



27-й
МЕЖДУНАРОДНЫЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОНГРЕСС

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ
И ПРЕДУПРЕЖДЕНИЕ
СТИХИЙНЫХ БЕДСТВИЙ

Коллоквиум 06

Доклады

Том 6



СССР

Москва 4-14 августа 1984

27-й
МЕЖДУНАРОДНЫЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОНГРЕСС



СССР
Москва
4-14 августа 1984

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ
И ПРЕДУПРЕЖДЕНИЕ
СТИХИЙНЫХ
БЕДСТВИЙ

Коллоквиум 06
Доклады
Том 6



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1984



В сборнике содержатся статьи, касающиеся изучения стихийных явлений природы: землетрясений, извержений вулканов, цунами, оползней. Обсуждаются программы исследований, природа и теоретические модели явлений, их предвестников и опыт прогноза.

Редакционная коллегия:

С.А. ФЕДОТОВ (отв. редактор), И.Н. ГАЛКИН,
А.В. НИКОЛАЕВ, Е.Н. СЕДОВА

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ПРЕДУПРЕЖДЕНИЕ СТИХИЙНЫХ БЕДСТВИЙ. 27-й МГК, К.06

Утверждено к печати Организационным комитетом 27-го Международного геологического конгресса

Редактор *М.И. Кузнецова*. Художник *Ф.Н. Буданов*. Художественный редактор *Т.П. Поленова*
Технический редактор *А.Л. Шелудченко*. Корректор *Т.И. Шеловалова*

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

Подписано к печати 05.04.84. Т—09606. Формат 70 x 100 1/16. Бумага для глубокой печати. Гарнитура Универс
Печать офсетная. Усл. печ. л. 12,4. Усл. кр.-отт. 12,6. Уч. изд-л. 14,8. Тираж 3000 экз. Тип. зак. 1351. Бесплатно
Заказное

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ: ОЧАГ, ОПАСНОСТЬ, КАТАСТРОФА

Н.В. ШЕБАЛИН

Институт физики Земли АН СССР, Москва, СССР

ВВЕДЕНИЕ. ВСЕ ЛИ СИЛЬНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ОПАСНЫ?

Землетрясение внушает страх. Громадные убытки и жертвы кажутся неизбежным следствием "больших" землетрясений. Человечество хочет защиты от этих бедствий, хочет смягчения последствий землетрясений. В ответ на вызов стихии развиваются два основных вида защиты — сейсмостойкое строительство и прогноз землетрясений. Сейсмостойкое строительство требует больших затрат. Для правильного размещения дополнительных капиталовложений выполняются прогноз мест будущих землетрясений (сейсмическое районирование) и оценка сейсмического риска (для сбалансирования дополнительных затрат и предотвращенных убытков). Введение фактора времени ожидания землетрясения в сейсмическое районирование приводит к долгосрочному сейсмическому прогнозу.

Оценка мест возникновения будущих землетрясений по принципу сейсмического актуализма неэффективна и приводит к большим ошибкам типа пропуска цели: силь-

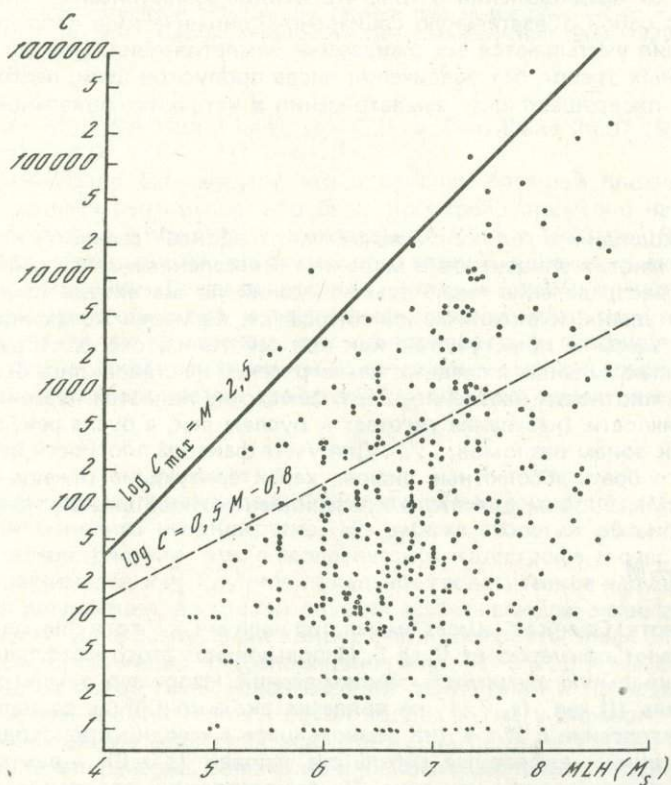


Рис. 1. Зависимость числа жертв землетрясений от магнитуды (все регионы Земли, 1900—1972 гг.)
 C — число жертв по [4] с уточнениями автора

ные землетрясения возникают в совершенно новых местах не менее, если не более охотно, чем в привычных, известных ранее очагах. В особенности это касается континентальных (межплитовых и внутриплитовых) землетрясений, где в вопросах поиска мест ожидаемых землетрясений тектоника плит не проявила особых преимуществ. Однако метод геологических критериев сейсмичности, в котором объявляются все места, тектонически эквивалентные тем, где уже известны большие очаги [7], приводит к разрастанию числа критериев и области их распространения после каждого сильного землетрясения, возникшего в новой геологической ситуации. Это является причиной больших ошибок типа ложной тревоги.

Новейшие методы картирования сейсмической опасности более совершенны. Например, "болгарский алгоритм" Рейснера, Шолпо, Шебалина, Бунэ и др. [10] учитывает как способность среды накапливать упругую энергию, так и способность структур выделять ее в сейсмических очагах. Однако в целом последовательности наших карт районирования выявляют от десятилетия к десятилетию тенденцию к росту ошибок ложной тревоги [6].

На определенную долю таких ошибок можно было бы пойти: анализ имеющихся данных показывает, что общество в среднем готово платить 5 млн. руб., чтобы избежать при землетрясении убытков в 1 млн. [6]. Однако это имело бы смысл, если бы каждое достаточно сильное землетрясение приводило к катастрофическим последствиям.

На рис. 1 представлены данные файла МЦД-А по сейсмическим катастрофам [11], скорректированные по многочисленным первоисточникам. Выявляется поразительная картина: достаточно четко фиксируется лишь предел смертоносных возможностей землетрясения с данной магнитудой и для любой магнитуды число жертв варьирует от этого предела вниз до нуля. Из приведенного анализа следует, что лишь малая доля сильных землетрясений вызывает жертвы: это 80% землетрясений с $M \geq 8$; 23% — для $M = 7,5 \div 7,9$; 13% — $M = 7,0 \div 7,4$ и всего 6% для $M = 6,5 \div 6,9$. Нам, очевидно, следует отказаться от представления о том, что всякое землетрясение большой амплитуды представляет собой обязательную социально-экономическую опасность. Но в методах районирования учитываются все ожидаемые землетрясения. Для того чтобы уменьшить долю ложных тревог без увеличения числа пропусков цели, необходимо понять, какие факторы превращают очаг землетрясения в источник социально-экономической катастрофы.

ОБЪЕКТ

Первым приходящим в голову объяснением парадокса "дефицита катастроф" является положение многих эпицентров в море или ненаселенных местах. Оно тут же легко опровергается: распределение числа землетрясений по магнитуде примерно одинаковое в континентальной и океанической литосфере, вариации коэффициента в уравнении Гутенберга здесь не помогут, так как при действии этого фактора примерно одинаковое количество сильных и средних землетрясений не становились бы катастрофами.

Обратимся к плотности населения. Этот фактор не является независимым по отношению к сейсмичности (население тяготеет к руслам рек, а русла рек, в свою очередь, могут тяготеть к зонам разломов, . . .). Для учета фактора плотности населения нельзя, очевидно, просто брать абсолютные цифры, характеризующие тяжесть поражения при землетрясении. Мы вводим для этого коэффициент относительной тяжести поражения (см. рис. 1):

$$s_c = \log C + 8 - M,$$

где C — число жертв. Оценка s_c имеет смысл при наличии хотя бы одной жертвы, а значения варьируют примерно от 0 до 5. Использование этого коэффициента позволяет оценивать социальную значимость землетрясений. Например, землетрясение с $M = 8$, вызвавшее гибель 10 чел. ($s_c = 1$), не является сколько-нибудь социально значимым. Напротив, землетрясение с $M = 4$ (на земном шаре ежегодно происходят сотни тысяч таких землетрясений), вызвавшее гибель ста человек ($s_c = 6$), — важнейшее событие, заслуживающее всестороннего изучения. Из землетрясений последних лет по несоизмерно большому, трагическому числу жертв выделяются землетрясения в Агадире

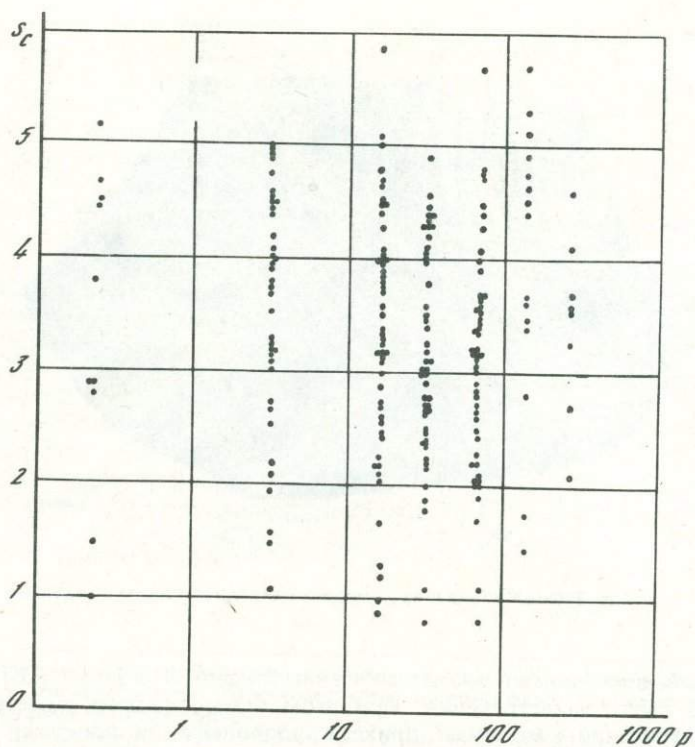


Рис. 2. Зависимость относительной тяжести поражения при землетрясении $s_c = \log C + 8 - M$ от плотности населения p , чел./км² (Средиземноморье и Центральная Азия, 1900–1979 гг.)

29.02.1960 г. ($M = 5,9$; $C = 12000$ чел., $s_c = 6,2$) и Тянь-Шане 28.07.1976 г. ($M = 7,9$; $C = 655000$ чел., $s_c = 54,9$).

Казалось, можно было бы ожидать, что в районах большой плотности населения коэффициент s_c должен быть выше. Это было проверено примерно на 300 землетрясениях Средиземноморья, Передней и Центральной Азии с 1900 по 1979 г. (рис. 2). Результат оказался неожиданным: относительная тяжесть поражения очень слабо зависит от плотности населения. Те землетрясения, которые какими-то иными причинами были обречены на то, чтобы стать катастрофами, сумели найти свои жертвы в полупустынных зонах почти так же успешно, как и в плодородных, густонаселенных местах. Мы вынуждены теперь искать эти причины не среди социальных, а среди геофизических факторов. Обратимся прежде всего к свойствам самого очага землетрясения.

ОЧАГ

В истории сейсмологии представление об очаге сильного землетрясения, его общепринятые модели менялись неоднократно. На рубеже столетий общепринятым было представление о землетрясении как о геологической катастрофе, и очаг землетрясения естественно воспринимался как крупное локальное геологическое нарушение, мгновенная кластическая дислокация, во многих случаях захватывающая земные слои до самой дневной поверхности. Зона разрушений вокруг очага таких катастроф, блестяще описанных Богдановичем, Бронниковым, Вознесенским и др. [1–3 и др.], выглядела как естественный переход от узкой полосы хаотических разрушений к ненарушенному окружению. В наше время свежий геологический подход к очагу сильного землетрясения сохранился у немногих. Из советских исследователей назовем Губина и, конечно же, блестящую группу Флоренсова, Солоненко и их последователей [4 и др.].

Последовавшее в первой половине XX в. энергичное развитие физической сейсмологии резко сместило все акценты. Оказалось возможным издали, по записям сейсми-

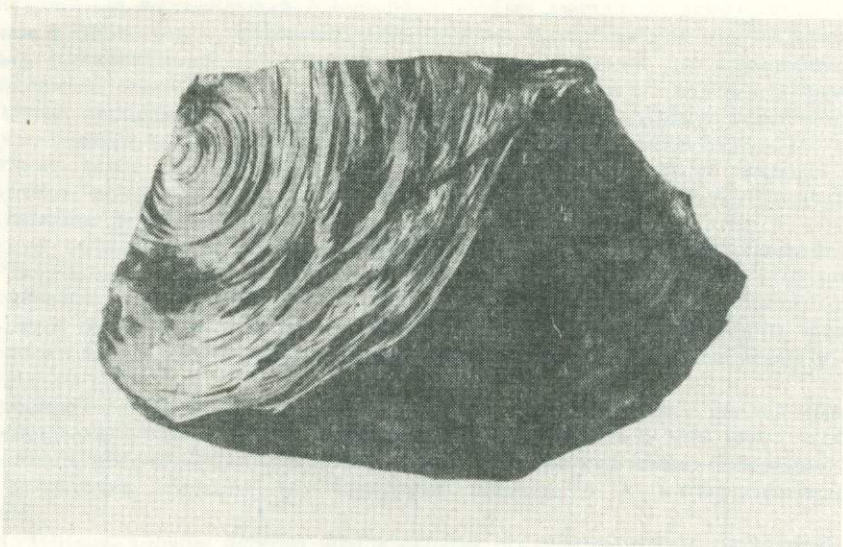


Рис. 3. Скол обсидиана — модель негладкого очага с зацепами

ческих станций, определять сначала положение эпицентра, а затем (хотя и с натяжкой) и положение очага землетрясения. При этом использовались простейшие элементы записи землетрясений — моменты прихода продольных и поперечных сейсмических волн к постамам приборов, т.е. точки на временной оси. При таком решении задачи и эпицентр и очаг могли определяться лишь как некоторые точки в пространстве. И случилась беда: в точечный эпицентр уверовали сами геологи, хотя трудно представить себе более абсурдную картинку, чем фрагмент геологической карты со впечатанным туда тупым кружком эпицентра. В такой модели, даже усложненной до представлений Хонда—Введенской и дающей характеристику направленности основного длиннопериодного излучения, не было места для источника опасных быстрых колебаний, их неизбежное буйство вокруг эпицентра не регламентировалось никакой теорией и воспринималось как некая данность. И лишь недавно положение изменилось. Было с достоверностью показано, в том числе автором [9], что за излучение разрушающих колебаний несет ответственность не очаг в целом, а совокупность осложнений вдоль поверхности главного разрыва. Хорошей моделью (или, вернее, макетом) таких осложнений может служить скол куска обсидиана (рис. 3). В сейсмологическую практику были введены новые параметры, такие, как сейсмический момент (произведение площади разрыва на среднюю подвижку и на модуль упругости), скорость вспарывания трещины и др. Было найдено, что различные разломные ситуации (сдвиг, сброс, надвиг) порождают различие в интенсивности короткопериодного излучения (при горизонтальном растяжении они меньше, чем при сжатии). Наконец, появились и математические модели, в которых гладкие участки очага чередуются с зацепами, мешающими полусвободному сползанию крыльев разрыва (крипу). Параллельно шло развитие и техники регистрации колебаний в ближней зоне, так что мы сейчас можем уверенно анализировать и короткопериодные колебания с большими ускорениями, и отделенное от них ступенчатое остаточное смещение, описанное еще в теории Рида и впервые выделенное Грайзером из акселерограмм в нашей лаборатории [5].

Вместо того чтобы приводить трудные математические описания новейших моделей очага с зацепами и остановками, продемонстрируем феноменальную пару записей, которые относятся к афтершокам небольшого, очень мягкого землетрясения с $M = 5,6$ и третиной, вспоровшей поверхность Земли на 25 км (14.03.1983 г., 12 ч 12 мин, Кум-Даг, Западная Туркмения). В очаге этого землетрясения зацепы и гладкие участки были хорошо разделены. Полевыми станциями Лаборатории сильных землетрясений ИФЗ АН СССР (руководитель работ К.Г. Плетнев) были зарегистрированы афтершоки с очагами как в местах почти свободного скольжения, так и в местах зацепов (рис. 4).

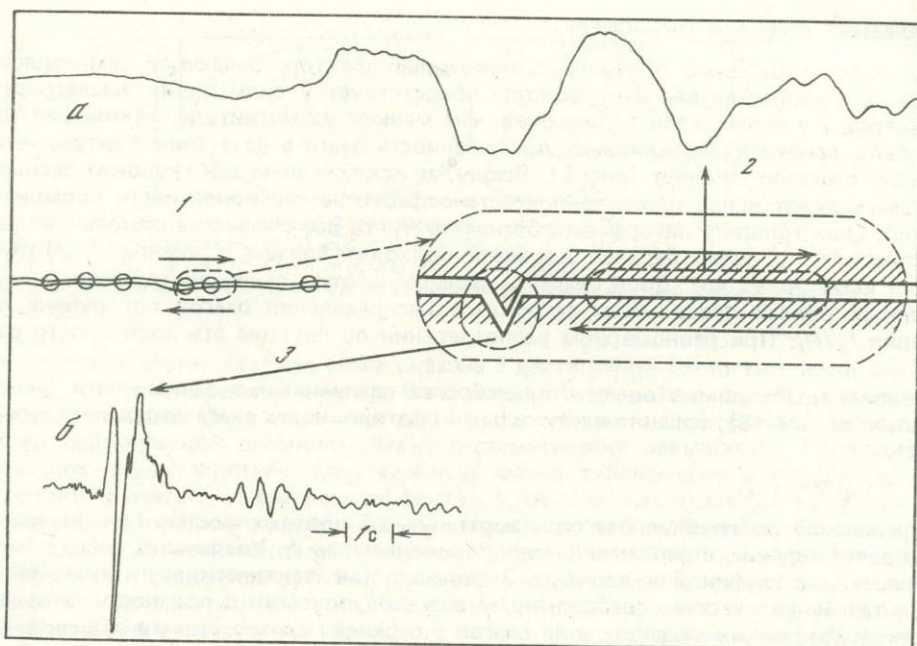


Рис. 4. Очаг землетрясения с афтершоками на относительно гладком участке и в зоне зацепа. Приведены записи очень "мягкого" и очень "жесткого" афтершоков Кумдагского землетрясения 14.III 1983 г., 12 ч 12 мин (Западная Туркмения)
 а — 18. IV 1983, 01 ч 25 мин, $M = 5,3$, $r = 18$ км; б — 22.III 1983, 18 ч 32 мин, $M = 4,4$; $R = 10$ км;
 1 — главная трещина и очаги афтершоков; 2 — медленное проскальзывание; 3 — срыв зацепа

В первых процесс в очаге при $M \approx 5$ длится более 10 с — это уже вполне "медленные" землетрясения. Вторые — почти обычные, хотя чрезвычайная краткость и жесткость процесса приводят к тому, что при интенсивности толчка около 5 баллов максимальное ускорение достигает 0,3g! Последние цифры вряд ли взволнуют геологов, но они способны посеять панику среди строителей.

Срыв зацепа — процесс необратимый. Однако развитие поперечных структур может нарушить хорошо выработанную поверхность разлома и создать новый зацеп. Именно поэтому очаги несколько тяготеют к пересечениям структур. Однако в линейных структурах последовательные акты землетрясений в сочетании с медленными подвижками постепенно выглаживают зеркало разлома, уменьшая его шероховатость. При такой "де-асперитизации" древние зоны при равных магнитудах менее опасны, чем молодые: на ту же длину очага в них приходится меньше шероховатостей, меньше источников короткопериодного излучения. Крайней ситуацией можно считать случай, когда сильнейшее для данной зоны землетрясение настолько срезает, дробит, буквально ликвидирует все зацепы, что в этой зоне исчезают все препятствия к медленному развитию и повторение подобного землетрясения в данной геологической ситуации становится невозможным. Мне представляется, что такие случаи типичны для континентальных шовных зон, и в частности для очага Ашхабадского землетрясения 1948 г.

Итак, изучение очага землетрясения привело нас к выводу о том, что при одной и той же магнитуде на интенсивность короткопериодного излучения и, следовательно, на разрушительный эффект землетрясения могут влиять в основном два фактора — тип подвижки в очаге и время активного существования разлома. Оба эти фактора могут быть учтены, если сейсмическое районирование включает достаточно детальные геологические работы.

Однако ни один из этих факторов не обнаруживает заметной зависимости от магнитуды. Более того, очень большие очаги землетрясений, как правило, включают значительные гладкие участки [3, 4] и коэффициент s_c для них должен быть в среднем несколько меньше. Таким образом, приходится заключить, что и особенности очагового излучения не могут объяснить парадокс "дефицита катастроф".

ПОЛОЖЕНИЕ ОЧАГА В ЛИТОСФЕРЕ

Итак, нам необходимо обнаружить некоторый фактор, делающий землетрясение опасным для человечества. Этот фактор присутствует у сильнейших землетрясений почти всегда, а у более слабых — тем реже, чем меньше их магнитуда. Таким фактором может быть заметная вертикальная протяженность очага в сочетании с ограничением положения очага по глубине (рис. 5). Всюду, за исключением зон глубоких землетрясений, очаги лежат выше размягченной астеносферы, не способной нести большие напряжения. Если толщину литосферы обозначить H_l , то все очаги с вертикальной протяженностью $l_z \approx H_l$ своей верхней кромкой подходят близко к земной поверхности или даже выходят из нее. Доля очагов с меньшей вертикальной протяженностью, расположенных вблизи поверхности, зависит от распределения очагов по глубине и от отношения l_z/H_l . При равномерном распределении по глубине эта доля просто равна l_z/H_l .

Выполним необходимые оценки, пренебрегая различиями в зависимости l_z от M . По данным автора [8], средняя вертикальная протяженность очага определяется выражением

$$\log l_z = 0,3M - 0,7. \quad (1)$$

Распределение по глубине очагов с вертикальной протяженностью l_z в варианте 1 примем равномерным, в варианте 2 — пропорциональным h . Увеличение числа сильных землетрясений с глубиной в варианте 2 отвечает как фактическим данным (см. [7, гл. 6]), так и физическим соображениям о росте упругости и прочности литосферы с глубиной. Полученные оценки доли очагов с верхней кромкой очага вблизи земной поверхности таковы:

M	6,5	7	7,5	8
Вариант 1	0,3	0,42	0,58	0,83
Вариант 2	0,09	0,18	0,34	0,69
Доля землетрясений с жертвами	0,06	0,13	0,23	0,80

Средняя мощность литосферы при этом принималась равной 60 км. Как видно, для варианта 2 оценки близки к фактической доле землетрясений с жертвами по отношению к общему их числу. Для убедительности проверим еще зависимость балльности в эпицентре от магнитуды для землетрясений, лежащих на глубине $\frac{1}{2} l_z$, т.е. у самой земной поверхности. Автором в 1956 г. найдено среднемировое соотношение между магнитудой M и балльностью в эпицентре I_0 в зависимости от глубины очага h [7]:

$$I_0 = 1,5M - 3,5 \log h + 3. \quad (2)$$

Принимая $h = \frac{1}{2} l_z$ и учитывая зависимость (1), получим

$$I_0^* = 0,45M + 6,5. \quad (3)$$

Звездочка в данном случае означает, что оценки относятся к очагам, лежащим у самой поверхности. Локальные эффекты при этом могут превышать I_0^* , однако подробное рассмотрение этого вопроса выходит за рамки работы [11]. Мы видим, что в этой ситуации эффект землетрясения действительно мало зависит от магнитуды и высокий коэффициент относительной тяжести поражения может наблюдаться и при малых магнитудах.

Таким образом, парадокс "дефицита катастроф" может быть объяснен тем, что большая часть очагов со "средними" магнитудами (от 6,5 до 7,5) лежит в глубинах литосферы, не подходя близко к земной поверхности, т.е. катастрофические последствия возникают главным образом у землетрясений с очагами, лежащими в непосредственной близости от земной поверхности.

Следовательно, главной задачей сейсмического районирования должно быть выделение очаговых зон не любых ожидаемых землетрясений большой магнитуды, а только тех очаговых зон, в которых возможно возникновение очагов на глубине, близкой к минимальной. В этих условиях важнейшей задачей районирования и оценки сейсмической опасности вообще становится изучение зависимости типа $M_{\max} = f(h)$. К сожалению, наши методы определения глубины очага еще далеки от совершенства и далеко

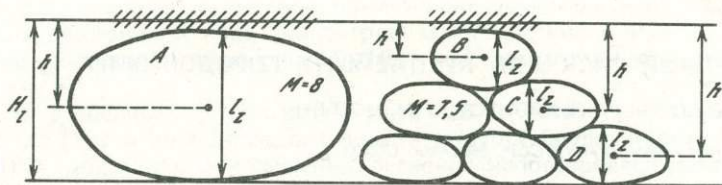


Рис. 5. Большие очаги землетрясений в литосфере и их поверхностный эффект
 Мощность литосферы $H_l = 60$ км. $A - h = 30$ км, $l_0 = 10^\circ$ MSK; $B - h = 10$ км, $l_0 = 10^\circ$ MSK;
 $C - h = 30$ км, $l_0 = 8^\circ$ MSK; $D - h = 50$ км, $l_0 = 7 \div 8^\circ$ MSK
 Заштрихованы зоны разрушений вокруг эпицентра вблизи верхней кромки очага

не во всех каталогах глубина очага указана с достаточной точностью (если она вообще указана, что тоже бывает нечасто). Во всяком случае, можно сказать с уверенностью, что без систематических надежных данных о глубинах очагов сильных землетрясений оценки сейсмической опасности будут систематически завышаться. Приходится признать, что общепринятый двустадийный метод сейсмического районирования (от тектоники к очагам, от очагов к эффекту) в итоге может оказаться хуже, чем отвергнутый способ прямой корреляции максимальной наблюдавшейся балльности (а не магнитуды) с геологической обстановкой. В последнем способе как бы автоматически учитываются и общая приуроченность очагов к структурам, и факторы, вызывающие специфическую приуроченность очагов именно к приповерхностным структурам.

Сказанное не означает, что можно отказаться от использования магнитудных оценок в задачах сейсмической опасности. Но следует подчеркнуть здесь, что решения этих задач не могут быть адекватными без массового и последовательного учета глубины очагов землетрясений. В перспективе это приведет к резкому снижению затрат на сейсмостойкое строительство и облегчит прогноз землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (41.1911 г.). — Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1914, вып. 89.
2. Бронников М.М. Каратагское землетрясение. — Изв. Геол. ком., 1908, 27, № 147.
3. Вознесенский А.В. Исследование области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии. — Материалы Отд. Физ. геогр. ВТО, Л., 1962, вып. 1.
4. Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
5. Грайзер В.М. Определение истинного смещения почвы по записям сильных движений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 12, с. 36—50.
6. Мокрушина Н.С., Шебалин Н.В. Оценка качества прогноза мест сильных сотрясений на картах сейсмического районирования СССР. — В кн.: Колебания грунта и сейсмический эффект при землетрясениях. М.: Наука, 1982, с. 97—112. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 23).
7. Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. 476 с.
8. Шебалин Н.В. Замечания о ядреобладающих периодах, очаге и спектре сильного землетрясения. — В кн.: Сейсмические исследования для строительства. М.: Наука, 1971. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 14).
9. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.
10. Boncev Ek., Bune V.I., Christoskov L. et al. A method for compilation of seismic zoning prognostic maps for the territory of Bulgaria. — Geol. Balcanica, 1982, vol. 12, N 2, p. 3—48.
11. Catalog of significant earthquakes 2000 B.C. — 1979. Rep. SE-27, WDC-A for Solid Earth Geophysics, 1981. 154 p.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РИСК ДЛЯ КРУПНЕЙШИХ ГОРОДОВ МИРА

В.И. КЕЙЛИС-БОРОК, Т.Л. КРОНРОД, Г.М. МОЛЧАН

Институт физики Земли АН СССР, Москва, СССР

ВВЕДЕНИЕ

1. Известно, что сильное землетрясение в большом городе может вылиться в бедствие национального масштаба, причем цепная реакция последствий может отразиться на мировой экономике. Предотвращение ущерба от землетрясений требует широкого комплекса мероприятий (см. Рекомендации ЮНЕСКО и ЮНДРО и Программу исследований по прогнозу землетрясений АН СССР). Их подготовка требует заблаговременной оценки сейсмического риска для крупных городов.

2. Здесь рассматриваются города мира с населением в 1 млн. человек и выше, расположенные в регионах с высокой сейсмической активностью. Рассматриваются две меры риска: N — число городов, которые могут испытывать сотрясения интенсивностью 8 баллов или более, D — суммарное число жителей этих городов (с учетом роста населения каждого города). Величина N оценивается для интервала времени 30 лет, величина D — для периода 1971—2000 гг. Учитываются только землетрясения, при которых сотрясения ≥ 8 баллов охватывают не менее 100 км^2 , так что каждое землетрясение может оказаться для городов катастрофическим. Обе характеристики N и D рассматриваются как случайные величины; для них оцениваются вероятностные функции распределения.

Надежность полученных оценок проверяется путем сравнения со статистикой разрушительных землетрясений прошлого.

3. Рассмотренная задача укладывается в рамки общей постановки задачи о сейсмическом риске [2]: она решается здесь в тех же предположениях и опирается на опыт региональных оценок [1, 3]; поскольку 8-балльные сотрясения отдельных групп городов коррелированы, расчеты опираются на алгоритм [2] в полном объеме. Единственным дополнением к алгоритму является учет того факта, что прирост населения различен в некоррелированных по сотрясениям группах городов. Это дополнение описано в [4].

4. Рассматриваемая задача базируется на глобальных сводках для трех групп данных о сейсмичности, сильных движениях и населении. Оценки сейсмичности (подробнее см. [6]) представлены законом повторяемости и максимальной магнитудой; они основаны на сейсотектонической регионализации мира, выполненной специально для этой работы. Данные о сильных движениях представлены моделями изосейст. Демографические данные представлены численностью населения и скоростью его роста для каждого города.

Авторы сознают несовершенство и неполноту использованных данных; макросейсмические данные особенно отрывочны, а демографические — спекулятивны. Однако это частично компенсируется статистическим подходом — рассмотрением всего множества городов.

Сделанные нами оценки подтверждаются совпадением с макросейсмической историей, но они вряд ли применимы к отдельным городам, особенно к городам с наибольшим населением и/или скоростью его роста.

1. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МОДЕЛИ

Модель последовательности землетрясений. Расчеты риска основаны на пуассоновской модели последовательности землетрясений в объеме (время, эпицентральная зона, магнитудный диапазон) со средним числом событий

$$\lambda = 10^{\alpha - \beta(M - 5)}, \quad M \leq M \leq M_{\max} \quad (1)$$

в элементарном объеме (1 год, 1000 км^2 , интервал магнитуд 0,1). Параметры α , β и максимальная магнитуда M_{\max} постоянны в пределах "квазиоднородных районов", которые выделяются на основе сейсотектоники. Сейсотектоническая регионализа-

ция (рис. 1) проведена в [6] с учетом положения линейных элементов высшего ранга, характера современных движений и карт эпицентров землетрясений с $M \geq 5$. Точность проведения границ составляет примерно 50–100 км; характерные размеры районов 200–600 тыс. км².

Параметры α , β оценивались для магнитуд $M \geq 5$ по каталогу Гутенберга–Рихтера за 1904–1952 гг. [15] и по его продолжению – каталогу Геологической службы США до 1974 г. [18]; для Европы и смежных регионов использовался каталог Карника, $M_{LH} \geq 4,7$ [17].

В четырех случаях (Ташкент, Кавказ, плато Шиллонг, Невада, США) были использованы региональные данные. Параметр β оценивался для крупных областей, включающих несколько взаимосвязанных районов, а параметр α – по каждому району в отдельности с учетом оценки β ; оценки даны на рис. 1, методика оценивания изложена в [7]. Оценки параметров α , β получены по каталогам после исключения афтершоков. Это более адекватно пуассоновской модели сейсмичности (1) и вытекающему из нее методу оценивания [7]. Афтершоки определялись пространственно-временным окном 100 км \times 7 сут.

Расчетная максимальная магнитуда M_{\max} по районам всюду не превосходила 8,9 и часто завышалась на 0,5 по отношению к наблюдаемой за последние 80 лет. M_{\max} по районам, сейсмически опасным для рассматриваемых городов, превосходит величину 8,2 в 50% случаев и больше 7,7 в 70% случаев.

Модель изосейст. Анализ изосейст проводится для интенсивностей $J = 7, 8$ и 9. В качестве исходного материала были использованы опубликованные сводки параметров и карты изосейст нормальных землетрясений с инструментально определенной магнитудой, для которых известны 8-балльные изосейсты (основные литературные источники [9–12, 16]).

При сопоставлении различных макросейсмических шкал мы исходили из соотношения интенсивностей

$$\begin{aligned} 8 \text{ (MM)} &= 8 \text{ (МК-64)} = 8 \text{ (MS)} = 8,5 \text{ (RF)}; \\ 5 \text{ (JMA)} &= 7 \div 8 \text{ (MM)}, \end{aligned} \quad (2)$$

принимавшего многими исследователями. В дальнейшем наиболее важен вопрос о соотношении японской шкалы JMA со шкалой MM. Поэтому приведем наиболее полярное мнение Н.В. Шебалина (1975 г.), согласно которому $5 \text{ (JMA)} = 8 \div 9 \text{ (MM)} = 7 \div 8 \text{ (МК-64)}$.

При анализе исходного материала отдавалось предпочтение изосейстам, пересмотренным в последние годы. Для численного анализа отобрано 231 землетрясение, в том числе по следующим регионам:

Балканы	87	советская Средняя Азия	38
Италия	30	Индия и Гималаи	13
Кавказ	12	Курилы и Камчатка	3
Восточная Турция,	19	Новая Зеландия	3
Иран, Загрос		Запад США	3
Япония	4	Центральная Европа	3

Для остальных районов в анализ вошли лишь единичные события.

Напомним параметры модели изосейст. Область сотрясений интенсивности $\geq J$ имеет эллиптическую форму; отношение главных осей $L(g) \leq 1$; азимут большой оси $A(g) = A_0 + \Delta A$, где A_0 – среднее значение и ΔA – случайное отклонение с симметричной плотностью распределения треугольного вида в интервале $(-\Delta(g), \Delta(g))$. Здесь g и M – эпицентр и магнитуда землетрясения. Площадь $Q_J(M)$ определяется соотношением

$$\lg Q_J(M) = a_J + b_J M + \xi \sigma_Q, \quad (3)$$

где ξ – усеченная ($|\xi| < 2,5$) стандартная нормально распределенная случайная величина. В расчетах не рассматриваются изосейсты площади меньше 100 км².

Параметры a_J , b_J и разброс σ_Q оцениваются методом ортогональной регрессии $\lg Q_J$ на M с априорной ошибкой в магнитуде $\sigma_M = 0,25$. Из опыта региональных исследований [1, 3] разброс считался приемлемым, если данные не противоречили оцен-

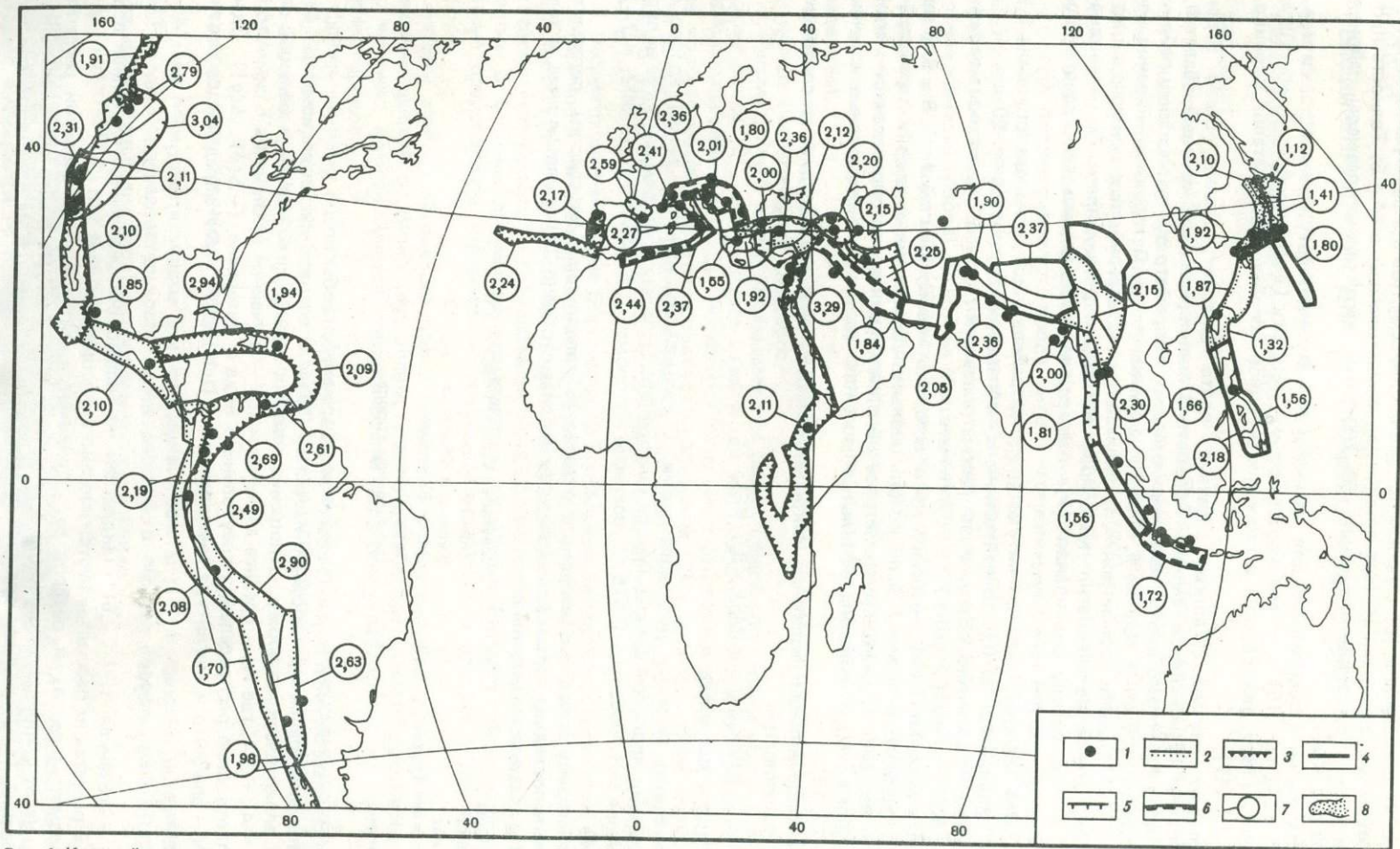


Рис. 1. Крупнейшие сейсмоопасные города мира и сейсмогенные зоны

1 — города; 2–6 — области для определения параметра β и принятые расчетные значения: 2 — $\beta \leq 0,6$; 3 — $\beta = 0,7$; 4 — $\beta = 0,8$; 5 — $\beta = 0,9$; 6 — $\beta \geq 1,0$; 7 — границы районов и расчетные значения параметра α ; 8 — внутренняя Япония

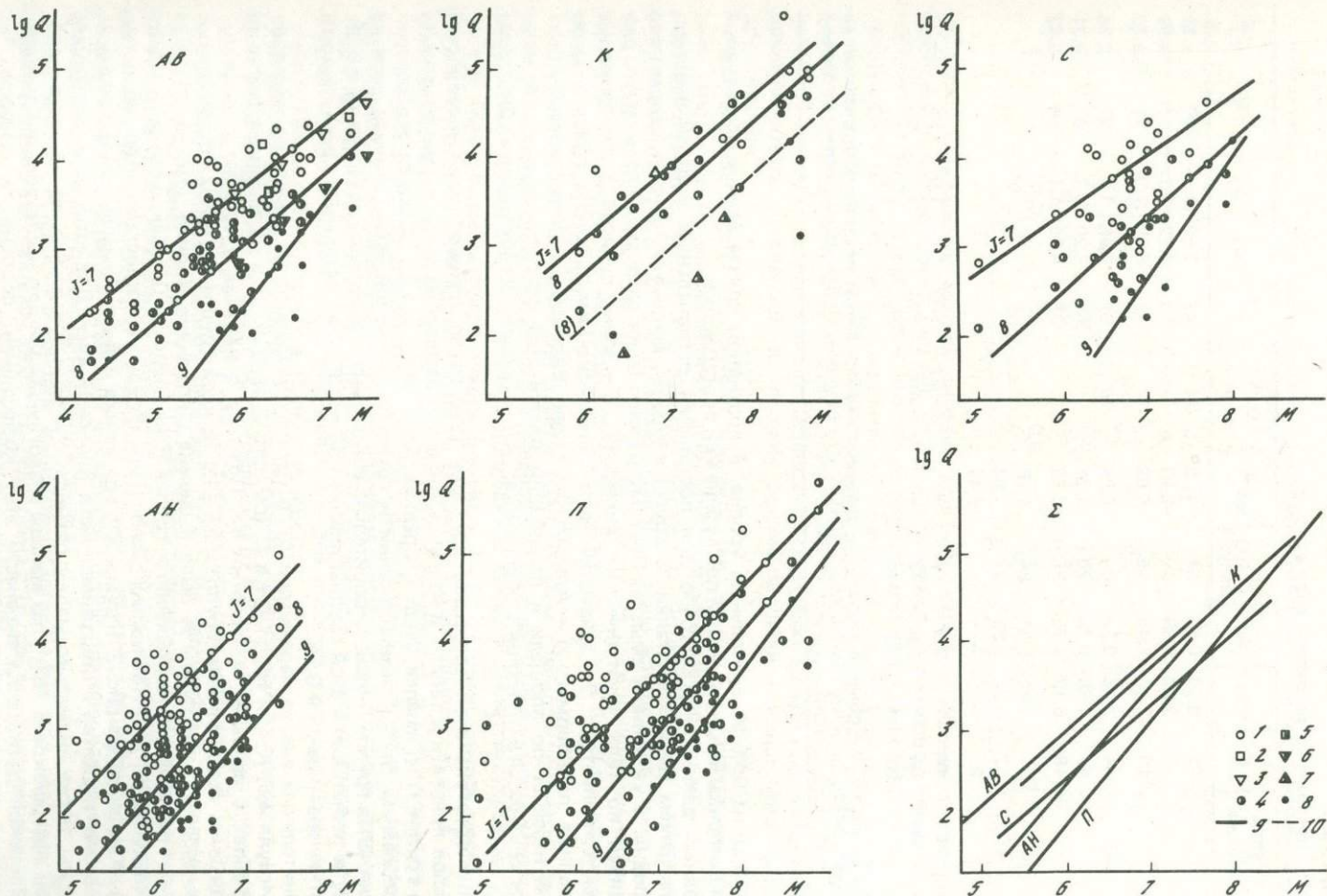


Рис. 2. Площадь изосейстовых зон как функция магнитуды и интенсивности

AB, K, C, AH, П — названия групп районов (см. текст); Σ — сводка сглаженных данных интенсивности $J = 8$.

1–8 — эмпирические данные для $J = 7$ (1–3), $J = 8$ (4–7), $J = 9$ (8); 2, 3, 5, 6 — данные по рифтовым зонам (3, 6 — средние оценки для байкальской зоны (Шебалин Н.В., 1982)); 7 — данные по Японии; 9, 10 — линии ортогональной регрессии $\lg Q$ на M

Таблица 1

Анализ ортогональной регрессии $\lg Q_J = a_J + b_J M$

Балл J	Группа районов	n	$-a_J$	b_J	$\epsilon \cdot 100$	$\approx a_J^{\Sigma}$	Группа районов	n	$-a_J$	b_J	$\epsilon \cdot 100$	$-a_J^{\Sigma}$
7	С	21	0,62	0,68	54	1,25	П	42	3,50	1,0	99	3,11
8		23	2,86	0,89	70	2,23		53	4,72	1,1	97	4,69
9		10	7,17	1,40	45	6,62		22	6,75	1,3	22	5,79
7	АВ	44	1,03	0,73	60	0,94	АН	61	2,96	1,0	97	2,74
8		44	1,64	0,79	70	1,66		61	4,20	1,1	80	4,31
9		18	5,19	1,25	95	5,69		21	4,76	1,1	54	5,42
7	К	9	1,61	0,81	88	1,28	$\Sigma=П+$	103	*	1,0	83	—
8		17	2,31	0,86	91	1,84						
9		3	—	—	—	6,47						
7	$\Sigma=C+$	74	*	0,8	82	—	$+АН$	114	*	1,1	95	—
8	$+АВ+К$	84	*	0,8	72	—						
9		31	*	1,3	70	—						

Примечание. n — объем выборки; ϵ — значимость квадратичной невязки ортогональной регрессии для $\sigma_Q=0,25$ (в случае группы П $\sigma_Q=0,35$); * — a_J различны по районам и указаны в графе a_J^{Σ} .

ке $\sigma_Q \leq 0,25$ на 95% доверительном уровне. В противном случае данные исследуемой области считались неоднородными по глубине или пространству.

Исходных данных недостаточно для построения региональных моделей изосейст, за исключением Балкан и Италии. С другой стороны, данные по миру в целом явно неоднородны в указанном смысле. Поэтому районы были разбиты на пять групп, различающихся по типу тектонических движений: С — зоны сдвигов; К — активные окраины континентов; П — азиатская часть Альпийско-Гималайского пояса и активизированные платформы; А — Альпийский пояс Европы. С учетом качественных различий изосейст по площади и ориентации Альпийский пояс разделен на две независимые группы: АВ — Италия и Адриатика; АН — Греция, Эгейской море, Динариды и Альпы.

Анализ ортогональной регрессии (3) для пяти групп районов и интенсивностей 7–9 баллов приведен в табл. 1 и на рис. 2. Анализ указывает на неоднородность данных лишь в группе П (Гималаи, Индия, Средняя Азия, Иран и т.д.). Отчасти это связано с разнообразием глубин землетрясений и грунтовых условий. Квадратичная невязка регрессии (3) в группе П удовлетворительно согласуется с величиной разброса $\sigma_Q = 0,35$. Поэтому в расчетах для этой группы принято $\sigma_Q = 0,35$; для остальных групп принято стандартное значение $\sigma_Q = 0,25$.

Сравнительный анализ параметров b_J в группах указывает на равенство наклонов b_J для групп АВ, К, С и групп АН и П (см. рис. 2 сводку Σ) и на значимые различия a_J в группах с равными значениями b_J . Поэтому в расчетах участвуют оценки b_J , полученные по совокупности групп, и a_J — по каждой группе с учетом общей оценки b_J (см. табл. 1). Из группы К была выделена внутренняя Япония (см. рис. 1), где оценка a_8 уменьшена по отношению к группе К на величину 0,6. Такое решение объясняется следующим. Для Японии мы предполагаем четырема изосейстами интенсивностью 5 (JMA). Как видно из рис. 2 (группа К), три из них имеют аномально малые размеры и именно они относятся к внутренней части Японской дуги. Для этой части территории характерны также аномально малые размеры очагов и зон ранних афтершоков: площади зон афтершоков в $10^{0,6}$ раз меньше аналогичных зон для землетрясений внешней части Японской дуги. Если перенести этот коэффициент подобия на изосейсты, то "аномальные" данные придут в хорошее согласие с данными группы К (см. рис. 2). Заметим попутно, что использованные изосейсты внутренней Японии не могли относиться к интенсивности $J = 7$ (ММ), в противном случае расхождение площадей стало бы еще более сильным.

Для оценки риска городов Бейрут, Аддис-Абеба, Тель-Авив и Дамаск желательно

Таблица 2.

Вытянутость L и максимальное отклонение азимута Δ изосейст для групп районов и диапазонов магнитуд (L — числитель, Δ — знаменатель)

Магнитуда M	Группа						
	C,a	C,b	AB	AN	K,a	K,b	Π
< 5,8	$\frac{0,5}{30}$	$\frac{0,9}{90}$	$\frac{0,6}{45}$	$\frac{0,8}{90}$	$\frac{0,5}{90}$	$\frac{0,6}{90}$	$\frac{0,7}{90}$
5,8—6,5	$\frac{0,4}{30}$	$\frac{0,5}{90}$	$\frac{0,6}{45}$	$\frac{0,6}{90}$	$\frac{0,5}{30}$	$\frac{0,5}{30}$	$\frac{0,5}{30}$
> 6,5	$\frac{0,25}{0}$	$\frac{0,5}{90}$	$\frac{0,5}{0}$	$\frac{0,6}{90}$	$\frac{0,25}{0}$	$\frac{0,5}{0}$	$\frac{0,4}{30}$

построить специальную модель изосейст для рифтовых зон. Данных для этого крайне мало, все они представлены на рис. 2, AB и указывают на аномально высокие площади изосейст. Можно предположить, что это верно для всех рифтовых зон, поскольку здесь преобладают растяжения и, следовательно, плотность упругой энергии меньше, чем в регионах другого типа. Поэтому при прочих равных условиях землетрясения заданной магнитуды будут иметь большую длину очага и соответственно большую площадь изосейст. Из этих соображений для Эфиопской рифтовой зоны и рифта Мертвого моря принята модель группы AB , в которой средние площади изосейст наибольшие среди других групп.

Для анализа других параметров изосейст (вытянутость и ориентация) привлекались дополнительно макросейсмика доинструментального периода, карты зон афтершоков, данные об ориентации разрывов в очаге и т.п. По параметру L в группах C и K выделены подгруппы C,a и K,a , где изосейсты и зоны афтершоков более вытянуты: C,a — районы крупных сдвигов, K,a — слабо изогнутые дуги и линейные окраины континентов. В группу K,a не вошли сильно изогнутые дуги и окраины континентов, а также зоны сочленения дуг.

Средний азимут изосейст совпадает с направлением главного линеамента района. В районах особенно сложного строения предполагалось равномерное распределение азимута по всем направлениям. Случайная поправка к азимуту дискретизировалась с шагом 15° , ее треугольное распределение в интервале $[-\Delta, \Delta]$ определяется одним параметром Δ , который уменьшается с ростом магнитуды. Предельный случай $\Delta = 0$ отвечает детерминированной ситуации: $A = A_0$. Принятые значения L и Δ приведены в табл. 2.

Параметры формы и ориентации изосейст существенны в расчетах там, где есть группы городов, коррелированных по сотрясениям (окрестности городов Джакарта, Лос-Анджелес, Сан-Франциско, Токио и Фукуока), а также в местах сочленения районов с существенно разными моделями для площадей изосейст и сейсмической активности (города Лима, Тайбэй, Стамбул, Калькутта и др.).

Основные данные о городах. Рассматривались крупнейшие города мира, в которых возможны 8-балльные сотрясения, с населением от 0,8 млн. чел. по состоянию на 1970 г. [8, 14]; считалось, что к 1980 г. их население достигнет миллиона. В СССР отобраны крупнейшие города по данным переписи 1979 г. Из рассмотрения исключены города Китая (их не менее 20) из-за отсутствия демографических данных. Исключено также 37 городов в районах слабой сейсмичности: 31 — на востоке США и юго-востоке Канады, 4 — в южной Африке и 2 — в Египте. Частота 8-балльных сотрясений в этих городах примерно на два порядка ниже, чем в основной группе, поэтому исключение этих городов практически не отражается на оценках риска.

Для анализа осталось 76 городов с общим населением 148 млн. чел. (см. Приложение); половина всех жителей (52%) сосредоточена в 16 городах с населением от 2,5 млн. чел. При этом четверть сконцентрирована в аномальных по людности городах: Лос-Анджелес, Калькутта, Большое Токио (агломерация Токио—Йокогама—Кавасаки) и быстро растущая агломерация Мехико (рис. 3).

Темпы роста населения (параметр k_T) оценивались по фактическому изменению численности городского населения за отдельные 5- и 10-летние интервалы последнего 20-летия. Используемые демографические данные [8, 14] отражали изменение го-

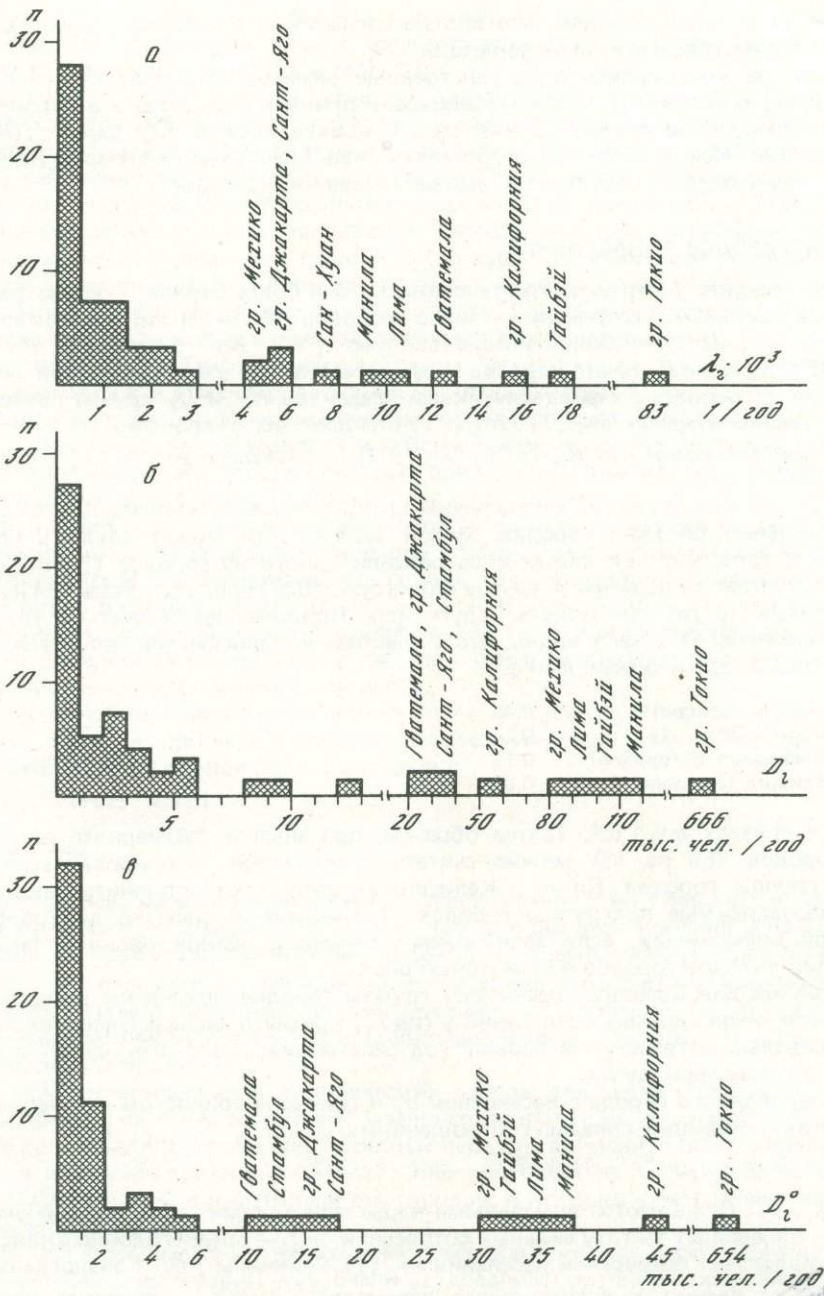


Рис. 4. Гистограммы локальных характеристик риска для населения городов и групп городов
 а — повторяемость 8-балльных сотрясений, λ_r ; б — годовой средний эффект сильных сотрясений для населения городов, усредненный по расчетному периоду, D_r ; в — годовой средний эффект сильных сотрясений для населения городов в начале расчетного периода, D_r^0 ; n — число городов или групп городов



ходных данных по этим городам, что вполне согласуется с интегральным характером большей части демографической информации.

В расчетах не учитывались пространственные размеры городов. При невысокой точности границ сейсмотектонических районов и принятых моделей это вполне оправданно. Подтверждением служат оценки риска, проведенные в [3] для г. Тбилиси и его окрестностей. Исключение могут составить лишь отдельные быстрорастущие крупные города, для которых требуется и более детальная информация.

РИСК ДЛЯ ГОРОДОВ И НАСЕЛЕНИЯ

Население городов (сотрясения интенсивности 8 и более баллов). Рассматриваются два эффекта сильных сотрясений — число городов N_T и число их жителей D_T , оказавшихся в зоне сотрясений интенсивностью $J \geq 8$ бал. за период $T = 30$ лет (1970—2000 гг.). Точка отсчета периода T существенна для учета изменения численности населения. Основными характеристиками эффектов N_T и D_T служат соответствующие им значения средних $m_N(T)$, $m_D(T)$, стандартных отклонений $\sigma_N(T)$, $\sigma_D(T)$ и верхних оценок эффектов $x_N(p|T)$, $x_D(p|T)$ с риском p в 5 и 1%, что означает $Pr\{D_T > x(p)\} < p$.

При интерпретации функций риска необходимо учитывать зависимость сотрясений в пространственно близких городах. Мерой зависимости может служить условная вероятность q того, что при сильном сотрясении одного из городов группы сильное сотрясение испытывает по крайней мере еще один город. Все города разбиваются на 40 взаимонезависимых (в рамках модели) групп (см. Приложение). Расчетные значения q даны в Приложении. Из него видно, что существенно зависимыми являются группы городов со следующими значениями q :

Группа Токио (7 городов)	0,45
Фукуока и Китаюсю	0,34
Группа Калифорния (6 городов)	0,13
Группа Джакарта (3 города)	0,06

В остальных случаях $q \leq 1,5\%$. Таким образом, при анализе суммарного риска большинство городов (59 из 76) можно считать практически "изолированными". При этом сами группы городов Токио и Калифорния допускают дополнительные разбиения на слабозависимые подгруппы городов. Это замечание полезно для обобщения региональной информации, если заниматься уточнением оценок риска, а также для интерпретации вкладов городов в суммарный риск.

В Приложении для каждого города или группы городов приведены расчетные значения среднего числа сильных сотрясений в год λ_r ; среднего числа жителей, оказавшихся в зоне сильных сотрясений в первый год рассматриваемого периода \bar{D}_r^0 и в среднем за год по всему периоду \bar{D}_r .

Для изолированного города с населением d_r и годовым приростом населения k_r эти характеристики, очевидно, связаны соотношениями

$$\bar{D}_r^0 = \lambda_r d_r; \bar{D}_r = \lambda_r d_r (e^{k_r T} - 1) / k_r T.$$

Величины λ_r , \bar{D}_r^0 , \bar{D}_r являются локальными характеристиками сейсмической опасности городов: λ_r определяет частоту сильных сотрясений, а \bar{D}_r — среднегодовой вклад города в суммарный эффект сотрясений населения $m_D(T)$. Величины $\{\bar{D}_r^0\}$ аналогичны $\{D_r\}$, но свободны от весьма проблематичного параметра k_r ; $\{\bar{D}_r^0\}$ отражают локальные вклады в суммарный риск при однородном параметре $k_r \equiv k$ (в этом случае $\bar{D}_r / \bar{D}_r^0 = \text{const}$) и совпадают с D_r при $k = 0$. Случай $k \approx 0$ близок к прогнозам динамики городского населения в развитых капиталистических странах на ближайшие 30 лет; он оправдан также, если рассматривать сложившиеся центры городов, где не происходит увеличения плотности населения. На рис. 4 приведены гистограммы описанных параметров для групп городов Токио, Китаюсю, Калифорния, Мехико и Джакарта. Графики позволяют выявить города, аномальные по степени сейсмичности и вкладам в суммарный риск населения.

Очевидно, уникальной по всем показателям является группа Токио (Токио, Йокогама, Кавасаки, Осака, Киото, Нагоя, Кобе). В следующую категорию "опасных" городов можно отнести группу Калифорния (Лос-Анджелес, Сан-Франциско и др.), Манилу,

Тайбэй, Лиму, группу Мехико, Сант-Яго, группу Джакарта, Стамбул и Гватемалу. Оставшиеся 52 из 76 городов отнесены к "слабо опасным". Количественно риск для трех категорий городов характеризуется табл. 3 и 4.

Как видно, в "слабо опасных" городах сосредоточена половина (52%) населения; на них приходится 20% сильных сотрясений, а эффект сотрясений составляет 7% общего суммарного эффекта, т.е. 3 из 40 млн. чел. за 30 лет. "Опасные" города хорошо сопоставимы по сейсмичности и эффекту с группой Токио: частота сильных сотрясений — 8—9 за 30 лет; средний эффект сотрясений населения за то же время — 17 и 20 млн. чел.

Совпадение эффектов при одинаковой частоте сильных сотрясений неожиданно, поскольку эффект сотрясений в группе Токио выше из-за большей коррелированности сотрясений городов группы и большей людности одного города. Равенство достигается за счет интенсивного роста населения в группе "опасных" городов. Действительно, 70% вклада в средний эффект здесь обеспечивают высокосейсмичные и быстрорастущие (6—7% в год) города Тайбэй, Лима и группа Мехико. Если признать неустойчивость оценок параметра k и ориентироваться на некоторый средний показатель прироста для всех городов в группе, то к перечисленным городам следует присоединить группу Калифорнии, аномальную по численности и сейсмичности, но слабо растущую (1,2—1,4% в год). В совокупности эти города обеспечат при $k = \text{const}$ три четверти вклада в суммарный средний риск всей группы "опасных" городов.

Таким образом, по степени сейсмической опасности населения выделяется весьма узкий список крупных городов — Большое Токио (Токио, Йокогама, Кавасаки), Осака, Лос-Анджелес и Сан-Франциско, т.е. города, где численность населения стабилизировалась, и бурно растущие города ($k = 6 \div 7\%$) — Манила, Тайбэй, Лима и Мехико. В целом они вносят основной вклад в сейсмический риск для миллионных городов мира и поэтому определяют районы, где в первую очередь необходимы уточнение исходных данных и проверка постулируемых моделей.

Ниже приводятся варианты расчетных оценок эффекта D_T для населения группы "опасных" городов при использовании ретроспективных (сверху) и перспективных оценок ЮНЕСКО для темпов роста населения k :

$m_D \pm \sigma_D$	x (5%)	x (1%)
17 ± 15	46	65
$11,6 \pm 9,3$	30	40

Как и ожидалось, вариации параметра k существенны: они приводят к уменьшению эффекта примерно на 30%, или на 5 млн. чел. для средних значений и на 15 млн. чел. для оценок с риском 5%. Уменьшение эффекта D_T обеспечивают города Манила, Лима и Мехико, где параметр k уменьшился почти вдвое. Абсолютные вариации эффекта, по существу, можно перенести на всю совокупность городов, поскольку население городов группы Токио практически стабилизировалось ($k = 0,12 \div 1,2\%$), а эффект "слабо опасных" городов мал.

Сравнение теоретических и эмпирических оценок для числа городов N_T . Расчетные оценки эффектов сильных сотрясений можно сравнивать с имеющимися эмпирическими данными только для величины N_T за разные периоды времени. Такое сравнение существенно для проверки принятых моделей; оно позволяет экстраполировать выводы на эффект D_T , связанный с населением тех городов, в которых демографические параметры примерно однородны.

При сопоставлении данных необходимо учитывать, что все расчеты относились к основным толчкам (афтершоки исключались), средним грунтовым условиям, "сильным" сотрясениям ($J \geq 8$), занимающим по площади не менее 100 км². Это значит, что при анализе эмпирических данных необходимо грубо учесть аномалии грунтовых условий, исключить случаи локальных эффектов и афтершоков.

Литературные данные о сотрясениях городов сведены в каталог [5] и табл. 5в, представляющую г. Токио. На локальность эффектов в каталоге указывают либо специальные сообщения о разрушениях отдельных зданий, либо широкий диапазон интенсивности сотрясений по городу. Указания на рыхлые породы, повыщающие эффект на 1—3 балла, имеются только для Мехико и Лимы.

Анализ источников приводит к следующему заключению о представительности данных по городам: Токио — с XVII в., 15 городов — с XVIII в., 37 — с XIX в. и 8 — с XX в.; о 15 городах данных собрать не удалось. Эти города, среди которых все высокосейсмич-

Таблица 3

Статистические оценки для числа жителей городов D_T в зоне сильных сотрясений за период $T = 1971-2000$ гг.

Группа городов	Население, млн. чел.	D_T , млн. чел.			Вероятность нулевого эффекта, %	Среднее число сотрясений за 100 лет
		$m_D(T) \pm \sigma_D(T)$	$x_D(p, T)$			
			$p = 5\%$	$p = 1\%$		
Группа Токио	24	20±15,5	48	65	8	8
"Опасные"	47	17±15	46	65	8	8,6
"Слабо опасные"	76	2,9±3,3	9	15	28	4,3
Все города	147	40,1±21,6	79,8	101,7	0,2	21

Таблица 4

Статистические оценки для числа жителей городов N_T в зоне сильных сотрясений за период $T = 30$ лет

Группа городов	Число городов в группе	N_T		
		$m_N(T) \pm \sigma_N(T)$	$x_N(p, T)$	
			$p = 5\%$	$p = 1\%$
Группа Токио	7	4,1±2,8	10	13
"Опасные"	17	2,6±1,7	6	8
"Слабо опасные"	52	1,3±1,2	4	6
Все города	76	8,0±3,5	15	18

ные города Японии, исключая Токио, а также Тайбэй, Сан-Хуан, Аддис-Абеба, были исключены из дальнейшего анализа.

В каталоге 82 события. Для большинства из них известна либо интервальная оценка интенсивности, либо оценка эффекта в целом (не обязательно для города): число жертв, экономический ущерб, общая характеристика события как сильного или катастрофического. Поэтому события разбиты на четыре класса:

"надежные" (!) — 24%; события, которые разными авторами уверенно относятся к сильным сотрясениям ($J \geq 8$) или классифицируются как катастрофические;

"вероятные" (+) — 13%; события из предыдущего класса с поправками за грунтовые условия; события с качественными оценками сотрясения как сильного; события с интервальной оценкой интенсивности;

"неуверенные" (?) — 19,5%; события с противоречивыми или неуверенными оценками его как сильного сотрясения либо связанные с близкими землетрясениями, которые могли вызвать сильные сотрясения, но не подтверждены в литературе; либо события с локальным эффектом;

"сомнительные" (—) — 43,5%; события с крайне противоречивыми оценками силы сотрясения; либо известные только по газетам; либо широкая интервальная оценка интенсивности при незначительности эффекта или необходимости грунтовых поправок.

Категории данных (+) и (?) естественно учитывать с весами. Один из вариантов "взвешенных" данных, в которых (+) имеет вес 0,5 а (?) — вес 0, рассмотрен ниже. Проверка теоретических оценок проводилась для периодов изученности T с 1701 до 1980 г. для 15 городов и с 1801 до 1980 г. — для 52 городов, включающих предыдущие 15. Статистика наблюдаемых событий группировалась по интервалам ΔT : 40 лет для периода с 1701 г. и 30 лет для периода с 1801 г. Уникальные данные по Токио для $T = 1601-1970$ гг. (в силу трудностей перевода шкалы интенсивностей JMA в шкалу MM) рассмотрены отдельно. Они сгруппированы с шагом $\Delta T = 74$ года. Шаг группирования выбирался так, чтобы число интервалов $f = T/\Delta T$ и среднее число n событий в интервале были не малы. Практически $f = 5 \div 7$ и $n(\Delta T) = 2 \div 3$. В случае г. Токио

Таблица 5

Статистика сильных сотрясений для городов мира и сравнение ее с теоретическими оценками
а) 15 городов за период 1701—1980 гг. по каталогу из [5]

Категория данных и веса	Интервал группирования ΔT							$\hat{m}_N(\Delta T) \pm \hat{\sigma}_N(\Delta T)$	$\chi^2_{\text{норм}}$	$\epsilon_{\text{набл}}$
	1701—1740	1741—1780	1781—1820	1821—1860	1861—1900	1901—1940	1941—1980			
?, +, !	5	5	2	6	6	4	4	4,6±1,7	5,7	<0,0001
+, !	3	5	2	5	4	2	3	3,9±1,2	2,3	0,01
1/2 +, !	2	3,5	1,5	4	3	2	3	2,7±0,8	-0,1	0,48
!	1	2	1	3	2	2	3	2±0,8	-1,0	0,92

Теоретические оценки: $m_N(\Delta T) \pm \sigma_N(\Delta T) = 1,8 \pm 1,3$; $\kappa = 1,13$

б) 52 города за период 1801—1980 гг. по каталогу из [5]

Категория данных и веса	Интервал группирования ΔT						$\hat{m}_N(\Delta T) \pm \hat{\sigma}_N(\Delta T)$	$\chi^2_{\text{норм}}$	$\epsilon_{\text{набл}}$
	1801—1830	1831—1860	1861—1890	1891—1920	1921—1950	1951—1980			
?, +, !	3	11	9	7	3	4	6,2±4,8	13	<0,0001
+, !	3	5	5	6	0	3	3,7±2,0	2,1	0,11
1/2 +, !	2,5	4	4,5	5,5	0	3	3,2±1,8	0,3	0,30
!	2	3	4	5	0	3	2,8±1,6	-0,2	0,51

Теоретические оценки: $m_N(\Delta T) \pm \sigma_N(\Delta T) = 2,7 \pm 1,7$; $\kappa = 1,11$

в) г. Токио за период 1601—1970 гг. по данным [19]

Категория событий	Интервал группирования ΔT					$\hat{m}_N(\Delta T) \pm \hat{\sigma}_N(\Delta T)$
	1601—1674	1675—1748	1749—1822	1823—1896	1897—1970	
$J(\text{JMA}) \geq V-$	9	6	3	10	6	6,8±2,5
$J(\text{JMA}) \geq V$	8	4	3	10	5	6,0±2,9

Теоретические оценки: $m_N(\Delta T) \pm \sigma_N(\Delta T) = 2,9 \pm 1,7$

выбор шага удобен еще и тем, что он приблизительно совпадает с удвоенным периодом сотрясений, который отмечен в [19].

По статистике сотрясений $n_i = n(\Delta T_i)$ за период T вычислялись оценки среднего $\hat{m}_N(\Delta T)$, стандартного отклонения $\hat{\sigma}_N(\Delta T)$, их теоретические аналоги $m_N(\Delta T)$ и $\sigma_N(\Delta T)$, а также квадратичный критерий

$$\chi^2_{\text{набл}} = \sum_{i=1}^f \frac{[n_i - m_N(\Delta T)]^2}{\sigma_N^2(\Delta T)}, \quad f = |T|/\Delta T, \quad (4)$$

расхождения наблюдений с теоретическими оценками. Приближенно уровень значимости

$$\epsilon_{\text{набл}} = Pr\{\chi^2 > \chi^2_{\text{набл}}\} \quad (5)$$

критерия (4) может быть найден из того, что величина $\chi^2_{\text{набл}}$ имеет приблизительно χ^2 -распределение с f степенями свободы, или из асимптотической нормальности нормирован-

ной величины (4):

$$\chi_{\text{норм}}^2 = (\chi_{\text{набл}}^2 - f) / \sigma(\chi_{\text{набл}}^2), \quad (6)$$

где $\sigma^2(\chi_{\text{набл}}^2)$ — дисперсия критерия, которая определяется соотношением

$$\sigma^2(\chi_{\text{набл}}^2) = 2f + \frac{f}{\lambda|\Delta T|} \frac{m_4}{m_2^2}.$$

Здесь λ — число событий за год для рассматриваемой совокупности городов; m_n — момент n -го порядка случайной величины: число городов, которые испытают сильные сотрясения одновременно при одном событии. Для рассматриваемых городов отношение m_4/m_2^2 близко к 1.

Малые значения $\epsilon_{\text{набл}}$ ($< 0,05$), вычисляемые ниже по распределению χ_f^2 , или большие значения $\chi_{\text{норм}}^2$ (> 2) свидетельствуют о плохом согласии расчетов с наблюдениями. Отношение

$$k = \sigma(\chi_{\text{набл}}^2) / \sqrt{2f} \quad (7)$$

используется ниже для контроля величины $\epsilon_{\text{набл}}$. При точном равенстве распределений $\chi_{\text{набл}}^2$ и χ_f^2 величина $k = 1$. Поэтому малые значения $k - 1$ говорят о том, что $\epsilon_{\text{набл}}$ правильно отражает уровень значимости критерия; положительное значение $k - 1$ может указывать на то, что уровень значимости, вероятно, несколько занижен.

В табл. 5а, б представлены статистика сотрясений и все перечисленные характеристики критерия (4) — (7) для городов из каталога за периоды 1701—1980 и 1801—1980 гг. Статистика сотрясений $n_i(\Delta T)$ дана для разных категорий данных: все (?,+!), надежные и вероятные (+!), только надежные (!) и, наконец, случай (1/2+!), когда к надежным добавлены вероятные сильные сотрясения с весом 1/2.

Таблица позволяет сделать следующее заключение. Будем исходить из того, что расчеты риска, выполненные по статистике землетрясений и обобщенным макроданным за последние 70 лет, правильно отражают риск для совокупности городов (15 и 52). Тогда сильные сотрясения за последние 280 и 180 лет соответственно отнесенные совершенно независимо к категории "сомнительных", действительно не содержат надежных данных ($\chi_{\text{норм}}^2 = 5,7$ и 13). Очень хорошее согласие обнаруживают исходные данные о сильных сотрясениях с теоретическими оценками, если "вероятные" события брать с весом $\leq 1/2$. В этом случае уровень значимости $\epsilon_{\text{набл}} \geq 30\%$. Естественность выбора весов и хорошее согласие расчетов с наблюдениями за очень разные по величине интервалы времени позволяют считать результаты проверки очень удачными. Во многом это предопределено статистическим подходом к проблеме риска, когда рассматриваются сравнительно большие совокупности городов в разных районах. При таком подходе нивелируются локальные погрешности сейсмичности, возникающие из-за нестационарности сейсмического режима и неполноты регистрации слабых событий. До некоторой степени это подтверждает табл. 5в, в которой аналогично сопоставляются данные и расчеты сильных сотрясений г. Токио.

