gamma_2 (K_i - K_{\min}) \quad (\text{закон Гутенберга–Рихтера}); \quad (7)$$

$$K_i - \mathrm{Lg}(E^i_{med}) \sim \gamma_3 (K_i - K_{\min}) \quad [\text{Соломатин, 2011}]. \quad (8)$$

Два последних соотношения являются регрессионными, при этом в выражении (8) $E^i_{med} = \left(\sum_{n=1}^{i} E_n \right) \Big/ i$ – средняя энергия по энергетическому диапазону наиболее слабых в выборке землетрясений до значения K_i включительно, при

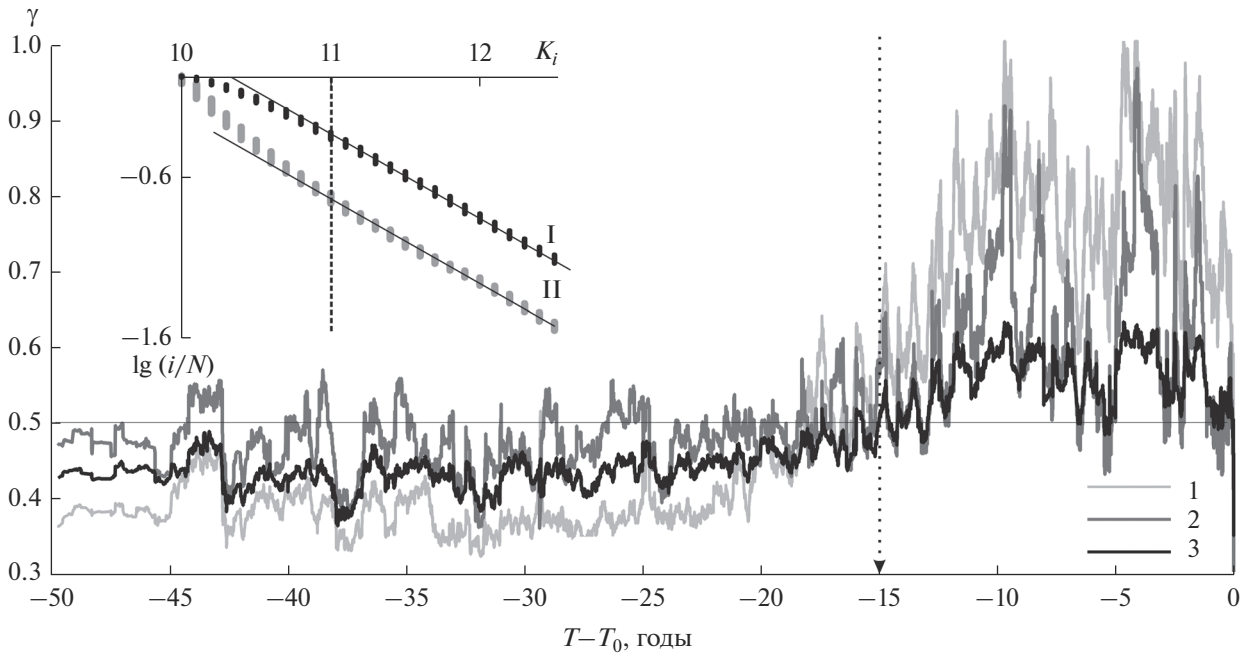

Рис. 2. Обобщенные вариации наклона графика повторяемости γ в очаге готовящегося сильнейшего события. 1–3 – вариации γ на основе выражений (6)–(8) соответственно. На врезке – фрагмент графиков повторяемости землетрясений на основе тех же данных: I – в интервале времени за 15 лет до сильнейшего события; II – то же в более ранний период. Параметры расчета указаны в тексте.

этом $E_n = 10^{Kn}$ – энергия, соответствующая энергетическому классу K_n.

Особенностью выражения (6) является то, что в нем наибольшее влияние на результат оказывают самые слабые события, и наклон в этой области наиболее значим в оценке γ.

Самыми сбалансированными и устойчивыми из представленных вариантов оценок величины γ являются результаты на основе регрессионного соотношения (8).

Регрессионное соотношение на основе закона Гутенберга–Рихтера (7) по устойчивости результатов к локальным вариациям в энергетическом спектре землетрясений занимает промежуточное положение [Соломатин, 2011]. Достаточно сильное влияние в этом последнем случае могут также оказывать отдельные, наиболее значимые по величине события.

ИЗУЧЕНИЕ ВАРИАЦИЙ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО СПЕКТРА СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ПРИ ПОДГОТОВКЕ СИЛЬНЕЙШЕГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

На рис. 2 представлен обобщенный ход величин наклона графика повторяемости γ в очаге готовящегося сильнейшего землетрясения за 50 лет до него ($T - T_0 = -50$–0 лет). Его построение велось по методикам, представленным выше.

Величины γ для ветвей графика 1–3 рассчитаны на основе выражений (6)–(8), соответственно, с использованием скользящих субвыборок объемом $N = 151$. Общее число временных отсчетов при использованном ограничении $K_{\min} = 10$ ($M_{\min} = 3.6$) – 14292.

Выбор наиболее низкого порога $K_{\min}$ при построении графиков на рис. 2 позволяет оценить уровень, обеспечивающий полноту используемых данных, а использованная величина объема субвыборок N обеспечивает высокую разрешающую способность оценок.

Пониженная оценка средней величины $\gamma = 0.35$–0.45 в начальной, при $T-T_0 < -15$ лет, части графиков рис. 2 (использованная при этом отметка –15 лет соответствует началу заключительной стадии сейсмического цикла согласно методу ДССП) с учетом заданного при построении шкалы K значения $\gamma = 1/2$ связана с неполнотой используемых данных в области слабых землетрясений в более ранние периоды сейсмологических наблюдений.

Согласно фрагменту графиков повторяемости (см. рис. 2, врезка), удовлетворительная полнота данных за весь исследуемый период обеспечивается при $K_{\min} = 11$ ($M_{\min} = 4.3$). Симметричная нелинейность обоих графиков объясняется, с одной