По данным [19], за 370 лет в Токио произошло 34 сотрясения интенсивностью $\geq V$ (JMA) и 31 сотрясение интенсивностью $\geq V$ (JMA). Согласно теоретическим оценкам, основанным на каталоге Геологической службы (ГС) США и нерегиональных макросейсмических данных, число сотрясений интенсивностью от 8 (MM) должно быть $14,5 \pm 3,8$. Устранить полученное несоответствие можно разными путями. Если считать, что V (JMA) = $7 \div 8$ (MM), то из статистики следует отсеять сотрясения интенсивностью 7 (MM). Для точечного объекта числа 7- и 8-балльных сотрясений относятся примерно как $(Q_7/Q_8) - 1$, где Q_j — площади соответствующих изосейстовых областей. Согласно модели Q_j (см. рис. 2,К) это отношение равно ~ 1 ; значит, в Токио могло произойти ~ 16 событий интенсивностью 8 (MM), что не противоречит расчетным оценкам.

Сравнение каталога ГС США с региональным для района Токио [13] показывает, что они вполне сопоставимы для магнитуд $M \geq 6$ за период 40 лет и не сопоставимы за общие представительные 3 года для $M = 5 \div 5,9$ (в региональном каталоге их оказалось больше в 2—3 раза; соотношение зависит от перевода магнитуд m_B в M_S). Недобор средних землетрясений ($M = 5 \div 5,9$) служит аргументом в пользу гипотезы V (JMA) =

= $8 \div 9$ (ММ), поскольку позволяет увеличить расчетные значения для числа сотрясений Токио. Однако ситуация сложнее. Проверка регионального каталога в районе Токио показывает закономерный спад активности по десятилетиям за последние 70 лет.

Таким образом, вопрос об анализе исторических сотрясений г. Токио остается открытым. Он требует детального анализа исходных данных и на его основе возможного изменения принципов оценки риска, поскольку речь идет об уникальном точечном объекте. Что же касается остальных городов в целом, то согласие полученных здесь оценок с имеющимися фактическими данными представляется хорошим.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной результат работы содержат табл. 3 и 4, дающие представление о размерах риска для сейсмоопасных миллионных городов мира, исключая города Китая. Риск характеризуется числом жителей и числом городов, которые окажутся в зоне сильных сотрясений, не менее 8 баллов, за период 30 лет (1970—2000 гг.). В целом он оценивается в 40 ± 22 млн. чел. из 148 млн. на 1970 г., или 8 ± 3 города из 76. Таким образом, из-за непропорционально быстрого, по сравнению со средним приростом населения Земли, роста крупнейших городов сейсмический риск начинает измеряться десятками миллионов человек. Это меняет характер проблемы сейсмического риска в непосредственном будущем — ее относительную важность и характер необходимых мероприятий. Например, авторам трудно себе представить, что означало бы 8-балльное сотрясение в 30-миллионном городе, поскольку предыдущий опыт касается таких сотрясений в городах с населением несколько миллионов человек.

Исследована структура риска: до 80% городов дают независимые вклады в суммарный риск; основную долю (до 70%) вносит небольшое число крупнейших или быстрорастущих городов. Среди них Большое Токио, Лос-Анджелес, Сан-Франциско, Манила, Тайбэй, Лима, Мехико. Заметим, что риск определяется не только уровнем сейсмической активности в окрестностях города, но и демографическим фактором — темпами прироста населения. Указанные города определяют районы, где в первую очередь необходимо уточнение исходных данных.

Дана ретроспективная проверка прогностических оценок для сотрясений городов. Проверка подтвердила надежность оценок риска, когда они относятся к большим совокупностям однородных объектов в крупных сейсмических областях. Исторические данные о сотрясениях 15 городов за 280 лет и 52 городов за 180 лет оказались в хорошем согласии с прогностическими оценками, построенными по данным инструментального периода о землетрясениях и по весьма обобщенным макросейсмическим данным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Капуто М., Кейлис-Борок В.И., Кронрод Т.Л. и др. Сейсмический риск на территории Центральной Италии. — В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука, 1973, с. 67—106. (Вычислит. сейсмология; Вып. 6).
2. Кейлис-Борок В.И., Кронрод Т.Л., Молчан Г.М. Алгоритм для оценки сейсмического риска. — В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука, 1973, с. 21—43. (Вычислит. сейсмология; Вып. 6).
3. Кейлис-Борок В.И., Кронрод Т.Л., Молчан Г.М. Расчет сейсмического риска. — В кн.: Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980, с. 69—82.
4. Кейлис-Борок В.И., Кронрод Т.Л., Молчан Г.М. Сейсмический риск для крупнейших городов мира (предварительная оценка). — В кн.: Математические модели строения Земли и прогноза землетрясений. М.: Наука, 1982, с. 82—98. (Вычислит. сейсмология; Вып. 14).
5. Кронрод Т.Л. Оценки глобальной сейсмичности и сейсмического риска: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1981. Машинопись.
6. Кронрод Т.Л. Параметры сейсмичности для основных высокосейсмичных районов мира. М.: Наука (в печати). (Вычислит. сейсмология; Вып. 17).
7. Молчан Г.М., Подгаецкая В.М. Параметры глобальной сейсмичности. — В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука, 1973, с. 77—113. (Вычислит. сейсмология; Вып. 6).
8. Народонаселение стран мира: Справочник/Под ред. Б.Ц. Урланиса. М.: Статистика, 1978. 527 с.
9. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР/Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шабалина. М.: Наука, 1977. 535 с.
10. Шабалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.
11. Ambraseys N. An earthquake engineering study of the Buyan-Zara earthquake of Sept., 1, 1962 in Iran. — In: Proc. 3rd World conf. earth. eng. Wellington, N.Z., 1965, p. 236—252.

12. Catalogue of earthquakes. Pt 3. Set of isoseismal maps/Ed. N.V. Shebalin et al. Skopje: UNDP/ UNESCO, Surv. of the Balkan Region. 1974. 283 p.
13. Catalog of maior earthquakes in and around Japan. Tokyo: Seismol. Bull. Jap. Meteorolog. Agency. Vol. 1. 1958. 91 p.; Vol. 2. 1966. 49 p.; Vol. 3. 1977. 62 p.
14. Davis K. World urbanization, 1950—1970. 1969. Vol. 1. 234 p.
15. Gutenberg B., Richter C.F. Seismicity of the Earth and associated phenomena. — 2nd ed. Princeton: Univ. Press, 1954. 310 p.
16. Kaila K.L., Sarker D. Atlas of isoseismal maps of maior earthquakes in India. — Geophys. Res. Bull., 1978, vol. 16, N 4, p. 233—267.
17. Karnic V. Seismicity of the European area. Pr. Pt 1. 1968. 364 p.; Pt 2. 1971. 218 p.
18. Meyers H., von Hake C. Earthquake file data summary/National geophysical data summary and Solar-Terrestrial Data Center. Boulder (Col.), 1976.
19. Usami T., Hisamoto S. Future probability of coming earthquakes with intensity V or more in the Tokyo area. — Bull. Earth Res. Inst., 1970, vol. 48, pt 2, p. 331—340.

Приложение
Основные данные о городах

Города и группы городов	Демографические		Количество со- трясений за 1000 лет, $\lambda_T \cdot 1000$	Эффект сотрясений в год, тыс. чел.	
	Население, млн. чел.	Прирост, % в год		начало периода \bar{D}_T	в среднем за период \bar{D}_T
1	2	3	4	5	6
Группа Токио ($q = 45,2\%$)	24,1	0,12	83,1	654	666
Большое Токио	15,7*		79,2	643	654
Киото	1,4*		1,09	1,53	1,56
Кобе	1,3*		1,08	1,40	1,42
Осака	3,3*		1,08	3,56	3,6
Нагоя	2,4*		2,34	5,6	5,7
Группа Калифорния ($q = 12,6\%$)	14,5	1,2	15,2	44,6	53,6
Лос-Анджелес	7,0*		3,14	22,0	26,5
Сан-Бернардино	1,1		3,15	3,46	4,2
Сан-Диего	1,4		3,54	4,96	6,0
Сан-Франциско	3,1*		3,26	10,1	12,2
Сакраменто	0,8		1,04	0,83	1,0
Сан-Хосе	1,1		3,28	3,61	4,3
Манила	4,1*	6,5	9,06	37,2	115
Тайбэй	1,8*	6,8	17,9	32,2	106
Лима	3,3*	6,2	10,4	34,3	99,8
Группа Мехико ($q = 1\%$)	10,0	5,6	4,3	31,2	80,7
Мехико	8,6*		3,49	30,0	78,0
Гвадалахара	1,4		0,86	1,2	3,1
Сант-Яго	3,1*	3,9	5,38	16,7	31,3
Группа Джакарта ($q = 5,9\%$)	6,6	3,9	5,35	15,4	28,9
Джакарта	4,6		2,51	11,5	21,8
Бандунг	1,2		3,16	3,8	7,2
Палембанг	0,8		0,007	0,006	0,01
Стамбул	2,7*	5,9	5,07	13,2	36,7
Гватемала	0,8	4,4	12,8	10,2	21,8
Аддис-Абеба	0,9	4,9	4,61	4,15	9,51
Алжир	1,0	6,0	0,106	0,106	0,29
Анкара	1,2*	6,7	1,07	1,28	4,31
Афины	2,1	1,3	1,99	4,18	5,11
Багдад	1,2*	4,3	0,0002	0,0002	0,0005
Баку	1,3*	2,2	0,002	0,003	0,004
Барселона	1,7*	1,1	0,046	0,08	0,09

Приложение (окончание)

1	2	3	4	5	6
Группа Богота ($q = 0,01\%$)	5,7	5,1	2,83	2,95	6,95
Богота	2,9		0,28	0,80	1,89
Кали	0,9		0,38	0,34	0,80
Медельин	1,1		0,29	0,32	0,76
Гуаякиль	0,8		1,89	1,51	3,57
Группа Будапешт ($q = 0,8\%$)	7,0	3,1	3,51	4,25	6,95
Загреб	1,2		1,02	1,22	2,01
Белград	1,2		0,89	1,07	1,76
Будапешт	2,1		0,062	0,13	0,21
Вена	1,6		0,62	0,99	1,63
София	0,9		0,88	0,79	1,30
Группа Бейрут ($q = 0,9\%$)	1,6	4,1	0,4	0,32	0,64
Бейрут	0,8		0,23	0,18	0,35
Дамаск	0,8		0,18	0,14	0,28
Группа Калькутта ($q = 1,5\%$)	16,7	2,9	2,30	2,97	4,74
Калькутта	7,0*		0,0013	0,009	0,014
Дакка	0,8*		0,33	0,26	0,41
Дели	3,6*		0,04	0,14	0,22
Канпур	1,3*		0,0053	0,007	0,01
Лакхнау	0,8		0,046	0,037	0,06
Лахор	2,3		0,20	0,46	0,73
Лаялпур	0,9		0,02	0,018	0,029
Рангун	1,2	2,9	1,69	2,03	3,24
Каракас	2,2*	5,3	0,52	1,13	2,78
Карачи	3,1	5,4	1,03	3,19	8,08
Группа Китакоюсю ($q = 33,6\%$)	1,9	2,5	2,01	2,70	3,99
Китакоюсю	1,0		1,90	1,90	2,83
Фукуока	0,9		0,79	0,71	1,06
Кордова (Аргентина)	0,8	1,5	0,0003	0,0002	0,0003
Лиссабон	1,6*	2,0	0,19	0,31	0,42
Марсель	1,1	2,7	0,097	0,11	0,16
Медан	0,8	3,7	0,55	0,44	0,87
Группа Милан ($q = 0,3\%$)	3,8	1,5	3,71	4,74	5,98
Милан	1,7		1,16	1,97	2,49
Турин	1,2		1,43	1,72	2,17
Генуя	0,9		1,13	1,02	1,29
Порто	1,3	5,7	0,19	0,25	0,65
Группа Рим ($q = 0,08$)	4,0	2,2	1,48	3,68	5,18
Рим	2,8		1,18	3,30	4,67
Неаполь	1,2		0,30	0,36	0,51
Сан-Хуан	0,8	4,4	7,2	5,76	12,2
Саппоро	1,2*	2,5	2,8	3,36	5,1
Группа Сиэтл ($q = 0,5\%$)	3,4	1,8	0,25	0,29	0,37
Сиэтл	1,4*		0,083	0,12	0,16
Ванкувер	1,0		0,083	0,08	0,11
Портленд	1,0		0,083	0,08	0,11
Сурабая	1,6	3,2	0,0046	0,007	0,005
Ташкент	1,4	2,8	0,59	0,83	1,27
Группа Тбилиси ($q = 0,1\%$)	1,7	2,6	4,17	3,45	5,17
Тбилиси	0,9		2,05	1,84	2,79
Ереван	0,8		2,13	1,70	2,58
Тегеран	3,2	6,0	0,59	1,89	5,20
Тель-Авив	0,9	4,8	0,18	0,16	0,36
Тунис	0,7	3,2	0,11	0,08	0,13

Примечание. q — зависимость в группе (описание в тексте); * — данные для города в границах агломерации.

АКТИВИЗАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В РЕГИОНАЛЬНЫХ ОБЪЕМАХ ЛИТОСФЕРЫ И НОВЫЙ ПОДХОД К ПРОБЛЕМЕ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

С.Х. НЕГМАТУЛЛАЕВ, К.М. МИРЗОЕВ, О.В. СОБОЛЕВА, А.С. МАЛАМУД,
В.И. СТАРКОВ, Р.С. МИХАЙЛОВА, М.В. КУЛАГИНА, Э.Я. СТАРКОВА,

Институт сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН ТаджССР, Душанбе, СССР

Проблема прогноза землетрясений — одна из наиболее фундаментальных в науках о Земле, и в сейсмологии в частности. Различные аспекты прогноза — предсказание места, времени, величины событий, их сейсмического воздействия — находятся в настоящее время на разных этапах разрешения. Труднейшая часть проблемы — прогноз времени возникновения сильных землетрясений.

К настоящему времени накопилось достаточно экспериментальных данных, свидетельствующих о существовании предвестников землетрясений в различных геофизических полях [1–5]. Однако полное решение задачи ограничивается отсутствием достаточно ясных представлений о физической природе наблюдающихся закономерностей изменения параметров и глубокого знания механизма подготовки землетрясений.

Современные гипотезы о природе подготовки и возникновения землетрясений основаны большей частью на теоретических и экспериментальных результатах физики разрушения [1,6]. Они объясняют общий характер изменения во времени некоторых предвестников землетрясений последовательной сменой разных стадий процесса трещинообразования как в горных породах, так и в материале моделей при экспериментальных исследованиях, но только в случае проведения наблюдения непосредственно в зоне

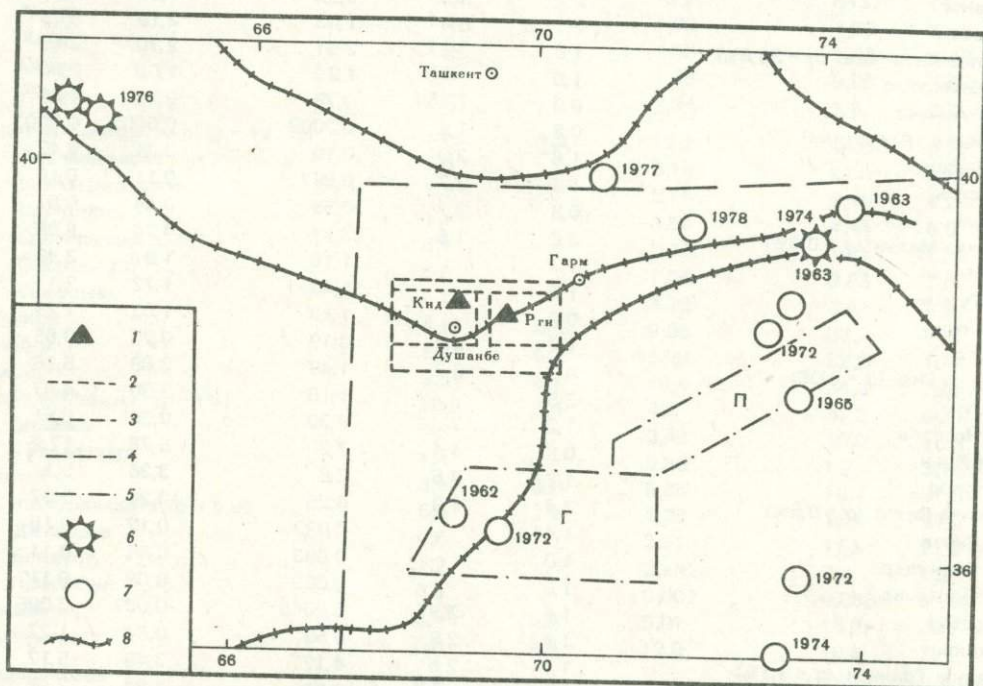


Рис. 1. Регион исследований

1 — пункты деформографических наблюдений: Кондара (Кнд) и Рогун (Ргн); 2 — примерные границы Душанбинского и Рогунского геофизических полигонов; 3 — границы Душанбино-Вахшского района; 4 — граница всей исследованной территории; 5 — Памиро-Гиндукушская зона глубокофокусных землетрясений (П — Памир, Г — Гиндукуш); 6, 7 — эпицентры мелких землетрясений 1962–1978 гг. соответственно с $M \geq 7,0$ и $M = 6,0 \div 6,7$; 8 — основные геологические разломы

подготовки землетрясений (или разрыва). Процессам, развивающимся на периферийных участках, уделяется мало внимания. Между тем такое явление, как дальное действие предвестников — аномальное изменение параметров, наблюдаемое за сотни километров от будущего очага, — связано с формированием зоны подготовки землетрясения вследствие крупномасштабных тектонических процессов [7—9]. Для решения проблемы прогноза очень важен вопрос, какие объемы литосферы вовлекаются в тектонические движения. Деформирование больших объемов горных масс — достаточно медленный процесс, поэтому все возможные последствия его могут быть замечены, очевидно, лишь при длительных непрерывных наблюдениях за параметрами, используемыми в качестве предвестников.

Предполагалось, что аномальное изменение параметров предшествует одному конкретному событию, величина которого находится в прямой зависимости от продолжительности и амплитуды аномального изменения [2], однако, как показали фактические данные, синхронное изменение целого комплекса сейсмологических параметров предвещает усиление сейсмической деятельности, выраженное серией крупных землетрясений, рассредоточенных в значительном объеме литосферы [7—9].

В настоящей работе на основе данных наблюдений за землетрясениями, происшедшими в течение продолжительного периода времени (до 25 лет) на территории большого региона (рис. 1), исследованы вариации группы параметров, рассматриваемых в качестве предвестников землетрясений, установлен характер их взаимосвязей, предпринята попытка объяснения наблюдаемых явлений и построена прогнозная карта мест возникновения сильных ($M \geq 5,5$) землетрясений.

ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Деформация земной поверхности. Измерение деформаций производилось на станциях Кондара и Рогун (см. рис. 1). На первой из них с 1965 г. осуществлялась регистрация горизонтальных деформаций (трехкомпонентным деформографом), а с 1970 г. — вертикальных деформаций (гидростатическими нивелиром). На второй регистрировались лишь горизонтальные деформации, начиная с 1972 г. [10].

Анализировалась величина накопленной деформации и скорость, определяемая путем дифференцирования функции накопленной деформации.

Параметры сейсмического режима. Рассматривались вариации значений угла γ графика повторяемости землетрясений и общего количества N представительных землетрясений (регистрируемых без пропусков во всем регионе). Как для мелкофокусных землетрясений всего региона, так и для глубокофокусных (в Памирском и Гиндукушском участках) при определении γ использовались лишь землетрясения энергетических классов $K = 10 \div 13$, а при подсчете $N - c K \geq 10$, причем афтершоки сильных толчков исключались. Эти же параметры вычислялись также для сравнительно небольшого участка — Душанбино-Вахшского района: $N - c$ с учетом всех мелкофокусных толчков с $K \geq 7$, γ — в диапазоне энергетических классов $K = 7 \div 10$ [7].

Отношение V_p/V_s . Отношение скоростей распространения продольных и поперечных сейсмических волн V_p/V_s определялось для территорий Душанбинского и Рогунского геофизических полигонов с 1960 г. [11].

Механизмы очагов землетрясений. Рассмотрены механизмы очагов 180 землетрясений с $K = 9 \div 13$, возникших за 18-летний период наблюдений на территории Душанбинского геофизического полигона. В качестве признака прогноза использованы отношения количества землетрясений, ориентировка фокальных механизмов которых согласуется с направлением действия главных напряжений регионального тектонического поля, к общему числу землетрясений, возникших за определенный промежуток времени [12].

Отношения максимальных амплитуд и общей длительности поперечных волн на различных составляющих записи землетрясения. Рассмотрены изменения во времени параметров $a_{NZ} = A_{n-s \max} / A_{z \max}$ и $d_{NZ} = t_{N-s} / t_z$ ($N-s$ — горизонтальная компонента, ориентированная в направлении север-юг, z — вертикальная компонента) по записям одной высокочувствительной сейсмической станции на территории Душанбино-Вахшского

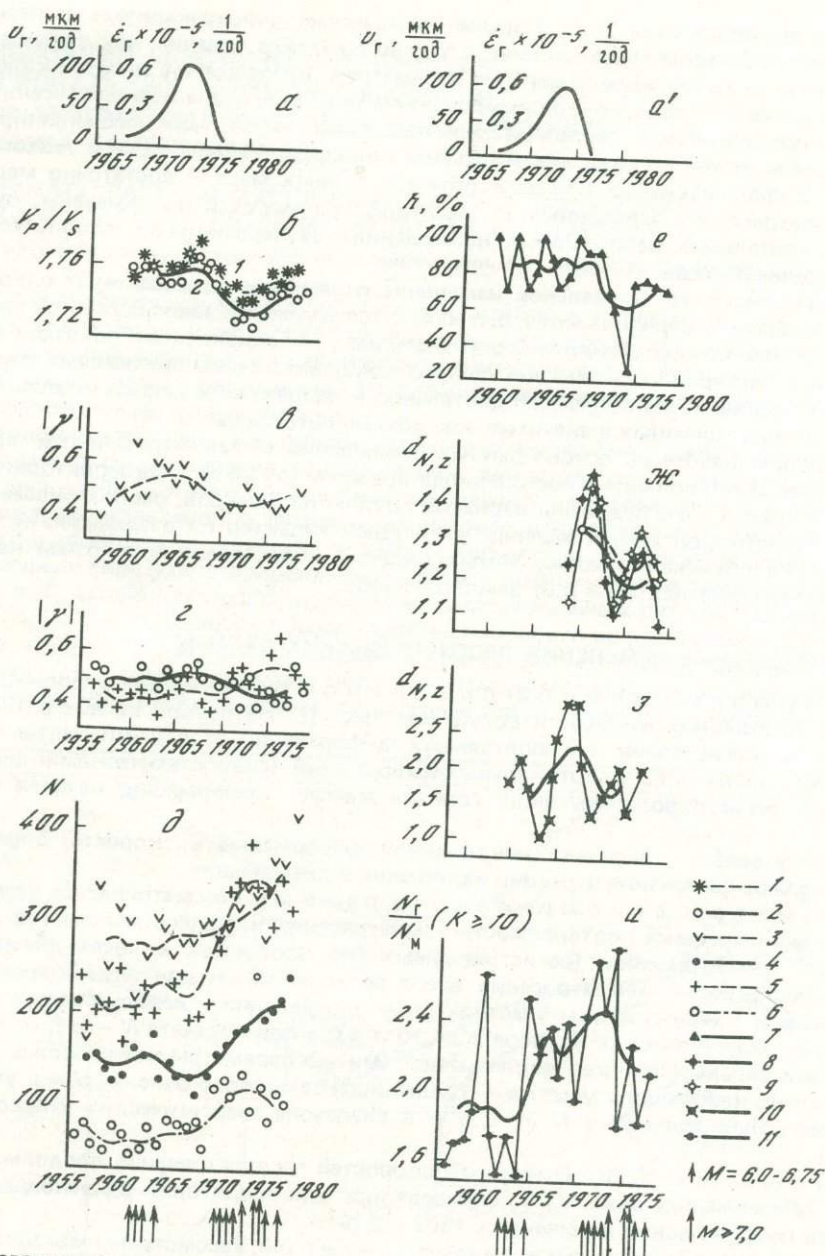


Рис. 2. Долговременные изменения прогностических параметров a, a' — скорости деформаций земной коры; b — отношения скоростей V_p/V_s на Душанбинском (1) и Рогунском (2) геофизических полигонах; b' — отношение скоростей V_p/V_s на Душанбинском (1) и Рогунском (2) геофизических полигонах; e, e' — наклон γ графиков повторяемости; d — общее число представительных землетрясений для Душанбино-Вахшского района (3), мелких землетрясений всего региона (4), глубоких Гиндукушских землетрясений (5), глубоких Памирских землетрясений (6); e — отношение количества землетрясений с "нормальной" ориентировкой фокального механизма к общему их числу (7); z — нормированные значения общей длительности колебаний $d_{N,z}$ для Душанбинского (8) и Рогунского (9) геофизических полигонов; z' — нормированные значения $d_{N,z}$ для Душанбинского (8) и Рогунского (9) геофизических полигонов; u — отношения глубоких и мелких землетрясений всего района Душанбино-Вахшского района (10); u' — отношения глубоких и мелких землетрясений всего района Душанбино-Вахшского района (11).
 Разными значками (1-11) обозначены годовые значения параметров; линиями — осредненные в пятилетнем интервале с шагом в один год; стрелками — моменты сильных землетрясений

района. Для определения величин a и d использованы данные землетрясений с $K \geq 8$, возникших в пределах Душанбинского, Рогунского и Нурекского геофизических полигонов за последние 12–15 лет [8, 13].

Отношение N_T/N_M . Рассмотрено изменение отношения количества глубоководных Памиро-Гиндукушских землетрясений (N_T) к числу сейсмических толчков в земной коре (N_M) за 25-летний период наблюдений. Использовались представительные землетрясения с $K \geq 10$.

Анализ временного хода всех прогностических параметров проводился по среднегодовым значениям, полученным путем скользящего осреднения в 5-летнем интервале с шагом в один год. Это дало возможность выявить характерные тенденции изменения параметров во времени, несмотря на заметный разброс их годовых значений. Характер короткопериодных вариаций, представляющий, возможно, определенный интерес для прогноза отдельных землетрясений, в данной работе не рассматривался.

Сравнивая временной ход всех параметров (рис. 2), можно сделать заключение об их достаточно согласованном изменении. Максимальной скорости деформаций $\dot{\epsilon}$ соответствует минимум отношения скоростей V_p/V_s , угла наклона γ графика повторяемости мелкофокусных землетрясений, относительного числа очагов с "нормальной" ориентировкой фокального механизма (n). Другие параметры имеют в это время аномально высокие значения: величина угла наклона γ графика повторяемости глубоких землетрясений, общее количество землетрясений (M) на всех глубинах, нормированные значения общей длительности колебаний на записи ($d_{N,z}$), нормированные значения максимальных амплитуд поперечных волн ($a_{N,z}$). Временной ход отношения глубоких и мелких землетрясений в целом согласуется с характером изменения остальных параметров, но возрастание этой величины начинается несколько раньше. Возможно, этот факт свидетельствует о том, что активизация глубоких частей литосферы предваряет активизацию земной коры. Скорость деформаций земной поверхности, (см. рис. 2, a , a') как отмечено ранее, рассчитана по данным двух станций, расстояние между которыми достигает 80 км. (см. рис. 1). Однако как накопление деформации сжатия, так и изменение скорости деформаций на обеих станциях происходят согласованно, что позволяет сделать вывод об одновременной активизации тектонических движений в больших массивах земной коры [9]. О региональном характере тектонических проявлений свидетельствуют аналогичные изменения деформаций в этот же период и в других районах Средней Азии [10, 14].

Сопоставим временной ход совокупности параметров с периодами возникновения сильных землетрясений (стрелки в нижней части рис. 2). Землетрясения произошли двумя сериями. Первая возникла в 1962–1965 гг. и состояла из четырех землетрясений, максимальное из которых имело магнитуду $M = 6,6$. Вторая серия землетрясений началась в 1972 г., максимальные события с $M \geq 7,0$ (Маркансуйское и два Газлийских) возникли в 1974–1976 гг. Характерные долговременные изменения параметров в виде "бухты" или "горба" предшествовали именно последней, более продолжительной и мощной серии, причем в период наиболее интенсивного изменения параметров крупных событий вообще не возникало.

Отметим еще одну особенность проявления серии землетрясений. Из карты их эпицентров (см. рис. 1) видно, что сильные землетрясения возникали в разных местах территории Средней Азии, а максимальные разнесены в пространстве примерно на 800–900 км. В то же время аномальные изменения параметров фиксируются как в небольших районах, так и во всем рассмотренном регионе [9], включая не только кору, но и верхнюю мантию. Поэтому мы склонны предположить, что наблюдаемые долговременные изменения прогностических параметров связаны не с зонами подготовки отдельных землетрясений, а с вовлечением огромных массивов земной коры и верхней мантии в процесс повышенного тектонического деформирования, сопровождающийся серий крупных сейсмических событий, рассредоточенных в пространстве и сконцентрированных во времени.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ МЕЖДУ ПАРАМЕТРАМИ

Многочисленные исследования, проведенные на образцах и теоретических моделях, свидетельствуют о существовании определенного рода зависимостей параметров сейсмического режима, кинематических и динамических характеристик сейсмических волн, природы и ориентировки возникающих трещин от режима деформирования и изменения при этом интегральных свойств среды [1, 15, 16].

Важнейшей характеристикой процесса деформирования является скорость деформаций. Можно полагать, что ее изменение вызывает перестройку поля напряжений в земной коре, проявляющаяся в изменении механизмов очагов землетрясений. С изменением скорости деформации меняется степень неоднородности среды, общее количество возникающих трещин, угол наклона графика повторяемости. Изменение упругих свойств среды сопровождается изменением скорости распространения продольных и поперечных сейсмических волн V_p и V_s , их отношения V_p/V_s . Становятся другими также рассеивающие свойства среды, что отражается на общей длительности колебаний на записи землетрясений и на прочих динамических характеристиках.

Долговременные комплексные наблюдения за различными сейсмологическими параметрами позволили нам провести прямые сопоставления их со скоростью деформаций земной поверхности.

На корреляционных графиках, построенных по осредненным данным (рис. 3), можно выделить два основных этапа: первый соответствует периоду нарастания скорости деформаций, второй—периоду ее уменьшения.

Вид зависимости между скоростью деформаций и количеством коровых землетрясений в Душанбино-Вахшском районе, а также глубоких в Памиро-Гиндукушской зоне на первом этапе свидетельствует о том, что по мере роста скорости деформаций происходит значительное увеличение количества возникающих слабых землетрясений. (Последовательность точек на графике от предшествующего года к последующему показана стрелками.) Вид корреляционных зависимостей начинает меняться при переходе ко второму этапу—периоду падения скорости деформации, когда начинается серия сильных землетрясений. Число мелких землетрясений на втором этапе еще продолжает рас-

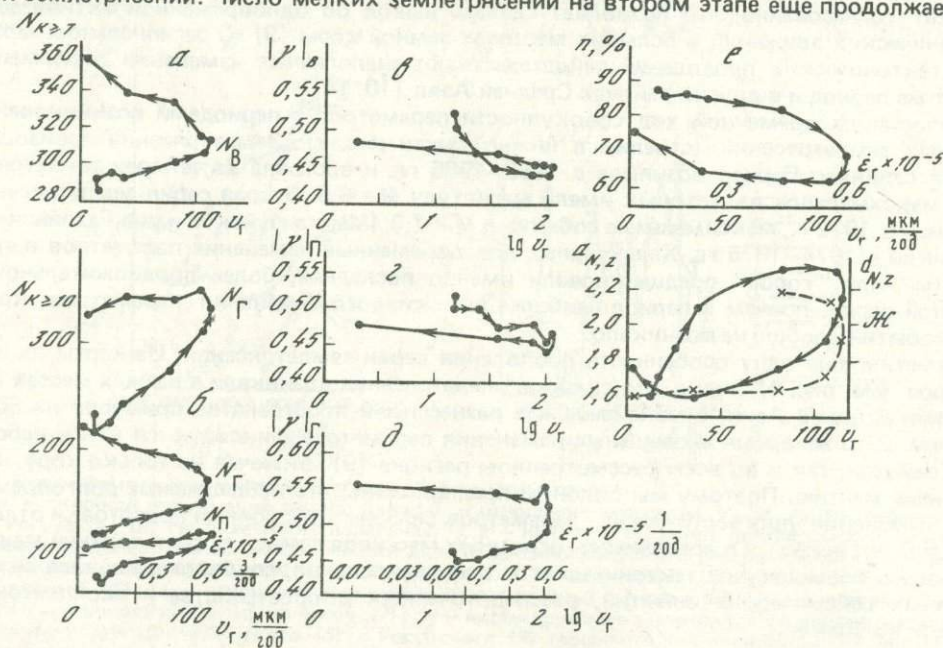


Рис. 3. Графики корреляции между скоростью деформаций земной коры и сейсмическими параметрами: количеством землетрясений N и углом наклона γ графика повторяемости Душанбино-Вахшского района (N_B, γ_B); теми же параметрами глубоких Гиндукушских землетрясений ($N_Г, \gamma_Г$) и Памирских землетрясений ($N_П, \gamma_П$); отношением количества землетрясений с "нормальной" ориентировки фокального механизма к общему их числу ($n, \%$); нормированными значениями максимальных амплитуд ($a_{N,z}$) и общей длительности колебаний ($d'_{N,z}$)

ти, а глубоких—медленно уменьшаться, таким образом, общее количество землетрясений еще какое-то время остается на высоком уровне.

Зависимости угла наклона γ графика повторяемости от скорости деформаций имеют различный характер для мелких и глубоких землетрясений. Если для мелких землетрясений с увеличением скорости деформаций γ падает, а с ее уменьшением — медленно возрастает, то для глубоких—зависимость обратная: с ростом скорости деформации γ увеличивается и при падении скорости практически не меняется. Этот факт можно объяснить различием физических условий в земной коре и верхней мантии.

Ярко выражена зависимость параметров a и d от скорости деформаций: в период роста скорости значения a и d возрастают, а во время спада скорости—уменьшаются. Вид зависимости параметра n от скорости деформации свидетельствует не только об изменении напряженного состояния земной коры, но и о наличии остаточных напряжений, возникающих в процессе изменения скорости деформаций. Практически все рассмотренные корреляционные зависимости показывают наличие остаточных явлений в процессе замкнутого цикла изменения скоростей деформаций, т.е. имеют гистерезисный характер.

ПРОГНОЗ МЕСТ ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Важнейшее значение имеет и долгосрочный прогноз места будущего толчка. Сильные землетрясения возникают, как правило, вдоль крупных глубинных разломов большой протяженности. Однако зоны разломов неоднородны, места наиболее вероятного возникновения крупных событий в их пределах могут быть выявлены только при детальном исследовании пространственно-временных особенностей сейсмического процесса.

Нами был предложен ряд методик для выявления потенциально опасных мест внутри линейно вытянутых сейсмогенных зон [17, 18, 20–22, 25]. Согласно одной из них [17, 18], строится пространственно-временной график сейсмического режима на плоскости x, t , где ось x соответствует осевой линии зоны, а частота опроса по t равна одному году [17, 18]. Пример такого графика дан на рис. 4 для Южно-Тяньшаньской зоны на территории Таджикистана. Как видно из рисунка, области сейсмических затиший перед сильными ($M = 6,0 \div 7,3$) землетрясениями формируются постепенно, в течение 6–19 лет, увеличиваясь в размерах от 25–40 до 110–250 км за счет миграции инфор-

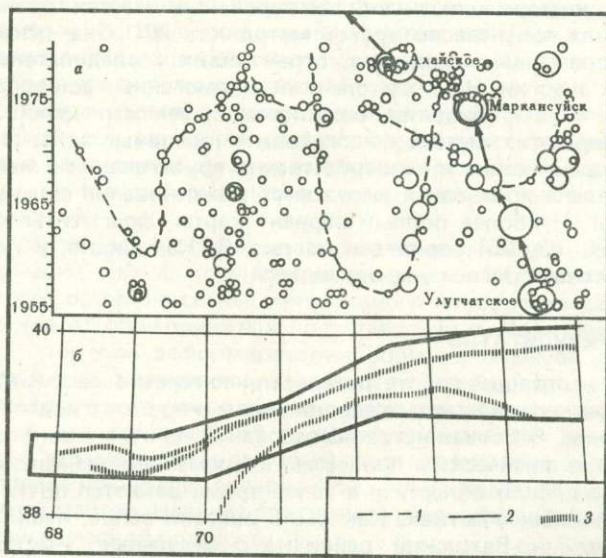


Рис. 4. Пространственно-временное распределение землетрясений с $K \leq 12$ в Южно-Тяньшаньской зоне (а) и расположение зоны в плане (б)

1 — границы "бухт"; 2 — граница Южно-Тяньшаньской зоны; 3 — глубинные разломы

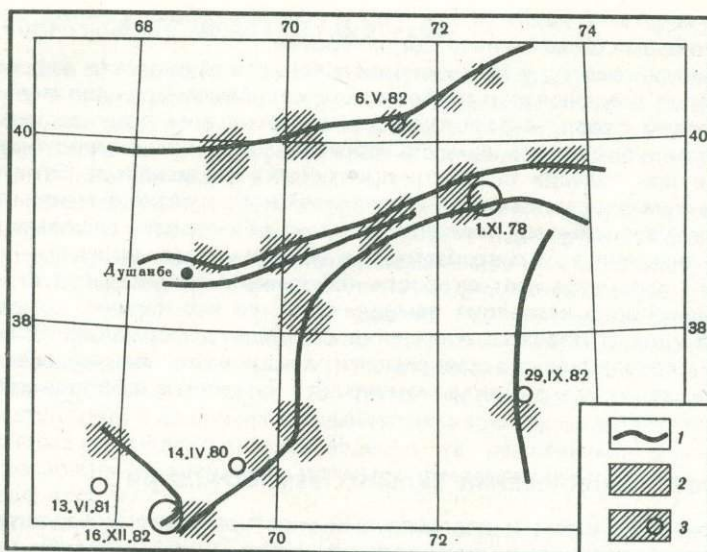


Рис. 5. Прогнозная карта мест возникновения сильных коровых землетрясений на территории Таджикистана и прилегающих областей

1 — основные разломы; 2 — прогнозируемые места землетрясений с $M \geq 5,5$; 3 — землетрясения с $M = 5,5 \div 6,7$, возникшие в предсказанных местах. Размеры заштрихованных участков не эквивалентны величине возможных землетрясений

мативных по затишьям землетрясений (в данном случае с $M \geq 4,0$) в стороны от эпицентра будущего толчка со скоростью от 7 до 20 км/год. В результате на графиках сейсмического режима образуются характерные "пространственно-временные бухты" сейсмического затишья. О величине будущего землетрясения можно судить по длительности формирования и линейным размерам "бухты", а также по уровню энергии информативных землетрясений, т.е. землетрясений, по которым наблюдается затишье (их энергия на 3—4 порядка ниже ожидаемого события [19]).

Ранее подобная информация о наиболее вероятных местах возникновения сильных землетрясений была получена по другой методике [20]. Она основана на построении пространственно-временных графиков, отражающих последовательность высвобожденной сейсмической энергии. На них вдоль осей сейсмогенных зон представлена накопленная величина энергии, а не эпицентры возникающих землетрясений.

С помощью двух этих методов исследованы основные зоны глубинных разломов на территории Таджикистана и непосредственно прилегающих к нему сейсмоактивных областей и составлена прогнозная карта мест возникновения сильных землетрясений в ближайшие годы. Наиболее полный вариант карты, фрагменты которой были ранее опубликованы [20—22, 25], приведен на рис. 5. Как видно, к настоящему времени на некоторых участках прогноз уже оправдался.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные в настоящей работе результаты интересно рассмотреть с точки зрения их соответствия установившимся представлениям о процессе подготовки и образования очага землетрясения. В большинстве исследований по этому вопросу [1, 23] основное внимание уделяется физическим процессам и временным изменениям параметров непосредственно в очаговой области и в то же время остаются почти неизученными процессы на периферийных участках. Как было описано выше, наши исследования охватывали как Душанбино-Вахшский район (и его отдельные участки), расположенный сравнительно далеко от мест возникновения сильных землетрясений, так и большой регион, включавший в себя значительное число происшедших землетрясений. Большой регион имеет размеры, намного превышающие размеры очагов в возникших в нем силь-

ных землетрясений. Будем рассматривать его объем в качестве "образца", подвергнутого деформированию, имея при этом в виду, что накопленной тектонической энергии не хватит для его полного разрушения. Отсюда следует, что процесс разрушения такого громадного объема земной коры и верхней мантии не проходит все стадии, предусмотренные, например, моделью ЛНТ или какой-либо другой, а останавливается на одной из первых стадий, после которой происходит разгрузка. Вопрос состоит в том, чтобы установить, на какой именно. Рассмотрение совокупности наших данных позволяет выдвинуть следующие предположения. До начала интенсивного направленного деформирования горные породы земной коры и верхней мантии находятся в состоянии относительной стабильности, при которой вариации сейсмологических параметров (отношения скоростей, ориентировки фокальных механизмов и др.) неизменны или незначительны. При нарастании скорости деформаций во всем объеме происходит общее увеличение количества трещин, причем их ориентация из-за перераспределения напряжений в одних частях объема может становиться более хаотичной, в других — не меняться, в третьих, таких, как зоны подготовки сильных землетрясений, — становиться более упорядоченной. В этот же период, по-видимому, во всем объеме происходят соответствующие изменения всех остальных параметров. Вероятно, во время роста скорости деформаций все происходит так, как в образце высокопластичной горной породы, вплоть до стадии общего растрескивания и момента появления ряда крупных трещин [24]. В естественных условиях этому моменту отвечает начало возникновения серии сильных землетрясений с очагами в разных местах региона. Возникновение серии сильных событий приводит к постепенному снятию напряжений и уменьшению скорости деформаций — стадии разгрузки, характеризующейся отсутствием общей направленной деформации и образованием многочисленных локальных перенапряженных участков. На этой стадии меняется вид корреляционных связей между параметрами, выявляется их гистерезисный характер. По-видимому, эта стадия является переходной к новому стабильному состоянию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласованные долговременные изменения всех параметров, рассматриваемых в качестве прогностических, позволяют предположить, что в результате имевших место крупномасштабных тектонических процессов в режим повышенного деформирования были вовлечены огромные массивы литосферы. Такой характер тектонического деформирования объясняет возникновение продолжительных аномалий прогностических параметров за пределами очаговых зон сильных землетрясений и дальное действие предвестников. Вызванная активизация сейсмического процесса берет начало в верхней мантии, и лишь позже в него вовлекается земная кора.

В процессе подготовки и возникновения серии сильных землетрясений зависимость прогностических параметров от скорости деформаций носит гистерезисный характер. Это свидетельствует о развитии неупругих изменений среды не только в области очага, как считалось ранее, но и в значительном регионе, намного превышающем размеры очагов землетрясений.

Гистерезисный характер взаимосвязи указывает на возможную цикличность процесса изменения деформаций земной коры, проходящего в своем развитии последовательно стадии стабильного состояния среды, интенсивного накопления деформаций сжатия и разгрузки. В отличие от общепринятых представлений о характере формирования и развития очаговых зон при деформировании больших объемов литосферы стадия разгрузки выражается в возникновении не одного, а серии сильных землетрясений, очаги которых рассредоточены в пространстве и сконцентрированы во времени.

Энергетическое затишье, совпадающее по времени с наиболее интенсивным изменением рассмотренных параметров, а также их долговременные аномалии позволяют предсказать наступление периодов повышенной активизации значительных объемов земной коры и верхней мантии. Наличие прогностической карты позволяет конкретизировать места наибольшей сейсмической опасности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кулагина М.В., Кулагин В.К., Николаев А.В. Вариации отношения скоростей V_p/V_s и возможности прогноза землетрясений разной силы. — В кн.: Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1982, № 1, с. 135–158.
2. Кулагин В.К., Маламуд А.С., Сирожева Х.З. Последовательность высвобождения сейсмической энергии в крупных сейсмогенных зонах и прогноз мест сильных землетрясений. М.: ВИНТИ, 1978. 10 с.
3. Кулагин В.К., Маламуд А.С., Старков В.И., Кулагина М.В. Долгосрочные предвестники серии сильных землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 9, с. 86–97.
4. Кулагин В.К., Маламуд А.С., Старков В.И. и др. Новый подход к проблеме долгосрочного прогноза землетрясений на основе комплексного анализа совокупности их предвестников. — В кн.: Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1982, № 1, с. 254–283.
5. Латынина Л.А., Кармалеева Р.М. Деформографические измерения. М.: Наука, 1978. 154 с.
6. Мавлянов Г.А., Уломов В.И. Поиски предвестников землетрясений в Узбекистане. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 25–39.
7. Маламуд А.С. Поле отношений максимальных амплитуд поперечных волн на разных составляющих записи землетрясений и его изменение во времени. М.: ВИНТИ, 1980. 24 с.
8. Маламуд А.С., Кулагин В.К. Прогноз мест возникновения сильных землетрясений в крупных сейсмогенных зонах Таджикистана. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 3, с. 28–33.
9. Маламуд А.С., Мирзоев К.М., Михайлова Р.С., Кулагин В.К. Прогноз мест возникновения сильных землетрясений на территории Таджикистана. — В кн.: Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1982, № 1, с. 38–55.
10. Маламуд А.С., Михайлова Р.С. Карта прогнозируемых мест возникновения сильных землетрясений в Таджикистане. — ДАН ТаджССР, 1980, 23, № 11, с. 643–647.
11. Маламуд А.С., Соболева О.В., Старков В.И. Комплекс долговременных предвестников сильных землетрясений на Душанбинском геофизическом полигоне. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 22–37.
12. Михайлова Р.С. Динамика развития областей сейсмических затиший и прогноз сильных землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 10, с. 12–22.
13. Михайлова Р.С. Пространственно-временные особенности сейсмичности крупных зон глубинных разломов. — In: Proc. 2nd Intern. symp. on the analysis of seismicity and on seismic hazard. Czechoslovakia, 1981, p. 277–284.
14. Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 232 с.
15. Мячкин В.И., Зубков С.И. Сводный график предвестников землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 6, с. 28–31.
16. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений. — В кн.: Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975, с. 6–29.
17. Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М. Эффект сейсмического затишья при больших землетрясениях. — В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 149–168.
18. Прогноз землетрясений. Ч.1. Душанбе: Дониш, 1982. 436 с.
19. Соболев Г.А. Изучение образования и предвестников разрыва сдвигового типа в лабораторных условиях. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 86–98.
20. Соболева О.В. Использование параметров фокальных механизмов в долгосрочном прогнозе землетрясений. — В кн.: Модели изменения напряженно-деформированного состояния массивов пород в приложении к прогнозу землетрясений. Апатиты: Изд-во Кол. фил. АН СССР, 1981, с. 68–79.
21. Старков В.И., Старкова Э.Я., Ризаева С.Д. Наклономерные и деформационные измерения на Душанбинском геофизическом полигоне. — В кн.: Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1982, № 1, с. 184–205.
22. Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. 283 с.
23. Физические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1978. 224 с.
24. Ricitake T. Current research in earthquake prediction. 1. Tokyo: Center Acad. Publ., 1981, 383 p.
25. Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal J.P. Earthquake prediction: A physical basis. — Science, 1973, p. 181.

ОРТОГОНАЛЬНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПОЯСА И СЕЙСМИЧЕСКОЕ ЗАТИШЬЕ

ТАН ТЬОНГ-КИ, ЧЕНГ ДЖИАН ЗОНГ, ЛИУ ДЖИН

Институт геофизики Академии наук, Бейджинг, КНР

ВВЕДЕНИЕ

В Китае попытки предсказаний землетрясений предпринимались в государственном масштабе начиная с 1966 г. За прошедшие годы накопились обширные сведения о предвестниках сильных землетрясений, и продолжительные исследования позволили шире и глубже проникнуть в решение проблемы прогноза землетрясений. Несмотря на то что несколько сильных землетрясений в Хайчэне (1975 г., $M = 7,3$) и Суанг Пане (1976 г., $M = 7,2$) были успешно предсказаны, удовлетворительное предсказание других землетрясений оказалось затруднительным. Только за период с 1966 по 1976 г. произошло 13 землетрясений с $M \geq 7$.

В связи с тем что очаги землетрясений распределены по всему континенту, число их велико, а количество аппаратуры ограничено, сконцентрировать исследования в каких-либо определенных районах будущих землетрясений затруднительно. Отсюда очевидна необходимость уделять большее внимание фундаментальным теориям сейсмической активности, механизму очагов и предсказанию землетрясений. Сложность в предсказании землетрясений вызвана необходимостью одновременного изучения трех основных факторов: места, интенсивности и времени будущих землетрясений.

Поиск местоположения будущих землетрясений значительно облегчало бы представление о расположении эпицентров и знание некоторых закономерностей их миграции. Поскольку деформации почвы и оползневые явления наблюдались за много десятилетий до крупных землетрясений, в исследовании применяется физико-реологический подход.

В ходе наших недавних исследований сейсмического режима в Северном Китае была обнаружена приуроченность сейсмогенной активности к определенным, так называемым сейсмическим, поясам [8, 9]. На основании исследований в области реологии и механики горных пород один из авторов [6] предположил, что указанные пояса должны образовывать ортогональную сеть и что крупные землетрясения, вероятнее всего, происходят в "узловых" областях указанной сети. В данной статье показывается, что активность землетрясений Северного Китая проявляется в пределах криволинейной ортогональной сети сейсмических поясов. Кроме того, приводятся некоторые примеры, иллюстрирующие образование сейсмического затишья перед основными землетрясениями в узловых областях.

РЕОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СИСТЕМ СКОЛЬЖЕНИЯ

В структурной геологии разломы определяются как структурные разрывы (несогласия) в земной коре, образованные в ходе интенсивных тектонических деформаций в прошлом. Широко распространено мнение, что землетрясения приурочены к подобным разломам, например таким, как разломы в провинциях Юньнань и Сычуань и Сан-Андреас. При углах падения порядка 90° эпицентры располагаются внутри или около геологических разломов, т.е. разломы в земной коре совпадают с сейсмическими поясами.

Однако для Северного Китая это оказывается несправедливым, и, как показывает схема расположения поверхностных землетрясений, они приурочены скорее к ортогональной сети сейсмических поясов, нежели к разломам [2-4]. Эта особенность может быть объяснена с помощью результатов исследования разрушения на линии разлома [6]. В настоящей статье дается более подробный анализ. Получена кривая зависимости / девиаторного напряжения $\sigma_1 - \sigma_3$ от гидростатического напряжения σ (рис. 1). Она ограничивает область с отсутствием разрушений; иными словами, она является огибающей критических окружностей Мора, соответствующих состоянию предельного напряжения пород при разрушении.

Для небольших значений $\bar{\sigma}$ эта кривая близка к прямой и составляет с осью σ угол φ . Эта линейная часть известна в механике горных пород как область, соответствующая

условию разрушения Мора—Кулона. При небольших глубинах (малых значениях σ) плоскости скольжения или разломы должны пересекаться под углом $90^\circ - \varphi$, что отвечает структурно-геологическим представлениям. В очагах землетрясений глубиной 15—30 км, где давление вышележащих слоев составляет 5—10 кбар, а температура 600—1000° С, плоскости скольжения пересекаются под углом около 90° .

Таким образом, поверхности разрывов образуют угол $90^\circ - \varphi$ для малых (структурные разломы) и около 90° для больших глубин (сейсмические пояса). Между этими двумя областями должна существовать либо переходная область, либо некоторая граница раздела.

Теоретически это легче объяснить, если допустить существование плоскостей тангенциальных разрывов, простирающихся в горизонтальном направлении. Верхняя часть земной коры в этом случае может быть представлена горизонтально залегающими слоями, разделенными непрерывными плоскостями пониженной жесткости и прочности. Эти слои могут довольно свободно скользить один вдоль другого. Изучение орогенеза приповерхностных областей показывает, что подобные плоскости существуют в наиболее близких к поверхности слоях земной коры; земную кору можно, таким образом, рассматривать как совокупность слоев, подверженных действию горизонтально направленных сил.

Идея ортогональных сейсмических поясов поверхностных землетрясений не противоречит случаю плоской деформации, т.е. разрывы лежат в вертикальной плоскости, в то время как слои и действующие силы горизонтальны. Выше мы пытались объяснить, почему эпицентры в условиях плоской деформации напряжений более вероятны в сейсмических поясах, чем на больших структурных разломах.

Ситуация, аналогичная Северному Китаю, по-видимому, имеет место в провинциях Юньань и Сычуань (рис. 2), где падение плоскостей разломов практически вертикальное. Изучение этого вопроса продолжается.

Система разломов и система сейсмических поясов образовались, по-видимому, под действием сильных тектонических напряжений в прошлом. Все эти нарушения непрерывности материала земной коры представляют собой пояса пониженной жесткости и прочности. Окрестность области пониженной прочности (II) показана на рис. 1. Скольжение вдоль плоскости начинается при достижении необходимых напряжений сдвига $P_{III}Q_{III}$; это состояние напряжения представлено окружностями $A_{III}P_{III}B_{III}$. Из рисунка ясно, что скольжение (с образованием микротрещин и трещин) будет происходить по уже сформированному разломным поясам (в нашем понимании система плоскостей скольжения — большие разломы и сейсмические пояса), пока максимальное главное напряжение в горизонтальной плоскости не образует с вертикальными плоскостями скольжения угол от α_1 до α_2 . За этими пределами в свежем массиве горных пород образуются новые плоскости разломов. Анализ напряжений на плоскостях разломов показал, что Китайская плита испытывает напряженное состояние из-за действия Индийской плиты с юго-запада и Тихоокеанско-Филиппинской плиты с востока; в то же время она подвергается сжатию со стороны Сибирской и Филиппинской плит с юга и юго-востока. Это означает, что картина напряжений, насколько мы можем судить о сравнительной неизменности граничных условий для Китайской плиты, не могла значительно измениться за период своей тектонической истории.

Как бы то ни было, угол α , образованный траекториями главных напряжений для Северного Китая, все еще остается внутри сектора ($\alpha_1 < \alpha < \alpha_2$) (см. рис. 1). Таким образом, трещины и оползни в Северном Китае по-прежнему приурочены к сейсмическим поясам на больших глубинах и к структурным разломам вблизи поверхности. Этим, вероятно, можно объяснить приуроченность крупных землетрясений к поясам. Более того, сильные землетрясения в Северном Китае происходили именно в узловых областях сети поясов [6, 7].

Во многих реальных случаях мы имеем дело не с вертикальным залеганием плоскостей скольжения. Поэтому на следующем этапе мы рассмотрим напряжение в случае произвольного залегания этих плоскостей. При этом вышеуказанная гипотеза по-прежнему предусматривает величину угла между пересекающимися плоскостями около 90° . Задача значительно усложняется для случая трехмерного напряжения. Здесь уже необходимо по крайней мере пять независимых примеров скользящей системы в предположении, что трехмерное состояние главного напряжения в основном обусловлено скольжением вдоль ряда плоскостей. Тензор напряжения может быть записан в виде суммы

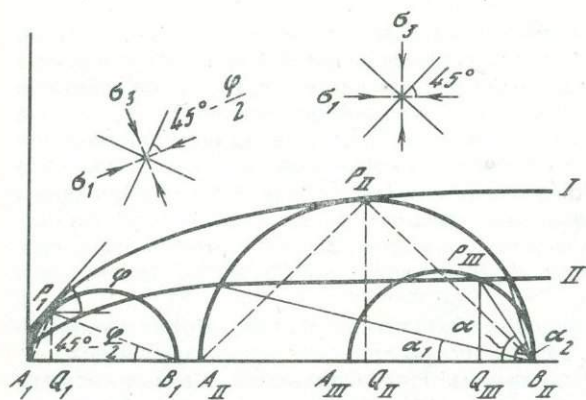
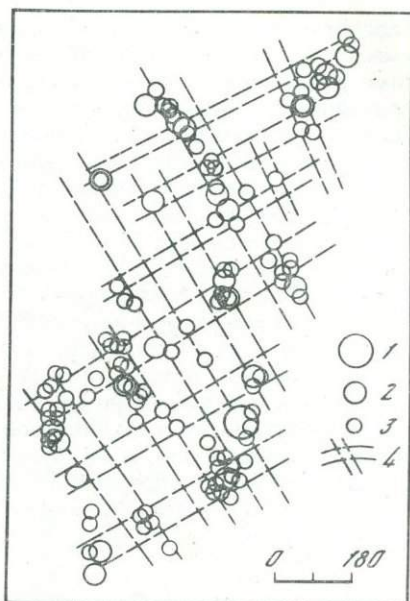


Рис. 1. Огибающие разрывов для горных пород

Рис. 2. Ортогональность сейсмических поясов, расположенных в провинциях Юньнань и Сычуань

1-3 — эпицентры землетрясений с $M \geq 8,0$, $M = 7 \div 7,9$ и $M = 6 \div 6,9$ соответственно; 4 — пояс сейсмичности



тензоров упругого и неупругого напряжений. В оползневых и разломных явлениях, происходящих в земной коре, основную компоненту составляет неупругое напряжение. Постулат Мизеса [10] для пяти независимых систем скольжения в кристалле может быть свободно применен к земной коре, которую мы будем рассматривать как однородную среду.

Деформации, порожденные системами скольжения, могут быть, так же как в работе [1], записаны в виде системы шести алгебраических линейных уравнений с коэффициентами γ :

$$\epsilon_x = \sum_r \gamma^r n_x L_x; \quad \epsilon_y = \sum_r \gamma^r n_y L_y; \quad \epsilon_z = \sum_r \gamma^r n_z L_z;$$

$$\epsilon_{xy} = \sum_r \gamma^r (n_x L_y + n_y L_x); \quad \epsilon_{xz} = \sum_r \gamma^r (n_x L_z + n_z L_x);$$

$$\epsilon_{yz} = \sum_r \gamma^r (n_y L_z + n_z L_y),$$

где γ^r — сдвиг в плоскости скольжения, n_x, n_y, n_z — компоненты единичного нормального вектора к плоскости скольжения, L_x, L_y, L_z — компоненты единичного вектора L в плоскости скольжения. При скольжении перемещения происходят в основном параллельно плоскости скольжения, перемещением по нормали можно пренебречь. Таким образом, может быть сформулировано дополнительное условие несжимаемости:

$$\epsilon = \epsilon_x + \epsilon_y + \epsilon_z \approx 0.$$

Система уравнений может быть решена, если $\gamma = 5$, т.е. при условии, что детерминант минора пятого порядка отличен от нуля. Таким образом, чтобы вывести трехкомпонентное напряжение в земной коре исключительно за счет сдвига вдоль плоскостей скольжения, необходимо и достаточно иметь пять независимых примеров плоскостей скольжения. Принятое выше допущение несжимаемости справедливо для напряжений ниже порогового значения f^* ; при превышении f^* возможны независимые перемещения по нормали к плоскости скольжения, что ведет к увеличению объема. Однако подобное возможно в случае, когда плоскости скольжения уже сформировались.

Для случая монокристаллов плоскости скольжения, образованные атомами, имеют тесную связь с кристаллической решеткой. Для большинства поликристаллических веществ, содержащих близлежащие плоскости, скольжение осуществляется вдоль этих

плоскостей; близлежащие направления являются направлениями скольжения. Если мы имеем дело с кристаллом, обладающим по крайней мере пятью независимыми плоскостями скольжения на атомном уровне, то данный кристалл может подвергаться действию произвольно направленного трехкомпонентного постоянного напряжения, каким бы ни было действие со стороны соседних кристаллов. Трудность, однако, заключается в невозможности учета одновременно пяти систем скольжения, а также в том, что имеются кристаллы с числом $\gamma < 5$. Только в результате произвольно направленных общих деформирующих сил в ходе образования трещин и разрушения кристаллов создается несовместимое напряжение гранулярной структуры. Это проявляется при напряжении сдвига, большем f^* . Дальнейшее увеличение напряжения будет сопровождаться более свободным образованием.

Аналогично в земной коре, представляющей собой сплошную среду, может возникать трехмерное поле напряжений; для его расчета нужно привлечь пять независимых систем скольжения, обусловленных существованием поля напряжений. Данные системы скольжения могут состоять из совокупности плоскостей пониженной жесткости и прочности, образующих зоны большой протяженности. Земная кора может содержать множество подобных зон, и их поиск представляет очень сложный процесс. Следовательно, определение места образования землетрясений и связанных с ними аномалий в общем случае является значительно более сложной задачей, чем для поверхностных землетрясений для Северного Китая.

ОРТОГОНАЛЬНАЯ СЕТЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ В СЕВЕРНОМ КИТАЕ

Северный Китай является районом частых землетрясений; только за период 1966—1976 гг. произошло семь крупных землетрясений: Синтай (1966, $M = 7,2$), Хочиан (1967, $M = 6,3$), Бохай (1969, $M = 7,4$), Хайчэн (1975, $M = 7,3$), Холингер (1976, $M = 6,3$), Таншань (1976, $M = 7,8 \div 7,1; 6,9$), Денгкоу (1976; $M = 6,2$). Землетрясения данного региона обладают общей чертой — плоскость разлома практически вертикальна (угол падения $80-90^\circ$).

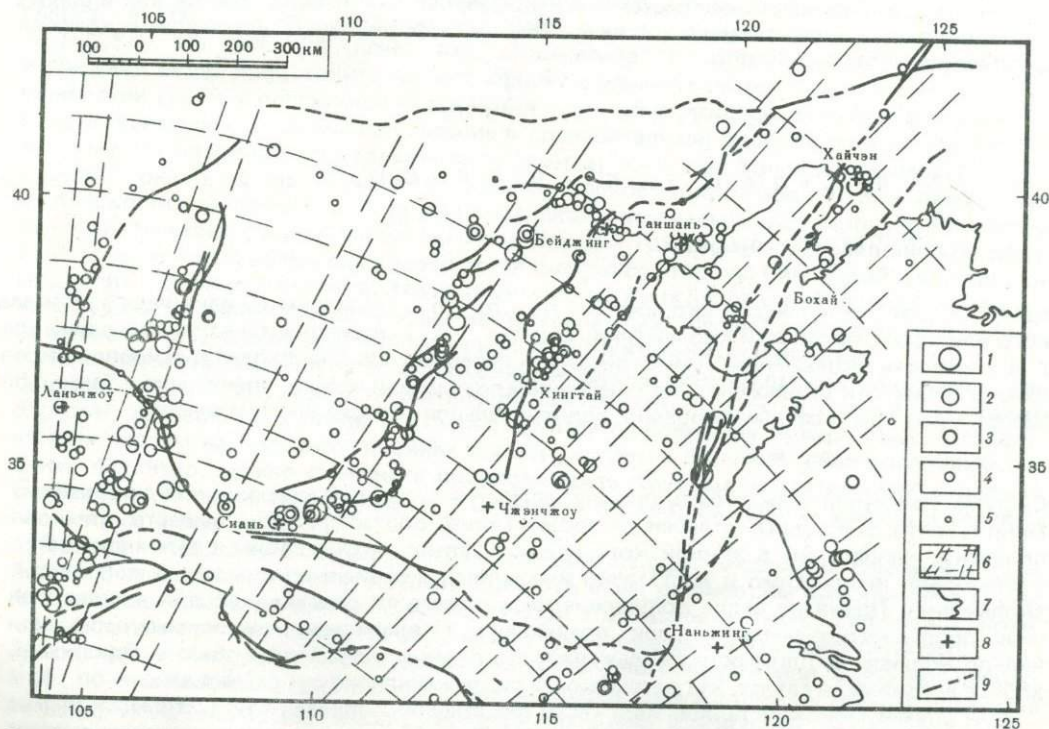


Рис. 3. Криволинейные ортогональные сейсмические пояса для землетрясений с $M \geq 4,7$
 1—5 — эпицентры землетрясений с магнитудами $\geq 8,0$ (1), 7—7,9 (2), 6—6,9 (3), 5—5,9 (4), 4,7—4,9 (5); 6 — пояс сейсмичности; 7 — береговая линия; 8 — очаги; 9 — разломы

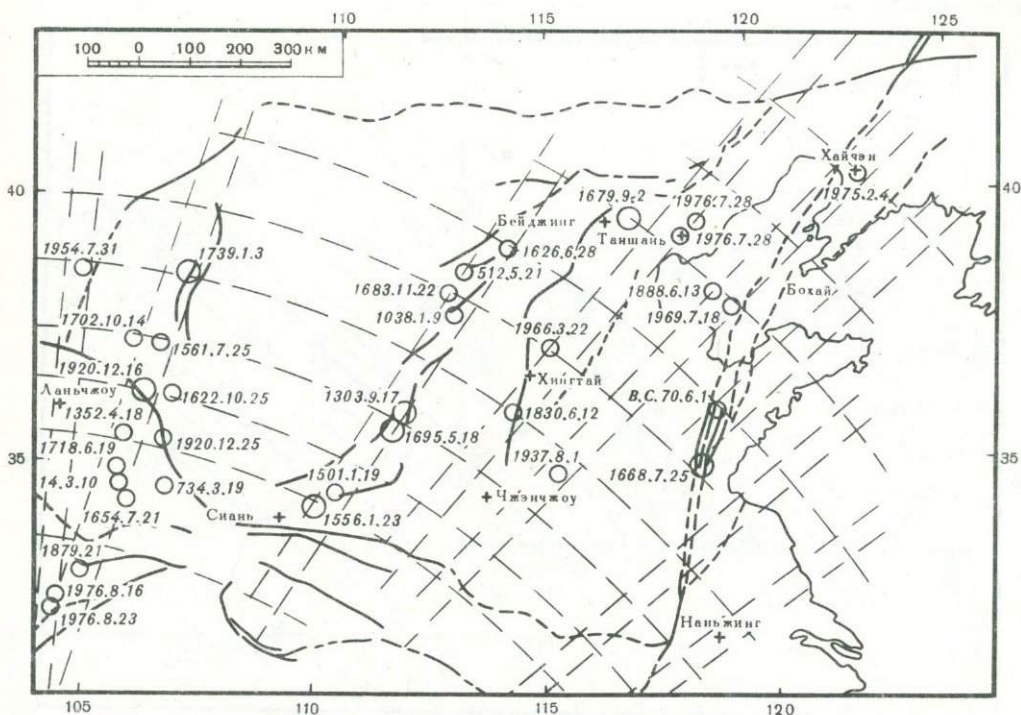


Рис. 4. Криволинейные ортогональные сейсмические пояса для землетрясений с $M \geq 7$ (обозначения см. к рис. 3)

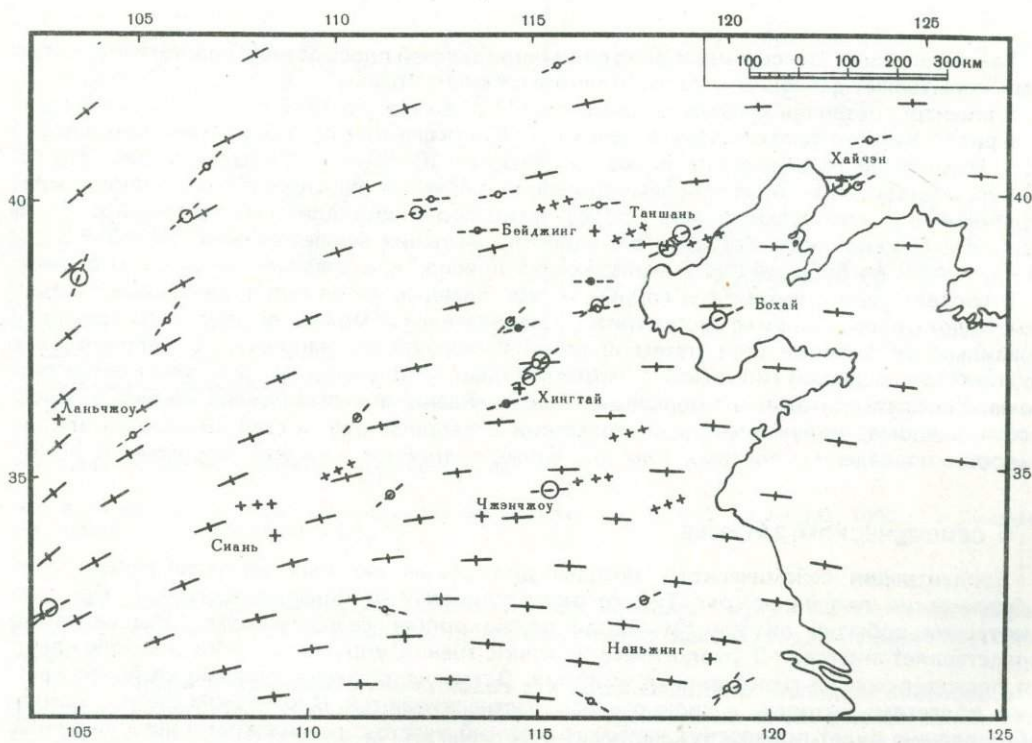


Рис. 5. Направления главных осей напряжений (обозначения см. к рис. 3)

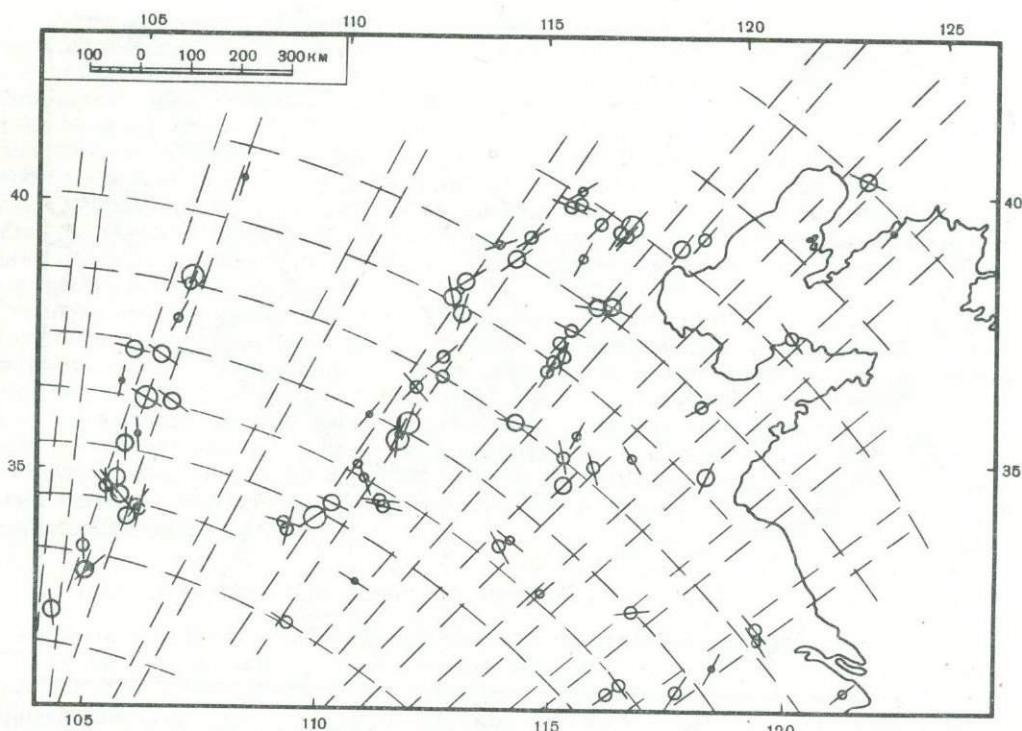


Рис. 6. Направления плоскостей разрыва, совпадающие с направлениями сейсмических поясов (обозначения см. к рис. 3)

Таким образом, здесь имеем дело с типичной задачей плоскостных напряжений, когда кора испытывает давление и горизонтальное сжатие с краев.

Эпицентры различных землетрясений с 1177 г. до н.э. до 1976 г. н.э. обозначены для Северного Китая в соответствии с данными "Краткого каталога землетрясений Китая" [5]. Некоторые сейсмические пояса на глубинах 10–30 км показаны на рис. 3 и 4; на рис. 3 видно, что эпицентры землетрясений с $M \geq 4,7$ образуют в совокупности криволинейную ортогональную сеть; более четко это видно для землетрясений с $M = 8$ (рис. 4). Однако оказывается, что эпицентры меньших землетрясений ($M = 3 \div 3,9$ и $M = 4 \div 4,9$) на большей части выпадают из поясов и, возможно, не связаны с ними.

В соответствии с механикой горных пород главные напряжения, связанные с сетью, действуют в направлении ее биссектрис. Следовательно, можно осуществить проверку правильности рисовки сети путем сравнения направлений напряжений, полученных в соответствии с данной гипотезой, с направлениями, полученными для плоскостей разлома. Удовлетворительная корреляция была найдена, она отображена на рис. 5. Плоскости разлома, полученные в соответствии с теорией плоскостей разломов, вполне хорошо совпадают с поясами (рис. 6). Более подробное описание приведено в [7, 8].

О СЕЙСМИЧЕСКОМ ЗАТИШЬЕ

Концентрация сейсмического затишья для случая сильных землетрясений в зоне сейсмических поясов вокруг Тихого океана привлекает большое внимание. При рассмотрении событий внутри Китайской плиты вопрос сейсмического затишья также представляет интерес. С реологической точки зрения упругая энергия высвобождается прежде всего на малопрочных участках. Затем напряжения передаются более жестким областям, которые, в свою очередь, растрескиваются. В конечном счете трещинообразованию будет подвергнут наиболее жесткий участок, где все время накапливались напряжения [6].