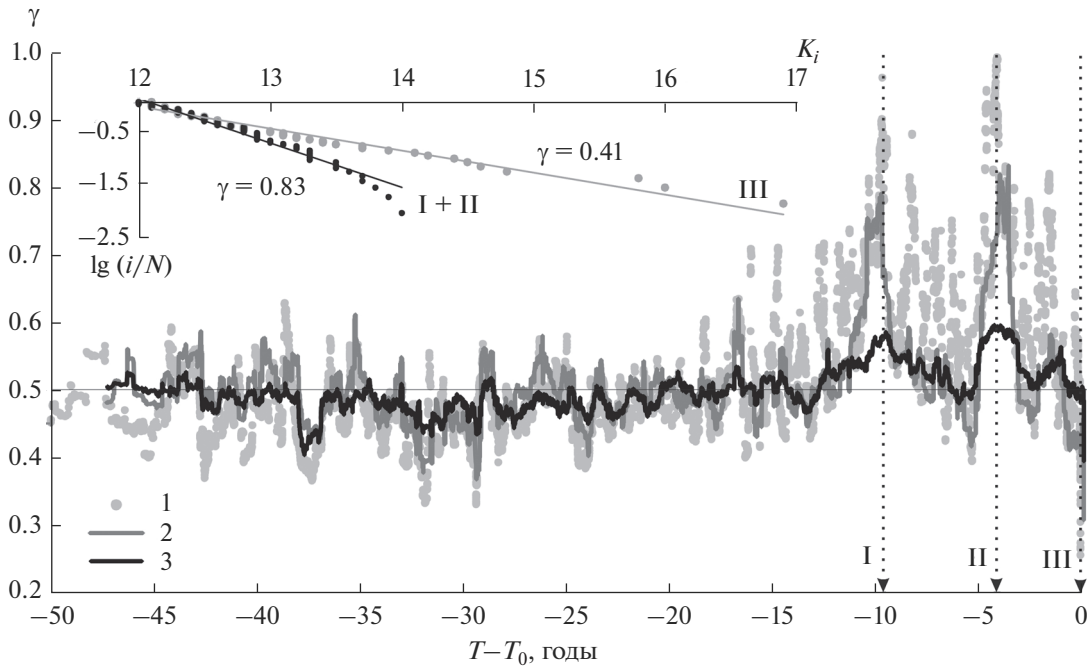

Рис. 3. Обобщенные вариации наклона графика повторяемости γ в очаге готовящегося сильнейшего события при $K_{min} = 11$ ($M_{min} = 4.3$) и $K_{min} = 12$ ($M_{min} = 4.9$).
1 – вариации γ для данных при $K_{min} = 11$ на основе выражения (7); 2 – то же для данных при $K_{min} = 12$; 3 – вариации γ на основе выражения (8), см. текст, при $K_{min} = 12$. На врезке – графики повторяемости для данных во временных диапазонах вблизи пиковых величин I и II (данные при построении объединены) и на интервале снижения γ в форшоковый период – III.

стороны, неполнотой данных, преимущественно, в начальной части временной шкалы, с другой – упрощениями при построении обобщенного энергетического класса K.

Здесь важно отметить, что на всех трех линиях (см. рис. 2) наблюдается существенное повышение величин γ в периоды ΔT ($\Delta T = T_0 - T$) около 2–5 и 8–12 лет до момента главного события T_0. Форшоковый, непосредственно предшествующий главному событию, интервал времени характеризуется резким уменьшением γ до среднего значения и даже ниже его, в полном соответствии с моделью [Соболев и др., 2009].

На рис. 3 представлены графики, построенные аналогичным образом для более полных данных – при $K_{min} = 11$ и 12 (общее число временных отсчетов в 13701 и 7406 соответственно) на основе выражений (7) и (8).

Согласно [Соломатин, 2011], эти выражения отличаются слагаемым, определяемым величинами наиболее сильных землетрясений в выборках. Для приведения величин γ к единому уровню с учетом этого эффекта была введена соответствующая коррекция для выражения (8) равная +0.02.

Очевидно, что энергетические диапазоны землетрясений при ограничении $K_{min} = 11–12$ для целей определения наклона графика повторяемости вполне приемлемы: все три графика вариаций величины γ вплоть до ее пиков вблизи отметок 10 лет имеют наклон, близкий к исходному (1/2) и не показывают заметных аномалий.

При сопоставлении рис. 2 и 3 с учетом свойств оценок на основе выражений (6)–(8) очевидно, что отмеченные выше значимые аномалии относятся, главным образом, к более слабым событиям.

Ход кривых графика повторяемости для объединенных данных вблизи временных отметок –10 лет (ΔT = 9.5–10.5 лет) и –4 года (ΔT = 3.7–4.4 года) (см. рис. 3, врезка) кроме высокой величины γ ~ 0.8 указывает также на дополнительное, нелинейное ограничение в районе максимальных для этих данных уровней классов K = 13.5–14.0 (M = 5.9–6.3).

Линейная аппроксимация графика повторяемости в форшоковый период ($\Delta T \leq 0.12$, см. рис. 3, врезка – ветвь графика III) с наклоном до значений γ ~ 0.4 включает в себя форшоки этого периода, по уровню близкие к сильнейшим событиям [Федотов и др., 1993]. На это указывают наибольшие по K значения, максимальное из которых K = = 16.9, согласно (1), соответствует M = 8.2.

Важной проблемой, еще не решенной до этого момента, является доказательство того, что полученные результаты в их характерном аспекте –

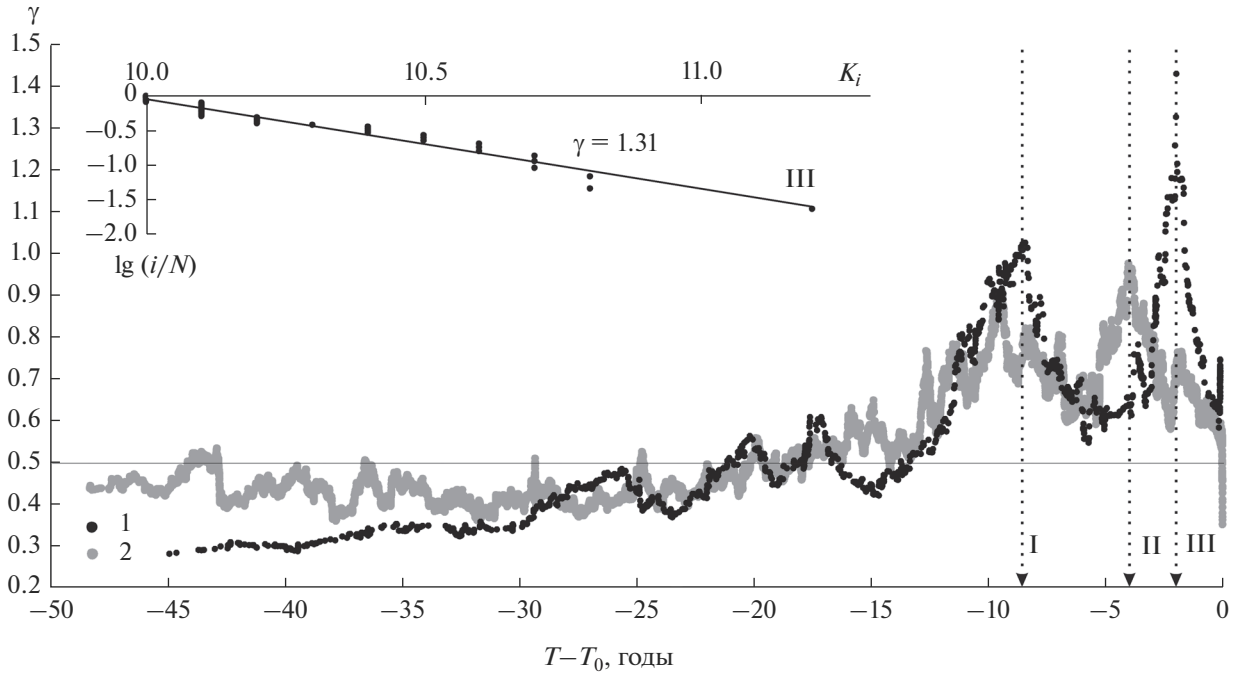

Рис. 4. Обобщенные вариации наклона графика повторяемости γ на основе выборок для очаговых областей сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги и прилегающих районов, а также землетрясений для очаговых областей других регионов.
1 – вариации параметра γ на основе выражения (6) для выборок по очагам сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги и прилегающих районов, $K_{min} = 10$; 2 – то же по очагам других регионов, $K_{min} = 11.5$. На врезке – график повторяемости для данных по очагам сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги и прилегающих районов в диапазоне $\Delta T = 1.5–2.8$ года (пик III).

пиковом характере аномалий хода параметра γ, не определяются особенностями отдельных выборок или сейсмоактивных районов, включающих ряд таких выборок.

На рис. 4 представлены вариации наклона графика повторяемости γ на основе двух разных выборок: 1) выборки для очаговых областей сильнейших землетрясений Курило-Камчатской дуги и прилегающих районов (события №№ 1, 10, 16 34, см. табл. 1); этот регион можно на основе исследований по методу ДССП считать однородным по сейсмотектоническим условиям; 2) выборки на основе очаговых областей сильнейших, в основном – землетрясений южной части Тихого океана (события 4, 21, 22, 29, см. табл. 1); условно сюда же отнесена и область землетрясения Тохоку (событие 24, см. табл. 1), для которой имеющиеся данные не так детальны, как для первой выборки.

Графики на рис. 4 построены на основе выражения (6) – наиболее чувствительного в диапазоне слабых землетрясений. Уровни $K_{min} = 10$ и $K_{min} = 11$, а также длины выборок в скользящих интервалах расчетов ($N = 71$ и 151 соответственно) выбраны для максимально представительного отображения пиков параметра γ.

Очевидно существенное повышение наклонов графика повторяемости для очаговых зон Курило-Камчатской дуги и прилегающих районов с максимумами при $\Delta T = 8.6$ лет[2] (см. рис. 4, отметка I) и $\Delta T = 2$ года (отметка III). Для остальных сейсмоактивных регионов наиболее значимыми являются максимумы при $\Delta T = 9.6–10.2$ и 4 года (отметки I и II). Важно, что указанные выше пики при $\Delta T = 8.6$ и 2 года находят отражения и в этих данных. Это указывает на то, что в плане отмеченных аномалий Курило-Камчатская дуга и прилегающие районы не являются уникальными.