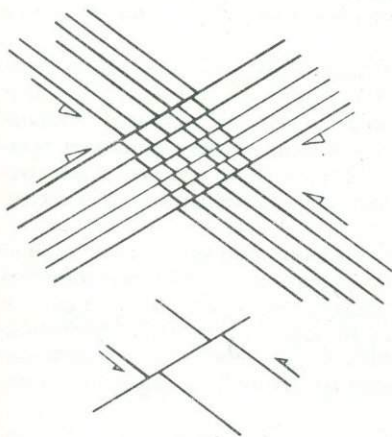


Рис. 7

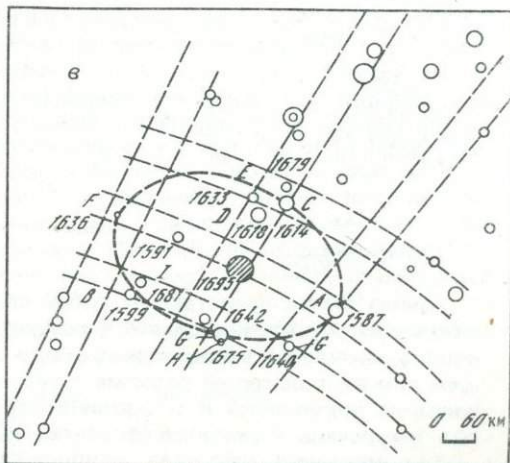
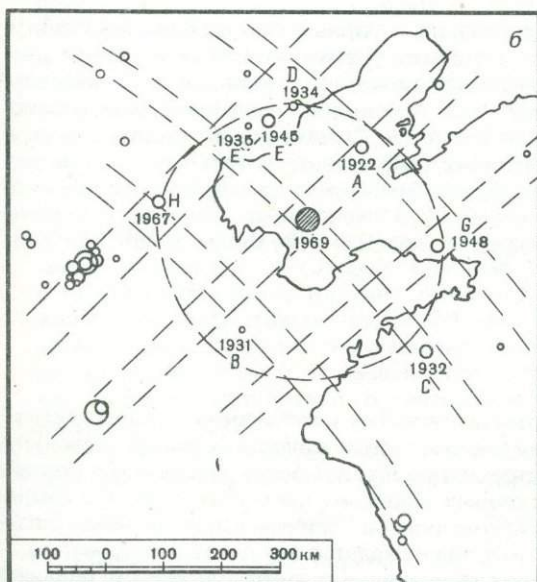
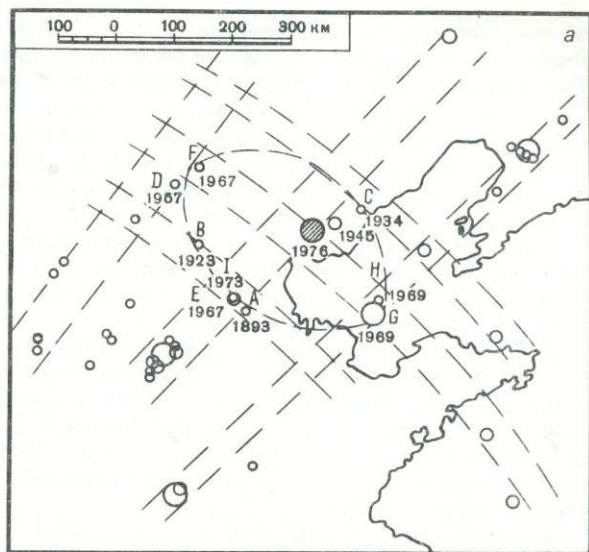


Рис. 7. Механизм "закрепления" в очаговых зонах

Рис. 8. Сейсмические области в окрестностях Таншаня (а), 1976 г., Бохая (б), 1969 г., и Линфена (в), 1965 г. (обозначения см. к рис. 3)

Переходим к объяснению того, почему столь большие энергии могут концентрироваться в узловых областях. Здесь предположительно действуют три различных процесса.

1. Благодаря напряженному состоянию эти районы должны обладать повышенным пределом упругости и повышенной степенью затвердевания в связи с пониженной возможностью или ее отсутствием для легкого скольжения. Простая модель пересечения

скользящих плоскостей показана на рис. 7. Вначале свободное скольжение возможно в обоих направлениях. После некоторого сдвига скольжение в одном направлении прерывается и целые регионы оказываются "запертыми". Данная модель применима для внутризеренных и межзеренных плоскостей скольжения, а также для больших плоскостей скольжения размерами метры—километры.

2. Внешние напряжения передаются из соседних и отдаленных регионов вдоль пояса. Так как узловые регионы обладают теперь большим сопротивлением к текучести и упруговязкому перемещению, они в состоянии накапливать несравнимо больше энергии. Таким образом, после каждого землетрясения вдоль пересекающихся поясов и в ходе продолжительного процесса образования оползней и микротрещин будет происходить локальное уменьшение напряжений, частичное замещение их и аккумуляции в узловых областях.

3. Благодаря взаимному срезанию плоскостей скольжения движение дислокаций по плоскостям свободного скольжения прерывается. Дислокации, образовавшиеся позднее, будут накапливаться около новых барьеров, повышая растущую внутреннюю энергию. С ростом внешних напряжений будет расти и напряжение сдвига, действующее вдоль плоскости скольжения. Затем могут вступить в действие источники Фрэнка Рида, в результате чего будут образовываться и после некоторого движения накапливаться новые дислокации.

В целом процесс, описанный выше, может продолжаться длительное время; поскольку дислокации в значительной степени неподвижны, пластичные деформации, возникающие благодаря оползневым явлениям и микротрещинам, очень малы. В итоге регион оказывается запертым, что возможно, и явилось причиной отсутствия форошоков Таншаньского землетрясения.

В соответствии с изложенным выше напряжения в горных породах можно разбить на два типа: а) напряжения, образованные внешними нагрузками; при их снятии напряжения внутри тела исчезают; б) внутренние напряжения, возникшие из-за несовершенства микроструктурной структуры; эти напряжения являются самоуравновешенными и при снятии внешних нагрузок остаются. Сейсмическая энергия аккумулируется благодаря росту внешних и внутренних напряжений. В геофизике пока рассматривается только первый из указанных типов. Энергия от внутренних напряжений пропорциональна плотности прерванных дислокаций. Некоторые примеры сейсмического затишья показаны на рис. 8 для Линфена (1965, $M = 8,0$), Бохая (1969, $M = 7,4$), Таншаня (1976, $M = 7,8; 7,1; 6,9$).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная статья представляет собой скромную попытку рассмотрения землетрясений с реологической точки зрения. В результате анализа сделан вывод о большой сложности поиска наклонных сейсмических зон, в которых происходят землетрясения. В простейшем случае плоскостей разлома с вертикальным падением предполагается, что землетрясение приурочено к криволинейной системе поясов, причем крупные землетрясения приурочены к узловым регионам. Эта гипотеза нуждается в дальнейшей проверке.

Так или иначе, учитывая пагубное воздействие крупных землетрясений и большие расходы, связанные с их предсказаниями, необходимо основывать наши выводы на более фундаментальных теориях, учитывающих взаимосвязь различных типов предвестников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bishop J.F.W. A Theoretical examination of the plastic deformation of crystals by glide. — *Philos. Mag.*, 1953, vol. 44, N 51.
2. Geodetic survey brigade for earthquake research, Nat. seism. bureau. Crustal deformations associated with the Hsingtay earthquake in March 1966. — *Acta geophys. sinica*, 1975, vol. 18, p. 251—263.
3. Geodetic survey brigade for earthquake research,

- Nat. seism. bureau. The characteristics of the crustal deformations associated with the Tonghai earthquake, Yunnan, Jan. 1970. — *Acta geophys. sinica*, 1975, vol. 18, p. 240—245.
4. Geodetic survey brigade for earthquake research, Nat. seism. bureau. Ground surface deformation of the Haicheng earthquake of magnitude $M=7,3$. — *Acta geophys. sinica*, 1977, vol. 20, p. 251—263.

5. Brief earthquake catalogue of China. State Seism. Bureau, 1977. 85 p.
6. *Tan Tjong-Kie, He Tse-Tong*. A physico-rheological model for the large Tangshan earthquake. — *Tectonophysics*, 1982, vol. 85, p. 123–148.
7. *Tan Tjong-Kie, Zheng Jian-Zhong*. On the orthogonality of some types of seismic belts. (in press).
8. *Tan Tjong-Kie*. On the geodynamics of the China plate. — *Acta geophys. sinica* (in press).
9. *Tan Tjong-Kie*. Rheology of rocks constitutive equation and creep dilatancy of the crust prior to large earthquakes. — In: IUGG Symp. N 9. Hamburg, 1983 (in press).
10. *Von Mises R.* Mechanik der plastischen Verformung von Kristallen. — *ZAMM*, 1928, Bd. 5, H. 3, S. 161–185.

УДК 550.348.64

ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНА ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Х. БЕРКХЕМЕР, Г. ПУРКАРУ

Институт метеорологии и геофизики, Франкфуртский университет, Франкфурт-на-Майне, ФРГ

СЕЙСМОТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ

Альпийско-Средиземноморский регион с позиций тектоники плит представляет собой сложную и широкую область взаимодействия Европейской, Африканской и Аравийской плит, а также небольших сиалических фрагментов литосферы. Это ярко проявляется в высоком уровне достаточно рассредоточенной сейсмической активности, особенно в молодой орогенической системе в северной части Центрального и Восточного регионов Средиземноморья (рис. 1). Судя по направлениям сейсмических поясов и по простиранию крупных неотектонических элементов, границы активных плит могут быть схематически выделены, как показано на рис. 2. Здесь отмечены также эпицентры крупнейших землетрясений ($M \geq 7,25$) с 1900 по 1980 г. Большинство этих эпицентров расположено на границах плит или рядом с ними, и, таким образом, они могут быть классифицированы как межплитовые землетрясения, однако большое число меньших и некоторые крупные поверхностные землетрясения, происшедшие в основном в районе Балкан, Эгейского моря и Анатолии, скорее следует отнести к классу внутриплитовых землетрясений, если представление о плитах вообще применимо в данном районе. Направления движений вдоль границ плит выведены из механизма землетрясений и изменяются для разных областей. Интересующиеся последней сводкой материалов о сейсмичности и поле сейсмо тектонических напряжений отсылаются к [27].

История человечества знает величайшие людские и материальные потери в данном регионе. Сведения о некоторых из наиболее сильных землетрясений приведены ниже:

Дата	Район	Число погибших, тыс. чел.	Магнитуда
XII 856	Греция, Коринф	45	
26.I 1531	Португалия, Лиссабон	30	7–7,5
11.I 1693	Италия, Катания	60	7,5
1.XI 1755	Португалия, Лиссабон	60	8,5
4.II 1783	Италия, Калабрия	29	7
28.XII 1908	Италия, Мессина	83	7,3
13.I 1915	Италия, Авеццано	30	7
27.XII 1939	Турция, Эрзинджан	32	8

Причину того, почему до сих пор так мало сделано в Европе для предсказания сильных землетрясений, по-видимому, следует искать в сложности обстановки — как сейсмо тектонической, так и политической. Разрушительное действие землетрясений не касается большинства европейских стран. Те средиземноморские страны, которые наиболее сильно страдают от землетрясений, имеют ограниченные исследовательские и финансовые возможности. Стимулирование координированных исследований в области предсказания землетрясений в Европе является заслугой Европейского Совета и Евро-

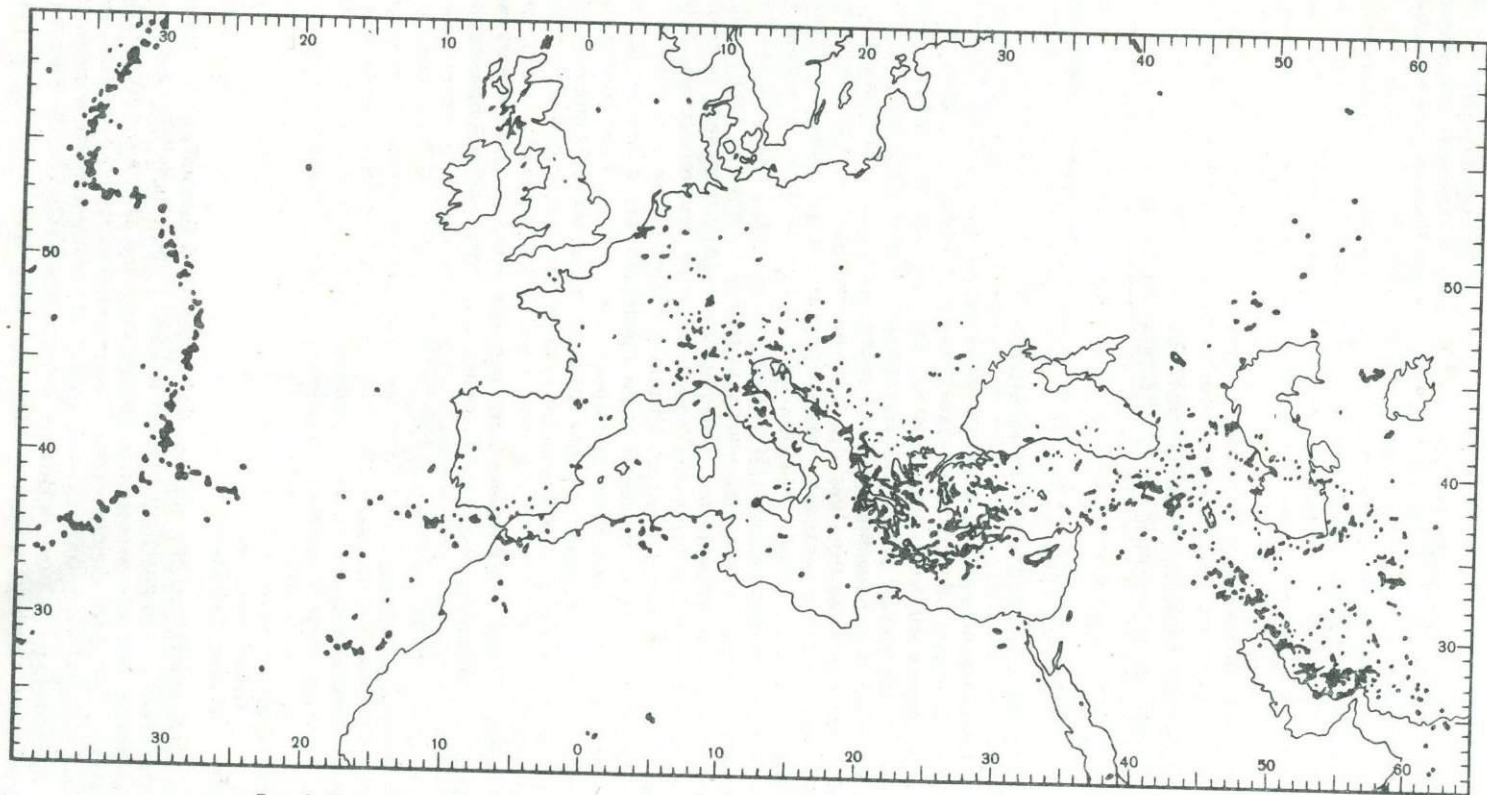


Рис. 1. Рассеянная мелкофокусная сейсмичность в районе Средиземноморья (1961—1965 гг.)

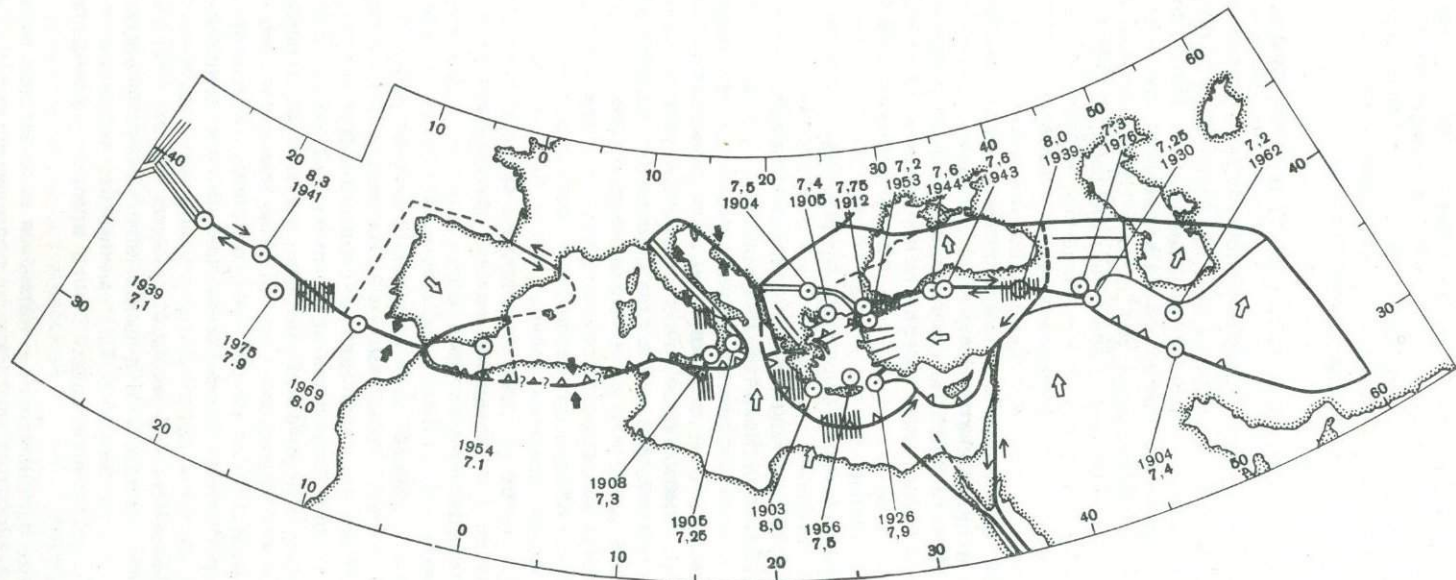


Рис. 2. Схематическая модель тектоники плит района Средиземноморья

Заштрихованные участки — зоны сейсмического затишья I типа. Линии ограничивают литосферные плиты, стрелки указывают направления их движений

пейского Агенства по космическим исследованиям. В 1980 г. вступила в действие многообещающая программа (Европейский Совет, рекомендация 884).

Первые попытки изучения краткосрочных предвестников землетрясений относятся к совсем недавнему времени, однако изучение закономерностей распределения землетрясений в пространстве и отчасти во времени развито сильнее. Результаты этих работ могут быть использованы при составлении средне- и долгосрочных прогнозов землетрясений и, безусловно, при выборе полигонов для более детальных исследований (мы используем термин "прогноз", без предсказания времени).

ЭМПИРИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Сильное землетрясение происходит вследствие постепенного накапливания напряжения в зоне очага до предела, когда породы растрескиваются. Этот процесс вызывается определенными причинами и управляется физическими законами. Вследствие гетерогенности как поля напряжений, так и свойств вещества, а также благодаря одновременно влиянию взаимодействующих сил в зоне очага процесс землетрясения содержит также в большей или меньшей степени преобладающую стохастическую (недетерминированную) компоненту. В случае непрерывного нарастания напряжения, например, в ходе движений границ плит детерминированная компонента очагового процесса проявляется в определенных закономерностях возникновения землетрясения, таких, как квазициклическое возникновение землетрясения, большая неоднородность сейсмической активности в пространстве и во времени перед крупными землетрясениями (различного рода области сейсмического затишья, рои и форшоковая деятельность), пространственная и временная миграция проявлений сейсмической активности, связь тектонического режима с накоплением сейсмических напряжений.

Среди сейсмических закономерностей, указывающих на приближение крупных землетрясений, наиболее надежными и многообещающими являются проявления "сейсмического затишья и цикличности", предложенные и опробованные в течение двух последних десятилетий. В 1965 г. Федотовым было показано [6], что в сейсмически высокоактивных зонах субдукции Камчатки, Курильских островов и Японии, не испытывавших около 30 лет крупных землетрясений, имеются участки потенциального разрушения, где в ближайшем будущем крупные землетрясения могут произойти. Он показал также [7], что можно более точно установить положение будущего эпицентра с помощью количественного анализа пространственно-временного распределения высвобожденной энергии и частоты возникновения землетрясений. Метод затишья впоследствии был распространен на изучение всех окрестностей Тихого океана [15, 16, 28 и др.] и уже позволил осуществить успешный прогноз около 10 землетрясений с $M > 7$, однако без указания времени толчка. Метод был усовершенствован [20] выделением участков двух типов. Первый был описан выше. Второй тип характеризуется развитием зоны покоя (без средних и слабых землетрясений) в области будущего главного толчка землетрясений, которая, однако, ограничена с внешней стороны поясом повышенной сейсмичности, имеющим форму бублика. Пуркару счел желательным введение термина "затишье" для процесса выделения сейсмической энергии или затишья типа E [22]. Вслед за увеличением выделения энергии в области сейсмического затишья первого типа наступает длящийся десятилетия период пониженного выделения энергии перед главным толчком, который он и называет " E -затишье". Можно отметить, что выделение сейсмической энергии реализуется сильнейшими землетрясениями, чередующимися с крупными (рис. 3). Рои землетрясений, иногда наблюдаемые по соседству с местом будущего главного толчка [33], могут также быть отнесены к затишьям второго типа. На основании данных об уменьшении числа землетрясений перед главным толчком сформулированы критерии оценки сейсмического потенциала сильного землетрясения в соответствующем районе [32]. В тех районах, где сильные землетрясения происходили в циклическом или квазициклическом режиме, будущие события часто экстраполируются. Систематическая медленная миграция центров сейсмической активности в пространстве и во времени наблюдалась, например, для района Тихого океана [19].

Все эти, а также другие закономерности являются по существу эмпирическими и могут быть объяснены с физической точки зрения лишь частично. Они были выведены при помощи данных по районам с менее сложным тектоническим строением, нежели

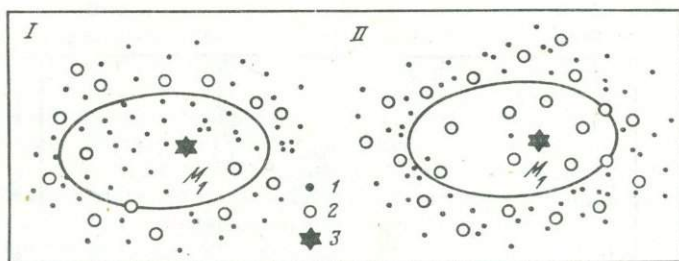


Рис. 3. Три типа сейсмического затишья [22]

Эллипс — пространственное затишье R , в последствии — область разрыва в очаге следующего крупного или сильнейшего землетрясения M_1 ; кружки — E -затишье (временное затишье в диапазоне магнитуд $M_1 - (2 \div 2,5) \leq M < M_1$ перед землетрясением M_1) — это затишье в выделении сейсмической энергии E , представляющее собой низкий уровень выделенной энергии E внутри и около области R ; точки — A -затишье (временное затишье в диапазоне слабых землетрясений $M < M_1 - (2 \div 2,5)$ перед землетрясением M_1 — это затишье в сейсмической активности A , количественно определяемое кумулятивной частотой $N_C(M)$; I — внутри области R -затишья отсутствуют землетрясения, характерные для A -затишья; II — внутри области R -затишья отсутствуют землетрясения, характерные для E -затишья; 1 — $M < 5$; 2 — $5 \leq M < 7$; 3 — $M \approx 7$

Альпийско-Средиземноморская область столкновения плит. Возникает вопрос: до какой степени и при каких условиях сейсмические закономерности, используемые в прогнозировании землетрясений, могут изучаться в нашем районе, а также до какой степени они искажены влиянием случайности и сложности подготовительного этапа будущего землетрясения?

ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗОНАХ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ КРУПНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В начале исследований необходимо было собрать имеющиеся данные и изучить с помощью хорошо документированного исторического материала эволюции сейсмической активности перед значительными землетрясениями, а также выявить основные закономерности и тенденции возникновения сильных землетрясений. Вскоре выяснилось, что даже в этом "классическом" районе сейсмологических исследований данные крайне ограничены; достаточно точная и полная локализация эпицентров землетрясений с $M \geq 4$ для большинства районов возможна лишь с 1960 или даже с 1970 г. Значения магнитуды и размеры зоны разрыва в очаге для крупных исторических землетрясений приходится устанавливать с помощью макросейсмической и геотектонической информации.

Первое систематическое исследование Средиземноморского региона в целом с точки зрения зон возможного возникновения крупных землетрясений было предпринято авторами и представлено на рассмотрение международного симпозиума ЮНЕСКО по предсказанию землетрясений в Париже в 1979 г. [24]. В основу было положено изучение недавних и крупных исторических землетрясений ($M \geq 7$) с использованием основных принципов представления о "сейсмическом затишье" и "средней повторяемости". Выделенные зоны сейсмического молчания из [24] отмечены штриховкой на карте 1979 г. (см. рис. 2). Сейсмическое затишье к востоку от Неаполя было впоследствии компенсировано землетрясением в Ирпинии 23.X 1980, $M = 6,8$.

Следует отметить, что некоторыми исследователями Средиземноморского региона широко применялся принципиально иной подход, базирующийся на методах опознавания образов для предсказания сильных землетрясений ($M > 6$ или 7) [1–5]. Авторами данной статьи и другими проделаны более детальные исследования по этому вопросу. Некоторые результаты регионального характера приводятся ниже.

Северная и Западная Анатолия. Зона Северо-Анатолийского разлома в прошлом испытала много разрушительных землетрясений. Принято считать, что между Европой и Анатолийским блоком существует трансформный разлом, который сдвигается к западу врезавшейся с юга Арабской плитой. Средняя скорость правостороннего скольжения вдоль разлома составляет 1,5–3 см/год [27]. Последнее проявление сейсмической активности началось с катастрофического землетрясения в Эрзинджане

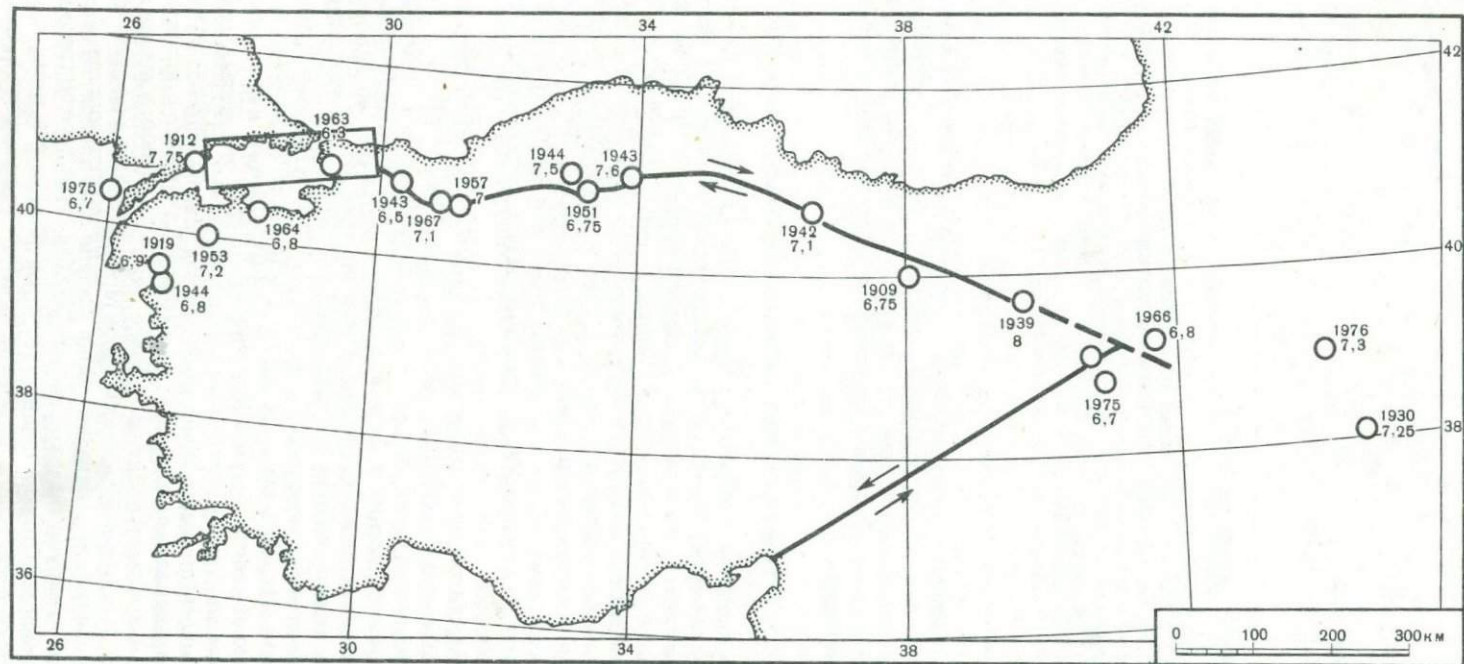


Рис. 4. Эпицентры крупных землетрясений (1900–1978 гг.) вдоль Северо-Анатолийского разлома. Четырехугольником обозначена область сейсмического затишья в Мраморном море [23]

1939 г. ($M = 7,9$) на востоке и закончилось в 1967 г. землетрясением с $M = 7,1$ около Болу на западе. После серии из пяти землетрясений с $M \geq 7$ с 1939 по 1967 г. почти весь разлом оказался врезанным с востока на запад (рис. 4). Периоды высокой сейсмической активности в течение нескольких десятилетий, сменяющие сотни лет отсутствия сильных землетрясений, по-видимому, являются характерной чертой разлома в Северной Анатолии. Последнее событие, возможно сравнимое с событием 1939 г., произошло в 1968 г. [8] на восточном краю разлома. Документальными данными, однако, не подтверждено, вызвало ли оно фазу мигрирующей активности, аналогичную той, которая наблюдается в настоящее время. Недостаточная полнота исторических данных создает трудности для надежных выводов.

Авторы провели детальные исследования пространственно-временной эволюции сейсмичности до Эрзинджанского землетрясения 1939 г. Выяснено, что зона порядка 300 км вокруг будущего эпицентра может рассматриваться как зона его подготовки. С 1916 по 1928 г. происходило увеличение сейсмичности с $M \geq 6$, однако за это десятилетие не произошло толчков, сравнимых с главным. В соответствии с вышеизложенным подобное явление может быть названо "затишьем в выделении энергии" или "затишьем типа E".

Западный край Северо-Анатолийского разлома в районе Адапазары разветвляется и уходит в северную часть Эгейского моря. Западная Анатолия характеризуется меридиональным растяжением, образованием грабенов и нормальных сбросов, обусловленных растяжением тыловой части Эгейской дуги. Крупнейшее событие этого столетия ($M \approx 7,7$) произошло 9 августа 1912 г. в западной части Мраморного моря (рис. 5), однако крупные землетрясения характерны для многих областей Западной Анатолии ($M = 6,25 \div 7,25$). Используя данные о поверхности разломов и распределении афтершоков, мы попытались восстановить зоны разрушений для основных землетрясений последнего времени (штриховые четырехугольники на рис. 5). Зоны разломов в основном ориентированы в направлении запад—юго-запад в соответствии с общей ориентировкой тектоники. Очаг землетрясения 1912 г. представляется важным с точки зрения будущих крупных землетрясений. Однако период затишья перед будущим событием в данном регионе фактически не развит, поскольку сколь-либо значительного возрастания сейсмичности ($M \geq 6$) в этом районе не наблюдалось. Это позволяет считать, что в данной области сейсмического затишья землетрясение, сравнимое с событием 1912 г., в ближайшем будущем маловероятно. В южном направлении, в районе Измира, произошли два землетрясения — в 1919 г. ($M = 6,9$) и в 1944 г. ($M = 6,8$) — с относительно небольшим промежуток времени между ними. Поскольку после последнего события прошло уже 38 лет, предполагается установить бдительный контроль за сейсмичностью данной области затишья первого типа. С этой целью изучена сейсмическая активность с пониженными магнитудами ($3 < M < 4$) с 1976 по 1980 г. Бросается в глаза чередование нескольких роев землетрясений, однако все они произошли достаточно далеко от области затишья в Измире. Принимая во внимание рассеянный и спорадический характер их появления, трудно дать какие-либо прогнозы только на основании активности данные роев, хотя рои часто считаются очень характерным признаком приближающихся крупных землетрясений. Землетрясение умеренной силы ($M = 6$) произошло 14 июня 1979 г. к югу от Лесбоса. Сейсмическая активность разбросанных роев с $M \leq 4$ в 1976—1979 гг. может быть связана с данным землетрясением, а может считаться и его предвестником. Однако этого недостаточно для убедительного прогноза.

Греция и Эгейское море. Данный район, как показывает рис. 1, является наиболее активным в пределах Альпийско-Средиземноморского сейсмического пояса и поэтому, естественно, обладает высоким потенциалом для возникновения крупных землетрясений. Район отличается большой сложностью и разнообразием как крупных, так и мелких тектонических элементов. С точки зрения тектоники плит здесь имеется ситуация активного бассейна, замкнутого островными дугами и сжатого с боков Анатолийским блоком с востока и Адриатическим блоком с запада [9, 14, 18], развитию которого препятствует толстый слой осадков восточносредиземноморского участка коры [16]. В то время как южная, северная и западная окраины Гелленской дуги подвергаются сжатию, внутренняя и восточные части Эгейского региона подвергаются делатационному напряжению [21]. На рис. 6 показана схема неотектоники, а также эпицентры крупнейших землетрясений XX в., как поверхностных, так

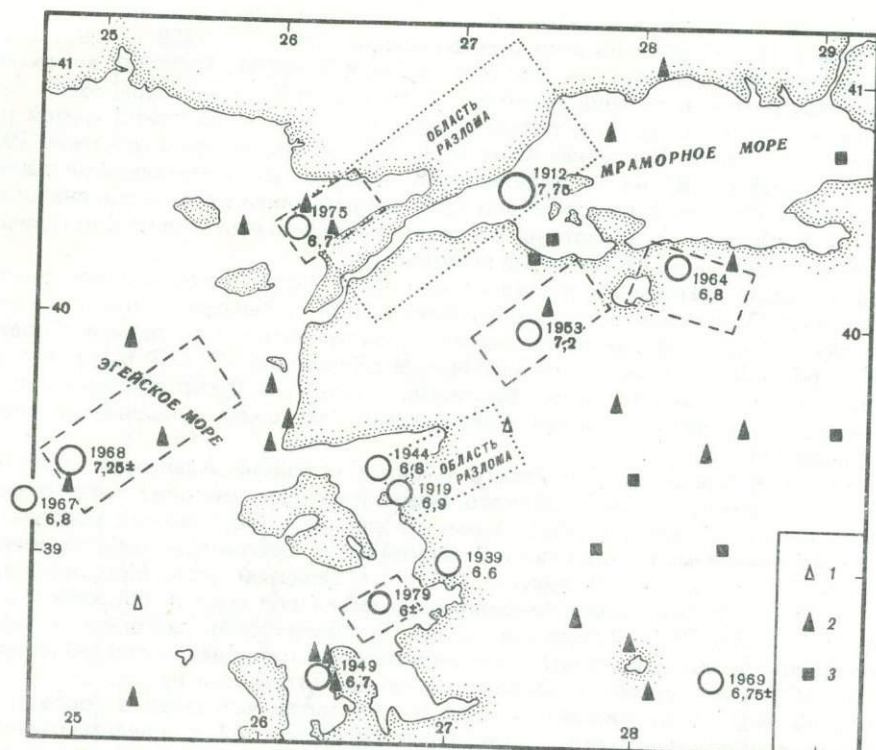


Рис. 5. Зоны разрушений (по афтершокам и полевым наблюдениям) крупнейших землетрясений Западной Турции и две области затишья (четыреугольники, показаны точками) [26]
 1 — $5 \leq M < 5,5$; 2 — $5,5 \leq M < 6$; 3 — $6 \leq M < 6,5$

и промежуточной глубины. Крупнейшие землетрясения в пределах Гелленской дуги достигают $M \approx 7,5-8$.

Изучение доступных исторических данных с 1600 г. позволяет выделить некоторые общие закономерности в пространственно-временном распределении землетрясений: 1) квазициклическая миграция очагов с запада на восток вдоль Гелленской дуги между $20^\circ < \lambda < 30^\circ$ в.д.; 2) чередование периодов активности с фазами покоя, продолжающимися от 20 до 50 лет; 3) изменение промежутков между крупными землетрясениями в одном и том же регионе в пределах 30–100 лет и более (рис. 7). Из рис. 7 видно, что по крайней мере в двух регионах не наблюдалось крупных землетрясений с 1846 и 1886 гг. (заштрихованные области). Они рассматриваются как зоны сейсмического затишья первого типа, обладающие высоким потенциалом сейсмической опасности [23] (см. рис. 2). К аналогичному выводу пришли Уисс и Байер [31], хотя они и использовали принципиально другой подход.

Две другие области Греции представляют большую сейсмическую опасность с древних времен: заливы Патраикос и Коринфский, проливы Аталандис и Еввоикос. Оба региона имеют простираение с северо-запада на юго-восток и приурочены к зонам нормальных сбросов. В связи с тем что исторические данные до 1700 г. большого доверия не вызывают, оценить длительность промежутков между крупными землетрясениями для обоих регионов затруднительно. Вполне вероятно также, что возникновение крупных землетрясений имеет крайне нерегулярную природу. Крупнейшие землетрясения за прошедшие 150 лет отмечены на рис. 6. Землетрясения 1858, 1861 и 1870 гг. в районе заливов Патраикос и Коринфского, а также 1853 и 1894 гг. внутри и около регионов проливов Аталандис и Еввоикос, несомненно, входят в число крупнейших событий в данном регионе. Учитывая нерегулярный характер землетрясений в этом регионе, прогнозы предложить трудно, но, поскольку прошло уже более 90–100 лет, оба региона могут рассматриваться как зоны сейсмического затишья, если такая концепция здесь вообще применима.

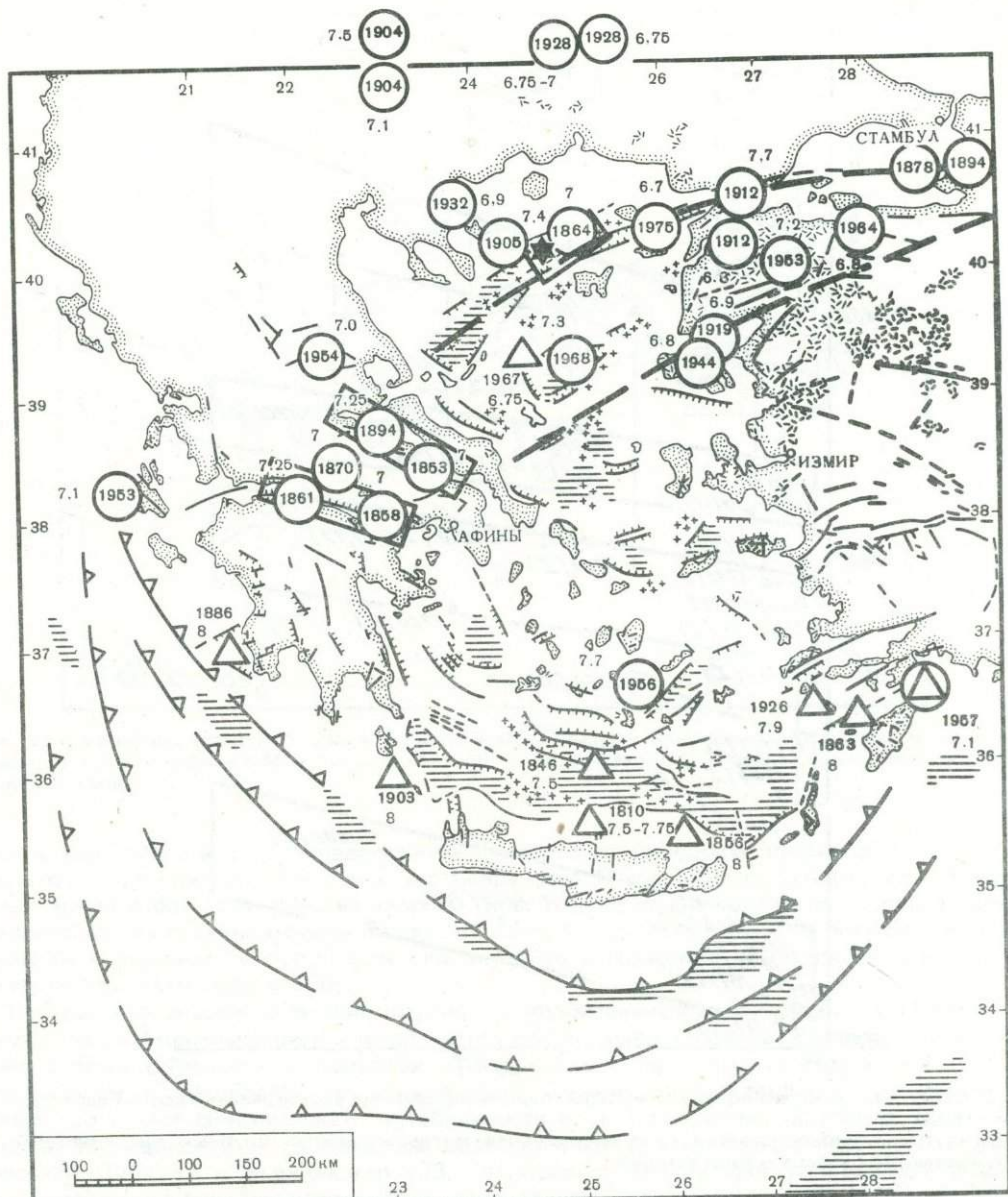


Рис. 6. Крупные поверхностные (кружки) и промежуточной глубины (треугольники) землетрясения в районе Западной Анатолии — Эгейского моря (цифрой обозначена магнитуда). Три четырехугольника показывают: затишье *А* для Коринфа, проливов Аталандиса Еввоикос и северной части Эгейского моря. Черной звездочкой обозначен эпицентр землетрясения 6.III 1983 г. (40,2° с.ш., 24,7° в.д., $M = 7,1$), происшедшего внутри зоны затишья северной части Эгейского моря (см. рис. 8)

Далее рассмотрим более подробно недавнее крупное землетрясение 6 августа 1983 г. в северной части Эгейского моря (40,2° с.ш., 24,7° в.д., $M = 7,1$), происшедшее в области сейсмического затишья [25, 26]. Северо-Эгейская впадина (рис. 6 и 8) представляет собой грабен с нормальным и правосторонним скольжением блоков. Он является продолжением деформации Северо-Анатолийского трансформного разлома, который сейсмически активен, и здесь происходили и происходят крупные землетрясения. (Прошло более 100 лет после события 1864 г., $M \geq 7$, 40,5° с.ш., 25° в.д.). Пред-

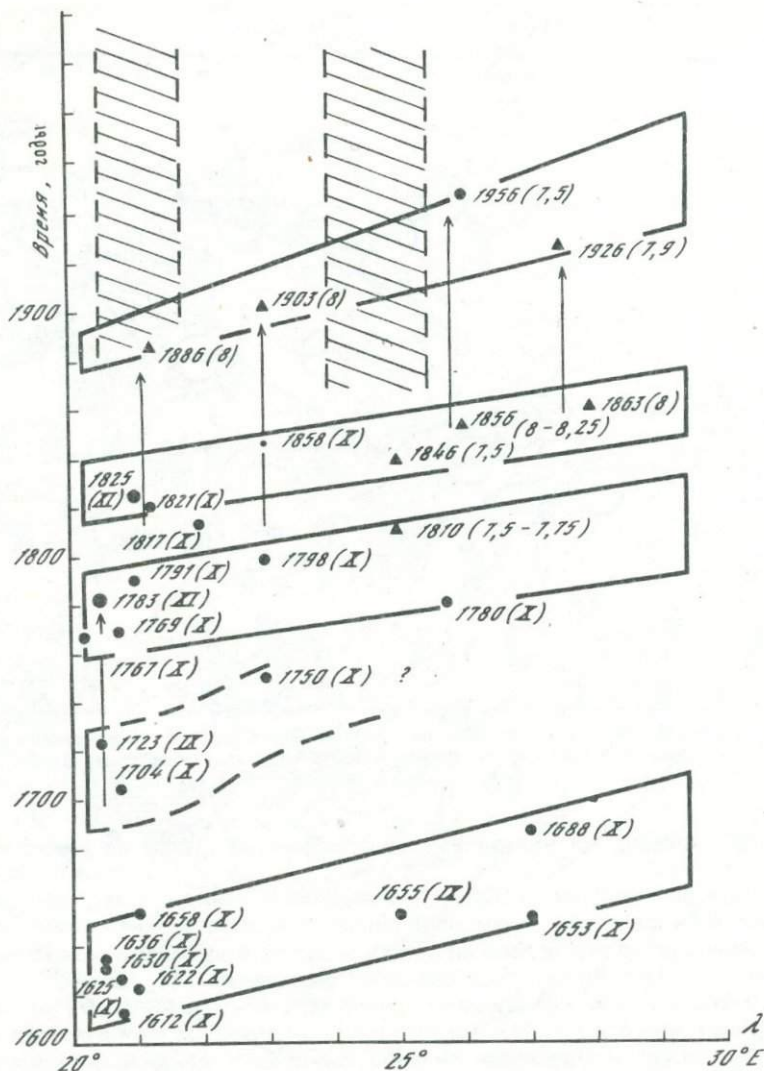


Рис. 7. Схема пространственно-временного распределения крупных землетрясений вдоль Гелленской дуги с 1600 г.

Вытянутые четырехугольники — предполагаемая миграция вокруг крупных землетрясений; заштрихованные области — зоны затишья

положительно, данный район представляет собой область сейсмического затишья первого типа. С 1950 по 1965 г. район характеризовался повышенной активностью землетрясений средней силы ($M \geq 5,5$). Его сменил период затишья в выделении сейсмической энергии (E-тип), который продолжался до толчка в юго-западной части региона с $M = 6,8$ 18.I 1982. Однако толчок был недостаточно сильным, чтобы привести к образованию трещин в районе эпицентра землетрясения 1864 г., и поэтому рассматривается как мощный форшок большого события, ожидаемого в зоне пересечения двух частей грабенов (эллипс на рис. 8). Эпицентр землетрясения от 6.VIII 1983 с $M = 7,1$ попал как раз в эту зону затишья. Этот успешный прогноз может быть использован для иллюстрации применения концепции зон затишья типа E.

Необходимо коснуться также истории югославского землетрясения с $M = 7$ от 15.IV 1979 [10]. За два года до главного толчка вокруг его будущего места на расстоянии 50–150 км была выявлена слабая активность землетрясения с $M < 4$, в то

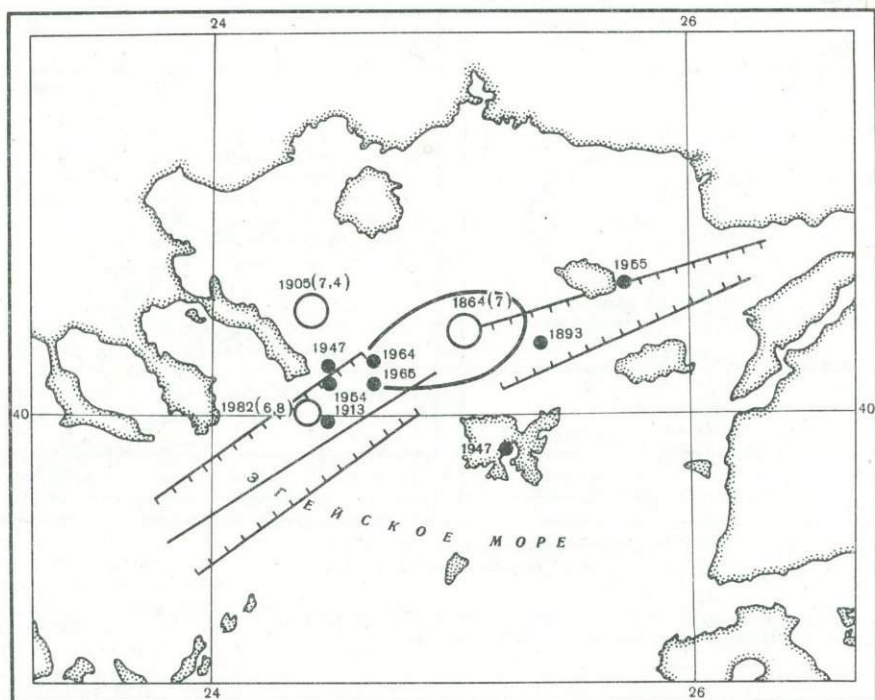


Рис. 8. Крупнейшие события в северной части Эгейского моря (обозначены кружками) и высокая сейсмическая активность с $M \geq 5,5$ в 1950–1965 гг. Внутри эллипса — зона затишья северной части Эгейского моря

время как область в непосредственной близости от будущего эпицентра оставалась достаточно спокойной. Пользуясь терминологией Моги, можно сказать, что регион представлял собой зону затишья второго типа. Только за две недели до главного толчка началась интенсивная форшоковая активность непосредственно в зоне эпицентра. Значение форшоковой активности для некоторых греческих землетрясений изучается также Уонгом и Уиссом [30].

Центральная Италия. В Италии крупные разрушительные землетрясения в основном преобладают в центральной и южной частях полуострова. Ограничимся рассмотрением района Южных Апеннин и Калабрии. Данный район характеризуется тектоническим растяжением с преобладанием нормальных сбросов, образовавшихся, предположительно, во время динамической нестабильности после завершения орогенеза. В своем первом исследовании потенциальных возможностей возникновения крупных землетрясений Пуркару и Беркхеммер [23, 24] провели анализ пространственно-временной картины крупных землетрясений (рис. 9). Из этой картины можно заключить, что промежуток времени между сильными землетрясениями в одном и том же месте составляет 100–150 лет.

Приняв данное предположение, мы получаем, что область между $39,5^\circ$ с.ш. и 41° с.ш. представляет собой зону сейсмического затишья первого типа с высоким потенциалом для землетрясения с $M = 6,5 \div 7$. Правильность предположения о наличии сейсмического затишья дополнительно подтверждает сейсмическое спокойствие на уровне $M \geq 6$ с 1900 г. (рис. 10). Ожидаемое землетрясение с $M = 6,8$ произошло внутри зоны затишья (координаты эпицентра $40,8^\circ$ с.ш., $15,3^\circ$ в.д.) 23.XI 1980, область разрушений протянулась внутри зоны в южном направлении приблизительно до $40,5^\circ$ с.ш. При этом землетрясении погибло более 3000 чел. Несмотря на успешность прогноза места, какие-либо выводы относительно ожидаемого времени землетрясения сделать не удалось. Две области, к юго-востоку и северо-западу от зоны разрушений землетрясения 1980 г., в течение более 150 лет не подвергались разрушениям и являются, предположительно, областями будущих крупных землетрясений ($M \geq 7$).

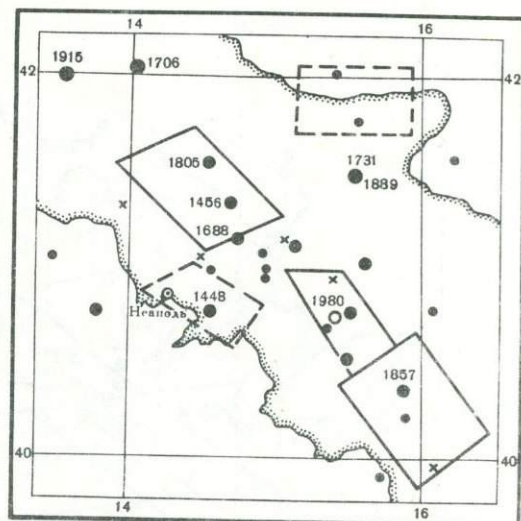
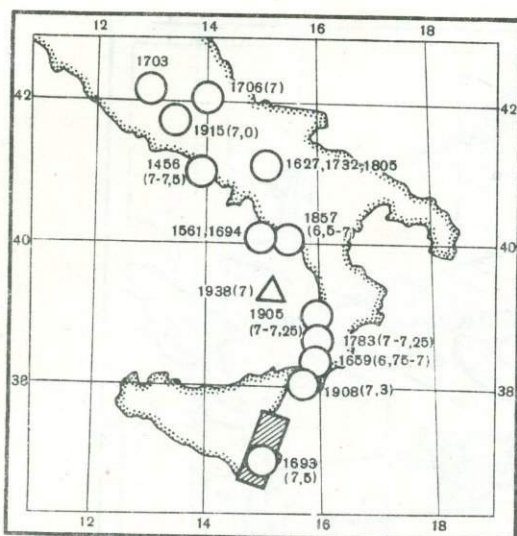


Рис. 9. Крупные землетрясения в Центральной и Южной Италии
Четырехугольником обозначена область сейсмического затишья

Рис. 10. Крупные землетрясения в Центральной и Южной Италии и зоны сейсмического затишья перед будущими землетрясениями (четырёхугольники)

Параллельно с нашими исследованиями к северо-западу от зоны разрушений 1980 г. была обнаружена область сейсмического затишья [13].

Капуто [11] предположил на основе метода распознавания сейсмической картины возможные области возникновения сильных землетрясений в Южной Италии.

ВЫВОДЫ

Предсказания землетрясений в узком смысле слова в Альпийско-Средиземноморском регионе все еще находятся в начальной стадии развития. Не следует на основании нескольких успешных прогнозов места представлять себе, что найден всеобъемлющий и надежный подход в средне- и долгосрочном прогнозировании крупных землетрясений в данном регионе. Принципы, разработанные и с определенным успехом опробованные в сейсмическом поясе бассейна Тихого океана (зоны сейсмического молчания, цикличность), могут быть применимы и для сейсмических условий Альпийско-Средиземноморского региона, но иногда ситуация бывает искажена в связи со сложностью и разнообразием сеймотектонического режима данной области взаимодействия плит.

Изучение истории крупных событий необходимо для вывода закономерностей по крайней мере по определенным районам; затишье в выделении сейсмической энергии (затишье типа *E*) является тому примером. Однако все эти исследования носят ограниченный характер в связи с неполнотой и неточностью данных, даже в пределах последних нескольких десятилетий. Несмотря на то что средне- и долгосрочные прогнозы не решают проблемы предсказания землетрясений, они все же имеют большое значение для планирования геофизических наблюдений в этих районах и для общих мер по уменьшению риска при землетрясениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вебер К., Горшков А.И., Ранцман Е.Я. Морфоструктурные линейменты и сильные землетрясения Западных Альп. — В кн.: Математическое моделирование строения Земли и прогноза землетрясений. М.: Наука, 1982, с. 67—73. (Вычислит. сейсмология; Вып. 14).
2. Гельфанд И.Н., Губерман А.Ш., Жидков М.П.

- и др. Распознавание мест возникновения землетрясений. II. Четыре региона Малой Азии и Юго-Восточной Европы. — В кн.: Машинный анализ цифровых и сейсмологических данных. М.: Наука, 1974, с. 3—40. (Вычислит. сейсмология; Вып. 7).
3. Горшков А.И., Капуто М., Кейлис-Борок В.И.

- и др. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. IX. Италия, $M < 6.0$. — В кн.: Теория и анализ сейсмологических наблюдений. М.: Наука, 1979, с. 3—17. (Вычислит. сейсмология; Вып. 12).
4. *Жидков М.П., Ротвайн Н.М., Садовский А.М.* Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. IV. Высокосейсмичные пересечения линейментов Армянского нагорья, Балкан и бассейна Эгейского моря. — В кн.: Интерпретация данных сейсмологии и тектоники. М.: Наука, 1975, с. 53—70. (Вычислит. сейсмология; Вып. 8).
 5. *Кейлис-Борок В.И., Ротвайн И.М.* Два долгосрочных предвестника сильных землетрясений. — В кн.: Теория и анализ ее сейсмологических наблюдений. М.: Наука, 1979, с. 18—27. (Вычислит. сейсмология; Вып. 12).
 6. *Федотов С.А.* Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1965, с. 66—93. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 10).
 7. *Федотов С.А.* О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном прогнозе. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 121—150.
 8. *Ambraseys N.N.* Studies in historical seismicity and tectonics. — In: Geodynamics today: A review of the Earth's dynamic processes. L.: Royal Soc., 1975, p. 7—16.
 9. *Angelier J., Lyberis N., Le Pichon X.* et al. The tectonic development of the Hellenic Arc and the Sea of Crete: A synthesis. — Tectonophysics, 1982, vol. 86, p. 159—169.
 10. *Berckhemer H., Purcaru G.* Research on specific models for the occurrence of significant earthquakes in Europe. — In: Earthquake prediction, ESA SP-156. Strasbourg, 1980, p. 161—176.
 11. *Caputo M., Keilis-Borok V., Oficerova E.* et al. Pattern recognition of earthquake-prone areas in Italy. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1980, vol. 21, p. 305—320.
 12. Council of Europe, Recommendation 864(1979) on earthquake prediction. — In: Earthquake prediction programme, ESA SP-156. Strasbourg, 1980, p. 197—203.
 13. *Del Pezzo E., Iannaccone G., Martini M., Scarpà R.* Seismicity patterns and a possible seismic gap in the southern Apennines, EOS. — Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 63, p. 1260.
 14. *Horvath F., Berckhemer H.* Mediterranean backarc basins. — In: Alpine-Mediterranean geodynamics, 1982, p. 141—173. (AGU, Geodyn. Ser.; N 7).
 15. *Kelleher J.A., Sykes L.R., Oliver J.* Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and Caribbean. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, p. 2547—2585.
 16. *Markis J.* The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. — Tectonophysics, 1978, vol. 46, p. 269—284.
 17. *McCann W.R., Nishenko S.P., Sykes L.R., Krause J.* Seismic gaps and plate tectonics: Seismic potential for major plate boundaries. — Pure and Appl. Geophys., 1979, vol. 117, p. 1082—1147.
 18. *McKenzie D.* Active tectonics of the Mediterranean region. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1972, vol. 30, p. 109—185.
 19. *Mogi K.* Migration of seismic activity. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1968, vol. 46, p. 53—74.
 20. *Mogi K.* Two kinds of seismic gaps. — Pageoph., 1979, vol. 117, p. 1172—1186.
 21. *Papazachos B.C., Comninakis P.E.* Long-term earthquake prediction in the hellenic trench-arc system. — Tectonophysics, 1982, vol. 86, p. 3—16.
 22. *Purcaru G.* A model of earthquake cycles. — In: Abstrs 21st Gen. Assembly IASPEI. L., 1981, p. A2. 15 (abstr.).
 23. *Purcaru G., Berckhemer H.* Patterns of occurrence of large earthquakes in the region of the Mediterranean: Paper III-7, Publ. SC/79/Conf. 802. P.: UNESCO, 1979. 15 p. (Intern. Symp. Earthquake Prediction).
 24. *Purcaru G., Berckhemer H.* Regularity patterns and zones of seismic potential for future large earthquakes in the Mediterranean region. — Tectonophysics, 1982a, vol. 85, p. 1—30.
 25. *Purcaru G., Berckhemer H.* Some zones of high seismic potential in NW-Aegean and the "informativeness" of seismicity characteristics to earthquake prediction, EOS. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1982b, vol. 63, p. 1259—1260 (abstr.).
 26. *Purcaru G., Berckhemer H.* Further regularity patterns and zones of seismic potential for future large earthquakes in the Mediterranean region and the use of some deterministic-probabilistic approaches in earthquake prediction. Pt II. Frankfurt a.M., 1982c. 58 p. (Dt. Forschungsgemeinschaft; DFG Rep. Be 229/58-2).
 27. *Sengör A.M.C., Canitez N.* The North Anatolian fault. — In: Alpine-Mediterranean geodynamics, 1982, p. 205—216. (AGU, Geodyn. Ser.; N 7).
 28. *Sykes L.* Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps and earthquake prediction for Alaska and the Aleutians. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, p. 8021—8041.
 29. *Udias A.* Seismicity and seismotectonic stress field in the Alpine-Mediterranean region. — In: Alpine-Mediterranean geodynamics, 1982, p. 75—82. (AGU, Geodyn. Ser.; N 7).
 30. *Wong K.C., Wyss M.* Clustering of foreshocks and preshocks in the Circum-Aegean region. — EPR, 1982 (in press).
 31. *Wyss M., Baer M.* Seismic quiescence in the Western Hellenic arc. — Nature, 1981, vol. 289, p. 785—787.
 32. *Wyss M., Habermann R.E.* Seismic quiescence precursory to a past and a future Kurile Island earthquake. — Pageoph., 1979, vol. 117, p. 1195—1211.
 33. *Xu S.H., Shen P.W.* Some features of earthquake distribution around Peking and crustal bulging. — In: Earthquake prediction research/Ed. A. Vogel. Wiesbaden, 1979, p. 585—601.

КОМПЛЕКС ДОЛГОСРОЧНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ДЛЯ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МИРА

В.И. КЕЙЛИС-БОРОК, В.Г. КОСОБОКОВ

Институт физики Земли АН СССР, Москва, СССР

ВВЕДЕНИЕ

Рассмотрен комплекс долгосрочных сейсмологических предвестников для диагностики периодов повышенной вероятности возникновения сильнейших (с магнитудой $M \geq 8$) землетрясений. Каждый предвестник представляет собой аномальное возрастание во времени некоторых функций, отражающих интегральные свойства сейсмичности в широкой (до 6°) окрестности готовящегося землетрясения. Выбор функций отражает гипотезы о том, что перед сильнейшими землетрясениями повышаются: 1) сейсмическая активность; 2) ее вариации во времени; 3) ее отличие от долговременного тренда; 4) средняя площадь очага; 5) отношение среднего размера очагов к среднему расстоянию между ними; 6) группирование землетрясений.

Основанием для поиска единого комплекса предвестников для разных регионов мира послужили результаты, полученные в [1] для Калифорнии, где был найден комплекс сейсмологических предвестников, обладающих определенной автомодельностью; они применимы к землетрясениям в разных диапазонах магнитуд, с соответственно разными размерами области, сейсмичность которой определяют предвестники. Часть этих предвестников в упрощенном виде и применяются в данной статье.

Дополнительным основанием является то, что, несмотря на априорную неоднородность глобальных сейсмических поясов, существуют общие геолого-геоморфологические критерии выделения мест возможного возникновения сильнейших землетрясений [2, 5].

Определения. Рассмотрим последовательность землетрясений в области подготовки сильного землетрясения. Исключим афтершоки и получим каталог основных толчков этой области. Обозначим $t_{(i)}$ и $M_{(i)}$ время и магнитуду основного толчка с порядковым номером i . Определим следующие функции:

1. $N(t | \underline{M}, s)$ — число основных толчков с магнитудой $M \geq \underline{M}$ в интервале времени $(t-s, t)$;

2. $K(t | \underline{M}, s) = N(t | \underline{M}, s) - N(t-s | \underline{M}, s)$;

3. $V(t | \underline{M}, s, u) = \text{var} N(t | \underline{M}, s) \Big|_{t-u}^t$ — вариация N в интервале времени $(t-u, t)$;

4. $L(t | \underline{M}, s, t_0) = N(t | \underline{M}, t-t_0) - \frac{t-t_0}{t-t_0-s} N(t-s | \underline{M}, t-t_0-s)$;

5. $S_1(t | \underline{M}, \bar{M}, s, \alpha, \beta) = \sum_{\{i\}} 10^{\beta(M_{(i)} - \alpha)} (N(t | \underline{M}, s) - N(t | \bar{M}, s))$, $S_2(t | \underline{M}, \bar{M}, s, \alpha, \beta) =$
 $= \sum_{\{i\}} 10^{\beta(M_{(i)} - \alpha)} / (N(t | \underline{M}, s) - N(t | \bar{M}, s))^{2/3}$,

в обеих функциях суммирование производится по основным толчкам $\{i\}$ из диапазона магнитуд (\underline{M}, \bar{M}) и в интервале времени $(t-s, t)$;

6. $B(t | \underline{M}, \bar{M}, s, M_a, e) = \max_{\{i\}} b_i(e, M_a)$, где $b_i(e, M_a)$ — число афтершоков с магнитудой $M \geq M_a$ у основного толчка i за период времени $(t_{(i)}, t_{(i)} + e)$.

Очевидно, что N характеризует сейсмическую активность, K и V — ее изменчивость во времени, L — ее отклонение от долговременного тренда, B — группирование землетрясений. Константа β для S_1 выбирается так, чтобы величина S_1 грубо отражала среднюю площадь разрыва в очаге. В S_2 значение β вдвое меньше, чем в S_1 , так что S_2 отражает отношение среднего линейного размера очага к среднему расстоянию между очагами, т.е. критерий образования магистрального разрыва по Журкову—Соболеву [6]. Более подробное обсуждение перечисленных функций приведено в [1].

Таблица 1

Группы эпицентров с $M \geq 8$

Номер группы	Район	Дата	Эпицентр		Глубина, км	M	M _{AK}	A	ППВ
			φ°	λ°					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Камчатка	30.I.1917	56,5	163	25	8,1	7,8	165	
2	"	3.II.1923	54	161	25	8,4	8,3	204	
3	"	25.VI.1904	52	159	25	8,3	7,9	239	
		25.VI.1904	52	159		8,1	8,0	239	
		4.XI.1952	52	159,5	25	8,4	8,2	219	
		4.V.1959	52,5	159,5	60	8,0	7,7	228	
4	Курильские острова	1.V.1915	47	155	25	8,1	8,0	259	
5	" "	7.IX.1918	45,5	151,5	25	8,3	8,2	280	
6	" "	6.XI.1958	44,4	148,6	32	8,7	8,1	338	
		13.X.1963	44,8	149,5	60	8,25	8,1	322	
7	Северная Япония	4.III.1952	42,5	143	25	8,6	8,3	282	
8	" "	9.VIII.1901	40	144	25	8,3	7,8	335	
		2.III.1933	39,2	144,5	25	8,4	8,5	330	
9.	" "	7.II.1897	40	140		8,3		298	
10.	" "	19.II.1897	38	142		8,3		330	
		5.VIII.1897	38	143		8,7		326	
		22.IV.1898	39	142		8,3	7,8	336	
11.	Южная Япония	21.I.1906	34	138	340	8,4		293	
		1.IX.1923	35,2	139,5	25	8,3	8,2	285	
12.	" "	7.XII.1944	33,7	136	25	8,3	8,3	322	
13.	" "	20.XII.1946	32,5	134,5	25	8,4	8,2	272	
14.	о-ва Рюкю	15.VI.1911	29	129	160	8,7		169	
15.	о. Тайвань	12.IV.1910	25,5	122,5	200	8,3		153	
		5.VI.1920	23,5	122	25	8,3	8,0	172	
		24.VII.1978	22	121,4	18	8,0	7,2	172	--
16.	Филиппинские острова	—	16	122				186	
17.	" "	18.X.1897	12	126		8,1		289	^
18.	" "	24.I.1948	10,5	122	25	8,3	8,2	360	
19.	" "	20.IX.1897	06	122		8,6		523	
		21.IX.1897	06	122		8,7		523	
20.	море Банда	14.III.1913	04,5	126,5	25	8,3	7,9	591	
		15.VIII.1918	05,5	123,5	25	8,3	8,0	594	
		16.IV.1924	06,5	126,5		8,3	8,3	532	
21.	о. Сулавеси	22.I.1905	01	123	90	8,4		539	
		14.V.1932	00,5	126	25	8,3	8,0	579	
		21.XII.1939	00	123	150	8,6		516	
22.	Новая Гвинея	13.I.1916	-03	135,5	25	8,1	7,7	264	/
23.	" "	10.I.1971	-03	139,7	33	8,1	7,9	218	*
24.	Новая Британия	14.IX.1906	-07	149	25	8,4	8,1	514	
25.	Соломоновы острова	6.V.1909	-05	154	25	8,1	7,9	406	
26.	" "	3.X.1931	-10,5	161,7	25	8,1	7,9	256	
		30.IV.1939	-10,5	158,5	25	8,1	8,0	260	
		21.IV.1977	-10	160,7	33	8,1	7,2	232	/*
27.	о-ва Санта-Крус	29.VII.1900	-10	165	25	8,1	7,9	216	
		18.VII.1934	-11,8	166,5	25	8,1	8,1	239	
		17.VII.1980	-12,5	165,9	33	8,0	7,7	265	*
28.	Новые Гебриды	16.VIII.1910	-19	169,5	100	8,6		304	
		14.X.1913	-19,5	168	230	8,1		285	
		20.IX.1920	-20	168	25	8,3	7,9	264	^
		2.XII.1950	-18,2	167,5		8,1	7,2	312	
29.	" "	9.VIII.1901	-22	170	25	8,4	8,1	219	

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
30.	Тонга	26.VI.1917	-15,5	-173	25	8,7	8,4	484	
31.	"	4.I.1903	-20	-175	400	8,0	-	730	/
		1.I.1919	-19,5	-176,5	180	8,3	-	735	/
		30.IV.1919	-19	-172,5	25	8,4	8,2	566	
32.	"	16.IV.1937	-21,5	-177	400	8,1	-	723	
33.	Кермадек	1.V.1917	-29	-177		8,6	7,9	364	/
		14.I.1976	-28,4	-177,6	33	8,2	7,9	384	
34.	Макуори	26.IV.1924	-56	157	25	8,3	7,7	47	
35.	Сандвичевы острова	27.VI.1929	-54	-29,5	25	8,3	7,7	154	
36.	Чили	22.V.1960	-39,5	-74,5		8,5	8,5	67	
37.	"	1.XII.1928	-35	-72	25	8,3	8,0	107	^
		25.I.1939	-36,2	-72,2		8,3	7,8	94	^
38.	"	17.VIII.1906	-33	-72	25	8,4	8,4	148	^
39.	"	6.IV.1943	-30,7	-72		8,3	7,9	160	
40.	"	11.XI.1922	-28,5	-70	25	8,4	8,3	216	
41.	"	9.XII.1950	-23,5	-67,5	100	8,3	-	259	
42.	"		-17	-69				264	
43.	Перу	24.VIII.1942	-15	-76		8,6	8,2	140	
44.	"	24.V.1940	-10,5	-77		8,4	7,9	156	^
45.	Эквадор	31.I.1906	1	-81,5	25	8,9	8,7	99	
		14.V.1942	-0,8	-81,5	25	8,3	7,9	91	
46.	Панама	20.XII.1904	8,5	-83,0	25	8,3	7,6	123	
47.	Гватемала	19.IV.1902	14	-91	25	8,3	7,9	159	
		23.IX.1902	16	-93	25	8,4	8,2	149	
		6.VIII.1942	14	-91		8,3	7,9	159	
48.	Мексика	24.I.1899	17	-98		8,4	7,9	104	
		15.IV.1907	17	-100	25	8,3	8,0	73	
		26.V.1908	18	-99	80	8,1	-	91	
49.	"	14.I.1903	15	-98	25	8,3	8,0	105	
50.	"	20.I.1900	20	-105	25	8,3	7,8	71	
		3.VI.1932	19,5	-104,2		8,1	8,2	76	
51.	Калифорнийский залив	-	28,5	-112				51	
52.	Южная Калифорния	9.I.1857	35	-119				57	
53.	Западная Сьерра-Невада	26.III.1872	36,5	-118				48	
54.	Северная Калифорния	18.IV.1906	38	-123	25	8,3	8,3	75	
55.	о-ва Королевы Шарлотты	22.VIII.1949	53,8	-133,2	25	8,1	8,1	28	^
56.	Аляска	4.IX.1899	60	-142	25	8,3	8,2	102	
		10.IX.1899	60	-140		8,6	8,2	71	
		9.X.1900	60	-142	25	8,3	8,0	102	
		28.III.1964	61	-147,7	33	8,3	8,4	118	
57.	"	27.VIII.1904	64	-151	25	8,3	7,7	76	
58.	"	2.VI.1903	57	-156	100	8,3	7,3	147	^
59.	"	10.XI.1938	55,5	-158	25	8,7	8,3	139	
60.	Алеутские острова	7.III.1929	51	-170	50	8,6	7,5	173	^
61.	"	9.III.1957	51,3	-175,8		8,3	8,1	186	
62.	"	17.VIII.1906	51	+179	25	8,3	8,2	165	
63.	Бонинские острова	25.XI.1953	33,9	141,5	33	8,25	7,9	261	
64.	"	13.III.1909	31,5	142,2	80	8,3	-	237	
65.	Марианские острова	24.XI.1914	22	143	110	8,7	-	139	
66.	"	22.IX.1902	18	146	25	8,1	7,9	186	
67.	о-ва Палау	16.VIII.1911	7	137	25	8,1	7,8	39	
68.	море Банда	18.XI.1918	-7	129	190	8,1	-	377	
		1.II.1938	-5,2	130,5	25	8,6	8,2	418	
		2.XI.1950	-6,5	129,5	50	8,1	-	386	
69.	Малые Зондские острова	19.VIII.1977	-11,1	118,5	33	8,0	8,1	166	-

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
70.	Яванский желоб	23.VII.1943	-9,5	110	90	8,1	-	163	
71.	То же	27.II.1903	-8	106	25	8,1	7,8	210	
72.	о. Суматра		-5	103				212	
73.	"	9.III.1928	-2,5	88,5	25	8,1	7,7	6	
74.	"	28.XII.1935	0	98,2	25	8,1	7,7	160	
75.	Андананские острова	26.VI.1941	12,5	92,5		8,7	7,7	62	
76.	Ассам	15.VIII.1950	28,5	96,5	25	8,7	8,6	96	△
77.	"	12.VI.1897	26	91		8,7		89	
78.	Ганг	15.I.1934	26,5	86,5	25	8,4	8,3	50	
79.	Непал		29,5	81				50	
80.	Западные Гималаи	4.IV.1905	33	76	25	8,6	8,1	157	
81.	Южный Тянь-Шань	21.X.1907	38	69	25	8,1	7,7	156	
		7.VII.1909	36,5	70,5	230	8,1	-	171	
		15.XI.1921	36,5	70,5	215	8,1	-	171	
82.	Северо-Восточный Тарим	22.VIII.1902	40	77	25	8,6	8,2	176	△
83.	Северный Тянь-Шань	3.I.1911	43,5	77,5	25	8,7	8,4	88	△
84.	Восточный Тянь-Шань	22.XII.1906	43,5	85	25	8,3	7,9	45	
85.	Монголия	9.VII.1905	49	99	25	8,4	8,0	14	
		23.VII.1905	49	98	25	8,7	8,4	13	
86.	"	4.XII.1957	45,2	99,4		8,3	8,0	10	
87.	Китай	16.XII.1920	36,0	105	25	8,6	8,6	19	
88.	"	22.V.1927	36,8	102	25	8,3	7,9	23	
89.	"	27.VII.1976	39	118	23	8,0	7,8	9	-
90.	о-ва Принца Эдуарда	10.XI.1942	-49,5	32	25	8,3	7,9	20	
91.	Северное Аравийское море	27.XI.1945	24,5	63	25	8,3	8,0	49	
92.	Анатолия	-	39	39				39	
93.	о. Родос	26.VI.1926	36,5	27,5	100	8,3	-	105	△
94.	о. Китира	11.VIII.1903	36	23	100	8,3	-	106	
95.	Сицилия	-	38	15				59	
96.	Северо-Восточная Атлантика	28.II.1969	36	-10,6	22	8,0	7,8	6	-
97.	То же	25.XI.1941	37,5	-18,5	25	8,4	8,2	3	
		26.V.1975	35	-17,6	33	8,1	7,8	3	-
98.	Гаити	4.VIII.1946	19,2	-69		8,1	8,0	32	
99.	Куба	-	20	-75				17	
100.	Венесуэла	29.X.1900	11	-66	25	8,4	8,0	33	

Примечание. 1. M — максимальная магнитуда по [11], $M = \max(m_B, MS, ML, MA)$; M_{AK} — магнитуда MS по [7,8]; A — среднее число основных толчков с $M \geq 5$ за 10 лет в 1964–1982 гг.; 2. Исход ППВ: $+ - M \geq 8$; $/ - 8 > M \geq 7,7$; $\Delta - M < 7,7$ ("ложная тревога"); $- -$ землетрясение с $M \geq 8$ после 1970 г., возникшее вне ППВ ("пропуск цели"). 3. Без времени в очаге дано 10 дополнительных точек; в таблице не указаны ППВ, продолжающиеся в 1983 г.