На врезке к рис. 4 приведен график повторяемости для пика III вблизи временного отсчета −2 года ($\Delta T = 1.5–2.8$ года). Как и на врезке к рис. 3, для указанных данных наклон графика повторяемости очень высок, но нелинейное ограничение в области максимальных значений K выражено несколько слабее, чем на рис. 3 и "компенсируется" событием с $K = 11.2$. Этот факт указывает на неустойчивость подобных ограничений для максимальных величин землетрясений и высокую вероятность последующей "компенсации" образу-

[2] В работе [Соломатин, 2014] период 8.5–8.6 выделен в качестве одного из основных для сейсмичности Курило-Камчатской дуги.

ющегося дефицита отдельными, существенно более сильными событиями (форшоками, в том числе удаленными по времени). Это явление представляется очень важным и в дальнейшем требует более глубокого изучения.

В целом, все приведенные выше данные указывают на существование чередования наклонов графика повторяемости в пределах будущего очага сильнейшего землетрясения в процессе его подготовки. Значимо выделяются, по крайней мере, два максимума величины наклона графика повторяемости: во временных интервалах ΔT = = 8–12 и 2–5 лет.

Наиболее вероятный фактор, определяющий процесс образования указанных пиков, – относительная активизация в диапазоне наиболее слабых землетрясений. Позже реализуется процесс выравнивания активности согласно закону Гутенберга–Рихтера в пределах всего энергетического диапазона сейсмических событий.

Можно заметить, что именно выделенные в настоящей работе и отмеченные выше пикообразные вариации в пределах энергетического спектра сейсмического процесса могут играть существенную роль в наблюдаемой его неоднородности. Такая неоднородность развития сейсмического процесса на III, заключительной стадии сейсмического цикла неоднократно отмечалась в работах по ДССП.

В то время как неоднородность сейсмического процесса, как правило, оказывает негативное влияние на устойчивость среднесрочно-краткосрочных прогнозов сейсмической опасности, указанные пики могут стать важным фактором среднесрочного уточнения сейсмической опасности. Кроме того, на основе дальнейшего слежения за уменьшением наклона графика повторяемости возможны и краткосрочные (первые месяцы) ее уточнения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье рассмотрен важный аспект сейсмического процесса – изменения в распределении землетрясений по их энергиям в очагах готовящихся сильнейших ($M \geq 7.7$) землетрясений. Для описания этих изменений в статье предложено представление об энергетическом спектре сейсмического процесса. В самом первом приближении этот спектр определяется законом Гутенберга–Рихтера.

Для более полного описания энергетических характеристик сейсмичности использовано сопоставление результатов на основе трех методов определения наклона графика повторяемости, существенно отличающихся по степени представления различных энергетических диапазонов сейсмической активности.

Для устранения принципиальной нелинейности графика повторяемости, присущей практически всем энергетическим шкалам землетрясений, а также унификации данных, имеющихся для различных регионов, в работе предложено представление об обобщенном энергетическом классе K_F.

На основе реализации указанных идей для очагов сильнейших землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса и Юго-Восточной Азии показаны существенные пикообразные вариации наклона графика повторяемости γ, привязанные к некоторым фиксированным периодам подготовки сильнейшего землетрясения. Показано также существенное снижение величины этого параметра в форшоковый период.

В то же время, изменения в энергетическом спектре сейсмического процесса на практике имеют значительно более сложный характер. Поэтому необходимо развитие и других методов, в большей степени приспособленных к детальному представлению энергетических свойств сейсмичности.

Отмеченные в работе закономерности могут быть использованы непосредственно для повышения надежности долгосрочных прогнозов, а также для среднесрочно-краткосрочного уточнения уровня сейсмической опасности. В то же время, найденные закономерности предполагаются связанными с квазирегулярными периодичностями, поэтому высока вероятность “ложных” прогнозов на их основе. Эта проблема требует отдельного изучения.

В практическом плане пропуск сильнейшего землетрясения и неготовность к нему приводят к значительно худшим последствиям, чем “ложная” тревога при условии адекватности, комплексности и своевременности превентивных мер по обеспечению сейсмобезопасности. Важным примером здесь может служить катастрофическое по последствиям землетрясение Тохоку ($M = 9$), произошедшее 11.03.2011 г. Это землетрясение в точном соответствии со “сценарием форшоков” 09.03.2011 г. предварялось сильным, $M = 7.3$, событием-форшоком [Федотов и др., 2012], который, к сожалению, не был учтен. Этот пример хорошо подчеркивает важнейшую роль принципа сбалансированности текущих оценок уровня сейсмической опасности в ее долгосрочном и в среднесрочно-краткосрочном аспектах, с одной стороны, и необходимой степени готовности к ее возможным последствиям, с другой.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ДССП

Самое активное внимание принципу сбалансированности сейсмического риска и готовности к его последствиям в одном из самых угрожаемых

в настоящее время регионов страны – на Камчатке – на протяжении многих лет уделял акад. С.А. Федотов. Благодаря его неустанной научной и организационной деятельности и при поддержке научных организаций, в том числе Института вулканологии ДВО РАН, ДВО РАН, РАН, а также РГ "Риск и безопасность", МЧС, администрации Камчатского края и других заинтересованных организаций, на основе данных долгосрочного прогноза ДССП были развернуты государственной важности работы по обеспечению безопасности жителей экономического и культурного форпоста страны на Дальнем Востоке – г. Петропавловск-Камчатский. Эти работы в разное время поддерживались на самом высоком уровне: Советом Министров СССР, президентами РФ Д.А. Медведевым и В.В. Путиным. В результате масштабных строительных мероприятий к настоящему времени большая часть жилого фонда Краевого центра Камчатки имеет необходимую сейсмостойкость, в то время как по разным причинам она не была обеспечена в период наиболее массового строительства.

Тем не менее, до сих пор значительная часть существующего жилого фонда г. Петропавловск-Камчатский не имеет необходимого уровня сейсмической безопасности, поэтому научно-организаторские работы по обоснованию необходимых превентивных мер должны продолжаться. Уже, к сожалению, без Сергея Александровича Федотова.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены частично при поддержке Программы ДВО РАН Дальний Восток, проект № 18-5-002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Востриков Г.А. Связь параметров графика повторяемости, сейсмического течения и очага землетрясения // Труды ГИН. Вып. 482. М.: ГИН РАН, 1994. 292 с.

Герус А.И., Викулин А.В. Геодинамические волны деформации в блоковой геосреде и их модельное представление в виде волн миграции сейсмической и вулканической активности // Материалы XX региональной научной конференции "Вулканизм и связанные с ним процессы", посвященной Дню вулканолога, 30–31 марта 2017 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 110–113.

Гусев А.А. О реальности 56-летнего цикла и повышенной вероятности сильных землетрясений в Петропавловске-Камчатском в 2008–2011 гг. согласно лунной цикличности // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 55–65.

Киссин И.Г. Флюидный режим очага и области подготовки землетрясения // Физика Земли. 2016. № 5. С. 102–119.

Моги К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 382 с.

Родкин М.В. Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 66–77.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. О параметрах закона повторяемости землетрясений // Геофизика и физика взрыва. Избранные труды / Под ред. М.А. Садовского. М.: Наука, 1999. С. 266–269.

Серафимова Ю.К., Широков В.А. Прогнозирование сильных землетрясений, вулканических извержений и цунами для различных регионов Земли на основе изучения их связи с лунным приливом 18.6 г. и 22-летним Хейловским циклом солнечной активности // Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке. К 50-летию детальных сейсмологических наблюдений / Под ред. Е.И. Гордеева, В.Н. Чеброва. Владивосток: Новая книга, 2012. С. 305–328.

Соболев Г.А. Возникновение колебаний 11-часового периода после землетрясения Тохоку // Докл. АН. 2018. Т. 480. № 3. С. 348–352.

Соболев Г.А., Арора Б., Смирнов В.Б. и др. Прогностические аномалии сейсмического режима. Т. II. Западные Гималаи // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 23–36.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Акатова К.Н. Временная и пространственная структура длиннопериодных колебаний после землетрясений // Физика Земли. 2018. № 3. С. 1–15.

Соломатин А.В. Закон повторяемости землетрясений и энергетический баланс сейсмического процесса // Вопросы инженерной сейсмологии. 2011. Т. 39. № 4. С. 39–48.