Таким образом, в каждый момент времени t в области можно определить вектор $P(t) = (p_1(t), \dots, p_m(t))$, где $p_k(t)$ — одна из перечисленных выше функций с фиксированными свободными параметрами ($k = 1, \dots, m$).

Задача состоит в том, чтобы по значению вектора $P(t)$ выделить интервалы времени, предшествующие сильному землетрясению. Точнее речь идет о периодах повышенной вероятности возникновения землетрясений (ППВ).

Трудно ожидать, что какая-либо одна из компонент вектора $P(t)$ окажется достаточной для выделения таких интервалов времени. Поэтому мы будем ориентироваться на комплекс описанных функций. Отсутствие физических моделей и бедность статистики по необходимости приводят к эвристическому поиску алгоритма диагностики ППВ.

Исходные данные взяты из каталога землетрясений мира [11]. Из разных указанных в нем магнитуд выбиралось максимальное значение в соответствии с опытом [10]. Выбор магнитуд намеренно грубый, что освобождает от ряда неизбежно произвольных

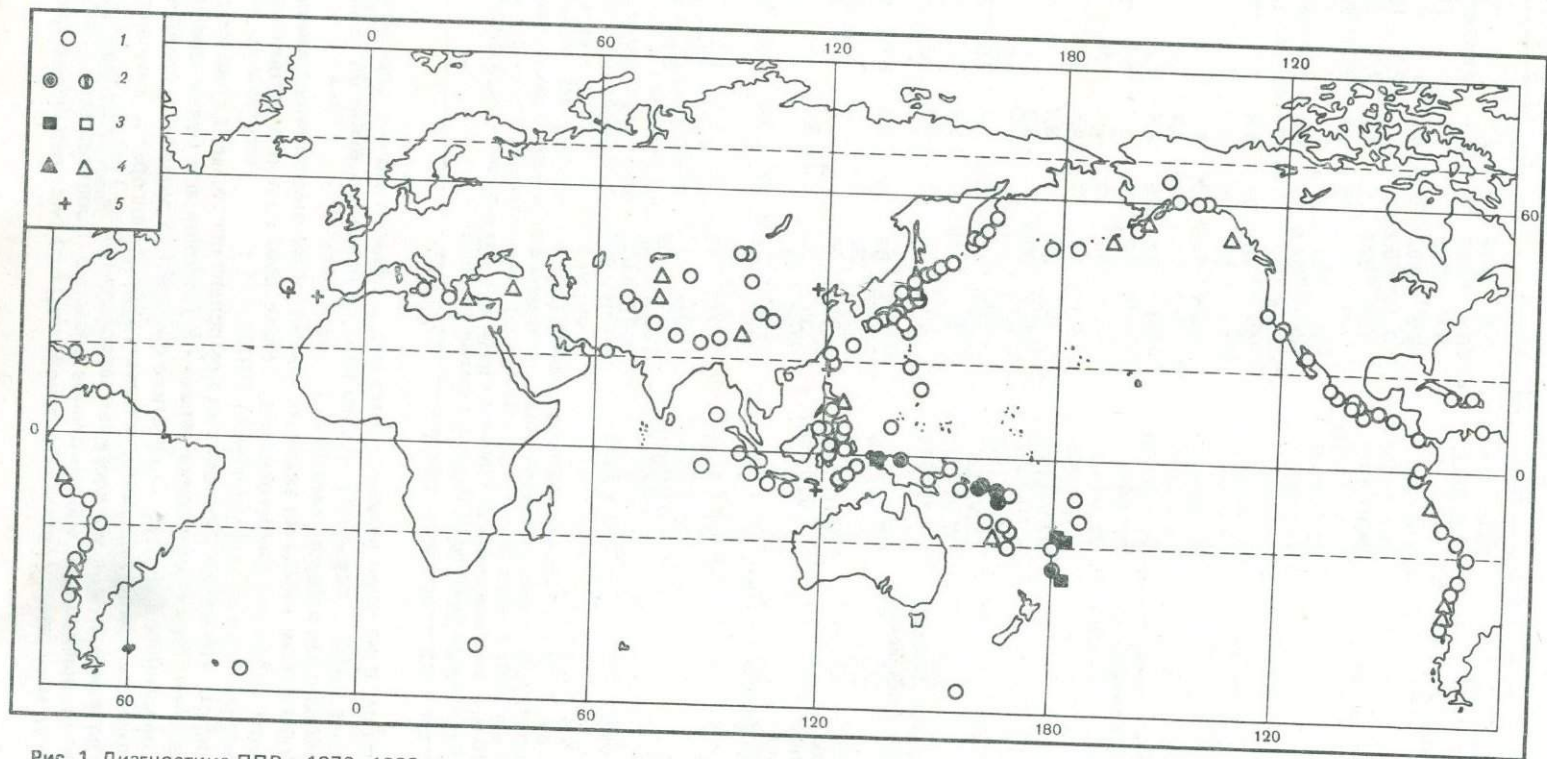


Рис. 1. Диагностика ППВ в 1970–1983 гг.

1–5 – центры областей $U(\varphi_0, \lambda_0)$: 2–4 – ППВ, закончившиеся землетрясениями с $M \geq 8$, $M = 7,7 \div 7,9$ и $M \leq 7,6$ ("ложные тревоги").
 Заполненный символ означает, что ППВ удовлетворяет дополнительному критерию; 5 – землетрясения 1965–1983 гг. с $M \geq 8$, не предва-
 рившиеся ППВ (ППВ, продолжающиеся в 1983 г., не показаны)

Таблица 2

Значения свободных параметров для вычисления векторов $P(t)$

Группа функций	M	S , лет	Другие параметры	Группа функций	M	S , лет	Другие параметры
N	5; 5,5; 6	3	—	S_1	5; 5,5; 6	1	$\beta = 0,91; \alpha = 6;$ $\bar{M} = 7,8$
K	5, (5,5), 6	2	—	S_2	(5; 5,5; 6)	(1)	$(\beta = 0,46; \alpha = 6;$ $\bar{M} = 7,8)$
V	5, (5,5; 6)	3	$u = 12$ лет	B	6,5	0,5	$\bar{M} = 7,8; e = 30$ дней
L	5; 5,5; 6	6	$t_0 = 1948$				

Примечание. В скобках указаны значения, не использованные в основном варианте диагностики ППВ.

Таблица 3

Значения $R(M)$ и $T(M)$, использованные при определении афтершоков [4]

M	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0	9,0
$R(M)$, км	50	50	50	100	100	150	200	
$T(M)$, дни	91	182,5	182,5	365	730,5	913	1096	

решений. К сожалению, мы не могли использовать более однородный каталог [7, 8], так как он охватывает только $M \geq 7$.

Области $U(\varphi_0, \lambda_0)$, для которых диагностировались ППВ, представляют собой прямоугольники на плоскости географических координат (φ, λ) со стороны 12° по широте и $12^\circ/\cos\varphi_0$ по долготе:

$$U(\varphi_0, \lambda_0) = \{(\varphi, \lambda) : |\varphi - \varphi_0| \leq 6^\circ; |\lambda - \lambda_0| \leq 6^\circ / \cos\varphi_0\}.$$

В качестве центров таких областей рассматривались 132 эпицентра землетрясений с $M \geq 8$ за 1885–1982 гг. [11], два эпицентра сильнейших землетрясений XIX в. в Калифорнии [9] и восемь точек, где землетрясения с $M \geq 8$ возможны согласно геолого-геоморфологическим критериям [2, 5], хотя пока и неизвестны. На рис. 1 и в табл. 1 приведены центры рассматриваемых областей, причем близкие эпицентры объединены в группы. В каталоге [7, 8] $M \geq 8$ еще для семи землетрясений, их эпицентры близки к группам эпицентров из табл. 1, и мы их отдельно не рассматривали.

Свободные параметры. Мы ожидаем априори в соответствии с опытом предыдущих работ (см., например, [1]), что приближение сильных землетрясений проявляется в повышении по крайней мере некоторых из перечисленных выше функций в достаточном широком диапазоне магнитуд. Каждая из этих функций (кроме B) рассматривалась, как и в [1], для трех диапазонов магнитуд. В табл. 2 приведены значения свободных параметров, по которым определялись векторы $P(t)$. Эти значения приняты такими же, как и в [1]. Единственное отличие состоит в следующем: нижние пороги по магнитуде M варьировались в [1] от региона к региону так, чтобы выравнять среднегодовое число основных толчков; здесь же для всех областей принято $\bar{M} = 5; 5,5; 6$. Кроме того, здесь используется меньший, чем в [1], набор функций. Афтершоки идентифицировались по алгоритму, данному в [4] в пределах времени $T(M)$ и расстояния $R(M)$, указанных в табл. 3.

Каталог [11] содержит систематические определения магнитуд $M \geq 5$ начиная с 1964 г. Поэтому часть компонент векторов $P(t)$ надежно определяется уже с 1965 г.

Алгоритм выявления ППВ был следующим.

1. В каждой области определяем значения компонент вектора $P(t)$ в дискретные моменты времени $\{t_j\}$ с шагом в полгода.

2. Выбираем q наибольших значений каждой компоненты вектора $P(t)$ (для всех

компонент $P(t)$, кроме B , $q = 10\%$, для B $q = 25\%$). Назовем такие значения a и o аномально большими. Пороги для их выделения вычисляются в интервале времени от 1965 г. до конца каталога или до момента землетрясения с $M \geq 8$, определяющего центр области.

3. Для скользящего трехлетнего интервала времени определяем два числа: $h(t)$ — число компонент $P(t)$, принимавших аномально большие значения в этом интервале времени; $g(t)$ — число групп компонент (см. табл. 3), в которых хотя бы одна из функций приняла аномально большие значения.

4. ППВ диагностируется, когда h и g достаточно велики.

Результаты анализа функции h и g перед землетрясениями с $M \geq 8$. После 1964 г. в мире, согласно [11], произошло девять основных толчков с $M \geq 8$. В окрестности трех из них (в группах 89, 96, 97) статистика основных толчков с $M \geq 5$ слишком бедна для сколько-нибудь значимого определения $P(t)$: в областях $U(\varphi_0, \lambda_0)$ число таких толчков за 1964—1982 гг. меньше 20. По значениям $P(t)$ для шести оставшихся областей (в группах 15, 23, 26, 27, 33, 69) были выбраны следующие критерии выделения ППВ.

1. Рассматриваем 12 из 19 компонент $P(t)$ (см. табл. 2).

2. Диагностируем ППВ, когда $h(t) \geq 7$ и $g(t) \geq 5$ в два последовательных момента времени — t_k, t_{k+1} . Поскольку повышение h и g иногда вызывается относительно сильными землетрясениями, ППВ не диагностируется в течение года после основного толчка с $M \geq 7,5$.

3. ППВ прерывается через полгода после землетрясения с $M \geq 7,7$ и продолжается не более 5 лет.

При этих критериях ППВ диагностируется перед четырьмя из шести землетрясений с $M \geq 8$ (см. рис. 1, 2, табл. 1). Оба "пропущенных" землетрясения (в группах 15 и 69) относятся к менее активным областям ($A = 172$ и 166). Статистика бедна, чтобы судить, случайно ли это, или ППВ действительно диагностируется, разве что в наиболее активных областях. Поэтому мы рассмотрим отдельно области с разной активностью.

Результаты анализа: функции h и g в отсутствие сильных землетрясений. Диагностика ППВ имеет смысл, если их количество в отсутствие сильных землетрясений достаточно мало. Проверим, так ли это. Рассмотрим сначала наиболее активные области ($A \geq 200$). Сводка результатов для этих областей приведена на рис. 2 (области 40—42, 21, 72, расположенные изолированно, на рис. 2 не отражены; ППВ в течение 1965—1982 гг. в них не обнаружены). На рис. 2 и в табл. 1 не отражены также три ППВ, которые еще не закончились. В соответствии с Кодом практики предсказания землетрясений информация о них передана для обсуждения в соответствующие страны.

В целом результат для наиболее активных областей представляется вполне удовлетворительным. Оценим прежде всего долю ППВ в общем пространственно-временном объеме. Как видно из рис. 2, ППВ относительно стабильно определяются с 1970 г. Учет предыдущего интервала времени, равно как и отказ от группирования областей, может лишь улучшить нашу оценку. Считая каждую группу эпицентров один раз, получим общий пространственно-временной объем равным 37 групп $\cdot 12,5$ лет = $462,5$ групп \cdot лет. На ППВ приходится менее 14 групп $\cdot 5$ лет = 70 групп \cdot лет, т.е. около 15% пространства—времени. Другими словами, наш комплекс предвестников по крайней мере в 7 раз уменьшает неопределенность места—времени ожидания землетрясения с $M \geq 8$.

Сводка результатов для всех областей дана в табл. 1 и на рис. 1. В табл. 4 отдельно перечислены области, где диагностированы ППВ (кроме восьми еще не закончившихся). Также указаны землетрясения, не предварявшиеся ППВ ("пропуски цели"). Общий пространственно-временной объем составляет 100 групп $\cdot 12,5$ лет = 1250 групп \cdot лет. На ППВ приходится менее 30 групп $\cdot 5$ лет = 150 групп \cdot лет.

Полученные результаты не позволяют различить две гипотезы относительно определенных здесь ППВ: предваряют ли они землетрясения с $M \geq 8$ только в наиболее активных областях или же во всех областях, но с большей вероятностью пропуска цели?

Отличие ППВ закончившихся и незакончившихся с $M \geq 8$ ("истинные и ложные тревоги"). Четыре ППВ закончились землетрясениями с $M \geq 8$, в то же время для 14 из закончившихся к 1983 г. ППВ магнитуда основных толчков не превышала $7,6$. Мы попытались различить эти группы ППВ по комбинациям функций, принимающих аномально

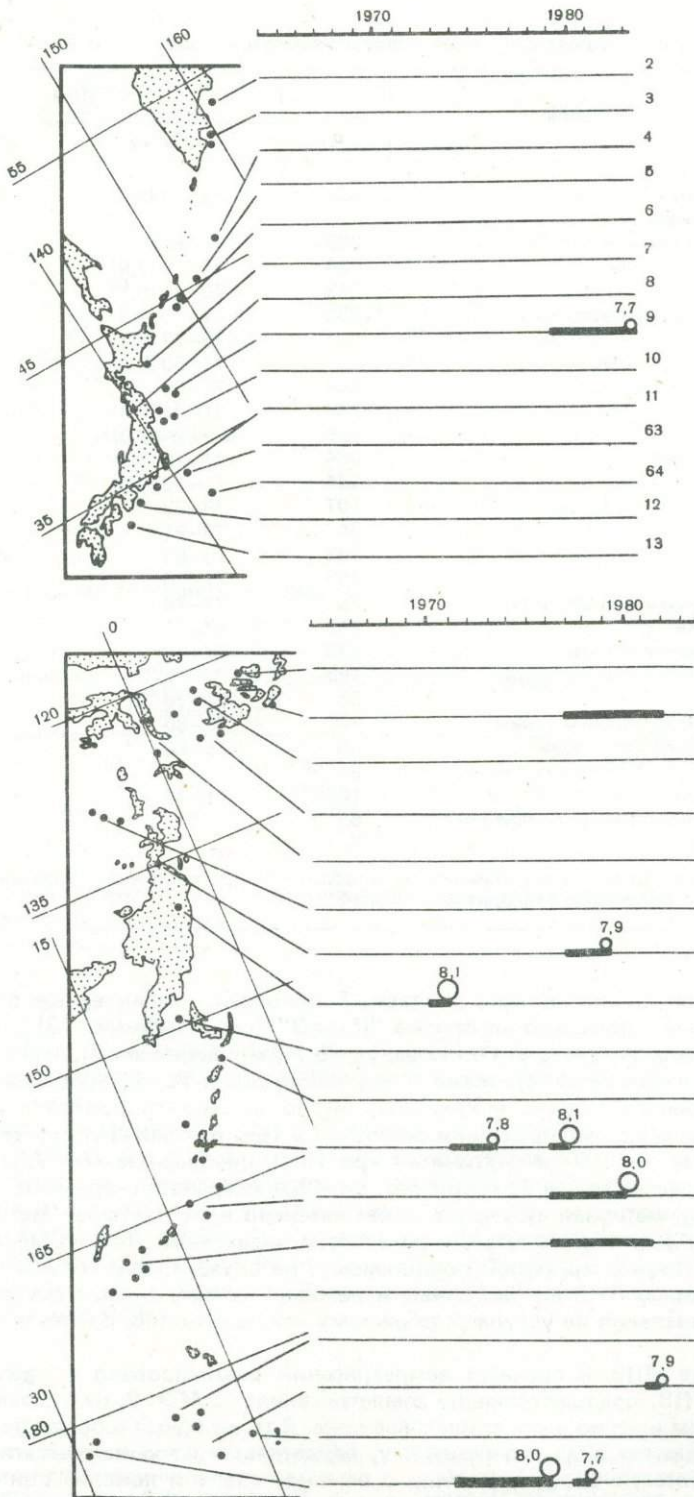


Рис. 2. Пространственно-временное распределение ППВ в наиболее активных областях. Слева даны карты с центрами активных областей; справа — временной ход диагностики ППВ. Толстой линией даны ППВ; кружками — моменты землетрясений, обрывающие ППВ; рядом указаны их магнитуды (ППВ, продолжающиеся в 1983 г., не показаны)

Таблица 4

Периоды повышенной вероятности возникновения землетрясений с $M \geq 8$ (ППВ)

Номер группы	Район	A	ППВ		Δ
			Время	Исход	
8	Северная Япония	335	79-83 (7,7)	✓	-3
15	о. Тайвань	172		-	
17	Филиппинские острова	289	77-82	^	-1
22	Новая Гвинея	264	77-79 (7,9)	/	1
23	" "	218	70-71 (8,1)	*	2
26	Соломоновы острова	232	71-73 (7,8)	/	2
			76-77 (8,1)	*	3
27	о-ва Санта-Крус		76-80 (8,0)	*	2
28	Новые Гебриды	264	76-81	^	-3
31	Тонга	730	81-81 (7,9)	/	1
	" "	735	81-81 (7,9)	/	1
33	Кермадек	364	77-78 (7,7)	/	-3
	" "	384	71-76 (8,0)	*	3
37	Чили	107	78-83	^	-3
	" "	94	76-81	^	-2
38	" "	148	78-83		-2
44	Перу	156	71-76	^	-3
55	о-ва Королевы Шарлотты	28	73-78	^	0
59	Аляска	147	67-72	^	0
60	Алеутские острова	173	71-76	^	-1
69	Малые Зондские острова	166		-	
76	Ассам	96	71-76	^	0
82	Северо-Восточный Тарим	176	75-80	^	-2
83	Северный Тянь-Шань	88	75-80	^	-3
89	Китай	9		-	
93	о. Родос	105	71-76	^	-1
96	Северо-Восточная Атлантика	6		-	
97	То же	3		-	

Примечание. Номера и обозначения см. в табл. 1; Δ — разность числа признаков "истинных" и "ложных" тревог, полученных алгоритмом "Кора-3"

большие значения в диагностике. В табл. 5 приведены характерные признаки этих групп, полученные с помощью алгоритма "Кора-3" (см., например, [3]). В табл. 4 для каждого ППВ даны результаты голосования по этим признакам. Примем для диагностики ППВ дополнительный критерий — положительный исход голосования Δ . Тогда все "ложные тревоги" будут исключены; число не закончившихся к 1983 г. ППВ сократится с восьми до четырех (они останутся в трех из семи групп); снимаются два ППВ, прерванные $M=7,7$, и сохраняются три ППВ, прерванные $M=7,9$. При этом на ППВ будет приходиться менее 50 групп-лет, т.е. 4% пространства-времени.

К сожалению, материал обучения исключительно мал (четыре "истинных" и 14 "ложных тревог"), чтобы считать эти результаты надежными. Тем не менее указанный выше дополнительный критерий, по-видимому, не случаен: при случайной перегруппировке имеющихся ППВ на "истинные и ложные" только в семи случаях из 100 результаты распознавания не уступают реальному результату (подробнее о тестах такого рода см. [3]).

Сопоставление ППВ и сильных землетрясений резюмировано в табл. 6. Следует отметить, что ППВ, предшествующие землетрясениям с $M \geq 8$, относятся к областям, соответствующим именно этим землетрясениям. В то же время в областях тех же групп ППВ не наблюдаются. Это, по-видимому, свидетельствует о неадекватности априорного выбора областей $U(\varphi_0, \lambda_0)$ и/или о высокой степени локализации ППВ по пространству. Уменьшение размера областей $U(\varphi_0, \lambda_0)$ до 9° и 6° снимает по одному "пропуску цели" (соответственно в группах 69 и 15), но добавляет по два-три новых. Очевидные преимущества имели бы индивидуальный выбор областей с учетом нео-

Т а б л и ц а 5

Характерные признаки "истинных и ложных тревог", найденные с помощью алгоритма "Кора-3"

Номер признака	N(5)	N(6)	K(5,5)	K(6)	V(5,5)	L(5,5)	S ₁ (5)	S ₁ (5,5)	S ₁ (6)	S ₂ (5,5)	B
"Истинные тревоги"											
1	а										н
2	а	а	н								
3			н							н	
4			н	н	н						
5						н	а		а		
"Ложные тревоги"											
1		н								а	
2						а	а		а		
3						а		а			а

П р и м е ч а н и е. В скобках даны принятые значения \underline{M} ; а — аномально большие, н — остальные значения

Т а б л и ц а 6

ППВ и сильные землетрясения 1965—1983 гг.

ППВ закончившиеся	Число наиболее активных областей	Все области	ППВ закончившиеся	Число наиболее активных областей	Все области
$M \geq 8$	4	4 (4)	Незакончившиеся ППВ	3	7 (3)
$7,9 \geq M \geq 7,7$	5	5 (3)	$M \geq 8$, не предварявшиеся ППВ	0	5 (5)
$M < 7,7$ ("ложные тревоги")	2	14 (0)			

П р и м е ч а н и е. Результаты в скобках соответствуют дополнительному критерию (с учетом комбинации функций).

тектоники. Попытки такого рода пока преждевременны, поскольку связаны с произвольными решениями, обусловленными неединственностью сейсмотектонической регионализации.

Заключение. Рассмотренные характеристики, по-видимому, отражают процесс подготовки землетрясений с $M \geq 8$, по крайней мере в активных областях. Для остальных областей ППВ если и предваряют сильные землетрясения, то с большей вероятностью "пропуска цели". Указанные характеристики позволяют значительно сократить пространственно-временной объем, в котором можно ожидать землетрясения с $M \geq 8$. Набор рассмотренных функций не претендует на полноту или единственность и, как нам кажется, может быть расширен. Изложенные результаты нуждаются в проверке на вновь возникающих ППВ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аллен К., Кейлис-Борок В.И., Кузнецов И.В. и др. Долгосрочный прогноз землетрясений и автономность сейсмических предвестников. Калифорния, $M \geq 6,4$; $M \geq 7$. — В кн.: Достижения и проблемы современной геофизики. М.: Наука, 1984.
2. Гвишани А.Д., Зелевинский А.В., Кейлис-Борок В.И., Кособоков В.Г. Распознавание участков Тихоокеанского пояса, где возможны землетрясения с магнитудой $M \geq 8,2$. — В кн.: Методы и алгоритмы интерпретации сейсмологических данных. М.:

- Наука, 1980, с. 30—43. (Вычислит. сейсмология; Вып. 13).
3. *Гишиани А.Д., Кособоков В.Г.* К обоснованию результатов прогноза мест сильных землетрясений, полученных методом распознавания. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 2, с. 21—36.
 4. *Кейлис-Борок В.И., Кнопов Л., Ротвайн И.М.* Долгосрочные сейсмологические предвестники сильных землетрясений в Калифорнии — Сьерра-Неваде, Новой Зеландии, Японии и на Аляске. — В кн.: Методы и алгоритмы интерпретации сейсмологических данных. М.: Наука, 1980, с. 3—11 (Вычислит. сейсмология; Вып. 13).
 5. *Кособоков В.Г.* Опыт переноса критериев высокой сейсмичности ($M \geq 8,2$) с Тихоокеанского пояса на Альпийский. — В кн.: Методы и алгоритмы интерпретации сейсмологических данных. М.: Наука, 1980, с. 44—46. (Вычислит. сейсмология; Вып. 13).
 6. *Соболев Г.А., Завьялов А.Д.* О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов. — ДАН СССР, 1980, т. 252, № 1, с. 69—71.
 7. *Abe K.* Magnitude of large shallow earthquakes from 1904 to 1980. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1981, vol. 27, N 1, p. 79—92.
 8. *Abe K., Noguchi S.* Determination of magnitude for large shallow earthquakes 1898—1917. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1983, vol. 32, N 1, p. 45—59.
 9. Earthquake history of the United States. Rev. ed. (through 1970). Wash.: NOAA, 1973. 208 p.
 10. *Keillis-Borok V.I.* A worldwide test of three long-term premonitory seismicity patterns — a review. — Tectonophysics, 1982, vol. 85, p. 47—60.
 11. *Worlds' Hypocenters Data File. 1885-VI. 1982-USGS-NOAA, USA. 1982.*

УДК 551.21 + 550.348.435

ПРОГНОЗ МЕСТА, ВРЕМЕНИ, ЭНЕРГИИ И ОПАСНОСТИ БОЛЬШИХ ВЗРЫВОВ АНДЕЗИТОВЫХ ВУЛКАНОВ

П.И. ТОКАРЕВ

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР, Петропавловск-Камчатский, СССР

ВВЕДЕНИЕ

При разработке методов прогноза вулканических извержений [5] по сейсмологическим данным встретились большие затруднения с решением вопроса о моменте начала пароксизмального взрыва. Так, при извержении вулкана Безымянного в 1955—1956 гг. после трехнедельной сейсмической подготовки начали происходить слабые и умеренные пепловые взрывы и только через 161 сут произошел большой взрыв. В то же время в районе вулкана Шивелуч в 1964 г. слабые землетрясения начались за 10,5 мес и пароксизмальный взрыв произошел сразу без предварительных слабых пепловых извержений. Пароксизмальные извержения вулканов Шивелуч, Безымянного и Сент-Хеленс по характеру и масштабу во многом похожи друг на друга. Они хорошо изучены, до и во время извержений велись детальные сейсмологические наблюдения. Все это позволяет выяснить механизм извержений и выработать методику прогноза больших взрывов андезитовых вулканов.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОВ И ИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Все три вулкана в последнее время извергают магму андезитового состава с содержанием SiO_2 58—65%. Для них характерны извержения двух типов — пароксизмальные и межпароксизмальные. При межпароксизмальных извержениях в кратере вулкана происходит рост (выжимание) экстрозивных куполов, сопровождающийся умеренными взрывами и истечением небольших агломератовых потоков. Такие извержения происходят обычно с интервалом в несколько десятков лет. На поверхность Земли поступает $0,001$ — $0,1 \text{ км}^3$ магмы, в результате чего кратер постепенно заполняется лавой, затем происходит пароксизмальное извержение, при котором кратер полностью или частично очищается от накопившихся магматических продуктов. Пароксизмальные извержения происходят обычно с интервалом 100—700 лет с выбросом $0,5$ — $5,0 \text{ км}^3$ холодных и ювенильных продуктов. Они часто носят катастрофический характер и вызывают разрушения на расстоянии 20—30 км от вулкана.

Вулкан Шивелуч — самый северный действующий вулкан Камчатки. Он

Характеристики больших извержений вулканов Шивелуч (1964 г.), Безымянного (1956 г.) и Сент-Хеленс (1980 г.)

Характеристика	Фаза	Шивелуч	Безымянный	Сент-Хеленс
Высота вулкана, м		3335	3085	2975
Периодичность извержений, годы		19-61	—	12-40
Год предыдущего извержения		1950	До 1650	1857
Фумарольная деятельность	I	Слабая	Нет	Нет
Начало роя землетрясений (дата)	II ₁	24.I 1964	29.IX 1955	16.III 1980
K_{\min}		5,3	5,2	?
K_{\max}		9,8	8,7	7,6
Длительность роя, сут		279	12	4
Число землетрясений		128	43	115
Суммарная энергия, Дж		$9 \cdot 10^9$	$1,1 \cdot 10^9$	$\sim 1 \cdot 10^9$
Средняя мощность, Вт		370	1060	2900
Начало роя землетрясений с $K \geq 9,0$	II ₂	2.XI 1964	11.X 1955	20.III 1980
K_{\max}		11,9	10,6	11,7
Длительность, сут		10	11	8
Число землетрясений с $K \geq 9$		58	34	333
Их суммарная энергия, Дж		$1,2 \cdot 10^{12}$	$3,9 \cdot 10^{11}$	$7,8 \cdot 10^{12}$
Средняя мощность, Вт		$1,4 \cdot 10^6$	$4,1 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^7$
Начало фазы (дата)	III ₁	11.XI 1964	21.X 1955	27.III 1980
K_{\max}		—	11,2	12,2
Длительность, сут		(13 мин)	161	52
Число землетрясений с $K \geq 9$		—	414	1965
Суммарная энергия, Дж		—	$4,7 \cdot 10^{12}$	$6,8 \cdot 10^{13}$
Средняя мощность, Вт		—	$3,4 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^7$
Начало фазы (дата)	III ₂	11.XI 1964	30.III 1956	18.V 1980
Длительность, ч		1,15	3?	9
K_{\max}		12,3	12,0	12,3
Энергия, Дж		$4,8 \cdot 10^{12}$	$1 \cdot 10^{12}$	$4,8 \cdot 10^{12}$
Начало фазы (дата)	III ₃	11.XI 1964	30.III 1956	18.V 1980
K_{\max}		8,2	7,2	10,2
K_{\min}		5,4	5,5	5,4
Длительность, сут		~ 5	~ 5	5
Число землетрясений		98	328	155
Суммарная энергия, Дж		$7 \cdot 10^8$	$6 \cdot 10^8$	$6 \cdot 10^{10}$
Средняя мощность		1620	1390	$14 \cdot 10^5$
Общая длительность фаз, сут	II ₁ -III ₃	295	190	69
Суммарная энергия землетрясений, Дж		$6,0 \cdot 10^{12}$	$6,1 \cdot 10^{12}$	$8,1 \cdot 10^{13}$
Средняя мощность, Вт		$2,4 \cdot 10^5$	$3,7 \cdot 10^5$	$1,4 \cdot 10^7$
Масса выброшенного материала, кг				
холодного		$1,5 \cdot 10^{12}$	$1,8 \cdot 10^{12}$	$6,8 \cdot 10^{12}$
ювенильного		$1,5 \cdot 10^{12}$	$3,0 \cdot 10^{12}$	$6,0 \cdot 10^{11}$
Размер нового кратера (длина, ширина, глубина), км		$3 \times 1,5 \times 0,7$	$2 \times 1,5 \times 1$	$3 \times 1,5 \times 1$
Высота пепловой тучи, км		20	35	27
Площадь покрова рыхлых отложений, км ²		98	40	60
Дальность выброса обломочного материала, км		18	25	25
Площадь зоны разрушения		100	500	600
Энергия, Дж				
тепловая		$1,3 \cdot 10^{18}$	$4 \cdot 10^{18}$	$1 \cdot 10^{17}$
кинетическая		$1 \cdot 10^{17}$	$1 \cdot 10^{17}$	$3 \cdot 10^6$
воздушных волн		$2 \cdot 10^{14}$	$3 \cdot 10^{15}$	$(2-21) \cdot 10^{15}$

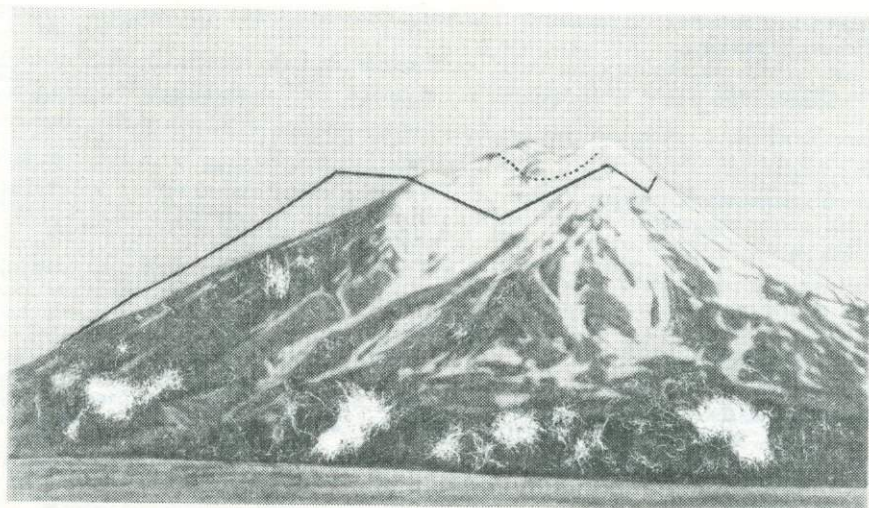


Рис. 1. Изменение формы конуса вулкана Безымянного перед большим взрывом 30 марта 1956 г. Июнь 1949 г. (фотография); октябрь 1955 г. (точечная линия); февраль 1956 г. (сплошная линия)

представляет собой древний стратовулкан, разбитый сбросом на две части: наиболее высокую (3335 м) — северо-восточную (остаток стратовулкана) и опущенную — юго-западную с действующим кратером диаметром около 3 км. Известны извержения вулкана в 1793, 1854, 1879—1883, 1896—1897, 1925—1930, 1944—1950, 1964, 1980—1983 гг. Извержения 1854 и 1964 гг. были пароксизмальными, кратковременными. Межпароксизмальные извержения обычно длятся 2—5 лет, сопровождаются ростом внутрикратерных куполов, взрывами и небольшими агломератовыми потоками. Последнее пароксизмальное извержение произошло 11 ноября 1964 г. в 19 ч по гринвичскому времени. Оно предвлялось роем землетрясений [4] и сопровождалось непрерывным вулканическим дрожанием. Постоянное наблюдение за сейсмическим режимом позволило предвидеть это извержение и организовать дополнительные наблюдения для его изучения. Извержение 1964 г. и его сейсмический режим наиболее полно описаны в работе [2].

Основные характеристики измерения приведены в таблице.

Вулкан Безымянный до взрыва 30 марта 1956 г. представлял собой правильный конус, верхнюю часть которого составляла экструзия. Верхняя часть склонов была покрыта многочисленными лавовыми потоками, а нижняя часть на юге и западе — экструзивными куполами побочных извержений. На вершине вулкана в западной части были две неглубокие кратерные впадины диаметром около 400 м. Извержения в период 1954—1970 гг. неизвестны. 21 октября 1955 г. после трехнедельной сейсмической

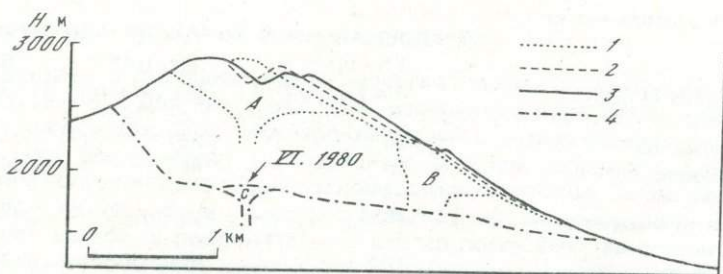
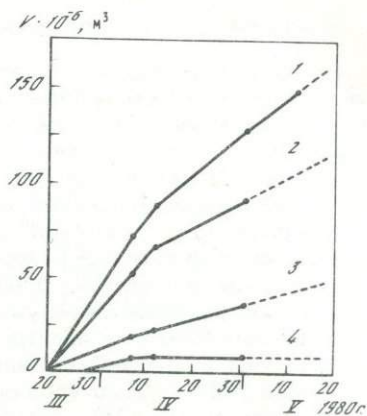


Рис. 2. Изменение формы конуса вулкана Сент-Хеленс в 1979—1980 гг. Профиль горы с юга на север (справа)

A — центральный и B — побочный экструзивные куполы до взрыва 18 мая, C — купол, возникший в кратере в июне 1980 г.; 1 — 15.VIII 1979; 2 — 7.IV 1980; 3 — 12.V 1980; 4 — 1.VII 1980 [9]

Рис. 3. Изменение со временем объемов конуса (1) (без учета изменения объемов грабена и кратера), чистого объема конуса (2), грабена (3) и кратера (4) перед взрывом вулкана Сент-Хеленс 18.V 1980 [9]



подготовки около 18 ч по гринвичскому времени началось извержение. До 30 марта в кратере происходили умеренные и слабые пепловые взрывы, а 30 марта 1980 г. около 6 ч 11 мин по гринвичскому времени произошел пароксизмальный взрыв. С октября 1955 г. по февраль 1956 г. зафиксированы большие деформации конуса вулкана (рис. 1). Произошло смещение склона вулкана на юго-восток более чем на 100 м. По-видимому, раздвигание конуса на юго-восток происходило непрерывно с момента появления роя землетрясений до момента большого взрыва вулкана 30 марта 1980 г. Основные характеристики извержения приведены в таблице. Подробное описание извержения дано в [1].

Вулкан Сент-Хеленс до взрыва 18 мая 1980 г. представлял собой правильный конус стратовулкана с кратером на вершине, заполненным ледником. Известны его извержения в 1802, 1842, 1844, 1845, 1847, 1854, 1856 и 1857 гг. После роя землетрясений, продолжавшихся одну неделю, 27 марта 1980 г. началось новое извержение [9]. Слабые и умеренные взрывы в кратере происходили 52 дня, а 18 мая произошел пароксизмальный взрыв. С момента появления роя землетрясений и до большого взрыва наблюдалось непрерывное смещение северной части конуса вулкана на север со скоростью 1,5–2 м в сутки. К 12 мая величина смещения достигала 100 м, а объем конуса увеличился на $0,15 \text{ км}^3$ (рис. 2 и 3). Основные характеристики этого извержения приведены в таблице, а его подробное описание дано в [9].

Приведенные в таблице основные характеристики пароксизмальных извержений трех вулканов показывают, что по характеру и масштабу эти извержения во многом похожи друг на друга, особенно извержения вулканов Безымянного и Сент-Хеленс. Во всех трех случаях в состоянии вулканов выделяются три основные фазы, составляющие цикл активности вулкана [6].

1. Фаза покоя I, когда вулкан не проявляет никаких признаков активности, кроме фумарольной деятельности.

2. Фаза пробуждения и подготовки извержения II, которая характеризуется появлением вулканических землетрясений II и III типов и постепенным возрастанием сейсмической активности вулкана. Она может делиться на два этапа: этап пробуждения вулкана II₁, когда появляются рои слабых землетрясений, происходящих нерегулярно во времени; этап подготовки извержения II₂, когда начинают происходить более сильные землетрясения, интенсивность которых постепенно возрастает, и рой этих землетрясений заканчивается извержением.

3. Фаза извержения III. Она может подразделяться на три этапа: этап начала и постепенного развития извержения III₁ обычно сопровождается взрывами в центральном кратере, большими деформациями конуса вулкана и интенсивной сейсмической активностью; этап пароксизма извержения III₂ с выбросом большого количества холодного и ювенильного материала, значительного разрушения конуса вулкана начинается наиболее сильным землетрясением роя и сопровождается интенсивным непрерывным вулканическим дрожанием; этап постепенного затухания извержения и его прекращения III₃.

Между отдельными фазами и их этапами часто наблюдается постепенный переход, и их не всегда можно точно разграничить, тем не менее такое деление помогает при описании извержений.

СЕЙСМИЧНОСТЬ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

В период подготовки и во время извержения вулкана Безымянного в 1955—1956 гг. на расстоянии 42 км работала только одна сейсмическая станция, поэтому положение очагов землетрясений определялось очень грубо, однако непрерывная работа хорошо оборудованной сейсмостанции позволила получить отличный материал для изучения сейсмического режима [1]. С сентября 1955 г. по сентябрь 1956 г. было зарегистрировано 37 тыс. вулканических землетрясений.

В период подготовки и во время извержения вулкана Шивелуч в 1964 г. землетрясения непрерывно регистрировались тремя сейсмическими станциями Ключевской вулканической станции (эпицентральные расстояния 45, 80 и 110 км) и более удаленными сейсмостанциями Камчатки. Всего в 1964 г. было зарегистрировано 582 вулканических землетрясения с эпицентром в районе вулкана Шивелуч.

В районе вулкана Сент-Хеленс в первые же дни после начала роя землетрясений 20 марта 1980 г. было установлено несколько полевых сейсмостанций, позволивших определять координаты очагов землетрясений с большой точностью. В марте—мае 1980 г. сотрудниками университета штата Вашингтон было зарегистрировано несколько тысяч вулканических землетрясений, каталог которых был любезно предоставлен автору доктором С. Малоне.

Характеристики сейсмического режима вулканов. Под сейсмическим режимом вулкана подразумевается совокупность вулканических землетрясений, связанных с его деятельностью.

Рассмотрим некоторые характеристики таких землетрясений. В целях получения однородного материала для всех трех извержений будем рассматривать только землетрясения энергетического класса $K \geq 9,0$ ($M \geq 2,9$).

Координаты очагов землетрясений. Эпицентры преобладающего большинства землетрясений во всех трех случаях в пределах ошибок определения совпадали с положением активного кратера. В [1] глубина очагов землетрясений во время извержения вулкана Безымянного ошибочно определена в 50 км, в действительности она была не более 5 км. По данным наблюдений, перед извержением вулкана Шивелуч очаги землетрясений лежали на глубине не более 10 км, а в преобладающем большинстве случаев — не более 5 км от дна активного кратера. Перед извержением вулкана Сент-Хеленс преобладающее количество очагов землетрясений располагалось на глубине менее 5 км и только в редких случаях до 10 км, а эпицентры лежали в 2 км на север от вершины вулкана.

Таким образом, можно утверждать, что во всех трех случаях очаги землетрясений лежали на удалении не более 5 км от дна активного кратера вулкана.

Время. За единицу времени принимаются сутки. При анализе сейсмического режима используются даты и время t , отсчитываемое от начала роя землетрясений: $t = \tau - \tau_0$. За начало роя ($t = 1$) принимаются календарные сутки, в которые произошло первое землетрясение роя с $K \geq 9,0$.

Энергия землетрясений (E) является их главной динамической характеристикой. На Камчатке обычно пользуются энергетическими классами K ($K = \lg E$, где E — энергия землетрясения). При землетрясениях вулкана Сент-Хеленс определялась магнитуда M по коде-волнам, приведенная к магнитуде шкалы Рихтера. Для перехода от магнитуды к энергии использовалась формула, предложенная в [8]: $K = 4,6 + 1,5 M$ и энергия землетрясений $E = 10^K$ Дж. Следует отметить, что энергетические классы и энергия землетрясений вулкана Сент-Хеленс, определенные через магнитуду M , по абсолютному значению могут значительно отличаться от значений, полученных для землетрясений вулканов Безымянного и Шивелуч. По предварительным оценкам значения K для вулкана Сент-Хеленс завышаются на 1.

Максимальная энергия (E_{\max}) или максимальный энергетический класс (K_{\max}) землетрясений характеризует прочность пород и способность данного вулкана накапливать упругие напряжения.

Суммарная энергия землетрясений за время t : $E_t = \sum_0^t E_i$, где E_i — энергия i -го землетрясения роя.

Мощность сейсмической подготовки извержения в момент t_1 : $w_{t_1} = \sum_{t_1}^{t_2} E_i / (t_2 - t_1)$, Дж/сут (Вт).

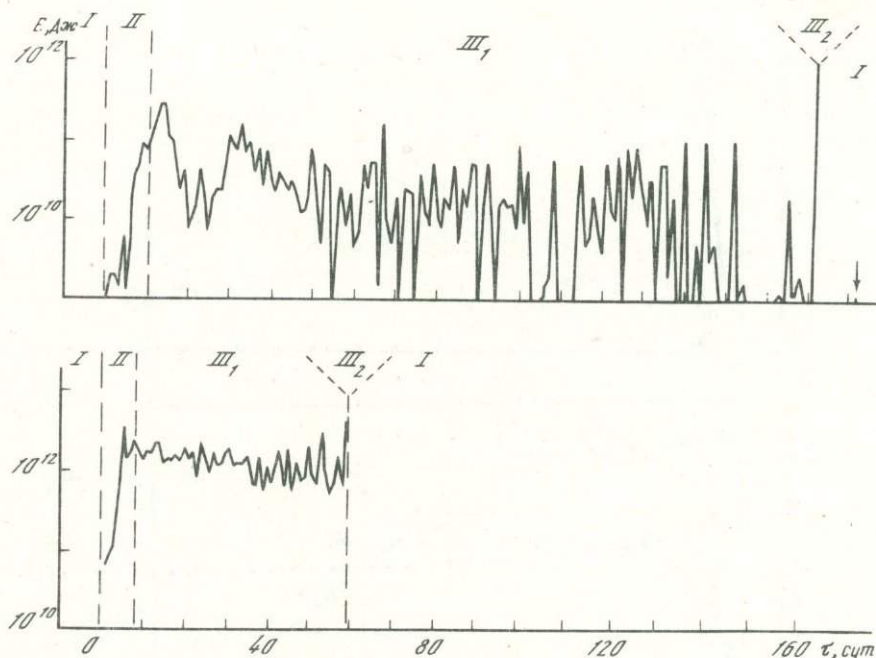


Рис. 4. Распределение по суткам энергии (E) землетрясений, предвалявших (фаза II) и сопровождавших (фаза III) извержения вулканов Безымянного в 1955—1956 гг. (за начало отсчета времени ($t = 0$) принято 10. X 1955 г.) и Сент-Хеленс в 1980 г. ($t = 0$; 19. III 1980) Римскими цифрами обозначены фазы циклов активности вулкана

Средняя мощность сейсмической подготовки извержения в момент t : $w_t = E_t/t$, Дж/сут (Вт).

Скорость изменения мощности dw/dt обычно выражается в Дж/сут².

Суммарное число землетрясений за время t — $n_t = \sum_0^t N_i$, где N_i — число землетрясений за i -е сутки.

Частота землетрясений — число землетрясений в единицу времени. Обычно выражается число землетрясений в сутки. Частотой землетрясений с $K \geq K_0$, где K_0 — условно принятый энергетический класс, обычно выражается интенсивность сейсмической подготовки извержения.

Средняя интенсивность подготовки извержения $J_{K_0} = n_{tK_0}/t$, где K_0 обозначает энергетический класс землетрясений, с которого ведется счет землетрясений.

Сейсмический режим вулканов. На рис. 4 приведено распределение во времени энергии E землетрясений, предвалявших большие взрывы вулканов Безымянного и Сент-Хеленс, а на рис. 5 — средней мощности w_t для всех трех вулканов. На этих рисунках наглядно представлены особенности сейсмического режима каждого вулкана. Для всех трех вулканов наиболее характерно следующее. 1. В период покоя вулкана (фаза I) вулканические землетрясения происходят очень редко и часто бывают очень слабыми. 2. За 4—280 сут до начала извержения появляются в районе вулкана первые слабые землетрясения ($K \approx 6,0$), частота и энергия которых постепенно нарастают (фаза II₁), землетрясения происходят нерегулярно во времени. 3. За 8—11 сут до начала извержения начинают происходить землетрясения с $K \geq 9,0$ (фаза II₂), частота и энергия которых постепенно возрастают, происходят они регулярно во времени. 4. Пароксизмальное извержение на вулкане Шивелуч произошло сразу после фазы II₂, а на вулканах Безымянном и Сент-Хеленс после окончания фазы II₂ началась фаза III₁ (умеренных пелловых извержений), сопровождаемая интенсивной сейсмической активностью. В эту фазу частота и энергия землетрясений остаются почти на одном уровне (см. рис. 4). Фаза III₁ длится 50—160 сут и заканчивается пароксизмальным взрывом (фаза III₂). 5. Пароксизмальный взрыв (фаза III₂) длится 1—10 ч, начинается землетрясе-

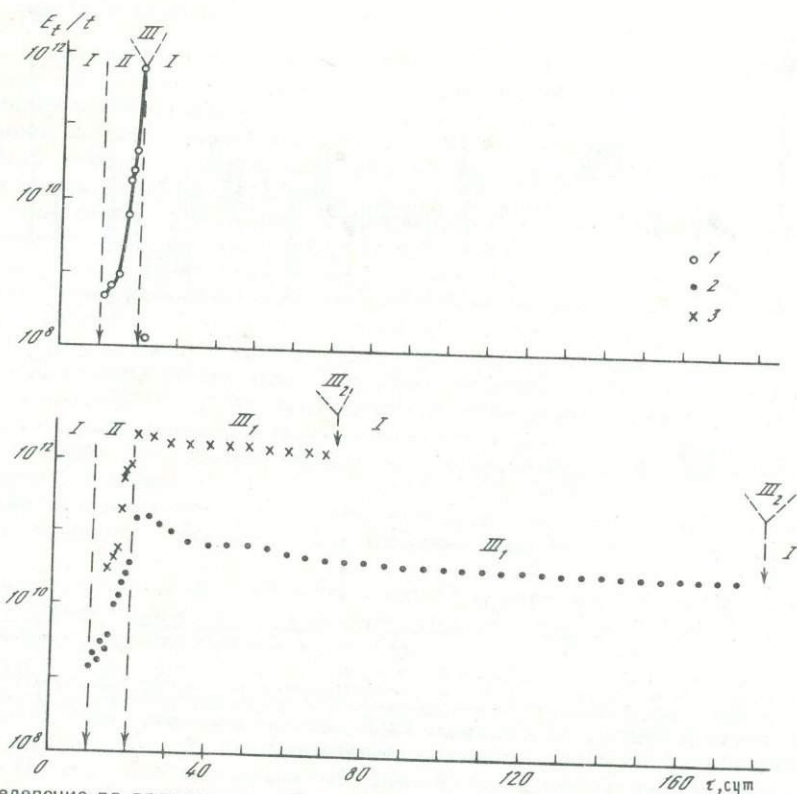


Рис. 5. Распределение во времени средней мощности (E_t/t , Дж/сут) сейсмического процесса, предварающего (фаза II) и сопровождающего (фаза III) извержения вулканов Шивелуч (1) в 1964 г., Безымянного (2) в 1955–1956 гг. и Сент-Хеленс (3) в 1980 г.

нием с $K \approx 12$ и сопровождается непрерывным спазматическим вулканическим дрожанием. 6. После пароксизмального взрыва наступает фаза III₃ (быстрого затухания извержения). При этом сейсмическая активность вулкана резко снижается на 3–4 порядка, извержение в течение 1–5 сут прекращается, вулкан переходит в фазу покоя (I) или в стадию почти непрерывного роста внутрикратерного купола.

Рассмотрим более детально сейсмический режим вулканов в отдельные фазы его состояния и возможность его использования для прогноза больших взрывов.

Фаза II₁ (пробуждение вулкана). Ее начало на различных вулканах зафиксировано при различном нижнем пределе регистрации землетрясений, она непредставительна, и поэтому ее детально рассматривать не будем.

Фаза II₂ (подготовка извержения). В эту фазу имеются полные данные для землетрясений с $K \geq 9,0$.

На рис. 6 приведены максимальные энергетические классы землетрясений за каждые сутки в фазу II и начало фазы III, из которых видно, что для всех трех вулканов с начала появления землетрясений и до начала извержения возрастание энергии землетрясений происходило линейно во времени ($K_{\max} = b\tau + a$), причем скорости возрастания b во всех трех случаях были близкими: $b = 0,17 \pm 0,02$. Постепенное увеличение K_{\max} указывает на возрастание со временем прочности и объема пород, охваченных необратимыми деформациями. В случаях вулканов Безымянного и Сент-Хеленс после достижения к концу фазы II $K_{\max} = 10,5$ и $11,5$ соответственно K_{\max} оставалось на этом уровне до пароксизмального взрыва. В случае вулкана Шивелуч после фазы II произошел пароксизмальный взрыв и сразу после него K_{\max} уменьшилось на 3 порядка и продолжало быстро снижаться ($b = -0,41$).

На рис. 7 и 8 приведены кумулятивные графики числа землетрясений с $K \geq 9$ (n_t), энергии, средней мощности роя землетрясений, изменения средней мощности и сред-

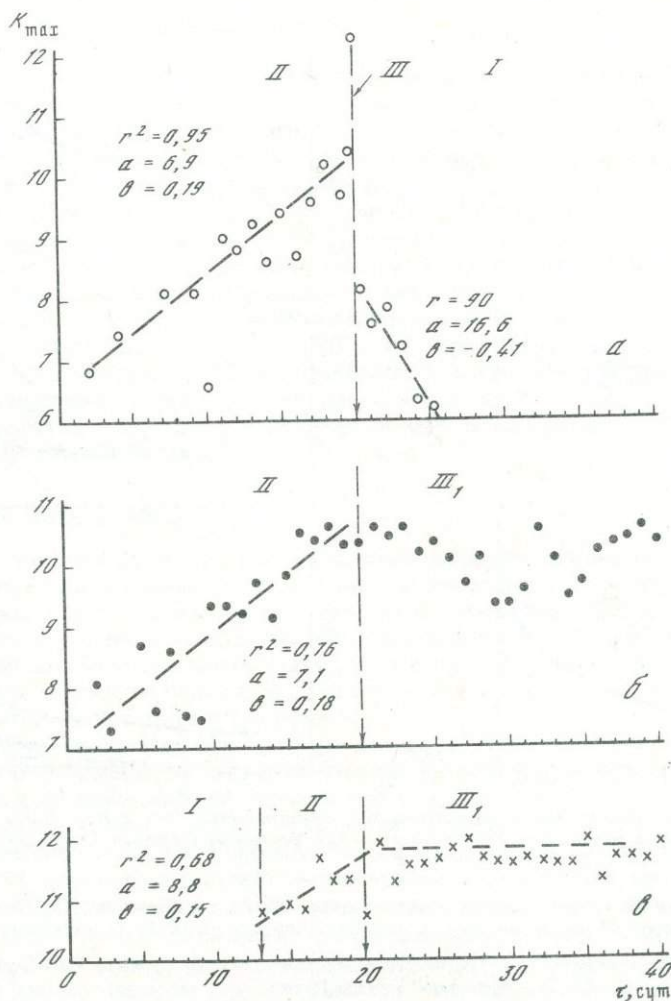


Рис. 6. Распределение во времени максимального энергетического класса (K_{max}) роев вулканических землетрясений, предварявших (фаза II) и сопровождавших (фаза III₁) извержения вулканов Шивелуч (а) в 1964 г., Безымянного (б) в 1955–1956 гг. и Сент-Хеленс (в) в 1980 г. Линии регрессии показаны пунктирными линиями; начало извержения показано стрелкой

ней интенсивности роя землетрясений. Из рисунков следует, что все графики монотонно возрастают, за исключением графиков dw/dt для вулканов Безымянного и Сент-Хеленс. Это указывает на то, что начавшийся сейсмический процесс, отражающий разрушение лавовой пробки, закупоривающей выводной канал, продолжается непрерывно с нарастающей мощностью до начала извержения. Причем в одних случаях (например, вулкан Шивелуч) процесс заканчивается полным разрушением лавовой пробки и пароксизмальным извержением. В других случаях (например, вулканы Безымянный и Сент-Хеленс) происходит частичное разрушение лавовой пробки, начинаются слабые или умеренные пепловые извержения, но процесс разрушения продолжается. Следует отметить, что и в начале извержения вулкана Шивелуч наблюдалась фаза III₁, но ею можно пренебречь, так как она длилась 13 мин. Таким образом, по сейсмологическим данным можно выделить два типа извержений: I тип — фаза III₁ отсутствует или очень кратковременна и ею можно пренебречь; II тип — фаза III₁ длится несколько десятков суток.

Чем же различается сейсмический режим вулканов перед извержениями этих двух типов и можно ли по нему до начала извержения определить его тип? Основные различия в сейсмическом режиме состоят в следующем. 1. Перед извержениями I типа фаза

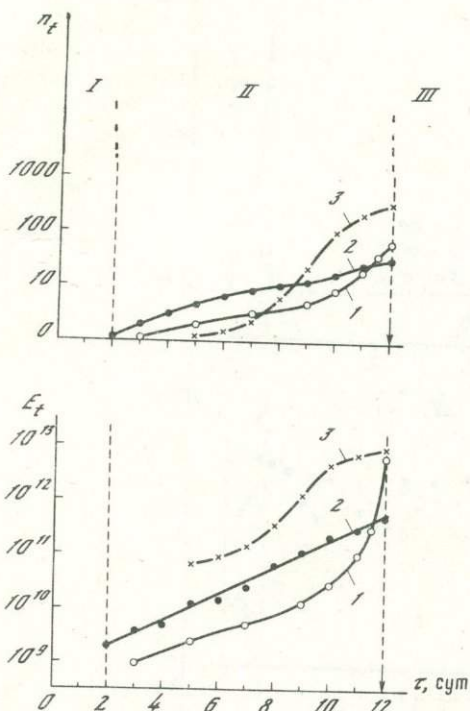
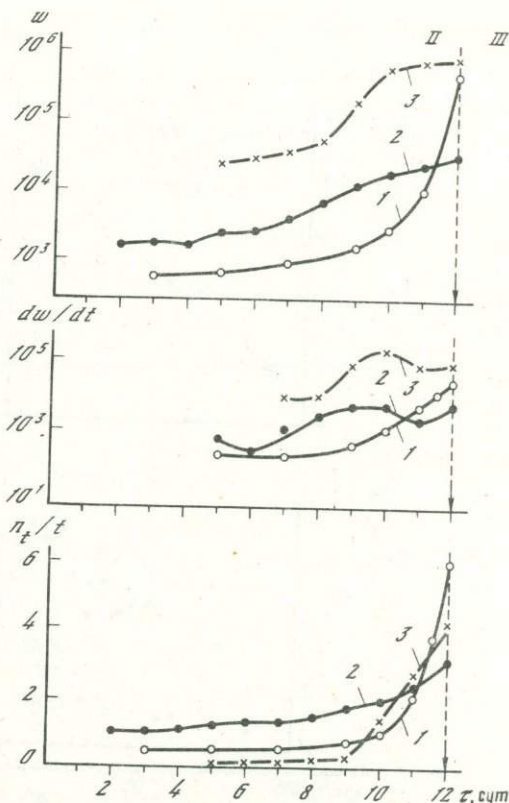


Рис. 7. Изменение со временем суммарного числа землетрясений (n_t) с $K \geq 9,0$ и их суммарной энергии (E_t , Дж) перед началом извержений ($\tau = 12$) вулканов Шивелуч (1), Безымянного (2) и Сент-Хеленс (3)

Рис. 8. Распределение во времени перед извержениями вулканов Шивелуч (1), Безымянного (2) и Сент-Хеленс (3) средней мощности (w), ее производной (dw/dt , Вт/сут) и средней интенсивности рывков землетрясений (n_t/t , где $n_t = \sum_{\tau_0}^{\tau} N_i$, N_i — число землетрясений за сутки, $\tau = \tau' - \tau_0$). Для вулкана Сент-Хеленс на графике величина n_t/t уменьшена в 10 раз



пробуждения вулкана длится около 10 мес, а перед извержениями II типа — 4–12 сут (см. таблицу). 2. Кумулятивный график энергии землетрясений E_t в первом случае нарастает по гиперболическому закону, а во втором случае — ближе к экспоненциальному. 3. В первом случае скорость изменения средней мощности сейсмической подготовки извержения dw/dt монотонно возрастает, а во втором за 2–3 дня до начала извержения начинает убывать. По совокупности этих признаков можно судить о типе ожидаемого пароксизмального извержения.

В фазу III₁ (слабой и умеренной взрывной деятельности) максимальный энергетический класс (K_{\max}) землетрясений и мощность роя землетрясений оставались на одном уровне или несколько снижались (см. рис. 4 и 5). Пароксизмальный взрыв происходил на фоне некоторого снижения и неустойчивости сейсмической активности вулканов. По мере приближения к моменту пароксизмального взрыва происходят резкие и значительные отклонения всех характеристик от средних значений, т.е. увеличивается их дисперсия. Значительное увеличение дисперсии, по-видимому, может быть использовано для прогноза пароксизмального взрыва.

Фаза III₂ (пароксизма извержения) начинается обычно наиболее сильным землетрясением роя, сопровождающим начало взрыва, частично разрушающего конус или дно кратера. Иногда происходит еще несколько землетрясений 10–12-го энергетических классов, связанных с продолжением разрушения конуса и выбросом холодного материала. Наступающее после открытия жерла вулкана истечение газоагломератовой смеси

и агломератовых потоков сопровождается интенсивным непрерывным спазматическим дрожанием [7].

Фаза III₃ (затухания извержения) характеризуется быстрым снижением сейсмической активности, максимальный энергетический класс землетрясений уменьшается на 3—4 единицы, часто глубина очагов землетрясений увеличивается, возрастает частота колебаний в сейсмических волнах (землетрясения становятся более высокочастотными). Фаза III₃ длится обычно несколько дней.

Фаза I, наступающая после фазы III₃, длится иногда несколько дней, а иногда несколько десятков лет. При извержении вулканов Безымянного и Сент-Хеленс уже через несколько дней в кратере начали расти экструзивные купола. Извержения, связанные с их ростом, происходят ежегодно и по несколько раз, кратер постепенно заполняется новым экструзивным куполом. На вулкане Шивелуч экструзивный купол в кратере после взрыва 1964 г. начал расти только в 1980 г., т.е. через 16 лет. Каждое такое извержение, связанное с ростом экструзивных внутривулканских куполов, предваряется и сопровождается многочисленными землетрясениями, однако их энергетический класс, как правило, не превышает $K = 6,0 \div 9,0$, т.е. их энергия на 3—5 порядков меньше, чем перед пароксизмальными извержениями.

МЕХАНИЗМ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Анализ активности вулканов мира в историческое время приводит к выводу, что поступление вещества на поверхность Земли при извержениях центральных полигенных вулканов происходит в среднем равномерно во времени (расход вулкана $\alpha = \text{const}$, рис. 9), а отсюда делается вывод, что генерация магмы (плавление вещества) в области первичного магматического очага происходит с постоянной скоростью (α_0) [5]. Плавление вещества в области первичного магматического очага происходит вследствие аномального притока тепла или других причин.

При плавлении на границе магматического очага элементарного объема твердого вещества δV_1 при нормальном давлении расплав должен занять объем $\delta V_2 = \delta V_1 (1 + n)$, где n — относительное изменение объема при плавлении, $n = (\delta V_2 - \delta V_1) / \delta V_1$. При несжимаемой магме и неупругих стенках магматического очага и выводного канала их объем V_0 увеличивается на величину δV_1 , а избыточный объем магмы $\delta V_2 - \delta V_1$ при открытом жерле будет выжат на поверхность Земли. Его масса $\delta m = \rho_0 (\delta V_2 - \delta V_1) = \rho_0 n \delta V_1$, где ρ и ρ_0 — плотность твердых пород и магмы соответственно. В реальной среде, где магма сжимаема, а твердые породы упруги, при закрытом жерле вулкана произойдет сжатие магмы, стенки выводного канала деформируются (рис. 10), а давление в магматическом очаге повысится на величину δP . Изменения избыточной массы в магматическом очаге и давления связаны соотношением

$$\delta m = \pi \rho_0 \left[2 \frac{1 + \sigma}{\mathcal{E}} (Hr^2 + R^3) + k(Hr^2 + 1,3R^3) \right] \delta P = A \delta P,$$

где r и R — радиусы выводного канала и магматического очага соответственно; H — длина выводного канала; σ — коэффициент Пуассона; \mathcal{E} — модуль Юнга; k — коэффициент сжимаемости магмы [5]. При постоянной скорости генерации магмы накопление избыточной массы магмы δm и изменение избыточного давления δP в магматическом очаге и выводном канале будут связаны соотношением $\delta m = \alpha t = A \delta P$, где время t отсчитывается от момента t_0 , при котором $\delta m = 0$ и $\delta P = 0$. Из этого следует, что давление в магматическом очаге и выводном канале должно расти линейно во времени.

Давление в выводном канале измерить непосредственно нельзя, но можно оценить скорость его изменения. Известно, что в результате межпароксизмальных извержений кратер вулкана постепенно заполняется рыхлыми продуктами извержений или магмой и вследствие этого давление ΔP на магму выводного канала постепенно возрастает, $\Delta P = \rho_1 h$, где h — толщина слоя заполняющих кратер продуктов, а ρ_1 — их плотность. На рис. 11 приведены данные о заполнении кратеров вулканов Везувий, Килауэа и Безымянный и рассчитанное по ним изменение давления. Во всех трех случаях, когда выводной канал был слабо закупорен (в начальный период), давление изменялось линейно во времени, причем скорость увеличения давления во всех трех случаях около 5 ат/год.

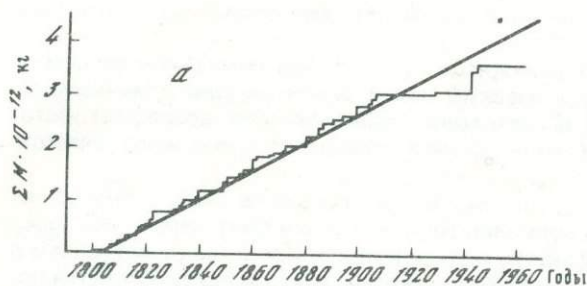


Рис. 9. Кумулятивные графики выноса материала на поверхность Земли вулканами во время извержений
 а — Везувий; б — Ошима; в — Гавайские вулканы

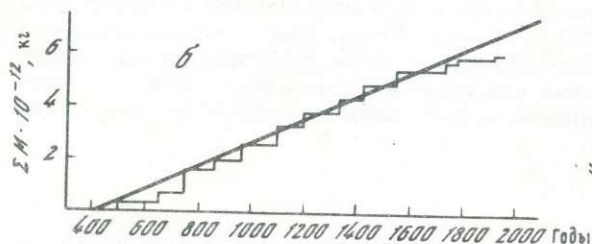
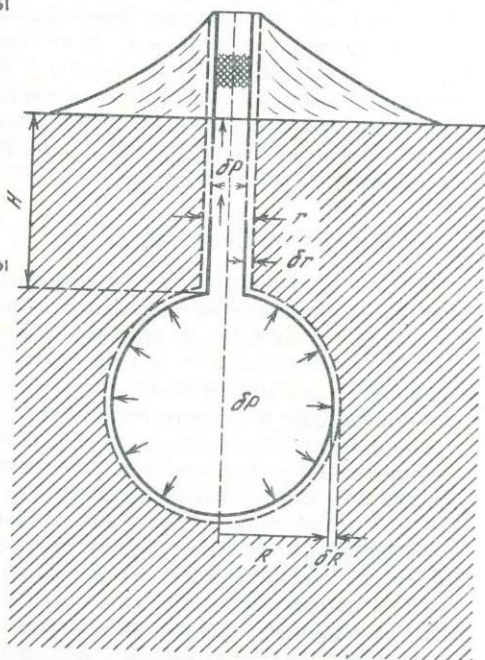
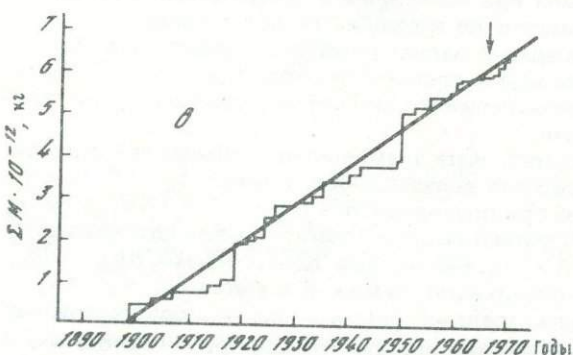
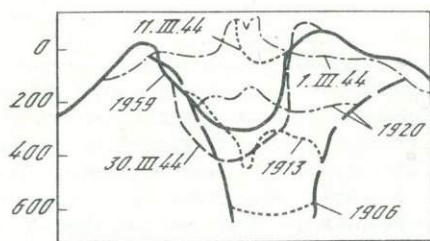


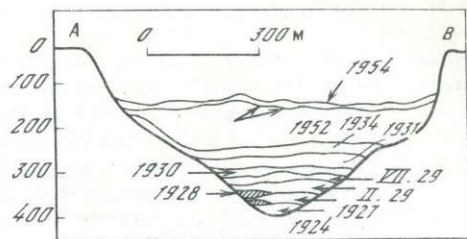
Рис. 10. Идеализированная модель вулкана



В деятельности многих центральных полигенных вулканов наблюдается определенная цикличность. После большого (пароксизмального) извержения кратер вулкана очищается от заполняющих его продуктов. Затем происходит серия более слабых (межпароксизмальных) извержений, в результате которых кратер снова постепенно заполняется твердыми рыхлыми продуктами (или лавой, см. рис. 11). По мере заполнения кратера закупорка выводного канала увеличивается и создаются условия для нового пароксизмального извержения. Таким образом, наблюдается определенная закономерность в изменении состояния вулкана, совокупность процессов, в результате которых вулкан возвращается к одному и тому же или к близкому состоянию, мы называем циклом активности вулкана, а его продолжительность — периодом цикла активности. Для каждого вулкана существует определенная предельная прочность лавовой пробки, которая зависит от формы, высоты и типа вулкана, скорости генерации и физико-химических свойств магмы. Следовательно, для каждого вулкана существует предельное избыточное давление $P_{\text{п}}$, которое может возникнуть в канале вулкана, и предельная масса избыточной магмы $M_{\text{п}}$, которая может накапливаться в магматическом очаге и выводном канале. На рис. 12 схематически представлены изменения давления в выводном канале (δP) и поступление массы вещества на поверхность Земли ($\Sigma \delta m_i$, рассчитанные при постоянном расходе вулкана α ($\Sigma m_i = \alpha t$; $\delta P = \alpha t$). Таким образом, при непрерывной генерации магмы с постоянной скоростью вулкан будет работать в релаксационном режиме. Дискретность извержений обусловлена периодически изменяющимися условиями выхода магмы на поверхность Земли.



В. Везувий



В. Килауэа

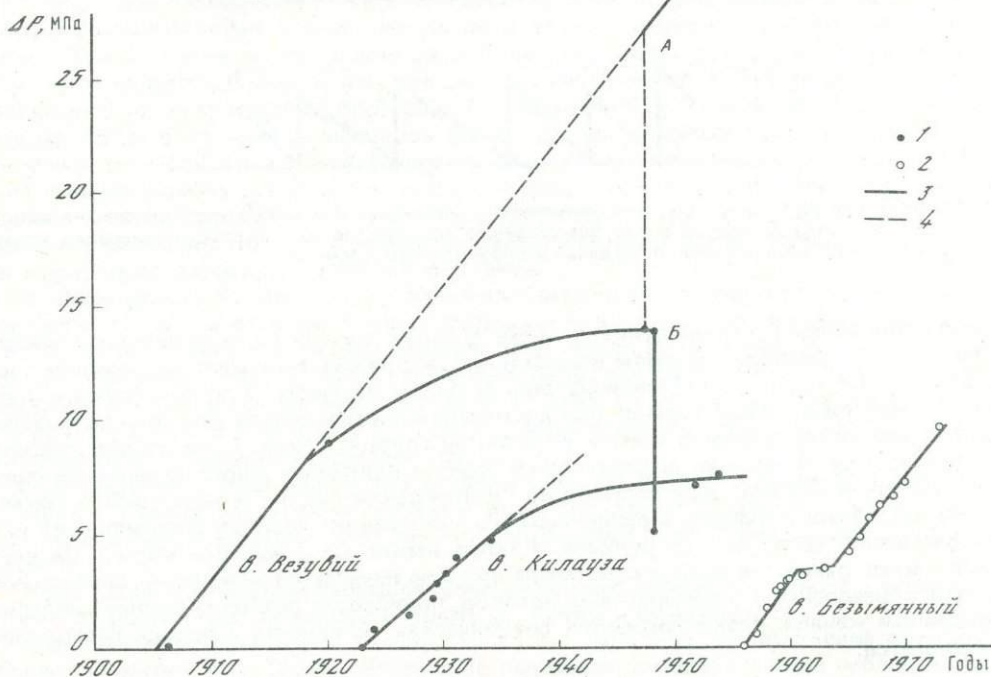


Рис. 11. Схема последовательного заполнения кратеров Везувия и Килауэа продуктами извержений и графики возрастания давления в выводном канале, вызванного нагрузкой материала (лавы) 1 — замеры непосредственно после извержений; 2 — замеры в произвольное время; 3 — возрастание давления по данным наблюдений; 4 — предполагаемое возрастание давления

Из рассмотренной схемы следует, что подъем магмы к поверхности Земли осуществляется не действием газов, а вследствие выжимания на поверхность Земли избыточного объема магмы, возникающего при плавлении пород в области первичного магматического очага вулкана. На глубине, где большие давления, газы растворены в магме и перемещаются вместе с ней. Они начинают играть активную роль только в верхней части выводного канала после значительного уменьшения внешнего давления вследствие частичного разрушения лавовой пробки.

Рассмотренная схема механизма извержений объясняет многие явления, связанные с большими извержениями вулканов Шивелуч, Безымянный и Сент-Хеленс. Непрерывная генерация магмы в области первичного магматического очага ведет к накоплению ее избыточного объема и росту давления. При достижении предела прочности пород в верхней части выводного канала в конусе вулкана и лавовой пробке начинается частичное разрушение и возникают землетрясения. По мере роста давления объем деформируемой области увеличивается, частота и энергия землетрясений постепенно возрастают и наступает такой момент, когда лавовая пробка полностью разрушается и происходит большой взрыв, при котором выбрасываются холодный материал лавовой проб-

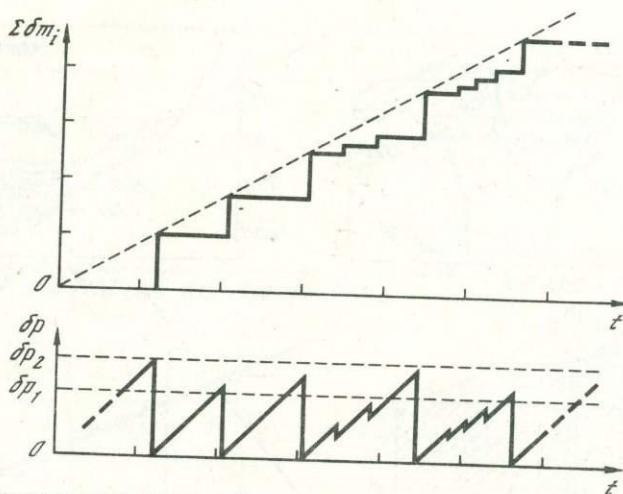


Рис. 12. Схемы изменения во времени избыточного давления δP в магматическом очаге и выноса материала при извержениях вулкана, рассчитанные при постоянной скорости генерации магмы $\delta P_2 - \delta P_1$ — интервал изменения предельного избыточного давления

ки и накопившаяся в канале вулкана магма. В одних случаях (вулкан Шивелуч) накопление магмы происходит в самом канале и процесс разрушения идет непрерывно с нарастающей интенсивностью и заканчивается большим взрывом. В других случаях (вулканы Безымянный и Сент-Хеленс) при достижении определенного давления начинается скрытое внедрение магмы в конусе вулкана на глубине около 1 км от дна кратера, сопровождаемое большими деформациями конуса вулкана и многочисленными сильными землетрясениями. При достижении "критической массы" внедрившейся магмы происходит взрыв и выброс верхней части конуса вулкана (вулкан Безымянный) или соскальзывание части конуса вулкана и затем взрыв внедрившейся магмы. Во всех случаях после открытия выводного канала вулкана начинается извержение ювенильной магмы с образованием агломератовых потоков, происходит резкое снижение давления в выводном канале, резко снижается сейсмическая активность и вскоре извержение прекращается.

ПРОГНОЗ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Рассмотренные выше характеристики трех больших взрывов андезитовых вулканов, их сейсмический режим и механизм извержений позволяют сделать некоторые выводы о возможности прогноза места, времени, энергии и опасности больших взрывов.

Прогноз места. Как правило, большие взрывы происходят в центральном кратере. Однако при этом часто происходит разрушение одного из его склонов и материал выбрасывается в одну сторону — возникает направленный взрыв. До пробуждения вулкана определить возможное направление выброса можно при его геоморфологических исследованиях. Так, например, конус вулкана Шивелуч разбит сбросом на две части, и активный кратер находился в опущенной его части. Естественно, что ожидался выброс материала в сторону опущенной части.

В период пробуждения вулкана место возможного извержения точно указывают эпицентры землетрясений. Например, при подготовке извержения вулкана Сент-Хеленс эпицентры большинства землетрясений лежали в 2 км на север от центрального кратера. В этот же период происходило и смещение на север северного склона вулкана, причем скорость деформаций достигала 1,5–2 м/сут. Такие деформации могут наблюдаться с помощью фотограмметрии и даже визуально. Таким образом, детальные сейсмологические и фотограмметрические наблюдения позволяют с большой точностью и вероятностью прогнозировать место и направление большого взрыва.

Прогноз времени начала извержения является наиболее трудной задачей в прогностике вулканических извержений. Однако к настоящему времени накоплены зна-

чительный опыт и знания, позволяющие разработать методику прогнозирования по совокупности явлений, предвещающих извержения. К таким явлениям относятся в первую очередь вулканические землетрясения, деформации земной поверхности вблизи вулканов, интенсивность и состав фумарольных газов и др. Наиболее перспективными из них являются деформации земной поверхности и вулканические землетрясения, отражающие процесс разрушения лавовой пробки в верхней части жерла вулкана, закрывающей выводной канал и препятствующей выходу магмы на поверхность Земли.

Непрерывно возрастающее давление и внедрение магмы на небольшой глубине приводят к деформации всей вулканической постройки и отдельных ее частей, вулкан вспучивается, приподнимается. Причем перед большим извержением процесс идет непрерывно и заканчивается разрушением всей лавовой пробки. Однако по наблюдениям за деформациями практически невозможно точно определить момент начала извержения. Тем не менее по наблюдающимся большим деформациям можно уверенно сказать, что готовится большое извержение, и принять необходимые меры по усилению наблюдений за ним в целях прогноза его извержения и опасности. После большого взрыва, когда открывается выводной канал, вулкан обычно оседает и опускается до прежнего (или близкого к нему) уровня. Деформации вулкана сопровождаются большим количеством вулканических землетрясений, отражающих процесс частичного разрушения лавовой пробки и конуса вулкана, причем процесс этот идет непрерывно и с нарастающей силой. По наблюдениям за вулканическими землетрясениями можно более точно предсказать время начала извержения.

На возможность большого извержения андезитового вулкана указывают следующие признаки: 1) появляются заметные деформации конуса вулкана или отдельных его частей; 2) за несколько недель или месяцев появляются рои вулканических землетрясений с $K = 5 \div 8$ (рис. 13); 3) за 2—3 недели до начала извержения наблюдается непрерывный рост энергии землетрясений; 4) за 8—11 дней до начала извержения появляется рой землетрясений с $K \geq 9$, а за 2—6 дней — землетрясения с $K \geq 10$; 5) мощность роя землетрясений монотонно возрастает (см. рис. 4—8).

Фаза подготовки извержения (II) в одних случаях (вулкан Шивелуч) заканчивается большим взрывом, в других — умеренными пепловыми извержениями. Как же определить, какое начнется извержение? На этот вопрос дают ответ графики рис. 7 и 8 (E_t , w и dw/dt).

Перед пароксизмальным взрывом суммарная энергия землетрясений E_t , мощность w и темп ее роста dw/dt возрастают вплоть до начала извержения ($\tau = 12$). Возрастание E_t идет по гиперболическому закону: $E_t = (at + b)/(c + t)$, а извержение происходит вблизи момента $t = C$. Таким образом, по непрерывным оперативным наблюдениям за вулканическими землетрясениями за несколько дней до пароксизмального извержения можно рассчитать время его начала.

Перед умеренными пепловыми извержениями величины E_t и w возрастают по закону, близкому к экспоненциальному, dw/dt сперва растет, а за 1—3 дня до извержения несколько уменьшается. Если после начала умеренного пеплового извержения мощность роя землетрясений и K_{\max} (см. рис. 4—6) остаются на уровне, достигнутом к моменту окончания II фазы, и продолжают большие деформации конуса вулкана, то необходимо ожидать пароксизмальный взрыв. Он произойдет в интервале времени, по-видимому, от нескольких дней до 6 мес. Более точно момент пароксизмального взрыва можно определить по характеру нестабильности сейсмических характеристик. На рис. 4 видно, что по мере приближения к моменту взрыва графики становятся менее стабильными, разброс значений E возрастает, по дисперсии E можно будет определить более точно время начала взрыва.

Прогноз энергии извержения или ожидаемой массы изверженного материала. Полная энергия извержения $E_{\text{и}} = mQ$, где m — масса ювенильного материала; Q — его теплосодержание.

Ожидаемая масса ювенильного материала может быть определена по увеличению объема конуса вулкана δV , связанному со скрытым внедрением магмы, так как вся она полностью выбрасывается на поверхность Земли при большом извержении. Масса $m = \rho_0 \delta V$, где ρ_0 — плотность магмы. Эту величину следует рассматривать как нижнюю оценку, так как на поверхность Земли выбрасывается и магма, заполняющая верхнюю часть выводного канала вулкана.

Оценить ожидаемую массу изверженного материала можно и по энергии предвещаю-

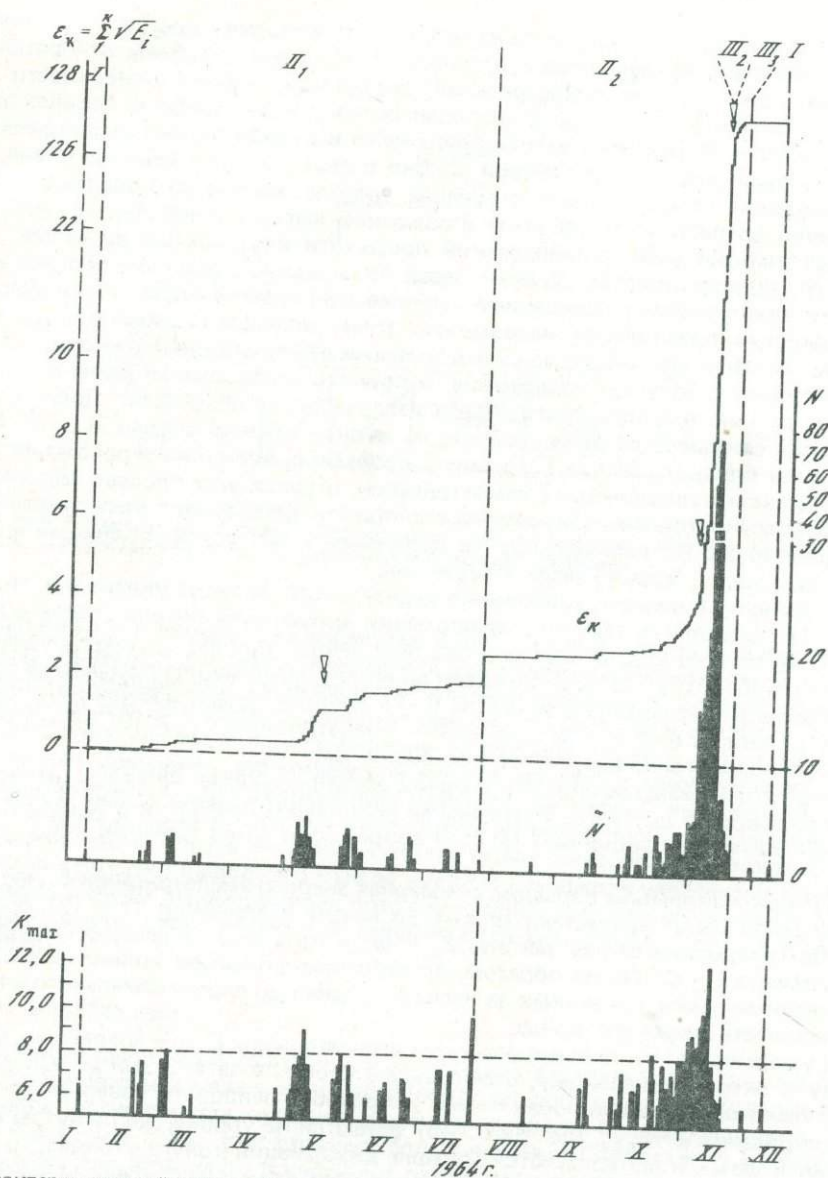


Рис. 13. Характеристики сейсмической активности вулкана Шивелуч в 1964 г.
 ϵ_K — условная деформация в единицах 10^4 Дж $1/2$; N — число землетрясений с $K \geq 5,5$; K_{max} — максимальный энергетический класс землетрясений за сутки. Светлыми стрелками обозначены моменты предупреждения о возможности извержения

щих извержение землетрясений. Чем прочнее лавовая пробка, тем большее давление необходимо для ее разрушения и тем большая избыточная масса магмы накапливается в магматическом очаге. При разрушении более прочной лавовой пробки происходят более сильные землетрясения и выделяется больше сейсмической энергии. Таким образом, между сейсмической энергией предвещающих землетрясений и массой изверженного материала должна существовать определенная зависимость. Если считать, что при определении энергии землетрясений вулкана Сент-Хеленс она завышалась на один порядок, то из таблицы следует, что $m/E \approx 0,8$ кг/Дж. Отсюда ожидаемая масса изверженного материала $m = 0,8 E$ (кг). Ошибка определения полной ожидаемой массы материала по этой формуле не превосходит 30%.

Прогноз вулканической опасности при больших извержениях дается на основе вулканического районирования, выполненного до начала извержения. Так, например, для вулкана Шивелуч зона разрушения практически совпала с особо опасной зоной, выделенной при вулканическом районировании в 1961 г. [3].

Если вулканическое районирование не выполнено, то по наблюдениям за деформациями конуса вулкана можно определить возможное направление взрыва, а по ожидаемой массе извержения оценить дальность выброса материала. При общей массе изверженного материала около $(1 \div 10) \cdot 10^{12}$ кг дальность выброса материала и распространения палящих туч может достигать 20–40 км, высота подъема пепловых туч — 20–50 км, площадь зоны разрушения — 100–1000 км², длина разрушительных грязевых потоков — 50–150 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальный анализ характера извержений, сейсмичности и сейсмического режима вулканов Шивелуч, Безымянного и Сент-Хеленс позволил составить довольно ясное представление о механизме больших извержений андезитовых вулканов и предложить методику прогнозирования их места, времени, энергии и опасности. Для получения надежных прогнозов в районе вулкана должна быть организована служба слежения за его состоянием, включающая непрерывные сейсмологические и наклономерные наблюдения хотя бы на одной станции вблизи вулкана, визуальные и периодические фотограмметрические наблюдения. В период пробуждения вулкана — появления роев слабых вулканических землетрясений — необходимо срочно организовать сеть временных сейсмостанций вокруг вулкана, позволяющих с большой точностью определять положение очагов землетрясений, повторную аэрофотосъемку вулкана с большой возможной частотой, а также оперативную обработку и анализ поступающей информации. Наилучшим образом удовлетворяют этим условиям создание телеметрической системы сбора информации, машинная обработка и анализ данных наблюдений.

Автор благодарит своих помощников Ю.В. Карпухину, В.Ф. Радчук и Н.И. Реутову, принимавших участие в обработке и подготовке материалов статьи к печати.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения в 1955–1963 гг. М.: Наука, 1965. 172 с.
2. Горшков Г.С., Дубик Ю.М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч. — В кн.: Вулканы и извержения. М.: Наука, 1969, с. 3–37.
3. Мархинин Е.К., Сирич А.Н., Тимербаева К.М., Токарев П.И. Опыт вулкано-географического районирования Камчатки и Курильских островов. — Бюл. вулканол. ст. АН СССР, 1962, № 32, с. 52–70.
4. Токарев П.И. Рой землетрясений вулкана Шивелуч в мае 1964 г. — Бюл. вулканол. ст., 1964, № 33, с. 41–44.
5. Токарев П.И. О некоторых закономерностях вулканического процесса. — ДАН СССР, 1971, т. 199, № 2, с. 422–425.
6. Токарев П.И. Долгосрочный прогноз извержений вулканов. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 3, с. 77–90.
7. Токарев П.И. Низкочастотное вулканическое дрожание. — Вулканология и сейсмология, 1982, № 6.
8. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
9. The 1980 eruptions of mount St. Helens. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Off., 1981. 844 p.
10. Tokarev P.I. Forecasting volcanic eruptions from seismic data. — Bull. Volcanol., 1971, vol. 35, N 1, p. 243–250.

ПРОГРАММА ИЗУЧЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ В США

Р.И. ТИЛЛИНГ, Р.А. БАЙЛЕЙ

Геологическая служба, Национальный центр, Рестон, Вирджиния, США

ВВЕДЕНИЕ

В США более 150 вулканов, которые извергались один или более раз в течение голоценовой эпохи [29]. Большинство из них расположено на Аляске, Гавайях и в Каскадной цепи гор северо-западного побережья США, а остальные распределены по соседству с западными штатами (рис. 1). Обычно извержение океанических вулканов Гавайев имеет неэксплозивный характер и поэтому представляет опасность скорее для имущества, чем для жизни людей. Однако полностью не считается с возможностью взрывообразных извержений нельзя, поскольку известно [11], что большие эксплозивные извержения, хотя и редко, но имели место на Гавайях. Извержение вулканов Аляски, как правило,

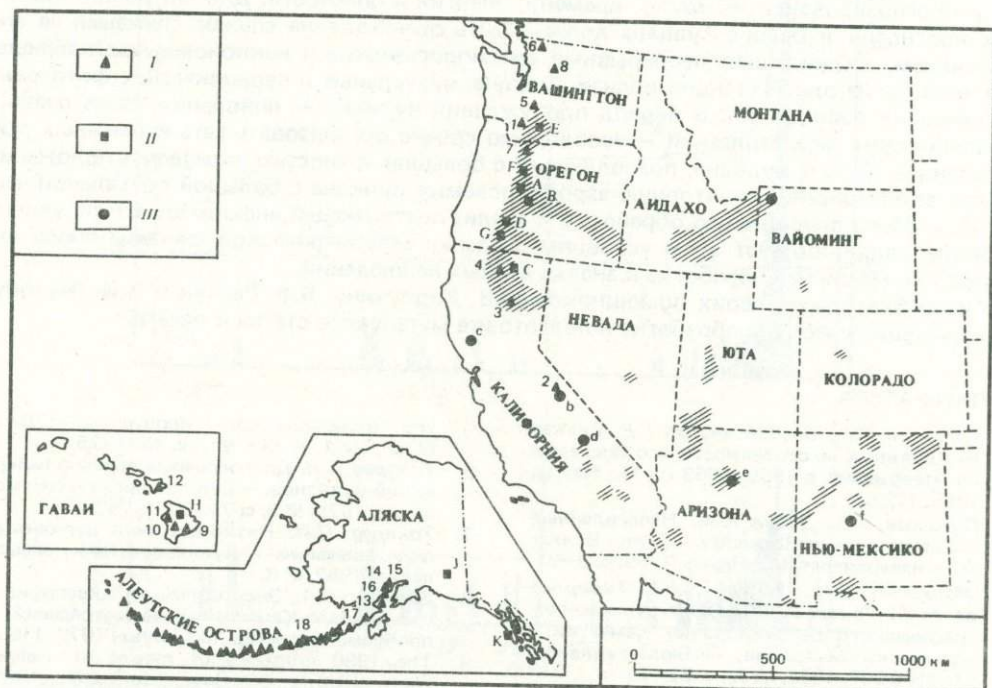


Рис. 1. Местоположение на территории США вулканических областей, активных и потенциально активных вулканов. Группы вулканов 1—3 (I—III соответственно) приведены в порядке уменьшения потенциальной возможности их извержения

Группа 1. Вулканы, которые извергались в последние 200—300 лет и/или имеют период извержений, меньший 100 лет. Континентальная территория США: 1 — Сент-Хеленс; 2 — Моно-Инно; 3 — Лассен Пик; 4 — Шаста; 5 — Рейнир; 6 — Бейкер; 7 — Худ; 8 — Глайсер Пик. Гавайи: 9 — Килауэа; 10 — Моана Лоа; 11 — Хуалалаи; 12 — Халекале Аляска: 13 — Августин; 14 — Редут; 15 — Спур; 16 — Илиамна; 17 — Катман, 18 — вулканы Алеутских островов

Группа 2. Вулканы, которые последний раз извергались более 1000 лет назад и имеющие (по-видимому) период извержений, больший 1000 лет. Континентальная территория США: А — Три Сестры; В — Ньюберри кратер; С — Медиссин Лейк; D — Лейк (вулкан Мазаме); E — Адамс; F — Джефферсон; G — Маклоухлин; Гавайи: H — Вулкан Моана-Кеа, Аляска: J — вулкан Врангелл; K — вулкан Эдгекамб.

Группа 3. Вулканы, которые последний раз извергались более 10 тыс. лет назад, но под которыми на небольшой глубине расположены огромные магматические резервуары, способные вызвать катастрофические извержения. Континентальная территория США: а — кальдера Йеллустоун; в — кальдера Лонг Валлей; с — Клиа Лейк; d — Косо; e — Сан-Франциско Пик; f — Сокорро.

Заштрихованы вулканические области, в которых, по геологическим данным, извержения вулканов возможны в будущем

взрывообразно, но из-за удаленности они не представляют большой угрозы, в отличие от подобных вулканов, расположенных в густонаселенных районах Японии, Индонезии и Филиппин. Наибольшую опасность для США представляют, пожалуй, вулканы Каскадных гор — как в настоящее время, так и в обозримом будущем — из-за их взрывной природы и близости к населенным областям в штатах Вашингтон, Орегон и Калифорния.

Однако в долгосрочном рассмотрении более молодые доголоценовые вулканические системы Запада США потенциально представляют еще большую угрозу [31].

В этой статье описаны наблюдения, выполненные в рамках американской Программы исследования вулканов, конечная цель которой — уменьшение риска и опасности от извержений вулканов и родственных им событий. Однако прогресс в этом направлении не может быть достигнут без улучшения понимания вулканических явлений в общем и процессов и механизмов извержения в частности.

ИСТОРИЯ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В США

Изучение вулканов Соединенных Штатов проводилось в течение многих десятилетий как учеными Геологической службы США, так и университетскими исследовательскими группами. Два вулкана на Гавайях — Килауэа и Моана Лоа привлекли большое внимание вулканологов в связи с частыми извержениями и относительно безопасным доступом для их изучения. В 1911 г. на Гавайях была основана Гавайская вулканическая исследовательская ассоциация.

В январе 1912 г. при поддержке этой ассоциации и благотворительного фонда Витней доктором Яггаром была создана Гавайская вулканическая обсерватория, целью которой было систематическое наблюдение за вулканами Гавайев. С 1919 по 1948 г. эта обсерватория находилась в ведении различных федеральных служб, в том числе Геологической службы США, Бюро погоды и Службы национального парка. Однако с 1948 г. обсерватория перешла в ведение Геологической службы США. За 70 лет всестороннего изучения вулканизма Гавайев сотрудники обсерватории и посещавшие ее ученые развили и усовершенствовали методику и технику слежения за вулканами.

До пробуждения вулкана Сент-Хеленс в 1980 г. [19, 14] лишь несколько ученых, главным образом из Геологической службы США, осознавали серьезность потенциальной угрозы вулканического извержения на территории США (исключая Аляску и Гавайи). Поэтому, хотя ряд ограниченных исследований по проблеме вулканического риска и был начат, вулканам Каскадных гор уделялось меньше внимания, чем вулканам Гавайев. Это связано с тем, что в XX в. здесь не произошло ни одного значительного извержения, за исключением извержения вулкана Лассен Пик (шт. Калифорния) в 1914—1917 гг.

Тем не менее в 1926 г. в местечке Минерал (шт. Калифорния) при поддержке вулканической обсерватории Гавайев была создана небольшая обсерватория для слежения за активностью вулкана Лассен Пик, а в 1927 г. другая обсерватория была создана на острове Кодиан (Аляска). Исследования в этих обсерваториях были и вовсе прекращены, а в вулканической обсерватории Гавайев — во время экономического кризиса 30-х годов.

В конце 50-х годов было начато изучение частот извержения, а также природы и распределения извергаемых веществ некоторых вулканов Каскадных гор. По мере углубления исследований состояние успокоенности сменилось растущей озабоченностью. Уже в мае 1968 г. доктор Пекора, директор Геологической службы США, выражал чрезвычайную встревоженность состоянием покрытого снегом вулкана Сент-Хеленс. Грандел и другие исследователи [9] пришли к выводу, что вулкан Сент-Хеленс, скорее всего, "оживет" и его извержение произойдет, "возможно, до конца текущего столетия". За этим пророческим заключением следовал детальный анализ типов, магнитуд и размеров площади потенциальной вулканической опасности, связанных с возможным извержением вулкана Сент-Хеленс [7—9]. В этих работах содержится одно из наиболее точных предсказаний даты этого бурного геологического события. Несмотря на особую озабоченность состоянием вулкана Сент-Хеленс и на тревожные оценки вулканического риска для других вулканов Каскадных гор [7, 10], попытки Геологической службы США получить финансовую поддержку для увеличения масштаба исследований и организации слежения за вулканами Каскадных гор не увенчались успехом.

Катастрофическое извержение вулкана Сент-Хеленс в мае 1980 г. и последующие события — наихудшее вулканическое бедствие за всю историю Соединенных Штатов — усилили озабоченность общественности и официальных кругов [36] и явились трагическим напоминанием о том, что действующие вулканы Америки расположены не только на территории Аляски и Гавайев. Летом 1980 г. Программа исследования, разработанная ранее Геологической службой США, была существенно расширена, включив в себя организацию постоянных наблюдений в Ванкувере (шт. Вашингтон) за продолжающейся активностью вулкана Сент-Хеленс, а 18 мая 1982 г. на основе организованных в Ванкувере наблюдений была создана вулканическая обсерватория Каскадных гор, названная именем погибшего вулканолога Дэвида А. Джонстона. Вулканическая обсерватория Каскадных гор не только ведет наблюдения за вулканом Сент-Хеленс, но и служит штаб-квартирой при организации наблюдений за другими вулканами Каскадных гор.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНОВ США

Отправной точкой любых оценок относительно будущих возможных извержений вулкана является информация о периодичности его извержений в прошлом. Существующие в настоящее время данные о периодичности извержений вулканов США хотя и неполны, но тем не менее позволяют сделать общие заключения о возможности их извержения. В работе [3] потенциально активные вулканы США были разбиты на следующие три группы в порядке уменьшения вероятности извержения (см. рис. 1).

Г р у п п а 1 — вулканы с периодами извержений 100–200 лет или те, которые извергались в течение последних 200–300 лет.

Г р у п п а 2 — вулканы с периодами извержений 1000 лет или более и которые последний раз извергались 1000 или более лет назад.

Г р у п п а 3 — вулканические системы, извержение которых происходило последний раз в доголоценовую эпоху, но под которыми все еще существуют неглубокие магматические очаги (по геологическим и геофизическим данным).

Для некоторых из вулканов групп 1 и 2, таких, как кратеры Моно-Инно, Лассен Пик, Шаства, Три Сестры, Ньюберри и Медисин Лейк, где продукты извержения в процессе эволюции приобрели относительно кремниевый состав, потенциально возможны катастрофические извержения подобные тому, которое произошло около 6600 лет назад на вулкане Мазама и привело к образованию оз. Кратер Лейк. За всю историю наблюдений за вулканами не произошло извержения, равного по магнитуде извержению вулкана Мазама, по времени которого было выброшено по крайней мере в 2 раза больше (по объему) вещества, чем во время извержения вулкана Тамбора (Самбава, Индонезия) в 1815 г., которое считается самым крупным и достаточно хорошо описанным извержением.

Большое извержение любой из вулканических систем группы 3 может быть по порядку магнитуды больше, чем извержение вулкана Мазама. Например, в Йеллоустоне в течение последних 2 млн. лет [30] действовали три огромные кальдеры, извергающиеся с примерной периодичностью в 700 тыс. лет. Сейсмические и другие геофизические данные указывают на расположение под районом Йеллоустона больших резервуаров магмы на меньших глубинах, порядка 8 км [13, 18, 30]. К тому же основание современной кальдеры Йеллоустона "вздулось" примерно на 70 см за последние 50 лет и, по-видимому, продолжает деформироваться и в настоящее время [26].

Существуют ли другие вулканические системы в западной части США, претерпевающие подобные деформации магмосодержащих областей при сравнимых скоростях? Для ответа на этот вопрос данных пока недостаточно.

В предварительных оценках возможности извержения вулканов США [1–3], сделанных по ограниченной информации, подчеркивается важность получения фундаментальных геологических, геофизических и геохимических данных, необходимых для дешифрирования истории извержений и поведения активных и потенциально активных вулканов. Такие данные нужны не только для создания численной шкалы оценок возможности извержения отдельного вулкана или групп соседних вулканов, но и для планирования и модификации существующих и предполагаемых систем наблюдений за вулканами.

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ПРОГРАММЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВУЛКАНОВ

"Пусть больше не будет разрушенных городов" — эти слова были девизом ассоциации исследования вулканов Гавайев, способствовавшей организации в 1912 г. Гавайской вулканической обсерватории. Тем не менее изучение вулканов организуется в рамках правительственной программы бюджета лишь с конца 60-х годов.

В 1974 г. конгресс Соединенных Штатов издал указ о мерах безопасности, обязывающий Геологическую службу США своевременно сообщать о вулканической или связанной с ней опасности. Конечной целью Программы исследования вулканов является "уменьшение человеческих жертв, уменьшение потерь имущества и естественных ресурсов, которые могут явиться следствием вулканических извержений и связанных с ними событий" [3]. Главными задачами программы являются: 1) оценка вулканической опасности вулканов США; 2) систематическое наблюдение за активными и потенциально активными вулканами; 3) проведение фундаментальных исследований по изучению вулканических и связанных с ними явлений; 4) информирование о возможной опасности местных, федеральных и государственных органов власти, а также служб, планирующих земельное устройство и действия при чрезвычайных обстоятельствах.

Существующая в настоящее время Программа исследования вулканов состоит из четырех главных частей, соответствующих перечисленным выше пунктам. Ниже кратко описано состояние дел в каждом из четырех направлений.

ОЦЕНКА ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Исследования по оценке вулканической опасности связаны с изучением возраста, природы и распределения продуктов извержения, а также событий, которые могут быть использованы при восстановлении истории извержений и деятельности вулкана. Примеры таких оценок есть для вулканов Райнер [6], Худ [5] и Шафта [22]. Важной задачей подобных исследований является распознавание периодичности и временной модели извержения вулкана в прошлом, которые, в свою очередь, являются наилучшей и часто единственной основой для понимания поведения вулкана в настоящее время и предсказания его возможной будущей активности. Перефразируя широко известное и часто употребляемое в геологии изречение [32], можно сказать, что "прошлое — это ключ к настоящему (и будущему)!".

Современные исследования включают в себя анализ как опасности, непосредственно связанной с процессом извержения (пирокластические потоки, взрывы, выпадение тефры, лавовые потоки, обвалы, лавины и т.д.), так и возможных сопутствующих гидрологических явлений (селевые потоки, наводнения, эрозия, изменение направления течения рек и т.д.). Другим важным аспектом оценки опасности является определение риска проведения таких работ, как строительство мостов, дорог, электростанций, прокладка трубопроводов и канализационных систем.

Оценки вулканической опасности получены для гавайских островов Оаху и Мои, ряда вулканов Каскадных гор и для кальдеры Лонг Валлей (шт. Калифорния). Следует подчеркнуть, что большая часть этих оценок основана на информации и данных, имеющих на сегодняшний день, и носит предварительный характер. Процесс определения оценки включает в себя ее постоянное или периодическое обновление по мере поступления и интерпретации новых данных. Также ведутся исследования по совершенствованию методов определения оценки вулканической опасности [25]. Подобные исследования вулканической опасности не только создают основу для определения потенциальной возможности извержения вулканов США (рис. 1), но и позволяют установить приоритеты в развитии и модификации систем наблюдений за вулканами и определить, какие фундаментальные исследования необходимы для понимания их деятельности. Таким образом, оценки вулканической опасности обеспечивают как долгосрочные нужды, представляя необходимую информацию для планирования земельного устройства и действий при чрезвычайных обстоятельствах, так и текущие нужды для развития и внедрения других компонент Программы исследования вулканов.

НАБЛЮДЕНИЕ ЗА ВУЛКАНАМИ

Систематическое наблюдение за вулканами, визуальное и инструментальное, обеспечивает получение ежедневных данных об их состоянии. Основная цель той части Программы исследования вулканов, которая связана с развитием систем слежения за деятельностью вулканов, состоит в организации сейсмических деформационных, геоэлектрических, геомагнитных, геохимических и гидрологических систем наблюдений на всех активных и потенциально активных вулканах. Такие наблюдения позволят обнаруживать и регистрировать в реальном времени те изменения в деятельности вулканов, которые могут служить прогностическими признаками готовящихся извержений.

Информация от таких систем слежения позволит Геологической службе США: 1) обеспечить краткосрочный прогноз деятельности активных вулканов; 2) оценить время, место, характер и возможную магнитуду надвигающихся или будущих извержений для давно изучавшихся и достаточно хорошо обеспеченных инструментальными наблюдениями потенциально активных вулканов; 3) сообщать информацию, необходимую официальным органам для планирования действий при чрезвычайных обстоятельствах или, в долгосрочном варианте, необходимую при планировании землеустройства в местах, подверженных вулканической опасности.

В настоящее время наиболее полные наблюдения за вулканами в США ведутся двумя вулканическими обсерваториями, находящимися в ведении Геологической службы США. Первая — Гавайская вулканическая обсерватория (ГВО), расположенная на краю кальдеры Килауза, имеет штат около 25 чел., которые заняты изучением двух самых активных в мире вулканов — Килауза и Моана Лоа. Одновременно ведутся наблюдения за потенциально активными вулканами Хуалалаи, Моана-Кеа и Халекала. Вторая — Вулканическая обсерватория Каскадных гор (ВОК) в Ванкувере (шт. Вашингтон), основанная в 1981 г. ведет тщательное слежение за продолжающейся активностью вулкана Сент-Хеленс. ВОК служит также базой для организации эпизодических наблюдений за другими, менее активными в настоящее время, но потенциально опасными вулканами Каскадных гор. Штат обсерватории, около 60 чел., включает вулканологов и гидрологов. Как ГВО, так и ВОК являются центрами обучения вулканологов и местом исследования новой техники слежения за вулканами и новой аппаратуры.

Наиболее существенные результаты, полученные по программе слежения за вулканами, следующие: 1) правильное предсказание 13 извержений вулкана Сент-Хеленс за период с июня 1980 г. по конец 1982 г. — замечательное достижение, если учесть относительную молодость науки вулканологии; 2) предсказания в апреле 1982 г. извержения вулкана Килауза (первого с ноября 1979 г.), а также его извержений в сентябре 1982 г. и январе 1983 г., сделанные по наблюдениям за деформациями и по данным о микроземлетрясениях; 3) организация с 1980 г. геодезических и гравиметрических наблюдений на большинстве потенциально опасных вулканов Каскадных гор.

Случаи успешных предсказаний извержений вулкана Сент-Хеленс и применявшиеся для предсказаний методы описаны в работе [35]. Практически важными являются недавние достижения в области геохимических исследований вулканов. На вулкане Килауза газовые пробы берутся в 25 местах по крайней мере 2 раза в неделю. Анализируется более десятка различных компонент [16, 17]. Периодически проводится анализ фумарол и горячих источников на вулканах Каскадных гор: Лассен Пик, Шаста, Хад и Бейкер. На вулканах Сент-Хеленс, Килауза и ряде других с помощью корреляционного спектрометра проводились измерения эмиссии двуокиси серы. На вулканах Сент-Хеленс, Килауза, Моана Лоа и Лонг Валлей с помощью электрохимических датчиков проводилось непрерывное исследование эмиссии водорода. Для сбора информации использовалась спутниковая система связи [28].

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фундаментальные исследования, проводимые в рамках Программы исследования вулканов, охватывают различные аспекты вулканической деятельности и связанных с ней явлений. Цель исследований состоит в: 1) создании достаточно общей модели, объясняющей с точки зрения концепций тектоники плит распределение вулканов и возникновение извержений во времени и в пространстве; 2) разработке разумных теоретических и эмпирических основ, необходимых для лучшего понимания вулканических процессов и для усовершенствования предсказаний извержений и связанных с ними

событий. Геологические исследования включают в себя изучение процессов магмообразования, переноса, накопления и извержения магмы; эволюцию физических и химических свойств магмы и лавы; связь между вулканической деятельностью и сейсмичностью на границах и внутри плит, а также изучение возможной связи между вулканической деятельностью и другими геохимическими и геофизическими исследованиями. Гидрологические исследования помогают определить влияние извержения вулканов на поверхностные и грунтовые водные системы и включают в себя изучение подземной передачи тепла, процессов переноса, реологии и эрозивных воздействий селевых и прочих, нагруженных обломками породы потоков; геоморфологию залежей неконсолидированных вулканических пород; влияние вулканических пород на биологические и химические свойства гидрологических систем, а также численное моделирование явлений, связанных с извержением вулканов.

Изданный Геологической службой США отчет [19] содержит 62 работы, описывающие извержения вулкана Сент-Хеленс в 1980 г. В этих работах приведены примеры всех фундаментальных исследований, выполненных к настоящему времени в рамках программы. Другими примерами фундаментальных исследований вулканических явлений служит работа [27], в которой выполнено численное моделирование динамики магматического резервуара вулкана Килауэа, и работа [4], посвященная роли термического расширения газов в вулканических процессах. В районе гор Шаста—Медисин Лейк были проведены работы по сейсмическому просвечиванию, а в Лассенском вулканическом национальном парке — гравитационная съемка. Оба эти исследования свидетельствуют о малой вероятности существования резервуаров магмы. Исследования возможности использования геоэлектрических методов для слежения за движением магмы в рифтовой системе Килауэа дали обнадеживающие результаты. Предварительный анализ данных указывает на то, что геоэлектрические методы могут быть более чувствительны, чем сейсмические и геодезические, которые на сегодняшний день все еще являются наиболее надежным средством обнаружения краткосрочных предвестников извержений и определения их возможного места.

ПЛАНИРОВАНИЕ ДЕЙСТВИЙ ПРИ ЧРЕЗВЫЧАЙНЫХ ОБСТОЯТЕЛЬСТВАХ

Как упоминалось ранее, в 1974 г. конгресс США обязал Геологическую службу давать своевременные предупреждения о вулканической или связанной с ней опасности. Описанные выше компоненты Программы исследования вулканов (оценка вулканической опасности, наблюдение за вулканами и научные исследования) обеспечивают получение научных и технических данных, которые в понятной и доступной форме должны быть быстро переданы официальным службам, ответственным за планирование действий при чрезвычайных обстоятельствах. В целях уменьшения опасности и предотвращения паники общественные и правительственные службы должны быть информированы о серьезности предполагаемой угрозы, чтобы заранее спланировать свои действия.

Хорошо скоординированное планирование и связь с местными и региональными органами власти, а также со службами трансляции новостей являются необходимым условием для того, чтобы избежать чрезмерной паники или, наоборот, успокоенности населения или правительственных служб, ответственных за общественную безопасность.

Для решения этой задачи Геологической службой была разработана система издания специальных уведомлений и предупреждений о вулканической или иных природных опасностях [15]. В дополнение к этому Геологическая служба разработала оперативный план действий для быстрой мобилизации своих научных и технических ресурсов в случае извержения вулкана. Для координирования действия федерального правительства были заключены различные соглашения с такими федеральными службами, как Федеральное агентство экстренного планирования, Лесная служба, Служба парков, Федеральное управление авиации и Национальная служба погоды. В течение ряда лет в районах, подверженных вулканической опасности, для населения были организованы специальные курсы. Многие ученые, занимающиеся оценкой вулканической опасности, наблюдениями за вулканами и фундаментальными исследованиями, выступали с публичными лекциями в школах и гражданских учреждениях для того, чтобы привлечь внимание общественности к вулканическим явлениям и связанной с ними опасности. Действия ученых, занятых оценкой вулканической опасности во время извержений на вулкане Сент-Хеленс, описаны в работах [23, 36]. Согласно данным Лесной службы, если бы не

были организованы ежедневный прогноз опасности и быстрое распространение информации, полученной учеными, то катастрофическое извержение вулкана Сент-Хеленс 18 мая 1980 г. привело бы к еще большему человеческим жертвам.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ НЕКОТОРЫХ ПОТЕНЦИАЛЬНО ОПАСНЫХ ВУЛКАНОВ

Разрушительное извержение вулкана Сент-Хеленс 18 мая 1980 г. и связанные с ним события были самым грандиозным вулканическим бедствием за всю историю Соединенных Штатов. Около 60 чел. погибло под потоками обломков породы и от вторичных взрывов. Ущерб имуществу и сельскому хозяйству оценивается в 1,1 млрд. долл. Хотя с мая 1980 г. на территории Соединенных Штатов не происходило подобных вулканических событий, имеются три района, которые нуждаются в постоянном и тщательном наблюдении.

ВУЛКАН СЕНТ-ХЕЛЕНС (шт. Вашингтон)

С 18 мая 1980 г. вулкан Сент-Хеленс продолжал быть периодически активным, и до декабря 1982 г. произошло 14 относительно небольших извержений. До октября 1980 г. не происходило значительных эксплозивных явлений [33, 34]. Начиная с июня 1980 г. большинство извержений магмы дацитового состава способствовало росту купола на вершине вулкана. В течение первой половины 1983 г. активность вулкана была отмечена бурным, почти непрерывным ростом купола, начавшимся в первых числах февраля и продолжающимся в то время, когда пишутся эти строки (середина июля 1983 г.). Рост купола происходил главным образом за счет его роста изнутри, хотя в течение февраля и мая произошли заметные выбросы лавы на поверхность. В течение февральского периода активности над куполом образовался гребень высотой 61 м, и в начале марта этот гребень рассыпался грудой обломков. К середине 1983 г. размеры купола составляли 685 м в длину, 640 м в ширину и 220 м в высоту, что в совокупности дает объем около $84 \times 10^6 \text{ м}^3$.

История извержений вулкана Сент-Хеленс, а также аналогия с другими историческими извержениями (например, вулкан Санта-Мария в Гватемале и вулкан Безымянный на Камчатке) указывают на то, что существующая в настоящее время периодическая активность вулкана будет продолжаться несколько десятилетий. Поэтому она будет представлять угрозу в ближайшем будущем. Поскольку текущая активность вулкана достаточно умеренна и имеет неэксплозивный характер, опасность выбросов лавы угрожает главным образом районам в непосредственной близости от кратера, включающим в себя активно растущий лавовый купол. Большую опасность представляют связанные с этой активностью и с обильным выпадением пепла и обломков породы селевые потоки и наводнения. Потенциальная опасность этих событий увеличивается с ростом вновь образованных в мае 1980 г. озер, возникших при запруживании обломками пород существовавших стоков воды. Поскольку эти естественные плотины состоят из неконсолидированных легко размываемых вулканических обломков, они представляют собой неустойчивые образования, нарушение которых вызовет селевые потоки и наводнения. С 1980 г. уровень воды в таких озерах постоянно растет из-за обильных ливней, характерных для района расположения вулкана. Для контроля уровня воды в самом большом из запруженных озер (Спирит-Лейк) Корпус военных инженеров США начал осенью 1982 г. осуществление проекта откачки воды. Одновременно на нижнем бьефе были установлены системы предупреждения о наводнении. Этот и другие инженерные проекты были связаны с доставкой рабочих и оборудования в опасную зону вблизи вулкана. Чтобы обеспечить безопасность рабочих, ученые ВОК должны прилагать максимум усилий для наблюдений не только за вулканом, но и за засоренной обломками породы стоковой сетью, которая простирается на многие километры.

ВУЛКАНЫ КИЛАУЭА И МОАНА ЛОА (шт. Гавайи)

Из-за частых извержений вулканы Килауэа и Моана Лоа представляют постоянную угрозу городу Хило (население примерно 30 тыс. чел.), жилым районам на южном побережье (Пуна) и относительно плотно населенным курортным зонам западного побережья (Кона). Наибольшую опасность представляют лавовые потоки, которые периодически покрывают жилые районы и сельскохозяйственные угодья, расположенные на склонах этих двух вулканов.

3 января 1983 г. произошло извержение в восточной трещинной зоне вулкана Килауэа, которое с перерывами продолжалось до настоящего времени (июль 1983 г.). Красочные лавовые фонтаны выбрасывались на высоту до 300 м. Эти фонтаны питали лавовые потоки, простиравшиеся на 8 км вниз по южному склону вулкана. К настоящему времени излилось около 10^8 см³ базальтовой лавы, главным образом "аа-типа". За период между апрелем и июлем лавовый поток продвинулся к жилым районам вблизи Калапане, разрушив 16 домов и накрыв 350 земельных участков. Извержения в январе—июле, во время которых были разрушены жилые дома, были первыми подобными извержениями с 1960 г., когда была разрушена деревня Канохо. Поскольку за деятельностью вулкана велось тщательное наблюдение, Гавайская вулканическая обсерватория смогла своевременно предупредить о готовящихся извержениях и непрерывно распространять информацию о текущей активности вулкана и продвижении лавовых потоков. Это позволило местным органам власти заблаговременно провести эвакуацию людей из опасных зон.

Вулкан Моана Лоа последний раз извергался в июле 1975 г., после 25-летнего периода спокойствия. Извержение 1975 г. захватило главным образом вершину вулкана и не представляло опасности для населенных районов и посевных площадей, расположенных в десятках километров вниз по склону. Однако история извержений вулкана говорит о том, что значительно более сильные извержения обычно происходят вдоль одной из его главных трещинных систем и сопровождаются истечением большого объема лавы, которая быстро продвигается вниз по склону на значительные расстояния. Например, во время извержения 1950 г. потоки лавы, извергнутой из юго-западной части трещинной системы, двигались к морю, покрыв расстояние 25 км меньше чем за 3 ч. В прошлом такие потоки лавы достигали некоторых береговых районов, включая г. Хило, который частично построен на лавовом потоке 1881 г.

Извержению вулкана Моана Лоа в 1975 г. предшествовало увеличение числа мелкофокусных и среднефокусных землетрясений, а также вздутие области вершины вулкана, замеченное по деформационным наблюдениям. С 1980 г. сейсмичность в районе вулкана постоянно растет, а с 1981 г. электронно-дистанционные наблюдения указывают на существенное растяжение области вершины вулкана. Однако картина деятельности вулкана за период в несколько лет, предшествовавший извержению 1975 г., отличается от той, которая наблюдается с 1980 г. Таким образом, в то время, как сравнение не позволяет точно предсказать следующее извержение, данные текущих наблюдений указывают на возросшую вероятность извержения вулкана Моана Лоа в течение следующих нескольких лет [12]. Поэтому ученые Гавайской вулканической обсерватории будут продолжать тщательные наблюдения за вулканом Моана Лоа.

КАЛЬДЕРА ЛОНГ ВАЛЛЕЙ (шт. Калифорния)

Кальдера Лонг Валлей в восточной Калифорнии образовалась при обрушении во время катастрофического извержения около 700 тыс. лет назад. Более мелкие извержения происходили время от времени в период до 50 тыс. лет назад [2]. В мае 1980 г. жители небольшого курортного городка Маммоф Лейкс (постоянное население около 4 тыс. чел.) пережили в течение 48 ч беспрецедентную серию из четырех землетрясений с $M = 6$ каждое, за которыми последовали тысячи более слабых афтершоков. Сейсмические и деформационные наблюдения, проведенные с тех пор, указали на подъем основания кальдеры на 45 см. Сам город Маммоф Лейкс оказался приподнятым на 10 см. Ученые делают попытку объяснить возросшую в настоящее время сейсмичность и продолжающийся подъем почвы как следствие проникновения магмы в систему кольцевых трещин кальдеры, которое происходит на небольших глубинах, порядка 4 км. Внедрение магмы может в конечном счете прекратиться и не обязательно закончиться излиянием лавы на поверхность, однако, пока продолжается подъем почвы и рост сейсмичности, потенциальная возможность извержения остается высокой. Если бы существующая в настоящий момент ситуация привела к извержению, то природу и магнитуду этого события трудно было бы предсказать. Возможный диапазон вулканической активности простирается от небольших эксплозий до катастрофических извержений, подобных тем, которые образовали кальдеру 700 тыс. лет назад. Несмотря на то что небольшая вулканическая активность статистически более вероятна, чем кальдерообразующие извержения, любая форма активности представляет серьезную угрозу городу

Маммоф Лейкс — популярному лыжному и оздоровительному центру, в котором во время зимних и летних уик-эндов отдыхает более 20 тыс. чел.

Из-за потенциальной вулканической опасности Геологическая служба США и ученые организовали систематические наблюдения в районе Лонг Валлей с использованием техники и приборов, подобных тем, которые использовались на Гавайях и на вулкане Сент-Хеленс, сделали предварительные оценки вулканической опасности [20, 21, 24] и в мае 1982 г. опубликовали официальное уведомление о потенциальной вулканической опасности района. В добавление к этому в течение 1981 и 1982 гг. было организовано чтение лекций и проведены общественные собрания, посвященные потенциальной вулканической опасности района Лонг Валлей. Целью этих мероприятий было предоставление текущей информации федеральным, штатным и местным службам, ответственным за общественную безопасность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

До 1980 г. Программа исследования вулканов США представляла собой довольно скромные исследования, нацеленные главным образом на наблюдения за активными вулканами Гавайев, выполняемые Гавайской вулканической обсерваторией. В рамках программы велись также ограниченные исследования по оценке вулканической опасности вулкана Сент-Хеленс и ряда других вулканов Каскадных гор. После пробуждения вулкана Сент-Хеленс в марте 1980 г. и последовавшего катастрофического извержения 18 мая Программа исследования вулканов была существенно расширена в связи с возросшей осознанностью потенциальной возможности извержений вулканов на территории США. В настоящее время Геологическая служба США продолжает вести интенсивные наблюдения в Лонг Валлей (шт. Калифорния) и обеспечивает работу двух полностью оборудованных вулканических лабораторий — ГВО и ВОК.

Значительные успехи были достигнуты в развитии наблюдений за вулканами и в получении оценок вулканической опасности. Для вулкана Сент-Хеленс все извержения начиная с июня 1980 г. были предсказаны за часы или дни вперед. Некоторые извержения, приведшие к росту купола, были предсказаны даже за три недели вперед. Подобная способность осуществлять предсказания прерывистой активности вулкана Сент-Хеленс является беспрецедентной для столь молодой науки, как вулканология. Также был достигнут прогресс в использовании замеров эмиссии вулканического газа для наблюдений за состоянием вулкана Сент-Хеленс и некоторых других вулканов Каскадных гор, а также вулканов Килауэа, Моана Лоа и кальдеры Лонг Валлей. Предварительные оценки вулканической опасности имеются теперь для многих вулканов Каскадных гор, Гавайев и кальдеры Лонг Валлей. По мере поступления более полных данных наблюдений большая часть этих оценок будет соответствующим образом корректироваться.

Хотя в целом существующая Программа исследования вулканов оказалась успешной и плодотворной, важно уделить большее внимание долгосрочным фундаментальным исследованиям магматических явлений и исследованиям доголоценовых вулканических систем для лучшего понимания их образования и эволюции. С начала цивилизации человечество счастливо избежало вулканических катаклизмов, которые привели к образованию кальдеры Йеллоустон. Если существует надежда достичь понимания и распознавания предвестников кальдерообразующих процессов, то исследования в этом направлении должны быть усилены, чтобы быть подготовленными к таким событиям в будущем.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Bailey R.A.* Mammoth Lakes earthquakes and ground uplift: Precursors to possible volcanic activity? — *US Geol. Surv. Yarb.*, 1982, p. 4—13.
2. *Bailey R.A., Dalrymple G.B., Lanphere M.A.* Volcanism, structure, and geochronology of Long Valley Caldera, Mono County, California. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 5, p. 725—744.
3. *Bailey R.A., Beauchemin P.R., Kapinos F.P., Klick D.W.* The Volcano Hazards Program. Objectives and Long-Range Plans: *US Geol. Surv. Open-File Rep.* 83-400. 1983. 33 p.
4. *Banks N.G., Greenland L.P., Pollard-David D.* Thermal expansion of entrained and magmatic gases. — Implications for volcanic eruption, dike propagation, and tremor. — *Geology*, 1984 (in press).
5. *Crandell D.R.* Recent eruptive history of Mount Hood, Oregon, and potential hazards from future eruptions. *Wash.*, 1980. 81 p. (*US Geol. Surv. Bull.*; N 1492).

6. *Crandell D.R., Mullineaux D.R.* Volcanic hazards at Mount Rainier, Wash., 1967. 26 p. (US Geol. Surv. Bull.; N 1238).
7. *Crandell D.R., Mullineaux D.R.* Potential hazards from future eruptions of Mount St. Helens Volcano. Wash., 1978. 26 p. (US Geol. Surv. Bull.; N 1383-C).
8. *Crandell D.R., Mullineaux D.R.* Technique and rationale of volcanic-hazards appraisals in the Cascade Range, northwestern United States. — Environ. Geol., 1975, vol. 1, N 1, p. 23–32.
9. *Crandell D.R., Mullineaux D.R., Rubin M.* Mount St. Helens Volcano: Recent and future behavior. — Science, 1975, vol. 187, N 4175, p. 438–441.
10. *Crandell D.R., Mullineaux D.R., Miller C.D.* Volcanic-hazard study in the Cascade Range of the western United States. — In: Volcanic activity and human ecology. N.Y.: Acad. press, 1979, p. 195–219.
11. *Decker R.W., Christiansen R.L.* Explosive eruptions of Kilauea Volcano, Hawaii. — In: Explosive volcanism. Nat. Acad. Sci. Spec. Publ., 1983 (in press).
12. *Decker R.W., Koyanagi R.Y., Dvorak J.J.* et al. Seismicity and surface deformation of Mauna Loa Volcano, Hawaii. — EOS, 1983 (in press).
13. *Eaton G.P., Christiansen R.L., Iyer H.M.* et al. Magma beneath Yellowstone National Park. — Science, 1975, vol. 188, p. 787–796.
14. *Foxworthy B.L., Hill M.* Volcano eruptions of 1980 at Mount St. Helens: The first 100 days. Wash., 1982. 125 p. (US Geol. Surv. Profess. Pap.; N 1249).
15. Federal Register. Warning and preparedness for geologic-related hazards: proposed procedures. 1977, Apr. 12, vol. 42, N 70, p. 19292–19296.
16. *Greenland L.P.* Gas composition of the January 1983 eruption of Kilauea Volcano, Hawaii. — Geochim. et cosmochim. acta, 1983 (in press).
17. *Greenland L.P.* Simple method for "restoration" of volcanic gas analyses. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1984 (in press).
18. *Iyer H.M.* Anomalous delays of teleseismic P-waves in Yellowstone National Park. — Nature, 1975, vol. 253, p. 425–427.
19. The 1980 eruptions of Mount St. Helens/Ed. P.W. Lipman, D.R. Mullineaux. Wash., 1981. 844 p. (US Geol. Surv. Profess. Pap.; N 1250).
20. *Martin R.C., Davis J.F.* Status of volcanic prediction and emergency response capabilities in volcanic hazards zones of California: Spec. Publ. 63, California Dep. of conservation, division of mines and geology. 275 p.
21. *McBirney A.R.* Petrochemistry of the Cascade andesite cones. — In: Andesite conference guidebook, Oregon Department of geology and mineral industries Bulletin 62. 1968, p. 101–107.
22. *Miller C.D.* Potential hazards from future eruptions in the vicinity of Mount Shasta volcano, northern California, Wash., 1980. 43 p. (US Geol. Surv. Bull.; N 1503).
23. *Miller C.D., Mullineaux D.R., Crandell D.R.* Hazards assessments at Mount St. Helens. — In: The 1980 eruptions of Mount St. Helens. Wash., 1981, p. 789–802. (US Geol. Surv. Profess. Pap.; N 1250).
24. *Miller C.D., Mullineaux D.R., Crandell D.R., Bailey R.A.* Potential hazards from volcanic eruptions in the Long Valley— Mono Lake area, east-central California and southwest Nevada — a preliminary assessment. Wash., 1982. 10 p. (US Geol. Surv. Circ.; N 877).
25. *Newhall C.G.* A method for estimating intermediate and long-term risks from volcanic activity, with an example from Mount St. Helens. Wash., 1982. 59 p. (US Geol. Surv. Open-File Rep. 82-396).
26. *Pelton J.R., Smith R.B.* Recent crustal uplift in Yellowstone National Park. — Science, 1979, vol. 206, p. 1179–1182.
27. *Ryan M.P., Blevins J.Y.K., Okamura A.T., Koyanabi M.* Magma reservoir subsidence mechanics: Theoretical summary and application to Kilauea Volcano, Hawaii. — J. Geophys. Res., 1983, vol. 88, N B5, p. 4147–4187.
28. *Sato M., McGee K.A., Sutton A.J.* et al. Monitoring of hydrogen for prediction of volcanic eruptions and earthquakes. — In: Italian-Soviet Symp. geochem. Surv. of volcanoes and earthquakes, 1983, Proc. vol. (in press).
29. *Simkin T., Siebert L., McClelland L.* et al. Volcanoes of the world: A regional directory, gazetteer, and chronology of volcanism during the last 10,000 years. Hutchinson Ross Publ. Co, 1981. 232 p.
30. *Smith R.B., Christiansen R.L.* Yellowstone Park as a window on the Earth's interior. — Sci. Amer., 1980, vol. 242, N 2, p. 104–117.
31. *Smith R.L., Luedke R.G.* Potentially active volcanic lineaments and loci in western conterminous United States. — In: Explosive volcanism. Nat. Acad. Sci. Spec. Publ., 1983 (in press).
32. *Swanson D.A.* Volcanic studies in the Pacific Northwest, 1879–1979. — In: Frontiers of geological exploration of western North America: Pacific Division of AAAS. Lawrence (Kans.): Allen press, 1982, p. 248.
33. *Swanson D.A.* Forecasts and predictions. — EOS, 1983, vol. 64, N 28, p. 452.
34. *Swanson D.A., Casadevall T.J., Dzurisin D.* et al. Predicting eruptions at Mount St. Helens, June 1980 — December 1982. — Science, 1983 (in press).
35. Staff of the David A. Johnston Cascades volcano observatory and the geophysics program of the University of Washington, 1984. Forecasts and predictions at Mount St. Helens: 1975–1983. — In: Intern. Geol. Congr. Moscow, 1983, Proc. Vol.
36. *Wesson R.L.* The eruption of Mount St. Helens: Entering the era of real-time geology. — US Geol. Surv. Yearb., 1980, p. 6–15.

ПРОГНОЗЫ И ПРЕДСКАЗАНИЯ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА СЕНТ-ХЕЛЕНС, США

Д.А.СВАНСОН, Т.ДЖ.КАСАДЕВАЛЛ, Д.ДЗУРИЗИН, С.С.НЬЮХОЛЛ

Вулканологическая обсерватория Каскадес, Ванкувер, США

С.Д.МЭЛОУН, С.В.ВИВЕР

Университет штата Вашингтон, Сиэтл, США

Официальные сообщения о вулканической активности Сент-Хеленс — это бюллетени фактических данных, долгосрочные прогнозы и предсказания. Бюллетени фактических данных описывают текущее состояние и не предваряют будущие события. Долгосрочный прогноз — относительно неточное и неопределенное сообщение о времени, месте и характере ожидаемого извержения. Предсказания, как правило, даются на более короткий срок, чем прогнозы, и могут базироваться как на интерпретациях текущих процессов, так и на обращении к их геологической истории. Поскольку между этими типами сообщений существует тесная взаимосвязь, различия их в промежуточных областях условны.

Точность прогнозов и предсказаний для вулкана Сент-Хеленс заметно возросла с 1975 по 1982 г. Благодаря стратиграфическим исследованиям в 1975 г. был составлен долгосрочный прогноз, возможно до конца этого столетия, об активности вулкана Сент-Хеленс. На базе сейсмических, геодезических и геологических данных в апреле 1980 г., перед катастрофическим извержением 18 мая 1980 г., были сделаны прогнозы оползня и извержения. Все извержения с июня 1980 г. предсказаны по объединенным данным геофизических, геохимических и геологических режимных наблюдений.

ВВЕДЕНИЕ

Извержения вулкана Сент-Хеленс 1980—1983 гг. предоставили не совсем обычную возможность для проверки и усовершенствования методов предвидения вулканических извержений [44]. Издаются три типа бюллетеней об активности вулкана Сент-Хеленс: бюллетени фактических данных, долгосрочные прогнозы и предсказания. В бюллетене фактических данных описываются активность в прошлом, современные извержения или возможные предвестники предстоящих извержений, наблюдения или данные без их интерпретации или проекции в будущее.

Долгосрочный прогноз извержения — относительно неточное и неопределенное сообщение об ожидаемых проявлениях активности. Предсказание извержения — относительно точное, уверенное указание места, времени и характера проявления ожидаемой активности. Предсказания, как правило, даются на более короткий срок и более определены, чем прогнозы. Прогнозы часто базируются на экстраполяции событий геологического прошлого, тогда как предсказания обязательно основываются на интерпретации происходящих в данный момент и контролируемых изменений. Период времени, на который рассчитаны прогноз или предсказание, обычно пропорционален периоду сбора данных, по которым он составлен [2, 19, 51]. При составлении предсказания тестируются различные гипотезы о вулканических процессах, передается сообщение государственным службам о вероятности события.

Для этой работы мы выбрали сравнительно четкие примеры бюллетеней каждого типа; в других случаях различия могут стать условными, поскольку возможны переходы между типами. Ранние сообщения об активности вулкана Сент-Хеленс были фактическими данными без каких-либо прогнозов и предсказаний на будущее [23, 38, 47, 48]. Далее, сведения о новой геологической истории вулкана Сент-Хеленс привели к долгосрочному предсказанию нового извержения, возможно, уже в ближайшие десятилетия [10, 11]. Краткосрочные прогнозы о возобновлении вулканической активности были выпущены 25—27 марта 1980 г., накануне первого извержения этой серии (27 марта). Последующие прогнозы и предсказания указывали все более точно как время, так и тип ожидаемых извержений.

КРАТКАЯ СВОДКА ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА СЕНТ-ХЕЛЕНС

Вулкан Сент-Хеленс — один из стратовулканов четвертичного периода, расположенный в массиве Каскадных гор в северо-западной части США (рис. 1). Он начал формироваться 40—50 тыс. лет назад и продолжает расти, по крайней мере в продолжение девяти периодов своей активности. Периоды активности длились от нескольких сот до нескольких тысяч лет и сопровождались равными или превосходящими их по длительности периодами покоя (см. таблицу) [11, 39].

Большинство извержений вулкана Сент-Хеленс представляли собой излияния андезитовых и дацитовых лав, антиклинальные поднятия и отложения обломочного материала [39]. Базальтовая тефра и лава изливались в течение лишь одного периода извержений,

История извержений вулкана Сент-Хеленс [40]

Периоды извержений и затишья	Приблизительный возраст, в годах до 1950	Порядок проявления вулканической активности
Извержения, начавшиеся с 1980 г.		Обвалы, побочный взрыв (<i>d</i>), тефра (<i>d</i>), пирокластические потоки (<i>d</i>), купол (<i>d</i>)
Затишье: 123 года Извержения Гоут Рокс (Козьи Скалы)	150—100	Тефра (<i>d</i>), поток лавы (<i>a</i>), тефра (<i>d</i>), купол (<i>d</i>), пирокластические потоки (<i>d</i>)
Затишье: 200 лет Извержения Калама	470—350	Тефра (<i>d</i>), пирокластические потоки (<i>d</i>), купол (<i>a, d</i>), тефра, излияние лавы (<i>a</i>), пирокластические потоки (<i>a</i>), купол (<i>d</i>), пирокластические потоки (<i>d</i>), пирокластический поток (<i>a</i>)
Затишье: ~ 700 лет Извержения Щуга Боул (Сахарный Шар)	1/150	Купол (<i>d</i>), пирокластические потоки (<i>d</i>), побочный взрыв (<i>d</i>), купол (<i>d</i>)
Затишье: 600 лет Извержения Кастл Крик (Дворцовая бухта)	2200—1700	Излияние лавы (<i>a</i>), тефра (<i>a</i>), пирокластический поток (<i>d</i>), излияние лавы (<i>a</i>), тефра (<i>a</i>), пирокластический поток (<i>a</i>), излияние лавы (<i>a</i>), тефра (<i>d, B</i>), потоки лавы (<i>B</i>)
Затишье: ~ 300 лет Извержения Пайн Крик (Сосновая бухта)	3000—2500	Тефра (<i>d</i>), пирокластические потоки (<i>d</i>) и купола (<i>d</i>)
Затишье: ~ 300 лет Извержения Смит Крик (Бухта Кузнеца)	4000—3300	То же
Затишье: > 4000 лет Извержения Свифт Крик (Бухта Стрижей)	13 000—8000	"
Затишье: ~ 5000 лет Извержения Куга (Пума)	20 000—18 000	Пирокластические потоки (<i>d</i>), тефра (<i>d</i>), поток лавы (<i>a</i>), пирокластический поток (<i>d</i>), тефра (<i>d</i>), купола (<i>d</i>), обвал
Затишье: ~ 15000 лет Извержения Эйн Каньон (Обезьяний Каньон)	40 000—35 000	Тефра (<i>d</i>), пирокластические потоки (<i>d</i>)

Примечания: 1. Возраст для периодов Гоут Рокс и Калама дан в календарных годах, для более древних периодов — по данным радиоуглеродного анализа. 2. Здесь не указаны фреатические извержения и лахары, которые встречались во многих периодах. 3. "Периоды затишья" — такие периоды, в которых не обнаружено явных продуктов извержений. 4. Сокращения: *B* — базальт, *a* — андезит, *d* — дацит.

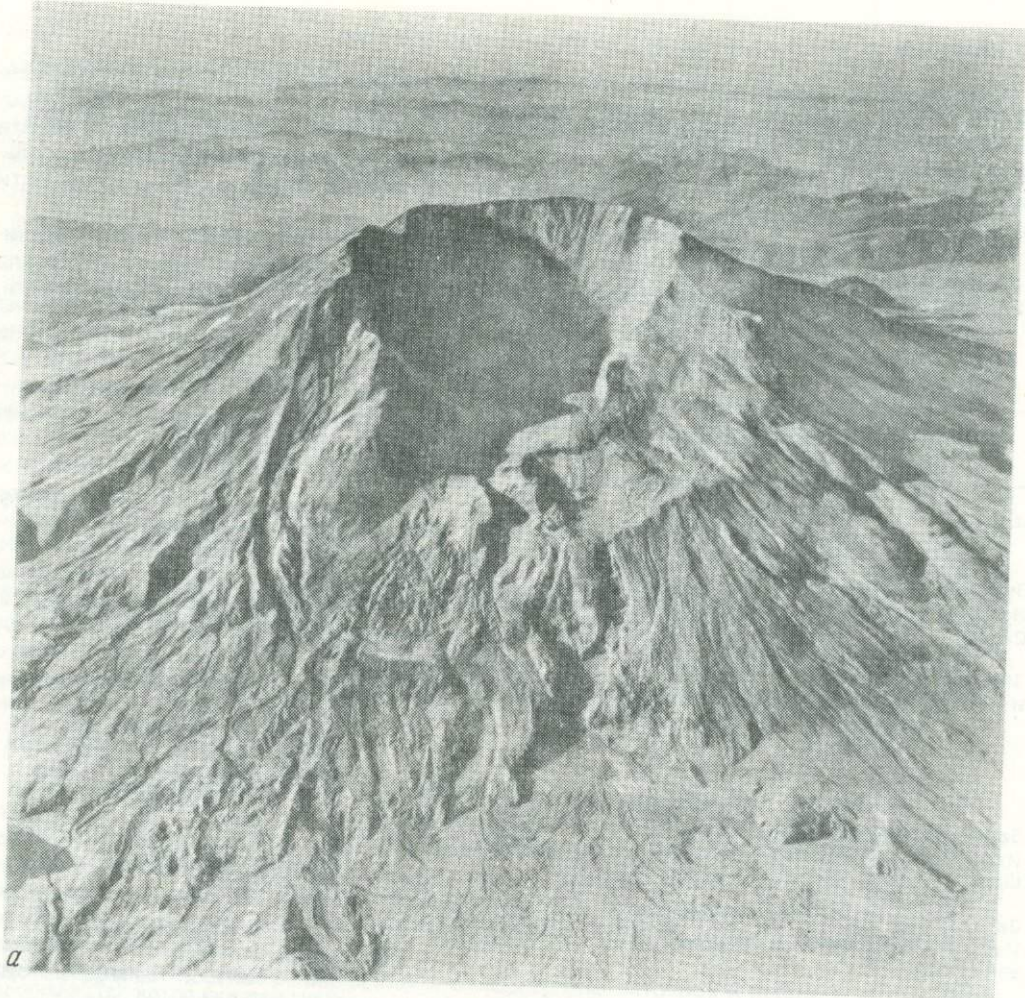


Рис. 1. Фотографии вулкана Сент-Хеленс с северной стороны
 а — 17.V 1980; б — 9. IX 1980
 Видны кратер, выступы пирокластических отложений и часть площадки с поваленным лесом.
 Фотографии Р.М. Криммеля

приблизительно 2200—1700 лет назад. Активность в 1480—1600 гг. началась с плининских извержений объемом 1—2 км³ дацитовой магмы, затем произошло образование дацитового купола и излияние андезитовых тефр, потоков лавы и пирокластических потоков. Потом образовался дацитовый купол еще больших размеров, и последним проявлением магматической активности, о котором нам известно, было сравнительно небольшое эксплозивное излияние андезита с высоким содержанием кварца. Активность в 1800—1857 гг. также началась с плининского извержения дацитовой магмы (около 0,2 км³) и последовавшей экструзии андезитовой магмы, а кульминационным моментом стал рост дацитового купола на северном склоне вулкана Сент-Хеленс [22].

О наступлении новой серии извержений возвестила значительно возросшая к 20 марта 1980 г. сейсмичность в окрестностях вулкана; эти извержения начались с фреатических взрывов 27 марта 1980 г. Интрузия вязкой магмы расширилась и повысила коровое давление в северном крыле вулкана, а 18 мая 1980 г. землетрясение с магнитудой $M = 5,1$ вызвало крупный оползень (названный "каменной лавиной" [49]). Оползень разрушил кровлю гидротермальной системы и криптоантиклинали в северном крыле, вызвав сильный вторичный взрыв и затем плининское извержение [7, 8, 14]. В резуль-



Рис. 1 (окончание)

тате оползня обрушились 400 м вулканического конуса и образовался подковообразный кратер 3 км в длину и 1,5 км в ширину.

Еще 15 извержений произошли с 25 мая 1980 г. по июль 1983 г. Каждое длилось от нескольких часов до нескольких месяцев, при этом изливалось 10^6 – 10^7 м³ дацитовой магмы. Пять преимущественно эксплозивных извержений с 25 мая по 18 октября 1980 г. выбросили высокие столбы тефры и газов и пирокластические потоки, спустившиеся вниз по склону на 4–7 км. С октября 1980 г. происходили преимущественно неэксплозивные извержения, они образовали сложный купол в кратере 1980 г. К июлю 1983 г. купол имел размеры приблизительно 750 x 700 x 220 м, что составило примерно 1,7% части конуса, обрушившейся 18 мая 1980 г.

ДАнные, ИСПОльзованные для ПРОГНОЗОВ И ПРЕДСКАЗАНИЙ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА СЕНТ-ХЕЛЕНС

Стратиграфические исследования, картирование и датировка отложений радиоуглеродным методом дали информацию о типах и частоте извержений и об областях воздействия каждого периода извержений [10, 11, 22, 24, 48, 53]. Информация такого типа — базис для долгосрочных прогнозов активности вулкана Сент-Хеленс.

Геофизические и геохимические режимные наблюдения и наблюдения извержений

1980–1983 гг. легли в основу краткосрочных прогнозов и предсказаний извержений вулкана Сент-Хеленс. До извержения 18 мая 1980 г. использовались геофизические и геохимические данные разных типов: сейсмические [18, 30], метрические исследования топографических изменений [37], исследования вулканических газов [3] и термические исследования [25]. До этого извержения предсказания строились на основе сейсмических данных [29, 30], горизонтальных и вертикальных деформаций [6, 44], наклонов почвы [17], исследований вулканических газов и температурного свечения [3].

Данные сейсмических наблюдений передаются телеметрически с 13 сейсмометров, расположенных в пределах 20 км от вулкана Сент-Хеленс; один из них обычно расположен в кратере 1980 г. (рис. 2). По характеру сейсмических записей события разделены на четыре основных типа [29]: 1) тектонические и подобные им землетрясения — сюда входят землетрясения с глубиной очага более 5 км и удаленные от вулкана землетрясения, генерирующие высокочастотные колебания (> 8 Гц) с импульсными первыми вступлениями (*a*); 2) неглубокие вулканические землетрясения, локализованные под вулканом на глубинах менее 3 км, генерирующие средне- и низкочастотные колебания (1–5 Гц) (*b*); 3) поверхностные события, такие, как камнепады и мощные выбросы газа из купола, — они дают сложную картину, при которой трудно определить вступления волны (*e*); 4) вулканическое дрожание (*z*) (рис. 3). Графики числа землетрясений в день, положений гипоцентров и высвобождения сейсмической энергии (напряжений) модифицируются по мере развития сейсмичности до извержения [29, 30].

Среди сейсмических событий с 20 марта по 18 мая 1980 г. доминировали частые мелкофокусные землетрясения ($M = 5,1$), ритмические вспышки сильных гармонических сотрясений [18]. Суточная частота землетрясений резко возросла с 20 по 25 марта, к концу марта спала примерно до половины своего максимального значения, затем медленно понижалась до 18 мая 1980 г. Количество высвобождающейся в сутки сейсмической энергии имеет такой же ход, но менее резко выраженный. Относительно большая магнитуда землетрясений ($M \geq 4$) в апреле и начале мая приводит к большим значениям высвобожденной энергии, несмотря на уменьшение суточной частоты землетрясений [18, 30]. Дрожание начиналось, когда кратер был открыт (25 мая, 12 июня и 7 августа), а землетрясения происходили, когда жерло было перекрыто небольшим короткоживущим куполом (22 июля, 16 октября). Глубокофокусные землетрясения следовали непосредственно за эксплозивными извержениями 25 мая, 12 июня, 22 июля и 7 августа 1980 г. Как правило, мелкофокусные землетрясения усиливались за несколько дней (до двух недель) перед каждым куполообразующим извержением (рис. 4) [29, 30]. Во время такого извержения интенсивность землетрясений снижается и на сейсмических записях доминируют поверхностные волны. После окончания извержения уровень сейсмичности снижается до своих фоновых значений.

Измерения наклонов геодезическим нивелированием и электронными наклономерами проводились на склонах и на пороге размыва вулкана Сент-Хеленс с конца марта 1980 г. [16, 27]. На одном из промеренных участков на северном склоне вулкана обнаружилось значительное изменение наклона накануне извержения 18 мая 1980 г. Позднее электронные наклонометры, установленные на дне кратера в десятках и сотнях метров от свода, зарегистрировали изменения, начавшиеся за несколько недель до извержения, в то время как наклонометры на внешних склонах вулкана их не зафиксировали [17]. В кратере наклоны начали быстро расти за несколько часов или дней до начала извержения. Направление наклонов — обычно по радиусу наружу из купола, но эта картина иногда осложняется близкими трещинами и разломами. В нескольких случаях наклонометры показали изменение направления наклона на противоположное, обычно “наружу” — “вовнутрь”, за интервал времени от нескольких минут до часов перед извержением (последнее доступное измерению изменение перед началом извержения).

С конца марта до первой половины мая 1980 г. визуальные наблюдения, а позднее геодезические режимные измерения на внешних склонах вулкана обнаружили, что часть северного склона “выдавливается” наружу со скоростью около 2 м в день [27]. Геодезические измерения были возобновлены вскоре после извержения 18 мая 1980 г., перед извержениями в июле, августе и октябре 1980 г. были зафиксированы небольшие изменения формы вулкана [43]. Эти изменения были особенно заметны внутри кратера согласно замерам, сделанным станцией, расположенной в 8,5 км к северу от кратера. Поэтому с осени 1980 г. геодезические измерения были сфокусированы на кратере. Станции на внешних склонах вулкана все еще работают, но производят измерения реже,

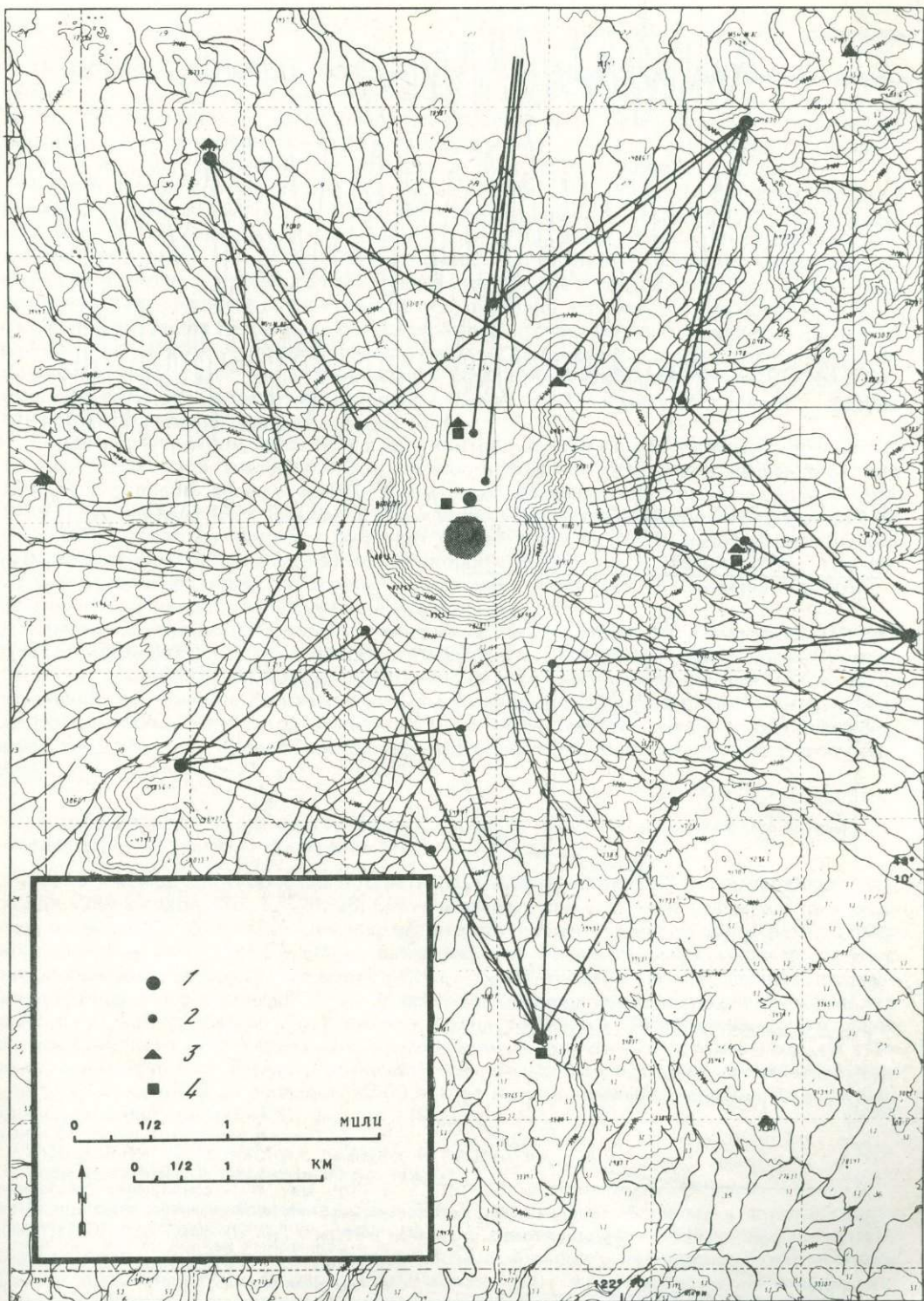


Рис. 2. Упрощенная схема контрольной сети вокруг вулкана Сент-Хеленс (март 1982 г.)

1 — место установки приборов; 2 — место установки отражателей; 3 — сейсмометры; 4 — наклонмеры; лавовый пункт заштрихован

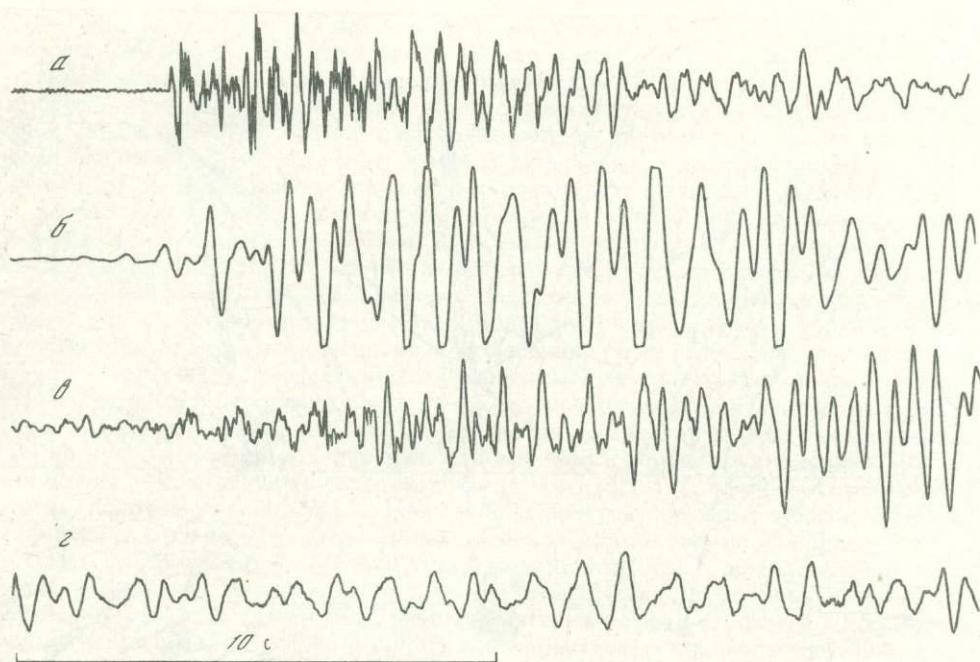


Рис. 3. Четыре типа сейсмических событий на вулкане Сент-Хеленс

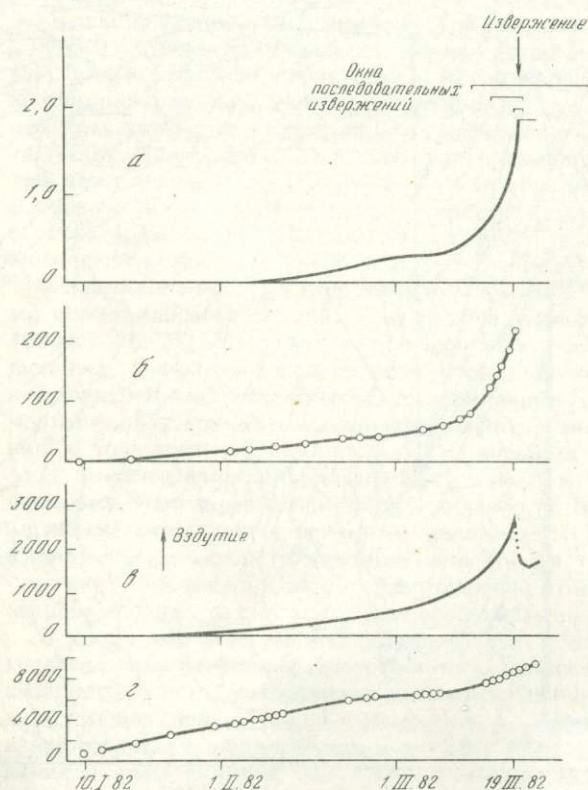


Рис. 4. Предвестники извержения 19 марта 1982 г.

а — суммарная сейсмическая энергия, $1 \cdot 10^8$ эрг; б — сокращение расстояния между реперной точкой на дне кратера и фиксированной уровенной точкой, см; в — радиальный наклон на станции, расположенной на 300 м севернее купола, мкрад; г — эмиссия SO_2 , т

чем прежде, поскольку с ноября 1980 г. на внешних склонах не замечено значительных смещений.

После извержения 18 мая 1980 г. к работе были подключены еще два типа геодезических измерений: измерения протяженности наклона и вертикального угла между дном кратера и сводом. Измерения, проведенные лазерным методом и теодолитом, подтвердили поднятие дна кратера и свода перед извержением [6], которое начинается за 3—4 недели до извержения и ускоряется по мере его приближения (см. рис. 4).

В большинстве случаев на дне кратера за несколько дней (до 2—4 недель) перед извержением появлялись новые трещины, ориентированные радиально к центру свода (см. рис. 1) [6]. Замеры таких трещин стальной рулеткой обычно показывали их наклонное расширение или горизонтальное смещение, которое ускорялось перед извержением. За несколько недель до извержения участки дна кратера могли немного морщиться. Эти небольшие складки образуются, очевидно, потому, что дно подвижнее жестких стенок кратера. Некоторые складки развиваются во взбросы и надвиги, ориентированные приблизительно по касательной к своду. Смещения контролируются периодическим измерением расстояний и нивелировками между точками лежащего и висячего крыльев взброса. Перед извержениями висячие крылья смещаются вверх — наружу относительно лежащих крыльев и свода [44].

Выделение вулканом газов SO_2 и CO_2 контролируется аэрометрической аппаратурой [3, 4, 21]. Скорость выделения CO_2 заметно понизилась перед извержением в августе 1980 г., а скорость выделения SO_2 значительно возросла перед извержениями в июне 1981 г. и в феврале 1983 г. Уровень CO_2 слишком низок и не поддается измерению с начала 1981 г., поэтому неясно, происходит ли краткосрочные понижения уровня CO_2 перед извержением. Постепенное снижение скорости выделения SO_2 с лета 1980 г. говорит об уменьшении вероятности сильных эксплозий и важно при составлении прогнозов о возможной активности на ближайшие месяцы [5].

Изменения в петрографическом и химическом составе продуктов извержения на протяжении месяцев [5, 31] свидетельствуют о постепенной дегазации магмы с июня 1980 г. В среднем состав пород существенно не изменялся с июля-августа 1980 г., но по сравнению с периодом до извержения содержание летучих компонентов (как можно заключить, используя метод Андерсона [2]) уменьшилось, степень кристаллизации, возможно, возросла, а остальной расплав стал более фракционированным с этого времени [31].

ПРИМЕРЫ БЮЛЛЕТЕНЕЙ ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРОГНОЗОВ И ПРЕДСКАЗАНИЙ (Долгосрочные прогнозы, сделанные в 1975 и 1978 гг.)

Геологическое картирование и стратиграфические исследования, проводившиеся с конца 1950-х годов [10, 23, 24, 38, 39], показали, что в недавнем геологическом прошлом были частые эксплозивные извержения вулкана Сент-Хеленс. В долгосрочном прогнозе будущей активности вулкана, базирующемся на прослеживании хода геологических процессов, говорится, что вулкан Сент-Хеленс "вновь начнет действовать, возможно, до конца этого столетия" [11]. В прогнозе указаны области воздействия "наихудшего возможного" варианта извержения — одного из самых сильных извержений за всю историю вулкана Сент-Хеленс. Область возможных разрушений потоками лавы в этом наихудшем варианте несколько больше, чем область, испытывавшая воздействие всех извержений вулкана за последние 4500 лет, но немного меньше, чем область воздействия извержений последних 40 тыс. лет [10].

БЮЛЛЕТЕНИ ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ И ПРОГНОЗЫ, СОСТАВЛЕННЫЕ В МАРТЕ-АПРЕЛЕ 1980 г.

Бюллетени фактических данных о землетрясениях были составлены, когда 20 марта 1980 г. вулкан Сент-Хеленс впервые признали действующим и прежде, чем достаточно ясно осознали необходимость прогноза. Тогда, основываясь на возросшей сейсмичности района, прогнозы от 25—27 марта и от 1 апреля 1980 г. предсказывали, что извержение, вероятно, произойдет в последующий короткий, но неопределенный период времени, а по характеру своей активности, по-видимому, будет отнесено к извержениям, описанным в долгосрочных прогнозах 1975 и 1978 гг. Небольшие фреатические взрывы начались 27 марта 1980 г.

С 27 марта по 18 мая 1980 г. повышенная сейсмичность района, быстрое смещение вулканического конуса к северу и непрекращающиеся фреатические взрывы подтвердили предположение, что эти явления — предвестники более сильных проявлений активности. Визуальные наблюдения и геодезические данные выявили большой надвиг на северном склоне вулкана. Геодезические и сейсмические данные, особенно гармонические сотрясения почвы, также подтверждали вероятность магматической активности. Однако измерения выхода SO_2 и анализы пепла фреатических извержений пока не указывали на заметное выделение магматического газа [42]; 21 марта было сделано предостережение о снежных лавинах, которое потом неоднократно повторялось. В предостережении о крупном обвале от 14 апреля говорится, что обвал может достичь озера Спирит в 9 км к северу от вулкана; это предостережение было повторено и опубликовано 23 и 24 апреля 1980 г.

Вообще говоря, вероятности обвала и извержения обсуждались отдельно. Однако 14 апреля государственным службам было сообщено, что обвал может вызвать магматическое извержение [32], а Барри Войт описал широкий спектр возможных обвалов и отметил, что очень крупный обвал сможет вскрыть гидротермальную систему и выпустить наружу мощную струю пара, как, очевидно, произошло на вулкане Бандайсан (Япония) в 1888 г. [14]. Однако никто не предсказал, что это произойдет, поскольку события в виде продолжительного снегопада, ледовых лавин, обвалов средней величины, поднятия свода и вертикального магматического извержения казались более вероятными.

Была сделана попытка дать краткосрочный прогноз о разрушении лавового купола. При исследовании вопроса предсказания обвалов было обнаружено, что скорости крипа перед быстрым разрушением возрастают [40]. Несмотря на то что повышенная сейсмичность и давление интрузий отличают лавовый купол от большинства гравитационно-нестабильных массивов, возрастание скорости крипа перед разрушением признали вполне вероятным и одним из тех критических сигналов, на которые уже обратили внимание геологи. Однако многократные геодезические измерения, в том числе три измерения рано утром 18 мая, не обнаружили существенного возрастания скорости смещений на лавовом куполе вплоть до его обрушения в 8 ч 32 мин.

Сейсмические записи были тщательно проанализированы в поисках предвестников разрушения лавового купола. Сейсмометр для регистрации роста числа мелких сейсмических событий был установлен на Догс Хед точно к востоку от купола, на вершине 2317 м. Увеличение числа мелких сейсмических событий было зарегистрировано перед сходом большой лавины с ледника вулкана Бейкер [52] и перед некоторыми крупными обвалами [40]. Никаких краткосрочных предвестников не было обнаружено, даже ретроспективно. Землетрясение с магнитудой $M = 5,1$ вызвало быстрое разрушение, которое произошло до появления каких-либо краткосрочных сейсмических или криповых предвестников [49]. Очевидно, землетрясение прервало правильное развитие таких предвестников.

В литературе можно найти сведения лишь о двух извержениях, перед началом которых были замечены столь же резко выраженные деформации почвы, — Узу, 1943—1944 гг. [36] и Безымянного, 1955—1956 гг. [20]. На Безымянном произошло основное разрушение склона и сопутствующее проявление эксплозий активности, а на Узу нет. Ретроспективно мы признаем, что Безымянный был соответствующим аналогом, но тогда извержение такого типа для вулкана Сент-Хеленс считалось маловероятным по следующим причинам: 1) сильный остронаправленный взрыв на Безымянном произошел лишь 5 мес спустя после вертикальных магматических извержений средней силы и 2) извержения такого типа считались редкими в истории мирового вулканизма, следовательно, еще менее вероятными для отдельного вулкана. Гораздо более вероятным казалось продолжение фреатических извержений, с обвалами или без них, пока новая интрузия не выйдет на поверхность и не образует купол или пока она поддерживает вертикальные эксплозивные извержения. В том и состоит дилемма прогноза извержений, что нужно все время обращаться к истории геологического прошлого, в то же время не допуская, чтобы сведения о частоте событий в прошлом чрезмерно ограничивали интерпретацию наблюдаемых предвестников активности.

Предвестники извержения 18 мая были настолько необычны так подробно описаны, что в будущем любое извержение такого типа, по-видимому, будет предсказываться на общих основаниях, при условии, что предвестники установлены верно. Однако впол-

не возможно, как это случилось на вулкане Сент-Хеленс, что трудно будет прогнозировать и невозможно предсказать точно размеры и дату какого-либо обвала или побочного взрыва. Специфический краткосрочный прогноз такого события возможен, если разрушение не вызвано землетрясением, но землетрясение — очень вероятный триггер, когда интрузия деформирует крутой верхний склон вулкана, как было на Безымянном и на Сент-Хеленсе.

БЮЛЛЕТЕНИ ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ И ПРЕДСКАЗАНИЯ ИЗВЕРЖЕНИЙ МАРТА-АПРЕЛЯ 1982 г.

После мая 1980 г. с началом исследования деформаций в кратере возможности фактических наблюдений были заметно расширены. Приведенные ниже предсказания извержения в марте 1982 г. иллюстрируют это.

5 марта 1982 г. в 9 ч (по мировому стандартному времени) был опубликован бюллетень: "Сейсмичность в районе вулкана Сент-Хеленс возросла, начиная с 21 февраля, и с тех пор оставалась несколько выше своего обычного уровня. Приблизительно 100 землетрясений... подразделяются на две группы: 1) "глубинная" группа очень слабых землетрясений с очагами на глубине 6—11 км и 2) группа неглубоких, несколько более сильных землетрясений ($M \leq 1$), локализованных в 34—40 км от поверхности... Измерения, проведенные на прошлой неделе (27 февраля), выявили лишь медленные деформации почвы... и не обнаружили существенного увеличения выхода газов...".

Позднее (5 марта) измерения показали, что деформация северного крыла свода и соседнего участка дна кратера заметно ускорилась. Одновременно происходили смещения в двух поддвигах на западной стороне.

В 8 ч 12 марта было выпущено следующее предсказание: "Сейсмичность в окрестности вулкана Сент-Хеленс остается повышенной, но отдельные землетрясения имеют небольшую магнитуду... Скорости деформации почвы в районе кратера за последние две недели возросли... Судя по скорости деформаций, извержение, вероятно, произойдет в ближайшие 3 нед. Деформации локализованы в окрестности кратера, очевидно, произойдет новое поднятие свода. Однако наблюдаемые проявления сейсмичности отличаются от имевших место до извержений 1980—1981 гг., повышается вероятность опасных изменений в характере извержения. Вызывает беспокойство быстрое таяние снега... в случае возникновения пирокластических потоков".

Большая неопределенность времени предсказания извержения (3 нед) была намеренно сохранена, так как из-за холодной погоды число наблюдений уменьшилось. Замечание о возможном опасном характере извержения вызвало огромный интерес в местной и общегосударственной прессе и было раздуть в телепередачах и газетных сообщениях.

Измерения 15 марта показали значительное ускорение деформаций, и в 19 ч предсказание было уточнено: "...извержение, по-видимому, сводообразующего типа, вероятно, начнется в последующие 5 дней". Из-за газетной шумихи вокруг первого бюллетеня возможность эксплозии обсуждалась в интервью, а не в письменных предсказаниях.

Скорости деформации и высвобождения сейсмической энергии продолжали быстро возрастать. В 9 ч 19 марта в предсказании, сделанном по данным о возросшей за сутки сейсмической активности, сообщалось: "Извержение начнется вскоре, возможно, в пределах 24 ч. И характер проявлений сейсмичности, и характер деформаций в зоне кратера указывают на то, что наиболее вероятный тип активности — сводовое поднятие".

После серии интенсивных сейсмических толчков, продолжавшихся около 2 ч, наиболее сильных с 1980 г., 19 марта в 19 ч 27 мин началось извержение. Первой стадией извержения была эксплозия, резко выбросившая столб раскаленной пемзы и вулканических пород на стенки кратера, что вызвало лавину из снега и пемзы, которая прошла путь 8,4 км от кратера вниз по северному склону вулкана. Столб извержения поднялся на 14 км над уровнем моря и был унесен ветром. Быстрое таяние снега в кратере и снежных наносов на склонах вызвало лаводок, распространившийся до места слияния рек Тоутл и Коулиц в 84 км от кратера [50]. Примерно через день началось излияние новой лавы на юго-восточном склоне купола, которое и дало большую часть изверженного материала.

Рост нового выступа на куполе продолжался до 22—24 марта; точное время перерыва невозможно определить. Однако в бюллетене от 24 марта (17 ч 30 мин) подчеркивается: "...скорости деформации на северном склоне купола за последние 2 дня возрос-

ли... Пока не сделаны дополнительные измерения, было бы преждевременно заявлять, что извержение закончено...". На следующий день измерения вновь подтвердили возрастание скоростей.

Из-за плохой погоды доступ в кратер был закрыт до 4 апреля, когда были обнаружены новые камнепады на северном склоне купола — доказательство продолжающегося поднятия. Эти обвалы, сопровождавшиеся возросшей сейсмичностью, интенсифицировались во второй половине дня, о чем были извещены государственные службы. В 20 ч 52 мин произошел выброс струи вулканического пепла, а вторая струя, послабее, появилась в 00 ч 35 мин 5 апреля. Утром 6 апреля наблюдался рост нового выступа на северном склоне свода. К 12 апреля сейсмичность, деформации и выделения газа снизились до своих фоновых значений и был констатирован конец извержения марта—апреля 1982 г.

ПРЕДСКАЗАНИЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ В АВГУСТЕ 1982 г.

В конце июля 1982 г. произошло повышение сейсмической активности, и 30 июля составлено предсказание: "Если наблюдаемые тенденции сохранятся, извержение, вероятно, начнется в ближайшие 3 нед. Оно будет заключаться прежде всего в поднятии свода, но, как всегда в таких случаях, возможна небольшая эксплозивная активность". Уровень сейсмичности и скорости деформаций колебались в течение двух с половиной недель, а затем стали возрастать, и 16 августа 1982 г. было составлено предсказание: "...извержение начнется в ближайшие 4 дня, возможно, даже в ближайшие 2 дня". 17 августа в 6 ч 55 мин было выпущено новое предсказание: "Сейсмичность и скорости деформаций в кратере резко возросли за последние 24 ч, как это наблюдалось накануне других недавно происшедших извержений. Из этого можно заключить, что извержение, вероятно, начнется в ближайшие 24 ч". 17 августа резко ускорилось поднятие эндогенного купола, и утром 18 августа без значительных эксплозий лава была выброшена на поверхность.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Наши прогнозы и предсказания 1980—1981 гг. базировались главным образом на эмпирических соотношениях между проявлениями предвестников и извержениями; в предсказаниях 1982—1983 гг. центр переместился на опознавание эмпирических моделей, но при этом все в большей степени учитывались выводы, сделанные в результате изучения вулканических процессов, поскольку их правильное истолкование улучшает надежность и своевременность предсказаний и помогает оценивать новые модели и предвестники.

Исследования вулканических процессов Сент-Хеленса подразделяются на шесть главных тем: 1) геометрия магматического бассейна и кратеров; 2) физические и химические характеристики магм; 3) связь извержений вулкана Сент-Хеленс с региональной тектоникой и региональным вулканизмом; 4) предвестники извержений; 5) причины и механизмы извержений; 6) факторы, обуславливающие начало извержений.

В долгосрочном прогнозе [10, 11] говорилось о магматическом теле неопределенных размеров, глубины залегания и состава, которое будет "питать" следующее извержение. Неявно подразумевались два предположения: магматический бассейн может иметь объем до нескольких кубометров, поскольку он должен питать несколько крупных доисторических извержений; магма, вероятнее всего, имеет андезитовый или дацитовый состав. Неглубокие землетрясения и интенсивные локализованные деформации на северном склоне вулкана Сент-Хеленс в период с конца марта по 18 мая 1980 г. означают, что часть магматического бассейна расположена неглубоко. По объему лавового купола можно предположить, что объем магматического тела по крайней мере $0,11 \text{ км}^3$ [37]. Извержение 18 мая 1980 г. дало возможность оценить объем магматического бассейна — не менее $0,25 \text{ км}^3$ [27, 28], а по расходу SO_2 можно предположить, что с марта 1980 г. дегазировалось не менее $1,8 \text{ км}^3$ и, возможно, до 5 км^3 магмы [4].

Во время написания этой статьи (в июле 1983 г.) удалось согласовать данные в предположении о неглубоком магматическом бассейне, диаметром менее 2 км, на глубине от 1 до 10 км, который подпитывался на протяжении столетий андезитовой и дацитовой магмой с больших глубин. Выводной канал, идущий из этого бассейна к поверхнос-

ти, скорее цилиндрический, чем дайкообразный, диаметром от 10 до 100 м. Извержения с июня 1980 г. и по крайней мере до конца 1982 г. подпитывались единственным, теперь сильно дегазированным магматическим телом; источник магмы, излившейся 18 и 25 мая, пока не определен, но, возможно, эта магма осталась с 1800-х годов. Концентрации летучих компонентов могли преодолевать статическое давление магмы и преграды в жерле лишь эпизодически — приблизительно каждые 6 мес. с конца 1981 до начала 1983 г.

Магма расширяется вследствие отделения пузырьков газа перед началом и во время своего повторного (нового) поднятия; этот процесс сначала приводит к небольшой деформации, затем к проявлениям сейсмичности, а иногда к усиленному выделению газов, когда магма подходит к поверхности. Незначительные различия в проявлениях эксплозий, особенно в начале некоторых извержений, зависят от того, с какой скоростью и каким образом магма прорывается на поверхность, а также от степени участия в этом подземных вод. Глубокие различия между преимущественно неэксплозивными извержениями — результат различного содержания в расплаве летучих компонентов и различной вязкости расплавов. При относительно низкой доле летучих веществ, как, например, было в первой половине 1983 г., крупные магматические эксплозии маловероятны.

Сейсмические предвестники появлялись лишь за несколько часов до эксплозивных извержений июня—октября 1980 г., но их обнаруживали по крайней мере за несколько дней до начала преимущественно неэксплозивных извержений 1981—1983 гг. Высокое содержание летучих компонентов и быстрое отделение пузырьков газа накануне эксплозивных извержений могли быть причинами быстрого развития сейсмических предвестников. Деформационные предвестники также могли развиваться быстрее перед эксплозивными извержениями июня—октября 1980 г., но это было бы трудно доказать при наличии тех редких наблюдений, что были проведены перед каждым из этих извержений.

Можно заключить, что извержение закончилось, когда магма, содержащая достаточное количество растворенных в ней летучих компонентов, достигла поверхности и излилась. Расплав, не доходящий до поверхности, либо беден летучими компонентами из-за слишком высокого давления, либо не может их высвободить достаточно быстро, чтобы поддерживать извержение.

Тот факт, что очаги землетрясений иногда отмечаются на глубинах 5—15 км, означает, что неглубоко расположенный магматический бассейн имеет более глубокие источники, по крайней мере на глубинах порядка 15 км. Отделение пузырьков газа, возможно, играет для таких глубин небольшую роль, и движение магмы от источников вверх вызвано ее притоком с больших глубин, тектоническими процессами или понижениями статического давления магмы, по мере того как часть ее изливается из неглубокого бассейна на поверхность. Приток с глубины свежей, богатой газами магмы для поддержания протекающих извержений в течение еще нескольких лет или десятилетий, вероятно, необходим.

ПРИМЕНЕНИЕ ДАННОГО ПОДХОДА К ДРУГИМ ВУЛКАНАМ

Как было установлено, трудно делать предсказания, когда вулкан пробуждается после нескольких лет или десятилетий покоя. Сейсмические и деформационные режимные наблюдения, вероятно, зафиксируют изменения перед проявлением такой активности и позволят сделать предупреждения, но в большинстве случаев в этих предупреждениях не будет указано ни точное время, ни тип извержения. Базисные исследования на вулкане перед его пробуждением вместе с данными о первых сигналах пробуждения позволят составить пусть неточные, но своевременные и нужные прогнозы. Потом эти прогнозы могут развиться в более точные прогнозы, а затем в предсказания о вероятных сериях извержений.

Различные факторы обусловили возможность успешных предсказаний для вулкана Сент-Хеленс, где процессы в вязкой магме часто протекали в единственной и относительно доступной зоне под кратером. Высокая вязкость магмы способствует относительно медленному развитию предвестников, что позволяет их распознать и сделать измерения. Опорное воздействие стенок кратера на дно в 1980 г., вероятно, "подчеркнуло" надвиг и усилило наклон.

Другой важный фактор — это применение на вулкане Сент-Хеленс различных методов

режимных исследований: долговременные сейсмические наблюдения [33, 35, 41, 45], изучение деформации и контроль за выделением газов [12, 15, 46]. Эти три формы контроля составляют основной надзор за вулканом. Дополнительные исследования, такие, как магнитные, гравитационные, электромагнитные и электрометрические, полезны при интерпретации сейсмических данных и данных о деформациях и выделениях газа. Полезны также методы визуального контроля, например, серии фотоснимков при фиксированных положениях камеры и измерения температурного свечения. Необходимы также детальное геологическое картирование и стратиграфические исследования [9], поскольку знания о геологической истории вулкана дают основу для проектирования контрольных сетей и интерпретации результатов режимных наблюдений.

Ни один тип данных не является обособленным или исчерпывающим. Точность предсказаний для вулкана Сент-Хеленс зависит от использования всех данных и от совместных усилий геофизиков, геологов и геохимиков. Такое взаимодействие очень обогащает любую программу предсказания извержений вулканов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Abbreviation: PP 1250. The 1980 Eruptions of Mount St. Helens/ Ed. P.W.Lipman, D.R.Mullineaux. Wash., 1981. 844 p. (US Geol. Surv. Profess. Pap.; N 1250).
2. Anderson A.T. jun. Before eruption H₂O content of some high alumina magmas. — Bull. Volcanol. Ser. 2, 1974, vol. 37, p. 530–552.
3. Baker P.E. Geological aspects of volcano prediction. — J. Geol. Soc., London, 1979, vol. 136, p. 341–345.
4. Casadevall T.J., Harris D.M., Rose W.I., jun. et al. SO₂ emission rates at Mount St. Helens from March 29 through December, 1980. — In: PP 1250. 1981, p. 193–200.
5. Casadevall T.J., Rose W.I., jun., Gerlach T. et al. Gas emissions and the 1981–82 eruptive behavior of Mount St. Helens. — Science, 1983 (in press).
6. Cashman K.V., Taggart J.E. Petrologic monitoring of 1982 eruptive products, Mount St. Helens, Washington. — Science, 1983 (in press).
7. Chadwick W.W., Swanson D.A., Iwatsubo E.Y. et al. Deformation monitoring at Mount St. Helens in 1981 and 1982. — Science, 1983 (in press).
8. Christiansen R.L. Eruption of Mount St. Helens — volcanology. — Nature, 1980, vol. 285, p. 531–533.
9. Christiansen R.L., Peterson D.W. Chronology of the 1980 eruptive activity. — In: PP 1250. p. 17–30.
10. Crandell D.R. Sourcebook for volcanic hazards zonation. P.: UNESCO, 1983 (in press).
11. Crandell D.R., Mullineaux D.R. Potential hazards from future eruptions of Mount St. Helens volcano, Washington. — Geol. Surv. Bull., 1978, N 1383-C, p. C1–C26.
12. Crandell D.R., Mullineaux D.R., Rubin M. Mount St. Helens volcano; recent and future behavior. — Science, 1975, vol. 187, p. 438–441.
13. Decker R.W. State-of-the-art in volcano forecasting. — Bull. Volcanol. Ser. 2, 1973, vol. 37, p. 372–393.
14. Decker R.W. The 1980 activity — a case study in forecasting volcanic eruptions. — In: PP 1250. 1981, p. 815–820.
15. Decker R.W., Decker B. The eruptions of Mount St. Helens. — Sci. Amer., 1981, vol. 244, p. 68–80.
16. Decker R.W., Kinoshita W.T. Geodetic measurements. — In: The surveillance and prediction of volcanic activity. P.: UNESCO, 1972, p. 47–74.
17. Dvorak J., Okamura A., Mortensen C., Johnston M.J.S. Summary of electronic tilt studies at Mount St. Helens. — In: PP 1250. 1981, p. 169–174.
18. Dzurisin D., Westphal J.A., Johnson D.J. Tilt patterns during recent eruptions at Mount St. Helens, Washington. — Science, 1983.
19. Endo E.T., Malone S.D., Noson L.L., Weaver C.S. Locations, magnitudes, and statistics of the March 20 — May 10 earthquake sequence. — In: PP 1250, p. 93–107.
20. Fournier d'Albe E.M. Objectives of volcano monitoring and prediction. — J. Geol. Soc., 1979, vol. 136, p. 321–326.
21. Gorskov G.S. Gigantic eruption of the Volcano Bezmyanny. — Bull. Volcanol. Ser. 2, 1959, vol. 20, p. 77–109.
22. Harris D.M., Sato M., Casadevall T.J. et al. Emission rates of CO₂ from plume measurements. — In: PP 1250. 1981, p. 201–207.
23. Hoblitt R.P., Crandell D.R., Mullineaux D.R. Mount St. Helens eruptive behavior during the past 1,500 years. — Geology, 1980, vol. 8, p. 555–559.
24. Hopson C.A. Eruptive sequence at Mount St. Helens, Washington. — Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., 1971, vol. 3 : 2, p. 138.
25. Hopson C.A. Geologic map of Mount St. Helens area. Washington, 1980.
26. Kieffer H.H., Frank D., Friedman J.D. Thermal infrared surveys at Mount St. Helens — observations prior to the eruption of May 18. — In: PP 1250. 1981, p. 257–277.
27. Kinoshita W.T., Swanson D.A., Jackson D.B. The measurement of crustal deformation related to volcanic activity at Kilauea Volcano, Hawaii. — In: Physical volcanology. Amsterdam: Elsevier, 1974, p. 87–115.
28. Lipman P.W., Moore J.G., Swanson D.A. Bulging of the north flank before the May 18 eruption — geodetic data. — In: PP 1250. 1981a, p. 143–155.
29. Lipman P.W., Norton D.R., Taggart J.E., jun. et al. Compositional variations in 1980 magmatic deposits. — In: PP 1250. 1981b, p. 631–640.
30. Malone S.D., Boyko C., Weaver C.S. The seismic precursors to the 1981–1982 eruptions at Mount St. Helens. — Science, 1983 (in press).

31. *Malone S.D., Endo E.T., Weaver C.S., Ramsey J.W.* Seismic monitoring for eruption prediction. — In: PP 1250. 1981, p. 803–813.
32. *Melson W.G.* Glass abundances and compositions in the 1980–1982 eruptive sequence of Mount St. Helens: Value in monitoring. — *Science*, 1983 (in press).
33. *Miller C.D., Mullineaux D.R., Crandell D.R.* Hazards assessments at Mount St. Helens. — In: PP 1250. 1981, p. 789–802.
34. *Minakami T.* Fundamental research for predicting volcanic eruptions. Pt 1. — *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 1960, vol. 38, p. 497–544.
35. *Minakami T.* Prediction of volcanic eruptions. — In: *Physical volcanology*. Amsterdam: Elsevier, 1974, p. 313–333.
36. *Minakami T., Hiraga S., Miyazaki T., Uchibori S.* Fundamental research for predicting volcanic eruptions. Pt 2. — *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 1969, vol. 47, p. 893–949.
37. *Minakami T., Ishikawa T., Yagi K.* The 1944 eruption of Volcano Usu in Hokkaido, Japan. — *Bull. Volcanol. Ser. 2*, 1951, vol. 11, p. 45–157.
38. *Moore J.G., Albee W.C.* Topographic and structural changes, March–July 1980 — photogrammetric data. — In: PP 1250. 1981, p. 123–134.
39. *Mullineaux D.R., Crandell D.R.* Recent lahars from Mount St. Helens, Washington. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1962, vol. 73, p. 855–870.
40. *Mullineaux D.R., Crandell D.R.* The eruptive history of Mount St. Helens. — In: PP 1250. 1981, p. 3–15.
41. *Pariseau W.G., Voight B.* Rockslides and avalanches: Basic principles and perspectives in the realm of civil and mining operations. — In: *Rockslides and avalanches*. Pt 2. Engineering sites. Amsterdam: Elsevier, 1979, p. 1–92.
42. *Shimozuru D.* A seismological approach to the prediction of volcanic eruptions. — In: *The surveillance and prediction of volcanic activity*. P.: UNESCO, 1972, p. 19–45.
43. *Stoiber R.E., Williams S.N., Malinconico L.L.* Mount St. Helens, Washington, 1980 eruption: Magmatic gas component during the first 16 days. — *Science*, 1980, vol. 208, p. 1258–1259.
44. *Swanson D.A., Lipman P.W., Moore J.G.* et al. Geodetic monitoring after the May 18 eruption. — In: PP 1250. 1981, p. 157–168.
45. *Swanson D.A., Casadefall T.J., Dzurisin D.* et al. Predicting eruptions at Mount St. Helens, June 1980 — December 1982. — *Science*, 1983 (in press).
46. *Tokarev P.I.* On a possibility of forecasting of Bezymanny volcano eruptions according to seismic data. — *Bull. Volcanol. Ser. 2*, 1963, vol. 26, p. 379–386.
47. *Tonani F.* Concepts and techniques for the geochemical forecasting of volcanic eruptions. — In: *The surveillance and prediction of volcanic activity*. P.: UNESCO, 1972, p. 145–166.
48. *Unger J.D., Mills K.F.* Microearthquakes near Mount St. Helens, Washington. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, p. 1065–1068.
49. *Verhoogen J.* Mount St. Helens, a recent Cascade volcano. — *Univ. Cal. Berkeley Dep. Geol. Sci. Bull.*, 1937, vol. 24, p. 263–302.
50. *Voight B., Glicken H., Janda R.J., Douglass P.M.* Catastrophic rockslide avalanche of May 18. — In: PP 1250. 1981, p. 347–377.
51. *Waite R.B., jun., Pierson T.C., MacLeod N.S.* et al. Eruption-triggered avalanche, flood, and lahar at Mount St. Helens — effects of winter snowpack. — *Science*, 1983 (in press).
52. *Walker G.P.L.* Volcanic hazards and the prediction of volcanic eruptions. — *Geol. Soc. London Misc. Publ.*, 1974, vol. 3, p. 23–41.
53. *Weaver C.S., Malone S.D.* Seismic evidence for discrete glacier motion at the rock-ice interface. — *J. Glaciol.*, 1979, vol. 23, p. 171–184.

УДК 551.21 (520)

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, ОБНАРУЖЕННЫЕ ПРИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЯХ АКТИВНОСТИ ВУЛКАНА УЗУ В 1977–1982 гг.

И. ЯКОЯМА

Вулканологическая обсерватория Университета Хоккайдо, Япония

ВВЕДЕНИЕ

Вулкан Узу находится на о. Хоккайдо (Япония), относится к дацитовому типу, высота его 700 м, диаметр основания около 5 км (рис. 1). Самые большие извержения отмечались в 1663, 1769, 1822, 1853, 1910 и 1943–1945 гг. Все они, кроме извержения 1769 г., сопровождались образованием лавового, или скрытого, купола. Всем извержениям предшествовали рои землетрясений, в том числе и ощутимые за 3–5 дней до выброса. Такие проявления активности связаны с большой вязкостью дацитовой магмы.

Во время последней активности в 1977–1982 гг. форшоки происходили в течение 30 ч. После извержения пемзы рои продолжались, магнитуда землетрясений увеличивалась во времени. Одновременно центральная часть вершинного кратера поднялась на 180 м и образовала скрытый купол Узу Шинзан (новая гора), при этом северная кромка кратера отодвинулась к северу на 180 м.

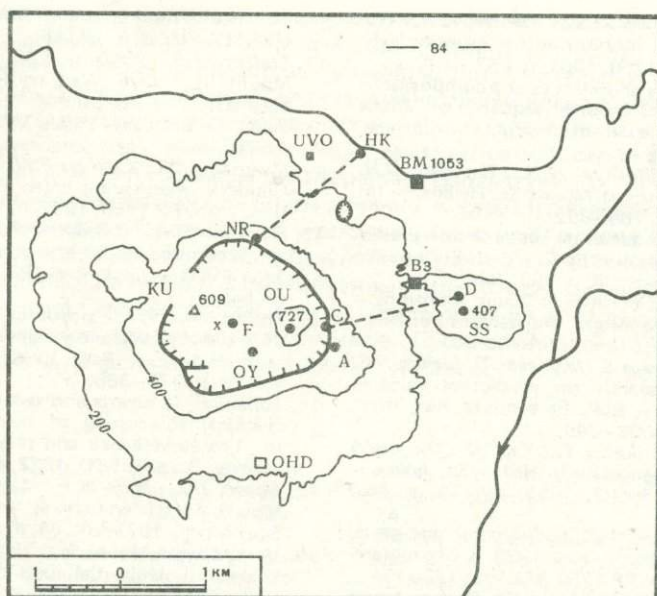


Рис. 1. Вулкан Узу в период извержения 1977 г.

KU — лавовый конус, образованный в 1663 г.; *OU* — то же, в 1853 г.; *OY* — скрытый купол Ога-рияма; *SS* — лавовый конус Шова-Исинзан, образованный в 1945 г.; *F* — разлом, обнаруженный утром в день извержения; *x* — место первого извержения (кратер № 1); *A* — *IMA* — сейсмическая станция; *UVO* — вулканическая обсерватория Узу Хоккайдского университета. Цифры указывают высоты над уровнем моря, м

В активности вулкана Узу 1977–1982 гг. можно выделить три стадии. Первая — извержения пемзы в первую неделю после взрыва 7 августа 1977 г. и образование четырех небольших кратеров. Общий объем пемла и пемзы оценивается в 10^7 м³. Вторая стадия — фреатические и фреато-магматические извержения и образование маленьких кратеров — длилось с октября 1977 г. по октябрь 1978 г. Третья стадия отличалась отсутствием землетрясений и постепенным уменьшением сейсмичности и деформаций и закончилась в марте 1981 г. Активность первых двух стадий исследовалась в работах [1–3, 5, 6].

В данной статье особое внимание уделено первой и последней стадиям извержения, которые наиболее интересны с точки зрения механизма вулканической деятельности.

НАЧАЛО ПРОЦЕССА 1977 г.

Сейсмичность. В течение длительного периода подсчитывалось число землетрясений, вызванных деятельностью вулкана Узу за каждый месяц (рис. 2). Точки на графике имеют большой разброс, и только годовые средние показывают слабую тенденцию к извержению. В августе 1977 г. форшоки начались за 30 ч до взрыва, их частота затем резко возросла. Короткопериодные шестичасовые вариации, а также времена задержки *S–P* показаны на рис. 3. Гипоцентры почти всех этих землетрясений, определенные по четырем временным станциям [5], находились под кратером № 1, скорость их миграции вверх составила 2 км за 30 ч. Предполагая, что гипоцентры являются “тенью” магмы, ее глубина под вулканом оценена в 3,5 км от вершины кратера. Как и когда появилась здесь магма с больших глубин? Или она находилась здесь долгое время? Даже если магма осталась тут со времени извержения в 1663 г. лавового конуса Ко-Узу (по соседству с местом извержения 1977 г.), то она была бы слишком “сухой”, чтобы вызвать извержения пемзы. Возможно, что магма скопилась на глубине 3,5 км без всяких проявлений на земной поверхности, а затем внезапно появились механические эффекты. Для этого требуется, чтобы даже дацитовая магма была жидкой до извержения пемзы. После выбросов пемзы в августе 1977 г. и до июня 1978 г. гипоцентры мигрировали до глубины 1,5 км от вершины кратера; скорость вертикального движения, по оцен-

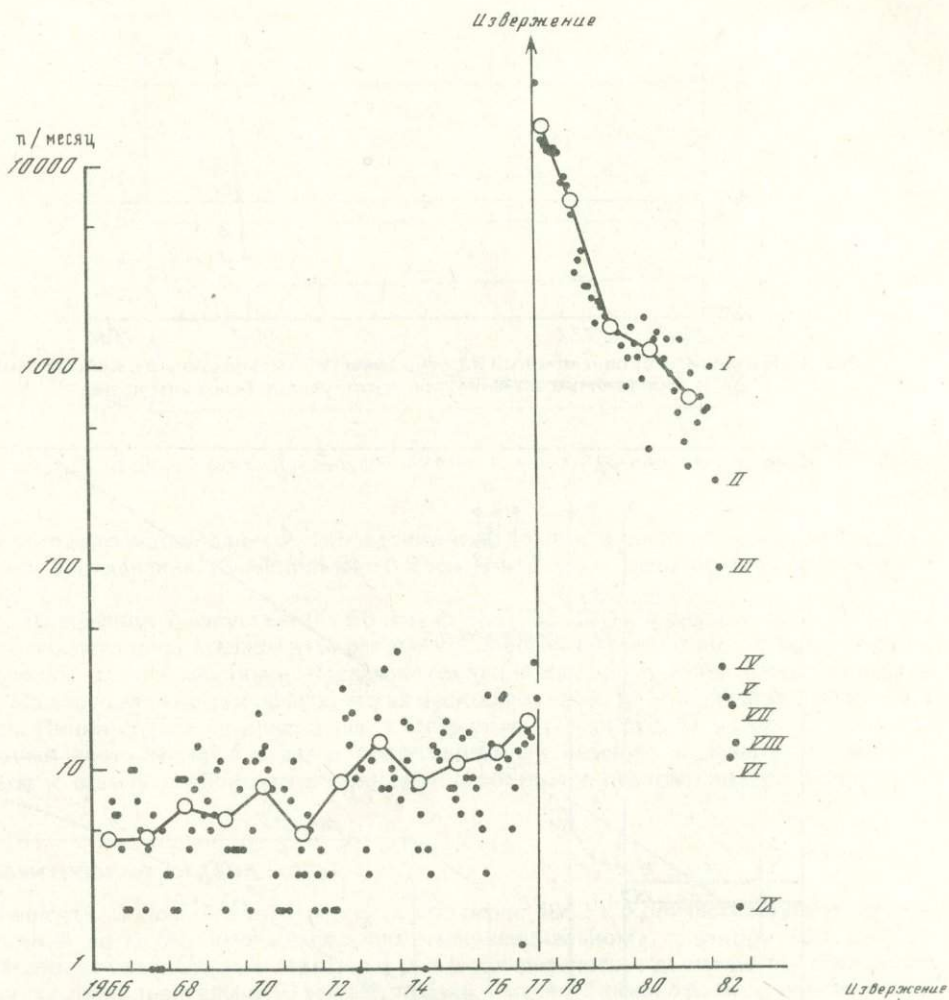


Рис. 2. Количество землетрясений, зарегистрированное сейсмической станцией IMA в течение месяца

Кружки — годовые значения

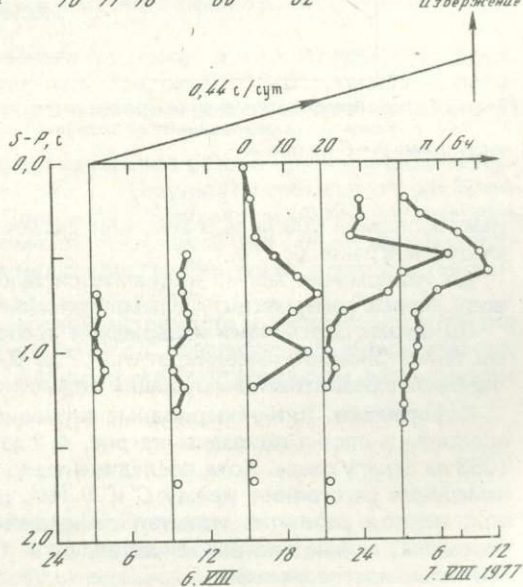


Рис. 3. Распределение $S-P$ у предвестниковых землетрясений, происходивших за 30 ч до извержения 7.VIII 1977 г. $n/6$ — число землетрясений за 6 ч; $0,44$ с/сут — суточное уменьшение $S-P$

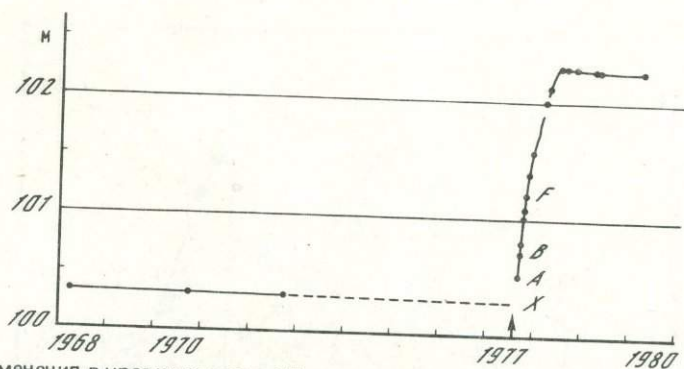


Рис. 4. Изменения в уровне отметки ВЗ, отнесенные к отметке уровня озера ВМ (1053)
А, В, F и X — наблюдаемые значения, соответствующие значениям на рис. 5

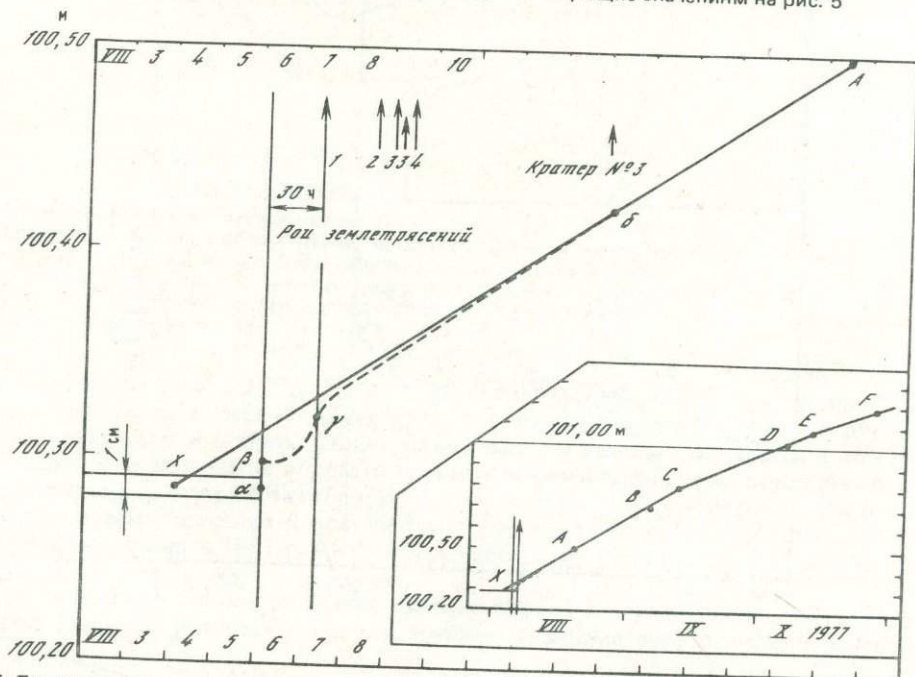


Рис. 5. Гипотетические изменения уровня отметки ВЗ
1—4 — конусы, образованные в первую неделю после извержения. На врезке — увеличенная часть линии X—F на рис. 4

кам, составила 600 м за 9 мес, или 2,2 м/сут [5], что значительно меньше, чем в предыдущую миграцию.

До извержения магма поднимается быстрее, так как в ходе извержения она теряет воду. Кроме того, магнитуда землетрясений после извержения увеличивается.

Во время подготовки извержения преобладающий период волн, возбуждаемых роями землетрясений, изменяется от 0,2 до 0,45 с за 6 ч до выброса. Это можно прокоррелировать с развитием деформаций под вулканом.

Деформации. Длиннопериодные вариации у отметки уровня ВЗ с восточной стороны подошвы вулкана показаны на рис. 4, где все высоты привязаны к опорной отметке 1053 на берегу озера. Хотя последние перед извержением замеры были сделаны в 1972 г., измерения расстояния между С и D (см. рис. 1) в конце 1974 г. подтвердили, что за этот период район не испытал деформаций. Поэтому слабую тенденцию понижения уровня ВЗ можно экстраполировать до X (см. рис. 4). Первые измерения точных уровней после извержения были проведены 19 августа 1977 г. Построены короткопериодные

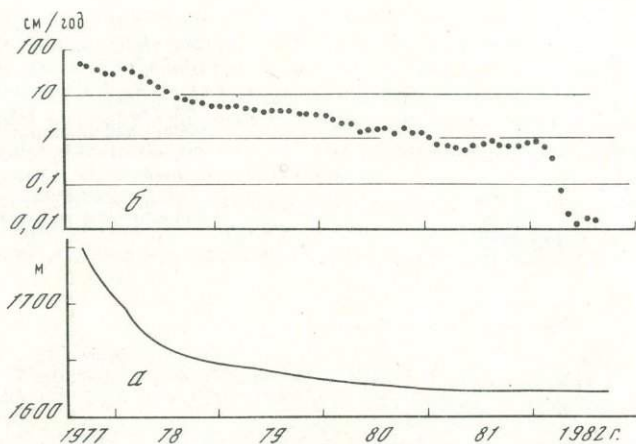


Рис. 6. Сокращение длины базовой линии $HK-NR$ (а) (см. рис. 1) и скорость ее изменения (б)

вариации экстраполяцией данных наблюдений как до, так и после извержения (рис. 5¹ где ошибка определения X составила $\pm 0,5$ км, а α , β и γ — некоторые гипотетические величины.

В день извержения 7 августа в 8 ч 50 мин фермер обнаружил внутри вершины кратера с восточной стороны нормальный разлом со смещением около 40 см (F на рис. 1). По его словам, в 16 ч накануне, когда происходили форшоки, никакого разлома еще не было. Из этого можно заключить, что за несколько часов до извержения деформации усилились. Линия сдвига, начинавшаяся в Огарияма (OY на рис. 1) у скрытого купола, проходившая через точку F и далее поворачивавшая немного к северу, продолжала удлиняться к северу и образовала основание U -образного разлома внутри вершинного кратера.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНАЯ СТАДИЯ, 1982 г.

Сейсмичность. С момента извержения и до начала 1982 г. количество вулканических землетрясений за месяц уменьшалось по экспоненциальному закону (см. рис. 2). С февраля этого года число землетрясений резко сократилось и достигло первоначально уровня, т.е. приблизительно 10 землетрясений в месяц. Таким образом, рои землетрясений прекратились за очень короткий срок.

Деформация. Отметка уровня $B3$ у восточного подножия вулкана перестала подниматься в марте 1978 г., а затем немного опустилась (см. рис. 4). Это произошло потому, что трещина в скрытом куполе под вершинным кратером изменила направление с восточного на северное.

После взрыва в сентябре 1977 г. были начаты измерения базовой линии между северной кромкой (NR) и берегом озера (HK) (см. рис. 1). Результаты совместно с данными об изменении скоростей приведены на рис. 6. Сдвиг или северо-западный надвиг северной кромки в феврале 1982 г. прерывался время от времени. В это же время внезапно прекратилось поднятие вершинных кратеров вулканов Узу Шинзан и Огарияма, так как сдвиг и поднятие были вызваны движениями скрытого купола.

Принимая во внимание ослабление сейсмической активности и деформаций в районе вулкана Узу, Японский координационный комитет по предсказанию вулканических землетрясений на заседании в мае 1982 г. объявил о приостановлении деятельности вулкана.

МОДЕЛЬ ПРОЦЕССОВ

Для объяснения процессов на начальной и конечной стадиях активности, характеризующихся внезапным началом и концом, была предложена вязко-упруго-эластичная модель. Работа системы схематично изображена на рис. 7. Как только система начинает

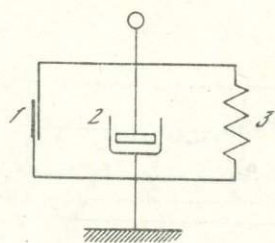
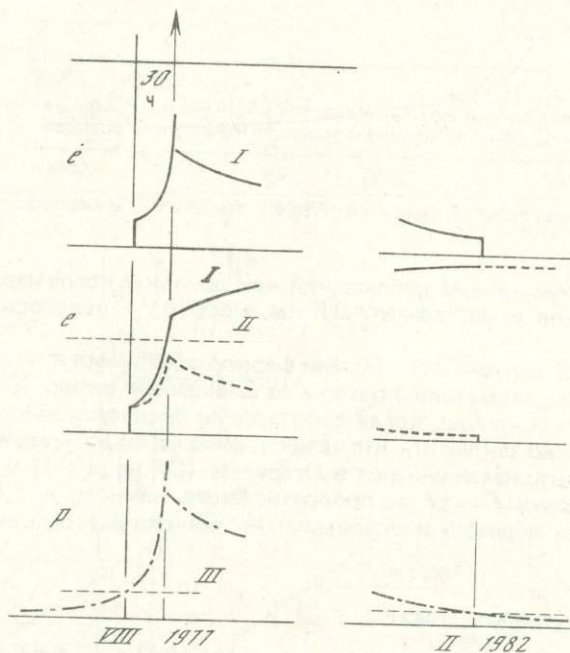


Рис. 7. Модель вулканического процесса для периода 1977–1982 гг. активности вулкана Узу

1 — скользящий контакт; 2 — вязкость; 3 — упругость; \dot{e} — скорость деформации, e — деформация (пунктир — приращение e), p — напряжение
I — наблюдение, II — разрушение, III — данное значение



деформироваться под действием напряжений, контакт смещается; при отсутствии деформаций контакт остается на месте.

За 30 ч до извержения магма под вулканом поднялась до глубины 3,5 км. Этот процесс не сопровождался ни землетрясениями, ни деформациями. А затем, вероятно, весь объем материала испытал напряжение, что повлекло за собой рои землетрясений и деформации. В последующие 30 ч с ростом давления в магме резко возросло число землетрясений, а по мере продвижения магмы вверх начали усиленно развиваться деформации на поверхности. На стадии образования разлома со смещением 40 см деформации под давлением магмы, очевидно, превышают граничные значения для вулканического тела и в конце концов оказываются необратимыми. До самого конца вулканической активности высота скрытого купола и надвиг северной кромки непрерывно росли, а затем их движение резко замедлилось, но даже после полной остановки механических процессов, таких, как землетрясения и деформации, физические условия внутри вулкана — давление, температура, скорость сейсмических волн и др. — не восстанавливаются еще некоторое время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение процессов, происходящих в начале и конце тектонических землетрясений, является важным моментом в прогнозе активности землетрясений. Согласно Рикитаки [4], режимы большинства предвестников различного типа связаны с магнитудой землетрясения формулой $T = 0,76 M - 1,83$, где T — время предвестника до землетрясения, сут; M — магнитуда землетрясения. Так, например, перед землетрясением с $M=6$ предвестники появляются за 18 мес.

С течением времени афтершоковая активность убывает довольно регулярно. Согласно [4], связь между числом землетрясений в единицу времени n и периодом времени t выражается как $n = k(t + C)^{-p}$, где K и C — константы; p — обычно немного больше 1 и не зависит от магнитуды главного шока, т.е. сильно убывает со временем t .

При извержении вулкана Узу землетрясения происходили не совсем обычным путем. Возможно, причина заключается в том, что вулканическая активность была вызвана движениями магмы в верхней части земной коры.

Для предсказания вулканических землетрясений типа Узу следует вести наблюдения за скользящим контактом. Для долгосрочного прогноза наряду с сейсмичностью и деформациями необходимо изучать совокупность условий под вулканом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Katsui Y., Oba Y., Onuma K. et al. Preliminary report of the 1977 eruption of Usu Volcano. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV, 1978, vol. 18, p. 385–408.
2. Niida K., Katsui Y., Suzuki T., Kondo Y. The 1977–1978 eruption of Usu Volcano. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV, 1980, vol. 19, p. 357–394.
3. Okada Hm., Watanabe H., Yamashita H., Yokoyama I. Seismological significance of the 1977–1978 eruptions and the magma intrusion process of Usu Volcano, Hokkaido. — J. Volcanol. Geotherm. Res., 1981, vol. 9, p. 311–334.
4. Rikitake T. Earthquake precursors. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1975, vol. 65, p. 1133–1162.
5. Utsu T. A statistical study on the occurrence of aftershocks. — Geophys. Mag., 1961, vol. 30, p. 521–605.
6. Yokoyama I., Yamashita H., Watanabe H., Okada Hm. Geophysical characteristics of dacite volcanism — the 1977–1978 eruption of Usu Volcano. — J. Volcanol. Geotherm. Res., 1981, vol. 9, p. 335–358.
7. Yokoyama I., Seino M. Prediction of development in the 1977–78 activities of Usu Volcano with consideration for energy discharge. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII, 1979, vol. 6, p. 187–200.

УДК 551.21 (–931)

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ о. СЕВЕРНЫЙ, НОВАЯ ЗЕЛАНДИЯ (обзор)

Р.Р. ДИББЛ

Веллингтонский университет, Виктория

И.А. НЕЙН

Геологическая служба Роторуа

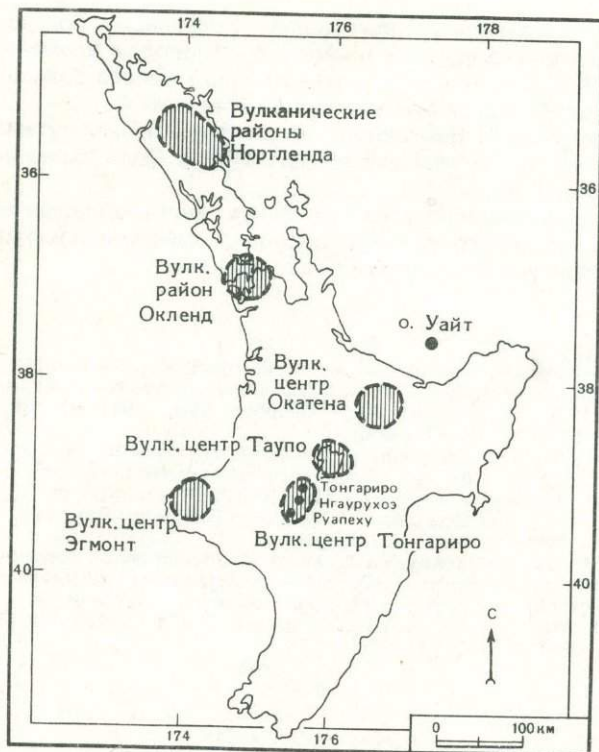
В.Е. НИЛЛ

Массейский университет, Палмерстон-Норт, Новая Зеландия

В октябре 1980 г. в Новой Зеландии был учрежден Государственный гражданский комитет по разработке мер защиты от опасностей, связанных с вулканическими извержениями. Одна из его функций — давать оценки и сообщения о возможных районах и типах вулканической активности в будущем, об угрозе для общества, а также указывать районы, где оправданы специальные меры предосторожности для общественной безопасности. Оценки даны по восьми вулканическим центрам о. Северный, и неопубликованные доклады представлены комитету. Дано заключение об опасности и зонах воздействия вулканической активности в шести главных вулканических центрах — Окленд, о. Белый, Окатена, Таупо, Тонгариро и Эгмонт. Средние мощности извержений за последние 20 тыс. лет достигали $7 \text{ км}^3/1000$ лет, как на Таупо (пирокластические риолиты), с отдельными извержениями свыше 100 км^3 и случаями катастрофических извержений — до 20% в столетие. Сделана оценка риска для населения и ценного имущества, обсуждены меры по его уменьшению.

ВВЕДЕНИЕ

После бурного извержения вулкана Сент-Хеленс 18 мая 1980 г. возрос интерес в Новой Зеландии к проблемам опасности, связанной с вулканическими извержениями. Отчасти это объясняется тем, что проблемы угрозы вулканических извержений и комп-



Карта районов и центров вулканической активности о. Северный, Новая Зеландия, где в последние 400 лет происходили извержения

лекс мер, направленных на уменьшение такой опасности, могут иметь особое значение для Новой Зеландии, где возможны сходные формы проявления вулканической активности. Новому комитету по мерам защиты от опасностей вулканических извержений необходимо решить следующие вопросы: 1) возможные районы и типы вулканической активности в будущем; 2) риск для общества в каждом случае; 3) районы, где требуются специальные меры для обеспечения общественной безопасности; 4) предвестники и системы режимных наблюдений, позволяющие заметить приближение извержения; 5) вероятное воздействие извержения на населенные районы и основные службы; 6) гражданские меры защиты, которые следует предпринять,

и действия государственных и других организаций перед угрозой и во время вулканической катастрофы; 7) государственные ресурсы на случай вулканической катастрофы; 8) практические шаги, которые должны предпринять региональные и местные власти там, где определена реальная угроза вулканического извержения; 9) вопросы подготовленности к возможным бедствиям в связи с вулканическими извержениями, которые должны быть включены в комплекс гражданских мер защиты в региональном и местном масштабе; 10) процедуры утверждения верховными властями сигналов предупреждения и рекомендаций относительно образа действий.

Некоторые из этих задач сейчас находятся в стадии подготовки и вскоре будут широко обсуждены. Мы признательны авторам сообщений, направленных в комитет, за возможность подвести итог на основе данных по районам вулканической активности о. Северного (см. рисунок): Д.Н.Б. Скиннеру (Нортленд), И.Е. Смиту (Окленд), Р.Х. Кларку (о. Белый), И.А. Нейну (Окатена), П.К. Фроггетту и К.Г. Вукетичу (Таупо), Дж.Х. Лэттеру (Тонгариро), В.Е. Ниллу (Эгмонт).

Конечно, нельзя дать гарантию, что извержения не произойдут за пределами этих районов.

Нужно дать определения понятий "опасность" и "риск". В своем сообщении мы полагали, что опасность представляют природные явления, которые имеют некоторую вероятность произойти в данный период времени, а риск появляется лишь тогда, когда на карту поставлены какие-либо человеческие ценности. Мы приходим к уравнению

$$\text{Риск} = \text{Опасность} \times \text{Ущерб} \times \text{Уязвимость},$$

где "уязвимость" выражает различную для разных предметов способность к разрушению при вулканическом извержении одинаковой "опасности"; она сильно зависит от режимных наблюдений за вулканом, предсказаний, степени подготовленности, проведенной эвакуации и от других гражданских мер защиты. Нанесенный "ущерб", приведенный в Приложениях, иллюстрирующих это сообщение, взят по данным Государственных статистических оценок департамента цен за 1981 г., и Новозеландского официального ежегодника и Сельскохозяйственной статистики за 1980–1981 гг. Средняя

численность населения, число семей и стоимость мелиорации, обработки земли, сооружений и других усовершенствований на 1 км^2 , помноженные на площадь зоны воздействия извержения, давали оценки риска при извержениях любого типа и местоположения.

Вероятность возникновения опасности в интервале 100 лет в процентах можно вычислить, суммируя по времени случайные события:

$$\text{Вероятность} = 100 \cdot (1 - e^{-t/m}),$$

где m — средний "период отдачи" для события; t — период в будущем, для которого вычисляется вероятность. Для случайного события вероятность не зависит от времени, прошедшего после предыдущего события. Возможно, это справедливо и для некоторых типов вулканических извержений, но для надежных заключений еще нет достаточного количества статистических данных.

В вопросе о длительных периодах затишья и эпизодах активности отдельно оцениваются "период отдачи" для эпизода и события в пределах эпизода.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНОВ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Нортленд. Район имеет длинную геологическую историю проявления базальтового и риолитового вулканизма, восходящую в прошлом к меловому периоду. Последние проявления активности — базальтового и гидротермального типов. Молодые базальтовые конусы и застывшие потоки встречаются на островах в двух районах — Хонгарей и Кайкохе-Бей; последнее извержение датировано между 200 и 700 гг. н.э. (доисторическое). Новые извержения, вероятно, будут происходить южнее и восточнее современных вулканов, смогут покрыть площадь до 10 км^2 , и лавы потекут по речным долинам, правда, эта вероятность очень мала. Гидротермальные извержения в последние тысячелетия часто происходили в области Нгеха, их вероятность выше, но ожидается, что разрушения будут локализованы.

Окленд. Вулканический район Окленд охватывает свыше 50 центров извержений на площади 640 км^2 , включая и столицу — Окленд. Все извержения в прошлом по составу были базальтовыми, с преобладанием двух типов — эффузивно-магматических и фреато-магматических. При извержениях первого типа изначально высокая скорость выхода газа может вызвать фонтаны лавы, которые строят крутой конус из сплавленных вулканических бомб и шлаков, часто достигающий до 200 м высоты. Так появились огромные шлаковые конусы горы Эйден и холма Одного Дерева. Тогда жидкая лава могла течь из конуса по руслам бывших ручьев и вдоль долин рек. В 1973 г. в Вестманнаэйяре (Исландия) выбросы большого количества шлаковых облаков и лавовое наводнение привели к полному разрушению окрестностей источника, но за пределами 1—2 км размеры лавовых потоков уменьшились и главная опасность уже заключалась в распространявшихся скоплениях пепла.

В случаях фреато-магматической активности поднимающаяся магма встречает на некоторой глубине водонасыщенные отложения, в результате происходят серии взрывных извержений, расширение кратера маара до 1 км в диаметре и отложения слоя извергнутого вулканического туфа толщиной до нескольких десятков метров и радиусом до нескольких километров. До сих пор не наблюдалось ни одного извержения этого типа с образованием пологопадающего, имеющего дно маара, подобного маарама Окленда, но многократные пласты косой и ритмической слоистости в отложениях туфа указывают на серию взрывных выбросов большого количества рыхлого материала, сопровождающихся побочными толчками в основании при падении густого вулканического облака. Возможны горячие потоки лавы и увлеченных ею пород, распространяющиеся на несколько километров со скоростью порядка 100 м/с, так что вблизи источника немного уцелеет. Как при эффузивно-магматической, так и при фреато-магматической активности могут возникать приливные волны, если центр извержения лежит близко к уровню моря или ниже его.

Нет четкой картины пространственного и временного распределения вулканических центров в районе Окленда. Доказательством недавней активности может служить деревянный обломок, извлеченный из-под слоя молодой лавы в Рангитото. Его возраст, определенный радиоуглеродным методом, 225 ± 110 лет. Поскольку большинство вулканов Окленда считаются моногенными (у них по одному эпизоду извержений),

сейчас нет прочной базы для предсказания мест извержений в будущем. При средней мощности извержений меньше $0,1 \text{ км}^3$ в 1000 лет опасность их невелика, но, как показано на сводной диаграмме (Приложение 1), ущерб и риск значительны.

Остров Белый (Уайт). Этот действующий вулкан находится в 48 км от Фатакане в заливе Пленти. Вулканическая история острова до появления там европейцев малоизвестна, но найдены следы ранней сульфаторной активности. В 1914 г. на западном склоне кратера произошел крупный обвал, а вызванные им грязевые потоки (лахары), прошедшие по дну кратера и спустившиеся в море, погребли 11 рабочих, добывавших серу на руднике.

С 1967 г. остров находится под регулярным надзором, который осуществляют сотрудники Веллингтонского университета и DSIR. В декабре 1976 г. началась новая фаза вулканической активности, а в марте 1977 г. произошло извержение лавовых бомб. При самом сильном извержении столб достигал 5–6 км высоты, а волна пепла и газов вылилась через края кратера. С 1981 г. выбросы пепла расширили кратер до объема приблизительно $12 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

Извержения на о. Белом вдали от берегов почти не представляют большой опасности, вулканический пепел скорее вызывает беспокойство, чем производит разрушающее воздействие, так как снижаются урожаи, замедляется рост сельскохозяйственных культур, пастбищ и деревьев, что может привести к крупным убыткам, особенно для тех, кто занимается выращиванием ценных садовых культур. Наибольшая потенциальная опасность извержения типа Кракатау, когда возможны сильные волны цунами. Края кратера возвышаются сейчас всего на 23 м над уровнем моря, а его дно в период активности 1977–1980 гг. углублялось на 300 м ниже уровня моря. Воздействию цунами подвержена низкая прибрежная зона длиной 100 км, расположенная в радиусе 100 км от о. Белого, что сильно увеличивает риск при таком извержении. Сводные данные об опасности, ущербе и риске для о. Белого приведены в Приложении 2.

Окатена. Вулканический центр Окатена простирается от Роторуа на западе до Каверау на востоке, включая вулкан Таравера и оз. Ротомахана — кратеры величайшего извержения в истории Новой Зеландии в 1886 г. Однако извержения 1886 г. были небольшими по сравнению с ранними извержениями: 50–250 тыс. лет назад по крайней мере четыре крупных риолитовых извержения с центрами в Окатене давали отложения игнимбритов, каждое из которых превышало по объему 100 км^3 магмы; 20–50 тыс. лет назад произошло восемь главных плинианских извержений, засыпавших район залива Пленти толстым слоем пемзы и золы. В последние 20 тыс. лет различают 11 эпизодов извержений с общим объемом излившейся магмы 80 км^3 . Кратеры большинства этих последних извержений находились в кальдере Харохаро — крупной и сложной структуре оседания, образовавшейся после ранних обильных игнимбритовых извержений. Все извержения последних 20 тыс. лет были многоканального типа, с широко разнесенными отверстиями кратеров; извержения происходили одновременно или последовательно, сообщаясь через глубокие трещины до 15 км в длину. В процессе извержений происходило выпадение риолитовой пемзы и возникали пирокластические потоки, сопровождавшие экструзию мощных потоков лавы и сводовые поднятия. Имели место и такие явления, как шлаковые базальтовые извержения, гидротермальные извержения, образования грязевых потоков и сопутствующие им наводнения. Сложная стратиграфия этих отложений и зафиксированные в них события еще изучаются, но из общей картины ясно, что Окатена — один из наиболее опасных районов в стране.

За последние 50 тыс. лет в Окатене произошло 19 извержений, в основном средних размеров, риолитовые, дацито-андезитовые или базальтовые по составу. Для риолитового извержения средних размеров следует ожидать полного разрушения в радиусе 10 км от источника и слоя золы и пемзы толщиной по крайней мере 0,3 м, который покроет многие сотни или тысячи квадратных километров, много жертв и разрушений. Гидротермальные или эксплозивные базальтовые извержения местами могут быть столь же разрушительными, как и некоторые риолитовые, особенно если происходят под озерами. Извержения всех типов могут сопровождаться дождями, смывающими в реки неконсолидированные вулканические осадки, или перемещением озерных вод, которое может вызывать лахары или наводнения, особенно в северном течении реки Таравера, за Каверау. Экструзия лавовых потоков также может привести к заметным гидрологическим изменениям, блокируя сток воды и образуя новые озера и реки.

Горячие выбросы и свечение вулканических облаков могут вызвать лесные пожары крупного масштаба, особенно в экзотических лесах этого региона.

Большой интервал времени ($> 10^4$ лет) между обильными извержениями игнимбритов указывает на то, что вероятность повторения в том же столетии большого игнимбритового извержения очень мала ($\approx 1\%$). Такое извержение стало бы почти непостижимой по масштабам разрушений катастрофой для большей части зоны от Роторуа до залива Пленти, поскольку его эффект может оказаться на порядки сильнее, чем было описано выше.

Широкий спектр типов и размеров извержений в прошлом и изменение расположения кратерных отверстий в вулканическом центре Окатена крайне затрудняют выделение более чем двух опасных зон, но по картам изопахит 11 извержений последних 20 тыс. лет выделены статистические зоны, где слой выпавшей тефры может превысить 0,3—1 м. В этот период объем изверженного материала составил в среднем 6 км^3 за 1000 лет. Сводная диаграмма для Окатены дана в Приложении 3.

Таупо. В последние 50 тыс. лет в вулканическом центре Таупо преобладали обильные риолитовые извержения, о более ранних событиях по большей части неизвестно. По сравнению с другими вулканическими центрами здесь были извержения огромных масштабов; свыше 300 км^3 вулканического материала — результат 12 извержений за последние 20 тыс. лет. Извержения больших количеств пемзовидной тефры непрерывным высоким фонтаном цилиндрической формы (плинианские извержения) происходили по крайней мере 11 раз за последние 10 тыс. лет, но 16 раз за последние 40 тыс. лет. Считают, что изверженный материал, поднимаясь, проходил путь до 50 км и имел объем от 1 до 70 км^3 . В прошлом значительные территории о. Северного покрывались продуктами извержений, а однажды площадь свыше 20 тыс. км^2 была погребена под метровым слоем тефры. Кроме очевидных случаев погребения под обломками вулканического материала и удушья, извержение такого характера имело бы для этого региона и более глубокие последствия. Многочисленные жертвы, разрушение жилых, торговых и промышленных построек, гибель скота, уничтожение огромного экзотического соснового леса и повреждение гидроэнергетических сооружений на р. Уайкато — вот некоторые возможные его последствия.

По крайней мере трижды за последние 20 тыс. лет сильными взрывами извергались горячие пирокластические потоки большой мощности (до 100 км^3). С огромной скоростью (вероятно, 200 км/ч) в радиальных направлениях изливались жидкие массы пемзы и пепла с температурой $200\text{--}400^\circ\text{C}$. О размерах событий свидетельствуют обуглившиеся деревьяшки в толщах лавовых отложений на расстояниях до 50 км и пепел, обнаруженный в 1000 км от источника. Поскольку источник этих извержений теперь заполнен водой (оз. Таупо), предполагается другой тип сильного извержения, где огромные массы воды могут обрушиться на окрестный ландшафт в виде цунами или грязевых потоков, подобно вспышке света в облаке пара, и вызвать сильные взрывные извержения. Так, вероятно, и произошло 1800 лет назад, когда отложился слой пепла у Ротонгайо. Экструзия риолитового и дацитового сводов, извержения шлаковых базальтов и гидротермальные извержения также возможны, и по всей вероятности, они несут только локальные разрушения и по объему гораздо меньше, чем эффектные плинианские выбросы пемзы и пирокластические потоки.

Любые замеченные локальные серии сейсмических сигналов: увеличение теплового потока, геотермальная активность или аномалии наклонов поверхности, обусловленные подъемом магмы, — требуют немедленного исследования и организации режимных наблюдений за подъемом магмы к поверхности. Озеро Таупо вместе с центром Окатена должны рассматриваться как та область Новой Зеландии, где могут возобновиться самые сильные извержения. Все попытки глубже понять свидетельства прошлых извержений и развить методы мониторинга должны рассматриваться как дело первостепенной важности и государственного интереса. Средняя за последние 20 тыс. лет мощность извержений 8 км^3 в 1000 лет выше, чем в Окатене, и связана с более сильными извержениями. Статистически вероятные зоны, где слой выпавшей тефры может превысить заданную толщину, очерчены с меньшей надежностью, поскольку оз. Таупо усложняет карты изопахит, однако ясно, что зоны наибольшей вероятности — восточное и северное побережья озера. Сводная диаграмма для Таупо дана в Приложении 4.

Тонгариро. Три основных источника вулканической опасности — вулканы Руапеху, Нгаурухоэ и Тонгариро расположены в Национальном парке Тонгариро. Высота Руапеху

2797 м над уровнем моря, это огромный стратовулкан объемом около 109 км^4 . Его единственный действующий кратер заполнен приблизительно 10^7 м^3 воды, температура которой обычно колеблется от 20 до 40°С , а водородный показатель рН близок к 1,2. С вулкана берут начало многие крупные реки о. Северного — Тонгариро, Уонгануи, Ронгитикеи и Фантаеху, которые увлекают с поверхности продукты прошлых извержений и сносят в море. Главная опасность при извержениях Руапеху, несомненно, лахары. Есть геологические свидетельства, что лахары Руапеху доходили на северо-западе до Таумарупуи и почти до Менгавеки на юге. С 1861 г. зафиксировано 45 эпизодов извержений со средним интервалом 2,5 года. Очевидно, причина возникновения этих лахар — выбросы воды из кратерного озера, так что их предельные размеры определяются размерами извержения и количеством вытесненной воды. Две лахары, наиболее сильные за последние 1800 лет, пронесли по долине р. Фангаеху около 790 и 440 лет назад. В апреле 1975 г. из кратерного озера емкостью $3,3 \text{ млн. м}^3$ воды образовались лахары, спустившиеся в долины рек Фангаеху, Факапапа и Мангатурутутуру.

Хьюсон и Леттер (частное сообщение) предложили получать статистические данные для лахар из анализа данных о вулканических землетрясениях *B*-типа, используя общепринятое предположение, что землетрясение *B*-типа — внутренние вулканические эксплозии и что графики зависимости их числа от магнитуды распространяются и на эксплозивные извержения, которыми вызвана большая часть лахар. Сопоставляя объемы четырех крупнейших за период с 1966 г. лахар, измеренных в масштабе р. Фангаеху, и магнитуды сопутствующих землетрясений с зависимостью числа землетрясений от магнитуды, автор получил статистические оценки риска, приведенные в Приложении 5. Мы предполагаем, что землетрясения *B*-типа большой магнитуды не происходят без извержений. Из Приложения 5 видно, что лахары объемом $6 \cdot 10^5 \text{ м}^3$, дважды с 1969 г. обрушивавшиеся по ночам на поля для лыжников, могут произойти в выходные "лыжные" дни в ближайшие 100 лет с вероятностью 20%.

Аэрозольный пепел и лапилли, пирокластические потоки и потоки лавы — это тоже вероятные продукты будущих извержений Руапеху. В 1945 г. измельченный пепел Руапеху выпал на расстоянии свыше 100 км.

Нгаурухоэ (2290 м над уровнем моря), по существу, паразитический конус Тонгариро, с образовавшимся за последние 2500 лет наносом из 2 км^3 лавы и пепла. Потоки лавы, горячие пирокластические лавины и аэрозольный пепел — вот наиболее частые продукты извержений в его геологической истории. По-видимому, наибольшую опасность на Нгаурухоэ представляют раскаленные пирокластические лавины, движущиеся со скоростью 20—30 м/с. Наиболее частый момент при извержении — это излияния тефры, которые нередко проходят путь до 200 км от жерла. С 1839 г. произошли 73 серии извержений Нгаурухоэ.

Тонгариро (1968 м над уровнем моря) более древний, сложный стратовулкан, существующий, вероятно, уже свыше четверти миллиона лет. Он основательно разрушен ледниками и имеет объем около 67 км^3 . Хотя в настоящее время он не очень активен, на северном склоне в кратерах Те-Мари обнаружены следы сильных извержений пепла, происшедших между 1869 и 1896 гг., причем некоторые из них давали и горячие пирокластические потоки. Возникали и лахары, особенно в активном сульфаторном поле, где есть температурные колебания, на северном склоне у Катетаху-Спрингс. В будущих извержениях Тонгариро следует ожидать также потоков лавы и выпадения тефры.

Хотя вулканы Национального парка Тонгариро окружены лишь рассеянными поселениями, создается опасность для приезжающих зимой лыжников и для некоторых основных коммуникаций и энергосетей. За последние 20 тыс. лет общий объем вулканических отложений (включая лахары) в среднем составлял около 1 км^3 в 1000 лет. Сводная диаграмма для Тонгариро дана в Приложении 5.

Эгмонт. Вулкан Эгмонт (2518 м над уровнем моря) и его паразитический конус пик Фантаиз (1962 м) образуют массивный стратовулкан, возвышающийся над провинцией Таранаки. За последние 100 тыс. лет многочисленные излияния тефры и лахары неоднократно затопляли горные склоны в Национальном парке Эгмонт и распространялись дальше 50 км от источника. В последние 500 лет горячие пирокластические потоки по крайней мере девяти извержений продвинулись на 15 км к северо-западу, пемзовидные лапилли и пепел — на 15 км к востоку, а лахары и сопутствующие наводнения — более чем на 35 км от вершины вулкана по главным речным долинам. В прошлом лахары значительно больших размеров ($> 0,25 \text{ км}^3$) время от времени спускались

преимущественно в западном и восточном направлениях и формировали основные части современного ландшафта. В радиусе 80 км от вулкана Эгмонт проживает около 100 тыс. чел. населения.

В случае извержения опасность для жизни и опасность разрушений в Таранаки вызваны в основном тремя причинами. Извержения тефры может загрязнить воду и оставить без уловов большинство общин Таранаки. Слой тефры свыше 50 мм уничтожит пастбища, а меньше 50 мм сделает корм непригодным для молочных коров и овец. Оседание тяжелых частиц пепла может вызвать удушье домашних животных и скота, нарушить коммуникации и повседневную деятельность жителей этого региона. Еще большую опасность представляют лахары и пирокластические потоки, так как они сносят или засыпают все строения на своем пути. Этой опасности можно избежать, лишь воздерживаясь от строительства в наиболее опасных зонах. В 1982 г. В. Нилл выпустил настенную карту зон риска. За последние 20 тыс. лет общий объем вулканических отложений (включая лахары) составил в среднем 1–2 км³ в 1000 лет. Сводная диаграмма Эгмонта дана в Приложении 6.

Приложение 1
Вулканический район Окленд

Характеристика района	Источник опасности		
	Фреатический взрыв	Шлаковый конус	Лавовый поток
1	2	3	4
Типичный пример	Панмурская впадина	г. Эйден	Вестен-Спрингс
Зона действия, км ²	< 640	640	640
Зона разрушений, км ²	3–28	0,4	1
R _{max} , км	1–3	0,5	10
Скорость распространения, м/с	100	< 1	2
Зона повреждений, км ²	9–170	≈ 2	1,5
R _{max} , км	2–8	≈ 1	10
Скорость распространения	Баллистическая	≤ 1 м/с	2 км/ч
Температура продуктов извержения, °С	< 100	Раскаленные	Раскаленные
	Сфера действия (параметры)		
Объем, км ³	≥ 4	≥ 4	≥ 4
Время подготовки, тыс. лет		4–100	
Число событий	19	50	> 14
Период восстановления, лет	2000–4000	1000–4000	
Последнее событие		Рангитото, 220 лет назад	
Вероятность для интервала 100 лет	2,5–5%	2,5–9%	
	В опасной зоне		
Население, чел.*	6000–100 000	0–4000	0–3000
Имущество, млн. долл.*	64–3600	9–43	21–32
Поголовье скота	Низкое	Низкое	Низкое
Предприятия и сооружения			
	Меры по ослаблению последствий		
Надзор	Один сейсмограф с визуальной регистрацией		
Сигналы предупреждения	Не наблюдались, сейсмичность и деформации?		
Зонирование	Невозможно		

Приложение 1 (окончание)

1	2	3	4
Эвакуация населения Спасательные действия	Предварительная Откапывание из- под обломков	Постепенная Как на пожаре	Постепенная Как на пожаре
Врачебная помощь	При переломах, удушье	При переломах, ожогах	При ожогах
Спасение имущества	До начала изверже- ния	Постепенное	Постепенное
Предотвращение			Дамбы, запруды, охлаждение

* Первая цифра показывает, сколько должно погибнуть, вторая — сколько можно спасти.

Приложение 2
Остров Белый (Уайт)

Характеристика района	Источник опасности			
	Фреатическая тефра	Магматическая тефра	Лахары	Цунами
1	2	3	4	5
Типичный пример	—	—	—	Кракатау
Зона действия, км ²	0,8	0,8	0,8	300
Объем или интенсивность	10 ⁻³ км ³	12 × 10 ⁻³ км ³	3 × 10 ⁻³ км ³	5000 Мт (экв.)
Зона разрушений, км ²	0,1	0,3	0,5	о. Белый
R _{max} , м	200 м	0,3 км	1,3 км	—
Скорость распространения	Баллистическая	Низкая?	1–6 м/с	100 км/ч
Зона повреждений, км ²	0,1	5	0,8	100
R _{max} , км	1	1,5		200
Скорость распространения	Низкая или баллистическая	Низкая или баллистическая	Высокая	100 км/ч
Температура продуктов извержения	Низкая	С невысокой температурой или раскаленные	100° С	
Сфера действия (параметры)				
Объем, м ³	—	≥ 7 × 10 ⁶		—
Время подготовки		3 года		
Число событий	12 с 1914 г.	1–2 за всю геологическую историю	1 за всю геологическую историю	Не было
Средний период восстановления	5 лет	—	—	—
Последнее событие	Кратер 1971 г.	1976–1980	1914	—
Вероятность для интервала 100 лет	> 100%			Очень мала
Население, чел.		В опасной зоне		
Имущество, млн. долл.		Случайные посетители		6000
		Вещи посетителей		25

Приложение 2 (окончание)

1	2	3	4	5
Поголовье скота	Нет	Нет	Нет	200000
Предприятия и сооружения				Порты
Меры по ослаблению последствий				
Надзор	Телеметрический сейсмограф (в реальном времени), нивелирование, температурный и магнитный контроль			
Сигналы предупреждения	Деформации дна кратера, вариации магнитного поля, сейсмичность			
Зонирование	—	—	—	По расстоянию и высоте над уровнем моря
Эвакуация населения	—	—	—	Немедленная
Спасательные действия	Со шлюпок или вертолетов; откапывание из-под обломков			С вертолетов
Врачебная помощь	При переломах, повреждениях глаз и дыхательной системы			Спасение утопающих, при травмах

Приложение 3

Вулканический центр Окатена

Характеристика района	Источник опасности				
	Базальтовые извержения	Риолитовые пирокластические извержения	Излияние андезиториолитовой лавы	Гидротермальные фреатические извержения	Лахары/наводнения
1	2	3	4	5	6
Типичный пример	Таравера, 1886 г.	Ротом	Таравера	Ротомахана, 1886 г.	Таравера, 1904 г.
Зона действия, км ²	—	600	600	—	—
Объем или мощность	< 2 км ³	≤ 14 км ³	≤ 2 км ³	≤ 1 км ³	800 м ³ /с
Зона разрушений, км ²	< 100	≤ 300	< 75	≤ 110	—
R _{max} , км	Несколько	≤ 10	< 5	≤ 6	—
Скорость распространения	Низкая	Высокая		> 40 м/с	—
Зона повреждений, км ²	4500	≤ 23000		≤ 4500	—
R _{max} , км	50	180	—	—	—
Скорость распространения	Низкая	Низкая	Низкая		
Температура продуктов извержения, °С	От низкотемпературных до раскаленных	—	~ 800	< 100	—

Приложение 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Сфера действия (параметры)					
Объем, км ³		≥ 72	≥ 48	—	—
Время подготовки, тыс. лет	—	20	20	—	—
Число событий за 20 тыс. лет	3	9	≥ 24 за 9 эпидозов	> 6	> 5
Период восстановления, лет	6700	2200	2200	< 3300	4000
Последнее событие	1886 г.	650 лет назад	650 лет назад	1886 г.	1904 г.
Вероятность для интервала 100 лет, %	1,5	4,4	4,4	> 3	2,5
В опасной зоне					
Население, чел.	1300—60 000	4000—300 000	1000	1400—60 000	
Имущество, млн. долл.	13—610	40—3100	10	15—610	
Поголовье скота	67 тыс. — 3 млн.	200 тыс. — 15,5 млн.	50 тыс.	14 тыс. — 3 млн.	
Предприятия и сооружения	г. Роторуа, туристские комплексы, электростанция, плантация леса в Кайнгароа, бумажная фабрика в Каверау				
Меры по ослаблению последствий					
Надзор	Два сейсмографа (Факатане, Ваймунди), нивелирование, измерение наклонов — триангуляры на озере, три накломера на суше, измерения теплового потока в Ваймунди				
Сигналы предупреждения	Землетрясения, деформации почвы, термальные изменения				
Зонирование	Зона 1 (полных разрушений) включает кальдеру Харохаро. Зона 2 (слой тефры > 1 м) по направлению ветра				
Эвакуация	Немедленная из зоны 1. Постепенная из внешних зон				
Спасательные действия	Специальные транспортные средства				
Врачебная помощь	При удушье, при ожогах				
Спасение имущества	Как эвакуация				
Предотвращение	Противогазы, фильтры, каски, укрепленные покатые крыши домов, запасы продовольствия, другие меры предосторожности				

Приложение 4
Вулканический центр Тауно

Характеристика района	Источник опасности					
	Гидротермальная активность	Базальтовые шлаки	Рост купола	Плинианское извержение	Фреатоплинианское извержение	Пирокластический металл
1	2	3	4	5	6	7
Типичный пример	Ротокава	К. Триг	Карапити 10000 лет	Лапилли Таупо, 1800 лет	Ротонгайо, 1800 лет	Тауно, 1800 лет
Зона действия, км ²	4		700	6000	600	7000

Приложение 4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Объем или мощность	горячий поток 800 МВт	$\leq 10^{-3} \text{ км}^3$	$10^{-3} - 3 \text{ км}^3$	$< 1-70 \text{ км}^3$	$< 1-20 \text{ км}^3$	$0,5-500 \text{ км}^3$
Зона разрушений, км ²	0,02	$\leq 0,03$	0,03-20	80		20000
R _{max} , км	0,100	$\leq 0,1$	2,5	5		130
Скорость распространения		Баллистическая		Низкая	Низкая	Высокая
Температура продуктов извержения, °C	100	1100	900	10-30	10-100	200-400
Сфера действия (параметры)						
Объем, км ³		≥ 2		≥ 135	-	≥ 175
Время подготовки	-	0,5 млн. лет	-	40 тыс. лет	-	50 тыс. лет
Число событий	-	≥ 3	9 за 10 тыс. лет	16 за 40 тыс. лет	5 за 40 тыс. лет	3 за 40 тыс. лет
Период восстановления, лет	-	-	1100	900-2500	5000-18000	5000-13000
Последнее событие	Таухара, 1981	Ваймарино 10-20 лет назад	1800 лет назад	Тауно, 1800 лет назад	Тауно, 1800 лет назад	Тауно, 1800 лет назад
Вероятность для интервала 100 лет, %	Большая	-	-	4-10,5	0,5-2	0,8-2
В опасной зоне						
Население, чел.	0-200	0-150	0-50?	1000-15000	1000-250000	25000-650000
Имущество, млн. долл.	$10^{-3}-22$	$10^{-3}-130$	$10^{-3}-270$	3,4-1000	-	1000-2400
Поголовье скота	0-360	50-21000	-	8×10^6	-	2×10^6
Предприятия и сооружения	Электростанция Уайракеи	-	-	8 электростанций	-	10 электростанций
Меры по ослаблению последствий						
Надзор	Один сейсмограф, наклонометры, нивелиры					
Сигналы предупреждения	Термальность, активность, деформация и землетрясения					
Зонирование	Измерения температуры в скважине	-	-	-	Береговая линия озера	Бесполезно
Эвакуация	Предварительная	Постепенная	Постепенная	-	-	В основном предварительная
Спасательные	Откапывание из-под обломков	Как на пожаре	Как на пожаре	-	-	Невозможны
Врачебная помощь	При травмах, удусах, ожогах	При травмах, ожогах	При ожогах	-	-	Невозможна
Спасение имущества	Предварительное	Постепенное	Постепенное	-	-	Невозможно
Предотвращение	Закачка воды					Невозможно

Приложение 5
Вулканический центр Толгариро

Характеристика района	Источник опасности			
	Лахары	Выпадение тефры	Пирокластические потоки и толчки в основании	Излияния лавы
Типичный пример	Руапеху, 1975 г.	Мангатаваи	—	Нгаурухоэ, 1954—1955 гг.
Зона действия	Кратерное озеро Руапеху	200 км ²	200 км ²	Кратер Семмит
Объем	6 × 10 ⁵ , 4 × 10 ⁶ , 2 × 10 ⁸ м ³	1,2 км ³	—	—
Зона разрушений:	1; 15; ≈ 300 км ²	—	—	—
R _{max}	10; 30; 100 км	—	—	—
Скорость распространения	1—12 м/с	Баллистическая	30 м/с	—
Зона повреждений:	> зоны разрушения	2000 км ²	—	—
R _{max}	> зоны разрушения	25 км	—	—
Скорость распространения	> зоны разрушения	Низкая	Высокая	—
Температура продуктов извержения	0—20°C	Низкая	200°C	—
Сфера действия (параметры)				
Объем, км ³	—	≥ 7	—	—
Время подготовки	—	10 тыс. лет	С верхнего плиоцена	—
Число событий	4 с 1895 г.	8 в двух эпизодах за 20 тыс. лет	—	—
Период восстановления	17,5; 120; 5000 лет	2,5—10 тыс. лет	—	—
Последнее событие	Руапеху, 1975 г.	Нгаурухоэ, 1975 г.	—	Нгаурухоэ, 1954—55 гг.
Вероятность для интервала 100 лет, %	1—20	1—4	—	—
В опасной зоне				
Население, чел.	150; 1500; 15000	10000	—	—
Имущество, млн. долл.	—	—	—	—
Поголовье скота	Низкое	Низкое	—	—
Предприятия и сооружения	Энергосистема Толгариро, линии передачи, основные магистрали страны 1,3 т 47; военный лагерь Уайоуру, железная дорога Окленд—Веллингтон			
Меры по ослаблению последствий				
Надзор	3 сейсмографа, 4 дифференциальных магнитометра, 2 наклонометра, приборы для измерения деформаций, 6 нивелиров			
Сигналы предупреждения	Вулканическое "дрожание", землетрясения В-типа, расширение кратера, повышение уровня воды			
Зонирование	Затопление речных долин			
Эвакуация	В горы			
Спасательные действия	Откапывание, вытаскивание из-под обломков			
Врачебная помощь	При удушье, травмах			
Спасение имущества	Маловероятно			
Предотвращение	Барьеры, заграждения			

Приложение 6
Вулкан Эгмонт

Характеристика района	Источник опасности			
	Потоки, лава, купола	Пирокластический материал	Лахары-наводнения	Распространение тефры
Типичный пример	Поток Даусон Фолз	Лапилли Нью-волл	Формация Опуа	Инглевудская тефра
Зона действия	Эгмонт, пики Фантама	—	—	—
Объем, км ³	< 0,1	< 0,1	0,01–3	≤ 0,1
Зона разрушений, км ²	1–2	10–50	10–250	≤ 80 (≥ 1 м пепла)
R _{max} , км	< 5	12,5	15–40	≤ 5 (≥ 1 м пепла)
Скорость распространения	0,2–2 м/с	200 км/ч	5–180 км/ч	Баллистическая
Зона повреждений, км ²		20	< зоны разрушений	≤ 2600 (≥ 1 м пепла)
R _{max}		20 км	> зоны разрушений	30 м
Скорость распространения, км/ч		100–200	5–40	Скорость ветра низкая
Температура продуктов извержения	100°C	200–1000°C	< 100°C	Низкая
Сфера действия (параметры)				
Объем, км ³	≥ 11	≥ 5–220	≥ 5–220	≥ 5–220
Время подготовки, тыс. лет	120	7–120	7–120	7–120
Число событий	Много	≥ 16 за 13 тыс. лет	≥ 18 за 13 тыс. лет	≥ 39 за 13 тыс. лет
Период восстановления	—	Сильно варьирует (800 лет)	0,5–8 тыс. лет	0,2–1 тыс. лет
Последнее событие	Около 1655 г.	Лапилли Путехо, 1655 г.	Наносы Маеро, 1890 г.	Пепел Тахуранги, 1755 г.
Вероятность для интервала 100 лет, %	Низкая	Неопределенная (> 11%)	> 18%	Низкая и средняя
В опасной зоне				
Население, чел.	Малочисленное	Малочисленное	Мало и средне (1600)	≤ 31 тыс.
Имущество, млн. долл.	Мало	Мало	Мало и средне (> 50)	16 ^а –520
Поголовье скота	Нет	Нет	Мало и средне (4 × 10 ⁵)	5 млн.
Предприятия и сооружения	г. Лоджис	Водные источники	Водные источники	Водные источники
Меры по ослаблению последствий				
Надзор	Нет	Нет	Нет	Нет
Сигналы предупреждения	Сейсмические	Сейсмические	Сейсмические	Сейсмические
Зонирование	Долины, ущелья	W, N, E сектора; долины	Зоны А, Б, С, Д	Зоны 1, 2, 3
Эвакуация	Зон А, В	Зон А, В	Зон А, В, С	Зоны 1
Спасательные действия	—	Противопожарные	Противопожарные	—
Врачебная помощь	При ожогах	При ожогах, удушье	При удушье	При травмах глаз дыхательных путей

ДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ВЗРЫВА

К. ИШИХАРА

Университет Кийото, Кагошима, Япония

ВВЕДЕНИЕ

Механизм эксплозивного извержения вулканического типа изучался рядом исследователей с различных точек зрения. В работе Минаками [8] вычислялось внутреннее давление во время взрыва по начальным скоростям вулканических бомб. В работах [4, 10] с помощью эксплозивной модели Шарпа оценивались размеры эксплозивного толчка и внутреннее давление. В [7] отмечалось, что очаг эксплозивного толчка распределен под активным кратером на глубине 1—3 км. В работе [9] использована "модель поршня", объясняющая образование атмосферной ударной волны. Однако не установлено, предшествует ли эксплозивный толчок взрыву в кратере. Более того, не ясен процесс развития во времени наблюдаемого явления, сопровождающегося взрывом. В статье исследуется этот вопрос, а также обсуждается механизм извержения вулкана на основе оптических записей эксплозивных извержений активного вулкана.

НАБЛЮДЕНИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Для наблюдения за атмосферными ударными волнами и вулканическими облаками на вулканологической обсерватории Сакурайима были установлены телевизионные камеры и магнитофон, фотографировались ночные траектории вулканических бомб. Видеомагнитофон и фотоаппарат управлялись системой сейсмического наблюдения. Код текущего времени записывался на видеомагнитофоне и сейсмической системой. В периоды ночных извержений фотопленка автоматически экспонировалась в течение 30 с.

Обсерватория находится в 5,5 км западнее кратера. Диаметр активного кратера равен приблизительно 600 м, расстояние от дна до кромки кратера 150—200 м. Поэтому явления, происходившие внутри кратера, оказались вне поля зрения.

Атмосферные ударные волны. Ударные волны вызывают изменение физического состояния воздуха. Предполагается, что при наличии облаков или влаги в воздухе происходят фазовые превращения воды в пар. В действительности наблюдалось исчезновение облака на фронте ударной волны (фаза сжатия) и незамедлительное образование плотного облака в разреженной фазе [6]. Среднее число Маха на фронте ударной волны на высоте 300—600 м над устьем равняется 1,3—1,5. Продолжительность периода сжатия и разрежения составляют соответственно 0,5—1 и 1,5—2 с. На высоте 600—1300 м число Маха убывает до 1,1, а периоды увеличиваются вдвое. Избыточное давление в фазе сжатия равнялось 0,7—1 бар на высоте 300—600 м и 0,1—0,2 бар на высоте 600—1300 м. Данные наблюдения показывают, что избыточное давление уменьшается как R^{-2} , где R — расстояние от устья кратера.

Ударная волна возникает у устья по меньшей мере через 1,2—1,5 с после эксплозивного толчка, очаг которого находится на глубине 1,5—2 км под активным кратером (рис. 1). Данные показывают, что эксплозивный толчок не вызывается взрывом в кратере, а приводит к разрушению дна кратера.

Вулканическое облако. Рост вулканического облака на начальной стадии извержения изучался в работе [5]. Скорость продвижения извергающегося столба по вертикали имела минимум на определенной высоте — 250—750 м через 3—10 с после выброса (рис. 2). Затем продвижение шло с постоянной скоростью 20—35 м/с. Рост вулканического облака преобладал на начальной стадии. Масса извергаемых эксплозией вулканических газов оценивалась в 10^3 — 10^4 т, при скорости эмиссии 10^2 — 10^3 т/с и при условии, что объем вулканических газов равен объему вулканического облака на начальной стадии извержения.

Выброс вулканического облака произошел спустя несколько секунд после образования атмосферной ударной волны.

Вулканические бомбы. По фотографиям анализировались траектории вулканических бомб [2]. Начальная скорость бомб зависела от угла выброса (θ) и не превышала

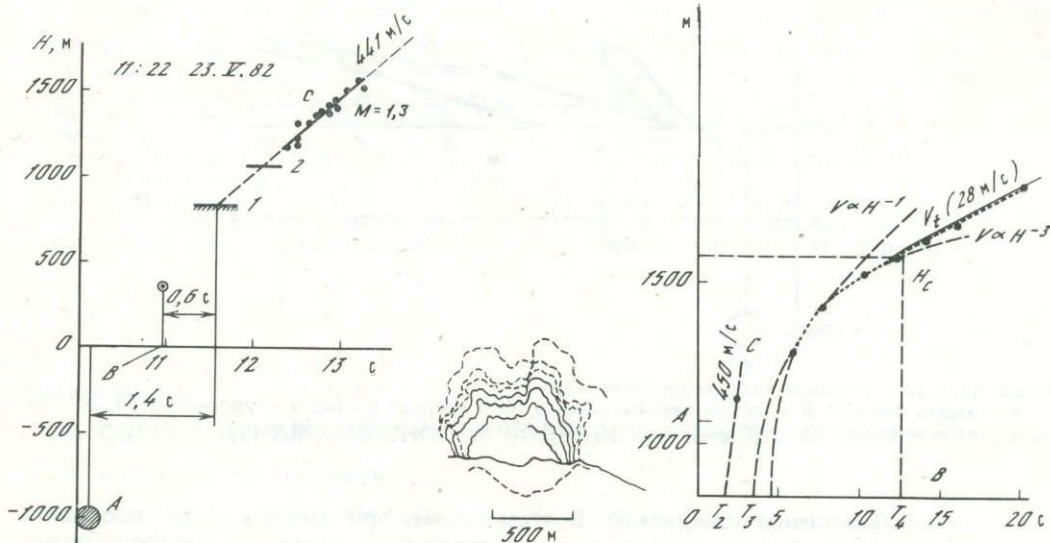


Рис. 1. Времена прохождения атмосферных ударных волн, возбуждаемых извержением
 А — место взрыва; В — время вступления Р-волны; С — ударная волна; 1 — дно кратера; 2 — край кратера

Рис. 2. Рост вулканического столба в процессе извержения 17. IX 1982 г. На левой части рисунка изображен рост вулканического облака через каждые 2 с
 А — край кратера; В — база; С — ударная волна

значения $V_{\max} \sin^{1,5} \theta$, наблюдаемые значения $V_{\max} = 10 \div 160$ м/с. Внутреннее давление рассчитывалось по формуле $P = \frac{1}{2} \rho V_{\max}^2$, где $\rho = 2,2$ г/см³ (плотность вулканических бомб), и составляло 130–270 бар.

Выброс вулканических бомб начался в пределах секунды после образования ударной волны [6].

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Эксплозивный толчок опережает атмосферную ударную волну на определенное время. Время задержки и глубина очага эксплозивного толчка показывают, что очаг продвигался по каналу к устью со скоростью приблизительно 1 км/с. Определяя эксплозивный толчок как резкое отделение вулканических газов от магмы, образование атмосферной ударной волны можно представить двумя моделями. Первая — "модель поршня" [9], согласно которой ударная волна образуется выделением газов из пирокластического материала. Скорость ударной волны V_s задается следующим уравнением [1]:

$$V_s = \frac{V_p}{2 - 2\mu^2} + \left[c^2 + \frac{1}{4} \left(\frac{V_p}{1 - \mu^2} \right)^2 \right]^{1/2},$$

где $\mu = 1/6$, $c = 340$ м/с.

Предполагая, что скорость "поршня", т.е. скорость газового потока, равняется 1000 м/с, число Маха на фронте ударной волны, формируемой над устьем, равняется из уравнения 3,6 ($V_s = 1235$ м/с).

Вторая модель объясняет образование ударной волны за счет двигающейся по каналу к устью и разрушающей пробку волны давления, которая также вызывает атмосферную ударную волну. При этом предполагается, что газы, заполняющие канал, не только имеют высокую температуру (1000°C), но и находятся под высоким давлением (10² бар). Другими словами, физические условия внутри канала критиче-

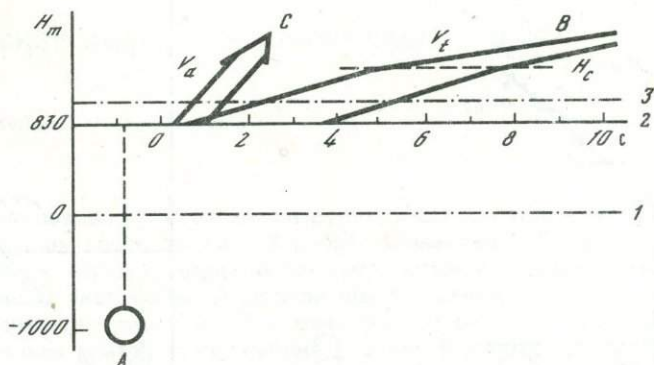


Рис. 3. Последовательность явления при извержении

A — место взрыва; B — вулканическое облако; C — ударная волна; 1 — уровень моря; 2 — ба-
за; 3 — край кратера; $V_a = 440 \div 550$ м/с; $V_t = 20 \div 30$ м/с; $H_c = 250 \div 750$ м

ские для возникновения извержения. В этом случае, при условии, что пробка в устье действует подобно диафрагме, а волна давления — подобно триггеру, может быть использована "модель взрывной трубки". Модель описывается формулой:

$$\frac{P_4}{P_1} = \frac{2k_1 M_S^2 - (k_1 - 1)}{k_1 + 1} \left[1 - \frac{k_4 - 1}{k_1 + 1} \frac{c_1}{c_4} \left(M_S - \frac{1}{M_S} \right) \right] - \frac{2k_4}{k_4 - 1}$$

где P_4 , k_4 и c_4 — начальное давление, коэффициент удельной теплоемкости и скорость звука в газе соответственно для камеры с высоким давлением, какой является канал; P_1 , k_1 и c_1 — эти же параметры для среды с низким давлением, т.е. для атмосферы. Были взяты следующие значения: $k_1 = 1,4$; $k_4 = 1,33$; $c_1 = 340$ м/с и $P_1 = 1$ бар, $c_4 = 880$ м/с.

Число Маха на фронте ударной волны равняется 4,2–4,9, когда начальное давление в канале составляет 130–170 бар, что выводится из начальных скоростей вулканических бомб.

Скорости атмосферных ударных волн, вычисленные по двум моделям, согласуются с наблюдаемыми значениями (число Маха: 1,3–1,5 на высоте 300–600 м над устьем) с учетом затухания.

Одно из различий между двумя моделями связано с предположением о существовании пробки в устье. Лавовые куполы, образовывавшиеся на дне кратера, часто фотографировались с воздуха. Поэтому вторая модель кажется предпочтительнее. Однако первая модель, очевидно, лучше объясняет образование "вторичных ударных волн" на стадии выброса вулканического облака. Эти волны в действительности наблюдались в случае бурного извержения вулкана Сакурайима.

В любом случае механизм вулканического взрыва нельзя представить одной простой моделью, так как на него оказывает воздействие целый комплекс физических и химических условий, которые могут значительно меняться на различных стадиях активности. Схема процесса извержения и сопутствующих ему явлений приведена на рис. 3.

Автор выражает свою признательность проф. Камо за советы при обсуждении работы. Исследования проводились совместно с сотрудниками вулканической обсерватории Сакурайима.

ЛИТЕРАТУРА

1. Courant R., Friedrichs K.O. Supersonic flow and shock wave. Intersci. Publ. Ltd, 1948, 151 p.
2. Iguchi M., Ishihara K., Kamo K. On ejection velocity and pressure of volcanic explosion reduced from photo-trajectory of volcanic bombs. — Ann. Dis. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., 1983, vol. 26B, N 1 (на яп. яз.).
3. Ikui T., Matsuo K. Mechanics of shock waves. Corona-sha, 1983, p. 153 (на яп. яз.).
4. Imai H. Explosion earthquake associated with the 1973 Eruptions of Asama Volcano. Pt 2. —

- Bull. Earthquake Res. Inst., 1980, vol. 55, p. 537–576 (на яп. яз.).
5. *Ishihara K., Iguchi M., Kamo K.* Emission of volcanic cloud and gases on the process of a volcanic explosion. — Ann. Dis. Prev. Res. Inst. Kyoto Univ., 1983, vol. 26B, N 1 (на яп. яз.).
 6. *Ishihara K., Iguchi M.* Dynamical analysis of volcanic explosion. — J. Volcanol. Soc. Jap., 1983, vol. 28.
 7. *Kamo K.* Some phenomena before the summit eruptions at Sakurajima volcano. — J. Volcanol. Soc. Jap., 1978, vol. 23, p. 53–64 (на яп. яз.).
 8. *Minakami T.* On the distribution of volcanic ejecta. Pt. 1. — Bull. Earthquake Res. Inst., 1941, vol. 20, p. 65–91.
 9. *Nairn I.A.* Atmospheric shock waves and condensation clouds from Ngauruhoe explosive eruptions. — Nature, 1976, vol. 256, p. 190–191.
 10. *Nishi K.* Spectral study on the volcanic earthquakes. 1. — Ann. Dis. Prev. Inst. Kyoto Univ., 1980, vol. 23B, N 1, p. 29–35 (на яп. яз.).

УДК 550.318.436

ОБ ОЦЕНКЕ ЦУНАМИОПАСНОСТИ ПОДВОДНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

А.С. АЛЕКСЕЕВ, В.К. ГУСЯКОВ

Вычислительный центр СО АН СССР, Новосибирск, СССР

Одной из важных практических задач сейсмологии при исследовании землетрясений Тихоокеанского региона является задача оценки их цунамиопасности. Известно, что свыше 80% сейсмической энергии, ежегодно выделяющейся на Земле, приходится на зону Тихоокеанского сейсмического пояса, где в течение года происходит до 200 сильных землетрясений с $M > 6$. Очаги значительной части этих землетрясений находятся непосредственно под дном океана, и наиболее сильные из них сопровождаются сейсмическими морскими волнами, называемыми японским термином "цунами". В открытом океане благодаря умеренной амплитуде (1–2 м) и большой длине волны (100–200 км) цунами не представляют опасности, однако они приобретают разрушительную силу вблизи берега.

Наиболее сильные подводные землетрясения происходят в зонах глубоководных впадин на удалении 80–100 км от берега. Волны цунами проходят это расстояние за 15–20 мин. Сейсмические волны от землетрясения распространяются гораздо быстрее, что дает некоторый небольшой запас времени для осуществления защитных мероприятий. Поскольку непосредственная регистрация цунами в открытом океане остается все еще не решенной проблемой, прогнозирование цунами осуществляется исключительно на основе сейсмической информации. Использование сейсмических волн как предвестников цунами лежит в основе работы служб предупреждения, организованных в конце 50-х годов в СССР, Японии и США (в зоне Аляски и Алеутских островов).

С момента их организации и до настоящего времени эти службы пользуются для оценки цунамиопасности подводного землетрясения, по существу, единственным критерием — величиной магнитуды. При этом считается, что землетрясение в состоянии возбудить ощутимое цунами, если его магнитуда превышает определенное пороговое значение [12]. Такой критерий вынужденно носит статистический характер, очень важной при этом является проблема правильного выбора порогового значения. Если пороговое значение установлено слишком высоким, велика вероятность пропуска потенциально опасного цунами, при заниженном пороговом значении большое число тревог окажутся ложными. Теоретические оценки эффективности магнитудного критерия были даны С.Л. Соловьевым. Он показал, что при принятом в советской службе предупреждения цунами пороговом значении магнитуды для Курило-Камчатской зоны, равным 7,0, на одно пропущенное цунами должно приходиться 150 оправдавшихся прогнозов и 550 ложных [5]. Эта оценка подтверждается практикой работы службы предупреждения в данном регионе. В течение 20 лет не было ни одного случая пропуска сильного цунами, однако 3/4 поданных тревог оказались ложными [8].

Учитывая большой разброс в интенсивности цунами при землетрясениях с одинаковой магнитудой, можно предполагать, что она в значительной степени зависит также от других параметров очага, например от глубины, механизма, продолжительности

действия источника и т.д. Для решения этого вопроса необходимо разобраться в особенностях возбуждения цунами подводным землетрясением, что можно сделать на основе математической модели этого процесса.

Традиционный подход к задаче возбуждения цунами — это решение линеаризованных уравнений гидродинамики для потенциального движения идеальной тяжелой жидкости, лежащей на жестком дне. При такой постановке можно рассматривать процесс возбуждения в рамках так называемой "поршневой модели", если известны схемы движений дна, что, однако, имеет место для очень немногих подводных землетрясений. В настоящей работе использовался другой подход, впервые предложенный Г.С. Подъяпольским [3], основанный на использовании "упругой модели" возбуждения цунами. В этом подходе волна цунами выделяется из общего волнового поля, возникающего в модели, состоящей из слоя сжимаемой гравитирующей жидкости, лежащем на упругом полупространстве с внутренним распределенным источником, имеющим некоторые свойства реального очага землетрясения (рис. 1). Упругая модель позволяет связать волну цунами непосредственно с очагом землетрясения и изучить ее зависимость от параметров очага, принятых в сейсмологии и определяемых из наблюдений над сейсмическими волнами.

Уравнения движения частиц среды берутся в форме уравнения Ляме с учетом дополнительных гравитационных членов:

$$V_0^2 \operatorname{grad} \operatorname{div} \bar{U} - g \operatorname{div} \bar{U} \cdot \bar{k} = \rho_0 \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial t^2}, \quad 0 < z < H; \quad (1)$$

$$(V_p^2 - V_s^2) \operatorname{grad} \operatorname{div} \bar{U} + V_s^2 \Delta \bar{U} - g \operatorname{div} \bar{U} \cdot \bar{k} = \rho_1 \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial t^2}, \quad z > H. \quad (2)$$

Граничные условия:

$$V_0^2 \operatorname{div} \bar{U} - g U_z \Big|_{z=0} = 0; \quad (3)$$

$$U_z \Big|_{z=H+0} = U_z \Big|_{z=H-0}; \quad (4)$$

$$(\partial U_x / \partial z + \partial U_z / \partial x) \Big|_{z=H+0} = 0; \quad (\partial U_y / \partial z + \partial U_z / \partial y) \Big|_{z=H+0} = 0; \quad (5)$$

$$\rho_1 [(V_p^2 - 2V_s^2) \operatorname{div} \bar{U} + 2V_s^2 \partial U_z / \partial z - g U_z] \Big|_{z=H+0} = \rho_0 [V_0^2 \operatorname{div} \bar{U} - g U_z] \Big|_{z=H-0}. \quad (6)$$

Здесь $U(x, y, z, t)$ — вектор смещения; g — ускорение силы тяжести; V_0, V_p, V_s — скорости звука в воде, продольных и поперечных волн в коре соответственно; ρ_0 и ρ_1 — плотности воды и коры; H — глубина океана; \bar{k} — орт по оси z . Начальные условия принимаются нулевыми: $\bar{U} = \partial \bar{U} / \partial t = 0$ при $t \leq 0$.

Решение уравнений (1)–(6) находится методом разделения переменных. Вначале рассматривается случай точечного источника в виде двойной пары сил произвольной ориентации. Затем решение обобщается на случай пространственного источника дислокационного типа с движущимся с произвольной конечной скоростью разрывом, описываемого набором параметров: длина l , ширина d , глубина нижнего края разрыва h , угол падения δ , направление подвижки λ , скорость движения разрыва V и средняя величина смещения противоположных берегов разрыва U_0 . Окончательные формулы имеют довольно сложный вид, и мы их здесь не выписываем [6].

Полученное решение описывает полное динамическое поле смещений, образуемое волнами различных типов, которые связаны с особенностями подынтегральных функций. Известно, что поверхностные (сейсмические и гравитационные) волны связаны с полюсами подынтегральных выражений, т.е. с корнями дисперсионного уравнения. В данной модели дисперсионное уравнение имеет, кроме корней, соответствующих главной и высшим модам волны Рэлея, еще один корень, суще-

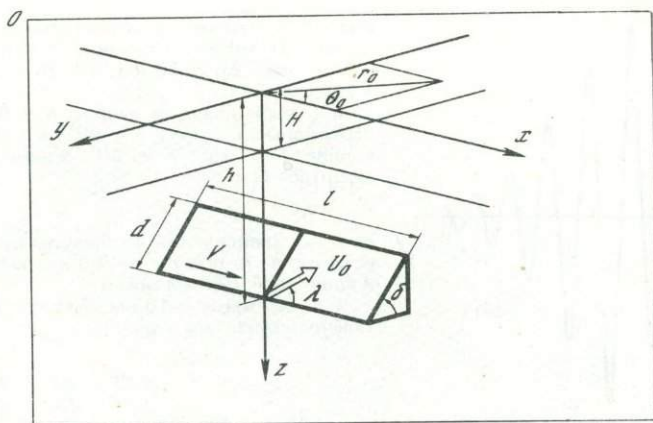


Рис. 1. Модель среды и источника

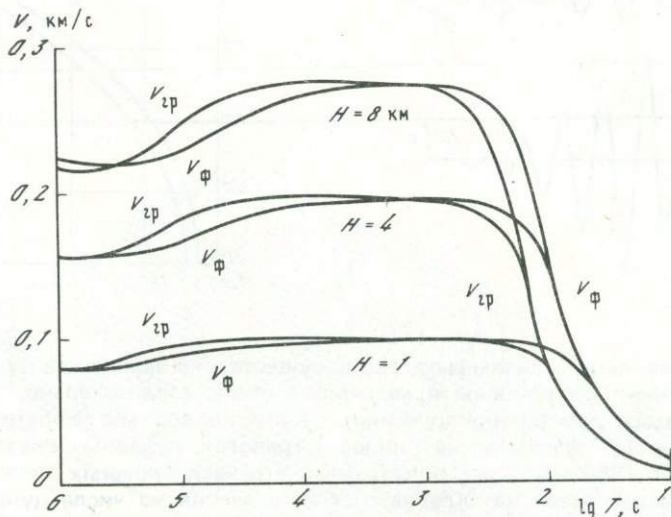


Рис. 2. Дисперсионные кривые фазовой (V_{ϕ}) и групповой (V_{gp}) скорости волн цунами для трех глубин океана ($H = 1; 4; 8$ км). $V_0 = 1,5$ км/с; $V_p = 6$ км/с; $V_s = 3,46$ км/с; $g = 0,01$ км/с; $\rho_1/\rho_0 = 3$

ственно связанный с гравитацией и не имеющий аналога в обычной теории упругости. Соответствующие ему дисперсионные кривые для трех глубин океана представлены на рис. 2. Они показывают дисперсии фазовой и групповой скорости волн цунами в зависимости от периода. Интегрируя вычет в этом полюсе дисперсионной кривой фазовой скорости, мы получим смещение в волне цунами как функцию времени и расстояния, т.е. теоретическую мареограмму. Меняя затем параметры источника и среды, мы можем изучить их влияние на интенсивность цунами.

Детальный анализ условий возбуждения цунами в рамках такой численной модели выполнен в работе [6]. Было обнаружено, что наибольшее влияние на амплитуды цунами оказывают механизм и глубина источника. На рис. 3 приведены расчетные мареограммы цунами для трех типов источника. Видно, что наиболее интенсивное цунами возбуждается взбросовой подвижкой по вертикальному разлому. На рис. 4 показана амплитуда цунами как функция глубины источника. При $h \geq 10$ км амплитуда монотонно уменьшается, а на глубине около 60 км составляет 1/10 максимума. Во всем диапазоне глубин амплитуда цунами от сдвиговой подвижки составляет приблизительно 1/5 амплитуды взбросовой подвижки.

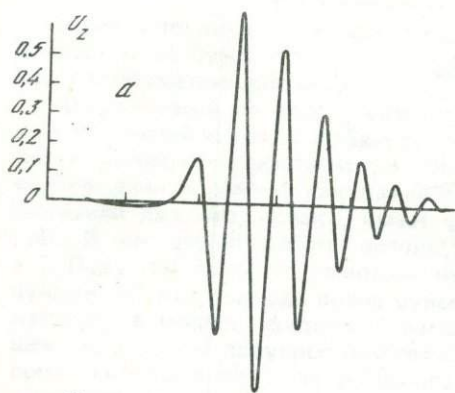


Рис. 3. Теоретические мареграммы цунами для трех различных типов источника: $H = 5$ км, $l = 100$ км, $h = 20$ км, $\Delta h = 20$ км, $d = 20$ км, $V = 3$ км/с, $r_0 = 200$ км, $z = 0$
 а — вертикальный взброс, $\delta = 90^\circ$, $\lambda = 90^\circ$; б — вертикальный сдвиг, $\delta = 90^\circ$, $\lambda = 90^\circ$; в — пологий надвиг, $\delta = 15^\circ$, $\lambda = 90^\circ$. Единица вертикального масштаба U_0

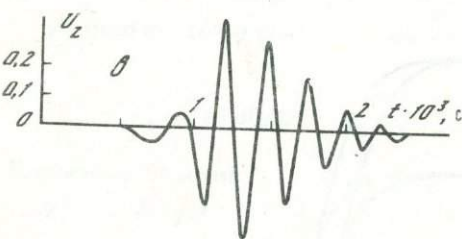
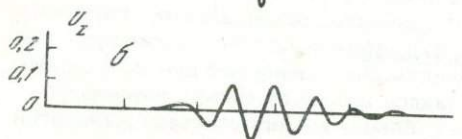
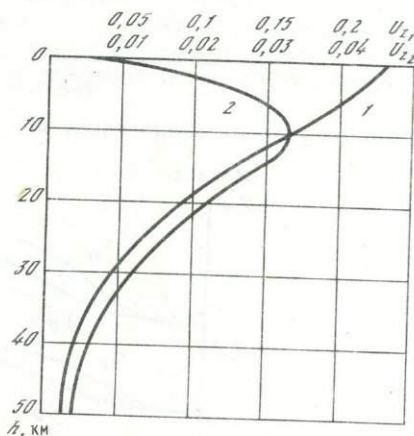


Рис. 4. Зависимость амплитуды цунами от глубины источника h при $r_0 = 250$ км для взбросовой (1) и сдвиговой (2) подвижек
 $l = 100$ км, $d = 10$ км, $H = 5$ км. Единица горизонтального масштаба v_0



Полученные результаты указывают, сколь существенно амплитуда цунами в области возбуждения зависит от глубины и механизма очага, следовательно, эти параметры должны учитываться при оценке цунамиопасности подводных землетрясений. Содержащиеся в работе [2] фактические данные о тревогах, поданных советской службой предупреждения в 1958–1980 гг., показывают, что число ложных тревог может быть снижено по меньшей мере на 30% за счет исключения из числа цунамигенных тех землетрясений, магнитуда которых хотя и превышает установленный порог, но глубина и механизм очага лежат не в опасных, в смысле возбуждения цунами, диапазонах.

Как отмечалось выше, снижение числа ложных тревог может быть также достигнуто за счет повышения порогового значения магнитуды. Однако при этом возрастает риск пропуска сильного цунами от аномальных, так называемых цунами-землетрясений, подобных Итурупскому землетрясению 20 октября 1963 г. ($M_s = 7,2$) и Шикотанскому землетрясению 10 июня 1975 г. ($M_s = 7,0$). Термин "цунами-землетрясение" предложен Х. Канамори [10] и обозначает землетрясение, возбуждающее аномально большие волны цунами сравнительно с 20-секундными поверхностными волнами, по которым определяется магнитуда M_s . Так, например, одно из сильнейших в этом столетии цунами в Тихом океане (1 апреля 1946 г.) было вызвано землетрясением весьма умеренной магнитуды (7,4).

Распознавание таких землетрясений и оперативная оценка динамических параметров очагов возможны только на основе создания специализированной сейсмической системы, связанных телеметрическими каналами с операционным центром, оснащенным мини-ЭВМ и обеспечивающим обработку поступающих данных в реальное время. Такие автоматизированные системы прогноза цунами создаются в настоящее время в СССР, США и Японии [1, 4, 9, 11].

В СССР система будет состоять из 15–20 сейсмостанций, расположенных на Курильских островах, Камчатке и Сахалине. Однако по отношению к очагам в Курило-Камчатском желобе все станции имеют одностороннее расположение, что ухудшает

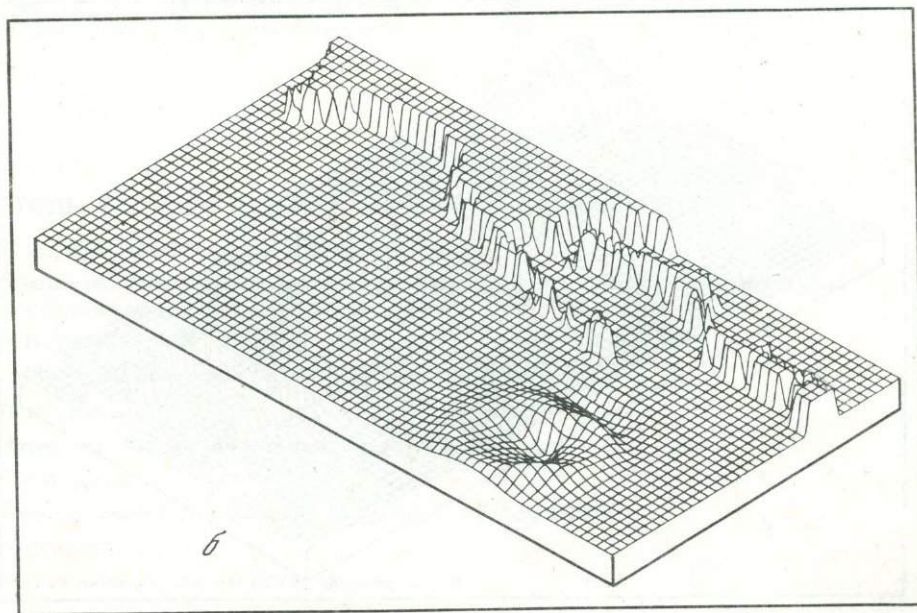
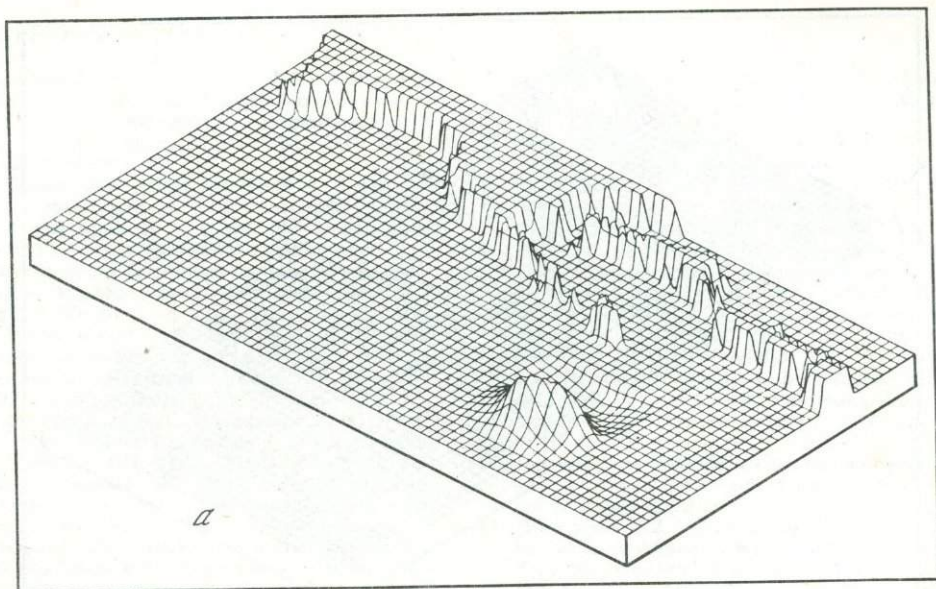


Рис. 5. Результаты численного моделирования цунами 10 июня 1975 г. в районе Южных Курильских островов. Пространственная картина (при взгляде с востока) начального смещения поверхности океана через 10 с после землетрясения (а) и волновые картины на моменты времени 170 с (б), 490 с (в) и 810 с (г)

точность определения параметров очага. Поэтому в последующем необходимо дополнение системы 6–10-донными станциями, расположенными с океанской стороны глубоководного желоба. Оперативная обработка данных, получаемых с такой сети наблюдений, позволит повысить не менее чем на порядок точность определения координат эпицентра, увеличить надежность определения магнитуды, производить оценку глубины и механизма очага и на основе этих параметров прогнозировать высоту цунами в эпицентральной области.

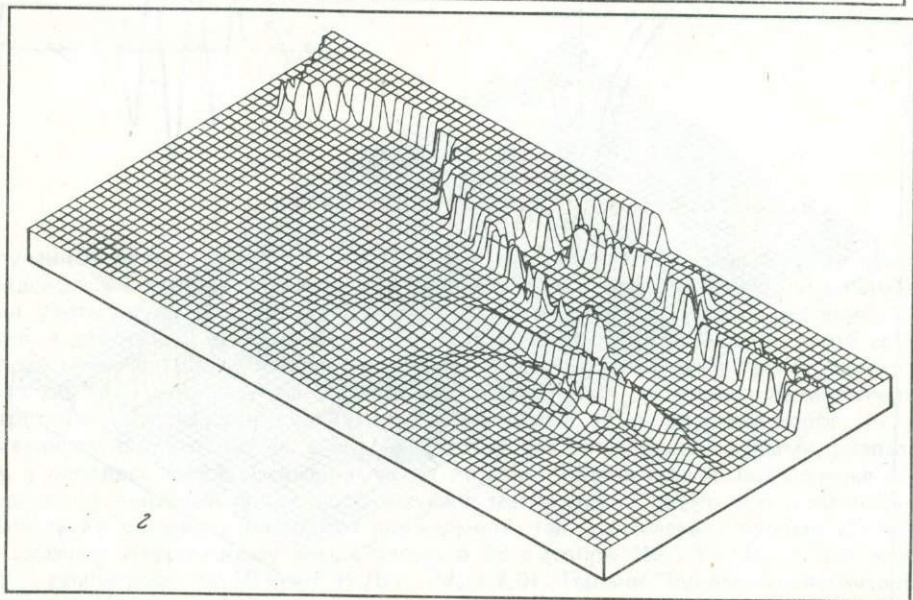
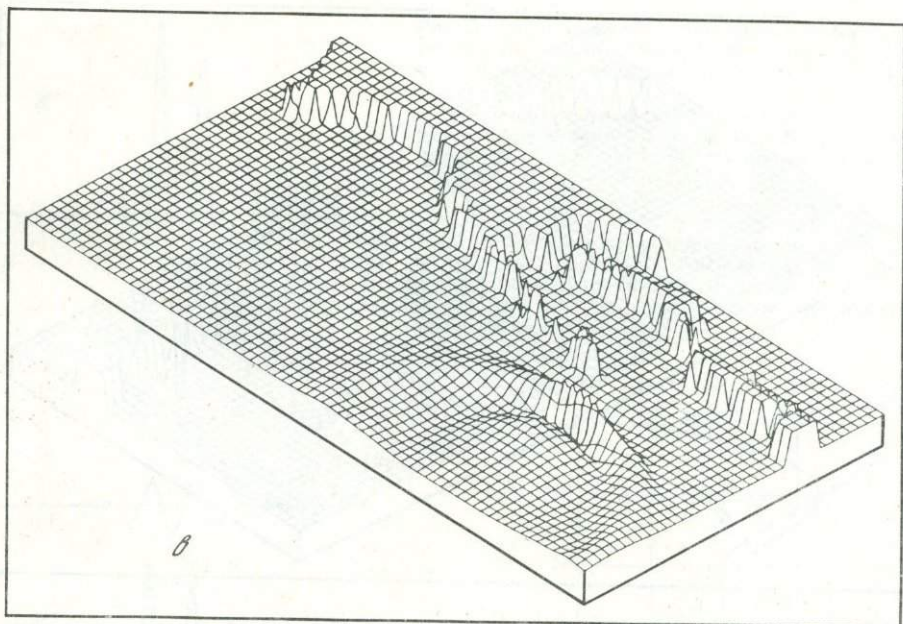


Рис. 5 (окончание)

В процессе распространения начальные амплитуды волн могут значительно изменяться. Влияние рельефа дна и конфигурации берега может усиливать либо ослаблять цунами. Хорошо развитые в настоящее время численные методы позволяют моделировать этот процесс на участках акватории океана с реальным рельефом дна и вычислять амплитуды цунами в разных точках побережья. В качестве примера таких вычислений на рис. 5 показано распространение волн цунами в районе Южных Курильских островов, вызванных землетрясением, происшедшим 10 июня 1975 г. на склоне глубоководной впадины в 80 км к юго-востоку от о. Шикотан. Расчет сделан по методике, описанной в работе [7]. С помощью таких расчетов можно предварительно оценивать опасность различных участков побережья и составлять схему цунамирайонирования с тем, чтобы минимизировать риск разрушения от волн цунами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеев А.С., Гусяков В.И.* Совершенствование сейсмического прогноза цунами. — В кн.: Тез. докл. совещ. по проблеме цунами. Новосибирск: Изд-во ВЦ АН СССР, 1982, с. 58—61.
2. *Иващенко А.И., Поплавский А.А.* К вопросу об эффективности сейсмического метода прогноза цунами. — В кн.: Вопросы долгосрочного и оперативного прогноза: Тез. докл. сов. по проблеме цунами. Южно-Сахалинск: Изд-во СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 60—61.
3. *Подъяпольский Г.С.* Возбуждение длинной гравитационной волны в океане сейсмическим источником в коре. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1968, № 1, с. 7—24.
4. *Поплавский А.А., Поплавская Л.Н., Тихонов И.Н.* Принципы организации и обработки данных СП ЕАС "Цунами". — В кн.: Краткосрочный и долгосрочный прогноз цунами: Тез. докл. Всесоюз. школы. М., 1983, с. 48—49.
5. *Соловьев С.Л.* Повторяемость землетрясений и цунами в Тихом океане. — В кн.: Волны цунами. Южно-Сахалинск, 1972, с. 7—47. (Тр. СахКНИИ; Вып. 29).
6. *Alekseev A.S., Gusiakov V.K.* Numerical modeling of tsunami and seismic surface wave generation by a submarine earthquake. — In: Tsunami Res. Symp., Wellington, 1976. Wellington; Paris, 1976, p. 37—51.
7. *Alekseev V.S., Gusiakov V.K., Chubarov L.B., Shokin Yu.I.* Numerical simulation of the 1975 Shikotan tsunami. — In: XVIII IUGG Gen. Assembly, Hamburg, 15—27 Aug. 1983, Progr. and Abstrs. Hamburg, 1983, p. 188.
8. *Go C.N., Ivashchenko A.I., Nepop K.I., Soloviev S.L.* Threshold earthquake magnitudes for issuing tsunami alert at the Pacific coast of the USSR. — In: XVIII IUGG Gen. Assembly, Hamburg, 15—27 Aug. 1983, Progr. and Abstrs. Hamburg, 1983, p. 402—403.
9. *Ichikawa M.* Analysis of the tsunami warning data by man-machine communication system. — Pap. Met. Geophys., 1974, vol. 25, p. 13—21.
10. *Kanamori H.* Mechanism of tsunami earthquakes. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1972, vol. 6, p. 346—359.
11. *Sokolovski T.J.* Automation highlights of the Pacific and Alaska tsunami warning centers. — Tsunami Newsl., 1983, vol. 16, N 1, p. 1—5.
12. *Soloviev S.L.* Tsunamis. — In: The assessment and mitigation of earthquake risk (Natural Hazard, 1). P.: UNESCO, 1978, p. 118—139.

УДК 550.345

МЕТОДЫ РАСЧЕТА ЦУНАМИОПАСНОСТИ ПОБЕРЕЖИЙ

Ч.Н. ГО, В.М. КАЙСТРЕНКО, К.В. СИМОНОВ,

*Сахалинской комплексный научно-исследовательский институт ДВНЦ АН СССР,
Южно-Сахалинск, СССР*

Е.Н. ПЕЛИНОВСКИЙ,

Институт прикладной физики АН СССР, Москва, СССР

Н.Л. ПЛИНК

Гидрометеорологический институт, Ленинград, СССР

М.С. СЛАДКЕВИЧ,

Московский инженерно-строительный институт, Москва, СССР

С.Л. СОЛОВЬЕВ,

Институт океанологии АН СССР, Москва, СССР

Классификация цунами по их проявлению на побережье осуществляется с помощью шкалы интенсивности [8]. Под интенсивностью понимают логарифм по основанию 2 от высоты подъема воды на берегу, определенной тем или иным способом и с некоторыми поправочными множителями. Требования безопасности могут распространяться на гидротехнические и береговые сооружения, создаваемые в зоне, где возможен накат цунами интенсивностью больше 0.

В настоящее время данных о волнах цунами в открытом океане очень мало. Имеющиеся знания о характеристиках цунами складываются преимущественно из сейсмической информации, позволяющей определить местоположение очага цунамигенного землетрясения, исторических данных о проявлении цунами на побережье, включающих высоты и периоды волн на берегу, и записей мареографов. Поэтому при расчете воздействия цунами на сооружения и берега оказывается невозможным задать характеристики цунами нужной обеспеченности на подходе к береговой зоне, как это обычно

делается при расчетах воздействия ветровых волн. По этой причине нами был избран путь оценки воздействия цунами на сооружения и берега, при котором первичной информацией являются статистические оценки максимальных подъемов уровня воды при накате цунами, сведения о которых содержатся в каталогах цунами [9, 10].

СХЕМА ЦУНАМИРАЙОНИРОВАНИЯ

Поскольку сильные цунами относятся к классу экстремальных явлений, основой статистических выводов служит согласующееся с натурным материалом двойное экспоненциальное распределение для максимальных подъемов уровня воды при накате цунами [2]. Основой для расчетов, таким образом, предполагаются следующие физические характеристики проявления цунами на побережье: H_{100} — средняя величина максимальных подъемов уровня воды при накате цунами за 100 лет, A — частота сильных цунами (с величиной наката на берег более 0,5 м), T — период волны.

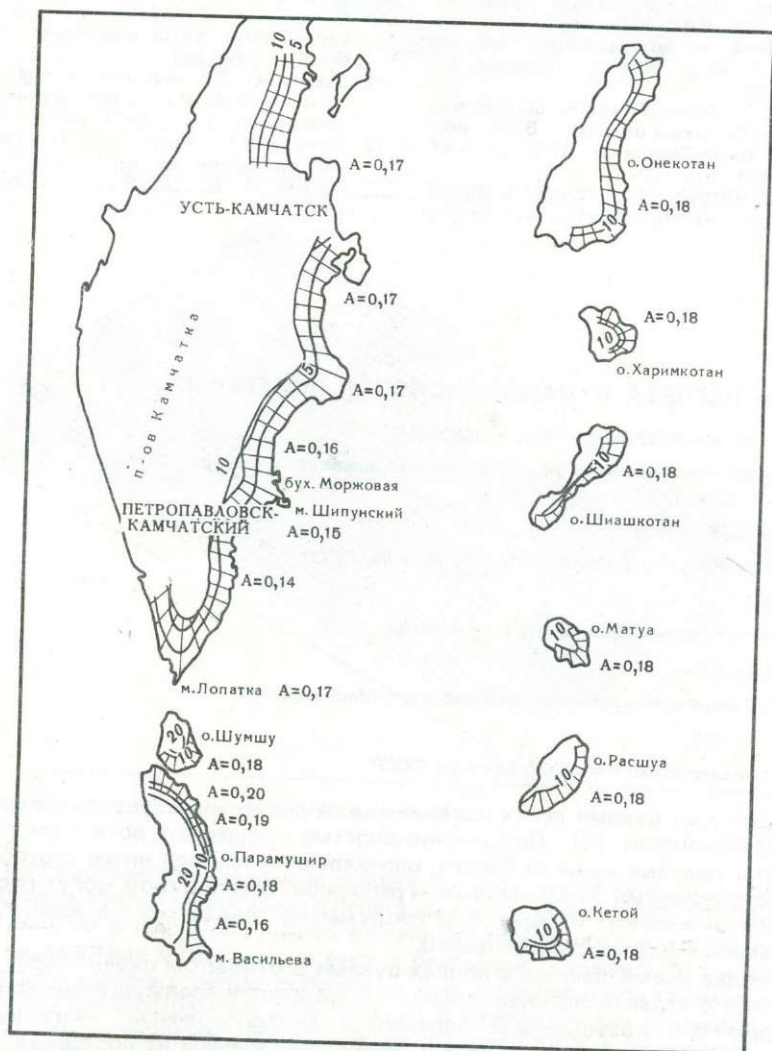


Рис. 1. Схема районирования Тихоокеанского побережья Камчатки и Курильских островов по параметру A (год^{-1}) и H_{100} (м)
 1 — условные изогипсы; 2 — H_{100} — уровень максимального подъема воды с 1%-ной обеспеченностью (1 раз в 100 лет)

Ввиду малочисленности имеющихся данных о цунами для построения схем цунами-районирования приходится привлекать гидродинамические методы расчета распространения волн цунами от обобщенных очагов в бассейне с реальной батиметрией, обосновывая выбор очагов с помощью сейсмической информации и решения обратных задач о распространении цунами, проверяя расчеты имеющимися данными о проявлении цунами на побережье.

В результате с помощью этих методов для Тихоокеанского побережья Курильских островов и Камчатки получены распределения коэффициентов усиления волн цунами и значения их периодов [11]. На этой основе была построена предварительная схема цунамирайонирования по средней величине максимального подъема уровня воды при накате цунами за период 100 лет и по преобладающему наблюдаемому периоду цунами [1]. Указанные выше параметры, вычисленные на основе гидродинамических

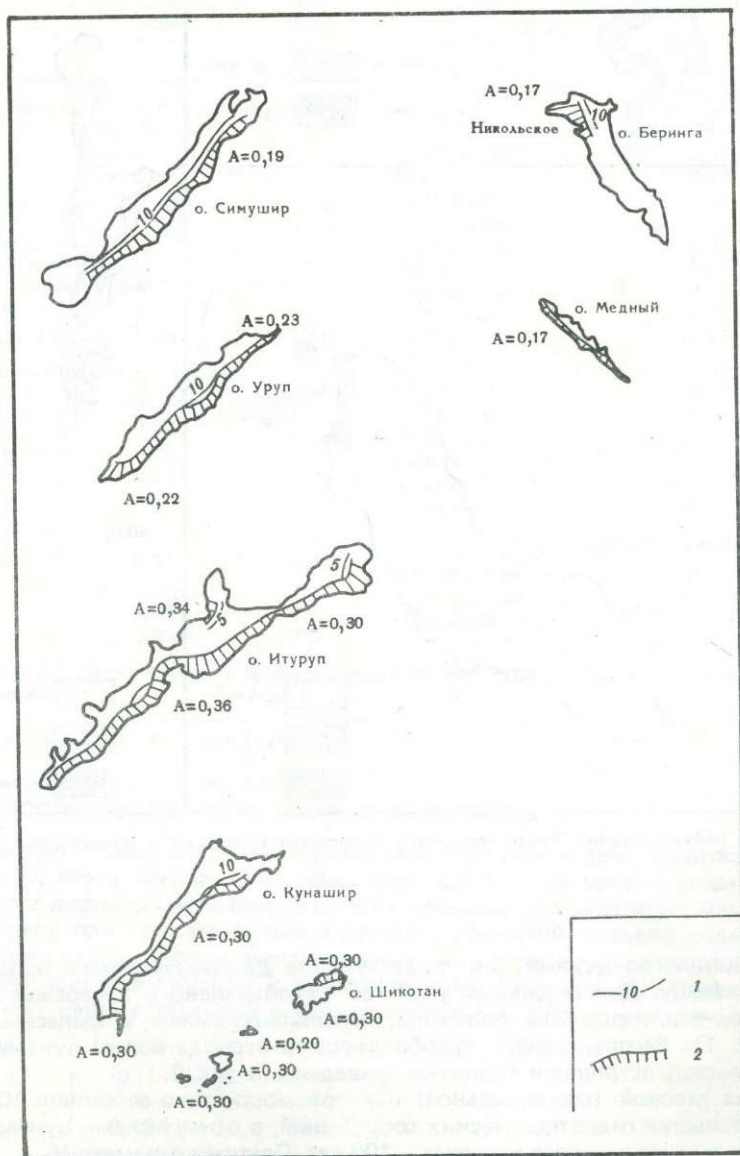


Рис. 1 (окончание)

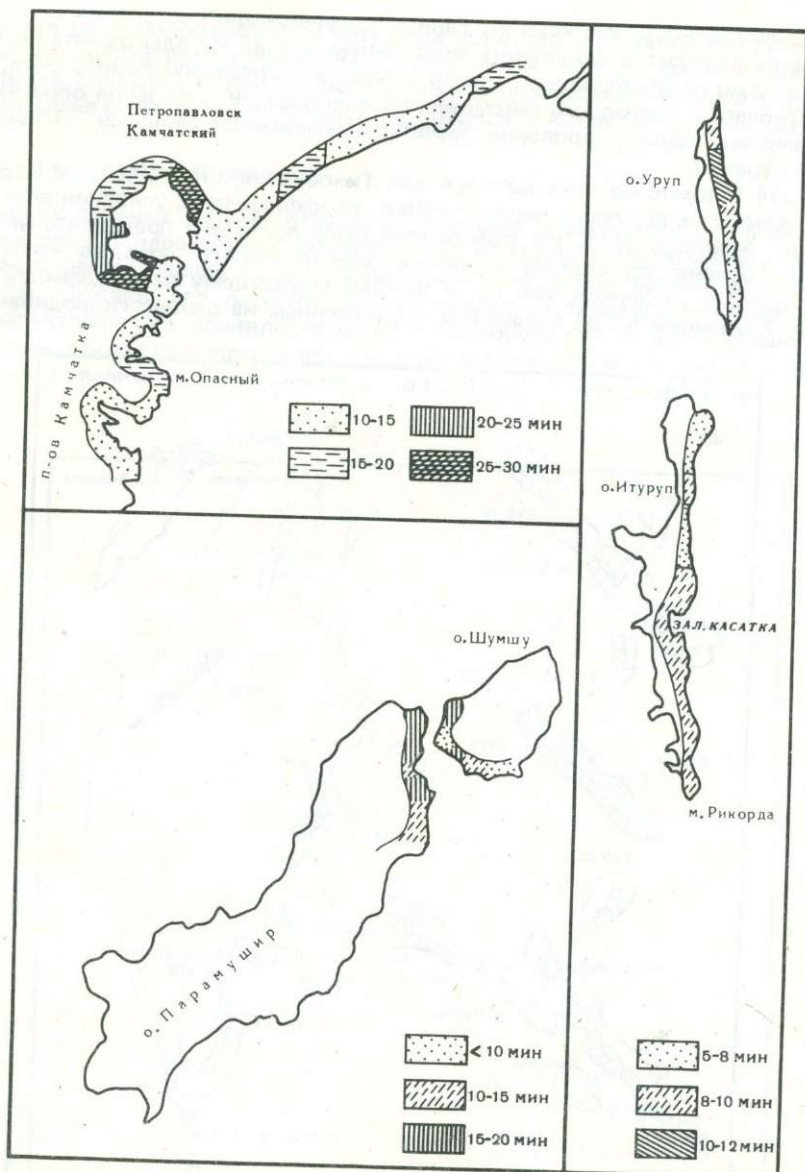


Рис. 2. Схема районирования Тихоокеанского побережья Камчатки и Курильских островов по периоду цунами T (мин)

расчетов и каталогов цунами для ряда пунктов Дальневосточного побережья СССР, сведены в таблицу. Для остальных участков Тихоокеанского побережья Курило-Камчатской зоны эти параметры получены интерполированием и вынесены на карты-схемы (рис. 1). Распределения преобладающего периода волны цунами вдоль побережья Курильских островов и Камчатки приведены на рис. 2.

Исходя из типовой (максимальной) повторяемости одно событие в 100 лет, принятой в строительстве гидротехнических сооружений, в основу схемы цунамирайонирования положен этот же интервал времени — 100 лет. Поэтому параметр H_{100} , приведенный в таблице, непосредственно пригоден для оценки цунамиопасности для сооружений, рассчитанных на 100 лет.

Цунамиопасность ряда пунктов Дальневосточного побережья СССР

Пункт	A, год ⁻¹	H, м	Пункт	A, год ⁻¹	H, м
о. Сахалин			о. Шикотан		
Холмск	0,27*	0,7	б. Церковная (14)	0,30	13
Невельск	0,23	0,8	м. Край.Света (14)	—	—
Корсаков	0,38	2,1	о. Итуруп		
м. Крильон	0,38	1,0	Буревестник (12)	0,34	7,5
Поронайск	0,33	1,4	Сентябрьский (12)	0,30	10,5
Катангли	0,23	1,2	Курильск	0,34	1,2
о. Кунашир			м. Севорси (10)	—	—
Южно-Курильск	0,30	4,3	о. Шумшу		
Головнино	0,30	2,5	Байково (15)	0,14	17,1
р. Винай	0,30	6,2	Козыревск	0,15	11,1
Среднекурильские острова			Бабушкино (10)	0,16	8,8
о. Симушир (восточное побережье) (8)	0,19	8,6	п-ов Камчатка		
о. Расшуа (8)	—	—	м. Лопатка	0,17	17,5
о. Матуа (9)	0,18	9,9	Озерное	0,17	18,5
о. Шиашкотан (10)	0,18	13,6	м. Изменный	0,14	9,2
о. Онекотан (10)	0,18	11,9	Халактырка	0,14	8,6
о. Харимкотан (10)	—	—	б. Маячная	0,14	10,8
о. Парамушир			Петропавловск-Камчатский (15)	0,14	2,3
м. Васильева (12)	0,17	11	м. Маячный	0,14	11,5
Северо-Курильск (15)	0,20	17,8	Виллюй (12)	0,14	10,9
Малая Курильская гряда			м. Шипунский	0,15	20,7
о. Юрий	0,30	3,2	б. Моржова	0,15	18,1
о. Танфильева	0,30	3,5	Жупаново	0,16	8,1
о. Зеленый	0,28	7,2	Усть-Камчатск	0,17	9,5
о. Полонского	0,37	4,9	п-ов Кроноцкий	0,17	16,4
о. Анучина (14)	—	—	Хайллюля	0,17	8,6
о. Шикотан			Ивашка	0,17	8,6
Малокурильское	0,30	6,8	Командорские острова		
Крабозаводск	0,30	7,1	Никольское	0,17	7,9
б. Отрадная	0,30	5,6	(о. Беринга)	—	—
б. Димитрова	0,30	8,0	о. Медный	0,17	2,9

Примечание. В скобках дан преобладающий период цунами, мин. Сокращения: м. — мыс; б. — бухта; о. — остров.

ОБЕСПЕЧЕННОСТЬ, РИСК-ЦУНАМИ, РАСЧЕТНЫЕ ФОРМУЛЫ

Обеспеченностью i для заданной горизонтали на суше в течение t лет называют вероятность того, что в течение t лет максимальный подъем уровня воды при накате цунами один раз достигнет или превысит этот уровень. Распределение максимальных уровней на берегу при накате сильных цунами, с высотой подъема воды на берегу более 0,5 м, относится к классу экстремальных [2]. Кроме того, последовательность сильных цунами является близкой к пуассоновскому процессу [6]. Поэтому граница зоны затопления суши с заданной обеспеченностью i в период времени t находится по формуле

$$H_{i,t} = - \frac{H_{100}}{2 + \lg A} \lg \left[- \frac{\lg(1-i)}{0,434 At} \right].$$

Иногда в литературе величину i называют инженерным риском цунами [6].

Для сооружений, рассчитанных на t лет, в качестве основной характеристики опасности цунами можно брать среднюю величину максимального подъема уровня волны

H_t за указанное количество t лет, которая выражается формулой

$$H_t = H_{100} \frac{\lg(At)}{2 + \lg A},$$

полученной из закона повторяемости высот цунами [1].

Трансформация волны цунами в береговой зоне исследовалась аналитическими и численными методами [3, 7]. В результате получена зависимость для расчета максимального подъема воды на берегу от высоты и длины гребня исходной волны на морской границе расчетного профиля, а также от уклона дна a и коэффициента его шероховатости при условии, что исходная волна имеет вид синусоидального гребня.

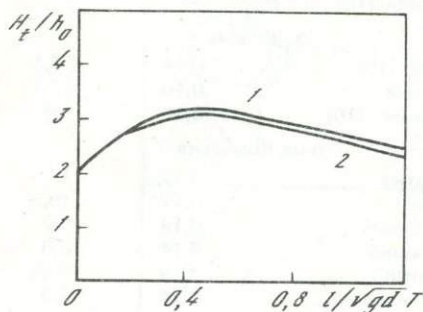


Рис. 3. Графики для расчета высоты подъема уровня воды на берегу при накате цунами
1 - $n = 0,02$; 2 - $n = 0,035$

Предполагается использовать данную зависимость (рис. 3) для оценки высоты волны цунами на любой расчетной изобате d , предварительно определяя значения параметров H_{100} и T по картосхеме (см. рис. 1, 2) и вычисляя отношение $l/\sqrt{gd} \cdot T$, где l — расстояние изобаты d до уреза. Отметим, что результаты проведенных расчетов показали, что глубина воды на берегу не превышает высоты максимального подъема уровня воды. Этот же вывод следует из приближенной теории наката необрушивающихся волн цунами [3]. Анализ результатов расчетов по откату цунами позволяет заключить, что понижение уровня можно аппроксимировать формулой

$$H_{от} \cong 2 H_3 / \lambda \text{ при } l/\lambda < 0,5.$$

Как известно, цунами приходят в различные фазы приливных колебаний. Поэтому целесообразно оценивать опасность цунами с учетом амплитуды прилива, определяемой по формуле

$$\bar{H} = \sqrt{\mu_2^2 + s_2^2 + k_1^2 + o_1^2},$$

где μ_2, s_2, k_1, o_1 — основные гармонические составляющие, взятые из таблиц приливов. Тогда высоту цунами можно оценить как $H_3 = H_t + \bar{H}$.

Анализ натуральных данных о волнах цунами в Тихом океане, проведенный в [4], позволил рассчитать вероятность обрушения волн цунами: $p(H_3) = 0,5 + \phi(z)$, где $z = (\lg H_3 - 1,2) \cdot 1,9$; $\phi(z)$ — функция Лапласа. В частности, цунами с высотой волн ~ 10 м в 50% случаев обрушиваются в береговой зоне. Более точный расчет для конкретного участка побережья может быть выполнен на основании работы [3], где получен критерий необрушения волн цунами в виде

$$P = a^2 g T^2 / H_3 > 1.$$

Если $P < 1$, то произойдет обрушение волн цунами.

ОЦЕНКА СКОРОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОЛНЫ ЦУНАМИ

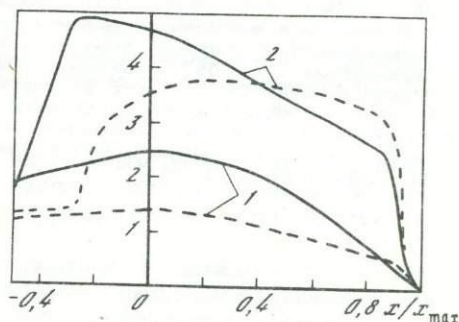
Опишем особенности наката цунами на однородный откос, которые позволяют оценить максимальные скорости волны v и потока u в произвольной точке расчетного профиля. Используемые для расчетов вычислительные схемы апробированы на тестовых примерах. Существует хорошее согласие полученных данных с экспериментальным материалом.

Скорость движения гребня волны v в приближении длинных гравитационных волн оценивается по формуле $v = \sqrt{g(h+d)}$. При движении по суше скорость фронта волны близка к значениям $v = 2\sqrt{gh}$, где h — высота волны в данной точке на берегу. Исходная информация о начальной скорости u_0 задается на морской границе, на 20-метровой изобате:

$$u_0 = \sqrt{g(h_0 + d_0)} \frac{h_0}{d_0 + h_0}.$$

Анализируя влияние высоты гребня подходящей волны h_0/d_0 на скоростные параметры потока ($\bar{u}_{\max}^+ = u_{\max}^+/u_0$, $\bar{u}_{\max}^- = u_{\max}^-/u_0$), отмечаем [7], что для крутых откосов

Рис. 4. Распределение параметров потока по откосу при $h_0/d_0 = 0,2$ и $n=0,02$. Пунктир — $l/\lambda = 0,17$; сплошная линия — $l/\lambda = 1,0$; 1 — \bar{u}_{\max}^+ ; 2 — \bar{u}_{\max}^- .



максимальная скорость при накате не меняется с ростом параметра нелинейности h_0/d_0 . Чувствительной к изменению высоты гребня волны оказывается скорость потока при откате \bar{u}_{\max}^- , которая резко уменьшается с увеличением h_0/d_0 . С ростом h_0/d_0 на пологих откосах, на которых происходит обрушение волн, максимальные скорости потока при накате и откате уменьшаются. Исследования показали, что с увеличением параметра l/λ скорость потока на урезе возрастает. Шероховатость не оказывает заметного влияния на параметры потока. Для обрушенных волн скорости на урезе при изменении l/λ меняются слабо. При накате наибольшая скорость наблюдается на урезе воды. Изучение зависимости скорости отката волн от параметра l/λ показало, что для крутых откосов при $l/\lambda < 0,4$ скорости отката возрастают, дальнейшее увеличение l/λ приводит к снижению скоростей отката. Увеличение шероховатости на порядок приводит к уменьшению скорости отката на 15–20%. Распределение скоростей потока показано на рис. 4. В заключение отметим, что для реальных профилей на горизонтальных участках скорости потока возрастают, отношение $u_{\max}^+/u_{\text{урез}}$ становится близким к 1. Если нет больших горизонтальных террас, то распределение скоростей близко к распределению их для однородного откоса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе предложена предварительная схема локальной оценки опасности цунами для исследуемого участка побережья, которая заключается в следующем:

для заданной обеспеченности i по картам цунамирайонирования оценивается высота максимального подъема уровня цунами на берегу H_i (см. рис. 1) и преобладающий период волны в этом районе (см. рис. 2);

выбирается изобата (d_0, l), на которой будут определены параметры подходящей к берегу волны;

по графику на рис. 3 оценивается высота волны на выбранной изобате h_0 ;

рассчитываются распределения высоты волны и скоростных характеристик при накате и откате цунами (вдоль выбранного профиля);

оценивается вероятность обрушения волны при заданных условиях, а также учитывается возможное влияние приливов (желательно и штормовых нагонов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Го Ч.Н., Кайстренко В.М., Симонов К.В. Локальный долгосрочный прогноз цунами и цунамирайонирование. Южно-Сахалинск, 1982. 28 с.
2. Гумбель Е. Статистика экстремальных значений. М.: Мир, 1966.
3. Мазова Р.Х., Пелиновский Е.Н., Шварцкий С.Х. Одномерная теория наката необрушивающихся волн цунами на берег. Препр. ИФФ АН СССР, № 46, Горький, 1982.
4. Мазова Р.Х., Пелиновский Е.Н., Соловьев С.Л. Статистические данные о характере наката волн цунами: Препр. ИФФ АН СССР, № 58, Горький, 1982.
5. Пелиновский Е.Н., Плинка Н.Л. Предварительная схема цунамирайонирования побережья Курило-Камчатской зоны на основе одномерных расчетов (модельный очаг): Препр. ИФФ АН СССР, № 5, Горький, 1980.
6. Сейсмический риск и инженерные решения / Под ред. Ц. Ломница и З. Розенблама. М.: Недра, 1981. 375 с.
7. Сладкевич М.С. Накат длинных волн на берег. — В кн.: Проблемы изучения охраны и рационального использования водных ресурсов: Тез. докл. Всесоюз. конф. М.: ИВП АН СССР, 1983, с. 104—106.
8. Соловьев С.Л. Повторяемость землетрясений и цунами в Тихом океане. — В кн.: Волны цунами. Южно-Сахалинск, 1972, с. 7—43. (Тр. СахКНИИ; Вып. 29).
9. Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1974. 310 с.
10. Соловьев С.Л. Основные данные о цунами на Тихоокеанском побережье СССР. 1737—1976 гг. — В кн.: Изучение цунами в открытом океане. М.: Наука, 1978, с. 61—136.
11. Соловьев С.Л., Некрасов А.В., Бухтеев В.Г., Пясковский Р.В. Предварительное цунамирайонирование Курило-Камчатского побережья на основе гидродинамических расчетов. — В кн.: Теоретические и экспериментальные исследования по проблеме цунами. М.: Наука, 1977, с. 131—139.

УДК 550.348.435

О СВЯЗИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ С КАТАСТРОФИЧЕСКИМИ ОПОЛЗНЯМИ

АЙ НАНЬШАНЬ,

Университет Ланьчжоу, Ганьсю, КНР

А.Е. ШЕЙДЕГГЕР,

Технический университет, Вена, Австрия

ВВЕДЕНИЕ

Китай представляет собой район, подверженный обильным оползням, которые носят иногда катастрофический характер. Поэтому феноменология оползней изучалась многими исследователями. Однако связь оползневых явлений с тектоническими процессами, т.е. влияние эндогенных сил на оползни, представляет собой значительно менее изученную область. Используя опыт исследований медленных поверхностных оползней в Австрии, а также принцип соответствия между поверхностными и подводными явлениями, основанный на понятии об эффективном давлении, Шейдеггер заключил [17], что поверхностные и подводные явления регулируются не только экзогенными, но и эндогенными неотектоническими силами. В данной работе предопределяющая роль эндогенных сил тектонического поля напряжений в оползневых процессах рассматривается в связи с несколькими катастрофическими землетрясениями в Китае.

В соответствии с "принципом антагонизма" Шейдеггера действие эндогенных сил имеет следующие проявления:

1) в неотектоническом поле напряжений существуют поверхности сдвига, вызывающие образование и проявление оползня;

2) ориентация направлений смещения в группе оползней соответствует ориентации местного тектонического поля напряжений;

3) обычно частота проявления оползней для неотектонического поля напряжений одного района увеличивается в направлении, перпендикулярном основному направлению сжатия.

ПРИНЦИПЫ АНТАГОНИЗМА

Оползни, как и любые геологические и геоморфологические явления, обязаны своим развитием взаимодействию двух типов антагонистических сил — экзогенных и эндогенных [13]. Разработку общей теории Шейдеггер начал в конце 70-х годов [15, 18]. Ее основные положения следующие: 1) антагонистическое действие эндогенных и экзогенных сил происходит одновременно; 2) их относительная и абсолютная интенсивности изменяются в пространстве и во времени; 3) в то время как экзогенные силы нестабильны (что связано с подлинно стохастической природой экзогенных процессов), эндогенные силы являются, по существу, систематическими (что следует из их связи с тектоникой плит).

Действие эндогенных и экзогенных сил происходит не только одновременно, но и в первом приближении одинаково и бывает весьма интенсивным: средние скорости денудации (мм/год или км/млн. лет) компенсируются соответствующими поднятиями, так как в противном случае рельеф Земли исчез бы за очень короткий в геологическом масштабе отрезок времени. Интенсивность проявления сил и направления их действия изменяются в пространстве и во времени. Временные вариации соответствуют различным стадиям эволюции оползней, а пространственные вызваны морфологическим разнообразием регионов.

Качественные различия двух типов сил делают возможным разделение экзогенных и эндогенных эффектов. Основой этого процесса является статистический анализ данных. На основании статистического распределения по сфере созданы соответствующие вычислительные программы [8].

Метод Колбека и Шейдеггера [8] точен, однако программа достаточно сложна для обычного компьютера. В настоящее время в университете Ланьчжоу разработаны два более простых варианта алгоритма, которые могут быть реализованы микрокомпьютерами. Один представляет собой метод сконцентрированных градусов для одномасштабных данных (например, данные по направлениям долин) [21], другой — метод плотностных диаграмм для двумасштабных данных (например, данные по трещинам отдельности) [22].

Оползни, как правило, приурочены к геологическим и геоморфологическим структурам и представляют собой результат смещения, или эрозии, или "смазывающего эффекта" подземных вод, повышающих нестабильность склона. На основании принципа антагонизма ниже приводится разделение управляющих факторов экзогенного и эндогенного происхождения и обсуждаются три стороны проявления влияния эндогенных сил на оползни.

КАТАСТРОФИЧЕСКИЙ ОПОЛЗЕНЬ В ГОРАХ

Катастрофическое оползание поверхности произошло 7 марта 1983 г. в г. Сейл, окрестности Донсян, провинции Ганьсу, ($103^{\circ}35'10''$ в.д., $35^{\circ}33'40''$ с.ш.) (рис. 1). Согласно записям расположенных поблизости сейсмических станций, точное время начала оползня 17 ч 45 мин 5 с. Было записано два толчка через 65,5 с. Первый, более сильный толчок был эквивалентен слабому землетрясению ($M = 1,4$), направление оползня, определенное по записи, приблизительно север—юг, его продолжительность 55 с. Направление второго толчка приблизительно восток—запад, установить его продолжительность не удалось. Основное направление движения оползня $N 175^{\circ} E$. Размеры оползня, по оценкам, составили более $40 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

Значение максимальной скорости оползня, вычисленное по кривой предсказания Шейдеггера [14] с использованием фрикционной модели при коэффициентах трения $f = 0,26$ и $0,27$, составляет 40–50 м/с [4]. В результате оползня было разрушено три деревни и погибло 220 чел.

Подстилающие породы в исследованном районе — красные или лилово-красные глинистые породы группы Линксия (N_2^3 , поздний неоген). Они покрыты отложениями каменного леса (Q_{1+2} , ранний четвертичный период), а выше — золийским лесом (Q_3^2 , средний четвертичный период). Крыло оползня было ровным и гладким, вытянутым в направлении $N 80^{\circ} E$. По обеим сторонам от оползня вдоль его основной поверхности можно было наблюдать соединяющиеся плоскости трещин, по форме напоминающие букву X, вытянутые в направлении приблизительно NS и ENE (рис. 2).

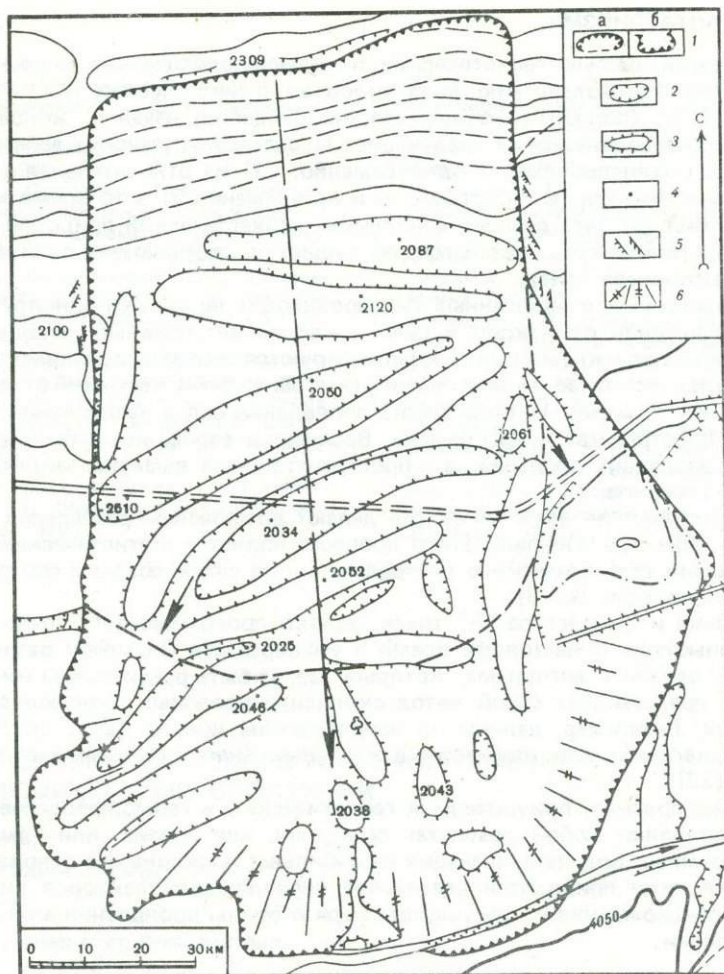


Рис. 1. Схема оползня в г. Сейл

1, а, б, — граница тела и покрова оползня; 2 — опускание; 3 — поднятие; 4 — точки с указанной амплитудой; 5 — поперечная трещина; 6 — радиальная трещина

Расположение трещин предопределило направление оползня (см. рис. 1,2).

Для изучения тектонического поля напряжений в районе оползней определялось пространственное расположение трещин (в N_2^3 и Q_{1+2}), долин и разломов.

Далее была построена плотностная диаграмма для трещин (рис. 3,а) и гистограмма для направления долин (рис. 3,б) и разломов (рис. 3,в) (на рис. 3,а использовалось направление "в глубину", на рис. 3,в — направление по простиранию). Затем были вычислены два предположительных направления для каждого набора данных.

По Шейдеггеру [16], долины и разломы являются результатом действия тектонического поля напряжений и их главные направления соответствуют направлениям сдвигов (сжатие). Когда последнее было установлено, не составило большого труда определить основные направлений сжатия или напряжений (табл. 1,2).

Приведенные выше результаты согласуются с данными о плоскостях разломов, связанных с землетрясениями, макросейсмическими и геодезическими наблюдениями, а также с данными о направлениях долин для провинций Шэньси, Ганьсу и Цинхай [1]. В соответствующей тектонической плите главное направление максимального сдвига изменяется медленно: EEN (здесь $N80^\circ E$) и NNW (здесь $N175^\circ E$) — типичные значения для Северо-Западного Китая. Например, направления сдвига, вычисленные по данным структуры речной сети в Ганьсу и Цинхае, составляют $N73^\circ E$ и $N178^\circ E$

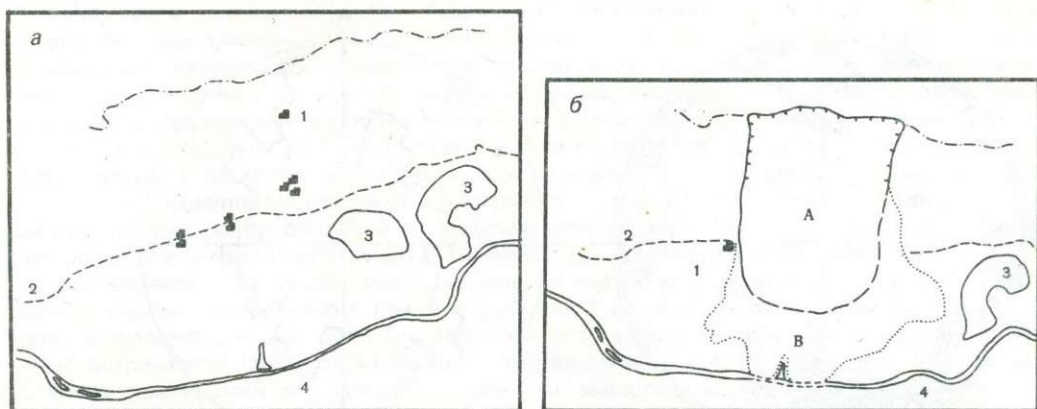


Рис. 2. Схема оползня в г. Сейл перед скольжением (а) и после скольжения (б)
 1 — деревья; 2 — автострада; 3 — водоем; 4 — река; А — тело оползня; В — поверхность оползня

[20]. Аналогично главные направления сдвига, вычисленные по направлениям ледников в Ленлонлине в горах Кильянь, составляют $N165^{\circ}E$ и $N75^{\circ}E$ или $N89^{\circ}E$ [3].

В области действия тектонического поля напряжений основные очертания оползня ($N80^{\circ}E$) и соединяющиеся поверхности сдвига X-формы, заметные по обеим сторонам от оползня (приблизительно NS и ENE), очевидно, вызваны действием данного поля напряжений. Более того, в районе обнаружены пояса концентрации трещин (шириной от 7 до 8 м, пространственная ориентация приблизительно $170^{\circ}/70^{\circ}$), соответствующие пространственному расположению сдвига NNE, являющегося, по-видимому, структурной основой образования оползня.

Помимо действия сил эндогенного происхождения, имеет место чередующаяся последовательность поднятий и опусканий земной поверхности (см. рис. 1). Аналогичные явления часто могут быть обнаружены и для других оползней Китая. Возможное объяснение может быть дано, если мы допустим действие принципа неустойчивости в экзогенных процессах.

Таблица 1
 Сравнение азимутов направлений основного сжатия в районе г. Сейл

	Макс. 1, град	Макс. 2, град	Угол, град	P, град	T, град
Трещины	3 (93)	75 (165)	72	39	129
Направления долин	80	175	85	38	128
Разломы	85	175	90	40	130

Таблица 2
 Вычисление плоскости разломов [7] в Тяньшунь и окрестностях

Дата	Координаты эпицентров		P-ось	T-ось	M
	с.ш.	в.д.			
3.XII. 70	$35^{\circ}54'$	$105^{\circ}30'$	230/32	339/26	5,5
16.V.73	$36^{\circ}24'$	$106^{\circ}22'$	266/10	87/80	4,4
22.IV. 74	$35^{\circ}49'$	$106^{\circ}05'$	126/34	218/4	3,9
2.XII. 74	$35^{\circ}18'$	$106^{\circ}32'$	213/12	108/48	3,7
23.VIII. 74	$36^{\circ}24'$	$106^{\circ}19'$	19/19	256/40	4,1
13.II. 76	$36^{\circ}05'$	$106^{\circ}13'$	130/58	229/6	3,6
23.IV. 76	$37^{\circ}08'$	$105^{\circ}57'$	100/10	3/33	3,2
6.VII. 76	$36^{\circ}46'$	$104^{\circ}56'$	85/34	353/2	3,0
4.VI. 77	$35^{\circ}37'$	$105^{\circ}00'$	240/14	330/0	3,0
9.VII. 77	$36^{\circ}20'$	$106^{\circ}17'$	229/1	140/13	3,6
17.VII. 77	$36^{\circ}12'$	$106^{\circ}18'$	246/3	156/17	3,5
30.VIII. 77	$35^{\circ}52'$	$106^{\circ}22'$	230/10	69/78	3,1
24.VI. 74	$34^{\circ}51'$	$103^{\circ}40'$	284/6	189/36	3,4
25.VII. 79	$34^{\circ}29'$	$105^{\circ}18'$	60/11	327/17	4,7

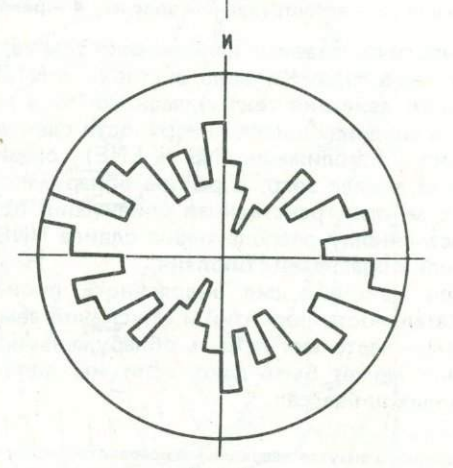
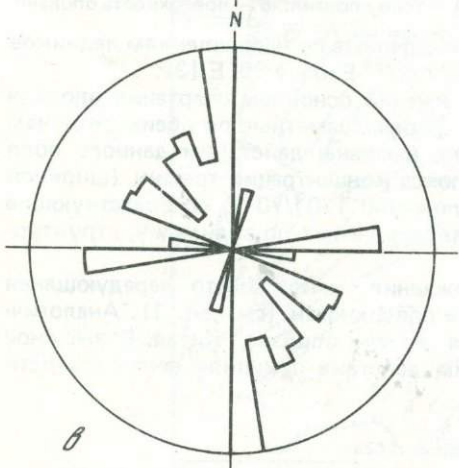
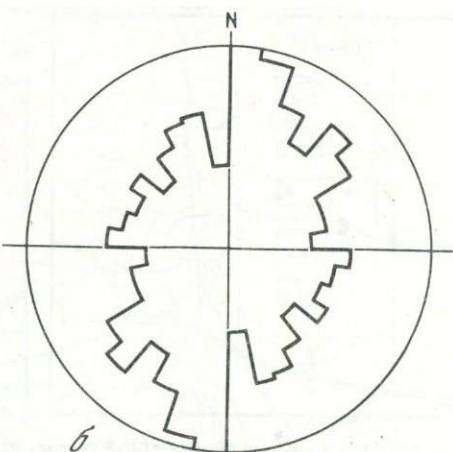
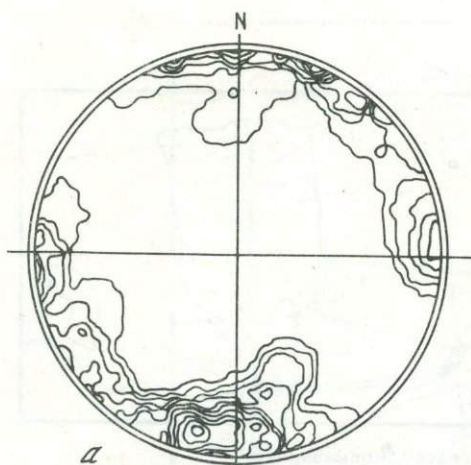


Рис. 3. Характеристики оползня в г. Сейл

а — полярная плотностная диаграмма трещин; б — гистограмма направлений долин; в — гистограмма сбросов

Рис. 4

Рис. 4. Гистограмма направлений движения оползней Тяньшуйского и Тунвэйского землетрясений

СТАРЫЕ ОПОЛЗНИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В восточной части Ганьсу хорошо известны два исторически крупных землетрясения: одно в Тяньшуйе 21 июля 1654 г. (координаты эпицентра $105^{\circ} 30'$ в.д. и $34^{\circ} 18'$ с.ш., $M=8$) и другое в Тунвэе 19 июля 1978 г. ($105^{\circ} 12'$ в.д., $35^{\circ} 06'$ с.ш., $M=7,5$).

В связи с тем что оба землетрясения произошли в пределах Лёссового плато, они вызвали ряд крупных и мелких оползней. Исторические документы дают возможность судить только о некоторых заметных крупных оползнях; для определения же всех оползней, вызванных двумя данными землетрясениями, необходим целый комплекс исследований.

Уоллес [19] обнаружил, что основной склон старых обрывов с течением времени выполаживается под действием экзогенных сил. Основное крыло оползня, как и его тело, также с течением времени выполаживается. Причем тело оползня часто прорезается бегущей водой, образующей небольшие овраги. Таким образом, можно утверждать, что степень выполаживания склона и глубина оврагов в определенном смысле отражают возраст склона.

На карте распределения оползней произвольно выбраны 83 крупнейших. Затем были измерены главные склоны крыльев и тел оползней, а также средние глубины оврагов. Из гистограммы частоты встречаемости основных склонов получили, что максимальная величина основного склона для крыла оползня составляет 22° (Тунвэй) и $14-15^{\circ}$ (Тяньшуй), максимальная величина склона тела оползня составляет как для

Тунвэя, так и для Тяньшюя 10° . Последний факт может быть подтвержден морфологическими измерениями. Максимумы, указанные выше, были приняты в качестве возрастных стандартных значений для оползней, вызванных двумя крупными толчками. В соответствии с этими стандартами на аэрофотоснимках (1/38 000) было обнаружено 386 оползней длиной более 500 м. Как оказалось, 59 из них приурочены к землетрясению в Тяньшюе, 337 — в Тунвэе. Каждая из двух групп оползней образует область распределения эллиптической формы в направлении NNW по степени и масштабу концентрации. Выделяются внешняя и внутренняя окружности, вытянутые в одном направлении. Концентрация оползней в пределах внутренней окружности выше, чем вне ее, эту разницу в концентрации следует также связать с наличием землетрясений.

Землетрясение в Тунвэе было меньше по магнитуде, однако вызвало более крупный оползень. Это связано с тем, что в районе Тунвэя имеется мощный лёссовый покров, благоприятный для развития оползней, в то время как в Тяньшюе на поверхности чаще встречаются благоприятные для образования оползней подстилающие породы. Степень разрушения во многом зависит от масштаба и числа оползней. Например, людские потери составили в Тяньшюе 30 тыс. чел., а в Тунвэе — 70 тыс. чел. Другим примером может служить землетрясение в Зоньлане [11], провинция Сычуань, 16 августа 1976 г. ($M = 7,2$). Район эпицентра был полностью ограничен палеозойскими известняками, поэтому оползней и человеческих жертв не наблюдалось.

Для всех 386 оползней было определено 411 направлений движения (значения брались только в интервале $1-180^\circ$), а затем была составлена гистограмма распределения направлений скольжения с интервалами в 10° (рис. 4). В соответствии с гистограммой максимум находился между 70 и 80° (среднее 75°), к нему приурочено 9% общего числа направлений скольжения. Направление 75° в точности соответствует основному направлению сжатия неотектонического поля напряжений данного района.

Очевидность этого соответствия вытекает из следующих фактов: 1) используя данные по направлениям долин и трещин, проанализировали неотектоническое поле напряжений в районе Тяньшюя и нашли, что основное направление сжатия составляет $N80^\circ E$ [6];

2) Жанг и др. [23] в процессе исследования локального тектонического поля напряжений с помощью фотоэлектрического моделирования нашли, что для получения идеального результата направление силы должно составлять $N74^\circ E$;

3) используя данные [7] по плоскостям разломов, связанных с 15 средними и небольшими землетрясениями в Тяньшюе и окрестностях (см. табл. 1), и применив метод Колбека—Шейдеггера, в Вычислительном центре Венского технического университета было получено оптимальное "среднее" направление оси P ; результат составляет $76,8^\circ \pm 21,3^\circ / 3,2^\circ \pm 20^\circ$.

Все три указанных выше результата совпадают с направлением максимального скольжения для групп оползней, связанных с двумя большими толчками. Отсюда можно сделать вывод о регулирующем действии неотектонического поля напряжений на направление быстроперемещающихся оползней.

ОПОЛЗНИ И ОСНОВНОЕ НАПРАВЛЕНИЕ СЖАТИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

В зоне концентраций напряжений породы находятся на грани разрушения. Это уже было показано Гербером и Шейдеггером [9], обнаружившими, что наиболее важной чертой выемки, пересекающей горизонтальное поле напряжений, является концентрация напряжений на ее дне. Тому имеется несколько примеров из практики. С помощью геодинамического анализа было получено, что направление максимального горизонтального напряжения для горного района Йинчанг, провинция Ганьсу, составляет $N20-30^\circ E$.

Так, когда туннель в скале был проложен приблизительно перпендикулярно этому направлению, он обвалился, когда же туннели были перестроены в направлении, параллельном направлению напряжений, нарушения уменьшились.

В Тяньшюе направление основной силы сжатия изменяется в пределах $N75-80^\circ E$. Как показали исследования, долина р. Вей между Тяньшюем и Баоном (провинция Шаньси) ориентирована с запада на восток. В некоторых долинах или оврагах, имеющих направление, приблизительно перпендикулярное данному направлению, большое количество илестых пород оказываются выброшенными на поверхность. Кровли пяти тунне-

лей в районе станции Тиньяжуань, округ Хьюнхсян (около Тяньшуй), подвержены частому растрескиванию приблизительно в северном направлении.

В провинции Фуцзянь на юго-востоке Китая направления главных напряжений составляют 111° (в соответствии с направлением простираения долин) или 103° (соответствует решению для плоскости разлома). В том случае, когда железная дорога проложена в направлении NNE, т.е. перпендикулярно направлению главных напряжений, вдоль линии возникает большое число оползней. Примеры тому оползни в районах Цанг Пин-Лонг Ян — Кан Ши — Ша Хиан — Янг Ан; Цу Зей — Кай Юан и Хиа Ан [2,12].

Выражаем признательность сотрудникам Сейсмологического института Ланьчжоу Ма Хоньяну и Янь Шуанькуину, снабдившим нас неопубликованными данными и аэрофотоснимками. Расчеты велись в Вычислительном центре Технического университета Вены и на Вычислительной станции Университета Ланьчжоу.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ai Nanshan, Li Yulong, Scheidegger A.E., Xu Shuying.* The neotectonic stress field in the regions of Shaanxi, Gansu, Qingxia and Qinghai. — *Rock Mech.*, 1981, vol. 14, p. 167–185.
2. *Ai Nanshan, Liaog Guozhou, Scheidegger A.E.* The valley trends and neotectonic stress field of Southeast China. — *Acta geogr. sinica*, 1982, vol. 37, p. 111–122 (in Chin.).
3. *Ai Nanshan, Wu Guanghe, Zhao Zhen.* Glaciers on Lenglong Ridge (Qilian Shan) and the neotectonic stress-field. — *J. Lanzhou Univ. (Natur. Sci.)*, 1982b, vol. 18, N 4, p. 182–183 (in Chin.).
4. *Ai Nanshan, Wang Minxin.* An estimate of velocity of the landslide on Sale Mountain. — *Bull. Soil and Water Conserv.*, 1983, vol. 3, p. 72–74 (in Chin.).
5. *Ai Nanshan, Liu Baichi, Zhou Junxi.* New report on old earthquake-landslides. — *J. Lanzhou Univ. (Natur. Sci.)*, 1984a (in press).
6. *Ai Nanshan, Ma Hongliang, Guo Heping, Zhao Zhen.* Analysis of neotectonic stress field from the data of remote image in Tianshui. — In: *Agricultural regionalism in Tianshui*, 1984b (in press).
7. *Chen Ailing, Zhao Shuiian, Lu Dehui, Li Suqin.* The characteristics of tectonic stress field and its relations to seismicity in Xiji-Haiyuan-Guyuan region. — *Northwest. Seismol. J.*, 1981, vol. 3, N 2, p. 31–38 (in Chin.).
8. *Kohlbeck F., Scheidegger A.E.* On the theory of the evaluation of joint orientation measurements. — *Rock Mech.*, 1977, vol. 9, p. 9–25.
9. *Gerber E., Scheidegger A.E.* Stress-induced weathering of rock masses. — *Eclog. geol. helv.*, 1969, vol. 62, p. 405–415.
10. *Feng Xuecai, Tian Zhijia.* The characteristics of the landslide at Sale Mountain and its forecast. — *Bull. Soil and Water Conserv.*, 1983, vol. 3, p. 75–81 (in Chin.).
11. *Fu Chuanyuan.* The seven classes and models of landslide's classification and the law of landslide's distribution in chinese railways. — In: *Proc. 4th Intern. Congr. IAEG*, New Delhi, 1982, vol. 3, p. 161–168.
12. *Penck W.* *Geomorphologische Analyse*. Stuttgart: J. Engelhorn's Nachf., 1924.
13. *Scheidegger A.E.* On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. — *Rock Mech.*, 1973, vol. 5, p. 231–236.
14. *Scheidegger A.E.* The principle of antagonism in the Earth's evolution. — *Tectonophysics*, 1979, vol. 55, p. T 7–T10.
15. *Scheidegger A.E.* The geotectonic stress field and crustal movements. — *Tectonophysics*, 1981, vol. 71, p. 217–226.
16. *Scheidegger A.E.* On the tectonic setting of submarine slides. — In: *Marine slide and other mass movements*, 1982, p. 11–19.
17. *Scheidegger A.E.* Instability principle in geomorphic equilibrium. — *Ztschr. Geomorphol.*, 1983, vol. 27, p. 1–9.
18. *Wallace R.E.* Profiles and ages of young fault scraps, north-central Nevada. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, p. 1267–1281.
19. *Xu Shuying, Ai Nanshan, Xu Dehu.* On the network of river and lakes in Gansu and Qinghai. — In: *Proc. Nat. Struct. Geomorphol. Symp.*, Taiyuan, 1981 (in Chin.).
20. *Yu Qingyu, Jiang Zhuzhong, Ai Nanshan.* A new computational method for the data of valley trends. — *J. Lanzhou Univ. (Natur. Sci.)*; 1983, vol. 19, N 3, p. 164–165 (in Chin.).
21. *Zhao Zhen, Ai Nanshan.* A computational method for the density diagram of boulder fabric. — *J. Sedimentol.*, 1984, vol. 2 (in press).
22. *Zhang Shujie, Li Tongqi, He yuting.* Studying the field of the tectonic stress in Lanzhou-Tianshui region by means of photoelastic simulation. — *Northwest. Seismol. J.*, 1982, vol. 4, N 2, p. 83–88 (in Chin.).

СОВРЕМЕННЫЕ КРУПНЫЕ ОПОЛЗНИ И СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ; ВОПРОСЫ ИХ ПРОГНОЗА И ЗАЩИТЫ

Г.С. ЗОЛОТАРЕВ

Московский государственный университет, Москва, СССР

XX столетие характеризуется развитием большого числа крупных и грандиозных оползней и селевых потоков, возникших под влиянием различных как природных, так и всевозрастающих техногенных факторов. Ими создаются катастрофические ситуации, которые приносят огромный материальный ущерб и даже гибель людей. В грандиозных и крупных оползнях, обвалах и связанных с ними селевых потоках отражается взаимосвязанное развитие эндо- и экзогенных процессов, происходящих в земной коре и представляющих закономерные геологические явления.

К подобным явлениям в первую очередь следует отнести оползни на горных склонах, возникновение которых обусловлено только природными факторами, в том числе нередко сейсмическими:

оползень 1911 г. на Памире объемом 2,2 км³, образовавшийся при 9-балльном землетрясении и создавший Сарезское озеро на отметке около 3500 м;

оползни позднелейстоценовые, а также 1880 и 1964 гг. в долине р. Зеравшан близ пос. Айни в Таджикистане объемами 100–220 млн. м³, перекрывшие реку и создавшие временные озера; в том же районе продолжаются процессы, подготавливающие новые аналогичные оползни;

в Перу льдогорный обвал 1970 г. при землетрясении на хребте Уаскаран (1970 г.) и оползень 1974 г. объемом 1,6 км³, создавший озеро в долине р. Монтаро.

Эти оползни представляют собой наглядные примеры грандиозных природных явлений с катастрофическими последствиями, которые по мере своего развития трансформировались из одного в другое, возрастаая в объемах.

Грандиозны и многочисленны оползни и селевые потоки, на образование которых техногенные факторы оказали существенное влияние: действующие оползни на северном склоне Кураминского хребта в долине р. Ангрэн (Узбекистан), в районе угольных месторождений; их суммарный объем более 700–800 млн. м³; оползни на водохранилищах, созданных в горных и равнинных областях: 1963 г., Вайонтском в Италии на склоне горы Тог объемом более 250 млн. м³; на берегах водохранилищ: Куйбышевского, Саратовского и Волгоградского (на р. Волге), Красноярского на р. Енисей, Чарвакского в Узбекистане и многих других объемами от сотен тысяч до многих миллионов кубометров; оползни, обусловленные открытой разработкой месторождений полезных ископаемых, в том числе в отвальных массах; оползни на Черноморском побережье Кавказа, в Одессе, в Южном и Восточном Крыму разных типов и объемов, формирование которых связано со строительной и хозяйственной деятельностью человека.

За последние десятилетия во многих странах мира — США, Канаде, Бразилии, Японии, Италии, Чехословакии, Франции, Югославии, в государствах Скандинавского полуострова и др. — происходили крупные и грандиозные оползни разных типов, имевшие тяжелые последствия, нередко вызвавшие гибель людей. Они описаны в обширной научной литературе, в том числе в монографии [7].

Оползни, особенно крупные, возникают в различных комплексах пород (изверженных, осадочных терригенных и карбонатных, в новейших континентальных и др.) под совместным влиянием многих природных и техногенных факторов с неодинаковым удельным значением и действуют как одновременно, так и накладываясь при подготовке к смещению и в его развитии. Для прогноза оползней и оценки устойчивости склонов важно установить главные факторы, их действие во времени, что также определяет характер и последовательность мер по стабилизации оползневого склона или защите прилегающей территории с расположенными на ней объектами. Сочетание особенностей геологической среды и действующих факторов обуславливает региональные и генетические типы оползней разных объемов и интенсивности развития, обладающих специфическими признаками и чертами в каждом районе.

По одному из главных признаков — механизму движения генетическому, отражающему обстановку возникновения и строение смещенных массивов, оползни подразделяются на: *оползни—выдавливания* (детрузивные); *оползни—скольжения* (консеквент-

ные); оползни—потоки и сплывы (вязкопластичного течения) и сложные оползни. Кроме того, обособляются переходные типы и виды: обвалы (оползни-обвалы, осовы), селевые потоки с солифлюкционно-десерпционные формы смещений. Среди крупных и грандиозных оползней преобладают сложные типы, с переходом от одного механизма движения к другому, с возрастанием кинетической энергии и скоростей смещения, а также с изменением напряжений и прочности обломочно-глинистых масс в зоне смещения.

Самый грандиозный современный оползень (Усойский, 1911 г., долина р. Мургаб), образовавший глубокое (до 500 м) Сарезское озеро, представляет собой одно звено из цепи подобных явлений во времени и в пространстве на Памире и в горноскладчатых областях Средней Азии. Согласно исследованиям В.С. Федоренко и др. [6], Усойскому оползню в данном регионе предшествовали больших объемов позднплейстоценовые (Мургабский, Герхтский) и голоценовые оползни, также перекрывшие р. Мургаб и создавшие озера, в дальнейшем спущенные по проранам. Образование грандиозных оползней в рассматриваемом районе приурочено к системе пересекающихся глубинного и примыкающих разломов, к крутым горным склонам, обусловленным интенсивными эрозионными врезами в условиях энергичных новейших поднятий, активной сейсмичности и повышенной последледниковой водности реки.

Блочно-складчатые структуры трещиноватых, слоистых терригенных и карбонатных пород, находившихся в сложном напряженном состоянии, подверглись в конце плейстоцена значительному разуплотнению в результате разгрузки напряжений и выветривались после таяния ледников и глубоких эрозионных врезов. Прочность массивов пород, слагающих горные склоны, снижалась, вероятно, из-за их оттаивания и повышенного обводнения. На создание условий, при которых возможны грандиозные оползни, требуется значительное время, неодинаковое для участков с разным геологическим строением и конкретной историей формирования горных склонов.

Усойский оползень 1911 г. объемом $2,2 \text{ км}^3$, судя по данным картирования с использованием детальных аэрофототеодолитных снимков, захватил породы склонов и снега на глубине до 500 м. Вслед за основной подвижкой на уступах высокой ниши отрыва происходили повторные оползни, обвалы и осыпи малых объемов, возникали селевые потоки и другие процессы сноса. Процессы подготовки оползней и других склоновых явлений продолжаются, в частности, в 5 км от современного оползневоего перекрытия, на правом берегу формируется новый оползень. Определение примерного объема, времени, механизма и скорости смещения нового оползня представляет ответственную задачу проводимых инженерно-геологических исследований, так как не исключена опасность образования высокой волны и прорыва оползневоего перекрытия 1911 г., что может привести к катастрофическим последствиям ниже по течению в долинах рек Бартаит и Вахш.

Усойское оползневое перекрытие в долине р. Мургаб 1911 г. сложено крупными и малыми блоками с обломками и дробленным материалом смещенных песчаников, сланцев и карбонатных пород верхнего карбона и триаса. Поверхность перекрытия возвышается над урезом озера на 80—200 м и фильтрует меженный и паводковый расходы р. Мургаб, так что за 70 лет существования отмечается весьма незначительное повышение его уровня. Большинство обвально-оползневых запруд, создавших озера в Средней Азии и на Кавказе, было прорвано. Устойчивость усойской запруды и аналогичных может быть нарушена в результате следующих факторов: а) возникновения высокой волны в случае гидравлического удара и при внезапном сходе в озеро крупного оползня, вероятно, при сейсмическом воздействии с большой скоростью и, как следствие, размыва низкой части перекрытия (оползневоего притылового понижения), сложенного рыхлыми щебнисто-глинистыми массами; б) уплотнения тела оползневой запруды при сейсмических сотрясениях и перекрытия сложившихся путей фильтрации, последующего подъема уровня озера и размыва в пониженной части перекрытия; в) крупного оползневоего смещения на низовом откосе оползневой запруды в условиях возросшей фильтрации (и суффозии) и при землетрясении.

Для инженерно-геологического обоснования проекта защитных мероприятий в первую очередь требуется оценка устойчивости оползневоего перекрытия, современного состояния провобережного горного склона озера и прогноз формирования на нем крупных оползней или отвалов в условиях нестационарной сейсмичности. Основным методом оценки устойчивости сложных склонов в районе оз. Сарез, как показывает опыт исследований, является метод сравнительного геологического анализа строения и исто-

рии их формирования в сочетании с отдельными экспериментами на специальных моделях механизма смещений оползней больших объемов, относительного воздействия сейсмичности и соответствующих расчетов роли отдельных факторов и возможных скоростей смещения. Достоверность экспериментов и расчетов в значительной степени зависит от точности исходных данных о массиве пород — положения вероятных поверхностей смещений, показателей механических свойств и напряжений — особенно в зонах ослабления.

Инженерные мероприятия по предотвращению прорыва Усойского перекрытия в условиях высокогорного района, отдаленности и сложности инженерно-геологических условий дороги и трудоемкие. Наиболее рациональным является регулируемое снижение уровня озера на 50–100 м, исключающее перелив вод при образовании высокой волны, путем создания на левом берегу туннельного водосброса с этажными галереями-затворами, пройденными из шахт. Наряду с защитными функциями водосбросные сооружения, рассмотренные на разных уровнях, должны обеспечивать сброс вод озера для ирригации в засушливые годы и выработку электроэнергии в обычных и пиковых условиях. В целях исключения в период строительных работ возможности нарушения устойчивости и размыва Усойского оползневой перекрытия по основным сооружениям целесообразно осуществить неотложные мероприятия: поднятие гребня пониженной части запруды у правого берега, создаваемого направленными взрывами, и сброс глыб пород с обнаженных уступов ниши отрыва оползня 1911 г. Таким образом, естественный водоем объемом более 15 км³ превращается в управляемое инженерное сооружение многопланового назначения.

Оползни в районе г. Ангрена в Узбекистане. Долина р. Ангрен в описываемом районе приурочена к грабен-синклинали, ограниченной Северо-Ангренским разломом на правом берегу долины и Шаугезским надвигом со стороны Кураминского хребта, образующим левый склон долины, обращенный на север. По разломам палеозойские породы контактируют с мезозойскими и третичными, которые с поверхности перекрыты лёссовой толщей, а в пределах террас — галечниковым аллювием. По разломам, особенно по Шаугезскому, в мезо-кайнозойские породы разгружаются напорные воды из палеозойского эффузивно-метаморфического комплекса, в сочетании с атмосферным питанием обуславливая образование четырех водоносных горизонтов. Промышленное освоение долины р. Ангрен (разработка угольных месторождений глубоким карьером, шахтами и газификацией; создание выше по реке плотины и водохранилища, сети дорог, туннеля для отвода реки от карьера и разных вспомогательных промобъектов) привело к такой интенсивной техногенной нагрузке на геологическую среду, что повсеместно возникли оползни разных типов и объемов, вплоть до грандиозных в лёссах, мезозойских и третичных породах.

В работе [3] частично изложены результаты 8-летних работ по инженерно-геологическому изучению наиболее интересного и грандиозного Атчинского оползня объемом 700–800 млн. м³, возникшего на северном склоне Кураминского хребта в связи с разработкой углей методом газификации, созданием отвалов на склоне и др. Комплексные исследования, в том числе сейсмологические, выполнялись несколькими научными и проектно-изыскательскими институтами по единой программе под руководством специально созданного экспертно-методического совета. Атчинский оползень в основной части массива относят к оползням скольжения с четкой границей отрыва мощностью до 120–130 м по Шаугезскому надвигу, зонами оползневой смещения и валами выпирания на правом, противоположном берегу р. Ангрен.

Впервые в мировой практике была предпринята попытка осуществить стабилизацию подобного оползня, которую в целом можно считать успешной. В начальный период своего развития разные части Атчинского оползня общей площадью около 8 км² двигались несколько неравномерно: 1,94 — в средней, 1,11 — в верхней и 1,18 м/сут — в нижней части склона. Суммарная максимальная величина смещения восточной части оползня с 1974 по 1980 г. составила 7,3–13,5 м в условиях продолжающейся газификации месторождения. За 7 лет (до засыпки русла Ангрена) одни валы выпирания на правом берегу поднялись на 1,65 м, другие — на 4,8 м, в то время как в пределах основной части оползня наблюдалось общее снижение поверхности до 1–1,5 м. Сейсмические наблюдения, начатые в 1976 г., показали множество слабых землетрясений (700–800 и более в год) и одно 5–6-балльное (1977 г., Исфоринское). Слабые не отразились на движении оползня, а Исфоринское проявилось в 3–5-дневном значительном увеличе-

нии скоростей смещения (по сравнению со средними в 1977 г. 4—4,5 мм/сут) : в зоне Шаугезского надвига до 7,7 мм/сут, а в восточной части оползня до 13—17 мм/сут. Эти наблюдения позволяют считать, что имеется "порог" сейсмического воздействия на активизацию Атчинского оползня, оцениваемый 5-балльным землетрясением.

Активизация грандиозного Атчинского оползня угрожала серьезными последствиями углеразработкам, поселку, коммуникациям и другим объектам, в связи с чем были рекомендованы следующие неотложные мероприятия: переселение жителей поселка из зоны выпора оползня на правом берегу р. Ангрен; отвод р. Ангрен по специальному каналу, сооруженному на правом берегу в целях освобождения русла и низких террас для контрбанкета; основное мероприятие — создание контрбанкета в русле и на правом берегу из вскрышных пород действующего карьера объемом от 60 до 90 млн. м³, составляющих единое целое с ранее отсыпанными отвалами на левобережной террасе; для определения оптимальных параметров были проведены специальные исследования; дренажные сооружения по сбросу поверхностных вод с заделкой оползневых трещин и при необходимости по снижению уровней напорных вод; перенос электролиний и обеспечение безопасности работы на станции "Подземгаз"; организация и проведение непрерывных режимных наблюдений за подземными водами, смещениями оползня и за сейсмоявлениями в условиях разработки углей методом газификации и отсыпки контрбанкета.

Не полностью завершённые мероприятия по стабилизации Атчинского оползня (в контрбанкет отсыпано около 40 млн. м³) снизили скорость смещения его разных частей в 2—4 раза, особенно после начала пропуска вод по каналу и заполнения русла р. Ангрен. Наличие на смежном участке крупного карьера с большими объемами вскрышных работ определило экономическую целесообразность отвода каналом р. Ангрен и огромного контрбанкета. В осуществлении инженерных мероприятий по стабилизации Атчинского оползня и переносу поселка участвовало несколько строительных и проектных организаций.

Оползни на берегах водохранилищ. На крупных водохранилищах, созданных на Волге, Енисее, Ангаре, а также на Чарвакском, в зависимости от особенностей геологического строения, величины и интенсивности сработки уровней и волнового воздействия возникали достаточно крупные оползни или в период наполнения, или через 12—15 лет и более. Осыпи и малые отвалы на крутых обнаженных подмываемых склонах и в разных породах происходят практически непрерывно и характеризуются объемами от нескольких до первых десятков кубометров в год на один метр по протяжению линии берега. Оползни на склонах в период наполнения глубоких водохранилищ, например Красноярского, были связаны с обводнением скальных трещиноватых пород в зоне выветривания и тектонических нарушений или мелких песков и пылеватых суглинков, ранее практически безводных.

Существенное снижение прочности пород при обводнении и наличие потенциальных поверхностей ослабления и смещения привели (по наблюдениям В.С. Кусковского) к возникновению быстро движущихся оползней объемами до 1—3 млн. м³ на Красноярском водохранилище. В случае геологических и гидрогеологических условий, благоприятных для образования оползней на крутых высоких берегах водохранилищ, при больших сработках уровней (до нескольких десятков метров) со скоростями 1 м/сут и более возникает подпор подземных напорных вод, обводнение пород и значительное гидродинамическое давление, что в совокупности вызывает крупные смещения. Так, на правом берегу горного Чарвакского водохранилища, расположенного в 100 км от Ташкента в литифицированных трещиноватых песчанико-глинистых породах, перекрытых лёссами, в 1982 г. при интенсивности экстремальной сработки до 3,5 м/сут образовались две подвижки оползней блокового строения общим объемом около 50 млн. м³, с ложем смещения по глинам. На Куйбышевском водохранилище, близ г. Тетюши на склоне высотой 120—130 м с древними оползнями, сложенном пестроцветными верхнепермскими часто переслаивающимися песками, песчаниками и мергелями, на 17-й год после наполнения внезапно образовался оползень объемом примерно 3 млн. м³. Основной причиной возникновения этого оползня, вероятно, был подпор напорных подземных вод, так как волновой подмыв основания был относительно небольшим. При мелкомасштабном инженерно-геологическом картировании до создания водохранилища возникновение оползней предполагалось на других участках; возможно, сплошная залесенность склона и отсутствие данных разведки привели к неточным оценкам.

Селевые потоки. В горных областях развитие селевых потоков неразрывно связано с оползнями и обвалами, которые нередко наследуют друг друга. В этом отношении показателен крупный Хаитский обвал (1949 г., Таджикистан) выветрелых гранитов и лессов, приведший к образованию временных озер, а в дальнейшем оползней-потоков в долине небольшой горной реки, по мере движения и увеличения водности трансформировавшихся в быстро движущийся связанный селевой поток [5]. Основным фактором развития указанных процессов явились сильное землетрясение, спровоцировавшее обвал, и последующие многочисленные афтершоки, создававшие особое динамичное ("возбужденное") состояние обломочно-глинистых водонасыщенных масс.

Горные области Казахстана с бассейнами рек Малая и Большая Алматинка и район оз. Иссык издавна известны как селевые, в которых неоднократно проявлялись потоки, причинявшие значительный ущерб. Анализ данных о селевых потоках 1921, 1956 и 1973 гг. в районе Алма-Аты и оригинальные натурные эксперименты, проведенные под руководством Ю.Б. Виноградова с искусственно созданными селями, привели к новым взглядам на обстановку и механизм возникновения, на соотношение воды и твердого материала в движущихся массах, на их объемы, скорости и другие характеристики, на которых основано проектирование защитных мероприятий. В зависимости от принимаемых исходных данных на тип селевого потока и при одном количестве осадков ($P = 0,01\%$) по расчетам, выполненным в разные годы (1955, 1964 и 1974 гг.), расходы селевого потока в долине Малой Алматинки оценивались соответственно в 440, 860 и 5000 м³/сут. Наблюдаемый наибольший расход селевого потока 1973 г. в этой долине определен в 5180 м³/сут, при скоростях до 10–11 м/с, общем объеме 3,42 млн. м³ и средней объемной массе 1,96 т/м³, рассчитанной по суммарному количеству воды и твердого материала. Прогноз формирования крупных селевых потоков и расчеты их характеристик весьма сложная комплексная задача, требующая определения большого числа исходных гидрологических и геологических данных: о начальных и изменяющихся по долине гидравлических показателях водного паводка, о механизме зарождения и движения селевых масс, о влиянии заторов, образовании оползней и обвалов и временных озер, о наличии и размываемости селеобразующих пород и т. д. Успешное решение этой задачи возможно на основе данных о регулярных наблюдениях за метео-гидрологическими факторами; инженерно-геологического картирования селеносных речных долин; изучения происходящих паводков и селевых потоков разных объемов и специальных натурных и лабораторных экспериментов, в том числе о физико-механических свойствах, составе и характере движения селевых масс.

Обстановка зарождения, главные факторы и механизм развития и другие особенности крупных и грандиозных оползней, обвалов и селевых потоков, нередко вызывающих катастрофические последствия, изучены недостаточно для их прогноза и обоснования защитных мероприятий. Над этими проблемами работают ученые и инженеры многих стран. Важным неизученным вопросом является механизм возникновения и движения в обломочно-глинистых грунтах, кор выветривания в обвально-осыпных накоплениях или в отвальных массах большой мощности, огромных, быстро перемещающихся на значительные расстояния своеобразных осовов, оползней и "каменных" лавин (в долине Зеравшана, в Хибинах, в Перу и др.). Один из подобных быстрых осовов или "каменных" лавин, который возник в обломочных отвалах в Хибинах, имел объем около 6 млн. м³ и с высокой скоростью, до 10 м/с и более, продвинулся по горной ложбине на 3300 м, был проанализирован С.С. Григоряном [3]. Было показано, что традиционные представления о кулоновском трении не соответствуют реальности. Нужны новые схемы и методы расчета для случаев, когда происходят смещения огромных обломочных масс, в которых изменяются напряжения и показатели прочности в зоне смещения при возрастающих скоростях и энергии на крутых высоких склонах.

Оценка современного состояния высоких склонов сложного геологического строения и прогноз крупных оползней всегда являются приближенными, и степень их достоверности обусловлена полнотой исходных данных, в первую очередь, представлениями о показателях изменяющейся прочности пород и о возможных типах, объемах, зонах ослабления массива и механизма движения оползней, которыми определяются схемы для расчетных и экспериментальных методов. Для прогноза сложных оползней больших объемов перспективны методы аналогий — сравнительно-геологических и по критериям геологического подобия, анализирующие геологическое строение и историю развития (реконструкцию) склонов и факторы возникновения оползней в историческом аспекте.

Учет влияния деятельности человека на образование или активизацию оползней наиболее реален по прогнозируемым или действующим техногенным факторам, как правило имеющим природные аналоги. Региональные и генетические закономерности формирования и распространения оползней разных типов и объемов, во взаимно обусловленном развитии которых участвуют другие геологические и иные природные процессы, являются основой для прогноза аналогичных явлений в данном и аналогичных районах [2].

Система мероприятий: по борьбе с оползневыми и существующими процессами; по стабилизации склонов; по защите от них территории и инженерных сооружений и по предотвращению опасных последствий — определяется типами оползней, факторами, их вызывающими, объемами, скоростями движения, ценностью охраняемой территории или объекта. Укрепление высоких склонов и предупреждение возникновения на них крупных и грандиозных оползней объемами в десятки и сотни миллионов кубометров — проблема весьма трудная, нередко технически и экономически нецелесообразная. В этих случаях инженерные мероприятия должны сводиться к регулированию по наиболее безопасному сходу оползневых и обвальных масс на заранее выбранную площадь; к предварительно запроектированным работам по предотвращению опасных последствий — проложению канала по спуску вод из образовавшегося озера; к организационным планам мобилизации строительных материалов, техники, транспорта, рабочего персонала и т. д.

Возможны случаи, когда технически реальны и экономически целесообразны мероприятия по защите сооружений и стабилизации склонов, на которых возникли или возможны грандиозные оползни и селевые потоки. Примерами достаточно успешного решения подобной сложной инженерной проблемы являются комплекс осуществляемых в СССР мероприятий по укреплению горного оползневого склона в г. Ангрене и реконструкция (увеличение высоты до 150 м и объема селехранилища) ранее созданной взрывом селезащитной плотины на Малой Алматинке, защитившей город от селевого потока 1973 г. Следовательно, реальны и целесообразны активные методы защиты от крупных оползней и селевых потоков, а не только меры по переносу объектов в другие районы или по предотвращению катастрофических последствий. Для успешного решения рассмотренной проблемы необходимы комплексные целеустремленные инженерно-геологические и гидрологические исследования, режимные наблюдения на натуральных полигонах и эксперименты на моделях по изучению влияния разных факторов и компонентов среды, механизма образования и движения оползней и селевых потоков. Основные закономерности развития оползней и селей в горных областях, где наиболее вероятны катастрофические исследования, рекомендации по методике их инженерно-геологического изучения и по мере защиты изложены в [1, 4, 7 и др.].

ЛИТЕРАТУРА

1. Золотарев Г.С. Геологические закономерности развития оползней и обвалов — основа теории их изучения и прогноза. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1974, № 4, с. 3—19.
2. Методика инженерно-геологических исследований высоких обвальных и оползневых склонов/ Под ред. Г.С. Золотарева, М. Янича. М.: МГУ, 1980. 183 с.
3. Ниязов Р.А. Формирование крупных оползней Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982. 155 с.
4. Оползни, исследования, укрепление/ Под ред. Р. Шустера, Р. Кризака. М.: Мир, 1980. 366 с.
5. Солоненко В.П. Сейсмозабужденные обвалы и земляные лавины Хаитского землетрясения. — В кн.: Геологические закономерности развития оползней, обвалов и селевых потоков. М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 4—18.
6. Федоренко В.С., Деникаев Ш.Ш., Лим В.В. Основные инженерно-геологические аспекты проблемы Сарезского озера. — Инж. геология, 1981, № 3, с. 70—86.
7. Zaruba Q., Mencl V. Landslides and their stabilization. Praha: Akademia, 1982. 324 с.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Н.В. Шебалин</i> (СССР). Землетрясение: очаг, опасность, катастрофа	3
<i>В.И. Кейлис-Борок, Т.Л. Кронрод, Г.М. Молчан</i> (СССР). Сейсмический риск для крупнейших городов мира.	10
<i>С.Х. Негматуллаев, К.М. Мирзбев, О.В. Соболева, А.С. Маламуд, В.И. Старков, Р.С. Михайлова, М.В. Кулагина, Э.Я. Старкова</i> (СССР). Активизация сейсмических процессов в региональных объемах литосферы и новый подход к проблеме долгосрочного прогноза землетрясений.	26
<i>Тан Тьонг-ки, Ченг Джиян Зонг, Лиу Джин</i> (КНР). Ортогональные сейсмические пояса и сейсмическое затишье	35
<i>Х. Беркхемер, Г. Пуркару</i> (ФРГ). Потенциальная сейсмичность района Центрального и Восточного Средиземноморья	43
<i>В.И. Кейлис-Борок, В.Г. Кособоков</i> (СССР). Комплекс долгосрочных предвестников для сильнейших землетрясений мира.	56
<i>П.И. Токарев</i> (СССР). Прогноз места, времени, энергии и опасности больших взрывов андезитовых вулканов	66
<i>Р.И. Тиллинг, Р.А. Байлей</i> (США). Программа изучения вулканической опасности в США	82
<i>Д.А. Свансон, Т.Дж. Касадевалл, Д. Дзуризин, С.С. Ньюхолл, С.Д. Мэлоун, С.В. Вивер</i> (США). Прогнозы и предсказание извержений вулкана Сент-Хеленс, США	92
<i>И. Якояма</i> (Япония). Вулканические процессы, обнаруженные при геофизических наблюдениях активности вулкана Узу в 1977—1982 гг.	105
<i>Р.Р. Диббл</i> (Австрия), <i>И.А. Нейн, В.Е. Нилл</i> (Новая Зеландия). Вулканическая опасность о. Северный, Новая Зеландия (обзор)	111
<i>К. Ишихара</i> (Япония). Динамический анализ вулканического взрыва	124
<i>А.С. Алексеев, В.К. Гусяков</i> (СССР). Об оценке цунамиопасности подводных землетрясений.	127
<i>Ч.Н. Го, В.М. Кайстренко, Қ.В. Симонов, Е.Н. Пелиновский, Н.А. Плинка, М.С. Сладкевич, С.Л. Соловьев</i> (СССР). Методы расчета цунамиопасности побережий	133
<i>Ай Наньшань</i> (КНР), <i>А.Е. Шейдеггер</i> (Австрия). О связи неотектонического поля напряжений с катастрофическими оползнями.	140
<i>Г.С. Золотарев</i> (СССР). Современные крупные оползни и селевые потоки; вопросы их прогноза и защиты	147

БЕСПЛАТНО

5324