Соломатин А.В. Развитие теории и методологии долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги (С.А. Федотов) / Дис. ... канд. физ.-мат. наук. Петропавловск-Камчатский, 2013. http://www.dslib.net/geo-fizika/razvitie-teorii-i-metodologii-dolgosrochnogo-sejsmicheskogo-prognoza-dlja-kurilo.html

Соломатин А.В. Исследование связи вулканической активности и сильнейших землетрясений Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 2014. № 1. С. 61–76.

Тарасов Н.Т. О влиянии солнечной активности на сейсмичность Земли // Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием "Триггерные эффекты в геосистемах", 6–9 июня 2017 г. / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС, 2017. С. 356–365.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Влияние на сейсмичность электромагнитных полей и взрывов, геодинамические последствия // Материалы V Международной конференции "Триггерные эффекты в геосистемах", 4–7 июня 2019 г. / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М: Изд-во "ТОРУС ПРЕСС", 2019. С. 113–122. https://doi.org/10.26006/IDG.2019.5.34102

Тихонов И.Н. Обнаружение и картирование сейсмических затиший перед сильными землетрясениями Японии // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 1–17.

Федотов С.А. О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Труды ИФЗ АН СССР. 1965. № 36. С. 66–93.

Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121–150.

Федотов С.А. Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.

Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М.: Наука, 2005. 302 с.

Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Афтершоки и область очага Средне-Курильского землетрясения 15.XI 2006 г., M_s = 8.2; долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IV 2008–III 2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 3–23.

Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2010–VIII 2015 гг., достоверность предыдущих прогнозов и их применение // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 3–27.

Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2011–VIII 2016 гг.; вероятные место, время и развитие следующего сильнейшего землетрясения Камчатки с $M \geq 7.7$ // Вулканология и сейсмология. 2012. № 2. С. 3–26.

Федотов С.А., Соломатин А.В. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на IX 2013–VIII 2018 гг.; особенности сейсмичности дуги в период предшествовавших глубоких охотоморских землетрясений 2008, 2012 и 2013 гг. с M = 7.7, 7.7 и 8.3 // Вулканология и сейсмология. 2015. № 2. С. 3–19.

Федотов С.А., Соломатин А.В. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на VI 2019–V 2024 гг.; свойства предшествующей сейсмичности в I 2017–V 2019 гг. Развитие и практическое применение метода ДССП // Вулканология и сейсмология. 2019. № 6. С. 6–22.

Федотов С.А., Чернышев С.Д., Чернышева Г.В., Викулин А.В. Уточнение границ очагов землетрясений с $M \geq$ 73/4 свойств сейсмического цикла и долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги // Вулканология и сейсмология. 1980. № 6. С. 52–67.

Федотов С.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Оценка сейсмической опасности землетрясений с $M \geq 6$, сопровождающих сильнейшие (M = 8) тихоокеанские землетрясения // Вулканология и сейсмология. 1993. № 6. С. 3–12.

Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности. Burgas: SWB, 2008. ISBN 978-9952-451-00-9. 304 с.

Широков В.А. Влияние девятнадцатилетнего прилива на возникновение больших камчатских извержений и их долгосрочный прогноз // Геологические и географические данные о БТТИ, 1975–1976 гг. М.: Наука, 1978. С. 164–170.

Aki K. Maximum Likelihood Estimate of b in the Formula lg N = a – bM and Its Confidence Limits // Bull. Earthq. Res. Ins. 1965. V. 43. P. 237–239.

International Seismological Centre (2020), On-line Bulletin.
https://doi.org/10.31905/D808B830

Kiryukhin A.V., Fedotov S.A., Solomatin A.V., Kiryukhin P.A. Geomechanical Interpretation of Seismicity on Kamchatka Shelf: Applications for Seisмic Forecast and Hydrocarbon Exploration // Geomodel 2018 – 20th Conference on Oil and Gas Geological Exploration and Development. 2018.
https://doi.org/10.3997/2214-4609.201802430

Ogata Y. Statistical Model for Standard Seismicity and Detection of Anomalies by Residual Analysis. Earthquake Hazard and Prediction: Time-Variable Earthquake Hazard / Ed. F. Evison // Tectonophysics. 1989. 169 (spec. sect.). P. 159–174.

USGS Earthquake Hazards Program (2020). https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map

Wyss M., Habermann R.E. Precursory Seismic Quiescence // Pageof. 1988. V. 126. P. 319–332.

The Energy Spectrum of the Seismic Process in the Application to the Long-Term Seismic Forecast and Mid- and The Short-Term Seismic Hazard Accuracy Improving

A. V. Solomatin*

Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bulv. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia

**e-mail: alf55@mail.ru*

The development of seismic process in the focal zones of the strongest ($M \sim 8$) earthquakes in the Pacific seismic belt and South-East Asia is analyzed. In order to improve the homogeneity of data related to different seismic active regions, a generalized energy class of earthquakes has been proposed. This idea is also a promising alternative to the existing method of energy classification of earthquakes. An important characteristic of the development of the focal zone of the strongest event is considered – the energy spectrum of the seismic process, the first approximation of which is considered the Gutenberg–Richter Law. The methods of its research are proposed and it was noted a significant peak-shaped increase in the slope of the earthquake recurrence graph in the interval of 5–10 years before the strongest event and its decrease immediately before it. The marked peak anomalies are presumably of a recurring, quasi-periodical nature, and the periods of their manifestation before the strongest event may differ in different regions. The obtained results can be used in the future both for improving the reliability of long-term seismic forecasts and for the mid- and short-term seismic hazard level accuracy improving.

Keywords: seismic process, Gutenberg–Richter Law, energy spectrum of seismic process, seismic forecast

ПАМЯТИ ЧЛЕНА РЕДКОЛЛЕГИИ ЖУРНАЛА “ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ” ВИКТОРА МИХАЙЛОВИЧА СУГРОБОВА

20 декабря 2020 г. ушел из жизни член редколлегии журнала “Вулканология и сейсмология” Виктор Михайлович Сугробов – один из ведущих специалистов в стране в области гидрогеологии и геотермии вулканических областей.

Виктор Михайлович родился 25 декабря 1932 г. в г. Ярцево Смоленской области. После окончания в 1956 г. Московского геологоразведочного института он начал плодотворно работать в области гидрогеологии и геотермии и в 1968 г. стал заведующим Лабораторией гидрогеологии и геотермии Института вулканологии СО АН СССР (ныне – Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН). В 1972–1995 гг. Виктор Михайлович наряду с лабораторией возглавлял Отдел геотермии и геохимии, а в 1978–1986 гг. занимал должность заместителя директора Института по научной работе. После 1995 г. он продолжал исследования в Москве, а в 2001 г. вернулся в Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, где работал до 2013 г.

Исследования Виктора Михайловича включали изучение Паужетского геотермального месторождения с целью обоснования строительства первой в СССР Паужетской геоэлектрической станции, изучение подземных вод юга Западно-Сибирского артезианского бассейна, оценку гидрогеологических параметров теплоносителя из геотермальных скважин и возможности использования геотермальной энергии магматических очагов вулканов, а также изучение проблем функционирования гейзеров и оценки геотермальных ресурсов. Он инициировал и участвовал в многолетних исследованиях теплового потока Камчатки и прилегающих морских акваторий, руководил работами по бурению скважин для измерения теплового потока, почвенно-газовой съемке, газогидрохимическому опробованию геотермальных скважин и крупномасштабному геологическому картированию. Виктор Михайлович опубликовал лично и в соавторстве более 100 научных работ, в том числе 6 монографий. Он являлся одним из составителей “Международного геолого-геофизического атласа Тихого океана”, участвовал в работе международных научных организаций в качестве члена комиссии по тепловому потоку и члена исполкома Международной ассоциации вулканологии и химии недр Земли, награжден памятной медалью “100 лет международной геофизике” и серебряной медалью ВДНХ.

Научные и научно-организационные достижения Виктора Михайловича отмечены награждением орденом “Дружбы народов” и присвоением звания лауреата Государственной премии РФ в области науки и техники.

Уход из жизни Виктора Михайловича – прекрасного человека, видного ученого и глубокоуважаемого коллеги – является тяжелой потерей. Его светлый образ навсегда останется в нашей памяти.

Редколлегия журнала “Вулканология и сейсмология”, сотрудники Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН